

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

ZESZYT 5

I OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ
1:50 000 ARKUSZ N-33-90-D REPTOWO

Opracował: W. Stankowski

II OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ
1:50 000 ARKUSZ N-34-124-C GĄBIN

Opracowali: U. Urhaniak, J. Kotarbiński

**WYKAZ ZESZYTÓW
PRZEGLĄDU ZAGRANICZNEJ LITERATURY GEOGRAFICZNEJ**

za ostatnie lata

1962

- 1 Geografia stosowana — 10 art. — Część I, z1 10.—
- 2 " " — 10 art. — Część II, z1 10.—
- " regionalna, 8 art., s. 219, z1 10.—
- 4 Zagadnienia teoretyczne geografii, 4 art., s. 180, z1 10.—

1963

- 1 Teoria ośrodków centralnych, art. 5, s. 180, z1 10.—
- 2 Metody statystyczno-matematyczne w geografii ekonomicznej, s. 139 + ryc. nlb., z1 10.—
- 3/4 Wybrane zagadnienia z oceanografii fizycznej, art. 12, s. 204, z1 10.—

1964

- 1 Założenia teoretyczne geografii zaludnienia, art. 15, s. 140, z1 21.—
- 2 Zadania i metody współczesnej klimatologii, art. 10, s. 196 z1 24.—
- 3 Wybrane zagadnienia krasu s. 164 + ryc. nlb., z1 24.—
- 4 Zagadnienia z problematyki limnologicznej, s. 180, z1 21.—

1965

- 1 Zagadnienia kartografii ogólnej, s. 138 + ryc. nlb., z1 21.—
- 2 Problemy krajów rozwijających się, 160 + nlb., z1 24.—
- 3 Tendencje integracyjne i dezintegracyjne w geografii XIX i XX wieku (w druku).
- 4 Problemy geografii fizycznej kompleksowej s. 141 + ryc. nlb. z1 24.—

1966

- 1 Perspektywy rozwoju badań geograficznych s. 196. z1 27,—
- 2 Geografia konsumpcji (w druku)
- 3/4 Geografia medyczna (w druku)

WYDAWNICTWA BIBLIOGRAFICZNE IG PAN

- S. LESZCZYCKI, B. WINID — Bibliografia Geografii Polskiej 1945—1951, 1956, s. 219, z1 29.—
- S. LESZCZYCKI, J. PIASECKA, H. TUSZYŃSKA-REKAWKOWA, B. WINID — Bibliografia Geografii Polskiej 1952—1953, 1957, s. 90, z1 24.—
- S. LESZCZYCKI, H. TUSZYŃSKA-REKAWKOWA, B. WINID — Bibliografia Geografii Polskiej, 1954, s. 67, z1 15.—
- Red. J. KOBENDZINA — Polska Bibliografia Analityczna. Geografia. Poz. 1—168, 1956, s. 88, z1 13.50
- Red. J. KOBENDZINA — Polska Bibliografia Analityczna. Geografia. Poz. 169—468, 1956, s. 105, z1 16.—
- Red. J. KOBENDZINA — Polska Bibliografia Analityczna. Geografia. Poz. 469—876, s. 127, z1 24.—
- Z. KACZOROWSKA — Zestaw zagranicznych czasopism i wydawnictw seryjnych z zakresu nauk o Ziemi, znajdujących się w bibliotekach polskich, 1958, s. 400, z1 100.—
- S. LESZCZYCKI, J. PIASECKA, B. WINID — Bibliografia Geografii Polskiej 1936—1954, 1959, s. 315, z1 78.—
- Red. J. KOBENDZINA — Polska Bibliografia Analityczna. Geografia. Poz. 877—1209, s. 94, z1 20.—
- Red. J. KOBENDZINA — Polska Bibliografia Analityczna. Geografia. Poz. 1210—1686, s. 151, z1 20.—
- Red. S. LESZCZYCKI — Bibliografia Geografii Polskiej — 1960, s. 320, z1 7. — (3 zesz. Dokumentacji Geograficznej).

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

ZESZYT 5

I OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ
1:50 000 ARKUSZ N-33-90-D REPTOWO

Opracował: W. Stankowski

Warszawa

1966
<http://rcin.org.pl>

KOMITET REDAKCYJNY:

Redaktor Naczelny: K. Dziewoński
Z-ca Red. Nacz.: D. Kosmowska-Suffczyńska
Członkowie Redakcji: T. Lijewski, H. Szulc, J. Szupryczyński
Sekretarz Redakcji: D. Kosmowska-Suffczyńska
Rada Redakcyjna: J. Barbag, J. Czyżewski, K. Dziewoński,
J. Dylík, R. Galon, M. Klimaszewski, M. Kiełczewska-Zaleska,
S. Leszczycki, A. Malicki, B. Olszewicz, A. Ziefhoffer

Redaktor techniczny: W. Spryszyńska

Nakład 300 egz.

Adres Redakcji: Instytut Geografii PAN, Warszawa
Krakowskie Przedmieście 30

Okladkę wydrukowano w Warszawskiej Druk. Naukowej

Zam. 833/D/66

<http://ccin.org.pl>

W. STANKOWSKI

OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ
1:50 000
ARKUSZ R E P T O W O

I W S T Ę P^x

Mapa Geomorfologiczna Polski 1:50 000 arkusz N 33-90=D Reptowo opracowana została na zlecenie Zakładu Geomorfologii i Hydrografii Niżu Instytutu Geografii Polskiej Akademii Nauk w Toruniu. Obszar jej wyznaczają następujące współrzędne: $53^{\circ}20'$ - $53^{\circ}30'$ szerokości północnej oraz $14^{\circ}45'$ - $15^{\circ}0'$ długości wschodniej. Opracowany teren zajmuje południowo-wschodnią część Niziny Szczecińskiej wraz z niewielkimi wycinkami jej obrzeżenia w postaci fragmentów wysoczyzny morenowej rozciągającej się w okolicy Stargardu i skrawka wału Puszczy Bukowej. Jakkolwiek na samym obszarze brak większych miejscowości, które ukatwiałyby umiejscowienie arkusza mapy Reptowo to w ogólnym ujęciu za granice obszaru można uznać południki miejscowości - Szczecina Dąbie i Stargardu oraz równoleżniki Goleniowa i N zakończenia jeziora Miedwie.

Badania terenowe rozpoczęto w 1957 r., a ukończono je w 1959 r.

^x Opis przygotowano do druku w 1963 r.

Kolejność opracowania była następująca:

- w 1957 r. - zbadano obszar objęty arkuszem mapy 1:25 000 N 33-90 Da,
- w 1958 r. - zbadano obszar objęty arkuszem mapy 1:25 000 N 33-90 Dc, oraz część południową terenu wchodzącego w skład arkusza mapy 1:25 000 N 33-90 Dd,
- w 1959 r. - dokończono badania w obrębie arkusza mapy 1:25 000 N 33-90 Dd i zbadano teren ograniczony arkuszem mapy N 33-90 Db.

Analizując opracowany teren stosowano kryteria morfologiczne, litologiczne, strukturalne, oraz teksturalne. W celu uzyskania pełniejszego obrazu kształtowania się rzeźby tej części Pomorza Zachodniego odbyto szereg rekonesansowych wyjazdów poza granice opracowania.

II PRZEGLĄD LITERATURY

Okolice Szczecina tak bardzo urozmaicone pod względem geologicznym i geomorfologicznym od dawna interesowały geologów jak i geografów, doczekały się więc szeregu opracowań. W przeważającej większości dotychczasowe publikacje obejmowały znaczne obszary, w obrębie których teren interesujący autora stanowił jedynie drobny wycinek. W chronologicznym rozwoju poznania tej części Zachodniego Pomorza wyróżnić należy dwa etapy. Pierwszy etap opracowań stanowią badania niemieckie, a drugi wyniki dociekań badaczy polskich.

Analizując dorobek naukowy autorów niemieckich, nie można pominąć bardzo istotnej, interpretacyjnej

oraz metodycznej dwudzielności ich opracowań.

Jedną z grup stanowią publikacje takich badaczy jak - Deecke W. /1907, 1911/, Jaeckel O. /1910/, Linstow O. /1913/, Richter R. /1920/, Sieberer K. /1921/, Wahnschaffe F. /1924/, którzy opierając się na bogatym materiale faktograficznym oraz doskonałej znajomości terenu napisali prace szczegółowe dotyczące geologii i geomorfologii okolic Szczecina. We wszystkich wymienionych opracowaniach na pierwsze miejsce wysunęły się zagadnienia geologiczne i to głównie w obrębie Wzniesień Szczecińskich. Nizinie Szczecińskiej poświęcono znacznie mniej miejsca. Wymienieni badacze opowiadali się za tektoniczno-glacialnym pochodzeniem Wzgórz Szczecińskich jak i całego obszaru okolicy Szczecina. Podkreślali oni działalność tektoniczną na omawianym obszarze w okresie ostatniego interglacjału. Według Deeckego W. /1907/, w tym właśnie okresie powstały tutaj, rozpoznane wierceniami w utworach kredy liczne krawędzie typu uskokowego o wysokościach zrzutu dochodzących do 125 m. Łądolód ostatniego glacialu pozostawił więc rzeźbę silnie powiązaną z ukształtowaniem terenu, na który się nasunął. Egzaracyjna działalność łądolodu doprowadziła wprawdzie do usunięcia z powierzchni wydźwigniętych horstów kredowych utworów starszych zlodowaceń, a w wielu wypadkach do odrywania także wielkich bloków kredowych, które obecnie tkwią w materiale zwałowym, ale nie zdołała zatrzeć napotkanej rzeźby tektonicznej. W konsekwencji powstał malowniczy oraz niezwykle urozmaicony krajobraz.

Na drugą grupę publikacji niemieckich dotyczących omawianego obszaru składają się syntetyczne prace Keilhacka K. /1896, 1898, 1904, 1930/, Uhdena R. /1927/ i Woldstedta P. /1935/. Badacze ci nie opierali się na szczegółowych pracach terenowych, a konstruowali swe mapy geomorfologiczne oraz obszerne syntezy morfogenetyczne głównie na podsta-

wie materiału topograficznego popartego wiadomościami natury ogólnej i znajomością analitycznych publikacji innych autorów, a często podstawą do uogólnień były przypuszczenia. Tylko w nielicznych wypadkach uciekali się oni do badań w terenie. W obrębie tej grupy publikacji znajdują się pozycje szczególnie ważne dla autora niniejszego opisu, ponieważ bezpośrednio dotyczą skartowanego terenu. Uhden R. /1927/ w swej zbiorczej pracy obszernie omówił między innymi rozwój morfologiczny Niziny Szczecińskiej, natomiast Keilhack K. /1898/ opisując Pradolinę Pomorską wskazał na jej powiązanie i syngenetyczność z terasami Niziny Szczecińskiej. W innej pracy Keilhack K. /1896/ scharakteryzował pole drumlinowe w okolicy Stargardu.

Dorobek naukowy badaczy polskich zajmujących się problematyką geologiczną i geomorfologiczną rejonu Szczecina również jest bardzo obszerny. I w tym przypadku pozycje analityczne przeplatają się z pracami syntetycznymi.

Już Lewiński J. /1929/ i Pawłowski S. /1937/ w swych pracach o syntetycznym charakterze omówili między innymi niektóre cechy budowy geologicznej i rzeźby omawianego terenu.

W 1948 r. ukazało się szereg prac dotyczących okolic Szczecina. Przede wszystkim wymienić należy opracowanie Brinkena J. /1948/, który podsumował dotychczasowy dorobek autorów niemieckich uzupełniając go własnymi badaniami terenowymi. Pozostałe prace zawarte są w publikacji zbiorowej "Monografia Odry". Zamieścili tam swoje artykuły między innymi Czekańska M. /1948/ i Galon R. /1948/.

W latach następnych ukazało się szereg atlasów i map geologicznych oraz geomorfologicznych Polski: Rühle E. /1952/, Różycki S.Z. /1953, 1954/, Rühle W. /1957/. Oczywiście obejmują one także rejon Szczecina.

Czekalska A., Krygowski B. /1957/ w przewodniku Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geograficznego w Szczecinie, omówili wiele aspektów budowy geologicznej i rozwoju morfologicznego tej części Polski.

Krygowski B. /1959/ wykazał związek istniejący pomiędzy ~~kształtującą~~ rzeźbą a strukturą podłoża na Pomorzu Szczecińskim. W pracy tej poruszono również zagadnienia stratygraficzne czwartorzędu.

Galon R. /1961a/ omawiając rozwój Pradoliny Noteci-Warty i historię odwodnienia Polski północno-zachodniej również nawiązał do Niziny Szczecińskiej, szkicując pewne etapy jej rozwoju.

Galon R., Roszkówna L. /1961b/ omawiając recesję lądolodu bałtyckiego scharakteryzowali także przebieg tego procesu na Pomorzu Zachodnim, Stankowski W. /1961, 1963/ przedstawił niektóre elementy rozwoju geomorfologicznego okolic Szczecina, przy czym najdokładniej omówił rzeźbę eoliczną.

Schoensich K. /1962/ analizując rozmiary i znaczenie czwartorzędowych procesów tektonicznych w północno-zachodniej Polsce, wiele miejsca poświęcił rejonowi Szczecina.

Reasumując powyższe uwagi na temat polskich opracowań geologii i geomorfologii okolic Szczecina, należy stwierdzić, że rzeźba tego obszaru powstała w wyniku działania procesów egzogenicznych przy współudziale czynników endogenicznych. Należy wreszcie podkreślić, iż powyższy przegląd literatury nie ma być bibliografią prac dotyczących okolic Szczecina, a wskazuje jedynie na pozycje w jakiś sposób wyzyskane przez autora.

III CHARAKTERYSTYKA FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA TERENU

a. Stosunki hipsometryczne

Teren objęty arkuszem Mapy Geomorfologicznej 1:50 000 Reptowo cechują dosyć znaczne różnice wysokości bezwzględnych przy niezbyt urozmaiconej rzeźbie /ryc.1/. Obszar ten w północno-zachodniej części przylega do jeziora Dąbie i tutaj występują największe wysokości rzędu 1,5 - 2 m n.p.m. Maksymalne wzniesienia ponad 60 m n.p.m. znajdują się w południowo zachodnim narożniku mapy. Różnica wysokości wynosi zatem około 60 m. W rzeźbie omawianego terenu wywypukła się wyraźna strefowość. Wschodnia i południowa część obszaru jest bowiem znacznie wyższa od reszty terenu. Należy podkreślić, że kontakt obszarów o różnej wysokości bezwzględnej ma zdecydowany charakter, w postaci stromych zboczy.

Jak już podkreślono, najniżej położone tereny znajdują się w zachodniej i południowo zachodniej części obszaru /1,5 - 2 m n.p.m./. Posuwając się ku wschodowi teren łagodnie się podnosi, osiągając poprzez kilka niewidocznych na rysunku poziomowym stopni /ryc.1/, wysokości rzędu 20 - 23 m n.p.m. W przedziale wysokościowym 15 - 25 m n.p.m. zawarta jest przeważająca część skartowanego terenu. W południowo zachodniej części arkusza mapy, znajduje się ostro zarysowane wzniesienie. Nie stanowi ono jednak zwartej całości, ponieważ rozcina je wąska i głęboka dolina Płoni. Dno tej rzeki znajduje się na wysokości rzędu 15 m n.p.m. Teren po wschodniej stronie doliny Płoni charakteryzuje się wysokościami 35 - 37 m n.p.m. i stosunkowo wyrównaną powierzchnią o deniwelacjach około 6 m. Drugą część omawianego wzniesienia stanowi północno-zachodni skrawek

wzgórz Puszczy Bukowej. Obserwuje się tutaj stałe zwiększenie wysokości, które na skraju arkusza osiąga wartość ponad 60 m n.p.m. Wschodnią część opracowania zajmuje teren o wysokości około 58 - 35 m n.p.m., wyraźnie zarysowanych zboczach i falistej powierzchni. Deniwelacje wahają się tutaj w granicach 7 - 10 m. Teren obniża się od północy /55- 57 m n.p.m./ ku południowi /35 - 37 m n.p.m./. I ten wyniesiony obszar nie przedstawia zwartej całości, ponieważ rozcina go dolina Iny, której dno znajduje się na wysokości około 16 m n.p.m.

Omówione tutaj pokrótce zróżnicowanie wysokościowe terenu zawartego w obrębie opracowanej mapy, ilustrują profile /ryc.2/.

b. Budowa geologiczna

Budowa geologiczna terenu objętego kartowaniem scharakteryzowana zostanie na podstawie analizy niemieckich map geologicznych w skali 1:25 000 i terenowych obserwacji autora. Zagadnienia głębszego podłoża oraz stratygrafii potraktowane zostaną w sposób ogólny na podstawie literatury.

Skartowany teren obejmujący południowo-wschodnią część Niziny Szczecińskiej, stanowi małeńki wycinek regionu geologicznego tak zwanej Niecki Szczecińskiej /Synklinorium Szczecińskiego/. Wschodnim obramowaniem tej niecki jest znajdujące się nieopodal Antyklinorium Pomorskie, a południowym Monoklina Przedsudecka. Jaśkowiak M. /1961/ interpretuje Synklinorium Szczecińskie jako obszar składający się z szeregu fałdów, horstów, zapadlak i uskoków. Amplitudy tych deniwelacji o których z innych źródeł wiemy, że osiągają 120 m, wznoszą się w kierunku Antyklinorium Pomorskiego. Na tak bardzo urozmaiconej powierzchni mezozoicznej leży niemniej zróżnicowana seria osadów trzeciorzędowych. Po-

wierzchnia utworów mioceńskich i plioceńskich charakteryzuje się głębokimi dolinami i ostro sarysowanymi garbami. Ponadto nie ma ona ciągłości. Rzeźba ta powstała zapewne nie tylko w wyniku działalności czynników egzogenicznych, ale także dzięki tektonice. Wskazują na to obok prac starszych, również najnowsze publikacje - Krygowski B. /1959/, Schoeneich K. /1962/. Utwory trzeciorzędowe reprezentowane przez piaski kwarcowe z lignitem, węgiel brunatny, piaski glaukonitowe, ropy i żwirzy kwarcowe są częściowo przemieszane, a na ogół przykryte pokładną serią osadów czwartorzędowych. Materiały plejstocenijskie zawierają w sobie wiele porwaków starszego podłoża, będących przejawem działalności glaciitektonicznej. Właśnie z egzogeniczną i glaciitektoniczną działalnością lodolodów, a przynajmniej ostatniego z nich, wiąże się brak pełnych profili stratygraficznych plejstocenu. Rola starszych zlodowaceń w kształtowaniu rzeźby tego obszaru jest całkowicie nieznana. Nie ulega wątpliwości, że decydujący wpływ na morfologię terenu i powierzchniową budowę geologiczną Basenu Szczecińskiego miało zlodowacenie Bałtyckie - lodolód tego okresu oraz jego wody roztopowe. W późnym glacialu to inicjalne zróżnicowanie powierzchniowej budowy geologicznej zostało jeszcze bardziej urozmaicone, a holocen dopełnił reszty.

Już pierwsze spojrzenie na ryc.3 przekonuje, że istnieje wyraźna zależność pomiędzy ukształtowaniem powierzchni oraz zróżnicowaniem powierzchniowej budowy geologicznej. Obszar Niziny Szczecińskiej odcina się od reszty terenu w sposób zdecydowany. Budują ją piaski drobnoziarniste i średnioziarniste ze żwirkami akumulacji wodnej. Badania strukturalne i teksturalne wskazują, że wody formujące stropowe serie piasków zalegających na skartowanym terenie, płynęły od południa /por. ryc.4/. Drobno-

ziarnistość tych osadów umożliwiła intensywny rozwój procesów eolicznych. Efektem są licznie występujące piaski wydmyowe. Jakkolwiek piaski eoliczne skupiają się głównie na obszarze Niziny Szczecińskiej, to także spotkać je można na obszarach sąsiednich, szczególnie w południowej części opracowania. Dla Niziny Szczecińskiej charakterystycznymi osadami są także torfy i mursze. Występują one głównie wzdłuż dolin Iny i Płoni oraz w sąsiedztwie jez. Miedwie oraz nieobjętego kartowaniem jez. Dąbie /w część terenu/. Południowy pas tych osadów łączy ponadto jez. Miedwie z rzeką Iną. Rozległe obszary zbudowane z torfów i murszy znajdują się także w obrębie piasków terasowych. Niewielkie fragmenty utworów organicznych występują również w obrębie utworów zwałowych. Miąższość tych osadów waha się na skartowanym terenie w granicach 0,5 - 3,5 m. Południowo-zachodnia część mapy cechuje się najbardziej urozmaiconą budową geologiczną. Pod stosunkowo cienką warstwą piasków /1-2 m/ bądź bezpośrednio na powierzchni, występują tutaj takie osady jak: piaski, żwiry i gliny plejstoceny, iły septariowe, piaski lub żwiry kwarcowe. Pozostałe osady budujące powierzchnię w południowej i wschodniej części mapy to piaski gliniaste, gliny, iły oraz piaski i żwiry zwałowe. Przegląd osadów zamakają piaski i żwiry ozów, reprezentowane fragmentarycznie we wschodniej części mapy.

c. Niektóre cechy klimatu

Klimat Basenu Szczecińskiego, którego częścią składową jest opracowany teren, uwarunkowany jest położeniem geograficznym oraz bliskością wielkich zbiorników wodnych. Według Zierhoffer'a A. /1948/ średnia roczna temperatura wynosi tutaj $+8^{\circ}$, a średnia temperatura lipca $+18^{\circ}$, zaś izoterma stycznia -1° . Amplitudy roczne są małe, wynoszą 19° , w ciągu roku temperatura powyżej 5° utrzymuje się

przez około 215 dni. Okres wegetacyjny trwa od 209 - 215 dni. Takie warunki termiczne powodują, że przeważającym opadem na tym obszarze jest deszcz. Śniega pokrywa śnieżna utrzymuje się średnio przez około 40 - 50 dni w roku. Średni opad roczny wynosi dla całego obszaru około 520 mm. Występuje wyraźne zróżnicowanie przestrzenne opadu. Na przykład w Goleniowie w okresie od 1952 do 1960 r. zanotowano średni opad w wysokości 685 mm /Drabik M. 1962/, co daje sąsiednią różnicę w stosunku do średnich wieloletnich. Nasilenie opadów przypadające na czerwiec, lipiec, sierpień, a luty, marzec i kwiecień oraz listopad były miesiącami najbardziej suchymi. Podobnie kształtował się rozkład opadów w tym samym okresie /1952-1960/ w Stargardzie. Stacja ta zanotowała znacznie niższy opad średni - 512 mm /Drabik M. 1962/. Powyższe zróżnicowanie tłumaczy Paszyński J. /1955/, który na podstawie bogatego materiału obserwacyjnego wykazał, że istnieje zależność pomiędzy ilością opadów atmosferycznych, a hipsometrią i salinitą. Obszary wyniesione i zwarte kompleksy lasne otrzymują więcej opadów. Na skartowanym terenie, zatem obszary Puszczy Goleniowskiej i wzgórz Puszczy Bukowej charakteryzują się większym opadem od dolin rzek i pozostałych niezalesionych części Niziny. Stąd tak duże różnice pomiędzy sumą opadów w Goleniowie i Stargardzie. Na badanym terenie przeważają wiatry z zachodu, a bardzo częstymi są południowo-zachodnie i północno-zachodnie. Te ostatnie są wyjątkowo częste wczesną wiosną i późną jesienią.

d. Wody powierzchniowe

Opracowany teren cechuje się słabo rozwiniętą siecią wodną /ryc.5/. Znajdują się tutaj wprawdzie niewielkie odcinki dwóch rzek - Iny i Płoni, północny skrawek jez. Miedwie, kilka niewielkich jezior

rek i wreszcie szereg cieków bądź rowów melioracyjnych, ale stanowią one łącznie zaledwie 2,5% powierzchni.

Głównym reprezentantem sieci wodnej jest tutaj fragment dolnego brzegu rzeki Iny. Jej koryto posiada na omawianym terenie około 16 km długości podczas gdy cała rzeka liczy 122 km /Drabik M. 1962/. Spadek nie przekracza tutaj 6,5 m, co daje około 0,3 - 0,4 ‰. Stany wody na rzece Inie według Stacji Wodowskazowej w Goleniowie za lata 1951 - 1960 /Drabik M. 1962/ wahają się w granicach 90 - 240 cm. Zmienność jest więc dosyć mała. Powodem tak nieznacznych amplitud wydaje się być duża retencja jezierna w górnej części dorzecza Iny. Maksymalne przepływy wody Iny przypadają na okres wiosenny. Należy podkreślić, że wody tej rzeki na odcinku poniżej Stargardu są silnie zanieczyszczone z uwagi na istnienie wielu zakładów przemysłowych w okolicy tego miasta. Rzeka posiada dobrze wykształconą dolinę z kilkoma terasami. Poziomy wyższe zbudowane są z utworów piaszczysto-żwirowych. Najniższy poziom charakteryzuje się występowaniem dosyć zwartej pokrywy torfowo-murszowej. Koryto rzeki wcięte jest w ten poziom na głębokość około 1 m i odznacza się licznymi meandrami. Często występują starorzecza.

W południowo-zachodniej części obszaru znajduje się siedmio kilometrowy odcinek drugiej rzeki - Płoni. Jej spadek wynosi tutaj około 1,5 m, a zatem 0,2 - 0,3 ‰. Na tej rzece zmienność przepływów jest jeszcze mniejsza niż na Inie, dzięki ogromnemu zbiornikowi retencyjnemu jeziora Miedwie, przez który Płonia przepływa. Wody tej rzeki są także znacznie czystsze od wód Iny. Na omawianym odcinku Płonia posiada płaskie i zatorfione dno oraz strome zbocza pozbawione wyraźnych załamów terasowych.

Oprócz tych dwóch rzek na skartowanym terenie występuje jeszcze szereg cieków i rowów melioracyjnych. Większość z nich to dopływy Iny, głównie prawobrzeżne. Odwadniają one obszar o większych wysokościach znajdujący się we wschodniej części opracowania. Jedyne większe lewobrzeżne dopływy Iny wpadają do rzeki w rejonie Sowna. Jeden z nich znaczy szlak dawnego połączenia Iny z misą jeziora Niedwie. Pozostałe cieką są dopływami jeziora. Odwadniają one obszary podmokłe i zatorfione. U ich źródeł znajdują się liczne rowy melioracyjne.

Dział wodny pomiędzy dorzecziami Iny i Płoni przebiega na omawianym terenie od południowo-wschodu na północny-zachód. W części zachodniej dorzecza te są oddzielone obszarem odwadnianym wprost do jeziora Dąbie.

Jeziora skartowanego terenu - to północna część jeziora Niedwie /3677 ha powierzchnia, 42 m maksymalna głębokość - Drabik M. 1962/, sztuczny zbiornik na rzece Płoni oraz szereg małych jezior i "oczek" przeważnie typu wytopiskowego skupionych na terenach wymienionych.

e. Roślinność

Niniejsze uwagi dotyczące roślinności /głównie wysokopiennej/ na skartowanym obszarze oparto o dwie syntetyczne publikacje - Wodziczko A., Urbański J., Czubiński Z. /1948/ i Czubiński Z. /1950/.

Nawiązując do podziału geobotanicznego Pomorza /Czubiński Z. 1950/ obszar skartowany należy do II krainy wyróżnionej przez tego autora, a nazwanej "Bałtycka kraina lasów bukowych i mieszanych". Od północy z krainą tą sąsiaduje "Kraina wybrzeża"/I/, zaś od południa "Zachodniopolska kraina lasów mieszanych i sosnowych z udziałem buka" /II/. Nizina

Szczecińska oraz jej bezpośrednio wschodnie i południowe obrzeżenie nasiaduje z okręgiem północno-zachodnim II krainy Czubiński Z. /1950/. Podział wcześniejszy, opracowany przez Wodziszkę A., Urbańskiego J., Czubińskiego Z. /1948/ włącza interesujący nas obszar do "Bałtyckiej dzielnicy lasów bukowych i mieszanych".

Jakkolwiek obydwie podziały silnie akcentują tutaj występowanie buka, to jednak występuje on ze zmienną intensywnością. Czubiński Z. /1950/ pozostawia zresztą Nizinę Szczecińską poza obrębem strefy powszechnego występowania buka. Hueck K. na swej mapie przedstawiającej rolę buka w pierwotnych lasach Pomorza, teren niniejszego opracowania włączył do dziedziny, w której buk występuje tylko w domieszcze, a obszary sąsiadujące z jeziorem Dąbie określił jako "niskie tereny bez buka". Arkusz mapy Reptowo skupia więc obszary o znacznym zróżnicowaniu roślinnym.

Wzniesienia w południowo-zachodnim skrawku opracowanej mapy porośnięte są lasem bukowym, wśród którego występują: dąb, grab, wiąz, jawor, klon, lipa drobnolistna i leszczyna. Mniej więc podobnym drzewostanem charakteryzują się pozostałe wzniesione tereny z południowej i wschodniej części terenu. Obok mieszanych występują tutaj lasy bukowo-dębowe. Oczywiście spotyka się także zbiorowiska iglaste z przewagą sosny. O ile jednak obszar położony pomiędzy Płonią i jeziorem Miedwie jest silnie zalesiony, to na pozostałych terenach wymienionej strefy wysoko-pienna roślinność nie stanowi zwartych kompleksów. Obszar Niziny Szczecińskiej w większości jest zalesiony i to drzewostanem iglastym, wśród którego zdecydowanie przeważa sosna. Rosną tam także buk, brzoza, dąb i inne drzewa liściaste.

^x Według Czubińskiego /1950/.

Według Czubińskiego Z. /1950/ w skład flory Pomorza wchodzi duży odsetek gatunków roślin naczyniowych, reliktyw glacialnych i postglacialnych oraz elementów atlantyckich, arktyczno-alpejskich, borealnych i górskich.

f. Gleby

Rozmieszczenie gleb na omawianym obszarze charakteryzuje się strefowością podobną do obserwowanej w przypadku ukształtowania powierzchni lub zróżnicowania geologicznego /ryc.6/. Nizina Szczecińska i pod względem glebowym wyraźnie odcina się od jej obramowania. Ma bowiem miejsce wyraźna prawidłowość zmienności typologicznej gleb, mimo że przeważają gleby biellicowe.

Gleby biellicowe reprezentowane na skartowanym terenie są biellicami właściwymi, glebami darniowo biellicowymi i pseudobiellicowymi. Miąższość tych gleb oraz sposób wykształcenia w ich obrębie poziomów genetycznych waha się znacznie. Na zróżnicowanie to składają się - rodzaj roślinności, skład mechaniczny i chemiczny gleb oraz stosunki wodne. Gleby biellicowe spotykane na opracowanym terenie podzielić można na:

- I. gleby biellicowe wytworzone z piasków, do których należą -
 - a/ luźne /zawierające w wierzchnich warstwach do 5% części o średnicy 0,02 mm/,
 - b/ słabogliniaste /zawierające w wierzchnich warstwach 5-10% części o średnicy 0,02 mm/. Skupiają się one w obrębie Niziny Szczecińskiej. Należy podkreślić, że występują tu rozległe obszary gleb wykształconych na piaskach wdmowych.

c/ gliniaste /zawierające w wierzchnich warstwach 10-20% części o średnicy 0,02 mm/. Gleby te znajdują się w wysoczyźnie morenowej w środkowej partii wschodniej części opracowania.

II. Gleby biellicowe utworzone z glin swałowych oraz z piasków naglinowych i maikowych - lekkie /zawierające w wierzchnich warstwach do 20% części o średnicy 0,02 mm/ oraz średnie /zawierające w wierzchnich warstwach 20-35% części o średnicy 0,02 mm/. Występują one na obszarze wysoczyzny morenowej falistej i wzgórz Puszczy Bukowej. Tak więc w obrębie wymienionych jednostek fizjograficznych spotyka się silniejsze gleby biellicowe niż na Nizinie Szczecińskiej.

W północno-wschodniej części skartowanego terenu znajdują się najlepsze gleby. Są one utworzone ze skał zawierających dużo węglanu wapnia przy współdziałaniu roślinności łąkowej - można je określić jako czarne ziemie zdegradowane.

Ostatnią grupę gleb znajdujących się w obrębie mapy są gleby bagienno-błotne. Skupiają się na Nizinie Szczecińskiej, głównie wzdłuż dolin rzecznych i w sąsiedztwie zbiorników jeziernych oraz jako rozległe odosobnione płaszczyny, bądź podłużne wąskie wstęgi. W ich skład wchodzi gleby torfowe, utworzone z torfów torfowisk niskich. Występują one w zachodniej części terenu przy jeziorze Dąbie i wzdłuż południowo-wschodniej części koryta Iny. Pozostałe gleby to kompleks gleb mułowo-bagiennych, gleb murszowych i gleb torfowisk płytkich.

IV FORMY TERENU

1 Wzgórze moreny czołowej

Wzgórze moreny czołowej reprezentowane są na omawianym terenie jedynie na niewielkiej powierzchni w południowo zachodnim narożniku mapy. Jest to właściwie mały wycinek północno-wschodnich zboczy potężnego wału Puszczy Bukowej. Najwyższy punkt tej imponującej formy posiada wysokość 147 m n.p.m., a w obrębie opracowania zaledwie 60 m n.p.m. Mapa obejmuje zatem fragment podstawy zboczy tej formy. Glacitektoniczny charakter omawianej moreny jest bezsporny /Krygowski B. 1955/. Zdziwiał jednak bogactwo struktur glacitektonicznych jak i osadów biorących udział w zaburzeniach. Na odcinku badanym stwierdzono także zaburzenia. Biorą w nich udział głównie osady akumulacji wodnej, rzadziej gliny. Spotyka się także utwory starsze, np. ilły septariowe, które gdzieś pojawiają się na powierzchni. Zbocza formy są strome /miejscami do 25-28°/ i porożcinane dolinami opadającymi ku obniżeniu Płoni.

2 Wysoczyzna morenowa falista

Wysoczyzna morenowa falista reprezentowana jest na omawianym terenie w trzech odrębnych fragmentach. Wszystkie te odcinki bardzo wyraźnie się różnią.

Pierwszym z nich jest obszar z południowej części mapy, położony pomiędzy obniżeniem Płoni, a misą jeziora Miedwie. Jest to odcinek najmniej urzeźbiony, charakteryzujący się dwudzielnością litologiczną

ną. Część zachodnia zbudowana jest z piasków, pokrywających warstwą 2,5 - 4 m utwory gliniaste i gliniasto-żwirowe. Część wschodnią natomiast budują piaski ze żwirami, glina piaszczysta i glina. Już Keilhack K. /1896/ obszar ten zaklasyfikował jako morenę denną wyróżniając jednak w jej obrębie drumliny. Według autora niniejszego opisu, drumliny nie występują na omawianym fragmencie wysoczyzny morenowej.

Drugi z wymienionych wycinków rozpościera się po wschodniej stronie zakłębłości jeziora Miedwie i jest odcięty od reszty falistej wysoczyzny morenowej, doliną Iny. W całości zbudowany jest z utworów gliniastych i cechuje go występowanie długich /do 3,5 km/ wąskich /do 0,7 km/ o płaskiej powierzchni form - są to drumliny. Zbocza ich posiadają nieznaczne nachylenia od 0,5 do 3°. Obszar urozmaicony jest przez wały ozów i formy wytopiskowe.

Wreszcie wycinek trzeci, budową geologiczną nie odbiegający od drugiego, różni się od niego w zasadniczy sposób ukształtowaniem powierzchni. Drumliny są tutaj bardzo zwarte i znacznie mniejsze. Nie są także elementem decydującym w rzeźbie. Największe przestrzenie zajmują tutaj wytopiska. Z pozostałych form wymienić tutaj wypada ozy, rynny glacialne i formy exorazyjne.

Zbocza falistej wysoczyzny morenowej, wszystkich trzech odcinków, stromo opadające ku nizinie Szczecińskiej są silnie pocięte dolinkami i parowami sięgającymi głęboko w obręb wysoczyzny. Stosunek budowy geologicznej tych obszarów względem siebie przedstawiają profile /ryc.7/.

Ten krótki przegląd opisywanych obecnie form wskazuje że dominującym elementem rzeźby są tutaj drumliny. Zostaną więc one omówione szerzej.

Drumliny skupione na omawianym terenie stanowią wycinek zachodniej części stargardzkiego pola drumlinowego. Pole to zajmuje zachodnią część Zaścianego Pomorza. Stanowi ono rozległy obszar ograniczony od zachodu Niszą Szczecińską i doliną Giry, a od południa oraz wschodu głównym pasmem morenowym tak zwanego Stadiału Pomorskiego. Jest to z całą pewnością największe pole drumlinowe w Polsce, a zarazem w Europie. Powierzchnia jego wynosi około 4000 - 5000 km² a ilość drumlinów ocenia się na około 3000 /Keilhack K. 1896, Krygowski B. 1955/.

Najobszerniejszą pozycją opisującą formy drumlinowe omawianego pola jest praca Keilhacka K./1896/. Autor ten w następujący sposób charakteryzuje morfologię tych form. Ich długości wahają się od 100 m do kilku kilometrów, szerokości też są różne 10 - 100 m długości, wysokości zmieniają się od 10 do 20 m, rzadziej powyżej 20 m, z wyjątkowo ponad 30 m. Najwyższe i największe typowe drumliny znajdują się w okolicy Stargardu i to na północny wschód i południowy zachód od miasta. Praca Keilhacka K. /1896/ jest pozycją opisową, w związku z czym nie odpowiada wymogom współczesnego stanu wiedzy. Zachodzi zatem konieczność wszechstronniejszego opracowania tego zagadnienia. Autor niniejszego opisu poczynił szereg obserwacji morfologicznych, strukturalnych i teksturalnych w obrębie omawianych form. Pewne dane uzyskano z prac magisterskich wykonanych w Katedrze Geografii Fizycznej UAM przez Mityka J. /1958/ i Walendowskiego H. /1958/. W oparciu o materiały własne i wymienione źródła, podjęta została próba omówienia drumlinów skupionych na skartowanym terenie. Nie znaczy to wcale, że problem ten zostanie definitywnie rozwiązany.

Najwszechstronniej zbadane zostały drumliny występujące na obszarze pomiędzy zakłęsłością jeziora

Miedwie i doliną Iny, i to głównie dzięki analizie dokonanej przez Mityka J. /1958/. Pomijając cpie morfometryczny poczyniony już poprzednio, uwaga skierowana zostanie na budowę geologiczną, strukturę i teksturę drumlinów.

Budowa geologiczna drumlinów jest dosyć urozmaico-
na. Dominującymi osadami są gliny zwalowe wykształ-
cone w dwóch różniących się kolorem formacjach oraz
piaski ze żwirami. W większości form materiały te
tworzą powtarzający się układ: od góry glina o za-
barwieniu brązowym, której miąższość zasadniczo nie
przekracza 2 m /czasami 2,5 m, wyjątkowo 3 m/. Nie
jest ona warstwowana. Cechują ją natomiast sporadycz-
ne przewarstwienia wapniste o poziomym ułożeniu. Glin-
na ta zwykle jest przzerwana w obrębie większych za-
głębień międzydrumlinowych. Pod secharakteryzowanym
osadem zalegają utwory akumulacji wodnej o zmiennej
miąższości w obrębie poszczególnych drumlinów jak i
wzdłuż profilów podłużnych pojedynczych form. Miąż-
szość waha się od kilku centymetrów do 1,6 m. Cechą
tych utworów jest wzrost gruboziarnistości ku spą-
gowi. Serie te spotyka się najwcześniej w środkowych
i północnych fragmentach drumlinów. Wydaje się, że
pod względem wiekowym wiązać je należy z regresją lą-
dolodu, którego efektem jest glina dolna. Dowodami
na to wydają się być: powiązanie tych serii z resi-
duum kamienistym występującym w stropie gliny dolnej
oraz stałe drobnienie ziarna ku górze. Trzecią serią
od góry jest glina o szarym zabarwieniu. Wykazuje
ona wyraźne spękania pionowe i poziome. Powierzchnia
tej gliny jest urozmaico-
na. Najwyżej wznosi się ona
w obrębie drumlinów, a w zagłębieniach pomiędzy ty-
mi formami zapada w głąb. Ta generalna zgodność urzeź-
bienia powierzchni tej gliny nie koreluje jednak z
powierzchnią terenu. Kulminacje drumlinów nie pokry-
wają się z kulminacjami gliny szarej. Taką samą bu-
dowę posiadają drumliny z okolicy Klępina /Walendow-

ski H. /1958/ oraz formy spotykane w północno-wschodniej części opracowania. Przedstawioną zmienność litologiczną w obrębie przebadanych form dokumentują - rysunki odsłoneń /ryc.8/ i profile /ryc.9/.

Obniżenia międzydrumlinowe w przewodze wypełnia piasek, a czasami utwory ilaste wśród których dominują łąki warwowe. Stosunkowo powszechne są terfy.

Bardzo istotnym elementem geologicznym zbeczy drumlinów są pokrywy typu kongeliflukcyjnego. Miąższości ich wzrastają ku dołowi, nie przekraczając jednak 3 m /Mityk J. 1958/.

Uogólniając można stwierdzić, że osie morfologiczne drumlinów mają przebieg zgojny z osiami strukturalnymi warstw. Upady warstw zaś są zorientowane ku obrzeżeniu form, a ich wartości wahają się w granicach 1 - 6^o czasami do 10^o. Takie same badania w glinie górnej podkreśliły zgodność ułożenia głazików z osiami morfologicznymi form. Natomiast układ osi głazików w glinie dolnej jest nieznacznie odchyłony w stosunku do osi morfologicznych drumlinów. Bardzo znamienym jest fakt, że istnieje wybitna zbieżność wyników osiągniętych w obrębie tych samych serii w różnych punktach obserwacyjnych.

Do podobnych konkluzji doprowadziły badania teksturalne w postaci analizy uziarnienia i uproszczonego składu petrograficznego. Poszczególne gliny różnią się między sobą nieznacznie, ale w obrębie tych samych osadów, w tym również i piasków, zgodność jest bardzo wyraźna.

Na zakończenie wypada postawić pytanie - czy formy tutaj opisane rzeczywiście są drumlinami? Walszowski H. /1958/ przeprowadził studia porównawcze tych form z drumlinami Burrella wykazując wiele cech wspólnych jak i istotnych różnic. Wydaje się, że należy przychylić się do jego poglądów jak i sformu-

wał innych badaaczy tego regionu i zaklasyfikować opisane formy do drumlinów, które wykształcone zostały na podłożu plejstocenijskim. Do powyższego stwierdzenia upoważnia również fakt, iż drumliny te są pod wieloma względami podobne do form opisanych przez Jewtuchowicza S. /1956/.

3 Ostańce wysoczyznowe

Na omawianym terenie reprezentantami ostańców wysoczyznowych są: fragment wysoczyzny morenowej falistej występujący pomiędzy jeziorem Miedwie, a doliną Płoni oraz niewielki skrawek wysoczyzny znajdujący się w północnej części opracowania. Poza ramami zdjęcia w kierunku północnym występują znacznie większe i lepiej wykształcone formy tego typu.

Pierwszy z wymienionych ostańców został scharakteryzowany już wcześniej. Drugi niewielki ostańiec o powierzchni o około $1/4 \text{ km}^2$ bardzo słabo zaznacza się w rzeźbie. Jest to właściwie niewielkie nabrzmienie w obrębie terasy 3 w dolinie Iny, wysokością odpowiadające najwyższemu poziomowi terasowemu Niziny Szczecińskiej. Budują go jednak materiały zwalowe w postaci glin piaszczystych zalegających pod niewielką pokrywą /0,7 - 1,2 m/ piasków ze żwirami. Formę tę zaklasyfikowano wprawdzie jako ostańiec obok rozciągającej się moreny falistej, ale równie dobrze może to być wyłaniający się z piasków Niziny Szczecińskiej fragment kopalnej rzeźby lodowcowej. Istnieją bowiem pewne nikiłki dowody na istnienie dosyć bogatej rzeźby glacialnej

pod piaskami Basenu. Zagadnienia te zostaną omówione w dalszych częściach opisu.

4 Wały ozów

Powierzchnia zdrumlinizowanej wysoczyzny morenowej urozmaicona jest wałami ozów. Ozy występujące na zbadanym terenie są formami małymi. Ich długości wahają się od 150 m do 1300 m przy szerokościach rzędu 50 - 100 m. Azymuty osi morfologicznych w przewodzie skupiają się wokół wartości 350° . Orientacja ozów jest zatem zgodna z przebiegiem drumlinów. Wysokości ozów są zmienne i to w stosunkowo dużej rozpiętości 3 - 15 m, duże amplitudy wykazują także nachylenia stoków /5 - 25° /. Nie można jednak mówić o jakiejś typowej asymetrii. Wynika ona z faktu występowania tu i ówdzie rynien przyozowych lub wytopisk.

Na sąsiedztwo drumlinów i ozów w obrębie Basenu Szczecińskiego zwrócił uwagę już Keilhack K. /1896/ oraz inni badacze jak Krygowski B. /1955/. Formy te badał także Mityk J. /1958/. Keilhack K. /1930/ w swym kartograficznym ujęciu Północnych Niemiec i Pomorza Zachodniego wskazał na wyraźnie linearny charakter występowania ozów, wyróżniając kilka głównych ciągów tych form. Jednym z tych ciągów są ozy występujące pomiędzy iną i jeziorem Miedwie. Są one często znacznie oddalone od siebie ale mimo to układają się w wyraźny ciąg. Jego przedłożeniem są pagórki ozów na obszarze drumlinowym po prawej stronie Iny.

Materiał budujący czy to sporadyczne głazy o ś 50 cm, oraz kamienie, żwiry, piaski, piaski pylaste, a bardzo rzadko łyły. Materiały te występują w postaci warstw, których miąższość zmniejsza się od podstawy ku stropowi form. W obrębie warstw piaszczyste-żwirowych, piaszczystych i osadów drobniejszych występują laminacje. W warstwach żwirowych laminacji nie widać, ale utwory te są poprzedzielane wkładkami materiałów drobniejszych, głównie piasków. W jednym z pagórków ozowych Mityk J. /1958/ spotkał niemal pionową warstwę gliny. Przebijała ona warstwy piaszczyste-żwirowe, od spągu ku górze, w brzeźnej części ozu. Jej zmienna szerokość od kilku metrów w spągu, do kilku centymetrów w stropie, dowodzi o weiskaniu się gliny w utwory sypkie. Na taki mechanizm zdają się również wskazywać bardzo ostre zakończenia poprzerywanych warstw. Podobnej sytuacji autor nie spotkał w trakcie badań terenowych, ale są one właściwe dla ozów /podobną strukturę opisał Retnicki K. 1961/. Ta odosobniona sytuacja geologiczna została tutaj poruszona z uwagi na rolę jaką jej należy przypisać rozpatrując zagadnienie stosunku ozów do drumlinów. Autor opisu ustosunkowuje się do tego problemu poniżej. Wspomniano, że łyły warstwowe wchodzące w skład materiału ozowego spotyka się jedynie w ich brzeźnych partiach. Otulają one niejako podstawy pagórków ozowych. Nie spotyka się ich jednak często /rys.10/.

Nagromadzenie pagórków ozowych wspólnie z drumlinami zmusza do refleksji nad ich wzajemnym stosunkiem chronologicznym. Problem ten starał się także rozstrzygnąć Mityk J. /1958/. Wyraził on pogląd, że ozy są formami młodszymi od drumlinów, a to dlatego, iż są one na drumliny "nasadzone". Czy jednak pogląd taki jest słuszny? Niewątpliwie pierwszą fazę tworzenia drumlinów odnieść trzeba do działalności lodolodu żywego, a może nawet do okresu przedlodowcowego i jest ona starsza od załazków wałów ozo-

wych. Jednak ich ostateczne uformowanie musiało nastąpić w czasie stagnacji a głównie recesji lądolodu. Można nawet zaryzykować twierdzenie, że materiał ozów został osadzony pręcej od gliny zwałowej. Dowodzi tego ów "klin" zbudowany z gliny wciśnięty w piaski gotowego ozu. Ponadto glina górna przykrywa przecież w wielu miejscach dolne partie ozów podobnie jak łąy warwowe. Zatem jądra pagórków ozowych tkwią w osadach zwałowych i zastoiskowych. Autor niniejszego opisu jest więc zdania, że ozy i drumliny są formami symetrycznymi.

5 Rynny i zagłębienia eworsyjne

Formy związane z erozyjną działalnością wody płynącej pod ciśnieniem, reprezentowane są dosyć licznie na skartowanym terenie. Należą bowiem do nich niektóre odcinki dolin rzecznych Iny i Płoni, obniżenia jeziora Miedwie, jeżeli nie posiada ono znacznie starszego założenia, a wreszcie wąska i malownicza rynna przecinająca obszar zdrumlinizowanej wysoczyzny morenowej. W jej sąsiedztwie znajduje się też szereg zagłębień eworsyjnych. W układzie wszystkich wymienionych wyżej form uderza ich promienista orientacja. Osie morfologiczne przebiegają mniej więcej prostopadle do zarysu głównej moreny czołowej stadiału pomorskiego.

Obniżenie rzeki Płoni, rozcinające obszar wysoczyzny morenowej wznoszącej się ponad 45 m n.p.m., tj. o przeszło 20 m nad najwyższy poziom terasowy, posiada z całą pewnością rynnowe założenie. Jest to forma wąska /około 1 km/ o głębokości mniej więcej 30 m przy bardzo stromych zboczach - głównie 10 - 35°, a czasami ponad 45°. Morfologia pierwotnego dna tego obniżenia nie jest znana ponieważ maskują ją młode osady głównie organicznego pocho-

dzenia. Rynna ta po wyłobieniu była zasypana bryłami martwego lodu i osadami piaszczystymi. Zasypanie to sięgnęło poziomu najwyższej terasy Niziny Szczecińskiej, o czym świadczą dolinki erozyjne zawieszane na tym właśnie poziomie. Po wytopieniu się martwego lodu i odsłonięciu obniżenia zostało ono wykorzystane przez wody Płoni.

Bardziej na wschód znajduje się północny skrawek wielkiej rynny jeziora Miedwie. W rzeźbie kartowanego terenu, tego rynnowego charakteru właściwie nie widać. Została ona znacznie przeobrażona na skutek późniejszej sedymentacji piaszczystej i organicznej. Obniżenie posiada tutaj około 4 km szerokości przy nachyleniach zboczy w granicach 12° .

Następnym fragmentem rynny glacialnej jest południowy odcinek doliny Iny. Szerokość formy nie przekracza 1 km, a nachylenie zboczy wahają się w granicach $15-23^{\circ}$. W rynnie tej, podobnie jak i w poprzedniej, spotyka się półki piaszczyste o wysokości 20-25 m n.p.m. Są one odpowiednikami najwyższej terasy Niziny Szczecińskiej.

Występowanie wymienionych półek w dwóch ostatnio charakteryzowanych fragmentach rynnowych, oraz zawieszonych na tym samym poziomie rozcięć krawędzi rynny Płoni, dowodzi o jakimś starszym systemie odwodnienia w poziomie ponad 20 m n.p.m.

Ostatnie z obniżeń rynnowych zajmujących się na omawianym terenie, to mniej więcej równoleżnikowo zorientowana forma rozcinająca obszar zdrumliniowanej wysoczyzny morenowej. W jej sąsiedztwie występuje cały szereg zagłębień eworsyjnych. Wszystkie te formy mają niewielkie rozmiary. Szerokość rynny wynosi w przybliżeniu 200 m, a jej głębokość około 5-11 m. Posiada jednak wyjątkowo strome zbocza - do 40° . Zagłębienia eworsyjne także nie osią-

gają znacznych rozmiarów, ich parametry są zbliżone do wymienionej rynny. Cechą wspólną wszystkich tych form jest wypełnienie den osadami organicznymi oraz drobne jeziorka.

6 Wytopiska

Różnych wielkości bryły martwego lodu odegrały niepoślednią rolę w kształtowaniu rzeźby skartowanego terenu. Wielu bowiem glaciologów zarówno niemieckich jak i polskich wyrażało pogląd, że w obniżeniu jeziora Dąbie i Zalewu Szczecińskiego długo jeszcze po wytopieniu się lądolodu na tym obszarze zalegał martwy lód. Obniżenia Szczecińskiego w całości nie można jednak klasyfikować jako formę wytopiskową, gdyż jest ona tworem poligenicznym, ale trudno zmniejszyć rolę wytapiających się martwych lodów w ostatecznym uformowaniu tej części Pomorza Szczecińskiego.

Na powierzchni całego terenu, w obrębie poziomów terasowych Niziny Szczecińskiej, a głównie na wysoczyźnie morenowej, bardzo często spotyka się typową rzeźbę wytopiskową. Są to zakęśłościami o różnicowanych rozmiarach /od kilkunastu metrów do kilometra powierzchni/ i głębokości oraz bardzo łagodnych zboczach. Często są one zupełnie wypełnione formacjami organicznymi w postaci torfów i murszy. Zagłębienia te towarzyszą drumlinom i ozom. Zwykle stanowią lokalne bazy erozyjne i "baseny" sedymentacyjne dla powierzchniowego spływu materiału.

7 Terasy

W obrębie opracowania wyróżnić trzeba dwa systemy teras, ściśle się jednak zazębiających. Pierwsze z nich to poziomy Basenu Szczeciń-

skiego, a drogie nawiązujące do terasy rzeki Iny.

Jako pierwsze omówione zostaną "terasy" Basenu Szczecińskiego. Nie są to wprawdzie typowe terasy, gdyż powstały one przypuszczalnie w wyniku fazowego zaniku istniejącego tutaj rozlewiska. Zmniejszanie się powierzchni wodnej spowodowane było wytapianiem się wielkich brył martwego lodu zalegających pod zbliznieniem przy równoczesnym obtapianiu się lądolodu, który podpierał wody od północy. Może jakąś rolę odegrała neotektonika jak to sugeruje Schoenick K. /1962/. Ponieważ geneza tych poziomów nie jest jeszcze dostatecznie zbadana będą one nazywane "terasami" rozumianymi oczywiście w bardzo szerokim pojęciu tego terminu. Opisuując stosunki wysokościowe skartowanej mapy, stwierdzono, że postępując od jeziora Dąbie ku wschodowi teren wznosi się i to stopniowo. Kolejne stopnie odpowiadają poszczególnym poziomom "terasowym". Poziomów tych jest cztery.

Terasa I łąkowa /1 - 1,5 metrowa/ o bardzo wysokim poziomie wody gruntowej, około 0,5 m poniżej powierzchni gruntu, zbudowana jest z aluwiiów, przy czym dużą rolę odgrywają torfy. Utwory te przykrywają cokolwiek piaszczysty. Terasa I Niziny Szczecińskiej kształtowała się zatem w dwóch fazach.

Terasa II /6 - 8 m/ rozciągająca się wąskim pasem o południkowym układzie, zbudowana jest z piasków i żwirków, rzadko samych żwirów. Cechuje ją tak że wysoki poziom wody gruntowej.

Terasy III /12 - 15 m/ i IV /20 - 24 m/ zbudowane są z utworów piaszczysto-żwirowych. Typowe jest to, że ziarno drobnieje od spągu ku stropowi. Badania strukturalne zdają się wskazywać, że główna masa materiału osadzona została przez wody płynące z północy, a jedynie stropowa ich część zawdzięcza swe powstanie wodom spływającym od południa /Stankow-

ski W. 1961/. Cechą tych teras jest ich urozmaicenie przez formy eoliczne. Brinken J. /1948/ za typowo wydmową uważa terasę najwyższą - IV. Autor opracowania jest jednak zdania, że nie IV a III terasa zasługuje na to miano. Na niej bowiem wydmy są zjawiskiem nader częstym. Powierzchnia terasy IV natomiast w wielu miejscach posiada cechy rzeźby deflacyjnej. Wydmy spotyka się także na terasach I i II.

Na podkreślenie zasługuje fakt, że w trakcie badań dokonywanych w nielicznych dużych odsłonięciach stwierdzono, iż utwory terasowe pogrzebały urozmaiconą rzeźbę glacialną. Trudno ustalić jej charakter, gdyż obserwacje w tym przypadku były fragmentaryczne. W tych zagadkowych strukturach spotykano różne materiały do glin morenowych włącznie, często w pozycji wyruszonej /ryc.11/. Być może iż piaski terasowe przykrywają tutaj rzeźbę wytopiskową rozwijającą się w szczelinach martwego lodu, który wypełniał te olbrzymie zakłębłości. Zagadnienie to pozostaje jednak nadal jedynie w sferze domysłów.

Z omówionymi terasami wiążą się poziomy w dolinie Iny, których stwierdzono trzy. Wysoka terasa 3 ma największe rozprzestrzenienie. Stanowi ona wspólny poziom odwodnienia wód Iny i wypływających z jeziora Miedwie. Poziom 2 jest już wykształcony tylko w dolinie rzeki. Wiąże się z nim wprawdzie obniżenie prowadzące z jeziora Miedwie, które nie rozwinęło się jednak w wyraźny poziom terasowy. Obydwie półki terasowe - 2 i 3, zbudowane są z materiałów piaszczystych i piaszczysto-żwirowych. Są one także zwydmione, przy czym znacznie bogatszym pod tym względem jest poziom 3. Ostatnia terasa 1 jest terasą aluwialną zbudowaną z piasków zhumifikowanych, murszy i torfów.

Stwierdzono powyżej, że terasy w dolinie Iny wiążą się z poziomami Niziny Szczecińskiej. Powią-

zanie to można przedstawić w następujący sposób:

Terasy		
Niziny Szczecińskiej		Terasy Iny
IV		
III		3
II		2
I		1

Rozwój tych poziomów oraz problem ich nadrzędności lub podrzędności omówiony zostanie w próbie morfogenezy skartowanego terenu.

8 Wydmy

Rzeźba eoliczna omawianego obszaru została scharakteryzowana przez autora już wcześniej /Stankowski W. 1961, 1963/.

Wydmy Niziny Szczecińskiej nie należą do form dużych. Ich wysokości względne zwykle nie przekraczają 10 m. W obrębie pola wyróżnić można pięć typów wydmy: wydmy o kształcie owalnych pagórków, wałowe podłużne, wałowe poprzeczne, paraboliczne i zbliżone do barchanów. We wszystkich formach zaznacza się asymetria stoków, stoki zachodnie posiadają nachylenia 3-7°, a wschodnie większe od 15° /do 36° a nawet do 38°. Budowa strukturalna wykazuje podobną asymetrię. Niecki deflacyjne występują zawsze po zachodniej stronie wałów wydmy. Obok wydmy spotyka się tam także pokrywowe piaski eoliczne. Okres wydmotwórczy charakteryzował się przewagą wiatrów z sektora zachodniego. Ścisłe powiązanie wydmy Niziny Szczecińskiej z piaskami "terasowymi" zmusza do przeprowadzenia szczegółowej analizy tych form względem siebie.

Wydmy związane z najwyższą "terasą" Niziny Szczecińskiej występują najczęściej wzdłuż jej

wschodniej krawędzi. Podkreślają więc zakam posie-
ma, który bardzo słabo zaznacza się w morfologii.
Zdarza się także, iż wkraczają na półkę teras 3
lub na zbrocza wysoczyzny morenowej. Na pozostałym
obszarze tej terasy wydmy nie są zjawiskiem częstym.
Dostyc liczenie są natomiast reprezentowane formy de-
flacyjne w postaci pojedynczych nis bądź ich zespo-
łów. Obszar ten w wielu miejscach przypomina defla-
cyjną rzeźbę zachodniej części Międzyrzecza War-
ciańskiego-Notecckiego /Stankowski W. 1961b/.

Ponieważ istnieje bardzo wyraźny związek wydm
tej terasy z formami poziomu III, nie można doko-
nać ich podziału, który nie byłby sztuczny. Jak już
wspomniano wyżej terasa III Niziny Szczecińskiej
oraz powiązany z nią erozyjno-akumulacyjny poziom
3 w dolinie Iny jest typowym horyzontem wydmowym.
Niemał 40% ich powierzchni to rzeźba eoliczna. Do-
minują wydmy średniej wielkości z przewagą form
wałowych podłużnych i rzadszymi ale potężnymi pa-
rabolami. Najczęściej znajdują się one wzdłuż za-
łomu między 3 i 2 terasą Iny. Cechą charakterystycz-
ną tego pola jest usytuowanie wydm wzdłuż terasy IV,
które podkreślają zakam, a następnie kontynuowanie
tego ciągu już na powierzchni terasy III aż do do-
liny Iny. Wydmy musiały tutaj napotkać na jakąś
przeszkodę. Trudno w tej chwili ustalić co to by-
ła za przeszkoda ponieważ autor nie dysponuje ma-
terialem wiertniczym, a w terenie brak odsłoneń.
Należy jednak przypuszczać, że zadecydował czynnik
hydrologiczny. Wydmy znajdujące się na terasie 3
Iny często wkraczają na terasę 2, a bywa, że cał-
kowicie ją zakrywają, aby kontaktować się z alu-
wialną terasą Iny. Takie sytuacje mają miejsce je-
dyńie w tym przypadku, gdy rzeka drogą erozji bocz-
nej zniszczyła terasę 2 i osiągnęła skraj wydmy.
Późniejsze zasypanie doliny doprowadziło do zetknię-
cia się aluwii z piaskami wydmowymi. Stosunek wydm
do teras Iny przedstawia rysunek 12. Wydmy występują

także na wchód od Iny oraz dawnej doliny, którą odprowadzane były wody z jeziora Miedwie. Nie stwierdza się tutaj jednolitego pola, lecz — rozpadają się na kilka obszarów. W południowej partii spotyka się wydmy sporadycznie. Najczęściej podkreślają one załam fragmentu terasy IV, a częściowo na nią wkraczają. Kilka form znajduje się u podstawy zboczony skumulizowanej wysoczyzny morenowej. Większość śmupiska wydmy, na które składają się przeważnie wały podłużne występują na wchód od Iny. Bardzo interesujące jest pole położone niedaleko wsi Somno. Wydmy zamykają tutaj ujście dolinek rozcinających zbocze wysoczyzny morenowej i częściowo wkraczają na stętek jednej z nich. Spowodowały nawet zmianę kierunku spływu wód potoku wykorzystującego główną dolinkę. Zachodzi pytanie jak się to stało, że centralna partia stętki nie została pogrzebana pod piaskami wydmy. Być może iż stałe posiadał on zwity i nawilgocony piasek. Wówczas jego powierzchnia w znacznej mierze nie tylko opierała się działaniu wiatru, ale stanowiła doskonałą "powierzchnię ślizgową" dla przemieszczającego się materiału ciekłego. W późniejszym okresie południowo-zachodni skraj tego pola został podcięty przez wody Iny. Tylko w ten sposób można wytłumaczyć występowanie wydmy i piasków ciekłych we wschodniej /zawietrzanej/ krawędzi doliny rzecznej. I tutaj aluwia najniższej terasy Iny sąsiadują z materiałami wydmy. Podobne sytuacje obserwować można w obrębie pozostałych obszarów wydmych po tej stronie rzeki.

Śledząc rzeźbę ciekłą III terasy Niziny Szececińskiej uderza bardzo znamienne jej rozlokowanie. Wydmy znajdują się z reguły w pewnym oddaleniu od krawędzi tej terasy. Małe jest ich u podstawy załomu, a więc na terasie II. Dodając, że wąski pas między krawędzią III terasy a wydmyami nosi w wielu miejscach cechy krajobrazu deflacyjnego.

go, nie można przeoczyć, iż wydmy są ściśle powiąsane z terasą, na której występują. Silne zazębianie się wydym dwóch najwyższych teras Niziny Szczecińskiej wskazuje, że formowały się one w jednym okresie wydymotwórczym. Dowodzi tego między innymi wzrost typowości wydym od zachodu ku wschodowi. Zaznacza się on zwiększeniem wysokości względnych wydym i jest zapisany w strukturze. Gdy w zachodnich partiach obczaru wydmy są małe wyraźne i dużą trudność sprawia zaliczenie ich do jakiegoś typu, to w częściach wschodnich są one bardzo wyraźne i łatwe do rozpoznania. Wskaźniki asymetrii budowy wewnętrznej podkreśla zaobserwowany w morfologii wzrost typowości ku wschodowi. Tabela I i ilustrujący ją wykres /rys. 13/ przedstawiają średnie wartości upadów warstw z proksymalnych i dystalnych części wydym. Wartości liczbowe są tangensami kątów, przy czym ich wyniki pomnożono przez 100. Dane uzyskane w trakcie analizy kątów upadów warstw w wydymach Niziny Szczecińskiej /III i IV terasy/ porównano z wartościami wydmy powstającej w optymalnych warunkach klimatycznych. Nie analizowane w ten sposób pomiarów morfometrycznych, gdyż pewne jest, że panujące warunki klimatyczne z okresu powstawania tych form zostały zarejestrowane w strukturze, a nie na ich powierzchni. Ta ostatnia ulegała bowiem po ustaleniu wydym całemu splotowi czynników nie mających nie wspólnego z budującą rolą wiatru, takich jak - zjawiska mrozowe, zjawiska stokowe, rozwiewanie itp. Jedynie więc budowa wewnętrzna, jako efekt konstruktywnej działalności eolicznej okresu wydymotwórczego, może być miernikiem i stanowić podstawę porównań tego typu. Innym dowodem na syngenetyczność wydym tych dwóch teras są badania ich składu mechanicznego. Ziarno drobniejsze bowiem nieprzerwanie z zachodu na wschód, niezależnie nawet od rodzaju stoku. Wiadomo bowiem, że stoki proksymalne wydym posiadają z reguły ziarno grubsze niż stoki

dystalne /Stankowski W. 1959, 1961/. Z danych tabeli I widać wyraźnie to stałe drobnienie ziarna w wydmych Niziny Szczecińskiej od zachodu ku wschodowi, jak również wzrost drobnoziarnistości wydmy ku północy. Ten ostatni fakt należy wiązać z pierwotną akumulacją piasków terasowych przez wody płynące od południa, o czym już była mowa.

T a b e l a I

Uziarnienie wydmy na skartowanym terenie

Wydmy z zachodniej części obszaru		Wydmy z wschodniej części obszaru	
1,4 - 98,6		0,8 - 99,2	
cz. proks.	cz. dyst.	cz. proks.	cz. dyst.
1,7 - 98,3	1,2 - 98,8	0,9 - 99,1	0,7 - 99,3
Wydmy z północnej części pola		0,9 - 99,1	
Wydmy z południowej części pola		1,2 - 98,8	

Cyfry zamieszczone w tabeli są średnimi procentowymi wartościami frakcji grubszych i drobniejszych od 0,5 mm średnicy /pierwsza cyfra przedstawia wartość frakcji grubszych od 0,5 mm średnicy/.

Powyższe spostrzeżenia dotyczące powiązania wydmy skupionych na "terasach" III i IV Niziny Szczecińskiej znajdują potwierdzenie także w analizie profilów geologicznych. Dzięki istniejącym w różnych częściach pola wprawdzie nielicznym, ale głę-

bokim odsłonięciem wykonano szereg przekrojów geologicznych, które pozwoliły na przekonsultowanie wydm od stropu do ich podstawy. Wszystkie te profile były bardzo podobne. Nie stwierdzono bowiem dwudzielności budowy wewnętrznej w postaci powtarzających się horyzontów gleby kopalnej /ryc.14/. W szczytach kilku wydm stwierdzono wprawdzie cienkie /około 1 cm/ warstewki piasków humusowych. Czasami było ich nawet kilka jedna pod drugą. Autor opisu jest jednak zdania, że drobne kopalne horyzonty są raczej wynikiem lokalnych procesów eolicznych w obrębie jednej lub kilku wydm. Profile geologiczne podkreślają jednak, że o ile wydmy terasy III łączą się bezpośrednio z piaskami terasowymi to wydmy skupione na terasie IV zasypały jakąś serią organiczną. Na tej podstawie wolno twierdzić, że powierzchnia IV terasy Niziny Szczecińskiej w chwili rozwoju rzeźby eolicznej przynajmniej częściowo była porośnięta. Być może, że z powodu różnic w utrwaleniu powierzchni tych teras przez roślinność, niższy poziom charakteryzuje się bogactwem wydm, podczas gdy terasa IV posiada ich znacznie mniej. Deflacja była tam utrudniona, ale jej formy łatwiej mogły się zachować.

Niskie terasy /I i II/ są prawie całkowicie pozbawione wydm. Zupełnie nie spotyka się tam większych pól tych form a jedynie pojedyncze wydmy. Najczęściej nie można zaklasyfikować ich do jakiegos z typów. Obok pagórków piaszczystych występują także niewielkich rozmiarów pokrywy piasków eolicznych. Budowa geologiczna wydm tej strefy nie odbiega od stwierdzonej poprzednio. Przekroje nie wykazują jakiegokolwiek dwudzielności, a piasek wydmy zalega bezpośrednio na utworach wodnych.

9 Dolinki, młode wiećcia erozyjne i stożki napływowe

Wszystkie z wymienionych w tytule form spotyka się na omawianym terenie w strefie kontaktowej Niziny Szczecińskiej z jej obrzeżeniem. Dolinki te zwykle rozpoczynają się w obniżeniach typu wytopiskowego. Ich pierwsze fazy rozwoju zbiegają się zatem z erozyjną działalnością wód roztopowych. Zasadniczy rozwój tych form jest syngenetyczny z powstawaniem najwyższej terasy Niziny Szczecińskiej. Dna dolinek najczęściej o płaskim charakterze "wychodzą" bowiem na ten poziom. Tylko nieliczne z nich rozwijają się nadal w późniejszych okresach. Dowodzą tego stożki napływowe wkraczające na poziom najwyższej terasy tylko u wylotu niektórych dolinek, bądź kontakt nielicznych form tego typu z niższymi poziomami, najczęściej już rzecznyymi. Dolinki posiadają różną długość od 0,5 - 3 km. Ich płaskie dna nie przekraczają 100 m szerokości, a stosunkowo strome zbocza dochodzą do 28°. Wycięte w materiałach otaczającej wysoczyzny /gliny i piaski swałowe/ posiadają piaszczyste-zwirowe dna. W ich stożkach można prześledzić segregację materiału. W samych stożkach grupuje się oczywiście najdrobniejsze ziarno.

Młode rozcięcia erozyjne reprezentowane są na skartowanym terenie jedynie w źródłowych partiach form starszych, bądź w obrębie ich stromych zboczy oraz jako drobne wiećcia na zboczach wysoczyzn morenowych i Wąka Puszczy Bukowej. Czasami spotyka się je w dolinach rzek, gdzie rozcinają krawędzie terasowe. W przeciwieństwie do poprzednich cechują się wyraźnym profilem w kształcie litery V. Ich szerokości nigdy nie przekraczają 50 m przy długościach mniejszych od 300 m /zwykle mniejszych od 100 m/ i głębokości wieć 3 - 7 m. Zbocza tych drobnych form

posiadają nachylenia 8 - 20°. Cechą wszystkich form erozyjnych na skartowanym obszarze jest zmienność spadków wzdłuż profili podłużnych.

V PRÓBA MORFOGENEZY

W oparciu o istniejące opracowania okolic Szczecina znane z literatury oraz własne prace terenowe, zostanie naszkicowana geneza rzeźby skartowanego terenu. Niewielkie rozmiary obszaru zmuszają autora do ujęcia problemu morfogenezy na znacznie szerszym tle.

Rzeźba Niziny Szczecińskiej oraz jej obramowania powstała w wyniku kilkakrotnego zlodowacenia przy dużym współudziale podłoża. Zwracają na to uwagę Deecke W. /1907/ i Krygowski B. /1959/ wyrażając pogląd, że w ostatnim interglacjale nastąpiło tektoniczne zróżnicowanie podłoża w tej części Polski. W efekcie musiał tutaj powstać krajobraz o charakterze bryłowym z licznymi horstami, uskokiemi i krawędziami tektonicznymi. Deformacji uległa więc także wcześniejsza rzeźba glacialna. Czy było tak w istocie? Nie ulega jedynie wątpliwości fakt, iż zwał wyniesień Puszczy Bukowej istniał już przed Zlodowaceniem Bałtyckim, lecz czy powstał on w ostatnim interglacjale czy wcześniej /co jest bardziej prawdopodobne/ dotąd nie ustalono.

Urozmaicony krajobraz okolic Szczecina stał się obszarem morfologicznej działalności Zlodowacenia Bałtyckiego. Według Waldstedta P. /1958/ lądolód tego okresu rozwijał się etapami. Czasze lodowe wstępującego Würmu ulegały pewnym okresom rozwoju i zaniku, a przynajmniej stagnacji. Kiedy czoło lądol-

lodu dotarło do rejonu Szczecina dokładnie nie wiadomo, napewno miało to miejsce w trakcie transgresji lądolodu na linię maksymalnego zasięgu tego zlodowacenia. Napierający lądolód został w omawianej strefie podparty przez rzeźbę bryłową. Spagowe partie uległy najprawdopodobniej zatrzymaniu. Jest to tym bardziej możliwe, że normalnie muszą one pokonywać ogromne tarcie podłoża, a w tym przypadku natrafiły dodatkowo na poprzecznie do ruchu zorientowane przeszkody. Wówczas wyższe warstwy lądolodu zaczęły "przelewać" się górą krusząc szczyty zrębów, zdzierając starszą pokrywę osadów plejstoceńskich jak i trzeciorzędowych, a często nawet odkuwając wielkie porwaki osadów starszych. Cały ten materiał w trakcie przesuwania ulegał zaburzeniu. Najprawdopodobniej zręb tych zaburzeń został zakonserwowany pod lądolodem, a jedynie ich szczytowe partie ulegały dalszym procesom egzaracji. Pod potężną pokrywą lądolodu ruchomego głównie w partiach wyższych przetrwała strefa glaciektoniczna okolic Szczecina, maksymalny zasięg zlodowacenia. Z uwagi na to, iż nie wiadomo dotąd jak przebiegała recesja lądolodu Bałtyckiego - czy odbywała się jedynie poprzez fazowe obtapianie i okresy stagnacji wzdłuż linii stadialnych, czy podczas polepszania się warunków klimatycznych czoło lądolodu znacznie się cofało a następnie następowała nowa, ale już znacznie mniejsza transgresja, trudno ustalić jak przedstawiało się zakrycie przez czasie lodową interesującego nas obszaru. Sądząc z ilości glin /jeżeli takie kryterium może być miarodajne/ w obrębie pola drumlinowego wydaje się, że w czasie ostatniego zlodowacenia lądolód stale tam się znajdował. Wypełnione lodem było więc także obniżenie w okolicy Szczecina. Być może iż jego głębokość była znacznie mniejsza niż obecnie jeżeli przyjąć stałe obniżanie się tego obszaru w późnym glacjale /Schoeneich K. 1962/. Ponieważ kwestia klasyfikacji glin na dzisiejszym eta-

pie ich znajomości jest nie do rozwiązania, przeto w myśl dotychczasowych poglądów dolną glinę budującą cokoły drumlinów należy odnieść do zlodowacenia starszego. Autor uważa, że i utwory piaszczysto-żwirowe zalegające na tej glinie, a obserwowane w wewnętrznych częściach drumlinów, są osadami kataglacialnymi zlodowacenia poprzedniego. Do takiego klasyfikowania relacji pomiędzy wymienionymi osadami doprowadziły badania strukturalne o których wspomniano opisując drumliny. W interglacjale bądź w fazie anaglacjalnej zlodowacenia Bałtyckiego osady te uległy erozyjnemu rozcięciu prowadzącemu do wytworzenia późniejszych ośrodków drumlinów. Wkraczający lądolód złagodził tą rzeźbę. W czasie ostatniego zlodowacenia obszar ten, podobnie jak i dopiero co powstałe struktury glacitektoniczne wału Puszcy Bukowej były zakonserwowane pod powłoką lądolodu. To co dotąd powiedziano, zasadniczo jest koncepcją opartą w dużej mierze na dedukcji. Brak bowiem wystarczającej ilości bezspornych dowodów świadczących za takim właśnie przekształceniem rzeźby omawianego regionu. Dalsze geneza krajobrazu w obrębie kartowania oparta już na przesłankach empirycznych narzuca jednak powyższy tok rozumowania.

Decydujący okres rozwoju rzeźby glacialnej okolic Szczecina rozpoczął się z chwilą recesji lądolodu z linii Stadiału Pomorskiego. Wtedy to tworzyły się i funkcjonowały rynny glacialne w miejscu współczesnego odcinka Odry pod Szczecinem, w dolinie Płoni, rynny jeziora Miedwie oraz doliny Iny z SE części kartowania. Podobne starowisko reprezentuje Uhden R. /1927/. W innych szczelinach akumulowane były piaski i żwiry ozów. W wyniku topnienia i rozpadu lądolodu jego czoło znalazło się w obrębie tak zwanego "Łobu Szczecińskiego". Teraz to nastąpiło ostateczne uformowanie wzgórz Puszcy Bukowej. Lody leżące w obniżeniu pod Szczecinem zaczęły wykazywać pewną ruchliwość o oscyla-

cyjnym charakterze. Być może, że wysuwały swe jezory ku południowi wykorzystując wielkopromienne obniżenia jak np. rynną jeziora Miedwie. W obrębie wału Puszczy Bukowej i na powierzchni wysoczyzny morenowej leżały liczne bryły martwego lodu. Dawne rynny, o których była mowa poprzednio, po częściowym zakonserwowaniu martwym lodem nadal spełniają swą rolę dróg odwadniających, ale tym razem już ezola lobu. Wody roztopowe spływające "bramą" jeziora Miedwie napotykają na przeszkodę w postaci moron czółowych tak zwane "Lobu Odry". Część z nich łączyła się z wodami Pra Odry, a reszta zasilala zastojskie Pyszczkie. W wyniku ponownej regresji lądolodu została częściowo odsłonięta misa obniżenia pod Szczecinem. Jej dno jednak w znacznej mierze wypełniał martwy lód. W obniżeniu tym zaczęła gromadzić się woda dając początek nowemu rozlewisku. Wlewały się do niego wody roztopowe z północy oraz ekstraglacialne od południa poprzez bramy Iny, rynny jeziora Miedwie, a także Odry. W tym czasie Odra najprawdopodobniej bifurkowała. Część jej wód szukała ujścia doliną Rędowy, reszta wpadała do wymienionego rozlewiska. Stanowisko takie zajmuje również Galon R. /1961/. Na wysoczyźnie morenowej młoda wykształcona już glina przykryła dawną rzeźbę. Powstały drumliny, a całkowicie odsłonięte zostały ozy. Tu i ówdzie znajdowały się jeszcze bryły martwego lodu, ale były one już niewielkie i po części zakonserwowane. Misa rozlewiska, którą częściowo wypełniał martwy lód oraz przykrywające go osady akumulacji fluwio-glacialnej z okresu wycofywania się lądolodu, w swej południowej części zaczęła wypełniać się piaskami przynoszonymi od południa. Zasypanie to sięgało do poziomu 20-25 m n.p.m., co odpowiada najwyższej terasie Niziny Szczecińskiej. Dna dolin dopływowych posiadały taką samą wysokość. Do takiej bowiem bazy nawiązywały rozcięcia krawędzi tych dolin. Doskonałą ilustracją tego faktu jest forma znajdująca się

w północnym zboczu obniżenia Płoni. Dno tego zawieszzonego rozcięcia wychodzi w powietrze na wysokości odpowiadającej poziomowi IV terasy /patrz mapa geomorfologiczna 1:50 000/. Pozostałe rozcięcia zboczy Niziny Szczecińskiej łączące się z tym poziomem nie posiadają wyraźnie zaznaczonych stożków napływowych. Wskazuje to na syngenetyczność tych form z wymienioną terasą. Wysokie zasypanie, najprawdopodobniej osiągnęło poziom wody w rozlewisku przynajmniej w południowo-wschodniej części dzisiejszej Niziny Szczecińskiej. Na tym poziomie zaczął kształtować się współczesny system odwodnienia Iny i dawnej Płoni. Wówczas bowiem, zasadnicza masa wód tej rzeki spływała poprzez rynną jeziora Miedwie ku północy, a tylko nieznaczna ich część współczesnym ujściem Iny. Wody Płoni były silniejsze od wód Iny i dyktowały południkowy spływ połączonych wód. Stopniowo zmniejszał się południowy zasięg rozlewiska. Wytafiały się również martwe lody konserwujące dno Basenu i misę jeziora Miedwie. Zaczęła się więc formować III terasa Niziny Szczecińskiej. Zmiana poziomu wody w rozlewisku musiała być niewielka ponieważ Płonia i Ina nie zmieniły zasadniczego kierunku spływu, a z powodu erozji rocznej doprowadziły do uformowania obszernej terasy 3. Na powierzchni IV terasy Niziny Szczecińskiej zaczęła rozwijać się skąpa szata roślinna. Ponowne obniżenie poziomu wody w rozlewisku, być może z całkowitym, a na pewno poważnym obtopieniem brył martwego lodu, prowadzi do znacznej zmiany reżimu hydrograficznego na tym terenie. Powstaje druga terasa Basenu. Na północy wody Płoni i Iny zmieniają kierunek spływu na równoleżnikowy, aby po najkrótszej drodze osiągnąć ujście. Droga erozji wstecznej pogłębiają się ich doliny. Podobny proces ma miejsce w zachodnim ramieniu Płoni. Z uwagi na krótszą drogę, erozja wsteczna osiąga tutaj odsłoniętą już misę jeziora Miedwie i od tego momentu zanika bifurkacja. Wody Płoni od-

prowadzane są zachodnią drogą. W dolinach Płoni i Iny powstają terasy nr 2. Na północ od jeziora Miodwie nowa droga nie zdołała się uformować, a jej szeregowa postać uległa później zaterfieniu. Odtąd Ina i Płonia stanowią będą dwa zupełnie odmienne systemy odwodnienia. Na erozyjny charakter teras tych rzek wskazują zmniejszające się wartości wysokości względnych między poszczególnymi półkami w miarę oddalania się od bazy erozyjnej.

W czasie rozwoju II terasy Niziny Szczecińskiej rozwinęła się rzeźba eoliczna na półkach wyższych teras. Częściowo utrwalona przez roślinność powierzchni terasy IV nie pozwala na silne jej zwydmienie. Rozwija się tam rzeźba deflacyjna. Natomiast pozabawiony roślinności obszar III terasy zostaje urozmaicony przez liczne wydmy. Najczęściej są to wały podłużne, parabole i wydmy nieregularne. Wały poprzeczne spotyka się jedynie na południkowo zorientowanych krawędziach teras. Rzeźba wskazuje więc na silną ekspansję roślinności na rozwijającą się rzeźbę. Jest to uzasadnione wysokim poziomem wody gruntowej w związku z sąsiedztwem zastoiska. Rozwój omawianej rzeźby eolicznej należy zatem odnieść do fazy poprzedzającej spłynięcie rozlewiska i głębokie wcięcie się wód Odry, co najprawdopodobniej miało miejsce w okresie Yoldiowym /Uhden R. 1927, Brinken J. 1948/. Wydmy tego obszaru rozwinęły się więc w Młodszym Dryasie lub Preboreale. Odmienne stanowisko zajmuje Uhden R. /1927/ ponieważ za główne okresy wydymotwórcze na omawianym obszarze uważa Yoldią i Ancylus /okres borealny/. Wydmy znajdujące się na IV i III terasie Niziny Szczecińskiej są starsze od okresu, w którym ostatecznie wytopiły się bryły martwego lodu /Nowotniak W. 1962/. Ponieważ na koniec Preboreału bądź okres Borealny datuje się ostateczne wytapianie brył lodu i pierwsza faza rozwoju torfowisk znajdujących się w obrębie wydym /Nietsch R. 1934, Firbas F. 1949/, przeतो wydmy są starsze od tego okresu.

Całkowity zanik rozlewiska w dalszym etapie rozwoju, najprawdopodobniej w okresie Yoldiowym /Udden R. 1927, Brinken J. 1948, Czekańska M. 1948/ odejścia nową obszerną terasę, którą rozcinają wody Odry spływające ku północy. Do obniżenia tego nawiązują rzeki Ina i Płonia. W ich dolinach powstają nowe terasy. W wielu miejscach pościaga to za sobą całkowite zniszczenie teras nr 2 w tych dolinach. Gdziekolwiek dochodzi też do erozji piasków wydmy na co zwrócono uwagę w poprzednim rozdziale. Transgresje morza litorynowego wkraczające na obszar dawnej niecki rozlewiska /Demel K. 1955, Rosa B. 1958, Zeuner E. 1958, Kliwa H., Reinhard D. 1960/ wraz z akumulacyjną rolą Odry zacierają niedawno powstałą rzeźbę.

Na okres pomiędzy spłynięciem rozlewiska a ostatecznym wypełnieniem jego niecki przez morze okresu litorynowego przypada zwydmienie niskich teras Niziny Szczecińskiej. Być może odpowiadają one okresowi wzmożonej działalności eolicznej w Subboreale, na którą wskazał Galon R. /1958, 1959/, Kozarski S. 1962/, a ostatnio Stankowski W., Szafranski F. /1963/.

Ostatnia z potężnych teras Niziny Szczecińskiej /poziom I/, która odsłoniła się po spłynięciu rozlewiska w czasie transgresji litorynowych uległa zatorfieniu dając współczesną powierzchnię tej terasy. "Zatopieniu" uległy też wydmy na niej się znajdujące. W dolinach Iny i Płoni nowe aluwia zasypały starszą rzeźbę prowadząc do zetknięcia się w niektórych miejscach osadów rzecznych z piaskami wydmy starszej generacji. Terasa I Niziny Szczecińskiej kształtowała się zatem w dwóch odległych okresach. Dowodem na tę dwudzielność mogą być okolice Kopic /na N od skartowanego terenu/. W dnie Zalewu Szczecińskiego obserwuje się wyraźny załom o południkowym przebiegu. Przypuszczalnie jest to

załom terasy I z jej wcześniejszej fazy rozwoju. Późniejsze procesy doprowadziły do zatorfienia wschodniej części tego poziomu podczas gdy zachodnia podlegała abrazji. Obniżenie poziomu wody po okresie litorynowym /Kliewa H., Reinhard H. 1960/ spowodowało ponowną erozję wgłębną w dolinach Iny i Płoni. Koryta tych rzek wcięły się w swoje aluwia na głębokość około 1 - 1,5 m, przy czym wartości te maleją w miarę oddalania się od bazy erozyjnej.

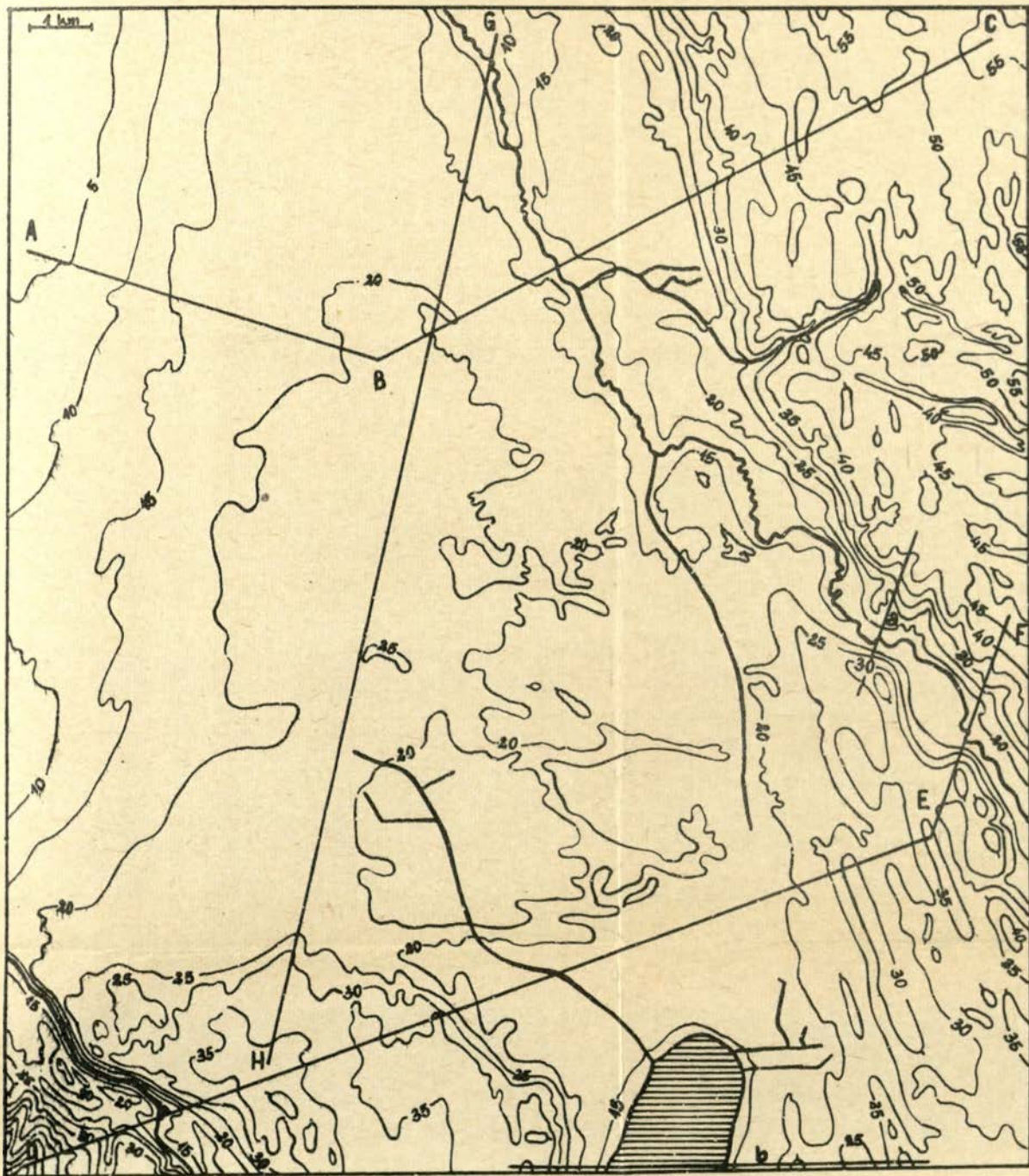
W okresie holocenijskim rozwijały się na omawianym obszarze młode wcięcia erozyjne. Powyższe uwagi odnośnie morfogenezy obszaru skartowanego zebrano w tabeli II.

Autor zdaje sobie sprawę, że przedstawiona próba morfogenezy w obrębie Mapy Geomorfologicznej 1:50 000 arkusz Reptowo i przyległego terenu ma schematyczny charakter. Być może, że zbyt małą rolę przypisano najmłodszej tektonice. Mimo tych uwag przedstawiony opis rozwoju rzeźby obszaru jest jakimś wykładnikiem dotychczasowej znajomości okolic Szczecina.

RYC.1

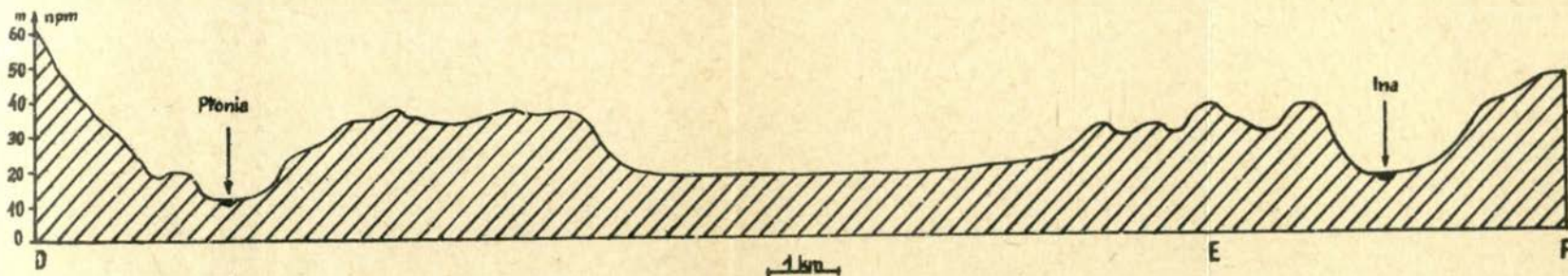
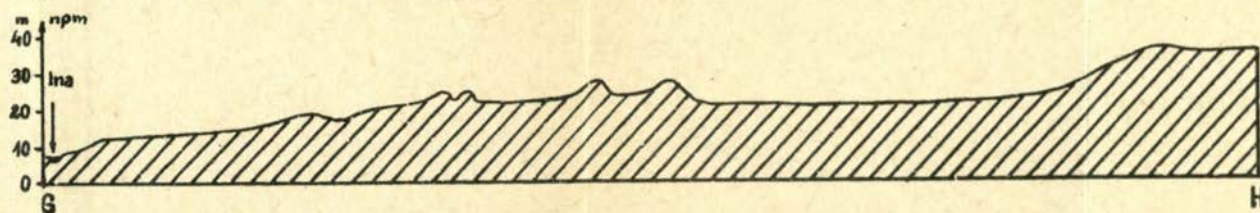
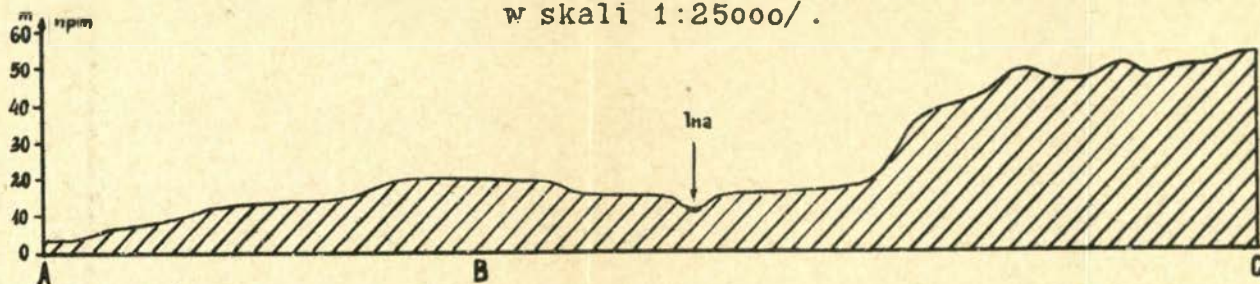
HIPSOMETRIA - cięcie poziomic co 5 m

/mapka opracowana na podstawie niemieckich map topograficznych w skali 1:25000/

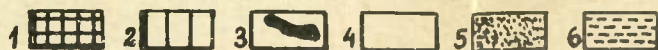


ABC, DEF, GH - linie profilów topograficznych/patrz ryc.2/
a, b - linie profilów geologicznych/patrz ryc.7/.

/opracowane na podstawie niemieckich map topograficznych
w skali 1:25000/.



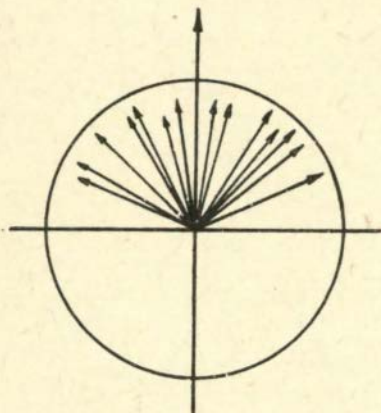
/mapka opracowana na podstawie niemieckich map geologicznych w skali 1:25000 oraz własnych badań terenowych/



1. piaski i żwiry plejstocenyjskie, gliny, iły septariowe, piaski trzeciorzędowe - zaburzone glacitektonicznie, 2. utwory zwałowe - gliny piaszczyste, piaski gliniaste, piaski i żwiry, 3. piaski i żwiry ozów, 4. piaski drobno i średnioziarniste ze żwirami akumulacji wodnej, 5. piaski wydymowe, 6. torfy i mursze.

RYC.4

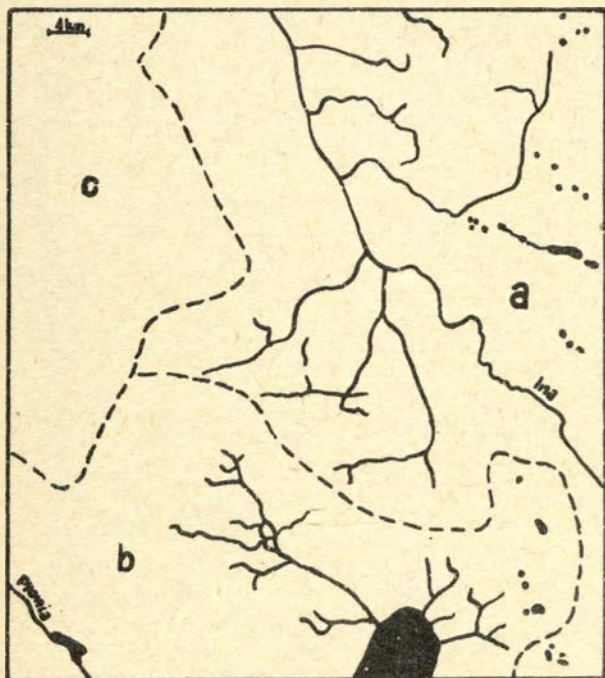
KIERUNKI UPADÓW WARSTW W STROPOWYCH
SERIACH PIASKÓW AKUMULACJI WODNEJ



RYC.5

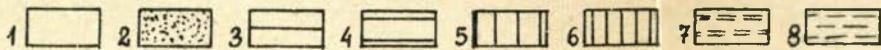
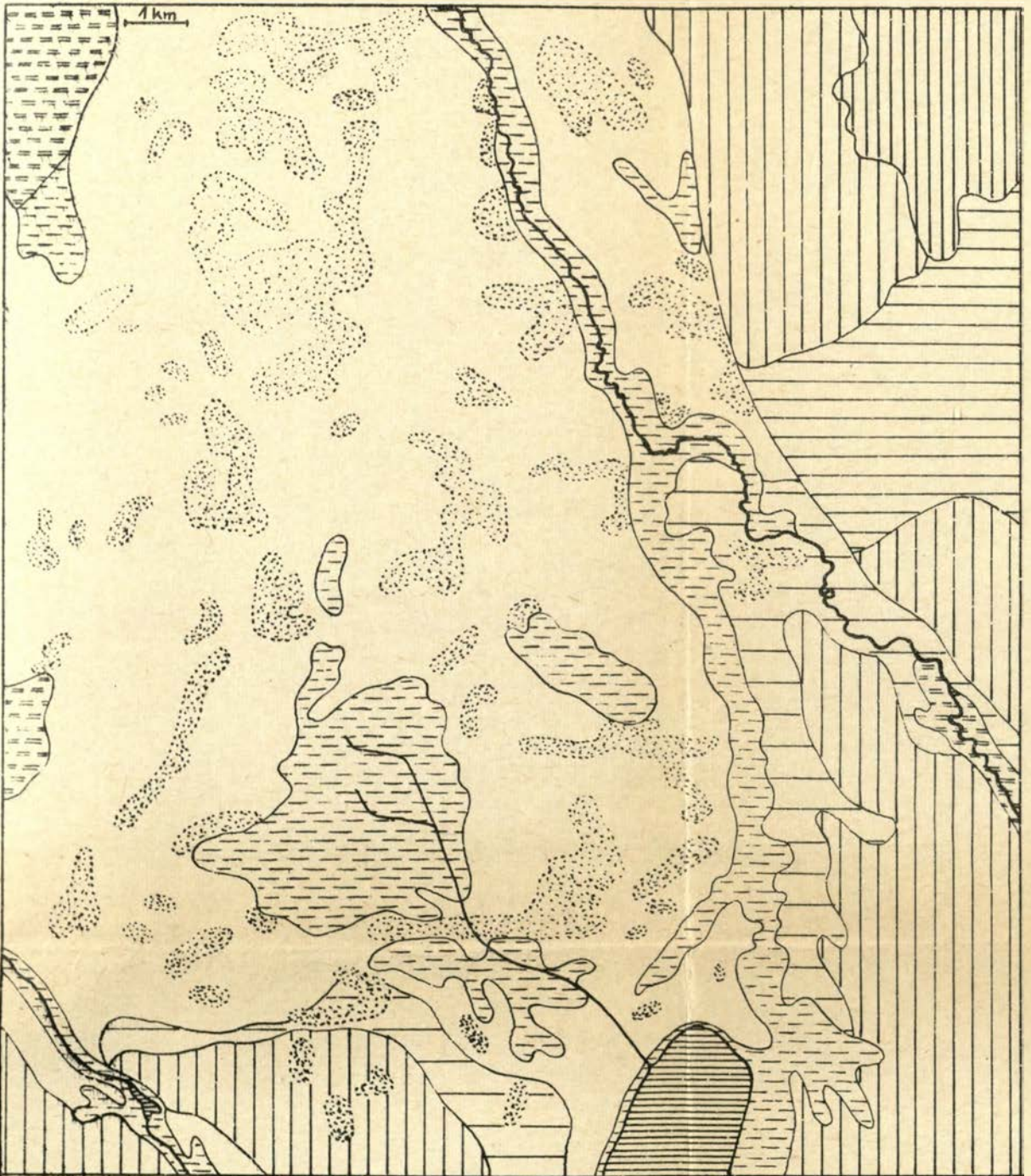
WODY POWIERZCHNIOWE

/wg "Mapy sieci rzecznej Basenu Szczecińskiego"
Drabika M.1962/



- a - zlewnia rzeki Iny
- b - zlewnia rzeki Płoni
- c - zlewnia jez.Dąbie

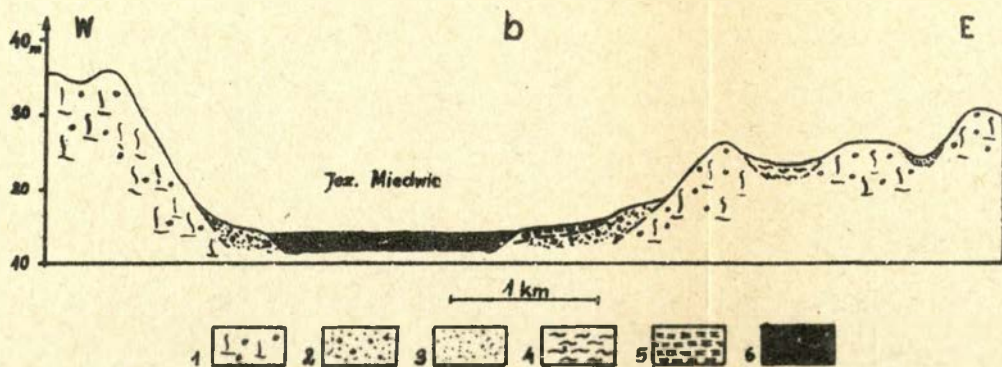
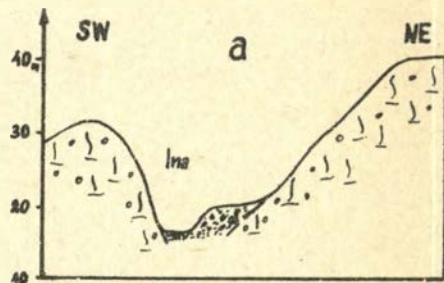
/mapka opracowana na podstawie "Mapy gleb Polski" ark.B i,
Szczecin w skali 1:300000, wydanie A/



1 - gleby biellicowe luźne; 2 - gleby utworzone na piaskach wydmych; 3 - gleby biellicowe słabo gliniaste; 4 - gleby biellicowe gliniaste; 5 - gleby biellicowe lekkie i średnie; 6 - czarne ziemie utworzone z glin i ilów różnego pochodzenia; 7 - gleby torfowe utworzone z torfów torfowisk niskich - niedolinnych; 8 - kompleks gleb mułowo-bagiennych, gleb murszowych i gleb torfowych płytkich.

I DOLINE INY

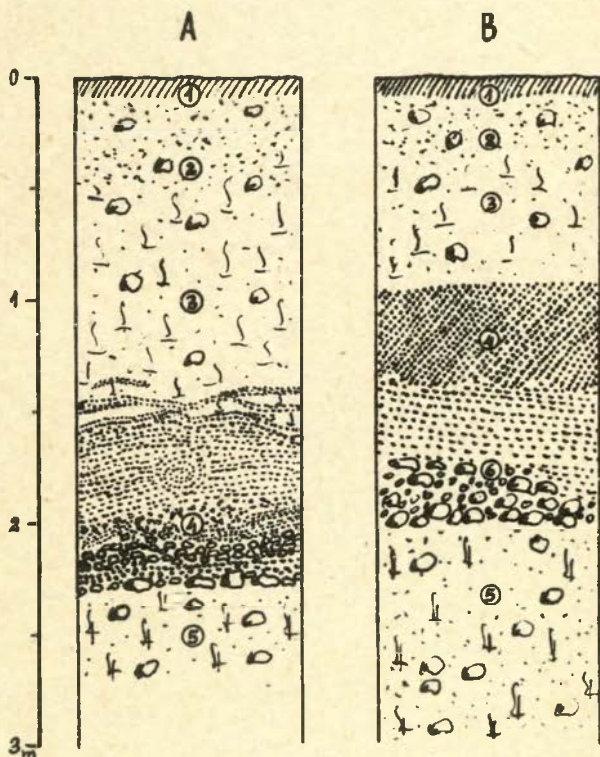
/patrz hipsometria/



1.gлина зwałова 2.пяски і звіры 3.пяски дробнозіар-
ністе 4.іл 5.торфы і мурше 6.вода

RYC.8 BUDOWA GEOLOGICZNA DRUMLINÓW - ODSŁONIĘCIA

A - wg Mityka J./1958/, B - na podstawie własnych badań/północna część opracowania/

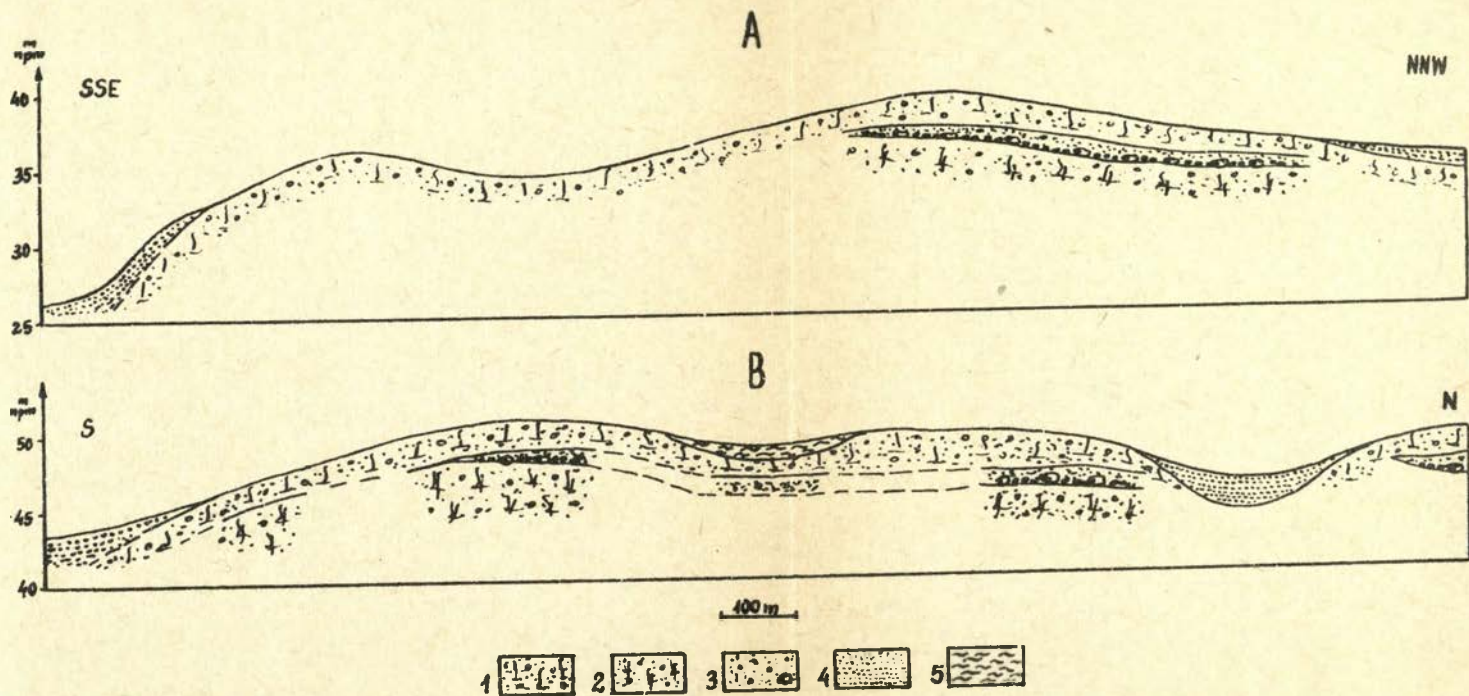


1.gleba 2.gлина spiaszczona 3.gлина górna
4.piaski i żwiry akumulacji wodnej 5.gli-
na dolna 6.residuum morenowe

RYC.9

BUDOWA GEOLOGICZNA DRUMLINÓW - PROFILE PODŁUŻNE

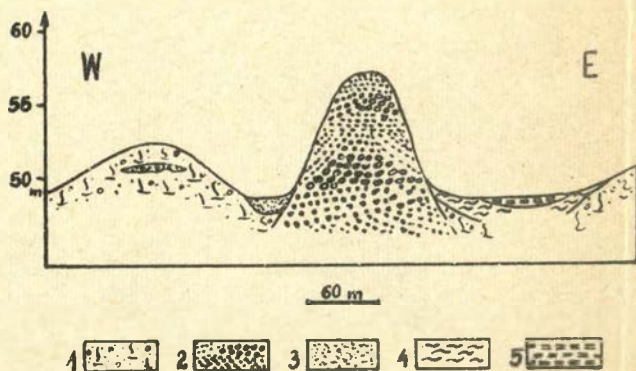
A - wg Mityka J /1958/, B - na podstawie własnych badań
/północna część opracowania/



1.gлина гóрна 2.глина dolna 3.пиаски i зwirы 4.пиаски drobnoziarnисте 5.ил

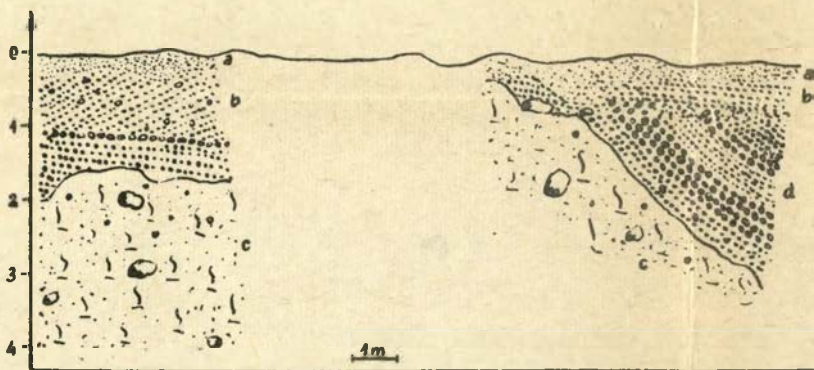
RYC.10

PROFIL GEOLOGICZNY OZU I OTACZAJACEJ WYSOCZYNY



- 1.gлина zwałowa 2.piaski i żwiry ozu
3.piaski drobnoziarniste 4.ił 5.torf

RYC.11
STRUKTURY LODOWCOWE ZASYPANE UTWORAMI "TERASOWYMI"
W OBREBIE NIZINY SZCZĘCIŃSKIEJ

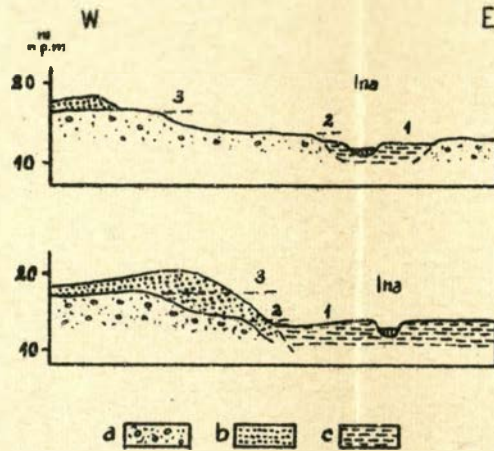


- a.piaski wydmowe b.osady „terasowe” c.gлина zwałowa
d.zaburzone osady akumulacji wodnej

RYC.12

STOSUNEK WYDM DO TERAS INY

/wg Stankowskiego W. 1961/

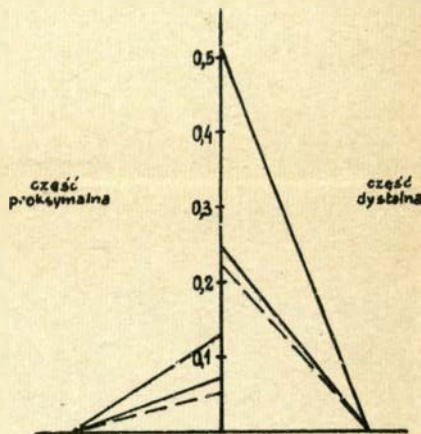


a.terasy piaszczysto-żwirowe/2 i 3/
b.wydmę c.terasa aluwialna

RYC.13

WSKAŹNIKI ASYMETRII BUDOWY WEWNĘTRZNEJ -

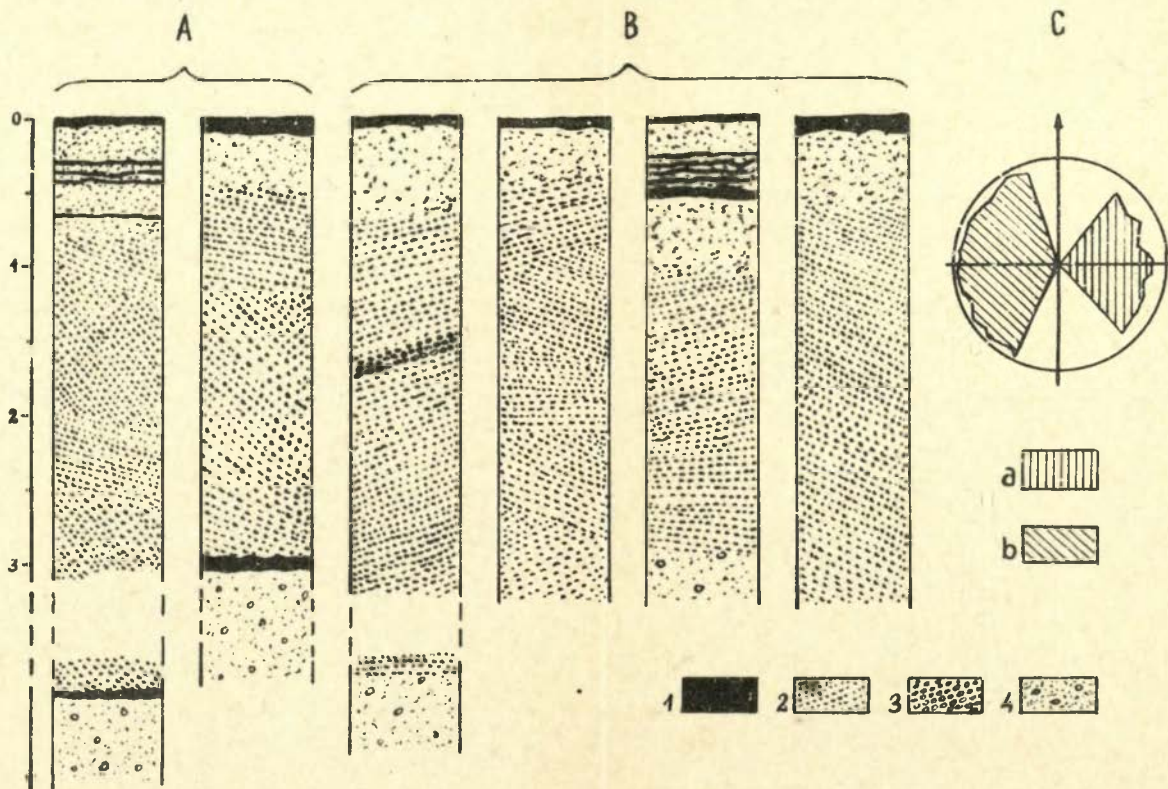
TANGENSY ŚREDNICH UPADÓW



STOK	WYDMA IDEALNA	WYDMY z W cz. POLA	WYDMY z E cz. POLA
prok.	0,13165	0,05241	0,06993
dystal	0,52057	0,23087	0,24933

RYC. 14

PROFILE GEOLOGICZNE WYDM



A - profile wydm skupionych na "terasie" IV B - profile wydm skupionych na "terasach" III i II C - diagram kierunków upadów warstw z proksymalnych i dystalnych części wydm na opracowanym terenie a.sektor kierunków upadów warstw z dystalnych części wydm b.sektor kierunków upadów warstw z proksymalnych części wydm 1.piaski humusowe 2.piaski drobnoziarniste 3.żwirtek 4.piaski ze żwirami akumulacji wodnej

LITERATURA

1. Brinken J., Okolice Szczecina pod względem geologicznym i morfologicznym. *Czas.Geogr.*, 1948, t.XIX, z.1-4.
2. Czekańska M., Obszar ujściowy Odry. Monografia Odry. 1948.
3. Czekańska A., Krygowski B., Przewodnik do wycieczek XXVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w r. 1955 w Szczecinie. *Rocznik Polskiego Tow.Geol.* 1957, t.XXV, z.4.
4. Czubiński Z., Zagadnienia geobotaniczne Pomorza. *Bad.Fizjogr. nad Polską Zach.* 1950, nr 2, z.4.
5. Deecke W., *Geologie von Pommern.* 1907.
6. Deecke W., *Zur Morphologie und Tektonik Pommerns.* *Ztschr. d.D.G.G.* 1911.
7. Demel K., Bałtyk. *Czas.Geogr.* 1955, t.XXVI, z.4.
8. Drabik M., Sieć rzeczna Basenu Szczecińskiego. *Maszynopis.* 1962.
9. Firbas F., *Spät und nacheiszeitliche Waldeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen.* 1949.
10. Galon R., *Morfologia doliny Odry.* Monografia Odry. 1948.
11. Galon R., *Z problematyki wydm śródlądowych w Polsce.* *Wydm y śródl. Polski, cz.I.* 1958.
12. Galon R., *New Investigations of Inland Dunes in Poland.* *Przegl.Geogr.*, 1959, vol.XXXI, Supplement.

13. Galon R., Morphology of the Notec-Warta /or Toruń-Eberswalde/ Ice Marginal Streamway. Prace Geogr. IG PAN. 1961a, nr 29.
14. Galon R., Roszkówna L., Extents of the Scandinavian Glaciations and of their Recession Stages on The Territory of Poland in the Light of an Analysis of the Marginal Forms of Inland Ice. Przegl.Geogr. 1961b, t.XXXIII, z.3.
15. Jaeckel O., Über ein diluviales Bruchsystem in Norddeutschland. Ztschr.d.D.G.G. 1910.
16. Jaśkowiak M., Budowa Geologiczna Synklinorium Szczecińskiego. Przegl.Geol. 1961, nr 8.
17. Jewtuczowicz S., Struktura drumlinów w okolicy Zbójna. Łódzkie Tow.Nauk. 1956.
18. Keilhack K., Die Drumlinlandschaft in Norddeutschland. Jahrb.d.Königl.Preuss.Geol.Land. Bergakademie, 1896. B.XVII.
19. Keilhack K., Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und hydrigraphische Entwicklung des pommerischen Kästengebietes. Jahrb.Preuss.Geol. Landesanstalt. 1898.
20. Keilhack K., Die grosse baltische Endmoräne und das Thorn-Eberswalder Hauptal. Ztschr.d.D.G.G. 1904.
21. Keilhack K., Geologische Karte der Provinz Pommern. 1930.
22. Klieve H., Reinhard H., Zur Entwicklung des An-cylus Sees.Petern. Geogr.Mitl. 1960, h.23.
23. Kozarski S., Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej, a kształtowanie się Pradoliny Noteci i Warty. Prace Kom. Geogr.Geol. Pozn.Tow.Przyj.Nauk. 1960, t.II, z.3.

24. Krygowski B., O związkach rzeźby dzisiejszej powierzchni ze strukturą podłoża na Pomorzu Szczecińskim. Zesz.Nauk.Uniw. A.Mickiewicza, Geografia. 1959, z.2.
25. Lewiński J., Dyluwium Polski i Danii. Roczn. Pol.Tow.Geol. 1929.
26. Linstow O., Die Tektonik der Kreide im Untergrund von Stettin und Umhebung um die Stettiner Stahluelle. Jahrb.d.Preuss.Geol.Landesanst.1913.
27. Mityk J., Pole drumlinowe w okolicy Stargardu. Maszynopis. 1958.
28. Nietsch R., Waldgeschichtliche Untersuchungen im westlichen im Ostpommern und in der angrenzenden Neumark. Dohrniana. 1934, Bd.13.
29. Nowotniak W., Wydmy pomiędzy Policami i Nowym Warpem. Maszynopis. 1962.
30. Paszyński J., Opady atmosferyczne dorzecza Odry i ich związek z hipsometrią i zalesieniem. Prace Geogr. IG PAN. 1955, nr 4.
31. Pawłowski S., Budowa geologiczna i krajobrazy morfologiczne Pomorza. Słownik Geogr. Państwa Polskiego. Tom I, z.1. Warszawa 1937.
32. Richter K., Ein Erdrutsch in der Buchheide. Abh. u.Ber.d.Pomm.Nat.Ges. 1920.
33. Rosa B., O postglacialnej transgresji Bałtyku na Polskim wybrzeżu. Czas.Geogr. 1958, t.XXIX, z.3.
34. Rotnicki K., Oz Bukowo-Mosiński. Prace Kom. Geogr.- Geol.Pozn.Tow.Przyj.Nauk. 1961, t.2.
35. Różycki S.Z., Atlas Polski, Geologia. Centr. Urząd Geod. i Kart. Warszawa 1953.

36. Różycki S.Z., Atlas Polski /M.Janiszewski/, Geologia, Tektonika. Warszawa 1954.
37. Rühle E., Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000. Państw.Inst.Geol. 1952.
38. Rühle W., Mapa miąższości utworów czwartorzędowych Polski. 1957.
39. Schoeneich K., Żywe procesy tektoniczne w północno-zachodniej Polsce. Szczec.Tow.Nauk.,Wydz. Nauk Techn. 1962, t.III, z.1.
40. Sieberer K., Bau und Entstehung der Stettiner Landschaft.Stettiner Jahrb. 1921.
41. Stankowski W., Z badań nad wydmiami na przykładzie wydym Basenu Szczecińskiego. Czas. Geogr. 1961 a, t.XXXII, z.1.
42. Stankowski W., Deflacyjny relief zapadnoy chasti Varciansko-Noteckego Mendzyjecha. Abstr. of Papers, VI-th Congr. INQUA, 1961 b. Polska.
43. Stankowski W., Rzeźba eoliczna Polski północno-zachodniej na podstawie wybranych obszarów.Pracz Kom.Geogr.-Geol. Pozn.Tow.Przyj.Nauk. 1963, t.4.
44. Stankowski W., Słownik Geogr. Państwa Polskiego T.I, z.1. Warszawa 1937.
45. Uhden R., Beitrage zur Morphologie des Oderhaffgebietes. 1927.
46. Wahnschaffe F., Geologisches Landschaftsformen in Norddeutschland. 1924.
47. Walendowski H., Drumliny Stargardzkie, a drumliny doliny Eden /Anglia/. Maszynopis. 1958.
48. Wodziczko A., Urbański J., Czubański Z., Przyroda żywa doliny Odry i jej ochrona. Monografia Odry. 1948.

49. Woldstedt P., Geol.-Morph.ⁿÜbersichtskarte des Norddeutschen Vereisungsgebietes 1:1 500 000. 1935.
 50. Woldstedt P., Eine neue Kurve der Würm - Eiszeit. Eiszeitalter und Gegenwart. 1958, Bd.9.
 51. Zeuner E., Dating the Past. An Introduction to Geochronology. London 1958.
 52. Zierhoffer A., Ważniejsze cechy klimatu dorze- cza Odry. Monografia Odry. 1948.
-

SPIS RYCIN

1. Hipsometria - cięcie poziomic co 5 m.
2. Profile topograficzne.
3. Litologia.
4. Kierunki upadów warstw w stropowych seriach piaszków akumulacji wodnej.
5. Wody powierzchniowe.
6. Gleby.
7. Profile geologiczne przez obniżenie jeziora Miedwie i dolinę Iny /patrz hipsometria/.
8. Budowa geologiczna drumlinów - odsłonięcia.
9. Budowa geologiczna drumlinów - profile podłużne.
10. Profil geologiczny ozu i otaczającej wysoczyzny.
11. Struktury lodowcowe zasypane utworami "terasowymi" w obrębie Niziny Szczecińskiej".
12. Stosunek wydmy do teras Iny.
13. Wskaźniki asymetrii budowy wewnętrznej - tangenasy średnich upadów /wg Stankowskiego W. 1961a/.
14. Profile geologiczne wydmy.

Spis treści

	str.
I. WSTĘP	1
II. PRZEGLĄD LITERATURY	2
III. CHARAKTERYSTYKA FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA TERENU	
a. Stosunki hipsometryczne	6
b. Budowa geologiczna	7
c. Niektóre cechy klimatu	9
d. Wody powierzchniowe	10
e. Roślinność	12
f. Gleby	14
IV. FORMY TERENU	
1. Wzgórza moreny czełowej	16
2. Wysoczyzna morenowa falista	16
3. Ostańce wysoczyznowe	21
4. Wały ozów	21
5. Rynny i zagłębienia eworsyjne	23
6. Wytopiska	25
7. Terasy	25
8. Wydmy	28
9. Dolinki, młode wcięcia erozyjne i stożki napływowe	34
V. PRÓBA MORFOGENEZY	35
LITERATURA	43
SPIS RYCIN	48

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

ZESZYT 5

II OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ
1:50 000 ARKUSZ N-34-124-C GĄBIN

Opracowali: U. Urbaniak, J. Kotarbiński

KOMITET REDAKCYJNY:

Redaktor Naczelny: K. Dziewoński
Z-ca Red. Nacz.: D. Kosmowska-Suffczyńska
Członkowie Redakcji: T. Lijewski, H. Szulc, J. Szupryczyński
Sekretarz Redakcji: D. Kosmowska-Suffczyńska
Rada Redakcyjna: J. Barbag, J. Czyżewski, K. Dziewoński,
J. Dylík, R. Galon, M. Klimaszewski, M. Kiełczewska-Zaleska,
S. Leszczycki, A. Malicki, B. Olszewicz, A. Ziefhoffer

Redaktor techniczny: W. Spryszyńska

Nakład 300 egz.

Adres Redakcji: Instytut Geografii PAN, Warszawa
Krakowskie Przedmieście 30

Okładkę wydrukowano w Warszawskiej Druk. Naukowej

<http://rcin.org.pl>
Zam. 833/D/66

U. Urbaniak
J. Kotarbiński

OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ
1:50 000
ARKUSZ G A B I N

I W S T Ę P

1 Przebieg kartowania

Badania na terenie Kotliny Płockiej rozpoczęto w 1957 roku w związku ze szczegółowym zdjęciem morfologicznym dla geomorfologicznej mapy Polski w skali 1:50 000. W okresie letnim 1957 zespół: Jan Rokicki, Barbara Czaporowska i Urszula Urbaniak skartował część północną arkusza Gąbin w skali 1:50 000. W następnym sezonie letnim, część południową arkusza skartowali: Jędrzej Kotarbiński i Urszula Urbaniak. W roku 1960 Urszula Urbaniak zestawiła wyniki badań i przygotowała mapę do druku.

2 Położenie i ogólna charakterystyka terenu

Teren objęty arkuszem "Gąbin" mapy geomorfologicznej w skali 1:50 000 leży między 19°30' a 19°45' dług. geogr. wsch. i 52°20' a 52°30' szer. geogr. pn., na lewym brzegu Wisły, między Gąbinem a Gostyninem. Leży on w granicach dwóch jednostek fizjograficz-

nych: Kotliny Płockiej i Równiny Żychlińskiej /wg Lencewicza, 1927/. W obrębie Kotliny Płockiej, na omawianym arkuszu, wydzielić można: właściwą dolinę Wisły, czyli jej tarasy akumulacyjne, na pd. oddzieloną od wyższego poziomu - ciechomickiego - wyraźnym zboczem o wysokości 30 m oraz poziom ciechomicki, przez St.Lencewicza /21/ zwany terasem IV. Ostatni położony jest około 20 m niżej w stosunku do właściwej wysoczyzny i oddzielony od niej drugim, silnie zdenudowanym stokiem o maksymalnym nachyleniu do 5°. Zbocze ma kierunek ESE - WNW, biegnie więc równoległe do koryta Wisły i do krawędzi tarasów. Ten sam kierunek zachowują dłuższe osie wszystkich form występujących na poziomie ciechomickim, wskazując na ich genetyczne powiązanie z pradoliną Wisły. Poziom ciechomicki włączono zatem do Kotliny Płockiej jako kopalny taras dawnego koryta Wisły. Z drugiej strony, występowanie na poziomie ciechomickim form subglacjalnych i szczelinowych, brak podcięcia erozyjnego od strony wysoczyzny, brak śladów erozji bądź akumulacji rzecznej, wskazują na jego przynależność genetyczną do wysoczyzny i pozwalają zaklasyfikować go jako niższy poziom wysoczyzny.

W y s o c z y z n a, o lokalnej nazwie Równiny Żychlińskiej, stanowi powierzchnię na ogół równinną, stopniowo obniżającą się z północy /wys. ok. 115 m/ ku południowi /wys. ok. 112 m/. W tym samym kierunku zarysowują się pewne różnice krajobrazowe, wskazujące na większą świeżość rzeźby północnego fragmentu wysoczyzny w stosunku do silnie zdenudowanego południowego jej płatu.

P o ł u d n i o w y f r a g m e n t w y s o c z y z n y, położony na południe od Gębina, stanowi powierzchnię bardzo silnie zdenudowaną, niemal idealnie płaską. Buduje ją glina zwałowa, # tłusta, brunatna, która znajduje zastosowanie w ceramice budowlanej; stanowi surowiec dla kilku cegielni. Wystę-

pujące tu zagłębienia bezodpływowe są stosunkowo niewielkie /średnica od kilku do kilkudziesięciu metrów/ i mają najczęściej charakter oczek /18, 31%. Na linii Guzów - Pomian - Kamień Słubice występują płaty utworów piaszczysto - żwirowych, których maksymalna wysokość dochodzi do 123,7 m n.p.m. Ich powierzchnia stanowi zupełnie zdemndowaną równinę, a miąższość piasków i żwirów dochodzi zaledwie do 2 m. Utwory te, mimo braku segregacji, są już w znacznym stopniu wyeksploatowane. Cennym surowcem ceramicznym są ły pliczeńskie; bazuje na nich cegielnia w Konstantynowie /6 km na ESE od Gębina/. Na omawianym terenie ły pstre występują bardzo blisko powierzchni w miejscowości Susarz koło Szczawina Borowego, gdzie w okresie międzywojennym eksploatowali je miejscowi garncarze.

Powierzchnia p ó ł n o c n e j c z ę ś c i w y s o c z y z n y, w całości płaska, urozmaicona jest znaczną ilością płytkich zagłębień bezodpływowych o średnicy 200-300 m, porośniętych roślinnością łąkową, bagienną, bądź wypełnionych kredą jeziorną lub torfem. Wysoczyzna zbudowana jest z czerwonej, tłustej, marglistej gliny zwałowej, eksploatowanej wyłącznie przez miejscową ludność w nielicznych gliniarkach. Na glinie, piaszczystej w stropie, wykształciły się gleby bielcowe, szczerki i czarne ziemie bagienne. Małe deniwelacje terenu stwarzają korzystne warunki dla upraw /11/.

Obok zagłębień bezodpływowych, elementami urozmaic ją ymi ten fragment wysoczyzny są: formy drumlinoidalne, położone na wschód od wsi Korzeń Szlachecki, pagórki piaszczyste w okolicy wsi Podgórze i Bolesławów oraz dwa izolowane wzgórza: w Korzeniu Szlacheckim i w Nowej Wsi.

Na formy drumlinoidalne składa się kilka walców, których dłuższe osie, o długości do 1 km, ma-

ją kierunek zbliżony do równoleżnikowego. Położenie wałów już przy krawędzi wysoczyzny i znaczne nachylenia ich zboczy /do 10°/ stwarzają dogodne warunki dla demudacji gleby.

Pagórki piaszczyste w okolicy wsi Podgórze i Belesławów wznoszą się nad poziom wysoczyzny o około 5 m. Wielkość obszaru piaszczystego wynosi około 3 km². W strefie pagórków występują podmokłe, niekiedy zatorfione obniżenia, które obok dużej zalętności gleb stwarzają niekorzystne warunki dla upraw. Słaba segregacja piasków utrudnia wykorzystanie ich jako materiału budowlanego.

Zdenudowane wzgórze o wysokości 121,2 m n.p.m. w Korzeniu Szlacheckim ma budowę podobną, chociaż występujący tu materiał jest grubszy. Występuje tu piasek, żwir eksploatowany obecnie, bruk oraz pojedyncze głazy.

Na południe od Kamienia Rządowego wysoczyzna stopniowo przechodzi w płaską powierzchnię s a a a d r u. Obie wydzielone jednostki mają tę samą wysokość nad poziom morza, a różnią się jedynie odmienną budową geologiczną, co wpływa na charakter drzewostanu /las dębowy - na wysoczyźnie, sosnowy - na sandrze/.

Niemal idealnie płaską powierzchnię sandru zakłócają sporadycznie występujące zagłębienia wytopiskowe po martwym lodzie, a z form pozytywnych - niewielkie obszary przewianych piasków. Sandr leży w dwóch poziomach, między którymi różnica wysokości wynosi 3 - 4 m. Od wschodu granica między sandrem a wysoczyzną jest wyraźna i wyraża się różnicą wysokości 5 - 6 m /wys. powierzchni wysoczyzny wynosi 112 m n.p.m., wysokość sandru - 105 - 108 m n.p.m./.

Wysoczyzna na granicy z sandrem pocięta jest licznymi dolinami o długich, demudacyjnych stokach.

Wyższy poziom sandru łączy się poprzez szeroką, płaską dolinę, biegnącą równoleżnikowo od Gąbina do Kunek, z rozległym obniżeniem jeziora Zdworeskiego, rozszczepiając obszar wysoczyzny na dwa wyżej wspomniane płaty. Sandr młodszy /niższy/ leży w poziomie 100 - 103 m n.p.m. Powierzchnię jego rozcina rynna o kierunku NNW - SSE, która w okolicy jeziora Szczawińskiego zmienia się w szeroką dolinę wód roztopowych, o kierunku południkowym. Wokół jeziora Szczawińskiego występują pokłady torfu o miąższości 5 - 10 m, w znacznej części już wyeksploatowane. Przeważający procent powierzchni sandru objęty jest gospodarką leśną, tylko niewielkie obszary w południowej jego części stanowią nieużytki, częściowo uprawiane. Wobec nieopłacalności gospodarki rolnej, tereny te powinny być również zalesione. Warstwowe piaski sandrowe są eksploatowane, jako materiał budowlany, w dwóch większych piaskowniach.

Omówione wyżej fragmenty wysoczyzny i sandr wchodzi w skład t.zw. Równiny Żychlińskiej.

W obrębie K e t l i n y i P ł e c k i e j wydzielić można kilka poziomów o różnej genezie zilustrowanych na załączonym profilu morfologicznym /ryc.1/. Poszczególne poziomy omówione zostaną w porządku chronologicznym począwszy od najstarszego:

P o z i o m e i e c h o m i c k i /niższy poziom wysoczyzny/, zwany przez Lencwicza /21/ tarasem ciechomickim - na arkuszu Gąbin jest elementem dominującym; pozostałe występują w niewielkich fragmentach. Skomplikowana rzeźba, bogactwo form i różnorodna budowa geologiczna wskazują na złożoną genezę tego obszaru. W obrębie poziomu ciechomicznego można wydzielić mniejsze jednostki różniące się między sobą budową geologiczną, wysokością i charakterem rzeźby: 1/ teras kemowy,

2/ plateau kemowe, 3/ równina moreny dennej, 4/ strefa pagórków morenowych martwego lodu, 5/ poziom sandrowy. Największe zróżnicowanie powierzchni występuje na obszarze położonym między Sędeniem, Łąkiem i jeziorem Górskim. Obszar ten leży na wysokości około 87 m n.p.m. i zbudowany jest z piasków drobnoziarnistych pochodzenia fluwioglacjalnego. W części zachodniej jest on nadbudowany przez plateau, na które składają się liczne wzgórza i wały, których kulminacyjne partie tworzą wspólną, płaską powierzchnię na wysokości około 98 m n.p.m. oraz zagłębienia bezodpływowe w postaci głębokich /do 20 m/ lejów o stromych zboczach i często płaskich, podmokłych dnach. Są to typowe wytopiska brył martwego lodu. Obszar ten budują również warstwowane piaski. Odważnym elementem krajobrazu są tu wydmy i piaski przewiane, zacierające granice form o różnym wieku i genezie. Ta część poziomu ciechomickiego objęta jest w całości gospodarką leśną.

T a r a s k e m o w y, we wschodniej części arkusza, od południa przylega do zbocza wysoczyzny, od wschodu wyraźną krawędzią oddzielony jest od obniżenia jeziora Zdwojskiego. Strome zbocze podkreślają jeszcze towarzyszące mu zagłębienia wytopiskowe. W części północnej taras graniczy ze strefą piaszczystych pagórków, wznosząc się ponad jej powierzchnię o około 8 m. Podobnie jak plateau, taras kemowy składa się z ogromnej ilości wzgórz i dzielących je zagłębień bezodpływowych, wytopiskowych, o bardzo różnej średnicy i głębokości. Płaskie kulminacje wzgórz tworzą wspólną powierzchnię na wys. 96 m. Dna najgłębszych wytopisk, płaskie i podmokłe, leżą 15 m poniżej górnego poziomu tarasu. Poziom ten zbudowany jest z piasków drobno- i średnioziarnistych, warstwowanych, w stropie bezstrukturalnych z domieszką żwiru i głazików. Powierzchnia tarasu jest w całości zalesiona.

Część wschodnią stanowi r ó w n i n a m o -
r e n o w a zbudowana z gliny zwałowej marglistej.
Jej powierzchnia w okolicy Ciechomic leży na wyso-
kości około 90 m n.p.m. W części południowej /okre-
szenie Wincentowa/ wysokość równiny wynosi 80 m n.p.m.
Na tych obazarach wykształciły się urodzajne gleby.

Pod gliną zalegają iły warwowe odsłaniające się
w erozyjnych wąwozach. Iły mają duże znaczenie dla
ceramiki budowlanej. Eksploatuje je cegielnia w
Górach i na małą skalę w Ciechomicach.

Wzdłuż tego poziomu rozciąga się z NW ku SE
/od gaj. Podgórze przez Grabinę, Ludwików do Grabi/
strefa drobnych /maksymalna wysokość 5 m/ pagór-
ków. Towarzyszą im bardzo liczne, również drobne
zagłębienia bezodpływowe. Całość terenu sprawia
wrażenie strefy końcowej zasięgu lodowca. Obszar
ten budują piaski, w stropie bezstrukturalne z do-
mieszką żwiru i głazików, głębiej warstwowane. Ze
względu na piaszczystą budowę, zmienność gleby i
występowanie licznych, drobnych, podmokłych zagłę-
bień, teren ten przysparza trudności w użytkowaniu
rolniczym.

Między plateau kemowym a zboczem wyższego po-
ziomu wysoczyzny, na poziomie ciechomickim, wystę-
puje płaska d o l i n a w ó d r o z t o p o -
w y c h leżąca w poziomie około 90 m n.p.m.

Odrębnym elementem rzeźby poziomu ciechomickie-
go są rynny, jeziora i towarzyszące rynnom wały
kemowe. Rynny jezior Białego i Sumino, w NW części
arkusza, mają kierunek równoleżnikowy i kończą się
ślepo. W środkowej części - dwie rynny, równoległe
do siebie, mają kierunek NW - SE, obie również w
kierunku przeciwnym kończą się szeregiem wyto-
pisk. Tylko rynnie jezior Łackich, zresztą najmniej
typowej, towarzyszą wały, których dłuższe osie są
równoległe do osi rynny. Wysokość wałów przekracza

często 20 m. Zbudowane są również z piasków drobnoziarnistych, w stropie bezstrukturalnych, czasem silnie zglinionych z domieszką żwiru i drobnych głazików. Dobra segregacja piasku czyni go cennym materiałem budowlanym. W Zdworzu piaski eksploatuje przedsiębiorstwo budowlane z Płocka. W rybnie jezior Łąckich zalegają ponadto torfy, również eksploatowane. Ich miąższość według Z. Borówko-Dłużakowej /3, 4, 5/ dochodzi do 8 m w Łącku i do 11 m w Rzechtach Zdwońskich.

W IV części arkusza występuje płaska powierzchnia tarasu pradolinnego położona na wysokości 77 m n.p.m., na mapie oznaczona jako równina sandrowa. Obserwujemy znaczne różnice w budowie tarasu: część zachodnią budują warstwowane piaski drobnoziarniste i mułki, wschodnią zaś ma charakter powierzchni erozyjno-akumulacyjnej, sbudowanej z gliny zwakowej bądź piasków warstwowanych.

Najniższe w kotlinie poziomy - tarasy akumulacyjne Wisły:

Taras nadzalewowy leży na wysokości około 60 m n.p.m. i wznosi się 7-8 m ponad poziom wody w Wiśle koło Dobrzykowa. Zbudowany jest z piasków warstwowanych z wkładkami mułku i drobnoziarnistego żwiru. Znaczny procent powierzchni tarasu pokrywają piaski przewiane i wydmy wałowe, których wysokość względna dochodzi do 10 m. Dłuższe osie wałów mają kierunek SE - NW, przy czym zbocza NE są bardziej strome. Miejscami szata roślinna wydm jest zupełnie zniszczona, wskutek czego powstają nagie obszary ruchomych piasków, zasypujące niewielkie obszary użytkowane rolniczo. Teren kwalifikuje się do zalesienia. Piaski wydymowe oddzielone są od zbocza poziomu ciechanickiego pasem podmokłości i torfów, o szerokości 200 - 1000 m. Torfy, mimo nieznacnej

ich miąższości i zanieczyszczenia okruchami mineralnymi, w okolicach Ciechomic eksploatowane są przez miejscową ludność.

T a r a s z a l e w o w y ciągnie się wzdłuż Wisły pasem o szerokości od kilku do kilkuset metrów.

II DOTYCHCZASOWE OPRACOWANIA TERENU BUDOWA GEOLOGICZNA

Okolice Gostynina i Gąbina od dawna były terenem zainteresowań geografów i geologów, a to ze względu na świeżość krajobrazu i obecność jezior na tym terenie. Początkowo zajmowano się tym obszarem jedynie na marginesie badań nad większymi jednostkami fizjograficznymi.

I tak Keller /wg St.Lencawicza, 1927/ teren położony na północ od krawędzi Gąbin - Gostynin uważał za część Pradoliny Toruńsko - Eberswaldzkiej, a jeziora i bagna w pradolinie za starorzecza powstałe w wyniku działalności Wisły.

W 1895 r. A.Giedroje /15/, badając pod względem geologicznym Litwę i północną część Polski, zajmuje się doliną środkowej Wisły, dając zarys ogólnej budowy jej prawego brzegu.

Z 1904 roku pochodzi opis J.Końskiego /19/ "O piaszkowcach płockich".

Na świeży krajobraz okolic Gąbina, Zdworza i Dobrzykowa pierwszy zwrócił uwagę P.Prawosławlew /34/. Występujące tam pagórki, zbudowane z piaszków, uważał za moreny czołowe. Natomiast wał na

południe od jeziora Zdworskiego ma według niego przejściowy charakter między ozem a moreną końcową. Prawosławlew zauważył, że powyższe formy występują w "starej dolinie Wisły".

W 1913 roku terenem tym zainteresował się F. Rutkowski /37/. Opisał on stromy i długi wał pod Gostyninem, uznając go za oz, który "... posiada wszystkie właściwości cechujące tego rodzaju utwory". Wał zauważony przez Prawosławlewa w okolicy jeziora Zdworskiego, także uważa za niewątpliwą oz. występowanie zaś pól kamienistych - za ślady moren. Wyżej wspomniane formy nie pozwalają, zdaniem Rutkowskiego, na zaliczenie tych terenów do pradoliny. Rutkowski widzi tu obniżenie istniejące jeszcze przed nasunięciem się lodowca. Dzięki niemu, w tej partii terenu, lodowiec sięgał znacznie dalej ku SE, a czasem wydostawał się nawet na wysoczyznę na południe od Gostynina, "... lecz postój jego na tej linii dżum być nie mógł i tym tłumaczy się słaby rozwój moren ezołowych i sandrów". Wody powstałe z topnienia lodu spływały w dwóch kierunkach: jeden wyznacza oz gostyniński, drugi wykorzystuje dzisiejsza Osotnica i Przysowa.

Systematyczne badania na tym terenie zapoczątkował w 1921 roku St. Lenczewicz /20, 21, 22, 23, 24/. Przeprowadzał on w Kotlinie Płockiej badania morfologiczne, geologiczne oraz limnologiczne. Teren położony na południe od krawędzi: Gąbin - Gostynin Lenczewicz nazywa Równiną Żychlińską. Jest ona zbudowana z silnie zniszczonej gliny morenowej. Na północ od niej rozciąga się Kotlina Płocka.

Według Lenczewicza jeszcze przed nasunięciem się lodowca istniały w podłożu zagłębienia: warszawskie, płockie i toruńskie rozdzielone "żebami": gąbińskim i włocławskim, które są wyniosłościami podłoża podnoszącego się jeszcze po okresie zlodowacenia.

Lencewicz /23/ opisuje również szereg dyslokacji uskokowych, wzdłuż których zbocze stopniami opada ku Wiśle, uważając je za zaburzenia tektoniczne związane z linią Tornquita. Na potwierdzenie swojej tezy przytacza zjawiska wstrząsów sejsmicznych, które miały miejsce w okolicach Płocka w 1932 roku.

Szczegółowy opis tych zjawisk dał E. Janczewski /17/, który uważa, że zostały one spowodowane ruchami tektonicznymi "... związanymi z budową głębszych mas cokołu europejskiego".

Według St. Lencewicza /21/ zagłębienia w podłożu, w miarę ustępowania lodowca, były kolejno, niezależnie od siebie, zajmowane przez wody powstałe z topnienia lodu. Początkowo wody Wisły płynęły w kierunku Łęczycy, omijając od południa Warszawę. Nieco później, niezależnie od tego, uformowała się rzeka płynąca z okolic Płocka przez Bachorze do Warty. Ruchy epeirogeniczne, wynoszące okolice Łęczycy, spychały Wisłę do Kotliny Płockiej. Tarasy górne tworzyły się w każdej kotlinie niezależnie od siebie. Odprowadzały one wody topniejącego lodowca na zachód. Według Lencewicza odnosić je należy do Würmu. Uzyskawszy odpływ na Płock, Wisła płynie po najwyższym tarasie - Ciechomickim - na zachód. "Odpływ przez Bachorze przesuwają się skutki wzrostu garbu kujawskiego. Wisła przerzuca się do Kotliny Toruńskiej, przygotowanej już uprzednio przez wody Drwęcy". Taras środkowy /trzeci/ wytworzył się dopiero po połączeniu wszystkich kotlin; wskazuje na to ciągłość jego spadku. "W tym czasie następuje wielka oscylacja lodowców do Kotliny Płockiej i Toruńskiej i dlatego tarasom środkowym przypisujemy wiek Bthlu".

Kopiaste pagórki rozrzucone chaotycznie na wysokim tarasie, w sąsiedztwie jeziora Zdwojskiego, Lencewicz uważa za moreny czołowe. Opisuje również

oży w okolicy jezior: Zdwońskiego i Łąckiego. "Dodajmy jeszcze, że osom towarzyszy szereg jezior, pod Grabiną mamy nawet typowe jeziora rynnowe, a zlodowacenie na górnym tarasie Wisły stanie się oczywiste".

Taras środkowy /III/ jest, zdaniem Lencewicza, również nadbudowany przez utwory lodowcowe. Nagły zanik tarasu wysokiego pod Górami wskazuje, że część zachodnia lodowca posuwała się po tarasie środkowym. Wobec tego zlodowacenie dolinowe oddzielał od głównego dość długi okres czasu, w ciągu którego Wisła wytworzyła dwa systemy tarasów. Jezior lodowcowy nie mógł wtargnąć do pradolinę z wysoczyzny leżącej na północ od Płocka, ze względu na istnienie wyraźnej krawędzi oddzielającej wysoczyznę od tarasu górnego /IV/. Poza tym na samej wysoczyźnie moreny czołowe są znacznie bardziej zniszczone niż w okolicy Zdwońska. Z kierunku rynien jeziornych Lencewicz wnioskuje, że "lodowiec dolinowy przybył aż z poza Włocławka".

Zlodowacenie Kotliny Płockiej Lencewicz wiąże z oscylacją dobrzyńską. Świeżość form akumulacyjnych w części środkowej lodowca dolinowego, a zarazem silne ich przemodelowanie przez czynniki eoliczne w części środkowej i zachodniej wskazują, według Lencewicza, że część końcowa najpóźniej została pozbawiona powłoki lodowej. Lodowiec przerwał się na południku Gostynina, trzon jego stopił się wcześniej, a czoło pozostało jako płat martwego lodu. Środek kotliny, wcześniej podlegający denudacji, mógł się wcześniej przemienić w obszar wydmowy, podczas gdy martwy lód pod Gąbinem ochraniał od zniszczenia pierwotne formy akumulacyjne. W wyniku tego procesy deflacyjne zaczęły się tam później i nie są tak zaawansowane, jak w części zachodniej.

W wydanej w 1936 roku Mapie Geologicznej Kotliny Płockiej, Lencewicz /24/ wiąże osady fluwiogla-

cjalne /"morena denna" wg Lencewicza/ leżące na powierzchni "tarasu Ciechomickiego" z "lodowcem dolinnym" /L₅ Limanowskiego/, natomiast osady leżące w ich spągu, jak również budujące tak zwaną "Równinę Żychlińską", zalicza do zlodowacenia starszego.

Według R.Galona /9/ "Lencewicz wyciągnął z faktu istnienia form polodowcowych w dolinie Wisły wnioski bardzo daleko idący, nie troszcząc się o konsekwencje wynikające z przyjęcia zlodowacenia dolinowego dla odpływu rzeczno-ego. Niewątpliwie musiałyby powstać zatamowanie wód, którego śladem powinny być osady zastoiskowe urywające się na pewnej linii. O tym nigdzie nie czytamy i podobnych obserwacji nikt nigdzie nie poczynił".

Na fakt ten zwrócił uwagę już J.Lewiński /26/, według którego brak utworów zastoiskowych świadczy o nachyleniu pradoliny ku południowi.Lewiński "zlodowacenie dolinowe" wiąże ze zlodowaceniem L₄ Limanowskiego. "Po cofnięciu się zlodowacenia na północ od Włocławka, w pewnym momencie objawia się ponownie jego posunięcie naprzód ..., lód korzysta z preegzystującej doliny Pra Wisły ... i wysyła w nią lokalny jezior lodowcowy ... Lodowiec ten osadza na rozmytej powierzchni iłów wstęgowych ... własną cienką morenę denną. Jezior ten istnieje tylko krótko, wycofuje się niebawem na północ, ale po dolinie spływają jeszcze nadal na południe błędne wody lodowcowe obciążone żwirkowatym piaskiem, który zasypuje powierzchnię moreny dolinowej".

J.Lewiński /25/ zauważył również różnicę w głębokości zalegania podłoża czwartorzędu w pradolinie i na prawym jej brzegu, przypisując to zjawisko intensywnym procesom erozyjnym. Powierzchnia erozyjna uległa później zaburzeniom tektonicznym. Kierunek tych ostatnich odchyła się od kierunku erodującej rzeki. Owe deformacje Lewiński wiąże ze strefą

tektoniczną, zwaną linią Tornquista, biegnącą z NW na SE.

W roku 1936 R. Błachowski /2/ pierwszy podjął próbę ustalenia stratygrafii utworów plejstocenских Kotliny Płockiej. Zaobserwowane cztery poziomy gliny zwałowej, na podstawie wskaźnika głazowego, zalicza on do dwóch zlodowaceń.

W ostatnich latach w Kotlinie Płockiej były przeprowadzane badania geologiczne z inicjatywy Instytutu Geologicznego. Były to badania nad występowaniem glin ceramiki czerwonej /30/ oraz zdjęcie geologiczne do szczegółowej mapy Polski w skali 1:50 000 /39/.

J. Łyczewska /28/ uformowanie Kotliny Płockiej jak i innych kotlin występujących wzdłuż Wisły, wiąże z działalnością erozyjną wód zarówno podlodowcowych, jak i wód z topnienia powierzchniowego oraz napierających z południa na czoło lodowca. Wody ~~rozryw-
wały~~ zgromadzone w pradolinie osady lodowcowe, pozostawiając tylko większe głazy narzutowe i strzępy gliny zwałowej. Sąsiednie obszary, położone poza zasięgiem wód grawitacyjalnych, były pokryte lodem. Wody, które powstały z jego topnienia, kierowały się koncentrycznie ku dolinie Wisły, na co wskazuje kierunek ozów w Gostyninie i Maszewie oraz dolina Skrzy typy rynnowego. Tak zwane "moreny czołowe" gabińskie odnosi autorka do stadium dobrzyńskiego zlodowacenia bałtyckiego. Profil osadów czwartorzędowych w pradolinie, według Łyczewskiej, wygląda następująco: dno pradoliny, zwłaszcza w zagłębieniach podłoża, wypełniają żwiry i piaski z głazami, pochodzące z rozmycia osadów lodowcowych, najprawdopodobniej zlodowacenia środkowopolskiego. Po fazie intensywnej erozji w obrębie pradoliny zaistniały warunki spokojnej akumulacji wodnej i osadziły się piaski warstwowe, różnoziarniste ze żwirami. Osady te wypełniają całą

pradolinę od Płocka do Gostynina. Ku północo-zachodowi ma eriaż staje się coraz drobniejszy co jest wynikiem zatamowania odpływu wód przez zbliżający się lodowiec bałtycki. Osady zlodowacenia bałtyckiego w pradolinie to osady fluwioglacjalne naprzemian z zastoiskowymi oraz glinami zwałowymi. "To przewarstwienie osadów akumulacji wodnej, wodno-lodowcowej i lodowcowej wskazuje nie tylko na ruchy oscylacyjne czoła lądolodu, ale również na silną działalność wód w tym okresie na obszarze pradoliny". "Strapowe osady ... to piaski fluwioglacjalne, przesortowane częściowo przez wody bieżące na piaski warstwowane tarasowe, częściowo osuszone i przewiane w wydmy. Miejscami na powierzchni odsłaniają się płyty gliny zwałowej lub osadów zastoiskowych".

Na tym samym terenie S. Skompski /40, 41/ wyróżnia siedem poz omów glacialnych zaliczając je do czterech zlodowaceń. Najstarsze ogniwo, stwierdzone w Treszynie Polskim to piaski ze żwirami i teczencami gliny zwałowej oraz glina zwałowa o nieznacznej miąższości. W dół Skompskiego może to być osad lądolodu starszego od południowopolskiego /krakowskiego/. Warstwa ta oddzielona jest od wyżej leżącej gliny zwałowej zlodowacenia południowopolskiego piaskami rzecznyymi o miąższości około 6 m ze szczątkami drewna. Osady zlodowacenia środkowopolskiego to początkowo osady wodnolodowcowe, takie jak piaski różnorodnie zmiękkłe z wkładkami mułków i łąw wstęgowych. Serię fluw oglacjalną kończą mułki i łąw warwowe. Na nich leży glina zwałowa starszego stadia zlodowacenia środkowopolskiego. Wyżej zalega górna seria łąw i mułków wstęgowych. "Świadectwem pobytu lądolodu młodszego stadia zlodowacenia środkowopolskiego na tym obszarze jest glina zwałowa o mniejszej i nierównej miąższości, bardziej piaszczysta i nie występująca zwartą powłoką. Na powierzchni tej gliny wtargnęło od północo-zachodu zlodowacenie północnopolskie /bałtyckie/. Lądolód

północnopolski pokrył nie tylko taras IV, ciecho-
miecki /wg Lencowicza/, lecz w okolicach Gostynina
wkroczył na wysoczyznę. W związku z niskim położe-
niem tego tarasu w stosunku do otaczających go ob-
szarów, był on terenem gromadzenia się wód lodow-
cowych, skutkiem czego osady zlodowacenia północno-
polskiego to głównie piaski oraz piaski ze żwirami,
Gлина zwałowa występuje jedynie w postaci małych
płatów lub brył o miąższości nie przekraczającej
4 m.

Ostatnio Wł. Skowański i S. Skompski /43, 44/ na
obszarze Kotliny i Wysoczyzny Płockiej widzą w
obrębie zlodowacenia dwie fazy: gabińską, która po-
krywa się z maksymalnym zasięgiem zlodowacenia bał-
tyckiego i płocką - o mniejszym zasięgu.

Akumulację piasków tarasu nadzalewowego S. Skomp-
ski odnosi do stadiału pomorskiego, a rozcięcie ich
do wczesnego holocenu. Ten ostatni pogląd Skompskie-
go znajduje potwierdzenie w pracy Z. Borówko-Dłuża-
kowej /5/, która stwierdza, że torfowiska w Ciecho-
micach i w Dzierżąznej leżą w obrębie tarasu akumu-
lacyjnego Wisły i zaczęły się tworzyć w okresie pre-
borealnym.

Jak wynika z przeglądu literatury, autorzy,
szczególnie nowszych opracowań, są zgodni co do bu-
dowy geologicznej tego obszaru. Podłoże czwartorzę-
du stanowią tu iły pliocenские, których powierzch-
nia wykazuje poważne deniwelacje. Ukształtowanie
podłoża decyduje w znacznym stopniu o współczesnej
rzeźbie omawianego obszaru. Szereg wierzeń wykona-
nych na wysoczyźnie i w Kotlinie Płockiej potwier-
dza koncepcję Lewińskiego /26/ o istnieniu na ob-
szarze kotliny obniżenia w podłożu. I tak po-
wierzchnia pliocenu w granicach arkusza Gąbin, w
kotlinie obniża się do wysokości około 45 m n.p.m.,
na wysoczyźnie zaś wznosi się od 70 m n.p.m. w Zwo-

leniu, przez 80 m n.p.m. w Podlasiu i 85 m n.p.m. koło szkoły w Gąbinie, do 99 m n.p.m. w Sannikach. Wzdłuż tej linii, według Lencewicza /21/, biegnie w podłożu garb wypiętrzający się jeszcze po zlodowaceniach. Na osi garbu znajduje się wał zbudowany z iłów pliocenijskich, o wysokości względnej do 24 m. Biegnie on od cegielni w Konstancynie aż do Gąbina, równoległe do zbocza wysoczyzny, z ESE ku WNW. Iły i piaski pliocenijskie, zalegające w cegielni na powierzchni, są intensywnie zafałdowane i spragowane. Kąty nachylenia poszczególnych ławic dochodzą do 65°. Miejscami na iłach leżą strzępy piaszczystej gliny zwalowej lub tylko pojedyncze głazy. W części wschodniej wykopów miąższość gliny dochodzi do 2 m. Kontakt utworów czwartorzędowych z iłami pliocenijskimi zilustrowano na rycinie 2. Jeszcze w Gąbinie wał wyraźnie kulminuje, mimo, że pliocenijskie jądro otula płaszcz gliny zwalowej o miąższości do 18 m. Wyjaśnienie genezy wyżej omówionego wału procesami tektoniki wgłębnej nie jest uzasadnione. Przyjmując za E.Ciukiem /6/, że w strefie żyznej lodowca wpływ siły fałdującej sięgał bardzo głęboko, wytworzenie wału należałoby przypisać procesom glaciitektonicznym i uznać go za morenę wyciśnięcia. Być może, ił pliocenijski budujący morenę jest tylko krą odczwaną od podłoża. J.Lewiński i J.Samsonowicz /25/ również dość sceptycznie ustosunkowują się do wpływu tektoniki wgłębnej na rzeźbę podłoża, którego deformacje przypisują raczej działalności erozyjnej wód i egzarycyjnej lodowca. Z obserwacji poczynionych przez R.Galona i E.Passendorfera /13/ w okolicach Włocławka wynika, że zaburzenia utworów trzecio- i czwartorzędowych są natury wyłącznie glaciitektonicznej.

Wymienione poprzednio jednostki morfologiczne /wysoczyzna, kotlina/ charakteryzują się odmienną budową geologiczną. W wyniku analizy kilku wierceń,

wykonanych na obu płatach wyższego poziomu wysoczyzny, przedstawiono profil syntetyczny jej budowy /ryc.3/. We wszystkich wierzeniach na łożach plioceńskich leży zwieżka, szara glina zwałowa, której miąższość w Podlasiu dochodzi do 20 m. Miejscami glina jest zupełnie zniszczona, a na jej miejscu występuje bruk, bądź bezpośrednio na plioceńskie leży seria piasków /preglacjał, ewentualnie interglacjał/. Piaski są różnoziarniste. Występują w nich wkładki mułków i iłów. Miąższość piasków w Zwoleniu wynosi 23 m, natomiast w Gąbinie /koło szkoły/, który leży na wyniesionym podłożu, brak piasków. Bezpośrednio na łożach plioceńskich spoczywa 19 metrowej miąższości pokład gliny zwałowej, wyraźnie zróżnicowanej na dwa odmiennie wykształcone poziomy. Glina górna, o miąższości 8 m, rozdzielona jest na głębokości 1,5 - 3,0 m warstwą piasków różnoziarnistych o miąższości około 1 m. Miąższość dolnej, piaszczystej gliny zwałowej wynosi 11 m. Dwudzielność gliny górnej jest wspólna obu płatom wysoczyzny.

W Kotlinie Płockiej podłoże utworów czwartorzędowych stanowią również łąy plioceńskie, w które wcięła się Prawisła do głębokości 50 m. Seria utworów czwartorzędowych w Kotlinie ma większą miąższość i jest inaczej wykształcona niż na wysoczyźnie /ryc.4/. Składają się na nią piaski różnoziarniste ze żwirem i gładzikami materiału północnego. Większe fragmenty są kanciaste lub słabo obtoczone. Cechy te świadczą, że jest to rozmyty osad lodowcowy. Miąższość jego jest różna, miejscami brak go zupełnie, natomiast w zagłębieniach podłoża dochodzi do kilku metrów. Wyżej leży kilkunastometrowa seria piasków warstwowych. W ich stropie leżą łąy warwowe i mułki o miąższości kilku metrów, a wyżej dwa poziomy gliny /o miąższości 3 - 5 m każdy/, przedzielone osadami zastoiskowymi o miąższość-

ei do 5 m. Stropowe osady w kotlinie to piaski fluwioglacjalne, częściowo przemyte przez później płynącą wodę, a w części zachodniej arkusza - zwydmione. Tak przedstawia się budowa kotliny opracowana na podstawie wierceń wykonanych w ostatnich latach przez Instytut Geologiczny.

W poglądach autorów dotychczasowych opracowań istnieją duże różnice zdań odnośnie wieku osadów budujących ten obszar i tak np. dwa górne poziomy glin zwałowych uważane przez J.Łyczewską /28/ za bałtyckie, S.Skompski /40/ uważa za środkowopolskie.

Mała ilość wierceń oraz zupełny brak dowodów paleogeologicznych nie pozwalają na ostateczne ustalenie stratygrafii. Jest prawdopodobne, że dwa poziomy gliny zwałowej w kotlinie, rozdzielone tylko serią iłów warwowych, należą do dwóch różnych zlodowaceń: dolna, szara, pylasta - do zlodowacenia środkowopolskiego, górna, brunatna - do bałtyckiego, tym bardziej że "... na Kujawach a zapewne i na innych obszarach gliny zwałowe zlodowacenia środkowopolskiego tracą rozdzielenie osadami międzymorenowymi w pewnej odległości na N od moren czołowych stadialnych, a szczególnie fazowych" /1/.

III CHARAKTERYSTYKA I SYSTEMATYKA FORM

1 Wysoczyzna morenowa

Występujący na omawianym arkuszu mapy fragment wysoczyzny został już pobieżnie scharakteryzowany w poprzednim rozdziale, gdzie wskazano na fakt rozczłonkowania wysoczyzny pasem sandru na dwa płaty oraz na pewne różnice krajobrazowe powierzchni wy-

soczyzny położonej na południe i na północ od sandru. Różnica polega głównie na ilości i charakterze zagłębień bezodpływowych, a także na występowaniu form pozytywnych na północnym fragmencie wysoczyzny.

Fragment południowy stanowi powierzchnię zniszczoną, zrównaną, pociętą na granicy z sandrem dolinami o długich demodacyjowych stokach. Zagłębienia bezodpływowe są nieliczne, drobne, głębokie i z reguły wypełnione wodą, co pozwala zaliczyć je do grupy tak zwanych "oczek" /16, 31/. Znaczny ich procent towarzyszy osiedlom, jednak rozróżnienie form naturalnych od antropogenicznych jest najczęściej niemożliwe. Wydaje się, że większa ich ilość we wsiach dowodzi nie tyle ich antropogenicznego pochodzenia ile wskazuje na konserwowanie przez miejscową ludność naturalnych jeziorok. Niekiedy mogą to być wypełnione wodą gliniarki.

Zniszczoną powierzchnię wysoczyznową nadbudowują wzgórza, zbudowane z utworów piaszczysto-żwirowych, o wysokości do 2 m. Na wschód od arkusza Gąbin ilość i powierzchnia płatów żwiru zwiększa się. Wydaje się, że są one resztkami zniszczonej pokrywy fluwioglaejalnej, przy czym stopień jej zniszczenia jest większy w zachodniej części wysoczyzny niż we wschodniej, co pozwala wnioskować, że nasilenie procesów niszczących zwiększało się ze wschodu na zachód.

W stosunku do wyżej scharakteryzowanej powierzchni południowego fragmentu wysoczyzny, część północna posiada rzeźbę znacznie bardziej urozmaiconą. Obserwujemy tu ogromne nagromadzenie zagłębień bezodpływowych o różnej /od kilku do kilkuset metrów/ średnicy, nieregularnych kształtach i łagodnych, niewyraźnych zboczach. Z reguły są one bardzo płytkie; ich dna, na ogół płaskie, porasta

roślinność łąkowa lub bagienna. Niekiedy wypełnione są kredą jeziorną lub torfem. Występowanie wody w zagłębieniach jest zjawiskiem sporadycznym.

Z form pozytywnych występuje tu wspomniana już grupa, równoległych do siebie, wałów drumlineoidalnych. Ich dłuższe osie mają kierunek zbliżony do równoleżnikowego. Wysokość wałów waha się w granicach 3-5 m. Grzbiety są połogie, zbocza w przekroju poprzecznym - symetryczne, nachylone 5-10°. Niewyraźna asymetria profilu podłużnego form, wskazująca na nieco większe nachylenie ich zachodnich zboczy, może sugerować kierunek ruchu lodowca /z zachodu na wschód/ tworzącego owe formy ewentualnie modyfikującego je. Wały buduje glina zwalowa czerwona, w stropie piaszczysta, zalegająca pod około 0,70 m warstwą piasków różnoziarnistych, w spągu pylastych. Między poszczególnymi drumlinami występują łagodne, nieckowate obniżenia wypełnione deluwiami, o miąższości ponad 1,5 m.

W sąsiedztwie drumlinów występuje pojedynczy, owalny pagórek morenowy, silnie spłaszczony, wznoszący się około 7 m nad poziom wysoczyzny. Pod glebą występuje tu na ogół warstwa gliny zwalowej z dużą domieszką żwiru i głązików, zmiennej miąższości. Pod nią zalegają piaski, żwiry i bruk warstwowane, niesegregowane. Warstwy wykazują zmienne nachylenia w różnych kierunkach i często tracą ciągłość. W strefie przypowierzchniowej /do głęb. 1,5 m/ występują struktury peryglacialne w formie klinów mrozowych. Średnica pojedynczych głązów dochodzi do 1 m.

Inną formą pozytywną jest, również pojedynczo występujący, wał o kształcie wrzeciona, w Nowej Wsi. Zbocza formy są łagodne, wysokość około 8 m. Budują ją piaski drobnoziarniste, warstwowane i segregowane, przewarstwione cienkimi /1 mm/ wkładkami piasku gruboziarnistego. W całej odkrywce warstwowo-

wanie równoległe wykazuje nieznacznym upad ku wschodowi. Charakter piasku świadczy o tym, że został on naniesiony przez wody roztopowe swobodnie płynące w szczelinie między bryłami martwego lodu. Formę tę należy więc uznać za wał kemowy.

W NW części wysoczyzny występuje grupa form, również ułożonych na jej powierzchni, genetycznie stanowiących całość. Kulminacyjne partie tych form leżą średnio około 5 m ponad poziomem wysoczyzny. Są to liczne, chaotycznie rozrzucone pagórki, zbudowane z piasków różnoziarnistych, niewyraźnie warstwowych, słabo segregowanych, ze znaczną domieszką żwiru i głazików. Towarzyszą im płytkie zagłębienia bezodpływowe przez co całość sprawia wrażenie krajobrazu morenowego. Na tym obszarze uformowała się wydma, która trzema łukami schodzi aż do kotliny. Proces powstawania tego rodzaju form musiał być złożony. Akumulacyjna działalność wód roztopowych była tu bardzo ważnym, ale nie wyłącznym czynnikiem rzeźbotwórczym. Być może, że jeszcze na powierzchni lodu żywego istniało tu obniżenie, w którym zaczęła się akumulacja piasku. W czasie wycofywania się lodowca płat lodu, przykryty piaskami, był przez nie konserwowany i topił się później rozpadając się na mniejsze bryły, między którymi krążyły wody i przepłykiwały wytapiający się z brył materiał. Licznie występujące tu zagłębienia bezodpływowe powstanie swoje mogą zawdzięczać nierównomiernemu wytapianiu się materiału z lodu, bądź późniejszemu procesowi wytapiania się brył lodu martwego lub zimowego. Na mapie formy te nazwano morenami lodu martwego.

Bliskie sąsiedztwo występujących tu form lodu martwego oraz grupy form drumlinoidalnych i pojedynczego pagórka morenowego, jak również różny stopień zachowania tych form /formy lodu martwego mniej zniszczone i pozbawione struktur peryglacial-

nych/ pozwalają przypuszczać, że są to formy różnowiekowe. Dziekiem najmłodszego zlodowacenia są niewątpliwie jedynie formy lodu martwego.

Poza opisanymi różnicami morfologicznymi, wspomniano wyżej o pewnych cechach różniących gliny budujące południowy i północny fragment wysoczyzny, wskazując na intensywniejszą barwę i większą marglistość gliny fragmentu północnego. Wziąwszy jednak pod uwagę dużą zmienność barwy i składu petrograficznego jednowiekowej gliny w ogóle, powyższe cechy nie mogą stanowić kryterium przy ocenie wieku gliny. Jak wyżej wspomniano profil syntetyczny wykonany na podstawie wierzeń przedstawia budowę analogiczną dla obydwu płatów wysoczyzny. Można więc prowadzić między nimi granicę zlodowacenia wyłącznie na podstawie różnic krajobrazowych oraz występowania między dwoma płatami wysoczyzny pasa sandru, powołując się na S.Majdanowskiego /29/, zdaniem którego występowanie samych tylko moren, rynien czy sandrów jest wystarczającym dowodem istnienia granicy zasięgu lodowca. Na wielu dotychczasowych mapach geologicznych i geomorfologicznych autorzy tu właśnie prowadzą granicę najmłodszego zlodowacenia obejmując jego zasięgiem północny fragment wysoczyzny. Należy do nich przede wszystkim P.Woldstedt /47/, którego mapa jest wzorem dla wielu późniejszych opracowań. E.Rühle i M.Sokołowska /38/ na mapie utworów czwartorzędowych Polski w skali 1:1 000 000 prowadzą tu nawet strefę czołowo-morenową. Odmienne stanowisko reprezentowała L.Roszkówna /35/, która obszar wysoczyzny położony na wschód od Gostynina, wraz z leżącym na nim sandrem, włączała do zlodowacenia środkowopolskiego. Natomiast w pracy R.Galona i L.Roszkówny /14/ granica najmłodszego zlodowacenia przebiega na tym obszarze podobnie jak u P.Woldstedta. St.Lencewicz /24/ dzieląc całość utworów dyluwialnych na zlodowacenia: starsze i oscylację w dolinie Wisły, zasięgiem oscylacji obejmuje wyłącznie obszar prado-

liny po Gąbin, wprowadzając ją tylko w obniżenie między rynnami: gostynińską i Osetnicy.

Wydaje się prawdopodobne, że lodowiec, wypełniając głównie obniżenie obecnej Kotliny Płockiej, mógł w pewnych okrasach wpływać na wysoczyznę. Brak moren czołowych na wysoczyźnie można tłumaczyć znikomą ilością lodu, krótkim jego pobytym oraz tym, że na wysoczyznę wkraczały tylko wyższe partie lodu, które nie posiadały tak dużej ilości materiału skalnego jak partie dolne.

Powyższe wnioski pozwalają obejmować zasięgiem jednego ze starszych stadiów zlodowacenia bałtyckiego, teren położony na północ od pasa sandru. Według S.Z. Różyckiego /36/ jest to stadium leszczyńskie, zaś w pracy St. Wadasa /46/ obszar ten objęty jest zasięgiem stadium poznańskiego. Wał w Konstancynie, zbudowany z iłów pliocenkich i uznany za morenę wyciśnięcia powstał prawdopodobnie podczas zlodowacenia środkowopolskiego. Przemawia za tym jego równoleżnikowy kierunek, podczas gdy formy w kotlinie świadczą o kierunku ruchu lodowca z WNW ku SSE. Pagórki wyznaczające zasięg najmłodszego zlodowacenia w omawianym regionie nie przekraczają 10 m wysokości, zaś wysokość względna wału w Konstancynie wynosi 24 m.

2 Sandr

Południowo-zachodnią część kartowanego terenu stanowi sandr, o obszarze około 65 km². W części północnej, przylegającej do wysoczyzny, szerokość jego dochodzi do 10 km, ku południowi zwęża się do około 2 km /poza granicami arkusza Gąbin/. Sandr leży w dwóch poziomach oddzielonych od siebie mniej lub bardziej wyraźnym stopniem o wysokości do 4 m.

W części północnej przejście między wysoczyzną a sandrem jest stopniowe, bez żadnej granicy morfologicznej. Granicę północną sandru można wyznaczyć jedynie na podstawie różnic litologicznych. W części południowej i wschodniej granica morfologiczna jest wyraźna; wysoczyzna wznosi się ponad wyższy poziom sandru o 5 - 6 m.

Budowę sandru najlepiej obrazują wybrane odkrywki. W części północno-zachodniej, na zachodnim krańcu wsi Wiśniewo - Karpy, tuż przy granicy z wysoczyzną odsłania się następujący profil:

- 0,0 - 1,0 - piasek różnoziarnisty z przewagą grubego i z domieszką żwiru oraz z pojedynczymi głazikami o średnicy do 0,3 m, bezstrukturalny,
- 1,0 - 1,6 - piasek średnio- i gruboziarnisty z warstewkami żwirku i piasku grubego nachylonymi nieznacznie ku południowi,
- 1,6 - 2,0 - glina zwałowa, której strop również zapada ku południowi.

W części północno-wschodniej, na wschód od wsi Gorzewo - Piaski, w stromym brzegu strumienia, odsłania się 3 metrowej miąższości seria piasku. Do głębokości 1 m są to piaski różnoziarniste, głównie pylaste z domieszką żwiru i z pojedynczymi głazikami. Niżej leży warstwa 0,35 m piasku średnio- i gruboziarnistego, a pod nią 1,6 m piasku drobnego, z domieszką średniego i z warstewkami grubego. Warstwowanie jest tu poziome. W tej części sandru, w licznych odkrywkach, bardzo często jest nachylenie lamin ku zachodowi lub południowemu zachodowi, w granicach $4 - 10^{\circ}$.

Budowa części centralnej sandru widoczna jest w odkrywce położonej około 500 m na południe od Bud Kaleńskich /ryc.5/.

- 0,0 - 0,2 - poziom próchniczny,
- 0,2 - 0,6 - piasek różnoziarnisty z przewagą średniego, z pojedynczymi żwirami i głazikami o średnicy do 0,1 m,
- 0,6 - 0,8 - piasek średnioziarnisty z poziomymi warstewkami gruboziarnistego, z wkładką żwiru w spągu,
- 0,8 - 1,2 - piasek drobno- i średnioziarnisty z warstewkami gruboziarnistego, warstwowany krzyżowo,
- 1,2 - 1,3 - piasek drobnoziarnisty z warstewkami średnioziarnistego, warstewki poziome, podkreślone są substancją organiczną,
- 1,3 - 1,5 - piasek średnio- i gruboziarnisty z warstewkami żwirku; warstwowanie ukośne wykazuje upad ku ESE,
- 1,5 - 2,0 m - piasek drobnoziarnisty z poziomymi warstewkami średnioziarnistego.

Profil odsłaniający się w piaskowni położonej 500 m na północ od wsi Przychód /ryc.6/, jest również typowy dla tej części sanduru:

- 0,0 - 0,2 - poziom próchniczny,
- 0,2 - 0,8 - piasek różnoziarnisty ze znaczną domieszką pyłu i żwirku z pojedynczymi głazikami o średnicy do 15 cm,
- 0,8 - 0,95 - piasek drobnoziarnisty z domieszką średnioziarnistego, poziomo warstwowany,
- 0,95 - 1,15 - piasek średnicziarnisty z warstewkami gruboziarnistego; warstwowanie ukośne wykazuje upad ku SSW,

- 1,15 - 1,5 - piasek drobnoziarnisty z warstewkami średnio- i gruboziarnistego zapadającymi ku SW,
- 1,5 - 1,6 - piasek średnioziarnisty z warstewkami gruboziarnistego zapadającymi ku południowi,
- 1,6 - 2,0 m - piasek gruboziarnisty ze żwirem o średnicy do 5 cm, ukośnie warstwowany; nachylenie lamin ku SW pod kątem 15°.

Ta ostatnia odkrywka leży na niższym poziomie sandru. Jak widać z przedstawionych odkrywek, sandr budują głównie piaski oraz niewielka ilość żwirów. Materiał jest wyraźnie warstwowany, a jedynie część przypowierzchniowa pozbawiona jest warstwowania na skutek późniejszych procesów peryglacjalnych i glebowych. Został on osadzony przez wody roztopowe, szybko płynące, w fazach sedymentacji płaskiej i wydmowej. Segregacja materiału wzrasta w kierunku południowym; w tym też kierunku zmniejsza się średnica ziarna oraz ilość materiału grubego /żwir, głaziki/. Jak wykazuje nachylenie lamin, w odkrywkach leżących na wyższym poziomie, wody płynęły z dwóch kierunków: z NE i z NW /ryc.7/. Młodszy poziom sandru zbudowany jest z materiału drobniejszego; przeważają piaski drobnoziarniste i pylaste. Nachylenie lamin wskazuje na kierunek płynięcia wód z NW. Miąższość piasków sandrowych wynosi prawdopodobnie kilka metrów, gdyż w piaskowni we wsi Przychód, w części środkowej sandru, nie osiągnięto ich spągu do głębokości 3,5 m.

Na ogół monotonna, piaszczysta równina sandrowa urozmaicona jest formami wklęsłymi i wypukłymi. Do form wklęsłych należy r y n n a O s e t n i c y, o szerokości 200 - 300 m, otoczona jest z obu stron przez równinę sandrową wzniesioną ponad dzisiejsze dno doliny do 10 m. Dno rynny jest podniesione co najmniej 2 - 3 m przez torfy i mady. Czasem, jak np.

we wsi Skoki i Gaźno, na dnie rynny występują pagórki o wysokości 3-4 m, owalne, wydłużone zgodnie z przebiegiem rynny, zbudowane z warstwowanych piasków i żwirów. Jest to rynna subglacialna, starsza od sandru. Nie została ona zasypana podczas akumulacji sandru dzięki wypełnieniu jej martwym lodem, którego późniejsze wytopienie spowodowało odparowanie rynny. Jest ona wykorzystana przez Osetnicę i częściowo przez nią przekształcona. Poza rynną występują również zagłębienia bezodpływowe. Część z nich to nieregularne zagłębienia, przeważnie płytkie, nie przekraczające 5 m głębokości. Na ich dnie występują mułki i namuły torfiaste. Powstały one z wytopienia lodu zimowego. Inne mają większą głębokość /do 10 m/, wyraźne zbocza o nachyleniu 10-12°, dna zatorfione; miąższość torfu 2-3 m. Ten typ zagłębienia, występujący w okolicy wsi Krzynów, zawdzięcza swe powstanie wytopienia brył martwego lodu. Prawdopodobnie jezioro Szczawińskie ma tę samą genezę.

Do form wypukłych występujących na obszarze sandru należą: pagórki kemo- występujące w rynnie przy jej zachodnim zboczu. Wznoszą się one do 5 m nad poziom sandru i są wydłużone zgodnie z przebiegiem rynny, czyli z NNW na SSE. W przekroju poprzecznym są najczęściej asymetryczne; stoki dorynnowe są bardziej strome /do 24°, niż przeciwległe /5-10°. Pagórkom towarzyszą zagłębienia bezodpływowe o charakterze wytopisk. Materiałem budującym pagórki jest piasek, na ogół drobny oraz drobne żwirki o warstwowaniu poziomym lub ukośnym. Kemy powstały w wyniku akumulacji piasku i żwirku przez wody swobodnie płynące między bryłami lodu po zakamaniu się sklepienia lodowego nad rynną. Lód, który uchronił rynnę przed zasypaniem, nie pozwolił również na zniszczenia pagórków kemo- wych przez wody sandrowe.

W y d m y mają najczęściej kształt wałów podłużnych lub poprzecznych. Budują je na ogół piaski drobnoziarniste, słabo obtoczone, co świadczy o krótkim transporcie. Miejscami występują obszary piasków przewianych.

Sandr leży u wylotu rynny, gdyż tu istniał główny wypływ wód roztopowych. Piaski sandrowe wypełniły rozległe obniżenie, które w najogólniejszych zarysach powstało tu przed nasunięciem lodowca. Świadczy o tym rozcięcie wysoczyzny szerokimi, płaskodennymi dolinami, które posiadają spadek w kierunku obniżenia i są wypełnione piaskami sandrowymi. Wody roztopowe akumulowały piaski w wyżej wspomnianym zagłębieniu, a płynąc dalej na południe i korzystając z predyspozycji podłoża wkładały w wysoczyźnie dolinę sandrową szerokości 1,5 km, wykorzystaną dziś przez Słudwię, uchodzącą do pradoliny Bzury. Sandr tworzył się w dwóch fazach, na co wskazuje występujący na nim stopień. W pierwszej fazie nastąpiło zaakumulowanie uprzednio wyerodowanego zagłębienia do poziomu dzisiejszego wyższego sandru /105 - 108 m/. W następnej fazie wzmożonego topnienia lodu wody roztopowe wciąły się w uprzednio usypany sandr, by w końcu akumulować nowy materiał.

3 Kotlina Płocka

Północna część arkusza Gąbin obejmuje fragment Kotliny Płockiej. Nieznacznie nachylone zbocze o wysokości do 15 m, oddzielające ją od Równiny Żychlińskiej, przebiega z Gąbina przez Wolę Łacką do Gostynina. Szerokość kotliny jest zmienna; najmniejsza na linii: Łąck - Płock /około 10 km/, na zachód rozszerza się do 20 km. W Kotlinie Płockiej wydzielono kilka poziomów, których odmienna budowa geologiczna, wysokość nad poziom morza i charakter powierzchni

wskazują na różny wiek i różną, niekiedy złożoną, genezę. Najstarszym jest tu poziom ciechomicki - niższy poziom wysoczyzny /wys. około 90 m n.p.m./ przez Lencwicza nazywany tarasem IV. Jego budowę można obserwować w odsłonięciach stromego zbocza /o wys. do 30 m/, które oddziela poziom ciechomicki od akumulacyjnego tarasu nadzalewowego Wisły. W jego stropie występują piaszki fluwioglacjalne o różnej miąższości; miejscami brak ich zupełnie. Leżą one na glinie zwałowej, która przy krawędzi poziomu ciechomickiego zmniejsza swoją miąższość, a miejscami /Grabie Polskie/ jest całkowicie zniszczona. W stropie gliny zaobserwowano struktury peryglacjalne /ryc.8/. Pod gliną zalegają iły warwowe o miąższości kilku metrów. Poziom ciechomicki charakteryzuje skomplikowana rzeźba i różnorodność form o znacznych deniwelacjach. Niektóre z nich, jak: jeziora rynnowe, wytopiska, formy szczelinowe powstanie swe zawdzięczają erozyjnej i akumulacyjnej pracy lodowca i wód roztopowych. Występowanie tych form, brak śladów erozji i akumulacji rzecznej oraz brak podcięcia erozyjnego zbocza wyższego poziomu wysoczyzny, nie pozwala poziom ciechomickiego nazywać tarasem. Powyższe formy wiązać należy z obecnością na tym terenie najmłodszego lodowca, który zajął wcześniej już istniejące obniżenie erozyjne. Nie zostało ono całkowicie zaakumulowane osadami lodowca ze względu na niewielką ich miąższość. Kopalnia powierzchnia tarasu, według U. Urbaniak /45/ pochodzi z interglacjału eemskiego, a S. Skompski /40/ powstanie jej wiąże z interglacjałem wielkim. Następnie przykryta ona została osadami zlodowacenia bałtyckiego. Tak więc poziom ciechomicki ma genezę złożoną; ze względu na budowę geologiczną i charakter rzeźby uznano go za fragment wysoczyzny.

Najwyższym poziomem w Kotlinie Płockiej jest taras kemowy, który zajmuje powierzch-

nię około 12 km^2 . Leży on na północ od Gębina i na północny-wschód od jeziora Zdwońskiego, czyli na poziomie siechemickim, nadbudowując ten ostatni prawie o 10 m. Wyraźne strome zbocze o wysokości około 13 m oddziela powierzchnię tarasu /wys. około 96 m n.p.m./ od płaskiego obniżającego jezioro /wys. około 83 m n.p.m./. Granicę północną stanowi również wyraźne, chociaż mniej strome i niższe /8 m/, zbocze oddzielające taras od strefy pagórków morenowych martwego lodu. Granica południowa - to zniszczone zbocze wyższego poziomu wysoczyzny. Płaska powierzchnia tarasu zaburzona jest licznymi zagłębieniami bezodpływowymi o średnicy od kilku metrów do 1 km, i głębokości do 15 m. Zwłaszcza w sąsiedztwie jeziora Zdwońskiego nagromadzenie zagłębień jest tak wielkie, że powstał tu krajobraz chaotycznie rozrzuconych wzgórz, przypominających strefę czołowo-morenową. Stąd prawdopodobnie na mapie St. Lencewicza /24/ widzimy w miejscu tarasu moreny czołowe "lodowca dolinowego". Koncepcji tej przeczą zarówno rozległe powierzchnie /do 1 km²/ idealnie płaskie, jak i charakter zagłębień. Największe z nich osiągają głębokość 15 m. Ich dna są również płaskie, niekiedy podmokłe, a nawet częściowo wypełnione wodą, zbocza zaś strome /do 30^o/, przy tym zupełnie wyraźne są granice między zboczem a płaskimi powierzchniami tarasu i dna zagłębienia. Liczne, drobne obniżenia mają kształt lejków i przechodzą stopniowo w zbocza kopulastych wzgórz /ryc.9/. Geneza wszystkich występujących tu zagłębień jest podobna. Powstanie swoje zawdzięczają one wytopieniu mniejszych lub większych brył martwego lodu, który tkwił w materiale budującym taras. Materiał ten stanowią piaski, głównie drobnoziarniste, wyraźnie warstwowane. W stropie, do głębokości 0,5 - 1,5 m, występuje piasek różnoziarnisty ze znacznym udziałem grubego i domieszką żwiru, bezstrukturalny. Pod nim zalega piasek drobnoziarnisty z niewielką domieszką śred-

nie- i gruboziarnistego. Jest on wyraźnie, drobno, równoległe warstwowany. W licznych odkrywkach powtarza się takie samo nachylenie warstw w kierunku SE pod kątem około 10° . Segregacja materiału jest na ogół słaba; w całym profilu piasków występują sporadycznie rozrzucone pojedyncze żwiry, a nawet głaziki, których średnica dochodzi do 15 cm. Ku SE materiał budujący taras drobnieje, a warstwowanie staje się poziome, czego przykładem jest odsłonięcie w zboczu płaskodennej doliny, koło cmentarza w Gąbinie /ryc. 10/. Teras powstanie swe zawdzięcza akumulacyjnej działalności wód. Z nachylenia warstw można wnioskować o kierunku przepływu wód, głównie z NW ku SE; były to więc wody topniejącego lodowca. Drobnoziarnistość piasków i ich poziome, w NE części tarasu, warstwowanie wskazują na przepływ wód powolny i utrudniony ich odpływ ku wschodowi. Akumulacja odbywała się w obniżeniu między zboczem wyższego poziomu wysoczyzny a ścianami płata martwego lodu od północy i bryły lodu wypełniającej jezioro Zdrowskie i otaczające je obniżenie, od zachodu. Kształtem płatów i brył martwego lodu uwarunkowane są zarysy tarasu wykazujące tu ostre załamania. W obniżeniu również pozostały bryły lodu. Ich miąższość musiała być znaczna, jeżeli dna wytopisk leżą niekiedy w poziomie jeziora Zdrowskiego. Drobniejsze bryły lodu mogły tu przynosić wody roztopowe.

W odległości kilku kilometrów na zachód obserwujemy plateau kemowe, którego powierzchnia wynosi również około 12 km i ma analogiczny charakter, co wyżej opisany taras. Granice plateau nie są wyraźne. Omawiane plateau zbudowane z piasków, było terenem intensywnych procesów eolicznych, które doprowadziły do zniszczenia zboczy, ewentualnie zamaskowania ich wydrami. Granica południowa biegnie równoleżnikowo od Janowa do PGR

Łąck. Wzdłuż tej linii ulokowały się równoleżnikowe wały wydmy oddzielające plateau /wys. 98 m n.p.m./ od płaskiej, szerokiej doliny sandrowej /wys. 85-90 m n.p.m./. Granica północna biegnie od Janowa ku NNE, na południe od gajówki Drzesno, Sędunia, do gajówki Podgórze. Tu również wydmy i piaski przewiane oddzielają omawiany obszar od tarasu pradolinowego leżącego na wysokości 77-80 m n.p.m. Tylko na wschodzie /w okolicy gaj. Kiełpień/ zbocze jest strome /30°/ i wysokie /15 m/. W płaską powierzchnię plateau wrzynają się liczne zagłębienia wytopiskowe. Największe z nich, stromościenne i płaskodenne, występują w szeregu i stanowią przedłużenie ku NW rynny jezior Łąckich. Ich głębokość przekracza 20 m, a dno najgłębszego wytopiska leży w poziomie jezior. Budowa plateau jest analogiczna do budowy tarasu kemowego. Pod warstwą piasków różnoziarnistych ze żwirem i gładzikami o średnicy do 15 cm, bezstrukturalnych, o miąższości do 1,5 m, występują piaski wyraźnie warstwowane, słabo segregowane. W poszczególnych odsłonięciach zaznacza się duża zmienność materiału; od piasków z przewagą pylastych do gruboziarnistych. W szeregu odsłonień powtarzają się te same, nieznaczne /3-6°/ upady warstw ku SE i NE, wskazujące na te dwa kierunki odpływu wód fluwioglacjalnych akumulujących piaski w obniżeniu otoczonym płacami martwego lodu.

Podobną budowę i genezę mają wały i pagórki kemowe towarzyszące rynnie jezior Łąckich. Na północnym brzegu jeziora Łąckiego Wielkiego występują dwa równoległe do siebie wały, o długości około 700 m i wysokości 10-18 m. Wał leżący przy jeziorze jest asymetryczny; zbocze dorynnowe jest bardziej strome /20-25°/ niż przeciwległe /15-20°/. Wał północny ma stoki symetryczne nachylone pod kątem 20°. Obie formy mają spłaszczone grzbiety. Budowę wału północnego ilustruje rycina 11. Obydwa wały zbudowane są z warstwowanych pias-

ków z wkładkami mułków o zmiennej miąższości. Warstwy pochylone są pod kątem 7 - 10° ku SE. Drobnym materiałem /piaski i mułki/, który przeważa w budowie kemów, oraz nachylenie warstw ku SE, wskazują na powolny przepływ wód z NW na SE. W końcowej fazie akumulacji musiał nastąpić wzrost szybkości płynięcia wody, na co wskazuje występujący w wielu odkrywkach, na głębokości około 1 m od powierzchni, poziom piasku ze żwirami i pojedynczymi głazikami. Kemy położone na SE od jeziora Zdworeskiego mają kształt wydłużonych w kierunku NW - SE wałów, równoległych do siebie, poprzedzielanych wydłużonymi zagłębieniami wytopiskowymi. Długość wałów dochodzi do 800 m, a wysokość do 20 m. Grzbiety form są spłaszczone a nachylenie stoków osiąga 25°. Jedynie od strony zagłębień wytopiskowych spadki są większe - do 30°. Również zbocza wałów leżących nad brzegiem jeziora są bardziej strome, gdyż zostały podcięte przez falowanie przy wyższych stanach wody w jeziorze. Jeden z tych wałów, położony we wschodnim krańcu wsi Zdwoń, około 700 m długości, 105,8 m n.p.m. wysoki, wygięty w łuk, wąski i stromy /nachylenie zboczy około 20° / był uważany przez P.Prawosławlewa /34/, F.Rutkowskiego /37/ i St.Lencewicza /21, 22, 23,24/ za typowy oz. Formę tę /jak i większość wałów towarzyszących rynnie jezior Łąckich /w dalszym ciągu nazywa ozem S.Skompki /42/. Wał ten przecięty jest przez drogę. W jej przekopie można dokładnie prześledzić budowę wału; zilustrowano ją na rycinie 12. Olbrzymia przewaga drobnego materiału, poziome warstwowanie "wychodzące w powietrze", jak również występowanie wytopisk w sąsiedztwie wału, pozwalają uważać go za kem, mimo zbliżonej do ozu formy. W odkrywkach sąsiednich wałów widoczna jest również przewaga frakcji piaszczystych i pylastych. S.Skompki /42/ stwierdza analogiczne fakty dotyczące budowy geologicznej omawianych form: "Przeważającym materiałem budującym oz Łącko-zdworeski są piaski śred-

nie i drobnoziarniste ... Stosunkowo często spotykano również mułki ..., czasem z wkładkami iłu".

Wszystkie wały leżące wzdłuż rynny łąckiej różnią się od ozów nie tylko budową geologiczną, lecz również formą: są krótkie /do 800 m/, szerokie, często mają spłaszczone grzbiety i niezbyt strome /przeważnie do 20°/ zbocza o prostoliniowym przebiegu. Odnośnie morfologii tych form S. Skompski poczynił podobne spostrzeżenia, zwłaszcza dotyczące spłaszczenia partii grzbietowych: "Szerokość podstawy waha się w granicach 50 - 300 m. Szerokość grzbietu od 3 - 280 m".

Wały kemowe powstały w szczelinach martwego lodu, otwartych ku górze, jak na to wskazują tylko sporadycznie występujące w części NW płyty gliny zwalowej stwierdzone wyłącznie na zboczach form /S. Skompski /42/ swoją koncepcję subglacjalnego powstania omawianych form opiera między innymi na fakcie występowania w ich stropie pokrywy piasków różnoziarnistych z domieszką pyłu i głązików. Jego zdaniem "Piaszki te swym charakterem przypominają piaski lodowcowe, rzadziej zwietrzelinę gliny zwalowej". Powszechność występowania wspomnianych piasków bezstrukturalnych w stropie wielu innych form jak tarasy kemowe, czy sandry - znacznie od czoła lodowca oddalone - wyklucza ich glacialną genezę. Prawdopodobnie jest to wietrzelina powstała pod wpływem panowania warunków klimatu peryglacjalnego i współczesnych procesów glebowych/. Wspomniane wyżej szczeliny były równoległe do rynny /NW - SE/, krótkie, poddzielane między sobą bryłami martwego lodu. Wody płynące w szczelinach miały nieznaczną prędkość i osadzały piaski średnio i drobnoziarniste. Niekiedy przepływ musiał zupełnie ustawać i wówczas osadzały się mułki. Kierunek przepływu wód był z NW na SE.

Na poziomie ciechomickim obserwujemy ponadto dwa niewielkie fragmenty m o r e n y d e n n e j

p ł a s k i e j, leżące w dwóch różnych poziomach. Obszar niższy o wysokości około 80 m n.p.m. występuje w okolicy Wincentowa, obszar wyższy, położony na wysokości około 90 m n.p.m., pojawia się w okolicy Ciechomic. Morenę denną buduje glina zwalowa marglista, miejscami w stropie piaszczysta, niekiedy przykryta warstwą piasku różnoziarnistego o miąższości do 1 m. Płaskie powierzchnie morenowe urozmaicone są przez nieliczne zagłębienia o charakterze oczek. Na uwagę zasługuje stosunkowo duża /około 10 m/ różnica wysokości wspomnianych obszarów oddalonych od siebie zaledwie o 2 km. Można ją wytłumaczyć starą, interglacialną rzeźbą podłoża, powtórzoną przez glinę zwalową najmłodszego zlodowacenia. Ponadto obszar okolic Wincentowa położony jest między rynnami Łącką i Ciechomicką. Rzeźba tego obszaru wskazuje na możliwość kontaktowania się w przeszłości wód obydwu rynien. Niszcząca działalność przepływającej wody mogła przyczynić się do obniżenia tego obszaru.

Drugi fragment moreny dennej płaskiej, w okolicy Ciechomic, rozciąga się pasem około 1 km szerokim wzdłuż krawędzi poziomu ciechomickiego. Teren obniża się tu stopniowo ku krawędzi. Pochylenie terenu ku N jak i jego spłaszczenie może być wynikiem procesów zboezowych, gdyż obszar ten leży w strefie degradacji. Przy krawędzi równinę nacinają dolinki erozyjne, w górnych odcinkach przeobrażone demudacyjnie.

W obrębie poziomu ciechomickiego występują również p o w i e r z c h n i e s a n d r o w e, płaskie, zbudowane z warstwowanych piasków. Na szczególną uwagę zasługuje sandr ciągnący się równoleżnikowym pasem o szerokości około 2 km, w kształcie płaskodennej "doliny", między plateau kemowym a zboczem wyższego poziomu wysoczyzny. Idealnie płaską powierzchnię sandru zakłócają tylko pojedyn-

cze wały wydmore i liczne, rozległe, płytkie zagłębienia bezodpływowe porośnięte roślinnością łąkową lub wypełnione torfem. Powierzchnia tego poziomu leży na wysokości około 90 m n.p.m. i nie wykazuje żadnego nachylenia. Na wschodnie sandr urywa się, gwałtownie ścięty rynną jezior Łąckich, biegnącą z NW na SE. Rynna, odpreparowana dopiero po wytopieniu konserwującego ją martwego lodu, jest młodsza od powierzchni sandrowej. Granica zachodnia, mniej wyraźna, przebiega już poza ramką arkusza Gąbin, gdzie sandr stopniowo, po połączeniu się bez wyraźnego stopnia z niższym poziomem sandru Osetnicy i z sandrem gostynińskim, przechodzi w rozległe, płaskie obniżenie rakutowskie, ciągnące się ku zachodowi wzdłuż zbocza wysoczyzny aż do Kowala. Ze względu na płytkie zaleganie zwierciadła wody gruntowej /na głębokości 0,6 - 1,2 m we wrześniu 1957/ utrudnione było poznanie pełnej budowy geologicznej sandru. W stropie, pod glebą, zalegają piaski bezstrukturalne lub warstwowane poziomo. Nachylenie warstw ku SE pod kątem 7°, stwierdzone we wschodniej części sandru, nie może być brane pod uwagę ze względu na bliskie sąsiedztwo jeziora Łąckiego o genezie wytopiskowej. Piasek jest stosunkowo gruby, zawiera znaczną domieszkę żwiru a nawet drobnych głazików. W jednym tylko wykopie natrafiono na głębokości 0,55 m na tłusty ił szarozielonkawy z rdzawymi plamami, marglisty z domieszką piasku, żwiru i głazików. Ustalenie wieku i genezy omawianego sandru napotyka na poważne trudności. Brak nachylenia powierzchni i brak nachylenia lamin piasku uniemożliwiają wyznaczenie kierunku przepływu wód sandrowych. Prawdopodobnie poziom sandrowy należy wiązać z akumulacyjną działalnością wód odpływających już ku zachodowi. Położony na wysokości około 90 m n.p.m. sandr występuje o około 15 m niżej w stosunku do powierzchni sandru Osetnicy /odpływ ku S/ i o około 10 m w stosunku do tarasu i plateau kemowego /odpływ ku E/. Wody, spływa-

jące z sąsiednich pokrytych jeszcze martwym lodem terenów, gromadziły się u stóp wyższego poziomu wysoczyzny, a następnie szukały odpływu ku zachodowi.

W północno-wschodniej części poziomu ciechomiczkiego występuje strefa pagórków morenowych martwego lodu. Termin ten został wprowadzony do polskiej literatury geograficznej przez W. Niewiarowskiego /33/, który pod pojęciem moreny martwego lodu rozumie formy akumulacyjne w kształcie pagórków, wzgórz i wałów powstałe w martwym lodzie i zbudowane z utworów niewarstwowanych lub mające jądro warstwowane, przykryte materiałem zwałowym. Formy te różnią się od kemów tym, że przy ich akumulacji "... obok wód roztopowych znaczną rolę odgrywa sam martwy lód, chociaż rola jego jest bierna" /33/. W tym też znaczeniu termin "moreny martwego lodu" będzie używany w dalszym ciągu tego opisu. Moreny martwego lodu na arkuszu Gąbin ciągną się pasem o szerokości 1-2 km na NE od jezior: Górskiego, Ciechomiczkiego i Zdworskiego. Są to niewielkie pagórki /maksymalna wysokość 10 m/, o kształcie zaokrąglonym i łagodnie nachylonych zboczach. Większe z nich /wysokość 5-10 m/ wydzielono na mapie osobnym znakiem, pozostałe traktując jako strefę moren martwego lodu. Najwyższe pagórki znajdują się w północnej części jeziora Górskiego oraz nad jeziorem Ciechomiczkim. Mają one kształt kopulasty a nachylenia zboczy dochodzą do 30°. Towarzyszą im niewielkie zagłębienia wytopiskowe. Jądra pagórków zbudowane są z piasków warstwowanych i otulone płaszczem piasków zwałowych z gładzikami. Miąższość materiału zwałowego nie przekracza na ogół 1 m. W wykopie wykonanym na jednym z pagórków, położonym około 1 km na wschód od gajówki Podgórze, stwierdzono następującą kolejność warstw:

- 1/ gleba piaszczysta,
- 2/ piasek różnoziarnisty z domieszką żwiru i głazików o średnicy do 25 cm,
- 3/ piasek różnoziarnisty z przewagą grubego, ze znaczną domieszką żwiru i głazików, silnie zorsztynizowany, bezstrukturalny,
- 4/ piasek średnio- i gruboziarnisty, równoległe warstwowy, nachylenie lamin ku WSW; barwa piasku - szarobiała,
- 5/ piasek gruboziarnisty z domieszką żwiru i głazików, warstwowy /upad lamin ku ESE/, niesegregowany /ryc. 13/.

Na strefę moren martwego lodu składają się chaotycznie rozrzucone pagórki niewielkich rozmiarów, o łagodnych zboczach /do 10°/ i nieznacznej wysokości /2 - 5 m/. Występuje tu również duża ilość bezładnie rozrzuconych, podmokłych zagłębień bezodpływowych, które w odróżnieniu od zagłębień towarzyszących kemom mają niewielkie rozmiary i głębokości nieprzekraczające 3 m. Brak głębszych odsłoneń naturalnych nie pozwala na dokładne poznanie budowy tego obszaru. W wykopach do głębokości 2 m stwierdzono, że warstwowy piasek fluwioglacjalny przykryty jest piaskiem zwałowym - różnoziarnistym ze żwirem i kanciasnymi głazikami o średnicy do 25 cm. Niekiedy w piasku tym występują wkładki i soczewki materiału fluwioglacjalnego. W niektórych pagórkach, w okolicy Matyldowa, stwierdzono przykrycie fluwioglacjału gliną zwałową o miąższości do 1 m. Miejscami w strefie piaszczystych moren martwego lodu wychodzi na powierzchnię glina zwałowa w formie pagórków, które być może powstały w wyniku wyciskania przez bryły lodu gliniastego podłoża.

Warstwowane jądra pagórków martwego lodu mogły być osadzone subaeralnie przez wody roztopowe w szcze-

linach i obniżeniach martwego lodu, a następnie zostały przykryte cienką /do 1 m/ pokrywą materiału zwalowego pochodzącego z wytopienia brył martwego lodu.

R y n n y. Jeziora występujące w Kotlinie Płockiej były niegdyś uważane za starorzecza Wisły /Keller^x/. Występowanie wydm w sąsiedztwie tych jezior było powodem, dla którego powstanie ich wiązano z procesami deflacji /Brandt^x/. Jak wykazały szczegółowe badania morfometryczne, przeprowadzone przez St. Lencewicza /22/ i J. Jaczynowskiego /16/, są to jeziora rynnowe. Na omawianym arkuszu występują trzy rynny jeziorne. W NW części arkusza znajdują się jeziora Białe /Bielskie/, Sumino i Drzesno. Leżą one w rozgałęziającej się ku wschodowi rynnie jeziora Lucieńskiego. Jezioro Sumino leży w przedłużeniu tej ostatniej. Jego maksymalna głębokość wynosi 7 m, długość 1670 m, szerokość 285 m. Równina, w którą wcięta jest rynna wznosi się około 6 m ponad poziom wody w jeziorze. Nieco bardziej na północ znajduje się druga odnoga rynnowa, w której leży najgłębsze na tym terenie /31,3 m/ jezioro Białe. Podobnie jak poprzednia, odnoga rynny jeziora Białego wcięta jest 6 - 7 m w równinę ~~tarasu~~ leżącą na wysokości 77 - 80 m n.p.m. Jeśli dodamy tę wartość do głębokości jeziora, to głębokość rynny dochodzi do 40 m. W stromych brzegach jeziora odsłaniają się miejscami ily warwowe. Morfologię misy jeziornej scharakteryzował St. Lencewicz następująco /22/: "Stoki podwodne jeziora nie wszędzie mają spadki jednostajne, a ponadto na różnych poziomach urozmaicone są zagłębieniami dodatkowymi. Cała misa jeziorna wygląda tak, jakby w rów płytki, zaznaczony izobata 6 - 9 m, wcięty był drugi - głębszy. Ten drugi rów, aczkolwiek głębo-

^x Według St. Lencewicza /21/.

ki, nie ciągnie się jednak daleko i odgraniczony jest od zachodniej części jeziora progami, porośniętym trzcinami". We wschodniej części rynna rozdwaja się, co widoczne jest już w przebiegu izobat w części wschodniej jeziora Białego. W najgłębszym miejscu odnogi południowej ulokowało się płytkie /2,1 m/ jezioro Drzesno. Resztę rynny zajmuje torf. Jezioro to jest prawdopodobnie odciętą torfowiskami i zarastającą zatoką jeziora Białego. Odnoga północna, przedłużająca się na arkusz Płock, jest również płytka, zatorfiona, z jeziorem Sędeń Mały o głębokości 2,5 m. Kierunek głównej rynny: WNW - ESE. Dwie następne rynny leżą na poziomie ciechomickim. Przebiegają one z NW na SE. Północna z nich jest rynną o długości około 5 km i nieznacznie przekraczającą 300 m szerokości. W części NW rynna nie ma wyraźnych zboczy, a o jej istnieniu świadczą płaskodenne zagłębienia wytopiskowe leżące szeregiem w przedłużeniu jeziora Górskiego. W części SE ulokowały się w niej dwa jeziora: Górskie i Ciechomickie. Jezioro Górskie składa się z trzech baseników o maksymalnej głębokości 5,5 m, oddzielonych od siebie podwodnymi progami, z których jeden występuje ponad zwierciadło wody. Inny próg już całkowicie wyłonił się z wody i oddzielił jezioro Górskie od Ciechomickiego. Jezioro Ciechomickie, podobnie jak poprzednie, składa się również z trzech oddzielonych progami basenów, z których najgłębszym jest zachodni /6,3 m/. W przekroju poprzecznym przez rynnę widoczna jest asymetria zboczy; zbocza południowe są wysokie /do 10 m/, strome /nachylenie do 60°/ w przeciwieństwie do niskich i łagodnych zboczy północnych. W południowych zboczach jezior odsłania się glina zwałowa leżąca na iłach warwowych. Natomiast na powierzchni niskich brzegów północnych leżą warstwowane piaski, miejscami przewiane. Wspomniane różnice w budowie geologicznej zboczy mogą powodować ich asymetrię. Mogły ją również

wywołać czynniki klimatyczne. Rynna przedłużała się ku wschodowi, zmieniając kierunek na równoleżnikowy, lecz na odcinku wschodni kraniec jeziora Ciechomickiego - Dobrzyków nie została całkowicie wypełniona lodem, w związku z czym uległa zasypaniu przez piaski fluwioglacjalne. Rynna na tym odcinku została częściowo odpreparowana z holocenu. Pojedyncze drobne bryły martwego lodu, tkwiące w rynnach, po wytopieniu pozostawiły zagłębienia bezodpływowe, które powodują nieregularność zboczy holocenu świeżej formy dolinnej. W zboczu tej doliny odsłaniają się piaski warstwowe o miąższości ponad 7 m, chociaż w bliskim sąsiedztwie na poziomie tym występuje glina zwałowa.

We wspomnianej dolinie, przy krawędzi poziomu ciechomickiego, znajduje się wał piaszczysty, który w dotychczasowych opracowaniach St. Lenczewicza /24/ i S. Skompskiego /42/ uważany był za oz. Wał zbudowany jest z tych samych piasków, które odsłaniają się w zboczu doliny. Nie stwierdzono przykrycia materiałem zwałowym. Prawdopodobnie powstał on w wyniku rozcięcia powierzchni zasypiania. Tak pojmowana geneza wałów leżących w przedłużeniu ku wschodowi rynny ciechomickiej znajduje również potwierdzenie w spostrzeżeniach S. Skompskiego /42/. Wydaje się, że do powstania tych wałów przyczyniła się jedynie współczesna erozja odpreparowująca dawną rynnę.

Ostatnia z rynien - rynna jezior Łackich - zaczyna się w NW części arkusza szeregiem zagłębień bezodpływowych o charakterze wytopisk. Są to zagłębienia o nieregularnych kształtach i głębokościach dochodzących do 20 m. Ułożone są szeregiem w przedłużeniu jezior Łackich. Północne z tych jezior, zwane Wielkim Łackim, jest misą o płaskim dnie i największej głębokości /7 m/ przypadającej w jej środku. Północny i wschodni brzeg jeziora

otaczają wały piaszczyste, południowy brzeg jest płaski, zatorfiony, zarastający trzciną. Leżące na południe od poprzedniego - jezioro Małe Łackie - jest bardzo płytkie i zarastające, maksymalna głębokość jego osiąga 2 m. Dalszy odcinek rynny, na przestrzeni ponad 2 km, jest zatorfiony /miększość torfu dochodzi do 10 m/. Ostatnim, najdalej na wschód wysuniętym, jest jezioro Zdrowskie - największe z jezior gostynińskich. Dno jego jest płaskie, urozmaicone dwoma wąskimi rowami, z których południowy osiąga 5,4 m głębokości. Najbliższe otoczenie jeziora Zdrowskiego stanowi równina zastoiskowa zbudowana z piasków, ilów jeziornych i torfów. Równina ta na południe i wschód od jeziora oddzielona jest od sąsiednich obszarów /kemy, taras kemowy/ stromym, wysokim /10 - 13 m/ zboczem, które było, przy wyższym stanie wody, podcinane przez fale.

Dwie pierwsze rynny mają wszystkie cechy rynien subglacjalnych. Są wąskie, długie, mają nierówne dno z przegłębieniami i ryglami. Cech tych brak rynnie Łackiej. Jej duża szerokość i nieznaczna głębokość, a w pierwszym rzędzie wyrównane dno, odróżniają ją od rynien subglacjalnych. Jest to rynna intraglacialna, w której wody płynęły pod normalnym ciśnieniem.

Zachowanie rynien, mimo późniejszej akumulacji piasków fluwioglacialnych, było możliwe dzięki wypełnieniu ich lodem, który mógł się w nie dostać przez załamane się sklepienia lodowego nad rynną, bądź przez zamarzenie w zimniejszym okresie wody wypełniającej rynnę.

Proces wytapiania się brył martwego lodu trwał wg R.Galona /10/ do początku Litoriny /optimum klimatyczne/.

W NW części arkusza występuje fragment rozległego, płaskiego poziomu, którego powierzchnia znaj-

duje się na wysokości około 77 m n.p.m. Jest to więc poziom niższy i młodszy od ciechomickiego. Poziom ten na mapie morfologicznej nazywano tarasem sandrowym. Jednak późniejsze badania terenowe pozwoliły na stwierdzenie, że jest to t a r a s p r a d o l i n n y. W jego płaską powierzchnię wrzynają się głęboko wyżej omówione rynny, będące rozgałęzieniem rynny Lucieńskiej, wypełnione misami jeziornymi /jeziora: Białe, Sumino, Drzesno/, bądź torfami. Od południa taras pradolinny graniczy z obszarem wydmy, od południowego-wschodu z terenem plateau kemowego, którego zbocze zniszczone zostało przez procesy eoliczne. Zwymione piaski pojedynczymi, nieregularnymi wałami wkraczają na powierzchnię tarasu.

Taras pradolinny charakteryzuje się zróżnicowaną budową geologiczną. W części wschodniej miejscami wychodzi na powierzchnię tłusta, zbita glina zwałowa najczęściej przykryta warstwą o miąższości do 1,5 m piasków różnoziarnistych z domieszką żwiru i drobnych gładzików, niewyraźnie warstwowanych. Duże nagromadzenie żwiru i gładzików o średnicy do 15 cm stwierdzono na kontakcie gliny i leżących w jej stropie piasków. W tej części zatem musiała przebiegać równolegle niszcząca i akumulacyjna praca wód Pra Wisły. W części zachodniej natomiast /w okolicach jezior/ taras budują warstwowane piaski drobnoziarniste i pylaste oraz mułki. Taką budowę stwierdzono w zboczu rynny nad jeziorem Sumino, do głębokości 3 m. Analogiczną budowę mają spłaszczone pagórki występujące w obrębie rynien; ich powierzchnie kulminacyjne leżą w poziomie tarasu pradolinnego. Sytuacja stratygraficzna wspomnianych piasków pylastych nie jest ustalona. Prawdopodobnie pochodzą one z okresu interglacjalnego bądź interstadialnego i zostały odsłonięte po zniszczeniu zalegającej w ich stropie gliny zwałowej. Gлина ta została zniszczona przez wody Prawisły. Przy

takiej koncepcji tę część tarasu należałoby nazywać tarasem pradolinny erozyjnym. Wydaje się to najbardziej prawdopodobne ze względu na możliwość powiązania genetycznego z częścią wschodnią, tym bardziej, że wprowadzony podział /na części: wschodnią i zachodnią/ jest sztuczny, nie poparty żadną granicą morfologiczną.

W ten sposób scharakteryzowano formy, których powstanie związane jest z obecnością na tym terenie lodowca.

Z bezpośrednią działalnością Wisły związane są w NE części arkusza fragmenty tarasów akumulacyjnych.

Wyższy z nich - t a r a s n a d z a l e w o w y - wznosi się około 60 m n.p.m., a 5-8 m nad średni poziom wody w Wiśle. Zajmuje powierzchnię około 8 km². Jego granicę południowo-zachodnią stanowi 30 m wysokie zbocze poziome ciechomiczego. Płaską powierzchnię tarasu urozmaicają tylko: niewielki obszar piasków wydmych w północnej części arkusza oraz obniżenie wypełnione torfem, ciągnące się pasem o szerokości 500 m, u podnóża poziomu ciechomiczego. Budowę tarasu ilustruje wykop wykonany w Dobrzykowie koło szkoły:

- 0,00 - 0,35 - gleba,
- 0,35 - 1,15 - piasek drobnoziarnisty i . pylasty, bezstrukturalny,
- 1,15 - 1,42 - piasek bardzo drobny, warstwowany,
- 1,42 - 1,57 - piasek drobny z domieszką średniego, zgliniony i zorsztynizowany; warstwy nieznacznie nachylone ku północy. Ten sam upad zachowują wszystkie utwory w spągu,
- 1,57 - 1,60 - mułek tłusty, szarofielony,
- 1,60 - 1,66 - piasek średnioziarnisty,

- 1,66 - 1,86 - piasek średnio- i gruboziarnisty ze
żwirem,
- 1,86 - 2,01 - piasek drobno- i średnioziarnisty,
segregowany,
- 2,01 - 2,86 - piasek średnioziarnisty z drobnym
żwirem, warstwowany
- 2,86 - 2,96 - piasek drob-
ny i średni
- 2,96 - 3,76 m - piasek śred-
ni i drobny
- } dobra segregacja ma-
teriału, wyraźne rów-
noległe warstwowa-
nie

W 1953 r. I. Drzewicka /7/ na arkuszu Dobrzyków 1:25 000 przeprowadziła badania z ramienia Instytutu Geologicznego. Podaje ona całkowity profil budowy tarasu nadzalewowego, uchwycony w jego zboczach, we wsi Tokary. Na głębokości około 4 m /spąg wyżej wymienionego odsłonięcia/ I. Drzewicka stwierdziła występowanie głazów nordycznych, o średnicy do 1,5 m, tkwiących w piaskach. Są to prawdopodobnie rezidua najstarszej w pradolinie moreny; /ryc.4/. Pod głazami leży 2 metrowej miąższości seria piasków drobno- i średnioziarnistych, spoczywających na łkach pliocenkich.

Nachylenie warstw piasków tarasowych wskazuje, że akumulując je Wisła miała już odpływ ku zachodowi. Wiek akumulacyjnych tarasów Wisły jest dość problematyczny. Ich ciągłość wzdłuż całego biegu rzeki dowodzi, że tworzyły się one w okresie całkowitego wycofania się lodowca z terenów Polski. St. Lencewicz /21/ za okres akumulacji piasków II tarasu przyjmuje Litorinę. Ostatnio coraz więcej głosów opowiada się za cofnięciem wieku tarasu do późnego glacjału. Stanowisko to potwierdza wynik analizy pyłkowej torfów, występujących na tarasie nadzalewowym w Ciechomicach, wykonanej przez Z. Borówko-Dłużakową /3, 4, 5/. Początek powstania torfo-

wiska określa ona na preborealny. Zatem osady leżące pod torfami należy zaliczyć do późnego plejstocemu.

T a r a s z a l e w o w y na arkuszu Gąbin zajmuje tylko niewielki skrawek terenu. Budują go piaski i mady - wieku holocenińskiego.

Ostatnim elementem rzeźby na arkuszu Gąbin są wydmy i piaski przewiane. Obserwujemy je niemal na wszystkich wyróżnionych poziomach - od wysoczyzny po taras nadzalewowy. Na różnych poziomach zróżnicowana jest ich budowa geologiczna /ściśle uzależniona od budowy podłoża/ i forma.

Na wysoczyźnie wydma uformowała się z piasków budujących pagórki moren martwego lodu. Ciągnie się ona trzema połączonymi ze sobą łukami od Mysłowni do Zimnych Bud, osiągając długość 7 km. Ramiona południowe łuków są dwukrotnie dłuższe od północnych. Wydma ta jest bardzo zniszczona; w najwyższej partii osiąga zaledwie 14 m wysokości względnej. Materiał obserwowany w szeregu odsłonięciach, zaskakuje zmiennością średnicy ziarna. W przekroju drogi przez południowe ramię wydmy parabolicznej leżącej na wysoczyźnie odsłania się następujący profil:

- 0,00 - 0,18 - gleba piaszczysta, jasnoszara,
- 0,18 - 1,68 - piasek drobnoziarnisty z domieszką średniego i pojedynczymi ziarnami grubego, bezstrukturalny,
- 1,68 - 10,00 - piasek drobno- i średnioziarnisty przewarstwiony piaskiem gruboziarnistym z domieszką żwirku. W niektórych warstwach materiał jest dobrze wysegregowany. Warstwowanie jest bardzo wyraźne, równoległe, w grzbietowej partii wydmy zbliżone

do poziomego, na stokach nieznacznie nachylone, zgodnie z nachyleniem zboczy wydmy.

W tym samym odsłonięciu na ESE zboczu wydmy stwierdzono zaburzenie spągowej części bezstrukturalnych piasków wydmych drobnymi, wyraźnymi strukturami krioturbacyjnymi; ilustruje je rycina 14.

W odległości 300 m na SW, w przekopie drogi przez czoło środkowego łuku, pod 1,6 m warstwą piasku drobnego i pylastego, bezstrukturalnego, leży seria bardzo drobnego piasku o charakterystycznym wydmyowym warstwowaniu. Warstwy nachylone są ku południowi pod kątem 32° .

Najwięcej wydym, o pełnym wachlarzu form, występuje w obrębie kotliny. Grzęda wydmywa ciągnie się tu równoleżnikowym pasem od okolic jeziora Sumino do jeziora Górskiego. W części zachodniej są to przeważnie wały i wydmy łukowe połączone ze sobą ramionami. Brak tu regularnych parabol, lecz ramiona łuków schodzą się ze sobą pod kątem ostrym; ramiona południowe mają kierunek równoleżnikowy, północne - NW - SE. W obrębie kompleksu wydmyowego spadki są niewielkie, dochodzą one do kilkunastu stopni. Strome $/30^{\circ}/$ stoki odwiatrowe mają południowe ramiona łuków na granicy obszaru wydmyowego i doliny sandrowej. Dno ostatniej, zabagnione zapewne w okresie tworzenia się wydym, stanowiło granicę dla procesów eolicznych. Wysokość względna wydym dochodzi tu do 20 m, a liczne z pośród towarzyszących im zagłębień bezodpływowych, wąskie i długie, nie mają charakteru klasycznych mis wydmywania, lecz wytopisk martwego lodu. Z obszarem tym wiąże się, zapewne późniejsza, powierzchnia piasków przewianych, leżących w dolinie sandrowej, zamknięta dwoma łukami wydmyowymi o kierunku SW - NE, wysokości do 15 m i symetrycznych zboczach. Na wschód od Janowa grzęda rozdwaja się, otulając od południa i północy plateau kemowe. W częś-

ci południowej wydmy mają kształt wałów równoleżnikowych o wysokości do 8 m. Zbocza są na ogół symetryczne, tylko wały leżące na granicy z doliną sandrową mają strome /do 33°/ zbocza południowe. W części północnej, z wyjątkiem jednego łuku wydmorego, występują piaski przewiane lub chaotyczne pagórki. Zbocze plateau było terenem wyjątkowo pre-dysponowanym na rozwiewanie. Procesy eoliczne doprowadziły tu do całkowitego zniszczenia zbocza. Wreszcie grupa wschodnia wydmy ulokowała się wokół zachodniej części jeziora Górskiego. Mamy tu komplet form: od klasycznej paraboli przez formę łuku, wałów, nieregularnych pagórków do płaskich powierzchni deflacyjnych. Najwyższa wydma w tej grupie osiąga wysokość względną 30 m. Stoki są asymetryczne, w sposób klasyczny; większe nachylenie cechuje wschodni stok - odwiatrowy. Jedynie wały w Nowych Rummkach, nad jeziorem Górskim, mają strome /do 30°/ stoki NE - dorynnowe.

Często występują trudności w zaklasyfikowaniu form leżących na wyższych poziomach w Kotlinie Płockiej. Wydmy zbudowane są tu z przewianych piasków fluwioglacjalnych. Są to najczęściej piaski drobnoziarniste - najsłabiej podlegające obróbce eolicznej. Transport materiału musiał być zresztą krótki. Stąd budowa wałów wydmorewych i fluwioglacjalnych jest niekiedy podobna i w wielu przypadkach wymaga badań analitycznych. Wspomniana różnorodność form wydmorewych może być uwarunkowana ukształtowaniem ich podłoża /wydmy mogą powtarzać nierówności terenu na którym się tworzyły, nadbudowując je, a nawet mogą to być wały fluwioglacjalne, które tylko powierzchniowo zostały przewiane/, a także późniejszym wytapianiem brył martwego lodu. Stoki strome wydmy z reguły występują w sąsiedztwie dolin, rynien i wytopisk i nie muszą to być stoki dystalne. Można stąd wyciągnąć wniosek, że proces powstawania wydmy był wcześniejszy niż wytapianie

się martwego lodu. Proces wytapiania martwego lodu trwał według R.Galona /10/ do początku Litoriny, podczas gdy "Tworzenie się wydm rozpoczęło się z chwilą cofania się lądolodu z obszaru Europy Środkowej, osiągnęło swój punkt szczytowy po ustaleniu się przeważających wiatrów zachodnich i trwało na całym obszarze aż do pojawienia się szaty leśnej w okresie preborealnym" /R.Galon - 12/. A więc wiek wydm cofa się do późnego glacjału.

Na badanym terenie za późnoglacialnym wiekiem wydm przemawiają badania palynologiczne, torfów z Ciechomic i Dzieżaznej /taras nadzalewowy/ prowadzone przez Z.Borówko-Dłużakową /3, 4, 5/. Autorka, początek tworzenia się torfowisk widzi w okresie preborealnym i chociaż w żadnym z tych punktów torfy nie leżą bezpośrednio na piaskach wydmowych, to jednak sytuacja morfologiczna pozwala wnioskować, że okres wydmowy poprzedził tworzenie się torfowisk. Innym dowodem późnoglacialnego wieku wydm mogą być obserwowane w odkrywkach struktury krioturbacyjne /ryc.14/. Zwróciła na nie również uwagę I.Drzewicka /7/ na wydmach tarasu nadzalewowego w okolicy Dobrzykowa. Obszar piasków wydmowych układa się tu w kształt paraboli, podlegającej współcześnie intensywnym procesom rozwiewania. Trzy wały wydmowe, o wysokości względnej do 10 m, mogły powstać w wyniku rozwiania wyższej powierzchni południowego ramienia paraboli. W wykopie wykonanym na kulminacji wału z punktem wysokości 71,5 m, odsłaniają się:

- 0,60 m - piasek różnoziarnisty z przewagą pylastego, warstwowany przekątnie,
- 1,30 m - piasek drobnoziarnisty wyraźnie przewarstwiony różnoziarnisty z przewagą grubego, równoległe warstwowany.

Na zboczu południowym, bardziej stromym - 16° - /nachylenie stoku północnego $10-12^{\circ}$ / - pod 0,88 m war-

stwą piasków bezstrukturalnych odsłania się ten sam piasek drobnoziarnisty, przewarstwiony różnoziarnistym piaskiem z przewagą grubego. Piasek ten jest wyraźnie, równolegle warstwowany. Nachylenia warstw wynoszą 4-8° ku południowi w części stropowej i 2-3° ku północy w części spągowej. Być może, że omawiany obszar wydmowy jest mielizną dawnego koryta Wisły, a dzisiejszą postać wydmy zawdzięczają tylko powierzchniowemu przewianiu piasków rzecznych. Jedynie piaski bezstrukturalne i warstwowane przekątnie są niewątpliwie pochodzenia eolicznego. Koncepcję wodnego pochodzenia tych form mogą potwierdzać znajdujące się w piaskach skorupki małży i ślimaków zaobserwowane przez I. Drzewicką. W przekroju jednej z wydm I. Drzewicka zaobserwowała marmurkową strukturę piasków /fałdki, smugi, zacieki/. Strefy marmurkowe poprzedzielane są piaskami poziomo warstwowanymi. Świadczy to o silnych wahaniami temperatury i wilgotności, co mogło mieć miejsce w strefie peryglacjalnej.

Sądząc z charakteru form wydmowych, nachyleń ich podwiatrowych stoków oraz z badań strukturalnych, decydującą rolę w formowaniu opisanych wyżej wydm na arkuszu Gąbin należy przypisać wiatrom wiejącym z sektora NW.

4 Wnioski

Ustalenie genezy współczesnej rzeźby, wieku oraz chronologii form i procesów jest trudne i jeszcze przedwczesne. Nie można wnioskować o genezie Kotliny Płockiej na podstawie znajomości jej małego fragmentu i przy znikomej ilości głębszych odsłoneń. Dotychczasowe koncepcje: St. Lenczewicza - wprowadzająca jezor zlodowacenia L₅ w dolinę Wisły, jak i J. Łyczewskiej, dla której Kotlina Płocka by-

ła najwcześniej pozbawionym lodu obszarem, do którego koncentrycznie spływały zarówno wody z sąsiednich obszarów zlodowaconych jak i z południa, nie wyjaśniają zagadnienia dalszego odpływu tych wód. Koncepcja stratygrafii czwartorzędu S. Skompskiego, nie poparta dowodami, również nie jest przekonywująca. Niżej podane uwagi mogą być tylko wnioskami do genezy.

1/ Okres czwartorzędu poprzedza tu faza intensywnej erozji, w wyniku której powstaje wcięta w łażach pliocenских nieckowata dolina Prawiśki o szerokości zbliżonej do współczesnej pradoliny.

2/ Kwestia powiązania poszczególnych poziomów glacialnych z kolejnymi zlodowaceniami jest otwarta.

3/ W okresach interglacialnych Prawiśka odgrzebywała zasypaną w starszych glacialach dolinę, wynosząc drobniejszy materiał morenowy, którego resztki w postaci głazów leżą w spągu utworów czwartorzędowych.

4/ Wobec braku moren czołowych istnieją trudności w ustaleniu przebiegu granicy zasięgu najmłodszego zlodowacenia. Prawdopodobnie granicę tę wyznacza sandr.

5/ Bezpośrednia akumulacja lodowcowa zlodowacenia bałtyckiego ograniczyła się głównie do pradoliny, która była obniżeniem, a więc przez lód zajęta była najwcześniej i najpóźniej opuszczona; tu też największa była ilość niesionego przez lód materiału.

6/ Brak form akumulacji czołowo-morenowej i występowanie form lodu martwego wskazuje na krótki postój i specyficzną deglacjację. Obszar znajdował się w krawędziowej strefie lodowca, gdzie istniały liczne spękania, szczeliny i rynny subglacialne,

które przy małej miąższości lodu często otwierały się ku górze,

7/ Przy najdalszym zasięgu najmłodszego zlodowacenia wody z Kotliny Płockiej musiały odpływać ku wschodowi - do Kotliny Warszawskiej, a z niej, po połączeniu się z wodami Prawisły, Pradolina Warszawsko-Berlińską na zachód. Przy najwyższych stacjach wód mogły one płynąć bezpośrednio na południe do Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej po powierzchni wysoczyzny. Wskazuje na to znaczny procent zniszczenia, zrównania tej powierzchni i jej pochylenie ku południowi. W późniejszym okresie część wód odprowadzały z kotliny na południe doliny sandrowe.

8/ Zaburzenia utworów trzeciorzędowych i czwartorzędowych spowodowane są prawdopodobnie procesami glacytektoniki.

9/ Lencewiczowski "taras IV" /poziom ciechomicki/ genetycznie należy do wysoczyzny /występowanie form subglacjalnych i szczelinowych, brak podcięcia erozyjnego, brak śladów erozji bądź akumulacji rzecznej/.

10/ Wiek tarasu nadzalewowego należy cofnąć do późnego glacjału.

11/ Świeżość dzisiejszej rzeźby jest w znacznym stopniu wynikiem wytopienia się brył martwego lodu - procesu stosunkowo młodego.

LITERATURA

1. Baraniecka-Domosławska M.D., Mojski J.E., Z problematyki geologii czwartorzędu Mazowsza i Kujaw. Przegl.Geol. nr 4. Warszawa 1960.
2. Błachowski R., Próba stratygrafii utworów dyluwialnych na prawym brzegu Wisły między Toruniem a Modlinem. Badania Fizjogr. nad Polską pn.-zach., z.20. Poznań 1939.
3. Borówko-Dłużakowa Z., Stratygrafia wysokiego tarasu w dolinie Wisły. ark. Gostynin, Włocławek. Arch.Dokum. Źródł. I.G.
4. Borówko-Dłużakowa Z., Stratygrafia tarasów Wisły pomiędzy Gostyninem a Włocławkiem w świetle badań palynologicznych. Arch. Dokum. Źródł. I.G.
5. Borówko-Dłużakowa Z., Badania palynologiczne torfowisk na lewym brzegu Wisły między Gąbinem, Gostyninem i Włocławkiem. Z Badań Czwartorzędu w Polsce, T.X. 1961.
6. Ciuk E., O zjawiskach glacitektonicznych w utworach plejstocenijskich i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. Z Badań Czwartorzędu w Polsce, T.VI. 1955.
7. Drzewicka I., Sprawozdanie z prac terenowych wykonanych w miesiącu wrześniu 1953 roku na ark. Dobrzyków 1:25 000. Arch.Dokum. Źródł. I.G.
8. Galon R., Kujawy Białe i Czarne. Bad.Geogr. nad Polską pn.-zach. Poznań 1929.
9. Galon R., Z zagadnień geomorfologii czwartorzędu Niżu Polskiego. Przegl.Geogr. T.XXV, z.2. Warszawa 1953.

10. Galon R., Morfologia doliny i sandru Brdy. Studia Societ. Scient. Torun. vol.1. Toruń 1953.
11. Galon R., Próba interpretacji mapy geomorfologicznej woj. bydgoskiego z punktu widzenia rejonizacji produkcji rolnej. Przegl. Geogr. T.XXVI. Warszawa 1954.
12. Galon R., New investigations of inlanddunes in Poland. Przegl. Geogr. T.XXXI. Warszawa 1959.
13. Galon R., Passendorfer E., Przewodnik XXI Zjazdu Polskiego Tow. Geol. na Kujawach i Pomorzu w roku 1948. Rocznik PTG. T.XVII. Kraków 1948.
14. Galon R., Roszkówna L., Extents of the Skandinavian Glaciations and of their Recession Stages on the Territory of Poland in the Light of an Analysis of the Marginal Forms of Inland Ice. Przegl. Geogr. T.XXXIII, z.3. 1961.
15. Giedrojc A., Geograficzne issledowania w guberniach Vilenskoj, Grodnenskoj, Minskoj, Wołyńskiej, i severnoej czasti Carstwa Polskiego. Materiały dla geologii Rossii. T.XVII. 1895.
16. Jaczynowski J., Morfometria jezior Gostyńskich. Przegl. Geogr. T.IX. Warszawa 1929.
17. Janczewski E., Ruchy sejsmiczne zauważone w Polsce w lutym 1932 r. Posiedz.Nauk.PTG.T.XXXIII. Warszawa 1932.
18. Kalniet A., Zagadnienie genezy i wieku tzw. "oczek lodowcowych". Wiadomości Muzeum Ziemi. Vol.VI. Warszawa 1952.
19. Kolski J., O piaskowcach płockich. Wszechświat 23. 1904.
20. Lenczewicz St., Wydmy śródlądowe Polski. Przegl. Geogr. T.II. 1920/21.

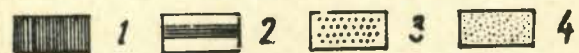
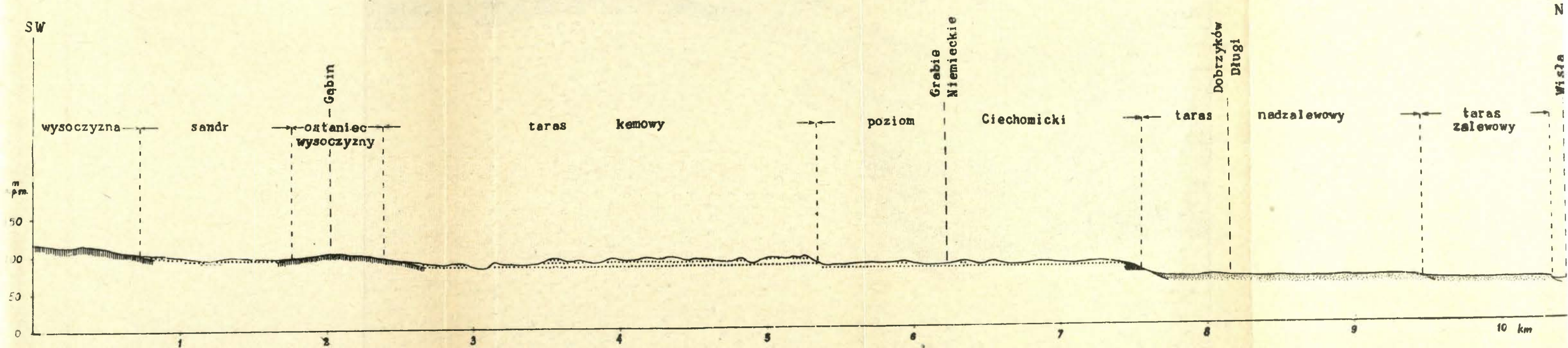
21. Lenczewicz St., Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. Warszawa 1927.
22. Lenczewicz St., Jeziora Gostyńskie. Przegl. Geogr. T.IX. Warszawa 1929.
23. Lenczewicz St., La ville de la Vistule aux environs de Plock. Congr. Intern. Geogr. Excursion C.I. Warszawa 1934.
24. Lenczewicz St., Mapa geologiczna Kotliny Płockiej w skali 1:200 000. Wyd. PIG. Warszawa 1936.
25. Lewiński J., Sansonowicz J., Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwium wschodniej części Nizy Północno-europejskiego. Prace Tow. Nauk. Warsz. Warszawa 1918.
26. Lewiński J., Zaburzenia czwartorzędowe i "morrena dolinowa" w pradolinie Wisły pod Włocławkiem. Spraw. PIG. T.II. Warszawa 1924.
27. Lyczewska J., Przeglądowa mapa geologiczna Polski ark. Płock w skali 1:300 000. Wyd. IG. Warszawa 1948.
28. Lyczewska J., Uwagi na temat czwartorzędu Kujaw Wschodnich. Z Badań Czwartorzędu w Polsce. T.IX. Warszawa 1960.
29. Majdanowski S., Zagadnienie rynien jesiernych na Nizy Europejskim. Badania Fizjogr. nad Polską Zach. T.II, z.1. Poznań 1950.
30. Makowska A., Sprawozdanie z prac terenowych nad występowaniem glin ceramiki czerwonej wykonanych w sierpniu 1952 roku w rejonie Sochaczew - Płock. Arch. Dokum. Źródł. IG.
31. Maruszczak H., O oczkach lodowcowych i zagłębieniach bezodpływowych. Czasop. Geogr. T.XXV. Warszawa-Wrocław 1954.

32. Mojski J.E., Schyłek plejstocenu w zachodniej części Kotliny Płockiej. Kwartalnik Geologiczny. T.IV. Warszawa 1960.
33. Niewiarowski W., Feny polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej. Studia Societ. Scient. Toruń. Vol.IV, nr 1. Toruń 1959.
34. Pravoslavlev P., К изменению ледниковых образований северной части Царства Польского. Труды Варш. Общ. Est.IV. 1905.
35. Roszkówna L., The stages and phases of the last glaciation in Poland. Wyd. Geol. Warszawa 1956.
36. Różycki S.Z., From the Baltics to the Tatras. Part II, vol.I. Wydawn. VI Congressu INQUA.
37. Rutkowski F., Spostrzeżenia z dyluwium okolic Gostynina. Spraw. Tow. Nauk. Warsz. za rok 1914. Warszawa 1916.
38. Röhle E., Sokołowska M., Mapa utworów czwartorzędowych Polski w skali 1:1 000 000. Inst. Geol. Warszawa.
39. Skompski S., Zdjęcie geologiczne dla szczegółowej mapy Polski w skali 1:50 000 ark. Gabinet 1:25 000. Arch. Dokum. Źródł. IG.
40. Skompski S., Najmłodsze utwory geologiczne okolic Gąbina. Przegl. Geol. nr 7. Warszawa 1960.
41. Skompski S., Sytuacja geologiczna niektórych torfowisk na lewym brzegu Wisły między Gąbinem, Gostyninem a Włocławkiem. Z Badań Czwartorzędu w Polsce, t.X. 1961.
42. Skompski S., Ozyty Kotliny Płockiej. Przegl. Geogr., t.LXXXV, z.3. 1961.

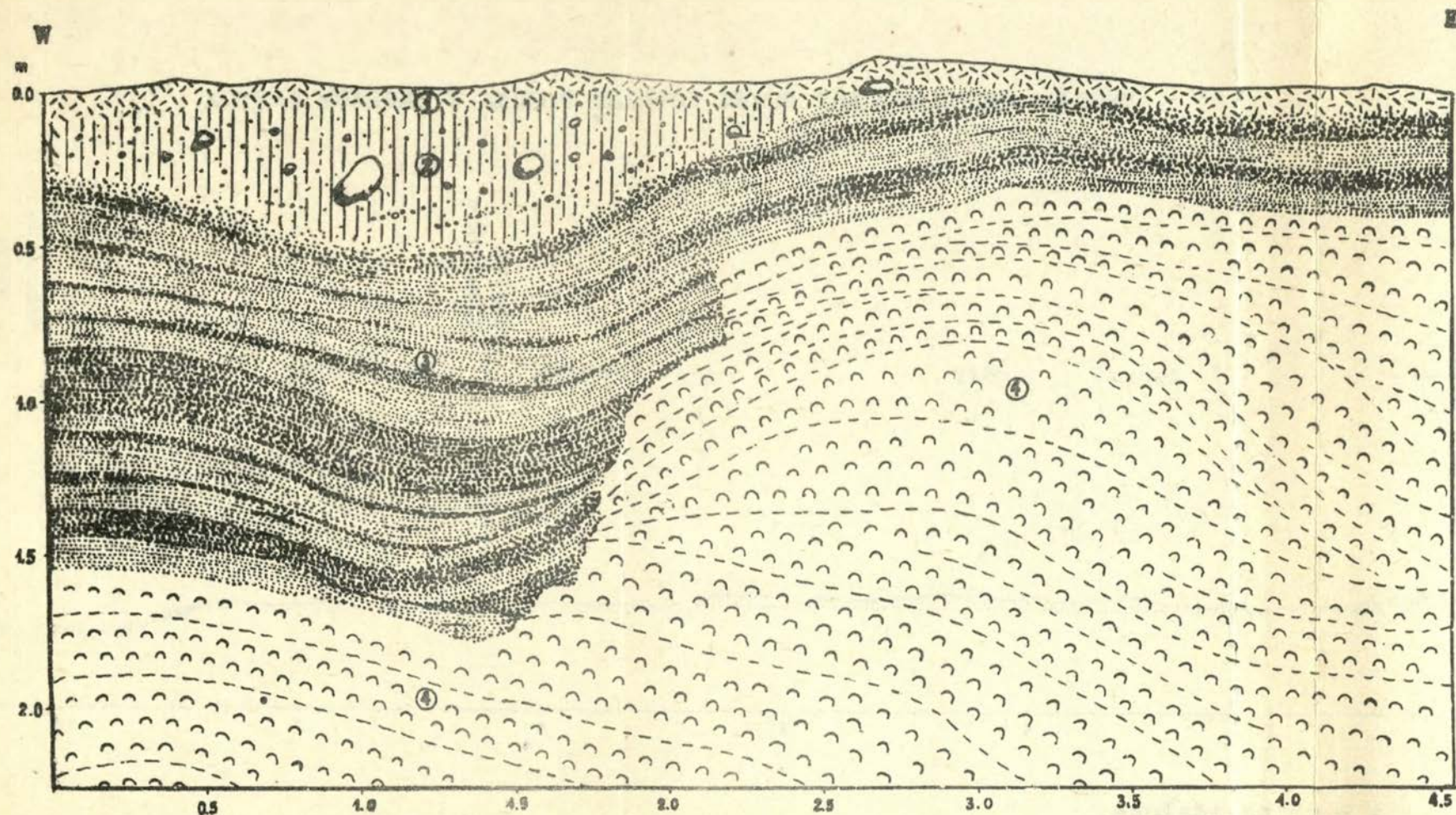
43. Skompski S., Słowański Wł., Poligenetyczna dolina Wierzbicy koło Płocka. Acta Geol. Pol., vol.XIV, nr 3. Warszawa 1964.
 44. Słowański Wł., Skompski S., Sandry i tarasy rzeczne w dolinie Skrwy i Wisły w okolicach Płocka. Z Badań Czwartorzędu w Polsce, t.XI. 1965.
 45. Urbaniak U., Przyczynek do paleogeografii Kotliny Płockiej. Przegl. Geogr., t.XXXVII, z.4. Warszawa 1965.
 46. Wadas St., Oz gostyniński. Acta Geogr. Lodz. nr 14. Łódź 1962.
 47. Woldstedt P., Geologisch-Morphologischen Übersichtskarte des Norddeutschen Vereisungsgebietes. Berlin 1935.
-

RYC.1

PROFIL MORFOLOGICZNY PRZEZ KOTLINE PŁOCKĄ, W OKOLICY GABINA

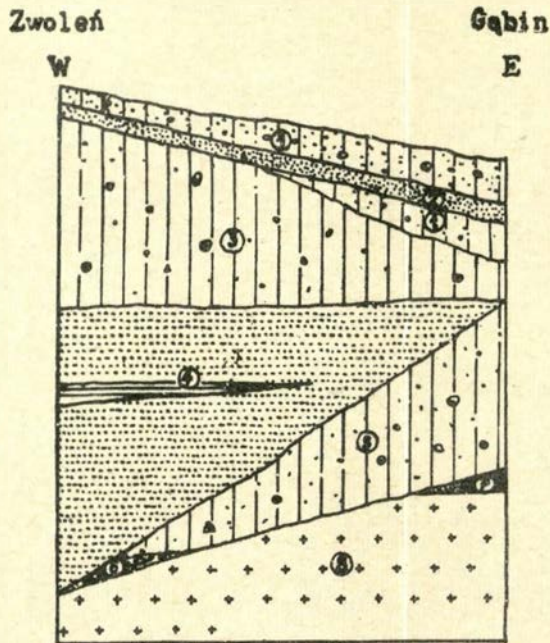


- 1 - glina zwałowa,
- 2 - iły warwowe,
- 3 - piaski akumulacji wodnolodowcowej,
- 4 - piaski akumulacji rzecznej



- 1 - gleba,
- 2 - glina zwałowa piaszczysta ze żwirem, głazami i porwakami iłów pliocenkich, czerwona,
- 3 - piaski warstwowe, drobno-, średnio- i gruboziarniste, z domieszką żwiru o średnicy do 1 cm, rdzawobrazowe,
- 4 - ił pliocenki

NA PODSTAWIE WIERCEŃ NA LINII ZWOLEŃ - GABIN

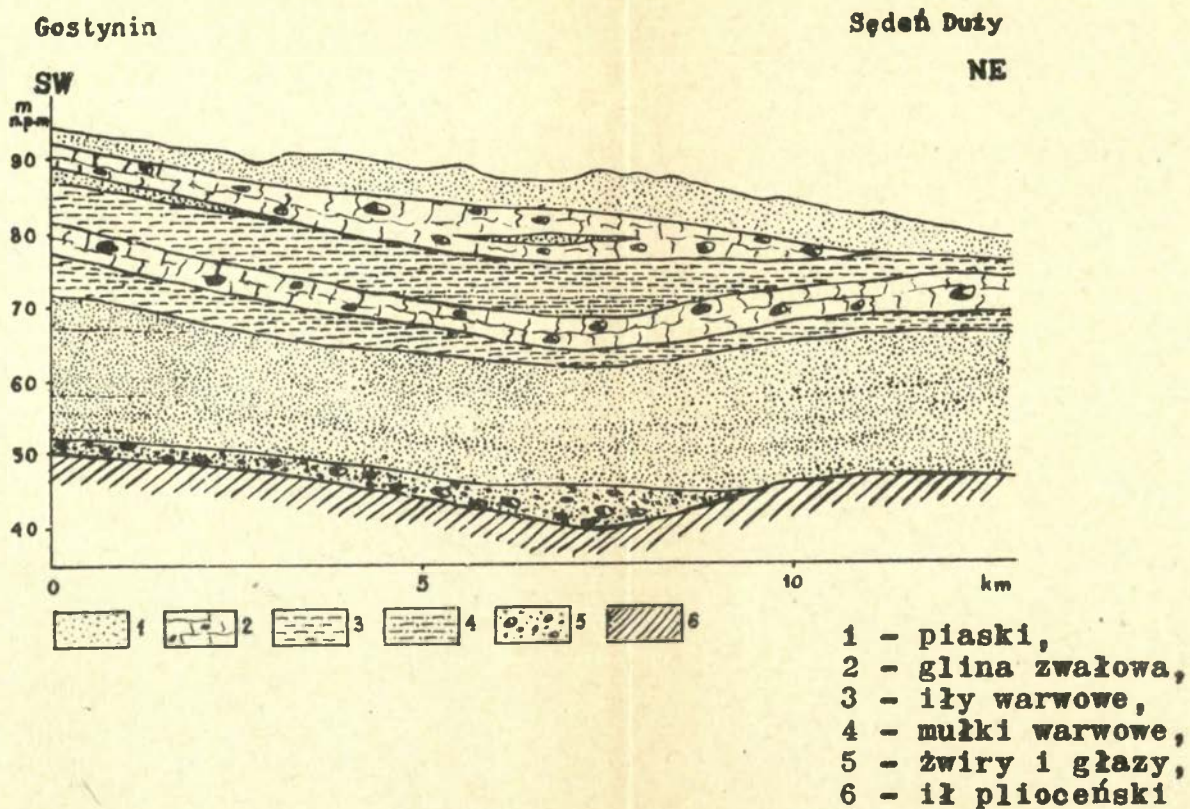


- 1 - glina zwałowa piaszczysta, górna,
- 2 - piaski różnoziarniste,
- 3 - gleba zwałowa tłusta, górna,
- 4 - piaski różnoziarniste z wkładkami iłu i mułku, warstwowane,
- 5 - glina zwałowa zbita, szara, dolna,
- 6 - bruk pochodzący ze zniszczenia gliny zwałowej,
- 7 - piaski peryglacjalne, ewentualnie interglacjalne,
- 8 - ił plioceński <http://rcin.org.pl>

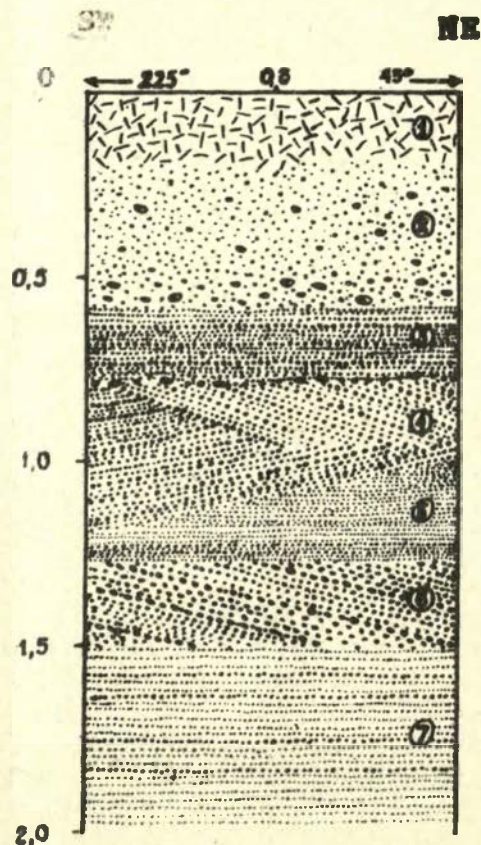
RYC.4

PROFIL GEOLOGICZNY PRZEZ KOTLINĘ PŁOCKĄ WZDŁUŻ LINII

GOSTYNIN - SĘDEŃ DUŻY

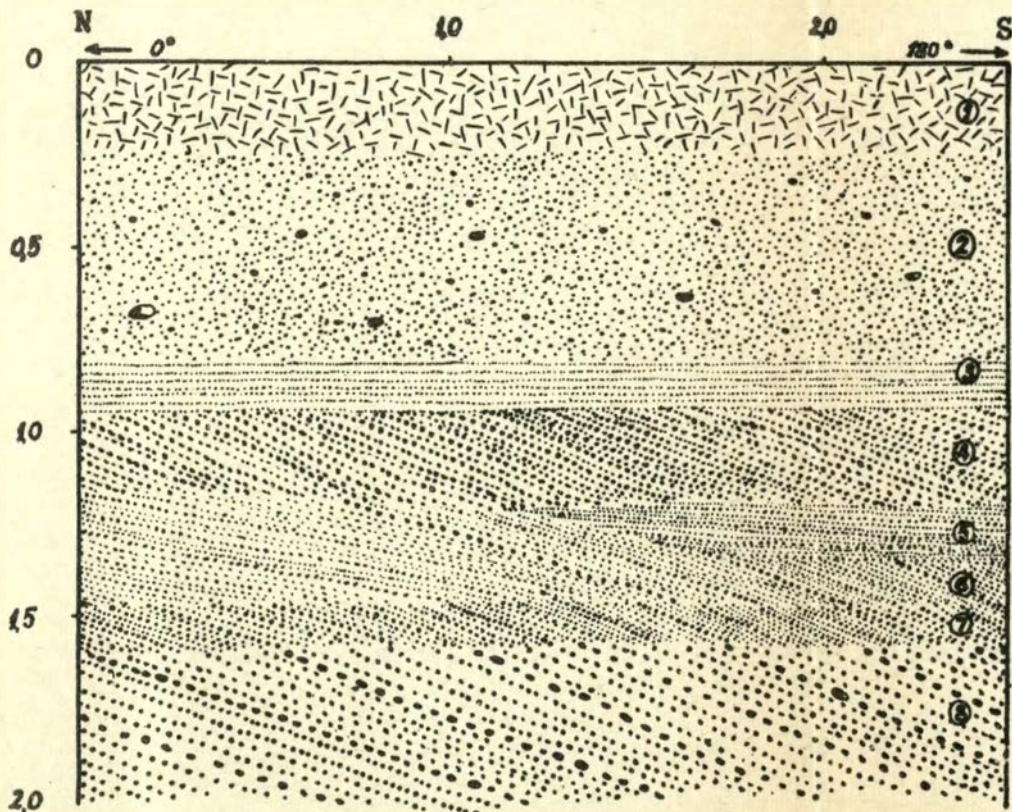


RYC. 5 RYC. 6 ODSŁONIĘCIE W ŚRODKOWEJ CZĘŚCI SANDRU - około 500 m na południe od Bud Kaleńskich

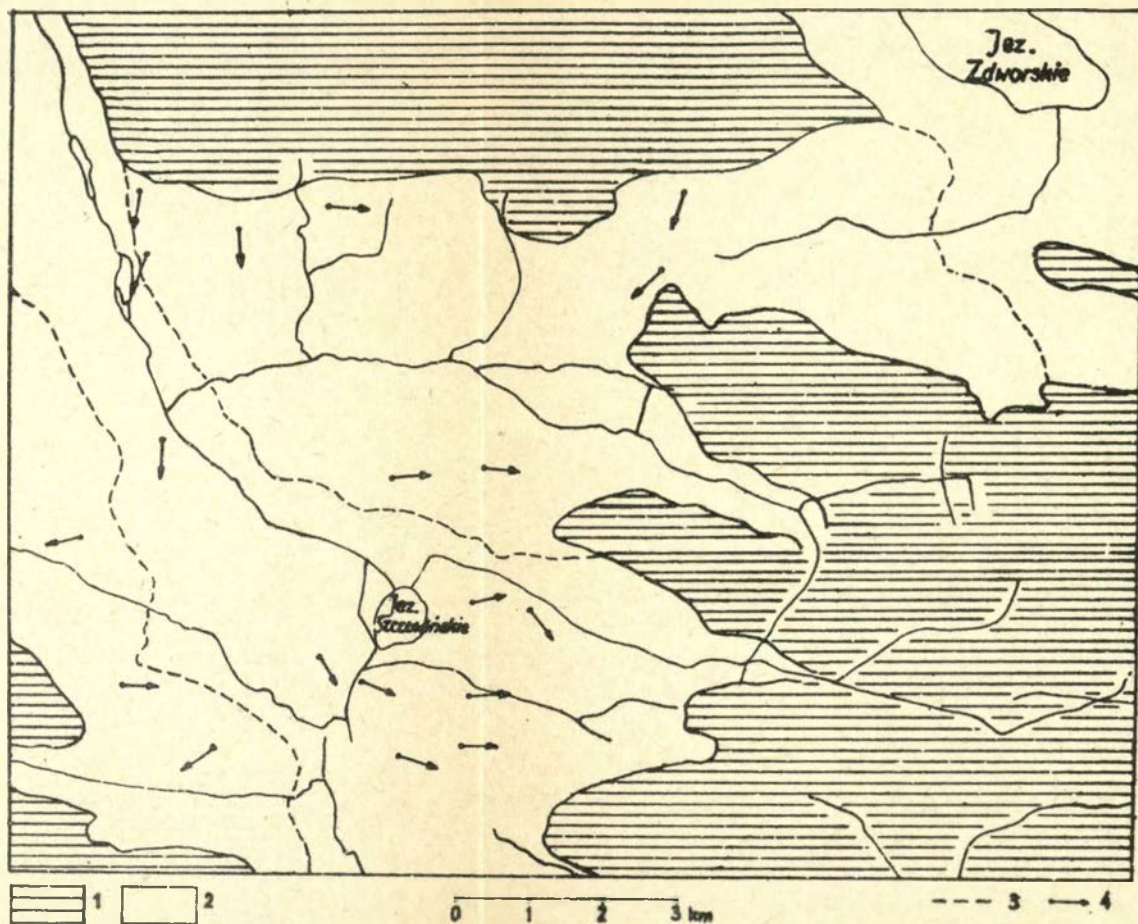


- 1 - piasek drobno- i średnioziarnisty z pojedynczymi żwirami, poziom próchniczny,
- 2 - piasek różnoziarnisty z przewagą średniego, z pojedynczymi żwirami i głazikami o średnicy do 10 cm,
- 3 - piasek średnioziarnisty z poziomymi warstewkami gruboziarnistego, w spągu - wkładka żwiru,
- 4 - piasek drobno- i średnioziarnisty z warstewkami grubego; warstwowanie krzyżowe,
- 5 - piasek drobnoziarnisty z warstewkami średniego, warstewki poziome, podkreślone substancją organiczną,
- 6 - piasek średnio- i gruboziarnisty z warstewkami żwiru; warstwowanie ukośne wykazuje upadek ESE pod kątem 15° ,
- 7 - piasek drobnoziarnisty z poziomymi warstwami piasków średnioziarnistych.

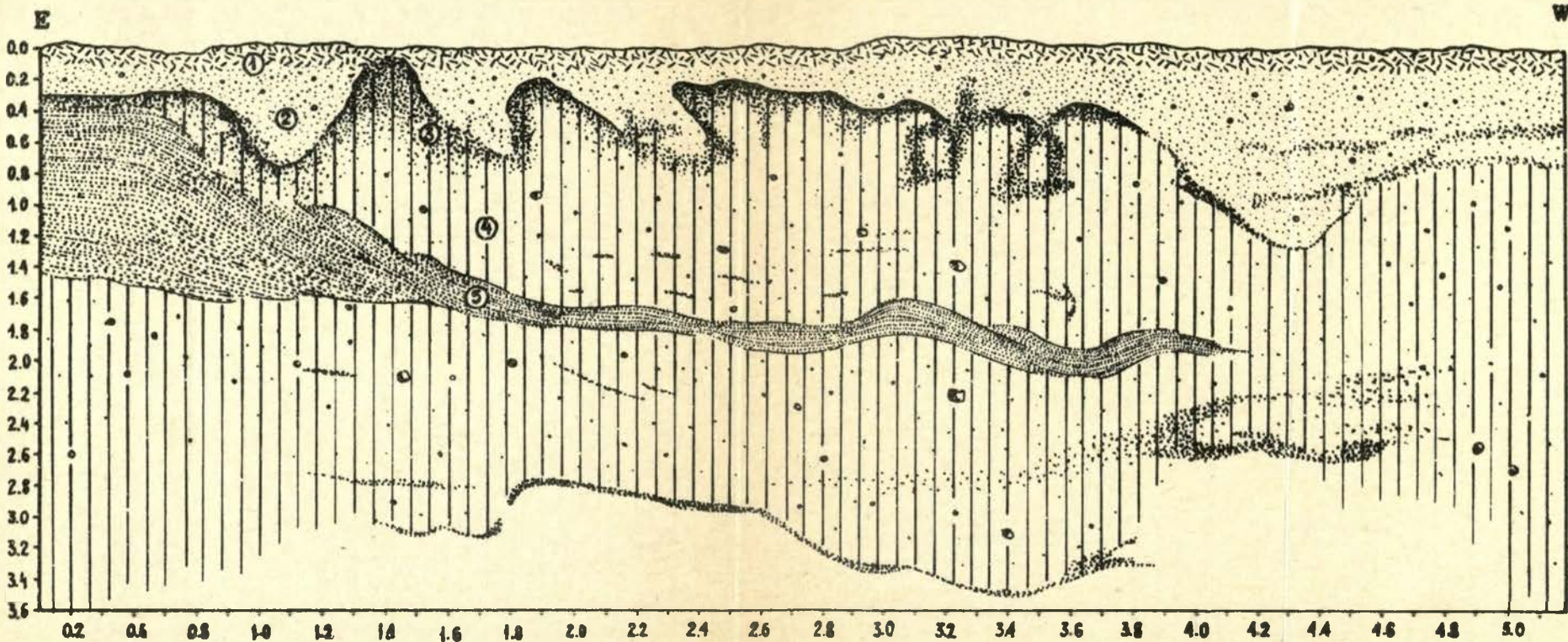
około 500 m na północ od wsi Przychód



- 1 - poziom próchniczny; piasek drobno- i średnioziarnisty z pojedynczymi żwirami,
- 2 - piasek różnoziarnisty ze znaczną domieszką pyłu i żwiru, z pojedynczymi głazikami o średnicy do 15 cm,
- 3 - piasek drobnoziarnisty z domieszką średniego, poziomo warstwowany,
- 4 - piasek średnioziarnisty z warstwami grubego; warstwowanie ukośne wykazuje upad ku SSW pod kątem 18° ,
- 5 - piasek drobnoziarnisty z warstewkami średniego, pochylonymi nieznacznie $/4^{\circ}$ ku południowi,
- 6 - piasek drobnoziarnisty z warstewkami średniego i grubego zapadającymi ku SW pod kątem 15° ,
- 7 - piasek średnioziarnisty z warstewkami grubego zapadającymi ku południowi pod kątem 15° ,
- 8 - piasek gruboziarnisty ze żwirkiem i pojedynczymi głazikami o średnicy do 5 cm; warstwowanie ukośne; upad lamin - 15° na SE.



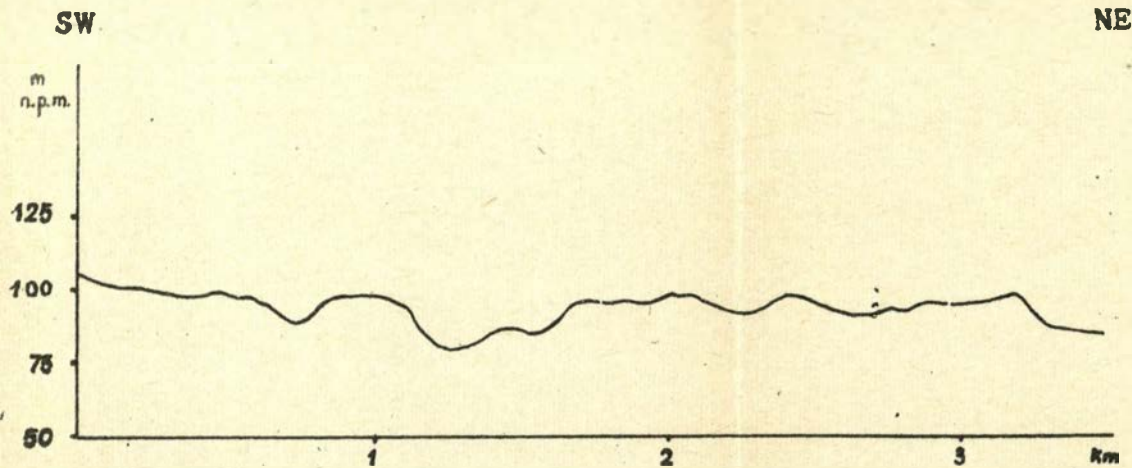
- 1 - wysoc zyzna,
 2 - sandr,
 3 - krawędź wyższego poziomu sandrowego,
 4 - kierunki spływu wód sandrowych.



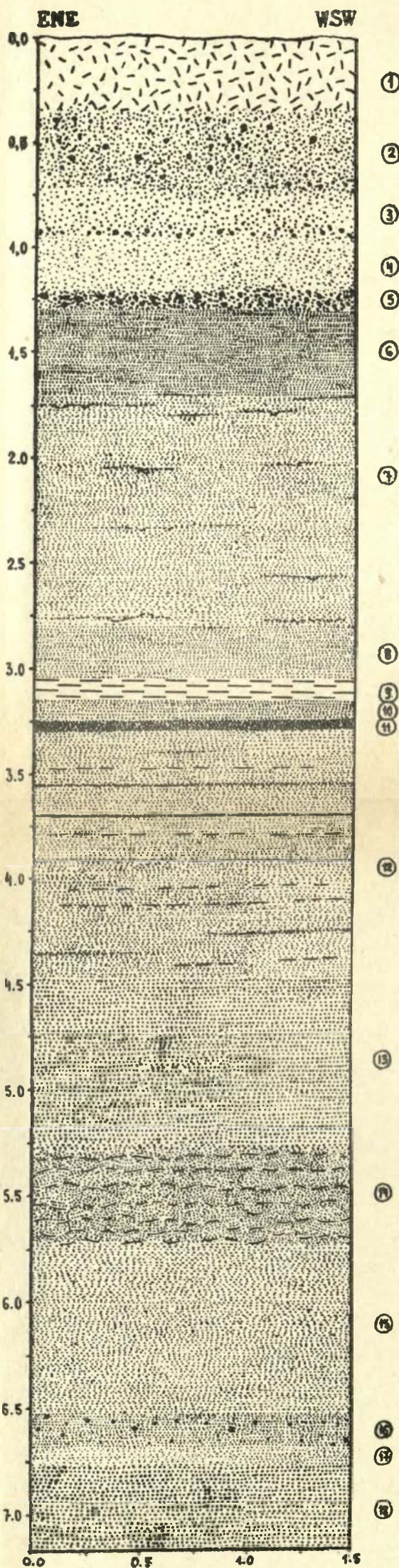
- 1 - gleba,
- 2 - piaski różnoziarniste z przewagą pyłu, z pojedynczymi żwirami i głazikami, bezstrukturalne, tworzą "kieszenie" w powierzchni gliny zwałowej,
- 3 - glina zwałowa piaszczysta, silnie zorsztynizowana,
- 4 - glina zwałowa,
- 5 - piasek drobnoziarnisty, warstwowany,

RYC. 9

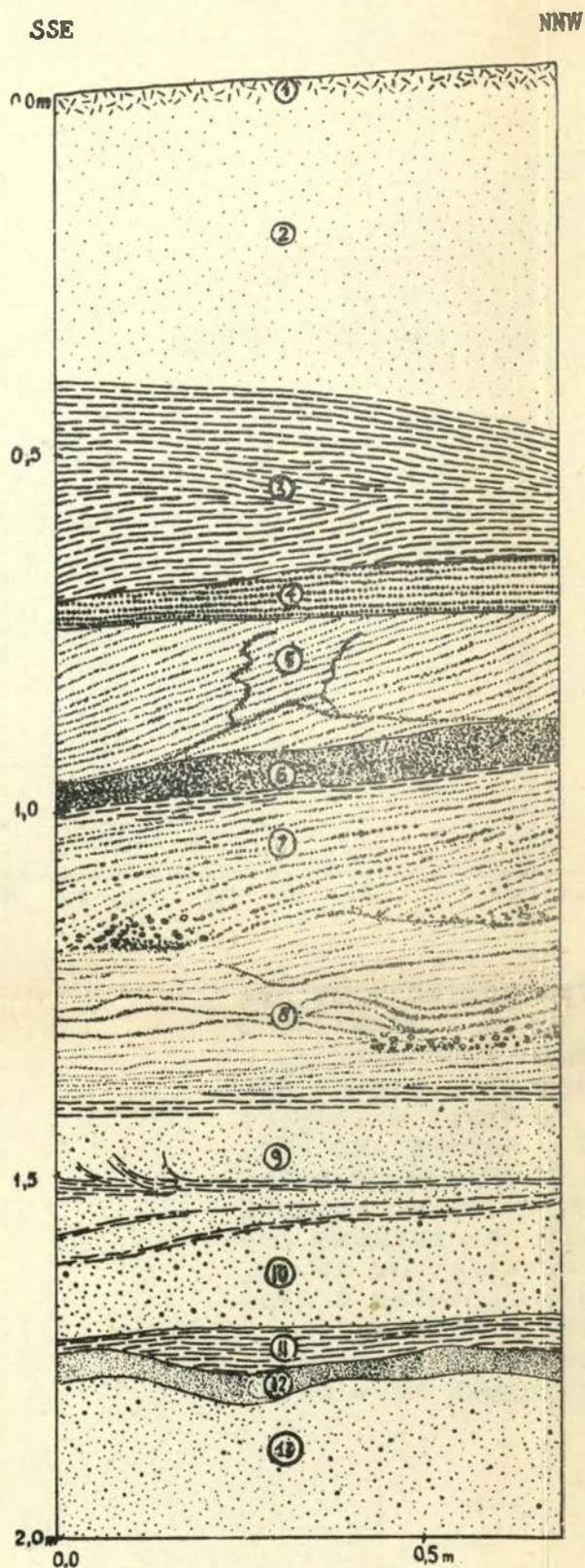
PROFIL TOPOGRAFICZNY TARASU KEMOWEGO W OKOLICY GABINA



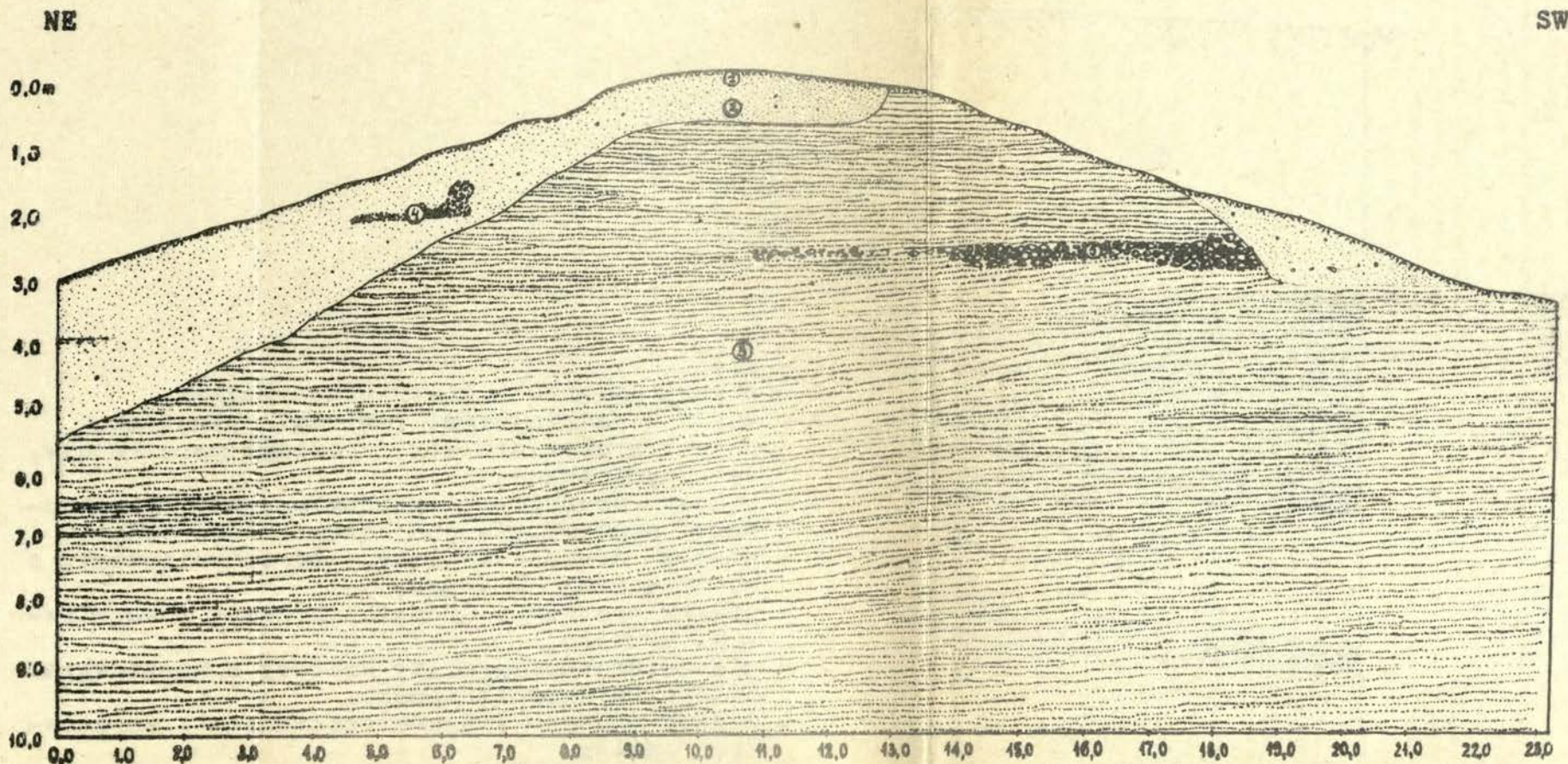
około 250 m na NE od cmentarza w Gąbinie



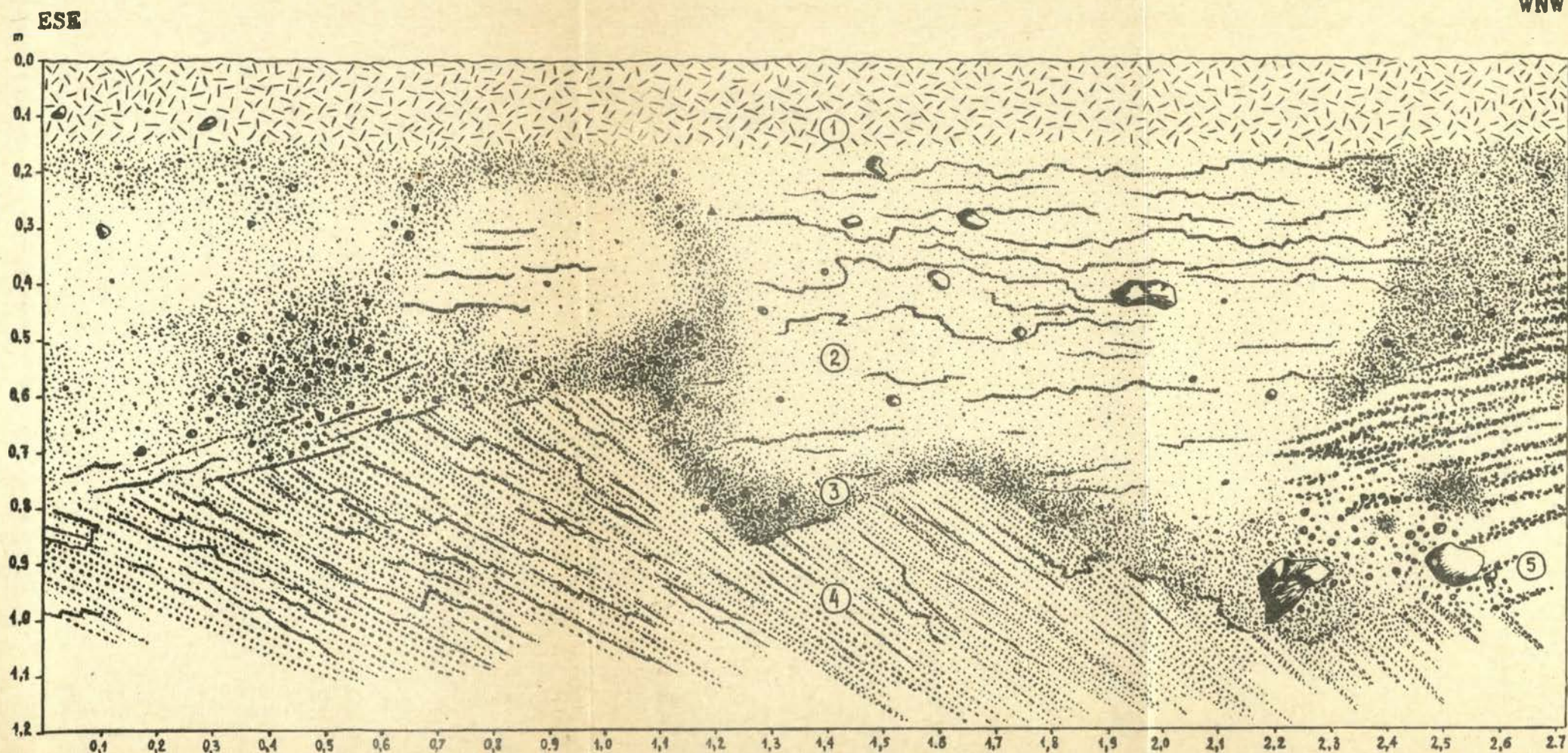
- 1 - gleba drobnopiaszczysta z domieszką żwiru, szara,
- 2 - piasek różnoziarnisty - z przewagą grubego, z domieszką żwiru, bezstrukturalny,
- 3 - piasek różnoziarnisty z domieszką żwiru, słabo segregowany,
- 4 - piasek drobno- i średnioziarnisty ze znikomą domieszką grubego i żwiru, ostry bezstrukturalny,
- 5 - piasek różnoziarnisty ze żwirem o średnicy do 1 cm,
- 6 - piasek drobnoziarnisty z domieszką średniego, poziomo, równoległe warstwowy,
- 7 - piasek bardzo drobny, poziomo, równoległe, drobne warstwowy,
- 8 - piasek pylasty drobno laminowany,
- 9 - mułek chudy,
- 10 - piasek bardzo drobny, poziomo warstwowy,
- 11 - piasek drobnoziarnisty i pylasty, zorsztynizowany,
- 12 - piasek drobnoziarnisty i pylasty z warstewkami mułku,
- 13 - piasek średnioziarnisty z domieszką grubego, przemyty, ostry, warstwowy,
- 14 - piasek drobnoziarnisty i pylasty z lamiatami mułku,
- 15 - piasek drobnoziarnisty z domieszką średnioziarnistego, ostry, przemyty,
- 16 - piasek jak wyżej z domieszką piasku grubego i żwiru,
- 17 - piasek drobnoziarnisty, ostry,
- 18 - piasek średnioziarnisty, bardzo ostry, silnie nasiąknięty wodą



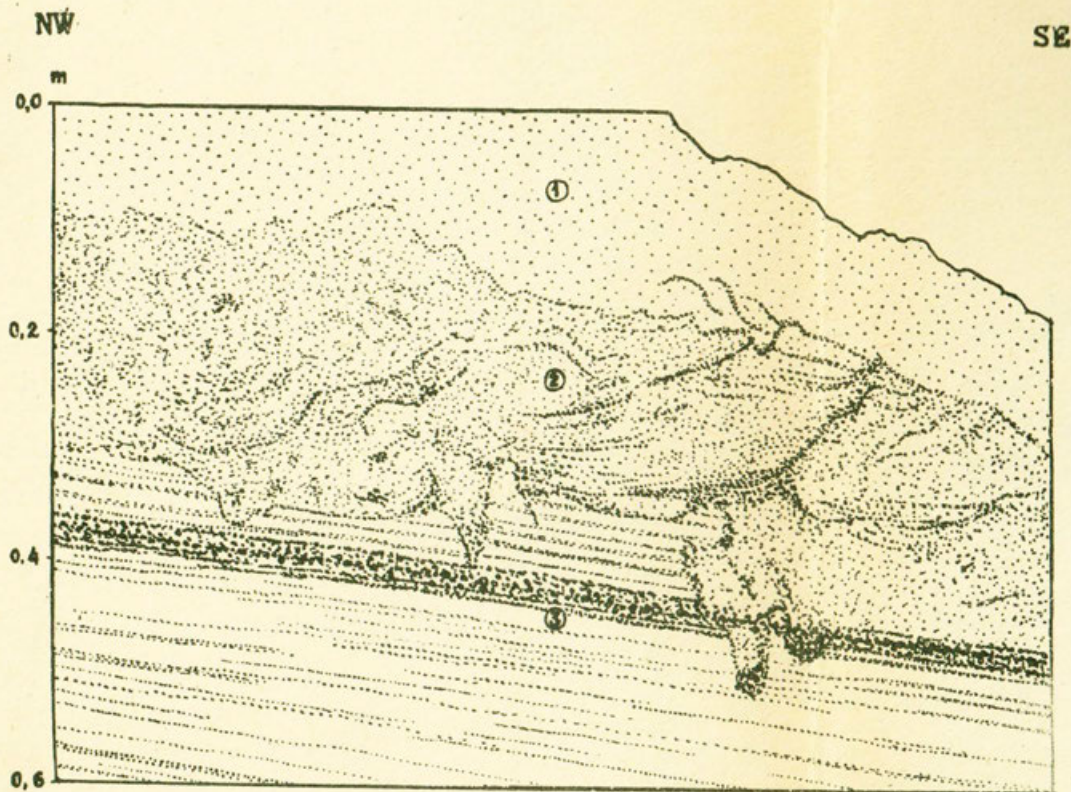
- 1 - gleba,
- 2 - piaski pylaste - wietrzelina mułków,
- 3 - mułki z jaśniejszymi laminami pylastymi,
- 4 - piasek gruboziarnisty, poziomo warstwowany, zorzstynizowany,
- 5 - piasek średnio- i gruboziarnisty, warstwowany; upad warstw pod kątem 21° ku SSE,
- 6 - piasek drobnoziarnisty, zorzstynizowany, z warstwą mułku w spągu,
- 7 - piasek drobno- i średnioziarnisty z warstewkami grubego,
- 8 - piasek drobnoziarnisty kremowy z warstewkami piasku zorzstynizowanego,
- 9 - piasek drobno- i średnioziarnisty z warstewkami mułków,
- 10 - piasek średnio- i gruboziarnisty, dobrze segregowany,
- 11 - mułek barwy zielonkawej,
- 12 - piasek bardzo drobny,
- 13 - piasek średnio- i drobnoziarnisty, niewarstwowany.



- 1 - gleba piaszczysta,
- 2 - piasek różnoziarnisty z dużym udziałem pyłatego i grubego z domieszką żwiru i głazików o średnicy do 10 cm, niewyraźnie warstwowany,
- 3 - piasek drobno- i średnioziarnisty, bardzo wyraźnie poziomo warstwowany /jedynie w części środkowej - nieznaczny upad warstw ku NE/, o bardzo dobrej segregacji. Miąższość warstwek: 0,1 - 1,0 cm. Przewarstwienia stanowi piasek głównie gruboziarnisty ze znikomą domieszką żwiru i głazików o średnicy do 10 cm,
- 4 - gniazdo piasku gruboziarnistego, żwiru i głazików, materiał silnie zorsztynizowany,
- 5 - piasek gruboziarnisty ze żwirem i głazikami, których dłuższe osie mają kierunek NE - SW.



- 1 - gleba piaszczysta,
- 2 - piasek różnoziarnisty z domieszką żwiru i głazików o średnicy do 25 cm, ze smugami orsztynowymi,
- 3 - piasek różnoziarnisty z przewagą grubego, ze znaczną domieszką żwiru i głazików, silnie orsztynowany,
- 4 - piasek średnio- i gruboziarnisty, równoległe warstwowy; laminy wykazują upad około 10° na WSW; barwa piasku białoszara,
- 5 - piasek gruboziarnisty z domieszką żwiru i głazików, warstwowy; nieznaczny upad warstw ku ESE, niesegregowany.



- 1 - piasek drobnoziarnisty ze znikomą domieszką średniego i grubego, bezstrukturalny,
- 2 - piasek o warstwowaniu zaburzonem, zafalowanym - struktury krioturbacyjne; piasek wydymowy; nachylenie warstwy zgodne z nachyleniem zbocza wydmy,
- 3 - piasek drobno- i średnioziarnisty z domieszką piasku grubego i żwiru o średnicy do 1,5 cm, warstwowany, prawdopodobnie fluwio-glacialny.

SPIS RYCIN

1. Profil morfologiczny przez Kotlinę Płocką w okolicy Gąbina.
2. Fragment utworów czwartorzędowych wypełniających obniżenie w łkach płocieńskich i razem z nimi zdeformowanych. Cegielnia Konstantynów.
3. Syntetyczny profil budowy wysoczyzny, wykonanej na podstawie wierceń na linii Zwolen - Gąbina.
4. Profil geologiczny przez Kotlinę Płocką wzdłuż linii Gostynin - Sędeń Duży.
5. Odsłonięcie w środkowej części sandru - około 500 m na południe od Bud Kaleńskich.
6. Odsłonięcie w środkowej części sandru - piaskownia - około 500 m na północ od wsi Przychód.
7. Kierunek spływu wód sandrowych w dolinie Osietnicy.
8. Struktury peryglacjalne w stropie gliny zwakowej. Cegielnia Radziwie.
9. Profil topograficzny tarasu kemowego w okolicy Gąbina.
10. Wykop w SE zboczu płaskodennej doliny na tarasie kemowym - około 250 m na NE od cmentarza w Gąbinie.
11. Wykop w wale kemowym, położonym na północ od jeziora Łęckiego-Wielkiego.

12. Przerkój poprzeczny przez wał kemowy na wschodnim krańcu wsi Zdwórz.
 13. Wykop w pagórku morenowym martwego lodu - około 1 km na wschód od gajówki Podgórze.
 14. Przekop drogi przez wydnię w Ludwikowie.
-

SPIS TREŚCI

	str.
I. WSTĘP	51
1. Przebieg kartowania	51
2. Położenie i ogólna charakterystyka terenu	51
II. DOTYCHCZASOWE OPRACOWANIA TERENU. BU- DOWA GEOLOGICZNA	59
III. CHARAKTERYSTYKA I SYSTEMATYKA FORM	69
1. Wysoczyzna morenowa	69
2. Sandr	74
3. Kotlina Płocka	79
4. Wnioski	101
LITERATURA	104
SPIS RYCIN	109

Instytut Geografii PAN
Warszawa, Krakowskie Przedmieście 30
9 stycznia 1967 r. - nr 7
510/SP-09/38/66

WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ

za ostatnie lata

1961

- 1 PRACA ZBIOROWA — **Klimat Hali Gąsienicowej** tekst s. 20, 29 tabel, 44 ryc., z1 7.—
- 2 PRACA ZBIOROWA — **Z badań Stacji Naukowej IG PAN nad Jeziołem Mikołajskim**, s. 135+nlb. 28 ryc.+mapa+2 tab., z1 7.—
- 3 PRACA ZBIOROWA — **Materiały do geografii przemysłu Polski**, s. 245, z1 7.—
- 4 M. BOGACKI — **Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1:50 000** Arkusz N 34-93 Kolno, s. 50, z1 7.—
- 5 PRACA ZBIOROWA — **Materiały do geografii zaludnienia Polski i Czechosłowacji**
- 6 E. TOMASZEWSKI — **Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1:50 000** Arkusz N 33-143 — A KÓRNIK s. 50+1 tab. nlb., z1 7.—
(poz. 2, 4, 5, 6 do użytku służbowego)

1962

- 1 PRACA ZBIOROWA — **Economic Regionalization. Materials of the First General Meeting of the Commission held in Utrecht, the Netherlands, from 8 till 9 Sept. 1961**, s. 120, z1 7.—
- 2 T. LIJEWSKI — **Geografia komunikacji woj. białostockiego**, s. 206 + mapy, z1 7.—
- 3 PRACA ZBIOROWA — **Instrukcja szczegółowego zdjęcia użytkowania ziemi**. Wydanie II poprawione i uzupełnione s. 130, z1 7.—
- 4 Ł. GÓRECKA — **Związek przemysłu cementowego w Polsce ze środowiskiem geograficznym**, s. 171+36 nl. (ryc. i fot.), z1 7.—
- 5 E. TOMASZEWSKI — **Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1:50 000**. Arkusz N 33-131-C KOSTRZYN s. 63+ryc. n-b, z1 7.—
- 6 PRACA ZBIOROWA — **Studia nad użytkowaniem ziemi — IV**. Sprawozdania z prac w powiatach: koszalińskim, suwalskim i olsztyńskim, s. 120+ryc. nlb. z1 7.—
(poz. 2, 4, 5 do użytku służbowego)

1963

- 1 S. ŻYNDA — **Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1:50 000**. Arkusz N-33-139-B. TOPORÓW s. 70+nlb. ryc., z1 7.—
- 2 D. KOSMOWSKA — **Objaśnienia do mapy hydrograficznej 1:50 000** arkusz Ożarów, s. 80+mapy, z1 7.—
- 3 PRACA ZBIOROWA — **Bibliografia geografii polskiej — 1960** str. 320, z1 7.—
- 4 PRACA ZBIOROWA — **Studia nad wymianą ciepłą na Stacji Naukowej IG PAN w Wojcieszowie**, s. 40+ryc. nlb z1 7.—
- 5 PRACA ZBIOROWA — **Zagadnienia z geomorfologii i hydrografii**, s. 54+ryc. nlb., z1 7.—
- 6 J. BĄCZYK — **Geneza Półwyspu Helskiego na tle rozwoju Zatoki Gdańskiej**, s. 180+28 ryc.+36 fot. nlb., z1 7.—
(poz. 1, 2, 6 do użytku służbowego)

1964

- 1 PRACA ZBIOROWA — National and Regional Atlases, s. 155, zł 24.—
- 2 J. KOSTROWICKI — The Polish Detailed Survey of Land Utilization. Methods and Techniques of Research. s. 100+ulb., zł 18.—
- 3 PRACA ZBIOROWA — Instrukcja do mapy hydrograficznej Polski 1:50 000, wydanie III, s. 83 + zał. nlb., zł 24.—
- 4 PRACA ZBIOROWA — Materiały do monografii geograficzno-gospodarczej Chelmy
Wpływy podziału spadkowego komasacji i parcelacji na zmianę układów przestrzennych wsi w powiecie puławskim od połowy XIX wieku, s. 152 + ryc. ulb., zł 24.—
- 5 PRACA ZBIOROWA — Badania klimatu lokalnego, s. 94+ryc. nlb., zł 18.—
- 6 PRACA ZBIOROWA — Zagadnienie geografii przemysłu, s. 81+ryc. ulb., zł 15.—

1965

- 1 M. STOPA — Rejony burzowe w Polsce, s. 100 + ryc. ulb., zł 18.—
- 2 B. OLSZEWICZ, Z. RZEPA — Katalog rękopisów geograficznych, s. 107, zł 24.—
- 3 T. KRZEMIŃSKI — Objaśnienia do mapy hydrograficznej Polski 1 : 50 000, arkusz STREKOWA GÓRA, s. 36+nlb., zł 12.—
- 4 PRACA ZBIOROWA — Polskie mapy rozmieszczenia ludności. Charakterystyka i przegląd bibliograficzny. Zasięg wpływów szkół średnich w rejonie Pily, s. 100+ryc. i tab. nlb., zł 21.—
- 5 PRACA ZBIOROWA — Studia nad użytkowaniem ziemi — V, s. 65 + ryc. 2 tab. nlb., zł 18.—
- 6 A. PROCHOWNIK — Przemiany struktury osadniczo-rolniczej wsi powiatu proszowickiego od połowy XIX wieku do 1960 r., s. 159 + ryc. nlb., zł 24.—

(poz. 3 do użytku służbowego)

1966

- 1 J. SZUPRYCZYŃSKI — Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1:50 000, arkusz SZAMOCIN
- M. BOGACKI — Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1 : 50 000, arkusz PISZ, s. 90 + ryc. nlb., zł 21.—
- 2/3 PRACA ZBIOROWA — Użytkowanie ziemi w krajach Europy środkowo-wschodniej s. 160 + ryc., tab., nlb., zł 24.—
- 4 PRACA ZBIOROWA. Atlas bilansu promieniowania w Polsce s. 10 + tab. nlb. + ryc. nlb., zł 15.—
- 5 W. STANKOWSKI — Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1:50 000, arkusz REPTOWO.
- U. URBANIAK, J. KOTARBIŃSKI — Objaśnienia do mapy geomorfologicznej, 1:50 000, arkusz GABIN (w druku)
- 6 B. TCHÓRZEWSKA — Zagadnienia bilansu wodnego rzek Niziny Środkowopolskich na przykładzie dorzecza Wilgi. (w druku)

(poz. 1, 5, 6, do użytku służbowego)