

INSTYTUT GEOGRAFII  
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

# DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

ZESZYT 2/ZS

Do użytku służbowego

Egz. nr ..... 17

## I OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ 1:50 000 ARKUSZ N-34-98-B WĄBRZEŃNO

Opracował: W. NIEWIAROWSKI

## II OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ 1:50 000 ARKUSZ N-33-60-A LĘBORK

Opracował: J. SYLWESTRZAK



W A R S Z A W A 1 9 7 1

**WYKAZ ZESZYTÓW  
PRZEGLĄDU ZAGRANICZNEJ LITERATURY GEOGRAFICZNEJ**

za ostatnie lata

1964

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

1965

- 1 **Zagadnienia kartografii ogólnej**, s. 138 + ryc. nlb., zł 21,—
- 2 **Probsemy krajów rozwijających się**, s. 160 + nlb., zł 24,—
- 3 **Tendencje integracyjne i dezintegracyjne w geografii XIX i XX wieku**, s. 210, zł 21,—
- 4 **Problemy geografii fizycznej kompleksowej**, s. 141 + ryc. nlb., zł 24,—

1966

- 1 **Perspektywy rozwoju badań geograficznych**, s. 196, zł 27,—
- 2 **Ogólna teoria układów**, s. 122, zł 24,—
- 3/4 **Geografia medyczna**, s. 199 + ryc. i tab. nlb., zł 24,—

1967

- 1 **Elementy nowszych koncepcji integracji nauk geograficznych**, s. 124, zł 24,—
- 2 **Z metodyki badań osiedle o funkcjach centralnych**, s. 125 + ryc. i tab. nlb., zł 24,—
- 3 **Problemy badań krajobrazowych i regionalizacji fizyczno-geograficznej**, s. 195 + ryc. nlb., zł 24,—
- 4 **Geografia stosowana — Część III**, s. 170, zł 24,—

1968

- 1 **Problemy krajów rozwijających się (Zagadnienia ogólne) — Część II**, s. 184, zł 27,—
- 2/3 **Studia nad paleogeografią holocenu**, s. 180 + nlb., zł 30,—
- 4 **Ogólne zagadnienia kartografii tematycznej**, s. 123, zł 24,—
- 4a **Spis rzeczy zawartych w „Przeglądzie Zagranicznej Literatury Geograficznej” za lata 1950—1968**, s. 90, zł 21,—

1969

- 1 **Zagadnienia bilansu wodnego**, s. 156 + nlb., zł 27,—
- 2 **Postępy metodyczne geografii brytyjskiej (w druku)**.
- 3 **Metody ilościowe w radzieckiej geografii ekonomicznej**, s. 127 + nlb., zł 18,—

INSTYTUT GEOGRAFII  
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

# DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

ZESZYT 2/ZS

## I OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ 1:50 000

ARKUSZ N-34-98-B WĄBRZEŻNO

Opracował: W. NIEWIAROWSKI

Opracowanie redakcyjne J. SZUPRYCZYŃSKI



W A R S Z A W A 1 9 7 1

<http://rcin.org.pl>

## KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor Naczelny: T. Lijewski  
Z-ca Red. Nacz.: T. Szczęsna  
Sekretarz Redakcji: B. Rogalewska  
Członkowie Redakcji: L. Zawadzki, A. Żeromski

Redaktor Techniczny: W. Spryszyńska

---

Adres Redakcji: Instytut Geografii PAN  
Warszawa, Krakowskie Przedmieście 30

---

Warszawska Drukarnia Naukowa, Warszawa, Śniadeckich 8, Zam. 200.  
Nakład 300 + 23 egz. Objętość ark. druk. 6,375 + ark. wyd. 6.  
Druk ukończono w czerwcu 1971 r.

## SPIS TREŚCI

I WSTĘP . . . . .	5
II OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA TERENU . . . . .	7
III BUDOWA GEOLOGICZNA . . . . .	9
VI OPIS I ANALIZA RZEŻBY BUDOWY GEOLOGICZNEJ STRUKTURY WEWNĘTRZNEJ I GENEZY FORM TERENU	14
V UWAGI KOŃCOWE . . . . .	50
LITERATURA . . . . .	52
SPIS RYCIŃ . . . . .	54



Władysław NIEWIAROWSKI

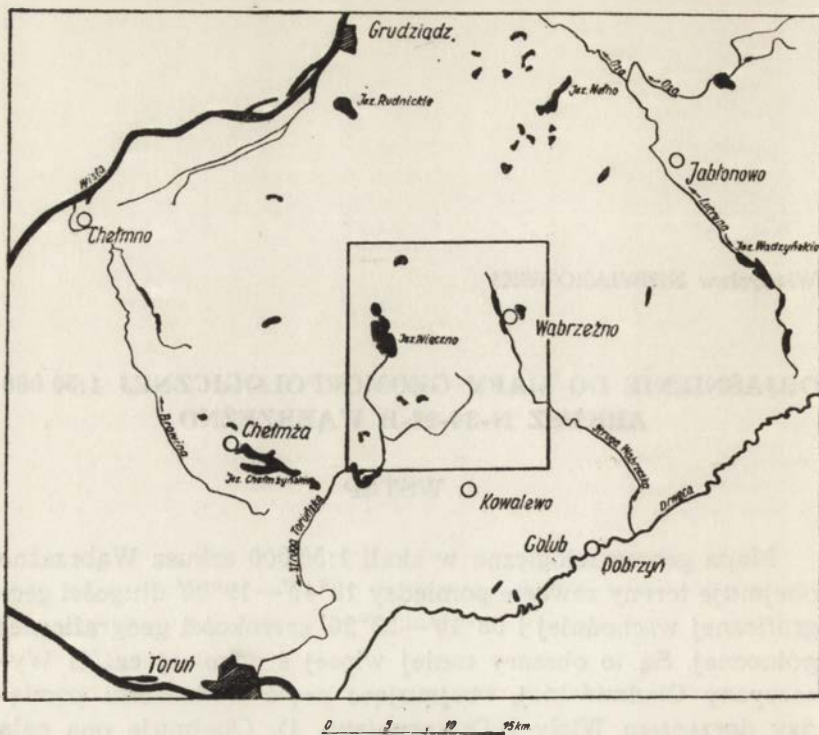
## OBJAŚNIENIE DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ 1:50 000 ARKUSZ N-34-98-B WĄBRZEŻNO

### I. WSTĘP

Mapa geomorfologiczna w skali 1:50 000 arkusz Wąbrzeźno obejmuje tereny zawarte pomiędzy  $18^{\circ}45'$ — $19^{\circ}00'$  długości geograficznej wschodniej i  $53^{\circ}10'$ — $53^{\circ}20'$  szerokości geograficznej północnej. Są to obszary mniej więcej środkowej części Wysoczyzny Chełmińskiej, obejmujące część wododziału pomiędzy dorzeczem Wisły i Drwęcy (ryc. 1). Obejmuje ona całą sekcję mapy w skali 1:25 000 arkusz Wąbrzeźno oraz części map arkuszy: Kowalewo, Radzyń, Błędowo, Lisewo i Kielbasin. Powierzchnia omawianego arkusza wynosi około 305 km<sup>2</sup>.

Pierwsze wzmianki o terenie objętym opisywaną mapą pochodzą z początku obecnego stulecia (6, 7, 10), jednakże szczegółowe badania zostały tu przeprowadzone dopiero po ostatniej wojnie światowej przez geografów toruńskich (22, 19, 11). Zarys historyczny badań geomorfologicznych na Wysoczyźnie Chełmińskiej a tym samym i na analizowanym terenie został omówiony w pracy autora (11), a obecnie uzupełniono go danymi o szczegółowym kartowaniu geomorfologicznym.

Szczegółowe zdjęcie geomorfologiczne w skali 1:25 000 zostało wykonane przez autora w latach 1956—1957. Uzyskane wyniki zostały przedstawione na mapie geomorfologicznej w



Ryc. 1. Położenie arkusza „Wąbrzeźno” w obrębie Wysoczyzny Chełmińskiej.

skali 1 : 50 000 (arkusz Wąbrzeźno), wydanej przez IG PAN w 1958 roku (24). Mapa ta podaje pełny obraz morfologii terenu z uwzględnieniem morfometrii, genezy i wieku form. Uwzględniono wszystkie formy terenu możliwe do graficznego przedstawienia w danej skali a w tym wiele form, które nie były opisywane we wspomnianej wyżej problemowej pracy autora (11). Zdjęcia geomorfologiczne dokonano zgodnie z instrukcją opracowaną w Zakładzie Geomorfologii i Hydrografii Nizżu IG PAN w Toruniu, pod kierunkiem prof. dr R. Galona w 1956 roku.



## II. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA TERENU

Obszar arkusza Wąbrzeźno stanowi stosunkowo płaską równinę polodowcową, podnoszącą się łagodnie ku północy. Za poziom odniesienia można uważać poziom płaskiej wysoczyzny morenowej, która zalega w południowej części arkusza na wysokości 95—100 m n.p.m. i podnosi się ku północy do wysokości 110—120 m n.p.m. Poniżej tego poziomu zalegają dna bezodpływowych obniżeń, równiny torfowe i zastoiskowe oraz depresje końcowe, które zalegają przeważnie w poziomie 90—95 m n.p.m. Poziom płaskiej i falistej wysoczyzny morenowej rozcinają liczne doliny wód roztopowych i rynny jeziorne, których głębokość, nie licząc głębokości występujących w nich jezior, nie przekracza obecnie z reguły 20 m. Najniższym obszarem jest terasa zalewowa Strugi Toruńskiej, w rynn timerlewskiej, leżąca na wysokości 87 m n.p.m. Dno najgłębszego na tym arkuszu jeziora Frydek w Wąbrzeźnie, w swym najgłębszym punkcie (29,2 m), leży na wysokości 65,4 m n.p.m. Ponad poziom płaskiej i falistej wysoczyzny morenowej wznoszą się moreny martwego lodu, ozy, kemy i moreny czołowe. Wysokość względna tych form nie przekracza 20 m. Można zatem przyjąć, że wysokości względne 5—15 m są najbardziej typowe dla całego obszaru. Pomimo tych niewielkich różnic wysokości względnych występuje tu wielkie bogactwo form drobnych, dzięki którym obszar ten nie ma charakteru monotonnej równiny. Najwyżej wznosi się pagórek czołowomorenowy w Jarantowicach, osiągający 130 m n.p.m. Maksymalna różnica wysokości względnej wynosi tu zatem 43 m.

Urozmaicenia w morfologii terenu wprowadzają także występujące tu jeziora, wchodzące w obręb Pojezierza Chełmińskiego. Jeziora zajmują na analizowanym terenie około 2,5% powierzchni. Największym jeziorem jest Jez. Wieczno, które wraz z Jez. Płużnickim posiada 378,7 ha (16). Poza wymienionymi, jeszcze 9 innych jezior wykazuje powierzchnię ponad 10 ha. Ogólna powierzchnia jezior, łącznie z „oczkami” wynosi około 750 ha.

Większy obszar niż istniejące jeziora zajmują mniej lub bardziej podmokłe, przeważnie zatorfione mokradła i bagna, które powstały w wyniku zanikania dawnych jezior. Prawie wszystkie równiny torfowe, zaznaczone na mapie, powstały wskutek zarastania i zanikania jezior. Największym torfowiskiem jest zespół torfowisk Zgniłka w okolicy Czystochleba i Ludowic.

Wododziałowe położenie opisywanego obszaru oraz słabe jego nachylenie powodują słaby rozwój sieci rzecznej, a tym samym bardzo nieznaczne przekształcenia spowodowane erozją rzeczną. Dzięki temu obszar arkusza Wąbrzeźno posiada charakter bardzo słabo przekształconej wskutek procesów erozyjnych, prawie pierwotnej, falistej i pagórkowatej równiny południowej. Analizowany teren jest odwadniany przez Strugę Toruńską — prawy dopływ Wisły i Strugę Wąbrzeską — prawy dopływ Drwęcy. Strugi te wykorzystują rynny jeziorne i na wielu odcinkach posiadają charakter sztucznych kanałów i rowów. Górny obszar dorzecza Strugi Toruńskiej został włączony do dorzecza tej rzeki dopiero po przekopaniu kanału do jez. Wieczno w XIII i XIV wieku, a niektóre obszary górnego dorzecza obu strug zostały włączone do odpływu powierzchniowego dopiero w XIX i na początku XX wieku, w czasie przeprowadzania melioracji. Sieć rowów odwadniających, a tym samym i drobna sieć rzeczna nie jest dotychczas ostatecznie ustabilizowana.

Największe obszary na opisywanym arkuszu zajmują mniej lub bardziej ilaste, miejscami piaszczyste, gliny morenowe lub gliniaste piaski zwałowe, występujące na powierzchni płaskiej i falistej wysoczyzny morenowej, na powierzchni ozów, wielkości moren czołowych i moren martwego lodu. Znaczne powierzchnie zajmują piaski, mułki i żwiry fluwioglacjalne, budujące równiny sandrowe i zastoiskowe. Obszary zanikłych jezior budują głównie torfy, muły i mułki jeziorne i tylko w niektórych miejscach ily. Na utworach zwałowych rozwinęły się stosunkowo urodzajne gleby brunatne i płowe, miejscami bielcowe a na utworach fluwioglacjalnych przeważnie gleby pia-

szczyście i biellicowe. Na utworach akumulacji jeziornej rozwinęły się gleby mułowo-błotne i mułowo-torfowe.

Obecnie cały obszar jest wykorzystywany rolniczo a powierzchnie nieużytków są nieznaczące. Lasy zajmują jedynie kilka procent powierzchni i porastają niektóre części sandrów (np. w okolicy Czystochleba, Nielubia i Makswałdu), niektóre tereny podmokłe (np. nad jez. Wieczno) a w okolicy Wronia rosną na wysoczyźnie morenowej.

### III. BUDOWA GEOLOGICZNA

#### 1. UTWORY PRZEDPLEJSTOCENSKIE

Szczegółowe omówienie stratygrafii tak utworów starszych jak i utworów czwartorzędowych napotyka tu na znaczne trudności z powodu stosunkowo małej ilości głębokich wierceń, jak też z powodu braku szczegółowych opracowań w tej dziedzinie.

Najstarsze utwory stwierdzone w wierceniach występują w Jarantowicach na północ od Wąbrzeźna (17). Są to morskie osady z górnej kredy, wykształcone w postaci białego margla kredowego. Do górnej kredy należą też prawdopodobnie iły brunatne z mikią, zawierające  $\text{CaCO}_3$  i zalegające na marglach. O ile ił brunatny należy istotnie do górnej kredy to strop utworów kredowych zalega tu 53 m poniżej poziomu morza. Na utworach tych zalega w Jarantowicach 95-metrowa seria bezwapiennego iłu ciemnobrunatnego lub szarego, zawierającego domieszkę miki. Iły te zostały zaliczone przez A. J e n t z s c h a (17), do tak zwanych iłów toruńskich. Pozycja stratygraficzna iłów toruńskich jest jeszcze nadal dyskusyjna. Jedni zaliczają je do eocenu (9), inni do oligocenu (18) a ostatnio A. W i l c z y ń s k i (23) uznaje je za spągową część osadów miocen-skich.

Na iłach toruńskich zalega w Jarantowicach znaczna seria miocen-skich piasków kwarcowych, wykazujących różną wielkość ziaren i posiadających domieszkę miki a w pobliżu pokładów węgla brunatnego także domieszkę pyłu węglowego. Obok

piasków kwarcowych do utworów miocénskich należą mułki, ily i pokłady węgla brunatnego. Węgiel brunatny występuje głównie w stropowej części osadów miocénskich. W Jarantowicach stwierdzono 2 pokłady węgla brunatnego o miąższości 4—5 m a w pobliskich Łopatkach miąższość tych pokładów wzrasta do 6—7 m. Poza Jarantowicami, gdzie ogólna miąższość osadów miocénskich wynosi 62 m, stwierdzono je także w Łopatkach, Wąbrzeźnie i Szerokopasie, gdzie mimo, iż nie osiągnięto spągu miocenu miąższość tych utworów wynosi 108 m. W wymienionych wyżej miejscowościach na utworach miocénskich zalegają bezpośrednio osady czwartorzędowe. Powierzchnia stropu miocenu jest nierówna i wykazuje znaczne deniwelacje, od 110 m n.p.m. w Jarantowicach do 28,5 m n.p.m. w Szerokopasie. Te różnice w wysokości zalegania stropu miocenu są spowodowane zarówno działalnością erozyjną rzek jak i działalnością egzaracyjną lodolodu.

W południowej części obszaru arkusza Wąbrzeźno na utworach miocénskich zalegają pliocénskie pstre ily, zwane również ilami poznańskimi. Obok związłych, plastycznych ilów barwy szarej, zielonkawej, pstrej, ceglastej lub żółtej występują też ily pylaste i mułki barwy szarej, niebieskiej, brązowej i czarnej oraz lokalnie wkładki drobnych i pylastych piasków. Na odkrytej mapie geologicznej R. Galona i J. Pacowskiej (3) ciągła granica zasięgu utworów pliocénskich przebiega na północ od Kowalewa i obejmuje niewielkie obszary okolic Pluskowęs i Dylewa. Poza tym obszarem stwierdzono jednak ily pliocénskie także w okolicy Łopatek, gdzie występują one w obniżeniu powierzchni miocénskiej i wykazują miąższość 31 m. Zatem zatoka jeziora pliocénskiego sięgała tu co najmniej do okolic Łopatek.

Poza występowaniem utworów przedplejstocénskich in situ spotyka się je także jako porwaki w utworach plejstocénskich. Obecność ich stwierdzono w Łopatkach i Jarantowicach. Porwaki utworów kredowych w Łopatkach opisał A. Jentzsch (17) a ponadto w czasie badań terenowych stwierdzono w pagórku czołowomorenowym (129 m n.p.m.), położonym na płn.

wsch. od szkoły w Jarantowicach występowanie zielonych piasków glaukonitowych z czerwonymi plamami i okrucami gipsu. Są to piaski drobne o frakcji 0,05 — 0,2 mm. Miąższość ich nie jest znana. Przez analogię do porwaków w Łopatkach można by je uważać za piaski kredowe, ale nie jest też wykluczone, że są to piaski oligoceńskie.

## 2. UTWORY PLEJSTOCENSKIE

Miąższość utworów plejstocenijskich jest zmienna i wykazuje duże zróżnicowanie. Najmniejszą miąższość wykazują one na tak zwanym wąbrzeskim wzniesieniu podłoża podczwartorzędowego (2, 11) w okolicy Jarantowic i Łopatek, gdzie osiągają jedynie miąższość 12,5 — 23 m. Należy jednak tu dodać, że nawet na tym wzniesieniu w niektórych otworach wiertniczych stwierdzano miąższość ich ponad 40 m. Na południe od tego wzniesienia miąższość czwartorzędu wzrasta, osiągając w Wąbrzeźnie, Zaskoczcu i Pluskowężach około 50 m i następnie ponownie maleje w kierunku południowym, osiągając w Elzaniewie około Kowalewa jedynie 22 m. Znacznie bardziej wzrasta miąższość czwartorzędu w kierunku zachodnim i południowo-zachodnim. W Nowejwsi Królewskiej wiercenie o głębokości 63,5 m nie przebiło czwartorzędu a w Szerokopasie miąższość ich przekracza 82 m. Różnice więc w miąższości utworów plejstocenijskich wynoszą tu ponad 70 m.

Najbardziej ciągłą warstwą jest warstwa górnej gliny zwalowej, występującej na powierzchni wysoczyzny morenowej. Miąższość jej jest także zmienna i waha się od 3 do 32 m. Najczęściej warstwa ta wykazuje miąższość 5—18 m. Miejscami w warstwie tej występują cienkie wkładki piasków lub żwirów a na powierzchni zalegają czasem piaski zwalowe. Na wzniesieniu wąbrzeskim najczęściej zalega tylko jedna warstwa gliny morenowej, ale i tu w miejscach, gdzie miąższość utworów plejstocenijskich jest większa występują 2—3 warstw gliny morenowej, przedzielonych kilku metrowymi seriami utworów międzymorenowych. W innych miejscach występują zazwyczaj

2—3 warstwy gliny zwałowej, przedzielone seriami ilów, mułków, piasków i żwirów. Miąższość warstw gliniastych jest zmienna i waha się od kilku do kilkunastu metrów, nie przekraczając na ogół 20 m. Miąższość utworów międzymorenowych waha się od kilku do 52 m. Największą ilość warstw gliniastych stwierdzono dotychczas w Piątkowie (17), gdzie w wierceniu o głębokości 47,7 m, nieprzebijającym czwartorzędu, stwierdzono 5 warstw gliny morenowej, w tym 4 warstwy o miąższości 6—10,8 m.

Najpełniejszy dotychczas profil osadów plejstocenijskich wykazuje wiercenie w Szerokopasie (17). Występuje tu 1,0 m piasku gliniastego, pod którym zalega 17,3 m żółtej gliny zwałowej a pod nią 23,2 m piasków skaleniowych (w których spotykano kawałki drewna) i brunatnoszarych ilów marglistych. Poniżej zalega druga warstwa gliny morenowej o miąższości 7,5 m, podścielona 21,6 m serią piasków reagujących z HCl, przewarstwionych 1,3 m warstwą ilów marglistych. U spągu utworów plejstocenijskich leży trzecia warstwa gliny zwałowej (o miąższości 5,9 m), zalegająca na piaskach miocenijskich. Jest wielce prawdopodobne, że te 3 warstwy glin, przedzielone osadami wśród których znajdują się utwory z okresów ciepłych (być może interglacjalnych), pochodzą z trzech różnych zlodowaceń.

W czasie badań terenowych, na opisywanym terenie, nie stwierdzono typowych utworów i struktur peryglacjalnych. W utworach warstwowych, do głębokości około 1 m, warstwowanie jest zwykle zniszczone, ale co najmniej do tej głębokości sięgają zmiany spowodowane procesami glebowymi. Jedynie na niektórych kemach, jak na przykład na stoku wzgórza kemowego w Mlewcu stwierdzono w stropowej serii utworów kemowych (o miąższości 1 m) nieregularne wygięcia świadczące o spłyzywaniu mas piaszczystych po stoku wzgórza, zapewne w warunkach klimatu peryglacjalnego. Można zatem stwierdzić, iż z powodu stosunkowo słabego urozmaicenia rzeźby terenu procesy peryglacjalne nie odegrały tutaj istotnej roli w przeobrażeniu osadów i form rzeźby terenu.

### 3. UTWORY PÓZNOGLACJALNE I HOLOCENSKIE

Utwory późnoglacialne należą wiekowo jeszcze do plejstocenu, jednakże występują one przeważnie łącznie z utworami holocenickimi i bez szczegółowych datowań przy pomocy  $C^{14}$  lub analizy pyłkowej nie można ich rozdzielić. Chodzi tu głównie o osady powstałe w procesie zanikania jezior i osady powstałe wskutek denudacji terenu. Wśród osadów powstałych w procesie zanikania jezior występują osady mineralne i osady biogeniczne. Na podstawie szeregu wierceń, wykonanych w dnie dawnych zanikłych jezior, można stwierdzić, że najczęściej w spągu osadów jeziornych, zalegających na glinie morenowej lub utworach fluwioglacialnych, występują piaski ze żwirem a na nich szare lub zielonkawe mułki, często przewarstwione drobnymi piaskami lub ilami, lub też szare, zielonkawe a czasami czekoladowe ily, przewarstwione piaskami lub mułkami. Utwory te są pozbawione, widocznych gołym okiem, części organicznych. Miąższość ich jest zmienna i waha się w granicach kilku metrów. Powstały one niewątpliwie zaraz po wytopieniu się brył martwego lodu w nowopowstałych jeziorach. Ponieważ większość płytko zagrzebanych brył martwego lodu wytopiła się już co najmniej w allerödzie to niewątpliwie przynajmniej część tych osadów mineralnych musiała osadzić się w okresie późnoglacialnym.

Na osadach mineralnych zalegają zazwyczaj utwory biogeniczne, gytie i torfy, przy czym w niektórych zagłębieniach torfy zalegają bezpośrednio na osadach mineralnych, w innych zaś podścielone są gytia. Miąższość osadów biogenicznych jest bardzo różna, najczęściej wykazują one miąższość 2—4 m, jednakże w rynnach jeziornych i głębokich zagłębieniach wytopiskowych może być znacznie większa. Spągowe partie osadów biogenicznych mogły już utworzyć się w allerödzie, jednakże podstawowa ich masa powstała już niewątpliwie w holocenie. Oprócz torfów i gytii w niektórych płaskich obniżeniach występują mangle łakowe.

Osady denudacyjne (niewarstwowane i bardzo słabo po-

segregowane piaski różnoziarniste z domieszką części mulkowych i ilastych, względnie gliny piaszczyste) są rzadziej reprezentowane i występują głównie u podnóża krawędzi rynien jeziornych i wyższych form wypukłych. Zasięg i miąższość tych osadów (do około 1,5 — 2 m) są ograniczone, z czego można wnosić, iż przeobrażenia spowodowane procesami denudacyjnymi są na tym terenie stosunkowo nieznaczne.

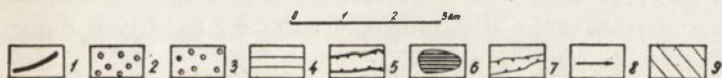
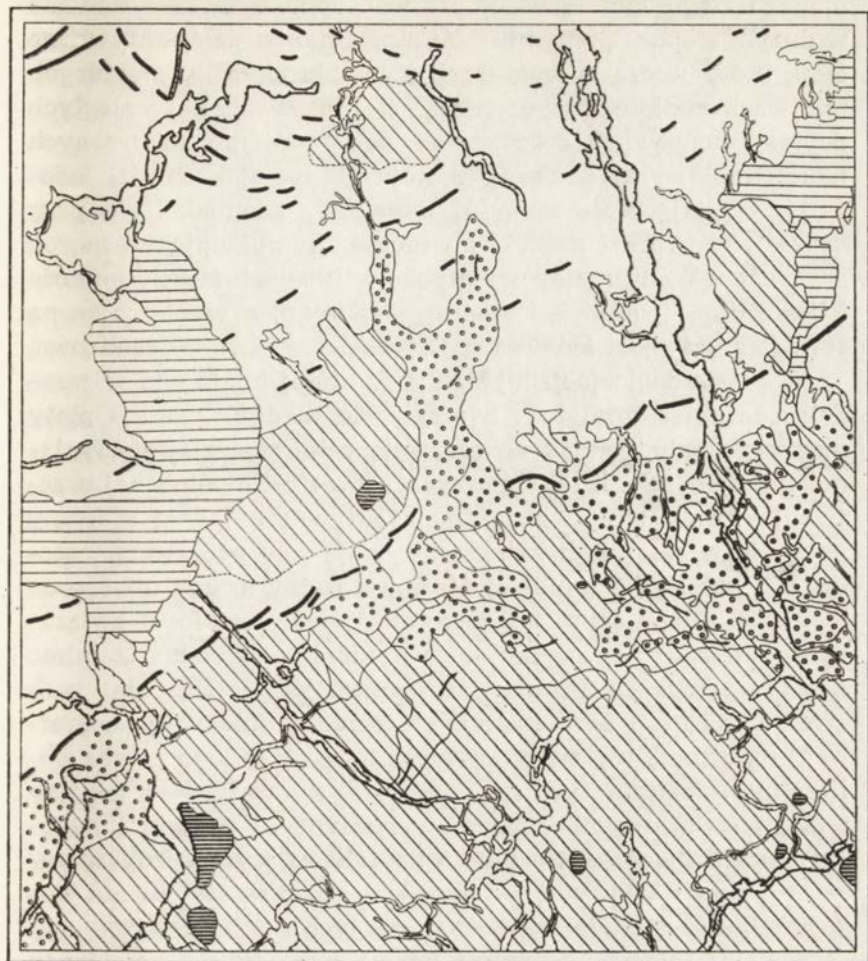
#### IV. OPIS I ANALIZA RZEŻBY, BUDOWY GEOLOGICZNEJ, STRUKTURY WEWNĘTRZNEJ I GENEZY FORM TERENU

##### 1. UWAGI OGÓLNE

Ukształtowanie analizowanego terenu zostało uformowane głównie w wyniku erozyjnej i akumulacyjnej działalności ostatniego lądolodu skandynawskiego (faza krajeńsko-wąbrzeska) oraz wskutek erozyjnej i akumulacyjnej działalności jego wód roztopowych. Z tego też względu formy połodowcowe stanowią podstawową grupę form rzeźby terenu. Zróżnicowanie zaś form, ich typy i rozmieszczenie były uwarunkowane przede wszystkim charakterem działalności lądolodu, jego dynamiką oraz warunkami w jakich odbywał się zanik lądolodu (deglacjacja).

Na obszarze rozpatrywanej mapy geomorfologicznej wydzielić należy dwie strefy, w których zachowanie się lądolodu i towarzyszące mu procesy przebiegały w sposób odmienny, a tym samym uwarunkowały inne wykształcenie form terenu (por. ryc. 2). W strefie południowej, leżącej na południe od moren czołowych, biegnących od Januszewa przez okolice Węgorzyna, Ryńska, Czystochleba i na południe od Wąbrzeźna, miały miejsce stagnacja i zamarcie rozległej strefy wycofującego się lądolodu fazy kujawskiej. Stagnujący lód topniał na całej powierzchni z góry w dół, a w procesie jego topnienia, przy intensywnej działalności wód roztopowych, wytworzyły się w nim charakterystyczne formy (moreny martwego lodu, ozy i kemy). Ten typ deglacjacji zwany jest obecnie deglacjacja arealną. Natomiast w strefie północnej (na północ od wspom-





Ryc. 2. Szkic morfogenetyczny obrazujący przebieg deglacjacji. 1-główne linie postojowe krawędzi lodowej — fazy krajeńsko-wąbrzeskiej, 2-równiny sandrowe wyższego poziomu, 3-niższy poziom sandrowy, 4-zastoiska, 5-rynnny, 6-jeziora lodowe, w których osadzone zostały utwory kemowe, 7-ważniejsze doliny wód roztopowych, 8-kierunki spływu wód roztopowych, 9-obszary zalegania stagnujących i martwych lodów.

nianego ciągu morenowego) rzeźba terenu była kształtowana w dużym stopniu pod wpływem mniej lub bardziej aktywnego lodu, który w czasie transgresji i postoju żłobił w niektórych miejscach podłoże, przyczyniając się do powstania rozległych depresji końcowych oraz powodował powstanie spiętrzonych moren czołowych. W czasie postoju aktywnej krawędzi lodowej wytapiający się materiał morenowy gromadził się przy krawędzi i tworzył pagórki i wzgórza akumulacyjnych moren czołowych. Wody roztopowe płynąc w tunelach żłobiły podłoże lodowe dając początek rynnom glacialnym, a wypływając na zewnątrz krawędzi lodowej sypały rozległe równiny sandrowe.

W czasie deglacjacji tej strefy, w której miała ona w zasadzie charakter frontalny, tworzyły się tu dość znaczne płyty martwego lodu, jednak do zamarcia całej rozległej strefy lądolodu nie doszło. Z tej też przyczyny w strefie północnej przeważają formy terenu związane z aktywnym lodem a formy powstałe w zamarym lodzie odgrywają rolę podrzędną, natomiast w strefie południowej dominują formy terenu utworzone w lodzie stagnującym i martwym, a brak jest form związanych z aktywnym lodem. Należy jednak podkreślić, iż mimo dość zasadniczych różnic w procesach deglacjacji obu tych stref, a co za tym idzie i istotnych różnic w budowie geologicznej i strukturze wewnętrznej wielu form terenu, to jednak oblicze morfologiczne tych stref nie różni się zasadniczo, gdyż tu i tam podstawowymi formami wypukłymi są pagórki i wzgórza, występujące na tle płaskiej i falistej wysoczyzny morenowej, a podstawowymi formami wklęsłymi są zagłębienia wytopiskowe, występujące licznie w obu tych strefach.

Poniżej zostaną omówione poszczególne typy form terenu i ich rozmieszczenie w układzie w zasadzie zgodnym z porządkiem legendy mapy geomorfologicznej.

## 2. FORMY PLEJSTOCENSKIE ZWIĄZANE Z AKUMULACYJNĄ DZIAŁALNOŚCIĄ LĄDOLODU

Wśród tej kategorii form polodowcowych największe obszary zajmuje płaska i falista wysoczyzna morenowa.

A. Płaska wysoczyzna morenowa wykazuje niewielkie deniwelacje (nieprzekraczające w zasadzie 2 m) i nieznaczne nachylenia (do  $2^\circ$ , nie biorąc pod uwagę stoków zagłębień wytopiskowych i innych form ją rozcinających). Największe obszary zajmuje ona w południowej strefie, w okolicy Mlewca, Sierakowa, Pluskowej i Ludowic. Na pozostałym obszarze występuje płacami, na przykład w okolicy Wąbrzeźna, Uciąża i Józefkowa.

Genetycznie jest to przeważnie morena denna, zbudowana z brunatnej gliny zwałowej. Gлина ta wykazuje różną zawartość frakcji ilastej. Stąd też miejscami jest ona mniej lub bardziej piaszczysta, miejscami zaś bardziej tłusta i ilasta. Miąższość gliny jest zmienna i waha się od kilku do kilkunastu metrów. Miejscami na glinie zalegają piaski gliniaste lub też piaski i żwiry zwałowe o miąższości 1—4 m (np. w okolicy Sierakowa). Miejscami znów pod cienką warstwą gliny występują ławice lub soczewki piasków i żwirów fluwioglacjalnych, podścielonych gliną zwałową.

Nie ma wątpliwości, że w stropowej części gliny zwałowej, zwłaszcza w południowej strefie obszaru, występuje również morena ablacyjna, to jest wytapiający się z lodu stagnującego i martwego materiał, który gromadził się na powierzchni lodu, podlegał kilkakrotnemu przemieszczeniu (w miarę wytapiania się lodu) i następnie osiadał na odłożonej subglacjalnie morenie dennej, niesionej u spągu lodu (21). Jest bardzo prawdopodobne, że zalegające na glinie morenowej piaski i żwiry zwałowe stanowią odmianę moreny ablacyjnej. Przeprowadzone tu badania ułożenia głazików (1, 11, 15) wykazały, że w morenie dennej sensu stricto ogromna większość głazików ma ułożenie zgodne z kierunkiem ruchu lodu, natomiast w morenie ablacyjnej układ ich jest przeważnie chaotyczny. Badania te wykazały również, że morena ablacyjna może też być wykształcona w postaci stosunkowo tłustej gliny.

B. Wysoczyzna morenowa falista obejmuje falistości o wysokości 2—5 m i nachyleniu stoków nieprzekraczających w zasadzie  $5^\circ$ , zbudowane na powierzchni w ogrom-

nej przewodze z gliny morenowej, albo z piasków i żwirów zwałowych z domieszką głazów. Na analizowanym terenie jest to podstawowy, najbardziej powszechny, element rzeźby polodowcowej, obejmujący największe obszary. Występuje ona zarówno w strefie południowej, gdzie falistości są rozmieszczone bezładnie, chaotycznie, jak i w strefie północnej, w której falistości wykazują pewien układ, najczęściej zgodny z dawnym przebiegiem krawędzi lodowej, a tym samym zgodny z przebiegiem ciągów czołowomorenowych. Ale i w tej strefie w miejscach zalegania płatów stagnującego i martwego lodu występują falistości wykazujące układ bezładny.

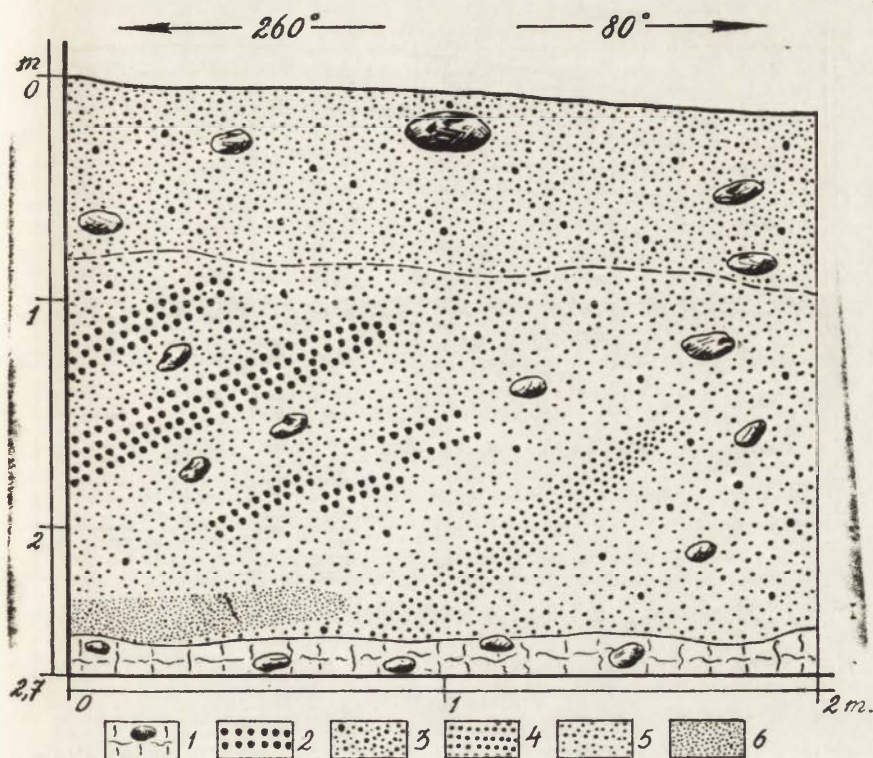
Geneza, jak i budowa wewnętrzna wysoczyzny morenowej falistej jest zróżnicowana i dość złożona. W strefie północnej (tj. w strefie deglacjacji frontalnej) można wyróżnić następujące typy falistości:

a) falistości będące odmianą form marginalnych, powstałych przy aktywnej krawędzi lodowej, które to formy mimo ich niewielkich rozmiarów należą genetycznie do form czołowomorenowych. Występują one zazwyczaj w przerwach między morenami czołowymi, lub na ich przedłużeniu, czasem na ich przedpolu lub zapleczu. Spotyka się tu zarówno formy o budowie spiętrzonej jak i o budowie akumulacyjnej.

Formy akumulacyjne zbudowane są głównie z gliny zwałowej, lub też, jak na przykład na zachód od Płużnicy, pod gliną zwałową (o miąższości 0,5 — 3 m) mogą zalegać nieposegregowane piaski i żwiry z licznymi głazami, soczewkami warstwowych utworów fluwioglacjalnych i bryłami gliny. Można sądzić, że utwory te wytopiły się w czasie postoju krawędzi lodowej i pochodzą z materiału transportowanego wzdłuż płaszczyszyn ślizgowych. Powstanie form akumulacyjnych wiąże się także zapewne z nierównomiernym rozmieszczeniem materiału morenowego (moreny dennej) w łańdłodzie.

Falistości o spiętrzonej budowie wewnętrznej powstały przy krawędzi lodowej w czasie jej oscylacji. Wykazują one bardzo zróżnicowaną budowę geologiczną. Czasem są to zaburzone utwory fluwioglacjalne bez przykrycia morenowego, czasem

zaś na zaburzonych utworach fluwioglacjalnych zalega cienka pokrywa moreny ablacyjnej (ryc. 3). Nie jest wykluczone, że niektóre falistości gliniaste powstały również ze spiętrzenia gliny morenowej.

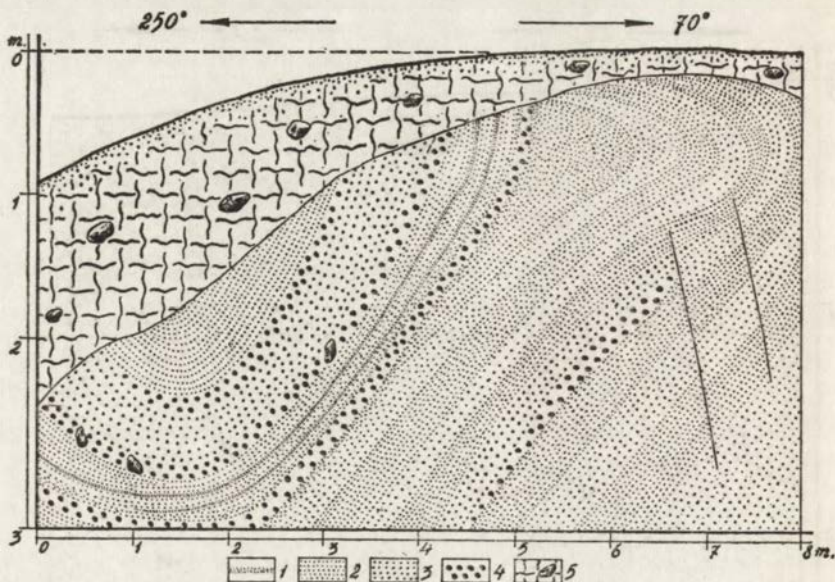


Ryc. 3. Budowa wysoczyzny morenowej falistej w Sitnie.

1-gлина zwalowa, 2-żwiry, 3-piaski różnoziarniste, 4-piaski gruboziarniste, 5-piaski drobnoziarniste, 6-mułki.

b) falistości, które powstały wskutek spiętrzenia utworów fluwioglacjalnych, zalegających na przedpolu transgredującej krawędzi lodowej i które następnie zostały przykryte moreną denną posuwającego się lodu. Falistości tego typu występują na zapleczu południowowąbrzeskich moren czołowych, m. in.

w okolicy Wąbrzeźna, Uciaża i Wronia. Najczęściej we wnętrzu tych form występują silnie zaburzone glacitektonicznie (fałdy, łuski) utwory fluwioglacjalne, przykryte gliną morenową (ryc. 4), przy czym glina ta wykazuje te same właściwości co

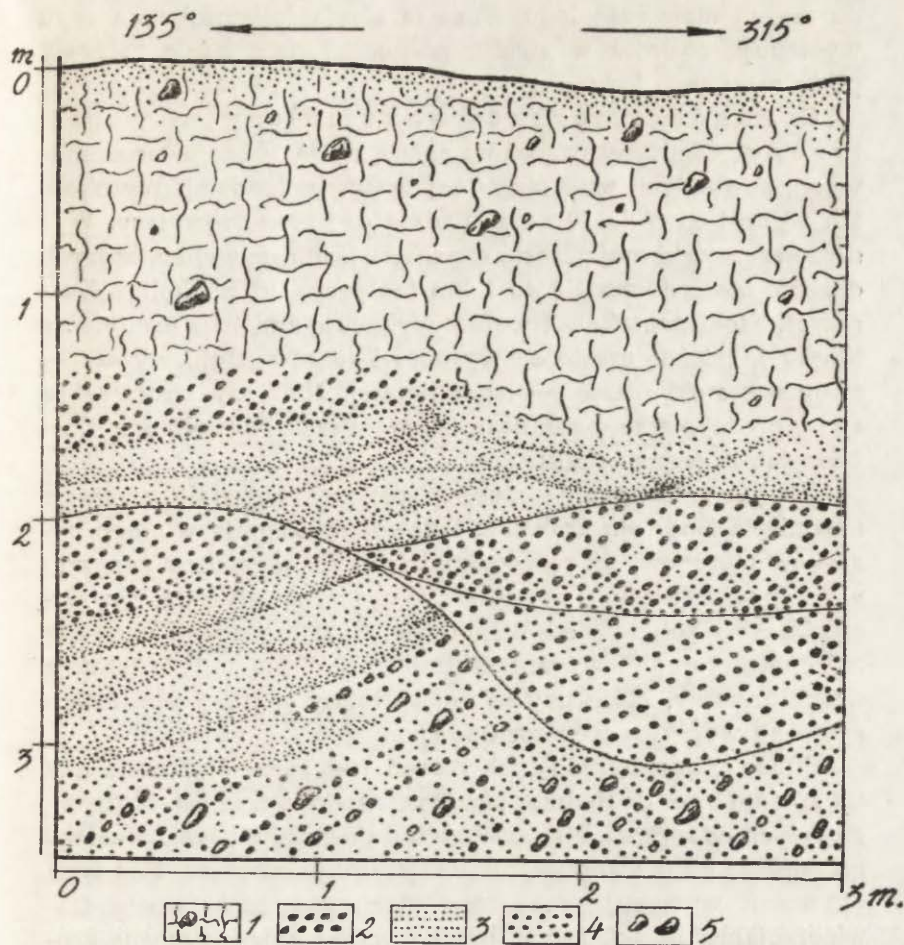


Ryc. 4. Odkrywka w falistości o spiętrzonej budowie wewnętrznej koło Uciaża.

1-mułki, 2-piaski drobnoziarniste, 3-piaski średnioziarniste, 4-żwirki, 5-glina zwałowa.

i glina sąsiedniej moreny dennej. Bardzo często miąższość gliny morenowej jest największa na stoku proksymalnym (2—3 m), maleje na wierzchołku falistości i na stoku dystalnym (0,5—1,5 m). W niektórych falistościach tego typu zaburzenia glacitektoniczne utworów fluwioglacjalnych polegają jedynie na wyruszeniu ich z pierwotnego ułożenia, wciśnięciu jednych utworów w drugie lub też na przemieszczeniu całej bryły bez wyraźnego spiętrzenia (ryc. 5).

c) w strefie południowej, gdzie miała miejsce deglacjacja arealna występują często falistości zbudowane wewnątrz



Ryc. 5. Budowa wysoczyzny morenowej falistej w okolicy Wronia.  
 1-gлина зwałова, 2-жwirки, 3-пяски грубоziarniste, 4-пяски средnio-  
 i drobnoziarniste, 5-гłазики i глęzy.

z utworów fluwioglacjalnych, osadzonych przez wody roztopowe w zamrzniętym łożu, przykrytych moreną ablacyjną, lub też falistości powstałe z nierównomiernego nagromadzenia się moreny ablacyjnej. Falistości tego typu są genetycznie podobne

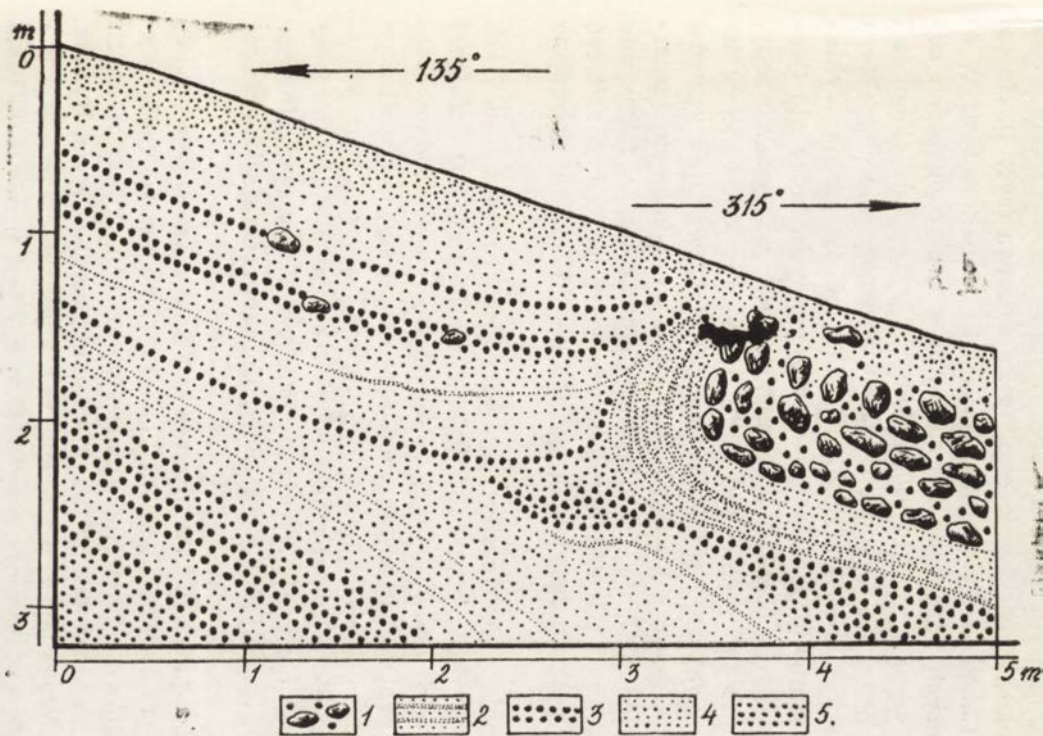
do moren martwego lodu. Poza tą strefą falistości tego typu występują również w strefie północnej, tam gdzie zalegały płyty martwego lodu.

C. Pagórki morenowe akumulacyjne i spiętrzone. Oba typy pagórków należą do form czołowomorenowych, powstałych przy aktywnej krawędzi lodowej. Wysokość ich wynosi od 5 do 10 m. Posiadają one różne rozmiary. Wydłużone pagórki mają często charakter krótkich wałów, których długość może dochodzić do 1 km (na przykład w okolicy Kotonowa). Stoki pagórków i wałów wykazują zmienne nachylenia ( $3-15^\circ$ ), zależne często od wysokości stoków (stoki wyższe — stromsze, stoki niższe — łagodniejsze). Niekiedy stromsze są stoki proksymalne natomiast łagodniejsze — stoki dystalne. Nie jest to jednak regułą.

Klasyczne spiętrzone moreny czołowe, powstałe w czasie nasunięcia i postoju krawędzi lodowej, występują w ciągu pagórków morenowych, rozpoczynającym się w okolicy Januszewa i przebiegającym w okolicy Węgorzyna, Ryńska, Czystochleba i na południe od Wąbrzeźna. Ciąg ten został nazwany morenami południowowąbrzeskimi (11). W ciągu tym istnieją liczne przerwy, które najczęściej powstały w miejscach intensywnego wypływu wód roztopowych.

Budowa wewnętrzna tych moren jest złożona. Została ona tu stosunkowo dokładnie poznana dzięki istnieniu licznych, głębokich odkrywek. Na powierzchni pagórków i wałów zalega najczęściej glina zwałowa lub miejscami gładzowiska. Pod tymi utworami występują zaburzone glaciektonicznie osady fluwioglacjalne (piaski, żwiry, mułki), wśród których można spotkać także warstwę niższej gliny morenowej. W niektórych jednak formach spiętrzone utwory fluwioglacjalne dochodzą do samej powierzchni (ryc. 6) a glina zwałowa zalega na nich jedynie płatami. Inne znów pagórki morenowe są zbudowane prawie wyłącznie z gliny zwałowej a udział utworów fluwioglacjalnych jest w nich nieznaczny. Zaburzone utwory tworzą najczęściej łuski lub porwaki, zapadające się w kierunku proksymalnym. Poza łuskami stwierdzono także (na przykład





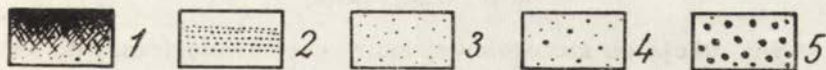
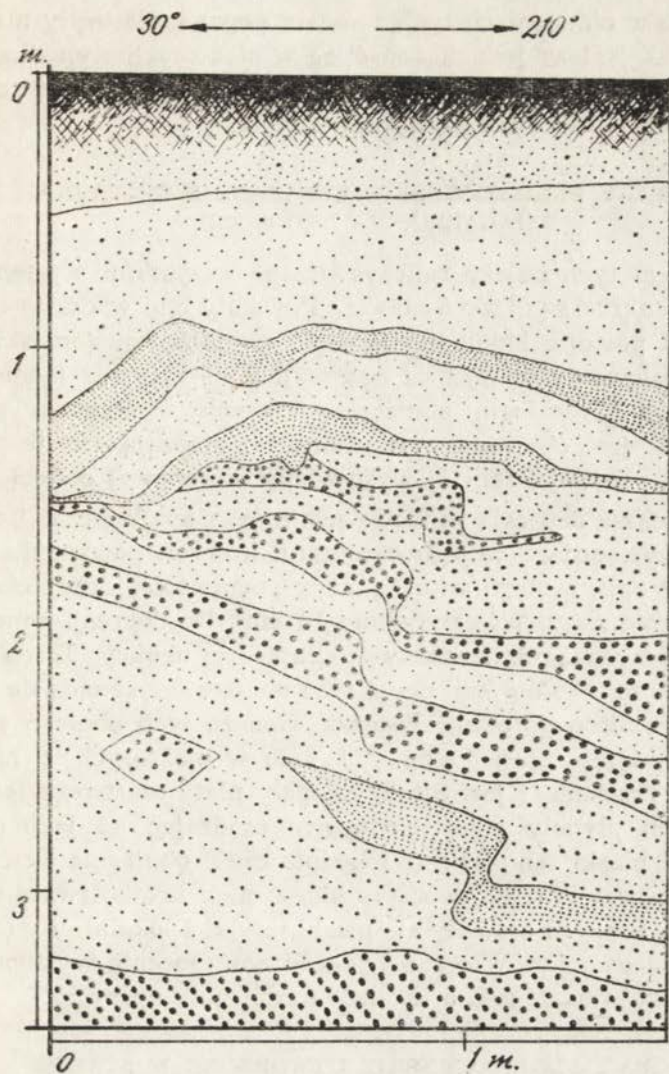
Ryc. 6. Budowa wewnętrzna spiętrzonej moreny czołowej w Januszewie.  
 1-żwirny gruboziarniste i gładziki, 2-mułki, 3-żwirki, 4-piaski drobno-  
 i średnioziarniste, 5-piaski gruboziarniste.

w Januszewie) występowanie spiętrzonych glacitektonicznie utworów w postaci fałdów.

Poza opisanym ciągiem morenowym spiętrzone moreny czołowe stwierdzono także w okolicy Zajączkowa (ryc. 7), Bartoszewic, Łabędzia i Kotnowa. Należy tu jednak zauważyć, że w niektórych pagórkach morenowych, z braku głębokich odkrywek, wykonane były często jedynie wykopy do głębokości 2—3 m. W takich wykopach właściwe rozpoznanie charakteru zaburzeń jest wielce utrudnione. Stąd też nie można wykluczyć, że w niektórych pagórkach morenowych, które nie tworzą wyraźnych ciągów a występują w sposób rozproszony, stwierdzone zaburzenia być może nie są spowodowane naciskiem posuwającego się lodu lecz powstały wskutek zsuwów i przemieszczenia się warstw w wyniku wytapiania się zamarłego już lodu. O ile taki typ zaburzeń zostanie faktycznie stwierdzony to pagórki o tej budowie trzeba będzie zaliczyć do moren akumulacyjnych, względnie do moren martwego lodu.

Akumulacyjne moreny czołowe tworzą również mniej lub bardziej wyraźne ciągi, powstałe w czasie postojów cofającej się krawędzi lodowej. Ciągi te należą do moren środkowowąbrzeskich (11). Pagórki morenowe tego typu są zazwyczaj zbudowane na powierzchni z gliny morenowej; poza tym w budowie ich biorą udział piaski i żwiry zwałowe z głazami oraz mniej lub bardziej wyraźnie uwarstwione utwory fluwio-glacialne, które jednak nie wykazują zaburzeń glacitektonicznych.

D. Zagłębienia powstałe na skutek nierównomiernej akumulacji lodowcowej występują głównie w strefach moren czołowych, wykształconych w postaci wałów, jak na przykład w okolicy Kotnowa, Ryńska i Uciąża. Wykazują one nieregularne, wydłużone kształty, równoległe do wałów morenowych. Dno ich jest przeważnie płaskie, zbudowane z gliny morenowej lub innych utworów zwałowych, przechodzące stopniowo (bez załomów) w stoki wałów morenowych. Struktura osadów dennych i stokowych nie wy-



Ryc. 7. Odkrywka w pagórku spiętrzonej moreny czołowej w Zajączkowie. 1-gleba, 2-mułki, 3-piaski drobno- i średnioziarniste, 4-piaski różnoziarniste, 5-żwiry.

kazuje, że w obniżeniach tych zalegały pogrzebane bryły martwego lodu. Należy jednak dodać, że w niektórych wypadkach bez przeprowadzenia szczegółowych badań nie można tych obniżeń odróżnić od obniżeń wytopiskowych.

### 3. FORMY PLEJSTOCENSKIE ZWIĄZANE Z EROZYJNĄ DZIAŁALNOŚCIĄ ŁĄDOLODU

Do form tych należy zaliczyć przede wszystkim występujące tu depresje końcowe. Powstały one w czasie nasunięcia i postoju łądolodu na linii południowowąbrzeskich moren czołowych, w wyniku egzaracji podłoża przez łądolód. Stanowią one rozległe obniżenia, których współczesna powierzchnia jest obniżona w stosunku do otaczających je powierzchni płaskiej i falistej wysoczyzny morenowej o 3—9 m.

Największą depresją końcową jest niecka jez. Wieczno i obniżenie występujące w jego otoczeniu, których powierzchnia, w obrębie opisywanego arkusza mapy geomorfologicznej, obejmuje łącznie z jez. Wieczno około 18 km<sup>2</sup>. Do depresji końcowych należy też obniżenie występujące w okolicy Trzciana i Przydworza (około 6 km<sup>2</sup> pow.) oraz obniżenie ciągnące się od okolic jez. Sitno do okolic Książek. Geneza tych obnieżeń jest złożona, gdyż w czasie topnienia lodu w niektórych z nich (z okolic Trzciana i jez. Sitna) zalegały płyty martwego lodu, po którym płynęły wody roztopowe osadzając na jego powierzchni piaski sandrowe (wschodnia część obniżenia Trzciano-Przydwórz) lub też tworzyły się w nich krótkotrwałe zastoiska, w których osadziły się piaski, mułki i lokalnie ily (depresja końcowa jez. Wieczno i jez. Sitno). Obecnie występują w nich torfowiska i łąki a lokalnie nawet pola uprawne.

### 4. FORMY PLEJSTOCENSKIE UTWORZONE W STREFIE MARTWEGO ŁODU

Instrukcja do szczegółowej mapy geomorfologicznej do tej kategorii form włącza jedynie pagórki i wzgórza morenowe martwego lodu. Jest to oczywiście wydziele-

nie czysto umowne i mało precyzyjne, gdyż obok moren martwego lodu w zamarłym, martwym lodzie utworzyły się bezsprzecznie także i inne formy, jak na przykład kemy, ozy, niektóre rynny oraz po wytopieniu się często zagrzebanych brył martwego lodu powstały liczne zagłębienia wytopiskowe. Formy te zostaną omówione w następnych rozdziałach niniejszego objaśnienia.

Podział na pagórki i wzgórza morenowe martwego lodu jest podziałem wynikającym z różnic wysokościowych. Pagórki wykazują wysokość 5—10 m, natomiast wzgórza osiągają wysokość 10—20 m wys. względnej. Obok pagórków i wzgórz występują tu też prostolinijne wały, nieprzekraczające 0,5 km długości. Pagórki i wzgórza posiadają rozmaite kształty, najczęściej jednak są one mniej lub bardziej okrągłe, czasem owalne. Stoki moren martwego lodu nie wykazują na ogół zróżnicowania w nachyleniu, są przeważnie symetryczne a jedynie w przypadku występowania u podnóża tych form rynien lub zagłębień wytopiskowych, stoki wykazują większe nachylenie niż w pozostałych miejscach. Nachylenie stoków waha się od  $5^{\circ}$  do  $20^{\circ}$ . Pagórki, wzgórza i wały są rozmieszczone chaotycznie, bezładnie.

Jak już wspomniano, moreny martwego lodu występują głównie w strefie deglacjacji arealnej (południowej) w okolicy Piątkowa, Pływaczewa, Sierakowa i Zazielenia oraz lokalnie w strefie północnej, na przykład w okolicy Nowejwsi Królewskiej, gdzie utworzyły się one w zamarłych płatach łądolodu.

Ze względu na budowę geologiczną i genezę można wydzielić wśród tych form co najmniej dwa typy:

a) pagórki, wzgórza i wały, w których wewnątrz zbudowane jest z warstwowanych piasków i żwirów fluwioglacjalnych, przewarstwionych lokalnie mułkami, osadzonych przez wody roztopowe o zmiennym prądzie (przeważnie jednak w fazie sedimentacji wydmowej i falistej) w szczelinach, tunelach i innego rodzaju otworach stagnującego i martwego lodu. Biegi i upady warstw są różnokierunkowe. Widoczne są liczne uskoki i przesunięcia warstw, związane z wytapianiem się lodu. Na

powierzchni zalega przeważnie glina lub piaski i żwiry z glazami, których miąższość w stwierdzonych i zbadanych odkrywkach wahała się od 0,5 do 2,5 m. Wśród utworów tych spotyka się wkładki osadów warstwowanych i struktury spływowce. Utwory pokrywające warstwowane osady fluwioglacjalne są niewątpliwie pewną odmianą moreny ablacyjnej,

b) pagórki zbudowane prawie wyłącznie z niewarstwowanych piasków i żwirów, z bardzo nieznacznym udziałem gliny i osadów warstwowanych. Budowa wewnętrzna i ich rozmieszczenie wskazują, że powstały one przez nagromadzenie się w obniżeniach i u podnóży płatów i wałów martwego lodu wytapiającego się z lodu materiału morenowego.

#### 5. FORMY PLEJSTOCENSKIE ZWIĄZANE Z AKUMULACYJNĄ DZIAŁALNOŚCIĄ WÓD GLACJALNYCH

Do form tych należą tutaj równiny sandrowe i zastoiskowe oraz kemy i ozy.

A. Równiny sandrowe są genetycznie związane głównie z postojem lądolodu na linii południowowąbrzeskich moren czołowych, a jedynie drobny odpływ sandrowy był związany z morenami środkowowąbrzeskimi. Na opisywanym terenie występują fragmenty sandrów wąbrzeskiego i chełmżyńskiego (11).

Sandr wąbrzeski występuje w dwu poziomach. Poziom wyższy (starszy) bierze początek od moren południowowąbrzeskich i ciągnie się mniej więcej równoleżnikowym pasem, o szerokości 2—4 km, od okolic Ryńskiego poprzez okolice Ludowic i Czystochleba do Wałycza. Powierzchnia sandrowa zalega w pobliżu moren czołowych w poziomie 100—104 m n.p.m. i obniża się w kierunku południowym, względnie południowo-wschodnim (to jest w kierunku odpływu wód roztopowych) o kilka metrów. Poziom niższy sandru wąbrzeskiego zaczyna się w okolicy Łabędzia i Makswałdu na wysokości 100—102 m n.p.m., około 5 km dalej na północ niż poziom wyższy. Jest on wcięty w poziom sandru wyższego o 3—4 m, ale wyklinowuje

się stopniowo w kierunku południowo-wschodnim. Zajmuje on mniejszą powierzchnię niż poziom wyższy.

Występujący w odrębnie arkusza Wąbrzeźno początkowy fragment sandru chełmżyńskiego zaczyna się od moren czołowych okolic Januszewa i Węgorzewa, w poziomie 98—102 m n.p.m. Wody roztopowe sypiące sandr odpływały na tym odcinku w kierunku południowo-zachodnim.

Pomiędzy sandrem wąbrzeskim i chełmżyńskim, na odcinku o długości około 4 km, brak jest na przedpołu moren czołowych sandru, gdyż wody roztopowe odpływały tu licznymi, drobnymi dolinami. Rzeźba i budowa geologiczna wyróżnionych powyżej poziomów sandrowych są podobne, dlatego też będą one rozpatrywane łącznie.

Powierzchnia równin sandrowych jest urozmaicona. Urozmaicają ją płaskie stożki sandrowe i niewysokie wały piaszczysto-żwirowe, powstałe w miejscach intensywnego wypływu wód lodowcowych, oraz zagłębienia wytopiskowe. Na obszarze sandru wąbrzeskiego istnieją klasyczne przykłady, świadczące o tym, że wody roztopowe (sandrowe) płynęły i częściowo akumulowały materiał skalny na martwym lodzie. Późniejsze wytopienie się zgrzebanego lodu spowodowało opadnięcie osadów sandrowych i powstanie rozległych obniżzeń, nad którymi wznoszą się obecnie krawędzie sandru sypanego bezpośrednio na podłożu skalnym. Największe obniżenie tego typu stanowią bagna Zgniłki oraz obniżenie na północ od Sosnowki. W niektórych miejscach wody sandrowe przepływały ponad zagrzebanym lodem, konserwującym rynny (np. południową część rynny wąbrzeskiej oraz części rynien mlewskiej i mlewieckiej). Ponadto w wielu miejscach powierzchnia sandrowa rozcięta jest suchymi obecnie dolinami wód roztopowych, są to dawne koryta strumieni sandrowych. Klasyczne przykłady tych form występują w okolicy Czystochleba i Mlewa.

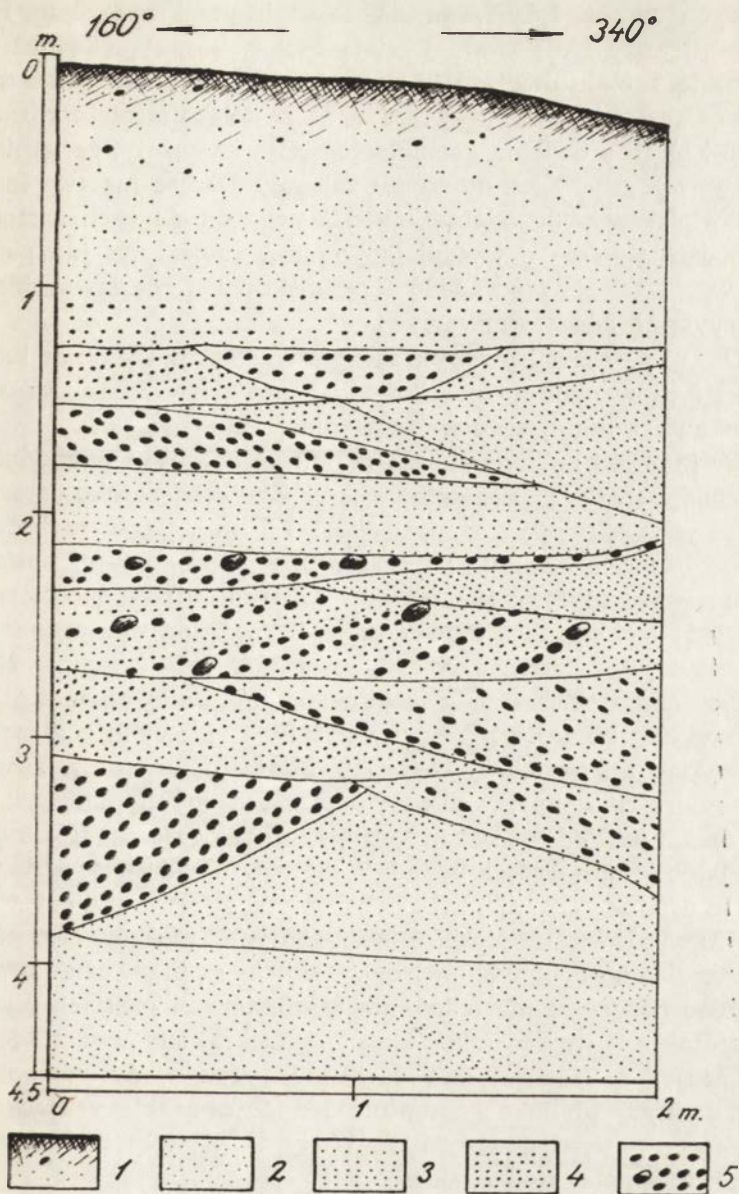
Interesujący jest na tym obszarze stosunek powierzchni sandrowej do sąsiedniej wysoczyzny morenowej. W niektórych miejscach, jak na przykład na północ od Mlewa czy Zielenia, granica morfologiczna pomiędzy sandrem i wysoczyzną more-

nową nie zaznacza się i można ją było określić jedynie na podstawie zmian w litologii osadów. W innych znów miejscach, jak na przykład na północ od ozu ludowickiego czy w okolicy Mlewa, powierzchnia sandrowa leży o 3—6 m wyżej niż powierzchnia wysoczyzny morenowej. Świadczy to o tym, że akumulacja sandrowa odbywała się w czasie, kiedy wspomniana wysoczyzna morenowa była jeszcze przykryta płytami martwego lodu, co uchroniło ją od zasypania sandrowego. Te płyty martwego lodu wpływały lokalnie na kierunek odpływu sandrowego.

W budowie geologicznej sandrów główny udział biorą piaski i żwiry fluwioglacjalne, stosunkowo słabo posegregowane, z domieszką otoczków — największą w pobliżu moren czolowych. W miarę oddalania się od moren materiał sandrowy staje się drobniejszy i lepiej posegregowany. Osady sandrowe zostały złożone przeważnie w fazie sedymentacji płaskiej i wydmowej, stąd też najczęstszymi typami warstwowania są: uwarstwienie płaskie, krzyżowe, soczewkowate i ukośne (ryc. 8). Miąższość utworów sandrowych nie jest wszędzie znana, ale w pobliżu wysoczyzny morenowej nie przekracza kilku metrów. W wielu punktach, jak na przykład koło leśniczówki w Czystochlebiu, na bagnach Zgniłka, w okolicy Mlewca, stwierdzono miąższość sandru 1—4 m, w innych miejscach 5—6 m. Na podstawie stwierdzonego stosunkowo słabego rozwoju sandrów biorących początek od moren wąbrzeskich można przypuszczać, że miąższość utworów sandrowych nie powinna przekraczać kilkunastu metrów.

B. Równiny zastoiskowe powstały tu w depresjach końcowych (okolice jez. Wieczno i jez. Sitno), w miejscach istnienia lokalnych, stosunkowo niewielkich i krótkotrwałych zastoisk. Równina zastoiskowa w otoczeniu jez. Wieczno zalega w poziomie 91—95 m n.p.m. (około 3—5 m ponad poziomem jeziora) i zbudowana jest głównie z mułków ilastych lub piaszczystych, przewarstwionych piaskami lub iłami, a w partiach brzeżnych z drobnych lub mułkowanych piasków. W niektórych partiach równiny, na utworach zastoiskowych zalegają torfy. W wielu miejscach miąższość utworów zastoiskowych





Ryc. 8. Budowa wewnętrzna sandru w okolicy Mlewa.

1-gleba, 2-piaski drobnoziarniste, 3-piaski średnioziarniste, 4-piaski gruboziarniste, 5-żwiry z gładzikami.

skowych wynosi 1,5—2,5 m, ale lokalnie przekracza 3 m. Podobne utwory i o podobnej miąższości występują również na równinie zastoiskowej w okolicy jez. Sitno. Mała miąższość osadów zastoiskowych potwierdza, że zastoiska istniały stosunkowo krótko a badania geomorfologiczne wykazały, że istniały one wtedy, gdy w ich otoczeniu zalegały jeszcze martwe lody. Jest wielce prawdopodobne, że dopływ wód do tych zastoisk pochodził głównie z wytapiających się, zamaryłych już partii lodowych, gdyż wśród osadów zastoiskowych nie stwierdzono typowych osadów warwowych.

C. O z y. Na opisywanym terenie występują 2 ozy: oz ludowicki i oz w okolicy Sierakowa, po raz pierwszy rozpoznane przez autora niniejszego opracowania (11).

Oz ludowicki składa się z 2 części: zachodniej i wschodniej, oddzielonych od siebie torfowiskami Zgniłki (szerokość torfowiska w tym miejscu wynosi około 1,5 km). Część zachodnia ozu, o długości 1,1 km, wykazuje kręty przebieg i posiada kształt wału o wysokości 5,2—8,1 m, średniej szerokości podstawy 53 m i szerokości grzbietu — 12 m. Stoki są stosunkowo symetryczne, nachylone pod kątem 9—16° (maksymalnie 22°). Powierzchniowa część ozu zbudowana jest przeważnie z gliny morenowej lub też z piasków i żwirów zwałowych z glazami, dochodzącymi do 0,5 m średnicy. Miąższość utworów zwałowych jest zmienna i waha się w stwierdzonych punktach od 0,2 do 1,5 m. Pod utworami zwałowymi zalegają osady fluwio-glacialne o miąższości ponad 7 metrów. Tworzą je głównie piaski drobne i średnie, dobrze przemyte, przewarstwione warstewkami i ławicami piasków mułkowatych i mułków oraz piasków grubych i drobnych żwirów. Osady te są przeważnie uwarstwione horyzontalnie a jedynie w niektórych partiach wykazują także uwarstwienie ukośne. Charakter uwarstwienia wskazuje, że zostały one osadzone przez wody roztopowe o zmiennym prądzie, generalnie jednak charakteryzujące się raczej powolnym przepływem. Wody te płynęły w kierunku wschodnio-południowo-wschodnim.

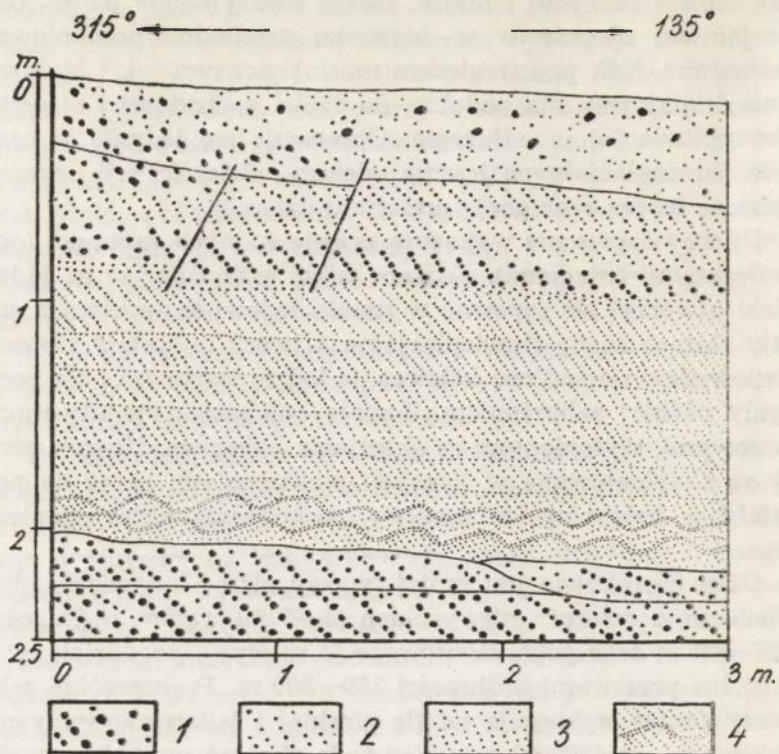
Część wschodnia ozu, występująca w okolicy Pływaczewa,

jest krótsza (0,5 km) i niższa, osiąga maksymalnie 5,5 m, obniżając się stopniowo w kierunku wschodnio-południowo-wschodnim. Tak pod względem morfologicznym jak i budowy geologicznej jest ona podobna do części zachodniej i stanowi niewątpliwie jej przedłużenie. Obserwuje się jedynie w osadach fluwioglacjalnych jeszcze większy udział frakcji drobnej i jeszcze lepszą segregację materiału ozowego.

Utwory ozowe nie wykazują prawie żadnych zaburzeń (poza drobnymi uskokami). Zebrane fakty wskazują, że oz ludowicki utworzył się zapewne w tunelu lodowym, w którym zostały złożone osady fluwioglacjalne. Utwory te zostały złożone bezpośrednio na podłożu lodowca, w lodzie martwym i nie podlegały później zaburzeniom. Zostały one przykryte utworami zwałowymi, wytopionymi ze sklepienia lodowego. Utwory ozowe są eksploatowane w licznych piaskowniach, przez co powstały w ozie również przerwy pochodzenia antropogenicznego.

Oz w Sierakowie jest mniej typowy niż oz ludowicki, gdyż składa się z czterech niewysokich (3—5 m) wałów, o długości 200—500 m oraz pagórka ozowego (8 m wys.), pooddzielanych od siebie przerwami o długości 200—800 m. Poszczególne segmenty ozowe występują na tle płaskiej i falistej wysoczyzny morenowej, miejscami w sąsiedztwie obniżzeń wytopiskowych. W części wschodniej oz został rozcięty dolinami wód roztopowych. Kierunek przebiegu segmentów ozowych jest podobny do przebiegu ozu ludowickiego.

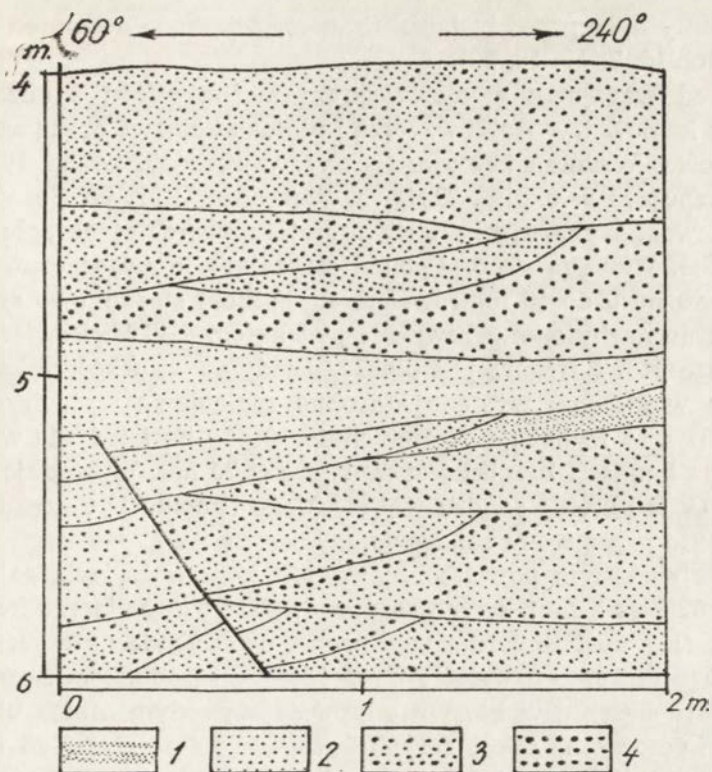
Budowa geologiczna tego ozu jest bardziej urozmaicona niż ozu poprzedniego. Najbardziej zachodni jego odcinek jest zbudowany z naprzemianległych, słabo posegregowanych, grubych piasków i żwirów, w których występują liczne otoczaki, dochodzące do 8 cm średnicy. Segmenty środkowe są zbudowane z warstwowanych piasków i żwirów, przewarstwionych mułkami, przykrytych płatami gliny zwałowej z głazami. Pagórek ozowy i ostatni na wschodzie wał ozowy nie posiadają pokrywy gliniastej i w całości są zbudowane z warstwowanych piasków i żwirków. Osady fluwioglacjalne wykazują przeważnie uwar-



Ryc. 9. Fragment budowy wewnętrznej ozu sierakowskiego.  
 1-żwirki, 2-piaski gruboziarniste, 3-piaski drobno- i średnioziarniste,  
 4-piaski mułkowate i mulki.

stwienie ukośne (ryc. 9), płaskie i soczewkowane, a w pagórku ozowym występuje również uwarstwienie krzyżowe (ryc. 10). Oz ten został zatem zbudowany przez wody stosunkowo szybko płynące (przewaga fazy sedymentacji wydmowej.)

Analiza budowy geologicznej jak i morfologii ozu wskazują, że powstał on również w zamarym lodzie, ale chyba jedynie środkowe jego segmenty utworzyły się w tunelu lodowym. Pozostałe segmenty powstały niewątpliwie w szczelinie (rozpadlinie) lodowej, otwartej ku górze. Oz ten jest w dużym stop-



Ryc. 10. Fragment warstwowana krzyżowego w ozie sierakowskim.  
 1-piaski mułkowate, 2-piaski drobnoziarniste, 3-piaski średnioziarniste,  
 4-piaski gruboziarniste.

niu już wyeksploatowany ,gdyż osady fluwioglacjalne budujące go są dobrym surowcem budowlanym. Dotyczy to w szczególności jego segmentów środkowych, które wskutek eksploatacji nie zaznaczają się już prawie w rzeźbie terenu jako forma wypukła a przebieg jego znaczą doły poeksploatacyjne.

D. K e m y. Prawie wszystkie kemy są zgrupowane w południowej strefie, to jest w strefie, gdzie miała miejsce deglacjacja arealna. Jedynie wzgórze kemowe w Sosnowce występuje na zapleczu moren czołowych. Wszystkie występujące

tu kemy były przed badaniami autora włączane do moren czołowych (6, 7, 10, 19, 22).

Pod względem morfologicznym można wśród analizowanych kemów wyróżnić: wzgórza i plateau kemowe oraz pagórki kemowe. Wzgórza kemowe (o wys. w zasadzie ponad 10 m), występujące w okolicy Dylewa, Piątkowa, Otorudy, Sosnowki i Mlewca, wykazują kształty mniej lub bardziej okrągłe lub owalne. Wznoszą się one ponad otaczającą je wysoczyznę morenową na 8 do 13 metrów, posiadają stoki stosunkowo symetrycznie nachylone, przeważnie pod kątem 6—12°. Powierzchnia szczytowa wzgórz jest płaska, a jedynie we wzgórzu kemowym w Mlewcu występuje drobne zagłębienie wytopiskowe. Wzgórza te wykazują powierzchnię 10—30 ha i jedynie wzgórze na bagnach Zgniłki jest mniejsze (1,75 ha). Występuje ono jednak w obrębie sandru wąbrzeskiego i mogło być częściowo rozmyte przez wody sandrowe.

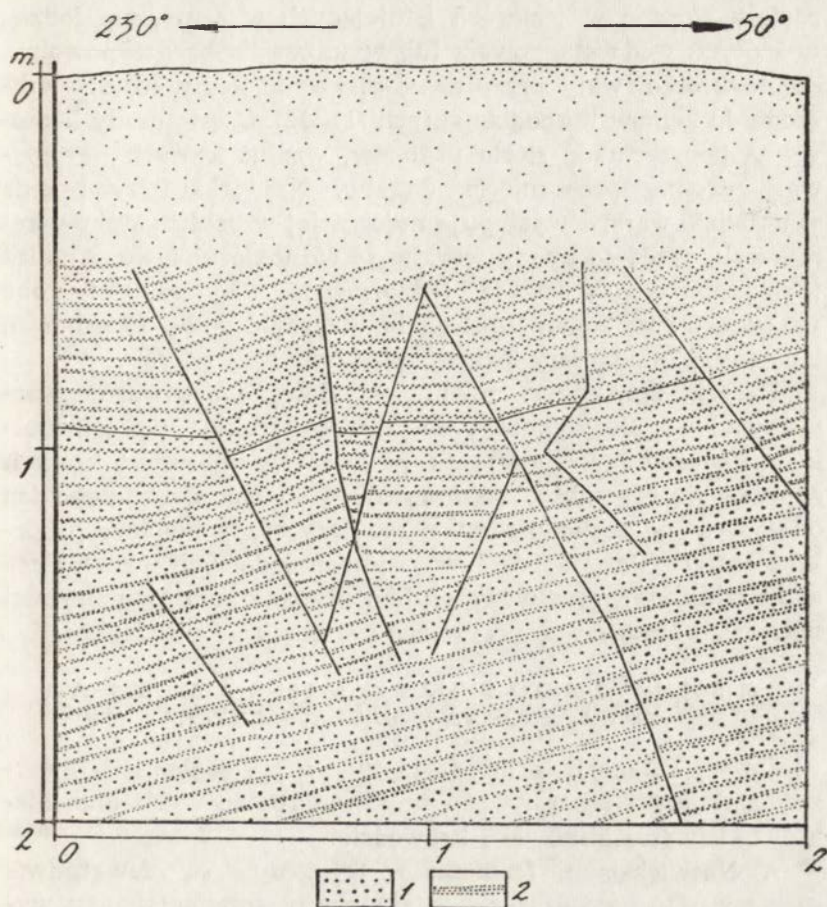
Największym powierzchniowo jest kem w Ładach, zajmujący 82 ha i z racji swych rozmiarów nazywany plateau kemowym (11). Jest to forma wydłużona, o nieregularnym zarysie, wykazująca szereg wgłęć i wygłęć, które są odbiciem zarówno kształtu basenu, w którym odbywała się sedimentacja utworów kemowych, jak i zarysu brzegów otaczającego go lodu martwego. Wysokość jego wynosi przeważnie 8 m, w północnej części jednak kem jest niższy, gdyż już po utworzeniu się został zniwelowany przez wody roztopowe. Powierzchnia szczytowa jest całkowicie płaska, urozmaicona jedynie zagłębieniem wytopiskowym.

Pagórki kemowe są tu nieliczne i występują jedynie w okolicy Sierakowa. Wykazują one kształt kopców, symetrycznie nachylonych (7—12°), osiągających wysokość 6—8 m.

Charakterystyczną cechą jest występowanie w otoczeniu kemów licznych zagłębień wytopiskowych, o różnych kształtach i rozmiarach, powstałych po wytopieniu się brył i płatów martwego lodu.

Budowa geologiczna plateau i wszystkich wzgórz kemowych jest podobna. Budują je głównie piaski drobne i mulkowate

oraz mułki. Udział piasków grubych i żwirków jest nieznaczny i występują one jedynie w niektórych formach, przeważnie w stropowych lub brzeżnych partiach kemów. W niektórych jednak kemach, jak na przykład w kemach koło Mlewca, w brzeżnych partiach występują mułki i piaski z domieszką żwirów, zaś w środkowej części — mułki ilaste a nawet ily mułkowate. Utwory kemowe wykazują dobry stopień segregacji, są



Ryc. 11. Budowa wewnętrzna wzgórza kemowego w Sosnowcu.  
1-piaski drobnoziarniste, 2-mułki.

przemyte i uwarstwione przeważnie horyzontalnie. Jedynie w stosunkowo niewielkich ławicach, w niektórych kemach, występuje uwarstwienie ukośne. Dość częste jest natomiast uwarstwienie rytmiczne, przypominające uwarstwienie ilów warwowych. Klasycznym przykładem tego ostatniego może być uwarstwienie wzgórza kemowego w Sosnowce (ryc. 11). Wszystkie te cechy świadczą o tym, że osady kemowe wzgórz i pleateau zostały złożone w jeziorach istniejących w zamarym lodzie, w których woda stagnowała lub wykazywała bardzo powolny, często krótkotrwały przepływ. Opisywane kemy zostały zaliczone do kemów limnoglacialnych (11, 12). Często osady kemowe są poprzecinane siecią uskoków, wzdłuż których następowały drobne przesunięcia warstw. Największe zaburzenia w układzie warstw występują najczęściej w pobliżu stoków kemowych, przez co upady warstw są różnokierunkowe. Analiza tych zaburzeń wskazuje jednoznacznie, że powstały one w związku z wytapianiem się lodu, otaczającego osady kemowe, i pewnym osiadaniem form.

Pagórki kemowe są również zbudowane z utworów warstwowanych, ale wykazują one grubsze frakcje. Oprócz mułków i piasków występują tu również żwiry, wśród których spotyka się otaczaki o średnicy do 6—8 cm. Brak głębokich odkrywek nie pozwala rozstrzygnąć czy osady kemowe pagórków zostały złożone także w jeziorach lodowych, czy też zostały odłożone przez wody szybko płynące pomiędzy bryłami martwego lodu.

#### 6. FORMY PLEJSTOCENSKIE ZWIĄZANE Z EROZYJNĄ DZIAŁALNOŚCIĄ WÓD GLACJALNYCH

Do tej kategorii form należą tu: rynny, zagłębienia eworsyjne, doliny i erozyjne równiny wód roztopowych oraz niektóre klify (zastoiskowe) i krawędzie.

A. Największymi formami w tej grupie są niewątpliwie r y n n y. Do najdłuższych należą rynny subglacialne, u wylotu których powstały sandry lub równiny zastoiskowe. Typowym przykładem jest rynna wąbrzeska. Bierze ona początek



w okolicy Radzyna a kończy się na południe od Wąbrzeźna (około 15 km długości). Rzeźba jej jest bardzo urozmaicona. Rynna wykazuje kręty przebieg, z szeregiem zwężeń i rozszerzeń. W rozszerzeniach rynna dochodzi do 800 m a w zwężeniach do 150 m szerokości. Zbocza jej są na ogół strome (miejscami nachylenie zboczy przekracza  $25^\circ$ ) i wykazują zmienną wysokość (6—20 m). Dno wybitnie nierówne, z szeregiem progów i przegłębień. W najgłębszych partiach rynny zachowały się jeszcze głębokie jeziora (jez. Zamkowe — 20,1 m, jez. Frydek — 29,2 m), a w wielu innych przegłębieniach dawniej istniejące w nich jeziora uległy zanikowi a na ich miejscu istnieją torfowiska lub podmokłe łąki. Progi i wyniosłości w dnie rynny zbudowane są na powierzchni przeważnie z gliny morenowej i osiągają wysokość względną 5—10 m. W okolicy Stanisławek w rynnach istnieje szereg odnóg, które rozcinają wysoczyznę morenową na szereg „wysp”. „Wyspy” wysoczyznowe są zdenudowane i obniżone. W czasie postoju lądolodu na linii moren południowowąbrzeskich rynną wąbrzeską odpływały subglacjalnie główne masy wód roztopowych, które usypały u jej wylotu równinę sandrową. Istnieją też ślady, które wskazują, że odpływały nią jeszcze słabe wody glacialne w czasie postoju lądolodu na linii moren środkowowąbrzeskich.

Podobną rzeźbę wykazują: rynna jez. Wieldządzkiego (jez. Wieldządzkie wypełnia północną część rynny, zajmuje 42,5 ha i ma 16 m max. głębokości), która jest jednak znacznie krótsza (5,5 km) od rynny wąbrzeskiej oraz najkrótsza z nich, rynna jezior ryńskich. Rynna wieldządzka funkcjonowała w czasie postoju lądolodu na linii moren środkowowąbrzeskich a wody glacialne odpływały nią częściowo do zastoiska jez. Wieczno. Natomiast rynną jezior ryńskich odpływały wody roztopowe w czasie postoju lądolodu na linii moren południowowąbrzeskich. Odpływały one w kierunku sandru wąbrzeskiego.

O ile wymienione wyżej rynny wykazują kierunek przebiegu zgodny z kierunkiem ruchu lodu (równoległy) to występują tu również rynny wykazujące przebieg prostopadły do kierunku ruchu lodu, a tym samym układ równoległy do kra-

wędzi lodowej. Powstały one zapewne na linii spękań równoległych do krawędzi lodowej. Wody glacialne płynęły w nich również subglacialnie, pod ciśnieniem hydrostatycznym, gdyż wykazują one podobne cechy morfologiczne, jak i rynny omówione poprzednio. Do tego typu form należą drobne odcinki rynnowe prostopadłe do rynny ryńskiej oraz fragment rynny biorący początek w okolicy Zajączkowa i mający swe przedłużenie w rynnach biegnącej w okolicy Zelgna.

Swoistą rzeźbę wykazują bardzo wąskie rynny (o szerokości jedynie 400—100 m), stosunkowo krótkie (1,5—4,0 km) i płytkie (rzadko przekraczają głębokość 5 m). Kończą się one „ślepo” w obrębie wysoczyzny morenowej a na ich przedłużeniu nie ma żadnego śladu odpływu wód. Istnieją podstawy by sądzić, że zachowały się tu jedynie najgłębsze odcinki erozyjne strumieni subglacialnych, których wody roztopowe, będące pod ciśnieniem hydrostatycznym, żłobiły częściowo podłoże lądolodu a częściowo przepływały w lodzie (nie osiągając spągu lodu) i uchodziły do rynien mających wyloty przy krawędzi lodowej. Rynny tego typu występują w okolicy Kotnowa i na zachód od Stanisławek.

Inną grupę stanowią rynny, które występują w strefie południowej obszaru (strefie deglacjacji arealnej), a które w czasie odpływu wód glacialnych podczas postoju lądolodu na linii moren wąbrzeskich były już wypełnione lodem (zapewne tak zwanym lodem zimowym), który uchronił je od zasypania. Należą tu rynny występujące w obrębie sandrów (mlewska, mlewiecka, rynna jez. Radowiskiego), jak rynny leżące w obrębie wysoczyzny morenowej (rynna okolic Orzechówka). Należą one do rynien subglacialnych, funkcjonujących, gdy lód w tej strefie był jeszcze aktywny, natomiast w czasie jego stagnacji i zamarcia zostały one wypełnione lodem zimowym.

Istnieją także drobne rynny, które utworzyły się w lodzie już zamarym. Należy do nich rynna biorąca początek w okolicy Piątkowa. W odróżnieniu od poprzednich przebieg jej jest niezgodny z kierunkiem ruchu lodu (w czasie gdy lód był jeszcze aktywny) lecz zgodny z nachyleniem podłoża lodowego.

Jest to stosunkowo wąska i niegłęboka (do 10 m głębokości) rynna, powstała w zamarym lodzie w czasie stosunkowo krótkotrwałego przepływu.

Prawie we wszystkich rynnach w końcowym etapie deglacjacji zalegał lód zimowy, względnie lód pochodzący z zawalenia się stropu lodowego, który wytopił się w okresach interstadialnych (częściowo w böllingu i głównie w allerödzie lub też w najgłębszych rynnach — w początkowych fazach holocenu) (8, 5, 13). Rynny zatem należą również w pewnym stopniu do form wytopiskowych, chociaż ich geneza jest znacznie bardziej złożona niż typowych zagłębień wytopiskowych, powstałych po wytopieniu się pogrzebanych brył martwego lodu. Ponadto, chociaż powstanie bruzd rynnowych jest bezprzecznie wieku plejstocenijskiego (w czasie pobytu na danym terenie lądolodu) to ich pojawienie się (ekshumacja), po wytopieniu się lodu ich konserwującego, mogło nastąpić również (w wypadku głębokich rynien) także i w początkowych fazach holocenu. Są to więc formy o złożonej genezie.

B. Zagłębienia eworsyjne powstały niewątpliwie wskutek erozyjnej działalności wód glacialnych odpływających subglacialnie. Utworzyły się one jednak głównie w miejscach, gdzie strumień subglacialny był zasilany wodami roztopowymi z powierzchni lodu, które z dużą siłą spadały w postaci wodospadów do szczelin i rozpadlin lodowych intensywnie złośc podłoże. W ten sposób powstała zapewne większość przegłębienia w rynnach. Istnieją jednak, co prawda na analizowanym terenie stosunkowo nieliczne, okrągławe zagłębienia o stromych stokach, które występują zazwyczaj na linii rynien ale są od nich odizolowane szerokimi partiami wysoczyzny morenowej i przez to niezależne od nich (nie wchodzą w obręb rynien). Można sądzić, że stanowią one eworsyjne przegłębienia, powstałe w podłożu lodu wskutek erozji wód spadających z powierzchni lodowca, które odpływały dalej inglacjalnie (wewnątrz lodu), nie osiagając spągu lodu (pod ciśnieniem hydrostatycznym), przez co przegłębienia te są odizolowane od rynn. Dobrym przykładem tego typu obniżenia jest zagłębienie

nie eworsyjne, występujące w obrębie wysoczyzny morenowej, pomiędzy rynną ryńską i rynną okolic Orzechówka. Ma ono okrągły kształt i wykazuje obecnie głębokość około 3 m. Było ono jednak głębsze, co potwierdzają wypełniające je częściowo osady (1-metrowa warstwa torfu i 2-metrowa warstwa mulków, zalegających na glinie morenowej).

C. Doliny wód roztopowych są na rozpatrywanym obszarze dość powszechnymi formami rzeźby terenu. Można wśród nich wyróżnić kilka typów: a) doliny powstałe wskutek erozji wód glacialnych, wypływających przy krawędzi lodowej, b) doliny powstałe wskutek erozji wód roztopowych z dala od krawędzi lodowej, przy czym wody, które je żłobiły pochodziły z wytapiania się stagnującego i martwego lodu, c) doliny powstałe wskutek spływu wód z zastoisk.

Dla wszystkich typów tych dolin charakterystyczne jest, że są to przeważnie formy drobne, o długości od kilkuset metrów do kilku kilometrów, zmiennej szerokości i głębokości rzadko przekraczającej 5 metrów. Odpływ wód roztopowych był nimi stosunkowo krótkotrwały, stąd też często formy te nie są w pełni wykształcone. Ponadto powstały one w czasie, gdy w świeżo odłożonym materiale morenowym tkwiły jeszcze pogrzebane bryły martwego lodu, wytopienie których powodowało deformacje pierwotnej morfologii dolin. Są one obecnie przeważnie suche, lub też zostały wykorzystane przy kopaniu rowów melioracyjnych.

Klasyczne przykłady dolin powstałych wskutek erozji wód glacialnych, wypływających przy krawędzi lodowej, występują w strefie moren południowowąbrzeskich. Jak już wspomniano uprzednio, w pobliżu jezior ryńskich, pomiędzy pagórkami czołowomorenowymi, istnieją stosunkowo krótkie, podłużne obniżenia dolinne, o stromych zboczach i nierównym dnie, którymi spływały wody roztopowe. Wody te łączyły się w strumienie odpływające w kierunku sandrów. Dna niektórych z tych dolin są obecnie zawieszane nad obniżeniami, w których w tamtym czasie tkwiły bryły martwego lodu. Miejsca wypływu wód roz-

topowych stanowią obecnie swoiste „bramy”, tworzące przerwy w ciągu morenowym.

Do tego typu należą też doliny biorące początek w strefie moren czołowych, czasem nawet na ich zapleczu, rozcinające nie tylko ciąg morenowy ale i występującą na ich przedpolu równinę sandrową (np. w okolicy Czystochleba). Wspomniano już o nich przy charakterystyce rzeźby równiny sandrowej. Niekiedy doliny wód roztopowych zaczynają się w strefie wysoczyzny morenowej falistej, leżącej na przedłużeniu ciągu moren czołowych. Potwierdzają one tym samym postój w tym miejscu krawędzi lodowej, mimo, że nie wykształcone są tam moreny czołowe. Zresztą jest wielce prawdopodobne, iż istnienie intensywnego wypływu wód roztopowych było jedną z głównych przyczyn niewykształcenia się w danym miejscu moren czołowych.

Poza strefą południową wąbrzeskich moren czołowych doliny tego typu występują też w strefie moren środkowowąbrzeskich, na przykład w okolicy Nowejwsi Królewskiej i Uciaża. W okolicy zaś Jarantowiczek, Płużnicy i Sicinka odpływały nimi wody roztopowe od krawędzi lodowej do zastoisk.

Doliny odprowadzające wody z topniejących płatów i brył martwego lodu powstały w końcowym etapie deglacjacji. Są one zazwyczaj nieregularne, na niektórych odcinkach mają charakter typowej doliny erozyjnej, na innych znów forma dolinna jest niewyraźna, rozszerza się i przechodzi w zagłębienie wytopiskowe, za którym występuje ponownie wyraźna dolina. Te deformacje w kształcie doliny wprowadziły niewątpliwie wytopione resztki brył martwego lodu. Stąd też w dolinach tych profil podłużny jest niewyrównany, występują w nich progi leżące w poziomie pierwotnego dna dolinnego i obniżenia powstałe po stopieniu się wspomnianych wyżej brył lodowych. Miejscami doliny tego typu biorą początek od rozległych wytopisk, co świadczy że geneza ich jest ściśle związana z topnieniem płatów lodowych zalegających w danym obniżeniu wytopiskowym.

Typową doliną odprowadzającą wody roztopowe z zastoiska

jest dolina w Zajączkowie, o szerokości 200—250 m, długości około 1,5 km, głębokości do 5 m i płaskim, wyrównanym dnie wyciętym w glinie morenowej. Odpywały nią wody z zastoiska jez. Wieczno. Łączyła ona zatem wspomniane zastoisko z rynnami mlewską i mlewiecką, którymi wody roztopowe odpywały dalej na południe, szlakiem wzdłuż doliny Strugi Toruńskiej (11, 14). Mniej wyraźne i słabiej rozwinięte są doliny odprowadzające nadmiar wód z zastoiska jez. Sitno.

D. Erozyjne równiny sandrowe (wód roztopowych) są tu nieliczne i zajmują nieznaczne obszary. Charakterystyczna równina tego typu występuje jedynie w okolicy Uciaża, w otoczeniu falistej wysoczyzny morenowej. Wykazuje ona długość około 1,5 km i szerokość 300—400 m. Powierzchnia jej jest płaska, zbudowana z gliny morenowej i bardzo cienkiej pokrywy piasków, występujących głównie w płytkich obniżeniach. Spotyka się tu więcej głazików niż na sąsiedniej wysoczyźnie morenowej, w stosunku do której powierzchnia równiny jest obniżona o 2—3 m i oddzielona słabo zarysowanymi się w terenie krawędziami. Równina ta powstała głównie w czasie postoju krawędzi lodowej na linii moren okolicy Uciaża — Wronia i Łabędzia, kiedy to wody roztopowe płynące na linii tej równiny ścięły nierówności i wyrównały jej powierzchnię. Słabe wcięcie i brak typowych osadów sandrowych wskazują na krótkotrwały przepływ wód. Przepływały nią także wody doprowadzane doliną wód roztopowych z północy, w czasie postoju krawędzi lodowej na północ od Nowejwsi Królewskiej.

E. Do form plejstocenijskich związanych z erozyjną działalnością wód glacialnych, mimo że nie są one wyróżnione w legendzie opisywanej mapy, należą także klify zbiorników zastoiskowych i niektóre krawędzie zaznaczające się na wysoczyźnie morenowej. Wyraźne klify o wysokości 2—3 m ograniczają na niektórych odcinkach równinę zastoiskową jez. Wieczno, natomiast przy równinie zastoiskowej jez. Sitno są one mało wyraźne.

W niektórych miejscach wysoczyzny morenowej, jak na

przykład na południe od Jez. Wielżądzkiego oraz wzdłuż drogi z Orzechowa do Sierakowa, występują krawędzie wyraźnie erozyjnego pochodzenia, które mogły powstać jedynie w czasie pobytu lądolodu. Geneza ich nie jest całkowicie jasna. Wiele oznak wskazuje jednak, że powstały one w końcowym etapie deglacjacji, w czasie krótkotrwałych, lokalnych przepływów wód roztopowych, zapewne obok płatów martwego lodu, zalegających w niższych partiach terenu. Wody te wycięły krawędzie w uwolnionym już od lodu wyższym terenie.

#### 7. INNE FORMY Z EPOKI PLEJSTOCENSKIEJ

Zgodnie z instrukcją mapy geomorfologicznej do tej grupy form włączono zagłębienia, które powstały wyłącznie wskutek wytopienia się brył i płatów martwego lodu, tak zwane z **agłębienia wytopiskowe**. Istnieją bowiem zagłębienia, które są w pewnym stopniu także zagłębieniami wytopiskowymi, ale geneza ich jest bardziej złożona. I tak na przykład wspomniano już uprzednio, że obniżeniami wytopiskowymi są w pewnym sensie rynny oraz depresje końcowe, w których zalegały płyty martwego lodu. Formy te zostały jednak omówione w poprzednich grupach form dlatego, że powstanie samych obniżeń, w których później zalegał martwy lód było spowodowane innymi czynnikami (w wypadku rynien — erozją wód subglacjalnych a w wypadku depresji końcowych — egzaracją lądolodu). Nie ulega wątpliwości, że zagłębienia wytopiskowe występujące w obrębie wysoczyzny morenowej powstały z wytapiania się przede wszystkim brył i płatów lodowcowego, natomiast w obrębie równiny sandrowej mogły się także wytopić pogrzebane płyty tak zwanego lodu sandrowego (to jest lodu pochodzącego z zamrożonych do dna zbiorników wodnych, który został przykryty osadami sandrowymi i wytopił się później już po utworzeniu się sandrów).

Zagłębienia wytopiskowe są bardzo powszechnym elementem rzeźby analizowanego obszaru. Występują one zarówno na wysoczyźnie morenowej, jak i w obrębie sandrów; naj-

częściej jednak w sąsiedztwie kemów i moren martwego lodu, w niektórych partiach falistej wysoczyzny morenowej oraz w strefach moren czołowych, wykształconych w postaci pagórków. Wykazują one różnorodne kształty i różną wielkość, najliczniejsze są jednak zagłębienia o średnicy od kilkudziesięciu do kilkuset metrów (największe na analizowanym terenie zagłębienie wytopiskowe, na którym rozwinęły się torfowiska Zgniłka ma dłuższą oś równą 6 km). Głębokość ich nie przekracza przeważnie 5 m, ale początkowo były one znacznie głębsze, obecnie wypełnione są w znacznym stopniu osadami mineralnymi i biogenicznymi, których miąższość dochodzi do 10 m. W drobnych zagłębieniach miąższość tych osadów jest mniejsza, przeważnie 1—3 m. Prawie we wszystkich zagłębieniach istniały początkowo jeziora, które częściowo uległy zanikowi, częściowo zachowały się do czasów obecnych (np. jez. Szczurkowskie — o maksymalnej głębokości 5 m oraz szereg drobnych jezierek zwanych „oczkami”). Utrzymywanie się tych jezierek spowodowane jest często działalnością człowieka, to jest sztucznym pogłębianiem i wybieraniem osadów dennych do nawożenia pól.

#### 8. FORMY POSTGLACJALNE (HOLOCENSKIE) RZECZNE

Wododziałowe położenie, nieznaczne nachylenie terenu i słaby rozwój sieci rzecznej powodują, że formy tej grupy są tu bardzo nieliczne. Istniejące ciekі wykorzystują rynny i doliny wód roztopowych, które w stosunku do prowadzonych przez te ciekі wód są formami szerokimi i w związku z tym nie są przez nie przekształcane. W wielu miejscach występują sztuczne połączenia poszczególnych odcinków cieków. Jedynie struga Wąbrzeska i drobny jej prawy dopływ posiadają na odcinkach pozarynnowych i wytopiskowych dobrze wykształcone, ale stosunkowo wąskie i płytkie doliny wycięte w sandrze wąbrzeskim. Długość tych odcinków dolinnych nie przekracza 2 km.



## 9. FORMY POSTGLACJALNE (HOLOCENSKIE) ZWIĄZANE Z PANOWANIEM KLIMATU WILGOTNEGO

Występują tutaj bardzo nielicznie. Należy do nich przede wszystkim kilka drobnych dolin erozyjnych (wciosowych), rozcinających wysoczyznę morenową i uchodzących do rynny wieldądzkiej. Rozwój ich jest w większym stopniu związany z wpływem wody gruntowej niż z panowaniem wilgotnego klimatu. Odbywa się on nadal współcześnie. Wpływ wody gruntowej powoduje erozję wsteczną i wydłużanie się doliny. Mimo to doliny te są krótkie (do 250 m długości) i wąskie a głębokość ich nie przekracza na ogół 5 metrów. Bardzo drobne rozcięcia erozyjne występują też na zboczach innych rynien. Skala mapy nie pozwala jednak na ich uwzględnienie.

Podobnie zbyt wąskie są tutaj strefy degradacji i agradacji, występujące wzdłuż zboczy rynnowych, by można było uwzględnić je na mapie. Zostały one zaznaczone jedynie w niektórych miejscach przy zboczach rynny wąbrzeskiej.

Najsilniejsze procesy degradacyjne, na rozpatrywanym terenie, zachodziły i zachodzą na „wyspach wysoczyznowych” rozciętych odnogami rynny wąbrzeskiej. Małe rozmiary tych „wysp” i duże różnice wysokości względnej (miejscami do 20 m) pomiędzy dnem rynny i powierzchnią „wysp” były przyczyną intensywnych procesów denudacyjnych (głównie splukiwania w czasie deszczów) i stopniowego ich obniżania.

## 10. FORMY POSTGLACJALNE (HOLOCENSKIE) UTWORZONE PRZEZ DZIAŁALNOŚĆ WÓD JEZIORNYCH

Do form tych należą klify jeziorne, występujące bądź to bezpośrednio przy współcześnie istniejących jeziorach, jak na przykład: Kozienieckim, Zamkowym, Frydek, Wieldądzkim i innych, bądź też, w wypadku zmniejszania się powierzchni jeziora wskutek zarastania lub też wskutek naturalnego lub sztucznego obniżenia lustra wody w jeziorze, występujące z dala od jeziora. Dobry przykład dawnego klifu jezior-

nego istnieje w okolicy Orzechówka, gdzie jest on oddalony od szczytkowego, zanikającego jeziora około 50 m. Podobne dawne klify istnieją i w innych miejscach. Miejscami zachowane są klify, znaczące zasięg jezior, które uległy już całkowitemu zanikowi (np. w rynn timerlewskiej).

Klifier jeziorne powstały wskutek podcinania brzegów przez fale jeziorne. Są one strome, ale w większości niewysokie, przeważnie 0,5 — 1,5 m, rzadko przekraczające 2 m wysokości.

#### 11. FORMY UTWORZONE PRZEZ ROŚLINNOŚĆ.

Należą do nich równiny torfowe. Powstały one w wyniku akumulacji utworów biogenicznych, przede wszystkim w wyniku zarastania jezior. Występują one zatem w rynn timerlewskich, zagłębieniach wytopiskowych oraz lokalnie w obrębie również zastoiskowych; wyjątkowo tylko gromadzenie się torfu odbywało się na terenie, na którym nie istniało uprzednio jezioro. Wielkość równin torfowych jest zależna od wielkości dawnych, zanikłych już basenów jeziornych. Największa równina torfowa o powierzchni kilkunastu km<sup>2</sup> rozwinęła się na obszarze zwanym „bagnami Zgniłka” i w ich sąsiedztwie. Pozostałe równiny są znacznie mniejsze i obejmują obszary o powierzchni od kilkudziesięciu do kilkuset ha. Jak już wspomniano przy omówieniu budowy geologicznej miąższość torfów jest tu również bardzo zmienna. Równiny torfowe są płaskie, wyrównane a urozmaicenia w ich powierzchni wprowadzają tu i ówdzie doły potorfowe, powstałe w wyniku eksploatacji torfów dla lokalnych potrzeb opałych.

#### 12. FORMY POCHODZENIA ANTROPOGENICZNEGO.

Wśród form tych można wyróżnić formy wklęsłe i wypukłe. Do form wklęsłych, pomijając wykopy drogowe, kolejowe i rowy melioracyjne, których głębokość nie przekracza 2—3 m, należą glinianki, piaskownie, żwirownie i doły po wybieraniu torfu. Glinianki są tu rzadkie. Największe z nich powstały po eksploatacji gliny, pobieranej do niedawna

dla potrzeb cegielni w Wąbrzeźnie. W innych miejscach płytkie doły powstały w miejscach pobierania gliny dla potrzeb lokalnych. Natomiast częste są doły powstałe po wybieraniu piasków i żwirów. Były i są one pobierane dla potrzeb lokalnych (budowa i konserwacja dróg, budownictwo mieszkaniowe i inne). W największym stopniu eksploatowane są ozy. Jak już wspomniano środkowe segmenty ozu sierakowskiego zostały w znacznym stopniu wyeksploatowane. Liczne piaskownie istnieją również w ozie ludowickim. Poza ozami pobiera się piaski z kemów (w Dylewie, Piątkowie, Mlewcu i innych), a piaski i żwiry z moren ozolowych (np. w Januszewie, Ryńsku, Uciążu, Czystochlebie i innych) i z sandrów (np. w Makswaldzie, Zieleniu i w wielu innych miejscach). Głębokości i wielkości dołów są różne, najgłębsze osiągają 6—7 m. Z reguły nie są one zagospodarowane. Należy dodać, iż złoża piasków są tu bogate i jeszcze w stosunkowo niewielkim stopniu eksploatowane.

Do form wypukłych należą sztuczne nasypy drogowe i kolejowe (nie zaznaczone na mapie, podobnie jak wykopy), nasypy związane z budownictwem (np. z budową zamku biskupiego w Wąbrzeźnie) oraz grodziska które są najbardziej charakterystycznymi wypukłymi formami rzeźby terenu pochodzenia antropogenicznego. Ze względów obronnych grodziska były usypywane w miejscach trudno dostępnych. Powstały więc one w rynnach (nad jez. Wielżądzkim i Zamkowym) nad krawędziami rynnowymi (jez. Ryńskich), na silnie podciętej dolinie wód roztopowych pagórku morenowym (w Ryńsku) lub też w otoczeniu terenów wówczas podmokłych (Ostrowo). Wysokość występujących tu grodzisk wynosi 5—9 m (oprócz grodziska na pagórku morenowym, które jest niższe). Wykazują one bardzo strome stoki, kształty okrągłe lub owalne, powierzchnię szczytową płaską lub wklęsłą i na ogół niewielkie rozmiary (o średnicy do 50 m). Występują tu zarówno grodziska stożkowe jak i pierścieniowe.

Mimo, że formy antropogeniczne są tutaj różnorodne, to jednak przeobrażenia rzeźby na analizowanym terenie spowodowały

wane działalnością człowieka, są dotychczas jeszcze nieznaczne. Natomiast bez porównania większe są przeobrażenia w szańce roślinnej, gdyż naturalne zespoły roślinne są tu już bardzo nieliczne.

## V. UWAGI KOŃCOWE

Dokonana analiza form rzeźby rozpatrywanego terenu wskazuje, że występuje tu znaczne bogactwo form terenowych o złożonej i różnorodnej genezie. Podstawową grupę stanowią tu formy zawdzięczające swe powstanie erozyjnej i akumulacyjnej działalności lądolodu i jego wód roztopowych. W wydzielonej tu strefie południowej formy polodowcowe powstały w zamarłym, stagnującym lądolodzie fazy kujawskiej ostatniego zlodowacenia. O ile jednak stadium poznańskie będziemy rozpatrywać jako fazę a nie stadium, jak to czynią niektórzy badacze, to fazę kujawską, wyróżnioną przez R. Galonę (4), należy rozpatrywać jako subfazę. W strefie północnej, na północ od ciągu południowowąbrzeskich spiętrzonych moren czołowych, formy polodowcowe powstały w czasie transgresji, postojów i oscylacji lądolodu fazy (subfazy) krajeńsko-wąbrzeskiej ostatniego zlodowacenia. W strefie tej w końcowych etapach deglacjacji następowało również zamieranie znacznych płatów lądolodu (por. ryc. 2), ale formy powstałe w stagnującym lodzie stanowią podrzędną grupę, w stosunku do form terenu zawdzięczających swe powstanie aktywnemu lodowi. Transgresja lądolodu nastąpiła w czasie, gdy na przedpolu transgredującego lodu zalegał jeszcze lód stagnujący, co dowodzi, że te fazy (subfazy) nie były oddzielone długotrwałym okresem ocieplenia.

Nie ma wątpliwości, że na dynamikę i zachowanie się lądolodu, a co z tym się łączy i na powstanie określonych form rzeźby terenu, poza ogólnymi czynnikami klimatycznymi, wywierała także wpływ istniejąca już uprzednio rzeźba terenu. Brak miejsca, jak i ciągle jeszcze niedostateczna ilość odpowiednich materiałów, nie pozwalają na szersze omówienie tego problemu.

Po wycofaniu się lądolodu z omawianego obszaru w czasie stadium pomorskiego ostatniego zlodowacenia i w okresie późnoglacialnym, rzeźba polodowcowa podlegała dalszym przeobrażeniom. Z powodu jednak niewielkich różnic wysokości względnych, co było w pewnym stopniu spowodowane także zaleganiem tu jeszcze dużych ilości pogrzebanych w utworach polodowcowych martwych lodów, procesy peryglacialne nie spowodowały istotnych przekształceń w rzeźbie polodowcowej. Bez porównania większe zmiany w rzeźbie terenu spowodowało wytopienie się wspomnianych pogrzebanych lodów, które miało miejsce w młodszych fazach późnego glacialu i być może jeszcze w początkowych fazach holocenu. Wytopienie się tych lodów doprowadziło do ekshumacji rynien, powstania bardzo licznie tu występujących zagłębień wytopiskowych, pojawienia się niemniej licznych jezior, powstanie większych niż uprzednio różnic wysokości względnych, a tym samym do odmłodzenia rzeźby. Był to więc bardzo ważny okres w rozwoju rzeźby terenu.

W holocenie, po wkroczeniu lasów a przed gospodarczą działalnością człowieka, niszczenie form terenu w klimacie umiarkowanym było hamowane konserwującym wpływem szaty leśnej oraz w pewnym stopniu wododziałowym położeniem terenu i słabym rozwojem sieci rzecznej. W końcowych fazach późnego glacialu i w holocenie największe zatem znaczenie rzeźbotwórcze miała akumulacja utworów mineralnych i biogenicznych (gytie i torfy) w obniżeniach powstałych po wytopieniu się pogrzebanych lodów i w pojawiających się w nich jeziorach. Doprowadziła ona do zaniku licznych jezior i do pewnego wyrównania obniżeń.

Działalność człowieka przejawiała się tu przede wszystkim w zniszczeniu pierwotnej szaty roślinnej, w zagospodarowaniu rolniczym terenu, pewnym, raczej nieznacznym, wzmożeniu procesów erozyjnych i denudacyjnych oraz w powstaniu specyficznych form antropogenicznych.

## LITERATURA

1. BRZUSZKIEWICZ M. — Morfologia i ułożenie kamieni w glinie morenowej Ziemi Chełmińskiej. Maszynopis w zbiorach Inst. Geogr. UMK, Toruń 1961.
2. GALON R. — Dolina dolnej Wisły. *Badania Geogr. z. 12—13*, Poznań 1934.
3. GALON R., PACOWSKA J. — Przeglądowa mapa geolog. Polski, bez utworów czwartorzędowych 1:300 000, arkusz Toruń, wyd. B, Inst. Geol. Warszawa 1953.
4. GALON R. — General Quaternary problems of North Poland. *Guide-Book of Excursion, part I, North Poland, VIth INQUA Congress, 1961*.
5. GALON R. — Some new problems concerning subglacial channels. *Geographia Polonica, 6, 1965*.
6. JENTZSCH A., SCHLUNK J. — *Erläuterung zur Geol. Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Briesen, Bahren-dorf. Berlin 1910*.
7. JENTZSCH A., MAAS G., SOENDEROP — *Erläuterungen zur Geol. Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Schönsee mit Schewen. Berlin 1910*.
8. KOZARSKI S. — O późnoglacialnym zaniku martwego lodu w Wielkopolsce Zachodniej. *Badania fizjogr. nad Polską Zach. t. XI, Poznań 1963*.
9. ŁYCZEWSKA J. — Utwory trzeciorzędowe Kujaw środkowych i wschodnich. *Biul. IG, nr 130, Warszawa 1959*.
10. MAAS G. — *Ueber Endmoränen in Westpreussen und angrenzenden Gebieten. Jb der Königl. Preuss. Geol. Landesamt, Berlin 1900*.
11. NIEWIAROWSKI W. — *Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej. Studia Soc. Scient. Torunensis, vol. IV, nr 1, sectio C, Toruń 1959*.
12. NIEWIAROWSKI W. — *Types of kames occurring within the area of the last glaciation in Poland as compared with kames known from other regions. Report of the VIth Intern. Congr. on Quaternary, Warsaw 1961, vol. III, Łódź 1963*.
13. NIEWIAROWSKI W. — *Morfologia i rozwój pradoliny i doliny dolnej Drwęcy. Studia Soc. Scient. Torunensis, vol. VI, nr 6, sectio C, Toruń 1968*.

14. NIEWIAROWSKI W., TOMCZAK A. — Morfologia i rozwój rzeźby obszaru miasta Torunia i jego okolic. Zeszyty Naukowe UMK, Geografia VI, Toruń 1969.
15. OLSZEWSKI A. — Ułożenie głazików w glinie morenowej na Wysoczyźnie Chełmińskiej. Maszynopis w zbiorach Inst. Geogr. UMK, Toruń 1962.
16. PAC K. — Charakterystyka hydrograficzna jez. Wieczno. Ibidem, Toruń 1959.
17. PACOWSKA J. — Materiały archiwum wierceń, t. IV, ark. Toruń, Inst. Geolog., Warszawa 1953.
18. PAZDRO Z., PAZDRO O. — Iły toruńskie, ich facja i pozycja stratygraficzna. Referat na III sesji nauk. Polit. Gdańskiej, Gdańsk 1953.
19. ROSZKÓWNA L. — Zagadnienie zasięgu stadium Pomorskiego nad dolną Wisłą. *Studia Soc. Scient. Torunensis*, vol. III, nr 1, sectio C, Toruń 1956.
20. RÓŻYCKI S. Z. — The ice-sheet of the sandr. V Congr. INQUA, *Résumés des Communications*, Madrid—Barcelona 1957.
21. SZUPRYCZYŃSKI J. — Zagadnienie genezy krajobrazów wysoczyzny morenowej płaskiej i falistej. *Przeł. Geogr.* t. 37, z. 1, 1965.
22. TYWOŃSKI W. — Wąbrzeska faza recesyjna lądolodu. Sprawozd. Tow. Naukowego w Toruniu, nr 5 za rok 1951, Toruń 1953.
23. WILCZYŃSKI A. — Budowa geologiczna okolic Torunia. Zeszyty Naukowe UMK, Geografia VI, Toruń 1969.
24. NIEWIAROWSKI W. — Mapa geomorfologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Wąbrzeźno, IG PAN, 1958.

## Spis rycin

- Ryc. 1. Położenie arkusza „Wąbrzeźno” w obrębie Wysoczyzny Chełmińskiej.
- Ryc. 2. Szkic morfogenetyczny obrazujący przebieg deglacji.
- Ryc. 3. Budowa wysoczyzny falistej w Sitnie.
- Ryc. 4. Odkrywka w falistości o spiętrzonej budowie wewnętrznej koło Uciąża.
- Ryc. 5. Budowa wysoczyzny morenowej falistej w okolicy Wronia.
- Ryc. 6. Budowa wewnętrzna spiętrzonej moreny czołowej w Januszewie.
- Ryc. 7. Odkrywka w pagórku spiętrzonej moreny czołowej w Zajączkowie.
- Ryc. 8. Budowa wewnętrzna sandru w okolicy Mlewa.
- Ryc. 9. Fragment budowy wewnętrznej ozu sierakowskiego.
- Ryc. 10. Fragment warstwowania krzyżowego w ozie siarkowskim.
- Ryc. 11. Budowa wewnętrzna wzgórza kemowego w Sosnowce.



INSTYTUT GEOGRAFII  
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

# DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

ZESZYT 2/ZS

## II OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ 1:50 000

ARKUSZ N-33-60-A LĘBORK

Opracował: J. SYLWESTRZAK

Opracowanie redakcyjne J. SZUPRYCZYŃSKI



W A R S Z A W A 1 9 7 1

## KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor Naczelny: T. Lijewski  
Z-ca Red. Nacz.: T. Szczęsna  
Sekretarz Redakcji: B. Rogalewska  
Członkowie Redakcji: L. Zawadzki, A. Żeromski

Redaktor Techniczny: W. Spryszyńska



## SPIS TREŚCI

I. WSTĘP . . . . .	59
II. PRZEGLĄD LITERATURY . . . . .	60
III. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA TERENU . . . . .	62
IV. CHARAKTERYSTYKA I SYSTEMATYKA FORM . . . . .	70
V. PRÓBA WYJAŚNIENIA MORFOGENEZY . . . . .	94
LITERATURA . . . . .	98
SPIS RYCIN . . . . .	102

SECRET

TO: DIRECTOR, CENTRAL INTELLIGENCE AGENCY  
FROM: [Illegible]  
SUBJECT: [Illegible]

[Illegible text follows]

Józef SYLWESTRZAK

**OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ 1:50 000  
ARKUSZ N—33—60—A LĘBORK**

**I. WSTĘP**

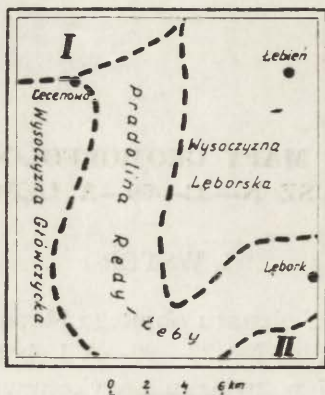
Badania terenowe obszaru objętego Mapą Geomorfologiczną Polski 1 : 50 000 arkusz N—33—60—A Lębork przeprowadzono w latach 1964—1967 w związku z wykonywaniem pracy dotyczącej odpływu wód roztopowych we wschodniej części Równiny Słupskiej i Wybrzeża Słowińskiego (49, 50).

Granice mapy określają następujące współrzędne:  $54^{\circ}30'$ — $54^{\circ}40'$  szerokości geograficznej północnej oraz  $17^{\circ}30'$ — $17^{\circ}45'$  długości geograficznej wschodniej. Terenowe prace kartograficzne wykonano na podkładach map topograficznych w podziale 1 : 25 000, w myśl Instrukcji do szczegółowej mapy geomorfologicznej Polskiego Nizżu, pracowanej przez Zakład Geomorfologii i Hydrografii Nizżu IG PAN w Toruniu. W badaniach stosowano ogólnie znane metody geologiczno-geomorfologiczne, oraz wykorzystano liczne materiały wiertnicze.

Zgodnie z przyjętym podziałem regionalnym Polski badany teren położony jest we wschodniej części Równiny Słupskiej. Tylko niewielkie jego skrawki w części południowo-wschodniej i północno-zachodniej należą do Pojezierza Bytowskiego i Wybrzeża Słowińskiego (23). Ogólnie biorąc na obszarze mapy graniczą ze sobą następujące jednostki geomorfologiczne

(ryc. 1): 1. Wysoczyzna Łęborska, 2. Wysoczyzna Głównicyka, 3. Pradolina Redy—Łęby, 4. Wysoczyzna Maszewska, 5. Nizina Gardzieńsko-Łębska.

Rzeki Sitnica i Łęba dzielą kartowany teren na dwie części przynależne pod względem administracyjnym do województwa gdańskiego (część wschodnia) i koszalińskiego (część zachodnia).



Ryc. 1. Jednostki geomorfologiczne na obszarze mapy 1:50 000, arkusz Lębork.

I — Nizina Gardzieńsko-Łębska; II — Wysoczyzna Maszewska.

## II. PRZEGLĄD LITERATURY

Zainteresowanie badaczy problematyką geomorfologiczną i geologiczną północno-wschodniej części Pomorza datuje się od końca XIX wieku. Odnośnie Wysoczyzny Łęborskiej i Głównicykiej najwięcej materiału badawczego wniosły prace K. Bülowa (4, 7, 8), W. Hartnacka (24), K. Keilhacka (22), J. Sylwestrzaka (49, 50) i innych.

Ze starszych prac największą wartość dla przedstawienia stosunków geomorfologicznych obszaru kartowanego mają jedynie publikacje K. Bülowa (4—8). Autor opisał w nich zareje-

strowane przez siebie formy rzeźby oraz poruszył zagadnienie recesji lądolodu z obszaru Pomorza.

Szczególnie duże zainteresowanie autorów koncentruje się wokół zagadnień dotyczących Pradoliny Redy—Łeby a zwłaszcza kierunków odpływu wód oraz ilości jej wysokich teras (2, 8, 21, 22, 27, 32, 36, 45, 47, 49, 50, 53). Różni badacze biorący udział w dyskusji przedstawiają ciekawe a jednocześnie odmiennie lub wręcz przeciwstawne poglądy (2, 8, 22, 48, 50, 53).

Zdaniem K. Keilhacka (22) kształtowanie się południkowego odcinka pradoliny (obszar mapy), podobnie jak i całej formy przypada na wyróżnioną przez tego autora XI fazę postoju lądolodu na Pomorzu. Czoło lądolodu zgodnie z poglądami K. Keilhacka (22) miało wówczas przebiegać wzdłuż linii: Izbi-ca—Białogarda—Garczegórze, zaś wody pradolinne płynęły w kierunku zachodnim. Pogląd ten w ogólnych założeniach przyjęli późniejsi badacze (2, 4, 7, 8, 32, 45, 48, 53). K. Bülow (8) sądzi ponadto, że powierzchniowy odpływ wód w pradolinie bardzo często poprzedzony był odpływem subglacjalnym, co jednak nie znajduje potwierdzenia w nowszych badaniach (29, 50). B. Augustowski (2) przyjmując pogląd K. Keilhacka (22) wyróżnia trzy szlaki odpływowe („obniżenia o charakterze dolinnym”) wód pradolinnych, przecinające równoleżnikowo Wy-soczyznę Główniczką na różnych wysokościach bezwzględnych. Mapa 1 : 50 000 (Lębork) obejmuje tylko wschodnie odcinki tych obniżeń.

Odmienny pogląd zaprezentował w 1931 roku W. Hartnack (21). Starał się on udowodnić, że odpływ wód Pradoliny Redy—Łeby w poziomie jej wysokich teras (powyżej 40 m) odbywał się w kierunku wschodnim. Pogląd ten w dużej mierze potwierdzają badania prowadzone ostatnio przez autora (50).

Sporo literatury ukazało się też na temat ilów lęborskich (2, 4, 5, 27, 32, 33, 49). Szczególnie dyskutowane jest zagadnienie wieku ilów lęborskich i Pradoliny Redy—Łeby, a więc czy ily są młodsze od pradoliny, czy też starsze, a pradolina jest w nich wycięta. Na ten temat zdania badaczy są podzielone. Poglądy dotyczące tej kwestii autor zestawiał już wcześniej (49).

### III. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA TERENU

#### 1. STOSUNKI HIPSOMETRYCZNE

Obszar objęty mapą geomorfologiczną 1 : 50 000 arkusz Lębork cechuje się silnie zróżnicowaną rzeźbą. Wiąże się to przede wszystkim z przebiegiem recesji lądolodu oraz kształtowaniem się odwodnienia na tym terenie. Najwyższe wysokości bezwzględne notujemy na wysoczyźnie: Maszewskiej, Lęborskiej i Głównicyckiej. Osiągają one odpowiednio: 125,3 m n.p.m. na wschód od PGR Małoszyce, 114,6 m n.p.m. (Niebądzińska Góra) na północo-wschód od Redkowic oraz 104,6 m n.p.m. na północo-wschód od Nieckowa. Towarzyszą one przeważnie morenom czołowym (Wysoczyzna Głównicycka i Lęborska) względnie kulminacjom w obrębie moreny dennej falistej (Wysoczyzna Maszewska). Najniższe wysokości bezwzględne stwierdzamy natomiast na Nizinie Gardzieńsko-Łebskiej (2,7 m n.p.m.) i w łączącej się z nią od południa i południo-wschodu Pradoliny Redy—Łeby (poniżej 5 m n.p.m.). Przeciętne wysokości bezwzględne obszarów wysoczyznowych mieszczą się w granicach 60—80 m n.p.m. Wysokości te są charakterystyczne szczególnie dla moreny dennej falistej i sandrów Wysoczyzny Lęborskiej i Głównicyckiej. Jedynie w nielicznych przypadkach, na obszarze mapy 1 : 50 000 arkusz Lębork, wysokości bezwzględne w obrębie tych wysoczyzn przekraczają nieznacznie powyższe wartości a na Wysoczyźnie Maszewskiej (południowo-zachodni fragment mapy) dochodzą do 120 m n.p.m. Wysokości względne interesującego nas terenu są bardzo zróżnicowane i charakterystyczne dla poszczególnych jednostek geomorfologicznych. Ogólnie biorąc największe ich wartości spotykamy na kontakcie różnych genetycznie obszarów: wysoczyzn i Pradoliny Redy—Łeby.

Na Wysoczyźnie Głównicyckiej, Lęborskiej i Maszewskiej, w obrębie moreny dennej deniwelacje wahają się w granicach 4—6 m. Większe wysokości względne posiadają natomiast pojedyncze pagórki (do 10 m) i wzgórza czołowomorenowe (powy-



zej 10 m), górujące ponad powierzchnią moreny dennej. Pewne ożywienie rzeźby moreny dennej, jak również sandrów i powierzchni erozyjnych powodują wytopiska. Szczególnie zróżnicowane stosunki hipsometryczne obserwuje się w strefie krańcowej pradoliny. Krawędź tej formy zalega na wysokościach od ponad 100 m n.p.m. w południowej części obszaru mapy (Wysoczyzna Maszewska i Główczycka) do około 35 m n.p.m. w części północnej (Wysoczyzna Lęborska), na południowśchód od Wicka.

W konkluzji należy stwierdzić, że obszar mapy 1 : 50 000 arkusz Lębork jest bardzo zróżnicowany pod względem wysokości. Powodują to szczególnie liczne doliny wód roztopowych, rynny oraz Pradolina Redy—Łeby, które obok wysoczyzn morenowych, określanych też w literaturze (1, 2, 11, 35, 50, 53) mianem kęp, stanowią osobliwość geomorfologiczną wschodniej części Równiny Słupskiej i Pobrzeża Kaszubskiego.

## 2. WODY POWIERZCHNIOWE

Opracowywany obszar posiada gęstą sieć rzeczną. Tworzy ją Łeba wraz ze swoimi dopływami: Sitnicą, Pogorzelicą, Kisewską Strugą z Reknicą, oraz liczne ciekі nie posiadające nazw (np. w okolicach Czerwieńca, Podola Wielkiego, Pogorszewa, Janowic, Białogardy). Na obszarze mapy znajdują się przeważnie tylko dolne odcinki wymienionych rzek, obszary źródłkowe natomiast znajdują się bądź na Pojezierzu Bytowskim, bądź też na Wysoczyźnie Lęborskiej.

Głównym elementem hydrograficznym na obszarze kartowanym jest odcinek dolnego biegu Łeby. Długość tego odcinka (mierzona na mapie 1 : 25 000) wynosi 41,250 km, zaś rzeka Łeba liczy 150 km. Charakterystyczne stany wody za lata 1946—1959 na objętym mapą odcinku Łeby ilustruje tabela I\*. Z jej analizy wynika, że w Lęborku maksymalny stan wody zanotowano w marcu 1947 roku (229 cm), a minimalny (116 cm) wielokrot-

---

\* Popinięis A., Charakterystyka hydrograficzna rzeki Łeby. Katedra Geografii Fizycznej WSP w Gdańsku, Gdańsk 1961 (maszynopis).

Tabela I

Wodowskaz	km biegu rzeki	Ilość lat obserwacji	Charakterystyka stanów wody				Amplituda maksymalna w cm
			maksimum		minimum		
			cm	rok	cm	rok	
Łębork	67,0	15	229	26.III.1947	116	wielokrotnie	113
Cecenowo	97,8	15	233	25.VII.1947	9	18.VII.1959	224
Izbica	104,2	5	535	3.I.1956	447	19.VI.1958	88

nie. W Cecenowie natomiast maksymalny stan zanotowano 25. VII.1949 roku (233 cm), minimalny 18.VII.1959 roku (9 cm).

Według danych PIHM\*\* przepływ maksymalny Łeby w okresie 1946—1959 wynosi 20,920 m<sup>3</sup>/sek. (23.III.1947 r.), zaś minimalny 2,12 m<sup>3</sup>/sek. (18.VI.1954 r.). W Cecenowie stan maksymalny stwierdzono w lutym 1949 roku (27,68 m<sup>3</sup>/sek.), a minimalny w lipcu 1953 roku (6,6 m<sup>3</sup>/sek.). Na południo-zachód od Chocielewa, na wysokości 10,8 m n.p.m. uchodzi do Łeby rzeka Pogorzelica, zaś na 77 kilometrze biegu, w Nowej Wsi wpada do Łeby Kisewska Struga. Średni spadek jednostkowy Łeby jest niewielki i wynosi 2‰.

Z innych cieków na uwagę zasługuje ciek bez nazwy w okolicy Białogardy, nazywany przez miejscową ludność Strugą Białogardzką. Jest to prawobrzeżny dopływ Łeby. Spadek jednostkowy Strugi Białogardzkiej przekracza 4‰ (4,4‰).

Z wód stojących na uwagę zasługują liczne, aczkolwiek niewielkie jeziora. Rozmieszczone są one przeważnie na Wysoźnie Łęborskiej i Głównicyckiej.

### 3. NIEKTÓRE ELEMENTY KLIMATU

W niniejszych objaśnieniach zostaną przedstawione tylko wybrane elementy klimatu: opad i temperatura. Na obszarze kartowanym obserwacje tych elementów prowadzono w latach 1946—1959 na stacji w Łęborku i Białogardzie.

\*\* Prace PIHM za lata 1946—1959.

Średnie roczne opadów z tego okresu wynoszą dla stacji w Lęborku 664, 5 mm, zaś dla stacji w Białogardzie 694,1 mm. Średni czas opadu bezśnieżnego w Lęborku wynosi 199 dni. Ogólnie biorąc obserwuje się zwiększanie nasilenia opadów w lipcu zarówno w Lęborku, jak też i w Białogardzie \*. Wielkości opadów w latach suchych i wilgotnych w Lęborku i Białogardzie podaje tabela II.

Tabela II

Miejscowość	Wielkość opadów w mm w latach			Wielkość opadów w mm w latach		
	1951	1955	1959	1952	1956	1958
Lębork	485,4	592,4	585,1	840,8	865,8	915,7
Białogarda	523,6	676,9	451,1	803,6	810,3	856,1

Tabela III ilustruje przebieg temperatury powietrza w Lęborku i w Łebie, położonej ponad 11 km na północ od kartowanego terenu. Z tabeli tej wynika, że w pierwszym półroczu (poza styczniem) obserwuje się na ogół wyższe temperatury

Tabela III

Miejscowość	Średnie temperatury powietrza w miesiącach												Rok
	I	II	III	V	IV	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Lębork	-1,5	1,0	1,6	5,8	11,0	14,5	16,9	15,6	12,4	7,9	3,2	0,0	7,2
Łeba	-0,6	-1,2	1,1	5,5	9,8	14,1	16,5	16,7	13,4	8,9	4,1	1,8	7,5

w Lęborku niż w Łebie, w drugim półroczu stwierdza się sytuację odwrotną. Wyższe temperatury w strefie nadbrzeżnej (Łeba) w miesiącach jesiennych i zimowych spowodowane są wpływem Bałtyku.

\* Popinigis A., Charakterystyka hydrograficzna rzeki Łeby. Katedra Geografii Fizycznej WSP w Gdańsku, Gdańsk 1961 (maszynopis).

#### 4. GLEBY

Na obszarze kartowanym wyróżniamy dwie zasadnicze grupy gleb\*:

1. gleby wytworzone z utworów plejstocenijskich (obszary wysoczyznowe);

2. gleby powstałe z utworów holocenijskich (dno Pradoliny Redy—Łęby, dna dolin bocznych i wytopisk).

W obrębie wysoczyzn obserwujemy dość duże zróżnicowanie gleb. Najbardziej rozpowszechnione są gleby bielcowe, a wśród nich tak zwane bielice, a więc gleby wytworzone z glin żwałowych. Obejmują one znaczne obszary Wysoczyzny Głównicyckiej i Lęborskiej. Z gleb bielcowych licznie reprezentowane są też gleby luźne (gleby wykształcone z piasków). Stwierdzamy je w północnej części Wysoczyzny Maszewskiej, w południowo-zachodniej części Wysoczyzny Lęborskiej (na obszarze sandru redkowickiego) i na Wysoczyźnie Głównicyckiej (obszar sandru nieckowskiego). W okolicach Nowej Wsi znajdują się gleby wytworzone na ilach.

Znaczne tereny zajmują też gleby bagienne i pobagienne\*\*, powstałe na obszarach torfowisk niskich. Obejmują one niemal całe dno Pradoliny Redy—Łęby. Za ledwie niewielkie skrawki w dnie pradoliny, w okolicach Lęborka, Pogorzelic i na północno-wschód od Cecenowa zajmują mady rzeczne, a w okolicach Leśnic, Żelazkowa, Niebędzina, Janowiczek i PGR-Poraj piaski wydymowe.

#### 5. BUDOWA GEOLOGICZNA

Kartowany obszar pod względem geologicznym zaliczany jest do wyniesienia Łęby. W dotychczasowej, skąpej zresztą literaturze, budowa geologiczna interesującego nas terenu nie została w pełni wyjaśniona. W niniejszym opracowaniu budowa

---

\* Mapa gleb Polski 1:300 000, arkusz A2 Słupsk, zestawiona przez E. Baranieckiego.

\*\* Mapy glebowo-klasyfikacyjne powiatu lęborskiego 1:5 000, Woj. Biuro Geodezji i Urządzeń Roln. w Gdańsku.



geologiczna — rzeźba podłoża, miąższość i stratygrafia utworów czwartorzędowych — omówiona zostanie w oparciu o wiercenia geologiczne, materiały kartograficzne i literaturę.

**a) Ogólna charakterystyka podłoża podczwartorzędowego.**  
Wśród istniejących publikacji najbardziej szczegółowy obraz rzeźby podłoża podczwartorzędowego obszaru mapy przedstawia „Przeglądowa mapa geologiczna Polski” arkusz Słupsk, opracowana przez E. Rühlego i H. Sobczak (42). Ukazuje ona istnienie wyraźnej formy dolinnej naśladującej swoim przebiegiem południkowy fragment kartowanego odcinka Pradoliny Redy—Łeby. Obecność obniżenia w dolnym odcinku pradoliny podają też nowsze opracowania (2, 10, 38).

W okresie powojennym, a zwłaszcza w ostatnich latach na interesującym nas terenie i w bezpośrednim jego sąsiedztwie wykonano ponad 30 wierceń geologicznych sięgających nieraz do znacznych głębokości, np. wiercenie „Geo 2 Łeba” — 915 m, „IG 1 Lębork” — 3310 m. Wykorzystując najnowsze wiercenia geologiczne oraz wcześniejsze z całej wschodniej części Równiny Słupskiej i Wybrzeża Słowińskiego (od Łupawy na zachodzie do Rynny Żarnowieckiej na wschodzie) opracowano mapę powierzchni podczwartorzędowej i mapę miąższości utworów czwartorzędowych, której fragmenty przedstawiają ryc. 2 i 3. Podłoże podczwartorzędowe obszaru mapy 1 : 50 000 arkusz Lębork (ryc. 2) tylko w bardzo ogólnych zarysach wykazuje podobieństwo z rzeźbą podplejstoczeńską przedstawianą na mapach wcześniejszych (42,44). W rzeźbie podłoża widać wyraźnie obniżenie, nazwane doliną Wicko—Łeba, biegnące od Lęborka przez Wicko na północo-zachód. Formę tę oddziela od następnej doliny — Podoble Wielkie — Wysokowo — półwysep utworów trzeciorzędowych, zalegający na rzędnej około 10 m n.p.m. Różnica wysokości stropu tego półwyspu w odniesieniu do doliny Wicko — Łeba wynosi ponad 73 m, natomiast w stosunku do doliny Podoble Wielkie — Wykosowo około 120 m.

Na obszarze dolnego odcinka Pradoliny Redy — Łeby nie stwierdzono zatem w podłożu podczwartorzędowym jednolitego obniżenia, tylko dwie oddzielne formy dolinne przedzielone

„półwyspem” ciągnącym się wzdłuż linii Podole Wielkie — Wolinia.

Deniwelacje rzeźby podczwartorzędowej obszaru kartowanego wynoszą ponad 70 m, przy czym spąg utworów czwartorzędowych najgłębiej zalega w północnej części, w okolicach Wicka (poniżej —65,7 m n.p.m.), a najwyżej w Wolinii (+8 m n.p.m.).

Powierzchnię podplejstoczeńską tworzą przeważnie utwory mioceńskie w postaci piasków kwarcowych, mułków i iłów.

**b) Miąższość i próba stratygrafii utworów czwartorzędowych.** Czwartorzęd na obszarze mapy 1 : 50 000 arkusz Lębork reprezentowany jest przez utwory plejstoczeńskie i holoceny. W obrębie utworów plejstoczeńskich występują gliny morenowe z gładami, piaski zwałowe, piaski i żwiry fluwioglacjalne oraz ily zastoiskowe. Wśród utworów holocenyjskich szczególnie licznie występują torfy, rzadziej natomiast piaski rzeczne i eoliczne.

Największą miąższość czwartorzędu na omawianym obszarze (ponad 130 m) stwierdzono w zachodniej części, w dolinie Podole Wlk. — Wykosowo (ryc. 3). Dużą grubość pokrywy czwartorzędowej zaobserwowano też w południowej części Wysoczyzny Lęborskiej, w Niebędzinie (103,3 m) i Pogorszewie (ponad 100 m). We wschodniej części Wysoczyzny Główniczkiej seria utworów czwartorzędowych wynosi poniżej 50 m, a w Wolinii, gdzie strop utworów podplejstoczeńskich zalega na +8 m n.p.m., zaledwie 17 m.

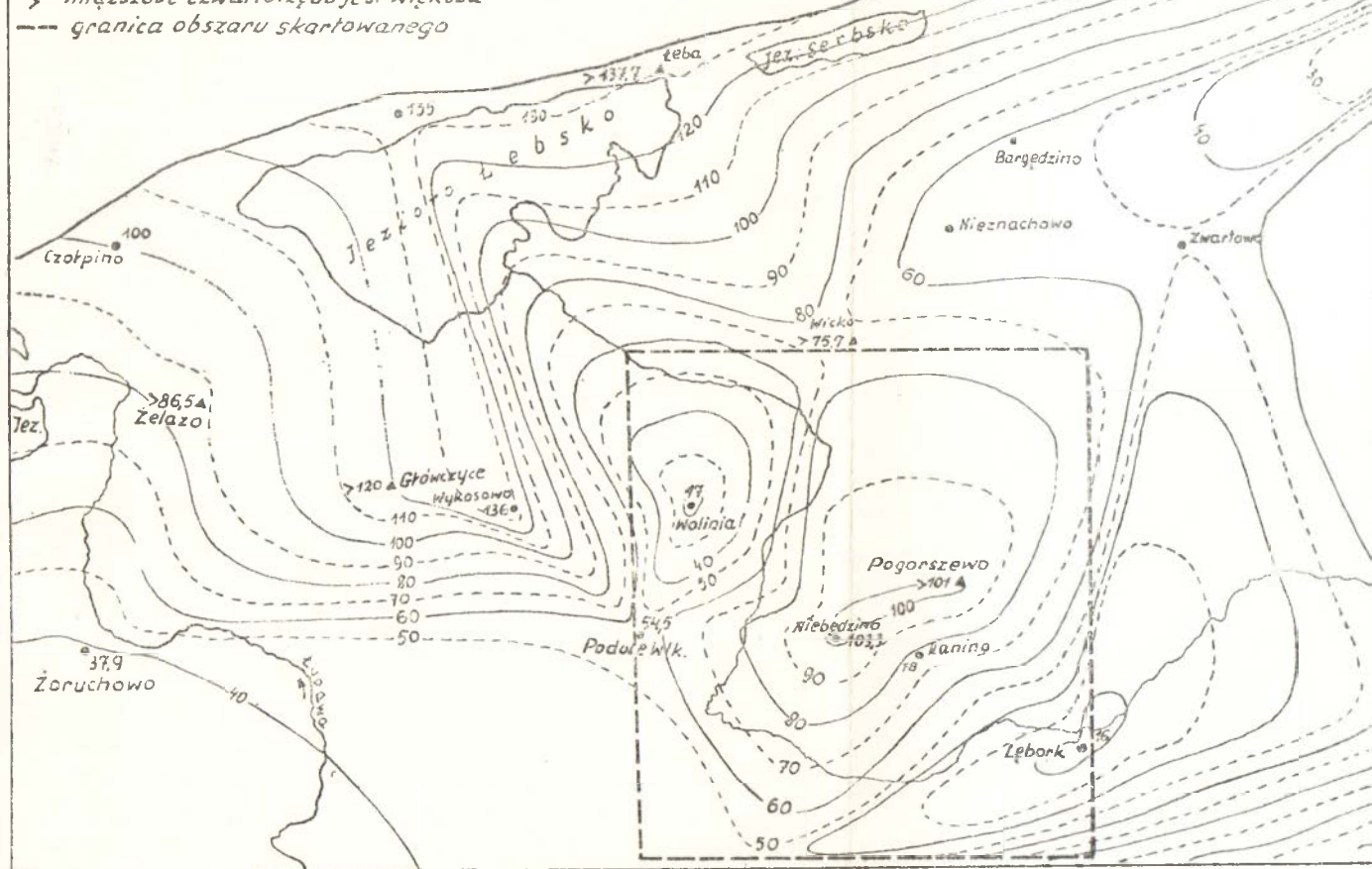
Materiały wiertnicze z obszaru mapy i z terenów bezpośrednio przyległych pozwalają niestety tylko na ogólne omówienie stratygrafii utworów plejstoczeńskich. W materiałach tych brak jest np. wzmianek o szczątkach organicznych, które nad dolną Wisłą, a więc w niedalekiej odległości od interesującego nas obszaru, są często spotykane (11 i inni). Z braku wydatowanych utworów interglacjalnych czy interstadialnych przedstawiony niżej krótki opis stratygraficzny posiada charakter tylko orientacyjny. Pozycje stratygraficzne poszczególnych serii utworów plejstoczeńskich ustalono przede wszystkim

MAPA MIAŻSZOŚCI UTWORÓW CZWARTORZĘDOWYCH  
WSCHODNIEJ CZĘŚCI RÓWNINY SŁUPSKIEJ  
I WYBRZEŻA SŁOWIŃSKIEGO

0 1 2 3 km

- otwory przebijające czwartorzęd
- ▲ otwory kończące się w czwartorzędzie
- <sub>745</sub> miąższość utworów czwartorzędowych
- > miąższość czwartorzędowa jest większa
- - - granica obszaru skartowanego

MORZE BAŁTYCKIE



Ryc. 3. Mapa miąższości utworów czwartorzędowych wschodniej części Równiny Słupskiej i Wybrzeża Słowińskiego



w stosunku do przyjętego w „Dokumentacji Hydrogeologicznej” (10) położenia utworów eemskich oraz częściowo dolnej gliny morenowej zlodowacenia środkowopolskiego.

Najstarszym utworem morenowym jest dolna glina morenowa zlodowacenia środkowopolskiego (I). Stwierdzono ją w wierceniu Geo 2 Łeba (m. Wykosowo, około 5 km na zachód od Wolinii). Zalega ona na utworach trzeciorzędowych, na rzędnej około 120 m n.p.m., a miąższość jej wynosi 102 m.

Na dolnej glinie morenowej a czasami bezpośrednio na utworach trzeciorzędowych leżą piaski i żwiry interglacjału eemskiego. Zaobserwowano je w otworach wiertniczych w Łędziechowie i Wicku (10). Leżące nad osadami serii eemskiej lub bezpośrednio na utworach miocénskich górne gliny morenowe i osady fluwioglacjalne reprezentują już zlodowacenie bałtyckie. Na obecnym etapie badań trudno jest niestety powiązać te gliny z odpowiednimi stadiami postępu lądolodu.

W Kaninie i Maszewku (ryc. 4) oraz w Wolinii dadzą się wyróżnić dwa (II i III) poziomy górnej gliny morenowej. Przedzielone są one piaskami z wkładkami żwirów, ilów lub mułków. W Maszewie, Pogorzelicach, Kaninie, Pogorszewie, Łędziechowie, Wrześcienku i Łebie seria międzymorenowa (II — III) tworzy wyraźny poziom o miąższości przeciętnej 15—20 m (ryc. 4). Gлина morenowa (III) przykryta jest przeważnie jeszcze młodszymi utworami fluwioglacjalnymi (III—IV), względnie morenowymi. Miejscami, np. w Kaninie (ryc. 4) leżące na niej piaski tworzą sandr zwany redkowickim.

W północno-wschodniej części spotykamy jeszcze jedną lub dwie (IV i V), przeważnie cienkie warstwy gliny morenowej, przedzielone utworami fluwioglacjalnymi. Południowy zasięg górnej gliny morenowej (V) pokrywa się wyraźnie z zasięgiem czoła lądolodu w fazie gardzieńskiej.

**c) Problem ilów lęborskich** jest jednym z ważniejszych problemów geologiczno-geomorfologicznych obszaru mapy.

K. Bülow (5) a za nim J. Piątkowski (33) genezę ilów lęborskich wiąże z wciśnięciem się łobu Łeby w istniejącą już dolinę Łeby i powstaniem zastoiska. Przyjmują więc, że ily te są

wciśnięte w pradolinę. B. Augustowski (2) stwierdza natomiast, że ily lęborskie są starsze wiekowo od pradoliny i przykryte są utworami fluwioglacjalnymi.

Wśród autorów brak jest też zgodności w określaniu miąższości iłów lęborskich. Podawana jest wartość 8—17 m (2, 5, 33).

Przeprowadzone ostatnio przez autora szczegółowe badania terenowe, a zwłaszcza wykonany profil geomorfologiczny przez terasę 40-metrową w Pradolinie Redy — Łęby i fragment wysoczyzny morenowej na północ od Nowej Wsi (ryc. 5) dostarczyły kilka nowych faktów odnośnie stosunku iłów do Pradoliny (49). Stwierdzono, że ily lęborskie przykryte są brukiem morenowym (ryc. 5a), a więc są one starsze od pradoliny, przez którą zostały nacięte i nie wiążą się genetycznie z łobem Łęby fazy gardzieńskiej stadiału pomorskiego.

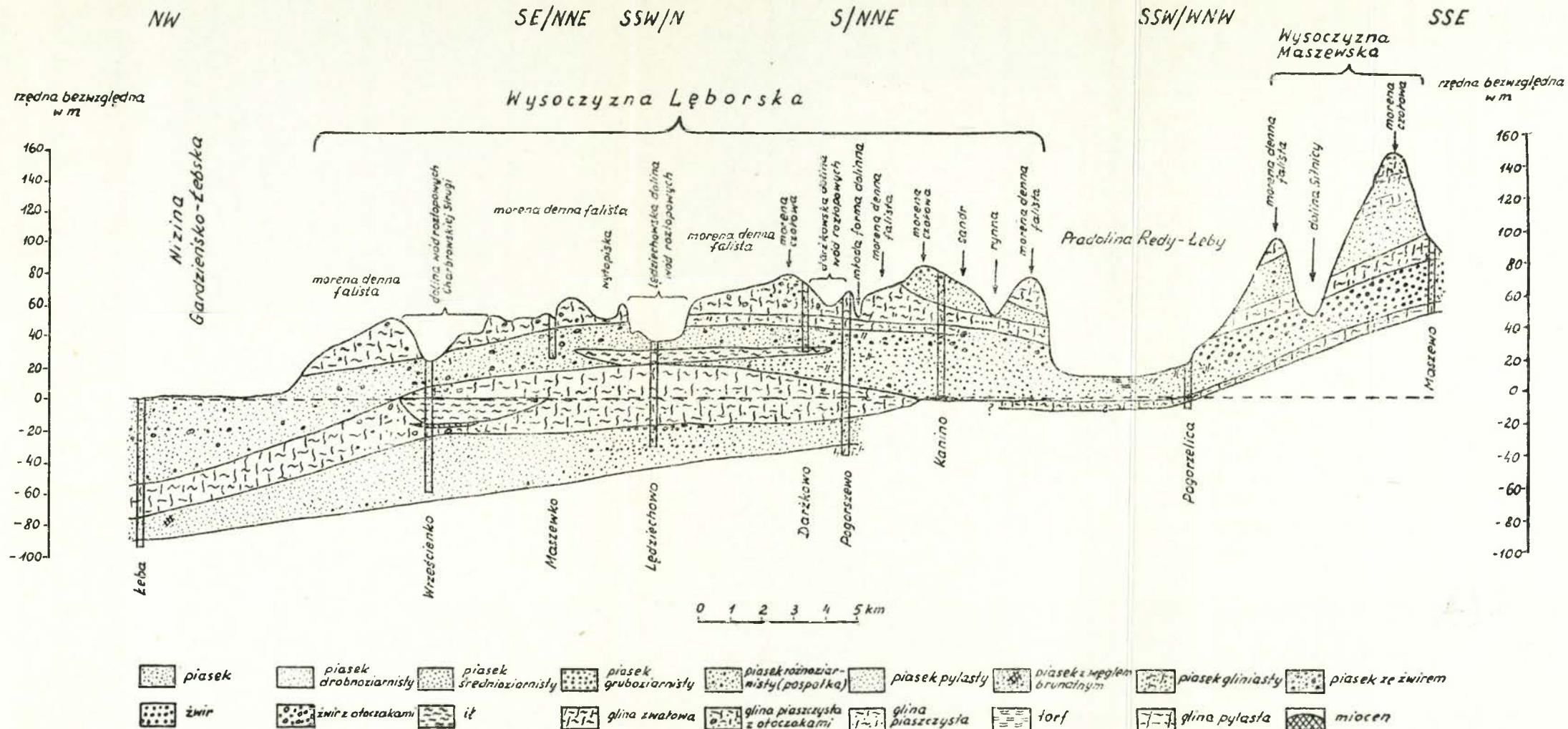
Na kartowanym obszarze ily lęborskie występują w okolicach Lęborka, Garczegórze, Nowowiejskich Wzgórz (113,6 m n.p.m.) i w dolnym odcinku doliny wód roztopowych Kisewskiej Strugi (Nowa Wieś). Warto tutaj zaznaczyć, że brak jest iłów w poziomie terasy 40-metrowej w pradolinie Redy — Łęby na zachód od Lęborka, co zaprzecza istnieniu wspomnianego wyżej zastoiska. Fakt, że Pradolina Redy — Łęby już od postoju stowięcińskiego stanowiła formę jednolitą (49, 50), odprowadzającą swoje wody na wschód od Zastoiska Gdańskiego dowodzi ponadto, że w fazie gardzieńskiej nie było żadnych warunków do powstania zastoiska w okolicach Lęborka.

#### IV. CHARAKTERYSTYKA I SYSTEMATYKA FORM

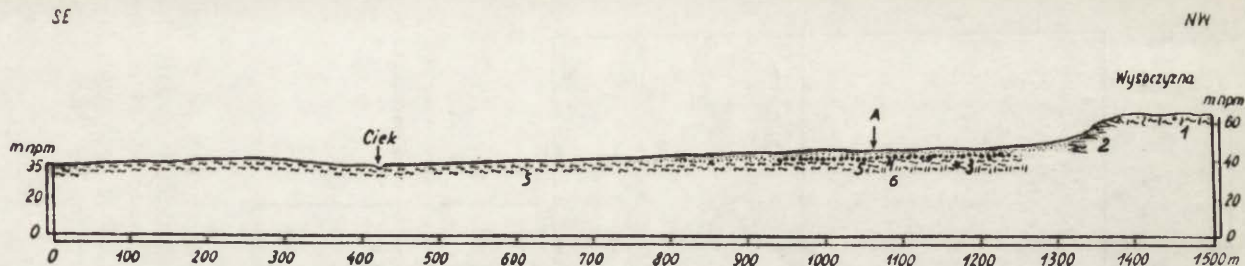
##### 1. MORENA DENNA PŁASKA

Morena denna płaska występuje niewielkimi płatami w obrębie kartowanych fragmentów Wysoczyzny Lęborskiej i Głównicy. Na Wysoczyźnie Lęborskiej znajduje się ona w północno-wschodniej części obszaru mapy, w okolicach Łebienia i Kopaniewa, oraz na południe od zespołu dolin jano-

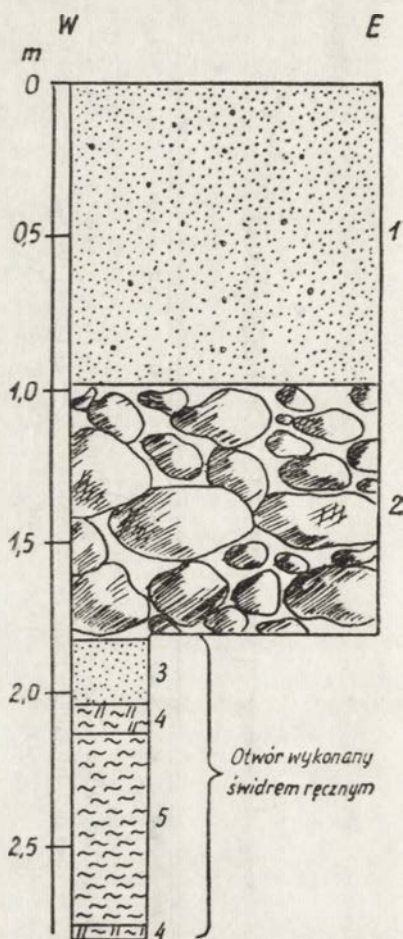
# PROFIL GEOLOGICZNO-GEOMORFOLOGICZNY



Ryc. 4. Profil geologiczno-geomorfologiczny.



Ryc. 5. Profil geomorfologiczny przez terasę 40-metrową w Pradolinie Redy—Leby na N od Nowej Wsi  
 1 — glina morenowa; 2 — utwory fluwioglacjalne podmorenowe; 3 — bruk morenowy; 4 — piaski drobno-  
 ziarniste; 5 — ły; 6 — mulki zailone; A — wkop (zob. ryc. 5a).



Ryc. 5a. Profil wkopu na N od Nowej Wsi  
 1 — piaski drobnoziarniste; bezstrukturalne; 2 — bruk morenowy z głazami do 35 cm średnicy;  
 3 — piaski drobnoziarniste przemyle; 4 — mułki zailone; 5 — ily.

wickich. W sąsiedztwie Łebienia morena denna zalega przeważnie na wysokości około 80—85 m n.p.m. Jej powierzchnia obniża się nieznacznie w kierunku zachodnim, ku dolinom wód roztopowych kopaniewskiej i Reknicy. Mniejsze wysokości bezwzględne (61,3—64,0 m n.p.m.) posiada niewielki fragment moreny dennej płaskiej na południe od Kopaniewa.

Morena denna płaska okolic Łebienia i Kopaniewa zbudowana jest z gliny morenowej zapiaszczonej. W odległości 2 km na południo-wschód od Łebienia znajduje się wytopisko, sięgające około 500 m długości i 5 m głębokości. Posiada ono nieregularny kształt i zatorfione dno w części południowo-zachodniej.

Morenę denną płaską na wschód od Janowiczek tworzą dwa niewielkie płaty wysoczyznowe, zalegające na około 55 m n.p.m. Ku północy „schodzą” one (a zwłaszcza zachodni płat moreny dennej) długim stokiem do poziomu erozyjnego i zespołu dolin janowickich. Od południa morena denna płaska również długim stokiem o przeciętnej wysokości 20 m, graniczy z moreną denną falistą, która z kolei podobnym stokiem przechodzi w moreny czołowe Niebędzińskiej Góry (114,6 m n.p.m.) i Nowowiejskich Wzgórz (113,8 m n.p.m.).

Na Wysoczyźnie Głównicy morena denna płaska występuje w okolicy Wolinii i Dargolezy. Nie ma ona tutaj jednolitego charakteru, porozcinana jest dolinami wód roztopowych i młodymi formami dolinnymi.

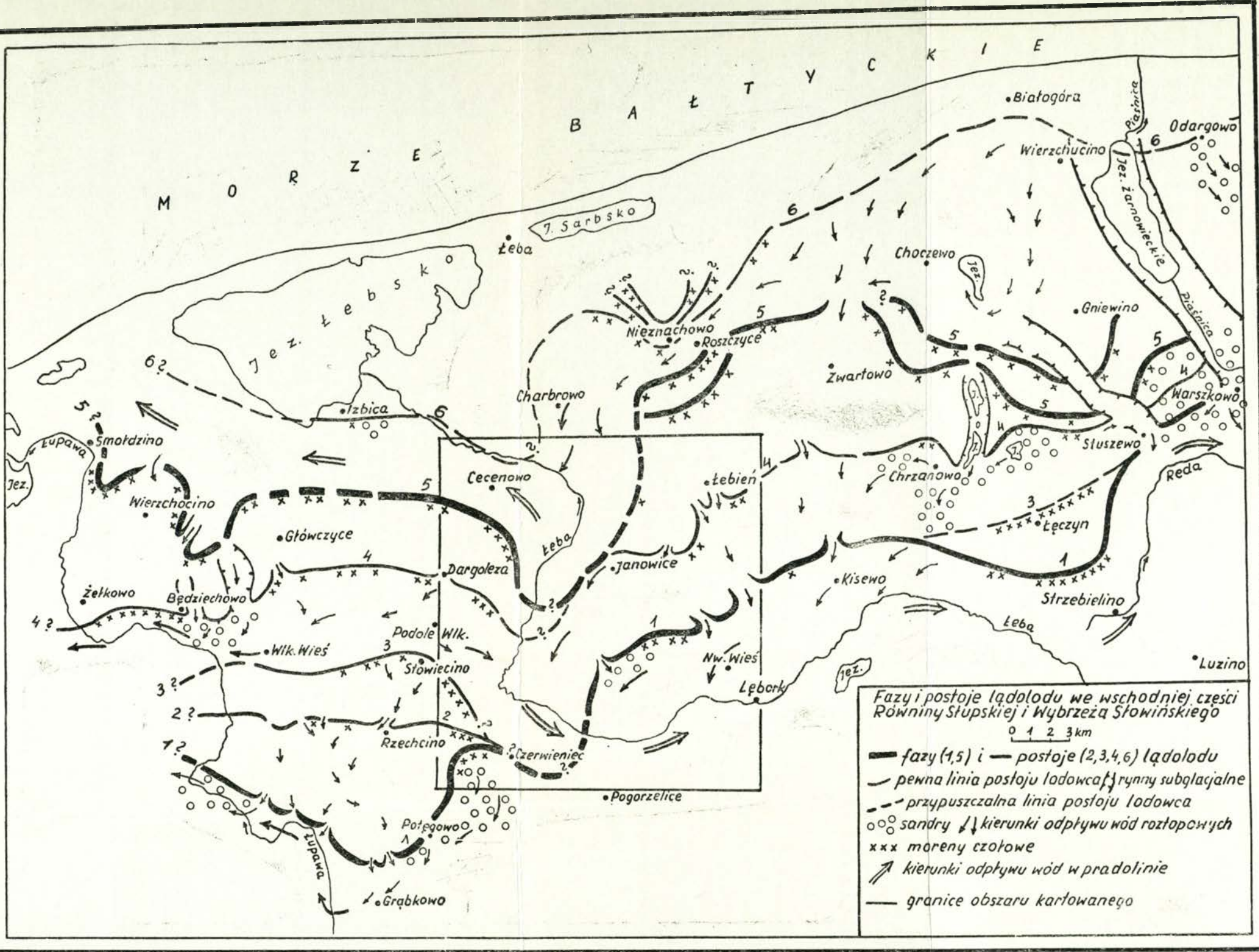
Morena denna płaska położona na północo-wschód od Dargolezy stanowi również wyraźny „stopień” geomorfologiczny. Ku północy bowiem „schodzi” ona długim (ponad 500 m) i wysokim (20 m) stokiem w powierzchnię erozyjną wód roztopowych, ku południowi zaś podobnym stokiem przechodzi w morenę denną falistą, wznoszącą się na poziomie ponad 70 m n.p.m.

Wysoczyzna moreny dennej płaskiej na północo-wschód od Wolinii w obecnej postaci reprezentuje formę ostańcową. Od południa, wschodu i zachodu graniczy bowiem z dolinami wód roztopowych, od północy natomiast z powierzchnią erozyjną.

Morena denna falista jest dominującym elementem geomorfologicznym kartowanego terenu. Nie stanowi ona jednak zwartej całości, lecz porożcinana jest licznymi dolinami wód roztopowych, rynnami subglacjalnymi, Pradolina Redy — Łeby i łączącymi się z nią dolinami pochodzenia erozyjnego i denudacyjnego na różne pod względem wielkości płaty wysoczyznowe. Wysokości bezwzględne wysoczyzny morenowej falistej są różne i wahają się od ponad 120 m n.p.m. w południowo-zachodniej części obszaru mapy (Wysoczyzna Maszewska) do 30 m n.p.m. w części północno-zachodniej (Wysoczyzna Główniczka), na południe od Poblócia.

W przeważającej większości morena ta zbudowana jest z brunatnej gliny morenowej, o miąższości nieprzekraczającej kilku metrów, np. na południe od Dargolezy, w okolicach Podola Wielkiego, Pogorszewa, Lędziechowa i Garczegórza. Glinę z głazami obserwuje się zazwyczaj na wyniosłościach, zaś w obniżeniach spotyka się zwykle piaski. Duży udział piasków w przypowierzchniowej budowie geologicznej moreny dennej falistej stwierdza się w okolicach Kępy Kaszubskiej i w strefie przykrawędziowej Pradoliny Redy — Łeby. W ostatnim przypadku wiąże się to niewątpliwie z intensywnie zachodzącymi tu procesami denudacyjnymi, w następstwie których powierzchnia wysoczyznowa obniżyła się miejscami o ponad 10 m, np. w północnej części Wysoczyzny Maszewskiej, w okolicach Czerwieńca, na wschód od Podola Wielkiego.

Ogólnie biorąc powierzchnia moreny dennej falistej jest słabo urozmaicona. Deniwelacje wynoszą 3—5 m, zaś nachylenia stoków nie przekraczają 5°. Pewne ożywienie rzeźby wprowadzają formy wtórne, zwłaszcza wytopiska. W większej ilości występują one jednak tylko w strefach kontaktu moreny dennej z sandrami lub w strefach marginalnych (50) np. w sąsiedztwie nieckowskich moren czołowych.



Ryc. 6. Fazy i postoje lodolodu we wschodniej części Równiny Słupskiej i Wybrzeża Słowińskiego.



### 3. PAGÓRKI MORENOWE

Pagórki morenowe na opracowywanym obszarze spotykamy na Wysoczyźnie Lęborskiej i Głównicyckiej. Reprezentują one zarówno formy akumulacyjne, jak też spiętrzone.

W południowo-zachodniej części spotykamy moreny czołowe nieckowskie. Tworzą one szereg pagórków i wzgórz zgrupowanych w trzech ciągach oddalonych od siebie od 150 do 400 m (50). Pagórki morenowe tworzą ciągi zewnętrzne: południowy i północny; ciąg środkowy stanowią wzgórza morenowe. Moreny nieckowskie reprezentują typ moren akumulacyjnych. Z wykonanych wkopów wynika, że ciąg południowy zbudowany jest przeważnie z piasków i żwirów często warstwowanych, rzadziej z gliny. Ta ostatnia spotykana jest na stokach proksymalnych. Południowy ciąg moren przecinają liczne dolinki, którymi wypływały wody roztopowe na przedpole moren nieckowskich. Ciąg ten określa zasięg fazy strzebielińskiej na tym terenie (50), (ryc. 6, faza 1).

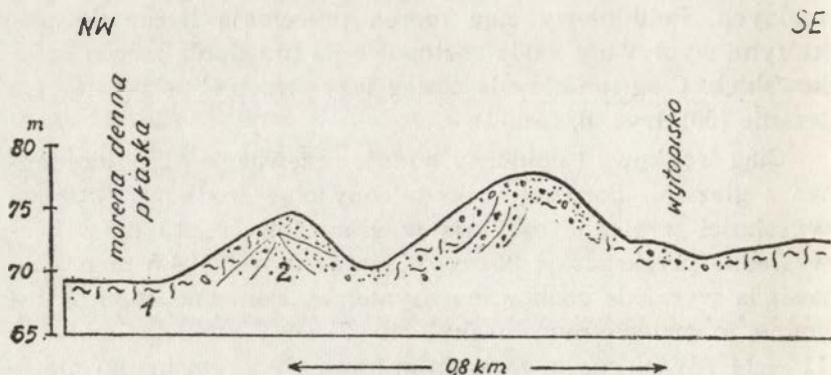
Ciąg środkowy i północny buduje przeważnie glina morenowa z glazami. Bardziej wykształcony ciąg środkowy, którego wysokości względne oscylują w granicach 10—15 m, a bezwzględne przekraczają 90 m, osiągając nawet 104,5 m n.p.m., posiada wyraźnie zachowaną asymetrię. Północne stoki są łagodne, o przeciętnym nachyleniu  $7^{\circ}$ — $9^{\circ}$ , stoki południowe  $11^{\circ}$ — $14^{\circ}$ . W kierunku zachodnim (poza obszarem mapy) moreny czołowe środkowego ciągu znajdują przedłużenie w pagórkach rzechińskich, wyznaczających rzechiński postój lodowca (ryc. 6, postój 2).

Najmniej wyraźny, północny ciąg czołowomorenowy zaznacza się w terenie niewielkimi pagórkami wznoszącymi się przeciętnie 6—8 m ponad przylegającą morenę denną (75—80 m n.p.m.). W kierunku północno-zachodnim (już poza badanym terenem) znajdują one przedłużenie w morenach stowięcińskich, dokumentujących postój lodowca o tej samej nazwie (ryc. 6, postój 3.)

Na Wysoczyźnie Lęborskiej, na wschód od Janowic wystę-

pują darżkowskie moreny czołowe, określające tutaj zasięg postoju będziechoiwsko-chrzanowskiego (50), (ryc. 6, postój 4). Składają się one z pojedynczych pagórków i wzgórz morenowych. W przebiegu osi morfologicznych omawianych form trudno dopatrzeć się jednolitego kierunku. Tak samo trudno jest określić typ moren, gdyż zbudowane są głównie z gliny morenowej. Sądząc jednak z poziomo ułożonych smug piaszczystych i soczewek, jakie stwierdzono w odkrywce w Darżkowie i na południo-wschód od tej miejscowości, można zaliczyć je do moren akumulacyjnych.

Położone kilka kilometrów na północo-wschód od moren darżkowskich pagórki łebieńskie reprezentują natomiast typ moren spiętrzonych (50), (ryc. 7).



Ryc. 7. Przekrój poprzeczny przez spiętrzone pagórki morenowe na SE od Łebienia.

#### 4. WZGÓRZA MORENOWE

Spośród wzgórz czołowomorenowych należy wymienić przede wszystkim Nowowiejskie Wzgórze (113,8 m n.p.m.), Niebędziańską Górę (114,6 m n.p.m.), moreny Wolinii oraz moreny wschodniodargoleskie.

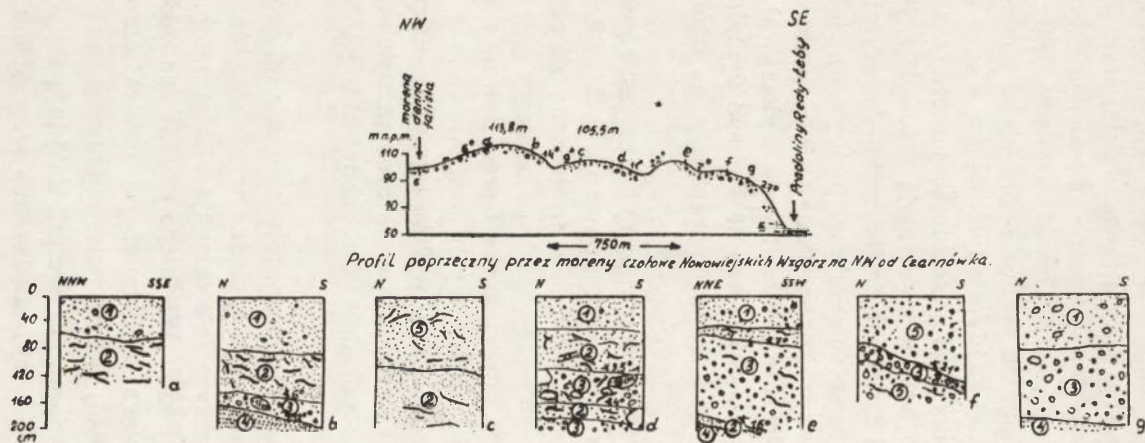
Nowowiejskie Wzgórze (113,8 m n.p.m.) znajdują się na północo-wschód od wylotu doliny wód roztopowych Kisewskiej

Strugi do Pradoliny Redy — Łeby. Podobnie, jak moreny czołowe strzebielińskie, nieckowskie i Niebędzyńska Góra (114,6 m n.p.m.) znaczą one zasięg fazy strzebielińskiej (ryc. 6, faza 1). W literaturze już od dawna określane są one jako formy czołowomorenowe (2, 4, 5, 21, 22, 49, 50, 52). Nowowiejskie Wzgórza tworzą kilka równoległych wałów o przebiegu równoleżnikowym (50). Wykonane w każdym z tych wałów wkopy do głębokości 1,4—2 m wzdłuż linii przecinającej moreny z północ-zachodu na południo-wschód, pozwalają stwierdzić, że budują je przeważnie piaski i drobne żwiry z pojedynczymi głazami o średnicy do kilkudziesięciu centymetrów (ryc. 8). Należy podkreślić, że we wkopach wykonanych na stokach proksymalnych materiał, chociaż wyraźnie przemyty nie wykazywał żadnych śladów warstwowania. Tymczasem na stokach dystalnych materiał był posortowany a warstwy zapadały na ogół zgodnie ze stokiem.

Niebędzyńska Góra (114,6 m n.p.m.) znana jest również w literaturze jako forma czołowomorenowa (4, 5, 21, 49, 50). Wykazuje ona wyraźną asymetrię. Kąt nachylenia zbocza północnego osiąga wartość  $16^{\circ}$ — $24^{\circ}$ . Stok południowy jest znacznie łagodniejszy ( $6^{\circ}$ — $10^{\circ}$ ). Niebędzyńską Górę dzieli na dwie części niewielka dolina wód roztopowych, zorientowana z północ-wschodu na południo-zachód. U wylotu tej doliny, na przedpołu moreny niebędzyńskiej znajduje się stożek przejściowy, przechodzący w kierunku południowo-zachodnim w sandr redkowicki (ryc. 9).

Moreny czołowe wschodniodargoleskie mają na ogół połogie powierzchnie. Wysokości bezwzględne w ich obrębie dochodzą do 80 m n.p.m., a maksymalnie osiągają 87,2 m n.p.m. i 93,0 m n.p.m. na północ od Podola Wielkiego (50). W ich budowie dominuje glina morenowa. Podobnie, jak pagórki darżkowskie dokumentują one postój będziechowsko-chrzanowski.

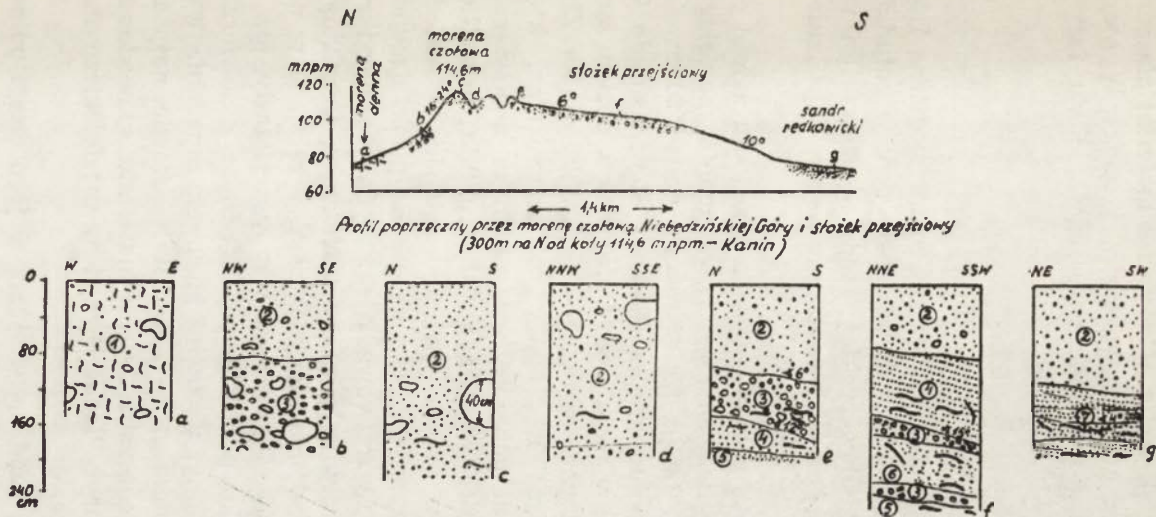
Wzgórza czołowomorenowe Wolinii znajdują się w sąsiedztwie Pradoliny Redy—Łeby, między miejscowościami Wolinia i Cecenowo (7, 35, 40, 50, 52). Ich maksymalna wysokość do-



Profil poprzeczny przez moreny czołowe Nowowiejskich Wzgórz na NW od Czarnówka.

Ryc. 8. Profil poprzeczny przez moreny czołowe Nowowiejskich Wzgórz na NW od Czarnówka.

1 — piaski drobnoziarniste z pojedynczymi głazami do kilkunastu cm  $\phi$ ; 2 — piaski drobnoziarniste miejscami warstwowane z naciekami Fe (—); 3 — żwirry z głazami i piaskami, miejscami warstwowane; 4 — piaski gruboziarniste, warstwowane; 5 — piaski różnoziarniste z pojedynczymi głazikami; 6 — glina.



Profil poprzeczny przez morenę czołową Niebędzyńskiej Góry i stożek przejściowy  
(300m na N od koły 114,6 m.n.p.m. - Karlin)

Ryc. 9. Profil poprzeczny przez morenę czołową Niebędzyńskiej Góry i stożek przejściowy.

1 — glina morenowa; 2 — piaski różnoziarniste z pojedynczymi głazami, zorsztynizowane; 3 — żwiry z głazami, miejscami warstwowane; 4 — piaski gruboziarniste, warstwowane; 5 — piaski średnioziarniste warstwowane; 6 — piaski drobnoziarniste przewarstwione drobnymi żwirami; 7 — piaski różnoziarniste krzyżowo warstwowane; nacieki Fe.

chodzi do 95,3 m n.p.m. W formach usytuowanych bardziej na południu przeważa glina, na północy zaś materiał piaszczysty. Moreny Wolinii w północno-wschodniej części Wysoczyzny Głównicy Głównicy Głównicy znaczą maksymalny zasięg lądolodu fazy gardzińskiej (50), (ryc. 6, faza 5).

## 5. SANDRY

Sandry na terenie objętym Mapą Geomorfologiczną 1:50 000 arkusz Lębork występują w dwóch obszarach: w południowej części Wysoczyzny Głównicy Głównicy Głównicy (sandr nieckowski) i w południowo-zachodniej części Wysoczyzny Lęborskiej (sandr redkowiński).

Sandr nieckowski położony jest na przedpolu moren czołowych o tej samej nazwie. Jego powierzchnia morfologiczna w północnej części zalega na wysokości ponad 80 m n.p.m., w południowej i południowo-zachodniej obniża się do 75 m n.p.m., przechodząc w okolicy wsi Chlewnica w poziom sandrowy doliny wód roztopowych Potęgowo—Grąbkowo (50). Zbudowany jest przeważnie z piasków różnoziarnistych, których warstw w kierunku południowym, zgodnym z powierzchnią morfologiczną sandru. Na uwagę zasługuje fakt, że w Nieckowie, na północnym skraju wsi, mimo bliskiego sąsiedztwa z morenami czołowymi (0,5 km) napotkano piaski drobnoziarniste na ogół płasko warstwowe. Niektóre fragmenty odkrywki wykazują upad warstw w kierunku wschodnim, niezgodnym ze współczesną powierzchnią morfologiczną. Wykonane w niedalekiej odległości (50—70 m) dwa wkopy wykazały już upad warstw w kierunku południowym, zgodnym z powierzchnią sandru. Ten odmienny, wschodni kierunek zapadania warstw w niektórych fragmentach odkrywki w Nieckowie, najprawdopodobniej wiąże się z zaburzeniem materiału spowodowanym wytapianiem się bryły lodu. Dowodem morfologicznym jest obecność wytopiska.

Na powierzchni sandru, zwłaszcza w jego części północnej znajduje się sporo wytopisk. One to, łącznie z licznymi dolin-

kami pochodzenia erozyjnego i denudacyjnego powodują wyraźne ożywienie rzeźby sandru nieckowskiego.

Sandr redkowicki znajduje się na przedpolu moreny czołowej Niebędzińskiej Góry (114,6 m n.p.m.). W części zachodniej przecinają go rynny redkowickie, wschodnia i zachodnia, zorientowane ogólnie biorąc z północo-zachodu na południow-wschód. Powierzchnia morfologiczna sandru obniża się od 80 m w Kaninie (stożek przejściowy) do 60 m n.p.m. wzdłuż drogi Nowa Wieś — Redkowice, oraz do 54—52 m n.p.m. w części południowo-zachodniej, w sąsiedztwie Pradoliny Redy — Łeby (50).

## 6. FORMY KEMOWE

Formy kemowe na opracowanym obszarze reprezentowane są przez wały i wzgórza. Stwierdzamy je w dolinie wód roztopowych Reknicy, między miejscowościami Łebień i Garczegórze. Powierzchnie morfologiczne tych form zalegają przeciętnie na wysokości 60 m n.p.m. Deniwelacje ich w odniesieniu do współczesnego dna doliny i wytopisk wynoszą średnio 10 m. Kształt kemów jest wydłużony, podobnie jak i znajdujących się w ich sąsiedztwie wytopisk i ostańców erozyjnych. Osie morfologiczne wałów i wzgórz kemowych wyraźnie naśladują bieg doliny. Omawiane formy zbudowane są na ogół z horyzontalnie i krzyżowo warstwowanych piasków drobno- i średnioziarnistych. W poszczególnych odkrywkach i wkopach obserwuje się jednak dużą zmienność materiału zarówno w profilu pionowym jak i poziomym. We wzgórzu 60,1 m n.p.m., w szurfię wykonanym do głębokości 2,5 m na SSE od Łebienia stwierdzono piaski drobno- i średnioziarniste. W tym samym wzgórzu, w części południowo-zachodniej obok wymienionych wyżej piasków zaobserwowano też przewarstwienia drobnych żwirów.

Wały i wzgórza kemowe, podobnie jak odpowiadające im pod względem hipsometrycznym ostańce i poziomy erozyjne powstały w czasie postoju będziechowsko-chrzanowskiego (50).

Pradolina Redy—Łeby jest najbardziej okazałą formą na obszarze mapy 1 : 50 000 arkusz Lębork. Kartowaniem objęty był tylko dolny odcinek tej formy, od Lęborka do Cecenowa. W przebiegu pradoliny na tym odcinku obserwuje się wyraźne dwa kierunki. Od Lęborka do Pogorzelic i Czerwieńca biegnie ona z północo-wschodu na południo-zachód. W sąsiedztwie Pogorzelic i Cecenowa skręca pod kątem ostrym na północ, gdzie mniej więcej wzdłuż linii Cecenowo-Wicko graniczy z Niziną Gardzieńsko-Łebską. Na odcinku Czerwieńec — Cecenowo pradolina założona jest prawdopodobnie w starszej rynnice subglacialnej.

Na temat Pradoliny Redy — Łeby istnieje dość bogata literatura (1, 2, 4, 5, 6, 8, 21, 22, 27, 29, 32, 45, 50, 53). Dyskutowana jest w niej przede wszystkim geneza pradoliny, ilość teras i kierunki odpływu wód. Omówienie tej literatury przeprowadziłem w rozdziale drugim. W tym miejscu ograniczę się natomiast do przedstawienia własnych poglądów na temat kierunków odpływu wód w Pradolinie Redy — Łeby.

W świetle najnowszych badań możemy stwierdzić, że wody płynęły Pradolina Redy — Łeby, aż do wytworzenia się terasy 50-metrowej na wschód od Zastoiska Gdańskiego. Dopiero po wycofaniu się lądolodu z linii maksymalnego zasięgu fazy gardzieńskiej i uwolnieniu się od lodu południowych partii Niziny Gardzieńsko-Łebskiej, znajdujące się wyżej wody Zastoiska Gdańskiego przelały się pradolina na zachód do bałtyckiego jeziora lodowego (50). Dowodem na dwa diametralnie różne kierunki odpływu wód są zachowane fragmenty terasy 50 i 40-metrowej w pradolinie i w łączących się z nią od południa i północy dolinach, oraz sandry i powierzchnie erozyjne. Tabela IV podaje wykaz wyraźniejszych szczytów terasy 50 i 40-metrowej w Pradolinie Redy — Łeby i w wylotowych odcinkach dolin bocznych. Wykreślony profil nachylenia terasy 50 i 40-metrowej (ryc. 10) wykazuje, że wysokość względna terasy 50-metrowej w odniesieniu do terasy 40-metrowej wzrasta w kierunku

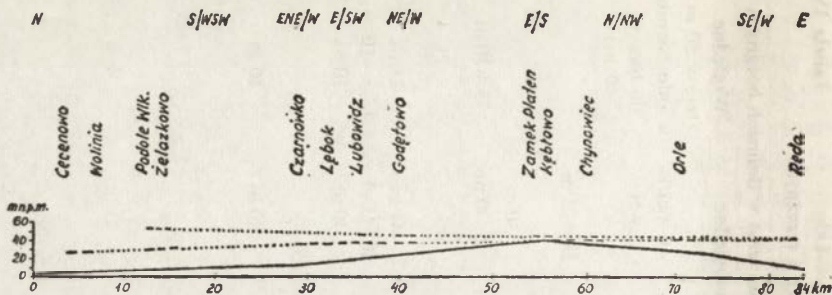


Zestawienie wysokości fragmentów terasy 50 m i 40-metrowej w Pradolinie Redy—Łęby  
i w znajdujących się w ich sąsiedztwie odcinkach wylotowych dolin wód roztopowych i rzecznych

Tabela IV

Miejscowość	Wysokości terasy w pradolinie			Dolina rzeczna, sandrowa (po- wierzchnia erozyjna)	Wysokości teras w dolinach bocznych		
	bezwzględne		Względne (terasy 50 m w odniesieniu do terasy 40 m)		bezwzględne		Względne (terasy 50 m w odniesieniu do terasy 40 m)
	50-me- trowej	40-metro- wej			50-me- trowej	40-metro- wej	
Wolinie—Cecerowo	—	30—25 m		Charbrowskiej Strugi po- wierzchnia erozyjna Bia- łogarda—Skarszewo	—	28—25 m	
Niebędzino—Że- lazkowo	53,2 m	32 m	21,2 m	zespół dolin janowickich	55—50 m	30 m p. 30 m	25—30 m
Podole Wlk.	52 m	30 m	22 m	Dargoleza—Podole Wlk. Sitnicy	52 m n. 52 m	41 m	11 m
Czarnówko	p. 50 m	40—37,4 m	12,5—10 m	Kisewskiej Strugi Reknicy	n. 50 m	40—37,5	12,5—10 m
Łębork	50—46 m	p. 37,5 m	12,5—8,5 m	Świniuchy	50 m	40 m	10 m
Lubowidz	45,9 m	n. 40	5,9 m	rzeki bez nazwy, uchodzą- cej do Jez. Lubowidzkie- go od strony SW	n. 50 m	40 m	10 m
Godętowo	46,6 m	39 m	7,6 m				
Zamek Platon	p. 45 m						
Kłębowska Tama	46,6 m	p. 40 m	6,6 m				
PGR Chynowiec	p. 45 m	40,9 m	4,1 m				
Orle	46—45 m	42—41 m	5—3 m	Bolszewki i Gości ciny	45 m	41 m	4 m
Reda	42, 6 m	42,6 m	0				

Skróty: n. — niżej, p. — powyżej



Ryc. 10. Profil podłużny nachylenia terasy 50 i 40-metrowej w Pradolinie Redy—Łęby.

— dno pradoliny; - - - terasa 40-metrowa; .... terasa 50-metrowa.

zachodnim, w Łęborku wynosi ona 12,5—8,5 m, natomiast w okolicach Niebędzina (Wysoczyzna Łęborska) i Podola Wielkiego (Wysoczyzna Głównicycka) odpowiednio 21,2 i 22 m. Obydwie terasy, 50 i 40-metrowa, są terasami erozyjnymi, wyciętymi w glinie morenowej, utworach fluwioglacjalnych, a w okolicach Łęborka — w ilach (49, 50).

Oprócz teras wysokich (50 i 40-metrowej), na obszarze mapy 1 : 50 000 arkusz Łębork stwierdza się też istnienie terasy nadzalewowej i zalewowej. Terasa nadzalewowa jest również terasą erozyjną, wyciętą w utworach fluwioglacjalnych i glinie morenowej. Zalega ona na wysokości około 23 m n.p.m. w okolicach Nowej Wsi i 15—10 m n.p.m. w sąsiedztwie Cecenowa. Ciekawsze fragmenty tej terasy występują w okolicach: Nowej Wsi, Czarnówka, Chocielewka, Pogorzelic, Białogardy i Cecenowa.

Terasa zalewowa stanowi rozbudowaną, płaską powierzchnię zalegającą na wysokości 17,0 m n.p.m. na zachód od Łęborka i 4,6 m n.p.m. na ESE od Cecenowa. Tę monotonną równinę urozmaicają pojedyncze wały wydymowe i drobne wydmy (okolice Leśnic, Żelazkowa, Janowiczek i PGR Poraj) oraz liczne rowy melioracyjne.

W budowie terasy zalewowej stwierdza się aluwia rzeczne, gytie jeziorne i torf (2, 35, 36, 50). Utwory te świadczą o aku-

mulacyjnym charakterze terasy. Zdaniem W. Ołtuszewskiego (30) wiek utworów jeziornych zalegających pod torfem na dnie doliny dolnej Łeby określany jest na borealny i atlantycki. Według badań B. Rosy (35, 36) początek narastania torfów w Pradolinie Redy—Łeby przypada na pierwszą połowę okresu borealnego polodowcowej historii lasu.

#### 8. RYNNY

Rynny subglacjalne na omawianym obszarze występują dość często. Wspólnie z dolinami wód roztopowych i rzecznych dzielą one wysoczyznę morenową na liczne, mniejsze lub większe płyty wysoczyznowe, nazywane również kępami. Niektóre z nich są wykorzystane przez rzeki i w różnym stopniu przez nie przekształcone, np. rynna pogorszewska, gorzyńska. W większości jednak rynny subglacjalne uległy już wcześniej silnemu przemodelowaniu. Wykorzystały je bowiem płynące, ogólnie biorąc, na południe wody roztopowe. W dzisiejszej postaci w większym stopniu mają one cechy dolin wód roztopowych niż rynien subglacjalnych, np. dolina wód roztopowych Reknicy, będziechowska i kopaniewska.

W południowo-zachodniej części Wysoczyzny Łęborskiej znajdują się dwie rynny redkowickie: wschodnia i zachodnia. Pierwsza, zorientowana generalnie z północo-wschodu na południo-zachód, liczy około 5 km długości i średnio 370 m szerokości. Jej dno posiada bardzo niewyrównany profil podłużny. Obok licznych wyniosłości znajduje się tutaj 9 niewielkich jezior. Dno rynny u wylotu położone jest na wysokości ponad 50 m n.p.m., co odpowiada wysokości sandru redkowickiego w tej części wysoczyzny.

W odległości 370 m na zachód od omawianej rynny, położona jest rynna redkowicka wschodnia. Długość jej wynosi około 1,5 km, szerokość 150—270 m. Od rynny redkowickiej wschodniej różni się nie tylko wymiarami lecz także bardziej wyrównanym dnem.

Na północ od Nowowiejskich Wzgórz (113,8 m n.p.m.) i Niebędzyńskiej Góry (114,6 m n.p.m.) występuje rynna pogorszew-

ska. W środkowej części zorientowana jest ona z WNW na SEE, natomiast w północnej i południowej posiada kierunek południkowy. W północnej części łączy się z dolnym odcinkiem południowej doliny janowickiej, założonej zapewne w tym miejscu w starszej rynn timer subglacialnej. Rynna pogorzewska posiada ponad 4,5 km długości i 200—750 m szerokości. Krawędź jej w części północnej zalega na wysokości 65 m n.p.m., na południu zaś wznosi się do 100 m n.p.m. Ponad współczesnym dnem rynny położonym na wysokości około 30 m n.p.m. na północo-wschód od zabudowań Czarnówka znajduje się fragment starszego dna (40,1 m n.p.m.), który koreluje z wysokością terasy 40-metrowej w Pradolinie Redy—Łęby.

Z rynn timer pogorzewską w okolicach stacji kolejowej Garczegórze łączy się rynna janisławiecka. Jej długość wynosi 3 km, szerokość przeciętna 160 m. Posiada dno niewyrównane, miejscami zatorfione, położone 10—15 m niżej od przyległej wysoczyzny.

Na północo-wschód od Białogardy znajduje się rynna wrześciska, przy czym mapa obejmuje tylko południowy jej fragment. Rynna wrześciska w początkowym okresie fazy gardzieńskiej odprowadzała wody roztopowe do doliny łędziechowskiej.

Na Wysoczyźnie Główczyckiej, na południo-wschód od Podola Wielkiego znajduje się północny fragment rynny gorzyńskiej. W sąsiedztwie Podola Wlk. rynna ta łączy się z dolin timer roztopowych Dargoleza — Podole Wielkie. W miejscu kontaktu obydwu form obserwuje się wyraźnie wykształcon timer terasę na wysokości około 50 m n.p.m. Podobnie, jak rynna pogorzewska uległa ona daleko idącym przekształceniom przez płyn timer ni timer dawniej i obecnie ciek.

### 9. DOLINY WÓD ROZTOPOWYCH

Doliny wód roztopowych na kartowanym obszarze stanowią ważny element geomorfologiczny. Występują one na Wysoczyźnie Lęborskiej i Główczyckiej. Wśród nich możemy wy-

różnić doliny proglacjalne, zorientowane ogólnie biorąc południkowo, oraz doliny marginalne o przebiegu równoleżnikowym. Pierwsze — to przeważnie dawne rynny subglacjalne w większym lub mniejszym stopniu przekształcone przez wody roztopowe (np. dolina wód roztopowych Reknicy, kopaniewska i lędziechowska), drugie — to formy uwarunkowane przebiegiem czoła lądolodu i nachyleniem ku północy uwolnionej od lodu powierzchni morfologicznej (np. równoleżnikowy odcinek doliny Dargoleza — Podole Wlk.).

W środkowej części kartowanego fragmentu Wysoczyzny Głównicy znajduje się wschodni, równoleżnikowy odcinek doliny wód roztopowych Dargoleza — Podole Wlk. Zdaniem B. Augustowskiego (2) równoleżnikowym odcinkiem tej doliny a następnie doliną Dargoleza — Wielka Wieś (B. Augustowski dla tych form używa ogólnego określenia „obniżenie”) w poziomie 50-metrowym płynęły wody z Pradoliny Redy — Łeby na zachód do Łupawy. K. Bülow (7) twierdzi natomiast, że doliny Dargoleza — Podole Wielkie i Dargoleza — Wielka Wieś — to dwie samodzielne formy, które powstały w wyniku odpływu wód roztopowych w tym samym czasie, lecz w odmiennych kierunkach: na wschód i na zachód (50). Przeprowadzone przez autora badania terenowe potwierdzają w zupełności pogląd K. Bülowa (7).

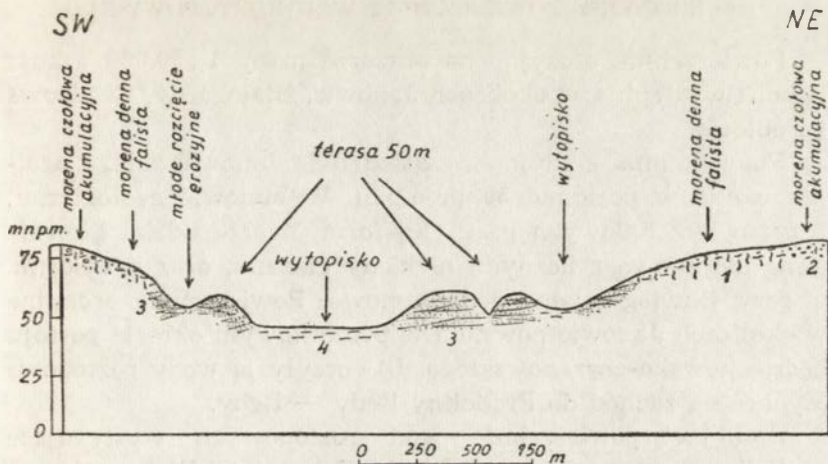
Ponad współczesnym dnem objętego mapą odcinka doliny Dargoleza — Podole Wlk. znajdują się dobrze zachowane fragmenty starszego poziomu terasowego. Na zachód od Podola Wlk. leżą one na wysokości ponad 55 m n.p.m., a u wylotu doliny do Pradoliny Redy — Łeby w poziomie 52 m n.p.m. Wspomniany poziom terasowy szczególnie dobrze rozwinięty jest na północo-wschód od Stowięcina.

Na Wysoczyźnie Lęborskiej, w okolicach miejscowości: Janowice, Rozgorze, Darżkowo i Pogorszewko znajdują się doliny janowickie. Północna dolina janowicka, w swej części wschodniej założona jest w starszej rynn timer subglacjalnej, środkowa natomiast — podobnie jak też i wspólny odcinek dolin janowickich — reprezentuje wyraźnie dolinę marginalną.

W bezpośrednim sąsiedztwie zespołu dolin janowickich obserwuje się poziom erozyjny zalegający na wysokości 55—50 m n.p.m. Doliny janowickie, jak również położona na zachód od nich dolina Dargoleza — Podole Wlk. powstały w czasie bądźziechowsko-chrzanowskiego postępu lodolodu (50).

Na wschód od dolin janowickich ciągnie się dolina wód roztopowych Reknicy, przebiegająca z północo-zachodu na południo-wschód. Długość jej wynosi 10 km. Od północy łączy się z doliną kopaniewską i lędziochowską, od południa zaś z doliną wód roztopowych Kisewskiej Strugi (50). Dolina wód roztopowych Reknicy jest założona w starszej rynnicy subglacjalnej. Południowy jej fragment o długości 7 km (Łebień — Kębłowo) i szerokości 1,5—2 km obfituje w liczne wytopiska i ostańce erozyjne. Na południe od Łebienia spotykamy formy kemowe.

Powierzchnie erozyjne występują zarówno jako pagóry o charakterze stoliw, jak również na zboczach — w postaci poziomu terasowego. Zalegają one w poziomie 60—55 m n.p.m. i korelują z wysokością terasy 50-metrowej w Pradolinie Redy — Łeby na północ od Lęborka. Ostańce erozyjne zbudowane są najczęściej z silnie zailonej gliny morenowej, pod którą występują utwory fluwioglacjalne. Na podkreślenie zasługuje szczególnie dobrze rozwinięty poziom terasowy w zachodniej części doliny w pobliżu Garczegórzka (ryc. 11). Jego długość, z nieznaczną przerwą, wynosi ponad 3 km, a szerokość dochodzi do 270 m. W budowie geologicznej tego poziomu stwierdzono zarówno utwory fluwioglacjalne, jak i glinę morenową. Ta ostatnia przeważa w części północnej, natomiast na południu częściej obserwuje się piaski i żwiry. Trudno jest obecnie powiedzieć, czy napotkane w przypowierzchniowej partii poziomu terasowego piaski i żwiry są utworami osadzonymi przez wody roztopowe tworzące dolinę, czy też są to podmorenowe utwory fluwioglacjalne, odsłonięte w procesie rozmywania wysoczyzny morenowej. Przeprowadzone bowiem badania strukturalne w odkrywcę (jej spąg znajduje się niżej poziomu omawianej terasy w dolinie) usytuowanej w stoku wysoczyzny mo-



Ryc. 11. Profil geomorfologiczny przez dolinę wód roztopowych Rekniczy na N od Garczegórzka (kota 80,1 m n.p.m. — kota 81,9 m n.p.m.).  
 1 — glina morenowa; 2 — materiał zwałowy; 3 — utwory fluwio-glacialne; 4 — torfy.

renowej — 150 m na zachód od doliny Rekniczy, wykazują podobny, jak w przypadku poziomego terasowego upad warstw  $3^{\circ}$ — $5^{\circ}$  na SE i S. W obydwu więc przypadkach odpływ wód odbywał się w tym samym kierunku i był zgodny z przebiegiem doliny wód roztopowych Rekniczy.

Doliny wód roztopowych kopaniewska i lędziechowska stanowią przedłużenie doliny wód roztopowych w kierunku północnym i północno-wschodnim. W fazie gardzieńskiej dolinami tymi wody roztopowe płynęły na południe, wykorzystując już od dawna funkcjonującą dolinę proglacialną Rekniczy (50). Wtedy to, w dolinach lędziechowskiej, kopaniewskiej i Rekniczy powstał poziom 40-metrowy. Poziom ten zasługuje na uwagę jedynie w dolinie lędziechowskiej, gdzie ciągnie się na długości 2,5 km wzdłuż zachodniego zbocza. Zbudowany jest on z gliny morenowej. Poziom 40-metrowy w dolinach kopaniewskiej, lędziechowskiej i Rekniczy stanowi ostatni szlak odpływu wód roztopowych na południe do Pradoliny Redy — Łeby.

## 10. EROZYJNE POWIERZCHNIE WÓD ROZTOPOWYCH

Powierzchnie erozyjne na obszarze mapy 1 : 50 000 arkusz Łębork występują w okolicach Janowic, Białogardy, Cecenowa i Poblócia.

Powierzchnia erozyjna w sąsiedztwie Janowic zalega ogólnie biorąc w poziomie 50 m n.p.m. W budowie geologicznej przypowierzchniowych partii tej formy bierze udział głównie glina morenowa z licznymi niekiedy głazami, oraz miejscami, utwory fluwioglacjalne podmorenowe. Powierzchnia erozyjna w okolicach Janowic powstała w początkowym okresie postoju będzichowsko-chrzanowskiego. Utworzyły ją wody roztopowe płynące na zachód do Pradoliny Redy — Łeby.

Erozyjne powierzchnie wód roztopowych występujące w okolicach miejscowości: Poblócie, Cecenowo i Białogarda powstały w fazie gardzińskiej. Równiny erozyjne Poblócia i Cecenowa znajdują się w sąsiedztwie moren czołowych Wolinii. Utworzyły je wody roztopowe płynące w kierunku zachodnim. Północny kierunek wód roztopowych, oznaczony na mapie, powstał już po wycofaniu się krawędzi lądolodu z linii maksymalnego zasięgu fazy gardzińskiej i po odsłonięciu się spod lodu południowych części Niziny Gardzińsko — Łębskiej — lokalnej bazy erozyjnej.

Zalegającą na wysokości około 30 m n.p.m. powierzchnię erozyjną okolic Białogardy utworzyły wody roztopowe płynące na południo-zachód do Pradoliny Redy — Łeby. W budowie geologicznej przypowierzchniowych partii częściej niż w poziomie erozyjnym Poblócia i Cecenowa, spotyka się utwory piaszczyste i głazy.

Wyraźnie wykształcone poziomy erozyjne towarzyszą też dolinom wód roztopowych Reknicy, kopaniewskiej i lędziechowskiej. Poziomy te opisano przy charakterystyce wymienionych dolin.

## 11. OSTAŃCE WYSOCYZYNOWE

Ostańce wysoczyznowe są często spotykanym elementem morfologicznym kartowanego obszaru. W większej ilości wy-



stępują one w północnej części Wysoczyzny Lęborskiej i Głównoczyckiej oraz na Wysoczyźnie Maszewskiej. Tworzą je przeważnie różnej wielkości fragmenty moreny dennej falistej, rzadziej moreny dennej płaskiej. Jakkolwiek wysokości bezwzględne ostańców są bardzo różne, to jednak ogólnie biorąc, obniżają się one w kierunku północnym, co wiąże się z generalnym nachyleniem powierzchni wysoczyznowej. Zbudowane są przeważnie z gliny zapiaszczonej z glazami.

Na szczególne podkreślenie zasługują ostańce wysoczyznowe w dolinach wód roztopowych Reknicy, kopaniewskiej i lędziechowskiej. Są to formy wydłużone o osiach morfologicznych naśladujących bieg doliny. Ich wysokości bezwzględne osiągają 55—70 m n.p.m. Zbudowane są z silnie zailonej gliny morenowej, pod którą występują utwory fluwioglacjalne.

Reasumując należy stwierdzić, że powszechność występowania ostańców erozyjnych, obok dolin wód roztopowych i rzecznych oraz rynien, nadaje szczególnie charakter morfologii opracowywanego terenu.

## 12. ZAGŁĘBIENIA PO MARTWYM LODZIE

Formy negatywne określane mianem wytopisk zasadniczo występują na całym interesującym nas obszarze, zarówno na wysoczyznach, jak również w obrębie sandrów i powierzchni erozyjnych oraz w dnach dolin wód roztopowych. Są to zagłębienia bezodpływowe bądź też naturalne lub sztucznie wciągnięte w odpływ. Pierwsze, częściej obserwowane są na obszarach wysoczyzn morenowych i sandrów, drugie — w dnach dolin wód roztopowych. Zaznaczone na mapie wytopiska posiadają różną wielkość i kształt. Na ogół mają one wyraźnie wykształcone krawędzie oraz zatorfione dna (zwłaszcza w dolinach wód roztopowych). Głębokość wytopisk jest różna i wynosi od kilku do kilkunastu metrów. Większe skupiska wytopisk stwierdzano w okolicach Nieckowa, Cecenowa, Redkowie i w dolinach wód roztopowych Reknicy, Kopaniewskiej i Lędziechowskiej. W niniejszych objaśnieniach ograniczono się

tylko do szczegółowego omówienia wytopisk znajdujących się w sąsiedztwie Nickowa.

Wytopiska te występują w północnej części sandru nieckowskiego i w sąsiedztwie moren czołowych o tej samej nazwie. Wśród nich przeważają formy wydłużone o osi dłuższej dochodzącej średnio do 100—120 m. W niektórych przypadkach ich dna są zabagnione lub zatorfione a czasami zajęte przez niewielkie jeziora. Znaczna jednak część wytopisk na powierzchni sandru posiada dna wysłane utworami piaszczystymi. Wykonane na stokach dwóch obniżen wkopy do 1,5 m wykazały, że piaski te przeważnie zapadają zgodnie ze stokiem. Na tej podstawie można przypuszczać, że wytopiska o dnach wyscielonych piaskami powstały przez wytapianie się zagrzebanych brył lodu martwego po utworzeniu się sandru.

### 13. WYDMY

Na obszarze kartowanym rzadko spotyka się wydmy. Znajdują się one jedynie w dnie pradoliny, na zachód od Żelazkowa, Niebędzina i Janowiczek oraz na południo-zachód od PGR Poraj i na zachód od PGR Leśnice. Tworzą one na ogół formy o nieregularnych kształtach. Na zachód od PGR Leśnice znajdują się wyraźne wały wydymowe o niewyrównanej linii grzbietowej. Pierwszy, południowy wał biegnie początkowo z ESE na WNW, a następnie skręca na północ. Jego długość wynosi 750 m, szerokość 75—170 m a maksymalna wysokość 18,2 m n.p.m. Drugi wał — północny — o długości około 700 m z kulminacją 21,9 m n.p.m., rozpoczyna się w odległości 180 m od wału południowego. Ogólne biorąc przebiega on z południowschodu na północo-zachód. Na jego przedłużeniu w kierunku północno-zachodnim znajduje się niewielka wydma o maksymalnej wysokości 13,9 m n.p.m. Podobne do tej ostatniej formy, a więc drobne, zorientowane przeważnie ze wschodu na zachód, są też wydmy w okolicy Niebędzina, Janowiczek i PGR Poraj.

Wyróżnione na interesującym nas obszarze wydmy zbudowane

wane są z piasków drobnych i bardzo drobnych wyraźnie warstwowych. Reprezentują one formy utrwalone, podobnie, jak wydmy położone na południe od Jeziora Łebsko (35).

#### 14. DOLINY PÓZNOGLACJALNE I POSTGLACJALNE POCHODZENIA EROZYJNEGO I DENUDACYJNEGO ORAZ STOŻKI NAPŁYWOWE

Późnoglacialne i postglacialne doliny pochodzenia erozyjnego i denudacyjnego szczególnie licznie występują w sąsiedztwie Pradoliny Redy—Łeby oraz większych dolin wód roztopowych i rynien subglacialnych. Obserwujemy wśród nich zarówno młode formy dolinne — o intensywnie zachodzących współcześnie procesach erozyjnych i denudacyjnych, jak też formy duże, późnoglacialne, w rozwoju których denudacja i erozja odgrywa obecnie minimalną rolę. Biorąc pod uwagę erozyjną działalność wód stale lub okresowo płynących, omawiane formy na kartowanym obszarze dzielimy na doliny suche, okresowo odwadniane (późnoglacialne i współczesne) oraz doliny rzeczne.

Doliny suche, odwadniane okresowo cechują się z reguły mniejszymi rozmiarami. Niektóre z nich, zwłaszcza towarzyszące dolinom wód roztopowych lub rynnom, mają dna płaskie lub nieckowate. Zbocza tych dolin stopniowo przechodzą w wysoczyznę — okolice Dargolezy i Kopaniewa. Doliny okresowo odwadniane, znajdujące się w strefie przykrawędziowej pradoliny, mają duży spadek, a nachylenie zboczy przekracza nawet  $35^{\circ}$ — $40^{\circ}$ , np. w północnej części Wysoczyzny Maszewskiej oraz na południe od moren czołowych Nowowiejskich Wzgórz (113,8 m n.p.m.) i Niebędzyńskiej Góry (114,6 m n.p.m.). Nie posiadają teras, a u ich wylotu często znajdują się stożki napływowe.

W południowej części omawianego terenu, na Wysoczyźnie Maszewskiej i Głównicyńskiej występuje kilka dolin rzecznych. Tylko nieliczne z nich w całości znajdują się na obszarze omawianej mapy, np. dolina z wylotem w sąsiedztwie wsi Czerwieniec.

Na południo-zachód od Lęborka istnieje dolny odcinek doliny Sitnicy. Na tym odcinku doliny stwierdzono fragmenty teras erozyjnych: 50 m i 40 m (41,9 m n.p.m.). U wylotu doliny Sitnicy wykształcony jest duży stożek napływowy. W południowo-zachodniej części stożek ten przecina Sitnica, kierująca się na północo-zachód do Łeby.

Dobrze wykształcony stożek napływowy istnieje też na północ od wsi Pogorzelice. Położony jest on u wylotu doliny Pogorzelicy.

W południowo-wschodniej części kartowanego fragmentu Wysoczyzny Głównicy znajduje się dobrze wykształcona dolina z wylotem w okolicy Czerwienca. Forma ta posiada wszelkie cechy doliny młodej. Wskazuje na to V-kształtny profil poprzeczny, wyraźne zmniejszanie się szerokości w górę doliny oraz brak teras. U wylotu doliny do pradoliny, utworzył się stożek napływowy.

Na krótkie omówienie zasługuje też dolina przechodząca przez Wolinę, znajdująca się na przedpolu moren czołowych Wolinii. Rozpoczyna się ona trzema małymi dolinkami. Na południo-wschód od Wolinii łączy się z doliną wód roztopowych. Zdaniem B. Augustowskiego (2) doliną Wolinii odpływały wody z Pradoliny Redy — Łeby na zachód w poziomie 40-metrowym. Obserwacje terenowe wykazują jednak, że dolina Wolinii ma charakter wąwozu powstałego przez odpływ wód powierzchniowych do pradoliny już w okresie postglacjalnym.

## V. PRÓBA WYJAŚNIENIA MORFOGENEZY

Morfogenezę obszaru Mapy Geomorfologicznej 1 : 50 000 arkusz Lębork przedstawiono na tle rozwoju geomorfologicznego wschodniej części Równiny Słupskiej, a więc terenu położonego między rzeką Łupawą na zachodzie oraz Rynną Żarnowiecką na wschodzie (50). Trudno jest bowiem ukazać rozwój rzeźby niewielkiego obszaru, zwłaszcza cechującego się złożonością procesów morfogenetycznych, bez wyjścia poza granice arkusza mapy.

Recesja lądolodu z interesującego nas terenu przypada na sychły okres plejstocenu w Polsce, między fazą strzebielińską, której przedłużenie w kierunku zachodnim stwierdzamy w wyróżnionych przez L. Roszkównę (39) morenach koszalińskich, oraz fazę gardzińską. Moreny fazy gardzińskiej stanowią ostatni ślad pobytu lądolodu skandynawskiego na terytorium Polski (39, 50).

Maksymalny zasięg fazy strzebielińskiej na kartowanym terenie wyznacza południowy ciąg moren czołowych nieckowskich, Nowowiejskie Wzgórza (113,8 m n.p.m.) i Niebędzińska Góra (114,6 m n.p.m.). Z fazą tą wiąże się ponadto sandr redkowicki, usytuowany na przedpolu moreny czołowej Niebędzińskiej Góry oraz sandr nieckowski. Wody roztopowe tworzące sandr redkowicki (Wysoczyzna Lęborska) uchodziły do obszaru dzisiejszej Pradoliny Redy—Łeby (odcinek Lębork—Czerwieniec), która nie stanowiła jeszcze wtedy formy jednolitej, natomiast wody roztopowe formujące sandr nieckowski (Wysoczyzna Głównicycka) płynęły do Łupawy.

W czasie postoju rzeckińskiego na Wysoczyźnie Głównicyckiej powstał środkowy ciąg moren czołowych nieckowskich. Na obecnym etapie badań nie udało się niestety ustalić przebiegu krawędzi lądolodu podczas tego postoju na Wysoczyźnie Lęborskiej. Możliwe, że w czasie trwania tego postoju tworzyły się również wały morenowe w obrębie Nowowiejskich Wzgórz i moren strzebielińskich.

W następnym, stowięcińskim postoju lądolodu, który podobnie, jak i postój rzeckiński zaznaczył się drobnymi formami marginalnymi tylko na Wysoczyźnie Głównicyckiej (np. północny ciąg moren nieckowskich), czoło lądolodu przesunęło się bardziej na północ. Pradolina Redy—Łeby stała się już wtedy formą jednolitą, odprowadzającą wody roztopowe na wschód w poziomie średnio 60-metrowym (50).

Duży wpływ na rozwój rzeźby kartowanego obszaru oraz całej wschodniej części Równiny Słupskiej wywarł postój będziechowsko-chrzanowski. Z form czołowomorenowych powstałych w czasie tego postoju na obszarze kartowanym należy

wymienić moreny dargoleskie, darżkowskie i lebieńskie. W tym okresie bardzo dużą rolę w rozwoju rzeźby odegrały wody roztopowe. Wyrazem działalności tych wód na interesującym nas obszarze są doliny: Dargoleza — Podole Wielkie, Reknicy oraz zespół dolin janowickich. Wody pradolinne odpływały wówczas na wschód do Zastoiska Gdańskiego, w poziomie 50-metrowym. Świadectwem tego przepływu są zachowane fragmenty teras w pradolinie i w dolinach łączących się z pradoliną od południa i północy oraz poziomy sandrowe obniżające się od 53,2 m n.p.m. w okolicach Niebędzina i Żelazkowa do 42,6 m n.p.m. w Redzie. W czasie postępu lądolodu lęborsko-chrzanowskiego po raz pierwszy część wód roztopowych z Wysoczyzny Głównicy skierowała się doliną Dargoleza — Podole Wielkie na wschód od Pradoliny Redy—Łeby (50). Do tej pory wody z Wysoczyzny Głównicy odpływały wyłącznie na zachód do Łupawy.

Szczególnie ważną dla rozwoju rzeźby obszaru kartowanego była faza gardzieńska. Jej maksymalny zasięg na Wysoczyźnie Głównicy znaczą moreny czołowe Wolinii. W początkowym okresie trwania tej fazy wody roztopowe z Wysoczyzny Lęborskiej odpływały Pradolina Redy—Łeby w dalszym ciągu na wschód do Zastoiska Gdańskiego (50). Po wycofaniu się lodowca z linii maksymalnego zasięgu fazy gardzieńskiej na obszar Niziny Gardzieńsko-Łebskiej powstały sprzyjające warunki dla odpływu wód pradolinnych na zachód. Znajdujące się wyżej wody Zastoiska Gdańskiego przelały się pradoliną na zachód do bałtyckiego jeziora lodowego, a dowodem tego jest obniżająca się w kierunku zachodnim terasa 40-metrowa, od ponad 40 m n.p.m. w Redzie do 25 m n.p.m. w okolicach Cecenowa. W czasie powstawania tej terasy na Wysoczyźnie Lęborskiej powstał ostatni, najniższy (ogólnie biorąc 40-metrowy) poziom odpływu wód roztopowych na południe do Pradoliny Redy—Łeby. W obrębie kartowanego obszaru poziom ten bez trudu można prześledzić w dolinie wód roztopowych Reknicy, Kisewskiej Strugi, kopaniewskiej i lędziechowskiej.

Po wycofaniu się lądolodu bardziej na północ w Pradolinie Redy—Łeby utworzyła się terasa nadzalewowa. Główną osią

hydrograficzną stała się wówczas Pradolina Kaszubska (50).

Dalszy rozwój rzeźby na obszarze omawianym przypada już na okres holoceniński. W Pradolinie Redy—Łeby tworzyła się wtedy terasa zalewowa oraz odpowiadające jej terasy w dolinach łączących się z nią od południa. Początek narastania torfów budujących terasę zalewową w Pradolinie Redy—Łeby określany jest przez B. Rosę (35, 36) na pierwszą połowę okresu borealnego połudnowej historii lasu. W dnie pradoliny powstają formy wydmowe.

Na Wysoczyźnie Głównicyckiej, Lęborskiej i Maszewskiej wytapiają się bryły martwego lodu. Wytapianie to trwało aż do optimum klimatycznego (29). W powstałych wytopiskach tworzą się następnie jeziora. Niektóre z nich istnieją do dziś, inne zarosły i stanowią obecnie niewielkie wytopiska. Powstanie wytopisk odmłodziło zatarte częściowo formy akumulacji glacialnej i erozji wód roztopowych (16).

W okresie późnoglacialnym oraz w postglaciale zachodzą żywe procesy erozji i denudacji w strefie przykrawędziowej pradoliny. Efektem działalności tych procesów są liczne dolinki boczne mające wylot do pradoliny. Część tych dolin stanowią dzisiaj suche doliny o zahamowanych, względnie w minimalnym stopniu zachodzących procesach stokowych. Są to z reguły doliny większe, sięgające swoimi początkami wysoczyzny. Znaczną liczbę stanowią też doliny współcześnie rozwijające się, tak pod względem działania procesów erozji, jak i denudacji. Są to doliny rzeczne, przeważnie większe lub doliny okresowo odwadniane. Te ostatnie są z reguły mniejsze i ograniczają się zwykle do strefy krawędziowej. Obecność licznych dolin towarzyszących Pradolinie Redy—Łeby powoduje stopniowe obniżanie się wysoczyzny morenowej strefy przykrawędziowej oraz cofanie się zboczy pradoliny.

W okresie współczesnym coraz większą rolę w rozwoju rzeźby terenu zaczyna odgrywać człowiek. Wpływ działalności człowieka jest szczególnie widoczny w zabudowie miejskiej (Lębork) oraz w istniejących wykopach i nasypach różnych dróg, gliniakach, piaskowniach oraz zwirowniach.

## LITERATURA

1. AUGUSTOWSKI B., Rola wód fluwioglacjalnych w rozwoju rzeźby Pobrzeża Kaszubskiego. *Czasop. Geogr.*, t. XXXV, z. 2, Wrocław 1964.
2. AUGUSTOWSKI B., Układ i rozwój pradolin Pobrzeża Kaszubskiego. *Zeszyty Geograficzne WSP w Gdańsku*, R. VII, Gdańsk 1965.
3. BARTKOWSKI T., Indywidualność geologiczna i geomorfologiczna Pomorza Wschodniego. *Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk za II półr.* 1962, nr 3, (ogólnego zbioru nr 67), Poznań 1961.
4. BÜLOW K., *Boden und Landschaft im Kreise Lauenburg in Pommern. Eine geologische Heimatkunde.* Lauenburg 1924.
5. BÜLOW K., *Die Diluviallandschaft im nordöstlichen Hinterpommern.* Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanstalt zu Berlin, Bd. 45, Berlin 1925.
6. BÜLOW K., *Entstehung und Ausfüllung eines jungglazialen Tales.* Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanstalt zu Berlin, Bd. 48, Berlin 1928.
7. BÜLOW K., *Erdgeschichte und Landschaftsgestaltung im Kreise Stolp in Pommern.* Stolp 1930.
8. BÜLOW K., *Randlagen und Rückzug des letzten Eises in Hinterpommern.* Zeitschrift d. Deutschen Geol. Gesellschaft, Bd. 84, Berlin 1932.
9. DECKE W., *Geologie von Pommern.* Berlin 1907.
10. Dokumentacja Hydrogeologiczna powiatu lęborskiego, woj. gdańskie. Przedsiębiorstwo Hydrogeologiczne w Gdańsku. Maszynopis. Gdańsk 1964.
11. GALON R., *Dolina dolnej Wisły.* *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, z. 12/13, Poznań 1934.
12. GALON R., *Podział Polski Północnej na krainy naturalne.* *Czasop. Geogr.*, t. XVIII, Warszawa—Wrocław 1947.
13. GALON R., *O fazach postoju lądolodu na obszarze Pomorza.* Toruń 1952.
14. GALON R., *Morphlogy of the Noteć—Warta (Toruń—Eberswalde) ice marginal Streamway.* *Geographical Studies*, nr 29, Warsaw 1961.
15. GALON R., *Ewolucija riecznej sieci u kraja otstupawszewo lednikowowo pokrowa.* W: *Poslednij jewropiejskij lednikowyj pokrow.* K VII Kongriessu INQUA (S Sz A, 1965), Moskwa 1965.



16. GALON R., Czwartorzęd Polski Północnej. W: Czwartorzęd Polski. Warszawa 1967.
17. GALON R., Roszkówna L., Extent 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.* 1961, t. XXXIII, Warszawa 1961.
18. GALON R., Roszkówna L., Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski. W: Czwartorzęd Polski. Warszawa 1967.
19. HALICKI B., Projekt nadmorskiego parku narodowego. *Wiadom. Muzeum Ziemi*, t. 3, Warszawa 1947.
20. HARTNACK W., Die Küste Hinterpommerns. *Stolp* 1926.
21. HARTNACK W., Oberflächengestaltung der ospommerschen Grenzmark. *Der Nordosten I*, Breslau 1931.
22. KEILHACK K., Stillstandeslagen des Letzten Inlandeises und die hydrografische Entwicklung des Pommerschen Küstengebietes. *Jahrb. Preuss. Geol. Landesanstalt zu Berlin*, Berlin 1899.
23. KONDRACKI J., *Geografia fizyczna Polski*. Warszawa 1967.
24. KOPITKE H., *Der Kreis Lauenburg in Pommern*. Breslau 1940.
25. LIBERACKI M., Formy wytopiskowe na obszarze sandru i doliny Brdy. *Zeszyty Nauk. UMK, Geografia* nr 1, Toruń 1958.
26. MAJDANOWSKI S., Rozmieszczenie, gęstość i kierunki rynien na Niziu Polskim. *Przegl. Geogr.*, t. XXI, Warszawa 1947.
27. MARSZ A., Próba korelacji rozwoju geomorfologicznego Pradoliny Kaszubskiej z Pradolina Redy—Leby. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, t. XIX, Poznań 1967.
28. NIEWIAROWSKI W., Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysockoźnie Chełmińskiej. *Stud. Soc. Scient. Torunensis. Sec. C*, nr 1, vol. IV, Toruń 1959.
29. OKOŁOWICZ W., Morfogeneza wschodniej części Pojezierza Pomorskiego. *Z badań czwartorzędu w Polsce*, t. VII, Warszawa 1956.
30. OLTUSZEWSKI W., Badania pyłkowe nad torfowiskami dolnej Leby. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, nr 1, Poznań 1948.
31. PAWŁOWSKI S., Budowa geologiczna i krajobrazy Pomorza. W: *Słownik Geograficzny Państwa Polskiego*, t. X, Warszawa 1937.
32. PIĄTKOWSKI J., Pradolina Redy, Mierzeja Łebska i Zastoisko Lęborskie. *Roczn. Polsk. Towarz. Geolog.*, t. XXIX, 1959, Kraków 1960.
33. PIĄTKOWSKI J., Ice — dammed lake of Lębork. W: *Guide — Book of Excursion from the Baltic to the Tatras, part I, North Poland. VI Intern. Congr. on Quatern.* Warsaw 1961, Łódź 1961.
34. PIETKIEWICZ S., Podział morfologiczny Polski Północnej i Środkowej. *Czasop. Geogr.*, t. XVIII, Warszawa—Wrocław 1947.
35. ROSA B., O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle

- dawnych form brzegowych. Stud. Soc. Scient. Torunensis, Sec. C, vol. V, Toruń 1963.
36. ROSA B., O utworach aluwialnych i biogenicznych wyścielających dna dolin rzek nadbałtyckich, ich związek z transgresją południowego Bałtyku i znaczenie dla badań nad neotektoniką obszaru. Zeszyty Nauk. UMK, Geografia nr 4, Toruń 1964.
  37. ROSZKÓWNA L., Le recul de L'inlansis Baltique aux environs de la basse Vistule pendant le stade de pomeranie. Report of the VI International Congress on Quaternary. Warsaw 1961, vol. III: Geomorphological Section, Łódź 1963.
  38. ROSZKÓWNA L., L'influence de la surface sousquaternaire sur le developpement du relief de la Pomeranie. Report of the VI international Congress on Quaternary. Warsaw 1961, vol. III: Geomorphological Section, Łódź 1963.
  39. ROSZKÓWNA L., Odstupanije lednika na ttierritorii Polski. W: Poslednij jewropiejskij lednikowij pokrow. K VII Kongriessu INQUA (S Sz A, 1965), Moskwa 1965.
  40. RÜHLE E., Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1 : 300 000, ark. Słupsk, Wydanie A, Warszawa 1948.
  41. RÜHLE E., Rielief doczetwienticznych porod i jewo wlijanije na raspostranienije i charakter lednikowych otłożenij. W: Poslednij jewropiejskij lednikowij pokrow. K VII Kongriessu INQUA (S Sz A, 1965), Moskwa 1965.
  42. RÜHLE E., Sobczak H., Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1 : 300 000, ark. Słupsk, Wydanie B, Warszawa 1954.
  43. RÜHLE E., Sokołowski S., Mapa utworów czwartorzędowych. Atlas Geolog. Polski, 1 : 1 000 000, INQUA, Warszawa 1961.
  44. RÜHLE E., Sokołowski S., Tyska M., Mapa geologiczna Polski bez utworów czwartorzędowych. Atlas Geolog. Polski, 1 : 1 000 000, INQUA, Warszawa 1961.
  45. SCHMIDT A., Die Leba und ihr Ost — West — Tal. Schr. der Natur. Ges. in Danzig. N.F.B. XII, H. 1, Danzig 1906.
  46. SOBCZAK H., Materiały Archiwum Wierceń, ark. A2 Słupsk, Warszawa 1957.
  47. SONNTAG P., Zur Frage der Verbiegung des Leba—Reda Ustromtales. Stuttgart 1915.
  48. SONNTAG P., Geologie von Westpreussen. Breslau 1919.
  49. SYLWESTRZAK J., Zagadnienie iłw łęborskich. Zeszyty Geograficzne WSP w Gdańsku, R. X, Gdańsk 1968.
  50. SYLWESTRZAK J., Odpływ wód roztopowych na tle recesji lądolodu we wschodniej części Równiny Słupskiej i Wybrzeża Słowińskiego. Zeszyty Geograficzne WSP w Gdańsku, R. XI, Gdańsk 1969.

51. SZUPRYCZYŃSKI J., Zagadnienie genezy krajobrazów wysoczyzny morenowej płaskiej i falistej. *Przeł. Geogr.*, t. XXXVII, z. 1, Warszawa 1965.
52. WĄSOWICZ A., Mapa morfologiczna dolnego Powiśla i terenów przyległych (obszar ostatniego zlodowacenia). Oprac. pod kierunkiem R. Galona, Toruń 1963.
53. ZABORSKI B., Zarys morfologii północnych Kaszub. Toruń 1933.

## SPIS RYCIN

1. Jednostki geomorfologiczne na obszarze mapy 1 : 50 000, arkusz Lębork.
2. Mapa powierzchni podczwartorzędowej wschodniej części Równiny Słupskiej i Wybrzeża Słowińskiego.
3. Mapa miąższości utworów czwartorzędowych wschodniej części Równiny Słupskiej i Wybrzeża Słowińskiego.
4. Profil geologiczno-geomorfologiczny.
5. Profil geomorfologiczny przez terasę 40-metrową w Pradolinie Redy—Leby na N od Nowej Wsi.
- 5a. Profil wkopu na N od Nowej Wsi.
6. Fazy i postoje lądolodu we wschodniej części Równiny Słupskiej i Wybrzeża Słowińskiego.
7. Przekrój poprzeczny przez spiętrzone pagórki morenowe na SE od Lebienia.
8. Profil poprzeczny przez moreny czołowe Nowowiejskich wzgórz na NW od Czarnówka.
9. Profil poprzeczny przez morenę czołową Niebędzińskiej Góry i stożek przejściowy.
10. Profil podłużny nachylenia terasy 50 i 40-metrowej w Pradolinie Redy—Leby.
11. Profil geomorfologiczny przez dolinę wód roztopowych Reknicy na N od Garczegórze.

## WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ

za ostatnie lata

1965

- 1 M. STOPA — **Rejony burzowe w Polsce**, s. 100 + ryc. nlb., z1 18,—
- 2 B. OLSZEWICZ, Z. RZEPA — **Katalog rękopisów geograficznych**, s. 107, z1 24,—
- 3 T. KRZEMIŃSKI — **Objaśnienia do mapy hydrograficznej Polski 1 : 50 000**, arkusz STREKOWA GORA, s. 36 + nlb., z1 12,—
- 4 PRACA ZBIOROWA — **Polskie mapy rozmieszczenia ludności. Charakterystyka i przegląd bibliograficzny. Zasięg wpływów szkół średnich w rejonie Piły**, s. 100 + ryc. i tab. nlb., z1 21,—
- 5 PRACA ZBIOROWA — **Studia nad użytkowaniem ziemi — V**, s. 65 + ryc. 2, tab. nlb., z1 18,—
- 6 A. PROCHOWNIK — **Przemiany struktury osadniczo-agrarnej wsi powiatu proszowickiego od połowy XIX wieku do 1960 r.**, s. 159 + ryc. nlb., z1 24,—

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., z1 21,—
- 2/3 PRACA ZBIOROWA — **Użytkowanie ziemi w krajach Europy środkowo-wschodniej**, s. 160 + ryc., tab. nlb., z1 24,—
- 4 PRACA ZBIOROWA — **Atlas bilansu promieniowania w Polsce**, s. 10 + tab. nlb. + ryc. nlb., z1 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 GAŁBIN, s. 110 + ryc. nlb., z1 18,—
- 6 B. TCHORZEWSKA — **Zagadnienia bilansu wodnego rzek Nizin Środkowopolskich na przykładzie dorzecza Wilgi**, s. 86 + ryc. i tab. nlb., z1 18,—

1967

- 1 PRACA ZBIOROWA — **Użytkowanie ziemi w krajach Europy środkowo-wschodniej**, s. 125 + nlb., tab., ryc., z1 27,—
- 2 E. DROZDOWSKI — **Objaśnienia do mapy geomorfologicznej — arkusz CHELMNO**  
A. TOMCZAK — **Objaśnienia do mapy geomorfologicznej — arkusz TORUN**, s. 110 + ryc. nlb., z1 18,—
- 3/4 A. JELONEK — **Ludność miast i osiedli typu miejskiego na ziemiach Polski od 1810 do 1960 r.**, s. 33 + tab. nlb. z1 21,—
- 5 PRACA ZBIOROWA — **Rozwój komunikacji kolejowej i autobusowej w Polsce w okresie 1946—1965**, s. 142 + ryc. nlb., z1 27,—
- 6 R. CZARNECKI — **Stosunki wodne środkowej części dorzecza Opatówki**, s. 79 + ryc., nlb., z1 27,—

**WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ**

za ostatnie lata

1968

- 1 PRACA ZBIOROWA — **National nad Regional Atlases — Supplement for 1963—1967**, s. 73, zł 21,—
- 2 M. STOPA — **Temperatura powietrza w Polsce. Część I**, s. 210, zł 30,—
- 3 PRACA ZBIOROWA — **Land use Studies in East-Central Europe**, s. 89, zł 24,—
- 4 PRACA ZBIOROWA — **Problematyka i metody geografii rolnictwa w pracach Zakładu Geogr. Roln. IG PAN**
- 5 PRACA ZBIOROWA — **Arkusze Nowogród — Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1:50 000**, s. 45 + tab. i mapy nlb., zł 18,—
- 6 PRACA ZBIOROWA — **Abstrakty prac habilitacyjnych i doktorskich**, s. 186, zł 30,—

1969

- 1 J. OSTROWSKI — **Mapy hipsometryczne Polski** s. 173 + nlb., zł
- 2/3 PRACA ZBIOROWA — **Analiza i ocena środowiska geograficznego powiatu ropczyckiego**, s. 136 + nlb., zł 27,—
- 4 A. GAWRYSZEWSKI — **Polskie mapy narodowościowe, wyznaniowe i językowe. Bibliografia za lata 1827—1967**, s. 155, zł 24,—
- 5 PRACA ZBIOROWA — **Użytkowanie ziemi i rolnictwo w krajach Europy Środkowo-Wschodniej. Wyniki badań**, s. 168, zł 24,—
- 6 PRACA ZBIOROWA — **Abstrakty prac habilitacyjnych i doktorskich**, 1968.

1970

- 1 PRACA ZBIOROWA — **Agricultural Typology Selected Methodological Materials**, s. 60 + nlb., zł 15,—
- 2 PRACA ZBIOROWA — **Materiały do klimatologii Polski**, s. 118 + nlb., zł 21,—
- 3 PRACA ZBIOROWA — **Badania fizyczno-geograficzne otoczenia Stacji Naukowo-Badawczej IG PAN w Szymbarku (Tom I)**, s. 72 + nlb., zł 18,—
- 4/1/ZS **Wody podziemne w dorzeczu Skarłanki i ich stosunek do rynien jeziornych**, s. 70 + nlb., zł 18,— (do użytku wewnętrznego)
- 5/2/ZS PRACA ZBIOROWA — **Objaśnienia do map geomorfologicznych okolic Wąbrzeźno i Lębork**, s. 110 + nlb., zł 18,— (do użytku wewnętrznego)
- 6 PRACA ZBIOROWA — **Abstrakty prac habilitacyjnych i doktorskich 1969**, s. 156, zł 27,—