

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

PRACE GEOGRAFICZNE Nr 62

STEFAN JEWTUCHOWICZ

**GENEZA PRADOLINY
WARSZAWSKO-BERLIŃSKIEJ
MIĘDZY NEREM I MOSZCZENICĄ**

WARSZAWA 1967
WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE

PRACE GEOGRAFICZNE IG PAN

1. Flis J., Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. 1954, s. 73, zł 10,—
2. Walczak W., Pradolina Nysy i plejstoceńskie zjawy hydrograficzne na przedpłou Sudetów Wschodnich. 1954, s. 51, zł 8,—
3. Krzymowska A., Franciszek Szwarzenberg-Czerny profesor geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego (1847—1917). 1954, s. 69, zł 9,50
4. Paszyński J., Opady atmosferyczne dorzecza Odry i ich związek z hipsometrią i zalesieniem. 1955, s. 90 + 7 map, zł 16,50
5. Kiełczewska-Zaleska M., O powstaniu i przeobrażeniu kształtów wsi Pomorza Gdańskiego.
Biskup M., Osady na prawie polskim na Pomorzu Gdańskim w pierwszej połowie XV w. 1956, s. 224+3 mapy, zł 31,45
6. Okołowicz W., Geomorfologia okolic środkowej Willi. 1956, s. 68, zł 10,—
7. Jahn A., Wyżyna Lubelska, Rzeźba i czwartorzęd. 1956, s. 453+5 map, zł 52,40
8. Fleszar M., Studia z dziejów geografii ekonomicznej w Polsce od połowy XVIII w. do r. 1848, 1956, s. 105, zł 20,—
9. Praca zbiorowa, Studia geograficzne nad aktywizacją małych miast, 1957, s. 526, zł 58,—
10. Werwicki A., Białostocki okręg przemysłu włókienniczego do 1945 r., 1957, s. 164, zł 32,—
11. Starkel L., Rozwój morfologiczny progów Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzycianą. 1957, s. 152 + 7 map + 20 ilustr., zł 40,—
12. Olszewicz B., Geografia polska w okresie Odrodzenia. 1957, s. 62, zł 15,50
13. Gilewska S., Rozwój morfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej. 1958, s. 70, 17 instr.+1 mapa zł 20,—
14. Staszewski J., Vertical Distribution of World Population. 1957, s. 116 + 1 tabl., zł 40,—
15. Łomniewski K., Zalew Wiślany. 1958, s. 106, zł 24,—
16. Litterer M., Zmiany w rozmieszczeniu i strukturze ludności Polski Ludowej w latach 1946—1950.
Welpa B., Zagadnienie struktury wieku ludności Polski Ludowej w r. 1950, 1955, s. 112, zł 22,—
18. Kukliński A., Struktura przestrzenna przemysłu cegielnianego na Ziemiach Zachodnich w epoce kapitalizmu. 1959, s. 156 + 19 wkładek, zł 49,—
19. Praca zbiorowa, Z badań środowiska geograficznego w powiecie mławskim. 1959, s. 132 + 6 wkładek, zł 45,—
20. Tobiasz J., Wykorzystanie środowiska geograficznego dla hodowli w województwie białostockim. 1959, s. 160 + 2 mapy, zł 33,—
21. Kowalska A., Paleomorfologia powierzchni podplejstoceńskiej niżowej części dorzecza Odry, 1960, s. 75 + 6 map, zł 25,—
22. Starkel L., Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. 1960, s. 239 + 9 map + 35 fot., zł 78,—
23. Balińska-Wuttke K., Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. 1960, s. 112 + 3 mapy, zł 43,50
24. Wróbel A., Województwo warszawskie. Studium ekonomicznej struktury regionalnej. 1960, s. 140, zł 24,—
25. Praca zbiorowa, Problems of Applied Geography. Proceedings of the Anglo-Polish Geographical Seminar (Nieborów 15—18. IX. 1958). 1961, s. 148+10 wkładek (mapy) + 15 fot.
26. Gieysztor I., Studia hydrologiczne nad potokami tatrzańskimi. 1961, s. 80 + 4 mapy, zł 26,—
27. Praca zbiorowa, Problems of Economic Regions. 1961, s. 360 + 11 map, zł 77,—

P O L S K A A K A D E M I A N A U K
I N S T Y T U T G E O G R A F I I

*

P R A C E G E O G R A F I C Z N E N r 6 2

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 62

Стефан Евтухович

ГЕНЕЗИС ПРАДОЛИНЫ ВАРШАВСКО-БЕРЛИНСКОЙ
МЕЖДУ НЭРОМ И МОЩЕНИЦОЙ

*

GEOGRAPHICAL STUDIES

No 62

Stefan Jewtuchowicz

ORIGIN OF THE WARSAW-BERLIN PRADOLINA BETWEEN THE
RIVERS NER AND MOSZCZENICA

P O L S K A A K A D E M I A N A U K
I N S T Y T U T G E O G R A F I I

P R A C E G E O G R A F I C Z N E N r 6 2

STEFAN JEWTUCHOWICZ

**GENEZA PRADOLINY
WARSZAWSKO-BERLINSKIEJ
MIĘDZY NEREM I MOSZCZENICĄ**

W A R S Z A W A 1 9 6 7
W Y D A W N I C T W A G E O L O G I C Z N E

Komitet Redakcyjny

Redaktor naczelny: MARIA KIEŁCZEWSKA-ZALESKA

Zastępca redaktora naczelnego: KAZIMIERZ DZIEWOŃSKI

Członkowie: RAJMUND GALON, LESZEK STARKEL

Sekretarz: JADWIGA WŁODEK-SANOJCA

Rada Wydawnicza (Redakcyjna)

KAZIMIERZ DZIEWOŃSKI, RAJMUND GALON, JERZY GRZESZCZAK,
ŁUCJA GÓRECKA (sekretarz rady), MARIA KIEŁCZEWSKA-ZALESKA
(przewodnicząca rady), MIECZYŚLAW KLIMASZEWSKI, JADWIGA
KOBENDZINA, JERZY KOSIROWICKI, STANISŁAW LESZCZYCKI

Korektor:

B. Modzelewska

Redaktor techniczny:

A. Bieńkowska

WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE — WARSZAWA 1967

Wydanie I. Nakład 600+137 egz. Ark. wyd. 10 ark. druk. 7. Papier ilustr.
kl. III 80 g B1. Oddano do składu 20.II.1967 r. Podpisano do druku
w listopadzie 1967 r. Druk ukończono w listopadzie 1967 r. E-02. Cena zł 30.

Katow. Zakł. Graf., Zakł. 4, Mikołów, ul. Zwirki i Węgury 1 zam. 457/67

SPIS TREŚCI

Problematyka pradoliny	7
Podłoże czwartorzędu	9
Budowa geologiczna	9
Powierzchnia podłoża czwartorzędu	11
Litologia i stratygrafia czwartorzędu	19
Czołowa morena kutnowska	40
Struktura pagórków	40
Rzeki i sieć dolinna	55
Geneza moreny kutnowskiej i jej związek z pradoliną	58
Morfologia pradoliny	61
Formy akumulacji wodnolodowcowej w pradolinie	61
Sieć dolinna w pradolinie	64
Terasy pradoliny	77
Uwagi końcowe	81
Literatura	89
Резюме	92
Summary	94

PROBLEMATYKA PRADOLINY

Odcinek pradoliny warszawsko-berlińskiej między Nerem a Mszczenicą był kilkakrotnie badany, lecz poglądy na temat interpretacji poszczególnych faktów morfologicznych są bardzo różne. Odcinek ten znajduje się w obrębie moreny dennej o mało urozmaiconej powierzchni. Doliny rzek są tu szerokie i płytkie. Istnieją również doliny rzeczne niesfunkcjonujące. Nieliczne wzniesienia powierzchni są niskie, szerokie i o łagodnych stokach. Najwyraźniej wyodrębnia się pagórek nazwany Górą Św. Małgorzaty. Na ogół powierzchnia omawianego terenu ma cechy obszaru zdenudowanego. Morena denna, w której wycięta jest pradolina, na północy bezpośrednio graniczy ze strefą pagórków określonych jako czołowa morena kutnowska.

Już w 1891 r. J. Siemiradzki [61] mówi o trzech kanałach erozyjnych, które tworzyła woda roztopowa cofającego się lądolodu. Jeden z tych kanałów, zwany przez Siemiradzkiego polskim, obejmuje dorzecze Wisły i Warty. W jego obrębie znajduje się bruzda nazwana pradoliną warszawsko-berlińską. J. Siemiradzki mówi również o spiętrzaniu się rzek płynących z południa przed czołem lądolodu i szukaniu przez nie dróg na zachód. Według tego autora w pewnym okresie Wisła płynęła na zachód doliną Bzury, Neru i Warty.

S. Lencewicz [42] nawiązuje do poglądu J. Siemiradzkiego [61], lecz nie uzależnia genezy pradoliny warszawsko-berlińskiej od erozyjnej działalności wód roztopowych. Cłównym czynnikiem kształtującym pradolinę, według tego autora, jest pra-Wisła, która płynęła na zachód, gdy jej droga na północ była zatamowana przez lód.

Szerokość doliny pra-Wisły na badanym terenie wynosi około 25 km [42]. Dolina pra-Wisły rozciąga się od czołowych moren kutnowskich na północy do wzgórz ozorkowskich na południu. Pradoliny wodny w okolicy Łęczycy powstał wskutek poglądalnych ruchów epeirogenicjnych.

Jednocześnie z Lencewiczem badania pradoliny warszawsko-berlińskiej podejmuje J. Mik o ł a j s k i [45], przedstawiając własną koncepcję rozwoju tej formy. Autor twierdzi, że nie wszędzie pradolina ma jednakowe pochodzenie. Na odcinku Warty jest predysponowana. Rze-

ka odpreparowuje dolinę preglacjalną, natomiast odcinek Neru i Bzury powstał podczas zlodowacenia wskutek erozji wód pradolinnych.

Duże znaczenie w koncepcji Mikołajskiego ma wyróżniona przez niego średnia terasa pradoliny. Pod Uniejowem wysokość jej wynosi 115—117 m n.p.m. Natomiast na wschodzie terasa ta zbiega się z wysokością współczesnego dna pradoliny, które leży 102 m nad poziomem morza i pod Łęczycą jest poziomem terasy średniej. Terasa ta jest więc nachylona na wschód. Zgodnie z tym nie pra-Wisła płynęła na zachód, lecz Warta na wschód [45]. Ten kierunek był uwarunkowany bifurkacją Warty do zastoiska warszawskiego. Według J. Mikołajskiego pradolina warszawsko-berlińska na odcinku zajęтым przez Ner i Bzurę jest pochodzenia erozyjnego i nie ma żadnego związku z jakąkolwiek moreną czołową. Dział wodny koło Łęczycy powstał wskutek wcięcia Warty i obniżenia poziomu wód.

Badaniem podłoża plejstocenu omawianego terenu zajmował się J. S a m s o n o w i c z [60]. Sądził on, że występujące w okolicy Łęczycy solanki są pochodzenia cechsztyńskiego, a pagórek Góra Św. Małgorzaty jest zewnętrznym przejawem tektoniki solnej. Późniejsze badania podłoża okolic Góry Św. Małgorzaty przeprowadzone przez E. J a n c z e w s k i e g o [27] nie potwierdziły przypuszczenia o tektonicznej genezie tego pagórka.

Do poglądu J. Samsonowicza [60] nawiązuje P. W. T h o m s o n [62]. Na podstawie badań roślinności w okolicy Łęczycy autor ten przypuszcza, że słone źródła powodujące zasolenie pradoliny i związane z tym rozprzestrzenienie halofitów są rezultatem tektoniki solnej w okresie poglacialnym. Z tą tektoniką wiąże J. P o b o r s k i [51, 52] powstanie pradolinnego działu wodnego koło Łęczycy.

Przedstawiony stan badań omawianego terenu wykazuje, że ślady poszczególnych morfologicznych i geologicznych zdarzeń na tym odcinku pradoliny są różnie interpretowane. Rozbieżność poglądów zdecydowała o ponownym podjęciu badań w okolicy Łęczycy. Nawiązując do poruszonej w dotychczasowej dyskusji problematyki pradolinnej badanego terenu, jako cel pracy postawiono próbę rozwiązania genezy pradoliny warszawsko-berlińskiej między Nerem a Moszczenicą, a szczególnie takich zagadnień jak: 1 — predyspozycja pradoliny, 2 — powiązanie pradoliny z czołową moreną kutnowską, 3 — geneza działu wodnego koło Łęczycy, 4 — wpływ młodej tektoniki na morfologiczny rozwój badanego terenu.

Dla rozwiązania przedstawionej problematyki badano morfologię form powierzchni i ich wzajemne genetyczne powiązanie. Korzystano również z materiałów głębokich wierceń z archiwum Łęczyckich Zakładów Górniczych. Poza archiwalnym materiałem autor obserwował

rdzenie profili geologicznych na miejscu wierceń, co wpłynęło na gruntowniejsze poznanie szczególnie osadów pleistocenijskich oraz pleistocenijskiej problematyki badanego obszaru. Korzystano również z materiałów z archiwum wierceń Instytutu Geologicznego w Warszawie oraz w Łódzkim Przedsiębiorstwie Hydrogeologicznym. Ogółem wykorzystano około 500 głębokich wierceń.

Aby rozpoznać rodzaj osadów i ich strukturę w powierzchniowej strefie, stosowano liczne wiercenia ręczne do 4 m głębokie oraz badano odkrywki. W celu potwierdzenia obserwacji polowych i uzupełnienia materiału dowodowego przeprowadzono laboratoryjne analizy próbek osadów pochodzących z głębokich jak również z przypowierzchniowych warstw plejstocenu.

PODŁOŻE CZWARTORZĘDU

BUDOWA GEOLOGICZNA

Określenie predyspozycji pradoliny wymaga rozpoznania geologicznej budowy podłoża plejstocenu, które może wskazać drogi wiodące do rozwiązania morfogenezy badanego terenu.

Od Gór Świętokrzyskich w kierunku północno-zachodnim do Kołobrzegu w podłożu czwartorzędu ciągnie się wielka jednostka geologiczna zwana wałem kujawsko-pomorskim. J. Samsonowicz [39] jednostkę tę nazywa antyklinorium świętokrzysko-kujawsko-pomorskim. Całą strefę antyklinorium dzieli się na trzy odcinki: świętokrzyski, kujawski i pomorski. W. Pożaryski [54] dzieli odcinek kujawski na dwie części: właściwy kujawski — nazwany wypiętrzeniem kujawskim i kutnowski — nazwany wyniesieniem kutnowskim. Ponieważ badany odcinek pradoliny warszawsko-berlińskiej leży w obrębie wyniesienia kutnowskiego, dlatego strukturze tej części antyklinorium należy poświęcić więcej uwagi (ryc. 1).



Ryc. 1. Położenie badanego terenu

Według W. Pożaryskiego [54] cechy wyniesienia kutnowskiego są następujące: tworzy ono niesymetryczną antyklinę szeroką i płaską. Forma antykliny jest skomplikowana wysadami solnymi. Największe wydzwignięcie warstw wyniesienia kutnowskiego ciągnie się po jego po-

łudniowo-zachodniej stronie. Jest to długi solny wysad kłódawski, który w zachodniej części wykazuje silne zaburzenia tektoniczne. Na południu wyniesienie kutnowskie kończy się w okolicy Łęczycy i Łowicza [54]. W okolicy Łęczycy szerokość wału maleje. Przewężenie to oddziela wyniesienie kutnowskie od antykliny inowłodzko-gielniowskiej. Na północy w okolicy Brześcia Kujawskiego oś wyniesienia kutnowskiego zanurza się w głąb i rozpoczyna się odcinek kujawski.

Tę budowę podłoża plejstocenu omawianego terenu potwierdzają również grawimetryczne badania S. Pawłowskiego [47].

Przedstawione badania czwartorzędowego podłoża okolic Łęczycy zostały uzupełnione przez obserwacje J. Poborskiego [51, 52]. Autor ten stwierdza, że pod Łęczycą rozciąga się struktura solna, której jądro stanowią cechsztyńskie utwory solne. Struktura ta występuje pod działem wodnym Neru i Bzury. W obrębie tej struktury zarysowuje się znaczne wypiętrzenie podłoża złożonego z utworów mezozoicznych.

Południowy odcinek struktury solnej rozciąga się na przestrzeni Łęczycy — Solca Wielka.

Badania W. Pożaryskiego [54] i J. Poborskiego [51, 52] oparte na materiale pochodzącym z wierceń oraz grawimetryczne badania S. Pawłowskiego [47] informują o budowie wyniesienia kutnowskiego, które stanowi podłoże czwartorzędu omawianego odcinka pradoliny warszawsko-berlińskiej i czołowej moreny kutnowskiej. Wybitną cechą tego podłoża jest występowanie struktury solnej rozciągającej się od Solcy na południu aż po Izbicę na północy.

Obecność soli kamiennej w osadach cechsztyny według W. Pożaryskiego [55] powoduje ich odmienne niż innych skał zachowanie się w procesach tektogenetycznych. Tam, gdzie były grube warstwy soli, nastąpiła halokineza [55]. Aktywność soli może przejawiać się w różnych warunkach i w różnych okresach geologicznych. Na podstawie badań w okolicy Kutna W. Pożaryski [55] stwierdza, że główne przemieszczenie mas solnych nastąpiło w kajprze lub retyku. Przyczyną tego zjawiska było duże obciążenie narastającymi osadami triasowymi. Specyficzne reagowanie cechsztyńskich osadów solnych na zjawiska diastrofizmu zmusza do zapoznania się z zagadnieniem, czy i w jakim stopniu osady te wpłynęły na kształtowanie powierzchni w ogóle, a na badanym terenie w szczególności.

Struktura solna Izbica — Łęczycza według J. Poborskiego [51, 52] jest podłużną formą antyklinalną. Na jej środkowym i północnym odcinku masy cechsztyńskie przebiły się przez formacje mezozoiczne, tworząc wysad solny 20 km długi. W przekroju poprzecznym wysad ten ma kształt dwustopniowego zrębu. Szerokość wysadu określa autor na parę kilometrów. Cechsztyńska seria solonośna stanowiła ro-

dzaj plastycznego pakietu między staropaleozoicznym trzonem antyklinorium kujawskiego a jego mezozoiczną pokrywą. Intensywne deformacje soli powodowały ruchy tektoniczne pokrywy. Autor sądzi, że struktura solna Izbica — Łęczyca formowała się głównie w kredzie lub trzeciorzędzie. Możliwe jest również dźwiganie się mas solnych ku górze w czwartorzędzie [51, 52].

Należy zaznaczyć jeszcze, że znaczenie mas solnych w tektogenezie jest zagadnieniem poruszonym również w literaturze zagranicznej. Występowanie wysadów solnych znane jest na terenie ZSRR, a ruchy soli są jednym z przedmiotów rozważań neotektoniki. Według A. Jaworskiego [28] w niektórych okolicach ZSRR obserwuje się odmładzanie rzeźby powierzchni. Badania geologów i morfologów wykazują, że fakty te są rezultatem przemieszczania się mas solnych, które napierając od dołu na skały nadkładu, powodowały tworzenie się wyniesień utworów leżących wyżej. Przemieszczenia te trwają obecnie.

Zjawisko ruchów soli na terenie Niemiec porusza E. Bergmann [3] i G. Viete [64]. O mechanice ruchu wysadów solnych pisze również K. Gripp [25]. Autor ten próbuje powiązać przebijanie się diapirów solnych z zimnymi okresami plejstocenu, podczas których obniżenie się poziomu wody w morzach a wskutek tego obniżanie się poziomu wód gruntowych na lądzie lub likwidacja ich przez występowanie wiecznej zmarzliny hamowało rozpuszczanie soli, to zaś umożliwiało napierającym diapirem solnym dotarcie do powierzchni.

Z przeglądu literatury wynika, że struktury solne powodują zmiany morfologiczne powierzchni, a być może, że w morfogenezie okolic Łęczyca udział ich był znaczny.

POWIERZCHNIA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Cechy powierzchni podłoża czwartorzędu badanego terenu są przedstawione na dwóch przekrojach geologicznych poprowadzonych z południa na północ. Przecinają one pradolinę i morenę kutnowską. Przekroje te zostały sporządzone na podstawie licznych głębokich wierceń, które były profilowane przez kilka osób między innymi: J. Znoskę, K. Rypuszyńskiego, R. Zengela, S. Szczepanika, Wojtanowicza i autora tej pracy S. Jewtuchowicza. W celu dokładnego przedstawienia budowy geologicznej omawianego terenu przekroje poprowadzono przez strefę największego zagęszczenia otworów wiertniczych. Z tego względu przekroje przedstawiają budowę geologiczną wycinka znajdującego się na garbie antykliny solnej (ryc. 2).

Na przekroju zamieszczonym na rycinie 3 podłożo czwartorzędu jest zbudowane z utworów trzeciorzędu i jury. Osadów kredy nie ma. Trzeciorząd nie tworzy pokrywy ciągłej, lecz występuje fragmentarycz-



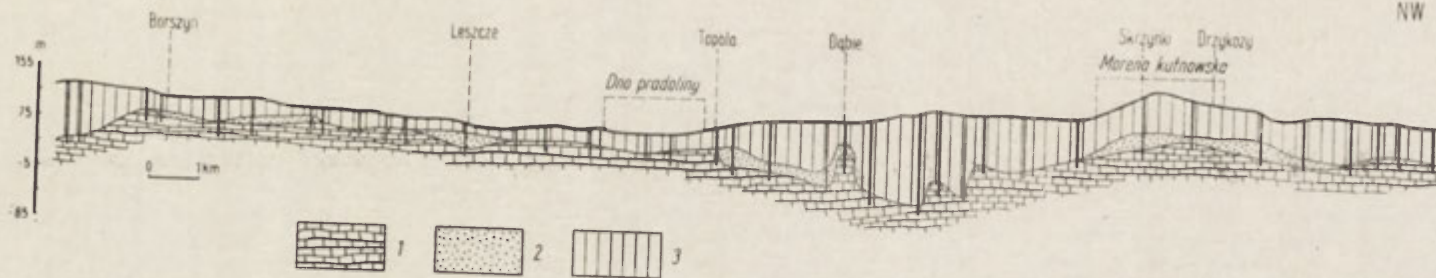
Ryc. 2. Rozmieszczenie przekrojów geologicznych i odkrywek

1—XIII — przekroje geologiczne (kółka oznaczają wiercenia); 1—15 — odkrywki; 1 — Bowętów, 2 — Sławęcín, 3 — Sławęcín II, 4 — Szłapy, 5 — Daszyna, 6 — Walew, 7 — Zieleniew, 8 — Wargawa, 9 — Byszew, 10 — Kutno, 11 — Łęka, 12 — Borek, 13 — Podgórzycze, 14 — Góra Sw. Małgorzaty, 15 — Karsznice

nie. Wypełnia on albo zagłębienia w jurze, albo jak na odcinku pod strefą moreny kutnowskiej leży na wypukłej powierzchni jury. W wielu miejscach czwartorzęd leży bezpośrednio na osadach jurajskich. Powierzchnia podłoża nie jest równa. Występują w niej obniżenia, w których najczęściej trzeciorzęd jest zniszczony. Zniszczenie tych osadów oraz nierówność powierzchni podłoża wskazują na długotrwałą erozję. Przy czym występowanie szeregu zagłębień w podłożu między moreną kutnowską a dnem pradoliny świadczy o przepływie albo kilku rzek równolegle usytuowanych, albo co jest więcej prawdopodobne jednej rzeki, której koryto się przesuwało.

Na przekroju II (ryc. 4) główne rysy omówionej poprzednio rzeźby podłoża czwartorzędu powtarzają się. W powierzchni podczwartorzędowej występują obniżenia, wśród których bardzo wyraźnie zaznacza się obniżenie pod dnem współczesnej pradoliny. Ze względu na mniejszy

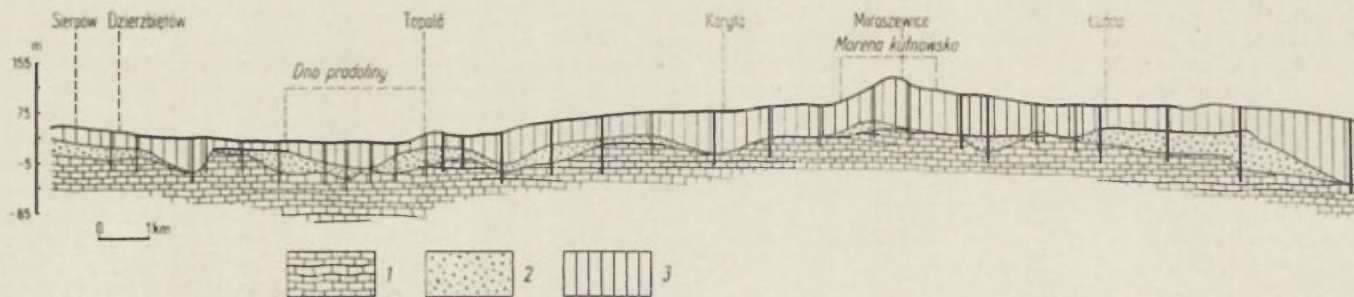
SE



Ryc. 3. Budowa podłoża czwartorzędu (ryc. 2, przekrój I)

1 — jura, 2 — trzeciorzęd, 3 — czwartorzęd

SE



Ryc. 4. Budowa podłoża czwartorzędu (ryc. 2, przekrój II)

1 — jura, 2 — trzeciorzęd, 3 — czwartorzęd

stopień zniszczenia trzeciorzędu niż na poprzednim przekroju, wyraźnie zarysowuje się tu zgodność ukształtowania powierzchni jury i trzeciorzędu. Fakt ten podkreślony jest szczególnie na przestrzeni między moreną kutnowską a dnem pradoliny. Tam, gdzie występuje obniżenie powierzchni jury, również znajduje się obniżenie powierzchni trzeciorzędu. Zgodność ta świadczy o powtarzaniu się erozji w tym samym miejscu w różnych okresach oraz wskazuje na predyspozycję sieci rzecznej badanego terenu. Na przekroju zamieszczonym na rycinie 4 widać, że strefa, w której znajduje się współczesna pradolina, była obniżeniem w jurze, trzeciorzędzie i jest nim obecnie. Jak wykazuje przekrój, predyspozycja pradoliny zaznacza się już w osadach mezozoiku.

Charakter powierzchni podłoża czwartorzędu całego badanego terenu przedstawia rycina 5. Na podstawie posiadanych wierceń uczyniono próbę odtworzenia rzeźby powierzchni znajdującej się pod osadami czwartorzędu. Rzeźbę tej powierzchni przedstawiono na tle ukształtowania powierzchni współczesnej, a dla łatwiejszego porównania obu powierzchni przy rekonstrukcji zastosowano ten sam układ poziomic co na mapie szczegółowej (ryc. 5). Należy zaznaczyć, że dokładność rekonstruowanej rzeźby zależy od zagęszczenia otworów wiertniczych, dlatego w środkowej części obszaru przedstawionego na rycinie 5 występuje więcej morfologicznych szczegółów podłoża niż na jej brzegach, gdzie zagęszczenie wierceń jest mniejsze.

W południowej części podczwartorzędowego podłoża omawianego terenu, między Łęczycą a Ozorkowem, rozciąga się wysoczyzna urozmaicona wzniesieniami. Najwyższe z nich znajdują się w okolicy Solcy 115 m i 102 m n.p.m., w Lubieniu 98 m, w Łęczycy 90 m n.p.m. Inne wzniesienia powierzchni podczwartorzędowej występują w Zagaju 90 m i w Leśmierzu 98 m n.p.m. W podłożu północnej części badanego terenu w Mazewie leży wzniesienie 94 m, w Mikołajewie 94 m i w Kterach 85 m n.p.m.

Ta wysoka, wyznaczona przez wzniesienia powierzchnia podczwartorzędowa jest rozcięta dolinami. W północnej części w okolicach Siedlca krzyżują się dwie doliny. Południkowa dolina rozcina podłoże pod strefą moreny kutnowskiej i łączy się z dnem pradoliny koło Topoli. Równoleżnikowa dolina ciągnie się wzdłuż południowej krawędzi moreny kutnowskiej. W Lesznie dolina ta jest zaznaczona przez wysokość 60 m n.p.m., w Siedlcu opada poniżej poziomu morza, a na południe od Sławęcina znajduje się na wysokości 55 m n.p.m. Inna południkowa dolina w podłożu ciągnie się od Daszyny na południe przez Upale do dna pradoliny. Jej dalsze przedłużenie na południe pokrywa się ze współczesną doliną Bzury.



Ryc. 5. Powierzchnia podłoża czwartorzędowego na tle rzeźby współczesnej

1 — podłoże, 2 — powierzchnia współczesna

Od Łęczycy na południe przez Lubień występuje w podłożu dolina, która w Trojanach łączy się z inną doliną o kierunku SE—NW, ciągnącą się od Ozorkowa przez Trojany, Mniszki do ujścia Zianu.

We wschodniej części terenu, od Orłowa na północ ciągnie się obniżenie zaznaczone poziomą 55 m, które pokrywa się ze współczesną doliną Ochni, oraz obniżenie podłoża wzdłuż doliny Strugi i Moszczenicy rozciągające się w kierunku SE—NW.

Wzniesienie podłoża w Leśmierzu rozdziela obniżenie, które naśladuje dolina Strugi, na ramię znajdujące się koło Góry Św. Małgorzaty i ramię południowe pokrywające się z obecną doliną Strugi.

Dno pradoliny zajmuje równoleżnikową rynną podłoża o kierunku E—W. Wysokość jej w okolicy Łęczycy wynosi 60—77 m n.p.m. Rynna podłoża opada na wschód. Amplituda wysokości wynosi 17 m. Być może, jest to przegięcie o charakterze tektonicznym uwarunkowane powstaniem działu wodnego. Poszczególne wzniesienia podłoża są rozcięte małymi dolinami, które uchodzą do dolin większych. Ze względu na ogólne nachylenie powierzchni podplejstoczeńskiej rynna pod pradoliną tworzy główne obniżenie w układzie dolin, do którego z północy i z południa uchodzą pozostałe formy dolinne. W miejscu przecięcia się tych form przy ujściu współczesnej Ochni i Moszczenicy oraz u ujścia Bzury i Zianu powstały w rynnie pradoliny erozyjne rozszerzenia.

Porównanie rzeźby podłoża czwartorzędu i powierzchni współczesnej (ryc. 5) wykazuje, że na badanym terenie obecne doliny naśladują dawną sieć dolinną. Dla potwierdzenia tego faktu sporządzono mapkę rozmieszczenia osadów tworzących spąg plejstocenu. Na podstawie poszczególnych wierceń naniesiono na mapę glinę, piasek, żwir, muł i ił, które leżą bezpośrednio na podłożu. W rezultacie tego otrzymano pokrywę podłoża czwartorzędu składającą się albo z gliny morenowej, albo z osadów rzecznych, albo też z osadów zastoiskowych (ryc. 6). Rozmieszczenie tych osadów wskazuje, że największa część powierzchni podplejstoczeńskiej jest pokryta gliną morenową, którą w wielu miejscach rozcinają pasy piasku i żwiru. Pasy tych osadów są śladem rynien, którymi płynęły dawne rzeki. Rynny te najwyraźniej zarysowują się w środkowej części omawianego terenu. Pokrywają się one z dolinami powierzchni podczwartorzędowej wyróżnionymi na rycinie 5. Podobnie jak na mapie podłoża (ryc. 5) tak i na mapie osadów spągu plejstocenu (ryc. 6) pod dnem pradoliny zaznacza się szeroka, prawie równoleżnikowa rynna, która od Orłowa w kierunku zachodnim rozdziela się na dwa ramiona. Północne ramię tej rynny pokrywające się z obecnym dnem pradoliny jest szerokie i, być może, tworzyło główny nurt dawnej rzeki. Południowe ramię ciągnie się od ujścia Moszczenicy w kierunku Ozorkowa i przez Śliwniki łączy się z rynną pod doliną Zianu. Uwzględ-



Ryc. 6. Osady spągu plejstocenu na tle rzeźby współczesnej

1 — glina morenowa, 2 — osady akumulacji rzecznej, 3 — osady zastoiskowe

niając występujące w podłożu obniżenie, którym płynie Zian, należy sądzić, że południowe ramię opływało wzniesienie podłoża w Solcy, a następnie wykorzystując obniżenie Zianu, kierowało się w okolice Leżnicy Małej, gdzie ponownie łączyło się z głównym nurtem.

Rozcięcie powierzchni gliny na odcinku między Łęczycą a Ozorkowem, więc na grzbiecie struktury solnej Izbica — Łęczycza — Solca, przez liczne wąskie pasy piasku wskazuje, że dawna rzeka napotykała tu przeszkody, które powodowały rozdzielenie płynących wód na małe odnogi wykorzystujące obniżenia terenu, z których najszersze znajdowało się jednak w okolicy Łęczycy.

W północnej części badanego terenu kierunek dawnych rynien zaznaczony przez osady piaszczyste również pokrywa się z obniżeniami powierzchni podczwartorzędowej. Fakt ten wyraźnie zaznacza się wzdłuż Ochni, koło Kter oraz w okolicy Siedlca.

W okolicy Daszyny powierzchnia podłoża jest przykryta osadami zastoiskowymi, które obecnie znajdują się w najwyższej wzniesionej części strefy moreny kutnowskiej (ryc. 6).

Wiek osadów piaszczysto-żwirowych reprezentujących dawne rzeki trudno określić, gdyż na badanym terenie, jak wykazuje stratygrafia przedstawiona w następnym rozdziale, gliny pokrywające te osady nie zawsze pochodzą z tego samego zlodowacenia. Wyróżniony na rycinie 6 piasek i żwir najczęściej leży pod gliną morenową zlodowacenia środkowopolskiego stadium mazowiecko-podlaskiego lub pod gliną pochodzącą ze stadium maksymalnego tego zlodowacenia. Piasek i żwir są to więc osady albo interglacjalnych i interstadialnych rzek, albo też rzek peryglacjalnych funkcjonujących podczas nasuwania się lądolodów. Jakkolwiek wiek piasku i żwiru może być różny, to jednak zależność rozmieszczenia tych utworów od dolin powierzchni podczwartorzędowej świadczy o wpływie rzeźby podłoża na kształtowanie się sieci rzek w minionych okresach plejstocenu. Porównanie ukształtowania powierzchni podłoża i powierzchni współczesnej (ryc. 5) oraz rozmieszczenia piaszczysto-żwirowych osadów bezpośrednio pokrywających podłoże (ryc. 6) świadczy o tym, że obecne dno pradoliny rozciąga się w strefie częstego przepływu wody w plejstocenie. Predyspozycję tę trudno uzasadnić glacialną teorią K. Keilhacka [30]. W tym przypadku należałoby przyjąć postój czoła lądolodu podczas każdego okresu deglacjacji na badanym terenie stale w jednym miejscu, na co nie ma dowodów.

Uwagę zwraca zwężenie koryt dawnych rzek na strukturze solnej między Łęczycą a Ozorkowem. Prawdopodobnie struktura ta w minionych okresach tworzyła przeszkodę dla rzek. Być może, dźwiganie się jej hamowało ruch wody i zmuszało rzeki do opływania wznoszącej

się powierzchni od południa przez Ozorków i Sliwniki. Pomimo tych przeszkód przepływ wody koło Łęczycy powtarzał się.

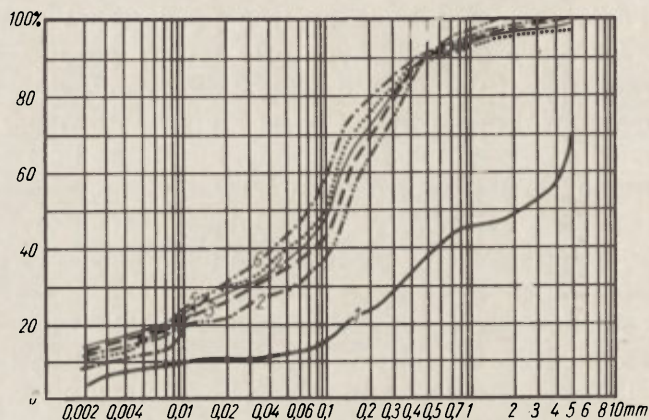
Przedstawiony materiał dowodowy na rycinach 3—6 pozwala na postawienie kilku wniosków dotyczących pradoliny warszawsko-berlińskiej między Nerem a Moszczenicą. Na tle budowy geologicznej pradolina jest formą erozyjną, która wykorzystuje erozyjne rynny przedplejstoczeńskiej, a być może, i plejstoczeńskiej sieci rzecznej. Współczesna pradolina na omawianym odcinku jest więc formą predysponowaną. Drugi wniosek odnosi się do zagadnienia przesuwania koryt rzecznych. Porównanie położenia obniżen powierzchni podczwartorzędowej na przekrojach geologicznych oraz rzeźby powierzchni podłoża i współczesnej wykazuje, że nie wszystkie rynny zaznaczające się w podłożu mają swój odpowiednik na powierzchni. Świadczy to o tym, że dawne rzeki zanikały lub przesuwały koryta w inne miejsca. Na badanym terenie nie jest to jednak regułą, gdyż np. współczesna pradolina rozciąga się w miejscu rynny istniejącej w trzeciorzędzie i jurze. Na podstawie analizy budowy geologicznej omawianego terenu wyłania się trzecia sprawa, która łączy się z zagadnieniem genezy pradoliny. Jest to zagadnienie przyczyny powstania wielkich luk erozyjnych w budowie geologicznej. Często osady czwartorzędu leżą bezpośrednio na jurze. Zniszczenie osadów kilku okresów geologicznych trudno jest uzasadniać tylko przyczyną klimatyczną. Nawiązując do prac Poborskiego [51, 52], Pożaryskiego [54] i innych autorów, dla wyjaśnienia przyczyn intensywnej erozji na badanym terenie należy brać pod uwagę pionowy ruch wznoszący podłoża, który jest uzasadniony obecnością cechsztyńskich mas solnych. To zjawisko wpływało na ożywienie procesów niszczących a, być może, decydująco wpływało na przesuwanie się rzek. O istnieniu ruchu wznoszącego świadczy również załączona mapa osadów spągu plejstocenu (ryc. 6). Dźwiganie się struktury solnej Izbica — Łęczycy na badanym terenie powodowało zaburzenie przepływu rzek o kierunku poprzecznym do grzbietu tej struktury. Obecne nachylenie powierzchni podłoża czwartorzędowego i powierzchni współczesnej w kierunku do dna pradoliny również świadczy o wpływie nierównomiernego wznoszącego ruchu podłoża.

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA CZWARTORZĘDU

Najczęściej występującym utworem zlodowacenia, stanowiącym podstawową masę osadów plejstoczeńskich, na badanym terenie jest glina morenowa. Grubość poszczególnych poziomów glin wynosi od 0,5 do 90 m. Największą grubość mają gliny znajdujące się w obniżeniu podłoża w Mniszkach — 90 m. Na odcinku najwyższego wzniesienia pagór-

ków kutnowskich w Drzykozach grubość glin waha się od 43 do 58 m. Liczba glin w jednym otworze wiertniczym może wynosić od 1 do 13.

W związku z występowaniem wielu poziomów glin wyłania się potrzeba rozdzielenia ich na gliny reprezentujące moreny denne glaciałów lub stadiałów oraz takie, które nie są moreną denną, a mogły powstać podczas powierzchniowej ablacji lodowca lub wskutek działania procesów wtórnych. W celu ustalenia różnic między glinami badano ich kolor, uziarnienie, powierzchnię ziarn oraz zawartość skaleni.



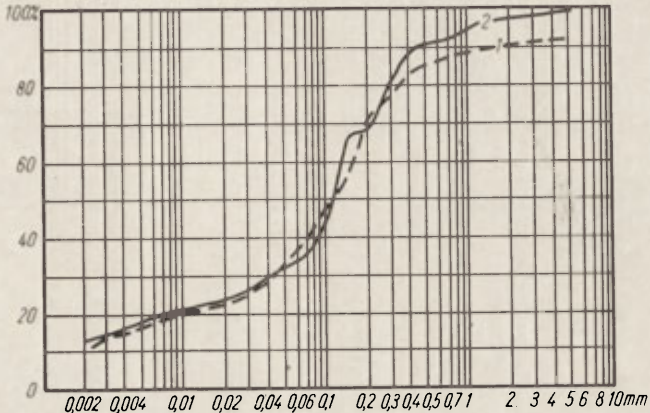
Ryc. 7. Lubień. Uziarnienie glin z różnych głębokości
1 — 19,5 m, 2 — 28 m, 3 — 7 m, 4 — 3,6 m, 5 — 11 m, 6 — 17,8 m

Cechą glin badanego terenu jest ich niejednorodność. W jednym i tym samym poziomie zmienia się frakcja ziarn i kolor. Zmiany te nie są regularne. Występujące w niektórych glinach domieszki iłów trzeciorzędowych pozwalają przypuszczać, że różnice w strukturze gliny morenowej w dużym stopniu są rezultatem erozji glacialnej podłoża.

Do analizy gliny pobierano próbki z każdej warstwy wykazującej jakiegokolwiek zróżnicowanie materiału w poszczególnych jej poziomach. Próbki były pobierane również według określonych stref: ze strefy pradoliny, ze strefy moreny kutnowskiej, z jej zaplecza oraz z moreny dennej południowej części badanego terenu.

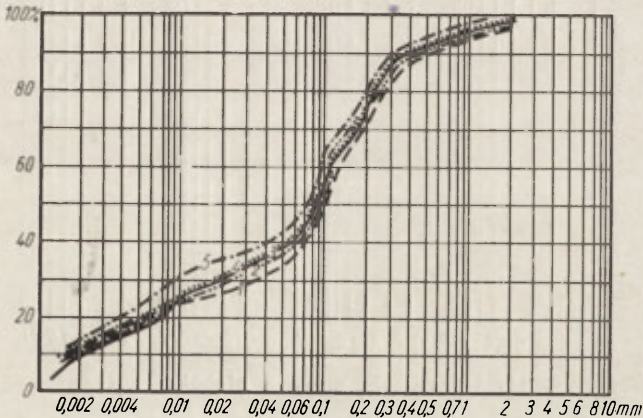
Uziarnienie gliny strefy pradolinnej reprezentuje profil z miejscowości Lubień (ryc. 7). Występują tu dwa poziomy glin. Z górnego poziomu pobrano 5 próbek z głębokości 3,6—19,5 m, z dolnego poziomu pobrano jedną próbkę z głębokości 28 m. Na 6 zanalizowanych próbek z Lubienia 5 ma podobne uziarnienie. Próbki nie wykazują istotnych różnic. Jedynie próbka pochodząca ze spągu górnego poziomu gliny, z głębokości 19,5 m, wykazuje duże odchylenie w stosunku do pozostałych. Cechuje ją mniejsza zawartość iltu i pyłu.

W strefie moreny kutnowskiej w Walewie występują dwa poziomy gliny, które nie różnią się pod względem uziarnienia (ryc. 8). W poszczególnych glinach znajduje się około 22% iltu, 28% pyłu i 45—48% piasku.



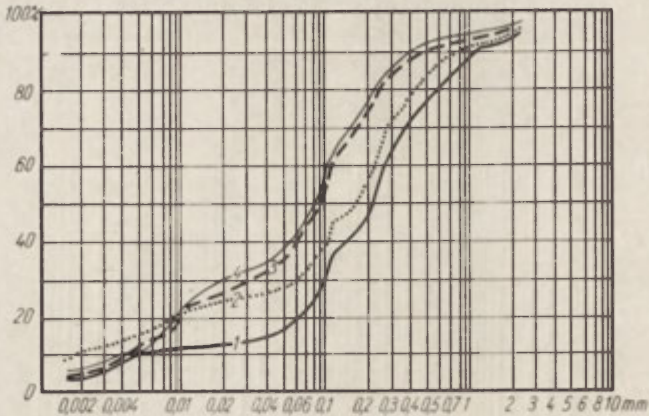
Ryc. 8. Walew. Uziarnienie glin z różnych głębokości
1 — 33,5 m, 2 — 47 m

Na zapleczu strefy moreny kutnowskiej, w Mazewie, w uziarnieniu pięciu glin również nie ma różnic (ryc. 9).



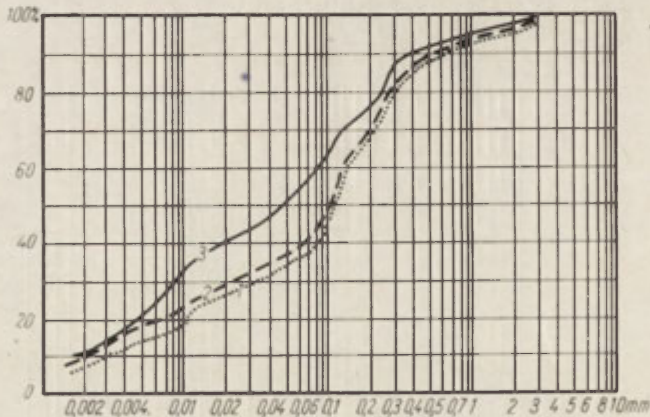
Ryc. 9. Mazew. Uziarnienie glin z różnych głębokości
1 — 4,5 m, 2 — 29 m, 3 — 1 m, 4 — 12 m, 5 — 37,6 m

Na południu badanego terenu, w Solcy, występuje jeden poziom gliny, z którego z głębokości 16,2—19,8 m pobrano próbki w odstępach prawie co 1 m. Krzywe wykazują, że uziarnienie tej gliny nie jest jednakowe. Największe odchylenie zaznacza się na głębokości 18,4 m (ryc. 10).



Ryc. 10. Solca. Uziarnienie glin z różnych głębokości
1 — 18,4 m, 2 — 19,8 m, 3 — 17 m, 4 — 16,2 m

Zbadano również glinę występującą na jednakowej głębokości w różnych częściach badanego terenu (ryc. 11), z trzech miejscowości położonych na tej samej wysokości nad poziomem morza: z Mazewa, Migdałowa i Solcy zanalizowano próbki gliny z głębokości 11 m. Krzywe



Ryc. 11. Uziarnienie gliny z głębokości 11 m
1 — Migdałów, 2 — Mazew, 3 — Solca

uziarnienia wykazują, że gliny z Migdałowa i Mazewa mają identyczne uziarnienie, natomiast glina z Solcy zawiera więcej łu i pyłu, a jest uboższa w piasek.

Z przedstawionej analizy granulometrycznej próbek wynika, że uziarnienie poszczególnych poziomów gliny może być bardzo podobne (ryc. 7, 8, 9), a uziarnienie tego samego poziomu gliny może być różne (ryc. 7, 10). Uziarnienie gliny znajdującej się na takiej samej wysoko-

ści, lecz z różnych miejscowości może być różne (ryc. 11). Zgodnie z B. Krygowskim [37, 38] należy więc stwierdzić, że na podstawie kryterium uziarnienia nie można ustalić wieku poszczególnych glin.

Zawartość skaleni w glinach badanego terenu nie jest wysoka. W Solcy wynosi 0,6—1,2%, w Mazewie 1,2—2%, w Migdałowie 0,5—4,8%. Zawartość skaleni w poszczególnych poziomach glin jest nierówna i nie da się ująć w regułę. Według A. Cailleux [6] zawartość 0—4% skaleni w osadzie świadczy, że między skałą wyjściową a obecną istniała faza intensywnego wietrzenia, w której skałen uległ rozkładowi.

W glinie z okolic Łęczycy znajduje się 5,4—20% kwarcu z brązowo-żelazistą powłoczką powstałą wskutek wietrzenia. Podobne ślady wietrzenia opisuje również G. Lütig [44]. Zdaniem tego autora brązowe otoczki na ziarnach kwarcu są śladem wietrzenia chemicznego.

W skład gliny badanego terenu wchodzi 2—13% matowych ziarn kwarcu, których kształt jest zbliżony do kuli. Ziarna te na powierzchni mają ślady korozji — dziurki. Badania A. Cailleux [6], B. Krygowskiego [37, 38] i G. Lütiga [44] wykazują, że kulistość i matowość ziarn kwarcu jest wskaźnikiem działania środowiska eolicznego, a ślady korozji dowodzą, że ziarna te przebywać musiały również w środowisku sprzyjającym wietrzeniu chemicznemu.

Na podstawie przedstawionych cech poszczególnych glin trudno określić ich wiek, natomiast wiążąc wyniki analizy z badaniami wspomnianych autorów można sądzić, że gliny morenowe okolic Łęczycy składają się z materiału niesionego przez lądolód z północy oraz z utworów różnego wieku pobranych z podłoża. Z tego prawdopodobnie wynikają największe trudności przy klasyfikacji omawianych glin na podstawie ich struktury oraz trudności w wykryciu pewnych prawidłowości w zróżnicowaniu cech materiału poszczególnych poziomów różnego wieku.

Wyniki analizy uziarnienia glin morenowych (ryc. 7—11) oraz morfoscopia ich materiału świadczą o silnej erozji przez lądolód na badanym terenie. Proces ten wpływał na zmianę składu mechanicznego i barwy nie tylko poszczególnych poziomów glin, lecz także poszczególnych warstw w obrębie tego samego poziomu.

Gliny są rozdzielone piaskiem, żwirem i mułem. Skrajna miąższość tych osadów wynosi około 75 m, a najczęściej 15—20 m. Serie piaszczysto-żwirowe o dużej miąższości leżą w głębokich obniżeniach podłoża.

Osady piasku i żwiru są słabo sortowane. Ziarna kwarcu przeważnie są ostrokrawędziste i mają błyszczące, świeże powierzchnie przełamu. Wśród tych ziarn można obserwować spękane ziarna matowe.

Stratygrafię czwartorzędu okolic Łęczycy przedstawiła M. D. Do-

moślawska-Baraniecka [9, 10]. Autorka ta wyróżnia w plejstocenie serię osadów, które powstały na przedpolu nasuwającego się lodowca środkowopolskiego. Osady te są produktem procesów stokowych i tworzących się na przedpolu lodowca zastoisk. Cechą tych utworów jest cykliczność sedymentacji. Osady te nazywa autorka serią zasypania, gdyż miały one zasypać rzeźbę interglacjału wielkiego. Z tego względu seria zasypania ma stanowić przewodni poziom stratygraficzny w profilach wiertniczych plejstocenu środkowej Polski.

Posługując się kryteriami serii zasypania, autorka ta w okolicy Łęczycy wyróżnia trzy poziomy gliny, które reprezentują trzy stadiały zlodowacenia środkowopolskiego. W tym układzie stadiów nie mieści się czołowa morena kutnowska, gdyż nie ma odpowiednika w postaci odrębnego poziomu gliny morenowej. Autorka przypuszcza jednak, że wskutek naporu lądolodu nastąpiło tu zsuniecie gliny podłoża, co spowodowało zwiększenie miąższości tego osadu i utworzenie wału morenowego. Zdaniem autorki, czołowa morena kutnowska tworzy albo czwarte stadium zlodowacenia środkowopolskiego, albo transgresywną fazę stadiału mazowiecko-podlaskiego. Gлина zlodowacenia krakowskiego jest zniszczona i mogła się przechować tylko w głębokich obniżeniach podłoża. O osadach starszego zlodowacenia niż krakowskie autorka nie wspomina.

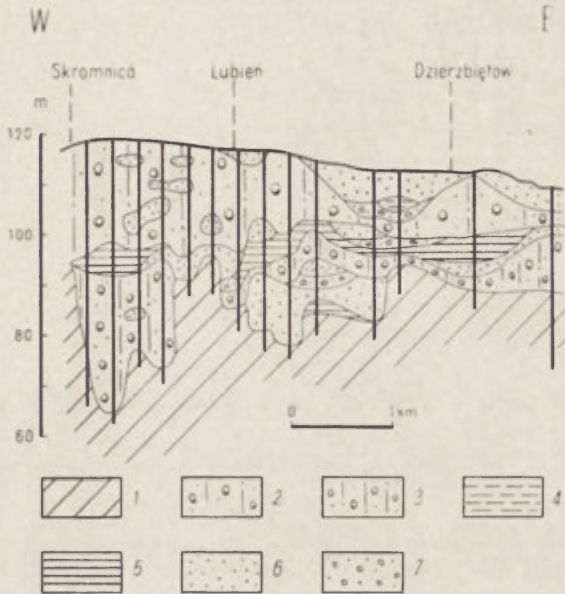
Należy zaznaczyć, że na badanym terenie nie wykryto jeszcze organicznych utworów interstadialnych lub interglacjalnych. Dlatego podział stratygraficzny z konieczności musi się opierać tylko na klasyfikacji glin i rozdzielających je osadów akumulacji rzecznej i zastoiskowej. Jednak nie wszystkie gliny występujące w poszczególnych otworach wiertniczych można zaliczyć do moren dennych, a rozdzielający je piasek do osadów okresów międzylodowcowych. Przykładem tego jest przekrój przedstawiony na rycinie 12. Przekrój ten przecina teren w kierunku równoleżnikowym na przestrzeni 5 km. Wiercenia są tu rozmieszczone prawie co 250 m, co gwarantuje dokładne odtworzenie budowy plejstocenu na tym odcinku.

Przekrój na rycinie 12 dowodzi, że w strukturze gliny morenowej mogą występować soczewki piasku, które tworzyły się albo podczas akumulacji tej gliny, albo później w szczelinach wskutek wymywania cząstek pylastych przez przesączającą się nimi wodę. Dlatego izolowane soczewki piasku w glinie nie mają żadnego znaczenia dla stratygrafii. Na rycinie 13 zaznaczają się tylko dwa poziomy gliny morenowej reprezentujące dwie moreny denne zlodowacenia środkowopolskiego.

Drugi poziom gliny jest bardzo zniszczony i przechował się przede wszystkim w obniżeniach. We wschodniej i zachodniej części profilu leży

on bezpośrednio na skałach podłoża, natomiast w środkowej części na iłach, żwirach i piaskach plejstoceńskich. Utwory te są resztką osadów z okresu poprzedzającego akumulację dolnej gliny.

Starsza glina jest oddzielona od gliny górnej warstwą piasku i iłów warwowych. Duży zbiornik tych osadów występuje w okolicy Dzierzbietowa. Osady rzeczne i zastoiskowe świadczą o przerwie w akumulacji glacialnej i o różnicy wieku obu poziomów glin.

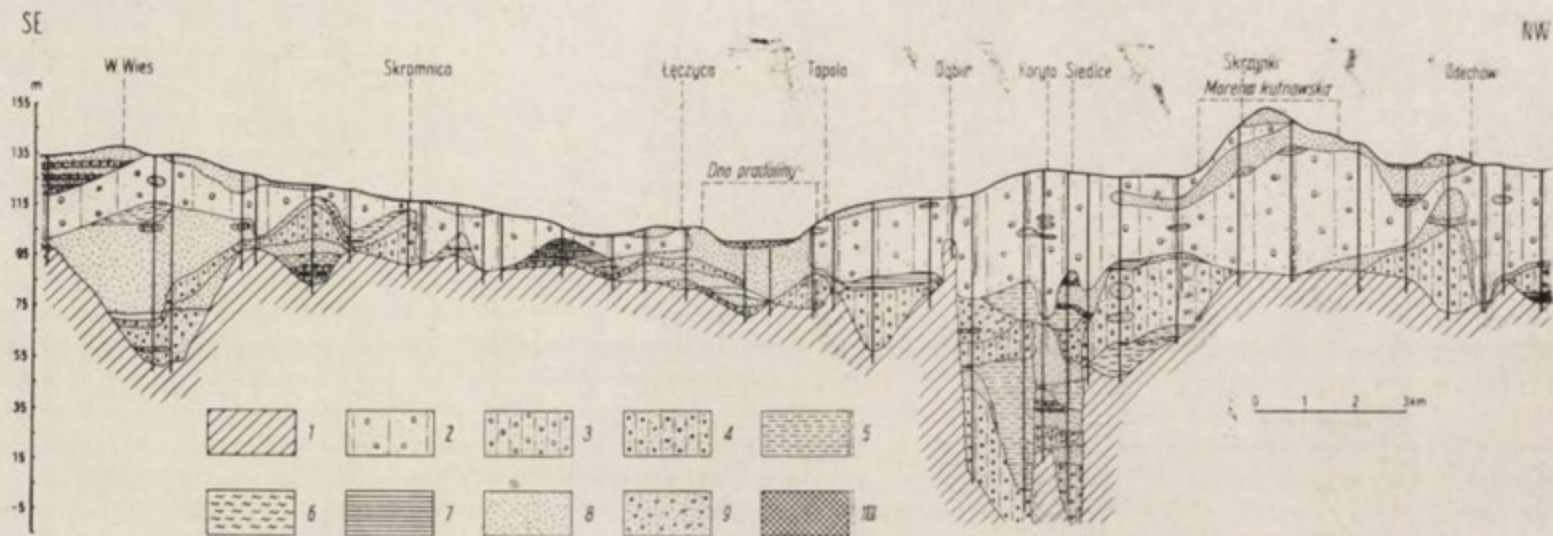


Ryc. 12. Stratygrafia czwartorzędu (ryc. 2, przekrój X)

1 — podłoże czwartorzędu, 2 — glina morenowa zlodowacenia środkowopolskiego stadium mazowiecko-podlaskiego (III).
3 — glina morenowa zlodowacenia środkowopolskiego stadium maksymalnego (II), 4 — muł, 5 — ił warwowy, 6 — piasek, 7 — żwir

Strop górnej gliny w okolicy Dzierzbietowa jest mocno zniszczony. Jest to rozcięcie utworzone przez strumień przepływający Solcę. Erozja wgłębna spowodowała wcięcie około 15 m głębokie. Dawna dolina strumienia została zasypana, współczesna jest bardzo płytka. Górna glina nie ma jednolitej budowy. Występują w niej wkładki piasku, których miąższość dochodzi do 8 m. Jak wykazuje profil, nie są to utwory okresów międzylodowcowych.

Przekrój przedstawiony na rycinie 13 przecina badany teren z SE na NW na przestrzeni 25 km. W jego południowej części występują dwa poziomy glin. Drugi, starszy poziom, leży bezpośrednio na podłożu



Ryc. 13. Stratygrafia czwartorzędu (ryc. 2, przekrój D)

1 — podłoże czwartorzędu, 2 — glina morenowa zlodowacenia środkowopolskiego stadium mazowiecko-podlaskiego (III), 3 — glina morenowa zlodowacenia środkowopolskiego stadium maksymalnego (II), 4 — glina morenowa zlodowacenia krakowskiego (I), 5 — muł, 6 — il, 7 — il warwowy, 8 — piasek, 9 — żwir, 10 — torf

albo na plejstocenijskich piaskach i żwirach, które wypełniają zagłębienia podłoża. Druga glina jest w znacznym stopniu zniszczona. Osad rozdzielający gliny składa się z piasków, żwirów, otczaków oraz mułu i iłóv. Utwory te świadczą o częstej zmienności warunków sedymentacji, która musiała się odbywać na powierzchni wolnej od pokrywy lodowej.

W Wielkiej Wsi głębokie obniżenie w drugim poziomie gliny jest wypełnione materiałem strukturalnie podobnym do wspomnianej serii zasypania z tą różnicą, że w Wielkiej Wsi materiał ten leży pod górną gliną, więc jest od tej serii młodszy. Na północ od Skromnicy — trzeci, najmłodszy poziom gliny leży bezpośrednio na osadach jury. Istnieje tu luka stratygraficzna obejmująca okres od wezulu do najmłodszego stadium zlodowacenia środkowopolskiego. W dniu pradoliny wszystkie poziomy gliny zostały usunięte. Proces niszczący usunął również z tej strefy osady trzeciorzędu i część osadów mezozoiku.

Na południe od strefy pagórków kutnowskich, w okolicy Koryt i Siedlca, budowa plejstocenu komplikuje się. Przyczyną tego jest istnienie głębokiego obniżenia erozyjnego. Obniżenie to jest wypełnione osadami czwartorzędowymi, w których występują trzy poziomy gliny. Pierwszy poziom, najstarszy leży bezpośrednio na jurze. Układ materiału w omawianym zagłębieniu wykazuje, że po osadzeniu tej gliny nastąpił okres wzmożonej erozji. Początkowo w glinie powstało erozyjne zagłębienie, które wypełnił piasek. W następnej fazie erozja niszczy poprzednio osadzony piasek, a po jej wyśnięciu osadza się ił, który można obserwować między podłożem a drugą gliną morenową. Kolejne odnowienie erozji w tym samym miejscu powoduje zniszczenie prawie całej warstwy łu. Później następuje akumulacja mułu. Miąższość tego osadu wynosi obecnie 50 m.

Istnienie osadów rzecznych i zastoiskowych na najstarszej glinie w Siedlcu (ryc. 13) świadczy o przerwie akumulacji glacialnej. W okresie powstania tych osadów panowała długotrwała erozja o zmiennym natężeniu. Każde kolejne odnowienie tego procesu powodowało niszczenie nagromadzonych osadów.

Omawiane osady rzeczne i zastoiskowe leżą na najstarszej na badanym terenie glinie morenowej lub bezpośrednio na podłożu skalnym. Są one przykryte drugą gliną starszą, której miąższość obecnie wynosi około 30 m. Jej zbita gębsza struktura świadczy, że glina ta nie jest przemieszczona wtórnie. Osady rzeczne i zastoiskowe występują więc między starymi glinami moreny dennej. Ta sytuacja potwierdza ich interglacialne pochodzenie.

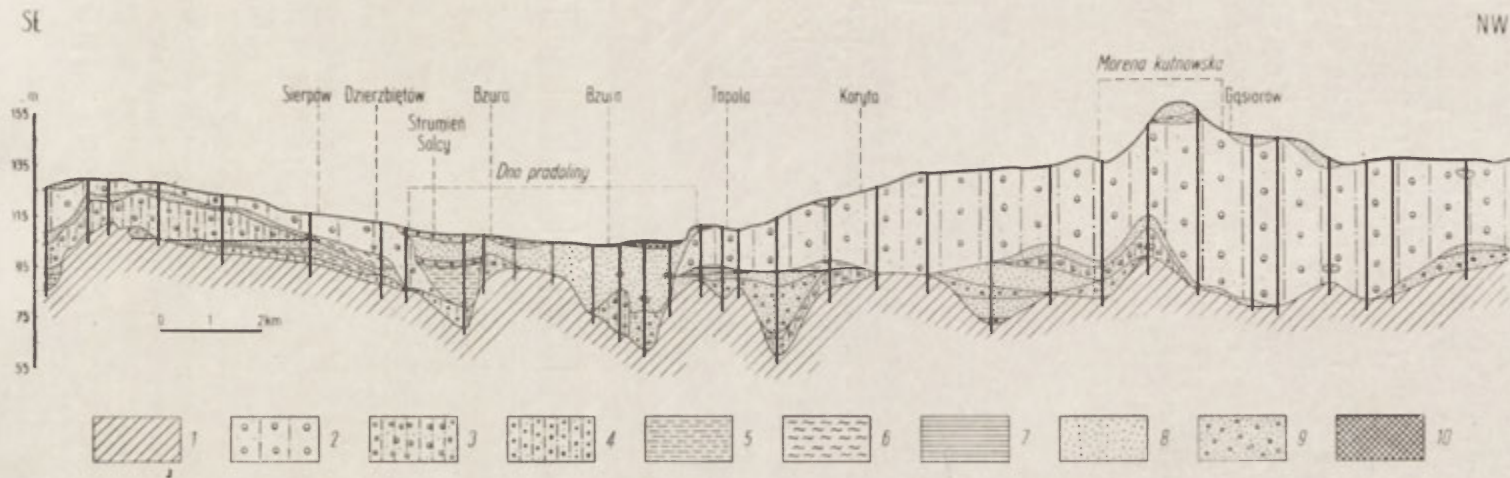
Klastyczne osady interglacialu wielkiego, zwanego także mazowieckim, są znane z badań E. Rühlego [57] w Barkowicach Mokrych

i z badań W. Karaszeńskiego [29] w Syrnikach nad Wieprzem. W obu tych profilach, w spągu i stropie osadów — datowanych paleontologicznie na optimum klimatyczne — występują interglacjalne osady rzeczne i zastoiskowe. Osady klastyczne pochodzące z interglacjału wielkiego w dorzeczu Rawki znajduje również K. Balińska-Wuttko [2]. Według tej autorki osady te składają się przeważnie z frakcji bardzo drobnej.

Osady w Siedlcu (ryc. 13) są podobne do klastycznych osadów interglacjalnych z Barkowic Mokrych, Syrnik i z dorzecza Rawki. Podobieństwo uziarnienia, ślady długotrwałej erozji i położenie świadczą, że osady rzeczne i zastoiskowe w Siedlcu (ryc. 13), znajdujące się pod drugą, starszą gliną morenową, tworzyły się przed zlodowaczeniem środkowopolskim, w okresie interglacjału wielkiego. Prawdopodobnie jest to tylko dolna część nagromadzonych tu osadów interglacjalnych. Środkowa i górna ich część uległa zniszczeniu wskutek denudacji i erozji, których działalność na badanym terenie osiągała znaczne rozmiary.

Przed akumulacją górnej gliny w Siedlcu następuje odnowienie się erozji, która tworzy formy głębokie do 45 m i szerokie ponad 1 km. Drugi poziom gliny zostaje rozcięty i razem z nim część osadów interglacjalnych. Ta nowa forma erozyjna jest zasypiana materiałem o innej strukturze niż osad interglacjalny: piaskiem, żwirem, mułkiem, wkładkami gliny i ilami warwowymi. Osad ten pod względem budowy przypomina tzw. serię zasypiania. Ponieważ występuje on pod górną gliną, nie spełnia tych warunków w stratygrafii, jakie przypisuje tej serii. M. D. Domosławska-Baraniecka [9], tj. nie rozdziela zlodowaczenia krakowskiego od środkowopolskiego. W obrębie moreny kutnowskiej glina górna nie tworzy jednolitego pokładu. W południowej części tej moreny oraz na jej przedpolu jest ona rozdzielona warstwą piasku, natomiast w północnej części moreny ta sama warstwa piasku wychodzi na powierzchnię, a glina tworzy zwarty, jednolity pokład.

Rozdzielenie gliny osadami piaszczystymi może nasuwać przypuszczenie, że wiek gliny w strefie pagórków jest różny i należałoby się tu spodziewać śladów oscylacji lądolodu. Jednak dokładna analiza warstwowania tych osadów nie potwierdza przypuszczenia o wiekowej odrębności rozdzielonych piaskiem glin przedstawionych na rycinie 13. Ani na tym profilu ani na innych profilach geologicznych nie ma potwierdzenia istnienia w stratygrafii śladów odrębnej oscylacji lądolodu w strefie pagórków kutnowskich. Wobec tego należy sądzić, że przewarstwienie górnej części gliny przez piasek w pagórkach kutnowskich jest rezultatem zróżnicowanej ablacji lodowcowej. Występująca tu glina i osady piaszczysto-żwirowe są jednakowego wieku i powstały podczas deglacjacji tego samego lądolodu.

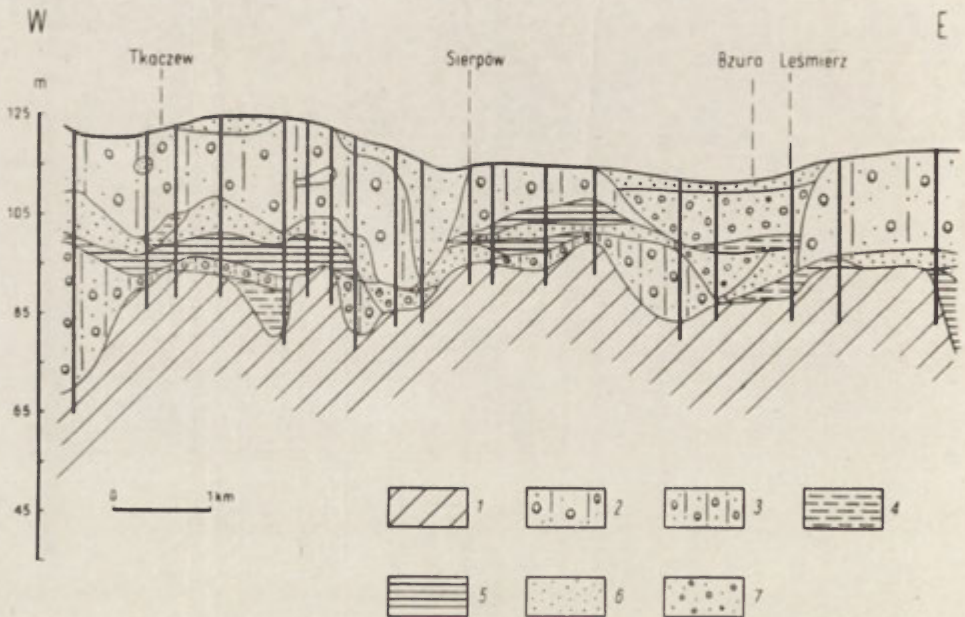


Ryc. 14. Stratygrafia czwartorzędu (ryc. 2, przekrój II)

1 — podłoże czwartorzędu, 2 — glina morenowa zlodowacenia środkowopolskiego stadium mazowiecko-podlaskiego (III), 3 — glina morenowa zlodowacenia środkowopolskiego stadium maksymalnego (II), 4 — glina morenowa zlodowacenia krakowskiego (I), 5 — muł, 6 — ił, 7 — ił warwowy, 8 — piasek, 9 — żwir
10 — torf

W południowej części przekroju przedstawionego na rycinie 14 przechowały się trzy poziomy glin. Na odcinku dna pradoliny są one jednak zniszczone przez erozję. Osady plejstoceny północnej części tego profilu są zbudowane głównie z górnej gliny. Starsze poziomy glin morenowych są zniszczone i przechowały się tylko w nielicznych miejscach. Miąższość osadów rozdzielających poszczególne gliny morenowe nie przekracza 10—15 m. Osady te są zbudowane z piasku, żwiru i mułków, które przeważnie wypełniają obniżenia, na wielu zaś odcinkach są zniszczone. W strefie pagórków kutnowskich górna glina jest jednolita. Jest ona przykryta osadami piasku i mułku.

Stratyfację czwartorzędu przedstawioną za pomocą przekrojów o kierunku SE — NW uzupełniają przekroje przecinające omawiany teren w kierunku E — W.

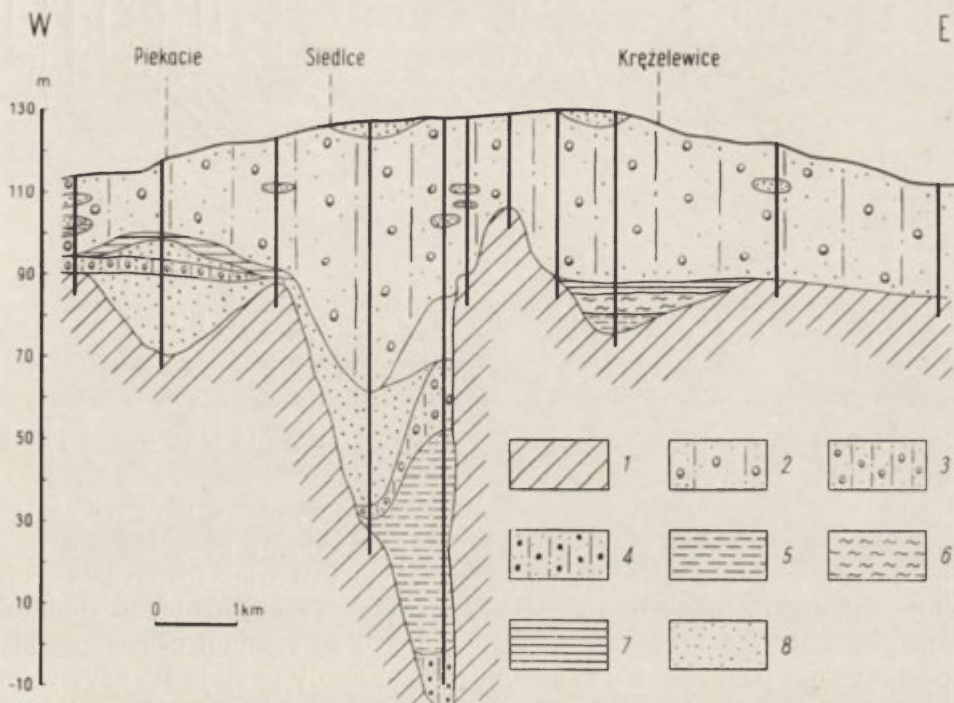


Ryc. 15. Stratygrafia czwartorzędu (ryc. 2, przekrój XIII)

1 — podłoże czwartorzędu, 2 — glina morenowa zlodowacenia środkowopolskiego stadium mazowiecko-podlaskiego (III), 3 — glina morenowa zlodowacenia środkowopolskiego stadium maksymalnego (II), 4 — muł, 5 — ił warwowy, 6 — piasek, 7 — żwir

Na południe od Łęczycy (ryc. 15) występują dwa poziomy gliny morenowej. Osad rozdzielający te gliny składa się ze żwiru, piasku, mułków i iłów warwowych. Miąższość tych osadów wynosi od 1 do 10 m. W Sierpowie pod doliną strumienia przepływającego przez Solcę oraz w Leśmierz pod doliną Bzury oba poziomy gliny są zniszczone (ryc. 15). Głębokie wcięcia rzeczne są obecnie zasypane piaskiem, a rzeki płyną w tym samym miejscu w bardzo płytkich korytach.

Rycina 16 przedstawia budowę plejstocenu na przedpolu strefy moreny kutnowskiej. Głina trzecia — górna — tworzy tu pokrywę ciągłą. Największa jej miąższość występuje na odcinku obniżenia podłoża w Siedlcu. Drugi poziom gliny jest oddzielony od poprzedniej warstwą piasku, mułu i ilów warwowych. Głina ta nie tworzy jednolitego pokładu. Pod drugą gliną leży warstwa mułu, który pokrywa najstarszy poziom gliny na badanym terenie.

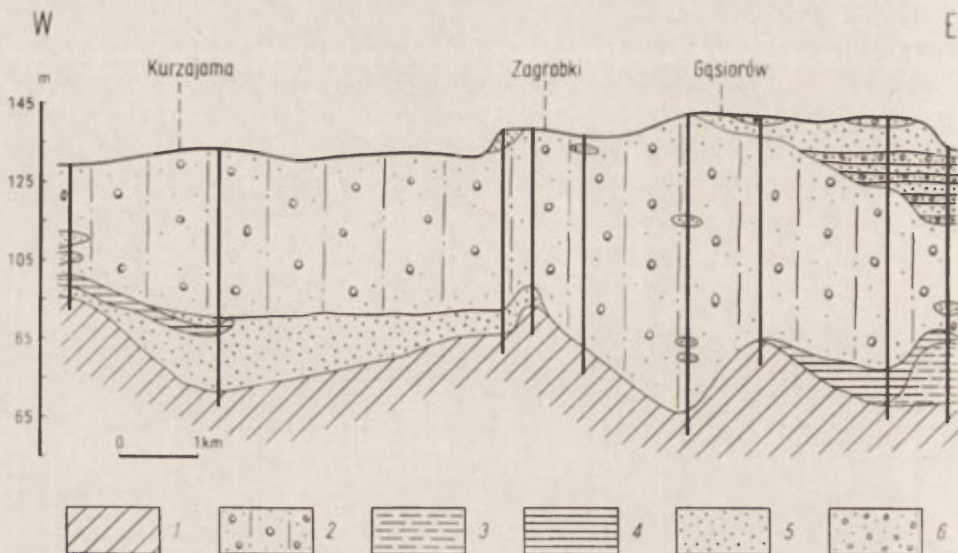


Ryc. 16. Stratygrafia czwartorzędu (ryc. 2, przekrój V)

1 — podłoże czwartorzędu, 2 — glina morenowa zlodowacenia środkowopolskiego stadium mazowiecko-podlaskiego (III), 3 — glina morenowa zlodowacenia środkowopolskiego stadium maksymalnego (II), 4 — glina morenowa zlodowacenia krakowskiego (I), 5 — muł, 6 — il, 7 — il warwowy, 8 — piasek

Budowa strefy moreny kutnowskiej przedstawiona na przekrojach równoleżnikowych nie różni się od budowy przedstawionej na przekrojach południkowych (ryc. 17). Osady plejstoceńskie składają się tu przeważnie z gliny trzeciej. Na jej powierzchni istnieją obniżenia wypełnione piaskiem i żwirem. Starsze gliny przeważnie są zniszczone.

Na przedstawionych przekrojach geologicznych występują trzy poziomy gliny, reprezentujące trzy moreny denne. Większa liczba gлин wynika albo z rozdzielania tej samej gliny soczewkami piasku, albo są to gliny jednakowego wieku utworzone podczas ablacji poszczególnych



Ryc. 17. Stratygrafia czwartorzędu (ryc. 2, przekrój III)

1 — podłoże czwartorzędu, 2 — glina morenowa zlodowacenia środkowopolskiego stadium mazowiecko-podlaskiego (III), 3 — muł, 4 — ił warwowy, 5 — piasek, 6 — żwir

lodowców, albo też powstały wskutek przemieszczenia tego osadu przez procesy stokowe.

Jak wykazała analiza osadów czwartorzędowych na badanym terenie utwory tzw. serii zasypania znajdują się między pierwszą a drugą oraz między drugą a trzecią gliną. Wiek ich jest więc różny. Fakt ten dowodzi, że wiążą się one nie tylko z okresem maksymalnego stadium zlodowacenia środkowopolskiego, lecz także ze stadium nasuwania się późniejszego lądolodu. Na badanym terenie osady te stają się kryterium dla odróżnienia nasunięć lądolodu zarówno glacjałów jak i stadiałów. Seria ta na badanym terenie traci przypisane jej cechy osadu przewodniego.

Zagadnienie osadów preglacialnych jest trudne do rozwiązania, gdyż w wielu miejscach glina morenowa przykrywa podłoże bezpośrednio, więc albo w tych miejscach osadów preglacialnych nie było, albo zostały usunięte przez denudację.

Analiza poszczególnych przekrojów geologicznych wykazała, że w budowie plejstocenu istnieją duże luki erozyjne. W wielu miejscach bezpośrednim podłożem najmłodszej gliny na omawianym terenie są osady jurajskie. Gliny morenowe starsze, pierwsza i druga, są często zniszczone, zniszczone są również osady okresów międzylodowcowych.

Jedną z cech budowy omawianego terenu jest istnienie głębokich wcięć erozyjnych różnego wieku, świadczących o odnawianiu się erozji

wgłębnej, przy czym te same formy erozyjne były kilkakrotnie odpreparowane.

Zagadnienie podziału czwartorzędu na badanym terenie uzupełnia mapa ilości glin morenowych (ryc. 18). Występujące w budowie geologicznej gliny, które reprezentują moreny denne, naniesiono na mapę, a następnie miejsca o jednakowej liczbie glin połączono liniami. W ten sposób otrzymano zwarte strefy jednej, dwu lub trzech glin. Rozmieszczenie ich jest następujące: w Mazewie znajduje się duża przestrzeń z jednym poziomem gliny. Inny obszar z jedną gliną rozciąga się wzdłuż najwyższej części strefy moreny kutnowskiej. Od Mazewa w kierunku doliny Rgilewki liczba glin morenowych stopniowo zwiększa się do trzech. W okolicy Sławęcina znajduje się obszar z dwiema glinami. W okolicy Garbalina wokół obszaru z jedną gliną rozciągają się strefy dwu oraz trzech glin. Zwarty obszar jednej gliny występuje również w Borucicach.

Dno pradoliny nie ma żadnej gliny morenowej.

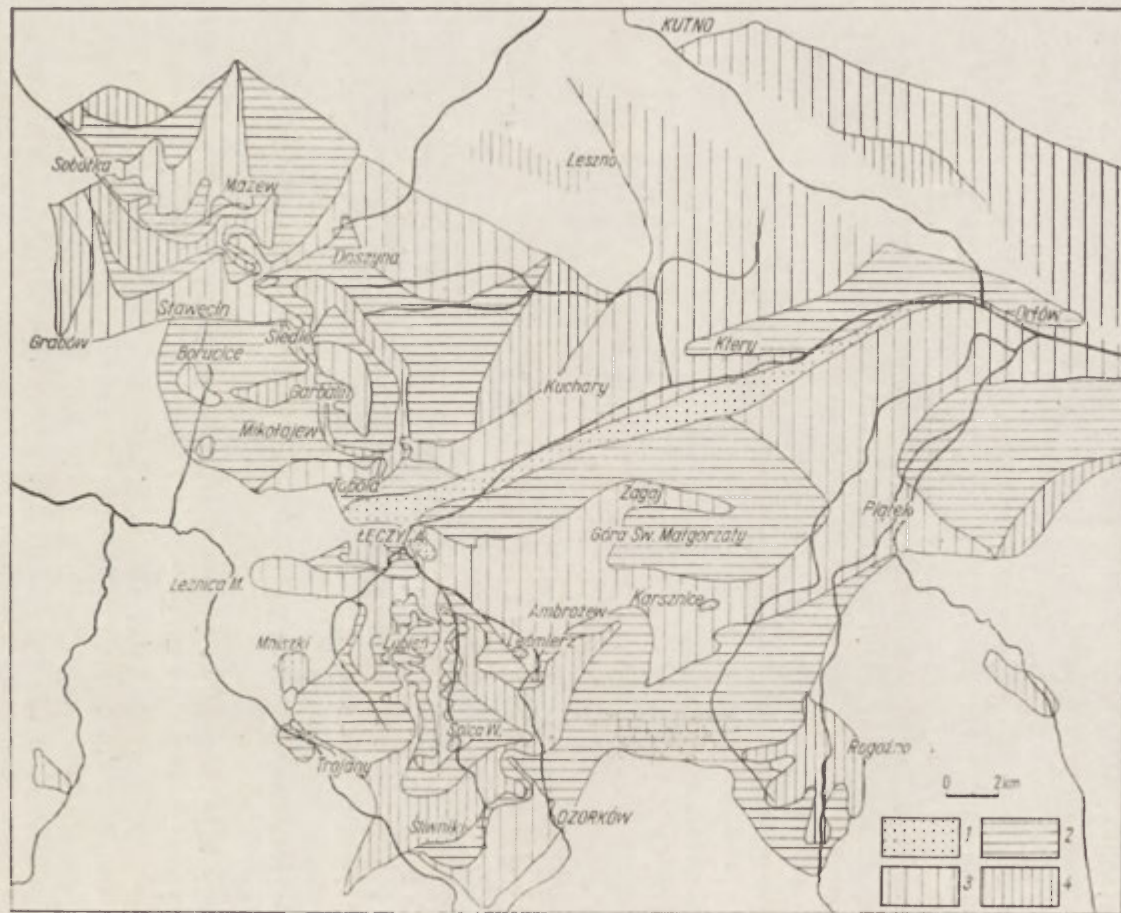
Południowa część terenu pod względem ilości glin jest zróżnicowana. W Łęczycy występują trzy poziomy gliny morenowej. Od Łęczycy przez Górę Św. Małgorzaty, Piątek do ujścia Moszczenicy ciągnie się strefa z jedną gliną. Jedną gliną można obserwować także w okolicy Ozorkowa i Solcy.

Powierzchnię obszarów z poszczególną ilością glin morenowych pomierzono i obliczono w procentach:

- brak gliny stwierdzono na 4,2% powierzchni badanego terenu;
- występowanie jednego poziomu gliny morenowej stwierdzono na 44,0% powierzchni badanego terenu;
- występowanie dwóch poziomów gliny morenowej stwierdzono na 31,6% powierzchni;
- występowanie trzech poziomów gliny morenowej stwierdzono na 20,2% powierzchni.

Liczby te wykazują, że po akumulacji każdej gliny następował okres intensywnej denudacji i erozji powierzchni. Występowanie tylko jednego, trzeciego poziomu gliny na 44,0% badanej powierzchni oznacza, że przed nasunięciem ostatniego lądolodu prawie połowa tego terenu nie była pokryta gliną morenową, a przed akumulacją drugiej gliny na 75,6% powierzchni nie było gliny morenowej. Jeżeli do tego dodamy jeszcze teren bez glin morenowych, to otrzymamy 79,8% powierzchni, z której glina została usunięta przed drugim nasunięciem lądolodu. Glina pierwsza pokrywająca pozostałe 20,2% powierzchni zachowała się najczęściej w zagłębieniach podłoża.

Procentowy udział powierzchni pokrytych przez poszczególne gliny morenowe wykazuje, że pierwotna rzeźba glacialna po każdym zlod-



Ryc. 18. Ilość poziomów glin morenowych

1 — teren bez glin morenowych, 2 — występuje tylko jeden poziom gliny morenowej, 3 — dwa poziomy gliny morenowej, 4 — trzy poziomy gliny morenowej

waceniu ulegała dużym zmianom. Próbę przedstawienia tych zmian w plejstocenie wykonano na podstawie odtworzenia wysokości spągu glin morenowych reprezentujących poszczególne zlodowacenia. Wysokość spągu glin przedstawia rzeźbę tej powierzchni, która obecnie rozciąga się pod poszczególnymi morenami dennymi. Należy zaznaczyć również, że prawdopodobnie nie są to te same powierzchnie, na które nasuwały się poszczególne lodowce, gdyż erozja aktywnego lodu mogła wpływać na pewien stopień przekształcenia rzeźby obszaru, który był pokrywany przez lądolód. Pomimo tych zmian należy jednak sądzić, że zasadnicze rysy rzeźby nie zostały zatarte. Dlatego odtworzone pod poszczególnymi glinami morenowymi powierzchnie (ryc. 19, 20) przynajmniej w ogólnych zarysach pozwalają poznać zmiany, jakie następowały na badanym terenie w okresach międzylodowcowych.

Przy rekonstrukcji dawnej rzeźby dla porównania zastosowano ten sam układ poziomic co na mapie podłoża plejstocenu. Poza tym na mapach dawnej rzeźby odpowiednią sygnaturą zaznaczono brak danej gliny, która powinna pokrywać omawianą powierzchnię.

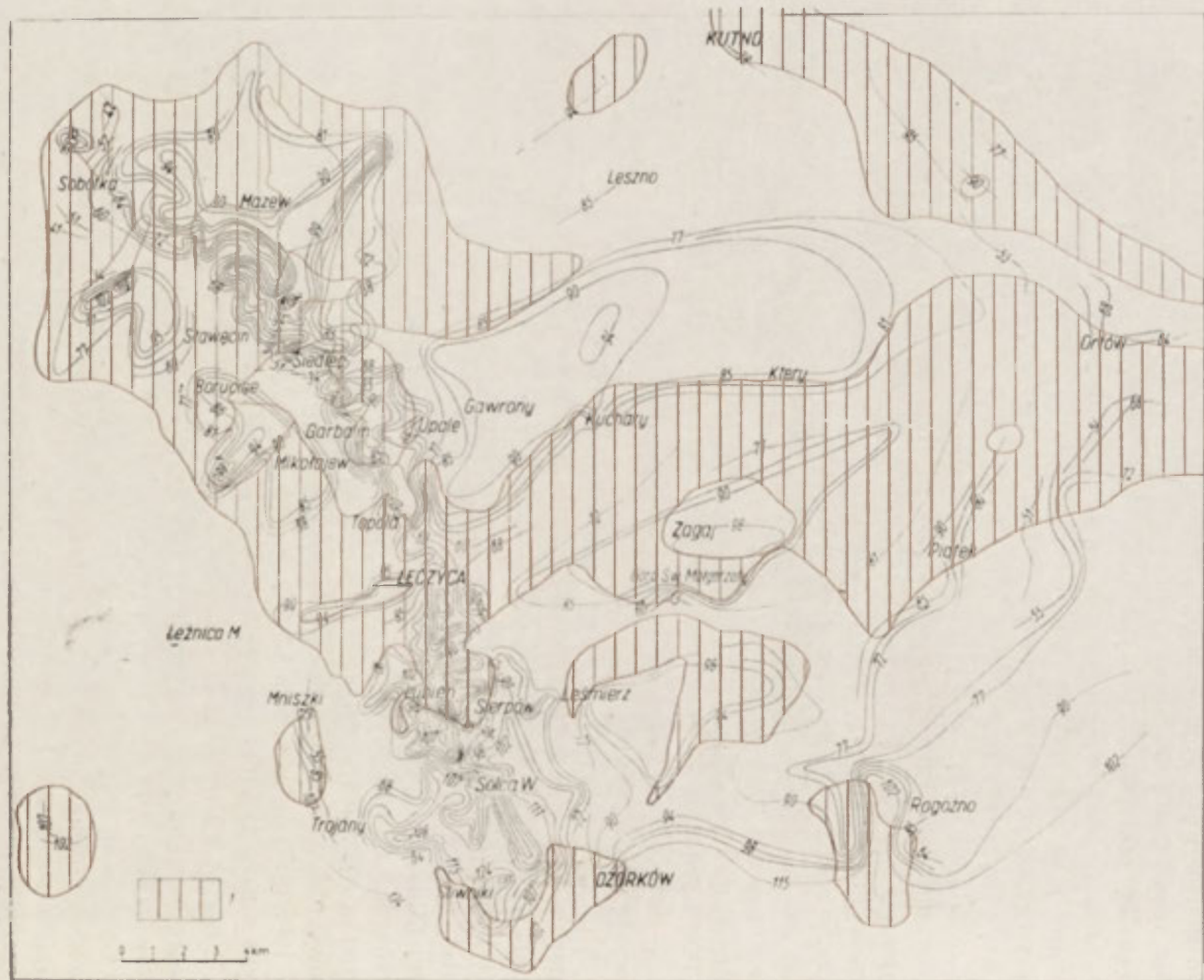
Pod najstarszą — pierwszą gliną morenową występuje powierzchnia podplejstocęńska. Gлина ta, jak już zaznaczono, jest w 79,8% zniszczona i występuje wyspowo.

Spąg drugiej gliny leży na osadach, które utworzyły się podczas interglacjału wielkiego (ryc. 19). Gлина drugiego poziomu nie tworzy pokrywy ciągłej. W strefie dna pradoliny i w strefie moreny kutnowskiej jest zniszczona.

Ukształtowanie powierzchni wyznaczonej przez wysokość spągu drugiej gliny jest podobne do rzeźby podłoża. Występuje ten sam układ wzniesień i te same doliny co w powierzchni podplejstocęńskiej. Nie-wielkie różnice w zmianie wysokości są spowodowane przez osady zlodowacenia krakowskiego oraz resztki osadów, które były nagromadzone w interglacjale wielkim. Osady te nie zmieniają jednak zasadniczych rysów przebijającej się rzeźby podłoża.

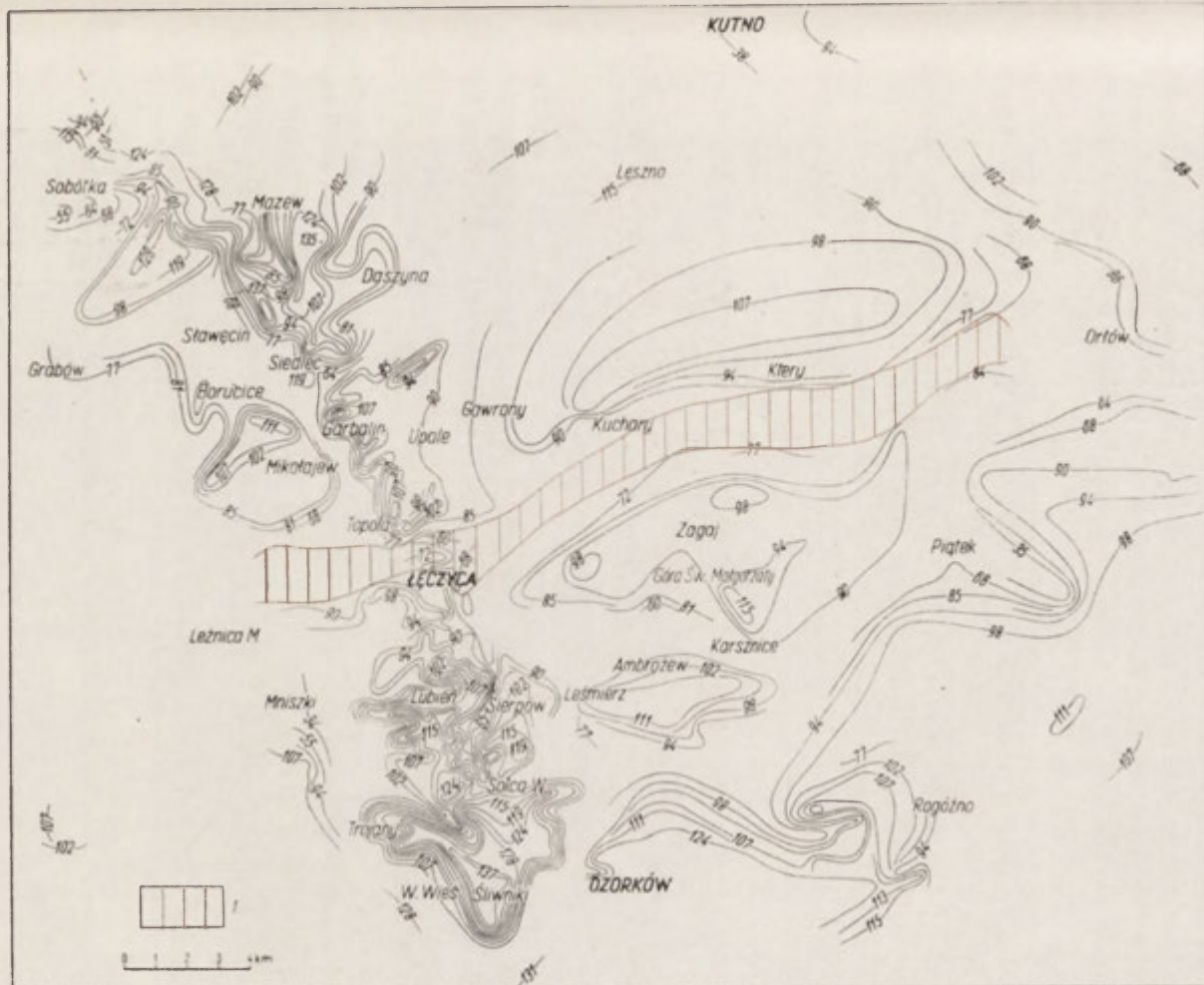
Z ryciny 19 wynika, że denudacja w dużym stopniu zniszczyła osady nagromadzone przed akumulacją drugiej gliny. Kierunek procesu rzeźbotwórczego był określony przez morfologię podłoża i przejawiał się w dążeniu do odpreparowania jego form. Odpreparowanie przedplejstocęńskich dolin świadczy, że kierunek odwodnienia w okresie przed osadzeniem drugiej gliny morenowej był podobny do kierunku z okresu przedplejstocęńskiego. Nachylenie powierzchni do dna pradoliny wskazuje, że forma ta tworzyła główny kanał odprowadzający wodę z badanego terenu.

Po osadzeniu drugiej gliny proces niszczący nie stracił na sile, wskutek czego gлина zostaje usunięta z wielu miejsc, przeważnie ze



Ryc. 19. Powierzchnia pod gliną morenową zlodowacenia środkowopolskiego stadium maksymalnego (II)

1 — brak gliny morenowej stadium maksymalnego (II)



Ryc. 20. Powierzchnia pod gliną morenową zlodowacenia środkowopolskiego stadium mazowiecko-podlaskiego (III)

1 — brak gliny morenowej zlodowacenia środkowopolskiego, stadium mazowiecko-podlaskiego (III)

strefy moreny kutnowskiej oraz z dna pradoliny. Te dwie strefy są terenem szczególnie silnego działania czynników niszczących.

Wysokość spągu trzeciej, najmłodszej gliny jest określana przez wysokość osadów złożonych przed ostatnim nasunięciem lądolodu (ryc. 20). W rzeźbie powierzchni występującej pod trzecią gliną w niektórych miejscach przebijają morfologiczne rysy podłoża (ryc. 20). Fakt ten można obserwować w północnej części terenu w okolicy Siedlca, gdzie odpreparowane zostały doliny południkowa i równoleżnikowa. W tej części na powierzchni zaznacza się także wzniesienie podłoża w Mikołajewie i Topoli.

Ukształtowanie powierzchni południowej części badanego terenu wykazuje również wpływ podłoża. Wzniesienia powierzchni podplejstoczeńskiej w Zagaju, Leśmierzu i Łęczycy tworzą wysoczyzny. W tym okresie istniała także rynna pradoliny oraz dolina obecnie zajęta przez Bzurę.

Analiza map (ryc. 19, 20) wykazuje, że rzeźba powierzchni w poszczególnych okresach międzylodowcowych była pod wpływem denudacji i erozji. Procesy te nie doprowadzają jednak do zrównania, gdyż na dużych przestrzeniach omawianego terenu została odpreparowana powierzchnia podłoża. Nawrót do rzeźby podłoża po każdym zlodowaceniu jest bardzo wyraźny.

W ciągu całego plejstocenu najintensywniejsze niszczenie osadów zachodziło w dnie pradoliny. Nie przechowała się tu żadna glina. Dużą aktywność przejawiały czynniki niszczące również nad wypukłymi formami podłoża, które odzwierciedlały się w powierzchni w każdym okresie międzylodowcowym.

Analiza map przedstawionych na (ryc. 19, 20) wykazuje, że największe niszczenie osadów glacialnych przypada na okres między pierwszą a drugą gliną morenową. W tym okresie zaznacza się działalność długotrwałej denudacji i erozji, które prawie zupełnie usunęły pierwszą, najstarszą glinę morenową. W tym okresie nastąpiła również akumulacja osadów, które reprezentują interglacjal wielki (ryc. 13). Na podstawie analizy przekrojów geologicznych (ryc. 12—17) oraz rycin 19 i 20 można sądzić, że najstarsza na badanym terenie glina morenowa pochodzi z okresu zlodowacenia krakowskiego, zwanego także południowopolskim. Druga glina starsza odpowiada maksymalnemu stadium zlodowacenia środkowopolskiego. Trzecia glina morenowa należy do stadium nazwanego przez P. Woldstedta [67] Wartha, przez E. Rühlego [58] stadium mazowiecko-podlaskim i przez S. Z. Różyckiego [55a] stadium Warty.

Brak gliny morenowej w dnie omawianego odcinka pradoliny po-

twierdza pogląd o jej predyspozycji. Obniżenie podłoża, które obecnie naśladuje pradolina, w plejstocenie wywierało duży wpływ na kierunek odwodnienia badanego terenu.

Przekroje geologiczne (ryc. 12—17) i mapa ilości glin morenowych (ryc. 18) wykazują również, że plejstocen strefy pagórków kutnowskich, zwanych również czołową moreną kutnowską, ma tę samą liczbę glin co strefa pradoliny. Oprócz wyróżnionych trzech moren dennych nie ma śladów, które świadczyłyby o jakimś jeszcze jednym nasunięciu lądolodu. Osady akumulacji wodnolodowcowej występujące w wymienionej strefie pagórków są związane z trzecią gliną odpowiadającą na badanym terenie najmłodszej morenie dennej. Fakty stratygraficzne wykazują więc, że omawiany odcinek pradoliny warszawsko-berlińskiej i czołowa morena kutnowska tworzyły się podczas tego samego nasunięcia lądolodu.

Należy zaznaczyć jeszcze, że w północnej części terenu istnieje zbieżność między rozmieszczeniem ilości glin a rzeźbą podłoża plejstocenu. Zagłębieniom podłoża odpowiadają strefy trzech glin, wzniesieniom podłoża odpowiada jedna i dwie gliny (ryc. 18). W południowej części terenu występuje podobna zgodność między rzeźbą podłoża a rozmieszczeniem ilości glin morenowych z wyjątkiem obniżenia Łęczycy — Góra Św. Małgorzaty oraz z wyjątkiem pradoliny. W pierwszym z tych obniżen znajduje się tylko jeden poziom gliny. W pradolinie glin nie ma (ryc. 18). Zgodność ilości poziomów glin z rzeźbą podłoża świadczy o silnej denudacji i erozji dawnych powierzchni.

O różnej ilości poziomów glin morenowych na badanym terenie piszą M. D. Domosławska-Baraniecka i J. E. Mojski [10]. Autorzy ci twierdzą, że z trzech istniejących w rejonie Łęczycy poziomów glin zlodowacenia środkowopolskiego, w pasmie moren kutnowskich, w okolicy Sławęcina, są tylko dwa, a na północ od Krośniewic tylko jeden poziom gliny. Fakt ten tłumaczą autorzy tym, że na Kujawach gliny morenowe zlodowacenia środkowopolskiego, na północ od moren stadialnych, tracą rozdzielenie osadami międzymorenowymi. Autorzy ci nie przedyskutowali faktu istnienia różnej ilości glin morenowych na Kujawach. Z ich wypowiedzi nie wiadomo, czy różnice te są spowodowane działalnością czynników zewnętrznych, czy wynikają z natury zlodowacenia środkowopolskiego.

Analiza poziomów glin morenowych przedstawionych na rycinie 18 wykazuje, że różna liczba glin w okolicy Łęczycy i Sławęcina jest rezultatem działalności niszczących czynników, których udział w rozwoju rzeźby omawianego terenu w poszczególnych okresach plejstocenu był duży.

CZOŁOWA MORENA KUTNOWSKA

STRUKTURA PAGÓRKÓW

Zagadnienie powiązania pradolin z morenami czołowymi wymaga przedyskutowania genezy strefy pagórków nazwanych czołową moreną kutnowską oraz powiązania ich z pradoliną. Według S. Lencewicza [42] pagórki kutnowskie są czołową moreną, która tworzy duży łuk rozciągający się od ozów gostyńskich przez Kutno, Dąbie nad Nerem. Koło do jeziora Lubotyńskiego. W nowszej klasyfikacji, na mapie utworów czwartorzędowych Polski sporządzonej przez E. Rühlego i M. Sokółowską [59], do moreny czołowej zaliczono tylko środkowy odcinek znajdujący się między Kutnem a Dąbiem nad Nerem. Wschodnią i zachodnią część określonej przez S. Lencewicza [42] czołowej moreny kutnowskiej oznaczono na mapie jako utwory akumulacji dennolodowcowej.

Rozbieżność zdań dotyczy nie tylko granic czołowej moreny kutnowskiej. W pracach S. Lencewicza [42] i M. D. Domośławskiej-Baranieckiej [11] występują różnice poglądów również co do morfologii i genezy tej strefy pagórków. Dyskusja obejmuje także zagadnienie powstania jej obecnego południowego stoku. W przeciwieństwie do północnego stoku, długiego, i o małym nachyleniu (ogólnie około 2°), przechodzącego łagodnie w powierzchnię moreny dennej, stok południowy ma $5\text{--}8^\circ$ nachylenia, jest krótki i wyraźnie podkreślony na całej długości omawianej strefy. W terenie rysuje się on jako próg, którego wysokość względna w środkowym odcinku w okolicy Sławęcina wynosi 30 m. Na wschód i zachód od tej miejscowości wysokość progu stopniowo maleje i w Kutnie wynosi już tylko 13 m.

S. Lencewicz [42] przyjmuje, że pagórki kutnowskie są czołową moreną akumulacyjną stadiálną utworzoną podczas cofania się lądolodu, a jej obecny południowy stok jest erozyjnego pochodzenia. Ze względu na sąsiedztwo omawianej moreny z pradoliną warszawsko-berlińską autor ten sądzi, że stromość i ciągłość południowego stoku jest rezultatem erozji pra-Wisły z okresu, gdy rzeka ta płynęła na zachód wskutek zatamowania jej drogi na północ przez lądolód.

M. D. Domośławska-Baraniecka [11] na podstawie zaburzenia struktury osadów w Sławięcinie wysuwa koncepcję głacitektonicznej genezy strefy pagórków kutnowskich. Stromy, południowy stok moreny kutnowskiej jest rezultatem spiętrzenia osadów przed czołem lodowca środkowopolskiego podczas transgresywnej fazy kutnowskiej [11]. Utworzony przed nasuwającym się lądolodem wał — w okresie zlodowacenia

bałtyckiego — wskutek denudacji w warunkach peryglacialnych został przekształcony na jednolity regularny próg.

Wysokość strefy moreny kutnowskiej nie jest jednakowa. Najwyższy jej odcinek znajduje się w środkowej części, między Grabowem a Daszyną. Leży ona na dziale wodnym. W tej części wysokość poszczególnych pagórków przekracza 160 m n.p.m. Wysokość względna najwyższego odcinka tej strefy od dna doliny wynosi 30 m, na dziale wodnym 17 m. Wysokość nad poziom morza wschodniej i zachodniej części strefy pagórków obniża się do 128 m. Różnica wzniesień w brzeżnych partiach wynosi 13—21 m.

Morfologia opisywanej strefy morenowej nie jest zawila, dominują płaskie powierzchnie lekkó nachylone, na których rzadko rozmieszczone są niewysokie owalne pagórki. Ich cłuźsze osie rozciągają się równolegle do morfologicznej osi całej tej strefy. Wodnolodowcowe osady strefy pagórków ciągną się pasem 2—4 km szerokim. Miąższość ich wynosi 20 m.

Dotychczas nie rozstrzygnięta sprawa genezy moreny kutnowskiej jej akumulacyjne czy glacitektoniczne pochodzenie zmusza do szczegółowego zanalizowania warstwowania oraz charakteru i warunków zaburzeń, a szczególnie zaburzeń glacitektonicznych występujących w tych formach. W związku z tym dla porównania zestawiono wypowiedzi niektórych autorów o genezie zaburzeń związanych z aktywnym i martwym lodem.

Autor	Lód aktywny	Lód stagnujący lub martwy
K. Gripp [21, 22, 23, 24]	Formy zaburzeń: fałdy, łuski, pakiety skalne, zsunięte wały. Mechanika powstawania: sprasowanie, wyciśnięcie, zgniatanie. Ciśnienie może powodować zaburzenia daleko przed lodowcem. Wyraz morfologiczny: zsunięte wały, zawikłana rzeźba..	Formy zaburzeń: zagłębienia ze stromymi ścianami, wygięcia, pionowe położenie warstw. Mechanika powstawania: zsuwy materiału do zagłębień. Wyraz morfologiczny: wytapienie się lodu powoduje powstawanie form wklęsłych.
E. Drygalski [12]	Formy zaburzeń: wygięcia warstw lodu. Mechanika powstawania: nagromadzenie gruzu w lodzie spowodowało zahamowanie ruchu jego dolnych warstw.	
J. Lewiński	Formy zaburzeń:	

Autor	Łód aktywny	Łód stagnujący lub martwy
J. Samsonowicz [43]	Zagłębienie prusko mazowieckie. Mechanika powstawania: wygniatawanie mas plastycznego podłoża przed lodowcem lub w jamy i szczeliny w lodzie.	
G. Keller [31]	Formy zaburzeń: łuski. Mechanika powstawania: boczny nacisk lodu.	Formy zaburzeń: wyciśnięte jądra kemów. Mechanika powstawania: obciążenie martwym lodem, wyciśnięcie w szczeliny.
R. Brinkmann [4]	Formy zaburzeń: fałdy, łuski, bryły, zgniecenia, rozerwanie warstw. Mechanika powstawania: nacisk boczny nasuwającego się lodu.	
E. Rutkowski [56]		Formy zaburzeń: intruzje, wysady. Mechanika powstawania: obciążenie martwym lodem, wyciśnięcie w szczeliny.
E. Ciuk [8]	Formy zaburzeń: wąskie i długie fałdy nasunięte na siebie, pocięte uskokami. Łuk fałdowy — warstwy wygniecione do góry. Łuski, intruzje, zgniecenia, sprasowania. Mechanika powstawania: nacisk lodu od czoła i boków. Zsuwanie i spiętrzanie u czoła lodowca.	
G. Hoppe [26]		Formy zaburzeń: pagórki utworzone z gliny morenowej. Mechanika powstawania: subglacjalne wyciskanie gruzu w szczeliny lodu podczas stagnacji.
J. Dylik [13, 15]	Formy zaburzeń: struktury monoklinalne. Mechanika powstawania: boczny nacisk podczas ruchu lodu nad zmarzniętym gruntem.	Formy zaburzeń: fałdy. Mechanika powstawania: subglacjalne pionowe wyciskanie gruzu w szczeliny lodu.

Autor	Lód aktywny	Lód stagnujący lub martwy
B. Krygowski [38]	Formy zaburzeń: fałdy, łuski, struktury diapirowo-łuskowe, struktury porwakowo-łuskowe. Mechanika powstawania: nacisk boczny i fałdowanie przy czole lodowca. Zmarznięta powierzchnia tworzy łuski, materiał pod zmarzliną ulega fałdowaniu.	
H. Piasecki [49]	Formy zaburzeń: łuski, fałdy. Mechanika powstawania: nacisk boczny przed czołem lodowca.	

Z zestawienia wynika, że pojmowanie glacitektoniki nie jest jednokowe. Jedni badacze, do glacitektonicznych zaburzeń zaliczają tylko takie, które odzwierciedlają działalność lodu aktywnego. Inni natomiast są skłonni do zjawisk glacitektonicznych zaliczyć również zaburzenia warstw wywołane lodem aktywnym i martwym. Ogólnie panuje przekonanie, że łuski lub zaburzenia monoklinalne są kryterium rozpoznawania działalności aktywnego lodu. Co do pozostałych typów zaburzeń warstw istnieje rozbieżność poglądów; np.: występujące w osadach glacialnych fałdy są zaliczane do zaburzeń glacitektonicznych powstających w warunkach aktywnego lodu lub też do zaburzeń lodu stagnującego i martwego. Podobna rozbieżność poglądów dotyczy interpretacji deformacji diapirowych. Jedni przyjmują, że są to zaburzenia lodu aktywnego, inni, że deformacje te powstają w warunkach lodu martwego. Istnieje również pogląd, że nie tylko deformacje warstw powstają przez wyciskanie plastycznego materiału w warunkach stagnującego lodu, lecz skutek tego procesu mogą się tworzyć wypukłe formy rzeźby. Zaburzenia warstw w postaci zgnieceń, sprasowań, rozbicia na bryły oraz porwaki są uznawane za ślady działania lodu aktywnego.

Interesujący przykład zaburzeń warstw lodowca Kome na Grenlandii podaje E. Drygalski [12]. Według tego autora zaburzenie nastąpiło wskutek nagromadzenia gruzu w lodzie, które spowodowało przerwę w ruchu obciążonej części lodu. Zróżnicowanie prędkości ruchu poszczególnych warstw lodu spowodowało ich wycięcie.

Formy powierzchni i zaburzenia warstw powstające w warunkach martwego lodu tworzą się subglacialnie, natomiast formy powierzchni i zaburzenia warstw wywołane lodem aktywnym mogą powstać u czoła lądolodu subglacialnie lub daleko przed czołem lodowca. Różny kierunek zapadania warstw spiętrzonych przez aktywny lód interpretuje się

albo jednoczesnym naciskiem kilku jeziorów lodowych, albo powtarzaniem się faz glacitektonicznych.

Przedstawione porównanie poglądów wykazuje, że te same zaburzenia struktury przez jednych badaczy są interpretowane jako zjawiska lodu martwego, natomiast u innych autorów oznaczają zjawiska lodu aktywnego. Z tego wynika, że zagadnienie tworzenia się deformacji w osadach podczas glacji i deglacji wymaga jeszcze szczegółowych badań.

O glacitektonice pagórków kutnowskich pisze M. D. Domosławska-Baraniecka [11]. Kryterium rozpoznania glacitektoniki jest nachylenie — $45\text{--}60^\circ$ na NW — warstw piasku i gliny w Sławęcinie. Ten kierunek nachylenia warstw według autorki jest przeciwny do pierwotnego sedymentacyjnego kierunku na SE. Nachylenie osadów nastąpiło w rezultacie nacisku transgredującego lodu na jego przedpole i podłoże. Nacisk ten powodował wygniatanie osadów. Proces deformujący sięgał do głębokości 20—30 m. W innej odkrywce, w Jarochówku, położonej o 2 km na północ od południowej krawędzi strefy pagórków nie wykryto śladów glacitektoniki. Autorka stwierdza, że w tej części morena powstała podczas akumulacji w warunkach martwego lodu. Na podstawie obserwacji dwóch odkrywek: w Sławęcinie i Jarochówku M. D. Domosławska-Baraniecka [11] wyróżnia w morenie kutnowskiej dwie części: zewnętrzną — pochodzenia glacitektonicznego i wewnętrzną — akumulacyjną.

Podczas badania struktury pagórków moreny kutnowskiej stanowiska obserwacji zostały zagęszczone. Obserwacje objęły zewnętrzną i wewnętrzną część tej moreny (ryc. 2).

W Kutnie, po zachodniej stronie Ochni, w budowie pagórka można obserwować różny układ warstw. W południowej części pagórka w warstwach nie ma zaburzeń. Wartość upadu warstw jest różna — od 2 do 32° . Kąt ich nachylenia nie przekracza więc kąta spoczynku warstw o drobnej frakcji. Najczęstszy kierunek nachylenia warstw jest 250°W . Nachylenie warstw nie przekraczające wartości kąta spoczynku piasku, z którego ten osad jest zbudowany wskazuje, że obecne jego położenie jest pierwotne i od czasu akumulacji nie uległo zmianie.

W części północnej pagórka budowa wewnętrzna komplikuje się: warstwy piasku są wygięte (fot. 1). Deformacja ta jest bezpośrednio przykryta niesegregowanym osadem składającym się z materiału o grubym uziarnieniu.

Łączenie opisywanego wygięcia warstw (fot. 1) z transgresją lodowca nie ma podstaw. Przyjęta przez M. D. Domosławską-Baraniecką [11] koncepcja transgresji kutnowskiej oparta jest na obserwacji tylko jednej odkrywki w Sławęcinie. Poza tą miejscowością autorka nie podaje

innych stanowisk, które potwierdziłyby jej wnioski. Po drugie, nachylenie warstw jako główne kryterium, na którym autorka opiera swą koncepcję, jest ważną wskazówką transgresji lodowca, lecz nie jedyną. Podczas jakiegokolwiek transgresji lodowca występuje cały zespół deformacji i nie tylko deformacji wewnętrznej budowy, lecz także zespół cech morfologicznych wskazujących na nacisk lodu tak jak to określa K. Gripp [21, 23] lub B. Krygowski [38]. Morfologia i struktura strefy pagórków kutnowskich tych śladów nie ma. Nie ma więc żadnych dowodów oscylacji lądolodu w okolicy Kutna.

Przedstawione wygięcie warstw nie jest również śladem wyciskania w subglacjalne szczeliny stagnującego lodu. Deformacja ta występuje w sąsiedztwie warstw o strukturze niezaburzonej i przykryta jest piaskiem pochodzenia rzecznego. Fakty te wskazują, że wygięcie warstw nastąpiło w warunkach powierzchniowej akumulacji podczas ablacji lodowca.

W tym samym pagórku w Kutnie występują deformacje strukturalne innego rodzaju (fot. 2). Cechą ich jest to, że warstwy nie są względem siebie przesunięte, lecz mają duże nachylenie, a niektóre z nich uległy rozbiciu na bryły, które są przemieszczone w kierunku pionowym.

Przedstawiony na fotografii 2 rodzaj deformacji nie jest rezultatem ani subglacjalnego wyciskania, ani też bocznego nacisku lądolodu. Są to zaburzenia podobne do tych, które K. Gripp [24] zalicza do dyslokacji wywołanych wytapianiem się martwego lodu.

Na obszarach współcześnie zlodowaconych znane są wypadki przykrycia dużych powierzchni lodu moreną ablacyjną. Wytapianie się przykrytych brył lodu powoduje nie tylko zmiany morfologiczne, lecz także zaburzenia struktury w osadach pokrywających lód. Przykład tych zjawisk na morenie kutnowskiej jest przedstawiony na fotografii 2. Obecne duże nachylenie warstw w Kutnie spowodowane było nierównomiernym ich osiadaniem wywołanym przez topnienie zagrzebanych brył lodu. Obniżanie się podstawy i osiadanie warstw wywołało w mniej plastycznym materiale poprzeczne spękania. W miarę wytapiania się resztek relikтового lodu poszczególne części osiadającej warstwy zostały przesunięte względem siebie w kierunku pionowym.

Proces spękania i osiadania wpływał na rozluźnienie spójności osadów i w sprzyjających warunkach powodował zsuwy. Przemieszczające się bryły mogą mieć różne położenie. W końcowej fazie ruchu tych brył ich warstwowanie może się znajdować w pozycji poziomej, skośnej lub pionowej.

Struktura osadów występujących w pagórku w Kutnie wykazuje, że forma ta powstała wskutek akumulacji podczas powierzchniowej ablacji ostatniego na tym terenie lodowca. Zaburzenia warstw tworzyły się

w procesie akumulacji, jak również wskutek wytapiania znajdującego się pod osadami lodu relikowego.

Na północ od Kutna, na terenie zaliczonym przez S. Lencewicza [42] do czołowej moreny kutnowskiej, w Wieszczykach znajduje się owalny pagórek. Dłuższa jego oś jest równoległa do morfologicznej osi strefy pagórków. Bezwzględna wysokość pagórka wynosi 142 m. Wysokość względna 14 m. Forma ta jest zbudowana ze żwiru, piasku i mułu. Często w warstwach piasku występują smugi lub bryłki innego materiału. Prawdopodobnie podczas osadzania woda transportująca piasek porwała okruchy istniejących już utworów i tworzyła nowe warstwy, które powstawały w warunkach szybkiej akumulacji i krótkiego transportu. Warstwy piasku są ugięte. Nachylenia wynoszą 40—50°. Deformacje te powstały wskutek osiadania materiału w okresie wytapiania martwego lodu. Pagórek w Wieszczykach leży wśród moreny dennej zbudowanej z gliny. Jest podobny do kemu. Podobną budowę form można obserwować również koło Kutna w miejscowości Żurawieniec i w opisywanym przez S. Lencewicza [42] pagórku w Sójkach.

Na zachód od Kutna morfologia powierzchni prawie się nie zmienia. Na obszarze pokrytym gliną występują pagórki zbudowane z materiału fluwioglacjalnego. Od Byszewa fluwioglacjalne osady tworzą wyraźną, około 4 km szeroką strefę, która ciągnie się na zachód. Strefa ta ma rozszerzenia i zwężenia. W Byszewie, oprócz warstw piasku i dobrze przemytego żwiru, występują również warstwy świadczące o akumulacji w warunkach słabego sortowania materiału.

Różnorodność zaburzeń strukturalnych można obserwować w Wargawie. Miejscami występuje tu duże nagromadzenie żwiru i piasku w postaci drobnych brył. Warstwowanie w tych bryłach jest przeważnie zorientowane pionowo. Końce warstw większych brył są wygięte zgodnie z kierunkiem nachylenia płaszczyzn, po których następowało przemieszczenie osadu. Wyginanie końców warstw poszczególnych brył jest często spotykanym zjawiskiem i interpretuje się je przesuwaniem względem siebie dwóch mas. W Wargawie wytapianie martwego lodu sprzyjało tworzeniu się spękań osadów i zsuwów. Różnych rozmiarów bryły żwiru i piasku spadały z niewielkich wysokości i zsuwały się w dół. Ten boczny ruch powodował wyginanie warstw. Obecna pionowa orientacja warstwowania w poszczególnych bryłach zależy od ich położenia w końcowej fazie ruchu podczas zsuwu (fot. 3). W Wargawie w strukturze osadów ślady zsuwania brył występują często. Powierzchnia ślizgu nie wszędzie jest jednak wyraźna. Szczególnie zaciera się ona w osadach niewarstwowych.

Wskutek nierównomiernego wytapiania się lodu przykrytego materiałem skalnym podczas osiadania warstw może nastąpić kilkakrotna

zmiana kierunku ich nachylenia. Wówczas następuje skręt osiadających warstw. Według G. D. A ż g i r e j a [1] ten rodzaj strukturalnej deformacji zaznacza się systemem spękań. W osadach pagórków kutnowskich skręt warstw najwyraźniej zaznacza się w piasku drobnoziarnistym.

Poza deformacjami wywołanymi przez zsuwy, wytapianie lodu powoduje również wygięcia warstw (fot. 4). Podczas ablacji lodowca, w nagromadzonemu na powierzchni materiale skalnym, wskutek osiadania powstają szczeliny grawitacyjnego pochodzenia, które w kolejnej fazie akumulacji zostają wypełnione i przykryte osadem wodnolodowcowym.

W Wargawie nagromadzenie brył piasku i żwiru występuje na niewielkim wycinku powierzchni pagórka. Przestrzenne ograniczenie tych zaburzeń trudno objaśnić frontalnym naciskiem jakiejś bocznej siły. Rozbicie osadów na bryły nastąpiło wskutek zsuwów w okresie deglacjacji. Przyczyną tych procesów było wytapianie lodu przykrytego materiałem skalnym podczas ablacji lodowca.

W północnej części moreny kutnowskiej, w miejscowości Zieleniew, występuje pojedynczy owalny pagórek zbudowany z piasku i żwiru. Struktura północnej i środkowej jego części nie jest zaburzona. Istnieją tu jednak dwa rodzaje warstwowania: albo długie równoległe warstwy dobrze sortowanego materiału wskazujące na rzadką zmienność wody podczas akumulacji, albo małe soczewki drobnego piasku i żwiru świadczące o częstej zmienności prądu. W części południowej warstwowanie ulega silnemu zaburzeniu. Zmiany mogą być wywołane przez erozję wody, która niszczyła już istniejące warstwy i tworzyła nowe, lub przez duże nachylenie warstw, spękania i wzajemne przesunięcia brył (fot. 5). Głębokość tych zaburzeń wynosi 2 i więcej metrów. Kopalne obniżenia są wypełnione przemieszczonymi z wyższych miejsc bryłami, które zsuwając się powodowały powstawanie nowych deformacji (fot. 6). Występowanie kilku powierzchni ślizgu dowodzi, że zsuwy nie były procesem jednorazowym, lecz powtarzały się.

Zaburzenia struktury w Zieleniewie nie tworzą strefy ciągłej, która wskazywałaby na front nacisku transgredującego lodowca, występują one tylko na pewnych odcinkach pagórka. Ich ograniczone rozprzestrzenienie oraz osuwiskowy charakter wskazują, że podobnie jak w Kutnie i Wargowie tworzyły się one w warunkach deglacjacji wskutek zsuwów albo wskutek osiadania warstw. Zaburzenia struktury pagórka w Zieleniewie świadczą również o jego szczelinowym pochodzeniu. Otwarta szczelina w lodzie została wypełniona materiałem fluwio-glacialnym, który przykrył lód. Jego wytopienie spowodowało deformacje strukturalne.

Strukturę wschodniej części wysokiej strefy pagórków kutnowskich

przedstawiają odsłonięcia w Daszynie i Walewie. Pagórek w Daszynie leży przy południowej krawędzi tej strefy. Kształt pagórka jest owalny. Jego dłuższa oś przebiega ze wschodu na zachód. Pagórek ten jest zbudowany z różnorodnego materiału. Dolną część tworzy warstwowany piasek i żwir, górną część do głębokości 3 m glina i głązy (fot. 7). We wschodniej części pagórka przeważa głązowisko, w zachodniej glina. Ponieważ warstwowanie dolnych osadów, tj. piasku i żwiru, jest zaburzone, rozpoznanie pochodzenia pokrywającej je gliny i głązowiska ma duże znaczenie dla określenia genezy moreny kutnowskiej. Miąższość gliny w Daszynie jest różna — od 0,5 do 3 m. Glina ma różną strukturę. W grubych pokładach w szaroczętej masie zaznaczają się ciemnobrązowe warstwy wygięte w formie łobów. Można w niej znaleźć również bryłki piasku, które glina opływa i zamyka (fot. 8). P. Potter i F. Pettijohn [53] powstanie podobnych struktur przypisują obciążeniu podczas akumulacji. Występujący w górnej części osadów muł jest drobno warstwowany, co świadczy o akumulacji przez wodę płynącą na powierzchni. Często w glinie występują warstewki mułku podkreślające spływowy charakter jej struktury. Oprócz mułku w glinie znajdują się również warstwy piasku z bryłkami żwiru. Niektóre bryłki są rozwleczone i wówczas tworzą żwirowe smugi z nieregularnie rozmieszczonymi głązikami. Większe bryłki żwiru lub otoczaki powodują zniekształcenie lamin piasku wyginając je do dołu.

Glina w Daszynie miejscami jest zwarta i twarda, miejscami jednak dzieli się na duże, cienkie płyty.

Przyczyną płytkowej struktury gliny jest przewarstwienie jej przez piaszczysty mułek, który podczas przesychniania rozluźnia spójność gliny, powodując jej łuszczenie. Różna zwięzłość gliny świadczy o zróżnicowaniu procesu akumulacyjnego. W Daszynie osadzenie gliny odbywało się przy niezmiennym jednostajnym dopływie wody, tworząc grube warstwy o dużej twardości i zwięzłości, albo przy nieregularnym dopływie wody, co powodowało lepsze sortowanie osadu i powstawanie warstewek mułku. Glina w Daszynie zawiera dużo otoczków. Rozmieszczenie ich nie jest jednak równomierne. Często są one skupione w gniazda. Otoczaki mają wysoki stopień zaokrąglenia, który wskazuje na transport w środowisku wodnym, natomiast rozmieszczenie ich w postaci gniazd sugeruje, że do gliny dostawały się one podczas powierzchniowej akumulacji drogą spadania.

Przedstawiony przykład struktury gliny znajdującej się na powierzchni pagórka w Daszynie wykazuje, że nie jest to osad powstający w warunkach akumulacji subglacjalnej. Duża różnorodność struktur gliniaszej serii osadów jest wywołana zróżnicowaniem warunków podczas powierzchniowej ablacji lodowca.

Występujące na powierzchni w Daszynie gładowisko podobnie jak glina nie jest jednolite, lecz składa się z kilku warstw. Dolną jego część tworzy warstwa otoczaków przemieszana z piaskiem, w której występują toczne mułu. Środkową część gładowiska tworzą otoczaki do 30 cm średnicy, dobrze zaokrąglone. Ku górze przechodzą one w warstwę kamienistą z gładami do 1 m średnicy.

Otoczaki w gładowisku nie są porysowane; są dobrze wygładzone, a stopień zaokrąglenia większych i mniejszych kamieni jest wysoki. Brak rysów i dobre zaokrąglenie kamieni świadczy o częstym ich przemieszczaniu przy współdziałaniu wody.

Przedstawione na fotografii 9 gładowisko jest rozdzielone warstwą piasku, która wygina się na północ. Natomiast północna krawędź tego gładowiska wygięta jest na południe. Chcąc wyjaśnić nachylenie warstwy piasku i krawędzi gładowiska bezpośrednim naciskiem lodolodu, należałoby przyjąć jednoczesny jego nacisk z dwóch przeciwnych kierunków z północy i południa. W warunkach Daszyny taka koncepcja jest nie do przyjęcia, gdyż struktura gliny nie potwierdza istnienia oscylacji lodowca w tej miejscowości. Po drugie, ciśnienie lodolodu z daleka przed jego czołem również trudno wytłumaczyć ze względu na różny kierunek nachylenia warstw gładowiska i brak śladów glaci-tektoniki w serii gliniastej. Zaburzenia w strukturze tej serii kamienistej należy więc wiązać nie z naciskiem aktywnego lodu, ale z procesami działającymi podczas wytapiania się martwego lodu.

Potwierdzenie tego przypuszczenia przedstawia fotografia 10. Kamienie znajdujące się w gładowisku tworzą deformację przypominającą fałd. Wysokość jej wynosi około 1 m, szerokość 0,5 m. Wewnątrz tej deformacji znajduje się piasek i drobny żwir. Nie jest to zaburzenie powstające wskutek wyciśnięcia w szczeliny martwego lodu. Z układu materiału wynika, że powstało ono wskutek pionowego nacisku gładów na piasek znajdujący się pod serią kamienistą. Deformację tę należy zaliczyć do rzędu zaburzeń określonych jako „load casts”.

Brak rysów na gładach, dobre zaokrąglenie otoczaków oraz występowanie „load casts” w kamienistej serii osadów świadczy, że gładowisko, podobnie jak glina, nie jest utworem subglacialnej akumulacji, lecz powstało na powierzchni w warunkach topnienia martwego lodu.

W Daszynie pod gliną i serią kamienistą występuje strefa zaburzeń warstw. Są to wyciśnięcia, które przedstawiono na fotografii 10, albo bryły. Zaburzenia te powstały w czasie trwania deglacjacji wskutek wytapiania przykrytego martwego lodu. Bryły powstające podczas osuwisk przykryła glina i gładowisko tworzące się w kolejnej fazie akumulacji (fot. 7).

Czasem granice poszczególnych nasuniętych na siebie brył są zatarte,

wówczas bryły te tworzą pozorny wysad (fot. 11). Podczas odpreparowania takiego pozornego wysadu, po zdjęciu ze ściany odkrywki warstwy materiału grubości 0,5 m okazało się, że są to bryły rozdzielone gliną. Rozdzielenie to świadczy nie o procesie wyciskania, lecz o zsuwie (fot. 12).

Oprócz opisywanych zaburzeń warstw mogą występować szczeliny grawitacyjne wypełnione gliną, które tworzyły się podczas ablacji. Analiza zaburzeń struktury osadów w Daszynie wykazała, że znajdująca się tu glina i gładowisko powstały w okresie deglacjacji wskutek akumulacji powierzchniowej. Występujące w ich strukturze deformacje z naciskiem aktywnego lodu nie mają nic wspólnego. Są to deformacje wywołane zsuwami i płynięciem gruntu wskutek topnienia martwego lodu przykrytego materiałem skalnym. Wytapianie tego lodu powodowało wygięcia warstw, duże przechylenia i osiadanie.

Przedstawioną interpretację zaburzeń warstw potwierdza wewnętrzna budowa osadów najbliższych okolic Daszyny. Około 1 km na północ od tej miejscowości — w Walewie — występują ślady zsuwów zaznaczone przez bryły piasku (fot. 13). Często bryły są przykryte przez warstwowany piasek, który następnie ulegał deformacji. Fakty te świadczą o powtarzaniu się procesów związanych z topnieniem martwego lodu.

Niezaburzona fluwioglacjalna struktura moreny kutnowskiej występuje między Daszyną a Sławęcinem. Na tym odcinku strefa osadów wodnolodowcowych zwęża się. Znajduje się tu najwyższe wzniesienie moreny — wzgórze w Drzykozach — 163 m n.p.m. Pagórek ten jest zbudowany przeważnie z drobnego piasku i żwiru. W zachodniej jego części powierzchnia jest pokryta warstwą dobrze zaokrąglonych otoczaków i gładów.

Inne podobne przykłady struktury moreny kutnowskiej pochodzą z odkrywek znajdujących się na linii Chorki — Sławęcın (ryc. 2). W Chorkach występują osady podobne do gliny w Daszynie. W Borucicach piasek i żwir leżą bezpośrednio na glinie. Powierzchnia jej jest nierówna, toteż miąższość piasku jest także różna. Najmniejsza znaleziona grubość osadów fluwioglacjalnych wynosi 3 m.

W odległości 1 km przed południową krawędzią strefy moreny kutnowskiej w Szłapach znajduje się owalny pagórek zbudowany z osadów piaszczysto-żwirowych. Struktura jego nie jest wszędzie jednakowa. Obok dobrze przemytego piasku i żwiru występują warstwy o słabym sortowaniu. W żwirze znajdują się bryły gliny i mułku. Azymuty upadu warstw piasku i żwiru są różne i trudno jest ustalić ogólny kierunek ich nachylenia. W środkowej części pagórka warstwowany piasek jest przykryty grubą serią piaszczystego mułku, w którym występują bezładnie rozmieszczone bryły żwiru. Budowa ta przypomina utworzoną

w warunkach akumulacji martwego lodu strukturę osadów w Daszynie (fot. 8).

Na południe od Sławęcina w obrębie moreny kutnowskiej występuje niewielki pagórek, który jest zbudowany z gliny, mułku, piasku, żwiru i otoczków. Gлина pod osadami fluwioglacjalnymi tworzy cokół. W zachodniej części tego pagórka zaznacza się ślad zsuwu. Obsunięcie nastąpiło w tej części pagórka, w której nie stwierdzono istnienia cokołu gliniastego. Podczas ruchu w dół nastąpiło wygięcie warstw piasku. Oprócz przesuwania się dużej masy osadów w opisywanym pagórku odbywały się również przemieszczenia brył o niewielkich rozmiarach, które zsuwając się nakładały się na siebie w postaci wachlarza. Strefa zaburzeń warstw przykryta jest niesortowanym osadem, przeważnie kamienistym, w którym kamienie są dobrze obtoczone.

Przedstawione przykłady deformacji utworów świadczą o procesie osiadania wskutek wytapiania się lodu. Zanikanie martwego lodu podpierającego osady spowodowało różne rozmiary i formy zaburzeń warstw. Pomimo, że opisany pagórek leży w zewnętrznej strefie czołowej moreny kutnowskiej, której przypisuje się glacitektoniczne pochodzenie, nie ma tu śladów nacisku bocznego, natomiast występuje dużo faktów świadczących o pionowym przemieszczaniu osadów pod wpływem gravitacji.

Następne stanowisko obserwacji struktury utworów znajduje się w Sławęcinie. Jest ono opisane przez M. D. Domośławską-Baraniecką

Ryc. 21. Sławęcín. Orientacja dłuższych osi kamieni w glinie ablacyjnej dolnej



[11]. Na podstawie struktury materiału w Sławęcinie autorka odtwarza kolejność zdarzeń podczas akumulacji czołowej moreny kutnowskiej oraz stwierdza glacitektoniczne pochodzenie zewnętrznej jej strefy.

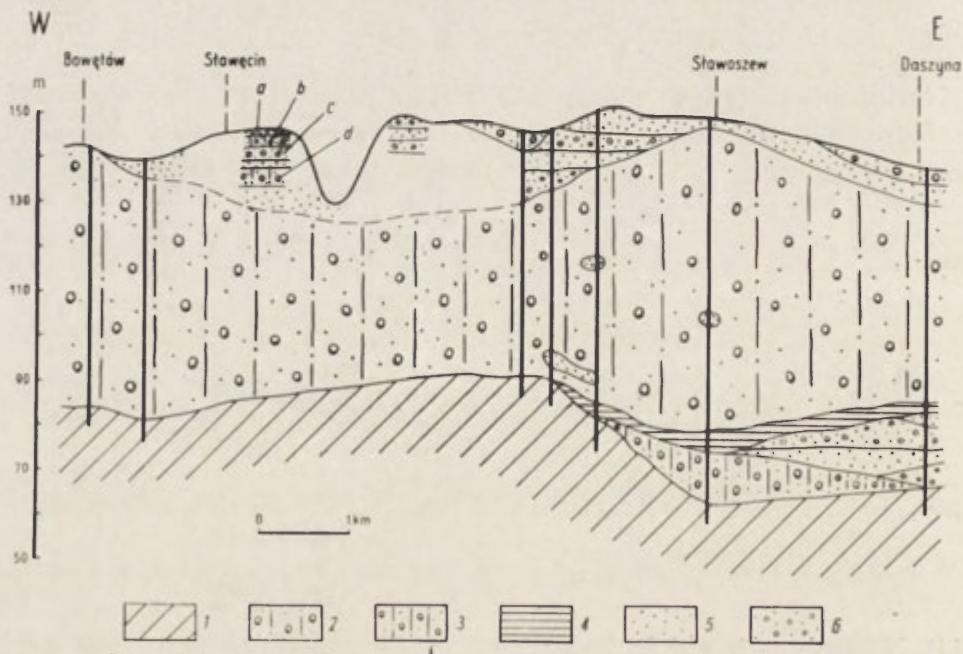
Od czasu opracowania odsłonięcia w Sławęcinie przez M. D. Domośławską-Baraniecką, od 1954 r., eksploatacja materiału spowodowała

rozszerzenie tej żwirowni oraz odsoniła nowe jej odcinki. Obecnie głębokość żwirowni wynosi około 10 m, co umożliwia dokładny przegląd budowy osadów.

W Sławęcinie, w odkrywcze występują dwa pokłady gliny rozdzielone gładzowiskiem i warstwowym piaskiem. Dolna glina, którą autorka określiła jako glinę morenową trzeciego stadiała zlodowacenia środkowopolskiego zapada $34\text{--}50^\circ$ ku zachodowi. Gлина ta jest ciemnobrązowa, bardzo twarda i zawiera żwirowe warstewki i gładziki przeważnie zorientowane w kierunku zachodnim (ryc. 21).

Na podstawie cech tej gliny trudno określić jej pochodzenie i wiek. M. D. Domosławska-Baraniecka [11] opisuje ją jako glinę morenową trzeciego stadiała zlodowacenia środkowopolskiego, natomiast gdzie indziej twierdzi, że w Sławęcinie są tylko dwa poziomy gliny tego zlodowacenia. Pozycja stratygraficzna tzw. dolnej gliny w odkrywcze w Sławęcinie jest więc niejasna.

W okolicach Sławęcina występują tylko dwie gliny, które z pewnością można uznać za moreny denne (ryc. 22). Pozostałe warstwy gliny są nieciągłe, występują tylko lokalnie, względem siebie leżą niezgodnie



Ryc. 22. Sławęcina. Stratygrafia czwartorzędu (ryc. 2, przekrój IV)

1 — podłoże czwartorzędu, 2 — glina morenowa zlodowacenia środkowopolskiego stadium mazowiecko-podlaskiego (III), 3 — glina morenowa zlodowacenia środkowopolskiego stadium maksymalnego (II), 4 — ił warstwy, 5 — piasek, 6 — żwir, a — górne gładzowisko, b — górna glina ablacyjnego pochodzenia, c — dolne gładzowisko, d — dolna glina ablacyjnego pochodzenia

i razem z innymi osadami w profilu stratygraficznym przypominają raczej osady ablacji powierzchniowej niż glinę subglacialną. Najprawdopodobniej tzw. dolna glina w odkrywce w Sławęcinie ma to samo pochodzenie i ten sam wiek co pozostałe występujące tu osady.

Piasek pokrywający tę glinę również naśladuje jej nachylenie. W południowej części odkrywki spąg warstwy niesortowanego żwiru jest ugięty w dół i naśladuje wklęsły kształt powierzchni gliny, natomiast strop tego żwiru leży prawie poziomo (fot. 14). W podobnych warunkach znajdują się inne osady. Warstwy piasku występujące pod tym żwirem mają duże nachylenie, natomiast warstwy piasku pokrywające go mają nachylenie małe.

Należy zaznaczyć jeszcze, że w środkowej części odkrywki w Sławęcinie warstwy piasku są nachylone $30/16-18^{\circ}W$, więc w tym samym kierunku, w którym skierowane są dłuższe osie głazików w dolnej glinie. Wartość upadu warstw piasku nie przekracza wartości kąta spoczynku tych osadów i nie wskazuje na zaburzenia, które miałyby być wywołane naciskiem oscylującego lodowca.

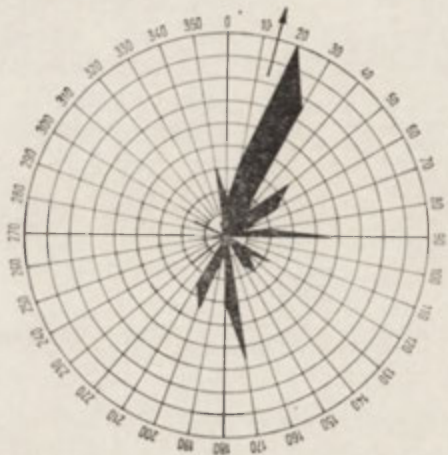
Analiza nachylenia warstw osadów sugeruje, że wygięcie dolnej gliny, przykrywającego ją piasku i żwiru musiało nastąpić przed osadzeniem następnej górnej serii osadów składającej się również z piasku, głazowiska i gliny. Ta górna seria wyrównuje poprzednie deformacje. Głazowisko rozdzielające obie gliny w Sławęcinie oprócz głazów składa się jeszcze ze żwiru, piasku i z około 18% cząstek pylastych. Kierunek ruchu kamieni podczas akumulacji jest określony przez orientację ich dłuższych osi. Przeważająca liczba otoczków jest zorientowana na północ (ryc. 23).

Głazowisko to jest przykryte tzw. górną gliną, która według M. D. Domosławskiej-Baranieckiej [11] jest gliną morenową czwartej oscylacji zlodowacenia środkowopolskiego, określoną przez autorkę jako faza kutnowska. S. Lencewicz [42] jest innego zdania co do pochodzenia tej gliny. Porównuje ją do osadów wód stojących.

Budowa górnej gliny w Sławęcinie jest różna. Miejscami jest ona zwarta wskutek dużej domieszki cząstek ilastych. Najczęściej jednak w jej strukturze występują warstewki ciemnego i jasnego mułku przypominające w całości osad warstwowany. Oprócz mułku w glinie występują również warstewki piasku świadczące o większej aktywności wody podczas akumulacji. Spływową strukturę gliny można obserwować również w wielu miejscach (fot. 15). Są to nieregularne sfalowane powierzchnie sedymentacyjne nasyconej wodą płynącej plastycznej masy, której struktura jest dodatkowo zaburzona przez obciążenie głazami. Spąg gliny jest bardzo wyraźny i ścina powierzchnię warstwy kamienistej, na której leży. Powierzchnia kontaktu obu tych utworów przypomina raczej dzia-

łałność erozyjną wody niż erozję glacialną. Dłuższe osie kamieni w górnej glinie są zorientowane na północ (ryc. 24).

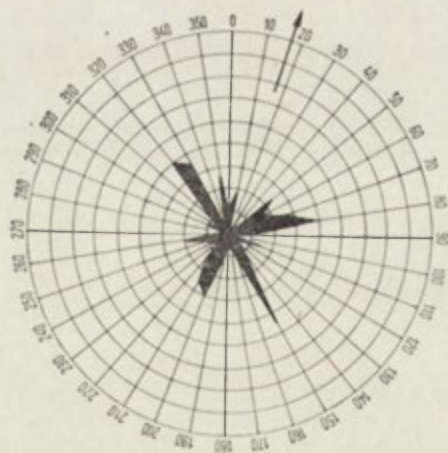
Na podstawie struktury górnej gliny można stwierdzić, że utwór ten nie jest osadem bezpośredniej akumulacji glacialnej, lecz tworzył się



Ryc. 23. Sławęcín. Orientacja dłuższych osi kamieni w dolnym gładzowisku
Strzałka wskazuje kierunek nachylenia warstw w górnej glinie ablacyjnej



Ryc. 24. Sławęcín. Orientacja dłuższych osi kamieni w górnej glinie ablacyjnej
Strzałka wskazuje kierunek nachylenia warstw



Ryc. 25. Sławęcín. Orientacja dłuższych osi kamieni w górnym gładzowisku
Strzałka wskazuje kierunek nachylenia warstw w górnej glinie ablacyjnej

na powierzchni przy udziale wody. Natężenie prądu zmieniało się, dlatego powstawały warstewki mułku i piasku.

Górna glina jest pokryta drugą warstwą kamienistą. Kierunek dłuższych osi kamieni jest tu bardziej rozproszony niż w pozostałych osadach w Sławęcínie (ryc. 25). Analiza orientacji kamieni wykazuje, że kierunki ich dłuższych osi i upadu warstewek w tej samej glinie są zgodne. Nie

ma jednak tej zgodności między poszczególnymi glinami. Głaziki dolnej gliny są zorientowane na zachód, natomiast głaziki gliny górnej i gładzowiska są zorientowane na północ. Niezgodność ta świadczy o tym, że późniejsza akumulacja gładzowiska i górnej gliny nie wpłynęła na zmianę nachylenia osadzonej wcześniej gliny dolnej.

Analiza struktury osadów w Sławęcinnie wykazuje również, że podobnie jak w sąsiednich odkrywkach, deformacje strukturalne należą tu do tego rodzaju zaburzeń, które K. Gripp [24] wiąże z wytapianiem się martwego lodu. Następstwem tego procesu było osiadanie materiału i powstawanie dużych nachyleń warstw. Gлина górna jest utworem akumulacji powierzchniowej i nie może reprezentować moreny dennej a tym samym lodowca, który miał spiętrzyć morenę kutnowską [11].

Duże nachylenie warstw osadów fluwiogłacialnych na kontakcie z dolną gliną w Sławęcinnie, które ma być najważniejszym kryterium glaci-tektoniki, można obserwować również w części wyróżnionej jako strefa martwego lodu. Różna interpretacja tych samych zjawisk nie jest więc niczym — uzasadniona.

Na podstawie struktury osadów w Sławęcinnie można się zgodzić z tą częścią rozważań M. D. Domośławskiej-Baranieckiej [11], w której jest poruszany udział martwego lodu w genezie moreny kutnowskiej, lecz wnioski tej autorki o działalności lodu aktywnego i wiązanie zewnętrznej strefy tych pagórków z naporem lodu transgredującego są trudne do przyjęcia.

Na odcinku Grabów — Dąbie nad Nerem struktura pagórków kutnowskich jest podobna do opisanej struktury tych form, które znajdują się w strefie wschodniej i środkowej.

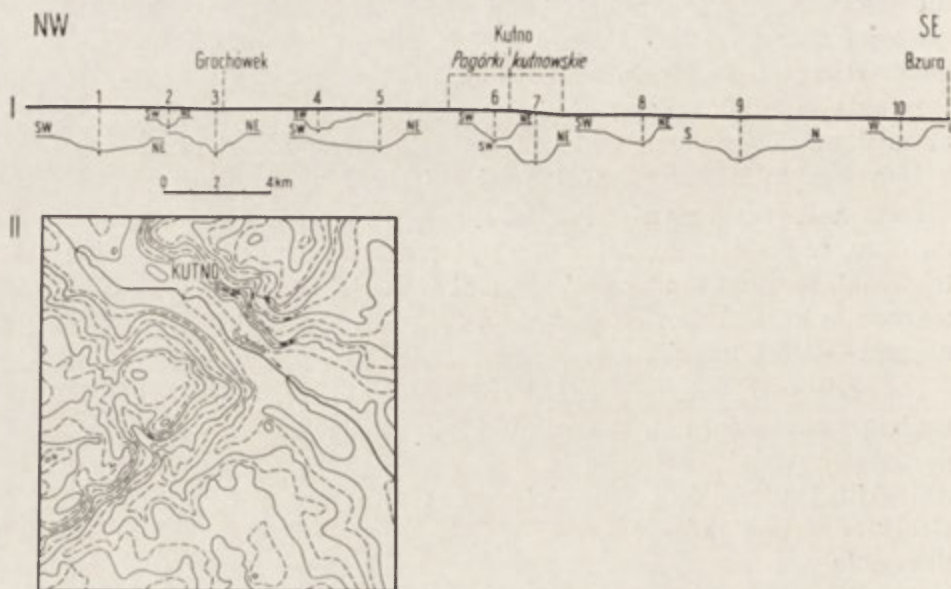
RZEKI I SIEĆ DOLINNA

Rzeki w obrębie moreny kutnowskiej płyną prostopadle i równolegle do morfologicznej osi tej strefy. Doliny o południowym kierunku, z wyjątkiem Ochni, są suche, natomiast poza strefą pagórków są one okresowe.

Istnieją dwie większe doliny przecinające strefę pagórków z północy na południe. Dolina — Ochni rozcina ją koło Kutna i dolina Holbicy koło Sławęcina. Obie doliny łączą się z pradoliną. Ochnia ma stałe wodę i wpada do Bzury. Holbica uchodzi do Zianu i podczas lata wysycha. Ochnia rozcina strefę pagórków w jej niższej części, natomiast Holbica znajduje się w wododziałowej, najwyższej części tej strefy.

Dla porównania obu dolin sporządzono ich profile podłużne, obok których umieszczono również profile poprzeczne ilustrujące rozwój dolin na

terenie poszczególnych odcinków rzeki. Ochnia na całej długości płynie po obszarze zlodowacenia środkowopolskiego. Dłina jej jest wycięta w csadach plejstocenijskich. Ogólny spadek rzeki wynosi $0,6\text{‰}$. Profil podłużny Ochni ma kształt profilu równowagi. Jedynie na odcinku strefy moreny kutnowskiej, w łagodnym nachyleniu profilu podłużnego zaznacza się załamanie dna, gdzie spadek rzeki wynosi 4‰ (ryc. 26).



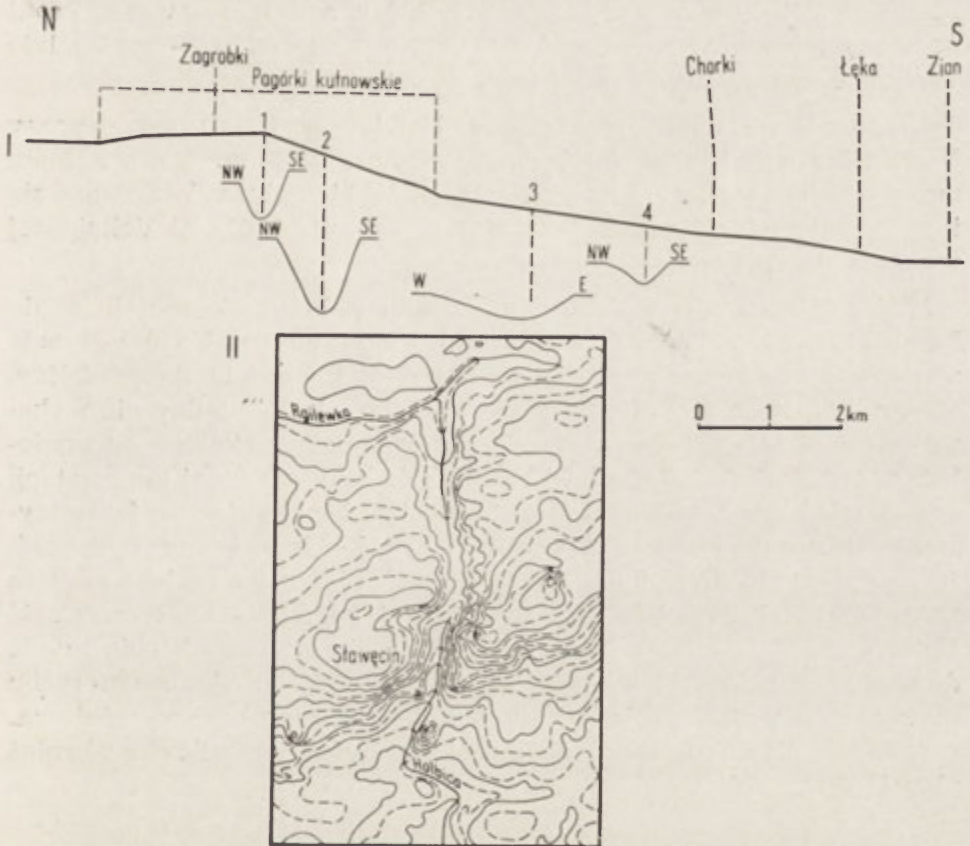
Ryc. 26. Profile doliny Ochni

I — podłużny i poprzeczne profile Ochni, II — przełom Ochni przez morenę kutnowską

Profile poprzeczne wykazują, że w górnym odcinku rzeki głębokość doliny wynosi 9 m. Dolina jest szeroka, ma płaskie dno, jest asymetryczna. Istnieją dwie terasy: zalewowa i nadzalewowa. W środkowym odcinku rzeki głębokość doliny wzrasta do 15 m. Szerokość tego odcinka dochodzi do 4 km (ryc. 26, 1—5). Asymetria jest wyraźniejsza niż na odcinku źródłowym. Przeważnie stok północno-wschodni jest krótszy i bardziej stromy niż stok przeciwny. W środkowym odcinku doliny można wyróżnić terasę zalewową i ślady terasy nadzalewowej. W obrębie strefy moreny kutnowskiej głębokość doliny wynosi 15 m (ryc. 26, 6—7). Szerokość jej zmniejsza się do 2 km. Dno doliny jest płaskie. Symetryczny kształt doliny i jej zwężenie przypada na miejsce załamania profilu podłużnego w okolicy Kutna. Istnieje tu tylko terasa zalewowa. W dolnym odcinku rzeki głębokość doliny pozostaje nie zmieniona, natomiast jej szerokość ponownie wzrasta do 4 km. Na przedpolu moreny kutnowskiej początkowo zaznacza się asymetria doliny (ryc. 26, 8).

W kierunku pradoliny asymetria jednak zanika (ryc. 26, 10). Przy ujściu Ochni do Bzury kształt doliny upodabnia się do doliny odcinka znajdującego się koło Kutna.

Analiza doliny Ochni wykazuje, że w jej profilu zaznaczają się odcinki szerokie, asymetryczne pod względem nachylenia stoków, ze śladami dwóch teras: zalewowej i nadzalewowej. Są to starsze odcinki



Ryc. 27. Profile doliny Holbicy

I — podłużny i poprzeczne profile Holbicy, II — przerwanie biegu Holbicy w strefie moreny kutnowskiej

doliny Ochni. Również istnieją symetryczne, młodsze odcinki doliny, w których nie ma terasy nadzalewowej. Te młodsze odcinki w obrębie pagórków występują na załamaniu profilu podłużnego oraz przy ujściu Ochni do Bzury. Najczęściej podcinane są stoki północno-wschodnie, natomiast południowo-zachodnie stoki są łagodne i długie. Zaznacza się więc przesuwanie rzeki w przeciwnym kierunku od moreny.

Dolina Holbicy ciągnie się od moreny kutnowskiej do dna pradoliny (ryc. 27). Spadek jej wynosi 3‰. Obecnie płynie w niej okresowy

strumień, którego źródła znajdują się na południowym stoku najwyższej części moreny. Dolina ta nie kończy się jednak u obecnych źródeł strumienia, lecz rozcina morenę kutnowską i przechodzi na jej północny stok, gdzie łączy się bezpośrednio z doliną rzeki Rgilewki. W strefie moreny kutnowskiej znajduje się martwy odcinek doliny Holbicy o długości 1,5 km. Dno jego wypełnione piaskiem rzeczonym i miejscami zabagnione świadczy o odpływie wody, który został przerwany. Profil podłużny tej doliny naśladuje konfigurację powierzchni — szczególnie w obrębie moreny kutnowskiej (ryc. 27, 1, 2).

Górny odcinek doliny współczesnej Holbicy ma świeży symetryczny V-kształtny profil. Głębokość doliny wynosi tu 21 m. Na przedpolu moreny dolina staje się płytsza i szersza. W kierunku ujścia zwęża się i zachowuje nadal symetryczny poprzeczny przekrój. W dolinie tej zaznacza się tylko jedna terasa — zalewowa.

Istnienie martwego odcinka doliny Holbicy, który ciągnie się aż do Rgilewki, świadczy o przerwaniu przepływu dawnej rzeki, która płynęła z północy przez strefę moreny kutnowskiej i wpadała do pradoliny. Obserwacje terenowe omawianego martwego odcinka doliny nie wykazały istnienia śladów kaptażu rzek. Ciągłość doliny Holbicy od pradoliny poprzez morenę do Rgilewki zmusza do szukania innej interpretacji przerwania przepływu wody koło Sławęcina. Nawiązując do faktu występowania w podłożu cechsztyńskich mas solnych można przypuszczać, że przerwanie biegu Holbicy jest związane z pionowym ruchem podłoża wywołanym aktywnością struktury solnej Izbica — Łęczycza. Część Holbicy znajdująca się po południowej stronie moreny obecnie płynie do pradoliny, natomiast jej odcinek północny wskutek pionowego ruchu wznoszącego podłoże połączył się z Rgilewką. Szeroka i wyraźnie zarysowana dolina nasuwa przypuszczenie, że być może Rgilewka również płynęła do pradoliny koło Sławęcina.

GENEZA MORENY KUTNOWSKIEJ I JEJ ZWIĄZEK Z PRADOLINĄ

Na podstawie przedstawionych strukturalnych i morfologicznych wyników badań czołowej moreny kutnowskiej można podjąć próbę określenia jej genezy. W okresie plejstocenu strefa ta była terenem wyjątkowo silnej erozji i denudacji, które spowodowały powstanie dużych przerw w stratygrafii. Obecnie najczęściej występuje tu tylko jedna glina reprezentująca morenę denną ostatniego na tym terenie zlodowacenia, tj. stadium nazwanego przez E. Rühlego [58] mazowiecko-podlaskim.

Podczas nasuwania się lodowca tego stadium w lodzie tworzyły się

szczeliny. Być może, powstanie ich było uwarunkowane przeszkodą podłoża.

Kierunek morfologicznej osi pagórków E—W świadczy, że w nasuwającym się lądolodzie, w strefie moreny kutnowskiej istniała tendencja do tworzenia się poprzecznego systemu szczelin w stosunku do kierunku ruchu lodu — z północy na południe.

Podczas deglacjacji szczeliny w lodzie stały się miejscem akumulacji piasku i żwiru, gdyż topnienie lodu było tu szybsze i dlatego było tu lepsze sortowanie materiału skalnego przez wody roztopowe niż na odcinkach, gdzie powierzchnia lodu była zwarta. Tam gdzie szczelin nie było, morena kutnowska jest zbudowana z gliny. W miarę topnienia lodu poszczególne szczeliny łączyły się, tworząc szeroką strefę. Woda roztopowa, która płynęła na południe, wykorzystywała doliny Holbicy i Ochni.

Topnienie lodu sprzyjało rozwojowi różnorodnych procesów morfogenetycznych i ich częstej zmianie. Prawdopodobnie szczeliny miały różną głębokość. Osady gromadzące się w głębokich szczelinach mają mniej zaburzoną strukturę. Osady powstające w płytkich szczelinach, wskutek późniejszego topnienia znacznej objętości masy martwego lodu i osiadania warstw, mają obecnie strukturę bardzo powikłaną.

Na przedpolu moreny kutnowskiej nie ma sandrów. Nie znalazł ich przed tą moreną również S. Lencewicz [42]. Wobec tego wyłania się pytanie, do jakiego typu form akumulacji glacialnej należy zaliczyć tę morenę? Jak wykazały strukturalne deformacje, nie jest ona formą spiętrzoną. Ze względu na brak sandrów trudno ją zaliczyć również do czołowej moreny akumulacyjnej stadialnej. Brak sandrów wskazuje, że prawdopodobnie na linii moreny kutnowskiej podczas deglacjacji nie było postojów krawędzi lądolodu. Struktura pagórków znajdujących się w obrębie tej moreny świadczy o ich szczelinowym pochodzeniu w martwym lodzie wskutek akumulacji powierzchniowej bez udziału oscylacji czoła lodowca. Nawiązując do badań W. Niewiarowskiego [46], morenę tę należy zaliczyć do form powstających w martwym lodzie.

Kolejny okres morfologicznego rozwoju strefy pagórków moreny kutnowskiej po ustąpieniu lądolodu był pod wpływem wznoszącego ruchu podłoża, który prawdopodobnie odnowił się w ostatnim interglacjale i Würmie.

Obok procesów powodujących przeobrażenia morfologiczne powierzchni w peryglacialnych warunkach podczas zlodowacenia bałtyckiego, na zmianę morfologii strefy moreny kutnowskiej w dalszym ciągu wpływa tektonika. Zdarzenia te przypadają na czas tworzenia się działu wodnego w okolicy Łęczycy. Powtórzył się ruch wznoszący, lecz tylko na

wąskiej przestrzeni. Najsilniej zaznaczył się on między Daszyną a Bówętowem, wskutek tego obecnie na tym odcinku strefa moreny jest najwyższa. Być może, w tym okresie nastąpiło przerwanie biegu Holbicy. Zdarzenia te przypadają prawdopodobnie na okres stadium pomorskiego zlodowacenia bałtyckiego.

Brak sandrów na przedpolu moreny kutnowskiej wskazuje, że podczas deglacjacji ilość wody roztopowej odpływającej od tej strefy w kierunku pradoliny była mała, dlatego nie mogła ona decydująco wpłynąć na powstanie omawianego odcinka pradoliny.

Obserwacje terenowe i mapa utworów czwartorzędowych [59] nie potwierdzają istnienia sandru, który wiązałby badany odcinek pradoliny z czołowymi morenami zlodowacenia bałtyckiego. Obszar rozdzielający te moreny i pradolinę na odcinku między Wisłą a Wartą jest pokryty śliną morenowa. Fakt ten wskazuje, że w okresie zanikania lodowca bałtyckiego także nie było odpływu na południe do opisywanej części pradoliny.

Również S. Iencewicz [42] nie znajduje powiązania czołowych moren zlodowacenia bałtyckiego z pradoliną warszawsko-berlińską. Podczas wyróżnionej przez niego wielkiej oscylacji, przypadającej na okres ostatniego zlodowacenia, odwodnienie nie miało zdecydowanego kierunku odśrodkowego. Dlatego, zaznacza autor, woda spod Gostynina nie mogła płynąć na południe do pradoliny, lecz kierowała się na północ-zachód.

Obserwacje terenowe wykazują, że kierunek Skrwy i system rynien związanych ze źródłowym odcinkiem Noteci jest skierowany na północ. Do pradoliny płynęły wody z obszaru zlodowacenia środkowopolskiego, odprowadzane przez Ochnię i Holbicę. Południowa granica zlodowacenia bałtyckiego na linii Gostynin — Sompolno jest więc granicą dwóch kierunków odwodnienia. Na obszarze młodego zlodowacenia rzeki płyną na północ. Natomiast obszar zlodowacenia środkowopolskiego jest odwadniany na południe do pradoliny, która tworzy własny system niezależnie od rzek obszaru zlodowacenia bałtyckiego. Na podstawie tych faktów można sądzić, że geneza i morfologiczny rozwój pradoliny warszawsko-berlińskiej na omawianym odcinku nie zależały od postępu krawędzi lodolodu na linii najwięcej wysuniętych na południe czołowych moren zlodowacenia bałtyckiego.

Należy zaznaczyć jeszcze, że przerwanie biegu Holbicy oraz świeżość jej doliny w obrębie moreny kutnowskiej sugeruje, że ruch pionowy podłoża podczas tworzenia się dzięła wodnego koło Łęczycy, który zaznaczył się również w strefie moreny, nie był bez znaczenia na kształtowanie południowej krawędzi tej strefy na badanym terenie.

MORFOLOGIA PRADOLINY

FORMY AKUMULACJI WODNOLODOWCOWEJ W PRADOLINIE

Badany odcinek pradoliny, w określonych przez S. Lencewicza [42] granicach, tworzy płaski teren, który jest urozmaicony przeważnie szerokimi, lecz płytkimi dolinami rzecznyymi. Formy wypukłe są tu rzadkie i występują w postaci wydm albo izolowanych pagórków zbudowanych głównie z piasku i żwiru. Jedną z tych form jest pagórek znajdujący się w południowej części pradoliny w miejscowości Borek. Wierzchołek tego pagórka leży 111 m n.p.m., jego względna wysokość wynosi 5 m. Pagórek jest zbudowany z bardzo zróżnicowanego materiału. Obok piasku i żwiru dobrze sortowanego znajduje się materiał piaszczysty słabo sortowany oraz glina; wśród tych osadów występują również bryły piasku, żwiru i mułku (fot. 16).

Struktura pagórka w Borku wykazuje, że podczas deglacjacji część akumulowanego materiału skalnego znajdowała się na martwym lodzie. Jego wytapianie powodowało zsuwy i obrywy osadów zaznaczające się obecnie występowaniem brył różnych utworów.

Inną formą wypukłą w pradolinie jest owalny pagórek w Górze Św. Małgorzaty. Wysokość tej formy wynosi 135 m n.p.m. Jej oś dłuższa jest zorientowana w kierunku N — S. Pagórek ten leży na równinie moreny dennej i wyodrębnia się ze swojego otoczenia pod względem wysokości i budowy.

Według S. Lencewicza [42] pagórek w Górze Św. Małgorzaty jest ostańcem wyższego poziomu erozyjnego w dolinie pra-Wisły. J. Samsonowicz [60] początkowo przypuszczał, że forma ta jest rezultatem dźwignania się wysadu solnego. J. Dylik [14] twierdzi, że pagórek w Górze Św. Małgorzaty jest formą wyciśniętą w szczelinie lodu podczas zlodowacenia środkowopolskiego, stadium Warty.

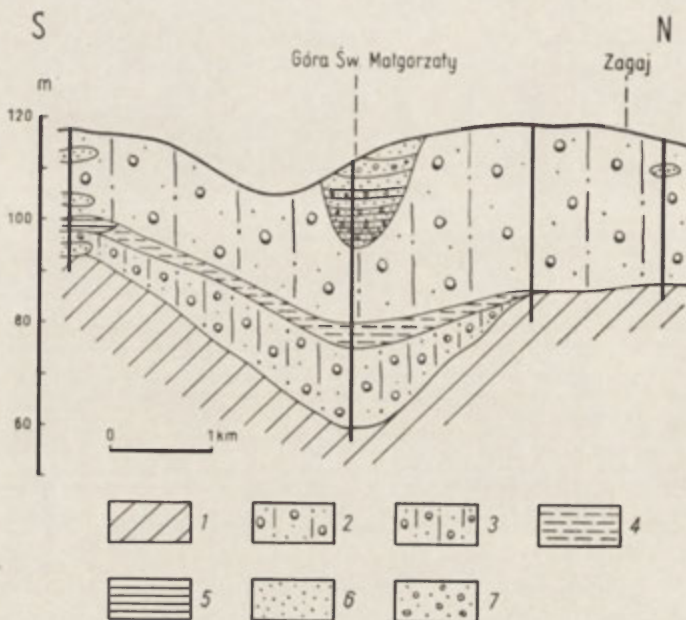
Budowa geologiczna w Górze Św. Małgorzaty nie jest skomplikowana. Budowę dolnej części pagórka wyjaśnia wiercenie wykonane w 1927 r. przez Państwowy Instytut Geologiczny w Warszawie. Wiercenie to wykonano na stoku pagórka, na wysokości 113 m n.p.m. Z tego względu na profilu na rycinie 28 górna część pagórka nie została ujęta.

W podłożu plejstocenu, które tworzy tu jura, istnieje obniżenie. Występują w nim dwa poziomy gliny morenowej. W górnej glinie, pod pagórkiem znajduje się głębokie erozyjne zagłębienie wypełnione 35 m warstwą osadów fluwioglacjalnych, głównie piasku, o miąższości 16 m.

Położenie materiału, z którego jest zbudowana dolna część pagórka w Górze Św. Małgorzaty, oraz brak pokrywy z gliny wykazuje, że jego

podstawa ma akumulacyjny charakter, bez śladów jakichkolwiek zaburzeń tektonicznych.

W powierzchniowej części pagórka istnieją dwa rodzaje osadów. Na południowym stoku, w najbliższym sąsiedztwie rynny występują osady określane jako peryglacjalne [14]. Największa grubość tej peryglacjalnej serii — 6 m — znajduje się u podnóża stoku, natomiast w kierunku wierzchołka osady te zanikają. Pozostała część pagórka



Ryc. 28. Budowa geologiczna dolnej części pagórka w Górze Św. Małgorzaty (ryc. 2, przekrój XI)

1 — podłoże czwartorzędowe, 2 — glina morenowa zlodowacenia środkowopolskiego stadium mazowiecko-podlaskiego (III), 3 — glina morenowa zlodowacenia środkowopolskiego stadium maksymalnego (II), 4 — muł, 5 — ił warwowy, 6 — piasek, 7 — żwir

jest zbudowana z osadów wodnolodowcowych. Peryglacjalna pokrywa nie tworzy ciągłej osłony pagórka. Tam, gdzie jej nie ma, na powierzchni występują osady wód roztopowych. Osady te są warstwowane. Warstwy są długie i opadają zgodnie ze stokiem pagórka. Laminacja ich jest prawie niewidoczna. Miejscami osady są niewarstwowane. Zamiast warstwowania występują soczewki żwiru i piasku lub nieregularnie ułożone smugi gładzików wskazujące na spływanie materiału przy słabym udziale wody. Brak dobrego sortowania oraz laminacji świadczy, że akumulacja odbywała się często przy udziale strumieni błotnych. Dlatego jednostki sedymentacyjne są wykształcone w postaci nieforemnych soczewek sortowanego i niesortowanego materiału (fot. 17). Oprócz śladów płynięcia gruntu w strukturze, podobnie jak w struk-

turze pagórków kutnowskich i w Borku, występują bryły osadów świadczące o procesach osuwiskowych.

Załączony profil geologiczny oraz przykład struktury osadów pagórka w Górze Św. Małgorzaty znajdujących się w górnej części pozwala sądzić, że forma ta powstała w szczelinie lodowej. Przejawiające się w strukturze ślady ablacji powierzchniowej wskazują, że szczelina w lodzie prawdopodobnie była otwarta. Odpływ wody odbywał się w kierunku najbliższej południowej rynny. Szczelinę wypełniał gruz spadający z powierzchni lodu i wytapiający się z jej ścian. Na podstawie struktury materiału trudno odtworzyć przebieg akumulacji. Można tylko sądzić, że wskutek intensywnego wypełniania szczeliny, czy też słabego odpływu wody uwarunkowanego powolnym topnieniem lodu, sortowanie materiału skalnego było słabe. Istniały okresy nasilonego odpływu wody, które powodowały powstawanie warstw dobrze sortowanego piasku; na ogół jednak przeważa różny materiał o dużej domieszce frakcji pylastej.

Załączone dowody nie potwierdzają poglądu S. Lencewicza [42] o erozyjnym pochodzeniu pagórka w Górze Św. Małgorzaty. Potwierdza się natomiast pogląd J. Dylika [14] o szczelinowym pochodzeniu tej formy, nie przez subglacjalne wyciskanie w szczeliny lodu, jak przypuszczał ten autor, lecz przez akumulację w otwartej szczelinie. Kształt i budowa pagórka wskazuje na kem.

Po ustąpieniu zlodowacenia woda funkcjonującej wówczas południowej rynny erodowała stoki pagórka, tworząc duże nachylenie powierzchni. Zdarzenia morfologiczne interglacjału eemskiego na terenie Góry Św. Małgorzaty są jeszcze nieznanne. Natomiast ostatni okres zimny zaznaczył się tu bardzo wyraźnie. Duże nachylenie eksponowanych na południe stoków sprzyjało rozwojowi aktywności procesów stokowych być może w warunkach peryglacjalnych. Poprzednio utworzone podcięcie erozyjne zostało przez spływający z pagórka materiał zasypane i zrównane, a późniejsze zanikanie odpływu wody południową rynną uchroniło te osady od zniszczenia.

Obserwacje terenowe wykazują, że w określonych przez S. Lencewicza [42] granicach pradoliny, na równinnej powierzchni moreny dennej, w nielicznych innych miejscowościach znajdują się skupienia materiału akumulacji wodnolodowcowej, które najwyraźniej występują w Antoniewie koło Witoni. Struktura tego materiału jest podobna do piaszczysto-żwirowych osadów w Górze Św. Małgorzaty. Być może, są to osady z okresu deglacjacji złożone w obniżeniach moreny dennej.

Analiza struktury omawianych pagórków wykazuje, że formy te podobnie jak pagórki kutnowskie powstawały w warunkach martwego lodu i prawdopodobnie w tej samej jego strefie.

SIEĆ DOLINNA W PRADOLINIE

Główną rynną odwadniającą, na badanym terenie, jest dno pradoliny, do którego uchodzą rzeki płynące z północy i z południa. Dla tych rzek pradolina jest bazą erozyjną, dlatego zmiany wysokości jej dna odzwierciedlały się w morfologii i strukturze dolin rzek wpadających do pradoliny. Rozwój dolin w pradolinie jest również historią rozwoju pradoliny.

Między Łęczycą a Leżnicą Małą pradolina nie funkcjonuje, gdyż tu obecnie przebiega dolinny dział wodny. Równoległe do martwego odcinka dna pradoliny rozciągają się martwe doliny innych rzek. Wszystkie obecnie niefunkcjonujące doliny są świeże, niezasypane i wskazują, że opuszczenie ich przez rzeki dokonało się podczas ostatniego zlodowacenia lub po tym zlodowaceniu. Wyrazistość dolin martwych nie została zatarta przez denudację.

Na badanym terenie występują trzy duże rozszerzenia dna pradoliny (ryc. 29). Wschodnie rozszerzenie znajduje się przy ujściu Ochni i Moszczenicy. Pośrodku leży tu długa, równoległa do krawędzi pradoliny wyciągnięta wyspa pęczawicka. Południowa część pradoliny i wyspa pęczawicka są zbudowane z gliny morenowej. Obniżenie między tą wyspą a południową krawędzią dna jest płytkie i przypomina ujściową część koryta rzeki, która łączyła się z pradoliną. Erozja wody oddzieliła tę wyspę od wysoczyzny terenu. Obecnie to dawne koryto jest zajęte przez Strugę i Moszczenicę. Północna część dna pradoliny przy ujściu Ochni jest zbudowana z drobnoziarnistego piasku. Gлина jest tu zupełnie zniszczona. Brak jej dowodzi, że występuje tu właściwe



Ryc. 29. Kształt dna pradoliny

1 — rozszerzenie Ochni i Moszczenicy, 2 — rozszerzenie Bzury, 3 — rozszerzenie Zianu

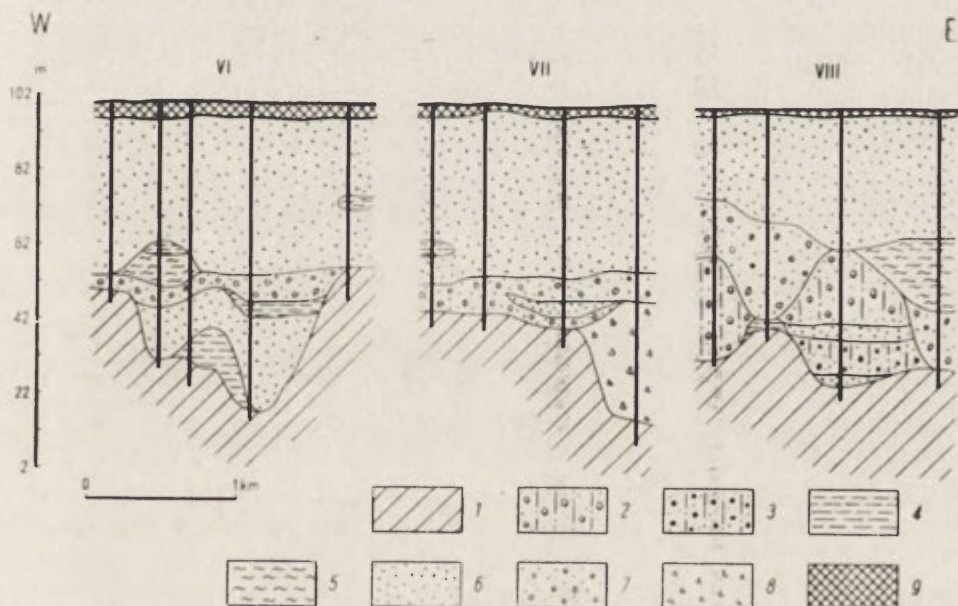
koryto pradoliny. Szerokość jego wynosi 2 km. Rozszerzenie dna pradoliny przy ujściu Ochni i Moszczenicy jest więc uwarunkowane erozją uchodzących do pradoliny rzek.

Drugie rozszerzenie dna pradoliny, mniejsze od poprzedniego, tworzy Bzura w Łęczycy.

Trzecie rozszerzenie występuje przy ujściu Zianu. Rozciągająca się na północ od Borku równina zbudowana z osadów rzecznych wskazuje, że wody pradoliny oraz wpadająca do niej rzeka łączyły się w tej okolicy i rozlewały się szeroko. W okresie zlodowacenia bałtyckiego przepływ wody koło Borku został zmniejszony prawdopodobnie przez wcięcie koryta Zianu i obniżenie poziomu wód. O tym, że podczas zlodowacenia bałtyckiego powierzchnia tych okolic była wolna od wody, świadczą ślady szczelin mrozowych znajdujących się w osadach rzecznych terasy koło Borku.

Zachodnie rozszerzenie dna omawianego odcinka pradoliny, przy ujściu Zianu, podobnie jak poprzednie, powstało wskutek erozji rzek.

Dla określenia rozwoju sieci dolinnej ważne będzie rozpoznanie nie tylko zmian morfologicznych, lecz także zmian w budowie dna dolin tych rzek. Budowa osadów w dnie pradoliny jest przedstawiona na trzech równoleżnikowych przekrojach w okolicy Łęczycy (ryc. 30).



ryc. 30. Budowa osadów dna pradoliny koło Łęczycy (ryc. 2, przekrój VI, VII, VIII)
 1 — podłoże czwartorzędowe, 2 — glina morenowa zlodowacenia krakowskiego (I), 3 — glina morenowa zlodowacenia środkowopolskiego stadium maksymalnego (II), 4 — muł, 5 — il, 6 — piasek, 7 — żwir
 8 — kruszywo dolomitowe, 9 — torf

5 — Geneza pradoliny

Na profilu VIII (ryc. 30) znajdującym się najbliżej Łęczycy, w dnie pradoliny występuje glina, a na profilach VI i VII glina jest zniszczona. Bezpośrednio na podłożu plejstocenijskim leżą osady rzeczne. Dolna seria osadów na wszystkich trzech profilach jest pod względem frakcji zróżnicowana. Występuje tu ił, muł, piasek i żwir. Natomiast górną część osadów tworzy jednolity drobnoziarnisty piasek.

Ta dwudzielność budowy wskazuje na istnienie dwóch faz procesu geologicznego. Pierwsza faza zaznaczyła się erozją, która zniszczyła glinę na profilu VI i VII (ryc. 30) oraz osadziła serię osadów piaszczystych o zróżnicowanej budowie. Ponieważ w dnie pradoliny zniszczone są wszystkie poziomy glin morenowych, należy sądzić, że ta faza erozji nastąpiła po ostatnim zlodowaceniu. Druga faza, młodsza, zaznacza się akumulacją drobnego piasku.

Rzeki płynące pradoliną nie są liczne. Północna część terenu jest prawie bezwodna, natomiast w południowej płyną trzy rzeki: Bzura, Zian i Moszczenica. Do Bzury od zachodu wpływają dwa krótkie bezimienne strumienie. Od strony wschodniej wpływa tylko jeden krótki dopływ, który łączy się z Bzurą w okolicy Leśmierza.

Bzura rozcina w Leśmierzu osady plejstocenijskie aż do podłoża (ryc. 15). Również w Łęczycy erozja tej rzeki dotarła do powierzchni podplejstocenijskiej (ryc. 31). Wcięcie to jest wąskie, gdyż rzeka odpreparowała tektoniczną szczelinę wcinając się do głębokości 35 m. Dawna głęboka dolina Bzury jest obecnie zasypana, a rzeka płynie w płytkim korycie.

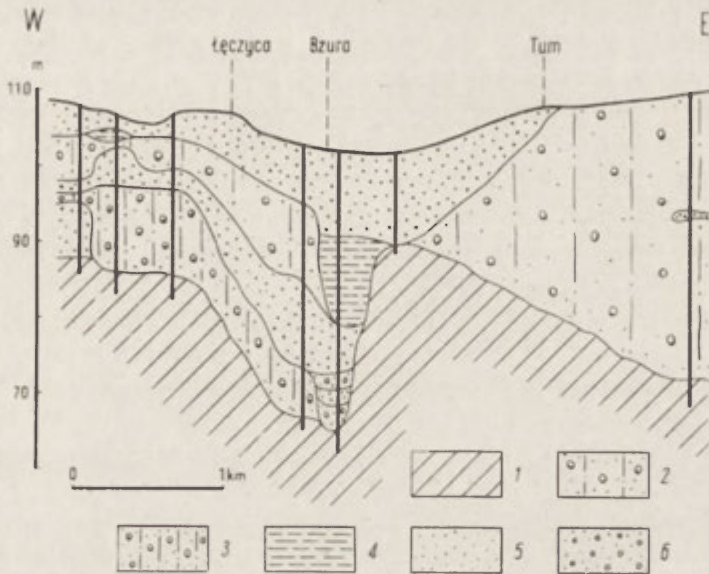
Osady denne Bzury szczególnie w Łęczycy mają strukturę podobną do osadów w dnie pradoliny (ryc. 30). Dolna seria jest zróżnicowana, natomiast górna, 20 m gruba, składa się tylko z drobnego piasku. W budowie dna doliny Bzury, podobnie jak w dnie pradoliny, zaznaczają się dwa okresy: erozyjny i akumulacyjny.

Bzura od Ozorkowa do Solcy płynie zgodnie z nachyleniem powierzchni na północ. Od Cedrowic kierunek jej się zmienia, a w Leśmierzu odchyła się ona na wschód i tworzy duże zakole.

Zmiana kierunku Bzury nie zależy od morfologii powierzchni, lecz od morfologii podłoża (ryc. 5). W Leśmierzu przełamuje się rzeka przez wzniesienie powierzchni podplejstocenijskiej, które powoduje zmianę jej kierunku. Po przełomie Bzura dąży w kierunku północno-zachodnim i koło Łęczycy przed połączeniem się z dnem pradoliny ponownie rozcina wzniesienie podłoża. W Łęczycy skręca prawie pod kątem prostym na wschód i wchodzi w dno pradoliny.

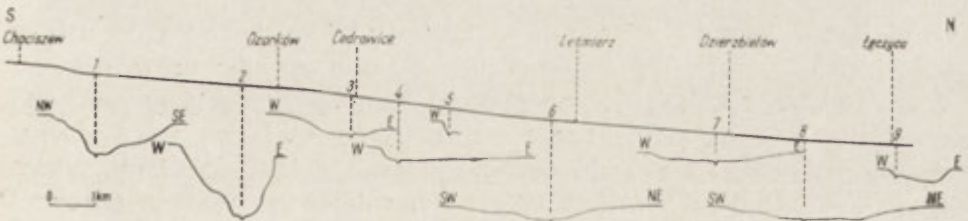
Profil podłużny doliny Bzury ma załamanie w Chociszewie (ryc. 32). Na tym odcinku spadek rzeki wynosi 1,7‰. Na ogół w profilu poprze-

cznym dolina Bzury jest asymetryczna. Na południe od Ozorkowa dolina jest głęboka. Zaznaczają się w niej dwie terasy: zalewowa i nadzalewowa. Na północ od Ozorkowa dolina zmienia się, staje się ona asymetryczna. Zachodni stok jest stromszy niż stok przeciwny. Dolina jest płytka. W okolicy Cedrowic nie ma terasy nadzalewowej (ryc. 32,



Ryc. 31. Budowa osadów dna doliny Bzury koło Łęczyczy (ryc. 2, przekrój IX)

1 — podłoże plejstocenu, 2 — glina morenowa zlodowacenia środkowopolskiego stadium mazowiecko-południowego (III), 3 — glina morenowa zlodowacenia środkowopolskiego stadium maksymalnego (II), 4 — muł, 5 — piasek, 6 — żwir



Ryc. 32. Podłużny i poprzeczne profile doliny Bzury

3, 4), a miejscami zanika terasa zalewowa i koryto rzeki bezpośrednio przechodzi w wysoczyznę (ryc. 32 — 5). Zmienny kształt doliny w przekroju poprzecznym oraz różna liczba teras wykazuje, że rozwój poszczególnych odcinków doliny Bzury nie był jednakowy. Największe zróżnicowanie morfologii doliny występuje w okolicy Cedrowic. Okolice te

są zbudowane z osadów plejstocęńskich i są regularnie nachylone w kierunku północnym. Nachylenie terenu i twardość skał osadów plejstocęńskich nie tworzą przeszkód dla biegu wód tej rzeki. Przyczyną zmian kształtu doliny nie może więc być ani morfologia, ani budowa osadów plejstocęńskich.

Ukształtowanie podłoża doliny Bzury jest inne niż ukształtowanie powierzchni. Od Ozorkowa do Leśmierza Bzura płynie wzdłuż wschodniej krawędzi wzniesienia podłoża w Solcy (ryc. 5). Zachodni stok obecnej doliny pokrywający się z krawędzią powierzchni podplejstocęńskiej jest krótki i stromy, natomiast wschodni stok jest niski, łagodny i długi. Dolina w przekroju poprzecznym dostosowuje się do zarysów rzeźby podłoża. Zmiany w rozwoju morfologicznym doliny Bzury zależą więc nie od współczesnej rzeźby, lecz od rzeźby powierzchni podczwartorzędowej.

Pierwszy okres zdarzeń w dolinie Bzury zaznaczający się erozją wgłębną, wpłynął na powstanie co najmniej jednej terasy erozyjnej. Drugi okres powoduje ożywienie erozji wgłębnej w okolicy Ozorkowa i także zasypywanie doliny rzecznej w strefie pradoliny. W tym czasie powstaje terasa akumulacyjna Bzury, obecna zalewowa, oraz spłylenie rzeki na odcinku Leśmierz — pradolina.

W budowie dna doliny Bzury zaznaczają się dwie fazy ruchu pionowego podłoża. Starsza faza zaznaczyła się silną erozją wgłębną w pradolinie, młodsza faza spowodowała erozję poza obszarem pradoliny w okolicy Ozorkowa.

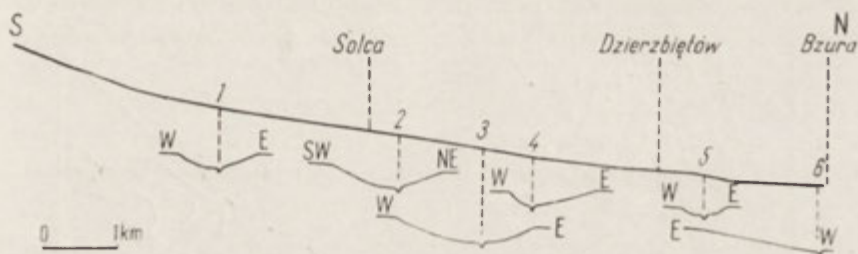
Układ dolin na południu od Łęczycy wskazuje, że w plejstocenie rzeki płynęły tu w kierunku północnym i zachodnim. Dowodem tego są obecnie szerokie doliny, z których południkowa zajęta jest przez współczesną Bzurę, natomiast równoleżnikowa dolina, która ciągnie się od Karsznic przez Górę Św. Małgorzaty, Tum, Łęczycę do ujścia Zianu jest nieczynna. Ten układ dolin wskazuje, że albo Bzura dzieliła się na ramiona, z których jedno płynęło na północ, drugie na wschód, a trzecie na zachód, albo Bzura nie rozdzielała się, lecz przed Łęczycą skręcała na zachód i płynęła obecnie martwą doliną do Zianu, gdzie łączyła się z pradoliną. Natomiast od Karsznic przez Tum do Łęczycy płynęła jakaś inna rzeka.

Układ dolin, ich duża szerokość oraz morfologia podłoża w Łęczycy nie potwierdzają hipotezy rozdzielenia Bzury na kilka ramion, z których dwa miałyby płynąć w przeciwne strony, na wschód i zachód. Na podstawie morfologicznych i geologicznych faktów należy przypuszczać, że sieć dolinna w Łęczycy powstała wskutek działania dwóch rzek, z których Bzura przed Łęczycą skręcała na zachód i łączyła się z korytem pradoliny koło Leźnicy Małej, przy ujściu Zianu, natomiast

druga płynęła od wschodu przez Karsznice, Górę Św. Małgorzaty, Tum i łączyła się z dnem pradoliny koło Łęczycy.

Powstanie dolinnego działu wodnego spowodowało zmianę kierunku odwodnienia. Rzeka płynąca ze wschodu opuściła dolinę na odcinku Karsznice — Tum, a Bzura opuściła dolinę na odcinku Leźnica — Łęczycyca i popłynęła opuszczonym przez poprzednią rzekę korytem koło Kwiatkówka. Zróznicowana rzeźba podłoża koło Łęczycy świadczy o erozji wgłębnej Bzury podczas tworzenia nowego koryta.

Od Solcy w kierunku północnym do Łęczycy płynie dopływ Bzury, którego dolina jest płytka i szeroka, mająca tylko jedną terasę (ryc. 33). Należy zaznaczyć, że rzeka ta w Solcy i Sierpowie rozcina osady



Ryc. 33. Podłużny i poprzeczne profile doliny strumienia przepływającego przez Solcę

plejstocenijskie aż do podłoża. Obecnie to głębokie rozcięcie jest wypełnione osadem piaszczysto-zwirowym, a strumień ten podobnie jak Bzura płynie po zasypanej przez siebie dolinie (ryc. 15).

Przy połączeniu Bzury z korytem pradoliny rozciąga się szerokie obniżenie ograniczone poziomicą 102 m. Wskazuje ono, że tym obniżeniem prawdopodobnie płynęła rzeka. Jednak współczesna Bzura omija tę naturalną, morfologicznie predysponowaną drogę i płynie po zachodniej krawędzi obniżenia, na wyższym poziomie, na którym leży Łęczycyca.

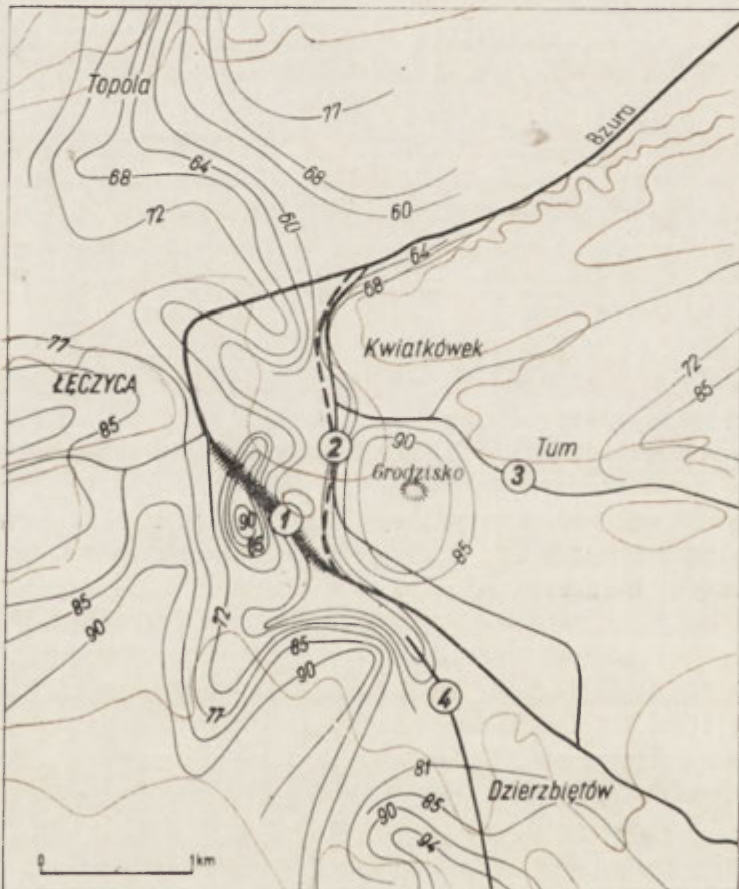
Na mapie Prus Południowych D. Gille y e g o z 1802 r. (fot. 19) oraz na mapie K. P e r t h e s a z 1793 r. warunki hydrograficzne okolic Łęczycy są inne. Od Dzierzbietowa Bzura skręca na północ i łączy się koło Tumu z rynną równoleżnikową. Przed Tumem Bzura opuszcza tę rynną i powraca na środek wymienionego starego koryta, skąd kieruje się na NE do dna pradoliny. Strumień przepływający przez Solcę nie łączy się z Bzurą, lecz tworzy samodzielną rzekę, która płynie przez Łęczycę obecnym korytem Bzury.

Na mapie Kwatermistrzostwa Generalnego Wojsk Polskich z 1839 r. układ sieci wodnej koło Łęczycy jest taki sam jak obecnie. Porównując wymienione trzy mapy należy sądzić, że zmiany sieci rzecznej naj-

bliższych okolic Łęczycy dokonały się w okresie od 1793 r. do 1839 r., tj. w ciągu 46 lat.

Z prac T. Laliaka [40] i A. Tomczaka [63] wynika, że obecny kierunek sieci hydrograficznej okolic Łęczycy jest częściowo rezultatem gospodarczej działalności człowieka.

Powiązanie morfologiczne rozwoju doliny Bzury z rzeźbą podłoża w południowej części badanego terenu nie było faktem odosobnionym. Zgodność ta istniała na większym obszarze, dlatego rzeźba podłoża powinna uwarunkować również kierunek Bzury koło Łęczycy. Fakt ten powinien wskazać w jakim stopniu na odchylenie biegu rzeki mógł wpłynąć człowiek. Rycina 34 przedstawia na tle rzeźby podłoża i rzeźby współczesnej obecny kierunek odwodnienia w okolicy Łęczycy. Na



Ryc. 34. Sieć rzeczna koło Łęczycy na tle rzeźby podłoża (kolor czarny) i powierzchni współczesnej (kolor brązowy)
 1 — sztuczne koryto Bzury, 2 — dawne, naturalne koryto Bzury, 3 — dawne koryto Moszczenicy, 4 — strumień przepływający przez Solcę

wschód od Łęczycy w podłożu Bzura ma wyraźnie zaznaczone koryto, które ciągnie się po zachodniej stronie grodziska przez Kwiatkówkę do dna pradoliny. Morfologia opisywanej strefy jest słabo czytelna, lecz zgodnie z obniżeniem podłoża w powierzchni istnieje wklęsłość, którą obecnie wykorzystuje rów odwadniający (ryc. 34 — 2). Łączy się on z pradoliną koło Kwiatkówka i prawdopodobnie zaznacza dawne dno doliny Bzury.

Rzeźba podłoża powierzchni współczesnej nie potwierdza postawionej hipotezy, że Bzura płynęła między grodziskiem a Tumem [40, 63]. Dawne koryto tej rzeki znajduje się po zachodniej stronie grodziska, w miejscu wyznaczonym przez rynnę podłoża. Współczesne koryto Bzury nie zależy więc ani od morfologii powierzchni, ani od rzeźby podłoża. Od Góry Św. Małgorzaty przez Tum w podłożu ciągnie się inne obniżenie, które łączy się z rynną Bzury koło Kwiatkówka.

Według D. Gillyego oraz K. Perthesa, Łęczycza leżała nad strumieniem przepływającym przez Solcę. Bzura była odsunięta od miasta na wschód co najmniej o 1 km.

Strumień przepływający przez Solcę nie łączy się obecnie z Bzurą, lecz pod Łęczycą urywa się i gubi w bagnach. Od Bzury oddziela go wąska, lecz wyraźna strefa wyższa. Między Dzierzbietowem a Łęczycą kierunek strumienia stopniowo odchyła się na NW i łączy się on z szerokim obniżeniem rozciągającym się w południowej części Łęczycy. Opierając się na wymienionych mapach oraz na obserwacjach terenowych należy stwierdzić, że powiązanie strumienia przepływającego przez Solcę z Bzurą jest bardzo luźne. Obecnie strumień ten wskutek utraty wody nie dopływa do Łęczycy, ani do dna pradoliny. Zanikanie wody prawdopodobnie było przyczyną, która zmusiła mieszkańców Łęczycy do szukania innych jej źródeł. Bliskie sąsiedztwo Bzury oraz niski i wąski dział wodny sprzyjały przerzuceniu Bzury do opuszczonego koryta strumienia przepływającego przez Solcę.

Po opuszczeniu Dzierzbietowa Bzura meandruje. natomiast pod Łęczycą jej brzegi są wyrównane, a rzeka ma cechy kanału. Być może, że miejsce zanikania meandrów Bzury na odcinku największego jej zbliżenia do strumienia przepływającego przez Solcę jest początkiem przekopu, który skierował wodę do Łęczycy.

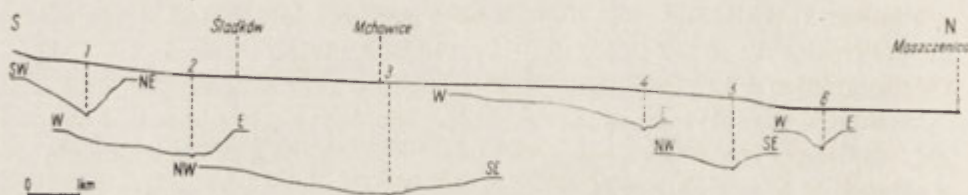
Zanikanie wody w strumieniu przepływającym przez Solcę, wobec funkcjonowania innych rzek na badanym terenie, trudno wyjaśnić przyczyną klimatyczną. Niemały wpływ na to zjawisko miał prawdopodobnie pionowy ruch podłoża związany z aktywnością struktury solnej. Być może, dążenie soli ku górze było przyczyną zmniejszania się zasobu wody w strumieniu przepływającym przez Solcę.

Spływanie rzek i zasypywanie dolin powodowało nagromadzenie sze-

rokich pasów piasku, który łatwo ulegał działaniu wiatru. Obecnie można obserwować pola wydymowe rozmieszczone wzdłuż Bzury i wzdłuż strumienia przepływającego przez Solcę. Występowanie wydm nie jest więc związane z jakąkolwiek dotychczasową określoną terasą pradoliną, lecz z dolinami rzek współczesnych.

W południowo-wschodniej części badanego terenu płynie Moszczenica oraz jej dopływy Struga i Malina. Struga łączy się z Moszczenicą w dnie pradolin. Poza tym obie te rzeki płyną równolegle, rozdziela je niski dział wodny, którego kierunek jest zgodny z garbem podłoża (ryc. 5).

Podłużny profil doliny Strugi jest wyrównany, jedynie przy wejściu na teren dna pradolin zaznacza się lekkie załamanie (ryc. 35). Ogólny



Ryc. 35. Podłużny i poprzeczne profile doliny Strugi

spadek tej rzeki wynosi $0,7\text{‰}$. Dolina Strugi u źródeł jest młoda, V-kształtna, natomiast od Śladkowa do ujścia staje się płytka, szeroka i asymetryczna. W dolinie zaznacza się tylko jedna terasa.

W podłużnym profilu Moszczenicy istnieje załamanie w okolicy Gieczna (ryc. 36). Od tej miejscowości do ujścia rzeki koryto jest wyrównane. W przekroju poprzecznym dolina ma różny kształt (ryc. 36). Odcinek źródłowy jest młody, V-kształtny. W Rogoźnie i Giecznie dolina jest płytka, asymetryczna, ma jedną terasę zalewową. W Boguszycach (ryc. 36 — 8) rzeka nie wytworzyła doliny, istnieje tylko koryto. Od Piątku do ujścia dolina jest asymetryczna, podobna do odcinka w Giecznie. Duże morfologiczne zróżnicowanie doliny świadczy o zróżnicowaniu wieku poszczególnych jej odcinków. Brak ciągłości rozwoju formy dolinnej świadczy również o zmianie kierunku rzeki. Rzeka opuszczając poprzednią dolinę wykorzystywała obniżenie terenu i tworzyła dolinę nową, której poszczególne odcinki mają różną morfologię. Najmłodszy odcinek znajduje się w Boguszycach, gdzie Moszczenica nie zdążyła jeszcze wypracować nawet terasy zalewowej.

W budowie geologicznej dna obecnie nie funkcjonującej równoleżnikowej doliny rozciągającej się od Karsznic do Łęczycy, w plejstocen-

szych osadach w Karsznicach istnieją ślady głębokiego erozyjnego rozcięcia aż do podłoża (ryc. 37). Jest ono wypełnione osadami rzecznyymi. Brak gliny w tym zagłębieniu dowodzi, że proces rozcinania przez wodę odbywał się w okresie po ustąpieniu zlodowacenia środkowopolskiego. Strukturalne badania osadów tej doliny w Górze Św. Małgorzaty i Podgórzycach wykazały, że warstwy piasku rzecznoznajdującego się w dnie rynny mają upad na zachód. Fakty te świadczą, że woda, która rozcięła osady plejstocenijskie w Karsznicach, musiała płynąć ze wschodu na zachód; śladów innego kierunku odpływu nie ma.

S. Lencewicz [41, 42] omawiając rzeki środkowego Powiśla stwierdza, że Moszczenica początkowo płynęła w kierunku zachodnim przez Karsznice. Budowa geologiczna osadów w dnie martwej doliny w Karsznicach (ryc. 37) oraz ich strukturalne cechy potwierdzają przypuszczenie tego autora o zmianie kierunku rzeki. Przed powstaniem dolinnego działu wodnego Moszczenica płynęła przez Karsznice, Górę Św. Małgorzaty, Tum i w Łęczycy łączyła się z korytem pradoliny. Utworzenie łęczyckiego działu wodnego zmieniło jej bieg. Opuszcza ona swoje koryto i kieruje się przez Piątek. Zróznicowanie morfologiczne współczesnej doliny Moszczenicy jest rezultatem zmiany kierunku jej biegu.

Razem z Moszczenicą płynęła również Malina. Koryto jej podobnie jak i innych rzek wykazuje ślady przesunięć (ryc. 38).

O zmianie kierunku rzek świadczy nie tylko budowa geologiczna i kształt dolin, lecz także istnienie, szczególnie między Strugą a Moszczenicą, licznych starorzeczy. Obecnie tworzą one sieć dolin, które świadczą o błędzeniu rzek w poszukiwaniu sprzyjających warunków dla ich biegu.

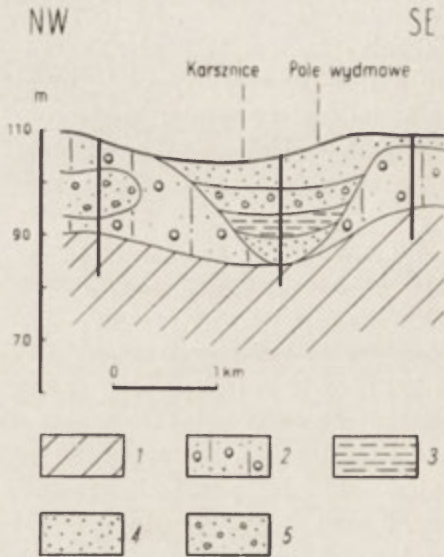
Wspólną cechą morfologicznego rozwoju dolin południowo-wschodniej części badanego terenu jest ich spłylenie oraz występowanie często tylko jednej terasy. Na pewnych odcinkach zaznacza się zupełny brak teras. Świadczy to, że rozwój dolin wymienionych rzek zależał od tych samych proce-



Ryc. 36. Podłużny i poprzeczny profil doliny Moszczenicy

sów geologicznych, które decydowały o rozwoju doliny Bzury i jej dopływów.

Morfologiczna analiza wschodniej części badanego terenu pozwala sądzić, że Mroga prawdopodobnie uchodziła do koryta pradoliny w okolicy Piątku.

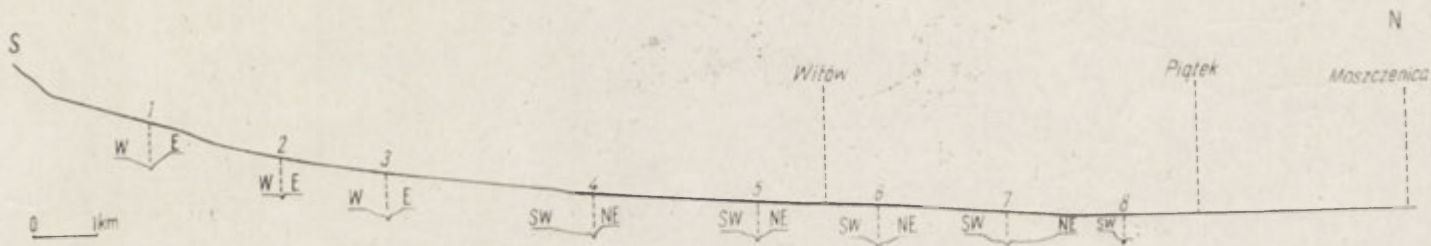


Ryc. 37. Budowa osadów dna doliny koło Karsznice

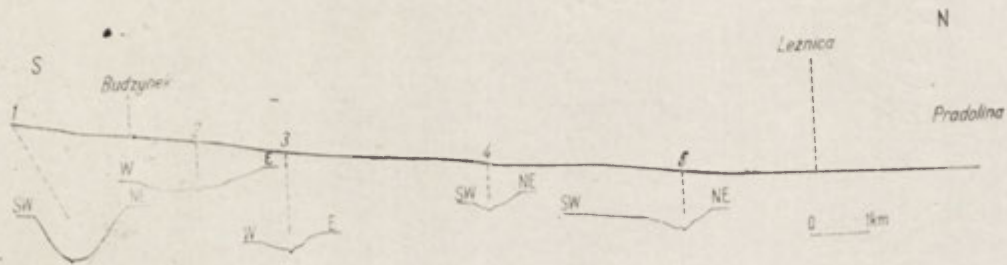
1 — podłoże czwartorzędowe, 2 — glina morenowa zlodowacenia środkowopolskiego stadium mazowiecko-podlaskiego (III), 3 — muł, 4 — piasek, 5 — żwir

Opuszczone przez rzeki, a wypełnione piaskiem doliny tworzyły sprzyjające warunki dla działalności wiatru. Koło Karsznice, w miejscu nagromadzenia piasku w dawnej dolinie rzecznej, powstało duże pole wydymowe. O tym, że wydmy tworzyły się z miejscowego, przez wodę osadzonego materiału świadczy ich struktura (fot. 18). Z reguły na tym terenie dolną część wydmy tworzy warstwowany piasek rzeczny, natomiast górną część tworzy piasek przewiany przez wiatr. Należy zaznaczyć jeszcze, że podobnie jak w dolinie Bzury, tak też i w Karsznicach wydmy nie są związane z terasami pradoliny, lecz z dolinami rzek płynącymi w niej.

Wśród wydm omawianego terenu najdokładniej zbadano wydmy Witowa. A. Dylikowa [16,17] opracowała ich morfologię i strukturę. Główny okres wydmotwórczy rozpoczął się w starszym dryasie [16, 17]. M. Chmielewska i W. Chmielewski [7] wykryli



Ryc. 38. Podłużny i poprzeczne profile doliny Maliny



Ryc. 39. Podłużny i poprzeczne profile doliny Zianu



Ryc. 40. Sieć rzeczna na tle rzeźby podłoża i powierzchni współczesnej

1 — kierunek rzek przed powstaniem działu wodnego w Leczycy; 2 — powierzchnia podłoża czwartorzędowego, 3 — powierzchnia współczesna

w wydmach Witowa osady organiczne z okresu Böling i Alleröd. Wiek tych osadów potwierdziło również datowanie za pomocą C¹⁴. Późniejsze palynologiczne badania K. Wasylikowej [65] w Witowie potwierdzają wnioski wymienionych autorów.

Określenie wieku wydm w Witowie jest ważnym kryterium dla rozpoznania zdarzeń geologicznych powodujących zmiany w kierunku odwodnienia. Początek powstawania wydm w starszym dryasie wskazuje, że zmiana koryt przez rzeki musiała nastąpić przed okresem wydmo-twórczym. Zmiany te na badanym terenie prawdopodobnie rozpoczęły się już w okresie stadium pomorskiego.

Zian płynie predysponowaną w podłożu rynną. Profil podłużny tej rzeki jest mniej wyrównany niż rzek poprzednio omawianych (ryc. 39). Zaznacza się w nim kilka lekkich załamań, których rzeka nie zdołała jeszcze wyrównać. Poprzeczny przekrój doliny jest symetryczny. Miejsce połączenia Zianu z dnem pradoliny jest szerokie, rozmyte przez wody rzeczne.

Obraz dawnej sieci rzecznej można odtworzyć na podstawie obecnego układu dolin i morfologii powierzchni podplejstoczeńskiej. Dno pradoliny tworzyło główną rynnę, z którą rzeki płynące z południa łączyły się koło Piątku, Łęczycy i Leżnicy Małej (ryc. 40). Północna część terenu ma mniej rzek niż południowa. Odwodnienie odbywało się tu Holbicą i Ochnią, która prawdopodobnie początkowo łączyła się z korytem pradoliny koło Kter.

Zmiany kierunku rzek wiążą się z powstaniem działu wodnego koło Łęczycy. S. Lencewicz [42] i B. Krygowski [36] określają go jako przegięcie spowodowane ruchem epeirogenicznym. J. Mikołajski [45] twierdzi jednak, że jest to forma erozyjna utworzona przez wcięcie Warty od zachodu, a Bzury od wschodu. P. W. Thomson [62] mówi o śladach tektoniki solnej w okolicy Łęczycy. Z tektoniką solną J. Poborski [51] wiąże genezę działu wodnego w pradolinie.

Budowa podłoża okolic Łęczycy oraz morfologiczne cechy dolin rzecznych przemawiają za przyjęciem poglądu J. Poborskiego. Wznoszący ruch podłoża wskutek naporu mas solnych spowodował wysklepienie powierzchni. Najintensywniejszy ruch nastąpił na linii Solca — Łęczycy — Sławęcina. Następstwem tego było przerwanie koło Łęczycy odpływu wód na zachód oraz zmiana kierunku rzek. Jak wykazuje analiza sieci rzecznej, początek tworzenia się tego działu wodnego przypada na okres stadium pomorskiego.

TERASY PRADOLINY

S. Lencewicz [42] wyróżnia w pradolinie dwie terasy. Dolną nazywa także poziomem erozyjnym, górną — denudacyjnym. W związku

z powstaniem działu wodnego koło Łęczycy pierwotne nachylenie teras na zachód uległo zmianie. Najwyższe ich obecne położenie znajduje się na działle wodnym i stąd opadają one na wschód i zachód. Obie terasy powstały wskutek przepływu pra-Wisły na zachód podczas cofania się lądolodu. Według tego autora wysokość krawędzi dolnej terasy północnej koło Kuchar określa poziomicą 119 m, na zachód obniża się ona do 115 m, a na wschód pod Orłowem do 105 m.

Wysokość dolnej terasy południowej wynosi w okolicy Tumu 115 m, stąd obniża się ona na zachód do 111 m i na wschód w Balkowie do 111 m. Dolne terasy są wycięte w glinie morenowej.

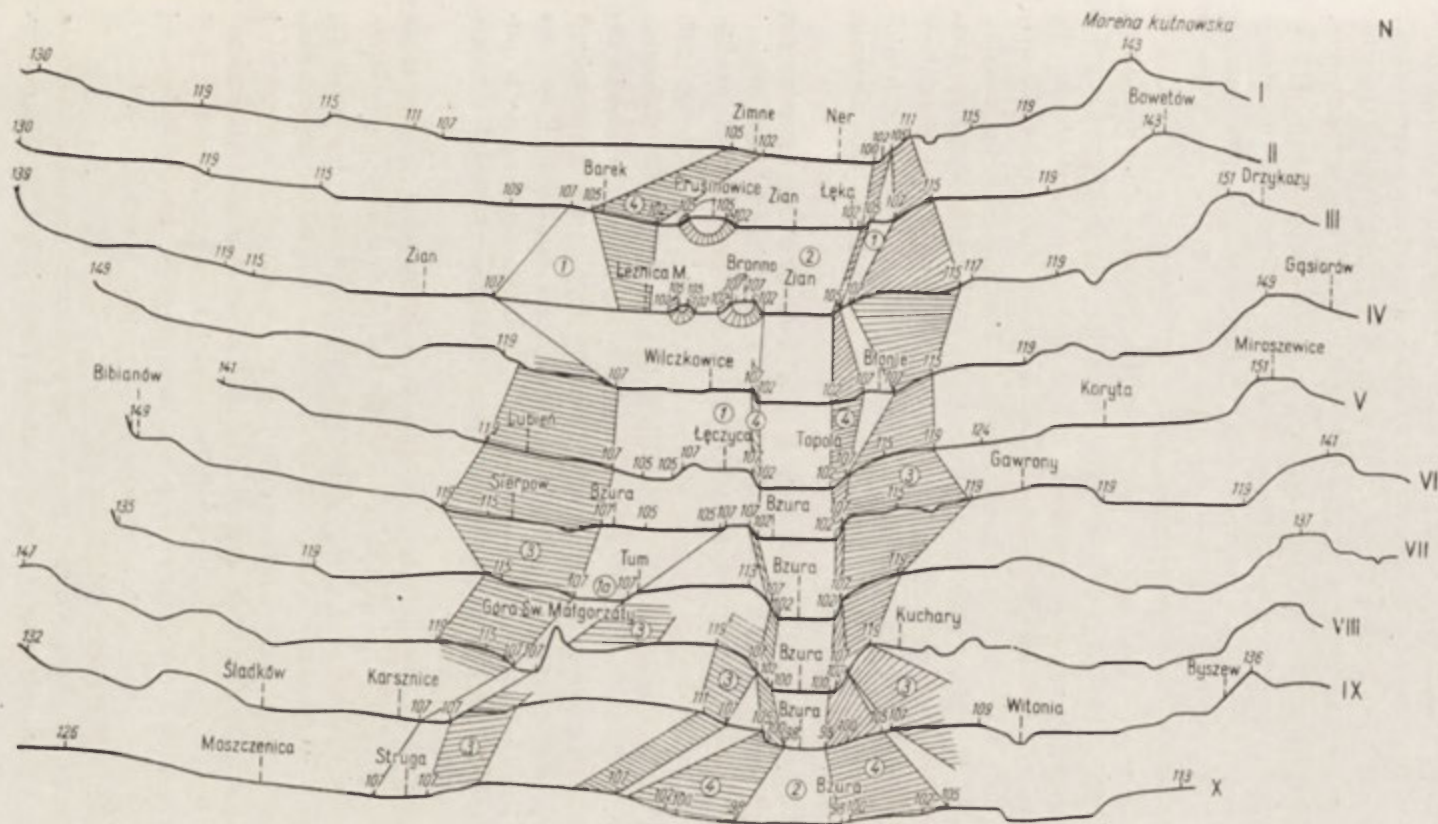
Krawędź górnej terasy północnej tworzy strefa pagórków kutnowskich, a południowej — strefa wzgórz ozorkowskich.

Według J. Mikołajskiego [45] pradolina warszawsko-berlińska ma trzy terasy: niższą, która jest terenem dna pradoliny nazywa terasą dyluwialną; średnią — erozyjno-akumulacyjną, zbudowaną z piasków rzecznych i żwirów, oraz wyższą, której wysokość pod Dąbiem wynosi 120 m i obniża się do 100 m pod Łowiczem. Terasa ta jest zbudowana, według słów autora, z margli lodowcowych.

B. Krygowski [36], podobnie jak J. Mikołajski, wyróżnia trzy terasy pradoliny warszawsko-berlińskiej, lecz do tego podziału wprowadza inne nazwy. Terasę niższą nazywa denną, średnią — wydmową, a górną — pradoliną główną. Krygowski uważa, że terasa pradolinna główna tworzy się podczas maksimum stadiału, pozostałe są późniejsze i nazywa je popradolinnymi. Autor ten wiąże wiek teras pradolinnych z okresem deglacjacji, natomiast terasy popradolinne uważa za poglacjalne. Do tych zalicza dolną terasę Lencewicza [42] oraz niższą i średnią terasę Mikołajskiego [45].

Załączone profile pradoliny od pagórków kutnowskich do wzgórz ozorkowskich wykazują duże zróżnicowanie rzeźby (ryc. 41). Na profilu I dno pradoliny znajduje się na wysokości 100 m. Szerokość jego wynosi 2,5 km. W kierunku do strefy moreny kutnowskiej powierzchnia wznosi się. Urozmaicają ją niewielkie załamania spowodowane erozją i denudacją. Na południu od dna pradoliny rozciąga się szeroka przestrzeń 105—107 m wysoka, o powierzchni płaskiej, która przechodzi w łagodny stok wznoszący się do 115 m.

Na profilu II (ryc. 41) dno pradoliny znajduje się na wysokości 102 m. Po północnej stronie, w Łęce, na wysokości 105 m występuje spłaszczenie, które przechodzi w stok o wysokości 115 m. Dalej na północ wysokość terenu stopniowo wzrasta aż do pagórków moreny kutnowskiej. W południowej części tego profilu, na wysokości 105—107 m występuje spłaszczenie powierzchni, które przechodzi w słabo zaznaczoną krawędź sięgającą do 115 m wysokości. Tę płaską powierzchnię rozcina Zian



Ryc. 41. Terasy pradoliny

1 — terasa erozyjna, 1a — erozyjne terasy dolin bocznych odpowiadające erozyjnej terasie pradoliny, 2 — erozyjno-akumulacyjna terasa pradoliny z okresu Wierum, 3 — krawędź erozyjnej terasy pradoliny, 4 — krawędź erozyjno-akumulacyjnej terasy wierumskiej; liczby I—X oznaczają profile, liczby na profilach oznaczają wysokość nad poziomem morza

i jego dopływy. Rzeźba pozostałego odcinka południowej części profilu również znajduje się pod wpływem erozyjnej działalności tych rzek.

Dno pradoliny na profilu III, IV, V (ryc. 41) zwęża się do 1,5 km. Po obu jego stronach, na wysokości 107 m ciągnie się spłaszczenie. Po północnej stronie dna przechodzi ono w stok wysoki 115—119 m. W południowej części tych profilów stok jest rozmyty przez Bzurę i jej dopływy. Górna jego krawędź jest wyznaczona przez poziomicę 115—119 m. Od tej krawędzi na południe wysokość terenu wzrasta aż do strefy pagórków ozorkowskich.

Na profilach VI, VII (ryc. 41) szerokość i wysokość dna pradoliny jest taka sama jak na poprzednich profilach. W północnej części spłaszczenie poziomu na wysokości 107 m zanika, natomiast od tej wysokości następuje prawie pionowe wcięcie w dno podkreślające nową fazę procesu erozyjnego. Powierzchnia rozciągająca się między górną krawędzią północnego stoku tego wcięcia a strefą moreny kutnowskiej jest pocięta dolinami. Po południowej stronie dna pradoliny zaznacza się powierzchnia poziomu 107 m. Ze względu jednak na istnienie dolin rzecznych rzeźba jest bardzo urozmaicona i wyznaczenie krawędzi stoku terasy jest tu trudne.

Dno pradoliny na profilu VIII (ryc. 41) jest symetryczne i obniża się do poziomu 100 m. Odcinek między pradoliną a pagórkami kutnowskimi jest urozmaicony dolinami rzek. W południowej części tego profilu znajduje się dawna dolina Moszczenicy, która ma własny system teras.

Na profilu IX i X (ryc. 41) dno pradoliny obniża się do 98 m; Symetria jego zanika. Wysoka północna krawędź ulega złagodzeniu. Pojawia się tu spłaszczenie powierzchni na poziomie 105 m. Rzeźba pozostałego odcinka przed moreną kutnowską jest bardzo urozmaicona i nie ma bezpośredniego powiązania z pradoliną. Powierzchnia zaznaczona w południowej części profilu jest pod wpływem działalności Strugi i Moszczenicy.

Wyróżnienie teras pradoliny na badanym odcinku jest trudne, Duże zmiany morfologiczne spowodowało powstanie działu wodnego. Pomimo tego w pradolinie wyróżnia się poziom terasowy, który znajduje się na wysokości 105—107 m n.p.m. Przy północnej krawędzi dna terasa ta ciągnie się wąskim pasem od Łęki do Topoli. Na najwyższej wzniesionej części działu wodnego (ryc. 41, V, VI, VII) przerywa się i ponownie występuje w okolicy Witoni. Przy południowej krawędzi terasa ta jest szeroka, lecz rzeki uchodzące do pradoliny przerywają ją. Dolna jej krawędź leży na tej samej wysokości co dna obecnie martwych opuszczonych przez rzeki dolin.

Górna krawędź wyróżnionej terasy na badanym odcinku pokrywa się z górną krawędzią niższej terasy wyróżnionej przez S. Lencewicza

[42], natomiast dolna jej granica przebiega niezgodnie. S. Lencewicz prowadzi ją nie na poziomie 107 m, lecz niżej, na poziomie współczesnego dna pradoliny, tj. 102 m n.p.m.

Wyróżniona na badanym terenie terasa starsza, tj. górna, w porównaniu z podziałem J. Mikołajskiego [45] ma podobne położenie co terasa wyższa wyróżniona przez tego autora. Wyróżniona terasa jest formą erozyjną utworzoną podczas deglacjacji i odpowiada terasom, które B. Krygowski [36] zalicza do pradolinnych.

Inną terasą jest dno pradoliny. Budowa osadów w pradolinie świadczy, że erozja nie zatrzymała się na wysokości obecnego dna, lecz rozwijała się nieustannie w głąb (ryc. 30). Grubość górnej warstwy drobnoziarnistego piasku w dnie, określonego jako osad poglaczalny, świadczy, że rzeka wcięła się co najmniej na 20 m. Z tego poglaczalnego wcięcia pozostała obecnie tylko część krawędzi wystająca ponad dno na wysokości 107 m, reszta jest zasypiana. Obecne dno pradoliny jest więc poziomem erozyjno-akumulacyjnym i reprezentuje erozyjno-akumulacyjną terasę würmską. Jest ona młodsza od średniej terasy Mikołajskiego [45], a według nomenklatury Krygowskiego [36] byłaby to terasa popradolinna.

Pozostała powierzchnia badanego terenu pradoliny nie objęta wymienionymi terasami jest zbudowana głównie z gliny morenowej, na której nie ma śladów odpływu pra-Wisły. Jest to powierzchnia denudacyjna. Rozcinają ją doliny rzek, które łączą się z pradoliną.

Analiza morfologii i budowy geologicznej pradoliny wykazuje istnienie dwóch teras, tj. terasy erozyjnej pochodzącej z okresu deglacjacji, znajdującej się na wysokości 105—107 m i terasy erozyjno-akumulacyjnej z okresu würmskiego na badanym odcinku pokrywającej się z obecnym dnem pradoliny.

Terasy pradoliny są potwierdzone przez terasy innych rzek, szczególnie Ochni i Bzury. Doliny tych rzek od czasu deglacjacji na badanym terenie rozwijały się synchronicznie z pradoliną. Obecnie można w nich obserwować dwie terasy: zalewową i nadzalewową. Dwie terasy wymienionych rzek odpowiadają dwom terasom pradoliny.

UWAGI KOŃCOWE

Rozważania nad genezą badanego odcinka pradoliny warszawsko-berlińskiej wskazują, że rozwój zdarzeń morfologicznych na tym terenie zależał od dwóch czynników: lodowców i tektoniki. W okresach poszczególnych zlodowaceń następowało zasypywanie powierzchni osadami glacialnymi, w okresach międzylodowcowych, wskutek dźwigania

się podłoża przejawiało się dążenie do odpreparowania powierzchni podczwartorzędowej. Wiązanie zdarzeń morfologicznych z tektoniką na badanym terenie jest uzasadnione występowaniem w podłożu cech-szyńskich mas solnych oraz ich specyficznym reagowaniem na zjawisko diastrofizmu. Aktywność soli w podłożu przejawiała się w poszczególnych okresach międzylodowcowych nasileniem działalności denudacji i erozji. Duże luki erozyjne, które można obserwować nie tylko w plejstocenie, lecz i w osadach podłoża czwartorzędu, świadczą o powtarzalności ruchu pionowego. Powiązanie procesów rzeźbotwórczych z pionowym ruchem wznoszącym na omawianym terenie pomaga również w rozwiązaniu zagadnienia zależności współczesnej rzeźby od podłoża czwartorzędu.

W odniesieniu do okolic Łęczycy istnieją dwie hipotezy tłumaczące związek powierzchni obecnej z powierzchnią podczwartorzędową. M. D. Domosławska-Baraniecka [9] mówi, że nie ma zależności między podłożem czwartorzędu a rzeźbą dzisiejszą, natomiast J. Poborski [51, 52] przypuszcza, że wpływ podłoża na morfologię powierzchni istnieje. M. D. Domosławska-Baraniecka [9] przyjmuje, że podczas interglacjału wielkiego rozwój rzeźby był predysponowany tektonicznie. W okresie nasuwania się lodowca środkowopolskiego utworzone w interglacjale doliny zostały zasypane. Według autorki był to przełomowy okres w morfologicznym rozwoju okolic Łęczycy. Poprzednia rzeźba predysponowana została zasypana, a późniejsza zależała wyłącznie od działalności lądolodu.

J. Poborski [52] sądzi, że współczesna rzeźba na wielu wycinkach badanego terenu jest pod wpływem struktury solnej znajdującej się w podłożu okolic Łęczycy.

Ważnym kryterium w badaniach zależności współczesnej rzeźby od podłoża jest miąższość osadów czwartorzędowych. To kryterium u A. Fleszara [18] i A. Zierhoffera [68] jest głównym argumentem w poglądach o postglacjalnych ruchach tektonicznych.

Istnieją próby przedstawienia miąższości osadów czwartorzędowych na mapach. Najnowsza mapa tych osadów A. Kowalskiej [33] obejmująca również omawiany teren wykazuje, że koło Ozorkowa występuje jeden z obszarów najmniejszej miąższości czwartorzędu — 20 m. W okolicy Łęczycy jego miąższość wzrasta do 60—80 m, po czym na północ od Łęczycy ponownie zmniejsza się i w obrębie strefy moreny kutnowskiej wynosi 40—60 m. Przy konstrukcji tej mapy autorka zastosowała 20-metrowe cięcie, które dla małych wycinków terenu daje zbyt zgeneralizowany układ miąższości tych osadów. Mapa ta wykazuje jednak, że strefa moreny kutnowskiej, która na badanym terenie jest

najwyżej położona, nie jest strefą największej miąższości osadów czwartorzędowych w okolicy Łęczycy.

Dla uzyskania dokładniejszego obrazu miąższości pokrywy czwartorzędowej na badanym terenie sporządzono mapę, na której zastosowano cięcie co 10 m (ryc. 42). Dane wykazują, że miąższość osadów czwartorzędowych okolic Łęczycy waha się od 8 do 243 m. W południowej części największa miąższość tych osadów odpowiada obniżeniom podłoża. Wyróżniona poprzednio rynna w Trojanach jest wypełniona warstwą osadów czwartorzędowych 177 m grubą, a w Mniszkach 243 m grubą. Dość duża miąższość osadów czwartorzędowych występuje w obniżeniu między wzniesieniami podłoża w Solcy i w Lubieniu. Mniejsza miąższość pokrywy czwartorzędowej znajduje się na wzniesieniach jurajskich, a szczególnie w Solcy — 8 m.

Powiązania dużych miąższości osadów czwartorzędowych z zagłębieniami podłoża w południowej części nie jest regułą. Obniżenie na linii Góra Św. Małgorzaty — Łęczycza jest wypełnione pokrywą 10—20 m grubą, a wzdłuż Strugi i Moszczenicy 20—30 m grubą. Przeciwnie, znajdujące się między tymi dolinami wzniesienia podłoża są przykryte grubszą warstwą osadów czwartorzędowych. W Zagaju i Leśmierzu pokrywa ta wynosi 30—40 m.

W pradolinie miąższość osadów czwartorzędowych wynosi od 8 do 50 m. Szczególnie przy ujściu Bzury wyróżnia się pas wielkiej ich miąższości. Ten pas wykracza poza granice obecnego dna pradoliny. Być może, jest to ślad połączenia tej formy z doliną południkową podłoża.

W północnej części terenu istnieją podobne warunki jak w południowej. Największa grubość osadów czwartorzędowych znajduje się w dolinach podłoża w Garbalinie 114 m, w Siedlcu 129 m i w Dąbiu 143 m.

W obrębie moreny kutnowskiej w dolinie równoleżnikowej, rozciągającej się w podłożu od Daszyny przez Sławęcina do Grabowa, znajduje się pas osadów czwartorzędowych grubości 60—70 m. Pasy dużej miąższości tych osadów naśladują system dawnych dolin.

Wzniesienia podłoża w północnej części terenu są pokryte cieńszą warstwą osadów czwartorzędowych niż obniżenia. W okolicy Sławęcina grubość ich wynosi 60 m, w okolicy Mazewa 20—30 m, a w okolicy Kter 10—20 m. Liczby te wykazują, że na badanym terenie miąższość osadów czwartorzędowych zależy od morfologii podłoża oraz od działalności erozji. Dlatego niekoniecznie największa miąższość czwartorzędu musi odpowiadać najwyższym formom powierzchni współczesnej. Często obszarom niższym towarzyszy gruba pokrywa czwartorzędu, natomiast formy wypukłe mają tę pokrywę cieńszą. Również bywa odwrotnie. Formy wklęsłe mają mniejszą miąższość osadów

czwartorzędowych niż sąsiednie formy wypukłe, np. obniżenie koło Góry Św. Małgorzaty.

Powtarzanie się zjawiska dostosowania rzeźby powierzchni do ukształtowania podłoża po każdym zlodowaceniu przedstawione na rycinach 19 i 20 zmusza do szukania podobnych faktów również i w morfologii powierzchni współczesnej. Na podstawie porównania ukształtowania powierzchni obecnej i podplejstocenińskiej można stwierdzić, że zależność od rzeźby podłoża zaznacza się w wielu miejscach (ryc. 5).

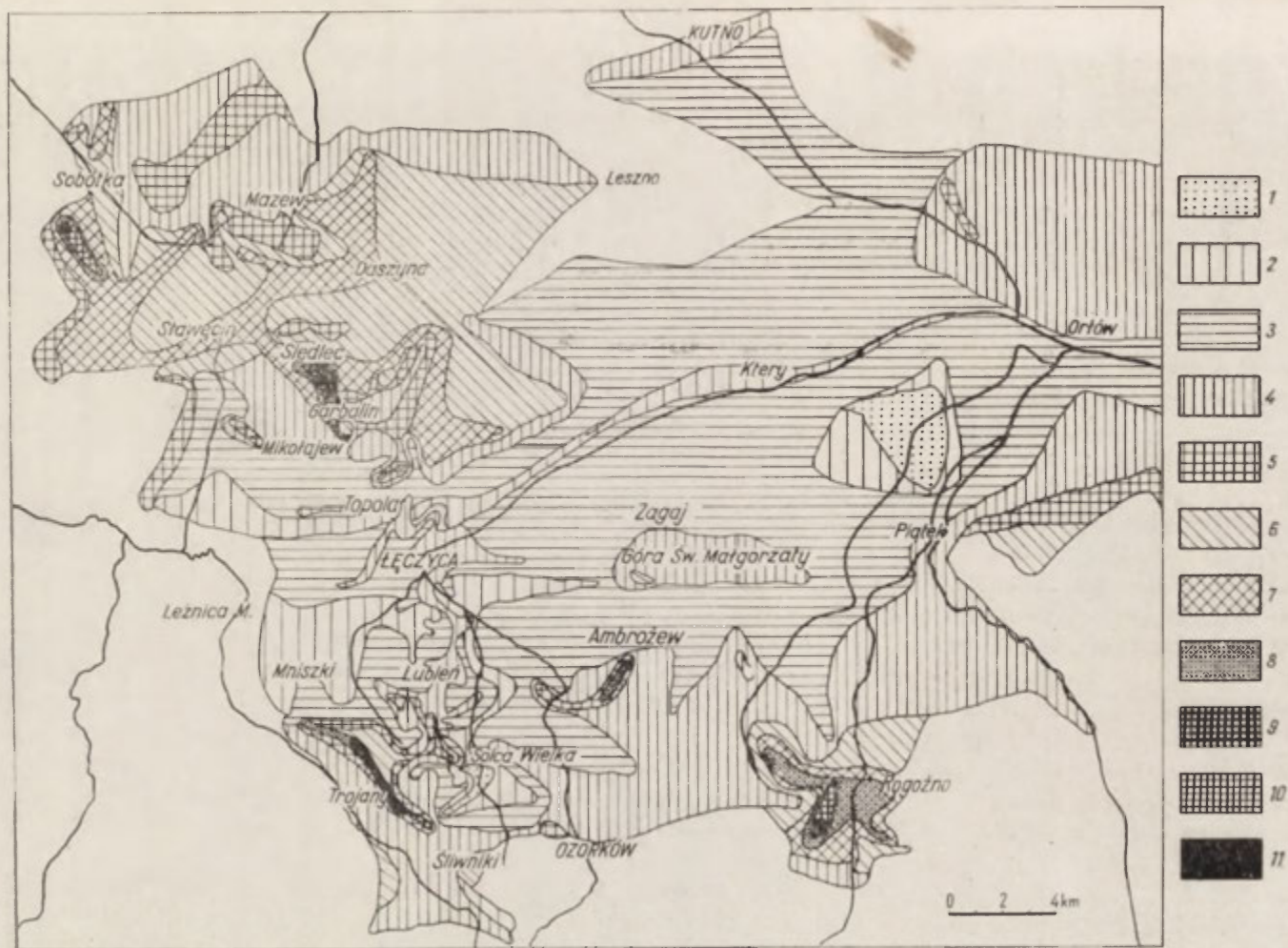
W Leśmierzu wzniesieniu podłoża odpowiada wzniesienie współczesnej powierzchni. Te same warunki istnieją w Zagaju. Obniżeniu podłoża między obu wzniesieniami odpowiada współczesna rynna między Karsznicami a Łęczycą. Zależność rzeźby współczesnej od podłoża można obserwować wzdłuż doliny Strugi i Moszczenicy. Zgodność obu powierzchni występuje w dnie pradoliny. Od linii Łęczycy — Topola powierzchnia podłoża opada na E. Powierzchnia współczesna jest również nachylona na E. Zgodność ta zaznacza się również w okolicy Kter i Gawron oraz w dolinie Ochni.

W środkowej części terenu zgodność rzeźby powierzchni współczesnej i podplejstocenińskiej zaciera się. W tej strefie występują dwa style rzeźby: jeden to współczesny, zaznaczony przez powierzchnie o kierunku, który można określić w przybliżeniu E — W, drugi to rzeźba podłoża w postaci zamkniętych form wypukłych (ryc. 5). Podobną różnicę ukształtowania obu powierzchni można obserwować między Topolą a Garbalinem. Niezgodność rzeźby zaznacza się również w Siedlcu, gdzie kierunek działu wodnego nie zależy od kierunku obniżenia podłoża.

Analiza form powierzchni obecnej i podłoża wykazuje jednak, że we współczesnej rzeźbie zaznacza się tendencja dostosowania się do morfologii podłoża. W okolicy Solcy i Lubienia tworzą się wysoczyzny, które od wschodniej i zachodniej strony są obramowane dolinami rzek współczesnych. W Sławęcynie najwyższemu wzniesieniu podłoża odpowiada najwyższy odcinek moreny kutnowskiej. Przed południową krawędzią tej moreny na pewnych odcinkach powstaje obniżenie. W okolicach Grabowa morfologia moreny dostosowuje się do form podłoża. Podobne zjawisko można obserwować w okolicy Daszyny. W Mikołajewie również istnieją ślady wpływu podłoża na kierunek erozji.

Dynamika procesów niszczących zaznacza się szczególnie w Solcy (ryc. 42). Wskutek wydatnego niszczenia gliny morenowej znajduje się tu najmniejsza miąższość osadów czwartorzędowych.

Rozwój rzeźby dawnych okresów (ryc. 19 i 20) i przykłady naśladowania morfologii podłoża przez rzeźbę współczesną nie potwierdzają



Ryc. 42. Miąższość utworów czwartorzędowych

1 — 0–10 m, 2 — 10–20 m, 3 — 20–30 m, 4 — 30–40 m, 5 — 40–50 m, 6 — 50–60 m, 7 — 60–70 m, 8 — 70–80 m, 9 — 80–90 m, 10 — 90–100 m.

wniosku o uwarunkowaniu morfologicznego rozwoju okolic Łęczycy wyłącznie akumulacyjną działalnością lodolodu. Podane przykłady świadczą, że po każdym zlodowaceniu wpływ podłoża na morfologiczny rozwój badanego terenu był wielki.

W poprzednich rozdziałach wspomniano, że w głębokim podłożu plejstocenu występują cechsztyńskie utwory solne. Znane są prace [52, 54, 55, 69] wykazujące właściwości tych utworów i ich specyficzne reagowanie na wzrost ciśnienia statycznego spowodowanego gromadzeniem się osadów na powierzchni.

Wysunięte początkowo przez J. Samsonowicza [60] przypuszczenie o wpływie diapiryzmu solnego na powstanie pagórka w Górze Św. Małgorzaty nie zostało potwierdzone, lecz poruszona przez to sprawa wpływu na morfologię procesów wgłębnych staje się ważnym zagadnieniem w rozwiązywaniu morfogenezy okolic Łęczycy.

Myśl ta znajduje wyraz w poglądach J. Poborskiego [51]. Twierdzenie autora o możliwości istnienia w czwartorzędzie ruchu struktury solnej pod Łęczycą i jego wpływu na rzeźbę współczesną tych okolic znajduje potwierdzenie w terenie.

Koncepcję zależności rzeźby od podłoża, wysuniętą przez A. Flezara [18] i A. Zierhoffera [68], w odniesieniu do okolic Łęczycy należy przyjąć z pewnym zastrzeżeniem. Na badanym terenie nie ma śladów odwracania rzeźby przez młode postglacjalne ruchy epirogeniczne, o czym pisze A. Zierhoffer [68]. W okolicy Łęczycy zaznacza się tylko wznoszący ruch struktury solnej, który przejawia się silnym niszczeniem powierzchni. Dźwiganie się struktury solnej powodowało wznoszenie osadów plejstoceńskich, co stwarzało sprzyjające warunki dla działania czynników niszczących. W rezultacie niszczenia następowało odsłanianie rzeźby podłoża i uzależnianie morfologii nowej powierzchni od powierzchni podczwartorzędowej.

Przedstawione przykłady aktywności podłoża na badanym terenie wykazały powtarzanie się zdarzeń geologicznych. Fakty świadczą o istnieniu ogólnej tendencji ruchu wznoszącego, którego następstwem jest, pomimo zasypywania powierzchni przez osady lodowcowe, ciągłe odpreparowywanie form podłoża.

Zaznaczająca się w strukturze dna pradolinie oraz dolin Bzury, strumienia przepływającego przez Solcę i Moszczenicy intensywna erozja do głębokości około 30 m od obecnej powierzchni świadczy o wznoszącym ruchu strefy pradolinnej. Proces ten zostaje w pewnym okresie przerwany. Świadectwem tego jest zasypywanie koryt rzek.

Równoległe z akumulacją rzeczną w pradolinie następuje erozja na przylegających do niej terenach. Na południu Bzura tworzy głębokie doliny i wycina w okolicach Ozorkowa drugą terasę. Na północy następuje odmłodzenie dolin Ochni i Holbicy w obrębie moreny kutnowskiej. Intensywność ruchu przesuwają się więc ze strefy pradoliny na przyległe do niej tereny. Być może, w tym przesunięciu zaznacza się zjawisko nierównomiernego ruchu poszczególnych członów struktury solnej [50, 52].

Następnym zdarzeniem jest zmiana kierunku rzek, przerwanie koło Łęczycy połączenia między Nerem a Bzurą oraz zanikanie wody w strumieniu przepływającym przez Solcę. Zdarzenia te są wywołane powstaniem dolinnego działu wodnego.

Cechą badanego terenu jest brak sandrów. Fakt ten wyjaśnia S. Leniewicz [42] naturą zlodowacenia. Autor ten sądzi, że sposób zanikania lodowca nie sprzyjał ich rozwojowi.

Obserwacje współczesnych lodowców wykazują, że źródłem wody roztopowej, która powoduje powstanie sandru jest topniejąca krawędź lodowca. Brak sandrów na przedpolu strefy pagórków moreny kutnowskiej świadczy, że na badanym terenie nie było postoju krawędzi łądolodu.

Szczelinowa geneza pagórków moreny kutnowskiej ich fluwioglacjalna budowa oraz wytopiskowy charakter zaburzeń strukturalnych wykazują, że formy te powstały w warunkach martwego lodu, w którego zasięgu znajdowała się także pradolina. Fakty te pozwalają przypuszczać, że zanikanie lodowca na omawianym terenie odbywało się podobnie jak to z obszarów Ameryki Północnej opisał R. Flint [19] a z zachodniego Spitsbergenu M. Klimaszewski [32], nazywając tę deglacjację arealną.

Bezpośrednie sąsiedztwo pagórków kutnowskich z moreną denną, w której jest wycięta pradolina, świadczy o tym, że proces tworzenia sandrów był zahamowany prawdopodobnie przez brak zdecydowanego odśrodkowego odwodnienia [42].

W początkowej fazie deglacjacji trudno określić kierunek odwodnienia strefy martwego lodu, w której zasięgu znajdowały się okolice Łęczycy. Natomiast istnieją pewne ślady, na podstawie których można podjąć próbę określenia kierunku odpływu wód w późniejszym okresie deglacjacji. Są nimi równoleżnikowa orientacja pradoliny i sąsiadujących z nią rynien oraz, wspomniany poprzednio, zachodni kierunek nachylenia osadów rzecznych w martwej dolinie koło Góry Św. Małgorzaty i Podgórzyc. Fakty te świadczą o tym, że podczas deglacjacji przez okolice Łęczycy płynęła rzeka na zachód, która również odprowadzała część wód roztopowych.

J. Siemiradzki i E. Dunikowski [61] a później S. Lencewicz [42] twierdzą, że pradoliną warszawsko-berlińską płynęła pra-Wisła. Być może, że tak było. Wisła mając zatamowany odpływ na północ przez łód kierowała się na zachód. Rzeka ta dążąc na zachód wybierała drogę po najniżej położonym terenie, który przypadał na strefę obecnej pradoliny. Razem z Wisłą płynęły również na zachód jej dopływy. Woda rzek oraz wody roztopowe płynąc predysponowanym obniżeniem rozszerzały i pogłębiały dolinę. Z tego okresu pochodzi krawędź erozyjna określona wysokością 107—119 m.

Zanik zlodowacenia spowodował odwrót Wisły z pradoliny warszawsko-berlińskiej. Wisła popłynęła na północ. Ale czy razem z Wisłą jednocześnie zmieniły kierunek również jej dopływy? S. Lencewicz [42] nie przedyskutował tego zagadnienia, lecz analiza sieci rzecznej w pradolinie oraz morfologia i budowa dna dolin okolic Łęczycy sugeruje, że prawdopodobnie Wisła zmieniając kierunek, początkowo nie pociągnęła za sobą swych dopływów. Ich dołączenie do głównej rzeki nastąpiło później. Po przesunięciu się Wisły na północ Bzura, Moszczenica, Mroga, Holbica i Ochnia uchodziły do pradoliny i stąd płynęły nadal na zachód.

Ustąpienie lądolodu i zanik dopływu wody roztopowej oraz zmiana kierunku Wisły spowodowały wielkie zubożenie pradoliny w wodę. Zasilana ona była tylko przez nieliczne rzeki. Było to końcowe stadium tworzenia się erozyjnej terasy, która występuje na poziomie 107 m n.p.m.

O zdarzeniach morfologicznych w czasie ostatniego interglacjału trudno mówić, gdyż na badanym terenie nie ma na to danych.

Okres zlodowacenia bałtyckiego nie wpłynął na zwiększenie dopływu wody do pradoliny. Jak wykazała analiza sieci rzecznej badanego terenu, drogi odwodnienia omijały omawiany odcinek pradoliny. Analiza sieci rzecznej wykazuje również, że wskutek intensywnej erozji, która przypada na fazę wydźwigania strefy pradolinnej prawdopodobnie w pierwszej połowie Würmu, powstają nowe wcięcia w dolinach. Ta erozyjna działalność wód zostaje przerwana przez dźwiganie się terenów przyległych do pradoliny, wskutek czego w strefie pradolinnej następuje zasypywanie dolin rzecznych. W tym okresie w pradolinie powstaje erozyjno-akumulacyjna terasa würmska. Wysokość jej wynosi 102 m n.p.m. i pokrywa się ona z obecnym dnem pradoliny.

Podczas stadium pomorskiego rozpoczyna się zmiana kierunku płynących pradoliną rzek wskutek powstania działu wodnego koło Łęczycy.

Literatura

- [1] А ж г и р е й Г. Д., 1956. Структурная геология. Изд. Моск. Унив.
- [2] B a l i Ń s k a - W u t t k e K., 1963. Badania morfometryczne ziarn piasków plejstoceńskich w dorzeczu Rawki. Biul. geol., t. 3.
- [3] B e r g m a n n E., 1955. Über den tieferen Untergrund Brandenburgs. Die Erde, Jhg. 1.
- [4] B r i n k m a n n R., 1953. Über die diluvialen Störungen auf Rügen. Geol. Rundschau, Bd. 41.
- [5] B ü l o w K. v., 1955. Stapelmoränen und Untergrund im Norddeutschen Jungdiluvium. Geologie, Bd. 1.
- [6] C a i l l e u x A., 1952. Morphologische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paleoklimatologie. Geol. Rundschau, Bd. 40.
- [7] C h m i e l e w s k a M., C h m i e l e w s k i W., 1960. Stratigraphie et chronologie de la dune de Witów, district de Łęczycza. Biul. perygl., nr 8.
- [8] C i u k E., 1955. O zjawiskach glacitektonicznych w utworach plejstocenijskich i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. Inst. Geol., Biul. 70.
- [9] D o m o s ł a w s k a - B a r a n i e c k a M. D., 1959. Z zagadnień czwartorzędu okolic Łęczyczy i Kłodawy. Przegl. geol., z. 12.
- [10] D o m o s ł a w s k a - B a r a n i e c k a M. D., M o j s k i J. E., 1960. Z problematyki geologii czwartorzędu Mazowsza i Kujaw. Przegl. geol., z. 4.
- [11] D o m o s ł a w s k a - B a r a n i e c k a M. D., 1961. Przebieg sedymentacji i kształtowania kutnowskich moren czołowych w okolicy Sławęcina. Prace o plejstocenie Polski środkowej, INQUA VI Congress, Warszawa.
- [12] D r y g a l s k i E. v., 1897. Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1891—1893. Berlin.
- [13] D y l i k J., 1961. Glacial tectonic phenomena. Guide-book of Excursion C: The Łódź Region, VI INQUA Congress.
- [14] D y l i k J., 1963a. Periglacial sediments of the Św. Małgorzata hill in the Warsaw-Berlin pradolina. Bull. Soc. Sci. et Lettr. de Łódź, vol. 14, 1.
- [15] D y l i k J., 1963b. Nowe problemy wiecznej zmarzliny plejstocenijskiej. Acta geogr. lodziensia, nr 17.
- [16] D y l i k o w a A. 1958. Próba wyjaśnienia faz rozwoju wydm w okolicach Łodzi. Acta geogr. Univ. Lodz., nr 8.
- [17] D y l i k o w a A., 1961. Inland dunes in middle Poland and their importance for the late Pleistocene stratigraphy. Abstracts of Papers, VI INQUA Congress, Warsaw.
- [18] F l e s z a r A., 1913. Zur Evolution der Oberflächengestaltung des polnisch-deutschen Tieflandes. Bull. de l'Acad. des Sci., ser. A, t. 3, Kraków.
- [19] F l i n t R. F., 1929. The stagnation and dissipation of the last ice sheet. Geogr. Review, vol. 19.
- [20] G i l l y D., 1802—1803. Spezialkarte von Südproussen. Berlin 1803.
- [21] G r i p p K., 1929. Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927.
- [22] G r i p p K., 1938. Endmoränen. C.r. du Congres Intern. de Geogr., Amsterdam.
- [23] G r i p p K., 1947. Glazialmorphologie und geologische Kartierung. Ztschr. d. D. geol. Ges., Bd. 99.
- [24] Г р и п п К., 1957. Гляциодислокации. Живая тектоника, Москва (przekład z niemieckiego).

- [25] Gripp K., 1958. Salz-Spiegel und Salzbut auf dem Lande und unter dem Meere. Abh. Naturw. Ver. Bremen, Bd. 35, 2.
- [26] Hoppe G., 1957. Problems of glacial morphology and the ice age. Geogr. Ann., vol. 39.
- [27] Janczewski E. W., 1932. O wynikach pomiarów grawimetrycznych koło Góry Św. Małgorzaty z punktu widzenia tektonicznego. Pos. nauk. P.I.G., nr 33.
- [28] Jaworski A., 1962. Wpływ współczesnych ruchów pionowych struktur solnych na rzeźbę terenu. Geologia za granicą, 4.
- [29] Karaszewski W., 1954. Obecność dwóch starszych interglacjałów w profilu Syrnik nad Wieprzem. Inst. Geol., Biul. 69.
- [30] Keilhack K., 1898. Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebietes. Jhber. Kgl. Preuss. Landesanst. Bd. 19.
- [31] Keller G., 1954. Drucktexturen in eiszeitlichen Sedimenten. Eiszeitalter u. Gegenwart, Bd. 4/5.
- [32] Klimaszewski M., 1961. Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spitsbergenu między Kongs-Fiordem a Ejdem-bukta. Zesz. Nauk. UJ, Prace geogr. 1.
- [33] Kowalska A., 1960. Paleomorfologia powierzchni podplejstocenijskiej niżowej części dorzecza Odry. Prace geogr. Inst. Geogr. PAN, nr 21.
- [34] Krygowski B., 1956a. O granulometrycznej zmienności w glinie morenowej z Szelağa pod Poznaniem. Bad. Fizjogr. nad Polską zach., nr 3.
- [35] Krygowski B., 1956b. Z badań granulometrycznych nad utworami plejstocenijskimi w Polsce Zachodniej. Inst. Geol., Biul. 100.
- [36] Krygowski B., 1961. Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej — geomorfologia. Poznań.
- [37] Krygowski B., 1962a. Rola glacitektoniki w rozwoju rzeźby Polski Zachodniej. Czas. geogr., t. 33.
- [38] Krygowski B., 1962b. Uwagi o niektórych typach zaburzeń glacitektonicznych niżowej części Polski Zachodniej. Bad. Fizj. nad Polską Zach., nr 9.
- [39] Książkiewicz M., Samsonowicz J., 1952. Zarys geologii Polski. Warszawa.
- [40] Lalik T., 1956. Stare miasto w Łęczycy. Przemiany w okresie poprzedzającym lokację — schyłek XII i początek XIII wieku. Kwart. Historii i Kultury Mater., 4.
- [41] Lenczewicz S., 1926. Czwartorzędowe ruchy epejrogeniczne i zmiany sieci rzecznej w Polsce środkowej. Przegląd geogr., t. 6.
- [42] Lenczewicz S., 1927. Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. Państw. Inst. Geol., Prace, t. 2.
- [43] Lewiński J., Samsonowicz J., 1918. Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwium wschodniej części Niżu północno-europejskiego. Prace Tow. Nauk. Warsz., 31.
- [44] Lütig G., 1955. Alt- und mittelpleistocene Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. Geol. Jhb., Bd. 70.
- [45] Mikołajski J., 1927. O powstaniu tzw. pradoliny Warszawsko-Berlińskiej. Bad. geogr. nad Polską półn.-zach., z. 2/3.
- [46] Niewiarowski W., 1959. Typy polodowcowe i typy deglacjacji na wysoczyźnie Chełmińskiej. Studia Soc. Sci. Toruń, vol. 4, nr 1.
- [47] Pawłowski S., 1948. Badania grawimetryczne Nörngaarda w środkowej Polsce. Państw. Inst. Geol., Biul. 47.
- [48] Perthes K., 1793. Mapa województw Polski. Zbiory map Inst. Geogr. U. Ł.

- [49] Piasecki H., 1952. Utwory czwartorzędowe okolic Środy Śląskiej. Państw. Inst. Geol., Biul. 68.
- [50] Pobjorski J., Prohazka K., Wala A., 1956. Sole potasowo magnezowe w złożach Inowrocławia i Wapna. Acta geol. Polonica, vol. 6.
- [51] Pobjorski J., 1957a. O wstępnych badaniach struktury solnej pod Łęczycą. Inst. Geol., Biul. 105.
- [52] Pobjorski J., 1957b. Cechsztyńska struktura Izbica-Łęczycza. Przegl. geol., z. 1.
- [53] Potter P. E., Pettijohn F. J., 1963. Paleocurrents and basin analysis. Berlin-Göttingen-Heidelberg.
- [54] Pożaryski W., 1952. Podłoże mezozoiczne Kujaw. Państw. Inst. Geol., Biul. 55.
- [55] Pożaryski W., 1964. Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niżu Polskiego. Kwart. geol., z. 1.
- [55a] Różycki S. Z., 1961. INQUA Vith Congress. Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras. Part II, vol. I. Middle Poland.
- [56] Rutkowski E., 1959. Uwagi o mechanizmie powstawania niektórych struktur glaciektonicznych. Przegl. geol., z. 1.
- [57] Rühle E., 1952. Profil geologiczny czwartorzędu w Barkowicach Mokrych pod Sulejowem. Państw. Inst. Geol., Biul. 66.
- [58] Rühle E., 1957. Mapa utworów czwartorzędowych Polski w skali 1:2 000 000. Inst. Geol. Biul. 118.
- [59] Rühle E., Sokołowska M., 1961. Mapa utworów czwartorzędowych Polski 1:1 000 000. Inst. Geol.
- [60] Samsonowicz J., 1928. O solankach w Łęczyckim i o ich związku z budową podłoża czwartorzędowego. Pos. Nauk. PIG, nr 19—20.
- [61] Siemiradzki J., Dunikowski E., 1891. Szkic geologiczny Królestwa Polskiego, Galicji i krajów przyległych. Pamiętnik fizjogr., t. 11.
- [62] Thomson P. W., 1947. Geologische Beobachtungen aus dem Warthegebiet. Geol. Foren. Stockholm Förh., Bd. 69.
- [63] Tomczak A., 1964. Zarys rozwoju przestrzennego Łęczycy od VIII do XIX wieku. Ziemia Łęczycka.
- [64] Viete G., 1961. Über junge Tektonik in Mitteldeutschland. Rep. VI INQUA Congress, Warsaw 1961.
- [65] Wasylińska K., 1964. Roślinność i klimat późnego glaciału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy. Biul. perygl., nr 13.
- [66] Woldstedt P., 1929. Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Diluviums. Stuttgart.
- [67] Woldstedt P., 1954. Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland. Eiszeitalter u. Gegenwart, Bd. 4/5.
- [68] Zierhoffer A., 1925. Zagadnienie powierzchni poddyluwialnej na ziemiach polskich. Pokłosie geogr., Lwów.
- [69] Znosko J., 1957. Wznoszenie się wysadu kłodawskiego w jurze i jego wpływ na genezę muszlowców sydereytowych. Kwart. geol., z. 1.

СТЕФАН ЕВТУХОВИЧ

ГЕНЕЗИС ПРАДОЛИНЫ ВАРШАВСКО-БЕРЛИНСКОЙ МЕЖДУ НЭРОМ И МОЩЕНИЦОЙ

Резюме

Описуемой участок прадолины лежит на водоразделе Вислы и Одры (фиг. 1). Противоположные мнения об генезисе этой части прадолины вновь наклонили автора к её исследованию, в особенности принято попытки решения таких проблемов как: предрасположение прадолины, её связь с ближайшей от севера конечной мореной а также происхождение водораздела около Лэнчицы и влияние новейшей тектоники на морфологическое разьитие прадолины.

Вопрос предрасположения прадолины разработан на основе геологического строения исследуемой территории. Долинная сеть подчетвертичной поверхности влияла на направление дренажа в предшествующих периодах плейстоцена (фиг. 6), а также влияет на развитие долин современных.

На основании геологического строения подчетвертичной зоны и согласия современного рельефа с морфологией подчетвертичной поверхности можна предполагать, что Варшавско-Берлинская прадолина на исследуемом участке находится в древним понижении и этим понижением обусловенна.

В строении плейстоценовых отложениях отмечаютя три основные морены, представляющие собой три оледенения: краковское и два стадия оледенения среднепольского.

В строении осадков выступают больше эрозионныя пробелы. Часто основная морена последнего, на описуемой территории, оледенения непосредственно лежит на осадках юры. Эти эрозионныя перерывы свидетельствуют о том, что в прошлом геологическом проявлялись здесь вертикальные тектонические движения, которые были результатом напора, находящейся здесь под горными породами юры, струтуры сольной.

Между прадолиной и ближайшей с севера так называемой кутновской конечной мореной нет сандров. Эта морена состоит из небольших холмов, которые образовались в трещинах мертвого льда. Отсутствие сандров и трещинный генезис кутновских холмов доказывает что во время дегляциации, на исследуемой территории не было стояния края ледника а также что создание прадолины было независимо от создания кутновской морены.

Морфология и геологическое строение дна прадолины и долин других рек, свидетельствует об наличии тектонических вертикальных движений. Они образовали водораздел и изменения в направлении рек (фиг. 40).

В прадолине можно выделить две террасы: старшую, эрозионную и молодую эрозионно-аккумуляционную (фиг. 41).

Геолого-морфологические факты доказывают, что прадолина создавалась во время дегляциации в тектоническом понижении как результат эрозии рек. Талые воду ледника не сыграли в этом решающей роли. В это время образовалась эрозионная терраса прадолины.

На описуемом участке можно выделить следы трех после-ледниковых тектонических фаз. Старшая фаза была причиной увеличения активности эрозии до 30 м глубоких речных врезов. В молодой фазе речные долины были засыпаны. В это время образовалась эрозионно-аккумуляционная терраса прадолины. Более молодая, последняя тектоническая фаза проявляется в рельефе водоразделом около Лэнчицы.

STEFAN JEWTUCHOWICZ

ORIGIN OF THE WARSAW—BERLIN PRADOLINA BETWEEN THE RIVERS NER AND MOSZCZENICA

Summary

The eastern part of the Warsaw—Berlin pradolina lies in central Poland. The author has studied only the section between the rivers Ner and Moszczenica (Fig. 1). Because the origin and the development of this form were linked to the origin and the development of neighbouring area, the so called Kutno end-moraine ridge, with is adjacent to the pradolina on the north, was also included in the study.

The investigations included the surface of the Quaternary bedrock, the stratigraphie of Quaternary formations, the morphology of the pradolina and the Kutno end-moraine ridges.

Deep borings were made to investigate the Quaternary bedrock, the structure of which is shown on two parallel sections running from south-east to north-west (Figs. 3, 4).

Sections showing the nature of the bedrock are supplemented by a map of the sub-Quaternary surface (Fig. 5). The surface is dissected by valleys and elevations rising to 115 m. above sea level. Because of the dominant inclination of the sub-Quaternary surface, the principal depression in that pattern is formed by the pradolina channel, to which the other valleys lead from north and south.

The Pleistocene deposits of the investigated areas consist largely of boulder-clay, ranging from 0.5 to 90 m. in thickness. The outstanding characteristic of the boulder-clay is their lack of uniformity. Boulder-clay of the same horizon differ in grain-size, the morphology of grains and the content of feldspar. This differentiation is due to ice-sheet erosion.

Boulder-clays are interbedded by sand, gravel and silt. These deposits average 15—20 m. in thickness, though occasionally reach 75 m.

Three boulder-clay horizons distinguished in the Pleistocene represent three ground moraines. The oldest moraine coincides with the Cracow (Mindel) glaciation, while the other two coincide with the Middle-Polish (Riss) glaciation (Fig. 12—17).

Geological sections show big erosion gaps. In several places the youngest ground moraine of the investigated area is underlain by jurassic formations.

The division of the Pleistocene is also illustrated by the map of boulder-clays (Fig. 18). Their distribution shows that 4.2% of the investigated area contains no boulder-clay at all, 44% contains only the Warthe stage boulder-clay, 31.6% showed of Drenthe stage boulder-clay and 20.2% revealed three horizons of boulder-clay from the Mindel and Riss periods.

These figures indicate that the accumulation of each boulder-clay was followed by intensive denudation. Before the advance of the Riss ice-sheet, 79.8% of the boulder-clay deposited during the preceding glaciation was destroyed. The period of the heaviest destruction coincides with the Great Interglacial (Mindel-Riss).

The attempt to reconstruct changes in the Pleistocene relief was based on the height of the bottom horizon of boulder-clays which represent particular glaciations. Paleomorphological maps, illustrating this problem (Figs. 19, 20) show that after each glaciation the relief showed tendency to recur to the pre-Pleistocene surface.

The influence of the bedrock on the development of the present day surface was studied. The adjustment of the relief to the morphology of the bedrock which was repeated after each glaciation (cf. paleomorphological maps), made us search for similar phenomena in present day morphology. The comparison between the present day landscape and the pre-Pleistocene relief points clearly out that the development of the bedrock controlled recent morphology. This dependance was determined by the occurrence of the salt structures in the bedrock of the investigated area. The upward movement of the salt structures resulted in the uplift of the Pleistocene cover and consequently favoured the action of destructive processes. As a result, the bedrock was outcropped and the morphology of the new surface was controlled by sub-Quaternary relief. The tendency to expose the bedrock relief is observable even to day.

According to K. K e i l h a c k [30] the formation of the Warsaw-Berlin pradolina coincides with the position of the ice-sheet margin along the end-moraines of the Leszno (Brandenburg) stage. In the investigated area, a zone of hills called the Kutno end-moraine ridge lies between the end-moraine of the Leszno stage and the pradolina. As stated above,

the morphological development of the present day surface was strongly affected by the bedrock. Therefore a question arises to what degree, if at all, the pradolina was influenced by the end-moraine lying north of it, and, particularly, by the nearest Kutno end-moraine ridge. For this purpose the origin of the moraine ridge and the various glacial accumulation forms in its foreland were investigated.

The study of morphological features of the Kutno end-moraine ridge showed that during the Baltic glaciation vertical tectonic displacement, which were formed by the movement of salt structure in the bedrock, occurred in the moraine zone. This movement produced the watershed, which divided the drainage basins of the Vistule and the Odra. The vertical tectonic displacement rejuvenated the valley and broken of the course of some rivers, which crossed the moraines.

The Kutno end-moraine ridge includes hills of crevasse-infilling origin. Moraine zone deposits often accumulated on glacier. Uneven melting of dead ice formed a steep inclination of layers and their wrenches, slumps and slides (Photos 1—19). Water produced during ablation of ice favoured mud flow. Thus structures called load cast were formed.

No outwash plain occurs in the foreland of the Kutno end-moraine ridge. This indicates that during deglaciation the edge of the retreating ice-sheet did not stop in the investigated area. However, a wide ablation zone of dead ice existed. Melting was quicker and sorting was better in crevasses than in areas where glacier ice was compact.

The study of morphology and the inner structure of Kutno end-moraine hills, and of the glacial land-forms in their foreland shows that the Kutno end-moraine ridge is neither a glacetectonic upthrust nor an accumulation feature formed in front of the ice-sheet. It was formed in the zone of dead ice and its connection with the pradolina is weak.

Field observations failed to reveal links between the Warsaw—Berlin pradolina and the end-moraines of the Frankfurt stage. The area between these land-forms is covered by formations of ground moraine type, while outwash plains that provide a link between end-moraines and pradolina are absent. During the Leszno stage, the drainage was in the reverse direction and crossed by the investigated area. Therefore the hypothesis that the pradolina owed its origin to end-moraines had to be rejected.

An analysis of river valleys revealed many facts about processes that occurred in the pradolina. The pradolina is an erosional base level for rivers flowing from north and south, and thus the changes in its floor affected the morphology of stream valleys leading to it. To study

the development of small valleys in the pradolina is to study the history of the pradolina itself.

The formation of the pradolina bed and of other valleys shows traces of two processes: erosion and accumulation (Figs. 30, 31). Erosion phase points to the upward movement of the pradolina zone, while accumulation is indicative of upwards movements in the bedrock of neighbouring areas. These two phases coincide with two terraces of rivers and of the pradolina.

During accumulation phase the streams became shallow and valleys were filled in. This phase also coincides with the formation of dunes which stretch along stream valleys in the pradolina. Some dune fields lie in dead valleys abandoned by rivers. From this it may be concluded that after the accumulation phase the pradolina rivers were diverted from their course. They abandoned their beds and flowed in new ones. All this was caused by the formation of the watershed in the pradolina near Łęczycza, which was produced by the uplift movement of salt structures in the bedrock of pradolina zone.

The detection of links between the dunes and the old stream valleys allows to define the period when the rivers became shallow and their course changed. In the investigated area the dunes of Witów are the best known. Pollen analysis and radiocarbon data have shown that the dunes began to form in the Older Dryas period. Thus the accumulation of sand in the valleys, the change of river beds, and the formation of the watershed in the pradolina must have preceded the dune formation. Changes in the pradolina resulting from salt structure movement started already during the Pomeranian phase of the Baltic glaciation.

Traces of old valleys allow to reconstruct the original river pattern in the pradolina (Fig. 40). At that time the rivers flowed to the west.

As indicated by the analysis of geological structure, the pradolina followed a erosion depression which strongly controlled the direction of drainage in this area.

It can be concluded from morphological studies that during deglaciation, the ice-sheet margin did not stop in the investigated area and thus neither end-moraine nor outwash plain was formed. During the deglaciation the river flow across the Łęczycza environment and drained meltwaters.

Perhaps J. Siemiradzki [61] and S. Lencewicz [42] were right in their observation that when the northward course of the Vistule was blocked by ice, it flowed westward through the Warsaw-Berlin pradolina. The tributaries of the Vistule ran in the some direction. River- and meltwater flowing through the tectonic depression

widened and deepened the valleys. The erosional edge of the upper terrace, 107—119 m. high, dates from that time (Fig. 41). The retreat of the ice-sheet, diverted the course of the Vistule but did not alter the direction of all its tributaries, which for a time continued to flow west. With the retreat of the ice-sheet, the cessation of meltwater flow, and the change of the Vistule's course, the water supply to the pradolina was cut down. At that time the pradolina floor narrowed to its present day width, while only few rivers fed it with water. Nor was the water supply augmented during the Baltic glaciation.

Geological structure of river valleys shows that in the first part of the Baltic (Würm) glaciation the pradolina was eroded and then the old stream beds were filled in. During the Pomeranian phase of the Baltic glaciation, the formation of the watershed near Łęczycza blocked the westward flow of water through the pradolina. The erosional-accumulational terrace which was formed at that time coincides with the present day floor of the pradolina.

Although during the last cold period periglacial factors acted vigorously in the pradolina, they did not alter its general morphologic pattern.

As shown by studies, the morphologic development of the pradolina and of the Kutno end-moraine ridge was strongly influenced by vertical movements of the Quaternary bedrock. Association of morphological processes with tectonics is justified in that area by the occurrence of saliferous Zechstein deposits in the bedrock and their specific reaction to diastrophism. Geological sections and paleomorphological maps reveal a general tendency toward upward movements which resulted in the exposure of bedrock forms despite the repeated advance of ice-sheet. These facts suggest that each time the ice-sheet stopped in that area, the ice loaded surface augmented the upward thrust of saliferous deposits.

The old movements of the bedrock are not known in detail. They can be only inferred from the destruction of deposits of certain geological periods. On the other hand, the study of the structure and the morphology of present day river valleys has made it possible to determine the distribution and sequence of vertical bedrock movements during the last cold period. The erosion of rivers coincides with the earlier phase during which the upward thrust of the bedrock occurred in the pradolina zone. Accumulation in river valleys coincides with the younger phase of the bedrock uplift that occurred in neighbouring areas, i. e. in the Kutno end-moraine ridge and Ozorków hills. During the youngest phase, which coincides with the formation of the watershed near Łęczycza, the westward flow of waters through the

pradolina was blocked. At that time erosion and denudation became more vigorous. Though the destructive processes greatly affected the relief of this area, they were not principal agents of morphological changes. Increase in their activity was determined by tectonics.

The adjustment of the present-day relief to the morphology of the sub-Quaternary surface indicates that the vigorous upward movements of bedrock which date back to the last glaciation are still active.

EXPLANATIONS OF FIGURES

- Fig. 1. Location of study area
- Fig. 2. Location of geologic sections (I—XIII), borings (circles) and outcrops (1—15)
- Fig. 3. Structure of the Quaternary bedrock (cf. Fig. 2, section I)
1 — Jurassic, 2 — Tertiary, 3 — Quaternary
- Fig. 4. Structure of the Quaternary bedrock (cf. Fig. 2, section II)
1 — Jurassic, 2 — Tertiary, 3 — Quaternary
- Fig. 5. Surface of the Quaternary bedrock
1 — contour-lines of bedrock relief, 2 — contour-lines of present day relief
- Fig. 6. Bottom deposits of the Pleistocene on the background of present-day relief
1 — boulder-clay, 2 — river deposits, 3 — ice-dammed lake deposits
- Fig. 7. Lubień. Grain-size curves of boulder-clay from various depths
1 — 19.5 m., 2 — 28 m., 3 — 7 m., 4 — 3.6 m., 5 — 11 m., 6 — 17.8 m.
- Fig. 8. Walew. Grain-size curves of boulder-clay from various depths
1 — 33.5 m., 2 — 47 m.
- Fig. 9. Mazew. Grain-size curves of boulder-clay from various depths
1 — 4.5 m., 2 — 29 m., 3 — 1 m., 4 — 12 m., 5 — 37.6 m.
- Fig. 10. Solca. Grain-size curves of boulder-clay from various depths
1 — 18.4 m., 2 — 19.8 m., 3 — 17 m., 4 — 16.2 m.
- Fig. 11. Grain-size curves of boulder-clay from the depth of 11 m.
1 — Migdałów, 2 — Mazew, 3 — Solca
- Fig. 12. Stratigraphy of the Quaternary deposits (cf. Fig. 2, section X)
1 — the Quaternary bedrock 2 — boulder-clay of the Mazowsze-Podlasie (Warthe) stage of the Middle Polish (Riss) glaciation, 3 — boulder clay of the maximal (Drenthe) stage of the Middle Polish (Riss) glaciation, 4 — silt, 5 — varved clay, 6 — sand, 7 — gravel
- Fig. 13. Stratigraphy of the Quaternary deposits (cf. Fig. 2, section I)
1 — the Quaternary bedrock, 2 — boulder-clay of the Mazowsze-Podlasie (Warthe) stage of the Middle Polish (Riss) glaciation (III), 3 — boulder-clay of the maximal (Drenthe) stage of the Middle Polish glaciation (II), 4 — boulder-clay of the Cracovian (Mindel) glaciation (I), 5 — silt, 6 — clay, 7 — varved clay, 8 — sand, 9 — gravel, 10 — peat
- Fig. 14. Stratigraphy of the Quaternary deposits (cf. Fig. 2, section II)
Explanations as in fig. 13
- Fig. 15. Stratigraphy of the Quaternary deposits (cf. Fig. 2, section XIII)
1 — the Quaternary bedrock, 2 — boulder-clay of the Mazowsze-Podlasie (Warthe) stage of the Middle Polish (Riss) glaciation (III), 3 — boulder-clay of the maximal (Drenthe) stage of the Middle Polish (Riss) glaciation (II), 4 — silt, 5 — varved clay, 6 — sand, 7 — gravel
- Fig. 16. Stratigraphy of the Quaternary deposits (cf. Fig. 2, section V)
1 — the Quaternary bedrock, 2 — boulder-clay of the Mazowsze-Podlasie stage of the Middle Polish glaciation (III), 3 — boulder-clay of the maximal stage of the Middle Polish glaciation (II), 4 — boulder-clay of the Cracovian glaciation (I), 5 — silt, 6 — clay, 7 — varved clay, 8 — sand
- Fig. 17. Stratigraphy of the Quaternary deposits (cf. Fig. 2, section III)
1 — the Quaternary bedrock, 2 — boulder-clay of the Mazowsze-Podlasie stage of the Middle Polish glaciation (III), 3 — silt, 4 — varved clay, 5 — sand, 6 — gravel

- Fig. 18. Distribution of boulder-clay horizons
1 — no boulder-clay, 2 — one horizon of boulder-clay, 3 — two horizons of boulder-clay, 4 — three horizons of boulder-clay
- Fig. 19. Surface under the boulder-clay of the maximal stage of the Middle Polish glaciation (II)
1 — no boulder-clay of the maximal stage (II)
- Fig. 20. Surface under the boulder-clay of the Mazowsze-Podlasie stage of the Middle Polish glaciation (III)
1 — no boulder-clay of the Mazowsze-Podlasie stage (III)
- Fig. 21. Sławęcin. Preferred orientation of the long axes of stones in the lower ablational boulder-clay
- Fig. 22. Sławęcin. Stratigraphy of the Quaternary deposits (cf. Fig. 2, section IV)
1 — the Quaternary bedrock, 2 — boulder-clay of the Mazowsze-Podlasie stage of the Middle Polish glaciation (III), 3 — boulder-clay of the maximal stage of the Middle Polish glaciation (II), 4 — varved clay, 5 — sand, 6 — gravel; a — upper bouldery, b — upper ablational boulder-clay, c — lower bouldery, d — lower ablational boulder-clay
- Fig. 23. Sławęcin. Preferred orientation of the long axes of stones in the lower bouldery
Arrow shows dip direction of the upper ablational boulder-clay layers
- Fig. 24. Sławęcin. Preferred orientation of the long axes of stones in the upper ablational boulder-clay
Arrow shows dip direction of boulder-clay layers
- Fig. 25. Sławęcin. Preferred orientation of the long axes of stones in the upper bouldery
Arrow shows dip direction of the upper boulder-clay layers
- Fig. 26. Profiles of the Ochnia valley
I — long- and cross-profiles, II — gorge of the Ochnia trough the Kutno moraine
- Fig. 27. Profiles of the Holbica valley
I — long- and cross-profiles of the Holbica, II — interruption of the Holbica course in the Kutno moraine
- Fig. 28. Structure of the lower part of the Góra Sw. Małgorzaty hill (cf. Fig. 2, section XI)
1 — the Quaternary bedrock, 2 — boulder-clay of the Mazowsze-Podlasie stage of the Middle Polish glaciation (III), 3 — boulder-clay of the maximal stage of the Middle Polish glaciation (II), 4 — silt, 5 — varved clay, 6 — sand, 7 — gravel
- Fig. 29. Bottom features of the pradolina
1 — widening of the Ochnia and Moszczenica, 2 — widening of the Bzura, 3 — widening of the Zian
- Fig. 30. Structure of the pradolina bottom deposits near Łęczyca (cf. Fig. 2, sections VI, VII, VIII)
1 — the Quaternary bedrock, 2 — boulder-clay of the Cracovian glaciation (I), 3 — boulder-clay of the maximal stage of the Middle Polish glaciation (II), 4 — silt, 5 — clay, 6 — sand, 7 — gravel, 8 — dolomite waste, 9 — peat
- Fig. 31. Structure of the Bzura valley bottom deposits near Łęczyca (cf. Fig. 2, section IX)
1 — the Quaternary bedrock, 2 — boulder-clay of the Mazowsze-Podlasie stage of the Middle Polish glaciation (III), 3 — boulder-clay of the maximal stage of the Middle Polish glaciation (II), 4 — silt, 5 — sand, 6 — gravel
- Fig. 32. Long- and cross-profiles of the Bzura valley
- Fig. 33. Long- and cross-profiles of the Solca valley
- Fig. 34. Relation of river drainage near Łęczyca to the bedrock relief (black) and present-day (brown)
1 — artificial bed of the river Bzura, 2 — old bed of the Bzura, 3 — old bed of the Moszczenica, 4 — Solca stream
- Fig. 35. Long- and cross-profiles of the Struga valley
- Fig. 36. Long- and cross-profiles of the Moszczenica valley

- Fig. 37. Structure of the bottom deposits in the valley near Karsznice
 1 — the Quaternary bedrock, 2 — boulder-clay of the Mazowsze Podlasie stage of the Middle Polish glaciation (III), 3 — silt, 4 — sand, 5 — gravel
- Fig. 38. Long- and cross-profiles of the Malina valley
- Fig. 39. Long- and cross-profiles of the Zian valley
- Fig. 40. Relation of river drainage to the bedrock relief and present-day surface
 1 — course of rivers before watershed formation near Łęczysca, 2 — contour-lines of bedrock relief, 3 — contour-lines of present-day landscape
- Fig. 41. Terraces of the pradolina
 1 — erosional terrace, 1a — erosional terraces of side rivers corresponding to erosional terrace of the pradolina, 2 — erosional-accumulational terrace of the pradolina of Würm age, 3 — edge of erosional pradolina terrace, 4 — edge of Würmian erosional-accumulational terrace: numbers 1—X indicate profiles, numbers on the profiles indicate heights above sea level
- Fig. 42. Thickness of the Quaternary sediments
 1 — 0—10 m., 2 — 10—20 m., 3 — 20—30 m., 4 — 30—40 m., 5 — 40—50 m., 6 — 50—60 m., 7 — 60—70 m., 8 — 70—80 m., 9 — 80—90 m., 10 — 90—100 m., 11 — above 100 m.

EXPLANATIONS OF PHOTOS

- Photo 1. Kutno. Deformation of the deposits caused by loading
 a — stratified sand and silt, b — gravel and pebbles unstratified, c — stratified sand
- Photo 2. Kutno. Cracking in stratified sand and gravel caused by subsidence during dead ice melting
 a, b, c — layer blocks stratified vertically
- Photo 3. Wargawa. Blocks of deposits displaced by land-slide. Contortions of marginal parts of layers were formed during down-movement
- Photo 4. Wargawa. Layer contortions formed during dead-ice melting and subsidence of the deposits
- Photo 5. Zieleniew. Tilting and cracking of layers formed during dead-ice melting and subsidence
- Photo 6. Zieleniew. Fossil land-slide
 a, b, c, d — blocks of deposits
- Photo 7. Daszyna. Structure of the deposits
 a — stone series; b — series of boulder-clay; c — blocks composed of sand, gravel, and boulder-clay
- Photo 8. Daszyna. Fluidal structure of boulder-clay series
 a — boulder-clay, b — gravel lense in boulder-clay, c — stratified silt with pebbles, d — gravel
- Photo 9. Daszyna. Bouldery
 a — sandy layer, b — sand of disturbed structure
- Photo 10. Daszyna. Structure deformation caused by loading
- Photo 11. Daszyna. Fossil land-slide
 a, b, c — blocks of silt
- Photo 12. Daszyna. The same land-slide (cf. Photo 13) after removing 0,5 m. of the material
 a, b, c — blocks of silt
- Photo 13. Walew. Fossil land-slip
 a, b, c, d — blocks of sands and gravel
- Photo 14. Slawęcın. Structure deformation of the deposits
 a — lower boulder-clay, b — stratified sand, c — stratified gravel, d — stratified sand, e — lower bouldery, f — upper boulder-clay
- Photo 15. Slawęcın. Fluidal structure of the upper boulder-clay
- Photo 16. Borek. Blocks of deposits accumulated during land-slide and -slump caused by ablation
 a, b, c — blocks composed of gravel; d — block of silt

Photo 17. Góra Św. Małgorzaty. Structure of the deposits

a, b, c — heterogenous material accumulated during ablation, with slight water saturation;
d — well-sorted sand accumulated during ablation, under conditions of abundant water

Photo 18. Structure of a dune near Karsznice

a — stratified fluvial sand, *b* — wind-blown sand

Photo 19. Drainage system in the vicinity of Łęczyca from about 1800 (after D. Gilly 1802)

FOTOGRAFIE

ФОТОСНИМКИ

PHOTOS



Fot. 1. Kutno. Deformacja struktury osadów wskutek obciążenia
a — warstwowy piasek i muł, *b* — niesortowany żwir z głazami, *c* — warstwowy piasek



Fot. 2. Kutno. Spękanie warstwy piasku i żwiru wskutek osiadania podczas wytapiania
 martwego lodu
a, b, c — część warstwy przesunięta pionowo



Fot. 3. Wargawa. Bryły osadów utworzone podczas zsuwu. Wygięcie końców warstw nastąpiło wskutek ruchu



Fot. 4. Wargawa. Wygięcie warstw utworzone podczas wytapiania martwego lodu i osiadania



Fot. 5. Zieleniew. Nachylenie i spękanie warstw utworzone podczas wytapiania martwego lodu i osiadania



Fot. 6. Zieleniew. Zsuw
a, b, c, d — bryły osadów



Fot. 7. Daszyna. Struktura osadów

a — kamienista seria osadów; *b* — gliniasta seria osadów; *c* — bryły piasku, żwiru i gliny



Fot. 8. Daszyna. Spływowa struktura gliniastej serii osadów

a — glina, *b* — soczewka żwiru w warstwie gliny, *c* — warstwowany mułek z głazami, *d* — żwir



Fot. 9. Daszyna. Głazowisko
a — warstwa piasku, b — piasek o strukturze zaburzonej



Fot. 10. Daszyna. Deformacja strukturalna utworzona przez obciążenie



Fot. 11. Daszyna. Zsuw
a, b, c — bryły mułku



Fot. 12. Daszyna. Ten sam zsuw (fot. 11) po usunięciu ze ściany odkrywki 0,5 m
materiału skalnego
a, b, c — bryły mułku



Fot. 13. Walew. Obryw
a, b, c, d — bryły piasku i żwiru



Fot. 14. Sławęcín. Deformacja strukturalna osadów
a — dolna glina, *b* — warstwowany piasek, *c* — warstwowany żwir, *d* — warstwowany piasek, *e* — dolne giazowisko, *f* — górna glina



Fot. 15. Sławęcín. Splywowa struktura górnej gliny



Fot. 16. Borek. Bryły osadów nagromadzone podczas obrywu i zsuwu w okresie ablacji lodowca

a, b, c — bryły żwiru; *d* — bryła mułku



Fot. 17. Góra Św. Małgorzaty. Struktura osadów

a, b, c — różnorodny materiał skalny akumulowany podczas ablacji lodowca przy małym udziale wody;
d — dobrze sortowany piasek osadzony podczas ablacji lodu



Fot. 18. Struktura wydmy koło Karsznice

a — warstwowany piasek rzeczny, *b* — piasek przewiany przez wiatr



Fot. 19. Dawna sieć rzeczna w okolicy Łęczyczy (według D. Gilly'ego z 1802 r.)

28. Staszewski J., Die Verteilung der Bevölkerung nach dem Abstand vom Meer, 1961, s. 79+3 tabl., zł 20,—
29. Galon R., On the Morphology of the Noteć—Warta (or Toruń—Eberswalde) Ice Marginal Streamway. 1961, s. 129 + mapa, zł 32,—
30. Fleszar M., Zarys historii geografii ekonomicznej w Polsce do 1939 r. 1962, s. 173, zł 43,50
31. Praca zbiorowa, Land Utilization. Methods and Problems of Research. 1962, s. 250 + 13 wkładek, zł 63,—
32. Kosiński L., Miasta województwa białostockiego. 1962, s. 163 + wkładki, zł 28,—
33. Kaczorowska Z., Opady w Polsce w przekroju wieloletnim. 1962, s. 112 + wkładka, zł 28,—
34. Okołowicz W., Zachmurzenie Polski
Stopa M., Burze w Polsce. 1962, 185 + 2 wkładki, zł 45,—
35. Biegajło W., Sposoby gospodarowania w rolnictwie województwa białostockiego. 1962, s. 187 + mapy, zł 48,—
36. Dziewański J., Starkel L., Dolina Sanu między Soliną i Zwierzyniem w czwartorzędzie. 1962, s. 86 + 9 wkładek, zł 28,—
37. Chilczuk M., Rozwój i rozmieszczenie przemysłu rolno-spożywczego w województwie białostockim. 1962, s. 159, zł 38,—
38. Radłowska C., Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. 1963, s. 178 + 12 fot. + 4 wkładki, zł 60,—
39. Szupryczyński J., Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu. 1963, s. 162 + 4 mapy, zł 35,—
40. Kosiński L., Procesy ludnościowe na Ziemiach Odzyskanych w latach 1945 — 1960. 1963, s. 128 + wkładki, zł 28,—
41. Domański R., Zespoły sieci komunikacyjnych, 1963, s. 110 + 38 ilustr., zł 24,—
42. Stasiak J., Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej. 1963, s. 94 + 19 ilustr., + 2 mapy, zł 27,—
43. Milecka M. J., Regiony turystyczne Polski. Stan obecny i potencjalne warunki rozwoju. 1963, s. 156 + 6 map, zł 34,—
44. Gilewska S., Rzeźba progu środkowotriasowego okolic Będzina. 1963, s. 135 + 24 ilustr., zł 36,—
45. Chilczuk M., Sieć ośrodków więzi społeczno-gospodarczej wsi w Polsce. 1963, s. 155 + 55 ilustr. + 19 map, zł 65,—
46. Praca zbiorowa, Problems of geomorphological mapping, 1964, s. 140 + aneks + 9 ilustr. + 6 map, zł 48,—
47. Praca zbiorowa, Studia geograficzne w powiecie pińczowskim. 1966, s. 193 + 27 ilustr. + 7 map, zł 47,—
48. Wróbel A., Pojęcie regionu ekonomicznego a teoria geografii. 1965, s. 86, zł 21,—
49. Ratajski L., Polska kartografia ekonomiczna XX wieku. 1965, s. 143 + 16 ilustr. (map), zł 30,—
50. Starkel L., Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich 1965, s. 160 + 35 ilustr. + 16 fot. + 8 wkładek + 5 map, zł 48,—
51. Kostrowicki A., Regionalizacja zoogeograficzna palearktyki w oparciu o faunę motyli tzw. większych (Macrolepidoptera). 1965, s. 99 + 21 ilustr. (map) zł 30,—
52. Gerlach T., Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Czarnej Góry (Bieszczady — Karpaty Zachodnie). 1966, s. 111, 20 ilustr., zł 33,—
53. Klimek K., Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. 1966, s. 136 + 26 ilustr., zł 32,—

54. Kospiowska-Suffczyńska D., Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Cmielowa. 1966, s. 114 + 22 ilustr. + 7 fot. + 2 mapy, zł 33,—
55. Ziemońska Z., Obieg wody w obszarze górskim na przykładzie górnej części dorzecza Czarnego Dunajca. 1966, s. 111 + 16 ilustr. + wkładki, zł 34,—
56. Ratajski L., Mapy przemysłu, ich właściwości metodyczne i kartometryczne. 1966, s. 115 + 22 ilustr., zł 28,—
57. Więckowski K., Osady dennie Jeziora Mikołajskiego. 1966, s. 112 + 12 ilustr. + 7 fot., zł 24,—
58. Szostak M., Pochodzenie Jeziora Śniardwy i jego zasoby wodne. 1967, s. 70 + 11 ilustr. zł 20,—
59. Rościszewski M., Siemek Z., Rolnictwo krajów słabo rozwiniętych (Egipt, Syria, Turcja) (w druku)
60. Ziętara T., Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów (w druku)
61. Urbaniak U., Wydmy Kotliny Płockiej (w druku)
62. Jewtuchowicz S., Ceneza Pradoliny Warszawsko-berlińskiej między Nerem a Moszczenicą (w druku)
63. Dziewoński K., Baza ekonomiczna i struktura funkcjonalna miast. Studium rozwoju pojęć, metod i ich zastosowań. 1967, s. 135, zł 32,—
64. Rychłowski B., Regionizacja ekonomiczna — zagadnienia podst wowe 1967, s. 139, zł 33,—
65. Bączyk J., Masy wodne południowego Bałtyku i wpływ ich ruchów na polską strefę przybrzeżną (w druku)
66. Szulc H., Typy wsi Śląska Opolskiego na początku XIX wieku i ich geneza (w druku)
67. Szewczyk J., Włoka. Pojęcie i termin na tle innych średniowiecznych jednostek pomiaru ziemi (w druku)
68. Wojciechowski K., Zagadnienie metody bilansu wodnego Thornthwaite'a i Mathera w zastosowaniu do Polski (w druku)
69. Problemy regionalizacji fizycznogeograficznej. Materiały z sympozjum zorganizowanego przez PTG w dniach 16—24 września 1966 r. (w druku)
70. Pulina M., Zjawiska krasowe we Wschodniej Syberii (w druku)
71. Szupryczyński J., Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu (w druku)

Varia

- Kaczorowska Z., Zestaw zagranicznych czasopism i wydawnictw seryjnych z zakresu nauk o ziemi znajdujących się w bibliotekach polskich. 1957, s. 377, zł 100,—
- Ratajski L., Szewczyk J., Zwoliński P., Nazewnictwo geograficzne świata. 1959, s. 857, zł 135,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 1. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1961, s. 248, zł 72,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 2 (uzupełniający). Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1963, s. 124, zł 28,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 3. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1801—1919. 1965, s. 342, zł 76,—
- Chilczuk M., Ciolkosz A., Zastosowanie zdjęć lotniczych w geografii. 1966, s. 131, ilustr. 84 (3 wielobarwne wkładki), zł 24,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 4. Katalog atlasów 1920—1945 (w druku)