ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE

ACTA
GEOGRAPHICA
LODZIENSIA
Nr 73

ZBIGNIEW RDZANY

KSZTAŁTOWANIE RZEŹBY TERENU MIĘDZY GÓRNĄ RAWKĄ A PILICĄ W CZASIE ZANIKU LĄDOLODU WARCIAŃSKIEGO

ZBIGNIEW RDZANY

FORMATION OF THE LANDSCAPE BETWEEN UPPER RAWKA AND PILICA RIVERS DURING DEGLACIATION OF THE WARTA ICE-SHEET

ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE
SOCIETAS SCIENTIARUM LODZIENSIS
WYDZIAŁ III - NAUK MATEMATYCZNO-PRZYRODNICZYCH

ZBIGNIEW RDZANY

KSZTAŁTOWANIE RZEŹBY TERENU MIĘDZY GÓRNĄ RAWKĄ A PILICĄ W CZASIE ZANIKU LĄDOLODU WARCIAŃSKIEGO

64 RYSUNKI, 23 FOTOGRAFIE

ACTA GEOGRAPHICA LODZIENSIA

73

ŁÓDŹ 1997

ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE
Łódź, ul. Piotrkowska 179

Redaktor: *Halina Klatkowa*

Komitet Redakcyjny:

Anna Dylikowa, Krystyna Turkowska

Sekretarz: *Danuta Szafrańska*

Wydano z pomocą finansową Komitetu Badań Naukowych

© Copyright by Łódzkie Towarzystwo Naukowe - Łódź 1997

PL ISSN 0065-1249
ISBN 83-85879-83-8

ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE

Wyd.I. Nakład 450 egz.
Skład: J. Molski, P. Trzeciak
Druk: Drukarnia Wydawnictw Naukowych S.A., 90-450 Łódź, ul. Żwirki 2

TREŚĆ

str.

Zarys treści 6
Zasięg przestrzenny i główne rysy rzeźby terenu badań 7
Przegląd dotychczasowych opracowań geomorfologicznych 11
Cel i metody badań 19
Podłoże i osady czwartorzędu 22
Struktura, litologia i ukształtowanie podłoża 22
Dynamika podłoża i jego wpływ na wykształcenie osadów plejstoceńskich i przestrzenne usytuowanie form rzeźby współczesnej 30
Główne elementy litostratygrafii czwartorzędu do nasunięcia warciańskiego 35
Morfologia, budowa wewnętrzna i geneza form rzeźby glacjalnej 47
Dolina górnej Rawki 47
Charakterystyka ogólna 47
Obszar między Popieniem a Wolą Łokotową 49
Kotlina Górnej Rawki - część zachodnia 53
Kotlina Górnej Rawki - część centralna i wschodnia 59
Dolina Rawki w Boguszycach i Rawie Mazowieckiej 67
Obszary najbliższego sąsiedztwa doliny górnej Rawki 72
Wał Miłochniewicki i oz Złotej 73
Obszar między Rogowem a Koluszkami 77
Obszar tzw. „moreny żelechlińskiej" 78
Obszar między Annopolem a Czerniewicami 81
Równina Tomaszowska 88
Wysoczyzna Rawska 90
Przestrzenne i dynamiczne zróżnicowanie procesów deglacjacji 99
Uwagi o postwarciańskich przekształceniach rzeźby glacjalnej 108
Obszary wysoczyznowe 108
Obszary dolinne 113
Wnioski końcowe 116
Literatura 130
Summary 137

ZARYS TREŚCI

W pracy przedstawiono przebieg powstawania form rzeźby terenu w północno-wschodniej części Wyżyny Łódzkiej i na sąsiadującym z nią fragmencie Niziny Mazowieckiej w czasie zaniku lądolodu warciańskiego. Praca zawiera również analizę podłoża i litostratygrafii czwartorzędu oraz rozwija zagadnienie postwarciańskich przekształceń rzeźby.

Stwierdzono, iż lądolód warciański podlegał na badanym terenie zanikowi arealnemu. Proces ten był zależny od ukształtowania i dynamiki podłoża lądolodu. W przebiegu deglacjacji wydzielono cztery główne etapy: zamierania lądolodu, deglacjacji przetainowej, kształtowania wysoczyzn morenowych oraz kształtowania rzeźby kemowej podlodowych obniżeń. Najwcześniej w trakcie deglacjacji arealnej uwolniony został od lodu dział wodny Pilica–Rawka, wzdłuż którego rozwinęły się kemy przetainowe. Dalsze etapy zaniku martwej pokrywy lodowej przebiegały oddzielnie na Równinie Tomaszowskiej i na wysoczyznach okalających dolinę górnej Rawki. Najdłużej martwy lód utrzymywał się w dolinie górnej Rawki, gdzie powstał złożony zespół kemów.

W rozwoju kemów badanego obszaru wyróżniono trzy główne fazy: zbiornikową, glacifluwialną i ablacyjną (czyli kształtowania stoków kemów w kontakcie z martwym lodem). Poszczególnym etapom odpowiadają określone osady: fazie zbiornikowej – osady glacilimniczne i paraglacilimniczne, fazie glacifluwialnej – piaski i żwiry, fazie ablacyjnej – pokrywy osadów diamiktycznych oraz strefy zaburzeń grawitacyjnych (obrywy, osuwiska, osiadanie) w strefie brzeżnej kemów.

Postwarciańskie procesy erozyjno-denudacyjne w znikomy sposób przyczyniły się do przekształcenia rzeźby glacjalnej na wysoczyznach; nieco większe zmiany nastąpiły w dolinach, niemniej jednak przeważająca część kemów zachowała i tu swoją czytelność morfologiczną i strukturalną.

ZASIĘG PRZESTRZENNY I GŁÓWNE RYSY RZEŹBY TERENU BADAŃ

Badaniami objęto obszar o powierzchni około 1,4 tys. km^2, położony między Rogowem, Rawą Mazowiecką i Białą Rawską na północy oraz Tomaszowem Mazowieckim i Nowym Miastem nad Pilicą na południu (rys. 1). Teren ten znajduje się w brzeżnej strefie nasunięcia warciańskiego i obejmuje bogaty i różnorodny inwentarz form glacjalnych ze znamionami fluwialnego i denudacyjnego przemodelowania.

Położenie opisywanego obszaru na tle jednostek fizycznogeograficznych nie jest jednoznacznie określone. W świetle podziału D y l i k o w e j (1973), który autor stosuje w niniejszej pracy, zajmuje on peryferyczną, północno-wschodnią część Wyżyny Łódzkiej i sąsiadujący z nią fragment Niziny Mazowieckiej. Na Wyżynie Łódzkiej badania skoncentrowano głównie w dolinie górnej Rawki i na przyległych obszarach wysoczyznowych, po stronie północnej wchodzących w skład Wysoczyzny Skierniewickiej, zaś po południowej obejmujących grupę Pagórków Żelechlińskich. Analizowano także środkową i wschodnią część Równiny Tomaszowskiej, położoną między Pagórkami Żelechlińskimi a doliną Pilicy. Na Nizinie Mazowieckiej badano natomiast rzeźbę zachodniej części Wysoczyzny Rawskiej po linię Biała Rawska–Nowe Miasto nad Pilicą.

Istotnym elementem rzeźby obszaru badań jest pas największych wysokości bezwzględnych, który biegnie przez środkową część terenu niemal równoleżnikowo, wyginając się łagodnym łukiem na południe. Stanowi on strefę wododziałową między zlewnią Pilicy na południu i Bzury na północy. W obrębie tego pasa rzeźby najwyższe kulminacje występują na Wyżynie Łódzkiej, na przykład w okolicy Żelechlinka sięgają 225,5 m n.p.m., w pobliżu Koluszek – 223,2 m n.p.m. Natomiast w części wschodniej – na Wysoczyźnie Rawskiej – dochodzą zaledwie do 185,8 m n.p.m. na południe od Białej Rawskiej.

Teren położony na północ od działu wodnego Rawki i Pilicy, obejmujący w przybliżeniu zlewnię górnej Rawki, stanowi wschodnie przedłużenie strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. Jego wyżej wzniesiona część, zawarta pomiędzy linią wspomnianego działu na odcinku Koluszki–Czerniewice a osią doliny górnej Rawki bywa określana jako

Rys. 1. Główne rysy rzeźby obszaru badań
obszar badań zaznaczono linią przerywaną

Main features of the relief in the investigated area
dashed-line indicates the study area

Pagórki Żelechlińskie (D y l i k 1948; D y l i k o w a 1973). Położona na ich zapleczu południowa część Wysoczyzny Skierniewickiej odznacza się w granicach badanego obszaru również znacznym urozmaiceniem, przeważają bowiem na tym terenie wysoczyzny faliste i pagórkowate. Choć brak tu systemu stopni morfologicznych, tak charakterystycznych dla obszaru między Zgierzem a Brzezinami i dalej na północ (K l a t k o w a 1972b), to jednak występuje tu dość znaczne urozmaicenie rzeźby, spowodowane obecnością dobrze rozwiniętego systemu dolinnego górnej Rawki oraz licznych, głównie wałowych, form glacifluwialnych. Wysokości bezwzględne wahają się od 128 m na północ od Rawy Mazowieckiej do 225,5 m w Bukowcu koło Żelechlinka.

Dolina górnej Rawki stanowi wyciągniętą równoleżnikowo formę długości około 25 km pomiędzy okolicami Koluszek a Rawą Mazowiecką. Część centralną tego odcinka doliny, począwszy od Jankowic oraz część wschodnią po okolice Boguszyc, zajmuje największe rozszerzenie doliny Rawki w całym jej biegu, nazwane „Kotliną Górnej Rawki". Jest to obszar najbardziej urozmaiconej rzeźby. Forma ta osiąga maksymalnie 5–6 km szerokości, około 11 km długości i 25–45 m głębokości. Na znaczne urozmaicenie Kotliny Górnej Rawki wpływa przede wszystkim zróżnicowany morfologicznie inwentarz glacjalnych form wypukłych i wklęsłych, dominujący przestrzennie nad terasami fluwialnymi. Są to wały, pagórki, stoliwa, formy wklęsłe o kotlinowatym kształcie oraz liczne, wznoszące się niekiedy nawet do 30 m ponad dnem doliny Rawki, poziomy terasowe, związane z działalnością wód ablacyjnych zanikającego lodowca warciańskiego (R d z a n y 1986; K l a j n e r t, R d z a n y 1989).

Fluwialne elementy doliny Rawki stanowią dwie terasy: holoceńska zalewowa o średniej szerokości 100–300 m i vistuliańska nadzalewowa o maksymalnej szerokości 2 km, wznosząca się od 3 do 7 m ponad dnem doliny. W dolinach dopływów Rawki wartości te są odpowiednio mniejsze.

Równina Tomaszowska, rozpościerająca się na południe od grupy Pagórków Żelechlińskich, stanowi przedłużenie pochylającej się łagodnie w tym kierunku powierzchni Garbu Łódzkiego. Jej płaski obszar w części północno-wschodniej osiąga przeciętnie 185–205 m n.p.m., zaś w południowo-wschodniej – w pobliżu krawędzi doliny Pilicy, schodzi do 165–185 m n.p.m. Zgodnie z tym kierunkiem biegną również niewielkie doliny rzeczne: Piasecznicy, Gaci, Strugi i Luboczanki. Orientacja ta wyraźnie nawiązuje do przebiegu struktur płytko tu zalegającego podłoża mezozoicznego antyklinorium środkowopolskiego. Doliny są niewielkie, posiadają jednakże ostro zarysowane odcinki ujściowe o głębokości wcięć od 10 do 25 m i szerokości 1–2 km. Należy dodać, że występujące między Słotwinami, Tomaszowem Mazowieckim i Czerniewicami niewielkie zgrupowanie wydm to jedyny przykład wyraźniejszych na tym obszarze form wypukłych. Równina Tomaszowska urywa się nagle na granicy z doliną Pilicy, głęboką na 25–35 m. Północny stok doliny jest stromy, urozmaicony licznymi formami

erozyjno-denudacyjnymi, w wielu miejscach podcinany bezpośrednio przez Pilicę.

Obszar Wysoczyzny Rawskiej w granicach badanego obszaru położony jest nieco niżej niż opisywane wysoczyzny po stronie zachodniej. Wysokości bezwzględne wahają się tu od 128,6 do 185,8 m. Przeważa przy tym nachylenie na SE, choć większe rzeki, na przykład Rylka i Białka odpływają na NW. Charakterystyczne dla morfologii wysoczyzn są różnej wielkości wały i pagórki, zwykle występujące w ciągach o przebiegu N–S lub NW–SE. Wysokości względne osiągają tu mniejsze wartości niż na sąsiedniej Wysoczyźnie Skierniewickiej.

PRZEGLĄD DOTYCHCZASOWYCH OPRACOWAŃ GEOMORFOLOGICZNYCH

Badania rzeźby i osadów czwartorzędowych na analizowanym obszarze mają osiemdziesięciokilkuletnią historię (L e n c e w i c z 1912, 1913). Wprawdzie w okolicach Tomaszowa Mazowieckiego już znacznie wcześniej prowadzono terenowe obserwacje geologiczne, ograniczano się jednak do utworów mezozoicznych, pomijając osady i formy czwartorzędowe. Pierwsze prace L e n c e w i c z a mają wstępny, przyczynkowy charakter. Dostarczają one opisów rzeźby doliny Pilicy, kilku profilów czwartorzędowych oraz obiektów hydrograficznych okolic Tomaszowa Mazowieckiego i Spały.

W 1927 roku L e n c e w i c z przedstawia obszerne opracowanie morfologiczne pt.: „Dyluwium i morfologia Środkowego Powiśla". Zawiera ono usystematyzowane poglądy na genezę rzeźby znacznej części Niżu Polskiego. Wiek form glacjalnych na Wyżynie Łódzkiej, tak jak i na pozostałym obszarze swych badań, wiąże L e n c e w i c z z tak zwanym drugim zlodowaceniem, które paralelizuje z würmem i L_4. Wyznacza jego zasięg dość schematycznie, choć w sposób nawiązujący do obecnie przyjmowanej granicy zasięgu lądolodu odry. Zauważa, że po częściowym wycofaniu się z linii maksymalnego zasięgu, czasza lodowa rozczłonkowała się w okolicach Łodzi na dwa loby wskutek wyniosłości podłoża mezozoicznego. Pagórki okolic Żelechlinka i Czerniewic, obok tak zwanej „moreny Domaniewickiej" i „moren Grójeckich", należą do najwyraźniejszych form wytworzonych przez „feston" wschodni.

L e n c e w i c z a niepokoi równoległość przebiegu ozów do moren czołowych. Stara się więc wyjaśnić ten fakt przez powiązanie powstania poszczególnych kategorii form z różnymi etapami istnienia lodowca. Stwierdza, że „ozy wytworzyły się w czasie zlodowacenia tego obszaru, moreny powstały już po stopieniu się czaszy lodowej na wyżynie, jako formy recesyjne". Na badanym obszarze L e n c e w i c z wyróżnił ozy między Ossą a Nowym Miastem, a nieco dalej na północ w Słomkowie i Grójcu. W przebiegu „moren Żelechlińskich" dostrzega wyraźne nawiązanie do garbu podłoża. W pobliżu wzgórz morenowych znajduje liczne zagłębienia bezodpływowe. Zwraca tu uwagę na znaczny udział w morenach skał wapiennych i krzemieni. Na podstawie spostrzeżenia, że małe narzutniaki składają się ze skał

drobnokrystalicznych a duże z grubokrystalicznych – co może wskazywać na fakt, iż małe narzutniaki o dużym ziarnie zdążyły się już rozpaść – wysuwa wniosek o względnej starości tutejszych moren czołowych.

W inwentarzu form glacjalnych dostrzega Lencewicz i takie, których nie można określić jako moreny bądź ozy. Stosuje więc określenia: „żwirowiska dyluwialne", „specyficzne odmiany moreny dennej".

Niejako uzupełnieniem prac Lencewicza są badania geomorfologiczne Zaborskiego (1926), który opisał ozy z okolic Nowego Miasta i Regnowa.

W 1933 r. uwagi o rzeźbie okolic Tomaszowa Mazowieckiego i jej litologicznych uwarunkowaniach przedstawił w swym sprawozdaniu Lewiński.

Przed II wojną światową obszar górnej Rawki badał także Mizerja, lecz zebrane przezeń materiały nie zachowały się (Balińska-Wuttke 1960).

Duże znaczenie dla poznania rzeźby, litologii i stratygrafii plejstocenu miały również, dokonane przed II wojną światową, opisy profilów plejstocenu, głównie wiertniczych, autorstwa: Łuniewskiego i Czekalskiego (1925), Lewińskiego (1928, 1929), Doktorowicza-Hrebnickiego (1932, 1933), Sariusza-Makowskiego (1932) oraz Kobyłeckiego (1939). Opisy te oraz zachowane rękopiśmienne materiały innych autorów zebrał i opublikował po wojnie Rühle (1949).

W pierwszych latach po II wojnie światowej cennych informacji dotyczących litologii i genezy utworów powierzchniowych dostarczyła przeglądowa mapa geologiczna 1: 300 000 zestawiona przez Dylika i Jurkiewiczową (1950). W trakcie kartowania geologicznego Dylik (1952) dokonał pierwszych na analizowanym obszarze odkryć struktur peryglacjalnych, zwłaszcza w okolicach Rawy Mazowieckiej, Woli Łokotowej i Tomaszowa Mazowieckiego.

W latach sześćdziesiątych obszerne opracowania z zakresu geomorfologii i geologii czwartorzędu obejmujące badany teren przedstawiły Balińska-Wuttke i Ruszczyńska-Szenajch.

Przedmiotem szczególnej uwagi Balińskiej-Wuttke (1960, 1961, 1963, 1965, 1967, 1968) stały się zagadnienia litostratygrafii czwartorzędu oraz kształtowanie rzeźby w czasie ustępowania lądolodu warciańskiego między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. Zdaniem autorki (1960), kurczenie się lądolodu przedzielane było okresami dłuższej stagnacji jego czoła („fazami postojowymi"). Powstawały wtedy różnej wielkości wzgórza morenowe. W granicach analizowanego w niniejszej pracy terenu autorka wyróżnia 6 takich faz, zaś na całym obszarze swych badań, sięgającym po pradolinę warszawsko-berlińską – 12 faz. Trudności przy precyzyjnym wyznaczaniu poszczególnych linii postojowych Balińska-Wuttke tłumaczy nierównomiernym ustępowaniem czoła lodowca, powodującym nakładanie się kolejnych faz postojowych na niektórych obszarach. Pośród wzgórz

morenowych, na przykład w okolicach Głuchowa i Żelechlinka, Balińska - Wuttke wyróżnia także nieliczne pagórki kemowe. Ich obecność jest zdaniem autorki dowodem silnego spękania brzeżnej strefy lodowca i odrywania się od niego pojedynczych brył martwego lodu.

Zwraca uwagę fakt pewnej niekonsekwencji Balińskiej-Wuttke przy klasyfikacji określonych form do kategorii kemów bądź moren czołowych. Niezależnie bowiem od takiej samej budowy wewnętrznej (co wynika z zamieszczonych w pracy z 1960 r. przekrojów geologicznych i rysunków) do kemów zalicza autorka tylko formy małe, o średnicy 50–100 m, podczas gdy większe oznacza jako moreny.

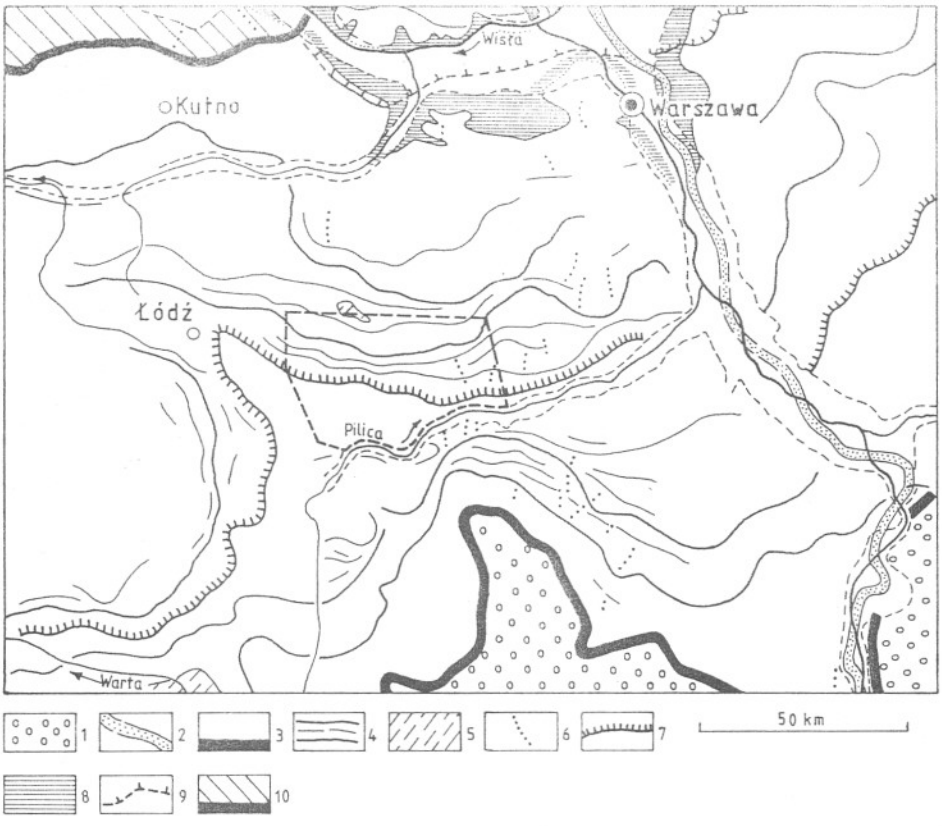
Ruszczyńska-Szenajch (1961a,b, 1966a,b) w analizie czwartorzędu północnej części dorzecza Pilicy wiele miejsca poświęca nasunięciu warciańskiemu. Stwierdza, iż lądolód ten dotarł do równoleżnikowego odcinka doliny Pilicy i nieco przekroczył jej północną krawędź. Między Gałkowem, Koluszkami i Rzeczycą pozostawił jednak obszar wolny od lodu. Oprócz gliny zwałowej utworzył liczne formy akumulacji czołowomorenowej. Po wycofaniu się lodowca, w odcinku dolnej Pilicy zaznaczyła się silna erozja, kształtując współczesny obraz doliny Pilicy. W zakresie poglądów na przebieg deglacjacji autorka zakłada, zgodną z panującym wówczas przekonaniem, recesję frontalną, wyrażoną akumulacją czołowomorenową.

W 1966 roku Dudek opisuje duży wał glacifluwialny z okolic Nowego Miasta. Uznaje go za swoistą kombinację moren czołowych i wielkiego ozu i nazywa – „ozo-moreną Rosochy".

Wiele cennych informacji o czwartorzędzie obszaru badań wnoszą szczegółowe mapy geologiczne w skali 1: 50 000, sporządzone przez Baińską-Wuttke (1967, 1968 – arkusz Głuchów) i Trzmiela (1986, 1990 – arkusz Tomaszów Mazowiecki), a także przeglądowa mapa geologiczna w skali 1 : 200 000 Makowskiej (1970, 1971 – arkusz Skierniewice). Większość wypukłych form rzeźby zaklasyfikowano na nich jako moreny czołowe. Wszyscy autorzy prezentują więc pogląd o deglacjacji frontalnej obszaru.

Pogląd o wieloetapowym, frontalnym charakterze wycofywania się lądolodu warciańskiego w pasie Polski Środkowej, został najpełniej rozwinięty przez Różyckiego (1961, 1967, 1972; rys. 2). Autor ten, w znacznej mierze opierając się na wynikach badań Balińskiej-Wuttke, wyróżnia trzy glacifazy w stadiale warty zlodowacenia środkowopolskiego: warki, grójca i mszczonowa. Według tego ujęcia, formy rzeźby południowej części Wysoczyzny Skierniewickiej i Równiny Tomaszowskiej powstały w czasie faz wareckiej i grójeckiej, przy czym w obrębie tej drugiej – w trakcie licznych glacietapów, wyraźnie zapisanych w morfologii okolic Rawy Mazowieckiej.

W połowie lat sześćdziesiątych ukazują się pierwsze prace, które podważają dotychczasowy pogląd o frontalnej recesji lądolodu warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i Rawskiej.



Rys. 2. Zasięgi glacistadiałów i glacifaz w czasie zlodowacenia środkowopolskiego wg Różyckiego (1972)

mapa i opisy nieco zmienione i uproszczone, obszar badań zaznaczono linią przerywaną

1 – strefa peryglacjalna zlodowacenia środkowopolskiego; 2 – interglacjalna (Mindel-Riss) dolina Wisły; 3 – zasięg maksymalny zlodowacenia środkowopolskiego; 4 – zasięgi lodowca w glacifazach i glacietapach; 5 – obszary lodu stagnującego przez dłuższy czas; 6 – ozy; 7 – zasięg stadiału warty; 8 – zastoiska; 9 – zasięg stadiału wkry; 10 – obszar ostatniego zlodowacenia

Stadial and phase ranges during the Middle Polish Glaciation according to Różycki (1972)

the map and descriptions are slightly modified and simplified, dashed-line marks the study area

1 – periglacial zone of the Middle Polish Glaciation; 2 – interglacial (Mindel-Riss) valley of the Vistula river; 3 – maximal extent of the Middle Polish Glaciation; 4 – glacier extents in phases and stages; 5 – regions of longer time stagnating ice; 6 – eskers; 7 – Warta stage range; 8 – dammed lakes; 9 – Wkra stage range; 10 – last glaciation area

Mojski (1965) kwestionuje podstawy wyróżnienia 12 faz postojowych lądolodu na tych terenach; zwraca przy tym uwagę na niejasność kryteriów i możliwość wieloznacznego interpretowania faktów, przedstawionych przez Balińską-Wuttke (1960). Podważa także zasadność wyznaczania tak zwanych „moren rocznych".

Jednocześnie rodzi się odmienny pogląd na glacjalną genezę rzeźby Wysoczyzny Skierniewickiej, oparty początkowo na szczegółowych badaniach Wzgórz Domaniewickich (K l a j n e r t 1966). Autor ten dowodzi, iż wielkie wały glacifluwialne w okolicach Domaniewic powstały w wyniku akumulacji wód roztopowych w rozległych i głębokich, bo sięgających podłoża podlodowego, szczelinach martwego lub stagnującego lądolodu warciańskiego. Reprezentują więc one formy szczelinowe typu kemowego i dowodzą arealnego przebiegu deglacjacji. K l a j n e r t wysuwa przy tym przypuszczenie, że proces ten objął również szerokie sąsiedztwo morfologiczne Wzgórz Domaniewickich.

Wkrótce potem również B a r a n i e c k a (1971) zauważa, że w okolicach Rawy Mazowieckiej istnieją podstawy do wyznaczania analogicznych stref deglacjacji, jakie szczegółowo udokumentowano wewnątrz lobu Widawki, to znaczy: „szczelinowego rozpadu lądolodu, bryłowego spękania lądolodu i strefy wytopiskowej". I choć autorka wyraźnie tego nie podkreśla, pogląd ten stoi w sprzeczności z wyróżnionymi tam przez B a l i ń s k ą - W u t t k e (1960) strefami recesji frontalnej.

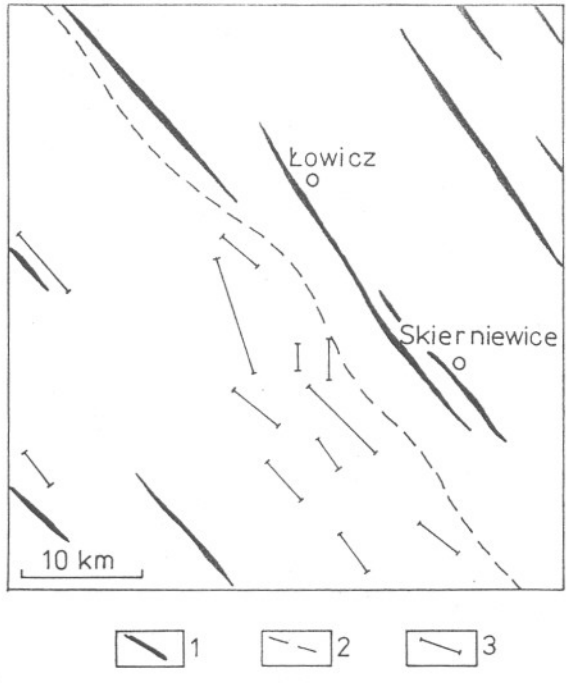
W roku 1972 K l a t k o w a (1972a) analizuje brzeżną strefę nasunięcia warty w Polsce środkowej. Stwierdza, iż Wyżyna Łódzka stanowi obszar zazębiania się typów rzeźby wytworzonych bądź to w wyniku transgredującej działalności lądolodu, bądź deglacjacji arealnej; ten drugi proces, im dalej ku wschodowi, tym ma wyraźniejsze przejawy morfologiczne. Krajobraz martwego lodu autorka dostrzega zarówno w obrębie Wzgórz Domaniewickich, przyłączając się do poglądów K l a j n e r t a (1966, 1969), jak i w strefie brzezińsko-rawskiego odcinka lobu wschodniego (Rawki). Wskazuje przy tym na konieczność ponownego szczegółowego przeanalizowania rzeźby okolic Żelechlinka wobec nakładania się tam form denudacyjno-erozyjnych na akumulacyjne elementy rzeźby glacjalnej (K l a t k o w a 1972a).

Teza o deglacjacji arealnej na obszarze Wysoczyzny Skierniewickiej, postawiona przez K l a j n e r t a na podstawie badań początkowo tylko jednego zespołu form – Wzgórz Domaniewickich – została przezeń potwierdzona w rezultacie szczegółowych studiów terenowych, których wyniki opublikowano w roku 1978. Analiza rzeźby objęła znaczną część Wysoczyzny Skierniewickiej w bezpośrednim sąsiedztwie terenu analizowanego w niniejszej pracy. Dynamika procesów deglacjacji została odtworzona na podstawie analizy strukturalnej i ustalenia genezy wypukłych form rzeźby. Powstały one w otwartych ku górze szczelinach pomiędzy bryłami martwego lodu, należą więc do kategorii form kemowych. W syntetycznym profilu osadów K l a j n e r t stwierdza wzrost średnicy ziarn ku stropowi kemów i nazywa to „układem wstępującym", który wyraża wzrost prędkości przepływu wód roztopowych w miarę postępu deglacjacji.

Typowy przekrój poprzeczny kemu wykazuje w części centralnej spokojnie rozpostarte ławice osadów glacifluwialnych, w części brzeżnej –

utwory kontaktu lodowego, zaś u podnóża stoków – różnofrakcyjne osady ablacyjne, często o charakterystycznej, fluidalnej strukturze. Ów przestrzenny układ osadów pozwolił szczegółowo zrekonstruować warunki i przebieg sedymentacji glacifluwialnej oraz proces powstawania kemów w miarę degradacji martwej pokrywy lądolodu.

Przy określaniu genezy kemów K l a j n e r t (1978) wychodzi poza warciańskie środowisko glacjalne. Stwierdza znaczący wpływ podłoża czwartorzędu na rozwój paleogeograficzny obszaru. Spektakularny przykład owego oddziaływania stanowi aktywność tektoniczna wału kujawskiego, powodująca wytworzenie się systemu spękań lądolodu warciańskiego o przebiegu NW–SE i w rezultacie dostosowanie się do tego kierunku osi morfologicznych kemów Wysoczyzny Skierniewickiej (rys. 3).



Rys. 3. Zbieżność głównych cech kierunkowych podłoża mezozoicznego i osi morfologicznych kemów na Wysoczyźnie Skierniewickiej wg K l a j n e r t a (1978)

1 – główne kierunki tektoniczne podłoża mezozoicznego (uskoki, fleksury, osie synklin i antyklin); 2 – granica wału kujawskiego; 3 – dłuższe osie kemów

Convergence of main directional features of Mesozoic bedrock and morphological axes of kames on the Skierniewice Interfluve according to K l a j n e r t (1978)

1 – main tectonic directions of the Mesozoic bedrock (faults, flexures, anticline and syncline axes); 2 – the Kujawy Swell boundary; 3 – longer axes of kames

Analiza struktury osadów kemowych i odtworzony na tej podstawie system odpływu wód ablacyjnych doprowadziły K l a j n e r t a do wniosku,

że odpływ ten był wyraźnie zależny od ukształtowania bezpośredniego podłoża lodowca. W procesie tym istotną rolę pełniły podlodowe, prewarciańskie obniżenia dolinne, których osie znajdowały się w tych samych miejscach co i osie współczesnych dolin rzecznych.

Wnioski te zachęcały do poszerzenia terenu badań ku południowi w stronę górnej Rawki i granicy nasunięcia warciańskiego. Do badań tych włączył się i autor niniejszego opracowania (Rdzany 1986). Ten nurt badawczy Zakładu Geomorfologii UŁ zaowocował dotychczas szeregiem publikacji i doniesień konferencyjnych, które rzucają nowe światło na genezę glacjalnych form i sposób zaniku lądolodu warciańskiego w obrębie lobu Rawki (Klajnert 1984a,b, 1992a,b, 1993; Klajnert, Wasiak 1984, 1989; Klajnert, Rdzany 1987, 1989, 1991; Klajnert, Świdrowska 1992; Rdzany 1992a,b,c,d,e, 1996, 1997; Kobojek 1997).

Na analizowanym obszarze badano również osady i formy postwarciańskie. Wiele danych do rekonstrukcji paleogeograficznych eemu i vistulianu zebrała tu Manikowska (1966), głównie w okolicach Jeziorka i Kochanowa, analizując postwarciańskie osady zbiornikowe, gleby kopalne i poziomy wietrzeniowe w bezodpływowych obniżeniach wytopiskowych. Osady eemskie badali także: Badak, Grudzień (1963) i Borówko-Dłużakowa (1973) w okolicach Białynina oraz Konecka-Betley i Czępińska-Kamińska (1985a,b) w okolicach Rogowa.

W północno-wschodniej części obszar badań styka się z terenem szczegółowych studiów Turkowskiej nad postwarciańskim funkcjonowaniem doliny Mrogi ze szczególnym naświetleniem procesów fluwioperyglacjalnych w vistulianie (Kuydowicz-Turkowska 1975; Turkowska 1988a).

Również Goździk prowadził między Koluszkami a Tomaszowem Mazowieckim badania vistuliańskich struktur peryglacjalnych. Ze Słotwin, Tomaszowa Mazowieckiego i Kochanowa opisał struktury kontrakcji termicznej. Analizował także rzeźbę tego obszaru i profile czwartorzędu w Tomaszowie Mazowieckim (Goździk 1973, 1975a,b).

Syntetyczne przeglądy stanu wiedzy o genezie i ewolucji rzeźby szeroko pojętych okolic Łodzi, w tym i analizowanego terenu, przedstawili: Manikowska (1975), Klatkowa (1986), Krzemiński (1986) oraz Krzemiński i Papińska (1993). Podobne opracowania zawierają również monografie województwa skierniewickiego (Klajnert 1982a,b) i piotrkowskiego (Klatka, Ziomek 1979; Klatka 1979).

Analizę stratygrafii czwartorzędu terenu na tle rozległych obszarów Mazowsza zawierają syntetyczne opracowania: Baranieckiej *et al.* (1978), Baranieckiej (1984) i Mojskiego (1985).

Należy dodać, że prowadzono tu także badania osadów czwartorzędowych i trzeciorzędowych pod kątem ich przydatności jako surowców (m.in.: Doktorowicz-Hrebnicki 1932, 1933; Sariusz-Makowski 1932, 1947; Badak, Grudzień 1963; Różycki 1947; Miziołek 1988).

Praca M i z i o ł k a (1988) nie ogranicza się jedynie do analizy właściwości litologicznych i surowcowych osadów zastoiskowych w okolicach Rawy Mazowieckiej i Chociwia, lecz przedstawia także precyzyjnie warunki ich zalegania i określenie pozycji stratygraficznej. Autor ten dowodzi braku zależności między sposobem wykształcenia i cechami litologicznymi tych osadów a ich wiekiem. O zróżnicowaniu osadów przesądza zatem nie wiek, lecz warunki ich sedymentacji. Pogląd ten wyraźnie podważa znaczenie iłów warwowych okolic Rawy Mazowieckiej jako przewodnich poziomów stratygraficznych w rozumieniu B a l i ń s k i e j - W u t t k e (1960, 1961).

Należy podkreślić także pomocne znaczenie dla poznania budowy form obszaru wielu nie opublikowanych dokumentacji geologicznych, głównie surowcowych i hydrogeologicznych, opracowanych przez różne przedsiębiorstwa geologiczne.

CEL I METODY BADAŃ

W stanie wiedzy o rzeźbie glacjalnej Wysoczyzny Skierniewickiej i Rawskiej oraz terenów bliskiego sąsiedztwa, zwraca uwagę fakt istnienia dwóch odmiennych koncepcji co do genezy większości form wypukłych i sposobu deglacjacji w czasie zanikania lądolodu warciańskiego – ostatniego na tym obszarze.

Koncepcji, wypracowanej przez ośrodek warszawski (B a l i ń s k a - W u t t k e 1960; R ó ż y c k i 1961), zakładającej czołowomorenowy charakter pagórków i deglacjację frontalną, przeciwstawiana jest koncepcja, zrodzona w łódzkim ośrodku geomorfologicznym (m.in.: K l a j n e r t 1966, 1978; K l a t k o w a 1972a). Przyjmuje ona, że wypukłe formy rzeźby, zbudowane głównie z warstwowanych piasków i żwirów, są kemami powstałymi podczas deglacjacji arealnej. Ta młodsza koncepcja jest jednak szczegółowo udokumentowana tylko dla środkowej i północnej części Wysoczyzny Skierniewickiej. Nie obejmuje terenu na południe od górnej Rawki i dalej ku Pilicy. Nie jest przebadany szczegółowo dział wodny między tymi rzekami, a przecież wielu badaczy wzdłuż niego wyznacza maksymalny zasięg lądolodu warciańskiego. Zwraca również uwagę fakt, że dla obszarów tych brak jest szczegółowej wiedzy o postwarciańskich przekształceniach rzeźby, co wyraźnie kontrastuje z nieodległą przecież północną krawędzią Wyżyny Łódzkiej, gdzie zagadnienia te są bardzo dobrze prześledzone.

Wszystkie wymienione przesłanki i uwarunkowania zadecydowały o zasadniczym celu niniejszej pracy. Jest nim analiza przebiegu powstawania form glacjalnych w czasie zanikania lądolodu warciańskiego między Rawką a Pilicą. Tak określony, główny cel pracy rozkłada się na szereg szczegółowych zamierzeń badawczych, z których za najważniejsze uznano:

– zbadanie wpływu rzeźby i dynamiki starszego podłoża na osady i formy plejstoceńskie oraz na przebieg transgresji i sposób zanikania ostatniego lądolodu;

– uzyskanie danych umożliwiających zajęcie stanowiska co do zasięgu lądolodu warciańskiego na obszarze tak zwanego lobu Rawki w jego odcinku wschodnim (między Rawką a Pilicą);

– analiza budowy wewnętrznej wybranych form rzeźby glacjalnej, ustalenie ich genezy oraz zrekonstruowanie przebiegu deglacjacji w aspekcie przestrzennym i stratygraficznym;

– uzyskanie danych o stopniu przemodelowania rzeźby glacjalnej przez postwarciańskie procesy erozyjno-denudacyjne ze szczególnym uwzględnieniem morfogenezy peryglacjalnej w vistulianie.

Wielowątkowość pracy wymagała zastosowania różnych metod badawczych w czasie prac terenowych, laboratoryjnych i kameralnych.

W trakcie prac terenowych przeprowadzono badania morfologiczne, obejmujące typowy zakres pomiarów morfometrycznych i analiz morfograficznych oraz szczegółowe badania osadów. W pierwszej kolejności przeprowadzono inwentaryzację i dokumentację naturalnych i gospodarczych odsłonięć (żwirowni, piaskowni, kamieniołomów, wykopów drogowych, wodociągowych i in.). Przeanalizowano ponad 350 odsłonięć, w tym 30 specjalnie zaprojektowanych odkrywek, celem prześledzenia struktury i tekstury osadów. Oprócz tego wykonano ponad 1100 wierceń ręcznych o maksymalnej głębokości do 4 m (większość do 2 m) oraz 8 wierceń o głębokości 6–19 m.

Największa gęstość punktów dokumentacyjnych występuje w Kotlinie Górnej Rawki i jej otoczeniu – między Żelechlinkiem, Rawą Mazowiecką, Cielądzem i Czerniewicami. Na pozostałych obszarach przeprowadzono natomiast badania o zróżnicowanym stopniu szczegółowości. Nierównomierny rozkład punktów dokumentacyjnych wynikał przede wszystkim z wymagań tematu pracy i nawiązywał do stopnia złożoności budowy geologicznej i morfologii. W pewnym stopniu był on także uzależniony od rozmieszczenia istniejących odsłonięć oraz materiałów archiwalnych.

Prace laboratoryjne objęły:

–analizy uziarnienia osadów,

przeprowadzono je metodami: pipetową dla frakcji <0,063 mm i sitową dla frakcji >0,032 mm. Wykonano analizy 340 prób w Laboratorium Zakładu Geomorfologii UŁ według przyjętej tam procedury. Wyniki posłużyły autorowi między innymi do obliczenia graficznych wskaźników Folka-Warda (Gradziński *et al.* 1986): średniej średnicy (M_Z), wysortowania (δ_1), skośności (Sk_1) i kurtozy (K_G).

–analizy potoczystości ziarn,

badano frakcję 0,8–1,0 mm, stosując graniformametr spychaczowy Krygowskiego (1964); wyliczano wskaźnik obróbki (W_o) oraz wskaźnik niejednorodności próbki (N_m).

–oznaczenia morfoskopowe,

wykonano je również dla frakcji 0,8–1,0 mm, stosując zmodyfikowaną metodę Cailleaux (Cailleaux, Tricart 1959). Autor wyróżniał następujące kategorie ziarn: RM (zaokrąglone matowe – obrobione eolicznie), EL (błyszczące – obrobione w środowisku wodnym), EM (pośrednie – ze śladami zarówno obróbki eolicznej jak i wodnej) i NU (bez śladów obróbki). W obrębie trzech pierwszych kategorii wyróżniano także ziarna pęknięte (C).

–stopień obtoczenia ziarn,

stosowano porównawcze wzorce K r u m b e i n a (1941). Metoda ta użyta została w wersji nieco zmienionej, poprzez adaptację dla frakcji 0,8–1 mm wzorców pierwotnie opracowanych dla żwirów.

–analizy zawartości skaleni,

badano frakcję 0,5–0,8 mm metodą barwienia azotynokobaltanem sodu opisaną przez M a n i k o w s k ą (1976).

–oznaczenia wieku bezwzględnego,

datowano trzy próby organicznych osadów vistuliańskich w Laboratorium C-14 Politechniki Śląskiej (A. P a z d u r 1993; M. F. P a z d u r 1993).

–analizy palinologiczne.

Analizę 60 prób postwarciańskich osadów organicznych przeprowadziła B a l w i e r z (1995).

Prace kameralne objęły:

–analizę geologicznych materiałów archiwalnych: dokumentacje ponad 1200 wierceń badawczych, surowcowych, hydrogeologicznych i inżynierskich, w tym 170 przebijających utwory czwartorzędowe oraz dokumentacje badań geofizycznych. Najwięcej materiałów uzyskano w archiwach Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie, Przedsiębiorstwa Geologicznego w Łodzi i Urzędów Wojewódzkich w Piotrkowie Trybunalskim i Skierniewicach;

–sporządzenie na podstawie danych archiwalnych map podłoża: konfiguracji powierzchni podkenozoicznej, podczwartorzędowej, zasięgu i miąższości osadów trzeciorzędowych, miąższości osadów czwartorzędowych i liczby poziomów glin zwałowych. Przy opracowaniu map autor wykorzystywał między innymi program komputerowy „Surfer" (T a ń s k i 1991);

–sporządzenie przekrojów geologicznych i innych materiałów graficznych na podstawie własnych prac ziemnych i wierceń oraz materiałów archiwalnych.

PODŁOŻE I OSADY CZWARTORZĘDU

STRUKTURA, LITOLOGIA I UKSZTAŁTOWANIE PODŁOŻA

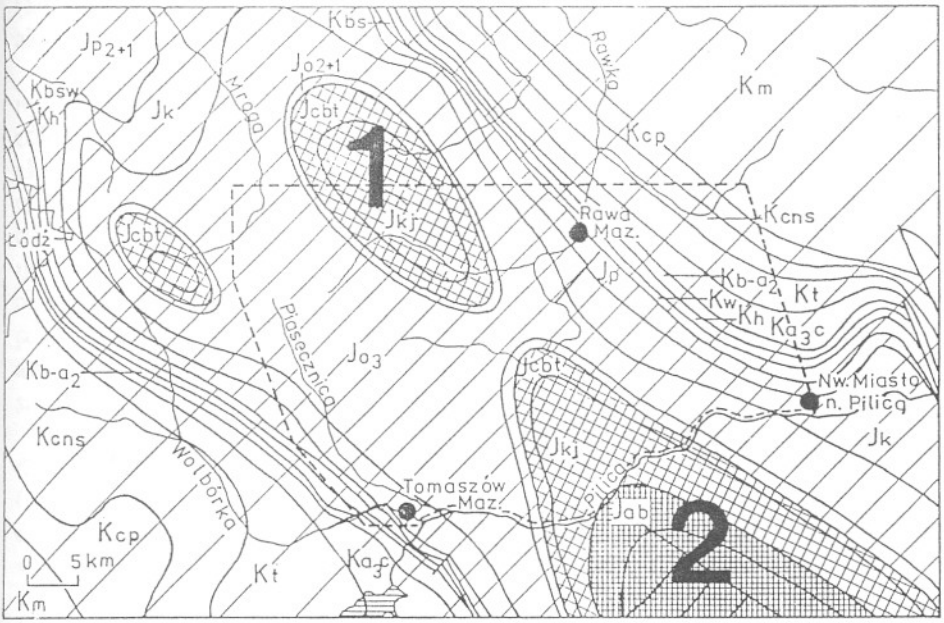
Obszar badań zajmuje środkową część odcinka rawsko-gielniowskiego antyklinorium środkowopolskiego (wału pomorsko-kujawskiego) i skrzydłowy fragment odcinka południowowarszawskiego synklinorium brzeżnego (niecki brzeżnej). W części południowo-zachodniej styka się ze strukturami niecki mogileńsko-łódzkiej należącej do synklinorium szczecińsko-łódzko-miechowskiego (P o ż a r y s k i 1974).

Granicę między antyklinorium a towarzyszącymi mu synklinoriami prowadzi się zwykle wzdłuż linii intersekcyjnej spągu kredy górnej pod osadami trzeciorzędowymi. Jest to również pas największej stromości utworów mezozoicznych. Wzdłuż linii Rawa Mazowiecka–Nowe Miasto nad Pilicą granica ta nawiązuje także do ważnej dyslokacji głębszego podłoża, należącej do strefy T–T (Teisseyre'a–Tornquista), powszechnie interpretowanej jako pas graniczny między dwiema platformami (rys. 4, 5). Główne jednostki podłoża podkenozoicznego biegną z NW na SE – zgodnie z osią przegłębienia perykratonicznego. Na opisywanym obszarze tworzą one piętro strukturalne uformowane w końcu kredy w czasie orogenezy laramijskiej, zbudowane z utworów cechsztynu i mezozoiku o miąższości od 4,5 do 6 tys. m (K a r n k o w s k i 1980, rys. 5; D a d l e z 1982).

Antyklinorium posiada na badanym obszarze płaską powierzchnię grzbietową o szerokości około 40 km i wyraźnie pochylone (>5° w okolicach Rawy Mazowieckiej), podkreślone uskokami skrzydła. Upodabnia go to nieco do zrębu. Regularność jego kształtu urozmaicają tu dwie drugorzędne antykliny – Jeżowa i Gielniowa, wyciągnięte równolegle z NW na SE. Podnoszą one stromość północno-wschodniego skrzydła antyklinorium i podkreślają jego wyniesienie nad obszarem synklinorium (rys. 4).

Najstarsze skały odsłaniające się na powierzchni podkenozoicznej należą do jury środkowej. Są to głównie piaskowce, mułowce, iłowce i piaski. Ich występowanie ogranicza się do obszaru struktur Jeżowa i Gielniowa. Utwory najstarszych pięter środkowojurajskich – aalenu i bajosu – ukazują się w osiowej strefie antykliny Gielniowa w dolinie Pilicy w okolicach Inowłodza, zaledwie pod 2-metrowym przykryciem czwartorzędu (T r z m i e l 1990). W pozostałej części wału występują osady jury górnej w postaci różnych odmian

wapieni, margli, iłów i iłowców. Największym rozprzestrzenieniem odznaczają się utwory oksfordu: wapienie krzemionkowe, płytowe, rafowe, oolitowe i margliste, margle wapniste i iłomargle. W zewnętrznych partiach antyklinorium występują skały kimerydu i portlandu. Tworzą tam wąskie pasy wychodni na powierzchni podkenozoicznej. Struktury synklinoriów wypełniają natomiast utwory kredowe: piaski, piaskowce, mułowce, wapienie, margle, opoki i gezy. Starsze piętra kredy wraz z portlandem tworzą strefę



Rys. 4. Podłoże mezozoiczne terenu badań na tle obszarów sąsiednich

fragment mapy geologicznej bez utworów kenozoicznych Osiki, Pożaryskiego, Rühlego, Znoski (1972); linią przerywaną zaznaczono obszar badań; 1 – antyklina Jeżowa, 2 – antyklina Gielniowa

jura środkowa: Jab – aalen i bajos dolny, Jkj – kujaw (wezul), Jcbt – baton, kelowej; jura górna: Jo_{2+1} – oksford dolny i środkowy, Jo_3 - oksford górny, Jk – kimeryd, Jp_{2+1} – portland środkowy i dolny; kreda: Kbs – berias, Kw – walanżyn, Kh – hoteryw, Kb-a_2 – barrem–alb środkowy, Ka_3 – alb górny i cenoman, Kt – turon, Kcns – kampan i santon, Kcp – kampan, Km – mastrycht

Mesozoic bedrock of the study area against the background of neighbouring areas

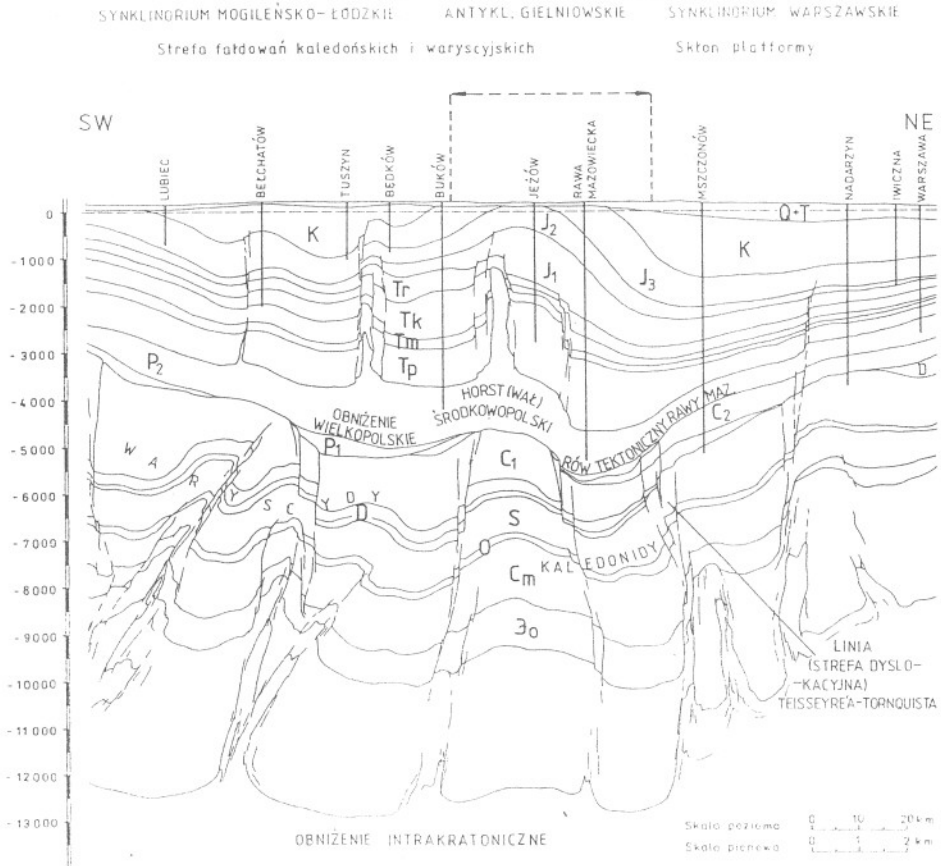
a fragment of geologic map without Cainozoic formations by Osika, Pożaryski, Rühle, Znosko (1972); dashed-line indicates the study area; 1 – Jeżów anticline; 2 – Gielniów anticline

Middle Jurassic: Jab – Aalenian and Lower Bajocian, Jkj – Kuyavian (Vesulian), Jcbt – Bathonian, Callovian; Upper Jurassic: Jo_{2+1} – Lower and Middle Oxfordian, Jo_3 – Upper Oxfordian, Jk – Kimmeridgian, Jp_{2+1} – Middle and Lower Portlandian; Cretaceous: Kbs – Berriasian, Kw – Valanginian, Kh – Hauterivian, Kb-a_2 – Barremian-Middle Albian, Ka_3 – Upper Albian and Cenomanian, Kt – Turonian, Kcns – Campanian and Santonian, Kcp – Campanian, Km – Maestrichtian

wychodni na powierzchni podtrzeciorzędowej o szerokości kilku kilometrów wzdłuż linii Rawa Mazowiecka–Nowe Miasto.

Utwory mezozoiczne badanego obszaru, poza strefą skrzydłową wału, zalegają prawie poziomo. Zarówno antyklinorium, jak i towarzyszące mu synklinoria, są strukturami wielkopromiennymi o małych amplitudach w stosunku do rozciągłości. Oprócz struktur fałdowych stwierdza się tu silne zaburzenia tektoniczne o charakterze halotektonicznym i dysjunktywnym (rys. 5).

Tektonice salinarnej przypisuje się powszechnie znaczącą rolę w modelowaniu struktur piętra cechsztyńsko-mezozoicznego, a także duży wpływ na



Rys. 5. Budowa głębokiego podłoża obszaru badań

fragment przekroju wg K a r n k o w s k i e g o (1980), nieznacznie zmieniony; linią przerywaną zaznaczono obszar badań Ɛo – eokambr; Cm – kambr; O – ordowik; S – sylur; D – dewon; C_1 – karbon dolny; C_2 – karbon górny; P_1 – perm-czerwony spągowiec; P_2 - perm-cechsztyn; Tp – trias-pstry piaskowiec; Tm – trias-wapień muszlowy; Tk – trias-kajper; Tr – trias-retyk; J_1 – jura-lias; J_2 – jura-dogger; J_3 – jura-malm; K – kreda; Q+T – czwartorzęd i trzeciorzęd

Deep bedrock structure of the study area

a fragment of geologic cross-section by K a r n k o w s k i (1980), slightly changed; dashed-line indicates the study area Ɛo – Eocambrian; Cm – Cambrian; O – Ordovician; S – Silurian; D – Devonian; C_1 – Lower Carbon; C_2 – Upper Carbon; P_1 – Permian-Rotliegendes; P_2 – Permian-Zechstein; Tp – Trias-Bunter Sandstone; Tm – Trias-Muschelkalk; Tk – Trias--Kueper; Tr – Trias - Rhaetian; J_1 – Lower Jurassic; J_2 – Middle Jurassic; J_3 – Upper Jurassic; K – Cretaceous; Q+T – Quaternary and Tertiary

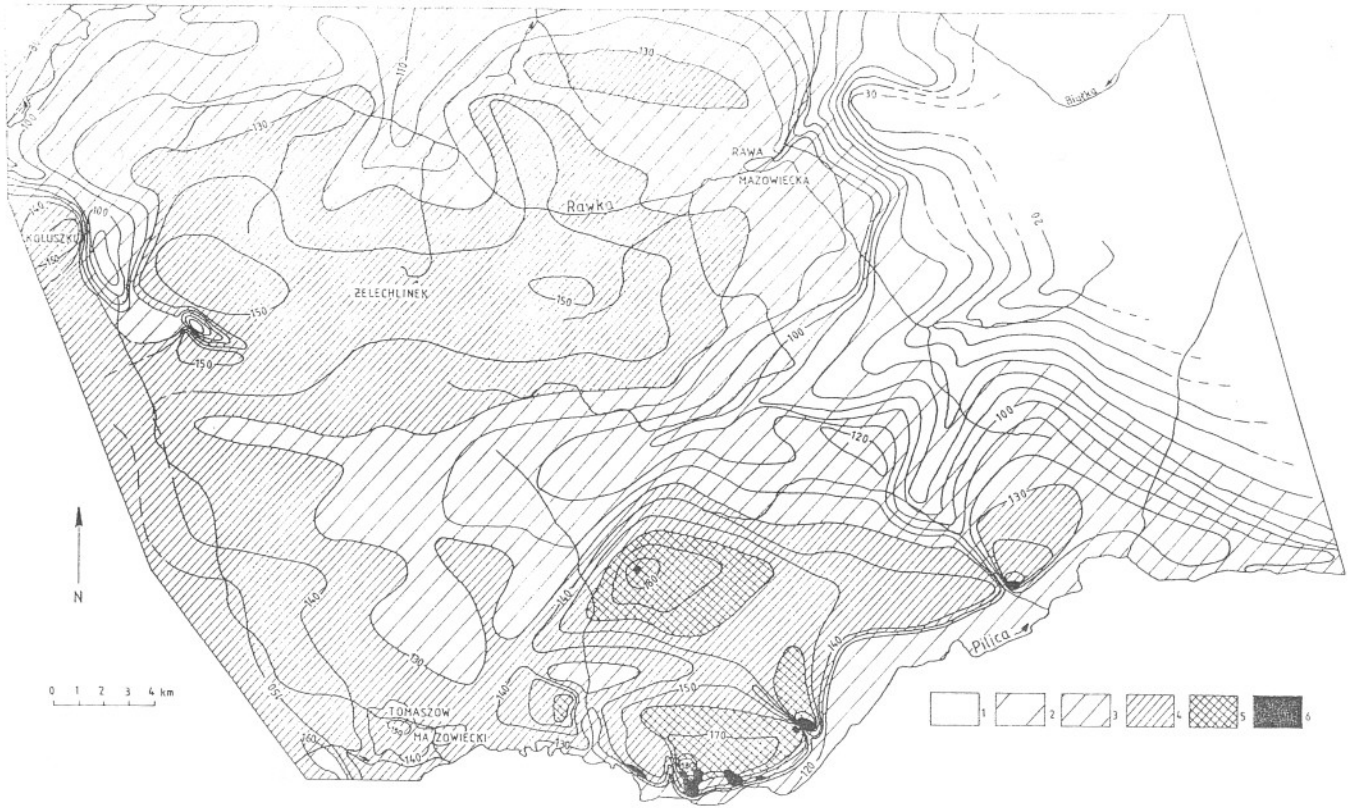
wykształcenie osadów mezozoicznych. Istnieje nawet pogląd, który wyklucza tangencjalne siły orogeniczne jako odpowiedzialne za powstanie antyklinorium środkowopolskiego. Zasadniczą siłę sprawczą przypisuje się ruchom mas solnych (S o k o ł o w s k i 1966). Do struktur halotektonicznych zalicza się antyklinę Jeżowa (rys. 4, 5). Ma ona charakter typowej poduszki solnej. Powstała w górnym kajprze, w dolnej i środkowej jurze nie była aktywna, a jej późniejsze formowanie nastąpiło najprawdopodobniej po kredzie dolnej (M a r e k, R a c z y ń s k a 1974). Należy ona już do strefy zanikającej aktywności halotektonicznej (M a r e k, Z n o s k o 1972).

Ważne znaczenie dla tektoniki obszaru mają struktury dysjunktywne; niektóre z nich zaburzają podłoże podpermskie i piętro cechsztyńsko-mezozoiczne na wielokilometrowych odcinkach. Uskoki wgłębne zaznaczyły swoją aktywność nie tylko w orogenezie laramijskiej – są również zapisane w różnych częściach profilów stratygraficznych, często jako uskoki synsedymentacyjne (D a d l e z, M a r e k 1974; S t u p n i c k a 1989). W przebiegu uskoków przeważają dwa kierunki: NW–SE i poprzeczny, zbliżony do równoleżnikowego. Za szczególnie ważne należy uznać dyslokacje, które przecinają antyklinorium prawie prostopadle i oddzielają antyklinę Jeżowa od antykliny Gielniowa. Rozgraniczają one jednocześnie obszary tektoniki salinarnej i plakantyklinalnej (M a r e k, Z n o s k o 1972).

Ukształtowanie podłoża mezozoicznego wykazuje wyraźne jego wyniesienie na obszarze antyklinorium w stosunku do niecki brzeżnej (południowomazowieckiej). Ta generalna zgodność struktury i morfologii w odniesieniu do form pierwszego rzędu zachowana jest również i w rzeźbie współczesnej, wszak centralne części Niziny Mazowieckiej (Kotlina Warszawska) są położone obecnie znacznie niżej niż wysoczyzny południowego Mazowsza, w tym i Wyżyna Łódzka.

W rzeźbie powierzchni mezozoicznej badanego obszaru największe wyniosłości związane są z antykliną Gielniowa na południu i antykliną Jeżowa w części północno-zachodniej (rys. 6). W obrębie struktury Gielniowa środkowojurajskie podłoże wznosi się najwyżej – do 185 m n.p.m. w okolicach Dąbrówki (9 km na NE od Tomaszowa Mazowieckiego) i ponad 180 m n.p.m. w Inowłodzu, gdzie tworzy wychodnie na powierzchni terenu. Oś antykliny Jeżowa, widoczna w granicach badanego terenu tylko w swej południowej części, wznosi się niżej – niewiele ponad 150 m n.p.m. Nie ma ona wychodni na powierzchni topograficznej, jednakże miąższość czwartorzędu znacznie tu spada (do 10,8 m w Bylinach Starych). Prócz wspomnianego ciągu wzniesień, wyraźny jest również garb biegnący równoleżnikowo wzdłuż linii Koluszki Stare–Żelechlinek–Radwanka o wysokości maksymalnej około 150 m n.p.m. K l a t k o w a (1972a) wymienia tę formę jako jedną z trzech kulminacji mezozoiku tworzących północny trzon Wyżyny Łódzkiej.

Obniżenia powierzchni mezozoicznej są wyciągnięte poprzecznie w stosunku do osi antyklinorium i opadają konsekwentnie w kierunku wschodnim i północno-wschodnim (rys. 6). Wyróżnia się tu uwarunkowane tektonicznie obniżenie typu dolinnego wzdłuż linii Lubochnia–Strzemeszna–Rylsk w



Rys. 6. Rzeźba powierzchni mezozoicznej

1–5 – przedziały wysokości w m npm: 1 – do 70, 2 – 70-100, 3 – 100-130, 4 – 130-160, 5 – >160; 6 – wychodnie jury na powierzchni topograficznej

Mesozoic surface relief

1–5 – altitude intervals in metres above sea level: 1 – below 70, 2 – 70-100, 3 – 100-130, 4 – 130-160, 5 – > 160; 6 – outcrops of Jurassic rocks on topographic surface

centralnej części badanego obszaru, o maksymalnej głębokości około 80 m. Obecnie tylko niektóre odcinki współczesnych dolin wykorzystują to obniżenie, na przykład środkowa część doliny Krzemionki. Inne obniżenie w utworach jurajskich o podobnej głębokości wykorzystuje obecnie Pilica. Mniejsze, wydłużone obniżenia występują w północnej części terenu badań, na skłonach antykliny Jeżowa i opisanego uprzednio równoleżnikowego garbu Koluszki Stare–Żelechlinek. Są one wyciągnięte skośnie w stosunku do generalnego spadku powierzchni ku N i NE.

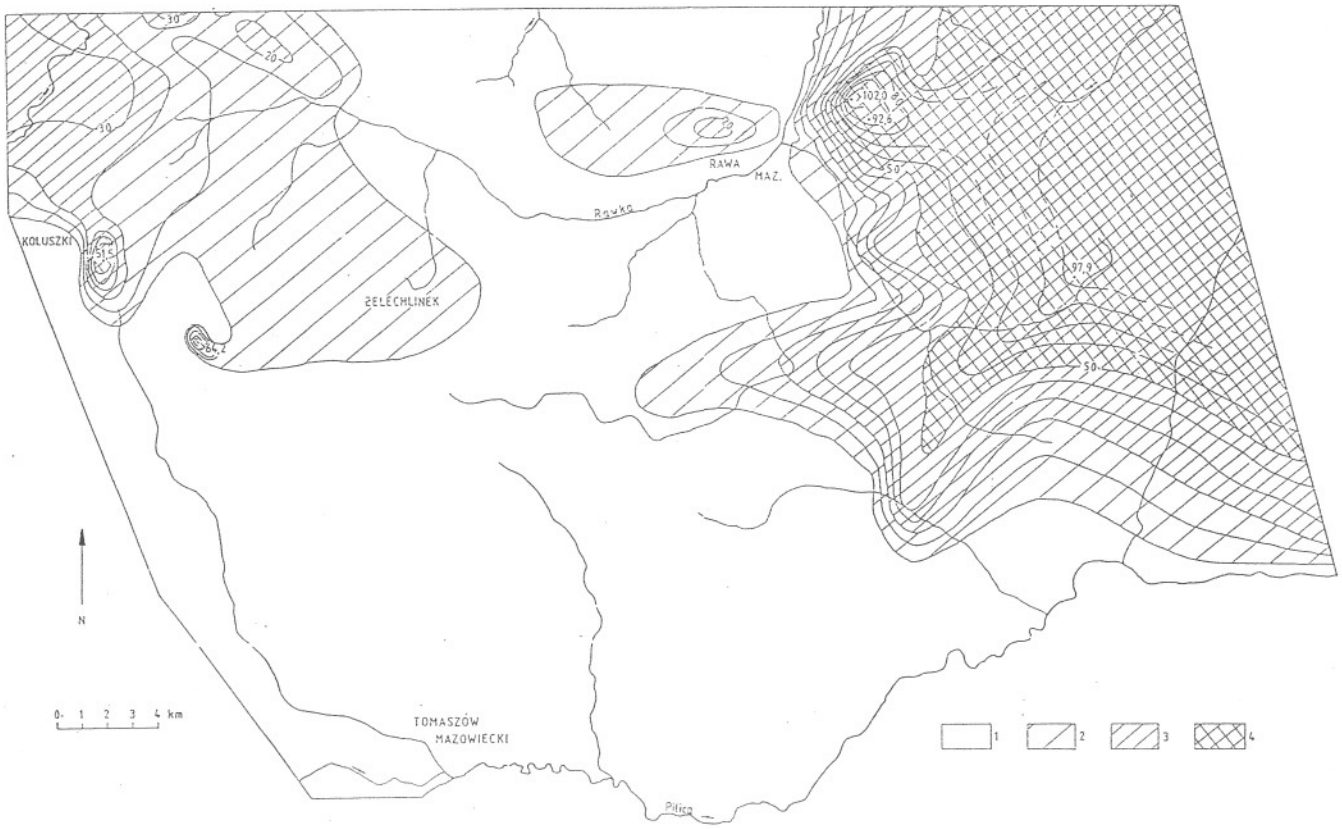
Prócz wydłużonych obniżeń o charakterze dolinnym zaznaczają się też formy kotlinowate, prawdopodobnie mioceńskie polja krasowe, rozwinięte w górnojurajskich utworach węglanowych. Największe formy tego typu o głębokości 60–80 m występują w okolicy Koluszek (G i l e w s k a 1991; rys. 6).

Utwory trzeciorzędowe występują przede wszystkim w obrębie niecki brzeżnej. Ich miąższość w kierunku NE gwałtownie wzrasta. Na obszar antyklinorium wchodzą one jedynie zatokami, na przykład tak zwana zatoka rogowska w północno-zachodniej części badanego obszaru (rys. 7). W jej obrębie ponad pięćdziesięciometrowej miąższości osady neogenu wypełniają wspomniane wcześniej kotliny krasowe. Mniejsza zatoka utworów trzeciorzędowych wkracza w obręb antyklinorium wzdłuż rowu tektonicznego na linii środkowej Krzemionki.

Obecność osadów trzeciorzędowych i ich wyraźny związek z formami wklęsłymi powoduje zmniejszenie deniwelacji powierzchni podczwartorzędowej w stosunku do rzeźby powierzchni mezozoicznej (rys. 6, 8). Zwraca uwagę fakt, że miąższość osadów trzeciorzędu, poza lokalnymi strukturami zapadliskowymi, nie ulega znaczniejszym wahaniom. Może to wskazywać na zupełny brak lub mały stopień ich glacitektonicznego spiętrzania w czasie zlodowaceń. Nieciągłe występowanie utworów trzeciorzędowych na antyklinorium sprawia, iż w wielu miejscach powierzchnia mezozoiczna stanowi zarazem powierzchnię podczwartorzędową. Jednocześnie obecność utworów trzeciorzędowych powoduje, że rzeźba powierzchni podczwartorzędowej upodabnia się do rzeźby współczesnej (rys. 6, 8).

Analiza powierzchni mezozoicznej, miąższości trzeciorzędu, rzeźby podczwartorzędowej i współczesnej wskazuje na zróżnicowany stopień przetrwałości wielu form, zarówno wypukłych, jak i wklęsłych.

Najmniejszy stopień zatarcia rysów rzeźby mezozoicznej dotyczy wyniosłości mezozoiku, szczególnie w obszarze antyklin Jeżowa i Gielniowa. Wyraźnie zaakcentowana jest przetrwałość wielu odcinków dolin, na przykład Rawki między Boguszycami a Rawą Mazowiecką, Krzemionki między Czerniewicami a Chociwiem. W rzeźbie współczesnej zanikło jednak w znacznej części duże obniżenie podłużne wzdłuż linii Tomaszów–Lubochnia–Strzemeszna–Rylsk, którym w trzeciorzędzie i preplejstocenie mogła płynąć pra-Pilica. Jednocześnie trudno obecnie potwierdzić istnienie południkowego kierunku pra-Pilicy wzdłuż linii Tomaszów–Jeżów, zakładanego najpierw

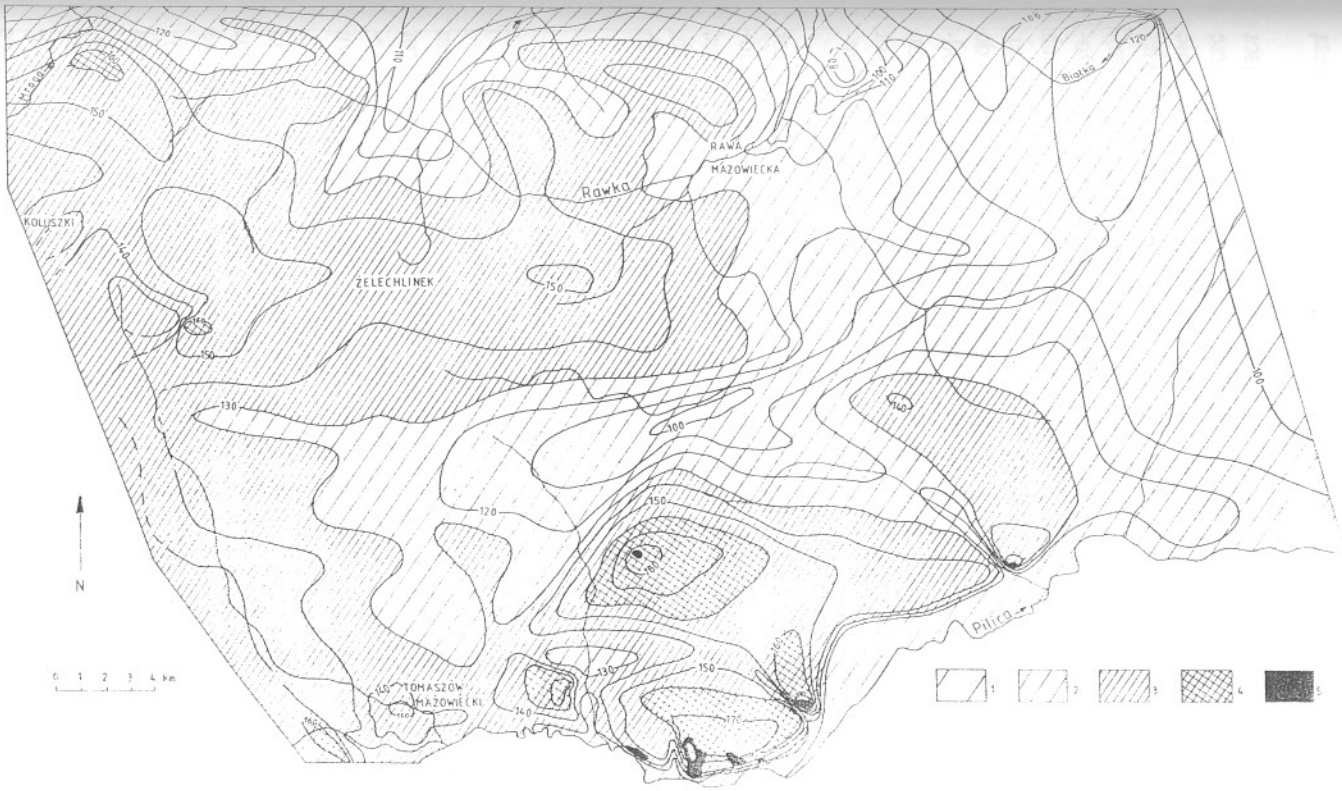


Rys. 7. Zasięg i miąższość osadów trzeciorzędu

1 – powierzchnia mezozoiczna nieprzykryta trzeciorzędem; 2-4 – miąższość osadów trzeciorzędowych: 2 – 0-20 m, 3 – 20-50 m, 4 – >50 m; izolinie co 10 m

Range and thickness of Tertiary sediments

1 – Mesozoic surface without Tertiary sediments; 2-4 – thickness of Tertiary sediments: 2 – 0-20 m., 3 – 20-50 m., 4 – >50 m.; isohypses every 10 m.



Rys. 8. Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej

1-4 – przedziały wysokości w m npm: 1 – do 100, 2 – 100-130, 3 – 130-160, 4 – >160;
5 – wychodnie podłoża czwartorzędu na powierzchni topograficznej

Relief of pre-Quaternary surface

1-4 – altitude intervals in metres above sea level: 1 – below 100, 2 – 100-130, 3 – 130-160, 4 – >160; 5 – outcrops of Quaternary bedrock

przez Lencewicza (1927), a potem przez Ruszczyńską-Szenajch (1966a). Generalnie, obecna rzeźba dolinna wykazuje silniejszy rozwój form subsekwentnych w przeciwieństwie do okresu między orogenezą laramijską a czwartorzędem, kiedy to rozwijały się doliny konsekwentne.

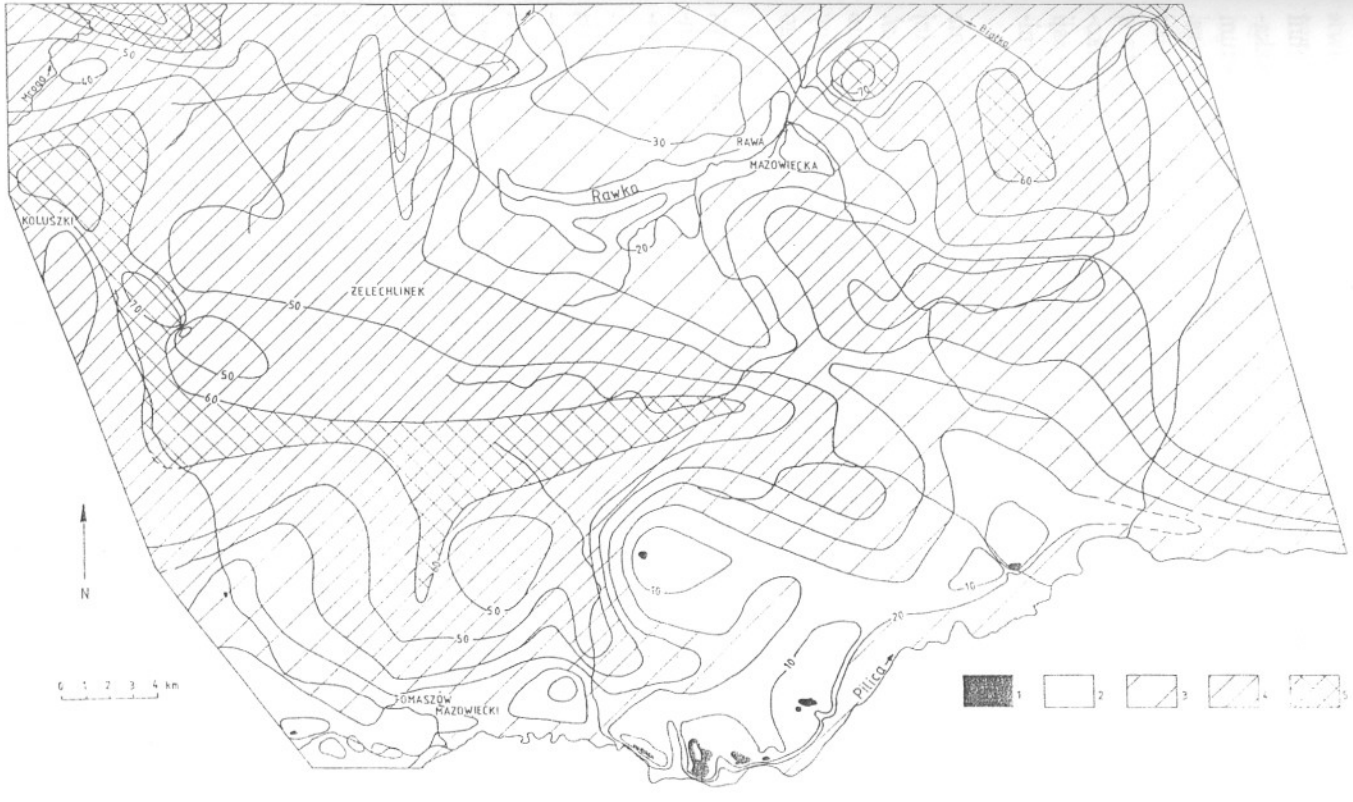
Miąższość pokrywy czwartorzędowej jest zróżnicowana (rys. 9). Miejsca jej pozbawione znajdują się w strefie krawędzi doliny Pilicy oraz na obszarze wysoczyznowym w okolicach Dąbrówki (6 km na N od Spały); łącznie zajmują one około 0,1% powierzchni badanego terenu. Najcieniej powleczone są czwartorzędem antykliny Gielniowa (0–25 m) i Jeżowa (10–35 m), zaś największe miąższości wiążą się z obniżeniami w powierzchni mezozoicznej o założeniach tektonicznych i tektoniczno-krasowych: w okolicach Rawy Mazowieckiej (Konopnica – 80 m), Rogowa (81,5 m) i Strzemesznej. Na pozostałym obszarze grubość czwartorzędu waha się zwykle od 30 m do 50 m. Akumulacja czwartorzędowa zmniejsza więc deniwelację swego podłoża, lecz głównie w obszarach jego wyraźnych obniżeń. Można zatem stwierdzić, że rozprzestrzenienie osadów czwartorzędowych, podobnie jak trzeciorzędowych, wykazuje silne uwarunkowanie morfologią stropu mezozoiku, rosnące w kierunku Wyżyny Kielecko-Sandomierskiej.

Ważnym z punktu widzenia transgresji lądolodów plejstoceńskich jest fakt generalnego wznoszenia się podłoża podczwartorzędowego ku południowi. Dodatkowym utrudnieniem ich rozprzestrzeniania była poprzeczna, względem kierunku ruchu lodowców, orientacja form wklęsłych i wypukłych. Wolno sądzić, że orientacja ta miała także istotny wpływ na przebieg ich zanikania.

DYNAMIKA PODŁOŻA I JEJ WPŁYW NA WYKSZTAŁCENIE OSADÓW PLEJSTOCEŃSKICH ORAZ PRZESTRZENNE USYTUOWANIE FORM RZEŹBY WSPÓŁCZESNEJ

Orogeneza laramijska była zasadniczym, choć nie jedynym okresem niepokoju tektonicznego na tym obszarze. Ruchy laramijskie, oprócz struktur antyklinalnych i synklinalnych, wytworzyły także systemy uskoków o kierunkach zbliżonych do NW–SE i SW–NE. Trwały one od połowy mastrychtu do eocenu (Sokołowski 1966).

Trzeciorzęd był dla prawie całego analizowanego obszaru okresem lądowym. W obrębie tektonicznej rzeźby laramijskiej panowało wówczas intensywne wietrzenie, głównie chemiczne, czynne były też procesy krasowe i denudacyjne. Wzdłuż osi antyklin Jeżowa i Gielniowa ciągnęły się niewysokie twardzielcowe pasma, zbudowane z piaskowców jury środkowej. Wokół nich rozwijała się na obszarze antyklinorium, zwłaszcza w paleogenie, rozległa powierzchnia zrównania. Jej istnieniu sprzyjał prawie poziomy układ ławic utworów jury górnej. Procesy odprowadzania zwietrzeliny nie były zbyt intensywne, skoro w wierceniach często obserwuje się kilkunastometrowe warstwy rumoszu wapiennego lub piaskowcowego. Jednym z przejawów wietrzenia było powstanie odwapnionych opok i gez. Zdaniem Gilewskiej



Rys. 9. Miąższość osadów czwartorzędowych

1 – obszar bez pokrywy osadów czwartorzędowych o miąższości >2 m; 2-5 – przedziały miąższości w m: 2 – do 20, 3 – 20-40, 4 – 40-60, 5 – >60

Thickness of Quaternary sediments

1 – area without Quaternary sediments >2 m. thick; 2-5 – thickness intervals in m.: 2 – below 20, 3 – 20-40, 4 – 40-60, 5 – >60

(1987, 1991), proces odwapnienia powierzchni zachodził powszechnie na obszarze północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich jeszcze przed dolnym eocenem i sięgał w głąb do 30 metrów.

W miocenie nastąpiło silne przeobrażenie paleogeńskiej powierzchni zrównania przez procesy krasowe, na przykład między Regnami a Koluszkami. Jednocześnie w obniżeniach antyklinorium oraz na obszarze synklinorium miała miejsce akumulacja jeziorna i rozwijała się formacja brunatnowęglowa. W pliocenie, ilasta sedymentacja typu jeziornego ogarnęła jeszcze większe tereny, nie objęła jednak wyniesień antyklin Jeżowa i Gielniowa. Formy te w ciągu całego neogenu stanowiły trwałą przegrodę między nieckami wielkopolską i warszawską – dwoma głównymi elementami tak zwanej depresji centralnej (R ó ż y c k i 1972), ciągnącej się szerokim pasem równoleżnikowym przez środkową Polskę.

Sedymentacja neogeńska doprowadziła do znacznego wyrównania powierzchni mezozoicznej poprzez zapełnienie występujących w niej obniżeń. Podobne znaczenie miał okres preglacjalny (B a r a n i e c k a *et al.* 1978). Pozostały jednak formy wypukłe, stanowiące wyraźne bariery w czasie transgresji kolejnych lądolodów na badany teren. Powierzchnia Wyżyny Łódzkiej wznosi się bowiem wysokim stopniem nad obszarami swego północnego przedpola, na co zwracał już uwagę L e n c e w i c z (1927).

Z punktu widzenia wpływu podłoża na przebieg transgresji lądolodów, obok wspomnianego wyniesienia położonego między Koluszkami a Żelechlinem, wyraźne bariery stanowiły elewacje podłoża koło Inowłodza o wysokości względnej dochodzącej do 80 m oraz południowe stoki doliny Pilicy. Silny napór lądolodu w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej potwierdzają deformacje glacitektoniczne o dużej amplitudzie, obejmujące osady trzeciorzędu i plejstocenu (L e n c e w i c z 1927; K l a t k o w a 1972a). Zanikają one w pobliżu Brzezin. Po wyjściu na wyższy poziom Wyżyny Łódzkiej, posuwając się w kierunku południowo-wschodnim a więc na analizowanym obszarze, nie stwierdza się już przejawów glacitektoniki. Jest rzeczą zrozumiałą, iż wnioskowanie na ten temat w odniesieniu do głębszych, przyspągowych warstw osadów plejstoceńskich jest utrudnione. Niemniej jednak fakt słabszego urozmaicenia powierzchni stropowej trzeciorzędu w stosunku do spągu (rys. 6, 7, 8), nie daje podstaw do wysuwania przypuszczeń o istnieniu wielkoskalowych zaburzeń glacitektonicznych.

W plejstocenie na obszarze antyklinorium środkowopolskiego miały miejsce ruchy tektoniczne, związane z wygasaniem aktywności orogenezy alpejskiej. B a r a n i e c k a (1975) wyróżniła trzy fazy tych ruchów, przy czym ostatnią, najsłabszą – w schyłkowym okresie stadium warty. Ruchy te, zdaniem autorki, mogły spowodować silną dezintegrację brzeżnej, zmartwiałej partii lądolodu warciańskiego. Warto podkreślić, że właśnie z tą fazą uaktywnienia struktur antyklinorium K l a j n e r t (1978) wiąże fakt, iż osie dłuższe wałów kemowych na Wysoczyźnie Skierniewickiej są wyciągnięte równolegle do osi strukturalnych antyklinorium (rys. 3).

Zależności między przestrzennym usytuowaniem form rzeźby obecnej a formami podłoża czwartorzędu i jego strukturalno-tektonicznymi cechami, stwierdzone przez K l a j n e r t a na obszarze Wysoczyzny Skierniewickiej są wyrażone również i na opisywanym obszarze (rys. 10). Przy tym stopień

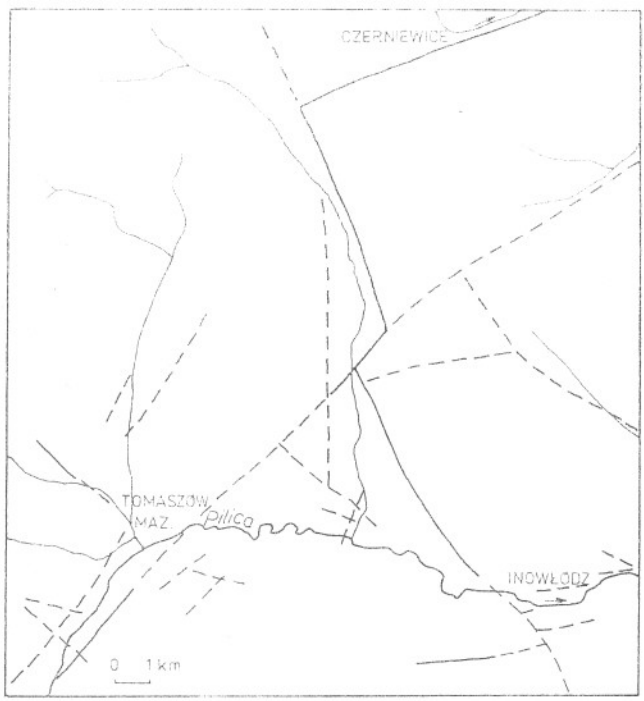
Rys. 10. Orientacja osi morfologicznych głównych form rzeźby

A: 1 – formy wypukłe, 2 – formy wklęsłe; B: na diagramie sektorowym

Orientation of morphological axes of main relief forms

A: 1 – convex forms, 2 – concave forms; B: both shown together on a sector diagram

powiązania wydaje się tu jeszcze bardziej wyraźny i dotyczy nie tylko form wypukłych, lecz także obniżeń dolinnych. Na rysunku 10 przedstawiono jedynie formy największe, pominięto dla przejrzystości formy nie osiągające długości 1 km. Podobnie jak w przypadku sąsiednich obszarów Wysoczyzny Skierniewickiej (K l a j n e r t 1978), zaznacza się tutaj dominacja kierunku NW–SE – zgodnego z przebiegiem osi głównych elementów strukturalno-tektonicznych antyklinorium (antyklin, struktur halotektonicznych, uskoków, fleksur – M a r e k, Z n o s k o 1972). Występuje jednak także kierunek poprzeczny lub doń zbliżony, jak się wydaje, czysto tektoniczny. Staje się on bardzo wyraźny na liniach dolin Rawki, Krzemionki i Pilicy. W tych strefach równoległy układ osi morfologicznych głównych form terenu ustępuje układowi ortogonalnemu. Koresponduje on w znacznej mierze z systemami tektoniki blokowej, coraz wyraźniejszymi w miarę zbliżania się do struktur świętokrzyskich (T r z m i e l 1990; rys. 11).



Rys. 11. Rozmieszczenie uskoków w okolicach Tomaszowa Mazowieckiego wg T r z m i e l a (1990)

liniami ciągłymi oznaczono uskoki pewne, przerywanymi – niepewne

Distribution of faults in the vicinity of Tomaszów Mazowiecki after T r z m i e l (1990)

continuous lines – certain faults, dashed lines – uncertain faults

Fakty te wskazują jednoznacznie na silną zależność przestrzennego rozmieszczenia większości wydłużonych form rzeźby od elementów tektonicznych podłoża, niezależnie od wielkości tych form i odmienności budowy wewnętrznej.

Jest mało prawdopodobne, aby tak regularne i nawiązujące do przebiegu uskoków w podłożu rozmieszczenie form glacigenicznych mogło być uwarunkowane jedynie czysto klimatycznymi przyczynami ablacji. Potrzaskanie siecią spękań o układach równoległych i ortogonalnych, cienkiej czaszy lądolodu w jego brzeżnej, kilkudziesięciokilometrowej strefie, wynikało zapewne głównie z aktywności tektonicznej, której dowiedli B a r a n i e c k a (1975) i K l a j n e r t (1978) na obszarach sąsiednich.

Należy pokreślić, że w pasie rzeźby warciańskiej na terenie platformy prekambryjskiej, na Podlasiu, gdzie podobna aktywność tektoniczna nie zaznaczyła się, występują zupełnie odmienne, bardzo skomplikowane i nieregularne układy osi dłuższych wypukłych form rzeźby – form podobnych pod względem budowy wewnętrznej i genezy do analizowanych na badanym przez autora obszarze (M u s i a ł 1992).

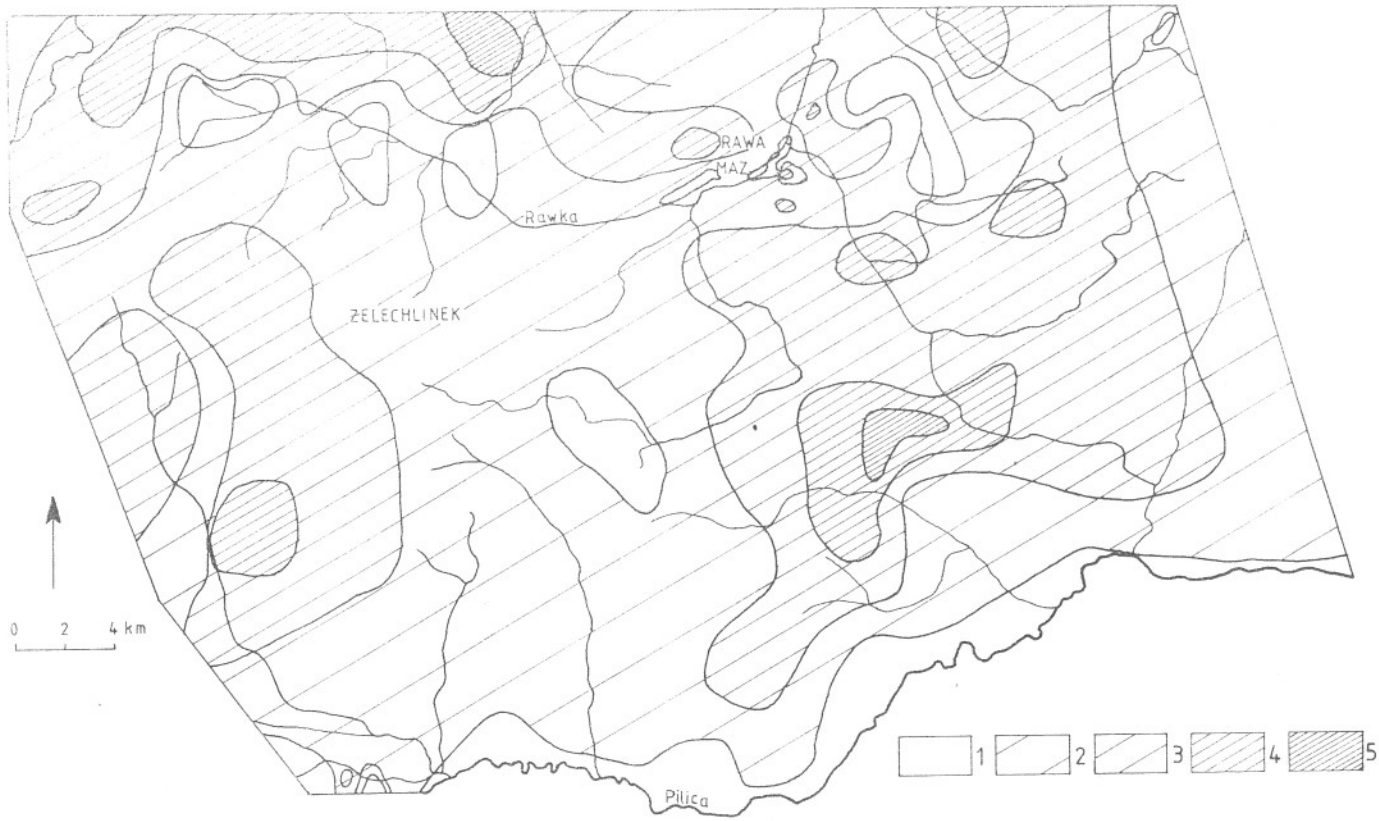
Wszystkie te fakty prowadzą do wniosku, że wpływ podłoża na współczesną rzeźbę, która w generalnych zarysach stanowi przecież rzeźbę powarciańską, jest wyraźny i wielostronny. Na badanym przez autora obszarze oddziaływanie podłoża miało swe źródło zarówno w jego aktywności tektonicznej, jak i w cechach strukturalnych i morfologicznych. W okresie transgresji podłoże to wywierało wpływ głównie na kierunki przemieszczania się i dynamikę lądolodu. W okresie deglacjacji zaś – na rozmiary i sposób przestrzennego usytuowania poszczególnych form wypukłych i wklęsłych.

Stwierdzenie na obszarze między Rawką a Pilicą analogicznych jak na Wysoczyźnie Skierniewickiej zależności między współczesną rzeźbą a podłożem, wyrażonych przede wszystkim dominacją „kierunku mezozoicznego" (K l a j n e r t 1978), stanowi jeden z ważnych wskaźników jednorodności, a prawdopodobnie także jednoczesności warunków deglacjacji na rozległym terenie pomiędzy pradoliną warszawsko-berlińską a doliną Pilicy.

GŁÓWNE ELEMENTY LITOSTRATYGRAFII CZWARTORZĘDU SPRZED TRANSGRESJI LĄDOLODU WARCIAŃSKIEGO

Osady czwartorzędowe niemal całkowicie pokrywają powierzchnię badanego obszaru. Z dokonanej przez autora analizy profilów wierceń przebijających pokrywę czwartorzędową wynika, że w ich składzie przeważają utwory piaszczyste i piaszczysto-żwirowe (58,1% długości przeciętnego profilu) nad glinami (28,1%), mułkami, iłami i innymi. Udział glin zwałowych wśród osadów czwartorzędowych wykazuje przy tym znaczną zmienność lokalną (rys. 12).

Ogólny styl strukturalnego wykształcenia czwartorzędu polega na spokojnym, niezaburzonym zaleganiu zasadniczych serii osadowych. Taki jest również pogląd różnych autorów, którzy konstruowali przekroje geologiczne opisywanego terenu (rys. 13). Fakt ten sprzyja badaniom stratygraficznym.



Rys. 12. Poziomy glin zwałowych w pokrywie czwartorzędowej

1 – obszar bez gliny zwałowej w profilach czwartorzędu; 2 – obszar o przeciętnym występowaniu jednego pokładu gliny powyżej 1 m miąższości oraz odpowiednio: 3 – dwóch pokładów, 4 – trzech, 5 – czterech i więcej

Till horizons within Quaternary cover

1 – area without till in Quaternary profiles; 2 – area of average appearance of one till sheet thicker than 1 m. and respectively: 3 – two till sheets, 4 – three, 5 – four and more

Niemniej jednak, pozycja stratygraficzna określonych serii osadowych może być jedynie wydedukowana ze szczegółowej analizy ich pozycji w przekrojach i profilach geologicznych, sporządzonych na podstawie różnej jakości materiałów wiertniczych, geofizycznych, opisów odsłonięć, po „dopasowaniu" do najnowszych podziałów stratygraficznych i profilów stratotypowych. Niekiedy podeprzeć się można — jako ustalającymi wartościowe repery stratygraficzne — analizami palinologicznymi czy geochronologii bezwzględnej. Przeprowadzono ich jednak jedynie kilka na badanym obszarze. Spośród litologicznych elementów czwartorzędu za najbardziej cenne w badaniach stratygraficznych należy uznać ciągłe poziomy glin zwałowych. Balińska - Wuttke opierała swe wydzielenia stratygraficzne również na stwierdzanych w okolicach Rawy Mazowieckiej iłach warwowych, uznając je za poziomy przewodnie z recesji zlodowacenia południowopolskiego. Jednak z przedstawionej dokumentacji (Balińska - Wuttke 1961, 1965) wynika, że iły te zalegają na różnej wysokości bezwzględnej: różnice poziomów stropu i spągu osiągają 10 m na dystansie kilku kilometrów. Fakt ten w istotny sposób pomniejsza znaczenie tych utworów jako reperu litostratygraficznego. Należy w tym miejscu dodać, iż szczegółowe analizy litologiczne i sytuacji geologicznej wielu serii osadów zastoiskowych w okolicach Rawy Mazowieckiej przeprowadzone przez Miziołka (1988), wykazują dowodnie różnorodność ich pozycji w profilach plejstocenu i nieciągłe zasięgi, co podważa tym samym ich stratygraficzne znaczenie.

Najstarsze osady czwartorzędowe – preplejstoceńskie – pochodzące sprzed pierwszego nasunięcia lądolodu na ten obszar, są dość łatwe do rozpoznania ze względu na brak w ich składzie materiału skandynawskiego.

Preplejstocen jest tu rozumiany jako okres, w którym powstawały miąższe serie rzeczno-deltowo-rozlewiskowe, zalegające przeważnie na utworach jury na obszarze antyklinorium i pliocenu w synklinorium (Baraniecka *et al.* 1978). Okres ten obejmuje więc część plejstocenu starszą od najstarszego na tym obszarze zlodowacenia oraz – być może, jak wynika z badań Kosmowskiej-Ceranowicz (1987) – najmłodszą część pliocenu.

Osady preplejstoceńskie (preglacjał) analizowanego obszaru badano już w latach dwudziestych i trzydziestych (Łuniewski, Czekalski 1925; Lewiński 1928, 1929; Doktorowicz-Hrebnicki 1932). Później wyróżniali je także: Ruszczyńska - Szenajch (1961a, 1966a,b), Balińska - Wuttke (1960, 1961, 1965, 1967), Kosmowska-Ceranowicz (1966, 1976), Dudek (1966), Makowska (1970, 1971, 1976), Baraniecka *et al.* (1978) oraz Trzmiel (1986, 1990).

Preplejstocen tworzą przeważnie cyklicznie warstwowane osady piaszczysto-żwirowe z poziomami mułków i iłów. W spągu występują często odłamki wapieni i skał krzemionkowych. Utwory te charakteryzują się wysoką zawartością kwarcu (90–95% ogólnej ilości ziarn piasku), obecnością rogowców, krzemieni oraz akcesorycznie – skaleni i limonitu. Ziarna

kwarcowe noszą ślady obróbki w transporcie wodnym i eolicznym (K o s - m o w s k a - C e r a n o w i c z 1966, 1976; M a k o w s k a 1976).

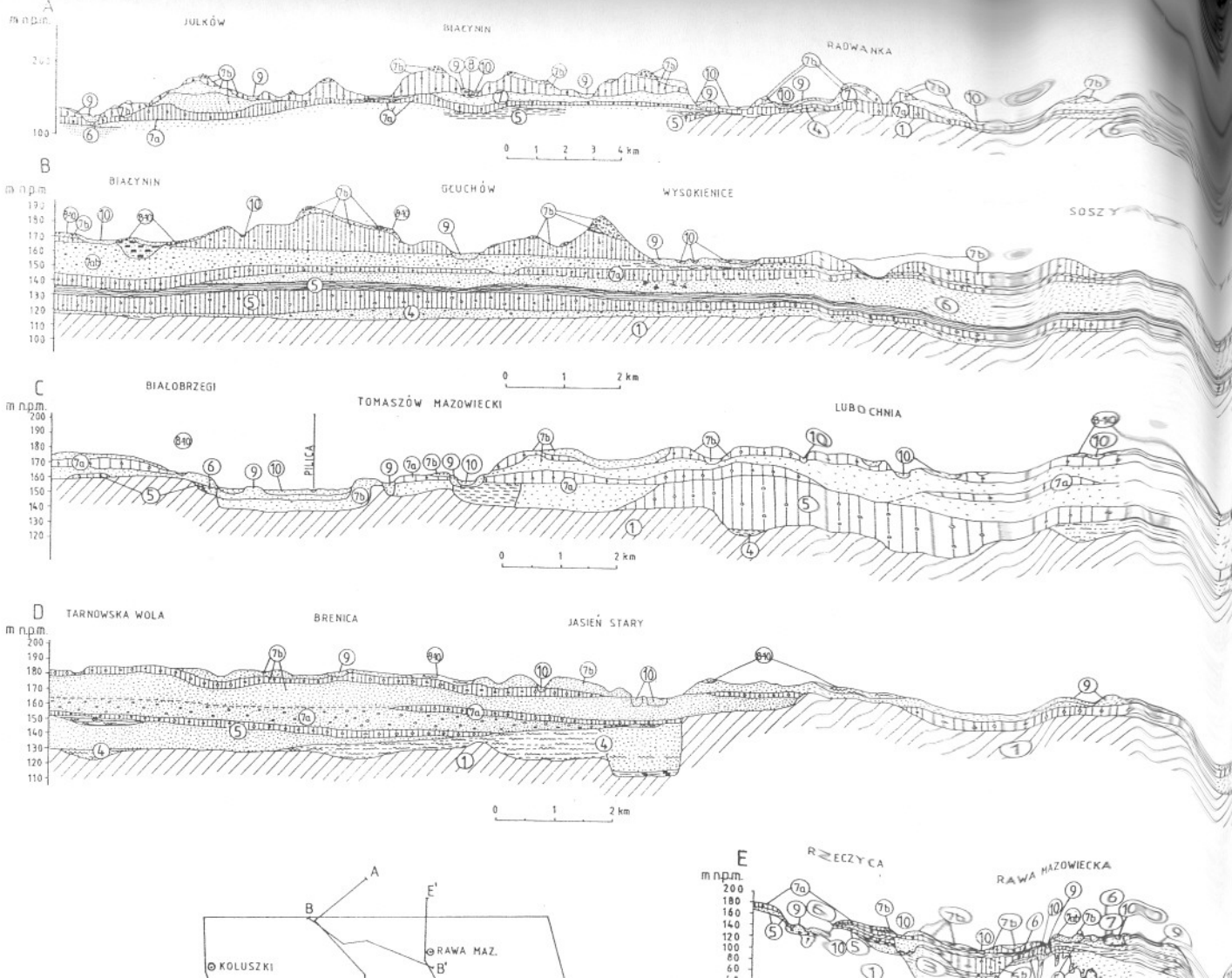
Utwory preplejstoceńskie na badanym obszarze zalegają płatami w zachodniej części antyklinorium, na przykład w okolicach Spały, Koluszek i Rogowa oraz w części północno-wschodniej, na wschód od linii Rawa Mazowiecka–Nowe Miasto, gdzie wypełniają synklinorium. Nigdzie nie występują na powierzchni; znane są jedynie z kilkunastu wierceń. Największą miąższość preplejstocenu – 25,6 m – stwierdził T r z m i e l (1990) w Dąbrowie, na północ od Tomaszowa Mazowieckiego. Przeciętnie jednak osady te osiągają grubość kilku metrów. Skład petrograficzny materiału wskazuje, że jego źródłowe obszary były w bliskim sąsiedztwie. Wykształcenie osadów preplejstoceńskich obszaru, jest zdaniem B a r a n i e c k i e j *et al.* (1978), analogiczne jak w stratotypowych profilach preplejstoceńskich okolic Kozienic, z tym, że są one tutaj bardziej drobnoziarniste, z mniejszą zawartością żwirów.

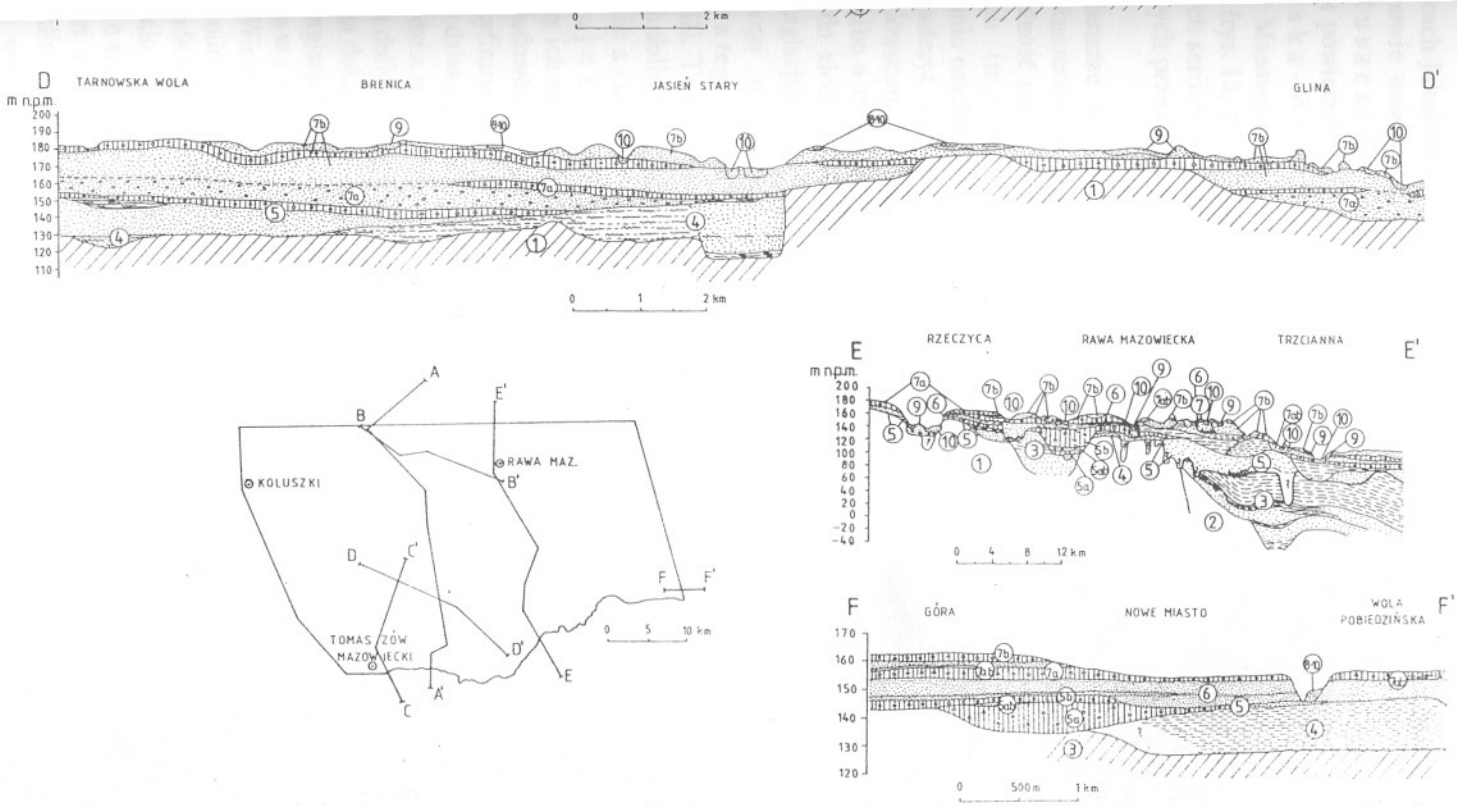
W preplejstocenie, w porównaniu do pliocenu, ograniczeniu uległa powszechna sedymentacja jeziorna na rzecz procesów fluwialnej erozji i akumulacji. Główne linie odwodnienia biegły, podobnie jak w neogenie, poprzecznie do osi antyklinorium. Rzeczno-deltowa akumulacja preplejstocenu, wskutek zapełnienia obniżeń, łagodziła deniwelacje w rzeźbie, co niewątpliwie ułatwiło transgresję najstarszego na tym terenie lądolodu skandynawskiego.

W pokrywie utworów plejstoceńskich szczególną wagę przypisuje się poziomom glin zwałowych jako zachowanym śladom poszczególnych nasunięć lądolodów. Szkic sporządzony przez autora na podstawie analizy wierceń przebijających osady plejstoceńskie wskazuje, iż profil z jednym pokładem gliny zwałowej o miąższości przekraczającej 1 m jest typowy dla przeważającej części badanego obszaru (rys. 12). Jest to ponadto zwykle glina najmłodsza – warciańska, leżąca na powierzchni lub tuż poniżej. Większa liczba pokładów – 3 do 5 – występuje w obniżeniach podłoża czwartorzędu, tam gdzie również osady preplejstoceńskie i trzeciorzędowe są dobrze zachowane.

Na podstawie stopnia zachowania glin zwałowych w pokrywie czwartorzędowej stwierdzić można, iż w plejstocenie zaznaczyła się wyraźna powtarzalność dużego nasilenia procesów niszczących, które działały poprzecznie do przebiegu antyklinorium wzdłuż dolin górnej Rawki i Pilicy oraz w strefie ich działu wodnego. Obszary te charakteryzuje zredukowana liczba pokładów glin zwałowych i zarazem niewielka miąższość plejstocenu (rys. 9, 12).

Panuje powszechna opinia, że najstarsze osady glacjalne badanego terenu należą do zlodowacenia południowopolskiego (zlodowaceń południowopolskich). Są one nieciągłe i zalegają jedynie w niektórych obniżeniach powierzchni podczwartorzędowej. T r z m i e l (1990) zaliczył do tego okresu utwory wodnolodowcowe, zastoiskowe i gliny zwałowe, które zalegają w za-


A
m n.p.m.
JULKÓW
BIAŁYNIN
RADWANKA
0 1 2 3 4 km
B
m n.p.m.
BIAŁYNIN
GĘUCHÓW
WYSOKIENICE
SOSZY
0 1 2 km
C
m n.p.m.
BIAŁOBRZEGI
TOMASZÓW MAZOWIECKI
LUBOCHNIA
PILICA
0 1 2 km
D
m n.p.m.
TARNOWSKA WOLA
BRENICA
JASIEŃ STARY
0 1 2 km
A
B
E'
B'
KOLUSZKI
RAWA MAZ.
E
m n.p.m.
RZECZYCA
RAWA MAZOWIECKA



Rys. 13. Przekroje geologiczne przez osady czwartorzędowe obszaru badań wg różnych autorów (częściowo uproszczone)

AA' – wg Baranieckiej (1971); BB' – wg Balińskiej-Wuttke (1967); CC' – wg Trzmiela (1986); DD' – wg Trzmiela (1990); EE' – wg Baranieckiej, Makowskiej, Mojskiego, Nowak, Sarnackiej, Skompskiego (1978); FF' – wg Ruszczyńskiej-Szenajch (1966a)

Stratygrafia: 1 – podłoże jurajskie; 2 – miocen; 3 – pliocen; 4 – pre-pleistocen; 5 – zlodowacenie południowopolskie; 6 – interglacjał mazowiecki; 7 – zlodowacenie środkowopolskie: 7a – stadiał odry, 7b – stadiał warty; 8 – interglacjał eemski; 9 – vistulian; 10 – holocen

Litologia: 1 – iły; 2 – iły warwowe; 3 – mułki; 4 – piaski mułkowate; 5 – piaski; 6 – piaski i żwiry; 7 – gliny zwałowe; 8 – torfy

Geologic sections through Quaternary sediments of the study area after various authors (partially simplified)

Stratigraphy: 1 – Jurassic bedrock; 2 – Miocene; 3 – Pliocene; 4 – Preglacial; 5 – South Polish Glaciation; 6 – Mazovian Interglacial; 7 – Middle Polish Glaciation: 7a – Odra Stage, 7b – Warta Stage; 8 – Eemian Interglacial; 9 – Vistulian; 10 – Holocene

Lithology: 1 – clays; 2 – varved clays; 3 – silts; 4 – silty sands; 5 – sands; 6 – sands and gravels; 7 – tills; 8 – peats

głębieniach podłoża podczwartorzędowego w okolicach Jakubowa, Lubochni i Strzemesznej (rys. 13, przekrój CC'). W Jakubowie osiągają one 37 m miąższości. Osady tego wieku wyróżniła także Ruszczyńska (1961a) w Tomaszowie-Brzustówce, gdzie odsłaniają się na powierzchni terenu oraz w okolicach Nowego Miasta (rys. 13, FF'). Balińska-Wuttke (1965) stwierdziła je w kilku miejscach w okolicy Rawy Mazowieckiej pod przykryciem kilkunastometrowej serii iłów warwowych (rys. 13, BB'). W związku jednak z możliwością różnego wieku poszczególnych serii iłów, na co wskazuje Miziołek (1988), niektóre z wydzielonych przez tę autorkę glin zwałowych mogą należeć do innych zlodowaceń.

Żaden z osadów zaliczanych na badanym obszarze do zlodowacenia południowopolskiego nie występuje w pozycji udokumentowanej paleobotanicznie (rys. 13). Nie zaznacza się również dwudzielność serii glacjalnej tego zlodowacenia, dokumentowana na innych obszarach (m.in.: Lindner 1978, 1992; Mojski 1991). Szczątkowe zachowanie osadów zlodowacenia południowopolskiego na badanym obszarze świadczyć może o małych rozmiarach akumulacji glacjalnej w czasie tego zlodowacenia, co podkreślają Krzemiński i Bezkowska (1987), albo o dużych rozmiarach późniejszych procesów niszczących, które trwały do zlodowacenia środkowopolskiego, a więc w okresie szeroko pojętego interglacjału mazowieckiego.

Osady interglacjału mazowieckiego wyróżniono w kilku rejonach badanego obszaru. Dużej miąższości serie rzeczne z tego okresu wydzieliła Balińska-Wuttke (1960, 1963, 1965, 1967). Tworzą one, zdaniem autorki, szerokie strefy wychodni w górnych partiach dolin rzecznych, między innymi Rawki. Trzeba w tym miejscu zaznaczyć, że z taką wiekową interpretacją wspomnianych osadów nie godzą się Klajnert i Rdzany (1989). Wskazują oni, że utwory te, o czym świadczy ich struktura i tekstura, zostały złożone w różnych subśrodowiskach wodnolodowcowych w czasie zaniku lądolodu warciańskiego i w istocie tworzą specyficzne odmiany kemów. Do dyskusji na ten temat autor zamierza powrócić w dalszej części pracy.

Sporo danych o osadach tego interglacjału pochodzi z rejonu dolnej Pilicy. Lencewicz (1913) uważa, iż początek rozwoju doliny Pilicy na tym obszarze należy umieścić już w trzeciorzędzie. Bogatsza dokumentacja, wskazująca na istnienie tu dużej rzeki, dotyczy jednak interglacjału mazowieckiego. Jak podają Lindner, Lamparski i Dąbrowski (1982), pra-Pilica funkcjonowała wtedy na odcinku od Przedborza do Wisły. Lindner (1978) uważa, że poziom dna dolinnego był wtedy w okolicy Tomaszowa Mazowieckiego na wysokości bezwzględnej 140 m i około 90 m w okolicy Nowego Miasta. Obecnie wysokości te wynoszą odpowiednio 150 i 130 m. Spadek rzeki jest więc 2,5-krotnie mniejszy. Silne rozcięcie tego obszaru w interglacjale mazowieckim uwarunkowane było, zdaniem Lindnera (1978), intensywnymi ruchami wznoszącymi w rejonie antykliny Gielniowa.

Osady organiczne interglacjału mazowieckiego wyróżniły w Konewce koło Spały Makowska (1971) i Baraniecka (1971; rys. 13, AA').

Nie były one jednak opracowane paleobotanicznie. Z okolic Brzustowa i Inowłodza osady z tego okresu udokumentował T r z m i e l (1990). Są to piaski drobnoziarniste z domieszką skaleni, dobrze wysortowane. Wypełniają one kopalną dolinę pra-Pilicy i są przykryte gliną stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego. Wcześniej utwory te M a k o w s k a (1971) zaliczyła do interstadiału Pilicy. Również D u d e k (1966) znalazł w sąsiedztwie doliny Pilicy w Nowym Mieście, pomiędzy ciągłymi pokładami glin zwałowych, serię warstwowanych piasków z wkładkami materiału organicznego w stropie. Zaliczył ją do schyłkowej części interglacjału wielkiego.

Należy dodać, że z bliskiego sąsiedztwa obszaru badań, z Olszewic i Barkowic Mokrych, pochodzą szczegółowe opracowania klasycznych profilów opisywanego interglacjału o znaczeniu ponadregionalnym (m.in.: L i l p o p, P a s s e n d o r f e r 1925; R ó ż y c k i 1947; R ü h l e 1952, 1956; S o b o l e w s k a 1952, 1956).

Z analiz przekrojów geologicznych sporządzonych przez autora oraz znanych z literatury (rys. 13) wynika, że przeciętny profil czwartorzędu wykazuje zdecydowaną przewagę miąższości osadów zaliczanych do zlodowacenia środkowopolskiego. Wskazuje to na dużą skuteczność preodrzańskich procesów niszczących, zwłaszcza z okresu interglacjału mazowieckiego, nieporównanie większą od postwarciańskiej, degradującej najmłodsze serie glacjalne tylko selektywnie.

Zlodowacenie środkowopolskie reprezentują dwa zasadnicze kompleksy osadów glacigenicznych: bezpośredniej i pośredniej akumulacji, z przewagą tych ostatnich. Istnieją dość wyraźne przesłanki litostratygraficzne, upoważniające do wyróżniania dwóch wielkoskalowych nasunięć lodowca w czasie zlodowacenia środkowopolskiego. Występują bowiem dwa niezależne, choć nie zawsze ciągłe pokłady glin zwałowych, rozdzielone seriami wodnolodowcowymi.

Problem dwudzielności ostatniego zlodowacenia na badanym obszarze i w jego szerokim otoczeniu jest dyskutowany już od lat dwudziestych. L e n c e w i c z (1927) i Z a b o r s k i (1926, 1927) uważali, że obszar środkowej Polski objęty był tylko jednym zlodowaceniem skandynawskim, którego zasięg zmniejszał się stopniowo. Zdaniem Z a b o r s k i e g o o przynależności rzeźby polodowcowej po obu stronach Pilicy do jednego zlodowacenia świadczy fakt kontynuowania się wałów ozowych okolic Nowego Miasta po południowej stronie Pilicy.

L e n c e w i c z (1927), choć nie wyróżniał oddzielnych nasunięć, dostrzegał jednak coraz mniejszy stopień zwietrzenia materiału morenowego w miarę przesuwania się na północ. Przerwa w wycofywaniu się lądolodu z obszaru Wyżyny Łódzkiej znalazła swój wyraz w akumulacji młodszych już moren: „domaniewickiej" i „żelechlińskiej". Powstały one na przedpolu tak zwanego „lobu nadwiślańskiego", odpowiadającego wyróżnionemu później przez R ó ż y c k i e g o (1972) – „lobowi Rawki".

Jak podaje L e w i ń s k i (1930), za samodzielnością nasunięcia warciańskiego opowiedział się najwcześniej W o l d s t e d t (1927), wyróżniając

„Wartheeiszeit". Później W o l d s t e d t (1935) - *vide* B a r a n i e c k a (1971) nadał mu rangę stadiału (Warthestadium), należącego do zlodowacenia Saale.

Dwudzielność osadów zlodowacenia środkowopolskiego w rejonie doliny Pilicy na podstawie wierceń w okolicy Białobrzegów udokumentowali C i u k i R ü h l e (1952), zaś w okolicach Rawy Mazowieckiej B a l i ń s k a - W u t t k e (1960). Obecnie powszechnie przyjmowany jest pogląd o dwudzielności zlodowacenia środkowopolskiego w regionie łódzkim. Dwudzielność ta wyrażona jest dwiema seriami glacjalnymi pięter zimnych – odry (radomki, stadiału maksymalnego) i warty (stadiału mazowiecko-podlaskiego). Serie te są rozdzielone powierzchnią erozyjno-denudacyjną lub osadami ciepłego interstadiału względnie chłodnego interglacjału (interstadiał pilicy, interglacjał lubelski).

Należy podkreślić, że dyskusja nad rangą stratygraficzną tego ocieplenia nie jest jeszcze zakończona (m.in.: K l a t k o w a 1972a, 1994; M o j s k i 1985; M a r u s z c z a k 1987; B a r a n i e c k a 1993).

Należy odnotować, że R u s z c z y ń s k a (1961a) wyróżniała także starsze od odrzańskiego nasunięcie na tym terenie, tak zwane przedmaksymalne, zapisane utworami zwałowymi w okolicach Tomaszowa Mazowieckiego. M o j s k i (1965) uznał jednak te utwory za odpowiadające fazowemu nasunięciu jednego tylko stadiału – maksymalnego.

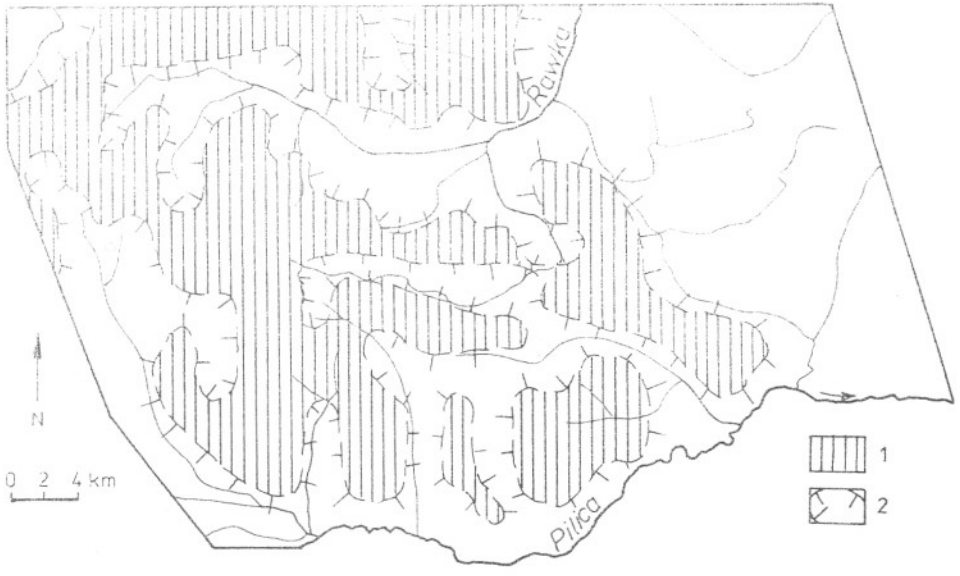
W szeroko rozumianych okolicach Rawy Mazowieckiej stwierdzono dwudzielność warciańskiej gliny zwałowej (B a l i ń s k a - W u t t k e 1960), co stało się podstawą wyróżnienia przez R ó ż y c k i e g o (1961, 1967, 1972) dwóch faz stadiału warty w tym rejonie: wareckiej (maksymalnej) i grójeckiej.

Analiza archiwalnych opisów profilów wierceń, przeprowadzona przez autora, potwierdza dwudzielność, a nawet trójdzielność gliny warciańskiej na niektórych obszarach Wysoczyzny Rawskiej i wysoczyznach sąsiadujących z doliną górnej Rawki. Zjawisko to ma jednak charakter bardzo zmienny lokalnie, co może wskazywać, iż jest ono rezultatem drobnych oscylacji czoła lądolodu na pewnych odcinkach w czasie jego transgresji. Nadawanie fazowej rangi tym, jak się wydaje, lokalnym oscylacjom jest co najmniej dyskusyjne.

Pokład warciańskiej gliny bazalnej spoczywa przeważnie na osadach akumulacji proglacjalnej – piaskach sandrowych lub utworach zastoiskowych (m.in. rys. 13; fot. 1, 2), prewarciańskich osadach plejstoceńskich oraz – w wielu miejscach – bezpośrednio na mezozoicznym podłożu. Podścielenie gliny grubymi seriami wodnolodowcowymi o charakterze sandrowym wskazuje na intensywność procesów erozyjno-akumulacyjnych w czasie transgresji lądolodu. Tym właśnie procesom należy przypisać także główne znaczenie w porozcinaniu starszych osadów plejstoceńskich, a szczególnie pokładu gliny odrzańskiej, zwłaszcza na obszarze antyklinorium (rys. 12). Trudno bowiem przyjąć, by rozległy i dość płaski teren pomiędzy górną Rawką a Tomaszowem Mazowieckim został tak silnie zdenudowany w interstadiale pilicy.

Skutkiem inkorporowania materiału miejscowego podłoża przez transgredujący lądolód warciański jest wyraźne wzbogacenie glin zwałowych oraz osadów glacifluwialnych w okruchy wapieni jurajskich w stosunku do północnego zaplecza, na przykład północnych krańców Wysoczyzny Skierniewickiej. Na fakt dużego udziału lokalnych skał w składzie materiału morenowego wskazywała już B a l i ń s k a - W u t t k e (1960).

Ułożenie pokładu warciańskiej gliny bazalnej pozostaje w ścisłym związku z ukształtowaniem bezpośredniego podłoża lądolodu. W skali ogólnej – całego obszaru badań – glina warciańska w części zachodniej i południowo-zachodniej, a więc na obszarze antyklinorium, jest położona o 20–30 m wyżej niż w części wschodniej i północno-wschodniej, należącej do synklinorium. W obrębie antyklinorium występuje szereg wyniesień i obniżeń w ułożeniu tej gliny. Do miejsc wyższego położenia pokładu gliny należą obszary wysoczyznowe i wododziałowe, jak na przykład strefa działu wodnego górnej Rawki i Pilicy, zaś miejsca obniżeń to doliny rzeczne – Mrogi, Rawki, Krzemionki oraz Pilicy i jej północnych dopływów (rys. 14).



Rys. 14. Główne formy ukształtowania bezpośredniego podłoża lądolodu warciańskiego na badanym terenie

1 – obszary podlodowych wyniesień; 2 – obszary podlodowych obniżeń

Main relief forms of immediate bedrock of the Warta ice-sheet on the study area

1 – under-glacier elevations; 2 – under-glacier depressions

Można sądzić, że tak słabo urozmaicona rzeźba podlodowa nie stanowiła na badanym obszarze większych przeszkód w transgresji lądolodu. Wskazuje na to również brak tutaj struktur glacitektonicznych, tak przecież charakte-

rystycznych dla obszarów północnej krawędzi Wyżyny Łódzkiej, gdzie deniwelacje w rzeźbie podlodowej przekraczały 100 m (K l a t k o w a 1972a).

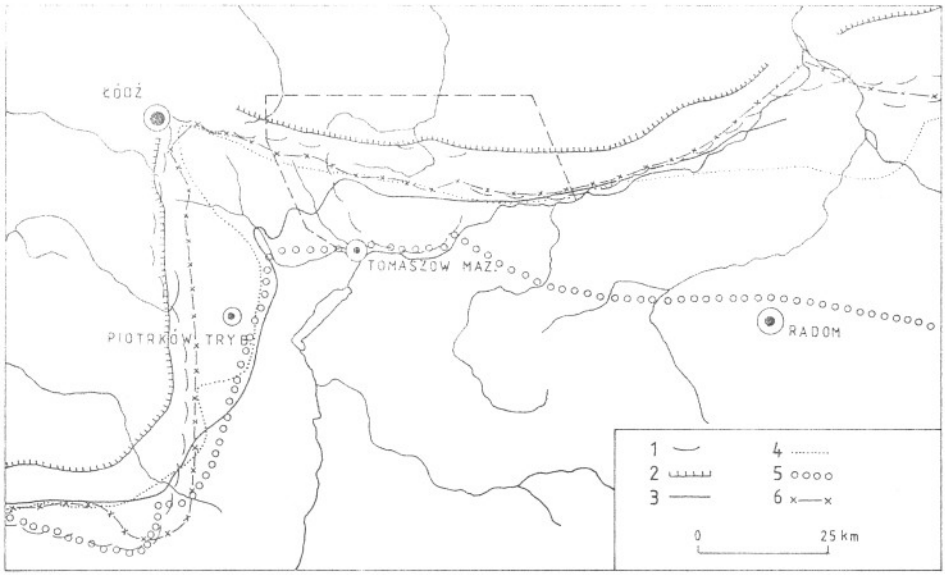
Strefa krawędziowa Wyżyny Łódzkiej oraz położona bezpośrednio na północ od badanego obszaru krawędź Wysoczyzny Skierniewickiej były więc największymi barierami dla transgredującego lądolodu warciańskiego. Lód musiał spiętrzyć się przed tymi zaporami do znacznej grubości, czego rezultatami są między innymi wzrost miąższości odłożonej gliny zwałowej u podnóża Wysoczyzny Skierniewickiej do 20–25 m i wspomniane uprzednio spiętrzenia glacitektoniczne w okolicach Łodzi.

Ruch lądolodu warciańskiego na badanym obszarze uwarunkowany był przede wszystkim bezwładnością jego masy, pogrubionej u podnóża Wyżyny Łódzkiej. Lądolód ten, na co wskazywała już K l a t k o w a (1972a), rozlewał się tu spokojnie cienką pokrywą, najprawdopodobniej już w warunkach ujemnego bilansu masy całego lądolodu lub jego znacznej części. Po przekroczeniu działu wodnego między górną Rawką a Pilicą swobodnemu rozprzestrzenianiu się lądolodu ku południowi sprzyjały obniżenia terenowe, wyciągnięte z NW na SE i południkowo oraz dzielące je, płaskie wyniesienia (rys. 8, 14). Natomiast największe lokalne bariery o charakterze wypukłych grzęd (elewacje jury), hamujące transgresję, lądolód napotkał między Koluszkami a Żelechlinkiem oraz pomiędzy Tomaszowem Mazowieckim a Nowym Miastem. Warto podkreślić, że spowolnienie transgresji w obniżeniach wywołało wzrost miąższości gliny zwałowej, maksymalnie do 8–10 m. Na pozostałym obszarze miąższość gliny warciańskiej wynosi od 1 m do 5 m.

Sprawa maksymalnego zasięgu lądolodu warciańskiego na Wyżynie Łódzkiej i obszarach sąsiednich jest do dziś przedmiotem szerokiej dyskusji (rys. 15).

Na badanym obszarze, w stosunku do granicy wyznaczonej przez W o l d s t e d t a w 1926 r., jako pierwsza krytycznie wypowiedziała się B a l i ń s k a - W u t t k e (1960). Zwróciła uwagę na fakt dalszego zasięgu gliny warciańskiej na południe, niż pagórów morenowych w okolicach Żelechlinka i na tej podstawie wyznaczyła maksymalny zasięg lądolodu w rejonie doliny Krzemionki. Zostało to zaakceptowane przez R ó ż y c k i e g o (1972) w znacznie ogólniejszej koncepcji stratygraficzno-paleogeograficznej dla środkowej Polski. Również R u s z c z y ń s k a - S z e n a j c h (1966a) wskazywała, że zasięg stadiału warty należy prowadzić znacznie dalej na południe – aż po okolice Tomaszowa Mazowieckiego. Autor zgadza się z tymi poglądami i skłania się także do uznania wyników badań B a r a n i e c k i e j (1984) i T r z m i e l a (1986), według których lądolód warciański objął cały badany teren i dotarł co najmniej do osi doliny Pilicy (rys. 15).

Zwraca uwagę fakt, że w obrębie działu wodnego górnej Rawki i Pilicy, a więc w strefie przyjmowanej kiedyś za maksymalny zasięg stadiału warty w tym rejonie, po obu jego stronach w szerokich pasach terenu występuje w warunkach przypowierzchniowych pokład gliny zwałowej warciańskiej o jednolitych cechach litologicznych, podobnej miąższości i identycznym



Rys. 15. Zasięg nasunięcia warciańskiego w środkowej Polsce wg różnych autorów
1 – Woldstedta (1955), 2 – Galona, Roszkówny (1967), 3 – Baranieckiej, Sarnackiej, Skompskiego (1969), 4 – Różyckiego (1972), 5 – Baranieckiej (1984), 6 – Mojskiego (1985)
linią przerywaną zaznaczono obszar badań

Extent of Warta ice-sheet in Middle Poland according to various authors
dashed-line indicates the study area

stosunku do sąsiadujących osadów. Ten ciągły pokład gliny zwałowej dał się prześledzić daleko ku południowi w wykopach wodociągowych, rowach melioracyjnych i drogowych, wyrobiskach cegielnianych i w trakcie wierceń ręcznych. Obserwacje te są zgodne z podanymi przez Goździka (1975a i inf. ustna) na podstawie śledzenia wykopów pod wodociąg Tomaszów Mazowiecki–Łódź. Analogiczne są również wyniki szczegółowego kartowania geologicznego Trzmiela (1986).

Najmłodsza, warciańska glina zwałowa dochodzi niekiedy do teras rzecznych w dolinie Pilicy. W obrębie północnego stoku doliny, między Tomaszowem Mazowieckim a Rzeczycą, autor śledził współkształtne ze stokiem obniżanie się jej pokładu począwszy od poziomu wysoczyzny. Glina ta wykazuje typowe cechy utworu bazalnego, o miąższości 1–2,5 m i orientacji osi dłuższych głazików wskazującej na spływanie lodu do obniżenia Pilicy w kierunku SE. Pochylenie opisywanego pokładu wynosi 3–5°. Powierzchnia spągu jest dość wyrównana. Glina spoczywa na osadach piaszczystych akumulacji proglacjalnej, nie zaburzając ich (fot. 2).

Dalej na wschód (Domaniewice, Łęgonice) spotkać można ścięcie erozyjne pokładu najmłodszej gliny – jej „wyjście w powietrze", co wskazywać

może na przekroczenie centralnej części doliny Pilicy przez lądolód w poziomie wyższym niż równie teras rzecznych.

W rejonie północnej krawędzi doliny Pilicy, pomiędzy Tomaszowem Mazowieckim a Inowłodzem, częste jest nieciągłe zaleganie gliny, jej ułożenie w postaci izolowanych płatów, „otulających" elewacje jury, co sugerować może istnienie w czasie zlodowacenia nunataków o średnicy do kilku kilometrów lub znaczny stopień erozyjnego rozcięcia przez wody roztopowe.

Przyjęcie poglądu o znacznie dalszym zasięgu lądolodu warciańskiego między Rawką a Pilicą ścinającym interlobalną zatokę, którą wielu autorów rysuje aż po Łódź i wspiera pośrednio tezę T u r k o w s k i e j (1988b) oraz T u r k o w s k i e j i W i e c z o r k o w s k i e j (1993), które wypowiadają się o możliwości objęcia zlodowaceniem obszaru na NW od Tomaszowa Mazowieckiego.

W odniesieniu do obszaru położonego między Tomaszowem Mazowieckim a Sulejowem istnieje natomiast zgodny pogląd, iż pozostał w tym czasie niezlodowacony. Pogląd ten wspiera się na fakcie, iż występuje tam przeważnie jeden pokład gliny zwałowej, który najprawdopodobniej należy zaliczyć do zlodowacenia środkowopolskiego – stadiału odry (radomki). Dokumentują to między innymi wyniki badań R ü h l e g o (1952, 1956) po prawej stronie Pilicy i G ł o d k a (1959) – po lewej.

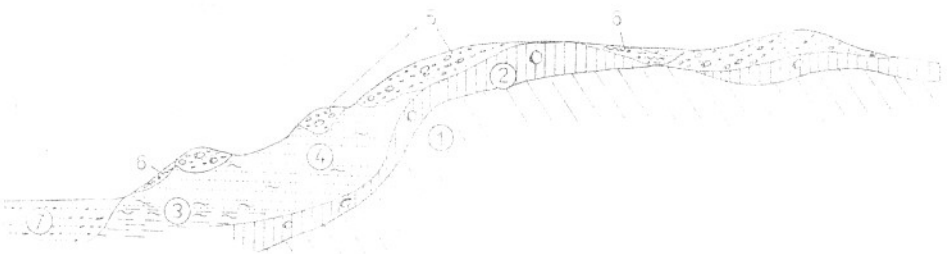
Na brak bezpośrednich śladów transgresji lądolodu warciańskiego po prawej stronie Pilicy na południe od badanego obszaru wskazują przede wszystkim badania S a d ł o w s k i e j (1982), a także R a d ł o w s k i e j (1963), M a k o w s k i e j (1971), L i n d n e r a (1971, 1978) oraz L i n d n e r a i G r z y b o w s k i e g o (1982).

Lodowiec warciański po osiągnięciu maksymalnego zasięgu szybko przeszedł w stan pasywny i zaczął ulegać dezintegracji, przyśpieszonej najprawdopodobniej wskutek wspomnianych w poprzednim rozdziale niewielkich ruchów tektonicznych w obrębie antyklinorium środkowopolskiego. Na krótkie funkcjonowanie lodu żywego wskazuje, jak wolno sądzić, mała miąższość gliny bazalnej oraz niewielka liczba rozwleczonych bądź zdeformowanych w niej porwaków z piaszczystego podłoża lądolodu. Częste są natomiast w glinie inglacjalne i subglacjalne niezaburzone „struktury tunelowe" (fot. 3). Cienki lądolód warciański zaczął wytapiać się na rozległych obszarach w sposób typowy dla deglacjacji arealnej. Wskazuje na to między innymi fakt, iż wśród osadów warciańskich udział utworów aktywnej depozycji lodu – głównie glin zwałowych – jest w przeciętnym profilu kilkakrotnie mniejszy niż utworów wodnolodowcowych. Taka relacja między tymi utworami jest typowa właśnie dla obszarów objętych deglacjacją arealną, na co wskazuje K r z e m i ń s k i (1974) w odniesieniu do dorzecza środkowej Warty. I odwrotnie, efektywność depozycyjna aktywnego lodu, wyrażona znacznie większą objętością gliny zwałowej w stosunku do litosomów wodnolodowcowych, potwierdzana jest na obszarach wskaźnikowych

dla deglacjacji frontalnej, na przykład w północno-zachodniej Wielkopolsce (K o z a r s k i 1987).

Wśród osadów deglacjacji autor wyróżnia zasadnicze dwie facje: **utwory wodnolodowcowe** i **utwory ablacyjne.** Wśród wodnolodowcowych można wyodrębnić: **osady glacilimniczne, paraglacilimniczne i glacifluwialne.** Na badanym obszarze podkreślenia wymaga fakt znacznego, często przeważającego w profilach, występowania drobnopiaszczystych i mułkowych **utworów paraglacilimnicznych.** Pojęcie „osady paraglacilimniczne" wprowadził B r o d z i k o w s k i (1993). Określa je jako „wszystkie sedymenty, które złożone zostały w wodach stagnujących lub o słabym przepływie, w zbiornikach, których cechy nie pozwalają w zasadzie nazwać ich jeziorami, a które z punktu widzenia dominujących procesów depozycyjnych lub morfogenezy *de facto* jeziorami są".

Poszczególne rodzaje osadów z deglacjacji zostaną szczegółowo omówione w następnym rozdziale. Warto jednak już tutaj podkreślić, że generalnie miąższość ich wzrasta wyraźnie ku obniżeniom terenowym, ku centrom depresji bezpośredniego podłoża lądolodu (K l a j n e r t 1978; K l a j n e r t, R d z a n y 1989), ku tym obszarom zmierzały bowiem sterowane grawitacją wody roztopowe lądolodu, niosąc z sobą materiał mineralny. Strefy elewacji bezpośredniego podłoża lądolodu, które i dziś stanowią miejsca wyniesione, charakteryzują się silną redukcją osadów deglacjacyjnych. Często występuje tam tylko glina zwałowa, odsłonięta na powierzchni terenu (rys. 16).



Rys. 16. Schemat przestrzennego rozmieszczenia głównych facji osadów deglacjacyjnych na badanym obszarze

1 – osady bezpośredniego podłoża lądolodu warciańskiego; 2 – glina zwałowa warciańska; 3 – osady glacilimniczne; 4 – osady paraglacilimniczne; 5 – osady glacifluwialne; 6 – osady ablacyjne; 7- osady rzeczne postwarciańskie

Spatial distribution of the main facies of deglaciation sediments on the study area

1 – sediments of the immediate bedrock of Warta ice-sheet; 2 – Warta till; 3 – glaciolimnic sediments; 4 – paraglaciolimnic sediments; 5 – glaciofluvial sediments; 6 – ablation sediments; 7 – post-Warta fluvial sediments

MORFOLOGIA, BUDOWA WEWNĘTRZNA I GENEZA FORM RZEŹBY GLACJALNEJ

DOLINA GÓRNEJ RAWKI

Charakterystyka ogólna

Dolina górnej Rawki i przyległe wysoczyzny morenowe zostały poddane najbardziej szczegółowym analizom.

Dolina górnej Rawki stanowi wyciągniętą równoleżnikowo formę długości około 25 km pomiędzy okolicami Koluszek a Rawą Mazowiecką. W części centralnej i częściowo wschodniej, na odcinku około 11 km pomiędzy Jankowicami a Boguszycami, dolina znacznie się rozszerza – wyraźne krawędzie wysoczyzn morenowych rozsuwają się tu maksymalnie aż do 5–6 km. Stanowi to największy tego typu dystans w całym biegu doliny Rawki. To rozszerzenie doliny Rawki nazwane „Kotliną Górnej Rawki", o głębokości 25–45 m, jest częścią obszaru badań o najbardziej urozmaiconej rzeźbie. Na to urozmaicenie wpływa przede wszystkim zróżnicowany morfologicznie inwentarz glacjalnych form wypukłych i wklęsłych, dominujący przestrzennie nad monotonnymi morfologicznie terasami fluwialnymi – vistuliańską terasą nadzalewową i holoceńską zalewową. Są to wały, pagórki, stoliwa, formy wklęsłe o kotlinowatym kształcie oraz liczne, wznoszące się od 8 do 25 m, a w kilku przypadkach nawet do 30 m ponad dnem doliny Rawki, poziomy terasowe o genezie akumulacyjno-erozyjnej, związane z działalnością wód ablacyjnych zanikającego lodowca warciańskiego (R d z a n y 1986; K l a j n e r t, R d z a n y 1989).

Warto zaznaczyć, że cały ten bogaty inwentarz form jest „schowany" w dolinie Rawki. Nawet kulminacje najwyższych wałów nie wystają ponad jej górne krawędzie, co najwyżej zrównują się z tym poziomem. Zwraca także uwagę fakt, że w profilach poprzecznych całego obniżenia strefa tej rzeźby zdecydowanie przeważa nad elementami fluwialnymi. Na podstawie wstępnych badań wszystkie te morfologiczne urozmaicenia związano genetycznie z okresem deglacjacji arealnej lądolodu warciańskiego i aktywnością jego wód roztopowych wśród płatów martwego lodu, zanikającego w Kotlinie Górnej Rawki (K l a j n e r t, R d z a n y 1989). Obecne, bardziej szczegółowe badania autora na tym obszarze, potwierdzają ten pogląd i wnoszą do niego szereg nowych elementów i rozwinięć.

Dolina górnej Rawki, zwłaszcza w swym kotlinowatym rozszerzeniu, jest formą ostro zarysowaną, jej rzeźba żywo odcina się od znacznie słabiej urozmaiconych przyległych wysoczyzn. Widoczne jest to zwłaszcza po stronie południowej, gdzie tereny poza doliną są płaskie, rzadziej faliste, o przeciętnych deniwelacjach 2–4 m/km^2. Wznoszą się one najwyżej w strefie działu wodnego Bzury i Pilicy w okolicach Starych Koluszek, Żelechlinka i Czerniewic do 223–225,5 m n.p.m. Teren najniżej położony znajduje się w dnie doliny Rawki w Rawie Mazowieckiej – 135 m n.p.m., tak więc maksymalna deniwelacja przekracza na tym obszarze 90 m.

Najniżej położone partie doliny zajmują terasy fluwialne Rawki – holoceńska, zalewowa o wysokości 0,5–1 m ponad poziom rzeki i szerokości 100–300 m oraz vistuliańska nadzalewowa, wzniesiona od 3 m do 7 m w stosunku do terasy zalewowej, o szerokości osiągającej maksymalnie 2 km (Boguszyce).

Opisywany obszar charakteryzuje znaczna zmienność miąższości czwartorzędu – od 11 m do około 70 m (rys. 9). Dominują osady warciańskie, w dnie doliny niekiedy całkowicie rozcięte. Rozcięcia te wypełniają vistuliańskie i holoceńskie osady rzeczne o łącznej miąższości kilkunastu metrów, na przykład w Łochowie 12 m, w Rawie Mazowieckiej 15–18 m. Osady vistuliańskie niekiedy spoczywają bezpośrednio na podłożu jurajskim.

Utwory warciańskie reprezentuje pokład gliny morenowej o przeciętnej grubości 2–5 m, osady wodnolodowcowe okresu glacjacji i okresu deglacjacji o znacznej miąższości (20–30 m) oraz osady ablacyjne o nieregularnym i przestrzennie ograniczonym zasięgu.

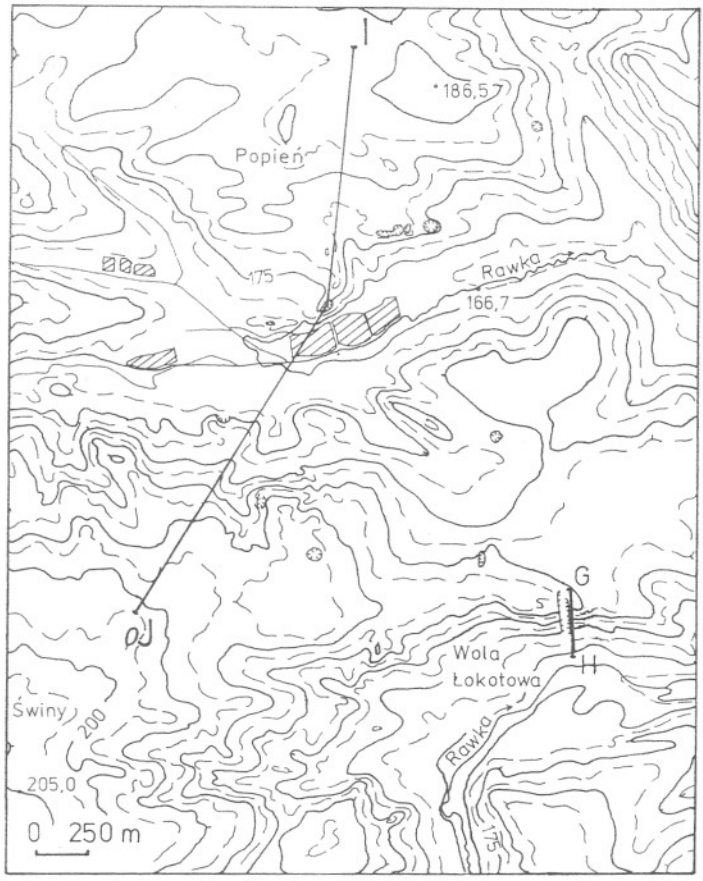
Pokład gliny zwałowej warciańskiej na wysoczyznach, towarzyszących dolinie górnej Rawki, leży bezpośrednio na powierzchni lub niewiele poniżej. Obniża się on zdecydowanie ku centralnej części obniżenia o 20–40 m w stosunku do wysokości poza górną jego krawędzią. „Schodzenie" tej gliny zwałowej, zgodnie ze stokiem doliny, można zaobserwować między innymi w Woli Łokotowej, na południe od Głuchowa, w Boguszycach i w Rawie Mazowieckiej. W dolnych partiach stoku pokład ten często urywa się. Najprawdopodobniej został on w tych miejscach rozcięty erozyjnie. W centralnej części doliny Rawki glina warciańska zalega niekiedy dużymi płatami, najlepiej zachowanymi pod osadami wodnolodowcowymi, choć czasem w wierceniach stwierdzono ją także na terasie vistuliańskiej i holoceńskiej.

Wyścielenie doliny gliną zwałową warciańską ma głęboką wymowę paleogeograficzną. Fakt ten dowodzi, że lądolód warciański napotkał przed sobą obniżenie górnej Rawki i wkroczył w nie. Warto w tym miejscu podkreślić, że w regionie łódzkim znane są liczne przypadki, gdy glina warciańska wyściela stoki dolin, zwłaszcza dużych (m.in.: K r z e m i ń s k i 1974; K l a j n e r t 1978).

W dalszej części pracy autor pragnie skoncentrować się na analizie tych form i budujących je osadów w sytuacjach pewnych odrębności morfologicznych, a równocześnie w strefach ich najlepszego wykształcenia.

Obszar między Popieniem a Wolą Łokotową

Na tym terenie, położonym kilka km na południe od Jeżowa, badano budowę stoków doliny Rawki w obu jej przyźródłowych odcinkach i bezpośrednio przyległe do niej części wysoczyzny (rys. 17).



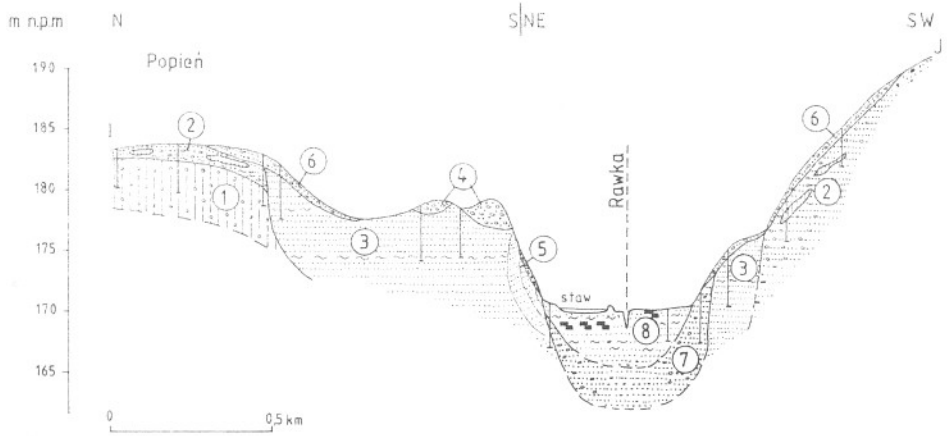
Rys. 17. Rzeźba obszaru między Popieniem a Wolą Łokotową

IJ i GH – linie przekrojów geologicznych przedstawionych na rys. 18 i 19

Relief of the area between Popień and Wola Łokotowa

IJ i GH – lines of cross-sections shown in Figs 18 and 19

W Popieniu ponad terasą vistuliańską, na wysokości około 10 m znajduje się wyraźny poziom terasowy o szerokości około 300 m i długości ponad 500 m, zbudowany z piasków drobnoziarnistych i bardzo drobnoziarnistych wodnolodowcowych. Czoło tego poziomu ku osi doliny półwyspowo przedłużają dwa wały, zbudowane z grubego, żwirowego materiału. Zakończenia wałów, wysunięte w przeciwnych względem siebie kierunkach, przymykają kotlinowate zagłębienia u podnóży stoku doliny (rys. 17, 18).



Rys. 18. Przekrój geologiczny doliny górnej Rawki w okolicach Popienia (3–5 km na S od Jeżowa)

warta: 1 – glina zwałowa, 2 – piaski i żwiry glacifluwialne z przewarstwieniami diamiktytów ablacyjnych, 3 – piaski paraglacilimniczne terasy kemowej, 4 – żwiry glacifluwialno-ablacyjne, 5 – osady paraglacilimniczne i ablacyjne, zaburzone grawitacyjnie; vistulian: 6 – piaski i żwiry deluwialne, 7 – piaski i żwiry fluwioperyglacjalne terasy nadzalewowej; holocen: 8 – piaski, mułki i torfy terasy zalewowej

Cross-section of the upper Rawka valley near Popień (3–5 km to the South of Jeżów)

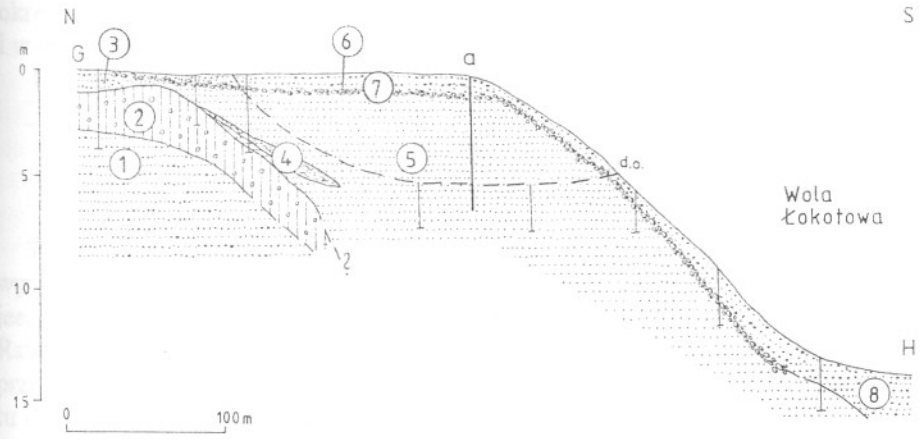
Warta: 1 – till, 2 – glaciofluvial sands and gravels with intercalations of ablation diamictons, 3 – paraglaciolimnic sands of kame terrace, 4 – glaciofluvial-ablation gravels, 5 – paraglaciolimnic and ablation sediments, disturbed gravitationally; Vistulian: 6 – deluvial sands and gravels, 7 – fluvioperiglacial sands and gravels of the lower terrace; Holocene: 8 – sands, silts and peats of the floodplain

W Woli Łokotowej analogiczne utwory sięgają jeszcze wyżej i bez wyraźnego stopnia łączą się łagodnie z sąsiadującą wysoczyzną (rys. 19).

Utwory wodnolodowcowe opisanych poziomów, jak można przypuszczać, o miąższości co najmniej 20 m leżą na glinie zwałowej warciańskiej, której pokład pochyla się zdecydowanie w kierunku osi doliny. W tę samą stronę wzrasta miąższość serii wodnolodowcowej.

W Woli Łokotowej, w górnej części stoków doliny, ponad gliną zwałową spoczywają utwory gliniasto-piaszczyste ze śladami rozmycia i przemieszczeń spływowych (rys. 19, „4").

Osady wodnolodowcowe składają się z piasków drobnoziarnistych i bardzo drobnoziarnistych o laminacji poziomej i riplemarkowej. Niekiedy występuje w nich przekątne warstwowanie tabularne. Piaski te są dobrze wysortowane (rys. 20, „c"). W Woli Łokotowej, w dolnej części profilu, zdecydowanie przeważają piaski drobnoziarniste – 60–80% frakcji 0,25–0,125 mm – o silnym rozkładzie leptokurtycznym. W tej części przeważa laminacja pozioma. Ku górze, poczynając od głębokości 4,5 m, zaznacza się stopniowy wzrost średniej średnicy ziarn i zmiana warstwowania na przekątne, co wskazuje na nieznaczny wzrost prędkości przepływu. Jednocześnie wzrasta też stopień



Rys. 19. Budowa wewnętrzna terasy kemowej w Woli Łokotowej koło Jeżowa

warta: 1 – piaski glacifluwialne, 2 – glina zwałowa, 3 – piaski ze żwirem glacifluwialne, 4 – piaski gliniaste, glina i mułki ablacyjne, 5 – piaski drobno- i średnioziarniste paraglacilimniczne; vistulian: 6 – piaski ze żwirem i przewarstwieniami gliny, deluwialne, 7 – piaski drobnoziarniste i średnioziarniste poligenetycznej pokrywy peryglacjalnej, 8 – piaski ze żwirem terasy nadzalewowej Rawki; a – profil odsłonięcia przedstawiony na rys. 20; d. o. – dno odsłonięcia

Structure of kame terrace in Wola Łokotowa near Jeżów

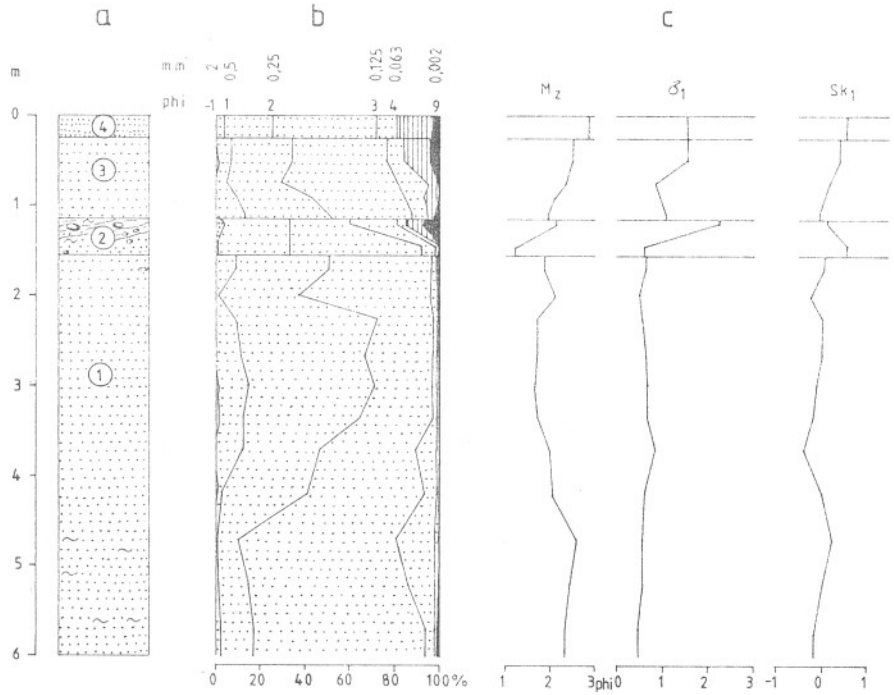
Warta: 1 – glaciofluvial sands, 2 – till, 3 – glaciofluvial sands with gravel, 4 – ablation clayey sands, clay, and silts, 5 – fine- and medium-grained paraglaciolimnic sands; Vistulian: 6 – deluvial sands with gravel and intercalations of clay, 7 – fine- and medium-grained sands of the polygenetic periglacial cover, 8 – sands with gravel of Rawka low terrace; d.o. – bottom of the excavation

wysortowania, co znamionuje postępującą stabilizację dynamiki przepływu w warunkach dolnego reżimu (Gradziński *et al.* 1986).

Stopień wysortowania, cechy warstwowania i szerokie rozprzestrzenienie opisywanych osadów dowodzą stałości warunków hydrodynamicznych w środowisku sedymentacji o charakterze przejściowym między przepływowym zbiornikiem glacilimnicznym a glacifluwialną rzeką roztokową. Można więc te osady określić jako piaski paraglacilimniczne, w rozumieniu Brodzikowskiego (1993).

Analizowane poziomy w Popieniu i Woli Łokotowej są więc terasami kemowymi, przy czym termin „terasa kemowa" w przypadku Popienia ma znaczenie zarówno geologiczne jak i morfologiczne, natomiast w odniesieniu do Woli Łokotowej, gdzie powierzchnia szczytowa terasy zlewa się z powierzchnią wysoczyzny morenowej, termin ten ma tylko znaczenie geologiczne.

Materiał teras kemowych był składany subakwatycznie pomiędzy wznoszącymi się od północy stokami zbudowanymi z gliny zwałowej lub mającymi charakter świeżych podcięć erozyjnych a ścianami martwego lodu, który zalegał w obniżeniu Rawki. W strefach kontaktu lodowego w czasie wytapiania się lodu rozwinęły się struktury zaburzeń grawitacyjnych (rys. 18, „5"; fot. 4, 5).



Rys. 20. Cechy litologiczne osadów terasy kemowej w Woli Łokotowej

a – profil litologiczny (na rys. 19 zaznaczony jako „a"): 1 – piaski drobnoziarniste i średnioziarniste paraglacilimniczne, 2 – piaski ze żwirem i przewarstwieniami gliny, deluwialne, 3 – piaski „pokrywowe", 4 – piaski z humusem; b – uziarnienie; c – wskaźniki Folka-Warda

Lithologic features of kame terrace sediments in Wola Łokotowa

a – lithological profile (marked "a" on Fig. 19): 1 – fine- and medium-grained paraglaciolimnic sands, 2 – deluvial sands with gravel and intercalations of clay, 3 – "cover" sands, 4 – sands with humus; b – grain size composition; c – Folk-Ward indicators

Z gwałtownym spływem wód ablacyjnych, połączonym prawdopodobnie z zanikaniem zbiorników glacilimnicznych w końcowej fazie deglacjacji, wiązać należy akumulację żwirów, które budują wspomniane wały kemowe w Popieniu, półwyspowo przedłużające terasę kemową ku osi doliny Rawki. Ten gruby materiał zalega w bruzdach erozyjnych (rynnach), wyciętych w podścielających go piaskach paraglacilimnicznych. Postwarciańska denudacja spowodowała wyeksponowanie żwirów w postaci nabrzmień morfologicznych (rys. 18, „4").

Stopniowe grubienie ziarna materiału w terasach kemowych, aż do żwirów włącznie, jest analogiczne do stwierdzonego na Wysoczyźnie Skierniewickiej tzw. „układu wstępującego" w kemach („piaski riplemarkowe" w spągu i „bruzdy żwirowe" w stropie – K l a j n e r t 1978, 1984b).

Taki układ materiału jest charakterystyczny także dla większości form na badanym obszarze, co może wskazywać na podobne warunki dynamiczne

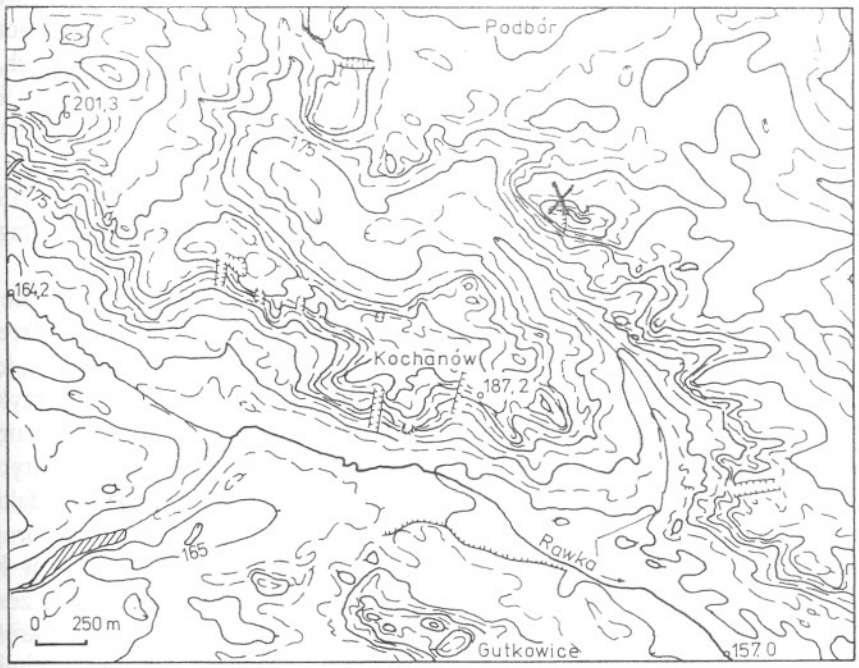
okresu deglacjacji na Wysoczyźnie Skierniewickiej, Wysoczyźnie Rawskiej i w szeroko pojętym rejonie górnej Rawki.

Do tego problemu autor zamierza powrócić jeszcze w dalszej części pracy.

Kotlina Górnej Rawki – część zachodnia

Kilka kilometrów na wschód od Popienia i Woli Łokotowej dolina Rawki wyraźnie rozszerza się, a inwentarz form wodnolodowcowych staje się tu jeszcze bardziej różnorodny. W północno-zachodniej części Kotliny Górnej Rawki dominującą formą glacjalną jest Wał Kochanowa, badany szczegółowo przez Klajnerta i Świdrowską (1992) i dlatego autor ogranicza się tu tylko do krótkiego przypomnienia wyników tych prac.

Wał Kochanowa usytuowany jest niemal równolegle w stosunku do osi doliny Rawki (rys. 21). Jego długość przekracza 3 km, a szerokość w niektórych miejscach – 1 km. Stosunkowo płaska powierzchnia szczytowa wału wznosi się około 20 m ponad dno doliny Rawki.



Rys. 21. Rzeźba obszaru między Jeżowem a Głuchowem

X – odsłonięcie w stożku kemowym

Landscape between Jeżów and Głuchów

X – excavation in the kame cone

Wał zbudowany jest z mułków i piasków bardzo drobnoziarnistych (paraglacilimnicznych), a w górnej części także ze żwirów, które wypełniają szerokie i głęboko wcięte bruzdy erozyjne. Jak wynika z wierceń, całkowita miąższość osadów wału blisko dwukrotnie przekracza wartość jego wysokości względnej. Takie głębokie „zakorzenienie" materiału kemowego jest skutkiem silnej erozji subglacjalnej, poprzedzającej sedymentację osadów, która sięgnęła aż po jurajskie podłoże. Wielka rynna erozyjna, w którą włożony został później wał kemowy jest przykładem „subglacjalnej rynny fluwioglacjalnej" według klasyfikacji Niewiarowskiego (1994).

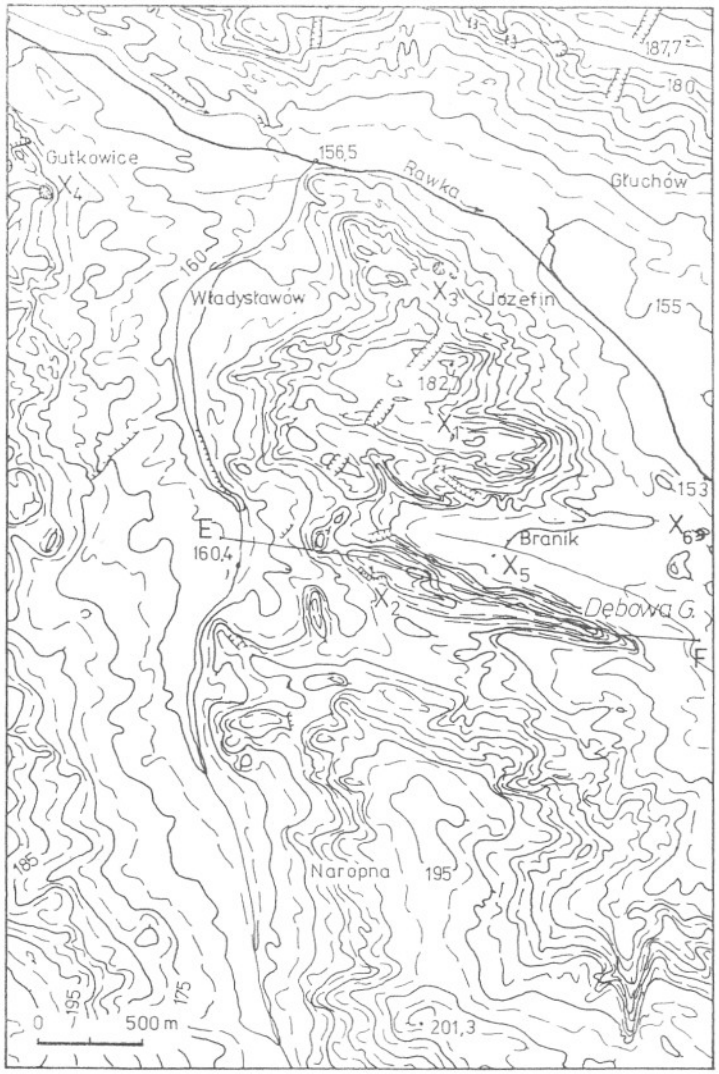
Część rynny o długości około 2,5 km po północnej stronie wału kemowego, po wytopieniu konserwującego go martwego lodu, pełniła rolę jeziora rynnowego. Osady eemskie i vistuliańskie, które to jezioro później wypełniły, były badane przez Manikowską (1966) i Dylika (1967).

Na północnym obrzeżeniu zagłębienia bezodpływowego, jakie pozostało po jeziorze, w strefie krawędzi wysoczyzny, Klajnert i Świdrowska (1992) stwierdzili niewielkie pagórki kemowe, podobne do opisanych z Podlasia przez Musiała (1992) jako „stożki glacifluwialno-ablacyjne" a przez Smolską (1988) określane mianem „stożków kemowych". W Kotlinie Górnej Rawki były one usypywane od strony zagłębienia bezodpływowego, to jest od strony martwego lodu na zewnątrz. Materiał kemowy, w znacznej mierze żwirowy, składany był po części w warunkach subakwatycznych, po części subarealnych. Do układu materiału nawiązuje tu także kształt form – ich stoki opadające ku zagłębieniu są bardziej strome (kontakt z lodem!) niż stoki przeciwległe, zgodne z upadem warstw materiału (rys. 21, „X").

Wał kemowy Kochanowa Klajnert i Świdrowska (1992) określili mianem „jęzora kemowego", gdyż szeroką nasadą łączy się on łagodnie z obszarem wysoczyznowym (rys. 21).

Autor zgadza się z tym terminem i będzie stosował go przy opisie innych tego rodzaju wałów, jednakże trzeba w tym miejscu wyraźnie podkreślić – zgodnie zresztą z intencją wspomnianych autorów – iż w nazwie „jęzor kemowy" kryje się wyłącznie podobieństwo morfologiczne do na przykład jęzorów soliflukcyjnych, a nie ma ten termin nic wspólnego z dynamiką procesów odpowiedzialnych za powstanie formy. Cechą charakterystyczną wszelkiego rodzaju „jęzorów" jest właśnie, pomijając skalę zjawiska, fakt, iż z jednej strony są one wyraziste pod względem morfologicznym, a z drugiej ich nasada zlewa się z otaczającym trzonem. Na SE od Kochanowa, w Kotlinie Górnej Rawki pomiędzy Głuchowem a Naropną, występuje duży zespół form wodnolodowcowych, który Balińska-Wuttke (1960) określiła jako czołowomorenowy (rys. 22). Badania autora prowadzą jednak do odmiennych wniosków, czemu dano już wyraz we wcześniejszych opracowaniach (Rdzany 1992c, d).

Wysoczyzna morenowa, wzniesiona 190–201 m n.p.m., zajmuje południową część terenu. Poniżej jej krawędzi, między Branikiem i Józefinem na wschodzie, a Władysławowem na zachodzie, występuje rozległe stoliwo



Rys. 22. Rzeźba obszaru między Głuchowem a Naropną

E–F – linia przekroju geologicznego (rys. 23); X_1, X_2, X_3, X_4, X_6 – odsłonięcia przedstawione na fotografiach i rysunkach, odpowiednio: fot: 8, 9, 10 i rys. 24; X_5 – wiercenie przedstawione na rys. 25

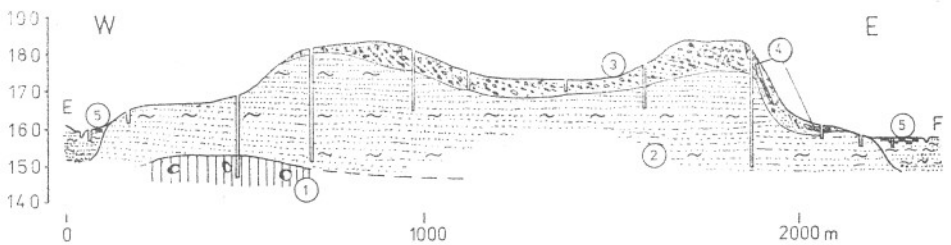
Landscape between Głuchów and Naropna

E–F – line of the geologic section (Fig. 23); X_1, X_2, X_3, X_4, X_6 – outcrops shown in photographs and figures, respectively: Photos: 7, 8, 9, 10 and Fig. 24; X_5 – boring shown in Fig. 25

kemowe o wymiarach 1,5x2,0 km. Wznosi się ono około 26–28 m ponad dno doliny Rawki. Z płaską powierzchnią szczytową stoliwa żywo kontrastują jego stoki o nachyleniu kilku do kilkunastu stopni, a także wysunięte promieniście ku otaczającym obniżeniom wytopiskowym drugorzędne formy wałowe,

które można porównać do opisanych przez Świerczyńskiego (1961) „pazurów kemowych". Największy z nich, zakrzywioną nasadą połączony ze stoliwem od strony południowej to Dębowa Góra – wał, o długości 1,7 km, szerokości 200–300 m i wysokości względnej około 30 m. Nachylenie stoków wału dochodzi do 17°. Formę tę otaczają rozległe, kotlinowate obniżenia wytopiskowe o różnych poziomach położenia den (fot. 6).

Na podstawie własnych badań i wierceń archiwalnych o głębokości do 30 m ustalono, że centralne partie stoliwa i „pazurów kemowych" są zbudowane z osadów paraglacilimnicznych o miąższości do 30–35 m. Poniżej nich zalega brunatnoszara warciańska glina zwałowa (rys. 23, „1"). Osady paraglacilimniczne składają się w przewadze z piasków bardzo drobnoziarnistych z przewarstwieniami mułków. Spotyka się w nich struktury laminacji równoległej, małych riplemarków (fot. 7) i przekątnego warstwowania w dużej skali (fot. 8). W wielu miejscach w stropie osadów paraglacilimnicznych, jak na przykład na wale Dębowej Góry, występują glacifluwialne żwiry o miąższości do kilku metrów. W częściach brzeżnych stoliwa i pazurów kemowych znajdują się utwory akumulowane i deformowane w strefie kontaktu z martwym lodem – diamiktyty ablacyjne. Cechują je duże zróżnicowanie frakcji materiału i różne struktury grawitacyjne (rys. 24; fot. 9).



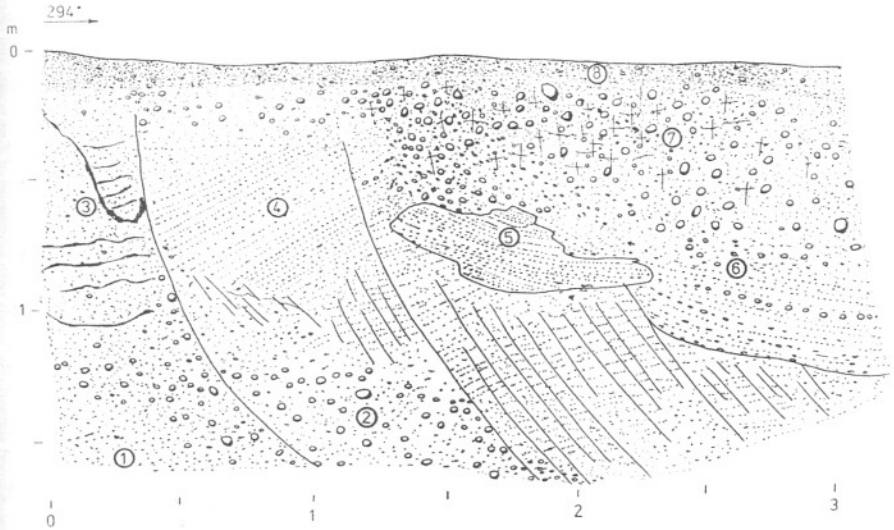
Rys. 23. Budowa wewnętrzna wału Dębowej Góry

warta: 1 – glina zwałowa, 2 – piaski bardzo drobnoziarniste i drobnoziarniste, miejscami z domieszką mułków, paraglacilimniczne, 3 – piaski i żwiry glacifluwialne, 4 – diamiktyty ablacyjne; vistulian i holocen: 5 – piaski, mułki i torfy rzeczne

Structure of Dębowa Góra ridge

Warta: 1 – till, 2 – very fine- and fine-grained paraglaciolimnic sands, sometimes with an admixture of silts, 3 – glaciofluvial sands and gravels, 4 – ablation diamictons; Vistulian and Holocene: 5 – fluvial sands, silts and peats

Niektóre fragmenty stoków są pozbawione pokryw ablacyjnych, a osady paraglacilimniczne i glacifluwialne „wychodzą w powietrze" (rys. 23, fot. 8). Może to wskazywać na znaczne erozyjne kształtowanie tych form przez wody ablacyjne jeszcze w końcowej fazie deglacjacji, a także przez procesy erozyjno-denudacyjne postwarciańskie, szczególnie aktywne z uwagi na bliskość Rawki.



Rys. 24. G u t k o w i c e. Osady kontaktu lodowego w brzeżnej części stoliwa kemowego

1 – piaski średnioziarniste; 2 – żwiry z piaskiem; 3 – piaski różnoziarniste z domieszką żwiru, smugi orsztynu; 4 – piaski średnioziarniste; 5 – pakiet piasków ze żwirem z dobrze zachowanym warstwowaniem; 6 – żwiry średnioziarniste z piaskiem; 7 – żwiry z głazami, gliniaste; 8 – piaski humusowe z głazami

Ice-contact sediments in the marginal part of kame plateau

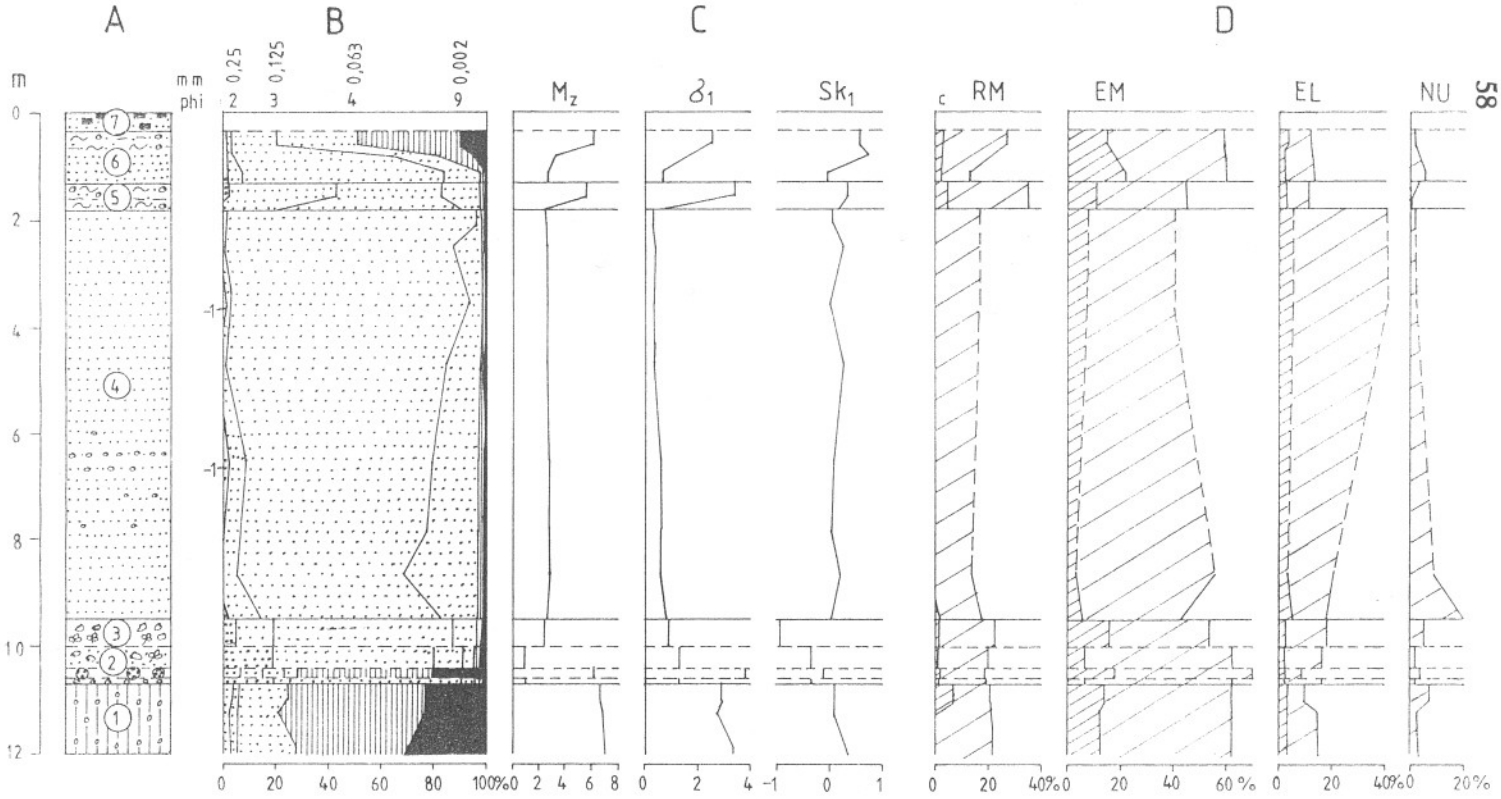
1 – medium-grained sands; 2 – gravels with sand; 3 – various-grained sands with an admixture of gravel, streaks of ortstein; 4 – medium-grained sands; 5 – a lump of sands with gravel with well preserved stratification; 6 – medium-grained gravels with sand; 7 – gravels with boulders, clayey; 8 – humus sands with boulders

Na nieco większy niż obecny, pierwotny zasięg utworów paraglacilimnicznych, wskazuje wiercenie w dnie wytopiska, u podnóża Dębowej Góry (rys. 24, „X_5; rys. 25). Na glinie warciańskiej z dużą zawartością węglanu wapnia i warstwie żwirów z gliniastymi toczeńcami spoczywa tu kilkumetrowa seria piasków bardzo drobnoziarnistych, identycznych jak w centralnej części wału Dębowej Góry.

Wolno sądzić, że strefy kontaktu serii paraglacilimnicznej z martwym lodem były miejscami żywego przepływu wód roztopowych lodowca w końcowej fazie deglacjacji. Wody te zapewne opływały dookoła bryły martwego lodu i wcinały się z łatwością w świeżo zdeponowane drobnopiaszczyste osady. Wody te były odpowiedzialne także za składanie na różnych poziomach stoków stoliwa osadów piaszczysto-żwirowych, co stwierdzono w trakcie prac terenowych.

W związku z prawdopodobnym wpływem erozji glacifluwialnej na kształt zagłębień międzykemowych, można te formy określić jako obniżenia glaciwytopiskowo-erozyjne (fot. 8).

W północnej i zachodniej części opisywanego zespołu form znaleziono przykłady postwarciańskiej erozji, którym uległy wysuwające się ku osi



Rys. 25. Uziarnienie i obróbka ziarn w profilu osadów paraglacilimnicznych w Braniku

A – litologia. warta: 1 – glina zwałowa, 2 – piaski gliniaste z toczeńcami gliniastymi, sieczką organiczną i fragmentami ksylitów, glacifluwialne, 3 – piaski bardzo drobnoziarniste z domieszką drobnego żwiru i okruchami ksylitu, glacifluwialne, 4 – piaski drobnoziarniste z domieszką drobnego żwiru, paraglacilimniczne; vistulian i holocen: 5 – piaski gliniaste stokowo-rozlewiskowe, 6 – piaski i glina, stokowe, 7 – torf piaszczysty; B – uziarnienie; C – graficzne wskaźniki Folka-Warda; D – obróbka ziarn kwarcowych

Grain-size composition and grain abrasion in a paraglaciolimnic sediments profile at Branik

A – lithology: 1 – till, 2 – glaciofluvial clayey sands with clayey cobbles, organic detritus and fragments of xylite, 3 – very fine-grained glaciofluvial sands with admixture of fine gravel and fragments of xylite, 4 – fine-grained paraglaciolimnic sands with admixture of fine gravel; Vistulian and Holocene: 5 – clayey slope and flood sands, 6 – slope sands and clays, 7 – sandy peat; B – grain-size composition; C – graphic grain-size composition indicators according to Folk-Ward; D – quartz-grain abrasion

doliny Rawki „pazury kemowe". Osady paraglacilimniczne występują tu wyspowo w zasięgu terasy nadzalewowej vistuliańskiej. Niektóre z nich mają charakter cokołów erozyjnych i występują w postaci kopalnej lub o powierzchni stropu zrównanej z równią terasową, inne w postaci pagórków. Budowę wewnętrzną jednego z takich ostańców erozyjnych o wysokości względnej 4 m, w Woli Naropińskiej (rys. 22, „X6") przedstawia fotografia 10. Formy te oznaczone zostały błędnie na mapie B a l i ń s k i e j - W u t t k e (1967) jako wydmy.

Kotlina Górnej Rawki – część centralna i wschodnia

Na tym terenie analizowano przede wszystkim pagór „Młynarskiej Góry" oraz wielkie wały wodnolodowcowe w Zarzeczu i Księżej Woli.

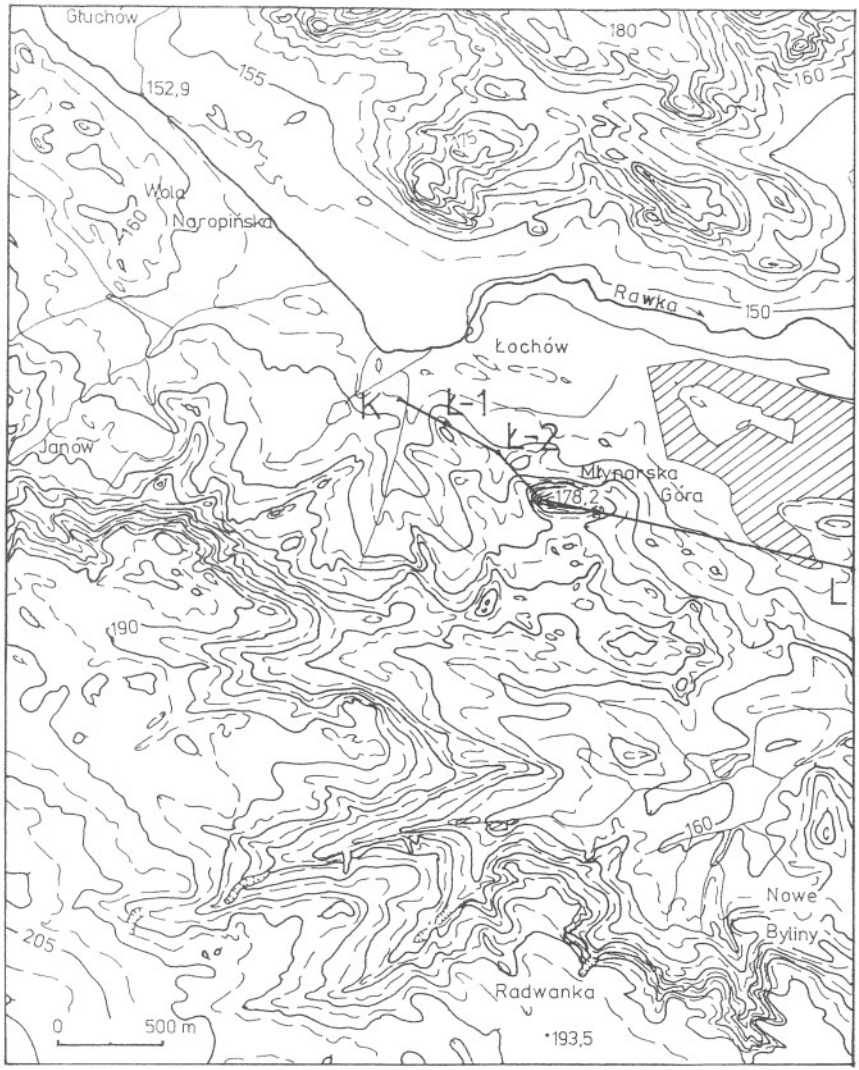
Eliptyczny pagór „Młynarskiej Góry" położony między Łochowem a Radwanką, wznosi się około 25 m ponad otaczające go powierzchnie terasy vistuliańskiej (rys. 26, 27). Jest on przedłużony półwyspowo kilkoma wałami, na niższym poziomie, ku obniżeniom wytopiskowym, po części zajętym obecnie przez stawy. Kilkadziesiąt ręcznych wierceń o głębokości maksymalnej do 4 m oraz dwa o głębokości około 10 m wykazały, że cały ten zespół form jest zbudowany w przewadze z utworów paraglacilimnicznych, identycznych jak poprzednio opisywane (rys. 27, 28).

Utwory te spoczywają na glinie zwałowej warciańskiej, zaś w stropie są przykryte czapami żwirów glacifluwialnych i osadów ablacyjnych. W wierceniu „Ł-2" cienką warstwę gliny spływowej stwierdzono też w spągowej części piasków paraglacilimnicznych.

Zwraca uwagę fakt, że powierzchnie szczytowe poszczególnych wałów, odchodzących od Młynarskiej Góry, położone są na różnych wysokościach, a ich budowa wewnętrzna jest taka sama. Można sądzić, że jest to rezultatem z jednej strony akumulacji serii paraglacilimnicznej pod nawisami martwego lodu, co dobrze tłumaczy osadzenie czap ablacyjnych po jego wytopieniu, z drugiej zaś gwałtownych przepływów wód glacifluwialnych w końcowej fazie deglacjacji. Wody te, schodząc stopniowo na niższe poziomy, z łatwością ścinały drobnoziarniste utwory paraglacilimniczne, a niemal równocześnie akumulowały żwiry glacifluwialne, tak często spotykane w stropie opisywanych form („bruzdy żwirowe").

Wynika z tego, że skomplikowana morfologia opisywanych pagórków, wałów i poziomów spłaszczeń jest wynikiem zarówno procesów akumulacji materiału, jak i procesów erozji w tych samych warunkach deglacjacji.

W okolicach Zarzecza, niemal cały obszar międzyrzecza Rawki i Czerwonki zajmuje potężny wał wodnolodowcowy o długości 4,5 km i szerokości ponad 1 km (rys. 29, 30, 31). Wznosi się on około 30 m ponad terasy vistuliańskie. Położony jest w osiowej partii Kotliny Górnej Rawki, a równocześnie w osiowej części antykliny Jeżowa, którą w stropie tworzą piaskowce jury środkowej. W Bylinach Starych to mezozoiczne podłoże znajduje się pod



Rys. 26. Rzeźba obszaru między Łochowem a Radwanką

KL – linia przekroju geologicznego (rys. 27); Ł-1, Ł-2 – wiercenia, przedstawione na rys. 28

Landscape between Łochów and Radwanka

KL – cross-section line (Fig. 27); Ł-1, Ł-2 – borings shown in Fig. 28

przykryciem zaledwie 11-metrowej miąższości warstwy osadów glacigenicznych (rys. 31, przekrój CD).

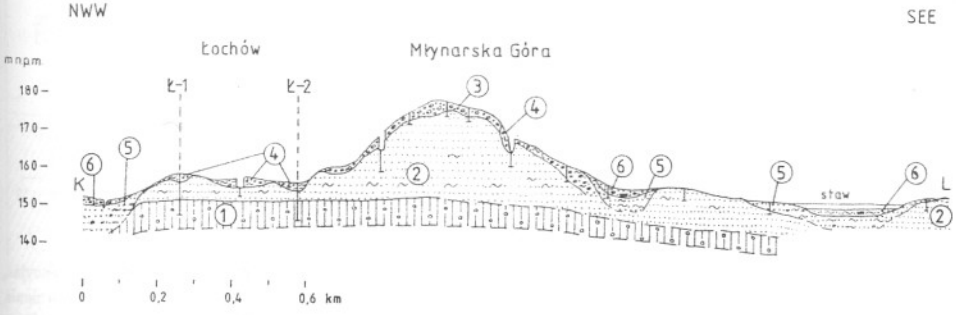
Zarys poziomy wału jest bardzo urozmaicony. Od zasadniczego trzonu wału, w różnych kierunkach, lecz głównie wzdłuż wału, po obu jego krańcach, a także ku dnu doliny Rawki, odchodzi szereg mniejszych odgałęzień w kształcie opisywanych już uprzednio „jezorów kemowych" czy „pazurów

kemowych". Można więc ten wał traktować jako potężną „łapę kemową" (K l a j n e r t, W a s i a k 1989) lub „kem palczasty" (B a r a n i e c k a 1969).

Na stokach wału zaznaczają się wyraźne spłaszczenia o charakterze erozyjnym, wycięte w tym samym materiale, który buduje wyżej położone części formy. Podobne spłaszczenia, jeszcze szersze i wyraźniej zaakcentowane, wzniesione 15–20 m ponad terasę vistuliańską, występują też na północnym stoku doliny Rawki. Zostały one określone jako „wysokie poziomy akumulacyjno-erozyjne" z okresu deglacjacji (K l a j n e r t, R d z a n y 1989).

Powierzchnia szczytowa opisywanego wału jest nierówna. Podobnie jak w innych częściach Kotliny Górnej Rawki wyniesione partie terenu tworzą żwiry glacifluwialne, podczas gdy obniżenia są związane z piaskami paraglacilimnicznymi. To zróżnicowanie rzeźby uwarunkowane litologią, zapoczątkowane erozyjną działalnością wód glacifluwialnych, było podtrzymywane i pogłębiane w okresie postwarciańskim, zwłaszcza w vistulianie, i trwa do dzisiaj.

Opisywany wał w ogromnej przewadze jest zbudowany z bardzo drobnoziarnistych i drobnoziarnistych piasków paraglacilimnicznych o miąższości 25–30 m (rys. 30, 31, przekrój CD). Spoczywają one na glinie zwałowej, najprawdopodobniej warciańskiej. Podobnie jak w uprzednio opisywanych stanowiskach w tej serii 75% do 93,5% stanowią ziarna o średnicy 0,063–0,25 mm. W osadach tych powszechne są struktury riplemarkowe i horyzontalna laminacja (fot. 11, 12). Analiza riplemarków wskazuje na kierunek płynięcia z W na E, zgodnie zatem z osią morfologiczną wału i jednocześnie z osią Kotliny Górnej Rawki.

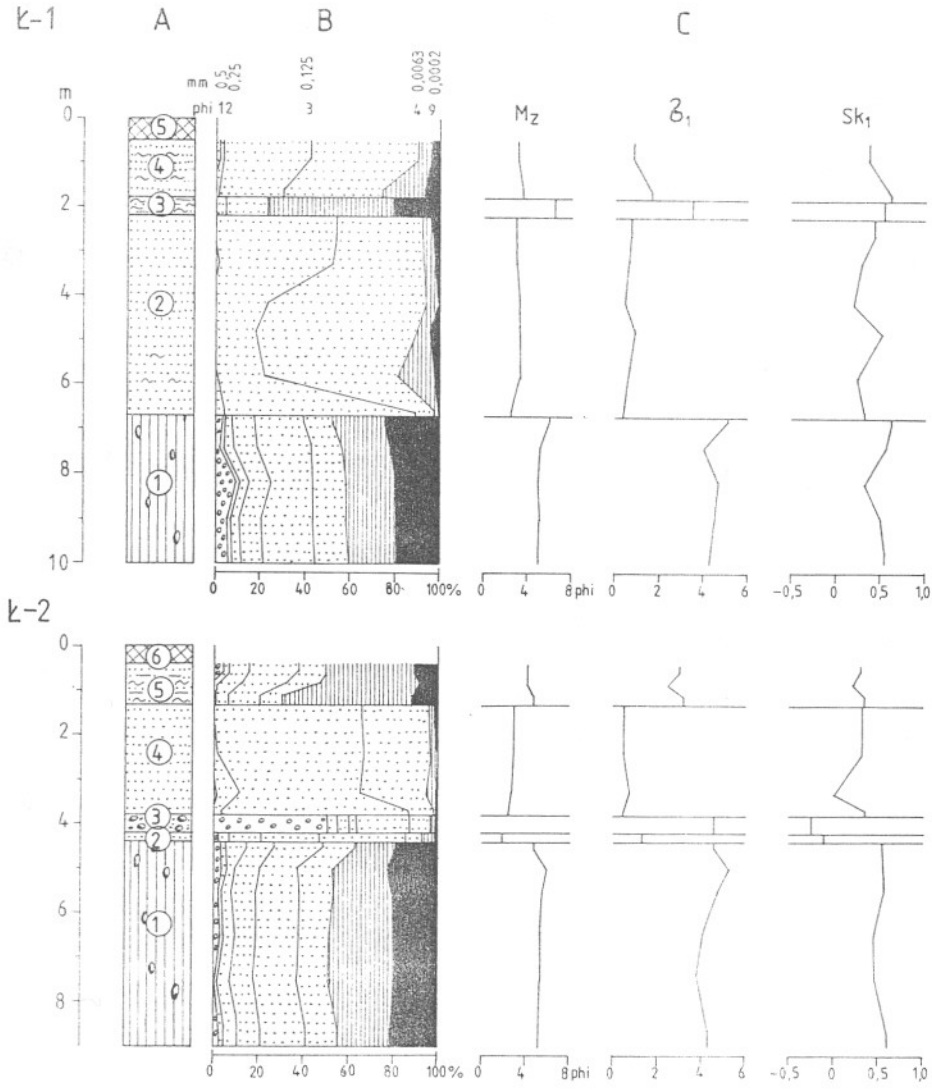


Rys. 27. Przekrój geologiczny pagóra kemowego Młynarskiej Góry

warta: 1 – glina zwałowa, 2 – piaski bardzo drobnoziarniste, drobnoziarniste i mułkowate paraglacilimniczne, 3 – żwiry glacifluwialne i glacifluwialno-ablacyjne, 4 – diamiktyty ablacyjne; vistulian: 5 – piaski ze żwirem rzeczne; holocen: 6 – piaski, mułki i torfy rzeczne; Ł-1, Ł-2 – wiercenia przedstawione na rys. 28

Cross-section of Młynarska Góra kame hill

Warta: 1 – till, 2 – very fine-, fine-grained, and silty sands, paraglaciolimnic, 3 – glaciofluvial and glaciofluvio-ablation gravels, 4 – ablation diamictons; Vistulian: 5 – fluvial sands with gravels; Holocene: 6 – fluvial sands, silts, and peats; Ł-1, Ł-2 – borings shown in Fig. 28



Rys. 28. Uziarnienie osadów kemowych w Łochowie (por. rys. 27)

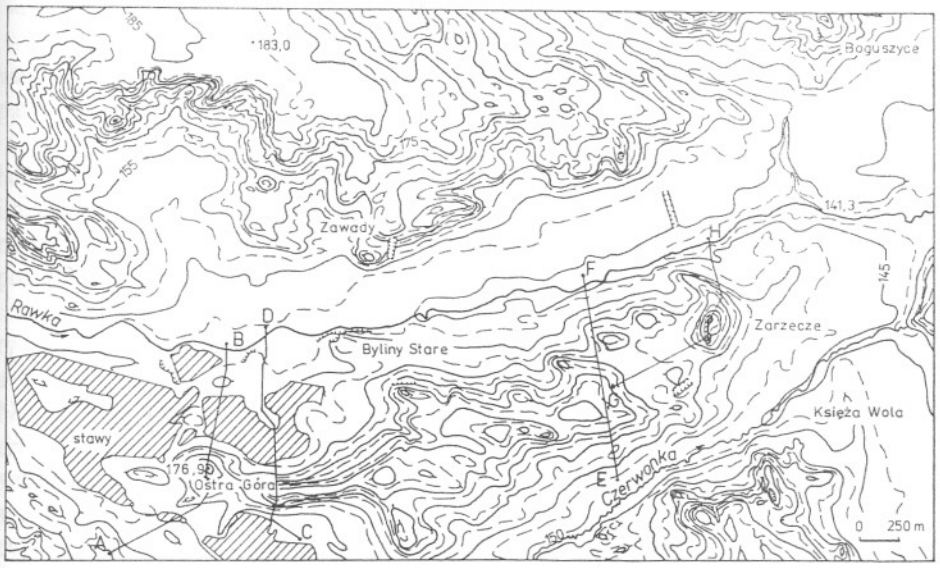
Ł-1. A – litologia: warta: 1 – glina zwałowa, 2 – piaski bardzo drobnoziarniste paraglacilimniczne, 3 – glina ablacyjna, 4 – piaski gliniaste ablacyjne; holocen: 5 – piaski torfiaste; B – uziarnienie; C – graficzne wskaźniki uziarnienia wg Folka-Warda

Ł-2. A – litologia. warta: 1 – glina zwałowa, 2 – piaski różnoziarniste glacifluwialne, 3 – żwiry glacifluwialne, 4 – piaski drobnoziarniste paraglacilimniczne, 5 – glina ablacyjna; holocen: 6 – piaski torfiaste; B – uziarnienie; C – graficzne wskaźniki uziarnienia wg Folka-Warda

Grain-size composition in kame sediments at Łochów (cf Fig. 27)

Ł-1. A – lithology: Warta: 1 – till, 2 – very fine-grained paraglaciolimnic sands, 3 – ablation till, 4 – clayey ablation sands; Holocene: 5 – peaty sands; B – grain-size composition; C – graphic grain-size composition indicators according to Folk-Ward

Ł-2. A – lithology: Warta: 1 – till, 2 – various-grained glaciofluvial sands, 3 – glaciofluvial gravels, 4 – fine-grained paraglaciolimnic sands, 5 – ablation clay; Holocene: 6 – peaty sands; B – grain-size composition; C – graphic grain-size composition indicators according to Folk-Ward

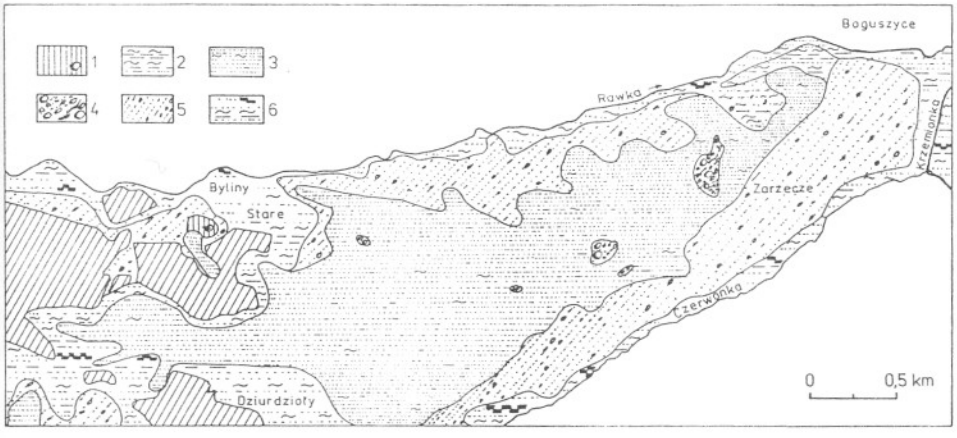


Rys. 29. Rzeźba wału kemowego w Zarzeczu

liniami od AB do GH oznaczono przebieg przekrojów geologicznych przedstawionych na rys. 31

Landscape of kame ridge at Zarzecze

lines AB to GH indicate position of cross-sections shown in Fig. 31

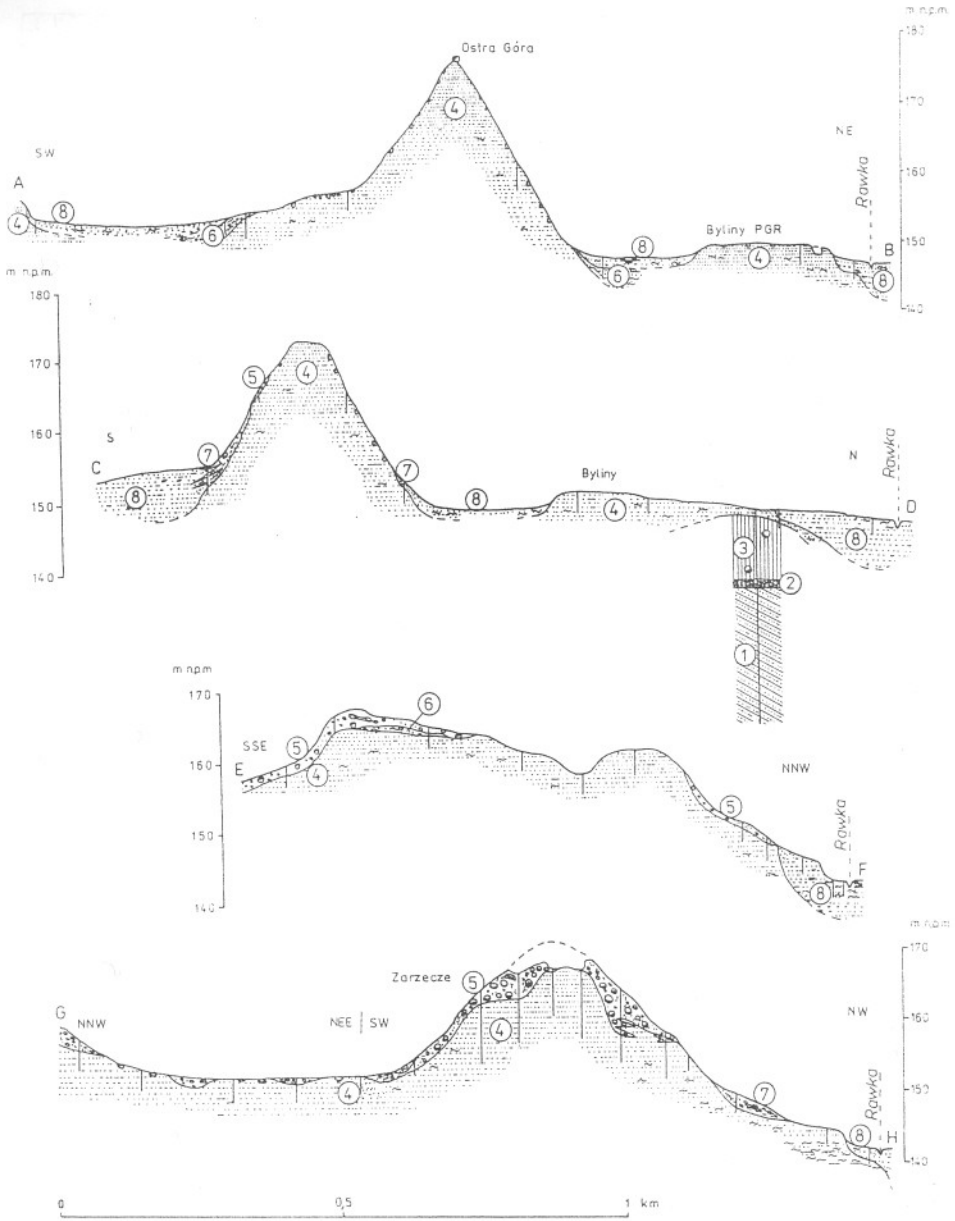


Rys. 30. Mapa litologiczna wału kemowego w Zarzeczu (1,5 m poniżej powierzchni terenu)

warta: 1 – glina zwałowa, 2 – mułki glacilimniczne, 3 – piaski bardzo drobnoziarniste, drobnoziarniste i mułkowate paraglacilimniczne, 4 – piaski i żwiry glacifluwialne oraz diamiktyty ablacyjne; vistulian: 5 – piaski ze żwirem rzeczne; holocen: 6 – piaski, mułki i torfy rzeczne

Lithologic map of kame ridge at Zarzecze (at 1,5 m. depth)

Warta: 1 – till, 2 – glaciolimnic silts, 3 – very fine-, fine-grained, and silty paraglaciolimnic sands, 4 – glaciofluvial sands and gravels and ablation diamictons; Vistulian: 5 – fluvial sands with gravels; Holocene: 6 – fluvial sands, silts, and peats



Rys. 31. Przekroje geologiczne przez wał kemowy w Zarzeczu

jura: 1 – piaskowce drobnoziarniste; warta: 2 – żwiry glacifluwialne, 3 – glina zwałowa, 4 – piaski bardzo drobnoziarniste, drobnoziarniste i mułkowate paraglacilimniczne, 5 – piaski i żwiry glacifluwialne, 6 – diamiktyty ablacyjne; vistulian i holocen, nierozdzielone: 7 – piaski i żwiry i gliny stokowe, 8 – piaski, piaski ze żwirem, mułki i torfy rzeczne

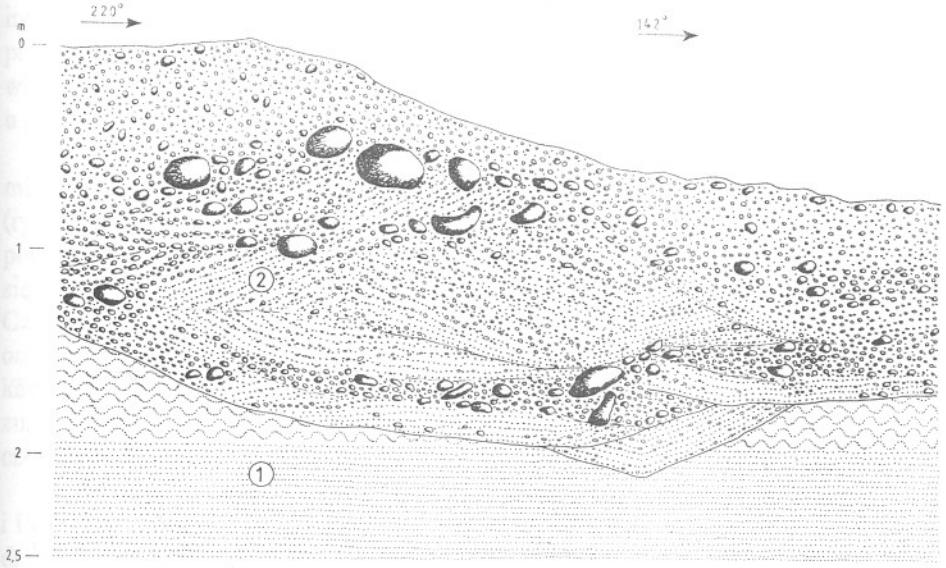
Cross-sections through kame ridge at Zarzecze

Jurassic: 1 – fine-grained sandstones; Warta: 2 – glaciofluvial gravels, 3 – till, 4 – very fine-, fine-grained, and silty paraglaciolimnic sands, 5 – glaciofluvial sands and gravels, 6 – ablation diamictons; Vistulian and Holocene, undivided: 7 – slope sands, gravels, and clays, 8 – fluvial sands, sands with gravel, silts, and peats

Zebrane dane wskazują, że seria została osadzona w jednolitym, przepływowym zbiorniku wodnym o wyjątkowo stabilnych, jak na warunki glacjalne, parametrach hydrodynamicznych.

W kilku miejscach, w różnych częściach wału, na przykład w Dziurdziołach, Zarzeczu czy Garłowie, pod piaskami paraglacilimnicznymi występują iły mułkowate i mułki (rys. 31, przekrój GH). Dowodzą one istnienia w tych miejscach zbiorników wód stagnujących, w których akumulowany materiał pochodził z suspensji.

Na piaskach paraglacilimnicznych w wielu miejscach spoczywają żwiry glacifluwialne, zwykle przekątnie warstwowane. Kontakt między serią a żwirami ma charakter zdecydowanie erozyjny (rys. 31, 32; fot. 11, 13). Najczęściej żwiry wypełniają różnej wielkości bruzdy erozyjne, wycięte w drobnopiaszczystym materiale. W Zarzeczu, wśród żwirów glacifluwialnych stwierdzono bryłę piasków paraglacilimnicznych z zachowaną wewnątrz strukturą laminacyjną (fot. 14), co dobitnie świadczy o silnej erozji wód ablacyjnych w końcowej fazie deglacjacji.



Rys. 32. Z a r z e c z e. Kontakt piasków paraglacilimnicznych (1) ze żwirowymi osadami glacifluwialnymi (2) w grzbietowej części kemu

Contact of paraglaciolimnic sands (1) with glaciofluvial gravelly sediments (2) in the upper part of the kame

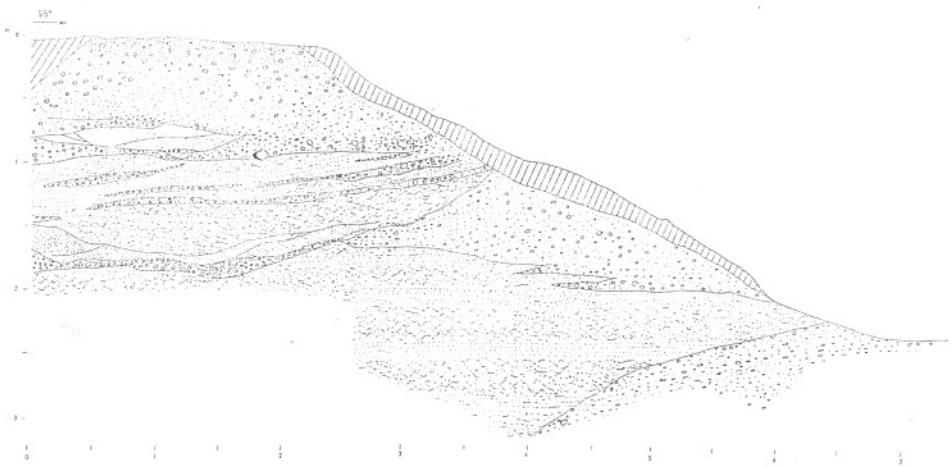
Na stokach wału występują powszechnie utwory ablacyjne, bardzo zróżnicowane granulometrycznie i strukturalnie.

Pionowe następstwo serii materiału w opisywanym wale – od iłów mułkowatych, poprzez bardzo drobnoziarniste i drobnoziarniste piaski, aż do żwirów – ponownie przywodzi na myśl identyczne następstwo pionowe,

stwierdzone przez K l a j n e r t a (1978) w kemach okolic Skierniewic. Autor ten taki układ pionowy materiału określił mianem „układu wstępującego" i związał go ze wzrastającą aktywnością wód roztopowych lodowca – od spokojnej akumulacji, aż po żywą, korytową erozję i akumulację wód ablacyjnych.

Analiza materiału, który buduje wał w Zarzeczu pozwala wyróżnić trzy główne fazy rozwoju kemu.

Pierwsza faza – zbiornikowa – to ciągła depozycja materiału w rozległym, pełnym zatok, intraglacjalnym jeziorze. Początkowo, w warunkach zablokowanego odpływu, składane były mułki i iły. Później, w zbiorniku przepływowym, osadzały się dobrze wysortowane piaski bardzo drobnoziarniste, które stanowią obecnie przeważającą serię w budowie wału (riplemarkowa i o horyzontalnej laminacji seria paraglacilimniczna). Tylko w strefach kontaktu z lodem martwym – w brzeżnych częściach zbiornika – dochodziło do spływów błota morenowego ze żwirem i głazami. W tym czasie i w tych samych strefach tworzyły się niewielkie stożki glacifluwialne zazębiające się z osadami paraglacilimnicznymi (rys. 33).



Rys. 33. Z a r z e c z e. Wał kemowy. Zazębianie się utworów glacifluwialnych z piaskami paraglacilimnicznymi

Kame ridge. Overlapping of glaciofluvial deposits and paraglaciolimnic sands

Warunki takiej akumulacji, w zbiorniku o wolnym przepływie uległy zasadniczej zmianie, gdy dno zbiornika podniosło się o około 30 m, do obecnej wysokości 173–175 m n.p.m.

Druga faza – glacifluwialna – to okres, gdy blokowane wody ablacyjne znalazły ujście w kierunku wschodnim i zaczęły szybko spływać wieloma korytami, niosąc ze sobą gruby, żwirowy materiał. Wody te intensywnie erodowały piaski paraglacilimniczne. Wycinały w nich rozległe bruzdy erozyjne,

podcinały fragmenty stoków w tych piaskach i składały żwiry glacifluwialne. W niektórych miejscach w erodowanym, piaszczystym materiale mogły się tworzyć pionowe a nawet przewieszone ściany. Sprzyjała temu znaczna kohezja piasków paraglacilimnicznych, a często ich przemarznięcie. Dzięki temu bryły tych piasków, które wpadły do koryt glacifluwialnych, zachowały pierwotną strukturę sedymentacyjną.

W miejscach występowania nagromadzeń materiału grubszego, na przykład stożków żwirowych przy ścianach martwego lodu, wody glacifluwialne erodowały selektywnie, pozostawiając gruby materiał w formach wypukłych.

Do koryt glacifluwialnych docierały często spływy błota ablacyjnego, stąd ławice żwirów przewarstwione są niekiedy diamiktytami ablacyjnymi.

Trzecia faza – ablacyjna (czyli kształtowania stoków kemu w kontakcie z martwym lodem) – morfologicznego uwydatniania się wału – główną rolę odgrywały tu procesy spływów błotnych ze ścian martwego lodu oraz intensywne ruchy masowe. Wśród struktur grawitacyjnych przeważały obrywy i osuwiska o charakterze zerw, związane z utratą podparcia lodowego. Wolno sądzić, że spływy błota ablacyjnego trwały najdłużej – jeszcze po intensywnych ruchach masowych na stokach wału. Za takim wnioskiem przemawia fakt, iż często osady ablacyjne otulają stoki z zaburzeniami grawitacyjnymi. Faza ablacyjna trwała do wytopienia się resztek martwego lodu u podnóży stoków.

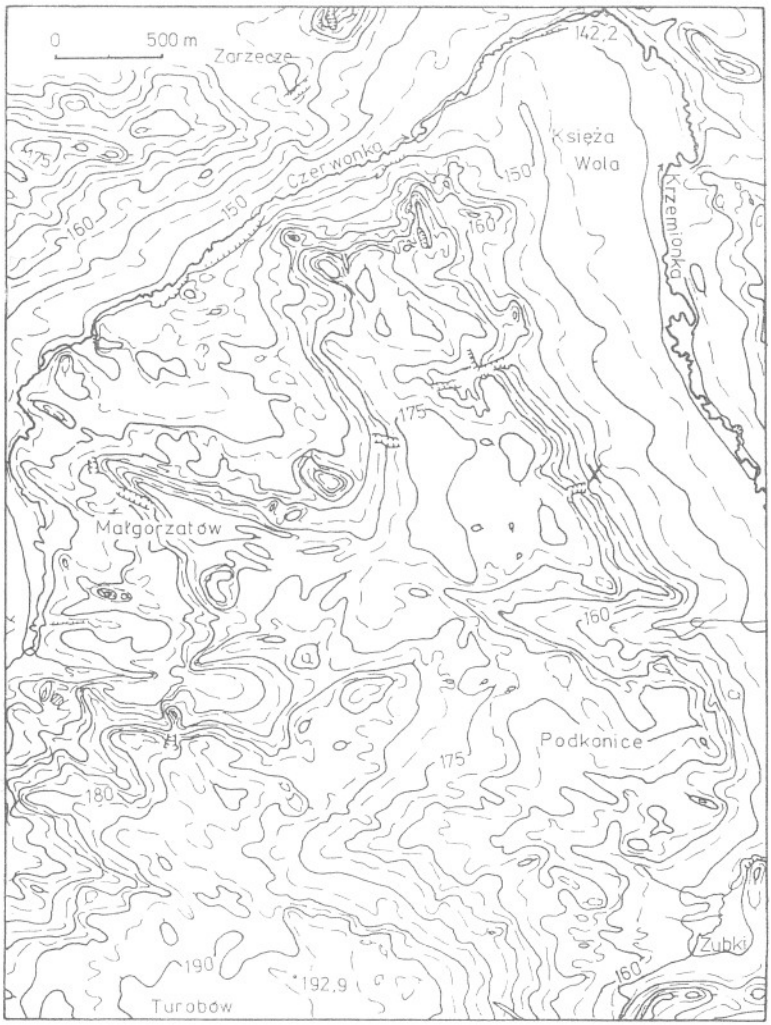
Na południe od wału kemowego w Zarzeczu, na międzyrzeczu Krzemionki i Czerwonki, analizowano podobną formę – Wał Księżej Woli (rys. 34). Jest to jęzor kemowy, połączony łagodnie z wyżej wzniesionym płatem wysoczyzny morenowej od południa. W części północnej odgałęzia się od niego szereg pazurów kemowych, wyciągniętych głównie w stronę Czerwonki. Z punktu widzenia przeważających cech sedymentologicznych osadów, które budują tę formę jest to także kem paraglacilimniczny. Na stokach wału występują osady glacifluwialne i ablacyjne (rys. 35). Między pazurami kemowymi zachowały się formy wytopiskowe, dobrze czytelne, mimo częściowego włączenia ich do systemu dolinnego Krzemionki i Czerwonki.

W dolinie Krzemionki na SE od opisywanego wału, w rejonie Zubek i Podkonic badano także niewielkie pagórki kemowe, zbudowane w przewadze z utworów paraglacilimnicznych.

Dolina Rawki w Boguszycach i Rawie Mazowieckiej

Na tym odcinku dolina górnej Rawki znacznie się zwęża, najwyraźniej w Tatarze – na przedmieściu Rawy Mazowieckiej, gdzie szerokość jej wynosi 1,5–2 km.

Dzięki dość gęsto rozmieszczonym wierceniom udało się stwierdzić, że glina zwałowa warciańska wyściela tu dolinę, a serie z okresu deglacjacji, głównie w postaci mułków, piasków bardzo drobnoziarnistych i drobnoziarnistych („osady glacilimniczne i paraglacilimniczne"), spoczywają na niej.



Rys. 34. Rzeźba wału kemowego w Księżej Woli

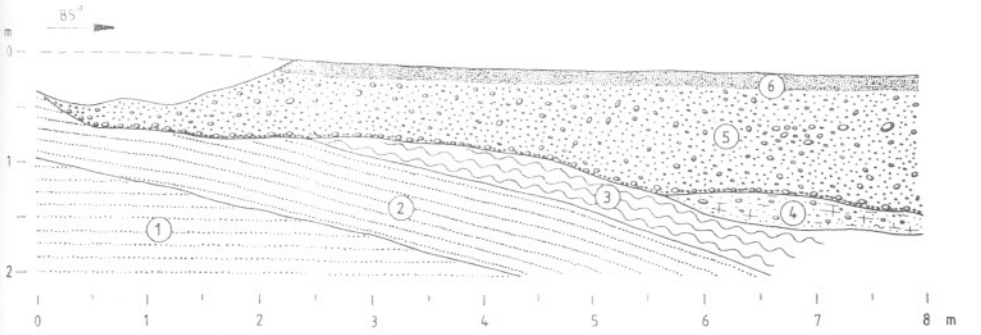
X – odsłonięcie przedstawione na rys. 35

Landscape of kame ridge at Księża Wola

X – excavation shown in Fig. 35

Po obu stronach doliny, na stokach, wysoko ponad jej dnem wznoszą się wyraźne, erozyjne poziomy terasowe, wycięte przez wody glacifluwialne w końcowym etapie deglacjacji w świeżo osadzonych utworach glacilimnicznych i paraglacilimnicznych (rys. 36).

W Tatarze, na północnym stoku doliny Rawki, znajduje się klasycznie wykształcony jęzor kemowy, o długości około 700 m i szerokości 300–400 m. Jest on wyciągnięty prostopadle do osi doliny Rawki. Od strony wysoczyzny łączy się on łagodnie z otaczającą powierzchnią, zaś od strony osi doliny jego wysokość względna sięga 30 m (rys. 37).



Rys. 35. Zróżnicowanie litologiczne wału kemowego w Księżej Woli od strony doliny Krzemionki

1 – piaski drobnoziarniste, paraglacilimniczne; 2 – piaski drobnoziarniste i średnioziarniste, glacifluwialne; 3 – piaski drobnoziarniste z przewarstwieniami mułku, falisto laminowane; 4 – glina ablacyjna; 5 – żwiry gliniaste masywne, miejscami imbrykowane, ablacyjno-glacifluwialne

Lithological diversity of kame ridge at Księża Wola from the side of Krzemionka river valley

1 – fine-grained paraglaciolimnic sands; 2 – fine- and medium-grained glaciofluvial sands; 3 – fine-grained sands with intercalations of silt, wavy laminated; 4 – till; 5 – massive clayey gravels, at places imbricated, ablation-glaciofluvial

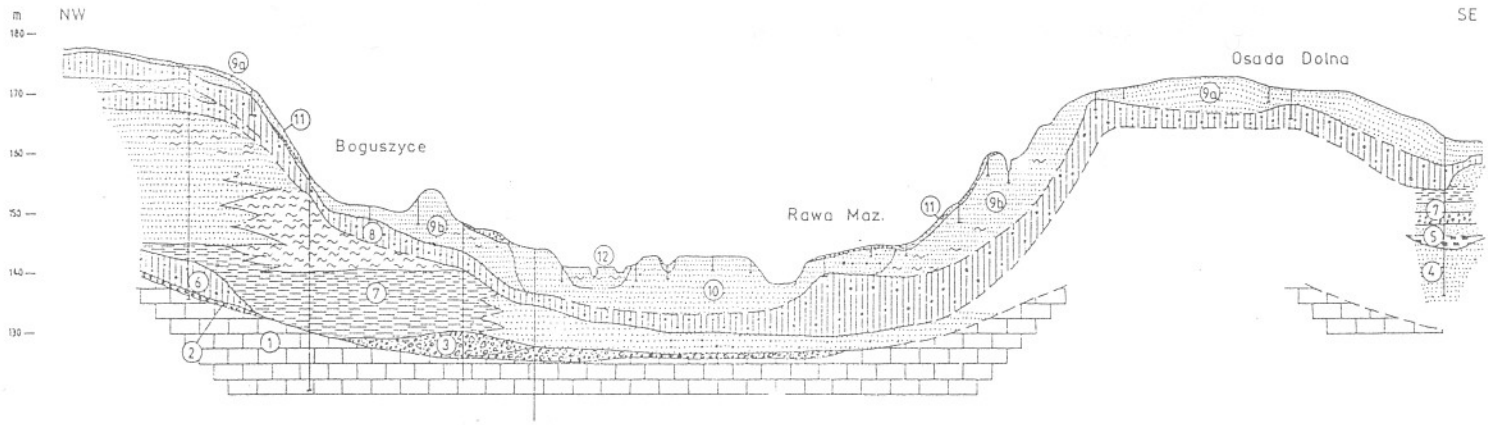
Początkowo forma ta została uznana za morenę czołową (B a l i ń s k a - - W u t t k e 1960), później przypisano jej genezę kemową, choć wciąż brakowało szczegółowych analiz struktury materiału (M a k o w s k a 1971; K l a j n e r t 1984b; K l a j n e r t, R d z a n y 1989).

15-metrowej głębokości odsłonięcie w południowej części jęzora kemowego ukazuje zróżnicowane pod względem frakcji osady: mułki, piaski i żwiry o charakterystycznej strukturze delty wodnolodowcowej, składanej w podłużnym zbiorniku pomiędzy płatami martwego lodu. Materiał dostarczany był z północnego zachodu, od strony wysoczyzny, z obszaru elewacji podłoża lądolodu (rys. 37, 38).

W osadach centralnej części formy stwierdzono strefy występowania uskoków kompakcyjnych o zrzutach dochodzących do kilkudziesięciu centymetrów. Świadczyć to może o składaniu materiału na bryłach lodu lodowcowego, roznoszonych przez wody ablacyjne, bądź też na płatach lodu, pochodzącego z zamarzania wód zbiornika, w którym osadzany był materiał kemowy.

Na stokach wału, zwłaszcza od strony doliny Rawki, występują diamiktyty ablacyjne, które powlekają zaburzenia grawitacyjne typu kontaktu lodowego (fot. 15).

Warunki sedymentacji jęzora kemowego w Tatarze wykazują pewne analogie do opisanych z obszaru Danii przez C l e m m e n s e n a i H o u m a r k a - N i e l s e n a (1981) delt glacilimnicznych typu gilbertowskiego. Różnice polegają na tym, że w duńskich przykładach większe jest nachylenie części foresetowej delty i grubszy jest tam materiał mineralny.

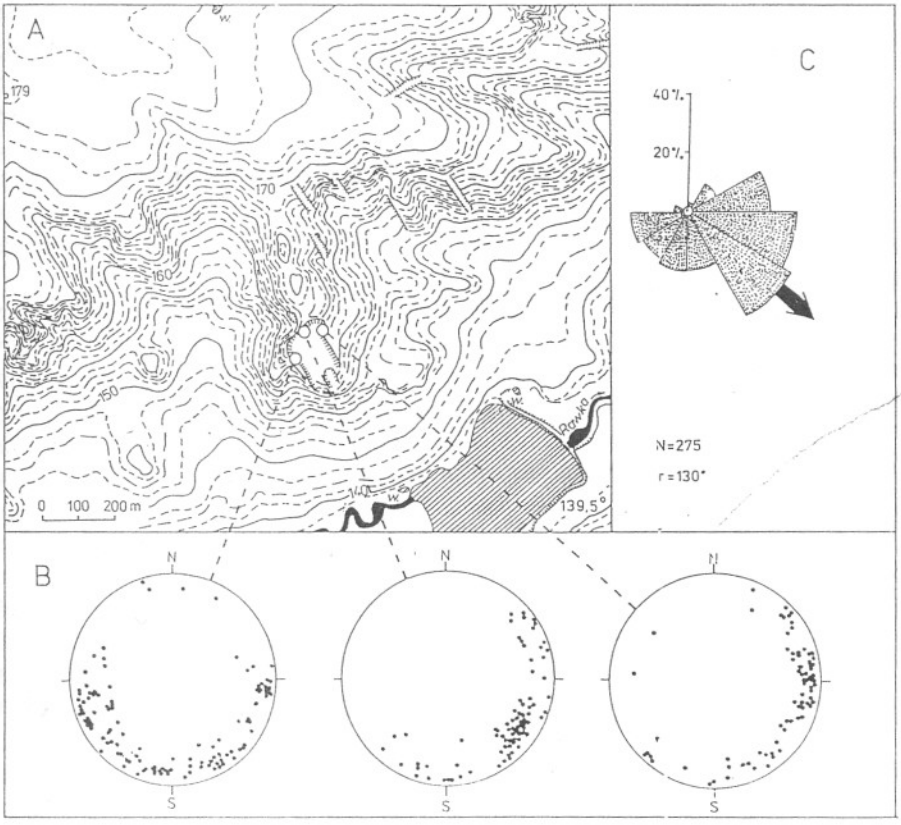


Rys. 36. Przekrój geologiczny doliny górnej Rawki w okolicach Rawy Mazowieckiej

1 – podłoże jurajskie; 2 – rumosz skał jurajskich; 3 – rumosz wapieni jurajskich i otoczaki skandynawskie; 4 – piaski wodnolodowcowe; 5 – torfy; 6 – glina zwałowa (odra?); 7 – iły, mułki i piaski wodnolodowcowe; 8 – glina zwałowa (warta); 9 – piaski i piaski ze żwirem wodnolodowcowe fazy deglacjacji warty (9a – glacifluwialne, 9b – paraglacilimniczne, glacilimniczne, podrzędnie glacifluwialne); 10 – piaski i piaski ze żwirem, rzeczne (vistulian); 11 – piaski, żwiry i gliny stokowe (vistulian); 12 – piaski, mułki i torfy rzeczne (holocen)

Cross-section of upper Rawka valley in the vicinities of Rawa Mazowiecka

1 – Jurassic bedrock; 2 – rubble of Jurassic rocks; 3 – rubble of Jurassic limestone and Scandinavian cobbles; 4 – glaciofluvial sands; 5 – peats; 6 – till (Odra?); 7 – meltwater clays, silts, and sands; 8 – till (Warta); 9 – meltwater sands and sands with gravel from the deglaciation stage of Warta (9a – glaciofluvial, 9b – paraglaciolimnic, glaciolimnic, subordinately glaciofluvial); 10 – fluvial sands and sands with gravel (Vistulian); 11 – slope sands, gravels, and clays (Vistulian); 12 – fluvial sands, silts, and peats (Holocene)

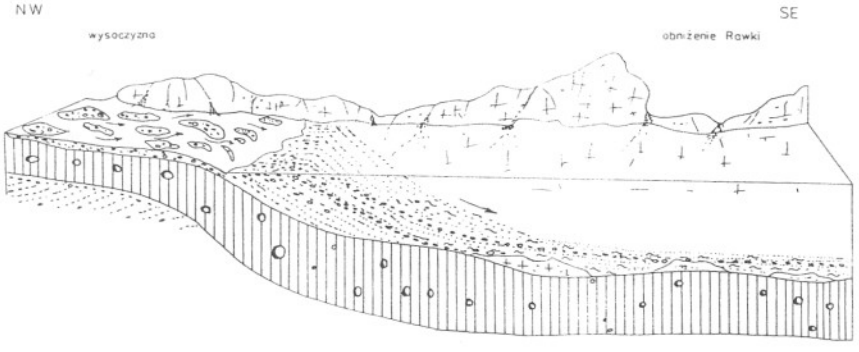


Rys. 37. Jęzor kemowy w Tatarze

A – hipsometria (izolinie co 1,25 m); B – upady lamin w piaskach wodnolodowcowych kemu; C – upady lamin j.w. – diagram zbiorczy; N – liczba pomiarów; r – azymut wektora wypadkowego

Kame tongue at Tatar

A – hypsometry (isohypses every 1,25 m.); B – dips of lamine in glaciofluvial sands of the kame; C – dips of lamine as above – summary diagram; N – number of measurements; r – azimuth of the resultant vector



Rys. 38. Próba rekonstrukcji środowiska akumulacji osadów wału kemowego w Tatarze

An attempt on reconstruction of accumulation the environment of the kame sediments at Tatar

Z analizy budowy geologicznej i przedstawionej charakterystyki osadów i form wodnolodowcowych doliny górnej Rawki wynikają następujące wnioski:

- glina zwałowa warciańska w znacznej mierze wyściela szerokie obniżenie górnej Rawki. Świadczy to o tym, że obniżenie o charakterze doliny z rozległym kotlinowatym rozszerzeniem istniało już co najmniej przed transgresją lądolodu warciańskiego;
- w końcowej fazie deglacjacji w dolinie, głównie w Kotlinie Górnej Rawki zalegał martwy lód, którego miąższość wzrastała w kierunku osi obniżenia;
- pomiędzy martwym lodem a wyżej wzniesionymi stokami kotliny, na różnych poziomach, akumulowane były terasy, zbudowane z mułków i drobnopiaszczystych osadów glacilimnicznych i paraglacilimnicznych. Z uwagi na ogromną przewagę w budowie tych form drobnego materiału, bardzo starannie wysortowanego, sprawą dyskusyjną jest zaklasyfikowanie tych teras do „teras kemowych". Formy te przypominają również „terasy ilaste" („Konsolbakker"), opisane z Danii przez N i e w i a r o w s k i e g o (1965);
- pomiędzy płatami martwego lodu, w zbiornikach, głównie przepływowych, składane były serie glacilimniczne i paraglacilimniczne, z których zbudowane są w przewadze pagórki i wały kemowe oraz bardzo charakterystyczne „jęzory kemowe". Czoła jęzorów kemowych są wyraziste morfologicznie i grubieją (wzrost wysokości względnej) w stronę osi doliny Rawki – tam, gdzie martwy lód był najgrubszy;
- na stokach kemów występują zaburzenia grawitacyjne i osady ablacyjne, dokumentujące strefy kontaktu lodowego. Brak tych struktur i osadów oraz częste „wychodzenie w powietrze" osadów kemowych zdaje się świadczyć o znacznym, erozyjno-denudacyjnym przekształceniu kemów, po części jeszcze przez wody ablacyjne;
- generalny układ serii osadów w kemach – od iłów i mułków w spągu, po grube żwiry w stropie („bruzdy żwirowe") jest identyczny jak w kemach na Wysoczyźnie Skierniewickiej: około 30–40 km na północ od opisywanego obszaru (K l a j n e r t 1978, 1984b). Świadczy to o tym, że dynamiczne i paleogeograficzne warunki deglacjacji lądolodu warciańskiego były bardzo podobne na rozległym obszarze – zarówno na wysoczyznach, jak i w dolinach. „Wstępujący układ" serii osadów w kemach Kotliny Górnej Rawki wskazuje również na coraz żywszy odpływ wód ablacyjnych w miarę postępu deglacjacji.

OBSZARY NAJBLIŻSZEGO SĄSIEDZTWA DOLINY GÓRNEJ RAWKI

Wysoczyzny morenowe, towarzyszące dolinie Rawki są najczęściej faliste lub równinne, rzadziej pagórkowate. W strefie bezpośredniego sąsiedztwa z doliną pochylają się one łagodnie ku jej osi. Z punktu widzenia hydrograficznego są to obszary zlewni Rawki. Wysoczyzny te są zbudowane z gliny

zwałowej lub piasków glacifluwialnych na glinie, rzadziej utworów glacifluwialnych o dużej miąższości.

Wypukłe formy rzeźby w obrębie tej strefy wysoczyzn wykazują wiele cech wspólnych z formami opisanymi w poprzednim podrozdziale. Wiąże je podobna geneza w warunkach podobnych, jeśli idzie o zanik lądolodu. W tym znaczeniu paleogeograficznie są one związane z glacjalnym obniżeniem górnej Rawki, zwłaszcza z Kotliną Górnej Rawki – stąd wyłoniła się potrzeba ich opisania.

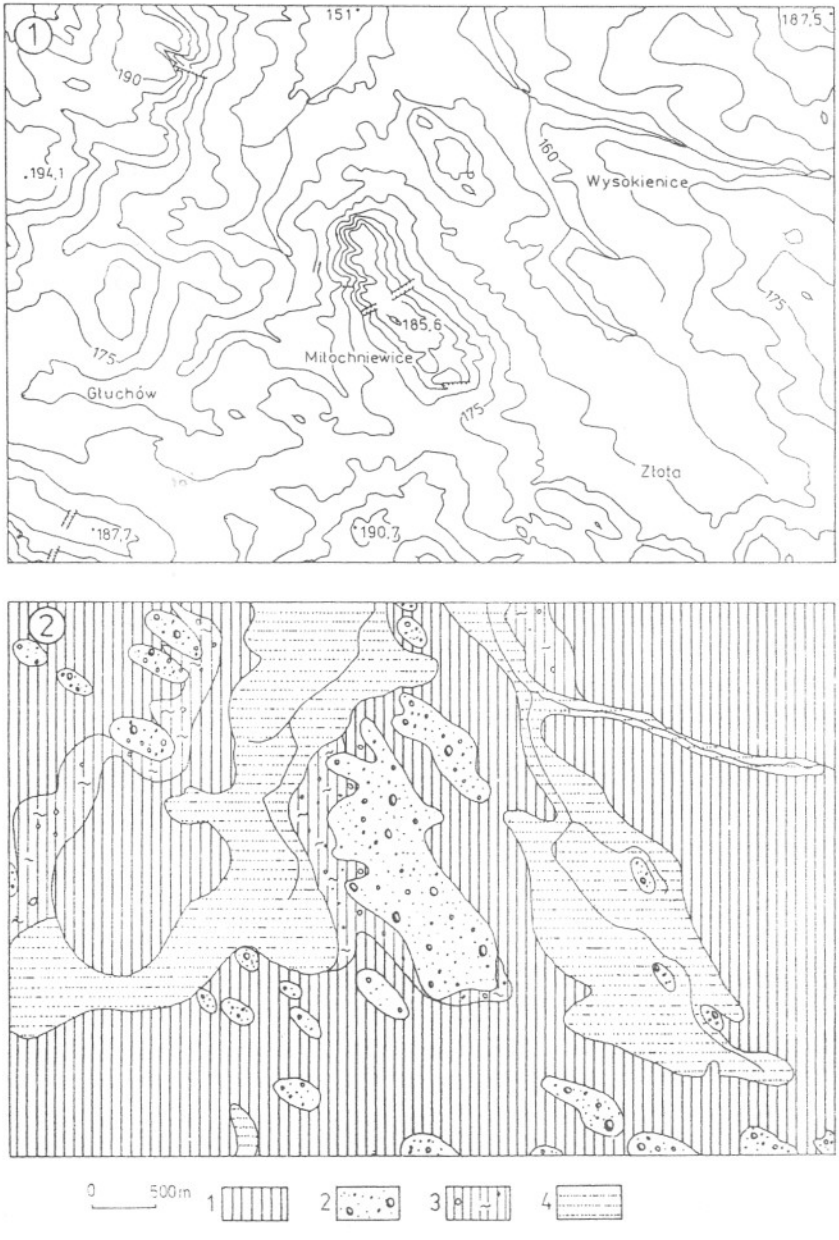
Wał Miłochniewicki i oz Złotej

Wał Miłochniewicki, położony około 3 km na północ od Kotliny Górnej Rawki jest dużą formą wodnolodowcową o długości blisko 2 km, szerokości od 500 m w części północnej do 700 m w części południowej i wysokości względnej 25–30 m (rys. 39). Grzbiet wału jest lekko falisty z pojedynczymi, mało wyraźnymi garbami. Profil poprzeczny formy wykazuje asymetrię – stoki zachodnie mają nachylenie od 3° do 8°, a wschodnie – od 2° do 5°.

Wał ten zajmuje centralną część rozległego obniżenia wysoczyznowego, wyciągniętego południkowo i pochylonego łagodnie w stronę Kotliny Górnej Rawki. Dopiero w odległości kilku kilometrów od wału, po jego stronie zachodniej i wschodniej, powierzchnia wysoczyzny wznosi się do 185–195 m n.p.m., równej, mniej więcej, wysokości powierzchni grzbietowej wału.

Wał Miłochniewicki początkowo uznany został za morenę czołową – jedną z większych na tym obszarze (B a l i ń s k a - W u t t k e 1960, 1967). W toku późniejszych badań stwierdzono tu typowe dla kemów Wysoczyzny Skierniewickiej cechy budowy wewnętrznej, m.in. dobrze wyodrębniającą się w odsłonięciach część brzeżną z osadami i strukturami zaburzeń kontaktu lodowego oraz część centralną, niezaburzoną (K l a j n e r t 1992c).

Osady centralnej części formy ukazują się w kilku odsłonięciach o głębokości do 6–7 m. Znane są również z opisów wierceń surowcowych o zasięgu 10–20 m. Przeważają piaski drobnoziarniste i średnioziarniste przechodzące ku górze w piaski różnoziarniste i piaski ze żwirem. Powszechne jest tu warstwowanie przekątne tabularne o grubych i średnich ławicach i kątowym pokroju lamin. W górnych częściach profilu obserwuje się często poziomo leżące warstwy piasków i żwirów. Struktury te należy wiązać ze środowiskiem piaszczystych rzek roztokowych intensywnie agradujących o szybko zmieniającym się zasięgu płytkich i szerokich koryt. W trakcie sedymentacji w osadach tworzyły się struktury przekątnego warstwowania jako efekt migracji piaszczystych form dna (riplemarków) i bocznego przyrostu łach. Spotyka się także małe struktury deltowe (rys. 40). Widoczne tu stromo nachylone długie laminy, przeważnie styczne do dolnej powierzchni zestawu, mogą być interpretowane jako osady mikrodelty typu gilbertowskiego, powstałej głównie wskutek szybkiego osypywania się materiału w jej części foresetowej (G r a d z i ń s k i *et al.* 1986). Spotykane w górnych częściach profilów płasko



Rys. 39. Hipsometria (1) i litologia (2) Wału Miłochniewickiego

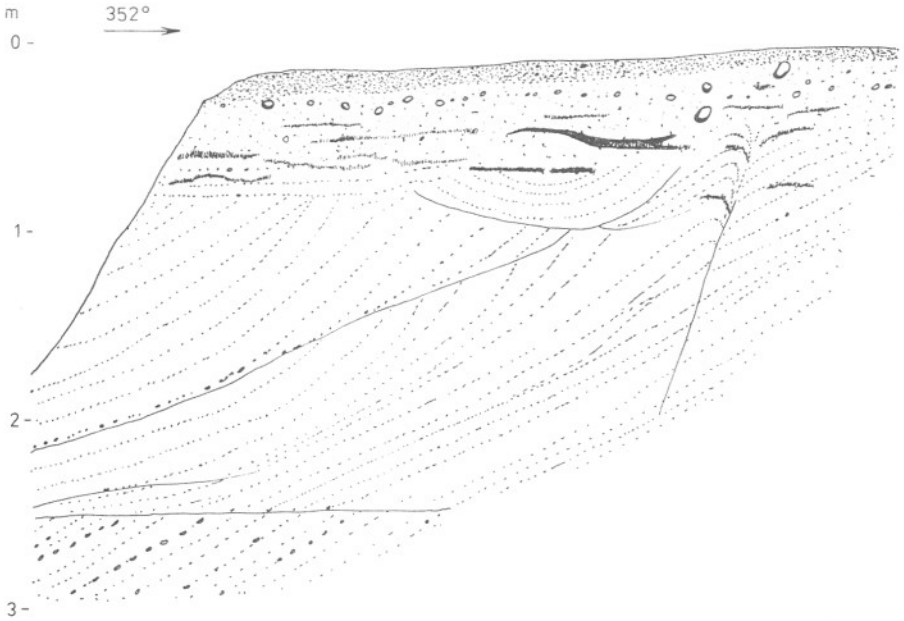
warta: 1 – glina zwałowa i piaski glacifluwialne na glinie, 2 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 3 – piaski, mułki i gliny ablacyjne; vistulian i holocen nierozdzielone: 4 – piaski i mułki rzeczne oraz deluwialne

Źródło: B a l i ń s k a - W u t t k e (1967) i materiały własne

Hypsometry (1) and lithology (2) of Miłochniewice ridge

Warta: 1 – till and glaciofluvial sands, 2 – glaciofluvial sands and gravels, 3 – ablation sands, silts, and tills; Vistulian and Holocene, undivided: 4 – fluvial and deluvial sands and silts

Source: B a l i ń s k a - W u t t k e (1967) and author's materials



Rys. 40. M i ł o c h n i e w i c e. Fragment struktury deltowej osadów centralnej części wału kemowego

A fragment of delta structure of sediments from the central part of the kame ridge

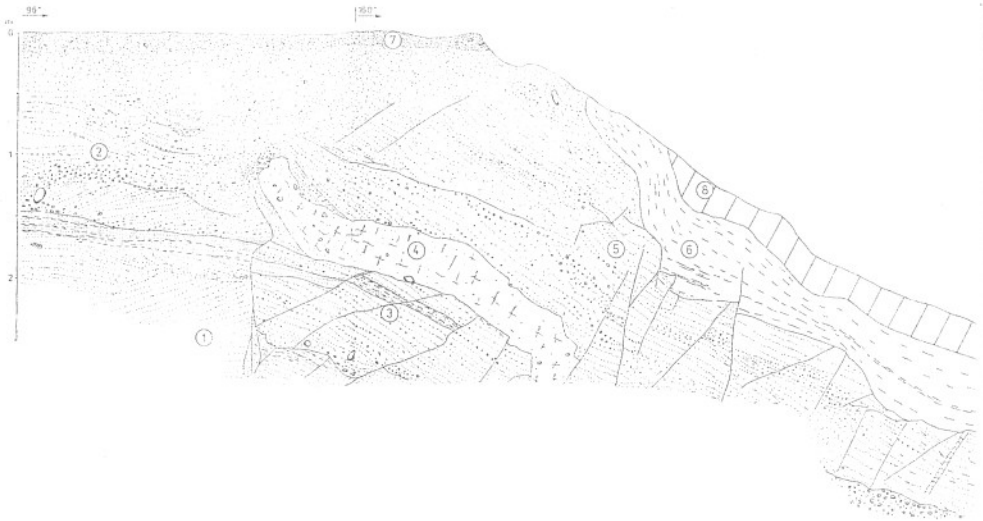
rozpostarte warstwy żwirowo-piaszczyste są świadectwem intensywych przepływów powodziowych, częstych w końcowych fazach sedymentacji glacifluwialnej. Środowisko tej glacifluwialnej, a ściślej rzeczno-deltowej akumulacji, rozwijało się na obszarze o rozmiarach 1,5 km długości i około 0,6 km szerokości. Lodowe obrzeżenie tego basenu sedymentacji umożliwiło złożenie utworów o miąższości co najmniej 20 m.

Osady centralnej części wału różnią się zdecydowanie od tych, które budują jego strefy stokowe, gdzie powszechne są utwory i struktury kontaktu lodowego (rys. 41).

Wał Miłochniewicki jest kemem typu glacifluwialnego, akumulowanym w obniżeniu bezpośredniego podłoża lądolodu (rys. 42). Jak wskazują upady lamin w centralnej części wału, wody ablacyjne kierowały się ku południowi, w stronę Kotliny Górnej Rawki.

Na przedłużeniu osi Wału Miłochniewickiego w kierunku doliny Rawki, występuje grupa niewielkich wałów, nazwanych przez B a l i ń s k ą - W u t t k e (1960) „ozem Złotej". Ich wysokość względna waha się od 2,5 m do 5 m, a nachylenie stoków od 2° do 4°.

Trzon wałów stanowią przeważnie paraglacilimniczne piaski bardzo drobnoziarniste i drobnoziarniste, horyzontalnie laminowane, bądź ze strukturami riplemarków. Wyżej zalegają piaski ze żwirami i żwiry glacifluwialne z dużym udziałem materiału lokalnego. Pomiary warstwowania przekątnego wskazują



Rys. 41. M i ł o c h n i e w i c e. Wał kemowy. Osady i struktury kontaktu lodowego w brzeżnej części formy

1 – piaski drobnoziarniste glacifluwialne; 2, 3 i 5 – piaski różnoziarniste ze żwirem glacifluwialne; 4 – glina ablacyjna; 6 – mułek ablacyjny; 7 – piaski ze żwirem i humusem; 8 – hałda

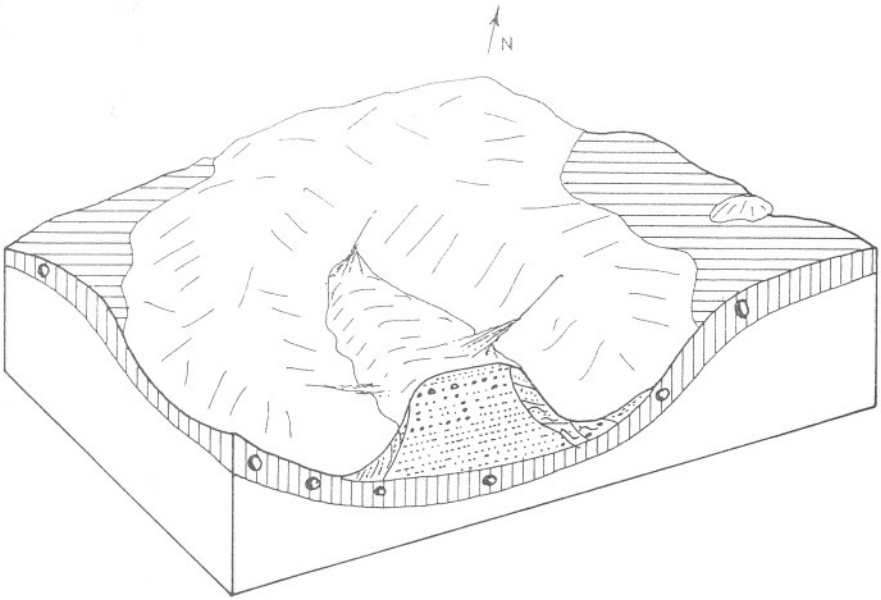
Kame ridge. Ice-contact sediments and structures in the edge part of the form

1 – fine-grained glaciofluvial sands; 2, 3, and 5 – various-grained glaciofluvial sands with gravel; 4 – till; 6 – ablation silt; 7 – sands with gravel and humus; 8 – obscured

na kierunek przepływu wód z NW na SE, zgodny z przebiegiem osi morfologicznych tych form i ogólnym pochyleniem terenu w stronę obniżenia górnej Rawki.

Biorąc pod uwagę zupełnie odmienny układ serii materiału od typowego dla ozów na Nizinie Mazowieckiej (M i c h a l s k a 1971), w których trzon stanowią żwiry, a nie utwory drobnoziarniste, można oz Złotej zaliczyć do kategorii wałów kemowych. Budowa ich jest bardzo zbliżona do kemów np. okolic Pszczonowa, w strefie północnej krawędzi Wysoczyzny Skierniewickiej (K l a j n e r t 1978).

Strefa wysoczyzn morenowych po południowej stronie doliny górnej Rawki, pochylonych generalnie ku niej, jest znacznie szersza niż po północnej stronie Rawki. Szerokość tej strefy sięga na południe po linię działu wodnego między Rawką a Pilicą i waha się od 3 do 10 km. Wysoczyzny te, w tak ujętych granicach, są położone również wyżej niż te po północnej stronie doliny Rawki. Wznoszą się one przeciętnie od 170 do 215 m n.p.m. Większe jest tu także urozmaicenie rzeźby, spowodowane znaczną liczbą wypukłych form rzeźby i silnym rozczłonkowaniem terenu przez dobrze rozwinięty system dolin południowych dopływów Rawki. Te dwie przyczyny dużego urozmaicenia rzeźby terenu niejako sumują się w okolicach Żelechlinka – stąd, poczynając od W o l d s t e d t a (1935), tu wyróżniono dotychczas



Rys. 42. M i ł o c h n i e w i c e. Próba rekonstrukcji środowiska akumulacji osadów wału kemowego w obniżeniu podłoża lądolodu warciańskiego

An attempt on reconstruction of accumulation environment of the kame sediments in the depression in the Warta ice-sheet bedrock

pagórkói moren czołowych maksymalnego zasięgu lądolodu stadiału warty (B a l i ń s k a - W u t t k e 1960). Przedłużenia tego ciągu moren usiłowano dopatrywać się także dalej ku wschodowi, aż po Czerniewice (rys. 15) i dlatego tym bardziej celowe jest przeanalizowanie tej rzeźby, poczynając od okolic Rogowa i Koluszek na zachodzie, po okolice Czerniewic na wschodzie.

Obszar między Rogowem a Koluszkami

Szereg wypukłych form rzeźby na tym terenie stanowi w promieniu kilkunastu kilometrów najwyżej położone miejsca akumulacji wodnolodowcowej. Najwyższy wśród pagórków okolic Koluszek, położony nieopodal wsi Długie, wznosi się około 20 m ponad słabo urozmaiconą wysoczyznę morenową. Jego długość sięga 1,3 km, a szerokość dochodzi do 500 m. Lekko kopulasta powierzchnia grzbietowa osiąga 223,2 m n.p.m. Oś morfologiczna wału biegnie z NW na SE. Sąsiednia, zbliżona rozmiarami forma (leży na niej wieś Zygmuntów), osiąga nieco mniejszą wysokość bezwzględną – 217–219,3 m n.p.m. Płaska powierzchnia grzbietowa nadaje jej kształt plateau.

Z analizy odsłonięć i wielu wierceń o głębokości do 4,5 m wynika, że zasadniczy trzon tych form jest zbudowany z drobnoziarnistych piasków

i mułków, przykrytych z wierzchu serią piasków i piasków ze żwirem. Miąższość tej czapy piaszczysto-żwirowej sięga 3–5 m, a tworzące je osady są warstwowane przekątnie i horyzontalnie.

Na stokach opisywanych form powszechne są płaty utworów ablacyjnych o miąższości do 1,5 m. Nigdzie w obrębie tych form nie spotkano zaburzeń glacitektonicznych.

Warto podkreślić, że pagórki o podobnej budowie w szeroko pojętej okolicy Rogowa i Koluszek, sąsiadują z licznymi i dobrze zachowanymi zagłębieniami bezodpływowymi, wypełnionymi po części stawami. W jednym z zagłębień bezodpływowych w tej okolicy znaleziono osady jeziorne i gleby kopalne z eemu i vistulianu (M a n i k o w s k a 1966), a zespół blisko siebie położonych zagłębień w Józefowie koło Rogowa znany jest powszechnie jako miejsce niezwykle owocnych badań peryglacjalnych D y l i k a (m.in.: 1961, 1963, 1968).

Budowa wewnętrzna analizowanych pagórków wskazuje, że ich akumulację wiązać należy z aktywnością wód ablacyjnych lądolodu – najpierw w zbiornikach wodnych między płatami martwego lodu, a później – analogicznie jak w Kotlinie Górnej Rawki – w korytach glacifluwialnych rzek roztokowych. Daje to podstawę do zaklasyfikowania tych form do kemów, tej samej grupy genetycznej, do której należą kemy Wysoczyzny Skierniewickiej (K l a j n e r t 1978).

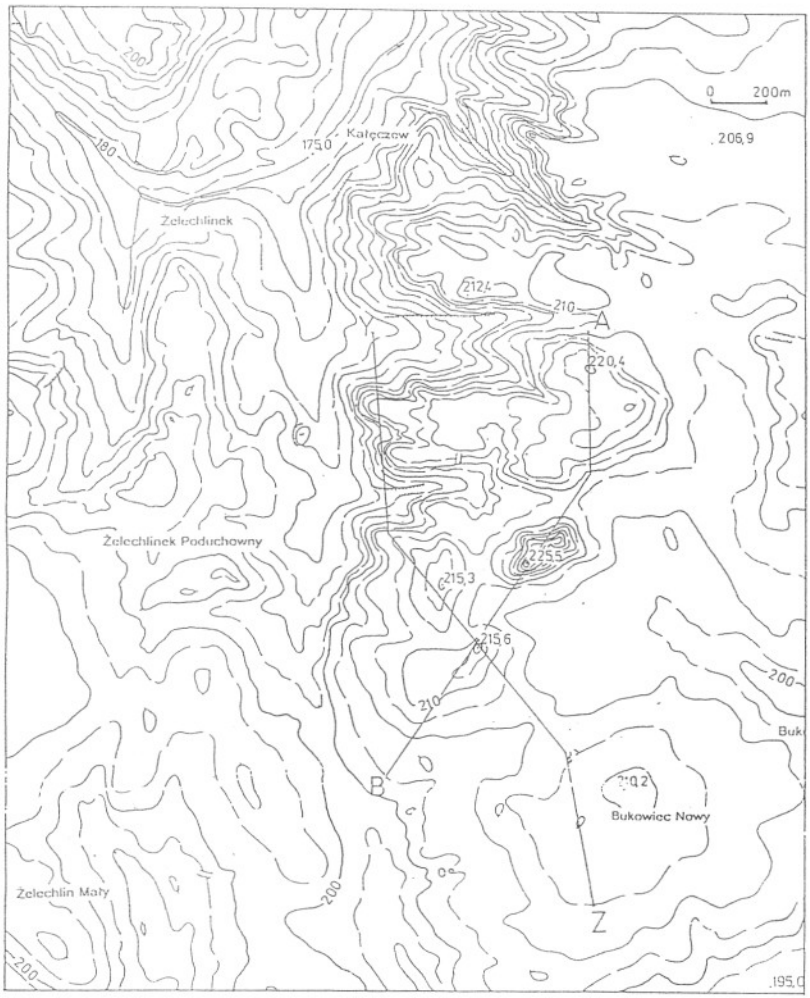
Obszar tzw. „moreny żelechlińskiej"

Grupa występujących tu pagórków to najbardziej wyrazisty i największy zespół wypukłych form rzeźby między górną Rawką a Pilicą, znany już od czasów L e n c e w i c z a (1927) jako „morena żelechlińska" (rys. 43; fot. 16).

Pagórki te położone są w brzeżnej, przykrawędziowej części wysoczyzny morenowej co sprawia, że osiągają od strony obniżenia dolinnego wysokość względną 30 m, zaś od strony wysoczyzny – 10–20 m. Kulminacje pagórków są na ogół łagodne, bochenkowate. Najbardziej „wyostrzoną" formą jest pagórek w Bukowcu o wysokości 225,5 m n.p.m. Nachylenie jego stoków sięga 15°–17°.

Pierwsze szczegółowe informacje o budowie wewnętrznej tych form opublikowała B a l i ń s k a - W u t t k e (1960, 1967, 1968). Podaje ona, że są one utworzone ze żwirów o znacznej średnicy, do 5–6 cm, z dużym udziałem skał z lokalnego podłoża mezozoicznego.

Zebrane przez autora materiały terenowe w części tylko potwierdzają te informacje. Rzeczywiście, grzbietowe partie pagórków, a niekiedy i ich części stokowe są zbudowane z grubego materiału, lecz głębiej, jak wynika to z licznych wkopów i wierceń, zalegają osady mułkowe i drobnopiaszczyste, podobne do opisanych z Kotliny Górnej Rawki serii paraglacilimnicznych. Miąższość żwirów przykrywających te osady nie przekracza 4 m (rys. 44). Na stokach pagórków stwierdzono obecność utworów ablacyjnych i struktur



Rys. 43. Rzeźba kemowa okolic Żelechlinka

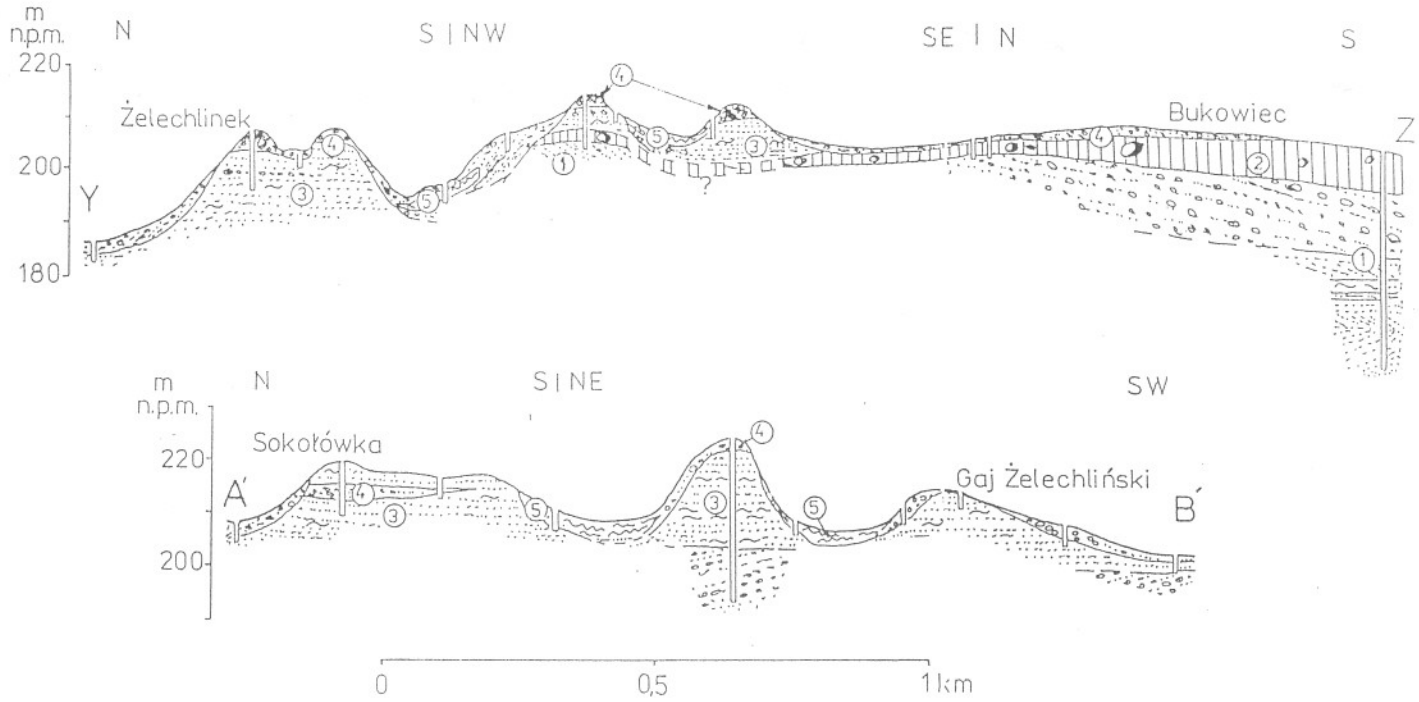
AB, YZ – linie przekrojów przedstawionych na rys. 44

Kame relief in the vicinity of Żelechlinek

AB, YZ – lines of sections shown in Fig. 44

zaburzeń grawitacyjnych, charakterystycznych dla stref kontaktu lodowego (rys. 45, 46, 47).

Obszar wysoczyznowy, położony na południe od grupy analizowanych pagórków, pochylony łagodnie w kierunku południowo-wschodnim, zbudowany jest przede wszystkim z warciańskiej gliny zwałowej, niekiedy przykrytej piaskami glacifluwialnymi o kilkumetrowej miąższości (rys. 43, 48). Glina ta, podobnie jak w przypadku obniżenia Rawki, wyściela tu dolinę Rękawki (górnej Krzemionki).

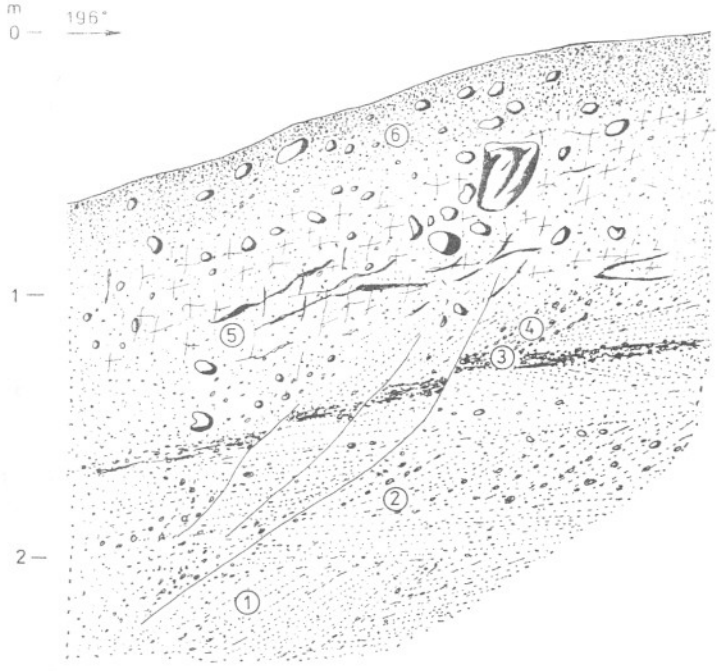


Rys. 44. Budowa wewnętrzna kemów między Żelechlinkiem a Bukowcem

warta: 1 – piaski ze żwirem i piaski z przewarstwieniami mułków, sandrowe, 2 – glina zwałowa, 3 – piaski bardzo drobnoziarniste i drobnoziarniste, paraglacilimniczne kemów, 4 – piaski i żwiry glacifluwialne kemów i równin wysoczyznowych, 5 – gliny, piaski i mułki ablacyjne

Structure of kames between Żelechlinek and Bukowiec

Warta: 1 – sands with gravel and sands with intercalations of silts, of outwash plain origin, 2 – till, 3 – very fine- and fine-grained paraglaciolimnic sands of kames, 4 – glaciofluvial sands and gravels of kames and upland plains, 5 – ablation tills, sands, and silts



Rys. 45. K a ł ę c z e w. Zaburzone grawitacyjnie utwory glacifluwialne i ablacyjne

1 – piaski średnioziarniste i drobnoziarniste; 2 – piaski ze żwirem i pojedynczymi otoczakami; 3 – żwiry drobne, silnie zorsztynizowane; 4 – piaski rożnoziarniste ze żwirem; 5 – diamiktyty (piaski gliniaste, żwiry gliniaste, miejscami piaski ze żwirem) – utwór ablacyjny, częściowo redeponowany przez procesy stokowe, 6 – piaski ze żwirem i humusem

Gravitationally disturbed glaciofluvial and ablation sediments

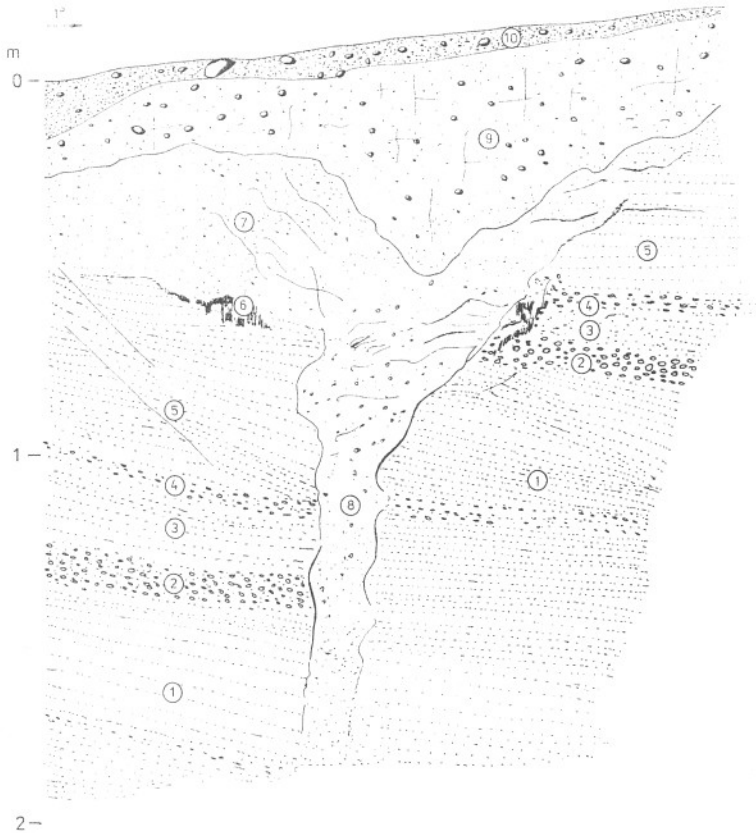
1 – medium- and fine-grained sands; 2 – sands with gravel and sporadic pebbles; 3 – fine gravels, strongly ortsteined; 4 – various-grained sands with gravel; 5 – diamictons (clayey sands, clayey gravels, sometimes sands with gravel) – ablation material, partially redeposited by slope processes, 6 – sands with gravel and humus

Fakty te wskazują, iż pagórki okolic Żelechlinka, podobnie jak wiele innych dotychczas opisanych w rejonie górnej Rawki, są kemami o złożonej, dwuczłonowej genezie: glacilimnicznej lub paraglacilimnicznej i glacifluwialnej. Powstały one w warunkach martwego lodu i w związku z tym nie mogą być nadal uważane za moreny czołowe, wyznaczające maksymalny zasięg lądolodu warciańskiego.

Obszar między Annopolem a Czerniewicami

Szczegółową analizą objęto tu wały położone na linii działu wodnego Rawki i Pilicy (rys. 49).

Formy te, o długości 500–700 m, szerokości do 300 m i wysokości względnej około 10 m są opisywane w literaturze jako moreny czołowe (L e n c e -



Rys. 46. Ż e l e c h l i n e k. Klin kompakcyjny w osadach kontaktu lodowego

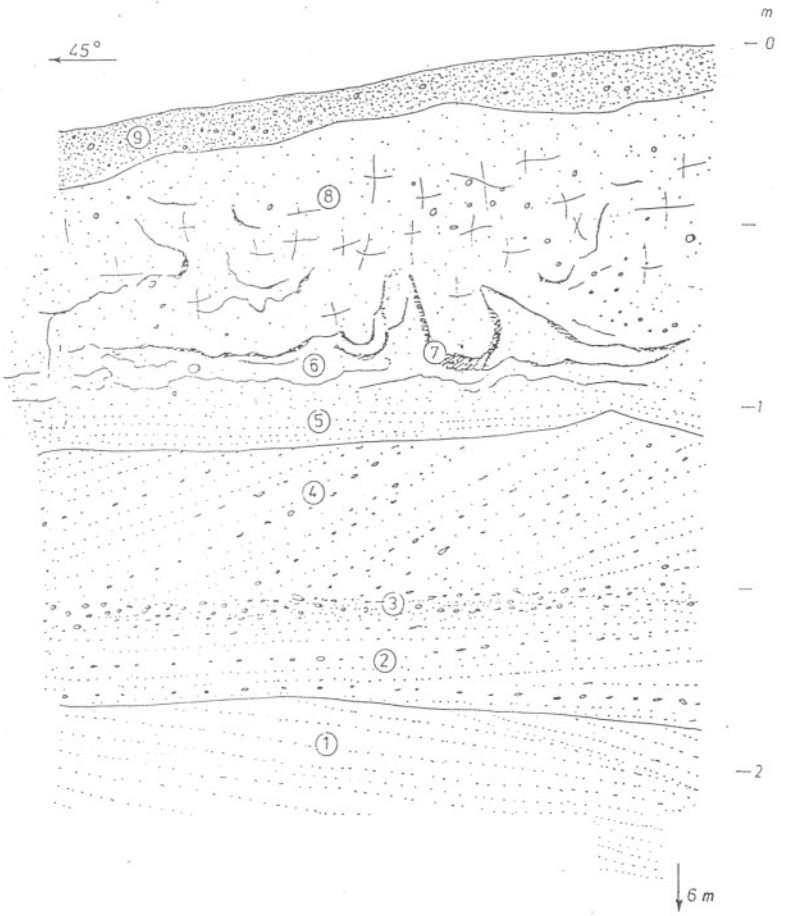
1 – piaski średnioziarniste i drobnoziarniste; 2 – piaski ze żwirem; 3 – piaski średnioziarniste; 4 – piaski różnoziarniste ze żwirem drobnym; 5 – piaski średnioziarniste i drobnoziarniste; 6 – piaski j.w., zorsztynizowane; 7 – piaski różnoziarniste; 8 – piaski średnioziarniste; 9 – piaski gliniaste, ablacyjne; 10 – piaski ze żwirem, humusowe

Wedge in ice-contact sediments originated due to collapsing

1 – middle- and fine-grained sands; 2 – sands with gravel; 3 – medium-grained sands; 4 – various-grained sands with fine gravel; 5 – medium- and fine-grained sands; 6 – sands as above, strongly ortsteined; 7 – various-grained sands; 8 – medium--grained sands; 9 – clayey ablation sands; 10 – humus sands with gravel

w i c z 1927; W o l d s t e d t 1935; R u s z c z y ń s k a - S z e n a j c h 1966a; T r z m i e l 1986), stosownie do założeń, iż tędy wzdłuż działu wodnego przebiegała granica maksymalnego zasięgu lądolodu warciańskiego. Niewątpliwy wpływ na zakwalifikowanie tych form do kategorii moren czołowych miał także fakt, że w odróżnieniu do wielu innych, wyciągnięte są one prawie równoleżnikowo.

Najwięcej danych o budowie wałów autor zebrał dzięki dwóm głębszym wierceniom, usytuowanym na powierzchni szczytowej wałów (rys. 50, 51).



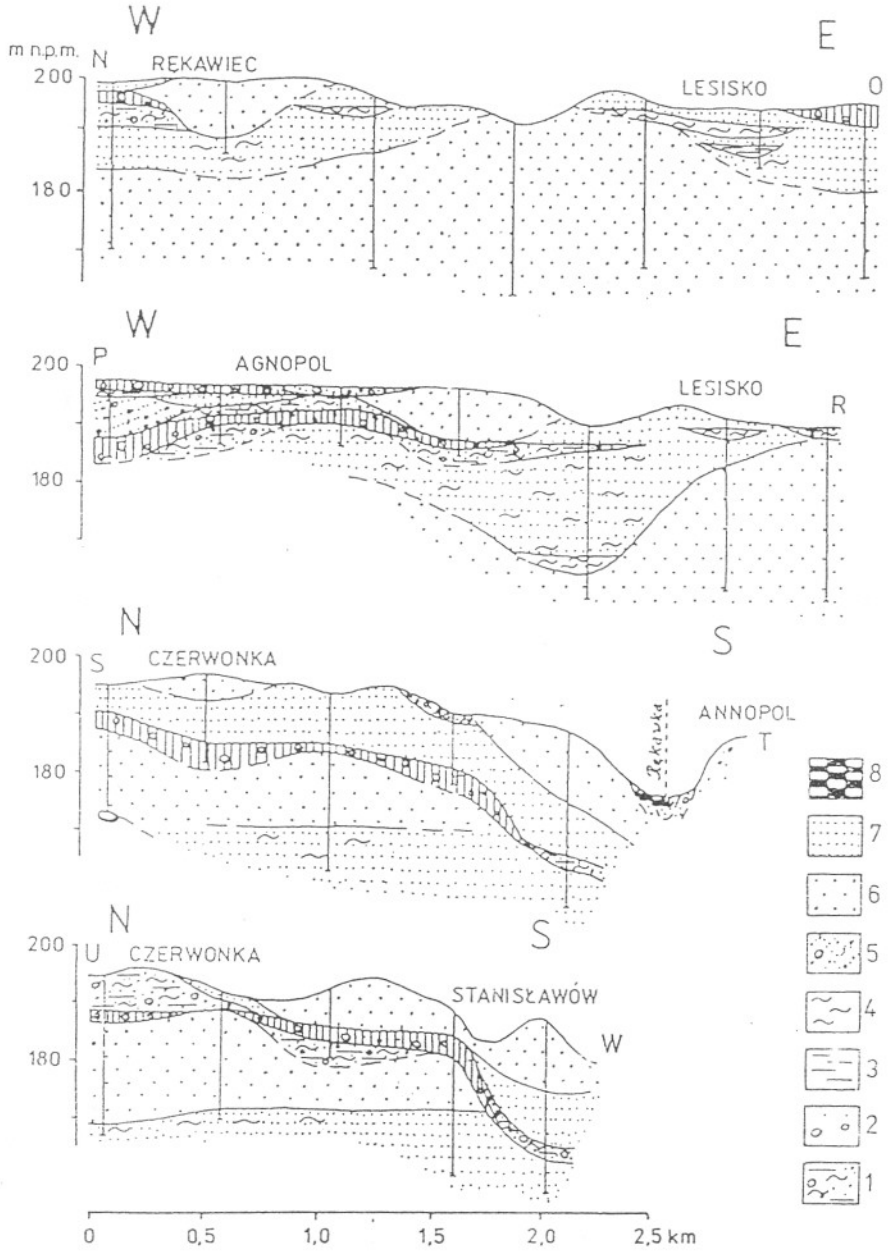
Rys. 47. Ż e l e c h l i n e k. Osady glacifluwialne i ablacyjne na stoku pagórka kemowego

seria paraglacilimniczna: 1 – piaski bardzo drobnoziarniste, co najmniej do 6 m poniżej powierzchni terenu (odsłonięcie pogłębione wierceniem ręcznym); seria glacifluwialna: 2 – piaski różnoziarniste z domieszką żwiru, 3 – żwiry piaszczyste, 4 – piaski różnoziarniste ze żwirem, 5 – piaski różnoziarniste; seria ablacyjna (przekształcona peryglacjalnie): 6 – piaski drobnoziarniste; 7 – piaski gliniaste, zaburzone, 8 – piaski i żwiry gliniaste, masywne; 9 – piaski ze żwirem, humusowe

Glaciofluvial and ablation sediments on the slope of a kame hill

paraglaciolimnic series: 1 – very fine-grained sands, until at least 6 m. below ground surface (the excavation deepened with a hand boring); glaciofluvial series: 2 – various-grained sands with an admixture of gravel, 3 – sandy gravels, 4 – various--grained sands with gravel, 5 – various-grained sands; ablation series (periglacially transformed): 6 – fine-grained sands; 7 – clayey sands, disturbed, 8 – sands and clayey gravels, massive; 9 – humus sands with gravel

Potwierdziły to także sondy ręczne o zasięgu do 4 m oraz 3 odkrywki na stokach form. W wyniku analiz osadów stwierdzono znaczną ich homogeniczność w zakresie parametrów uziarnienia, obróbki ziarn oraz składu mineralnego (badano głównie zawartość skaleni). Cechy litologiczne badanych

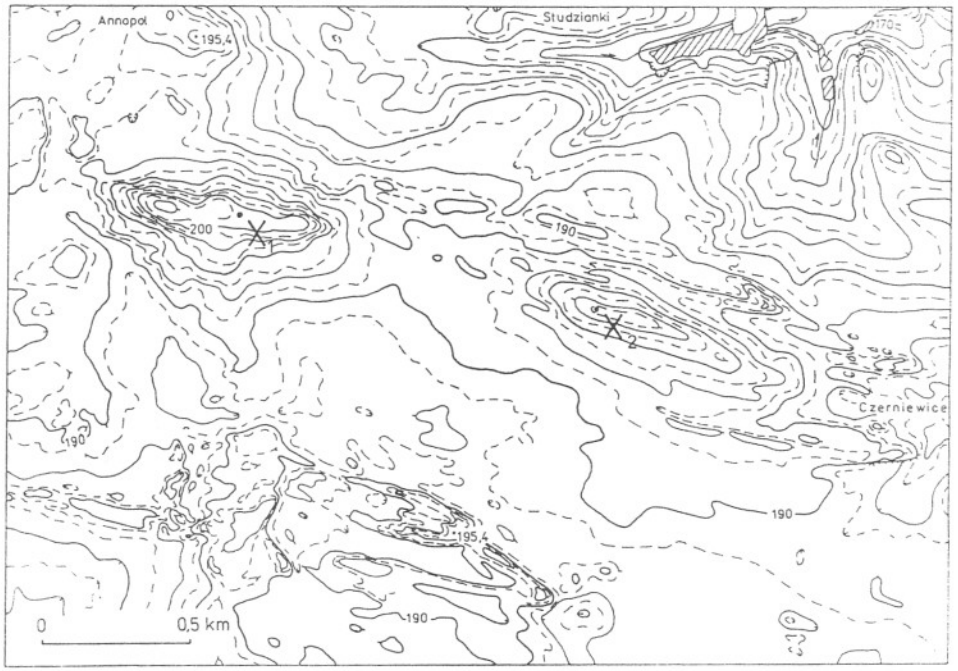


Rys. 48. Przekroje geologiczne obszaru przedpola tzw. „moreny żelechlińskiej"

warta: 1 – gliny piaszczyste i piaski gliniaste, 2 – gliny zwałowe, 3 – iły, 4 – mułki, 5 – piaski i żwiry, 6 – piaski średnioziarniste i gruboziarniste, 7 – piaski drobnoziarniste; holocen: 8 – torfy

Cross-sections of the foreground of the so called "Żelechlinek moraine"

Warta: 1 – sandy tills and clayey sands, 2 – till, 3 – clays, 4 – silts, 5 – sands and gravels, 6 – medium- and coarse-grained sands, 7 – fine-grained sands; Holocene: 8 – peats



Rys. 49. Rzeźba obszaru między Annopolem a Czerniewicami

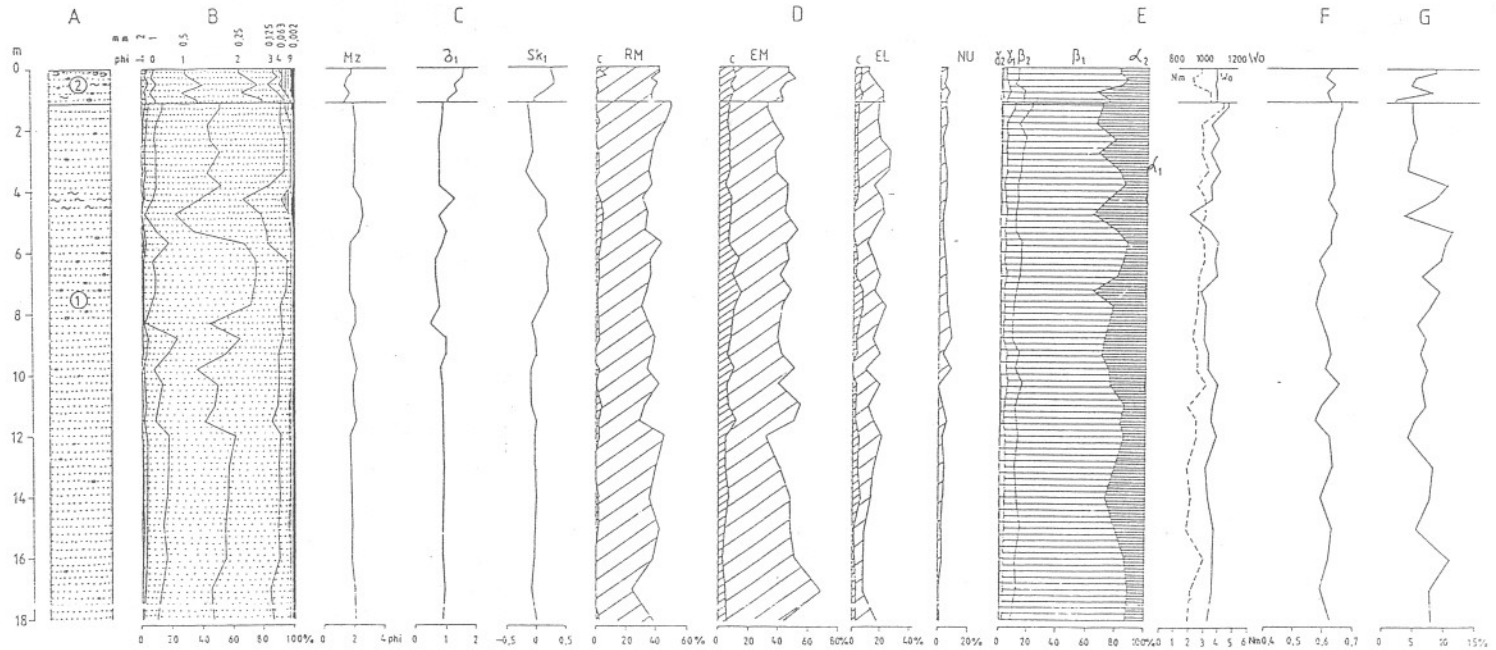
X_1, X_2 – miejsca wierceń, przedstawionych na rys. 50 i 51

Landscape between Annopol and Czerniewice

X_1, X_2 – borings shown in Fig. 50 and 51

osadów nie odbiegają od cech stwierdzonych w budowie wielu kemów w obszarze zlewni Rawki, lecz różnią się zasadniczo od cech utworów stref marginalnych żywych lądolodów (K r ü g e r 1982, 1994; K o z a r s k i 1987). Stabilność ta, zwłaszcza w zakresie uziarnienia (wiercenie w Annopolu) wskazywać może, że osady kemowe były tu początkowo akumulowane w zbiornikach wodnych, pomiędzy płatami martwego lodu. Czynnikiem sprzyjającym martwieniu lodowca w tej strefie była powierzchnia podlodowa – jest to przecież strefa działu wodnego. Tu właśnie w czasie deglacjacji arealnej doszło zapewne do najwcześniejszego zamierania lodowca. Prawdopodobnie opisywane wały kemowe powstały wcześniej niż odpowiednie formy w Kotlinie Górnej Rawki.

Cechy budowy wewnętrznej tych form, podobnie jak i pagórków w okolicach Żelechlinka, nie upoważniają, zdaniem autora, do podtrzymywania tezy o ich czołowomorenowym charakterze, wyznaczającym postój żywego czoła lądolodu.

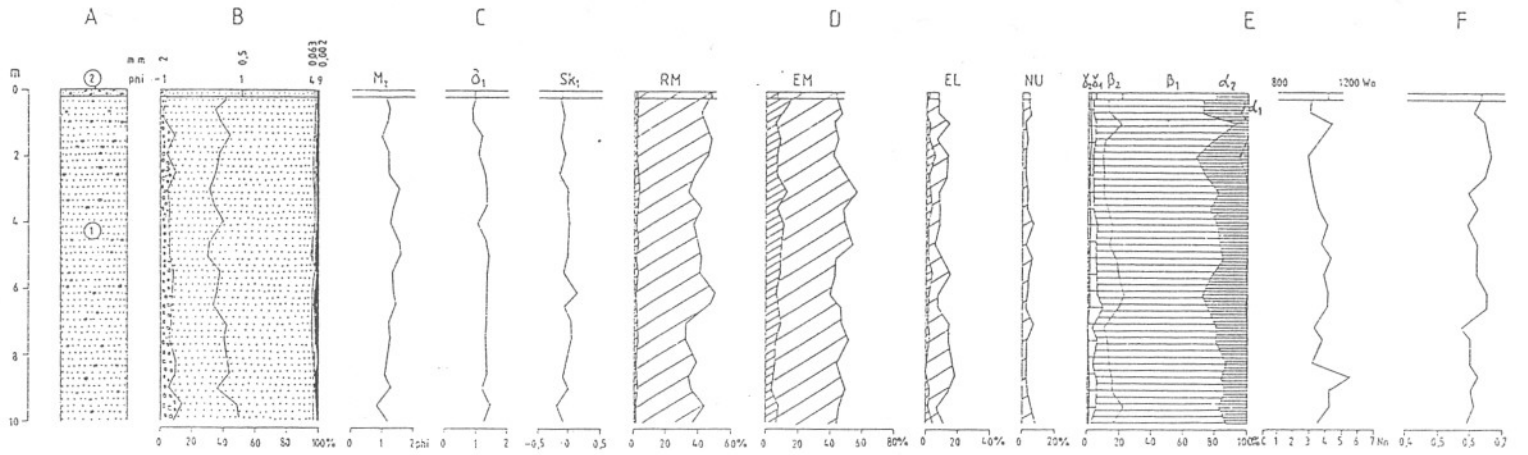


Rys. 50. Cechy litologiczne utworów wału kemowego w Annopolu

A – profil geologiczny: 1 – piaski drobnoziarniste i średnioziarniste, paraglacilimniczne, 2 – piaski różnoziarniste z domieszką żwiru, glacifluwialne; B – rozkład uziarnienia; C – graficzne wskaźniki uziarnienia Folka-Warda; D – morfoskopia; E – graniformametria; F – wskaźnik zaokrąglenia wg Krumbeina; G – zawartość skaleni

Lithological features of kame material at Annopol

A – geologic profile: 1 – fine- and medium-grained paraglaciolimnic sands, 2 – various-grained glaciofluvial sands with an admixture of gravel; B – grain-size distribution; C – Folk-Ward's graphic indicators of grain-size composition; D – morphoscopy; E – graniformametry; F – rounding indicator according to Krumbein; G – feldspars content



Rys. 51. Cechy litologiczne utworów wału kemowego w Studziankach koło Czerniewic

A – profil geologiczny: warta: 1 – piaski różnoziarniste z domieszką żwiru, glacifluwialne; holocen: 2 – piaski ze żwirem i humusem; B – rozkład uziarnienia; C – graficzne wskaźniki uziarnienia Folka-Warda; D – morfoskopia; E – graniformametria; F – wskaźnik zaokrąglenia wg Krumbeina

Lithological features of kame material at Studzianki near Czerniewice

A – geologic profile: Warta: 1 – various-grained glaciofluvial sands with an admixture of gravel; Holocene: 2 – sands with gravel and humus; B – grain-size distribution; C – Folk-Ward's graphic indicators of grain-size; D – morphoscopy; E – graniformametry; F – rounding indicator according to Krumbein

Równina Tomaszowska to słabo urozmaicony, wysoczyznowy obszar, pochylony łagodnie od Pagórków Żelechlińskich i strefy działu wodnego Rawki i Pilicy w kierunku południowo-wschodnim. W tym też kierunku rozczłonkowują go płytko równoległe do osi głównych struktur antyklinorium, niewielkie doliny rzek – dopływów Pilicy (rys. 1). Lokalne urozmaicenie rzeźby w obszarach pozadolinnych stanowią tu wydmy między Czerniewicami a Tomaszowem Mazowieckim oraz dość liczne zagłębienia bezodpływowe.

Równina Tomaszowska przez niektórych badaczy była dotychczas traktowana jako typowa strefa sandrowa, uformowana przez wody proglacjalne lądolodu warciańskiego, w czasie jego postoju na linii maksymalnego zasięgu w rejonie tak zwanych „moren żelechlińskich" (B a l i ń s k a - W u t t k e 1960; K l a t k o w a 1972a; R ó ż y c k i 1972; D y l i k o w a 1973). Nowsze badania dowodzą, że w wielu miejscach na powierzchni terenu, na przykład w szeroko rozumianych okolicach Tomaszowa Mazowieckiego, występuje tu materiał moreny dennej, głównie glina zwałowa (G o ź d z i k 1975a, b; T r z m i e l 1986, 1990). Wiek tej gliny wiąże się obecnie ze stadiałem warty (T r z m i e l 1986, 1990). Jak już wspomniano uprzednio, autor zgadza się z tymi spostrzeżeniami i interpretacją wiekową gliny zwałowej.

O znacznie dalszym zasięgu lądolodu warciańskiego na południe od linii działu wodnego Rawka-Pilica, to jest także od tak zwanych „moren żelechlińskich", świadczy zarówno brak jest form marginalnych wzdłuż linii działu, jak i cechy litologiczne i sposób ułożenia wspomnianej gliny zwałowej. Glina ta, występująca w warunkach przypowierzchniowych po obu stronach działu wodnego ma tę samą miąższość – od 1 m do 5 m, występuje na tej samej wysokości i odznacza się analogicznymi cechami teksturalnymi, zabarwieniem i sposobem kontaktu z seriami wodnolodowcowymi oraz ablacyjnymi. Na Równinie Tomaszowskiej nie znaleziono miejsca, gdzie ciągłość gliny byłaby przerwana w sposób upoważniający do przeprowadzenia tam etapowego zasięgu lądolodu. Istnieją natomiast przykłady rozcięć jej pokładu seriami glacifluwialnymi, wyciągniętymi pasmowo z NW na SE – wzdłuż wspomnianych dolin.

Glacifluwialne szlaki towarzyszące Piasecznicy, Gaci, Strudze i Luboczance są wynikiem wytapiania się martwego lodu, zalegającego na południe od linii działu wodnego: Koluszki–Żelechlinek–Czerniewice. Serie glacifluwialne były tu składane w silnie zdezintegrowanej, cienkiej pokrywie lodowca warciańskiego pomiędzy płatami martwego lodu oraz pod przewieszkami lodowymi. Bezpośrednim dowodem intraglacjalno-subglacjalnej akumulacji serii wodnolodowcowych Równiny Tomaszowskiej wśród martwych lodów są często stwierdzane przypadki zalegania na tych seriach utworów, zdaniem autora, niewątpliwie ablacyjnych. Osady ablacyjne nie zostały całkowicie zniszczone przez erozję glacifluwialną, co wynikało z faktu utrudnień w odpływie na południe niewielkich ilości martwego lodu, a także z powodu

skierowania się znacznej ilości wód roztopowych ze strefy wododziałowej w kierunku północnym – ku obniżeniu Rawki. Osady ablacyjne, spoczywające na glinie zwałowej lub piaskach wodnolodowcowych, pochodziły z wytapiania się martwych lodów na powierzchni, podczas gdy powstałe później liczne zagłębienia bezodpływowe, wiązać należy z bryłami lodu pogrzebanego. Należy jednak podkreślić, że osady określone tu jako ablacyjne, zaznaczane były często na starszych mapach geologicznych jako eluwia glin zwałowych (np. M a k o w s k a 1970).

Serie glacifluwialne Równiny Tomaszowskiej wykazują nieznaczne pochylenie na SE lub S (wzdłuż doliny Gaci). Ich powierzchnie stropowe przechodzą niezwykle łagodnie, w sposób prawie niezauważalny w wysoczyzny morenowe, zaś w centralnych partiach są rozcięte dość wąskimi, lecz ostro zarysowanymi dolinami rzecznymi. W składzie tych serii duży udział mają piaski drobnoziarniste, co może wskazywać na pewne utrudnienia w odpływie na południe, ku Pilicy (fot. 17). Jak wynika bowiem z badań G r z y b o w s k i e g o (1972, 1993), wody ablacyjne w obniżeniu Pilicy były również blokowane przez martwe lody i w związku z tym występują tam serie paraglacilimniczne (fot. 18).

Osady glacifluwialne, wyciągnięte wzdłuż obniżeń dolinnych Równiny Tomaszowskiej, powstawały prawdopodobnie równocześnie z wytapianiem się martwych lodów także na północ od działu wodnego Rawka–Pilica. Gdyby bowiem w terenie na północ od działu wodnego istniał w tym czasie żywy lądolód – jakby to wynikało z koncepcji „strefy sandrowej" na Równinie Tomaszowskiej – to każde cofnięcie się czoła lądolodu musiałoby się odzwierciedlić rozcięciem proglacjalnych pokryw wodnolodowcowych. W takim przypadku winny rozwinąć się poziomy sandrowe, podobne do występujących na obszarze zlodowacenia vistuliańskiego, na przykład na sandrze Brdy, Pisy, czy Drwęcy.

W analizowanych szlakach glacifluwialnych Równiny Tomaszowskiej istnieje rozcięcie, ale tylko jedno, wynikające z szybkiego obniżania się w pewnym okresie bazy erozyjnej w dolinie Pilicy (pradolinie Pilicy ?).

Wciąż otwarty pozostaje problem wyznaczenia maksymalnego zasięgu lądolodu warciańskiego w szeroko pojętej strefie doliny Pilicy. Pewne, skromne światło w tej sprawie mogą rzucić obserwacje autora w pasie terenu o szerokości kilku kilometrów, towarzyszącym dolinie Pilicy na wschód od Tomaszowa Mazowieckiego. Napotkano tam osady, które można by wiązać ze strefą marginalną – ze środowiskiem terminoglacjalnym. Nie tworzą one jednak wyraźnych form; jedynie w pobliżu Domaniewic stwierdzono niewielkie, kilkumetrowej wysokości pagórki, zbudowane ze żwirów oraz piasków ze żwirem i głazami. Utwory te są przewarstwione diamiktytami ablacyjnymi. Genezę tych pagórków można by wiązać, być może, ze strefą czoła lądolodu. Również na północnych obrzeżach Tomaszowa Mazowieckiego, w rejonie drogi szybkiego ruchu, znaleziono osady noszące znamiona gwałtownego transportu glacifluwialnego – być może w strefie bramy lodowcowej (fot. 19). Ich struktura wskazuje, że były one transportowane w kierunku obniżenia

Pilicy. Należy ponadto w tym miejscu przypomnieć, iż S a d ł o w s k a (1982) stwierdziła po południowej stronie Pilicy między Smardzewicami a Dąbrową utwory sandrowe i wiek ich związała ostrożnie z lądolodem warciańskim. Ich utworzenie było możliwe w czasie postoju lądolodu w osi doliny Pilicy koło Tomaszowa Mazowieckiego.

WYSOCZYZNA RAWSKA

Wysoczyzna Rawska w granicach badanego obszaru leży przeciętnie o 20–30 m niżej niż przyległa do niej od zachodu Wyżyna Łódzka (Wysoczyzna Skierniewicka i tereny sąsiednie od południa). Charakteryzuje ją także odpowiednio niższe położenie pokładu gliny warciańskiej w stosunku do Wyżyny. Jest to więc obszar rozległego obniżenia powierzchni podlodowej lądolodu warty. Obniżenie otwarte jest w kierunku wschodnim, ku centrum niecki mazowieckiej i południowo-wschodnim, co miało niewątpliwy wpływ na bardziej sprzyjające, w porównaniu z Wyżyną Łódzką, warunki transgresji wspomnianego lądolodu.

Główne urozmaicenie rzeźby Wysoczyzny Rawskiej tworzą, podobnie jak w obniżeniu Rawki, wielkie formy wodnolodowcowe. Są one tu jednak luźniej rozmieszczone. Ich osie dłuższe biegną z NW na SE, rzadziej z N na S. Widoczny jest również udział kierunku poprzecznego.

Przykładem takiej dużej formy wodnolodowcowej jest Wał Pukiniński, który ciągnie się południkowo na linii Julianów–Pukinin–Ossowice wzdłuż dolin Rawki i Rylki po ich wschodniej stronie. Wał ten osiąga długość około 8 km, szerokość od 500 m do 2 km, zaś wysokość względną 40 m od strony zachodniej i 30 m – od wschodniej. Jego płaska powierzchnia grzbietowa jest nieznacznie pochylona z N na S. Kończy się ona wyraźnym załomem przechodzącym w stok, urozmaicony spłaszczeniami, głęboko wcinającymi się obniżeniami i wyraźnie wysuwającymi się drugorzędnymi wałami typu pazurów kemowych o długości do 1 km (rys. 52).

W budowie wewnętrznej Wału Pukinińskiego stwierdzono dominujący udział warstwowanych piasków drobnoziarnistych, przechodzących ku górze w piaski różnoziarniste i piaski ze żwirem (rys. 52). Wypadkowy kierunek

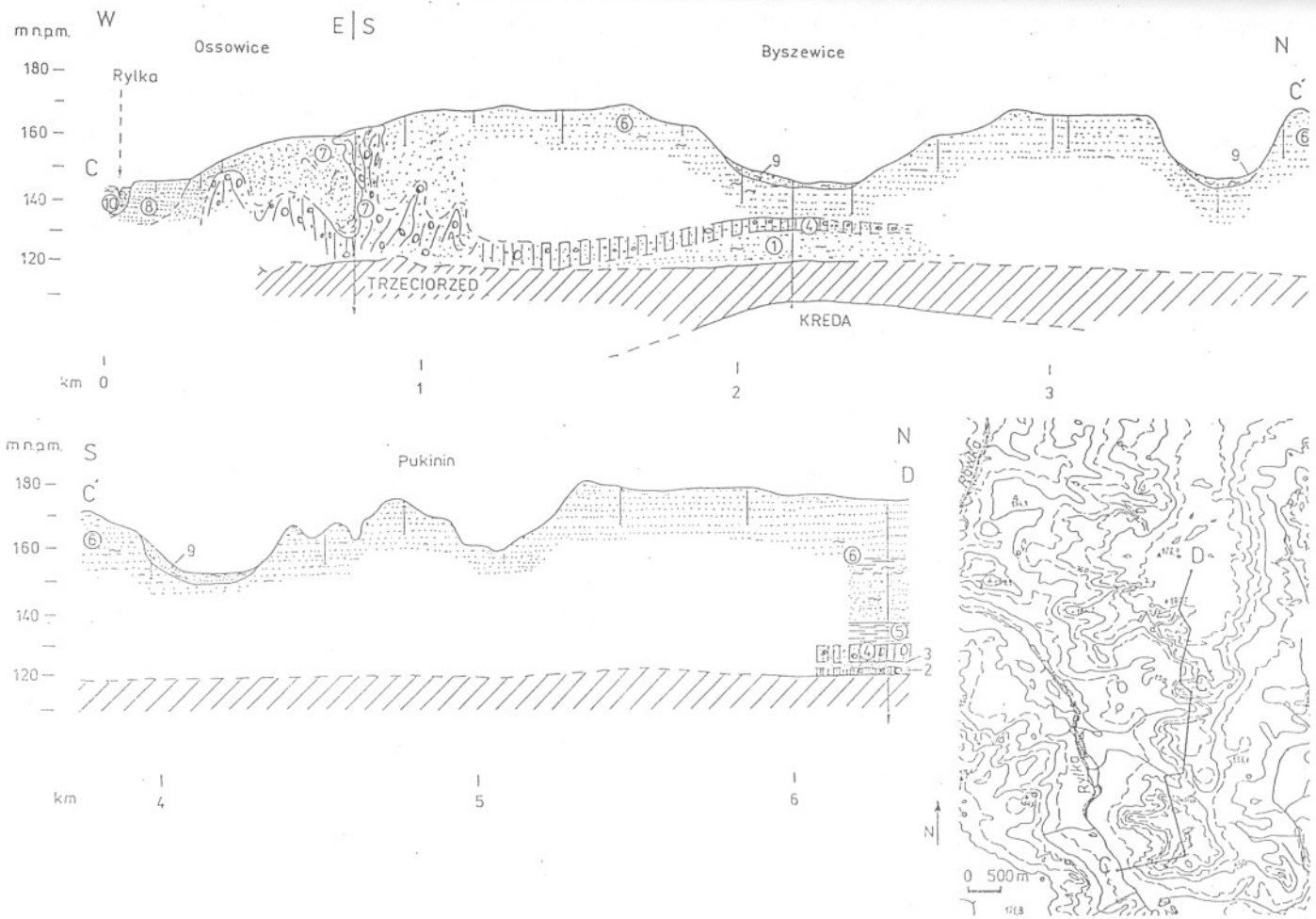
---

Rys. 52. Przekrój geologiczny i rzeźba Wału Pukinińskiego

1 – piaski średnioziarniste, drobnoziarniste i piaski ze żwirem (preglacjał wg B a l i ń s k i e j - W u t t k e 1955); 2 – glina zwałowa; 3 – piaski drobnoziarniste; 4 – glina zwałowa (warta?); 5 – ił warwowy; 6 – piaski, przeważnie drobnoziarniste i bardzo drobnoziarniste z przewarstwieniami mułków, niekiedy iłów (warta – okres deglacjacji); 7 – gliny, mułki i piaski, zaburzone (warta – okres deglacjacji); 8 – piaski fluwioperyglacjalne (vistulian); 9 – piaski i mułki stokowe i rzeczno-stokowe (vistulian i holocen, nierozdzielone); 10 – piaski, mułki i torfy rzeczne (holocen)

Cross-section and topography of the Pukinin Ridge

1 – medium- and fine-grained sands and sands with gravel (Preglacial after B a l i ń s k a - W u t t k e 1955); 2 – till; 3 – fine-grained sands; 4 – till (Warta?); 5 – varved clay; 6 – sands, predominantly fine-grained and very fine-grained with intercalations of silts, sometimes of clays (Warta – deglaciation period); 7 – till, sits and distributed sands (Warta – deglacjation period); 8 – fluvioperiglacial sands (Vistulian); 9 – slope and fluvial/slope sands and silts (Vistulian and Holocene, unsorted); 10 – fluvial sands, silts, and peats (Holocene)


m n.p.m.
W
E
S
Ossowice
Byszewice
N
C
C'
180
160
140
120
Rylka
TRZECIORZĘD
KREDA
km 0
1
2
3
m n.p.m.
S
N
D
Pukinin
180
160
140
120
km 4
5
6
0 500 m

przekątnego warstwowania jest zgodny z osią formy – z N na S. Zarówno rodzaj osadów, jak i charakterystyczny dla kemów tego regionu „wstępujący układ" materiału i osady kontaktu lodowego, obecne na stokach wału wskazują, że jest to również kem.

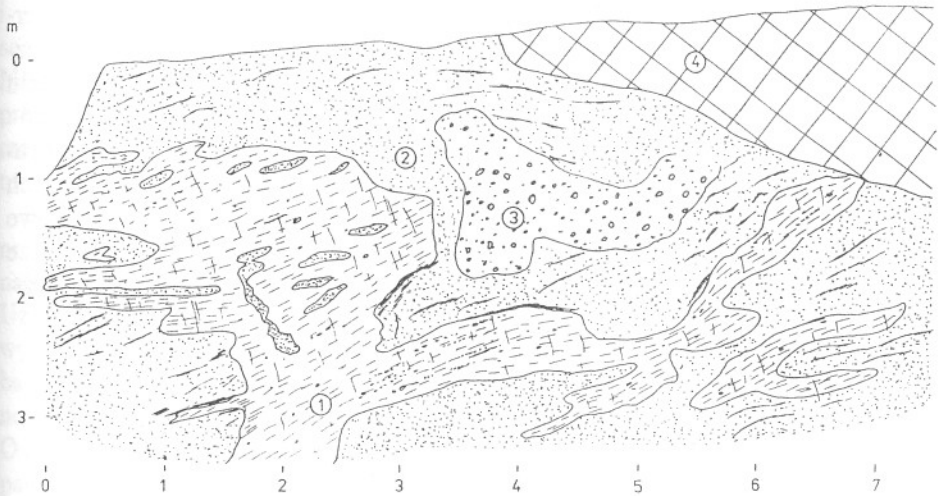
W południowej części Wału Pukinińskiego w Ossowicach występuje jednak styl budowy wewnętrznej dość nietypowy dla kemów badanego obszaru. Do górnej powierzchni wału dochodzi tutaj w kilku miejscach zaburzona glina zwałowa. Była ona przez wiele lat eksploatowana przez miejscową cegielnię. Rozkład starych, zrekultywowanych już wyrobisk, istniejące odsłonięcie oraz wiercenia archiwalne pozwalają na stwierdzenie, iż glina występuje w postaci zespołu rozległych, nieregularnych struktur diapirowych o zasięgu horyzontalnym około 200 m. Osady piaszczyste, w które od dołu wciśnięta została glina, wykazują silne deformacje pierwotnej struktury (rys. 53). Podobne wyciśnięcia, choć o znacznie mniejszej amplitudzie, znaleziono również u podnóża stoków centralnego odcinka wału, m.in. w Pukininie (fot. 20).

Jest rzeczą godną podkreślenia, iż jest to jedyny stwierdzony na badanym terenie przykład kemu z tak rozległymi strukturami deformacyjnymi, których nie można wiązać z zaburzeniami grawitacyjnymi, charakterystycznymi dla stref kontaktu lodowego. Diapirowe wyciśnięcia gliny zwałowej zachodziły w zaawansowanej fazie deglacjacji arealnej, pod koniec akumulacji serii kemowych. Wskazuje na to fakt, że wyciśnięta glina dochodzi aż do stropu osadów wodnolodowcowych (rys. 52). W opisywanym przypadku czynnikiem sprzyjającym procesowi wyciśnięć gliny zwałowej w piasku, ku górze, był fakt, iż w profilu trzeciorzędu i czwartorzędu w zasięgu wału przeważają utwory o dużej plastyczności – iły, mułki, gliny i piaski drobnoziarniste. Trzeciorzęd jest tu ponadto podścielony iłami jurajskimi. Bezpośrednią przyczyną deformacji była zapewne różna miąższość lodu lodowcowego po wschodniej i zachodniej stronie wału. Miąższość ta była znacznie większa po stronie wschodniej, w obniżeniu podłoża lądolodu, niż po stronie zachodniej, gdzie podłoże to wyraźnie wznosi się (skłon antyklinorium). Deformacje wynikały zatem ze zróżnicowania statycznego nacisku na plastyczne podłoże lądolodu.

Są to niewątpliwie zaburzenia charakterystyczne dla tzw. kemów diapirowych (z wyciśniętym jądrem) według K e l l e r a (1954) i B r a m e r a (1963). W Polsce środkowej, gdzie kemy tego rodzaju nie są zbyt liczne, przykłady takich form podają J e w t u c h o w i c z (1969), K l a t k o w a (1972a) i K l a j n e r t (1978). Podobne, kemowe cechy budowy wewnętrznej, lecz bez zaburzeń diapirowych stwierdzono w formach położonych po przeciwległej stronie doliny Rylki, na zachód od analizowanego wału (rys. 54).

Przykładem wielkiej formy wodnolodowcowej jest także tak zwany oz Rylska, położony kilka kilometrów na SE od omówionego wyżej wału, badany już przez Z a b o r s k i e g o (1926) oraz B a l i ń s k ą - W u t t k e (1960). Stanowi on dość rozluźniony ciąg pagórków o przebiegu NW–SE na linii Łaszczyn–Niemgłowy–Wierzchy. Pagórki te wznoszą się przeciętnie kil-

kanaście metrów ponad płaskimi powierzchniami wysoczyznowymi. Formy największe, o wysokościach względnych do 30 m, położone są w środkowej części zespołu, gdzie przebiega dolina Rylki. Towarzyszą im wyraźne, niekiedy podmokłe, zagłębienia bezodpływowe.

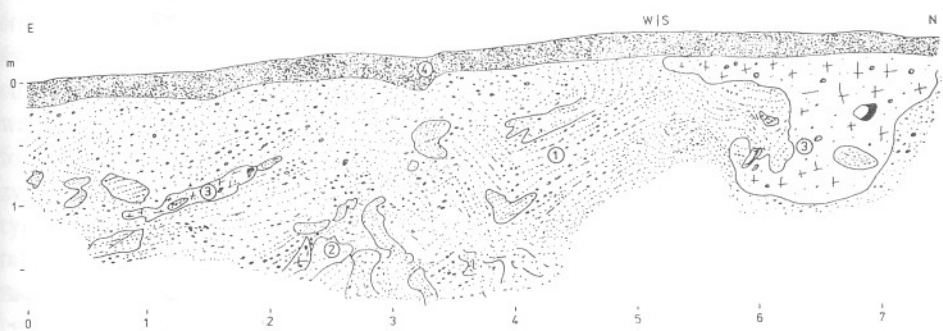


Rys. 53. O s s o w i c e. Fragment strefy diapirowych wyciśnięć gliny w budowie wału kemowego

1 – smugowana glina zwałowa z przewarstwieniami piasku i żwiru; 2 – piaski bardzo drobnoziarniste i drobnoziarniste masywne, miejscami smugi orsztynu; 3 – piaski gruboziarniste i żwiry masywne; 4 – hałda

A fragment of deformations of diapire type in till in the structure of the kame ridge

1 – streaked till with intercalations of sand and gravel; 2 – very fine- and fine-grained massive sands, some ortstein streaks; 3 – coarse-grained sands and massive gravels; 4 – obscured



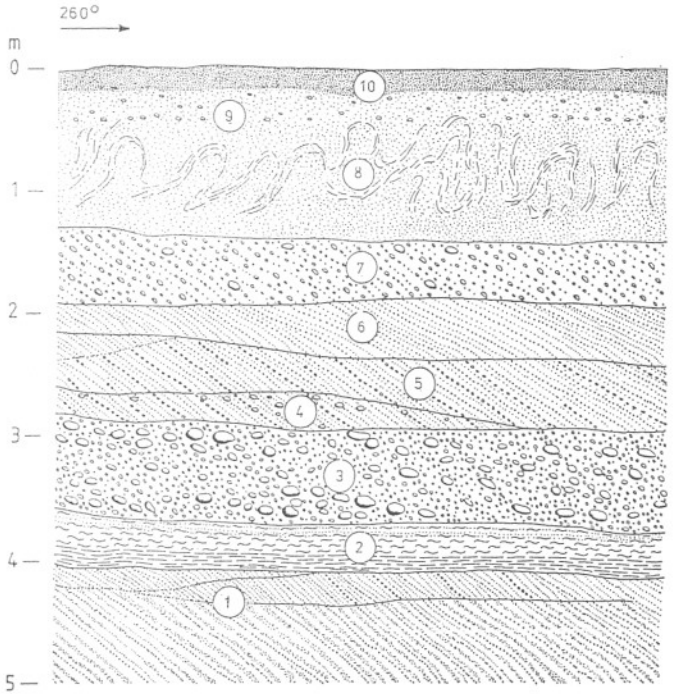
Rys. 54. B o g u s ł a w k i. Osady kontaktu lodowego w brzeżnej części kemu

1 – piaski i żwiry masywne; 2 – pakiety piasków drobnoziarnistych z zachowaną pierwotną strukturą sedymentacyjną; 3 – glina ablacyjna; 4 – poziom humusowy

Ice-contact sediments in the marginal part of the kame

1 – sands and massive gravels; 2 – lumps of fine-grained sands with their original sedimentation structure preserved; 3 – ablation till; 4 – humus

Formy pagórkowate, wchodzące w skład tego zespołu, zbudowane są z piasków i żwirów z niewielkim udziałem diamiktytów ablacyjnych. Miejscami stwierdzany jest charakterystyczny rytm uziarnienia – od warstw iłów i mułków sedymentacji zbiornikowej po grube ławice żwirów o zróżnicowanych cechach strukturalnych: występują tutaj zarówno przykłady imbrykacji, pseudoimbrykacji jak i żwiry masywne. W centralnych częściach form obserwowane jest większe zróżnicowanie uziarnienia w stosunku do partii brzeżnych (pobocznice stożków i delt ?). Większy jest tam także udział materiału grubookruchowego i słabo wysortowanego (rys. 55). Widoczne jest także zróżnicowanie uziarnienia w skali całego ciągu. Udział materiału drobnookruchowego, zwłaszcza piasków drobnoziarnistych i bardzo drobnoziarnistych wzrasta w pagórkach południowej części tego zespołu form. Wypadkowe kierunki upadów lamin warstwowania przekątnego mieszczą się w sektorze południowo-wschodnim. Oś strukturalna jest więc zgodna z osią morfologicz-



Rys. 55. Ł a s z c z y n. Osady glacifluwialne ozu Rylska

1 – piaski z domieszką żwiru; 2 – iły przechodzące w mułki, w części górnej mułki piaszczyste; 3 – grube żwiry (miejscami 5–15 cm średnicy); 4 – piaski ze żwirem i pojedynczymi głazikami; 5 – piaski różnoziarniste ze żwirem; 6 – piaski drobnoziarniste i średnioziarniste; 7 – żwiry piaszczyste; 8 – piaski z mułkami ze strukturami zaburzeń pogrązowych; 9 – piaski z głazikami; 10 – piaski z humusem

Glaciofluvial sediments of the Rylsk esker

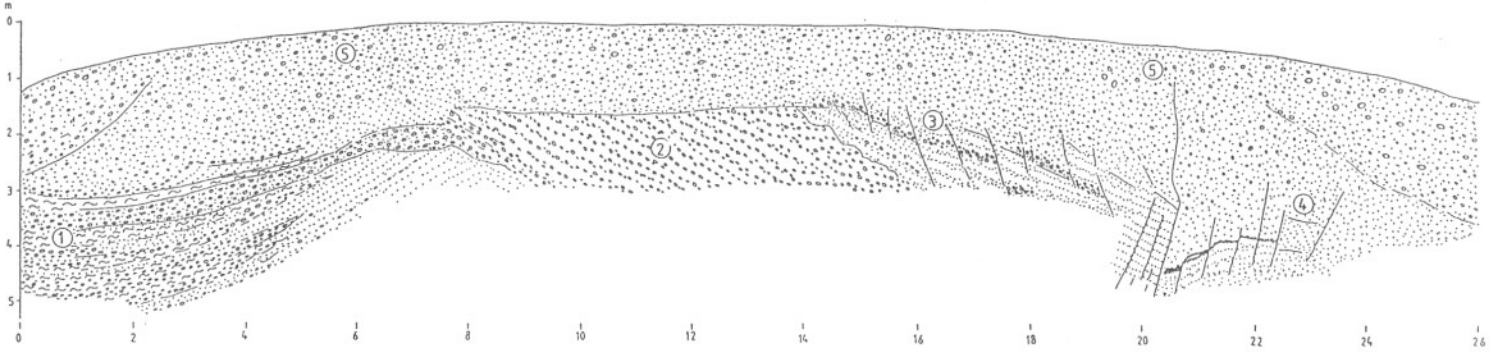
1 – sands with an admixture of gravel; 2 – clays converting into silts, in the upper part sandy silts; 3 – coarse gravels (sometimes 5–15 cm in diameter); 4 – sands with gravel and sporadic pebbles; 5 – various-grained sands with gravel; 6 – fine- and medium-grained sands; 7 – sandy gravels; 8 – sands with silts with disturbance structures of load-cast structures; 9 – sands with boulders; 10 – sands with humus

ną ciągu, tak jak w typowych ozach (D y l i k o w a 1952). Materiał badanych form wykazuje zdecydowaną przewagę sedymentacji glacifluwialnej, związanej z wypełnianiem wydłużonej przestrzeni uwolnionej od lodu o długości około 6 km, lekko krętym przebiegu i licznych zwężeniach i rozszerzeniach do około 1,5 km. Na stokach form występuje nieciągły płaszcz gliniastych i gliniasto-piaszczystych osadów ablacyjnych. Jego ułożenie wskazuje na sedymentację raczej w otwartej ku górze szczelinie niż tunelu subglacjalnym. Należy dodać, że sedymentacja wodnolodowcowa w początkowych fazach przebiegała kilka do kilkunastu metrów poniżej spągu lądolodu (forma „zakorzeniona") i obecne, stropowe części serii szczelinowej nie zawsze reprezentowane są wyraźnymi pagórkami.

Badane formy noszą więc znamiona rzeźby i budowy wewnętrznej zarówno „ozowe" jak i „kemowe". Mimo jednak tego pośredniego charakteru, należy ich powstanie wiązać z okresem zaawansowanej deglacjacji arealnej. Uzasadnione jest więc zaliczenie ich do kategorii wałów i pagórków kemowych o budowie glacifluwialnej. W południowo-wschodniej części obszaru badań, pomiędzy Żdżarami a Rosochą, znajduje się zespół dużych form wodnolodowcowych o niejednoznacznych cechach morfologiczno-genetycznych. Osie wałów wykazują tu krzyżowanie się kierunku południkowego w przypadku większych i dłuższych form oraz kierunku równoleżnikowego form mniejszych. Złożoność ta zaowocowała tym, że genezę ich próbuje się wyjaśnić koncepcją tzw. „ozo-moreny", jak na przykład czyni to D u d e k (1966) w odniesieniu do wałów okolic Rosochy (fot. 21).

Analiza budowy wewnętrznej poszczególnych form tej tak zwanej „ozo-moreny", wskazuje na duże zróżnicowanie środowiska sedymentacji wodnolodowcowej z przewagą cech sedymentacji glacifluwialnej. Dobrze czytelny jest „układ wstępujący" osadów – wzrost średnicy ziarn w przypowierzchniowych partiach formy podkreślał już D u d e k (1966). Przeważają piaski średnioziarniste i różnoziarniste. Stwierdzono wiele typów warstwowania, świadczących o dużym zróżnicowaniu procesów sedymentacji w lokalnych subśrodowiskach. Najbardziej powszechnie występują struktury przekątnego warstwowania tabularnego w dużej i średniej skali, będące skutkiem migracji form dna i koryt glacifluwialnych rzek roztokowych. Niektóre partie osadów, zwłaszcza drobnopiaszczystych, charakteryzują się występowaniem różnych typów struktur riplemarkowych, bądź laminacji równoległej. Spotykane są także struktury delt wodnolodowcowych, choć zwykle nie ma pełnego zachowania wszystkich ich członów (rys. 56; fot. 22).

W przygrzbietowych i przystokowych partiach wałów częste jest występowanie warstwy żwirów o grubości od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów. Są one zwykle zaglinione, bądź posiadają przewarstwienia gliniaste. Najczęściej noszą one cechy żwirów masywnych, choć zdarzają się partie o wyraźnej imbrykacji. Osady te noszą znamiona zarówno środowiska sedymentacji glacifluwialnej jak i środowiska charakterystycznego dla utworów ablacyjnych. Wśród tych żwirów często pogrzebane są bryły drobnoziarnistych



Rys. 56. Ż d ż a r y. Budowa wewnętrzna grzbietowej części „pazura kemowego"; intersekcja poprzeczna do osi morfologicznej wału

1 – piaski, mułki i żwiry; 2 – żwiry; 3 – piaski różnoziarniste z przewarstwieniami żwiru, zaburzone; 4 – piaski drobnoziarniste, zaburzone; 5 – piaski i żwiry masywne

Structure of the ridge part of the "kame claw"; an intersection crosswise to the morphological axis of the ridge

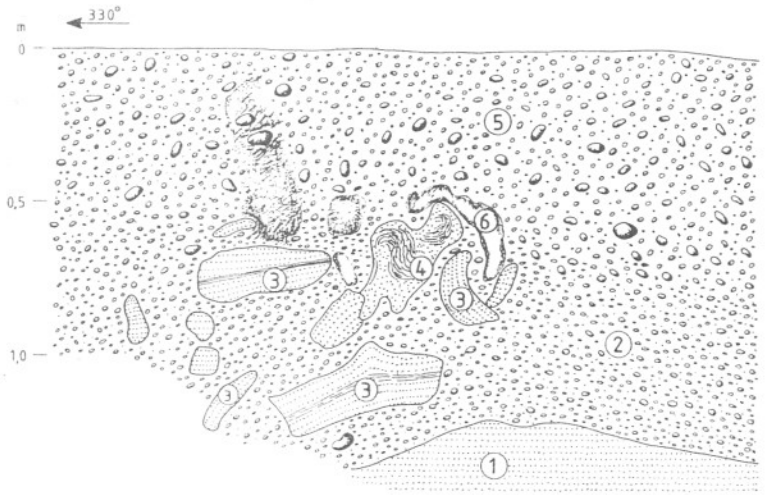
1 – sands, silts, and gravels; 2 – gravels; 3 – various-grained sands with gravel intercalations, disturbed; 4 – fine-grained sands, disturbed; 5 – sands and massive gravels

utworów, zwykle z zachowaną lub tylko nieznacznie zdeformowaną strukturą pierwotnego warstwowania (rys. 57).

Na północ od opisywanego zespołu form wodnolodowcowych, między Rosochą, Rylskiem a Białą Rawską, występują pojedyncze pagórki i wały o podobnej budowie wewnętrznej, której podstawowym elementem są osady glacifluwialne – drobniejsze, piaszczyste w dolnej części kemów i grubsze, często żwirowe w stropie („wstępujący układ" serii osadów). W partiach stokowych tych form występują czytelne przykłady struktur i osadów kontaktu lodowego (fot. 23).

Badania o charakterze rekonesansowym, jakie przeprowadzono na analizowanym fragmencie Wysoczyzny Rawskiej, upoważniają do ostrożnego wniosku, że genezę wypukłych form rzeźby należy tu wiązać z deglacjacją arealną, a nie frontalną jak podają B a l i ń s k a - W u t t k e (1960) i R ó ż y c k i (1961, 1972).

Warto podkreślić, że kemy tego fragmentu Wysoczyzny Rawskiej nie są tak homogeniczne pod względem litologii, jak opisane uprzednio z Kotliny Górnej Rawki. Osady kemowe były tu akumulowane w warunkach swobod-



Rys. 57. D ą b r o w a. Wał kemowy. Żwiry glacifluwialno-ablacyjne z porwakami piasków paraglacilimnicznych

1 – piaski drobnoziarniste (co najmniej do 5 m poniżej pow. terenu); 2 – żwiry masywne, miejscami pseudoimbrykacja; 3 – bryły piasków drobnoziarnistych z przewarstwieniami mułkowymi; 4 – bryła piaszczysto-mułkowego materiału z zaburzeniami struktury wewnętrznej; 5 – żwiry silnie gliniaste, masywne; 6 – wytrącenia orsztynu

Kame ridge. Glaciofluvial-ablation gravels with detached lumps of paraglaciolimnic sands

1 – fine-grained sands (until at least 5 m. below the ground surface); 2 – massive gravels, pseudoimbrication in places; 3 – fine-grained sand lumps with silt intercalations; 4 – sandy-silty material lump with internal structure disturbances; 5 – strongly clayey massive gravels; 6 – ortstein precipitations

nego, żywego przepływu wód ablacyjnych w otwartych ku górze wolnych przestrzeniach między płatami martwego lodu. Nie było tu dogodnych warunków do powszechnego, jak w Kotlinie Górnej Rawki, blokowania odpływu wód stagnującego lądolodu i rozwoju jezior glacjalnych – stąd w kemach Wysoczyzny Rawskiej zdecydowanie przeważa materiał glacifluwialny.

PRZESTRZENNE I DYNAMICZNE ZRÓŻNICOWANIE PROCESÓW DEGLACJACJI

Zebrane materiały pozwalają podjąć próbę rekonstrukcji głównych wydarzeń, prowadzących do wytworzenia się rzeźby glacjalnej badanego terenu.

Lądolód warciański, po pokonaniu strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej, pokrył cały badany teren. Jego czoło zatrzymało się w dolinie Pilicy poniżej Tomaszowa Mazowieckiego, zaś na wschód od Inowłodza prawdopodobnie nawet przekroczyło to obniżenie. W czasie transgresji nie dochodziło na badanym terenie do wytworzenia wielkoskalowych zaburzeń glacitektonicznych, co można wiązać z niewielką miąższością lodu, umiarkowanym urozmaiceniem terenu o deniwelacjach rzędu 20–40 m i warunkami litologicznymi podłoża (duży udział nieplastycznych utworów).

Cienki pokład gliny zwałowej, podścielony niezdeformowanymi glacitektonicznie osadami oraz wysokości form glacjalnych, rzadko przekraczające 40 m, dowodzą niewielkiej miąższości lądolodu. Cienka pokrywa lodowa była podatna na pękanie i głębokie rozcinanie przez wody ablacyjne. K l a j n e r t (1984b, 1992b) przypuszcza, że wytworzenie się systemów spękań w lodzie lodowcowym, sięgających jego podłoża było możliwe, kiedy miąższość lodu wynosiła mniej niż 100 metrów.

Analiza budowy wewnętrznej wypukłych form rzeźby wieku warciańskiego wskazuje jednoznacznie, iż są to formy związane z deglacjacją arealną. Cechy budujących je osadów upoważniają prawie we wszystkich przypadkach do wykluczenia środowiska sedymentacji tych utworów w strefie kontaktu z czołem żywego lodowca. Należy podkreślić, że dotyczy to zarówno obszaru działu wodnego Rawki i Pilicy jak i innych ciągów form, uważanych dotychczas za ciągi czołowomorenowe. Autor nie może więc potwierdzić poglądów B a l i ń s k i e j - W u t t k e (1960) i R ó ż y c k i e g o (1961, 1972) o istnieniu na tym obszarze stref recesji frontalnej lodowca warty, ani nawet wskazać pojedynczych przykładów typowych moren recesyjnych.

Potwierdza się natomiast opinia K l a j n e r t a, przedstawiona już w roku 1966, iż deglacjacja arealna, rozpoznana wtedy na niewielkim stosunkowo obszarze Wzgórz Domaniewickich, objęła znacznie większe tereny lobu Rawki. Znajduje także potwierdzenie pogląd K l a t k o w e j (1972a), iż rzeźba szeroko rozumianych okolic Żelechlinka, w przeciwieństwie do strefy krawę-

dziowej Wyżyny Łódzkiej, wykazuje przewagę śladów deglacjacji arealnej nad śladami lodowca transgredującego.

Wprawdzie B a l i ń s k a - W u t t k e (1960) wspominała o możliwym udziale lodu martwego w kształtowaniu rzeźby tego terenu, miało to polegać jednak na odłączaniu się od ciągle żywego, kurczącego się etapowo lodowca, pojedynczych płatów lodu. Rezultatem tego procesu miałyby być pojedyncze niewielkie kemy i formy ozowo-kemowe, występujące na przykład w okolicach Głuchowa czy Żelechlinka. Zgromadzony obecnie materiał z badanego terenu oraz zestawienie go z wynikami badań z sąsiednich obszarów, w tym zwłaszcza z analizowanej przez K l a j n e r t a (1978) Wysoczyzny Skierniewickiej pozwala jednak sądzić, że w stan martwego lodu przeszedł stosunkowo duży fragment lobu Rawki, który podlegał następnie dezintegracji równocześnie na rozległym terenie. Szerokość tej „zamarłej" strefy brzeżnej lodowca, położonej między pradoliną warszawsko-berlińską a obniżeniem Pilicy wynosiła 40–60 km (K l a j n e r t, R d z a n y 1991; K l a j n e r t 1992a, 1993), zaś jej powierzchnię ocenić można na co najmniej 2 tys. km^2. Na tym obszarze zaistniały warunki jednolitego i dość homogenicznego środowiska procesów deglacjacyjnych, silnie uzależnionych od rzeźby bezpośredniego podłoża lądolodu.

Przejście brzeżnej części lobu Rawki w stan lodu martwego nastąpiło w wyniku braku napływu nowych mas lodu z obszarów alimentacji, uwarunkowane było więc głównie klimatycznie. Warto jednakże zwrócić uwagę na fakt, że procesowi temu w strefie między Bzurą (pradoliną warszawsko-berlińską) a Rawką sprzyjało generalne pochylenie terenu podlodowego ku północy, w stronę „do lodowca". Wody ablacyjne, szukając sobie dróg odpływu w tym kierunku „zatapiały" lądolód i przyśpieszały jego dezintegrację.

Uwzględniając zróżnicowanie facjalne osadów związanych z zanikiem lodowca warciańskiego, ich przestrzenne relacje i cechy kierunkowe struktur, można ustalić ogólne następstwa poszczególnych procesów i wyróżnić etapy deglacjacji. Między nimi nie ma zwykle ostrych przejść. Należy je rozumieć jako okresy dominacji pewnych procesów, większe nasilenie niektórych z nich. Na badanym obszarze rysują się cztery główne etapy przebiegu deglacjacji arealnej.

1. Etap zamierania lądolodu

Etap ten zapisany jest głównie w strukturach w glinie zwałowej i w budowie bezpośredniego podłoża form kemowych. Przykładem są „struktury tunelowe", wypełnione piaskiem w obrębie pokładu gliny zwałowej, głównie w górnych i środkowych jej partiach (fot. 3). Część wypełnień tego typu jest zdeformowana nieznacznym, gasnącym już ruchem lodu ze składową poziomą. Z tego etapu deglacjacji pochodzą zapewne także rozległe rozcięcia erozyjne (eworsyjne), stwierdzane pod seriami kemowymi. Sięgały one kilka do kilkunastu metrów poniżej spągu lądolodu. Część wód mogła jeszcze płynąć w warunkach ciśnienia hydrostatycznego. Takie warunki sedymentacji stwierdzono na przykład w Annopolu, Czerniewicach i w Kochanowie (rys. 50, 51; K l a j n e r t, Ś w i d r o w s k a 1992).

2. Etap deglacjacji przetainowej

Warunki dogodne do sedymentacji osadów kemowych najwcześniej zapanowały w strefach elewacji podłoża lądolodu, tam, gdzie lód był najcieńszy i najwcześniej się wytopił. Nastąpiło to w rejonie działu wodnego Rawki i Pilicy, gdzie ślady spągu lądolodu znajdują się na wysokości około 200 m n.p.m. Do najstarszych form, które rozwinęły się w tym początkowym etapie dezintegracji lodowca należą pagórki w okolicach Koluszek, Żelechlinka oraz Annopola i Czerniewic, a więc w strefie uważanej dotychczas za czołowomorenową z maksymalnego zasięgu lądolodu warciańskiego. W miejscach najbardziej dogodnych do sedymentacji kemowej powstały serie wodnolodowcowe o miąższości powyżej 20 m. Osady te wykazują „wstępujący układ" serii materiału, rozpoczynają się bowiem najczęściej drobnoziarnistymi utworami paraglacilimnicznymi, a wyżej przechodzą w typowe glacifluwialne ze znacznym udziałem żwirów. Taki układ materiału, znamionujący wzrost siły transportowej wód ablacyjnych świadczy, iż w miarę rozpadu i topnienia płatów lodowych, które blokowały te wody w zbiornikach, następowało przechodzenie do warunków akumulacji osadów kemowych przez glacifluwialne rzeki roztokowe.

W niektórych przypadkach blokowanie wód było na tyle skuteczne, że niemal cały cały profil osadów kemowych wykazuje cechy utworów zbiornikowych (rys. 51).

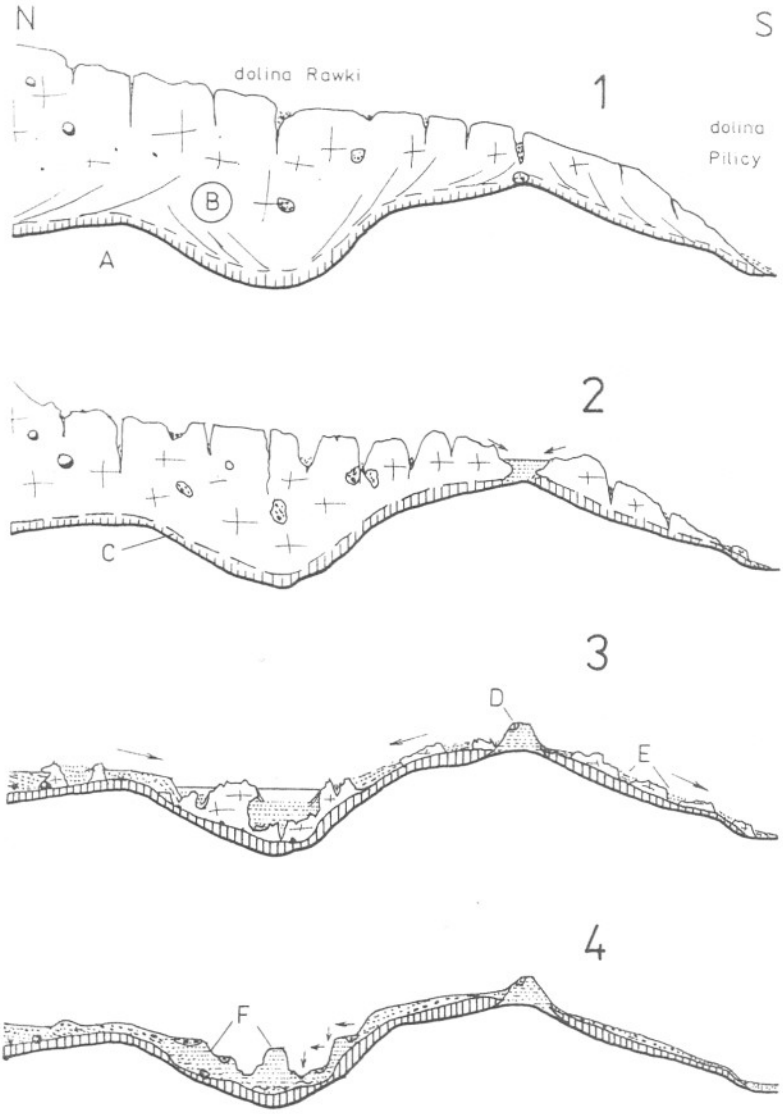
Kemy wzdłuż linii działu wodnego Rawki i Pilicy nie powstawały zatem z jednej strony bariery lodowej, lecz rozwinęły się wśród lodu, w oddzielonych od siebie zbiornikach sedymentacyjnych – w przetainach. Ich rozwój uwypuklił morfologicznie tę strefę wododziałową i spowodował trwałe rozdzielenie martwej już pokrywy lodowej na dwie części: południową, spoczywającą na obszarze łagodnie pochylonym na S – ku Pilicy i północną, rozciągniętą na obszarze równie łagodnie pochylonym na N – ku Kotlinie Górnej Rawki (rys. 58).

Od tej chwili wody ablacyjne zaczęły kształtować poszczególne zlewnie, czyli mniejsze obszary deglacjacji w obrębie brzeżnej części lodowca.

3. Etap kształtowania wysoczyzn morenowych

W tym etapie deglacjacji badanego obszaru rozwinął się system przepływów śródlodowych i kanałowych, dzięki któremu wody ablacyjne kierowały się do obszarów obniżeń bezpośredniego podłoża lodowca. Wskazują na to, między innymi, pomiary przekątnego warstwowania w osadach glacifluwialnych (rys. 59).

Wody te, spływając do obniżenia górnej Rawki na północy i w stronę obniżenia Pilicy na południu, odsłaniały glinę bazalną, miejscami ją rozcinały, ale też akumulowały serie piaszczysto-żwirowe, zwykle kilkumetrowej miąższości. Utwory te pod względem litologicznym nie różnią się od typowych serii sandrowych, tyle że w przypadku opisywanego obszaru były one akumulowane wśród płatów lodowych. Noszą więc one cechy sandrów intraglacjalnych.



Rys. 58. Etapy deglacjacji arealnej lobu Rawki między Rawką a Bzurą

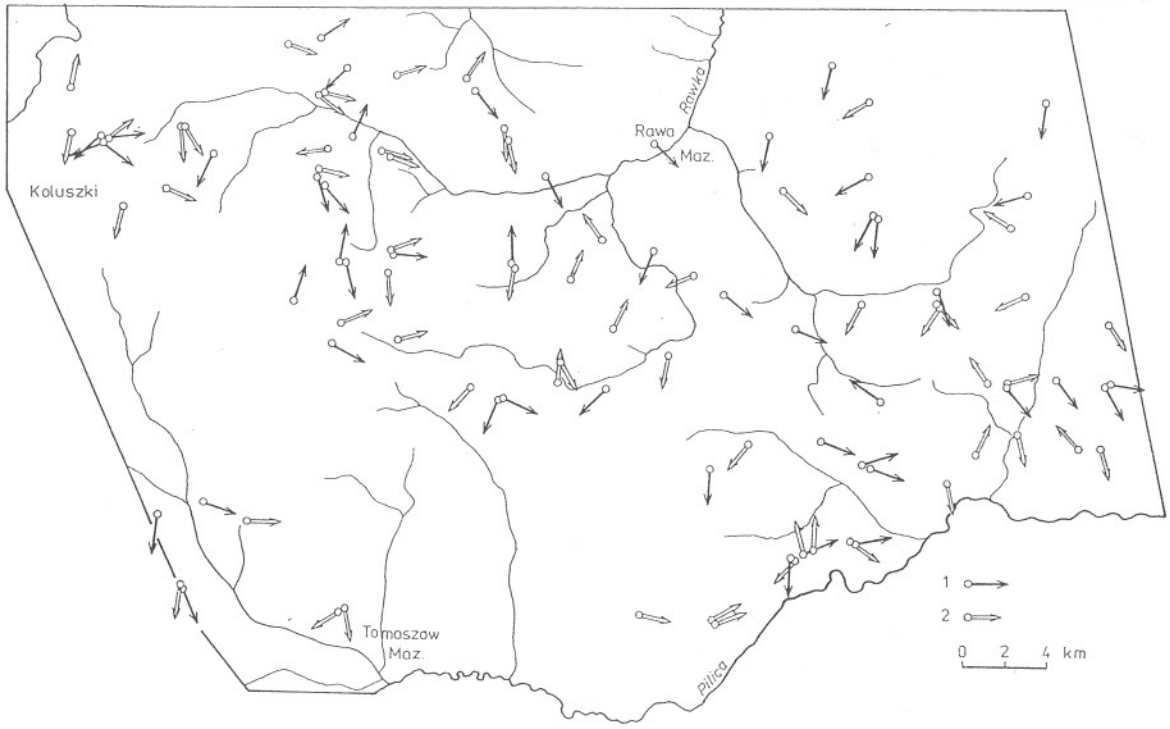
1 – etap zamierania lądolodu; 2 – etap deglacjacji przetainowej; 3 – etap kształtowania wysoczyzn morenowych; 4 – etap kształtowania rzeźby kemowej podlodowych obniżeń

A – podłoże lądolodu; B – lód lodowcowy; C – glina zwałowa; D – kem przetainowy; E – pokrywy glacifluwialne na wysoczyznach morenowych; F – zespół kemów Kotliny Górnej Rawki

Stages of areal deglaciation of the Rawka lobe between Rawka and Bzura

1 – ice-sheet dying stage; 2 – perforation deglaciation stage; 3 – moraine uplands forming stage; 4 – kame relief of under-glacier depressions forming stage

A – bedrock of ice-sheet; B – glacial ice; C – till; D – perforation kame; E – glaciofluvial covers on the morainic plateaus; F – group of kames in Upper Rawka Basin



Rys. 59. Interpretacja regionalna kierunków warstwowań przekątnych glacifluwialnych utworów deglacjacyjnych lądolodu warciańskiego

kierunki warstwowań przekątnych: 1 – o wysokim poziomie istotności (wg testu R a y l e i g h a 1957, >0,05), 2 – poza zasięgiem testu Rayleigha (liczba pomiarów <10)
dane pomiarowe opracowane statystycznie wg metody C u r r a y' a (1956)
linią przerywaną zaznaczono teren badań

Regional interpretation of the directions of diagonals bedding of glaciofluvial deglaciation forms of the Warta ice-sheet

directions of diagonal beddings: 1 – with high level of essentiality (according to R a y l e i g h' s test 1957, >0,05), 2 – out of Rayleigh's test range (number of measurements <10)
measurement data were processed statistically according to C u r r a y 's method (1956)
dashed-line indicates the study area

Procesy deglacjacji na tym obszarze wywoływały nieco odmienne skutki lokalne na Równinie Tomaszowskiej w porównaniu z wysoczyznami okalającymi dolinę górnej Rawki.

Na Równinie Tomaszowskiej rola morfologiczna wód ablacyjnych sprowadzała się przede wszystkim do wyrównywania terenu. Wody te, po rozcięciu w wielu miejscach bazalnej gliny zwałowej, akumulowały serie glacifluwialne, aż do poziomu stropu tej gliny. Odpływ wód ablacyjnych ku Pilicy przebiegał dość swobodnie, niekiedy jednak z uwagi na zablokowanie doliny Pilicy martwym lodem, był lokalnie utrudniony. Wskazują na to znacznej miąższości serie osadów drobnopiaszczystych wśród materiału glacifluwialnego, jak na przykład w okolicach Ujazdu (fot. 21).

Stwierdzone na Równinie Tomaszowskiej przypadki zalegania na utworach glacifluwialnych osadów diamiktycznych typu ablacyjnego o miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do ponad 2 m wskazują, że powstanie szlaków równin „sandrowych" nastąpiło jeszcze przed ostatecznym wytopieniem się płatów martwego lodu.

Oprócz akumulacji glacifluwialnej widoczne są na Równinie Tomaszowskiej także ślady erozji glacifluwialnej. Należy do nich zaliczyć zniszczenie osadów na wyniosłościach podłoża mezozoicznego (m.in. w okolicach Inowłodza nad Pilicą) oraz rozcięcie pokryw glacifluwialnych w pobliżu krawędzi doliny Pilicy, po obniżeniu się w tej dolinie bazy erozyjnej. Rozcięcie to prawdopodobnie zainicjowało powstanie – lub raczej odpreparowanie – kilku dolin rzecznych, między innymi Gaci, Strugi i Luboczanki.

Dość znaczne, choć przestrzennie ograniczone, urozmaicenie rzeźby Równiny Tomaszowskiej nastąpiło w znacznie późniejszym okresie, gdy powytapiały się pogrzebane bryły martwego lodu i powstały, niekiedy stromościenne, zagłębienia bezodpływowe. Są one do dziś wyraźne w rzeźbie, choć przeszły długi okres zasypywania i zarastania.

Deglacjacja wysoczyzn okalających dolinę górnej Rawki przebiegała nieco inaczej. Południowe ich części, stanowiące wyniesiony obszar podlodowego podłoża, położone pomiędzy krawędzią doliny a działem wodnym, były uwalniane od lodu podobnie jak Równina Tomaszowska. Wody spływały tu jednak nie do obniżenia Pilicy, lecz generalnie na północ, ku kotlinowatemu rozszerzeniu doliny Rawki. Deglacjacja prowadziła na tym terenie do formowania się równin morenowych o zróżnicowanym, lecz ogólnie niewielkim stopniu akumulacji glacifluwialnej, przechodzących łagodnie w jęzory i łapy kemowe w strefie krawędzi doliny górnej Rawki, a zwłaszcza na obrzeżeniu jej kotlinowatego rozszerzenia. Formy te mają osie morfologiczne o przebiegu z NW na SE. W kemach tych znaczący jest udział osadów mułkowych i drobnopiaszczystych typu paraglacilimnicznego z uwagi na utrudnienie w odpływie wód ablacyjnych.

Na terenach towarzyszących dolinie górnej Rawki od północy wyłaniała się rzeźba bardziej urozmaicona, zależna od lokalnego ukształtowania bezpośredniego podłoża lodowca. W jednym z lokalnych obniżeń tego

podłoża, w okolicach Głuchowa i Miłochniewic, powstał wówczas duży wał kemowy, zaś na jego przedłużeniu w kierunku obniżenia Rawki, zespół pagórków kemowych, zwanych ze względu na charakterystyczną morfologię „ozem Złotej".

Należy podkreślić, iż zarówno na Równinie Tomaszowskiej, jak i w obrzeżeniu doliny górnej Rawki, osie morfologiczne wałów kemowych a także dolin rzecznych i towarzyszących im „szlaków sandrowych" są wyciągnięte generalnie z NW na SE – równolegle do osi strukturalnych antyklinorium środkowopolskiego. Jak już uprzednio wspomniano, kierunek ten przeważa zdecydowanie także na rozległym obszarze Wysoczyzny Skierniewickiej, na północ od badanego terenu, a K l a j n e r t (1978) nazywa go „kierunkiem mezozoicznym" i wiąże zaczątkowy rozwój szczelin, tak wyciągniętych w martwej pokrywie lodowej, z niewielkimi ruchami tektonicznymi w obrębie antyklinorium w czasie zaniku lądolodu warciańskiego.

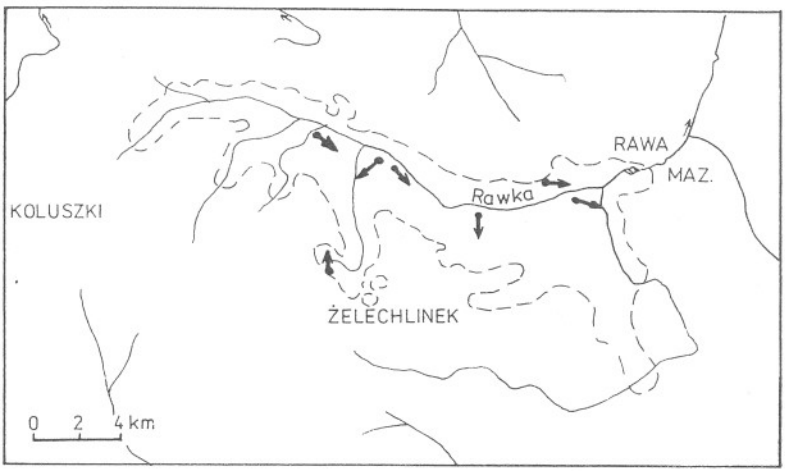
Można przypuszczać, że ruchy tektoniczne, odpowiedzialne za to morfologiczne powiązanie podłoża z tworzącą się rzeźbą kemową i dolinną (rys. 10), nastąpiły po uformowaniu się kemów przetainowych na dziale wodnym Rawki i Pilicy, zaś przed uwolnieniem od lodu okalających je wysoczyzn, czyli na początku wyróżnionego tu trzeciego etapu deglacjacji.

4. Etap kształtowania rzeźby kemowej podlodowych obniżeń

Etap ten zaznaczył się w sposób najpełniejszy i najbardziej wyraźny w Kotlinie Górnej Rawki i w jej obrzeżeniu. Na obszarze tym, stanowiącym rozległą depresję podlodową, doszło do zatapiania zdezintegrowanych mas martwego lodu. Uformował się tu rozległy zespół zbiorników przepływowych o łącznej powierzchni około 100 km^2, posiadających prawdopodobnie liczne wzajemne połączenia (rys. 60). Początki sedymentacji kemowej miały tu już z pewnością miejsce, kiedy okalające wysoczyzny nie były jeszcze całkiem uwolnione od lodu, gdyż lód ten stanowił niewątpliwe źródło przynoszonego tu materiału.

Opisywany etap deglacjacji posiada wyraźnie zarysowane etapy drugorzędne, nazwane dla odróżnienia **fazami tworzenia kemów**. Są one rozpoznane najlepiej w formach centralnej części Kotliny Górnej Rawki. Stanowią je fazy: **zbiornikowa, glacifluwialna i ablacyjna** (czyli kształtowania stoków kemu w kontakcie z martwym lodem).

Profile osadów wodnolodowcowych **fazy zbiornikowej** poczynając od spągu, zaczynają się niekiedy od utworów mułkowych, typowo glacilimnicznych. Przeważające jednak ich części tworzą utwory paraglacilimniczne. Tak więc ściany lodowe nie stanowiły stabilnych i trwałych brzegów zbiorników. Istnieje natomiast zapis ciągłej sedymentacji w warunkach powolnego przepływu. W większości przypadków w zbiornikach osadzane były piaski bardzo drobnoziarniste, dobrze jak na tę frakcję wysortowane. Wprawdzie zgodnie ze wskaźnikami Folka-Warda jest to najczęściej średnie wysortowanie, pamiętać jednak należy, że klasyfikacja według tych autorów jest zbyt „surowa" dla osadów glacigenicznych. Wartość odchylenia standardowego



Rys. 60. Zasięg kemowej sedymentacji paraglacilimnicznej na obszarze zlewni górnej Rawki
strzałkami oznaczono lokalne kierunki przepływu wód określone przez analizę struktur riplemarkowych w piaskach paraglacilimnicznych

Range of paraglaciolimnic kame sedimentation in the upper Rawka drainage basin
arrows indicate local flow directions of waters determined by the analysis of the ripplemark structure in paraglaciolimnic sands

(δ_1) równa 0,6 – typowa dla tych sedymentów – jest na tym obszarze w próbkach z innych facji osadów warciańskich bardzo trudna do stwierdzenia. Ta spokojna sedymentacja w przepływowych zbiornikach, osiąga w Kotlinie Górnej Rawki maksymalny poziom – obecnie 170–175 m n.p.m. Zbliża się więc zaledwie do wysokości krawędzi wysoczyzn okalających obniżenie. W tej fazie składane były osady tworzące podstawową część poziomów teras akumulacyjnych, na kształt teras kemowych, czy konsoli kemowych (N i e w i a r o w s k i 1965), „przylepionych" do stoków kotliny na różnej wysokości, na której znajdował się zbiornik wodny. Z tych osadów zbudowane są też w przewadze, zróżnicowane pod względem morfologicznym, wały i pagórki kemowe w Kotlinie Górnej Rawki.

Faza glacifluwialna rozpoczęła się w czasie, gdy zbiorniki wodne, wskutek postępującej dezintegracji martwego lodu, poczęły zanikać – stały się jeszcze silniej przepływowe. W tej fazie akumulacja paraglacilimniczna zaczęła być zastępowana akumulacją wód ablacyjnych o wysokoenergetycznym przepływie w korytach roztokowych. Wody te w pierwszym rzędzie nacinały podatne na erozję, uprzednio złożone utwory drobnopiaszczyste, tworząc w nich wtórne spłaszczenia typu erozyjnego, rozległe „bruzdy żwirowe" itp. Osady akumulowane w tej fazie składają się z serii piasków różnoziarnistych, przekątnie warstwowanych i imbrykowanych żwirów.

Warto zauważyć, iż przepływy i akumulacyjno-erozyjna działalność wód ablacyjnych w tej fazie akumulacji kemowej zachodziły w temperaturach bliskich 0° C, co wywoływało efekty termoerozyjne. Procesy te są udokumentowane przez bryły piasków paraglacilimnicznych z zachowaną wewnątrz pierwotną strukturą sedymentacyjną, pogrzebane często w utworach glacifluwialnych.

W miejscach nagromadzeń grubszego materiału (stożki żwirowe przy ścianach lodu martwego) wody ablacyjne erodowały selektywnie, pozostawiając gruby materiał w formach wypukłych. Już więc wówczas – w warunkach deglacjacji – następowało pierwsze przystosowanie się rzeźby do litologii, kontynuowane konsekwentnie w warunkach postwarciańskich, a także we współczesnych warunkach (formy wklęsłe są zakładane w drobnych piaskach i mułkach, a gruby, żwirowy materiał tworzy nabrzmienia – formy wypukłe).

Fazę ablacyjną należy scharakteryzować jako fazę kształtowania brzeżnych partii kemów w warunkach, gdy formy te stopniowo wyrastały ponad otaczające je martwe lody. W fazie tej na stokach kemów odbywały się intensywne ruchy masowe, głównie obrywy i osuwiska. Towarzyszył im rozwój uskoków i pęknięć grawitacyjnych. Jednocześnie ze ścian lodowych, a nawet znacznie już złagodzonych powierzchni lodowo-mineralnych, spływały i zsuwały się zróżnicowane pod względem litologicznym utwory ablacyjne. Przewarstwiały one struktury grawitacyjne i częściowo je powlekały.

Dalsze wytapianie brył martwego lodu poza formami kemowymi – w obniżeniach międzykemowych (wytopiskowych), znajduje zapis w licznych przykładach silnie zróżnicowanego litologicznie materiału ablacyjnego lub pośredniego między ablacyjnym a glacifluwialnym. Niektóre bryły martwego lodu po etapie utworzenia kemów były nadal rozległe, wskazuje na to rozmiar wytopisk o średnicy przekraczającej niekiedy 1 km.

Uformowanie się systemów przepływów wód ablacyjnych w kończącej opisywany etap deglacjacji, fazie ablacyjnej, było wydarzeniem inicjującym rozwój postwarciańskiej sieci rzecznej. Można przypuszczać, iż póki istniały pogrzebane bryły martwego lodu w obniżeniach, wyzwalające znaczne ilości wód i obniżały się bazy erozyjne jako skutek deglacjacji, istniały dobre warunki do erozji rzecznej, kontynuowanej później w interglacjalnych już warunkach eemu.

UWAGI O POSTWARCIAŃSKICH PRZEKSZTAŁCENIACH RZEŹBY GLACJALNEJ

Jest znanym powszechnie faktem, iż rzeźba szeroko rozumianego obszaru podłódzkiego odznacza się znacznym zróżnicowaniem stopnia postwarciańskich przekształceń. Z jednej strony wymieniane są bowiem przykłady form czy całych ich zespołów o bardzo dobrym zachowaniu pierwotnych cech glacjalnych, z drugiej – eksponuje się przejawy intensywnej działalności postwarciańskich procesów niszczących, widoczne zwłaszcza w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. Również i na obszarze między Rawką a Pilicą autor stwierdził duże zróżnicowanie postwarciańskich przekształceń rzeźby, zarówno w aspekcie przestrzennym jak i chronologicznym.

Różnice te najbardziej wyraźnie dają się zauważyć przy porównywaniu obszarów wysoczyznowych i dolinnych (*sensu lato*) i dlatego oba te obszary zostaną omówione oddzielnie.

OBSZARY WYSOCZYZNOWE

Na tych terenach nie znaleziono przejawów silnej erozji czy modelowania stoków, które mogły nastąpić już po deglacjacji obszaru – w interglacjale eemskim, czy vistulianie. Szczególną uwagę zwrócono na licznie tu występujące, niewielkie zagłębienia bezodpływowe. Można je uznać za obszary wskaźnikowe efektywności procesów stokowych, bowiem ich stoki i dna, w przeciwieństwie do stoków dolinnych i den dolinnych, nie stanowią stref tranzytu materiału stokowego, lecz raczej jego docelowe zbiorniki.

Taką analizę, uwzględniającą osady postwarciańskie, przeprowadzono m.in. na wododziałowym obszarze wysoczyznowym Rawki i Rylki w okolicach Cielądza i Ossowic, około 8 km na S od Rawy Mazowieckiej. Stwierdzono tu występowanie licznych zagłębień bezodpływowych, które są wypełnione osadami zróżnicowanymi litologicznie i wiekowo (rys. 61, 62, 63).

Część z tych zagłębień wypełniona jest głównie utworami diamiktycznymi i piaszczystymi, które wiązać można z okresem deglacjacji. Wyżej spoczywa poligenetyczna pokrywa vistuliańska. W niektórych zagłębieniach

Rys. 61. Rozmieszczenie zagłębień bezodpływowych w okolicach Ossowic, we wschodniej części międzyrzecza Rawki i Rylki

1 – wysoczyzna morenowa; 2 – zagłębienia bezodpływowe; 3 – stoki; 4 – suche doliny i parowy; 5a – glacigeniczne poziomy terasowe; 5b – terasy fluwialne (vistuliańska i holoceńska); grubymi liniami przerywanymi zaznaczono obszar badań szczegółowych (rys. 62), cienkimi przekroje geologiczne przedstawione na rys. 63

Distribution of closed depressions in the vicinity of Ossowice, in the eastern part of Rawka and Rylka inter-river area

1 – moraine upland; 2 – closed depressions; 3 – slopes; 4 – dry valleys and gullies; 5a – terrace levels of glaciogenic; 5b – fluvial terraces (Vistulian and Holocene); thick dashed-lines indicate the detailed study area (Fig. 62), thin ones indicate geologic profiles shown in Fig. 63

znaleziono osady organiczne, jak na przykład w Ossowicach. Próbki z osadów organicznych, wypełniających zagłębienie bezodpływowe w Ossowicach (rys. 63, 64), analizuje palinologicznie na prośbę autora B a l w i e r z (1995). Ośmiometrowej miąższości warstwa torfów, miejscami przechodzących w łupki bitumiczne i mułki torfiaste, nie wykazuje tu przewarstwień mineralnych. Fakt ten w powiązaniu z danymi palinologicznymi wskazuje na ciągłość sedymentacji organicznej, nie zakłócanej żadnym żywszym przejawem denudacji, począwszy od schyłku warty po plenivistulian. Zwraca uwagę wyjątkowo późny zanik sedymentacji organicznej – dopiero po interplenivistuliańskim ociepleniu. Potwierdzają to datowania bezwzględne – w stropie

Rys. 62. Rzeźba i budowa geologiczna wysoczyzny morenowej w okolicach Ossowic

A – mapa hipsometryczna (izohipsy co 1,25 m); B – mapa geologiczna

warta: 1 – glina zwałowa, 2 – piaski i piaski ze żwirem, wodnolodowcowe; vistulian: 3 – piaski i mułki suchych dolin, 4 – piaski i piaski ze żwirem terasy nadzalewowej, 5 – osady organiczne i mineralne zagłębień bezodpływowych; holocen: 6 – piaski, mułki i torfy den dolinnych

Relief and geologic structure of the moraine upland near Ossowice

A – hypsometric map (isohypses every 1,25 m.); B – geologic map

Warta: 1 – till, 2 – sands and sands with gravel, glaciofluvial; Vistulian: 3 – sands and silts of the dry valleys, 4 – sands and sands with gravel of the low terrace, 5 – organic and mineral sediments of the closed depressions; Holocene: 6 – sands, silts, and peats of floodplain

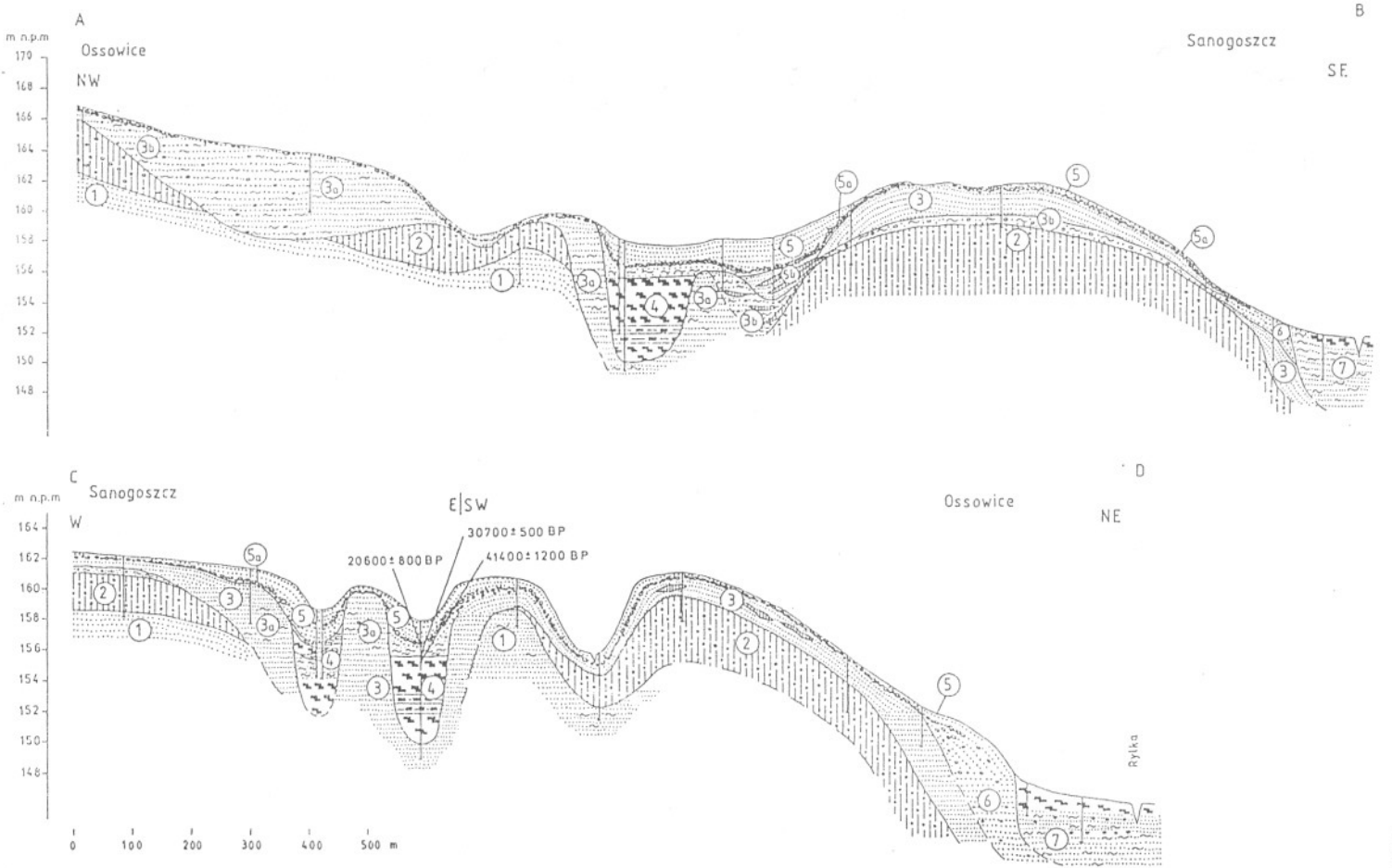
---

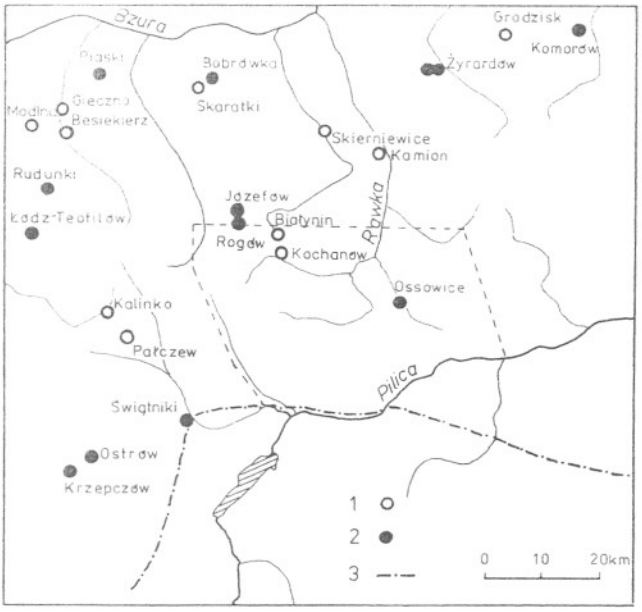
Rys. 63. Przekroje geologiczne przez zagłębienia bezodpływowe na wysoczyźnie morenowej w okolicach Ossowic

warta: 1 – piaski glacifluwialne okresu transgresji lądolodu, 2 – glina zwałowa, 3 – piaski i żwiry wodnolodowcowe okresu deglacjacji, lokalnie z wkładkami utworów ablacyjnych, 3a – piaski paraglacilimniczne; interglacjał eemski i vistulian: 4 – torfy, mułki organiczne, kreda jeziorna i łupki bitumiczne zagłębień bezodpływowych; vistulian: 5 – pokrywa poligenetyczna: 5a – bruk żwirowo-kamienisty, 5b – piaski, żwiry i gliny stokowe oraz piaski eoliczne, 6 – piaski fluwioperyglacjalne; holocen: 7 – piaski, torfy i mułki rzeczne

Geologic sections through closed depressions on a moraine upland near Ossowice

Warta: 1 – glaciofluvial sands of the ice-sheet transgression period, 2 – till, 3 – sediments of meltwaters: sands and gravels of the deglaciation period, locally with insertions of ablation sediments, 3a – paraglaciolimnic sands; Eemian Interglacial and Vistulian: 4 – peats, organic silts, lacustrine chalk and bituminous shales of the closed depressions; Vistulian: 5 – polygenetic cover: 5a – gravely-stony pavement, 5b – slope sands, gravels, clays, and eolian sands, 6 – fluvioperiglacial sands; Holocene: 7 – fluvial sands, peats, and silts


A
B
m n.p.m
Ossowice
Sanogoszcz
NW
SE
179
168
166
164
162
160
158
156
154
152
150
148
C
D
Sanogoszcz
E|SW
Ossowice
W
NE
30700±500 BP
20600±800 BP
41400±1200 BP
Rylka
0
100
200
300
400
500 m



Rys. 64. Występowanie osadów eemskich w północno-wschodniej części Wyżyny Łódzkiej

1 – osady organiczne eemu; 2 – osady organiczne eemu i vistulianu; 3 – zasięg nasunięcia warciańskiego wg B a r a n i e c k i e j (1984); cienką linią przerywaną zaznaczono teren badań

Eemian sediments distribution in the North-Eastern part of the Łódź Upland

1 – organic sediments of Eemian; 2 – organic sediments of Eemian and Vistulian; 3 – Warta Glaciation limit after B a r a n i e c k a (1984); thin dashed line marks the study area

osadów organicznych, na głębokości 2,1 m oznaczono wiek radiowęglowy na 20600±800 BP (Gd-6786), tuż poniżej (2,37 m i 2,69 m) otrzymano odpowiednio daty: 30700±500 BP (Gd-7426) i 41100±1200 BP (Gd-7423) (A. P a z d u r 1993; M. F. P a z d u r 1993).

Na utworach organicznych spoczywa górnoplenivistuliańka i późnovistuliańska, piaszczysta pokrywa peryglacjalna o średniej miąższości 2 metrów. W dolnej jej partii występują wkładki piasków gliniastych, czasem mułków oraz pojedyncze, eolizowane głaziki lub nawet bruk. Część środkową i górną tworzą piaski średnioziarniste i drobnoziarniste. W obrębie całej pokrywy obserwuje się znaczący wzrost ziarn typu RM, świadczący o intensywnej obróbce eolicznej.

Podobnie są wykształcone osady vistuliańskie, które przykrywają utwory organiczne lub bezpośrednio warciańskie w innych zagłębieniach. Grubość pokrywy vistuliańskiej w poszczególnych zagłębieniach wykazuje jednak wahania miąższości od 1 m do 5 m. Poza zagłębieniami, na obszarach wysoczyznowych, opisywana piaszczysta lub pylasto-piaszczysta pokrywa zwykle nie osiąga 1 m miąższości.

Główne procesy, które przyczyniły się do jej uformowania i spowodowały zasypanie serii organicznej w obniżeniach to: akumulacja eoliczna, spłukiwanie oraz kongeliflukcja (zwłaszcza w obrębie stoków zbudowanych z utworów diamiktycznych).

Przeciętna grubość peryglacjalnej pokrywy vistuliańskiej nie może być uznana za wartość znaczącą, zważywszy, że obszar z którego materiał był transportowany po stoku (poza eolicznym), miał zwykle średnicę 50–300 m. Biorąc pod uwagę powtarzalność tej sytuacji w innych zagłębieniach tego typu należy stwierdzić, iż słabo urozmaicone tereny wysoczyzn nie były od schyłku warty do plenivistulianu skutecznie modelowane przez procesy stokowe, zaś plenivistuliańską morfogenezę peryglacjalną można uznać za mało wydajną na tych obszarach.

Fakty te potwierdzają jednocześnie warciański wiek badanej wysoczyzny i istnienie w jej obrębie eemsko-vistuliańskiego pojezierza. Formy te stanowiły w korzystnych warunkach hydrogeologicznych w eemie, a niekiedy i w vistulianie, środowiska akumulacji jeziornej i bagiennej.

W regionie łódzkim znaczna jest liczba stanowisk, na podstawie analizy których można wnosić o procesach morfogenetycznych w eemie (K l a t k o w a 1990). Liczne znaleziska utworów jeziornych potwierdzają poglądy R ó ż y c k i e g o (1968) o istnieniu eemskiego pojezierza. Wyglądało ono nieco odmiennie od typowych pojezierzy Północnej Polski. Jezior było bardzo wiele, lecz były to zbiorniki niewielkie (K l a t k o w a 1990). Na badanym obszarze tylko w jego skrajnej, północno-zachodniej części, znajdują się udokumentowane palinologicznie stanowiska eemu (rys. 64).

Znaczna część opisywanych form – zapewne większość – przetrwała okres vistuliańskiej morfogenezy peryglacjalnej, mimo iż w tym czasie doszło do zaniku zbiorników wodnych, a więc zakończenia etapu pojeziernego rzeźby obszaru.

Analizowane tereny pozadolinne nie wykazują prawie zupełnie śladów przekształceń rzeźby w holocenie. Holoceńskich osadów stokowych, poza pogrubionym poziomem akumulacyjnym gleby, nie spotyka się nawet w zagłębieniach bezodpływowych.

OBSZARY DOLINNE

Rzeczne procesy erozyjne, zapoczątkowane w części kataglacjalnej okresu warciańskiego były kontynuowane na badanym obszarze i na terenach sąsiednich w interglacjale eemskim (B a l i ń s k a - W u t t k e 1960; T u r k o w s k a 1988a; K o b o j e k 1997). Również L i n d n e r (1978) podaje, że na sąsiednim obszarze świętokrzyskim erozja rzeczna osiągnęła wtedy maksimum. Wiele rzek wykazało tam nie tylko skłonność do odgrzebywania swych starych, interglacjalnych założeń, lecz również zaczęło się wcinać w podłoże podczwartorzędowe. W zachodniej części regionu świętokrzyskiego

dna dolin eemskich schodzą do 10–20 m poniżej poziomu obecnych den, co odpowiada sytuacji stwierdzonej także w dolinie Rawki.

Rawka w eemie rozcięła osady glacigeniczne i w niektórych miejscach sięgnęła wapieni oksfordu w poziomie około 120 m n.p.m (rys. 36). Rozcięcia te, choć głębokie, są stosunkowo wąskie – znacznie węższe niż obecny zasięg vistuliańskich osadów rzecznych. Do głównego rozcięcia w osi doliny Rawki nawiązywały również wyraźne rozcięcia den wielu form wytopiskowych.

Wśród osadów wypełniających dolinę Rawki utwory eemskie spotykane są dość rzadko (Manikowska 1966; Kobojek 1997), podobnie jak i w innych dolinach Polski środkowej (Klajnert, Piechocki 1972; Krzemiński 1974; Turkowska 1988a; Kamiński 1993).

Trudności z napotkaniem eemskich osadów organicznych w dolinach badanego obszaru można upatrywać przede wszystkim w fakcie wyraźnego obniżenia poziomu wód gruntowych w związku z silnym wcięciem rzek eemskich. W ten sposób liczne warciańskie zagłębienia bezodpływowe w dolinach pozostawały suche i nie zachodziła tam akumulacja osadów organicznych. Należy w tym miejscu przypomnieć, że dolina Rawki cechuje się istnieniem licznych miąższych wychodni łatwo przepuszczalnych piasków wodnolodowcowych; wody gruntowe reagowały więc szybko na zmiany bazy erozyjnej Rawki, czy którejkolwiek innej rzeki obszaru.

Odmienna natomiast sytuacja hydrogeologiczna panowała na wysoczyznach. Płytkie zaleganie gliny lub innych utworów nieprzepuszczalnych sprzyjało utrzymaniu się tutaj niewielkich zbiorników.

Fakt głębokiego rzecznego rozcięcia eemskiego oraz istnienie pojezierza na obszarach wysoczyznowych wskazuje na większe urozmaicenie rzeźby w interglacjale eemskim nie tylko w stosunku do obecnego okresu, lecz również i schyłku okresu warciańskiego.

Okres silnej erozji miał miejsce prawdopodobnie również we wczesnym vistulianie. W dolinie Mrogi udokumentowała go Turkowska (1988a), a w dolinie Pilicy: Dudaronek (1966), Rosłaniec-Chodnikiewicz (1966) i Stawin (1966). Potwierdzenie tej opinii pochodzi również z pobliskiego regionu świętokrzyskiego (Hakenberg, Lindner 1971; Lindner 1976). Wypełnianie rozcięć eemskich nastąpiło prawdopodobnie nie wcześniej niż po optimum interglacjału. Działo się tak na przykład w dolinie Mrogi, zbadanej szczegółowo przez Turkowską (Kuydowicz-Turkowska 1975; Turkowska 1988a).

Vistuliańska terasa nadzalewowa w dolinach badanego terenu jest zbudowana w części spągowej z utworów mułkowo-piaszczystych, wyżej prawie wyłącznie z piasków, niekiedy piasków ze żwirem. W dolinach większych rzek takich jak Pilica, Mroga, Rawka wznosi się ona od 7 m do 10 m ponad dna dolin. W małych dolinach położona jest niżej, niekiedy nawet istnieje bardzo łagodne przejście między poziomami vistuliańskim i holoceńskim.

Podobnie jak w wielu innych dolinach środkowej Polski okres akumulacji osadów terasy nadzalewowej łączyć można z plenivistulianem i późnym

vistulianem. T u r k o w s k a (1988a) w odniesieniu do doliny Mrogi bardziej precyzyjnie określa jej wiek. Poziom vistuliański wyższy („terasa wysoka") datuje na górny plenivistulian, poziom niższy wiąże zaś z późnym vistulianem.

Osady terasy vistuliańskiej o charakterze fluwioperyglacjalnym wykazują zarówno cechy dostawy eolicznej jak i transportu poprzecznego, aktywnego dzięki procesom spłukiwania i kongeliflukcji, czynnym na stokach.

Procesy te są także odpowiedzialne za powstanie wielu niecek denudacyjnych i suchych dolin, rozcinających glacigeniczne osady kemów w dolinie górnej Rawki. Wydaje się, że bardziej aktywnym procesem było tu spłukiwanie. Sprzyjała mu obecność na rozległych powierzchniach utworów mułkowych i drobnopiaszczystych. Serie złożone z grubego materiału, głównie żwirowego, były stopniowo dzięki temu eksponowane w postaci nabrzmień i uwypukleń w rzeźbie. Vistuliańska denudacja nie osiągnęła jednak takich rozmiarów, by doprowadzić na przykład do istotnego przemodelowania zespołu form wodnolodowcowych w Kotlinie Górnej Rawki. Nadal pozostały nienaruszone strefy osadów i struktur kontaktu lodowego w kemach, nawet od strony osi doliny, zaś miąższość deluwiów i aluwiów vistuliańskich w obniżeniach międzykemowych (wytopiskach), rzadko przekracza 2 m, nawet jeśli ich dna zrównują się z poziomem teras rzecznych. Holoceńska terasa zalewowa jest zbudowana z piasków, mułków i torfów. Miąższość aluwiów holoceńskich dochodzi do kilku metrów. W dolinie Pilicy i Rawki terasa ta występuje niekiedy w dwóch poziomach ponad korytem.

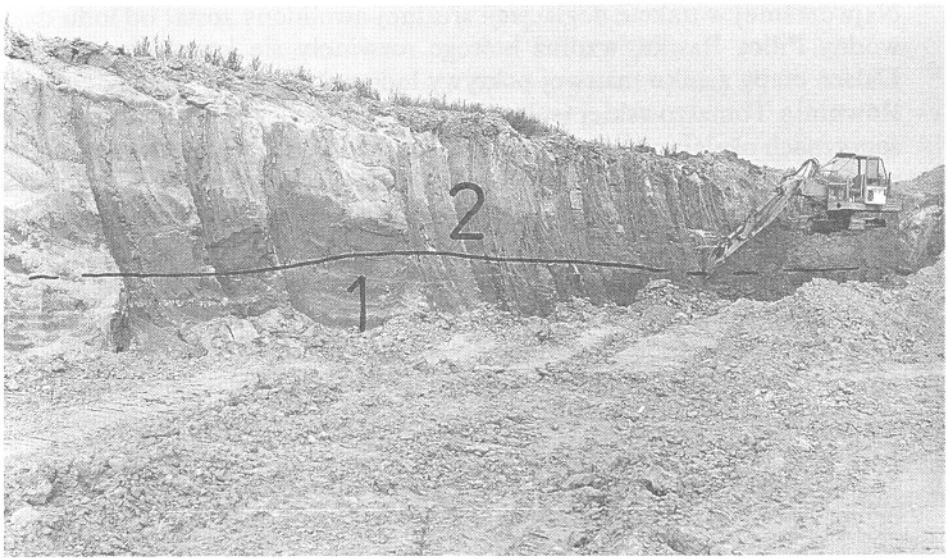
Na obszarach urozmaiconej rzeźby, a więc głównie w Kotlinie Górnej Rawki i w dolinie Pilicy, daje się obecnie zauważyć uaktywnienie spłukiwania, zwłaszcza spłukiwania linijnego. Większość świeżych form erozji wąwozowej wykorzystuje drogi polne bądź bruzdy na zaoranych polach w przypadku ich nawiązywania do kierunku nachylenia stoku. Widoczne jest także uwarunkowanie litologiczne, formy te bowiem rozwijają się do większych głębokości (4–8 m) jedynie w seriach drobnopiaszczystych o znacznej kohezji. Fakt dostosowania się wspomnianych form do zagospodarowania rolnego wskazuje na ich bardzo młody wiek, wyznaczony ostatnią deforestacją terenu.

WNIOSKI KOŃCOWE

1. Główne rysy rzeźby podłoża mezozoicznego na badanym obszarze znajdują swe odzwierciedlenie w rzeźbie współczesnej. Związki te stają się coraz bardziej wyraźne w miarę posuwania się ku osiowej partii antyklinorium środkowopolskiego oraz ku południowi – w stronę Wyżyny Kielecko-Sandomierskiej. Podobnie jak na Wysoczyźnie Skierniewickiej (K l a j n e r t 1978), w przebiegu osi wypukłych i wklęsłych form terenu przeważa kierunek NW–SE – zgodny z przebiegiem osi głównych elementów strukturalno-tektonicznych antyklinorium. Słabiej w rzeźbie zaakcentowany jest kierunek poprzeczny do uprzednio wymienionego. Nawiązują do niego długie odcinki dolin – Rawki, Pilicy czy Krzemionki.
2. Ogólny styl strukturalnego wykształcenia czwartorzędu polega na spokojnym, niezaburzonym układzie zasadniczych serii osadowych. Serie te odznaczają się zdecydowaną przewagą utworów piaszczystych i piaszczysto-żwirowych nad glinami zwałowymi, mułkami i iłami. W profilach czwartorzędu przeważają utwory ostatniego na tym obszarze zlodowacenia środkowopolskiego. Starsze osady plejstoceńskie zachowały się tylko w niektórych zagłębieniach podłoża mezozoicznego. Fakt ten świadczy o tym, że na przeważającej części antyklinorium w okresach między nasunięciami lądolodów panowała silna erozja i denudacja. Nawet ostatni lądolód warciański w wielu miejscach posuwał się bezpośrednio po skałach podłoża mezozoicznego.
3. Lądolód warciański na obszarze badań rozpostarł się cienką pokrywą aż po dolinę Pilicy i przeszedł szybko w stan stagnacji i martwego lodu. Lądolód ten napotkał rzeźbę w generalnych zarysach podobną do rzeźby współczesnej – stąd pokład gliny zwałowej wyściela doliny rzeczne.
4. Rzeźba bezpośredniego podłoża lądolodu odgrywała zasadniczą rolę w różnych etapach deglacjacji arealnej. Decydowała ona o lokalizacji i kolejności powstawania przetain, kierunkach przepływu wód ablacyjnych i rozmieszczeniu poszczególnych form rzeźby glacigenicznej (kemów). Wyróżniono cztery główne etapy deglacjacji: **zamierania lądolodu, deglacjacji przetainowej, kształtowania wysoczyzn morenowych** oraz **kształtowania rzeźby kemowej podlodowych obniżeń.**

Najwcześniej w trakcie deglacjacji arealnej uwolniony został od lodu dział wodny Pilica–Rawka, wzdłuż którego rozwinęły się kemy przetainowe. Dalsze etapy zaniku martwej pokrywy lodowej przebiegały oddzielnie na Równinie Tomaszowskiej (spływ wód na S do Pilicy) i oddzielnie na wysoczyznach okalających dolinę górnej Rawki. Najdłużej martwy lód utrzymywał się w Kotlinie Górnej Rawki, gdzie rozwinął się złożony zespół kemów – półek czy konsoli, wałów i jęzorów kemowych oraz pagórków.

5. W rozwoju kemów badanego obszaru wyróżniono trzy główne fazy: **zbiornikową, glacifluwialną i ablacyjną** (kształtowania stoków kemów w kontakcie z martwym lodem). Poszczególnym etapom odpowiadają określone osady: fazie zbiornikowej – osady glacilimniczne i paraglacilimniczne, fazie glacifluwialnej – piaski i żwiry, fazie ablacyjnej – pokrywy osadów diamiktycznych oraz strefy zaburzeń grawitacyjnych (obrywy, osuwiska, osiadanie) w strefie brzeżnej kemów.
6. Postwarciańskie procesy erozyjno-denudacyjne w zróżnicowany sposób przyczyniły się do przekształcenia rzeźby glacjalnej. Efekty ich działalności na wysoczyznach są znikome. Znacznie silniejsze przekształcenia rzeźby miały miejsce w szeroko pojętych strefach dolinnych. Pomimo tego przeważająca część kemów zachowała i tu swoją czytelność morfologiczną i strukturalną (obecność osadów i struktur stref kontaktu lodowego w brzeżnych partiach większości form). Fakty te stanowią kolejne potwierdzenie tezy o względnej świeżości form rzeźby glacjalnej w brzeżnej strefie zasięgu warty, zwłaszcza na terenach pozadolinnych szeroko rozumianego regionu podłódzkiego (K r z e m i ń s k i 1974).
7. Współczesne procesy denudacyjne, głównie spłukiwanie linijne, szczególnie aktywne od czasu deforestacji jest odpowiedzialne za rozwój wcięć drogowych i parowów, które rozwijają się na obszarach urozmaiconej rzeźby, zbudowanej głównie z drobnopiaszczystych utworów warciańskich.



fot. Z. Rdzany, 1994

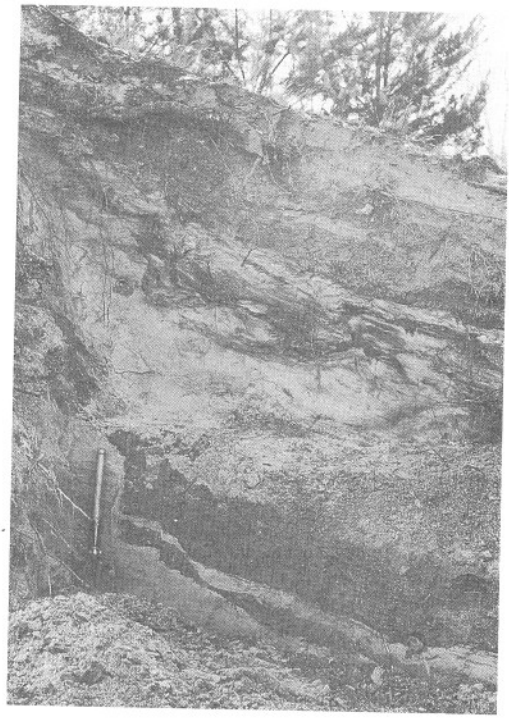
Fot. 1. C h o c i w. 3-metrowy pokład warciańskiej gliny zwałowej (2), podścielony iłami zastoiskowymi (1)

3 meter sheet of Warta till (2) underlain with dammed lake clays (1)

fot. Z. Rdzany, 1994

Fot. 2. R z e c z y c a. Obniżający się zgodnie z pochyleniem stoku pokład bazalnej gliny warciańskiej w dolinie Pilicy

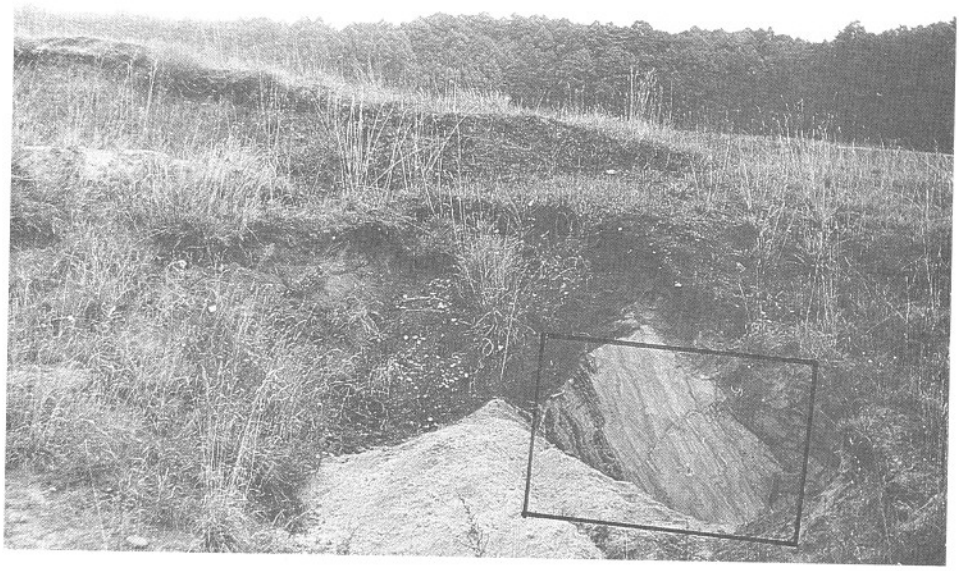
Sheet of Warta basal till in Pilica valley lowering accordingly to the slope



fot. Z. Rdzany, 1992

Fot. 3. C h o c i w. Warstwowane osady glacifluwialne tworzące inglacjalną „strukturę tunelową" w obrębie warciańskiej gliny zwałowej

Stratified glaciofluvial sediments composing an englacial "tunnel structure" within Warta till



fot. Z. Rdzany, 1990

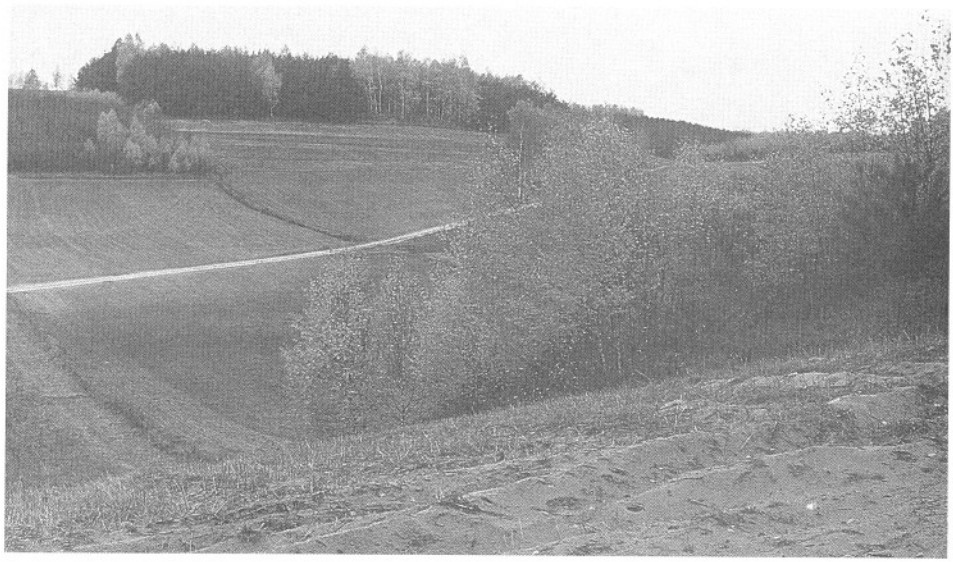
Fot. 4. P o p i e ń. Stokowa część terasy kemowej w dolinie górnej Rawki; zaznaczono fragment odsłonięcia przedstawiony na fot. 5

Slope part of a kame terrace in the upper Rawka valley; indicated is the fragment of the excavation shown in Photo 5

fot. Z. Rdzany, 1992

Fot. 5. P o p i e ń. Zaburzenia grawitacyjne osadów paraglacilimnicznych terasy kemowej pod przykryciem piasków gliniastych ablacyjnych

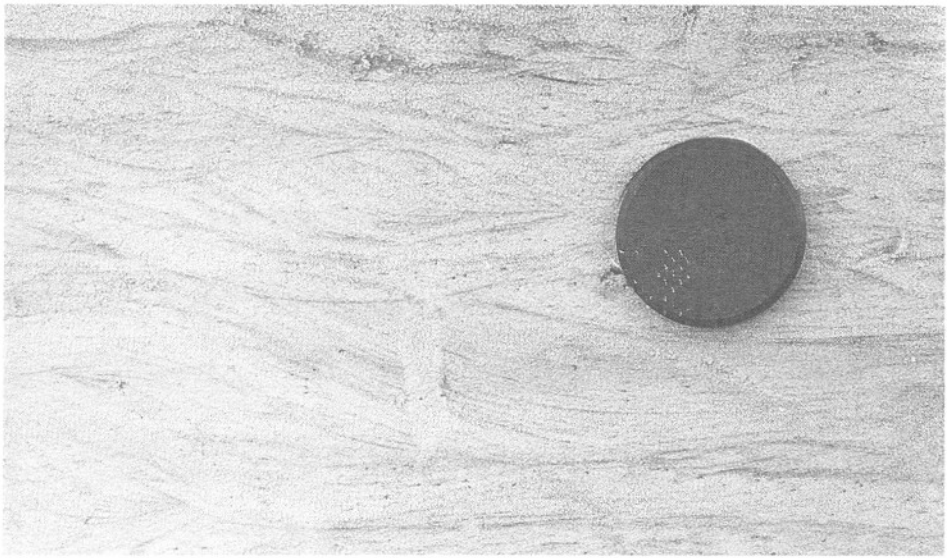
Gravitational disturbances of paraglaciolimnic sediments of kame terrace covered with clayey ablation sands



fot. Z. Rdzany, 1993

Fot. 6. B r a n i k. Obniżenie międzykemowe o genezie wytopiskowo-erozyjnej; na dalszym planie wał Dębowej Góry

Interkame depression of thaw/erosion processes; Dębowa Góra ridge in the background



fot. Z. Rdzany, 1993

Fot. 7. B r a n i k. Struktury małych riplemarków w bardzo drobnoziarnistych piaskach paraglacilimnicznych stoliwa kemowego

Small ripplemark structures in very fine-grained paraglaciolimnic sands of kame plateau

fot. Z. Rdzany, 1992

Fot. 8. B r a n i k. Struktury przekątnego warstwowania w bardzo drobnoziarnistych piaskach paraglacilimnicznych wału – „pazura kemowego" Dębowej Góry

Diagonal bedding in very fine-grained paraglaciolimnic sands of the "kame claw" of Dębowa Góra

fot. Z. Rdzany, 1992

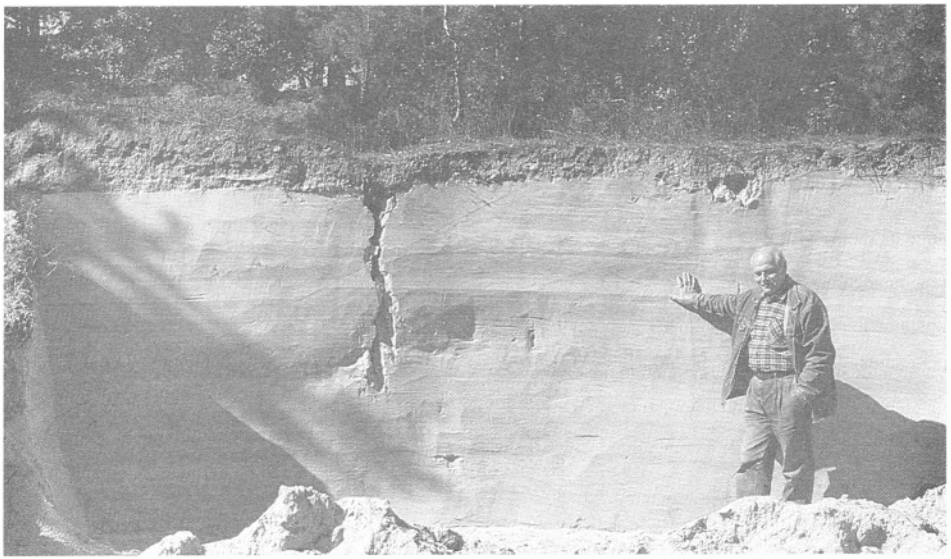
Fot. 9. J ó z e f i n. Zaburzone utwory paraglacilimniczne i ablacyjne w budowie stoku kontaktu lodowego stoliwa kemowego

Disturbed paraglaciolimnic and ablation sediments in the structure of ice-contact slope of kame plateau

fot. Z. Rdzany, 1997

Fot. 10. W o l a N a r o p i ń s k a. Budowa wewnętrzna ostańca erozyjnego; piaski bardzo drobnoziarniste warstwowane horyzontalnie, paraglacilimniczne (1) i piaski ze żwirem, glacifluwialne (2)

Erosional hill build of very fine-grained paraglaciolimnic sands with horizontal lamination (1), and glaciofluvial sand with gravel (2)

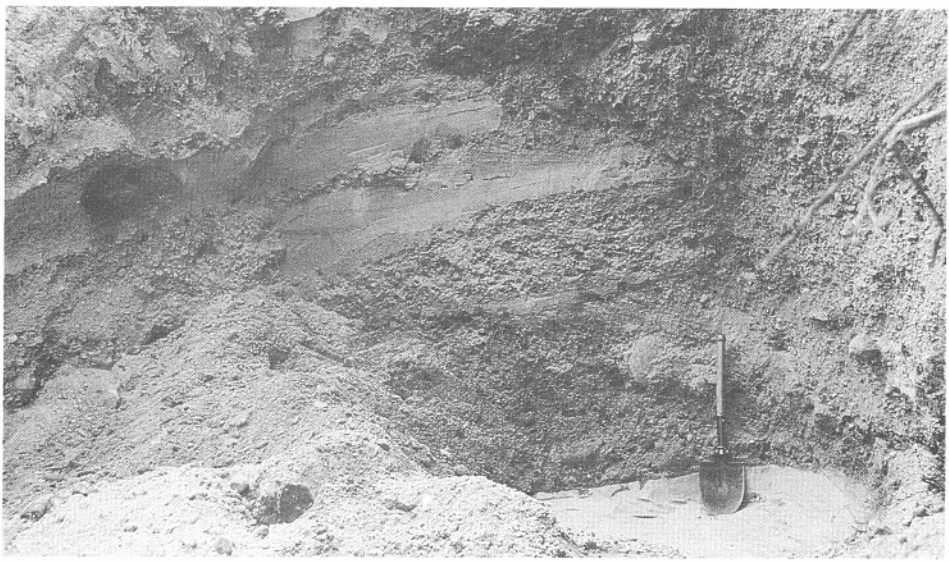


fot. Z. Rdzany, 1997

Fot. 11. Z a r z e c z e. Piaski bardzo drobnoziarniste paraglacilimniczne w budowie kemu
Very fine-grained paraglaciolimnic sands in kame structure

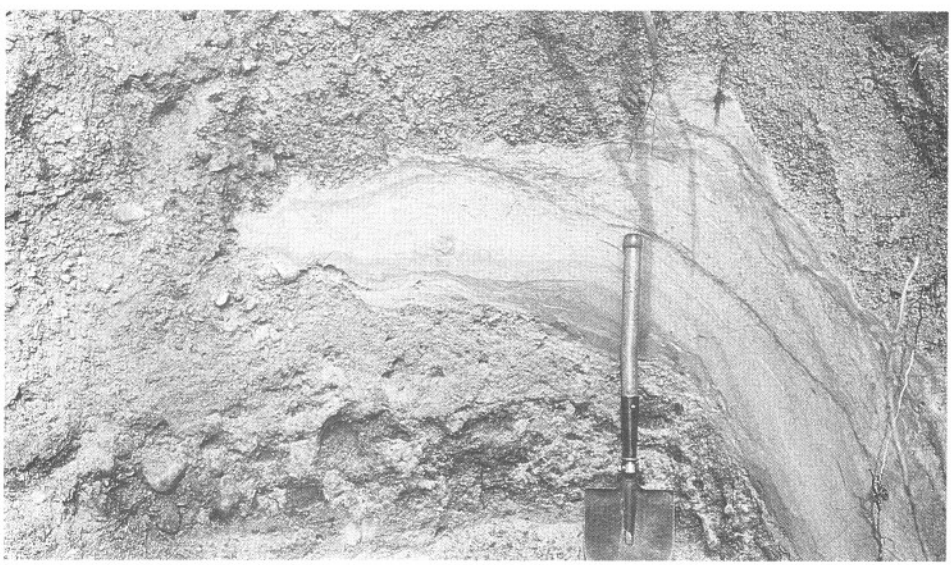
fot. Z. Rdzany, 1992

Fot. 12. Z a r z e c z e. Struktury riplemarkowe i laminacja horyzontalna w piaskach paraglacilimnicznych kemu
Ripplemark structures and horizontal lamination in paraglaciolimnic sands of kame



fot. Z. Rdzany, 1993

Fot. 13. Z a r z e c z e. Żwiry glacifluwialno-ablacyjne, ścinające piaski paraglacilimniczne
Glaciofluvial-ablation gravels truncating paraglaciolimnic sands



fot. Z. Rdzany, 1993

Fot. 14. Z a r z e c z e. Pogrzebana w żwirach glacifluwialnych bryła piasków paraglacilimnicznych
A lump of paraglaciolimnic sands buried in glaciofluvial gravels

fot. Z. Rdzany, 1984

Fot. 15. R a w a M a z o w i e c k a – T a t a r. Diamiktyty ablacyjne na zaburzonych grawitacyjnie piaskach i mułkach deltoglacjalnych w brzeżnej części wału kemowego

Ablation diamictons on the gravitationally disturbed deltoglacial sands and silts in the marginal part of the kame ridge

fot. Z. Rdzany, 1988

Fot. 16. Ż e l e c h l i n e k. Obniżenie międzykemowe i pagórek kemowy

Interkame basin and a kame hill

fot. Z. Rdzany, 1994

Fot. 17. W y g o d a koło U j a z d u. Drobnopiaszczyste utwory intraglacjalnego sandru
Fine-sand deposits of intraglacial outwash plain

fot. Z. Rdzany, 1994

Fot. 18. T o m a s z ó w M a z o w i e c k i. Żwiry i głazy glacifluwialne w brzeżnej strefie nasunięcia warciańskiego

Glaciofluvial gravels and boulders in the marginal zone of Warta ice-sheet

fot. Z. Rdzany, 1994

Fot. 19. B r z e g koło L u b o c z y. Północny stok doliny Pilicy
Northern slope of Pilica valley

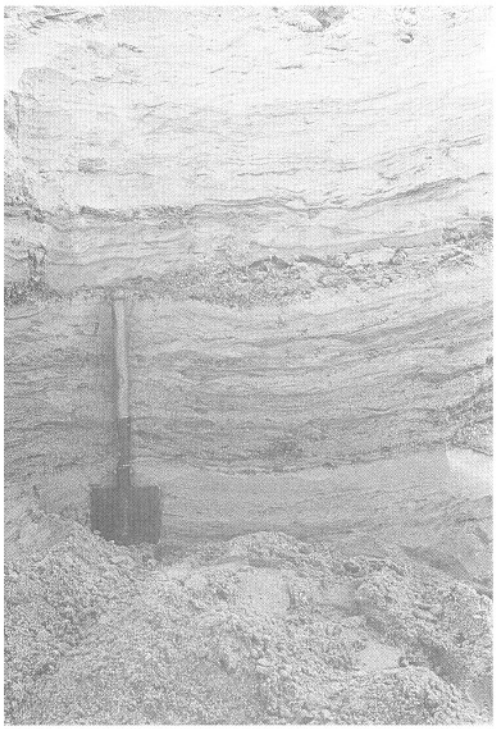
fot. Z. Rdzany, 1997

Fot. 20. P u k i n i n. Struktura wyciśnięcia gliny zwałowej podścielającej osady wału kemowego
Structure of squeezing in till underlying the kame ridge sediments

fot. Z. Rdzany, 1994

Fot. 21. Józefów – Góra św. Rocha. Widok zachodniej części wału kemowego („pazura kemowego"), wyciągniętego równoleżnikowo

A view on the Western part of the kame ridge ("kame claw") stretched parallelly



fot. Z. Rdzany, 1994

Fot. 22. Żdżary. Piaszczysto-mułkowo-żwirowe osady typu prodelty glacifluwialnej w wale kemowym

Sandy-silty-gravelly sediments of a glaciofluvial prodelta type in the kame ridge

fot. Z. Rdzany, 1997

Fot. 23. R z y m i e c. Zaburzenia grawitacyjne w części stokowej glacifluwialnego wału kemowego

Gravitational disturbances in the slope part of a glaciofluvial kame ridge

LITERATURA

Badak J., Grudzień J., 1963 – Charakterystyka czwartorzędowych łupków bitumicznych z Białynina koło Rawy Mazowieckiej. *Kwart. Geol.*, 7, 3

Balińska-Wuttke K., 1960 – Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. *Pr. Geogr. IG PAN*, 23

Balińska-Wuttke K., 1961 – Przekrój geologiczny czwartorzędu okolic Rawy Mazowieckiej. *Kwart. Geol.*, 5, 2

Balińska-Wuttke K., 1963 – Badania morfometryczne ziarn piasków plejstoceńskich w dorzeczu Rawki. *Biul. Geol. UW*, 3

Balińska-Wuttke K., 1965 – Stratygrafia czwartorzędu okolic Rawy Mazowieckiej i Skierniewic. *Inst. Geol., Biul.*, 187

Balińska-Wuttke K., 1967 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Głuchów. WG. Warszawa

Balińska-Wuttke K., 1968 – Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej 1:50 000, ark. Głuchów. WG. Warszawa

Balwierz Z., 1995 – Sprawozdanie z analizy palinologicznej w stanowisku Ossowice. Maszynopis. Zakład Geomorfologii UŁ.

Baraniecka M. D., 1969 – Klasyfikacja form kemowych na tle typów i dynamicznych etapów deglacjacji. *Kwart. Geol.*, 13, 2

Baraniecka M. D., 1971 – Dorzecze Widawki na tle obszaru marginalnego stadiału mazowiecko-podlaskiego (Warty) w Polsce. *Inst. Geol., Biul.*, 254

Baraniecka M. D., 1975 – Zależność wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Niżu Polskiego. *Inst. Geol., Biul.*, 288

Baraniecka M. D., 1984 – Niż Polski i wyżyny środkowopolskie. Zlodowacenie środkowopolskie. Budowa Geologiczna Polski, t. I. Stratygrafia, część 3b, czwartorzęd. WG. Warszawa

Baraniecka M. D., 1993 – Zlodowacenie warty (piętro) w dorzeczu Widawki i w kopalni Bełchatów. *Acta Geogr. Lodz.*, 65

Baraniecka M. D., Makowska A., Mojski J. E., Nowak J., Sarnacka Z., Skompski S., 1978 – Stratygrafia osadów czwartorzędowych Niziny Mazowieckiej oraz jej południowego i zachodniego obrzeżenia. *Inst. Geol., Biul.*, 306

Baraniecka M. D., Sarnacka Z., Skomski S., 1969 – Stratigraphy of sediments and palaeomorphology of the marginal zone of the Warta stadial. *Geogr. Pol.*, 17

Borówko-Dłużakowa Z., 1973 – Analiza pyłkowa interglacjału eemskiego w Skierniewicach, Białyninie i Wyszkowie. *Przegl. Geogr.*, 45, 4

Bramer H., 1963 – Die Entstehung der Aufpressungen in Osern. Report of the VIth Intern. Congress on Quaternary. Warsaw

Brodzikowski K., 1993 – Sedymentacja glacilimniczna. Cz. I. Procesy depozycyjne oraz charakterystyka litofacjalna. *Acta Geogr. Lodz.*, 62

Cailleaux A., Tricart J., 1959 – Initiation á l'étude des sables et des galets. C. D. U. Paris

Ciuk E., Rühle E., 1952 – Dwa przekroje geologiczne przez dolinę Pilicy pod Białobrzegami. *Państw. Inst. Geol., Biul.*, 68

Clemmensen L. B., Houmark-Nielsen M., 1981 – Sedimentary features of a Weichselian glaciolacustrine delta. *Boreas*, 10

Curray J. R., 1956 – The anallysis of two-dimentional orientation data. *Journ. Geol.*, 64, 2

Dadlez R., 1982 – Tektonika permo-mezozoiku a głębokie rozłamy strefy Teisseyre'a–-Tornquista na terenie Polski. *Kwart. Geol.*, 26, 2

Dadlez R., Marek S., 1974 – General outline of the tectonics of the Zechstein–Mesozoic complex in central and northwestern Poland. *Inst. Geol., Biul.*, 274
Doktorowicz-Hrebnicki S., 1932 – Sprawozdanie z badań złoża węgla brunatnego pod Rogowem. *Posiedz. Nauk. PIG*, 32
Doktorowicz-Hrebnicki S., 1933 – Sprawozdanie z dalszego badania złoża węgla brunatnego pod Rogowem. *Posiedz. Nauk. PIG*, 36
Dudaronek R., 1966 – Czwartorzęd okolic Gostomii nad Pilicą. *Acta Geol. Pol.*, 16, 3
Dudek Z., 1966 – Ozo-morena Rosochy na tle budowy geologicznej okolic Nowego Miasta nad Pilicą. *Acta Geol. Pol.*, 16, 3
Dylik J., 1948 – Ukształtowanie powierzchni i podział na krainy podłódzkiego obszaru. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 1
Dylik J., 1952 – Peryglacjalne struktury w plejstocenie środkowej Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 66
Dylik J., 1961 – Analyse sédimentologique des formations de versant remplissant les dépressions fermées aux environs de Łódź. *Biul. Perygl.*, 10
Dylik J., 1963 – Traces of Thermokarst in the Pleistocene Sediments of Poland. *Bull. Soc. Sci. Lettr.*, 14, 2
Dylik J., 1967 – Główne elementy paleogeografii młodszego plejstocenu. Czwartorzęd Polski. PWN. Warszawa
Dylik J., 1968 – The earliest warmer substage of the würm (Amersfoort) in Poland. *Bull. Soc. Sci. Lettr.*, 19, 4
Dylik J., Jurkiewiczowa J., 1950 – Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, wyd. A, ark. Łódź. WG. Warszawa
Dylikowa A., 1952 – O metodzie badań strukturalnych w morfologii glacjalnej. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 3
Dylikowa A., 1973 – Geografia Polski. Krainy Geograficzne. PZWS. Warszawa
Galon R., Roszkówna L., 1967 – Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski. Czwartorzęd Polski. PWN. Warszawa
Gilewska S., 1987 – The Tertiary environment of Poland. *Geogr. Pol.*, 53
Gilewska S., 1991 – Rozwój środowiska Polski w trzeciorzędzie. Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze. PWN. Warszawa
Głodek J., 1959 – Przyczynek do znajomości budowy geologicznej doliny Pilicy poniżej Sulejowa. *Przegl. Geol.*, 5
Goździk J. S., 1973 – Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacjalnych w środkowej Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 31
Goździk J. S., 1975a – Okolice Rzgowa i trasa do Tomaszowa Mazowieckiego. Przew. wycieczek XIII Ogólnopolskiego Zjazdu PTG, Łódź
Goździk J. S., 1975b – Brzustówka – utwory wołgu (portlandu), osady czwartorzędu w dolinie Pilicy i na przyległej wysoczyźnie. Przew. wycieczek XIII Ogólnopolskiego Zjazdu PTG, Łódź
Gradziński R., Kostecka A., Radomski A, Unrug R., 1986 – Zarys sedymentologii. WG. Warszawa
Grzybowski K., 1972 – Uwagi o plejstocenie w dolinie Pilicy na południe od Sulejowa. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 1
Grzybowski K., 1993 – Sedymentacja glacifluwialna w okresie zlodowacenia warty w okolicach Warki. *Acta Geogr. Lodz.*, 65
Hakenberg M., Lindner L., 1971 – Stratygrafia osadów czwartorzędowych w dolinie środkowej Nidy. *Acta Geol. Pol.*, 21, 2
Jewtuchowicz S., 1969 – Struktura kemu w Zieleniewie. *Folia Quatern.*, 30
Kamiński J., 1993 – Późnoplejstoceńska i holoceńska transformacja doliny Moszczenicy. *Acta Geogr. Lodz.*, 64
Karnkowski P., 1980 – Wgłębne przekroje geologiczne przez Niż Polski. WG. Warszawa
Keller G., 1954 – Drucktexturen in Eiszeitlichen Sedimenten. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 4/5
Klajnert Z., 1966 – Geneza Wzgórz Domaniewickich i uwagi o sposobie zaniku lodowca środkowopolskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 23

Klajnert Z., 1969 – Struktura wałów kemowych na obszarze Wzgórz Domaniewickich i jej znaczenie dla poznania procesów zaniku lodowca. *Folia Quatern.*, 30
Klajnert Z., 1978 – Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu. *Acta Geogr. Lodz.*, 38
Klajnert Z., 1982a – Budowa geologiczna. Województwo skierniewickie. UŁ. Łódź
Klajnert Z., 1982b – Rzeźba. Województwo skierniewickie. UŁ. Łódź
Klajnert Z., 1984a – The Pleistocene kames as palaeogeographical indicators. Resumes des communications. 25 Congres International de Geographie, 1, 39. Paris
Klajnert Z., 1984b – Analysis of kames for palaeogeographical reconstructions. *Boreas*, 13
Klajnert Z., 1992a – Uwagi w sprawie inwentarza form kemowych na przykładzie badań z Wyżyny Łódzkiej. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 15
Klajnert Z., 1992b – Osady i formy glacifluwialne północno-wschodniej części Wyżyny Łódzkiej jako wskaźniki sposobu zaniku lądolodu warciańskiego. Materiały Konf. Geomor. „Osady i formy glacifluwialne z okresu warciańskiego w północno-wschodniej części Wyżyny Łódzkiej". Łódź
Klajnert Z., 1992c – Miłochniewice. Materiały Konf. Geomor. „Osady i formy glacifluwialne z okresu warciańskiego w północno-wschodniej części Wyżyny Łódzkiej". Łódź
Klajnert Z., 1993 – Cechy morfologiczno-paleogeograficzne rzeźby glacjalnej zlodowacenia warty w lobie Rawki między Bzurą a Pilicą. *Acta Geogr. Lodz.*, 65
Klajnert Z., Piechocki A., 1972 – Górnoplejstoceńskie osady doliny Bobrówki koło Łowicza i ich zawartość malakologiczna. *Folia Quatern.*, 40
Klajnert Z., Rdzany Z., 1987 – Glacifluwialna geneza wysokich poziomów terasowych w dolinie górnej Rawki między Kochanowem a Rawą Mazowiecką. Materiały 36 Ogólnopolskiego Zjazdu PTG. Sosnowiec
Klajnert Z., Rdzany Z., 1989 – Glacifluwialna geneza wysokich poziomów terasowych w dolinie górnej Rawki między Kochanowem a Rawą Mazowiecką. *Acta Geogr. Lodz.*, 59
Klajnert Z., Rdzany Z., 1991 – Wpływ podłoża na zanikanie lądolodu warciańskiego w lobie Rawki między Pilicą a Bzurą. Materiały I Zjazdu Geomorfologów Polskich. Poznań
Klajnert Z., Świdrowska E., 1992 – Formy martwego lodu w dolinie górnej Rawki w okolicy Kochanowa. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 15
Klajnert Z., Wasiak G., 1984 – Rola podlodowych obniżeń dolinnych w procesie deglacjacji arealnej lodowca warciańskiego na Wyżynie Łódzkiej. Materiały Konf. „Zlodowacenie środkowopolskie na wyżynach południowopolskich i terenach przyległych". Sosnowiec
Klajnert Z., Wasiak G., 1989 – Morfologiczne skutki arealnego zaniku lodowca w strefach prewarciańskich podlodowych obniżeń dolinnych na Wyżynie Łódzkiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 59
Klatka T., 1979 – Rzeźba terenu. Województwo piotrkowskie. UŁ. Łódź
Klatka T., Ziomek J., 1979 – Budowa geologiczna. Województwo piotrkowskie. UŁ. Łódź
Klatkowa H., 1972a – Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 28
Klatkowa H., 1972b – Region łódzki. Geomorfologia Polski, 2. PWN. Warszawa
Klatkowa H., 1986 – Niektóre elementy paleogeografii czwartorzędu na Wyżynie Łódzkiej i obszarach sąsiednich. Materiały II Zjazdu Geografów Polskich. Łódź
Klatkowa H., 1990 – Występowanie eemskich osadów organicznych i uwagi o paleomorfologii środkowej Polski u schyłku warty i podczas eemu. *Acta Geogr. Lodz.*, 61
Klatkowa H., 1994 – Some problems of the Cold Warta Stage in Middle Poland. INQUA-SEQS Symposium "The Cold Warta Stage, lithology, paleogeography, stratigraphy". Abstract of papers. Łódź
Kobojek E., 1997 – Morfogeneza doliny Rawki. Maszynopis pracy doktorskiej. Zakład Geomorfologii UŁ
Kobyłecki M., 1939 – Badania geologiczne wykonane w r. 1938 na arkuszach Tomaszów i Opoczno. *Inst. Geol., Biul.*, 15

Konecka-Betley K., Czępińska-Kamińska D., 1985a – Wiek i kształtowanie się gleb i kopalnych osadów organicznych lasów Rogowa (Wysoczyzna Rawska). *Roczn. Glebozn.*, 36, 2

Konecka-Betley K., Czępińska-Kamińska D., 1985b – Kopalne osady organiczne w lasach Rogowa jako wskaźniki przemian środowiska. *Roczn. Glebozn.*, 36, 2

Kosmowska-Ceranowicz B., 1966 – Osady preglacjalne dorzecza środkowej Wisły. *Pr. Muz. Ziemi*, 9

Kosmowska-Ceranowicz B., 1976 – Wiek osadów z Cetenia i Ponurzycy w świetle badań mineralogiczno-petrograficznych. *Kwart. Geol.*, 20, 3

Kosmowska-Ceranowicz B., 1987 – Porównanie serii Ochoty z osadami preglacjalnymi (plioceńskimi) centralnej Polski. Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce. Ossolineum. Wrocław

Kozarski S., 1987 – Depositional models and ice-front dynamics in northwestern Poland: a methodological approach. *Geogr. Pol.*, 53

Krumbein W. C., 1941 – Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journ. Sed. Petr.*, 11

Krüger J., 1982 – Processer og till fabric i et recent dodislandskab ved Höfdabrekkujökull, Island. Dansk geol. Foren., Arsskrift for 1981

Krüger J., 1994 – Glacial processes, sediments, landform, and stratigraphy in the terminus region of Myrdalsjökull, Island. *Folia Geogr. Danica*, 21

Krygowski B., 1964 – Graniformametria mechaniczna. Teoria, zastosowanie. *Prace Kom. Geogr.-Geol. PTPN*, 2, 4

Krzemiński T., 1974 – Geneza młodoplejstoceńskiej rzeźby glacjalnej w dorzeczu środkowej Warty. *Acta Geogr. Lodz.*, 33

Krzemiński T., 1986 – Kierunki kształtowania środowiska Polski środkowej. Materiały II Zjazdu Geografów Polskich. Łódź

Krzemiński T., Bezkowska G., 1987 – Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Widawa. WG. Warszawa

Krzemiński T., Papińska E., 1993 – Ukształtowanie powierzchni i geneza rzeźby. Środowisko geograficzne Polski Środkowej. Łódź

Kuydowicz-Turkowska K., 1975 – Rzeczne procesy peryglacjalne na tle morfogenezy doliny Mrogi. *Acta Geogr. Lodz.*, 36

Lencewicz S., 1912 – Z badań fizjograficznych nad Pilicą. *Ziemia*, 3

Lencewicz S., 1913 – Przyczynki do znajomości dyluwium i hydrografii okolic Tomaszowa Rawskiego. *Pam. Fizyogr.*, 21

Lencewicz S., 1927 – Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Prace Państw. Inst. Geol.*, 2, 2

Lewiński J., 1928 – Utwory preglacjalne i glacjalne Piotrkowa i okolic. *Spraw. Tow. Nauk. Warsz.*, 21

Lewiński J., 1929 – Preglacjał i tzw. preglacjalna dolina Wisły pod Warszawą. *Przegl. Geogr.*, 9

Lewiński J., 1930 – Dyluwium Polski i Danii. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 6

Lewiński J., 1933 – Budowa geologiczna i ukształtowanie powierzchni w okolicy Tomaszowa Mazowieckiego. *Pos. Nauk. PIG*, 32

Lilpop J., Passendorfer E., 1925 – O warstwach interglacjalnych pod Sulejowem. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 11

Lindner L., 1971 – Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Studia Geol. Pol.*, 35

Lindner L., 1976 – Warunki akumulacji lessów młodszych w zachodniej części regionu świętokrzyskiego. *Inst. Geol., Biul.*, 297

Lindner L., 1978 – Rozwój paleogeomorfologiczny zachodniej części regionu świętokrzyskiego. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 48

Lindner L., 1992 – Plejstocen. Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia. PAE. Warszawa

Lindner L., Grzybowski K., 1982 – Middle-Polish glaciations (Odranian, Wartanian) in southern Central Poland. *Acta Geol. Pol.*, 34, 3-4
Lindner L., Lamparski Z., Dąbrowski S., 1982 – Rivers valleys of the Masovian Interglacial in eastern Central Europe. *Acta Geol. Pol.*, 32, 3-4
Łuniewski A., Czekalski J., 1925 – O profilu utworów czwartorzędowych pod Tomaszowem nad Pilicą. *Posiedz. Nauk. PIG*, 10
Makowska A., 1970 – Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Skierniewice. Wyd. A i B. IG. Warszawa
Makowska A., 1971 – Objaśnienia do mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Skierniewice. Wyd. A i B. IG. Warszawa
Makowska A., 1976 – Staroplejstoceńskie osady organiczne w Ceteniu i ich związek z serią preglacjalną południowego Mazowsza. *Kwart. Geol.*, 20, 3
Manikowska B., 1966 – Gleby młodszego plejstocenu w okolicach Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, 22
Manikowska B., 1975 – Zarys paleogeografii Wyżyny Łódzkiej i obszarów przyległych. Przew. wycieczek XIII Ogólnopolskiego Zjazdu PTG. Łódź
Manikowska B., 1976 – Metoda barwienia skaleni azotynokobaltanem sodu i jej zastosowanie w badaniach czwartorzędu okolic Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, 37
Marek S., Raczyńska A., 1974 – Lokalne formy strukturalne Polski środkowej. Polska północno-zachodnia i środkowa. Struktury epoki tektonicznej alpejskiej. Budowa Geol. Polski, t. IV. Tektonika, cz. 1, Niż Polski. WG. Warszawa
Marek S., Znosko J., 1972 – Tektonika Kujaw. *Kwart. Geol.*, 16, 1
Maruszczak H., 1987 – Loesses in Poland, their stratigraphy and paleogeographical interpretation. *Ann. UMCS, B*, 41
Michalska Z., 1971 – Zagadnienie genezy ozów na tle wybranych przykładów z obszaru Polski Środkowej. *Studia Geol. Pol.*, 36
Miziołek E., 1988 – Właściwości litologiczne i surowcowe osadów zastoiskowych w regionie łódzkim. *Acta Geogr. Lodz.*, 58
Mojski J. E., 1965 – Niektóre problemy stratygrafii plejstocenu Niżu Polskiego i obszarów sąsiednich po VI Międzynarodowym Kongresie INQUA. *Inst. Geol., Biul.*, 187
Mojski J. E., 1985 – Quaternary. Geology of Poland, t. 1, Stratigraphy, Part 3b, Cainozoic. WG. Warszawa
Mojski J. E., 1991 – Czwartorzędowy rytm zmian środowiska. Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze. PWN. Warszawa
Musiał A., 1992 – Studium rzeźby glacjalnej północnego Podlasia. *Rozprawy Uniw. Warsz.*, 403
Niewiarowski W., 1965 – Kemy i formy pokrewne w Danii oraz rozmieszczenie obszarów kemowych na obszarze Peribalticum w obrębie ostatniego zlodowacenia. *Zesz. Nauk. UMK, Geografia*, 4
Niewiarowski W., 1994 – Niektóre problemy rynien subglacjalnych. Materiały Sympozjum „Formy, osady i procesy subglacjalne". UMK. Toruń
Osika R., Pożaryński W., Rühle E., Znosko J., 1972 – Mapa Geologiczna Polski bez utworów kenozoicznych 1:500 000. WG. Warszawa
Pazdur A., 1993 – Sprawozdanie nr 130/93 z wykonania oznaczeń wieku metodą C-14 w Laboratotium C-14 Inst. Fiz. Polit. Śl. w Gliwicach. Maszynopis.
Pazdur M. F., 1993 – Sprawozdanie nr 16/93 z wykonania oznaczeń wieku metodą C-14. Inst. Fiz. Polit. Śl. w Gliwicach. Maszynopis.
Pożaryski W., 1974 – Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. Budowa Geologiczna Polski, t. IV. Tektonika cz. 1. Niż Polski. WG. Warszawa
Radłowska C., 1963 – Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Pr. Geogr. IG PAN*, 38
Rdzany Z., 1986 – Geneza wysokich poziomów terasowych w dolinie górnej Rawki na tle paleogeografii obszaru. Maszynopis pracy magisterskiej. Zakład Geomorfologii UŁ.
Rdzany Z., 1992a – Wstępne uwagi o przebiegu zanikania lodowca warciańskiego w okolicach Żelechlinka. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 15

R d z a n y Z., 1992b – Wpływ podlodowego obniżenia górnej Rawki na wykształcenie form z deglacjacji arealnej lądolodu warciańskiego. Materiały Konf. Geomorf. „Osady i formy glacifluwialne z okresu warciańskiego w północno-wschodniej części Wyżyny Łódzkiej". Łódź

R d z a n y Z., 1992c – Józefin (stanowisko nr 6). Materiały Konf. Geomorf. „Osady i formy glacifluwialne z okresu warciańskiego w północno-wschodniej części Wyżyny Łódzkiej". Łódź

R d z a n y Z., 1992d – Branik - „Dębowa Góra" (stanowisko nr 7). Materiały Konf. Geomorf. „Osady i formy glacifluwialne z okresu warciańskiego w północno-wschodniej części Wyżyny Łódzkiej". Łódź

R d z a n y Z.. 1992e – Żelechlinek (stanowisko nr 8). Materiały Konf. Geomorf. „Osady i formy glacifluwialne z okresu warciańskiego w północno-wschodniej części Wyżyny Łódzkiej". Łódź

R d z a n y Z., 1996 – Wpływ rzeźby podłoża lądolodu warciańskiego na przestrzenny rozkład skutków deglacjacji i późniejsze przekształcenia rzeźby w okolicach Rawy Mazowieckiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 71

R d z a n y Z., 1997 – Glacilimniczna sedymentacja kemowa w Kotlinie Górnej Rawki i jej znaczenie rzeźbotwórcze. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Physica*, 1

R o s ł a n i e c - C h o d n i k i e w i c z M., 1966 – Stratygrafia czwartorzędu okolic Starej Warki. *Acta Geol. Pol.*, 16, 3

R ó ż y c k i S. Z., 1947 – Jurajskie skały krzemionkowe nad Pilicą i ich znaczenie praktyczne. *Inst. Geol., Biul.*, 29

R ó ż y c k i S. Z., 1961 – The Middle Poland - general presentation. VIth INQUA Congress. Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras, część II, t. I

R ó ż y c k i S. Z., 1967 – Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Wyd. I. PWN. Warszawa

R ó ż y c k i S. Z., 1968 – Zmiany zasięgów pojezierzy w Polsce w czasie interglacjałów. *Przegl. Geogr.*, 40, 2

R ó ż y c k i S. Z., 1972 – Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Wyd. II. PWN. Warszawa

R u s z c z y ń s k a H., 1961a – Czwartorzęd okolic Tomaszowa Mazowieckiego i Sulejowa nad Pilicą. Prace o plejstocenie Polski Środkowej. Warszawa

R u s z c z y ń s k a H., 1961b – Przedplejstoceńskie powierzchnie gradacyjne i stratygrafia osadów czwartorzędowych w dorzeczu Uniejówki. Prace o plejstocenie Polski Środkowej. Warszawa

R u s z c z y ń s k a - S z e n a j c h H., 1966a – Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia rejonu doliny Pilicy. Studia Geol. Pol., Vol. XXII. Plejstocen Polski Środkowej. WG. Warszawa

R u s z c z y ń s k a - S z e n a j c h H., 1966b – Główne rysy budowy geologicznej i stratygrafii czwartorzędu lewobrzeżnej strefy dolnej Pilicy. *Acta Geol. Pol.*, 16, 3

R ü h l e E., 1949 – Materiały Archiwum Wierceń t. 1. Arkusz Radom, mapy w skali 1:300 000. PIG. Państw. Sł. Geol., Warszawa

R ü h l e E., 1952 – Profil geologiczny utworów plejstoceńskich w Nowinach Żukowskich. *Państw. Inst. Geol., Biul.*, 66

R ü h l e E., 1956 – Profil geologiczny osadów interglacjalnych w Olszewicach koło Tomaszowa Mazowieckiego i w Łańcuchowie nad Wieprzem. *Inst. Geol., Biul.*, 100

S a d ł o w s k a A., 1982 – Rozwój rzeźby międzyrzecza Pilicy, Czarnej i Drzewiczki. *Acta Geogr. Lodz.*, 47

S a r i u s z - M a k o w s k i A. S., 1932 – Nowe otwory świdrowe w Regnach pod Koluszkami. *Pos. Nauk. PIG*, 33

S a r i u s z - M a k o w s k i A. S., 1947 – Węgiel brunatny w środkowej Polsce. *Państw. Inst. Geol., Biul.*, 40

S m o l s k a E., 1988 – Z genezy stożków kemowych. *Pr. Stud. Geogr.*, 9

S o b o l e w s k a M., 1952 – Interglacjał w Barkowicach Mokrych pod Sulejowem. *Państw. Inst. Geol., Biul.*, 66

Sobolewska M., 1956 – Wyniki analizy pyłkowej osadów interglacjalnych z Olszewic. *Inst. Geol., Biul.*, 100
Sokołowski S., 1966 – Rola halokinezy w rozwoju osadów mezozoicznych i kenozoicznych struktury Mogilna i synklinorium mogileńsko-łódzkiego. *Inst. Geol., Prace*, 50
Stawin L., 1966 – Stratygrafia czwartorzędu okolic Przybyszewa nad Pilicą. *Acta Geol. Pol.*, 16, 3
Stupnicka E., 1989 – Geologia regionalna Polski. WG. Warszawa
Świerczyński K., 1961 – Mrągowo: kame-terraces and kame ridge, eskers. Guide-Book of Excursion D (North-East Poland), VIth INQUA Congress
Tański T., 1991 – Surfer. Przewodnik użytkownika. PLJ. Warszawa
Trzmiel B., 1986 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Tomaszów Mazowiecki. WG. Warszawa
Trzmiel B., 1990 – Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1: 50 000, ark. Tomaszów Mazowiecki. WG. Warszawa
Turkowska K., 1988a – Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geogr. Lodz.*, 57
Turkowska K., 1988b – Uwagi o zasięgu lodowca warty na południowy wschód od Łodzi. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 9
Turkowska K., Wieczorkowska G., 1993 – Poglądy na zasięg lądolodu warciańskiego i charakter jego strefy marginalnej na południowy wschód od Łodzi. Materiały Konf.: „Stratygrafia i palegeografia zlodowacenia warty". Łódź
Woldstedt P., 1926 – Das Eiszeitalter. Berlin
Woldstedt P., 1935 – Geologisch-morphologische bersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes. Berlin
Woldstedt P., 1955 – Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartrs
Zaborski B., 1926 – Ozy pomiędzy Grójcem i Odrzywołem. *Przegl. Geogr.*, 6
Zaborski B., 1927 – Studia nad morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich. *Przegl. Geogr.*, 7

Zbigniew Rdzany

FORMATION OF THE LANDSCAPE BETWEEN UPPER RAWKA AND PILICA RIVERS DURING DEGLACIATION OF THE WARTA ICE-SHEET

SUMMARY

LIST OF ILLUSTRATIONS

Drawings

1. Main features of the relief in the investigated area
2. Stadial and phase ranges during the Middle Polish Glaciation
3. Convergence of main directional features of Mesozoic bedrock and morphological axes of kames on the Skierniewice Interfluve
4. Mesozoic bedrock of the study area against the background of neighbouring areas
5. Deep bedrock structure of the study area
6. Mesozoic surface relief
7. Range and thickness of Tertiary sediments
8. Relief of underquaternary surface
9. Thickness of Quaternary sediments
10. Orientation of morphological axes of main relief forms
11. Distribution of faults in the vicinity of Tomaszów Mazowiecki
12. Till horizons within Quaternary cover
13. Geologic sections through Quaternary sediments of the study area
14. Main relief forms of direct bedrock of the Warta ice-sheet
15. Extent of Warta ice-sheet in middle Poland according to various authors
16. Spatial distribution of the main facies of deglaciation sediments in the study area
17. Relief of the area between Popień and Wola Łokotowa
18. Cross-section of upper Rawka valley nearby Popień
19. Structure of kame terrace at Wola Łokotowa
20. Lithologic features of kame terrace sediments at Wola Łokotowa
21. Landscape between Jeżów and Głuchów
22. Landscape between Głuchów and Naropna
23. Structure of Dębowa Góra ridge
24. Gutkowice. Ice-contact sediments
25. Grain-size composition and grain abrasion in a paraglaciolimnic sediments profile at Branik
26. Landscape between Łochów and Radwanka

27. Cross-section of Młynarska Góra kame hill
28. Grain-size composition and grain abrasion in kame sediments at Łochów
29. Landscape of kame ridge at Zarzecze
30. Lithologic map of kame ridge at Zarzecze
31. Cross-sections through kame ridge at Zarzecze
32. Zarzecze. Contact of paraglaciolimnic sands with glaciofluvial gravelly sediments in the upper part of the kame
33. Zarzecze. Kame ridge. Overlapping of glaciofluvial deposits and paraglaciolimnic sands
34. Landscape of kame ridge at Księża Wola
35. Lithological diversity of kame ridge at Księża Wola
36. Cross-section of upper Rawka valley in the vicinities of Rawa Mazowiecka
37. Kame tongue at Tatar (a suburb of Rawa Mazowiecka)
38. An attempt on reconstruction of accumulation the environment of the kame sediments at Tatar
39. Hypsometry and lithology of Miłochniewice ridge
40. Miłochniewice. A fragment of delta structure of sediments of the kame ridge
41. Miłochniewice. Kame ridge. Ice-contact sediments and structures
42. Miłochniewice. An attempt on reconstruction of accumulation environment of the kame sediments
43. Kame relief in the vicinity of Żelechlinek
44. Structure of kames between Żelechlinek and Bukowiec
45. Kałęczew. Gravitationally disturbed glaciofluvial and ablation sediments
46. Żelechlinek. Wedge in ice-contact sediments due to collapsing
47. Żelechlinek. Glaciofluvial and ablation sediments on the slope of a kame hill
48. Cross-sections of the foreground of the so called "Żelechlinek moraine"
49. Landscape between Annopol and Czerniewice
50. Lithological features of kame material at Annopol
51. Lithological features of kame material at Studzianki near Czerniewice
52. Cross-section of the Pukinin Ridge
53. Ossowice. A fragment of deformations of diapire type in till in the structure of the kame ridge
54. Bogusławki. Ice-contact sediments
55. Łaszczyn. Glaciofluvial sediments of the Rylsk esker
56. Żdżary. Structure of the ridge part of the "kame claw"
57. Dąbrowa. Kame ridge. Glaciofluvial-ablation gravels
58. Stages of areal deglaciation of the Rawka lobe between Rawka and Bzura
59. Regional interpretation of the directions of diagonals bedding of glaciofluvial deglaciation sediments
60. Range of paraglaciolimnic kame sedimentation in the upper Rawka drainage basin
61. Distribution of closed depressions in the vicinity of Ossowice
62. Relief and geologic structure of the moraine upland near Ossowice
63. Geologic sections through closed depressions near Ossowice
64. Eemian sediments distribution in the North-Eastern part of the Łódź Upland

Photographs

1. Chociw. Sheet of Warta till
2. Rzeczyca. Sheet of Warta basal till in Pilica valley
3. Chociw. "Tunnel structure" within Warta till
4. Popień. Slope part of a kame terrace in the upper Rawka valley
5. Popień. Gravitational disturbances of paraglaciolimnic sediments of kame terrace
6. Branik. Interkame depression of thaw/erosion processes; Dębowa Góra ridge in the background
7. Branik. Small ripplemark structures in very fine-grained paraglaciolimnic sands

8. Branik. Diagonal bedding in very fine-grained paraglaciolimnic sands
9. Józefin. Disturbed paraglaciolimnic and ablation sediments
10. Wola Naropińska. Erosional hill
11. Zarzecze. Very fine-grained paraglaciolimnic sands in kame structure
12. Zarzecze. Ripplemark structures and horizontal lamination in paraglaciolimnic sands of kame
13. Zarzecze. Glaciofluvial-ablation gravels truncating paraglaciolimnic sands
14. Zarzecze. A lump of paraglaciolimnic sands buried in glaciofluvial gravels
15. Rawa Mazowiecka-Tatar. Ablation diamictons on the gravitationally disturbed delto-glacial sands and silts of the kame ridge
16. Żelechlinek. Interkame basin and a kame hill
17. Wygoda near Ujazd. Fine-sand deposits of intraglacial outwash plain
18. Tomaszów Mazowiecki. Glaciofluvial gravels and boulders in the marginal zone of Warta ice-sheet
19. Brzeg near Lubocza. Northern slope of Pilica valley
20. Pukinin. Structure of squeezing in till underlying the kame ridge sediments
21. Józefów – St. Roch's mountain. A view on the Western part of the kame ridge
22. Żdżary. Sandy-silty-gravelly sediments of a glaciofluvial prodelta type in the kame ridge
23. Rzymiec. Gravitational disturbances in the slope part of a glaciofluvial kame ridge

ABSTRACT

The research was carried out in the northeastern part of Łódź Upland and in the neighbouring fragment of Mazovian Lowland. The purpose of studies was to reconstruct the processes of formation of the landscape during areal deglaciation of the Warta ice-sheet.

It was observed that the Warta ice-sheet encountered a landscape generally similar to the present one. The ice-sheet spread over the study area as a thin cover and soon became stagnant and then completely dead.

Four main stages of deglaciation have been distinguished: ice-sheet dying, perforation deglaciation, formation of moraine interfluves, and formation of kame relief in the sub-ice depressions.

Three main phases were distinguished in the development of kames in the study area: the limnic phase, the glacio-fluvial phase, and the ablation phase. The phases correspond to, respectively (beginning from the floor): the glaciolimnic and paraglaciolimnic sediments, sands and gravels, and - in the peripheral area of kames - diamictone (ablation) covers with zones of gravitational disturbances (falls, landslides, subsidences).

Effects of post-Wartian erosional-denudational processes on the interfluves are inconspicuous. A little stronger relief transformations took place in the valleys. In spite of this, the major part of kames preserved their morphological and structural distinctness also here.

The research was carried out in the northeastern part of Łódź Upland and in the neighbouring fragment of Mazovian Lowland, about 20–80 km to the E and SE of Łódź. The area, of about 1 400 km^2, is located in the marginal zone of the Warta ice-sheet. The upper Rawka valley and its accompanying interfluves were thoroughly analysed, whereas the remaining areas were subject to a more surveying type of research.

The northern part of the study area is more diverse than its southern part – consisting mostly of plains. Its main form is the upper Rawka valley, which in its central and eastern part reaches 5–6 km of width and 25–45 m. of depth. The widening was called the Upper Rawka Basin. The significant diversity of landscape is caused mainly by the rich inventory of glacial forms, constituting what may be generally called the slope zones of the depression and appearing island-like within the reach of fluvial terraces. One of the biggest kame complexes in Central Poland is found here. The fluvial elements of the Rawka valley are: Vistulian low terrace, elevated 3–6 m. over the bottom of the valley, and Holocene floodplain.

Tomaszów Plain, situated in the southern part of the study area, is a flat moraine interfluve, slightly inclined from NW towards SE. Small river valleys (of Piasecznica, Gać, Struga, and Luboczanka) also run accordingly to that direction.

The area of Rawa Interfluve within the study area is situated a little lower than the described interfluves on the western side. The relief is diversified by kame hills and ridges of different size, usually in groups of N–S or NW–SE orientation.

The analysed area, in comparison with other parts of Łódź Upland, was characterised by very modest geomorphologic recognition until the nineteen-sixties. Only then the thesis about terminoglacial origin of most of the local convex forms, formed, according to that theory, in the process of multi-stage frontal recession of the Warta ice-sheet (B a l i ń s k a - - W u t t k e 1960; R ó ż y c k i 1961) was formulated. During the following years different views concerning the way of deglaciation in the area of Łódź Upland were presented (K l a j n e r t 1966, 1978; K l a t k o w a 1972; K r z e m i ń s k i 1974 among others), but upper Rawka valley and its vicinities hardly ever underwent this kind of geomorphologic research, taking into consideration modern structural, textural, and facial analyses. Another important fact for the decision of starting the research was that of little recognition of the post-Wartian relief transformations in this area.

To fulfil the goals of this work it was necessary to apply various methods of research.

During the field works morphologic research, covering typical range of morphometric measurements and morphographic analyses, as well as detailed sedimentological testing was done. Over 350 excavations and outcrops, including 30 especially for the study purpose, were analysed; 1100 borings up to 4 m. deep and 10 borings 6 to 9 m. deep were dug.

Laboratory works included:

- grain-size analyses (340 samples),
- analyses of grain abrasion by K r y g o w s k i' s method (1964),
- roundness of quartz grains degree by K r u m b e i n' s method (1941),
- morphoscopic marking by a modified method of C a i l l e a u x (C a i l l e a u x, T r i c a r t 1959),
- feldspar content analyses,
- radiocarbon absolute dating,
- pollen analyses – 60 samples made by B a l w i e r z.

Maps, geologic sections, and other graphic materials were based on author's own ground works, borings and archival materials. Archival documentation of over 1200 borings, of which 170 punctured Quaternary formations was examined.

QUATERNARY BEDROCK AND SEDIMENTS

It was observed that structures and dynamics of the sub-Cainozoic bedrock had a considerable influence on the course of the last glaciation and, as a consequence, on the present relief. It is proved by the fact that main features of the Mesozoic bedrock relief of the study area are reflected in the present relief. In the case of particular forms of the Wartian age, both convex and concave, the prevailing direction of their morphologic axes is NW–SE. Transverse direction is also accentuated in the relief. Long segments of Rawka, Pilica, or Krzemionka valleys correspond to that direction. The facts indicate the influence of the elements of the anticlinorium block tectonic on the spatial layout of Wartian age forms. In connection with that, the author is inclined to support the earlier conclusions (B a r a - n i e c k a 1971; K l a j n e r t 1978), that the layout of kame ridges (NW to SE orientation) was influenced by tectonic movements, active in the anticlinorium during the final Warta stage.

General style of the Quaternary structure origination is characterised by a calm, undisturbed arrangement of the principal sedimentation series. The series are characterised by prevalence of sandy and sandy-gravelly formations over tills, silts and clays. In the Quaternary profiles the predominant deposits are those of the Middle-Polish Glaciation, the last one in this area, and among them – the Wartian ones. Older Pleistocene sediments are preserved mainly in the depressions of Mesozoic bedrock.

Analysis of Wartian sediments leads to a statement that the Warta ice-sheet was comparatively thin, and at its maximum extent it reached Pilica river. Thus, the author tends to acknowledge the newer research results, among others those of B a r a n i e c k a (1984) and T r z m i e l (1986).

The ice-sheet waned in vast areas in a way typical of areal deglaciation. It is indicated among others by low proportion of tills to the meltwater sediments in an average Wartian profile. Such proportion is typical for the areas of areal deglaciation (K r z e m i ń s k i 1974).

Among deglaciation sediments the author distinguishes two main facies: meltwater and ablation sediments. Among the meltwater sediments one can distinguish glaciofluvial, glaciolimnic, and paraglaciolimnic sediments (term according to B r o d z i k o w s k i 1993). It has to be noted that in the study area these formations are specifically distributed, with glaciofluvial formations domination on the interfluves and paraglaciolimnic ones in the Upper Rawka Basin.

An important feature of the spatial distribution of the deglaciation sediments is also a general increase of their thickness towards the depressions – towards the centres of the depressions in the immediate ice-sheet bedrock (K l a j n e r t 1978; K l a j n e r t, R d z a n y 1989). That was where the meltwaters of the ice-sheet run, carrying the mineral material with them. The elevated areas under the ice-sheet, which still are elevations, are characterised by a reduction in deglaciation sediments. Merely till is often found there (Fig. 20).

MORPHOLOGY, INTERNAL STRUCTURE, AND ORIGIN OF GLACIAL RELIEF FORMS

Upper Rawka Basin was analysed most thoroughly. This form is a significant widening (up to 5–6 km) of the parallel fragment of Rawka valley between Jankowice and Boguszyce (ca 11 km). The depression reaches depth of 24–45 m. Its relief is clearly distinct from the less diverse flat interfluves, mostly those on the southern side.

Among the presented landforms from the basin area are:

- a kame ridge of the kame tongue type of paraglaciolimnic structure, and glaciofluvial-ablation "kame cones" in the vicinity of Kochanów;
- a group of kames between Głuchów and Naropna (among them: kame plateau, kame ridges of kame claw type e.g. Dębowa Góra, kame hills, outmelted depressions and erosion-outmelted depressions i.e. outmelted depressions widened by glaciofluvial erosion); there is a prevalence of paraglaciolimnic sediments in these kames;
- a kame ridge of complex glaciolimnic-glaciofluvial structure at Zarzecze.

Forms of similar structure have also been observed in the narrower segments of upper Rawka, both on the western and the eastern side of Upper Rawka Basin, among them:

- paraglaciolimnic kame terraces in Popień and Wola Łokotowa;
- a kame ridge of kame tongue type of deltoglacial structure in Rawa Mazowiecka–Tatar.

On the moraine interfluves, adjacent to upper Rawka valley, the following features were analysed among others: Miłochniewice ridge, Złota esker, kames in the vicinity of Żelechlinek, and kames on the watershed of Rawka and Pilica, mainly in the neighbourhood of Koluszki and Czerniewice. It was noticed that the features existing here displayed a little greater differentiation in their structure than those in the Upper Rawka Basin. There were to be found the kames of perforation type, consisting mostly of paraglaciolimnic sands, and glaciofluvial kames in which series of coarse gravels several meter thick are visible. It was also observed that on the moraine plateau outside kames the glaciofluvial sediments lie as patches and the dips of diagonally layered deposits are from the side of watershed elevations towards valley depressions.

Relief forms analysis in the area of Rawa Interfluve has also supplied evidence for the kame origin of local convex forms – from great ridges, mainly glaciofluvial, to small hummocks and "kame claw" type ridges. Among the forms of this area one may distinguish the 8 km long ridge between Julianów and Ossowice displaying diapire-like disturbances.

Tomaszów Plain is different from the previously discussed areas in its much more levelled relief of little diversity. The area is mainly covered with till and glaciofluvial sediments with the prevalence of S and SE dips. Lack of kames is caused here by lack of water blocking during deglaciation, caused by strong fissuring of the ice body and the surface inclination

towards SE. Large number of closed depressions, clearly visible in the landscape in spite of the long-lasting lake sedimentation, peat-land processes, and periglacial morphogenesis (eolian and slope processes) is characteristic of this area. An assumption has been made that the area also underwent the process of areal deglaciation.

SPATIAL AND DYNAMIC DIVERSITY OF DEGLACIATION PROCESSES

It was observed that the Warta ice-sheet encountered a landscape generally similar to the present one, which is evidenced by the fact that the youngest till pads the valley depressions, and on the interfluves it often lies on the land surface. The ice-sheet spread over the study area as a thin cover and soon became stagnant and then completely dead.

Four main stages of deglaciation have been distinguished:

1. **ice-sheet dying,**
2. **perforation deglaciation** (Pilica-Rawka watershed, along which perforation kames developed),
3. **formation of moraine interfluves** (dead ice cover waning run then separately on the Tomaszów Plain – water flow southward, towards Pilica depression – and on the interfluves around the Upper Rawka depression),
4. **formation of kame relief in the sub-ice depressions** (mainly in the Upper Rawka Basin).

The first, not numerous yet, kames originated during the second deglaciation stage on the Rawka–Pilica watershed – where there was the thinnest ice-sheet and the most elevated ice-sheet floor. It was observed that those hills are built mainly of meltwater deposits, mostly paraglaciolimnic sands, which indicates that they are not front moraines, as it has been believed so far.

During the third stage larger and larger areas of sub-ice elevations were uncovered from underneath the ice. The Rawka–Pilica watershed was at that time the watershed of ablation waters, flowing down South, towards Pilica depression on one side, and on the other flowing down North, towards the Upper Rawka Basin. It is confirmed by the measurements of diagonal stratification in glaciofluvial deposits.

Dead ice remained for the longest time in the Upper Rawka Basin, where in the glacial lakes, between ice patches, various kames originated: multi-level terraces, plateaus, hills and ridges. It was the last, fourth stage of deglaciation. All forms that originated here are so to speak "hidden" in the basin.

It is significant that in the study area the relief of the immediate ice-sheet bedrock played fundamental role during all areal deglaciation stages. It controlled the location and the order of origination of thawing holes, the flow directions of ablation waters and the distribution of individual forms of glaciogenic relief (of kames).

Three phases were distinguished in the development of kames in the study area: **the limnic phase, the glaciofluvial phase, and the ablation phase.** The phases correspond to, respectively (beginning from the floor): the glaciolimnic and paraglaciolimnic sediments, sands and gravels, and – in the peripheral area of kames – diamictone (ablation) covers with zones of gravitational disturbances (falls, landslides, subsidences). The phases were distinguished on the basis of recurring elements of the structure of kames.

Meltwater sediments of **the limnic stage**, beginning from the floor, sometimes start with silts, typically glaciolimnic. Nevertheless, prevailing parts of them are of paraglaciolimnic origin. In most cases they are very fine-grained sands, sedimented in vast basins, under conditions of slow flow. As for this fraction they are well sorted. It is true that according to Folk-Ward indicators, it is most often medium sorting, but we have to bear in mind that these authors' classification is too "harsh" for glaciogenic sediments. Standard deviation (δ_1) close to 0,6 – typical of these sediments – is very difficult to find in samples from different facies of Wartian sediments in the study area.

valley areas. In spite of this, the majority of kames preserved their morphological and structural distinctness also here. It is proved, among others, by the presence of ice-contact sediments and structures in edge parts of most of the forms. The facts are another confirmation for the thesis about the relative freshness of Wartian glacial relief, particularly in the interfluves in the Łódź region (K r z e m i ń s k i 1974). Contemporary denudation processes, particularly the rill wash, especially active since the deforestation, cause road cuttings and ravines to develop in areas of diverse relief. Coarse-grained material is much more resistant to the denudation than fine-grained one and that is why mounds are usually built of gravels and pebbles, whereas depressions develop in fine-grained sands, silts, clays, muds, etc. (paraglaciolimnic sediments).

Translated by Marcin Gliszczyński

Rysunki

1. Główne rysy rzeźby obszaru badań
2. Zasięgi glacistadiałów i glacifaz zlodowacenia środkowopolskiego
3. Zbieżność głównych cech kierunkowych podłoża mezozoicznego i osi morfologicznych kemów na Wysoczyźnie Skierniewickiej
4. Podłoże mezozoiczne terenu badań na tle obszarów sąsiednich
5. Budowa głębokiego podłoża obszaru badań
6. Rzeźba powierzchni mezozoicznej
7. Zasięg i miąższość osadów trzeciorzędu
8. Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej
9. Miąższość osadów czwartorzędowych
10. Orientacja osi morfologicznych głównych form rzeźby
11. Rozmieszczenie uskoków w okolicach Tomaszowa Mazowieckiego
12. Poziomy glin zwałowych w pokrywie czwartorzędowej
13. Przekroje geologiczne przez osady czwartorzędowe obszaru badań
14. Główne formy ukształtowania bezpośredniego podłoża lądolodu warciańskiego
15. Zasięg nasunięcia warciańskiego w środkowej Polsce wg różnych autorów
16. Schemat przestrzennego rozmieszczenia głównych facji osadów deglacjacyjnych na badanym obszarze
17. Rzeźba obszaru między Popieniem a Wolą Łokotową
18. Przekrój geologiczny doliny górnej Rawki w okolicach Popienia
19. Budowa terasy kemowej w Woli Łokotowej
20. Cechy litologiczne osadów terasy kemowej w Woli Łokotowej
21. Rzeźba obszaru między Jeżowem a Głuchowem
22. Rzeźba obszaru między Głuchowem a Naropną
23. Budowa wewnętrzna wału Dębowej Góry
24. Gutkowice. Osady kontaktu lodowego
25. Uziarnienie i obróbka ziarn w profilu osadów paraglacilimnicznych w Braniku
26. Rzeźba obszaru między Łochowem a Radwanką
27. Przekrój geologiczny pagóra kemowego Młynarskiej Góry
28. Uziarnienie osadów kemowych w Łochowie
29. Rzeźba wału kemowego w Zarzeczu
30. Mapa litologiczna wału kemowego w Zarzeczu
31. Przekroje geologiczne przez wał kemowy w Zarzeczu
32. Zarzecze. Kontakt piasków paraglacilimnicznych ze żwirowymi osadami glacifluwialnymi w grzbietowej części kemu
33. Zarzecze. Wał kemowy. Zazębianie się utworów glacifluwialnych z piaskami paraglacilimnicznymi
34. Rzeźba wału kemowego w Księżej Woli
35. Zróżnicowanie litologiczne wału kemowego w Księżej Woli
36. Przekrój geologiczny doliny górnej Rawki w okolicach Rawy Mazowieckiej
37. Jęzor kemowy w Tatarze
38. Próba rekonstrukcji środowiska sedymentacji osadów wału kemowego w Tatarze
39. Hipsometria i litologia Wału Miłochniewickiego
40. Miłochniewice. Fragment struktury deltowej osadów centralnej części wału kemowego
41. Miłochniewice. Wał kemowy. Osady i struktury kontaktu lodowego
42. Miłochniewice. Próba rekonstrukcji środowiska akumulacji osadów wału kemowegoo
43. Rzeźba kemowa okolic Żelechlinka
44. Budowa wewnętrzna kemów między Żelechlinkiem a Bukowcem
45. Kałęczew. Zaburzone grawitacyjnie utwory glacifluwialne i ablacyjne
46. Żelechlinek. Klin kompakcyjny w osadach kontaktu lodowego

47. Żelechlinek. Osady glacifluwialne i ablacyjne na stoku pagórka kemowego
48. Przekroje geologiczne obszaru przedpola tzw. „moreny żelechlińskiej"
49. Rzeźba obszaru między Annopolem a Czerniewicami
50. Cechy litologiczne utworów wału kemowego w Annopolu
51. Cechy litologiczne utworów wału kemowego w Studziankach koło Czerniewic
52. Przekrój geologiczny i rzeźba Wału Pukinińskiego
53. Ossowice. Fragment strefy diapirowych wyciśnięć gliny w budowie wału kemowego
54. Bogusławki. Osady kontaktu lodowego
55. Łaszczyn. Osady glacifluwialne ozu Rylska
56. Żdżary. Budowa wewnętrzna grzbietowej części pazura kemowego
57. Dąbrowa. Wał kemowy. Żwiry glacifluwialno-ablacyjne
58. Etapy deglacjacji arealnej lobu Rawki między Rawką a Bzurą
59. Interpretacja regionalna kierunków przekątnego warstwowania osadów glacifluwialnych
60. Zasięg kemowej sedymentacji paraglacilimnicznej na obszarze zlewni górnej Rawki
61. Rozmieszczenie zagłębień bezodpływowych w okolicach Ossowic
62. Morfologia i budowa geologiczna wysoczyzny morenowej w okolicach Ossowic
63. Przekroje geologiczne przez zagłębienia bezodpływowe w okolicach Ossowic
64. Występowanie osadów eemskich w północno-wschodniej części Wyżyny Łódzkiej

Fotografie

1. Chociw. Pokład warciańskiej gliny zwałowej, podścielony iłami zastoiskowymi
2. Rzeczyca. Pokład bazalnej gliny warciańskiej w dolinie Pilicy
3. Chociw. Warstwowane osady glacifluwialne wypełniające „strukturę tunelową"
4. Popień. Stokowa część terasy kemowej w dolinie górnej Rawki
5. Popień. Zaburzenia grawitacyjne osadów paraglacilimnicznych terasy kemowej
6. Branik. Obniżenie międzykemowe o genezie wytopiskowo-erozyjnej
7. Branik. Struktury małych riplemarków w piaskach paraglacilimnicznych
8. Branik. Struktury przekątnego warstwowania w piaskach paraglacilimnicznych
9. Józefin. Zaburzone utwory paraglacilimniczne i ablacyjne
10. Wola Naropińska. Budowa wewnętrzna ostańca erozyjnego
11. Zarzecze. Piaski paraglacilimniczne w budowie kemu
12. Zarzecze. Struktury riplemarkowe i horyzontalna laminacja w piaskach paraglacilimnicznych kemu
13. Zarzecze. Żwiry glacifluwialno-ablacyjne, ścinające piaski paraglacilimniczne
14. Zarzecze. Pogrzebana w żwirach glacifluwialnych bryła piasków paraglacilimnicznych
15. Rawa Mazowiecka-Tatar. Diamiktyty ablacyjne na zaburzonych grawitacyjnie piaskach deltoglacjalnych kemu
16. Żelechlinek. Obniżenie międzykemowe i pagórek kemowy
17. Wygoda koło Ujazdu. Drobnopiaszczyste utwory intraglacjalnego sandru
18. Tomaszów Mazowiecki. Żwiry i głazy glacifluwialne
19. Brzeg koło Luboczy. Północny stok doliny Pilicy
20. Pukinin. Struktura wyciśnięcia gliny zwałowej podścielającej osady wału kemowego
21. Józefów – Góra św. Rocha. Widok zachodniej części grzbietu wału kemowego
22. Żdżary. Piaszczysto-mułkowo-żwirowe osady typu prodelty glacifluwialnej
23. Rzymiec. Zaburzenia grawitacyjne w części stokowej glacifluwialnego wału kemowego