

UKD 551.324.433 l ob Wisły:551.435.4:551.793:550.93(438.162 Pojezierze Kociewskie)

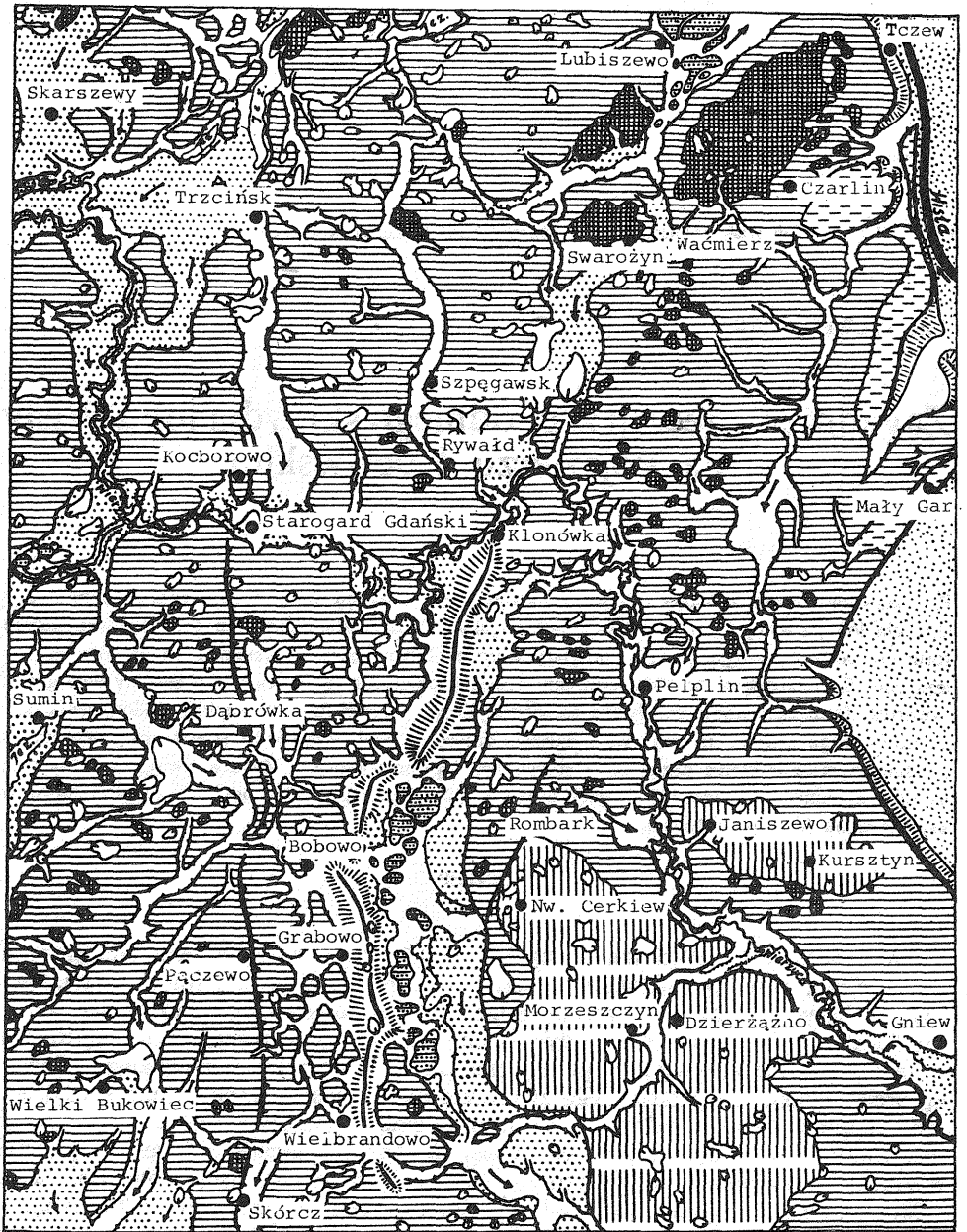
Józef SYLWESTRZAK

Zagadnienie recesji zachodniego skrzydła lobu Wisły na Pojezierzu Kociewskim

Przedstawiono uwarunkowania geologiczno-geograficzne rozwoju lobu Wisły, zasięg zachodniego skrzydła lobu, rozwój form akumulacji subglacialnej i marginalnej lądolodu oraz charakterystykę form odwodnienia subglacialnego i proglacialnego na Pojezierzu Kociewskim, zwanym również Pojezierzem Starogardzkim. Metodą termoluminescencji określono także wiek bezwzględny wybranych utworów, form czołowomorenowych i fluwioglacjalnych głównej fazy pomorskiej zlodowacenia północnopolskiego oraz na jej bliższym i dalszym zapleczu. Wydzielono kilka stref morfogenetycznych o odmiennym charakterze deglacji i stosunkach hipsometrycznych. Zwraca uwagę większy, niż na ogół przyjmowano, udział deglacji arealnej oraz dominująca rola odplywu subglacialnego w kształtowaniu form odwodnienia.

WSTĘP

Wschodnia część Pomorza należy do tych terenów Polski północnej, na których najwcześniej były formułowane podstawowe problemy geomorfologii glacialnej. Między innymi chodzi tu o szeroko pojęty problem deglacji (początkowo głównie frontalnej) i rozwoju form odwodnienia na przedpolu regredującego lądolodu oraz zagadnienie wpływu konfiguracji podłoża czwartorzędu na mechanizm glacji oraz deglacji obszaru i jego związek z rzeźbą współczesną. Mimo to dzisiejsza znajomość tych fundamentalnych problemów pozostaje niekiedy w rażącej dysproporcji w stosunku do znajomości podobnych zagadnień często znacznie później postawionych w literaturze, dotyczących innych obszarów Pomorza. Taki stan rzeczy wynika głównie z trudności interpretacji dzisiejszej rzeźby, związanej m.in. z nakładaniem się form marginalnych lub ich ścinaniem, ewentualnie zupełnym rozmyciem przez późniejsze wody roztopowe. Te ostatnie uwagi odnotowuje również literatura naukowa, zwykle jednak o charakterze syntetycznym (R. Galon, 1967; L. Roszkówna, 1956; L. Roszko, 1968; J. Sylwestrzak, 1973b, 1978). Wydaje się ponadto, że we wschodniej części Pomorza, w większym stopniu niż w innych obszarach tego regionu, kształtowanie się późnoplejstoczeńskiej rzeźby



0 1 2 3 km



było niejako prostą kontynuacją rozwoju paleogeograficznego, trwającego co najmniej od początku czwartorzędu. Przebiegał on w ścisłym powiązaniu z rozwojem paleogeograficznym obniżenia Żuław i Doliny Dolnej Wisły (fig. 1).

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Pod względem tektonicznym interesujący nas fragment Pojezierza Kociewskiego leży w obniżeniu perybaltyckim i niecce brzeżnej. Od czasu formowania się głębokiej budowy geologicznej aż po holocen rozwój paleogeograficzny tego obszaru był związany z dziejami geologicznymi obu tych jednostek. Sprzyjał temu również fakt, że wschodnie peryferie Pojezierza Kociewskiego leżą w zasięgu pierwotnie ukształtowanego obniżenia Żuław i Doliny Dolnej Wisły (J. E. Mojski, 1979, 1982; J. Sylwestrzak, 1976), co po części podkreślają także dzisiejsze stosunki hipsometryczne. W ten sposób rozwój paleogeograficzny badanego obszaru był z jednej strony określony przez zdarzenia i procesy geologiczne charakterystyczne dla całego Pomorza (szczególnie w trzeciorzędzie), z drugiej zaś poprzez analogiczne zjawiska zachodzące w Dolinie Dolnej Wisły, głównie jednak w czasie zlodowaceń plejstocenijskich i na początku holocenu. Mimo intensywnej akumulacji, zwłaszcza glacialnej, obniżenie w rejonie Doliny Dolnej Wisły przetrwało dzięki jego odnawianiu przez intensywną erozję i denudację oraz egzarację i negatywne ruchy pionowe o charakterze tektoniki blokowej (J. Sylwestrzak, 1976). Wschodnia część Pojezierza Kociewskiego, położona w sąsiedztwie obniżenia Doliny Dolnej Wisły i u wylotu wyciętej w podłożu czwartorzędu doliny Kościerzyna – Starogard Gdański, podlegała także glacitektonice, silniej zaznaczonej tu niż na innych terenach Pomorza (E. Rühle, 1974; J. Sylwestrzak, 1973a).

W obrębie Pojezierza Kociewskiego, zwłaszcza w jego wschodniej części, można zauważyć wyraźny wpływ starszego podłoża na rozwój geologiczny i powstanie pokrywy plejstocenijskiej. Widać tu niewątpliwą więź rzeźby współczesnej z konfiguracją podłoża czwartorzędu oraz z rzeźbą interglacjału eemskiego. Przyjmuje się na ogół, że obszar Polski północnej, a więc również opracowany fragment wschodniej części Pomorza, przed transgresją lądolodu skandynawskiego charakteryzowała rzeźba fluwialna z głębokimi dolinami (R. Galon, 1934; E. Rühle, 1974; J. Sylwestrzak, 1976). Rzeźba ta podlegała intensywnej denudacji, erozji i egzaracji oraz modyfikowaniu przez ruchy neotektoniczne i glacitektonikę, a także maskowaniu osadami pochodzenia lodowcowego i wodnolodowcowego. Dzięki odnawianiu obniżenia w interglacjałach i interstadiałach kolejnych zlodowaceń skandynawskich obszar ten pokrywały rozległe, wysunięte daleko na południe loby lodowcowe. Ich wykształceniu sprzyjało ponadto usytuowanie Doliny Dolnej

Fig. 1. Mapa geomorfologiczna wschodniej części Pojezierza Kociewskiego (Pojezierze Starogardzkie)
Geomorphological map of eastern part of the Kociewskie lake district (Starogard lake district)

1 – wysoczyzna moreny dennej; 2 – moreny czołowe; 3 – drumliny; 4 – kemy; 5 – oz; 6 – wytopiska; 7 – rynny subglacialne i doliny rzeczne; 8 – sandry; 9 – doliny wód roztopowych; 10 – powierzchnie erozyjne wód roztopowych; 11 – kierunek odpływu wód roztopowych; 12 – załomy: A – wysoczyzny, B – tarasów; 13 – późnoglacialne i holocenijskie doliny pochodzenia erozyjnego i denudacyjnego; 14 – długie stoki; 15 – holocenijskie równiny aluwialne

1 – ground moraine upland; 2 – frontal moraines; 3 – drumlins; 4 – kames; 5 – esker; 6 – depressions from melting; 7 – subglacial furrows and river valleys; 8 – glacial outwash (outwash fan); 9 – meltwater valleys; 10 – surfaces of erosion by meltwater; 11 – direction of meltwater outflow; 12 – steep slopes of: A – upland, B – terraces; 13 – Late Glacial and Holocene valleys of erosional and denudational origin; 14 – long slopes; 15 – Holocene alluvial plains

Wisły i obniżenia Żuław Wiślanych na przedłużeniu bruzdy botnicko-gdańskiej, którą każdorazowo transgredował jeden z głównych potoków glacialnych zlodowaceń skandynawskich (B. Rosa, 1968; J. Sylwestrzak, 1976). Miąższość pokrywy plejstocenińskiej nieznacznie rośnie w kierunku wschodnim, ku osi obniżenia Doliny Dolnej Wisły. Tutaj też profil osadów plejstocenijskich jest najlepiej zachowany, zredukowany jest on natomiast w zachodniej części obszaru.

Według ostatnich badań A. Makowskiej (1972) i J.E. Mojskiego (1979, 1982) w Dolinie Dolnej Wisły najstarsze utwory polodowcowe reprezentują zlodowacenie południowopolskie. W interglacjale mazowieckim były one niszczone przez erozję i denudację, dzięki czemu odnowieniu uległo obniżenie o starszych założeniach tektoniczno-erozyjnych. Również w interglacjale eemskim procesy rzeźbotwórcze miały na ogół podobny charakter, przy czym niszczeniu podlegały nie tylko osady zlodowacenia środkowopolskiego, lecz miejscami również utwory starsze. Przewodnią formą i bazą denudacyjną dla procesów niszczących w obrębie badanego fragmentu Pomorza była dolina, której bieg A. Makowska (1973) prowadzi od Solca Kujawskiego na północ przez Toruń, okolice Chełmna, Grudziądza i Kwidzyn. Zwraca uwagę fakt, że dolne odcinki dzisiejszych rzek: Wdy, Maławy i Wierzyicy naśladują bieg dolin kopalnych z interwału eemskiego (A. Makowska, 1973).

W czasie zlodowacenia północnopolskiego opracowany obszar był objęty również lobem lodowcowym. Jego zasięg najlepiej daje się prześledzić w osadach i formach fazy pomorskiej. Poza południowo-wschodnim fragmentem leży on w obrębie zachodniego skrzydła lobu Wisły, znanego także pod nazwą lobu wschodniopomorskiego.

ROZWÓJ RZEŻBY NA PRZEDPOLU LOBU WISŁY

HIPSOMETRIA I RZEŻBA OBSZARU

Powierzchnia opracowanego fragmentu wschodniej części Pomorza cechuje się dość dużym urozmaiceniem hipsometrycznym. Wysokości bezwzględne mieszczą się w granicach od około kilku metrów w wylotowym odcinku doliny Motławy do równiny aluwialnej Żuław Wiślanych do 143,8 m w morenie czołowej Lipiej Góry na północny wschód od Skarszew. Wysokości te układają się wyraźnymi strefami biegnącymi południkowo z lokalnymi odchyleniami na południowy wschód. Zmniejszają się one zarówno z północy na południe, jak i z zachodu na wschód. Ku południowi wysokości bezwzględne maleją stopniowo, przeważnie w obrębie tych samych form geomorfologicznych, natomiast ku wschodowi zmniejszaniu się ich towarzyszą wyraźne stopnie morfologiczne. Owe stopnie pokrywają się także z zasięgiem stref morfogenetycznych, które zachowują układ głównie południkowy, zwłaszcza w zachodniej i środkowej części obszaru. Wysokości bezwzględne podkreślają lobowe układy stref morfogenetycznych i głównych form rzeźby.

Interesująco przedstawia się również obraz wysokości względnych. Występuje tu wyraźny „układ” strefowy, silnie powiązany z jednej strony z wysokościami bezwzględnymi, z drugiej natomiast ze strefami morfogenetycznymi. Największe deniwelacje towarzyszą strefom czołowomorenowym na zachód od Tczewa i północ od Pelplina oraz drumlinom okolic Piaseczna, Gąsiorek, Dzierżazna i Nw. Cerkwi. Wysokości względne wyraźnie rosną tam, gdzie intensywnie rozwinięte moreny czołowe (np. na zachód od Tczewa) znajdują się w bezpośrednim sąsiedztwie wytopisk, rynien subglacialnych i dolin rzecznych. Duże deniwelacje notuje się także w środkowej części obszaru, znajdującego się w bezpośrednim sąsiedztwie wysoko położonej wysoczyzny moreny dennej falistej z nasadzonymi na nią morenami

czołowymi, w sąsiedztwie licznych wytopisk, a ponadto intensywnie rozwiniętego ozu starogardzkiego, włożonego w rynnę subglacialną, przetrwałą sprzed fazy pomorskiej zlodowacenia północnopolskiego (fig. 1). Często osiągają one 50–60 m, a nierzadko i więcej. Pod względem urzeźbienia z wymienionymi terenami kontrastuje płaska na ogół powierzchnia sandrowa w okolicach Skarszew oraz na zachód i południowy zachód od Skórcza, a także wysoczyzna morenowa na południe od Tczewa. Ogólnie ujmując, w obrębie interesującego nas obszaru wysokości względne maleją z północy na południe, a ponadto podobnie jak wysokości bezwzględne wykazują „przywiązanie” do głównych stref morfogenetycznych. W całości więc stosunki hipsometryczne są charakterystyczne z jednej strony dla wschodnich peryferii Pomorza, z drugiej natomiast zbliżają ten obszar do jednostek geomorfologicznych Pojezierza Kaszubskiego i Pojezierza Bytowskiego (J. Sylwestrzak, 1973*b*, 1978). Obraz hipsometryczny, odmienny i bardziej złożony niż na przyległych od zachodu terenach Pomorza, jest niewątpliwie odbiciem przebiegu recesji zachodniego skrzydła lobu Wisły, a także wpływu starszego podłoża (zwłaszcza we wschodniej części obszaru), przetrwałego tu przez cały kenozoik. Można także dodać, że uformowany plejstoceniński porządek hipsometryczny uległ zmianie w wyniku przedarcia się wód wiślanych na północ. Nisko położona w beospśrednim sąsiedztwie baza erozyjna, jaką stanowiła Wisła, sprzyjała intensywnemu rozcinaniu wysoczyzny plejstocenińskiej Pojezierza Kociewskiego przez liczne, choć na ogół niewielkie rzeki.

ZASIĘG ZACHODNIEGO SKRZYDŁA LOBU WISŁY

Wyodrębniony pod koniec XIX w. lób Wisły wielokrotnie powracał do literatury naukowej. Mimo to jego zasięg i recesja nie są precyzyjnie określone. Stosunkowo dokładnie granicę wschodniego skrzydła lobu Wisły wyznacza L. Roszkówna (1956). Dokumentują ją dobrze wykształcone formy marginalne oraz lobowy układ moren czołowych. Niestety duże trudności sprawia nadal wyznaczenie zasięgu zachodniego skrzydła lobu. Rozległa bruzda doliny Wisły urywa wszelki kontakt między wschodnim i zachodnim jego skrzydłem. Obfite wody roztopowe, jakie odpływały w czasie wycofującego się lądolodu fazy pomorskiej zlodowacenia północnopolskiego, zatarty ślady zasięgu lobu Wisły na znacznych obszarach wschodniej części Pomorza, rozmywając formy marginalne lub je zasypując niesionym materiałem (L. Roszko, 1968). W dodatku lepiej zachowane formy czołowomorenowe we wschodniej części obszaru nie tworzą typowych dla zachodniej części Pojezierza Mazurskiego układów lobowych. Są to przeważnie formy drobne (poza morenami tczewskimi), rozproszone po wysoczyźnie moreny dennej i często bez towarzyszących im małych sandrów. Według autora (J. Sylwestrzak, 1973*b*) granica zachodniego skrzydła lobu Wisły rozpoczyna się na północny zachód od rynny Jez. Raduńskiego, gdzie poprzez interlobalny obszar okolic Gowidlina graniczy z lobem bytowskim. Stąd biegnie, ogólnie biorąc, na południe od Skorze-wa, a dalej na południowy wschód morenami Kościerzyny, Nowego Klińcza (205,2 m n.p.m.), Zielenina (203,4 m n.p.m.), Nowej Karczmy (206,3 m n.p.m.), Starego i Nowego Barkoczyna (181,7 m n.p.m., 187,1 m n.p.m., 192,6 m n.p.m., 196,8 m n.p.m.), Wielkiego Podlesia (169,0 m n.p.m.), Niedamowa (178,6 m n.p.m.), Nowych Podlaszek (163,3 m n.p.m., 155,5 m n.p.m.) – J. Sylwestrzak (1973*b*). Dalszy zasięg lobu Wisły jest mniej wyraźny; z dużą ostrożnością można go określić rozproszonymi na ogół morenami czołowymi między Konarzynami (145,5 m n.p.m.) i Lipami (151,7 m n.p.m.) oraz odgałęzieniami marginalnymi sandru Wdy. Ten równoleżnikowy bieg granica zachodniego skrzydła opisywanego lobu zachowuje

do Pinczyna, gdzie następnie skręca na południe. W sąsiedztwie Białachowa, Borzechowa, Lubichowa i Żelgoszcza (poza zachodnią ramką mapy – fig. 1) dokumentują ją głównie moreny czołowe. Począwszy od Skórcza przez okolice Leśnej Jani, Kamionki Szlacheckiej po Nowe n. Wisłą (poza południową ramką mapy – fig. 1) granicę zachodniego skrzydła lobu Wisły wyznaczają początki sandrów i pojedyncze formy czołowomorenowe. Nakreślona wyżej granica zasięgu lobu Wisły we wschodniej części Pomorza wykracza poza zasięg terenu opisywanego w niniejszym artykule.

BUDOWA GEOLOGICZNA I UKŁAD FORM AKUMULACJI SUBGLACJALNEJ I MARGINALNEJ ŁĄDOŁODU

Dominującym elementem rzeźby opracowanego fragmentu Pojezierza Kociewskiego jest wysoczyzna moreny dennej falistej. Jest ona zbudowana z gliny zwałowej, z dużą zawartością części ilastych, oraz z piasków i otoczków. Na znacznych jednak przestrzeniach górna jej część utworzona jest z moreny ablacyjnej i lokalnie przykryta na powierzchni cienką pokrywą utworów piaszczystych lub dobrze „przerobionych” przez wodę roztopową osadów morenowych. Jej powierzchnia morfologiczna w kierunku południowym obniża się stopniowo, natomiast ku wschodowi tworzy wyraźne stopnie orograficzne, których przebieg określa zasięg stref deglacjacji obszaru.

Najlepiej wyrażony jest stopień biegnący z północy na południe, od Czarnocina (na południe od Skarszew) przez Kocborowo, Dąbrówkę, Pączewo, Wolental do Skórcza. Na zachód od tego stopnia rozciąga się zachodnia strefa morfogenetyczna. Wysoczyzna moreny dennej falistej zawiera tu liczne, choć drobne, na ogół spiętrzone moreny czołowe o przeważających kierunkach N–S (w okolicach Sumina, Mościsk i Wielkiego Bukowca) oraz NW–SE (w sąsiedztwie Skórcza i na zachód od Wielbrandowa). Wysoczyznę przecinają liczne drobne rynny subglacjalne, na ogół prostopadłe do moren czołowych. W całości więc wymienione formy dowodzą istnienia deglacjacji frontalnej.

Następny, dalej na wschód położony stopień morfologiczny również zorientowany jest południkowo. Rozpoczyna się na północy nieopodal Szpęgawska i biegnie przez Rywałd, na południowy zachód od Klonówki, na zachód od Rombarku i Nw. Cerkwi, w sąsiedztwie Gąsiorek i Bobrowca (poza południową ramką mapy – fig. 1). Między obu stopniami rozciąga się środkowa strefa morfogenetyczna, która zajmuje centralną część obszaru opracowania. Pierwszy, najwyższy poziom tworzy tu wysoczyzna moreny dennej falistej, rozpościerająca się w zachodniej części strefy, od Skarszew na północy po Skórcz i Barłożno na południu. Drugi, niższy poziom tworzą „wyspy” moreny dennej w okolicach Grabowa, Bobowa, Wielbrandowa i Kierwałdu oraz oz starogardzki, położony między Klonówką i Barłożnem (na południowy wschód od Starogardu Gdańskiego). Na obu poziomach występują liczne, głównie południkowo zorientowane formy wytopiskowe oraz rynny subglacjalne, lokalnie wykorzystywane przez Węgiermucę i jej dopływy. Moreny czołowe występują sporadycznie, wyłącznie w najwyższym poziomie tej strefy morfogenetycznej, na północ od Bobowa i północny wschód od Starogardu Gdańskiego. Pod względem litologicznym są one dość zróżnicowane. W okolicach Starogardu Gdańskiego budują je głównie gliny zwałowe z głazami; są to też formy wyższe i bardziej masywne o różnie zorientowanych osiach morfologicznych. Moreny czołowe zlokalizowane na północ od Bobowa są natomiast mniejsze, w dużej części zbudowane z piasków i moreny ablacyjnej, która tworzy tu pokrywy stokowe, zwłaszcza od strony przyległych

do nich wytopisk. Pokrywy moreny ablacyjnej, która u podstawy moren czołowych osiąga 1,5–2 m miąższości, wyklinowują się w górę stoków. Moreny Bobowa rozmieszczone są chaotycznie, choć niektóre z nich „trzymają” się wyraźnie większych wytopisk, których dłuższe osie zachowują kierunek południkowy.

Trzeci poziom opisywanej strefy morfogenetycznej tworzą wytopiska i rynny subglacialne, lokalnie modelowane przez drobne rzeki. Rynny są to formy drobne, o asymetrycznych profilach poprzecznych i bardzo zmiennej szerokości; często łączą się z rozległymi wytopiskami. Nie stanowią one zwartych układów, lecz poprzedzielane są wyspami moreny dennej. W całości, łącznie z licznymi i rozległymi wytopiskami, tworzą wyraźne obniżenie. Zdaniem autora mamy tu do czynienia ze starszą rynną, po części wypełnioną i maskowaną przez podmorenowe utwory fluwioglacjalne z transgresji lobu Wisły i przez leżącą na nich morenę denną oraz utwory budujące oz starogardzki. W sąsiedztwie ozu rynna ta jest najslabiej zażrzebana, na znacznych odcinkach funkcjonowała zapewne w czasie postoju lobu Wisły, a być może także podczas sypania utworów fluwioglacjalnych budujących oz starogardzki. Do rynien subglacialnych i ozu starogardzkiego autor powróci jeszcze przy omawianiu zagadnienia odpływu wód polodowcowych na przedpolu wycofującego się zachodniego skrzydła lobu Wisły.

Trzecia z kolei – wschodnia strefa morfogenetyczna rozciąga się we wschodniej części obszaru opracowania. Poza występującymi tu licznie morenami czołowymi, osobliwość morfologiczną nadają jej rozległe pola drumlinowe. Charakter i układ form rzeźby wskazują, że w odróżnieniu od opisywanych wyżej dwóch stref, mamy tu co najmniej trzy podstrefy morfogenetyczne, których granice biegną w przybliżeniu z północnego zachodu na południowy wschód. W poszczególnych podstrefach stosunki hipsometryczne układają się odmiennie z ogólną tendencją spadku podstawowej powierzchni morfologicznej (wysoczyzny moreny dennej) na wschód, ku dolinie Wisły.

Podstrefie południowej charakterystyczne piętno geomorfologiczne nadają drumliny. Tworzą one rozległe pole w okolicach Dzierżążna, Piaseczna, Lipiej Góry, Morzeszczyna i Nw. Cerkwi oraz mniejsze pole w sąsiedztwie Janiszewa i Kursztyna. W pierwszym z wymienionych pól dłuższe osie drumlinów układają się niemal dokładnie z północnego zachodu na południowy wschód, tylko w północnej jego części, między Piasecznem i Piaseckim Polem a Gogolewem, mają mniej zdecydowany przebieg, od równoleżnikowego po południkowy. W sąsiedztwie Tymowy (poza południową ramką mapy – fig. 1) przyjmują kierunek NE – SW (E. Wiśniewski, 1965). Drumliny leżą około 10–15 m niżej od sąsiadującej z nimi od zachodu środkowej strefy morfogenetycznej. Według E. Wiśniewskiego (1965) najczęściej osiągają 300–600 m długości, a w okolicach Nw. Cerkwi i Morzeszczyna 150–1000 m (L. Roszko, 1961a). Również szerokość pagórków jest zmienna, od 50 do 250 m. Drumliny zbudowane są z jądra fluwioglacjalnego i pokrywy morenowej, której miąższość waha się od 1 do 5 m (fig. 2). Orientacja dłuższych osi głazików tkwiących w pokrywie morenowej jest wyraźnie zgodna z przebiegiem osi morfologicznych drumlinów i generalnie zachowuje kierunek NW – SE. Lokalnie (głównie w północnej części pola drumlinowego) jest jednak mniej zdecydowana, od równoleżnikowego po południkowy, a poza obszarem opracowania – jak podaje E. Wiśniewski (1965) – przyjmuje kierunek NE – SW. Fakty te dowodzą, że w czasie formowania się drumlinów lód napierał z różnych kierunków, w kilku odrębnych fazach, podczas szeroko pojętej recesji lobu Wisły. Dlatego też osie geomorfologiczne tych form nie układają się prostopadle do moren czołowych fazy pomorskiej – jak chciałby to widzieć E. Wiśniewski (1965) – oddalonych od południowego skraju pola drumlinowego co najmniej o kilkanaście kilometrów.

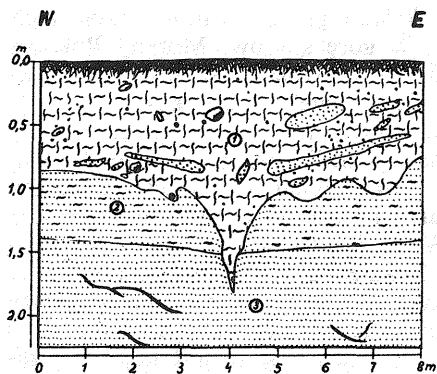


Fig. 2. Budowa geologiczna drumlinu w Kursztynie na południowy wschód od Pelplina

Geological structure of drumlin at Kursztyn, south-east of Pelplin

1 – glina zwałowa z soczewkami piasku, spiaszczona, z pojedynczymi głazikami; 2 – piaski drobnoziarniste warstwowane poziomo, z mułkami, zaburzone w sąsiedztwie klina mrozowego; 3 – piaski drobnoziarniste warstwowane poziomo, z naciekami żelaza

1 – sandy till with single boulders and sandy lenses; 2 – fine-grained sands with horizontal bedding and muds, disturbed in proximity of frost wedge; 3 – fine-grained sands with horizontal bedding and iron encrustations

W drugim z wymienionych pól, występujących w sąsiedztwie Janiszewa i Kursztyna, osie morfologiczne drumlinów są natomiast zorientowane prostopadle do przebiegu moren czołowych zlokalizowanych na południowych peryferiach tego niewielkiego pola. Moreny czołowe oddziela od głównego obszaru drumlinowego szeroka rynna marginalna, dziś wykorzystana i przemodelowana przez Wierzycę.

Podany tu układ form dowodzi, że drumlinizowanie obszaru i powstawanie obrzeżających go od południa moren czołowych było związane z tym samym potokiem lodowym. Drumliny oddalone są od siebie obniżeniami typu rynien oraz wytopiskami różnej wielkości i kształtu. Formy te, jak pisze E. Wiśniewski (1965), wypełniają osady organiczne (miąższość torfów nie przekracza 1 m). Z obserwacji poczynionych przez autora artykułu wynika, że duża część tych form wypełniona jest także gliną zwałową, brak jest natomiast w dnach tych obniżen utworów fluwioglacjalnych. Taka budowa geologiczna, zwłaszcza form położonych we wschodniej części obszaru drumlinowego, nie potwierdza poglądu E. Wiśniewskiego (1965), który uważa, że obniżenia międzydrumlinowe były pogłębiane przez wody roztopowe płynące z niższego poziomu sandrowego pod martwe lody pokrywające ten obszar. Zdaniem autora w czasie odpływu wód roztopowych formujących sandr, o którym wspomina E. Wiśniewski, na interesującym nas obszarze drumlinowym leżał jeszcze zwarty lód (który podparł od wschodu deponowane osady fluwioglacjalne), natomiast podczas nawrotu lodu i drumlinizowania obszaru Dzierżążna, Piaseczna, Lipiej Góry, Morzeszczyna i Nw. Cerkwi sandr już nie funkcjonował jako droga odpływu wód roztopowych.

Mniej zróżnicowany inwentarz form rzeźby występuje w środkowej podstrefie wschodniej strefy morfogenetycznej. Od południa graniczy ona z drumlinami Janiszewa i Kursztyna, na północy zaś sięga przedpola tczewskich moren czołowych. Wysoczyzna morenowa wschodniej części tego terenu pocięta jest licznymi, choć na ogół drobnymi rynnami i dolinami wód roztopowych, częściowo przekształconymi już przez procesy stokowe. We wschodnich peryferiach (na północ od Wielkiej Słońcy i południe od Małego Gara) wysoczyzna morenowa jest rozmyta, w zachodnich zaś urozmaicają ją liczne moreny czołowe. Ogólnie rzecz ujmując zajmują one największą powierzchnię w obrębie obszaru opracowania, natomiast pod względem cech morfogenetycznych i zwartości ustępują zdecydowanie tczewskim morenom czołowym. Na północ od Pelplina tworzą ciągi lobowe, skierowane łukami na północny zachód oraz północny wschód, natomiast na południe od Waćmierza znaczna część tych form układa się w ciąg w przybliżeniu o kierunku NE-SW. Zakreślają one tu maksymalny zasięg lobu lubiszewskiego (nazwa od Lubiszewa, na zachód od Tczewa). Południowo-zachodnią i zachodnią granicę

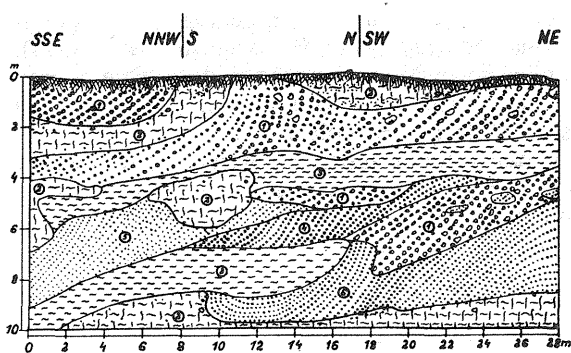


Fig. 3

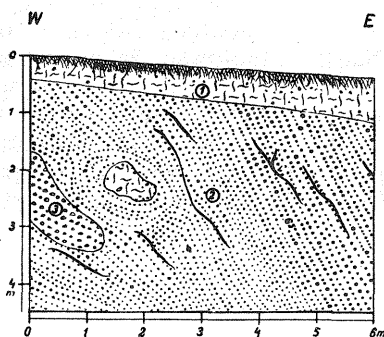


Fig. 4

Fig. 3. Budowa geologiczna moreny czołowej spiętrzonej w Rokitkach na achód od Tczewa ,
Geological structure of frontal moraine at Rokitki, west of Tczew

1 – żwiry różnoziarniste z pojedynczymi głazikami do 10 cm ϕ , lokalnie soczewki piasku; 2 – glina zwalowa, miejscami spiaszczona z pojedynczymi głazikami; 3 – mułki o zaburzonej strukturze; 4 – piaski gruboziarniste; 5 – piaski drobno- i średnioziarniste; 6 – piaski średnio- i gruboziarniste

1 – various-grained gravels with single boulders up to 10 cm in diameter and, locally, sandy lenses; 2 – till, locally sandy with single boulders; 3 – muds with disturbed structure; 4 – coarse-grained sands; 5 – fine- and medium-grained sands; 6 – medium- and coarse-grained sands

Fig. 4. Budowa geologiczna moreny czołowej spiętrzonej, przy drodze Tczew – Rokitki
Geological structure of frontal moraine, by the road from Tczew to Rokitki

1 – glina zwalowa; 2 – piaski różnoziarniste o zaburzonej strukturze z naciekami żelaza i soczewką gliny spiaszczonej; 3 – żwiry drobnoziarniste

1 – till; 2 – various-grained sands with disturbed structure, iron encrustations and sandy till lens; 3 – fine-grained gravels

lobu lubiszewskiego dokumentują moreny czołowe na zachód od Rywałdu (114,6 m n.p.m.) i na południowy wschód od Trzcinańska (109,9 m n.p.m.), oddzielone od siebie, a także od moren czołowych Waćmierza, formami rozcięcia marginalnego.

Podane zarysy lobu lubiszewskiego określają w przybliżeniu zasięg północnej podstrefy wschodniej strefy morfogenetycznej. Między skrajnymi morenami czołowymi lobu lubiszewskiego a tczewskimi morenami czołowymi rozpościera się wysoczyzna moreny dennej, pocięta rynnami marginalnymi i radialnymi oraz usiana licznymi wytopiskami. W całości zespoły form świadczą, że miała tu miejsce deglacjacja arealna. Zgoła inaczej proces deglacjacji przebiegał na dalszym zapleczu lobu lubiszewskiego, między tczewskimi morenami czołowymi a wschodnią krawędzią Pomorza. Przewodnym elementem rzeźby tego obszaru są moreny czołowe nasadzone na morenę denną, która od północy rozcięta jest rynną radialną, dziś wykorzystaną i silnie przekształconą przez Motławę.

W obrębie obszaru opracowania najważniejszymi spośród moren czołowych lobu lubiszewskiego są niewątpliwie pagórki, wzgórze, pagóra i wały zlokalizowane na zachód od Tczewa, znane już w literaturze pod nazwą moren tczewskich (L. Roszko, 1961b; J. Sylwestrzak, 1973b; J.E. Mojski, J. Sylwestrzak, 1978). Morfologia i budowa geologiczna tych form, jak na razie, została poznana najpełniej przez L. Roszko (1961b). Przytoczone przez tę autorkę fakty dotyczące układu form, ich wykształcenia morfologicznego, struktury geologicznej, a także wykonane pomiary strukturalne i teksturalne pozwalają w pełni uznać te formy

za moreny czołowe, a tym samym odrzucić ich drumlinową genezę, jak to przyjmował P. Sonntag (1919), a ostatnio podtrzymywał B. Augustowski (1974). Należy odnotować, że w okresie międzywojennym wzmianki dotyczące moren czewskich, a zwłaszcza istniejących tu stosunków hipsometrycznych, zamieścili w swych publikacjach S. Pawłowski (1931) i J. Mikołajski (1929).

Według L. Roszko (1961b) oraz badań autora czewskie moreny czołowe tworzą piaszczysto-żwirowe wzgórza, pagóry, pagórki i wały przykryte gliną zwałową (fig. 3 i 4). Ich struktury glacictoniczne wskazują wyraźnie na północno-zachodni

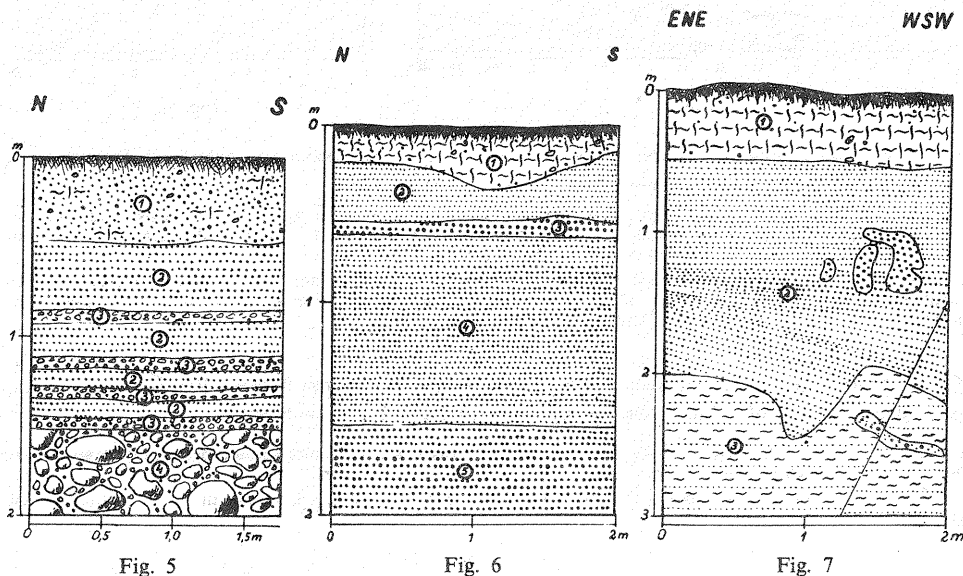


Fig. 5. Budowa geologiczna wschodniego stoku wzgórza (202,9 m n.p.m.) moreny czołowej na północny wschód od Szczodrowa

Geological structure of eastern slope of a hill (202.9 m a.s.l.) built of frontal moraine, north-east of Szczodrow

1 – piaski różnoziarniste bezstrukturalne z pojedynczymi żwirikami; 2 – piaski średnioziarniste warstwowane poziomo; 3 – żwiry różnoziarniste; 4 – glazy ze żwirami

1 – structureless various-grained sands with single gravels; 2 – medium-grained sands with horizontal bedding; 3 – various-grained gravels; 4 – boulders with gravels

Fig. 6. Budowa geologiczna ozu na południowy wschód od Bobowa (przekrój podłużny)

Geological structure of esker situated south-east of Bobowo (longitudinal section)

1 – glina zwałowa; 2 – piaski drobnoziarniste; 3 – piaski gruboziarniste; 4 – piaski średnio- i gruboziarniste

1 – till; 2 – fine-grained sands; 3 – coarse-grained sands; 4 – medium- and coarse-grained sands

Fig. 7. Budowa geologiczna ozu na południowy wschód od Bobowa (przekrój poprzeczny)

Geological structure of esker situated south-east of Bobowo (transversal section)

1 – glina zwałowa; 2 – piaski drobnoziarniste z soczewkami piasku gruboziarnistego, w spągu warstwowanie zaburzone; 3 – mułki zapiaszczone z soczewką piasku różnoziarnistego

1 – till; 2 – fine-grained sands with coarse-grained sand lenses, with disturbances of bedding at the base; 3 – sandy muds with various-grained sand lens

kierunek nacisku czoła lobu, a więc prostopadły do osi morfologicznych moren czołowych. W całości układ moren czołowych Waćmierza, Rywałdu, Trzcińska i Tczewa świadczy o istnieniu silnie rozwiniętego drugorzędneho lobu (lubiszewskiego) w obrębie zachodniego skrzydła lobu Wisły.

W ogólnym obrazie morfologicznym wysoczyzny morenowej uderza wyraźnie lobowy układ. Spośród kilku stref (w południowej, południowo-wschodniej i północno-zachodniej części obszaru lobu), jakie one tworzą na zapleczu skrajnych moren lobu lubiszewskiego, przede wszystkim zwracają uwagę dwie strefy moren czołowych: południowa i północna. Odpowiadają one dłuższym postojom krawędzi lobu lubiszewskiego. Między tymi „głównymi” strefami marginalnymi napotyka się także kilka ciągów czołowomorenowych w okolicach Goczynia, Małżewa i Szczodrowa (fig. 5) położonych poza obszarem mapy geomorfologicznej (fig. 1). Dokumentują one krótsze postoje krawędzi lobu lubiszewskiego w czasie jego recesji na NNE, tzn. ku nadrzędnemu względem niego lobiowi Wisły. Lob lubiszewski, podobnie jak lob Wisły, z którego on się wyodrębnił, był lobem otwartym przez cały okres swego istnienia, a więc od formowania się jego skrajnych aż po powstanie tczewskich moren czołowych.

Najsilniej rozwinięte są moreny czołowe południowej strefy marginalnej lobu lubiszewskiego, między Swarżynem a Tczewem. Skrajne moreny tej strefy zlokalizowane są na północ od Czarlina. Po ich zewnętrznej stronie rozciąga się dolina wód roztopowych przechodząca ku południowemu wschodowi w sandr, natomiast po ich stronie wewnętrznej dolina marginalna, która oddziela kolejny ciąg czołowomorenowy. Moreny są przeważnie spiętrzone, co świadczy, że recesja lobu lubiszewskiego przerywana była nawrotami na południe i południowy zachód.

Moreny czołowe okolic Małżewa i Szczodrowa (poza północną ramką mapy – fig. 1) tworzą formy drobne, choć osiągają większe wysokości bezwzględne niż opisywane moreny południowej strefy marginalnej. Pod względem hipsometrycznym są zbliżone do moren czołowych okolic Sobowidza z kulminacją 114,2 m n.p.m. Wzrost wysokości bezwzględnych moren czołowych spowodowany jest stopniowym wznoszeniem się wysoczyzny morenowej na północ i północny zachód, a nie intensywniej rozwiniętymi morenami czołowymi. W budowie geologicznej moren czołowych okolic Sobowidza dominuje glina zwałowa z głazami. Godny podkreślenia jest fakt, że górne części stoków i kulminacje form wyższych oraz lepiej morfologicznie wyrażonych (wzgórza i wały) tworzą piaski, żwiry i glazy. Brak większych odsłoneń uniemożliwia dokładne poznanie struktury wewnętrznej tych form. Wykonane szurfy pozwalają wnosić, że są to prawdopodobnie moreny spiętrzone.

Opracowany fragment Pojezierza Kociewskiego charakteryzuje zatem różnorodność wykształcenia morfologicznego i budowy geologicznej form akumulacji subglacialnej i marginalnej lodolodu. Morfologia, struktura geologiczna oraz układ przestrzenny tych form, a także ich stosunek do form odpływu subglacialnego i proglacialnego wskazują, że recesja zachodniego skrzydła lobu Wisły (w obrębie obszaru opracowania) była przerywana częstymi nawrotami krawędzi lodowej o różnych lokalnie kierunkach ruchu lodu.

FORMY ODPLYWU SUBGLACJALNEGO I PROGLACJALNEGO

Spośród form modelowanych przez wody roztopowe na badanym obszarze Pomorza najliczniej reprezentowane są rynny radialne i marginalne oraz doliny wód roztopowych, rzadziej sandry, tak charakterystyczne dla maksymalnego

zasięgu fazy pomorskiej zlodowacenia północnopolskiego. Uwagę zwraca również doskonale wykształcony oz starogardzki. Liczne, różnie zorientowane, choć na ogół drobne rynny radialne oraz często powiązane z nimi rynny marginalne dowodzą, że odpływ subglacjalny, który funkcjonował podczas transgresji lobu Wisły, jego postoiu oraz lokalnych nasunięć podczas generalnej recesji, napotykał na trudności. Wyrazem tego są głównie rynny marginalne, które tworzyły wody subglacjalne błędzące pod lodem ze względu na utrudniony odpływ na zewnątrz krawędzi wycofującego się zachodniego skrzydła lobu Wisły. Rynny te jednocześnie określały zasięg stref stagnacji i zamierania lodu oraz deglacjacji arealnej. W całości rynny radialne i marginalne nie tworzą zwartych układów, są różnowiekowe, o zmiennej orientacji. Oprócz rynien subglacjalnych, które funkcjonowały w czasie transgresji lobu Wisły, spora część tych form, zwłaszcza drobniejszych, powstała bowiem podczas lokalnych nawrotów lodu, stwarzając drugorzędne ich układy, zresztą powiązane z odpowiadającymi im morenami czołowymi (np. w zachodniej strefie morfogenetycznej na południe od Starogardu Gdańskiego).

Godne uwagi jest szerokie obniżenie, które obok ozu starogardzkiego stanowi podstawową cechę rzeźby środkowej strefy morfogenetycznej. W obniżeniu tym, które autor jest skłonny uznać za starszą rynnę subglacjalną, częściowo zagrzebaną młodszymi utworami akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej, znajduje się kilka drobnych rynien radialnych, oddalonych od siebie kępami wysoczyzny morenowej lub połączonych ze sobą większymi wytopiskami, miejscami wychodzącymi nawet na sąsiednie strefy morfogenetyczne. Niektóre z tych drobnych rynien funkcjonowały w czasie postoiu ostatniego lądolodu, a współcześnie są przekształcane przez Węgiermucę i jej dopływy. Obecność różnie zorientowanych rynien subglacjalnych, licznych wytopisk oraz ozu i form kemowych świadczy, że w środkowej strefie morfogenetycznej miała miejsce deglacjacja arealna. Sporadycznie natomiast występują tu drobne pagórki czołowomorenowe i sandry, zresztą także o charakterze sandrów dolinnych.

Oz starogardzki jako forma znana od dawna, nie jest w literaturze jednoznacznie klasyfikowany. G. Maas (1900) określił go jako morenę czołową. W. Hartnack (1931) widział w nim wał morenowy. W okresie powojennym wymienia go w swych pracach W. Okołowicz (1956), E. Wiśniewski (1965) i B. Augustowski (1974). Z badań przeprowadzonych przez L. Roszko (1963) i J. Sylwestrzaka (1973b), a także nowszych obserwacji autora wynika, że jest on zorientowany południkowo, biegnie niemal środkową częścią kopalnej rynny na długości 23 km. Tworzy doskonale wykształconą formę wałową, zaledwie w paru miejscach tylko przerwaną przez wytopiska lub rynny (np. w okolicach Bobowa i Wielbrandowa). Godny odnotowania jest fakt, że linia grzbietowa ozu starogardzkiego utrzymuje się na wysokości od 80 do ponad 105 m n.p.m. i wyraźnie odpowiada wysokościom bezwzględnym położonych w sąsiedztwie płatów wysoczyzny morenowej i wyższego poziomu sandrowego. Wysokości i stromość stoków ozu są większe od strony wytopisk i rynien (okolice Grabowa i Bobowa), mimo że wysokości bezwzględne są tu mniejsze.

Budowa geologiczna ozu starogardzkiego jest bardzo zróżnicowana. W północnej części na jego powierzchni spotyka się piaski i drobne żwiry, natomiast w części środkowej (np. w okolicach Grabowa) obok wymienionych utworów duże głazy i glinę zwałową (fig. 6 i 7), która w południowej części (okolice Wielbrandowa i Skórcza) tworzy już zwartą pokrywę (J. Sylwestrzak, 1973b). Utwory fluwioglacjalne ozu, składające się z piasków różnoziarnistych, żwirów i mułków, są pocięte uskokami o kątach zrzutu od 70 do 90°. W sąsiedztwie Grabowa napotymano także 1,5–3 cm warstewkę osadów organicznych. Utwory fluwioglacjalne

zapadają ku osi ozu, co pozwala sądzić, że w tej części były one akumulowane nie na podłożu mineralnym, lecz na lodzie, którego wytopienie spowodowało osiadanie utworów i powstawanie przesunięć (J. Sylwestrzak, 1973b). Zdaniem L. Roszko (1963) od starogardzki powstał w tunelu subglacjalnym, który lokalnie (na północy) „otwierał” się ku górze. Obecność gliny zwałowej i głazów w środkowej, a zwłaszcza w południowej części, oraz dyslokacje nieciągłe leżących pod nią osadów fluwioglacjalnych wskazują, że znaczne odcinki ozu powstawały także w tunelu inglacjalnym. Budowa geologiczna ozu świadczy ponadto, że powstawał on w zróżnicowanych warunkach lodowych; południowy jego segment tworzył się w lodzie stagnującym, a być może częściowo także w lodzie aktywnym, północny zaś w lodzie martwym. W południowym przedłużeniu ozu starogardzkiego usytuowany jest sandr dolinny, który jest synchroniczny z utworami fluwioglacjalnymi budującymi oz. Utworzyły go te same wody roztopowe, które zdeponowały osady fluwioglacjalne ozu.

Sandry w obrębie badanego obszaru reprezentują formy słabiej rozwinięte pod względem morfologicznym. Jest to następstwem nie tyle małej ilości wód roztopowych, uwalniających się z topniejącego lodu, ile lokalnych warunków morfologicznych i stosunków hipsometrycznych, jakie istniały na przedpolu wycofującego się lobu oraz w bezpośrednim podłożu jego strefy krawędziowej. Wzrost wysokości bezwzględnych podłoża lodu ku jego krawędzi, a w wielu miejscach (np. w zachodniej, południowo-zachodniej i południowej części interesującego nas obszaru Pomorza) również na przedpolu lobu, utrudniał swobodny odpływ wód roztopowych na zewnątrz i tworzenie stożków sandrowych. Stosunki hipsometryczne i geomorfologiczne zmuszały więc wody glacialne do błędzenia i wycinania licznych rynien marginalnych w strefie krawędziowej lobu lub tworzenia dolin marginalnych w bezpośrednim sąsiedztwie jego czoła, przeważnie założonych na starszych rynnach marginalnych, uwolnionych od lodu w wyniku deglacjacji obszaru. Stąd też aktywność wód roztopowych w czasie recesji zachodniego skrzydła lobu Wisły na obszarze Pojezierza Kociewskiego przejawiała się nie w formowaniu rozległych sandrów, jak to miało miejsce na innych obszarach Pomorza, lecz głównie w tworzeniu stref rozcięcia marginalnego.

Lokalnie działalność wód polodowcowych zaznaczyła się również w kształtowaniu sandrów. Lepiej wyrażone morfologicznie sandry spotyka się w okolicach Skarszew, na zachód od Skórcza, w środkowej strefie morfogenetycznej, a także na zachód od Tczewa i nie opodal Czarlina. Są to formy różnowiekowe, związane z poszczególnymi strefami morfogenetycznymi i etapami recesji zachodniego skrzydła lobu Wisły. W okolicy Skarszew występuje od 1 do 2 tarasów w dolinie Wierzycy i jej dopływu Wietcisy. Z wcześniejszych badań autora (J. Sylwestrzak, 1973b) wynika, że szczególnie interesująco przedstawia się morfologia i budowa geologiczna tarasów sandrowych Wietcisy i jej lewego dopływu (przeptywającego przez Kamirowo) w sąsiedztwie Skarszew. Tam właśnie łączą się wykształcone w dwóch poziomach szlaki sandrowe obu wymienionych rzek i biegną dalej na południe do doliny Wierzycy.

Wyższy poziom sandru powstał na szlaku starszego odpływu fluwioglacjalnego i dokumentuje formę przetrwałą w ostatnich fazach rozwoju odwodnienia (J. Sylwestrzak, 1973b). Wiek utworów fluwioglacjalnych budujących ten poziom sandrowy określono metodą termoluminescencji na 15900–15700 BP¹. Dal-

¹ Uprzejmie dziękuję mgrowi S. Fedorowiczowi, z Katedry Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu Uniwersytetu Gdańskiego, za datowanie kilkudziesięciu próbek utworów fluwioglacjalnych i czołowomorenowych metodą termoluminescencji.

szą drogę odpływu wód roztopowych, tworzących oba wymienione wyżej poziomy sandrowe, wyznaczają: dolina Wierzycy od ujścia Więcisy po okolice Kolińcza (na południowy wschód od Starogardu Gdańskiego), dwa poziomy sandrowe zlokalizowane w środkowej strefie morfogenetycznej – między ozem starogardzkim a wysoczyzną moreny dennej falistej – oraz sandr dolinny na wschód od Skórcza. Należy dodać, że w formowaniu się drugiego poziomu sandrowego na odcinku od okolic Kolińcza na północy po jego południową część wzięły udział także wody polodowcowe płynące od tczewskich moren czołowych (spod Czarlina) oraz od moren Waćmierza, Rywałdu i sandru trzcińskiego. Dlatego w dolnym odcinku doliny Wierzycy brak jest wysokich tarasów sandrowych, charakterystycznych dla środkowego i górnego odcinka tej formy.

Drugi, niższy poziom sandru, synchroniczny z sandrem trzcińskim, jest sandrem dolinnym. Sandr trzciński również reprezentuje typ sandru dolinnego – B. Augustowski (1974). Swą dzisiejszą rzeźbę, podobnie jak sandr biegnący od Swarozyna na południe do doliny Wierzycy powyżej Pelplina, zawdzięcza w dużej części zjawisku naledzi. Świadczą o tym m.in. liczne, płytkie wytopiska, ciągnące się południkowo. Dna tych form wyścielone są cienkimi pokrywami utworów fluwioglacjalnych. Godny podkreślenia jest fakt, że dolina Wierzycy w górnym i środkowym odcinku powiązała, wykorzystała oraz w wielu miejscach przemodelowała rynny radialne, marginalne i wytopiska, natomiast w dolnym, jak podaje B. Augustowski (1974), Wierzycza wykształciła typową dolinę wraz ze wszystkimi elementami morfologicznymi, jak dno z meandrującym korytem i ze starorzeczami, zbocza z tarasami i pagórki meandrowe.

W dolinie Wierzycy na zachód od Starogardu Gdańskiego występują cztery tarasy opisane ostatnio przez B. Augustowskiego (1974) i J. Sylwestrzaka (1973b). W dolnym odcinku Wierzycy, młodsze tarasy zanikają w górę rzeki, podobnie jak w dolinie Raduni, Kłodawy i Wdy. Należy także wskazać, że od Jez. Wierzysko po ujście Więcisy rozwój doliny Wierzycy przebiegał w parze z kształtowaniem się sandru Wdy (B. Augustowski, J. Sylwestrzak, 1979). Ponadto rola doliny Wierzycy wyraźnie wzrosła w fazie kaszubsko-warمیńskiej i koszalińskiej zlodowacenia północnopolskiego. Wówczas to przyjmowała ona od Raduni i Kłodawy wody sandrowe i odprowadzała je następnie ku wschodowi, najpierw do formującego się rozlewiska pod Gdańskiem, później do Wisły w jej bifurkacyjnej fazie (J. Sylwestrzak, 1978).

Płaty sandru położone na zachód od Skórcza tworzą partie korzeniowe sandru Wdy, związane stratygraficznie z maksymalnym tu zasięgiem zachodniego skrzydła lobu Wisły fazy pomorskiej. Nie reprezentują one już typowych dla badanego obszaru sandrów dolinnych, lecz stożki sandrowe, przechodzące generalnie na południe w lekko nachyloną powierzchnię sandru Wdy. Zwraca uwagę fakt, że te części proksymalne sandrów pomorskich zbudowane są z różnoziarnistych piasków; do rzadkości należą tu frakcje grubsze, żwirowe (fig. 8, 9). Taka budowa geologiczna dowodzi, że wody roztopowe, które zdeponowały piaski sandrowe, miały tu niewielką siłę transportującą. Z układu i budowy geologicznej części proksymalnych sandrów wynika też, że wody roztopowe wypływały z oddzielnych na ogół bram lodowcowych i łączyły się dopiero na dalszym przedpolu lobu. Pod tym względem mechanizm odpływu wód roztopowych w czasie recesji lobu Wisły na Pojezierzu Kociewskim różni się wyraźnie od sposobu odpływu wód glacialnych w innych miejscach Pomorza, także w obrębie zachodniego skrzydła lobu Wisły (np. w rejonie Rynny Raduńskiej i Wzgórz Szymbarskich), gdzie obfite wody polodowcowe wypływały już spod lodu szerokim frontem lub tworzyły taki front na bezpośrednim przedpolu głównych moren pomorskich.

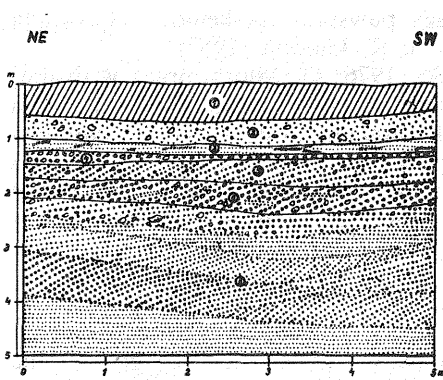


Fig. 8

Fig. 8. Budowa geologiczna sandru na północny zachód od Skarszew

Exposure in glacial outwash (outwash fan) situated north-west of Skarszew

1 – nasyp; 2 – piaski różnoziarniste z pojedynczymi głazikami, w stropie gleba; 3 – piaski drobnoziarniste, miejscami zażelazione; 4 – żwiry; 5 – piaski różnoziarniste, warstwowane, z pojedynczymi głazikami; 6 – żwiry różnoziarniste z soczewkami piasku

1 – dumped material; 2 – various-grained sands with single boulders and soil at the top; 3 – fine-grained sands, locally ferruginous; 4 – gravels; 5 – stratified various-grained sands with single boulders; 6 – various-grained gravels with sandy lenses

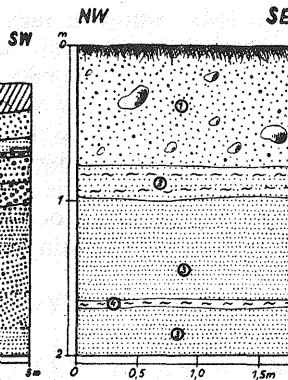


Fig. 9

Fig. 9. Budowa geologiczna sandru w sąsiedztwie Szczodrowa

Geological structure of glacial outwash (outwash fan) in the vicinities of Szczodrow

1 – piaski różnoziarniste bezstrukturalne z głazikami; 2 – piaski drobnoziarniste z mulkami; 3 – piaski drobnoziarniste, równolegle warstwowane; 4 – mulki

1 – structureless various-grained sands with boulders; 2 – fine-grained sands with muds; 3 – fine-grained sands with horizontal bedding; 4 – muds

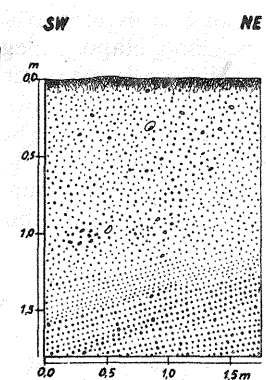


Fig. 10

Fig. 10. Budowa geologiczna kemu na południowy wschód od Lubiszewa

Geological structure of kame situated south-east of Lubiszew

Piaski różnoziarniste z pojedynczymi żwirkami, w spągu skośnie warstwowane

Various-grained sands with single gravels and inclined bedding at the base

Do form powstałych w wyniku odpływu wód roztopowych na Pojezierzu Kociewskim należą także kemy. Skupiają się one głównie na zachód od Starogardu Gdańskiego oraz w środkowej strefie morfogenetycznej, w okolicach Bobowa, Grabowa i na północny wschód od Wielbrandowa. Kemy zlokalizowane w środkowej strefie morfogenetycznej powstały w dwóch fazach. W pierwszej fazie tworzyły je te same wody proglacjalne, które formowały sandr biegnący w sąsiedztwie ozu starogardzkiego. Zdeponowane między bryłami martwego lodu osady kemowe są więc wiekowo synchroniczne z utworami sandrowymi; podobne są też pod względem frakcji. Również lepiej morfologicznie wyrażone formy kemowe swymi wysokościami bezwzględными nawiązują do położonego w sąsiedztwie sandru ozu starogardzkiego. W drugiej fazie kemy były formowane przez wody roztopowe pochodzące z ablacji martwych lodów. W porównaniu do utworów budujących kemy fazy pierwszej charakteryzują się drobniejszym uziarnieniem (fig. 10), są niższe, natomiast powierzchnie jakie zajmują, są nierzadko większe. Świadczy to, że w drugiej fazie powstawania kemów powiększyły się szczeliny

między bryłami martwego lodu. Młodsza faza powstawania kemów odpowiada drugiemu etapowi deglacjacji w sensie poglądu R. Galona (1967).

W świetle ostatnich badań (R. Gołębiwski, 1976; G. Miotk, praca w druku) przyjmuje się, że ablacja martwych lodów we wschodniej części Pomorza miała miejsce w okresie preborealanym i borealnym. Odślonięte spod lodu rynny stworzyły nowe warunki morfologiczne dla organizującej się sieci rzecznej. Włączone w sieć odpływu powierzchniowego rynny radialne i marginalne ukształtowały złożone układy hydrograficzno-dolinne. Kierunek odpływu dzisiejszych rzek jest tu przeważnie niezgodny z odpływem subglacjalnym i proglacjalnym.

UWAGI O WIEKU WYBRANYCH FORM I UTWORÓW

Przynależność stratygraficzna utworów i form w obrębie zachodniego skrzydła lobu Wisły określana jest głównie metodami geologiczno-geomorfologicznymi. Jednak ze względu na silne zniszczenie form marginalnych przydatność tych metod jest wyraźnie ograniczona. Stąd też brak jasnego obrazu recesji lądolodu. Pewne światło na przebieg deglacjacji obszaru dają uzyskane ostatnio wyniki wieku bezwzględnego utworów fluwioglacjalnych i czołowomorenowych metodą termoluminescencji. Ogółem z terenu zachodniego skrzydła lobu Wisły datowano kilkadziesiąt próbek. Wiek utworów budujących moreny czołowe Liniewa, Nowej Karczmy i St. Polaszek (poza zasięgiem mapy geomorfologicznej – fig. 1) – zaliczanych do głównych moren pomorskich – określono odpowiednio na 16 200, 15 300 i 16 850 BP. Podobne na ogół wyniki uzyskano dla utworów fluwioglacjalnych wysokiego tarasu sandrowego w Bączku – na południe od Skarszew (16 600 BP) i Pogódkach – na zachód od Skarszew (16 450 BP). Wiek spiętrzonych utworów fluwioglacjalnych budujących jądra wzgórz morenowych w sąsiedztwie Rokitek na zachód od Tczewa określono na 15 800–15 600 BP. Podobny wiek uzyskano dla osadów sandrowych w żwirowni w Skarszewach (15 900–15 700 BP) oraz dla utworów kemowych w Lubiszewie (fig. 10) na zachód od Tczewa (15 450–15 200 BP). Zbieżność wieku utworów sandrowych z kemowymi dowodzi, że te ostatnie sypane były między bryłami lodów martwych w pierwszej fazie powstawania kemów przez wody roztopowe płynące od czoła lądolodu. W północno-zachodniej części interesującego nas obszaru czoło lądolodu stacjonowało wówczas najprawdopodobniej na morenach Szczodrowa, których utwory datowano na 15 450 BP. We wschodniej części czoła lądolodu znajdowało się w bliżej nieokreślonej odległości na północ od moren tczewskich. Nawrót tego czoła spowodował spiętrzenie wcześniej zdeponowanych utworów fluwioglacjalnych i następnie w czasie jego recesji złożenie pokrywy morenowej w północnej części wzgórz czołowomorenowych. Dla porównania można podać, że wiek utworów fluwioglacjalnych budujących jądra drumlinów w Nw. Cerkwi określono na 15 900–15 800 BP, natomiast wiek osadów czołowomorenowych w Pelplinie–Leśniczówce, Leźnie (na zachód od Gdańska) i Gardnie odpowiednio na 15 600, 15 200 i 13 100 BP.

Powyższe dane przytoczono przykładowo. Niemniej dowodzą one już, że należy się ustosunkować krytycznie do przynależności stratygraficznej niektórych moren czołowych i powiązanych z nimi sandrów, przytaczanej w publikacjach. Dla pełniejszego obrazu stratygraficznego celowe byłoby określenie wieku utworów wzdłuż południkowo biegnących profili przez „reprezentatywne” formy marginalne Pomorza.

WNIOSKI

1. Rozwój późnoplejstocenijskiej rzeźby we wschodniej części Pomorza przebiegał w ścisłym powiązaniu z rozwojem paleogeograficznym Żuław i Doliny Dolnej Wisły.

2. Mechanizm glacjacji, a częściowo również proces deglacjacji, były w dużym stopniu określone konfiguracją starszego podłoża i rzeźbą interglacjalną eemskiego.

3. Stosunki hipsometryczne Pojezierza Kociewskiego wyraźnie nawiązują do ważniejszych stref morfogenetycznych i są głównie odbiciem sposobu recesji zachodniego skrzydła lobu Wisły.

4. Deglacjacja obszaru przebiegała zarówno frontalnie, jak i arealnie. Zasięg stref deglacjacji wyraźnie określają stopnie wysoczyzny moreny dennej falistej, obniżające się ku wschodowi.

5. W miarę postępującej recesji lobu Wisły wzrastała jego bezpośrednia działalność akumulacyjna, udokumentowana m.in. intensywnie rozwiniętymi morenami tczewskimi.

6. Aktywność wód roztopowych zaznaczyła się głównie w tworzeniu stref rozcięcia marginalnego. Częste nawroty czoła lobu Wisły i utrudniony odpływ wód polodowcowych na jego przedpole sprzyjały powstawaniu licznych rynien radialnych i marginalnych, różnowiekowych i o zmiennej orientacji.

7. Wiek utworów czołowomorenowych głównej fazy pomorskiej, położonych na południowy wschód od Kościerzyny, określony metodą termoluminescencji, wynosi 15 300–16 850 BP, natomiast jądra fluwioglacjalnego spiętrzonych moren tczewskich, wiązanych stratygraficznie z fazą kaszubsko-warمیńska – 15 600–15 800 BP. Dotychczas wiek fazy pomorskiej określono szacunkowo na $\pm 15 000$ lat BP.

Wydział Biologii i Nauk o Ziemi
Uniwersytetu Gdańskiego
Gdynia, ul. Czołgistów 46

Nadesłano dnia 8 czerwca 1983 r.

PIŚMIENNICTWO

- AUGUSTOWSKI B. (1974) – Rzeźba terenu. W: Studium geograficzno-przyrodnicze i ekonomiczne województwa gdańskiego. Pr. zbiorowa pod red. J. Moniaka, p. 37–90. Gdań. Tow. Nauk. Gdańsk.
- AUGUSTOWSKI B., SYLWESTRZAK J. (1979) – Zarys budowy geologicznej i rzeźba terenu (Pojezierza Kaszubskiego). W: Pojezierze Kaszubskie. Pr. zbiorowa pod red. B. Augustowskiego, p. 49–71. Gdań. Tow. Nauk. Gdańsk.
- GALON R. (1934) – Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla. *Bad. Geogr.*, 12/13.
- GALON R. (1967) – Czwartorzęd Polski Północnej. W: Czwartorzęd Polski, p. 106–166. PWN. Warszawa.
- GOŁĘBIEWSKI R. (1976) – Osady denne Jezior Raduńskich. Gdań. Tow. Nauk. Gdańsk.
- HARTNACK W. (1931) – Die Ostpommersche Grenzmark. I. Oberflächengestaltung der Ostpommerschen Grenzmark. W: Der Nordosten. I, p. 99–127. Breslau.

- MAAS G. (1900) – Über Endmoränen in Westpreussen und angrenzenden Gebieten. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **21**, p. 93–147.
- MAKOWSKA A. (1972) – Mapa geologiczna Polski 1:200 000 wraz z objaśnieniami. Arkusz Grudziądz. Inst. Geol. Warszawa.
- MAKOWSKA A. (1973) – Rozwój erozji i akumulacji osadów w dolinach rzecznych interglacjału eemskiego w obszarze dolnego Powiśla. *Kwart. Geol.*, **17**, p. 903–904, nr 4.
- MIKOŁAJSKI J. (1929) – Pamiętnik Instytutu Bałtyckiego. Seria *Balticum*, z. I. 1, p. 1–51. Ziemia i ludzie. Toruń.
- MIOTK G. (praca w druku) – Wyniki badań palinologicznych osadów z północnej części Jeziora Godziszewskiego koło Tczewa (woj. gdańskie). *Badania Fizjogr. nad Pol. Zach. Seria A. Geogr. Fiz. Poznań*.
- MOJSKI J.E. (1979) – Zarys stratygrafii plejstocenu i budowy jego podłoża w regionie gdańskim. *Biul. Inst. Geol.*, **317**, p. 5–50.
- MOJSKI J.E. (1982) – Geologiczne warunki powstania i rozwoju Doliny Dolnej Wisły. W: *Dolina Dolnej Wisły. Pr. zbiorowa pod red. B. Augustowskiego*, p. 19–60. Gdań. Tow. Nauk. Gdańsk.
- MOJSKI J.E., SYLWESTRZAK J. (1978) – Mapa geologiczna Polski 1:200 000 wraz z objaśnieniami. Arkusz Gdańsk. Inst. Geol. Warszawa.
- OKOŁOWICZ W. (1956) – Morfogeneza wschodniej części Pojezierza Pomorskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **100**, p. 355–393.
- PAWŁOWSKI S. (1931) – Rzut oka na ukształtowanie Pomorza. *Czas. Geogr.*, **9**, p. 257–268, z. 4.
- ROSA B. (1968) – Obszar południowobałtycki w okresie ostatniego zlodowacenia i w holocenie. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, nr 74, p. 121–155.
- ROSZKÓWNA L. (1956) – Zagadnienia zasięgu stadium pomorskiego nad dolną Wisłą. *Studia Soc. Sc. Torunensis. Sec. C*, **3**, p. 1–22, nr 1.
- ROSZKO L. (1961a) – Drumlins near Gniew (Morzeszczyn). From the Baltic to the Tatras. Part 1. VI INQUA Congr., p. 84–86. PWN. Warszawa.
- ROSZKO L. (1961b) – End moraines near Tczew. From the Baltic to the Tatras. Part 1. VI INQUA Congr., p. 86–87. PWN. Warszawa.
- ROSZKO L. (1963) – Le recul de Linlandsis Baltique aux environs de la basse Vistule pendant le stade de Pomeranie. Report of the VI-th INQUA Congr. Warsaw 1961, **3**, p. 315–326. Geomorphological Section. PWN. Łódź.
- ROSZKO L. (1968) – Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, nr 74, p. 65–100.
- RÜHLE E. (1974) – Pokrywa kenozoiczna. W: *Skały platformy prekambryjskiej w Polsce. Cz. 2. Pokrywa osadowa. Pr. Inst. Geol.*, **74**, p. 186–226.
- SONNTAG P. (1919) – *Geologie von Westpreussen*. Berlin.
- SYLWESTRZAK J. (1973a) – Paleomorfologia powierzchni podczwartorzędowej północno-wschodniej części Pomorza. *Rozpr. Wydz. III Gdań. Tow. Nauk.*, **9**, p. 301–326.
- SYLWESTRZAK J. (1973b) – Rozwój sieci dolinnej na tle recesji lądolodu w północno-wschodniej części Pomorza. *Arch. Uniw. Gdań.*, nr 14.
- SYLWESTRZAK J. (1976) – Rozwój paleogeograficzny. W: *Żuławy Wiślane. Pr. zbiorowa pod red. B. Augustowskiego*, p. 133–172. Gdań., Tow. Nauk. Gdańsk.
- SYLWESTRZAK J. (1978) – Rozwój sieci dolinnej na Pomorzu pod koniec plejstocenu. Gdań. Tow. Nauk. Gdańsk.
- WIŚNIEWSKI E. (1965) – Formy drumlinowe okolic Gniewu. *Prz. Geogr.*, **27**, p. 171–182, z. 1.

Юзеф СЫЛЬВЕСТШАК

**ПРОБЛЕМА ОТСТУПЛЕНИЯ ЗАПАДНОГО КРАЯ ПОТОКА ВИСЛЫ
НА КОЦЕВСКОМ ПООЗЕРЬЕ**

Резюме

Статья посвящена геолого-географическому обоснованию развития фронтальной части потока Вислы, проблеме распространения западного его края, развитию субгляциальных и маргинальных форм ледникового покрова, а также характеристике субгляциального и прогляциального осушения на Коцевском поозерье (Старогардское поозерье). В изучаемом районе существует четко выраженная взаимосвязь современного рельефа с конфигурацией основания четвертичной толщи и с рельефом ээнского межледниковья. В современном рельефе абсолютные высоты подчеркивают передовые системы морфогенетических зон и главных форм рельефа. Относительные высоты также образуют зональную „систему”, тесно связанную с одной стороны с абсолютными высотами, а с другой стороны с морфогенетическими зонами.

На большей части описываемого района происходила ареальная дегляциация ледникового покрова, а зональность этого явления тесным образом увязывается с гипсометрией площади. Возвышенность донной морены образует орографические ступени, положение которых определяется распространением зон дегляциации. В центральной морфогенетической зоне имеется древняя ложбина, отчасти заполненная и замаскированная флювиогляциальными породами, осадившимися там во время трансгрессии потока Вислы, и лежащей на них донной мореной, а также отложениями старогардского оза. Морфология, геологическое строение и пространственное расположение форм субгляциальной и маргинальной аккумуляции ледника а также их связь с формами субгляциального и прогляциального стока говорят о том, что отступление западного края потока Вислы (на описываемой площади) прерывалось частой осцилляцией края ледника, причем движение льда локально происходило в разных направлениях.

Возраст отложений фронтальной морены поморской фазы в окрестностях Линева, Новой Карчмы и Ст. Поляшек определялся термолюминисцентным методом и составляет соответственно 16 200 АВ, 15 300 АВ и 16 850 АВ, а флювиогляциальные тектонически нарушенные отложения тчевских морен датируются в пределах 15 800—15 600 АВ. Возраст флювиогляциальных отложений, составляющих ядра друмлинов в Новой Церкви (на 3 от Гнева) составляет 15 900—15 800 АВ.

Józef SYLWESTRZAK

**THE QUESTION OF RECESSION OF WESTERN PART OF THE VISTULA LOBE
IN THE KOCIEWSKIE LAKE DISTRICT**

Summary

Geological-structural factors determining development of the Vistula lobe are discussed along with the questions of extent of western part of that lobe, development of forms of subglacial and marginal accumulation of the icesheet and characteristics of forms related to subglacial and proglacial drainage in area of the Kociewskie lake district (Starogard lake district). In the studied

area, the present-day relief appears closely related to configuration of the Quaternary bedrock and relief from times of the Eemian Interglacial. Absolute heights of the present-day relief reflect lobe patterns of morphogenetic zones and major forms of the older relief. Relative heights also form a specific zonal "pattern", closely related to that of the absolute heights and, on the other hand, to morphogenetic zones.

A large part of the studied area has been subjected to areal deglaciation, zonal extent of which appears closely dependent on hypsometry. Ground moraine upland forms some orographic steps, the course of which delineates extent of individual deglaciation zones. Central morphogenetic zone is characterized by presence of an old furrow, partly infilled and masked by fluvio-glacial sediments related to phase of transgression of the Vistula lobe, and the overlaying ground moraine and sediments building the Starogard esker. Morphology, geological structure and spatial arrangement of forms of subglacial and marginal icesheet accumulation and their relation to those of subglacial and proglacial drainage indicate that recession of western part of the Vistula lobe was in the studied area repeatedly broken by comebacks of ice margin with various, locally differing directions of ice movements.

The age of frontal moraine deposits of the Pomeranian phase in the vicinities of Liniewo, Nowa Karczma and St. Polaszki was established with the use of thermoluminescence method at 16,000, 15,000 and 16,850 y B.P., respectively, and of glaciectonically disturbed fluvio-glacial deposits of the Tczew moraines — at 15,000–15,600 y B.P. Fluvio-glacial deposits which built nuclei of drumlins at Nowa Cerkiew (west of Gniew) are dated at 15,900–15,000 y B.P.