

Zofia MATKOWSKA, Józef Edward MOJSKI

B udowa geologiczna górnoplejstocenijskich osadów Niziny Szczecińskiej

WSTĘP

W bogatej problematyce badawczej młodszego plejstocenu i holocenu północno-zachodniej części Niziny Polskiej powstanie i rozwój niecki Zalewu Szczecińskiego należą do zagadnień najbardziej złożonych i kontrowersyjnych. Niewątpliwie związki genezy niecki ze zróżnicowanymi, szerokopromiennymi ruchami pionowymi skorupy ziemskiej, ruchami głębokich, lokalnych struktur, związki ze strukturami solnymi a także ze sposobem i czasem zaniku ostatniego lądolodu i holocenijską transgresją morską stwarzają niezwykle trudny do odtworzenia obraz stosunków paleogeograficznych, jakie panowały na tym obszarze u schyłku plejstocenu i w holocenie.

Spośród wymienionych wyżej czynników, ważne jest dla poznania genezy obniżenia Zalewu Szczecińskiego prawidłowe odczytanie sposobu zaniku ostatniego lądolodu, jako procesu który zdecydował o powstaniu i rozwoju facjalnym najmłodszych osadów tej niecki. Proces ten zdecydował również o formie i wieku rzeźby dna Zalewu a tym samym i o warunkach, jakie doprowadziły do wtargnięcia w obszar niecki transgresji morza litorinowego podczas holocenijskiego optimum klimatycznego.

Sposób zaniku lądolodu jest możliwy do odtworzenia na drodze analizy odpowiednich form rzeźby terenu i osadów budujących te formy. W przypadku niecki Zalewu Szczecińskiego istnieją w tej dziedzinie wyraźne luki. Wprawdzie w pracach nowszych, zwłaszcza K. Schoeneicha (1962a, 1962b, 1964, 1965) i A. Karczewskiego (1968), a dla niemieckiej części Zalewu w opracowaniach H. Bramera (1967, 1972) znajduje się wiele faktów i obserwacji dotyczących zwłaszcza problematyki geomorfologicznej i morfogenetycznej, to jednak nie wszystkie wnioski w nich zawarte są w odpowiednim stopniu poparte zestawieniem i analizą materiałów, głównie wiertniczych, dających pogląd na budowę geologiczną schyłkowoplejstocenijskich osadów budujących obrzeżenie niecki Zalewu.

Celem niniejszego artykułu jest, choćby częściowe, wypełnienie tej luki. W ostatnim dziesięcioleciu wykonano w obrzeżeniu Zalewu szereg otworów wiertniczych, zazwyczaj studni, przeważnie do kilkudziesięciu metrów głębokości, a więc tylko częściowo nawiercających plejstocen. Jedynie bardzo niewielka część tych otworów umożliwia wgląd w cały profil czwartorzędu. Wszystkie wyniki wierceń dają jednak dostateczną podstawę do poznania budowy geologicznej warstw, które przebijają a w pewnym stopniu do analizy stratygraficznej i paleogeograficznej.

Próbie takiej analizy przeprowadzono w niniejszym artykule przedstawiając najpierw profil stratygraficzny południowo-zachodniego obrzeżenia Zalewu (Puszcza Wkrzańska), a następnie profil jego części wschodniej (Puszcza Goleniowska). Ilość profili wiertniczych dla południowo-zachodniego obrzeżenia Zalewu jest większa dzięki bardziej intensywnemu zagospodarowaniu i uprzemysłowieniu tego obszaru w stosunku do obrzeżenia wschodniego. Ze względu na brak powiązania stratygraficznego młodoplejstocenijskich osadów Niziny Szczecińskiej z podobnym profilem obszarów obrzeżających nizinę wysoczyzn, wnioski wypływające z tej analizy mają jedynie charakter wstępny.

OBSZAR PUSZCZY WKRZAŃSKIEJ

Z nielicznych profili wiertniczych umożliwiających wgląd w budowę geologiczną całego czwartorzędu na tym obszarze wynika, że jego miąższość w zachodniej i środkowej części Puszczy Wkrzańskiej waha się w granicach 40—60 m, we wschodniej zaś (Trzebież, Jasienica) wzrasta do ponad 130 m. Dolna część profilu ma budowę zróżnicowaną. W zachodniej i środkowej części obszaru pod przewodnim poziomem najmłodszej gliny zwałowej o miąższości od kilku do kilkunastu metrów, występującej na głęb. od ok. 20 do ponad 30 m, leżą piaski wodnolodowcowe ze żwirami, mułki i niższy poziom gliny zwałowej. We wschodniej części Puszczy Wkrzańskiej natomiast najmłodsza glina zwałowa ma większą miąższość, a jej powierzchnia stropowa leży wyżej (10—15 m pod powierzchnią terenu). W spągu tej gliny występują w przewodzie osady lodowcowe. Ich rozpoziomowanie, a tym bardziej datowanie, nie jest obecnie możliwe. Utworem przeważającym są piaski i żwirki wodnolodowcowe; a być może i rzeczne.

W Nowym Warpnie najniższym nawierconym utworem jest najmłodsza glina zwałowa (fig. 1), która występuje tu na głęb. 19 m. Jej stropowa powierzchnia obniża się ku zachodowi i wschodowi, gdzie miąższość osadów ją przykrywających wzrasta do 33 m. Ich profil w części dolnej zbudowany jest z mułku i mułku ilastego barwy jasnoszarej, o miąższości 2,7—4,0 m, w górnej zaś z piasków drobnoziarnistych i pylastych, lokalnie z domieszką mułków. Tylko w jednym profilu występuje metrowe przewarstwienie piasków ze żwirkiem. Miąższość piasków waha się od 15—20 m (dane z 5 profili).

Ku wschodowi, w sąsiedztwie leśniczówki Trzebieradz powierzchnia stropowa gliny zwałowej leży na głęb. 21—29 m. Na niej spoczywają osady, zapewne moreny ablacyjnej, o miąższości 1,4—4,0 m, zbudowane

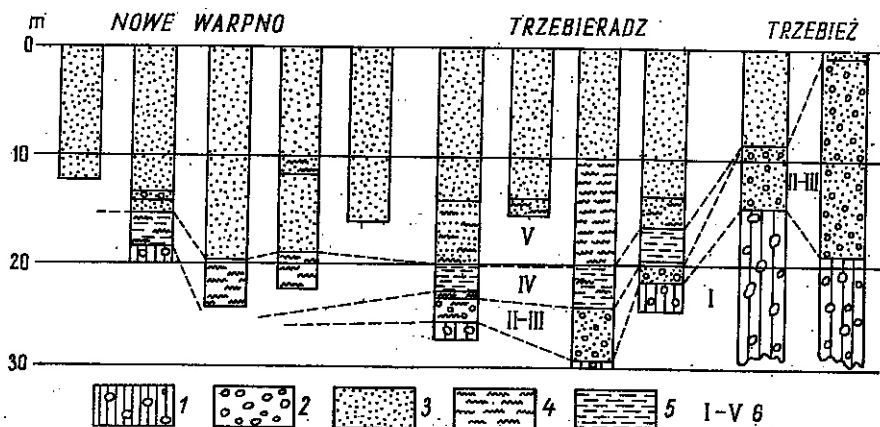


Fig. 1. Korelacja profili osadów górnoplejstoceńskich w obszarze Puszczy Wkrzańskiej

Correlation of Upper Pleistocene sequences in the Wkra Forest area

1 — glina zwałowa; 2 — żwiry; 3 — piaski; 4 — mułki; 5 — ility; 6 — poziomy litostratygiczne

1 — till; 2 — gravels; 3 — sands; 4 — silts; 5 — clays; 6 — lithostratigraphic units

z piasków i żwirów z przewarstwieniami mułków i gliny zwałowej. Są one przykryte szarym łem (miąższość 3,1—5 m) z soczewkami piasku pylastego i mułku. II ten przykryty jest z kolei piaskiem drobnoziarnistym i pylastym (miąższość 16,2—20,0 m), w dolnej części z przewarstwieniami mułku (dane z 4 profili).

Porównanie profili z Nowego Warpna i z Trzebieradza wskazuje na podobieństwo w następstwie warstw. W obu przypadkach na glinie zwałowej leży morena ablacyjna (Trzebieradz), na niej zaś osady zastoiskowe, przykryte piaskami drobnoziarnistymi. Te ostatnie tworzą przeważającą część serii nadmorenowej.

Podobne stosunki panują w południowej części Puszczy Wkrzańskiej. W stropie serii ilastej i mułkowej leżącej tu na głęb. ok. 15 m spoczywają piaski drobnoziarniste i mułkowate, lokalnie gruboziarniste. Gлина zwałowa pojawia się płytko, bo zaledwie na głęb. 2—8 m (Stolec — na zachód od jeziora Świdwie).

W rejonie Trzebieży i na północ od Jasienicy, (zachodnie wybrzeże Rostki Odrzańskiej) profil górnej części osadów plejstoceńskich charakteryzuje się większą zmiennością litologiczną. Wprawdzie występuje i tu, choć tylko lokalnie, glina zwałowa o powierzchni stropowej położonej na głęb. od 15,5 do ok. 20 m, ale brak na niej moreny ablacyjnej i serii mułkowo-ilałej. Występuje tu natomiast seria prawdopodobnie wodnolodowcowa o miąższości od 16 m, złożona z piasków różnoziarnistych ze żwirami a miejscami i z otoczkami. Na niej leży piasek drobnoziarnisty o miąższości do 14,8 m. Miąższość tych piasków gwałtownie maleje na południe od Jasienicy, gdzie na głęb. 5 m a miejscami i na powierzchni terenu znajduje się glina zwałowa.

Dane powyższe świadczą, że w budowie geologicznej młodszego plejstocenu Puszczy Wkrzańskiej można wyróżnić dwie jednostki: północną

i południową. W jednostce północnej glina zwałowa leży niżej, miąższość osadów ją przykrywających jest większa i występują one w pełnym profilu. Najważniejszą rolę odgrywają tu ilaste osady zastoiskowe i przykrywające je piaski. W jednostce południowej natomiast powierzchnia stropowa gliny zwałowej leży wyżej, miąższość osadów przykrywających ją jest mniejsza, a w ich profilu brak osadów zastoiskowych. Granica pomiędzy tymi jednostkami przebiega od Jasienicy poprzez Tanowo do północnych okolic Stolca przy granicy z NRD.

Różnice w budowie geologicznej obu wymienionych jednostek świadczą o przynajmniej częściowo zróżnicowanych warunkach powstawania obu części obrzeżenia Zalewu Szczecińskiego. Granica pomiędzy tymi jednostkami jest krawędzią paleogeomorfologiczną, rodzajem kopalnego tarasu będącego świadectwem etapowości rozwoju niecki Zalewu. Jest to taras kemowy powstały wzdłuż krawędzi lodu stagnującego w miejscu dzisiejszej, północnej jednostki paleogeomorfologicznej Puszczy Wkrzańskiej. Powstawanie tarasu musiało być przerwane, przez gwałtowne wzmoczenie tempa zaniku lodu. W wyniku tego procesu powierzchnia lodu wyraźnie obniżyła się. Na jego powierzchni a w pewnej części i pomiędzy jego poszczególnymi bryłami rozpoczęła się akumulacja osadów zastoiskowych, a później najmłodszej pokrywy piaszczystej.

OBSZAR PUSZCZY GOLENIOWSKIEJ

Pełny profil czwartorzędu we wschodniej części Niziny Szczecińskiej (Puszcza Goleniowska) również nie jest dokładnie znany. Jego miąższość wynosi kilkadziesiąt metrów, a jedynie w części południowo-wschodniej, w rejonie Stepnicy, zwiększa się do ponad 100 m (Bogusław — 116 m).

Wzdłuż wschodniego wybrzeża Zalewu, pomiędzy Gąsierzynem i Czarnocinem, glina zwałowa występuje na głęb. 6,5—8,5 m. W jej stropie leży piasek drobnoziarnisty, który na północy (Czarnocin), w dolnej części niektórych profili zawiera domieszkę żwirów i otoczaków (dane z 7 profili wiertniczych).

W Stepnicy, na wschodnim brzegu Roztoki Odrzańskiej strop gliny zwałowej występuje na głęb. 6,7—12,9 m, przy czym podnosi się on stopniowo w kierunku wschodnim. Na glinie zaledwie w jednym profilu leżą utwory mogące odpowiadać morenie ablacyjnej. Są to piaski różnoziarniste, zaglinione i piaski ze żwirem oraz glina zwałowa o miąższości do 2,7 m. W kilku innych profilach na glinie leżą mułki i ily piaszczyste, szare, warstwowane o miąższości 0,8—3,3 m (nie przewiercone). Nad nimi spoczywa seria złożona z piasku drobno-, średnio- a lokalnie i różnoziarnistego, zawierająca w części dolnej domieszkę żwiru oraz pojedyncze głaziki, w górnej zaś w kilku profilach przewarstwienia piasku mułkowego i mułku. Miąższość serii piaszczystej wynosi 4—16,5 m (najczęściej 5,0—8,0 m).

W kierunku wschodnim i południowo-wschodnim rozpoznanie wiertnicze jest słabsze. W Bogaczach, na południe od Przybiernowa, w pobliżu krawędzi wysoczyzny polodowcowej glina zwałowa znajduje się na głęb.

ok. 16 m. Na niej spoczywa piasek drobnoziarnisty przechodzący ku dołowi w piasek o ziarnie grubszym z domieszką żwiru. Osadów ilastych brak. W Krępku, ok. 5 km na zachód od Goleniowa, piaski nie zostały przewiercone do głęb. 10 m.

Interesujący profil ukazują nowsze otwory wiertnicze (w ilości ok. 40) skupione w Goleniowie. We wschodniej, północno-wschodniej i południowej części tej miejscowości, a więc na obszarach położonych w pobliżu wysoczyzny polodowcowej glina zwałowa występuje bądź na powierzchni, bądź też pod kilkumetrowym nadkładem piasków drobnoziarnistych, których miąższość ku zachodowi wzrasta do 4 i 6 m, maksymalnie do 7 i 8 m. Pomiędzy piaskami i gliną zwałową brak tu mułkowo-ilastych osadów zastoiskowych. W strefie pokrywy zbudowanej z piasków, piasków ze żwirami i żwirów wodnolodowcowych o łącznej miąższości 41 m znajduje się dno doliny Iny i jej zachodnie obrzeżenie. Występowanie utworów pokrywowych wzdłuż doliny tej rzeki świadczy o jej rynnowych założeniach. Rysuje się to szczególnie wyraźnie w górnym biegu Iny w postaci rynny na odcinku stargardzkim i rynny jezior Miedwie i Płoń.

W Świętej, przy ujściu Iny piaski drobnoziarniste o miąższości do 18 m leżą na piaskach różnoziarnistych, nieprzewierconych do głęb. 23 m.

W rejonie Lubczyny i Komarowa (pomiędzy jeziorem Dąbie i Goleniowem) profil osadów młodoplejstocenijskich jest pełniejszy i bardziej zbliżony do profili z okolic Gąsierzyna i Czarnocina. Gлина zwałowa leży tu na głęb. 5—24 m, a w niektórych głębszych otworach zamiast niej występują utwory wodnolodowcowe. Na glinie leżą różnie wykształcone pod względem litologicznym osady zastoiskowe, a mianowicie: piaski bardzo drobnoziarniste, mułki i iły warwowe (Komarowo) o miąższości 8—17,9 m. Nad nimi występują piaski drobnoziarniste (miąższość 15,5 m), przechodzące ku dołowi w piaski o ziarnie grubszym. Ku południowi miąższość tych osadów wzrasta do ponad 20 a nawet 30 m, osiągając wartość maksymalną — 34 m w Załomie (ok. 8 km na NE od jeziora Dąbie).

Powyższa charakterystyka litologiczna górnej części plejstocenu wschodniego obrzeżenia Zalewu Szczecińskiego i jeziora Dąbie wykazuje podobieństwo w następstwie warstw do profilu okolic Nowego Warpna i Trzebieradza z południowo-zachodniego obrzeżenia tego Zalewu. W obu obszarach na najmłodszej glinie zwałowej leży poziom zastoiskowy a na nim seria piaszczysta ze zwiększonym udziałem żwirów w części dolnej. Po wschodniej stronie Zalewu miąższości poszczególnych poziomów są jednak miejscami większe, a wówczas glina zwałowa występuje na większych głębokościach. Zarówno w obszarze Puszczy Wkrzańskiej jak i Puszczy Goleniowskiej w miejscach położonych w pobliżu wysoczyzny powierzchnia stropowa gliny zwałowej wyraźnie podnosi się, a w profilu jej nadkładu brak jest wówczas poziomu zastoiskowego.

UWAGI O GENEZIE OSADÓW

Przedstawiony powyżej profil litostratygraficzny schyłkowej części plejstocenu Niziny Szczecińskiej, a zwłaszcza bezpośredniego obrzeżenia

Zalewu Szczecińskiego pozwala na wyróżnienie w nim pięciu poziomów osadów o różnej genezie (fig. 1). Poczynając od dołu są to: I — glina zwałowa, II — morena ablacyjna, III — osady wodnolodowcowe, IV — osady zastoiskowe, V — osady jeziorne.

Glina zwałowa i morena ablacyjna, a więc poziomy I i II, a ponadto poziomy IV i V występują najpowszechniej i ich osady osiągają największe miąższości. Dlatego też mają one decydujące znaczenie przy rozważaniach dotyczących genezy i rozwoju zdarzeń u schyłku plejstocenu w obszarze niecki Zalewu Szczecińskiego. Gлина zwałowa i przykrywająca ją morena ablacyjna są, jak już wyżej wspomniano, najmłodszymi utworami glacialnymi. Powstanie ich należy więc wiązać z zanikiem lądolodu fazy pomorskiej stadiału głównego zlodowacenia północnopolskiego, aż po fazę leszczyńską włącznie. Ujęcie takie wynika z akceptacji poglądu, w myśl którego po maksymalnym nasunięciu lądolód stadiału głównego zamierał na dużych obszarach, a jego czoło nie było aktywne. Moreny czołowe fazy pomorskiej, powstały w swej głównej masie przed maksymalnym nasunięciem i zostały jedynie nadbudowane osadami i formami deglacjacji arealnej podczas zaniku lądolodu.

Osady wodnolodowcowe — poziom III — występują w niewielkiej ilości profili, znajdujących się głównie w południowej części Puszczy Wkrzańskiej. Tworzą one tam pogrzebany taras obrzeżający od północy dzisiejszą wysoczyznę polodowcową, w skład której wchodzi Wzgórze Warszawskie. Osady tego poziomu występują, jak się zdaje, również na wschodnim obrzeżeniu Zalewu tworząc lokalną pokrywę w rejonie Czarnocina, a także w rejonie Goleniowa w dnie doliny Iny. Osady poziomu III są świadectwem wytapiania się lodu w warunkach nieustabilizowanego odpływu o różnym reżymie hydrologicznym, z przeważającą siłą transportową wody płynącej. Wolno przypuszczać, że warunki takie cechowały środowisko akumulacyjne wśród lodu stagnującego, z dużą ilością szczelin. Pogrzebany taras Puszczy Wkrzańskiej może być świadectwem akumulacji wodnolodowcowej w strefie ograniczonej od południa wysokim zaleganiem utworów starszych, budujących Wzgórze Warszawskie, a od północy czaszą zanikającego lądolodu stagnującego w centralnej części obniżenia niecki Zalewu Szczecińskiego.

Osady zastoiskowe — poziom IV — świadczą o bardziej ustabilizowanych warunkach akumulacji, zwolnieniu tempa zaniku lądolodu i obecności zbiorników zamkniętych w bezpośrednim sąsiedztwie płatów lodu stagnującego, a może i martwego.

Wreszcie osady jeziorne — poziom V — w niecce Zalewu Szczecińskiego powstały w dalszym etapie zaniku brył martwego lodu. W warunkach okresowego słabego przepływu lód ten był w znacznej części źródłem materiału piaszczystego. Część materiału pochodziła jednakże z transportu z obszarów południowych i wschodnich uwolnionych od lodu. Akumulacja w strefie brzeżnej zbiornika mogła mieć charakter akumulacji stożkowej (A. Karczewski, 1968). Przejście pomiędzy osadami poziomu IV i V jest stopniowe, w wielu przypadkach tworzy je kilkumetrowej miąższości kompleks osadów ilasto-mułkowo-piaszczystych, co świadczy o powolnej zmianie warunków akumulacji. Występowanie w osadach poziomu V lokalnie niezbyt miąższych przewarstwień piaszczysto-zwirowych jest świadectwem bliskości brył lodu, z którego sypany był ten materiał.

UWAGI O MORFOGENEZIE I ROZWOJU NIECKI
ZALEWU SZCZECIŃSKIEGO

Położenie Zalewu Szczecińskiego w stosunku do głębokich struktur geologicznych i objawy neotektoniki na jego obrzeżeniu, wykazane jednoznacznie przez K. Schoeneicha (1962b, 1964, 1965), świadczą, że obszar Zalewu przejawia od dawna tendencje do niższego położenia w stosunku do obszarów sąsiednich. Można więc przypuszczać, że nie tylko w holocenie, ale i w późnym plejstocenie w obszarze tym istniały sprzyjające warunki do rozwoju zbiorników wodnych i akumulacji osadów odpowiednich facji. Winno to znaleźć swój wyraz zarówno w znacznej, w stosunku do obszarów sąsiednich, miąższości utworów czwartorzędowych, jak i w przewodzie osadów powstałych w zbiornikach wód zamkniętych w profilu przynajmniej schyłkowej części plejstocenu.

Uwagi na temat miąższości osadów czwartorzędowych podano na początku artykułu, a pośrednio informuje o tym mapa K. Schoeneicha (1962b). Wynika z niej, że miąższość osadów czwartorzędowych wzrasta od wału pomorskiego ku osi niecki szczecińskiej, gdzie przekracza 100 m. Podobne miąższości występują w zachodniej części obrzeżenia Zalewu (H. Bramer, 1972).

Przypuszczenie drugie znajduje przynajmniej częściowe potwierdzenie w opisanym wyżej profilu schyłkowej części plejstocenu, a pełne potwierdzenie w profilach zachodniego wybrzeża Zalewu. Jak wynika z badań H. Bramera (1967, 1972) m. in. na wschód od Anklam pod najwyższą gliną zwałową leżą osady ilasto-mułkowe o miąższości 50 m. Nie wchodząc w tym miejscu bliżej w zagadnienie wieku tych osadów stwierdzić wypada, że jeszcze przed ostatnim nasunięciem lądolodu obszar Zalewu położony był tak nisko, że przynajmniej w niektórych jego częściach możliwa była akumulacja osadów jeziornych o miąższości kilkudziesięciu metrów.

Nasunięcie ostatniego lądolodu w czasie stadiału głównego zlodowacenia północnopolskiego odbywało się w sposób zróżnicowany i zależny zarówno od ilości dopływającego lodu, jak i od rzeźby podłoża. Ta ostatnia, zapewne bardzo urozmaicona, miała deniwelacje większe niż obecne, przekraczające 200—250 m. Lądolód dostosowywał się do tej rzeźby deformując dodatkowo zaburzone wcześniej strefy wzniesień, a gdzie indziej drumlinizując swe podłoże. Ślady tego drugiego procesu widoczne są obecnie w rzeźbie północnych okolic Stargardu.

Zanik lądolodu stadiału głównego odbywał się stopniowo (fig. 2). Lądolód pozostawił dobrze znane ciągi moren czołowych na Nizinie Wielkopolskiej. Powszechnie też przyjmuje się, że w takiej pozycji stratygraficznej znajdują się moreny czołowe wyznaczające łob Odry, mające powstać w czasie fazy pomorskiej, młodszej od maksymalnego zasięgu lądolodu. Jednakże T. Bartkowski (1972) przypuszcza i stara się uzasadnić to przypuszczenie, że moreny czołowe fazy pomorskiej są rezultatem akumulacyjnej działalności lądolodu starszego od zlodowacenia północnopolskiego albo lądolodu ostatniego, ale w czasie jego rozwoju. Pogląd taki należy uznać za słuszny. Moreny czołowe fazy pomorskiej zbudowane są w przeważającej części z osadów powstałych przed maksymalnym nasunięciem lądolodu ostatniego zlodowacenia. Formy te wyłoniły się stosunkowo wcześniej spod zanikającego, ostatniego na tym obszarze ląd-

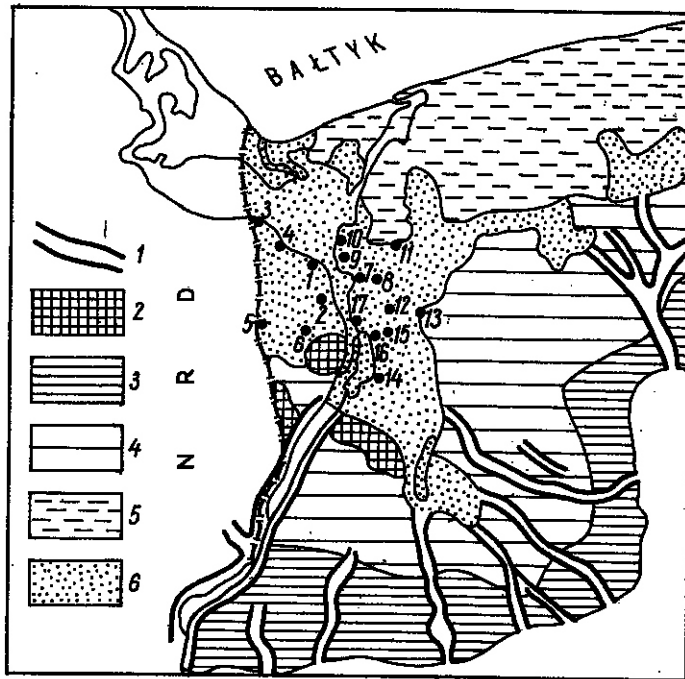


Fig. 2. Główne jednostki morfogenetyczne Pomorza Zachodniego

Main morphogenetical units of West Pomerania

- 1 — rynnny; 2 — stare wzgórza o budowie glaciotektonicznej; 3 — obszary o deglacji frontальной; 4 — obszary o deglacji przez ablację; 5 — strefa bryłowego rozpadu lodu; 6 — strefa martwego lodu; nazwy miejscowości wymienione w tekście: 1 — Trzebież, 2 — Jastenia, 3 — Nowe Warpno, 4 — Trzebieradz, 5 — Stolec, 6 — Tanowo, 7 — Stepnica, 8 — Bogusław, 9 — Gąsierzyn, 10 — Czarnocin, 11 — Bogacze, 12 — Krępsko, 13 — Goleniów, 14 — Zaiom, 15 — Komarów, 16 — Lubczyna, 17 — Święte
- 1 — subglacial channels; 2 — old hills with glaciotektonic structures; 3 — areas of frontal deglaciation; 4 — areas of deglaciation due to ablation; 5 — zone of ice disintegration into blocks; 6 — dead ice zone; 1 — 17: localities mentioned in the text

lodu i stworzyły dogodne predyspozycje do powstawania osadów i form marginalnych, nakładających się na nie. Czoło zanikającego lądolodu znajdowało się w tej strefie stosunkowo długo, o czym świadczą rozległe pola sandrowe na jego przedpolu. Osady i formy marginalne lobu odrzańskiego tworzą strefę, w której wyróżnia się obecnie trzy etapy postojowe: maksymalny, chojeński i mieleciński. Cała ta strefa porozczniana jest rynnami. Po akumulacji mielecińskich moren czołowych ablacja powierzchniowa zaczęła przeważać nad wytapianiem czołowym, a także proglacialnym odpływem wód. Lądolód zaczął zamierać na całym obszarze lobu Odry i Pomorza Zachodniego, stąd, wbrew dotychczasowym poglądom, brak na tym obszarze ciągów moren czołowych młodszych. Rozpoczęła się deglacja arealna w warunkach lodu stagnującego, a później martwego. Wysoko zalegające podłoże lodu i jego mała miąższość w strefie brzeżnej lobu nie sprzyjały początkowo powstawaniu zbiorników wodnych wokół zanikającego lodu stagnującego i dlatego wy-

tapiał się on pozostawiając równinę gliny zwałowej. W rzeźbie terenu znalazły swe odbicie formy powierzchni, po której łądolód transgredował i którą ukształtował. Wyrazem takich stosunków jest stargardzkie pole drumlinowe.

W okresie deglacjacji przynajmniej częściowo wyłoniły się spod lodu Wzgórza Bukowe i Warszawskie, otulone płytką pokrywą gliny zwałowej, a przeważnie piasków ze żwirami pochodzącymi z zanikającego i rozpadającego się na bloki łądolodu. W północnej części Pomorza Zachodniego powstały kemy (A. Karczewski, 1971). Wówczas powstała też główna masa osadów piaszczystych wielkiego stoliwa kemowego na wyspie Wolin, określanego dotychczas jako morena czołowa.

Następnie rozpoczął się ostatni, decydujący w powstaniu niecki Zalewu, etap deglacjacji — zanikanie wielkich pól martwego lodu w najniższej położonych obszarach, gdzie miąższość jego była największa. Najbardziej rozległym obszarem tego rodzaju była niecka Zalewu Szczecińskiego oraz jej obrzeżenie. Już wówczas lód znajdował się również w Bramie Świny, przez którą łączył się z lodem pasywnym, a może i żywym w niecce bałtyckiej. Zanik martwego lodu w niecce Zalewu odbywał się stopniowo i trwał, jak wolno sądzić przez analogię z niektórymi innymi obszarami, do okresu preborealnego włącznie. Wokół lodu odbywała się akumulacja materiału przynieszonego przez wody z obszarów już uwolnionych od niego oraz z materiału pochodzącego z samego lodu. Powstawały osady piaszczyste, lokalnie żwirowo-piaszczyste (pokrywa wodnolodowcowa), a później, przy malejących deniwelacjach otoczenia i powierzchni lodu, osady poziomego zastoiskowego. Należy przypuszczać ponadto, że właśnie ten poziom zastoiskowy jest świadectwem nie tylko malejących deniwelacji, ale i zahamowania procesów deglacjacji.

Ostatnim epizodem było powstanie pokrywy piaszczystej. Jej akumulacja odbywała się przez cały czas w warunkach odpowiadających powstawaniu tarasów kemowych i za taką należy uznać powierzchnię osadów wówczas powstałych, zgodnie zresztą z wcześniej wypowiedzianą ostrożną opinią A. Karczewskiego (1968). Przy takiej interpretacji warunków akumulacji dyskusja na temat zastoiskowej bądź też sandrowej genezy osadów budujących przypowierzchniową część niecki Zalewu Szczecińskiego (A. Karczewski, 1968; H. Bramer, 1967) staje się w znacznym stopniu bezprzedmiotowa. Przy rozpatrywaniu tarasów jako form kemowych sprawa udziału materiału przynieszonego przez wody płynące i osadzonego w zbiorniku zamkniętym w postaci np. stożków deltowych staje się mniej istotna. Również ilość, rozmieszczenie i wysokość krawędzi mniej lub bardziej widocznych w rzeźbie powierzchni terenu i mających określać ilość poziomów tarasowych nie ma większego znaczenia korelacyjnego oraz paleogeograficznego. Krawędzie takie mogły tworzyć się niezależnie od siebie, na różnej wysokości, w tym samym czasie, w różnych częściach pól pomiędzy lodem martwym. Okolicznościami sprzyjającymi temu zjawisku mogły być zmieniające się lokalnie stosunki hydrograficzne, różna intensywność akumulacji materiału niesionego z zewnątrz, czy wreszcie małe bryły martwego lodu oddziałujące się od głównej jego masy.

Opisane wyżej procesy odbywały się w stosunkowo długim okresie

czasu. Początek zaniku lodu w lobie Odry należy datować na około 15 000 lat temu, natomiast koniec zaniku lodu martwego w dnie niecki Zalewu nastąpił nie później niż w okresie borealnym, a więc około 8000 lat temu. W tym czasie miało miejsce przynajmniej dwukrotne zahamowanie tempa zaniku lodu: pierwsze w starszym dryasie i drugie w młodszym dryasie. Zwłaszcza ta druga faza ochłodzenia, ze względu na jej długotrwałość (około 1000 lat), mogła wyraźniej zaznaczyć się w rozwoju zdarzeń, powodując okresowo zmniejszenie dopływu materiału.

Powstanie w ciągu zaledwie kilku tysięcy lat pełnej rzeźby Pomorza Zachodniego, świadczy o dużej intensywności procesów morfogenetycznych działających podczas deglacjacji. Wniosek ten nabiera ponadregionalnego znaczenia przy rozważaniach nad genezą i szybkością powstawania krajobrazu polodowcowego w czasie czwartorzędu (w tym również w czasie zlodowaceń starszych) na obszarze całego Niziu Polskiego.

Zakład Zdjęć Geologicznych Niziu
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 6 czerwca 1975 r.

PISMIENNICTWO

- BARTKOWSKI T. (1972) — Strefa marginalna stadiału pomorskiego w aspekcie deglacjacji strefowej (na wybranych przykładach z Pojezierzy Drawskiego i Miastkowskiego na Pomorzu). *Bad. fizjogr. nad Pol. zach.*, Ser. A, 25, p. 7—54. Poznań.
- BRAMER H. (1967) — Nowe dane do zagadnienia zastoiska szczecińskiego. *Bad. fizjogr. nad Pol. zach.* Ser. A, 17. Poznań.
- BRAMER H. (1972) — Besonderheiten bei der Ausbildung eines Stausees im Bereich der Marginalzonen der letzten Vereisung. *Wiss. Zt. Ernst Moritz Arndt Univ. Greifswald*, 21, nr 1. Greifswald.
- KARCZEWSKI A. (1968) — Wpływ recesji lobu Odry na powstanie i rozwój sieci dolinnej Pojezierza Myśliborskiego i Niziny Szczecińskiej. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Matem.-Przyr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, 8, z. 3. Poznań.
- KARCZEWSKI A. (1971) — Zmienność litologiczna i strukturalna kemów Pomorza Zachodniego a zagadnienie ich klasyfikacji. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Matem.-Przyr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, 11, z. 3, p. 54—57. Poznań.
- SCHOENEICH K. (1962a) — Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej w województwie szczecińskim. *Prz. geol.*, 9, p. 488—489, nr 9. Warszawa.
- SCHOENEICH K. (1962b) — Żywe procesy tektoniczne w północno-zachodniej Polsce. *Szchecińskie Tow. Nauk. Wydz. Nauk Techn.*, 3, z. 1. Szczecin.
- SCHOENEICH K. (1964) — Uzależnienie przebiegu linii brzegowej południowej części Bałtyku od budowy geologicznej. *Zesz. nauk. P. Szczec.*, nr 49, prace monograficzne nr 16. Poznań.
- SCHOENEICH K. (1965) — O genezie polskiego brzegu Bałtyku. *Prz. geol.*, 13, p. 196—198, nr 5. Warszawa.

Зофья МАТКОВСКА, Юзеф Эдвард МОЙСКИ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЩЕЦИНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Резюме

В верхнеплейстоценовом осадочном покрове Щецинской низменности выделено пять литостратиграфических горизонтов. Самым нижним является валунная глина стадии главного северопольского оледенения — горизонт I (фиг. 2). Местами она перекрыта отложениями II горизонта, состоящими из песков с валунами и гравием абляционной морены. Следующие более молодые осадки ледниковых вод — III горизонта, развитые в виде песков с гравием, образуют местами на обрамлении Щецинской низменности ископаемую террасу. В центральной части Щецинской низменности, главным образом на обрамлении Щецинского залива обычно залегает IV горизонт, состоящий из глинисто-суглинистых отложений местами суглинисто-песчаных застойной фации. Он перекрыт песчаными отложениями озерного происхождения — V горизонт. III — V горизонты образовались в условиях постепенного исчезновения континентального ледника главного стадиала, главным образом во время ареальной дегляциации. Лед сначала был неподвижным, а затем мертвым (фиг. 2). На Щецинской низменности нет доказательств колебательного процесса исчезновения последнего континентального ледника.

Zofia MATKOWSKA, Józef Edward MOJSKI

GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE UPPER PLEISTOCENE SEDIMENTS OF THE SZCZECIN LOWLAND

Summary

Five lithostratigraphic horizons have been distinguished within the Upper Pleistocene sedimentary cover of the Szczecin Lowland. The lowest one is the till of the Main Stage of the North Polish Glaciation — horizon I (Fig. 1). Locally it is covered by horizon II developed as sands with boulders and gravel of the ablation moraine. The successive younger fluvioglacial sediments — horizon III represented by sands with gravel locally form a fossil terrace on the edge of the Szczecin Lowland. Horizon IV composed of clay-silty sediments and occasionally of silty-sandy material of the dammed-lake facies is common in the central part of the Szczecin Lowland, and mainly the margin of the Szczecin Lagoon. It is overlain by lacustrine sandy sediments — horizon V. Horizons III — V were formed during gradual disappearance of the continental glacier of the Main Stage and chiefly during areal deglaciation. Initially the ice was stagnant and subsequently dead (Fig. 2). No evidence exists for the oscillating disappearance of the last continental glacier.