

**MECHANIZM GWALTOWNEGO OCHŁODZENIA  
W PÓŹNYM GLACJALE  
JAKO EFEKT WSPÓŁODZIAŁYWANIA W SYSTEMIE  
ZŁODOWACENIE – OCEAN – ATMOSFERA**

**Andrzej A. Marsz**

*Wyższa Szkoła Morska, Gdynia  
Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej*

**Sformułowanie zagadnienia**

W schyłkowym okresie ostatniego zlodowacenia zaznaczały się silne wahania klimatyczne, posiadające zasięg globalny. Jednym z nich było silne ochłodzenie w okresie młodszego dryasu, którego wiek L.Starkel (1977) określa na 10 250 – 10 900 lat B.P. Cały okres ochłodzenia zamyka się więc stosunkowo krótkim, bo około 650 -letnim interwałem czasowym. O tym okresie, J.Mojski (1993) pisze następująco „Ostatnia fala chłodu nazywana młodszym dryasem była krótka, trwała zaledwie kilkaset lat. Jednak fala ta była na tyle chłodna, że lasy z Europy Środkowej wycofały się na południe a w ich miejsce pojawiły się zbiorowiska brzoźowo-sosnowe z elementami roślinności peryglacjalnej. Łądogód pozostał jeszcze w środkowej i północnej części Półwyspu Skandynawskiego i na większości terytorium Finlandii. Na jego południowym obrzeżeniu powstawały formy marginalne, nazywane dotychczas morenami Saupausellkä... W Alpach, zwłaszcza wschodnich, doszło do obniżenia się górnej granicy lasu o 400 m, co było efektem obniżenia się średniej temperatury lata o 3° w stosunku do obecnej. Na Wyspach Brytyjskich ponownie zaczęły powstawać pingos, co dowodzi, że średnia temperatura roczna wynosiła tam od -4° do -5°C. Podobne formy w młodszym dryasie tworzyły się w sąsiedniej Holandii...”

Na obszarze Północnej Polski całkowicie ustąpiły rosnące tam uprzednio (w Allerödzie) lasy brzoźowe, pojawiła się tundra mszysta. Nastąpił intensywny rozwój splukiwania i spelztywania materiału ze stoków, powstawały struktury kryoturbacyjne, w tym i kliny mrozowe. Na pozbawionych zwartej roślinności bardziej suchych fragmentach teras pradolinnych i sandrowych rozpoczęły funkcjonować procesy wydymotwórcze.

Ten krótki epizod gwałtownego ochłodzenia, dokonujący się na tle ogólnego ocieplenia naszej planety posiada doskonałą dokumentację, wskazującą, na jego zasięg globalny. Ochłodzenie młodszego dryasu zapisało się nawet na Antarktydzie, jak dowodzą tego wyniki analiz izotopowych  $O^{18}/O^{16}$  przeprowadzone w rdzeniach lodowych pobranych w centralnej partii lądolodu.

Wyjaśnienie przyczyn tak intensywnych i tak krótkich wahań klimatycznych napotykało do tej pory na znaczne trudności. W ciągu ostatnich dwudziestu lat nastąpił jednak znaczny postęp wiedzy, zwłaszcza w zakresie glaciologii i oceanografii, rozpoznano szereg procesów i struktur fizycznych funkcjonujących i występujących w systemach glacialnych i oceanicznych, a co może najważniejsze – zdołano rozpoznać zachodzące interakcje między poszczególnymi procesami. Rozpowszechnienie elektronicznej techniki obliczeniowej pozwala z kolei na modelowanie procesów, co umożliwia, po parametryzacji modeli, na ich weryfikację. Te przyczyny spowodowały, że pojawia się obecnie coraz więcej różnego rodzaju analiz i wyjaśnień zmian klimatycznych zachodzących w ciągu ostatnich kilkuset tysięcy lat i to o wzrastającym stopniu wiarygodności. Co ciekawe, zdecydowana większość wyjaśnień przyczyn zmian klimatycznych tego rodzaju należy do grupy tzw. „teorii geograficznych zmian klimatu” według klasyfikacji P.R.Crove'a (1987), czyli takich, które przyczyn zmian klimatu dopatrują się w działaniu czynników ziemskich (aktywnym w sensie klimatycznym działaniu powłoki geograficznej naszej planety) przy współdziałaniu pewnej zmiennej aktywności Słońca, której zmienność nie wykracza jednak poza znane i potwierdzone przez bezpośrednie obserwacje granice.

Jeden z takich modeli, wyjaśniających wystąpienie gwałtownego ochłodzenia u schyłku ostatniego zlodowacenia jako wyniku interakcji w systemie ocean – zlodowacenie – atmosfera, bez zachodzących zmian w dopływie energii słonecznej jest przedstawiony dalej. Trudno określić jednego autora tego modelu. Niewątpliwie, pierwsze przesłanki do nadania temu modelowi wyraźnych kształtów dali Hughes, Denton i Groswald (1977). Dalsze prace Dentona i Hughesa (1981), Ruddimana i McIntyre'a (1981) oraz Groswalda (1983) doprowadziły do jego skonkretyzowania i nadania mu wyraźnie klimatologicznego, a nie tylko paleogeograficznego i paleoglacjologicznego charakteru.

Model ten jest niezmiernie interesujący jako przykład funkcjonowania mechanizmów w obrębie powłoki geograficznej, prowadzących do zaistnienia wielkoskalowych zmian klimatycznych (choć nie tylko klimatycznych). Autor rozrysował funkcjonowanie tych mechanizmów jako układu (systemu) działania sprzężeń zwrotnych. Jednocześnie autor uwzględnił wyniki rekonstrukcji paleogeograficznych G.G.Matišova (1984) przedstawiających zasięg

lodów na szelfie Morza Barentsa w późnym glacie. Przy przyjęciu obrazu rozkładu lodów szelfowych w rejonie Północnego Atlantyku i grubości pokryw lodowych na szelfie Morza Barentsa jakiego przedstawia M.G.Groswald (1983), ochłodzenie młodszego dryasu rozpoczęłoby się, według obliczeń, o około 200-400 lat później i trwałoby nie 650, lecz około 1100 – 1500 lat.

### **Warunki początkowe ochłodzenia młodszego dryasu**

W okresie maksymalnego rozwoju ostatniego zlodowacenia poziom wód oceanu światowego osiągnął rzędą około -125 m (około 22–19 tysięcy lat temu). Masy wody z powierzchni Wszechoceanu zostały uwięzione w pokrywach lądolodów.

Oprócz lądolodów występujących na obszarach dzisiejszych lądów, na szelfach, w obrębie obszarów podlegających zlodowaceniom rozwinęło się zlodowacenie pokrywowe, spoczywające bezpośrednio na ich powierzchni. Rozwój przestrzenny lądolodów nalegających na szelfach ograniczony był górną granicą stoku kontynentalnego, (stabilizacja morfologiczna brzegu lodowego, A.Marsz 1987). Grubość pokryw zlodowacenia szelfów osiągała w partiach brzeżnych około 200 m, wzrost wysokości powierzchni wraz z oddalaniem się od linii brzegu lodowego był niezmiernie powolny, przeciętne nachylenia wynosiły tam ułamek promille.

Tego rodzaju lądolody „morskie” występowały dość powszechnie na półkuli północnej, ich istnienie stwierdzono na szelfach Wielkich Ławic, szelfach wokół Islandii, Szetlandów, Szkocji, Półwyspu Skandynawskiego. Największe rozmiary zlodowacenia to osiągnęło na szelfie Morza Barentsa (J.Szupryczyński 1977, G.G. Matišov 1984, M.G. Groswald 1983, G.H. Denton, i T.J. Hughes 1981). Występowało ono również na części szelfu Morza Karskiego i Morza Beringa.

Na półkuli południowej zlodowacenie pokrywowe szelfów mogło występować na Szelfie Patagońsko – Falklandzkim i Budrow Bank oraz szelfie wokół południowych krańców Ameryki Południowej (Horn – Diego Ramirez).

Znaczne partie szelfów, zwłaszcza w pobliżu lądowych centrów zlodowacenia, były glaciostatycznie przegięte, co powodowało, że nachylenia dna szelfów skierowane były w głąb szelfu, lub też, że nachylenie szelfu było bliskie zeru. Oznaczało to, że lód tworzący zlodowacenie „morskie” stanowił bardzo małoaktywny (w sensie dynamiki) lód zlodowacenia pokrywowego.

Od momentu maksimum rozwoju zlodowacenia (22 000-19 000 lat B.P) nastąpiło gwałtowne topnienie lądolodów, głównie na obszarach lądowych. Przyczyny wystąpienia tego procesu wyjaśnia przekonująco model

W.Ya.Siergina i S.Ya.Siergina (1978) i model V.G.Chodakova (1982). Topnienie to spowodowało początkowo powolny wzrost poziomu wód Oceanu Światowego (do około 14 500 lat B.P., – 100 m), następnie coraz to szybszy. Około roku 11 050 B.P (schyłek Allerödu) poziom wód oceanu osiągnął rzędną około -62 – -63 m. W bardzo ciepłym okresie interstadialnym topnienie lądolodów było wyjątkowo szybkie, co dostarczało ogromnych ilości wód do oceanu. Od początku do schyłku Allerödu prędkość podnoszenia się poziomu wód oceanu wzrosła od około 14 mm/rok do ponad 20 mm/rok ( $\approx 20\text{-}21$  mm/rok).

Podnoszenie się poziomu morza powyżej  $-65 \div -60$  m spowodowało, że do tej pory niezrównoważone hydrostatycznie zlodowacenie pokrywowe, nalegające (spoczywające) na szelfie nagle uzyskało pływalność, odrywało się od podłoża, ulegało spękaniu i połamaniu. Wszędzie tam, gdzie pozwoliła na to rzeźba dna i warunki otoczenia jego lody przekształcały się w stołowe góry lodowe, wynoszone następnie pod działaniem prądów na ocean. Obliczenia wskazują, że już w pierwszej fazie odrywania się od dna, w ciągu pierwszych kilku – kilkunastu lat zniszczeniu uległ pas lądolodów morskich o szerokości conajmniej 20 – 25 km, co stanowiło około 20% powierzchni wszystkich pokryw lodowych tego typu.

Katastrofalny wyrzut gór lodowych, spowodowany nagłym uzyskaniem pływalności przez szeroki pas brzeżnych partii zlodowacenia pokrywowego szelfów stanowił początek procesu gwałtownego ochłodzenia, który przerwał coraz to bardziej nasilający się wzrost temperatury interstadialu Bölling – Allerödskiego.

Fakt wystąpienia gwałtownego wyrzutu gór lodowych w późnym glacie na obszar Północnego Atlantyku (maksimum w rejonie  $50\text{-}55^{\circ}\text{N}$ ,  $10\text{-}40^{\circ}\text{W}$ ) dokumentują liczne badania zarówno osadów dennych, jak i analizy spektrum okrzemek z osadów dennych. W owym czasie oceaniczny polarny front hydrologiczny na Atlantyku ciągnął się wzdłuż strefy  $44 - 50^{\circ}\text{N}$  (W.F.Ruddiman, A.McIntyre 1981).

### **Mechanizm procesów prowadzących do wystąpienia ochłodzenia globalnego w młodszym drysie**

Nagle wynoszenie wielkich ilości gór lodowych na ocean, w rejony, w których występowały wody o wyższych temperaturach, spowodowało pobór wielkich ilości ciepła z powierzchniowych warstw wody na topnienie lodu, przyczyniając się do bardzo gwałtownej obniżki temperatury wód powierzchniowych, a tym samym i spadku temperatur powietrza w masach, formujących się nad tymi wodami.

Jednocześnie ten sam wyrzut wielkich ilości gór lodowych uruchomił dalsze procesy, które współdziałając, wykazywały bardzo silną synergię, prowadząc do wzmocnienia procesów obniżania się temperatury powierzchni oceanu i powietrza.

Pokrycie znacznego odsetka powierzchni wód oceanicznych przez góry lodowe doprowadziło do zwiększenia się średniej wielkości albedo rejonów oceanu pokrytego górami lodowymi, co powodowało określony, negatywny, wpływ na modyfikację bilansu radiacyjnego i zmniejszyło dopływ ciepła słonecznego do wód powierzchniowych.

Topnienie dużej ilości gór lodowych doprowadziło do wysłodzenia powierzchniowej warstwy wód oceanicznych i powstania halokliny na niezbyt dużej głębokości. Powstanie halokliny doprowadziło do powstania warstwy skoku gęstościowego, ograniczającego głębokość konwekcji wód z głębszych warstw oceanu, tym samym, odcięło możliwość dostawy ciepła z zasobów zgromadzonych w niżej leżących wodach oceanicznych.

Rysuje się tutaj wystąpienie zespołu procesów o dodatnim sprzężeniu zwrotnym, wzmacniających wzajemnie skutki swojego działania. Jeden i drugi proces, nie tylko przyczyniają się do dalszego obniżania temperatury wody i spowolnienia procesów topnienia gór lodowych, ale dalej aktywnie modyfikują bilans radiacyjny. Silne wysłodzenie wód powierzchniowych umożliwia rozwój procesów zimowego zlodzenia akwenu, czyli pokrycia go w porze zimowej przez lody morskie. Występujące lody morskie powodują dalszy, choć sezonowy, wzrost albedo. Istnieją warunki dla bardzo głębokich spadków temperatury powietrza w porze zimowej nad akwenami objętymi wyrzutem gór lodowych.

Silna obniżka temperatury wody powierzchniowej i znaczny spadek temperatury powietrza prowadzą do gwałtownego zmniejszenia się wielkości parowania. Z jednej strony zmniejsza to straty ciepła z powierzchni wód oceanicznych, z drugiej jednak – przyczynia się do zmniejszenia się efektu cieplarnianego pary wodnej w strefach subpolarnej i umiarkowanej. Nad rejonami objętymi w porze zimowej zlodzeniem formują się zimą masy powietrza o cechach powietrza kontynentalnego (podobnie, jak współcześnie nad akwenami pokrytymi zwartą pokrywą lodową w Arktyce).

Znaczne przesunięcie się granicy pływającego lodu morskiego w stronę równika powoduje proporcjonalne przesunięcie się strefy frontu arktycznego i antarktycznego, zwłaszcza na obszarze Oceanu Atlantyckiego. W rejonie obecnej strefy subpolarnej i północnej części strefy umiarkowanej Północnego Atlantyku następuje w konsekwencji wymienionych wyżej procesów również wzmocnienie częstości występowania cyrkulacji antycyklonalnej.

W efekcie działania tych wszystkich do tej pory wymienionych procesów dochodzi do bardzo silnego ochłodzenia i arydyzacji klimatu na obszarach lądowych strefy subpolarniej i północnej części strefy umiarkowanej. Szczególnie silne spadki temperatur na obszarach lądowych winny mieć miejsce zimą. Również sumy opadowe ulec winny silnemu zmniejszeniu. Na obszarach lądowych tej strefy winna zaznaczyć się bardzo silna kontynentalizacja klimatu, z wielkimi kontrastami termicznymi między latem a zimą, przypuszczalnie z możliwością występowania nawet w porze letniej częstych adwekcji silnego chłodu. Następuje „syberyzacja” obszarów Niżu Europejskiego, choć w porze letniej znajduje się on w strefie intensywnej działalności cyklonalnej frontu arktycznego.

Uproszczony (do maksimum) schemat funkcjonowania takiego mechanizmu przedstawia ryc. 1.

Po pierwszej, trwającej około 70-90 lat fazie ochładzania układ taki osiągnął stopień względnego zrównowżenia (względnej trwałości). Temperatura wody powierzchniowej przestała dalej spadać, obszar objęty występowaniem zlodzenia ustalił się. Ustaliły się również warunki cyrkulacyjne atmosfery nad obszarem Północnego Atlantyku, a tym samym warunki klimatyczne na obszarze Europy Zachodniej i Środkowej. Funkcjonowanie systemu było podtrzymywane przez dostawę lodu z ulegających degradacji zlodowaceń pokrywowych szelfów.

Zlodowacenie pokrywowe szelfów kontrolowało spływ lodu z czasz lądolodów spoczywających na obszarach lądowych, w tych ich częściach, które przylegały do obecnych szelfów. W miarę degradacji zlodowacenia pokrywowego szelfów, ich odmorskie granice stopniowo zbliżały się do granic lądolodów spoczywających na lądach, powodując zarysowanie się bardzo dużych nachyleń powierzchni lądolodów. Gwałtowny wzrost nachyleń powierzchni doprowadził do aktywizacji ruchu lodu – przyspieszeniu uległ ruch lodu w już istniejących lodowcach wyprowadzających, zaczęły powstawać nowe lodowce wyprowadzające. Wszędzie tam, gdzie występowały lodowce „cieple” rozpoczął się spływ lodu o charakterze gwałtownych serdży. Wszędzie tam, gdzie warunki batymetryczne pozwalały na odpływanie lodu z szarżujących lodowców wyprowadzających, powstawały góry lodowe.

Proces ten trwający około 300 – 400 lat podtrzymywał istniejący stan równowagi układu, mimo wyczerpywania się zasobów lodu zlodowacenia pokrywowego szelfów. Jednocześnie dostawa lodu z lądolodów „lądowych” pozwoliła na dalsze intensywne podnoszenie się poziomu Oceanu Światowego, gdyż topnienie lodów zlodowacenia pokrywowego szelfów w minimalnym tylko stopniu mogło mieć wpływ na podnoszenie się poziomu morza (W drugiej połowie młodszego dryasu tempo podnoszenia się poziomu mo-

rza było nawet większe niż w Allerödzie i mimo silnego ochłodzenia osiągnęło największą prędkość w całym okresie późnego glacjału i holocenu – około 23 mm/rok).

Funkcjonowanie intensywnych serdży, które z jednej strony podtrzymywały stan równowagi energetycznej ochłodzenia młodszego dryasu, wespół z samym ochłodzeniem młodszego dryasu i jego dalszymi klimatycznymi konsekwencjami stało się również przyczyną „śmierci” tego układu. Powstały sprzężenia zwrotne, które doprowadziły do likwidacji ochłodzenia – i co może ważniejsze – do ostatecznej likwidacji zlodowacenia plejstoceńskiego.

Niezmiernie prędko spływ lodu z lądolodów „lądowych” doprowadził do zmniejszania się ich wysokości. To z kolei powodowało, że coraz większe powierzchnie lądolodów wychodziły ze strefy przewagi wypadania opadów stałych (zmniejszenie akumulacji). Jednocześnie proces obniżania się powierzchni lądolodów powodował wchodzenie coraz większego odsetka ich powierzchni w strefę panowania wyższych temperatur powietrza, coraz większemu rozszerzaniu ulegała strefa ablacji. Wszystko to działo się w warunkach zmniejszania się sum opadowych.

Zmniejszenie się wysokości lądolodów doprowadziło do zmniejszenia nachyleń w ich obrębie, tym samym do stopniowego spowalniania procesów wyprowadzania lodu przez lodowce wyprowadzające. Ograniczeniu uległa produkcja gór lodowych i ich wynoszenie na ocean. Ciągłość dostawy masy lodu podtrzymująca stan równowagi systemu uległa zachwianiu. Jednocześnie panujące jeszcze ochłodzenie, wraz z towarzyszącym mu osuszeniem klimatu i wzrostem roli ablacji nie pozwoliły na ponowny wzrost zasobów lodu w lądolodach, wzrost ich wysokości i zaistnienie wahnięcia odtwarzającego stan poprzedni.

W ten sposób zaistniały warunki do stopniowego wzrostu temperatury wód powierzchniowych, przyspieszenia procesów topnienia gór lodowych wynoszonych na ocean, tym samym zaistnienia zmian w dotychczasowym bilansie radiacyjnym i cieplnym powierzchni oceanu, prowadzącego do likwidacji skutków ochłodzenia...

Rozpatrując sprawę bardziej szczegółowo i w tym przypadku można zauważyć, iż w pierwszej fazie ocieplenia pojawił się zespół procesów z przewagą dodatnich sprzężeń zwrotnych, dążących do gwałtownej przebudowy poprzedniego systemu w nowy system, stanowiący w pewnym sensie kontynuację procesów działających w interstadiale Bölling – Alleröd, choć oczywiście w zmienionych warunkach otoczenia zewnętrznego.

## Literatura cytowana

- Chodakov V.G.**, 1982; Aktualičeskaya model Evropejskogo pokrovnogo lednika. [W:] Paleogeografiya Evropy za poslednie sto tysyač let. Atlas-monografiya. Nauka, Moskva, str. 48 – 62.
- Crove P.R.**, 1987; Problemy klimatologii ogólnej. PWN, Warszawa. ss 599.
- Denton G.H., Hughes T.J.**, 1981; The last great ice shet. Wiley, New York. ss. 477.
- Groswald M.G.**, 1983; Pokrovnye ledniki kontinentalnykh šelfov. Results of researches on the International Geophysical Projects. Nauka, Moskva. ss 216.
- Hughes T., Denton G.H., Groswald M.G.**, 1977; Was there a late-Würm Arctic ice shet? [W:] Nature, vol.266, N. 5603, str. 596-602.
- Marsz A.A.**, 1987; Brzegi lodowe. Ossolineum, Gdańsk. ss. 118.
- Matišov G.G.**, 1984; Dno okeana v lednikowyj period. Izd. Nauka, Leningrad. ss. 176.
- Mojski J.E.**, 1993; Europa w plejstocenie. Ewolucja środowiska przyrodniczego. Polska Agencja Ekologiczna, Warszawa. ss. 332.
- Ruddiman W.F., McIntyre A.**, 1981; The North Atlantic Ocean during the last deglaciation. [W:] Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecology. Vol.35, N 2/4, str. 145 – 214.
- Sergin W.Ya., Sergin S.Ya.**, 1978; Sistiemnyj analiz problemy bolšikh kolebanij klimata i oledeneniya Ziemli. Gidrometeoizdat, Leningrad. ss. 279.
- Starkel L.**, 1977; Paleogeografia holocenu. PWN, Warszawa. ss.361.
- Szupryczyński J.**, 1973; Poglądy na rozwój zlodowaceń plejstoczeńskich na szelfie Morza Barentsa. [W:] Przegl. Geograf., t.XLV, z.4, str. 727 – 738.

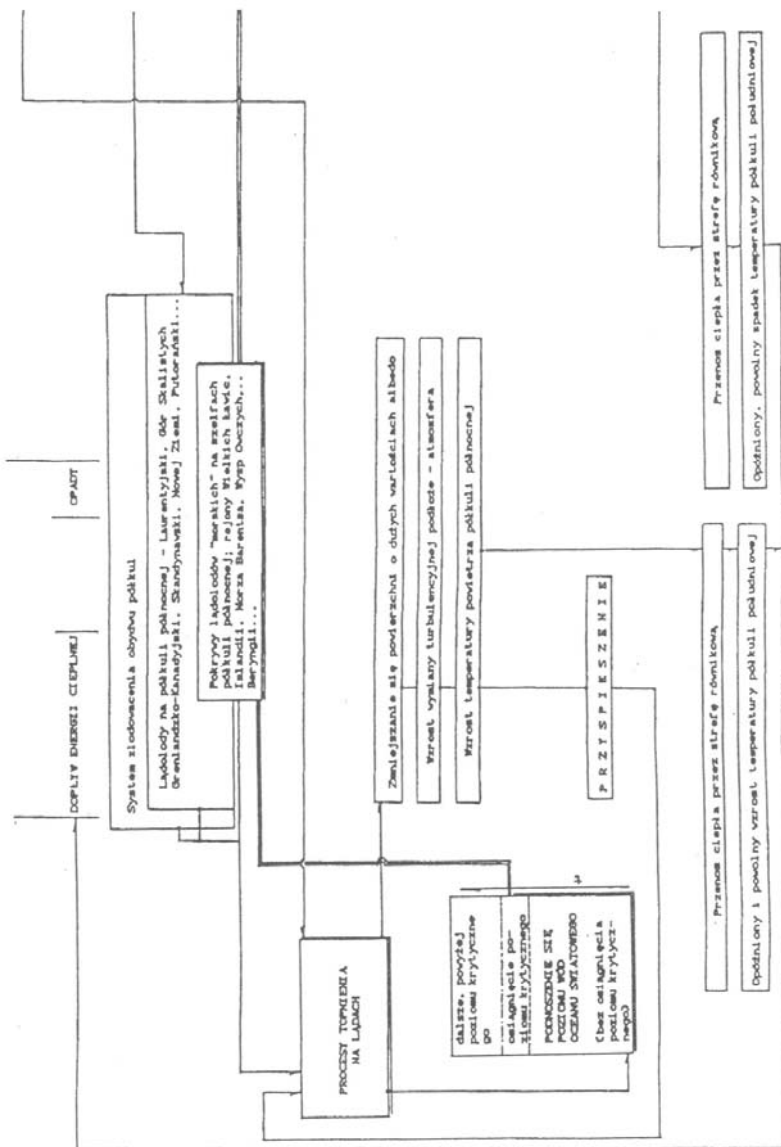
### MECHANISM OF SUDDEN COOLNESS IN LATE GLACIAL AS AN EFFECT OF INTERACTION IN THE SYSTEM: GLACIATION – OCEAN – ATMOSPHERE

#### Summary

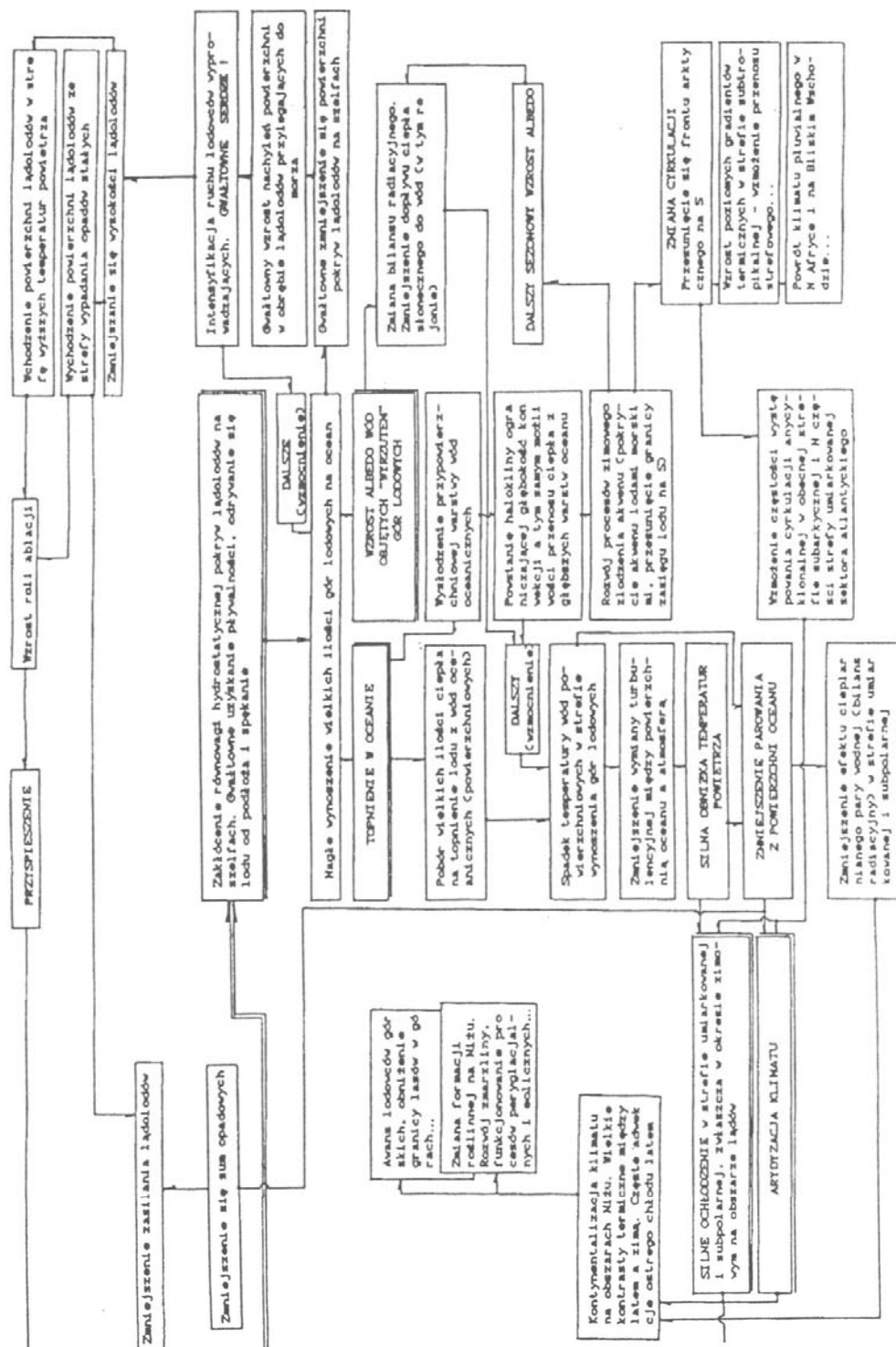
The paper presents the mechanism of the sudden collness in younger dryas (10 900 – 10 250 years BP). The reason for appearing this climatic change was caused by the process of degradation the ice sheet of shelves, which occured because of the increasing the sea level and caused by throwing a huge amount of ice-bergs. It was investigated that the interactions between systems of glaciation, ocean and atmosphere, which at the beginning



had conducted to strengthening of intensity processes of coolness and aridisation of the climate on land areas of the subpolar and moderate zone of North Hemisphere, and next they conducted to final deterioration of glaciation.



Rys. 1. Mechanizm funkcjonowania procesów prowadzących do ochłodzenia w młodszym dryasie.  
 Fig. 1. Mechanism of function of processes conducting to apperating the coolness in Yungar Dryas.



Ryc. 1. c.d. - Fig. 1. cont.