

Tadeusz KUC, Kazimierz RÓŻAŃSKI, Marek DULIŃSKI

NIEKTÓRE PROBLEMY IZOTOPOWEGO ZAPISU ZMIAN PALEOKLIMATU NA PODSTAWIE OSADÓW JEZIORNÝCH

Streszczenie. W artykule przedstawiono przegląd badań składu izotopowego frakcji organicznej osadów jezior z północnej, centralnej i wschodniej Polski. We wszystkich przypadkach dane izotopowe potwierdzają gwałtowny charakter zmian klimatu na granicy późnego glacjału i holocenu, jednakże każde jezioro wykazuje cechy indywidualne, wynikające z uwarunkowań geomorfologicznych i hydrologicznych. Obserwowane „nieregularności” w przebiegu zmian składu izotopowego ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) zostały przedyskutowane w odniesieniu do historii rozwoju zbiornika wodnego i jego otoczenia. Pełne wyjaśnienie mechanizmów fizykochemicznych kontrolujących procesy frakcjonowania izotopowego jest jednak, jak dotąd, niemożliwe.

SOME PROBLEMS OF ISOTOPIC RECORD AS INDICATORS OF PALAEOCLIMATIC CHANGES DERIVED FROM LAKE SEDIMENTS

Summary. In the paper is presented a brief review of the isotopic investigations of carbonate fraction sedimented in lakes of northern and central Poland, and lake Perespilno in south-eastern region. The isotopic data in all cases well confirm sudden climatic changes at the Late Glacial/Holocene transition, however each lake reveals its individual features caused by local geo morphological and hydrological conditions. Observed „irregularities” in isotopic records ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{14}\text{C}$) have been discussed in view of lake history i.e. development of the lake basin and its surrounding. There is still lack of satisfactory explanation for physico-chemical mechanism controlling isotope fractionation.

1. Wstęp

Badania parametrów paleoklimatu na podstawie składu izotopowego zdeponowanych węglanów zapoczątkowane w latach 60, stały się w ostatnim okresie szczególnie aktualne ze względu na oszacowania globalnych skutków zaburzeń antropogenicznych na tle zmian naturalnych. Dla obszarów kontynentalnych najlepszym materiałem badawczym, jak dotychczas, okazały się osady jeziorne, szczególnie te posiadające roczną laminację. Potwierdziły to liczne badania osadów jeziornych dokonane w ostatniej dekadzie celem odtworzenia paleoklimatu i towarzyszących zmian środowiska przyrodniczego obszarów kontynentalnych (Siegenthaler et al., 1984; Gasse et al., 1990; Talbot, 1990; Dean W.E., Stuiver M, 1993; Gasse F., Van Campo E., 1994).

Osady jeziorne przeważnie zawierają autogeniczny węglan, a także muszle mięczaków, których skład izotopowy odzwierciedla stężenie poszczególnych izotopów występujących w wodzie w czasie formowania węglanów. Dla pierwotnie wytrąconych węglanów skład izotopowy tlenu $\delta^{18}\text{O}$) jest uzależniony od dwóch czynników: 1) składu izotopowego wody; 2) temperatury wytrącania. Frakcjonowanie izotopowe towarzyszące wytrącaniu zarówno w procesie równowagowym, jak i kinetycznym w przypadku jezior jest trudne do precyzyjnego opisanie ze względu na wielość nieznanych parametrów.

Skład izotopowy węgla w węglanach ($\delta^{13}\text{C}$) jest głównie uzależniony od dominującego kwaśnego jonu węglanowego (HCO_3^-) i stopnia sfracjonowania w czasie wzrostu kryształu. Wpływ temperatury na współczynnik frakcjonowania równowagowego dla węgla jest pomijalnie mały. Natomiast istotnym czynnikiem jest gwałtowne usuwanie, głównie $^{12}\text{CO}_2$ ze środowiska wodnego w procesie fotosyntezy, a tym samym załężanie cięższego izotopu w masie węgla nieorganicznego. W przeciwnym kierunku działa proces rozkładu szczątków organicznych, nasycając wodę w CO_2 zubożony w ^{13}C . Bardzo często występujący, choć działający z różnym natężeniem, proces metanogenezy jest z kolei źródłem bardzo „ciężkiego” CO_2 i „lekkiego” CH_4 (Whiticar et al., 1986).

2. Przegląd wyników pomiarowych

Przebadane izotopowo, choć w różnym stopniu szczegółowości, rdzenie jeziorne z terenu Polski reprezentują głównie środkową i centralną część kraju, pochodząc z jezior zarówno w strefie zasięgu zlodowacenia vistuliańskiego, jak i poza nim.

Celem niniejszego artykułu jest dokonanie krótkiego przeglądu wyników pomiarów składu izotopowego węglanowej frakcji rdzeni jeziornych z terenu Polski, jakie wykonano w przeciągu ostatnich kilkunastu lat w Zakładzie Fizyki Środowiska AGH we współpracy z różnymi ośrodkami, głównie instytutami PAN, także Uniwersytetem Mikołaja Kopernika.

nika w Toruniu i Uniwersytetem Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie oraz z Politechniką Śląską w Gliwicach. Zostały one w większości opublikowane przynajmniej jako częściowe opracowania i obejmowały natępujące jeziora: Strażym, Mikołajki, Roztoki (Różański et al., 1988; Różański, 1987; także Kuc et al., 1993), Gościąż (Ralska – Jasiewiczowa et al., 1992; Różański et al., 1992; Goslar et al., 1993), Biskupińskie (Kuc, 1995), Perespilno (Bałaga K., et al., w druku).

3. Izotopy tlenu w osadzie węglanowym

Chłodny okres młodszego dryasu we wszystkich profilach, w których był analizowany, charakteryzuje się wyraźnie obniżonymi wartościami $\delta^{18}\text{O}$ w odniesieniu do części reprezentującej alleröd czy preboreal. Czas wchodzenia w młodszy dryas jak i przejście do preborealu jest krótki i na podstawie laminowanych rdzeni z jeziora Gościąż (G1/87, G2/87, G1/90, T1/90) szacowany na dziesiątki lat (Kuc et al., 1996; Goslar T., 1996). W niektórych profilach (jezioro Biskupińskie, rdzeń: Biskupin 4, jezioro Gościąż, rdzeń: T1/90) długość trwania jednokierunkowej zmiany $\delta^{18}\text{O}$ jest większa niż sam okres przejścia, wskazując na pozaklimatyczną (temperatury formowania opadu atmosferycznego) przyczynę.

Amplitudy (głębokość obniżenia $\delta^{18}\text{O}$) są zróżnicowane i wahają się od 2 ‰ dla rdzeni z Gościąza do 6 ‰ w przypadku Perespilna. Ustabilizowany (średni) poziom bezwzględnych wartości $\delta^{18}\text{O}$ lub minimalne wartości wyznaczone dla okresu młodszego dryasu wynoszą dla poszczególnych rdzeni:

jezioro Gościąż:	G1/87 i G2/87:	- 10 ‰
	G1/90:	- 10.5 ‰
	G28/92:	-11.0 ‰
	T1/90:	do - 12.0 ‰
jezioro Strażym:		-8.5 ‰
jezioro Biskupińskie:	Biskupin 4	do - 9.5 ‰
jezioro Perespilno:		- 7.5 ‰

Ponadto rdzenie G1/90 i Biskupin 4 w swej spągowej części, odpowiadającej allerödowi, reprezentują fazę formowania się zbiornika wodnego, z właściwą dla tego procesu ewolucją składu izotopowego.

Okres holoceniński, obejmujący ostatnie 11000 lat o dobrze palynologicznie opisanych fazach klimatycznych, znajduje generalnie swoje potwierdzenie w przebiegu zmian $\delta^{18}\text{O}$ (Mikołajki, Strażym, Biskupin) w postaci wolno wzrastającej zawartości ^{18}O , aż do osiągnięcia maksimum przypadającego w atlantyckim optimum klimatycznym. Krótkotrwałe fluktuacje zaburzające nie zniekształciły ogólnego przebiegu profilu izotopowego dobrze skorelowanego ze zmianami średnich temperatur.

Najbardziej szczegółowo przebadane osady z jeziora Gościąż (rdzenie: G1/87, G2/87, G1/90, G2/91) wykazały zupełnie odmienny przebieg. Przez około 2500 lat od wejścia w preboreal profil $\delta^{18}\text{O}$ nie wykazuje trendu, oscylując wokół średniej wartości -8.3‰ ; przez następne ok. 2000 lat następuje systematyczne obniżanie się z szybkością 0.56‰/ky . Kolejne 5000 lat powoduje w efekcie dalsze obniżenie 18O (średnio 0.15‰/ky), z bardzo wyraźnie zaznaczonymi dwoma „stopniami” o prawie jednakowym czasie trwania, przy czym pierwszy wykazuje odwrócenie tendencji spadkowej (wzrost $\delta^{18}\text{O}$), a drugi po gwałtownym spadku o ok. 1.0‰ praktycznie posiada stałą wartość.

Kierunek jak i wielkość tych zmian nie zostały jeszcze zadowalająco wyjaśnione, pozostając na etapie hipotez roboczych (patrz: Dyskusja wyników).

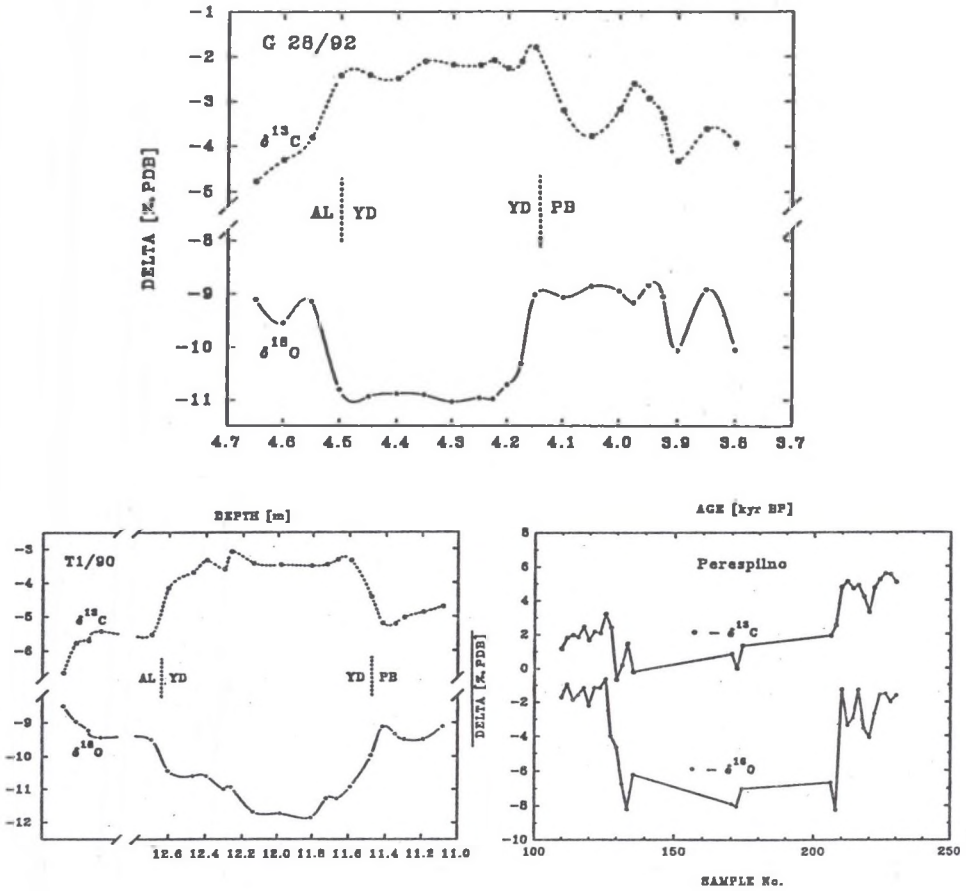
4. Izotopy węgla w osadzie węglanowym

Okres przejść klimatycznych (allerød/młodszy dryas i młodszy dryas/preboreal) dobrze są zaznaczone w zmianie składu izotopowego węgla ($\delta^{13}\text{C}$) w węglanie autogenicznym, z wyłączeniem jeziora Biskupińskiego (nie zaznaczone przejście YD/PB) i słabo zaznacza się w rdzeniu G1/90 (Gościąż), przy czym dla rdzeni G1/87 i G2/87 (centralny głęboczek) zmiany te mają charakter fluktuacji (w szczególności dla przejścia YD/PB), z tendencją późniejszego powrotu do poprzednich wartości.

Inaczej jest dla rdzeni z płytszych miejsc lub zbiorników (T1/90, G28/92, Perespilno), gdzie skok $\delta^{13}\text{C}$ osiąga 3‰ i jest bardzo ostro zaznaczony w postaci „stopnia” obejmującego cały młodszy dryas (rys.1). Ponadto bardzo wyraźnie zaznacza się dobrze liniowy wzrost $\delta^{13}\text{C}$, obejmując cały młodszy dryas łącznie z przylegającą częścią alleródzką i preborealną. Szybkość wzrostu wynosi od 0.5‰ (G28/92) do 2‰ (Perespilno) za cały młodszy dryas.

Specyficzną odmienność wykazuje jezioro Perespilno, gdzie skok $\delta^{13}\text{C}$ właściwy dla młodszego dryasu dokonał się w kierunku bardziej ujemnych wartości, co jest odwrotne jak dla Gościąży. Ponadto wartości bezwzględne $\delta^{13}\text{C}$ osiągają niespotykane wysoki poziom, dochodząc do $+5\text{‰}$.

Holocenska część profilu $\delta^{13}\text{C}$ w całości istniejąca dla Gościąży (G2/87), Biskupina, i Strażymia wykazuje wspólną cechę, tzn. tendencję wzrostową: – silną dla G2/87, słabo zaznaczającą się dla Strażymia i Biskupina. W przypadku Mikołajek profil $\delta^{13}\text{C}$ posiada stałą wartość ok. -2.2‰ . Natomiast dla Gościąży krzywa przyjmuje wyraźnie charakter wysycający się dla wartości około $+2\text{‰}$.



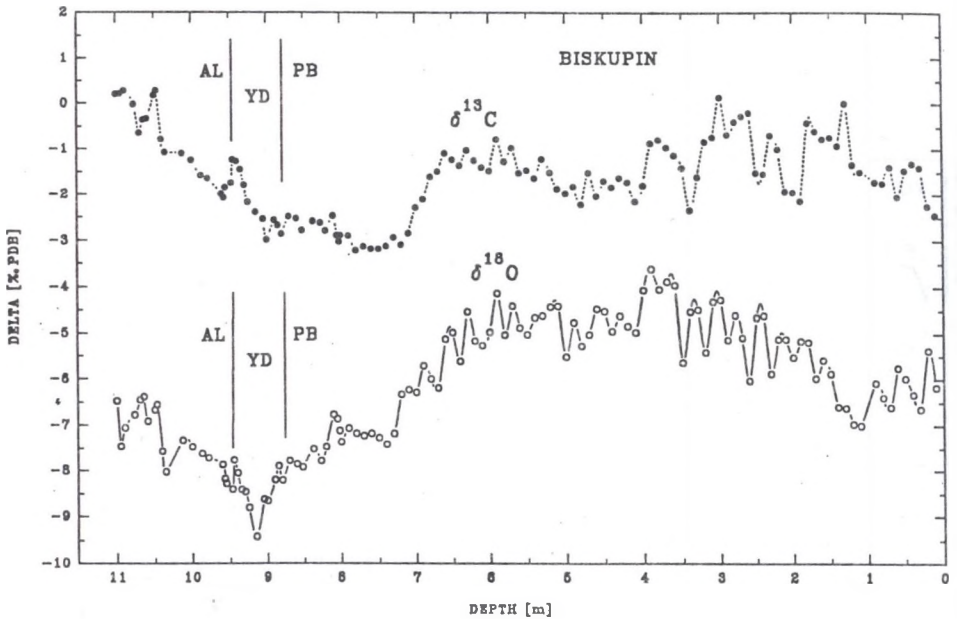
Rys. 1. Profil składu izotopowego tlenu i węgla ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) w węglanowej frakcji osadu dennego z jeziora Gościąż (T1/90 i G28/92) i jeziora Perespilno

Fig. 1. Record of isotopic composition of oxygen and carbon ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) in carbonate fraction from bottom sediment of lake Gościąż (T1/90 and G28/92) and lake Perespilno

5. Dyskusja wyników

Zważywszy warunki geomorfologiczne i hydrologiczne na danym obszarze, podstawowe założenie szybkiej wymiany wody w poszczególnych jeziorach było spełnione z dużym prawdopodobieństwem, spełniając tym samym wymóg izotopowej reprezentacji tempera-

tury związanej z opadem atmosferycznym i późniejszym formowaniem węglanów. Profile $\delta^{18}\text{O}$ w okresie od allerrödu po preboreal w niezaburzony sposób odzwierciedlają przejścia klimatyczne. Najbardziej zniekształcony przebieg występuje dla Biskupina 4, gdzie słabo zaznaczają się granice, natomiast gwałtowne fluktuacje koncentracji węglanów w osadzie wskazują na silne zmiany w zasilaniu jeziora jak i procesie wytrącania węglanów (rys.2). Przyczyn można się doszukiwać we fluktuacjach poziomu wody, szybkości przepływu i zmianach całkowitej powierzchni stosunkowo dużego systemu wodnego (Niewiarowski, 1993).



Rys. 2. Skład izotopowy tlenu i węgla w węglanach osadu dennego jeziora Biskupińskiego

Fig. 2. Isotopic composition of oxygen and carbon in carbonates of bottom sediment in lake Biskupińskie

Systematyczne wzbogacenie w izotop ^{18}O odwrotnie skorelowane z głębokością sedymentacji dla jeziora Gościąż nie jest dostatecznie wyjaśnione. Jedną z przyczyn może być zmiana składu izotopowego wody poprzez odparowanie i dłuższe zaleganie tak zmodyfikowanej wody w głębszych regionach misy jeziornej, podczas gdy szybkie odnawianie

wody w płytkich miejscach (np. zatoka Tobyłka) sprzyjało wytrącaniu tam „lżejszego” węglanu. Podobny kierunek zmian uzyskaloby się dla wyższej temperatury wytrącania w płytszych miejscach, przy czym szacunkowo dla przesunięcia o 1‰ wymagany jest wzrost temperatury o 4°C.

Okres holoceniński przynosi liczne fluktuacje w profilu $\delta^{18}\text{O}$ dla jeziora Biskupińskiego (rys.2), co ze względu na drenowanie dosyć dużego obszaru i niewielką głębokość samego jeziora jest możliwe do wytłumaczenia poprzez silny wpływ zmian lokalnych.

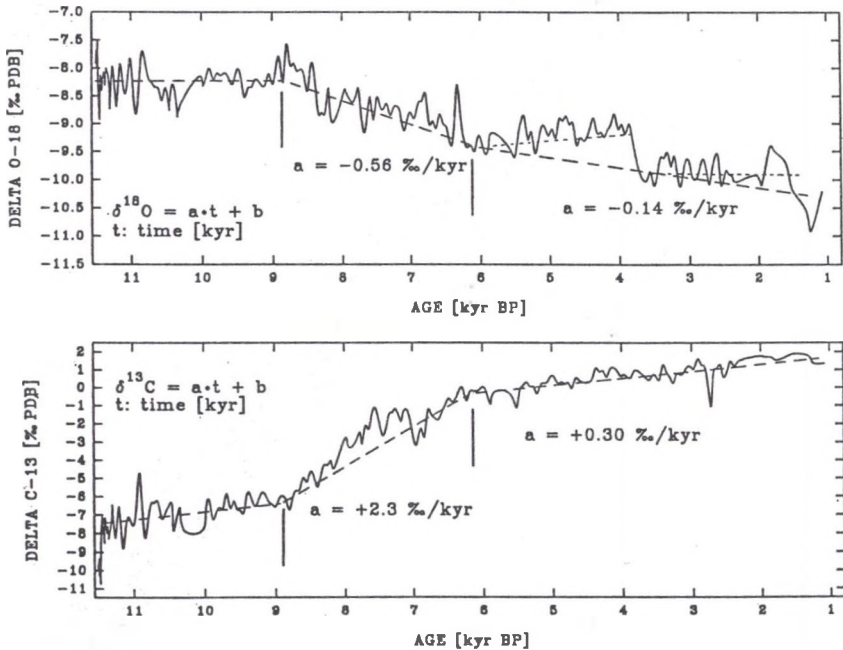
Zagadkowy natomiast jest holoceniński profil dla jeziora Gościąż z generalną tendencją spadkową i paroma charakterystycznymi załamaniami (rys.3). Pierwszy okres braku trendu (do ok. 8500 BP) można traktować jako kontynuację parametrów jeziora z okresu młodszego dryasu. Następny okres prawie liniowego spadku (8500 BP do 6000 BP), synchroniczny z gwałtownym zanikiem manganu i żelaza w sedymencie (Łącz B., Starnawska E., 1995) silnie przemawia za daleko idącą zmianą w zasilaniu jeziora (szybkość wymiany, wielkość i kierunki zasilania), przypadającą w czasie silnego uaktywnienia się Rudy jako głównego cieką drenującego (Starkel, inf. ustna). Wzrost kryształów węglanu w osadzie w warunkach temperaturowych dna wymagałby różnicy temperatury 8°C dla przesunięcia składu o 2‰.

Obserwowane „skokowe” zmiany w profilu $\delta^{18}\text{O}$ w przedziale lat 6000 BP – 2000 BP, choć zaskakują regularnością skoku, należy raczej tłumaczyć fluktuacjami poziomu wody i szybkością jej wymiany a nie zmianą pierwotnego składu izotopowego w zasilaniu czy odmiennymi parametrami wytrącania. Systematyczny wzrost $\delta^{18}\text{O}$ (6000 BP – 4000 BP) może być wynikiem bądź to wzrastającego udziału „odparowanej” wody, bądź/oraz wytrącania węglanów w przydennej strefie o niższej temperaturze (wzrost kryształów węglanu w osadzie). Skok $\delta^{18}\text{O}$ o 1‰ (4000 BP) świadczy o gwałtownej zmianie tendencji, a późniejsza stała wartość o silnej stabilizacji trwającej 2000 lat.

Obserwowany trend stałego wzrostu $\delta^{13}\text{C}$ w okresie holoceniśkim (rys.3), bardzo wyraźny dla jeziora Gościąż, a słabszy dla jeziora Strażym i jeziora Biskupińskiego, w ogólności można wiązać z wypływaniem masy jeziornej i stosunkiem masy fotosyntetycznie uruchamianego węglanu do całkowitej masy węglanu w jeziorze. Oscylacje poziomu wody i związane z tym zmiany powierzchni nakładają się na profil znacznymi, lokalnymi zaburzeniami (jeziora Strażym i Biskupińskie). Efekt wypływania zdaje się być również odpowiedzialny za prawie liniowy wzrost $\delta^{13}\text{C}$ w profilach młodszego dryasu (rys.1) z płytszych części jeziora Gościąż i jeziora Perespilno, przy głębokościach sedimentacji ok. 20 m.

Wyższe wartości $\delta^{13}\text{C}$ dla chłodnego klimatu młodszego dryasu mogą być wynikiem słabszego modyfikowania pierwotnie rozpuszczonych węglanów poprzez CO_2 pochodzenia biologicznego, w szczególności w jeziorach położonych bliżej granicy zlodowacenia vistulińskiego.

Jezioro Perespilno położone dalej na południe wykazuje istotnie tendencję odwrotną, co sugerowałoby zmianę relacji pomiędzy dekompozycją materii organicznej i asymilacją



Rys. 3. Holoceniński profil składu izotopowego tlenu i węgla ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) w rdzeniu G2/87 z centralnego głęboczka jeziora Gościąż

Fig. 3. The Holocene record of isotopic composition of oxygen and carbon ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) in the core G2/87 from the main deep of lake Gościąż

na korzyść tej poprzedniej. Okres preborealny, kończący profil ^{13}C na wartościach $+4\text{‰}$, wskazuje na bardzo silne wzbogacenie izotopowe w ^{13}C poprzez frakcjonujące usuwanie $^{12}\text{CO}_2$ ze środowiska wodnego w wyniku aktywności roślin zielonych.

Podziękowania

Prezentowane badania izotopowe w większości prowadzone były w ramach grantów KBN: 6 6252 91 01; 6 6271 91 02; 2 2393 91 02.

Literatura

Bałaga K., Goslar T., Kuc T., The Late Glacial/early Holocene climatic changes recorded in laminated sediments of Lake Perespilno – introductory study. [in:]

Ralska-Jasiewiczowa M., Goslar T., Madeyska T., Starkel L. (eds.), *Monography of Lake Gościąg. Part I*, manuscript.

Dean, W.E., Stuiver M., 1993. Stable carbon and oxygen isotope studies of the sediments of Elk Lake, Minnesota. In: Bradbury J.P., Dean W.E. (eds.), *Elk Lake, Minnesota: Evidence for Rapid Climate Change in the North-Central United States: Boulder Colorado*, Geological Society of America, Special Paper v.: 276, p. 163-180.

Gasse F., Tehet R., Durand A., Gilbert E., J.-CH. Fontes, 1990. The arid-humid transition in the Sahara and the Sahel during the last deglaciation. *Nature*, v. 346, p. 141-146.

Gasse F., Van Campo E., 1994. Abrupt post-glacial climate events in West Asia and North Africa monsoon domines. *Earth & Planet. Sci. Lett.* v.126, p. 435-456.

Goslar T., Kuc T., Ralska-Jasiewiczowa M., Róžański K., Arnold M., Bard E., van Geel B., Pazdur M.F., Szeroczyńska K., Wicik B., Więckowski K., Walanus A., 1993, High-resolution lacustrine record of the Late Glacial/Holocene transition in Central Europe, *Quaternary Science Rev.*, v.12, p. 287-294.

Goslar T., 1996, Late glacial sediments of lake Gościąg – chronological background, In: Ralska-Jasiewiczowa M., Goslar T., Madeyska T., Starkel L., (eds): *lake Gościąg, central Poland – a monographic study, part I*, *Acta Palaeobotanica suppl. no 2*, in preparation.

Kuc T., 1995, Skład izotopowy węglanów w dennych osadach jeziora Biskupińskiego, *Acata Universitatis Nicolai Copernici*, (w druku).

Kuc T., Róžański K., Duliński M., 1996, Stable isotope indicators of climatic change at pleistocene/Holocene transition recorded in the Lake Gościąg, In: Ralska-Jasiewiczowa M., Goslar T., Madeyska T., Starkel L., (eds): *lake Gościąg, central Poland – a monographic study, part I*, *Acta Palaeobotanica suppl. no 2*, in preparation.

Kuc T., Ralska-Jasiewiczowa M., Goslar T., Róžański K., Noryśkiewicz B., 1993. Evolution of climate in Central Europe during Late Glacial and Holocene: Evidence from isotope and palynological records in lacustrine sediments of polish Lakes, *Proc. of Int. Symposium on Application of Isotope Techniques in Studying Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere*, Vienna, 19 - 23 April 1993, IAEA Vienna, p. 433-443.

Łącka B., Starnawska E., 1996, Mineralogy and geochemistry, of Younger Dryas from the lake Gościąg Sediments, In: Ralska-Jasiewiczowa M., Goslar T., Madeyska T.,

Starkel L., (eds): lake Gościąż, central Poland – a monographic study, part I., *Acta Palaeobotanica* suppl. no 2., in preparation.

Niewiarowski Wł., 1993, Geneza i ewolucja rynny Żnińskiej w okresie pełnego i późnego wistulianu, *Acta Universitatis Copernici, Geografia*, v.XXV, z.85, p. 3-30.

Ralska-Jasiewiczowa M., van Geel B., Goslar T., Kuc T., 1992, The record of the Late Glacial/Holocene transition from the varved sediments of Lake Gościąż (central Poland). In: Robertson A.M., Rindberg B., Miller U. and Brunnberg L. (eds), *Quaternary Stratigraphy, Glacial Morphology and Environmental Changes*, p. 251–262, *Sveriges Geologiska Undersökning*, C81.

Róžański K. 1987, The ^{18}O and ^{13}C isotope investigations of carbonate sediments from the lake Strażym (Brodnicza Lake District), *Acta Paleobotanica*, v. 27 (1), p. 277–282.

Róžański K., Goslar T., Duliński M., Kuc T., Pazdur M.F., Walanus, A., 1992, The Late Glacial/Holocene transition in central Europe derived from isotope studies of laminated sediments from Lake Gościąż (Poland), In: Bard E., Broecker W.S.,(eds), *The Last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon Chronologies*, NATO ASI Series, v.12, p. 69–80, Springer-Verlag.

Róžański K., Wcisło D., Harmata K., Noryskiewicz B., Ralska-Jasiewiczowa M., 1988, Palynological and isotope studies on carbonate sediments from some Polish lakes – Preliminary results, in: Lang G., Schlichter C. (eds) *Lake, Mire and River Environments During the Last 15000 years*, Balkema, Rotterdam/Brookfield, p. 41–49.

Siegenthaler U., Eicher U., Oeschger H., 1984. Lakes sediments as continental $\delta^{18}\text{O}$ records from the Glacial–Post–Glacial transition. *Annals of Glaciology*, v.5, p. 149–152.

Talbot M.R.,1990, A review palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, v. 80, p. 261–279.

Whiticar M.J., Faber E., Schoell M., 1986. Biogenic methane formation in marine and freshwater environments: CO_2 reduction versus acetane fermentation – isotope evidence. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 50, p. 693–709.

Abstract

The paper presents a brief review of the isotopic investigations of carbonate fraction deposited in lakes at northern Poland (Lakes Strażym, Mikołajki), central Poland (Lakes Gościąż, Biskupińskie) and eastern Poland (Lake Perespilno). The most distinct feature, observed in all analysed profiles is the lowering of $\delta^{18}\text{O}$ marking the cold period of Younger Dryas. In laminated sediments the duration of transient periods at the onset and termination of Younger Dryas, have been estimated to several tens of years. The amplitude of $\delta^{18}\text{O}$ lowering in Younger Dryas ranges between 2‰ (Lake Gościąż) and 6‰ (Lake Perespilno) and the absolute minimum values of $\delta^{18}\text{O}$ range between -12 ‰ (Lake Gościąż) and -7.5 ‰ (Lake Perespilno). The Holocene climate cycle is well reflected in $\delta^{18}\text{O}$ records from lakes Mikołajki, Strażym and Biskupin, which show the gradual increase in the early part of Holocene, up to the maximum at the Atlantic climatic optimum. The sediments of Lake Gościąż, however, show quite different behaviour of $\delta^{18}\text{O}$. The greatest peculiarity of this record is monotonical decrease of $\delta^{18}\text{O}$ between 8500 and 6000 year BP. It is presumably caused by a strong reorganization of water supply (exchange rate, directions of inflow) during the activation of Ruda stream draining the lake. The rapid fluctuations of $\delta^{18}\text{O}$ in period 6000-2000 BP may be explained by the variations of water level.

The composition of carbon stable isotopes ($\delta^{13}\text{C}$) also reveals changes at the boundaries of Younger Dryas. In the cores from the central part of Lake Gościąż, these changes have a form of short-lasting fluctuations, while in the cores from shallower parts of the lake these changes are stepwise with rather constant higher values of $\delta^{13}\text{C}$ during Younger Dryas.

The increase of $\delta^{13}\text{C}$ in YD could result from the weakened modification of original composition of dissolved carbonates by the ^{13}C -depleted carbon dioxide of biological. An opposite change of $\delta^{13}\text{C}$ during the Younger Dryas is observed in sediments of Lake Perespilno, which suggests the increased influence of decomposing organic matter at this period.