

Wstępne badania izotopowe zmienności warunków klimatyczno-limnologicznych w okresie sedymentacji wistulianских osadów jeziornych z Jaroszoa

Mariusz O. Jędrysek*, Dariusz Krzyszkowski**, Stanisław Hałas***

Warunki klimatyczne i hydrologiczne są najważniejszym czynnikiem determinującym skład izotopowy węglanów jeziornych. Pierwotny skład izotopowy węglanów jest zachowywany w osadach jeziornych, nawet w przypadku osadów paleozoicznych [1, 21]. Dlatego badania izotopowe węgla i tlenu w węglanach z osadów jeziornych mogą stanowić istotną metodę odtwarzania warunków klimatycznych i limnologicznych, panujących podczas sedymentacji i syndymentacyjnej diagenety.

Skład izotopowy tlenu w węglanach ($\delta^{18}\text{O}$) zależy w głównej mierze od temperatury i składu izotopowego tlenu wody, z której wytrąca się węglan. Jednocześnie skład izotopowy wody zależy przede wszystkim od klimatu, wysokości nad poziom morza, oddalenia od oceanu, cyrkulacji atmosferycznej [2, 19] oraz od warunków ewaporacji i zasilania zbiornika (jego reżimu hydrologiczno-limnologicznego). Skład izotopowy węgla zależy przede wszystkim od warunków fizykochemicznych, panujących w strefie wytrącania (tworzenia się) węglanów, składu izotopowego i koncentracji rozpuszczonych form węgla organicznego i nieorganicznego, temperatury, aktywności biosfery, koncentracji i składu izotopowego CO_2 atmosferycznego, stopnia troficzności zbiornika itp. Taka różnorodność czynników, wpływających na skład izotopowy węglanów, oraz przestrzenna niejednorodność warunków sedymentacji jeziornoj komplikuje interpretację paleolimnologiczną, opartą jedynie na danych izotopowych.

Dlatego do ich interpretacji konieczne jest zgromadzenie sporej ilości informacji, otrzymanej w wyniku analizy facjalnej, palinologicznej itp.

Metody analityczne

Przedmiotem badań był kalcyt z pełnego profilu pionowego wistulianских osadów jeziornych. Dokładna jego lokalizacja, jego opis litologiczny, zarys budowy geologicznej, oznaczenia mineralogiczne (wykonane metodą dyfrakcji rentgenowskiej i przy zastosowaniu mokrej analizy chemicznej), wyniki analizy palinologicznej, zostały zawarte w oddzielnej pracy [14].

Analizę izotopową węgla i tlenu w kalcycie przeprowadzono na gazowym CO_2 za pomocą spektrometru mas MI1305, ze zmodyfikowanym układem dozującym i detekcji [10–12]. Preparowanie CO_2 polegało na 24-godzinnym rozkładzie kalcytu w 100-procentowym kwasie ortofosforowym, w próżni, w temperaturze 25°C [15]. Błąd pojedynczej preparatyki i analizy wynosił 0,2%.

Oceny kierunku wahań paleotemperaturowych dokonano na podstawie wzoru [17]:

$$1000\ln(\alpha(\text{cc-w})) = 2,78(106\text{ T}^{-2}) - 2,89,$$

gdzie: cc — kalcyt,
w — woda.

Wiarygodne i precyzyjne obliczenia wielkości zmian paleotemperatur w czasie nie było możliwe, ze względu na mnogość procesów wpływających na zmienność składu izotopowego wody i węglanów (patrz Dyskusja).

Wyniki

Oprócz próbki c47, gdzie stwierdzono około 30% syderytu, jedynym węglanem występującym w osadzie jest kalcyt [14]. Wyniki analiz izotopowych i chemicznych przedstawiono w tab. 1.

Tab. 1. Zawartość kalcytu oraz jego skład izotopowy węgla i tlenu w jeziornych osadach wistulianских (Jaroszo, Polska Pół.-Zach.)

Nazwa próbki	Odległ. od spagu (m)	Zawartość CaCO_3 (%)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (‰)
c1	0,10	<0,10	n.a.	-5,70
c7	0,55	<0,10	-2,00	-5,21
c13	0,85	1,6	-0,64	-5,21
c25	1,45	<0,10	-3,17	-7,79
c34	1,90	9,3	-1,97	-11,18
c40	2,15	13,2	-0,31	-12,36
c43	2,31	43,7	-0,12	-11,77
c47	2,55	29,6	-4,06	-10,98
c48	2,62	22,5	-4,54	-10,43
c52	2,94	59,4	-2,69	-10,09

Koncentracja kalcytu w profilu ogólnie rośnie ku górze i waha się od ok. 0,1% w dolnych partiach do ok. 59,4% w najwyższej zlokalizowanej próbce (tab. 1). Skład izotopowy węgla i tlenu w kalcycie jest przedstawiony odnośnie do wzorca międzynarodowego PDB i waha się w granicach odpowiednio od -4,54 do -0,12‰ i od -12,36 do -5,21‰. Wartości te są typowe dla węglanów jeziornych [np. 1, 5–8, 20–22, 24].

W prezentowanej pracy przedstawiono wstępne wyniki badań 10 próbek, co — zważywszy na przynajmniej dwa różne trendy rozkładu wartości — stanowi zbyt mało danych, aby dokonać wiarygodnych obliczeń statystycznych. Na ryc. 1 jest widoczny brak korelacji między koncentracją kalcytu a składem izotopowym węgla. Jednakże widać wyraźną korelację między koncentracją kalcytu i jego składem izotopowym tlenu (ryc. 3) oraz korelację dodatnią w układzie $\delta^{13}\text{C}$ a $\delta^{18}\text{O}$ dla niższej części profilu o skrajnie niskiej koncentracji węglanu (próbki c7, c13, c25) i wyraźną korelację ujemną dla próbek reprezentujących górną część profilu (próbki c34–c56). Opis wyników w układzie stratygraficznym (ryc. 4) przedstawiono poniżej, wraz z próbą jego interpretacji.

Dyskusja

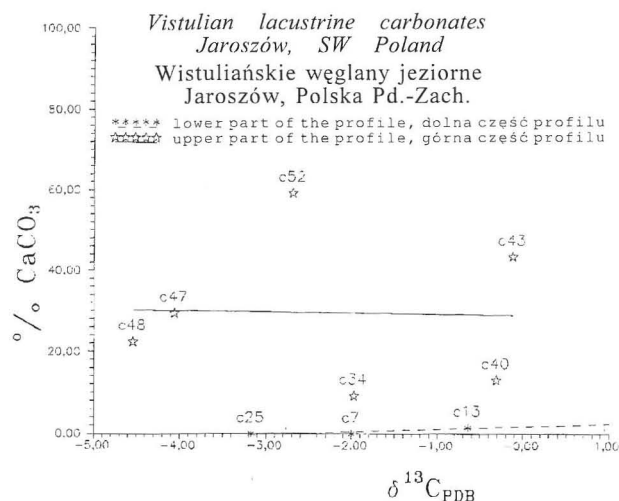
Korelacja w układzie $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$. Tendencja do korelacji w układzie $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ jest typowym zjawiskiem dla węglanów jeziornych zbiorników hydrologicznie zamknię-

*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław;

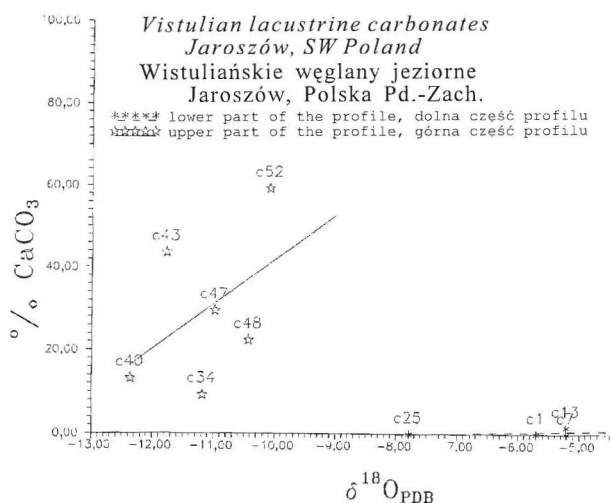
**Instytut Geograficzny, Uniwersytet Wrocławski,
Pl. Uniwersytecki 1, 51-137 Wrocław;

***Instytut Fizyki, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej,
Pl. Marii Curie-Skłodowskiej 1, 20-031 Lublin

tych, natomiast brak korelacji jest wskaźnikiem warunków hydrologicznie otwartych jezior [5–7]. Jednocześnie węglany każdego typu jezior wykazują indywidualny współczynnik nachylenia prostej najlepszego dopasowania [23].



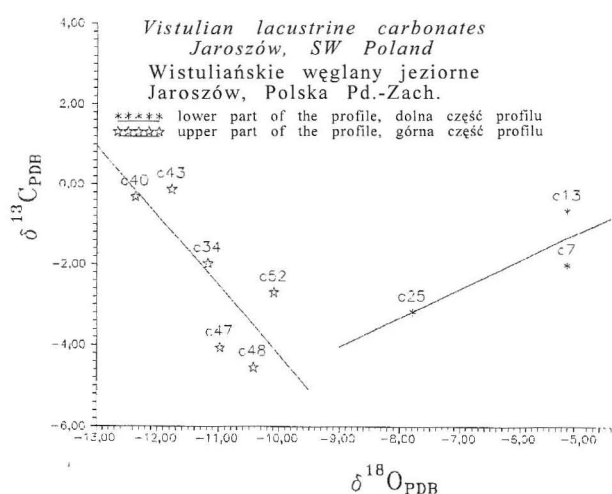
Ryc. 1. Zależność między zawartością kalcytu i jego składem izotopowym węgla w osadzie wistuliańskiego jeziora w Jarosławie



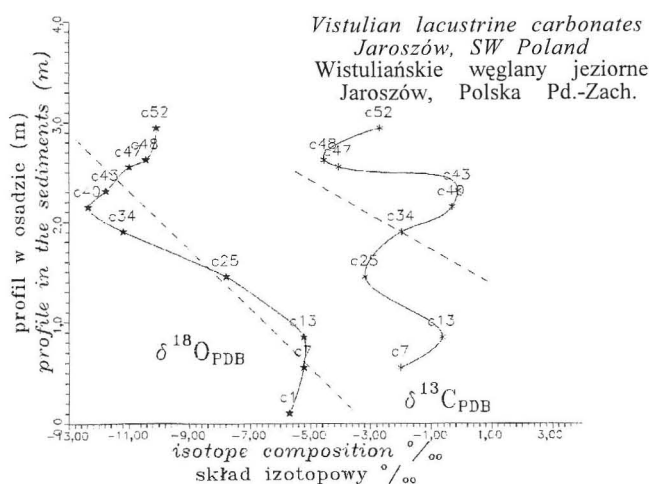
Ryc. 2. Zależność między zawartością kalcytu i jego składem izotopowym tlenu w osadzie wistuliańskiego jeziora w Jarosławie

Istotnym czynnikiem, wpływającym na współczynnik nachylenia prostej korelacji $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ węglanów jeziornych, jest bilans mas wielkości opadów i parowania, które znowu zależą głównie od klimatu (w tym od temperatury, wysokości nad poziom morza, cyrkulacji mas powietrza kontynentalnego lub morskiego [2, 19]), stosunku powierzchni do głębokości jeziora, czasu retencji oraz reżimu hydrologicznego. Węglany wytrącające się w okresie wysokiego poziomu wód będą przesuwali się w kierunku wartości ujemnych $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ i odwrotnie [23].

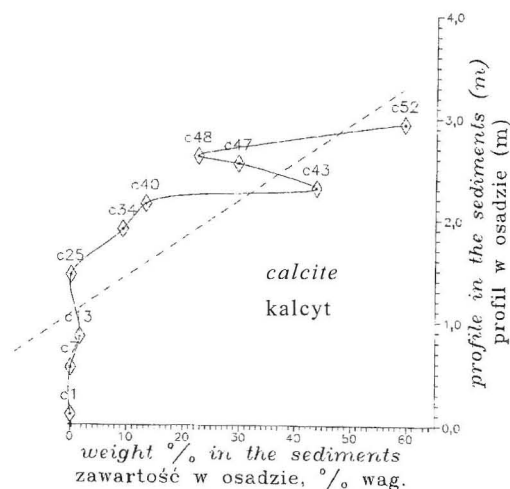
Zjawiskiem nie odnotowanym dotychczas w literaturze jest ujemna korelacja w układzie $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ kalcytu, jaką zaobserwowano w badanych osadach. Jest to prawdopodobnie związane z wyraźną zmianą warunków klimatyczno-limnologicznych w okresie od momentu powstania do zaniknięcia jeziora. Paleozbiornik ten stanowił prawdopodobnie płytkie i niewielkie jezioro peryglacjalne [14]. Jednakże uzyskane wartości $\delta^{18}\text{O}_{\text{cc}}$ są typowe dla zbiorników otwartych klimatu umiarkowanego. Dowodzi to, że czas retencji wody w zbiorniku musiał być stunkowo długi. Intensywna ewaporacja doprowadziła do silnego wzbogacenia wody jeziornej w ciężkie izotopy tlenu. Zatem, zważywszy na bardzo chłodny klimat [14], można wstępnie założyć, że jezioro to było zbiornikiem zamkniętym, być może nawet bezodpływowym.



Ryc. 3. Zależność między składem izotopowym węgla i tlenu w kalcytach z osadu wistuliańskiego jeziora w Jarosławie



Ryc. 4. Zmienność zawartości kalcytu i jego składu izotopowego węgla i tlenu w profilu stratygraficznym osadów wistuliańskiego jeziora w Jarosławie



Profile koncentracji kalcytu i składu izotopowego węgla. Zmienność składu izotopowego węgla nie jest skorelowana w profilu pionowym z wahaniami zawartości kalcytu. Prawdopodobnie każdy z tych parametrów jest zależny od różnych zespołów czynników.

Dolną część profilu (próbki c1–c25) reprezentuje osad słabo wysortowany, pozbawiony materii organicznej oraz prawie bezwęglanowy. Kolejno, najpierw niewielki wzrost koncentracji kalcytu w dolnej części profilu (c13) oraz jego spadek (c25) koreluje ze wzrostem i odpowiednio obniżeniem wartości $\delta^{13}\text{C}$ (ryc. 4). Ekstremalnie niska koncentracja kalcytu w dolnej części profilu (próbki c1–c25), z wczesnego etapu rozwoju zbiornika, mogła wynikać z niskiej koncentracji węglanu wapnia w wodzie, a to znowu ze stosunkowo niskiej produkcji CO_2 , związanej z brakiem materii organicznej w osadzie i oligotroficznymi warunkami zbliżonymi do tych panujących w jeziorach górskich.

W wyższej części profilu (c34–c43) jest obserwowany wyraźny wzrost koncentracji kalcytu oraz skorelowany z tym wzrost wartości $\delta^{13}\text{C}$. Ze względu na peryglacialne warunki, jako przyczynę wahań $\delta^{13}\text{C}$, możemy wykluczyć zmienny udział roślinności cyklu węgla C-4, typowego dla klimatu tropikalnego. Jednakże wzmożone wytrącanie węglanów prowadzi do względnego zubożenia pozostałego DIC (rozpuszczony węgiel nieorganiczny, ang. *dissolved inorganic carbon*) w ciężki izotop węgla ^{13}C . Kinetyczne efekty izotopowe zachodzące podczas procesów metabolicznych mogą doprowadzić do wzbogacenia DIC w ^{13}C nawet o ok. 25%, ponieważ w procesach fizjologicznych rośliny preferują lekkie izotopy węgla do tworzenia swej tkanki [3, 13]. Jednakże wody grunowe i rzeczne, pochodzące z obszarów o intensywnej wegetacji, wykazują obniżone wartości $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$, co wiąże się z intensywnym utlenianiem izotopowo lekkiej materii organicznej. Podobnie węglany powstałe w wyniku utleniania metanu są izotopowo silnie zubożone w ^{13}C w stosunku do węglanów powstałych w równowadze izotopowej z dwutlenkiem węgla, pochodzącym z utleniania materii organicznej, fotosyntezy, atmosfery itp. Obfity dopływ wód o wysokiej koncentracji tlenu ogranicza metanogenezę w osadzie, co może spowodować tworzenie się węglanów o wyższej wartości $\delta^{13}\text{C}$. Podobnie, intensywna produkcja materii organicznej w jeziorach o długim czasie retencji może spowodować istotne przesunięcie $\delta^{13}\text{C}$ w kierunku wyższych wartości [16, 25]. Dlatego można sądzić, że wyraźne przesunięcie w kierunku wyższych wartości $\delta^{13}\text{C}$ (próbki c25–c43) mogło być spowodowane hydrologicznym otwieraniem się zbiornika, jego natlenieniem i ograniczeniem metanogenezы. Spowodowało również intensywniejsze wytrącenie się węglanów. Odwrotnie, przesunięcie $\delta^{13}\text{C}$ w stronę niższych wartości (próbki c47 i c48) mogło być spowodowane ociepleniem klimatu, wzrostem intensywności metanogenezы w osadzie oraz ewentualnie hydrologicznym zamykaniem się zbiornika. Próbką c52 została pobrana w stropie warstwy osadów limnicznych i reprezentuje warunki zaniku zbiornika. Koncentracja kalcytu wzrasta tu do blisko 60%, co pozwala zaklasyfikować ten osad jako gytie węglanową i sądzić, że zbiornik ten uległ zanikowi w wyniku ocieplenia, osuszenia klimatu lub też jego całkowitej izolacji hydrologicznej.

Profile koncentracji kalcytu i składu izotopowego tlenu. W przypadku profilu $\delta^{18}\text{O}$ możemy mówić o zaznaczeniu się trzech rodzajów warunków sedymentacji. Jak wspomniano wcześniej, charakter osadu w dolnej części profilu, pochodzący z początkowego etapu rozwoju zbiornika, wskazuje na warunki niespokojnej sedymentacji, zbli-

żonej do warunków górskich lub nawet rzecznych. W nadległych warstwach, tj. w środkowej i górnej części, sedymentacja wydaje się być spokojniejsza [14]. Wczesnemu etapowi sedymentacji odpowiada śladowa koncentracja kalcytu i mało zmienne wartości $\delta^{18}\text{O}$ (ryc. 4). Szczególnie wyraźnie różnica warunków sedymentacji dolnej w stosunku do środkowej i górnej części profilu (nazywanych dla uproszczenia dalej górną częścią profilu) zaznacza się także w przeciwnych trendach korelacji w układzie $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ (ryc. 3). Dowodzi to, że warunki wytrącania węglanów uległy dramatycznej zmianie po sedymentacji warstwy reprezentowanej przez próbkę c25 (ryc. 4). Jednocześnie, z uwagi na fakt istnienia korelacji, można przypuścić, że w obu przypadkach te same lub przynajmniej współzależne czynniki były odpowiedzialne za czasowe zmiany w ilości tworzących się węglanów, jak i za ich skład izotopowy tlenu.

Na podstawie dotychczasowych rozważań, można wysunąć przypuszczenie, że zbiornik wistuliański z Jaroszowa w toku swojej ewolucji stawał się zbiornikiem coraz bardziej hydrologicznie zamkniętym, przynajmniej do czasu sedymentacji warstwy reprezentowanej przez próbkę c40 lub c43. Jednakże musiałoby temu towarzyszyć silne ochłodzenie klimatu, które w przeciwieństwie do zwiększonej ewaporacji związanej z hydrologicznym zamykaniem się zbiornika powoduje silne przesunięcie $\delta^{18}\text{O}$ w kierunku wartości ujemnych. Podobnie, zasilanie wodami gruntowymi może być przyczyną niższych wartości $\delta^{18}\text{O}$, bowiem nie podlegają one ewaporacyjnemu wzbogaceniu w izotop ^{18}O , jak to się dzieje w przypadku rzek. Za silnym ochładzaniem, z minimum temperaturowym, reprezentowanym przez próbkę c40, przemawiają także analizy pyłkowe, wskazujące na prawie całkowity zanik roślinności w okresie sedymentacji, reprezentowanym dokładnie przez tę próbkę [Kuszell — inf. ustna, 14]. Tak silne obniżenie temperatury powinno spowodować silniejsze niż obserwowane obniżenie wartości $\delta^{18}\text{O}$ [2]. Może to oznaczać, że hydrologiczne zamykanie się zbiornika oraz ewentualne jego spływanie, wraz z proporcjonalnym do obniżania się temperatury wzrostem współczynnika α (cc-w), znacznie złagodziło obniżanie się wartości $\delta^{18}\text{O}$ wywołanej ochładzaniem klimatu. Należy sądzić, że próbka c40, w której materia organiczna została wydatowana metodą C-14 na ok. 19 250 lat BP [A. Pazdur — inf. ustna, 14] reprezentuje pesimum klimatyczne wistulianu.

Kontynuując przedstawiony tok rozumowania, wzrost $\delta^{18}\text{O}$ w najwyższej części profilu, reprezentowany przez próbki c40–c52, może odpowiadać kontynuacji zamykania się zbiornika i przede wszystkim wzrostowi temperatury. Następuje tu jednak nie spotykane w innych częściach profilu obniżenie $\delta^{18}\text{O}$ i jednocześnie zwiększenie zawartości kalcytu (próbka c43). Następnie, wyżej jest obserwowany powrót do trendu antykorelacji (próbki c47 i c48), a jeszcze wyżej — znowu do trendu korelacji dodatniej (próbka c52). Widać z tego, że próbki c43 i c52 stanowią wyjątek wśród pozostałych. Faktycznie, próbka c43 zawiera pirit (kilka %) i blisko 30% syderytu, a próbka c52 zawiera gips (kilka %) [Choma-Moryl — inf. ustna, 14]. Ponieważ reakcję z kwasem ortofosforowym podczas preparatyki izotopowej przeprowadzano na całej próbce, a nie na separacie kalcytowym, można przypuścić, że trudne do wyjaśnienia wahnięcie w trendach korelacji są związane z błędem analitycznym, wywołanym zanieczyszczeniem CO_2 przez H_2S , wydzielonym z częściowego rozkładu piryty i gipsu przez H_3PO_4 . Obecność syderytu nie mogła zafałszować wyniku analizy izotopowej, bowiem w temperaturze 25°C nie reaguje on z kwa-

sem ortofosforowym [18]. Jednakże jego obecność mogła spowodować przesunięcie $\delta^{18}\text{O}_{\text{cc}}$ o kilka promili (jeśli nie o ułamek promila) w kierunku ujemnym (w warunkach równowagi izotopowej syderyt jest izotopowo cięższy niż kalcyt) [13, 18]. Jednocześnie, jeśli wykluczyć późnodiagenetyczne pochodzenie syderytu, jego obecność może sugerować dramatyczną zmianę warunków sedymentacji i synezymentacyjnej diagenety (obniżenie Eh i pH ?), która to zmiana mogła jednak nie mieć żadnego związku z ocieplaniem się klimatu, czy też z hydrologicznym zamykaniem się zbiornika.

Ponadto obecność syderytu mogła również zafałszować wynik datowania C-14. Mianowicie datowanie C-14 nie analizowanej tu próbki c45 (występującej w profilu między analizowanymi próbkami c43 i c47) dało wynik 30 200 (A. Pazdur — inf. ustna). Może to sugerować redepozycję osadu starszego lub błąd analityczny, związany z obecnością, także w próbce c45, syderytu trudnego do chemicznego usunięcia podczas preparatyki izotopowej, przygotowującej próbkę do datowania.

Wysoka wartość $\delta^{18}\text{O}$, obecność gipsu i najwyższa zawartość kalcytu w próbce c52 sugeruje intensywne parowanie zbiornika, które mogło być związane nie tylko z ociepleniem, ale także z ograniczonym zasilaniem i spływaniem zbiornika. Taka interpretacja jest zgodna z próbą wytłumaczenia pozytywnej korelacji między $\delta^{13}\text{C}$ i koncentracją kalcytu w próbce c52 oraz faktem zaniku sedymentacji jeziornej po osadzeniu się warstwy reprezentowanej przez próbkę c52. Ponadto analiza palinologiczna wykazała wkraczanie lasów w tym okresie, co wskazuje na stopniowe podnoszenie się temperatury w przedziale czasu, reprezentowanym przez fragment profilu, ograniczony od dołu przez próbkę c40, a od góry przez próbkę c52 [Kuszell i Malkiewicz — inf. ustna, 14]. Wyklucza to jednocześnie związek zaniku jeziora z obniżeniem ilości opadów.

Wnioski

W ewolucji peryglacialnego wistulianśkiego jeziora z Jaroszoza można wyróżnić trzy etapy. Etap pierwszy (warstwa o miąższości do 1 m) reprezentuje sedymentację oligotroficznego jeziora górskiego. Następnemu etapowi rozwoju towarzyszy hydrologiczne zamykanie zbiornika, jego stopniowe spływanie, niewielki stopień eutrofizacji na początku tego etapu, a potem wzrost warunków utleniających. Etap ten jest związany z silnym ochłodzeniem z pesimum klimatycznym wistulianu, wydatowanym na 19 250 lat BP i zaznaczonym w warstwie znajdującej się ok. 2,1 m powyżej spągu sekwencji jeziornej. Towarzyszy mu wzrost warunków utleniających w jeziorze. Etap trzeci — to wyraźne ocieplenie klimatu, eutrofizacja zbiornika i jego stopniowy zanik. Ostatni etap sedymentacji pozostawia swój ślad w formie gytii kalcytowej, z niewielkim udziałem gipsu i materii organicznej, leżącej ok. 3 m powyżej spągu.

Praca była finansowana przez KBN w ramach realizacji projektu 0370/P2/92/03, działalności statutowej Inst. Fizyki UMCS, Inst. Geogr. U.Wr. 2024/W/IG/94 oraz ING U.Wr. 2022/W/ING/94-9.

Literatura

- ABELL P.I., AWRAMIK S.M., OSBORNE R.H., TOMELINI S., 1982 — *Sedim. Geol.*, 32: 1–26.
- DANSGAARD W., 1964 — *Tellus*, 16: 436–468.
- DEGENS E.T., 1969 — *Organic Geochemistry, Methods and Results*, Eds.: G. Elington, M.T.J. Murphy. Springer Verlag: 304–329.
- DONOVAN R.N., 1975 — *J. Geol. Soc. London*, 131: 489–510.
- EICHER U., SCHIEGENTHALER U., 1976 — *Boreas*, 5: 109–117.
- FRITZ P., 1981 — *IAEA Techn. Rep.*, 210: 177–201.
- FRITZ P., ANDERSON T.W., LEWIS C.F.M., 1975 — *Science*, 19: 267–269.
- GASSE F., FONTES J.C., 1989 — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 69: 67–102.
- GASSE F., FONTES J.C., PLAZIAT J.C., CARBONEL P., KACZMARSKA I. DE DECKKER P., SOULE-MARSCHE I., CALLOT Y. and dupeuble P., 1987 — *Ibidem*, 60, 1–46.
- HALAS S., 1979 — *J. Phys. E.: Sci. Instrum.*, 12: 418–420.
- HALAS S., SIKORA J., 1987 — *Ibidem*, 20: 662–64.
- HALAS S., SKORZYŃSKI Z., 1980 — *Ibidem*, 13: 346–349.
- JĘDRYSEK M.O. (Ed.), 1990 — *Coursebook on Isotope Geology*. University of Wrocław, Comm. Mineral. Sci.: 19–41.
- KRZYSZKOWSKI D., CHOMA-MORYL K., KUSZELL T., MALKIEWICZ M., PAZDUR A., 1995 — *Prz. Geol.*, 43: 141–146.
- MC CREA J.M. 1950 — *J. Chem. Phys.*, 18: 849–857.
- MCKENZIE J.A., 1985 — *Chemical Processes in Lakes*. Ed. W. Stumm: 99–118.
- O'NEIL J.R., CLAYTON R.N., MAYEDA T.K., 1969 — *J. Chem. Phys.*, 51: 5547–5558.
- ROSENBAUM J., SHEPPARD S.M.F., 1986 — *Geochim., Cosmochim. Acta*, 50: 1147–1150.
- RÓŻAŃSKI K. ARAGUAS-ARAGUAS L., GONFIANTINI R., 1993 — *Climate change in Continental Isotopic Records*, *Geophys. Monogr.* 78: 1–35.
- SIEGENTHALER U., EICHER U., 1986 — *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, Ed. B.E. Berglund, Wiley, Chichester: 407–422.
- SPENCER R.J., BAEDECKER M.J., EUGSTER H.P., FORRESTER R.M., GOLDBAHER M.B., JONES B.F., KELTS K., MC KENZIE J., MADSEN D.B., RETTING S.L., RUBIN M., BOWSER C.J., 1984 — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 321–334.
- STILLER M., and KAUFMAN A., 1985 — *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 21: 79–87.
- TALBOT M.R., 1990 — *Chemical Geology, Isotope Geoscience Section*, 80: 261–279.
- TURNER J.V., FRITZ P., KARROW P.F. and WARNER B.G., 1983 — *Can. J. Earth Sci.*, 20: 599–615.

Summary

Calcite concentration, and carbon and oxygen isotope analysis have been carried out in ten samples of sediments from Vistulian lake 3 m thick sequence from Jarosław (SW Poland). Two covariance trends, the positive and the negative for the lower and upper part of the sequence, respectively, suggest dramatic change of sedimentary conditions after sedimentation of the first meter of the sequence. Despite subsequent hydrological closing of the lake, the over -7‰ shift of the $\delta^{18}\text{O}$ value proves significant cooling of the climate and corresponding increase in Eh value in the sediments. The sediments of the layer ca 2.1 m over the floor of the sequence represent the Vistulian climatic pesimum that were dated due C-14 method on 19.250 yr. BP. The third event of the evolution of the lake corresponds to substantial increase in temperature, slight eutrophication, extensive evaporation and the final extinction of the lake. The gyttja with several percent of gypsum represents the final stage of the lake sedimentation.