

LESZEK STARKEL

*Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN  
Św. Jana 22, 31-018 Kraków  
E-mail: starkel@zg.pan.krakow.pl*

## GLOBALNE OCIEPLENIE I ZMIANY TOWARZYSZĄCE – ANALOGI Z PRZESZŁOŚCI

### CECHY GLOBALNEGO OCIEPLENIA – ZASADY POSZUKIWANIA ANALOGÓW

Śledząc zmiany współcześnie zachodzące umyka nam często perspektywa czasu. Jesteśmy skłonni albo rysować katastroficzne scenariusze, albo odnosić się lekceważąco do obserwowanych zmian traktując je jako krótkotrwałe oscylacje o rytmie dziesięcioleci lub nagłośnie lokalne zdarzenia. Dlatego warto odwołać się do przeszłości, nawet tej odległej (geologicznej), poszukując analogów o podobnych lub odmiennych przyczynach, mechanizmach, a także skutkach. Na problem ten zwracałem uwagę na łamach KOSMOSU przed piętnastu laty w zeszycie poświęconym globalnym zmianom klimatu (STARKEL 1993). Od tego czasu badania w skali światowej, ale też i krajowej, posunęły się daleko naprzód, a równocześnie zmiany klimatyczne nabrały przyspieszenia i wyrazistości (IPCC 2007, KUNDZEWICZ 2008).

Współczesne globalne ocieplenie charakteryzują równoległe występujące dwie grupy zjawisk.

1. Szybko postępujący globalny wzrost średniej temperatury powietrza, wywołujący ukierunkowane zmiany w hydrosferze, kriosferze, litosferze (w tym w rzeźbie i glebach) i biosferze.

2. Wzrost częstotliwości ekstremalnych zdarzeń hydrometeorologicznych i częstego ich zgrupowania w krótkich odcinkach czasowych (kilku-kilkunastu zdarzeń). To ostatnie zjawisko określane mianem clusteringu może prowadzić do nieodwracalnych zmian w geoekosystemach w skali lokalnej i regionalnej (STARKEL 2002a).

Należy mieć świadomość, że te dwa kierunki zmian nakładają się na postępujące od kilku tysięcy, a ze szczególną intensywnością w ostatnich stuleciach, zmiany w wymianie energii i obiegu materii wywołane gospodarczą działalnością człowieka (OBREBSKA-STARKEL, STARKEL 1991, STARKEL 2006). Obejmują one trzy podstawowe kierunki.

1. Przyspieszenie w obiegu materii związane jest z wylesieniem, uprawą roli, nadmiernym wypasem, eksploatacją surowców mineralnych itp., prowadzącymi do gwałtownych powodzi, erozji gleb, degradacji szaty roślinnej, a w efekcie do pustynnienia.

2. Wprowadzenie do obiegu nowych energii, substancji mineralnych, a nawet nieprzyswajalnych związków chemicznych, które łącznie zaburzają bilanse energetyczne i równowagę przez wzrost udziału substancji, które nie biorą udziału w biochemicznych cyklach obiegu, a nawet działają zabójczo na funkcjonowanie ekosystemów.

3. Gospodarka przestrzenna, prowadząca do zaburzenia naturalnego obiegu materii poprzez rozbicie zwartości i łączności systemów stokowych i dolinnych, polegające na sterasowaniu stoków, przegradzaniu dolin rzecznych zaporami ze zbiornikami wodnymi, szlakami komunikacyjnymi, wreszcie zwartym budownictwem hamującym nawet przepływ powietrza. Zaburzenia te przesuwają się obecnie swym zasięgiem ze skal lokalnych na globalny obieg wody i substancji mineralnych między lądami i oceanami zagrażając np. rozwojowi delt, raf koralowych, przesuwać granice pustyń i stepów.

Wymienione trzy kierunki przemian postępują dziś w warunkach wzrostu ludności świata, narastających kontrastów w gęstości zaludnienia i poziomie życia, zazwyczaj odwrotnie proporcjonalnych do zasobów środowiska naturalnego regionów. Jesteśmy świadkami rosnącej presji na środowisko poprzez przyspieszenie obiegu materii, eksploatację nowych źródeł energii i substancji oraz ekstensywne wykorzystanie przestrzeni.

W poszukiwaniu analogów globalnego wzrostu średniej temperatury, a także wzrostu częstotliwości zdarzeń ekstremalnych w przeszłości geologicznej musimy liczyć się z ich dwoma wyraźnymi odmianami lub odchyleniami. Mogą to być zjawiska, czy kierunki zmian nie obarczone „skażeniem antropogenicznym”, szczególnie przyspieszonej wymiany energii i obiegu materii, pochodzące z epok starszych. Ale już od neolitu mogą to być zjawiska równoległe z narastającą ingerencją człowieka. Im młodsze czasowo, tym trudniej z zapisu w osadach i śladach działalności ludzkiej oddzielić wpływ czynnika klimatycznego.

Drugą trudnością w poszukiwaniu analogów z przeszłości jest znalezienie przykładów o podobnej skali czasowej zmian. Przed dwudziestu laty poszukując przykładów wzrostu temperatury brano pod uwagę szczególnie 3 okresy wyraźnych ociepleń (BUDYKO i IZRAEL 1987, GLEICK 1989, VELICHKO i współaut. 1993):

1. tzw. holocenijskie optimum klimatyczne (7–6 ka BP), gdy średnia temperatura globalna była o około 1°C wyższa niż obecnie;

2. interglacjalne (eemskie) optimum klimatyczne (125–120 ka BP), gdy średnia temperatura umiarkowanych szerokości była około 2°C wyższa (FRENZEL i współaut. 1992);

3. okres górnego pliocenu (3–2 miliony lat BP), gdy średnia temperatura globalna była do 4°C wyższa (ZUBAKOV i BORZENKOVA 1988).

Po bliższej analizie okazuje się, że tzw. nagle ocieplenia w pliocenie i czwartorzędzie przebiegały w skali tysięcy lat, a nawet dłuższych, i nie mogą być brane pod uwagę do porównań, gdyż nie dostarczają dowodów na rejestrację zjawisk w skalach krótszych, lat czy dziesięcioleci. Potrzebna jest dokumentacja zmian zapisanych co najmniej w skali radiowęglowej (o rozdzielczości rzędu dziesięcioleci), a jeszcze lepiej w skali rocznej. Dlatego najlepszymi obiektami badań są rdzenie lodowe, nacieki węglanowe, osady jeziorne rocznie laminowane, czy też słoje drzew (DANSGAARD i współaut. 1989, GOSLAR 1996, KRAPIEC 1998). Dlatego czas dostępny do poszukiwań zapisu zmian termicznych i innych podobnych do współczesnych zawęża się do górnego czwartorzędu, a szczególnie holocenu wraz ze schyłkiem ostatniego piętra zimnego.

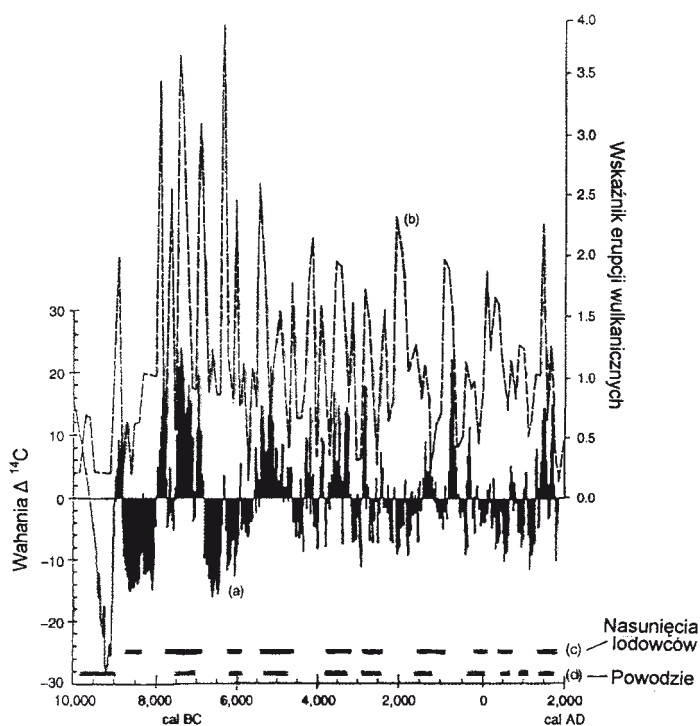
#### GWAŁTOWNE WZROSTY TEMPERATURY

Wyraźny rytm wahań temperatury w skali stuleci i dekad wiąże się ze zmianami promieniowania słonecznego, za którego niemal zwierciadlane odbicie przyjmowane są wahania  $^{14}\text{C}$  w profilach osadów węglanowych i organicznych.

W czasie 11,5 tysiąca lat trwania holocenu wzrosty  $^{14}\text{C}$ , rejestrujące ochłodzenia, powtarzały się nieregularnie w odstępach najczęściej 1–1,5 tysiąca lat, przegradzane okresami cieplejszymi (Ryc. 1). Natomiast gwałtowne ocieplenie zostało zarejestrowane u progu holocenu, rozpoznane szczegółowo w kilku profilach rocznie laminowanych osadów jeziornych. Jednym z najlepiej i najwcześniej poznanych stanowisk jest jezioro Gościąż w Kotlinie Płockiej, na którym zostały przeprowadzone szczegółowe badania chronostratygraficzne, a równocześnie izotopów stabilnych, chemiczne, mineralogicz-

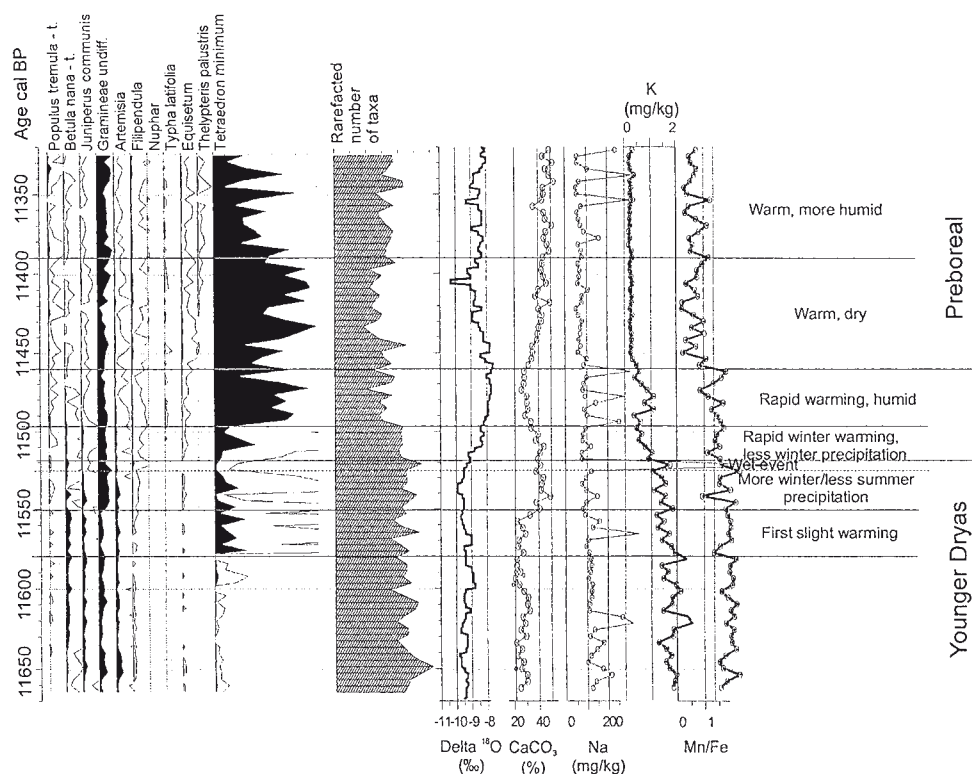
ne, paleobotaniczne, paleozoologiczne i in., najpierw przeważnie z rozdzielczością co 50 lat (RÓŻAŃSKI i współaut. 1992, GOSLAR 1996, RALSKA-JASIEWICZOWA i współaut. 1998), a potem z rozdzielczością 3–4 lat (RALSKA-JASIEWICZOWA i współaut. 2003). W profilu tym stwierdzono skokową zmianę  $\delta^{18}\text{O}$  z -10‰ na -8‰ w ciągu ok. 60. lat, co odpowiadałoby w przybliżeniu wzrostowi średniej temperatury roku o 4–5°C. Podobną skokową zmianę w czasie około 50 lat stwierdzono w rdzeniach lodowych Grenlandii (DANSGAARD i współaut. 1989). Autorzy pracy z 2003 r. przeprowadzili bardzo wnikliwą analizę zmian różnych wskaźników i dokonali oryginalnej rekonstrukcji zmian klimatu (Ryc. 2).

U schyłku Młodsze Dryasu autorzy wydzielili trzy fazy: pierwszego ocieplenia (11580–11550 lat cal. BP) z pojawieniem się alg, fazę wzrostu opadów zimowych i ekspan-



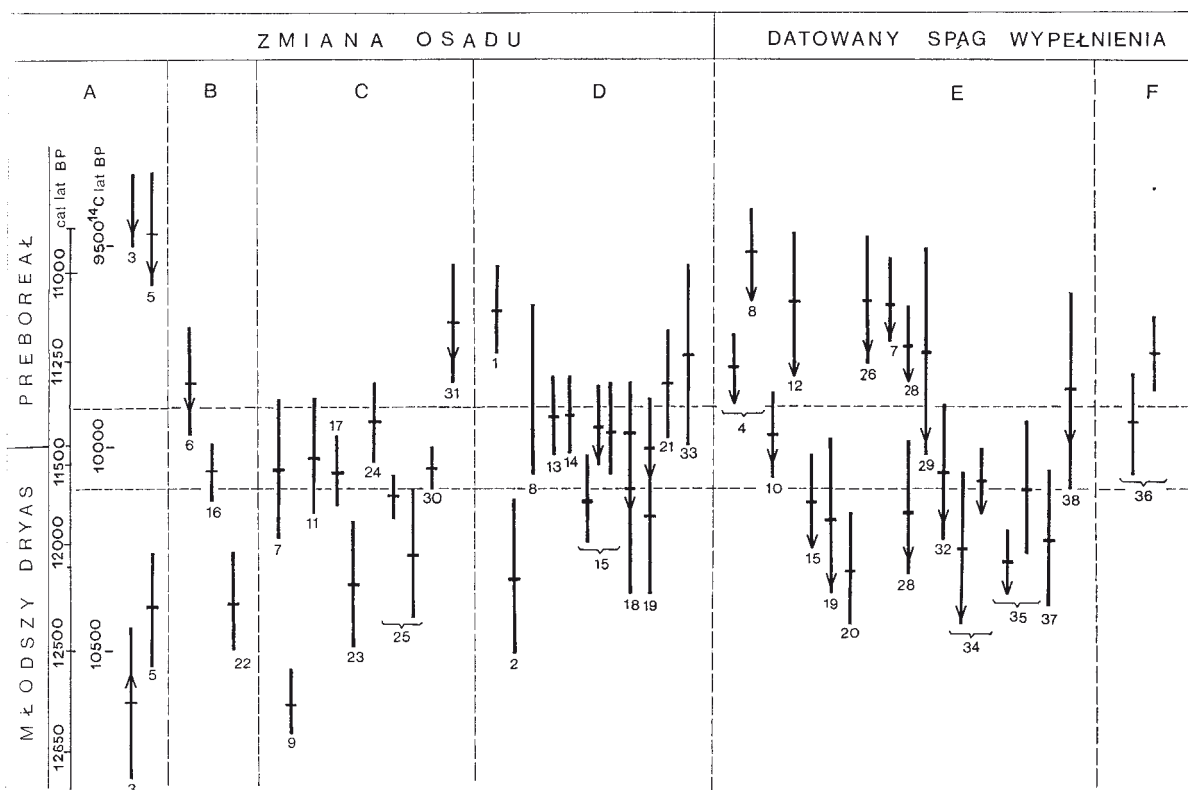
Ryc. 1. Wahania  $\Delta^{14}\text{C}$  odbijające zmiany promieniowania słonecznego (STUIVER i BRAZIUNAS 1993) i aktywność wulkaniczna (BRYSON 1998) warunkujące zmiany klimatu.

Dla porównania podano fazy nasunięć lodowców aplejskich (c) i fazy powodzi (d).



Ryc. 2. Syntetyczny diagram elementów paleobotanicznych i cech fizyko-chemicznych w osadach jeziora Gościąg z okresu pogranicza Młodszego Dryasu i okresu preborealnego (wg RALSKIEJ-JASIEWICZOWEJ i współaut. 2003).

Okres przejściowy przypada wg autorów na lata 11520-11460 BP. Wg krzywej tlenowej największy wzrost temperatury nastąpił między 11534 a 11490 BP.



Ryc. 3. Zmiany osadów i przerzuty koryt rzecznych na obszarze Polski związane z gwałtowną zmianą klimatu na progu holocenu datowane metodą  $^{14}\text{C}$  (STARKEL 2001, 2002b).

Gruba linia – wiek próbek, strzałka – zmiana jest młodsza lub starsza od daty, A-F próby pochodzące z różnych facji osadów i typów paleokoryt.

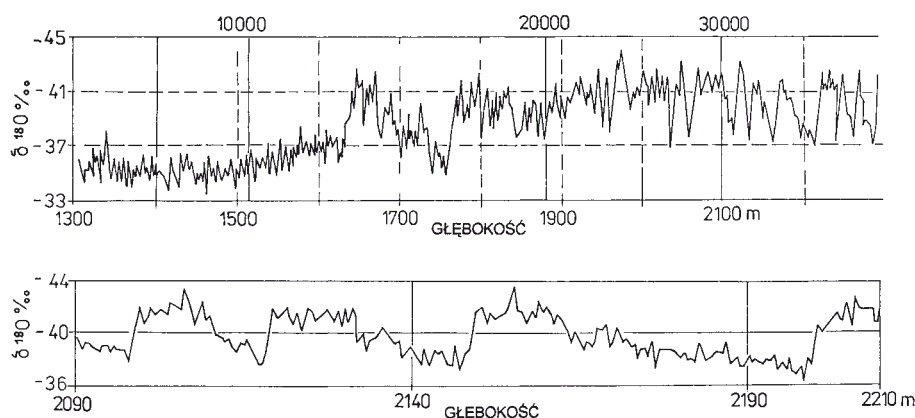
sji traw (11550–11525 BP) i krótki epizod wilgotny (ok. 5-letni). Po nim nastąpiła 60-letnia faza gwałtownego ocieplania, w pierwszej fazie wzrostu temperatur zimy (11520–11500 BP), a potem lata (11500–11460 BP). Towarzyszył temu zanik roślinności tundrowej, ekspansja alg, pojawienie się *Typha latifolia*, a równocześnie gwałtowny spadek liczby gatunków i powolny spadek  $\text{CaCO}_3$ . Okres preborealny (od 11460 cal BP) rozpoczęła faza suchsza.

Zatem ocieplenie klimatu i zmiana ekosystemów miało złożony charakter. Charakterystyka ta wymaga moim zdaniem uzupełnień i korekt.

Z syntetycznego diagramu wynika, że wyraźny wzrost temperatury (wg  $\delta^{18}\text{O}$ ) miał miejsce już nieco wcześniej między 11534 a 11490 BP, z tym, że główny gwałtowny wzrost temperatury o blisko  $2^\circ\text{C}$  nastąpił w ciągu zaledwie kilku lat, ok. 11515–11508 BP. Od tego poziomu zaczął się po kulminacji powolny spadek  $\text{CaCO}_3$ . Wahania krzywych pyłku sosny i brzozy (wymienne), skokowe

zmiany w rozwoju alg, w zawartości sodu i potasu przy krzywej  $^{18}\text{O}$  w okresie 11500–11460 BP wskazują, że w tym późniejszym okresie stabilnym (który zaliczałbym już do preboreału) mamy zapewne odbicie rocznych wahań termiki i opadów, ale ich rzeczywistego przebiegu nie można uchwycić przy 2–4 letniej rozdzielczości prób.

Rekonstrukcja zmian klimatycznych u progu holocenu w oparciu o profil z Gościąza poucza, jak szybko postępowało ocieplenie, jak krótko ono trwało, a równocześnie jak szybko reagowały na nie jeziora i otoczenie. Należy pamiętać, że przyczyną zarówno nagłego ochłodzenia u progu Młodszego Dryasu, jak i omawianego tu nagłego ocieplenia u progu holocenu były nagłe przerzuty wód roztopowych na przedpolu lądolodu laurentyjskiego, które zmieniały cyrkulację wód oceanicznych w północnej części Atlantyku, a pośrednio wpływały na cyrkulację atmosferyczną całej półkuli północnej (BROECKER i in. 1988, TELLER 1995).



Ryc. 4. Wahania  $\Delta^{18}\text{O}$  w rdzeniu lodowym z Grenlandii w okresie około 8–40 tysięcy lat BP (wg DANSGAARDA i OESCHTGERA 1988).

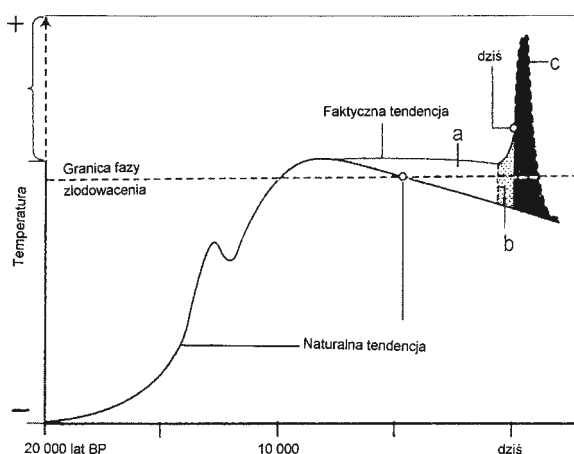
Obok wyraźnego załamania u progu holocenu widoczne wcześniejsze u progu późnego glaciału i szereg podobnych między 27 a 40 tysięcy lat BP (okres około 30 do 35 tysięcy lat BP powiększony poniżej).

Równocześnie, zmiany zespołów roślinnych zarejestrowane w diagramach pyłkowych następowały na ogół znacznie wolniej, co wiązało się z pokonywaniem odległości z dalekich ostoi położonych na południu (RALSKA-JASIEWICZOWA i współaut. 2004). Zmiany w reżimie hydrologicznym rzek, zapisane w parametrach koryt, postępowały znacznie wolniej i były spowodowane różnym tempem transformacji dostawy i transportu rumowiska zależnym od typu rzeźby i wysokości n.p.m. obszaru zasilania (KOZARSKI 1991; STARKEL 1991a, 2001). Daty radiowęglowego opuszczenia koryt pokazują rozrzut sięgający kilkuset lat (Ryc. 3).

Zmian temperatury podobnego rzędu wielkości co na progu holocenu, a może i ich tempa, możemy spodziewać się w okresie interpleniglaciału, gdy w odcinku czasowym 45 do 25 ka BP nastąpiły co najmniej 5–7-krotne skokowe zmiany  $\delta^{18}\text{O}$  w rdzeniach lodowych Grenlandii, odpowiadające wahaniom o 4–5°C (DANSGAARD i OESCHGER 1988) (Ryc. 4). Badania izotopowe i palynologiczne interglaciału eemskiego sugerują, że podobne do holocenijskiego, skokowe ocieplenie miało miejsce na początku interglaciału (VELICHKO i współaut. 1993).

Z glacialno-interglacialnego rytmu wahań izotopów stabilnych, a także  $\text{CO}_2$  i  $\text{CH}_4$  wynika, że od około 5–4 tysięcy lat temu powinien rozpocząć się w holocenie okres powolnego ochładzania, zwiastujący zbliżaniem się schyłku obecnego interglaciału. Potwierdzają tę tendencję między innymi: ustępowanie ga-

tunków ciepłolubnych roślin w strefie umiarkowanej, jak też powolne rozprzestrzenianie się rozległej tarczy wieloletniej zmarzliny w północnej Azji od około 4–5 tysięcy lat (FRENZEL i współaut. 1992). Tymczasem okazuje się, że tendencja zniżkowa zawartości  $\text{CO}_2$  zamiast spadać, utrzymuje się w tym czasie na podobnym poziomie, a nawet zaczyna powoli wzrastać (Ryc. 5). W ślad za przypuszczeniami MITCHELA (1972), RUDDIMAN (2003) postawił hipotezę, że ten wzrost  $\text{CO}_2$  ma związek z działalnością człowieka neolitycz-



Ryc. 5. Wahania temperatury w ciągu ostatnich 20 tysięcy lat, utrzymywanie się wysokich temperatur po optimum klimatycznym (od neolitu) i skokowy wzrost związany z globalnym ociepleniem [(wg MITCHELA (1972) i RUDDIMANA (2003) – por. STARKEL 2006)].



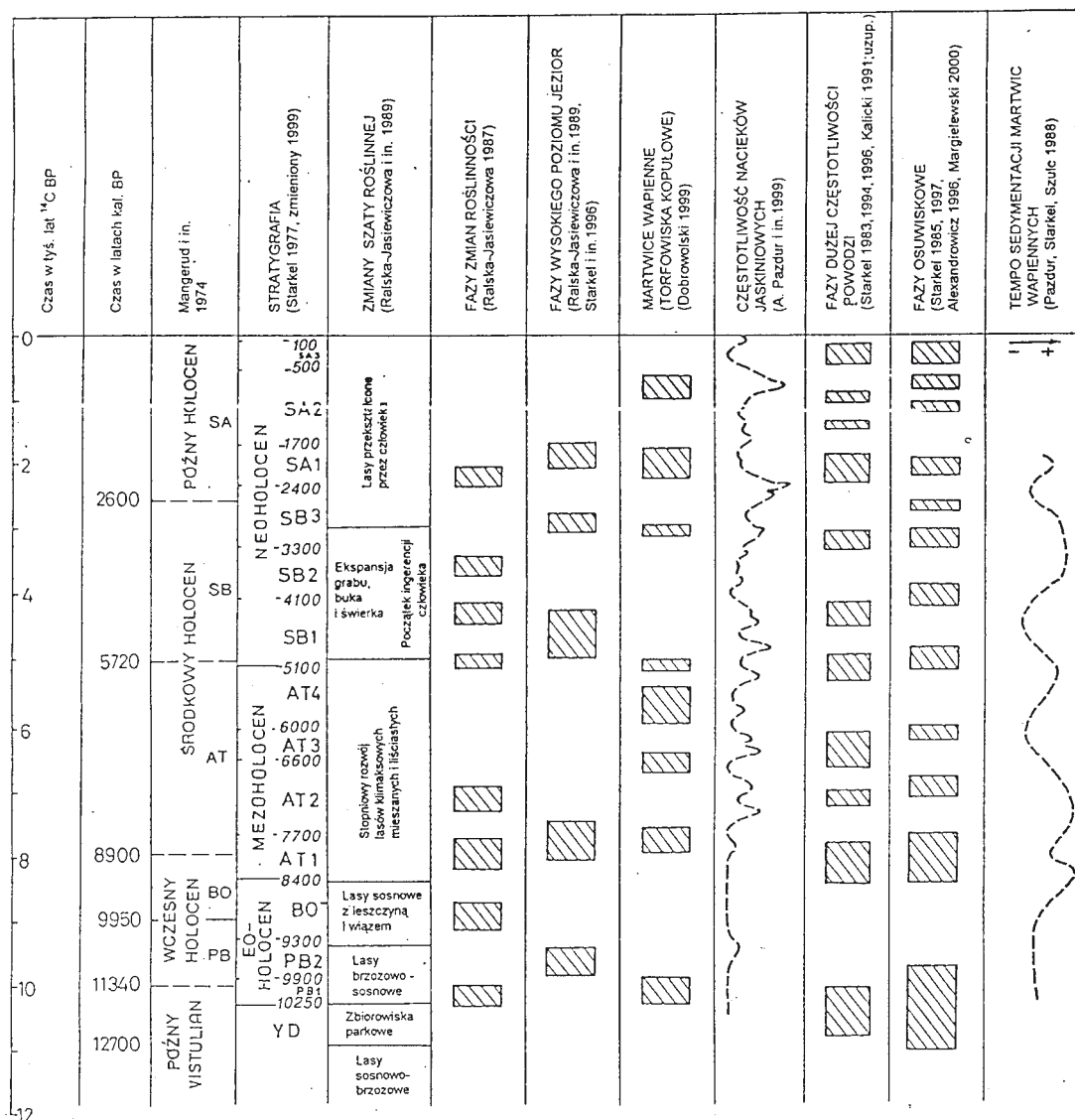
nego, który rozpoczął karczować lasy i uprawiać zboża, wprowadzając już wówczas do atmosfery duże ilości gazów cieplarnianych. Dalsze szczegółowe studia powinny wykazać,

czy hipoteza ta jest realna i czy korzeni antropogenicznego globalnego ocieplenia należałoby szukać już w neolicie. (VELICHKO i in. 1993).

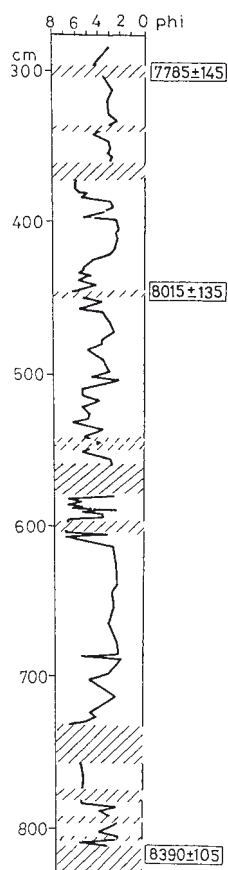
### WZROST CZĘSTOTLIWOŚCI ZDARZEŃ EKSTREMALNYCH

Obserwowany w dwóch ostatnich dekadach wzrost częstotliwości zdarzeń ekstremalnych takich jak opady rozlewne, powodzie, susze (KUNDZEWICZ 2008), charakteryzuje dziś niemal wszystkie strefy klimatyczne, w odróżnieniu od okresów wcześniejszych, gdy były one typowe raczej tylko dla pewnych

obszarów ze strefą pustyń na czele. Analizując okres małej epoki lodowej (standardowy okres jej trwania to lata 1550-1850) i następne stulecie stwierdzono kilka wyraźnych wahań temperatury o rytmie ok. 100 lat, z powtarzającymi się ochłodzeniami, w czasie których częstsze były powodzie, osuwi-



Ryc. 6. Korelacja faz klimatycznych i zmian paleogeograficznych w holocenie na obszarze Polski. Wyraźna synchroniczność okresów wilgotniejszych (wg STARKLA 2001).



Ryc. 7. Zapis dla około 100 zdarzeń powodziowych z okresu 8400–7800  $^{14}\text{C}$  lat BP w stożku napływowym w Podgrodziu nad Wisłoką (wg STARKLA i współaut. 1996).

Krzywa pokazuje zmiany średniej uziarnienia osadów w profilu, szrafem zaznaczono przerwy w sedimentacji tworzone przez warstwy organiczne lub glebowe oddzielające 13 pakietów warstw piaszczystych i pylastych.

ska i nasunięcia lodowców alpejskich (GROVE 1988; BRAZDIL i współaut. 2005; STARKEL 2002a, 2003).

W skali całego holocenu zarejestrowano w strefie umiarkowanej 5-8 takich okresów z dużą częstotliwością różnego typu ekstremalnych opadów, powodzi, osuwisk, podniesienia poziomu jezior i in. (STARKEL 1991b, MAGNY 1993, KOTARBA I BAUMGART-KOTARBA 1997, RALSKA-JASIEWICZOWA 1998, MARGIELEWSKI 2003). Cechą charakterystyczną tych wszystkich okresów występujących na terenie Europy w przedziałach czasowych 8,4–7,8, 6,5–6,0, 5,4–4,9, 4,5–4,1, 3,3–3 0, 2,4–2,0 ka BP (w latach  $^{14}\text{C}$ ) V–VI, XI w. i XVI–XIX w. (Ryc. 6), jest ich znaczna zbieżność z kulminacjami krzywej  $^{14}\text{C}$  i depresjami promieniowania słonecznego (Ryc. 1) (STUIVER i BRAZIUNAS 1993). Były to okresy generalnie wilgotniejsze i chłodniejsze. O równoległej

obecności różnego typu ekstremalnych opadów świadczą spływy gruzowe w piętrze alpejskim związane z krótkotrwałymi ulewami (KOTARBA 1994), powodzie związane z opadami rozlewnymi (STARKEL 1995) i głębokie osuwiska skalne związane z porami opadowymi (GIL i STARKEL 1979, MARGIELEWSKI 2003).

Rzeczą charakterystyczną jest częsta zbieżność tych faz z okresami licznych erupcji wulkanicznych, które dostarczały do atmosfery dużych ilości gazów cieplarnianych (BRYSON 1989). Szczególnie jest to widoczne w czasie pierwszej fazy zwilgocenia w holocenie, która miała miejsce 9,5–8,5 ka BP (8,5–7,8 ka BP), jeszcze przed pojawieniem się pierwszych rolników w Europie (STARKEL 1999). W okresie tym, w Europie Środkowej notowano różne typy ulew, nasunięcia lodowców, ożywienie działalności rzek, lodowców, podniesienie poziomu jezior itp. Porównanie danych z różnych stref klimatycznych pozwoliło wykazać dużą niestabilność w przebiegu pogody i obiegu wody, zapisaną w różnych facjach osadów (STARKEL 1999).

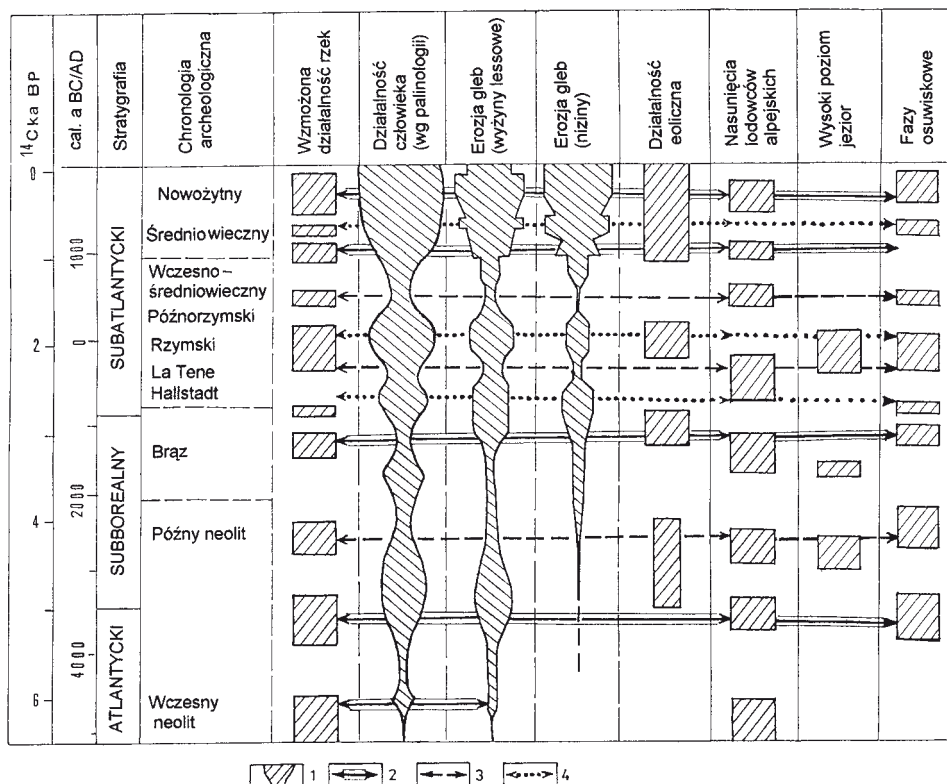
Szczególnego zapisu zdarzeń dostarczył stożek napływowy małego potoku Maga, dopływu Wisłoki (NIEDZIAŁKOWSKA i współaut. 1977, STARKEL i współaut. 1996), w którego profilu w serii ok. 6 metrowej pomiędzy datami  $^{14}\text{C}$  8390 i 7780 lat BP zarejestrowano ok. 100 warstw reprezentujących poszczególne ulewy (Ryc. 7). Osady te były przedzielone 11. ciemnymi horyzontami o charakterze albo sedimentacji organicznej albo inicjalnych gleb kopalnych. Warstwy te, grubości kilku do 20 cm każda, mające charakter przerw co najmniej 10–20 letnich, przedzielają zestawy warstewek z wyraźną laminacją, której zachowanie świadczy o braku czasu na jej zatarcie przez procesy glebotwórcze.

Występowanie „clusteringu” w czystej formie (sprzed neolitu) przypadało wówczas na okres oceanizacji klimatu i nieznacznego ochłodzenia, czego dowodem jest wkraczanie w tym czasie zbiorowisk lasów mieszanych (MAMAKOWA i STARKEL 1977). Niespotykana w innych osadach sedimentacja nie jest synchroniczna z żadnym ociepleniem o zasięgu globalnym.

## ROLA INGERENCJI CZŁOWIEKA

Wraz z wylesianiem i rozpoczęciem uprawy roli, a także ekstensywnego wypasu bydła następowało przyspieszenie w obiegu wody i materii, manifestujące się w ożywie-

niu spłukiwania, płytkich ruchów masowych i deflacji na stokach a erozji i sedimentacji powodziowej w dnach dolin, efektów które były zależne zarówno od skali działalności

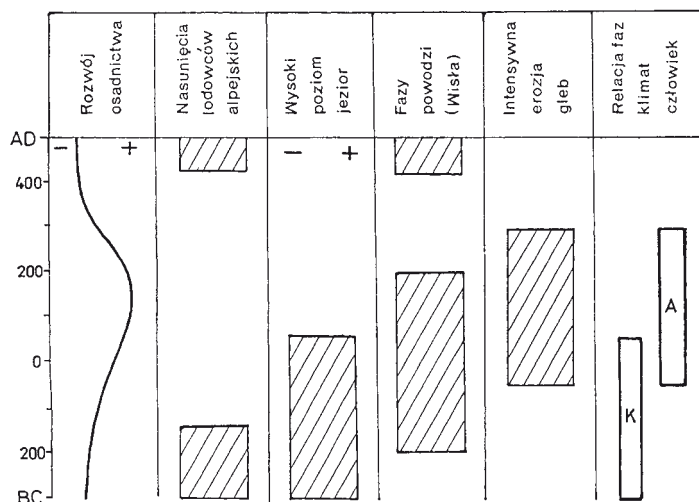


Ryc. 8. Fazy wzmożonej erozji gleb i powodzi w holocenie w południowej Polsce, związane z wahaniami klimatu i działalnością człowieka (wg STARKŁA 2005).

1. zasięg czasowy faz i natężenie procesów (szerokość słupka), 2. zbieżność czasowa faz klimatycznych (zwilgocień) i faz dużej aktywności gospodarczej, 3. fazy uwarunkowane klimatycznie, 4. fazy uwarunkowane gospodarczą działalnością człowieka.

człowieka, jak i opisanych wyżej zmian w częstotliwości i skali zdarzeń ekstremalnych (STARKEL 2005). Ten sam opad w obszarze rolniczym powodował spływ i erozję o kilka rzędów wielkości wyższą (GERLACH 1976, GIL

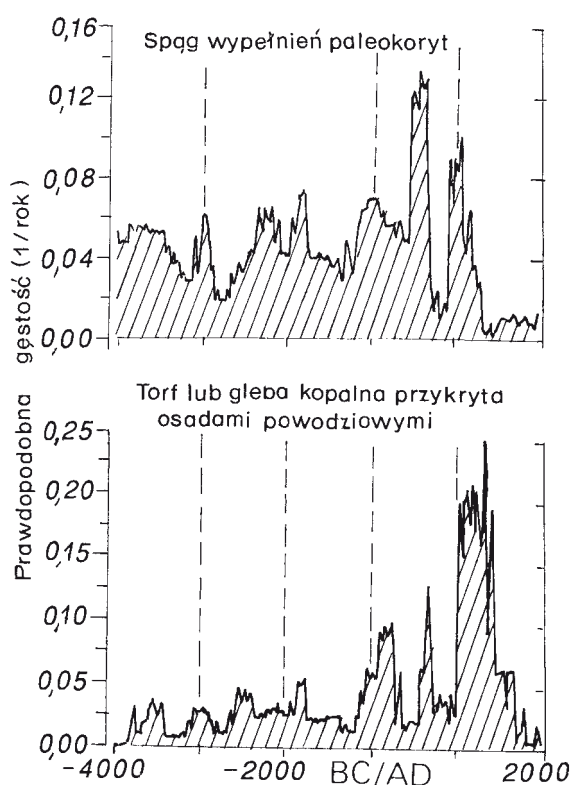
1976). O ile w lasach roczne wartości spływania na stokach mieściły się w setnych lub tysięcznych milimetra, to na gruntach ornych sięgały milimetrów, a w latach częstych ulew nawet centymetrów.



Ryc. 9. Porównanie roli czynników klimatycznych i antropogenicznych w południowej Polsce w okresie rzymskim (wg STARKŁA 2004).

Po fazie ochłodzenia i zwilgocenia (K) nastąpiła faza późnorzymska wylesień i intensywnej erozji gleb (A).





Ryc. 10. Analiza liczb datowań  $^{14}\text{C}$  z terenu Polski ostatnich tysięcy lat pozwala odróżnić rolę czynników klimatycznych i antropogenicznych (STARKLA i współaut. 2006).

Wykres dolny pokazuje kulminację dat torfów i gleb kopalnych przykrytych osadami powodziowymi w okresie późno-rzymskim. Natomiast górny dużą liczbę przerzutów koryt w okresie wędrówek ludów, gdy była faza licznych powodzi. Oba czynniki nałożyły się w XI w.

Szczegółowa analiza osadów i form datowanych metodami  $^{14}\text{C}$  i dendro-chronologiczną, w konfrontacji z wynikami badań archeologicznych, pozwala wyodrębnić na obszarze Polski fazy o wzmożonej działalności procesów stokowych i rzecznych, i rozpoznać ich genezę klimatyczną lub antropogeniczną

(KALICKI 1991; STARKEL 2003, 2005; KRĄPIEC 1998). Na ogół największe efekty daje nakładanie się obu czynników (Ryc. 8). Przykładem może być faza opadów na pograniczu okresów atlantyckiego i subborealnego, równoczesna z ekspansywną rolniczą kulturą pucharów lejkowatych (por. KRUK i współaut. 1996).

Najciekawszych wyników dostarcza analiza ostatnich dwóch tysiącleci (Ryc. 9). Ostatnie stulecie B.C. charakteryzował wzrost opadów i wyraźne ochłodzenie, zapisane m.in. nasunięciami lodowców alpejskich (RÖTHLISBERGER 1986) i podniesieniem poziomu jezior (NIEWIAROWSKI i współaut. 1995, RALSKA-JASIEWICZOWA i współaut. 1998). Ekspansja rolnictwa w I-II w. AD manifestuje się wzrostem erozji gleb i aggradacji w dnach dolin rzecznych (KALICKI 1991, STARKEL 2004). Po nim nastąpił okres recesji gospodarczej w czasie wędrówek ludów. Ta faza odbudowy zbiorowisk leśnych w V-VI w. była okresem kolejnego ochłodzenia i nasunięć lodowców alpejskich i osuwisk karpaccich. Choć nie ma z tego okresu mięjszych osadów, to zapis powodzi widoczny jest w powalach czarnych dębów (KRĄPIEC 1998) i przerzutach koryt rzecznych (STARKEL 2001). Bardzo wyraźnie okres późnorzymski ekspansji człowieka i fazę klimatyczną V-VI wieku odróżnia różny zapis krzywych częstotliwości dat radiowęglowych (STARKEL i współaut. 2006). Szeroka kulminacja dat rejestrujących początek aggradacji w facji pozakorytowej zaznacza się w I-III w. AD, natomiast wyraźne maksimum datowań przerzutów koryt w V-VI w. (Ryc. 10).

Kolejne maksimum przypada na XI w., gdy nakładają się dwa czynniki: częste powodzie i nasunięcia lodowców w czasie zwilgocenia i wzmożona erozja gleb w okresie ekspansji osadnictwa w początkach państwa polskiego. Wreszcie okres małej epoki lodowej (1550–1850), to klasyczna koincydencja dwóch czynników – klimatu i wzmożonej ingerencji człowieka (por. Ryc. 8).

## WNIOSKI

Porównanie współczesnego globalnego ocieplenia i towarzyszących mu zjawisk z ewentualnymi analogiami w przeszłości wskazuje, że mamy obecnie sytuację niepowtarzalną. Krzywej wzrostu temperatury, postępującej wyraźnie od połowy ubiegłego wieku (po

krótkiej fali ochłodzenia w latach 1940-tych), towarzyszy stale rosnący udział  $\text{CO}_2$  i  $\text{CH}_4$  w atmosferze ziemskiej. Nie ma on podobnego w tempie wzrostu, poza jednym kilkudziesięcioletnim epizodem u progu holocenu, gdy wzrost średniej temperatury roku był nawet

wyższy. Ale wówczas, wzrost ten następował w okresie początku interglacjału holocenijskiego – dziś zbliżamy się do jego schyłku.

Druga cecha współczesnego okresu – wzrost częstotliwości ekstremalnych zdarzeń hydrometeorologicznych towarzyszy globalnemu ociepleniu i postępującej degradacji zasobów wodnych, glebowych i roślinnych, przyspieszającej obieg materii i sprzyjającej stepowaniu, a nawet pustoszeniu. Natomiast w przeszłości zgrupowania ekstremalnych opadów występowały na ogół w fazach wilgotniejszych i chłodniejszych, co rekom-

pensowało straty i raczej zapewniało stabilność geosystemów, aczkolwiek w niższych szerokościach geograficznych od kilku tysięcy obserwowana jest tendencja do pustoszenia.

Przyczyna tej odmienności wydaje się być jedna i tkwić w zaburzeniu równowagi przez gospodarczą działalność człowieka. Szukając analogów w przeszłości wzbogacamy naszą wiedzę o mechanizmach i tempie procesów prowadzących do przekształcania geosystemów, aczkolwiek nie przebiegających w analogicznych warunkach.

## GLOBAL WARMING AND ACCOMPANYING CHANGES – ANALOGES FROM THE PAST

### Summary

The comparison of present-day global warming, its effects and accompanying increase in frequency of extreme hydrometeorological events with eventual analogues in the past shows that actual situation is inrepeatable.

Only once at the beginning of the Holocene about 11500 years ago it was recorded a similar rapid rise in the temperature during several decades but it happened at the start of warm stage (not after climatic optimum) and was not accompanied by so distinct rise in CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> content in the atmosphere as at present.

The rise in frequency of extreme events with their clusterings are frequent in the Holocene histo-

ry of the Earth, but there were not connected with warming and progressing degradation of water and biotic resources extorting an acceleration in the circulation of matter. It was just opposite. Clusters of extremes were mainly characteristic for several wetter and cooler phases which rather guaranteed relative stability of geosystems.

Therefore the peculiarity of present-day global warming so different from situations recorded in the past seems to be connected with disorder in the stability of the global system caused by overexploitation of natural resources by man.

### LITERATURA

- BRAZDIL R., PFISTER CH., WANNER H., VON STORCH H., LUTERBACHER J., 2005, *Historical climatology in Europe – the state of the art*. Clim. Change 70, 363–430.
- BROECKER W. S., ANDRE M., WOLFLI W., OESCHGER H., BONANI G., KENNET J., PETEAT D., 1988, *The chronology of the last deglaciation: implications to cause of the younger Dryas event*. Paleoceanography 3, 1–19.
- BRYSON R. A., 1989, *Late Quaternary volcanic modulation of Milankovitch climate forcing*, Theor. Appl. Climatol. 39, 115–125.
- BUDYKO M. I., IZRAEL Y. A., 1987, *Antropogennyye izmieniye klimata, Gidro-meteoizdat*. Leningrad (po rosyjsku).
- DANSGAARD W., OESCHGER H., 1988, *Past environmental long-term records from the Arctic*. [W:] *The environmental records in glaciers and ice sheets*. OESCHGER H., LANGWAY C. C. (red.). John Wiley and Sons Ltd, Chichester, 287–318.
- DANSGAARD W., WHITE J. W. C., JOHNSEN S. J., 1989, *The abrupt termination of the Younger Dryas climate event*. Nature 339, 532–533.
- FRENZEL B., PECSI M., VELICHKO A. A., 1992, *Palaeogeographical atlas of the Northern hemisphere*. Hungarian Academy of Sciences, Budapest.
- GERLACH T., 1976, *Współczesny rozwój stoków w Polskich Karpatach Fliszowych*. Prace Geograficzne IGiPZ PAN, Warszawa.
- GIL E., 1976, *Splukiwanie gleby na stokach fliszowych w rejonie Szymbarku*, Dok. Geogr. IG PAN, Warszawa.
- GIL E., STARKEL L., 1979, *Long-term extreme rainfalls and their role in the modelling of flysch slopes*. Studia Geomorph. Carpatho-Balkanica 13, 207–220.
- GLEICK P. M., 1989, *Climate change, hydrology and water resources*. Rev. Geophys. 27, 329–344.
- GOSLAR T., 1996, *Naturalne zmiany atmosferycznej koncentracji radiowęglu w okresie szybkich zmian klimatu na przełomie wistulianu i holocenu*. Zeszyty Nauk Politechniki Śląskiej, Geochronometria 15, 196.
- GROVE J. M., 1988, *The Little Ice Age*. Routledge Kegan and Paul, London.
- IPCC, 2007, *Climate Change 2007*. The Physical Science Basis, Cambridge University Press.
- KALICKI T., 1991, *The evolution of the Vistula river valley between Cracow and Niepołomice in Late Vistulian and Holocene times*. Geograph. Studies 6 (Spec. Issue), 11–37.
- KOTARBA A., 1994, *Geomorfologiczne skutki katastrofalnych letnich ulew w Tatrach Wysokich*. Acta Univ. N. Copernici, Geografia 27, Nauki Mat.-Przyr. 92, 21–34.
- KOTARBA A., BAUMGART-KOTARBA M., 1997, *Holocene debris-flow activity in the light of lacustrine sediment studies in the High Tatra Mountains, Poland*. Paläoklimaforschung-Palaeoclimate Res. 19, 147–158.

- KOZARSKI S., 1991. *Warta - a case study of a lowland river*. [W:] *Temperate Palaeohydrology*. STARKEL L., GREGORY K. J., THORNES J. B. (red.). J. Wiley, 189-215.
- KRAPIEC M., 1998. *Oak dendrochronology of the Neoholocene in Poland*. *Folia Quat.* 69, 5-134.
- KRUK J., MILISAUSKAS S., ALEXANDROWICZ S. W., ŚNIEŻKO Z., 1996. *Osadnictwo i zmiany środowiska naturalnego wyżyn lessowych*. Inst. Archeologii i Etnologii PAN, Kraków.
- KUNDZEWICZ Z.W., 2008. *Konsekwencje globalnych zmian klimatu*, Nauka 1, 103-118.
- MAGNY M., 1993. *Holocene fluctuations of lake levels in the French Jura and sub-Alpine ranges and their implications for past general circulation pattern*. *Holocene* 3, 306-313.
- MAMAKOWA K., STARKEL L., 1977. *Stratigraphy of the Eo- and Mesoholocene alluvia in Podgórze upon Wisłoka river*. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 11, 101-110.
- MARGIELEWSKI W., 2003. *Late glacial - Holocene palaeoenvironmental changes in the Western Carpathians: case studies of landslides forms and deposits*. *Folia Quat.* 74, 1-96.
- MITCHELL J. M., 1972. *The natural break down of the present interglacial and its possible intervention by human activities*. *Quat. Res.* 2, 436-445.
- NIEDZIAŁKOWSKA E., SKUBISZ A., STARKEL L., 1977. *Lithology of the Eo- and Meso-holocene alluvia in Podgórze upon Wisłoka river*. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 11, 89-100.
- NIEWIAROWSKI W., NORYŚKIEWICZ B., PIOTROWSKI W., SINKIEWICZ M., 1995. *An outline of natural and anthropogenic changes of geographical environment in the Biskupin area during the last 7000 years*. *Quat. Stud. Poland* 13, 77-88.
- OBREBSKA-STARKEL B., STARKEL L., 1991. *Efekt cieplarniany a globalne zmiany środowiska przyrodniczego*. *Zeszyty Instytutu Geografii i PZ PAN* 4, 1-71.
- RAJSKA-JASIEWICZOWA M., GOSLAR T., MADEYSKA T., STARKEL L. (red.), 1998. *Lake Gościąg, Central Poland a monographic study*. W. Szafer Institute of Botany, Kraków, PAS.
- RAJSKA-JASIEWICZOWA M., GOSLAR T., RÓŻAŃSKI K., WACNIK A., CZERNIK J., CHRÓST L., 2003. *Very fast environmental change at the Pleistocene / Holocene boundary, recorded in laminated sediments of Lake Gościąg, Poland*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 193, 235-247.
- RAJSKA-JASIEWICZOWA M., LATAŁOWA M., WASYLKOWA K., TOBOLSKI K., MADEYSKA E., WRIGHT. H. E. Jr., TURNER CH. (red.), 2004. *Late Glacial and Holocene history of vegetation in Poland based on isopollen maps*. W. Szafer Institute of Botany, Kraków, PAS.
- RUDDIMAN W. F., 2003. *The anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago*. *Climatic Change* 61, 261-293.
- RÓŻAŃSKI K., GOSLAR T., DULIŃSKI M., KUC T., PAZDUR M. F., WALANUS A., 1992. *The Late-Glacial Holocene transition in laminated sediments from Lake Gościąg, Poland*. [W:] *The last deglaciation: absolute and radiocarbon chronologies*. BARD E., BROECKER W. (red.). NATO Advances Research Workshop, Erice 1990, Springer, 69-80.
- RÖTHISBERGER F., 1986. *10 000 Jahre Gletschergeschichte der Erde*. Aarau, Verlag Sauerländer.
- STARKEL L., 1991a. *Environmental changes at the Younger Dryas Preboreal transition and during the early Holocene*. *Holocene* 1, 234-242.
- STARKEL L., 1991b. *Long-distance correlation of fluvial events in the temperate zone*. [W:] *Temperate Palaeohydrology*. STARKEL L., GREGORY K. J., THORNES J. B. (red.). J. Wiley, 171-188.
- STARKEL L., 1993. *Globalne zmiany środowiska w przeszłości*. *Kosmos* 42, 33-45.
- STARKEL L., 1994. *Odbicie ekstremalnych wezbrań okresu historycznego w osadach rzecznych i stokowych w dorzeczu górnej Wisły*. *Acta Univ. N. Copern. Geografia* 27, Nauki Mat.-Przyr. 92, 13-20.
- STARKEL L., 1999. *8500-8000 yrs. BP humid phase-global or regional?* 7<sup>th</sup> Series Science Reports of Tohoku University, *Geography* 49, 105-133.
- STARKEL L., 2001. *Historia doliny Wisły (od ostatniego zlodowacenia do dziś)*. Monografie Geograficzne IGIPZ PAN, 2.
- STARKEL L., 2002. *Change in the frequency of extreme events as the indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial systems)*. *Quat. Int.* 91, 25-32.
- STARKEL L., 2002. *Younger Dryas - Preboreal transition documented in the fluvial environment of Polish rivers*. *Global Planet. Change* 35, 157-167.
- STARKEL L., 2003. *Short-term hydrological changes*. [W:] *Palaeohydrology, understanding Global Change*. GREGORY K. J., BENITO G. B. (red.). J. Wiley, 337-356.
- STARKEL L., 2004. *Powódzie i erozja gleb w okresie rzymskim. Klimat czy człowiek?* [W:] *Okres rzymski w Karpatach polskich*. GANCARSKI J. (red.). Muzeum Podkarpackie w Krośnie, 126-130.
- STARKEL L., 2005. *Antropogenic soil erosion since the Neolithic time in Poland*. *Z. Geomorphol.* 139 (Suppl.), 189-201.
- STARKEL L., 2006. *Klimat a człowiek w transformacji środowiska przyrodniczego Polski*. [W:] *Długookresowe przemiany krajobrazu Polski w wyniku zmian klimatu i użytkowania ziemi*. GUBAKORYCKA M., KĘDZIORA A., STARKEL L., RYSZKOWSKI L. (red.). Komitet Narodowy IGBP Do Spraw Międzynarodowego Programu „Zmiany geosfery i biosfery”, Poznań, 9-15.
- STARKEL L., KALICKI T., KRAPIEC M., SOJA R., GĘBICA P., CZYZOWSKA E., 1996. *Hydrological changes of valley floors in the upper Vistulian Basin during Late Vistulian and Holocene*. *Geograph. Stud. IGIPZ PAN* 9 (Spec. Issue), 7-128.
- STARKEL L., SOJA R., MICHczyńska D. J., 2006. *Past hydrological events reflected in Holocene history of Polish rivers*. *Catena* 66(Spec. Issue), 24-33.
- STUIVER M., BRAZIUNAS T.F., 1993. *Sun, ocean, climate and atmospheric <sup>14</sup>CO<sub>2</sub>, an evaluation of causal and spectral relationships*. *Holocene* 3, 289-304.
- TELLER J. T., 1995. *The impact of large ice sheets on continental palaeohydrology*. [W:] *Global Continental Palaeohydrology*. GREGORY K. J., STARKEL L., BAKER V. R. (red.). J. Wiley, 109-0129.
- VELICHKO A. A., BORISOVA O. K., ZELIKSON E. M., FAURE H., ADAMS J. M., BRANCHU P., FAURE-DENARDA L., 1993. *Greenhouse warming and the Eurasian biota: are there any lessons from the past*. *Global Planet. Change* 7, 51-67.
- ZUBAKOV V. A., BORZENKOVA L. L., 1988. *Pleistocene palaeoclimates: Past climate as possible analogues mid-twenty-first century climate*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 65, 39-49.