

■ ■ ■ ■ ■ PRZEGLĄD ■ ■ ■ ■ ■ ZAGADNIENIŃ NAUKOWYCH

Myriam KHODRI¹, Didier SWINGEDOUW², Juliette MIGNOT¹
Marie-Alexandrine SICRE¹, Emmanuel GARNIER³,
Valérie MASSON-DELMOTTE⁴, Aurélien RIBES⁵, Laurent TERRAY⁶

KLIMAT OSTATNIEGO TYSIĄCLECIA

LE CLIMAT DU DERNIER MILLENAIRE

Udostępniamy przeglądowy artykuł dotyczący zmian klimatu w ostatnim tysiącleciu, który ukazał się we francuskim czasopiśmie *La Météorologie* w lutym 2015 r.⁷ Mamy nadzieję, że jego publikacja w języku polskim wzbudzi zainteresowanie naszych Czytelników.

Redakcja

Ostatnie tysiąclecie jest okresem, z którego zachowały się stosunkowo dokładne zapisy paleoklimatyczne lub informacje historyczne. Te informacje świadczą o istotnej zmienności klimatu w skali roku, dziesięciolecia i stulecia oraz pozwalają wyznaczyć powtarzalność takich zjawisk meteorologicznych, jak silne burze, fale ciepła lub zimna. I wreszcie rodzą zapytania o skutki, jakie wywierała zmiana klimatu na społeczeństwa i ich przystosowywanie się do tych zmian.

¹ Laboratoire d'océanographie et du climat: expérimentation set approches numériques, Institut Pierre-Simon Laplace / Université Pierre-et-M'arie-Curie / CNRS / IRD. Paris.

² Environnements et paléoenvironnements océanique set continentaux, Université de Bordeaux / CNRS, Talence

³ Littoral, environnement et sociétés, Université de La Rochelle / CNRS. La Rochelle

⁴ Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement, Institut Pierre-Simon Laplace / CEA / CNRS. Cif-sur-Wette

⁵ Centre national de recherches météorologiques - Groupe d'étude de l'atmosphère météorologique, Météo-France / CNRS, Toulouse

⁶ Centre européen de recherche et de formation avancée en calcul scientifique, Toulouse

⁷ Artykuł oryginalny: *La Météorologie* 8^e serie-n^o 88-février 2015, doi :10.4267/2042/56360

Okazało się możliwe scharakteryzowanie zmienności „naturalnej” klimatu, tzn. niezależnej od wpływu działalności człowieka, na bilans cieplny Ziemi w okresie minionego tysiąclecia. Powodem tej zmiany naturalnej są dwa rodzaje procesów. Po pierwsze, system klimatyczny, poprzez wzajemne oddziaływanie między różnymi komponentami (w szczególności oddziaływanie między atmosferą i oceanem), powoduje zmienność samoistną („wewnętrzną”), zachodzącą w rozległym obszarze (ramka 1). Po drugie, system klimatyczny reaguje również na czynniki zewnętrzne, które kształtują strumienie ciepła w skali globalnej. Na klimat wpływały i będą ciągle wpływać trzy rodzaje czynników zewnętrznych (nazywanych także „wymuszeniami zewnętrznymi”) pochodzenia naturalnego: 1) powolne zmiany rozkładu energii słonecznej spowodowane stopniową zmianą orbity Ziemi wokół Słońca („wymuszenie astronomiczne”); 2) zmiany aktywności Słońca, a zatem natężenia i charakterystyk strumieni energii promienistej i cieplnej; 3) wprowadzenie cząsteczek siarczanowych do atmosfery w wyniku działalności wulkanicznej. W ciągu ostatniego tysiąclecia zaczęła również wpływać na klimat działalność człowieka przez zmiany sposobu użytkowania ziemi (wylesianie, uprawy, urbanizacja) i emisję cząsteczek zanieczyszczających (aerozole), co powoduje zwiększenie ilości gazów cieplarnianych. Wymuszenia antropogeniczne przed epoką uprzemysłowienia, przed początkiem XX wieku, były jednak niewielkie i występowały tylko w niektórych regionach.

Czy w obecnej ewolucji klimatu jest możliwe rozróżnienie roli wymuszeń naturalnych i antropogenicznych? To pytanie jest stawiane od 150 lat, od kiedy dysponuje się wynikami licznych obserwacji instrumentalnych (meteorologicznych, oceanograficznych) i stosuje się metody statystyczne pozwalające wykrywać i opisywać różne zjawiska. Wykorzystuje się również różne symulacje klimatyczne z licznymi wymuszeniami (ramka 2 i Planton i in., 2015). Uzyskany z różnych źródeł opis zjawisk w ostatnim tysiącleciu pozwala obszerniej scharakteryzować zmienność naturalną klimatu oraz wykryć i określić znaczenie znanych wymuszeń powodujących zmiany klimatu. Właśnie dlatego wszystkie symulacje służące do porównania modeli klimatycznych CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project), stanowiących podstawę do zredagowania 5. Raportu IPCC, uwzględniają również wyniki modelowania klimatu w ostatnim tysiącleciu.

W artykule zostaną pokazane metody, które posłużyły do odtworzenia ewolucji klimatu w ciągu ostatniego tysiąclecia, ze szczególnym uwzględnieniem temperatury. Następnie będzie zwrócona uwaga na wymuszenia zewnętrzne. I wreszcie zostanie opisane modelowanie klimatu w ostatnim tysiącleciu i przedstawione wnioski dotyczące zmian klimatu w tym okresie.

Informacje dotyczące klimatu pochodzące z archiwów historycznych i przyrodniczych

W czasie między 4. Raportem IPCC z 2007 roku i 5., opublikowanym w roku 2013, liczba informacji obszarowych znacznie się powiększyła. Spowodowało to istotny postęp w opisie zmian klimatu w minionym tysiącleciu do roku 2000.

Archiwa historyczne

Bezpośrednie obserwacje niektórych elementów meteorologicznych zawarte w dokumentach historycznych, pomimo że nie są w pełni dokładne i nie są wykonane zgodnie z obecnymi standardami, są bardzo wartościowe. Przed tym okresem archiwizowanym historycy mogli tylko oceniać długość cykli klimatycznych na podstawie ich oddziaływania na życie społeczeństw w przeszłości. Dokładność oceny cykli klimatycznych jest coraz większa w miarę docierania i wykorzystywania dokumentów archiwalnych. Zapisy w archiwach europejskich pozwalają na rekonstrukcję wahań średniej temperatury, a równocześnie pewnych wyjątkowych zjawisk klimatycznych. Jako przykład niech posłuży huragan, który spustoszył dużą część Europy w styczniu 1739 r. Można było go poznać, z godziny na godzinę, między Szwecją a środkową Europą dzięki dostępnym dokładnym zapisom archiwalnym. Bogactwo i różnorodność danych fenologicznych pozwalają niekiedy zrekonstruować zmiany klimatu od XIII wieku. Dostarczają one różnorodnych informacji, jak np. dat winobrania, żniw lub zbioru owoców (Garnier, 2010). Właściwie każde nadzwyczajne zjawisko ma również wpływ na infrastrukturę (mosty, młyny, kanały) i na wrażliwą równowagę społeczno-ekonomiczną ludności miejskiej. Wreszcie od 1650 roku pojawiają się pierwsze, nowoczesne obserwacje meteorologiczne, które coraz liczniej napływają wraz z powstaniem Obserwatorium Paryskiego (1669) na wniosek Królewskiej Akademii Nauk. Następnie, mniej więcej sto lat później, powstają Królewskie Towarzystwo Medyczne Paryża (1778) i Towarzystwo Meteorologiczne *Societas Meteorologica Palatina* w Mannheim (1781). Uzupełniające źródła archiwów kościelnych dostarczają bardzo różnorodnych udokumentowań, jak np. informacje o procesjach błagalnych o deszcz lub o sprzyjającą pogodę. Inne źródła to zapiski parafialne i obrazy. Pozwalają one zrozumieć obawy ludzi przed tym, co może przynieść kryzys klimatyczny. Obrazy (rys. 1) i rytuały religijne wyrażają ludzkie pojmowanie nadzwyczajnych zjawisk klimatycznych. Ta różnorodność i bogactwo źródeł stwarzają możliwość rekonstrukcji klimatu na podstawie archiwów historycznych i jeszcze lepiej zrozumieć przystosowywanie się społeczeństwa do przeciwności klimatycznych.



Rys. 1. Wotum *Susanne Marguerite*, zachowane w katedrze w La Rochelle jest obrazem olejnym na płótnie 80 cm x 63 cm. Obraz przedstawia sztorm, z którym zmierzył się mały żaglowiec „La Susanne Marguerite” w 1768 roku. Nawałnica ta objęła wówczas całą część wybrzeża Charente. Wota, malowane na ogół jako obrazy religijne o ograniczonych rozmiarach, zawieszano się (i zresztą zawieszają się ciągle w niektórych regionach) w kościołach katolickich. Dosłownie to słowo łacińskie wyraża „w następstwie prośby”, innymi słowy obraz ofiarowany Bogu, Matce Bożej i Świętym w podzięce za otrzymaną łaskę. Bardzo często w krajach katolickich (Europy i Ameryki Południowej) obrazy te regularnie przedstawiają groźne zjawiska klimatyczne, m. in., wiele z nich obrazuje sztormy.

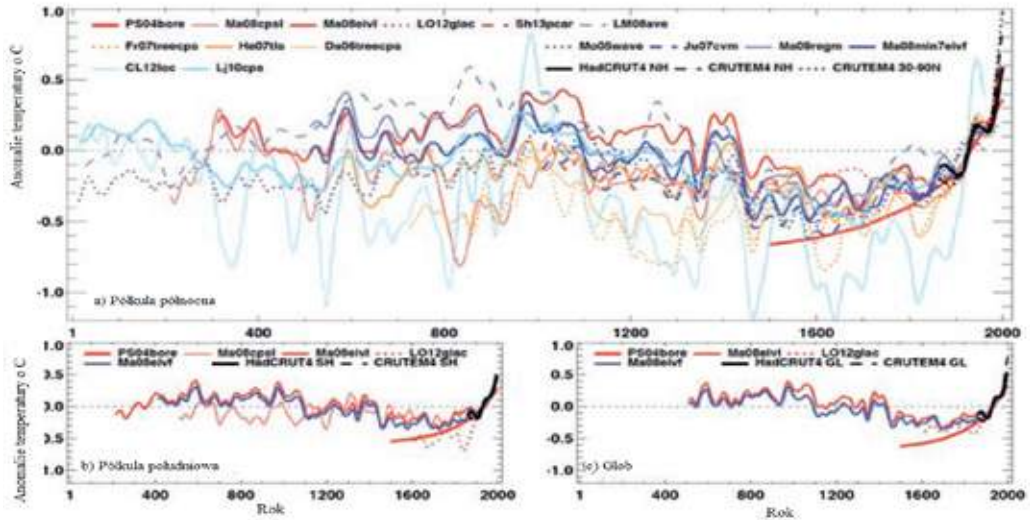
Fig. 1. *L'ex-voto de la Susanne Marguerite*, conservé à la cathédrale de La Rochelle, est une huile sur toile de 80 cm x 63 cm. Le tableau relate la tempête que le brick « La Susanne Marguerite » a dû affronter en 1768 et qui a concerné toute cette partie du littoral charentais. *L'ex-voto* désigne généralement un tableau religieux de dimension réduite que l'on accrochait (et que l'on accroche toujours d'ailleurs dans certaines régions) dans les églises catholiques. Littéralement, ce mot latin signifie « en conséquence d'un vœu », autrement dit un tableau offert à Dieu, la Vierge et aux Saints en conséquence d'une grâce obtenue. Très fréquents dans les pays catholiques (Europe et Amérique du Sud), ils représentent régulièrement des extrêmes climatiques et, parmi eux, beaucoup traitent des tempêtes.

Archiwa przyrodnicze dotyczące kontynentów

Poza archiwami historycznymi istnieją liczne ślady zmian klimatycznych w przeszłości, które pozostawiła przyroda. Opracowano różne narzędzia i metody, aby rozpoznać możliwie dokładnie charakterystyki ówczesnego klimatu na podstawie analiz biologicznych lub zapisów fizyko-chemicznych, znajdujących się

w archiwach przyrodniczych. Wykorzystuje się również liczne badania mechaniczne i statystyczne oraz ich wyniki pozwalające ocenić zmienność klimatu. Używa się tu wyrażenia *proxies* klimatu, pochodzącego z języka angielskiego, oznaczającego, że dawny klimat jest oceniony pośrednio. Na przykład, niektóre skały osadowe są wykorzystywane do opisu powodzi. Badania pyłków, owadów i mikroorganizmów w osadach pozwalają na ocenę zmian temperatury lub opadów w przeszłości. Gęstość, grubość i skład izotopów trwałych węgla, jak również tlenu w pierścieniach przyrostu drzew dostarczają informacji, które w zależności od obszaru mają związek szczególnie z temperaturą w okresie rozwoju drzew albo z brakiem wody. Najprostszy pomiar rocznych przyrostów słoju wymaga badania licznych drzew i wprowadzenia poprawki zmian przyrostu drzewa wynikającej z jego wieku. Lodowce i czapy śnieżne w krajach polarnych dostarczają również informacji o zmianach klimatu w przeszłości na podstawie rocznej akumulacji śniegu (grubości pokrywy śnieżnej, skorygowanej na podstawie gęstości i deformacji) lub składu izotopów w śniegu. Skład izotopów wody w atmosferze w rezultacie zależy od przebiegu kondensacji, która powoduje destylację. W ten sposób w strefach umiarkowanych i polarnych skład izotopowy jest głównie ukształtowany przez zmiany temperatury kondensacji; w strefie międzyzwrotnikowej lub w śródziemnomorskiej jest on silnie ukształtowany przez procesy konwekcji atmosferycznej, które decydują również o ilości opadów. Na Grenlandii i w Arktyce skład izotopowy opadów nie jest prostym wskaźnikiem lokalnej temperatury powierzchni, jako średniej rocznej: jest ona bliższa raczej temperaturze w okresie, kiedy występuje topnienie śniegu, a może również jest kształtowana przez zmiany pozostającej lub przemieszczającej się pary wodnej w atmosferze. Zależność składu izotopowego i temperatury zależy więc od miejsca i zmienia się w czasie. Aby to ściśle określić, możliwe jest wykorzystanie innych oszacowań zmian temperatury w przeszłości, na przykład poprzez pomiary temperatury w profilu otworów wiertniczych, w których na podstawie przenikania ciepła w śniegu można ocenić powolne zmiany temperatury w czasie (w ciągu kilku dekad, stuleci, tysiącleci, lecz nie rok po roku).

Zbiór dokumentacji historycznych i tych pochodzących z przyrodniczych archiwów lądowych pozwala na ocenę dawnych powodzi lub susz w niektórych regionach (Masson-Delmotte i in., 2013) oraz zmian temperatury w okresie od 1000 do 2000 roku. Jak na razie nie jest uwzględniona Afryka (PAGES 2k consortium, 2013/Past Global Changes). Z tych informacji dotyczących ostatniego tysiąclecia wynika, że w wielu regionach występowały silne długotrwałe susze, znacznie dłuższe niż te obserwowane od początku XX wieku. W ostatnich 500 latach występowały również powodzie o wiele groźniejsze niż te po 1900 roku w środkowej Europie lub na zachodnim wybrzeżu Morza Śródziemnego. Przeciwnie, wydaje się, że wielkie powodzie występujące obecnie na Bliskim Wschodzie, w Indiach i w środkowej części Ameryki Północnej są porównywalne co do powtarzalności i natężenia z powodzią historycznymi w tych obszarach.



Rys. 2. Rekonstrukcja średniej rocznej temperatury: a) półkula północna, b) półkula południowa, c) glob, w ciągu ostatnich 2000 lat; kolory: czerwony – lądy na wszystkich szerokościach geograficznych, pomarańczowy – lądy poza strefą zwrotnikową, jasnoniebieski – lądy i oceany poza strefą zwrotnikową, niebieski ciemny – lądy i oceany na wszystkich szerokościach geograficznych. Temperatura zmierzona uśredniona, kolor: czarny – temperatura powierzchni lądu i oceanu (HadCRUT4); temperatura powietrza nad powierzchnią lądu i oceanu (CRU), a tylko nad lądem (CRUTEM4). Wszystkie serie przedstawiają anomalie w °C w stosunku do średniej 1881-1980 (linia pozioma wykropkowana) i wyrównane jako średnie konsekwentne 50-letnie. Według Masson- Delmotte i in. (2013)

Fig. 2. Reconstructions des températures annuelles: (a) dans l'hémisphère Nord, (b) l'hémisphère Sud et (c) globales, au cours des 2 000 dernières années. Les reconstructions individuelles sont représentées comme indiqué dans les légendes, par une couleur en fonction de leur représentation spatiale (rouge, terrestres seulement à toutes les latitudes ; orange, terrestres seulement aux latitudes extratropicales ; bleu clair, terrestres et océaniques aux latitudes extratropicales, bleu foncé, terrestres et océaniques à toutes les latitudes). Les températures instrumentales sont indiquées en noir : température de surface terrestre et océanique (HadCRUT4) ; température de l'air au-dessus de la surface terrestre et océanique (CRU) et terrestre seulement (CRUTEM4). Toutes les séries représentent des anomalies (en °C) par rapport à la moyenne 1881-1980 (ligne pointillée horizontale) et ont été lissées avec un filtre qui réduit les variations sur les échelles de temps inférieures à 50 ans. D'après Masson-Delmotte et al. (2013)

Informacje o zmianach temperatury są lepiej udokumentowane na półkuli północnej niż południowej. Kompleksowe i bardziej reprezentatywne są zapisy dotyczące strefy kontynentalnej półkuli północnej (rys.2). Aby ocenić średnią temperaturę na powierzchni półkuli północnej (niekiedy nawet w okresie letnim w umiarkowanych szerokościach geograficznych), opracowano zbiór metod statystycznych na podstawie informacji paleoklimatycznych, korzystając niekiedy ze związku, jaki występuje między zmianami temperatury w większej i mniejszej skali (ramka 1). To podejście zostało ostatnio zastosowane do odtworzenia klimatu na

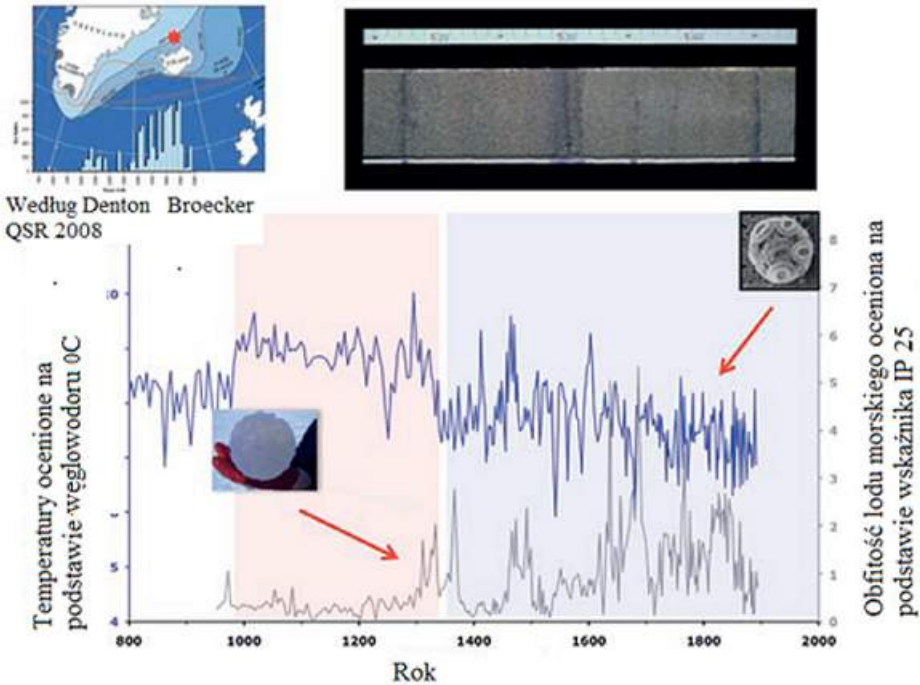
różnych kontynentach. Wszystkie pozostające do dyspozycji oceny klimatu wykazują, że na półkuli północnej 30-letni okres 1983–2012 jest najgorętszym w ciągu ostatnich 800 lat (na wysokim poziomie ufności) i najgorętszym od 1400 lat (na średnim poziomie ufności, spowodowanym bardziej ograniczoną liczbą danych źródłowych – Masson-Delmotte i in., 2013). Łądowe zapisy paleoklimatyczne wykazują również okresy kilkudziesięcioletnie, kiedy temperatura lokalnie była równie wysoka podczas średniowiecznego optimum (950-1250), jak w połowie lub pod koniec XX wieku. Te okresy gorące nie występowały jednak równocześnie w różnych obszarach Ziemi, co świadczy, że tym się odróżnia współczesne „globalne” ocieplenie (rys. 2).

Archiwa przyrodnicze dotyczące mórz

Ocena temperatury podobna do tej, jaką wykonano w odniesieniu do łądów, jest obecnie prowadzona w stosunku do temperatury morza w ostatnim tysiącleciu. Pobrane próby i analiza osadów morskich w strefach o dużej sedymentacji (np. rzędu 1m/1000 lat na północnym Atlantyku, rys. 3) oraz ślady przedstawiające wzrost koralów i małży dwuskorupowych pozwoliły scharakteryzować zmiany historycznego stanu oceanu. Ich analiza bio-geochemiczna umożliwiła zrekonstruowanie niektórych czynników, jak np. temperatury (niekiedy zasolenia) w okresach 10-letnich (w miejscach przybrzeżnych) i kilkudekadowych na pełnym morzu, o większych głębokościach i mniejszej sedymentacji. Najczęściej używane analizy geochemiczne opierają się na stosunku między niektórymi elementami śladów pozostawionych przez małże (stosunek magnezu do wapnia, Mg/Ca) w skorupach wapiennych lub bogactwo węglowodorów do 37 atomów węgla w molekułach organicznych wytwarzanych przez niektóre rodzaje fitoplanktonu morskiego.

Zawartość węglowodorów umożliwiła ocenę temperatury w okresie rozwoju alg. A zatem w strefach zwrotnikowych i podzwrotnikowych zrekonstruowane wartości temperatury powierzchni są z okresu końca zimy. W wysokich szerokościach geograficznych największy rozwój organizmów sezonowych przebiega w okresie ciepłym. W związku z tym odtworzona temperatura wód polarnych dotyczy okresu letniego. Powstawanie związków węglowodorowych w średnich szerokościach geograficznych natomiast odznacza się dwoma szczytami: wiosennym i jesiennym. Z tego powodu wartości temperatury wykazane w tych regionach są zbliżone do średniej rocznej. Analiza stosunku Mg/Ca w muszlach zooplanktonu morskiego pokazuje, że jego wartość wzrasta wykładniczo wraz z temperaturą powierzchni wody w oceanie. Liczne badania wykazały, że relacja Mg/Ca zależy również od zasolenia, koncentracji jonów węglowych i od pH wód, w których zooplankton się rozwija, a więc ulega zwapnieniu. Rozpad osadzonych muszli zooplanktonu może zafałszować stosunek Mg/Ca, ponieważ wapień bogaty w Mg jest bardziej podatny

na rozkład, co może powodować zniżenie ocenianej temperatury powierzchni wody oceanu. Pomiaru geochemiczne i izotopowe koralu zwrotnikowych lub głębiny oceanu uzupełniają informacje pochodzące z badań osadów. Ślady wzrostu koralu pozwalają rozpoznać zmienność sezonową w stosunkowo krótkich przedziałach czasu (kilka dziesięcioleci w przypadku najstarszych koralu). Korale na dużych głębokościach, których badania obecnie mocno się rozwinęły, stają się źródłem bardzo obiecującym zarówno w celu rekonstrukcji temperatury, jak również do opisu dynamiki głębiny oceanu.



Rys. 3. Rekonstrukcja temperatury powierzchni oceanu (w °C) w ciągu ostatnich 1500 lat na pełnym morzu, na północ od wybrzeży Islandii, na podstawie węglowodorów (wykres niebieski górny) i maksimum wskaźnika obfitości lodu morskiego (IP25 w ng/g, wykres szary dolny) w próbce osadów na północ od Islandii (Sicre i in., 2013). Te dane pokazują, że ochłodzenie wód podczas małej epoki lodowej (szczególnie w latach 1450-1850) było związane ze zwiększającą się trwałością lodu morskiego. Fotografia przekroju próbki osadów pozwala zidentyfikować ciemniejsze warstwy tefrytów (materiału piroklastycznego) w stosunku do reszty próbki

Fig. 3. Reconstructions de l'évolution des températures de surface océaniques (en °C) au cours des 1500 dernières années au large des côtes nord-islandaises, dérivées des alcénones (courbe bleue) et des pics d'abondance d'un indicateur de présence de glace de mer (IP25 en ng/g, courbe grise) dans du sédiment carotté au nord de l'Islande (d'après Sicre et al., 2013). Ces données montrent que le refroidissement des eaux au cours du petit âge de glace (notamment entre 1450 et 1850) est associé à la présence de plus en plus persistante de glace de mer. La photographie de la section d'une carotte sédimentaire permet d'identifier des couches de téphras plus sombres que le reste du sédiment

Jedną z głównych niepewności co do wyników morskich badań paleoklimatycznych jest określenie wieku zapisów. Datowanie mogło być wykonane na podstawie zmian sezonowych warstw osadów, łatwych do oznaczenia, albo na podstawie testu węglem ^{14}C zooplanktonu lub koralu. Należy mieć na uwadze to, że zawartość ^{14}C jest różna w atmosferze, na powierzchni oceanu i na dużych głębokościach. Zawartość ^{14}C w wodach powierzchniowych zależy od wymieszania wód powierzchniowych i głębinowych, w których zawartość ^{14}C jest mniejsza (wody starsze). Z tego powodu zwapnienie muszli organizmów morskich żyjących w wodach powierzchniowych będzie wskazywało na wiek pozornie starszy niż organizmów lądowych rozwijających się w tym samym czasie i wykorzystujących dostępny wówczas węgiel atmosferyczny. Obecnie ta różnica wieku pozornego, nazywanego „kolektorem wieku”, może wynosić 400 lat, ale może być różna w zależności od obszaru i okresu, a w szczególności w zależności od cyrkulacji oceanicznej. Metody stratygraficzne wykorzystujące datowanie tefrytu lub innych produktów wulkanicznych pozwalają rozwiązać ten problem „kolektora wieku”, ale możliwości ich stosowania są ograniczone tylko do obszarów wulkanicznych, np. w pobliżu Islandii (rys. 3) lub w środkowej i wschodniej części Morza Śródziemnego. Ostatnie stulecie nie jest dobrze udokumentowane z powodu braku informacji o osadach powierzchniowych. Dodatkowe próbki tylko w małym stopniu pozwoliły wzbogacić brakujące dane. Pomimo rozbieżności wyników tych badań, ustalenia paleoklimatyczne morskie jednak potwierdzają ustalenia dotyczące wcześniej opisanych stref lądowych..

Synteza

Dane zebrane w archiwach historycznych i przyrodniczych wykazują średnio na półkuli północnej łagodne warunki klimatyczne nazywane „optimum średniowiecznym” w latach około 950-1250. Okres, który nastąpił po tym optimum, około 1450-1850, jest nazywany „małą epoką lodową”, charakteryzującą się niską temperaturą i występowaniem licznych lodowców kontynentalnych i lodu w Morzu Arktycznym i na Atlantyku w obszarach podbiegunowych. Badania zmienności od kilkuletniej do dekadowej pozostają jednak niepełne z uwagi na niedokładną ocenę wieku. Badania te jednak dostarczają spójnych wyników w okresach kilkunastuletnich i stuletnich. Korale zwrotnikowe świadczą o występowaniu zmienności typu ENSO (ramka 1). Oceny zmian Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na podstawie kontynentalnych informacji paleoklimatycznych wykazują w ciągu ostatnich 500 lat okres ciągle występujących faz NAO, jak to zostało zaobserwowane w latach 1960. lub 1990.

Międzynarodowy program IGBP/PAGES (International Geosphere-Biosphere Programme/Past Global Changes) koordynuje wysiłki zmierzające do rekonstrukcji

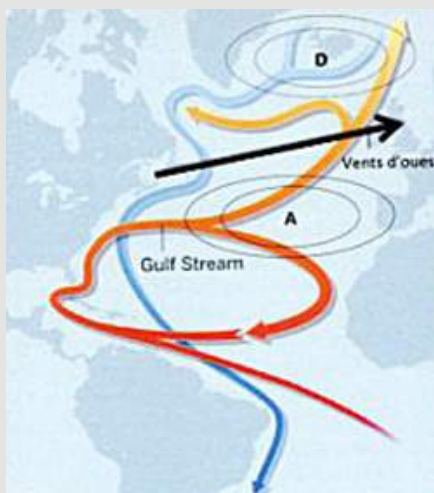
stanu oceanu w ciągu ostatnich 2000 lat, jak również podejmuje nowe inicjatywy w celu scharakteryzowania lądowych zmian hydrologicznych.

1. Co steruje zmiennością klimatu?

Klimat w danym regionie jest ogólnie opisywany średnimi wartościami elementów meteorologicznych w okresie około 30 lat i wahaniami wokół tej średniej. Ta definicja jest antropocentryczna i odpowiada okresowi jednego pokolenia ludzkiego, ponieważ klimat zmienia się w wielu skalach czasu (od dobowej do wielu tysięcy lat). Analiza spektralna tej zmienności jest jednak ograniczona przez niekompletne przestrzennie i czasowo ciągi informacji. Obserwacje instrumentalne i wskaźniki paleoklimatyczne dotyczące ostatniego stulecia są jednak reprezentatywne w przypadku zmienności klimatu Europy, północnego Atlantyku i Pacyfiku, skąd zgromadzono najwięcej długich serii informacji. Aby ocenić charakterystyki widm częstotliwości klimatycznych, analiza serii rocznych temperatury wskazuje, że najważniejsze są zmiany o niskiej częstotliwości (długi okres, dłuższy od dekady) (Huybers, Curry, 2006). Mówi się więc o widmie typu „czerwony szum”, przez analogię z widmem światła widzialnego, gdzie barwy czerwone odpowiadają niskim częstotliwościom. Wyjaśnienie charakterystyki spektralnej temperatury powierzchniowej może być oparte na pionierskich pracach Frankignoula i Hasselmanna (1977), które pokazują, że silne widmo na powierzchni oceanu często jest czerwone. Z racji silnej inercji termicznej i dynamicznej ocean tłumi zmiany turbulencji atmosferycznej, której częstotliwości są dużo wyższe (od sekundy do tygodnia). A zatem najsilniejsze wahania atmosferyczne nie są w stanie uruchomić i zmieniać temperatury powierzchni oceanu, który je tłumi i zmienia znacznie wolniej. Co więcej, zmiany lub wahania klimatu kształtują się według regionalnych uwarunkowań dynamiki oceanu i atmosfery. Na Pacyfiku równikowym analiza serii temperatury podczas kilku stuleci wykazuje silne ocieplenia równikowych wód powierzchniowych, co 2 do 7 lat na szerokości wybrzeży peruwiańskich. Ocieplenia te nazywane są El Niño. Po tych ciepłych epizodach często występują zjawiska chłodu (La Niña). Podczas epizodów ciepłych kształtuje się charakter cyrkulacji, nazywany Oscylacją Południową lub ENSO i wówczas mamy do czynienia z pasatami (wiatr wiejący w strefie międzyzwrotnikowej) znacznie słabszymi niż w okresach normalnych. Sprzężenia ocean–atmosfera umożliwiają długie utrzymywanie się takiej sytuacji, nawet jeden rok lub więcej. Skutki jej oddziaływań w całym basenie Pacyfiku (zajmującym połowę powierzchni Ziemi) to: susze w Indonezji, silne opady w Peru i zmniejszone połowy ryb na jego wybrzeżach. ENSO w sposób zasadniczy kształtuje zmienność klimatu w skali globalnej. Wpływa on poprzez atmosferę również na baseny Atlantyku i Oceanu Indyjskiego. W naszych szerokościach geograficznych, na północnym Atlantyku kształtuje się głównie inny niż na półkuli południowej typ układów atmosferycznych, wpły-

wający na klimat Europy. Jest to Oscylacja Północnoatlantycka (North Atlantic Oscillation – NAO) jako skutek zmienności nasilenia Wyżu Azorskiego i Niżu Islandzkiego (rysunek). Te dwa układy ciśnienia atmosferycznego mogą się jednocześnie wzmacniać lub osłabiać. Kiedy obydwa układy się wzmacniają, mówi się o NAO dodatnim, kiedy się osłabiają – ujemnym. W fazie dodatniej modyfikacje cyrkulacji atmosferycznej tłumaczą ocieplenie i wzrost opadów w Europie Północnej oraz w północnej-wschodniej części Ameryki Północnej, natomiast południowo-zachodnia Grenlandia i wybrzeża Morza Śródziemnego odczuwają niedosyt opadów i znaczne ochłodzenie. Widmo częstotliwości tej oscylacji atmosferycznej, intensywnej szczególnie zimą, jest na ogół czerwone, co sugeruje wzajemne oddziaływania z warunkami, jakie panują na powierzchni północnej i zwrotnikowej Oceanu Atlantyckiego. Zmiany pokrywy lodowej na Morzu Barentsa i śnieżnej w Skandynawii mogą być spowodowane zmianą częstości faz NAO. Zależności te jednak są ciągle dyskusyjne.

Wraz ze wzrostem liczby długich serii obserwacyjnych z obszaru północnego Atlantyku ten ostatni rodzaj zmienności klimatycznej może okazać się Wielodekadową Oscylacją Atlantycką (AMO), której oscylacje mają właśnie okresy znacznie dłuższe, wielodekadowe. Ten rodzaj cyrkulacji powoduje kolejno ocieplenie lub ochłodzenie stref północnego Atlantyku od równika do Grenlandii. Wprawdzie pozostające obecnie do dyspozycji obserwacje nie pozwalają jeszcze wyjaśnić mechanizmów tej zmienności, ale modele klimatyczne sugerują znaczenie zmian cyrkulacji oceanicznej w dużej skali (rysunek) związanej z Prądem Zatokowym i jego odgałęzieniem północnoatlantyckim. Ten rodzaj cyrkulacji wpływa w szczególności na zmiany dekadowe reżimu opadowego w Sahelu, na częstość cyklonów na Atlantyku zwrotnikowym i nawet latem na warunki atmosferyczne w Europie. Opisane różne rodzaje zmienności są stosunkowo dobrze wykazane w modelach klimatu



i wydaje się, że są uwarunkowane stałymi wymuszeniami zewnętrznymi. Wymuszenia antropogeniczne mogą również wpływać na kształtowanie zmienności klimatu, pobudzając szczególnie niektóre jej fazy. Ostatnie tysiąclecie jest okresem dostatecznie długim i umożliwiającym rekonstrukcję klimatyczne, które pogłębiają znajomość wzajemnych oddziaływań wymuszeń zewnętrznych i dynamiki wewnętrznej klimatu. Zaproponowano liczne rekonstrukcje rodzajów zmian. Stanowią one istotne podstawy wiedzy w celu lepszego zrozumienia dynamiki różnych rodzajów zmienności klimatu.

Rysunek przedstawia schematyczny obraz zjawisk fizycznych powodujących główne zmiany klimatyczne na Oceanie Atlantyckim. Widać na nim powrotną cyrkulację oceaniczną na Atlantyku; czerwone – wody powierzchniowe, niebieskie – wody, które zeszyły w głąb oceanu. Przedstawione są również dwa układy ciśnienia; A – Wyż Azorski i D – Niż Islandzki, między którymi różnica ciśnienia informuje o fazach NAO i nasileniu wiatru zachodniego na Atlantyku (strzałka czarna). Przypuszcza się, że anomalia małej epoki lodowej w stosunku do średniowiecznego okresu ciepła może się tłumaczyć częściowo osłabieniem cyrkulacji oceanicznej w dużej skali na Atlantyku i w mniejszym stopniu ujemnymi fazami NAO

Oceny wymuszeń (wpływu czynników) zewnętrznych

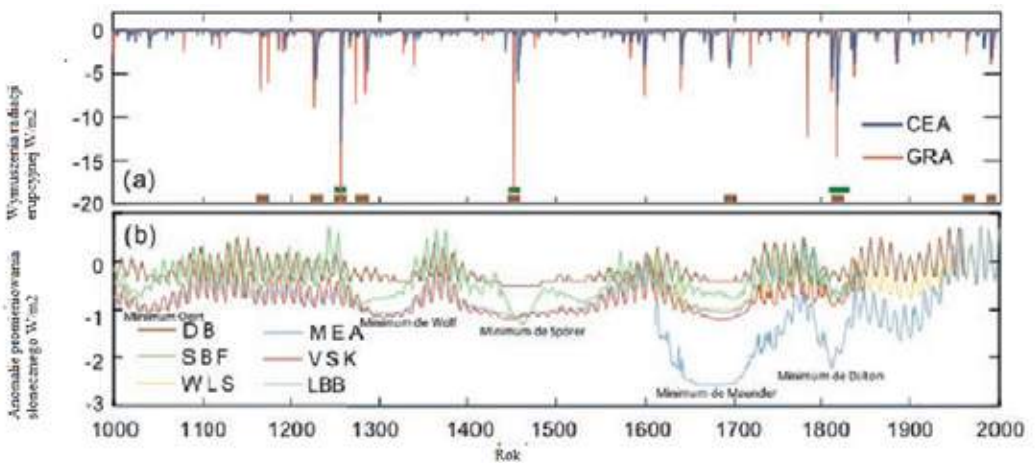
W okresie poprzedzającym XIX wiek przeważającą rolę, w stosunku do wymuszeń antropogenicznych, odegrały wymuszenia naturalne, związane ze zmianami aktywności Słońca i działalnością wulkaniczną.

Wymuszenie radiacyjne

Energia słoneczna otrzymywana przez kulę ziemską jest kształtowana przez zmianę parametrów astronomicznych, które charakteryzują obieg Ziemi dookoła Słońca i nachylenie osi Ziemi w stosunku do ekliptyki. Wpływ tych zmian na całkowitą energię słoneczną dopływającą do całej półkuli w ciągu ostatniego tysiąclecia nie jest istotny. Powolna zmiana kształtu orbity Ziemi ma jednak pewien wpływ na różnicowanie regionalne i sezonowe ilości promieniowania słonecznego, co należy brać pod uwagę. Wpływ wymuszenia orbitalnego jest szczególnie istotny latem na północ od 65° szerokości północnej, gdzie w ciągu ostatniego tysiąclecia promieniowanie słoneczne w górnych warstwach atmosfery zmniejszyło się o około $1,5 \text{ W/m}^2$ (Servonnat i in., 2010).

Na podstawie wyników pomiarów satelitarnych od 1978 roku wiadomo, że zmiany aktywności słonecznej powodują wahania o ok. 0,1% całkowitej energii słonecznej (lub promieniowania) w cyklu ok. 11-letnim. Natomiast w rozkładzie spektralnym energii (według długości fali), szczególnie w zakresie promieniowania ultrafioletowego, zmiana energii może być dużo większa (ok. 8%), co powoduje wytwarzanie ozonu stratosferycznego (powyżej 10 km). Z okresu poprzedzającego rozpoczęcie pomiarów satelitarnych istnieje niewiele bezpośrednich informacji dotyczących zmian aktywności Słońca. Informacje zdobywano pośrednio, jak np. na podstawie liczby plam słonecznych, obserwowanych przez astronomów poczynając od XVII stulecia, lub na podstawie stężenia berylu ^{10}Be w lodowcach

polarnych i ^{14}C w słojach drzew, albo izotopów kosmicznych, które powstają w wyniku aktywności Słońca. Jednakże ich występowanie jest również wynikiem natężenia pola geomagnetycznego albo skutków własnego obiegu geochemicznego ^{10}Be i ^{14}C i ich przemieszczania. Zaproponowano różne poprawki ze względu na te czynniki nie pochodzące ze zmian aktywności Słońca, które wskazują na niepewność różnych ocen całkowitego promieniowania słonecznego. O ile chronologia wielkich zmian promieniowania słonecznego jest względnie dobrze rozpoznana, to zakres tych zmian jest niepewny. Największa niepewność dotyczy amplitudy zmian w okresie wielkich minimum promieniowania słonecznego, jak minimum Maundera, obserwowanego pod koniec XVII stulecia (rys. 4b).



Rys. 4. (a) Dwie rekonstrukcje wymuszenia wulkanicznego (W/m^2) w ciągu ostatniego tysiąclecia na podstawie analizy osadów aerozolu siarczanowego w próbach lodu, wykorzystanych w symulacjach klimatycznych 5. Raportu (Schmidt i in., 2011). GRA: Gaoi in. (2012); CEA: Crowley I Unterman (2013). Szczyty występowania wulkanicznych aerozoli siarczanowych, ocenione na podstawie składu izotopowego pochodzącego ze stratosfery, oznaczono prostokątami (zielone: Grenlandia; brązowe: Antarktyda) (Baroni i in., 2008; Cole-Dai i in., 2009). (b) Wykresy anomalii całkowitego promieniowania słonecznego (TSI W/m^2) odtworzone za ostatnie 1000 lat, DB: Delaygue i Bard (2011); MEA: Muscheler i in. (2007); SBF: Steinhilber i in. (2009); WLS: Wang i in. (2005); VSK: Vieira i in. (2011). Wszystkie rekonstrukcje promieniowania słonecznego wykorzystano w 5. Raporcie (Schmidt i in., 2011), z wyjątkiem LBB (Lean i in., 1995). Według Masson-Delmotte i in. (2013).

Fig. 4. (a) Deux reconstitutions du forçage volcanique (en W/m^2) pour les 1 000 dernières années issues de l'analyse des dépôts de sulfate dans les carottes de glace et utilisées dans les simulations climatiques de CMIP5 (Schmidt et al., 2011). GRA : Gao et al. (2012) ; CEA : Crowley et Unterman (2013). Les pics de sulfates volcaniques identifiés à partir de leur composition isotopique comme provenant de la stratosphère sont indiqués par des carrés (vert : Groenland ; brun : Antarctique) (Baroni et al., 2008 ; Cole-Dai et al., 2009). (b) Plusieurs jeux d'anomalies de l'irradiance solaire totale (TSI en W/m^2) reconstruites pour les derniers 1 000 ans. DB : Delaygue et Bard (2011) ; MEA : Muscheler et al. (2007) ; SBF : Steinhilber et al. (2009) ; WLS : Wang et al. (2005) ; VSK : Vieira et al. (2011). Toutes les reconstructions d'irradiance solaire ont été utilisées dans CMIP5 (Schmidt et al., 2011) à l'exception de LBB (Lean et al., 1995). D'après Masson-Delmotte et al. (2013).

Wobec braku wyraźnej tendencji zmian promieniowania słonecznego podczas trzech ostatnich dekad nie można było rozpatrywać długookresowego przebiegu promieniowania słonecznego, przy wykorzystaniu wyników bezpośrednich pomiarów satelitarnych. Tymczasem najnowsze oceny oparte na obserwacji gwiazd podobnych do Słońca są zgodne i świadczą, że zmiany wieloletnie (stuletnie) niewątpliwie nie przekroczyły amplitudy 11-letniego cyklu, co wskazywałoby na umiarkowane zmiany wymuszenia radiacyjnego (ok. $0,25 \text{ W/m}^2$ w skali globalnej). Rysunek 4b pokazuje jednak, że inne rekonstrukcje promieniowania słonecznego, zwłaszcza te starsze, wykazują znacznie większe zmiany wymuszenia radiacyjnego. Lata 1100-1250 charakteryzują się względnie silnym promieniowaniem słonecznym, ograniczonym minimami Oorta i Wolfa, natomiast w latach 1250-1850 wystąpiły 4 główne minima promieniowania słonecznego: Wolfa, Spörera, Maundera i Daltona.

Wymuszenie wulkaniczne

Innym rodzajem wymuszenia zewnętrznego pochodzenia naturalnego są emisje pyłów i gazów wulkanicznych. Wybuchy wulkanów mające wpływ na klimat globalny występują przede wszystkim w strefach zwrotnikowych. Ich kratery rozpylają wysoko, do stratosfery, znaczne ilości gazów bogatych w siarkę. Taki wybuch spowodował wulkan Pinatubo w czerwcu 1991 r. na Filipinach, którego gazy osiągnęły ok. 20 km wysokości. Gazy wulkaniczne w stratosferze w wyniku reakcji chemicznej są przekształcane w drobne cząstki aerozoli siarczanowych, które zostają przeniesione w kierunku biegunów, a następnie za kilka miesięcy spadają na powierzchnię ziemi. Kwaśne osady siarczków, pochodzące z dawnych wybuchów wulkanów tropikalnych, wykryte w próbkach lodowych Antarktydy i Grenlandii stanowią rzetelne potwierdzenie działalności wulkanicznej w okresie przedinstrumentalnym. Te osady świadczą o szczególnie intensywnej działalności wulkanicznej w XIII wieku i w mniejszej skali w wieku XIX. To właśnie te drobne cząstki utworzone w stratosferze zakłócają dochodzące promieniowanie słoneczne. W rezultacie, z powodu składu i rozmiarów, aerozole te odbijają promieniowanie słoneczne (szczególnie ultrafioletowe i widzialne), absorbują natomiast część słonecznego i ziemskiego promieniowania podczerwonego. Tylko na skutek jedynej erupcji szczegółowo obserwowanej w okresie instrumentalnym (Pinatubo 1991) nastąpiło ocieplenie dolnej warstwy stratosfery i spadek temperatury o kilka dziesiątych stopnia C przy powierzchni Ziemi w czasie dwóch pierwszych lat po erupcji, z nasilającym się powrotem do stanu poprzedniego pod koniec trzech następnych lat. Wybuch wulkanu na Filipinach służy jako odniesienie dla rekonstrukcji wymuszeń radiacyjnych w ciągu ostatniego tysiąclecia. Charakterystyki dawnych erupcji wulkanicznych są oceniane na podstawie związku liniowego

między parametrami obserwowanymi podczas wybuchu Pinatubo i koncentracją kwasu siarkowego zmierzonego w próbkach lodowych. Dokonano wielu ocen na podstawie wyników różnorodnych badań chemicznych próbek lodu. Oceny te obejmują w zasadzie ostatnie 1500 lat (rys. 4a). Podobne erupcje są również identyfikowane w ostatnich 700 latach, tylko różne pod względem natężenia. Niezgodności dotyczą szczególnie erupcji islandzkich, które miały istotny wpływ na klimat, jak np. wybuch Laki w 1783 r., ale jego siła jest nadal dyskusyjna i wciąż nie rozstrzygnięta. Różnice ocen wynikają z niejednorodnych osadów aerozoli w polarnych czapach śnieżnych, niepewnych ocen ich wieku i niepewnego pochodzenia. Ponieważ było trudno ustalić, czy erupcja osiągnęła troposferę czy stratosferę, podjęto nowe prace nad ustaleniem wieku próbek wierceń antarktycznych i wysokości rozpylenia gazów do stratosfery, aby uściślić analizę izotopową osadów siarki.

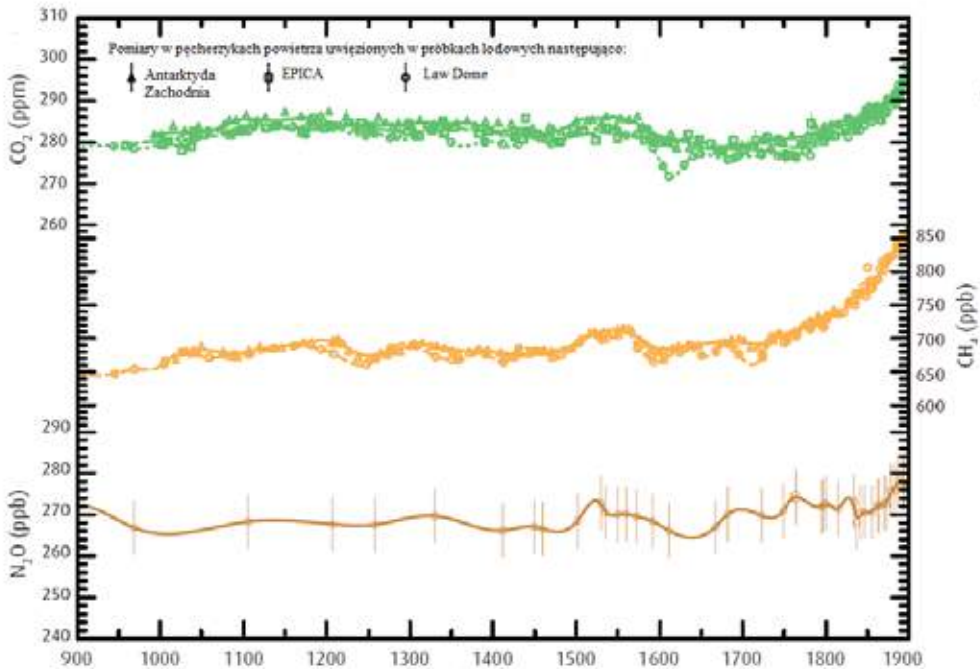
Gazy cieplarniane i użytkowanie ziemi

Badano również inne rodzaje wymuszeń w ubiegłych stuleciach. Ich wpływ na klimat nie był jednak znaczący. Chodzi tu o użytkowanie ziemi (pożary lasu, wylesienia, uprawy, pastwiska). Ocenia się, że w 1750 r. powierzchnia upraw i pastwisk zajmowała ogólnie 5% łądów, teraz natomiast osiąga 38%. Zwiększenie powierzchni upraw trawiastych kosztem lasów może wpływać na temperaturę powierzchni w skali regionalnej, zmieniając wilgotność gleby, parowanie i szorstkość powierzchni oraz albedo. Stosunkowo dokładne dane historyczne dotyczące Eurazji są do dyspozycji od roku 1700. Zmiany dotyczące użytkowania ziemi w innych obszarach lub sprzed tego okresu są oceniane na podstawie analizy pyłków w osadach jeziornych albo na podstawie informacji historycznych i archeologicznych o gęstości zaludnienia i stosowanych zabiegach agronomicznych (pozwalających na wyznaczenia powierzchni uprawnej).

Zmiany zaludnienia i użytkowania ziemi mogły kształtować produkcję rolną, a co za tym idzie globalny obieg węgla i skład atmosfery. Najdokładniejsze dane, pochodzące z próbek lodowych, wykazują spadek koncentracji CO₂ o ok. 7 do 10 ppm na przełomie XVI i XVII wieku. Przyczyny tych zmian są ciągle dyskutowane. Niektórzy autorzy sugerują, że są one spowodowane ochłodzeniem związanym z działalnością wulkaniczną. Inni natomiast uważają, że przyczyną jest wzrost zalesienia w regionach opuszczonych obszarów Ameryki Środkowej na skutek epidemii i wojen. Stwierdza się także zmniejszenie zawartości metanu w atmosferze o ok. 40 ppb w XIV stuleciu, prawdopodobnie spowodowane zmniejszeniem emisji w strefach wilgotnych. Inni autorzy sugerują, że może to być efektem pożarów biomasy (rys. 5).

Synteza

Symulacje zmian klimatu w ostatnim tysiącleciu, opracowane w ramach CMIP5, uwzględniają niewielkie zmiany składu atmosfery, jak również wymuszenia orbitalne, promieniowanie słoneczne i działalność wulkaniczną (przy wykorzystaniu różnych istniejących ocen w celu lepszego zrozumienia nagromadzonych niepewności). Zmiany pokrycia roślinnego są brane pod uwagę w sposób uproszczony i niesystematyczny; w niektóre modelach uwzględnia się jednak odpowiadający im strumień powstałego dwutlenku węgla (Schmidt i in., 2011).



Rys. 5. Zmiany koncentracji w atmosferze: dwutlenku węgla (CO_2) w ppm, metanu (CH_4) i podtlenku azotu N_2O w ppb, od 900 do 1900 roku, ocenione na podstawie analiz z antarktycznych próbek lodowych. Według Ciais i in. 2013

Fig. 5. Variations de la concentration atmosphérique en dioxyde de carbone (CO_2) en ppm, en méthane (CH_4) et protoxyde d'azote (N_2O) en ppb, de l'an 900 à 1900, telles que déduites de l'analyse des carottes de glace antarctique. D'après Ciais et al. (2013)

2. Co wywołuje zmienność klimatu?

System klimatyczny tworzą liczne składowe, takie jak atmosfera, ocean i pokrywy lodowe, powierzchnie kontynentalne, roślinność, czasy lodowe. Czynniki te reagują wzajemnie na siebie. Jest to system otwarty, w którym

występuje ciągła wymiana energii z otoczeniem, szczególnie poprzez dopływającą promieniowanie słoneczne i emitowane promieniowanie cieplne w kierunku przestrzeni okołoziemskiej. Chodzi o to również, że jest to system dynamiczny, a prawa rządzące jego zachowaniem są przyjmowane jako znane. Możliwy jest opis jego działania w czasie w sposób deterministyczny. Aby wykonać odpowiednie obliczenia, trzeba m.in. dysponować warunkiem początkowym, opisującym stan wyjściowy systemu oraz warunkami brzegowymi lub wymuszeniami zewnętrznymi, które wpływają na jego zachowanie. Jako przykład wymuszenia naturalnego można wymienić promieniowanie słoneczne i działalność wulkaniczną, a emisję aerozoli i gazów oraz efekt cieplarniany (tu – powodowany przez działalność człowieka) jako wymuszenia antropogeniczne.

Przedmiotem naszego zainteresowania są zmiany systemu klimatycznego i jego stan. Jest tak przede wszystkim dlatego, że jest on otwarty i ciągle zasilany energią oraz jest w ciągłym ruchu. Wiadomo od kilku dziesięcioleci oraz na podstawie prac Edwarda Lorenza, że ta samoistna dynamika ma charakter chaotyczny, to znaczy wrażliwy na warunki początkowe. To właśnie szczególnie z powodu tej wrażliwości prognozy meteorologiczne tracą wiarygodność po kilku dniach. Charakter chaotyczny powoduje nietrwałość i w praktyce niemożność przewidywania długookresowego zachowania się systemu klimatycznego. Charakter chaotyczny zapewnia jednak stabilność statystyczną stanu systemu klimatycznego: zawsze w długim czasie prawdopodobieństwo, że znajdzie się on w jakimś szczególnym stanie, nie zależy od warunków początkowych. Z tego powodu fluktuacje stanu systemu wytworzone przez jego własną dynamikę są uważane w naukach klimatologicznych jako losowe, w odróżnieniu od meteorologii, która bada atmosferę w sposób deterministyczny, ale w czasie dużo krótszym (kilkudniowym). Mówi się wówczas o zmienności wewnętrznej. Sprawą kluczową jest, że ta zmienność powstaje, kiedy przyjmuje się stałe warunki wymuszeń zewnętrznych. Trzeba również zauważyć, że zmiany systemu klimatycznego w krótkim czasie (od sezonu do kilku lat) mają szczególną, odrębną ocenę: mogłyby one, w pewnej mierze, być interpretowane jako deterministyczne z racji utrzymującej się zmienności oceanicznej (ramka 1) i jej wpływu na system klimatyczny. Po drugie, system klimatyczny reaguje na zmiany czynników zewnętrznych, mówi się więc o zmienności wymuszonej. Przykładami klasycznymi są następujące po sobie glacjały i interglacjały powodowane zmianami orbity ziemskiej lub ochłodzeniem na powierzchni Ziemi w wyniku ożywionej działalności wulkanicznej. Należy zauważyć, że rozróżnienie wymuszeń jest uznaniowe. W praktyce wymuszenia zewnętrzne nigdy nie są stałe, np. aktywność słoneczna zmienia się w krótkich okresach o różnej długości. Trudno jest więc ustalić na podstawie samych obserwacji, czy jest to zmienność wewnętrzna (lub wymuszona). Obserwowana zmienność jest zawsze kombinacją samoistnej dynamiki systemu klimatycznego i jego reakcji na wymuszenia zewnętrzne.

Pozostaje więc zasadne pytanie, jak w ogólnie zaobserwowanych zmianach klimatu określić liczbowo i czasowo część odpowiadającą zmianom wewnętrznym i wymuszeniom.

Możliwe są różne podejścia. Pierwsze podejście, naiwne, polega w zależności od skali czasu, na przyjęciu, że: zmienność wewnętrzna będzie powstawała w krótkim czasie a zmienność wymuszona będzie się charakteryzowała znacznie wolniejszym przebiegiem. Rozgraniczenie to jednak jest bardzo uproszczone, ponieważ niektóre wymuszenia przebiegają szybko (jak np. erupcje wulkaniczne), a niektóre zmiany wewnętrzne kształtują się w długim czasie (w głębinach oceanu co najmniej kilka wieków). Drugie podejście polega na modelowaniu numerycznym systemu klimatycznego. Model numeryczny ma możliwości odwzorowania samoistnej dynamiki systemu klimatycznego (zmienności wewnętrznej), jak również jego reakcji na wymuszenia zewnętrzne (zmienność wymuszona). Mogą być realizowane różne rodzaje symulacji. Można np. przyjąć dwa stałe parametry wymuszeń zewnętrznych i określić w ten sposób zmienność wewnętrzną za pomocą długich symulacji. Można również symulować reakcję systemu klimatycznego na różne wymuszenia zewnętrzne, np. modyfikując skład chemiczny atmosfery (zwiększając koncentrację gazów cieplarnianych i aerozoli) od 1850 r., aby ocenić wpływ wymuszeń antropogenicznych (aktywności człowieka). W rezultacie dane otrzymane z symulacji ewolucji wszystkich znanych wymuszeń (naturalnych i antropogenicznych) pozwalają bezpośrednio porównać wyniki symulacji numerycznej i obserwacji od początku XX wieku. Aby ograniczyć efekt zmian wewnętrznych, wykonuje się równocześnie kilka symulacji ze słabymi zmianami warunków początkowych i ustala się ich wartość średnią. Jeżeli wśród tych symulacji wyróżnia się jakiś przebieg, to może on być wynikiem wymuszeń zewnętrznych.

Aby wykryć zakres zmian, dokładniejsze oceny ilościowe niektórych parametrów wymagają dodatkowych badań statystycznych. Wykrywanie mierzy do wyjaśnienia, czy dokonane ustalenia mogą być rzeczywiście spowodowane tylko przez zmienność wewnętrzną lub też czy widoczne są jakieś wymuszenia zewnętrzne. Badania statystyczne zmierzają do ustalenia ilościowego każdego z wymuszeń, związanej z tym niepewności i oceny spójności obserwacji i symulacji. Najczęściej stosowanym sposobem jest regresja liniowa i odchylenia oraz na podstawie obserwacji ocena amplitudy każdej z wymuszonych reakcji. Zakłada się przy tym, że rozkład przestrzenny i czasowy reakcji jest znany na podstawie symulacji. W ten sposób na podstawie obserwacji można ocenić wrażliwość systemu klimatycznego na zmiany koncentracji gazów cieplarnianych w atmosferze.

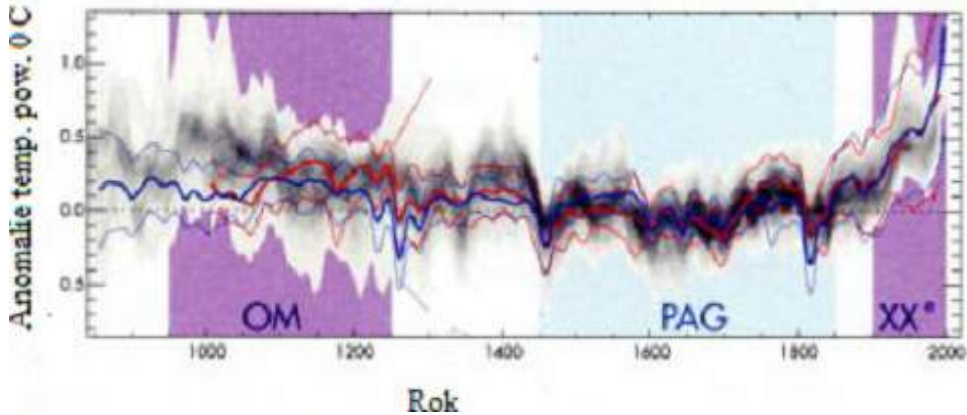
Modelowanie klimatu ostatniego tysiąclecia

Od czasu publikacji 4. Raportu IPCC w roku 2007 nasza wiedza dotycząca roli zmienności wewnętrznej (ramka 2) i wymuszeń naturalnych zmian klimatycznych, odtworzonych w skali kuli ziemskiej, istotnie wzrosła. Modele klimatyczne stały się głównymi narzędziami umożliwiającymi ocenę międzydekadowej zmienności wewnętrznej i uściśliły, jaką rolę odgrywają wymuszenia naturalne. Postęp w tej dziedzinie ułatwia koordynacja pracy dużych zespołów modelujących i zrozumienie wyników modelowania w świetle obserwacji i odtworzonych danych. W tym artykule zostanie położony akcent na zmiany klimatyczne wyrażone średnią temperaturą przy powierzchni globu i różnych regionów, ze szczególnym uwzględnieniem Europy.

Aby lepiej ocenić naturalne zmiany klimatu na podstawie modeli, najbardziej klasyczna metoda, w pierwszym podejściu, polega na przyjęciu stałych wymuszeń. Jako reprezentatywne uznaje się średnie warunki sprzed epoki uprzemysłowienia, czyli z połowy XIX wieku (ramka 2). Aby uzyskać stan klimatu sprzed epoki uprzemysłowienia i ocenić lepiej zmienność wewnętrzną, niebędącą pod wpływem wymuszeń zewnętrznych lub antropogenicznych, to symulacje, nazwijmy je kontrolnymi, powinny obejmować możliwie długie okresy (kilka stuleci). Co więcej, kiedy klimat symulowany, z zachowaniem tych samych wymuszeń, osiągnie pewną równowagę, może on być „podstawiony” jako warunek początkowy tymczasowej symulacji obejmującej okres historyczny od 150 do 1000 ostatnich lat. W tych symulacjach jednak ten narzucony przebieg wymuszeń nie będzie ostateczny. Nie można oczekiwać, że symulowane przebiegi klimatów w skali regionu będą zgodne z lokalnymi zapisami. Jest prawdą, że na początku tysiącletniej symulacji klimat symulowany odbiega od jego stanów początkowych, po pierwsze z powodu braku parametrów „powolnych” systemu klimatycznego, jak np. głębiny oceanu, co prawie nie jest uwzględnione w procesie, a po drugie z powodu czułości systemu klimatycznego (ramka 1).

Aby obejść te naukowe trudności związane z niepewnością dotyczącą stanu początkowego symulacji i wpływu przypadkowych procesów, wskazane jest wykonanie dużej liczby symulacji, zmieniając jedynie warunki początkowe. To podejście pozwala lepiej poznać spektrum symulowanej za pomocą modeli wewnętrznej zmienności klimatycznej. Ten sposób ułatwi wybór jednej lub kilku potencjalnie najbardziej realistycznych symulacji. Średnia ze zbioru symulacji wymuszonych pozwala również rozróżnić na podstawie modelu zmienność wymuszoną od zmienności wewnętrznej. A następnie, porównując ją z obserwacjami, oszacować dawne zmiany spowodowane wymuszeniami zewnętrznymi (ramka 1). Dane i rekonstrukcje klimatyczne mogą być także „asymilowane” w modelach, bądź zmuszając modele, aby śledziły rekonstrukcje wartości lokalnych lub regionalnych temperatury albo wybierały te symulacje, które są najbliższe przebiegom

rekonstruowanym (Goosse i in., 2012). Tymczasem zasoby informatyczne, z natury rzeczy ograniczone, zmuszają do kompromisu co do liczby tysiącletnich symulacji klimatu na podstawie modeli globalnych, kompletności modelu oraz zakresu przestrzennego. Większość międzynarodowych zespołów modelujących była w stanie



Rys. 6. Porównanie zmian temperatury na półkuli północnej symulowanej w kolorach (niebieskim i czerwonym) i rekonstruowanej (strefa szara). Rekonstrukcje pokazują na przemian średniowieczne optimum (OM) i następującą po nim małą epokę lodową (PAG) oraz XX wiek. Niektóre rekonstrukcje są reprezentatywne dla strefy mniejszej niż cała półkula północna albo dla jakiegoś szczególnego okresu, podczas gdy wykresy kolorowe pokazują anomalie temperatury na całej półkuli północnej. Wykresy kolorowe pogrubione pokazują średnie wartości z modeli, a wykresy cieńsze rozrzut wartości symulowanych wokół tej średniej (przedział ufności 90%). Choć inne wymuszenia i czułość modeli się różnią, wykresy czerwone odpowiadają wartościom modelowym, wymuszonym przez rekonstrukcję promieniowania słonecznego (strzałka czerwona), których amplituda stuletnia jest duża, a wykresy niebieskie – modelom wykorzystującym scenariusze słabego promieniowania słonecznego (strzałka niebieska). Strefy szare ciemniejsze pokazują przedział ufności odnośnie do odtworzonych wartości temperatury na półkuli północnej. Wszystkie serie temperatury zrekonstruowanej wyrażają anomalie lub odchylenia w stosunku do ich średniej z okresu 1500-1850, wyrównane 30-letnią średnią konsekwentną. Według Masson-Delmotte i in. (2013)

Fig. 6. Comparaison des changements de température de l'hémisphère Nord simulés (couleurs) et reconstruits (zone grisée). Les reconstructions indiquent l'alternance entre l'optimum médiéval chaud suivi par le petit âge de glace et le XXe siècle. Certaines reconstructions sont représentatives d'un domaine spatial plus petit que l'ensemble de l'hémisphère Nord ou une saison particulière, alors que les courbes de couleurs indiquent les anomalies de températures annuelles pour l'ensemble de l'hémisphère Nord. Les lignes de couleurs épaisses indiquent la moyenne multimodèles et les lignes plus fines la dispersion des simulations autour de cette moyenne (intervalle de confiance de 90 %). Bien que d'autres forçages et les sensibilités de modèles différent, les lignes rouges correspondent aux modèles forcés par les reconstructions d'irradiance solaire dont l'amplitude de la tendance séculaire est forte et les courbes bleues aux modèles utilisant les scénarios d'irradiance solaire sans tendance séculaire. Les zones grisées plus foncées indiquent le recouvrement des intervalles de confiance associés aux reconstructions de température de l'hémisphère Nord. Toutes les séries sont exprimées en anomalies ou écart par rapport à leur moyenne sur la période 1500-1850 et lissées avec un filtre de 30 ans. D'après Masson-Delmotte et al. (2013)

wykonać tylko jedną symulację klimatu ostatniego tysiąclecia, przyjmując scenariusze głównych wymuszeń naturalnych poznanych w ramach 5. próby porównywania parami modeli (CMIP5). Ta próba przede wszystkim posłużyła jako podstawa 5. Raportu IPCC. Dziesięć symulacji dotyczących ostatniego tysiąclecia, obejmujących lata od 850 do 1850 zostało wykonanych przez zespoły międzynarodowe, przy zastosowaniu w modelach różnych układów ocenianych wymuszeń naturalnych i antropogenicznych. Porównanie wykonanych symulacji i ocen historycznych zmian temperatury, dotyczących poszczególnych kontynentów bądź półkuli północnej, wykazuje, że wyniki modelowania zawierają się w przedziale ufności zrekonstruowanej temperatury (rys. 6). Na przykład, przedstawiają one wymownie zakres ochłodzenia podczas małej epoki lodowej.

We Francji tysiącletnie symulacje parami ocean-atmosfera, poddane różnym rekonstrukcjom promieniowania słonecznego (rys. 4b), zostały wykonane w IPSL (l'Institut Pierre-Simon Laplace) i Meteo-France/Cerfacs. Rezultaty numerycznych symulacji dwóch modeli francuskich są zbieżne z innymi symulacjami wykonanymi w ramach CMIP5. W tych modelach stuletnia tendencja 0,25% całkowitego promieniowania słonecznego między minimum promieniowania Maundera (ok. roku 1600) i minimami współczesnymi (rys. 4, wykres niebieski) nie wyjaśnia wartości początkowych zakresu i czasu trwania optimum średniowiecznego (1000-1425). Okres chłodniejszy lub mała epoka lodowa (1425-1800) jest jednak przedstawiona właściwie (Servonnat i in., 2010). Wyniki rekonstrukcji, uzyskane z przyjęciem dominującej roli promieniowania słonecznego w cyklu 11-letnim, pokazują, że wartości temperatury symulowane w skali kontynentu i w skali półkuli północnej mieszczą się w przedziale ufności zrekonstruowanej temperatury (rys. 6).

Identyfikowanie przyczyn zmian klimatu

W tym rozdziale zostaną przedstawione główne wyniki porównania parami modeli z obserwacjami, co pozwala na sformułowanie różnych hipotez, które niekiedy wywołują burzliwe dyskusje dotyczące zmian klimatycznych w ostatnim tysiącleciu.

Wymuszenia naturalne zmieniają się w różnych przedziałach czasu i wywołują zmiany klimatu różne co do zakresu i zasięgu przestrzennego. A więc wulkany mają na ogół wpływ na wymuszenia związane z promieniowaniem słonecznym, ale aerozol siarczanowy, pozostający tylko kilka lat w stratosferze, przemieszczając się swoim szlakiem ma wpływ tylko w skali regionu. Wymuszenie spowodowane promieniowaniem słonecznym dotyczy natomiast całego globu, ale wywołuje zmiany o mniejszym nasileniu. Jak przedstawiono powyżej, połączenie wpływu wymuszeń zewnętrznych z różnymi rodzajami wymuszeń wewnętrznych, wynikających z krążenia wód oceanicznych i atmosfery (ENSO lub NOA, ramka

1), komplikuje wykrycie wpływu jednego, szczególnego wymuszenia. Porównanie zbioru symulacji, przy uwzględnieniu lub nie, pewnych wymuszeń naturalnych, w rekonstrukcjach na półkuli północnej od roku 850 do 1850 może przypisać przeważającą rolę zjawiskom wulkanicznym. Natomiast zmiany promieniowania słonecznego i użytkowanie ziemi odegrały trudną do oceny rolę w skali półkuli (Schurer i in., 2014). Te stwierdzenia podważają utarte schematy, w których różnice klimatyczne między optimum średniowiecznym i małą epoką lodową są często przypisywane promieniowaniu słonecznemu, silniejszemu na początku tysiąclecia.

Wyniki badań wykrywających przyczyny zmienności (Schurer i in., 2014) sugerują również, że słabe zmniejszenie koncentracji gazów cieplarnianych mogło mieć niewielki udział w obniżeniu temperatury w XVI i XVII wieku. Jedynie wykryte jest wymuszenie wulkaniczne i to ono wydaje się kształtować zmienność temperatury w skali dziesięciolecia zarówno na lądach, jak i na północy Oceanu Atlantyckiego (Mignot i in., 2011; Sicre i in., 2013).

Poza tym analiza sposobu reagowania klimatu Europy w ciągu kilku lat po każdej erupcji pokazuje ślady wymuszenia wulkanicznego nawet w danych pomiarowych. Uwidacznia się to, że po wybuchach wulkanów lata są względnie chłodne, a zimy są najczęściej cieplejsze w Europie Północnej, chłodniejsze zaś w Europie Południowej (Hegerl i in., 2011). Podobnie w Ameryce Północnej dane pomiarowe sugerują, że po erupcjach wulkanicznych zimy są cieplejsze na północy kontynentu i chłodniejsze na południu. Taki charakter zmian klimatycznych jest związany z NAO w fazie dodatniej i trwa jakiś czas po dużych wybuchach wulkanów.

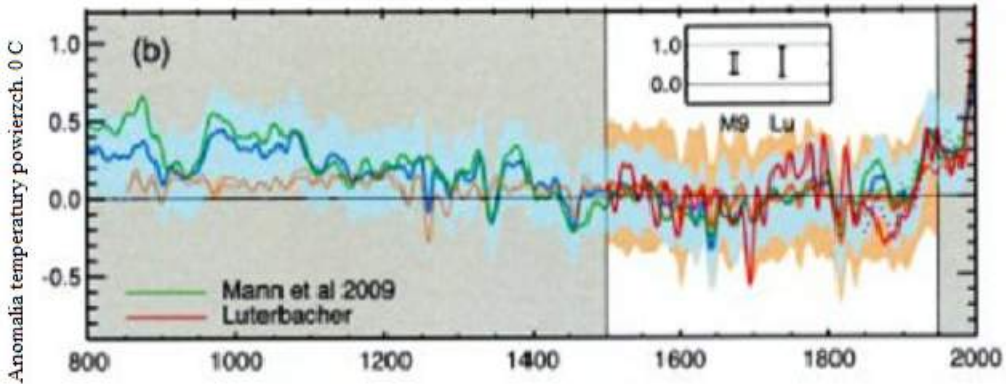
Liczne badania wykazują, że w skali dziesięcioleci erupcje wulkaniczne odgrywają główną rolę w zmianach klimatu i kształtowaniu charakteru jego zmienności naturalnej w tych właśnie przedziałach czasu. Jak pokazano poprzednio, przebudowa dynamiczna atmosfery (NAO) również ma na to wpływ i powoduje dużą zmienność regionalną. Biorąc pod uwagę inercję termiczną oceanu i jego powolne reakcje, należy jednak potwierdzić, że ocean odgrywa dużą rolę i wpływa wraz z erupcjami wulkanów na klimat, lecz tylko w krótkim czasie (1-3 lat). Ochłodzenie radiacyjne spowodowane erupcjami wulkanów i towarzyszącymi im zmianami cyrkulacji atmosferycznej pociąga za sobą przebudowę i odwrócenie w dużym zakresie cyrkulacji oceanicznej na Atlantyku, związanej z gradientami gęstości wód oceanicznych. Może po tym następować zmiana zasobów ciepła oceanu przez kilkadziesiąt lat, a nawet dłużej. Modele klimatyczne pokazują jednak pewną różnorodność reakcji, co wydaje się być uzależnione od samego klimatu w momencie erupcji, jak i ewentualnego efektu kumulacji w przypadku następujących po sobie kilku erupcji, jak to miało miejsce w XIII i XIX wieku. Ten okres intensywnej działalności wulkanicznej był wskazywany jako mechanizm przyspieszający przejście między optimum średniowiecznym i małą epoką lodową w obszarze północno-atlantyckim Europy, poprzez oddziaływanie na wcześniejsze powstawanie morskiej pokrywy lodowej, pokrywającej strefy wznoszenia się wód

oceanicznych, trwale ograniczając kształtowanie się wód głębinowych. Ten mechanizm mógłby wyjaśnić globalne zmiany klimatu na podstawie osłabienia powrotnej cyrkulacji oceanicznej i związanego z tym transportu ciepła oceanicznego, co wpływa na klimat półkuli północnej (Miller i in., 2012). Liczne rekonstrukcje oceaniczne wydają się wskazywać, że powrotna cyrkulacja na Atlantyku mogła być ograniczona począwszy od małej epoki lodowej i w ten sposób wpływać na klimat w skali globalnej. Symulacje również pokazują silne modulacje powrotnej cyrkulacji oceanicznej na Atlantyku i jej oddziaływanie na temperaturę powierzchniową jako wynik wymuszeń zewnętrznych (Ottera i in., 2010). Na Pacyfiku, o ile zmienność niskiej częstotliwości wydaje się względnie mało naruszona, rekonstrukcje wykazują lekki wzrost prawdopodobieństwa powrotu zjawiska El Niño od jednego do dwóch lat po erupcjach wulkanicznych. Oddziaływanie to nie jest jednak wyraźnie wykazane przez modele klimatyczne.

Pomimo że wymuszenia radiacyjne nie wydają się znacząco wpływać na zmiany temperatury w skali globalnej, wykazano jednak w jednej symulacji ostatniego tysiąclecia, że słabe promieniowanie słoneczne sprzyja powstawaniu i utrzymywaniu się zjawiska blokady atmosferycznej (Moffa-Sánchez i in., 2014), w ciągu której układ quasi-stacjonarny wysokiego ciśnienia rozwija się nad północno-wschodnim Atlantykiem. Z innej symulacji klimatycznej wynika, że na skutek promieniowania słonecznego nastąpiła zmiana NAO dopiero po 40 latach, kształtując konwekcję atmosferyczną nad międzyzwrotnikowym Pacyfikiem (Swingedouw i in., 2011). Te dwa przykłady ilustrują mechanizmy możliwego zwiększenia wpływu wymuszenia promieniowania słonecznego w skali regionalnej. W dwóch przypadkach stwierdzono istotne konsekwencje dla krążenia i właściwości wód oceanów. Przykłady te pokazują również brak jednoznacznej opinii odnośnie do modeli opisujących wpływ wymuszenia promieniowania słonecznego na cyrkulację atmosferyczną.

Tym niemniej wynikiem badań towarzyszą liczne niepewności. Większość stosowanych modeli nie obejmuje procesów w stratosferze i troposferze, które łączą zmiany widma długofalowego promieniowania słonecznego ze zmiennością klimatu. Stratosfera jest przestrzenią reakcji fizyko-chemicznych, która może być pod silnym wpływem promieniowania słonecznego. Uwzględnienie tych procesów w jednym z modeli klimatu wykazało wzmocnienie wpływu wymuszenia słonecznego w okresie małej epoki lodowej. Wpływ ten polegał na zmianie cyrkulacji atmosferycznej w stratosferze, która objęła także troposferę. W dalszym ciągu głębszych badań dla przyszłego raportu IPCC wiele zespołów modelowania, jak IPSL, stosuje modele parami chemia-klimat. Przeciwnie, zakres anomalii temperatury symulowanej, jako reakcja na „mega” erupcje wulkaniczne, które wystąpiły w ostatnim tysiącleciu, w modelach jest zawyżony o kilka stopni w porównaniu z rekonstrukcjami. Zapis przestrzenny tych anomalii, jak również ich czas trwania w skali regionalnej, sugeruje również znaczną rolę niektórych rodzajów zmienności wewnętrznej, widocznej w przedziałach dziesięcioletnich. W rezultacie rekonstrukcje

pokazują, że średniowieczne anomalie ciepła i zimna w małej epoce lodowej nie mogą być w żadnym wypadku uważane za zdarzenia antropogeniczne w skali globalnej (PAGES 2k konsorcjum, 2013) i wykazują duże różnice regionalne.



Rys. 7. Symulacje anomalii temperatury w ciągu ostatnich 1000 lat w Europie z przyjęciem danych z modelu klimatycznego uwzględniającego wymuszenia antropogeniczne i naturalne (Goosse i in., 2012). Badanie udziału wymuszeń zewnętrznych spójnych z symulacjami i z rekonstrukcjami wykonano w odniesieniu do okresu 1500-1950. Wykorzystano dwa zestawy danych z Europy: zestaw danych (kolor czerwony) odpowiada tylko danym lądowym (Luterbacher i in., 2004, „Lu” we wstawce) i dane (kolor zielony) wspólne dane lądowe i morskie (Mann i in., 2009, „M9” we wkładce). Wykres przerywany odpowiada danym instrumentalnym. Symulacje najlepiej dopasowane do rekonstrukcji Luterbachera i in. (2004), przedstawiono kolorem pomarańczowym mocnym, z zakresem przedziału niepewności w kolorze pomarańczowym jasnym są spowodowane zmiennością wewnętrzną, to znaczy nieltumaczącą się wymuszeniami uwzględnianymi w modelowaniu. Włączenie do modelowania danych Goosse i in. (2012), wymuszone rekonstrukcją Mann i in. (2009), jest przedstawione kolorem niebieskim, z przedziałem niepewności (kolor jasny niebieski). Wszystkie dane są pokazane w stosunku do średniej z okresu 1500-1950. Współczynniki skali wykorzystywane do wykrycia wymuszeń w symulacjach i w rekonstrukcjach oraz ich przedział ufności na poziomie 90% (M9 i Lu), są podane w ramce na rysunku

Fig. 7. Simulation de l’anomalie de température des 1 000 dernières années en Europe avec une assimilation de données dans un modèle climatique soumis aux forçages anthropiques et naturels (Goosse et al., 2012). La recherche de l’empreinte des forçages externes cohérente entre les simulations et les reconstructions est effectuée sur la période 1500-1950. Deux jeux de données pour l’Europe sont utilisés : le jeu de données en rouge correspond à des données terrestres uniquement (Luterbacher et al., 2004, « Lu » dans l’insert) et le jeu de données en vert intègre des données terrestres et marines (Mann et al., 2009, « M9 » dans l’insert). Les lignes en pointillé correspondent aux données instrumentales. Les simulations qui présentent le meilleur ajustement à la reconstruction de Luterbacher et al. (2004) sont présentées par la courbe orange foncé avec une plage d’incertitude en orange clair due à la variabilité interne, c’est-à-dire celle non expliquée par les forçages utilisés dans le modèle. L’assimilation de données de Goosse et al. (2012), contrainte par la reconstruction de Mann et al. (2009), est représentée en bleu, avec la gamme d’incertitude en bleu clair. Toutes les données sont indiquées par rapport à la moyenne de la période 1500-1950. Les facteurs d’échelle utilisés pour la détection des forçages dans les simulations et les reconstructions (M9 et Lu) sont donnés dans l’insert ainsi que leur intervalle de confiance à 90 %

Doświadczenia, w których modele są poparte danymi klimatycznymi ukierunkowanymi na strefę europejską, pokazują najlepszą spójność z wynikami dotyczącymi optimum średniowiecznego wtedy, gdy symulacje klasyczne opierają się tylko na wymuszeniach (Goosse i in.; rys.7). To stwierdzenie sugeruje, że wahania zmienności wewnętrznej realnego systemu klimatycznego, które nie stanowi jedynej odpowiedzi na wymuszenia zewnętrzne, miały udział w zmianach klimatu Europy na początku tysiąclecia, które jest okresem słabej aktywności wulkanicznej. Obecnie więc ocenia się, że zmienność wewnętrzna (szczególnie powrotna cyrkulacja oceaniczna Atlantyku) może wpływać w sposób istotny na zmiany klimatu w skali dekadowej do wielowiekowej. Wymuszenia zewnętrzne mogą jednak wyzwać lub modulować te zmiany, wpływając na wiele rodzajów zmienności wewnętrznej w połączeniu z cyrkulacją oceaniczną w wielkiej skali. Tymczasem aby lepiej zrozumieć ważne wzajemne oddziaływania na zmiany dekadowe w przyszłości, jest jeszcze niezbędny duży wysiłek badawczy.

Wnioski

Zmiany klimatu w ostatnim tysiącleciu, ok. $0,5^{\circ}\text{C}$ na półkuli północnej między małą epoką lodową i optimum średniowiecznym, są coraz lepiej zrozumiałe dzięki rosnącej liczbie rekonstrukcji na podstawie informacji z archiwów naturalnych. Pokrycie przestrzenne tymi rekonstrukcjami pozostaje jednak do chwili obecnej niedostateczne, aby móc pozwolić sobie na wystarczający opis zmian klimatycznych w skali regionalnej. Najnowsze badania porównawcze rekonstrukcji klimatu i symulacji numerycznych zgadzają się co do mniejszej roli, jaką odgrywają zmiany promieniowania słonecznego w wielowiekowych zmianach klimatu w skali globalnej. Badania podkreślają znaczenie aktywności wulkanicznej, a w szczególności większych erupcji wulkanicznych. Niejednorodność odpowiedzi przebiegu klimatu w różnych symulacjach otrzymanych na podstawie tego samego modelu i tego samego zestawu wymuszeń zewnętrznych wykazuje ważną rolę zmienności wewnętrznej niewymuszonej. Ważnym czynnikiem kształtowania zmian klimatu okazuje się powrotna cyrkulacja oceaniczna. Kilka wykonanych rekonstrukcji wydaje się wskazywać, że w okresie małej epoki lodowej powrotna cyrkulacja oceaniczna była słabsza, a silniejsza w okresie optimum średniowiecznego. Aby osiągnąć dalszy postęp w wyjaśnianiu tych niepewności, wydaje się niezbędne ściślejsze powiązanie rekonstrukcji klimatycznych, obejmujących dokładniej cały glob, z modelami klimatycznymi, w których są reprezentowane wymuszenia zewnętrzne. Metody polegające na kompleksowym powiązaniu danych wydają się również obiecujące i powinny pozwolić w przyszłości lepiej zrozumieć zmiany klimatu w skali regionalnej i globalnej oraz ich związek z wymuszeniem lub zmiennością wewnętrzną. Powinno być również mocniej rozwinięte modelowanie *proxies*. W istocie *proxies*,

jako wskaźniki i dane pośrednie, powinny umożliwić odtworzenie procesów klimatycznych związanych z ich zmianami (np. modelowanie na podstawie pierścieni drzew) oraz pozwolić lepiej ocenić zgodność między symulacjami numerycznymi i rekonstrukcjami w ostatnim tysiącleciu oraz towarzyszącą im niepewność.

Podziękowanie

Serdecznie dziękujemy Komitetowi Redakcyjnemu *La Météorologie*, a szczególnie Redaktorowi Naczelnemu Panu **Olivierowi Boucher** za zgodę na opublikowanie tego artykułu w wersji polskiej.

Redakcja

Remerciement

Nous tenons à remercier chaleureusement, le comité de rédaction de la revue *La Météorologie*, et en particulier Monsieur **Olivier Boucher** de nous avoir permis de publier cet article en version polonaise.

Comité de rédaction

Materiały wpłynęły do redakcji 28 II 2017.

Literatura

- Baroni M., Savarino J., Cole-Dai J.H., Rai V.K., Thiemens M.H., 2008, *Anomalous sulfur isotope compositions of volcanic sulfate over the last millennium in Antarctic ice cores*. J. Geophys. Res., 113, D20112.
- Ciais P., Sabine C., Bala G., Bopp L., Brovkin V., Canadell J., Chhabra A., DeFries R., Galloway J., Heimann M., Jones C., Le Quéré C., Myneni R.B., Piao S., Thornton P., 2013, *Carbon and other biogeochemical cycles*. [w:] *Climate Change 2013: The physical science basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change- (T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauel, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley, eds). Cambridge University Press, Cambridge, UK, New York, NY, USA.
- Cole-Dai J., Ferris D., Lanciki A., Savarino J., Baroni M., Thiemens M.H., 2009, *Cold decade (AD 1810-1819) caused by Tambora (1815) and another (1809) stratospheric volcanic eruption*. Geophys. Res. Lett., 36, L22703.
- Crowley T.J., Untermann M.B., 2013, *Technical details concerning development of a 1200-yr proxy index for global volcanism*. Earth Syst. Sci. Data, 5, 187-197.
- Debret M., Sebag D., Crosta X., Massei N., Petit J.-R., Chapron E., Bout-Roumazeilles V., 2009, *Evidence from wavelet analysis for a mid-Holocene transition in global climate forcing*. Quat. Sci. Rev., 28, 2675-2688.
- Delaygue G., Bard E., 2011, *An Antarctic view of Beryllium-10 and solar activity for the past millennium*. Clim. Dyn., 36, 2201-2218.

- Frankignoul C., Hasselmann K., 1977, *Stochastic climate models. 2. Application to sea-surface temperature anomalies and thermocline variability*. *Tellus*, 29, 289-305.
- Gao C., Robock A., Ammann C., 2008, *Volcanic forcing of climate over the past 1500 years: An improved ice core-based index for climate models*. *J. Geophys. Res.*, 113, D23111.
- Garnier E., 2010, *Les dérangements du temps, 500 ans de chauds et froids en Europe*. Plon, Paris, ss. 244.
- Garnier E., Daux V., Yiou P., García de Cortázar I., 2010, *Grapevine harvest dates in Besançon (France) between 1525 and 1847: Social outcomes or climatic evidence?* *Clim. Change*, 104, 703-727.
- Goosse H., Guiot J., Mann M.E., Dubinkina S., Sallaz-Damaz Y., 2012, *The medieval climate anomaly in Europe: comparison of the summer and annual mean signals in two reconstructions and in simulations with data assimilation*. *Global Planet. Change*, 84-85, 35-47.
- Hegerl G.C., Luterbacher J., Gonzalez-Ruoco F., Tett S.F.B., Xoplaki E., 2011, *Influence of human and natural forcing on European seasonal temperatures*. *Nat. Geosci.*, 4, 99-103.
- Huybers P., Curry W., 2006, *Links between annual, Milankovitch and continuum temperature variability*. *Nature*, 441, 329-332. doi: 10.1038/nature04745.
- Lean J., Beer J., Bradley R., 1995, *Reconstruction of solar irradiance since 1610: implications for climate change*. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 3195-3198.
- Luterbacher J., Dietrich D., Xoplaki E., Grosjean M., Wanner H., 2004, *European seasonal and annual temperature variability, trend, and extremes since 1500*. *Science*, 303, 1499-1503.
- Mann M.E. i in., 2009, *Global signatures and dynamical origins of the Little Ice age and medieval climate anomaly*. *Science*, 326, 1256-1260.
- Masson-Delmotte V. i in., 2013, *Information from paleoclimate archives*. [w:] *Climate change 2013: the physical science basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley, eds). Cambridge University Press, Cambridge, UK, New York, NY, USA.
- Mignot J., Khodri M., Frankignoul C., Servonnat J., 2011, *Volcanic impact on the Atlantic Ocean over the last millennium*. *Clim. Past*, 7, 1439-1455.
- Miller G.H. i in., 2012, *Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea-ice/ocean feedbacks*. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L02708, doi:10.1029/2011GL050168.
- Moffa-Sánchez P., Born A., Hall I. R., Thornalley D.J.R., Barker S., 2014, *Solar forcing of North Atlantic surface temperature and salinity over the past millennium*. *Nat. Geosci.*, 7, 275-278.
- Muscheler R., Joos F., Beer J., Müller S. A., Vonmoos M., Snowball I., 2007, *Solar activity during the last 1000 yr inferred from radionuclide records*. *Quat. Sci. Rev.*, 26, 82-97.
- Ottera O.H., Bentsen M., Drange H., Suo L., 2010, *External forcing as a metronome for Atlantic multidecadal variability*. *Nat. Geosci.*, 3, 688-694. doi: 10.1038/ngeo955.
- Pages 2k consortium, 2013, *Continental-scale temperature variability during the past two millennia*. *Nat. Geosci.*, 6, 339-346. doi: 10.1038/ngeo1797.
- Planton S., Bopp L., Brun É., Cattiaux J., Chauvin F., Chevallier M., Ciais P., Douville H., Giraud G., Soubeyroux J.-M., Terray L., 2015, *Évolution du climat depuis 1850*. *La Météorologie*, 88, 48-55.
- Schurer A.P., Tett S.F.B., Hegerl G.C., 2014, *Small influence of solar variability on climate over the past millennium*. *Nat. Geosci.*, 7, 104-108.
- Schmidt G.A. i in., 2011, *Climate forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the last millennium (v1.0)*. *Geosci. Model Dev.*, 4, 33-45. doi: 10.5194/gmd-4-33-2011.
- Servonnat J., Yiou P., Khodri M., Swingedouw D., Denvil S., 2010, *Influence of solar variability, CO₂ and orbital forcing during the last millennium in the IPSLCM4 model*. *Clim.Past*, 6, 445-460.
- Sicre M.-A., Khodri M., Mignot J., Eiriksson J., Knudsen K.-L., Ezat U., Closset I., Nogues P., Massé G., 2013, *Sea surface temperature and sea ice variability in the subpolar North Atlantic from explosive volcanism of the late thirteenth century*. *Geophys. Res. Lett.*, 40, doi: 10.1002/2013GL057282.
- Steinhilber F., Beer J., Fröhlich C., 2009, *Total solar irradiance during the Holocene*. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L19704.

- Swingedouw D., Terray L., Cassou C., Voldoire A., Salas-Méla D., Servonnat J., 2011, *Natural forcing of climate during the last millennium: Fingerprint of solar variability*. *Clim. Dyn.*, 36, 1349-1364.
- Vieira L.E., Solanki S.K., Krivov A.V., Usoskin I.G., 2011, *Evolution of the solar irradiance during the Holocene*. *Astron. Astrophys.*, 531, A6.
- Wang Y., Lean M.J., Sheeley N., 2005, *Modeling the Sun's magnetic field and irradiance since 1713*. *Astrophys. J.*, 625, 522-538.

Streszczenie

Ustalenie przyczyn optimum średniowiecznego okresu ciepłego na początku ostatniego tysiąclecia, a następnie okresu chłodnego, który po nim nastąpił, jest prawdziwym wyzwaniem. Porównanie zrekonstruowanych wartości temperatury z wynikami nowych symulacji numerycznych 5. raportu IPCC wskazuje na dominującą rolę aktywności wulkanicznej przed XX stuleciem. Stwierdzenie to jednak budzi pewne wątpliwości. Oceny zmian wymuszenia radiacyjnego i procesów, poprzez które aktywność Słońca może wpływać na klimat, należy przyjmować z powściągliwością. Obraz zrekonstruowanych globalnych anomalii klimatycznych sugeruje również wpływ zmian wewnętrznych klimatu poprzez powolne zmiany wielkoskalowej cyrkulacji oceanicznej.

Słowa kluczowe: średniowieczne optimum klimatyczne, mała epoka lodowa, temperatura zrekonstruowana, symulacje numeryczne, wymuszenia zewnętrzne

Résumé

Déterminer les causes de l'optimum médiéval chaud au début du dernier millénaire et de la période froide qui lui a succédé est un véritable défi. La comparaison des températures reconstruites aux résultats des nouvelles simulations numériques à la base du 5e rapport du Giec révèle le rôle prépondérant du volcanisme avant le XXe siècle. Des incertitudes entourent néanmoins ces résultats. Les estimations des variations du forçage solaire et les processus par lesquels l'activité du Soleil peut agir sur le climat restent insuffisamment contraints. La signature spatiale des anomalies climatiques reconstruites suggère également l'influence des variations internes du climat via les variations lentes de la circulation océanique de grande échelle.

Mots de clef: optimum médiéval, petit âge de glace, température reconstruite, simulation numérique, forçages externes

tłumaczył Jerzy Szkutnicki