

ZMIANA KLIMATU 2013

Fizyczne podstawy naukowe

Podsumowanie dla Decydentów

GR I

PRZYSZYNEK I GRUPY ROBOCZEJ
DO PIĄTEGO RAPORTU OCENY ZMIANY KLIMATU
MIĘDZYRZĄDOWEGO ZESPOŁU DS. ZMIANY KLIMATU



Zmiana Klimatu 2013

Fizyczne podstawy naukowe

Przyczynek I Grupy Roboczej
do Piątego Raportu Oceny Zmiany Klimatu
Międzyrządowego Zespołu ds. Zmiany Klimatu

Podsumowanie dla Decydentów

Edycja

Thomas F. Stocker

współprzewodniczący I Grupy Roboczej,
Uniwersytet w Bernie

Dahe Qin

współprzewodniczący I Grupy Roboczej,
Chińska Agencja Meteorologiczna

Gian-Kasper Plattner

dyrektor naukowy

Melinda M.B. Tignor

dyrektor operacyjny

Simon K. Allen

starszy oficer naukowy

Judith Boschung

asystent administracyjny

Alexander Nauels

asystent naukowy

Yu Xia

oficer naukowy

Vincent Bex

oficer IT

Pauline M. Midgley

kierownik

Dział wsparcia technicznego I Grupy Roboczej

Zdjęcie na okładce: Lodowiec Folgefonna w Sørfjorden, Norwegia (60°03' N - 6°20' E) © Yann Arthus-Bertrand / Altitude.

Druk wersji w języku angielskim Październik 2013 IPCC, Szwajcaria. Kopie elektroniczne niniejszego Podsumowania dla Decydentów są dostępne na stronie internetowej IPCC www.ipcc.ch oraz stronie internetowej IPCC WGI AR5 www.climatechange2013.org.

© 2013 Intergovernmental Panel on Climate Change

Podsumowanie dla Decydentów

Tłumaczenie na język polski zespół w składzie:

dr Dariusz Baranowski, Instytut Geofizyki Wydział Fizyki UW i University of California Los Angeles, USA

dr hab. Piotr Flatau, University of California San Diego, USA

dr Aleksandra Kardaś, naukaoklimacie.pl

prof. dr hab. Szymon Malinowski, Instytut Geofizyki Wydział Fizyki Uniwersytetu Warszawskiego

prof. dr hab. Jacek Piskozub, Instytut Oceanologii PAN

mgr Marcin Popkiewicz, naukaoklimacie.pl

sprawił:

prof. dr hab. Mirosław Miętus, Katedra Meteorologii i Klimatologii,
Instytut Geografii Uniwersytetu Gdańskiego

redagował:

red. Antoni Bielewicz

skład:

Anna Popkiewicz

Warszawa 26.11.2015

Podsumowanie dla Decydentów

Autorzy:

Lisa V. Alexander (Australia), Simon K. Allen (Szwajcaria/Nowa Zelandia), Nathaniel L. Bindoff (Australia), François-Marie Bréon (Francja), John A. Church (Australia), Ulrich Cubasch (Niemcy), Seita Emori (Japonia), Piers Forster (Wielka Brytania), Pierre Friedlingstein (Wielka Brytania/Belgia), Nathan Gillett (Kanada), Jonathan M. Gregory (Wielka Brytania), Dennis L. Hartmann (USA), Eystein Jansen (Norwegia), Ben Kirtman (USA), Reto Knutti (Szwajcaria), Krishna Kumar Kanikicharla (Indie), Peter Lemke (Niemcy), Jochem Marotzke (Niemcy), Valérie Masson-Delmotte (Francja), Gerald A. Meehl (USA), Igor I. Mokhov (Rosja), Shilong Piao (Chiny), Gian-Kasper Plattner (Szwajcaria), Qin Dahe (Chiny), Venkatachalam Ramaswamy (USA), David Randall (USA), Monika Rhein (Niemcy), Maisa Rojas (Chile), Christopher Sabine (USA), Drew Shindell (USA), Thomas F. Stocker (Szwajcaria), Lynne D. Talley (USA), David G. Vaughan (Wielka Brytania), Shang-Ping Xie (USA)

Autorzy Pomocniczy:

Myles R. Allen (Wielka Brytania), Olivier Boucher (Francja), Don Chambers (USA), Jens Hesselbjerg Christensen (Dania), Philippe Ciais (Francja), Peter U. Clark (USA), Matthew Collins (Wielka Brytania), Josefine C. Comiso (USA), Viviane Vasconcellos de Menezes (Australia/Brazylia), Richard A. Feely (USA), Thierry Fichefet (Belgia), Arlene M. Fiore (USA), Gregory Flato (Kanada), Jan Fuglestad (Norwegia), Gabriele Hegerl (Wielka Brytania/Niemcy), Paul J. Hezel (Belgia/USA), Gregory C. Johnson (USA), Georg Kaser (Austria/Włochy), Vladimir Kattsov (Rosja), John Kennedy (Wielka Brytania), Albert M. G. Klein Tank (Holandia), Corinne Le Quéré (Wielka Brytania/Francja), Gunnar Myhre (Norwegia), Timothy Osborn (Wielka Brytania), Antony J. Payne (Wielka Brytania), Judith Perlwitz (USA), Scott Power (Australia), Michael Prather (USA), Stephen R. Rintoul (Australia), Joeri Rogelj (Szwajcaria/Belgia), Matilde Rusticucci (Argentyna), Michael Schulz (Niemcy), Jan Sedláček (Szwajcaria), Peter A. Stott (Wielka Brytania), Rowan Sutton (Wielka Brytania), Peter W. Thorne (USA/Norwegia/Wielka Brytania), Donald Wuebbles (USA)

Niniejsze Podsumowanie dla Decydentów należy cytować jako:

IPCC, 2013. Podsumowanie dla Decydentów: *Przyczynek I Grupy Roboczej do Piątego Raportu Oceny Zmiany Klimatu Międzyrządowego Zespołu ds. Zmiany Klimatu 2013: Fizyczne Podstawy Naukowe*. [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex i P.M. Midgley (red.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Wielka Brytania i Nowy Jork, NY, USA.

A. Wprowadzenie

Dokument I Grupy Roboczej do Piątego Raportu Oceny Zmiany Klimatu IPCC uwzględnia nowe dowody zmiany klimatu bazując na licznych niezależnych analizach naukowych, poczynając od obserwacji systemu klimatycznego, przez zapisy paleoklimatyczne i badania teoretyczne nad procesami klimatycznymi po wyniki symulacji wykonywanych modelami klimatycznymi. Raport jest kontynuacją wkładu I Grupy Roboczej do Czwartego Raportu Oceny Zmiany Klimatu IPCC (AR4) i uzupełnia go o wyniki badań naukowych uzyskanych od czasu publikacji AR4. „Specjalny Raport w sprawie Zarządzania Ryzykiem Ekstremalnych Zdarzeń, w celu Poprawy Adaptacji do Zmiany Klimatu” (SREX), opublikowany w ramach piątego cyklu oceny naukowej zmiany klimatu, dostarcza ważnych informacji na temat zmian pogodowych oraz ekstremów klimatycznych.

Niniejsze Podsumowanie dla Decydentów (SPM) odwzorowuje strukturę raportu I Grupy Roboczej. Tekst dokumentu uzupełniony jest ramkami z kluczowymi wynikami. Czytane wspólnie stanowią spójne streszczenie. Każda z głównych sekcji raportu zaczyna się wyróżnionym kursywą akapitem, w którym opisano podstawy metodologiczne oceny.

Stopień pewności kluczowych wniosków oparty jest na ocenie naukowego zrozumienia problemu, dokonanej przez zespoły autorów raportu. Wyrażany jest on w sposób jakościowy za pomocą poziomu wiarygodności (od *bardzo małego* do *bardzo wysokiego*) oraz, kiedy jest to możliwe, probabilistycznie za pomocą ilościowych wartości prawdopodobieństwa (od *wyjątkowo nieprawdopodobne* do *niemal pewne*). Ocena wiarygodności wyników jest oparta na rodzaju, ilości, jakości i spójności dowodów (na przykład dane, zrozumienie mechanizmów, teoria, modele, ocena ekspercka) oraz stopnia zgodności¹. Probabilistyczne oszacowania miar niepewności wykorzystują analizy statystyczne wyników obserwacji i/lub rezultaty symulacji modelami oraz oceny eksperckie². W sytuacjach, w których jest to możliwe, wyniki są przedstawiane także jako stwierdzenie stanu faktycznego, bez określania stopnia niepewności (patrz Rozdział 1 i Ramka TS.1, w której zamieszczono dokładny opis sformułowań, które IPCC wykorzystuje do opisu niepewności).

Kolejne paragrafy niniejszego Streszczenia dla Decydentów napisano na podstawie odpowiednich rozdziałów raportu i Podsumowania Technicznego. Odnośniki do tych rozdziałów podano w nawiasach klamrowych {}.

B. Zmiany zaobserwowane w systemie klimatycznym

Obserwacje systemu klimatycznego obejmują pomiary bezpośrednie oraz pomiary zdalne (teledetekcyjne) z satelitów i innych platform. Obejmujące całą planetę bezpośrednie pomiary temperatury i innych zmiennych dostępne są od połowy XIX w. Od 1950 r. dane z pomiarów bezpośrednich są coraz bardziej kompleksowe i różnorodne. Rekonstrukcje paleoklimatyczne pozwalają rozciągnąć niektóre serie danych wstecz o setki, a nawet miliony lat. Łącznie, dane z pomiarów i rekonstrukcji pozwalają na obszerny wgląd w [krótkookresową] zmienność i długookresowe zmiany w atmosferze, oceanie, kriosferze i na powierzchni lądów.

Ocieplenie systemu klimatycznego jest bezdyskusyjne. Wiele zmian, obserwowanych w systemie od lat pięćdziesiątych XX wieku nie ma precedensu w skali wielu dziesięcioleci, a nawet tysiącleci. Atmosfera i ocean ogrzały się, zmalały masy śniegu i lodu, poziom oceanów podniósł się, a stężenie gazów cieplarnianych w atmosferze wzrosło. (patrz Rysunki SPM.1, SPM.2, SPM.3 i SPM.4). {2.2, 2.4, 3.2, 3.7, 4.2–4.7, 5.2, 5.3, 5.5–5.6, 6.2, 13.2}

¹ W niniejszym Podsumowaniu dla Decydentów, dla określenia posiadanego materiału dowodowego, użyto następujących sformułowań: ograniczony, umiarkowany lub mocny; dla stopnia zgodności: niska, średnia lub wysoka. Poziom wiarygodności jest wyrażany z użyciem pięciu kwantyfikatorów: bardzo niski, niski, średni, wysoki, bardzo wysoki i wyróżniony jest w tekście kursywą, na przykład *średni poziom wiarygodności*. Do danego materiału dowodowego i stopnia zgodności mogą być przypisane różne poziomy wiarygodności, jednak pewniejszy materiał dowodowy i wyższy stopień zgodności są skorelowane ze wzrastającą wiarygodnością (więcej szczegółów w Rozdziale 1 i Ramka TS.1).

² W niniejszym Podsumowaniu dla Decydentów, dla określenia prawdopodobieństwa rezultatu bądź wyniku używane są następujące sformułowania: niemal pewny odpowiada prawdopodobieństwu w zakresie 99–100%, bardzo prawdopodobny odpowiada prawdopodobieństwu w zakresie 90–100%, prawdopodobny odpowiada prawdopodobieństwu w zakresie 66–100%, średnio prawdopodobny odpowiada prawdopodobieństwu w zakresie 33–66%, mało prawdopodobny odpowiada prawdopodobieństwu w zakresie 0–33%, bardzo mało prawdopodobny odpowiada prawdopodobieństwu w zakresie 0–10%. Tam, gdzie jest to potrzebne, mogą też być używane dodatkowe sformułowania (wyjątkowo prawdopodobny: 95–100%, raczej prawdopodobny: >50–100%, wyjątkowo nieprawdopodobny: 0–5%). Stopień prawdopodobieństwa jest zapisany kursywą, na przykład *bardzo prawdopodobne* (więcej szczegółów w Rozdziale 1 i Ramka TS.1).

B.1 Atmosfera

W każdej z ostatnich trzech dekad temperatura powierzchni Ziemi była wyższa niż w poprzedniej i jednocześnie wyższa, niż w którejkolwiek z wcześniejszych dekad od 1850 r. (Rysunek SPM.1). Na półkuli północnej okres 1983-2012 był prawdopodobnie najcieplejszym 30-leciem podczas ostatnich 1400 lat (*średni poziom wiarygodności*) {2.4, 5.3}

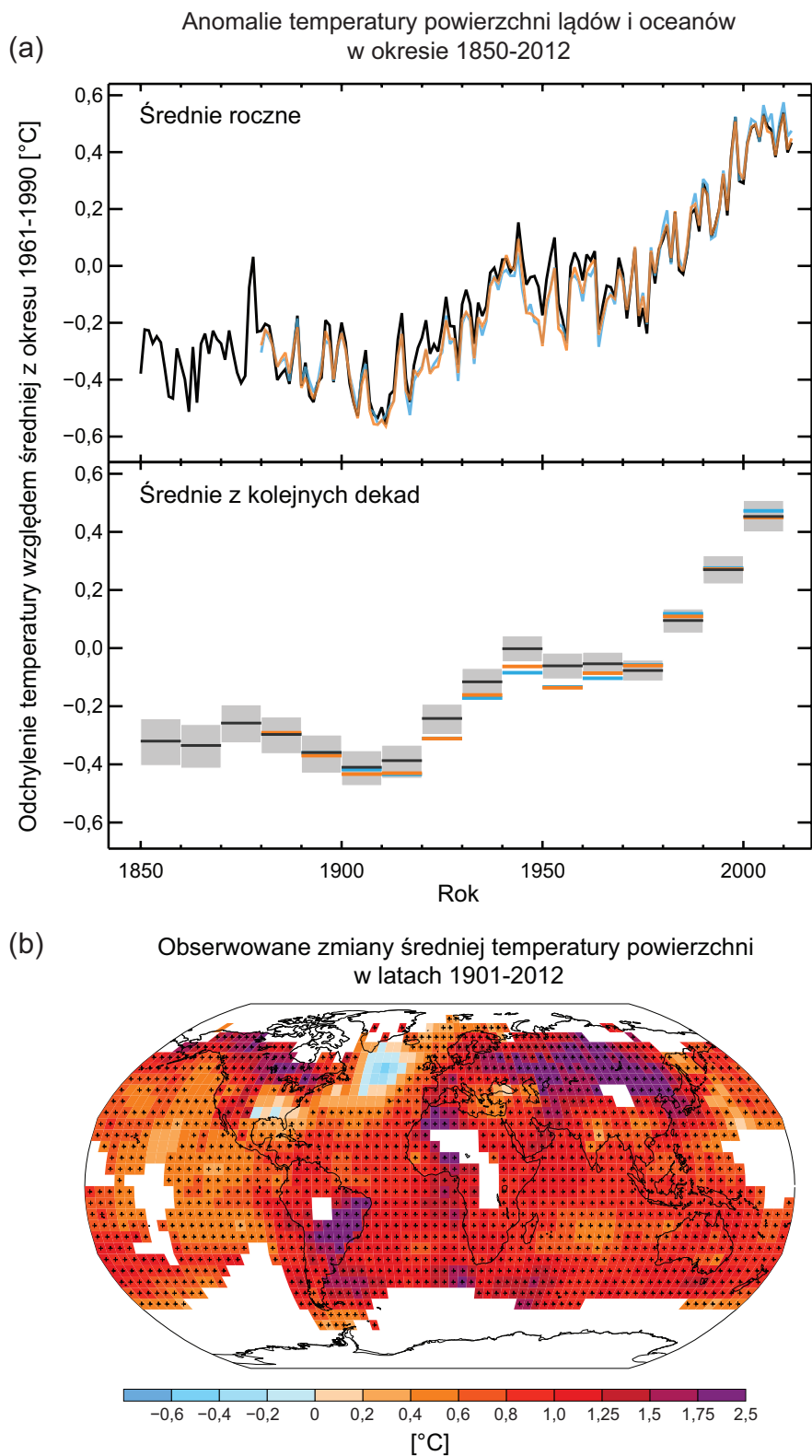
- Trend liniowy średniej temperatury lądów i powierzchni oceanów dla okresu 1880-2012 (dla którego dostępnych jest wiele niezależnie skonstruowanych zbiorów danych) wskazuje na ocieplenie o 0,85 [od 0,65 do 1,06] °C³. Całkowity wzrost średniej temperatury od wielolecia 1850-1900 do wielolecia 2003-2013, obliczony na podstawie najdłuższego dostępnego zbioru danych wynosi 0,78 [od 0,72 do 0,85] °C⁴. (Rysunek SPM.1a) {2.4}
- Wyliczenie trendów regionalnych dla okresu 1901-2012 (dla którego mamy wystarczający [dla takiej analizy] zestaw danych) pokazuje, że ocieplenie zaszło prawie na całej powierzchni Ziemi. (Rysunek SPM.1b) {2.4}
- Na obserwowane od wielu dekad ocieplenie nakłada się znacząca zmienność średniej temperatury powierzchni Ziemi w skali dziesięcioleci i pojedynczych lat. (Rysunek SPM.1). Z powodu tej naturalnej zmienności, trendy oparte na krótkich ciągach pomiarowych są bardzo czułe na wybór daty początkowej i końcowej, przez co w ogólności nie odzwierciedlają trendów długookresowych. Przykładowo, tempo ocieplenia w okresie ostatnich 15 lat (1998–2012), który zaczął się od silnego El Niño, wynosi +0,05 [od –0,05 do +0,15] °C na dekadę i jest mniejsze, niż trend obliczony dla lat 1951–2012, wynoszący +0,12 [od 0,08 do 0,14] °C na dekadę⁵. {2.4}
- Rekonstrukcja temperatury powierzchni Ziemi w skali kontynentalnej pokazuje (*wysoki poziom wiarygodności*), że w czasie Średniowiecznej Anomalii Klimatycznej (950-1250) niektóre regiony Ziemi były równie ciepłe jak w końcu XX w. Jednak ówczesne ocieplenia miały jedynie charakter regionalny, a nie globalny, jak obecnie obserwowane ocieplenie (*wysoki poziom wiarygodności*). {5.5}
- Jest *niemal pewne*, że w skali globu troposfera od połowy XX w. ociepliła się. Dzięki pełniejszym danym, zmiany temperatury troposfery w średnich szerokościach geograficznych na półkuli północnej są oszacowane z wyższym poziomem wiarygodności niż zmiany w innych regionach. Tempo ogrzewania troposfery oraz struktura pionowa zmian są dla półkuli północnej, poza tropikami, znane ze *średnim stopniem wiarygodności*, a w innych regionach z *małym stopniem wiarygodności*. {2.4}
- Zmiany w średnim opadzie atmosferycznym nad lądami po 1901 r. znamy z *niskim poziomem wiarygodności* dla okresu przed 1951 r. i ze *średnim poziomem wiarygodności* dla okresu późniejszego. Średni opad nad obszarami lądowymi w umiarkowanych szerokościach geograficznych półkuli północnej wzrósł od 1901 r. (*średni poziom wiarygodności* przed 1951 rokiem i *wysoki poziom wiarygodności* po 1951). Dla obszarów z innych szerokości geograficznych, wieloletnie trendy (dodatnie lub ujemne) znamy z niskim poziomem wiarygodności. (patrz Rysunek SPM.2). {TS TFE.1, Rysunek 2.5}
- Od około 1950 r. obserwujemy zmiany w wielu ekstremalnych zjawiskach pogodowych i klimatycznych (szczegóły w Tabeli SPM.1). Jest *bardzo prawdopodobne*, że w skali globalnej liczba zimnych dni i nocy zmniejszyła się, a liczba ciepłych dni i nocy wzrosła⁶. Jest *prawdopodobne*, że wzrosła częstość występowania fal upałów na znacznych obszarach Europy, Azji i Australii. Jest *prawdopodobne*, że liczba silnych opadów wzrosła na większej powierzchni lądów, niż spadała. Wzrosła *prawdopodobnie* częstość i intensywność silnych opadów w Ameryce Północnej i Europie. Zmiany występowania intensywnych opadów na pozostałych kontynentach znamy z co *najwyżej średnim stopniem wiarygodności*. {2.6}

³ W części opracowanej przez I Grupę Roboczą AR5 niepewność jest określana z użyciem 90% przedziałów niepewności, chyba że napisano inaczej. 90% przedział niepewności, podany w nawiasach kwadratowych, oznacza, że wartość oczekiwana znajduje się w danym przedziale z 90% prawdopodobieństwem. Przedziały niepewności nie muszą być symetryczne względem wartości oczekiwanej. Tam, gdzie jest to możliwe, podano także najlepsze oszacowanie tej wielkości.

⁴ Obydwie metody wykorzystane w tym punkcie były użyte również w AR4. W pierwszej oblicza się różnicę za pomocą najlepszego dopasowania liniowego do wszystkich danych w latach 1880-2012. W drugiej oblicza się różnicę pomiędzy średnimi dla dwóch okresów 1850-1900 i 2003-2012. Dlatego wyniki oszacowań i 90% przedziały niepewności nie są bezpośrednio porównywalne (2.4).

⁵ Trendy dla okresów 15-letnich rozpoczynających się w latach 1995, 1996 i 1997 wynoszą odpowiednio 0,13 [0,02 do 0,24], 0,14 [0,03 do 0,24] oraz 0,07 [–0,02 do 0,18] °C na dekadę.

⁶ Definicję wyrażen: chłodna noc/chłodny dzień, ciepły dzień/ciepła noc, fala upałów znajdziesz w Słowniku.



Rysunek SPM.1 | (a) Obserwowane odchylenia średniej temperatury powierzchni nad lądami i oceanami w okresie 1850-2012 na podstawie trzech zbiorów danych. Górny rysunek: średnie wartości roczne, rysunek dolny: średnie wartości dekadowe z uwzględnieniem oszacowań niepewności dla jednego ze zbiorów danych (czarny). Odchylenia obliczono względem średniej z okresu bazowego 1961-1990. (b) Mapa obserwowanych zmian temperatury powierzchni od roku 1901 do 2012. Opracowano ją wyznaczając za pomocą regresji liniowej trendy temperatur w jednym ze zbiorów danych (pomarańczowa linia na rysunku a). Trendy obliczono dla tych obszarów, dla których dane pozwalały na solidne oszacowanie (tzn. tylko w oczkach siatki, w których dane obejmowały co najmniej 70% analizowanego okresu czasowego, w tym ponad 20% w pierwszych i ostatnich 10% tego okresu). Pozostałe obszary są białe. Oczka siatki, dla których trend jest znaczący na poziomie 10%, są wyróżnione znakiem +. Zbiory danych i dalsze szczegóły techniczne znajdują się w Podsumowaniu Technicznym i Materiałach Dodatkowych {Rysunki 2.19-2.21; Rysunek TS.2}

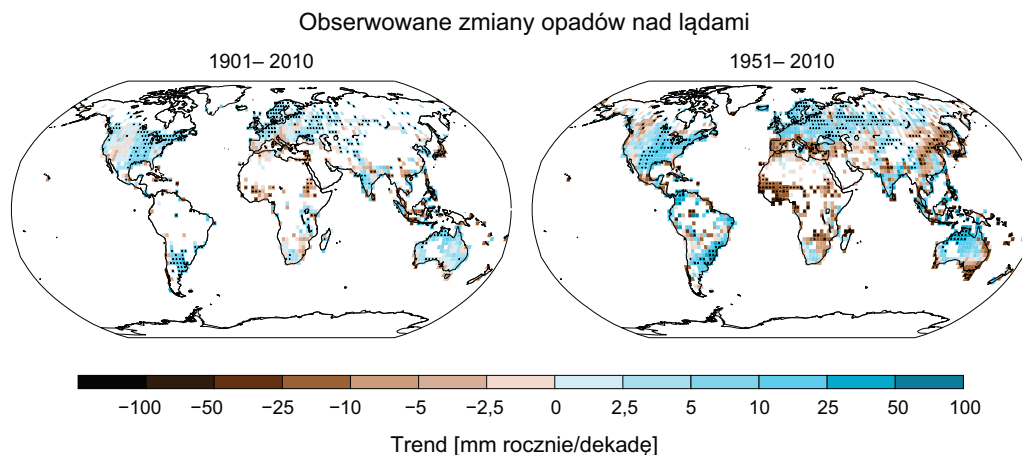
Tabela SPM.1 | Ekstremalne zdarzenia pogodowe i klimatyczne: globalna ocena ostatnio obserwowanych zmian, wpływ ludzkości na te zmiany i prognozowane przyszłe zmiany dla wczesnego (2016-2035) i późnego (2081-2100) XXI wieku. Pogrubienia wskazują miejsca, w których raport AR5 (kolor czarny) dostarcza zaktualizowanej* oceny w skali globalnej względem raportów SREX (kolor niebieski) lub AR4 (kolor czerwony). Prognozy dla wczesnego XXI wieku nie zostały przedstawione w poprzednich raportach oceniących. Prognozy w AR5 przedstawiane są względem okresu odniesienia 1986-2005 – o ile nie jest określone inaczej – korzystają z nowych scenariuszy Reprezentatywnych Ścieżek Zmian Koncentracji (patrz Ramka SPM.1). Definicje ekstremalnych zdarzeń pogodowych i klimatycznych znajdziesz w Słowniku.

Zjawisko i kierunek trendu	Oszacowanie, że zmiany nastąpiły (domyślnie od 1950, jeśli nie wskazane inaczej)	Oszacowanie wkładu antropogenicznego w zaobserwowane zmiany	Prawdopodobieństwo dalszych zmian	
			Wczesny XXI wiek	Późny XXI wiek
Ciepłejsze i/lub mniej zimnych dni i nocy nad większością lądów	Bardzo prawdopodobne {2.6} Bardzo prawdopodobne Bardzo prawdopodobne	Bardzo prawdopodobny Prawdopodobny Prawdopodobny	{10.6} Prawdopodobne {11.3}	Praktycznie pewne {12.4} Praktycznie pewne Praktycznie pewne
Ciepłejsze i/lub częstsze gorące dni i noce nad większością lądów	Bardzo prawdopodobne {2.6} Bardzo prawdopodobne Bardzo prawdopodobne	Bardzo prawdopodobny Prawdopodobny Prawdopodobny (tylko noce)	{10.6} Prawdopodobne {11.3}	Praktycznie pewne {12.4} Praktycznie pewne Praktycznie pewne
Okresy ciepła/fały upałów. Częstotliwość i/lub czas trwania wydłużony nad większością lądów	Średni stopień pewności w skali globalnej Prawdopodobne w znacznej części Europy, Azji i Australii {2.6} Średni stopień pewności w wielu (choć nie wszystkich) regionach Prawdopodobne	Prawdopodobny ^a Nie oszacowany formalnie Prawdopodobne	{10.6} Nie oszacowany formalnie ^b {11.3}	Bardzo prawdopodobne {12.4} Bardzo prawdopodobne Bardzo prawdopodobne
Silne opady. Wzrost częstotliwości, intensywności, i/lub ilości silnych opadów	Prawdopodobnie więcej opadów lądowych ze wzrostem niż ze spadkiem ^c Prawdopodobnie więcej opadów lądowych ze wzrostem niż ze spadkiem Prawdopodobne nad większością obszarów lądowych	Średni stopień pewności {7.6, 10.6}	Prawdopodobne nad wieloma regionami lądowymi {11.3}	Bardzo prawdopodobne nad większością lądów szerokości geogr. i mokrymi regionami tropikalnymi {12.4} Prawdopodobne nad wieloma obszarami Bardzo prawdopodobne nad większością lądów
Wzrost intensywności i/lub długości trwania susz	Niski poziom pewności w skali globalnej Prawdopodobne zmiany w niektórych regionach ^d Średni stopień pewności w niektórych regionach Prawdopodobne w wielu regionach od 1970 ^e	{10.6} Niski stopień pewności Średni stopień pewności ^f Prawdopodobne	{11.3} Niski stopień pewności ^g {11.3}	Praktycznie pewne {12.4} Średni stopień pewności w niektórych regionach Prawdopodobne ^h
Wzrost intensywności aktywności cyklonów tropikalnych	Niski stopień pewności zmian w długich skalach czasowych (stuletniej) Praktycznie pewne na Północnym Atlantyku po 1970 {2.6} Niski stopień pewności Prawdopodobne (w niektórych regionach, po 1970)	{10.6}	{11.3}	Praktycznie pewne {14.6} Prawdopodobne na niektórych akwenach Prawdopodobne
Wzrost występowania i/lub skali ekstremalnie wysokiego poziomu morza	Prawdopodobne (po 1970) Prawdopodobne (późny XX wiek) Prawdopodobne	{3.7}	Prawdopodobne ⁱ {13.7}	Bardzo prawdopodobne ^j {13.7} Bardzo prawdopodobne ^m Prawdopodobne

* Bezpośrednie porównanie oszacowań z różnych raportów jest trudne. Dla niektórych zmiennych klimatycznych oszacowywane były różne aspekty, a dla SREX i AR5 wykorzystane zostały zaktualizowane definicje niepewności. Dostępność nowych informacji, pogłębione zrozumienie tematu, trwająca analiza danych i modeli oraz szczególne różnice w stosowanych metodykach w uwzględnianych badaniach wspólnie przyczyniają się do zaktualizowanych oszacowań.

Przypisy:

a Oszacowanie bazuje na dostępnych analizach przypadków. Jest prawdopodobne, że wpływ ludzki ponad dwukrotnie zwiększył prawdopodobieństwo wystąpienia niektórych zaobserwowanych fal upałów w niektórych miejscach.
b Modele prognozują w najbliższym czasie wzrost długości trwania, intensywności i rozmiaru przestrzennego fal upałów i okresów ciepła.
c Na większości kontynentów pewność trendu jest nie większa od średniej, poza Ameryką Północną i Europą, gdzie prawdopodobnie nastąpił wzrost częstotliwości lub intensywności silnych opadów z pewną zmiennością regionalną i/lub w porach roku. Jest bardzo prawdopodobne, że w centralnej Ameryce Północnej nastąpił wzrost.
d Częstotliwość i intensywność susz prawdopodobnie wzrosła w rejonie Śródziemnomorskim i Afryce Zachodniej, spadła zaś w centralnej Ameryce Północnej i północno-wschodniej Australii.
e Obszar dotknięty suszą został oszacowany w AR4.
f SREX oszacował, że średnim stopniem pewności, że wpływ antropogeniczny przyczynił się do niektórych zmian we wzorach suszy zaobserwowanych w drugiej połowie XX wieku, bazując na przypisaniu następstw zmian opadów i temperatur: SREX przypisał niski stopień pewności oszacowaniu zmian w suszach na poziomie pojedynczych regionów.
g Prognozowane zmiany wilgotności gleby są znane z niskim stopniem pewności.
h Prognozy spadku wilgotności gleby i nasilania się stanu suszy rolniczej w skalach regionalnej do globalnej w obecnie suchych regionach do końca obecnego stulecia w scenariuszu RCP8.5 można uznać za są prawdopodobne (średni poziom pewności). Prognoza utraty wilgoci w glebie w rejonach Morza Śródziemnego, południowo-zachodnich Stanach Zjednoczonych i południowej Afryce jest zgodna z prognozowanymi zmianami w cyrkulacji Hadleya i wzrostem temperatury powierzchni, istnieje więc wysoki stopień pewności, że w regionach tych do końca obecnego stulecia w scenariuszu RCP8.5 prawdopodobnie nastąpi wysychanie powierzchni.
i Istnieje średni stopień pewności, że redukcja wymuszania aerozoli nad Północnym Atlantykiem co najmniej częściowo przyczyniła się do zaobserwowanego wzrostu aktywności cyklonów tropikalnych od lat 70. XX wieku w tym regionie.
j W oparciu o opinie ekspertów i oszacowania prognoz wykorzystujących scenariusz SRES A1B (lub podobny).
k Oszacowanie bazuje na bliskiej zależności pomiędzy obserwowanymi zmianami ekstremalnie wysokiego poziomu morza. Istnieje niski stopień pewności regionalnych prognoz sztormów i przypływów sztormowych.
l Istnieje wysoki poziom pewności, że wzrost ekstremalnie wysokiego poziomu morza będzie głównie skutkiem wzrostu średniego poziomu morza.
m SREX oszacował, że jest bardzo prawdopodobne, że wzrost średniego poziomu morza przyczyni się do przyszłego rosnącego trendu ekstremalnie wysokich poziomów wody na wybrzeżach.



Rysunek SPM.2 | Mapy obserwowanych zmian opadów w okresie 1901–2010 oraz w okresie 1951–2010 (trendy obliczono wykorzystując kryteria identyczne jak dla Rysunku SPM.1 na podstawie jednego ze zbiorów danych. Więcej szczegółów technicznych w Podsumowaniu Technicznym i Materiałach Dodatkowych. {TS TFE.1, Rysunek 2; Rysunek 2.29})

B.2 Ocean

Coraz cieplejsze oceany stanowią największy magazyn energii gromadzącej się w systemie klimatycznym, absorbując ponad 90% energii zgromadzonej w nim w okresie 1971–2010 (wysoki stopień wiarygodności). Jest niemal pewne, że górna warstwa oceanu (0–700 m) w okresie 1971–2010 ogrzała się (Rysunek SPM.3), jest też prawdopodobne, że ogrzewanie postępowało wcześniej, w latach 1870–1971. {3.2, Ramka 3.1}

- W skali globu ocean najsilniej ogrzewał się w warstwie powierzchniowej (górne 75 metrów). Temperatura tej warstwy w okresie 1971–2010 rosła w tempie $0,11^{\circ}\text{C}$ na dekadę. Od czasu AR4 rozpoznano i zredukowano błędy w instrumentalnych pomiarach temperatury w górnej warstwie oceanu, dzięki czemu poziom wiarygodności oceny zmian wzrósł. {3.2}
- Jest *prawdopodobne*, że w okresie 1957–2009 ogrzała się warstwa oceanu pomiędzy głębokościami 700 i 2000 m. Dla okresu od 1992 do 2005 roku posiadamy dane obserwacyjne wystarczające do oceny zmiany temperatury oceanów w warstwach poniżej głębokości 2000 m. Jest *prawdopodobne*, że w tym okresie nie było znaczącego trendu zmian temperatury w warstwie 2000–3000 m. Jest *prawdopodobne*, że w tym okresie wody oceaniczne na głębokościach większych niż 3000 m ogrzały się, a największe ocieplenie zaobserwowano w Oceanie Południowym. {3.2}
- W okresie 40-lecia 1971–2010 (z którego posiadamy dostateczną ilość danych) zaobserwowano, że górny ocean (warstwa 0–700 m) zmagazynował ponad 60% całkowitego przyrostu energii w systemie klimatycznym, a około 30% ocean na głębokościach większych niż 700 m. Wzrost energii zgromadzonej w górnym oceanie w tym okresie (oszacowany trendem liniowym) wynosi *prawdopodobnie* $17 [15 \text{ do } 19] \times 10^{22} \text{ J}^7$ (Rysunek SPM.3). {3.2, Ramka 3.1}
- Jest *średnio prawdopodobne*, że tempo wzrostu energii w warstwie 0–700 m było niższe w latach 2003–2012 niż w latach 1993–2002 (Rysunek SPM.3). Tempo gromadzenia energii w warstwie 700–2000 m, w której zmienność z roku na rok jest mniejsza, w okresie 1993–2009 było *prawdopodobnie* niezmiennie. {3.2, Ramka 9.2}
- Jest *bardzo prawdopodobne*, że od lat 1950 obszary o wysokim zasoleniu, w których dominuje parowanie, stały się bardziej słone. Jednocześnie obszary o niskim zasoleniu, w których dominują opady, stały się bardziej słodkie. Te regionalne trendy w zasoleniu oceanu stanowią pośredni dowód na to, że parowanie i opady nad oceanami zmieniły się (*średni poziom wiarygodności*). {2.5, 3.3, 3.5}
- Dziesięcioletni zapis pomiarów całej cyrkulacji i dłuższe serie pomiarów prowadzonych w poszczególnych segmentach cyrkulacji nie pozwalają stwierdzić, aby istniała systematyczna zmiana w Atlantyckiej Cyrkulacji Termohalinowej (AMOC). {3.6}

⁷ Stały dopływ ciepła do powierzchni oceanu w tempie 1 W/m^2 przez 1 rok podniósłby zawartość energii zgromadzonej w oceanie o $1,1 \times 10^{22} \text{ J}$.

B.3 Kriosfera

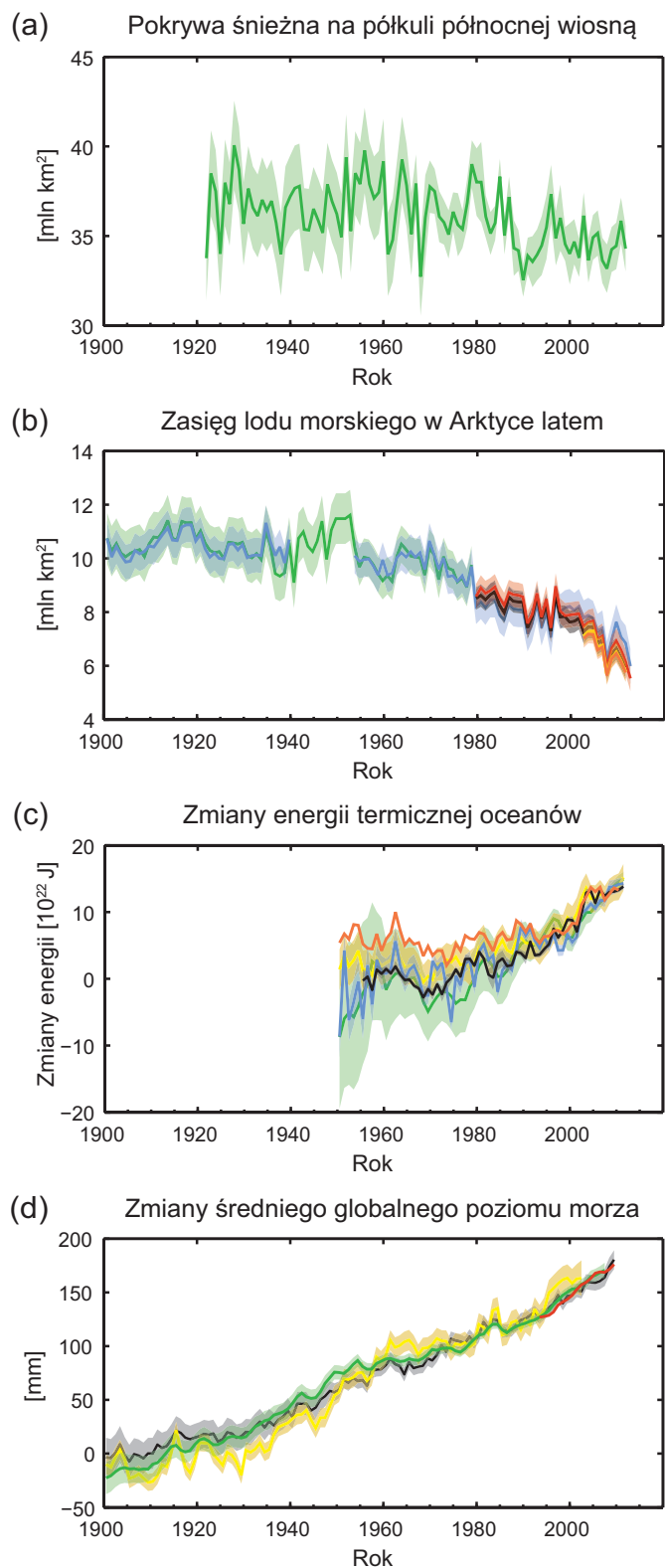
W ciągu ostatnich dwóch dekad lądolody Grenlandii i Antarktydy traciły swoją masę. Lodowce górskie cofały się prawie na całym świecie, a zasięg morskiej pokrywy lodowej w Arktyce i wiosennej pokrywy śnieżnej na półkuli północnej zmniejszał się (*wysoki poziom wiarygodności*) (Rysunek SPM.3). {4.2–4.7}

- Średnie tempo ubytku lodu⁸ z lodowców górskich na świecie, wyłączając lodowce na obrzeżach lądolodów⁹, w okresie 1971–2009 wynosiło (z *wysokim prawdopodobieństwem*) 226 [91–361] Gt rocznie, a w okresie 1993–2009 (z *wysokim prawdopodobieństwem*) 275 [140–410] Gt rocznie¹⁰. {4.3}
- Jest *bardzo prawdopodobne*, że średnie tempo ubytku lodu z lądolodu na Grenlandii znacząco wzrosło z 34 [–6 do 74] Gt na rok w okresie 1992–2001, do 215 [157 do 274] Gt na rok w okresie 2002–2011. {4.4}
- Jest *prawdopodobne*, że średnie tempo ubytku lodu z lądolodu na Antarktydzie wzrosło z 30 [–37 do 97] Gt na rok w okresie 1992–2001, do 147 [72 do 221] Gt na rok w okresie 2002–2011. Z *bardzo wysokim poziomem wiarygodności* możemy stwierdzić, że ubytki te miały miejsce głównie na północy Półwyspu Antarktycznego oraz na obszarze przylegającym do Morza Amundsena na Antarktydzie Zachodniej. {4.4}
- Średni roczny zasięg lodu morskiego w Arktyce zmniejszał się w okresie 1979–2012 w tempie *bardzo prawdopodobnie* wynoszącym od 3,5 do 4,1% na dekadę (od 0,45 do 0,51 miliona km² na dekadę). Minimum zasięgu wieloletniego zlodzenia w lecie malało *bardzo prawdopodobnie* w tempie od 9,4 do 13,6% na dekadę (od 0,73 do 1,07 miliona km² na dekadę). Spadek średniego dekadowego zasięgu lodu morskiego w Arktyce podczas letniego minimum (czyli lodu wieloletniego) był szybszy niż w innych porach roku (*wysoki poziom wiarygodności*); przestrzenny zasięg lodu spadał w każdej porze roku i w każdej kolejnej dekadzie od 1979 r. (*wysoki poziom wiarygodności*) (Rysunek SPM.3). Bazując na rekonstrukcjach można stwierdzić ze *średnim poziomem wiarygodności*, że mające miejsce w ostatnich trzech dekadach cofanie się lodu morskiego w Arktyce latem było bezprecedensowe, a temperatura powierzchni morza była anomalnie wysoka w stosunku do okresu co najmniej ostatnich 1450 lat. {4.2, 5.5}
- Jest *bardzo prawdopodobne*, że w latach 1979–2012 średni roczny zasięg lodu morskiego na Antarktydzie zwiększał się w tempie 1,2 do 1,8% na dekadę (od 0,13 do 0,20 miliona km² na dekadę). Z *wysokim poziomem wiarygodności* można stwierdzić, że istnieją silne regionalne różnice w tempie rocznym, a zasięg rośnie w niektórych regionach i maleje w innych. {4.2}
- Z *bardzo wysokim poziomem wiarygodności* możemy stwierdzić, że zasięg pokrywy śnieżnej na półkuli północnej od połowy XX w. zmniejszył się. (Rysunek SPM.3). Zasięg pokrywy śnieżnej na półkuli północnej w okresie 1967–2012 zmniejszał się w tempie 1,6 [od 0,8 do 2,4]% na dekadę dla marca i kwietnia i 11,7 [od 8,8 do 14,6]% na dekadę dla czerwca. W tym okresie zasięg pokrywy śnieżnej na półkuli północnej nie wykazywał znaczącego statystycznie wzrostu w żadnym miesiącu. {4.5}
- Z *wysokim poziomem wiarygodności* można stwierdzić, że od wczesnych lat 1980 temperatura wiecznej zmarzliny w większości regionów wzrosła. Obserwowane ocieplenie wyniosło do 3°C w niektórych rejonach Alaski Północnej (od lat 80. XX w. do połowy pierwszej dekady XXI w.) i do 2°C w północnej części europejskiej części Rosji (1971–2010). W tym ostatnim regionie, w okresie 1975–2005 stwierdzono znaczący spadek grubości wiecznej zmarzliny oraz spadek jej zasięgu przestrzennego (*średni poziom wiarygodności*). {4.7}
- Różnorodne dowody wskazują na bardzo znaczące ocieplenie Arktyki od połowy XX w. {Ramka 5.1, 10.3}

⁸ Wszystkie odniesienia do 'ubytku lodu', czy 'ubytku masy' odnoszą się do zmian netto – akumulacji pomniejszonej o topnienie i cienienie się gór lodowych.

⁹ Z powodów metodologicznych niniejsze oszacowanie ubytku lodu z lądolodów na Antarktydzie i Grenlandii uwzględnia zmiany w lodowcach na obrzeżach lądolodów. Lodowce te są więc wyłączone z wartości podawanych dla lodowców górskich.

¹⁰ 100 Gt/rok ubytku lodu jest równoznaczne ze wzrostem średniego globalnego poziomu morza o 0,28 mm rocznie.



Rysunek SPM.3 | Różne obserwowane wskaźniki zmieniającego się klimatu: (a) Średni zasięg pokrywy śnieżnej na półkuli północnej wiosną (marzec-kwiecień), (b) Średni zasięg lodu morskiego w Arktyce latem (lipiec-wrzesień), (c) Zmiany energii termicznej górnej warstwy oceanów (0-700 m), różne zbiory uzgodnione dla okresu 2006-2010 i odniesione do średniej wszystkich zbiorów danych z 1971 roku, (d) Zmiany średniego globalnego poziomu morza względem średniej z okresu 1900-1905 dla najdłuższego czasowo zbioru danych i uzgodnione dla roku 1993, pierwszego roku pomiarów z pomocą altimetrów satelitarnych. Wszystkie serie czasowe (różne kolory linii odpowiadają różnym zbiorom danych) pokazują wartości roczne, tam gdzie zostały oszacowane niepewnością, są one pokazane za pomocą cieniowania. Więcej szczegółów w Podsumowaniu Technicznym i Materiałach Dodatkowych. {Rysunki 3.2, 3.13, 4.19 i 4.3; FAQ 2.1, Rysunek 2; Rysunek TS.1}

B.4 Poziom morza

Tempo wzrostu poziomu oceanów od połowy XIX w. jest większe niż średnie tempo w poprzednich dwóch tysiącach lat (wysoki poziom wiarygodności). W okresie 1901-2010, średni globalny poziom oceanów wzrósł o 0,19 [0,17 do 0,21] m (Rysunek SPM.3). {3.7, 5.6, 13.2}

- Pośrednie (proxy) i instrumentalne dane wskazują, że pomiędzy końcem XIX w. a początkiem XX w. średnie tempo wzrostu poziomu morza zmieniło się ze względnie niskiego w poprzednich dwóch tysiącach lat do wysokiego (wysoki stopień wiarygodności). Jest prawdopodobne, że tempo wzrostu średniego poziomu morza przyspiesza bezustannie od początku XX w. {3.7, 5.6, 13.2}
- Jest bardzo prawdopodobne, że średnie tempo wzrostu średniego poziomu morza w okresie 1901-2010 wynosiło 1,7 [od 1,5 do 1,9] mm rocznie, w okresie 1971-2010 było to 2,0 [1,7 do 2,3] mm rocznie, a w okresie 1993-2010 3,2 [2,8 do 3,6] mm rocznie. Dane z wodowskazów i altymetrów satelitarnych zgodnie pokazują wzrost tempa podnoszenia się poziomu wody w ostatnim z tych okresów. Jest prawdopodobne, że podobnie wysokie tempa wzrostu występowały w latach 1920-1950. {3.7}
- Utrata masy lodowców i rozszerzalność cieplna oceanów tłumaczą około 75% obserwowanego globalnego wzrostu poziomu morza od lat 70. XX w. (wysoki poziom wiarygodności). W okresie 1993-2010 średni globalny wzrost poziomu morza jest z wysokim poziomem wiarygodności zgodny z sumą obserwowanych wkładów od rozszerzania termicznego wody w ogrzewającym się oceanie (1,1 [od 0,8 do 1,4] mm rocznie), zmiany w lodowcach górskich (0,76 [0,39 do 1,13] mm rocznie), topnienia lądolodu Grenlandii (0,33 [od 0,25 do 0,41] mm rocznie), lądolodu Antarktydy (0,27 [0,16 do 0,38] mm rocznie) i spadku ilości wód gruntowych (0,38 [0,26 do 0,49] mm rocznie). Suma tych składników wynosi 2,8 [2,3 do 3,4] mm rocznie. {13.3}
- Z bardzo wysokim poziomem wiarygodności można stwierdzić, że maksymalny globalny poziom morza w czasie ostatniego interglacjału (129 000 do 116 000 lat temu) był przez kilka tysięcy lat co najmniej o 5 m wyższy od obecnego i z dużym poziomem wiarygodności, że nie był wyższy od obecnego o więcej niż 10 m. W czasie ostatniego interglacjału, wkład lądolodu Grenlandii do wzrostu poziomu morza wynosił bardzo prawdopodobnie od 1,4 do 4,3 m. Wskazuje to (średni poziom wiarygodności) na dodatkowy wkład lądolodu Antarktydy. Ówczesne zmiany w poziomie oceanów zachodziły w kontekście innych wymuszeń: zmian orbitalnych i przy temperaturze powierzchni Ziemi w wysokich szerokościach geograficznych wyższej niż obecnie o co najmniej 2°C (średnia z okresu kilku tysięcy lat) (wysoki poziom wiarygodności). {5.3, 5.6}

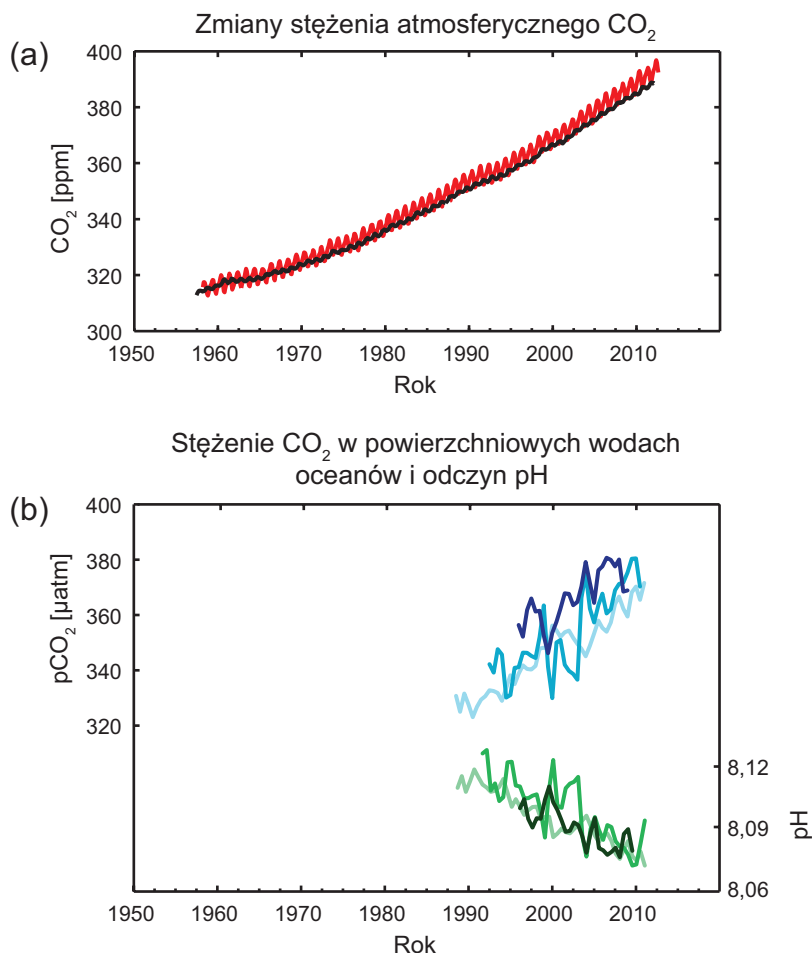
B.5 Cykl węglowy i inne cykle biogeochemiczne

Koncentracje dwutlenku węgla (CO_2), metanu i tlenku azotu w atmosferze wzrosły do poziomów niespotykanych w ciągu ostatnich 800 000 lat. Koncentracja CO_2 wzrosła o 40% w stosunku do ery przedprzemysłowej, głównie z powodu spalania paliw kopalnych, a także z powodu emisji związanych ze zmianami w użytkowaniu gruntów. Ocean zaabsorbował ok. 30% antropogenicznych emisji dwutlenku węgla, co jest przyczyną zakwaszania oceanów (Rysunek SPM.4). {2.2, 3.8, 5.2, 6.2, 6.3}

- Z powodu działalności człowieka koncentracja gazów cieplarnianych: dwutlenku węgla (CO_2), metanu (CH_4) i podtlenku azotu (N_2O) wzrosła w atmosferze od 1750 r. W 2011 roku koncentracja tych gazów cieplarnianych wynosiła odpowiednio 391 ppm¹¹, 1803 ppb, 324 ppb i przewyższała wartości koncentracji przedprzemysłowych o odpowiednio około 40%, 150% i 20% {2.2, 5.2, 6.1, 6.2}
- Zapisy w rdzeniach lodowych pokazują, że obecna koncentracja CO_2 , CH_4 i N_2O znacząco przekracza najwyższe koncentracje z ostatnich 800 000 lat. Średnie tempa wzrostu koncentracji tych gazów w atmosferze w czasie ostatniego wieku nie mają precedensu w ciągu ostatnich 22 000 lat (bardzo wysoki poziom wiarygodności). {5.2, 6.1, 6.2}

¹¹ ppm (części na milion) lub ppb (części na miliard) są stosunkiem liczby molekuł gazu do liczby wszystkich molekuł w suchym powietrzu. Na przykład 300 ppm oznacza 300 molekuł gazu na milion molekuł suchego powietrza.

- W latach 2002-2012 średnie roczne emisje CO_2 ze spalania paliw kopalnych i produkcji cementu wynosiły 8,3 [7,6 do 9,0] GtC¹² na rok (*wysoki poziom wiarygodności*), a w samym 2011 roku wyniosły 9,5 [8,7 do 10,3] GtC na rok, 54% powyżej poziomu z 1990 roku. W latach 2002-2011 emisje CO_2 związane ze zmianą zagospodarowania powierzchni łądów w latach 2002-2011 wynosiły średnio 0,9 [0,1 do 1,7] GtC na rok (*średni poziom wiarygodności*). {6.3}
- Efektem spalania paliw kopalnych i produkcji cementu w latach 1750-2011 była emisja do atmosfery 375 [od 345 do 405] GtC. Jednocześnie szacuje się, że wylesianie i inne zmiany w użytkowaniu ziemi skutkowały emisjami na poziomie 180 [od 100 do 260] GtC. Skumulowane emisje antropogeniczne wynoszą więc 555 [470 do 640] GtC. {6.3}
- W atmosferze zostało 240 [od 230 do 250] GtC pochodzącego ze skumulowanych antropogenicznych emisji CO_2 . Ocean zaabsorbował 155 [od 125 do 185] GtC, a pozostałe 160 [od 70 do 250] GtC zostało zakumulowane w ekosystemach łądowych. {Rysunek TS.4, 3.8, 6.3}
- Zakwaszenie oceanów mierzy się spadkiem współczynnika pH¹³. Współczynnik pH wód powierzchniowych spadł od początku ery przemysłowej o 0,1 (*wysoki poziom wiarygodności*). Przekłada się to na wzrost koncentracji jonów wodorowych o 26% (Rysunek SPM.4). {3.8, Ramka 3.2}



Rysunek SPM.4 | Różne wskaźniki obserwacyjne zmieniającego się cyklu węglowego: (a) Zmiany stężenia atmosferycznego dwutlenku węgla (CO_2) mierzone w obserwatorium Mauna Loa ($19^\circ 32' \text{N}$, $155^\circ 34' \text{W}$ – kolor czerwony) i na Biegunie Południowym ($89^\circ 59' \text{S}$, $24^\circ 48' \text{W}$ – kolor czarny) od 1958 roku; (b) ciśnienie parcjalne CO_2 rozpuszczonego w powierzchniowych wodach oceanów (krzywe niebieskie) oraz wskaźnik kwasowości (pH) wód oceanicznych. Dane pomiarowe pochodzą z trzech stacji: dwóch atlantyckich ($29^\circ 10' \text{N}$, $15^\circ 30' \text{W}$ – ciemnoniebieski/ciemnozielony; $31^\circ 40' \text{N}$, $64^\circ 10' \text{W}$ – niebieski/zielony) i jednej na Pacyfiku ($22^\circ 45' \text{N}$, $158^\circ 00' \text{W}$ – jasnoniebieski/jasnozielony). Informacje o zbiorach danych i dalsze szczegóły techniczne są wymienione w raporcie podstawowym oraz w Podsumowaniu Technicznym i Materiałach Dodatkowych {Rysunki 2.1 i 3.18; Rysunek TS.5}

¹² 1 gigatona węgla = 1GtC = 10^{15} gramów węgla = 1 petagram węgla = 1PgC. Odpowiada to 3,67 Gt CO_2 .

¹³ pH jest miarą kwasowości wyrażaną w skali logarytmicznej: spadek pH o jedną jednostkę odpowiada dziesięciokrotnemu wzrostowi koncentracji jonów wodoru, czyli kwasowości.

C. Czynniki powodujące zmianę klimatu

Czynnikami powodującymi zmianę klimatu są te substancje i procesy, zarówno naturalne jak i antropogeniczne, które wpływają na bilans energetyczny Ziemi. O ile w tekście nie wskazano inaczej, wymuszanie radiacyjne¹⁴ (WR) opisuje zmianę w strumieniach energii, wynikającą ze zmiany tych czynników pomiędzy rokiem 1750 a 2011. Dodatkowo wymuszanie radiacyjne prowadzi do ogrzewania się powierzchni Ziemi, a ujemne - do jej ochładzania. WR jest określane na podstawie pomiarów bezpośrednich i zdalnych, własności gazów cieplarnianych i cząstek zawieszonych w powietrzu (aerozoli) oraz obliczeń korzystających z modeli numerycznych obserwowanych procesów. Niektóre z emitowanych związków wpływają na koncentracje innych substancji w atmosferze. WR może być podawane na podstawie zmiany koncentracji poszczególnych substancji¹⁵ lub w oparciu o ich emisje, co daje bardziej bezpośredni związek z działalnością człowieka. Uwzględnienie wszystkich czynników, na które wpływają te emisje, daje identyczne wartości całkowitego antropogenicznego WR, niezależnie od podejścia. Chociaż w niniejszym podsumowaniu (SPM) używa się obydwu podejść, większą wagę przykładają się do WR określanego na podstawie emisji.

Całkowite wymuszanie radiacyjne jest dodatnie. Jego skutkiem jest gromadzenie się energii w systemie klimatycznym. Największy wkład do całkowitego wymuszania radiacyjnego ma wzrost koncentracji CO₂ w atmosferze, jaki nastąpił od 1750 roku. (patrz wykres SPM.5). {3.2, Ramka 3.1, 8.3, 8.5}

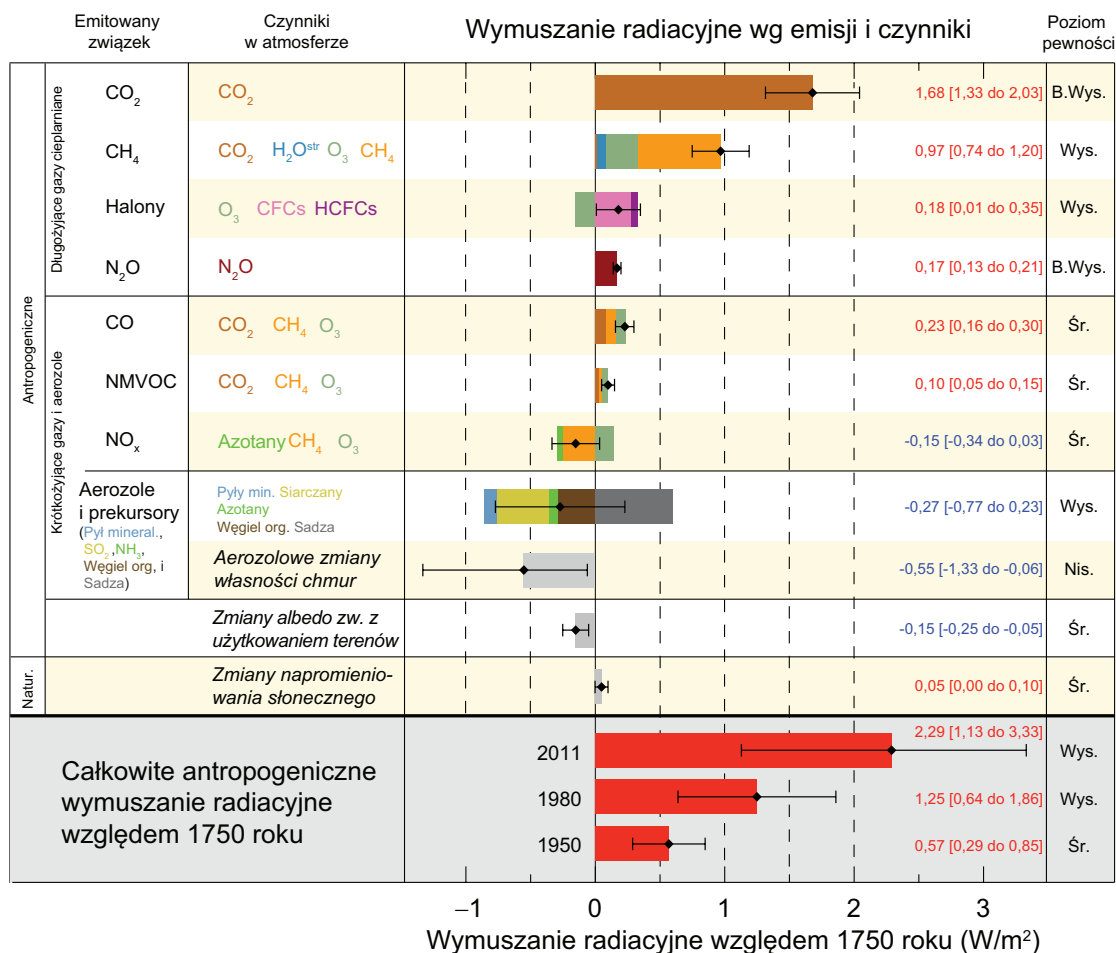
- Całkowite wymuszanie radiacyjne dla roku 2011 względem 1750 wynosi 2,29 [między 1,13 a 3,33] W/m² (patrz Rysunek SPM.5), a od roku 1970 rosło szybciej niż we wcześniejszych dziesięcioleciach. Najlepsze oszacowanie całkowitego antropogenicznego WR dla roku 2011 jest o 43% wyższe, niż zamieszczone w AR4 dla roku 2005. Wynika to z jednej strony z trwającego wzrostu koncentracji większości gazów cieplarnianych, a z drugiej z lepszych oszacowań WR związanego z aerozolami, pokazujących ich słabszy wypadkowy efekt chłodzący (ujemne WR). {8.5}
- WR związane z emisjami dobrze wymieszanych gazów cieplarnianych (CO₂, CH₄, N₂O i halonów) dla roku 2011 względem 1750 wynosi 3,00 [między 2,22 a 3,78] W/m² (patrz Rysunek SPM.5). WR obliczone na podstawie zmian koncentracji tych gazów to 2,83 [między 2,26 a 3,40] W/m². {8.5}
- Emisje samego CO₂ spowodowały WR 1,68 [między 1,33 a 2,03] W/m² (patrz Rysunek SPM.5). Przy uwzględnieniu emisji innych gazów zawierających węgiel, które również miały swój wkład do wzrostu koncentracji CO₂, WR związane z CO₂ to 1,82 [między 1,46 a 2,18] W/m². {8.3, 8.5}
- Emisje samego CH₄ spowodowały WR 0,97 [między 0,74 a 1,20] W/m² (patrz Rysunek SPM.5). To wartość dużo większa niż WR oszacowane na podstawie koncentracji, które wynosi 0,48 [między 0,38 a 0,58] W/m² (wielkość taka sama jak w AR4). Ta różnica w oszacowaniach spowodowana jest zmianami koncentracji ozonu i stratosferycznej pary wodnej wywołanymi emisjami CH₄, a także innymi emisjami pośrednio wpływającymi na CH₄. {8.3, 8.5}
- Emisje halonów niszczących ozon stratosferyczny spowodowały wypadkowe dodatnie WR o wartości 0,18 [między 0,01 a 0,35] W/m² (patrz wykres SPM.5). Ich własne dodatnie WR przeważało ujemne WR powodowane rozkładem ozonu. Dodatnie WR wszystkich halonów łącznie ma wartość zbliżoną do podanej w AR4, co wiąże się ze spadkiem WR pochodzącego z chloro-fluoropochodnych węglowodorów (CFC) z równoczesnym wzrostem WR pochodzącego z ich substytutów. {8.3, 8.5}
- Wkład do całkowitego antropogenicznego wymuszania radiacyjnego mają także emisje gazów o krótkim okresie życia w atmosferze. Jest *niemal pewne*, że emisje tlenku węgla spowodowały dodatnie WR, podczas gdy emisje tlenków azotu (NO_x) *prawdopodobnie* spowodowały wypadkowe ujemne WR (patrz Rysunek SPM.5). {8.3, 8.5}
- Całkowite wymuszanie radiacyjne związane z aerozolami, obejmujące także ich wpływ na chmury, wynosi -0,9 [między -1,9 a -0,1] W/m² (*średni poziom wiarygodności*) i wynika z ujemnego wymuszania przez większość aerozoli oraz dodatniego wymuszania związanego z absorpcją promieniowania słonecznego przez sadzę. Z *wysokim poziomem*

¹⁴ Podobnie jak w poprzednich raportach IPCC, wielkość wpływu poszczególnych czynników powodujących zmianę klimatu jest wyrażana jako ich wymuszanie radiacyjne (WR) w watach na metr kwadratowy (W/m²). WR jest zmianą strumienia energii na poziomie tropopauzy lub na szczycie atmosfery wywołaną przez zmianę wybranego czynnika. W tradycyjnym podejściu, stosowanym we wcześniejszych raportach IPCC, wszystkie parametry opisujące warunki na powierzchni Ziemi i w troposferze pozostawały ustalone. W niniejszym raporcie w obliczeniach WR dla dobrze wymieszanych gazów cieplarnianych i aerozoli uwzględnia się szybkie odpowiedzi na zaburzenia ziemnych fizycznych, z wyjątkiem oceanu i lodu morskiego. Obliczane w ten sposób wymuszanie nazywane jest w niniejszym raporcie efektywnym wymuszaniem radiacyjnym (EWR). Zmiana w podejściu odzwierciedla postęp w nauce od czasu poprzednich raportów i daje dokładniejsze oszacowania docelowej odpowiedzi temperatury wskutek zmian poszczególnych czynników. Dla wszystkich czynników innych niż dobrze wymieszane gazy cieplarniane szybkie odpowiedzi na zaburzenia są znacznie słabiej scharakteryzowane. Przyjmuje się, że są one niewielkie i dlatego stosuje się tradycyjnie określane WR {8.1}

¹⁵ To podejście było wykorzystywane przy określaniu WR w Podsumowaniu Dla Decydentów raportu AR4.

wiarygodności można stwierdzić, że aerozole i ich oddziaływanie z chmurami zniwelowało istotną część średniego globalnego wymuszania związanego z dobrze wymieszanymi gazami cieplarnianymi. Aerozole nadal mają największy wkład do niepewności w określeniu całkowitego WR. {7.5, 8.3, 8.5}

- Wymuszanie związane ze stratosferycznymi aerozolami pochodzenia wulkanicznego może mieć duży wpływ na klimat w ciągu kilku lat od erupcji wulkanicznych. Kilka niewielkich erupcji spowodowało w latach 2008-2011 WR o wartości -0,11 [między -0,15 a -0,08] W/m², czyli około dwukrotnie silniejsze niż w latach 1999-2002. {8.4}
- WR związane ze zmianami strumienia promieniowania słonecznego (irradiacji) wynosi około 0,05 [między 0,00 a 0,10] W/m². Obserwacje satelitarne zmian całkowitego strumienia promieniowania słonecznego w latach 1978-2011 wskazują, że ostatnie minimum aktywności słonecznej było niższe od dwóch poprzednich. Rezultatem tego jest WR o wartości -0,04 [między -0,08 a 0,00] W/m² pomiędzy ostatnim minimum z roku 2008 a minimum z roku 1986. {8.4}
- Całkowite WR powodowane przez czynniki naturalne, związane ze zmianami strumienia promieniowania słonecznego i stratosferycznymi aerozolami pochodzenia wulkanicznego miało jedynie niewielki wkład do wypadkowego WR w okresie ostatniego stulecia, z wyjątkiem krótkich okresów następujących po wielkich erupcjach wulkanicznych. {8.5}



Rysunek SPM.5 | Oszacowania wymuszeń radiacyjnych w 2011 roku względem roku 1750 oraz zagregowane niepewności głównych czynników odpowiedzialnych za zmianę klimatu. Podane wartości pokazują średnie globalne wymuszanie radiacyjne (WR¹⁴), w podziale na czynniki. Z prawej strony rysunku umieszczono wartości liczbowe oraz jakościowo określony poziom pewności (B.Wys. – bardzo wysoki, Wys. – wysoki, Śr. – średni, Nis. – niski, B.Nis. – bardzo niski). Wymuszanie powodowane zmianą albedo wskutek obecności sadzy na śniegu i lodzie jest uwzględnione w wierszu tabeli dotyczącym aerozoli (ciemnoszary fragment paska). Nie pokazano niewielkich wymuszeń związanych ze smugami kondensacyjnymi (0,05 W/m², uwzględniając indukowane przez lotnictwo cirrusy), oraz związkami HFC, PFC i SF₆ (łącznie 0,03 W/m²). Całkowite (związane z koncentracją) wymuszanie radiacyjne dla poszczególnych gazów można uzyskać sumując paski w kolorze odpowiadającym danemu gazowi. Wymuszanie wulkaniczne nie jest uwzględnione, gdyż jego epizodyczny charakter uniemożliwia porównywanie z pozostałymi wymuszeniami. Pokazano też całkowite antropogeniczne wymuszanie radiacyjne względem 1750 roku w latach 1950, 1980 i 2011. Więcej szczegółów technicznych dotyczących zakresów niepewności związanych z poszczególnymi składowymi i procesami znajduje się w Podsumowaniu Technicznym i Materiałach Dodatkowych. {8.5, Rysunki 8.14-8.18, Rysunki TS.6 i TS.7}

D. Zrozumienie systemu klimatycznego i jego ostatnich zmian

Zrozumienie ostatnich zmian w systemie klimatycznym wymaga połączenia obserwacji, analiz sprzężeń zwrotnych oraz symulacji modelami numerycznymi. Ocena zdolności modeli klimatu do odtwarzania zachodzących ostatnio zmian wymaga uwzględnienia na początku symulacji stanu wszystkich modelowanych składników systemu klimatycznego oraz wymuszeń naturalnych i antropogenicznych w trakcie symulacji. Dłuższe i bardziej szczegółowe obserwacje oraz ulepszone modele klimatu pozwalają obecnie na atrybucję wpływu ludzkości na wykryte zmiany większej liczby elementów systemu klimatycznego niż w AR4.

Wpływ człowieka na klimat jest oczywisty. Świadczą o tym rosnące koncentracje gazów cieplarnianych w atmosferze, dodatnie wymuszanie radiacyjne, obserwowane ocieplenie i zrozumienie systemu klimatycznego. {2-14}.

D.1 Diagnoza modeli klimatu

Od AR4 modele klimatu uległy poprawie. Modele z bardzo wysokim poziomem wiarygodności odtwarzają obserwowane rozkłady temperatur w skali kontynentów oraz trendy na przestrzeni wielu dziesięcioleci, łącznie z przyspieszonym ocieplaniem od połowy XX wieku oraz ochłodzeniami następującymi bezpośrednio po dużych erupcjach wulkanicznych. {9.4, 9.6, 9.8}

- Długoterminowe symulacje z użyciem modeli wykazują trend globalnej średniej temperatury powierzchni Ziemi w latach 1951-2012 zgodny z obserwowanym (*bardzo wysoki poziom wiarygodności*). Pewne różnice pomiędzy trendami symulowanym i obserwowanym są jednak widoczne w okresach tak krótkich jak 10 do 15 lat (na przykład w latach 1998-2012). {9.4, Ramka 9.2}
- Ze *średnim poziomem wiarygodności* można stwierdzić, że obserwowane osłabienie trendu ogrzewania się powierzchni Ziemi w latach 1998-2012 (w porównaniu do okresu 1951-2012) wynika w zbliżonym stopniu z dwóch czynników – osłabienia trendu wymuszania radiacyjnego oraz chłodzącego wkładu procesów zachodzących wewnątrz systemu, między innymi możliwych zmian w rozkładzie energii wewnątrz oceanów. Osłabienie trendu wymuszania radiacyjnego związane jest przede wszystkim z erupcjami wulkanicznymi oraz przewagą w tym okresie fazy obniżonej aktywności w ramach jedenastoletniego cyklu aktywności słonecznej. Jednak ilościowe określenie roli zmian wymuszania radiacyjnego w osłabieniu wzrostu temperatur możliwe jest jedynie z *niskim poziomem wiarygodności*. Ze *średnim poziomem wiarygodności* można stwierdzić, że za różnice pomiędzy obserwacjami i symulacjami odpowiada wewnętrzna zmienność systemu klimatycznego w skali dziesięcioleci, fazy której nie spodziewamy się dokładnie odtwarzać w symulacjach. Swoją rolę w te różnice mogą mieć także niedokładności w wymuszeniach, a w niektórych modelach przeszacowane odpowiedzi systemu na rosnące koncentracje gazów cieplarnianych i inne wymuszenia antropogeniczne (przede wszystkim efekty aerozolowe). {9.4, Ramka 9.2, 10.3, Ramka 10.2, 11.3}
- W skali regionalnej wiarygodność z jaką modele są w stanie odtwarzać temperatury powierzchni jest mniejsza niż dla większych skal. Jednak z *wysokim poziomem wiarygodności* obecne symulacje w skali regionalnej są lepsze niż w czasie AR4. {9.4, 9.6}
- Od czasu AR4 nastąpił znaczący postęp w ocenie ekstremalnych zdarzeń pogodowych i klimatycznych. Symulowane średnie globalne trendy częstości występowania wyjątkowo ciepłych i chłodnych dni i nocy w drugiej połowie dwudziestego wieku są, generalnie rzecz biorąc, zgodne z obserwacjami. {9.5}
- Od czasu opublikowania AR4 w pewnym stopniu poprawiły się symulacje rozkładu opadów w skali kontynentalnej. Opady nie są dobrze symulowane w skalach regionalnych, a szacunki utrudniane są przez niepewności pomiarowe. {9.4, 9.6}
- Niektóre istotne zjawiska klimatyczne są obecnie lepiej oddawane przez modele. Z *wysokim poziomem wiarygodności* można powiedzieć, że od publikacji raportu AR4 poprawiły się statystyki związane z monsunami i oscylacją El Niño-La Niña (El Niño-Oscylacja Południowa: ENSO), oparte na symulacjach wieloma modelami. {9.5}

- Modele klimatu uwzględniają obecnie więcej procesów związanych z chmurami, aerozolami i ich wzajemnymi oddziaływaniami niż w AR4, ale opis jakościowy i ilościowy tych procesów w modelach wciąż charakteryzuje się *niskim poziomem wiarygodności*. {7.3, 7.6, 9.4, 9.7}
- Są mocne dowody na to, że trend spadku zasięgu letniego zlodzenia Arktyki od roku 1979 jest obecnie odtwarzany przez więcej modeli niż w AR4. Około jedna czwarta modeli oddaje trend taki sam lub większy niż obserwowany. Większość modeli pokazuje (z dużym rozrzutem) niewielki malejący trend spadku zasięgu zlodzenia Antarktyki, podczas gdy obserwacje wskazują na niewielki trend rosnący. {9.4}
- Wiele modeli odtwarza obserwowane zmiany w zawartości ciepła w górnej warstwie oceanu (0-700 m) w okresie 1961-2005 (*wysoki poziom wiarygodności*). Dla większości tego okresu średnia obliczona na podstawie wyników wielu modeli mieści się w zakresie dostępnych oszacowań obserwacyjnych. {9.4}
- Modele klimatu uwzględniające cykl węglowy (Modele Systemu Ziemskiego) symulują globalny przestrzenny rozkład wymiany CO₂ pomiędzy oceanem a atmosferą, z odgazowywaniem wód w tropikach i pochłanianiem przez wody w umiarkowanych i wysokich szerokościach geograficznych. W większości modeli symulowane wartości węgla dwutlenku węgla w lądach i oceanach w ostatnich dekadach dwudziestego wieku są zgodne z oszacowaniami na podstawie obserwacji. {9.4}

D.2 Ilościowe oszacowanie odpowiedzi systemu klimatycznego

Badania łączące obserwacje i symulacje zmian temperatury, sprzężeń klimatycznych i zmian bilansu energetycznego Ziemi łącznie pozwalają wiarygodnie określić skalę globalnego ocieplenia w odpowiedzi na przeszłe i przyszłe wymuszenia. {Ramka 12.2, Ramka 13.1}

- Jest *niezwykle prawdopodobne*, że zmiany stężenia pary wodnej i różnice pomiędzy wzrostem temperatur atmosfery i powierzchni Ziemi stanowią łącznie dodatnie sprzężenie zwrotne, a więc potęgują zmiany klimatu. Wypadkowe sprzężenie (radiacyjne) od wszystkich typów chmur jest *prawdopodobnie* dodatnie. Niepewność co do znaku i wielkości tego sprzężenia wynika przede wszystkim z utrzymującej się niepewności dotyczącej wpływu ocieplenia na chmury piętra niskiego. {7.2}
- Równowagowa czułość klimatu określa odpowiedź systemu klimatycznego w skali wielu stuleci na stałe wymuszenie radiacyjne. Jest ona zdefiniowana przez zmianę średniej temperatury powierzchni Ziemi w stanie równowagi spowodowaną podwojeniem koncentracji CO₂ w atmosferze. Równowagowa czułość klimatu mieści się *prawdopodobnie* w zakresie 1,5°C a 4,5°C (*wysoki poziom wiarygodności*); można również powiedzieć, że jest *niezwykle nieprawdopodobne*, by wynosiła poniżej 1°C. Jest *bardzo mało prawdopodobne*, by wynosiła powyżej 6°C (*średni poziom wiarygodności*)¹⁶. Niższa granica zakresu *prawdopodobnych* wartości równowagowej czułości klimatu jest tym samym przesunięta w dół w porównaniu z wartością 2°C podawaną w AR4, ale górna granica pozostaje bez zmian. Ta ocena odzwierciedla pogłębione zrozumienie tematu, większą ilość obserwacji temperatury atmosfery i oceanu oraz nowe oszacowania wymuszania radiacyjnego. {TFE6.1, Rysunek 1; Ramka 12.2}
- Tempo i wielkość globalnej zmiany klimatu są determinowane przez wymuszanie radiacyjne, klimatyczne sprzężenia zwrotne i energię magazynowaną przez system klimatyczny. Estymacje tych wielkości dla ostatnich dziesięcioleci są, w zakresie szacowanych niepewności, zgodne z zakresem *prawdopodobnych* wartości równowagowej czułości klimatu. Jest to mocny dowód na to, że rozumiemy mechanizm antropogenicznej zmiany klimatu. {Ramka 12.2, Ramka 13.1}
- Przejściowa odpowiedź klimatu jest miarą odpowiedzi systemu klimatycznego na rosnące wymuszanie radiacyjne w skalach czasu od dziesięciu lat do stulecia. Jest ona zdefiniowana jako zmiana globalnej średniej temperatury powierzchni w czasie, w którym koncentracje CO₂ w atmosferze podwoiły się przy scenariuszu wzrostu koncentracji o 1% rocznie. Przejściowa odpowiedź klimatu wynosi *prawdopodobnie* od 1,0 do 2,5°C (*wysoki poziom wiarygodności*), jest też *wyjątkowo nieprawdopodobne*, by była większa niż 3°C. {Ramka 12.2}
- Powiązaną wielkością jest przejściowa odpowiedź klimatu na skumulowane emisje węgla (TCRE). Jest ona miarą przejściowej odpowiedzi systemu klimatycznego na skumulowane emisje węgla (patrz Sekcja E.8). TCRE jest zdefiniowane jako zmiana globalnej średniej temperatury powierzchni Ziemi w wyniku emisji do atmosfery 1000 Gt

¹⁶ Niemożliwe jest obecnie podanie najlepszego oszacowania równowagowej czułości klimatu. Przyczyną tego jest brak zgodnych wyników liczbowych w różnych, zebranych tu badaniach i liniach dowodowych.

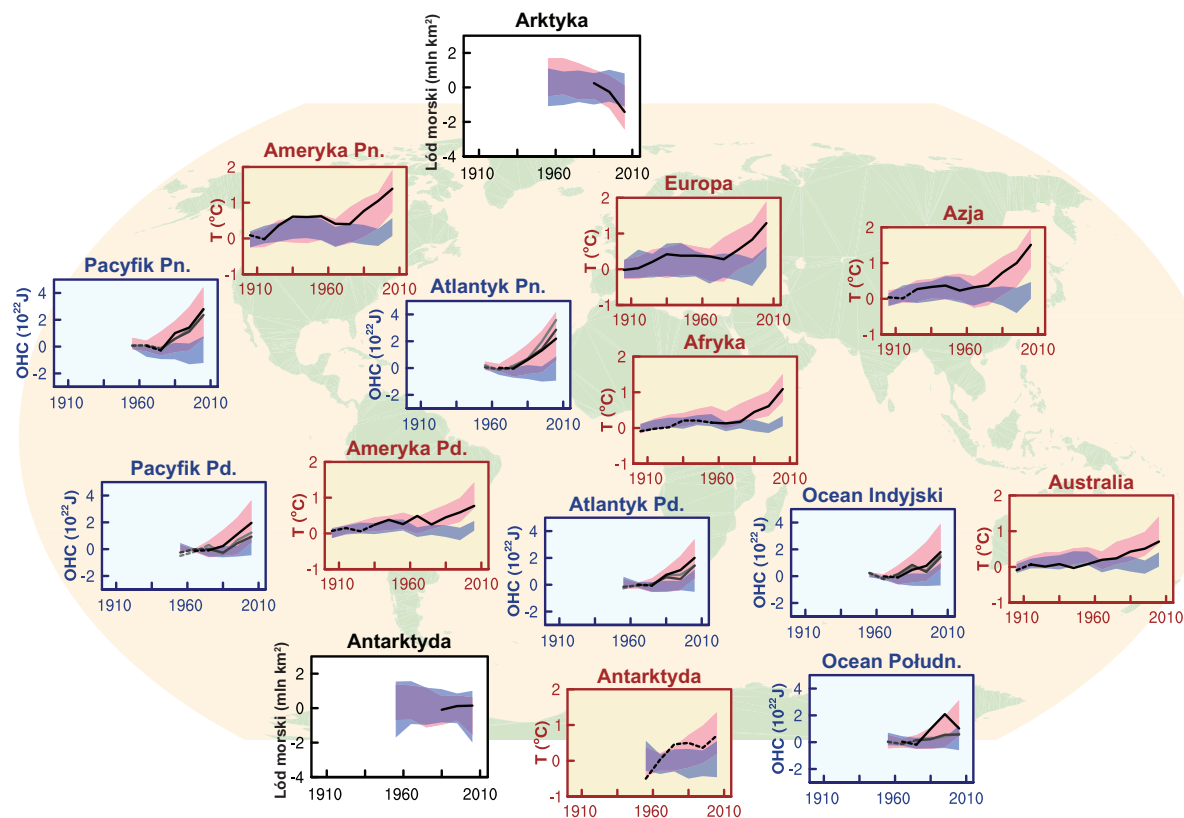
węgla. Wartość TCRE leży *prawdopodobnie* w zakresie 0,8-2,5°C na 1000 Gt węgla. Można ją stosować przy sumarycznych emisjach węgla do około 2000 Gt, i do momentu osiągnięcia maksimum temperatury (patrz Rysunek SPM.10). {12.5, Ramka 12.2}

- Do porównywania wpływu emisji poszczególnych substancji na zmianę klimatu można używać rozmaitych miar. Właściwy dobór miary i horyzontu czasowego zależy od tego, jakie aspekty zmiany klimatu przyjmujemy za najważniejsze dla określonego problemu. Żadna z miar nie jest w stanie oddać wszystkich konsekwencji różnych scenariuszy emisji; wszystkie mają też swoje ograniczenia i niepewności. Potencjał Globalnego Ocieplenia bazuje na sumarycznym wymuszaniu radiacyjnym w konkretnym horyzoncie czasowym, a Potencjał Zmiany Temperatury Globalnej jest obliczany na podstawie zmiany globalnej średniej temperatury powierzchni Ziemi dla wybranego momentu w czasie. W niniejszym raporcie zamieszczono ich uaktualnione wartości. {8.7}

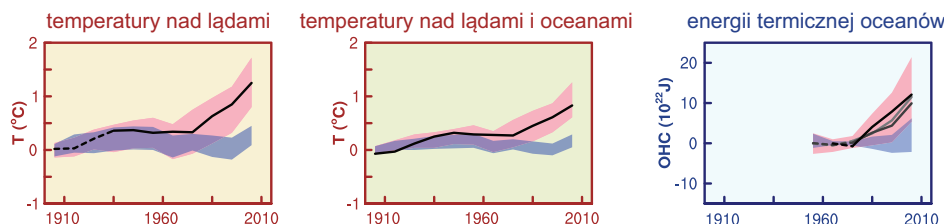
D.3 Detekcja zmiany klimatu i wiązanie jej z przyczynami

Wykryto wpływ ludzi na ocieplanie się atmosfery i oceanu, na zmiany w globalnym cyklu hydrologicznym, na spadek pokrywy śniegu i lodu, na zmianę światowego poziomu morza oraz na zmiany niektórych ekstremów klimatycznych (Rysunek SPM.6 oraz Tabela SPM 1). Dowody na wpływ działalności człowieka są teraz mocniejsze w porównaniu z AR4. Jest *niezwykle prawdopodobne*, że człowiek wpłynął w sposób dominujący na obserwowane od połowy XX wieku ocieplenie. {10.3-10.6, 10.9}.

- Jest *niezwykle prawdopodobne*, że ponad połowa obserwowanego wzrostu globalnej średniej temperatury powierzchni Ziemi w latach 1951-2010 jest skutkiem związanego z działalnością człowieka wzrostu koncentracji gazów cieplarnianych i innych wymuszeń antropogenicznych. Najlepsze oszacowanie wkładu człowieka do ocieplenia w tym okresie jest zbliżone do całości tego ocieplenia. {10.3}
- Gazy cieplarniane przyczyniły się do wzrostu globalnej średniej temperatury powierzchni Ziemi w okresie 1951-2010 (*prawdopodobnie*) w granicach 0,5-1,3°C. Wkład innych wymuszeń związanych z działalnością człowieka, w tym chłodzący wpływ aerozoli wynosi (*prawdopodobnie*) od -0,6°C do 0,1°C. Wkład wymuszeń naturalnych wynosi (*prawdopodobnie*) od -0,1°C do 0,1°C. Suma powyższych wkładów jest zgodna z obserwowanym ociepleniem wynoszącym, we wspomnianym okresie, około 0,6°-0,7°C. {10.3}
- Na terenie wszystkich kontynentów z wyjątkiem Antarktydy, wymuszania związane z działalnością człowieka wniosły *prawdopodobnie* istotny wkład do wzrostu temperatury powierzchni Ziemi od połowy dwudziestego wieku (patrz Rysunek SPM.6). W przypadku Antarktydy występują duże niepewności pomiarowe, dlatego średnie ocieplenie obserwowane w uśrednionych obserwacjach z dostępnych stacji można łączyć z wymuszeniami antropogenicznymi tylko z *niskim poziomem wiarygodności*. Przyczynę działalności człowieka do bardzo istotnego ocieplenia, jakie zaszło od połowy dwudziestego wieku w Arktyce jest *prawdopodobny*. {2.4, 10.3}
- Jest *bardzo prawdopodobne*, że wpływ człowieka, w szczególności zmiany koncentracji gazów cieplarnianych i ubytek ozonu stratosferycznego, doprowadził do wykrywalnego i obserwowanego ocieplenia w troposferze oraz jednoczesnego ochłodzenia w dolnej stratosferze od 1961 roku. {2.4, 9.4, 10.3}
- Jest *bardzo prawdopodobne*, że wymuszenia antropogeniczne miały istotny wkład do wzrostu zawartości ciepła (energii termicznej) w górnej warstwie oceanu (0-700 m), obserwowanej od lat 1970 (patrz wykres SPM.6). Istnieją dowody wpływu człowieka, na niektóre baseny oceaniczne. {3.2, 10.4}
- Jest *prawdopodobne*, że od 1960 r. czynniki antropogeniczne wpłynęły na globalny cykl hydrologiczny. Czynniki antropogeniczne mają wkład do obserwowanego wzrostu zawartości pary wodnej w atmosferze (*średni poziom wiarygodności*), do globalnych zmian w rozkładzie występowania opadów (*średni poziom wiarygodności*), do intensyfikacji silnych opadów nad regionami lądowymi w obszarach, dla których mamy dostateczne dane (*średni poziom wiarygodności*). Z *dużym prawdopodobieństwem* człowiek wpłynął na zmiany zasolenia oceanów w warstwie powierzchniowej i poniżej. {2.5, 2.6, 3.3, 7.6, 10.3, 10.4}



Średnie globalne anomalie



≡ Obserwacje

■ Symulacje uwzględniające tylko naturalne wymuszenia

■ Symulacje uwzględniające wymuszenia naturalne i antropogeniczne

Rysunek SPM.6 | Porównanie obserwowanej i symulowanej zmiany klimatu na podstawie trzech wielkoskalowych wskaźników związanych z atmosferą, kriosferą i oceanem: zmiany temperatury powietrza nad powierzchnią kontynentów (paneje żółte), zasięgu lodu pływającego w Arktyce i wokół Antarktydy (paneje białe) oraz energii termicznej w górnych warstwach oceanu (Ocean Heat Content – OHC) (paneje niebieskie). Podano również zmiany wielkości globalnych. Odchylenia temperatury nad powierzchnią podano względem średniej z lat 1880–1919, energii termicznej oceanów względem średniej z lat 1960–1980, a lodu pływającego względem średniej z lat 1979–1999. Wszystkie serie czasowe to średnie dekadowe, zaznaczone dla połowy dekad. W przypadku paneli z temperaturą, dla okresów w których pokrycie przestrzenne pomiarów wynosiło poniżej 50%, wartości wykreślono liniami przerywanymi. W przypadku energii termicznej oceanów i lodu pływającego linia ciągła oznacza dobre pokrycie pomiarami i wysoką jakość danych, a linia przerywana oznacza dostateczne pokrycie pomiarami i większy stopień niepewności. Wyniki symulacji wieloma modelami CMIP5 pokazano jako zacieniowane pola określające przedział ufności od 5% do 95%. Dalsze szczegóły techniczne, w tym definicje regionów, wymienione są w Podsumowaniu Technicznym i Materiałach Dodatkowych (Rysunek 10.21; Rysunek TS.12)

- Od czasu opublikowania raportu SREX pojawiły się kolejne mocne dowody na wpływ człowieka na ekstrema temperatury. Jest obecnie *bardzo prawdopodobne*, że działalność człowieka przyczyniła się do obserwowanych od drugiej połowy XX wieku w skali globu zmian w częstości występowania i intensywności ekstremalnych wartości średnich temperatur dobowych. Wpływ człowieka na podwojenie się prawdopodobieństwa wystąpienia fali upałów w wielu lokalizacjach jest *prawdopodobny* (patrz Tabela SPM.1). {10.6}
- Czynniki antropogeniczne z *dużym prawdopodobieństwem* przyczyniły się do ubytku lodu morskiego w Arktyce od 1979 roku. W przypadku niewielkiego przyrostu zasięgu lodu morskiego obserwowanego w rejonie Antarktyki konkurujące ze sobą naukowe wyjaśnienia jego przyczyn są niekompletne, a oszacowania dotyczące wewnętrznych cykli klimatycznych w tym rejonie są znane z *niską wiarygodnością*, stąd *niska wiarygodność* naukowego zrozumienia wewnętrznej zmienności w tym rejonie. {10.5}
- Czynniki antropogeniczne *prawdopodobnie* przyczyniły się do cofania się lodowców górskich od lat sześćdziesiątych dwudziestego wieku oraz wzmożonych strat lodu z powierzchni lądolodu grenlandzkiego od 1993 roku. W przypadku Antarktydy, poziom wiedzy naukowej na temat obserwowanego w ciągu ostatnich dwudziestu lat ubytku masy lądolodu jest niski, przyczyny tego tego ubytku znamy z *niskim poziomem wiarygodności*. {4.3, 10.5}
- Jest *prawdopodobne*, że czynniki antropogeniczne przyczyniły się do obserwowanego spadku pokrywy śnieżnej na półkuli północnej od 1970 roku. {10.5}
- Istotny wkład czynników antropogenicznych do wzrostu globalnego średniego poziomu morza od lat siedemdziesiątych jest *bardzo prawdopodobny*. Stwierdzenie to wynika z faktu, że z *wysokim poziomem wiarygodności* stwierdzamy wpływ czynników antropogenicznych na dwa podstawowe źródła wzrostu poziomu morza: rozszerzalność termiczną wody oraz ubytek masy lodowców. {10.4, 10.5, 13.3}
- Na podstawie bezpośrednich pomiarów satelitarnych można z *wysokim poziomem wiarygodności* stwierdzić, że zmiany strumienia promieniowania słonecznego (irradiacji) nie miały wkładu do wzrostu globalnej średniej temperatury powierzchni Ziemi w latach 1986-2008. Jedenastoletni cykl zmian aktywności słonecznej wpływa na zmienność klimatu w skali dekad w niektórych regionach (*średni poziom wiarygodności*). Nie znaleziono żadnego znaczącego związku pomiędzy zmianami promieniowania kosmicznego i zachmurzeniem. {7.4, 10.3, Ramka 10.2}

E. Przyszła globalna i regionalna zmiana klimatu

Do prognozowania zmiany klimatu wykorzystuje się całą hierarchię modeli numerycznych o różnej złożoności – poczynając od prostych modeli klimatu, poprzez modele o średnim i dużym stopniu złożoności, aż po Modele Systemu Ziemskiego (ESM - Earth System Models). Służą one do symulacji zmiany klimatu na podstawie różnych scenariuszy wymuszeń antropogenicznych. Za nowymi symulacjami prowadzonymi w ramach Piątej Fazy Projektu Porównywania Modeli (CMIP5), prowadzonego pod egidą Światowego Programu Badań Klimatu (WCRP) stoi nowy typ scenariuszy, Reprezentatywne Ścieżki Zmian Koncentracji (RCP). We wszystkich scenariuszach RCP koncentracje atmosferycznego CO₂ są w 2100 roku wyższe niż obecnie, co jest skutkiem wzrostu skumulowanych emisji CO₂ do atmosfery w XXI wieku (patrz Ramka SPM.1). Prognozy opisane w SPM dotyczą stanu w końcu XXI wieku (lata 2081-2100) względem okresu bazowego obejmującego lata 1986-2005. Porównanie z obserwacjami zmian klimatu w innych okresach pozwala zrozumieć prognozy w kontekście historycznym. Najdłuższy dostępny ciąg pomiarowy średniej temperatury globu pozwala stwierdzić, że od lat 1850-1900 do okresu referencyjnego AR5, wzrost średniej temperatury powierzchni Ziemi wyniósł 0,61 [0,55 do 0,67] °C. Jednocześnie należy pamiętać, że do dnia dzisiejszego zaszło ocieplenie większe od podanego wyżej i wartość średniej z okresu referencyjnego AR5 nie jest oszacowaniem historycznego ocieplenia do chwili obecnej (patrz Rozdział 2).

Kontynuacja emisji gazów cieplarnianych spowoduje dalsze ocieplenie oraz zmiany wszystkich elementów systemu klimatycznego. Ograniczenie zmiany klimatu będzie wymagało długotrwałej i znaczącej redukcji emisji gazów cieplarnianych. {6,11-14}

- Prognoza na następne kilka dekad wykazuje przestrzenny rozkład zmian podobny do tych prognozowanych na koniec XXI w., jednak o mniejszej amplitudzie. Znaczący wpływ na klimat będzie miała jego zmienność wewnętrzna, zwłaszcza w bliskiej przyszłości i w skalach regionalnych. Skala przewidywanych zmian do połowy XXI w. w istotny sposób zależy od zrealizowanego scenariusza emisji (Ramka SPM.1). {11.3, Ramka 11.1, Materiały dodatkowe I}

- Uwzględniając zmiany w sposobie definiowania scenariuszy, prognozy zmiany klimatu wykorzystujące RCP są podobne do tych z AR4, zarówno pod względem rozkładu przestrzennego, jak i amplitudy. Całkowity rozrzut prognoz dla wyższych Scenariuszy RCP jest węższy niż dla porównywalnych scenariuszy SRES wykorzystanych w AR4, ponieważ scenariusze RCP w AR5 są zdefiniowane jako ścieżki zmian koncentracji (nie emisji – przyp. tłum.) gazów cieplarnianych. Dzięki temu rezultaty symulacji CMIP5 nie są zależne od niepewności związanych z działaniem cyklu węglowego. Prognozowany wzrost światowego poziomu morza jest wyższy niż w AR4, głównie dzięki lepszemu uwzględnieniu topnienia lodowców. {11.3, 12.3, 12.4, 13.4, 3,5}.

E.1 Atmosfera: Temperatura

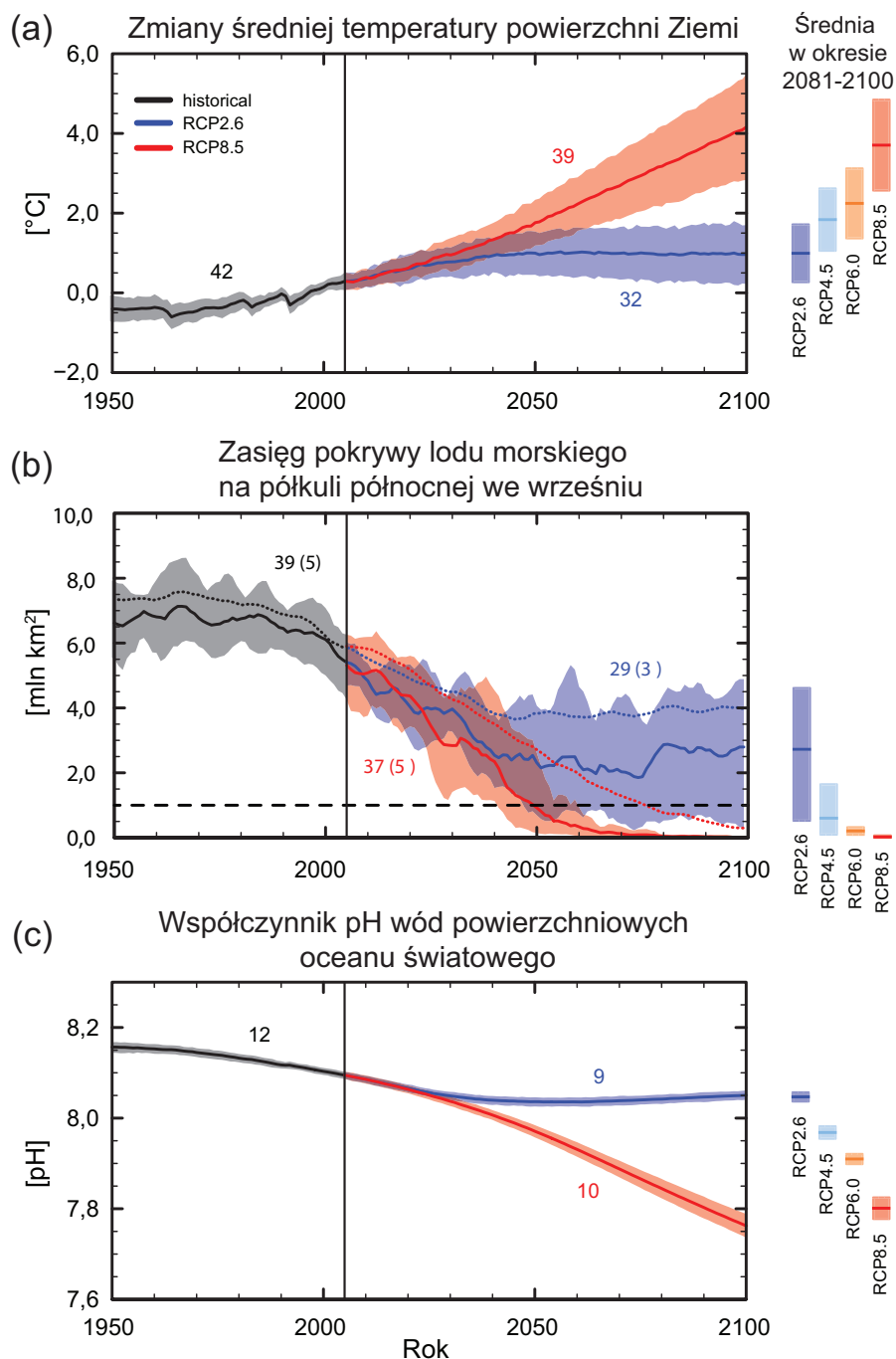
Wzrost temperatury powierzchni Ziemi w końcu XXI wieku względem okresu 1850-1900, dla wszystkich scenariuszy RCP, poza scenariuszem RCP2.6, prawdopodobnie przekroczy 1,5°C. Jest prawdopodobne, że przekroczy on 2°C dla scenariuszy RCP6.0 i RCP8.5 i raczej prawdopodobne, że przekroczy 2°C dla scenariusza RCP4.5. We wszystkich scenariuszach oprócz RCP2.6 ocieplenie będzie dalej postępowało po roku 2100. Ocieplenie będzie nadal wykazywało zmienność w skalach rocznych do dekadowych i nie będzie jednorodne przestrzennie. (patrz Rysunki SPM.7 i SPM.8). {11.3, 12.3, 12.4, 14.8}

- Zmiana średniej temperatury powierzchni Ziemi w okresie 2016-2035, względem okresu bazowego 1986-2005, wyniesie 0,3-0,7°C (*średni stopień wiarygodności*). Ocena ta bazuje na szeregu dowodów oraz założeniu, że nie wystąpią wielkie erupcje wulkaniczne lub znaczące zmiany w natężeniu promieniowania słonecznego. Można oczekiwać, że względem naturalnej zmienności wewnętrznej (wariancji rozkładu fluktuacji – przyp. tłum.), wzrost średniej temperatury pór roku i temperatury rocznej w niedalekiej przyszłości będzie większy w tropikach i subtropikach, niż w średnich szerokościach geograficznych (*wysoki stopień wiarygodności*). {11.3}
- Wzrost średniej temperatury powierzchni Ziemi w okresie 2081-2100, względem okresu bazowego 1986-2005, *prawdopodobnie* zmieści się w zakresie obliczonym symulacjami prowadzonymi w ramach CMIP5, to znaczy od 0,3 do 1,7°C dla RCP2.6, od 1,1 do 2,6°C dla RCP4.5, od 1,4 do 3,1°C dla RCP6.0, i od 2,6 do 4,8°C dla RCP8.5. Region Arktyki będzie się ocieślał szybciej niż średnia globalna, a średnie ocieplenie nad lądami będzie większe niż nad oceanami (*bardzo wysoki poziom wiarygodności*) (patrz Rysunki SPM.7, SPM.8 oraz Tabela SPM.2). {12.4, 14.8}
- Względem średniej z lat 1850-1900, zmiana temperatury powierzchni Ziemi do końca XXI wieku *prawdopodobnie* przekroczy 1,5°C dla RCP4.5, RCP6.0 i RCP8.5 (*wysoki poziom wiarygodności*). Ocieplenie *prawdopodobnie* przekroczy 2°C dla RCP6.0 i RCP8.5 (*wysoki poziom wiarygodności*), dla RCP4.5 *raczej prawdopodobnie* nie przekroczy 2°C (*wysoki poziom wiarygodności*), dla RCP2.5 przekroczenie 2°C jest *mało prawdopodobne* (*średni poziom wiarygodności*). Jest *mało prawdopodobne*, że ocieplenie przekroczy 4°C dla RCP2.6, RCP4.5 i RCP6.0 (*wysoki poziom wiarygodności*), dla scenariusza RCP8.5 przekroczenie 4°C jest *raczej prawdopodobne* (*średni poziom wiarygodności*). {12.4}
- Jest *niemal pewne*, że w miarę wzrostu średniej temperatury globalnej nad większością obszarów lądowych będzie więcej ekstremów ciepła, a mniej ekstremów chłodu, zarówno dobowych jak i sezonowych. Jest *bardzo prawdopodobne*, że fale upałów będą pojawiać się znacznie częściej i będą znacznie dłuższe. Sporadycznie zimą mogą też pojawiać się ekstrema chłodu (patrz Tabela SPM.1). {12.4}

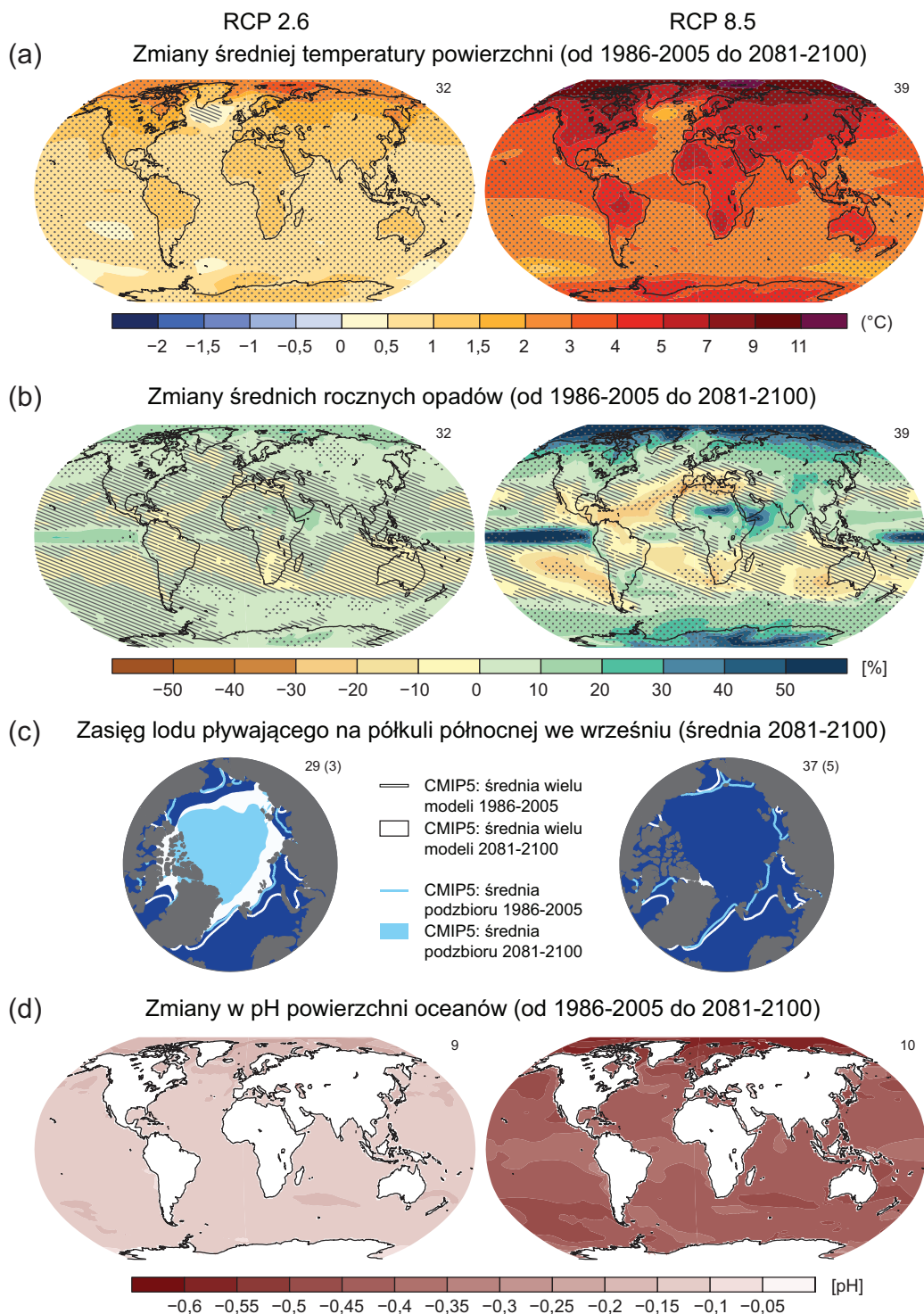
E.2 Atmosfera: Cykl wodny

Zachodzące w odpowiedzi na ocieplenie w XXI wieku zmiany w globalnym cyklu hydrologicznym nie będą jednorodne. Wzrośnie kontrast w wielkości opadu pomiędzy wilgotnymi i suchymi regionami i porami roku, choć możliwe są lokalne wyjątki (patrz Rysunek SPM.8). {12.4, 14.3}

- Prognozowane w najbliższych dekadach zmiany cyklu hydrologicznego wykazują rozkład przestrzenny podobny, choć o mniejszej amplitudzie, do prognozowanego na koniec stulecia. W bliskim horyzoncie czasowym zmiany w skali regionalnej będą silnie zależały od naturalnej wewnętrznej zmienności i mogą zależeć od antropogenicznej emisji aerozoli. {11.3}



Rysunek SPM.7 | Wyniki symulacji wieloma modelami CMIP5 obejmujące okres 1950-2100 dla (a) Zmiana średniej temperatury powierzchni Ziemi względem tej z lat 1986-2005 (patrz Tabela SPM.2 dla innych okresów odniesienia), (b) Zasięg zlodzenia mórz na półkuli północnej we wrześniu (średnia krocząca z okresów 5-letnich) oraz (c) Współczynnik pH wód powierzchniowych oceanu światowego. Serie czasowe prognoz oraz zakres niepewności (obszar cieniowany) pokazano dla scenariuszy RCP2.6 (niebieski) i RCP8.5 (czerwony). Kolor czarny (z szarym cieniowaniem) to wymodelowane, z wykorzystaniem rzeczywistych wymuszeń, zmiany historyczne. Wartości średnie po okresie 2081-2100 oraz zakres niepewności pokazano dla wszystkich scenariuszy RCP po prawej stronie w formie kolorowych pasków. Na wykresach podano liczbę modeli CMIP5, użytych do wyliczenia wartości średnich i zakresu niepewności. Dla zasięgu lodu morskiego (b) prognozowane średnie i niepewności (zakres minimum-maksimum) pochodzą z podzbioru modeli, które najlepiej odtwarzają średni stan klimatologiczny oraz trendy zmian lodu morskiego w Arktyce w latach 1979-2012 (liczba modeli w nawiasach). Dla kompletności, linie kropkowane pokazują średnią po wynikach wszystkich modeli CMIP5. Linia przerywana reprezentuje warunki, w których praktycznie nie ma lodu pływającego w Arktyce (czyli kiedy pokrycie lodem spada poniżej 1 mln km² przez co najmniej 5 kolejnych lat). Więcej szczegółów technicznych w Podsumowaniu Technicznym i Materiałach Dodatkowych (Rysunki 6.28, 12.5 i 12.28-12.31; Rysunki TS.15, TS.17 i TS.20)



Rysunek SPM.8 | Mapy pokazujące wartości średnie z wielomodelowych symulacji CMIP5 dla scenariuszy RCP2.6 i RCP8.5 w okresie 2081-2100, pokazujące (a) Zmiany średniej temperatury powierzchni, (b) Procentową zmianę średnich rocznych opadów, (c) Zasięg lodu morskiego na półkuli północnej we wrześniu i (d) Zmiany w pH powierzchni oceanów. Wszystkie zmiany na rysunkach (a), (b) i (d) odnoszą się do okresu bazowego 1986-2005. Liczba modeli CMIP5, użytych do obliczenia średniej jest podana w prawym górnym rogu każdego z rysunków. Na rysunkach (a) i (b) ukośne kreski oznaczają regiony, dla których średnie wartości są małe w porównaniu do wewnętrznej zmienności systemu klimatycznego (mniejsze niż jedno odchylenie standardowe zmienności w okresach 20-letnich). Kropki oznaczają regiony, w których średnie wartości są duże w porównaniu do wewnętrznej zmienności systemu klimatycznego (większe niż dwa odchylenia standardowe zmienności wewnętrznej w okresach 20-letnich) i w których co najmniej 90% modeli zgadza się co do znaku zmiany (patrz Ramka 12.1). Na rysunku (c) linie pokazują wartości średnie w latach 1986-2005 zaś obszary wypełnione kolorem pokazują stan na koniec stulecia. Średnią po wszystkich symulacjach CMIP5 pokazano kolorem białym, przewidywany zasięg lodu pływającego – średnią po podzbiorze modeli najlepiej odtwarzających stan klimatologiczny i trendy z lat 1979-2012 w Arktyce pokazano kolorem jasnoniebieskim. Więcej szczegółów technicznych w Podsumowaniu Technicznym i Materiałach Dodatkowych {Rysunki 6.28, 12.11, 12.22 i 12.29; Rysunki TS.15, TS.16, TS.17 i TS.20}

- W scenariuszu RCP8.5 do końca obecnego stulecia wysokie szerokości geograficzne oraz równikowe rejony Pacyfiku *prawdopodobnie* doświadczą wzrostu średniej ilości opadów. Na wielu suchych obszarach średnich szerokości geograficznych i regionów subtropikalnych średnia wielkość opadu *prawdopodobnie* spadnie, podczas gdy w wielu wilgotnych regionach umiarkowanych szerokości geograficznych średnie opady *prawdopodobnie* wzrosną (patrz Rysunek SPM.8). {7.6, 12.4, 14.3}
- Jest *bardzo prawdopodobne*, że w miarę wzrostu temperatury ekstremalne zdarzenia opadowe nad większością lądów umiarkowanych szerokości geograficznych i nad wilgotnymi regionami tropikalnymi staną się intensywniejsze i częstsze przed końcem stulecia. (patrz Tabela SPM.1). {7.6, 12.4}
- W skali globu w XXI wieku obszary monsunowe *prawdopodobnie* rozszerzą się. O ile wiatry monsunowe *prawdopodobnie* osłabną, o tyle opady monsunowe z powodu wzrostu zawartości wilgoci w atmosferze *prawdopodobnie* wzrosną. Daty rozpoczęcia sezonu monsunów przesuną się na wcześniejszy okres lub nie zmienią się znacząco. Daty zakończenia sezonu monsunów *prawdopodobnie* ulegną opóźnieniu, co spowoduje wydłużenie sezonu monsunów w wielu regionach. {14.2}
- Z *wysoką wiarygodnością* można powiedzieć, że w XXI wieku El Niño Oscylacja Południowa (ENSO) pozostanie dominującym trybem naturalnej zmienności tropikalnego Pacyfiku, wywołującym efekty globalne. Ze względu na wzrost wilgoci, związana z ENSO zmienność opadów w skalach regionalnych *prawdopodobnie* ulegnie intensyfikacji. Naturalna zmienność amplitudy i rozkładu przestrzennego ENSO jest duża i z tego powodu *poziom wiarygodności* prognoz zmian w ENSO i związanych z tym zjawisk regionalnych w XXI wieku pozostaje *niski*. {5.4, 14.4}

Tabela SPM.2 | Prognozowane zmiany średniej temperatury powierzchni Ziemi i wzrostu średniego światowego poziomu morza dla połowy i końca XXI w. względem okresu bazowego 1986-2005. {12.4, Tabela 12.2, Tabela 13.5}

		2046–2065		2081–2100	
	Scenariusz	Średnia	Prawdopodobny zakres ^c	Średnia	Prawdopodobny zakres ^c
Zmiana średniej światowej temperatury powierzchni (°C)^a	RCP2.6	1,0	0,4 do 1,6	1,0	0,3 do 1,7
	RCP4.5	1,4	0,9 do 2,0	1,8	1,1 do 2,6
	RCP6.0	1,3	0,8 do 1,8	2,2	1,4 do 3,1
	RCP8.5	2,0	1,4 do 2,6	3,7	2,6 do 4,8
	Scenariusz	Średnia	Prawdopodobny zakres ^d	Średnia	Prawdopodobny zakres ^d
Wzrost średniego światowego poziomu morza (m)^b	RCP2.6	0,24	0,17 do 0,32	0,40	0,26 do 0,55
	RCP4.5	0,26	0,19 do 0,33	0,47	0,32 do 0,63
	RCP6.0	0,25	0,18 do 0,32	0,48	0,33 do 0,63
	RCP8.5	0,30	0,22 do 0,38	0,63	0,45 do 0,82

^a Bazuje na wiązce modeli CMIP5; anomalie obliczone są względem okresu 1986-2005. W oparciu o serię pomiarową HadCRUT4 i jej oszacowania niepewności (przedział ufności 5-95%), zaobserwowane ocieplenie względem okresu odniesienia 1986-2005 dla lat 1850-1900 wynosi 0,61 [0,55-0,67]°C, a dla lat 1980-1999 (okres referencyjny AR4) wynosi 0,11 [0,09-0,13]°C. Zakresy prawdopodobieństwa względem wcześniejszych okresów odniesienia nie zostały tu oszacowane, gdyż metody łączenia niepewności w modelach i obserwacjach nie są dostępne w literaturze przedmiotu. Sumowanie prognozowanych i obserwowanych zmian nie uwzględnia potencjalnych efektów błędów systematycznych modeli względem obserwacji oraz wewnętrznej zmienności [systemu klimatycznego] w okresie referencyjnym obserwacji {2.4; 11.2; Tabele 12.2 i 12.3}

^b Bazuje na 21 modelach CMIP5; anomalie obliczone są względem okresu 1986-2005. Tam, gdzie rezultaty CMIP5 nie są dostępne dla konkretnego modelu AOGCM i scenariusza, zostały oszacowane zgodnie z opisem zamieszczonym w Rozdziale 13, Tabela 13.5. Przyjmuje się, że wkład od gwałtownych dynamicznych zmian lodolodów i antropogenicznych zmian ilości wody w zbiornikach na lądach ma charakter jednorodnego rozkładu prawdopodobieństwa i jest zasadniczo niezależny od scenariusza. Podejście to nie oznacza, że wkład ten nie będzie zależny od scenariusza, lecz tylko, że bieżący stan wiedzy nie pozwala na ilościowe oszacowanie tej zależności. Według obecnego stanu wiedzy, jedynie rozpad opartych na dnie oceanu lodowców szelfowych Antarktydy mógłby spowodować wzrost średniego globalnego poziomu morza w XXI wieku znacząco powyżej *prawdopodobnego* zakresu. Mamy *średni stopień pewności*, że ten dodatkowy wkład do wzrostu poziomu morza w XXI wieku nie przekroczy kilku dziesiątych metra.

^c Obliczone na podstawie prognoz dla zakresu modeli 5-95%. Zakresy te, po uwzględnieniu dodatkowych niepewności lub różnego poziomu pewności w różnych modelach są następnie traktowane jako *prawdopodobne* zakresy. Dla prognoz zmian średniej globalnej temperatury powierzchni w latach 2046-2045 istnieje *średni poziom ufności*, ponieważ względna istotność zmienności wewnętrznej oraz niepewności wymuszeń i odpowiedzi czynników innych niż gazy cieplarniane są większe niż dla okresu 2081-2100. Prawdopodobne zakresy dla lat 2046-2065 nie uwzględniają możliwego wpływu czynników prowadzących do szacowanego zakresu zmian w krótkim terminie (2016-2035), który byłby niższy od 5-95% zakresu modeli, gdyż wpływ tych czynników na prognozy długoterminowe, ze względu na niewystarczający poziom zrozumienia naukowego, nie został oszacowany ilościowo. {11.3}

^d Obliczone na podstawie prognoz jako 5-95% zakres modeli. Zakresy te, po uwzględnieniu dodatkowych niepewności lub różnego poziomu pewności w różnych modelach są następnie traktowane jako *prawdopodobne* zakresy. Dla prognoz zmian średniego globalnego poziomu morza istnieje *średni stopień pewności* w obu horyzontach czasowych.

E.3 Atmosfera: Jakość powietrza

- Zakres prognozowanych zmian jakości powietrza przy powierzchni (ozon i pyły zawieszone PM_{2.5}¹⁷) zależy głównie od emisji (wliczając w to CH₄), a nie od fizycznej zmiany klimatu (*średni poziom wiarygodności*). Z *wysokim poziomem wiarygodności* ocieplenie zmniejszy poziom tła ozonu przy powierzchni w skali globu. Wysokie stężenia CH₄ (RCP8.5) mogą skompensować ten spadek, podnosząc stężenie tła ozonu przy powierzchni o około 8 ppb (25% obecnego poziomu) względem scenariuszy z małymi zmianami CH₄ (RCP4.5, RCP6.0) (*wysoki poziom wiarygodności*). {11.3}
- Wyniki obserwacji i symulacji modelami wskazują, że przy braku zmiany pozostałych czynników lokalny wzrost temperatury powierzchni w zanieczyszczonych regionach uruchomi regionalne sprzężenia zwrotne w reakcjach chemicznych i lokalnych emisjach, tak, że nastąpi wzrost szczytowych stężeń ozonu i PM_{2.5} (*średni poziom wiarygodności*). Jeśli idzie o PM_{2.5}, zmiana klimatu może wpłynąć na naturalne źródła aerozoli, jak też na ich usuwanie przez opady, jednak poziom wiarygodności związany z całkowitym wpływem zmiany klimatu na rozkłady PM_{2.5} nie został określony. {11.3}

E.4 Ocean

Ocean światowy w XXI wieku będzie się dalej ogrzewał. Ciepło rozchodzące się od powierzchni będzie penetrować głębiny i wpływać na krążenie wody w oceanach. {11.3, 12.4}

- Najsilniejsze ocieplenie powierzchni oceanów przewidywane jest w tropikach i regionach subtropikalnych półkuli północnej. Na większych głębokościach ocieplenie będzie najwyraźniejsze w Oceanie Południowym (*wysoki poziom wiarygodności*). Najlepsze oszacowania ocieplenia do końca XXI wieku górnej 100-metrowej warstwy oceanu wynoszą od około 0,6°C (RCP2.6) do 2,0°C (RCP8.5) oraz od około 0,3°C (RCP2.6) do 0,6°C (RCP8.5) na głębokości rzędu 1000 m. {12.4, 14.3}
- Jest *bardzo prawdopodobne*, że atlantycka cyrkulacja termohalinowa (AMOC) osłabnie w XXI wieku. Najlepsze oszacowania i zakres¹⁸ redukcji na podstawie CMIP5 wynoszą 11% (1 do 24%) w RCP2.6 i 34% (12 do 54%) w RCP8.5. Jest *prawdopodobne*, że nastąpi pewne osłabienie AMOC do 2050 roku, jednak mogą wystąpić dekady, w których AMOC wzmożni się ze względu na znaczną zmienność wewnętrzną. {11.3, 12.4}
- Jest *bardzo mało prawdopodobne*, że dla rozważanych scenariuszy w XXI wieku nastąpi gwałtowna zmiana lub załamanie AMOC. Prognozowanie ewolucji AMOC poza XXI ma *niski poziom wiarygodności* ze względu na ograniczoną liczbę analiz i niejednoznaczne wyniki. Jednak, w przypadku znaczącego ocieplenia, nie można wykluczyć załamania się AMOC po XXI wieku. {12.5}.

E.5 Kriosfera

Jest bardzo prawdopodobne, że w miarę wzrostu średniej temperatury powierzchni Ziemi w XXI wieku pokrywa lodu morskiego w Arktyce będzie nadal się kurczyć i tracić na grubości, a wiosenna pokrywa śnieżna na półkuli północnej będzie maleć. {12.4, 13.4}

- Prognoza na podstawie średniej z wielu symulacji różnymi modelami przewiduje całoroczną redukcję zasięgu lodu morskiego w Arktyce. Spadki zlodzenia wahają się od 43% dla RCP2.6 do 94% dla RCP8.5 we wrześniu i od 8% dla RCP2.6 do 34% w RCP8.5 w lutym (*średni poziom wiarygodności*) (patrz Rysunki SPM.7 i SPM.8). {12.4}

¹⁷ PM_{2.5} odnosi się do zawartości w powietrzu cząstek pyłów o średnicy mniejszej niż 2,5 mikrometra, co jest miarą koncentracji aerozolu atmosferycznego.

¹⁸ Zakresy w tym paragrafie pokazują rozrzut prognoz modeli CMIP5.

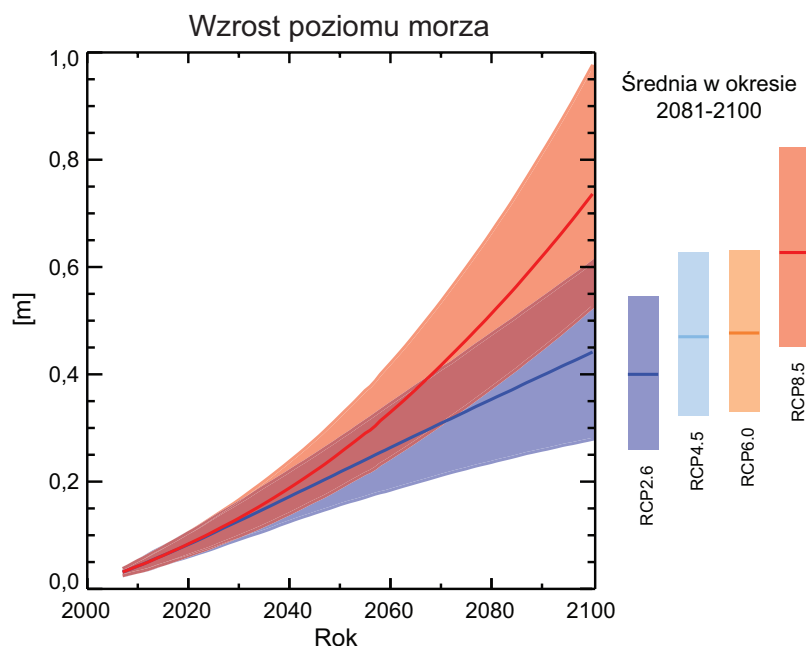
- Bazując na oszacowaniu z wykorzystaniem podzbioru modeli, które najlepiej odtwarzają średni stan klimatologiczny oraz trendy zmian lodu morskiego w Arktyce w latach 1979-2012, w scenariuszu RCP8.5 do połowy stulecia *prawdopodobnie (średni poziom wiarygodności)* prawie zaniknie wrzesniowe zlodzenie Oceanu Arktycznego¹⁹ (patrz Rysunki SPM.7 i SPM.8). Dla innych scenariuszy prognoza, kiedy Arktyka będzie we wrześniu prawie pozbawiona lodu morskiego, nie może być sformułowana z zadowalającym stopniem wiarygodności. {11.3, 12.4, 12.5}
- Spadek zasięgu i objętości lodu morskiego wokół Antarktydy na koniec XXI wieku jest przewidywany z *niskim poziomem wiarygodności*, zależnie od wzrostu średniej temperatury powierzchni. {12.4}
- Do końca XXI wieku, prognozowana objętość lodowców górskich na świecie (pomijając lodowce na obrzeżach Antarktydy), spadnie o 15 do 55% dla RCP2.6 i o 35 do 85% dla RCP8.5 (*średni poziom wiarygodności*). {13.4, 13.5}
- Powierzchnia pokrywy śnieżnej na półkuli północnej prognozowana na podstawie średniej wielu symulacji różnymi modelami spadnie do końca XXI wieku o 7% dla RCP2.6 i o 25% dla RCP8.5 (*średni poziom wiarygodności*). {12.4}
- Jest *niemal pewne*, że w miarę wzrostu średniej temperatury powierzchni ulegnie redukcji zasięg przypowierzchniowej wiecznej zmarzliny na wysokich północnych szerokościach geograficznych. Do końca XXI wieku, prognozowany w oparciu o średnią z modeli, obszar wiecznej zmarzliny bliskiej powierzchni (górne 3,5 m) spadnie od 37% (RCP2.6) do 81% (RCP8.5) (*średni poziom pewności*) {12.4}

E.6 Poziom morza

Średni globalny poziom morza w XXI wieku będzie się podnosił (patrz Rysunek SPM.9). Jest bardzo prawdopodobne, we wszystkich scenariuszach RCP, że za przyczyną wzmożonego ocieplania się oceanów i utraty masy przez lodowce i czapy lodowe, tempo podnoszenia się poziomu wody w oceanach przekroczy to obserwowane w okresie 1971-2010. {13.3-13.5}

- Stopień wiarygodności prognoz wzrostu średniego globalnego poziomu morza wzrósł od czasu raportu AR4, głównie dzięki lepszemu zrozumieniu procesów fizycznych wpływających na tę wielkość, lepszej zgodności modeli bazujących na procesach fizycznych z obserwacjami i włączeniu do rozważań dynamicznych zmian w lądolodach. {13.3-13.5}
- Globalny średni wzrost poziomu morza w latach 2081-2100 względem okresu 1986-2005 prawdopodobnie będzie mieścić się w zakresie 0,26-0,55 m dla RCP2.6, 0,32-0,63 dla RCP4.5, 0,33-0,63 dla RCP6.0 i 0,45-0,82 dla RCP8.5 (*średni poziom pewności*). Dla RCP8.5 wzrost poziomu oceanów do roku 2100 wyniesie 0,52-0,98 m, a tempo przyrostu w latach 2081-2100 wyniesie 8-16 mm/rok (*średni poziom pewności*). Zakresy te zostały ustalone w oparciu o wyniki symulacji modelami w ramach projektu CMIP5, w złożeniu z wynikami symulacji modelami bazującymi na procesach oraz dostępnymi w literaturze naukowej oszacowaniami przyczynków od lodowców i lądolodów (patrz Rysunek SPM.9, Tabela SPM.2). {13.5}
- W scenariuszach RCP, rozszerzalność cieplna odpowiada za 30-55% XXI-wiecznego wzrostu średniego globalnego poziomu morza, a lodowce za 15-35%. Wzrost topnienia lądolodu Grenlandii będzie większy niż wzrost opadów śniegu, tak że zmiana w bilansie masy lądolodu przyczyni się do wzrostu poziomu morza (*wysoki poziom pewności*). Podczas gdy topnienie powierzchni lądolodu pozostanie małe, oczekuje się wzrostu opadów nad Antarktydą (*średni poziom pewności*), tak że wkład bilansu masy do zmian przyszłego poziomu oceanów będzie ujemny. Zmiany w odpływie z obu lądolodów, do lat 2081-2100 dadzą *prawdopodobnie* łącznie dodatni wkład do wzrostu poziomu oceanów w zakresie 0,03-0,20 m (*średni poziom wiarygodności*). {13.3-13.5}
- Według obecnego stanu wiedzy, rozpad spoczywających na dnie sektorów lądolodu antarktycznego (lodowców szelfowych – przyp. tłum.) - gdyby się rozpoczął - mógłby doprowadzić do wzrostu globalnego średniego poziomu morza znacznie ponad *prawdopodobny* zakres dla XXI wieku. Ze *średnim poziomem wiarygodności* możemy powiedzieć, że ten możliwy dodatkowy wkład nie spowoduje wzrostu poziomu morza w XXI w. o więcej niż kilka dziesiątych metra. {13.4, 13.5}

¹⁹ Warunki na Oceanie Arktycznym są definiowane jako „prawie bez lodu”, gdy zasięg lodu morskiego spada poniżej 1 mln km² przez co najmniej pięć kolejnych lat.



Rysunek SPM.9 | Projekcje wzrostu średniego poziomu morza w XXI wieku względem okresu 1986-2005 na podstawie złożenia symulacji CMIP5 z symulacjami modelami bazującymi na procesach dla scenariuszy RCP2.6 i RCP8.5. Kolorowe pionowe pasy obrazują oszacowane *prawdopodobne* zakresy w okresie 2081-2100 dla wszystkich scenariuszy RCP, a odpowiednie mediany pokazano liniami poziomymi. Więcej szczegółów technicznych w Podsumowaniu Technicznym i Materiałach Dodatkowych (Tabela 13.5, Rysunki 13.10 i 13.11; Rysunki TS.21 i TS.22)

- Rozważono (inne niż w symulacjach CMIP – przyp. tłum.) możliwe przyczyny wyższego wzrostu średniego globalnego poziomu morza w XXI wieku i stwierdzono, że nie mamy obecnie dostępnych danych pozwalających na określenie prawdopodobieństwa wzrostu poziomu morza ponad *prawdopodobny* (ujęty w wynikach CMIP – przyp. tłum.). Wiele modeli półempirycznych prognozuje wyższy (o czynnik dwa) wzrost średniego globalnego poziomu morza, niż przewidują to modele bazujące na procesach, jednak w środowisku naukowym nie ma konsensusu odnośnie ich wiarygodności i z tego powodu tym prognozom przypisuje się *niski poziom wiarygodności*. {13.5}
- Wzrost poziomu morza nie będzie jednorodny. Jest *bardzo prawdopodobne*, że do końca XXI wieku poziom morza wzrośnie na około 95% powierzchni oceanów. Prognozuje się, że około 70% linii wybrzeża doświadczy podniesienia się poziomu morza o wartość średniego globalnego przyrostu poziomu morza $\pm 20\%$. {13.1, 13.6}

E.7 Cykl węglowy i inne cykle biogeochemiczne

Zmiana klimatu wpłynie na procesy cyklu węglowego w sposób, który nasili wzrost stężenia CO₂ w atmosferze (*wysoki poziom wiarygodności*). Dalsze pochłanianie dwutlenku węgla przez oceany nasili proces ich zakwaszania {6.4}

- Z *bardzo wysokim poziomem wiarygodności* możemy stwierdzić, że niezależnie od scenariusza RCP ocean będzie do roku 2100 nadal pochłaniał część antropogenicznego CO₂, przy czym ścieżkom z wyższymi koncentracjami odpowiadać będzie większe pochłanianie. Przyszłe zmiany w pochłanianiu CO₂ przez środowisko lądowe są mniej pewne. Większość modeli przewiduje dalsze pochłanianie CO₂ na lądach we wszystkich scenariuszach, ale w symulacjach niektórymi modelami, w efekcie zmiany klimatu oraz zagospodarowania powierzchni Ziemi, lądy stają się źródłem emisji węgla. {6.4}
- Na podstawie symulacji Modelami Systemu Ziemskiego (ESM) można z *wysokim poziomem wiarygodności* powiedzieć, że sprzężenie zwrotne pomiędzy klimatem i cyklem węglowym będzie w XXI wieku dodatnie: zmiana klimatu częściowo ograniczy możliwość pochłaniania przez ocean i ląd przyrostu koncentracji atmosferycznego CO₂. W rezultacie większy ułamek antropogenicznych emisji CO₂ pozostawać będzie w atmosferze. Na dodatnie sprzężenie zwrotne pomiędzy klimatem a cyklem węglowym w skalach stuleci i tysiącleci wskazują dane paleoklimatyczne oraz modelowanie. {6.2, 6.4}

Tabela SPM.3 | Sumaryczne emisje CO₂ w okresie 2012–2100, jak wynika z obliczeń przeprowadzonych zgodnie ze scenariuszami zmian RCP z wykorzystaniem modeli ESM. {6.4, Tabela 6.12, Rysunek TS.19}.

Scenariusz	Skumulowane emisje CO ₂ 2012–2100 (w GtC ^a)			
	GtC		GtCO ₂	
	Średnia	Zakres	Średnia	Zakres
RCP2.6	270	140 do 410	990	510 do 1505
RCP4.5	780	595 do 1005	2860	2180 do 3690
RCP6.0	1060	840 do 1250	3885	3080 do 4585
RCP8.5	1685	1415 do 1910	6180	5185 do 7005

Przypisy:

^a 1 Gigatona węgla pierwiastkowego (GtC) odpowiada 3,67 GtCO₂.

- We wszystkich scenariuszach RCP modele ESM przewidują wzrost kwasowości oceanów w skali globu. Odpowiadający mu spadek pH wód powierzchniowych wyniesie do końca XXI wieku¹⁸ (0,06–0,07) dla scenariusza RCP2.6, (0,14–0,15) dla RCP4.5, (0,20–0,21) dla RCP6.0 i (0,30–0,32) dla RCP8.5 (patrz Rysunki SPM.7 i SPM.8). {6.4}
- Z obliczeń z wykorzystaniem 15 modeli ESM wynika, że zgodnie ze scenariuszami zmian RCP sumaryczne emisje CO₂²⁰ w okresie 2012–2100 będą wynosić od 140 do 410 GtC dla RCP2.6, od 595 do 1005 GtC dla RCP4.5, od 840 do 1250 GtC dla RCP6.0, i od 1415 do 1910 GtC dla RCP8.5 (patrz Tabela SPM.3). {6.4}
- Dla realizacji scenariusza RCP2.6 do roku 2050 roczne emisje CO₂, obliczone z użyciem modeli „ESM” muszą być mniejsze niż emisje z roku 1990 o (14–96%) (patrz rysunek TS.19). Pod koniec XXI wieku około połowa modeli pokazuje, że emisje muszą być bliskie zeru, a druga połowa – konieczność usuwania CO₂ z atmosfery. {6.4, Rysunek TS.19}
- Ocenia się, że dla scenariusza zmian RCP8.5, w wyniku odmarzania wiecznej zmarzliny w ciągu XXI w. do atmosfery uwolnione zostaną zgromadzone tam CO₂ i CH₄, w ilości odpowiadającej 50–250 GtC (*niski poziom wiarygodności*). {6.4}

E.8 Stabilizacja klimatu, opóźniona reakcja klimatu i nieodwracalność zmian

To głównie skumulowane emisje CO₂ zadecydują o wzroście średniej temperatury powierzchni Ziemi do końca XXI wieku i później (patrz Rysunek SPM.10). Większość następstw zmiany klimatu będzie trwać przez wiele stuleci, nawet jeśli emisje CO₂ ulegną zatrzymaniu. Pokazuje to jak opóźnione są zmiany klimatu wywołane przez przeszłe, obecne i przyszłe emisje CO₂. {12.5}

- Zależność między skumulowanymi emisjami CO₂ i odpowiedzią na nie średniej temperatury powierzchni globu jest w przybliżeniu liniowa (patrz Rysunek SPM.10). Każdy określony poziom ocieplenia jest związany z konkretnym zakresem skumulowanych emisji²¹, a zatem podwyższone emisje we wcześniejszych dekadach przekładają się na niższe emisje w kolejnych. {12.5}
- Ograniczenie ocieplenia powodowanego przez same tylko antropogeniczne emisje CO₂ poniżej progu 2°C (względem poziomu z lat 1861–1880²²) z prawdopodobieństwem >33%, >50% lub >66% będzie wymagało utrzymania skumulowanych antropogenicznych emisji CO₂ (od tego okresu) odpowiednio poniżej ok. 1570 GtC, 1210 GtC lub 1000 GtC²³. Jeśli uwzględni się także wymuszania inne niż CO₂ (jak w scenariuszu RCP2.6), wielkości te zmniejszają się odpowiednio do 900 GtC, 820 GtC i 790 GtC. Do roku 2011 wyemitowano już 515 [między 445 a 585] GtC. {12.5}

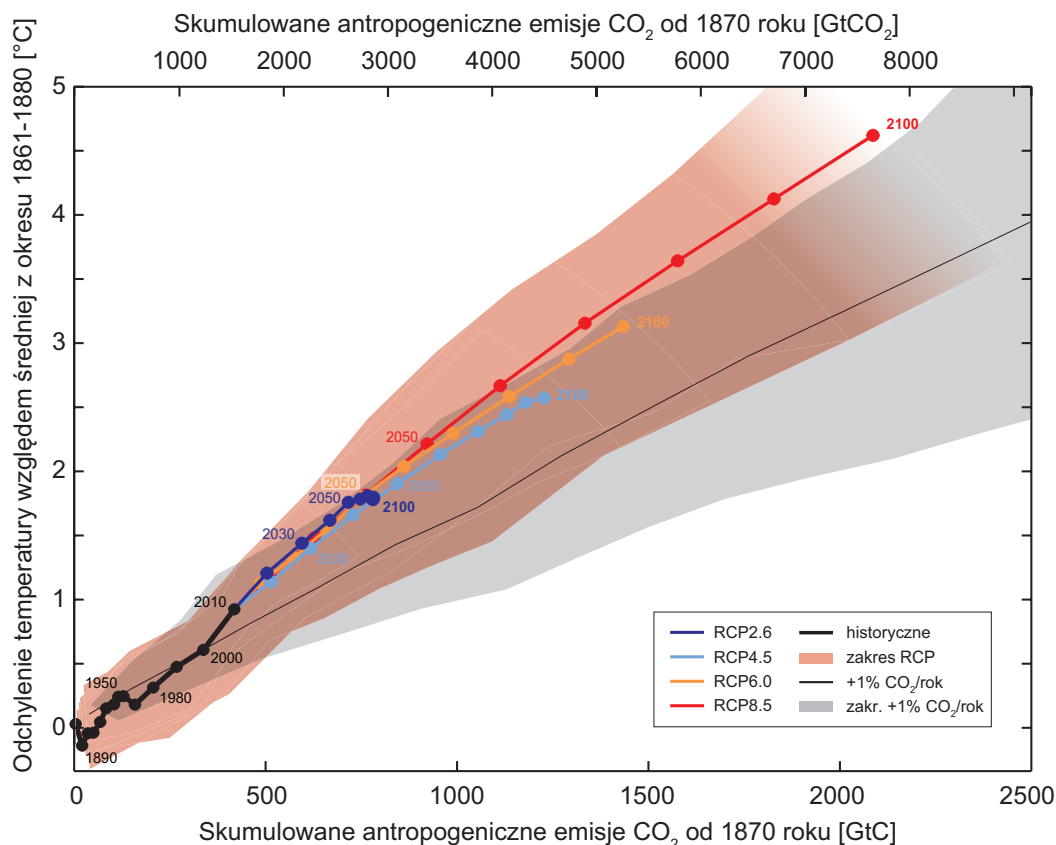
²⁰ Z sektorów paliw kopalnych, produkcji cementu, przemysłu i gospodarki odpadami.

²¹ Ilościowa ocena tego zakresu emisji CO₂ wymaga wzięcia pod uwagę innych czynników.

²² Najwcześniejsze dwudziestolecie uwzględniane w symulacjach.

²³ Obliczone na podstawie Przejściowej Odpowiedzi Klimatu na Sumaryczne Emisje Węgla (Transient Climate Response to Cumulative Carbon Emissions - TCRC), patrz punkt D.2.

- Obniżenie progu docelowego ocieplenia, albo zwiększenie prawdopodobieństwa, że określony próg ocieplenia nie zostanie przekroczony, będzie wymagało obniżenia skumulowanych emisji CO₂. Uwzględnienie wzrostu koncentracji innych niż CO₂ gazów cieplarnianych, spadku koncentracji aerozoli czy uwalniania gazów cieplarnianych z wiecznej zmarzliny obniża wartość skumulowanych emisji CO₂, pozwalającą na nieprzekroczenie progu docelowego ocieplenia (patrz Rysunek SPM.10). {12.5}
- Znacznej części zmiany klimatu będącej skutkiem antropogenicznych emisji CO₂ nie da się odwrócić przez setki i tysiące lat, o ile nie podjęte zostaną długotrwałe i wielkoskalowe działania na rzecz usuwania CO₂ (netto – spadku koncentracji – przyp. tłum.) z atmosfery. Temperatura powierzchni Ziemi pozostanie podniesiona przez wiele stuleci po całkowitym wstrzymaniu wszystkich emisji antropogenicznych. W związku z długotrwałością procesów transportu energii od powierzchni w głąb oceanu, ocieplanie się oceanów będzie trwało jeszcze przez stulecia. Zależnie od scenariusza, od 15 do 40% wyemitowanego CO₂ pozostanie w atmosferze dłużej niż przez 1000 lat. {Ramka 6.1, 12.4, 12.5}
- Jest *niemal pewne*, że wzrost średniego poziomu morza będzie trwał po 2100 roku, a wzrost poziomu morza związany z rozszerzalnością termiczną wody będzie następował jeszcze przez wiele stuleci. Nieliczne dostępne wyniki modelowania wykraczające poza rok 2100 pokazują dla scenariusza RCP2.6 (koncentracji CO₂ osiągającej maksimum, a następnie spadającej i pozostającej poniżej 500 ppm) wzrost średniego poziomu morza o mniej niż 1 m do roku 2300 względem czasów sprzed rewolucji przemysłowej. W przypadku wymuszenia radiacyjnego odpowiadającego koncentracjom CO₂ z zakresu 700-1500 ppm (jak w scenariuszu RCP8.5), ze *średnim poziomem wiarygodności* przewidywany jest wzrost poziomu morza do 2300 roku od 1 do ponad 3 m. {13.5}



Rysunek SPM.10 | Wzrost średniej temperatury powierzchni Ziemi w funkcji skumulowanych światowych emisji CO₂. Wartości średnie, obliczone na podstawie symulacji wieloma modelami cyklu węglowego dla każdego RCP do 2100 roku pokazano za pomocą kolorowych linii i kropek oznaczających średnie wartości dla dekad. Niektóre średnie dekadowe dla czytelności zostały wyróżnione (np. 2050 wskazująca dekadę 2041-2050). Wyniki symulacji historycznych (1860-2010) pokazano kolorem czarnym. Kolorowe cieniowanie ilustruje zakres wyników symulacji wszystkimi modelami dla różnych scenariuszy RCP. Nasylenie koloru zmniejsza się w miarę spadku liczby modeli dla symulacji scenariusza RCP8.5. Średnią i zakres wyników symulacji modelami CMIP5, przy wzroście koncentracji CO₂ w atmosferze o 1% rocznie pokazano czarną linią i szarym cieniowaniem. Dla określonej wartości skumulowanych emisji CO₂ symulacje dla wzrostu koncentracji o 1% rocznie pokazują mniejsze ocieplenie niż symulacje zgodne ze wszystkimi scenariuszami RCP, które uwzględniają inne niż CO₂ czynniki wymuszające. Wzrost temperatury podano względem okresu bazowego 1861-1881. Średnie dekadowe połączono odcinkami. {Rysunek 12.45; TFE.8, Rysunek 1}.

- Utrzymujące się topnienie lądolodów spowoduje większy wzrost poziomu morza, część strat masy lodu może być nieodwracalna. Z *wysokim poziomem wiarygodności* można powiedzieć, że utrzymujące się powyżej pewnego progu ocieplenie doprowadzi do niemal całkowitego zaniku lądolodu grenlandzkiego w skali tysiąca lat lub dłuższej, co spowodowałoby wzrost poziomu morza o nawet 7 m. Obecne oszacowania pokazują, że próg ten leży powyżej 1°C (*niski poziom wiarygodności*), ale poniżej około 4°C (*średni poziom wiarygodności*) wzrostu temperatury ponad poziom z epoki przedprzemysłowej. W odpowiedzi na wzrost wymuszeń klimatycznych możliwa jest gwałtowna i nieodwracalna utrata lodu z potencjalnie niestabilnych, spoczywających na dnie oceanicznym sektorów lądolodu Antarktydy, choć obecne dane i poziom zrozumienia nie są wystarczające dla dokonania oszacowania ilościowego. {5.8, 13.4, 13.5}
- Dla przeciwdziałania zmianie klimatu zaproponowano rozwiązania z zakresu tzw. inżynierii planetarnej (geoinżynierii): celowe zmiany w systemie klimatycznym Ziemi. Ograniczona liczba badań uniemożliwia wyczerpującą ocenę ilościową wydajności i wpływu na system klimatyczny zarówno pomysłów ograniczania docierającego do Ziemi promieniowania słonecznego (Solar Radiation Management – SRM) jak i usuwania dwutlenku węgla z atmosfery (Carbon Dioxide Removal – CDR). Metody CDR mają w skali globalnej ograniczony potencjał, ze względu na związane z nimi ograniczenia biogeochemiczne i techniczne. Obecna wiedza nie wystarcza do określenia, jaki poziom emisji CO₂ można by częściowo skompensować metodami CDR na przestrzeni stulecia. Wyniki symulacji wskazują, że projekty SRM (gdyby można je było zrealizować), mogłyby istotnie skompensować globalny wzrost temperatur, ale zmodyfikowałyby również obieg wody w przyrodzie i nie zmniejszyłyby zakwaszenia oceanów. Gdyby projekt SRM został z dowolnego powodu przerwany, z *dużym poziomem wiarygodności* należałoby się spodziewać bardzo szybkiego wzrostu temperatur do wartości odpowiadających wymuszeniu związanemu z obecnością gazów cieplarnianych. Zarówno metodom CDR jak SRM towarzyszyłyby efekty uboczne i długotrwałe następstwa na skalę globalną. {6.5, 7.7}

Ramka SPM.1: Reprezentatywne Ścieżki Zmian Koncentracji (RCP)

Prognozy zmiany klimatu w GR I wymagają informacji o przyszłych emisjach lub koncentracjach gazów cieplarnianych, aerozoli i innych wpływających na klimat czynników. Informacje te są często przedstawiane jako scenariusze działań ludzkości, które nie są oceniane w tym raporcie. Scenariusze IPCC GR I koncentrują się na emisjach antropogenicznych i nie uwzględniają zmian w naturalnych czynnikach wpływających na klimat, takich jak wymuszanie słoneczne albo emisje wulkaniczne lub naturalne, na przykład CH₄ lub N₂O.

Na potrzeby Piątego Raportu IPCC społeczność naukowa zdefiniowała zestaw czterech nowych scenariuszy, określanych jako Reprezentatywne Ścieżki Zmian Koncentracji (RCP – patrz Słownik). Są one identyfikowane przez ich przybliżone wymuszanie radiacyjne w 2100 roku względem 1750 roku: 2,6 W/m² dla scenariusza RCP2.6; 4,5 W/m² dla scenariusza RCP4.5; 6,0 W/m² dla scenariusza RCP6.0 i 8,5 W/m² dla scenariusza RCP8.5. Dla rezultatów symulacji prowadzonych w ramach Piątej Fazy Projektu Porównywania Modeli (CMIP5), wartości te powinny być traktowane jako orientacyjne, gdyż wynikające z całości czynników wymuszania różnią się między modelami, co wynika ze szczególnych charakterystyk różnych modeli i różnego uwzględniania krótkotrwałych czynników wymuszających. Wśród scenariuszy RCP znajduje się jeden scenariusz ograniczania emisji prowadzący do bardzo niskiego poziomu wymuszania (RCP2.6), dwa scenariusze stabilizacji (RCP4.5 i RCP6) oraz jeden scenariusz bardzo wysokich emisji gazów cieplarnianych (RCP8.5). Scenariusze RCP mogą więc reprezentować przekrój polityk klimatycznych XXI wieku, porównywalny z brakiem polityki klimatycznej ze Specjalnego Raportu o Scenariuszach Emisji (Special Report on Emissions Scenarios – SRES), wykorzystanego w Trzecim Raporcie IPCC oraz Czwartym Raporcie IPCC. Dla scenariuszy RCP6.0 i RCP8.5 wymuszanie radiacyjne nie osiąga maksimum przed 2100 rokiem; dla RCP2.6 osiąga szczyt i maleje; dla RCP4.5 do 2100 roku stabilizuje się. Każdy scenariusz RCP dostarcza rozdzielonych przestrzennie zbiorów danych wykorzystania terenu i sektorowych emisji zanieczyszczeń powietrza oraz określa roczne emisje i koncentracje gazów cieplarnianych do 2100 roku. Scenariusze RCP bazują na kombinacji zintegrowanych modeli oszacowujących, prostych modeli klimatu, chemii atmosferycznej oraz globalnych modeli cyklu węglowego. Choć scenariusze RCP obejmują szeroki zakres całkowitych wymuszeń radiacyjnych, nie pokrywają pełnego dyskusowanego w literaturze zakresu emisji, szczególnie dla aerozoli.

Większość symulacji CMIP5 i Modeli Systemu Ziemskiego (Earth System Models – ESM) zostało przeprowadzonych ze zdefiniowanymi dla 2100 roku koncentracjami sięgającymi 421 ppm (RCP2.6), 538 ppm (RCP4.5), 670 ppm (RCP6.0) i 936 ppm (RCP8.5). Włączając do obliczeń również określone koncentracje CH₄ i N₂O, łączne koncentracje ekwiwalentu CO₂ wynoszą 475 ppm (RCP2.6), 630 ppm (RCP4.5), 800 ppm (RCP6.0) i 1313 ppm (RCP8.5). Dla RCP8.5 zostały przeprowadzone dodatkowe symulacje CMIP5 i ESM z ustalonymi emisjami CO₂, uzyskanymi za pomocą zintegrowanych modeli oszacowujących. Dla wszystkich scenariuszy RCP przeprowadzone zostały dodatkowe obliczenia uwzględniające zaktualizowane dane o reakcjach chemicznych i modelowanie (w tym z wykorzystaniem komponentu Chemii Atmosferycznej i Klimatu CMIP5) w oparciu o zdefiniowane emisje gazów reaktywnych chemicznie (CH₄, N₂O, HFC, NO_x, CO i niemetanowe lotne związki organiczne NMOVC). Symulacje te pozwalają na badanie niepewności dotyczących sprzężeń zwrotnych i chemii atmosferycznej.