

Joanna Wibig

## WSPÓŁCZESNE ZMIANY KLIMATU – OBSERWACJE, PRZYCZYNY, PROGNOZY

### 1. Wstęp

Ojcem pojęcia efekt cieplarniany jest żyjący na przełomie XIX i XX wieku szwedzki chemik Svante Arrhenius. W 1896 roku oszacował zmianę temperatury powierzchni Ziemi na skutek zmniejszenia zawartości CO<sub>2</sub> w powietrzu o połowę, czyli z około 300 ppm do 150 ppm. Uwzględnił zarówno bezpośredni efekt cieplarniany, jak i sprzężenia związane z zawartością pary wodnej w powietrzu oraz albedo pokrytych lodem lub śniegiem obszarów biegunowych. Pokazał, że temperatura w Europie powinna spaść o 4–5°C, a zmiany temperatury będą najsilniejsze w Arktyce, a najsłabsze na równiku. Kilka lat później powtórzył obliczenia dla sytuacji odwrotnej, podwojenia koncentracji CO<sub>2</sub> w atmosferze. Wzrost temperatury powierzchni Ziemi oszacował na 5–6°C. Jest to dwukrotnie więcej, niż oceniają współczesne modele klimatu. W czasach Arrheniusa uważano, że Ziemi zagraża kolejne zlodowacenie, wszak od ostatniego zlodowacenia minęło ponad 10 tysięcy lat, a tyle mniej więcej trwał poprzedni interglacjał. Wzrost zawartości dwutlenku węgla w atmosferze miał ochronić Ziemię przed kolejnym zlodowaceniem.

W latach osiemdziesiątych XX wieku dla specjalistów od spraw klimatu stało się jasne, że procesy opisane przez Arrheniusa są w toku, temperatura rośnie, a skutki wcale nie będą pozytywne.

Od początku lat dziewięćdziesiątych co kilka lat ukazują się raporty Międzypaństwowego Panelu do spraw Zmian Klimatu (IPCC – *Intergovernmental Panel on Climate Change*), prezentujące aktualny stan wiedzy na temat zmiany klimatu i jej projekcje na przyszłość. Początkowe podejrzenia dotyczące ocieplenia i udziału w nim człowieka są w kolejnych raportach wyrażane coraz bardziej zdecydowanie.

*„Większość z ocieplenia obserwowanego w ciągu ubiegłych 50. lat jest prawdopodobnie spowodowana wzrostem stężenia gazów cieplarnianych” (IPCC, 2001).*

*„Ocieplenie systemu klimatycznego jest bezsporne, co obecnie widać na podstawie obserwowanego wzrostu średniej temperatury powietrza i oceanu, powszechnego topnienia śniegu i lodu i wzrostu poziomu morza” (IPCC, 2007).*

*„Ocieplenie klimatyczne systemu jest bezsporne. Wiele zmian, które obserwuje się od lat pięćdziesiątych ubiegłego wieku, nie ma precedensu od dziesięcio- do tysiącleci. Atmosfera i ocean ocieplily się, zmniejszyła się pokrywa śnieżna i lodowa, poziom oceanu podniósł się i wzrosła koncentracja gazów cieplarnianych w atmosferze” (IPCC, 2013).*

## ZMIANA KLIMATU

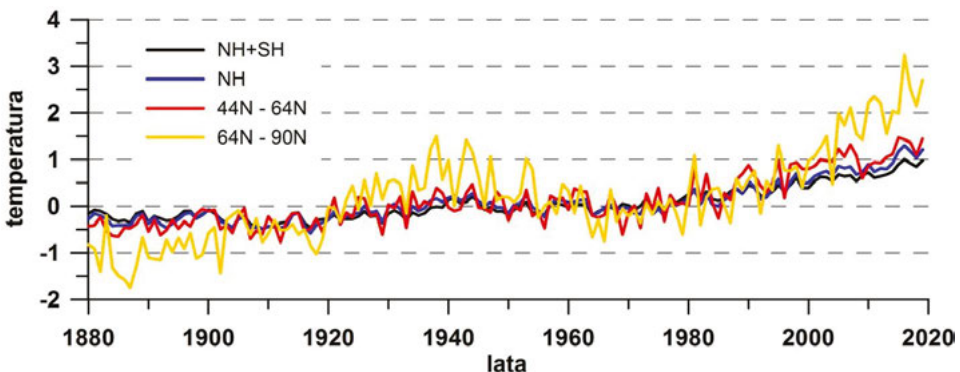
## 2. Zmiany obecnie obserwowane

## 2.1. Świat i Europa

Ocieplenie jest najbardziej charakterystyczną cechą współczesnej zmiany klimatu. Według doniesień Światowej Organizacji Meteorologicznej (WMO, 2020), ostatnie pięć lat (2015–2019) było najcieplejsze ze wszystkich pięcioletnich okresów od początku ery przemysłowej, czyli połowy XVIII wieku. Średnia globalna temperatura była w tym czasie o  $1,1^{\circ}\text{C}$  wyższa od średniej z okresu przedprzemysłowego i o  $0,2^{\circ}\text{C}$  wyższa od średniej z poprzednich pięciu lat. Rok 2019 był drugim w kolejności najcieplejszym rokiem od początku instrumentalnych obserwacji temperatury, a pięć pierwszych pozycji na tej liście zajmuje pięć ostatnich lat. Temperatura powietrza wzrastała od końca XIX wieku do lat czterdziestych XX wieku, następnie minimalnie zmalała. Od połowy lat siedemdziesiątych znów intensywnie rośnie. Wzrost jest silniejszy na półkuli północnej niż średnio na całej Ziemi i silniejszy w szerokościach umiarkowanych tej półkuli, w pasie ograniczonym równoleżnikami  $44^{\circ}\text{N}$  i  $64^{\circ}\text{N}$ , niż na całej półkuli (rys. 1.1, tab. 1.1).

Najsilniejszy wzrost temperatury obserwuje się w wysokich szerokościach geograficznych półkuli północnej. W strefie leżącej na północ od równoleżnika  $64^{\circ}\text{N}$  średni wzrost jest ponad dwukrotnie wyższy niż globalnie (IPCC, 2019). Tak intensywne ocieplenie spowodowane jest szybkim spadkiem ilości lodu morskiego w Arktyce. Wolny od lodu ocean ma mniejsze albedo, dlatego pochłania więcej energii słonecznej niż ocean pokryty lodem. Ciepleszy ocean sprzyja topnieniu pokrywy lodowej, mniejsza pokrywa lodowa powoduje pochłanianie większej ilości promieniowania słonecznego i dalszy wzrost temperatury. Uruchamia się tu mechanizm dodatniego sprzężenia zwrotnego, w jego wyniku obszary leżące

Rysunek 1.1. Przebieg anomalii średniej rocznej temperatury uśrednionej w skali całej kuli ziemskiej (NH+SH), na półkuli północnej (NH) i w pasach ograniczonych równoleżnikami  $44^{\circ}\text{N}$  i  $64^{\circ}\text{N}$  oraz  $64^{\circ}\text{N}$  i  $90^{\circ}\text{N}$ , od średnich z lat 1951–1980



Źródło: zbiory GLB.Ts+sSST.csv, NH.Ts+dSST.csv, ZonnAnn.Ts+dSST.csv, pobrane z: <https://data.giss.nasa.gov/gistemp/> (Lenssen i in., 2019) dnia (2020.03.20).

Tabela 1.1. Trendy liniowe średniej rocznej w wybranych obszarach w latach 1880–2019 i 1951–2019 oraz średniej rocznej i sezonowej temperatury w Polsce w latach 1951–2019 uśrednionej z 26 stacji meteorologicznych

Dane	Współczynnik trendu w °C/10 lat	
	1880–2019	1951–2019
Globalnie	0,074	0,149
Półkula północna	0,086	0,175
Pas 44°N – 64°N	0,111	0,222
Pas 64°N – 90°N	0,181	0,340
Lądy	0,114	0,221
Oceany	0,060	0,108
Polska rok	-	0,278
Polska zima	-	0,324
Polska wiosna	-	0,376
Polska lato	-	0,279
Polska jesień	-	0,148

Źródło: jak na rys. 1.1 i 1.11.

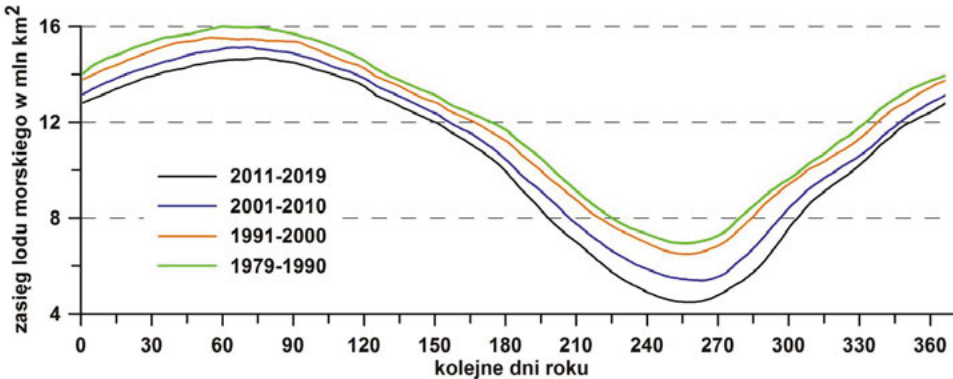
w wysokich szerokościach półkuli północnej ocieplają się szybciej niż inne regiony świata (tab. 1.1).

Zasięgiem lodu nazywa się powierzchnię obszaru, na którym pokrywa lodowa przekracza 15%. Jego precyzyjny pomiar stał się możliwy po roku 1979, wraz z pojawieniem się pierwszych danych satelitarnych. W Arktyce obserwujemy wyraźny roczny cykl zasięgu lodu z maksimum w marcu i minimum we wrześniu (rys. 1.2). Jednocześnie widoczny jest regularny spadek tego zasięgu w kolejnych dziesięcioleciach. Największy ubytek nastąpił we wrześniu, gdy pokrywa lodowa osiąga swoje minimum (rys. 1.3). Średnio w latach 1979–2018 zasięg pokrywy lodowej spadał o 1%, czyli około 82 tys. km<sup>2</sup> rocznie. Jest to obszar, jaki zajmują łącznie województwa mazowieckie, wielkopolskie i kujawsko-pomorskie. Obok zmniejszania się zasięgu obserwuje się też zmniejszanie grubości pokrywy lodowej. W latach 1979–2018 obszar zajęty przez lód wieloletni, czyli co najmniej 5-letni, zmniejszył się o 90%. Zastąpił go lód młody, 1–2-letni, dużo cieńszy i szybciej topniejący w okresie arktycznego lata.

Masę tracą także lądolody i lodowce. W latach 2006–2015 lądolód grenlandzki tracił średnio  $278 \pm 11$  Gt rocznie, co powodowało wzrost poziomu morza o  $0,77 \pm 0,03$  mm rocznie, głównie z powodu topnienia na powierzchni. W tym samym czasie lądolód antarktyczny tracił rocznie  $155 \pm 19$  Gt, powodując wzrost poziomu morza o  $0,43 \pm 0,05$  mm, głównie z powodu gwałtownego zmniejszania się grubości i cofania lodowców Zachodniej Antarktyki. Pozostałe lodowce traciły

## ZMIANA KLIMATU

Rysunek 1.2. Zasięg lodu morskiego w Arktyce, średnie przebiegi roczne w kolejnych dziesięcioleciach

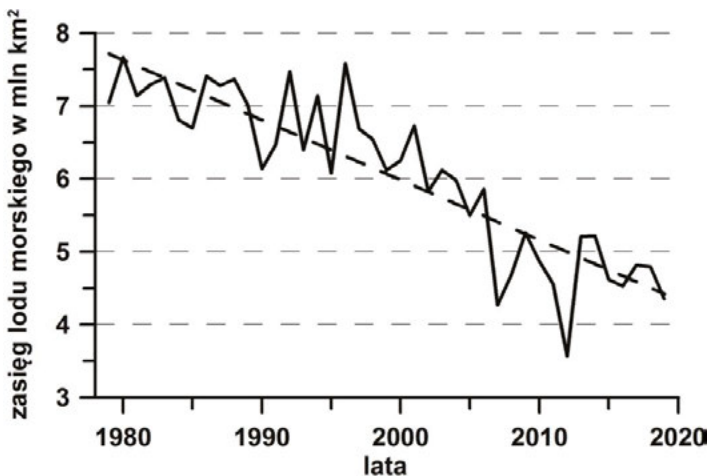


Źródło: opracowanie własne na podstawie danych pobranych z <https://nsidc.org/arcticseaicenews/chartic-interactive-sea-ice-graph/> dnia (2020.09.04).

rocznie  $220 \pm 30$  Gt rocznie, co przynosiło wzrost poziomu morza o  $0,61 \pm 0,08$  mm (IPCC, 2019).

Poziom morza wzrasta na skutek topnienia łądolołów i lodowców górskich oraz ekspansji termicznej wody oceanicznej. W latach 1902–2015 zwiększył się o 16 cm. W ostatnich latach tempo wzrostu poziomu morza przyspieszyło, osiągając w okresie 2006–2015 wartość 3,6 mm rocznie. Jest to 2,5-krotnie więcej niż w latach 1901–1990 (IPCC, 2019).

Rysunek 1.3. Zmiany średniego zasięgu lodu morskiego w Arktyce we wrześniu w latach 1979–2019 (linia ciągła) i trend wieloletni (linia przerywana)

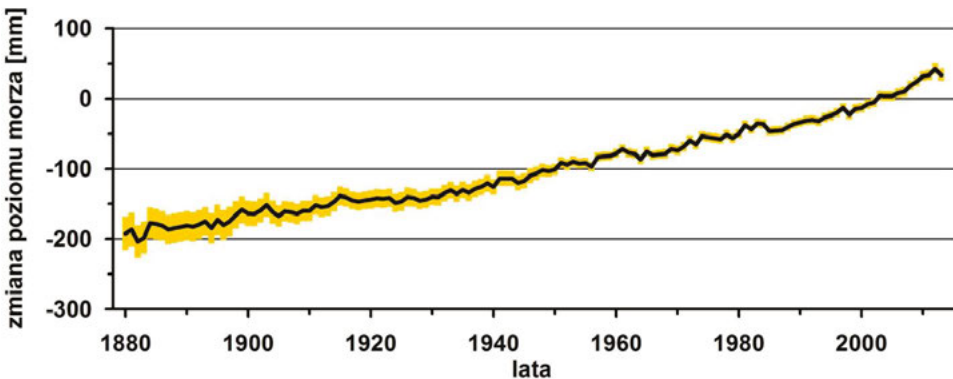


Źródło: opracowanie własne na podstawie danych pobranych z <ftp://sidads.colorado.edu/DATASETS/NOAA/G02135/north/monthly/data/> dnia (2020.09.05).

Pokrywa śnieżna w Arktyce w czerwcu zmniejszała się w latach 1967–2018 średnio o  $13,4 \pm 5,4\%$  na 10 lat, łącznie o około 2,5 miliona km<sup>2</sup>. Rosła również temperatura wiecznej zmarzliny. W latach 2007–2016 przyrost wyniósł  $0,29^{\circ}\text{C} \pm 0,12^{\circ}\text{C}$ . Ocenia się, że w obszarze Arktyki i strefy borealnej zgromadzone jest 1460–1600 Gt węgla organicznego (dwukrotnie więcej niż w atmosferze). Na skutek topnienia wiecznej zmarzliny zawarty w niej metan i dwutlenek węgla przenikają do atmosfery wzmacniając efekt cieplarniany.

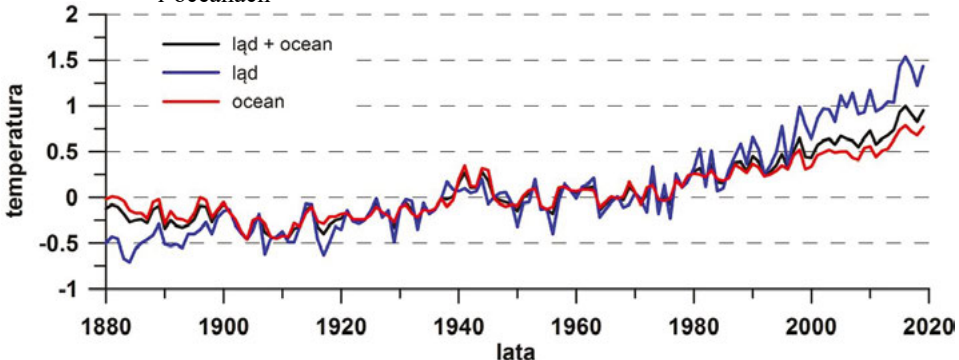
Temperatura powietrza nad oceanami zmienia się nieco wolniej niż nad kontynentami. Na rys. 1.5. pokazano wieloletnie zmiany temperatury globalnej, temperatury globalnej nad lądami i temperatury globalnej nad oceanami.

Rysunek 1.4. Zmiany poziomu morza w latach 1880–2013 na podstawie danych z mareografów



Źródło: opracowanie własne na podstawie danych pobranych z: [https://www.eea.europa.eu/data-and-maps/daviz/observed-change-in-global-mean-3#tab-chart\\_4](https://www.eea.europa.eu/data-and-maps/daviz/observed-change-in-global-mean-3#tab-chart_4) dnia (2020.09.05).

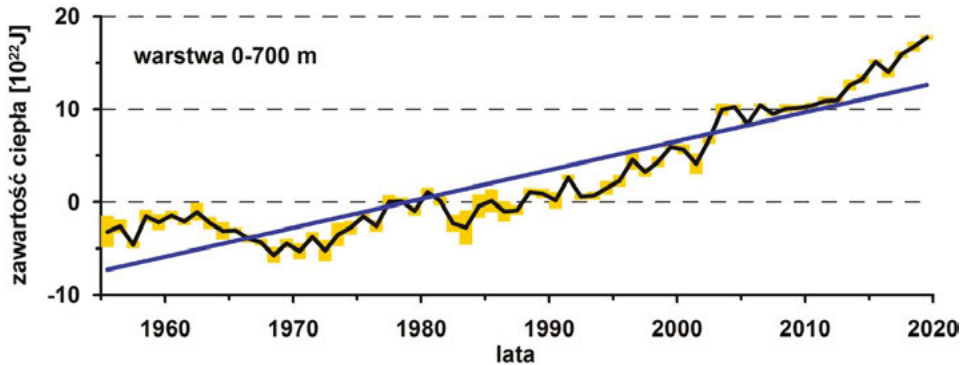
Rysunek 1.5. Przebieg anomalii średniej rocznej temperatury względem średniej z lat 1901–2000 uśrednionej w skali całej kuli ziemskiej (ląd + ocean), na lądach i oceanach



Źródło: pobrane z: <https://www.ncdc.noaa.gov/cag/global/time-series>, dnia (2020.09.13).

## ZMIANA KLIMATU

Rysunek 1.6. Zmiany zawartości ciepła w oceanie w warstwie 0–700 m w latach 1955–2019



Źródło: opracowanie własne na podstawie danych NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) pobrane z: [https://www.nodc.noaa.gov/OC5/3M\\_HEAT\\_CONTENT/basin\\_avt\\_data.html](https://www.nodc.noaa.gov/OC5/3M_HEAT_CONTENT/basin_avt_data.html) dnia (2020.09.04).

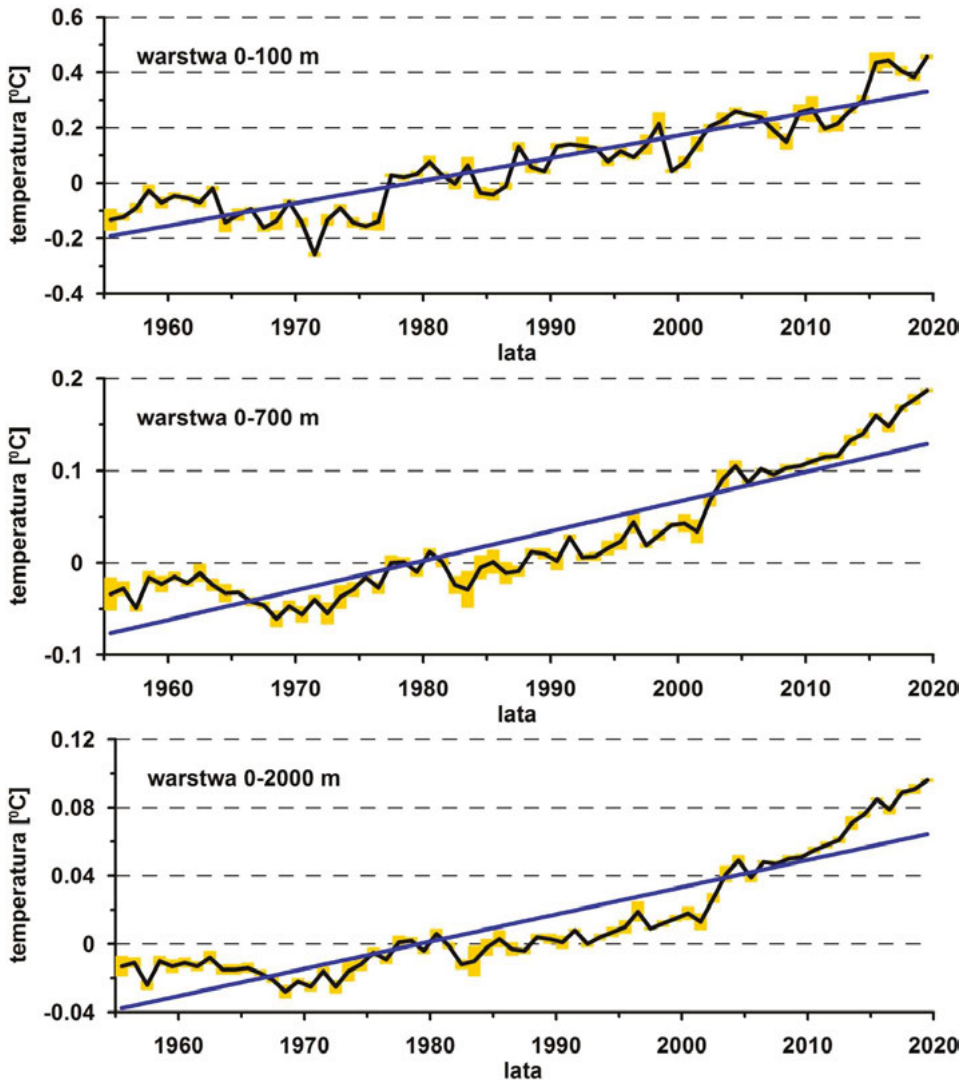
W okresie 1880–2019 temperatura globalna wzrastała  $0,074^{\circ}\text{C}/10$  lat, nad lądami  $0,114^{\circ}\text{C}/10$  lat, a nad oceanami tylko  $0,060^{\circ}\text{C}/10$  lat. Po 1950 roku wzrost był intensywniejszy i wynosił  $0,149^{\circ}\text{C}/10$  lat globalnie,  $0,221^{\circ}\text{C}/10$  lat nad lądami i  $0,108^{\circ}\text{C}/10$  lat nad oceanami.

Mniejsze ocieplenie powietrza nad oceanami jest spowodowane intensywnym transportem ciepła w głąb oceanu. Według Specjalnego Raportu o Oceanach i Kriosferze w Warunkach Zmieniającego się Klimatu (*Special Report on the Ocean and Cryosphere in the Changing Climate*, IPCC, 2019) od 1970 roku ocean przejmuje około 90% nadwyżki ciepła w systemie klimatycznym. Po roku 1993 tempo ocieplania oceanu w górnej warstwie o grubości 700 m wzrosło dwukrotnie: z  $3,22 \pm 1,61$  ZJ rocznie do  $6,28 \pm 0,48$  ZJ rocznie.

Zwiększone pochłanianie dwutlenku węgla spowodowało wzrost kwasowości w górnej warstwie oceanu, pH zmniejszało się o  $0,017$ – $0,027$  pH na 10 lat od końca lat 1980. W wysokich szerokościach geograficznych ocieplenie powierzchniowej warstwy oceanu i dodatkowy dopływ słodkiej wody spowodowały, że górna warstwa oceanu stała się lżejsza (mniej gęsta), co wyhamowało mieszanie między przypowierzchniową a głębokimi warstwami oceanu. Wzrost kwasowości i ograniczenie mieszania przyczyniły się do spadku zawartości tlenu w wodzie. W górnej warstwie oceanu o grubości 1000 m spadek ten w latach 1970–2010 ocenia się na  $0,5$ – $3,3\%$ .

Opady atmosferyczne cechują się znaczną zmiennością, zarówno w czasie, jak i w przestrzeni. Nie zmieniają się tak intensywnie jak temperatura, a dodatkowo w pewnych regionach obserwuje się tendencje spadkowe, w innych dominują wzrosty. Istnieje kilka gridowych zbiorów danych sum opadów atmosferycznych. Trendy średnich globalnych i strefowych sum opadów policzone na podstawie tych danych zebrano w tabelach 2 i 3. Globalnie, w dłuższym okresie (1901–2008), dominują niewielkie trendy wzrostowe. Natomiast od połowy XX

Rysunek 1.7. Anomalie średniej temperatury oceanu w warstwach 0–100 m, 0–700 m i 0–2000 m względem średniej z lat 1993–2008



Źródło: opracowanie własne na podstawie danych NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) pobrane z: [https://www.nodc.noaa.gov/OC5/3M\\_HEAT\\_CONTENT/basin\\_avt\\_data.html](https://www.nodc.noaa.gov/OC5/3M_HEAT_CONTENT/basin_avt_data.html) dnia (1020.09.04).

obserwuje się głównie trendy spadkowe, choć statystycznie nieistotne (90% przedział ufności zawiera wartość 0). Opady z dużym prawdopodobieństwem wzrosły w wysokich i umiarkowanych szerokościach półkuli północnej, chociaż od połowy XX wieku trend w szerokościach umiarkowanych stał się zdecydowanie słabszy. Prawdopodobnie wynika to z faktu, że na południu tej strefy (np. w Europie

## ZMIANA KLIMATU

Tabela 1.2. Trend średnich globalnych sum rocznych opadów w mm/10 lat wraz z 90% przedziałem ufności

Okres	CRU TS 3.10.01	GHCN V2	GPCC V6	Smith i in. (2012)
1901–2008	2,77 ± 1,46	2,08 ± 1,66	1,48 ± 1,65	1,01 ± 0,64
1951–2008	-2,12 ± 3,52	-2,77 ± 3,92	-1,54 ± 4,50	0,68 ± 2,07

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z IPCC (2013).

w obszarze Morza Śródziemnego) ilość opadów zaczęła spadać. W niskich szerokościach geograficznych dominują obszary spadku sum opadów, poza strefą wokół równika, ale średnio w całej strefie zmiany są statystycznie nieistotne.

Obserwuje się także zmiany opadów śniegu. Na północy Europy, Azji i w Kanadzie ich ilość wzrasta. W południowej części strefy występowania opadów śnieżnych – spada. Cieplesze powietrze zawiera więcej pary wodnej, średnio przy wzroście temperatury powietrza o 1°C, ilość pary wodnej, jaka może się w nim zmieścić, zwiększa się o 6%. Dlatego opady mogą być bardziej obfite. Na północy temperatury są bardzo niskie, a zima trwa długo. Ocieplenie powoduje względnie niewielkie skrócenie pory zimowej, ale w pozostałej części tego sezonu opady są wyższe, bo w atmosferze jest więcej wody. Na południu niewielki wzrost średniej powoduje procentowo większe skrócenie sezonu zimowego, czego skutkiem jest mniejsza ilość opadów w postaci stałej. Z postępującym ociepleniem granica między tymi dwoma reżimami zmian przesuwa się na północ. Podobny efekt obserwowany jest w górach.

Tabela 1.3. Trend średnich strefowych sum rocznych opadów w mm/10 lat wraz z 90% przedziałem ufności. Brak wystarczającej liczby danych z pierwszej połowy XX w. ze strefy 60°N – 90°N i w całym okresie ze strefy 90°S – 60°S.

Strefa	CRU TS 3.10.01	GHCN V2	GPCC V6	Smith i in. (2012)
1901 – 2008				
30°N–60°N	3,82 ± 1,14	3,23 ± 1,10	3,14 ± 0,95	1,44 ± 0,50
30°S–30°N	0,89 ± 2,89	1,01 ± 3,00	-0,48 ± 3,35	0,43 ± 1,48
60°S–30°S	3,88 ± 2,28	-0,57 ± 2,27	2,40 ± 2,01	2,94 ± 1,40
1951 – 2008				
60°N–90°N	5,82 ± 2,72	4,52 ± 2,64	2,69 ± 2,54	0,63 ± 1,27
30°N–60°N	1,13 ± 2,01	1,39 ± 1,98	1,50 ± 1,93	0,97 ± 0,88
30°S–30°N	-4,22 ± 8,27	-5,15 ± 7,28	-4,16 ± 9,65	0,67 ± 4,75
60°S–30°S	-3,73 ± 5,94	-8,01 ± 5,63	-0,51 ± 5,45	0,78 ± 3,31

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z IPCC (2013).



Ocieplenie przyczynia się również do zmian częstości ekstremalnych zdarzeń opadowych (Pall i in., 2007; Lenderink i van Meijgaard, 2008). Westra i in. (2013) pokazali, że globalnie uśredniony wzrost rocznego maksimum opadów dobowych od początku XX w. wyniósł 5,9–7,7% na każdy 1°C wzrostu średniej temperatury powietrza. Okazuje się, że intensywność opadów wzrasta nawet w tych regionach, w których nie rośnie (albo nawet spada) całkowita suma opadów (Meehl i in. 2007). Kitkev i in. (2003) pokazali, że wzrost intensywności i/lub częstości ekstremalnych opadów zauważany jest na ponad 65% obszarów, z których istnieją dane.

W skali globalnej parowanie nad lądami wzrosło od wczesnych lat 1980. do końca lat 1990. Po 1998 roku parowanie rzeczywiste w wielu regionach przestało rosnać. Powodem był spadek wilgotności gleby (IPCC, 2013).

W latach 1976–2004 globalne zmiany wilgotności względnej były niewielkie, rzędu 0,6%. Natomiast statystycznie istotne trendy wzrostowe dotyczyły wilgotności właściwej, czyli bezwzględnej zawartości pary wodnej w atmosferze wyrażanej w ilości gramów pary wodnej na kilogram powietrza, i wyniosły 0,06 gkg<sup>-1</sup>/10 lat globalnie i 0,08 gkg<sup>-1</sup>/10 lat na półkuli północnej. Istnieje silna korelacja między wzrostem temperatury a wilgotności właściwej nad oceanami, w Eurazji i Ameryce Północnej. Natomiast nad obszarami suchymi i pustynnymi jest słaba i statystycznie nieistotna, głównie z powodu niskiej wilgotności gleby, która ogranicza parowanie. W procentach wilgotność właściwa przy powierzchni Ziemi globalnie, nad lądami i oceanami, wzrasta odpowiednio o 4,9%, 4,3% i 5,7% na 1°C ocieplenia. Są to wartości zbliżone do tych, które wynikałyby z równania Clausiusa-Clapeyrona w warunkach stałej wilgotności względnej (Dai, 2006).

Po roku 1972 udział powierzchni bardzo suchych albo bardzo wilgotnych wzrósł z 20% do 38% obszarów lądowych, czego powodem było głównie ocieplenie (Dai i in., 2004). Rosnąca temperatura powietrza zwiększyła pojemność atmosfery na wodę i co za tym idzie – parowanie. Z tego powodu zwiększył się niedosyt wilgotności przy powierzchni mierzony przy pomocy wskaźników suchości. Konsekwencją jest rosące niebezpieczeństwo występowania bardziej intensywnych, dłuższych i bardziej rozległych susz (Trenberth i in., 2003).

Rosnące ocieplenie powoduje wzrost zmienności temperatury lata w Europie, czemu towarzyszą częstsze, dłuższe i bardziej intensywne fale upałów, czyli przedłużające się okresy z temperaturą znacznie wyższą od typowej na danym terenie. Della-Marta i in. (2007) pokazali, że w zachodniej Europie częstość fal upału wzrastała od 1880 do 2003 w tempie 0,24/10 lat. W XXI wieku zaobserwowano kilka rozległych i długotrwałych fal. Fala z 2003 roku objęła Europę zachodnią i środkową i przyczyniła się do co najmniej 70 tysięcy zgonów (Schär i in., 2004). Wysoka temperatura utrzymywała się przez całe lato, a w czerwcu i sierpniu była wyższa niż kiedykolwiek w ciągu poprzednich 150 lat. Fala upałów w lecie 2010 objęła głównie wschodnią Europę (Barriopedro i in., 2011). Wysokie temperatury utrzymywały się przez lipiec i sierpień. W Moskwie notowano temperaturę przekraczającą 38°C. Anomalie średniej miesięcznej były

## ZMIANA KLIMATU

wyższe o ponad 10°C, czyli ponad 4 odchylenia standardowe od średnich z lat 1970–1999. Fala upału była odczuwalna także w krajach nadbałtyckich, Ukrainie, Białorusi i Kazachstanie. Ocenia się, że w samej Rosji przyczyniła się do ponad 55 tysięcy zgonów. Upałom towarzyszyła susza i spowodowała pożary, które objęły ponad milion hektarów. Temperatury, jakie obserwowano wówczas w zachodniej Rosji, przekroczyły wartości obserwowane od 1871, czyli w ciągu poprzednich 140 lat. Następną falę upałów, obejmującą znaczną część kontynentu, wystąpiła w 2015 roku (Dong i in., 2016). Upały trwały w czerwcu i lipcu, z największym nasileniem w pierwszych dniach lipca. W wielu miejscach zanotowano temperatury najwyższe z obserwowanych od początku serii. W Londynie było to 36,7°C, w Berlinie 37,9°C. W Paryżu zanotowano 39,7°C i była to druga z najwyższych temperatura, jaka wystąpiła w tym mieście. Uśredniona w Europie środkowej anomalia średniej temperatury trzech letnich miesięcy (czerwca, lipca i sierpnia) w stosunku do średniej okresu 1964–1993, wyniosła 2,40°C, co odpowiadało ponad 3,5 odchyleniom standardowym. Lato 2015 było drugim najcieplejszym w okresie obserwacji w Europie i najbardziej suchym. W drugiej połowie lipca 2018 roku fala upałów nawiedziła Europę Północną. W Belgii, Holandii i Skandynawii dobowe anomalie temperatury przekraczały 14°C (Yiou i in., 2020). W Szwecji i Norwegii lipiec był najcieplejszy od początku obserwacji instrumentalnych. W całej Europie lato 2018 roku było najcieplejsze od końca XIX wieku, o 1,2°C cieplejsze niż normalnie. Kolejne lato, w 2019 roku, cechowało się ekstremalnie ciepłym czerwcem. Średnia miesięczna temperatura czerwca w całej Europie była o 2°C wyższa od normalnej i o 1°C cieplejsza niż w drugim w kolejności gorącym czerwcu, w 1999 roku. 28 czerwca 2019 roku po raz pierwszy w historii Francji zaobserwowano temperaturę przekraczającą 45°C.

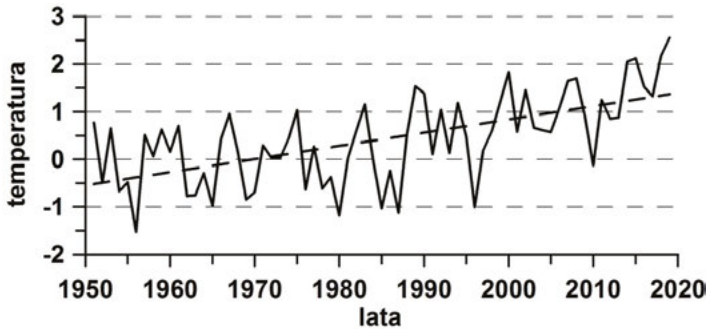
Odwrotna tendencja dotyczy sytuacji ekstremalnie chłodnych, które obserwowane są coraz rzadziej. Twardosz i in. (2016) pokazali, że połowa ekstremalnie chłodnych miesięcy obserwowanych zimą w Europie w latach 1951–2010 wystąpiła w ciągu pierwszych 20 lat tego okresu. Natomiast w latach 2000–2010 tylko podczas trzech miesięcy było ekstremalnie chłodno na więcej niż 6 stacjach jednocześnie (na 66 analizowanych).

## 2.2. Polska

Ocieplenie w Polsce jest silniejsze niż globalnie, na całej półkuli północnej i w szerokościach umiarkowanych półkuli północnej. Średnia roczna temperatura w latach 1951–2019 wzrastała w tempie 0,28°C/10 lat (tab. 1.1, rys. 1.8). Ocieplenie było najintensywniejsze wiosną i zimą, a najwolniejsze jesienią (rys. 1.9).

Wzrostowi średniej temperatury towarzyszy wzrost temperatury minimalnej i maksymalnej (Wibig i Głowicki, 2002; Tomczyk i in., 2020). Ocieplenie przejawia się również częstszym występowaniem miesięcy i sezonów ekstremalnie gorących i rzadszym pojawianiem się miesięcy i sezonów ekstremalnie chłodnych (Twardosz i Kossowska-Cezak, 2015). Liczba fal upałów, zdefiniowanych jako ciąg co najmniej trzech kolejnych dni z temperaturą maksymalną przekraczającą

Rysunek 1.8. Anomalie średniej rocznej temperatury powietrza (w °C) uśrednionej w Polsce względem okresu referencyjnego 1961–1990 (linia ciągła) wraz trendem liniowym (linia przerywana)



Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB.

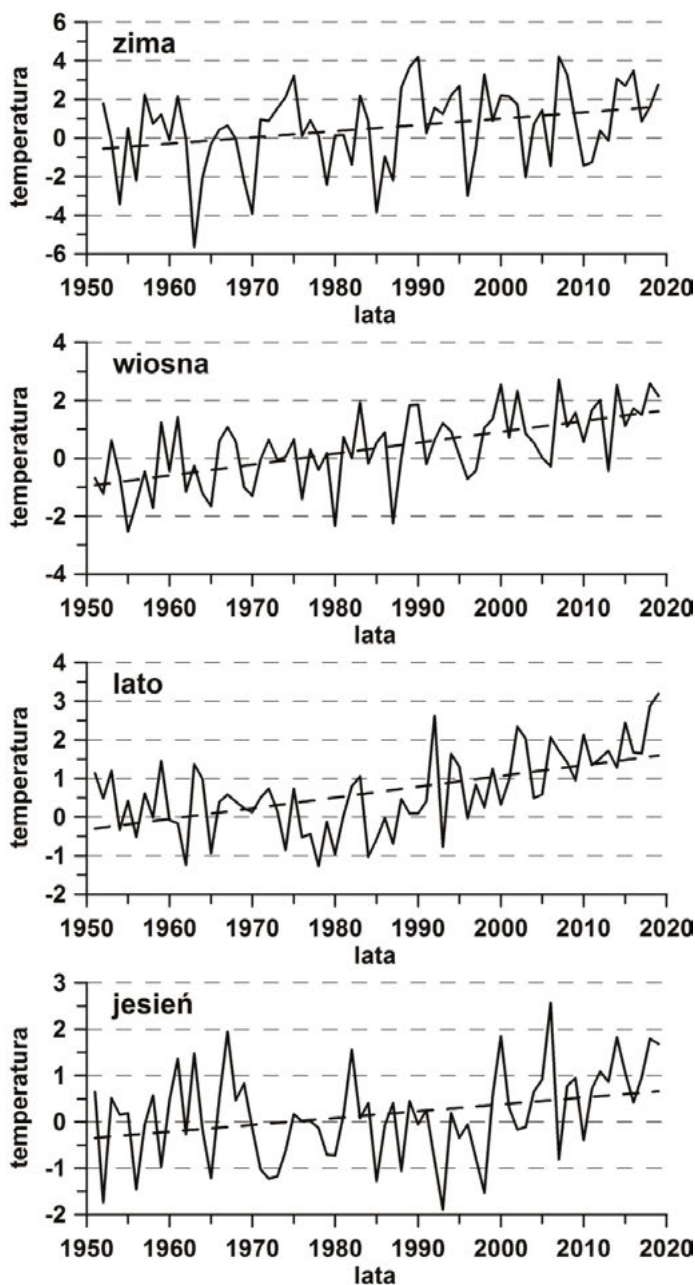
30°C, ich długość i intensywność wzrastają na obszarze Polski i środkowej Europy (Wibig i in., 2009a; Tomczyk i Bednorz, 2016; Wibig, 2018). Jednocześnie maleje liczba i intensywność fal chłodu (Wibig i in., 2009b; Tomczyk i in., 2020). Od połowy ubiegłego wieku liczba dni gorących, czyli dni z temperaturą maksymalną co najmniej 25°C oraz upalnych, z temperaturą maksymalną co najmniej 30°C, wzrasta. Zmienność pojawiania się ich na obszarze Polski, na przykładzie dwóch stacji, Torunia i Włodawy, pokazano na rys. 1.10. Wahania z roku na rok są bardzo duże, widoczny jest także silny trend wzrostowy. Przyrost liczby dni gorących sięga 2–3 na 10 lat, w przypadku dni upalnych jest to nieco ponad 1 dzień na 10 lat. W Polsce najsilniejsze upały wystąpiły w latach 1992, 1994, 2006, 2010, 2015, 2018 i 2019. Ostatnio lata upalne stają się coraz częstsze.

Zmiany termiczne przejawiają się również spadkiem liczby dni z mrozem i przymrozkiem (rys. 1.11). W Europie donosili o tym Heino i in. (1999) oraz Tomczyk i in. (2015). W Polsce o spadku liczby dni przymrozkowych i wcześniejszym pojawianiu się sezonu wegetacyjnego pisali Tomczyk i in. (2015, 2019, 2020), Wypych i in. (2017) oraz Bielec-Bąkowska i in. (2018). Szczególnie silny jest spadek liczby dni przymrozkowych, czyli z temperaturą minimalną niższą od 0°C. Od połowy ubiegłego wieku trend spadkowy wynosi około 6 dni na 10 lat, zatem ich liczba zmniejszyła się o ponad 40. Liczba dni bardzo mroźnych, z temperaturą minimalną niższą od -10°C, zmniejsza się dużo wolniej, o 1–2 dni na 10 lat, co łącznie daje 1–2 tygodni mniej bardzo mroźnej pogody niż 70 lat temu (rys. 1.11).

Ważną, z punktu widzenia rolnictwa i sadownictwa, jest długość okresu wegetacyjnego. Za okres wegetacyjny uważa się czas między wzrostem średniej dobowej temperatury ponad 5°C wiosną a spadkiem poniżej tej wartości jesienią. W Polsce sezon wegetacyjny rozpoczyna się najwcześniej na zachodzie, średnio na przełomie drugiej i trzeciej dekady marca, najpóźniej w Polsce północno-wschodniej, na przełomie drugiej i trzeciej dekady kwietnia (Tomczyk i in., 2019). Wraz z postępującym ociepleniem sezon wegetacyjny rozpoczyna się coraz

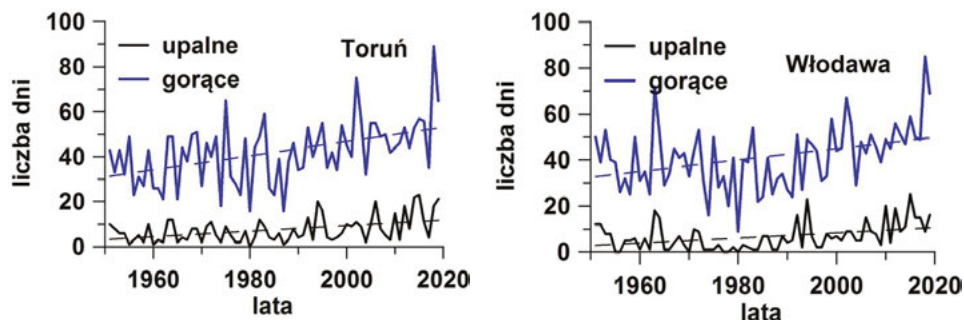
## ZMIANA KLIMATU

Rysunek 1.9. Anomalie średniej sezonowej temperatury powietrza (w °C) uśrednionej w Polsce względem okresu referencyjnego 1961–1990 (linia ciągła) wraz trendem liniowym (linia przerywana)



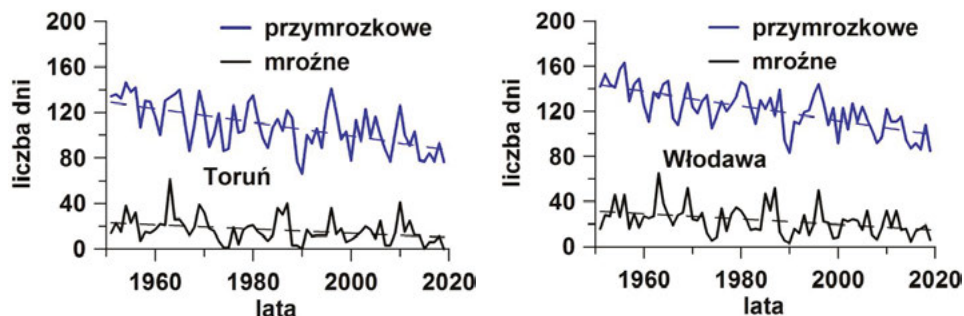
Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB.

Rysunek 1.10. Przebieg liczby dni z temperaturą maksymalną większą niż 25°C i 30°C na wybranych stacjach w latach 1951–2015



Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB.

Rysunek 1.11. Przebieg liczby dni z temperaturą minimalną mniejszą niż 0°C i -10°C na wybranych stacjach w latach 1951–2015



Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB.

wcześniej, a kończy coraz później. Trend daty początku sezonu wegetacyjnego wynosi około -2 dni/10 lat, a końca 2 dni/10 lat, co oznacza wydłużenie o 4 dni na każde 10 lat. Po 70 latach wydłużenie sezonu wegetacyjnego jest bliskie miesiąca. Dłuższy sezon wegetacyjny sprzyja dojrzewaniu roślin, dla których poprzednio okres wegetacyjny w Polsce był zbyt krótki. Przykładem może być kukurydza, która jeszcze trzydzieści lat temu była uprawiana wyłącznie na paszę, ponieważ kolby nie miały wielkich szans na dojrzenie. Obecnie jest w Polsce popularnym zbożem. Okazuje się jednak, że wcześniejszy początek sezonu wegetacyjnego nie dla wszystkich roślin jest korzystny. Trend jego początku jest szybszy niż trend końca okresu przymrozkowego (Wypych i in., 2017). Oznacza to, że zdarzają się lata, w których ostatnie przymrozki trafiają na okres kiełkowania roślin, kwitnienia lub tworzenia zalążków owoców. Wtedy potrafią wyrządzić poważne szkody. O ile rolnicy i warzywnicy mogą zaradzić temu problemowi wstrzymując się nieco z siewem, to wieloletnie krzewy i drzewa owocowe są bardzo zagrożone w latach, gdy ostatnie przymrozki pojawiają się w okresie zawiązywania owoców.

## ZMIANA KLIMATU

Polska jest krajem o stosunkowo niewielkich zasobach wody w przeliczeniu na mieszkańca. Poza obszarami górskimi średnia roczna suma opadów waha się od nieco poniżej 500 do niewiele powyżej 700 mm. Najniższe opady notowane są w środkowej Polsce, w rejonie Wielkopolski, Kujaw i północnej części województwa łódzkiego. Opady znacząco przekraczające 700 mm występują tylko w obszarach górskich. Dlatego każda zmiana reżimu opadowego jest odczuwalna w różnych sektorach gospodarki, a szczególnie w rolnictwie i energetyce.

Zmiany opadów są zdecydowanie mniej wyraźne niż temperatury i bardziej zróżnicowane. Nawet na obszarze tak niewielkiego kontynentu, jakim jest Europa, obserwujemy przeciwstawne tendencje. Na północy sumy opadów wzrastają, na południu maleją (IPCC 2014). Polska znajduje się w środkowej części kontynentu i dlatego zmiany są niewielkie. Na większości stacji roczne sumy opadów nieznacznie wzrastają, ale wzrosty są na ogół mniejsze niż 5%, na części stacji obserwuje się tendencję spadkową. Spadki też są niższe od 5% (Pińskwar i in., 2017). Ostatnio jednak zauważalne są trendy wzrostu sum opadowych w chłodnej części roku, głównie w marcu i ich spadek w cieplej części roku, głównie w kwietniu (Pińskwar i in., 2017, Szwed, 2019).

Według Pińskwar i in. (2019) na obszarze Polski obserwuje się zarówno dodatnie, jak i ujemne tendencje ekstremalnych zjawisk opadowych i tylko w niewielkim odsetku stacji są one statystycznie istotne. Autorzy wskazują na tendencję do nieco wyższych maksymalnych dobowych, pięciodniowych i miesięcznych sum opadu oraz częstszego występowania dni z sumą dobową przekraczającą 10 i 20 mm. Jednocześnie na większości stacji wzrasta długość okresów suchych (liczba kolejnych dni z opadem niższym niż 1 mm).

Ważnym elementem klimatu, z punktu widzenia środowiska przyrodniczego, jest pokrywa śnieżna. Mimo widocznego ocieplenia daty pierwszego i ostatniego dnia z pokrywą śnieżną nie zmieniły się istotnie na obszarze Polski, natomiast wyraźnie zmniejszyła się liczba dni z pokrywą śnieżną (Szwed i in., 2017). Jest to skutkiem braku stałej pokrywy śnieżnej w zachodniej i środkowej części kraju. W ostatnich latach pokrywa śnieżna pojawia się kilkakrotnie, ale szybko zanika.

Rośliny do prawidłowego wzrostu potrzebują odpowiednich warunków termicznych i zapasu wilgoci. Woda jest niezbędna dla prawidłowego przebiegu procesu fotosyntezy i nie da się jej niczym zastąpić. Tymczasem Polsce zagraża deficyt wody, wzrost temperatury wpływa bowiem istotnie na zasoby wodne. Obecnie 2/3 rocznej sumy opadu spada w okresie wegetacyjnym, a pozostała 1/3 w chłodnej porze roku. Wraz z ocieplaniem się zim opady w tej porze roku stają się bardziej intensywne i spodziewany jest większy udział opadów zimowych, a mniejszy letnich w sumie rocznej. Oznacza to mniej wody w glebie w okresie wegetacyjnym. Do tego dochodzą efekty związane z pokrywą śnieżną. Od końca lat siedemdziesiątych ubiegłego wieku obserwowany jest spadek pokrywy śnieżnej (Szwed i in., 2017), w Polsce nizinnej brak jest stałej obecności pokrywy śnieżnej. Pojawia się ona i zanika kilkakrotnie w okresie zimy. Skutkuje to zanikiem okresu intensywnego topnienia śniegu wiosną, co do niedawna było doskonałym

zastrzykiem wody docierającym do gleby tuż przed rozpoczęciem okresu wegetacyjnego.

Ilość pary wodnej, która może występować w powietrzu, jest funkcją temperatury powietrza. Im cieplejsze powietrze, tym więcej pary wodnej może się w nim zmieścić (Wibig, Piotrowski, 2018). W cieplejszym powietrzu więcej pary wodnej potrzeba do zainicjowania opadu, co oznacza, że zmniejsza się częstość występowania dni z opadem. Jednocześnie, częściej zdarzają się opady bardzo intensywne (Pińskwar i in., 2019). Taka sytuacja (rzadsze, ale bardziej intensywne opady) powoduje, że więcej wody spływa do rzek i jezior, a mniej pozostaje w glebie i jest dostępne dla roślin. Do tego obrazu należy jeszcze dodać ewapotranspirację, czyli parowanie z gleby i akwenów oraz transpirację, czyli parowanie z szaty roślinnej (Wibig, 2012). Wyższa temperatura powietrza oznacza większe straty wody na parowanie. Wszystkie te procesy przyczyniają się do zmniejszenia wilgotności gleby, a w latach, w których sumy opadów są nawet tylko nieznacznie niższe od średniej wieloletniej, deficyt opadów powoduje straty w rolnictwie i sadownictwie i generuje procesy pustoszenia.

Somorowska (2016) badała zmienność występowania susz w Polsce w okresie 1956–2015 wykorzystując standaryzowany indeks opadu i ewapotranspiracji obliczany w okresach 3-, 6- i 12-miesięcznych. Indeks ten uwzględnia zarówno opady atmosferyczne, jak i parowanie (dokładnie ewapotranspirację), co odróżnia go od bardziej powszechnie stosowanych w polskiej literaturze klimatologicznej indeksów wykorzystujących jedynie opady atmosferyczne. Obliczanie indeksu w okresach 3-, 6- i 12-miesięcznych pozwala na określenie występowania suszy rolniczej i suszy hydrologicznej. Według Somorowskiej (2016) obserwuje się wzrost intensywności susz w południowo-zachodniej i środkowej Polsce oraz zwiększenie przestrzennego zasięgu ich występowania na obszarze całego kraju. Analizując osiem różnych wskaźników susz w Europie Środkowej Hänsel i in. (2019) pokazali, że rośnie częstość susz wiosną i słabiej latem, natomiast maleje jesienią i zimą.

Susza rolnicza jest regularnie monitorowana przez IUNG-PIB (Instytut Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa – Państwowy Instytut Badawczy). W wielu raportach z ostatnich lat znajdujemy informacje o znacznym zasięgu suszy (<http://www.susza.iung.pulawy.pl/>). Jedną z bardziej dotkliwych była ta, która wystąpiła latem 2019 r. (tab. 1.4)

### 3. Przyczyny

#### 3.1 Czynniki antropogeniczne

*„Nie ma wątpliwości, że antropogeniczny wzrost stężenia dobrze wymieszanych gazów cieplarnianych (WVGHG – well mixed greenhouse gases) znacząco zwiększył naturalny efekt cieplarniany, a wynikające z niego radiacyjne wymuszenie nadal rośnie” (IPCC, 2013).*

## ZMIANA KLIMATU

Tabela 1.4. Zasięg suszy w wybranych uprawach w procentach uprawianej powierzchni w okresie od 11 czerwca do 10 sierpnia 2019 r.

Województwo	Zasięg suszy w wybranych uprawach w procentach ziemi ornej [%]				
	kukurydza na ziarno	zboża jare	ziemniaki	rośliny strączkowe	krzewy owocowe
lubuskie	91,34	68,90	84,61	93,76	96,78
łódzkie	75,16	4,58	37,54	72,06	77,43
wielkopolskie	84,51	25,32	63,18	83,12	90,60
opolskie	32,08	3,34	18,27	31,48	33,35
lubelskie	34,00	0,42	10,25	29,34	34,92
mazowieckie	39,43	0,14	9,44	32,06	38,89
śląskie	34,27	-	5,81	30,29	40,97
świętokrzyskie	22,11	-	1,61	12,84	16,85
zachodniopomorskie	33,48	1,61	6,52	25,78	33,51
dolnośląskie	28,63	-	20,28	28,83	31,09
kujawsko-pomorskie	23,05	-	2,69	17,83	22,33
podkarpackie	10,91	-	-	3,33	6,07
podlaskie	9,12	-	-	5,02	6,49
małopolskie	2,52	-	-	0,35	1,17
pomorskie	1,34	-	-	0,03	0,13

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych pobranych z <http://www.susza.iung.pulawy.pl/komentarz/09/> dnia (2020.03.20).

Spowodowane przez człowieka zmiany w środowisku, głównie poprzez emisje różnych związków chemicznych do atmosfery i zmiany sposobu użytkowania gruntów, wywarły olbrzymi wpływ na ilość energii promieniowania pochłanianej przez Ziemię i jej atmosferę, zmieniając bilans promieniowania powierzchni Ziemi. Aby oszacować ten wpływ wprowadzono pojęcie wymuszenia radiacyjnego (WR). Przez wymuszenie radiacyjne rozumie się zmianę netto strumienia energii promieniowania skierowanego ku powierzchni Ziemi z powodu jakichś zmian w środowisku. Jest ona liczona w stosunku do okresu przedprzemysłowego określonego umownie na rok 1750 i wyrażana w  $Wm^{-2}$ . W odpowiedzi na nią zmienia się średnia globalna temperatura, a relacja między wymuszeniem radiacyjnym (WR) a wzrostem temperatury ( $\Delta T$ ) nosi nazwę wrażliwości klimatycznej ( $\lambda$ ):

$$\Delta T = \lambda \cdot WR.$$

Wśród zmian w środowisku powodujących wzrost wymuszenia radiacyjnego można wyróżnić wzrost ilości gazów cieplarnianych, emisje aerozoli i zmiany



sposobu użytkowania ziemi. Gazy cieplarniane można podzielić na dwie grupy. Na pierwszą składają się dobrze wymieszane gazy (WMGHG), czyli takie, których czas życia w atmosferze jest wyraźnie dłuższy od czasu potrzebnego do równomiernego wymieszania ich w troposferze. Dzięki temu ich stężenie jest względnie równomierne, choć może się różnić w zależności od odległości od źródeł i zbiorników czy między półkulami. Jednocześnie związki te kumulują się w atmosferze i ich stężenie z roku na rok wzrasta. Do WMGHG należą: CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub>, SF<sub>6</sub> oraz liczne związki z grupy halonów. Do drugiej grupy należą związki krótkotrwałe (NTCF – *near-term climate forcers*), których czas życia w atmosferze jest krótszy niż 10 lat, a stężenia są przestrzennie bardzo zróżnicowane. Do tej grupy należą między innymi krótkotrwałe związki z grupy halonów, metan (który należy też do WMGHG), aerozole oraz ozon i jego prekursorzy. Substancje z tej grupy nie kumulują się w atmosferze.

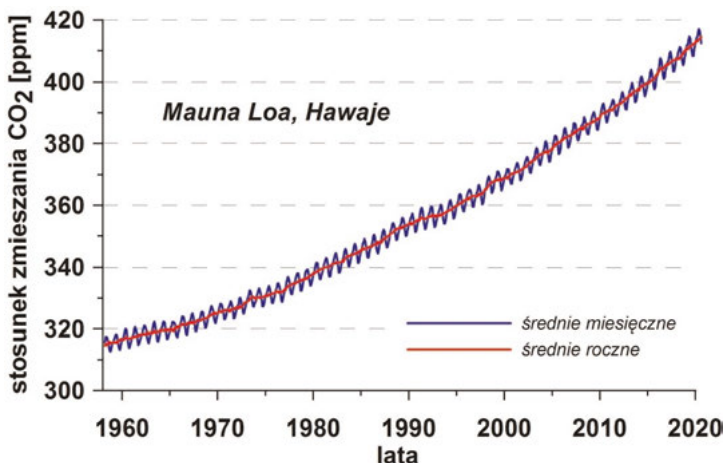
Wymuszenie radiacyjne gazów z grupy WMGHG może być mierzone bezpośrednio, ponieważ ich stężenie w troposferze jest w miarę równomierne i może być oszacowane na podstawie pomiarów w niewielkiej liczbie punktów. Wartości stężeń w okresie przedprzemysłowym mogą być oszacowane na podstawie pomiarów ich zawartości w bąbelkach powietrza uwięzionych w lodowcach. Cztery najważniejsze gazy cieplarniane to dwutlenek węgla, metan, halowęglowodory i dwutlenek azotu. Halowęglowodory nie występowały naturalnie w przyrodzie, są związkami wynalezionymi przez człowieka w latach trzydziestych ubiegłego wieku.

Stosunek zmieszania dwutlenku węgla w troposferze wzrósł z 278 ppm (*particle per million* – cząstek na milion) w roku 1750 do 412,5 ppm w sierpniu 2020. W 2011 roku, gdy liczone było wymuszenie radiacyjne opublikowane w 5 Raporcie Międzyrządowego Panelu do spraw Zmian Klimatu (dalej IPCC), wynosił 390,5 ppm (IPCC, 2013). Ciągłe pomiary stężenia CO<sub>2</sub> w atmosferze prowadzone są od 1958 w Mauna Loa na Hawajach. Stosunek zmieszania CO<sub>2</sub> stale wzrasta (rys. 1.12). Obecnie tempo wzrostu jest bliskie 3 ppm rocznie. Wymuszenie radiacyjne wynikające z obecności CO<sub>2</sub> w troposferze wzrosło w latach 1970–2011 o 1,68 (1,33–2,03) Wm<sup>-2</sup> (rys. 1.14; IPCC, 2013). Wzrost stężenia CO<sub>2</sub> wpływa też pośrednio na klimat poprzez modyfikację średniego tempa spadku temperatury z wysokością, tworzenie chmur, fizjologii roślin (między innymi transpiracji) i przestrzennego rozkładu roślinności (Andrews i in., 2012; IPCC, 2013).

Globalnie uśredniony stosunek zmieszania metanu (CH<sub>4</sub>) wzrósł z 722,25 ppb (*particle per billion*, cząstek na miliard) w 1970 do 1874,7 ppb w maju 2020 roku (rys. 1.13). W 2011 roku, gdy liczone było wymuszenie radiacyjne opublikowane w 5 Raporcie IPCC, wynosił 1803 ppb (IPCC, 2013). Czas życia metanu w atmosferze jest zdecydowanie krótszy niż dwutlenku węgla, dlatego jego rozkład jest dużo bardziej zróżnicowany przestrzennie (Długokencky i in., 2015). Wymuszenie radiacyjne CH<sub>4</sub> wzrosło od 1750 do 2011 o 0,97 (0,84–1,20) Wm<sup>-2</sup> (IPCC, 2013) (rys. 1.14). CH<sub>4</sub> wpływa na klimat zarówno bezpośrednio, poprzez wymuszenie radiacyjne, jak i pośrednio przez modyfikację stężenia CO<sub>2</sub>,

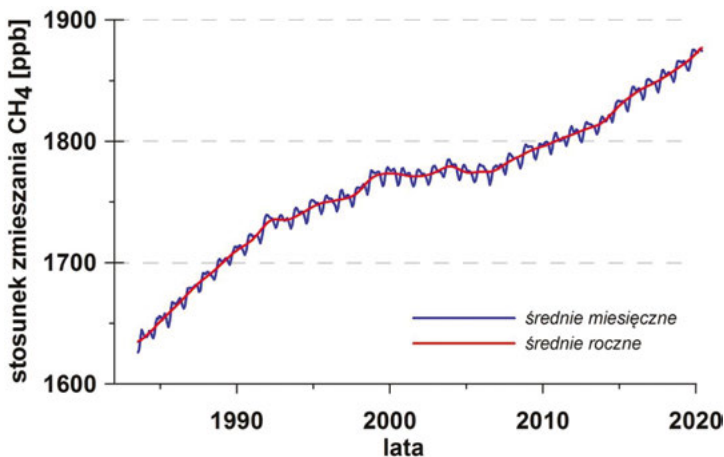
## ZMIANA KLIMATU

Rysunek 1.12. Stosunek zmieszania CO<sub>2</sub> w atmosferze mierzony w obserwatorium Mauna Loa na Hawajach



Źródło: dane pobrano z <https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/data.html> dnia (2020.09.28).

Rysunek 1.13. Globalnie uśredniony stosunek zmieszania CH<sub>4</sub> w atmosferze według pomiarów na stacjach morskich

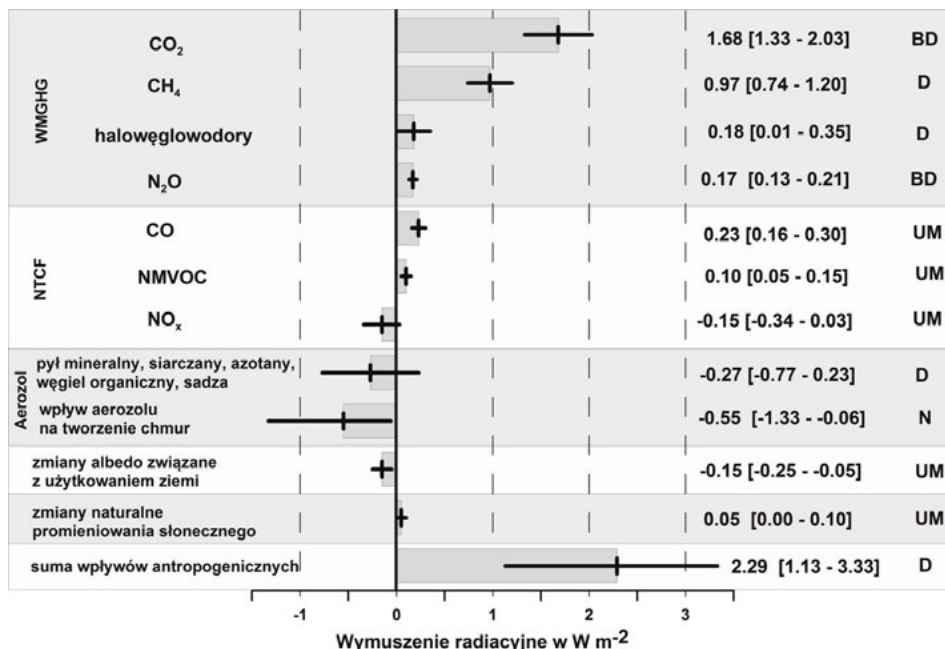


Źródło: opracowanie własne na podstawie danych pobranych z [www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends\\_ch4/](http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends_ch4/) dnia (2020.09.28).

zawartości pary wodnej w stratosferze oraz czasu życia niektórych halowęglodorów i aerozolu siarczanowego.

Ozon występuje w atmosferze w troposferze i w stratosferze. W troposferze powstaje w wyniku reakcji fotochemicznych z prekursorów o pochodzeniu zarówno naturalnym, jak i antropogenicznym. Ten proces intensyfikuje się wraz z rosnącą emisją zanieczyszczeń do atmosfery. Czas życia ozonu w troposferze jest bardzo krótki, dlatego nie kumuluje się, a jego stężenie szybko się zmienia,

Rysunek 1.14. Zmiana wymuszenia radiacyjnego w 2011 roku w stosunku do roku 1750. Czarne linie pokazują najlepsze oszacowanie wraz z przedziałem błędów, ich wartości podane są po prawej stronie. Ostatnia kolumna zawiera ocenę zaufania do wyniku wynikającą ze stanu wiedzy (BD – bardzo duże, D – duże, UM – umiarkowane, N – niskie).



Źródło: opracowanie własne według danych zawartych na rys. SPM5 w 5 Raportcie IPCC (IPCC, 2013).

zarówno w czasie, jak i przestrzeni. Ozon pochłania promieniowanie słoneczne nie tylko w ultrafioletowej, ale i podczerwonej części widma, zatem jest również gazem cieplarnianym. Wymuszenie radiacyjne, które powoduje, oceniane jest na 0,4 (0,2–0,6) Wm<sup>-2</sup> (IPCC, 2013). Ozon zmniejsza produktywność roślin, zatem zaburza pobieranie dwutlenku węgla. W stratosferze stężenie ozonu spada, i dlatego rośnie strumień promieniowania krótkofalowego w kierunku Ziemi, a maleje ilość promieniowania podczerwonego wracającego ze stratosfery do troposfery. Wpływ netto ozonu na wymuszenie radiacyjne jest prawdopodobnie ujemny, ale ze względu na szeroki zakres błędów wartość dodatnia też jest możliwa (rys. 1.14; IPCC, 2013).

W stratosferze pojawiają się niewielkie ilości pary wodnej. Częściowo trafia tam w procesach naturalnych: transporcie z troposfery w strefie przyrównikowej, rzadkich zastrzykach podczas erupcji wulkanicznych lub lokalnej produkcji w procesie utleniania metanu i wodoru. Niewielkie ilości pochodzą ze źródeł antropogenicznych – z samolotów. Wymuszenie radiacyjne związane z lotnictwem oceniane jest na 0,07 (0,02–0,12) Wm<sup>-2</sup> (IPCC, 2013).

## ZMIANA KLIMATU

Największa niepewność dotyczy wymuszenia radiacyjnego wynikającego z obecności aerozolu, czyli zawiesiny mikroskopijnych stałych i ciekłych cząsteczek w atmosferze. Czas życia aerozolu w troposferze jest bardzo krótki, zwykle niższy od dwóch tygodni. Natomiast cząstki, które dotarły do stratosfery mogą pozostawać tam nawet 3 lata. Efekty związane z aerozolem mogą być podzielone na trzy grupy: efekty bezpośrednie, pośrednie poprzez wpływ na tworzenie chmur i efekty związane z aerozolem w postaci sadzy. Efekt pośredni polega na rozpraszaniu i absorpcji promieniowania zarówno krótkofalowego, jak i długofalowego. Część rozproszonego promieniowania wraca do przestrzeni kosmicznej, dlatego skutkiem zwiększonego rozpraszania jest ochłodzenie. Absorpcja prowadzi natomiast do ogrzania warstwy, w której zachodzi. Sumarycznie zwykle przeważa ochłodzenie. Druga grupa efektów polega na modyfikacji procesu powstawania chmur. Wzrost ilości higroskopijnego aerozolu powoduje, że w chmurze jest więcej kropelek, ale są mniejsze. Takie chmury odbijają więcej promieniowania prowadząc do ochłodzenia troposfery. Sadza natomiast zwiększa albedo lodu i śniegu, dlatego prowadzi do ocieplenia (rys.1.14).

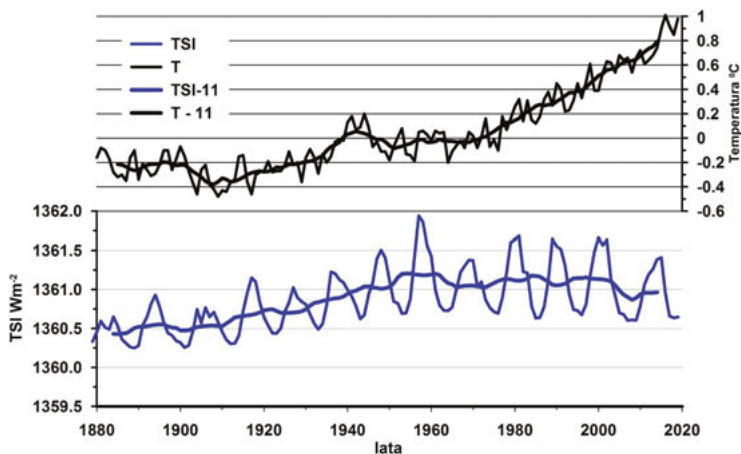
Działania człowieka doprowadziły do znacznych zmian pokrycia terenu. Zgodnie z wynikami Hurtt i in. (2006) w latach 1700–2000 42 do 68% powierzchni Ziemi uległo przeobrażeniu pod wpływem działalności człowieka. Najsilniejsze zmiany nastąpiły w szerokościach umiarkowanych półkuli północnej i, poprzez wpływ na albedo i strumień ciepła utajonego, spowodowały modyfikację bilansu radiacyjnego. Wpłynęły również na cykl obiegu wody, odpływ rzeczny, szorstkość powierzchni, emisję pyłów, pokrywę śnieżną i inne. Jeśli zmiany obejmą wylesianie, spowodują także wzrost emisji gazów cieplarnianych. Niektóre skutki zmian pokrycia terenu prowadzą do ocieplenia (np. wylesianie), inne, jak zmiany albedo, prowadzą do ochłodzenia. Te przeciwstawne tendencje powodują, że wszelkie szacunki zmian wymuszenia radiacyjnego z powodu zmian zagospodarowania ziemi obarczone są dużym błędem.

### 3.2 Czynniki naturalne

Przez długi okres promieniowanie słoneczne i temperatura globalna zmieniły się równolegle. To dało argument przeciwnikom antropogenicznego ocieplenia. Jednakże od końca lat 1970. promieniowanie słoneczne zaczęło maleć, a wzrost temperatury globalnej wyraźnie przyspieszył (rys. 1.15). Wymuszenie radiacyjne z powodu naturalnych zmian promieniowania słonecznego jest stosunkowo niewielkie, w 5. Raporcie IPCC (2013) zostało ono ocenione na 0,05 (0,00–0,10)  $Wm^{-2}$ .

Współczesne ocieplenie nie jest ciągłym, nieprzerwanym procesem. Wzrost temperatury nakłada się na naturalne fluktuacje wynikające z różnych faz ENSO (El Niño Southern Oscillation), zmienności promieniowania słonecznego, zmienności cyrkulacji atmosferycznej i oceanicznej, aktywności wulkanicznej i innych. Gdy naturalne wahania powodują wzrost temperatury, tempo ocieplenia gwałtownie wzrasta. Gdy zmiany naturalne sprzyjają obniżaniu się temperatury,

Rysunek 1.15. Anomalie temperatury globalnej w stosunku do średniej z lat 1951–1980 (górny wykres) na tle promieniowania słonecznego docierającego do górnej granicy atmosfery (dolny wykres), wartości roczne i średnie 11-letnie.



Źródło: temperatura zbiór GLB.Ts+sSST.csv, pobrany z: <https://data.giss.nasa.gov/gistemp/> (Lenssen i in., 2019) dnia (2020.03.20), promieniowanie słoneczne według Naval Research Laboratory Total Solar Irradiance model NRLTSI2, pobrane ze strony <https://www.ncdc.noaa.gov/cdr/atmospheric/total-solar-irradiance> (Coddington i in., 2015), dnia (2020.09.29).

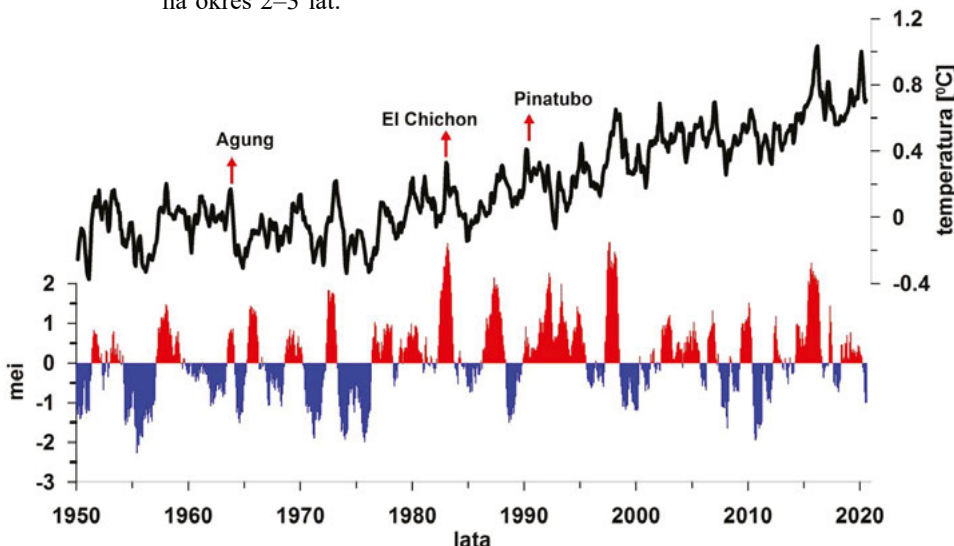
tempo ocieplenia zwalnia, lub nawet obserwuje się niewielki i krótkotrwały spadek temperatury (Trenberth i Fasulo, 2013).

Najsilniejszy wpływ na temperaturę globalną ma zjawisko ENSO (*El Niño Southern Oscillation*). W fazie El Niño tropikalny Pacyfik jest wyjątkowo ciepły, w fazie La Niña chłodny (rys. 1.16). Ten bezpośredni efekt wzmocniony jest dodatkowo przez efekty pośrednie, związane ze wzrostem parowania w fazie cieplej i zmianami cyrkulacji atmosferycznej towarzyszącymi zjawisku ENSO (Trenberth i in., 2002). Na temperaturę oddziałuje także aktywność wulkaniczna. Po dużych wybuchach eksplozywnych, wynoszących ogromne ilości pyłów do dolnej stratosfery, wzrasta rozpraszanie promieniowania słonecznego w stratosferze, co ogranicza dopływ energii promieniowania słonecznego do powierzchni Ziemi. Efekt jest zauważalny przez 2–3 lata po wybuchu, potem pył wraca do powierzchni Ziemi (rys. 1.16).

Obok ENSO fluktuacje temperatury globalnej powodują także inne oscylacje cyrkulacji atmosferycznej i oceanicznej. Wśród nich do najważniejszych należą: Dekadowa Oscylacja Pacyficzna (PDO – *Pacific Decadal Oscillation*), Wielodekadowa Oscylacja Atlantyku (AMO – *Atlantic Multidecadal Oscillation*) i Oscylacja Północnego Atlantyku (NAO – *North Atlantic Oscillation*). Dwie pierwsze są oscylacjami cyrkulacji oceanicznej, ostatnia dotyczy głównie atmosfery.

## ZMIANA KLIMATU

Rysunek 1.16. Anomalie średniej temperatury Ziemi względem średniej z lat 1961–1990 (górny wykres). Indeks MEI (*Multivariate ENSO Index*), dodatni w latach El Niño, gdy temperatura powierzchni Pacyfiku jest wyższa od średniej i ujemny w latach La Niña, gdy temperatura powierzchni Pacyfiku jest niższa od średniej (dolny wykres). Czerwone strzałki wskazują na silne, eksplozywne wybuchy wulkanów, po których temperatura wyraźnie spada na okres 2–3 lat.



Źródło: temperatura pochodzi ze zbioru HadCRUT4 (Morice i in., 2012), pobrano ze strony <https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/temperature/> dnia (2020.09.30). Indeks MEI, opracowany w Earth System Research Laboratory, pobrano ze strony: <https://psl.noaa.gov/enso/mei/> dnia (2020.09.30).

### 3.3 Argumenty wskazujące na antropogeniczną przyczynę współczesnych zmian klimatu, czyli odciski palca człowieka

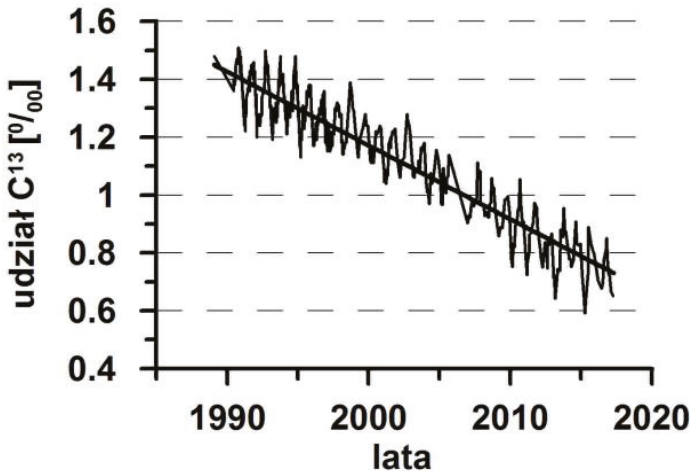
#### *Odcisk pierwszy*

W przyrodzie istnieją dwa stabilne izotopy węgla. Najpopularniejszy  $C^{12}$  i rzadki  $C^{13}$ . Rośliny preferują  $C^{12}$ . W paliwach kopalnych dominuje  $C^{12}$  i podczas spalania węgla z paliw kopalnych zwiększany jest udział  $C^{12}$ . Spodziewamy się spadku stosunku  $C^{13}$  do  $C^{12}$  i jest on obserwowany (rys. 1.17), potwierdzając, że wzrost dwutlenku węgla jest wynikiem spalania paliw kopalnych i ma antropogeniczną przyczynę.

#### *Odcisk drugi*

Satelity mierzą promieniowanie podczerwone uciekające z atmosfery ziemskiej w przestrzeń kosmiczną. Analiza danych z lat 1970–1996 wskazuje na spadek emisji w tych zakresach widma, które pochłaniane są przez gazy cieplarniane (IPCC, 2013). Oznacza to, że pochłanianie w tych zakresach widma wzrosło na skutek zwiększonej ilości gazów cieplarnianych w atmosferze.

Rysunek 1.17. Stosunek izotopów  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  w węglu nieorganicznym rozpuszczonym w wodzie według pomiarów na Atlantyku w punkcie ( $31^{\circ}50'\text{N}$ ,  $64^{\circ}10'\text{W}$ ), 80 km na południowy wschód od Bermudów.



Źródło: opracowanie własne na podstawie danych pobranych z [https://scrippsco2.ucsd.edu/graphics\\_gallery/isotopic\\_data/](https://scrippsco2.ucsd.edu/graphics_gallery/isotopic_data/) dnia (2020.10.03).

### ***Odcisk trzeci***

Oceany od 40 lat akumulują ciepło. Ogrzewanie oceanu z transportem ciepła od powierzchni w dół jest dowodem na ocieplenie wynikające ze zwiększonego efektu cieplarnianego (IPCC, 2013). Pomiarzy wskazują, że górne warstwy oceanu ocieplają się szybciej niż głębsze (rys. 1.7), potwierdzając, że efekt cieplarniany jest przyczyną wzrostu ciepła w oceanie.

### ***Odcisk czwarty***

Skutkiem zwiększonego efektu cieplarnianego powinno być silniejsze ocieplenie nocą niż w porze dziennej. Na skutek zwiększonej zawartości gazów cieplarnianych w atmosferze zwiększa się pochłanianie promieniowania podczerwonego emitowanego przez powierzchnię Ziemi. Wówczas większa część tego promieniowania wraca z powrotem do powierzchni jako promieniowanie zwrotne, zmniejszając nocne wychłodzenie. Gdyby ocieplenie było spowodowane silniejszą aktywnością Słońca, spodziewalibyśmy się większego efektu w porze dziennej. Większy wzrost temperatury minimalnej niż maksymalnej jest obserwowany (Wibig i Głowiński, 2002), podobnie jak silniejszy wzrost liczby ciepłych nocy niż ciepłych dni (IPCC, 2013).

### ***Odcisk piąty***

Na skutek zwiększonego efektu cieplarnianego powinien nastąpić wzrost zwrotnego promieniowania podczerwonego. Wskutek zwiększonej zawartości gazów cieplarnianych w atmosferze zwiększa się pochłanianie promieniowania

## ZMIANA KLIMATU

podczerwonego emitowanego przez powierzchnię Ziemi. Wówczas większa część tego promieniowania wraca z powrotem do powierzchni. Potwierdzają to zmiany widma promieniowania docierającego do powierzchni Ziemi (IPCC, 2013).

**Odcisk szósty**

Skutkiem zwiększonego efektu cieplarnianego powinno być silniejsze ocieplenie zimą niż w porze letniej, ponieważ na skutek efektu szklarniowego zimowe wychłodzenie jest wolniejsze. Gdyby ocieplenie było spowodowane silniejszą aktywnością Słońca, spodziewalibyśmy się większego efektu latem. Obserwowany wzrost temperatury jest zimą silniejszy niż latem, zarówno globalnie (IPCC, 2013), jak w obszarze basenu Morza Bałtyckiego (Rutgerson i in., 2008) i Polsce (rys. 1.9).

**Odcisk siódmy**

Gdy gazy cieplarniane przechwytyją więcej promieniowania podczerwonego mniej dociera go do stratosfery. Spodziewamy się wówczas wzrostu temperatury w dolnej troposferze i spadku w dolnej stratosferze. Taka sytuacja jest obserwowana przez balony pogodowe i satelity. Obserwowane zmiany bilansu radiacyjnego w tropo- i stratosferze są spowodowane głównie zmianami w podczerwonej części widma (IPCC, 2013).

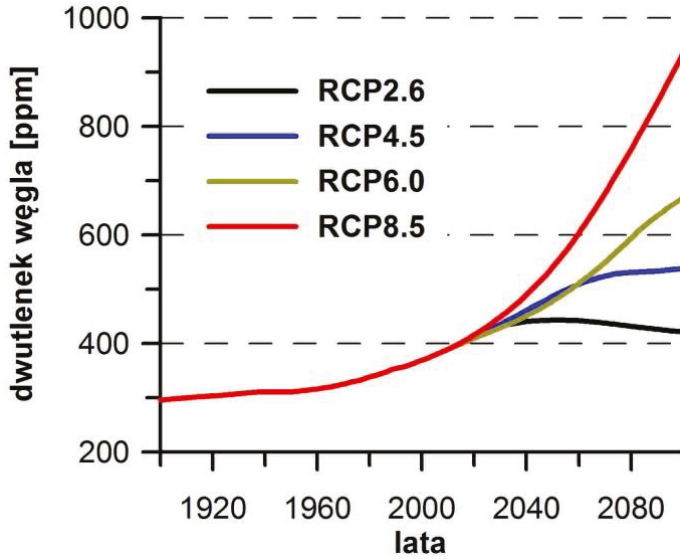
**4. Prognozy****4.1 Świat**

Do prognozowania zmian klimatu wykorzystuje się modele numeryczne o różnym stopniu złożoności – poczynając od jednowymiarowych modeli prognozujących zmiany średniej temperatury Ziemi po bardzo rozbudowane Modele Systemu Ziemskiego (ESM – *Earth System Models*), które uwzględniają procesy zachodzące w atmosferze, hydrosferze, kriosferze, pedosferze i biosferze oraz interakcje między tymi systemami. Służą one do symulacji zmiany klimatu na podstawie różnych scenariuszy wymuszeń antropogenicznych. Obecnie wykorzystywane scenariusze wymuszeń antropogenicznych są nazywane Reprezentatywnymi Ścieżkami Zmian Koncentracji (dalej RCP, *Representative Concentration Pathways*). Zostały one opracowane w celu oszacowania zakresu ewolucji składu atmosfery w przyszłości (Moss i in., 2010). Cztery podstawowe scenariusze nazywane są RCP2.6, RCP4.5, RCP6 i RCP8.5. Liczby po skrócie RCP oznaczają wymuszenie radiacyjne w  $\text{Wm}^{-2}$ , przewidywane przez ścieżki na koniec XXI wieku (rok 2100). W scenariuszu RCP2.6 najwyższe stężenia dwutlenku węgla i wymuszenie radiacyjne przewidywane są na koniec lat 40. XXI wieku, po czym następuje ich niewielki spadek (rys. 1.18 i 1.19; Meinshausen i in. 2011).

Do około 2035 roku różnice w ociepleniu między poszczególnymi RCP będą niezauważalne. Do tego czasu prawdopodobny wzrost temperatury globalnej w stosunku do wartości średniej z lat 1986–2005 powinien zmieścić się w granicach

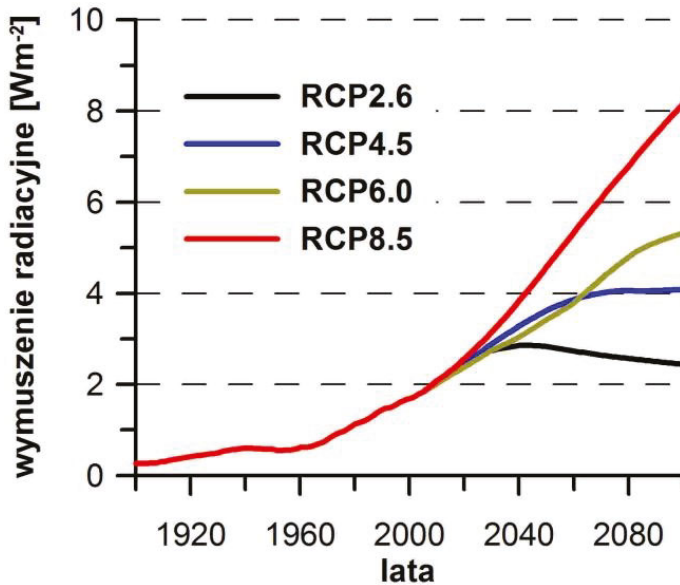


Rysunek 1.18. Stosunek zmieszania dwutlenku węgla w atmosferze, wartości mierzone (1900–2005) i prognozowane przez cztery scenariusze RCP (2005–2100)



Źródło: opracowanie własne na podstawie danych pobranych z <http://www.pik-potsdam.de/~mmalte/rcps> dnia (2020.10.02).

Rysunek 1.19. Antropogeniczne wymuszenie radiacyjne w atmosferze, wartości obserwowane (1900–2005) i prognozowane przez cztery scenariusze RCP (2005–2100)



Źródło: opracowanie własne na podstawie danych pobranych z <http://www.pik-potsdam.de/~mmalte/rcps> dnia (2020.10.02).

## ZMIANA KLIMATU

0,3–0,7°C. W końcu XXI wieku ocieplenie, w zależności od scenariusza rozwoju może wahać się od około 1,0°C dla RCP2.6 do około 3,7°C w przypadku RCP8.5 (tab. 1.5). Największy wzrost temperatury przewidywany jest w regionie Arktyki. Jednocześnie ocieplenie nad lądami będzie większe niż nad oceanami. Z bardzo dużym prawdopodobieństwem, w miarę wzrostu średniej temperatury globalnej, nad większością obszarów lądowych częściej będzie pojawiać się ekstremalnie ciepła pogoda, a rzadziej ekstremalnie chłodna, zarówno w skali dobowej jak i sezonowej. Spodziewamy się, że fale upałów będą pojawiać się częściej i będą dłuższe. Jednocześnie zimą możemy spodziewać się pojawiania także fal chłodu, choć te powinny pojawiać się zdecydowanie rzadziej (IPCC, 2014).

Tabela 1.5. Prognozowany wzrost średniej temperatury globalnej i średniego poziomu morza na lata 2046–65 i 2081–2100 w stosunku do temperatury z lat 1986–2005.

Zmienna	Scenariusz emisji	Lata 2046–2065		Lata 2081–2100	
		Średnia	Zakres	Średnia	Zakres
Wzrost średniej globalnej temperatury powietrza (°C)	RCP2.6	1,0	0,4 – 1,6	1,0	0,3 – 1,7
	RCP4.5	1,4	0,9 – 2,0	1,8	1,1 – 2,6
	RCP6.0	1,3	0,8 – 1,8	2,2	1,4 – 3,1
	RCP8.5	2,0	1,4 – 2,6	3,7	2,6 – 4,8
Wzrost średniego światowego poziomu oceanów (m)	RCP2.6	0,24	0,17 – 0,32	0,40	0,26 – 0,55
	RCP4.5	0,26	0,19 – 0,33	0,47	0,32 – 0,63
	RCP6.0	0,25	0,18 – 0,32	0,48	0,33 – 0,63
	RCP8.5	0,30	0,22 – 0,38	0,63	0,45 – 0,82

Źródło: IPCC, 2013.

Wzrost średniego światowego poziomu morza w latach 2081–2100 względem okresu 1986–2005 będzie prawdopodobnie mieścić się w zakresie od 0,26–0,55 m dla RCP2.6, do 0,45–0,82 m dla RCP8.5. Scenariusz RCP8.5 przewiduje, że tempo przyrostu w latach 2081–2100 wyniesie 8–16 mm/rok (w latach 1993–2010 było to tylko 2,8–3,6 mm/rok), a wzrost poziomu oceanów do roku 2100 wyniesie 0,52–0,98 m. Ocenia się, że 30–55% XXI-wiecznego wzrostu średniego globalnego poziomu morza będzie skutkiem cieplej rozszerzalności wody (IPCC, 2014).

Zmniejszanie się pokrywy lodowej w Arktyce jest przewidywane we wszystkich scenariuszach emisji. W przypadku RCP8.5 już w połowie XXI wieku, we wrześniu, Arktyka może być wolna od lodu. Prognozowane zmiany obejmują też pokrywę śnieżną. Wiosną prawdopodobnie zmniejszy się ona od 7% w przypadku, gdy sprawdzi się scenariusz emisji RCP.6, do 25%, gdy rozwój ekonomiczny będzie podążał drogą zbliżoną do przewidywanej w scenariuszu RCP8.5. Ocieplenie wpłynie także na zmiany zasięgu wiecznej zmarzliny. W górnej 3,5-metrowej warstwie powinien zmniejszyć się od 37% w przypadku

realizacji łagodnego scenariusza RCP2.6, do 81% w scenariuszu RCP8.5. Zmniejszy się też objętość lodowców (IPCC, 2014).

Prognozy opadów są odmienne w różnych strefach klimatycznych. W równikowych obszarach Pacyfiku i wysokich szerokościach geograficznych półkuli północnej prognozowany jest wzrost opadów, największy w przypadku scenariusza RCP8.5. W regionach subtropikalnych i obecnie suchych lub półsuchych regionach strefy umiarkowanej przewiduje się spadek sum opadów. W wilgotnych obszarach strefy umiarkowanej opady prawdopodobnie wzrosną. To oznacza, że strefy wilgotne staną się bardziej wilgotne, a strefy suche bardziej suche (IPCC, 2014).

Jest bardzo prawdopodobne, że wraz ze wzrostem temperatury ekstremalne zdarzenia opadowe będą częstsze. Nawet na obszarach, na których nie jest spodziewana istotna zmiana sum opadów, możemy spodziewać się występowania nasilenia ekstremów opadowych, zarówno wysokich opadów dobowych, jak i przedłużających się okresów bezopadowych (Trenberth i in., 2003; IPCC, 2014). Jest to skutkiem faktu, że w cieplejszym powietrzu może pomieścić się więcej pary wodnej, więc opady mogą być bardziej intensywne, ale do ich zapoczątkowania potrzeba więcej pary wodnej (Lenderink i van Meijgaard, 2008; Wibig i Piotrowski, 2018). Wzrost temperatury spowoduje intensywny wzrost ewapotranspiracji. Straty wody na parowanie będą znacznie większe. Tam, gdzie wzrost parowania będzie wyższy niż wzrost opadów mogą pojawić się niedobory wody. Ocenia się, że problem ten może dotknąć wiele gęsto zaludnionych obszarów świata.

## 4.2 Polska

Wszystkie modele zgodnie przewidują systematyczny wzrost temperatury powietrza, zarówno średniej, jak i maksymalnej i minimalnej. W przyszłości możemy spodziewać się, że okresy z bardzo wysokimi temperaturami będą dłuższe i częstsze, dodatkowo temperatura może przekroczyć notowane do tej pory wartości. Jednocześnie dni przymrozkowe i mroźne będą pojawiać się rzadziej. Przewidywany wzrost średniej temperatury w Polsce waha się od 1°C w bliższej przyszłości dla scenariusza rozwoju RCP4.5 (łagodnego) do 4°C pod koniec XXI wieku według scenariusza RCP8.5 (Mezghani i in., 2017; Kundzewicz i in., 2018). Najsilniejsze ocieplenie jest przewidywane w Polsce północno-wschodniej i wschodniej. Wzrost temperatury maksymalnej będzie prawdopodobnie wyższy niż średniej. Prognozy wahają się między 2°C w środkowej Polsce do nawet 5°C na wybrzeżu na bliższą przyszłość i od 3°C na wschodzie Polski do 7°C na wybrzeżu na koniec XXI wieku. Prognozy wzrostu temperatury minimalnej wahają się od 2–3°C w bliższej przyszłości do nawet 10°C w północno-wschodniej Polsce pod koniec XXI wieku.

Prognozy przyszłych opadów są dużo silniej zróżnicowane. Część modeli przewiduje wzrost, inne spadek opadów (Mezghani i in., 2017). Przestrzennie, w północnej części Polski większość scenariuszy sugeruje wzrost, na południu dominują prognozy spadku sum opadów. Średnie prognozy sugerują wzrost

## ZMIANA KLIMATU

rocznych sum opadów od około 6% w bliższej przyszłości przy scenariuszu emisji RCP4.5 do prawie 9% przy scenariuszu emisji RCP8.5. Największy przyrost spodziewany jest wiosną i zimą, najmniejszy latem i jesienią. Na koniec XXI wieku scenariusz RCP4.5 przewiduje wzrost opadów o około 11% (od 5% latem do 17% wiosną). Scenariusz RCP8.5 przewiduje silniejszy wzrost sum opadów, sięgający 18% w skali roku, najsilniejszy wiosną i zimą, gdy może przekroczyć 26%, latem przewidywany jest przyrost około 5%.

Ocieplenie spowoduje wydłużenie okresu wegetacyjnego. Prognozy wahają się od 15–30 dni w bliskiej przyszłości do nawet 60 dni pod koniec XXI wieku przy scenariuszu emisji RCP8.5. Jednocześnie na obszarze Polski skróceniu ulegnie okres bezprzymrozkowy, maksymalnie o około 40 dni. Wydłużenie okresu wegetacyjnego pozwoli na wprowadzenie nowych upraw, roślin dla których do tej pory okres wegetacyjny był zbyt krótki. Ostatnie 10 lat to okres intensywnego powstawania winnic na terenie naszego kraju. Na razie przemysł winiarski jest w Polsce jeszcze w powijakach, ale scenariusze zmian klimatu wskazują, że warunki dla jego rozwoju będą coraz lepsze.

Niestety dłuższy sezon wegetacyjny i wyższe temperatury powodują zmiany zasięgu i populacji szkodników. Owady wyprowadzają więcej pokoleń, co w istotny sposób zagraża roślinom uprawnym (Kundzewicz i Kozyra, 2011). Dodatkowo ciepłe zimy zwiększają przeżywalność jaj i larw. Przyspieszenie początku sezonu wegetacyjnego powoduje, że już obecnie wiele szkodników pojawia się wcześniej. Należy do nich np. szkodnik zbóż skrzyplonek. Przesunął się ku północy zasięg kukurydzianej stonki korzeniowej (Bereś i Sionek, 2007) i omacnicy prosowianki (Lisowicz, 2003). Niewątpliwie przyczyniło się do tego zwiększenie arealu kukurydzy, na której żerują (Nieróbca i Kozyra, 2010). Wyższa temperatura jesienią spowodowała uaktywnienie w tej porze roku mszycy czeremchowej, która atakuje oziminy (Ruszkowska, 2010). Rośnie również presja ciepłolubnych chwastów (Gołębiowska i Snopczyński, 2008).

Ocieplenie przyczynia się także do zmian zapotrzebowania na ogrzewanie i klimatyzację. Ocenę tego zapotrzebowania umożliwiają dwa wskaźniki HDD (*heating degree days*) i CDD (*cooling degree days*). Pierwszy jest skumulowaną sumą różnic między wartością 18°C a średnią dobową temperaturą z dni, w których średnia dobowa temperatura jest niższa od 18°C. Drugi wskaźnik jest skumulowaną sumą różnic między średnią dobową temperaturą a wartością 18°C z dni, w których średnia dobowa temperatura jest wyższa od 18°C. Prognozy sugerują, że w krótszej perspektywie przy scenariuszu RCP4.5 HDD spadnie na obszarze Polski o 200–400 stopniodni i o 400–600 stopniodni przy scenariuszu RCP8.5. Na koniec XXI wieku te spadki są prognozowane odpowiednio na 800 i 1200 stopniodni.

W tym samym czasie przewidywany jest wzrost zapotrzebowania na klimatyzację. Szacuje się, że wzrost CDD wyniesie ok. 50 stopniodni w bliskiej przyszłości i 125–175 stopniodni w końcu XXI wieku.

## 5. Podsumowanie

Współcześnie obserwuje się znaczące zmiany klimatu. Obejmują one ocieplenie, zmiany opadów atmosferycznych, częstości występowania oraz intensywności ekstremów klimatycznych i wiele innych. Projekcje na przyszłość przewidują nasilenie się tych zmian. Choć ilościowo prognozy są mocno niepewne, zależne od ścieżki rozwoju ekonomicznego i społecznego, to jakościowo dają spójny obraz. Zmiany te stwarzają szereg zagrożeń klimatycznych dla człowieka, środowiska przyrodniczego i gospodarki. Pojawiają się też pewne nowe możliwości. Najbardziej na niekorzystne warunki klimatyczne narażone jest zdrowie, rolnictwo, sadownictwo i leśnictwo, a także sektor energetyki. Wśród korzystnych skutków w rolnictwie, leśnictwie i sadownictwie można wymienić wzrost zawartości CO<sub>2</sub> w atmosferze (Olesen i Bindi, 2002; Kundzewicz i Kozyra, 2011). Powoduje on intensyfikację fotosyntezy, a więc większą produkcję biomasy. Dodatkowo ze względu na zmiany, jakie wywołuje w aparatach szparkowych roślin naczyniowych, zmniejsza się transpiracja i rośnie efektywność wykorzystania wody. Bezpośredni efekt wzrostu zawartości CO<sub>2</sub> w atmosferze jest korzystny dla rozwoju roślin. Dłuższy sezon wegetacyjny pozwala na wprowadzenie nowych upraw, np. kukurydzy na ziarno czy winorośli na wino, zwiększa plony większości korzeniowych roślin uprawnych, jednak wyższe temperatury skracają okres dojrzewania wielu zbóż, zmniejszając ich plony. W sadownictwie przymrozki pojawiające się w późniejszej fazie cyklu rozwojowego, szczególnie w okresie kwitnienia i zawiązywania owoców, powodują znaczne zmniejszenie zbiorów. Łagodne zimy i dłuższy sezon wegetacyjny znacząco zwiększają populacje szkodników, zarówno owadów, jak i chwastów. Wyższe temperatury zwiększają parowanie i transpirację przyczyniając się do ograniczenia zasobów wodnych, i tak już szczupłych na obszarze Polski.

Zmiany opadu i wilgotności są raczej niekorzystne dla rolnictwa i sadownictwa. Brak istotnych zmian rocznych sum opadu, tendencja do wzrostu opadów zimą i spadku latem, brak stałej pokrywy śnieżnej zimą, która zwiększałaby zasoby wodne w glebie wiosną, tuż przed początkiem sezonu wegetacyjnego, a także rosnące zróżnicowanie opadów z tendencją do częstszego występowania okresów suchych i bardzo wysokich dobowych sum opadu oraz zwiększone parowanie w warunkach cieplejszego klimatu powodują zmniejszenie zasobów wodnych i generalnie niekorzystnie oddziałują zarówno na produkcję rolną, jak i zbiory owoców.

W energetyce korzystnemu zmniejszeniu zimowego maksimum zapotrzebowania na energię towarzyszy letni wzrost zużycia energii niezbędnej dla urządzeń klimatyzacyjnych. To spłaszczenie zimowego maksimum jest z pewnością korzystne. Jednak latem pojawiają się poważne kłopoty, gdy podczas coraz częstszych fal upałów i towarzyszących im okresów suchych zapotrzebowanie na energię wzrasta, a możliwości jej produkcji spadają, ponieważ brakuje wody niezbędnej do chłodzenia bloków energetycznych.

## ZMIANA KLIMATU

Zwiększona częstość występowania, intensywność i długość fal upałów stwarza poważne zagrożenia dla zdrowia i życia ludzi, szczególnie mieszkańców miast, bo tam, z powodu długo utrzymującej się wysokiej temperatury w nocy (Szcześniewska i Wibig, 2008), fale upałów są najbardziej dokuczliwe dla ludzi. W krajach rozwiniętych ze wszystkich ekstremów klimatycznych fale upałów powodują najwięcej zgonów. Najbardziej zagrożone są osoby w wieku powyżej 65 lat, dzieci do lat pięciu i osoby z chorobami układu krążenia lub/i oddechowego (Kuchcik, 2020). Podczas długich fal upału w polskich miastach liczba zgonów potrafiła trzykrotnie przekroczyć wartości średnie (Graczyk i in., 2019).

Ocieplenie klimatu będzie postępować, dlatego niezbędna jest adaptacja wielu sektorów gospodarki: rolnictwa, sadownictwa, leśnictwa, energetyki, transportu, ale też innych do zmieniających się warunków klimatycznych, tak aby optymalnie wykorzystać szanse i złagodzić straty. Obok działań adaptacyjnych niezbędne jest ograniczenie emisji gazów cieplarnianych, by zmniejszyć tempo zmian klimatu i ograniczyć wzrost temperatury do wartości niezagrażającej przyszłości środowiska.

## Bibliografia

- Andrews, T., Ringer, M., Doutriaux-Boucher, M., Webb, M., Collins, W. (2012). Sensitivity of an Earth system climate model to idealized radiative forcing. *Geophysical Research Letters*, 39, L10702.
- Arrhenius, S. (1896). On the Influence of Carbonic Acid in the Air upon the Temperature of the Ground. *Philosophical Magazine and Journal of Science*, 41, 237–276.
- Barriopedro, D., Fischer, E.M., Luterbacher, J., Trigo, R.M., García-Herrera, R. (2011). The hot summer 2010: Redrawing the temperature record. Map of Europe. *Science*, 332, 220–224.
- Bereś, P. & Sionek, R. (2007). Wstępne badania nad biologią zachodniej kukurydzianej stonki korzeniowej (*Diabrotica virgifera conte*) w okolicach Rzeszowa. *Progress in Plant Protection /Postępy Ochrony Roślin*, 47(1), 188–193.
- Bielec-Bąkowska, Z., Piotrowicz, K. & Krępa-Adolf, E. (2018). Trends in the frost-free season with parallel circulation and air mass statistics in Poland. *Időjárás*, 122(4), 375–392.
- Church, J.A., White, N.J. (2011). Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century. *Surveys in Geophysics*, 32(4–5), 585–602.
- Coddington, O., Lean, J., Pilewskie, P., Snow, M., Lindholm, D. (2016). A solar irradiance climate data record. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(7), 1265–1282.
- Dai, A., Trenberth, K.E., Qian, T. (2004). A global dataset of Palmer Drought Severity Index for 1870–2002: Relationship with soil moisture and effect of surface warming. *Journal of Hydrometeorology*, 5, 1117–1130.
- Dai, A. (2006). Recent climatology, variability and trends in global surface humidity. *Journal of Climate*, 19, 3589–3606.

- Della-Marta, P.M., Luterbacher, J., von Weissenfluh, H., Xoplaki, E., Brunet, M., Wanner, H. (2007). Summer heat waves over western Europe 1880–2003, their relationship to large-scale forcings and predictability. *Climate Dynamics*, 29(2/3), 251–275.
- Dlugokencky, E.J. (2016): Atmospheric Methane Dry Air Mole Fractions (1983–2015) and Atmospheric Carbon Dioxide Dry Air Mole Fractions (1968–2015) from the NOAA ESRL Carbon Cycle Cooperative Global Air Sampling Network, original data files, Bremerhaven, NOAA, pobrano z <https://epic.awi.de/id/eprint/44810/>, dnia (20.09.2020).
- Dong, B., Sutton, R., Shaffrey, L., Wilcox, L. (2016). The 2015 European Heat Wave [w: “Explaining Extremes of 2015 from a Climate Perspective”]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(12), S14–S18, doi:10.1175/BAMS-D-16-0149.
- Graczyk, D., Kundzewicz, Z.W., Choryński, A., Førland, E.J., Pińskwar, I., Szwed, W. (2019). Heat-related mortality during hot summers in Polish cities. *Theoretical and Applied Climatology*, 136, 1259–1273.
- Hänsel, S., Ustrnul, Z., Łupikasza, E., Skalak, P. (2019). Assessing seasonal drought variations and trends over Central Europe. *Advances in Water Resources*, 127, 53–75.
- Heino, R., Bråzdil, R., Førland, E., Tuomenvirta, H., Alexandersson, H., Beniston, M., Pfister, C., Rebetez, M., Rosenhagen, G., Rösner, S., Wibig, J. (1999). Progress in the study of climatic extremes in Northern and Central Europe. *Climate Change*, 42(1), 151–181.
- IPCC, (2001). *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC, (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC, 2014: *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland.
- IPCC, 2019: *Summary for Policymakers. w: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegria, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)] pobrano z: <https://www.ipcc.ch/srocc/> dnia (2010,09,04).

## ZMIANA KLIMATU

- Kiktev, D., Sexton, D., Alexander, L.V., Folland C.K. (2003). Comparison of modelled and observed trends in indicators of daily climate extremes, *Journal of Climate*, 16, 3560–3571.
- Kuchcik, M. (2020). Mortality and thermal environment (UTCI) in Poland—long-term, multi-city study. *International Journal of Biometeorology*, doi.org/10.1007/s00484-020-01995-w.
- Kron, W., Eichner, J., Kundzewicz, Z.W. (2019). Reduction of flood risk in Europe – Reflections from a reinsurance perspective, *Journal of Hydrology*, 576, 197–209.
- Kundzewicz, Z.W. (2020). Variability of global mean annual temperature is significantly influenced by the rhythm of ocean-atmosphere oscillations. *Science of The Total Environment*, 747, 1879–1026.
- Kundzewicz, Z.W., Kozyra, J. (2011). Ograniczanie wpływu zagrożeń klimatycznych w odniesieniu do rolnictwa i obszarów wiejskich. *Polish Journal of Agronomy*, 7, 68–81.
- Kundzewicz, Z.W., Piniewski, M., Mezghani, A., Okruszko, T., Pińskwar, I., Kardel, I., Hov, R., Szcześniak, M., Szwed, M., Benestad, R.E., Marcinkowski, P., Graczyk, D., Dobler, A., Eirik J. Førland, E.J., O’Keefe, J., Choryński, A., Parding, K.M., Haugen, J.E. (2018). Assessment of climate change and associated impact on selected sectors in Poland. *Acta Geophysica*, 66, 1509–1523.
- Lenderink, G., van Meijgaard, E. (2008). Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes. *Nature Geoscience*, 1, 511–514.
- Meehl, G., et al., 2007. Global climate projections, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. edited by S. Solomon.
- Meinshausen, M., Smith, S.J., Calvin, K., Daniel, J.S., Kainuma, M.L.T., Lamarque, J.-F., Matsumoto, K., Montzka, S.A., Raper, S.C.B., Riahi, K., Thomson, A., Velders, G.J.M., van Vuuren, D.P.P. (2011). The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Climatic Change*, 109, 213–241.
- Morice, C.P., Kennedy, J.J., Rayner, N.A., Jones, P.D. (2012). Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: the HadCRUT4 dataset. *Journal of Geophysical Research*, 117, D08101, doi:10.1029/2011JD017187.
- Moss, R.H., Edmonds, J.A., Hibbard, K.A., Manning, M.R., Rose, S.K., van Vuuren, D.P., Carter, T.R., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., Meehl, G.A., Mitchell, J.F.B., Nakicenovic, N., Riahi, K., Smith, S.J., Stouffer, R.J., Thomson, A.M., Weyant, J.P., Wilbanks, T.J. (2010). The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463(7282), 747–756.
- Nieróbca, A. & Kozyra, J. (2010). Wpływ warunków pogodowych na plonowanie kukurydzy w Polsce. Mat. konf.: Produkcja i wykorzystanie kukurydzy uprawianej na cele spożywcze i przemysłowe, 29–30.
- Olesen, J.E. and Bindi, M. (2002): Consequences of climate change for European agricultural productivity, land use and policy, *European Journal of Agronomy*, 16, 239–262.
- Pall, P., Allen, M.R., Stone, D.A. (2007). Testing the Clausius-Clapeyron constraint on changes in extreme precipitation under CO<sub>2</sub> warming. *Climate Dynamics*, 28, 351–363.



- Pińskwar, I., Choryński, A., Graczyk, D., Szwed, M., Kundzewicz, Z.W. (2017). Zmiany opadów w Polsce. w: *Zmiany klimatu i ich wpływ na wybrane sektory w Polsce* red. Kundzewicz, Z.W., Hov, Ø., Okruszko, T., Poznań.
- Pińskwar, I., Choryński, A., Graczyk, D., Kundzewicz, Z.W. (2019). Observed changes in precipitation totals in Poland, *Geografie-Sbornik CGS*, 124(3), 237–264.
- Ruszkowska, M. (2010). Mszyce niosą kłopoty. pobrane z <http://www.farmer.pl/srodki-produkcji/ochrona-roslin/artykuly/mszyceniosa-klopoty,18018,0.html> dnia (2020.03.20).
- Rutgersson, A., Jaagus, J., Schenk, F., Stendel, N., Bärring, L., Briede, A., Claremar, B., Hanssen-Bauer, I., Holopainen, J., Moberg, A., Nordli, Ø., Rimkus, E., Wibig, J. (2015). Recent Change–Atmosphere. w: *The BACC II Author Team (red.). Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin* (ss. 69–97). *Regional Climate Studies*, Springer International Publishing.
- Schär, C., Vidale, P.L., Lüthi, D., Frei, C., Häberli, C., Liniger, L.A., Appenzeller, C. (2004). The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature*, 427, 332–336.
- Somorowska, U. (2019). Changes in Drought Conditions in Poland over the Past 60 Years Evaluated by the Standardized Precipitation-Evapotranspiration Index. *Acta Geophysica* 64(6), 2530–2549.
- Szcześniewska, J., Wibig, J. (2008). The influence of UHI on the intensity and duration of heatwaves. w: Kłysik, K., Wibig, J., Fortuniak, K.(eds), *Urban climate and bioclimate*, University of Lodz, Łódź, ss: 561–570.
- Szwed, M. (2019). Variability of precipitation in Poland under climate change. *Theoretical and Applied Climatology*, 135, 1003–1015.
- Szwed, M., Pińskwar, I., Kundzewicz, Z.W., Graczyk, D., Mezghani, A. (2017). Changes in snow cover in Poland. *Acta Geophysica*, 65, 65–76.
- Tomczyk, A.M., Bednorz, E. (2016). Heat waves in Central Europe and their circulation conditions. *International Journal of Climatology*, 36(2), 770–782.
- Tomczyk, A.M., Owczarek, M. (2020). Occurrence on strong and very strong heat stress in Poland and its circulation conditions. *Theoretical and Applied Climatology*, 139, 893–905.
- Tomczyk, A.M., Szyga-Pluta, K., Majkowska, A. (2015). Frost and frost-free periods in Poland and neighbouring countries. *Open Geoscience*, 7(1), 812–823.
- Tomczyk, A.M., Szyga-Pluta, K., Bednorz, E. (2019). The effect of macroscale circulation types on the length of the growing season in Poland. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 131, 1315–1325.
- Tomczyk, A.M., Szyga-Pluta, K., Bednorz, E. (2020). Occurrence and synoptic background of strong and very strong frost in Central Europe. *International Journal of Biometeorology*, 64, 59–70.
- Trenberth, K.E., Caron, J.M., Stepaniak, D.P., Worley, S. (2002). Evolution of El Niño – Southern Oscillation and global atmospheric surface temperatures, *Journal of Geophysical Research*, 107(D8), DOI: 10.1029/2000JD000298.
- Trenberth, K.E., Dai, A., Rasmussen, R.M., Parsons, D.B. (2003). The changing character of precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84, 1205–1217.
- Trenberth, K.E., Fasullo, J.T. (2013). An apparent hiatus in global warming? *Earth's Future*, 1, 19–32.

## ZMIANA KLIMATU

- Twardosz, R., Kossowska-Cezak, U. (2013) Exceptionally hot summers in Central and Eastern Europe (1951–2010). *Theoretical and Applied Climatology*, 112, 617–628.
- Twardosz, R., Kossowska-Cezak, U. (2015). Exceptionally hot and cold summers in Europe (1951–2010). *Acta Geophysica*, 63(1), 275–300.
- Twardosz, R., Kossowska-Cezak, U., Pelech, S. (2016) Extremely cold winter months in Europe (1951–2010). *Acta Geophysica*, 64(6), 2609–2629.
- Westra, S., Alexander, L.V., Zwiers, F.W. (2013). Global increasing trends in annual maximum daily precipitation. *Journal of Climate*, 26, 3904–3918.
- Wibig, J. (2018). Heat waves in Poland in the period 1951–2015: trends, patterns and driving factors. *Meteorology, Hydrology and Water Management - Research and Operational Application*, 6(1), 2–9.
- Wibig, J., Głowicki, B. (2002). Trends in minimum and maximum temperature in Poland. *Climate Research*, 20, 123–133
- Wibig, J., Piotrowski, P. (2018). Impact of the air temperature and atmospheric circulation on extreme precipitation in Poland. *International Journal of Climatology*, 38, 4533–4549.
- Wibig, J., Podstawczyńska, A., Rzepa, M., Piotrowski, P. (2009a). Heatwaves in Poland – Frequency, Trends and Relation to Atmospheric Circulation. *Geographia Polonica*, 82(1), 33–46.
- Wibig, J., Podstawczyńska, A., Rzepa, M., Piotrowski, P. (2009b). Coldwaves in Poland – Frequency, Trends and Relation to Atmospheric Circulation. *Geographia Polonica*, 82(1), 47–60.
- WMO, (2020). WMO statement on the state of the global climate in 2019, WMO. No. 1248, Geneva, 44 str, pobrane z [https://library.wmo.int/doc\\_num.php?explnum\\_id=10211](https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=10211), dnia (2020.09.04).
- Wypych, A., Sulikowska, A., Ustrnul, Z., Czekierda, D. (2017). Variability of growing degree days in Poland in response to ongoing climate change in Europe. *International Journal of Bioclimatology*, 61, 49–59.
- Yiou, P., Cattiaux, J., Faranda, D., Kadygrov, N., Jézéquel, A., Naveau, P., Ribes, A., Robin, Y., Thao, S., van Oldenborgh, G.J., Vrac, M. (2020). Analyses of the Northern European summer heatwave 2018. [w “Explaining Extremes of 2018 from a Climate Perspective”]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 101(1), S35–S40.