

* 修訂版

氣候變遷 2013

CLIMATE CHANGE 2013

物理科學基礎

The Physical Science Basis

給決策者摘要

Summary for Policymakers

原文取自政府間氣候變遷專門委員會 (IPCC)

氣候變遷第五次評估報告－第一工作小組報告 (AR5 Working Group I)

科技部「臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置」(TCCIP) 計畫 編譯

科技觀



SPM

給決策者摘要

草案作者：

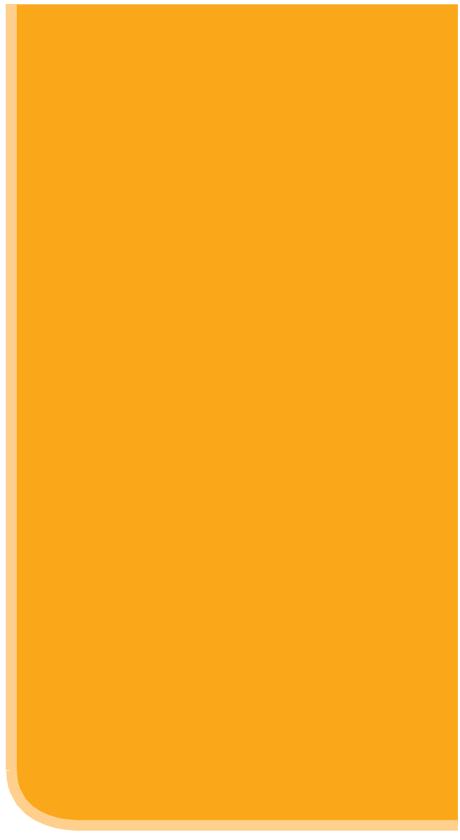
Lisa V. Alexander (Australia), Simon K. Allen (Switzerland/New Zealand), Nathaniel L. Bindoff (Australia), François-Marie Bréon (France), John A. Church (Australia), Ulrich Cubasch (Germany), Seita Emori (Japan), Piers Forster (UK), Pierre Friedlingstein (UK/Belgium), Nathan Gillett (Canada), Jonathan M. Gregory (UK), Dennis L. Hartmann (USA), Eystein Jansen (Norway), Ben Kirtman (USA), Reto Knutti (Switzerland), Krishna Kumar Kanikicharla (India), Peter Lemke (Germany), Jochem Marotzke (Germany), Valérie Masson-Delmotte (France), Gerald A. Meehl (USA), Igor I. Mokhov (Russian Federation), Shilong Piao (China), Gian-Kasper Plattner (Switzerland), Qin Dahe (China), Venkatachalam Ramaswamy (USA), David Randall (USA), Monika Rhein (Germany), Maisa Rojas (Chile), Christopher Sabine (USA), Drew Shindell (USA), Thomas F. Stocker (Switzerland), Lynne D. Talley (USA), David G. Vaughan (UK), Shang-Ping Xie (USA)

對草案有貢獻的作者：

Myles R. Allen (UK), Olivier Boucher (France), Don Chambers (USA), Jens Hesselbjerg Christensen (Denmark), Philippe Ciais (France), Peter U. Clark (USA), Matthew Collins (UK), Josefino C. Comiso (USA), Viviane Vasconcellos de Menezes (Australia/Brazil), Richard A. Feely (USA), Thierry Fichefet (Belgium), Arlene M. Fiore (USA), Gregory Flato (Canada), Jan Fuglestvedt (Norway), Gabriele Hegerl (UK/Germany), Paul J. Hezel (Belgium/USA), Gregory C. Johnson (USA), Georg Kaser (Austria/Italy), Vladimir Kattsov (Russian Federation), John Kennedy (UK), Albert M. G. Klein Tank (Netherlands), Corinne Le Quéré (UK), Gunnar Myhre (Norway), Timothy Osborn (UK), Antony J. Payne (UK), Judith Perlwitz (USA), Scott Power (Australia), Michael Prather (USA), Stephen R. Rintoul (Australia), Joeri Rogelj (Switzerland/Belgium), Matilde Rusticucci (Argentina), Michael Schulz (Germany), Jan Sedláček (Switzerland), Peter A. Stott (UK), Rowan Sutton (UK), Peter W. Thorne (USA/Norway/UK), Donald Wuebbles (USA)

此決策者摘要引用時須註明如下：

IPCC, 2013: Summary for Policymakers. In: *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.



A. 引言

這份「政府間氣候變遷專門委員會第五次評估報告—第一工作小組報告」(WGIA5) 檢視許多關於氣候變遷的新證據，這些證據均以獨立科學分析為基礎，包括氣候系統的觀測、古氣候文獻、氣候過程的理論研究和氣候模式的模擬等。這份報告以氣候變遷第四次評估報告 (AR4) —第一工作小組報告為基礎，並包含後續的新研究結果。在氣候變遷第五次評估報告發布的，政府間氣候變遷專門委員會的「促進氣候變遷調適之風險管理-針對極端事件及災害」特別報告 (Special Report on Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation, SREX) 為本報告中提及的極端天氣和氣候事件的變遷提供了重要的基礎資訊。

本「給決策者摘要」(Summary for Policymakers, SPM) 依循第一工作小組報告的結構，為一系列綜合性重點結論集結而成的簡明摘要。主要章節的開頭以斜體標示的文字簡述此評估報告的方法基礎。

在這份評估報告中，關鍵發現的確定性程度是由作者群評估其對相關科學知識的瞭解程度而定，並以定性的可信度表達 (從「非常低」到「非常高」)，在可能的情況下，則以量化的機率表示 (從「幾乎不可能」到「幾乎確定」)。一項結果正確與否的可信度取決於證據的類型、數量、品質和一致性 (例如資料、對機制的理解、理論、模式、專家判斷) 以及共識程度¹。以量化的機率表達結果的不確定性時，則依據觀測或模式結果(或兩者兼具)的統計分析以及專家判斷來評估²。在適當的情況下，結果也會以事實陳述的方法呈現，而不採用不確定性的語詞來描述。(關於 IPCC 用以表達不確定性所使用的特定術語之細節，請參照報告全文第一章和文字框 TS.1)

這份「給決策者摘要」各段落的詳細內容可參閱報告全文及技術摘要。原報告章節的索引均以大括號標示。

B. 氣候系統已觀測到的變化

氣候系統觀測的依據來自直接測量以及透過衛星和其他平臺的遙測。全球尺度的觀測

- 1 這本給決策者摘要使用以下術語以描述證據的充足程度：「有限的」、「中等」、「充分的」；並以「低度」、「中度」、「高度」描述共識程度。可信度分為五個等級：非常低、低、中等、高、非常高，並以斜體表示，如*中等可信度*。針對某項結果背後證據的充足程度和共識程度的陳述，可能以不同的可信度標示，但證據越充足，共識度越高，則相對的可信度也更高 (欲了解更多細節，請參照報告全文第一章和文字框 TS.1)。
- 2 這本給決策者摘要使用以下術語表示某結果會發生的可能性評估：「幾乎確定」表示發生機率 99-100%，「非常可能」表示發生機率 90-100%，「可能」表示發生機率 66-100%，「或許可能」表示發生機率 33-66%，「不可能」表示發生機率 0-33%，「非常不可能」表示發生機率 0-10%，「幾乎不可能」表示發生機率 0-1%。在合適的情況下，也可能使用其他用語 (「極有可能」表示發生機率 95-100%，「比較可能」表示發生機率 >50-100%，和「極不可能」表示發生機率 0-5%)。經評估過的可能性以斜體標示，如*非常可能* (欲了解更多細節，請參照報告全文第一章和文字框 TS.1)。

始於十九世紀中期儀器時代 (*instrumental era*) 對於氣溫和其他變數的量測。從1950年起，開始有更全面而多樣的觀測。透過古氣候的重建，資料可回溯到數百年至數百萬年前。綜合這些資料可提供對於大氣、海洋、冰雪圈及地表的變異與長期變遷的全面性檢視。

氣候系統的暖化是毋庸置疑的。從 1950 年開始，許多被觀測到的氣候變化是在過去數十年到數千年間都未曾發生過的。大氣和海洋變暖，冰雪量減少，海平面上升，溫室氣體濃度也增加。(請參照圖 SPM.1, SPM.2, SPM.3 及 SPM.4)。{2.2, 2.4, 3.2, 3.7, 4.2 至 4.7, 5.2, 5.3, 5.5 及 5.6, 6.2, 13.2}

B.1 大氣

地表溫度在最近的三個十年比自 1850 年以來的任何一個十年都溫暖(見圖 SPM.1)。在北半球，1983-2012 年可能 (*likely*) 是過去 1400 年來最暖的 30 年。(中等可信度 *medium confidence*)。{2.4 5.3}

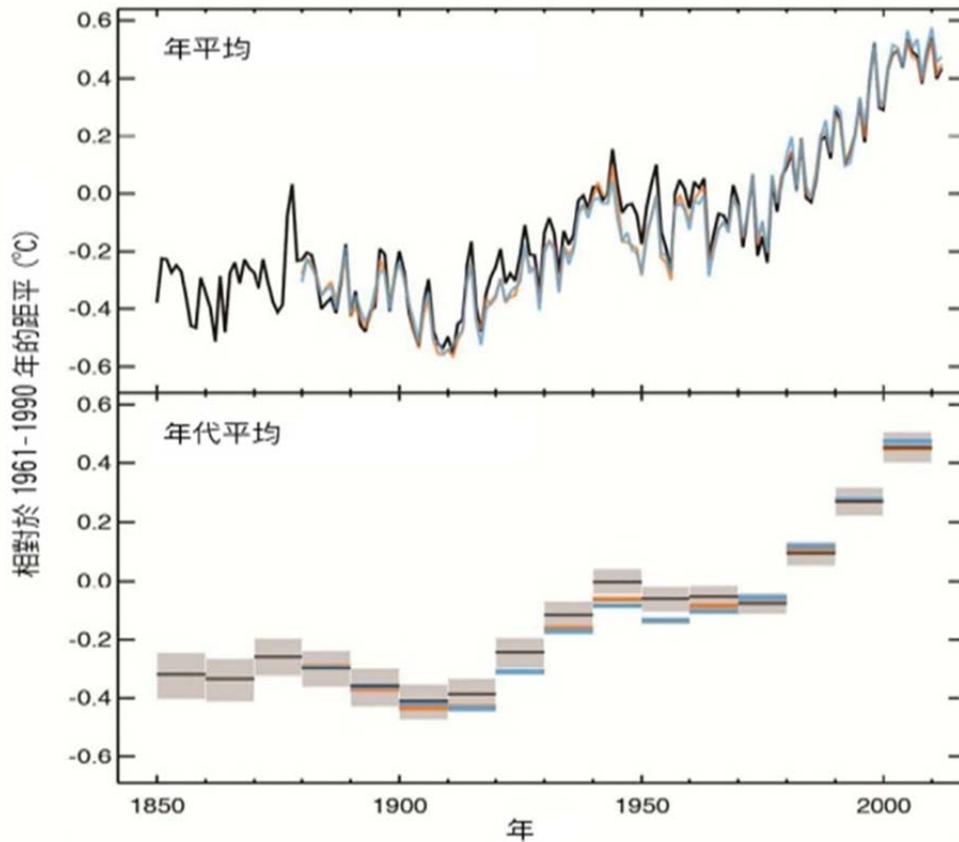
- 結合多組獨立產製的資料所計算出的全球平均陸地和海洋表面溫度的線性趨勢，顯示在 1880 至 2012 年間，暖化程度為 $0.85 [0.65-1.06]^{\circ}\text{C}^3$ 。根據資料中時間最長的一組資料，1850-1900 年和 2003-2012 年間，兩段時期間的平均溫度增加了 $0.78 [0.72-0.85]^{\circ}\text{C}^4$ 。(圖 SPM.1a) {2.4}
- 在資料量足以進行區域趨勢計算的最長區間 (1901-2012 年)，幾乎全球的地表或海表都呈現暖化的趨勢。(圖 SPM.1b) {2.4}
- 除了明顯的多年代尺度的暖化，全球平均地表溫度也呈現明顯的年代和年際尺度變化 (圖 SPM.1)。由於自然的變異，依據短期紀錄計算的趨勢很容易受起始和結束日期選擇的影響，通常無法反應長期的氣候趨勢。例如，過去 15 年因為起始年正好是一個強烈聖嬰事件，暖化速率 (1998-2012 年；每十年溫度升高 $0.05 [-0.05-0.15]^{\circ}\text{C}$) 就小於從 1951 年開始計算的暖化速率 (1951-2012 年；每十年溫度升高 $0.12 [0.08-0.14]^{\circ}\text{C}$)⁵。{2.4}
- 陸塊尺度的地表溫度重建結果顯示，在中世紀氣候異常期 (950-1250 年) 的某些年代，某些區域和二十世紀晚期一樣溫暖，且此結果具有高可信度 (*high confidence*)。但這些區域性暖期的出現並不像二十世紀晚期的暖期一樣有跨區域的一致性 (高可信度 *high confidence*)。{5.5}

3 在氣候變遷第五次評估報告—第一工作小組中，除非另行說明，以 90% 不確定性的區間來定量表達不確定性。此 90% 的不確定性區間以方括號顯示，代表預期估計值有 90% 可能性會落入此區間。不確定性區間不一定對稱於最佳估計值；如果可以，會呈現最佳估計值。

4 這裡介紹的兩種方法也曾用於氣候變遷第四次評估報告。第一種方法透過求取 1880 至 2012 年間的所有點的最適線性趨勢計算差異。第二種方法分別計算 1850 至 1900 年和 2003 至 2012 年這兩段時期平均值之間的差異。因此，所得的差異值和它們的 90% 不確定區間無法直接相比較 (2.4)。

5 在以 1995、1996 和 1997 年為起點的三個十五年中，變化趨勢分別為每十年 $0.13 [從 0.02 到 0.24]$ 、 $0.14 [從 0.03 到 0.24]$ 和 $0.07 [從 -0.02 到 0.18]^{\circ}\text{C}$ 。

(a) 觀測到的 1850 年至 2012 年全球平均地表與海表溫度距平的變化



(b) 觀測到的 1901 年至 2012 年地表與海表平均溫度的變化

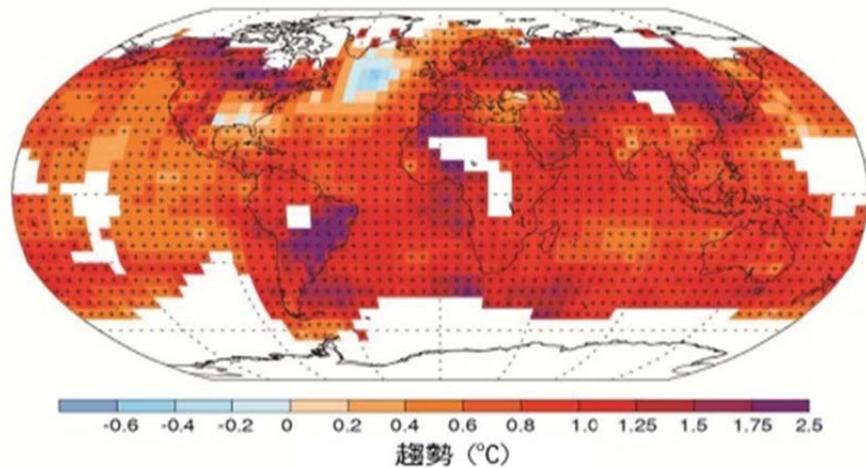


圖 SPM.1：(a) 1850 至 2012 年間，取自三組不同資料的全球陸地和海洋表面溫度的觀測平均值與距平值。上圖：年平均值；下圖：十年平均值，包括其中一組資料的不確定性估計 (黑色線)。距平值是相對於 1961-1990 年平均值計算而得。(b) 1901 至 2012 年間觀測到的表面溫度變化，由前述其中一組資料 (圖 a 中的橘色線) 經線性迴歸所得之溫度趨勢而得。在可取得資料量充足的地區才計算溫度的趨勢 (即網格中資料完整程度高於 70%，且在計算時段內最初及最末 10% 的時段中，可取得的資料程度超過 20% 的區域)，其餘的區域留白。趨勢達 10% 統計顯著性的網格以「+」標示。各組資料清單和進一步的技術細節，請參閱「技術摘要補充資料」。{圖 2.19 至圖 2.21；圖 TS.2}

- 全球對流層自二十世紀中期開始增暖，是幾乎確定 (*virtually certain*) 的。由於具有較完整的觀測，北半球溫帶對流層溫度變化的估計比其他區域的估計有較高可信度。北半球溫帶對流層的暖化速率和暖化之垂直結構變化的估計為中等可信度 (*medium confidence*)，其他區域則為低可信度 (*low confidence*)。{2.4}
- 對於1901年以後全球陸地的平均降水量變化之估計，1951年以前的可信度低，1951年之後則為中等 (*medium*)。自1901年起，北半球中緯度陸地平均降水量是增加的 (1951年以前為中等可信度 *medium confidence*，而之後則為高可信度 *high confidence*)。其他緯度地區的長期區域平均之正負趨勢皆為低可信度 (*low confidence*)。{TS TFE.1，圖SPM.2，2.5}
- 約自1950年起，人類已觀測到許多極端天氣和氣候事件的變遷 (詳如表SPM.1)。非常可能 (*very likely*) 的是，以全球尺度而言，寒日和寒夜的次數已經減少，而暖日和暖夜的次數已經增加。在歐洲、亞洲、和澳洲的許多區域，熱浪的頻率可能 (*likely*) 已經增加⁶。陸地上豪大雨事件增加的區域可能 (*likely*) 多於減少的區域。在北美和歐洲，豪大雨事件的頻率和強度可能 (*likely*) 已經增加。對於其他陸塊上的豪大雨事件變化的評估最多只有中等可信度 (*medium confidence*)。{2.6}

過去觀測到的陸地降雨變化

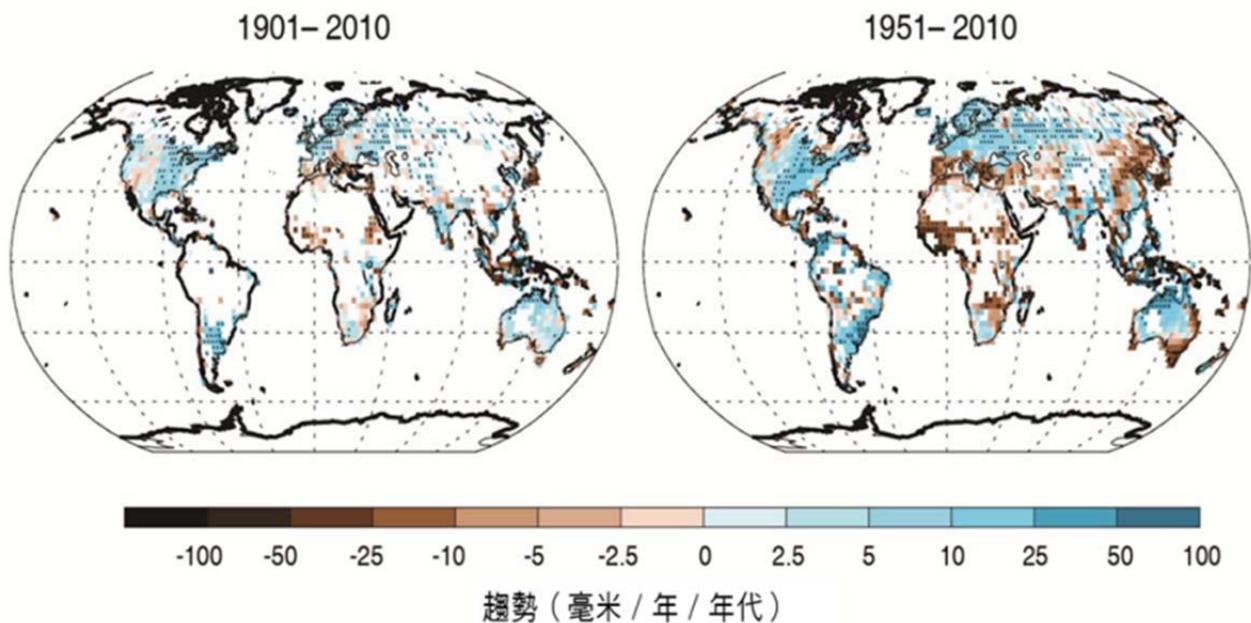


圖 SPM.2：由單一觀測資料計算得之 1901-2010 年和 1951-2010 年的降水量變化圖 (趨勢的計算使用和圖 SPM.1b 相同之準則)。進一步的技術細節可參閱「技術摘要補充資料」。{TS.TFE.1 圖 2，圖 2.29}

⁶以下術語的定義請參考詞彙表：寒日/寒夜、暖日/暖夜、熱浪。

表 SPM.1: 極端天氣與氣候事件：在全球尺度下，評估近年來觀測到的變遷、人類的影響程度，以及 21 世紀早期 (2016-2035) 與 21 世紀後期 (2081-2100) 進一步變遷的推估。黑粗體字代表 AR5 根據 SREX (藍色) 或 AR4 (紅色) 修訂過*的全球尺度評估。以往的評估報告中並未提供 21 世紀早期的推估。AR5 中的推估以 1986-2005 年為參考基準時期，並使用新版的「代表濃度途徑」(RCP) 情境，除非另行指明是(請參照文字框 SPM.1)。關於極端天氣與氣候事件的定義請參照詞彙表。

現象與趨勢走向	對變遷是否發生的評估 (皆為 1950 年至今, 除非另外註明)	人類對觀測到的變遷的影響	進一步變遷的可能性	
			21 世紀早期	21 世紀後期
大多數陸地地區變得較暖及/或寒日及寒夜減少	非常可能	非常可能	可能	幾乎確定
	非常可能 非常可能	可能 可能		幾乎確定 幾乎確定
大多數陸地地區變得較暖及/或暖日及暖夜更頻繁	非常可能	非常可能	可能	幾乎確定
	非常可能 非常可能	可能 可能 (僅限熱夜)		幾乎確定 幾乎確定
暖期/熱浪: 大多數陸地地區的頻率及/或持續時間增加	中等可信度 在全球尺度上	可能	未正式評估	非常可能
	可能 在歐洲、亞洲及澳洲的大範圍區域	未正式評估		非常可能
豪大雨事件: 發生的頻率、強度及/或降雨量增加	中等可信度 在許多 (但非全部) 地區	比較可能		非常可能
	可能 陸地上增加的區域多於減少的區域	中等可信度	可能 許多陸地地區	非常可能 大部分中緯度陸地地區及潮濕熱帶地區
乾旱的強度及/或持續時間增加	可能 陸地上增加的區域多於減少的區域	中等可信度		可能 許多地區
	可能 大多數陸地地區	比較可能		非常可能 大部分陸地地區
強烈熱帶氣旋活動增加	低等可信度 在全球尺度	低可信度	低可信度	可能 (中等可信度) 區域尺度到全球尺度
	可能 部分地區	中等可信度		中等可信度 部分地區
極端高海平面發生率及/或程度增加	中等可信度 部分地區	比較可能		可能
	可能 許多地區 自 1970 年以來	中等可信度		可能
強烈熱帶氣旋活動增加	低可信度 長期 (世紀尺度) 的變遷	低可信度	低可信度	比較可能 西北太平洋及北大西洋海域
	幾乎確定 北大西洋 自 1970 年以來	低可信度		比較可能 部分海域
極端高海平面發生率及/或程度增加	低可信度	低可信度		可能
	可能 (部分地區 自 1970 年以來)	比較可能		可能
極端高海平面發生率及/或程度增加	可能 (自 1970 年以來)	可能	可能	非常可能
	可能 (20 世紀後期)	可能		非常可能
	可能	比較可能		可能

*直接比較不同評估報告是很困難的。對於部分氣候變數，評估的面向不同，而且 SREX 和 AR5 都根據修改過後的指引來標示不確定性。新資訊的可取得程度、改進的科學了解、資料與模式的持續分析及評估研究中使用方法的特定差異都對評估結果的修正有影響。

說明：

- (a) 以可取得的個案研究為基礎評估造成衝擊的因素。在某些區域，人類活動的影響可能使已觀測到的熱浪發生機率增加超過一倍。
- (b) 模式推估近未來 (near-term) 熱浪和暖期的持續時間、強度和空間範圍都將增加。
- (c) 在大多數的陸塊，變化趨勢的可信度均不高於中等可信度，例外的是北美和歐洲，這兩個洲的豪大雨事件的頻率或強度可能已經增加，且呈現季節性和/或區域性的變化。北美洲中部非常可能也已呈現增長的趨勢。
- (d) 地中海和西非地區的乾旱頻率和強度可能已經增加，而北美洲中部和澳洲西北部則可能已經減少。
- (e) AR4 評估了受乾旱影響的區域。
- (f) SREX 的評估 (中等可信度) 認為人為活動影響了二十世紀後半觀測到的乾旱型態的變遷，其依據是認為人為作用對降水和溫度變化都有影響。SREX 對在單一地區導致乾旱變化的原因之評估具有低可信度。
- (g) 對於土壤濕度變化的推估具有低可信度。
- (h) 在 RCP8.5 情境中，根據區域和全球性的模擬，推估在本世紀末目前的乾燥區域可能 (中等可信度) 土壤溼度會下降且農業乾旱更頻繁發生。在地中海、美國西南部和非洲南部出現的土壤濕度下降現象，與推估的哈德雷環流變化和表面溫度上升一致，因此在 RCP8.5 情境中，在本世紀末這些區域可能出現表面乾化的現象 (高可信度)。
- (i) 北大西洋上空的氣溶膠作用力減少對該區域自 1970 年代以來觀測到的熱帶氣旋活動增加起了至少部分的作用 (中等可信度)。
- (j) 依據專家判斷以及採用 SRES A1B (或類似) 情境推估所得的評估結果。
- (k) 歸因 (attribution) 的依據是所觀測到的海平面高度極端值變化和海平面高度平均值變化之間的密切關係。
- (l) 極端高海平面高度的增加主要是由平均海平面高度的上升所引起的 (高可信度)。對於特定區域的風暴度和相關的暴潮之推估僅有低可信度。
- (m) SREX 評估認為平均海平面的上升非常可能對未來極端海岸高水位的上升趨勢有影響。

B.2 海洋

1971 年至 2010 年間地球氣候系統能量的增加主要反應於海洋暖化，因為超過 90% 的能量累積於海洋中。上層海水 (0-700 公尺) 溫度的暖化 (請參照圖 SPM.3)，在 1971 年至 2010 年期間是幾乎確定 (*virtually certain*) 的，也可能 (*likely*) 發生於 1870 年代至 1971 年間 {3.2, 文字框 3.1}。

- 就全球尺度而言，海洋暖化最多的是在接近海表面之處。在 1971 年至 2010 年間，海平面以下 75 公尺以內的上層海水每十年增暖 0.11 [0.09-0.13]°C。自 AR4 發表後，上層海水溫度紀錄的儀器偏差問題已經被確認並且減低，因此對這些變化的評估更具信心。{3.2}
- 自 1957 至 2009 年間，海平面以下 700 公尺至 2000 公尺間的海水可能 (*likely*) 增暖了。自 1992 年至 2005 年間，已有足夠的觀測可提供科學家評估全球海平面 2000 公尺以下的溫度變化。這段時間內，海平面以下 2000 公尺至 3000 公尺之間的觀測海溫可能 (*likely*) 沒有顯著的變化趨勢，海平面以下 3000 公尺到海底之間的海水可能 (*likely*) 增暖，其中增暖最多的是南大洋。{3.2}
- 在具有相對較多觀測資料的 1971-2010 年這四十年期間，氣候系統的淨能量增加量的 60% 儲存在海洋上層 (0-700 公尺)，約 30% 儲存在海面 700 公尺以下。以線性趨勢估計，在這段期間上層海洋熱容量的增加可能 (*likely*) 為 $17 [15-19] \times 10^{22}$ 焦耳⁷ (圖 SPM.3)。{3.2, 文字框 3.1}
- 在 2003 年至 2010 年間，0-700 公尺的海洋熱容量或許可能 (*about as likely as not*) 比 1993-2002 年增加得慢 (圖 SPM.3)。在年際變化較小的 700 公尺至 2000 公尺間海域，海洋對熱的吸收在 1993-2009 年間可能 (*likely*) 持續不減。{3.2, 文字框 9.2}
- 自 1950 年代以來，非常可能 (*very likely*) 在以蒸發為主的高鹽度海域中，海水已經變得更鹹，而在以降水為主的低鹽度海域，海水已經變得更淡。這種海水鹽度的區域變化趨勢間接證明海面的蒸發和降水已經改變 (中等可信度 *medium confidence*)。{2.5, 3.3, 3.5}
- 根據整體大西洋經向翻轉環流 (Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC) 的長達十年的紀錄以及個別大西洋經向翻轉環流支流的更長時間紀錄，尚無觀測證據顯示大西洋經向翻轉環流的變化趨勢。{3.6}

B.3 冰雪圈

過去 20 年，格陵蘭與南極的冰層質量持續損失，冰川退縮也繼續在世界各地發生。北極與北半球春雪覆蓋面積持續減少 (高信心度)。(見 SPM.3)。{4.2-4.7}

7 若持續以 1 W m^{-2} 的速率從海表面向海洋加熱一年，海洋熱容量將增加 1.1×10^{22} J (焦耳)。

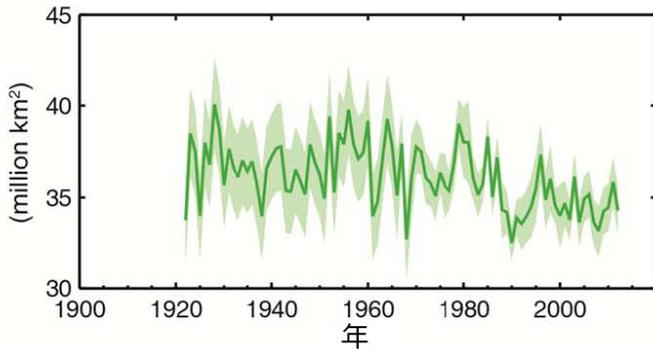
- 在1971至2009年間，世界各地平均的冰川冰量損失⁸速率 (不包括冰層外圍的冰川⁹)，非常可能 (very likely) 是226 [91-361] Gt yr⁻¹，在1993年至2009年¹⁰間非常可能 (very likely) 達到275 [140-410] Gt yr⁻¹。{4.3}
- 2002至2011年間，格陵蘭冰層的冰量損失平均速率非常可能 (very likely) 從1992至2001年間的34 [-6-74] Gt yr⁻¹大幅增加為215 [157-274] Gt yr⁻¹。{4.4}
- 南極冰層的冰量損失平均速率可能 (likely) 已經從1992-2001年間的30 [-37-97] Gt yr⁻¹增加至2002-2011年間的147 [72-221] Gt yr⁻¹。有非常高可信度顯示，這些損失主要來自北南極半島和南極洲西部的阿蒙森海區域。{4.4}
- 在1979至2012年間，北極海冰覆蓋範圍的年平均量持續減少，其速率非常可能 (very likely) 為每十年3.5%至4.1%之間 (即每十年0.45-0.51百萬平方公里)，而夏季海冰極低值 (常年海冰) 的減少速率非常可能 (very likely) 在每十年9.4%到13.6% (即每年0.73-1.07百萬平方公里) 之間。十年平均之北極海冰範圍的平均減少速率在夏季時最快 (高可信度high confidence)；自1979年以來的每個年代，每一季節的海冰範圍都在減少 (高可信度high confidence) (圖SPM.3)。根據重建資料顯示，在過去三十年間，北極夏季海冰的縮減是史無前例的，而且海表面溫度在過去至少1,450年這段時期中，處於異常偏高的狀態 (中等可信度medium confidence)。{4.2, 5.5}
- 在1979至2012年間，南極海冰範圍的年平均量非常可能 (very likely) 以每十年1.2%至1.8%的速率增加 (即每十年0.13-0.20百萬平方公里)。有很高的可信度顯示，此年增加率有很大的區域差異，即在某些區域海冰範圍增加，在其他區域則減少。{4.2}
- 北半球的雪覆蓋範圍自二十世紀中期以來已經減少 (非常高可信度 very high confidence)，請參照圖SPM.3)。在1967到2012年間，北半球在三、四月份的雪覆蓋範圍每十年減少1.6 [0.8-2.4] %，六月的覆蓋範圍每十年減少11.7 [8.8-14.6] %。在這段期間，無論任何月份北半球的雪覆蓋範圍都未呈現達統計顯著性的增加。{4.5}
- 有高可信度顯示，自1980年代初期起，大部分地區的永凍土溫度都已升高。在北阿拉斯加部分地區觀測到多達3°C的升溫 (1980年代初期至20世紀中期)，在俄羅斯歐北 (Russia European North) 部分地區也觀測到多達2°C的升溫 (1971至2010年)。在1975至2005年間，在俄羅斯歐北區亦觀測到永凍土厚度與永凍土面積可觀的減少量 (中等可信度medium confidence)。{4.7}
- 多方證據皆支持自二十世紀中期起，北極暖化非常顯著。{文字框5.1, 10.3}

8關於「冰損失」和「質量損失」均指淨量冰損失，等同於累積量減去融化量和冰山崩解量。

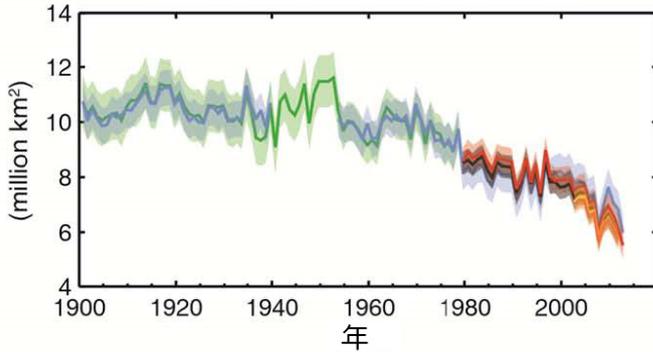
9由於研究方法的考量，評估南極和格陵蘭冰層的冰量損失時已包含外圍冰川的變化，因此這些外圍冰川不包含在和冰川相關的數值中。

10 100 Gt yr⁻¹的冰損失量約相當於全球平均海平面上升 0.28 mm yr⁻¹。

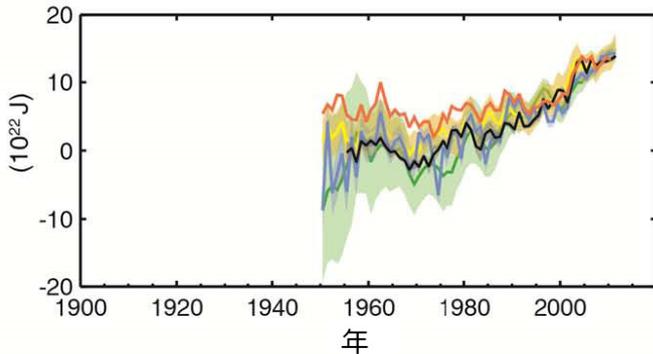
(a) 北半球春雪覆蓋面積



(b) 北極夏季海冰覆蓋範圍



(c) 全球平均上層海洋熱容量的變化



(d) 全球平均海平面變化

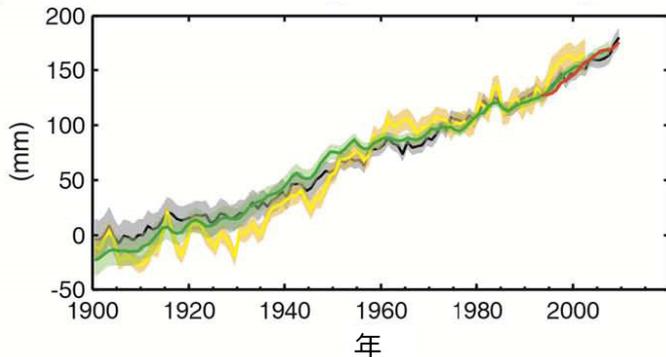


圖 SPM.3：多項全球氣候變遷的觀測指標：(a) 北半球三、四月份 (春季) 平均的雪覆蓋面積，(b) 北極七至九月份 (夏季) 平均的海冰範圍，(c) 相對於1970年平均值的全球平均上層海洋 (0–700公尺) 熱容量變化，不同資料都以2006至2010年間數值為準重新排列對齊，(d) 全球平均海平面高度的變化，變化量以相對於最長的資料的1900至1905年平均值來表示；其中不同資料組都重新調整過，讓每組資料在1993年 (該年為使用衛星觀測海平面高度的起始年) 的數值一致。所有的時間序列 (不同顏色的線代表不同的觀測資料) 顯示的是年平均值，以有顏色的陰影標示評估的不確定性範圍。關於所使用的資料清單，請參閱「技術摘要補充資料」。{圖 3.2，圖 3.13，圖 4.19，和圖 4.3；FAQ 2.1，圖 2；圖 TS.1}

B.4 海平面

自十九世紀中期起，海平面上升的速率高於過去 2000 年期間的平均速度 (高可信度 *high confidence*)。在 1901 至 2010 年間，全球海平面平均上升 0.19 [0.17 至 0.21] 公尺 (請參照圖 SPM.3)。{3.7, 5.6, 13.2}

- 代用資料 (proxy data) 和儀器監測數據顯示，十九世紀末期到二十世紀初期是海平面上升的轉變期，海平面上升速率從過去 2000 年以來相對較慢的速率轉變為較快 (高可信度 *high confidence*)。可能 (*likely*) 自二十世紀初以來，全球海平面的平均上升速率就已經持續增加。{3.7, 5.6, 13.2}
- 在 1901 年至 2010 年間，全球海平面的平均上升速率非常可能為 1.7 [1.5-1.9] mm yr⁻¹，在 1971 至 2010 年間非常可能為 2.0 [1.7-2.3] mm yr⁻¹，在 1993 年至 2010 年間非常可能已達 3.2 [2.8-3.6] mm yr⁻¹。關於上述最後一個時期的較高上升速率，驗潮儀和衛星測高數據的結果是一致的。在 1920 年至 1950 年間也可能出現過類似的高海平面上升速率。{3.7}
- 自 1970 年代初期起，氣候暖化所導致的冰川質量損失和海洋熱膨脹大約可解釋觀測到的全球平均海平面上升的 75% (高可信度 *high confidence*)。在 1993 至 2010 年間，全球平均海平面的上升量 (高可信度 *high confidence*) 與以下觀測結果的總和一致，包括氣候暖化導致的海洋熱膨脹 (1.1 [0.8-1.4] mm yr⁻¹) 以及冰川 (0.76 [0.39-1.13] mm yr⁻¹)、格陵蘭冰層 (0.33 [0.25-0.41] mm yr⁻¹)、南極冰層 (0.27 [0.16-0.38] mm yr⁻¹) 和陸地水儲藏量 (0.38 [0.26-0.49] mm yr⁻¹) 的改變。這些結果的總和是 2.8 [2.3-3.4] mm yr⁻¹。{13.3}
- 在上一次間冰期 (距今 129,000-116,000 年) 的數千年間，全球平均海平面的極大值至少比目前的海平面高出 5 公尺 (非常高可信度 *very high confidence*) 但不超過 10 公尺 (高可信度 *high confidence*)。在上一次間冰期，格陵蘭冰層的變化非常可能導致全球平均海平面上升 1.4-4.3 公尺，這意味著海平面上升應該還有來自南極冰層融化的額外貢獻 (中等可信度 *medium confidence*)。這些海平面的變遷發生時，地球所處的天文軌道作用力和現今不同且高緯地表溫度 (就數千年平均而言) 比現今至少高 2°C (高可信度 *high confidence*)。{5.3, 5.6}

B.5 碳循環與其它生地化循環

大氣層中的二氧化碳、甲烷和一氧化二氮濃度已經上升到至少是八萬年來的最高峰。自前工業時代以來，二氧化碳濃度增加了 40%，主要來自化石燃料排放，其次是土地利用變化造成的淨排放量。在人類排放的二氧化碳中，約 30% 由海洋吸收，進而導致海洋酸化 (請參照圖 SPM.4)。{2.2, 3.8, 5.2, 6.2, 6.3}

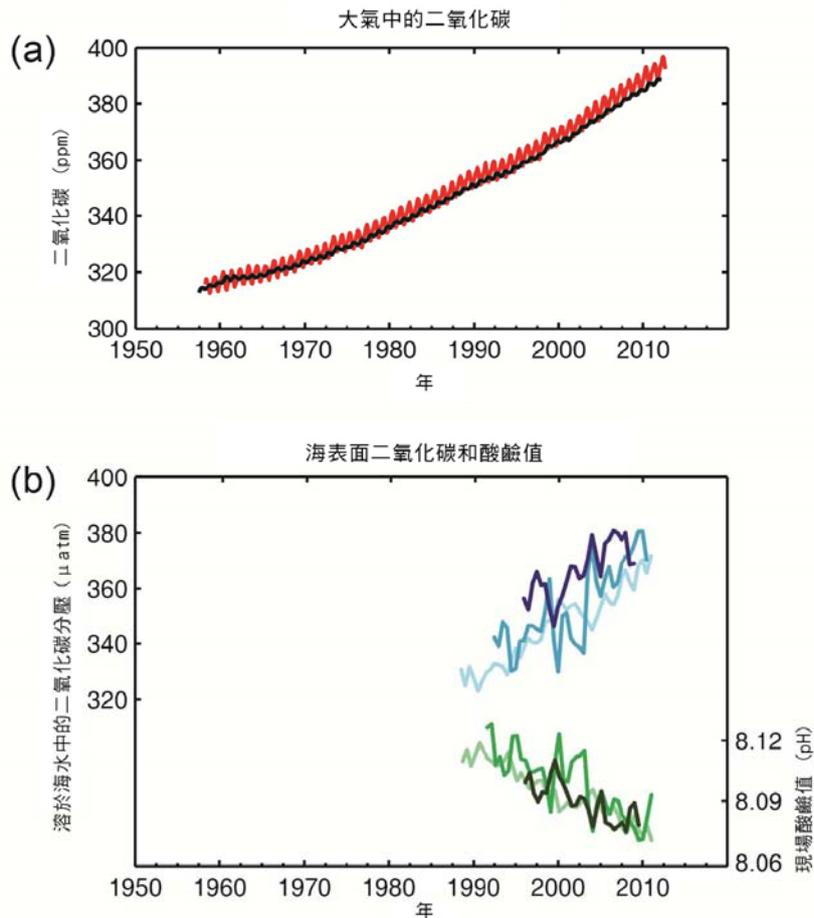


圖 SPM.4：多項全球碳循環變遷的觀測指標：(a) 自 1958 年起在 夏威夷 Mauna Loa (19°32'N，155°34'W - 紅色) 和南極 (89°59'S，24°48'W - 黑色) 測量到的大氣二氧化碳濃度；(b) 溶解在海洋表面的二氧化碳分壓 (藍色曲線) 和現場 PH 值 (綠色曲線)，後者是量度海水酸度的指標。觀測數據來自分布在大西洋 (29°10'N，15°30'W - 深藍色/深綠色；31°40'N，64°10'W - 藍色/綠色) 和太平洋 (22°45'N，158°00'W - 淺藍色/淺綠色) 的三個測站。上述觀測的細節請參照完整報告和「技術摘要補充資料」。{圖 2.1 和 3.18；圖 TS.5}

- 自 1750 年來，人類活動已導致大氣中的二氧化碳 (CO₂)、甲烷 (CH₄) 和一氧化二氮 (N₂O) 等溫室氣體的濃度上升。至 2011 年，這些溫室氣體的濃度已達 391 ppm¹¹、1803 ppb 和 324 ppb，分別超出工業時代之前濃度達 40%、150% 和 20%。{2.2，5.2，6.1，6.2}
- 目前二氧化碳、甲烷和一氧化二氮的濃度已大幅超出過去八十萬年來冰芯中曾記錄到的最高濃度。過去一個世紀中，大氣中溫室氣體濃度的平均上升速率是過去 22,000 年來史無前例的高 (非常高可信度 *very high confidence*)。{5.2，6.1，6.2}
- 2002 年至 2011 年間，平均每年因燃燒化石燃料和生產水泥而排放的二氧化碳為 8.3 [7.6 至

¹¹ ppm (百萬分率) 或 ppb (十億分率，10 億 = 1,000 百萬) 是乾空氣中某種氣體分子數與所有分子數之比率。例如，300 ppm 代表乾空氣中，每一百萬個分子中有 300 個是某種氣體的分子。

9.0] $\text{GtC}^{12} \text{ yr}^{-1}$ (高可信度 *high confidence*)，於2011年達9.5 [8.7-10.3] GtC yr^{-1} ，比1990年的水準高出了54%。在2002年至2011年間，平均每年因人類土地利用變遷造成的淨二氧化碳排放達0.9 [0.1-1.7] GtC yr^{-1} (中等可信度 *medium confidence*)。{6.3}

- 1750年至2011年間，因燃燒化石燃料和生產水泥，已排放了375 [345-405] GtC 的二氧化碳到大氣中，而根據估計，森林砍伐和其他土地利用變遷據也已排放了180 [100-260] GtC 的二氧化碳。最終人類活動導致的累積排放量達555 [470-640] GtC 。{6.3}
- 在這些因人類活動導致的二氧化碳累積排放量中，240 [230-250] GtC 累積在大氣中，155 [125-185] GtC 由海洋吸收，160 [70至250] GtC 累積在自然的陸地生態系統中 (參見累積差值所估計的陸地碳匯 (cumulative residual land sink))。{圖TS.4，3.8，6.3}
- 海洋酸化的程度可用 pH^{13} 值的下降來量化。自工業時代以來，海洋表面水域的 pH 值下降了0.1 (高可信度 *high confidence*)，表示相對應的氫離子濃度上升了26% (請參照圖SPM.4)。{3.8，文字框3.2}

C. 氣候變遷的驅動因素

自然或人為所致的物質和過程足以改變地球能量收支，即為氣候變遷的驅動因子。輻射強迫作用¹⁴ (*Radiative Forcing*) 量化了這些驅動因素在2011年相對於1750年的變動所導致的能量通量變遷 (除非另外定義改變時期)。正的輻射強迫作用導致地表暖化，而負的輻射強迫作用則會使得地表溫度下降。輻射強迫作用的估算依據是直接觀測和遙測、溫室氣體和氣溶膠的性質，以及利用能闡述觀測(輻射傳遞)過程的數值模式進行的計算。某些排放在大氣中的化合物會影響其它物質在大氣中的濃度。輻射強迫作用值可以依據各物質的濃度變化來估算¹⁵，或者是透過某種化合物的排放量為基準的方式來估算，後者與人類活動有更直接的關聯。此數值包含受該化合物排放影響的各種物質的貢獻。當考慮所有驅動因素時，這兩種方法所得到的人為總輻射強迫作用相同。雖然本摘要同時採用這兩種方法，但以報告中會強調以排放量為基準的輻射強迫作用。

總輻射強迫作用為正值，導致氣候系統攝取更多的能量。自1750年來，總輻射強迫作用大部分來自大氣中的二氧化碳濃度上升 (請參照圖SPM.5)。{3.2，文字框3.1，8.3，8.5}

12 10 億噸碳 = 1 GtC = 1015 克碳 = 1 拍克碳 = 1 PgC ，這數值對應到 3.67 GtCO_2 。

13 pH 值是以對數衡量酸性的數值： pH 值每下降一個單位，對應氫離子濃度 (酸性) 增加十倍。

14 與之前的 IPCC 評估報告一致，驅動因素的強度以輻射驅動力 (RF) 進行量化，單位是瓦每平方米 (W m^{-2})。RF 指的是因某個驅動因素所致的能量通量變化，針對對流頂層或大氣層頂端進行計算。過往 IPCC 報告所採用的傳統 RF 概念中，所有表面條件和對流層條件都是固定的。在本報告中，針對充分混合的溫室氣體和氣溶膠所進行的 RF 計算，除了海洋和海冰，其它物理變項均可因應擾動進行快速的調整。在相關報告中，所得的驅動力稱為有效輻射驅動力 (ERF)。這項改變反映了與過往評估報告相比，本報告有了科學方面的進步，因而能更好地反映這些驅動因素所導致的最終溫度響應。除了充分混合的溫室氣體和氣溶膠以外，其它驅動因素的快速調整特色較不明顯，因此假定它們的作用較小，故本報告採用傳統的 RF。{8.1}

15 本方法曾在 AR4 SPM 中用於介紹 RF。

- 與1750年相比，2011年的人為總輻射強迫作用為 $2.29 [1.13-3.33] \text{ W m}^{-2}$ (圖SPM.5)，自1970年起呈現了比過去數十年更快的增加趨勢。2011年的人類所致總輻射強迫作用之最佳估算比發表於2005年的第四次評估報告中的值高出43%。主要是由於大部分溫室氣體濃度持續的增加，以及改善的氣溶膠輻射強迫作用估計後，其冷卻效應比過去的估計減弱 (負的輻射強迫作用值)。{8.5}
- 與1750年相比，2011年從均勻混合的溫室氣體 (CO_2 、 CH_4 、 N_2O 和鹵烴) 之排放所導致的輻射強迫作用為 $3.00 [2.22-3.78] \text{ W m}^{-2}$ (圖SPM.5)。因這些氣體的濃度變化而產生的輻射強迫作用為 $2.83 [2.26-3.40] \text{ W m}^{-2}$ 。{8.5}
- CO_2 排放本身導致了 $1.68 [1.33-2.03] \text{ W m}^{-2}$ 的輻射強迫作用 (圖SPM.5)。若考慮其他含碳氣體排放造成的 CO_2 濃度上升，則 CO_2 的輻射強迫作用為 $1.82 [1.46-2.18] \text{ W m}^{-2}$ 。{8.3, 8.5}
- 單由 CH_4 排放所導致的輻射強迫作用為 $0.97 [0.74-1.20] \text{ W m}^{-2}$ (請參照圖SPM.5)。這個數值遠高於以濃度為基準的估算結果 $0.48 [0.38-0.58] \text{ W m}^{-2}$ (與AR4中報告的結果相同)。在估算方面出現這種差異是因為 CH_4 排放導致臭氧濃度和平流層水氣濃度發生變化，以及其他間接影響 CH_4 的氣體排放。{8.3, 8.5}
- 破壞臭氧層的鹵化烴排放造成的輻射強迫作用增加量為 $0.18 [0.01-0.35] \text{ W m}^{-2}$ (請參照圖SPM.5)。這些氣體所增加的輻射強迫作用超過它們移除平流層臭氧所造成的輻射強迫作用減少量。所有鹵化烴所造成的輻射強迫作用增加量與AR4中報告的數值相近，唯輻射強迫作用雖然因氟氯碳化物 (CFCs) 的減少而有所下降，許多氟氯碳化物替代物卻使輻射強迫作用增加。{8.3, 8.5}
- 短暫存在氣體的排放也影響人為的總輻射強迫作用。幾乎可以確定的是，一氧化碳的排放導致輻射強迫作用增加，而氮氧化物 (NO_x) 的排放可能造成淨輻射強迫作用減少 (請參照圖SPM.5)。{8.3, 8.5}
- 在大氣層中氣溶膠的輻射強迫作用總效應包含了因氣溶膠所致的雲改變，其值為 $-0.9 [-1.9 - -0.1] \text{ W m}^{-2}$ (中等可信度)，導致此輻射強迫作用的因素包括大部分氣溶膠所產生的強迫作用為負值以及其所含黑碳因吸收太陽輻射而產生的強迫作用增加。有相當高的可信度認為氣溶膠及其與雲的交互作用抵消不少由均勻混合的溫室氣體所產生的全球平均輻射強迫作用。這些效應的大小，持續是造成總輻射強迫作用估算不確定性的最主要來源。{7.5, 8.3, 8.5}
- 平流層火山氣溶膠所造成的作用力可在火山噴發後的數年內仍對氣候有重要影響。在2008至2011年間出現的幾次小型噴發造成的RF為 $-0.11 [-0.15 \text{ 至 } -0.08] \text{ W m}^{-2}$ ，約為1999至2002年間的兩倍。{8.4}
- 因太陽輻照度變化而造成的輻射強迫作用估算為 $0.05 [0.00 \text{ 至 } 0.10] \text{ W m}^{-2}$ 。1978至2011年間針對總體太陽輻照度變化而進行的衛星觀測結果顯示，最後一次太陽安靜期的太陽輻

射量低於前兩次安靜期，造成在最近一次於2008年出現的安靜期和1986的安靜期之間，輻射強迫作用為 $-0.04 [-0.08 \text{ 至 } 0.00] \text{ W m}^{-2}$ 。{8.4}

- 在過去的一世紀中，除了幾次大型火山噴發後的短暫時期外，因太陽輻照度變化和平流層火山氣溶膠所致的總自然輻射強迫作用，對淨輻射強迫作用僅有微小貢獻。{8.5}

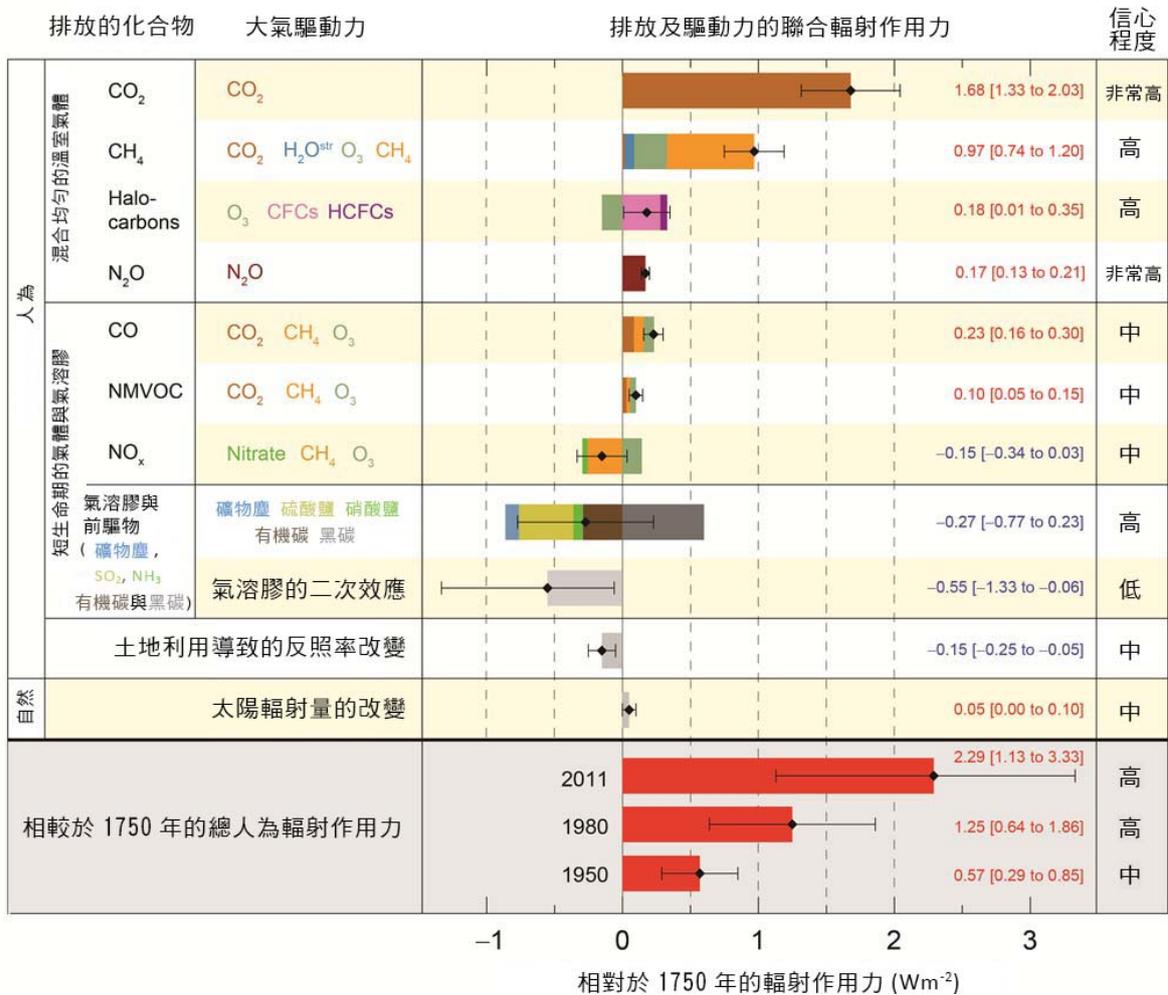


圖 SPM.5：以 1750 年為基準估算 2011 年的相對輻射強迫作用以及總計氣候變遷主要驅動因素之不確定性。圖中的數值是全球平均輻射強迫作用 (RF)，根據引發多種驅動因素的排放化合物或過程來劃分的。其中關於淨輻射作用的最佳估算值以黑色菱形標示，並說明相應的不確定區間；數值顯示於圖的右側，同時說明淨輻射強迫作用的可信度等級 (VH - 非常高, H - 高, M - 中等, L - 低, VL - 極低)。冰雪中黑碳產生的反照率強迫作用，包括黑碳氣溶膠條塊，但未顯示因凝結尾所致的小驅動力 (0.05 W m^{-2} ，包括由凝結尾引起的卷雲)、HFCs、PFCs 和 SF₆ (共 0.03 W m^{-2})。以氣體濃度為基礎的輻射強迫作用可透過把顏色相似的條塊相加而得。火山驅動力也沒有被加入考量，因為它的突發性特質很難與其他驅動力機制相比。本圖同時提供以 1750 年為基準，比較三個不同年份的人為總輻射強迫作用。關於更多技術方面的細節，包括個別分量和過程的不確定性範圍等，請參照「技術摘要補充資料」。{8.5；圖 8.14 至圖 8.18；圖 TS.6 和 TS.7}

D. 了解氣候系統與其近期變化

了解氣候系統的近期變化，是結合觀測數據、回饋過程的研究和模式模擬的結果。在評估氣候模式模擬近期變化的能力時，必須考慮模式中所模擬的所有氣候系統組成在模擬開始時的狀態，以及驅動模式時的自然和人為強迫作用。與第四次評估報告相比，本報告提供了更詳盡、更長時間的觀測數據和更先進完整的氣候模式，可以針對在更多氣候系統偵測到的改變，進行人類活動對這些改變的歸因分析。

人類對氣候系統的影響顯而易見。證據來自大氣層中持續上升的溫室氣體濃度、輻射強迫作用的增加、已觀測到的暖化現象和對氣候系統的了解。{2-14}

SPM

D.1 評估氣候模式

自 AR4 發佈以來，氣候模式已更進步。現有模式可重現數十年以來所觀測到的洲際尺度的地表溫度變化型態和趨勢，包括二十世紀中期以來出現的較快速暖化現象以及大型火山噴發後的立即冷卻現象 (非常高可信度 *very high confidence*)。{9.4, 9.6, 9.8}

- 長期氣候模式模擬結果顯示1951至2012年間，全球平均地表溫度的變化趨勢符合目前所觀測到的趨勢 (非常高可信度 *very high confidence*)。然而，在針對10-15年的短期變化時 (如1998-2012年)，模擬結果和觀測到的趨勢間卻存在差異。{9.4，文字框9.2}
- 與1951-2012年間相比，在1998-2012年間觀測到的表面暖化趨勢呈減少現象，粗略估計輻射強迫作用的下降趨勢以及系統內部自然變動所致的冷卻現象的影響程度大致相當，後者包括海洋內部熱量可能的重新分配 (中等可信度 *medium confidence*)。輻射強迫作用呈現下降趨勢，主要是因為火山噴發，以及11年的太陽活動週期處於減弱階段。然而，對於量化輻射強迫作用變化在減緩暖化趨勢中扮演的角色，則為低可信度。地球系統內部的自然年代變動在某種程度上導致觀測和模擬結果之間的差異，屬於中等可信度 (*medium confidence*)；吾人並不期待模擬可以重現內部自然變動發生的時間點。同時，強迫作用的不準確、在某些模式高估對溫室氣體增加的反應，還有其他人為的驅動力 (主要是氣溶膠效應)也都可能造成這些差異。{9.4，文字框9.2，10.3，文字框10.2，11.3}
- 在區域尺度內，模式模擬表面溫度的能力的可信度低於對較大尺度的模擬。然而，區域模式表面溫度模擬已比AR4時改善很多 (高可信度 *high confidence*)。{9.4，9.6}
- 與AR4相比，在對極端天氣和氣候事件的評估方面已有相當的進步。針對二十世紀下半葉模擬極冷/極暖日與夜出現頻率的全球平均趨勢，其結果與實際觀測基本一致。{9.5}
- 自AR4以來，在模擬大陸尺度的降雨型態也有些進步。但區域尺度的降雨型態模擬，並沒有像大陸尺度那樣有進展，且評估也因為觀測的不確定性而受到阻礙。{9.4，9.6}

- 某些重要氣候現象現在可以在模式中更準確的重現。自AR4以來，多模式系統對季風和聖嬰現象 (ENSO)氣候統計的模擬改進很多 (高可信度 *high confidence*)。{9.5}
- 與AR4發佈時相比，目前的氣候模式加入了更多的雲和氣溶膠過程、並考慮了彼此的交互作用，然而對於這些模式如何呈現和量化這些過程，依然僅有低可信度 (*low confidence*)。{7.3, 7.6, 9.4, 9.7}
- 強而有力的證據顯示，與AR4發佈時相比，已有更多模式重現了自1979年來北極夏季海冰範圍所呈現的減少趨勢。其中約四分之一的模式得到了與觀測結果一致或者高於觀測趨勢。在南極海冰範圍部分，儘管模式間模擬的結果差異很大，大部分的模擬顯示輕微減少的趨勢，而實際觀測的南極海冰範圍卻呈現小幅增加的趨勢。{9.4}
- 有很多模式重現了1961年至200年間在上層海域 (0-700公尺) 觀測到的熱容量變化 (高可信度 *high confidence*)，且在大部分的時段內，多模式模擬的平均時間序列落在現有不同觀測的估算的範圍內。{9.4}
- 根據包含碳循環 (地球系統模式) 的氣候模式所模擬的海洋—大氣二氧化碳通量的全球型態為熱帶區域海洋釋出二氧化碳，而中高緯度地區海洋吸收二氧化碳。大部分模式模擬所得的二十世紀下半葉全球陸地和海洋碳匯的規模均落在觀測的估算範圍內。{9.4}

D.2 氣候系統反應的量化

溫度變化、氣候回饋以及地球能量收支變化的觀測和模式研究，對過去和未來強迫作用所造成的全球暖化幅度，提供了信心。{文字框 12.2, 文字框 13.1}

- 水蒸氣變化以及大氣與地表間暖化的差異的加總作用所產生的淨回饋，極有可能 (*extremely likely*) 是正值，因此會加劇氣候變遷。各種雲類型綜合所致的淨輻射回饋可能 (*likely*) 為正值，而雲回饋的正負值和幅度所具有的不確定性，主要是由於暖化對低雲的影響，還是持續有相當大的不確定性所致。{7.2}
- 平衡態氣候敏感度用來量化氣候系統對特定輻射強迫作用長達世紀的反應。其定義為，當大氣二氧化碳濃度增加一倍，全球平均地表溫度在平衡狀態時所呈現的變化。平衡態氣候敏感度的可能範圍是1.5°C至4.5°C (高可信度 *high confidence*)，極不可能低於1°C (高可信度 *high confidence*)，且非常不可能高於6°C (中等可信度 *medium confidence*)¹⁶。估算值的溫度下限可能比AR4中的2°C數據低，但上限則相同。這項評估的依據為吾人對於氣候敏感度的進一步瞭解、新增的大氣和海洋溫度記錄，以及新的輻射強迫作用估算。{TFE 6.1, 圖1; 文字框12.2}
- 全球氣候變遷的速度和幅度由輻射強迫作用、氣候回饋效應，以及氣候系統所儲存的能

¹⁶由於各證據和研究的評估之間未達共識，因此無法給出平衡態氣候敏感度的最佳估算值。

量決定。針對這些物理量在近幾十年的變化的估算結果，與平衡態氣候敏感度的不確定性的可能 (*likely*) 範圍一致。這項結果對人為氣候變遷的了解提供了強而有力的證據。{文字框12.2，文字框13.1}

- 時變氣候反應 (transient climate response) 為用於量化氣候系統在年代到世紀的時間尺度中，對持續增加的輻射強迫作用所產生的反應，其定義為在大氣中的二氧化碳濃度以每年1%的速度增加的情況下，當二氧化碳濃度增加至兩倍時，全球平均地表溫度所呈現的變化。時變氣候反應的可能 (*likely*) 範圍是1.0°C至2.5°C (高可信度 *high confidence*)，且極不可能 (*extremely unlikely*) 高於3°C。{文字框12.2}
- 相關的物理量是累積碳排放的時變氣候反應 (TCRE)。科學家們使用TCRE來量化氣候系統對累積碳排放量的時變反應 (請參照E.8節)，TCRE的定義是每1000GtC碳排放到大氣中時，全球平均地表溫度所呈現的變化。TCRE的可能 (*likely*) 範圍是每1000GtC碳排放造成0.8°C至2.5°C的溫度上升。此指標適用範圍為溫度達到高峰值的2000GtC累積排放量(圖SPM.10)。{12.5，文字框12.2}
- 有多種度量指標可用於比較各種物質排放對氣候變遷所造成的影響。最適當的度量指標和時間範圍取決於對特定應用領域最重要的氣候變遷面相。任何度量指標都具有限制和不確定性，無法準確比較不同物質排放所致的各種結果。全球暖化潛勢的 (評估) 基礎為，特定時間範圍內，累積輻射強迫作用；而全球溫度變化潛勢的基礎則為，某一特定時間點的全球平均地表溫度變化。本報告中提供了各指標的更新數值。{8.7}

D.3 對氣候變遷的偵測與歸因

在大氣和海洋的暖化、全球水循環變化、冰雪量減少、全球平均海平面上升和某些極端氣候的變化中都已偵測到人為的影響 (圖 SPM.6 和表 SPM.1)。與第四次評估報告相比，目前關於人為影響的證據比過去更多。人為影響極可能 (*extremely likely*) 已成為導致二十世紀中葉以來觀測到的暖化現象的主因。{10.3-10.6, 10.9}

- 1951至2010年間所觀測到的全球平均表面溫度上升之中，極可能 (*extremely likely*) 超過一半的增溫是由人為排放溫室氣體的濃度增加以及其他人為作用的共同作用所致。關於人為作用對暖化現象的影響之最佳估算，與這段時期的暖化觀測值相近。{10.3}
- 1951至2010年間，溫室氣體可能 (*likely*) 造成全球平均地表增溫0.5°C至1.3°C；其中，包括氣溶膠的冷卻作用在內的其他人為作用對溫度的可能 (*likely*) 貢獻介於-0.6°C至0.1°C。自然作用的影響可能 (*likely*) 為-0.1°C至0.1°C，而內部變異的作用可能 (*likely*) 在-0.1°C到0.1°C之間。這些評估作用的總量與這段時期內觀測到的暖化現象 (約為0.6°C至0.7°C) 一致。{10.3}
- 自二十世紀中葉起，人為作用在南極以外的每一個大陸地區都可能 (*likely*) 在相當程度上造成了地表溫度的上升 (圖SPM.6)。在南極，觀測的較大不確定性使得各觀測站觀

測到的平均暖化是人類活動所致的推論只具低可信度 (*low confidence*)。人為作用可能 (*likely*) 對自二十世紀中葉起出現在北極的大幅暖化有所影響。{2.4, 10.3}

- 人為影響，特別是溫室氣體增加和平流層臭氧減少，非常可能 (*very likely*) 導致了1961年以來偵測到的對流層暖化以及低平流層冷卻的空間分佈形態。{2.4, 9.4, 10.3}
- 人為作用非常可能 (*very likely*) 對上世紀七十年代以來觀測到的全球上層海洋 (0–700公尺) 熱容量增加有顯著貢獻 (請參照圖SPM.6)。在某些個別海域也可以發現關於人為影響的證據。{3.2, 10.4}
- 人為影響可能 (*likely*) 改變了1960年以來的全球水循環。人為影響對大氣中觀測到的大氣水氣含量上升 (中等可信度 *medium confidence*)、全球尺度的陸地降水變化 (中等可信度 *medium confidence*)、在觀測資料充足的地區所出現陸地區域強降雨的強度增加 (中等可信度 *medium confidence*) 以及海洋表面和表面層下的鹽度變化等 (非常可能 *very likely*) 都有所貢獻。{2.5, 2.6, 3.3, 7.6, 10.3, 10.4}
- 在SREX報告之後，更多證據顯示人類活動對極端溫度的影響更有力。人為影響非常可能 (*very likely*) 對自二十世紀中葉以來觀測到全球尺度的日極端溫度的發生頻率和強度的變化有所貢獻，且人為影響可能 (*likely*) 導致某些地方熱浪發生機率加倍 (請參照表SPM.1)。{10.6}
- 人為影響非常可能 (*very likely*) 造成1979年以來北極海冰的減少。對於觀測到的南極海冰範圍的微幅增加，在科學上的理解只具低可信度 (*low confidence*)，這是因為對南極海冰變化原因的科學了解不足甚至有衝突，而且對該區域海冰範圍的自然內部變動的估算也只具低可信度 (*low confidence*)。(請參照圖SPM.6)。{10.5}
- 對1960年代以來出現的冰川消失，以及自1993年起出現在格陵蘭的冰層表面質量流失加速的現象，人為影響可能 (*likely*) 有所貢獻。由於科學上的理解程度較低，對於過去二十年來在南極觀測到的冰層質量減少的原因分析只具低可信度 (*low confidence*)。{4.3, 10.5}
- 人為影響可能 (*likely*) 對1970以來北半球觀測到的春雪覆蓋範圍減少有貢獻。{10.5}
- 人為作用非常可能 (*very likely*) 對上世紀七十年代以來觀測到的全球平均海平面上升現象有相當大的影響。這項判斷的依據是，人為影響對導致海平面上升的兩個最重要因素 (即熱膨脹和冰川質量減少) 有貢獻的結論具高可信度 (*high confidence*)。{10.4, 10.5, 13.3}
- 根據總太陽輻照度的直接衛星量測數據，總太陽輻照度的變化並不是造成1986年至2008年間全球平均地表溫度上升的原因，此結論具高可信度 (*high confidence*)。在某些地區，十一年週期太陽變化對氣候的年代變動有影響為中等可信度 (*medium confidence*)。無證據顯示宇宙射線與雲量變化間的可靠關聯性。{7.4, 10.3, 文字框10.2}

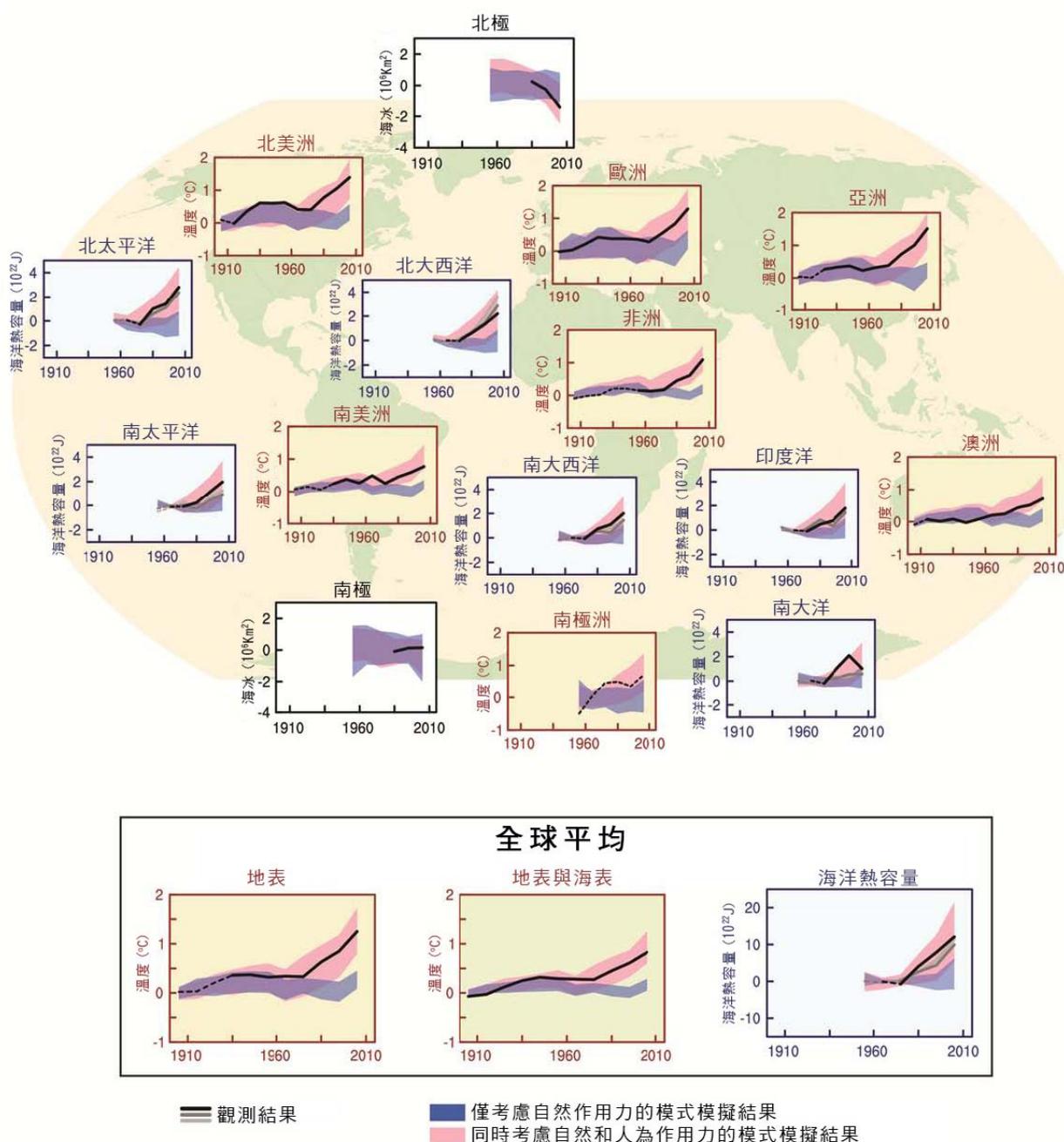


圖 SPM.6：以大氣、冰凍圈和海洋的三個大型指標為基礎，比較氣候變遷的觀測和模擬值：陸塊地表氣溫度變化（黃色方塊）、九月份北極和南極海冰範圍變化（白色方塊）和幾個主要海盆的上層海洋熱容量變化（藍色方塊）。圖中同時顯示全球平均變化。地表溫度的距平是與 1880 至 1919 年間相比、海洋熱容量的距平是以 1960 至 1980 年間為基準、海冰變化的距平是以 1979 至 1999 年為基準。所有時間序列均為年代平均值，繪製的時間點是每個年代的中期。在溫度方塊，當所檢驗的區域其空間涵蓋面低於 50% 時，以虛線標示；在海洋熱容量和海冰方塊的部分，實線表示資料涵蓋面良好且品質高，而虛線表示資料涵蓋面僅達足夠的程度，因此不確定性較大。此處顯示的模擬結果來自《第 5 期耦合模式對比計畫》(CMIP5)，是多模式的總體範圍，陰影帶的信賴度區間為 5% 至 95%。若想了解包括區域界定在內的進一步的技術性細節，請參照《技術摘要補充資料》。{圖 10.21；圖 TS.12}

E. 未來的全球與區域氣候變遷

氣候系統變遷的推估是根據各類不同結構層級的氣候模式模擬所得的結果，從簡單的氣候模式、中等複雜度的模式、詳盡的氣候模式一直到地球系統模式。這些模式是根據一組人為作用情境的設定來模擬氣候的變遷。在世界氣候研究計畫的《第5期耦合模式對比計畫》(CMIP5) 架構下，採用了一組新的情境“代表濃度途徑 (RCPs)” 進行氣候模式模擬。在所有的RCPs 情境中，累計的二氧化碳排放量在二十一世紀將持續增加，到了2100年大氣中的二氧化碳濃度將比目前高 (請參照文字框 SPM.1)。除非另行說明，本《給決策者摘要》中的氣候變遷推估指的是在二十一世紀末 (2081–2100 年) 的氣候相對於1986–2005 年的氣候，變化情況。為了從歷史資料中審視此推估的結果，考慮觀測值在不同時期的變化是必要的。根據目前最長久的全球地面氣溫數據顯示，1850–1900 年間的平均值和第五次評估報告的1986–2005 年基期的平均值相比，溫度的改變達 $0.61 [0.55 \text{ 至 } 0.67] ^\circ\text{C}$ 。五次評估報告基期 (1986–2005 年) 之後，暖化現象仍持續發生，因此這項估計不是1850–1900 年至今的暖化程度 (譯註: 到目前為止暖化程度已經超過 0.61°C) (請參照第2章)。

溫室氣體排放的持續增加將導致進一步的暖化以及氣候系統中所有組成子系統的改變。為了限制氣候變遷程度，必須大量且持續地減少溫室氣體排放量。{6, 11 至 14}

- 未來幾十年變遷推估在空間上的分布與二十一世紀末的推估結果相似，只是在強度上弱了些；自然的內在變異依然是影響氣候的主要因素，尤其是對近期以及區域氣候而言。一直到了二十一世紀中葉，不同排放情境的選擇才開始對變遷的強度有顯著影響 (文字框 SPM.1)。{11.3, 文字框 11.1, 附錄 I}
- 在考慮情境的差異後，根據不同代表濃度途徑情境得到的氣候變遷推估，其空間分布及強度與AR4中所得到的結果相似。各模式使用高代表濃度途徑情境所得的推估結果，與AR4中採用影響程度相當的情境相較，其整體的發散程度較小。這是因為AR5考慮的情境是依據濃度途徑來設計，溫室氣體濃度在各模式中是相同的，與AR4僅考慮SRES排放情境有所不同。以濃度為主要考量的CMIP5實驗中排除了各模式對碳循環的處理不同而導致大氣中二氧化碳濃度在各模式中相異 (如同在AR4中) 的因素。至於對海平面上升推估值高於AR4的結果，主要是因為模式對陸冰的模擬有所改進。{11.3, 12.3, 12.4, 13.4, 13.5}

E.1 大氣：溫度

除了 RCP2.6 情境，在其他所有代表濃度途徑情境中，二十一世紀末呈現的全球表面溫度變化可能 (*likely*) 將超過 1850-1900 年氣候值的 1.5°C ，在情境 RCP6.0 和 RCP8.5 中可能超過 2°C ，而在 RCP4.5 中比較可能也超過 2°C 。除了 RCP2.6 以外，在所有的 RCP 情境中，過了 2100 年以後暖化現象將持續。暖化現象將繼續呈現年際和年代際的變異，且在各區域的分布並不均勻 (請參照圖 SPM.7 和 SPM.8)。{11.3, 12.3, 12.4, 14.8}

- 與 1986-2005 年間相比，2016-2035 年間的全球平均地表溫度的改變可能 (*likely*) 落在 0.3°C 至 0.7°C 的範圍內 (中等可信度 *medium confidence*)。此評估的依據是多方證據，並假定這段期間沒有出現大型的火山噴發，且地球上的總太陽輻射強度維持不變。與氣候系統自然的內在變動相比，未來近期的季節平均溫度和年平均溫度的上升在熱帶和亞熱帶地區預期會比在中緯度地區明顯 (高可信度 *high confidence*)。{11.3}
- 與 1986-2005 年間相比，2081-2100 年間全球平均地表溫度的增加可能 (*likely*) 會落在 CMIP5 模式模擬所得的範圍內，即 RCP2.6 情境的 $0.3-1.7^{\circ}\text{C}$ 、RCP4.5 情境的 $1.1-2.6^{\circ}\text{C}$ 、RCP6.0 情境的 $1.4-3.1^{\circ}\text{C}$ 和 RCP8.5 情境的 $2.6-4.8^{\circ}\text{C}$ 。北極地區的暖化速度將高於全球平均，且陸地的平均暖化程度也將高於海洋 (非常高可信度 *very high confidence*) (請參照圖 SPM.7 和 SPM.8 以及表 SPM.2)。{12.4, 14.8}
- 與 1850-1900 年平均值相比，RCP4.5、RCP6.0 和 RCP8.5 情境中二十一世紀末的全球地表溫度變化推估可能超過 1.5°C (高可信度 *high confidence*)。RCP6.0 和 RCP8.5 中的暖化程度可能超過 2°C (高可信度 *high confidence*)，情境 RCP4.5 中的暖化程度也比較可能超過 2°C (高可信度 *high confidence*)，但 RCP2.6 中的暖化則不可能高於 2°C (中等可信度 *medium confidence*)。在情境 RCP2.6、RCP4.5 和 RCP6.0 中，暖化的程度不可能超過 4°C (高可信度 *high confidence*)，而 RCP8.5 中的暖化也或許可能超過 4°C (中等可信度 *medium confidence*)。{12.4}
- 基本上幾乎確定 (*virtually certain*) 的是，以每日和季節尺度而言，隨著全球平均溫度上升，大部分陸地區域出現極高溫的頻率增加而出現極低溫的頻率則下降。熱浪的出現頻率和持續時間都非常可能 (*very likely*) 會增加，出現在冬季的偶發性極低溫將持續 (請參照表 SPM.1)。{12.4}

E.2 大氣：水循環

二十一世紀暖化造成的全球水循環變遷不是各個區域都是一致的。潮濕和乾燥地區之間，以及乾濕季之間的降水量變化差異將會進一步擴大，但會有區域性的例外情況。(請參照圖 SPM.8)。{12.4, 14.3}

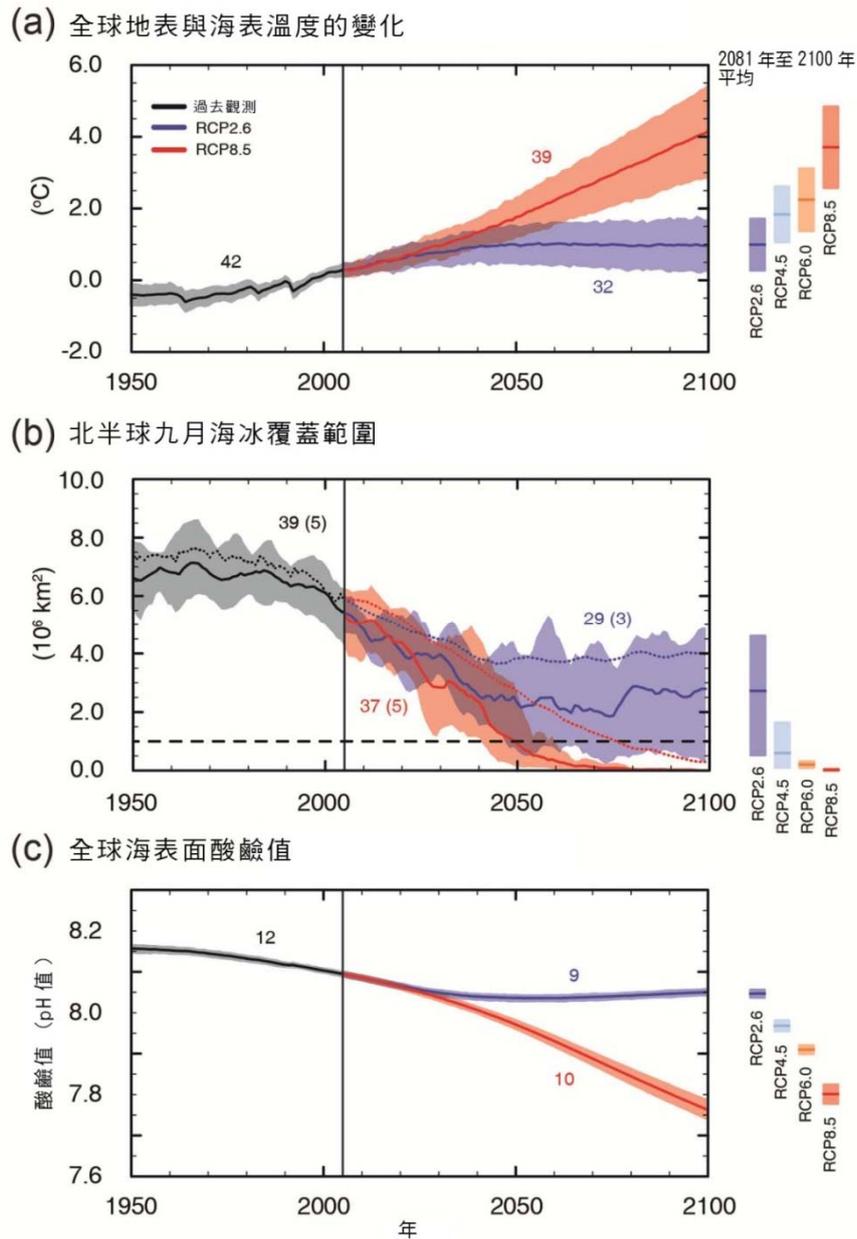


圖 SPM.7: CMIP5 多模式模擬 1950 至 2100 年間的時間序列, 包括 (a) 與 1986-2005 年相比, 全球年平均地表溫度的變化 (關於其他基期的定義, 請參照圖 SPM.2), (b) 北半球九月海冰範圍 (5 年內的滑動平均值) 以及 (c) 全球平均海洋表面酸鹼值。藍色及紅色各代表了 RCP2.6 和 RCP8.5 情境的推估值與不確定性估計 (陰影部分)。黑色的部分 (灰色陰影) 是各模式根據重建的強迫作用而模擬出來的歷史氣候值, 並以有顏色的豎線標示 2081 至 2100 年間各 RCP 情境推估結果的平均和不確定性。圖中同時標示了所使用的模式數量。關於海冰範圍 (b), 圖中所顯示的推估平均值和不確定性 (最小值和最大值範圍), 是由最能重現北極海冰氣候平均狀態以及 1979 至 2012 年間變化趨勢的模式所計算出來的, 所使用的模式數量標示於方括號中。為了數據的完整性, CMIP5 所有模式的平均值也以點虛線標示在圖中, 短橫虛線代表幾乎無冰的狀態 (即海冰範圍至少連續五年小於 106 km^2)。關於進一步的技術細節, 請參照《技術摘要補充資料》{圖 6.28, 12.5, 和 12.28 至 12.31; 圖 TS.15, TS.17 和 TS.20}

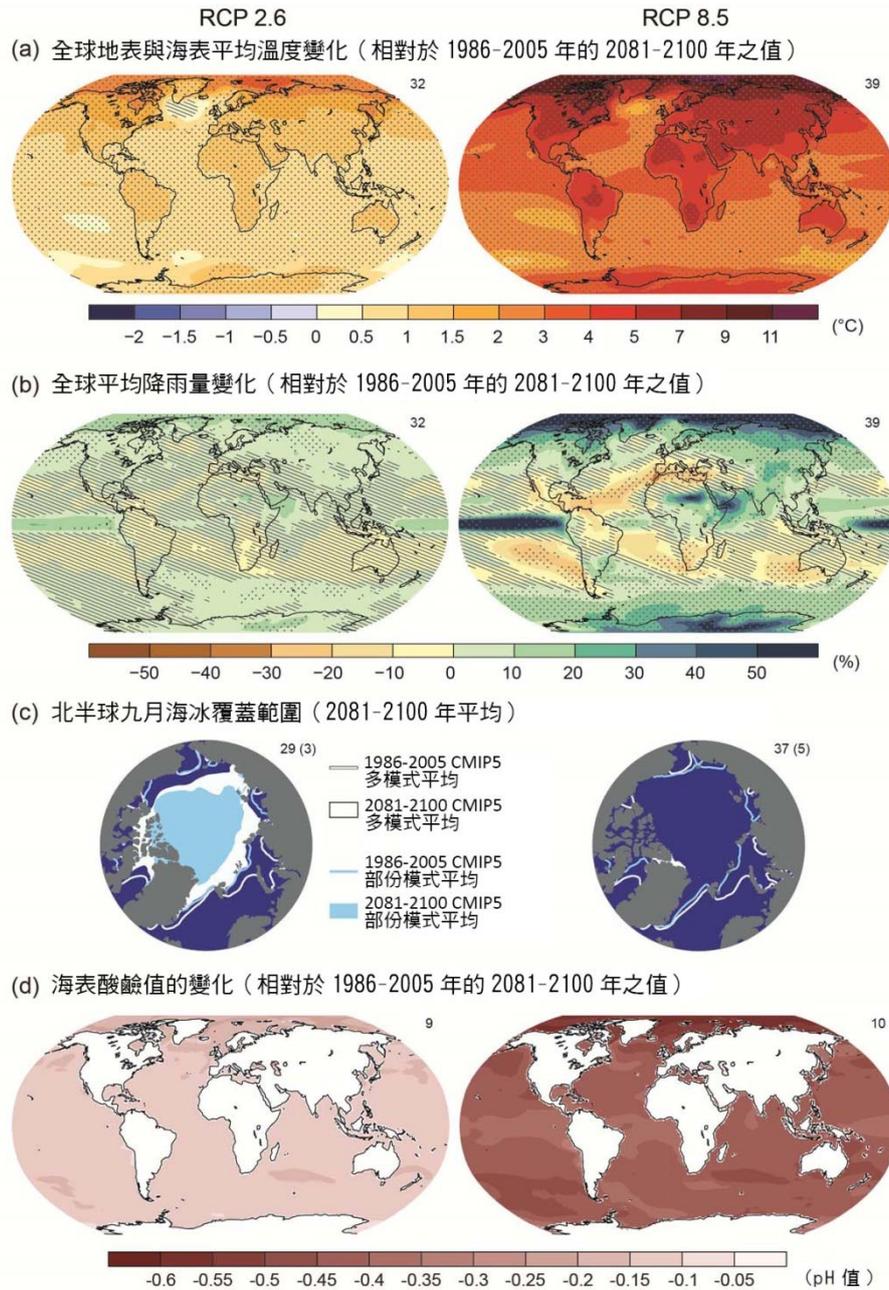


圖 SPM.8: CMIP5 所模擬在 RCP2.6 和 RCP8.5 情境下 2081-2100 年的多模式平均圖, 分別為 (a) 年平均表面溫度變化量, (b) 年平均降雨量的平均變化比率, (c) 北半球九月海冰範圍和 (d) 海洋表面酸鹼值變化。其中 (a)、(b) 和 (d) 中的變化是相對於 1986-2005 年的數據。圖的右上角標示用來計算平均值的 CMIP5 模式的數量。在圖 (a) 和 (b) 中, 斜線陰影的部分表示該區域的平均值小於內在變異 (即小於二十年間內在變異的一個標準差); 點狀紋的部分表示該區域的平均值大於內在變異 (即大於二十年間內在變異的兩個標準差) 並且變化的趨勢方向在 90% 的模式中是一致的 (請參照文字框 12.1)。在圖 (c) 中, 線條部分表示的是模式模擬 1986-2005 年的平均值, 填滿的部分表示世紀末。CMIP5 多模式平均值以白色標示, 淺藍色部分是最能重現北極海冰氣候平均狀態以及 1979 至 2012 年間變化趨勢的模式 (模式數量標示於方括號內) 所預測的平均海冰範圍。關於進一步的技術細節, 請參照《技術摘要補充資料》。{圖 6.28, 12.11, 12.22 和 12.29; 圖 TS.15, TS.16, TS.17 和 TS.20}

表 SPM.2：相對於 1986-2005 年基期的氣候值，全球平均表面氣溫和全球平均海平面上升情況在二十一世紀中葉和末期變化的推估結果。{12.4；表 12.2，表 13.5}

	情境 (Scenario)	2046-2065		2081-2100	
		平均值 (Mean)	可能範圍 ^c (Likely rangy)	平均值 (Mean)	可能範圍 ^c (Likely rangy)
全球平均地表 溫度變化 (°C) ^a	RCP 2.6	1.0	0.4-1.6	1.0	0.3-1.7
	RCP 4.5	1.4	0.9-2.0	1.8	1.1-2.6
	RCP 6.0	1.3	0.8-1.8	2.2	1.4-3.1
	RCP 8.5	2.0	1.4-2.6	3.7	2.6-4.8
	情境 (Scenario)	平均值 (Mean)	可能範圍 ^d (Likely rangy)	平均值 (Mean)	可能範圍 ^d (Likely rangy)
全球平均 海平面上升 (m) ^b	RCP 2.6	0.24	0.17-0.32	0.40	0.26-0.55
	RCP 4.5	0.26	0.19-0.33	0.47	0.32-0.63
	RCP 6.0	0.25	0.18-0.32	0.48	0.33-0.63
	RCP 8.5	0.30	0.22-0.38	0.63	0.45-0.82

說明：

- (a) 根據 CMIP5 的多模式系集模擬的結果、相對於 1986-2005 年氣候值的改變量、使用 HadCRUT4 及其不確定性估算 (5-95% 的信心區間)。對 1986-2005 年基期而言，自 1850-1900 年算來的暖化程度為 0.61 [0.55 至 0.67] °C，相對於 AR4 所定義的 1980-1999 年基期暖化程度為 0.11 [0.09 至 0.13] °C。在此並未針對更早的基期作可能範圍的評估，因為並非所有文獻中都有記載同時考慮模式及觀測結果不確定性的評估方法。加入推估和觀測到的變化並不能解釋模式偏差而造成的可能影響，以及在觀測基期內的內在變異。{2.4；11.2；表 12.2 和 12.3}
- (b) 根據 21 個 CMIP5 模式、相對於 1986-2005 年氣候值的改變量。當無法得到 CMIP5 中特定的 AOGCM 和情境的推估結果時，將以第 13 章、表 13.5 中說明的方式進行估算。冰層的快速動力變化以及人為的陸地水儲藏所造成的影響被都以一致的機率分布處理，因此大體上與情境無關。這種處理方式並不意味著上述的影響完全與暖化情境無關，只是說，受限於現有的知識，我們無法對其(與暖化情境)相依程度作量化的評估。根據目前的理解，只有當南極海床上的冰層崩塌時 (如果崩塌開始的話)，才會導致全球平均海平面大幅上升並遠高出二十一世紀的可能範圍。這種額外的作用對二十一世紀的海平面上升所造成的影響不超過幾十公分，可信度為中等。
- (c) 以 5-95% 的模式推估來計算可能範圍。在解釋了額外的不確定性或者模式的不同信賴程度後，這些範圍被判定為可能的範圍。2046-2065 年基期的全球平均表面溫度變化之推估具有中等可信度，原因是相較於與 2081-2100 年，內在變異以及非溫室氣體的強迫作用和反應的不確定性在 2046-2065 年的相對重要性都較大。2046-2065 年的變動可能範圍，並未考慮導致近期 (2016-2035) 全球平均表面溫度變化(低於 2046-2065 年的 5-95% 範圍)的因素所具有的可能影響，原因是目前的科學理解尚不足以量化這些因素對長期推估的影響。{11.3}
- (d) 以 5-95% 的模式推估範圍進行計算。在解釋了額外的不確定性或者模式的不同信賴程度後，這些範圍被判定為可能的範圍。在兩種時程中，關於全球平均海平面上升的推估具有中等可信度。

- 水循環變化的推估結果顯示，未來幾十年與世紀末的變化型態在大尺度是相似的，只是改變幅度較低。近期以及區域的未來變化，受到自然內在變動的影響顯著，同時也可能受到人為排放氣溶膠的影響。{11.3}
- 在 RCP8.5 情境對本世紀末的推估中，高緯度地區和赤道太平洋地區的年平均降水量可能 (likely) 會有增加的情形；很多中緯度和副熱帶的乾燥區域，平均降水量可能 (likely) 將下降；而很多中緯度較多雨區域的平均降水量則可能 (likely) 會上升 (請參照圖 SPM.8)。{7.6，12.4，14.3}
- 隨著全球平均地表溫度的增加，在本世紀末，大部分中緯度陸地和熱帶多雨區域的極端降雨事件非常可能 (very likely) 呈現更高的強度和頻率 (請參照表 SPM.1)。{7.6，12.4}
- 在二十一世紀，全球受季風系統影響的區域可能 (likely) 會增加。雖然季風的強度可能會減弱，但隨著大氣濕度的上升，季風降水的強度可能 (likely) 增加。季風肇始的時

間可能會提前或是沒太大改變，但結束的時間可能 (*likely*) 會延遲，導致許多地區季風季的時期延長。{14.2}

- 具高可信度 (*high confidence*) 的是，在二十一世紀聖嬰現象及南方震盪 (ENSO) 將依然主導熱帶太平洋地區年際變化，對全球產生影響。由於水氣的增加，ENSO相關的區域性降雨變異可能 (*likely*) 會增強。ENSO的振幅和空間形態具的自然變動大，因此對於ENSO以及與ENSO相關的區域性現象的二十一世紀變遷推估，信賴度仍舊偏低 (*low confidence*)。{5.4, 14.4}

E.3 大氣：空氣品質

- 關於未來空氣品質 (近地表的臭氧和PM2.5¹⁷量) 的推估，主要由其排放量 (包括甲烷) 驅動，而非由氣候變遷的環境物理性質改變所造成 (中等可信度 *medium confidence*)。暖化導致全球地面臭氧濃度背景值的下降具有高可信度 (*high confidence*)。一樣具有高可信度 (*high confidence*) 的是，相對於甲烷濃度改變較小的情境 (例如RCP4.5及RCP6.0)，高甲烷濃度 (例如在RCP8.5情境下) 可以抵消暖化引起的臭氧濃度下降，使得地面臭氧濃度背景值在2100年平均大約上升8ppb (為目前水平的25%)。{11.3}
- 觀測和模擬所得的證據顯示，在其他條件相同的情況下，污染地區的局部地表高溫將引發化學反應及局部排放的區域性回饋作用，而這些反應將使得臭氧和PM2.5峰值升高 (中等可信度 *medium confidence*)。至於PM2.5，氣候變遷可能會改變自然氣溶膠的來源與降雨 (對氣溶膠) 移除過程，但氣候變遷對PM2.5分布所造成的總體影響並不具有信賴度。{11.3}

E.4 海洋

全球海洋的溫度在二十一世紀會持續上升，熱量會穿透海洋表面深入深海，並影響海洋環流。{11.3, 12.4}

- 推估結果顯示，海洋表面暖化最嚴重地區是在熱帶地區和北半球亞熱帶地區；海洋深處暖化最明顯的地區為(環繞南極洲的)南大洋 (高可信度 *high confidence*)。到二十一世紀末時，海洋最上層100公尺的暖化程度的最佳估算為0.6°C (RCP2.6情境) 至2.0°C (RCP8.5情境)，而在約1000公尺深處的暖化程度估計約為0.3°C (RCP2.6情境) 至0.6°C (RCP8.5情境)。{12.4, 14.3}
- 在二十一世紀內，大西洋經向翻轉環流 (AMOC) 非常可能 (*very likely*) 會減弱。根據CMIP5模式結果顯示，其在RCP2.6情境中，大西洋經向翻轉環流減弱幅度的最佳估算值

17 PM2.5 指的是的直徑小於 2.5 微米的顆粒物，是一種用來代表大氣氣溶膠濃度的觀測物質。

和範圍¹⁸分別為11% 與 1-24%，在RCP8.5中則分別為34% 與12-54%。約在2050年時，AMOC可能會有些減弱，但在某些年代，AMOC可能因較大的自然內在變動而增強。{11.3, 12.4}

- 在本報告所考慮的情境中，大西洋經向翻轉環流非常不可能 (*very unlikely*) 在二十一世紀就出現突然轉變或崩解。由於分析數量有限且結果相當分歧，本報告關於二十一世紀以後的大西洋經向翻轉環流演變的評估只具低可信度。然而，不能排除大西洋經向翻轉環流在二十一世紀以後因持續的嚴重暖化而崩解的可能性。{12.5}

E.5 冰雪圈

二十一世紀，隨著全球平均表面溫度的上升，北極海冰覆蓋面積非常可能 (*very likely*) 持續退縮、變薄，且北半球春雪覆蓋面積下降。全球冰川量也將進一步減少。{12.4, 13.4}

- 根據多模式平均的推估結果顯示，北極海冰範圍到二十一世紀末將呈現全年性的減少。九月的海冰範圍在RCP2.6情境中會減少43%，在RCP8.5情境中則會減少94%；二月的海冰範圍在RCP2.6情境中會減少8%，在RCP8.5情境中則減少34% (*中等可信度 medium confidence*) (請參照圖SPM.7和SPM.8)。{12.4}
- 根據最能重現北極海冰範圍氣候平均狀態以及1979至2012年間變化趨勢的模式所得的評估結果顯示，在RCP8.5情境下，北極冰洋在本世紀中葉前就可能發生九月份幾乎無海冰的現象¹⁹ (*中等可信度 medium confidence*) (請參照圖SPM.7和SPM.8)。在其他情境，二十一世紀九月北極幾乎無海冰的推估則不具信心。{11.3, 12.4, 12.5}
- 隨著全球平均地表溫度上升，推估結果顯示，二十一世紀末南極的海冰範圍和體積將減少，此推估僅具低可信度 (*low confidence*)。{12.4}
- 到了二十一世紀末，不考慮南極外圍冰川的推估結果顯示，全球冰川體積在RCP2.6情境將減少15至55%，在RCP8.5情境下將減少35至85% (*中等可信度 medium confidence*)。{13.4, 13.5}
- 根據模式推估的平均結果，到二十一世紀末，北半球春雪覆蓋面積在RCP2.6情境將減少7%，在RCP8.5情境將減少25% (*中等可信度 medium confidence*)。{12.4}
- 幾乎確定 (*virtually certain*) 的是，隨著全球平均地表溫度上升，北半球高緯度地區近地表永凍土面積將減少。根據模擬的推估平均結果，到了二十一世紀末，近地表永凍土面積 (深度3.5公尺以內) 將減少37% (RCP2.6情境) 至81% (RCP8.5情境) (*中等可信度 medium confidence*)。{12.4}

18 本段落中的數值範圍顯示 CMIP5 各模式模擬結果的散布區間。

19 當海冰範圍至少連續五年小於 106 km² 時，北極冰洋的狀況可以稱為「幾乎無海冰」。

E.6 海平面

在二十一世紀，全球平均海平面將持續上升 (請參照圖 SPM.9)。在所有 RCP 情境，海平面上升的速度將非常可能 (*very likely*) 超過觀測到的 1971 年至 2010 年的上升速率，原因是海洋暖化現象加劇，以及冰川和冰層質量的持續消失。{13.3 至 13.5}

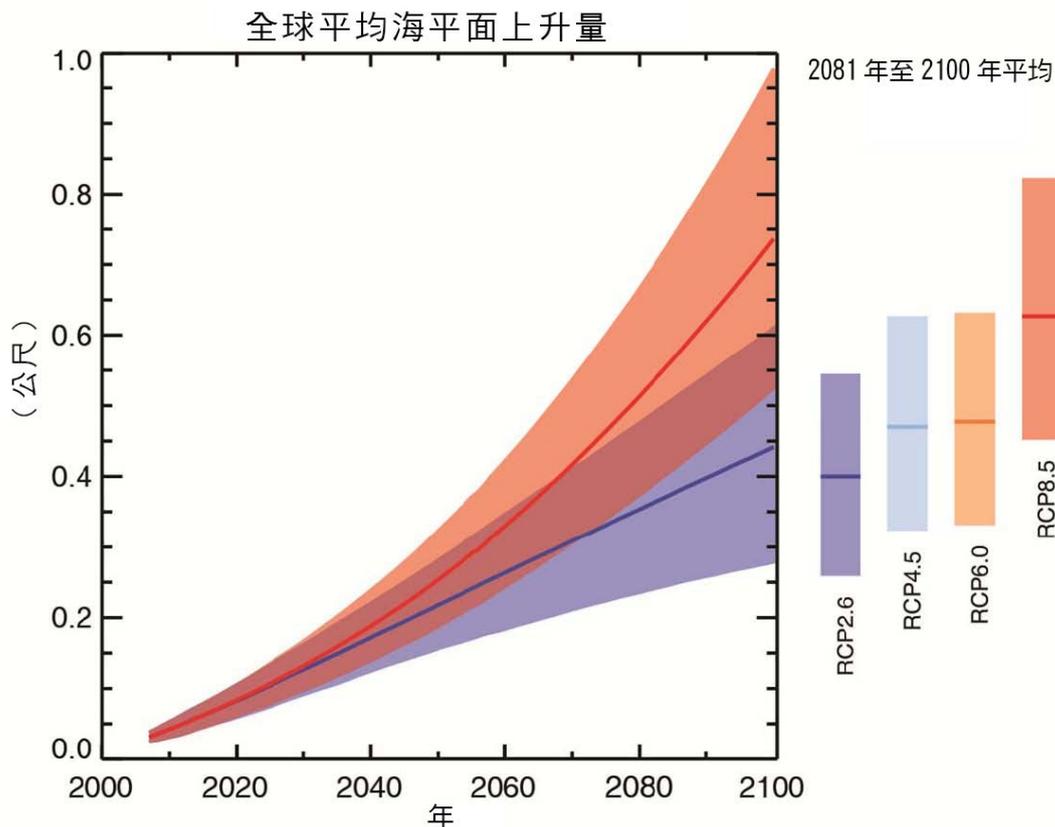


圖 SPM.9：在 RCP2.6 和 RCP8.5 情境，由 CMIP5 系集模式與過程模式所推估出相對於 1986-2005 年觀測值的二十一世紀平均海平面上升情況。陰影帶表示評估結果的可能範圍，有顏色的豎線顯示在各 RCP 情境下所推估 2081-2100 年間平均值的可能範圍，且以水平線標示相應的中位數。詳細技術細節請參照《技術摘要補充資料》。{表 13.5，圖 13.10 和 13.11，圖 TS.21 和 TS.22}

- 自第四份評估報告以來，全球平均海平面上升程度的推估已具有更高的可信度，其原因是對於影響海平面的各物理過程理解的提升、過程 (process-based) 模式的模擬與觀測的一致性更佳、並且已將冰層的動力變化納入考量。{13.3至13.5}
- 與1986-2005年數據相比，2081-2100年全球平均海平面的上升可能 (*likely*) 落在以下的範圍：RCP2.6情境為0.26-0.55公尺、RCP4.5情境為0.32-0.63公尺、RCP6.0情境為0.33-0.63公尺、RCP8.5情境則為0.45-0.82公尺，此結果具有中等可信度 (*medium confidence*)。在情境RCP8.5，到了2100年的上升幅度將為0.52-0.98公尺，在2081-2100年間的上升速度為

8-16 mm yr⁻¹ (中等可信度 *medium confidence*)。這些範圍的計算是由CMIP5氣候推估結合過程模式的模擬以及對冰川和冰層作用的文獻記載評估所得到的 (請參照圖SPM.9, 表SPM.2)。{13.5}

- 由RCP情境所推估的結果顯示，在二十一世紀的全球平均海平面上升幅度中，30%至55%是由熱膨脹造成，15%至35%則是因冰川消融所致。格陵蘭冰層融化的增加量將超過降雪的增加量，此區的表面質量平衡的變化將對未來海平面高度有正貢獻 (高可信度 *high confidence*)。預計南極冰層的降雪量將增加 (中等可信度 *medium confidence*)，但表層的融化依然偏少，此區的表面質量平衡的變化將對未來海平面高度帶來負貢獻。合併這兩個區域的冰層改變可能導致2081-2100年間的海平面上升0.03-0.20公尺 (中等可信度 *medium confidence*)。{13.3至13.5}
- 根據目前的理解，只有當座落在南極海床上的厚冰層崩塌時，才會導致全球平均海平面在二十一世紀內出現大幅上升，並超出可能的推估範圍。然而，有中等可信度 (*medium confidence*)可以判斷，在二十一世紀，這些額外作用所導致海平面上升不會超過數十公分。{13.4, 13.5}
- 二十一世紀全球平均海平面上升較高的推估的依據經過審視後，發現目前並沒有足夠的證據可以針對這些高於推估的「可能」(*likely*) 範圍的情況，進行機率評估。很多半經驗模式推估全球平均海平面上升的結果均高於過程模式模擬的推估結果 (差異可達近兩倍)，但科學界對於這些模式的信度並未達成共識，因此這些模式的推估結果僅具低可信度。{13.5}
- 海平面上升的情況在全球各地會有差異性。推估結果顯示，到二十一世紀末，超過95%的海洋區域非常可能 (*very likely*) 會出現海平面上升的情況，世界上約70%的海岸線將經歷海平面變遷。此項變遷將在全球平均海平面變遷20%的範圍內。{13.1, 13.6}

E.7 碳循環和其他生物地質化學循環

氣候變遷會影響碳循環過程，而此碳循環改變將使得大氣中二氧化碳加速增加(高可信度 *high confidence*)。而海洋對碳的進一步吸收將導致海洋酸化程度上升。{6.4}

- 在全部RCP情境中，海洋將持續吸收人為產生的二氧化碳到二十一世紀末，其中在採取較高濃度途徑的情境中有較高的吸收量 (非常高可信度 *very high confidence*)。而陸地對碳的吸收在未來則較不確定。在所有RCP情境中，大部分模式推估結果皆顯示陸地持續對碳的吸收，但部分模式模擬顯示，由於氣候變化和土地利用改變的整體效應，將出現陸地的碳損失。{6.4}
- 根據地球系統模式的結果，有高可信度 (*high confidence*) 判斷二十一世紀的氣候和碳循環回饋是正向的，也就是說，氣候變遷將抵銷部分因大氣中二氧化碳上升所導致的陸地和海洋碳匯的增加。因此，更多人為排放的二氧化碳將存留在大氣中。古氣候觀測紀錄

和相關模式的結果均證實，無論在單個世紀或千年的時間尺度上，氣候和碳循環間都存在正回饋關係。{6.2, 6.4}

- 在所有RCP情境中，地球系統模式均推估全球的海洋酸度將上升。到了二十一世紀末，對應的海洋表面酸鹼值下降範圍¹⁸，RCP2.6情境為0.06至0.07、RCP4.5情境為0.14至0.15、RCP6.0情境為0.20至0.21、RCP8.5情境則為0.30至0.32 (請參照圖SPM.7和SPM.8)。{6.4}
- 與RCP大氣二氧化碳濃度相當，從十五個地球系統模式中所得的2012-2100年間的二氧化碳累積排放量²⁰，RCP2.6情境介於140-410GtC、RCP4.5情境介於595-1005 GtC、RCP6.0情境介於840-1250 GtC、在RCP8.5情境則介於1415-1910 GtC (請參照表SPM.3)。{6.4}
- 根據RCP2.6，由地球系統模式所得的二氧化碳年排放量到2050年將低於1990年的水準 (差距為14%至96%) (請參照圖TS.19)。到二十一世紀末時，約有半數的模式推估排放量將略高於零，而另一半模式則推估大氣中的二氧化碳將會被逐漸移除。{6.4}
- 在RCP8.5中，預計在二十一世紀內因永凍土融化所產生的碳儲量而排放到大氣中的二氧化碳或甲烷將達50-250 GtC (低可信度 *low confidence*)。{6.4}

SPM

表 SPM.3：由 CMIP5 地球系統模式模擬的 RCP 大氣濃度所對應的 2012 至 2100 年間的二氧化碳累積排放量 {6.4, 表 6.12}

情境	二氧化碳累積排放量 2012-2100 (GtCa)	
	平均值	範圍
RCP 2.6	270	140 — 410
RCP 4.5	780	595 — 1005
RCP 6.0	1060	840 — 1250
RCP 8.5	1685	1415 — 1910

(a) 十億公噸的碳對應到 3.67 GtCO₂。

E.8 氣候穩定性、氣候變遷承諾與氣候變遷的不可逆性

二十一世紀晚期以後，全球地表平均暖化程度將主要由二氧化碳累積排放量決定 (請參照圖 SPM.10)。即使從現在開始停止排放二氧化碳，氣候變遷的許多現象都將持續多個世紀。這表示過去、目前以及未來的二氧化碳排放會造成出具有實質影響且長達多個世紀之久的氣候變遷。{12.5}

- 二氧化碳總累積排放量和全球地表平均溫度的反應呈近乎線性的相關 (請參照圖 SPM.10)。任一給定的暖化程度可以連結至一定範圍的二氧化碳累積排放量²¹，所以若要

20 來自化石燃料、水泥、工業和廢棄物處理產業。

21 要量化這個範圍的二氧化碳排放量需要考慮非二氧化碳的驅動因素。

維持一特定的暖化程度，稍早幾個年代偏高的排放量意味著稍後的幾個年代必須要有著較低的排放量。{12.5}

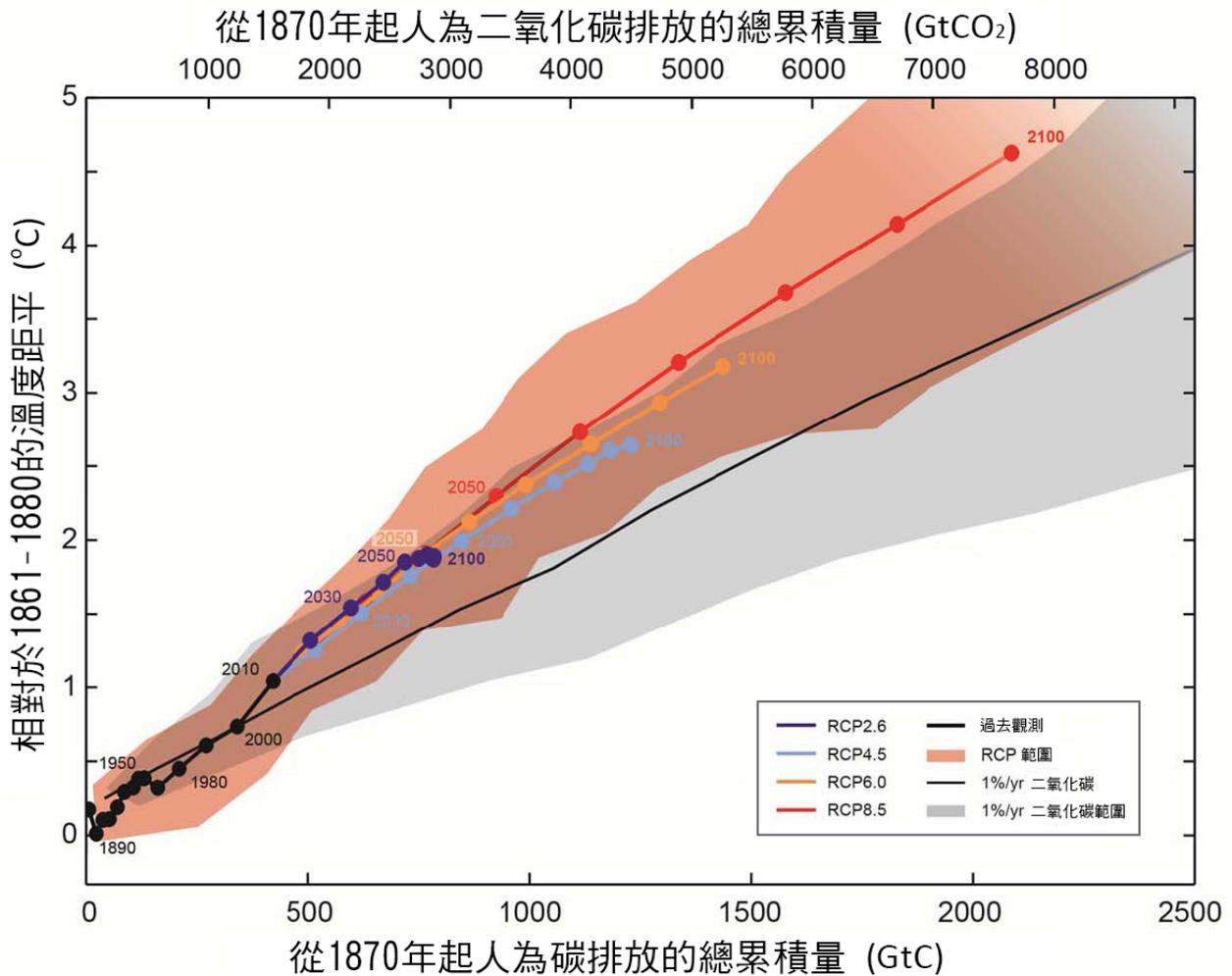


圖 SPM.10：全球地表平均溫度增加與全球二氧化碳總累積排放量的關係圖。不同顏色的線條和點（代表年代平均值）所表示的是各RCP情境中透過各類氣候-碳循環模式的多模式模擬至2100年為止的結果。為了清楚地說明，圖中標示了部分年代際的平均值（如2050代表2041至2050年的十年），並以黑色標示1860至2010年間這段歷史時期的模式模擬結果。有顏色的區域表示在四個RCP情境間的所有模式結果的散布情況，而顏色的變淡代表著在RCP8.5中所用的模式數量的減少。其中黑色細線和灰色區域表示的是，以每年增加1%的二氧化碳強迫作用於CMIP5模式所得的多模式均值和範圍。對於特定二氧化碳排放的累積量而言，每年增加1%的二氧化碳所模擬得到的暖化程度是低於各RCP情境的模擬結果，後者包含了額外的非二氧化碳驅動因素。圖中所有數值是相對於1861至1880年間的數據，年代平均值則是以直線直接串連起來。{圖 12.45；TFE.8，圖 1}

(譯註：橫軸座標，圖上方以二氧化碳重量計，下方則以碳的重量計。)

- 為了把人為排放二氧化碳所導致的暖化現象控制溫度在自1861-1880年期間²⁴起僅升溫2°C的範圍內，而且達成此目標的機率要超過33%、50%、和66%，那麼自那段期間起的所有人為的二氧化碳累積排放量必須分別維持在0到1570左右GtC之間、0到1210左右GtC之間、以及0到1000左右GtC之間²⁵。如果再考慮二氧化碳以外的溫室氣體的輻射強迫作用時，在RCP2.6情境，上述排放量的上限更是分別減少到約900 GtC、820 GtC和790 GtC。二氧化碳累積排放量在2011年已達515 [445至585] GtC。{12.5}
- 為了得到較低的暖化程度，或是提高讓暖化程度低於某特定水準的可能性，必須降低二氧化碳累積排放量。若將非二氧化碳溫室氣體增加造的暖化效應、氣溶膠的減少、或是永凍土釋放溫室氣體也納入考慮，則需要減少更多的二氧化碳累積排放量，來控制暖化程度低於某特定目標 (請參照圖SPM.10)。{12.5}
- 大部分因二氧化碳排放所導致的人為氣候變遷在百年甚至千年的時間尺度是不可逆的，除非能長時間持續地大幅從大氣中移除二氧化碳。即使在完全停止人為排放二氧化碳後，地表溫度在接下來數百年將仍然維持相對較高的水準。由於熱量從海表傳遞到深海的時間尺度相當長，海洋暖化也將持續多個世紀。約有15%至40% (視不同情境而異) 的已排放二氧化碳將持續存留在大氣中超過一千年。{文字框6.1，12.4，12.5}
- 幾乎可以確定 (*virtually certain*) 的是，全球平均海平面的上升將持續到2100年以後，因為熱膨脹所致的海平面上升將持續幾百年。雖然對2100年以後做推估的模式較少，這些模式所推估到2300年的全球平均海平面上升 (與工業時代前相比) 顯示，當二氧化碳濃度達到頂峰後下降並維持在500 ppm以下時 (如同在RCP2.6情境)，所導致的輻射強迫作用會使海平面上升不到1公尺。而當二氧化碳濃度介於700 ppm和1500 ppm之間 (如同在RCP8.5情境) 時，其所導致的輻射強迫作用將使海平面上升1公尺至3公尺以上 (中等可信度 *medium confidence*)。{13.5}
- 持續的冰層質量減少將導致更嚴重的海平面上升，且部分質量減少過程是不可逆的。當持續的暖化超過某臨界值，有高可信度的推估認為暖化將使格陵蘭冰層在一千年或更長的時間後幾乎完全消失，同時導致全球平均海平面上升高達7 m。目前推估結果顯示，這個臨界值為增暖(全球平均溫度與工業時代前相比)多於1°C (低可信度 *low confidence*) 但少於約4°C (中等可信度 *medium confidence*)。氣候強迫作用是有可能引發海床上南極厚冰層的潛在不穩定，導致突然且不可逆的冰層減少，然而目前的證據和理解都不足以讓我們對此作出量化的評估。{5.8，13.4，13.5}
- 為了與氣候變遷抗衡，人們開始提出各種方法來刻意改變氣候系統，統稱為地球工程。由於相關的證據有限，我們無法根據有限的證據全面地量化評估太陽輻射管理法 (SRM) 和二氧化碳移除法 (CDR) 以及它們對氣候系統的影響。運用CDR於全球具有生物地球化學層面和技術層面的限制。目前沒有足夠的知識可以量化在一個世紀內CDR法能夠部

24 模式所模擬的最初二十年。

25 根據瞬時氣候回應累計碳排放量 (TCRE) 的評估結果 (請參照第 D.2 節)

份抵消多少二氧化碳排放量。模式結果顯示，SRM法如果能夠實現的話，有可能大幅抵消全球性的溫度上升，但這些方法也會同時改變全球的水循環，且無法降低海洋酸化的程度。一旦SRM因各種原因停止，有高可信度 (*high confidence*) 可以相信，全球表面溫度將極快速地上升，其數值將與溫室氣體的強迫作用一致。在全球尺度下CDR法和SRM法皆具有副作用，且將導致長期的後果。{6.5, 7.7}

文字框 SPM.1: 代表濃度途徑 (RCPs)

代表濃度途徑 Representative Concentration Pathways (RCPs)

IPCC 第一工作分組所做的氣候變遷推估中，需要對未來溫室氣體、氣溶膠的排放或濃度，以及其他氣候驅動機制的相關訊息有所描述，這些訊息通常是以人類活動情境來表達。IPCC 所考慮的情境設定並不納入太陽、火山或是自然界的甲烷、一氧化二氮等自然界驅動力的改變，僅僅關注在人為造成的排放。

在 IPCC 第五次評估報告中，是以「代表濃度途徑」(途徑所指的是濃度的變化歷程) 來重新定義四組未來變遷的情境，並以輻射強迫作用在 2100 年與 1750 年之間的差異量當作指標性的數值來區分之。被命名為 RCP2.6 的情境意味著每平方公尺的輻射強迫作用在 2100 年增加了 2.6 瓦，而 RCP4.5、RCP6.0 與 RCP8.5 則代表每平方公尺的輻射強迫作用分別增加了 4.5、6.0 與 8.5 瓦。在這四種情境中，RCP2.6 是個暖化減緩的情境 (輻射強迫作用在 2100 年呈減少趨勢)；RCP4.5 與 RCP6.0 是屬於穩定的情境 (輻射強迫作用的變化在 2100 年呈較為穩定狀態)；RCP8.5 則是個溫室氣體高度排放的情境 (輻射強迫作用在 2100 年呈持續增加趨勢)。相較於第三次評估報告與第四次評估報告所考慮的情境，這四種情境所能涵蓋層面更廣。除了設定了逐年的溫室氣體濃度，根據整合評估模式、簡化氣候模式、大氣化學模式以及全球碳循環模式的組合計算，每個 RCP 可以估算出人為溫室氣體排放量，並提供土地利用變遷的空間分布以及各區域空氣污染物的排放量。雖然這些 RCP 情境已經涵蓋了相當廣的輻射強迫作用範圍，但仍有其不足之處，特別是與氣溶膠相關的部分。

大多數的 CMIP5 模式與地球系統模式都使用各 RCP 情境所設定的溫室氣體濃度變化來進行氣候推估的模擬。到了 2100 年，在 RCP2.6 情境中，二氧化碳的濃度會達到 421 ppm；RCP4.5 情境會達到 538 ppm；RCP6.0 情境會達到 670 ppm；而 RCP8.5 情境則會達到 936 ppm。若以所有溫室氣體的總體效應所導出的相當二氧化碳濃度來看：在 RCP2.6 情境中相當二氧化碳濃度會達到 475 ppm；在 RCP4.5 情境中達到 630 ppm；在 RCP6.0 情境中達到 800 ppm；在 RCP8.5 情境中則達到 1313 ppm。除了使用溫室氣體濃度之外，部分的地球系統模式則在模擬中加入了預設的二氧化碳排放，對 RCP8.5 做了些額外的氣候推估模擬。除此之外，亦使用了最新的大氣化學相關資料及耦合模式對四種 RCP 做額外的模擬。這些模擬可被用來研究碳循環造成的回饋以及大氣化學所導致的不確定性。