A report of Working Group I of the
Intergovernmental Panel on Climate Change

IPCC 氣候變遷 2007：物理科學基礎
決策者摘要

初稿作者群：

Richard B. Alley, Terje Berntsen, Nathaniel L. Bindoff, Zhenlin Chen, Amnat Chidthaisong, Pierre Friedlingstein, Jonathan M. Gregory, Gabriele C. Hegerl, Martin Heimann, Bruce Hewitson, Brian J. Hoskins, Fortunat Joos, Jean Jouzel, Vladimir Kattsov, Ulrike Lohmann, Martin Manning, Taroh Matsuno, Mario Molina, Neville Nicholls, Jonathan Overpeck,Dahe Qin, Graciela Raga, Venkatachalam Ramaswamy, Jiawen Ren, Matilde Rusticucci, Susan Solomon, Richard Somerville, Thomas F. Stocker, Peter A. Stott, Ronald J. Stouffer, Penny Whetton, Richard A. Wood, David Wratt

初稿撰稿人：

J. Arblaster, G. Brasseur, J.H. Christensen, K.L. Denman, D.W. Fahey, P. Forster, E. Jansen, P.D. Jones, R. Knutti, H. Le Treut, P. Lemke, G. Meehl, P. Mote, D.A. Randall, D.A. Stone, K.E. Trenberth, J. Willebrand, F. Zwiers

此決策者摘要需引用如下：

IPCC, 2007: Summary for Policymakers. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of WorkingGroup 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.

國家災害防救科技中心氣候變遷專案工作小組 編譯

A. 前　　言

IPCC 第四次評估報告(Fourth Assessment Report ,AR4)第一工作小組之報告，描述對氣候變遷人類及自然驅使因素之瞭解進展[1]、氣候變遷觀測、氣候過程與歸因、和未來氣候變遷之推估。本報告以過去 IPCC 評估報告爲基礎，並納入過去六年來之研究新發現。第三次評估報告(TAR)發表以來之科學進展在於大量更新、更廣泛之數據、更純熟之資料分析、對氣候過程之更了解、氣候過程模式模擬之改良以及對不確定性範圍之更廣泛探討。

「決策者摘要」中各段落內容之出處，可在段落最後大括弧中所提示的章節中找到。

B. 氣候變遷之人類及自然驅使因素

溫室氣體及氣溶膠在大氣中的含量、太陽輻射和地表特徵的變化，改變氣候系統的能量平衡。這些變化通常以輻射作用力(radiative forcing[2])來表示。輻射作用力被用於比較各種人類及自然因素對全球氣候暖化或冷卻之影響程度。TAR 發表以來，科學界對溫室氣體、太陽活動、地表特徵和氣溶膠某些層面之新觀測結果及相關模式，已使得輻射作用力之量化估計改進許多。

根據數千年來的冰芯(ice cores) 量測推斷，人類活動造成地球大氣中二氧化碳、甲烷和氧化亞氮濃度自 1750 年以來明顯升高，如今已遠超過工業革命前之濃度值(見圖 SPM-1)。大氣中二氧化碳濃度增加的主因爲化石燃料的使用和土地利用的改變，而甲烷和氧化亞氮濃度增加的主因則爲農業活動。{2.3, 6.4, 7.3}

- 二氧化碳是人類活動所產生最重要的溫室氣體(見圖 SPM-2)。大氣中二氧化碳濃度值已由工業革命前約 280 ppm 增加爲 2005 年的 379 ppm[3]。根據冰芯推斷，2005 年的大氣二氧化碳濃度顯然已超出過去 65 萬年之二氧化碳濃度自然變化範圍(180~300 ppm)。過去十年(1995–2005)之二氧化碳濃度年成長率(平均 1.9 ppm/yr)高於有直接大氣測量紀錄以來(1960–2005)之年成長率(平均 1.4 ppm/yr)，唯成長率仍存在著年際變化。{2.3, 7.3}

- 從工業革命以來，大氣中二氧化碳濃度升高的主要來源爲化石燃料的使用。土地利用的改變也是一個重要來源，但影響較小。化石燃料二氧化碳年排放量4從 1990 年代的年平均 6.4 [6.0–6.8]5 GtC (23.5 [22.0–25.0] GtCO2)增加爲 2000–2005 年的年平均 7.2 [6.9–7.5] GtC (26.4 [25.3–27.5] GtCO2) (2004 和 2005 年的數據爲暫時估計值)。1990 年代與土地利用改變有關的二氧化碳排放量估計爲年平均 1.6 [0.5–2.7] GtC (5.9 [1.8–9.9] GtCO2)，唯這些估計值的不確定性很大。{7.3}

[1] 在 IPCC 報告中，氣候變遷指的是氣候隨著時間所產生之任何變化，包括自然變化及人類活動所造成之結果。此一用法與“聯合國氣候變化綱要公約”(UNFCCC)中的用法不同。在 UNFCCC 中，氣候變遷指的是直接或間接因人類活動導致大氣組成改變而造成之氣候變化結果，此一用法排除了在相當時期內所觀測到的自然氣候變化因素。

[2] 輻射作用力指的是一項因素對改變地球大氣系統中能量出入平衡之影響的測量值，也是該因素做爲潛在氣候變遷機制之重要性指標。正的輻射作用力表示傾向暖化地表，負的表示傾向冷卻地表。本報告中的輻射作用力值爲 2005 年相對於定義在 1750 年工業革命前的狀況，並以每平方米瓦特(Wm^{-2})爲單位。細節請參閱詞彙表和第 2.2 節。

[3] ppm (百萬分數)或 ppb (十億分數)是溫室氣體分子數在乾空氣總分子數中的比率。譬如：300 ppm 表示每百萬乾空氣分子中有 300 個溫室氣體分子。

[4] 化石燃料二氧化碳排放量包含化石燃料之生產、配銷和消費所產生之二氧化碳排放，以及水泥生產的副產物。1 GtC 排放量相當於 3.67 $GtCO_2$。譯註：GtC 爲十億噸碳當量，$GtCO_2$ 爲十億噸二氧化碳當量。

[5] 一般而言，除非特別聲明，在“給決策者的摘要”中所提出結果之不確定性範圍爲 90%不確定性區間。換言之，結果數值高於或低於中括弧內所列範圍之估計可能性各爲 5%。報告中儘可能採用最佳估計值。請注意：第 1 工作組 TAR 中的某些不確定性範圍相當於 2-σ (95%)通常係專家判斷。

以冰芯和現代資料觀測中得到的溫室氣體濃度變化

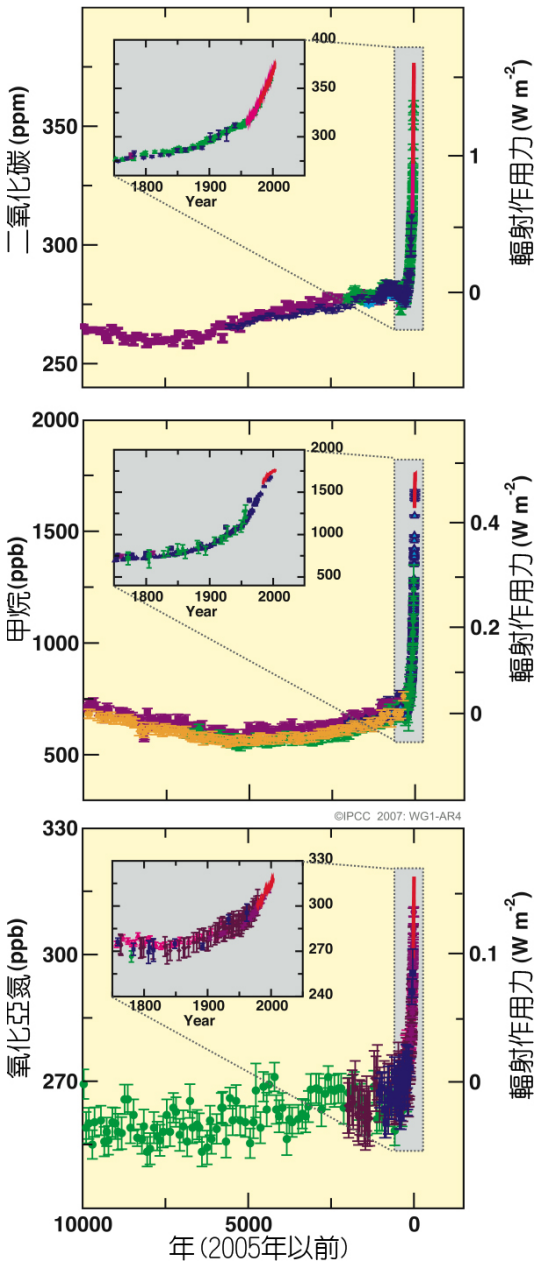

圖 SPM-1

過去 10,000 年(大圖)和 1750 年以來(嵌入的小圖)大氣中二氧化碳、甲烷和氧化亞氮濃度。圖中顯示之測量值係根據冰芯(不同研究採用不同顏色的記號)和大氣樣本(紅線)。相對應之輻射作用力顯示於大圖的右軸。{圖 6.4}

- 地球大氣中甲烷濃度已由工業革命前約 715 ppb 增加至 1990 年代初期的 1732 ppb，至 2005 年則爲 1774 ppb。根據冰芯推斷，2005 年的大氣甲烷濃度顯然已超出過去 65 萬年之甲烷濃度自然變化範圍(320–790 ppb)。1990 年代初期以來，大氣中甲烷濃度成長率已經下降，這點與該時期總排放量(人類活動和自然來源排放量之總和)幾乎維持不變的事實一致。觀測到的甲烷濃度增加非常可能(very likely)導因於人類活動[6]，其中又以農業活動和化石燃料使用爲主，但不同來源之相對貢獻尚未十分確定。{2.3, 7.4}

- 地球大氣中氧化亞氮濃度已由工業革命前約 270 ppb 增加至 2005 年的 319 ppb。1980 年以來，氧化亞氮濃度成長率大致維持不變。超過三分之一的氧化亞氮排放來源是人類活動，其中又以農業爲主。{2.3,7.4}

TAR 發表以來，人類活動對氣候暖化或冷卻影響的瞭解已增進許多，因此非常確信[7]自 1750 年以來人類活動的全球平均淨效應爲暖化，輻射作用力爲+1.6 [+0.6 ~ +2.4] Wm^{-2} (見圖 SPM-2)。{2.3. 6.5, 2.9}

- 二氧化碳、甲烷和氧化亞氮增加所造成之聯合輻射作用力爲+2.30 [+2.07 ~ +2.53] W m^{-2}，其在工業時代的增加率*非常可能*

[6] 在"決策者摘要"中，以下術語被用來表示專家評估某種結局或後果之發生機率：幾乎確定 – 發生機率 > 99%、極端可能 – 發生機率 > 95%、非常可能 – 發生機率 > 90%、可能 – 發生機率 > 66%、比較可能 – 發生機率 > 50%、不可能 – 發生機率 > 33%、非常不可能 – 發生機率 > 10%、極端不可能 – 發生機率 < 5% (細節請參閱文字框 TS .1)。

[7] 在"決策者摘要"中，以下信心程度被用來表示專家對所根據科學的正確性之判斷：非常確信 – 正確機率至少九成；高度確信 – 正確機率約八成 (細節請參閱文字框 TS .1)。

是超過 10,000 年來空前的(見圖 SPM-1 和圖 SPM-2)。1995~2005 年間，二氧化碳輻射作用力增加 20%，這是過去至少 200 年來任何一個十年期間之最大變化。{2.3, 6.4}

- 人類活動產生的氣溶膠(主要爲硫酸、有機碳、黑碳、硝酸鹽和灰塵)造成冷卻效應，其直接總輻射作用力爲-0.5 [-0.9 ~ -0.1] W m^{-2}，間接雲反照作用力爲-0.7 [-1.8 ~ -0.3] W m^{-2}。科學界對這些作用力的瞭解比 TAR 發表時要來得多，原因爲直接觀測、人造衛星和地面測量技術的進步，以及更廣泛的模式應用，但輻射作用力仍有顯著的不確定。氣溶膠也影響雲層壽命和降水量。{2.4, 2.9, 7.5}

- 人類活動對輻射作用力的顯著影響仍有數種其他來源：排放形成臭氧的化學物質(氮氧化物、一氧化碳和碳氫化合物)造成對流層臭氧變化，其輻射作用力爲 +0.35[+0.25 – +0.65] W m^{-2}；

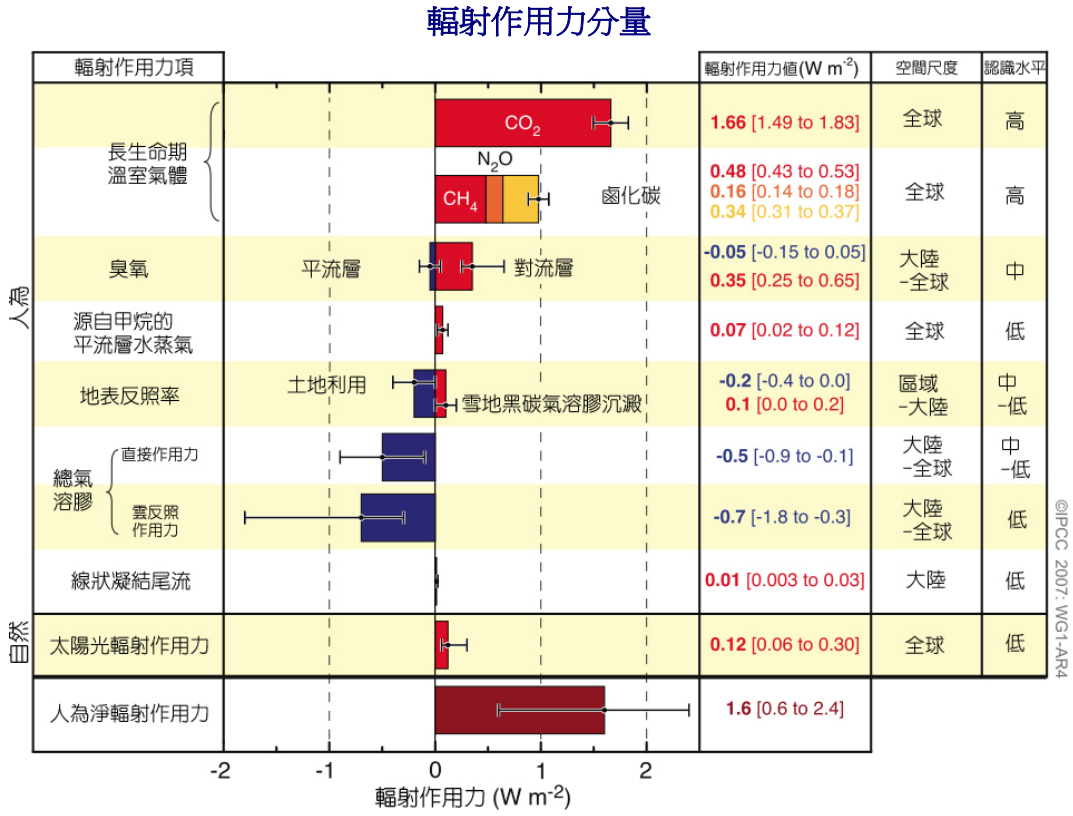

圖 SPM-2

2005 年人爲二氧化碳(CO_2)、甲烷(CH_4)、氧化亞氮(N_2O)及其他重要媒介與機制之輻射作用力的估計值和範圍，以及輻射作用力之典型地理廣度(空間尺度)和評估之科學了解程度(Level of Scientific understanding, LOSU)。圖中亦顯示人爲淨輻射效力及其範圍。這些數據需要加總各元素之不對稱的不確定性估計值，單純相加無法得出所需要之數據。未納入本圖中之其他作用力因素被認爲科學了解程度非常低。火山氣溶膠雖然提供一種額外的自然作用力，但因爲其偶發性本質，亦未被納入本圖中。線狀凝結尾流的範圍未包含飛行對雲層密度之其他可能影響。{2.9, 圖 2.20}

因鹵化碳變化[8]而造成之直接輻射作用力爲+0.34 [+0.31 ~ +0.37] W m^{-2}；地表反照率因土地覆蓋改變及雪地黑碳氣溶膠沈澱造成的變化，其輻射作用力分別爲-0.2 [-0.4 ~ 0.0] W m^{-2}和+0.1 [0.0 ~ +0.2] W m^{-2}。其他輻射作用力小於±0.1 W m^{-2}的因素顯示於圖 SPM-2。{2.3, 2.5, 7.2}

- 1750 年以來太陽光輻射變化造成之輻射作用力估計爲+0.12 [+0.06 ~ +0.30] W m^{-2}，還不到 TAR 中估計值的一半。{2.7}

C. 近來氣候變遷之直接觀測

TAR 發表以來，對於氣候如何隨時空變化的瞭解，已透過許多資料和資料分析之改善與擴充、更廣泛之地理涵蓋範圍、對不確定性之更佳瞭解和更多元的測量方法，而獲得進展。目前已有 60 年代以來之冰河與積雪，以及大約過去十年來之海平面與大冰原的更完整觀測資料可供使用。然而，某些區域的資料涵蓋仍然相當有限。

氣候系統的暖化已經很明確，透過觀測資料，全球平均氣溫和海溫的升高、雪冰普遍融化及全球平均海平面上升，都已經非常明顯(見圖 SPM-3)。{3.2, 4.2, 5.5}

- 過去 12 年裡(1995~2006)有 11 年列名於儀器記錄的地表溫度中最暖的 12 年[9](1850 年以來)。更新後之百年線性趨勢(1906–2005 年)顯示 0.74 [0.56 – 0.92]°C 增溫，其高於 TAR 中相對應時間(1901–2000 年)的 0.6 [0.4 – 0.8]°C 增溫。過去 50 年來的線性暖化趨勢(每 10 年 0.13 [0.10 – 0.16]°C)幾乎是過去 100 年的兩倍。從 1850–1899 年到 2001–2005 年的總升溫爲 0.76 [0.57 – 0.95]°C。城市熱島效應確實存在，但多屬於區域性的，僅有可忽略的影響(對陸上溫度的影響少於每 10 年 0.006°C，對海上溫度影響則爲零)。{3.2}
- 探空儀器及人造衛星對低/中對流層之溫度分析顯示出類似地表溫度記錄的暖化率，並符合各自的不確定性範圍。此結果大幅調和了 TAR 中所述之歧異性。{3.2, 3.4}
- 至少是 1980 年代以來，陸地、海洋和上對流層之平均大氣水蒸汽含量已增加，其增加量大致與較暖空氣可額外包含之水蒸汽量相當。{3.4}
- 1961 年以來的觀測資料顯示，全球海洋平均溫度上升至少影響到 3000 公尺的海洋深度，海洋吸收超過 80%進入於氣候系統的熱。此一暖化現象已造成海水膨脹，進而促使海平面上升(見表 SPM-1)。{5.2,5.5}
- 平均而言，南北半球之山岳冰河與積雪均已減少。冰河與冰帽之普遍縮減已促使海平面上升(冰帽不包括格林蘭大冰原和南極大冰原) (見表 SPM-1)。{4.6, 4.7, 4.8, 5.5}
- TAR 發表以來之新數據顯示，格林蘭及南極大冰原之縮減非常可能是促使 1993 ~ 2003 年間海平面上升之因素(見表 SPM-1)。格林蘭及南極大冰原某些流出冰河之流速已經加快，這些流出冰河將大冰原內部的冰排出。大冰原質量縮減通常伴隨著冰棚(ice shelves)變薄、縮減或浮冰河舌(floating glacier tongues)減損。這些動態的冰減少作用足以解釋南極大冰原質量減損，以及近一半格林蘭冰原流失的現象。格林蘭大冰原縮減的其餘因素則是融冰速度超過下雪帶來冰層推積速度。{4.6, 4.8, 5.5}

[8] IPCC 最近發表的"保護臭氧層和全球氣候系統特別報告"(2005 年)對鹵化碳輻射作用力做了詳細評估。
[9] 陸地近地表溫度與海面溫度之平均值。.

溫度、海平面高度和北半球積雪的變化

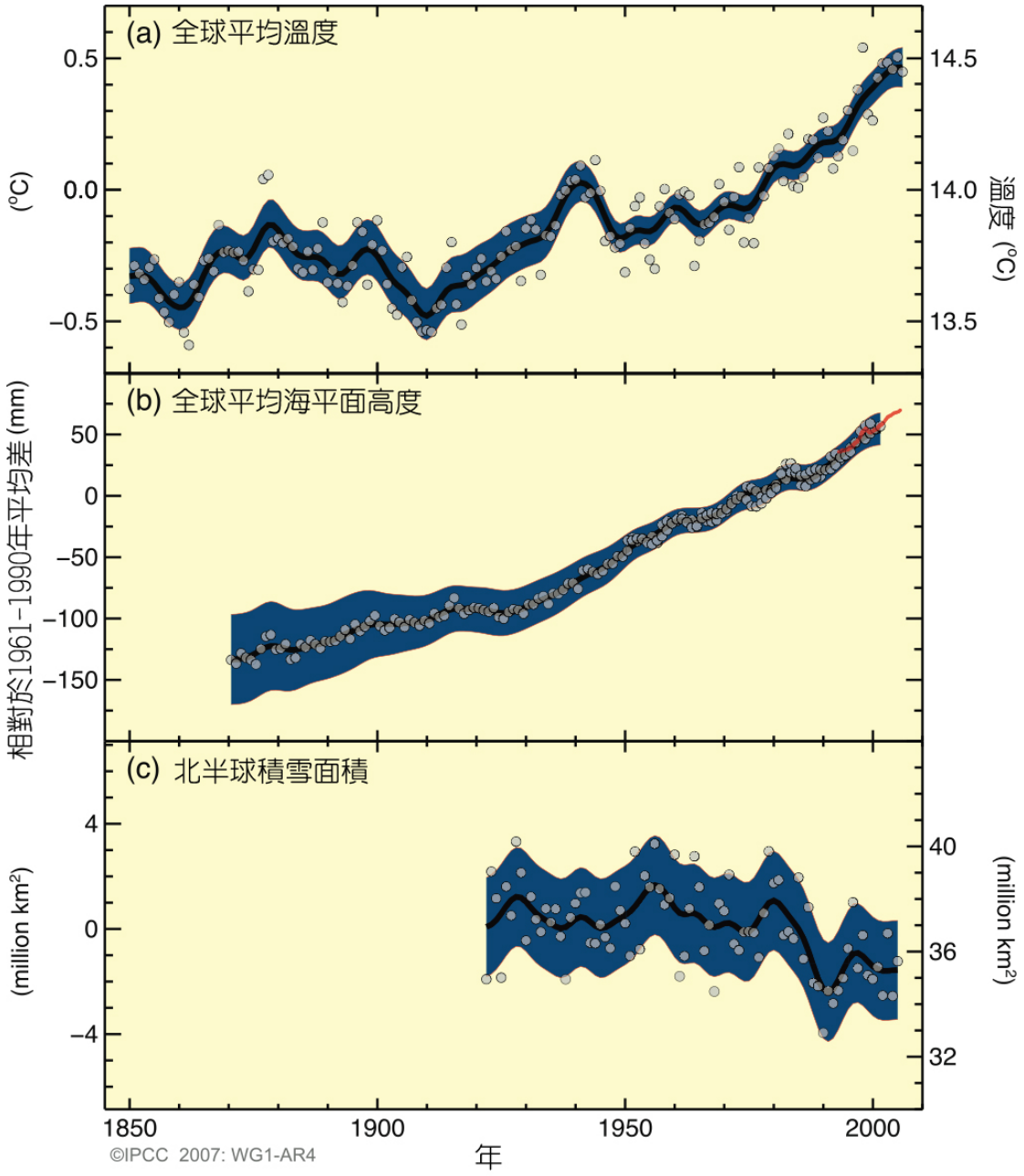

圖 SPM-3

觀測之(a)全球平均地表溫度、(b)全球平均海平面升高(根據潮位測站數據(藍色)和人造衛星數據(紅色))、和(c)北半球 3~4 月積雪面積變化。所有變化均爲相對於 1961 ~ 1990 期間之均值。平滑曲線代表 10 年均值，圓圈則顯示年均值。陰影部分爲根據已知不確定性綜合分析(a 和 b)及時間序列(c)估計之不確定性區間。{問答集 3.1；圖 1、圖 4.2 和圖 5.13}

表 SPM-1 觀測到的海平面上升率與不同上升源之估計貢獻度{5.5, 表 5.3}

海平面上升源	海平面上升率 (公尺/百年) 1961 ~ 2003	1993 ~ 2003
熱膨脹	0.042 ± 0.012	0.16 ± 0.05
冰河與冰帽	0.050 ± 0.018	0.077 ± 0.022
格林蘭大冰原	0.05 ± 0.12	0.21 ± 0.07
南極大冰原	0.14 ± 0.41	0.21 ± 0.35
個別氣候因素對海平面上升貢獻之加總	0.11 ± 0.05	0.28 ± 0.07
觀測到的之總海平面上升	0.18 ± 0.05[a]	0.31 ± 0.07[a]
差異 (觀測值 - 氣候貢獻加總)	0.07 ± 0.07	0.03 ± 0.10

註：

[a] 1993 年以前之數據得自潮位測站，1993 年以後之數據得自衛星高程測量。

- 1961~2003 年間，全球平均海平面上升率爲每年 1.8 [1.3 ~ 2.3]毫米。1993 ~ 2003 年間的海平面上升的速率增快，達到約每年 3.1 [2.4 ~ 3.8]毫米。至於 1993 ~ 2003 年間較快的海平面上升速率，反映的是十年的年際變化或較長期的增快趨勢，目前尚無法確定。但*高度確信*的是，19 到 20 世紀觀測到的海平面上升速率在增加。20 世紀海平面總上升量估計爲 0.17 [0.12 ~ 0.22] 公尺。{5.5}

- 1993 ~ 2003 年間，氣候因素貢獻之加總，在不確定性範圍內，與直接觀測到的海平面總上升量是一致的(見表 SPM-1)，其一致性主要是基於現今人造衛星及直接觀測數據的改進。1961 ~ 2003 年估計之氣候因素貢獻加總，則是小於實際觀測之海平面上升。TAR 報告對於 1910 ~ 1990 年的估計量，也呈現出類似的差異。{5.5}

在大洲、區域和海洋盆地的尺度上，已經觀測到許多長期性氣候變遷，包括北極溫度與冰層之變化，以及廣大地區的降水量、海水鹽度、風場型態和極端天氣狀況(包括乾旱、豪大雨、熱浪和熱帶氣旋強度)的改變[10]。{3.2, 3.3, 3.4, 3.5, 3.6, 5.2}

- 在過去 100 年當中，北極平均溫度升高的速度幾乎是全球平均暖化速度的兩倍。北極溫度具有蠻大的十年期距變化情形，在 1925–1945 年間也曾觀測到一個暖化時期。{3.2}

- 1978 年以來的人造衛星觀測數據顯示，年平均北極海冰分布範圍每十年縮小 2.7 [2.1 ~ 3.3]%，夏季的縮幅較大，每十年縮小 7.4 [5.0 ~ 9.8]%。這些數值與 TAR 報告的數值一致。{4.4}

- 1980 年代以來，北極永久凍土層表面的溫度已普遍上升(高達 3°C)。1900 年以來，北半球最大季節性凍土覆蓋面積已縮小約 7%，春季縮幅更高達 15%。{4.7}

[10] 熱帶氣旋包括颶風和颱風。

- 1900 ~ 2005 年期間，已針對許多大範圍區域觀測其降水量的長期趨勢[11]。北美洲和南美洲東部地區、歐洲北部地區及亞洲北部和中部地區已觀測到降水量大幅增加。薩哈爾(Sahel)、地中海、非洲南部及部分南亞地區則是已觀測到乾旱趨勢。降水量在時空上的變化很大，某些地區的數據很有限。其他納入評估之大區域則尚未觀測到長期趨勢[11]。{3.3, 3.9}
- 中/高緯度海域海水淡化及低緯度海域海水鹽度升高均暗示著海洋上降水及蒸發的變化。{5.2}
- 1960 年代以來，南北半球中緯度西風已經增強。{3.5}
- 1970 年代以來，更多的地區已觀測到更劇烈和持久的乾旱現象，尤其是在熱帶和亞熱帶地區。溫度升高及降水量減少已促使乾旱產生變化，此外，海面溫度(SST)與風場型態的變化，以及雪場(snowpack)與積雪縮減，也都和乾旱有關聯。{3.3}
- 大多數陸地地區之劇烈降水發生頻率已有所增加，此現象與暖化及觀察到的大氣水蒸汽增加現象一致。{3.8, 3.9}
- 過去 50 年來已觀測到極端溫度的普遍變化。寒冷的白晝與夜晚，及嚴寒的發生頻率減少，而炎熱的白晝與夜晚，及熱浪的發生頻率則增加(見表 SPM-2)。{3.8}
- 觀測證據顯示，約自 1970 年以來，北大西洋強烈熱帶氣旋增加，這點與熱帶海面溫度升高相互關聯。某些其他地區也有強烈熱帶氣旋增加的跡象，唯這些地區的數據品質比較堪慮。由於存在數十年期距的變化情形，加上 1970 年例行性的人造衛星觀測之前，熱帶氣旋記錄品質存在問題，使得要發現熱帶氣旋活動的長期趨勢變得更加困難。熱帶氣旋每年發生次數並無明顯之趨勢。{3.8}

氣候並未觀測到變化的部分。{3.2, 3.8, 4.4, 5.3}

- TAR 曾報告日溫差(DTR)縮小現象，但當時只有 1950 ~ 1993 年間的數據可供利用。更新的觀測結果透露，1979 ~ 2004 年間日溫差並沒有改變，因爲白天和夜間溫度上升的幅度大致相同。此一趨勢在不同地區的差異很大。{3.2}
- 南極海冰覆蓋範圍持續顯示年際變化和局部變化，但並未出現統計上顯著的平均趨勢，這點與此區域的平均大氣溫度無暖化現象一致。{3.2, 4.4}
- 尚無充分證據可以確定全球海洋是否存在南北向的翻轉循環趨勢，或是在較小規模氣候現象中，例如龍捲風、冰雹、閃電和沙塵暴等，存在明確的趨勢。{3.8, 5.3}

[11] 評估地區爲 TAR 地區推測章及本報告第 11 章中所考量的地區。

表 SPM-2　近來趨勢、人類活動對趨勢影響評估、和 20 世紀後期已觀測趨勢之極端天氣事件的推估。{表 3.7、3.8、9.4；第 3.8、5.5、9.7 和 11.2–11.9 節}

現象[a]與趨勢方向	趨勢於 20 世紀後期存在的可能性(尤其在 1960 年以後)	已觀測趨勢係由人類活動所引起之可能性[b]	利用 SRES 情境推估 21 世紀未來趨勢發生的可能性
大多數陸地地區變得較暖及寒日/寒夜變少	非常可能[c]	可能[e]	幾乎確定[e]
大多數陸地地區變得較暖及更頻繁的熱日/熱夜	非常可能[d]	可能(夜)[e]	幾乎確定[e]
暖期/熱浪： 大多數陸地地區次數增加	可能	比較可能[f]	非常可能
豪大雨事件： 大多數地區的頻率(或豪大雨事件之降雨量與總雨量比例)增加	可能	比較可能[f]	非常可能
受乾旱影響地區增加	1970 年代以來在許多地區可能	比較可能	可能
強烈熱帶氣旋活動增加	1970 年以來在某些地區可能	比較可能[f]	可能
極端高海平面(海嘯除外)發生率增加[g]	可能	比較可能[f,h]	可能[i]

註：

(a)　欲知詳細定義，請參見表 3.7。

(b)　參見表 TS-4；文字框 TS-3.4 和表 9.4。

(c)　寒日、寒夜發生頻率減少(最冷 10%)

(d)　炎熱的日、夜發生頻率增加(最熱 10%)

(e)　每年最極端日夜變得較暖

(f)　人類活動之貢獻程度未予評估。這些現象之歸因係根據專家判斷，而非根據正式歸因研究。

(g)　極端高海平面取決於平均海平面和地區天氣系統。此處之定義爲觀測站在已知參考期內所觀測海平面之時均值中最高的 1%。

(h)　觀測之極端高海平面變化與平均海平面變化密切相關{5.5}。人類活動*非常可能*促進平均海平面上升。{9.5}

(i)　在所有假設情境中，推估之 2100 年全球平均海平面高於參考期之全球平均海平面{10.6}。地區天氣系統變遷對極端高海平面之影響尚未評估

D. 古氣候學觀點

古氣候學研究利用氣候敏感的指標改變來推斷全球氣候過去變遷，其採用之時間尺度從數十年到數百萬年不等。這些代理數據(proxy data)(如樹輪寬度)可能受到當地溫度及其他因素(如降水量)的影響，且經常僅能代表特定季節，而非整年的現象。TAR 發表以後的多項研究，因爲有了不同地區多項指標一致變化的額外數據，增加了科學界的信心。然而，不確定性通常會隨著時間的久遠而增加，因爲時間越久遠，空間的涵蓋越有限。

古氣候學資訊支持以下詮釋：近半個世紀以來的暖化，至少在過去 1300 年內屬不尋常現象。上次極地明顯較現在更暖時期(約 125,000 年前)，所造成之極地冰量減少導致海平面上升 4 – 6 公尺。{6.4, 6.6}

- 20 世紀下半葉，北半球平均溫度*非常可能*較過去 500 年內任何其他 50 年期間都來得高，並*可能*是過去至少 1300 年來平均溫度最高的 50 年。近來有些研究指出，北半球溫度的變異較 TAR 中所提到的更高。尤其這些研究發現，第 12、13、14、17 和 19 世紀中均曾出現較冷的時期。20 世紀以前的偏暖期仍在 TAR 中所提出的不確定性範圍內。{6.6}

- 上次間冰期 (intergalacial period)(約 125,000 年前)之全球平均海平面*可能*比 20 世紀期間高 4 ~ 6 公尺，主要是因爲極冰融退所造成的。由於地球軌道的差異，冰芯數據顯示，當時的平均極地溫度比現在高出 3 – 5°C。格林蘭大冰原及其他北極冰原對觀測之海平面上升的貢獻*可能*不超過 4 公尺，南極對當時海平面上升可能也有影響。{6.4}

E. 氣候變遷之了解與歸因

本評估報告根據 TAR 發表以來之多項研究，採用的是較長期和改進的記錄、較廣泛的觀測範圍、和許多氣候層面及其變異之改良模擬。本報告也採納一些新近歸因研究的結果。這些歸因研究評估了觀測之變化在量上是否與預期之外部作用力反應一致，以及是否與其他物理替代解釋不相符。

20 世紀中葉以來觀測到的全球平均溫度上升，非常可能導因於觀察到的人類活動所造成的溫室氣體濃度升高12。相對於 TAR 的結論指出：“過去 50 年來，大多數觀測之暖化可能導因於溫室氣體濃度的升高”，這無異是一項進步。可辨別之人類影響已經延伸到氣候的其他層面，包括海洋暖化、大陸平均溫度、極端溫度和風型(見圖 SPM-4 和表 SPM-2)。{9.4, 9.5}

- 如果只有溫室氣體濃度增加，其應該造成之暖化*可能*比觀測到的更爲嚴重，因爲火山作用和人類活動所產生之氣溶膠已抵銷了一部分本來應該發生的暖化現象。{2.9, 7.5, 9.4}

- 觀測到的大氣及海洋之普遍暖化現象，加上冰質量減損，支持以下結論：過去 50 年來的全球氣候變遷*極端不可能*被解釋爲沒有外部作用力，且非常可能不光是已知的自然原因所造成。{4.8, 5.2, 9.4, 9.5, 9.7}

- 從地表及大氣溫度、海洋上空數百公尺溫度之變化、以及促使海平面上升，已可察覺氣候系統的暖化。歸因研究已確定了人類活動對這些所有變化的影響。觀測之對流層暖化和平流層冷化非常可能是因爲溫室氣體增加和平流層臭氧耗損之共同影響結果。{3.2, 3.4, 9.4, 9.5}

[12] 其餘的不確定性考量係以當前的方法論爲基礎。

- 平均過去 50 年期間，除了南極洲以外，各大洲都*可能*已經受到顯著的人爲暖化影響(見圖 SPM-4)。觀測之暖化形態(包括陸地暖化大於海洋暖化和暖化形態隨著時間改變)只有在模式模擬中加入人爲作用力時才會發生。就人類對氣候變遷的影響，耦合氣候模式模擬六大洲溫度變化的能力，提供比 TAR 中所述更有力的證據。{3.2, 9.4}

- 在較小尺度上，可靠的模擬結果及歸因(attributing)觀測到的溫度變化仍然很困難。在這些尺度的模擬中，由於外部作用力的關係，自然氣候變異相對較大，因此區別預期的變化比較困難。當地作用力及回饋之不確定性，也使得溫室氣體增加對觀測之小尺度溫度變化的影響，估計起來變得很困難。{8.3, 9.4}

- 人爲作用力可能已對風型變化產生影響[13]，造成南北半球之溫帶氣旋路徑及溫度型態的改變。然而，觀測到的北半球循環變化大於反應 20 世紀作用力變化之模擬結果。{3.5, 3.6, 9.5, 10.3}

- 最極端的炎熱夜晚、寒夜及寒日的溫度*可能*已經因人爲作用力而上升。*比較可能的情況是*人爲作用力增加了熱浪的風險(見表 SPM-2)。{9.4}

氣候模式加上有限的觀測資料一起分析，使得科學界首度可以針對氣候敏感度評估可能範圍，並對氣候系統反應輻射作用力的了解更具信心。{6.6, 8.6, 9.6. 文字框 10.2}

- 均衡氣候敏感度是一個反應持續輻射作用力之氣候系統測量值。它不是一種推估，而被定義爲二氧化碳濃度加倍後全球平均地表暖化指標。均衡氣候敏感度*可能*介於 2 ~ 4.5°C 的範圍內，最佳估計值爲 3°C，且*非常不可能*低於 1.5°C。然而，均衡氣候敏感度高於 4.5°C 的情形也無法排除，但爲保持模式與觀測值之一致不太適合那些過高的數值。水蒸汽變化代表影響氣候敏感度之最大回饋作用。科學界對水蒸汽變化的了解也比 TAR 發表時更多。雲回饋仍是不確定性的最大來源。{8.6, 9.6, 文字框 10.2}

- 1950年以前至少7個世紀的氣候變遷*非常不可能*僅爲氣候系統內部變化所造成。在那幾個世紀中，重建的北半球十年際溫度變異，有相當一部分非常可能歸因於火山爆發和太陽輻照量的改變，且這些記錄中所顯示之 20 世紀初期的暖化現象，可能是人爲作用力促成的。{2.7, 2.8, 6.6, 9.3}

[13] 尤其是南北半球環狀模態(Southern and Northern Annular Modes)及北大西洋振盪的相關變化。{3.6, 9.5, 文字框 TS.3.1}

全球和大陸的溫度變化

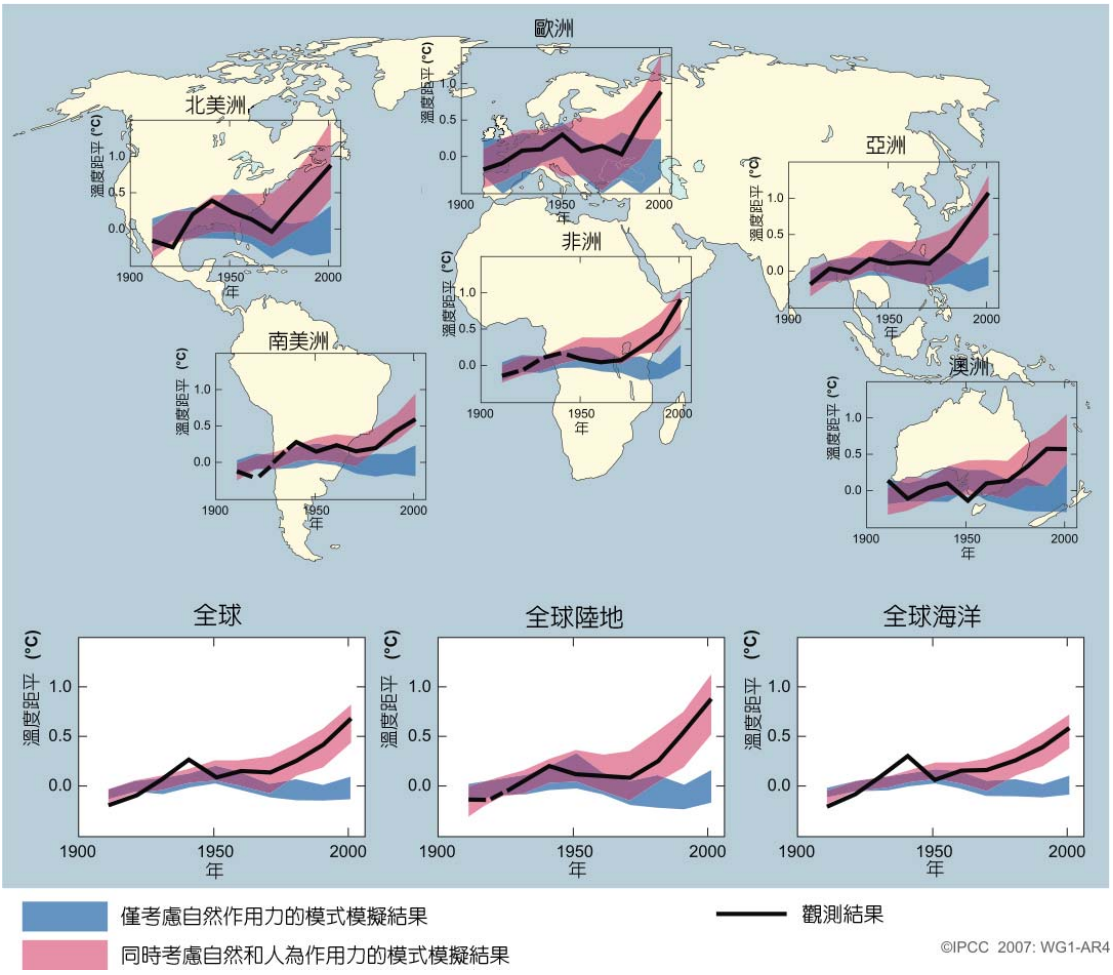

圖 SPM-4

比較觀測之全球及各大洲地表溫度變化，與利用氣候模式根據自然及人爲作用力模擬結果。圖中顯示 1906 ~ 2005 年期間(黑線)之觀測 10 年均值(標繪 10 年中點和相對於 1901–1950 之相對應均值)。空間涵蓋範圍少於 50%處以虛線呈現。藍色條帶顯示僅根據自然作用力(太陽活動及火山)利用 5 個氣候模式進行 19 次模擬之 5 ~ 95%範圍。紅色條帶顯示根據自然及人爲作用力利用 14 個氣候模式進行 58 次模擬之 5 ~ 95%範圍。{問答集 9.2, 圖 1}

F. 未來氣候變遷之推估

相較於 TAR，本評估報告中氣候變遷推估之一大進步在於更廣泛模式所提供之大量模擬。加上觀測資料提供之額外資訊，這些進步爲估計未來氣候變遷許多層面之發生機率提供一個量化依據。模式模擬包含一系列未來可能狀況，包括理想排放量或濃度假定。這些狀況還包括 2000–2100 年間 SRES[14]描述的示範性標示情境，以及假定 2000 或 2100 年以後溫室氣體及氣溶膠濃度維持不變之模式實驗。

針對一系列 SRES 排放情境，推估未來 20 年的暖化率爲每 10 年約 0.2°C。即使所有溫室氣體和氣溶膠的濃度均保持在 2000 年的水準，仍可預期每 10 年約 0.1°C 的暖化率。{10.3, 10.7}

- 發表於 1990 年的 IPCC 第一次評估報告，評估之推估數據顯示，1990 ~ 2005 年間的全球平均溫度升高率爲每 10 年約 0.15 ~ 0.3°C。對照於現今每 10 年約 0.2°C 的觀測值，科學界對近期推估的信心增強。{1.2, 3.2}
- 模式實驗顯示，即使所有輻射作用力因素均保持在 2000 年的水準，未來 20 年間仍可能發生每 10 年約 0.1°C 的持續暖化趨勢，主要原因爲海洋對輻射作用力的反應較慢。如果排放量在 SRES 情境之範圍內，預期中的暖化率可能加倍(每 10 年約 0.2°C)。模式之最佳估計推估數據顯示，2030 年以前，各個有人居住大洲之 10 年平均暖化率對 SRES 情境之選擇並不敏感，且*非常可能*至少是 20 世紀期間相對應模式估計自然變異的兩倍。{9.4, 10.3, 10.5, 11.2–11.7；圖 TS-29}

以當前或更高的速率持續排放溫室氣體，可能導致進一步暖化，並在 21 世紀引發許多全球氣候系統變化。這些變化非常可能比 20 世紀之觀測變化更大。{10.3}

- 現在氣候變遷模式的進步，使得科學界可以針對不同的排放情境，提供推估暖化之最佳估計值及*可能*之評估不確定性範圍。不同排放情境之結果均詳列於本報告中，以免漏掉這些政策相關資訊。21 世紀末(2090 ~ 2099)相對於 1980 ~ 1999 年之推估全球平均地表暖化比較，顯示於表 SPM-3。這些比較對照出由低至高 SRES 排放情境與這些情境之推估暖化不確定性之間的差異。{10.5}
- 本評估報告中提供六個 SRES 排放標示情境之全球平均地表暖化最佳估計值及*可能*範圍(見表 SPM-3)。例如，低排放情境(B1)之最佳估計值爲 1.8°C (可能範圍爲 1.1°C ~ 2.9°C)，而高排放情境(A1F1)之最佳估計值爲 4.0°C (可能範圍爲 2.4°C ~ 6.4°C)。雖然這些推估與 TAR 中所引用的範圍(1.4 ~ 5.8°C)大體一致，但兩者無法直接比較(見圖 SPM-5)。AR4 比較進步，因爲 AR4 針對每一個標示情境提供最佳估計值及評估之可能範圍。新的可能範圍評估所依據的是更多且複雜性及真實性更高的氣候模式，以及有關碳循環回饋性質及有限的觀測到的氣候反應新資訊。{10.5}
- 暖化有減少陸地及海洋吸收大氣二氧化碳的傾向，因而使得留在大氣中之人爲排放部分增加。譬如，就 A2 情境而言，到了 2100 年，氣候-碳循環回饋將升高相對應之全球平均暖化超過 1°C。溫度推估之評估範圍上限大於 TAR 的上限(見表 SPM-3)，主要是因爲現在可利用的更廣範

[14] SRES 指的是 IPCC「排放情境特別報告」(2000)。SRES 情境族系和示例(不含外加的氣候因應方案)摘述於「給決策者的摘要」最後的文字框中。根據 2100 年人爲溫室氣體和氣溶膠之輻射作用力計算(見 TAR 第 823 頁)，SRES 示範性標示情境 B1、A1T、B2、A1B、A2 和 A1FI 的 CO_2 當量濃度近似值分別爲 600、700、800、850、1250 和 1550 ppm。情境 B1、A1B 和 A2 一直是模式相互比較研究之焦點，其中許多結果在本報告中均有評估。

圍模式，顯示了更大的氣候-碳循環回饋{7.3, 10.5}

- 以模式爲基礎之 21 世紀末(2090 ~ 2099)全球平均海平面上升推估顯示於表 SPM-3。就每個情境而言，表 SPM-3 所顯示之範圍中點均位於 TAR 2090–2099 年模式均值 10%的範圍內。這次評估的可能範圍比 TAR 中的範圍窄，主要是因爲推估貢獻中有關某些不確定性的資訊已經改善。[15]{10.6}
- 因爲缺乏已發表文獻的基礎，迄今所使用之模式均未考量氣候-碳循環回饋之不確定性，也未納入大冰原流動變化之完全影響。這些推估包含格林蘭和南極洲冰流以 1993 ~ 2003 觀測速度加快的促進因素，但冰流速度在未來可能增快或減慢。譬如，如果此一促進因素隨著全球平均溫度變化呈線性成長，則表 SPM-3 中所顯示的 SRES 情境海平面上升範圍上限可能增加 0.1 – 0.2 公尺。出現更大數值的情況無法排除，但目前科學界對這些影響的了解非常有限，因此無法評估其發生機率或提供最佳估計值或海平面上升範圍上限。{10.6}
- 大氣中二氧化碳濃度升高導致海洋酸化加劇。根據 SRES 情境的推估顯示，21 世紀平均全球表層海洋 pH 值[16]將下降 0.14 – 0.35 單位，加上工業革命至今平均全球表層海洋 pH 值已下降 0.1 單位。{5.4, 文字框 7.3, 10.4}

[15] TAR 中的推估係針對 2100 年，而本報告中的推估則針對 2090 ~ 2099 年。如果 TAR 也以相同方式處理不確定性，其所推估的範圍應該與表 SPM-3 中的範圍很類似。

[16] pH 值下降與溶液酸度增加相符。詳情請參見詞彙表。

表 SPM-3 21 世紀末不同模式個案之推估全球平均地表暖化及海平面上升。海平面推估不包含碳循環回饋之不確定性，因爲缺乏已發表文獻的基礎。{10.5, 10.6, 表 10.7}

	溫度變化(°C - 相對於 1980 ~ 1999 年之 2090 ~ 2099 年) [a]		海平面上升(公尺 - 相對於 1980 ~ 1999 年之 2090 ~ 2099 年)
個案	最佳估計值	可能範圍	以模式爲基礎的範圍 不含冰流未來快速動態變化因素
固定於 2000 年濃度 [c]	0.6	0.3 – 0.9	無
B1 情境	1.8	1.1 – 2.9	0.18 – 0.38
A1T 情境	2.4	1.4 – 3.8	0.20 – 0.45
B2 情境	2.4	1.4 – 3.8	0.20 – 0.43
A1B 情境	2.8	1.7 – 4.4	0.21 – 0.48
A2 情境	3.4	2.0 – 5.4	0.23 – 0.51
A1FI 情境	4.0	2.4 – 6.4	0.26 – 0.59

註：

a = 這些估計值係利用一個階層模式評估，其包含一個氣候模式、數個 EMICs 和大量 AOGCMs。

c = 2000 年固定組成僅源自於 AOGCMs 。

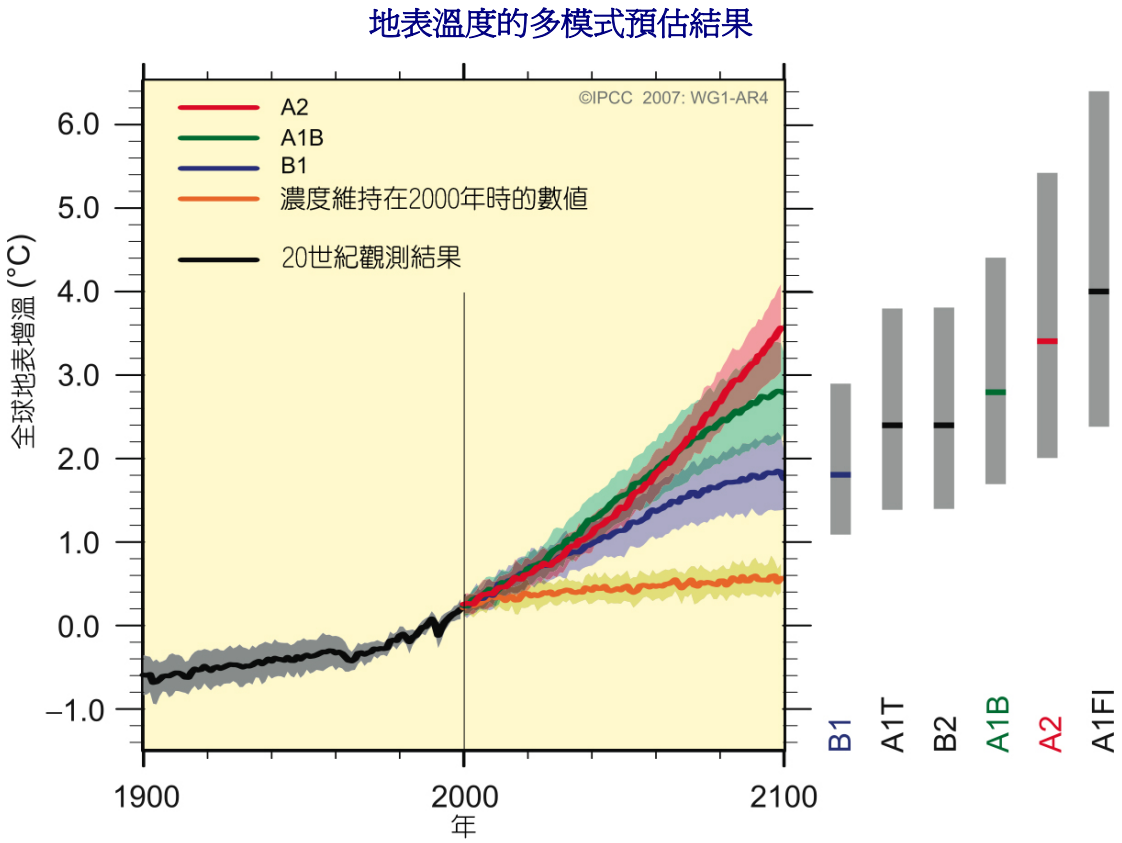

圖 SPM-5

實線代表在 A2、A1B 和 B1 之多模式所模擬出全球地表暖化之平均值(相對於 1980 ~ 1999 年)，圖中所顯示者爲 20 世紀境況之延續。陰影代表個別模式年均值之±1 標準偏差範圍。橘線代表一項試驗，其中濃度維持在 2000 年時的數值。右邊的灰色條柱代表最佳估計值(每個條柱中的實線)和在六種 SRES 標記情境下之估計*可能*範圍。灰色條柱中最佳估計值及*可能*範圍評估包括圖左部分的 AOGCMs，以及一個階層式獨立模式之結果和觀測侷限。{圖 10.4 和圖 10.29}

科學界目前對暖化形態及其他區域尺度特徵的推估，已具備較高度信心，包括風型變化、降水量、和極端氣候及冰層的某些層面。{8.2, 8.3, 8.4, 8.5, 9.4, 9.5, 10.3, 11.1}

- 21 世紀的暖化推估顯示出，地理分佈與情境無關，此結果與過去幾十年來的觀測結果很類似。科學界預期，暖化在陸地和最高北緯度地區將最爲嚴重，在南洋和北大西洋部分水域將最輕微(見圖 SPM-6)。{10.3}
- 根據推估，積雪面積將會縮小，多數永久凍土地區融化深度將普遍加深。{10.3, 10.6}
- 在所有 SRES 情境下，北極和南極的海冰面積推估將會縮小。根據某些推估，到了 21 世紀後期，夏末北極的海冰將幾乎消失殆盡。{10.3}
- 炎熱極端天氣、熱浪和豪大降水事件將*非常可能*繼續變得更爲頻繁。{10.3}
- 根據一系列模式模擬結果，未來的熱帶氣旋(颱風和颶風)將變得更加強烈，最大風速增強和更大降雨量，這都與持續的熱帶海面溫度(SSTs)上升有關。科學界對全球熱帶氣旋發生次數可能減少的推估信心較低。1970 年以來，某些地區非常強烈暴風雨的比例明顯增加，其幅度比現行模式針對同時期模擬之比例增加幅度大得多。{9.5, 10.3, 3.8}

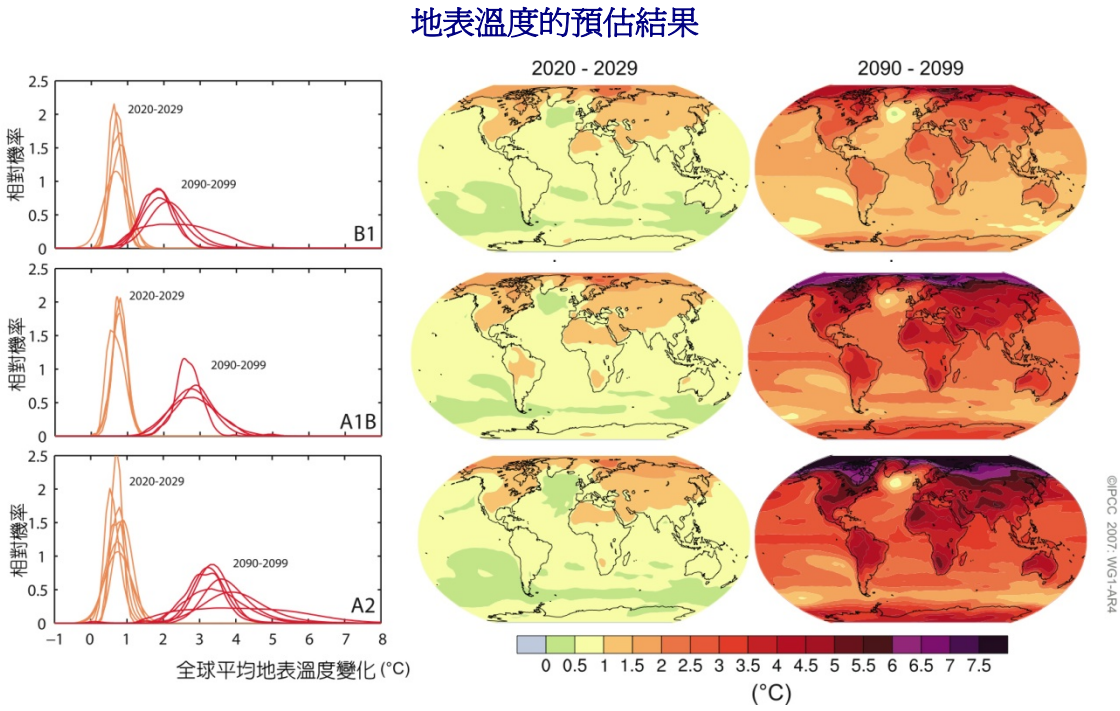

圖 SPM-6

推估之 21 世紀初期和末期地表溫度變化(相對於 1980 ~ 1999 年)。中間和右邊的圖顯示在 B1(上)、A1B(中)和 A2(下)SRES 情境下之大氣-海洋全球氣候模式(AOGCMs)推估 10 年均值。兩段十年期間分別爲 2020 ~ 2029 年(中間)和 2090 ~ 2099 年(右邊)。左邊的圖顯示代表同期間幾項不同 AOGCM 和 EMICs 研究估計之全球平均暖化相對機率之相對應不確定性。某些研究僅針對 SRES 子情境或各個不同模式版本提出結果。因此，左邊圖中之曲線數差異只是由於結果之能否取得。{圖 10.8 和圖 10.28}

降水量變化分布的預估結果

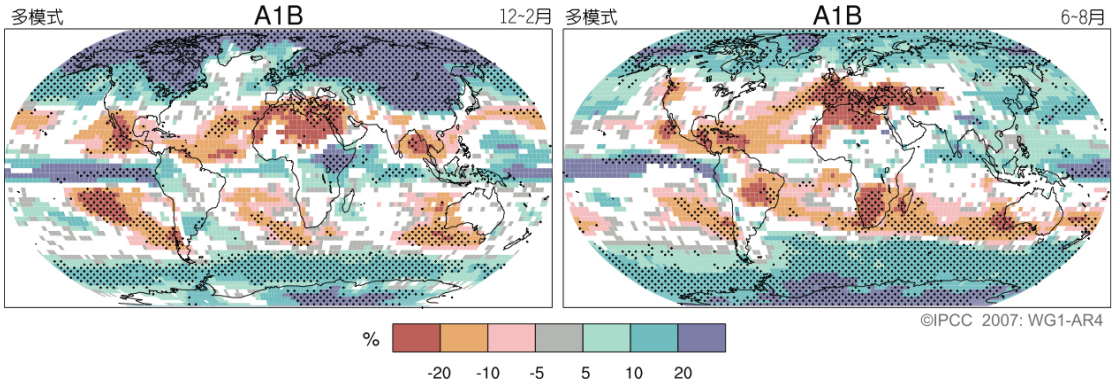

圖 SPM-7

2090 ~ 2099 年期間降水量相對變化(%) (相對於 1980 ~ 1999 年)。圖中所顯示數值爲 SRES A1B 情境下 12~2 月(左圖)和 6-8 月(右圖)的多模式均值。白色區域爲與變化方向相符之模式少於 66%的情形，點畫區域爲與變化方向相符之模式多於 90%的情形。{圖 10.9}

- 溫帶氣旋路徑預料將朝極地方向移動，並造成風型、降水模式和溫度模式的變化，進而延續過去半世紀所觀測的廣泛趨勢形態。{3.6, 10.3}
- TAR 發表以來，科學界對於推估降水模式的了解已有進步。高緯度地區的降水量*非常可能*增加，而大多數亞熱帶陸地的降水量則可能減少(在 A1B 情境下，到了 2100 年，可能減少約 20%，見圖 SPM-7)，延續最近觀測到的趨勢型態。{3.3, 8.3, 9.5, 10.3, 11.2 – 11.9}
- 根據現行模式的模擬結果，21 世紀期間，北大西洋流的轉向循環(MOC)*非常可能*趨緩。在A1B SRES排放情境下，到了2100年，多模式平均減緩率爲 25%(範圍從 0 到 50%)。儘管有這些變化，但由於存在著與推估之溫室氣體增加相關的更大暖化現象，大西洋地區的溫度預料將仍會上升。在 21 世紀期間，MOC 非常不可能發生大規模突然轉變。目前尚無法有信心地評估 MOC 的長期變化。{10.3, 10.7}

由於氣候過程及回饋相關的時間尺度問題，即使溫室氣體濃度可以維持穩定，人爲暖化和海平面上升仍將持續幾個世紀。{10.4, 10.5, 10.7}

- 氣候-碳循環耦合作用預料將隨著氣候系統的暖化而增加排放二氧化碳至大氣中，但此一回饋的強度尚無法確定。若要達到某特定穩定的大氣二氧化碳濃度度，此回饋作用將增加二氧化碳排放軌跡之不確定性。根據目前對氣候碳循環回饋的了解，模式研究顯示，如果要將二氧化碳穩定在 450 ppm，21 世紀的累計排放量需要從平均約 670 [630 ~ 710] GtC(2460[2310 to 2600]$GtCO_2$)減至約 490 [375 – 600] GtC(1800[1370 to 2200] $GtCO_2$)。同樣地，如果要將二氧化碳穩定在 1000 ppm，此一回饋將需要累計排放量從平均約 1415 [1340 – 1490] GtC(5190[4910 to 5460] $GtCO_2$)減至約 1100 [980 – 1250] GtC(4030[3590 to 4580] $GtCO_2$)。{7.3, 10.4}

- 如果在2100年時輻射作用力穩定在B1或A1B情境的水準[11]，預期全球平均溫度仍將持續升高約0.5°C，且多半在2200年以前發生。{10.7}

- 如果在2100年時輻射效力穩定在A1B情境的水準[14]，單熱膨脹便可能導致2300年以前海平面上升0.3 – 0.8公尺(相對於1980–1999年)。由於熱傳輸到深海需要時間，熱膨脹作用可能持續好幾個世紀。{10.7}

- 格林蘭大冰原縮減預期在2100年以後將持續促使海平面上升。現行模式之模擬結果顯示，冰量隨溫度上升而減少的速度比冰量因降水增加而增加的速度快，且當全球平均暖化超過1.9 – 4.6°C時(相較於工業革命前的數值)，表面物質平衡將成爲負值。如果負表面物質平衡持續千年，將可能導致格林蘭大冰原消失殆盡，進而造成海平面上升約7公尺。格林蘭相對應之未來溫度與推斷之上次間冰河時期(125,000年前)的溫度相當。當時的古氣候學資料顯示，極地冰廣度縮減及海平面上升4 – 6公尺。{6.4, 10.7}

- 與冰流相關之動態過程(未包含在現行模式中，而是由近來的觀測得知)可能增加大冰原對氣候暖化之脆弱度，進而促使未來海平面升高。目前科學界對這些過程的了解尚很有限，對其強度也無共識。{4.6, 10.7}

- 科學界根據目前的全球模式研究推估，南極大冰原仍然有足夠的冷度，不致於發生普遍的冰表融化，又由於降雪量增加，大冰原質量預期將會增加。然而，如果動態冰流量主導大冰原質量平衡，則可能發生大冰原質量淨損失。{10.7}

- 由於去除大氣中二氧化碳所需要的時間尺度，過去及未來之人爲二氧化碳排放量將持續造成氣候暖化及海平面上升達一千年以上。{7.3, 10.3}

文字框 –IPCC 排放情境特別報告(Special Report on Emission Scenarios, SRES)之排放情境概述[17]

A1 情境 – A1 情境族系描述一個經濟非常快速成長、全球人口在世紀中葉達到巔峰之後便逐漸衰減、和快速引進更高效率新技術的未來世界，其基本特徵爲區域趨同、建立涵容能力、文化與社會互動增加、和人均(per capita)收入地區差異大幅縮小。A1 情境族系發展成爲三組情境，分別描述能源系統技術變革之替代方向。三組 A1 情境以其技術重點做爲區別：化石能源密集(A1FI)、非化石能源(A1T)和能源平衡(A1B) (能源平衡之定義爲不特別仰賴任何特定能源，並假定所有能源供應及最終使用技術之進步速度類似)。

A2 情境 – A2 情境族系描述一個非常異質性的世界，其基本特徵爲自給自足和地方認同的保存。各地區生育模式趨同速度非常慢，因此造成人口的持續增加。經濟發展基本上爲地區導向，且人均經濟成長和技術變革較其他情境零碎而緩慢。

B1 情境 – B1 情境族系描述一個趨同性的世界，其全球人口與 A1 情境同，也是在世紀中葉達到巔峰之後便逐漸衰減。但此一世界之經濟結構迅速朝著服務與資訊經濟的方向改變，其基本特徵爲原料密集度降低和引進乾淨及資源有效率技術。該情境強調經濟、社會及環境永續性之全球解決方案(包括公平性改善)，但沒有外加的氣候因應方案。

B2 情境 – B2 情境族系描述一個強調經濟、社會及環境永續性之地方解決方案的世界，其基本特徵爲全球人口持續增加(增加速度比 A2 情境慢)、中度經濟發展、和技術變革的速度比 B1 和 A1 情境慢，但比較多樣。雖然 B2 情境也是環保及社會公平性導向，但該情境偏重於地方和地區層級。

這六組情境(A1B、A1FI、A1T、A2、B1 和 B2)分別都有一個示例情境。所有情境均應被充分平等的考慮。

SRES 情境未包含外加的氣候因應方案。換言之，任何 SRES 情境均未明確假設實施「聯合國氣候變化綱要公約」或京都議定書的排放目標。

[17] 本 IPCC 第一工作小組報告未針對排放情境本身進行評估。此概述 SRES 情境之文字框係引用自 TAR，並經過 IPCC 逐行認可。