

地球温暖化の基礎知識

目 次

はじめに.....	2
1. 地球温暖化のメカニズム.....	3
1-1 気候システム.....	3
1-2 温室効果.....	4
1-3 人間活動の影響.....	5
2. 地球温暖化の実態.....	6
2-1 世界の気温.....	6
2-2 世界の降水量.....	8
2-3 日本の気温と降水量.....	9
2-4 異常気象.....	10
2-5 海面水位.....	13
2-6 極域の気候.....	13
3 地球温暖化の予測.....	15
3-1 気候モデル.....	15
3-2 温室効果ガス排出シナリオ.....	17
3-3 気温の将来予測.....	18
3-4 降水量の将来予測.....	20
3-5 海面水位の将来予測.....	20
3-6 異常気象の将来予測.....	21
3-7 台風の将来予測.....	22

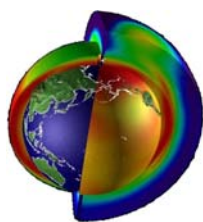
2008 年 6 月

© 気象研究所 気候研究部

はじめに

いまや「地球温暖化」は誰もが知っている言葉です。極地方の氷が融けているようす、強大化した台風やハリケーン、熱波や洪水、旱魃(かんばつ)など、地球温暖化がすでに進行していると感じられるような現象が世界のあちこちで起きていることは、毎日のようにマスコミでもとりあげられています。そしてその原因が、人類が石炭や石油などを燃やすことによって排出する二酸化炭素(CO_2)であることも、ほとんどの人が聞いて納得しているでしょう。しかし、それらはイメージとしてわかっているようでいて、実際は CO_2 が増加するとどうしてそのような現象が起きるのか、また本当にそれら現象が地球温暖化に関係しているのかなど、分からないことが多いのではないのでしょうか。

地球温暖化への対策が緊急を要する政治的にも主要なテーマとなったり、経済にも影響を与えるようになってきています。これらを議論するには、地球温暖化に関するきちんとした知識が必要です。ここでは最新の科学的知見をまとめた、権威ある国際組織 IPCC(気候変動に関する政府間パネル)による報告書(第4次評価報告書, 2007年発行)および気象庁による異常気象レポート2005などをもとに、わかりやすく解説をしていきます。まずは、地球温暖化のメカニズムを知ることから始めましょう。次に、人類が大量に CO_2 を排出し始めた産業革命の頃から現在まで、世界の気候がどのように変化してきたか、その実態を見てみることにします。最後に、地球温暖化の将来の見通しについて、予測に用いられる「気候モデル」の解説と、最新のモデル予測結果から得られたことを紹介します。



左図について：大気温度変化の3次元構造です。地球温暖化により、対流圏は気温が上昇する一方、成層圏では気温が低下します。熱帯では上部対流圏で昇温が大きく、北半球高緯度では対流圏下層で昇温が大きい。このような気温変化の3次元構造に対応して大気循環が変化します。

1. 地球温暖化のメカニズム

1-1 気候システム

地球温暖化とは人間活動による二酸化炭素(CO₂)排出などの人為的要因によって地球の気候が変化することです。気候とはある地域での天気のある時間にわたって平均した状態およびその変動をいいます。なぜ気候が変化するのか、またどのように変化するかを知るために「気候システム」というものを理解する必要があります。

気候システムは、大気、海洋、地表面、雪や氷、海洋、生態系などの要素から構成され、それぞれの要素の間でエネルギー（熱、運動）、水、その他の物質を複雑にやりとりすることによって形成されている総合的なシステムです。その概要を図 1-1 に示します。気候システムは外部から強制が加わることで変化しますが、外部からの強制を受けなくとも内部の要因によっても変動します。このため、地球の気候は常に変動しています。外的な強制要因は、火山の噴火、太陽活動の変動などの①自然的要因と、大気組成（二酸化炭素濃度など）の変化や土地利用の変化（森林伐採や耕作地化など）などの②人為的要因の 2 つに大別されます。産業革命以降の人間活動の増大により、人為的要因による強制が他の要因を凌駕して気候変化を引き起こしつつあります。

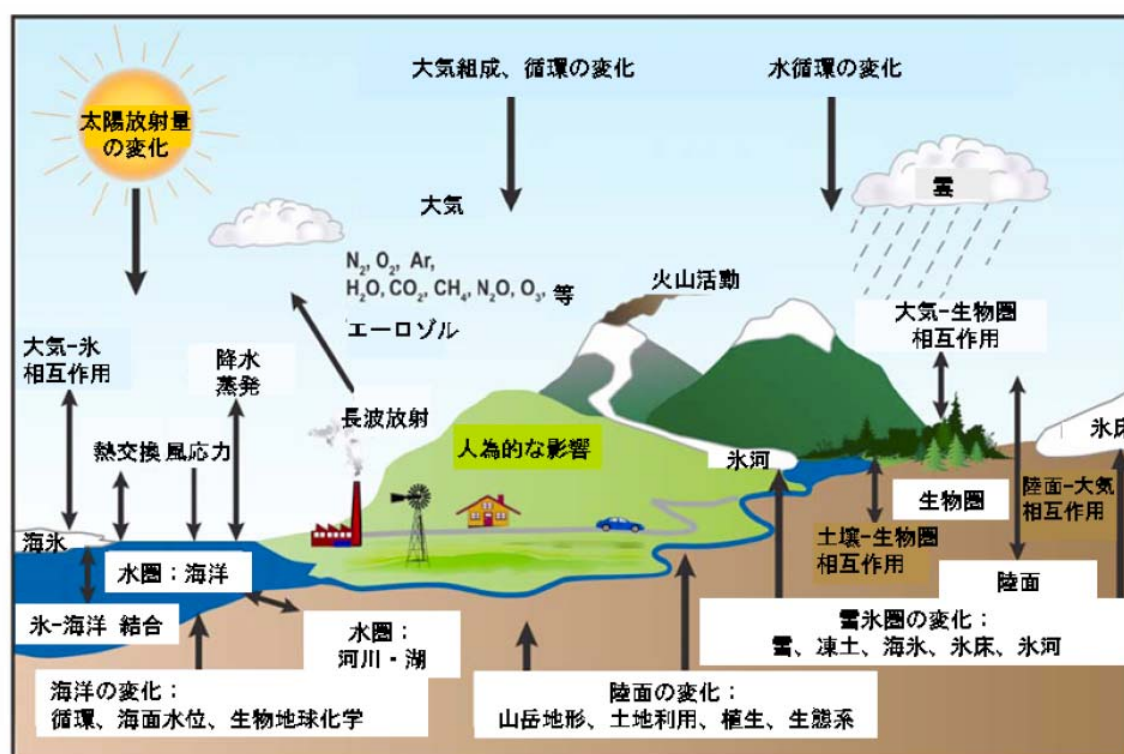


図 1-1 気候システムを構成する要素とその過程、相互作用の概要 (気象庁, 2007b)

1-2 温室効果

地球の気候の駆動源は太陽エネルギーであり、太陽はごく短い波長帯（主に可視あるいは近可視域（紫外線など））でエネルギーを放射しています。太陽から届いたエネルギーのうち、約 3 割は雲や地表面で反射されて、残りの約 7 割が地球を暖めます。そのエネルギーは、地球全体に一樣にならずと 1 平方メートルあたり 240 ワット(240W/m^2)です。温度をもつあらゆる物体はエネルギーを放射するので、地球から宇宙空間へもエネルギーを放射しています。ただし、地球は太陽よりもずっと温度が低いので、主に赤外域の波長帯でエネルギーを放射します(図 1-2)。長期間(1 年程度以上)にわたって平均すると、太陽から地球に入ってくるエネルギーと地球から宇宙空間へ出ていくエネルギーはほぼ等しくなっており、およそ 240W/m^2 のエネルギーが地球から宇宙へ出ています(もし入ってくるエネルギーと出て行くエネルギーがつり合っていないと、地球の温度が一方向的に温まったり冷えていったりすることになります)。ここで、エネルギーと温度の関係式を用いると、 240W/m^2 を放射する物体の温度は氷点下 18°C くらいと見積もられます。この値は実際の地球表面の平均温度よりずっと低温です。実際の世界平均地上気温はおよそ 15°C ですから、約 33°C のくい違いがあります。この原因は、ここでは地球大気の影響を考慮していないためです。

地球大気中には、温室効果ガスとよばれる気体がわずかに含まれています。この気体は地球表面から放射される赤外線吸収するが、太陽から放射される可視光は吸収しにくいという性質があり、陸や海から放射された赤外線エネルギーの多くが、これら気体や雲に吸収され、その後再び地球へ向けて放射されています。このため、太陽から直接受け取るエネルギーよりもさらに多くのエネルギーを地球表面は受け取ることになります。これを一般に「温室効果」と言います。このような自然のメカニズムにより、地球表面が今日のような水が液体で存在できる温度に保たれ、多様な生物の存在が可能になっています。

代表的な温室効果ガスは、水蒸気と二酸化炭素です。あまり知られていませんが、そのほか、メタン、一酸化二窒素、オゾン、フロンガスなども温室効果があります。ここで強調しておきたいことは、これら温室効果ガスをすべて加えても大気中の気体の 1%程度の濃度しかなく、大気中の多くを占める窒素(大気中の 78%)と酸素(21%)はほとんど温室効果をもたないという点です。つまり、今日の温暖な気候はわずかな量の温室効果ガスによって実現されています。ですから、人間活動による温室効果ガス(主に二酸化炭素)の排出が、地球全体の気温を上昇させるほどの影響力をもち得るのです。

ここでは地球全体の平均で温室効果について考えました。実際は、低緯度で太陽エネルギーを多く受け取り、それが高緯度へエネルギーを運ぶ大気や海洋の循環を作り出しています。エネルギーの出入りに変化があるとこれら循環にも影響が生じます。また、海洋が暖められると大気中に含まれる水蒸気が増加しますが、この水蒸気が温室効果をもつため、さらに気温を上昇させることになります。

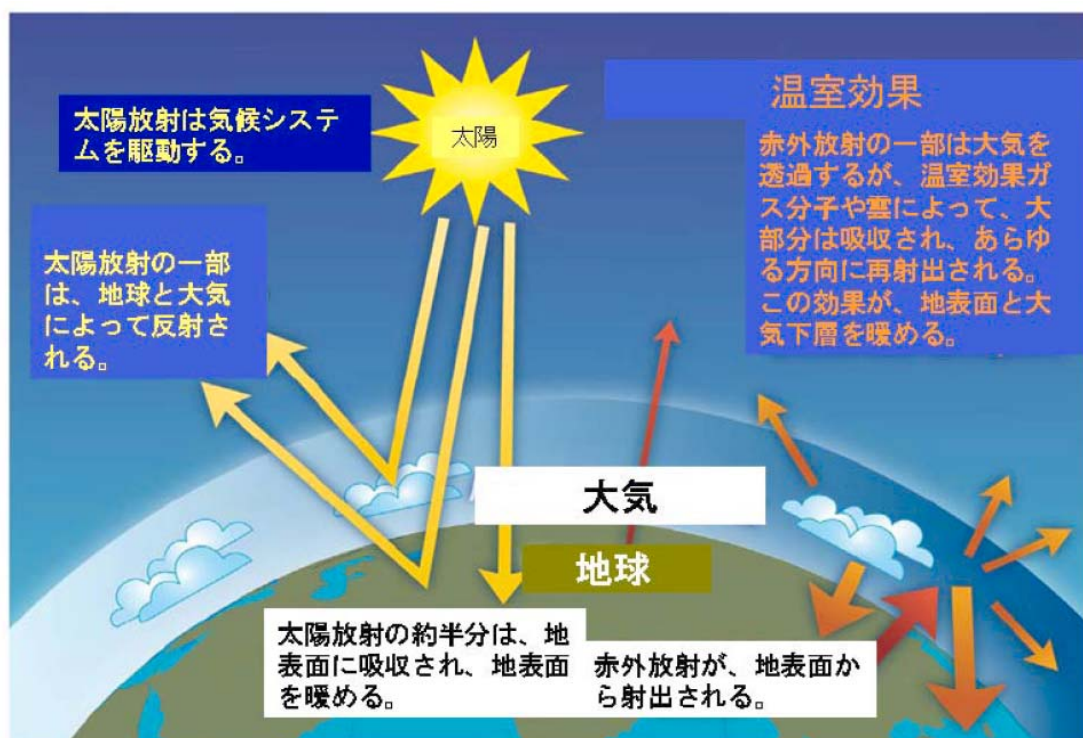


図 1-2 温室効果の概念図(気象庁, 2007b)

1-3 人間活動の影響

人間活動は、温室効果ガスや微粒子(エアロゾル)の排出等により、地球の気候変化を引き起こしつつあります。温室効果ガスやエアロゾルが大気中に含まれる量や性質が変わると、地球に入射する太陽エネルギーや地球から宇宙空間へ出て行くエネルギーの流れが変わり、気候システムは温暖化したり寒冷化したりします。工業化の開始(1750 年頃)以降、人間活動が気候に及ぼした総合的な効果は温暖化の方向に働いています。この期間の気候に対する人類の影響は、太陽活動の変化や火山噴火のような自然要因による変化をはるかに超えています。

図 1-3 は西暦 0 年以降約 2 千年間の主要な温室効果ガス(二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素)の変化を示しています。いずれの気体についても、1750 年頃以降急激に増加しています。これら増加のおそらくすべてを人間活動に原因を求めることができます。温室効果ガスとして最も代表的な二酸化炭素は、運輸、建物の冷暖房、鉄・セメント等の製造における化石燃料使用により増加しました。また、森林破壊により植物による二酸化炭素吸収が減少しました。メタンは、農業、天然ガスの輸送、ごみの埋め立てなどの結果として増加してきましたが、最近では増加が頭打ちになっています。一酸化二窒素は、肥料の使用や化石燃料燃焼などが原因で増加しています。また、図には示されていませんが、ごく低濃度でも強い温室効果を持つフロンガス等は、自然界には存在せずすべて 1950 年代以降に人間が作り出したものです。

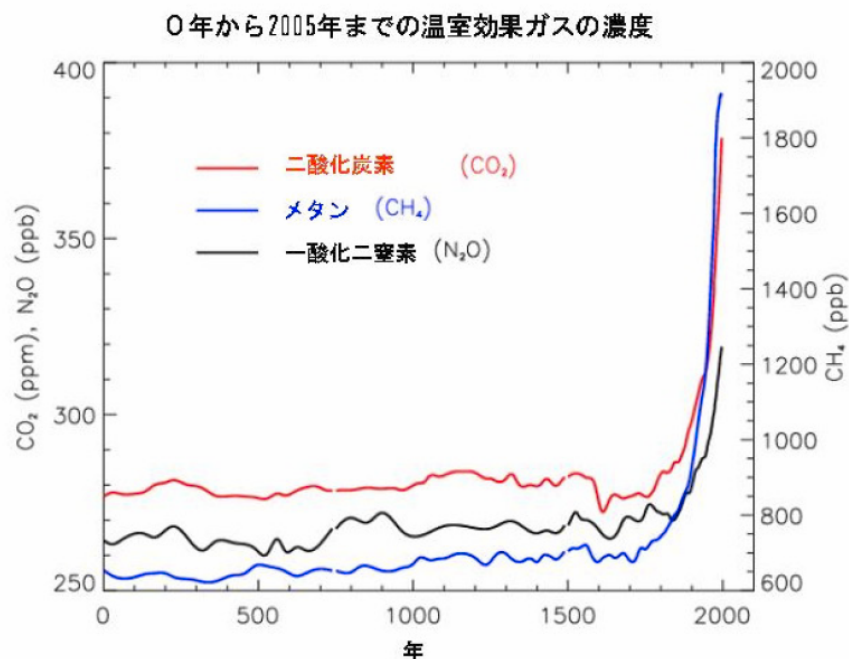


図 1-3 過去 2000 年間の主要な温室効果ガスの大気中濃度の変化。メタン(CH₄)濃度が右軸で、二酸化炭素(CO₂)濃度と一酸化二窒素(N₂O)濃度が左軸。濃度の単位は 100 万分の 1(ppm)あるいは 10 億分の 1(ppb)。(気象庁, 2007b)

2. 地球温暖化の実態

2-1 世界の気温

過去 150 年間の測器による観測結果によれば、地上気温は世界的に上昇しています。世界平均すると、地上気温は過去 100 年間(1906～2005 年)に約 0.74℃上昇しました(図 2-1)。しかしながら、気温上昇の割合は一定ではなく、季節や場所によっても異なります。20 世紀の昇温は、1910 年代から 1940 年代にかけて(0.35℃)と、1970 年代から現在まで(0.55℃)のより強い昇温の 2 段階で起こりました。また、近年のより短い期間になるほど傾きが急で、気温上昇が加速しています。記録上の最も暖かい 12 年のうちの 11 年が 1995 年～2006 年の間に起こりました。なお、ヒートアイランド現象と呼ばれる、土地利用や人工排熱により都市付近で気温が上昇する現象はとても局地的であるため、地球規模のこれら値に与える影響は無視できるほど小さいと考えられます。

図 2-2 は気温変化の地理的分布を示しています。気温の上昇幅は世界的に一樣というわけではありません。1979 年以降のデータでは、陸上の地上気温は、海洋の 2 倍の速さで上昇しています。これは地面が熱を下に伝えにくいのに対し、海では混合などによって熱が深くまで吸収されることに加えて、海面で水温が上昇しようとする蒸発が盛んになって気化熱を奪うためであると考えられます。また、北半球高緯度の昇温が特に大きくなっています。これは海氷や積雪の面積の減少と関係していると考えられます(2-6 節を参照)。一方、対流圏(地上から高度約 10km まで)の気温は地上気温よりも空間的に一樣に上昇しています(図 2-2 右)。

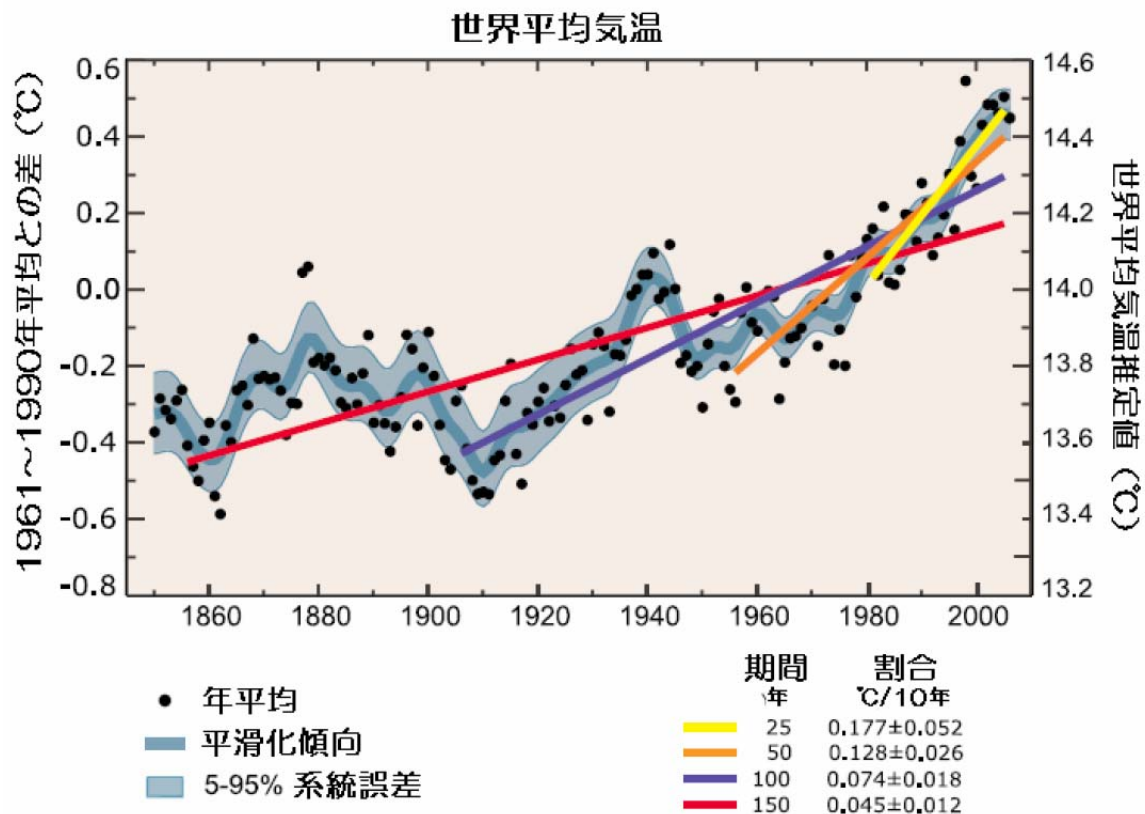


図 2-1 観測された年間の世界平均気温(黒点)。左縦軸は 1961～1990 年平均からの偏差を、右縦軸は気温の推定値(°C)を示す。直線近似は過去 25 年(黄)、過去 50 年(橙)、過去 100 年(紫)、過去 150 年(赤)の値を与えており、それぞれ 1981～2005 年、1956～2005 年、1906～2005 年、1856～2005 年の期間である。青い曲線は、十年規模の変動をみるために平滑化された曲線である。10 年間で 5～95%の誤差幅(淡灰色)を示している(従って、年ごとの値はこれらの幅を超越する)。(気象庁, 2007b)

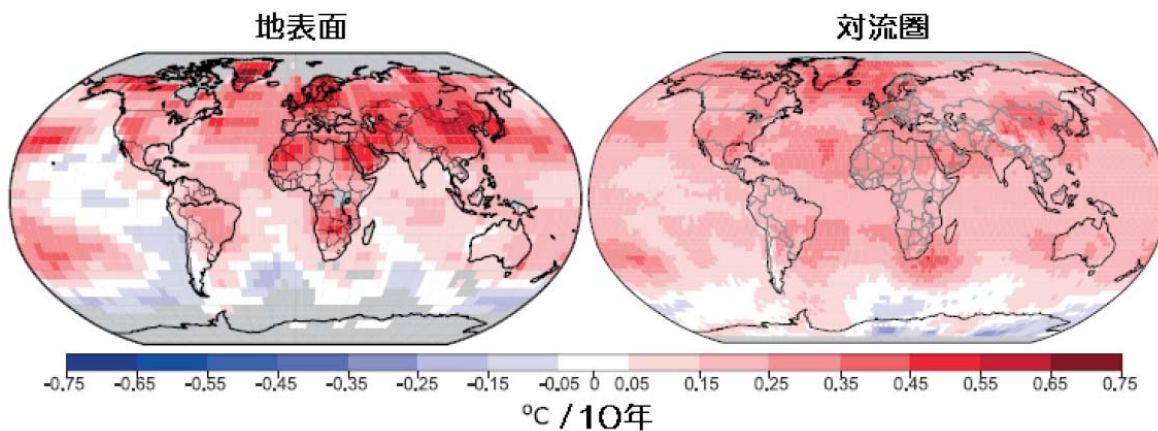


図 2-2 地上(左)及び対流圏(地上から高度 10km まで)(右)において推定された、1979～2005 年の直線的な気温上昇傾向の分布。(気象庁, 2007b)

2-2 世界の降水量

世界平均(観測点の多い陸上のみ)した降水量は、気温のようなはっきりした長期傾向を示しません(図 2-3)。一方、変化傾向を地域別に見ると(図 2-4)、サヘル地域(サハラ砂漠の南側)や地中海地域の降水量は減少傾向、南北アメリカの東部、ヨーロッパ北部、アジア北部と中部では増加傾向にあることを示しています。その他の地域では長期変化の傾向は認められません。

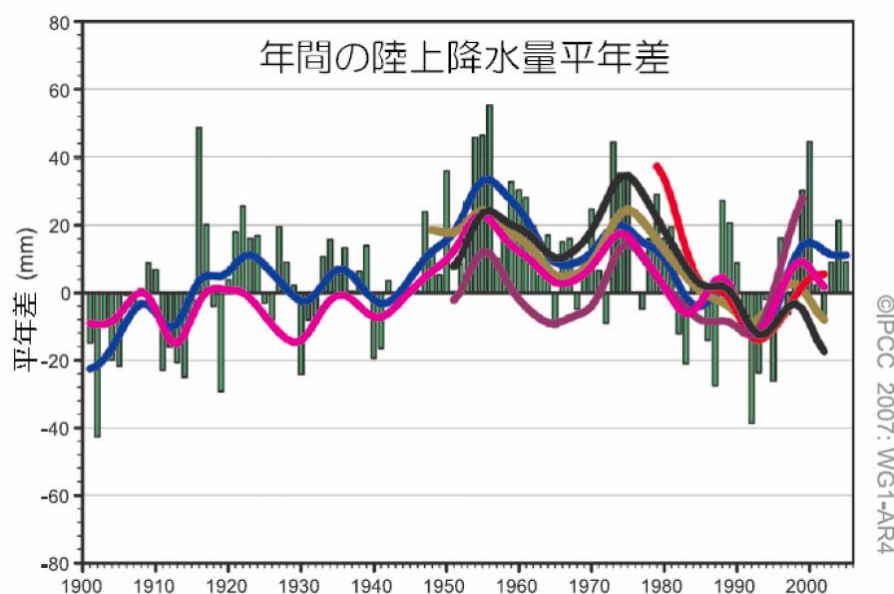


図 2-3 世界の陸上で平均した年降水量の時系列。1961 年～1990 年の平均降水量を基準(ゼロ)としている。棒グラフが GHCN という有名な観測データセットに基づく毎年の値、青色の線はそれを滑らかにしたもの。他の色の線は他の観測データセットの値を滑らかにしたもの。(気象庁, 2008)

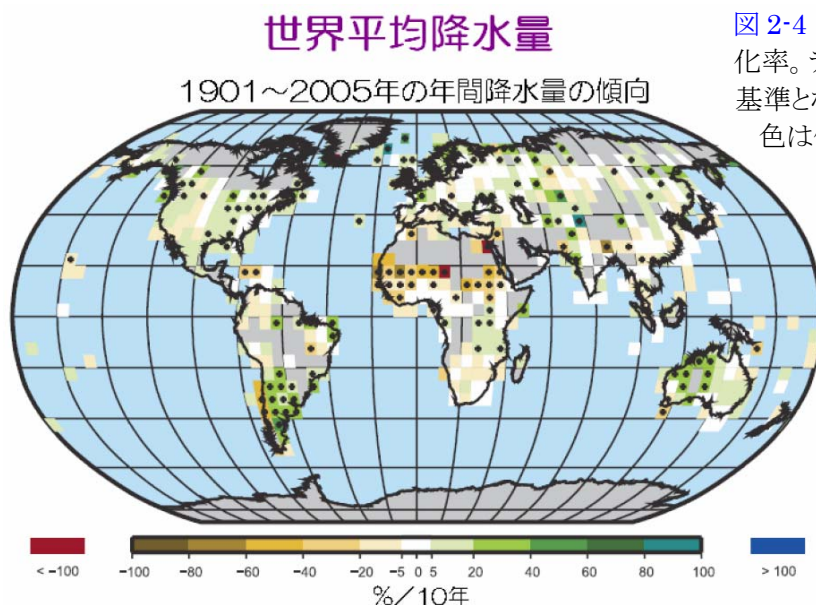


図 2-4 年降水量の 100 年あたりの変化率。データ期間は 1901～2005 年。基準となる期間は 1961～1990 年。灰色は信頼できる長期変化を算出する観測データが不十分な地域。(気象庁, 2008)

2-3 日本の気温と降水量

日本各地の気象台のうち、都市化の影響が比較的少ない17地点での観測によると、気温は1898年以降では100年あたり1.07℃の割合で上昇しています(図2-5)。一方、大都市域での気温上昇はそれよりも大きく、東京では同じ期間に3.0℃も上昇しています(図は省略)。こうした差は主に都市化(ヒートアイランド現象)の影響であると考えられます。気温の変化傾向をさらに詳しく地域別、季節別に見ると、北日本、東日本および西日本では冬から春にかけて、南西諸島では春から秋の上昇が大きくなっています(表2-1)。

次に降水量について見ると(図2-6)、明瞭な長期傾向は認められません。ただ、20世紀初めに比べると近年は年ごとの変動の幅が拡大する傾向があります。

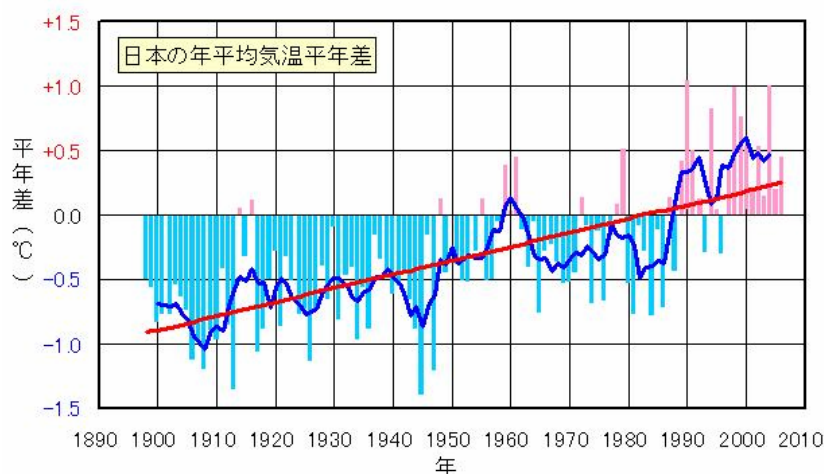


図2-5 日本における年平均気温の経年変化(1898～2006年)。棒グラフは、国内17地点での年平均気温の平年差を平均した値。太線(青):平年差の5年移動平均、直線(赤):長期的な変化傾向。平年値は1971～2000年の30年平均値。(気象庁, 2007c)

表2-1 日本の平均気温平年差の長期変化傾向(℃/100年)。1次回帰分析による長期変化傾向。統計期間は1898～2004年。*をつけた値は変化傾向が統計的に有意であることを示している。また、それぞれの地域で年の長期変化傾向を上回った季節に灰色を施している。(気象庁, 2005)

	年	春 (3～5月)	夏 (6～8月)	秋 (9～11月)	冬 (前年12～2月)
全国	+1.06*	+1.37*	+0.87*	+0.94*	+1.09*
北日本	+0.96*	+1.34*	+0.53	+0.68*	+1.33*
東日本	+1.10*	+1.44*	+0.84*	+0.95*	+1.17*
西日本	+1.15*	+1.44*	+1.12*	+1.12*	+0.91*
南西諸島	+1.13*	+1.10*	+1.16*	+1.11*	+0.73*

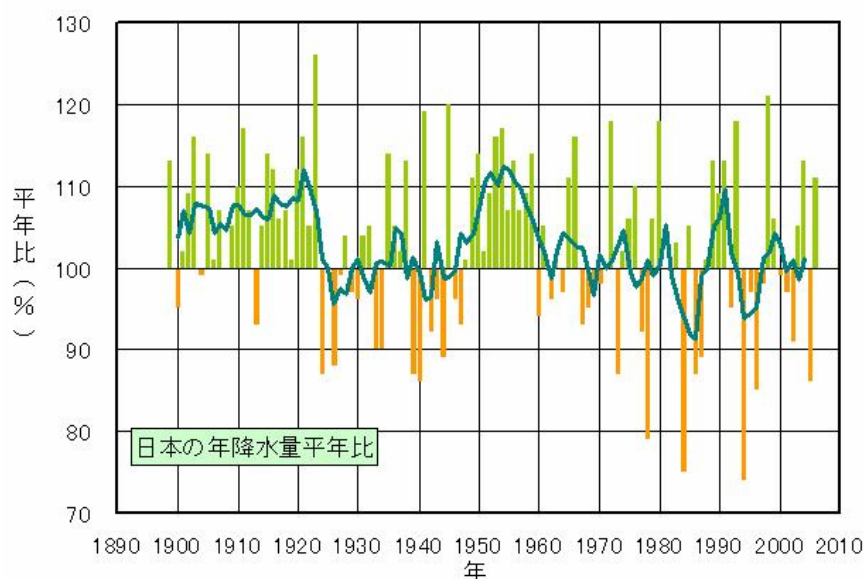


図 2-6 日本における年降水量の経年変化 (1898～2006 年)。棒グラフは、国内 51 地点での年降水量の平年比を平均した値。緑線：平年比の 5 年移動平均。平年値は 1971～2000 年の 30 年平均値。(気象庁, 2007c)

2-4 異常気象

「異常気象」とは、一般的には過去に経験した気候状態から大きく外れた気象を意味し、大雨や強風などの短時間の激しい気象から、数か月も続く干ばつ、冷夏などの気候異常を含みます。1-1 節で触れたように、地球の気候状態は変動するのがむしろ自然であり、「異常」「正常」を何によって定義するかは、その目的に応じて決まります。ここでは、対象とする現象の値の上位もしくは下位の 5% 未満、10% 未満を「異常」とみなし、その出現頻度の長期変化について示します。IPCC のレポート中では、「異常気象」を extreme event (極端な現象) と表現していることから、本節および 3-6 節の一部では極端な…という表現を使用しています。

図 2-7 に極端な気温の発現頻度の変化を示します。極端な気温の指標として、日最低気温の下位 10% を寒い夜、日最高気温の下位 10% を寒い日、日最低気温の上位 10% を暑い夜、日最高気温の上位 10% を暑い日と定義しています。過去約 50 年では、極端な気温の発生頻度は世界的に変化しています。寒い日、寒い夜の発生頻度は減少する一方、暑い日、暑い夜の発生頻度は増加しています。特に、寒い夜の減少と暑い夜の増加傾向が明瞭となっています。

図 2-8 は大雨の指標として、「大雨日(日降水量の上位 5%)の降水量の総降水量に占める割合」に注目し、その長期変化を見たものです。過去約 50 年では、観測データのある陸上の多くの地域で増加する傾向にあり、特に近年に明瞭です。また、総降水量が減少している地域でも大雨頻度が増加する傾向にあり、これは昇温や観測された大気中の水蒸気量の増加から推測される傾向と整合しています。

そのほか、観測データから得られた極端な現象の変化傾向、およびその可能性の高さについて表 2-2 にまとめて示します。これら変化は人間活動による地球温暖化と関係がある可能性が高いと考えられています。

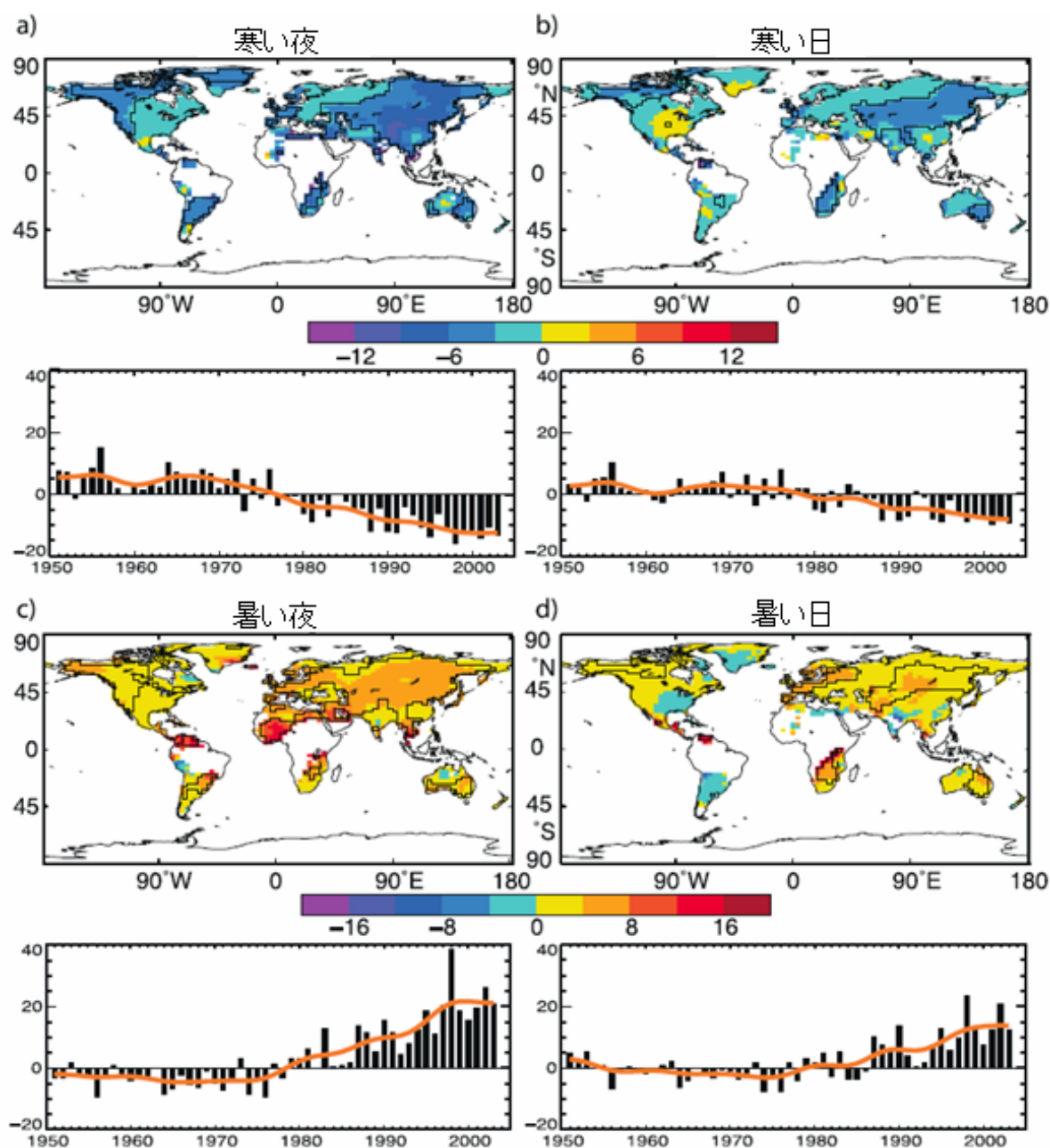


図 2-7 極端な気温の発現頻度の変化傾向。単位は[変化日数/10 年]。1951～2003 年のデータをもとに解析。1961～1990 年の値をもとに、(a)日最低気温の下位 10%を寒い夜、(b)日最高気温の下位 10%を寒い日、(c)日最低気温の上位 10%を暑い夜、(d)日最高気温の上位 10%を暑い日とそれぞれ定義している。1999 年までのデータがあり、データ期間が 40 年以上存在する地域について計算している。変化傾向が確からしい地域(統計的有意性が高い地域)を黒線で囲んでいる。また、(a)～(d)のグラフはそれら発現頻度の時系列。地球平均の平年差(1961～1990 年を基準)を時系列として表した。十年規模の変化を見るために平滑化したものを赤線で示す。(IPCC, 2007)

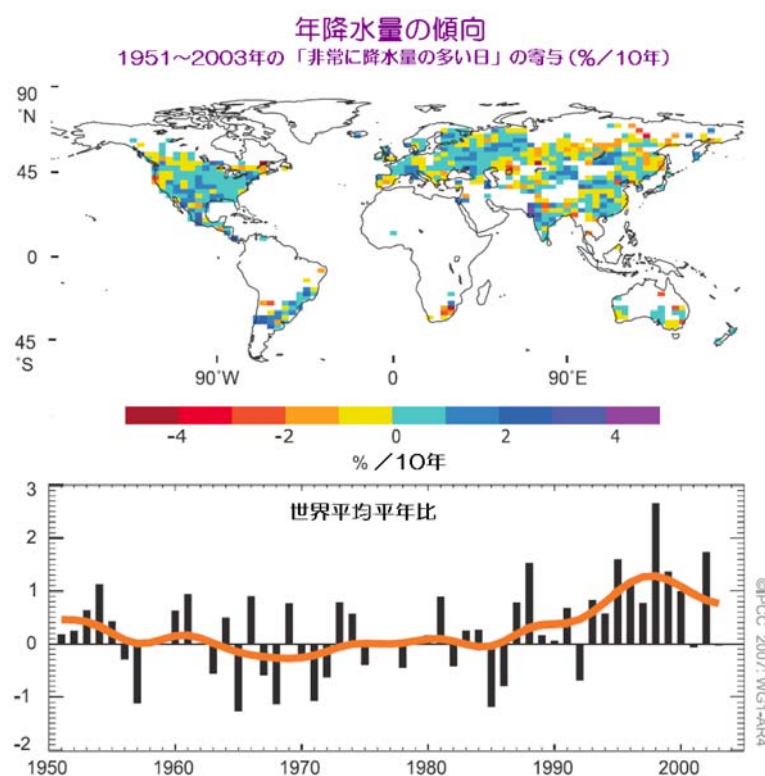


図 2-8 上図は非常に降水量の多い日(日降水量の上位5%)による年降水量への寄与について 1951～2003 年の期間に見られる傾向。単位は[変化率/10 年]。1999 年までのデータがあり、データ期間が 40 年以上存在する地域のみ計算している。下図は非常に降水量の多い日の日数の世界平均の年時系列偏差(1961～1990 年を基準)。十年規模の変化を見るために平滑化したものを赤線で示す。(気象庁, 2008)

表 2-2 極端な気象現象のうち 20 世紀後半の観測から変化傾向が見られたものについての最近の傾向とその可能性の高さ。(気象庁, 2007a)

現象及び傾向	20 世紀後半(主に 1960 年以降)に起こった可能性
ほとんどの陸域で 寒い日や夜の減少と昇温	可能性がかなり高い
ほとんどの陸域で 暑い日や夜の頻度の増加と昇温	可能性がかなり高い
ほとんどの陸域で 継続的な高温/熱波の頻度の増加	可能性が高い
ほとんどの地域で大雨の頻度(もしくは降水量に占める大雨による降水量の割合)の増加	可能性が高い
干ばつの影響を受ける地域の増加	多くの地域で 1970 年代以降 可能性が高い
強い熱帯低気圧の活動の増加	いくつかの地域で 1970 年代以降 可能性が高い

2-5 海面水位

地球温暖化によって海面が上昇するとよく言われます。海面の上昇は、気温上昇に伴い、①海洋の熱膨張(水は暖まると膨張する)、②グリーンランドの氷床(主に氷河時代に大量に堆積した雪が氷となり残っている)や山岳氷河が融け出すことが主な原因です。なお、北極の海氷は海の上に浮かんでいるため、解けても海面水位の上昇はもたらしません。

海面水位の長期変化は、検潮所の観測記録や、最近では衛星観測のデータから推定されています。検潮記録は海面水位の変化のみならず、検潮所の地盤の変化も重なっているため、世界的な評価はなかなか難しいものの、20 世紀では世界平均の海面水位は 17cm 程度($\pm 5\text{cm}$)上昇したと推定されます(図 2-9)。

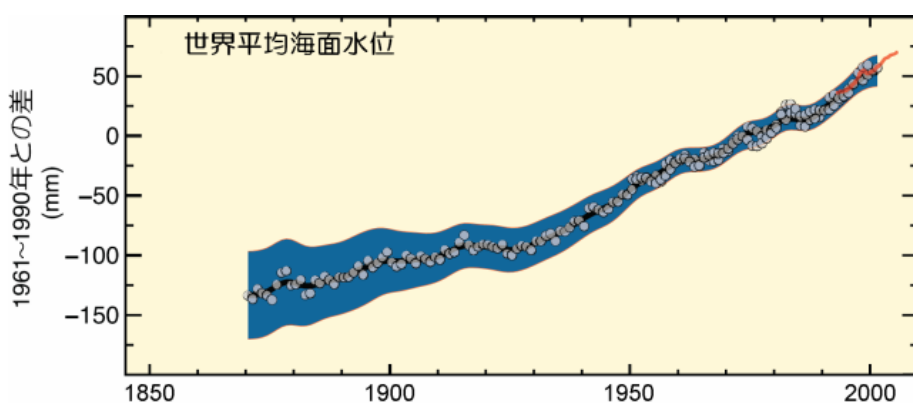


図 2-9 潮位計(白丸)と衛星データ(赤線)による世界平均の海面水位。1961～1990 年の平均を基準としている。滑らかな黒線は 10 年平均値。陰影域は観測の不確実性の幅。(気象庁, 2007a)

2-6 極域の気候

北極域および南極域の多くは雪や氷で覆われているため、雪氷に覆われていない陸面に比べて太陽放射の反射率が高いという特徴があります。温暖化によって海水域・雪氷域が縮小すると、地面に届く太陽エネルギーの吸収率が増加するために、気温が上昇 → 海水域・雪氷域の縮小 → 気温が上昇 → …という連鎖が起こります。このため、極域には地球温暖化の影響がいち早くかつ顕著にあらわれると考えられます。

図 2-10 に極域の様々な観測データを示します。北極域の気温は上昇する傾向にあります(図 2-10(A))。過去 100 年間で見ると、世界平均の上昇率の約 2 倍の速さで上昇しています(図は省略)。一方、南極域では大きな変化は見られません(図 2-10(G))。北半球の積雪面積も減少しており、1980 年代後半には急激に減少しています(図 2-10(D))。積雪面積の減少傾向は特に春季と夏季に顕著です(図は省略)。海氷面積については、北極の海氷面積は、1978 年以降のデータで 10 年あたり $2.7 \pm 0.6\%$ 縮小しています(図 2-10(B))。特に夏季の縮小は 10 年あたり $7.4 \pm 2.4\%$ となっています(図は省略)。一方、南極の海氷面積には明瞭な平均的傾向は見られません(図 2-10(F))。

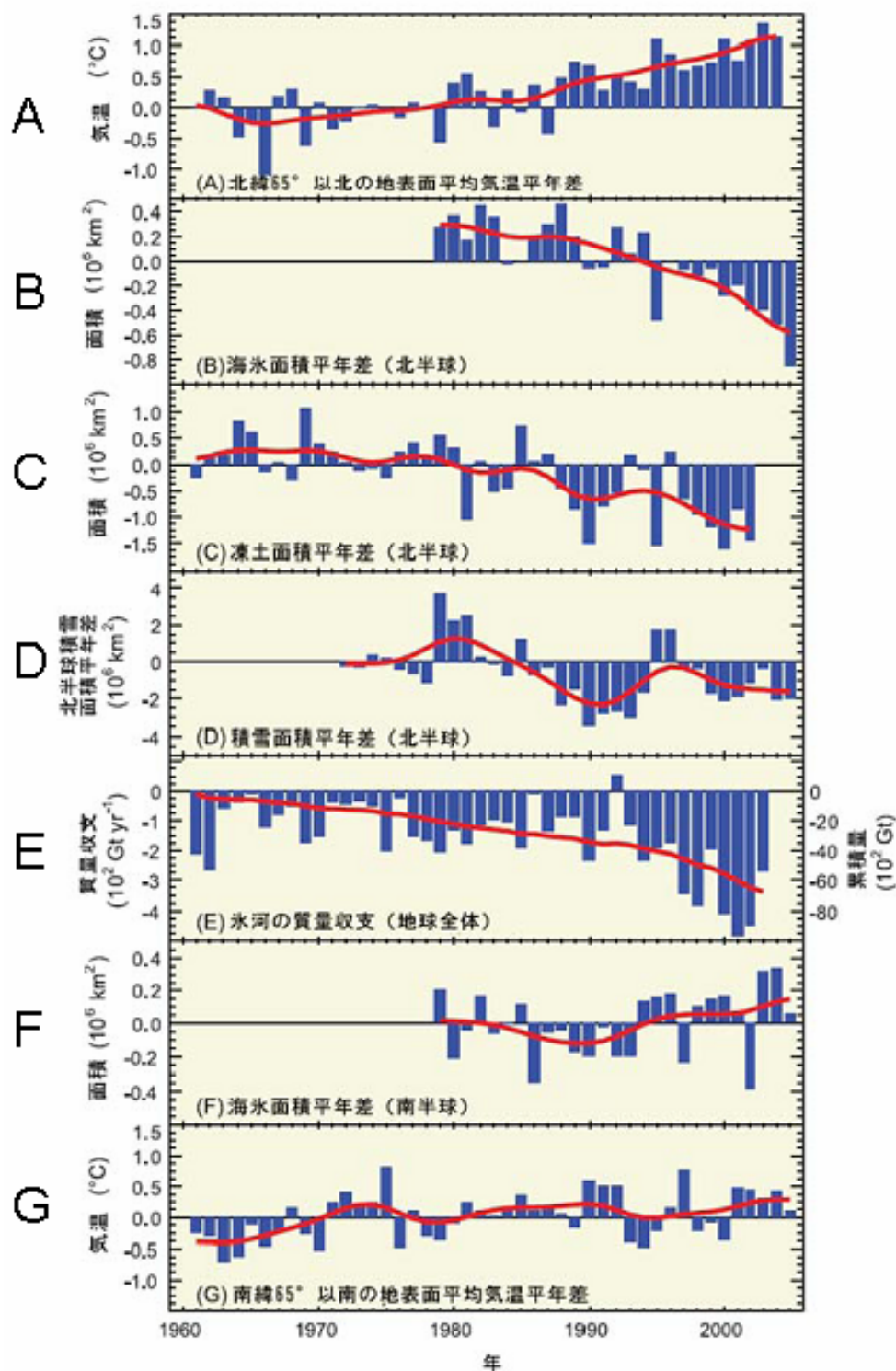


図 2-10 北極域および南極域の地表付近の気温(A、G)、北極域及び南極域の海水面積(B、F)、北半球の凍土面積(C)、北半球の積雪面積(D)及び氷河の質量収支(E)の平年差時系列。赤線は、図 E については地球全体の累積氷河収支を示し、その他のグラフについては十年規模の変動を示す。(気象庁, 2007b)

3 地球温暖化の予測

3-1 気候モデル

この解説の冒頭(1-1 節)で述べたように、気候システムは複雑です。その将来の変化の予測には気候システムを表現することができる気候モデルを使用します。気候モデルとは、気候を構成する大気、海洋等の中で起こることを、物理法則に従って定式化し、計算機(コンピュータ)の中で擬似的な地球を再現しようとする計算プログラムのことです。気候モデルでは、世界全体を網の目に区切り、その格子点ごとに気温、風、水蒸気の時間変化を物理法則(流体力学、放射による加熱や冷却、水の相変化^{注 1)}など)に従って計算することにより、将来の気候変化を予測します(図 3-1)。日々の天気予報も基本的にはこれと同じ手法で予測していますが、気候の将来予測は 100 年を超える長期間を対象としますので、熱を長期間蓄積する海洋の流れや、海洋と大気の熱、水、運動量^{注 2)}のやりとりが重要となってきます。このため、これらをうまくコンピュータの中で再現することが必要で、これまで多くの力が注がれてきました。

この気候モデルを使って、人間活動に伴う温室効果ガスや微粒子(エアロゾル)の濃度を変化させると、将来の人為起源の気候変化が予測できます。ところで、観測記録によれば 20 世紀に既に温暖化の傾向が認められますが、このような変動は気候モデルの中で再現できるでしょうか？ それを確認したものを図 3-2 に示します。自然起源と人為起源の両方の要因を考慮にいてシミュレーションすると、実際の気温変化に近い結果を得ることができました。一方、自然起源のみの要因では 20 世紀後半の気温変化は再現できませんでした。このことから、20 世紀後半の気温上昇は人間活動の結果として引き起こされたと言えます。また、気候モデルにより 20 世紀の気候変化が良く再現されましたから、将来の気候変化を予測する能力もかなりあると考えられます。

注 1) 水蒸気が凝結して雲や雨または雪となりその時に熱を出したり、逆に雲粒や雨が蒸発しその時の気化熱によって周りの空気を冷やしたりする。

注 2) 風の力により海に流れが生じることで大気の運動量が海洋に与えられる。

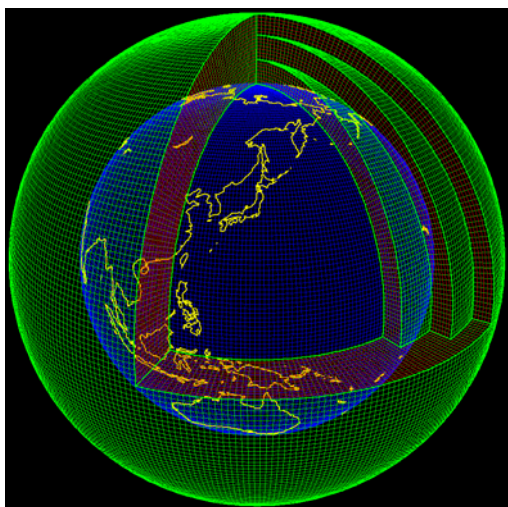


図 3-1 気候モデルの計算格子のイメージ図(気象庁)。このような格子の各点で複雑な力学法則や物理過程の計算を行っている。

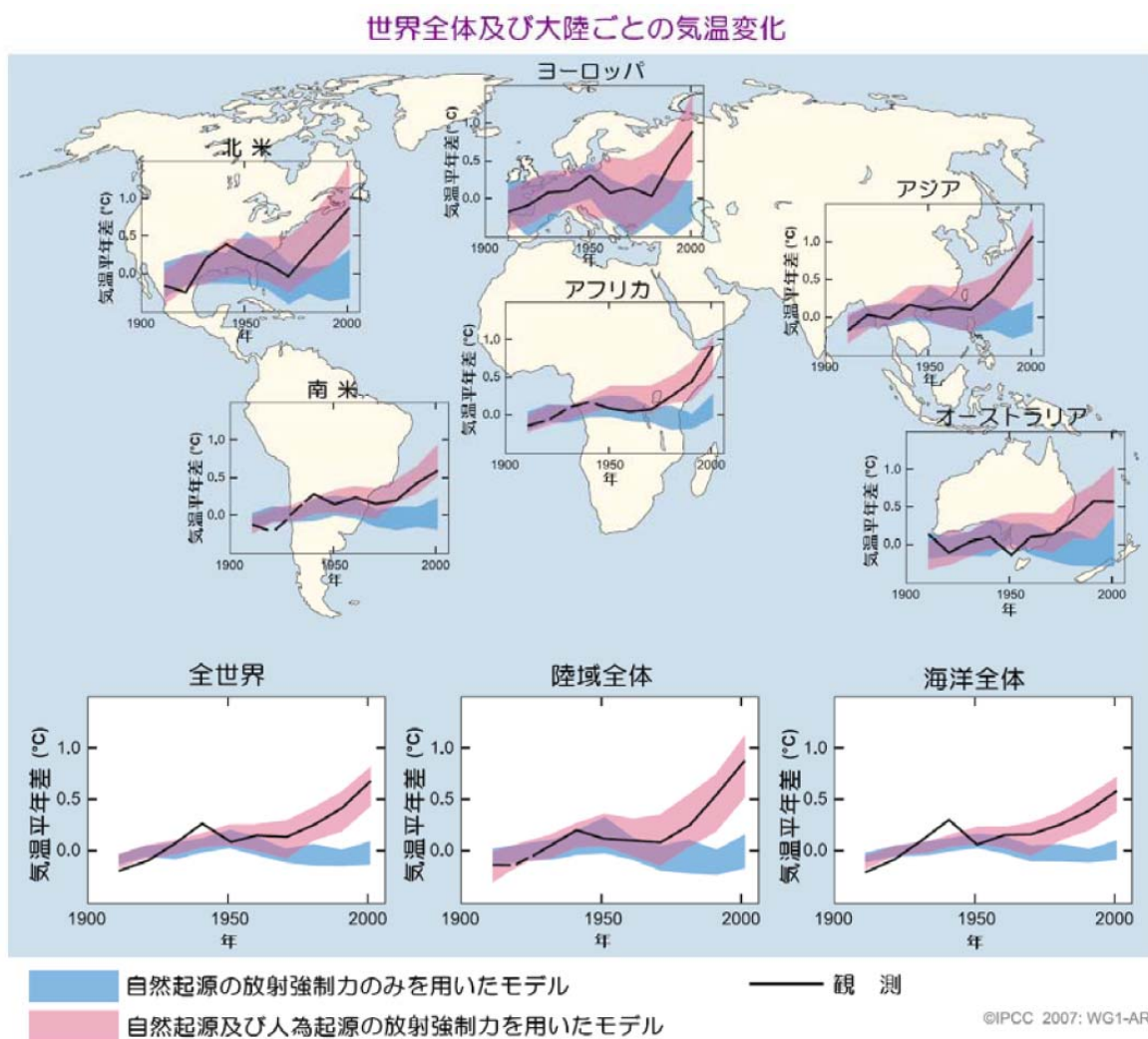


図 3-2 黒い線は、観測された気温変化、色のついた帯は気候モデルのシミュレーション結果で誤差幅を含めて示している。青色の帯は自然の要因のみ、赤色の帯は自然起源の要因と人為起源の要因の両方を考慮してシミュレーションした結果。(気象庁, 2008)

3-2 温室効果ガス排出シナリオ

地球温暖化にともなう将来の気候変化予測を行うにあたり、温室効果ガスの排出量予測値が必要です。そのためには人口、経済、エネルギー需給、石油に替わるエネルギー技術開発など社会・経済的な側面の将来予測の検討が必要で、IPCC は社会学者と経済学者の協力を得て、温室効果ガスの排出の将来の見通しを SRES(Special Report on Emissions Scenarios)シナリオとして 2000 年に示しました。

SRES シナリオは多数(30 通り以上)から成りますが、大きくは 4 種類のシナリオに分類されます。A1 グループは、高い経済成長と地域格差の縮小を仮定しています。A2 グループは、高い経済成長と地域の独自性を仮定しています。B1 グループは、環境を重視した持続可能な経済成長と地域格差の縮小を仮定しています。そして B2 グループは、環境を重視した持続可能な経済成長と地域の独自性を仮定しています。

図 3-3(a)に六つの代表的な SRES シナリオによる二酸化炭素排出量予測値を示します。21 世紀後半になるとシナリオ間の違いが非常に大きくなります。ところで、大気中に排出された二酸化炭素は海洋と陸域生態系に吸収されるため、そのすべてが大気中に残るわけではありません。このため、大気中の二酸化炭素濃度は、二酸化炭素の吸収・放出過程の計算に特化した「炭素循環モデル」を使って計算します。図 3-3(b)は炭素循環モデルによって計算された二酸化炭素濃度の変化予測です。同様の手法により、メタン(CH_4)、一酸化二窒素(N_2O)などの温室効果ガスの大気中濃度も計算します。その計算結果を前節で紹介した気候モデルに強制力として入力し、気温や降水量などの将来予測を行います。なお、近年の気候モデル開発の進展により、一部の研究機関では、気候モデルの中に炭素循環モデルの過程を組み込んで将来予測を行っています。気温や降水量の変化に伴い、海洋や陸域生態系の二酸化炭素吸収量が変わり得るためです。

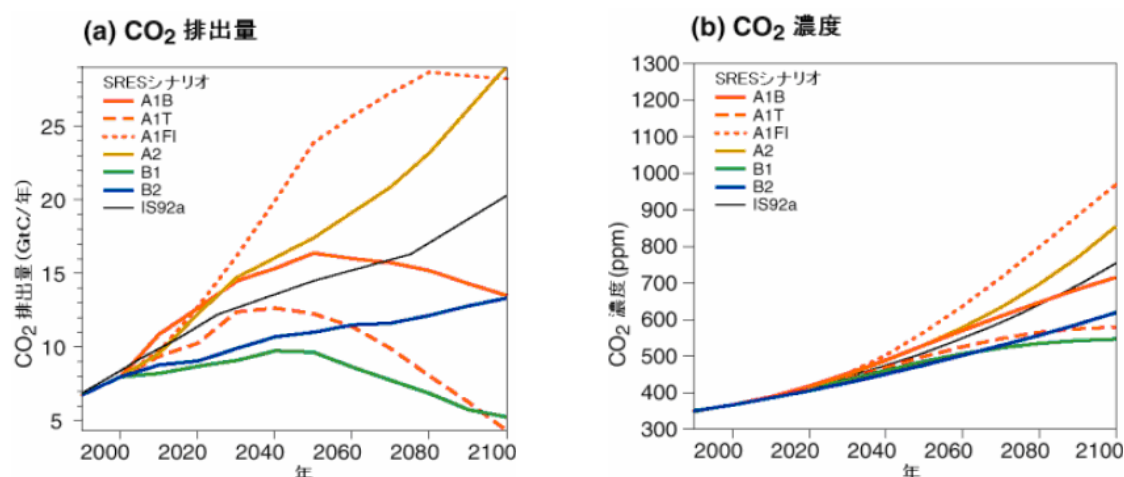


図 3-3 温暖化予測で用いられた(a)人間活動にともなう二酸化炭素の排出シナリオ、(b)炭素循環モデルで計算された大気中の二酸化炭素濃度。SRES シナリオの詳細は本文を参照。A1B はエネルギー源のバランスを、A1T は非化石エネルギー源を、A1FI は化石エネルギー源を重視している。IS92a は IPCC によって 1992 年に開発されたシナリオの一つで、二酸化炭素濃度がほぼ年率 1% 複利で増加することに対応する。(気象庁, 2005)

3-3 気温の将来予測

いくつかの温室効果ガス排出シナリオに対して予測された世界平均地上気温の上昇量を図 3-4 に示します。21 世紀末の気温上昇量は、最も排出量が少ない B1 シナリオに対する上昇量は、 $+1.8^{\circ}\text{C}$ （可能性が高い予測幅は $+1.1\sim+2.9^{\circ}\text{C}$ ）、排出量が増加し続ける A2 シナリオに対する上昇量は、 $+3.4^{\circ}\text{C}$ （可能性が高い予測幅は $2.0\sim5.4^{\circ}\text{C}$ ）と予測されています。このように、温室効果ガスの排出量しだいで将来の温暖化の程度がはげしくも、おだやかなにもなります。

次に気温上昇量の地理的分布について示します（図 3-5）。陸上の昇温量が大きく、地球平均の昇温量の 2 倍程度の大きさです。中でも、特に北半球高緯度の昇温が目立ちます。これらの傾向は 20 世紀に観測された気温変化の特徴(2.1 節参照)と一致しています。一部の気候モデルでは 21 世紀後半までに北極の海水が夏に完全に消滅すると予測しており、そのような場合、北極域で非常に気温が上昇すると考えられます。一方、南半球の海洋と北大西洋では昇温量が小さくなっています。

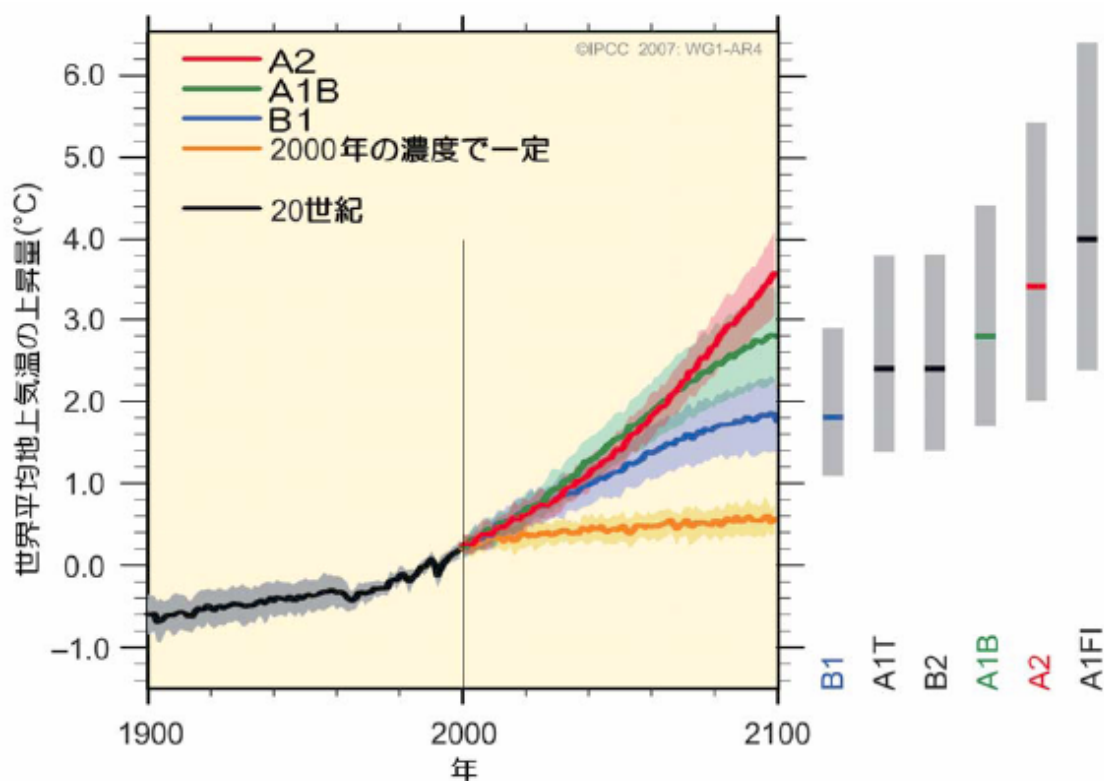


図 3-4 実線は、A2、A1B、B1 シナリオ及び 20 世紀の状態を継続した場合における複数の気候モデルによる(1980～1999 年平均を基準)地球平均地上気温の昇温を示す。陰影部は、個々の気候モデルの年平均値の標準偏差の範囲。橙色の線は、2000 年の濃度を一定に保った実験のもの。右側の灰色の帯は、6 つの SRES シナリオにおける最良の見積り(各帯の横線)及び可能性が高い予測幅。(気象庁, 2007a)

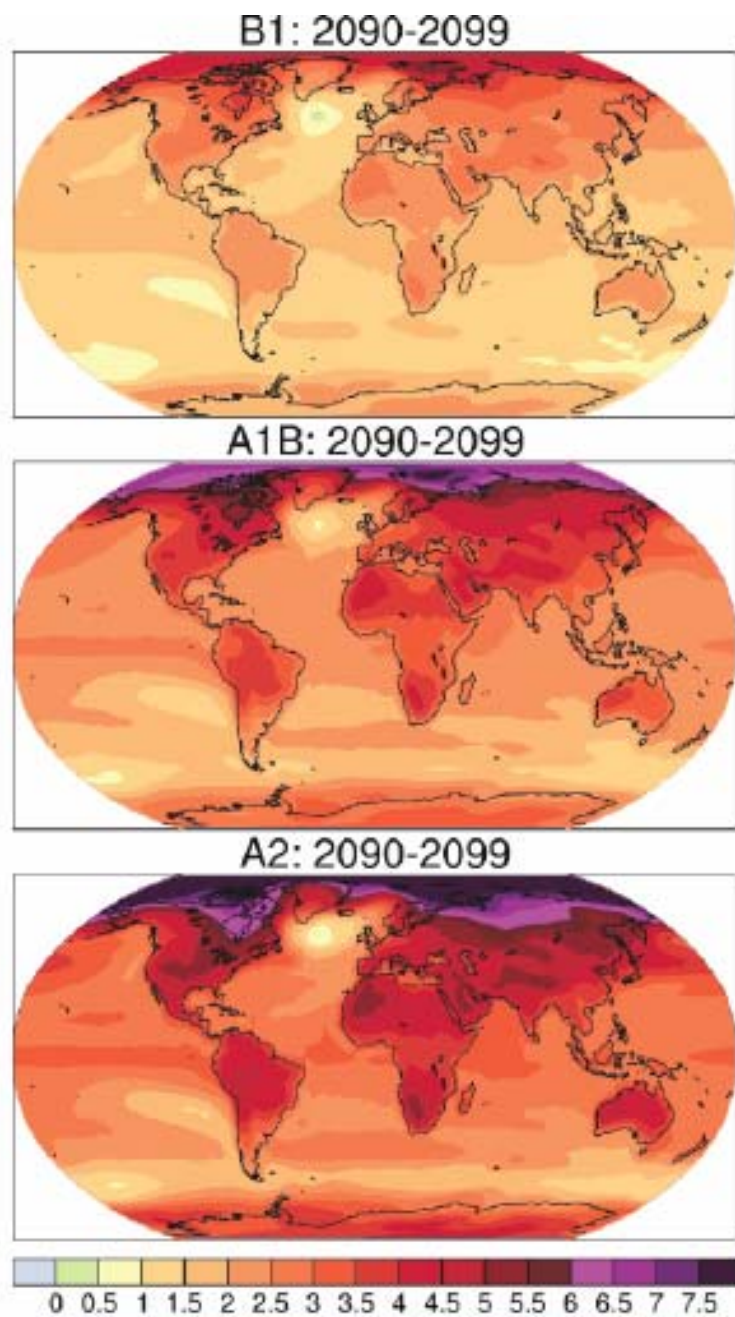


図 3-5 気候モデルによる 21 世紀末の世界平均気温の変化量(°C)。1980～1999 年平均を基準。上から順に SRES の B1 シナリオ、A1B シナリオ、A2 シナリオに基づく複数気候モデルの平均。(気象庁, 2007a)

3-4 降水量の将来予測

降水の予測は気温の予測よりも難しいのですが、近年予測の精度が向上し、その理解が深まってきました。21 世紀末において、降水量は、高緯度地域では増加する可能性がかなり高く、一方、ほとんどの亜熱帯の陸上においては減少する可能性が高いと考えられています(図 3-6)。これは、20 世紀に観測された変化傾向を継続するものです。また、多くの熱帯と中高緯度地域において、平均降水量よりも極端に多い降水の強さや頻度増加の方が顕著になります。

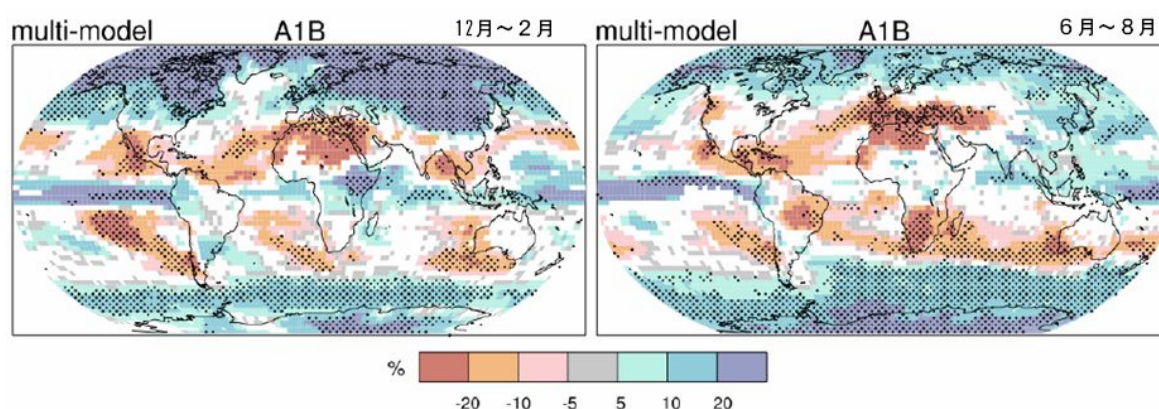


図 3-6 2090～2099 年を対象とする降水量変化予測(単位%) (1980～1999 年が基準)。値は、SRES A1B シナリオによる複数モデルの平均で、左図は 12～2 月、右図は 6～8 月。白色の地域は、変化の符号が一致したモデルが 66%に満たない地域、点描している地域は、90%以上のモデルで変化の符号が一致した地域(変化傾向の信頼度が高い地域)。(気象庁, 2007a)

3.5 海面水位の将来予測

21 世紀末(2090～2099 年)に予測される海面水位上昇量は、全球で平均すると、B1 シナリオ +0.18～+0.38 m、B2 シナリオ +0.20～+0.43 m、A1B シナリオ +0.21～+0.48 m、A2 シナリオ +0.23～+0.51 m などとなっており、気温と同様、温室効果ガスの排出が多いシナリオほど上昇量が増えています。また、すべてのシナリオにおいて、21 世紀の平均海面上昇率が 1961～2003 年に観測された平均海面上昇率を超える可能性がかなり高いと予測されています。第 2 章でも指摘しましたが、予測される海面水位上昇の最大の要因は熱膨張であり、全体の上昇量の 70～75%の寄与があります。南極では、降雪が増加する一方、南極氷床では顕著な表面融解は起こらないため、南極氷床の質量は増加し、海面水位を低下させる寄与があると考えられています。

21 世紀の海面水位上昇は、地理的にかなり異なることが予測されています(図 3-7)。予測された空間パターンの詳細は、海洋の熱吸収量の分布や海流の変化にも依存しており、気候モデルによってそれほど似通っているわけではありません(気候モデルの予測精度が高くない)。ただ、北極海の上昇量が大きく、明瞭な水位上昇域が南大西洋からインド洋にかけての細長く広がる、南極海では上昇量が低い、といった共通の特徴が見られます。

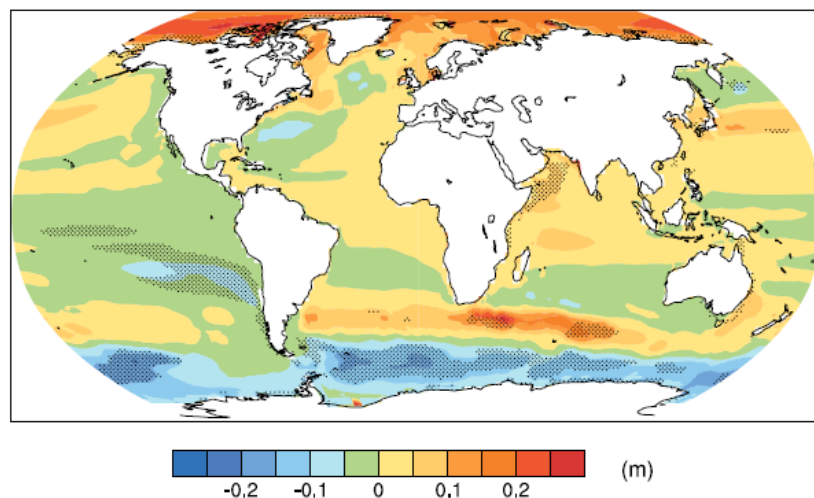


図 3-7 21 世紀末に予測される世界平均海面水位からの差の地理分布。値は、SRES-A1Bシナリオに基づいた 16 種類の気候モデルで計算された 1980～1999 年及び 2080～2099 年の予測平均値から求めている。単位は m。(IPCC, 2007)

3-6 異常気象の将来予測

表 3-1 に極端な気象現象の将来予測について示します。熱波がより激しく、より頻繁に、より長続きする可能性はかなり高く、寒波はかなり減少すると予測されています。そして、ほとんどの地域で大雨の頻度は増加すると予測されています。大陸の内部域では、夏季の降水量が減少するため、干ばつの危険が増大する可能性が高いと予測されています。

表 3-1 極端な気象現象の将来変化（気象庁, 2007a）

現象及び傾向	21 世紀に傾向が継続する可能性
ほとんどの陸域で 寒い日や夜の減少と昇温	ほぼ確実
ほとんどの陸域で 暑い日や夜の頻度の増加と昇温	ほぼ確実
ほとんどの陸域で 継続的な高温/熱波の頻度の増加	可能性がかなり高い
ほとんどの地域で大雨の頻度 (もしくは降水量に占める大雨による降水量の割合)の増加	可能性がかなり高い
干ばつの影響を受ける地域の増加	可能性が高い

3-7 台風の将来予測

地球温暖化の進行にともなって、台風、ハリケーン、サイクロンなどの熱帯低気圧の活動も変化するのでしょうか。それについてコンピュータで予測するためには、従来の地球温暖化研究で用いられてきた水平分解能 100km～数百 km 程度の格子サイズでは不十分なため、これまで良く分かりませんでした。最近、文部科学省の研究計画「人・自然・地球共生プロジェクト」の一環として、気象庁気象研究所や財団法人地球科学技術総合推進機構を中心とする研究グループが、約 20km という非常に高い水平分解能をもつ全球大気気候モデルの開発とそれを用いた将来予測(SRES A1B シナリオに基づく)を行いました。その結果、21 世紀末の熱帯低気圧の発生数は現在よりも減少すること、強い勢力の熱帯低気圧は現在よりも増加することが示されました(図 3-8)。

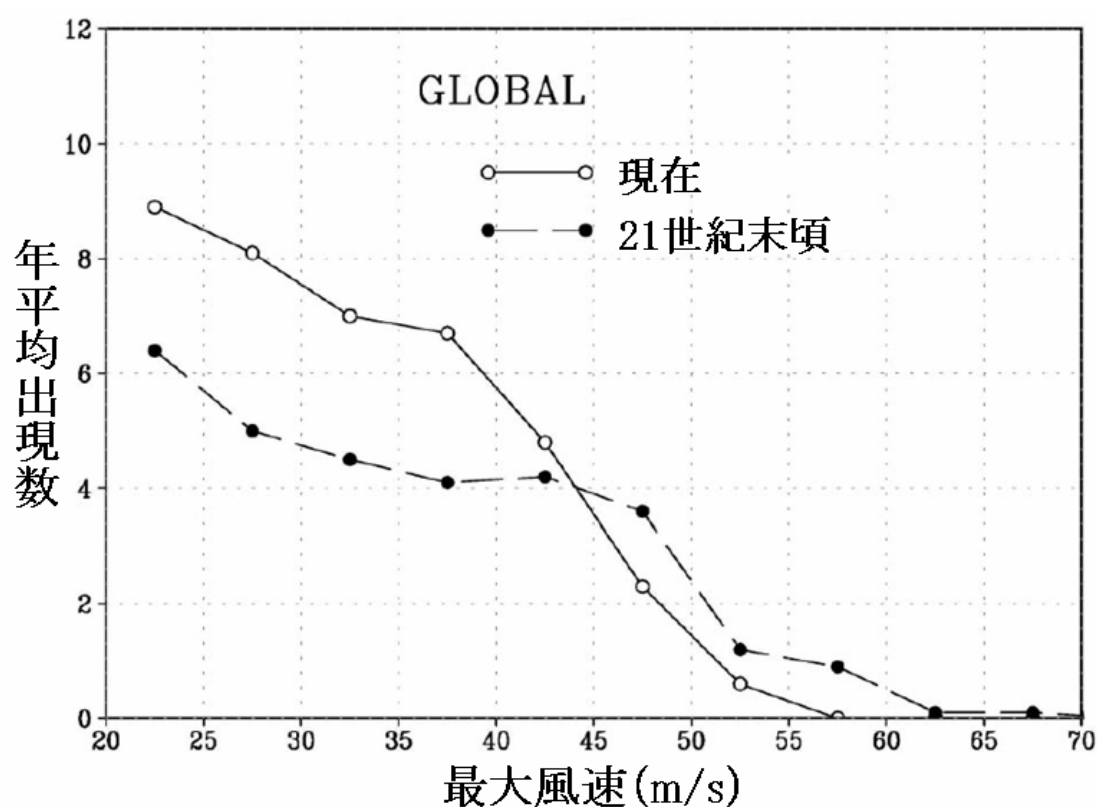


図 3-8 熱帯低気圧の強度(横軸が最大風速)別にした熱帯低気圧の年平均出現数の頻度分布。実線は現在、破線は 21 世紀末。(気象庁, 2005)

● 引用文献

- ・気象庁, 2005: 異常気象レポート 2005.
http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/climate_change/index.html
- ・気象庁, 2007a: IPCC 第 4 次評価報告書第 1 作業部会報告書政策決定者向け要約
<http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/ipcc/ar4/index.html>
- ・気象庁, 2007b: IPCC 第 4 次評価報告書第 1 作業部会報告書 概要及びよくある質問と回答
<http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/ipcc/ar4/index.html>
- ・気象庁, 2007c: 気候変動監視レポート 2006
<http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/monitor/index.html>
- ・気象庁, 2008: IPCC 第 4 次評価報告書第 1 作業部会報告書 技術要約
<http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/ipcc/ar4/index.html>
- ・IPCC, 2007: Climate Change 2007 The Physical Science Basis

● その他の参考資料

- ・気象庁気候情報課, 2007: 地球温暖化予測の一般向けプレゼン資料
- ・近藤洋輝, 2003: 地球温暖化予測がわかる本, 成山堂
- ・総合学術会議, 2006: 地球温暖化研究の最前線, 丸善
- ・新しい気象学「21 世紀の気候を読む」(第 35 回夏季大学テキスト), 2001, 日本気象学会

● 図表の出典リスト

- 図 1-1 気象庁(2007b), FAQ1.2 図 1
- 図 1-2 気象庁(2007b), FAQ1.3 図 1
- 図 1-3 気象庁(2007b), FAQ2.1 図 1
- 表 2-1 気象庁(2005), 表 2.1.3 を改変
- 表 2-2 気象庁(2007a), 表 SPM-2 を改変
- 図 2-1 気象庁(2007b), FAQ3.1 図 1 の上図
- 図 2-2 気象庁(2007b), FAQ3.1 図 1 の下図
- 図 2-3 気象庁(2008), 図 TS.9(下)
- 図 2-4 気象庁(2008), 図 TS.9(上)
- 図 2-5 気象庁(2007c), 図 1.2-3
- 図 2-6 気象庁(2007c), 図 1.2-4
- 図 2-7 IPCC(2007), FAQ3.3 Fig.1 を改変
- 図 2-8 気象庁(2008), 図 TS.10
- 図 2-9 気象庁(2007a), 図 SPM-3 の一部
- 図 2-10 気象庁(2007b), FAQ4.1 図 1
- 表 3-1 気象庁(2007a), 表 SPM-2 を改変
- 図 3-1 気象庁作成
- 図 3-2 気象庁(2008), 図 TS.22
- 図 3-3 気象庁(2005), 図 2.7.1
- 図 3-4 気象庁(2007a), 図 SPM-5
- 図 3-5 気象庁(2007a), 図 SPM-6 の一部
- 図 3-6 気象庁(2007a), 図 SPM-7
- 図 3-7 IPCC(2007), Fig.10.32
- 図 3-8 気象庁(2005), p87 図 2



気象庁の観測所のある南鳥島を上空から
(撮影：気象研究所気候研究部職員)