

## 第8節 年平均海面水温の変化

- 日本付近の海面水温は上昇し、21世紀末までの長期変化傾向は、A1Bシナリオの場合で100年あたり2.0～3.1℃程度、B1シナリオの場合で0.6～2.1℃程度である。
- 21世紀末までの海面水温の長期変化傾向は、日本南方海域よりも日本海で大きい。これは過去の海面水温変化と同様の傾向である。

北太平洋海洋モデル NPOGCM の 1981～2100 年までの将来予測から算出した日本近海における海域別の年平均海面水温の長期変化傾向（100年あたりの変化量）を図 8.1（左：A1Bシナリオによる予測、右：B1シナリオによる予測）に示し、1900～2007年までの海面水温観測データから求めた海面水温の長期変化傾向を図 8.2 に示す。

地球温暖化に伴って日本近海の海面水温は上昇し、21世紀の A1Bシナリオの長期変化傾向は B1シナリオよりも大きい。100年あたりの上昇量は、A1Bシナリオで 2.0～3.1℃/100年程度、B1シナリオで 0.6～2.1℃/100年程度となっている。この値は、日本近海の海域別の観測をもとに算出した海面水温の過去 100年あたりの上昇量（図 8.2）と比較すると、A1Bシナリオでは 0.8～1.6℃/100年高くなっており、海面水温の上昇が現在よりも加速する結果となっている。一方、B1シナリオでも、過去の長期変化傾向と比べて最大で 0.7℃/100年高くなっており、A1Bシナリオほどではないが、海面水温の上昇が加速する傾向になっている。

21世紀末までの海面水温の長期変化傾向は、日本南方海域よりも日本海で大きい（図 8.1）。これは過去の海面水温変化（図 8.2）と同様の傾向である。IPCC 第4次評価報告書に掲載されている世界の年平均地上気温の変化の予測（最良の見積もり：A1Bシナリオで 2.8℃、B1シナリオで 1.8℃）と比較<sup>10</sup>すると、A1Bシナリオではほぼ同等、B1シナリオでは若干低めの上昇量になっている。

なお、B1シナリオの三陸沖では、海面水温の上昇量が他の海域に比べて目立って小さくなっている。大気と海洋は、温室効果ガスの増加に伴い長期的な傾向としては温暖化しつつも、数年から数十年周期の自然変動による一進一退を繰り返す（第2節）。気候モデルでもこのような自然変動が現れ、B1シナリオの将来気候では三陸沖で低温傾向となっており（図 2.2）、結果としてこの海域では温暖化による変化量が一部打ち消されていると考えられることから、変化量の解釈には注意を要する。

<sup>10</sup> 海面水温の変化は、広域的・長期的には直上の海上気温の変化と同じだとみなせることが確かめられている。

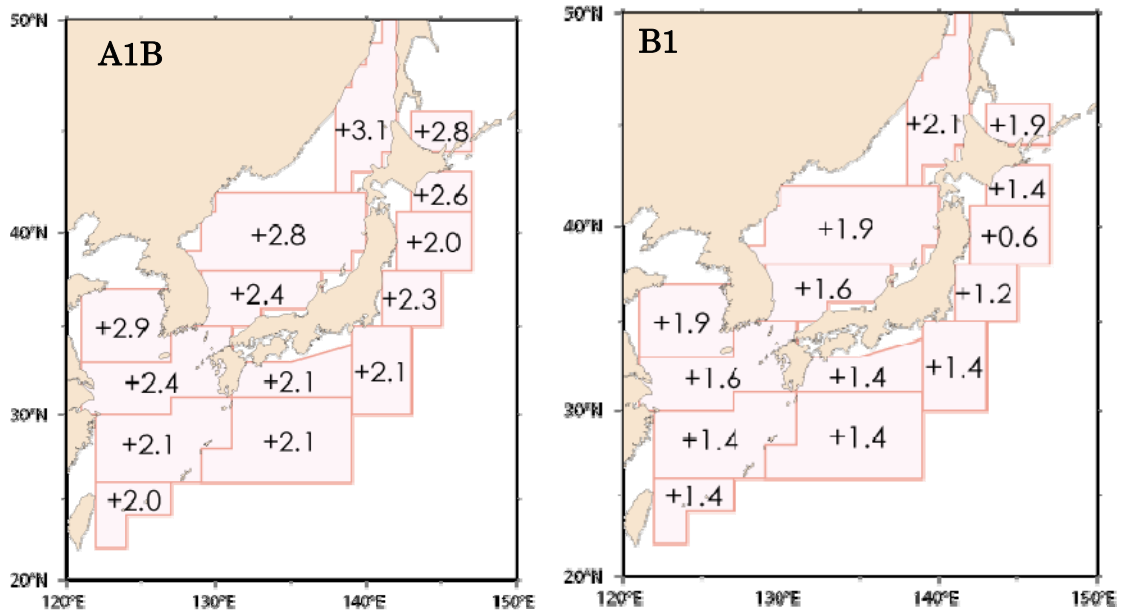


図 8.1 日本近海の海域平均海面水温（年平均）の長期変化傾向の将来予測（°C/100年）  
 NPOGCM による 1981～2100 年の将来予測をもとに、一次回帰分析によって求めた海域別海面水温の 100 年あたりの変化量。左は A1B シナリオ、右は B1 シナリオによる予測結果を示す。

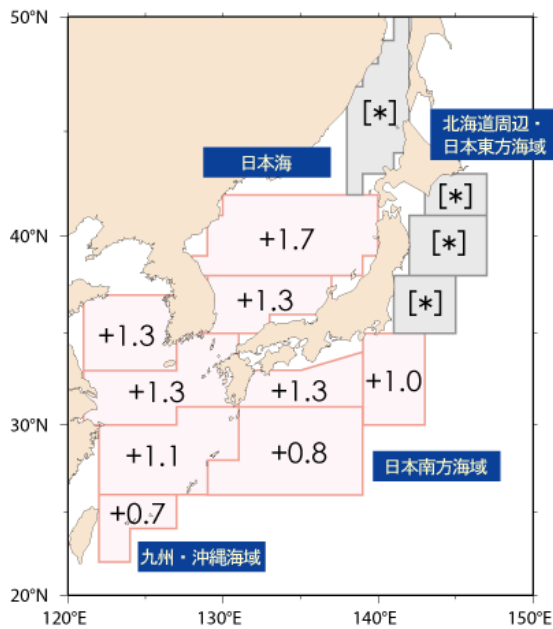


図 8.2 過去の日本近海の海域平均海面水温（年平均）の長期変化傾向（°C/100年）  
 1900～2007 年までの観測をもとに、一次回帰分析によって求めた海域別海面水温の 100 年あたりの変化量。[\*] で示す海域は、長期変化傾向が統計的に有意でないことを示す。

## 第9節 年平均海面水位の変化

○日本付近の海面水位は上昇し、21世紀末までの長期変化傾向は、A1Bシナリオの場合で100年あたり0.09～0.19m程度、B1シナリオの場合で100年あたり0.05～0.14m程度である（ただし、グリーンランドや南極の氷床など陸氷の縮小による寄与は含まれていない）。

○A1Bシナリオの海面水位の上昇は、すべての海域でB1シナリオよりも大きい。

北太平洋海洋モデル NPOGCM の 1981～2100 年までの将来予測から算出した日本近海の海域ごとの年平均海面水位の長期変化傾向（100年あたりの変化量）を、図 9.1（左：A1Bシナリオによる予測、右：B1シナリオによる予測）に示す。21世紀末の日本付近の海面水位は、A1Bシナリオの場合で100年あたり0.09～0.19m程度、B1シナリオの場合で100年あたり0.05～0.14m程度上昇する予測となっている。ただし、この上昇量は温暖化に伴う海水温の上昇による熱膨張と海流の変化による水位変化から算出されており、グリーンランドや南極の氷床など陸氷の縮小による寄与は含まれていないため、気候変動に関する政府間パネル（IPCC）第4次評価報告書（2007）に示された21世紀末の全球平均海面水位の上昇量（A1Bシナリオ：0.21～0.48m、B1シナリオ：0.18～0.38m）よりも小さい値となっている。しかし、同報告書と同様に、すべての海域でB1シナリオよりもA1Bシナリオで海面水位の上昇量が大きい。

海域別の特徴を見てみると、南西諸島ではA1B、B1いずれのシナリオでも他の領域と比較して海面水位の上昇量がやや大きくなっている。また、B1シナリオの三陸沖では、海面水位に統計的に有意な長期変化傾向がみられない。大気と海洋は、温室効果ガスの増加に伴い長期的な傾向としては温暖化しつつも、数年から数十年周期の自然変動による一進一退を繰り返す（第2節）。気候モデルでもこのような自然変動が現れ、B1シナリオの将来気候では三陸沖で低温傾向となっており（図 2.2）、結果としてこの海域では温暖化による変化量が打ち消されていると考えられる。

なお、モデルの現在気候における黒潮は、日本南岸で大蛇行流路<sup>11</sup>をとり、関東沖の離岸位置がやや北上する傾向があるが、現実にはこのような流路となる頻度は高くない。しかし、日本付近の海面水位の変化は温暖化に伴う黒潮などの海洋循環の変化に影響を受けるため、モデル上で現在気候における黒潮の傾向が将来予測で変化することに伴って、海面水位の予測に反映してしまい、日本南方海域や関東沖で大きな水位変化量として現れている。このような海面水位の大きな変化は、温暖化の影響で起こっているとはみなせないことから、上記のような変化が予想される海域（図 9.1 で数値を大括弧 [] で囲んだ海域）の長期変化傾向は不確実性が大きく、利用する場合には留意する必要がある。

<sup>11</sup> 参考資料 2.7 参照

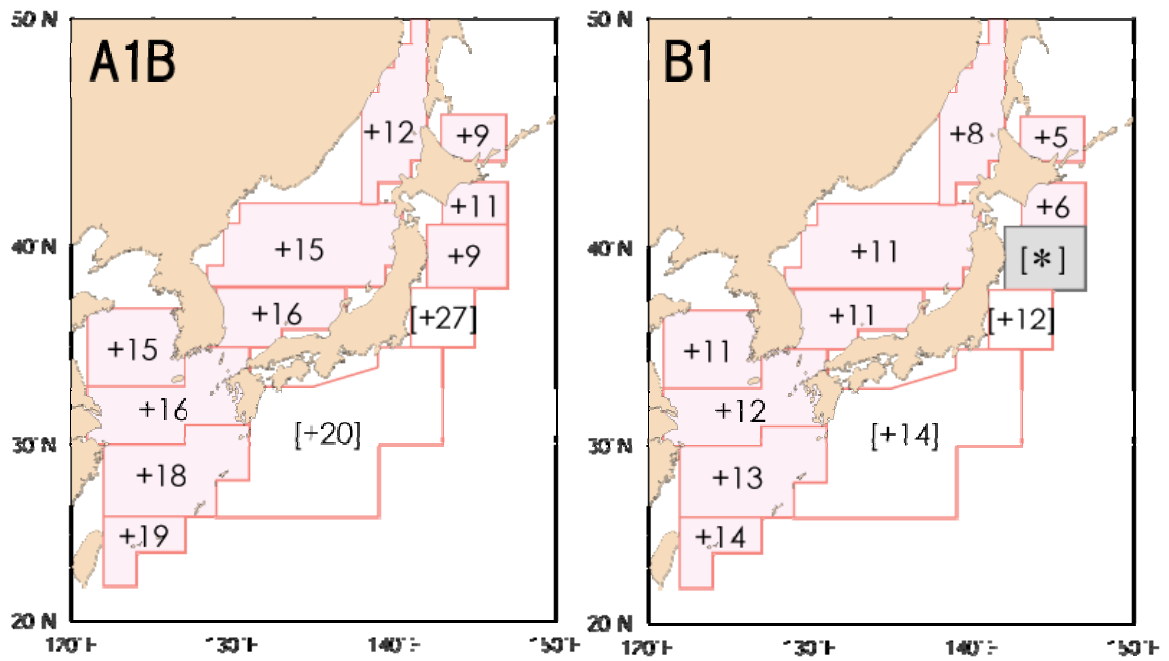


図 9.1 日本近海の海域別海面水位（年平均）の長期変化傾向の将来予測（cm/100 年）  
 NPOGCM による 1981～2100 年の将来予測をもとに、一次回帰分析によって求めた海域別海面水位の 100 年あたりの変化量。左は A1B シナリオ、右は B1 シナリオによる予測結果を示す。  
 [\*] で示す海域は、長期変化傾向が統計的に有意でないことを示す。数値を大括弧 [] で囲んだ海域は将来予測の長期変化傾向の不確実性が大きいと考えられるため、利用する場合には留意する必要がある。

## 第 10 節 黒潮の変化

- 黒潮の流量や流路の平均緯度には、地球温暖化に対応する長期の変化傾向が見られない。
- 21 世紀末の黒潮の流速は、顕著ではないものの、日本の東方でやや強まる傾向がある。
- 黒潮の将来変化については、現段階では不確実性が大きい。

日本南岸を流れる黒潮は、北太平洋中緯度を時計回りに巡る亜熱帯循環の西部分に相当し、南から大量の水や熱を輸送している。日本周辺における黒潮の流量の変化は、北太平洋亜熱帯循環が南から北へ運ぶ熱量の変化を反映している。

北太平洋海洋モデル NPOGCM による、A1B および B1 シナリオに基づく本州東方（図 10.1 の青色海域）における黒潮の流量の長期変化を図 10.2 に示す。また、深度 100m における黒潮の最大流速と流路（流速の大きい位置）の平均緯度の長期変化を、図 10.1 に示した三領域（A）日本の南（26～35N, 130～140E）、（B）日本の東（29～42N, 140～150E）、（C）日本の東からはるか東（29～42N, 150～160E）について図 10.3 に示す。

黒潮流量については、A1B と B1 のいずれのシナリオにおいても数年～数十年周期の自然変動が卓越しており、地球温暖化に伴う長期的な変化傾向や、シナリオによる有意な差は見られない。また、（B）や（C）の海域で A1B シナリオの場合に流速が少し強まる傾向が見られるが、黒潮の流路（流速の大きい位置）の平均緯度は、数年～数十年周期の自然変動がかなり大きくなっており、地球温暖化に対応する変化傾向はみられない。

他の研究成果のなかには、「黒潮が銚子沖から日本を離れる緯度は温暖化によって大きく変化しないものの、日本南岸沖から東経 155 度付近では温暖化によって黒潮の流速が増加する。」(Sakamoto et al., 2005)や「温暖化による北太平洋における対流圏下層のジェット気流の北上に伴って、黒潮は強化され、黒潮続流の位置も北偏する。」(Sato et al., 2006)の予測がある。黒潮を含む北太平洋亜熱帯循環は、北太平洋上の大規模な風の間によって駆動されている。今回の予測における北太平洋上の大規模な風系の変化は、上記の研究も含む IPCC 第 4 次評価報告書に用いられた多くのモデルの予測結果と整合していることから、今回の NPOGCM による結果とこれらの結果との違いは、主に黒潮再循環域という比較的狭い領域における風の間の変化が、予測に用いたモデルによって異なることにより生じていると考えられる。黒潮の将来変化については、現段階では不確実性が大きい。

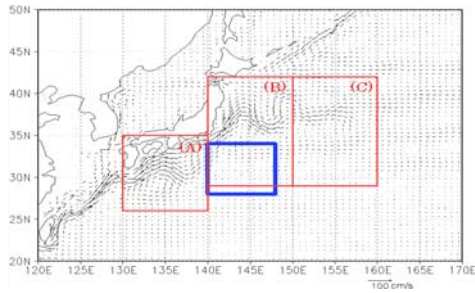


図 10.1 黒潮流量（青色）および黒潮流速・黒潮流軸（赤色）を評価した領域  
背景にモデルの 100m 深における平均流速（1981-2000 年）を示している。

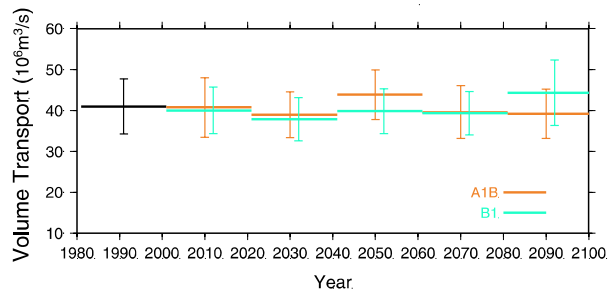
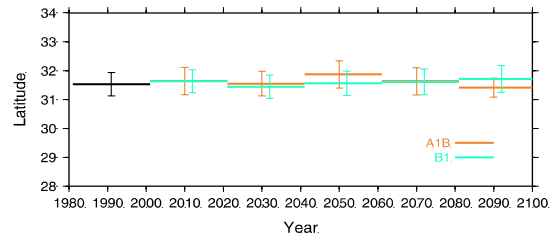
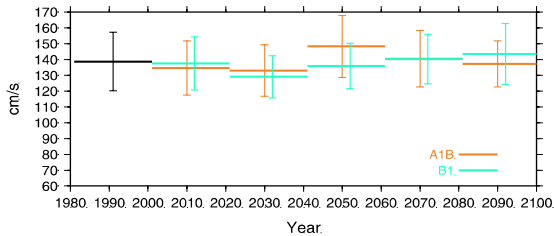
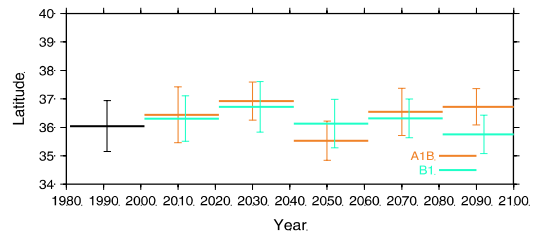
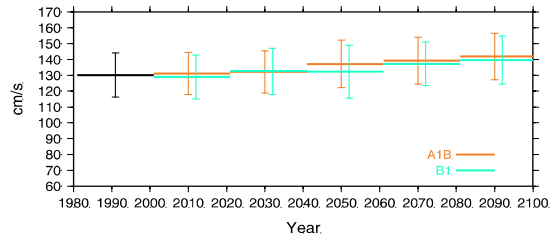


図 10.2 本州東方における黒潮流量<sup>12</sup>の長期変化  
橙色の線は A1B シナリオ、緑色の線は B1 シナリオによる予測で、太線は 20 年ごとの平均値、細線は年々変動の標準偏差の幅を示している(単位:10<sup>6</sup>m<sup>3</sup>/s)。

(A) 26~35N, 130~140E



(B) 29~42N, 140~150E



(C) 29~42N, 150~160E

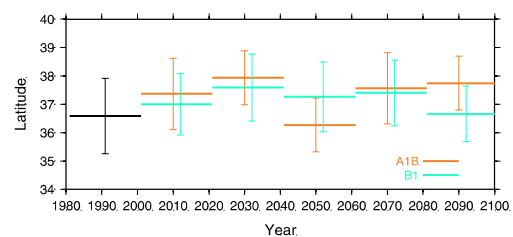
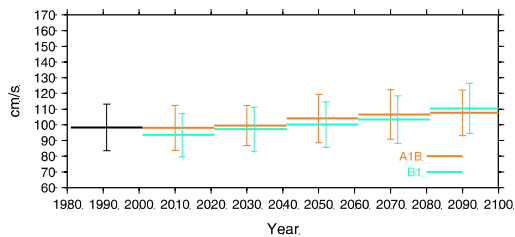


図 10.3 黒潮流速（左）および黒潮流軸（右）の長期変化

(A),(B),(C)の各領域（図 10.1 赤色で囲んだ領域）における 100m 深の最大流速と、流速が最大となる緯度の平均を示す。橙色の線は A1B シナリオ、緑色の線は B1 シナリオによる予測で、太線は 20 年ごとの平均値、細線は年々変動の標準偏差の幅を示している。

<sup>12</sup> 黒潮流量は、流量流線関数の 28~34N, 140~148E（図 10.1 の青色で囲んだ領域）における平均値として評価した。

## 第11節 オホーツク海の海氷の変化

- A1B、B1 シナリオに基づく予測によれば、1～4 月にかけてのオホーツク海  
の海氷域面積は、21 世紀末にはそれぞれ現在の約 75%、約 80%に減少する。
- 3 月頃にみられる最大海氷域面積は、21 世紀末に A1B シナリオの場合で現在  
の 75%程度、B1 シナリオの場合で 80%程度に減少する。
- 温暖化の進行に伴って、晩秋における結氷の開始は遅くなり、春における海  
氷の北への後退は早まる。

オホーツク海の海氷は、11 月頃に結氷が始まり、3 月頃に海氷域が最も拡大し、その後北へ後退し、7 月頃にはすべて融解するというサイクルを持っている。地球温暖化が進んだ場合、オホーツク海の海氷域が将来どのように変化するか、A1B および B1 シナリオに基づき、大気・海洋結合地域気候モデル CRCM を用いて予測した。

図 11.1 は「月平均面積の予測値（2081～2100 年の 20 年平均）」の「現在気候の再現値（1981～2000 年の 20 年平均）」に対する割合を示している。21 世紀末のオホーツク海の海氷域は現在に比べて縮小し、A1B シナリオおよび B1 シナリオの場合、1～4 月の海氷域面積はそれぞれ現在の約 75%、約 80%になると予測される。また、3 月頃の海氷域が最も拡大した時期の面積（最大海氷域面積）も同じく、21 世紀末に A1B シナリオの場合で現在の 75%程度、B1 シナリオの場合で 80%程度に減少する予測となっている。

結氷の始まる 11 月や融解が進む 5 月の海氷域面積は、1～4 月と比較すると減少率が大きく年々の変動が大きい（図 11.1）。海氷域面積の変動が大きいことは、結氷や融解の時期が年によって異なることを反映していると考えられる。しかし、「2081～2100 年の 20 年平均」と現在気候を比較すると、11 月の海氷域面積は A1B シナリオで約 20%、B1 シナリオで約 30%、5 月の場合は A1B シナリオで約 20%、B1 シナリオで約 40%まで減少すると予測されており、1～4 月よりも減少が顕著である。このことから、地球温暖化が進むと、晩秋に結氷が始まる時期が遅れ、春に海氷が北へ後退する時期が早まると予測される。

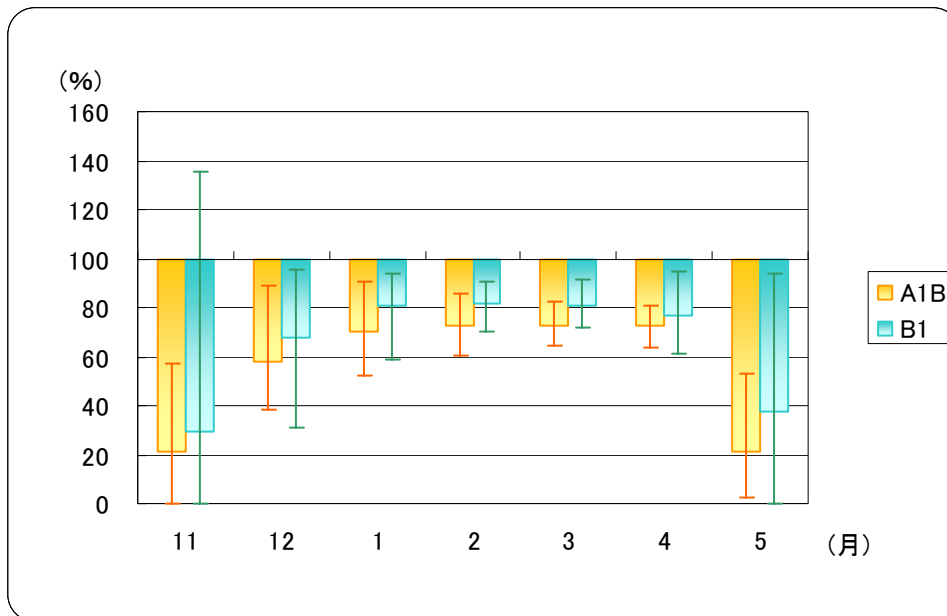


図 11.1 オホーツク海の海氷域の月平均面積の将来変化

橙色の棒グラフは A1B シナリオ、水色の棒グラフは B1 シナリオに基づく予測で、約 100 年後の海氷域の月平均面積（2081～2100 年）の 20 年平均を、現在気候再現値（1981～2000 年）の 20 年平均に対する割合で示し、棒が長いほど、海氷域の減少が大きいことを表す。橙色および緑色の細線は 2081～2100 年の間に海氷域面積が予測された範囲を表している。