

特集 記事

地球温暖化と自然災害

編集委員会

企画・総括 石川 裕彦*

編集担当 石川 裕彦*・岡田 成幸**・立川 康人*

田中 和夫***・村尾 修****

はじめに

石川裕彦*

世の中で地球温暖化が言われ始めてから久しい。しかしながら、その真偽のほどを「科学的」に確認するのは容易ではなかった。全地球的な地球温暖化問題に対処する国際的な組織として、気候変動に関する政府間パネル (IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change) が 1988 年に設置された。IPCC は、気候変動に関する利用可能な科学的知見の評価、気候変動の環境及び社会経済への影響評価、及び対応戦略の策定を目的とし、これまで 3 期にわたり報告書をまとめてきた。1990 年にまとめられた第 1 次評価報告書では、「人為的な温室効果ガスが大気中に蓄積し続けると、自然及び人間システムに対して重大な影響を及ぼしかねない気候変化が生じるであろう」と総括された。1996 年に出された第 2 次評価報告書では、この時点での科学的知見にはさまざまな不確実性が含まれている点を指摘した上で、「識別可能な人為的影響が全球の気候に現れている」ことが示唆された。

2001 年にまとめられた IPCC の第 3 次評価報告書は、どちらかといえば慎重であったそれまでの姿勢から一変し、初めて地球温暖化が科学的に有意な現象であるとし、これに対する対応を求める内容となった。以下、報告書のキーセンテンス

を拾っていくと、「観測結果が増えたことにより、世界的な温暖化傾向や気候システムに於ける様々な要素の変化の全体像が明らかになってきた」、「人間活動により温室効果ガスやエアロゾルが引き続き放出されていて、それが大気を変化させ気候に影響を与えている」、「過去 50 年間に観測された温暖化の大部分が人間活動によってもたらされたことを示す新たなそして強力な証拠がある」、と観測の事実を総括、「気候予測モデルの信頼性は向上してきた」、と気候予測モデルを評価した上で「21 世紀中は人間活動による影響で大気組成が変化し続けるであろう」、「(温暖化気体の放出量に関する) IPCC SRES のどの放出シナリオでも、全球平均気温と海面水位は上昇すると予測される」と将来予測に言及している。さらに、「人間活動による気候変動は何世紀も続くであろう」と指摘し(警鐘とも受け取れる)、「情報と理解の空白を埋めるべくさらなる行動が必要である」としている。

この特集では、この IPCC の第 3 次評価報告を念頭に、当学会と関係の深い事項に関して、地球温暖化関連研究に携わっておられる方々に、ご自身の研究を踏まえた解説をお願いしました。

* 京都大学防災研究所

** 北海道大学大学院工学研究科

*** 弘前大学理工学部

**** 筑波大学社会工学系

1. 地球温暖化—観測と予測の現状

佐藤康雄*

1.1 はじめに—地球温暖化の物理的基礎

地球の大気中に体積比にしてごく微量含まれている水蒸気、二酸化炭素、対流圏のオゾン、メタン、ハロカーボン類が地球上の生物に快適な環境を提供している。もし、地球の大気にこれら微量気体が全くなく、窒素と酸素で100%であったとしたら、地表面の温度は日射の吸収による昇温効果と地表面からの赤外線放出による冷却効果とのバランスによって決まり、それは熱帯と両極を含む地球全体の平均で -18°C になる。地球大気中に、体積の合計で1%程度含まれている上記の微量気体は日射を素通しさせて地表面を温める一方で、地表面から宇宙空間に出て行く赤外線は吸収作用を持つ微量気体の中で吸収・放出を繰り返し、実質的には大気密度が薄くなった対流圏上端辺りから宇宙空間に放出される。すなわち、上記の微量気体はちょうど地表面を温める“地球規模温室”のガラス天井の様な役割をする。これによって、地表面の平均温度はこれらの気体がない場合に比べて33度も高い 15°C と生物にとって快適な温度になっている。この性質を温室効果、この性質を持っている気体を温室効果ガスという。

地球温暖化問題とは、温室効果ガスのうち、特に二酸化炭素(図1-1)、メタン等の大気中濃度の急激な増加による過度の温室効果による気候の急激な温暖化、そしてそれに必然的に伴う海水位の上昇、水資源、生態系への影響等が危惧されるということである。従ってこの地球温暖化問題は産業革命以来の人類の文明社会の持続可能性を問い、この地球上の人類の今後の存在のあり様とも関係すると考えられる社会や経済をも含む非常に幅広い問題と考えられる。IPCC(気候変動に関する政府間パネル)でも、科学的基礎、その影響の評価、その緩和対策と3つの作業グループに分けて検討してきている。上に説明したようにこの効果は温

よく混合されている温室効果ガスの大気中濃度

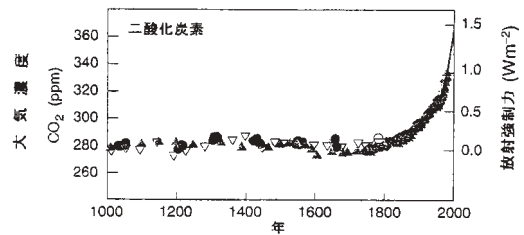


図1-1 二酸化炭素の大気中濃度の過去1000年の変化(IPCC, 2001: 気象庁訳より)。

室効果をもった気体特に二酸化炭素の大気中濃度の増加に伴う物理的なものである(Manabe and Wetherald, 1967)から、他の冷却効果が働かない限り温暖化は避けられない。但し、温室効果ガスの大気中濃度の増加によって地表面付近の気温が現実にとどの位の期間の間にどの程度昇温するかは大気の事情だけでは決まらない。すなわち、その下に存在する地球最大の熱容量を持つ海洋が気温の上昇を妨げる働きをするからである。しかもその働きの大小は大気に接して温められた海洋表面層水がまだ温められていない深層の海水と入れ替わる速さに依存する。すなわち、地球下層大気温暖化がどの位の速さで起こるかは海洋大循環の様相にも依存する。さらに、また、一方で気候は温室効果ガスの大気中濃度が一定であっても、エルニーニョ南方振動、10~数10年振動のように大気・海洋の相互作用を含む自然的要因によって絶えず変動を続けている。これらの自然的要因による気候変動と大気中温室効果ガスの濃度増による気候変化を区別して取り出すのも非常に難しい。

しかしIPCCによるClimate Change 2001(IPCC, 2001)は、全球平均地上気温の観測記録による100年ないし140年間のおよそ 0.6°C の上昇(図1-2a)はこの間の大気中二酸化炭素濃度増加による温室効果によって説明できる範囲であることを示し、最近の地上気温の上昇は二酸化炭素を始めとする温室効果ガスの増加による地球温暖化の顕在化であるらしいことが、ますます明らかになってきた(図1-3)。それと同時に今後の全球地上気温変化の将来予測、気温上昇に伴う海洋

* 気象研究所環境・応用気象研究部

への熱の伝達による海水の熱膨張と大陸氷床の融解による海水位上昇予測の精度向上、また地球規模の気候変動の地域規模への影響評価が問題となってきた。ここでは、IPCCによるClimate Change 2001 (IPCC, 2001) や気象庁による気候変動監視レポート 2001 (気象庁, 2002 b) 等を参考に現時点での地球温暖化問題の科学的基礎に対する認識の到達点の簡単なレビューを試み、同時に筆者らと気象庁気候情報課が行った地球温暖化に伴う日本列島周辺域の気候変化予測実験についても簡単に紹介する。

1.2 地球温暖化の実態

産業革命以降、大気中の二酸化炭素濃度の増加は急激で特に最近の増加は指数関数的である(図1-1)。現在、産業革命前に比べて既にかかなりの程度(約80 ppm)二酸化炭素濃度の増加が観測されているので、海洋の冷却効果に抗して、すでに温暖化は認められるのではないかと考えられる。しかし、地球全体の平均地上気温の変化を検出するのはそれほど簡単ではない。長期間継続している観測点は陸上、それも先進国に偏在している。都市の観測点は人口排熱、土地利用形態の変化等の影響でやはり2~3度/100年の温度上昇を示す(例えば、気象庁, 2002 a)がこれは明らかに大気中二酸化炭素濃度増加による地球温暖化ではない。以下では、IPCCによるClimate Change 2001 (IPCC, 2001) を参考に全球規模での地上気温の100年スケールでの変動について述べる。図1-2 a は全球地上気温の1961年から1990年の30年平均からの偏差の変化である。棒グラフが各年の平均気温の平年からの偏差、太線は平年偏差のほぼ10年移動平均を示している。平年偏差の長期的変化としては大よそ0.6℃/100年の昇温率になる。10年移動平均のグラフを見て分かるように地上気温の変動はただ直線的に上昇しているのではないことが一目で分かる。1940~1970年代半ばにかけて寒冷化が起こっている。しかしその後1970年代半ばからの昇温傾向の急激さは1880年以来最大である。図1-2 b は、温度計からのデータに加えて、過去1000年間の北半球の地

上気温の年々の値が、温度計のデータによって較正された「代替データ」として復元されたものである。主な代替データは樹木の年輪、珊瑚、氷床コアである。年々の値における95%の信頼区間が、灰色の領域によって示されている。これらの不確実性は温度計観測に比べて相対的にまばらな代替データを用いるため、観測機器による記録の信頼区間に比べて常に大きく、また年代を遡るとともに増大する。しかし、それにもかかわらず、20世紀の気温上昇の率と持続期間は、それ以前の9世紀間のどれよりもかなり大きい。同様に1990年代はこの1000年間で最も暖かい10年間であり、1998年は最も暖かい年であった可能性が高い。

IPCCとは別に気象庁が全世界のデータを集めた統計によると(気象庁, 2002 b), 全球の降水量には特徴的な変化は現れていない。しかし、半球別にみると、北半球でははっきりした傾向は見えないが、南半球では漸増傾向が見られる(図省略)。

日本における年平均気温は、長期的な変化として1℃/100年昇温しており、前に述べた全球平均の長期変化より大きい変化が示されている(気象庁, 2002 b)。但し、この中には都市化の影響が完全には除かれず含まれている事に留意すべきである。もう少し細かく年々変動を調べると、日本の場合にも100年間一様に昇温したのではないことが一目で分かる。1940年代まで比較的低温の期間が続いた後、上昇に転じ1960年頃を中心にした高温期、それ以降1980年代半ばまでのやや低温の期間を経て、1980年代後半から急激に気温が上昇した。日本の地上気温が顕著な高温を記録した年は、概ね1990年以降に集中している。この傾向は世界的な傾向と一致している(図省略)。

1.3 地球温暖化の予測

(1) 全球気候モデルによる気候変化予測

世界の多くの気候の研究機関では全地球の大気、海洋、陸面、雪氷圏間の熱、運動量、水等の物質の移動・変化を基本的な物理法則に基づき全地球を覆う3次元の格子点ごとに数値的に計算する全球気候モデルを構築し、大気中温室効果ガスの排出の様々なシナリオ(図1-4 a)を外部条件として

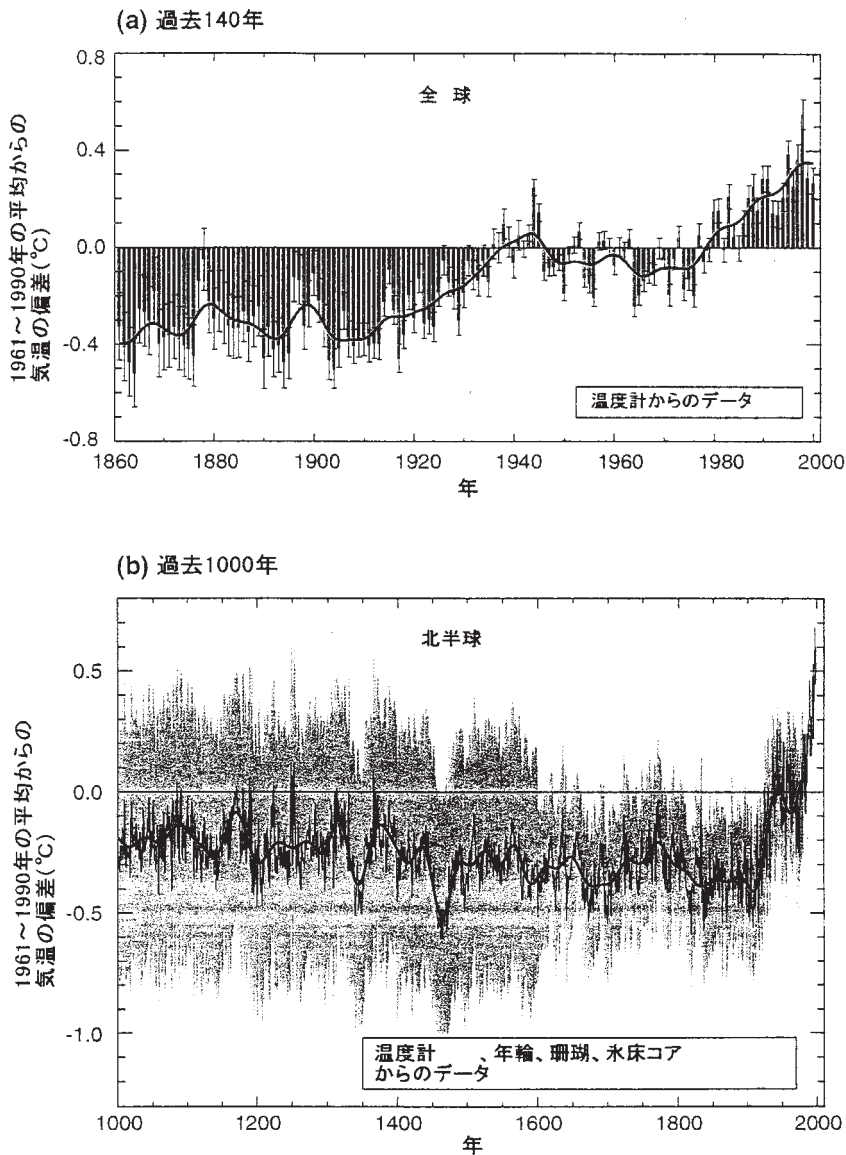


図 1-2 過去 140 年と過去 1000 年の地球の地上気温の変動 (a) 棒グラフは全世界平均の地上気温、曲線は 10 年以下の時間スケールの変動を除くように平滑化したもの。年々のデータにはデータの不連続、機器によるランダム誤差と不確実性、海面水温のバイアス補正や陸上における都市化の影響の補正などによって生じる不確実性を 95% の信頼区間を示す縦線を付してある。(b) 過去 1000 年間の北半球の地上気温の年々の値 (棒グラフ) と 50 年平均値 (曲線) の変動が、温度計によるデータに対して較正された「代替データ (主なものは年輪、珊瑚、氷床コア)」によって復元された。(IPCC, 2001: 気象庁訳より)。

与えて、そのモデルを例えば産業革命前の二酸化炭素の増加が始まる前の状態から始めて今から 100 年後位までの全球の気候変化予測を行っている。IPCC では Climate Prediction (気候予測：

気候系に実際に起こりうる可能性の最も高い時間発展の推測) と Climate Projection (気候変化の予測実験：温室効果ガス・硫酸エアロゾルの排出シナリオに対する気候モデルのシミュレーション

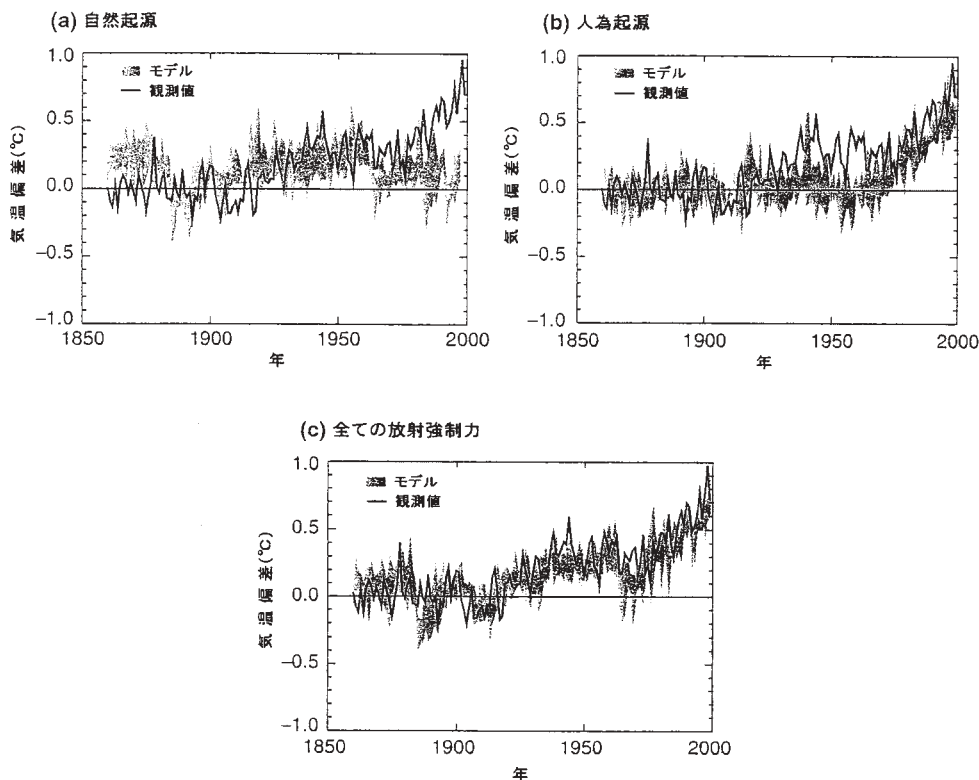


図 1-3 地球温暖化の過去から現在までのシミュレーション (a) 自然起源の気候変動要因 (太陽放射の変動と火山噴火) のみを考慮した時の全球年平均地上気温のシミュレーション。実線が観測値。モデル結果の幅は同一の気候モデルを用いた 4 つの実験の幅である。(b) 人為起源の気候変動要因 (温室効果ガスと硫酸エアロゾルの見積り) のみを考慮した時のシミュレーション (c) 自然起源と人為起源の双方を考慮した時のシミュレーション (IPCC, 2001: 気象庁訳より)。

に基づく気候系の応答の記述) を区別している。すなわち、地球温暖化の "予測" と言っているが、ここではすべて Projection の意味である。さて、IPCC の第 2 次報告書の時の二酸化炭素換算 1 % 漸増複利という単一のシナリオから、第 3 次報告書では Special Report on Emissions Scenarios (SRES) シナリオという 6 種類のシナリオファミリーが考慮された。それらは将来の世界の社会・経済的な発展形態を経済重視か環境重視かを横糸に、世界志向か地域志向かを縦糸に様々に思い描いたものである。但し、注意してほしいのはこのシナリオは現在続けられている気候変動枠組み条約や京都議定書等の条約批准後の各国の排出抑制の行動を明示的に取り込んだものではないことである。このような社会・経済シナリオに基づいて

二酸化炭素その他の温室効果ガスの排出シナリオが決まれば、後は比較的簡単なモデルを用いて大気中二酸化炭素濃度とエアロゾル濃度の将来予測を計算で求める (図 1-4 b, 1-4 c)。それらすべてのシナリオについての実験結果の上限と下限を評価した結果、地球の平均地上気温は 1990~2100 年までの間に 1.4~5.8°C 上昇すると予測されている (図 1-4 d)。これまでの第 2 次報告書の時の上昇量 (1.0°C~3.5°C) よりも大きくなっている。予測された気温の上昇量が高くなり、またその予測の幅が広がったのは、主として、第 3 次報告書で用いられている二酸化硫黄の排出量の予測が第 2 次報告書で用いられたシナリオより下方修正されているからである。この気温予測の幅はシナリオの幅を反映したもので様々な解釈が可能である

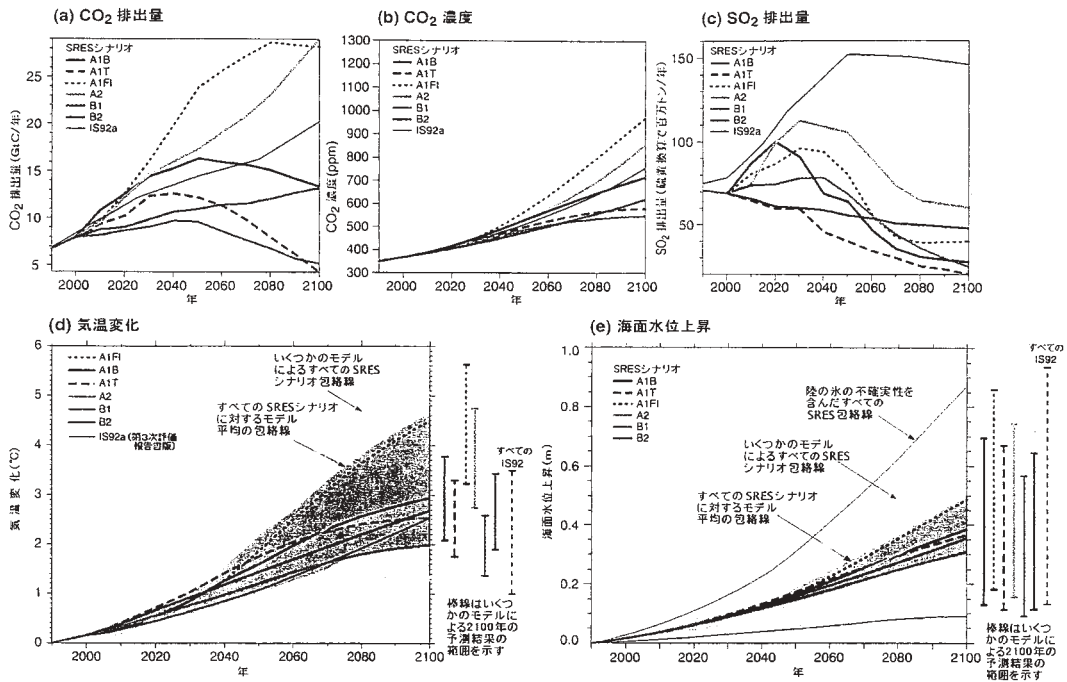


図 1-4 21 世紀の全球気候予測 (a) 6 つの SRES シナリオと IS92a シナリオに基づく CO₂ 排出量 (b) 大気中二酸化炭素濃度予測 (c) 人為起源の二酸化硫黄の排出量 (d) 全球平均地上気温変化 (e) 海面水位上昇, (d) と (e) の「いくつかのモデルによる全ての SRES シナリオ包絡線」は、ある範囲の気候感度を持つ多数の複雑な気候モデルで調整した簡便な気候モデルによる気温と海面水位上昇をそれぞれ示す。「全ての SRES 包絡線」は、全 35 個の SRES シナリオによる範囲を表わしている。「全ての SRES シナリオに対するモデル平均の包絡線」は、シナリオの範囲に対するモデルの平均を表わしている。(IPCC, 2001: 気象庁訳より)。

うが、はっきりしているのは 2040 年以降二酸化炭素の排出が減少し、2080 年以降その大気中濃度増加が止まると見られる B2 シナリオの場合にも、いくつかの気候モデルの平均で 100 年後全球平均地上気温で 1.8℃の昇温は避けられないと予測されていることである。年平均気温で約 2 度の上昇とは、例えば 100 年間で東京の気候が鹿児島的那になるという変化である。降水量については、地球の平均水蒸気量と平均降水量は 21 世紀中は増加すると多くの気候モデルは予測している。21 世紀後半までに、北半球中・高緯度や南極で冬の降水量が増加する可能性が高い。平均降水量の増加する地域の多くでは、降水量の年々変動も大きくなる可能性がかなり高いと予測されている。

(2) 地域気候モデルによる日本付近の気候変化予測
 全球気候モデルによって、数 1000 km 規模での気温・降水量が得られたとして、例えば日本列島周辺の気候はどのように変化するのか？降水(雪)量は…、地上気温は…というのが、農業、水資源、生態系の保全等に携わる人達の関心事であろう。例えば、冬の日本海側の降水(雪)量が 50 年、100 年後にどの様になるのかという事を、少なくとも日本海側と太平洋側との気候の違いを表現した上で知りたくなる。しかし、現在の所、温暖化予測に用いられている世界の全球気候モデルの水平格子間隔は 300 km 位で、日本付近の海陸分布や地形はとても表現できていない。電子計算機性能の近年の急激な進歩によってもお現時点で数 10 km の格子間隔で全球気候モデルによる 100 年以上の数値積分を行うのは難しい。2002

年度稼動し始めた地球シミュレータによる結果が期待される。この10年位の間、全球気候モデルの結果を境界・初期条件にして、関心のある領域・期間だけを高分解能で数値計算する(ネスティングという)地域気候モデルが開発されてきた(例えば、佐藤, 2000)。ここでは気象研究所が開

発したモデルを使って気象庁気候情報課が行った20年分のモデル計算結果に基づく降水量について紹介する(気象庁, 2002 a)。図1-5 bが40 km格子JMA/MRI地域気候モデルによる現在気候下の20年平均1月の月降水量分布図であり、図1-5 aはこの地域気候モデルの側面境界条件を与

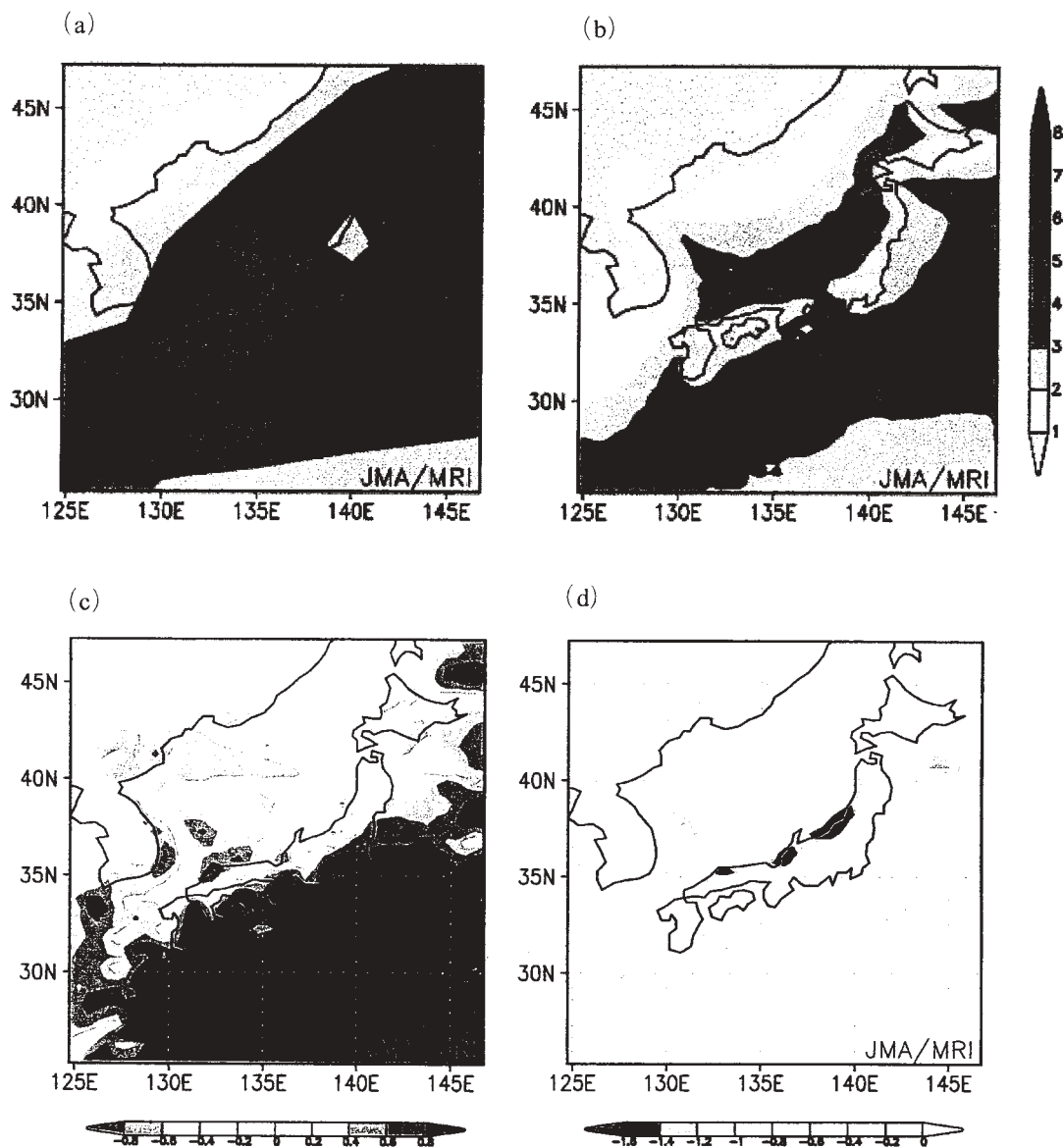


図1-5 (a) 気象庁/気象研究所全球気候モデルの現在気候再現実験における1月月平均降水量, (b) 気象庁/気象研究所40 km格子地域気候モデルによる1月月平均降水量。(c) 70年後の1月月平均降水量変化。(d) 1月月平均降雪量変化。単位はそれぞれmm/日。(気象庁, 2001)。

える気象研全球気候モデルによる現時の1月平均降水量分布を地域気候モデルと同じ40kmの格子に内挿したものである。これをみると、全球気候モデルでは格子間隔が粗かったために表現できなかった冬の季節風の吹き出しに伴う日本海側の降水が地域気候モデルでは再現できていることが分かる。図1-5c, 1-5dは、約70年後の20年平均1月のそれぞれ月降水量、月降雪量が現在とどれくらい変化するかをmm/日の単位で示している。これらを見ると降水量、降雪量ともに山陰・北陸等日本海側で減少し、太平洋側で増加していることが分かる。これは、冬季のシベリア高気圧が弱まるために、寒気の吹き出しが弱まるとともに、太平洋側を低気圧が通りやすくなるためだと解釈される。ここで、本州の日本海側における降雪量の減少量が降水量の減少に比べて大きいのは、気温の上昇により、雪より雨として降りやすくなることを意味している。

このモデルでは、海面水温としては粗い格子間隔の全球気候モデルの出力を内挿して使っている。従って日本海の海面(中)水温等が温暖化時に現在とどの程度変わるのかなどは表現されていない。現在、気象研究所ではこの効果も含めて温暖化予測実験を行うために領域で高分解能の大気・海洋結合モデルを開発し、予測実験を行うプロジェクトが進行中である。

参 考 文 献

- IPCC : Climate Change 1995: The Science of Climatic Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., L.G.Meira Filho, B.A. Callander, N.Harris, A. Kattenberg, and K.Maskell(eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 572pp., 1996.
- IPCC : Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., Y.Ding, D.J.Griggs, M.Noguer, P.J. van der Linden, X.Dai, K.Maskell, and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881pp., 2001.
- 気象庁 : 地球温暖化予測情報第4巻-全球大気・海洋結合モデル及び地域気候モデルによる二酸化炭素濃度が年率1%で増加する場合の気候予測-, 2001.
- 気象庁 : 20世紀の日本の気候, 116pp., 2002a.
- 気象庁 : 気候変動監視レポート2001, 78pp., 2002b.
- Manabe, S. and R. T. We therald, J. Atmos. Sci., 24, 241-259, 1967
- 佐藤康雄 : 地球温暖化に伴う日本域の気候変化予測, 天気 Vol.47, No. 10, 708-716, 2000.

2. 地球温暖化に伴う降水特性の変化

奥田 昌弘*

2.1 はじめに

地球温暖化が報じられる中、降水に関しても、量や降り方がどのように変わるのか関心が高い。大循環モデルを用いたCO₂倍増時のシミュレーション結果によると、局地性の強い対流性降水は多くなるが、広域的な降水は減少するといわれている¹⁾。

本稿では、過去100年間の日本における降水特性の変化として、集中豪雨や渇水など極端な気象現象に着目し、時間、日、年降水量データを用いた解析結果を示す。さらに、気候モデルによって計算されたデータにより、地球温暖化が進んだ場合と現状維持の場合について降水量変化の違いを示し、近年の変化傾向と地球温暖化の関わりについてふれる。

日降水量の上位を占める大雨の発生頻度の増加については^{2),3)}に、年降水量の年々変動の増大については^{4),5),6)}で述べられているが、本稿は、これら文献の手法を採用し、データ期間あるいは地点数等を追加して新たに計算し直した結果をまとめたものである。

2.2 近年の集中豪雨と渇水

降水に関する両極端の現象として、近年は、時間降水量100mmにも達する豪雨による災害とともに、渇水によるダム水位の異常な低下や給水

* 財団法人日本気象協会関西支社調査部

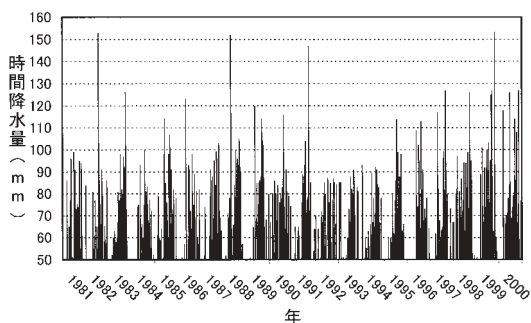


図 2-1 アメダス観測所での日最大 1 時間降水量について、全国約 1300 ケ所最大値の日々の変化

制限・節水の実施などの増加が話題になることが多い。

図 2-1 は、全国のアメダス観測所での毎日の日最大 1 時間降水量 (毎時値) について、日々、全観測所約 1300 ケ所の最大値を求めて描いたものである。50 mm 未満の降水量は目盛りの最小値を 50 mm にすることによって省略している。年々の変動はあるものの、ここ数年は明らかに時間 100 mm 以上の頻度が高くなっている。アメダス観測所はこの 20 年間、設置場所の変化はあったものの、観測所数は 1300 ケ所余りのままであり、最近の集中豪雨の増加は、観測所の増加によるものではないといえる。

また図 2-2 は、北海道から沖縄までの欠測が少ない全国 60 ケ所の気象官署について平均した年降水量の経年変化を示したものである。1970 年代後半以降、年々の変動が大きくなっている。降水量の多い年については、1970 年以前より量が多くなったとは必ずしも言えないのに対し、少ない年は、降水量が極端に少なく、1994 年、1984 年、1978 年は過去 100 年間の上位 3 位を占めている。

2.3 時間及び日降水量極値の長期変動

豪雨発生状況の変化は、期間に分けて統計することによってより明確になる。

図 2-3 は 1981 年～2000 年までを 5 年ごと 4 期に分け、全国アメダス観測所での時間降水量 80 mm 超と 100 mm 超の発生数の変化を表したも

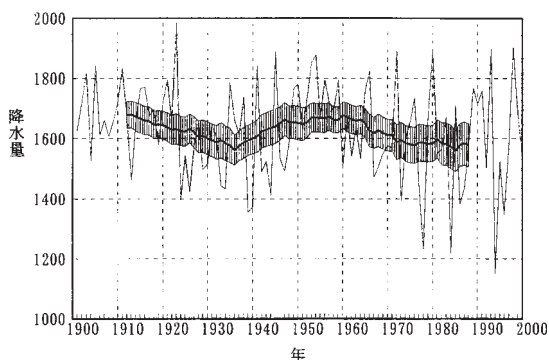


図 2-2 全国 60 ケ所気象官署の平均年降水量 (細線) とその 25 年移動平均 (太線) 及び 95% 信頼区間 (影部)

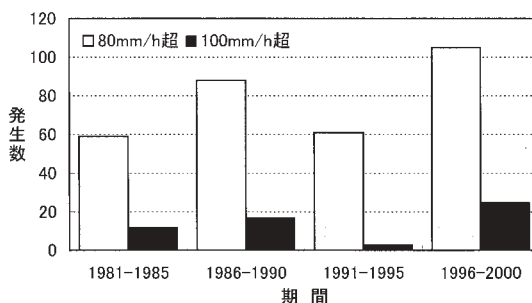


図 2-3 全国アメダス観測所における時間降水量 80 mm 超と 100 mm 超の期間別発生数

のである。80 mm 超も 100 mm 超も、最新の 1996 年～2000 年がこの 20 年間で最も発生数の高い期間であったことがわかる。1996 年～2000 年での 80 mm 超の発生地点は図 2-4 に示すとおりで、九州と本州・四国の太平洋側が多いが、内陸部、日本海側、北海道でも発生している。

図 2-5 は、全国の気象官署 60 ケ所での日降水量及び 1 時間降水量について、100 年間での上位 3 位までの発生年を 5 期別に集計した発生頻度分布である。図には、発生頻度の回帰直線と χ^2 検定値も示した。日降水量、1 時間降水量とも、 χ^2 検定によれば、5% の危険率で頻度が年代によって一様と見なせないことを示しており、1940 年以前に比べて明らかに、豪雨の発生頻度は高くなっている。日降水量については 1981 年～2000 年の期間が最も高くなっている。

2.4 年降水量の長期変動

(1) 空間平均データの長期変動

図 2-2 で年降水量の年々の変動が大きくなっていることを示したが、偶然の現象でないことを証明する必要がある。

図 2-6 は、全国 60 ヶ所平均の年降水量の 25 年移動平均と標準偏差の経年変化である。この図に

は 95% の信頼区間も示した。年降水量は、60 地点 100 年間で、平均値、標準偏差とも差が大きいので、次式の変換により規格化している（標本数 100）。

$$z = (x - X) / S \tag{1}$$

z : 規格化変数, x : 標本データ,
 X : 標本平均, S : 標本標準偏差

時間降水量80mm超

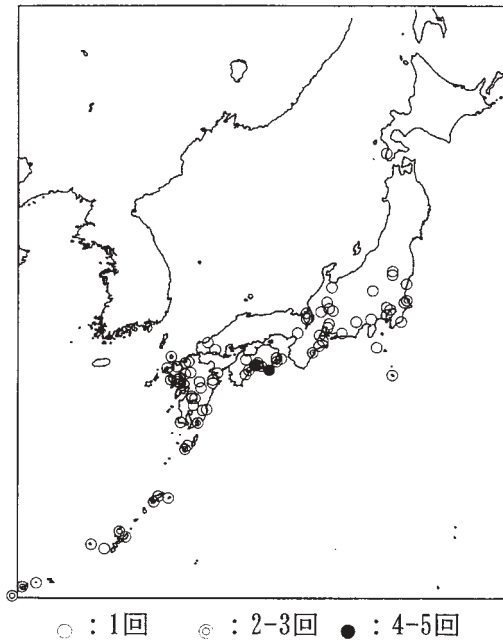


図 2-4 1996~2000 年における時間降水量 80 mm 超の発生分布

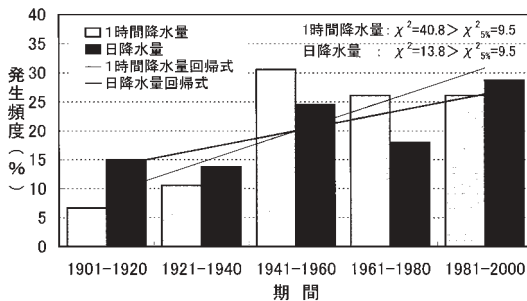


図 2-5 1 時間降水量及び日降水量に関する全国 60 ヶ所での 100 年間の上位 3 位までの期間別発生頻度

図 2-6 によれば、年降水量の 25 年移動平均は 1930 年代と 1970 年代以降に低い値を示している。標準偏差は、近年の年々変動の大きさを反映して、1950 年代末以降増加傾向がうかがえる。しかし、移動平均及び標準偏差とも、こうした変動は 95% 信頼区間の範囲内に限定されるため、

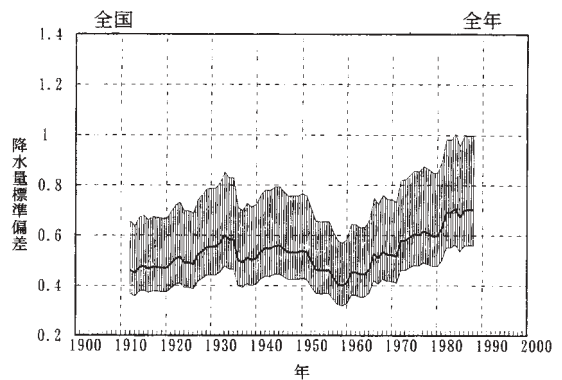
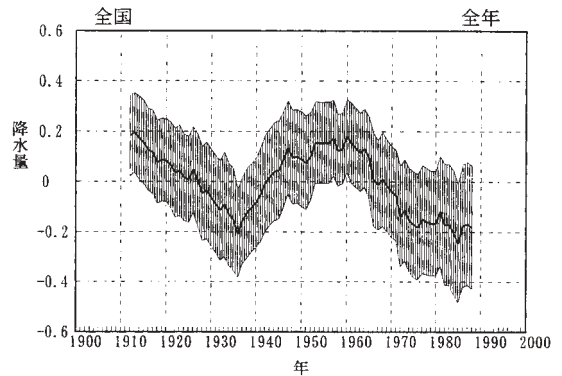


図 2-6 全国 60 ヶ所平均の規格化された年降水量の経年変化。25 年移動平均(上)とその標準偏差(下)。影部は 95% の信頼区間

統計的には有意とはいえない。

(2) 観測網データで検出された長期変動

空間平均値を使用すると観測網データの含む情報を充分利用したことになる。そこで、4),5),6)に従い、25年平均値及び標準偏差に関する各観測点算定値の確率分布について、4期間(第1期:1901-1925年,第2期:1926-1950年,第3期:1951-1975年,第4期:1976-2000年)に分けて調べた。

図2-7は、60ヶ所の観測点における25年平均値及び標準偏差の期別頻度分布を示したものである。25年平均値では、第1及び3期の降水量は、第2及び4期よりも大きく、標準偏差については、第1~3期の差は顕著でないが、第4期はそれ以前に比べて明らかに大きい値に最大頻度が見られる。

平均値及び標準偏差のこのような各期間の差違は、累積頻度の2標本間の最大差違をテスト統計量としたKolmogorov-Smirnov検定⁷⁾(K-S検定)を行うと、表2-1に示すように、統計的に有意であることが確認できる。

(3) 長期変動の地域性と季節性

降水量標準偏差の長期変動について、北日本、東日本、西日本、南西諸島に分けて調べてみると、図2-8に示すように、東日本と西日本では、全国の場合と同様に1950年代末から標準偏差の増加がみられる。一方、南西諸島では、逆に1960年代から減少し、1980年代に入って増加に転じる気配がみられる。また北日本ではこの100年間あまり変化がみられない。しかし、こうした変動も全国の場合と同様、95%信頼区間の範囲内に限定されるため、統計的には有意なものではない。

季節別では、3ヶ月降水量の標準偏差について、第4期と第1~3期とのK-S統計量で調べると、表2-2に示すようになる。冬以外の季節では、第4期は他の期間に比べて、標準偏差の有意な増加が見られる場合が多いが、冬では、有意な第1期の間では、第4期が第1期に比べて減少している。したがって、近年の年降水量の変動が大きくなっ

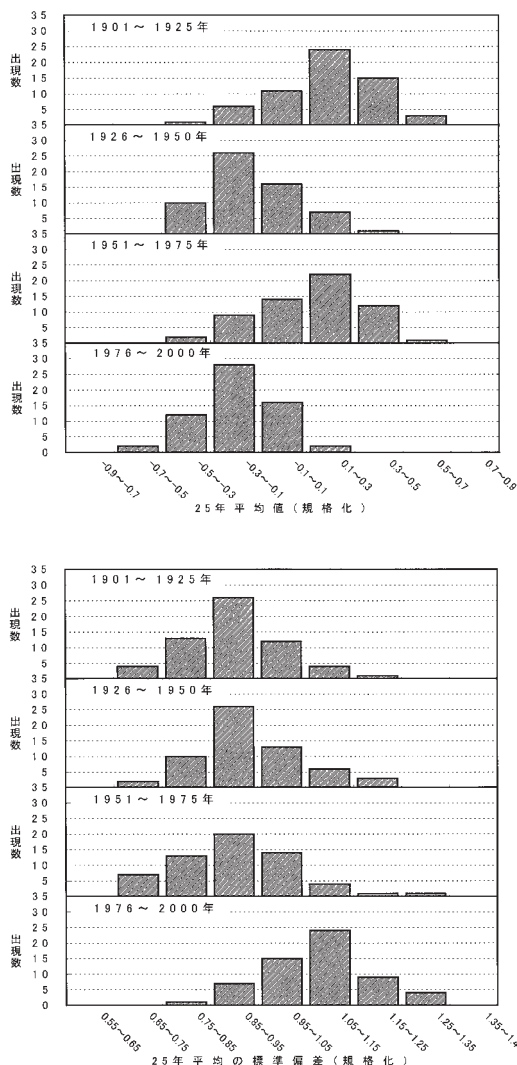


図2-7 第1期~第4期における全国60ヶ所での年降水量の25年平均(上)とその標準偏差(下)の出現確率分布

表2-1 全国60カ所での25年平均及び標準偏差に関する2標本K-S検定の4期間相互間テスト統計量。網掛は5%の水準で差が有意であることを示す。また、負値は列の各期の方が行の各期よりも平均または標準偏差が小さいことを表す。

	平均値			標準偏差		
	2期	3期	4期	2期	3期	4期
1期	-0.57	-0.13	-0.67	0.12	0.12	0.60
2期	—	0.48	-0.10	—	-0.17	0.50
3期	—	—	-0.57	—	—	0.53

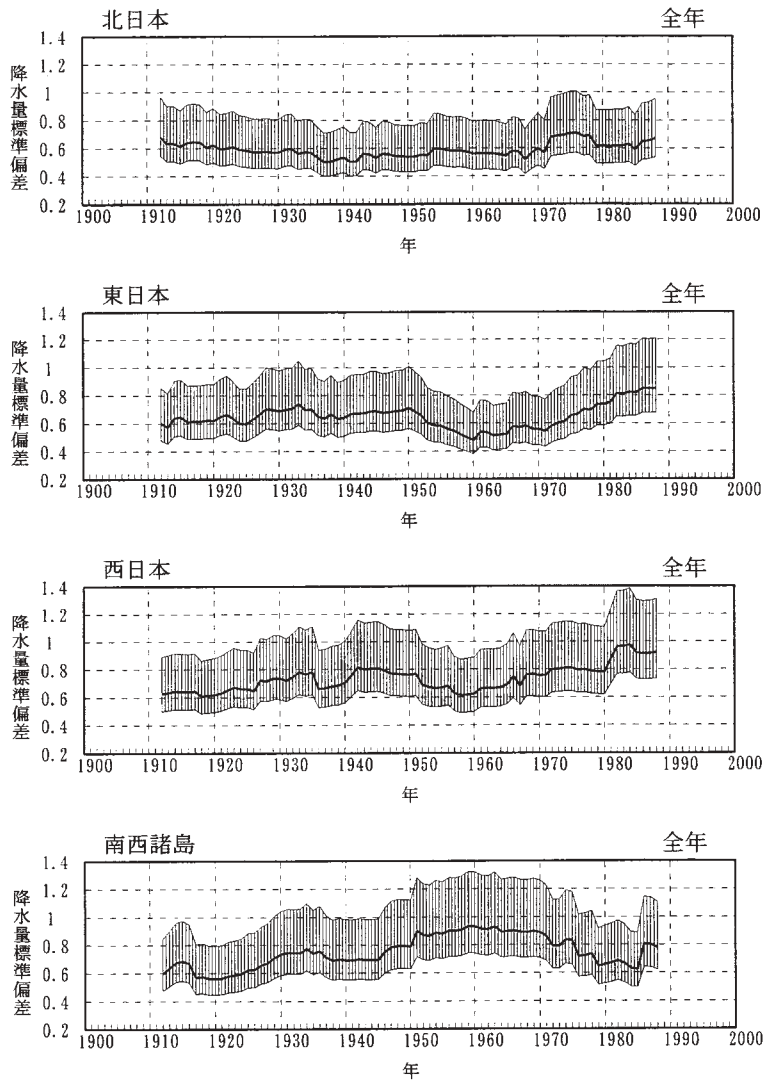


図 2-8 地域別の規格化された年降水量の経年変化。25 年移動平均の標準偏差（太線）と 95% の信頼区間（影部）

表 2-2 全国 60 カ所での 3 ヶ月降水量の 25 年標準偏差に関する第 4 期と他の 3 期との間の K-S 検定テスト統計量。網掛は 5% の水準で差が有意であることを、負値は第 4 期の方が標準偏差が小さいことを表す。

	1 期	2 期	3 期
冬(12-2 月)	-0.37	0.07	-0.17
春(3-5 月)	0.15	0.58	0.33
夏(6-8 月)	0.20	0.22	0.30
秋(9-11 月)	0.28	0.36	0.48

ているのは、冬以外 3 季節で降水量の変動が大きくなってきていることによるものといえる。

(4) 気候モデルにみる長期変動

気象研究所の気候モデルによるシミュレーション結果を利用して、今後 100 年間、CO₂ 濃度を 345 ppm で固定した場合（基準実験）と、年率 1% の割合で増加する場合（漸増実験）について、降水量標準偏差の 100 年間変動を調べた。

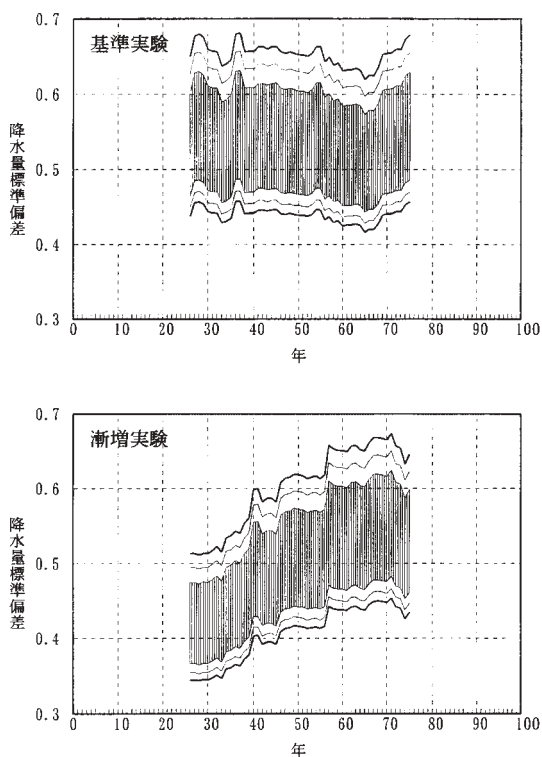


図 2-9 気象研究所気候モデルによるシミュレーションデータを用いた、日本付近の年降水量 51 年移動平均の標準偏差経年変化。太線と細線は 95% と 90% の信頼限界、影部は 80% の信頼区間。

図 2-9 は日本付近の 11 格子の年降水量データを用いて、51 年移動平均の標準偏差を示したものである。基準実験の場合には年変化は小さいが、漸増実験の場合は、80% の信頼度でかろうじて統計的に有意といえる程度であるが、前半 50 年に対し後半 50 年は増加している。つまり、地球温暖化が進めば年降水量の変動が大きくなることを示している。

2.5 おわりに

地球温暖化は降水特性にも影響を与えている可能性が大きい。20 世紀末になって年々の降水量の変動が大きくなり、集中豪雨や渇水といった極端な気象現象の発生頻度は明らかに高くなっている。西日本や東日本の暖候期で発生しやすい傾向

が見られるが、さらに温暖化が進めば北日本でも発生頻度が増加してくるかもしれない。なお、年々の降水量については、過去 100 年でみると、多い期間と少ない期間が交互に現れていて、1976 年～2000 年は少ない期間であった。今後の状況をさらに見守る必要がある。

なお、本研究をまとめるにあたって、京都大学名誉教授山元龍三郎博士の指導を仰いだ。また、気象研究所には、気候モデルによる数値シミュレーションデータを使用させて頂いた。ここに感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 1) Noda, A. and T. Tokioka : The effect of doubling the CO₂ concentration on convective and non-convective precipitation in a general circulation model coupled with a simple mixed layer ocean model, J. Meteor. Soc. Japan. Vol.67, pp.1057-1069, 1989.
- 2) Iwashima, T. and R. Yamamoto : A statistical analysis of the extreme events, Long-term trend of heavy daily precipitation, J. Meteor. Soc., Japan, Vol.71, pp.637-640, 1993.
- 3) Yamamoto, R. and Y. Sakurai : Long-term intensification of extremely heavy rainfall intensity in recent 100 years, World Res. Rev., Vol.11, No.2, pp.271-281, 1999.
- 4) 山元龍三郎, 奥田昌弘, 金近 治, 森田 訓 : 2 次モーメントの気候変動の研究 (序報) - 年降水量の標準偏差の長期傾向, 日本気象学会 2001 年春季大会講演予稿集, pp.57, 2001.
- 5) 山元龍三郎, 奥田昌弘, 金近 治, 森田 訓 : 年降水量変動の長期傾向に関する解析, 水文・水資源学会 2001 年研究発表会要旨集, pp.162-163, 2001.
- 6) 山元龍三郎, 奥田昌弘, 金近 治, 鬼頭昭雄, 石原幸司 : 年降水量の年々変動度の長期的増加傾向, 第 6 回水資源に関するシンポジウム論文集, pp. 556-560, 2002.
- 7) Daniel, W. W. : Applied nonparametric statistics, second ed., PWS-Kent Pub. Co., 1990.

3. 地球温暖化に伴う台風の発生数と強度の変化

吉村 純*

3.1 はじめに

台風を発生・発達させる巨大なエネルギー源は水蒸気の凝結によって放出される熱である。将来、地球が温暖化すると、このような水蒸気の凝結量（すなわち降水量）は平均的には増大すると予測されている。では、台風の発生数や強度も、同様に増加するのであろうか？ 21世紀以降の自然災害を考える上で、このような疑問に答えることは非常に重要である。

本稿では、地球温暖化にともない、台風を含む熱帯低気圧の発生数や強度がどのように変化するかについて、研究の現状を概観する。熱帯低気圧の経路や水平サイズの変化については、筆者が知る限り、まだ詳細な研究は進んでいないので、ここでは触れない。

なお、「台風」とは正確には北太平洋西部の熱帯低気圧に限定して使われる用語であるが、地球温暖化との関係を考える際には全球的な視点は欠かせない。このため本稿では主に、より一般的な用語として「熱帯低気圧」を用いることにする。

3.2 研究手法について

地球温暖化にともなって熱帯低気圧の発生数や強度などがどのように変化するかを研究するために、これまで以下のような手法が用いられている。

(1) 経験的な関係式を用いる

Gray (1979) は、気候学的な熱帯低気圧の発生頻度とその地理的分布を、大気・海洋の大規模場によって説明できるような経験式を導いた。この式で用いられる大規模場には、対流圏下層の渦度、風の鉛直シア、海水温などが含まれている。もし、地球が温暖化しても同じ経験式が成り立つのであれば、全球気候モデル（大気海洋結合モデル等）を用いた地球温暖化実験結果を大規模場の

データとして用いることにより、温暖化時の熱帯低気圧発生数の予測が可能になるはずである。また、Gray の経験式を修正する提案が Royer et al. (1998) によって出されている。

(2) 簡略なモデルを用いる

大気の力学過程を考慮せず、熱力学の計算により熱帯低気圧の最大到達強度（Maximum Potential Intensity; 以下、MPI と略）を見積もるための簡略なモデルが開発されている (Emanuel, 1987; Holland, 1997)。MPI は、理論的な熱帯低気圧の中心気圧最低値（または最大風速の最大値）として示される。MPI の計算においては、海面や大気の水蒸気量が入力データとして用いられる。これらのモデルに入力する温度データとして、全球気候モデルを用いた地球温暖化実験の結果を用いると、温暖化時に MPI がどうなるかを見積もることができる。

(3) 全球気候モデルを用いる

上記 (1) と (2) では全球気候モデルで計算された平均場を入力データとして用いるが、全球気候モデルの実験結果の中で熱帯低気圧に近い性質の擾乱を探し、その性質を調べることもできる。この方法では、原理的には熱帯低気圧の発生数、風や降水の強度、経路、水平サイズなどあらゆる要素を調べることが可能である。ただし、モデルの分解能が低い場合や、物理過程（積雲対流など）が不適切な場合は、現実的な熱帯低気圧の構造をシミュレートすることが困難になる。なお、一定の計算機資源のもとで高分解能の数値実験を行なうために、大気海洋結合モデルではなく大気モデルを単独で用いることがある。

(4) 領域モデルを用いる

限定された計算機資源のもとで全球気候モデル以上の高分解能を実現するために、領域を限定したモデルを用いることができる。領域気候モデルの長期積分の中で表現されている多数の熱帯低気圧を調べる方法と、進路予報にも用いられるようなハリケーンモデル等により個々の熱帯低気圧を

* 地球フロンティア研究システム

別々にシミュレートする方法がある。

3.3 熱帯低気圧の発生数は変化するか？

(1) 経験的な関係式を用いた研究

Ryan et al. (1992) は、全球気候モデルによって予測した地球温暖化時の大規模場のデータを用いて、Gray (1979) の熱帯低気圧発生数に関する経験式を適用することにより、地球温暖化による熱帯低気圧発生数の変化を見積もった。その結果は、CO₂ 倍増により発生数が2倍以上に増えるというもので、その主原因は海面水温の上昇による影響を大きく評価しているためであった。しかし現在の気候において成立する経験式が、温暖化した気候においてもそのまま成立するかどうかは不明である。Ryan et al. (1992) は、このような発生数増加は過大評価であろうと述べている。

Royer et al. (1998) は、このような過大評価を避けるため、Gray の経験式の中で海水温を含む熱力学的効果を表現する部分を、気候モデルで計算した対流性の降水量で置き換えるという修正を提案した。しかし修正した経験式が、温暖化した気候において成立するかどうかは依然として不明である。

(2) 全球気候モデルを用いた研究

熱帯低気圧の発生数がどのように決まるのかがあまり理解されていない現状では、地球温暖化が発生数におよぼす影響を調べるための有力な方法は、大気の大規模なプロセスをそのまま表現できる全球気候モデル等を用いて熱帯低気圧の発生そのものをシミュレートすることだけであろうと筆者は考えている。

水平方向の分解能 100 km 程度の全球（大気）気候モデルを用いて熱帯低気圧の発生をシミュレートした結果 (Yoshimura et al., 1999) を図 3-1 に示す。モデルで表現された現在気候における熱帯低気圧に似た擾乱は、現実の熱帯低気圧の地理的分布をかなりよく再現していることがわかる。この数値実験と同程度の高分解能の気候モデルを用いて、地球温暖化による熱帯低気圧への影響を調べた研究では、これまでのところ全球的な発生

数が減少するという結果が一貫して出されている (Bengtsson et al., 1996; Sugi et al., 2002; Yoshimura et al., 1999; Yoshimura and Sugi, 2002)。温暖化時の海面水温分布を変えても、積雲対流の表現方式を変えても、全球的な発生数が温暖化によって減少するという点については同じ結果であった (図 3-2: Yoshimura et al., 1999)。また、海面水温を上昇させた効果と、大気中の CO₂ 濃度を増やした効果を別々に評価した研究では、CO₂ 増加の方が明確に発生数を減少させる効果があった (Yoshimura and Sugi, 2002)。海面水温上昇の場合、Sugi et al. (2002) によって指摘されたように熱帯での鉛直方向の気温分布が安定化するが、一方で、気候学的な降水量は顕著に増加する。前者は大気擾乱を起りにくくするが、後者はその逆であるため、両者の効果が打ち消し合い、熱帯低気圧発生数には顕著な変化が見られなかったようである。CO₂ 増加の場合、熱帯の対流圏下層において、水蒸気と CO₂ を合わせた長波放射による冷却が弱くなるため、積雲対流による加熱が減少すること（降水量も減少）により熱バランスを保つようになる。積雲対流活動が弱くなったことが、CO₂ 増加による熱帯低気圧発生数減少の原因と考えられる。

しかし、もっと低い水平分解能を持つ全球気候モデルを用いた研究では、地球温暖化により全球的な熱帯低気圧発生数が減少するという結果だけではなく、増加するという結果も示されている (Broccoli and Manabe, 1990; Haarsma et al., 1993; Tsutsui, 2002)。温暖化による発生数の変化という観点では、低分解能モデルの結果と高分解能モデルの結果は傾向が違ってくるように見えるが、それが単なる偶然であるのか、それとも分解能によってモデルの性質に何らかの違いが生じるためなのか、まだ不明である。

3.4 熱帯低気圧に伴う風や降水の強度について

(1) 最大風速は強まるか？

MPI を見積もるための簡略モデル (Emanuel, 1987; Holland, 1997) を用いて、地球温暖化に

ともない熱帯低気圧の MPI が強くなる（中心気圧最低値が深くなり、最大風速最大値も強まる）という結果が出されている。例えば、Henderson-Sellers et al. (1998) は、Holland の方法により温暖化時 (CO₂ 倍増) の MPI は 10~20% 強まると見積もっている。

Knutson et al. (1998) は、熱帯低気圧の中心付近では約 18 km という高い水平分解能を持つハリケーンモデルを用い、北太平洋西部の熱帯低気圧（台風）の強度変化を調べた。粗い水平分解

能を持つ全球気候モデルにおいて表現された熱帯低気圧のうち比較的強いものを選び、個々の熱帯低気圧を対象にハリケーンモデルで再計算するという方法を用いた。結果は、熱帯低気圧の平均的な最大風速が、現在の気候よりも温暖化時の気候の方が 3~7m/s 強くなるというものであった（図 3-3）。また、このハリケーンモデルと 2 つの簡略モデルの結果と比較し、温暖化による熱帯低気圧の強度変化が同程度であることも示された。

なお、Henderson-Sellers et al. (1998) は、上

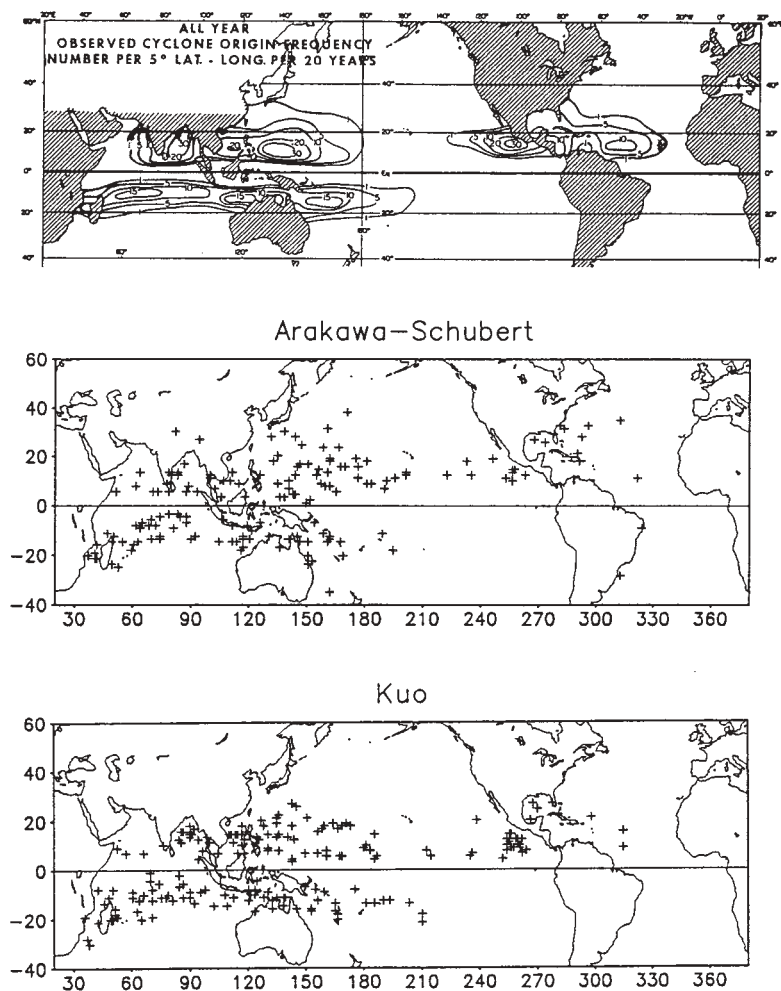


図 3-1 全球大気モデルによって再現した現在の気候において 1 年間に熱帯低気圧が発生した位置：積雲対流の表現に Arakawa-Schubert 方式を用いた場合 [中] と、Kuo 方式を用いた場合 [下] (Yoshimura et al., 1999)。比較のため、観測された熱帯低気圧の発生頻度 [上] (Gray, 1979) も示す。

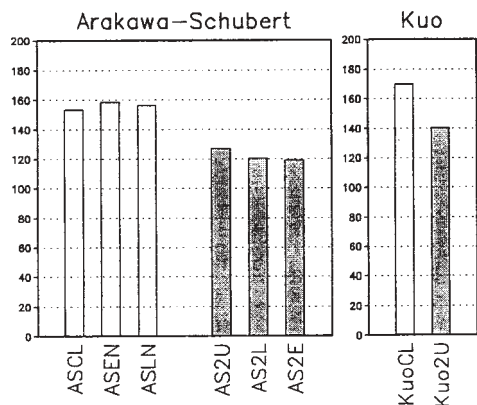


図 3-2 全球大気モデルによってシミュレートした熱帯低気圧の発生数(全球, 年平均)。積雲対流の表現に Arakawa-Schubert 方式を用いて現在の気候(3種類の異なる海面水温分布を用いた: ASCL, ASEN, ASLN)と、温暖化した気候(3種類の異なる海面水温分布を用いた: AS2U, AS2L, AS2E)を計算した例、積雲対流に Kuo 方式を用いて現在気候(KuoCL)と温暖化した気候(Kuo2U)を計算した例を示す。(Yoshimura et al., 1999)

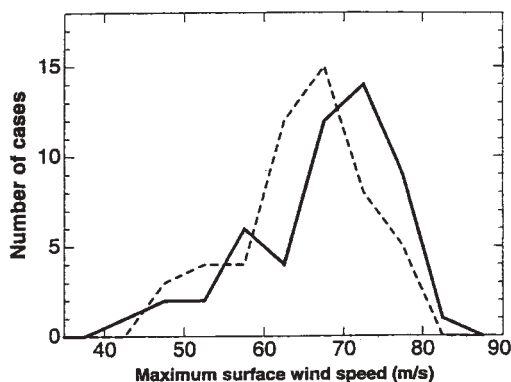


図 3-3 ハリケーンモデルによってシミュレートされた熱帯低気圧の強度に関する頻度分布(現在の気候が破線, 温暖化した気候が実線)。横軸は熱帯低気圧の最大風速, 縦軸は例数。(Knutson et al., 1998)

記のようなモデルでは表現されていない過程を考え、温暖化による熱帯低気圧の強度変化がもっと小さくなる可能性を指摘している。例えば、海上風速が強い場合は空気中に海水の飛沫が混じるために熱帯低気圧の熱力学的性質に変化が生じると

考えられるが、現状ではこのような過程はほとんどの数値モデルで考慮されていない。

(2) 熱帯低気圧に伴う降水は強まるか?

前節で述べたものと同じハリケーンモデルを用いたシミュレーションにより、地球温暖化にともない熱帯低気圧中心付近の降水量が 28% 増えるという結果が得られている (Knutson and Tuleya, 1999)。また、高分解能全球気候モデルを用いた実験でも、熱帯低気圧にともなう降水量が 10~30% 程度増加するという結果が報告されている (Yoshimura et al., 1999)。このような降水強度の増加は、温暖化にともない大気中に含まれる水蒸気量が増えることが原因であると考えられる。

3.5 結論に代えて

地球温暖化に関する現時点での科学的知見を集約した、IPCC 第 1 作業部会による第 3 次報告書 (IPCC, 2001) の「政策決定者向けの要約」表 3-1 には、極端な現象の地球温暖化にともなう変化についての評価がまとめられている。それによると、熱帯低気圧についての「風速の最大値の増加」「降水量の平均値と最大値の増加」という 2 つの項目が「likely」(この報告書では 66~90% の可能性を示すことになっている用語: 気象庁訳では「可能性が高い」とされているが、その後「over some areas」という言葉がくっついている。これは特定の海域を念頭に置いた記述ではなく、likely という評価に自信はないし、海域による違いは大きそうだから、という程度の趣旨であろうと思われる。また、この表の欄外には、熱帯低気圧の地理的分布や発生数の変化については定かでない (uncertain) という旨が記されている。要するに、これらの問題については、まだ結論らしい結論が出せるほど理解は進んでいない、ということである。

温暖化によって熱帯低気圧がどう変化するかについて理解を深めるためには、今後、数値モデルを用いた実験を繰り返し、例数を増やすことが重要であると思われる。その際には、解釈が容易に

なるよう、実験の設定や、実験結果の解析方法を工夫することも必要になるであろう。

将来、もし本当に熱帯低気圧にともなう風や降水が激しくなるとしたら、それは人類がこれまで経験したことがないほど深刻な自然災害の危険が生じるということである。全球的な熱帯低気圧発生数が本当に減少するのかどうか、地理的分布が変化するのかどうかといったことも防災上重要な問題である。この分野における速やかな研究の進展が求められている。

参 考 文 献

- Bengtsson, L., M. Botzet and M. Esch: Will greenhouse gas-induced warming over the next 50 years lead to higher frequency and greater intensity of hurricanes? *Tellus*, Vol.48A, pp.57-73, 1996.
- Broccoli, A. J., and S. Manabe: Can existing climate models be used to study anthropogenic changes in tropical cyclone climate? *Geophys. Res. Lett.*, Vol.17, pp.1917-1920, 1990.
- Emanuel, K. A.: The dependence of hurricane intensity on climate. *Nature*, Vol.326, pp.483-485, 1987.
- Gray, W. M.: Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation. 'Meteorology over the Tropical Oceans' [D. B. Shaw (Ed.)], Royal Meteorological Society, pp.155-218, 1979.
- Haarsma, R. J., J. F. B. Mitchell and C. A. Senior: Tropical disturbances in a GCM. *Climate Dyn.*, Vol.8, pp.247-257, 1993.
- Henderson-Sellers, A., H. Zhang, G. Berz, K. Emanuel, W. Gray, C. Landsea, G. Holland, J. Lighthill, S-L. Shieh, P. Webster and K. McGuffie: Tropical cyclones and global climate change: A post-IPCC assessment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol.79, pp.19-38, 1998.
- Holland, G. J.: The maximum potential intensity of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, Vol.54, pp.2519-2541, 1997.
- IPCC: Climate Change 2001: The Scientific Basis [Houghton et al. (eds.)], Cambridge University Press, 881 p., 2001.
- Knutson, T. R., R. E. Tuleya and Y. Kurihara: Simulated increase of hurricane intensities in a CO₂-warmed climate. *Science*, Vol.279, pp.1018-1020, 1998.
- Knutson, T. R., and R. E. Tuleya: Increased hurricane intensities with CO₂-induced warming as simulated using the GFDL hurricane prediction system. *Climate Dyn.*, Vol.15, pp.503-519, 1999.
- Royer, J-F., F. Chauvin, B. Timbal, P. Araspin and D. Grimal: A GCM study of the impact of greenhouse gas increase on the frequency of occurrence of tropical cyclones. *Climatic Change*, Vol.38, pp.307-343, 1998.
- Ryan, B. F., I. G. Watterson and J. L. Evans: Tropical cyclone frequencies inferred from Gray's Yearly Genesis Parameter: Validation of GCM tropical climates. *Geophys. Res. Letters*, Vol.19, pp.1831-1834, 1992.
- Sugi, M., A. Noda and N. Sato: Influence of the global warming on tropical cyclone climatology: An experiment with the JMA global model. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol.80, pp.249-272, 2002.
- Tsutsui, J.: Implications of anthropogenic climate change for tropical cyclone activity: A case study with the NCAR CCM2. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol.80, pp.45-65, 2002.
- Yoshimura, J., M. Sugi and A. Noda: Influence of greenhouse warming on tropical cyclone frequency simulated by a high-resolution AGCM. *Proceedings of the 23rd Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology* [January 1999, Dallas], American Meteorological Society, pp.1081-1084, 1999.
- Yoshimura, J., and M. Sugi: Tropical cyclone simulation using a high-resolution AGCM - Impacts of SST warming and CO₂ increase. *Proceedings of the 25th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology* [April-May 2002, San Diego], American Meteorological Society, pp.473-474, 2002.

4. 地球温暖化による海面上昇とその影響 および対応

小島治幸*

4.1 はじめに

地球温暖化による海面上昇は、21世紀の人類に課せられた最も重要な課題の一つである。すなわち、その現象に関する将来予測の不確実性やその影響範囲の大きさ・複雑さにより、全人類が英知を結集して取り組まねばならない問題である。特に日本は、海岸総延長が35,236 kmと国土面積の割に非常に長く、海岸を極めて高密度に利用している一方、そのうちの46%、約15,950 kmが要保全海岸とされ、海からの自然災害に常にさらされている。このため、海面上昇は我が国の沿岸域に深刻な影響を及ぼすことが懸念されている。

海面上昇の要因としては1) 海洋表層水（表面から水深200 m程度）の熱膨張、2) 山岳氷河および氷冠の溶解、3) グリーンランドの氷床の溶解、南極の氷床の消耗（融解）、の4つが関係しているといわれている（IPCC, 1990）。これらの要因が、過去100年間における海面上昇に及ぼした推定量は、熱膨張と山岳氷河および氷冠の溶解がほぼ同じで約4 cm、ついでグリーンランド氷床の溶解による2.5 cmの順である。将来の海面上昇は、上述した海水位の変化に影響を及ぼす個々の要因に対して、それぞれ独立した数値モデルを適用することによって予想される。将来の気候変動の予測は、IPCCにおいて1990年より5年ごとに評価報告書が作成されている。最新の第3次評価報告書によると1990年から2100年の間で、全地球平均で1.4℃～5.8℃の気温上昇、9 cm～88 cmの海面上昇が起ると予想されている（IPCC, 2001）。

本文は、わが国の沿岸域の現状を整理し、海面上昇に対する沿岸域の脆弱性に関する主要な研究成果を紹介するとともに、海面上昇の対応策の枠組みと可能な技術、制度に関して考察するものである。

4.2 沿岸域への影響

4.2.1 わが国の沿岸域の現状

(1) わが国の沿岸域の概要

日本の海岸線は、延長が約35,236 kmと国土面積の割には非常に長く、地理的条件に対応して極めて多様な地形で構成されている。代表的な地形としては、砂浜、礫浜、岩石海岸、海崖、泥浜、干潟、珊瑚礁、マングローブ等が挙げられる。これらの地形が占める自然の海岸線の延長と面積をTable 4-1に示す（羽生, 2000）。日本の沿岸域の特徴は、人口や経済活動が東京湾や伊勢湾、大阪湾などに面する臨海都市に集中していることである。臨海に位置する市町村の面積は全体の32%にすぎないが、人口は46%、工業出荷額は47%、商業販売額にいたっては77%を臨海市町村が占めている。

(2) 海岸侵食と海岸の人工化

Table 4-1 Coastal Landforms

分類		明治期	戦後期	最新時期	
自然海岸	一般海岸	砂礫浜海岸	7,895.6	6,910.6	6,259.7
		岩石海岸	10,032.0	9,622.7	8,464.3
		その他の海岸	4,381.8	4,562.5	2,430.2
	産の海岸	砂礫浜海岸	815.3	564.0	830.9
		岩石海岸	4,447.9	4,271.6	5,714.0
		その他の海岸	1,349.8	1,364.7	1,201.7
小計		28,922.4	27,296.1	24,900.8	
人工海岸	護岸	道路	290.6	604.6	1,711.1
		鉄道	41.1	83.4	58.9
		埋立地	664.5	1,552.40	4,051.2
		空港	0.0	6.4	61.4
		港湾	317.5	754.6	3,215.8
		その他	271.0	404.1	607.4
	堤防	干拓地	486.2	346.5	298.6
		埋立地	383.4	319.8	144.6
		その他	20.4	31.6	37.5
	小計		2,474.7	4,103.4	10,186.5
	河口部		166.6	167.2	149.2
	合計		31,563.7	31,566.7	35,236.5
海岸保全施設	堤防（陸部）	8.5	8.7	339.8	
	護岸（陸部）	40.9	80.2	1,774.6	
	突堤	9.5	43.4	252.2	
	離岸堤	0.9	11.6	465.7	
	防波堤	119.0	416.6	2,134.1	
計		178.8	560.5	4,966.4	
砂礫浜面積(km ²)		605.5	499.3	313.9	
干潟面積(km ²)		569.3	631.2	451.4	

* 九州共立大学工学部土木工学科

日本の沿岸域が抱える主要な問題の一つは海岸侵食である。地形図の比較より砂礫海岸の侵食速度を求めた田中らの結果(1993)によると、年平均消失幅は0.168 m(約1 m/6年)に達する。日本の全砂浜の平均幅が30 mであることから、単純に計算すると、約180年間で全砂浜が失われる速度である。この激しい海岸侵食や高波浪、高潮、津波などの自然災害から人命や国土、資産を守るため、海岸線の46%、約15,950 kmが要保全海岸とされ、海岸保全構造物の建設が進められつつある。このうち9,320 km(海岸線の27%)には既に海岸堤防・護岸等の海岸構造物が建設されている。海岸侵食は、直接的には国土面積の消失につながっているが、人間との関わりがあっはじめて問題となる。日本では、社会的、経済的、文化的な人間活動が海岸と強く結びついているため、海岸侵食の対策が全国各地で実施されてきており、今後も継続して行われていくと思われる。このとき、侵食対策としてどのような工法が採用されてきたか、そして今後採用されていくかが、海面上昇に対する砂浜海岸の応答に影響を及ぼすことが予想される。

日本の海岸線のもう一つの特徴は、埋立や各種港湾・海岸構造物の建造による海岸の人工化が進んでいることである。Table 4-1 に示すように、明治から戦後期までは海岸線の延長がほぼ同じであるが、それ以降約3,670 km 増えているのは人工海岸の増加によるものである。自然海岸と海岸線が護岸や堤防で固められた人工海岸、それらの中間的な半自然海岸の3形態に分類すると、それらの延長の割合はそれぞれ55.2%、30.4%、13.6%となる(環境庁、1995)。特に、昭和20年から平成2年度までに港湾区域内で61,173 ha、港湾区域外で74,601 ha、合計135,774 haの埋立と干拓事業が行われた。

(3) 海岸災害

わが国の沿岸域は、夏季の台風と冬季の季節風など厳しい海象条件にさらされている。特に、7月から10月にかけて発生する台風は発達しながら日本に接近し、時には上陸して直接、暴風雨をもたらす。また、台風の通過により高潮が発生し、

沿岸地域に被害を与えることがある。台風は年平均約30個発生し、このうち数多くの台風が日本に影響を及ぼし、年平均3個が上陸している。さらに、日本周辺は地震多発地帯であることから、海域で地震が起きると津波が発生する可能性があり、過去に幾多の津波災害が起こっている。Fig. 4-1は、芳倉(2000)によってまとめられた昭和25年度から平成11年度の50年間にわたる港湾関係災害の発生件数(昭和31年以降)と復旧事業費の推移を示している。台風や地震、津波による災害が頻繁に起こっていることが伺える。災害件数に関しては年平均450件、災害復旧事業費は年平均約240億円となっている。

4.2.2 海面上昇に対する沿岸域の脆弱性

(1) 浸水被害による災害ポテンシャル

松井ら(1992)は、海面上昇による日本全国の総合的脆弱性として、氾濫の危険性を有する土地面積、人口、資産を指標とする影響評価を行っている。浸水および氾濫地域を評価するために、3種類の潮位(平均潮位時、満潮時、満潮+高潮または津波時)を設定し、その潮位以下の地域を氾濫危険地域と見なして潜在的なリスクを算定している。Table 4-2 にその結果を示している。現在でも平均満潮位以下の土地に200万人が居住し、54兆円の資産がある。これに対して1 mの海面上昇が生じると、人口、資産ともそれぞれ410万人、109兆円に拡大する。

(2) 海岸保全施設への影響

海面上昇により海岸保全施設の機能と安定性が低下することが危惧される。すなわち、海面上昇量と堤体前面の水深増大により打ち上げ高の増加とそれに伴う越波量の増加が予想される。建設省(1989)は、堤防における打ち上げ高の増大に対する天端高の高上げがどの程度必要か、モデルケースを想定して検討を行っている。その結果によると、1 mの海面上昇量に対して必要となる高上げは、外洋性の砂浜海岸に設置されている堤防では2.8 m、内海の岸壁では3.5 mと算定された。海岸護岸の越波量に関しては、井上ら(1994)が、IPCCの試算した海面上昇量を用いた模型実験を

行い、護岸の勾配に対する越波量の違いを検討した。勾配が5割よりも急な護岸においては、90 cmの上昇量で現況の5倍程度の増加量であるが、7割勾配よりも緩傾斜になると60 cmの上昇量から急激に越波量が増大し、90 cmで約10倍となり、15割勾配では90倍にも達する結果が得られている。

(3) 港湾・海岸施設の対策費用

Kitajimaら(1993)は、日本全国の港湾施設と海岸構造物における1mの海面上昇による対策費用の算定を行った。前提条件を次のように設定した。i) 海面上昇以外に自然環境条件の変化はない。ii) 港湾および近隣都市施設の将来の開発はない。iii) 経時的なプロセスは考慮しない。iv) 1992年時の貨幣価値でコストを算定する。潮位・波浪条

件は、日本の沿岸域を4地域に分類し、それぞれに平均的潮位・波浪条件を適用した。防御費用の算定を単純化するために、港湾施設および海岸構造物を、堤防や岸壁などの線状構造物、上屋や倉庫などの面的施設、水門や排水機場の独立建造物の3つのグループに分けた。このうち、線状構造物に関しては、現在および1mの海面上昇時におけるそれぞれの建設コストを比較して、建設コストの増加率を求め、この増加率に現存施設の建設費用をかけたものを防御費用とした。面的施設については高上げ費用を、独立建造物については再建設コストを算定した。Fig.4-2にこの結果が示されており、対策費用の総額は11.5兆円と算定され、そのうち7.8兆円が港湾施設の高上げに、3.6兆円が海岸構造物の対策に必要である。

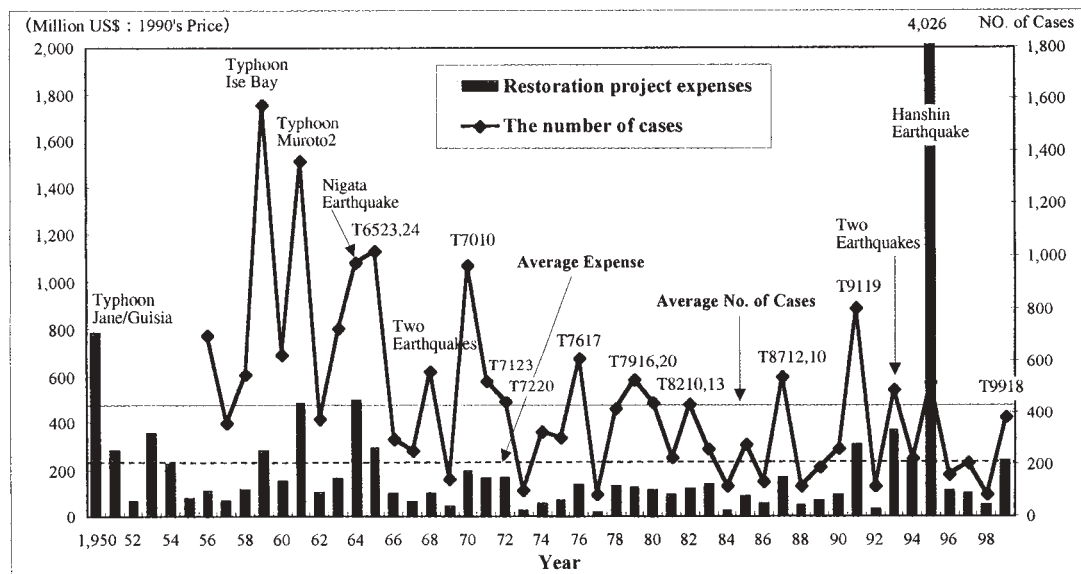


Fig.4-1 The number of occurrences and the cost of damage for port-related disasters between 1950 and 1999

Table 4-2 Impacts of sea-level rise on the inundated areas, population, and assets of Japan

単位：面積(km²), 人口(万人), 資産(兆円)

	現状			0.3m 上昇			0.5m 上昇			1.0m 上昇		
	面積	人口	資産	面積	人口	資産	面積	人口	資産	面積	人口	資産
平均海面時	364	102	34	411	114	37	521	140	44	679	178	53
満潮時	861	200	54	1192	252	68	1412	286	77	2339	410	109
台風または津波発生時	6268	1174	288	6662	1230	302	7583	1358	333	8898	1542	378

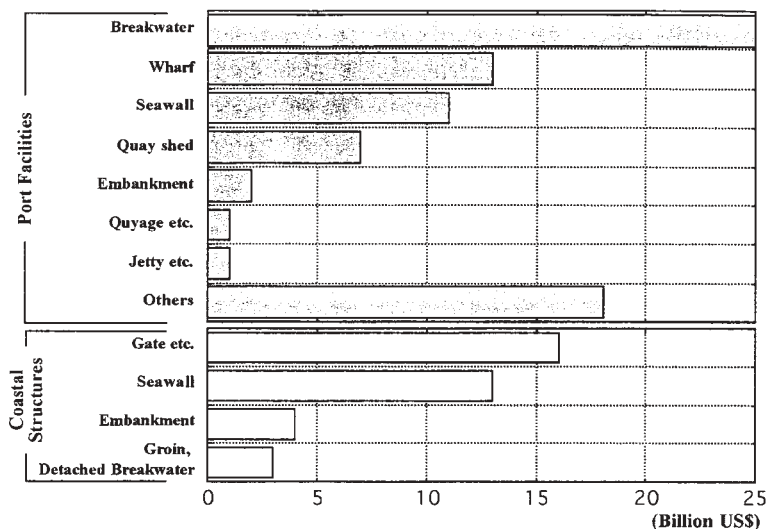


Fig.4-2 Protection costs of port facilities and coastal structures

(4) 海面上昇に対する砂浜海岸の応答

上述したように海岸侵食はすでに重大な問題となっているが、地球温暖化が生じると、海岸線の後退や異常波浪の発生頻度の増大などによって海岸侵食がさらに深刻化する可能性がある。異常波浪の発生頻度に関しては、かなり不確定要素があるのと地域ごとに異なることなどが考えられるので、その影響を定量的に明らかにすることは現時点で難しく、これに関する研究も少ない。一方、海面上昇に関しては、IPCC などから上昇量の予測値が提示されていること、またすべての海岸に等しく作用することから、それに対する砂浜海岸の応答を予測することが可能である。三村ら (1993, 1994, 1996) は、Bruun 則モデルに基づいて海面上昇による砂浜海岸の侵食面積の推算を行っている。Bruun 則は、海面が上昇した場合、海岸の断面地形が上昇した水位に対応するような平衡地形に向かって変化し、汀線付近で侵食された土砂量と沖側に運ばれて堆積した土砂量とが等しくなると仮定して、汀線後退量を算定するものである。よって、水位上昇による静的な後退量以上に砂浜は侵食され、汀線が後退することになる。実際の推算では、全国 9688 の海岸ごとの砂浜延長、幅、平均海底勾配、沖波条件などのデータに基づ

いて、汀線の後退量と侵食面積を都道府県別に算定している。海面上昇のシナリオとしては、IPCC により提示された 30, 65, 100 cm を適用している。Fig.4-3 に示すように、30 cm の海面上昇により全国の砂浜面積の 56.6% の 108 km² が侵食され、65 cm では 81.7%、100 cm で 90.3% の砂浜が侵食されるという算定結果が得られている。

4.3 沿岸域における適応策

4.3.1 適応策の選択肢と事例

気候変動に関する政府間パネル (IPCC) は、1990 年と 1996 年に海面上昇への適応策として「計画的撤退 (planned retreat)」、「順応 (accommodation)」、「防衛 (protection)」の 3 つの対応策を提示している。これらの具体的な選択肢を、適応策の形式とタイミングに関する分類分けとともに Table 4-3 (UNEP, 1996) に示す。計画的撤退は、海面上昇に対して極度に脆弱な地域にある構造物や土地の放棄を基本とした方策である。順応は、脆弱な地域の継続的な利用を前提として影響回避のための予見のおよび応答的な方策である。これには、洪水時の緊急避難シェルターの建設、建造物の高上げ、洪水が起きたときの保険制度、農業からの養殖漁業への転換もしくは、洪水や塩

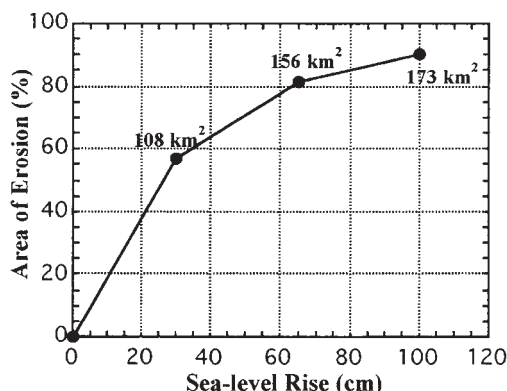


Fig.4-3 Relationship between sea-level rise and the areal ratio of eroded sandy beach

害に耐性を持つ作物の栽培などが含まれている。防御は、脆弱な地域や社会・経済の集中した地域および自然環境を防御する各種方策で、ハード工法とソフト工法の2つの分類が可能である。これらのなかで現在、沿岸域において海岸侵食や洪水災害の対策として用いられている方策をいくつか紹介する。

(1) 災害保険制度

国家が行っている災害保険制度としては、米国の「国家洪水保険制度 (National Flood Insurance Program)」がある。これは、1968年に発効された国家洪水保険法に基づく制度で、連邦危機管理局 (Federal Emergency Management Agency) が管轄している。この制度は、高潮などの洪水災害に対する連邦政府の保険制度で、災害にあった個人の財産に対し税金より保険金の支払を可能とした財政的な保護と災害軽減プログラムよりなっている (Institute for Water Resources, 1996)。災害軽減プログラムは、洪水災害を受けやすい地域における特別なゾーニングや建設・建築基準を設けて災害の防止や軽減を図っている。また、保険料を高額にすることにより災害多発地域の開発を規制したり、保険金の一部を支払うことにより危険区域にある建物の撤退を促進させたりしている (National Research Council, 1990)。従って、この制度によって順応策の他の方策や計画的撤退策まで取り込むことが可能である。

Table 4-3 Response strategies to sea-level rise

適 応 策	適応策の形式		適応策の時期	
	自動的	戦略的	対応的	予見的
計画的撤退 ● 特定地域の開発禁止 ● 開発の条件付き廃止 ● 補助金の停止 ● 推定される移動	✓	✓		✓
順応 ● 最悪の影響を回避するための先行的計画 ● 土地利用の変更 ● 建築様式や建設基準の変更 ● 脅威に曝されている生態系の保護 ● 災害多発地域の厳しい規制 ● 災害保険制度	✓	✓	✓	✓
防護 1) ハード工法 ● 堤防, 防潮堤 ● 防波堤, 護岸 ● 突堤 ● 離岸堤 ● 水門 ● 河口堰 2) ソフト工法 ● 養浜工, 漂砂補充 ● 砂丘再生 ● 干潟造成 ● 植林など	✓	✓	✓	✓

(2) 面的防御方式

海岸侵食や波浪・高潮災害に対する海岸保全の従来工法は、堤防や護岸などによる線的な防御であった。この方式では、前面の砂浜の侵食を助長したり、堤体の天端高を高くする必要があるので、人と海岸との乖離が起こったり、海岸の利用が制限されたりした。このような反省から、人工リーフや養浜工などの複数の施設によって外力を分散させて受け止める「面的防御方式」が採用されてきている (Ports and Harbors Bureau, 1998)。この方式には、砂浜の保全や復元の機能があり、防御だけでなく、海岸利用や海岸環境の面からも効果的な工法となることが期待されている。

(3) 養浜工法

海岸侵食の対策工法として、養浜工が有効であることが世界的に認められている (National Research Council, 1995)。米国を初めとしてオランダ、ドイツ、スペイン、オーストラリアなどでは、侵食対策とレクリエーションのための海浜整備をかねた大規模な養浜工が積極的に行われて

いる。特に、米国では1960年代以降、連邦政府による海岸保全事業費の約9割が養浜事業となっている (Institute for Water Resources, 1996)。オランダでも1990年にdynamic preservationと呼ばれる海岸防御政策に基づき、海岸線を少なくとも1990年の位置に維持する工法として養浜工が採用されている (Ministry of Transport and Public Works, 1990)。わが国では、海岸の環境整備を目的とした小規模な養浜工は施工されているが、侵食対策としての大規模な養浜はいまのところ例がないと思われる。しかし、平成12年4月に改正された海岸法によって、「海岸を防御する機能を維持するためにもうけた」という限定はあるが、砂浜が海岸保全施設の一例と認識されたことから、海岸侵食や高潮対策として養浜工が採用される可能性が高まっている。

4.3.2 沿岸域における適応策の枠組みと総合的沿岸域管理

実際の適応は、気候変動の進行に応じてこれらの方策が繰り返し行われるとともに、それらの適応策を組み合わせることで実施されることになる。Fig.4-4 (Kleinら,1999)は、そのときのプロセスを概念的に示したもので、情報の浸透や社会的な意識の向上、都市計画や環境管理計画などの他の政策との調整、実施後の監視と評価が繰り返し行われることにより、海面上昇の原因を取り除く緩和策、および海面上昇の影響を和らげる適応策が策定されることになる。沿岸域では、Fig.4-4にも示されているように、現在起こっている海岸侵食

や開発行為など海面上昇とは無関係な条件が介在してくる。これらを含めて、適応策を検討するときに、総合的な沿岸域管理制度 (Integrated Coastal Management, ICM) の枠組みで対応することが最良であると認識されつつある (Ehler, et al, 1997)。沿岸域管理制度に関しては、国際機関や会議などからガイドラインがいくつか提案されており、それに関する世界的な動向や原理・原則が小島ら (1999) によってまとめられている。我が国では現在、沿岸域管理制度が制定されていないし、それを制度化するための体制作りもなされていない。しかし、沿岸域に関連した学会等では、その制度化に向けた議論が活発に行われており、沿岸域における持続可能な開発を進めながら海面上昇に適応する上で総合的な沿岸域管理制度の重要性が認識されはじめている。今後は、この制度の実現に向けた取り組みが必要である。

4.4 あとがき

沿岸域における海面上昇に対する脆弱性評価の成果をまとめるとともに、適応の枠組みと現在考える適応策を考察した。それによると、わが国の沿岸域の特徴は、高密度で高度な利用がなされていること、海岸侵食が継続的に拡大していることなどがあげられ、海面上昇により砂浜などの自然環境の激変や影響を受ける人口や資産の規模などから分かるように、海面上昇に対する脆弱性が高いと言える。沿岸域における海面上昇や気候変動に関して、それらの影響が災害の多発化や拡大に直結することが予想されることから、適応は、

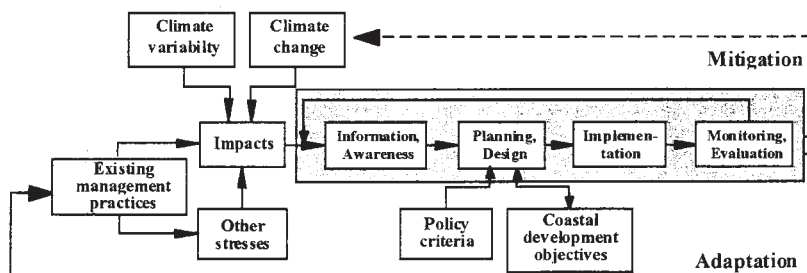


Fig.4-4 Conceptual framework showing the iterative steps involved in coastal adaptation to sea-level rise and climate variability

技術的な対応策が主となり、既存の制度や技術を適用することが可能であろう。また、海面上昇や気候変動に関係のない将来的な沿岸域の開発事業や自然災害の防止策などを実施する場合に、いわゆる「後悔のない政策」を具現化していく必要がある。そのために、総合的な沿岸域管理制度の実現に向けた議論を深めるとともに、適応策を実施する上で沿岸域管理制度の枠組みでどのように対応すべきか検討が必要である。

参 考 文 献

- Ehler, C.N., et. al.: Guidelines to assist policy makers of coastal areas in the integration of coastal management programs and national climate-change action plans, *Ocean & Coastal Management*, Vol. 37, No.1, 7-27, 1997.
- Institute for Water Resources: Analysis of the U.S. Army Corps of Engineers Shore Protection Program, IWR Rep. 96-PS-1, 1996.
- IPCC: Climate change, the IPCC scientific assessment, Cambridge University Press, 365 p, 1990.
- IPCC: Climate Change 2001, The scientific basis, Cambridge University Press, pp.21-81, 2001.
- Kitajima, S., T. Ito, N. Mimura, Y. Tsutsui and K. Izumi: Impacts of Sea Level Rise and Cost Estimate of Countermeasures in Japan; in Mclean, R. and N. Mimura (eds.), *Vulnerability Assessment to Sea-Level Rise and Coastal Zone Management*, Proceedings of the IPCC Eastern Hemisphere Workshop, 115-123, 1993.
- Klein, R.J.T., R. J. Nicholls and N. Mimura: Coastal Adaptation to Climate Change: Can the IPCC Technical Guidelines be Applied?, *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change* 4, 239-252, 1999.
- Mimura, N. and E. Kawaguchi: Responses of coastal topography to sea-level rise, *Proc. of 25 th ICCE*, pp1349-1360, 1996.
- Ministry of Transport and Public Works: A New Coastal Defense Policy for the Netherlands, The Hague, The Netherlands, 1990.
- National Research Council: Managing Coastal Erosion, National Academy Press, 182 pp, 1990.
- National Research Council: Beach Nourishment and Protection, National Academy Press, 334 pp, 1995.
- Ports and Harbors Bureau, Ministry of Transport: *Coastal Protection in Japan*, 24 pp, 1998.
- UNEP: Handbook on Methods for Climate Change Impact Assessment and Adaptation Strategies, 5-3, 1996.
- 井上雅夫, 島田広昭, 坂本佳弘: 海面上昇に伴う海岸護岸の越波防止機能低下について, *海岸工学論文集*, 第41巻, 676-680, 1994.
- 環境庁: 第4回自然環境保全基礎調査「海岸調査」の結果(中間とりまとめ), 16 pp, 1995.
- 建設省河川局河川計画課: 地球環境問題に関する河川行政上の課題, *河川*, No.517, 76-84, 1989.
- 小島治幸, 五明美智男, 三村信男: 沿岸域管理の展開—その方向性と各国の現状—, *日本沿岸域学会論文集*, No.11, 1-20, 1999.
- 田中茂信, 小荒井衛, 深沢 満: 地形図の比較による全国の海岸線変化, *海岸工学論文集*, 第40巻, 416-420, 1993.
- 羽生 栄: 海岸情報調査, *海岸*, Vol.40, No.2, 60-63, 2000.
- 松井貞二郎, 立石英機, 磯部雅彦, 渡辺 晃, 三村信男, 柴崎亮介: 海面上昇に伴う日本の沿岸域の浸水影響予測, *海岸工学論文集*, 第39巻, 1031-1035, 1992.
- 三村信男, 幾世橋慎, 井上馨子: 砂浜に対する海面上昇の影響評価, *海岸工学論文集*, 第40巻, 1046-1050, 1993.
- 三村信男, 井上馨子, 幾世橋慎, 泉宮尊司, 信岡尚道: 砂浜に対する海面上昇の影響評価(2) 予想モデルの妥当性の検証と全国規模の評価, *海岸工学論文集*, 第41巻, 1161-1165, 1994.
- 芳倉勝治: 平成11年度港湾関係災害の概要, *波となぎ*, No.145, 32-38, 2000.

5. 地球温暖化が水環境・水資源に与える影響

寶 馨*

5.1 はじめに

気候変化により水文学的水循環はかなり影響を受ける。地球温暖化が、降水量と蒸発散、海水面上昇を変化させ、土壤水分、河川流量と地下水、

* 京都大学防災研究所

水質に変化をもたらす。日本の河川流域におけるこのような影響を調べた研究がいくつかある。これらの研究は、

- 過去の気象・水文資料による類推研究
- 温暖化シナリオと長期流出モデルを用いた感度分析的な水文シミュレーション研究
- GCMの出力結果を直接用いたモデルによる影響評価研究

に大別できる。

本稿では、これらの研究の進展と、雪氷への影響をとり扱った研究成果をレビューする。また、IPCC第2作業部会(WG2)の第3次報告書(IPCC, 2001)から河川流量に関係する部分を紹介する。

5.2 過去の気象・水文資料による類推

(1) 温暖期と寒冷期の比較からの類推

建設省(現・国土交通省)関東地方建設局(1993)は、温暖期(1955年～1964年)と寒冷期(1901年～1910年)の降水量および気温データを用いて1℃気温上昇時を想定し、地方別の水資源賦存量(当該地域の年降水量から年蒸発散量を差し引いたものに面積をかけたもの)の変化、1～3日間の短期雨量の増加を想定した場合の基本高水(design flood, 当該流域所定の治水計画規模の対応する基準点におけるピーク流量)の変化率などを求めている。北海道を除く全地域で水資源賦存量は減少する一方、多くの河川において洪水ピーク流量は10%～40%増加することが示された。

また、建設省土木研究所ダム部水工水資源研究室(1997)は、温暖期(1978年～1987年)と寒冷期(1904年～1913年)を比較し、平均気温の差が約1℃であること、年平均降水量は温暖期のほうが7.4%少ないこと、無降雨期間が増えることを示している。さらに、この2時期を対象に、気温および降水量の実績値を用いて、気温差がダム運用に対してどのような影響を及ぼすか調べた。モデルダム(集水面積472km²)を対象とした検討の結果、ダム流入量は温暖期が寒冷期を下回り、とくに平水流量(185日流量)、低水流量(275日

流量)、渇水流量(355日流量)が寒冷期よりも20～30%減少すること、通産空水日数が1.47倍、通産不足%日も1.35倍となることなどが示されている。

(2) 1994年の高温少雨事象による類推

日本では、1994年と1995年の夏季にかなり厳しい猛暑を経験した。特に1994年には、全国的規模の渇水災害が発生した。この年の高温によってもたらされた事象が、将来の温暖化現象による陸水環境の影響を定性的に評価・検証する上で大いに参考になる。こうした観点から、この時期の河川流況について考察した研究をレビューしてみよう。

森は、津地方気象台における1890年～1991年の気象統計に基づき、年平均気温と年蒸発量の長期変化を調べ、1980年代の年蒸発散量、年平均気温の顕著な上昇傾向を示した(Mori, 1996)。また、木曾三川(木曾川、長良川、揖斐川)流域(面積7486km²)を対象に、年降水量の変動を調べ、近年、年降水量の極値の生起頻度の増加と変動幅の増大が顕著になっているとしている(Mori, 1998)。さらに森(2000)は、水収支的観点から、年降水量と年蒸発散量との差によって年流出量を定義し(この量は、前述の水資源賦存量に相当する)、1960年代から1980年代の30年間流出量が減少傾向にあることを示すとともに、木曾川犬山地点の低水流量(275日流量)と渇水流量(355日流量)が1951年～1995年間の顕著な減少傾向を示した。1994年夏季のわが国の平均気温が平年値よりも1.8～2.0℃、日照時間は最大で平年値よりも30%～40%長かったので、この1994年の毎月の河川流況・水質を、1984年～1993年の平均値と比較することにより、夏季の流量の激減、BODの上昇、溶存酸素濃度の低下、大腸菌群数の増加を確かめている(図5-1)。1994年の高温少雨現象は、平成6年列島渇水と呼ばれるほど広域的な渇水災害を日本全国にもたらしたのであって、将来、気候変化にともない起こり得る深刻な水事情について一つの予見を与えるものといえる。

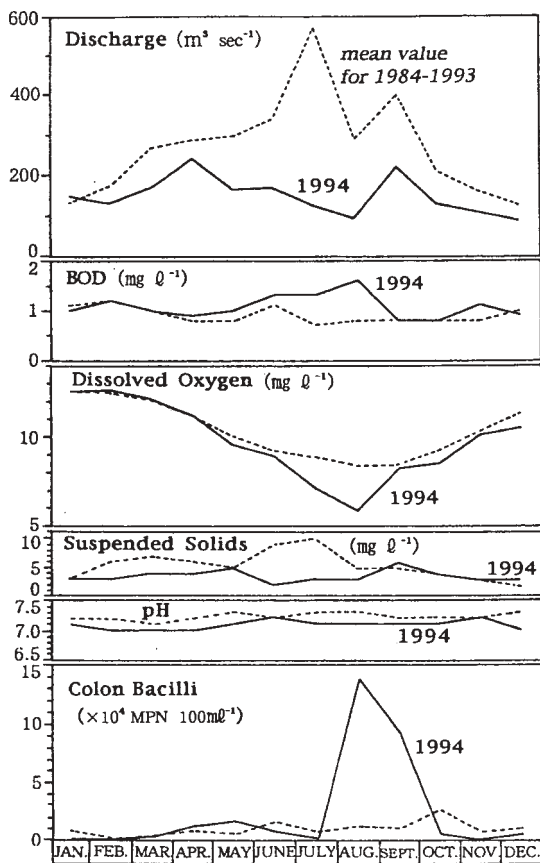


図 5-1 1994 年木曾川犬山地点での流量と水質（破線は 1984~1993 年の 10 年間の平均，森 (2000) による）

5.3 温暖化シナリオと長期流出モデルを用いた感度分析的な水文シミュレーション

温暖化シナリオと長期流出モデルを用いた研究は多数なされている（宝，1995；花木ら，1997）。この種の研究は，単純な温暖化シナリオ（気温上昇と降水量の増減を組み合わせたもの）を設定し水文モデル（流域モデル・蒸発散モデル）を用いて日単位の降雨流出シミュレーションを実施して，流況の変化を抽出するといったものである。表 5-1 のように，合計 11 個の日本の流域について検討がなされており，以下のような概括的知見を得ている。

- 3℃程度の気温上昇の影響よりも，10%程度の降水量の変動のほうが流況に与える影響

は大きい。

- 3℃程度の気温上昇があっても 10%の降水量増加があれば，平均的にみて低水部流量はあまり変化せず，高水部流量は 15%程度増大する。ただし，蒸発散や融雪が卓越する場合には 10%の降水量増加があっても高水部流量が減ることもあり得る。
- 気温上昇により降雪が雨になったり融雪が早まったりするので，1~3 月の流量が増加し，4~6 月の流量が減少する。

建設省土木研究所ダム部水工水資源研究室 (1997) は，地域特性の異なる 3 ダムについて，流域特性の違いが温暖化の影響とどのように関係するかを調べ次のような知見を得た。蒸発散の大きいダムほど気温上昇による不足日数，不足%日の増加率が大きく，最も渇水強度が強くなった四国のダムで約 20 日/℃/年，約 1350 %日/℃/年となり，渇水強度が強くなる。温暖化により，気温上昇，降水量減少が生じれば，同一安全度を確保するための貯水池容量は大きくなる。利水安全度 1/10 を維持しようとする，気温上昇 2℃，降水量変化なしの場合で 1.7~3.3 倍，気温上昇 3℃，降水量変化 -10% で現容量の 4.1~10.3 倍を必要とする。

5.4 GCM の出力結果を直接用いたモデルによる影響評価

この範疇に含まれる研究の数はわが国ではあまり多くない。建設省土木研究所ではカリフォルニア大学デービス校との共同研究により，日本を含むメソスケールの領域に対する水文-気象モデルを開発した（寺川ら，1994）。このモデルには，中領域（台湾から樺太までを含む領域）用の 60 km メッシュモデルと，小領域（本州のほぼ全域を含む領域）用 20 km メッシュモデルがある。前者は，GCM で求められた結果を境界条件とするもので，中領域の大気-降水過程の解析ができる。また，中領域での大気条件を用いて少領域用の 20 km メッシュモデルにより，地形，地質，植生，地表面温度，アルベドや土壌水分などの条件を組み入れた

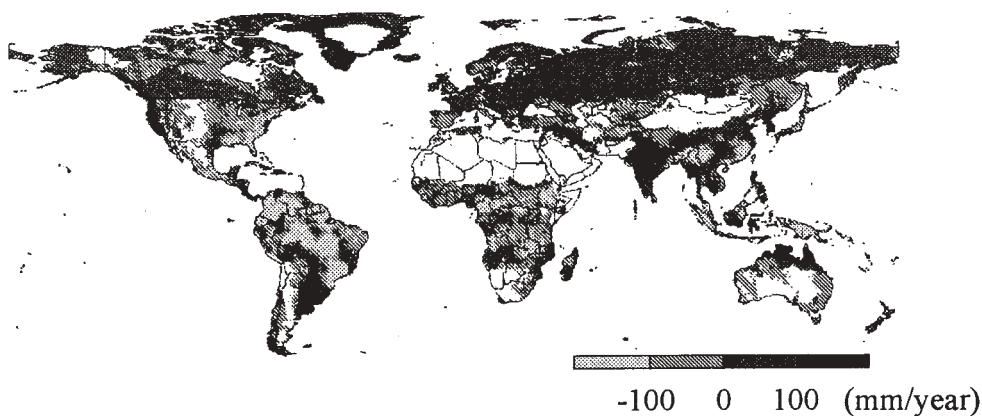
表 5-1 温暖化による流域水文応答の変化を調べた研究 (宝 (1995), 花木ら (1997) による)

研究者	流域面積 (km ²)	温度変化 ΔT (°C)	降水量変化 ΔP (%)	水文シミュレーションの内容	流出モデル/蒸発散モデル	検討・整理項目	おもな結果
Takara et al. (1991), 宝・小尻 (1993)	387 (野洲川)	0~5 (年間一様シナリオおよびGCM季節変化シナリオによる漸増実験)	-10~+20 (年間一様シナリオおよびGCM季節変化シナリオによる漸増実験)	日単位降水流出 (18年分の降水データからモンテカルロ法で40年分の漸増実験を1000系列); 積雪融雪なし	4段タンクモデル6個並列/重回帰モデル	年最大日流量, 2日・3日・30日・50日・豊水・平水・低水・洪水流量, $\Delta T=3$ で15%の流量増, $\Delta T=3$ で $\Delta P=-10$ なら40%の流量減, 必要水量は14%減	$\Delta T=3$ でも $\Delta P=+10$ なら低水部は水量に減少なし, 高水部は15%の流量増, $\Delta T=3$ で $\Delta P=-10$ なら40%の流量減, 必要水量は14%減
田中丸・角 (1991), 1992	0.147 (輪島柳田流域) 132 (永源寺ダム)	0, 2, 4; -1, 2~+0.4 (年間一様シナリオおよび季節変化シナリオによる平衡実験)	-10, 0, +10; -4~+28 (年間一様シナリオおよび季節変化シナリオによる平衡実験)	8年間 (輪島), 約15年間 (永源寺) の実績日単位降水流出の降水を増減; 積雪融雪あり	長短期流出両用タンクモデル/Penman式 (輪島), Makkink式 (永源寺)	水浸発算積雪量, 月流出高, 月蒸発散量, 年間水収支, 年最大流量, 35日流量, 豊水・平水・低水・洪水流量, 必要貯水地容量	気温上昇に伴い蒸発散量は5~12%増加, $\Delta P=+10$ なら流量は10%増, $\Delta P=-10$ なら14~18%流量減, $\Delta T=4$ なら積雪なし
小原 (1992) 堤ら (1993)	500 (N川流域) 724 (豊川)	0, 3 (年間一様シナリオによる平衡実験)	-10, 0, +10 (日降水量系列をパターン分類に基づき模擬発生)	日単位降水流出 (数10~100年分の平均実績); 積雪融雪あり	多層メッシュ型モデル/Penman式	月別平均流量, 年最大日流量, 2日・3日・30日・50日・豊水・平水・低水・洪水流量, 洪水の生起頻度・規模の定量的評価	温暖化による融雪出水で低水流量増加, $\Delta T=3$, $\Delta P=-10$ の場合以外は洪水指標好転
益倉・吉谷 (1992)	5114 (利根川八斗島地点)	1, 2, 3, 5 (年間一様シナリオおよび気象庁GCMに基づく月変りによる平衡実験) ほか	-5, 0, +5, +10 (年間一様シナリオおよび気象庁GCMに基づく月変りによる平衡実験) ほか	5年間の日単位降水流出; 積雪融雪あり	1kmグリッドを基本とする分布型流出モデル/年可能蒸発量から推定	年最大日流量, 豊水・平水・低水・洪水流量, 最小流量, 平均流量	融雪流出が2月, 3月に増, 5月, 6月に減, 3.5°C程度の気温上昇よりも10%程度の降水量変化の影響のほうが大
丹羽ら (1993)	19 (九州Aダム) 28 (四国Bダム) 740 (東北Cダム)	0, 1, 2, 3 (年間一様シナリオによる平衡実験)	-10, 0, +10 (年間一様シナリオによる平衡実験)	10年間の日単位降水流出およびダムの運用計算 (浸流域も考慮); 積雪融雪あり (Cダムのみ)	4段タンクモデル/Hamon式を応用	ダムの空水日数, 不足日, 1/10安全度確保のための必要貯水容量	蒸発散の多いAダム, Bダムでは $\Delta P=+10$ でも $\Delta T=3$ なら洪水被害増大, 降水量の少ないBダム, Cダムでは $\Delta T \geq 2$, $\Delta P=0$ で1/10の利水安全度確保のため2倍以上のダム容量必要
安藤 (1994)	263 (小河内ダム)	0, 3, 5 (年間一様シナリオによる平衡実験)	-10, 0, +10 (年間一様シナリオによる平衡実験)	11年間の日単位降水流出; 積雪融雪あり	安藤らの長期流出モデル/Hamon式を応用	各年の月流量・年間流量と11年の平均月流量・年間流量	温暖化により1月, 2月の流量増 (雪が雨に), $\Delta T=3$ でも $\Delta P=+10$ なら蒸発散と流量増が打ち消す
宇治橋 (1994)	247 (手取川ダム)	0, 3, 4, 5 (年間一様シナリオおよびGCM季節変化シナリオによる平衡実験)	-10~+20 (年間一様シナリオおよびGCM季節変化シナリオによる平衡実験)	1990年12月から1991年11月の1年間の日単位降水流出; 積雪融雪あり	メッシュタンクモデル/Hamon式	積雪深の空間分布, 年最大日流量, 2日・3日・豊水・平水・低水・洪水流量, 363日・364日流量, 年最小流量	$\Delta T=3$ により融雪期が1カ月早まり, 流量が平滑化, $\Delta P=-10$ でも低水部30%増, 高水部10%減, $\Delta P=+10$ でも低水部10%増, 高水部30%減

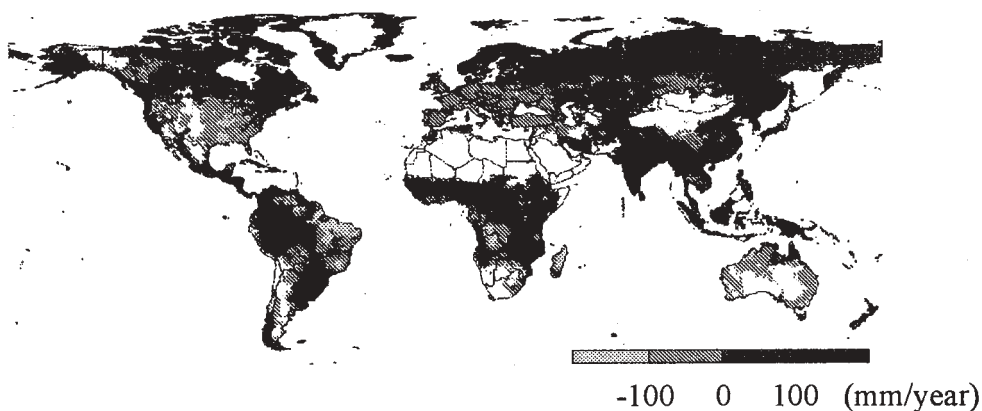
降水-水文過程の解析ができる。

これらのモデルを使って、CO₂が現状のままである場合とCO₂濃度が倍増した場合におけるGCMの出力結果を初期条件・境界条件として、地球温暖化に伴って日本域で生じる水文特性の変化を調べた(建設省土木研究所河川部水文研究室, 1996)。気温、相対湿度、風速、降水量、地表面水分量の各月平均、年平均などが求められた結果、気温の上昇に水蒸気の上昇が追いつけず相対湿

度が下がるため全体的に降水量が減少すること、とくに西南日本において降水量の減少傾向が強いことが報告されている。ただし、今のところ梅雨前線や台風が十分表現できていないこと、日本上空に移送されてくる水蒸気量の算定法が不十分であることから、とくに夏期の降水量が過小評価されている。こうした精度上の課題を残しているため、この時点では、河川流量の推定にまで至っていない。



(a) CCC 気候モデル利用



(b) ECHAM4 気候モデル利用

図5-2 表面流出量の変化 (mm/year, 2050年代平均—現状平均, 高橋ら(2000)による)

高橋ら(2000)は、3つのGCM実験、すなわち、カナダ気候センター(CCC)、マックスプランク研究所(ECHAM4)、東京大学気候システムセンター環境研究所(CCSR/NIES)によって得られる気候パラメータを用いて、2050年～2059年の表面流出を推算した。ただし、対象としたのは、わが国というよりも地球規模(全球)であって $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ の空間分解能の領域であり、時間分解能は月単位である。流出計算モデルは、いわゆる

バケツモデルで、蒸発散はペンマン法による月平均可能蒸発散と土壤中の水分飽和度の関数により求めている。図5-2に2050年～2059年の10年間の平均表面流出と1961年～1990年の平均流出量との差を示す。ユーラシア北部やインド、中国中南部などの流出増の一方、乾燥・半乾燥地域ではさらに流出が減る傾向を示している。この研究では、この表面流出による水供給と、将来の人口分布、経済発展シナリオを考慮した水需要推計

表5-2 河川流量や水資源に関わる地域ごとの適応能力、脆弱性および要注意点(IPCC(2001)より抜粋)

地域	
アフリカ	<ul style="list-style-type: none"> ● アフリカの主要河川は気候変動に大変影響されやすい。地中海周辺およびアフリカ南部の国々において平均流出量と利用可能水量は減少するであろう(信頼度中位) ● とくに、南、北、西アフリカにおいて年平均の降雨、流出量、土壌水分の減少によって砂漠化がさらに深刻化する。 ● 旱魃、洪水その他の極端事象の増加が、水資源、食料確保、人間の健康を圧迫し、アフリカの発展の制約となる。
アジア	<ul style="list-style-type: none"> ● 流出量と利用可能水量が、乾燥・半乾燥アジアで減少するが、北アジアでは増加する。乾燥・半乾燥アジアでは、夏季の土壌水分の減少が土地を荒廃させ砂漠化を悪化させる。 ● 海水位上昇と熱帯サイクロンの強度の増大が、温帯・熱帯アジアの低平海岸地域の何千万という人々を住めなくするであろう。温帯・熱帯アジアで降雨強度がさらに強くなり洪水の危険性が一層増える(高い信頼度あり)。
オーストラリアとニュージーランド	<ul style="list-style-type: none"> ● 地域の大半で予測される乾燥傾向と、エルニーニョのような状態に変化することによって、水は要注意の問題となるであろう。 ● 豪雨と熱帯サイクロンの強度が増大するとともに、地域によってはサイクロンの回数も増えるので、生命、資産、生態系への洪水、高潮、強風災害のリスクが増える。
ヨーロッパ	<ul style="list-style-type: none"> ● 南欧で夏季の流出量と利用可能な水量、土壌水分が減りそうなので、北欧と旱魃を受けやすい南欧の格差が広がる。冬には南欧北欧ともにそれらは増加しそうである。 ● ヨーロッパ全域で洪水災害は増加する(信頼度高し)。その危険性が高いのは、洪水が土壌を浸食し湿地を減少させるような海岸地域である。
中南米	<ul style="list-style-type: none"> ● 氷河の衰亡により、氷河の融解が重要な水資源であったような地域での流出量や水供給に逆に影響するだろう(信頼度高し)。 ● 洪水や渇水がより頻繁になり(信頼度高し)、土砂流出をもたらす洪水が水質汚染を招く地域もある。
北米	<ul style="list-style-type: none"> ● 北米西部で融雪が主要水源であった流域において、春に早いピーク流量を経験し夏の流量が減少することになる(信頼度高し)。それに対する適応策によって、水利用者や水域生態系への影響を(すべてではないにしても)ある程度回避できよう(信頼度中位)。 ● プレーリー地域、山岳凍土帯、冷水域における特徴ある自然生態系が危険にさらされることになり、効果的な適応策が見あたらない(信頼度中位)。 ● 北米において気象関係の保険損害と公的機関の災害補償支払いが増加してきた。保険業界は気候変化の情報をまだちゃんと取り入れていないので、意外な事態になる可能性もある。
島嶼国	<ul style="list-style-type: none"> ● 海面上昇が、海岸浸食をさらに促進し、土地と資産の損失、住民の移転、高潮災害の危険性の増大、海岸生態系の回復力の低下、淡水資源への塩水の進入、ならびにこれらの変化に対応したり適応したりするのに必要な高い資源コストをもたらす(信頼度高し)。 ● 島嶼は水供給が限定されていて、気候変化の水収支に与える影響に対して大変脆弱である(信頼度高し)。

とを統合して、全世界の水需給バランスの変化を求めている。

IPCC の第 2 作業部会の第 3 次報告書 (IPCC, 2001) には、2050 年を想定して、年平均流出量が、1961-1990 年の平年値に比べてどの程度変化するかを示すグローバルなマップが提示されている。これは、大気中の有効二酸化炭素濃度が年 1% 増加するとして、イギリスの Hadley 気候予測研究センターの二つの大気-海洋 GCM (AOGCM) モデル ((a) HadCM 2 のアンサンブル平均と (b) HadCM 3) により得られた気候予測をインプットとして、水文学的モデルにより計算されたものである。高緯度地域及び東南アジアにおける流出の増加、中央アジア、地中海周辺域、アフリカ南部、オーストラリアにおける減少は、この Hadley センターの実験や他の AOGCM の実験による降水量予測などとも大まかに一致しており、それ以外の地域における降水量と流出の変化は、シナリオやモデルに依存して変わるとしている。日本列島に着目すると、西南日本で年流出量は 100 mm 程度増加する傾向がある。中部から北海道にかけては減少傾向であり、(b) のモデルでは、100 mm 程度の減少が予想されている。ちなみに、20 世紀における西南日本では年降水量が 2000 mm、北海道では 1500 mm 以下であり、これらの半分が蒸発散で失われるとして、100 mm の増減は、10~20% 程度の年流出量の増減に相当すると考えてよい。

農林水産省の農業環境技術研究所および北陸農業試験場では、GCM の出力結果を用いた「局地気候シナリオ」の月平均気温と月降水量を用い、降積雪状況の変動の特徴を予測している (井上・横山, 1998)。その結果、北海道と本州山岳地域では、降雪深は変化しないが最深積雪が減少すること、雪質が乾き雪またはしもざらめのまま変わらないこと、東北地方では、気温上昇によって積雪深が減少し、融雪量が増加するとともに、雪質が乾き雪から中間または湿り雪になること、また、北陸以南の日本海側平野部では降雪がなくなることなどが予想される。これらの特徴は今後 50 年後に顕著になるとしている。

5.5 IPCC 第 2 作業部会第 3 次報告による知見と対応

IPCC の WG 2 の第 3 次報告書 (IPCC, 2001) に記述されている地域的適応能力、脆弱性、要注意点の表の中から、河川流量と水資源に関する記述を地域別に抽出して表 5-2 のように取りまとめた。こうした海外各地の河川流量や水資源の変化予測は、海外からの輸入に依存するとともに、諸国と種々の協力を行っているわが国にとっても他人事ではなく、重要な関心事項である。ここで示されるような予測に対し、適切な対策や援助を計画・実行することによって持続可能な地球社会の構築を図ることが、地球環境保全という観点のみならず、わが国の持続可能性の観点からも極めて重要である。

参 考 文 献

- 井上 聡・横山宏太郎 (1998) : 地球環境変化時における降積雪の変動予測. 雪氷, 60(5), pp. 367-378.
- 建設省関東地方建設局 (1993) : 地球温暖化水文循環影響予測検討業務報告書. 建設省, 55 pp.
- 建設省土木研究所河川部水文研究室 (1996) : 地球温暖化が日本域における水文循環に及ぼす影響の予測に関する研究報告書. 土木研究所資料, 第 3432 号, 244 pp.
- 建設省土木研究所ダム部水工水資源研究室 (1997) : 地球温暖化が水資源に及ぼす影響に関する考察. 土木研究所資料, 第 3478 号, 74pp.
- 高橋 潔・松岡 謙・島田洋子・嶋村 亮 (2000) : 気候変動下での地球規模の水資源評価と渇水対策戦略評価のためのモデル開発. 第 8 回地球環境シンポジウム講演論文集, 土木学会地球環境委員会, pp. 175-180.
- 寶 馨 (1995) : 地球温暖化がわが国河川流域の水文応答に及ぼす影響, 第 3 回地球環境シンポジウム講演集, 土木学会, pp. 17-22.
- 寺川 陽・渡辺明英・藤兼雅和 (1994) : 地球温暖化による日本域での降水量変化の予測手法—メソスケール水文-気象モデルによるアプローチ—. 土木技術資料, 36-8, pp. 20-25.
- 花木啓祐・寶 馨・花里孝幸・平口博丸・茅根 創 (1997) : 水文・水資源および水環境への影響. 地球温暖化と日本, 西岡秀三・原沢英夫 (編), 古今書院, 第 4 章, 137-171.

- IPCC (2001): Climate Change 2001: Impact, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Mori, K. (1996): Long term trends in the water balance of central Japan. In Regional Hydrological Response to Climate Change, J.A.A. Jones et al. (Eds.), Kluwer Academic Publishers, Amsterdam, pp. 409-416.
- Mori, K. (1998): Recent trend of annual precipitation and its effect on river water quality: A case study. Proceedings of International Hydrology and Water Resources Environment Development and Management in Southeast Asia and the Pacific, 9-11 Nov. 1998, Taegue, Republic of Korea, pp. 319-324.
- 森 和紀 (2000) : 地球温暖化と陸水環境の変化—とくに河川の水文特性への影響を中心に—. 陸水学雑誌, 61, pp. 51-58.