



天 気

1991年2月
Vol. 38, No. 2

【解 説】

306 (気候温暖化; 海面水位; 陸水)

気候温暖化に伴う海面水位の上昇について*

周 東 健 三**

1. はじめに

海面水位は半日, 一日, 半月等の周期で変動しているが, これは太陽や月の引力に起因する潮汐として知られている。さらに, 気圧や風が海面水位に影響を及ぼす気象潮もあり, その最たるものは台風によって引き起こされる高潮である。高潮は台風の気圧が低いことによる吸い上げ効果と風による海水の湾内への吹き寄せ効果によって生じる。また, 海流変動や気象変動がもたらす異常潮というものもある。ここでは, 年平均潮位の傾向変動に見られるような数十年以上の時間スケールの全球規模の海面水位変動を扱い, それが気候変動に伴ってどのように生じているかという実態と予測を問題にする。

人類の化石燃率の消費により, 大気中の二酸化炭素(CO_2)は1700年代の約 275 ppm から1986年の約345 ppm まで増加し, 全球平均地上気温は19世紀末から現在までに $0.3\sim 0.7^\circ\text{C}$ 昇温している。また現在, 大気中の CO_2 濃度は年々 0.4% の率で増加しており, 他の温室効果気体を含めて現在の率で増加して行くとすると, 温室効果気体の濃度は2030年頃には倍増する。気象庁が主催する気候問題懇談会の温室検討部会は1988年からこのような温室効果気体の増加に伴う気候変化の問題を検討しており, その過程において筆者は海面水位の変動についてレビューしたのでその結果を報告する。また, 本年(1990年)8月には気候変動に関する政府間パネル(IPCC)第一作業部会の「気候変動の科学的評価」報告書が提出さ

れたので, その中の「海面水位の上昇」の部分も参考にして記述する。

数十年以上の時間スケールで全球的な海面水位の変動に影響を及ぼす気候に関係した要因には海水温の変化による熱膨張や収縮, 氷河・氷帽, グリーンランド氷床, 南極氷床の衰退や発達がある。ここでは, 過去100年間について, 検潮記録に基づいた全球平均海面水位変動の実態, 上述した各要因の寄与の見積りを述べ, さらに気候温暖化に伴って将来数十年から100年程度にわたって各要因がどの位海面水位の変動に寄与するのかの予測を記述する。

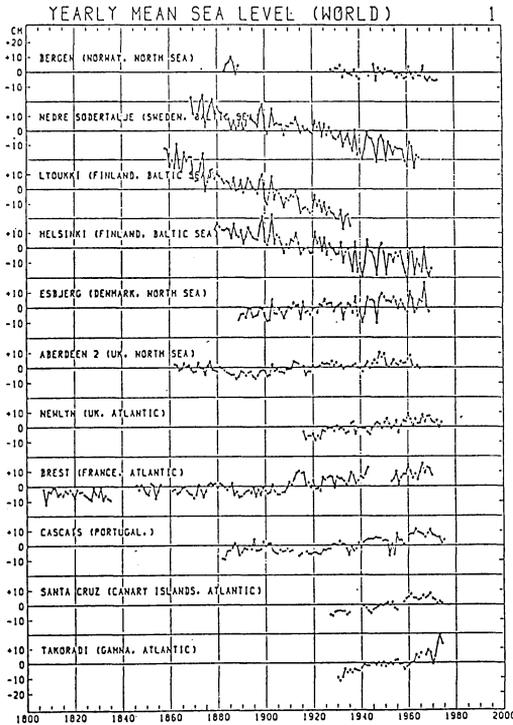
2. 過去100年間の海面水位の変動の実態とその要因

2.1 検潮記録の解析による海面水位の変動の実態

海面水位の測定は一般に港湾の突堤や堤防など海岸に設置された検潮所で行われる。検潮井戸は導水管で外の海とつながっていて, 井戸の水位は常に外の海面水位に等しくなっている。井戸の中に浮かしたフロート(浮標)で水位の変化を捉え, フロートの動きをワイヤーで検潮儀に伝えて水位の変化を記録する。水位は検潮井戸に固定設置された球分体と呼ばれる水準点を基礎に測定されるが, 球分体と陸上の水準標石や一等水準点との高低差が水準測量によって求められている。このように, 検潮儀に記録される海面水位は陸地に相対的なものになる。例えば, 第1図は世界各地における1800年代以降の検潮記録による年平均潮位の変動であるが, スウェーデンやフィンランドなどのスカンジナビア地域では年

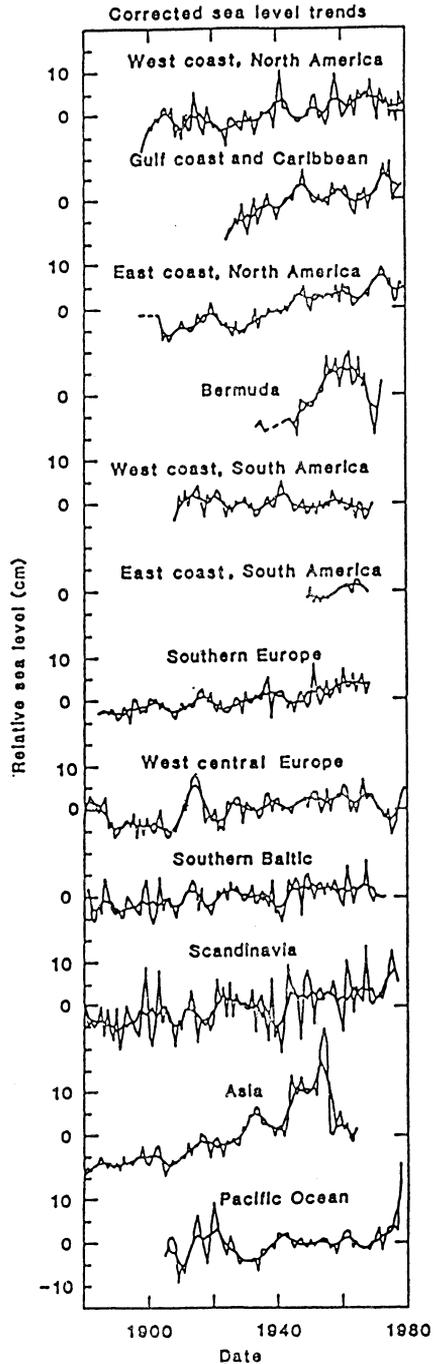
* On the sea level rise induced by climate warming.

** Kenzo Shuto, 気象研究所海洋研究部.



第1図 世界各地の年平均相対海面水位の変動 (岡田, 1988)

々水位が下がっている。これはこの地域では最終氷期の氷床が消滅して荷重が減り、現在でも地殻が隆起しているためである。我が国でも、太平洋プレートやフィリピン海プレートの潜り込みと地震の発生による地殻の隆起などの影響が太平洋岸の検潮記録に見られる。気候変動に伴う数十年から100年程度の時間規模の全球的な海面水位の変動を問題にするときは、このような陸地の鉛直運動の影響を検潮記録の中から除去して解析しなければならない。Gornitz *et al.* (1982) は世界各地の検潮記録を解析して全球的な海面水位の変動を求めている。彼等は記録の長さが20年以下の検潮所や地震活動が活発な地域、地盤沈下の激しい地域の検潮所を除いて193か所の検潮所を、地理的な分布、地殻のアイソスタシー的・テクトニック的なふるまいの類似性に基づいて14の地域に分け、それぞれの地域ごとに平均した海面水位変動とそれらをさらに平均して求めた全球平均の海面水位変動を示している。その際に、個々の検潮記録の時間的回帰直線を求め、1940年におけるその回帰直線の値をゼロ点として全ての記録の基準にしている。地殻の鉛直運動の影

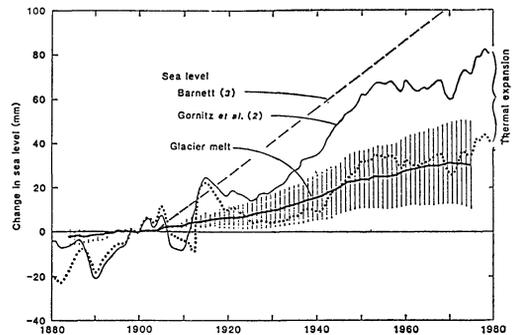


第2図 世界の地域別平均の海面水位の変動 太線は5年間移動平均で長期(6000年程度)の変化傾向は除いてある。(Gornitz *et al.*, 1982)

第1表 全球平均海面水位の変化の推定 († は値と95%信頼限界, § は平均値と標準偏差) (IPCC, 1990)

Rate(mm/yr)	Comments	References
>0.5	Cryologic estimate	Thorarinsson (1940) †
1.1±0.8	Many stations, 1807~1939	Gutenberg (1941)
1.2-1.4	Combined methods	Kuenen (1950)
1.1±0.4	Six stations, 1807~1943	Lisitzin (1958, in Lisitzin 1974)
1.2	Selected stations, 1900~1950	Fairbridge & Krebs (1962)
3.0	Many stations, 1935~1975	Emery <i>et al.</i> (1980)
1.2	Many stations ->regions, 1880~1980	Gornitz <i>et al.</i> (1982)
1.5	Many stations, 1900~1975	Klige (1982)
1.5±0.15†	Selected stations, 1903~1969	Barnett (1983)
1.4±0.14†	Many stations ->regions, 1881~1980	Barnett (1984)
2.3±0.23†	Many stations ->regions, 1930~1980	Barnett (1984)
1.2±0.3†	130 stations, 1880~1982	Gornitz & Lebedeff (1987)
1.0±0.1†	130 stations >11 regions, 1880~1982	Gornitz & Lebedeff (1987)
1.15	155 stations, 1880~1986	Barnett (1988)
2.4±0.9§	40 stations, 1920~1970	Peltier & Tushingham (1989; 1990)
1.7±0.13§	84 stations, 1900~1980	Trupin and Wahr (1990)

響を除くために、6000年程度の海面水位の長期変動を、軟体動物、珊瑚および汽水泥炭など昔の海岸線を示すものを C¹⁴ で年代測定して推定し、検潮記録から除いている。第2図はそのようにして求めた地域別の海面水位変動である。第1図で下降が見られたスカンジナビアでも海面水位は上昇しており、ほぼ全域で上昇傾向にあることがわかる。ただし、アジアでは1950年代に、パームューダでは1960年代に海面水位は下降している。第3図の細い実線は、上述した地域平均の海面水位変動をさらに平均して Gornitz *et al.* (1982) が求めた全球平均の海面水位変動（5年移動平均）である。海面水位は平均的には 10.5±2.5 cm/century の率で上昇しているが、1955~1970年の期間には上昇傾向は止まり停滞しており、1970年代に入ると再び上昇に転じている。1955~1970年の期間のこの全球海面水位の停滞は、1940~1965年の期間に見られた全球平均地上気温の下降ないし停滞に対応している。過去の全球海面水位の変化について各研究者が推定した結果が第1表にまとめられている (IPCC, 1990)。これによるとほとどの著者の結果も 1~2 mm/yr の率で上昇してきたことを示しているが、Emery *et al.* (1980), Barnett(1984), Peltier and Tushingham(1989, 1990) のように 2 mm/yr を越える率の上昇という結果を得ている著者もいる。これらの値のばらつきは、検潮記録の最短長や期間の選び方、解析に使用した検潮所の

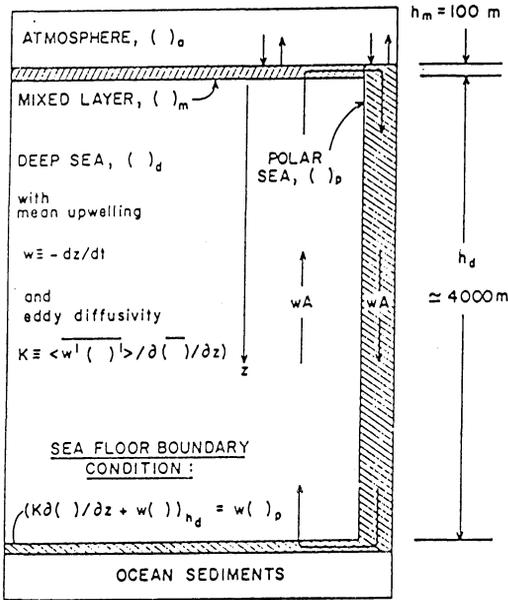


第3図 全球平均の海面水位の変動（細い実線, Gornitz *et al.*, 1982 による）と氷河・小規模な氷帽の融解による全球的な海面水位の上昇（太い実線, Meier, 1984 による） (Meier, 1984)

数、地理的代表性、陸地の鉛直運動に対する補正手続き、解析方法などの違いに起因していると考えられているが、これらの研究から全球の海面水位は上昇してきたことはほぼ間違いない。

2.2 海水の熱膨張の寄与

Hansen *et al.* (1981) は鉛直次元放射対流気候モデル (1-D RC model) によって全球平均地上気温の変動の再現と将来予測を行なっている。その気候モデルは温



第4図 CO₂ 増加に伴う地上気温と海面水位の上昇の再現と予測に用いられた大気・海洋結合鉛直一次元モデルの模式図 (Hoffert *et al.*, 1980)

室効果気体による長波放射の吸収やエアロゾルの短波放射に対する効果などを含み、相対湿度と雲の温度を固定し、断熱減率を 6.5°C km⁻¹ の一定値に取っていて、CO₂ 濃度を 300 ppm から 600 ppm に倍増させた時の平衡地上気温上昇量 ΔT_s は約 2.8°C となっている。Gornitz *et al.* (1982) はそのモデル計算で得られた地表面(海面)から下方に向かう熱フラックスを用い、海洋の表面混合層から下方に向かう熱の鉛直拡散係数を k = 1.2 cm²s⁻¹ とし、海水の熱膨張による海面水位の上昇を計算している。第3図で細い実線と点線の間で示されるものがそれである。これによると、過去約100年間の海面水位の上昇のうち約6cmは海水の熱膨張が原因である。

一方、IPCCの報告書(1990)では Hoffert *et al.* (1980) の気候モデル(第4図)を使用して過去100年間の地上気温の上昇と熱膨張による海面水位の上昇の再現と将来予測を行っている。それは、全球平均した大気と海洋を結合した鉛直一次元モデルである。海洋は h_m = 100 m の厚さの表面混合層とその下にある h_d = 4000 m の下層から成り、表面混合層の水は極方向に輸送される。極域では表層から深層に沈降が生じ、その量と等しくなるよ

うに非極域の下層では湧昇が生じる。大気と海洋の全層を含めたエネルギー保存に基づいて(1)式が導かれている。

$$\frac{dT_a}{dt} = \frac{T_{eq}(t) - T_a}{\tau_{rm}} - \frac{1}{h_m} \frac{\partial}{\partial t} \int_0^{h_d} \theta(Z, t) dZ \quad (1)$$

右辺第一項は地球の放射収支が気温(T_a)と放射平衡気温(T_{eq})との差に比例することに由来し(τ_{rm}は海洋表面混合層の特徴的時間スケール)、右辺第二項は海洋下層の熱容量の時間的变化(θはポテンシャル水温)を示している。また、大気の熱容量は海洋の表面混合層の熱容量に比べて非常に小さいので前者の時間変化は無視でき、長い時間スケールでは海洋の表面混合層の水温の時間変化率は気温の時間変化率に等しいとしている。

海洋の下層では(2)式に示すように熱の鉛直拡散と鉛直移流によって水温が時間変化する。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left(k \frac{\partial \theta}{\partial Z} + w\theta \right) \quad (2)$$

観測に基づいて、全球平均において表面混合層の水温は常に気温よりも4.8°C高いとし、海底では、極域における沈降による熱の鉛直移流フラックスは非極域における湧昇による熱の鉛直移流フラックスと鉛直拡散フラックスの和に等しいという境界条件を設けている。

IPCCの報告書では、海洋表面混合層の厚さ h_m = 70 m、非極域における湧昇速度 w = 4 m/yr、鉛直拡散係数 k = 0.63 cm²s⁻¹、極域と非極域における表面混合層水温の変化量の比 π = 1.0 とし、CO₂ 濃度が倍増したときの放射平衡気温の上昇量が ΔT_{2X} = 1.5, 2.5, 4.5°C となるように係数を選び、過去のCO₂濃度の増加に伴う放射強制力を与えてこのモデルによって計算している。その結果、1880~1985年の期間の気温上昇量は0.3~0.6°Cという現実的な値が得られ、この期間の海水の熱膨張による海面水位の上昇は2~6cmとなっている。

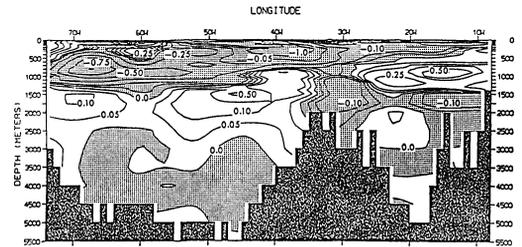
気候は太陽放射によって駆動され、大気、海洋、陸地、雪氷、植生、人間活動などの相互作用のもとに変動している。従って、気候変動のシミュレーションや予測はこれらの過程を正しく取り入れた3次元気候モデルによって行うのが理想である。しかし、このような気候モデルは開発途上であり、大気・海洋結合モデルによりCO₂漸増実験(例えば、Stouffer *et al.*, 1989)が行われ始めたところである。このような状況のもとで、CO₂濃度増加に伴う地球全体としての気温や海面水位の変動をシミュレートし、予測するために上述したような一次元モデルが使用されているのである。

海水の熱膨張を示すような海洋観測の結果はどのぐら

第2表 陸上氷の物理的特性 (推定精度: †=15%, ††=30%, 他は10%より良い) (IPCC, 1990)

	Antarctica (grounded ice)	Greenland	Glaciers & small ice caps
Area (10 ⁶ km ²)	11.97	1.68	0.55
Volume (10 ⁶ km ³ ice)	29.33	2.95	0.11††
Mean thickness (m)	2,488	1,575	200††
Mean elevation (m)	2,000	2,080	—
Equivalent sea level (m)	65	7	0.35††
Accumulation (10 ¹² kg/yr)	2200††	535†	—
Ablation (10 ¹² kg/yr)	<10††	280††	—
Calving (10 ¹² kg/yr)	2200††	255††	—
Mean equilibrium-line altitude (m)	—	950†	0~6,300
Mass turnover time (yr)	~15,000	~5,000	50~1,000

いあるだろうか。気象庁の観測船凌風丸は、冬季(1月)は1967年以来、夏季(7月)は1972年以来、137°E線に沿って本州沿岸からニューギニア島沖合まで海洋観測を実施しているが、それによると、エルニーニョの影響を受ける5°N以南の300m以浅および黒潮の大蛇行の影響を受ける32°N以北の50m以深を除いて海面から少なくとも1000m深まで昇温傾向にある(温室効果検討部会, 1990)。北大西洋では、パーミューダ島に近い定点(32°10'N, 64°30'W)における海洋観測データで、1955~1981年の期間に1000m以浅で0.5°C程度の降温、1000~2000m深で0.1~0.2°Cの昇温が見られた(Roemmich, 1985)。第5図は北大西洋の36°30'Nに沿った水温の時間的差の分布図で、1970~1974年の5年間平均値から1955~1959年の5年間平均値を引いたものである(Levitus, 1989)。この図からパーミューダ島付近での水温の変化傾向は大西洋中央海嶺以西の広がりを持ったものであることがわかる。このように、20~30年の時間スケールで海洋の大規模な水温構造が変化することは観測から示されているけれども、このような観測は海域的にも時間的にも限られているため、海洋観測から全球的な海面水位の上昇を裏付けるには至っていない。



第5図 北大西洋 36.5°N に沿った水温差の断面分布
1970~1974年の5年間平均値から1955~1959年の5年間平均値を引いたもの。

床、南極氷床に分けて考える。氷帽は面積が5万平方キロメートル以下の氷体を言い、氷床とはかなりの広さを持った氷体のことで、現在ではグリーンランドと南極にしかない。海面水位の変動に対する陸氷の寄与を述べる前に、陸氷の概要を把握しておく方が理解し易いと思われる。第2表は陸氷の諸特性を示している(IPCC,1990)。氷体の体積は南極氷床、グリーンランド氷床、氷河・氷帽がそれぞれ全体の90.6弱%、9.1%、0.3強%を占め、それぞれの体積を海面水位の変化に換算すると(地殻の変動を考慮しなければ、それぞれが完全に融解したときの海面水位の上昇と考えてよい)65m、7m、0.35mとなっている。このように、陸氷の大部分は南極氷床として存在している。南極氷床はグリーンランド氷床に比べて7.1倍の面積を持つが、氷床の年間の涵養量は4.1倍に過ぎない。また、南極氷床の涵養量のほとんどは氷山の分離によって放出されている。これらのことは、南極が

2.3 陸氷の寄与

2.3.1 陸氷の概要

陸氷とは陸上で形成される氷体であり、その融解・放出、発達は陸上と海洋間の水の質量の移動を伴うので海面水位の変化をもたらす。一方、海洋で形成、融解する海氷は海面水位の変化をもたらさないで、ここでの議論には含めない。陸氷を氷河・氷帽、グリーンランド氷

非常に低温で、グリーンランドに比べて降雪率が低く、氷床表面の融解はほとんど生じないことを示している。一方、グリーンランド氷床は涵養量の約半分を表面融解による消耗で、残りの約半分を氷山の分離で失っている。ここで注意すべきことは、この表ではこれらの氷床の質量収支がゼロになっているが、推定誤差が15~30%あるために、厳密に氷床が平衡状態にあることを意味しているのではないということである。その他、南極氷床の基盤地形の平均高度は-160mと海面下であり、大規模な棚氷が存在している。後に述べるように、このことによって南極氷床は海洋の影響を受け易くなっている。

2.3.2 氷床・氷帽の寄与

地上気温の上昇に伴う山岳氷河・氷帽の融解による海面水位の上昇については、Meier(1984)が見積もっている。長期間の氷河の質量収支の連続的のデータが少ないため、比較的データの多い冬と夏における質量収支と氷河の面積のデータおよび水文気象モデルを用いて長期間の全氷河・氷帽の質量収支とその結果としての海面水位の変化量を推定している。次の式を使っている。

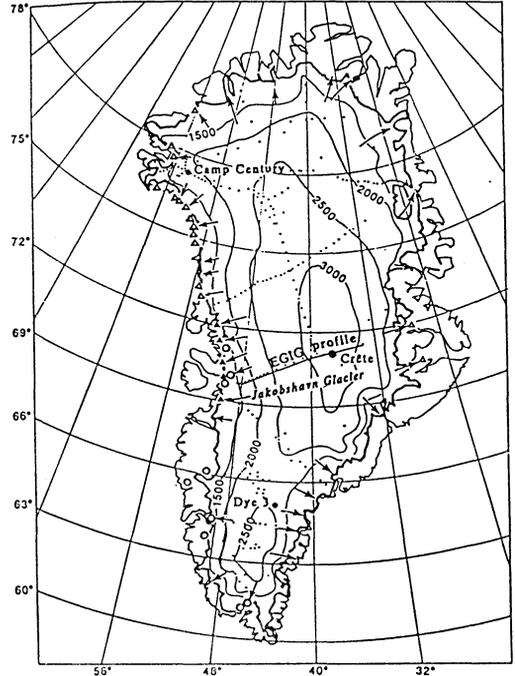
$$h(1961) - h(1900) = -\frac{1}{J} \left[\sum_{j=1}^J \frac{\bar{b}_j}{a_j} \right] \times \left[\sum_{k=1}^K (a_k \bar{G}_k) \right] \times A^{-1} \quad (3)$$

$$h(t) - h(1900) = \frac{h(1961) - h(1900)}{3} \times \sum_{i=1}^3 [f_i(t) / f_i(1961)] \quad (4)$$

$$f_i(t) = \int_{1900}^t b_i(t) dt \quad (5)$$

ここで、 $h(t) - h(1900)$ は1900年から t 年までの全球氷河の質量収支によってもたらされる海面水位の変化量、 a は氷河の質量収支の年変動の振幅(冬と夏における質量収支の差の2分の1で与えられる)、 b は氷河の年間の質量収支、 G は氷河の面積、 A は海洋の面積である。下付きの j および k は氷河の地域番号を示し、上付きの $-$ は1900~1961年の期間の平均値を表す。 $b_i(t)$ は水文気象モデルによるある年 t における氷河の質量収支で、冬季の降雪量と夏季の気温に関係付けている。そのモデルは質量収支が良く観測されている三つの氷河($i=1\sim 3$)でキャリブレートされている。従って $f_i(t)$ は水文気象モデルにより計算したそれら三つの氷河の、1900年から t 年までの質量収支である。

(3)式により、13(= J)の地域の氷河についての \bar{b}_j / a_j の平均値と、31(= K)の地域についての $a_k \cdot \bar{G}_k$ の和との積を海洋の面積で割って求めた1900~1961年の期間の海面水位の上昇は 2.8 ± 1.6 cm、年間の上昇率は0.46



第6図 グリーンランド氷床の表面地形 (m) (United States Department of Energy, 1985)

± 0.26 mm/yr となっている。また、(4)式で求めた年々の海面水位の上昇は第3図の太い実線で表されている(縦線は推定誤差、1885~1899年および1962~1974年の期間について外挿が行われている)。第3図の点線はGornitz *et al.* (1982)が過去の海面水位の上昇の内、海水の熱膨張以外によるとしたものであり、点線と太い実線が良く一致していることから、その残りの部分が氷河・氷帽の融解による海面水位の上昇であることがわかる。

1900~1961年の全球平均地上気温の上昇約 0.35°C と上述した結果から、氷河・氷帽の温度感度として 1°C の昇温に対して 1.3 ± 0.7 mm/yr の値(海面水位の上昇率)が得られるが、IPCCの報告書では他の研究結果も考慮して 1.2 ± 0.6 mm/yr の値を採用している。この感度と過去100年間の全球平均地上気温の上昇量から、その期間の氷河・氷帽の融解による海面水位の上昇量を $1.5\sim 7$ cm と推定している。

2.3.3 グリーンランド氷床の寄与

第6図はグリーンランドの表面高度図である。矢印は氷床の氷を排出する主な氷河、黒い三角印は氷山の分離率の測定が行われた場所、白抜き三角は氷山の分離率の測定値(公表されていないものも含む)がある場所、

第3表 グリーンランド氷床の質量収支 (単位 10^{12}kg/yr). (IPCC, 1990)

Source	Accumulation	Ablation	Calving	Balance
Bader (1961)	+630	-120 to -270	-240	+270 to +120
Benson (1962)	+500	-272	-215	+13
Bauer (1967)	+500	-330	-280	-110
Weidick (1984)	+500	-295	-205	0
Reeh (1985)	+487	-169	-318	0
Ohmura & Reeh(1990)	+535			

第4表 グリーンランド氷床の質量収支の気象要素に対する敏感度 (T=気温, P=降雪量, C=曇量, 全球平均海面水位の変化率 mm/yr で示してある). (IPCC, 1990)

Source	T(+1°C)	P(+5%)	C(+5%)	Remarks
Ambach & Kuhn(1989)	+0.31	-0.13		Analysis of EGIG data
Bindschadler (1985)	+0.45			EGIG data/retreating margin
Braithwaite and Olesen (1990)	+0.36 to +0.48			Energy balance calculation
Oerlemans (1990)	+0.37	-0.11	-0.06	Energy balance Model

白丸は消耗率の近代的な測定が行われた場所, 点は涵養率の測定が行われた場所, 黒丸は深いコアを採取した場所である. ほぼ 70°N にそった EGIG 線では1959年と1967年の夏に氷床の質量収支の測定と気象観測が実施されたが, その結果, 内陸部ではこの期間に約 1m 氷床が厚くなり, その線の両端部では内陸部と同程度薄くなっていることがわかった. 第6図からわかるように, 氷山の分離率や消耗率の測定は西側の海岸域に限られており, これらの測定値を東側および北側に外挿して氷床の質量収支を求めている. このため, 第3表(IPCC, 1990)に示すように, グリーンランド氷床の質量収支は $-110 \sim +270 \times 10^{12}\text{kg/yr}$ と符号まで反対になるなど著者によって大きく異なっている. この表で, 質量収支がゼロとなっているのは, ゼロと仮定して各項を求めているに過ぎない.

第4表 (IPCC, 1990) は気温 (T), 降雪量 (P), 曇量 (C) に対するグリーンランド氷床の敏感度で, 氷床の質量の変化率を海面水位の変化率 (mm/yr) で示している. 気温の上昇は氷床の融解を招いて海面水位の上昇をもたらす. 降雪量と曇量の増加で氷床は発達して海面水位は低下する. IPCC の報告では, これらの研究結果から, グリーンランド氷床の温度敏感度として地上気温

の 1°C の昇温に対して, $0.3 \pm 0.2 \text{ mm/yr}$ の値を取っている.

夏季のグリーンランドの気温偏差 (基準は1866~1885年の20年間平均値) とこの敏感度との積を1880~1980年の期間について加算することによって, グリーンランド氷床はこの期間に $23 \pm 16 \text{ mm}$ ($1 \sim 4 \text{ cm}$) の海面水位の上昇に寄与したと推定している.

2.3.4 南極氷床の寄与

理解を助けるために, はじめに南極氷床の概要を説明する. 第7図は南極の基盤地形である. ほぼ 160°E に沿って高度 2000m を越える南極横断山脈があり, これを境にして東半球側を東南極, 西半球側を西南極と呼んでいる. 東南極は $0 \sim 100^\circ\text{E}$ に 1000 m 台の広大な高原が広がり, その東側の基盤地形は 135°E 付近にそって伸びる山嶺を除いて海面下であり, 最深の標高は -1800 m となっている. 西南極の基盤地形の70%以上は海面下にあり, 海面下の部分の面積が広く, かつかなり深い. 平均標高は西南極が -440m , 東南極が $+15\text{m}$, 全南極が -160m となっている. 第8図は南極の表面地形を示している. 細い実線が標高を, 太い実線が氷の流れの方向を示している. 氷の流れの方向が分かれる場所 (ice divide) を破線で表し, 氷床が基盤から離れて海洋に浮

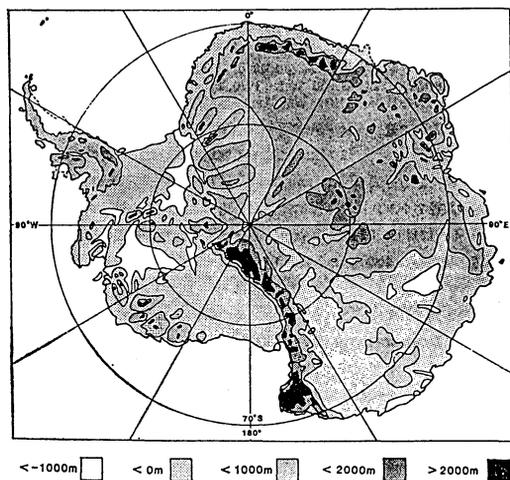
いている部分(棚氷 ice shelf)は点々で示してある。

東南極氷床は南極氷床全体の体積の88%を有し、平均氷厚、平均標高はそれぞれ2638m(最大4000m以上)、2653m(最高4000m以上)となっている。西南極氷床は基盤地形が広い地域で海面下かなりの深さを持っているので海洋性氷床(marine ice sheet)と呼ばれ、大規模な棚氷が存在するのが特徴である。その平均氷厚、平均標高はそれぞれ1782m(最大3000m台)、1342m(最高約2500m)となっている。南極全域の棚氷の面積は $161.3 \times 10^4 \text{ km}^2$ があるが、その内の81.3%は西南極にあり、二大棚氷のロス棚氷(ロス海)は32.5%、ロンネ・フィルヒナー棚氷(ウェッデル海)は26.8%の面積を持

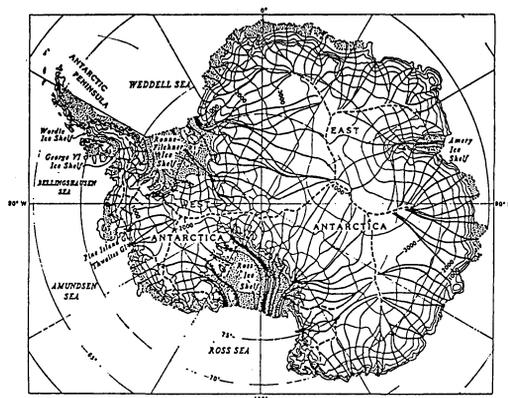
つ。

氷床の流れには、海岸方向へゆっくり流れ、幅が広くて厚さが薄い布状ながれ(sheet flow)と基盤の谷形地形によって収束しているために幅は狭いが厚くて速い水流ながれ(stream flow)がある。南極には約260の水流(ice stream)があり、それらの合計幅は南極氷床全周の8~13%であるが、氷床の全流出量の22~50%が水流によって流出しているとみられている。南極氷床の約4分の1はロンネ・フィルヒナー棚氷に放出され、西南極氷床の90%は水流によって流出している。

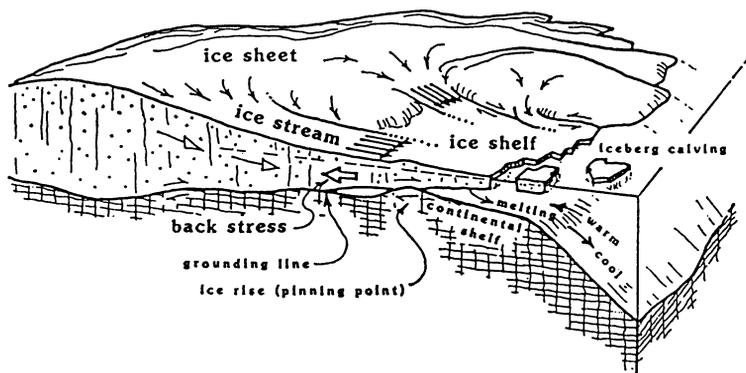
第9図は典型的な海洋性氷床をスケッチしたものである。氷床(ice sheet)は水流(ice stream)となって棚氷(ice shelf)に流入し、棚氷では先端部で氷山を分離したり底面で融解が生じたりして質量を失っている。氷



第7図 南極の基盤地形 (Znachko-Yavorskiy, 1978)



第8図 南極氷床の表面地形(m) (United States Department of Energy, 1985)



第9図 典型的な海洋性氷床のスケッチ (United States Department of Energy, 1985)

第5表 南極氷床の質量収支 (単位 10^{12} kg/yr, †は南極半島を含まない). (IPCC, 1990)

	Flux at grounding line	Surface balance (grounded ice)	Net
Budd and Smith (1985)	~1879	2088	0 to +418
Digitization SPRI map, Huybrechts (1990)		2363	
Radok <i>et al.</i> (1986)		2158 1765†	
Giovinetto and Bentley (1985)		1468†	
Fortuin and Oerlemans (1990) [based on SPRI data]		1817	

流と棚氷の境界が接地線 (grounding line) で、それより内陸部では氷床が基盤に接地しており、海洋側では棚氷が海洋に浮いている。棚氷は、大陸棚が盛り上がった所で座礁しており (これを ice rise という)、これが棚氷を陸地にピンでとめているような働きをしている。

氷流には、氷床の厚さが内陸部ほど厚いために生じる棚氷の方へ押し出す力と、棚氷からの反発力や氷流が基盤や周囲の氷との摩擦で受ける流れと逆向きの力を受ける。これらの力が釣り合っているときは、一定の流速の定常状態を保ち、氷床から一定の率で質量が放出されることになるが、氷山の分離率や棚氷の底面融解率が大きくなって棚氷の質量が減少したり、ice rise の働きが小さくなったりすると、棚氷からの反発力が小さくなって氷流は加速し、氷床からの質量の放出率が大きくなる。このように、海洋性氷床は、氷床—氷流—棚氷—海洋の流出系を形成している。この流出系はいったん接地線の後退が始まるとそれに続く過程がさらに接地線の後退を招くという正のフィードバック機構 (氷床の後退を促進する機構) を持っていると考えられている。西南極氷床は、接地線の深度がかなり深い。基盤地形が内陸部に向かって深くなっているなど不安定要因を持っており、上述の流出系の正のフィードバック機構と考え合わせると、気候温暖化に伴う海面水位の上昇や海水温の上昇に敏感に応答する可能性がある。

第5表に南極氷床の質量収支を示す (IPCC, 1990)。Budd and Smith (1985) は氷床の涵養量と氷流速データのデータを編集して、接地線を横切って氷床から放出される質量フラックスを約 1879×10^{12} kg/yr、氷床の涵養量を 2088×10^{12} kg/yr と見積もっている。これからすると実質の質量収支は $+209 \times 10^{12}$ kg/yr となり、南極氷床は発達してきて海面水位を -0.6 mm/yr の率で低下させ

てきたことになる。しかし、氷床の涵養率の見積もりは人によって異なり、Giovinetto and Bentley (1985) は 1468×10^{12} kg/yr、Fortuin and Oerlemans (1990) は 1817×10^{12} kg/yr としている。Budd and Smith の放出率を使うと、実質の質量収支はそれぞれ -411×10^{12} kg/yr および -62×10^{12} kg/yr となり、南極氷床は縮小して海面水位を $+0.2 \sim +1.2$ mm/yr の率で上昇させてきたことになる。このような差がでるのは、ひとつには南極氷床の約3分の1の地域で涵養率の測定がないために氷床全域の涵養率の推定誤差が大きいことがある。また、もうひとつには、海岸の50%以上で氷の流出の測定がないために氷の表面速度から水平的に外挿して流出率を求める際に、氷の表面速度が場所によって大きく変化するので全域での流出率の推定誤差が大きくなっていることもある (氷流の表面流速と鉛直平均流速との関係が未知なので表面流速から流出率を推定する際にも誤差が含まれている可能性がある)。このようなことから IPCC の報告書では過去100年の海面水位の変動に対して南極氷床は $-5 \sim +5$ cm (最良推定は 0 cm) の寄与をしたと推定している。南極氷床の敏感度、すなわち気温が1度上昇したときの南極氷床の表面質量収支の変化を海面水位の変化率に換算したものが第6表に示してある。涵養率の変化と気温の変化との回帰分析の結果や、内陸部の氷床の涵養率が氷床上的大気逆転層より上の飽和水蒸気混合比 q_s (saturation water vapour mixing ratio) に大体比例することに基づいて $\Delta q_s / \Delta T$ により計算した結果は、 $-0.20 \sim -0.38$ mm/yr の敏感度となっている。IPCC の報告書では敏感度として -0.3 ± 0.3 mm/yr の値を採用している。

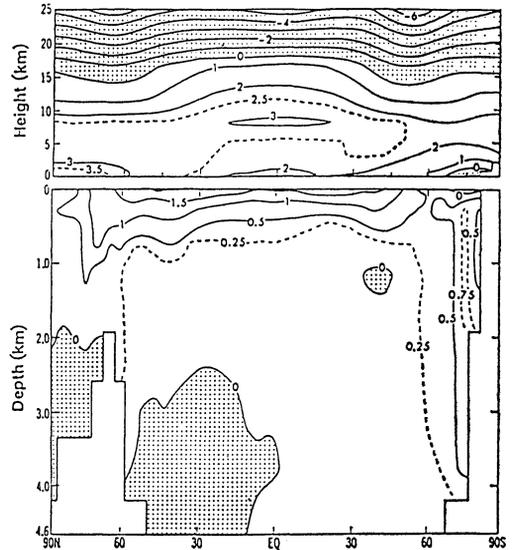
第6表 1°Cの気温上昇による南極氷床の表面質量収支を海面水位の変化率 (mm/yr) で表したものの。(IPCC, 1990)

Source	Change in sea level (mm/yr)	Remarks
Muszynski (1985)	-0.38	Regression on 208 data points
Fortuin and Oerlemans (1990)	-0.139 (interior)	Regression on 486 data points (only grounded ice)
	-0.061 (escarpment)	
	-0.200 (total)	
Proportional to $\Delta q_s / \Delta T$	-0.34	20 km grid over grounded ice

3. 次の数十年ないし100年間の海面水位変動の予測

3.1 海水の熱膨張による海面水位の上昇の予測

はじめに、3次元の大気・海洋結合モデルによるCO₂漸増実験 (Stouffer *et al.*, 1989) の結果を海洋の変化を主体にして紹介する。このモデルは現実的な地形を持ち、大気9層、海洋12層のそれぞれの大循環モデルを結合したもので、大気と海洋は熱、水および運動量を連続的に交換しながら計算が行われる。大気の上端では季節変化する太陽放射を与えている。初期条件として現実的な季節変化と地理的分布を持った海面水温、海面塩分および海水を与え、大気と海洋を別々に時間積分してそれぞれが準定常状態に達した後、結合実験が開始される。結合実験では、大気中のCO₂濃度を毎年1%ずつ増加させる(温室効果気体全体の影響をCO₂に換算すると、現在CO₂が年約1%の率で増加していることになる) ケース1と大気中のCO₂濃度を初期の一定の値に保つケース2のそれぞれの場合について100年間の時間積分を行なっている。一定の時間の積分の後、ケース1の結果からケース2の結果を差し引いてCO₂濃度の増加に伴う大気と海洋の変化を見ている。第10図は積分開始後61~70年の10年間平均の気温と水温の変化で、緯度平均して南北断面で示している。降温している所は点々で示してある。海洋は北半球の2000mないし2500m以深でわずかに降温している以外はほぼ全域で昇温している。0.5°C以上の昇温は南極域を除いて500mないし1000m以浅に限られ、表層では1.5~2°Cの昇温となっている。南極域では鉛直循環が深いために熱が深くまで運ばれ、0.5°C以上の昇温は4000m深付近まで達している。この南極域での昇温は、後で述べる棚氷の底面融解率の上昇をもたらすものと考えられる。北大西洋では降水量や河川水の排出量の増加により海面塩分が低下して密度が小さくなり安定度が増すために表層水の沈降が弱まる。これに伴って南北循環も弱くなり、南の高温水が北



第10図 大気・海洋結合モデルを用いたCO₂漸増実験で得られた、緯度平均した気温と水温の変化量。CO₂増加開始後61年から70年までの10年間平均の状態を示している。(Stouffer *et al.*, 1989)

に運ばれにくくなって北大西洋の海面水温の昇温、従って地上気温の昇温が小さくなっている。また、南半球は海洋の面積が大きく、鉛直対流が深いために海洋の熱的慣性が大きいので地上気温の昇温が遅れている。残念ながらこの論文では水温の変化から海面水位の変化は計算されていない。

IPCCの報告書では、2.2節で述べたHoffert *et al.* (1980)モデルを用いてCO₂濃度の増加に伴う全球平均地上気温と全球平均海面水位の上昇予測を行なっている。CO₂濃度の増加はIPCCが作成した四つのCO₂放出シナリオに基づいている。それらは、なんの排出規

制もしない BaU (Business-as-Usual) シナリオと規制を行なう低放出シナリオ (B, C, D シナリオ) である。BaU シナリオでは CO₂ 濃度は 2030 年には 460 ppmv に、2080 年には現在の約 2 倍の 700 ppmv に達する。全ての温室効果気体による放射強制力は BaU シナリオでは 2030 年に現在の約 2 倍の 5 W/m² に、2080 年には約 9 W/m² になる。モデルのパラメータは 2.2 節で述べたのと同じに取り、 $\Delta T_{2x}=1.5, 2.5, 4.5^{\circ}\text{C}$ に応じて、低めの予測、最適予測、高めの予測としている。これによると、1985~2030年の期間の海水の熱膨張による海面水位の上昇は 6.8~14.9 cm (最適予測 10.1 cm) と予測されている。

3.2 氷河・氷帽およびグリーンランド氷床の寄与の予測

IPCC の報告書では、全球氷河融解モデル (Raper *et al.*, 1990) を使って氷河・氷帽の寄与の予測が行われている。このモデルには初期の氷の体積、全球で平均した氷河・氷帽の応答時間、気温に対する敏感度の代表的な値の三つのパラメーターが含まれており、それらのパラメーターは過去 100 年間の氷河・氷帽の体積の損失率の推定値に合うように取られている。このモデルは 1861 年から 2100 年まで走らせた結果によると、1985~2030 年の期間の氷河・氷帽の融解による海面水位の上昇は 2.3~10.3 cm (最適予測は 7.0 cm) となっている。

グリーンランド氷床の寄与の予測については、100 年程度の時間スケールでは氷床の力学的変化は無視できるとして、2.3.3 節で述べた敏感度 $0.3 \pm 0.2 \text{ mm/yr}$ (昇温 1°C 当たり) と Hoffert *et al.* (1980) のモデルによる全球平均地上気温の上昇予測値を用いて行なっている。その予測の際に、Stouffer *et al.* (1989) の CO₂ 漸増実験で得られた結果から、グリーンランド地域の地上気温の昇温量は全球平均気温の昇温量の 1.5 倍としている。その結果によると、1985~2030 年の期間のグリーンランド氷床の融解による海面水位の上昇は 0.5~3.7 cm (最適予測は 1.8 cm) と予測されている。

3.3 南極氷床の寄与の予測

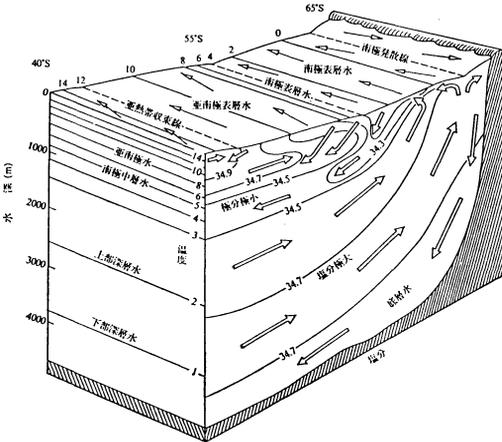
西南極氷床の不安定性については 2.3.4 節で述べたとおりであるが、IPCC の報告書では、来世紀中には西南極氷床の力学的変化は起きず氷床の氷の放出の増大による海面水位の上昇は生じないとしている。その根拠は、海洋性氷床の氷放出システムの敏感度について以前の研究で得られた見積もりが大き過ぎるという Van der Veen (1986) の指摘と、流帯モデル (flow-band model) による数値実験に基づいて得られた「西南極氷床の急速な崩

壊が起きるには、現在の 10 倍から 100 倍の率で棚氷の底面融解が生じる必要がある」という Budd *et al.* (1987) の指摘である。従って、グリーンランド氷床の寄与の予測の場合と同様に、2.3.4 節で述べた $-0.3 \pm 0.3 \text{ mm/yr}$ (昇温 1°C 当たり) の敏感度を用いて予測している。その際、Stouffer *et al.* (1989) の結果により、南極域の地上気温の昇温は全球平均地上気温の昇温に等しいとしている。この予測では、1985~2030 年の期間の南極氷床の寄与は $-0.8 \sim 0.0 \text{ cm}$ (最適予測は -0.6 cm) となっている。しかし、IPCC の報告書でも海洋性氷床の流出機構を全く考慮していないわけではなく、氷流が 10 年から 100 年の時間スケールで大きく変動しており、このことから海洋性氷床が今後の気候温暖化に敏感に反応する可能性があることを指摘すると同時に、200 年後には海洋性氷床の流出の増大により海面水位が 40 cm 上昇するだろうと述べている。このように西南極氷床の寄与についてはかなり未知の部分の大きいと考えられ、次の節で海洋性氷床の力学 (解析) モデルによる予測を紹介する。

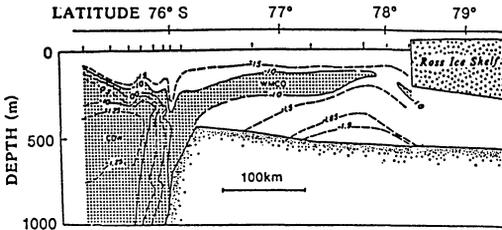
3.4 海洋性氷床縮退モデルによる海面水位上昇予測

海洋性氷床の流出系は、氷床—氷流—棚氷—海洋から成り、海洋の影響を受ける棚氷の底面融解率が重要な要素となっている。そこで、はじめに南極周辺の海況と棚氷の底面融解率について述べる。

南太平洋、南大西洋およびインド洋の一部から成る南大洋には地球上で唯一の地球を周回する海流がある。それは周南極海流 (Antarctic Circumpolar Current) で、南極大陸の周囲を東向きに周回し、強い西風によって駆動されている。第 11 図は周南極海流を横切る南北方向の水温・塩分構造と流れを模式的に示したものである。40°S 付近には亜熱帯前線 (亜熱帯収束線) があり、亜熱帯海域と亜南極海域を分けている。50°S ないし 60°S 付近には極前線 (南極収束線) があって、北側の亜南極海域と南側の南極海域に分かれている。極前線に沿って流れている周南極海流の南側には南極大陸との間に時計まわりの低気圧性のロス海環流とウェッデル環流があり、それらの環流の内側は発散帯となっていて、北側の深層から周極深層水 (Circumpolar Deep Water) が湧昇してきている。この周極深層水の水温は $0.5 \sim 1.5^{\circ}\text{C}$ 、塩分は 34.7~34.75 で極大層を持ち、比較的高温・高塩分なのは地中海起源であるためと考えられている。南極海域の表層では冬季に塩分 34.0 のときの結氷温度に近い -1.7°C 程度の極めて冷たい水が生成され、極前線付近から北に向かって沈降して 1000m 付近に南極中層水 (塩分極小層) を形成している。



第11図 南大洋の水温・塩分構造 (Brodie, 1965)

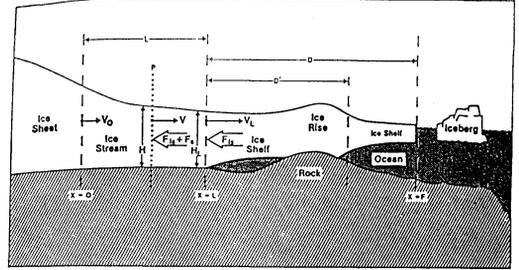


第12図 1972年12月におけるロス海の水溫断面図 (United States Department of Energy, 1985)

第12図は1976年12月に観測されたロス海の水溫断面図である。大陸棚の縁まで周極深層水 (CDW) が湧昇してきており、そこから周囲に比べて水温の高い暖水のコア (WMCO, -1.0°C より高温) が大陸棚の奥へ伸びている。この水がロス棚氷の底面に到達したときの水温はその場所の氷点より 0.5°C 高く、これによって 0.35 m/yr の率で棚氷の底面融解が生じる可能性がある。

棚氷の質量収支から間接的に求めた底面融解率は、ロス棚氷の中心部で $0.1\sim 0.2\text{ m/yr}$ 、ロンネ・フィルヒナー棚氷で 1 m/yr と見積もられており、間接的な測定によるとロス棚氷の先端部では 1.3 m/yr という値が得られている。Stouffer *et al.* (1989) の CO_2 漸増実験で南極海域の水温の上昇は $0.5\sim 0.75^{\circ}\text{C}$ となっており、気候温暖化が南極の棚氷の底面融解率を増加させることは確かなように思われる。

Thomas (1985) は、気候温暖化に伴って棚氷の底面融解率が最大 3 m/yr にまでなるとして、海洋性氷床流



第13図 海洋性氷床の縮退モデル (Thomas, 1985)

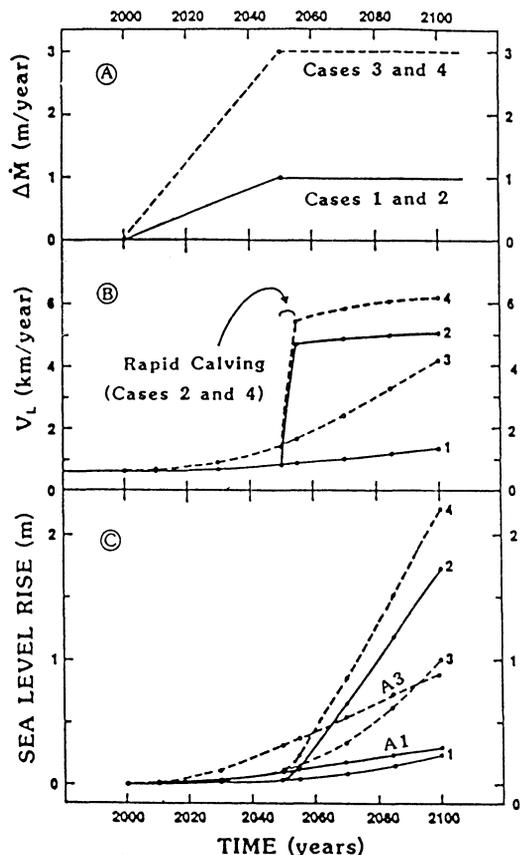
出の解析モデル (第13図) で海面水位の上昇を予測している。これは水流方向 (x) の一次元モデルで、それに直角な方向 (y) には一様としている。接地線の位置を $X=L$ とし、それより海側が棚氷、その反対側が氷流である。棚氷からの圧縮力 F_{is} と底面や側面から氷流が受ける摩擦力 F_s の合力が上流側に及ぶ距離を L として、そこに原点 $X=0$ を取る。基盤地形は水平とする。このとき、水流の力学的状態は (6) 式のように書ける。

$$\dot{E}_{xx} = \left\{ \frac{(1 + \alpha + \alpha^2)^{n-1/2n}}{\bar{B}(2 + \alpha)} \left[\frac{\rho_i g H}{2} - \frac{F_s + F_{is}}{WH} \right] \right\}^n \quad (6)$$

ここで、 \dot{E}_{xx} および \dot{E}_{yy} は、それぞれ x 方向および y 方向の変形速度、 $\alpha = \dot{E}_{yy} / \dot{E}_{xx}$ (y 方向に変形しないときは $\dot{E}_{yy} = 0$ すなわち $\alpha = 0$ となる)、 B は温度に依存する氷の固さのパラメーター (上付きの $-$ は鉛直平均を示す)、 n は氷の流れの法則におけるべき指数 (一般に近似的に 3 に取る)、 W と H はそれぞれ氷流の幅と厚さ、 $\frac{\rho_i g H}{2}$ は重力に起因する広がり応力 σ_e (spreading stress)、 $\frac{F_s + F_{is}}{WH}$ は F_s と F_{is} による後向き応力 σ_r (backstress) である。 $X=0$ と $X=L$ における氷流速度をそれぞれ V_0 および V_L とすると、変形速度の定義から、氷流の中では \dot{E}_{xx} は一定という仮定のもとで $V_L = V_0 + L \dot{E}_{xx}$ と表され、もし σ_e と σ_r が釣り合っていれば $V_L = V_0$ となる。(6) 式から導かれる (7) 式から棚氷の底面融解や氷山の分離の増加によって $\sigma_r' = \sigma_r - \Delta\sigma_r$ になると (減少すると) V_L' は V_L よりも大きくなる、すなわち氷の放出量が増えることがわかる。

$$\left(\frac{V_L' - V_0}{L} \right)^{1/3} = \left(\frac{V_L - V_0}{L} \right)^{1/3} + \frac{\Delta\sigma_r}{2\bar{B}} \quad (7)$$

第14図はこのモデル計算によって得られた結果で、上段から順に、棚氷の底面融解率の設定、接地線における



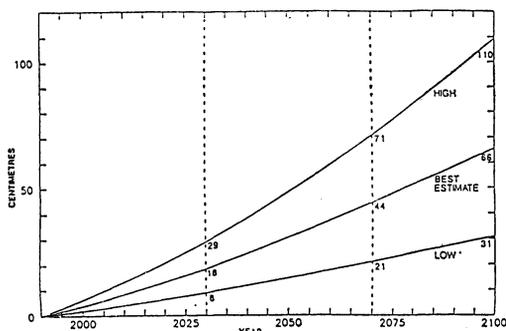
第14図 海洋性氷床の縮退モデルによる計算結果。上段が棚氷の底面融解率(仮定)、中段が接地線における氷流の速度、下段が海面水位の上昇予測(Thomas, 1985)。

氷流速度および海面水位の上昇予測である。底面融解率は2000年から増加し、2050年以降ケース1と2では1m/yrの一定値に保たれ、ケース3と4では3m/yrの一定値に保たれるとしている。また、ケース1と3は棚氷の先端の位置は現在のまま保たれ、ケース2と4は2050年に急速な氷山の分離率の増大が生じて棚氷の先端の位置は現在の ice rise を結ぶ線まで後退するとした場合である。ケース3で予測すると(下段の図で破線に3と記入したもの)、2100年までの南極氷床の流出の増大による水位の上昇は1mとなるが、Lの値を大きめに取ってあるため(200 km)、最終的な予測値としては80 cmとしている。

このモデルによる予測結果は棚氷の底面融解率の増加の仮定に依存していることは明らかである。またこの計算

第7表 過去100年間程度の海面水位の上昇における各要因の寄与の推定(cm)。(IPCC,1990)

	Low	Best Estimate	High
Thermal expansion	2	4	6
Glaciers/small ice caps	1.5	4	7
Greenland Ice Sheet	1	2.5	4
Antarctic Ice Sheet	-5	0	5
Total	-0.5	10.5	22
Observed	10	15	20



第15図 “Business-as-Usual” シナリオのもとでの1985~2100年の期間の全球的な海面水位の上昇予測(IPCC, 1990)

ではこの機構で南極全域の氷が放出されるとしており、氷の収束作用や流速の増加に伴う摩擦の増加などの負のフィードバック機構が考慮されていないこと、南極氷床の涵養率の増加による海面水位の低下を考慮していないことなどから、過大な予測になっている恐れがある。しかし、西南極氷床の急速な崩壊によってではなく、気候温暖化に伴う棚氷の底面融解率の増加という準静的な変化によってもこの程度の海面水位の上昇が起こり得ることを示しているように思われる。

4. まとめ

第7表、IPCCの報告に見られる過去100年間の海面水位の上昇に対する各要因の寄与の推定値がまとめてある。第8表は1985~2030年の期間の要因別の海面水位上昇予測値、第15図はBaUシナリオのもとでの海面水位上昇の予測曲線で、いずれもIPCCの報告書による。それによると、2030年には8~29 cm、2070年には21~71 cm 現在より海面水位は高くなり、その大部分は海水

第8表 “Business-as-Usual” シナリオのもとでの1985~2030年の期間の全球的海面水位上昇の要因別予測 (cm). (IPCC, 1990)

	Thermal Expansion	Mountain Glaciers	Greenland	Antarctica	Total
High	14.9	10.3	3.7	0.0	28.9
Best Estimate	10.1	7.0	1.8	-0.6	18.3
Low	6.8	2.3	0.5	-0.8	8.7

の熱膨張と山岳氷河・氷帽の融解によってもたらされると予測されている。極域の氷床は未知の部分が多く予測の不確定性を大きくしている。この予測に基づく2030年までの海面水位上昇率は1.9~6.4 mm/yr, 2070年までは2.5~8.4 mm/yr となり、過去100年間の上昇率1.0~2.0 mm/yr の1.9~3.2倍(2030年まで)および2.5~4.4倍にも達している。最終氷期の最盛期以降、北米大陸やスカンジナビアの巨大な氷床の消滅が主因となって平均して15000年に150m すなわち10 mm/yr の率で海面水位の上昇が生じたが、上述の8.4 mm/yr の率はこれに匹敵するものである。

IPCC の CO₂ の低放出シナリオのもとでの海面水位の上昇は BaU シナリオのもとでの上昇の3分の2程度になる。また、2030年までは BaU シナリオに沿って CO₂ を放出し、その後は CO₂ の放出を一定に保ったとしても、海洋の熱的慣性と陸氷の気候変化に対する応答時間の長さにより来世紀の残りの期間もほぼ同じ率で海面水位は上昇することが示されている。

亜熱帯循環の西岸強化流である黒潮を横切って約1mの海面水位差があるなど海洋大循環に伴って場所によって海面水位は異なっている。従って気候温暖化によって風場が変わり海洋大循環が変わって海面水位の上昇は地域的に異なると考えられる。このような地域差は将来もっと精密な大気海洋結合モデルを含む気候モデルによって予測されるであろう。また、実際の海面水位変化を求めるには、全球的な海面水位の変動予測にその場所での地殻・地盤変動を加味しなければならない。

最後に、海洋性氷床の崩壊に起因する全球的な海面水位の変動を予測するために、米国の NASA は SeaRISE と呼ばれる多分野共同研究計画のワークショップを1990年1月に開催していることを付け加える。その中で、氷河学では西南極氷床の質量収支、氷流を制御している物理的機構、先の間氷期に西南極氷床は崩壊したか、最後の氷期・間氷期サイクルで西南極氷床上の大気にどんな変化が生じたか等、気象学では、西南極氷床への水蒸気

輸送の大きさとその経年変動、水蒸気フラックスに影響する重要なシノプティック過程は何か等、海洋学では、外洋水と陸棚水の交換機構、海洋と西南極氷床との相互作用の空間パターンと時間変動、気候変化に起因する海水と南大洋海況の変化の時間・空間的パターン、海水の中のリード、ポリニアと氷床の地域的な涵養率との関係、地質学・地球物理学では、最後の氷期の最盛期と最も衰退した時期の西南極氷床の形状、西南極氷床あるいはその他の海洋性氷床はかつて急速に質量を放出したことがあるか、海洋性氷床の流れを制御している地質学的要因は何か等を問題にしている。

参考文献

- 岡田正実, 1988: 平均潮位の長期変動, 第37回気候問題懇談会・気象庁, 41-71.
- Barnett, T.P., 1984: Estimation of “global” sea level change: a problem of uniqueness, *J. Geophys. Res.*, **89**, 7980-7988.
- Brodie, J.W., 1965: *Oceanography, Antarctica*, Ed. T. Hatherton, London, Methuen, 101-127.
- Budd, W.F., and I.N. Smith, 1985: The state of balance of the Antarctic Ice Sheet, an updated assessment 1984, *Glaciers, Ice Sheets and Sea Level: Effects of a CO₂ -induced Climate Change*, National Academy Press(Washington), 172-177.
- , B.J. McInnes, D. Janssen and I.N. Smith, 1987: Modelling of the response of the West Antarctic Ice Sheet to a climate warming, *Dynamics of the West Antarctic Ice Sheet*, Eds., C.J. van der Veen and J. Oerlemans, Reidel, pp. 321-358.
- Fourtuin, J.P.F. and J. Oerlemans, 1990: Parameterization of the annual surface temperature and mass balance of the Antarctica, *Annals of glaciology*, **14**, in press.
- Giovinetto, M.B. and C.R. Bentley, 1985: Surface balance in ice drainage system of Antarctica, *Antarctica Journal of the United States*, **20**, 6-13.

- Gornitz, V., L. Lebedeff and J. Hansen, 1982: Global sea level trend in the past century, *Science*, **215**, 1611-1614.
- Hansen, J., D. Johnson, A. Lacis, S. Lebedeff, P. Lee, D. Rind and G. Russel, 1981: Climate impact of increasing atmospheric carbon dioxide, *Science*, **213**, 957-966.
- Hoffert, M.I., A.J. Callegari and Ching-Tzong Hsieh, 1980: The role of deep sea storage in the secular response to climatic forcing, *J. Geophys. Res.*, **85**, 6667-6679.
- IPCC (Warrick, R.A. and J. Oerlemans), 1990: Sea level rise, SCIENTIFIC ASSESSMENT OF CLIMATE CHANGE, Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Working Group 1, Section 9.
- Levitus, S., 1989: Interpentadal variability of temperature and salinity in the deep North Atlantic, 1970-1974 versus 1955-1959, *J. Geophys. Res.*, **94**, C11, 16125-16131.
- Meier, M.F., 1984: Contribution of small glaciers to global sea level, *Science*, **226**, 1418-1421.
- Peltier, W.R. and A.M. Tsushingham, 1989: Global sea level rise and the greenhouse effect: might they be connected?, *Science*, **244**, 806-810.
- Peltier, W.R. and A.M. Tsushingham, 1990: The influence glacial isostatic adjustment on tide gauge measurement of secular sea level, *J. Geophys. Res.*, (in press).
- NASA, 1990: Sea RISE: A Multidisciplinary Research Initiative to Predict Rapid Change in Global Sea Level Caused by Collapse of Marine Ice Sheets, Proceedings of a workshop held in College Park, Maryland, January 23-25, 1990.
- Raper, S.C.B., R.A. Warrick and T.M.L. Wigley, 1990: Global sea level rise; past and future, Proceedings of the SCOPE Workshop on Rising Sea Level and Subsiding Coastal Areas, Bangkok 1988, Ed. J.D. Milliman, John Wiley and Sons (Chichester), in press.
- Roemmich, D., 1985: Sea level and the thermal variability of the ocean, Report: Glaciers, Ice Sheets, and Sea Level: Effect of a CO₂-induced Climate Change, United States Department of Energy, Attachment 3, 104-115.
- Stouffer, R.J., S. Manabe and K. Bryan, 1989: Interhemispheric asymmetry in climate response to a gradual increase of atmospheric CO₂, *Nature*, **342**, 660-662.
- Thomas, R.H., 1985: Response of the polar ice to climate warming, Report: Glaciers, Ice Sheets, and Sea Level: Effect of a CO₂-induced Climate Change, United States Department of Energy, Attachment 22, 301-316.
- United States Department of Energy (DOE), 1985: Report: Glaciers, Ice Sheets, and Sea Level: Effect of a CO₂-induced Climate Change, pp. 348.
- Van der Veen, C.J., 1986: Ice Sheets, Atmospheric CO₂ and Sea Level, Ph. D. Thesis, University of Utrecht (The Netherlands).
- Znachko-Yavorskiy, G.A., 1978: The topography of Antarctica, *Polar Geogr.*, **2**, 1-13.

山本・正野論文賞候補者の推薦募集

日本気象学会の山本・正野論文賞は、(旧)山本賞(新人賞)の発展として平成2年度に発足し、平成3年度はその2回目に当たります。この賞は前2年間(平成元年度及び2年度)に発表された気象学に関連する論文の中から、基礎研究・応用技術研究を問わず、新進の研究者・技術者による優秀な論文を選び顕彰するものです。論文公表の雑誌は国内・国外を問いません。

つきましては、この趣旨に沿う候補者(論文)を選考するために、下記によりひろく会員からの推薦を募りますので御協力をお願い申し上げます。

記

1. 推薦期限

平成3年4月13日(土)

2. 宛先

〒100 東京都千代田区大手町 1-3-4

気象庁内、日本気象学会

山本・正野論文賞候補者推薦委員会

3. 推薦書記入事項 (B5版横書)

- (a) 候補者所属氏名
- (b) 当該論文題目・雑誌名・号数・頁数
- (c) 推薦理由
- (d) 推薦者所属氏名印

日本気象学会 山本・正野論文賞候補者推薦委員会
 廣田 勇(担当理事), 浅野正二, 高橋 勲,
 松田佳久, 松野太郎, 光田 寧