

例会講演要旨集

第 74 号

海洋と気象

目 次

講演 (10:05~11:05)	
「下層雲としての霧」	
山本 哲 (気象研究所)	1
例会 (11:05~17:00)	
1. 瀬戸内海の局地的な霧について	5
谷口和亮・神内 弘・大野 剛・小林俊彦 (神戸海洋気象台)	
2. 温暖前線に伴う関西空港付近の局地循環について	8
横田茂樹・赤木万哲 (関西空港地方気象台)	
3. ボルガ川下流域での河川流量特性	12
牧田広道 (京都地方気象台)	
4. 親潮の異常南下年の日本の気象変化について	16
吉永 創・山田二久次・関根義彦 (三重大学)	
5. 日本南岸の黒潮流路に関する数値モデル実験	17
関根義彦・麻生晃也・篠田典宏 (三重大学)	
6. オホーツク海の海水変動について	20
高瀬勝行・山田二久次・関根義彦 (三重大学)	
7. 日本海の海面水温と東北地方の気象について	23
丹藤英司 (仙台管区気象台)・西山勝暢 (秋田地方気象台)	
8. 黒潮続流域から切離した冷水渦について	27
杉本悟史 (神戸海洋気象台)	
9. 播磨灘と備讃瀬戸における海水中二酸化炭素の測定	29
山下栄次・山田高広 (岡山理科大学)・ 石田廣史・林 昌世 (神戸商船大学)	
10. 岡山県牛窓における二酸化炭素の大気・海洋間での交換	33
山下栄次・小椋登志明・山田高広 (岡山理科大学)・ 林 昌世・石田廣史 (神戸商船大学)	
11. 三次元モデルによる大気中二酸化炭素の輸送実験	37
井口敬雄・木田秀次 (京都大学)	

1996年2月9日 (金) 神戸海洋気象台仮庁舎会議室

日本気象学会関西支部
海洋気象学会

下層雲としての霧

山本 哲 (気象研究所)

1. はじめに

著者の行っている雲力学モデルを用いた雲の研究の立場から、基本に立ち返って、下層雲としての霧の発生から消散までを概観することにする。関連する研究報告例を紹介して、更に詳しく調べたい読者への参考としたい。

2. 雲力学モデルで霧を見る

2.1 雲力学モデル

本稿でいう雲力学モデルは、数値予報モデルと同じく、地球大気の数値モデルである。数値予報モデルは主に数値予報のために使われるが、雲力学モデルは雲現象の理解に使われる。両モデルとも同じ物理学的な基礎に基づいて構築される。雲力学モデルは個々の積雲対流を表現することを目的としているため、格子間隔が細かく(大体1 km以下)、雲物理変数(雲水量など)を予報変数に含む。

格子間隔を細かくすると静水圧の近似が成り立たなくため、気圧の変動を考えた、非静水圧系の方程式系を用いる必要がある。雲水量などの雲物理変数は、格子代表値をパラメタリゼーションで計算する。雲の形成においては、エントレインメントなどの過程で、乱流の役割が重要であるので、乱流のパラメタリゼーションはより高度なものが用いられる。地表面過程は霧の再現を目的とする場合特に高度なものが用いられる。放射過程は、不安定成層下で発達する積雲系の雲ではそれほど重要でない(Nicholls *et al.* 1991)が、層状雲においては重要である。

雲力学モデルを構成する方程式系は、支配方程式として大気の運動方程式、熱力学の式、大気の状態方程式、質量保存(連続)の式、水保存の式がある。また物理過程として雲物理過程(水の相変化)、放射過程、大気乱流、地表面過程などがパラメタリゼーション化(格子代表値などを使った近似)されて導入されている。

2.2 雲モデルでの雲及び霧の発生

霧や雲の発生とは、大気中に浮遊する水滴が生じ、ある量以上に達することである。通常雲という場合、雲水量の混合比が $10^{-4} \text{ kg kg}^{-1}$ 以上、霧という場合は $5 \times 10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$ 程度にとる。この程度の値から微水滴の集まりの放射特性が変化し、視程が1 km程度となり、雲が雲として見えるようになってくる(第1図)。モデルで雲を発生させるためには、気温を下げるか、水蒸気を増やして過飽和状態を作ればよい。気温を下げるには温位を下げるか、気圧を下げる(熱力学の式)。気圧を下げるには発散する風の場合として密度を下げる(連続の式)。ひとつの方法は気塊を上昇させ断熱膨脹により冷却する。温位は非断熱冷却により下がる(熱力学の式)。非断熱冷却としては、放射によるもの、地表面によるもの、乱流によるものなどが考えられる。水蒸気を増やすには流入を増やすか、地表面などからの蒸発によって増やす(水保存の式)。

3 霧の発生から消散まで

3.1 霧の発生

霧の発生から消散までを概観する。本節は霧の発生原因に注目した沢井(1982)の分類による。

(1) 断熱膨脹霧

断熱膨脹による大気の冷却は、雲の形成においては主役といえるが、霧ではいわゆる「滑昇霧」の場合がこれにあたる。斜面の影響を考察した雲及び霧の研究にTjernström (1993)がある。

(2) 混合霧

湿潤な温暖な気塊が寒冷な気塊と混合することにより、温度、水蒸気の混合比ともに低下するが、飽和水蒸気圧曲線が線形でない効果により過飽和となり凝結が起こる。混合の速さを決めるものとして乱流の役割が重要である。

(3) 放射冷却霧

一般に「放射霧」といわれる。地表面及び地表面近くの大気が夜間に放射冷却により冷やされ、気温を下げることにより霧が発生する。大気の冷却の仕方によって露・霜になったり霧になったりする。一般に高度の低い大気が急速に冷却されるので、熱を輸送する乱流の見積もりが重要と思われる(第2図)。これまでの霧の研究では、この種類の霧を扱ったものが観測、モデルとも非常に多い(Turton and Brown 1987, Meyer and Lala, 1990, Bergot and Guedalia 1994など)。1次元性が強いとされ、扱いやすいことも一つの要因と思われる。植生の影響を調べた研究の報告もある(Siebert *et al.* 1992)。実際には安定な境界層における熱収支では移流による熱輸送が大きいとされる(Stull,

1988) が、この見積もりは難しい。

盆地で霧が多く発生することなどは、局地循環など移流の効果を考えなければならない。こうした機構を調べた研究はいくつか例がある (Cotton and Anthes 1989 を参照)。モデルを使ったものとして Golding (1993) がある。

(4) 混合冷却霧

一般に「移流霧」と呼ばれ、寒冷な地表面を温暖な気流が通過することにより、大気が冷却され温度が下がる。大気を下層から冷却する点で放射冷却霧と似ている。夏季の太平洋北西部の霧やカリフォルニア西海岸の霧はこのタイプの典型的なものと考えられている (沢井 1982 など) が、これを否定する観測結果もある (大川 1993)。大野木・柴田 (1986) によるシミュレーションがある。

(5) 混合蒸発霧

一般に「蒸気霧」とよばれ、暖かい地表面の上で温度が上昇するが、水蒸気も補給され、凝結が起きた場合である。水面以外ではあまり考えられない。地表面の方が高温であり、不安定な状態である。研究例は少ないようである。

(6) 雨蒸発霧

降水が蒸発して即座に凝結して霧となるもの。観測される霧で降水を伴ったものは少なくないが、この種の霧についての研究例は少ない。雨滴の蒸発を正確に評価する必要がある。Donaldson と Stewart (1993) による研究がある。

3. 2 霧の発達

いったん霧ができると、発生時と違う機構が働く。大きいものは放射特性の変化 (第3図) である。長波放射の吸収・射出が大きくなることにより、霧の上部が冷却され (Yamamoto *et al.* 1995 による雲の場合の観測例を第4図に示す)、地表面の冷却は弱まり、霧の層が不安定化する要因となる。この効果により、層雲の雲頂が冷却され、その下の気層全体が冷却され、層雲が接地するという機構も考えられている (Cotton and Anthes 1989)。しかし海洋上の霧で、放射による冷却を裏付ける証拠はないとする報告もあり (Telford and Chai 1988)、今後の課題であろう。

また霧 (雲) 粒は負の浮力を持つので、これを通じて運動場が変化する効果もあると思われる。

3. 3 霧の変動

霧にしばしば周期的な変動が観測されている (Roach 1976 など)。重力波もその一因といわれている (Duykerke 1991) が、それだけではないようである (Welch 1986)。衛星写真により霧が細胞状のパターンをもつ例が報告されており (栗田 1991 など)、両者の関連についても今後の研究課題として残されている。

3. 4 霧の消散

霧の消散過程については、霧の人工消散の観点からも興味深い点であり、この分野での研究もすすめられている。(気象研究所応用気象研究部 1988 を参照)。

(1) 粒子の落下

霧粒が集まり、雨粒となって重力で落下し除去されることがある。過冷却の霧については、氷晶のシーディングにより微少な過冷却水滴を大きな氷晶に変えて落下させて霧を消散させる技術が実用化されている (水野・福田 1994)。

(2) 露・霜

露や霜によって、大気中の水分が除去されることも霧が消散する要因となる。大気中の水蒸気が草原に昇華凝結し、霧粒が蒸発して過冷却の霧が消滅する過程が観測された例が報告されている (田中ら 1985)。

(3) 上層の雲の発生、移流

長波放射による霧の上部の冷却は、上層に雲が存在することにより弱まり加熱に転じることもありうる。厚く高度の低い (温度の高い) 雲ほど顕著である。これにより霧が消える可能性が示唆される (Cotton and Anthes 1989)。

(5) 短波放射による加熱

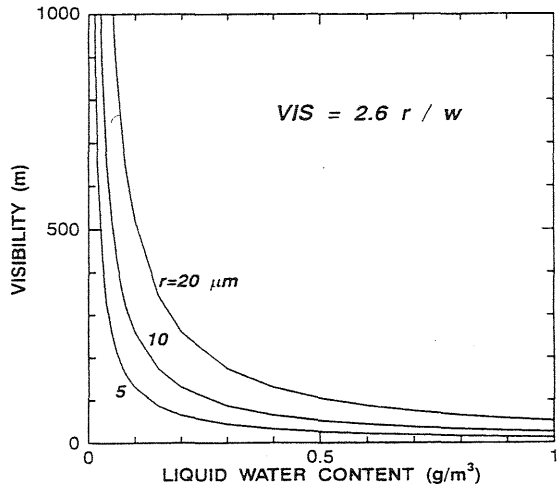
雲や霧の粒は大気に比べよく短波放射を吸収するので、温度が上がり、蒸発が起きる。夜間に霧が発生しやすいのは、短波放射がないことが大きい。ただし霧の出現特性にみられる日変化には、熱的原因による局地循環に起因するものもあると思われる。

3. 5 霧の水平非一様性

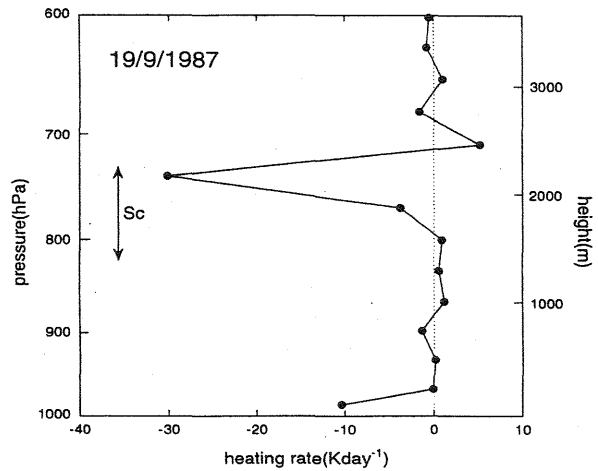
実際出現する霧は水平に一様ではなく、ある領域にのみ霧が発生している場合も多い。地表面条件の違い、局地循環の影響などいろいろな機構が考えられる。すでに述べたように、霧自身が構造を持つことも示唆されている。そこでは何らかの循環場が形成されていると考えることは自然であろう。まだあまり調べられていない分野である。

4 雲モデルでの霧の再現

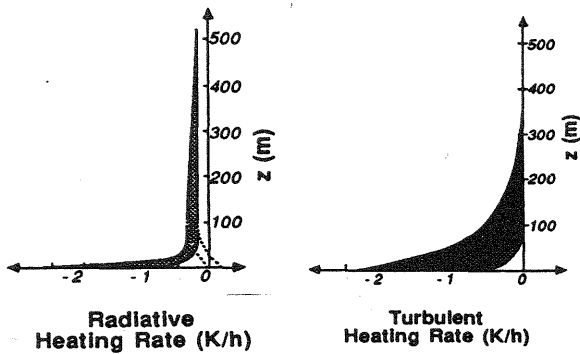
著者らのグループも雲力学モデルの開発に取り組んでいるが、霧を直接の目的としたものではなく、地表面過程の取り扱いなどについてはそれほど精密なモデルではない。予備的実験の結果として下層雲 (霧) の再現実験例を示す



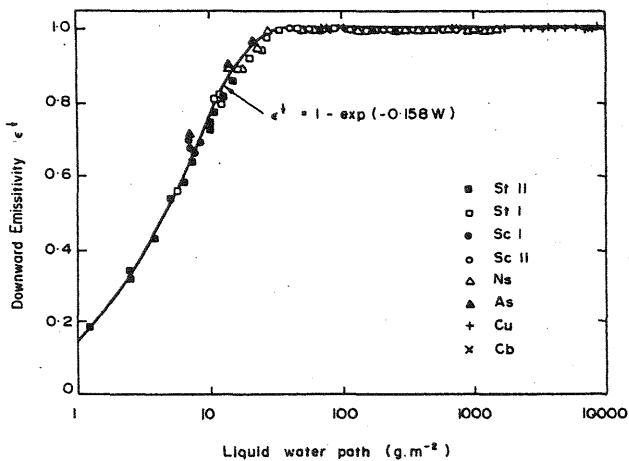
第1図 視程の霧水量依存性。VIS: 視程 (m), w: 霧水量 ($\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$), r: 霧粒の半径 (μm)。水野・福田 (1994) から引用。



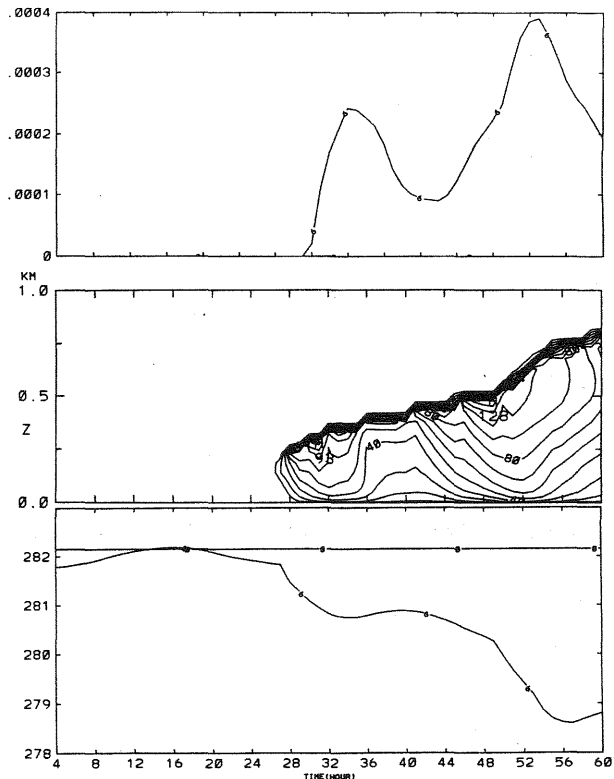
第4図 下層雲における放射による冷却率の測定例。南極昭和基地における輻射ゾンデによる測定。矢印の範囲に層積雲 (Sc) が存在すると推定され、雲の鉛直積分雲水量は $92\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ と測定された。



第2図 安定境界層における放射による冷却率 (左) と乱流による冷却率 (右)。いくつかの研究での値をハッチ域で示してある。地表面近くで放射により加熱があるとする研究もある。Stull (1988) から引用。



第3図 長波放射の有効射出率 (ϵ) の鉛直積分雲水量依存性。 $\epsilon=1$ の物体を黒体といい、黒体放射を射出する。厳密な放射計算による結果。Stephens (1978) から引用。



第5図 夏のベーリング海を想定した海洋上混合層のシミュレーションによる水平平均雲水量の高度分布 (中、等値線の間隔は $1 \times 10^{-4} \text{kgkg}^{-1}$ 、等値線ラベルは $\times 10^{-5} \text{kgkg}^{-1}$) と高度 5 m の雲水量 (上) 及び気温 (下) の時間変化。気温は雲発生以前は 0.4K 程度の日変化、雲発生後は 1.7K / 日程度の割合で急速に気温が低下する。雲 (霧) にも日変化が見られる。

(第5図, 山本・里村 1995)。夏のベーリング海を想定した実験である。高緯度で短波放射による加熱を長波放射による冷却が上回り大気は次第に冷える。最初に海面から離れたところで凝結が起き、やがて海面に達する。気温は海面水温より低く、海面付近は不安定な蒸気霧のようになっている。この例にみられるような雲頂の長波放射冷却が寒冷な海洋性気団の生成機構のひとつと考えられている(児玉 1990)。

5 おわりに

身近な大気現象、霧についてはまだ解明されいない部分が多い。顕著な災害を伴うことが少ないためその研究は遅れてきた傾向があるが、局地気象予報などへの関心の高まりにつれ、今後研究が進むことを期待したい。

参考文献

- Bergot, T. and Guedalia, D., 1994 : Numerical forecasting of radiation fog. Part I: Numerical model and sensitivity tests : *Mon. Wea. Rev.*, 122(6), 1218-1230
- Cotton, W. R. and Anthes, R. A., 1989 : Storm and cloud dynamics, Academic Press.
- Donaldson, N. R. and Stewart, R. E., 1993 : Fog induced by mixed-phase precipitation : *Atmos. Res.*, 29,9-25
- Duynkerke, P. G., 1991 : Observation of a quasi-periodic oscillation due to gravity waves in a shallow radiation fog : *Quart. J. R. Met. Soc.*, 117(502), 1207-1224
- Golding, B. W., 1993 : A study of the influence of terrain on fog development : *Mon. Wea. Rev.*, 121(9), 2529-2541
- 気象研究所応用気象研究部, 1988 : 霧の人工消散に関する文献目録, 63
- 児玉 安正, 山本 浩之, 1990 : オホーツク海気団の冷却機構, 月刊海洋, 22 (7) , 427-431
- 栗田 進, 1991 : ランドサットから見た霧の構造 . 天気, 38 (3) , カラーページ
- Meyer, M. B. and Lala, G. G., 1990 : Climatological aspects of radiation fog occurrence at Albany, New York : *J. Climate*, 3(5), 577-586
- 水野 量, 福田 矩彦, 1994 : 液体炭酸シーディングによる過冷却霧の消散実験, 測候時報, 61 (5) , 207-215
- Nicholls, M. E., Pielke, R. A. and Cotton, W. R., 1991 : A two-dimensional numerical investigation of the interaction between sea breezes and deep convection over the Florida Peninsula : *Mon. Wea. Rev.*, 119(2), 298-323
- 大川 隆, 1993 : オホーツク海の霧と北海道のヤマセ, 1993ヤマセシンポジウム予稿集, 42
- 大野木 和敏, 柴田 清孝, 1986 : 移流霧の数値実験 - 定常・2次元モデル -, 研究時報, 38 (1) , 9-27
- Roach, W. T., 1976 : On some quasi-periodic oscillations observed during a field investigation of radiation fog : *Quart. J. R. Met. Soc.*, 102(432), 355-359
- 沢井 哲滋, 1982 : 霧の理解のために, 天気, 29 (7) , 731-747
- Siebert, J., Bott, A. and Zdunkowski, W., 1992 : Influence of a vegetation-soil model on the simulation of radiation fog : *Beitr. Phys. Atmosph.*, 65(2), 93-106
- Stephens, G. L., 1978 : Radiation profiles in extended water clouds. II: Parameterization schemes : *J. Atmos. Sci.*, 35(11), 2123-2132
- Stull, R. B., 1988 : An introduction to boundary layer meteorology, Dordrecht, Kluwer Academic Publishers.
- 田中 豊顕, 成瀬 弘, 小林 隆久, 1985 : 放射霧の生成・消滅過程の観測, 日本気象学会1985年秋季大会講演予稿集, 115
- Telford, J. W. and Chai, S. K., 1993 : Marine fog and its dissipation over warm water : *J. Atmos. Sci.*, 50(19), 3336-3349
- Tjernström, M., 1993 : Simulated liquid water and visibility in stratiform boundary-layer clouds over sloping terrain : *J. Appl. Meteor.*, 32(4), 656-665
- Turton, J. D. and Brown, R., 1987 : A comparison of a numerical model of radiation fog with detailed observations : *Quart. J. R. Met. Soc.*, 113(475), 37-54
- Welch, R. M., Ravichandran, M. G. and Cox, S. K., 1986 : Prediction of quasi-periodic oscillations in radiation fogs. Part I: Comparison of simple similarity approaches : *J. Atmos. Sci.*, 43(7), 633-651
- 山本 哲, 里村 雄彦, 1995 : 海洋上混合層の数値シミュレーション - 海洋性寒帯気団を想定した実験 -, 日本気象学会1995年春季大会講演予稿集, 271
- Yamamoto, A., Yamanouchi, T. and Wada, M., 1995 : Effective Emissivity of Clouds from radiometersonde measurements at Syowa Station, Antarctica : *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, 9, 133-145

瀬戸内海の局地的な霧について

谷口和亮, 神内 弘, 小林俊彦, 大野 剛 (神戸海洋気象台)

はじめに

霧の発生については、いろいろな条件が取り上げられているので、これらの条件が満たされているかどうか、一例ではあるが霧の発生した下記日時の検証をした。

平成6年11月19日の早朝に兵庫県南西部の一部で発生した霧について事例解析をしたので報告します。

1. 霧の実況

平成6年11月19日早朝、兵庫県南西部の姫路地方で濃霧が発生した。発生時刻は不明であるが、消滅は姫路測候所の観測記録から08時30分頃である。

霧の発生を知ったのは、姫路在住の人からの電話によるものであり、08時頃姫路測候所職員からの連絡によりさらに確認した。

なお、前日から霧発生のパテンシャルがあったので、瀬戸内海には地方海上濃霧警報を発表している。

2. JSM予想

180000ZイニシャルによるT=24

2.1 地上

低気圧の位置及び寒冷前線が近畿地方を通過する時期を精度良く予想している。

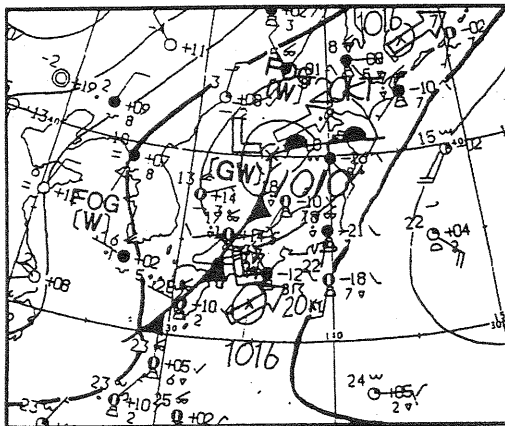
2.2 850hPa

相当温位315kが西日本の太平洋側から日本海西部まで入り込み、瀬戸内海では南西の風で25~35ktの強風で暖湿流の移流を予想している。

3. 実況

3.1 18日09時に、朝鮮半島東の日本海に

地上天気図 (1994(H6)年11月18日21時)



(表1)

姫路測候所 (1994(H6)年11月19日) 風速はm/s

	01h	02h	03h	04h	05h	06h	07h	08h	09h	10h
気 温	16.3	16.2	15.4	14.7	13.9	13.5	13.2	14.0	15.7	18.6
湿 度	96	95	96	97	97	97	97	96	91	80
T - T d	0.7	0.8	0.7	0.5	0.4	0.4	0.5	0.6	1.4	3.5
風 向	W	W	NNE	WNW	W	NW	NNW	NW	ENE	WNW
風 速	1.9	4.9	2.4	3.4	3.8	1.7	2.0	2.3	1.3	2.7

洲本測候所 (1994(H6)年11月19日) 風速はm/s

	03h	04h	05h	06h	07h	08h	09h	10h
気 温	16.5	15.8	15.7	15.4	15.3	16.2	17.2	17.4
湿 度	93	91	88	92	91	87	85	85
T - T d	1.1	1.5	2.0	1.3	1.4	2.1	2.5	2.6
風 向	WNW	WNW	W	NW	WNW	W	W	NNW
風 速	3.6	3.8	4.3	4.5	3.3	2.6	1.8	1.3

兵庫県水産試験場 (1994(H6)年11月19日) 風速はm/s

	03h	04h	05h	06h	07h	08h	09h	10h
気 温	17.7	17.5	17.0	16.9	16.3	17.3	17.4	18.3
水 温	18.4	18.4	18.4	18.4	18.4	18.4	18.4	18.4
湿 度	76.2	75.3	73.7	72.8	72.4	71.0	69.4	66.7
風 向	NE	WNW	WNW	W	WNW	NW	NNW	W
風 速	3.5	2.4	1.7	1.8	2.2	1.3	1.9	1.2

明石海苔試験場 (1994(H6)年11月19日)

	03h	04h	05h	06h	07h	08h	09h	10h
水 温	18.5	18.5	18.5	18.7	18.5	18.5	18.6	18.7

1016hPaの発達中の低気圧があって、北東に進んでおり、この低気圧から南西に伸びる寒冷前線が18日の夜半前に県内を通過した。この前線の通過に伴い県内の所々で俄雨が降った。前線通過後は局天及び雲解析情報図等から晴の天気になっている。

3.2 霧の発生から消滅したと思われる間の、姫路測候所、洲本測候所及び兵庫県水産試験場（明石市南二見）の観測データを表1に、米子及び潮岬の実況を表2に示す。

3.3 風向、風速は三地点共西から北の風で平均風速は姫路測候所で2.6m/s、洲本測候所で3.4m/s、水産試験場で2.2m/s。

3.4 気温は、姫路測候所が一番低く平均気温は14.1℃、洲本測候所で15.8℃、水産試験場で17.1℃となっている。

3.5 T-Tdの平均は、姫路測候所で0.5℃、洲本測候所は1.6℃である。

3.6 湿度の平均は、姫路測候所で97%、洲本測候所で90%、水産試験場で74%である。

3.7 水産試験場の観測による海水温度の平均は18.4℃となっている。

3.8 米子の地上から1000hPaの実況 18日21時の地上では、南南西の風で1.9m/s、気温17.4℃、湿度89%、1000hPa（高度135m）では、南西の風7.0m/s、気温17.8℃、湿度78%で接地逆転している。19日09時の地上では、南の風1.2m/s、気温15.8℃、湿度92%、1000hPa（高度153m）では、南の風1.0m/s、気温16.0℃、湿度78%で、接地逆転している。

4. 地形

兵庫県南西部の地形は、明石から西で、加古川、市川及び揖保川があり下流には播磨平野が広がっている。播磨平野の北側には500から700mの山が迫っている。また、西側には三濃山（509m）等の山に囲まれている。

5. 考察

5.1 日本海の低気圧から南西にのびる寒冷前線と、四国沖に発生した低圧部の通過により近畿地方は雨が降った。

これらの通過後、日本海には低圧部が残る袋形となり、また西日本の南海上には低圧部が残る気圧配置になった。このため西日本の中部付近は高圧帯となり発散場となった。このため早朝良く晴れた。

5.2 姫路測候所では、西から北の風で2~3m/sと弱い。850hPaの相当温位（JSM予想で315k以上が入り、南西で25~35ktの風）及び米子、潮岬の地上から1000hPaの実況では、1000hPaで南から南西の風のため、海上から暖湿流が持ち込まれている。また、極下層（1000hPaまで）で接地逆転している。

5.3 海水温度は明石で18.4℃で地上気温より4~5℃高い。

5.4 T-Tdは前日から1℃未満と非常に湿った状態が続いている。

5.5 姫路測候所の朝の最低気温は12.8℃であった。

6. 結果

以上から、霧の発生を次のように考える。

夜半頃にかけて雨が降ったため地上付近は湿っている。そして、姫路付近では書写山（363m）と三濃山（509m）から山越えの冷たい気流が入り、また晴れたためさらに放射冷却が加わった。一方南の海上からは暖湿流（海水温度およそ18.4℃）が入った。このため、弱い風で適度に攪拌され霧が発生したと思われる。

（表2）

米子の地上から1000hPaの実況（1994(H6)年11月18~19日）

米子 18日21時(1)	風向	風速(m/s)	気温	湿度
地 上	SSW	1.9	17.4	89
1000hPa(高度135m)	SW	7.0	17.8	78
米子 19日09時(1)				
地 上	S	1.2	15.8	92
1000hPa(高度153m)	S	1.0	16.0	78

潮岬の地上から1000hPaの実況（1994(H6)年11月18~19日）

潮岬 18日21時(1)	風向	風速(m/s)	気温	湿度
地 上	静穏	静穏	18.8	98
1000hPa(高度143m)	NW	1.0	18.5	90
潮岬 19日09時(1)				
地 上	W	1.2	20.4	68
1000hPa(高度142m)	WNW	2.0	19.7	53

これらの状況から、この霧は混合霧であると思われる。

なお、水産試験場のデータから見て、この付近の海上では霧の発生はなかったものと思われる。

7. 霧の発生がなかったとき（平成7年11月11日）

平成7年11月10日21時頃寒冷前線が通過した。これは今回霧の発生した同じ季節（11月）でなおかつ、ほぼ同じ時間帯（夜半前）に寒冷前線が通過したが、翌日11日早朝に霧の発生が認められなかった。この時のJSM予想及び姫路測候所の実況は以下の通り。

7.2 JSM850相当温位予想

霧の発生したときには315Kが日本海まで入り南西の風が強く、強い暖湿流の流入を予想していたがこの時にはない。315kは四国沖。

7.3 地上実況

地上気圧配置は、寒冷前線の通過後やや強い冬型の気圧配置になった。10日18時～24時まではT-Tdが1.4℃以上あり、11日00時から朝にかけては3℃以上とやや乾燥してきている。この時の姫路測候所の実況を右表に示す。

姫路測候所1995(H7)年11月11日（霧なし）

	01h	02h	03h	04h	05h	06h	07h	08h	09h	10h
気温	8.6	8.9	8.8	8.2	7.7	7.0	6.9	8.6	9.1	1.0
湿度	92	87	74	73	70	75	77	74	73	68
T-Td	1.2	2.0	4.3	4.6	5.1	4.1	3.7	4.3	4.5	5.6
風向	WSW	W	W	W	W	W	WNW	WNW	SE	NW
風速	3.9	7.2	6.3	5.1	5.5	5.6	4.0	2.8	0.9	1.8

まとめ

下記の条件のもとで早朝に霧が発生した。

- 1) 夜半前に低気圧や前線が通過した。
- 2) 1)項通過時にややまとまった雨が降っている。
- 3) 高気圧に覆われて晴れている。
- 4) T-Tdが1℃以内である。
- 5) 米子で1)項通過後、極下層（高さ150m前後）で接地逆転している。
- 6) 2-3m/sの風が吹いている。
- 7) 暖湿流が入っている。
- 8) 海水温度との関係は不明。
- 9) 850hPa（1200～1500m）付近で逆転層はない。

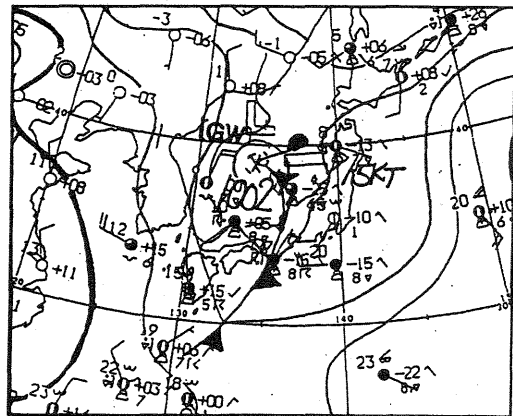
霧が発生しなかったとき。

- 1) 夜半前に低気圧や前線が通過した。
- 2) 1)項通過時の降雨は少なかった。
- 3) 弱い冬型の気圧配置になった
- 4) T-Tdが3℃以上であった。
- 5) 米子で1)項通過後、接地逆転していない。
- 6) 4-7m/sの風が吹いている。
- 7) 暖湿流が入っていない。
- 8) 海水温度との関係は不明。
- 9) 850hPa（1200～1500m）付近で逆転層はない。

おわりに

調査結果で、霧は海上での発生がなかったため次回には海上にも発生した霧を調査したい。

地上天気図（1995(H7)年11月10日21時）



温暖前線に伴う関西空港付近の局地循環について

横田 茂樹・赤木 万哲 (関西航空地方気象台)

1. はじめに

低気圧が近畿に接近し、900hPaなど低層の風および総観スケールで見た地上地衡風が南より強風の時、地上では紀伊水道は南より強風が入るのに対し、近畿中部は北東から東よりの相対的に弱い風が吹き、両気流が収束するシヤールラインが紀伊水道～大阪府付近に形成される(本稿ではこのシヤールラインを便宜的に「SL」と略記する)。

横田(1995)は1994年～1995年前半のSLについて統計的に調査し、気象庁部内の研究会で発表した。その主旨を従来からの定説を加えてまとめておく。

①低層場が南より強風の暖気移流場の時、大きく見て、南北を山地で挟まれた地溝状地形である伊勢湾周辺～近畿中部～瀬戸内東・中部周辺では、境界層内に東より気流の低温位層が閉じこめられ、南よりの高温位気流が山越えで進入できる所は限られている。その中で、紀伊水道は南よりの風の進入路であり、場の風が南西になれば暖気が大阪湾周辺に進入できる。紀伊半島西岸のSLの位置は、場の風向にほぼ対応して決まり、場の風から見て紀伊山地の左側風下である。

②近畿中部の境界層内の東よりの風は紀伊山地の風下低気圧が関係しており、東西方向の地溝状地形が東より気流を強化する作用をすると見られる。またこの気層は、もともと近畿に滞留していたのではなく、熊野灘あるいは伊勢湾方面からの山越え気流とも見られる。低気圧前面では南海上の温位は時間と共に上昇するが、時間をかけて近畿中部に達するこの気層は、南海上から紀伊水道や近畿中部上空に短時間で進入する気流より低温位である。しかも、気層の厚さが薄いため降雨等による気温下降・湿潤化などの変質を受けやすい。

③SLは総観スケールの温暖前線(以下「WF」)とは直接の対応はなくその前方で発生するが、SLが関西空港を北上通過するのは、日本海低気圧に伴うWFが当地を通過するタイミングとほぼ一致する。しかし、和歌山ではWFの前方で北上することが多いため、和歌山～関西空港間にSLが長時間停滞することがある(これは主力の低気圧が西日本南岸を通過し、WFが近畿まで北上しない場合でもありうる)。一方、WFの位相に合わせてSLが関西空港を北上した後、北東に約35km離れた大阪に達するまでの時間差は4～5時間で、総観場のWFの移動速度よりかなり遅い。

1995年6月3日、WFと一体化したSLが関西空港を通過した。赤木(1995)は、ドップラーレーダーによりこの時の関西空港周辺の地上付近の風を推定し、シヤールラインの動きを追跡した。

本稿では、この事例について、WFとSLの関連をより明らかにすることを主眼に、各種データを用いて解析した。

2. 事例解析

以下、 θ : 温位、 θ_e : 相当温位、 z : 高度 (**Zは世界標準時) 等の記号を用いる。

2.1 総観場

ASAS(気象庁作成現業地上天気図; 図1)によると、6月3日12Z前後に、日本海低気圧に伴う地上WFが近畿地方を通過した。ASASと高層解析によると、00Z～12Zにかけて、WFの北東方向への平均移動速度は約40km/hであった。

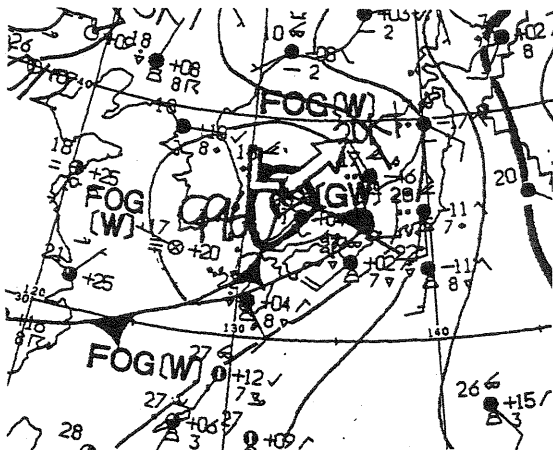


図1 ASAS 3日12Z

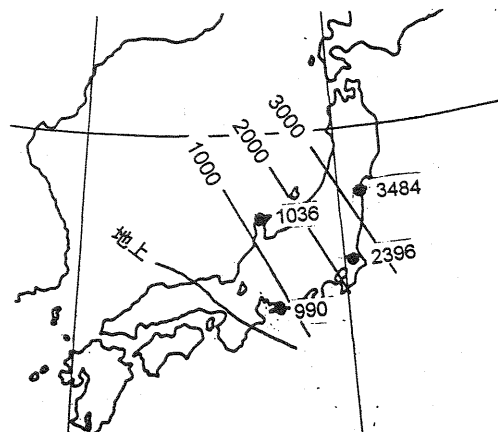


図2 12ZのWF層上面(暖気側)の高度(m)

図2は高層観測のエマグラムから解析した12ZのWF転移層（以下「WF層」）上面の高度である。WF層は近畿地方から東北地方南部にかけて解析でき、北東方向へ水平1kmあたり鉛直6mで傾斜していた。WF層上面は地上で $\theta \approx 295K$, $\theta_e \approx 330K$, 700hPaで $\theta \approx 305K$, $\theta_e \approx 325K$ であった。

2.2 地上解析

西日本地上天気図によれば、00Z（図3-1）にはWF対応のシヤーラインは四国地方南西端にかかり始めたところであるが、前夜発生したSLが和歌山～関西空港間に位置する。和歌山の θ は関西空港より3K高いが、 θ_e は共に317Kと低く、紀伊半島・四国東岸の高 θ_e と対照的である。すなわちSLの南北とも紀伊山地等の山越え気流で乾燥していた。

WF対応の θ_e 集中帯はその後四国太平洋岸から紀伊半島にかけて北東進した。各地の地上時系列図（図4）によると、室戸では気温・露点の上昇は緩やかでこれらの要素でWFの通過時刻を特定することはできない。これは太平洋や紀伊水道沿岸のWF前方で南東風の吹いていた地点で共通の特徴であり、この方面では地上WFに伴う傾圧帯は幅の広い緩やかなものだった。しかし、WFに関連すると見られる南南東→南南西～南西への明瞭な風向変化が、室戸では06～07Z、和歌山で08～09Zにみられる（このシヤーラインのこの間の移動速度は70km/h前後で、WFの平均的移動速度よりかなり速い）。09Z頃には和歌山～関西空港間にあったSLはWFと一体化したとみなせ、SLの南側の風向が南南西に変わったのに対応して大阪湾沿岸をゆっくり北上し始めた。図3-2に12Zの地上天気図を示す。ASASによれば、この頃から翌朝にかけて西日本全域が暖域に入っているが、瀬戸内中部（播磨灘・燧灘等）周辺と琵琶湖周辺・伊勢湾周辺等は、最後まで南風が進入せず低 θ_e のままであった。

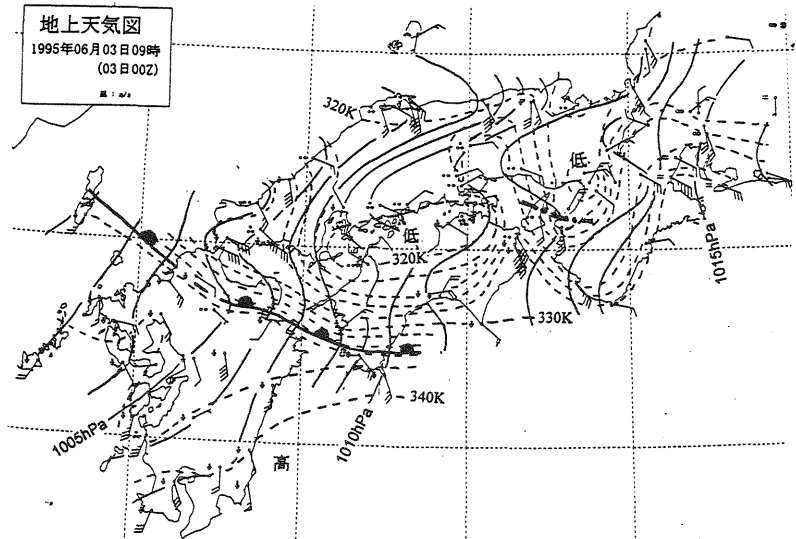


図3-1 西日本地上天気図 00Z
実線：等圧線(1hPa毎), 破線：等 θ_e 線(2K毎)
風速は矢羽根1本2m/s

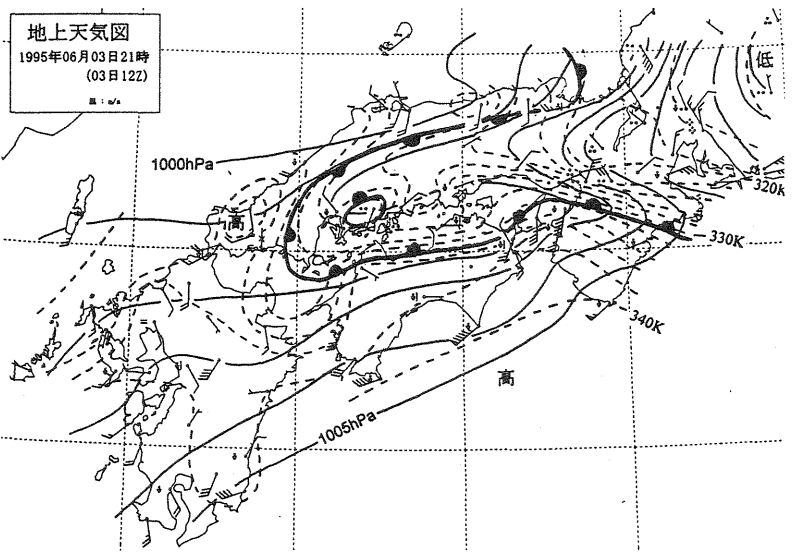


図3-2 西日本地上天気図 12Z
凡例は図2-1に同じ

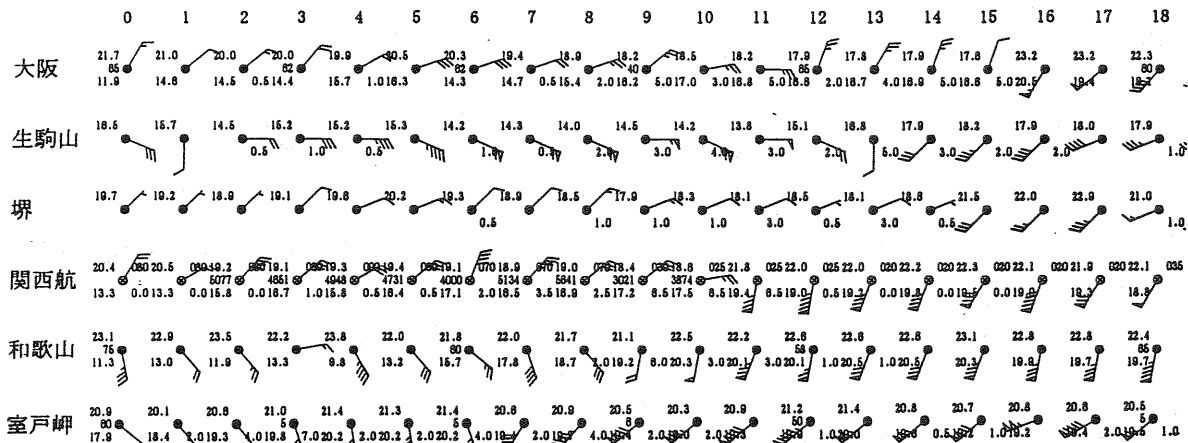


図4 各地の地上時系列図(00～18Z) 風速：矢羽根1本2m/s. 左上：気温, 左下：露点, 右下：時間降水量

2.3 航空機による関西空港上空の時系列解析

航空機データによる関西空港近傍の時間断面図(図5)によると、00Z頃高度7000ft(約2100m)にあったWF層は次第に高度を下げ、11Zまでに接地した。WF層のすぐ上空は風速が極大(南より)となっており、WF層とともに下降した。

WF層の下はほぼ南南東の風向だが、06Z頃まで $z=1000\text{ft}(300\text{m})\sim 2000\text{ft}(600\text{m})$ 、それ以降1000ftかそれより下に、風向の鉛直シヤーは大きい(風速がほぼ極小となる層があり($\partial\theta/\partial z$ は大きくない)、それより下層は東北東～北東の比較的弱い風となっていた。このシヤー層(以下「SL層」)が、地上のSLに対応していたとみなせる。

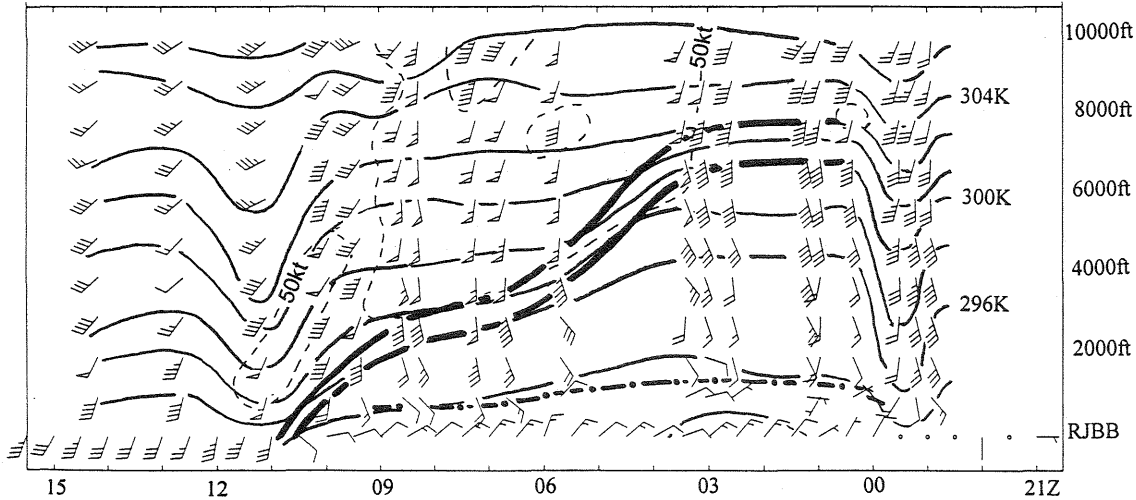


図5 航空機データによる関西空港上空の時間断面図(2日21ZZ~3日15Z)

実線:等 θ 線, 破線:風速=50kt線
太線ではさまれた範囲がWF層, 一点鎖線はSL層を示す

2.4 ドップラーレーダーデータ等を用いた詳細な解析

(1) 06Z

地上のWFに伴う幅の広い傾圧帯の北端はSLに達していた。近畿中部では00Z以降弱い雨が降り始めたが、06Zでも所々で時間雨量0.5~2mmをカウントする程度であった。アメダス(図6-1)によればSLは淡路島～奈良県北部にかけて解析され、その北側は東よりの流れが明瞭であった。SLをはさみ、共に内陸から風の吹く和歌山と熊取(関西空港の南東)の θ 差は1.4Kであった。

図5より、関西空港上空は $z=4000\text{ft}(1200\text{m})$ にWF層があり、 $z=5000\text{ft}(1500\text{m})$ に風速極大があった。

関西空港ドップラーレーダーによるドップラー速度の関西空港を通るSW-NE断面図(図7-1)によれば、紀淡海峡で $z=400\text{m}$ まで立上がり、大阪府北東部で $z=1000\text{m}$ に達する速度0線がある。このケースでは0線は風向が南東の線とみなせ、それより下層の風は北東成分を持ち(風向 $<135^\circ$)、上層では南西成分を持つ(風向 $>135^\circ$)ので、この線がほぼSL層とみなせる。なお、図5でもわかるように、WF層はそれほど明瞭な風向シヤーを持っていなかったため、ドップラーデータでは解析が困難である。

(2) 11Z

近畿中部全般に降雨がやや強まっており、関西空港では09~11Zの3時間続けて前1時間雨量6.5mmをカウントしている。

WFと一体化したSLは、風向変化の時間帯で10:18~10:33Zの15分をかけて関西空港を通過した。風向変化と同時に気温が3~4°C、露点が2°C上昇した。風速はこの時、10kt前

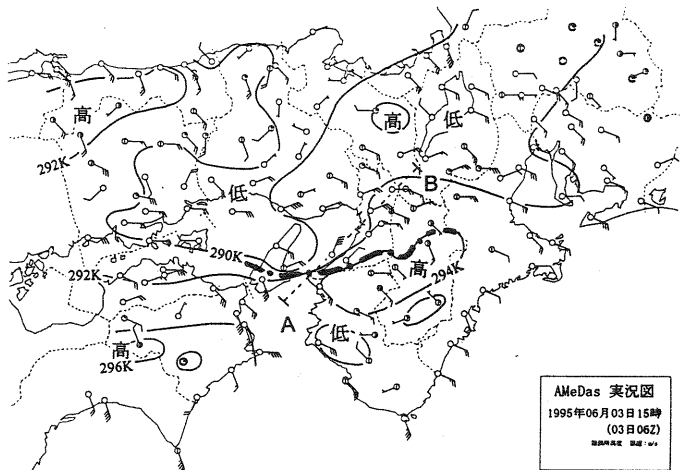


図6-1 アメダス実況図 06Z

実線:等 θ 線(2K毎) θ は標準大気の高高度→気圧換算により算出. 風速は矢羽根1本2m/s.
観測所の円は高度を表わし、黒っぽいほど高度が高い。

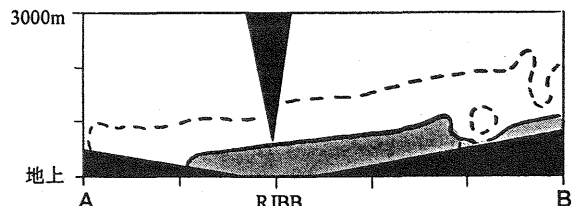


図7-1 ドップラー速度のSW-NE断面図 06Z

(図6-1のA-Bを切る断面)
水平方向の1目盛24km
実線:ドップラー速度=0線
破線:同速度の南西成分=25kt線
陰影部:同速度が北東成分を持つ範囲
暗黒部:探知範囲外

後から20kt前後に強まり、その後さらに強まった。SLの北東方向への移動速度は、関西空港と大阪の地上時系列からこの間の平均で7km/h、ドップラーレーダーによれば関西空港近傍で10km/h程度であり、SLの幅は2~3km程度と推定される。この移動速度は、総観場からみたWFの平均速度や室戸から和歌山にかけて追跡されたシャーラインの速度に比べて極めて遅く、気象要素のシャープな変動は、太平洋沿岸の緩慢な変動と対照的である。

SL通過直後の11Zの関西空港上空では、 $z = 2000\text{ft}$ (600m) に 200° 58ktの風速極大がある。図6-2によれば、SLをはさんだ熊取~堺間の θ 差は3.9Kで、06ZのSL間の θ 差よりも大きくなっている。

図7-2のドップラー速度=0線は、関西空港のすぐ北東の海上から始まり、その北東約60kmで $z = 1000\text{m}$ に達する水平1kmあたり鉛直 $\approx 17\text{m}$ の傾斜を持つ(生駒山が12ZまでSL層の下であることから妥当であろう)。このようにSL層=WF層の地上からの立上りは、2.1項の700hPaにかけての平均的な傾斜よりも大きい。

(3) 15Z

SLが大阪に達する直前である。図6-3によれば、紀伊水道とその周辺の山岳高度の低いところから大阪湾周辺にかけて南西風が進入している様子が明瞭である。SLの北東側の東よりの流れは弱まっているが、淀川沿岸の低地沿いに弱い北東流が残り、南西風の進入をはばんでいる。

3. まとめと若干の考察

- 低気圧の接近に伴って低層場の南東風が強まり、紀伊半島西岸にSLが発生した。WFが近づくまでは、SLの南側のほうがやや高 θ だが、南北とも乾燥しており、山越え気流の収束線の性格を持っていた。
- 太平洋沿岸ではWF傾圧帯は幅の広い緩慢なものであった。しかし、これがSLと一体化すると、SLを挟んだ θ の水平傾度は強まった。SLの南側の昇温は当然だが、SLの北側における θ の下降の一因に降雨の強まりが考えられる。
- WF位相がSLと一体化し、場の風(SLの南側の風)が南西に変化するのに伴って、SLが大阪湾を北上した。しかし、移動速度は7~10km/hで、総観的なWFの移動速度に比べ極めて遅かった。
- SL層の傾斜はWF層と一体化する前後とも、接地点から60km程度の間の平均で、南西から北東に1kmあたり15~20m程度であり、これは広範囲で見たWF層の傾斜に比べ急であった。その中でも接地点付近の立ち上がりが急傾斜に見える(ただし、データの解像度の限界に近く、明確には言えない)。
- WF層のすぐ上面に沿って風速極大があり、WF層が接地する付近までこうした状況が見られる。こうした事実は、関西空港における航空機観測やドップラーレーダー観測により何例か確認されている。

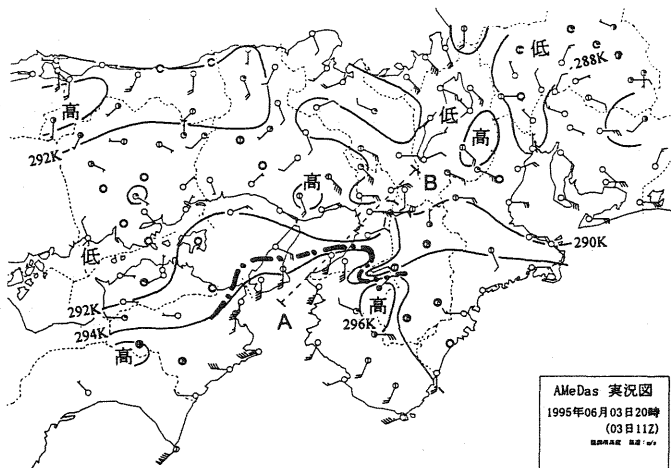


図6-2 アメダス実況図 11Z

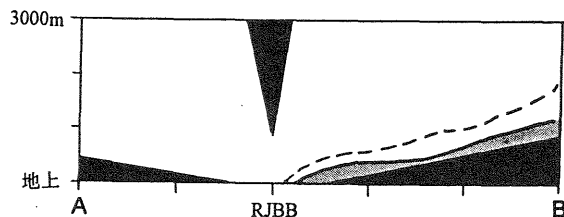


図7-2 ドップラー速度のSW-NE断面図 11Z (図6-2のA-Bを切る断面)

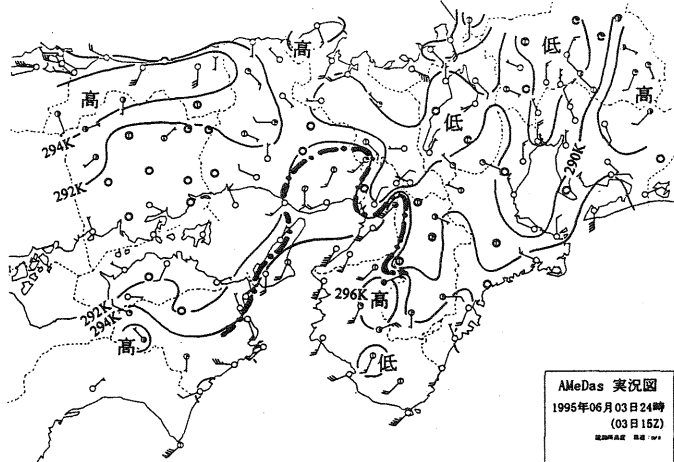


図6-3 アメダス実況図 15Z

参考文献

- 赤木万哲, 1995; ドップラーレーダーからみたシャーラインについて, 平成7年度大阪管区府県気象研究会誌, 大阪府 No. 29
- 横田茂樹, 1995; 低気圧接近時に紀伊水道~大阪府付近に出現するシャーラインについて, 平成7年度大阪管区府県気象研究会誌, 大阪府 No. 31

ボルガ川下流域での河川流量特性

牧田 広道 (京都地方気象台)

はじめに

ロシア連邦にあるカスピ海では、1978年以降毎年15~20cmの割合いで水位が上昇しており、沿岸諸国では深刻な社会問題となっている。本稿では、カスピ海の水位変動を直接左右するボルガ川の河川流量について、新たな知見を加えて近年の水位上昇の実態を考察した。

1 概略

ボルガ川下流域は、ボルガ・アフトゥピンスク肥沃地（以下、V. A肥沃地と略す）と三角洲に大別できる。同流域の河川流量は、自然的・人為的な影響を受け、その一部は蒸発しカスピ海へは流入しない。また、ボルガ川下流域における損失流量は、カスピ海への河川流量を計算するとき重要な要素となる。

本論文では、カスピ海の水位上昇を背景としたボルガ川流域での湿潤度の増加という条件下、同流域での損失河川流量と三角洲での地形の変化を解析することが目的とされた。このとき、水面等からの蒸発量も解析資料とし、三角洲と肥沃地での損失河川流量が計算された。解析には航空写真等が用いられた。^{*7}

2 解析結果

2.1 ボルガ川河口三角洲の面積

ボルガ川河口三角洲の領域は、伝統的に三角洲本体と川沿いにある東西の半草原沼地に細分されてきた。多くの研究者によると、三角洲本体の境界はほぼ一致しているが、川沿いにある半草原沼地の境界は年々変動がありはっきりしていない。

V. A肥沃地と異なり、ボルガ川河口三角洲の領域はかつて陸地を形成していた。三角洲の面積資料は定常的にはないが、その面積はカスピ海の水位変動と関連して変動してきた。

三角洲の面積は、1914~1985年にかけて発表された文献資料をもとに、以下の条件で選択された。

①基礎的な資料となる図（例えば、地形測量、土壌・植物分布、航空測量） ②三角洲本体と川沿いの半草原沼地に接する面積を示す解析資料であること。これらの資料と解析には、研究者による

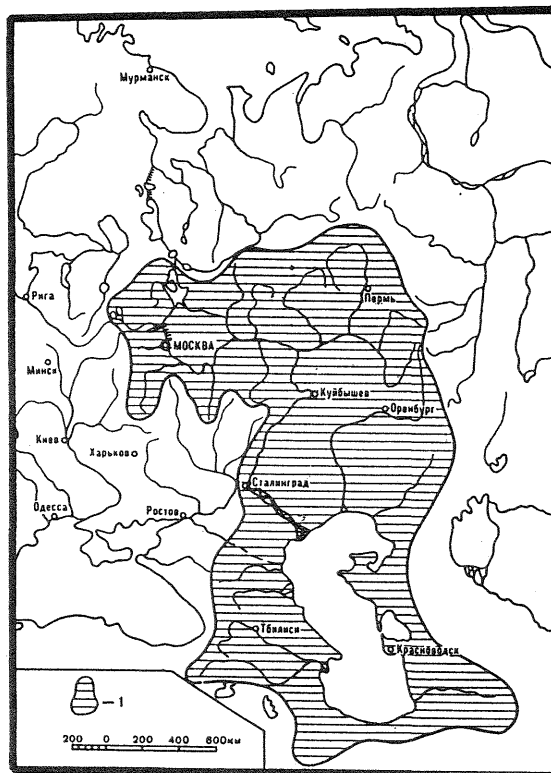


図1. カスピ海の流域図

相違が存在することに注意が必要である（表1）。

各年の三角洲の面積は、カスピ海の水位と関係している。利用した資料等を表1に示す。カスピ海の水位は、30年代から1977年まで一定に低下し、平均海面下-29.7mに達した。1978年からは水位は上昇し、1990年には平均海面下-27.6mとなった。水位の長期変化に伴い、三角洲の面積は変化した。すなわち、カスピ海の水位の低下時は三角洲の面積は増加し、1977年には18000km²以上となったが、カスピ海の水位の上昇時は三角洲の面積が減少し、1990年には14000km²以下となった。

2.2 三角洲の利用形態

表1. 各年におけるボルガ川三角洲の面積（*①:国立水文大
学による写真撮影の結果得られた面積情報による。）

期 間	三角洲の全 面積 (km ²)	全面積に占める割合(%)		情報源 (参考文献)
		三角洲本体	その他	
1914	7 5 2 5	5 3	4 7	1
1927-1930	1 1 5 8 2 2	5 6 6	4 4	2
1930-1932	1 4 5 4 0 0	4 8	5 2	3
1936-1939	1 7 3 0 9	6 1	3 9	4
1971	1 7 2 1 0	6 7	3 3	5
1982	1 5 4 1 5	7 1	2 9	*①
1984-1985	1 4 0 0 0 以下	-	-	6

表2. ボルガ川三角洲面の利用形態の変化

期間	三角洲の全面積 (km ²)	全面積に対する三角洲の利用形態の相対値 (%)				
		草原	沼地	水面	農業適地	森林と灌木
1952-1960	1 7 7 6 1	4 5	3 0	2 2	2	1
1961-1970	1 7 9 0 7	4 3	3 0	2 2	4	1
1971-1980	1 7 2 9 8	3 9	2 9	2 3	7	2
1981-1990	1 4 3 5 4	3 4	2 6	2 3	1 5	2

三角洲面の利用形態が以下に分類された；草原、湿地（沼地）、水面、農業用適地、灌木を含む森林。草原は三角洲の冠水しない領域で、堤、洲、丘、台地を含む。ここで、V. A肥沃地での表面状態は、乾燥した肥沃土の草原あるいは2m以上の層を成す地下水のある『高い水位の草原』と呼ばれる領域である。

三角洲での利用形態の大半は、草原、沼地、水面（表2）で、森林は全三角洲の面積の1～2%を占めている。

約40年の解析期間で、草原の面積は明瞭に減少している。これは、三角洲の全面積の変動だけではなく、農業用適地の一定した増加傾向によるものである。同様な減少傾向は沼地の面積にも見られるが、ここでの原因は別にある。つまり、沼地の大半は三角洲の中下流域に集中しており、カスピ海の水位上昇時の海水の北への浸入に伴い、最初に沼地の多い地域が冠水するためである。

水面の面積は、ボルガ川の流量とカスピ海の水位、三角洲本体の面積と複雑に関係している。ボルガ川の流量が少ない年、氾濫は減少し三角洲の面積は増加する。同時にボルガ川での水路網の面積は拡大する。ボルガ川の流量が多い年には反対の現象が生じる。また、三角洲での農業用適地の面積はボルガ川の流量と関係して変動している。

2.3 蒸発量

1952～1990年のボルガ川三角洲での蒸発量の計算結果（表3）によると、沼地からの蒸発量は水面より約30%大きく、蒸発量の最小は草原である。

三角洲とV. A肥沃地での水面と沼地での年間蒸発量を比較すると、肥沃地では三角州よりそれぞれ8%と6%大きい。このことは、カスピ海の湿度と関係しているが、蒸発量の最大の相違は三角州の利用形態にある。また、三角洲での降水量は、肥沃地に比べて25%少なく、ボルガ川下流の両領域での森林からの蒸発量の差は僅かである。

2.4 蒸発として失われる河川流量

ボルガ川下流域での降水量は、蒸発として失われる損失流量の約半分を補充し、その不足量は河川流量で補われた。1952～1990年の肥沃地、三角

洲、下流域での損失流量は、蒸発量と降水量を基礎としている。

三角洲全体で蒸発として失われた総流量は、1952～1960年の14km³が1981～1990年には11km³となり減少傾向がある。各年では、最大は1955年の16km³、最小は1986年の9km³である。三角洲における総蒸発量に寄与する最大要因は、沼地と水面にある（表4）。1981～1990年の期間、人為的要因（内部要因）の役割が増大した。つまり、同時期、農業用適地からの蒸発量は、1952～1960年の2%から14%に増加した。

ボルガ川下流域での損失流量の主要因は、全損失流量の約4分の3を占める三角州にある。このことは、三角洲の面積が肥沃地より約2倍大きいだけではなく、三角洲では沼地と水面が肥沃地のそれよりかなり大きいことによる。

2.5 損失河川流量

肥沃地、三角洲、下流域での損失流量には、僅かな減少傾向がある。1952～1960年の期間、肥沃地での年平均値は3.1km³、三角洲では9.7km³、下流域では12.8km³であったが、1981～1990年には、2.6, 7.8, 10.4km³にそれぞれ減少した。

三角洲での損失河川流量は、60年代後半から80年代始めにかけて年間7km³であった。これは自然的要因だけで計算されたものであるが、最近の解析によると、この間の三角洲での損失流量の平均は9.5km³以上となり、このうちの7%は人為的要因によるものであった。

1936～1950年のボルガ川下流域での損失河川流量は年間15km³となり、1961～1970年には11.5km³に減少した。損失河川流量の減少傾向は、最近10年間にも見られ、1981～1990年では年間10.4km³となった（表5）。ボルガ川下流域での総合的な損失河川流量の解析（図2参照）によると、減少傾向は約50年の期間でも解析できる。図2では平均的な特徴を示すため11年移動平均が用いられた。

解析領域における70年代までの損失流量の減少は、ボルガ川流域、例えば上流のボルゴグラード（外的要因）での経済活動の影響が主要原因である。ボルガ川下流域での局地的（内的要因）な人為的要因は少なかった。損失河川流量の減少、ボ

表3. ボルガ川三角洲での各利用形態ごとの年平均蒸発量

期間	各面からの蒸発量 (mm)				
	草原	沼地	水面	農業適地	森林と灌木
1952-1960	2 6 7	1 3 7 4	1 0 5 8	8 0 3	1 0 2 1
1961-1970	2 6 3	1 2 3 8	9 4 5	7 2 2	9 4 5
1971-1980	2 6 0	1 2 5 0	9 6 1	7 2 9	9 5 2
1981-1990	2 4 3	1 2 6 2	9 4 2	7 0 0	9 0 0

表4. ボルガ川三角洲での蒸発として失われた河川流量とその特性

期間	三角洲の総損失流量 (km ³)	蒸発で失われた年間流量に対する割合(%)				
		草原	沼地	水面	農業適地	森林と灌木
1952-1960	14.1	15	53	29	2	1
1961-1970	13.1	15	52	28	4	1
1971-1980	13.0	14	48	29	7	2
1981-1990	10.6	11	42	30	14	3

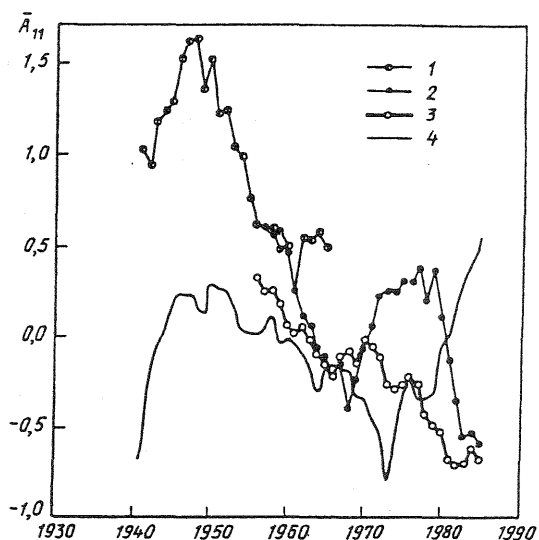


図2 ボルガ川下流域での蒸発による損失河川流量(1, 2), 流域における水面からの蒸発量(3), カスピ海への河川流量(4)の年平均偏差の11年移動平均値

ボルガ川の流量の増加, カスピ海の水位の上昇といった傾向がここ20年継続している。また, ボルガ川下流域, カスピ海沿岸低地, 全東ヨーロッパでは蒸発量の長期的な減少傾向がある。

蒸発量の気候的な減少傾向は, 局地的・人為的要因を上回っているが, ボルガ川下流域での今後の経済活動の影響を無視することはできない。特に, ボルガ下流域での損失流量が増加し始めていること, 及びそのことがカスピ海への河川流量に負の構造として反映することを考えねばならない。

2.6 ボルガ川の河川流量

カスピ海への河川流量を明らかにするため, 肥沃地や三角洲での損失河川流量の計算をボルゴグラード(表6)にあるボルガ水力発電所の下流運河での水文気象観測資料が用いて行われた。解析の結果, カスピ海へのボルガ川の長期的な水量の

減少傾向は1978年に逆転した。1978~1990年の過去13年間で, ボルガ川流域の流量は4年間は平年値より σ より大きく, 1年間は 2σ を越えた。この期間, 河川流量の減少年は全年の3分の1であったが, 平年値からの差は 0.5σ 以下であった。

1952~1990年のボルガ流域で観測された水面からの蒸発量等によると, 解析期間, ボルガ川下流域での損失河川流量はボルガ川の全河川流量の約5%に達した。

3 河川流量と蒸発量

1950年以前の河川流量と蒸発量のデータを参考として以下に示す。図1はカスピ海流域の地図であるが, カスピ海の流域は気候状態・河川の型・地勢により4領域(北部・南部・東部・西部)に分類される。このうち, 北部地域はカスピ海流域面積の約50%を占めている。ボルガ川やウラル川があり, カスピ海への全流量の85%を占めている。図3に1878~1945年のカスピ海への河川流量と蒸発量の11年移動平均値を, 表7に同期間の月平均河川流量を示す。また, 図4にはカスピ海面からの年平均蒸発量(mm)を示す。

結論

近年のカスピ海周辺の状況を, 以下のようにまとめることができる。

- ①カスピ海の水位上昇の結果, ボルガ川河口三角洲の面積の減少と周辺地域の地形の変化。
- ②三角洲の利用形態でみた農業用適地面積の顕著な増加傾向。
- ③沼地以外での蒸発量の減少傾向。
- ④ボルガ下流域での全損失流量の減少傾向と, 農業用適地での蒸発として失われる量の急増。
- ⑤ボルガ川下流域での損失河川流量は, ボルガ川の全河川流量の約5%を占める。

4 考察

1830年から現在までの水位変動の状況をもて, 1930年から1977までの水位の一定な低下は異常である。同時期の水位低下は, 灌漑事業による水量の多量消費である程度説明ができる(人為的要因)。しかし, 80年代から90年代にかけて農業生産

表5. ボルガ川下流域での年間損失河川流量の平均値

期間	損失河川流量 (km ³)		
	肥沃地	三角洲	全体
1952-1960	3.05	9.74	12.8
1961-1970	2.36	9.16	11.5
1971-1980	2.78	9.74	12.5
1981-1990	2.60	7.84	10.4

表6. カスピ海へのボルガ川の年平均河川流量

期 間	ボルガの生活排水量 (km ³)	下流域におけ損失流量		カスピ海への河川流量 (km ³)
		(km ³)	%	
1952-1960	2 4 6	1 3	5. 2	2 3 3
1961-1970	2 3 6	1 2	4. 9	2 2 4
1971-1980	2 2 5	1 3	5. 6	2 1 2
1981-1990	2 6 2	1 0	4. 0	2 5 2

は停滞し、国民経済に大きな影響を及ぼした。この点に関しては、新たに灌漑した農地面積の4分の1で運用を停止し休閑地を増加させたり、水の有効利用を実施し単収を伸ばす政策が採られたが、それ以上に国内の経済混乱が顕在化した結果である。したがって、最近の水位上昇には人為的要因と自然的要因が複雑に影響していると言える。

水位低下時の気温・降水量と比較して、水位上昇時には気温の上昇が顕著となり、雪氷面積も減少した。今回の解析資料では、損失河川流量は減少した。結果としてカスピ海への河川流量は増加している。また、ボルガ川下流域での地下水量は70年代中頃より上昇しており、しかもその周期は17～18年といった解析もある。^{*}これらを総合的に解析するとき、三角洲の面積の減少及びそれに伴う周辺地域の植生・土壌分布の変化の把握が重要となつてこよう。

【参考文献】

- ①バレディンスキー B. B. 等(1930);ボルガ河口三角洲,港と国内水路の管理に関する報告書
- ②フィリポフ I. I.(1931);ボルガ・アフュピンスク地域の社会主義革命の問題(第1章)
- ③プリュスキー I. I.(1938);ボルガ・アフュピンスク肥沃地の土壌,スターリングラード
- ④バイディン C. C.(1962);ボルガ河口三角洲の流量と水位,気象と水文
- ⑤シクラノマノフ I. A. 等;ボルガ・アフュピンスク肥沃地と三角洲での損失流量とそれらの経済活動のもとでの変動,国立水文大学報告
- ⑥カスピ海(1986);水文学と水文化学,ナウカ
- ⑦ゴルベフ B. C. 等(1995);ボルガ下流域での損失河川流量の構造と力学,気象と水文
- ⑧アルテメーバ N. P. 等(1995);河川への地下水量の周期指数の地域的評価,気象と水文

おわりに

カスピ海の総合研究が、平成8年度と平成9年度の2か年計画で国際共同プロジェクトとして実施されようとしている。しかし、カスピ海に関する基本的な情報はかなり不足しており、現地調査に入る前に文献によるデータ収集を可能な限り行っておく必要がある。

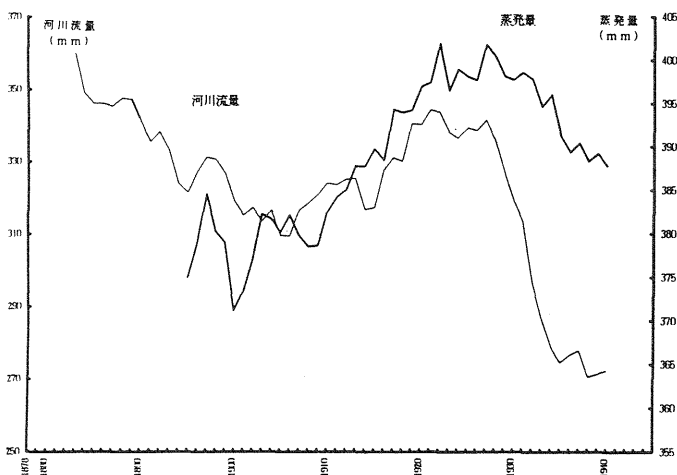


図3 カスピ海への河川流量と蒸発量

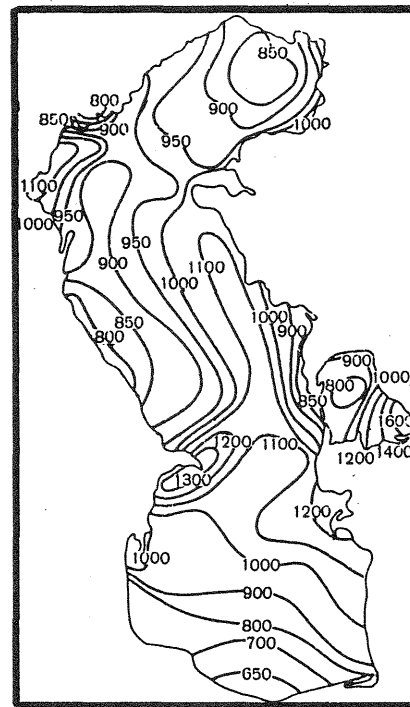


図4 カスピ海面からの年平均蒸発量

表7 カスピ海への河川流量の月平均値

河川流量	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年
km ³	10.3	10.1	11.3	15.6	58.1	83.6	42.2	21.1	19.1	19.4	19.1	14.3	324.2
%	3.2	3.1	3.5	4.8	17.9	25.8	13.0	6.5	5.9	6.0	5.9	4.4	100.0

親潮の異常南下年の日本の気象変化について

吉永創・山田二久次・関根義彦 (三重大学生物資源学部)

1. はじめに

1980年以降、日本東岸の海域では親潮が異常に南下する現象が頻繁に発生し、多くの面から注目されている。親潮の異常南下は主に冬から晩春にかけて発生するが、その年の真冬にはアリューシャン低気圧が南偏強化して形成される。これらの変動はグローバルな大気海洋大循環の変動の一部であり(関根, 1992)、それに伴う冬季の日本の気象変化も予想される。本報告では日本の気温と降水量の変動について解析した結果について述べる。

2. 結果

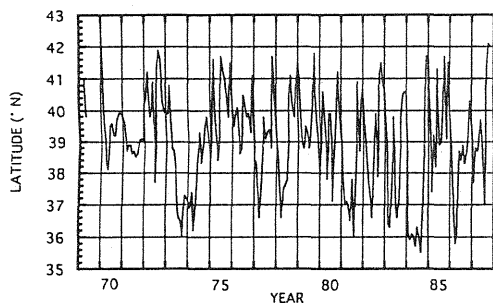
第1図に親潮第一分枝南限緯度の時系列データを示す。1969年から1987年の南限緯度の平均値は北緯39.1°であるが、北緯37°以南に達する年が見られる。本研究では北緯37°以南になった期間が3ヶ月以上続いた年を親潮異常南下年として解析する。

第2図は親潮異常南下年である1963, 74, 81, 84, 86年の日本全国154地点の1月の気温と降水量の偏差の平均値である。気温の方では北海道を除き全国的に-1℃以下の領域が広く分布し、本州の中央高地と四国の一部では-2℃以下の著しい負の偏差となっている。北海道を除いて親潮異常南下年は寒冬になる傾向がある。また降水量の方では北陸を中心にして+50mm以上の正の偏差が現れ、親潮異常南下年は日本海側で豪雪になる傾向があることが示唆された。これらの変動の原因として大気大循環の変動との関連が考えられるが、それについては主にアリューシャン低気圧の変動との関連について解析を行った。その結果については講演時に報告する。

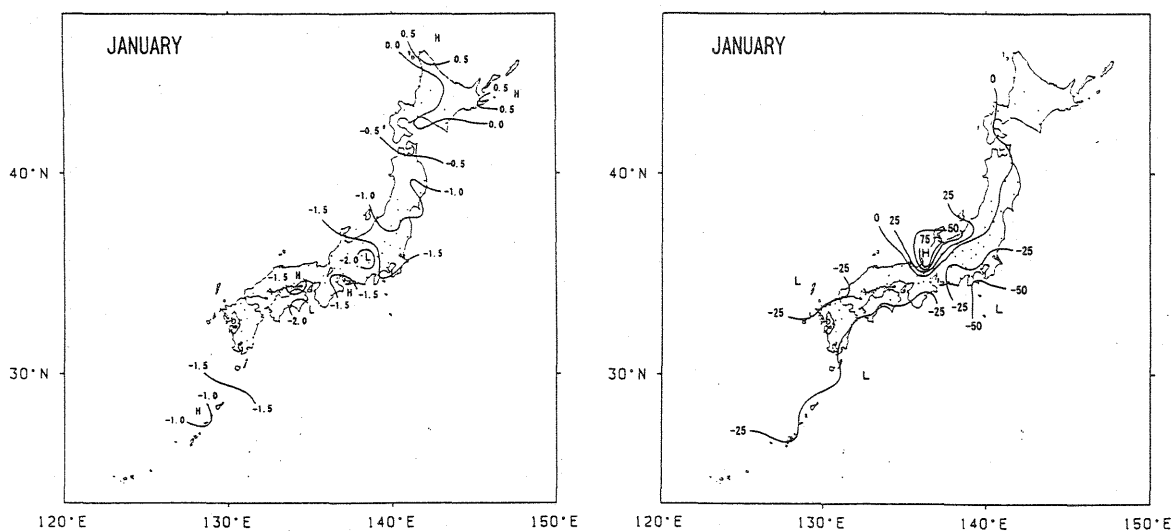
参考文献

気象庁(1989):異常気象レポート、大蔵省印刷局、433pp.

関根(1992):北太平洋の親潮及び亜寒帯循環の異常南下、海の研究、Vol.1、No.4、153-165.



第1図 親潮第一分枝南限緯度の時系列
(データは気象庁(1989)による)。



第2図 親潮異常南下年である1963, 74, 81, 84, 86年の各地の気温(左図)と降水量(右図)の1月の1961年~1990年の平均値からの偏差の平均値。等値線の間隔は0.5℃(左図)と25mm(右図)。

日本南岸の黒潮流路に関する数値モデル実験

関根 義彦・麻生 晃也・篠田 典宏
(三重大学生物資源学部海洋環境学講座)

1 はじめに

日本南岸の黒潮には比較的安定な直進(非大蛇行)流路と大蛇行流路の二つの流路が存在する。今までに日本南岸の黒潮流路の力学については多くの研究があり、特に黒潮流路の選択に関する黒潮流速の大小への依存性が調べられている。一方、黒潮流路の選択については1975年以前の10年では直進流路が卓越していたのに対し、1976年以降では大蛇行流路が卓越し、南方振動指数(SOI)に代表されるENSO現象や親潮の異常南下の発生など1975/76年を境とする十年周期変化の一つとしても注目されている(関根, 1993a参照)。

黒潮流路の研究では1980年以前に提示された大半のモデルでは流速が相対的に小さい時に大蛇行流路、流速の大きい時に直進流路となる傾向が示された。その後、非線形効果に起因する多重平衡解の存在の可能性が示され、同じ流速でも黒潮は二つの流路を取り得る可能性が指摘された。さらに、1985年以降の幾つかの研究ではより詳細な海岸や海底の地形効果に注目したモデルが調べられ、特に陸岸地形の東西方向からの傾きを考慮すると、黒潮流速の大きい時に大蛇行流路、小さい時に直進流路をとる傾向が示された。この結果は1980年以前の結果と正反対の特性を示す。

関根(1993b)では黒潮流路の選択と流速の大小に関して従来の研究をまとめることにより、以下の共通点が指摘された。(i)モデル領域北側の陸岸境界が東西方向で平坦な海底を仮定した場合には、惑星 β 効果と流れの非線形効果が釣り合い、蛇行は定常ロスビー波で近似される。この場合には、流速が相対的に小さい期間に大蛇行流路、流速の大きい期間に直進流路が生じる。(ii)モデル北側の陸岸境界の東西方向からの約 20° 以上の傾き、或いは陸棚斜面の海底地形効果を含むモデルでは、流れが岸に沿う傾向が強く、離岸して大蛇行流路が生じるためには岸に沿う傾向を上回る非線形効果が必要である。この場合には、大蛇行流路は非線形性が強く、流速の多い時に大蛇行流路、小さい時に直進流路が生じる。(iii)多重平衡状態の出現に関しても、本質的に(i)及び(ii)と同じ特性がある。即ち、流速が多重平衡領域を越えた値になると(i)のモデルでは非大蛇行流路のみが生じ、(ii)のモデルでは大蛇行流路のみが生じる。

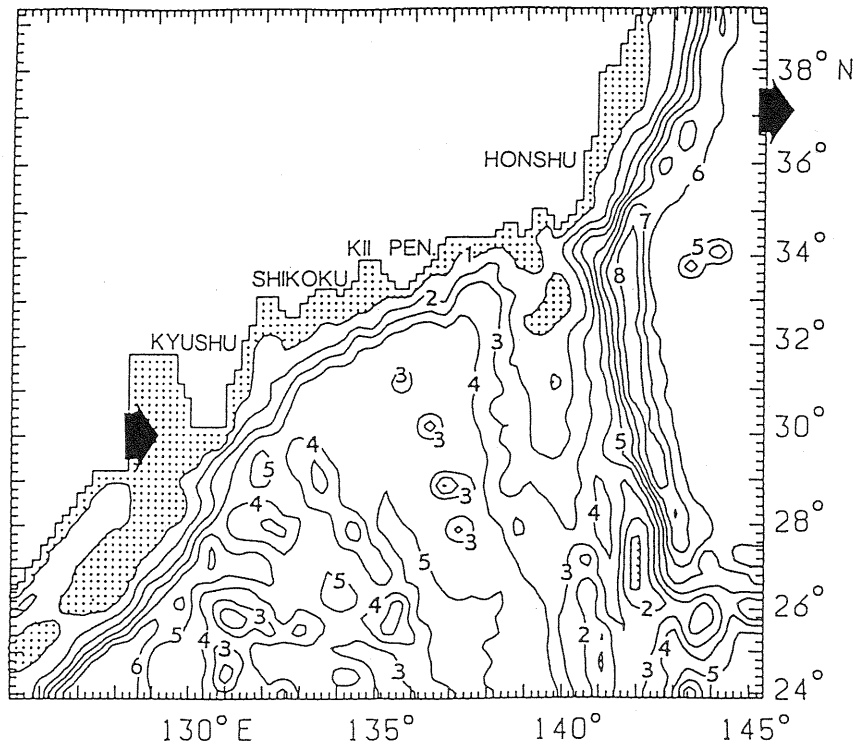
これらの問題について本報告では永年密度躍層の上層と下層に区分した二層モデルを用い、第1図に示すようなより現実に近い形で日本南岸をモデル化した場合の数値実験結果について報告する。

2. モデル

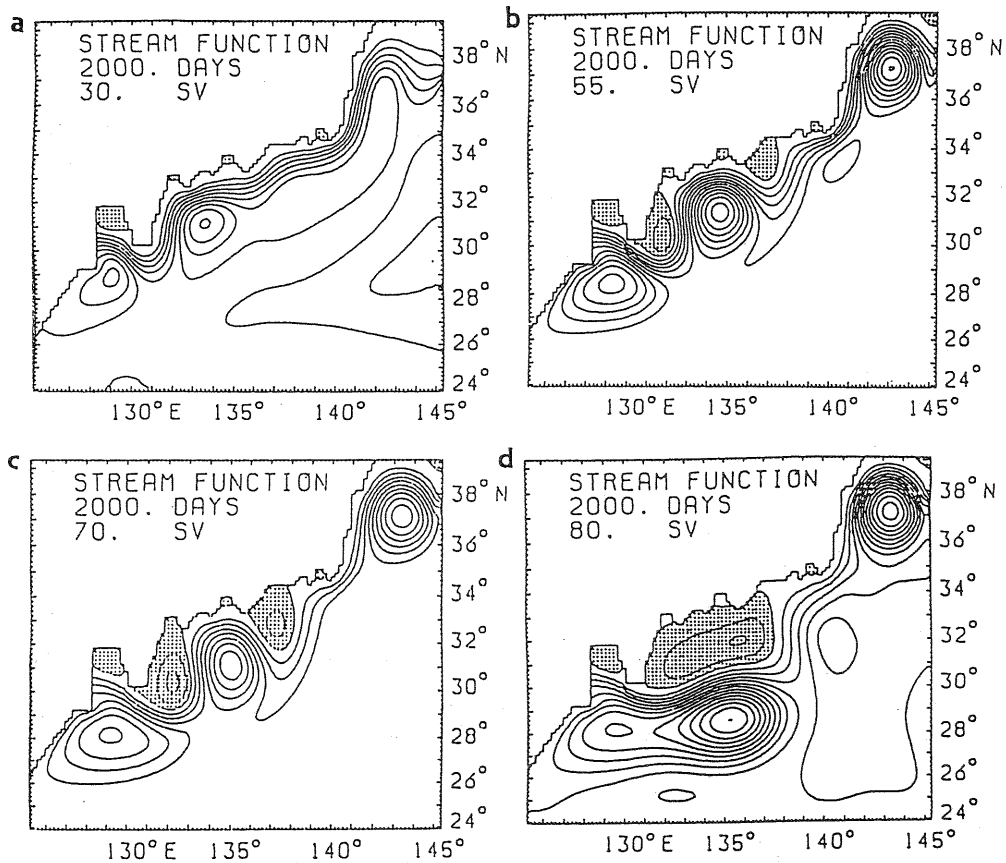
第1図のモデルについて、海底が3800mの平坦な海底とした場合、現実に近い海底地形(第1図)を与えた場合、二層モデルでは海底の地形効果が大きく評価されるため第1図の海底地形の勾配を半分と1/10にした場合をそれぞれ調べた(詳細は、Zhang and Sekine, 1995ab)。また、境界で与える黒潮の流量として30, 50, 70および80 Sv ($1\text{ Sv} = 10^6\text{ m}^3\text{sec}^{-1}$)の流入出を行い、水平渦粘性係数としては $5 \times 10^6\text{ cm}^2\text{sec}^{-1}$ の場合と $10^7\text{ cm}^2\text{sec}^{-1}$ の場合を調べた。さらに平坦な海底のモデルでは紀伊半島や室戸半島などを取り去った場合のモデルも調べ、これらの半島の特有の地形効果を調べた。

3. 数値モデルの結果

水平渦粘性係数として $10^7\text{ cm}^2\text{sec}^{-1}$ を与えた場合、いずれのモデルでも黒潮による流出の流量が30 Svの場合には直進流路が生じる(第2図a)。海底が平坦なモデルでは流出流量が55 Svの場合には九州の南東と紀伊半島の南東に低気圧渦が形成され(第2図b)、大蛇行流路が生じる。渦度バランスの解析に



第1図 海底地形の等深線で示した数値モデルの模式図。黒い矢印の所で黒潮に対応する流入出を上層のみに与える。等深線の間隔は1000mで、水深1000m以浅の領域を斑点で示した。



第2図 上層と下層の流量を合わせた質量輸送関数の等値線で示した数値解のパターン。(a)海底が平坦で水平渦粘性係数を $10^7 \text{cm}^2 \text{sec}^{-1}$ とし、流入出流量が30 Svの場合、(b)同55 Svの場合、(c)同70 Svの場合、(d)同80 Svの場合。等値線の間隔は(a)5 Sv、(b)10 Sv、(c)と(d)20 Sv、負の質量輸送関数の領域を斑点で示した。

より、沖では移流項と惑星ベータ項と、岸近くでは移流項と粘性項がバランスしていることが示された。流
 出入流量が70 Svの場合にはより振幅の大きい大蛇行流路が生じた(第2図c)。しかし、流出入流量が8
 0 Svの場合には九州の南から東進する流路が生じた(第2図d)。この流路は観測される日本南岸の黒潮大
 蛇行流路のパターンとは異なり、大蛇行流路の形成については流量(流速)の上限があることが示された。
 しかし、これと似た形の流路は時々観測され、その期間は流速が増加している可能性が示唆される。

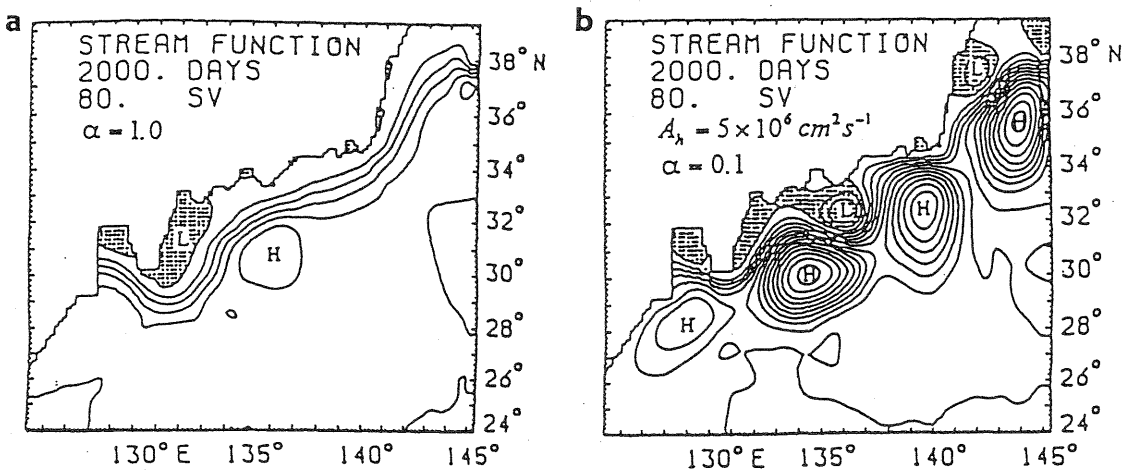
平坦なモデルでは大蛇行流路は室戸岬から離岸した。紀伊半島の陸岸地形を取り去ったモデルでは室戸岬
 の流路の離岸は変わらないが、室戸岬を取り去ったモデルでは離岸する点が室戸岬より東に移動した。紀伊
 半島と室戸岬の陸岸地形を取り去ったモデルでは離岸する点はさらに東の下流に移動し、黒潮には室戸岬の
 陸岸地形が重要な役割を果たしていることが示された。

現実に近い日本南岸の海底地形(第1図)で水平渦粘性係数 $10^7 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ を与えたモデルでは流出入流量
 が80 Svでも岸に沿う流れが生じ(第3図a)、大蛇行流路は生じない。このモデルの渦度バランスでは発
 散項とカップリング項がバランスしており、陸棚斜面上の流路はほぼ安定であることが示された。同様な結
 果は海底地形傾斜を第1図の半分または1/10にしたモデルでも得られた。しかし、渦粘性係数を $5 \times 10^6 \text{ cm}^2$
 sec^{-1} とし、さらに海底地形傾斜を1/10、流入出流量が80 Svにしたモデルでは大蛇行の形成がみられた
 (第3図b)。このモデルでは傾圧不安定の発生で下層に大きな運動エネルギーが生じ、発散項とカップリン
 グ項と移流項がバランスしている。大蛇行流路は強い非線形(慣性)状態下の傾圧不安定で生じる可能性が
 示された。

以上の結果に加えて黒潮の流入を台湾の東で与えるモデルについても同様な数値モデル実験を試みた。こ
 のモデルは第1図のモデルが九州南で流入を与えたのに対して、より現実的にモデル化を行ったものである。
 現在数値計算を実行中であるが、得られた結果を講演で述べる予定である。これらの数値計算は主に名古屋
 大学のVP-2600 を用いて行われ、張 銘秋 博士の助けを得た。深く感謝する。また計算費用として文部省科
 学研究費(課題番号05640475)の援助を受けた。

参考文献

関根義彦、1993a:1975年を境としたグローバルな大気・海洋の変化, 海と空, 68, 211-220.
 関根義彦、1993b:日本南岸の黒潮の力学について, 海の研究, 2, 261-275.
 Zhang, M. and Y. Sekine., 1995a: A numerical experiment on the path dynamics of the Kuroshio south
 of Japan. Part 1. Coastal topographic effect. La mer, 33, 63-75.
 Zhang, M. and Y. Sekine., 1995b: A numerical experiment on the path dynamics of the Kuroshio south
 of Japan. Part 2. Bottom topographic effect. La mer, 33, 77-87.



第3図 上層と下層の流量を合わせた質量輸送関数の等値線で示した数値解のパターン。(a)第1図の海底
 地形を与え水平渦粘性係数を $10^7 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$, 流入出流量が80 Svの場合、(b)同じモデルで海底地形
 の勾配を1/10、水平渦粘性係数を $5 \times 10^6 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ と小さくした場合。等値線の間隔は20 Svで、負
 の質量輸送関数の領域を斑点で示した。

オホーツク海の海氷変動について

高瀬勝行・山田二久次・関根義彦 (三重大生物資源学部)

1. はじめに

オホーツク海は海氷が本格的に見られる最も低緯度の海域である。オホーツク海の海氷変動特性を把握することは周辺の気象変動を考える上で重要である。オホーツク海の海氷面積の変動については過去に多くの研究がある。例えば、松倉(1975)はオホーツク海水域の最大面積と極東域東西指数の間に顕著な正の相関があることを指摘している。佐藤(1984)は1976年以前とオホーツク海の海氷面積が相対的に増加した1977年以降に分けて相関を調べるとオホーツク海の海氷面積と極東域東西指数の間に共に正の相関があることを示した。本報告ではオホーツク海海氷密接度の時空間変動特性と気象要素の変動との関連についての解析結果について述べる。

2. データ

オホーツク海の海氷データについてはNavy/NOAA Joint Ice Center (JIC)による1972年から1990年の $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ メッシュ内での月平均海氷密接度データと気象庁による密接度10%以上で定義された海氷面積値(第1図)を使用した。

3. 結果

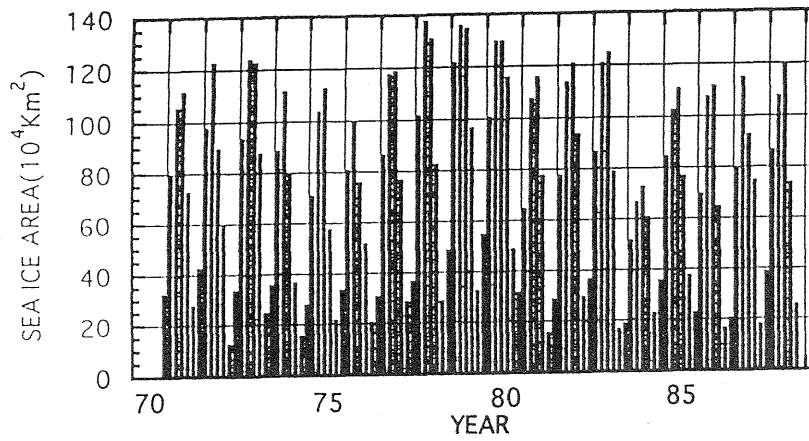
海氷の変動を見るために海氷が存在する11月から6月の期間でEOF解析を行った。EOF解析の第1-3モードの空間分布を第2図に示す。第1モードではオホーツク海全域が同じ位相で変動し、オホーツク海中央部で変動が最も大きいパターンが得られた。第1モードのスコア(第3図)では1973、78、79、80年でスコアが高く、1974、76、84年でスコアが低い。スコアには大きな季節変動があり2、3月に極大値をとる。このモードはオホーツク海全体の海氷面積の経年変化を示すモードであることが示唆される。第2モードはオホーツク海西側と東側で逆の位相を持つ分布を示している。第3モードではオホーツク海の中央部とオホーツク海北部及び太平洋側で逆位相を示す分布になっている。第2、第3モードのスコアは第1モードのそれと比較して明確な季節変動が見られず空間的にも同位相で変動していないことから、海氷の生成・融解に関与する熱力学的要因と海氷を移流する力学的要因による可能性が高い。

第1から第3モードのスコアと海氷面積の相関関係の結果を第4図に示す。第1モードと第3モードでは共に正の相関が見られるが、第2モードでは相関は見られない。

参考文献

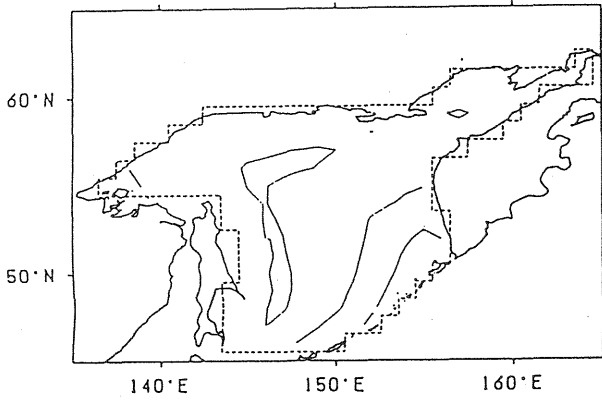
松倉(1975): 海氷現象と東西指数との関連. 流水災害に関する特別研究報告書(科学技術庁), 17-26.

佐藤(1984): オホーツク海の海氷分布に及ぼす風及び海流の効果について, 研究時報, 40, 51-56.

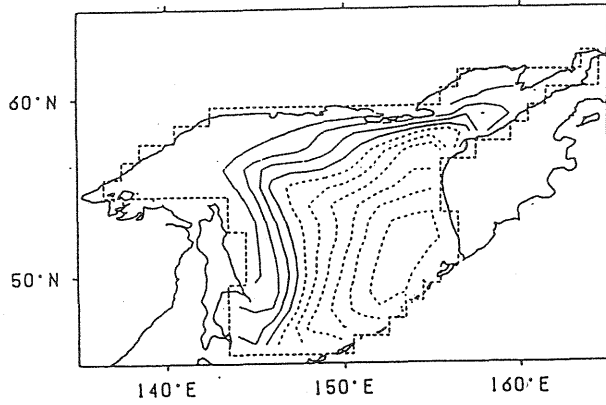


第1図 オホーツク海全海氷面積

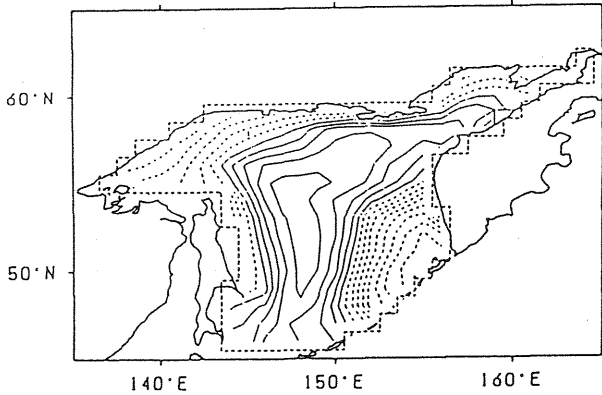
First mode



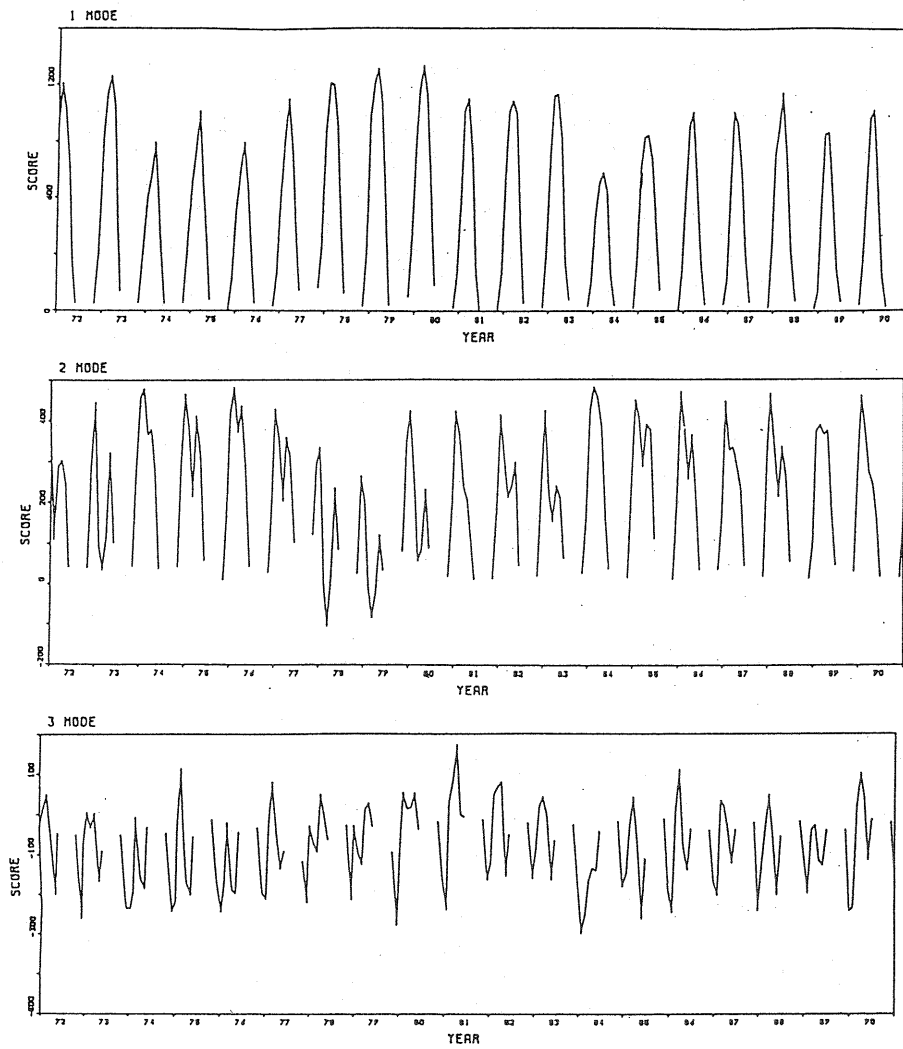
Second mode



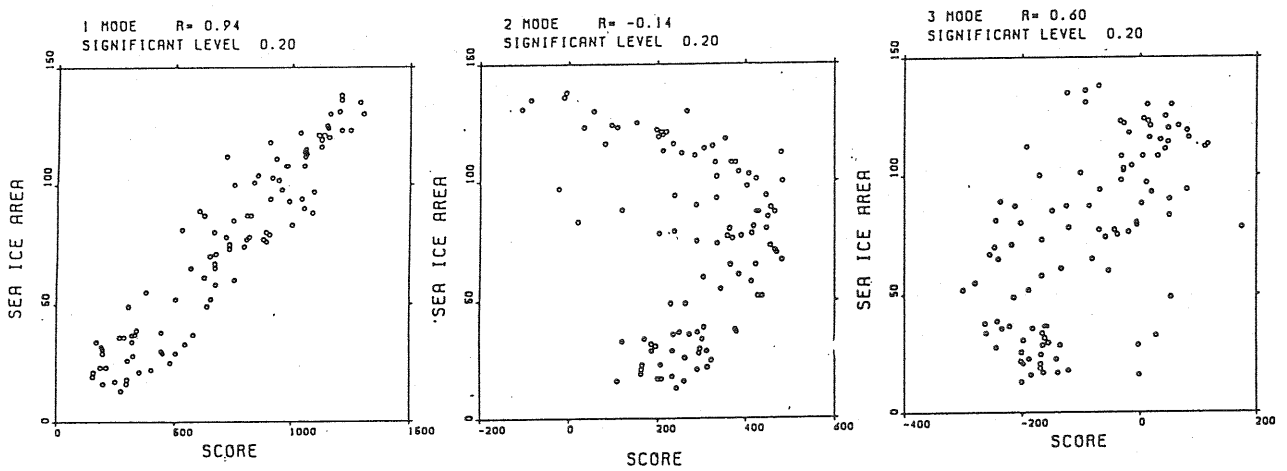
Third mode



第2図 オホーツク海の月平均海氷密度(1972-1990年の前年11月から6月)に対するEOF解析の第1-3モードの空間分布。等値線間隔は0.02で正の部分を実線、負の部分破線で示した。



第3図 EOF解析の第1-3モードの主成分スコア



第4図 オホーツク海全海水面積と第1-3モードの主成分スコアとの相関
Rは相関係数を示す。5%の危険率で有意な値は0.2である。

日本海の海面水温と東北地方の気象について

丹藤英司 (仙台管区気象台) 西山勝暢 (秋田地方気象台)

1. はじめに

海洋と気象との関連性についてはこれまで多くの報告がある。岩尾 (1994) は、北海道の釧路、網走、室蘭、札幌、函館および東北地方の青森と宮古の気象 (気温、雲量、降水量、霧日数、降雪の深さ) と海況 (周辺海域の海面水温、親潮に関する指標、赤道域の海面水温) との関係について調べた。各地の気象要素の中でも特に気温は、冬季には季節風の風上の海域の海面水温との関係が大きく、夏季にはオホーツク海高気圧の発生源である海域のそれとの関係が大きいと報告している。また、丹藤 (1995) は図1に示した17地点の東北の気象官署の気温と海況との関係を調べ、小名浜以外のすべてで日本海の海面水温との相関が最も大きく、季節別では冬に最大となり、春から秋にかけては三陸沖の海面水温とも相関が大きくなる。親潮との関係は太平洋側の各地で5月に相関があり、親潮が強いときに気温が低くなる傾向がみられ、岩尾 (1994) の結果と一致すると報告している。月単位でのタイムラグについてはすべてラグ=0で係数が最大となり、気温と海面水温との間での時間的なずれはみとめられなかったと述べている。ここでは図1に示した東北地方の各地の気象官署の気温と図2の周辺海域の海面水温について調べ、特に日本海の海面水温との関係について詳しく述べる。図2に用いた海面水温の海域区分は岩尾 (1994) が調べたA~F海域にさらに日本海側のG海域を設けた。用いた資料は1964年から1993年の30年間で、各資料とも標準偏差により標準化した月平均の偏差資料である。なお岩尾 (1994) の調査は1970年から1993年までの24年間の資料で、標準化した資料の時系列をさらに5か月移動平均して解析している。

2. 解析結果

表1に1964年から1993年まで30年間の東北地方の各地の気象官署の平均気温と周辺海域の月平均海面水温との相関係数で、*は各官署で係数が最大である海域を示す。海域ごとにみるとA海域は40°N以北の日本海沿岸にあたり、深浦とむつで0.50以上、この海域から遠く離れた若松、福島、白河、小名浜で0.40以下となっている。この海域の平均の係数は0.44である。B海域はオホーツク海であるが、係数は全地点で小さく海域平均でも0.34である。C海域は三陸沖の145°E以西であるが、ここに近い大船渡、宮古、石巻で0.56以上他は0.50前後で、平均は0.52である。D海域はC海域の沖合で地点による差は小さく0.42から0.49で、平均は0.46である。E海域はC海域の南の常磐沖でそこに面した小名浜で0.66と大きくこの海域から遠く離れている青森、秋田など0.42から0.45と小さく、平均では0.50である。F海域はE海域の沖合で大船渡、石巻、小名浜で0.49から0.53、他は0.42から0.47で平均は0.46である。G海域は日本海の41°N以南、137°E以东で全地点で0.54以上あり、ここに面した深浦で0.63、秋田0.59、酒田0.60で平均は0.58である。

次に海面水温と気温との月別の相関をみる。ここでは岩尾 (1994) と同様に標準化した偏差をさらに5か月移動平均して係数を計算した。図3に日本海側の秋田と酒田、図4に太平洋側の大船渡と小名浜を示す。秋田の気温については相関係数が0.8を超えることはない。0.7を超えるのは日本海のG海域の11~3月と日本海北部のA海域の8~10月で、0.6以上はG海域の全年とA海域の4~6月を除いて全年、オホーツク海のB海域の7~9月と12月、三陸沖のC海域の6~9月と12月、さらにその沖合のD海域の7~10月である。酒田の気温は秋田とほぼ同じ傾向で係数が0.7を超えるのはG海域のみで11~3月である。0.6以上はG海域の全年、A海域の2月と7~10月と12月、B海域の6・7月、それにC海域の6~8月で、全体的に秋田より係数がやや小さめである。

大船渡の気温は係数が0.8を超えるのがみられ、G海域の12~3月とC海域の5~8月である。0.7を超えるのはG海域の5・8・10月を除いた全年、A・B海域の10月、C海域の4~11月、D海域の9・10月、それに常磐沖E海域の4・5月である。0.6以上はG海域の全年、A海域の9~2月、B海域の7~12月、C海域の1月を除く全年、D海域の8~12月、E海域の10月を除く全年である。小名浜の気温とは係数が0.8を超えるのはE海域の3~5月のみで、0.7を超えるのはG海域の12~3月と9月それにE海

域の1～8月である。0.6以上はG海域の11～4月と9月、A海域はなくB海域の8～10月、C海域の4・5月、D海域の9・10月、E海域は全年、F海域は11月のみである。大船渡と小名浜とはほぼ似たような傾向にあるが、大船渡ではC海域、小名浜ではE海域の係数が各々大きくなっている以外は全体的に小名浜の方がいくぶん小さい。

海面水温と気温との時間的なずれをみるため、気温に関してのみ各月の旬平均偏差を用いて相関係数を計算した結果を示す。秋田とG・A海域との係数を表2に、大船渡とG・C海域とを表3に、小名浜とG・E海域とを表4に示す。小名浜とE海域との係数を除くといずれも上旬が最大で、下旬が最も小さい。しかし上旬の最大でも月平均どうしの係数より小さくなっている。小名浜とE海域との関係は中旬で最大、下旬に最小である。

3. 考察

1964年から1993年までの30年間にわたる資料による東北地方17気象官署の気温とその周辺海域の日本海、日本海北部、オホーツク海、三陸沖、常磐沖の海面水温との相関は、小名浜を除き各地とも日本海との間で最も大きく、三陸沖、常磐沖、日本海北部、オホーツク海の順である。月別にみると小名浜でも12月から2月までは日本海との相関が他の海域よりも大きい。そして各地とも日本海との相関は季節風の吹く11月から3月までは特に大きく、このことは主に北海道について調べた岩尾(1994)の結果と同じであるが、夏のオホーツク海との関係は東北地方ではみられない。また秋田では8月から10月に日本海北部と、大船渡では4月から9月に三陸沖と、小名浜では3月から9月と11月に常磐沖との相関が最大で、各地に近い海域との相関が大きいことを示し、このことは表1からもいえる。月平均海面水温とその月の旬毎の気温との相関について、上旬で係数が大きいことは、気温と水温は同じ原因で変動した場合、気温の方がいくぶん早く応答していることが推察される。

大船渡では総関係数が0.8を超える場合がみられ、日本海との係数でも12月から3月までは0.8を超え秋田より大きい。このことは他のところより海洋の影響をより受けやすい特徴があると考えられる。

参考文献

- 岩尾尊徳(1994)：北日本の気象と海況との関連について、海と空、70(2)、65-70
- 丹藤英司(1995)：東北の気温と海況の関係、ヤマセンポジウム「'93ヤマセ」とその周辺、Extent Abstract集、73-77、東北大学理学部付属大気海洋変動センター

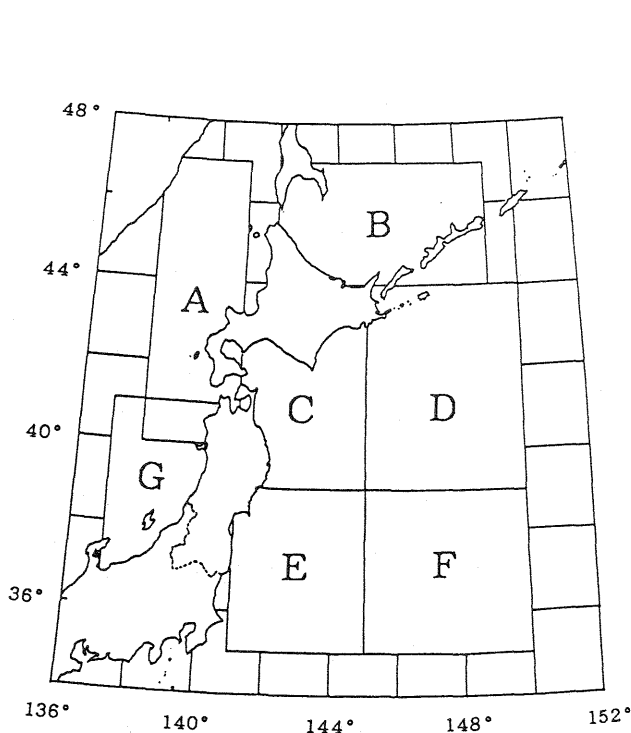


図1 各海域の位置

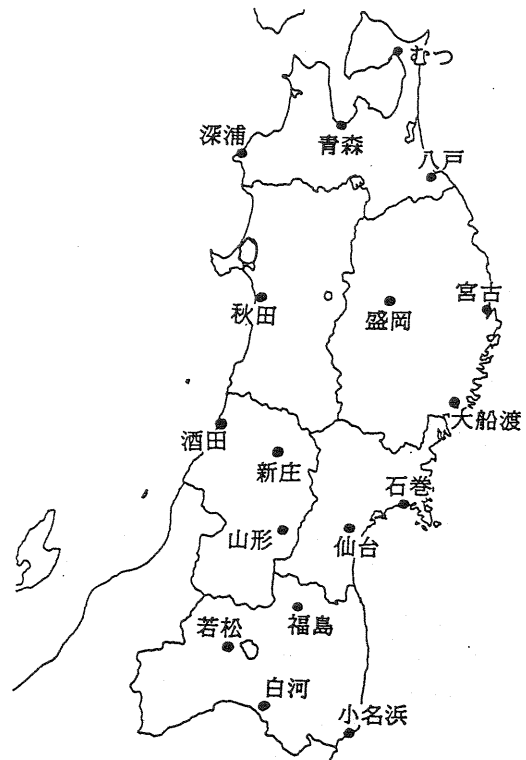
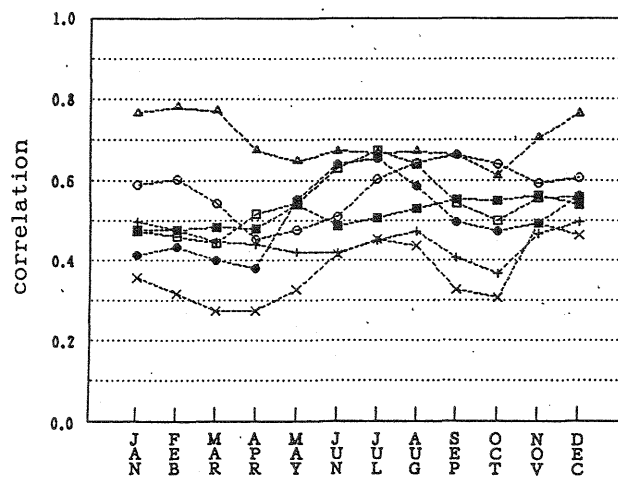
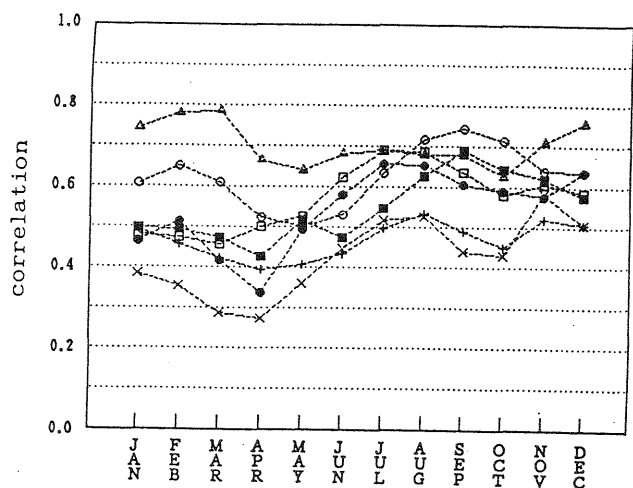


図2 東北地方の気象官署

表1 各気象官署の月平均気温と各海域の月平均表面海水温との相関係数(1964~1993)

地点	海域A	海域B	海域C	海域D	海域E	海域F	海域G
大船渡	0.45	0.38	0.58	0.49	0.55	0.50	*0.59
新庄	0.44	0.36	0.50	0.47	0.48	0.45	*0.58
若松	0.40	0.34	0.46	0.43	0.49	0.46	*0.58
深浦	0.50	0.43	0.53	0.49	0.45	0.44	*0.63
青森	0.49	0.39	0.49	0.46	0.42	0.42	*0.57
むつ	0.52	0.42	0.54	0.49	0.44	0.42	*0.57
八戸	0.47	0.39	0.54	0.47	0.44	0.43	*0.57
秋田	0.49	0.39	0.48	0.47	0.44	0.45	*0.59
盛岡	0.42	0.38	0.51	0.48	0.50	0.47	*0.58
宮古	0.45	0.36	0.57	0.48	0.48	0.46	*0.58
酒田	0.47	0.38	0.49	0.46	0.45	0.44	*0.60
山形	0.43	0.34	0.50	0.45	0.50	0.46	*0.58
仙台	0.43	0.33	0.54	0.45	0.54	0.47	*0.57
石巻	0.44	0.36	0.56	0.48	0.56	0.49	*0.59
福島	0.37	0.31	0.49	0.44	0.51	0.46	*0.54
白河	0.38	0.31	0.49	0.42	0.52	0.47	*0.55
小名浜	0.37	0.33	0.50	0.46	*0.66	0.53	0.56

* は、各気象官署について相関が最大の海域



A : ○—○ B : ●—● C : □—□ D : ■—■ E : +—+ F : ×—× G : ▲—▲

図3 秋田(左)と酒田(右)の気温と各海域の相関係数(5か月移動平均データによる)

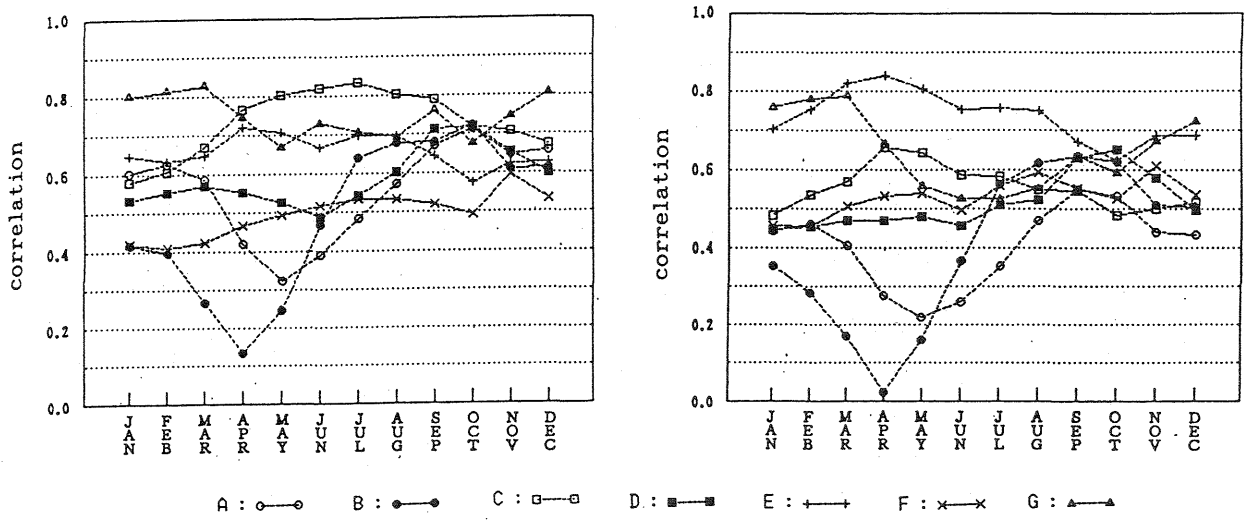


図4 大船渡（左）と小名浜（右）の気温と各海域の相関係数（5か月移動平均データによる）

表2 秋田の旬平均気温とG・A海域の月平均海面水温との相関係数

	Sea Area	G	A
Akita	First Decade	0.53	0.43
	Second Decade	0.40	0.37
	Third Decade	0.35	0.27

表3 大船渡の旬平均気温とG・C海域の月平均海面水温との相関係数

	Sea Area	G	C
Ofunato	First Decade	0.52	0.50
	Second Decade	0.40	0.41
	Third Decade	0.36	0.34

表4 大船渡の旬平均気温とG・E海域の月平均海面水温との相関係数

	Sea Area	G	E
Onahama	First Decade	0.49	0.52
	Second Decade	0.42	0.53
	Third Decade	0.38	0.45

黒潮続流域から切離した冷水渦について

杉本悟史 (神戸海洋気象台)

1. はじめに

衛星データの活用により、1994年に黒潮続流域で切離した冷水渦が西進し、1995年3月に本州南方で消滅するまでの様子がとらえられた。続流域から切離した渦がこれ程長期間とらえられたのは初めてであり、渦の特徴や黒潮流路に与える影響といった点で注目を集めた。この冷水渦の特徴および消滅過程について調査したのでその結果を述べる。

2. 冷水渦の特徴

図1に、気象庁のFAX放送(SOPQ)から読みとった冷水渦の移動の様子、および渦の中心位置と時間の関係を示す。1993年12月に黒潮続流域(155°E付近)でみられた蛇行が切離し冷水渦となって西進、1995年3月まで存在していた様子がわかる。この冷水渦の西進の速度は約130km/1カ月で、30°Nにおける内部ロスビー波の位相速度とよく対応しており、冷水渦が流れの弱い海域をロスビー波として西進したと考えられる。

次に、気象庁の観測船凌風丸が9501航海で神戸海洋気象台の観測定線(G線)を観測した時のデータを使用して、冷水渦の海水特性を調べた。冷水渦はG8付近を中心にG7~G9にかけてみられる(図2)。水温・塩分・密度の断面図(図3)で冷水渦(G7~G9)と冷水渦の外側(G6)とを比べると、200~1200m深にかけて100m程度の等値線の上昇がみられ、冷水渦の構造が1200m以深におよんでいることがわかる。また、 θ (ポテンシャル水温)とS(塩分)の関係(図4)はG3~G9の各測点でほとんど変わらず、1000m以深で四国海盆水にきわめて近く、1000m以浅で北西太平洋水と四国海盆水のほぼ中間近い値をとっている。このことは、冷水渦が伊豆海嶺をこえて西進する間に等密度面に沿って周囲の海水と混合し、四国海盆水としての特徴をほぼそなえたことを示している。

3. 冷水渦の消滅過程と黒潮への影響

本州南方を冷水渦が西進した今回のケースでは、九州南東沖で冷水渦が黒潮流路に与える影響が注目される。黒潮の大蛇行は、図5のように、上流からの急激な黒潮流速の増加により起きた小蛇行(Sekine and Toba, 1981a, b)が東進、発達してできることが知られている(Solomon, 1978)が、一方で今回のような冷水渦が小蛇行発生の原因となる可能性も考えられる。そこで、400m深水温分布図から、冷水渦の消滅時期における黒潮流路の変化を旬毎におこなった。

図6から、冷水渦は4月には消滅し、一方九州南東沖で黒潮が離岸していることがわかる。これは、冷水渦が西進してきたこと、400m深で12°C以下の冷水が4月には黒潮より陸側でしかみられないこと、それに対応するように黒潮がその時期に急速に離岸したこと、などからみて、3月下旬から4月中旬の間に冷水渦が西に移動し黒潮がその東側を流れるようになったと考えられる。すなわち、冷水渦が黒潮の急速な離岸距離増大の原因の1つであった可能性が考えられる。一方流れのデータ(図7)をみると、黒潮が急速に離岸した海域のやや上流にあたる29°30'N、132°E付近で、4月上旬には北向きの流れが観測されているのに対し中旬には南東への流れとなっており、小蛇行は最初に流量の増大によりこの付近で起こったと考えられる。したがって、今回の離岸(小蛇行)は上流域における流量の増大により発生し、冷水渦は小蛇行発生後に急速に離岸距離を大きくする役割を果たした、という可能性が考えられる。

参考文献

- 金子郁雄・寺本俊彦, 1985: 四国・フィリピン海盆と北西太平洋海盆との海水交流, 海洋の動態, 恒星社厚生閣, 54-77
 神戸海洋気象台, 1995: 海洋速報, 139, 26-32
 Sekine Y. and Y. Toba, 1981a: Velocity variation of the Kuroshio during formation of the small meander south of Kyushu: J. Oceanogr. Soc. Japan, 37, 87-93
 Sekine Y. and Y. Toba, 1981b: A numerical experiment on the generation of the small meander of the Kuroshio off south-eastern Kyushu: J. Oceanogr. Soc. Japan, 37, 234-242
 Solomon, H., 1978: Occurrence of small "trigger" meanders in the Kuroshio off southeastern Kyushu: J. Oceanogr. Soc. Japan, 34, 87-93

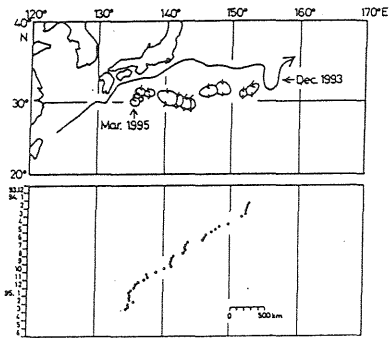


図1 1994年～1995年3月の冷水渦の移動の様子(上図)および渦の中心位置と時間の関係(下図)

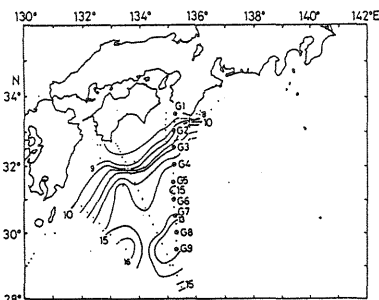
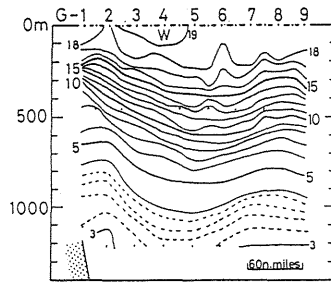
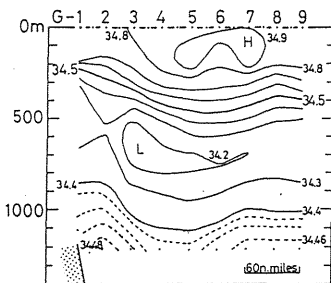


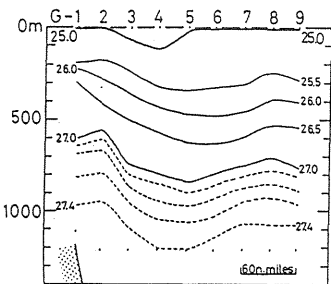
図2 凌風丸9501航海時の400m深水温分布図



(a)



(b)



(c)

図3 凌風丸9501航海時の
(a)水温 (b)塩分
(c)密度(σ_t)
のG線断面図

(神戸海洋気象台、1995)

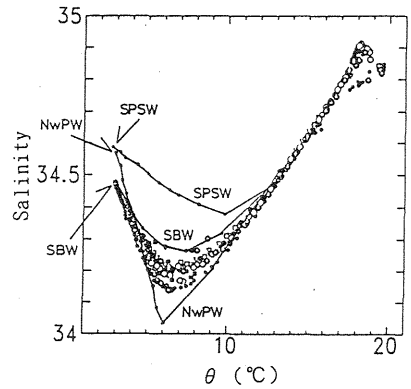


図4 凌風丸9501航海時のG3～G9の θ (ポテンシャル水温)とS(塩分)の関係。SPSW・SBW・NwPWはそれぞれ金子・寺本(1985)により定義された南フィリピン海水・四国海盆水・北西太平洋水の平均値を示す。

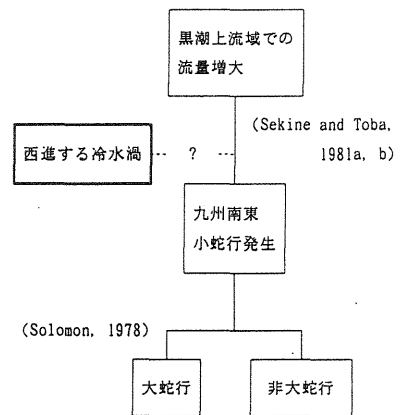


図5 大蛇行発生の過程

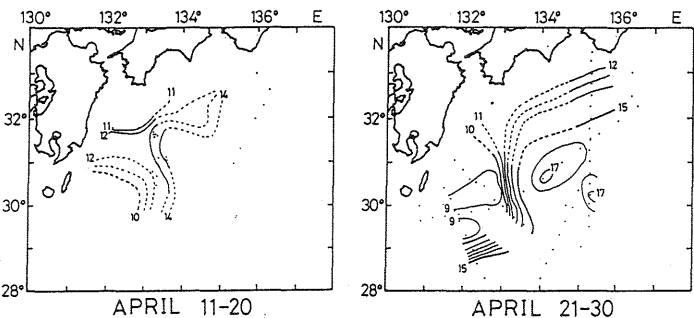
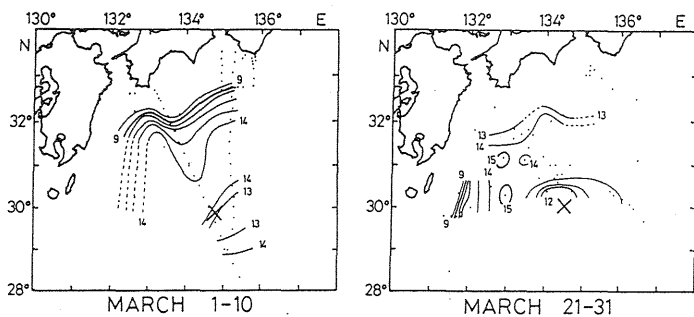


図6 1995年3・4月の400m深水温分布。×は渦の中心位置を示す。

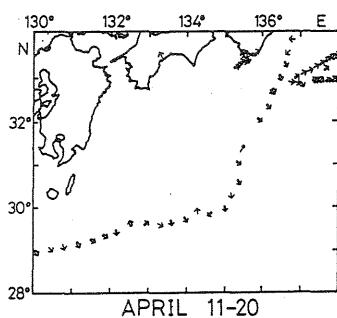
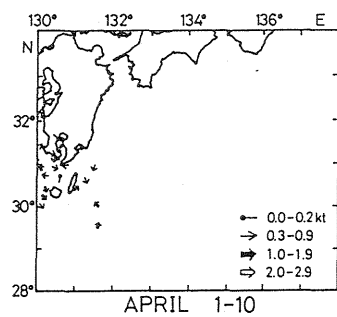


図7 1995年4月の海面流

播磨灘と備讃瀬戸における海水中二酸化炭素の測定

山下栄次, ○山田高広(岡山理科大学), 林昌世, 石田廣史(神戸商船大学)

1. はじめに

温暖化物質の1つである二酸化炭素(CO₂)に着目し, 大気海洋間のCO₂の交換量を知るために, 播磨灘と備讃瀬戸において走行中に表面海水の二酸化炭素分圧(pCO₂)の水平分布の測定を行った。また停泊時に播磨灘(牛窓港沖)と備讃瀬戸付近(鞆港沖)でpCO₂の夜間の時間変動の測定を行った。さらに, 播磨灘と備讃瀬戸がCO₂について吸収体(Sink)なのか放出体(Source)であるのかを明らかにするために, 走行時と停泊時のCO₂の交換量(CO₂Flux)の計算を行った。

2. 方法

2.1 測定項目: 海水中二酸化炭素分圧(pCO₂), 大気中二酸化炭素分圧(PCO₂), 水温(Ts), 塩分(Salinity), pH, 溶存酸素(DO), 風速(U), 測定期間: 1994年8月2日~8月4日, 測定場所: 神戸商船大学練習船深江丸船上後部室内, 測定時間間隔: 15分毎, 距離間隔: 1~7km, 測定深度: 3.5m

2.2 測定航路

Fig.1に航路図を示した。神戸港を8月2日13時30分出発, 明石海峡, 播磨灘を通り, 8月2日18時30分に牛窓港沖に到着した。停泊後, 8月3日8時牛窓を出発し, 備讃瀬戸を通り, 8月3日12時30分に鞆港沖に到着した。鞆での停泊期間は, 8月3日12時30分から8月4日8時までであった。測定期間中を通じて異常な気象条件はなかった。

2.3 海水中二酸化炭素の測定装置

測定装置は, 大滝らの開発したpCO₂測定装置(1994)を用いた。この方式は, 気象庁が使用している杉村式二酸化炭素濃度測定装置(気象庁 1988)に比べ, 少量の海水(一回につき200ml)で短時間(15分間)で測定が可能である。非分散型ガス分析計(NDIR)は島津製作所製URA-106を使用した。任意濃度のキャリアーガス発生部と電源, 制御信号発生部には, エスワン社製岡山式水中CO₂自動測定装置SO930L-2を使用した。

2.4 CO₂Fluxの計算

CO₂Fluxを求めるのにAndrie(1986)の式, $F=0.24 \cdot k \cdot K \cdot dPCO_2$ を用いた。FはCO₂のFluxでmmol/(m²·d)で表し, kは交換速度でcm/hで表し, Kは溶解度でmol/(kg·atm)で表し, dPCO₂は海水中二酸化炭素分圧から大気中二酸化炭素分圧を引いた値でμatmで表す。交換速度kはSchmidt numberであるScによる風速Uと温度Tsの関数である。kは風速U(m/s)が0<U≤3.6, 3.6<U≤13(Andrie1986)によって式が異なる。

$$k=70.74 \times 0.17 \times U \times Sc^{-2/3} (0 < U \leq 3.6) \quad k=24.39 \times (2.85U - 9.65) \times Sc^{-1/2} (3.6 < U \leq 13)$$

Scは水の動粘度と気体の分子拡散の割合であり次式で示される。Sc=1065-23.5Ts(°C) K。は海洋への溶解度と温度の逆関数であり, Weissの式(1974)で表せる。Tは水温(K)であり, Sは塩分である。

$$K_s = \text{EXP}[-60.2409 + 93.4517(100/T) + 23.3585 \text{LN}(T/100) + S\{0.023517 - 0.023656(T/100) + 0.0047036(T/100)^2\}]$$

3. 結果及び考察

Fig.2にpCO₂, PCO₂, Ts, Salinity, pH, DOの経度変化を示した。pCO₂は337.3から684.7μatmで変化し, 播磨灘で低く備讃瀬戸で高い値を示した。播磨灘でのpCO₂の変動係数は4.3%であり, 備讃瀬戸でのpCO₂の変動係数は14.0%であり, 播磨灘よりも備讃瀬戸の方がpCO₂の変動係数が大きい。これは播磨灘よりも備讃瀬戸の方がpCO₂の分布が複雑である為と思われる。PCO₂は357.3から384.3μatmで変化し, その変動幅は27.0μatmでありpCO₂の変動幅357.4μatmに比べ小さかった。Tsは27.0から29.7°Cで変化し, 神戸港から牛窓までTsは増加し, 播磨灘と備讃瀬戸の境界線付近に来るとTsは低下し鞆にかけて増加していった。Salinityは31.1から32.0で変化していた。牛窓付近でSalinityは最低値を示し, 牛窓を離れるに従ってSalinityは増加していた。牛窓付近は旭川, 吉井川があり陸水の影響だと思われる。pHは8.002から8.261で変化し, DOは6.67から9.46mg/lしていた。pHとDOはpCO₂と逆位相になっていた。播磨灘と備讃瀬戸の境界線付近東経134度5分で, pCO₂, Ts, pH, DOに不連続線が見られた。PCO₂, Salinityは不連続線は明らかではなかった。

Fig.3に $p\text{CO}_2$ を温度係数と塩分係数で、走行中測定した平均の水温と塩分で修正した $p\text{CO}_2$ と修正前の $p\text{CO}_2$ の経度変化を示した。 $p\text{CO}_2$ の温度係数は $4.5\%p\text{CO}_2/^\circ\text{C}$ を用いた(山下 1993)。塩分係数は $44\mu\text{atm}$ を用いた(Outdot 1989)。 $p\text{CO}_2$ を走行中測定した平均の水温と塩分で修正しても $p\text{CO}_2$ の不連続線は消えなかった。播磨灘と備讃瀬戸の $p\text{CO}_2$ の差は水温と塩分の修正では説明がつかなかった。

Fig.4に輦での停泊時の時間変動を示した。輦では、 $p\text{CO}_2$ は、到着直後の13時15分で $483.0\mu\text{atm}$ であり、出発直前の8時で $472.5\mu\text{atm}$ であった。 PCO_2 は、到着直後は $355.2\mu\text{atm}$ であり、出発直前は $362.3\mu\text{atm}$ であった。 T_s は、到着直後は 28.5°C であり、出発直前は 28.3°C であった。 Salinity は、到着直後は 31.7 であり、出発直前は 31.9 であった。 pH は、到着直後は 8.116 であり、出発直前は 8.106 であった。 DO は、到着直後は 7.53mg/l であり、出発直前は 8.98mg/l であった。 $p\text{CO}_2, T_s, \text{Salinity}, \text{pH}, \text{DO}$ は、走行時に比べて停泊時の方が変動幅が小さかった。

Fig.5に牛窓と輦での停泊時の $p\text{CO}_2$ の時間変動を示した。牛窓での $p\text{CO}_2$ の変動係数は 10.6% であり、輦での $p\text{CO}_2$ の変動係数は 3.9% で、牛窓の方が輦よりも $p\text{CO}_2$ について変動係数が大きい。牛窓での $p\text{CO}_2$ の変動係数が輦に比べて大きいのは、牛窓には藻が多いため、藻の生物活性の影響によるものと思われる。走行中と停泊時での播磨灘と備讃瀬戸の $p\text{CO}_2$ の水平分布は、播磨灘が備讃瀬戸よりも走行中で $172\mu\text{atm}$ 、停泊中は $92\mu\text{atm}$ 低い値であり、停泊時よりも走行中の方が $p\text{CO}_2$ について差が大きいことがわかった。

Fig.6に温度係数と塩分係数で、停泊中測定した平均の水温と塩分に修正した牛窓と輦での $p\text{CO}_2$ の時間変動を示した。修正前の牛窓と輦での $p\text{CO}_2$ の差は、同時刻で最大 $115.2\mu\text{atm}$ であり、修正後の牛窓と輦での $p\text{CO}_2$ の差は、同時刻で最大 $101.0\mu\text{atm}$ であった。水温と塩分で修正しても牛窓と輦の $p\text{CO}_2$ の差はなくならなかった。停泊時においても播磨灘と備讃瀬戸の水温と塩分以外の $p\text{CO}_2$ への影響が認められた。播磨灘と備讃瀬戸での水温と塩分以外の要因としては、海藻、植物プランクトン、好気性細菌などの生物活性の影響があると考えられる。また、潮汐による海水塊の水平移動或いは垂直混合による影響もあると考えられる。

Fig.7に CO_2Flux と $k, K, d\text{PCO}_2$ の経度変化を示した。 $d\text{PCO}_2$ について備讃瀬戸では海水の方が大気よりも二酸化炭素分圧は高くプラスであり、播磨灘では大気の方が海水よりも二酸化炭素分圧は高くマイナスであった。播磨灘では CO_2Flux と $d\text{PCO}_2$ は同じ位相で動いていた。備讃瀬戸では、 CO_2Flux と $d\text{PCO}_2$ は、 $d\text{PCO}_2$ の増減と CO_2Flux の増減が一致して動いていなかった。これは風速による影響である。播磨灘の CO_2Flux は平均 $-0.48\text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ であり播磨灘は CO_2 についてSinkであった。備讃瀬戸の CO_2Flux は平均 $9.78\text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ であり備讃瀬戸は CO_2 についてSourceであった。

4. まとめ

海水中二酸化炭素分圧の水平分布は、播磨灘が備讃瀬戸よりも、走行中で $172\mu\text{atm}$ 、停泊中は $92\mu\text{atm}$ 低い値であった。播磨灘から備讃瀬戸への境界線付近を走行中に、海水中二酸化炭素分圧が 12km の間で $250\mu\text{atm}$ 急激に上昇していた。 CO_2Flux は、播磨灘では $-0.48\text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ で CO_2 についてSinkであり、備讃瀬戸は $9.78\text{mmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ で CO_2 についてSourceであった。今後、生物活性と $p\text{CO}_2$ との関係を明らかにするために、生物活性の影響が比較的小さい沖と生物活性の影響が比較的大きい沿岸海域で、 $p\text{CO}_2$ の測定を行っていききたい。

参考文献

- 大滝 英治・藤原 福一・山下 栄次・伊藤 はる奈・劉 小虎,1994: 海水中の二酸化炭素濃度($p\text{CO}_2$)測定器の開発, 海の研究, 6, 413-418.
- Outdot, C. and Andrie, C., 1989: Short-term changes in the partial pressure of CO_2 in eastern tropical Atlantic surface seawater and in atmospheric CO_2 mole fraction. *Tellus*, 41B, 537-553.
- 気象庁, 1988: 海洋調査指針-1988, 日本気象協会, 149-177.
- Andrie, C., Outdot, C., Genthon, C. and Merlivat, L., 1986: CO_2 fluxes in the Tropical Atlantic During FOCAL Cruises. *J. Geophys. Res.* 91, 11741-11755.
- Weiss, R.F., 1974: Carbon dioxide in water and seawater: The solubility of a non-ideal gas. *Marine Chemistry*, 2, 203-215.
- Yamasita, E., Fujiwara, F., Liu, X. and Ohtaki, E., 1993: Measurements of carbon dioxide in Seto Inland Sea of Japan. *J. Oceanogr.*, 49, 559-569.

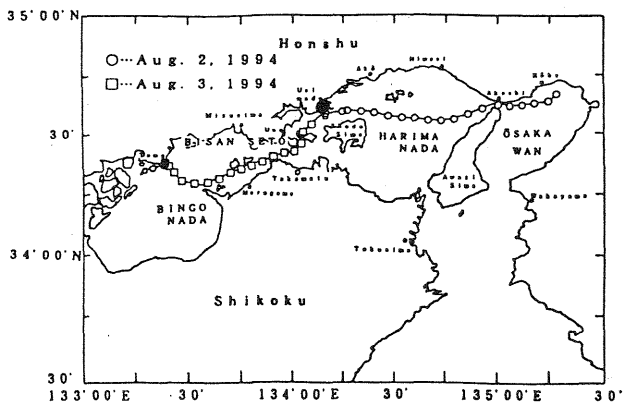


Fig.1 Sampling localinons in the eastern Seto Inland Sea.

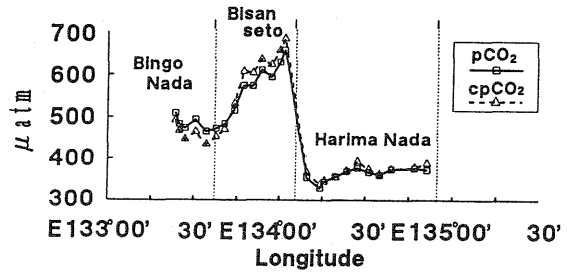


Fig.3 Regional variations of pCO_2 and $cpCO_2$.
 $cpCO_2$:calculated pCO_2 by temperature and salinity.
 Temperature coefficient:4.5% $CO_2/^\circ C$.
 Salinity coefficient:44 μatm .

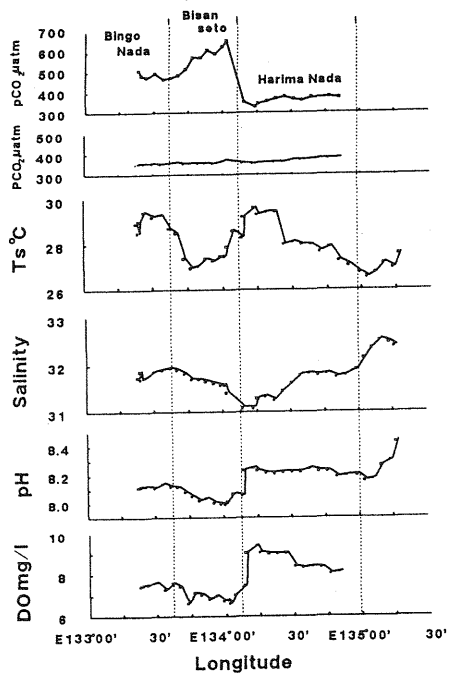


Fig.2 Regional variations of pCO_2 , PCO_2 , T_s , Salinity, pH and DO in the surface seawater of Harima Nada and Bisanseto.

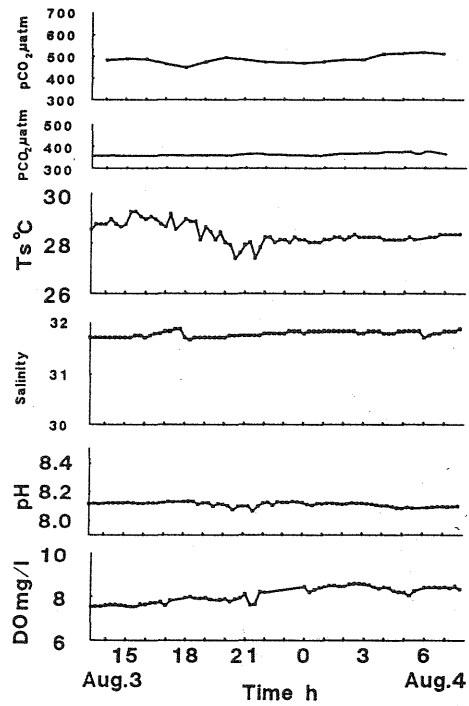


Fig.4 Diurnal variations of pCO_2 , PCO_2 , T_s , salinity, pH and DO in the surface seawater of Tomo.

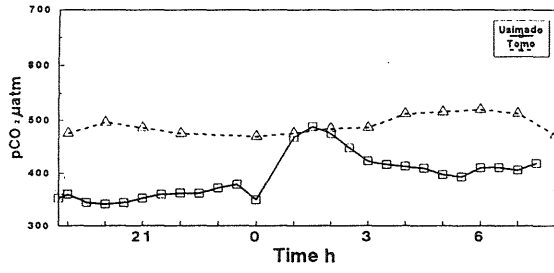


Fig. 5 Diurnal variations of $p\text{CO}_2$ in the surface seawater of Usimado and Tomo.

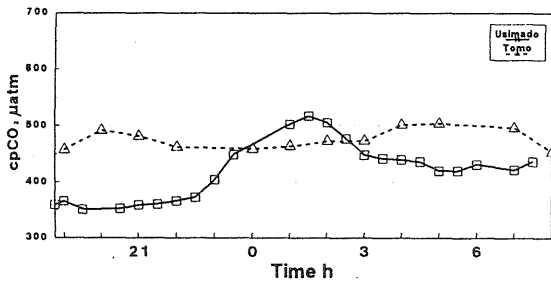


Fig. 6 Diurnal variations of $cp\text{CO}_2$ in the surface seawater of Usimado and Tomo.
 $cp\text{CO}_2$: calculated $p\text{CO}_2$ by temperature and salinity.
 Temperature coefficient: $4.5\% p\text{CO}_2 / ^\circ\text{C}$.
 Salinity coefficient: $44 \mu\text{atm}$.

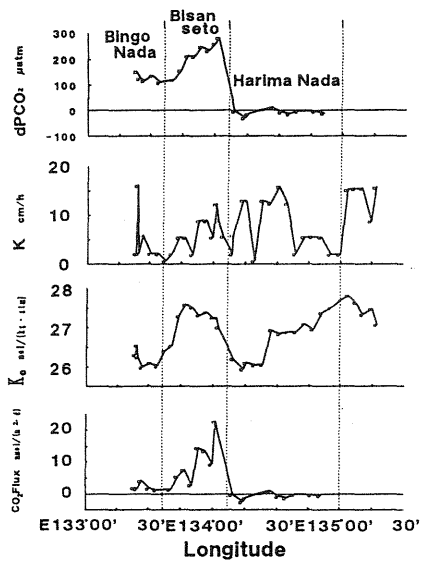


Fig. 7 Regional variations of CO_2 Flux in the surface seawater of Harima Nada and Bisanseto.

岡山県牛窓における二酸化炭素の大気・海洋間での交換

○山下栄次*, 小椋登志明*, 山田高広*, 林昌世**, 石田廣史**

(* 岡山理科大学, ** 神戸商船大学)

1 はじめに

瀬戸内海の表面海水中の二酸化炭素分圧(pCO₂)についての研究報告例は、紀本等(1993), Kumamoto等(1995)の例がある。紀本等はpCO₂の水平分布に注目し報告したが、時間変動は考察していない。Kumamoto等は伊予灘での固定点での日変動の測定から、pCO₂の日変動は潮流によって起こると報告している。しかし、大気・海洋間の二酸化炭素交換量(CO₂Flux)については考察していない。一方、Yanagi(1993)は、沿岸海域の大気・海洋間の二酸化炭素交換が果たす役割が外洋に比べ多きいと指摘している。

そこで、我々は、瀬戸内海の中央部の最狭部に位置し、閉鎖海域で陸水の影響が大きい海域でのpCO₂の通年測定を行い報告した(Ohotaki等, 1993; Yamasita等, 1993)。今回は、岡山県邑久郡牛窓で、pCO₂の通年測定を行い、CO₂Fluxを試算した。本報告は、測定の結果を整理し、牛窓におけるpCO₂の時間変動と季節変動の特徴と、CO₂Fluxの時間変動と季節変動の特徴について考察をおこなったものである。

2 方法

測定場所は、岡山県邑久郡牛窓町、岡山大学理学部臨海実験場である(図1に示す)。試料海水採取場所の水深は、満潮時約5mで干潮時には約2.5mで、採水深度は表層から0.5mである。試料海水の採取方法は、実験場構内の浮桟橋から実験室へ約50mの採水用のパイプラインを敷設して、約100l/minの海水を導入し、その一部を使用して測定を行った。採水用パイプラインの前後の温度変化は0.1°C以内に収まった。

測定期間は1993年6月~1994年7月である。測定項目はpCO₂、水温(Ts)、水素イオン濃度(pH)、塩分(S)、溶存酸素(DO)、大気中二酸化炭素分圧(PCO₂)である。各項目測定の時間間隔は30分である。pCO₂測定には大滝等が開発したpCO₂測定方法のシステム(1994)を改良した装置を用いた。

3 結果及び考察

3.1 pCO₂の時間変動

図2に1994年9月22日のpCO₂の時間変動を示した。PCO₂、DOとTsも示した。Tsは約24°Cで、この測定所では最高値に近い期間であった。pCO₂の平均値は599.7 μ atmでこの測定所では最高値に近い値であった。pCO₂は6時から12時頃と20時頃高く、12から18時の間に最小値となった。昼間は夜間に比べ低い特徴を示した。pCO₂の日振幅は171.0 μ atmであった。DOとTsはpCO₂と逆の位相で推移した。pCO₂はPCO₂より高い値を示した。

図3に1994年2月27日のpCO₂の時間変動を示した。PCO₂、DOとTsも示した。Tsは6から8°Cで、この測定所では最低値に近い期間であった。pCO₂の平均値は216.5 μ atmであった。pCO₂は昼間は夜間に比べ低い特徴を示した。pCO₂の日振幅は42.1 μ atmであった。DOとTsはpCO₂と逆の位相で推移した。pCO₂はPCO₂より低い値を示した。

牛窓での夏期と冬期のpCO₂の時間変動の特徴は、9月も2月もpCO₂は、昼間は夜間に比べ低い特徴を示し、DOは逆の位相で推移することであった。また、海水温度の低い期間のpCO₂の日振幅は、夏期と比べ縮まった。これは、冬期には水温が6から8°Cと低いため、水棲植物による、海水からのpCO₂の生物学的消費が少ないことを意味していると考えられた。

3.2 pCO₂の季節変動

図4に1993年6月から1994年7月までの、pCO₂の月平均値を示した。TsとPCO₂も同じ図に示した。pCO₂は夏期高く、冬期低い特徴を示した。pCO₂は216.5から599.7 μ atmまで変化し、年振幅は191.6 μ atmであった。pCO₂とTsの位相は良く似ていた。瀬戸内海における固定測点でのpCO₂の季節変動の報告例は、熊本等(1995)により、伊予灘での1月、5月上旬、5月下旬のpCO₂は、304.7, 287.5, 317.9 μ atmであるとし、冬期から春期にかけての季節変動幅は、30 μ atmであると計算している。Weiss et al.(1982)等は、大西洋の熱帯海域の北と南の海域の表面海水で季節変動を測定した。季節変動の変動幅は10 μ atmで、どちらの半球でも、夏期に最大値を示していた。WongとChan(1991)は、海洋ステーションPで得られたデータを用いて、海洋でのpCO₂の平均振幅は28 μ atmであると示した。我々の測定した季節変動の振幅は、外洋に比べ10倍の大きさであった。また、熊本等の値と比較しても3-5倍の大きさであった。この結果から、牛窓でのpCO₂の季節変動は、外洋や瀬戸内海沖合い(灘)と違う極地的な様相を示していた。

PCO₂の季節変動は冬期に比べると夏期に高かった。この季節変動は北半球にある他の測定所の季節変動と違う

(Keeling等, 1976a, 1976b; Gammon等, 1985). この結果は, 測定位置が瀬戸内海沿岸に位置しているためである. 瀬戸内海沿岸は空気表面層が4月から10月の間には日中でも安定して, 成層している特徴がある. このため, 空気塊の鉛直混合が抑制され, 近くの工場や民家から放出されたCO₂が, 空気表面層に留まって蓄積されるため夏期にPCO₂が高い値となっていた.

3-4 CO₂Fluxの時間変動

CO₂Fluxは Andrie(1986)の式 $F = 0.24 \cdot K \cdot K_0 \cdot \Delta pCO_2$ を用いて計算した. k はWiss(1989)を用いた. K_0 は Oudout and Andrie(1986)が提案した係数を用いた. F はCO₂Fluxで単位はmmol/(m²・d), K は交換係数(cm/h), K_0 は溶解度(mol/(kg・atm)), ΔpCO_2 は大気と海水間のCO₂分圧差で, $\Delta pCO_2 = pCO_2 - PCO_2$, 単位は μatm である.

図5 に1993年6月8日から9日に測定されたCO₂Fluxを示した. 参考のため10mの高さでの, 風速(U), ΔpCO_2 , K を示した. U は K に大きく影響しており, U が8.4m/sの6月9日9時にはCO₂Fluxは, 18.82mmol/(m²・d)で本研究で測定した最高値を得た. この測定期間での最低CO₂Fluxは0.08mmol/(m²・d)である. U が3.6m/sよりも多きい時のCO₂Fluxの平均値は9.04mmol/(m²・d)で, U が3.6m/sよりも少ない時のCO₂Fluxの平均値は0.22mmol/(m²・d)で, その比は41:1となり, 同一日中でもCO₂Fluxは急激に変化することがわかる. CO₂Fluxの日平均は6.95mmol/(m²・d)であった. CO₂は海水から大気への上向きの輸送であった.

図6 に1994年2月26日から28日に測定されたCO₂Fluxを示した. 参考のため10mの高さでの, U , ΔpCO_2 , K を示した. 図6より U は K に影響を与えていることがわかる. 2月のCO₂Fluxの日平均は-0.48mmol/(m²・d)で, 6月と正負が異なり2月のCO₂Fluxの日平均の絶対値は6月の15分の1であった. 2月のCO₂Fluxの時間変動は, 6月に比べその偏差は小さい. CO₂は海水へ大気からへの下向きの輸送であった.

CO₂Fluxの時間変動は, pCO_2 や PCO_2 に見られたような日周期性は見られなかった. CO₂Fluxの時間変動は K_0 や ΔpCO_2 よりも U の強弱により支配されていた. 6月に測定されたCO₂Fluxの時間変動は, 最高18.82mmol/(m²・d), 最低0.08mmol/(m²・d), その差は18.74mmol/(m²・d), 比は235:1と変化した. これは, いずれの月でも, 同一日中に, U の値の影響により, 6月と同程度のCO₂Fluxの時間変動が起きることを示唆している. CO₂Fluxの方向は, 6月は正で, 2月は負を示し季節的な特徴が見られる.

3.5 CO₂Fluxの季節変動

各月に測定した日平均値を月平均値とみなして, 牛窓でのCO₂Fluxの月平均値を表1に示した. 参考のため, T_s , U , S , pCO_2 , PCO_2 , K_0 , ΔpCO_2 を示した. ΔpCO_2 は夏期に正を, 冬期には負を示した. pCO_2 と PCO_2 の測定精度と季節変動の推移から考察して, 牛窓では ΔpCO_2 は, 6-11月は正, 12-5月に負の値を示すことは間違いなさそうである. 牛窓の海水は, 夏期に海水から大気への放出を行いCO₂のSourceとなり, 冬期に海水へ大気から吸収を起しCO₂のSinkとなっていることを示していた. ΔpCO_2 の年平均値が31 μatm で正の値を示すので, 牛窓の海水は, 年平均的にはCO₂のSourceの特徴がある.

CO₂Fluxの季節変動は, pCO_2 や PCO_2 に見られたような年周期性は見られなかった. CO₂Fluxの正負は, ΔpCO_2 の正負より定まるので, ΔpCO_2 の季節変動と同じく, CO₂Fluxは, 6-11月に正, 12-5月に負である特徴を示した.

CO₂Fluxの月平均値の年最高値は1993年6月の6.95mmol/(m²・d)であった, 6月のCO₂Fluxは, 他の月に比べ月平均で11-1001倍程度高値である. その理由は, U が5.0m/sと他の月の U より大きいため, 交換係数(K)が他の月に比べ約20倍と成っているためである. 年最低は1994年5月の-0.07mmol/(m²・d)で, 最高と最低の差は6.88mmol/(m²・d)であった. この値は1993年6月8-9日の時間変動より小さい. CO₂Fluxの季節変動幅は, 時間変動幅より少なかった.

年平均CO₂Fluxは, 0.66mmol/(m²・d)となり牛窓がSourceであると評価できた.

参考文献

- Andrie, C. 等(1986), J. Geophys. Res. 91, 11741-11755.
Gammon, R. 等(1985), United States Dept. of Energy, 26-62.
Keeling C. D. 等(1976a), Tellus, 28, 552-564., (1976b), Tellus, 28, 538-551. Tellus, 28, 538-551.
紀本岳志等(1993), 第54回分析化学討論会講演要旨集, 629-630.
Kumamoto Y. 等 (1995), J. Oceanogr, 51, 681-697.
Ohtaki, E., 等, (1993), J. Oceanogr. 49, 295-303.
大滝英治等, (1994), 海の研究, 6, 413-418.
Yamasita E., 等(1993), J. Oceanogr. 49, 559-569.
Yanagi, T. 等(1993:), Oceanogr. 49, 249-256.
Weiss, R. F. 等(1974), Mmarine, Cemistry, 2, 203-215.
Wong, C. S. 等(1991), Tellus, 43b, 206-223.

表1 牛窓でのCO₂ Fluxの月平均値

海水温度はTs, 風速はU, 塩分はS, 交換係数はk, 海水中二酸化炭素分圧はpCO₂, 大気中二酸化炭素分圧はPCO₂, 分圧差(pCO₂ - PCO₂)はΔpCO₂, 溶解度数はK₀, CO₂ FluxはFで示す.

Month	Ts	U	S	k	pCO ₂	PCO ₂	ΔpCO ₂	K ₀	F
	°C	m/s	psu	cm/h	μatm	μatm	μatm	mmol/(kg*atm)	mmol/(m ² *d) - 1
93' Jun.	19.6	5.0	32	6.448	507	369	138	33.4	6.95
Aug.	24.8	1.2	28	0.243	514	382	132	29.6	0.23
Sep.	23.7	0.9	30	0.214	600	388	212	30.1	0.29
Oct.	21.2	1.7	30	0.305	521	374	141	32.2	0.34
Nov.	17.5	2.0	31	0.450	527	379	148	35.6	0.59
Dec.	11.1	2.4	31	0.826	340	375	-35	43.3	-0.24
94' Feb.	7.8	1.5	31	0.282	217	367	-148	48.4	-0.48
Mar.	9.5	1.8	31	0.406	202	374	-172	45.5	-0.74
Apr.	14.0	1.5	30	0.288	299	385	-86	39.8	-0.23
May.	17.7	1.6	30	0.303	374	394	-21	35.5	-0.07
mean	16.7	2.0	30	0.976	410	379	31	37.3	0.66

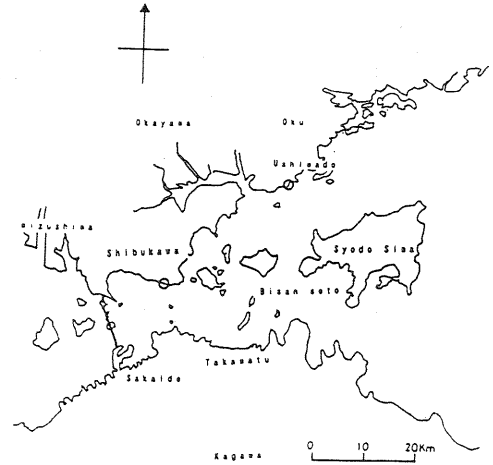


図1 測定場所概念図

岡山県邑久郡牛窓町, 岡山大学理学部臨海実験場である

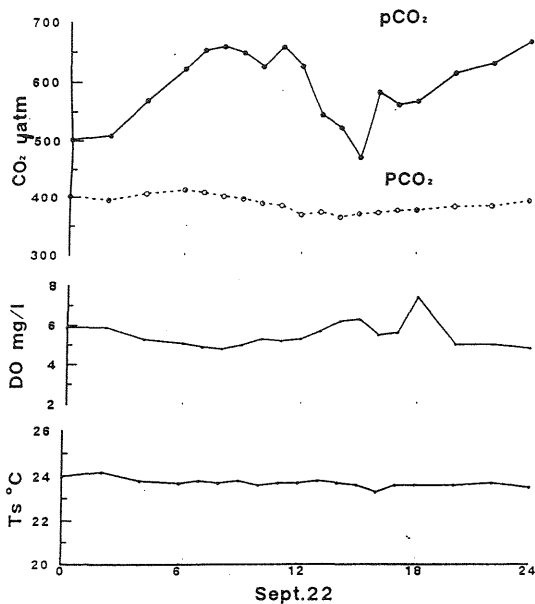


図2 1994年9月22日のpCO₂の時間変動.

DO, TsとPCO₂も示した. Tsはこの測定所では最高値に近い期間であった.

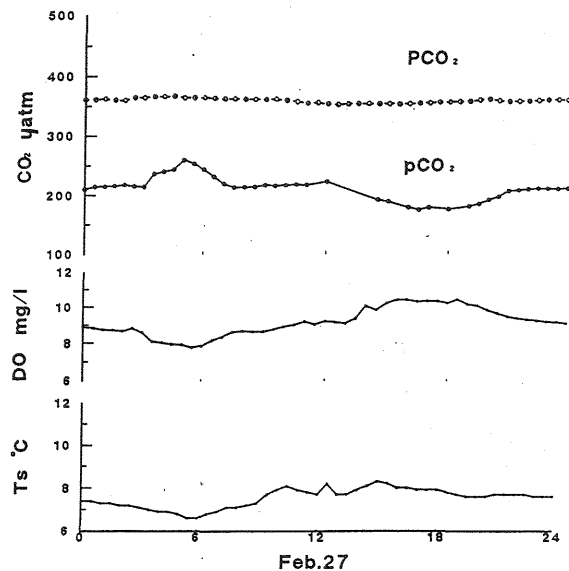


図3 1994年2月27日のpCO₂の時間変動

DO, TsとPCO₂も示した. Tsはこの測定所では最低値に近い期間であった.

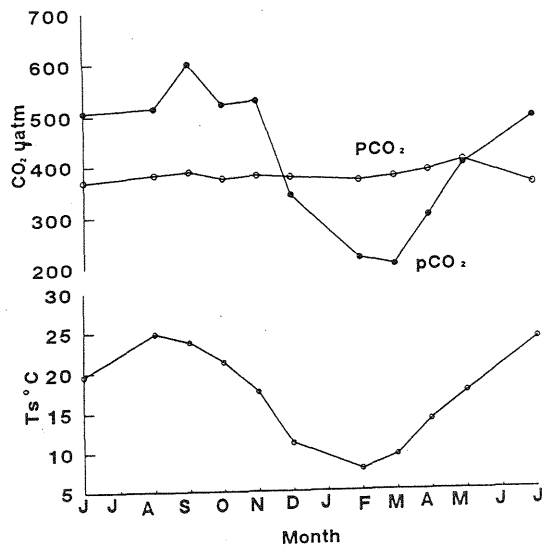


図4 pCO₂の季節変動

TsとPCO₂も同じ図に示した。pCO₂は夏期高く、冬期低い値を示した。

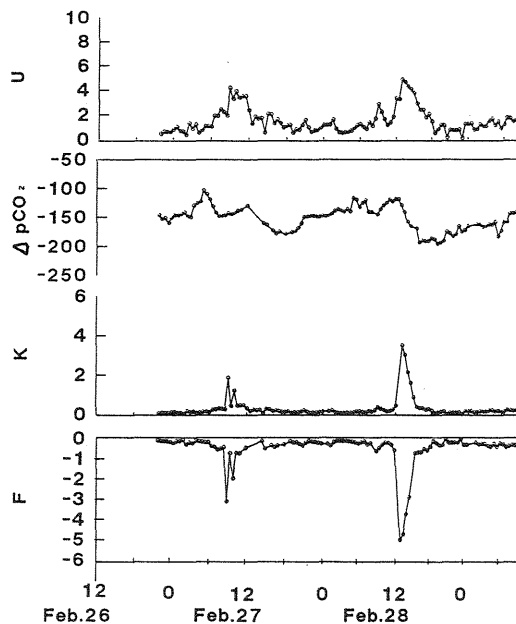


図6 1994年2月26-28日のCO₂Fluxの日変動

Fの負の値は海水へ大気からCO₂が移送されていることを示す。U, ΔpCO₂, K, Fは図5に同じである。

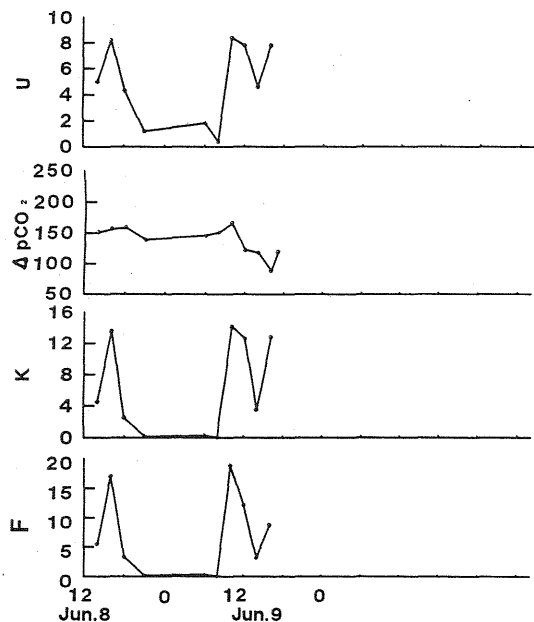


図5 1993年6月8-9日のCO₂Fluxの日変動。

Fの正の値は海水から大気へCO₂が移送されていることを示す。Uは風速(m/s), ΔpCO₂は(pCO₂ - PCO₂)で単位はμatm, Kは交換係数でcm/s, FはCO₂Fluxでmmol/(m²・d)である。UとPCO₂は高さ10mで測定された。

三次元モデルによる大気中二酸化炭素の輸送実験

井口 敬雄・木田 秀次 (京都大学理学部)

1 はじめに

大気中における二酸化炭素 (CO₂) の濃度は産業革命以降急激に増加しており、このまま上昇を続ければ温室効果により地球の気候に及ぼす影響は大きいとして、その動向が注目されている。

CO₂濃度の変化を予測するには炭素循環のメカニズムの解明が不可欠であり、大気中のCO₂に対する発生源/吸収源についての研究が行なわれているが、同時にモデルを用いた研究も重要である。モデルによる研究は、単にCO₂濃度の分布を予測するだけでなく、大気中のCO₂収支に関する見積りを検証するという役割を果たすからである。

本研究もこうした種類の研究に属し、三次元の大気輸送モデルを作成してCO₂の輸送実験を行ない、炭素循環や気候の変動に関する研究を行なおうというものである。今回は、製作したばかりのモデルによる数値実験の結果について報告する。

2 大気中におけるCO₂の収支

大気中のCO₂の主な発生源/吸収源は以下の通りである。

1. 化石燃料の消費
2. 森林破壊と土地利用
3. 海洋
4. 陸上生態系 (主に植生)

IPCC の報告 (1990) によると、大気中への放出量の見積りは、化石燃料の消費によるものが $5.4 \pm 0.5 \text{GtC/year}$ 、森林破壊と土地利用によるものが $1.6 \pm 1.0 \text{GtC/year}$ となっている。これに対して、主な吸収源である海洋による吸収量の見積りは $2.0 \pm 0.8 \text{GtC/year}$ である。大気中に残留するCO₂量の見積りが $3.4 \pm 0.2 \text{GtC/year}$ だから、 $1.6 \pm 1.4 \text{GtC/year}$ のCO₂がどこに吸収されたか行方不明ということになる (ミッシングシンク)。

植生による放出量/吸収量については現在のところ信頼できる定量的な見積りは出されていない。ミッシングシンクの正体が植生であるかどうかは、さらに調査と研究が必要である。

3 三次元大気輸送モデル

3.1 モデルの概要

今回製作した三次元輸送モデルは、外部から読み込んだ風のデータを用いてCO₂の輸送を行なうオイラー方式の輸送モデルである。

水平方向のグリッド間隔は $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ とした。鉛直方向には σ 座標を用い、30hPaにおいて $\sigma = 0$ とし、 σ 値の0から1までを等分して15層とした。

またタイムステップは20分とした。

3.2 モデルにおける計算

モデルでは、各グリッドボックス内に存在する CO_2 の量をデータとして保持する。そして隣接したグリッドボックスとの境界面を通過する CO_2 フラックスの量を移流、拡散それぞれについて計算して次タイムステップにおけるボックス内の CO_2 量を求め、それをもとに濃度を求める。

この方法は、モデル内の CO_2 総量が保存されるという利点がある。

3.3 使用データ

大気データは、ヨーロッパ中期予報センター(ECMWF)の解析されたデータ(GRIB)を用いた。GRIBデータは12時間毎(00h,12h)のデータで、グリッドは水平方向に $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 、鉛直方向には p 座標で15層である。これを、空間的、時間的に内挿してモデルにとり込んだ。

地表面からの CO_2 フラックスについては、NASA/GISSのFungが編集・作成したデータをインターネットを通じて取得し、使用した。このデータは(1)化石燃料の消費、(2)土地利用、(3)海洋、(4)植生による CO_2 の放出量/吸収量のデータで、(4)のみ月毎のデータ、他は年間のデータである。また、(1)(2)は $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 、(3)(4)は $4^{\circ} \times 5^{\circ}$ のグリッドデータとなっており、これを $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ に変換して用いた。尚、(4)については、年間を通じての収支の合計が、近似的に0になるように作成されている。

さらに、数値実験の初期値や、計算結果の比較材料として観測データを用いることにし、WMO/WDCGG(World Data Center for Greenhouse Gases)が集めた世界各地の観測データを用いた。今回は観測点数の多い月平均データを使用することにした。

4 数値実験

4.1 実験内容

実験は、次の二通りについて行なった。

1. CO_2 フラックスデータを用いた実験
2. CO_2 フラックスデータを用いない実験

ともに初期値は1989年1月の観測データを内挿してグリッド値を求め、設定した。月平均値を用いたので、数値実験の開始日は1989年1月16日とした。

4.2 実験結果

現時点では3か月分の計算しか出来ていないので、その結果をここに示す。(図1~図3)

5 今後の課題

現在行なっている数値実験は、さらに2年分程続けて結果をまとめたい。

また、モデルの改良にも取り組み、GCMや植生、海洋モデルとの結合による数値実験も行なっていきたい。

CO2 CONC. 1989/01/16 00:00

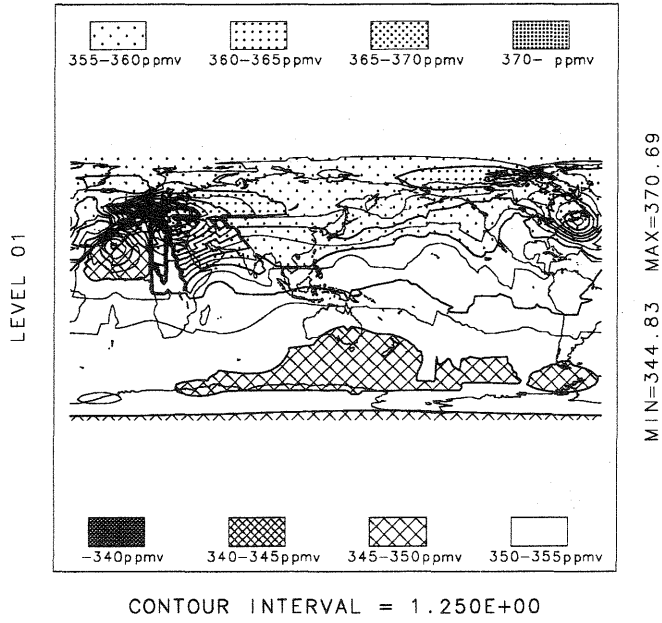


図 1: 実験開始時における CO₂分布

CO2 CONC. 1989/04/01 00:00

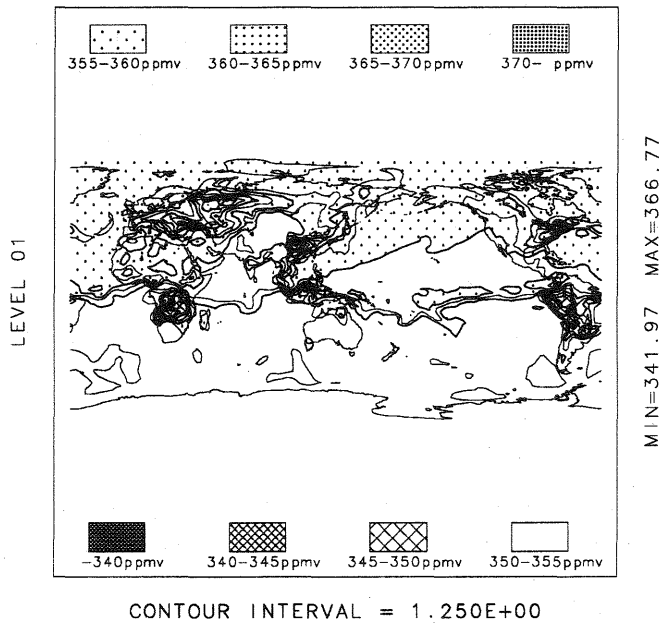


図 2: 3 か月後のの CO₂分布 (実験1)

CO2 CONC. 1989/04/01 00:00

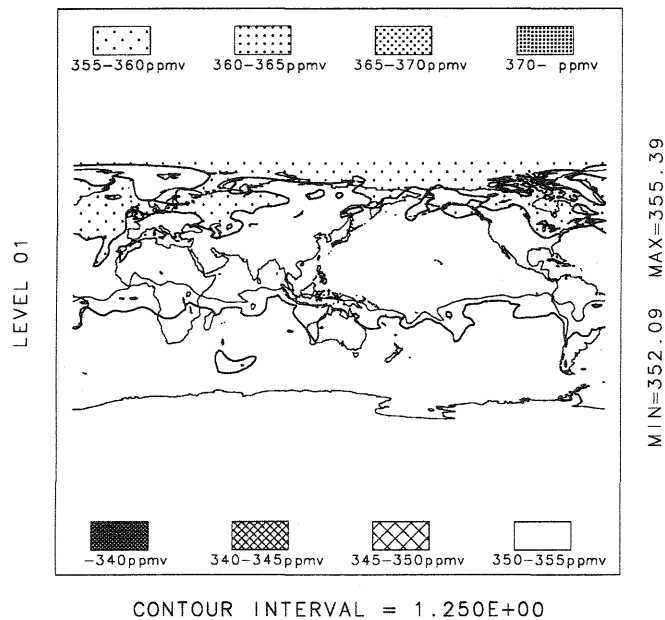


図 3: 3 か月後のの CO₂分布 (実験 2)

参考文献

- [1] Marland,G. et al.; CO₂ from fossil fuel burning: global distribution of emissions; Tellus 37B,243 (1985)
- [2] Fung,I.Y. et al.; Application of advanced very high resolution radiometer vegetation index to study atmosphere-biosphere exchange of CO₂; J.Geophys.Res 92,2999 (1987)
- [3] Tans,P.P et al.; Observational Constraints on the Global Atmospheric CO₂ Budget; Science 247, 1431 (1990)
- [4] 田口 彰一; 3次元移流拡散モデルを用いた大気中二酸化炭素の研究—化石燃料の消費と季節変化する陸上生態形に対する応答—; 資源と環境 Vol.3, 283 (1994)
- [5] Emde,K.V.D.; Solving Conservation Laws with Parabolic and Cubic Splines; Monthly Weather Review 120, 482, (1992)
- [6] 野崎 義行; 地球温暖化と海; 東京大学出版会 (1994)
- [7] Ishikawa,H.; Evaluaton of the Effect of Horizontal Diffusion on the Long-Range Atomospheric Transport Simulaton with Chernobyl Data; Journal of Applied Meteorology, Vol.34, 1653, (1995)

気象のコンサルタント

(財) 日本気象協会関西本部

主な事業案内

- 気象知識及び防災思想の普及
- 気象機関の各種観測資料, 天気予報, 長期予報及び情報の提供
- 気象, 地象, 水象等に関する予測手法の研究, 開発ならびに特定利用者に対する予測の提供
- 大気質, 水質の測定と分析及び評価
- 水資源, ダム管理, 河川洪水等に関する水文気象観測, 調査及び研究
- 波浪, 潮流等の海象に関する観測, データー処理, シミュレーション及び予測の研究
- 環境アセスメントに関する気象及び水象の観測, 調査ならびに研究
- 気象に関する学術助成及び気象事業関係者の共済及び育成事業

大阪市東成区東今里3丁目16番11号

財団法人 日本気象協会関西本部

電話 大阪 (06) 972 - 7501