

# 例会講演要旨集

第93号

## 目次

詳細目次.....表紙裏

### 例会

1. 京阪神地域における夏季日中の水平気温分布.....1
2. 台風9918号の温帯低気圧化過程と雲分布パターンに関する数値実験.....5
3. 低気圧後面で発達したポーラーローの解析.....9
4. 六甲山地南麓における風の統計解析.....13
5. 六甲おろしの数値シミュレーション.....17
6. インドネシアの対流活動日周期変化について.....21
7. 季節内変動のインドネシアにおける変化.....25
8. 北太平洋海洋フロント域の十年規模変動に関する熱収支解析.....29
9. GAME-Tibet 地上観測データのスペクトル解析.....33
10. 西部赤道太平洋海域におけるSeaWiFS衛星海色及びエアロゾルの時空間変動:検証と比較.....37
11. 赤道域太平洋上エアロゾルの正体;みらい偏光観測と散乱光計算から.....41
12. 「みらい」による西部太平洋におけるエアロゾルと雲のライダー観測.....44
13. pre ACE-Asia航海における大気エアロゾルの観測.....48
14. 渦相関法による海面フラックスの自動観測システム.....50
15. 西太平洋赤道域におけるバルク法による海面熱収支の評価(2).....53
16. 西太平洋赤道域における大気・海水中二酸化炭素の測定(2).....57
17. 西部熱帯太平洋海域における一酸化二窒素測定.....60
18. 「スプリットウィンドウ法による西太平洋熱帯海域における可降水量変動.....64
19. 「みらい」MR00-K04航海で観測されたITCZ降水システムのマルチスケール構造.....68
20. ITCZ内に見られる大気対流活動の特徴について.....71
21. 1999年夏季に北半球高緯度地域の沿岸部に発生した海面水温の顕著な負偏差.....74
22. 駒橋第二海山周辺の海洋構造.....78
23. 親潮系の低塩分水は相模湾を越えて西に移動できるか?.....82
24. 日本の気温に影響するグローバルな大気海洋変動.....84
25. オホーツク海の海洋環境に関する数値モデル実験.....86

### 特別講演

- 「潮汐波とロスビー波」.....88

2001年2月14日(水) 神戸防災合同庁舎

日本気象学会関西支部

## 詳細目次

例会

1. 京阪神地域における夏季日中の水平気温分布	1
*石本 顕一(神戸大学自然科学研究科) 山中 大学(神戸大学/FORSGC) 大橋 唯太・木田 秀次(京都大学理学部)	
寺尾 徹(大阪学院大学)、†観測協力者	
2. 台風9918号の温帯低気圧化過程と雲分布パターンに関する数値実験	5
*吉野 純・石川 裕彦・植田 洋匡(京都大学防災研究所)	
3. 低気圧後面で発達したポーラーローの解析	9
*穂積 祐・植田 洋匡(京都大学防災研究所)	
4. 六甲山地南麓における風の統計解析	13
*清原 康友・山中 大学・萩野 慎也(神戸大学自然科学研究科)	
5. 六甲おろしの数値シミュレーション	17
*金田 芳彦(高松地方気象台)	
6. インドネシアの対流活動日周期変化について	21
*荒木 龍蔵・村田 文絵・岡本 典子・萩野 慎也(神戸大学自然科学研究科) 山中 大学(神戸大学/FORSGC)	
奥 勇一郎(京都大学防災研究所) 橋口 浩之(京都大学宙空電波観測所)	
7. 季節内変動のインドネシアにおける変化	25
*奥田 俊樹・岡本 典子・萩野 慎也・山中 大学(神戸大学自然科学研究科) Tien Sribimawati (BPPT)	
8. 北太平洋海洋フロント域の十年規模変動に関する熱収支解析	29
*望月 崇・木田 秀次(京都大学理学研究科)	
9. GAME-Tibet 地上観測データのスペクトル解析	33
*奥 勇一郎・石川 裕彦(京都大学防災研究所)	
10. 西部赤道太平洋海域におけるSeaWiFS衛星海色及びエアロゾルの時空間変動: 検証と比較	37
香西 克俊(神戸商船大学) 石田 邦光(鳥羽商船高等専門学校) *草 刈成直(神戸商船大学) 佐々木 政幸(気象衛星センター) 野島 邦一(近畿大学)	
11. 赤道域太平洋上エアロゾルの正体; みらい偏光観測と散乱光計算から	41
*向井 苑生・佐野 到・岡田 靖彦・野島 邦一(近畿大学) 香西 克俊・石田 廣史(神戸商船大学)	
12. 「みらい」による西部太平洋におけるエアロゾルと雲のライダー観測	44
*杉本 伸夫・松井 一郎・清水 厚・劉 兆岩(国立環境研究所)、浅井 和弘(東北工業大学)	
13. pre ACE-Asia航海における大気エアロゾルの観測	48
*三浦 和彦(東京理科大学)、河村 公隆(北海道大学・低温科学研究所) 植松 光夫(東京大学・海洋研究所)	
杉本 伸夫(国立環境研究所) 児島 紘(東京理科大学) 横内 陽子(国立環境研究所) 米山 邦夫(海洋科学技術センター)	
14. 渦相関法による海面フラックスの自動観測システム	50
*高橋 聡司・中西 彩子(岡山大学大学院) 塚本 修(岡山大学) 竹見 哲也(大阪大学大学院)	
石田 廣史(神戸商船大学/地球観測フロンティア) 米山 邦夫(海洋科学技術センター)	
15. 西太平洋赤道域におけるパルク法による海面熱収支の評価(2)	53
*中西 彩子・高橋 聡司(岡山大学大学院)、塚本 修(岡山大学)	
16. 西太平洋赤道域における大気・海水中二酸化炭素の測定(2)	57
*河野 雄彦(岡山大学大学院) 岩田 淳・山下 栄次(岡山理科大学) 塚本 修(岡山大学)	
17. 西部熱帯太平洋海域における一酸化二窒素測定	60
*林 美鶴・石田 廣史・兼子 朋子(神戸商船大学) 柴山 健一・森脇 嘉一(大阪大学)	
18. 「スプリットウィンドウ法による西太平洋熱帯海域における可降水量変動	64
*竹見 哲也・柴山 健一(大阪大学大学院)	
19. 「みらい」MR00-K04航海で観測されたITCZ降水システムのマルチスケール構造	68
*勝俣 昌己(海洋科学技術センター)	
20. ITCZ内に見られる大気対流活動の特徴について	71
*米山 邦夫(海洋科学技術センター)	
21. 1999年夏季に北半球高緯度地域の沿岸部に発生した海面水温の顕著な不偏差	74
*河合 隆繁(日本大学大学院)	
22. 駒橋第二海山周辺の海洋構造	78
*田中 俊輔・関根 義彦(三重大学)	
23. 親潮系の低塩分水は相模湾を越えて西に移動できるか?	82
*内山 圭・関根 義彦(三重大学)	
24. 日本の気温に影響するグローバルな大気海洋変動	84
*伊藤 仁・関根 義彦(三重大学)	
25. オホーツク海の海洋環境に関する数値モデル実験	86
*酌井 敏匡・関根 義彦(三重大学)	

特別講演

「潮汐波とロスビー波」	88
*廣田 勇(京都大学大学院理学研究科)	

## 京阪神地域における夏季日中の水平気温分布

\*石本顕一(神大・自然)・山中大学(神大・自然/FORSGC)

大橋唯太・木田秀次(京大院・理)・寺尾徹(大阪学院大・情報)・†観測協力者

### 1. はじめに

京都・大阪・神戸の3都市が隣接し、山地・平野・内湾が入り組んで分布している京阪神地域における気象は、都市化によるヒートアイランドや海陸風循環が重なりあって複雑である。大橋・木田(2000)の数値実験によると、夏季日中の京阪神地域でのヒートアイランドの特徴としては、大阪市・吹田市・京都市の3地域で顕著であり、特に大阪湾からの海風の侵入に伴って、吹田市における高温領域が内陸へと移動することが示されている。大橋・木田(2000)の数値実験の結果を確認するため、Ohashi and Kida(2001)は、1999年夏季に京阪地域に侵入する海風の鉛直構造観測を行い、2000年も実施した。

2000年においては、定点観測と同時に移動観測を行うことによって、京阪神地域の中の様々な地形の影響を受ける、ある特定領域における地上の水平気温分布を観測した。本研究では、海風の吹走が水平気温分布に与える影響を調べる事を目的とした。また、水平気温分布における河川の効果も同時に検討するため、観測範囲は淀川など河川周辺を選定した。観測は2000年8月3日～5日の3日間連続で行った。

### 2. 観測概要

図1に京阪神の広域地図を示す。京阪地域に侵入する海風の鉛直構造を観測するために淀川水系沿いの4ヶ所でパイロットバルーンによる4地点同時観測が行われた。同地点におい

ては、温度湿度の定点観測も行われた。また、千里万博記念公園エキスポランド(吹田市)とひらかたパーク(枚方市)においては温度湿度計を観覧車に取り付けた観覧車観測が行われた。

#### 2.1 移動観測

移動観測の観測範囲は兵庫県尼崎市、大阪府豊中市～大阪市、吹田市の淀川近辺(詳細図1.1)とJR京都駅を中心とする京都府京都市(詳細図1.2)の4地域とした。そして各々の地域の中で約10ヶ所の観測ポイントを設定し、その定められた観測ポイントを原動機付自転車によって巡り(尼崎市の移動手段は普通自動車)、各ポイントでサーミスタ温度計を用いて気温を測定した。測定は10秒間隔で1分間行い、その際、電池式の小型扇風機を用いて、強制通風を行った。

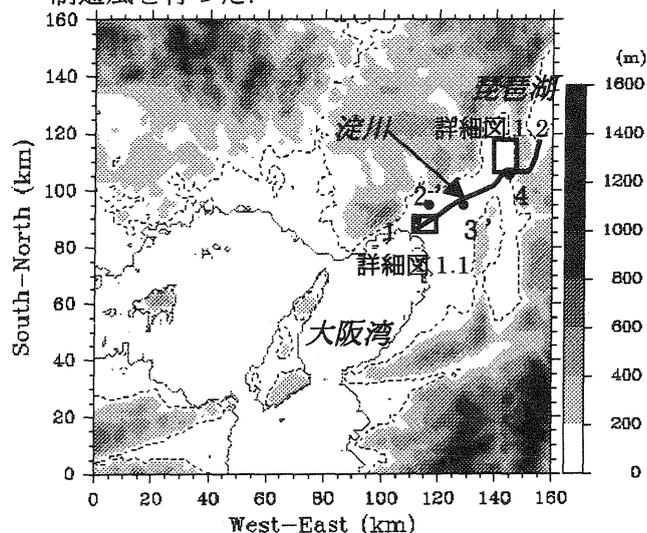
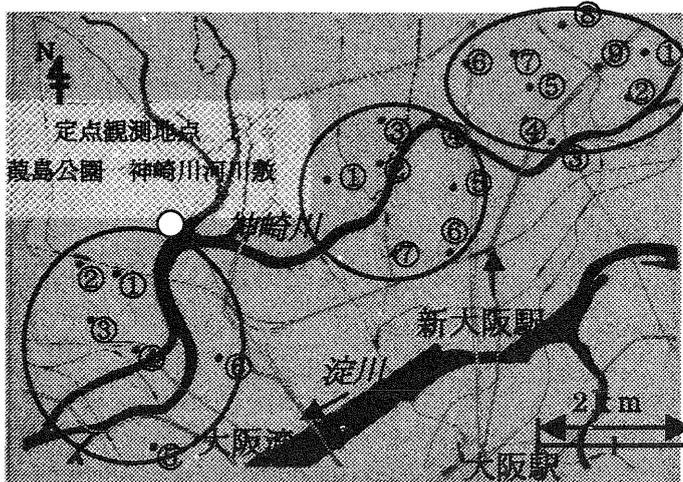


図1 京阪神広域図(●:定点観測,及びパイロットバルーン観測地点,○は観覧車観測地点 1-葭島公園 神崎川河川敷(尼崎市) 2'-千里万博記念公園エキスポランド(吹田市) 3'-ひらかたパーク(枚方市) 4-京都大学防災研究所付属 宇治川水理実験所(京都市))

† 望月崇・筆保弘徳・塩竈秀夫・濱田篤・久保田拓志・奥山哲・奥村晃治・佐藤伸亮・秋庭清香・広渕崇宏・横井寛(京大院・理),高橋聡司(岡大院・自然),荒木龍蔵・石田晋一(神大院・自然),村上公弥子(神大・理),柴垣佳明(大阪電通大),竹見哲也(阪大院・工),山本誠二・森田祐亮(大阪学院大・情報)



詳細図 1.1 阪神地域における移動観測範囲  
 円：各移動観測範囲，番号：移動観測地点順番号

観測開始時間は全ての観測領域において、9・13・16・19時の同時刻とした。さらに各領域に海風が到達すると想定される時間帯の観測頻度を上げるために、尼崎市、豊中市～大阪市、吹田市においては11時の観測を、京都市においては20時の観測を追加した。1回の移動観測には各範囲とも約1時間を要した。

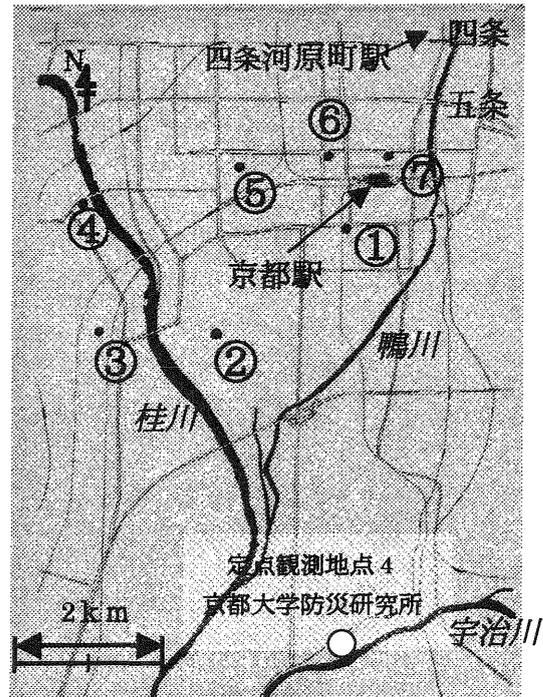
### 3. 気温データの補正

測定時間中の気温の時間的変化を補正するために、内挿法を用いた。10秒間隔で1分間測定した気温データを平均した後、移動観測の出発地点において観測開始と観測終了の2回気温測定を行ったその時間的な気温差から各観測ポイントにおける気温の補正を行った。

### 4. 結果

観測期間中は日本全域を太平洋高気圧が覆い、観測地域では好天静穏日が続いた(図2)。アメダス資料と定点観測、パイロットバルーン観測の結果より、大阪湾から海風が吹いたのは8月5日の1日間のみと考えられる。当日の4地点における定点観測の結果(図3)より大阪湾からの海風は、もっとも大阪湾に近い葎島公園 神崎川河川敷(尼崎市)に15時過ぎに到達し、その後16時半に千里万博記念公園エキスポランド(吹田市)17時にひらかたパーク(枚方市)、18時過ぎに京都大学防災研究所附属 宇治川水理実験所(京都市)へと北東方向に進んだと考えられる。

移動観測の一例として、ここでは海風が吹いた8月5日の観測結果を示す。特に阪神地域



詳細図 1.2 京都地域における移動観測範囲  
 番号：移動観測地点順番号

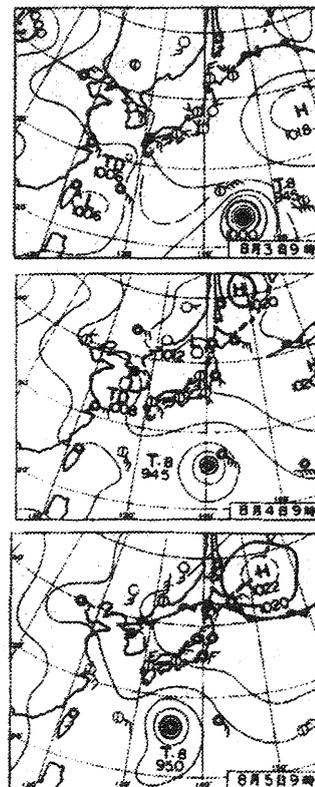


図2 2000年8月3日～5日9JSTの地上天気図

においては、海風到達前の13時と到達後の16時における水平気温分布図(図4)を示す。京都地域においては水平気温分布図作成が困難なため、気温補正を行っていない気温の時系列グラフ(図5)を示す。

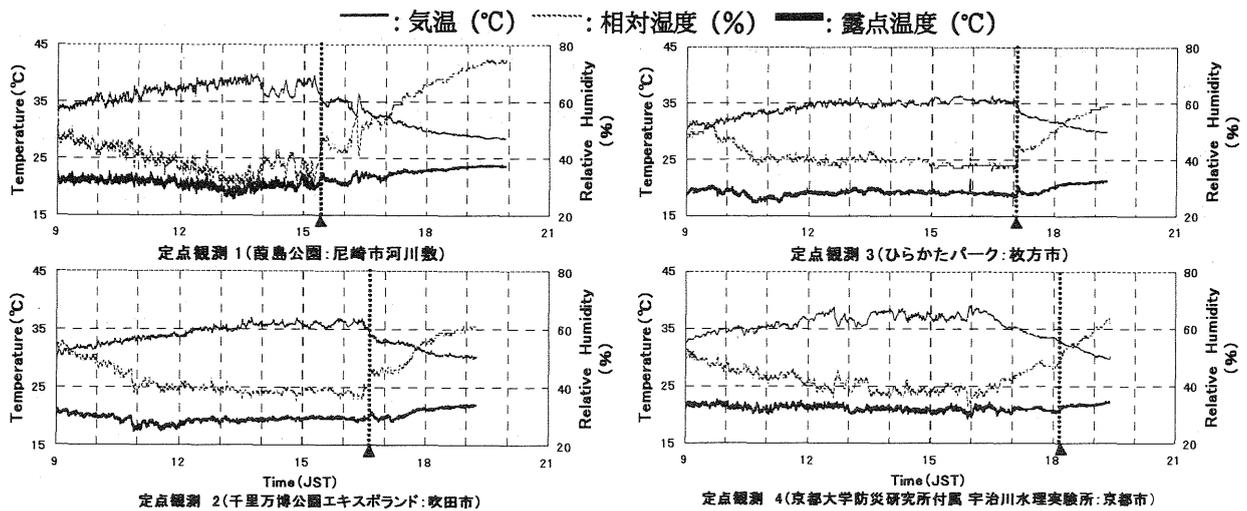


図3 定点観測地点における観測結果 (2000年8月5日(土))

点線 ▲: 海風到達推定時刻

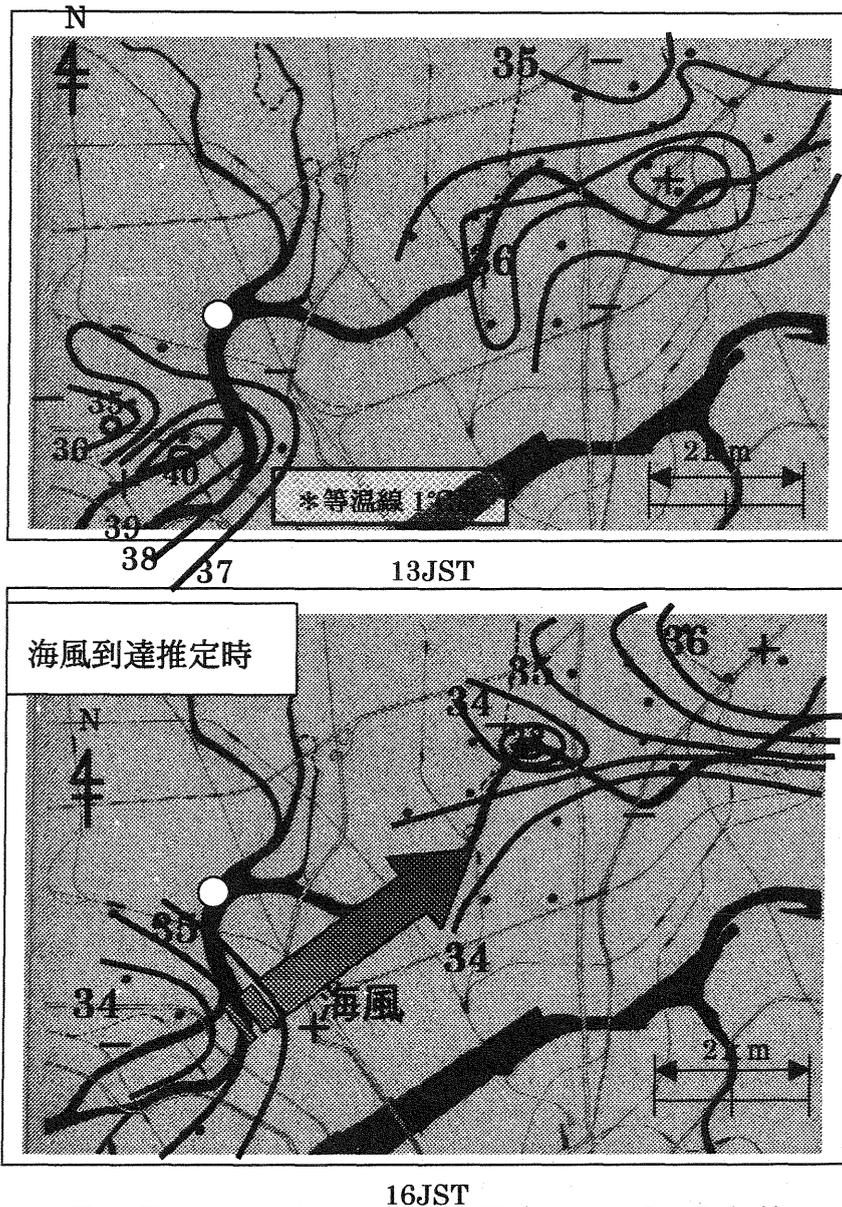


図4 阪神地域における水平気温分布図 (2000年8月5日(土))

上: 13JST、下: 16JST 海風到達時 (⇒: 海風の進行方向)

(等温線近くの数値は気温 (°C)、等温線 0.5°C 毎 \* 上図 13JST 左に限り 1°C 毎)

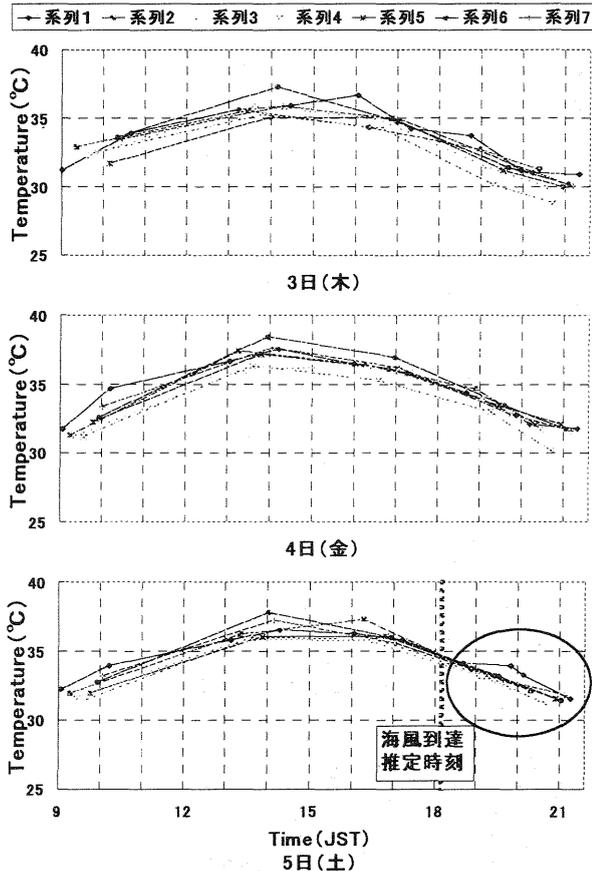


図5 各移動観測地点における気温の時間変化(2000年8月 京都市) 系列番号: 移動観測地点番号(詳細図1.2参照)

まず、阪神地域の観測結果より、以下のことが考察できた。

- ・北に神崎川、南に淀川と、川に挟まれて位置する観測範囲内での大阪市では全移動観測において気温が低い傾向が見られた。これは、川の冷却効果が寄与していると考えられる。また、豊中市では他の地域よりも比較的気温が高い傾向にあった。
- ・阪神地域の移動観測範囲に海風が到達していると考えられる8月5日16時の水平気温分布図(図4)では大阪湾(南西方向)からの海風の進行に伴って気温の高い地域は北東の吹田市に寄った形状を示している。これは、大橋・木田(2000)による吹田地域の高温域が海風の進入とともに内陸へ移動していくという数値実験による結果を示唆していると考えられる。ただし、都市域の熱が輸送された結果なのか、それとも海風の侵入に伴う高温域が見かけ上移動しただけなのかは今回の観測からは不明である。

次に京都地域の観測結果より、以下のことが考察できた。

- ・図5より全観測日の日中における京都駅付近(系列番号1, 6, 7)は、桂川以西(系列番号3, 4)の地域よりも気温が1~2°C高い傾向にある。
- ・図5より京都に8月5日18時過ぎに海風が到達したと考えられる時間帯以降は、全地点の空間的な気温差が小さくなっている。これは、海風によって観測範囲内の気温が一樣になったためであると考えられる。

## 5. まとめ

2000年8月3~5日実施の「京阪地域に侵入する海風の鉛直構造観測」と同時に京阪神地域のある特定地域において移動観測を行い、その夏季日中における水平気温分布を観測した。その結果、海風が吹走した時、水平気温分布は海風の影響を受けて、海風が進行する方向へと高温域が片寄る傾向が見られた。

より詳細に海風とヒートアイランドの相互関係を掴むために、大気汚染常時監視データを併用することを考えている。その結果得られる情報として、1)より細かい風・気温及び水蒸気の時空間分布、2)Ox・NOx・SPMなどの汚染物質の動態、が挙げられる。

## 謝辞

貴重な観測資料を提供して頂きました大阪管区气象台和田調査課長、阪神地域の気象に関して基礎的な御教示を頂きました神戸海洋气象台井上調査係長、また観測全般に渡り多大な御協力頂きました神戸大学荻野慎也助手に心より謝意を表します。

## 参考文献

- 大橋唯太・木田秀次, 2000: 京阪神地域の海陸風・山谷風の数値シミュレーションー都市と山地の効果についてー, 京都大学防災研究所年報, **43**, 印刷中。
- Ohashi, Y. and H. Kida, 2001: Observational results of the sea breeze with a weak wind region over the northern Osaka urban area. *J. Meteor. Soc. Japan*, in revising.

## 台風 9918 号の温帯低気圧化過程と雲分布パターンに関する数値実験

吉野 純\*・石川 裕彦・植田 洋匡 (京都大学 防災研究所)

### 1. 序論・研究目的

気象レーダーや衛星などによる観測から、台風の降雨分布パターンには幾つかの特徴があり、多くの研究者により、その分類がなされている。

例えば、Willoughby et al. (1984)においては、台風域内の降雨帯を、準停滞性レインバンドと移動性レインバンド等で分類している。準停滞性レインバンドは、台風の中心と相対的に固定された位置に存在し螺旋状の対流セル雲列からなる主降雨バンド (primary band) と、その内側に存在し比較的弱く浅い対流雲列からなる副降雨バンド (secondary band) で大別される。また、移動性レインバンドは、風速よりも早く伝播するため慣性重力波であると推測されている。

また、Shimazu (1998)においても、台風の降雨帯に関して、アウターレインシールド (outer rain shield)、アウターレインバンド (outer rain band) 等で分類している。更に、台風が中緯度の前線帯に接近することにより、その北側にデルタ型の降雨域 (デルターレインシールドと呼ぶ) が形成されることも指摘されている。

1999年9月下旬頃に日本列島を縦断した台風9918号 (TY. BART) でも、上記の過去の研究で分類されたような特徴的な雲分布パターンが観測された。特に、台風の中心から遠く離れた愛知県豊橋市では、台風の縁辺部に伸びたレインバンドにより竜巻が相次いで発生し甚大な被害 (負傷者400人以上、住宅被害約2500世帯等) がもたらされた。この竜巻はFujita スケールで「F3」に相当し、国内最大規模の竜巻であった (石川, 2000; 坪木 他, 2000)。この竜巻をもたらしたレインバンドは、Shimazu (1998)によれば準定常的なアウターレインバンドに相当し、中緯度傾圧帯の影響を受けた結果として形成された雲バンドであると推測される。このため、日本付近における台風災害の軽減のためには、温帯低気圧化過程にある台風に見られる特徴的な雲分布パターン形成のメカニズムを解明する必要があると言える。

本研究では、特に台風9918号に伴い発生した

アウターレインバンドと、その内部にて発達したメソサイクロンに関して、領域メソ気象モデルMM5を用いて再現し、観測データ (GMS 5画像や気象庁レーダーエコー) と比較することで、その形成メカニズムの詳細を調査した。

### 2. 台風 9918 号の概要と観測データ

図1は台風9918号の進路図である。台風9918号の最盛期 (9月23日00時Z; 沖縄本島付近) には、中心気圧は930hPaまで降下した。その後、九州に上陸し (9月23日21時Z)、急激に速度を増すと共に急激にその勢力を弱めたが、北海

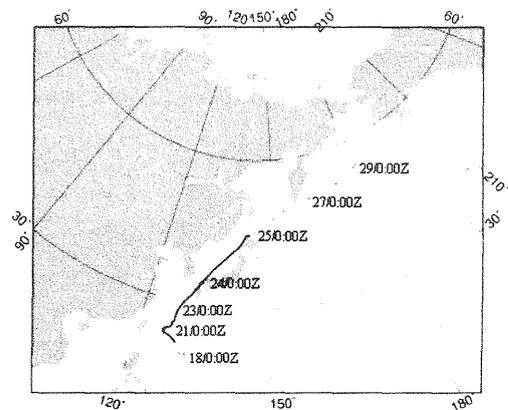


図1: 台風 9918 号の進路

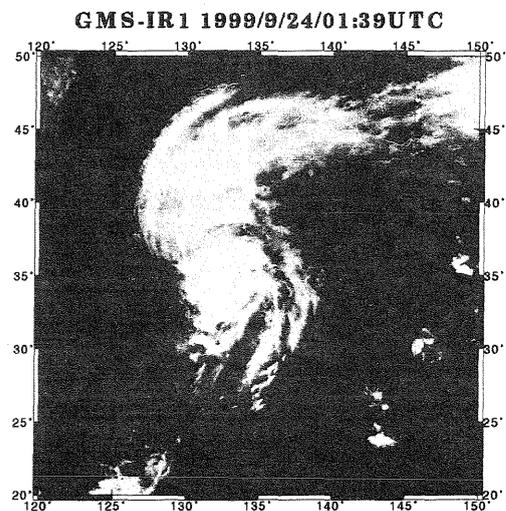


図2: GMS-IR1 画像 (1999年9月24日2時Z)

道に再上陸(9月24日17時Z)しても台風としての勢力を維持し続けていた。

図2は9月24日2時Zの台風9918号のGMS5-IR1画像である。ほぼ、この時刻に愛知県豊橋市において竜巻を伴うメソサイクロンが次々と通過し災害をもたらした。台風9918号の中心から見て東側には南北に伸びる特徴的なレインバンド(アウターレインバンド)が存在している。この対流システムが竜巻を伴うメソサイクロンをもたらしたと推測できる。また、台風の背後には晴天域が広がり、その空気を巻き込んでいるかのようにも見える。

図3は、愛知県豊橋市において竜巻が発生している時刻(9月24日2時40分Z頃)における、アメダス地表風と名古屋レーダーエコーを重ねた図である。アウターレインバンドの通過に伴い強い降水エコーを持つ擾乱が通過していることが見て取れる。また、地表付近の風の場合は、アウターレインバンド近辺で弱いながら収束しているように見える。

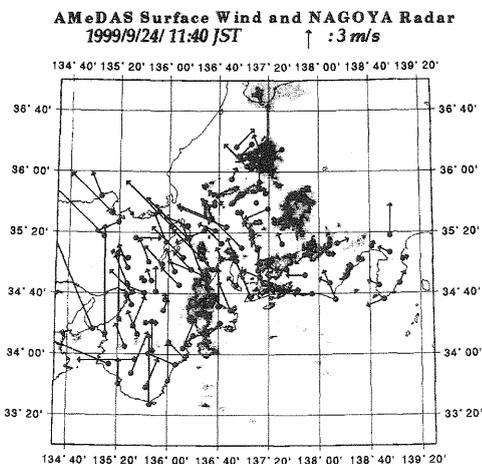


図3：気象庁レーダーエコーとアメダス地表風

### 3. 数値モデル

本研究では、台風に伴い発生したアウターレインバンドの詳細な構造と、その時間発展を調べるために高解像度数値実験を行った。用いたモデルはPSU/NCARの領域メソ気象モデルMM5(Dudhia, 1993)の非静力学平衡バージョンである。計算領域は図4に示した通りである。親ドメイン(D1; 139x139)の水平格子間隔は18kmであり、その内部の移動ネスティング格子ドメイン(D2; 91x166)は6kmとした。鉛直方向は26シグマレベルをとった。降水微物理過程にはReisnerスキームを、境界層パラメタリゼーションには高解像度Blackadarスキームを、放射過程にはDudhia(1989)の短波・長波放射法

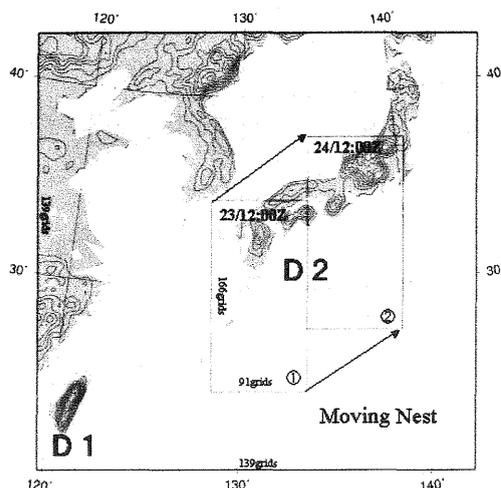


図4：計算領域

を、両ドメインに適用した。そして、初期条件、境界条件には気象庁領域客観解析データ(00Z,12Z)を用いて、1999年9月23日12時Zから24時間積分した。

### 4. ドメイン1の結果と考察

まず、親ドメイン(D1)の結果を見る。観測データのGMS画像(図2)が示したような、台風中心の東側に位置する準定常的なアウターレインバンドを再現することができた(図5)。アウターレインバンドは、モデル実行期間に渡って存在し、組織だった擾乱を形成していた。何故、定常的に存在したのかは、相当温位の分布を見ることにより理解できる。台風の強い低気圧性の循環により台風の北西側から乾燥した空気が巻き込まれている様子が見取れる。図5に見られたアウターレインバンドは、巻き込まれた乾燥空気の丁度前面にて発生している。

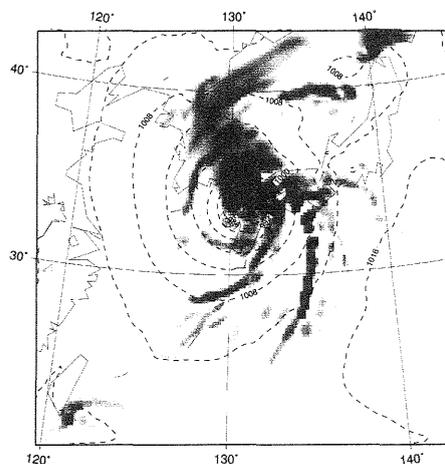


図5：高度1000mにおける降水粒子分布(降水+雪水;陰影部)と地表気圧分布(点線)。モデル時間は9月24日00時Z。

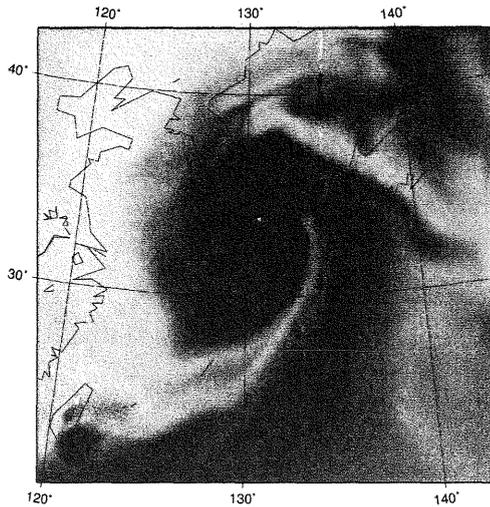


図6：高度2500mにおける相当温位の分布(黒色ほど湿潤、白色ほど乾燥)。図5と同時刻。

よって、この乾燥空気による前線形成のためにレインバンドは停滞的であったと考えられる。つまり、台風9918号に伴い発生したアウターレインバンドは、温帯低気圧化過程にある台風の寒冷前線に伴う雲バンドであったと解釈できるだろう。

次に、風速場について考察する。アウターレインバンド近辺においては、台風による強い低気圧性水平循環と、太平洋高気圧の縁を回り込む高気圧性水平循環が合流しており、前線強化(フロントジェネシス)の傾向にあることが分かる(図省略)。また、南の暖湿空気を北へ輸送する温暖コンベアベルト(下層ジェット)が、アウターレインバンドに沿って走っているため、下層でシアの強い環境になっていることが推測される。実際に、リチャードソン数(Ri)の分布(図7)を見ると、雲域において小さな値となっている。リチャードソン数が小さいということは下層でシアが強いということであり、前線面における強制上昇流も加わって、対流雲が発生しやすい環境にあったと考えられる。

### 5. ドメイン2の結果と考察

次に、移動ネスティング格子(D2)の結果をみる。図8を見ると、ドメイン1(図5)と比較してより細かい構造を見ることができる。アウターレインバンドの中の擾乱は一つ一つ組織化された対流雲であり下層で正の鉛直渦度成分を持っている。また、図9を見ると、顕著な異質空気の貫入が見られ、その前面で擾乱が発達している様子がドメイン1(図6)より明白である。このアウターレインバンドが中部山岳の

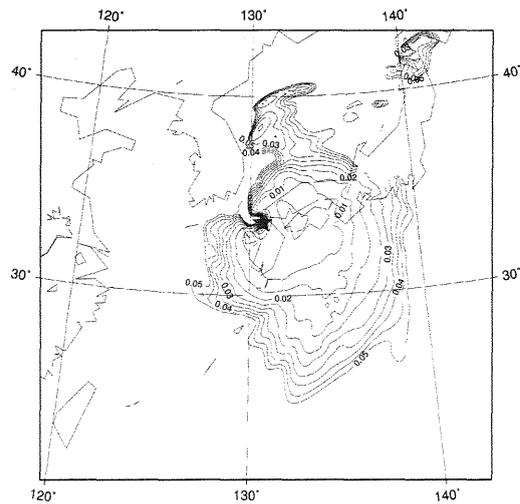


図7：リチャードソン数(Ri)の分布。図5と同時刻。リチャードソン数は、高度2500mと高度1000mの差分計算に基づいた。

麓に達することにより激しい擾乱をもたらした。次にそのメソサイクロンの成因を考察する。

始めに、図10を見るとアウターレインバンド内において強い正渦度成分を持つメソサイクロンが通過中であることが分かる。このメソサイクロンは海上では弱いものであったが、陸地に上がることで急発達した。陸地では地表面付近で水平渦度が強い状態であることが見て取れる。また、この擾乱に関する鉛直断面図(図11)を見ると、地表面から高度2500m付近までの背の低い強い正渦度の軸が存在している(強いところで $0.001[1/s]$ に達する)。この強い正渦度の起源を渦度方程式の各項を見積もった結果が図12(ストレッチング項)と図13(傾

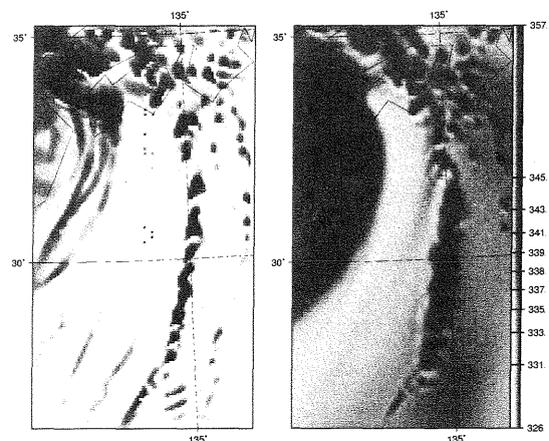


図8(左)：高度1000mにおける降水粒子分布(降水+雪水；陰影部)。

図9(右)：高度2500mにおける相当温位の分布(黒色ほど湿潤、白色ほど乾燥)。共に、モデル時間は、9月24日00時Z。

斜項)である。ストレッチング項の寄与は、メソサイクロンの上昇流の鉛直勾配が大きいところで強くなっている。しかし、正渦度の鉛直軸と比較すると若干北側にずれた位置に極大を持つ。そのため、渦度を北進させるセンスに働いていたと考えられる。また、傾斜項の寄与を見ると、正渦度軸と同じ位置で強い渦度生成が生じている。この領域においては、図10や図11で示すように、地表面付近において地表摩擦による強い水平渦度成分が生成されると共に、地形による強制上昇も加わるので、正渦度生成に大きく貢献するものと考えられる。

以上により、このメソサイクロンは、正渦度の収束に伴うストレッチングだけでなく、正渦度の立ち上がりにより強化されたと結論付けられた。

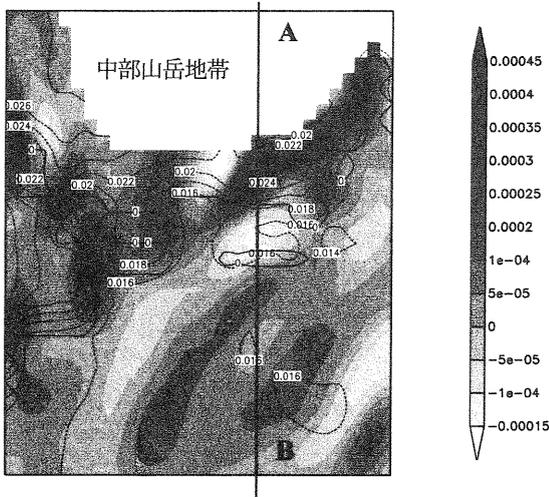


図10：高度250mにおける鉛直渦度（陰影部）と水平渦度の絶対値（点線）の分布（9月24日8時Z）。実線は海岸線

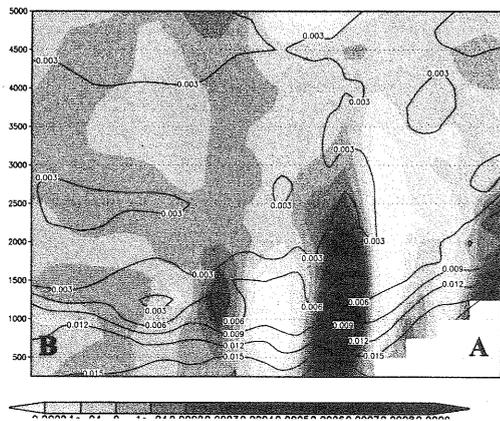


図11：図10の太線における鉛直渦度（陰影部）と水平渦度の絶対値（実線）の南北鉛直断面



図12：図10の太線における鉛直渦度のストレッチング項の寄与（陰影部）と南北鉛直運動量（実線）の南北鉛直断面

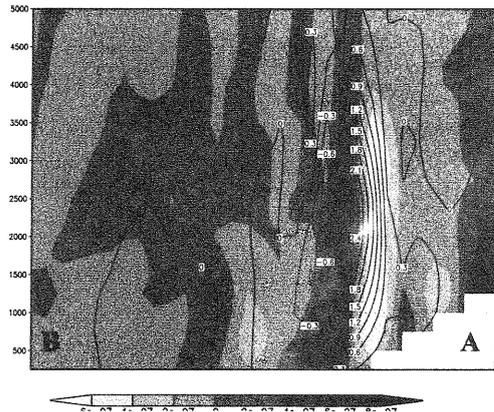


図13：図10の太線における鉛直渦度の傾斜項の寄与（陰影部）と鉛直運動量（実線）の南北鉛直断面

### 参考文献

- Dudhia, J., 1993: A Nonhydrostatic Version of the Penn State/NCAR Mesoscale Model: Validation Tests and Simulation of an Atlantic Cyclone and Cold Front, *Mon. Wea. Rev.*, 121, 1493-1513.
- 石川, 2000: 1999年9月24日の豊橋市の竜巻（多重渦）, *天気*, 47, 489-490.
- Shimazu, Y., 1998: Classification of Precipitation Systems in Mature and Early Weakening Stages of Typhoons around Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, 76, 437-445.
- 坪木 他, 2000: 台風9918号外縁部で発生した1999年9月24日の東海地方の竜巻とメソサイクロン, *天気*, 47, 777-783.
- Willoughby, H. E. et al., 1984: Stationary and Moving Convective Bands in Hurricanes, *Mon. Wea. Rev.*, 41, 3189-3211.

## 低気圧後面で発達したポーラーローの解析

\*穂積 祐・植田 洋匡 (京都大学 防災研究所)

### 1. はじめに

昨年(2007年)の10月8日～9日に通過した温帯低気圧は、日本各地に激しい降雨をもたらした。本研究では、降雨を、低気圧に伴う「ポーラーロー」によるものと考え、詳細な解析を行った。そもそも、「polar low」というのはさまざまな定義があり、似た現象で「comma-cloud low」というのがあるが、本事例ではその明確な区別はできないため、本研究においては「ポーラーロー」として議論を進める。ポーラーローの発達の理論としては、対流圏の傾圧不安定、そして/もしくはCISKが主である。今回の事例でもポーラーローは傾圧不安定状態の領域で発達した。ポーラーローは東シナ海で発生し、九州、中国、近畿地方の日本海側を通り、日本列島を縦断するにつれて弱まっていった。ポーラーローと”親”低気圧とは約500kmの距離があり、ポーラーローの大きさとしては、comma-cloud low時には～500km、polar low時には～200kmであった。本発表では、このポーラーローの発生、発達のメカニズムについて述べる。また、この期間中に滋賀県信楽町において大気レーダーにより常

時気象観測を行っており、ポーラーローがその付近を通過したため、これら観測結果に基づくポーラーローの構造にも迫ってみる。

### 2. 総観場

まず、総観場の移り変わりを見ていく。10月の気候は例年に比べ暖かいものの、秋雨前線に伴う天気の変り変わりが周期的におこっていた。そのような中、7日00UTC頃に東シナ海の傾圧帯で低気圧が発生し、ゆっくりと北上した。7日夜にはその低気圧に伴う対流雲域が九州を覆うようになった。図1に8日00UTCの日本領域のひまわり画像を示す。図1によると、済州島付近にポーラーローによると思われるスパイラル雲が形成されていた。しかし、この頃はまだポーラーローに特徴的な下層のワームコアは見られなかった。8日12UTCまでに”親”低気圧の中心は四国付近へ移動し、一方ポーラーローは九州北部へとゆっくり移動した(図2)。この時間にはコンマ雲を形成していた。また、下層のワームコアが現れていた。この時間のポーラーローの特徴としては、下層の強い正渦度で

GMS-5 IR1 .. 00.10/08..00:40 UTC

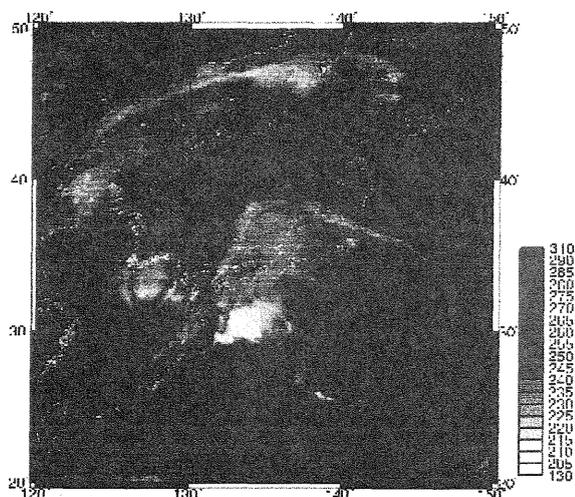


図1: 10月8日00UTCのひまわり画像IR1輝度温度分布。白い部分が雲頂高度が高いことをあらわす。

GMS-5 IR1 .. 00.10/08..12:40 UTC

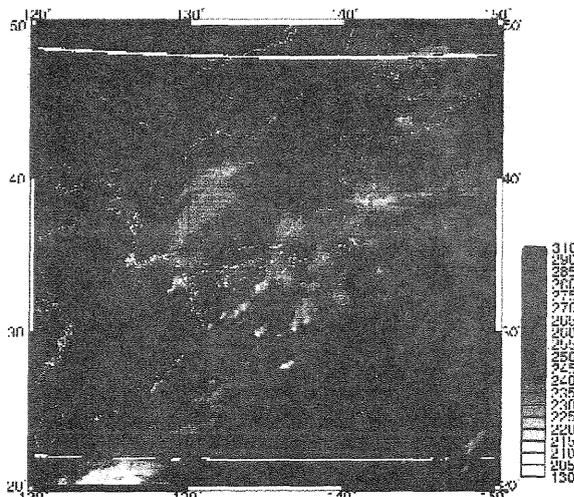


図2: 10月8日12UTCのひまわり画像IR1輝度温度分布。

あった。

その後、9日12UTC頃には親低気圧は東海上に抜け、ポーラーローは九州北部～中国地方～近畿地方の日本海側を通り、やや勢力を弱めながら近畿を縦断して太平洋に抜けた。いずれの場合も、上層の気圧のトラフ、高い正渦度領域は下層のポーラーローの上空に位置していた。

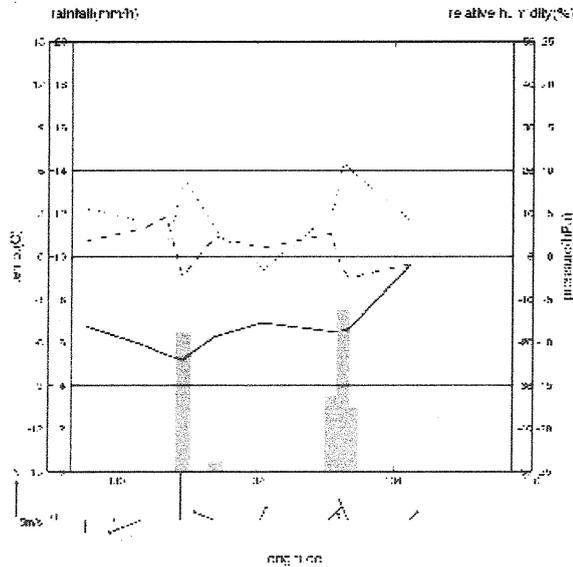


図3：9日01LSTにおける日本海沿岸の地上観測データによる気圧（実線）、気温（点線）、相対湿度（破線）、一時間降水量（棒グラフ）の、最低気圧を記録した時間を基準にした約24時間前からの要素偏差－経度グラフ。

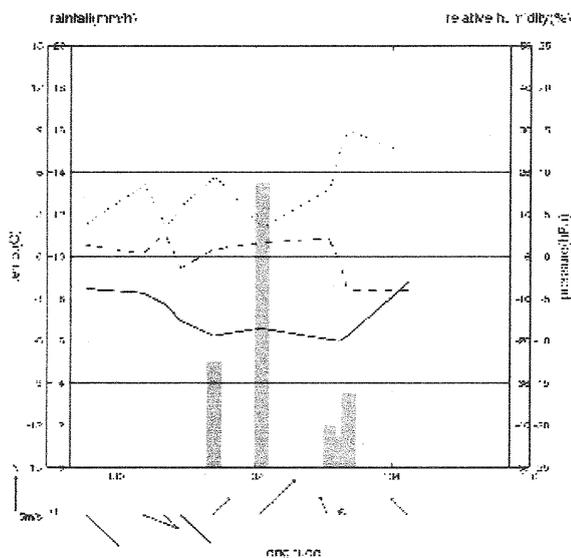


図4：9日06LSTにおける日本海沿岸の地上観測データによる気圧（実線）、気温（点線）、相対湿度（破線）、一時間降水量（棒グラフ）の、最低気圧を記録した時間を基準にした約24時間前からの要素偏差－経度グラフ。

### 3. 地上観測で見たポーラーローの変遷

2章で示したように、ポーラーローは日本の日本海側を沿って移動していった。ここで、ポーラーローのより小さいスケールでの議論をするために、地上観測データを元に解析した。図3、図4はそれぞれ9日01LSTと9日06LSTの、日本海側に位置する観測点の経度を横軸にとり、顕著な気圧低下がおこり始めた時間を起点とした時間変動の図である。これを見ると、気圧低下は2カ所で起こっているが、ポーラー

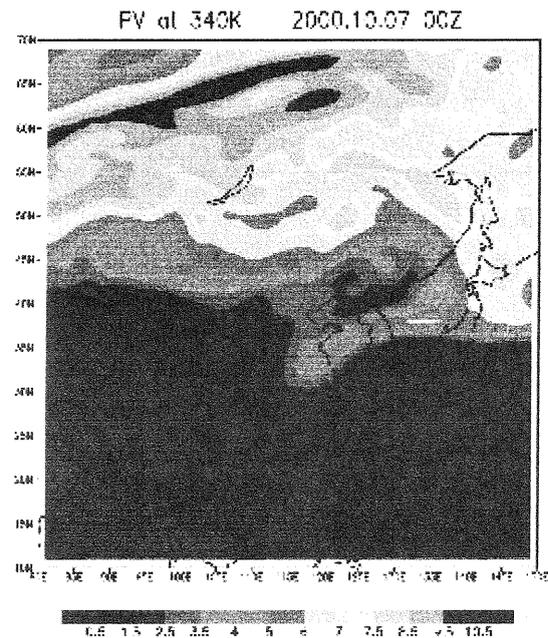


図5：7日00UTCにおける340K等温位面での渦位分布。

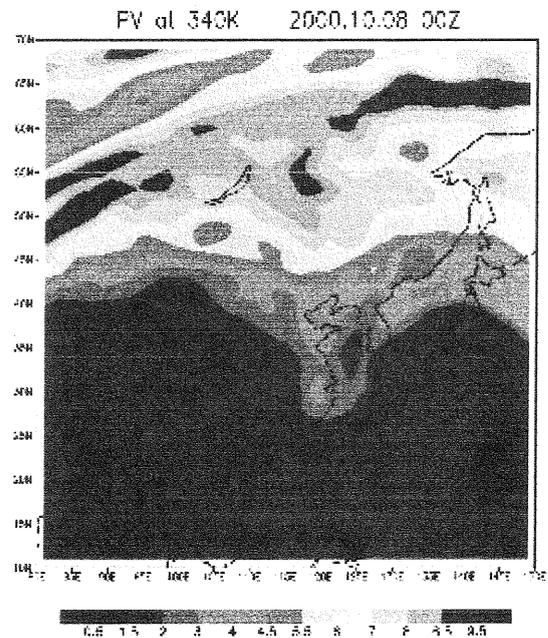


図6：8日00UTCにおける340K等温位面での渦位分布。

ローの気圧低下は西側のものと思われる。この気圧低下度を見ると、図4よりも図3のほうが大きく、発達していたことがわかる。また、風速も比較的図3時に強く、気温上昇度も大きい。これは、ポーラーローは図3の時点で発達していたが、徐々に弱まりつつあるということを示唆している。

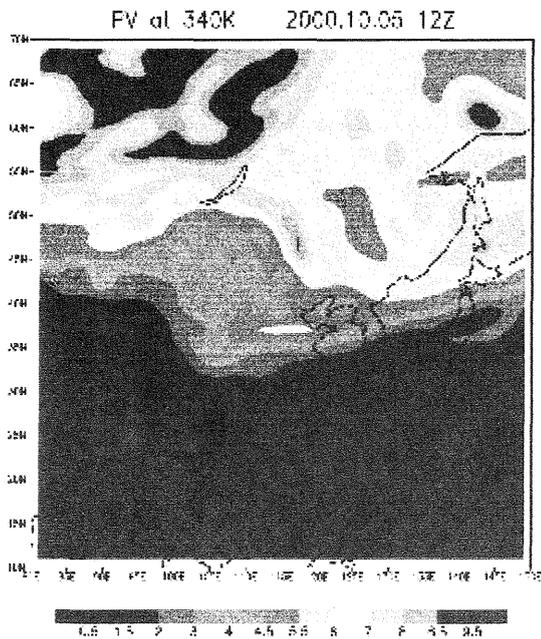


図7：5日12UTCにおける340K等温位面での渦位分布。図のやや中央に6PVU以上の領域がみてとれる。

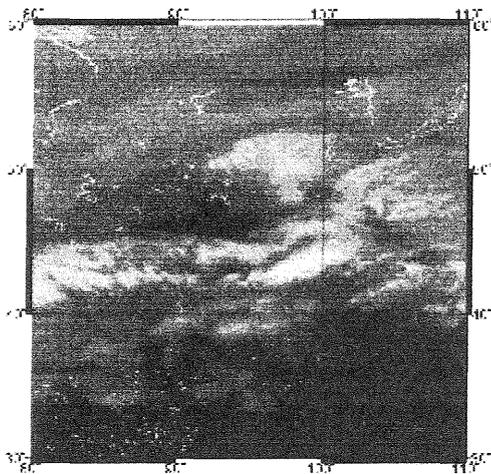


図8：5日12UTCにおけるひまわり画像IR3輝度温度分布。黒い部分是对流圏中、上層の乾燥領域をあらわす。コンターは図1、図2と同様である。図で下部中央～左に位置するのがチベット。

#### 4.渦位解析

前章によれば、ポーラーローは9日06LSTまでに発達していたことがわかる。そのため、発達のメカニズムを解明するため、本研究では上層の渦位の分布を計算させ、発達メカニズムに迫ってみる。

図5、図6はそれぞれ7日00UTC、8日00UTCの等温位面(340K)上の渦位分布である。図5では中国華中から朝鮮半島にかけて4PVU以上の領域が、図6では東シナ海付近で3PVU程度の領域が見られる。これらの位置は、その時間のポーラーローの位置と重なることおよびそれらの時間での日本付近の渦位は1PVU程度であることより、この高渦位はポーラーローに対応付けられている可能性が高い。また、図7、図8に5日12UTCの渦位分布(340K等温位面)、ひまわり画像IR3輝度温度分布を載せる。この図によると、極域に存在している高渦位領域が、5日00UTCにはチベット高原東縁(35度N、105度E付近)まで南下し、それがゆっくり東進していったこと、その移動に対応し、ひまわり画像IR3での乾燥領域(水蒸気輝度温度250K~260K)が移動していったことがわかった。この乾燥領域はその後、親低気圧の巻き込み、ポーラーローの巻き込み(発達時にはポーラーローは厚さ500hPa以上になっていた)によりそれぞれの内部に取り込まれていったため、両パラメータがポーラーローの発達に過大な寄与を与えたことがいえるであろう。

#### 5.信楽でのレーダー観測

図9、図10、図11に9日の降雨レーダーによるエコー強度分布を示す。これによると、9日17時頃から信楽付近に降雨帯がかかり始めた。その後、19時ごろまで降雨帯に覆われていた。この頃信楽では京都大学宙空電波科学研究センター所属のMUレーダーにより大気観測をしていた。そのため、信楽を通過した降雨帯がMUレーダーにより捉えられている可能性が高い。そこで、図12にMUレーダーによる観測結果を載せる。横軸は時間をとっているが、右から左へ時間が経つように軸を取っている。縦軸はレーダー設置地点からの高度であり、ベクトルは上を北、右を東とみなしてプロットしてある。図12をみると、降雨帯の通過前と通過後の鉛直流の様相が非常に対称的であることがわかる。18時30分頃の地上を基準とすると、ま

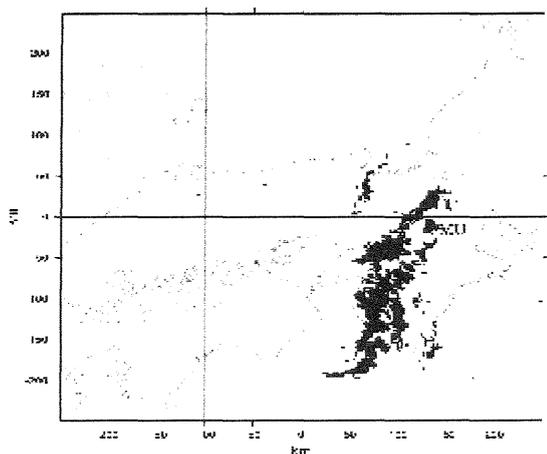


図9: 9日17時の信楽近辺の降雨レーダーエコー強度分布。画面中央右にMUとあるのが信楽町に設置されているMUレーダーの位置。

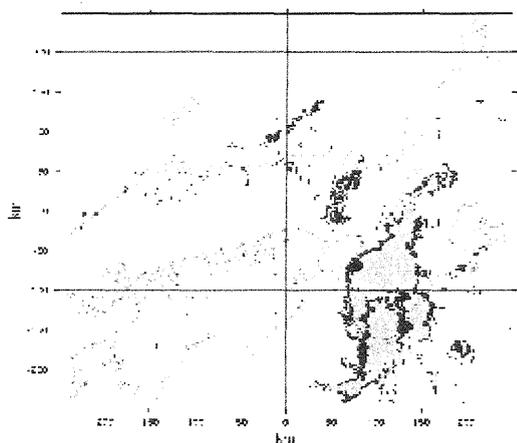


図10: 9日18時の信楽近辺の降雨レーダーエコー強度分布。信楽付近から和歌山まで降雨帯に覆われている。信楽はやや降雨帯の縁に位置する。

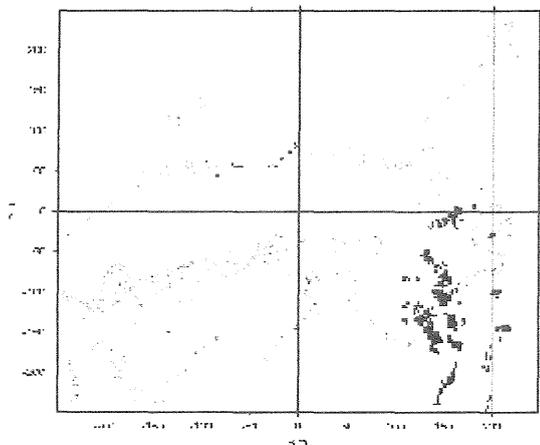


図11: 9日19時の信楽付近の降雨レーダーエコー強度分布。降雨帯は南東へ進み、降雨の強さもやや衰えている。信楽では短時間降雨が観測された。

ず強い上昇流が見られる。これは降雨帯がまるでレインバンドのような形態で進み、その鉛直断面図を捉えているかのようである。これは必ずしもポーラーローの中心部ではないが、非常に強い影響を受けた結果の構造を見ているといえるであろう。

また、図12により、対流運動は高度約8km程度までしか届いていないこと、ポーラーロー通過前は南南西、通過後は北風が対流圏中層に卓越していること、通過中は激しい乱流状態にあることなどがわかる。単純ではあるが、MUレーダー観測による降雨帯の構造を示すと、降雨帯の中心は対流圏中層で狭く強い(部分的に4m/s程度)下降流、その前後(進行方向に対する)は、高度幅約3kmにわたる強い上昇流(3m/s程度)となっていた。

## 6.まとめと課題

本研究では、ポーラーローの発達のメカニズムとその観測による構造について言及した。発達の原因は、ポーラーロー通過経路における傾圧性(図は示さない)と、上空から降りてきた高渦位がポーラーローの渦、大気不安定を引き起こしたことである。CISK機構は特定できなかった。課題は、衰退原因とポーラーローの内部構造をできるだけ明らかにすることである。

## 謝辞

MUレーダーデータは京都大学宙空電波科学研究センターとのキャンペーン観測により得たものであり、当センター関係者に感謝いたします。

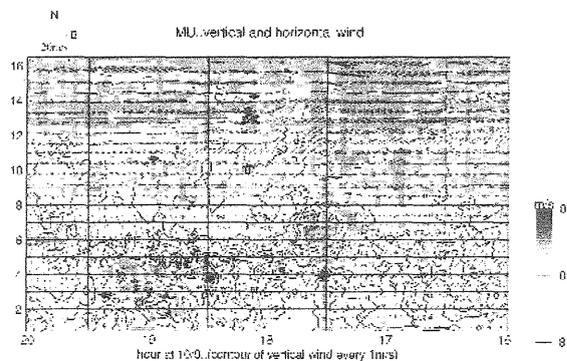


図12: 9日16時から20時までのMUレーダー観測による鉛直時系列。鉛直風(色の濃淡)、水平風(ベクトル)を示している。やや見づらいが、図の中心は18時であり、その時間を中心にして左(時間でいえば後)と右(時間でいえば前)の中層に強い上昇流が見られる。

## 六甲山地南麓における風の統計解析

\*清原康友・荻野慎也 (神大・自然科学)・山中大学 (神大・自然科学/FORSGC)

### 1. はじめに

神戸市周辺地域は六甲山地の南側に位置しており、昔から北寄りの風が吹くことによって「六甲おろし」と呼ばれるおろし風が発生することが知られている(横田・中島, 1992; 吉田他, 1998; 吉田他, 1999)。しかし、山地南側に平野部が存在せず、すぐに海となるので観測を展開しにくく、きちんとした気象学的解析は行なわれていない。

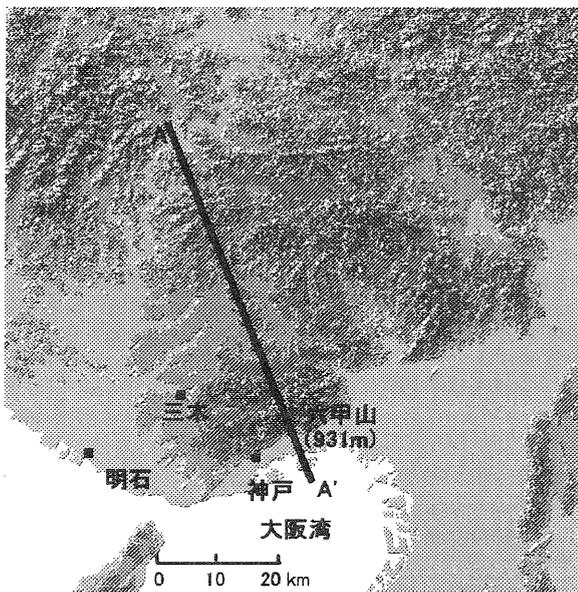


図1. 神戸周辺の地形図

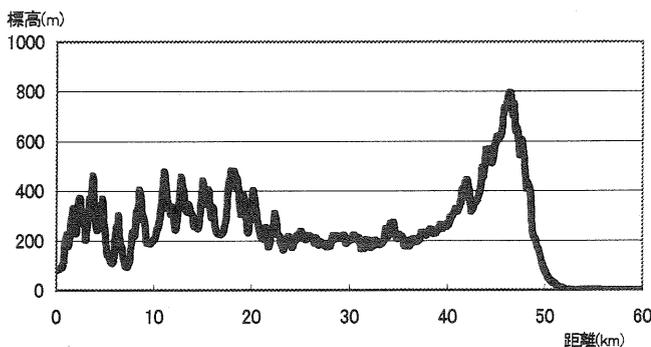


図2. A-A'の断面図(左端がA・右端がA')

六甲山地(図1)は、最も高い所で標高931mと比較的低い山地であるが、日高しも風で有名な日高山脈などと同様に孤立山脈として考えることができる。そして、その長軸は寒冷前線通過後に吹く北北西からの強風に対し直交しているため、気流が山を越えやすくなっている。また、風上側に比べ風下側が低くなっている(図2)ことで、強いおろし風が発生しうると考えられる(Smith, 1985)。

そこで、神戸では北寄りの風だけが、おろし風のメカニズムで強まるという予測をもとに統計的に調べてみた。その過程で、全体的に他地点より風が強くと表れている他、東北東風が他風向と比べて卓越しているなどが見られた。今回の報告では、それらに関して神戸以外の数地点の解析を交えて報告する。

### 2. 解析に用いたデータ

解析には、気象庁提供のアメダス観測年報(CD-ROM)の風向風速データ(神戸・明石・三木・姫路)と神戸市環境局提供の風向風速データ(ポートタワー・神戸市灘区)(1時間値)を用いた。

神戸は1976年～1994年を、比較として用いたその他の地域は、明石での観測が始まった1979年以降を取り出してみたことにした。

### 3. 解析の方法と結果・考察

#### 3.1 神戸での風向風速

まず、1976年～1994年までの神戸(アメダス)で風速7.5m/s以上かつ風向が西北西～北北東(北北西を中心として左右に2方位)までのデータを調べ、年間の状況をまとめた(図3)。この図から、条件に適したものは10月から3月までに多く、寒冷前線通過後の冬型気圧配置時に出現していると考えられる。逆に、南からの季節風が卓越する7,8月はほとんどなく、出現している日は台風の影響であると考えられる。この解析の中で、条件外のデータであるが、

どの年も東北東からの強風が見られた。

次に、1979年～1982年までのデータを詳しく調べた。図4には年間を通しての風配図、図5には風速別出現率(気象庁風力階級にできるだけ近い分け方をしている)を示している。4年間のうち、どの年もほぼ同じ形を示したので、ここでは1979年のものを代表として扱う。一年を通してみると、西南西～北北東の風と東北東の風が多いことがわかる。季節別に見ると夏季(6月から9月)は西南西風、冬季(11月から2月)は西北西風の割合が高い。これは、一般的な季節風に依存しているものであると思われるが、明確には現れていない。風速は、1.5～3.4m/sが最も比率が高くて約40%を占め、7.5m/s以上の風は約5%出現していることがわかった。

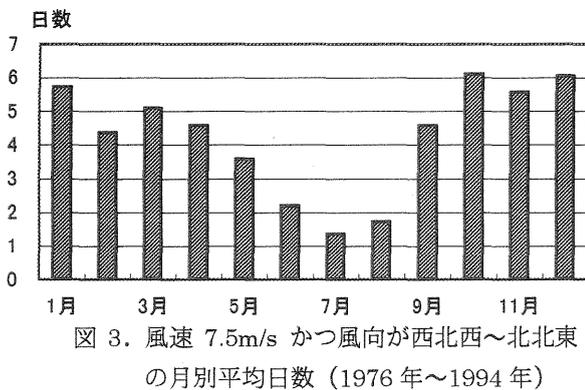


図3. 風速7.5m/s かつ風向が西北西～北北東の月別平均日数 (1976年～1994年)

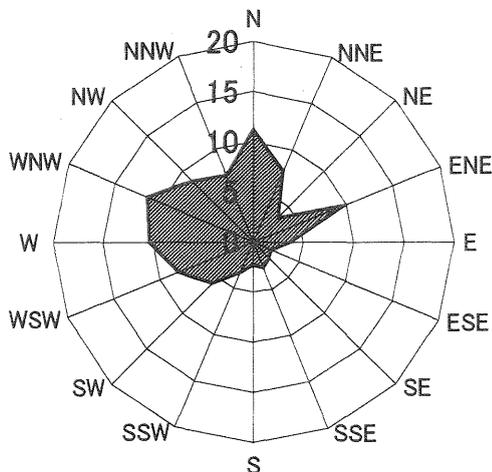


図4. 1979年神戸の風配図

次に、六甲山地を越えてくる風が、おろし風となって顕著にデータに現れているのかを見るために、風速7.5m/s以上時の風向を調べた。図6から東北東風の風の割合が高いことと北西風の割合が低いことがわかる。北西風の割合

が低いことについては、北寄りの強い風が吹いた場合、地形的な影響で西北西(六甲山迂回)あるいは北北西(山越え)の風が現れやすくなるからではないかと考えられる。東北東風の卓越については検討中である。

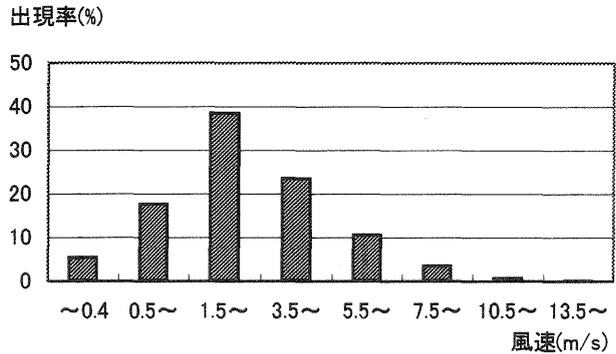


図5. 1979年神戸の風速別出現率

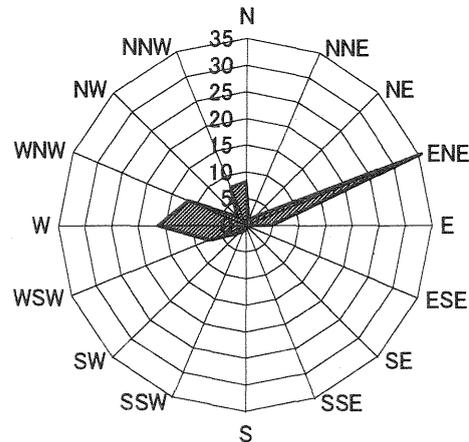


図6. 風速7.5m/s 以上時の風配図

### 3.2 その他の地域での風向風速

神戸(アメダス)以外のものを調べてみることにした。神戸に比較的近い地点である明石・三木・姫路を取り出して比較した。ここでは、1979年のものについて述べる。明石では年間を通して見ると北北東の風(約16%)、姫路では北北西の風(約20%)、三木では北東の風(約18%)の割合が最も高かった。また、風速別出現率では、三地点とも風速3.5m/s未満が80%以上を占めた。このことから、神戸(風速3.5m/s未満は約60%)では他地点より全体的に強い風が観測されていることがわかる。

次に、神戸と同様な比較をするために、風速の強い方から約5%(5.5m/s以上)を抽出し、それらの風配図を作成した(図7・8・9)。三地点とも異なる形となり、地域ごとに特徴が出ている。しかし、それぞれの地域に吹く強風の方向

はある程度決まっていることがわかった。

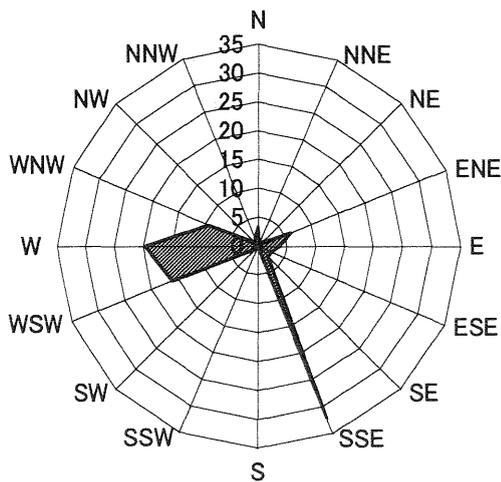


図7. 明石の風速 5.5m/s 以上時の風配図

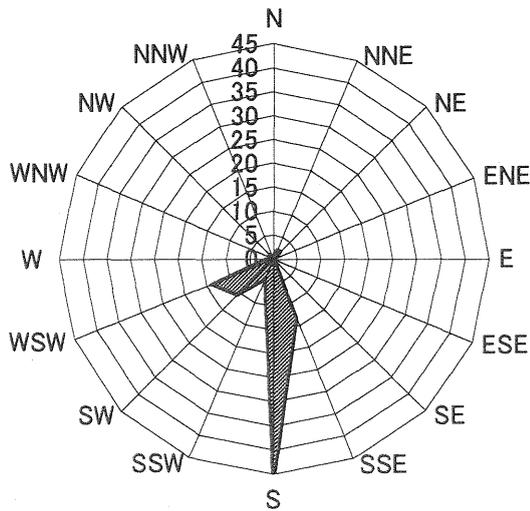


図8. 三木の風速 5.5m/s 以上時の風配図

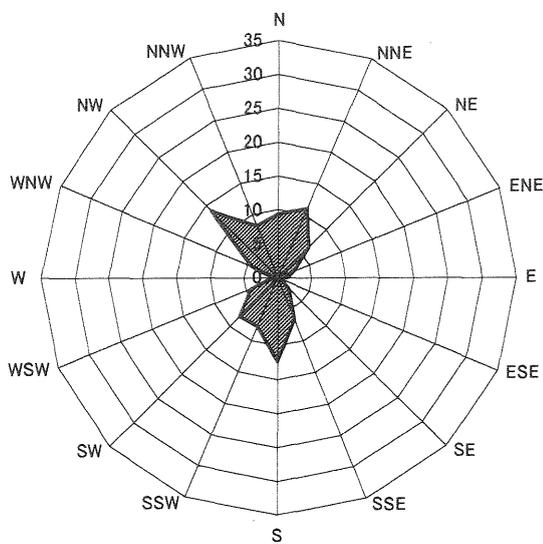


図9. 姫路の風速 5.5m/s 以上時の風配図

明石では、全風力階級で見ると北風・北北東風の割合が高かったが、風速 5.5m/s 以上となると北寄りの風はほとんどなく、西寄りの風と南南東風だけになった。神戸で顕著であった東北東風の割合も約 6% しか見られなかった。

三木でも明石と同様に、5.5m/s 以上では北寄りの風が現れなくなり、南風を中心とした部分だけになった。

姫路での強風は、南北両方向で出現しているが、東西両方向には現れない結果となった。しかも、季節別に分けると、南からの風は夏季（6月から9月）、北からの風は冬季（11月から2月）というふうにはっきりとした季節風に依存するという形になった。神戸では、このようにはっきりとは現れていない。

次に、神戸市環境局で観測されたポートタワー（風速計高度 100m）と神戸市灘区区役所でのデータ（1998 年度）で、神戸のアメダス観測点近辺の状況を調べた。図 10 と図 11 は、それぞれの地点での年間の風配図を示している。ポートタワーでは、全風力階級で見ても東北東風の割合が、非常に高くなっている。灘区役所では、神戸（アメダス観測点）とあまり変わらない風杯図となり、北北西風と東北東風の割合が比較的高くなった。

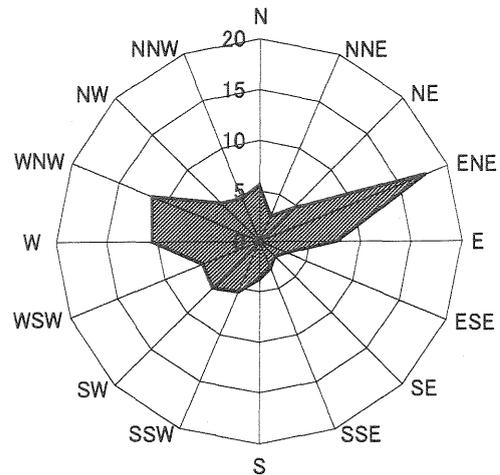


図10. ポートタワーにおける 1998 年度の風配図

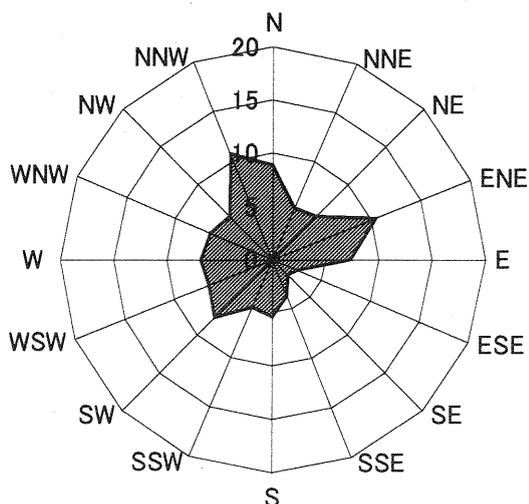


図 11. 灘区役所における 1998 年度の風配図

#### 4. まとめ

各地点とも地形的な影響で出現しやすい風向があり、強風はある程度決まった風向で出現している。

神戸では他地域に比べ年間を通して風が強い上に東北東風が強まる傾向がある。また、北寄りの強風時には北西風として現れるデータが少ないことがわかった。

今回は地上のみの解析になったが、今後は北北西の強風時に六甲山地南側での上空の風を実際に観測し、上空での様子を調べてみたいと思う。そのために、まず 1983 年以降のデータも詳細に調べていくことで、北寄りの風が地形的に強められることを実証して、観測に役立てたい。

#### 謝辞

本解析においてお世話になりました神戸海洋気象台・井上卓調査係長と神戸市環境局・犬飼和男氏に心より御礼申し上げます。

#### 参考文献

- 荒川正一, 1975: おろし風を中心とした山越え気流論, 気象研究ノート, 125, 51-84.  
 斎藤和雄, 1994: 山越え気流について (おろし風を中心として), 天気, 41, 731-750.  
 Smith, R. B., 1985: On severe downslope winds, *J. Atmos. Sci.*, 42, 2597-2603.  
 横田寛伸・中島肇, 1992: 六甲おろしに伴う風下側のロール雲, 天気, 39, 469-471.

吉田克己・西谷幹生・古澤千尋, 1998: 「六甲おろし」の調査について, 平成 10 年度大阪管区府県気象研究会誌, 145-146.

吉田克己・佐伯亮介・西谷幹生・仲西範光, 1999: 「六甲おろし」の調査について (その 2), 平成 11 年度大阪管区府県気象研究会誌, 130-131.

## 六甲おろしの数値シミュレーション

金田芳彦 (高松地方気象台)

### 1. はじめに

数値実験は調査・研究のひとつの手法であるが、以前は必要とされる記憶容量や処理速度の関係から、主に大型計算機が使用可能な大学をはじめとする研究機関で行われてきた。しかし近年のパーソナルコンピュータの発達により、地方気象官署における数値実験が可能な環境が整い、静力学平衡の仮定が入らない非静力学モデルによる数値実験が実際に行われるようになってきた(上野ほか, 2000)。

今回使用した数値モデルは、上野ほか(2000)で使用されたものとは別のもので、比較的簡便な計算スキーム等を用いた、コンパクトなものである。これを用いて、六甲おろしの数値シミュレーションを行った。また六甲おろしについては、地形の水平収束の効果も示唆されていることから山の地形を変化させた場合のシミュレーションも行った。

### 2. 数値モデル概要

今回使用した非静力学モデルは、吉崎(1988)の解説書をもとに、スキーム等を簡便化して作成したプログラムである。使用した言語はCである。

方程式は圧縮形で、密度の時間変化の項、すなわち音波が含まれることになり、時間ステップを短くする必要がある。しかし鉛直方向の格子間隔は小さいところで100m以下であることから、時間ステップは、0.2秒程度となり、計算に大変時間がかかることになる。このため鉛直方向については、高周波成分が急速に減衰するスキームを用いて音波による計算不安定を避けた。

地形は、下層で地表面に沿った計算格子となるよう、鉛直方向の座標  $z$  を次のように  $z^*$  に変換している。

$$z^* = H(z - z_s) / (H - z_s)$$

ここで  $H$  は計算領域の高さ、 $z_s$  は地表面の高度である。

計算格子数は、水平方向が  $31 \times 36$ 、鉛直方向は26層である。格子間隔は水平方向1km、鉛直方向は

下層で約100m、上層ほど大きく約1500mとしている。したがって領域の大きさは水平方向が  $30 \text{ km} \times 35 \text{ km}$ 、鉛直方向は約20kmとなっている。

モデルには水物質として雲水と雨水が扱え、積雲対流の実験も可能だが、今回は使用していない。

### 3. 初期場

今回は、実際の地形と仮想的な地形との2つの計算を行ったが、大気の成層状態等、地形以外はすべて同じ条件である。

大気の成層状態は、高度0mで15℃とし、地表面・海水面の区別はしていない。気温減率は、 $0.6^\circ\text{C}/100\text{m}$ だが、吉田ほか(1999)によれば、六甲おろしの発生に関して850hPa~700hPa付近にかけて逆転層が存在することの重要性が指摘されていることから、1200m~3000mの気温減率を $0.3^\circ\text{C}/100\text{m}$ とした。

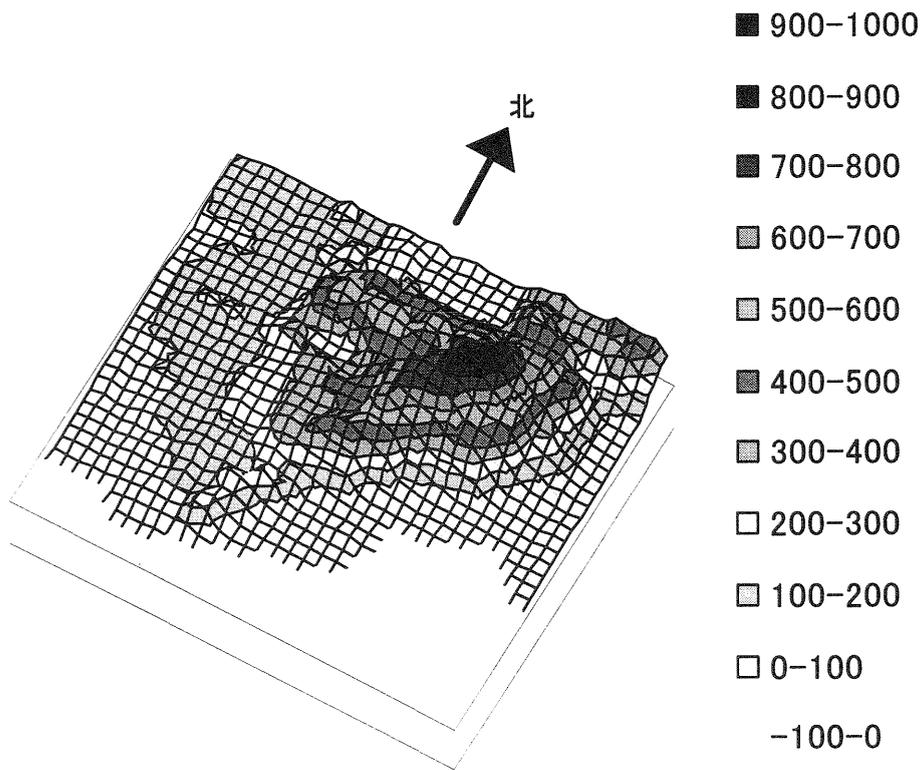
この状態で、下層から上層まで一様に10m/sの北風を吹かせた。なお、地形の入る数値モデルに急激に風を吹かせると、場を大きく乱す場合があるため、計算初期においてゆっくり加速し、10m/sに達するようにした。

コリオリ力は考慮しない。

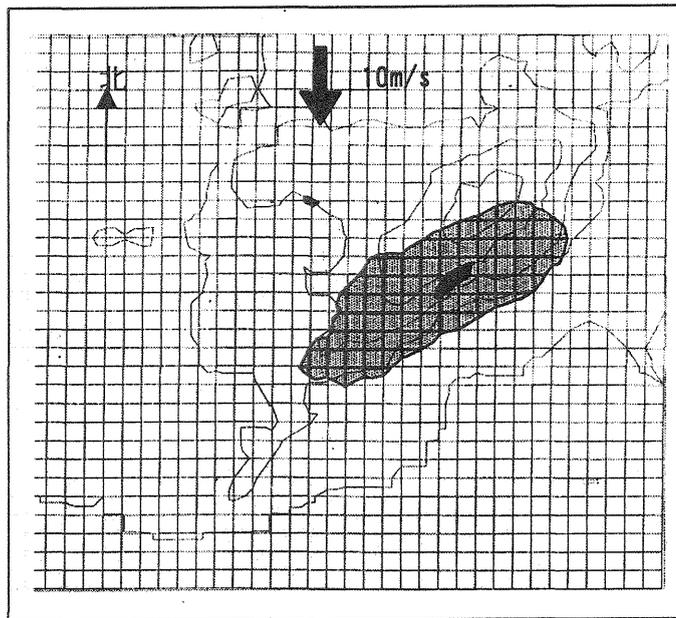
### 4. 実際の地形による計算

シミュレーションに用いた地形を第1図に示す。格子間隔は1kmで、六甲山がほぼ含まれる程度の領域とした。1km平均標高のデータを用いているため、六甲山頂の標高は931mとなっている。白抜き部分は海水面で、その標高は-0.1mとして計算している。この地形で、3章で示した初期場を与えて計算した。

第2図は、計算開始100分後の北風成分の強さを示したものである。細線は地形の標高を200m間隔で引いた等高線である。ハッチ部分は風速12m/s以上、黒塗り部分は14m/s以上の領域を表している。風速12m/s以上の領域は、六甲山の南側斜面に比較的広い範囲に広がっているが、その他の地域にはみられない。



第1図 計算領域と地形（等高線間隔100m） 31×36格子，格子間隔1km



第2図 計算開始100分後の地上風速北成分  
 細線は標高（等高線は200mごと）  
 ハッチは風速12m/s以上の領域  
 黒塗りは風速14m/s以上の領域

### 5. 六甲山を「山脈」とした場合の計算

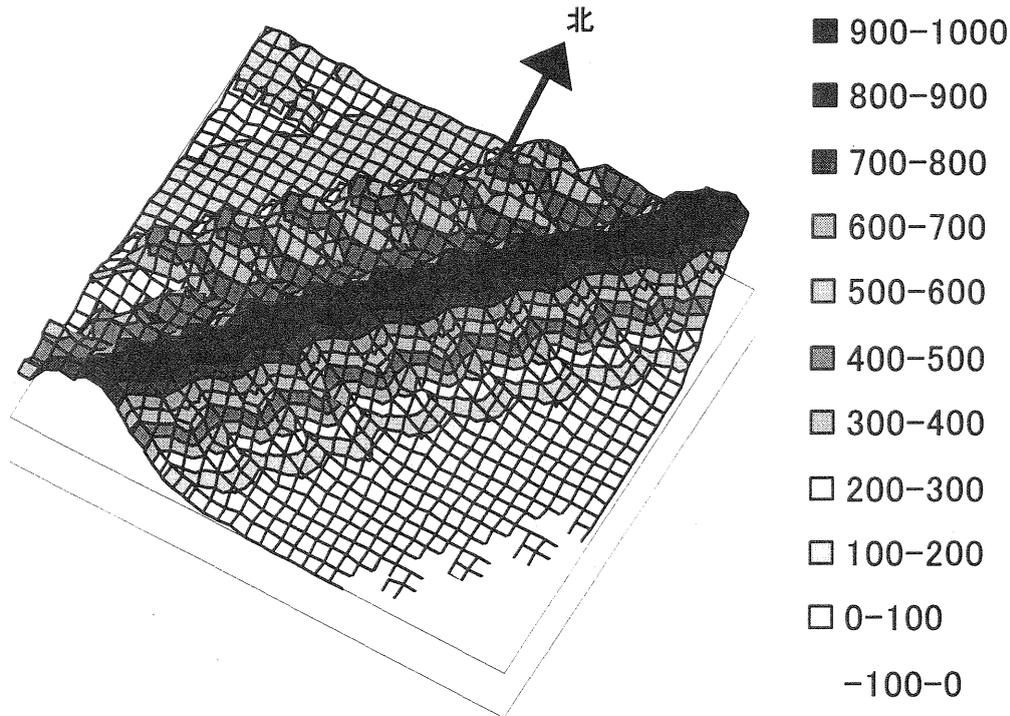
吉田ほか(1999)によれば、六甲山南陰付近の風について、六甲山をまわりこむ風の影響で発生する渦により、風速が弱まることが示唆されている。また、六甲おろしに関して、地形による水平収束の効果の可能性も考えられる。そこで、水平方向の地形の変化の影響を小さくするために六甲山をその走向(南西～北東)に沿って延長した地形を仮定し、同様の計算を行った。この地形を第3図に示す。

この地形を用い、4章と同様の初期状態のもと、約10m/sの北風を吹かせて計算させた。

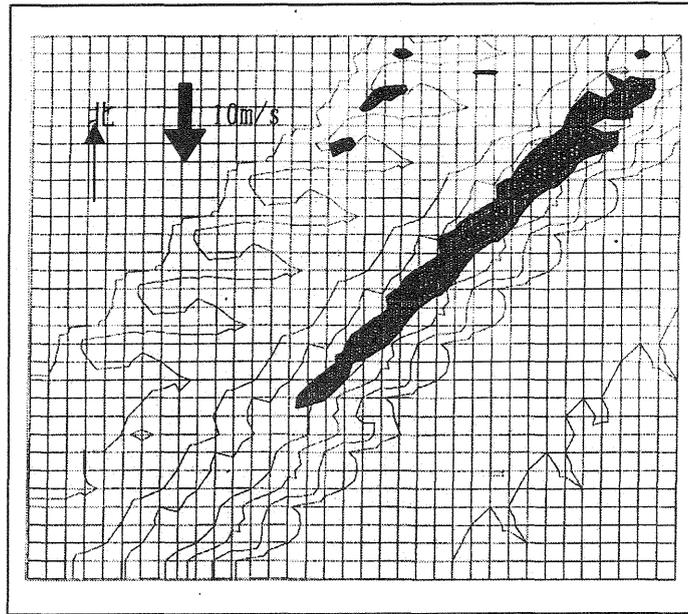
第4図に、風速の北成分の強さを示した。細線は標高(等高線は200mごと)、ハッチは風速12m/s以

上の領域、濃い部分は14m/s以上の領域を示している。この図を見ると、六甲山が延長された地形に対応して、風速12m/s以上の領域は南西から北東方向に長く伸びている。また風速14m/s以上の領域もみられる。

実際の地形を用いて計算した第2図と比較すると、山地が延長されたことに対応して、12m/s以上の領域の長さは山地に沿って長く伸びている。しかし、南北方向の広がり注目すると、実際の地形を用いたものより、範囲が狭くなっており、また位置も南側斜面というよりは山頂付近となっている。14m/s以上の領域については、実際の地形を用いたものより範囲が広がっている。



第3図 計算領域と地形(等高線間隔100m) 31×36格子, 格子間隔1km



第4図 計算開始100分後の地上風速北成分  
 細線は標高（等高線は200mごと）  
 ハッチは風速12m/s以上の領域  
 黒塗りは風速14m/s以上の領域

#### 6. まとめ

六甲おろしについて、実際の地形と、水平方向の地形変化を小さくした仮想的な地形との2つの場合について数値シミュレーションを行った。

実際の地形では山地の風下側斜面で風速が強まり、おろし風の発生を表現できた。一方、仮想的な地形では、風速は強まったものの、その位置が風下側斜面ではなく山頂付近であり、おろし風のイメージとは若干異なる結果となった。

しかし、六甲おろしに関して、地形の水平収束等の効果を議論するには、今回の結果では不十分であり、今後六甲おろしそのものに対する考察も深める必要がある。

六甲おろしについては、過去にいくつか調査・研究が行われており、今後はそれらの研究結果をふまえて、六甲おろしの機構に関してさらなる調査を行いたい。

#### 参考文献

- 上野幹雄, 高橋雅文, 小川安清, 平井明宏, 斎藤敦, 横田力, 2000: NHMによる四国地方の地上風分布の特徴, 気象学会関西支部例会講演要旨集, (90), 58-61.
- 吉崎正憲, 1988: 地形性降水のための対流モデルの解説, 東京大学海洋研究所.
- 吉田克己, 佐伯亮介, 西谷幹夫, 仲西範光, 1999: 「六甲おろし」の調査について(その2), 大阪管区府県気象研究会誌, 130-131.

## インドネシアの対流活動日周期変化について

\*荒木 龍蔵・村田 文絵・岡本 典子・萩野 慎也(神大・自然)・山中 大学(神大・自然/ FORSGC)  
奥 勇一郎(京大・防災研)・橋口 浩之(京大・宙空電波)

### 1. はじめに

赤道域には日射による影響, 地形, 海陸分布によるもの, 大気大循環の空間構造や大規模波動擾乱(赤道波)に伴うもの等, 様々なスケールでの擾乱が存在すると考えられている. さらにこれらの擾乱によって, 赤道域では多くの雲が発生・発達し, 降雨をもたらす. 赤道域での雲は組織化することで知られており, これらは季節内振動やエルニーニョ南方振動(ENSO), 成層圏準2年周期振動(QBO)などの形をとって全地球的気候にも影響を与えていると考えられている.

しかしながら, 赤道域におけるこれらの擾乱の要因はいまだよく知られていない. 赤道域での様々な周期の変動の1つに日周期変動がある. 新田(1994)は, 静止気象衛星による等価黒体温度のデータを用いて解析を行っている. それによると南シナ海, ベンガル湾, インドシナ半島を含めた海洋大陸では対流の強さに日周期変動が見られ, その変動のピークは地域, 季節によって異なることを示している. 大澤(2001)は降水量データ, および気象衛星データを使って, インドシナ半島域の対流活動と降雨の日変

化特性を調べ, 対流や降水のピークは, 地形に起因する局地循環によって特徴付けられることを示している. インドネシア域はまだ殆どカバーされていない.

インドネシア域について, 濱田(1996)は降水量や気象衛星データを使って, インドネシア域の降水の気候学的変動を調べている. その中で, 1日周期の降水を伴う対流活動は雨季に盛んであり, そのピークの顕著さは地域によって異なることを示している. 橋口(1995)は, インドネシア ジャワ島のジャカルタ近郊に位置する Serpong(6.4°S, 106.7°E, 50MSL) に設置してある境界層レーダー(以下BLRと略す)を用いた日周期変動の解析の中で, 快晴の日の大気境界層が朝から正午頃にかけて発達していき, 21時(LST)頃に消滅する様子を示した. また, Hadi(2000)は, 乾季の Serpong において, BLRと地表の気温, 相対湿度, 太陽放射のデータを用いて海風による循環をより明確に示した. 本稿では, Serpong のBLRを用いて東西風, 南北風の日変化について季節や年々の違いを含めて詳しく解析した結果を報告する.

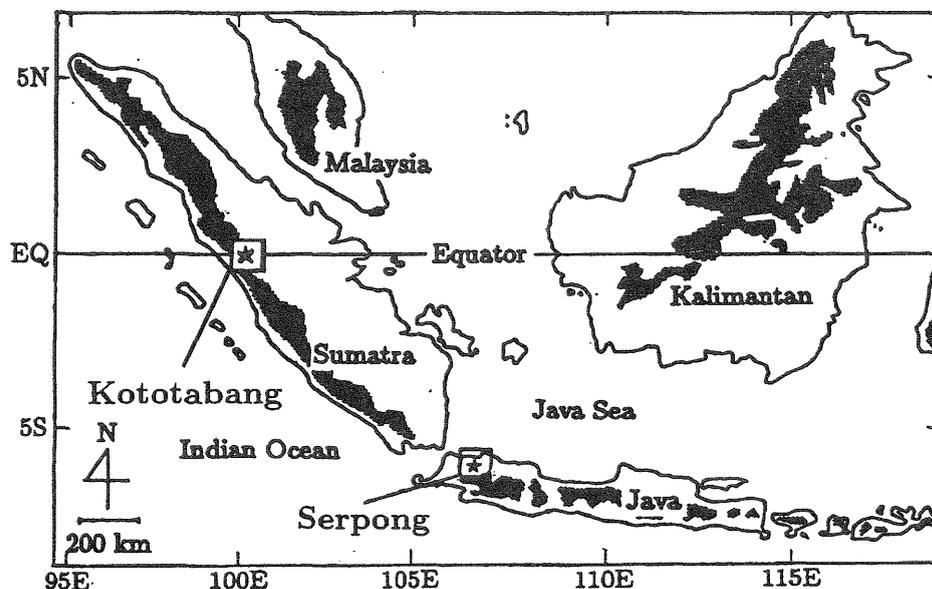


図1: インドネシアにおける境界層レーダーの観測地点

## 2. BLR の解析結果

BLR は、時間分解能約 1 分、高度分解能 100m で高度 6.5km 以下の水平、鉛直方向の風のドップラー速度をほぼ連続的に測定する。降雨時には BLR の周波数が UHF 帯であり、雨滴に敏感である。そのため、大気中に雨滴が存在すると、鉛直方向の風のかわりに雨滴の落下速度を測定する。またこの時のエコー強度は降雨強度を反映する。従って BLR はウインドプロファイラーであると共に雨量計としても利用価値が高い。今回使用した BLR のデータは、1994~1999 年の 11~2 月及び 1995~2000 年の 7~8 月の BLR の観測データである。また、1997 年の 7, 8, 11, 12 月、1998 年の 1, 2 月のデータは欠損している。Serpong では 12~3 月は雨季にあたる (濱田, 1996)。

### 2.1. 南北風

図 2 は 8, 11, 12, 1 月の南北風の風速の、各高度ごとの 1 日平均からのずれの時間高度断面図である。横軸は現地時間である。正の値は南風偏差を示している。右の図は各高度ごとの 1 日の平均風速を表しており、正の値は南風の風速を示している。どの月も背景風は非常に弱い。乾季にあたる 8 月では、正午から夕刻にかけて高度 0.5~1.2 km で北風偏差、1.2~2.0 km で南風偏差が見られる。また、2 時頃から正午にかけて高度約 0.5~1.4 km で南風偏差、1.4~2.0 km で北風偏差が見られる。このような南北風偏差の変化は 7 月や、乾季から雨季へ移行する 11, 12 月にも見られた。Serpong では北方にジャワ海があり、海岸線が東西に走っている。このことから、南北風に関して海陸風循環が卓越し、上述した日変化が見られると考えられる。雨季にあたる 1 月では、10 時頃から 14 時頃高度 0.5~1.4 km で北風偏差、高度 1.4~2.0 km で南風偏差という構造が見られる。この構造は 2 月にも見られるが、乾季の 7, 8 月に比べ顕著でない。また夕刻から深夜にかけて高度 0.5~2.0 km で南風偏差が見られる。

年々の違いでは、背景風はどの年も乾季は非常に弱く ( $1 \text{ ms}^{-1}$  以下)、雨季は北風 ( $0.5\sim 3.0 \text{ ms}^{-1}$ ) が卓越する。乾季はどの年も海陸風循環が見られたが、雨季は乾季程顕著ではないが、見られる年とほとんど見られない年があった。

### 2.2. 東西風

図 3 は図 2 と同様であるが、東西風について描いている。正の値は西風偏差を、右の図では西風の風速を示している。背景風は 8 月では東風が卓越していて、1 月は強い西風が卓越する。8 月では、10 時頃から 22 時頃にかけて西風

偏差が卓越している。それ以外の時間は東風偏差が卓越している。この傾向は 7 月にも見られる。12, 1 月では、6 時頃から 22 時頃にかけて東風偏差が卓越し、以外の時間は西風偏差が卓越している。この傾向は 2 月にも見られる。また、乾季から雨季に移行する時期の 11 月では、背景風は弱い西風 ( $1.2\sim 1.6 \text{ ms}^{-1}$ ) となり、1 月のような傾向を示しているが、12, 1, 2 月ほど顕著ではない。

これら西風偏差から東風偏差、その逆への変化の仕方を見てもみる。8 月では、10 時頃に高度 0.5 km に現れる東風偏差から西風偏差への境は、正午にかけて時間と共に高度が高くなっている。そして、22 時頃の西風偏差から東風偏差への境は、高度方向にほぼ垂直となっている。これは 7 月でも見られた。1 月では、西風偏差から東風偏差への境が 6 時に現れ、それは高度方向にほぼ垂直である。また、22 時頃に見られる東風偏差から西風偏差への境も高度方向にほぼ垂直である。この変化の仕方は 2 月にも見られる。このように、西風偏差と東風偏差の現れ方、変化の仕方は乾季と雨季では異なっている。

年々の違いでは、背景風はどの年も、乾季は東風 ( $1.5\sim 5 \text{ ms}^{-1}$ ) が、雨季は西風 ( $2.5\sim 8.5 \text{ ms}^{-1}$ ) が卓越していた。東西風偏差の日変化の年々変動は、乾季ではあまり見られなかったが、雨季は 6~22 時頃にかけての東風偏差が顕著な年と、そうでない年が見られた。

### 2.3. 南北風と東西風の比較

乾季の 8 月では、正午頃に高度 1.2 km より下では北風偏差、上では南風偏差という構造が現れ始める時刻と東風偏差から西風偏差へ変化する時刻はほぼ一致している。上述した南北風の構造が消滅する時刻と西風偏差から東風偏差へ変化する時刻もほぼ一致する。雨季の 1 月では、東西風の西風偏差、東風偏差の変化する時刻と、南北風の正午頃の下層で北風偏差、上層で南風偏差という構造が現れ始めたり、消滅する時刻や夕方頃の南風偏差へ変化する時刻とは一致していない。また、乾季、雨季共に南北風では鉛直方向に変化が見られるが、東西風では、例えば西風偏差が卓越するなら、高度 0.5~2.0 km において一様に西風偏差が見られるように、鉛直方向の変化は見られない。

## 3. 考察とまとめ

東風が卓越する乾季と、西風が卓越する雨季では東西風の変化の仕方が異なっていた。また、乾季では南風偏差、北風偏差の変化する時刻と西風偏差、東風偏差の変化する時刻は一致しているが、雨季では一致していない。南北風に関

して, Serpong では海陸風循環が見られ, それは乾季の方が卓越している. また, 橋口 (1995) における大気境界層の発達し始める時間, 消滅する時間と乾季の東風偏差から西風偏差へ, またはその逆への変化が見られる時間はほぼ一致していた. 以上より, 乾季における東西風の日変化は海陸風循環や大気境界層の発達との関係が強いことが示唆される. 一方, 雨季は乾季に比べ日射量が少ないと考えられ, 海陸風循環や大気境界層の発達は弱いと考えられる. このことと, 今回の解析から, 雨季における東西風の日変化は乾季とは別の要因の可能性が考えられる.

年々変動に関しては, 南北風, 東西風共に雨季に若干の年々の違いが見られた. インドネシアの降水量には年々の変動があることから, 風の日変化の年々の違いの要因の1つに, 降雨をもたらすような対流雲の可能性が考えられる.

今後は水平風と鉛直風の日変化の比較, 大気境界層や対流雲の活動と風の日変化の関係について調べ, またスマトラ島のほぼ赤道直下の山岳地域に位置する Kototabang (0.20°S, 100.32°E, 865MSL) についても同様に解析していくつもりである.

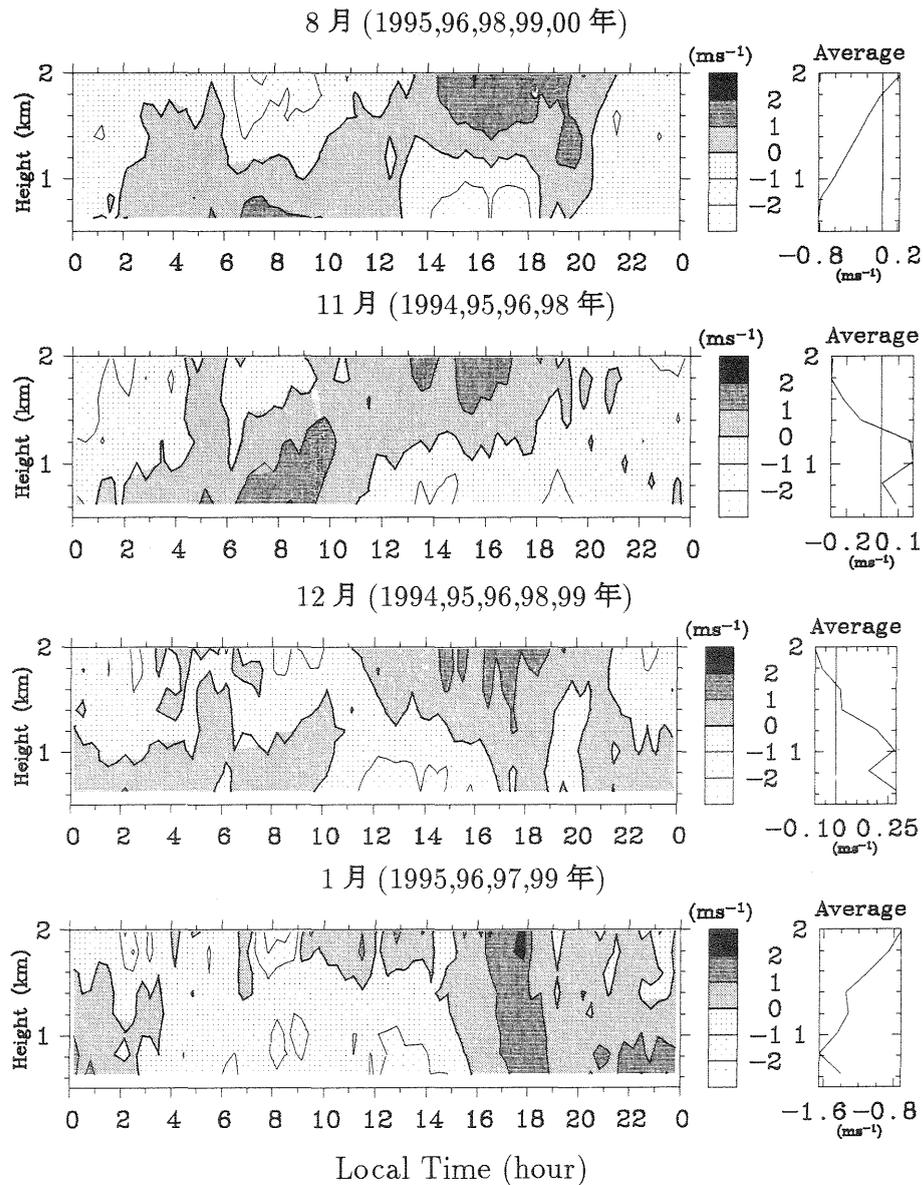


図 2: BLR により観察された南北風の各高度ごとの 1 日平均からの偏差の時間高度断面図. 正の値は南風偏差を示す. 右の図は各高度の 1 日の東西風の平均風速で正の値は南風を示す. 上から順に 8, 11, 12, 1 月を示している. 観測期間は第 2 章を参照のこと.

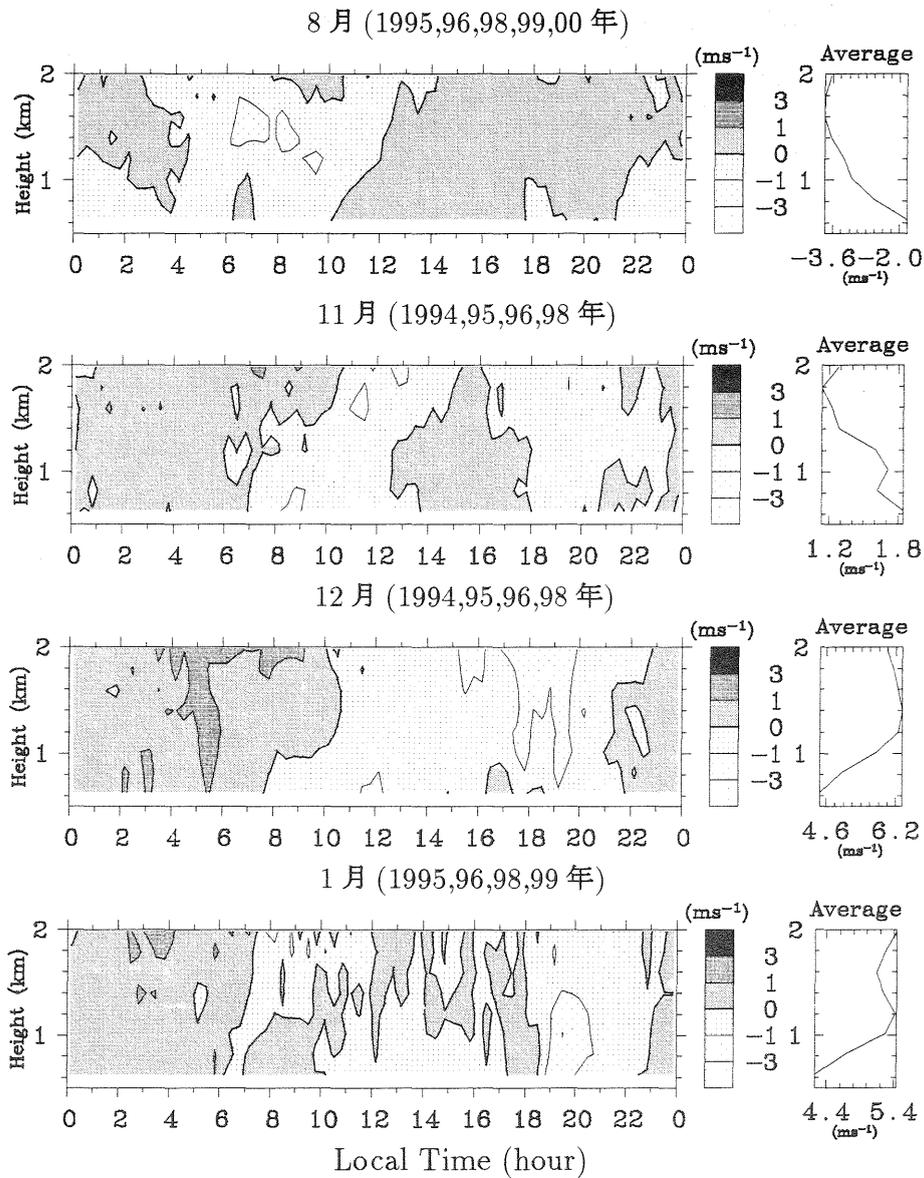


図 3: 図 2 と同様. ただし, 東西風であり, 正の値は西風偏差, 右の図では西風の風速を示す.

#### 参考文献

- Hadi, T.W., T. Tsuda, H. Hashiguchi and S. Fukao, 2000: Tropical sea-breeze circulation and related atmospheric phenomena observed with L-band boundary layer radar in Indonesia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 123-140.
- Hamada, J., 1996: Climatological study on rainfall variation in Indonesia. 京大・理, 修士論文
- Hasiguchi, H., S. Fukao, T. Tsuda and M.D. Yamanaka, 1995: Observations of the planetary boundary layer over equatorial Indonesia with an L-band clear-air Doppler radar: Initial results. *Radio Sci*, **30**, 1043-1054.
- Nitta, T. and S. Sekine, 1994: Diurnal variation of activity over the tropical western pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 627-641.
- Ohsawa, T., H. Ueda, T. Hayashi, A. Watanabe and J. Matsumoto, 2001: Diurnal variations of convection and rainfall in tropical Asia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, in press.
- 奥勇一郎, 山中大学, 2000: インドネシア・ジャカルタ周辺における対流活動にみられた日周期変化について. 神大・理, 卒業論文

## 季節内変動のインドネシアにおける変化

\*奥田 俊樹・岡本 典子・荻野 慎也(神大・自然)・山中 大学(神大・自然/FORSGC)  
Tien Sribimawati (BPPT)

### 1. はじめに

熱帯赤道域では、経年変動や季節内変動が、年周期季節変動と同等以上に顕著でかつ重要である。しかし、それらの観測的研究は、高層気象観測資料の取得・伝送が困難なため、これまでの研究の多くは気象衛星雲観測資料を用いて行われてきた。

なかでも、西部赤道太平洋は世界でも最高の海面水温をもち、海洋から大気への水蒸気の供給が非常に盛んである。この湿潤な大気は偏東風によってインドネシア海洋大陸(maritime continent)に運ばれ、山岳地形によって上昇する。そのため、この領域では真の大陸と同等以上に活発な対流が起こり、豊富な水蒸気が凝結することによって解放された大量の潜熱が大気を加熱している。一方、インド洋側からも、特に北半球冬季のモンスーンで運ばれた湿潤大気がこの領域で上昇する。つまり、インドネシア海洋大陸は地球大気のもっとも主要な加熱源であり、この領域の変動を理解することは、地球

規模での水・エネルギー循環、さらには気候の変動を考える際、非常に重要であると言える。

インドネシア気象地球物理庁(BMG)による11地点(図1)での定常高層気象観測資料に基づいた、対流圏大気大循環の季節・経年変動に関する解析は岡本ら(2000)によってすでにいくつかの結果が示されているが、同資料を用いた季節内変動に関する解析はまだ充分に行われていない。しかし、Nitta et al. (1992)が示すように、熱帯域季節内変動に伴って東進するスーパークラウドクラスター(SCCs)はインドネシア上で顕著な変形を受けることがわかっており、同地域における季節内変動の変化の構造を明らかにすることは、季節内変動が引き起こす全地球的異常気象や、El Niñoなどの経年変動を理解する上で重要である。

そこで、当例会ではBMG定常高層気象観測資料に基づいて現在まで行ってきた、主に季節内変動に対応した時間スケールの変動について解析した結果を発表する。



図1 レーウインゾンデ観測点(11点)

## 2. 使用データと解析方法

### 2.1 使用データ

用いたデータはインドネシア気象地球物理庁 (BMG) が行った 11 地点での daily のレーウィンゾンデデータである。このデータベースについてはすでに藤本ら (1999) によって、その有用性について報告されている。解析を行った期間はデータの欠測が比較的少なく、かつ El Niño 年でない 1995 年の 1~12 月である。

### 2.2 解析方法

上記のデータセットに対し、季節内変動を充分含む周期帯 (10~90 日のバンドパスフィルターを使用) でフィルタリングし、特に雲活動と密接に関係すると考えられる水蒸気場 (相対湿度) の季節内変動についての把握を試みた。その結果として得られた全地点にわたるおよそ 35 日周期の大規模な水蒸気場の変動 (後述) を基準とし、各観測点において風速場との対応を比較・検討した。

また、その各々の湿潤 (乾燥) の極値について各地点ごとにコンポジット解析を行い、インドネシアにおける季節内変動の平均的な構造を調べた。

## 3. 結果

### 3.1 水蒸気場について

水蒸気場について解析を行った結果、インドネシアの東西 5000km (およそ赤道全周の 1/8) に及ぶ非常に広範囲に渡って、ほぼ同時に湿潤 (乾燥) な大気に覆われる傾向が強かった。図 2 は、各地点で高度について平均した相対湿度を、同一日に観測値が 11 地点中 6 地点以上で存在する日のみ抽出し、平均した時系列である。この時系列に対してスペクトル解析を行ったところ、15 日付近と 35 日付近にピークが現れた (図 3)。特に、35 日の周期のものは高度方向への広がりも大きく、ほぼインドネシア全土を覆う非常に大規模なもの、すなわち東西波長が 10000km にも及ぶものであった。

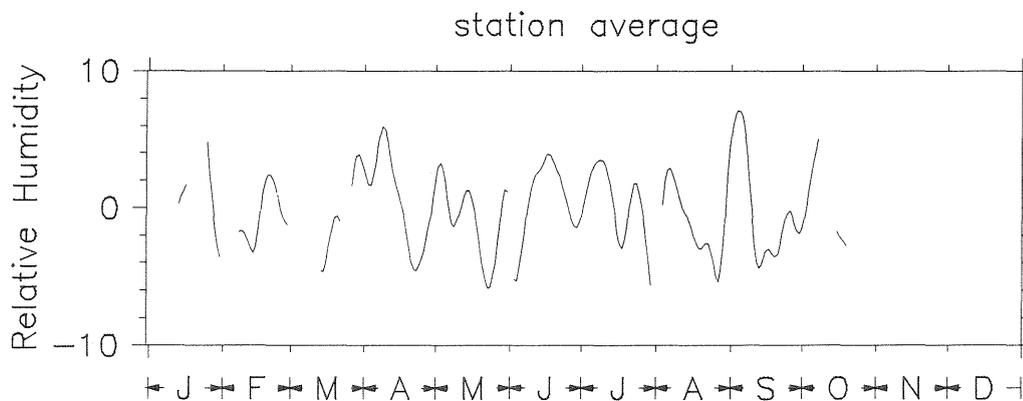


図 2 相対湿度について、観測点で平均した時系列

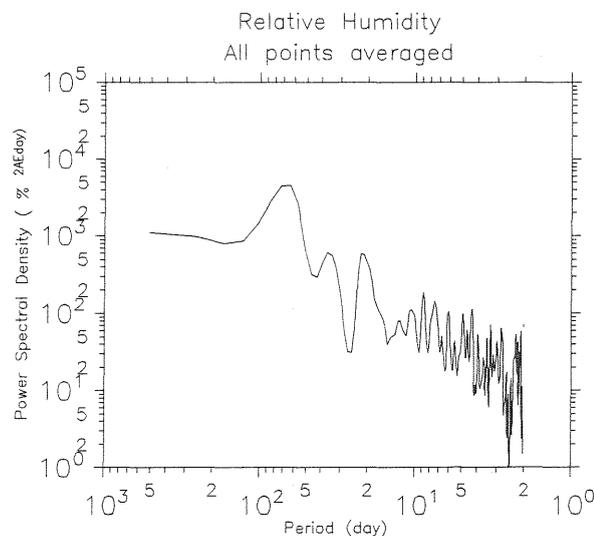


図 3 全地点平均した相対湿度のスペクトル

### 3.2 風速場の構造の地域による違い

前項で述べた水蒸気場の変動に対応した東西風速場の構造は各観測点で同一でなく、違った構造をしていた。しかし一方で、南北風速場や気温場については相対湿度に関連すると思われるような変動は検出できなかった。さらに詳細を明らかにするために、図2と同様の時系列(但し、15日周期の変動を除くため、20~60日のバンドパスフィルターを使用)のそれぞれ極値を取る日付を中心にし、東西風について前後15日の範囲を取り出し、コンポジット解析を行った。

Jakarta 以東の 110°から 125°にかけてのジャワ・スラウェシ地方では、湿潤(乾燥)の極値に対して中上部対流圏(5km~)で14km付近に中心を持つ発散(収束)がかなり明瞭に見られた(図4(a))。また、下部対流圏では弱いな

がらも上層の発散(収束)に対応していると思われる収束(発散)が確認できた。また、その中上部対流圏の発散(収束)の軸はほぼ鉛直で、風速場はほぼ鉛直に立った構造をしていた。しかし、さらに東方のパプア(旧イリアンジャヤ地方)の Biak ではデータに欠測が多く、水蒸気場との対応は不明である。

一方、東経 95°から 105°にかけてのスマトラ地方では、発散(収束)の軸が上部対流圏から下部成層圏にかけて東に傾いている構造が比較的明瞭であった。また、中上部の発散(収束)の強さ(風速)はジャワ・スラウェシ地方に比べると数 m/s 弱かった(図4(b))。

また、どちらの地域とも水蒸気場の変動に比べて風速場の発散(収束)が1~2日程度遅れて現れていた。

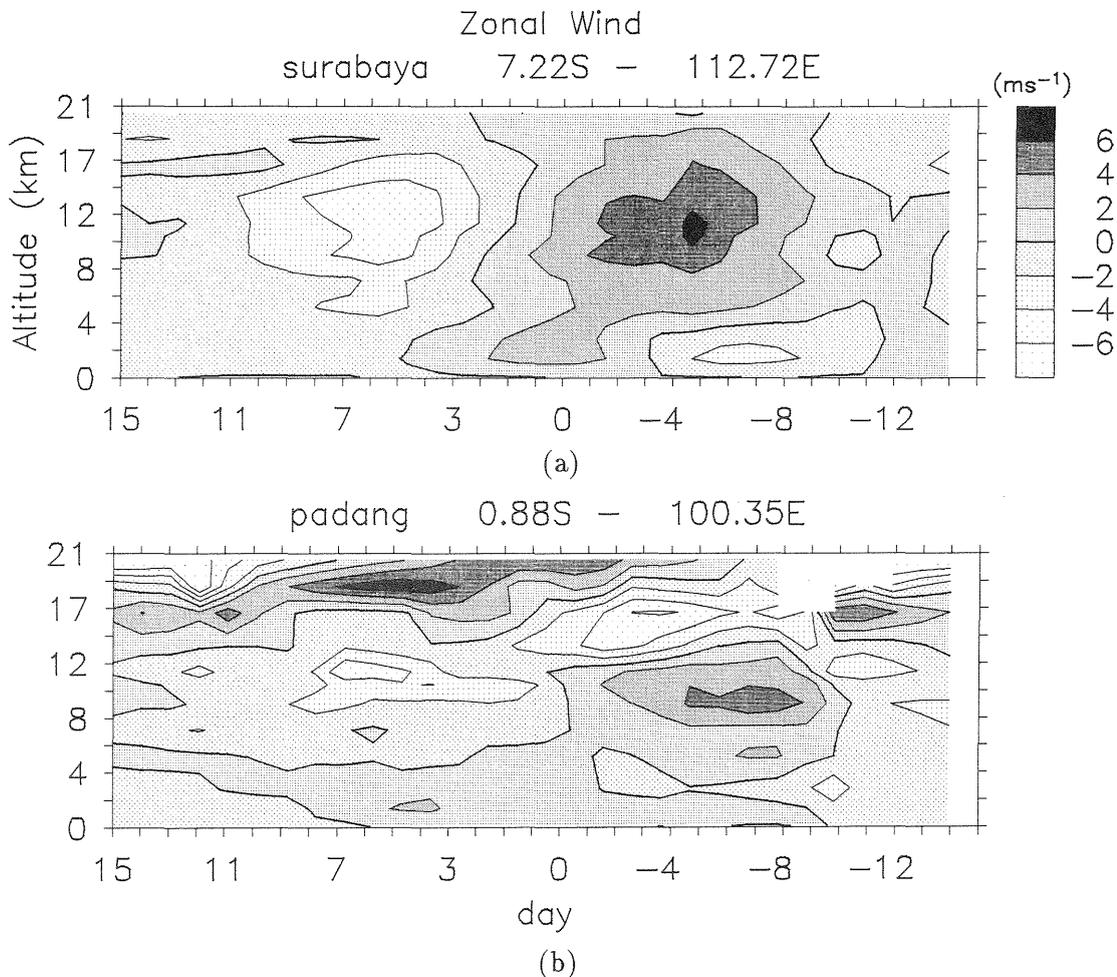


図4 相対湿度の極大を中心にした東西風速場の構造  
(a) Surabaya, (b) Padang, (c) Palu (次頁)  
0日が相対湿度の極大。

#### 4. 考察とまとめ

インドネシアで観測された水蒸気場と風速場の関連は、大局的には Madden and Julian (1972) が述べているように、東進する SCCs に伴う上(下)層での発散(収束)として説明できる。しかし、大規模な水蒸気場の変動を基準にした風速場の現れ方は一様ではなく、おおよそ東経 110°の西方のスマトラ地方と東方のジャワ・スラウェシ地方ではその構造が異なっていた。

これには、主にスマトラ島西部に位置する 3000m 級の大規模脊梁山脈が影響していると考えられる。つまり Nitta et al. (1992) が指摘したように、インド洋より東進して来た SCCs がスマトラ島の山脈に衝突する事により、何ら

かの变形を受けていると考えられる。

一方、これは Holton(1972) が指摘している赤道 Kelvin 波の位相変化の可能性もある。事実、東経 120°、南緯 1°に存在する Palu では、スマトラ島の観測点で観測されたような発散軸が東に傾く構造が見られなくもない(図 4(c))。ただ、Palu の存在するスラウェシ島や西部のカリマンタンにも山地が存在するため、実際にどちらの効果がどれだけ効いているのかはまだ不明である。

今後、NCEP が収集したインドシナやカリマンタンにおける daily のレーウインゾンドのデータなども使用する事によって、インドネシア付近での季節内変動の詳細な構造を明らかにしていく予定である。

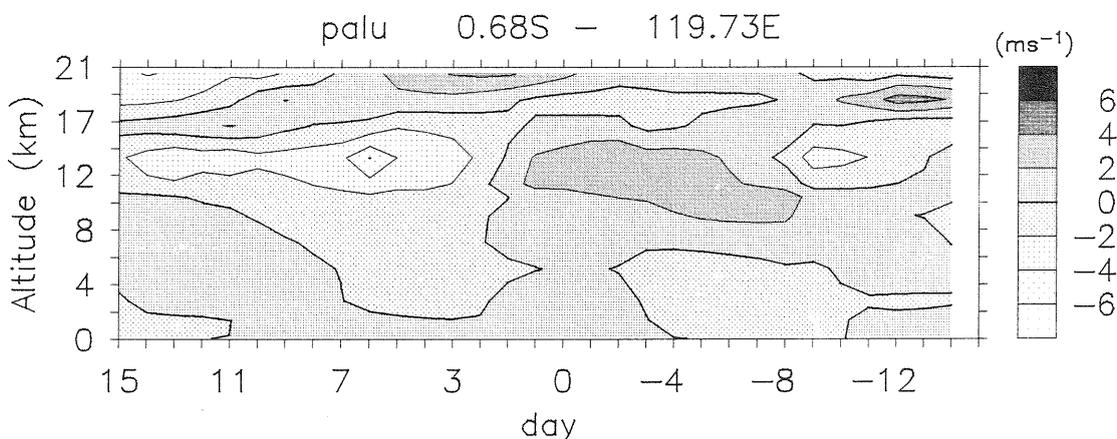


図 4 (c)

#### 参考文献

岡本, 山中他, 2000: インドネシア対流圏大循環の気候学. 気象学会関西支部第 4 回例会 講演要旨集 (海洋と気象), 第 90 号, 66-69.

藤本, 岡本, 山中他, 1999: インドネシアにおける高層気象観測データの解析. 気象学会関西支部第 4 回例会 講演要旨集 (海洋と気象), 第 86 号, 19-22.

Holton, J. R., 1972: Waves in the equatorial stratosphere generated by tropospheric heat sources. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 368-375.

Madden, R. A. and Julian, P. R., 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109-1123.

Nitta, T., T. Mizuno, and K. Takabayashi, 1992: Multi-scale convective systems during the initial phase of the 1986/87 El Niño. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 447-466

## 北太平洋海洋フロント域の十年規模変動に関する熱収支解析

\* 望月 崇・木田 秀次 (京都大学 大学院理学研究科)

### 1 はじめに

北太平洋十年規模変動において中緯度の海面水温偏差は、ちょうど背景場として帯状に海面水温の南北勾配が大きい北部と南部の二つに分けることができる (Nakamura et al. 1997)。しかしこのような細かい構造についてはあまり調べられていない。

中緯度の海面水温偏差をひとつの広い偏差域としてとらえるこれまでの多くの研究では、十年規模の変動を起こすものとして、Subduction を伴う海洋循環による変動メカニズム (Gu and Philander 1997) と、中高緯度で閉じた大気海洋相互作用による変動メカニズム (Latif and Barnett 1996) が有力な候補になっている。いずれも、モード切替メカニズムに関して海洋の地衡流の効果<sup>1</sup>を考え、モード増幅メカニズムに関して中緯度の大気海洋相互作用を考えている。

特に、モード増幅、すなわち中緯度の大気海洋相互作用による海面水温偏差の維持・強化に注目すると、大気循環場偏差の極大の季節 (DJF) に対して海面水温偏差の極大の季節 (JFM) は1ヶ月遅れており、海面水温偏差は大気循環場偏差から (特に気温偏差とそれに見合う熱フラックス偏差を通して) の一方的な強制に起因するという見方が最近では強まっている (e.g., Barsugli and Battisti 1998; Saravanan 1998)。

しかし、単純にこの維持・強化メカニズムが海面水温偏差の細かい構造までも説明するわけではない。後述するように、海面水温偏差の細かい構造に注目した場合には、偏差の維持・強化の期間は3ヶ月程度 (細かい構造に注目しないときは約半年間) と短く、季節も冬季よりむしろ秋季寄りであるなど、その季節進行に明ら

かな違いがある。

よって本研究では、北太平洋十年規模変動において、中緯度で細かい構造をもつ海面水温偏差の、季節進行に注目しながら、その維持・強化メカニズムを、明らかにすることを目的とする。なお、偏差の符号を変えるようなモード切替のメカニズムについては、ここでは議論しない。

### 2 使用したデータ

1000hPa 大気高度場は、NCEP/NCAR による全球  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  grid 再解析データを、風応力と海面での熱フラックスと正味の放射フラックス (海洋から大気の向きが正) は、同じく NCEP/NCAR の全球 T62 Gaussian grid (約  $1.875^\circ \times 1.875^\circ$ ) 再解析データを、海面水温場は、気象庁 (JMA) による  $79^\circ\text{S} - 79^\circ\text{N}$ 、 $2^\circ \times 2^\circ$  grid 客観解析データを用いた。以上は、いずれも月平均値データであり、期間は1950年1月から1997年12月までの48年間を使用した。また、海洋混合層の深さと海洋中の水温、圧力、塩分濃度は、NODC/NOAA による World Ocean Atlas 1994 に含まれる全球  $1^\circ \times 1^\circ$  grid 月平均の気候値データを用いた。

### 3 十年規模変動の時空間構造

北半球 1000hPa 高度場と北太平洋海面水温場を用いた特異値分解解析により十年規模変動を定める (図1)。中緯度には海面水温偏差の大きな領域が二つ存在して、それぞれ背景場として海面水温の南北勾配が大きなところであるので、「北側フロント ( $39^\circ\text{N}-49^\circ\text{N}$ ,  $165^\circ\text{E}-155^\circ\text{W}$ )」「南側フロント ( $25^\circ\text{N}-35^\circ\text{N}$ ,  $175^\circ\text{E}-145^\circ\text{W}$ )」と呼ぶことにする (それぞれ図1のなかで囲まれた領域)。また、それぞれの領域の

<sup>1</sup> 主要な成分は異っていて、前者は advection ( $\bar{\mathbf{u}}_g \cdot \frac{\partial T'}{\partial \mathbf{x}}$ ) であり、後者は wave ( $\mathbf{u}'_g \cdot \frac{\partial \bar{T}}{\partial \mathbf{x}}$ ) である。

海面水温変動に注目して特異値分解を行うと、お互いにやや異った時係数を得る(図2)。いずれも Nakamura et al.(1997) において完全に独立なモードとしてとらえられた二つの変動と、空間的にほぼ一致する。

#### 4 海面水温偏差の季節変動

図2の時係数を用いた合成解析により、それぞれの領域で別々に、十年規模変動の海面水温偏差の季節変動を調べる。海面水温の偏差は、どちらの領域でも1月から3月に最も大きくなり、大気循環場の偏差は、どちらの領域でも12月から2月に最も大きくなる(図は示さない)。海面水温時間変化率( $\frac{\partial T}{\partial t}$ ; 一ヶ月先の水温から一ヶ月前の水温を引いた値)の偏差は、北側フロントでは10月から12月に最も大きくなり、南側フロントでは11月から1月に最も大きくなる(図3)。またいずれも海面水温の偏差を強化・維持する方向の符号をもつ。一般に大気海洋結合が最大になるのは12月から2月であり、十年規模変動成分について大気循環場偏差が最大になるのも12月から2月であるが、海面水温時間変化率偏差が最大になる月はこれらと一致しない。

#### 5 海洋混合層での熱収支解析

十年規模の海面水温偏差の維持・強化メカニズムの理解に向けて、水平拡散と混合層の底面での熱フラックスを無視した海洋混合層の熱収支式

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla T + w_e \Delta T + \frac{1}{h} (\overline{w'T'_s} + \frac{q_{net}}{\rho_0 c}) = 0$$

について、各項の偏差の大きさと符号を比較検討する。それぞれの領域で、海面水温時間変化率偏差が極大になる季節に注目する。

##### 5.1 解析に際して

但し、各項の見積もりに先立って以下のような仮定をおく。

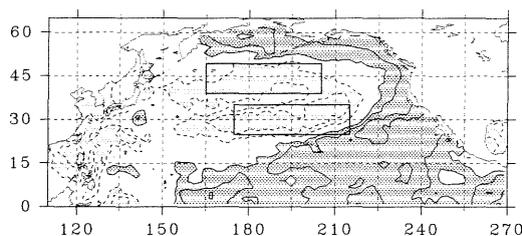


図1: 北半球 1000hPa 高度場との特異値分解解析第1モードで表現される、北太平洋海面水温場の十年規模変動の空間構造図(時係数との相関図)。季節は冬季(DJF)。濃色/淡色領域は、絶対値が0.25以上の正值/負値を表す。

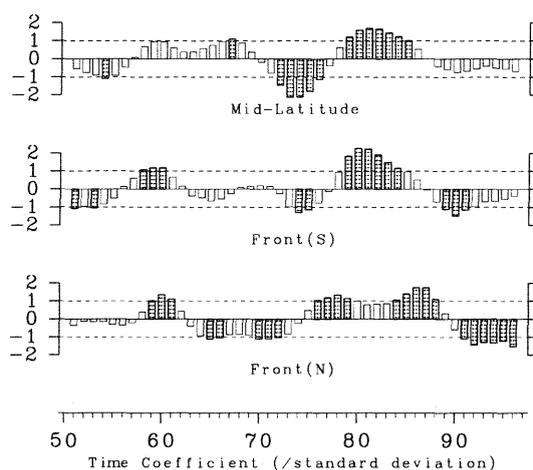


図2: 北半球 1000hPa 高度場との特異値分解解析第1モードで表現される、海面水温場(上:北太平洋全体、中:南側フロントのみ、下:北側フロントのみ)の時係数図。それぞれ標準化しており、網掛け年は標準偏差を越える(合成解析に使用)年を表す。

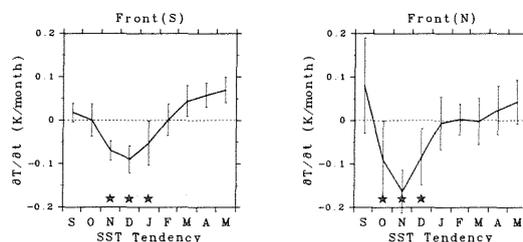


図3: 図2の時係数に基づいた、海面水温時間変化率偏差( $\frac{\partial T'}{\partial t}$ )の合成図(左:南側フロント、右:北側フロント)。横軸は、冬季(DJF)での特異値分解解析に対して、前年9月から当年5月までの各月を表す。縦軸は、一ヶ月あたりの水温変化量で、時係数+年(中緯度海面水温が負偏差)の平均から時係数-年(同正偏差)の平均を引いた値を表す。★印は、海面水温変化率偏差が有意に大きな負値をとり、十年規模の海面水温負偏差が維持・強化される月を示す。

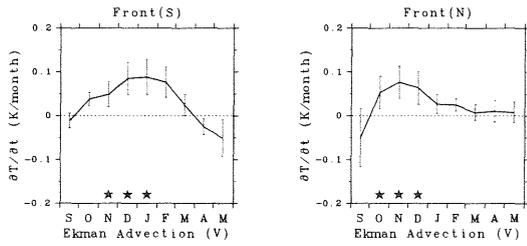


図 4: 図 3 と同様に、エクマン南北熱移流偏差  $(v'_{Ekman} \frac{\partial T'}{\partial y})$ 。

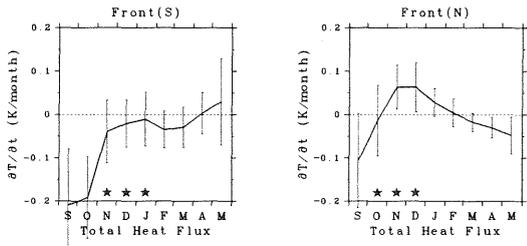


図 5: 図 3 と同様に、海面での熱フラックス総量の偏差  $(\frac{1}{h}(\overline{w'T'}_s + \frac{q'_{net}}{\rho_0 c}))$ 。

$w_e \Delta T$  について。海洋混合層の底面での鉛直流速の変動量を直接見積もることは困難である。エネルギー保存の関係式からこの項を見積もることもできる (e.g., Qiu and Kelly 1993) が、最も支配的な成分である海面での風応力による擾乱の運動エネルギーからの変換項は一般に分散が大きく、また見積もりに際しては外部から経験的なパラメータを与えなければならない。そのため熱収支式の他の項よりも明らかに数値としての信頼性が劣る。よって、この項は陽には見積もらず、必要があれば残差として議論する。

地衡流速の偏差 ( $u'_g$ ) について。風応力の偏差に見合う海洋の地衡流速の実現には、数年程度の時間が必要 (e.g., Latif and Barnett 1996; Xu et al. 1998) なので、風応力の偏差が (数年より短い) 季節変動を持っていても、海洋の地衡流速偏差の季節変動としては明瞭には現れないはずである。また、風応力とは別に、熱的な偏差も地衡流速の偏差をつくり得る。しかし、観測される水温偏差の大きさから見積もられる地衡流速偏差は、(たとえ塩分濃度が緩衝する役割を考慮しなくても) 十分に小さく、熱の流

量としては海面水温時間変化率の偏差に比べてオーダー的に十分小さくなる。よって  $u'_g \cdot \nabla T'$  は見積もらないことにする。

$h$  の十年規模の変動量は北太平洋中央部 (30°N-40°N, 180°W-150°W) で大きく、本研究で扱う南北のフロント域付近では小さいこと、また、変動量が大きいののは冬季のみであって、本研究で扱う (海面水温時間変化率偏差とのバランスを考えようとしている) 秋季ではないこと、が知られている (Miller et al. 1994; Deser et al. 1996)。これらの研究結果から、季節変動のみを持つ気候値  $\bar{h}$  に対して、十年規模の偏差  $h'$  は高々一割程度の大きさでしかないと考えられる。よって、 $h'$  が海面水温時間変化率と他の項のバランスに与える影響は小さいので、混合層の深さは季節変動のみを持つ気候値  $\bar{h}$  を使う。

## 5.2 熱収支バランス

前小節を考慮すれば、水温偏差についての熱収支バランスは、

$$\frac{\partial T'}{\partial t} + v'_{Ekman} \frac{\partial T'}{\partial y} + \frac{1}{h} (\overline{w'T'}_s + \frac{q'_{net}}{\rho_0 c}) = 0$$

の三項を比較する問題に帰着する。なお、移流項のなかではエクマン南北流速偏差 ( $v'_{Ekman}$ ) にもなう熱移流偏差がオーダー的に支配的になる (図は示さない) ことを考慮した。これらの項の値を図 2 の時係数に基づく合成解析によって見積もり、以下の結果を得た。

北側フロント (10 月から 12 月) では、エクマン南北熱移流偏差 ( $v'_{Ekman} \frac{\partial T'}{\partial y}$ ) と海面熱フラックス総量 ( $\frac{1}{h} (\overline{w'T'}_s + \frac{q'_{net}}{\rho_0 c})$ ) の偏差が同じ符号で同じ程度の大きさで、その和は海面水温時間変化率の偏差 ( $\frac{\partial T'}{\partial t}$ ) とつりあう (図 4, 図 5)。ただし、大陸に近い北部ほど熱フラックス効果が大きく、大陸から遠い南部ほどエクマン移流効果が大きい (図 6)。

南側フロント (11 月から 1 月) では、エクマン南北熱移流偏差のみが、海面水温時間変化率の偏差とつりあうだけの大きさをもつ (図 4)。熱フラックスの効果はほとんどない (図 5)。

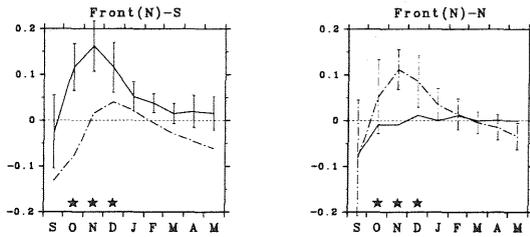


図 6: 北側フロント域をさらに細かく、南部 (39N-43N)(左図) と北部 (45N-49N)(右図) に分けた場合の熱収支バランス。実線がエクマン南北熱移流偏差を表し、一点鎖線が海面熱フラックス総量の偏差を表す。エラーバーは海面水温時間変化率偏差とバランスする項のみに描いた。

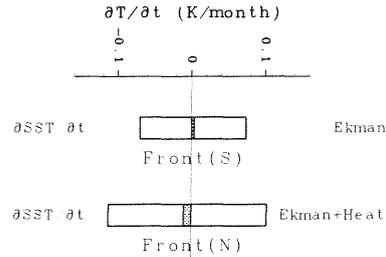


図 7: それぞれの海域において、海面水温時間変化率偏差が大きな値をとる月 (\* 印) で平均した熱収支バランス。南側フロント (上) はエクマン南北移流効果のみ、北側フロント (下) はエクマン南北移流効果と熱フラックス総量の効果の和とのバランス。網掛け部分は残差を表す。

## 6 まとめ

北側フロントと南側フロントにおける熱バランスの解析により、十年規模変動の海面水温偏差の季節変動と強化・維持に関して二つの領域で異なるメカニズムが示唆された。北側フロントでは、十年規模の海面水温偏差の維持・強化は10月から12月に盛んである。大陸に近い北部ほど海面熱フラックス総量の効果が大きく、逆に大陸から遠い南部ほどエクマン南北熱移流偏差の効果が大きい。それらの和によって水温変化量が説明できる。一方、南側フロントでは、11月から1月の間のエクマン南北熱移流偏差のみによって、十年規模の海面水温偏差が維持・強化されるという概念モデルが考えられる。

同時にこれらのことは、鉛直流の効果  $w_e \Delta T$  や混合層の深さ  $h$  の十年規模変動を考えずに、細かい構造をもつ海面水温偏差をつくることのできる (図 7) という点も意味する。しかし、ここで得られた概念モデルが実際に見られるような海面水温偏差をどの程度まで説明するのか、なお議論の余地がある。積極的には見積もらなかった混合層の深さの変動量、及び解析的に精度よく見積もることが困難な鉛直流の効果についてより詳しく調べることは、本研究の結果の妥当性を考える上でも大いに意味があるだろう。

## 参考文献

- [1] Barsugli, J. J. and D. S. Battisti, 1998: The basic effects of atmosphere-ocean thermal coupling on midlatitude variability. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 477-493.
- [2] Deser, C., M. A. Alexander and M. S. Timlin, 1996: Upper-ocean thermal variations in the North Pacific during 1970-1991. *J. Climate*, **9**, 1840-1855.
- [3] Gu, D. and S. G. H. Philander, 1997: Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. *Science*, **275**, 805-807.
- [4] Latif, M. and T. P. Barnett, 1996: Decadal climate variability over the Northern Pacific and North America: dynamics and predictability. *J. Climate*, **9**, 2407-2423.
- [5] Miller, A. J., D. R. Cayan, T. P. Barnett, N. E. Graham and J. M. Oberhuber, 1994: Interdecadal variability of the Pacific ocean: Model response to observed heat flux and wind stress anomalies. *Clim. Dyn.*, **9**, 287-302.
- [6] Nakamura, H., G. Lin and T. Yamagata, 1997: Decadal climate variability in the North Pacific during the recent decades. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2215-2225.
- [7] Qiu, B. and A. Kelly, 1993: Upper-ocean heat balance in the Kuroshio Extension region. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 2027-2041.
- [8] Saravanan, R., 1998: Atmospheric low-frequency variability and its relationship to midlatitude SST variability: Studies using the NCAR climate system model. *J. Climate*, **11**, 1386-1404.
- [9] Xu, W., T. P. Barnett and M. Latif, 1998: Decadal variability in the North Pacific as simulated by a hybrid coupled model. *J. Climate*, **11**, 297-312.

## GAME-Tibet 地上観測データのスペクトル解析

奥 勇一郎\*・石川 裕彦 (京都大学 防災研究所)

### 1. はじめに

チベット高原は海拔高度が高いのに、その地表面が対流圏中層の大気に直接、熱的な影響を及ぼす。北半球の冬から夏にかけて、すなわちモンスーン季にいたるまでの大気境界層の変化についての研究は、アジアモンスーンの動態を理解する上で重要である。Yanai and Li (1994) ではチベット高原における大気境界層の日変化が示されており、熱収支などについての解析から、東西チベットそれぞれの役割、特性についても述べられている。Yanai et al. (1992) は東経 85 度で、チベット高原を東西に分けて比較、考察している。彼らは、西チベット高原は東に比べ乾燥しているため、プレモンスーンの時期に西チベット高原では顕熱による効果が、東チベット高原では潜熱による効果が、それぞれ高原上の大気を熱源にする役割を担っているとしている。

本研究では、近年、チベット高原に設置された自動気象観測システム(AWS)で収集された気象データのスペクトル解析を中心に、これらについて議論する。

### 2. 観測データ

図1は、解析に用いたデータの観測地点を示している。東経 93 度を中心に、南北におよそ 700km、北から順に D66、TTH、D110、MS3608 となっている。チベット高原の平均海拔高度は 4000m を超える。これらの観測地点は、標高 5000m を超える D110 地点以外は、4500m から 4700m の標高に位置している。AWS 設置地点の周辺には、目立った障害物もなく、地表面の植生もほぼ一様であり、傾斜もほとんどない。

解析に用いたデータは 1997 年 9 月から 1999 年 9 月までのおよそ 2 年間である。GAME-Tibet 集中観測期間の 1998 年 5 月から 9 月までは、2 秒サンプリングの 10 分間平均値となっているが、その他の期間は 30 分間隔の瞬時値記録である。しかし、冬季に 1 ヶ月から 2 ヶ月の長期にわたる欠測期間のある観測地点もある。また、比較的長期にわたって、3 時間程度の欠測データが連続している期間もあるが、これについては、差し支えない程度に線形内挿によってデータの補完を行った。

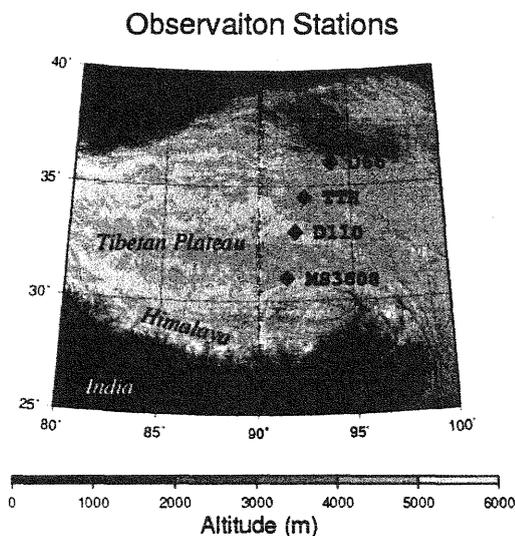


図1 観測地点

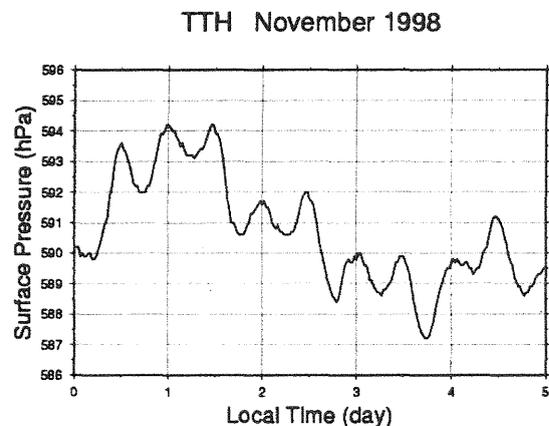


図2 地表面気圧の変動

### 3. 地表面気圧の変動とスペクトル解析

図2は1998年11月におけるTTH地点の地表面気圧の時系列である。およそ12時間、あるいは24時間ごとに規則的な変動を繰り返している様子がわかる。大気潮汐による気圧変動の周期に12時間、あるいは24時間のものがあるが、その振幅は大きくても2hPa程度であるので、それと比べると振幅がかなり大きい。

図3は図2と同じだが、期間を1ヶ月にのばしてみた。これを見ると5日から10日程度の比較的長い周期の気圧変動もあるように思える。

どのような時間スケールをもつ変動が卓越しているのかを理解するため、時系列の気圧データのスペクトルを計算した。図4はFFT法で求めた同じ期間のパワースペクトルである。1日周期、半日周期のところに鋭いピークがあり、1日周期よりも半日周期の方が卓越している様子がわかる。さらに弱いながらも5日周期も確認することができる。これは総観規模擾乱の通過に伴う変動と考えられる。

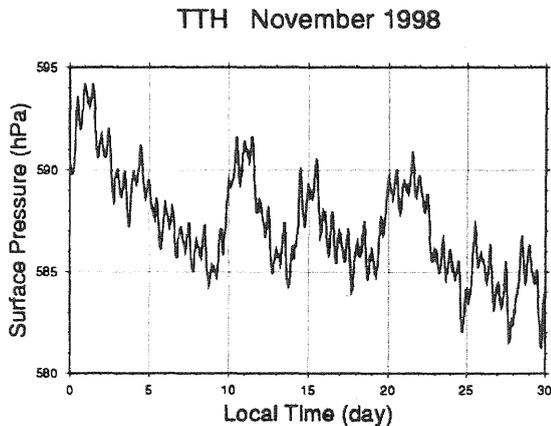


図3 地表面気圧の変動

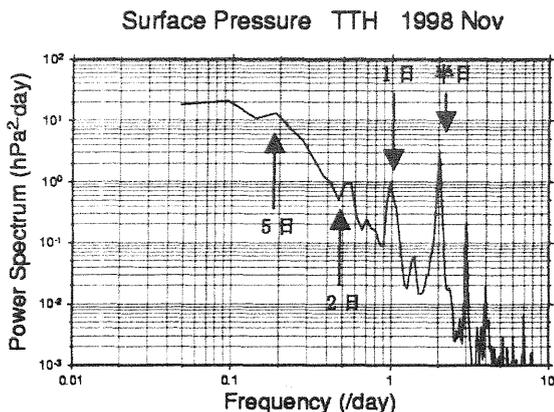


図4 地表面気圧のスペクトル

次にこれらの周期的な変動における、季節による移り変わりについて考える。図5は1ヶ月間のデータからスペクトルを算出し、それを1日ごとにずらして求めたものを2次元的にプロットしたものである。横軸が1999年のJulian Dayを示している。左端が1998年9月、右端が1999年8月である。一方、縦軸は変動の周波数を示している。なお、ここではできるだけ長周期変動の変化を抽出できるMEM法を用いてスペクトルを見積もっている。

まず、年間を通して半日周期の変動が卓越している。この半日周期の変動にはそれほど季節的な変化はみられない。

次に1日周期の変動についてであるが、プレモンスーンからモンスーンの季節において、他の季節よりも卓越することがわかる。これはYanai et al. (1992)での、モンスーンの時期に移行するにつれて、潜熱および顕熱によりチベット高原が加熱される時期とほぼ一致する。

さらに2日から数日ぐらいの周期の変動は明瞭なピークとして見えないが、冬に比べてモンスーンの季節にはパワーが減少している。これは、暖候期には中緯度の総観規模擾乱の周期的な通過の影響が、相対的に弱くなっているためと考えられる。この効果は大規模な循環場がモンスーンによって北へシフトされるとも考えられる。したがって、南の地域からこのようなスペクトルの変化が現れるのではないかと思われたが、他の3地点と比較しても、その差は明瞭には現れていなかった。しかしながら、他の地点においても2日から3日の周期の変動が、冬季に比べ減少していることが確認された。

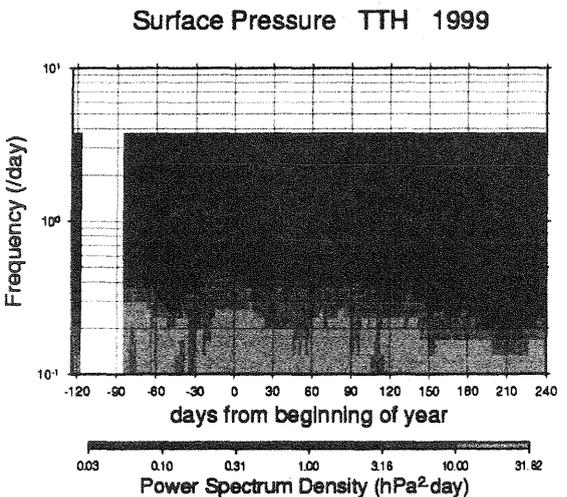


図5 地表面気圧のスペクトル分布

#### 4. その他の気象要素の変動

図6は比湿の年変化を示している。先ほどの図5と同じく横軸が1999年のJulian Dayを示している。一方、縦軸はローカルタイムを示している。5月上旬以降、昼夜ともにそれ以前の期間に比べ、湿潤していることがわかる。次に、図7は図5と同じ手法でスペクトルをとったものである。図6からでも推測できるが、年間を通して日周期が卓越している様子がわかる。

次に、図8は地上1.5mの気温の年変化を示している。図の形式は図6と同じである。加えて、右軸のグリッドで気温の日較差を白の直線で示している。冬季の気温の日較差は25度を越えるが、5月下旬以降、日較差はおよそ5度の範囲内におさまっている。

図9は地上6mの東西風の年変化を示している。比湿と同じく5月上旬を境に、それまで西風が終日を通して卓越していたのが、弱くなっている。また冬季は午後に西風が強くなり、夜間は弱まるといった日変化がみられるが、やはり5月ごろを境にみられなくなっている。

図10は地表面温度の年変化である。日較差は気温と同じく5月から6月にかけて小さくなっている。図11は地表面温度のスペクトル分布図である。年間を通して1日周期、半日周期の変動が卓越している様子がよくわかる。そして、5月下旬以降、2日から3日程度の比較的長い周期の変動が減衰している。これは地表面気圧の変動の特性と類似した振る舞いを示している。

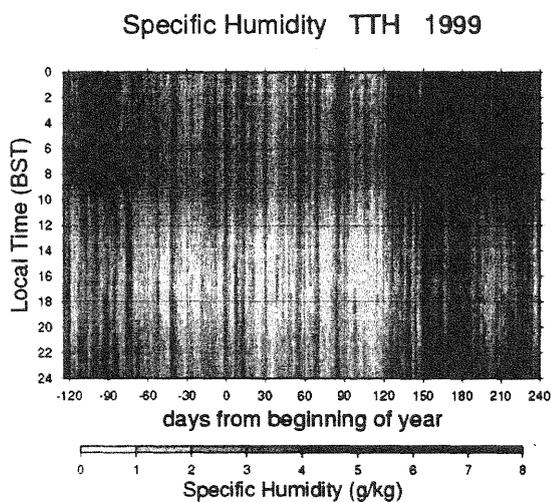


図6 比湿

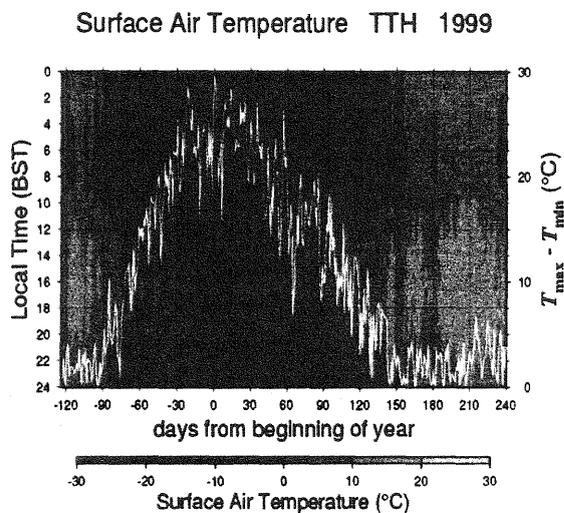


図8 気温

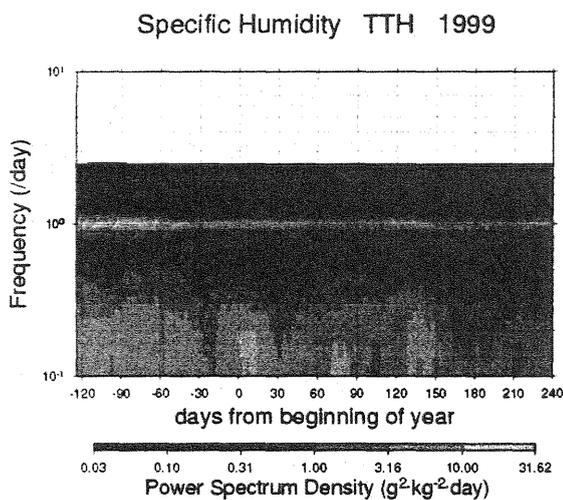


図7 比湿のスペクトル分布

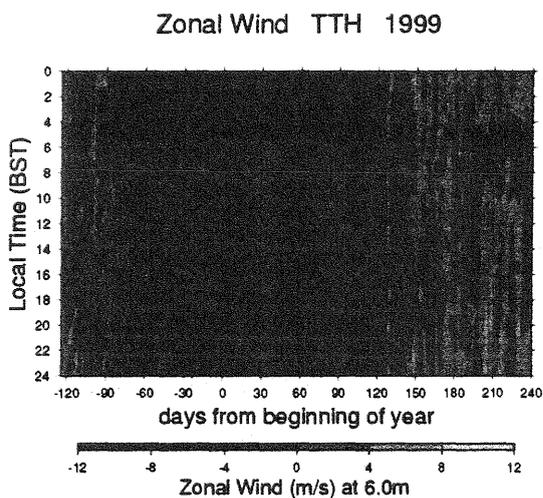


図9 東西風

図 12 は地表面温度と気温との差である。これは 4 月から 5 月にかけての午前から正午にかけて最大となっている。この時期というのは、地表面気圧や地表面温度でみられた、2 日から 3 日周期の変動におけるパワーの減少が始まる時期に比べて、若干、早くなっている。

### 5. まとめ

これらのチベット高原における地上観測の結果から、顕著な半日周期の変動、日周期の変動が卓越していることがわかった。さらに各気象要素の時系列データから、5 月上旬ごろからモンスーンによる影響が強まったものと考えられる。たとえば、地表面気圧のスペクトル解析の結果によると 2 日から 3 日周期の変動が減衰している。これは、総観規模擾乱の移動に伴う気圧変動が、アジアモンスーンの北上に伴い北へシフトしたとも考えられる。この変動の減衰は地表面温度においてもみられた。

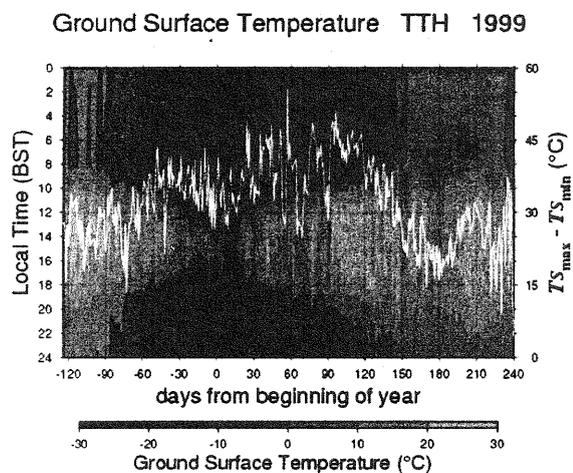


図 10 地表面温度

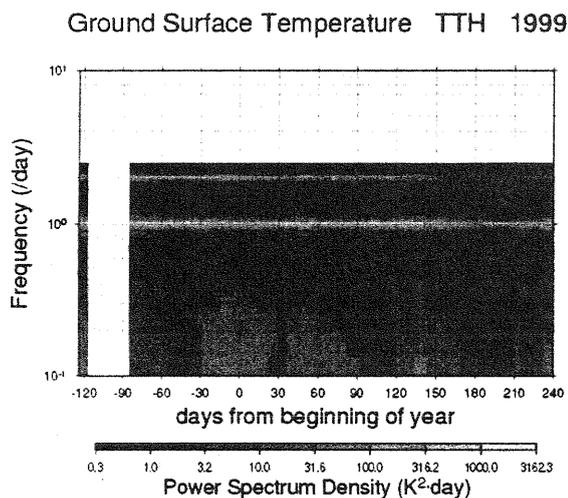


図 11 地表面温度のスペクトル分布

### 参考文献

M. Yanai, C. Li, and Z. Song, 1992: Seasonal Heating of the Tibetan Plateau and Its Effects on the Evolution of the Asian Summer Monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 319-351

M. Yanai and C. Li, 1994: Mechanism of Heating and Boundary Layer over the Tibetan Plateau, *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 305-323

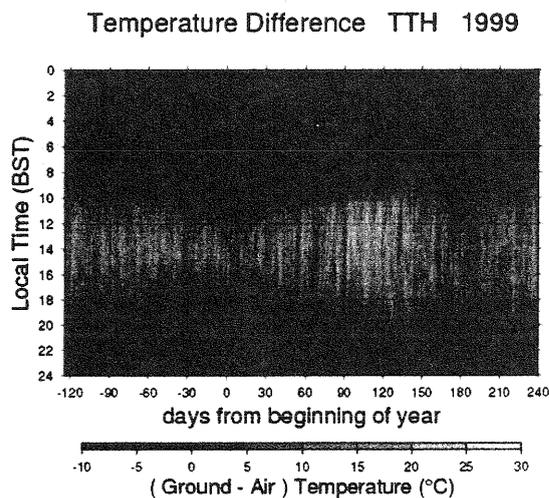


図 12 地表面温度と気温との差

## 西部赤道太平洋海域における SeaWiFS 衛星海色及び

## エアロゾルの時空間変動: 検証と比較

香西克俊 (神戸商船大学) 石田邦光 (鳥羽商船高専) 草刈成直 (神戸商船大学)

佐々木政幸 (気象衛星センター) 野島邦一 (近畿大学)

## 1. はじめに

西部赤道太平洋海域は世界中で最も大気海洋相互作用の活発な海域、すなわち“warm pool”(Soloviev et al., 1997)として知られている。過去2年間にわたり海洋科学技術センター所属研究船みらいは大気海洋相互作用メカニズムの解明のためこの海域の集中観測を行ってきた。我々は2回にわたるみらい航海 (MR99-K03, MR00-K04) に参加し、エアロゾルの光学的厚さが海面からの上向き放射輝度すなわち海色にどのような影響を与えるのかを明らかにするため、海色観測衛星 SeaWiFS の上空通過と同期した船上からの上向き放射輝度及びエアロゾル光学的厚さの観測を実施した。本研究では現場でのエアロゾル光学的厚さと上向き放射輝度を用いることにより SeaWiFS から得られる様々なプロダクトの検証を行なうだけでなく、NOAA/AVHRR から得られるエアロゾル光学的厚さとの比較を通して季節変動も明らかにする。

## 2. 方法

対象海域を Fig.1 に示す。MR99-K03 航海は国際共同観測プロジェクト Nauru99 として1999年6月17日より7月17日までナウル島周辺海域で実施された(Yoneyama et al., 2000)。また、MR00-K04 航海は2000年6月12日より7月6日までニューギニア島北部の海域を中心に実施された。これらの航海期間中、SeaWiFS 衛星上空通過と同期したエアロゾルの光学的厚さと海面からの上向き放射輝度の観測が続けられた。SeaWiFS は Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor の略であり、1998年に打ち上げられた衛星 SeaStar に搭載された海色センサーである。このセンサーは可視と近赤外波長域に8つのバンドを持ち、また Table 1 に示すように、サングリッターを避けるためのチルト機構も装備されている(Hooker et al., 1992)。海面からの上向き放射輝度は分光放射計 MSR7000 により、またエアロゾル光学的厚さは FPR5000 と PSR1000 により計測された。Table 2 にこれら放射計の仕様を示す。

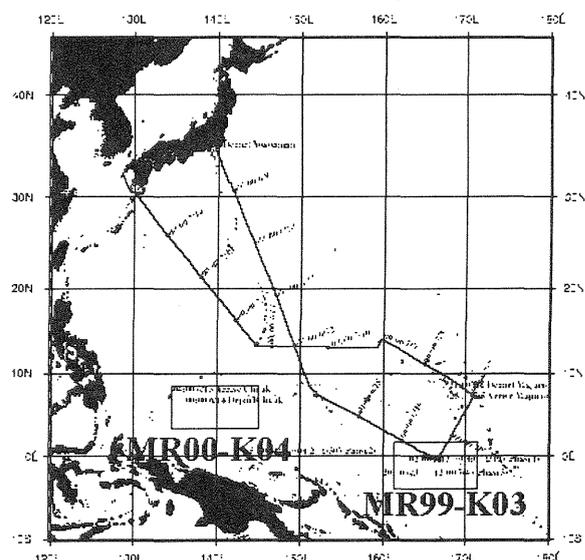


Fig.1 Study area with two R/V MIRAI cruises.  
(Solid line shows the observation line of MR99-K03.)

Table 1. Specification of SeaWiFS

Band No.	wavelength (nm)
1	402-422
2	433-453
3	480-500
4	545-565
5	660-680
6	745-785
7	845-885
Equator Crossing	Local Noon ( $\pm 20$ min), descending
Orbit type	Sun Synchronous at 705km
Spatial resolution	1.13km(LAC), 4.5km(GAC)
Swath width	2801km(LAC), 1502km(GAC)
Scan Plane Tilt	+20°, 0°, -20°

Table 2. Specifications of MSR7000,FPR5000,PSR1000

MSR7000	
Wavelength	400-1000nm
Wavelength resolution	1nm
Field of view	2 degree
Detector	Silicon photo diode photo multiplier
FPR5000, PSR1000	
Channel	Wavelength (band width)
0	443nm (20nm)
1	490nm (20nm)
2	565nm (20nm)
3	670nm (20nm)
4	765nm (40nm)
5	865nm (40nm)
Detector	Silicon photo diode
Polarizer	Glan Thompson prism
Field of view	2 degree

### 3. 検証と比較

#### 3. 1 分光上向き放射輝度

Fig.2 に MR99-K03 (上図) 及び MR00-K04 航海 (下図) 中得られた SeaWiFS 規格化上向き分光放射輝度と MSR7000 による分光放射輝度を示す。SeaWiFS の規格化された放射輝度とは Gordon ら(1988)によれば太陽は天頂にあり、かつ大気が無い状態、つまり大気の影響を受けない海面直上での上向き放射輝度と定義されている。まず各航海毎の分光放射輝度の比較では、MR99-K03 (上図) の 412nm バンドを除いて波長が短くなるにしたがい現場と SeaWiFS との放射輝度の差は大きくなる傾向が見られる。これは現場での放射輝度値に海面からの反射成分が含まれるためと考えられる。また、上図と下図との比較では、特に短波長側で MR00-K04 時の SeaWiFS 及び MSR7000 放射輝度 (下図) が大きいこと、特に MR99-K03 時の 412nm バンド (上図) で MSR7000 による放射輝度の下落が顕著に見られることが特徴である。

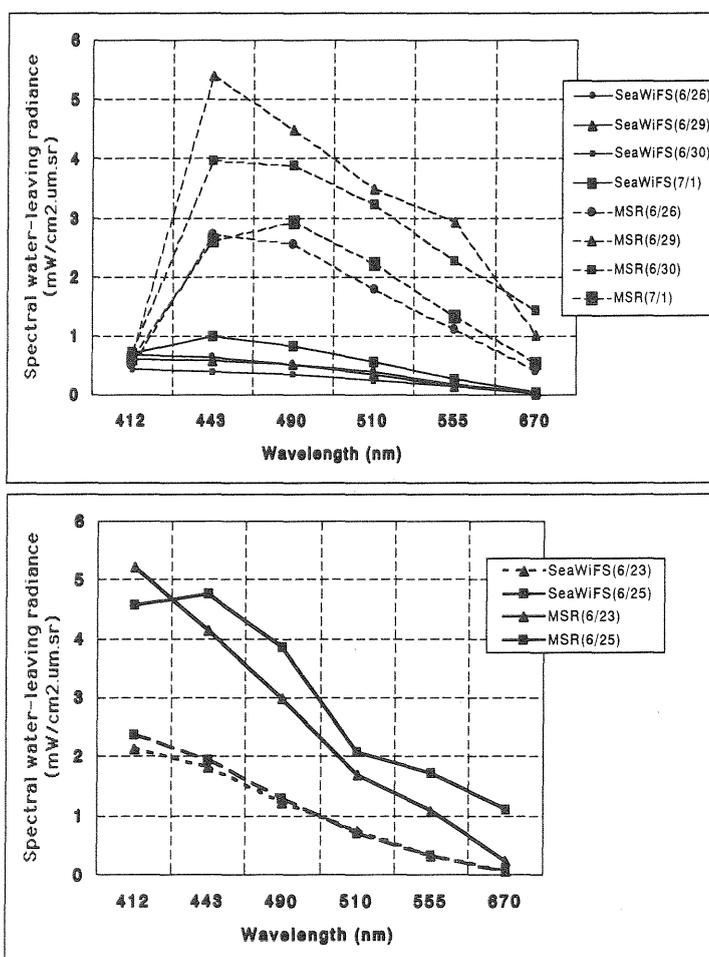


Fig.2 Spectral radiance from SeaWiFS and MSR7000 during the MR99-K03 cruise in 1999(upper) and the MR00-K04 Cruise in 2000 (lower).

### 3. 2 エアロゾル光学的厚さ

エアロゾルの光学的厚さは1999年MR99-K03航海ではFPR5000により、また2000年MR00-K04航海ではPSR1000により計測された。特にMR00-K04航海では晴天日が少なく、現場とSeaWiFS衛星との同期観測が限られたため、本研究ではNOAA/AVHRRから推定されたエアロゾル光学的厚さ(URL, <http://saa.noaa.gov>参照)を比較のため使用した。NOAA/AVHRRを用いたエアロゾル光学的厚さの実運用プロダクトに関してはStoweら(1997)を参照されたい。Fig.3に衛星(SeaWiFS, NOAA/AVHRR)と現場センサー(FPR5000, PSR1000)より得られたエアロゾル光学的厚さの比較を示す。NOAA/AVHRRによるエアロゾル光学的厚さは東経150度における南緯5度から北緯10度までの月平均値である。SeaWiFS及び現場センサー(FPR5000, PSR1000)によるエアロゾル光学的厚さにはほとんど差異は見られないが、NOAA/AVHRRによるエアロゾル光学的厚さには明らかな季節変動、すなわち6月から10月にかけて低く、12月から4月にかけて高い値が見られる。そしてMR99-K03及びMR00-K04両航海において観測されたSeaWiFS及び現場センサーによるエアロゾル光学的厚さは季節変動における低い期間に相当することが明らかになった。

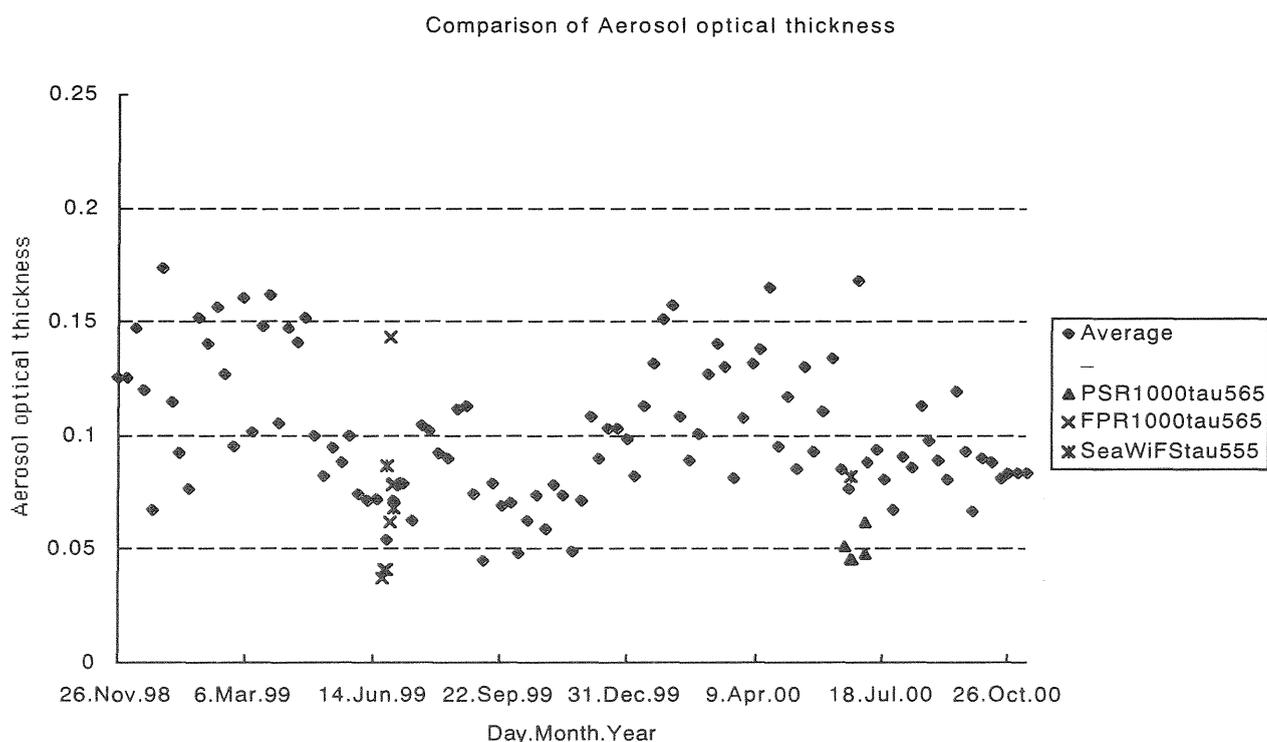


Fig.3 Comparison of aerosol optical thickness derived from satellite (NOAA/AVHRR indicated as average, SeaWiFS) and from in situ sensors (FPR5000 and PSR1000).

### 4. まとめ

以上の結果を以下のようにまとめる。

- (1) MR99-K03航海時の412nmバンドを除き、波長が短くなるにしたがい現場とSeaWiFSとの放射輝度の差は大きくなる傾向が見られる。
- (2) 短波長側でMR00-K04航海時のSeaWiFS及びMSR7000による放射輝度が大きく、またMR99-K03航海時の412nmバンドでMSR7000による放射輝度の下落が顕著に見られる
- (3) MR99-K03及びMR00-K04両航海において観測されたSeaWiFS及び現場センサーによるエアロゾル光学的厚さは季節変動における低い期間に相当することが明らかになった。

## 謝辞

使用した船上観測データはすべて海洋科学技術センター所属研究船みらい MR99-K03 次及び MR00-K04 次研究航海より取得した。みらい船長および乗組員の方々、SeaWiFS データのみらいでの受信を準備していただいた海洋科学技術センター浅沼様に感謝いたします。すべての SeaWiFS データは NASA GSFC より提供された SeaDAS version 4.0 により処理された。

## 参考文献

- Gordon, H.R., O.B. Brown, R.H. Evans, J.W. Brown, R.C. Smith, K.S. Baker and D.K. Clark (1988): A Semianalytic Radiance Model of Ocean Color. *J. Geophys. Res.*, 93, D9, 10909-10924.
- Hooker, S.B., W.E. Esaias, G.C. Feldman, W.W. Gregg and C.R. McClain (1992): An Overview of SeaWiFS and Ocean Color, Vol.1, SeaWiFS Technical Report Series, NASA Technical Memorandum 104566, 24p.
- Soloviev, A. and R. Lukas (1997): Observation of large diurnal warming events in the near-surface layer of the western equatorial Pacific warm pool. *Deep-Sea Research I*, 44, 6, 1055-1076.
- Stowe, L.L., A.M. Ignatov and R.R. Singh (1997): Development, validation, and potential enhancements to the second-generation operational aerosol product at the National Environmental Satellite, Data, and Information Service of the National Oceanic and Atmospheric Administration. *J. Geophys. Res.*, 102, D14, 16923-16934.
- Yoneyama, K. and M. Katsumata (2000): Overview of the R/V MIRAI Nauru99 Cruise. *UMI TO SORA (J. of the Marine Meteorological Society)* 76, 2, 59-63.

## 赤道域太平洋上エアロゾルの正体；みらい偏光観測と散乱光計算から

向井 苑生、佐野 到、\*岡田 靖彦、野島 邦一 (近畿大学)、  
香西 克俊、石田廣史 (神戸商船大)

## 1. はじめに

JAMSTEC (海洋科学技術センター) 所属の海洋研究船「みらい」はこれまでの観測航海で、南西太平洋上の貴重な海洋データを取得してきた。2000年6月13日から7月6日に実施された「MR00-K04」航海(このうち、6月19日から30日までは北緯7度、東経140度において停船観測が行なわれている)には、当グループも大気偏光測光班として参加した。

本研究では、MR00-K04航海において簡易型偏光分光放射計 PSR-1000 を用いて観測した太陽直達光、大気偏光度データを用いた大気エアロゾルモデルの導出法と解析結果を紹介する<sup>1)</sup>。また、この結果と衛星搭載水色センサ SeaWiFS によって同期観測されたエアロゾル特性に関する結果を比較検討する。

## 2. みらい観測

## 2.1 観測データおよび観測位置

MR00-K04航海において、簡易型偏光分光放射計 PSR-1000 を用いて太陽直達光および偏光度の観測を行なった。PSR-1000 は衛星搭載センサでのエアロゾル光学特性導出結果の検証を考慮して、ADEOS/POLDER センサと同一波長帯における観測が行なわれるように設計されている。両機器の観測波長を表1に示す。PSR-1000 は全波長で偏光観測を行うが、POLDER センサは(表1において)\*マークがついている波長帯で偏光観測を行なう。POLDER から得られたエアロゾル導出結果と PSR-1000 の観測データを用いた検証結果については既論文にゆずる<sup>2)</sup>。

表1 観測波長帯

機器	波長(μm)
PSR-1000	0.443,0.490,0.565,0.670, 0.765,0.865
ADEOS/ POLDER	0.443*,0.490,0.565,0.670*, 0.763,0.765,0.865*,0.910

\*偏光観測

降雨や曇天時を除いて直達光、偏光度ともに観測できた日の位置を図1に示す。これらの日以外にも直達光のみ、あるいは偏光度のみの観測を実施している。観測は主に東経139度~143度の範囲で、北緯7度~40度にかけて実施した。また、MR00-K04航海開始前の6月12日には関根浜港(北緯40°51.33' 東経141°08.08')において、直達光、偏光度の観測を行なった。

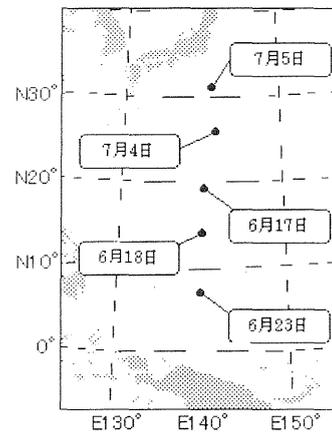


図1. 「みらい」での偏光測光観測サイト

## 2.2 直達光観測

直達光観測データからエアロゾルの光学的厚さが導出される。光学的厚さとは光の透過率の対数をとったものであり、近似的にエアロゾル量に対応するパラメータといえる。以下に光学的厚さの導出式を示す。

$$\tau_a(\lambda_0) = -\frac{1}{m} \ln \frac{V(m, \lambda_0)}{V_0(\lambda_0)} - \tau_R(\lambda_0) - \tau_{O_3}(\lambda_0), \quad (1)$$

$$\tau_R(\lambda_0) = \ln T_R(\lambda_0) \quad (2)$$

$$\tau_{O_3}(\lambda_0) = \ln T_{O_3}(\lambda_0) \quad (3)$$

ここで $\lambda_0$ は波長を、 $m$ はエアマス量を表し、 $T_R(\lambda_0)$ と $T_{O_3}(\lambda_0)$ はそれぞれレイリー散乱とオゾン吸収の透過率で、地球標準データ

コード AFGL/LOWTRAN7 より求める。  $V(m, \lambda_0)$ ,  $V_0(\lambda_0)$  はそれぞれ機器の校正定数、観測された太陽直達光のデジタル値を表す。機器の校正定数は快晴で、かつ光学的にもクリアであるという条件の下に実施した観測データから、ラングレーブプロット法により算出したものを使用する。

こうして得られた光学的厚さの結果を図 2 に示す。横軸は観測波長、縦軸は光学的厚さを表す。太陽直達光観測は 1 日数回実施したが、図 2 には光学的厚さの 1 日平均を示している。関根浜港 (6 月 12 日) で観測された光学的厚さを除き、比較的波長変化が少ない結果が得られている。光学的厚さの波長変化が小さいことより、サイズの大きい海塩粒子タイプのアεροゾルの存在が示唆される。

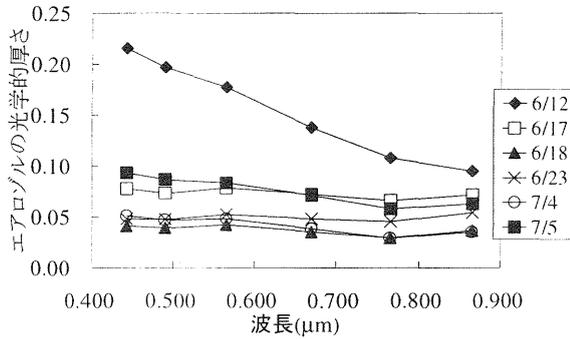


図 2 エアロゾルの光学的厚さの波長変化

### 2.3 SeaWiFS データとの比較

MR00-K04 航海においては、現在運用中である NASA/GSFC の SeaStar/SeaWiFS センサと同期観測を複数日行なっている。この同期観測データを用いて、衛星観測データからの光学的厚さを地上観測データの解析結果で検証することも可能である。

今回、6 月 12 日に関根浜港で観測されたデータを含め、同期観測が行なわれた日は 6 日間ある。このうち、6 月 23 日は雲の被覆などにより洋上観測緯度経度に近い SeaWiFS データが得られなかったため比較対象から除き、残り 5 日分のデータで比較を行なう。衛星データと洋上 (地上) からのデータでは観測範囲、および時刻が異なる。衛星データは洋上観測緯度経度  $\pm 0.1$  度の範囲で平均し、洋上データは SeaWiFS 衛星の通過時刻  $\pm 1$  時間の範囲内で実施された観測データの平均値を採用する。比較結果を図 3 に表す。横軸

が洋上観測データ、縦軸が衛星データを用いて求めた波長  $0.865 \mu m$  での光学的厚さである。グラフのプロットはそれぞれグラフ右下に記載された観測日に対応する。全体的に衛星から求めた光学的厚さの方が地上データ結果よりも高くなっていることがわかる。特に、6/17, 7/4 で衛星データから求めた結果が洋上観測結果より高くなっている。これは 6/17, 7/4 において、対象衛星画素内に薄雲が存在し、その影響でエアロゾルの光学的厚さが高く見積もられているものと思われる。

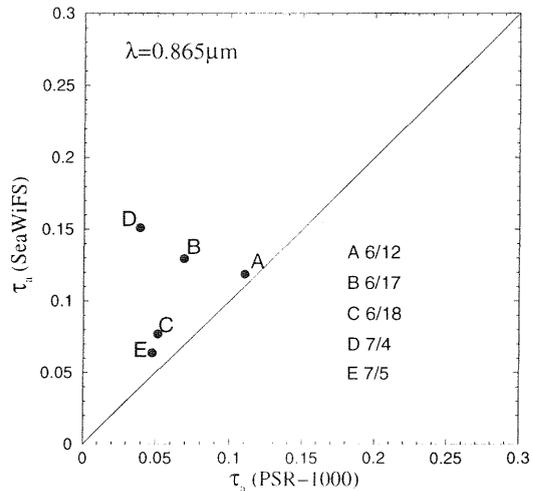


図 3 光学的厚さの洋上検証

### 2.4 偏光観測

太陽直達光以外に大気光の偏光観測も行なった。直達光および偏光度の観測結果を複合利用することにより、エアロゾルパラメータ導出精度の向上、あるいは導出パラメータ数の増加が期待できる。

図 4 に PSR-1000 により観測された偏光度の波長変化を示す。偏光度は全波長にわたって 50~70% の高い値を取る。偏光度値の波長変化は比較的小さく、6 月 17 日 (□) で最も大きい。

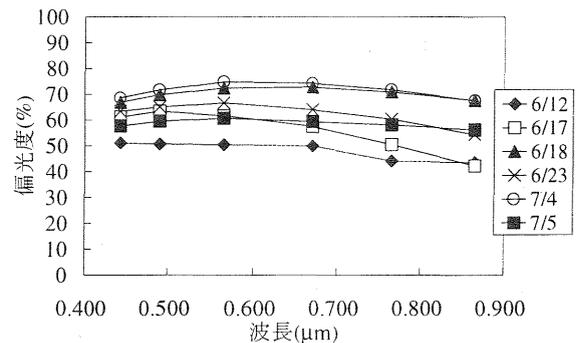


図 4 偏光度の波長変化

### 3. 偏光散乱シミュレーション

#### 3.1 エアロゾルモデル

エアロゾルは直接的、間接的に気候に影響をおよぼし、その特性を導出することは気候研究において重要な課題である。エアロゾルモデルを定義する特性には様々なものがある。表 2 に、この研究において導出するパラメータを示す。光学的厚さとは前述のようにエアロゾルの量に対応し、オングストローム指数は光学的厚さの波長変化を表わし、粒子サイズに対応する。複素屈折率はエアロゾルの化学組成を表す。

表 2 エアロゾルのパラメータ

パラメータ	指標
光学的厚さ	量
オングストローム指数	サイズ
複素屈折率	化学組成

#### 3.2 エアロゾル・リトリバル

図 5 にエアロゾルパラメータ導出 (リトリバル) フローを示す。光学的厚さとオングストローム指数は太陽直達光観測から求めた値を使用する (observation 部)。エアロゾルの屈折率の導出は多重散乱光シミュレーションを用いて行なう。シミュレーションは光学的厚さ、オングストローム指数、複素屈折率をパラメータとして、大気-海洋系での光の多重回散乱を考慮したストークスパラメータ (I,Q,U) の計算を行なう。ここで、多重回散乱光の計算には加算増倍法を用いる。シミュレーション値はエアロゾルパラメータ導出を効率良く行うため、LUT(LookUp Table)に格納して使用する (simulation 部)。次に偏光観測データと比較を行なうため、切り出されたシミュレーション値の I,Q,U 成分より偏光度を計算する。計算された偏光度と観測値がもっとも近くなる屈折率の値を最適エアロゾルパラメータとする (retrieval 部)。

得られたエアロゾルモデルを表 3 にまとめる。

表 3 エアロゾルモデル

日付	$\tau(0.565)$	$\alpha$	m
6/17	0.08	0.01	1.39-0.0i
6/18	0.04	0.16	1.34-0.0i
6/23	0.05	0.06	1.38-0.0i
7/4	0.04	0.92	1.46-0.005i
7/5	0.09	0.92	1.39-0.0i

表 3 より、典型的な海洋型の海塩粒子に相当するエアロゾル・パラメータが得られた。

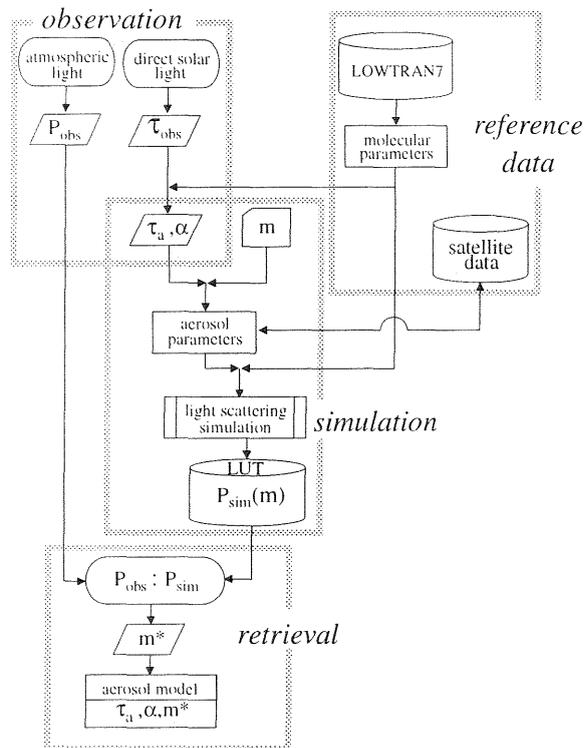


図 5 地上観測用エアロゾル・リトリバル

謝辞

「みらい」橋本船長をはじめ乗組員の皆様、JAMSTEC、GODI、MWJ の関係各位、岡山大学の塚本先生に感謝の意を表します。SeaWiFSからのエアロゾルパラメータ導出にはNASA/GSFC から提供された SeaDAS4.0p2 を使用した。

#### 参考文献

- 1) Sano, I., S. Mukai and Y. Okada, Global aerosol distribution based on multi-directional data given by POLDER, 1999: *SPIE*, 3754, 392-398.
- 2) Mukai, S., I. Sano and Y. Okada, Inverse problems in the atmosphere-ocean system: estimation of aerosol characteristics and phytoplankton distribution, 2000, *Appl. Math. Compu*, 116, 93-101.

## 「みらい」による西部太平洋におけるエアロゾルと雲のライダー観測

杉本伸夫\*・松井一郎・清水 厚・劉 兆岩 (国立環境研究所)  
浅井和弘 (東北工業大学)

### 1. はじめに

エアロゾルの効果、特に雲の生成を通じた間接的な効果は大気の放射過程の中で最も理解されていないもののひとつである。筆者らは、エアロゾルと雲の立体的な分布の気候学的な特徴、さらにはエアロゾルと雲の相互作用などに関する情報を得ることを目指して、海洋地球研究船「みらい」を用いたライダー観測を行ってきた。

「みらい」搭載ライダーは、2波長(1064nm, 532nm)のミー散乱ライダーで、それぞれの波長における後方散乱係数のプロファイルの他、532nmでは偏光解消度(散乱に伴う偏波面の変化)の測定機能を持つ。偏光解消度は散乱体の非球形性の指標で、雲の相(液相、氷晶)の判別やダストエアロゾルの識別に有効である。また、2波長の後方散乱係数の比から粒径に関する情報が得られる。これまでに、MR99-K01, 03, 06, 07, MR00-K02, 04, 07に参加し、西部太平洋を中心に観測を行った。

### 2. ライダーデータの解析

ここでは、MR99-K01 (2-3月), 03 (6-7月), 06 (10-11月), MR00-K04 (6-7月)について、エアロゾルと雲の緯度分布の解析結果を中心に報告する。図1に、各航海の航路を示す。

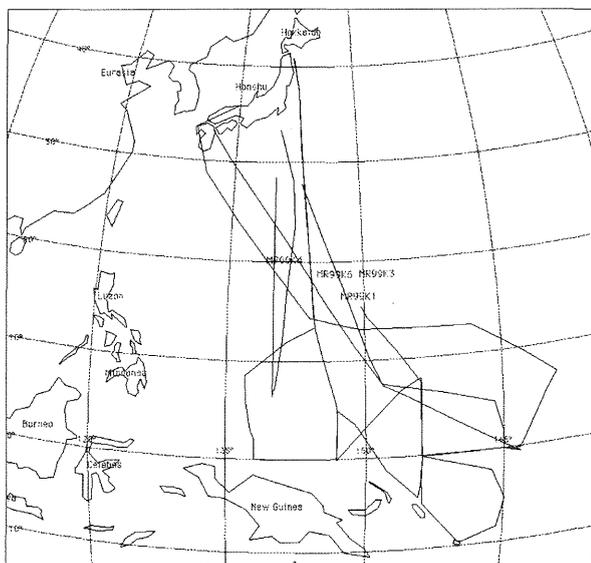


図1 MR99-K01, 03, 06, MR00-K04の航路

ライダー観測は、概ね各航海の全期間にわたって行ない、データは10秒毎に取得した。1日のライダーデータの一例を図2に示す。(上)は距離補正ライダー信号、(中)は同じ期間の偏光解消度、(下)は1064nmと532nmの信号の比である。この例では、厚い対流の周辺の氷晶雲の融解を伴う構造(Sassen et al. 1995)が見られる。ライダーでは厚い雲の上部が見えないという限界もあるが、氷晶雲の識別、雨の領域の判別などが可能である。この例のような融解層を伴う中層の雲は熱帯域でしばしば観測されている。

また、海洋上の大気境界層の上端は高度数百メートルで、全般に日変化は大きくない。また、境界層の上端付近に高い頻度で積雲が生成している。

この例のように、ライダーデータからいろいろな時間スケールの現象がみられるが、以下では、エアロゾルと雲の大きなスケールの分布特性を見るための解析を行った。

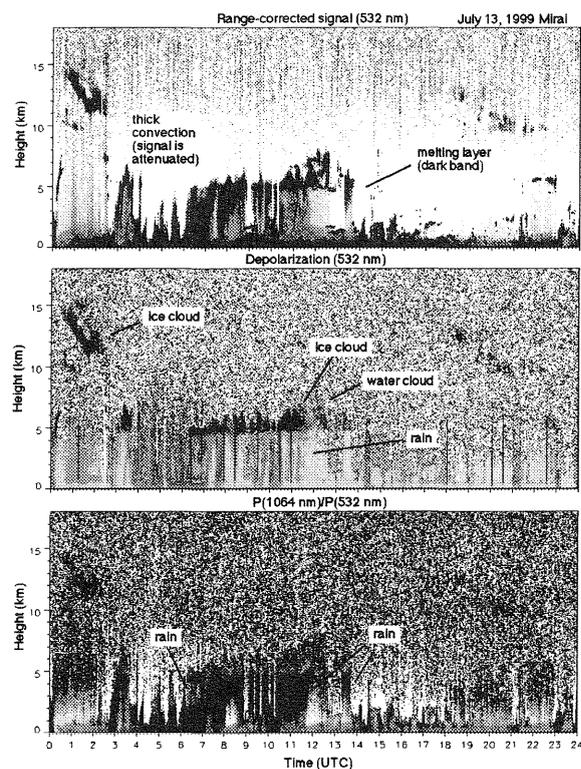


図2 距離補正信号(上)、偏光解消度(中)、1064nmと532nmの信号強度の比(下)の高分解能表示の例

データ解析では、プロフィール毎のライダーデータにおいて、まず信号強度から雲を識別し、雲底と見かけの雲頂高度と雲の相を求めた。次に、雲の無いデータを選別してエアロゾルの後方散乱係数のプロフィールを求めた。

図3に、MR99-K03の緯度毎の雲底高度のヒストグラムとエアロゾルの後方散乱係数を示す。ここでは、日変化は大きくないと考え、全データを緯度のみで分類し、雲分布のヒストグラムと平均的なエアロゾル分布を求めた。各緯度のデータ数は均一ではなく、またデータ数も多くないので、気候値を表すわけではないが、4回の航海のデータから、雲およびエアロゾルの分布の特徴をある程度抽出することができる。

まず、海洋上の境界層高度はおおよそ600~1000mで、境界層の上端に高い頻度で積雲の生成が見られる。高層の雲は高度15kmくらいまで見られ、中層の5km付近にも高い頻度で雲が見られる。

積雲の雲底高度をさらに詳細にみた例を図4に示す。なお、この図では「みらい」搭載のシーロメータデータを用いた（低層の雲の雲底高度に限ればシーロメータデータはライダーと同等である。観測の緯度領域が広いのでこちらを用いた。）図4の上は夏季に行われたMR99-K03とMR00-K04、下は冬季に行われたMR99-K01とMR99-K06の結果を示す。緯度約25度以南の領域では、積雲の高度は、夏季は、北に行くほど高く、冬は北に行くほど低くなっている。緯度25度より北では、逆に、冬は雲底が高く、夏は雲底が低い。

船上気象データと比較したところ、図5に示すように、最下層の雲の雲底高度は、[100-相対湿度]の値と良い相関がある。これは、よく混合されていて減率が一定で、場所による気温の変化が大きいと考えれば妥当である。一方、（図には示していないが）海上の潜熱フラックスとの対応は、低層の雲のみをみると明瞭ではない。

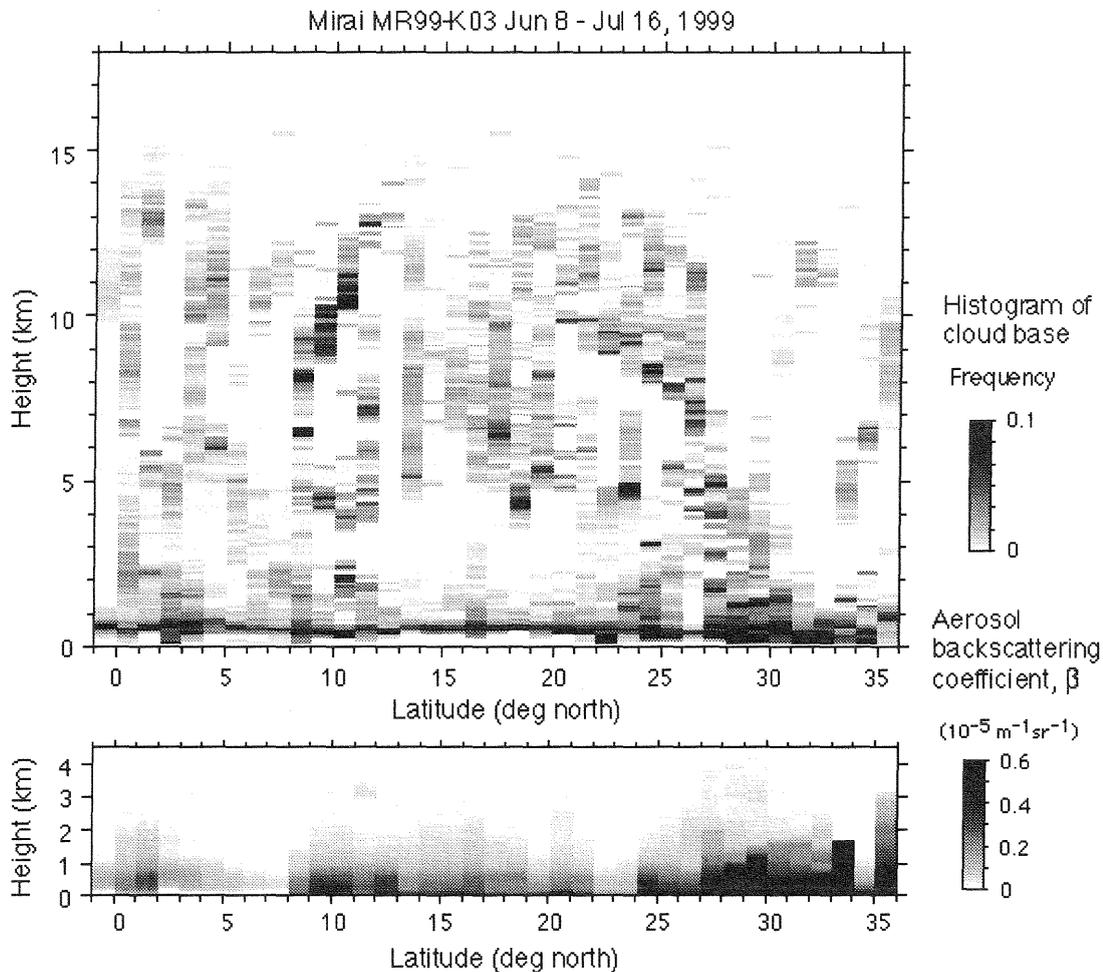


図3 雲底のヒストグラム（上）とエアロゾルの後方散乱係数（下）の緯度分布。MR99-K03の例。

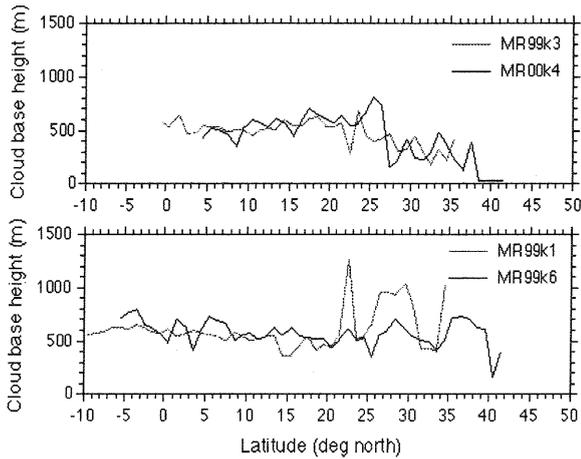


図4 低高度の雲の雲底高度の緯度分布

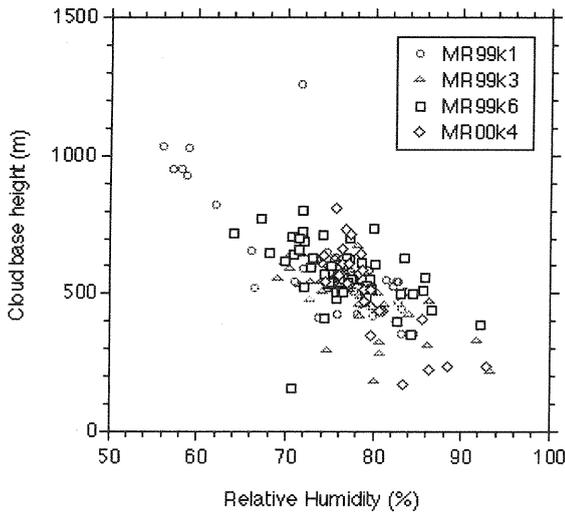


図5 雲底高度と海上の相対湿度の関係

図3において、エアロゾル濃度は、大陸からの気塊が観測される緯度約25度以北で高い。この傾向はこの例のみでなく他の航海でも見られる。図6、図7にMR99-K03, MR00-K04とMR99-K01, 06について、エアロゾルの積分後方散乱係数(IBC), 2波長の後方散乱係数の比(高度500m), 0-3kmに雲底を持つ雲の量, 海上風速をそれぞれ示す。

後方散乱係数の2波長の比の値は、緯度約25度以南ではエアロゾルの濃度の高い領域で高い。すなわち、エアロゾルの多いところでは粒径も大きいことが推定される。一方、緯度約25度以北では2波長の比の値が小さく、粒径の小さいエアロゾルが高濃度で分布することがみられる。

低緯度のエアロゾルについては、海上風速と濃度の間に正の相関が見られ、大部分は海塩粒子であると考えられる。図8にIBCと風速の関係を示す。

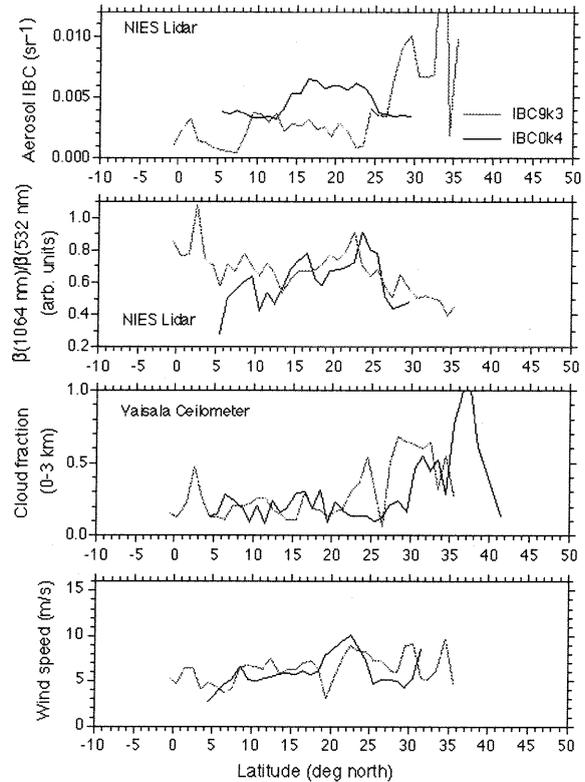


図6 エアロゾルの積分後方散乱係数, 2波長の後方散乱係数の比(高度500m), 0-3kmに雲底を持つ雲の量, 海上風速。(MR99-K03, MR00-K04について)

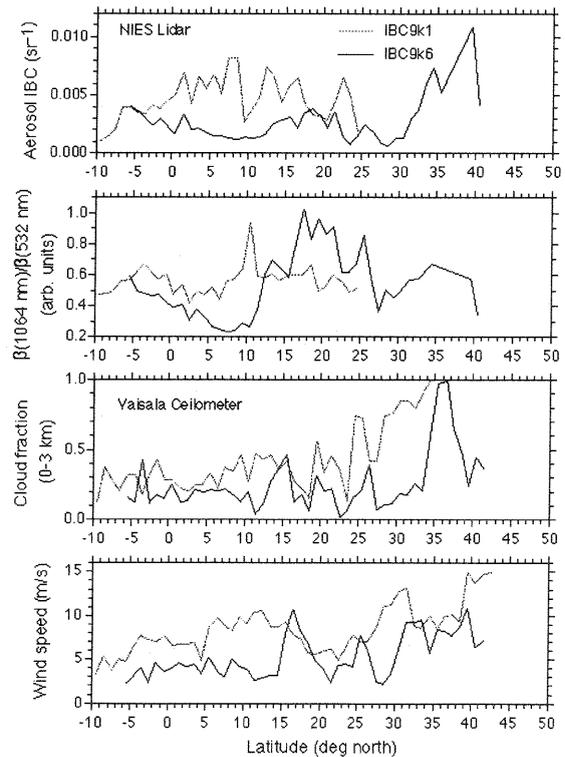


図7 図6と同様。(MR99-K01, MR99-K06について)

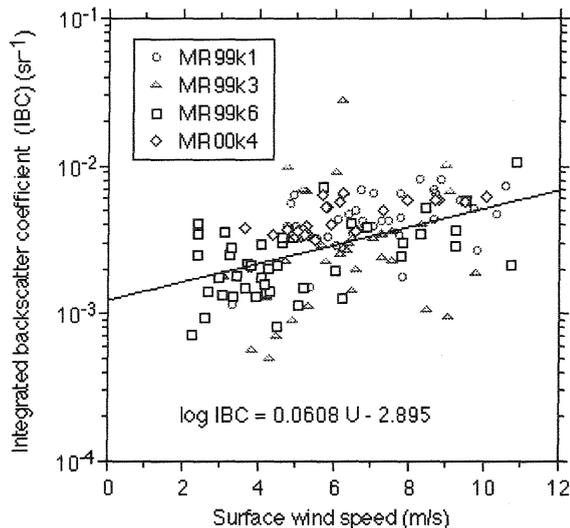


図8 積分後方散乱係数と海上風速の関係

図8に示すように積分後方散乱係数は海面風速の指数関数で表される。これは、MR99-K03において、ナウル島近くの赤道太平洋上で行われた定点観測(Nauru99)の結果(Sugimoto et al. 2000a)やサンプリング測定による過去の文献(Hoppel et al. 1990, O'Dowd et al. 1993)と概ね一致する。

### 3. まとめ

以上の観測結果から、西部太平洋の低緯度の貿易風帯のエアロゾルは、濃度の高い場合はほとんど海塩粒子であると考えられること、エアロゾルの濃度および粒径は海面風速と相関を持つことが示された。一方、北緯約25度以北ではエアロゾル濃度が高く、粒径は小さい傾向が見られた。これは、大陸性のエアロゾルによるものと考えられる。この傾向はNOAA/AVHRRの解析結果(Higurashi et al. 2000)などと一致する。

エアロゾル濃度と積雲活動の対応は今後の研究の重要な課題のひとつである。以上の観測結果でも、風速の大きい領域では雲量も多い傾向がみられる(図6, 7)。しかし、積雲生成におけるエアロゾルの効果を明確にするためには積雲の粒径などをより直接的に測定する必要がある。そこで、バイスタティック方式の新しいライダー手法を用いた雲の粒径測定(Sugimoto 2000c)と、通信総合研究所の雲レーダーと組み合わせる観測手法(Okamoto et al. 2000)の両方を計画している。

一方、熱帯域の大規模な対流雲の周辺で観測される高度5km付近の氷晶雲の融解を伴う構造(図2)は、筆者らがジャカルタで観測した雲底高度のヒストグラムの顕著なピーク(Sugimoto

et al. 2000b)やゾンデ観測にみられる気温の逆転と対応している(Pinandito et al. 2000)。この逆転は、例えば森林火災エアロゾル層の上端にも対応し、物質輸送の観点からも重要である。雲の生成機構と大気構造の形成過程について、「みらい」のラジオゾンデ、ドップラーレーダーのデータなども用いて解析を進めたいと考えている。

### 謝辞

本研究は海洋科学技術センターの研究船「みらい」を用いて行われた。海洋科学技術センターの米山邦夫氏、勝俣昌己氏、および関係各位に感謝の意を表す。

### 参考文献

- Higurashi, A. and T. Nakajima, 2000 : A study of global aerosol optical climatology with two-channel AVHRR remote sensing, *J. Climate* **13**, 2011-2027.
- Hoppel, W.A., J.W. Fitzgerald, G.M. Frick, R.E. Larson, and E.J. Mack, 1990 : Aerosol size distributions and optical properties found in the marine boundary layer over the Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.* **95**, D4, 3659-3686.
- O'Dowd, C.D., and M.H. Smith, 1993 : Physicochemical properties of aerosols over the northeast Atlantic: Evidence for wind-speed-related submicron sea-salt aerosol production, *J. Geophys. Res.* **96**, D1, 1137-1149.
- Okamoto, H., M. Yasui, H. Horie, H. Kuroiwa, and H. Kumagai, 2000 : Observation of clouds by 95 GHz radar and lidar systems: radius versus fall velocity, In W.L. Smith and Y.M. Timofeyev (Eds.) *IRS 2000: Current Problems in Atmospheric Radiation* (A. Deepak Publishing) (in press).
- Pinandito, M., I. Rosananto, I. Hidayat, S. Sugondo, S. Asiati, A. Pranowo, I. Matsui, and N. Sugimoto, 2000 : Mie scattering lidar observation of aerosol vertical profiles in Jakarta, Indonesia, *Environ. Sci.* **13**, 205-216.
- Sassen, K. and T. Chen, 1995 : The lidar dark band: An oddity of the radar bright band analogy, *Geophys. Res. Lett.* **22**, 3505-3508.
- Sugimoto, N., I. Matsui, Z. Liu, A. Shimizu, I. Tamamushi and K. Asai, 2000a : Observation of aerosols and clouds using a two-wavelength polarization lidar during the Nauru99 experiment, *Sea and Sky* **76**, 90-95.
- Sugimoto, N., I. Matsui, A. Shimizu, M. Pinandito and S. Sugondo, 2000b : Climatological characteristics of cloud distribution and planetary boundary layer structure in Jakarta, Indonesia revealed by lidar observation, *Geophys. Res. Lett.* **27** (18), 2909-2912.
- Sugimoto, N., 2000c : Two-color dual-polarization pulsed bistatic lidar for measuring water cloud droplet size, *Optical Review* **7** (3), 235-240.

## pre ACE-Asia 航海における大気エアロゾルの観測

\*三浦和彦(東京理科大学理学部)、河村公隆(北海道大学低温研究所)、  
植松光夫(東京大学海洋研究所)、杉本伸夫(国立環境研究所)、児島 紘(東京理科大学理工学部)、  
横内陽子(国立環境研究所)、米山邦夫(海洋科学技術センター)

## 1. はじめに

エアロゾルの気候への影響を調べるためには、海洋大気エアロゾルの濃度分布、化学組成、光学的特性を知る必要がある(三浦, 2000)。

ACE-Asia は IGBP (地球圏-生物圏国際協同研究計画) のコアプロジェクトの1つである IGAC (International Global Atmospheric Chemistry Project、地球大気化学国際協同研究計画) が計画している ACE (Aerosol Characterization Experiments) の4番目の観測プロジェクトで、2001年から2005年に西部北太平洋域にて行われる。日本も衛星、航空機、船舶、地上での総合観測が予定されている。日本の船舶での集中観測は、みらい MR01-K02 航海(2001年5月14日~28日)、MR03-K02 航海(2003年2月28日~4月10日)が予定されている。これらの観測に先立ち、昨年二つの pre ACE-Asia 航海(MR00-K04 航海:6月13日~7月6日、KH-00-3 航海:6月20日~7月27日)が行われ、我々はMR00-K04 航海に参加した(Miura, 2000)。

ACE-Asia における我々の研究の特徴は、第一に、4.4nm~5000nmにわたる粒径分布を3台の計測器(第1表)で同時に測定すること、第二に、ラドン、トロンの同時測定により、エアマスの履歴を調べることにある。大陸起源のエアマスの輸送時間と粒径分布の時間変化から、エアロゾルのプロセス研究を行う。第三は、船上にて係留気球観測を行うことである。気象ゾンデ、OPC ゾンデ(RION KR12)、インパクターを係留し、濃度とともに元素分析、粒子の混合状態の観察を行い、光学的厚さに対する大気境界層エアロゾルの寄与を明らかにすると同時に、鉛直分布の情報から、粒子の発生、輸送などの挙動を説明することを目的としている。

第1表 粒径分布測定装置

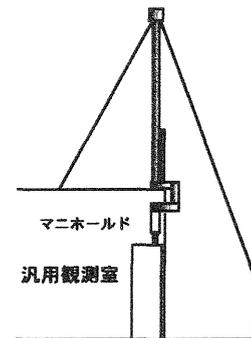
走査型モビリティ粒径分析器 (SMPS) :
TSI 3936N25 (3085 + 2025A) (44<d<168nm)
光散乱式粒子計数器 (OPC) :
Rion KC18 (d>100, 150, 200, 250, 300, 500nm)
Rion KC01D (d>300, 500, 1000, 2000, 5000nm)
Rion KR12 (OPC ゾンデ)
(d>300, 500, 700, 1000, 2000, 5000nm)

## 2. サンプリングシステム

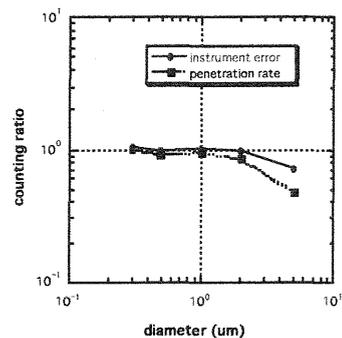
航海に先立ち、物理計測のサンプリングシステムを見直し、サンプリングタワーとマニホールドを作った。白鳳丸では計測室の天井に穴をあけ、甲板に垂直にサンプリングタワーを立てた。みらいでは計測室の天井に穴をあけることができなかったため、第1図に示すようにサンプリングタワー(80φ x 3m、流量80 l/min)を立てた。

第2図に屋内で測定したみらいサンプリングシステムの粒子損失の結果を示す。2台の OPC (RION KC01D) を使い、インレットの先と、マニホールドの後方で測定した。器差を考慮すると、直径2μmより小さいレンジの粒子損失は10%以下、5μmのレンジで30%程度であることがわかる。

以上のように沈着に関してはほぼ問題ないが、いまだ湿度の問題が残っている。ACE-Asia 航海では、雰囲気湿度と乾燥させたエアロゾルの粒径分布を同時に測定することを検討している。



第1図 「みらい」のサンプリングシステム



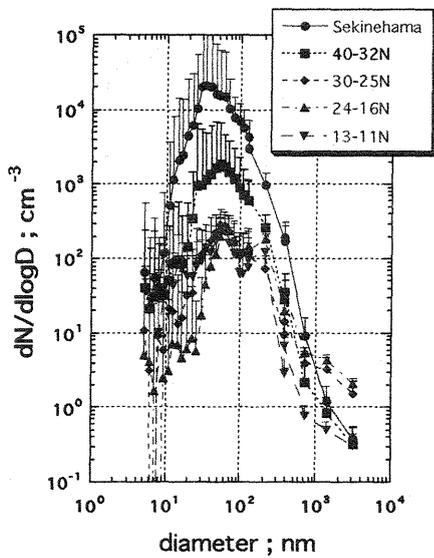
第2図 サンプリングシステムによる粒子損失

### 3. MR00-K04 航海の観測結果

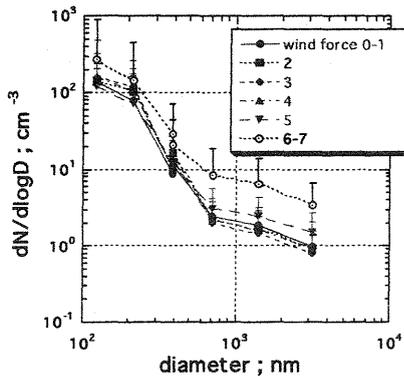
MR00-K04 航海は6月13日に関根浜を出港し、140E線にそって南下し、6月20日～30日まで定点(7N, 140E)観測し、7月6日に横須賀に帰港した。

第3図に3台の計測器で測定した粒径分布を示す。サブミクロン粒子は日本列島から離れるにつれ減少し、特に30nm以下の粒子の減少が著しい。800nmより大きい粒子は16-30Nの海域で増加している。第4図に定点で測定した粒径分布の風力依存性を示す。これまで報告されているように風が強くなるにつれ、海塩粒子の発生が増え、大きい粒子が増加している。このような結果が得られたのは、新しいサンプリングシステムにより大きい粒子の沈着が無視できるためである。

船上での自動計測、サンプリングの他に、係留気球にOPCゾンデを係留し、粒子濃度の鉛直分布を測定した。12回の係留を行い、最高1300mまでの観測に成功した。6月23日の測定例を第5図に示す。600m付近に境界層が観測され、境界層の上で濃度が低くなっている。また、粒径の大きい粒子ほど減



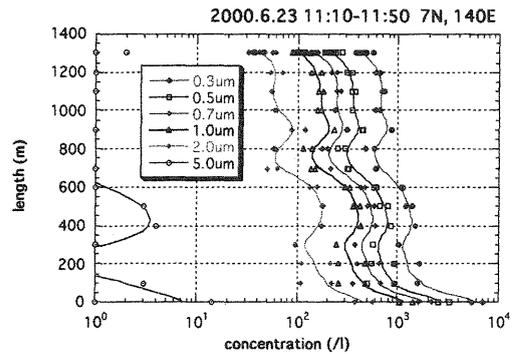
第3図 粒径分布の緯度依存



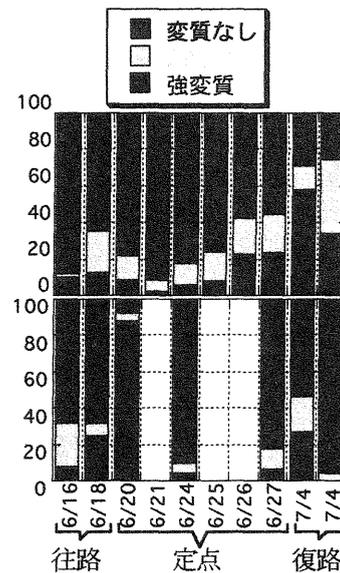
第4図 粒径分布の風力依存

少率が高いことがわかる。さらに海面付近では粒子の増加が見られ、海塩粒子の風力依存が約200mの高さまで及んでいたことがわかる。

船上と係留気球と同時にインパクトで捕集した粒子をSEM/EDXで元素分析した。個々の海塩粒子の変質の度合いをCl/Na(質量比)で表わし、変質なし( $Cl/Na > 1$ )、弱変質( $1 > Cl/Na > 0.5$ )、強変質( $0.5 > Cl/Na$ )と分類し、その割合を示した(第6図)。大気の安定度と比較すると、中立の時(6/18)は上空、船上とも同程度の変質を受けているが、安定な時(7/4)は、上空の方が変質の度合いが著しいことがわかる。



第5図 OPCゾンデで測定した粒子濃度の鉛直分布



第6図 海塩粒子の変質の捕集高度による違い  
上図が上空、下図が船上で捕集したサンプル。

#### 参考文献

- 三浦和彦, 2000: 海洋大気境界層内エアロゾルの物理・化学的性質, エアロゾル研究, 15, 327-334.  
Miura, K., T.Hara, T.Ui, and T.Kishida, 2000: Study on the Transport Process and the Modification of Aerosols, pp167, R/V Mirai Cruise Report MR00-K04.

## 渦相関法による海面フラックスの自動観測システム

\*高橋聡司, 中西彩子(岡山大学大学院), 塚本 修(岡山大学), 竹見哲也(大阪大学大学院), 石田廣史(神戸商船大学/地球観測フロンティア), 米山邦夫(海洋科学技術センター)

### 1.はじめに

地表面・海面から大気に輸送される熱エネルギーや水蒸気量の測定は、温度計、湿度計、風速計などの一般的な観測機器を用いた場合、熱収支法やバルク法などによって求めることになるが、これらの方法では経験的な係数などを含まれるために精度的には多少の不安がある。

この問題に対して、現在では観測機器の進歩により超音波風速計、赤外線湿度計など、一般の観測機器よりも応答時間の短い乱流計測器を用いて風速・気温・湿度などの乱流変動を直接観測することが可能となっている。これらの観測によって得られた変動値を用いて乱流フラックスを直接計算する渦相関法がもっとも精度が良いと考えられており、最近の陸面観測では多く採用されている。海面への応用はプラットフォームの動揺を除去する必要があることから立ち遅れてはいるが、これまでも特定期間(時間における集中観測としていくつか行われてきた(Nauru99,高橋ら 2000 など)。今回からは、特定期間だけでなく常設の機器として連続的に稼働することが出来るようになったので、そのシステムについて紹介する。

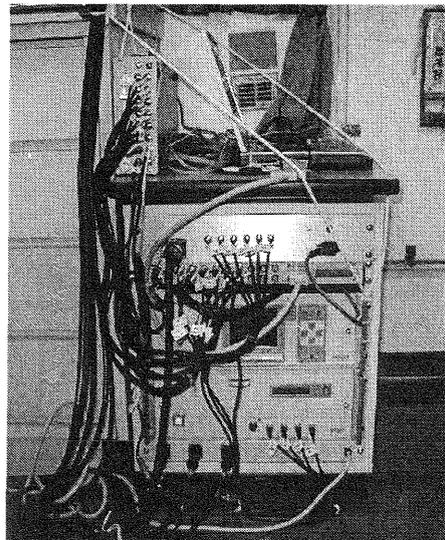
### 2.観測機器

海洋科学技術センターの観測船「みらい」に常設の乱流計測器として用いることが出来るようになった測定機器は次のものである。

- 3次元超音波風速温度計  
(KAIJO DA-600-3TV)
- 赤外線湿度変動計  
(KAIJO AH-300)
- 船体動揺検出器 (加速度計・角速度計)  
(関東航空計器 KS00AL001)
- 傾斜計  
(Applied Geomechanics MD-900-T)



第1図 前部マスト頂部の乱流計測機器



第2図 ラックにまとめられたデータ変換器とデータ収録用PC

超音波風速温度計、赤外線湿度計、温湿度計などのセンサーは、船の前方部分にある高さ約24mの前部マストの最上部に設置された(第1

図)。船の前方で高い所に乱流計測器を設置することによって船体の熱的、力学的影響を最小限にすることができる。また、乱流計測器と動揺検出器を同一の場所に設置することで、船体動揺補正の手法を単純化する事が出来る (Takahashi et al,2000)。

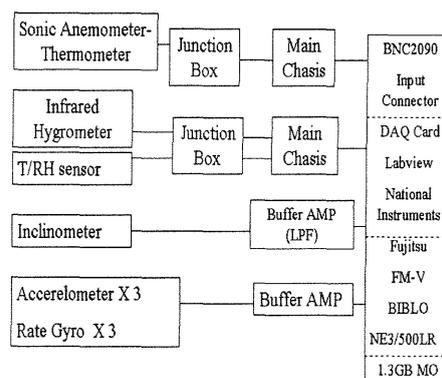
これら各センサーからの信号は、前部マストから約 100m の信号ケーブルを経て船内の実験室に導かれる。そこで、第 2 図で示すように、超音波風速温度計、赤外線湿度変動計、動揺検出器のデータ変換器は、1 つのラックにまとめられている。変換器からの出力データは、第 1 表に示すとおり 16 チャンネルあり、超音波風速温度計と赤外線湿度計 (基準温湿度計を含む) から得られる気象データ、および傾斜計、加速度計、角速度計から得られる動揺データの 2 つに大別することが出来る。

第 1 表 観測データ項目

CH	測定項目	計測機器
0	SAT-X (水平横方向)	超音波風速温度計
1	SAT-Y (水平前後方向)	超音波風速温度計
2	SAT-W (鉛直方向)	超音波風速温度計
3	SAT-Ts (気温)	超音波風速温度計
4	AH-Tref (気温)	赤外線湿度変動計
5	AH-RH_ref (相対湿度)	赤外線湿度変動計
6	AH-q' (比湿変動)	赤外線湿度変動計
7	AH-I (受光強度)	赤外線湿度変動計
8	Clino-Pitch (Pitch 角)	傾斜計
9	Clino-Roll (Roll 角)	傾斜計
10	Acccel-AX (前後方向)	加速度計
11	Acccel-AY (横方向)	加速度計
12	Accel-AZ (鉛直方向)	加速度計
13	Omega-QX (X 軸周り)	角速度計
14	Omega-QY (Y 軸周り)	角速度計
15	Omega-QZ (Z 軸周り)	角速度計

これら 16 チャンネルの信号は、データ記録装置である Windows パソコンに 0.1 秒間隔で取り込まれ、30 分間毎のデータを 1 つのファイ

ルとして連続的に保存していく。ファイルは、Binary で保存した場合、1 日で約 50MB の容量になる。データ記録のためのソフトは LabView システム (National Instruments) を使い、その場でリアルタイムにデータの時系列を見る事ができ、エラーなどのチェックも可能である。これら観測システム全体のブロックダイアグラムを第 3 図に示す。



第 3 図 観測システムブロック図

### 3. MR00-K04 航海

今回の観測を行った「みらい」の MR00-K04 航海は、2000 年 6 月 13 日に青森県むつ市関根浜港を出航し、140E 上を観測を行いながら、5N 付近までまっすぐ南下した。6 月 19 日～6 月 30 日まで 5N,140E の定点で集中観測を行い、帰途も観測を行いながら 7 月 6 日に横須賀港に入港した。集中観測期間中は、乱流フラックス観測、ラジオゾンデ観測、CTD 採水とを 1 セットとして繰り返され、乱流フラックス観測は 3 時間毎に約 1 時間継続して行われた。この各 1 時間には、船体の熱的、力学的影響を避けるため約 3～7 ノットで風上方向へ走らせ、その後、定点に戻るといふサイクルを繰り返した。

今回からは、そのような特定時間のみでなく、乱流観測データは、出航から寄港まで連続したものが得られている。これによって広範囲の海面乱流フラックスが渦相関法を用いて精度良く評価できるようになる。このような常設海面フラックス測定システムを備えた観測船は世界的にも例がない画期的な試みである。

一方、連続観測データの問題点として、不良データをいかにして取り除くかということが挙げられる。不良データ除去の一例として第4図を示す。第4図上段は、潜熱フラックスの生データを示している。これを見ると、上下に大きく外れたデータが多く含まれているのが分かる。この最大の原因としては、赤外線湿度計の受光窓に降水が付着することによって、湿度変動が正常に計測出来なくなる場合が挙げられる。この図最下段は、赤外線湿度計の受光強度の変化を示したものであり、値が時々60以下に下がっているのがわかる。これが、ほぼ降雨時に対応しており、この時の潜熱フラックスの値を削除すると中段に示すように不良データはかなり除去する事が出来る。

その他の不良データの要因としては、船体に対する相対風向・風速、信号ノイズ、そして、操船による振動ノイズなどがある。これらの不良データを取り除くことによって合理的なデータセットを作ることが出来る。

#### 4. まとめ

大洋上を航行する観測船に渦相関法による乱流フラックス測定システムを搭載し、連続的にデータを収集する事によって、広域の、また時間的にも密度の高い高精度海面フラックスデータを得ることが出来るようになった。これによって、従来、特別観測として特定期間のみ行われてきた乱流フラックス観測が非常に広範囲に行えるようになり、これと、放射観測や他の海上気象観測とを統合することによって非常に質の高い大気-海洋相互作用についてのデータセットを作成することが出来る。

今後の展開としては、現在の LabView システムに船体動揺補正のプログラムを組み込み、現在のオフラインデータ処理から、オンラインでの連続自動処理でフラックス計算を行い、世界中の広い海域で海面フラックスのリアルタイム評価を確立すれば、多くの船舶にこの自動観測システムを応用することが可能になる。

#### 参考文献

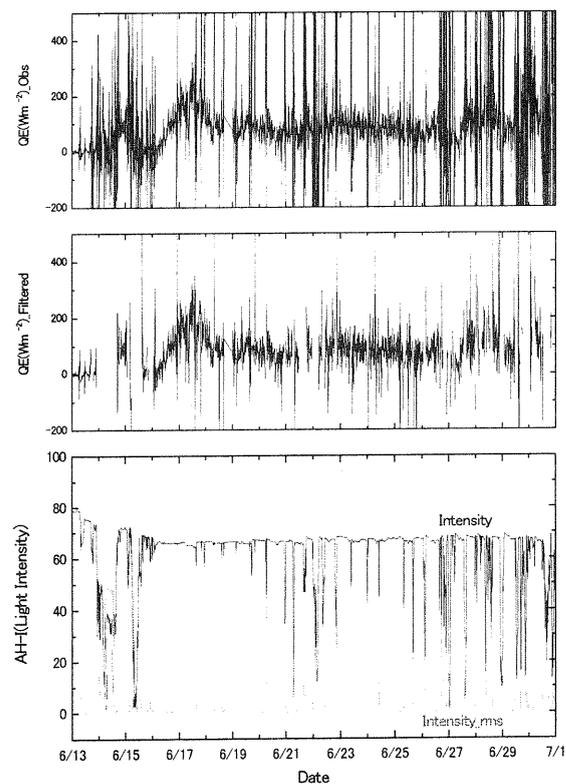
Takahashi, S., M. Nabekura, O. Tsukamoto, T. Iwata, T. Takemi and H. Ishida (2000) : Sea Surface Heat Flux Evaluation by

On-Board Technique over Tropical Western Pacific, Umi to Sora 第76巻, 第2号, 79-84

高橋聡司、塚本修、岩田徹、竹見哲也、石田廣史(2000) : 船体動揺補正による海面乱流フラックスの直接測定, 日本気象学会関西支部例会講演要旨集 第90号, 25-58

塚本 修(2001) : 地表面フラックス測定法, 気象研究ノート, 199号, 日本気象学会 (印刷中)

JAMSTEC(2000):RV Mirai Cruise Report MR00-K04, JAMSTEC



第4図 10分毎に得られた潜熱フラックスの不良データ判定の一例  
上段：計算された生データ、  
中段：下段に示された赤外線湿度計の受光強度の不良部分を除去することによって得られた潜熱フラックスの時系列

## 西太平洋赤道域におけるバルク法による海面熱収支の評価 (2)

\*中西 彩子・高橋 聡司 (岡山大学大学院)・塚本 修 (岡山大学)

## 1. はじめに

西太平洋赤道域(暖水域)は、1年を通して海面水温(SST)が 28°C以上の常に高い水温を保っている場所であり、また、地球上で最も大気の大気対流活動の盛んな場所である。この暖水域の熱収支を知ることは、地球規模の気候変動を理解するために極めて重要である。

本研究では、海洋科学技術センターの海洋観測船“みらい”の MR00-K04 航海による西太平洋赤道海域の海洋気象観測データを用いた。そして Fairall et al(1996)の開発した、“大気—海洋バルクフラックスアルゴリズム”を使用し、バルク法による海面熱収支に関する各種フラックスを算出した。そして、このアルゴリズムで計算された表皮温度と、放射温度計、Sea Snake で観測された SST との比較を行った。また、海面熱収支を、昨年同時期の MR99-K03 航海でのデータと比較した。

## 2. 観測データ

本研究で用いた海洋気象要素(気温、海面水温、比湿、気圧、雨量、風速、風向、短波及び長波放射量)は、2000年6月13日むつ関根浜出港から始まって7月6日横須賀入港までの観測データである。また6月20日0時~7月1日0時(日本時間)は北緯140度東経7度付近において、定点観測が実施されている。観測船における代表的な気象要素の、航海中の変化を表したのが図1で、横軸は世界時で表している。これらの変化を概観すると、赤道付近の気温は 25~29°Cの間で変動しているのに対し、海面水温は 30°C近くでほぼ一定した値を示している。また、6月13日から17日にかけては、青森の関根浜から南下していること、及び黒潮の影響で海面水温が急激に上昇している。6月13日~15日には梅雨前線を通過した。また、赤道付近では、大気潮汐による半日周期の規則的な気圧変化が顕著に見られる。前年の MR99-K03 航海に比べて、本航海中は雨が少なく、日射量は少なくなっているが、下向きの長波放射量は平均して約 400W/m<sup>2</sup> で一定している。

風向は、赤道付近では東よりの風、つまり貿易風が卓越しているが、日本に近づくと西よりの風が卓越している。

## 3. 大気-海洋バルクフラックスアルゴリズム

このアルゴリズムは、定常で水平方向に一様な気層において、乱流状態にある風速や気温は、地表における摩擦応力と鉛直フラックスおよび浮力だけで一義的に決定されるという Monin-Obukhov の相似則に従っており、観測された気象要素の値を入力することで顕熱フラックス  $Q_s$ 、潜熱フラックス  $Q_e$  及び風応力  $\tau_i$  を簡単に見積もることが出来る。この乱流フラックスを見積もるため、アルゴリズムに組み込まれている基本式は以下の通りである。

$$\text{顕熱フラックス: } Q_s = \rho C_p C_h S (T_s - \theta)$$

$$\text{潜熱フラックス: } Q_e = \rho L_e C_e S (q_s - q)$$

$$\text{風応力: } \tau_i = \rho C_d S (u_{si} - u_i)$$

$\rho$ : 空気密度

$C_p$ : 空気の定圧比熱 (1004.67J/kgK)

$C_h, C_e, C_d$ : 顕熱、潜熱、風応力 のバルク輸送係数

$S$ : 風の乱れの成分を含んだ風速値

$L_e$ : 水の気化の潜熱

$T_s$ : 海面水温

$\theta$ : 温位

$q_s$ : 海面温度  $T_s$  に対する飽和比湿

$q$ : 比湿

$u_{si}$ : 海面での流速

$u_i$ : ある測定高度  $Z_i$  での水平風速

## [表皮温度]

このアルゴリズムには、海面フラックスを ±10W/m<sup>2</sup> で見積もるために必要とされる、海面下 4.5m で測定された海面水温データに表面上の“日射による暖水層(warm layer)”と表皮冷却(“cool skin”)の効果を加えた表皮温度を推定するための式が組み込まれている。

海面水温  $T_s(4.5)$  に、日射による暖水層の効果  $\Delta T_w(4.5)$ 、表皮冷却効果  $\Delta T_c$  の補正を行った表皮水温  $T_0$  を算出するための基本式は以下の通りである。

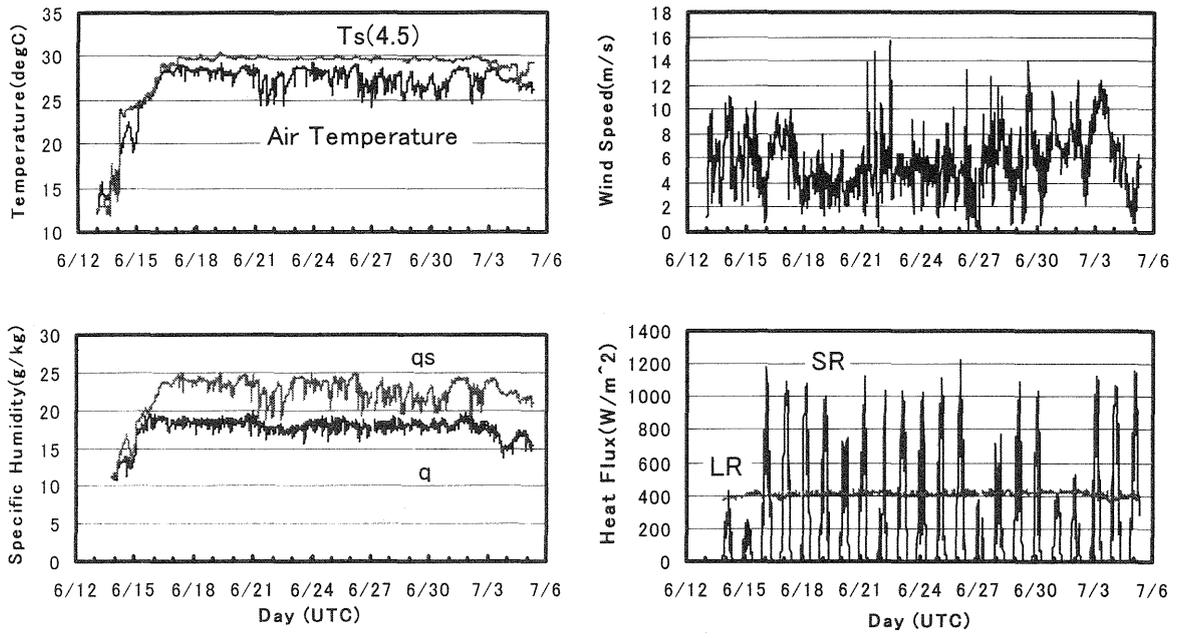


図1 観測データ

(左上：気温・海面水温、左下：比湿・飽和比湿、右上：風速、右下：短波・長波放射量)

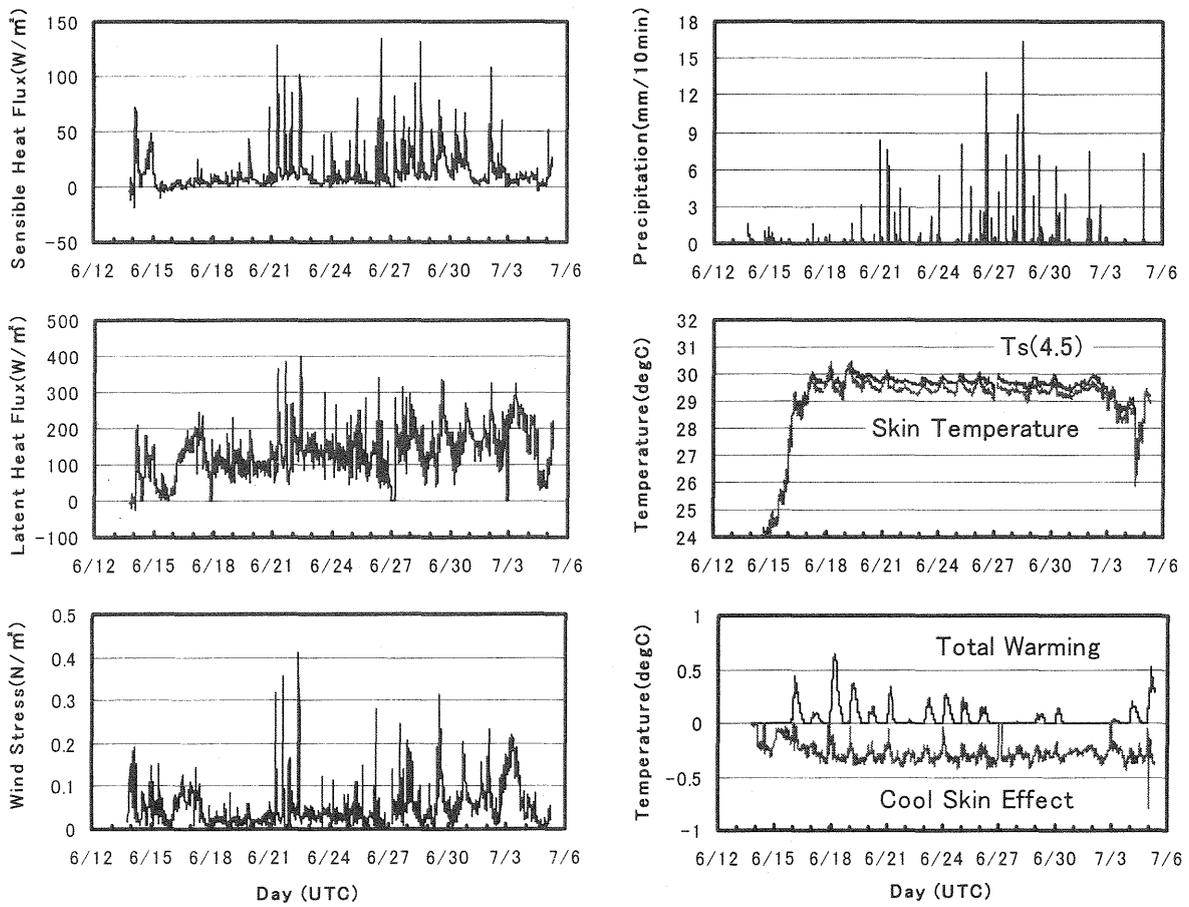


図2 大気-海洋バルクフラックスアルゴリズムによる計算結果

(左上：顕熱、左中：潜熱、左下：風応力、右上：降水量(観測値)、右中：海面水温・推定表皮温度、右下：日射による暖水層の効果  $\Delta Tw(4.5)$ ・表皮冷却効果  $\Delta Tc$ )

$$T_0 = T_s(4.5) - \Delta T_c + \Delta T_w(4.5)$$

[降水熱フラックス]

降水によって海面に輸送される顕熱フラックスを求める式も組み込まれている。

$$H_{sr} = RC_{pw}\alpha_w(1+B_0^{-1})\Delta T$$

R: 雨量(mm/h)

$C_{pw}$ : 水の比熱(4000J/kg/K)

$\alpha_w$ : 水蒸気及び熱の拡散効果を考慮した湿球の要素

$B_0$ : ボーエン比

$\Delta T$ : 海洋-大気間の温度差

#### 4. 海面フラックスと表皮温度

大気-海洋バルクフラックスアルゴリズムによって算出された各種フラックス、更に日射による暖水層と表皮冷却による表皮温度と海面水温  $T_s(4.5)$ 及び日射による暖水層の深さ変化を時系列で表したグラフが図2である。

この期間は天気あまり良くなかったので、日射による暖水効果よりも表皮冷却効果の方が大きいため、表皮温度は  $T_s(4.5)$ よりおよそ0.4℃低く、表皮温度が  $T_s(4.5)$ を上回った日はほとんど無い。降水熱フラックスを除く各種フラックスは、風速に大きく左右されていることがわかる。

ところで実質的な海面を通しての熱の交換量を表す物理量が正味の海面フラックスになる。式で表すと、

$$Q_0 = (1-ref)Q_{sw} - Q_{lw} - (Q_s - H_{sr}) - (Q_e + H_{lw})$$

ref: アルベド (0.055)

$Q_{sw}$ : 日射量

$Q_{lw}$ : 純長波放射量

$Q_s$ : 顕熱フラックス

$Q_e$ : 潜熱フラックス

$H_{lw}$ : Webb 補正

$H_{sr}$ : 降水熱フラックス

この式から算出した正味の海面フラックス値を赤道域での観測期間に絞ってプロットしたグラフが図3である。

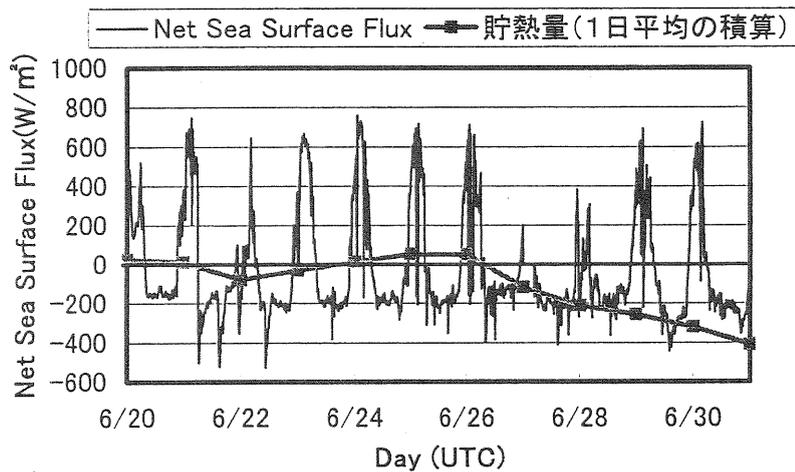
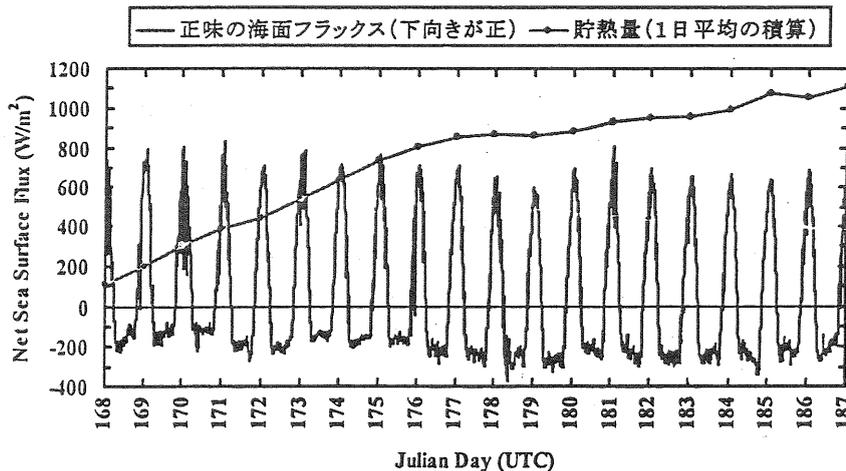


図3 正味の海面フラックスの変動  
上) 2000年 MR00-K04 航海の結果  
下) 1999年 MR99-K03 航海の結果



上は年 2000 年 MR00-K04 航海のもので、下は 1999 年 MR99-K03 航海の結果である。この図から、正味の海面フラックスは昼間は海洋に吸収され、夜には逆に、海洋から放出されていることが分かる。また、1999 年のデータでは、正味の海面フラックスの 1 日平均を求めると、 $55\text{W/m}^2$  程度の熱が常に蓄積されているのに対し、2000 年のデータでは、天気が悪かったこともあり、定点観測期間内の貯熱量は負の値となっている。このことは図2に示した SST が下降傾向にあることと、定性的には一致している。

#### 【海面温度】

定点観測期間中、船の先端部に放射温度計

(TASCO THI-700)を設置し、海面表皮温度(SSST)の測定を行った。図4は放射温度計による SSST と、 $T_s(4.5)$ 、船の先端部で温度計を海面に垂らして測定した Sea Snake による SST、そして計算して得られた推定表皮温度を比較したグラフである。放射温度計の値を除くと、 $0.4^\circ\text{C}$  以内の差で同じ様な動きをしている。特に、Sea Snake の値と表皮温度はよく似た値となっている。しかし、放射温度計による SSST は、夜間は差が小さいが、昼の温度上昇が他に比べて大きい。この違いは、海面による反射や、放射温度計自体の温度上昇などの影響が考えられるが、今後検討しなければならない課題である。

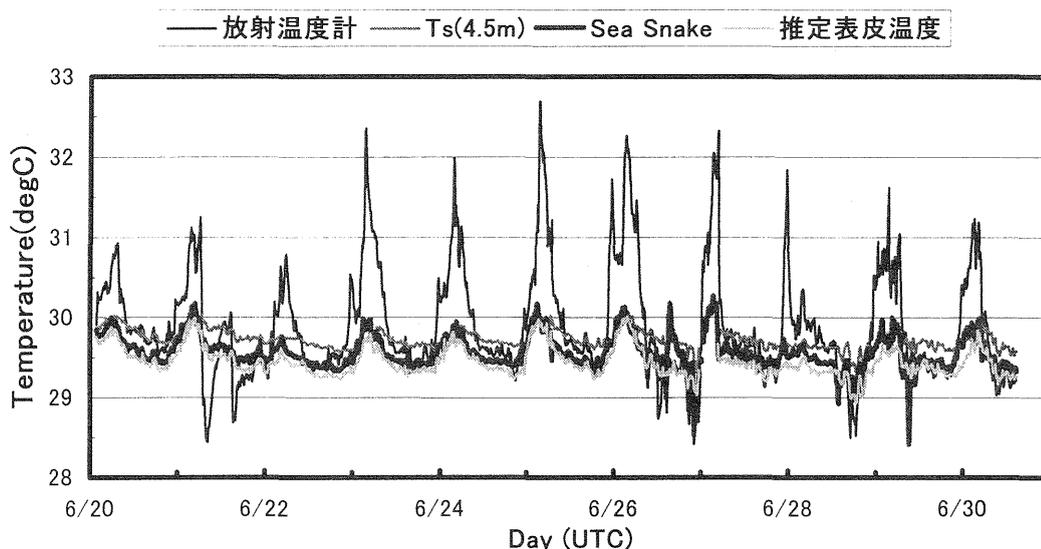


図4 水温の比較

## 5. おわりに

本研究では、MR00-K04 航海と MR99-K03 航海の 2 つのデータを比較したが、1998 年の海洋観測船「みらい」で行われたデータも加え、更に長いタイムスケールで見たフラックスの変動を解析したい。

また、現時点では、航海中の全データを使用し、数日間の変動を解析しているが、降水の前後数時間など、もっと短いタイムスケールでのフラックス、SST の関連を調べていきたい。

最後に本航海でお世話になりました「みらい」の橋本船長、米山邦夫主席研究員はじめ乗組員、乗船研究者の皆様にお礼申し上げます。

## 参考文献

- C.W.Fairall,E.F.Bradley,D.P.Rogers,J.B.Edson, and G.S.Young(1996):Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment,J.Geophys.Res.,Vol.101, 3747-3764.
- C.W.Fairall,E.F.Bradley,J.S.Godfrey,G.A.Wick, J.B.Edson, and G.S.Young(1996):Cool-skin and warm-layer effects on sea surface temperature, J.Geophys.Res.,Vol.101, 1295-1308.
- 鍋倉 誠(2000):バルク法による西大西洋赤道域での海面熱収支の研究,岡山大学大学院 理学研究科 地学専攻,平成 11 年度修士論文

## 西太平洋赤道域における大気・海水中二酸化炭素の測定(2)

\* 河野 雄彦(岡山大学大学院)・岩田 淳・山下 栄次(岡山理科大学)・塚本 修(岡山大学)

## 1. はじめに

海洋は大気と比較して約 50 倍以上の炭素を貯蔵しており人間活動の結果放出される二酸化炭素の重要なシンクとして認識されている。しかし、大気中の二酸化炭素増加に対応した海洋の二酸化炭素取り込みの増加について直接的な観測結果はほとんど報告されていない(半田,1996)。海洋の二酸化炭素分圧の時間的・空間的変動は大気に比較して大きく、大気・海洋間二酸化炭素交換の方向・度合いを決定するのは pCO<sub>2</sub> であるといえる。我々はこれまで 1998 年,1999 年の 6,7 月に「みらい」(海洋科学技術センター)により西太平洋における pCO<sub>2</sub>(海水中二酸化炭素分圧)の観測を行ってきた(河野ら, 1999; Kono *et.al.*, 2000)。

今回, 2000 年 6 月 13 日~7 月 5 日に行われた「みらい」MR00-K04 観測研究航海によって得られた西太平洋赤道域における pCO<sub>2</sub>/PCO<sub>2</sub> のデータより, pCO<sub>2</sub> と PCO<sub>2</sub> の緯度変化および pCO<sub>2</sub> の鉛直分布について報告する。なお, pCO<sub>2</sub> の測定は, 大滝等(1994)により開発されたバブリング方式による岡山式 pCO<sub>2</sub> 自動測定装置を用いた。

## 2. 方法

Fig.1 に R/V 「みらい」 MR00-K04 航海の航路及び CTD-RMS(CTD-Rosette Multi Sampling system)の採水地点を示す。測定期間は, 2000 年 6 月 13 日~7 月 5 日である。R/V 「みらい」は, 青森県関根浜港を出港し, 140°E, 30°N まで南下した。さらに 140°E 線に沿って 5°N まで南下した。折り返し 7°N まで進み, 定点観測を行った後, 神奈川県横須賀まで北上した。水平分布測定を行った海域は Fig.1 において O-O, X-X の範囲である。

CO<sub>2</sub> 測定は, 大滝等(1994)により開発された岡山式 pCO<sub>2</sub> 自動測定装置に改良を加え, 一台の非分散型赤外線ガス分析計(NDIR)を用いて, pCO<sub>2</sub> と PCO<sub>2</sub> を交互に 30 分毎に測定できるようにした装置を用いた。この装置は平衡器を, 表面海水の循環しているジャケットに浸け, 測定中に平衡器内の水温が室温の影響を受けないようにしてある。また, pCO<sub>2</sub> は約 500ml の試料海水で測定することができる。

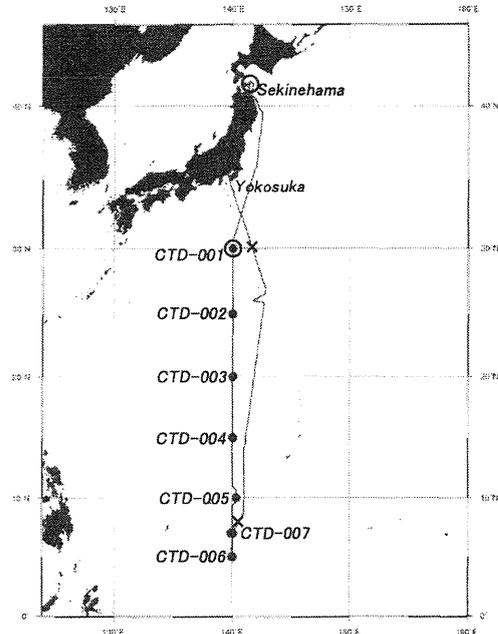


Fig.1 R/V 「みらい」 MR00-K04 航海の航路及び CTD-RMS の採水地点。水平分布測定を行った海域は O-O, X-X の範囲, ● は CTD-RMS 採水地点を示す。

試料海水は, 海水面より約 6 m 下にある船底採水口から連続的に導入され, pCO<sub>2</sub>, SST (表面海水温: °C), S (塩分: psu), pH, DO (溶存酸素: mg/l) を測定した。PCO<sub>2</sub> 測定用の大気試料は, 海面から高さ 14 m に取り付けられた前部マストの採取口からテフロン管を通じて連続的に採取した。pCO<sub>2</sub> 水平分布の測定距離間隔は, 平均航行速度が 14knot であったので, 30 分毎に測定を行うと 13km になる。

pCO<sub>2</sub> 鉛直分布の測定地点は, Fig.1 に示した場所で合計 7 地点である。140°E に沿って 30, 25, 20, 15, 10, 5, 7°N で行った。試料採水は, 船の後部甲板より CTD-RMS を投下し, 水深 1000, 750, 500, 400, 300, 200, 150, 100, 75, 50, 25 m の海水を 500ml 褐色ポリ容器でボトル採水した。また, 0 m (表面) の海水は, バケツ採水を行った。1 回の CTD 採水に要する時間は約 1 時間であった。採水された海水は, 約 2~3 時間表層水につけ, 処

理温度を一定(26~28°C)にした。その後、各サンプル毎に岡山式 pCO<sub>2</sub> 自動測定装置を用いて測定した。また同時に水温 (°C), pH, DO(mg/l)を測定した。

### 3. 結果及び考察

#### 3.1 緯度変化

Fig.2 に西太平洋における pCO<sub>2</sub>, PCO<sub>2</sub>, SST, S, pH と DO の緯度変化を示す。pCO<sub>2</sub> は 254.0~407.7 μ atm の範囲で変動し、40°N~28°N まで徐々に増加し、28°N 以南は徐々に減少していた。測定期間を通しての pCO<sub>2</sub> の平均値は 345.3 μ atm で標準偏差は 26.3 μ atm であった。また、PCO<sub>2</sub> は 369.0~371.9 μ atm の範囲で変動し、測定期間を通しての PCO<sub>2</sub> の平均値は 370.5 μ atm で標準偏差は 0.61 μ atm であった。pCO<sub>2</sub> の水平的変動は PCO<sub>2</sub> と比較して大きかった。Δ pCO<sub>2</sub>(pCO<sub>2</sub>-PCO<sub>2</sub>; μ atm)は 28°N~30°N を除く地点で負となり、これは CO<sub>2</sub> が大気から海洋へ吸収する海域であることを意味する。今回の観測でほとんど海洋は CO<sub>2</sub> について吸収域であったが日本への帰路途中の際、28°N~30°N の海域に本観測中唯一の放出域が観測されたことは注目される。Fig.3 に MR00-K04 観測期間中の SST-S ダ

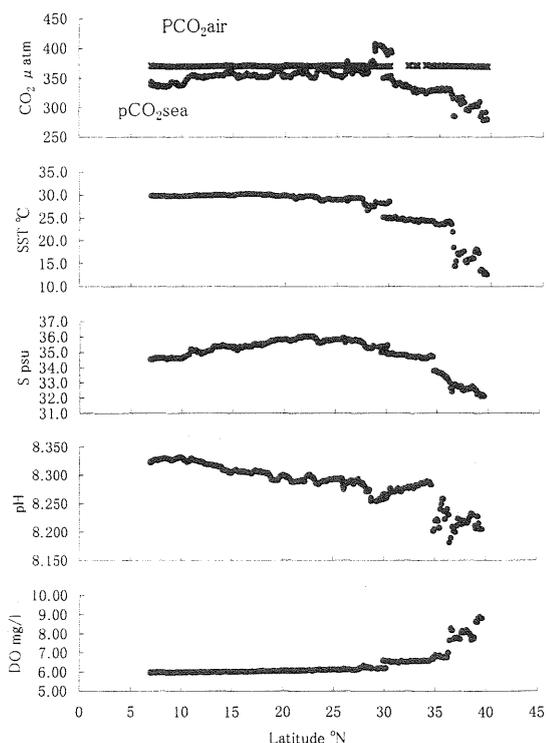


Fig.2 西太平洋における pCO<sub>2</sub>, PCO<sub>2</sub>, SST, S, pH と DO の緯度変化

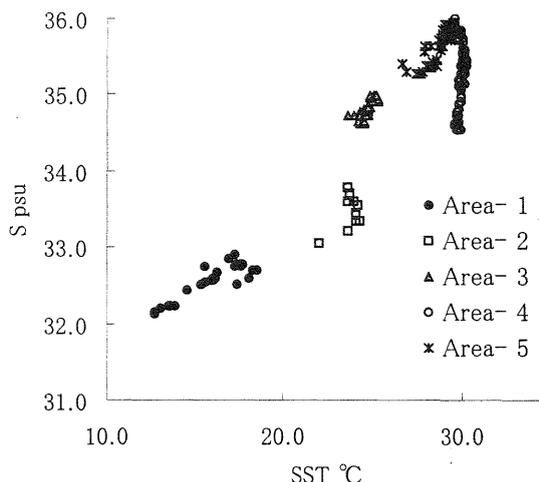


Fig.3 MR00-K04 観測期間中の SST-S ダイアグラム

Area-1: 40~36°N, Area-2: 36~34°N, Area-3: 34~29°N, Area-4: 23~7°N, Area-5: 30~23°N を示す。

イアグラムを示す。この図より水温と塩分による海水特性を知ることが可能である。観測を行った海域は水温と塩分について Area-1 から Area-5 まで5つの海域に区分することができた。Area-1 における SST と S の平均値はそれぞれ 15.9°C, 32.6psu で他の4海域と比べ低水温、低塩分であった。この海域において DO の値も高いことから親潮であると考えられた。Area-4 における SST は平均値と標準偏差が 28.8°C, 0.6°C と SST は変動が小さかった。しかし、S は 34.5~35.5psu の範囲で変動していた。pCO<sub>2</sub> の大きな値が見られた Area-5 は SST-S ダイアグラムではきれいに海域区分できて、高濃度の CO<sub>2</sub> の存在が特徴的であった。

#### 3.2 鉛直分布

Fig.4 に西太平洋における pCO<sub>2</sub> の鉛直分布を示す。pCO<sub>2</sub> は深度が増すにつれて増加していた。すべての測点において、表面で約 350 μ atm であった pCO<sub>2</sub> は水深 1000m で約 2000 μ atm となっていたが、pCO<sub>2</sub> の変化の位相はそれぞれ異なっていた。たとえば、水深 200m における pCO<sub>2</sub> を見てみると、測点 1~7 までそれぞれ 414.2, 546.1, 532.0, 532.7, 719.4, 1223.1, 1242.3 μ atm であり、低緯度になるにつれて高濃度の pCO<sub>2</sub> を含む海水が表面近くに存在していた。

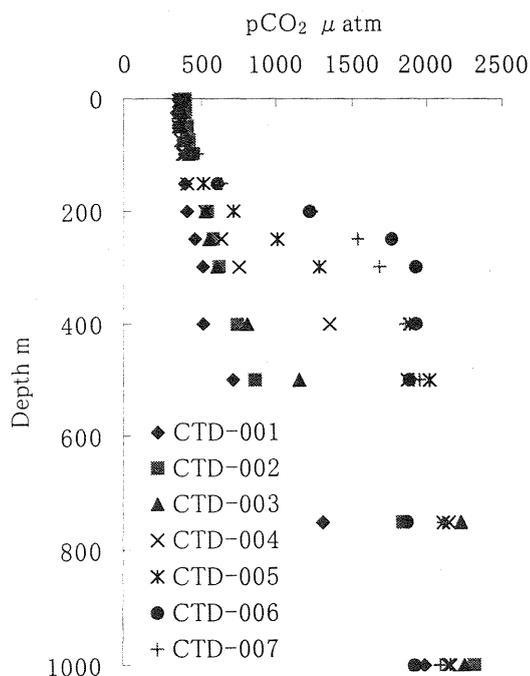


Fig.4 西太平洋における pCO<sub>2</sub> の鉛直分布

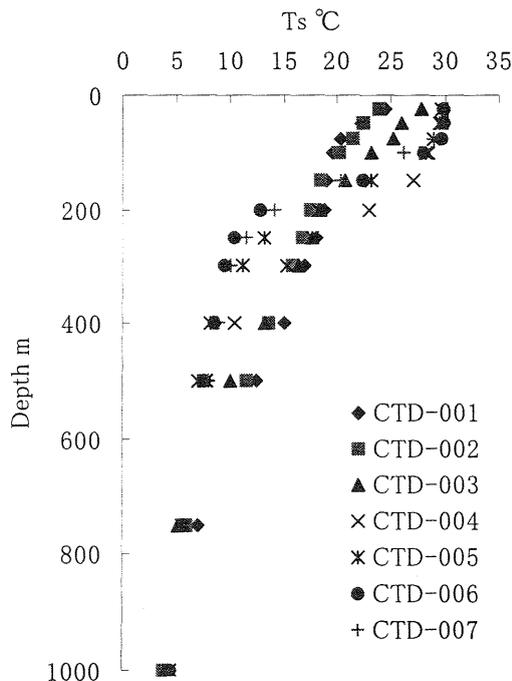


Fig.5 西太平洋における Ts の鉛直分布

Fig.5 に西太平洋における Ts(水温)の鉛直分布を示す。Tsは pCO<sub>2</sub>とは逆に、深度が増すにつれて下がっていた。15°N 以南における測点では水深0~100mの層にはっきりとした水温躍層がみられた。また、水温の鉛直分布より低緯度になるにつれて低水温の海水が表面近くに存在していた。また、10°N 以南(CTD-005~007)の水深150mにおける水温の変化は赤道反流(3°N~10°Nに位置し、層の厚さは100~200m程度の東向きの海流)の影響が考えられる。この変化は pCO<sub>2</sub> の鉛直分布にも共通して見られることから赤道反流は表面海水よりも高濃度の pCO<sub>2</sub> を含む海流であると考えられる。

#### 4. 謝辞

本研究航海でお世話になった米山邦夫主任研究員をはじめとする海洋科学技術センターの方々、橋本孝亮船長をはじめとするみらい号の乗組員の皆様、M.W.J., G.O.D.I.の観測技術員の方々に感謝いたします。また観測に際し助言をいただいた神戸商船大学石田廣史教授に感謝いたします。

#### 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(pCO<sub>2</sub>)測定器の開発, 海の研究, 6, 413-418.
- 河野雄彦, 山下栄次, 野上晃正, 塚本修, 1999 : 西太平洋における大気・海洋中二酸化炭素濃度の測定—MR98-04 次航海—, 岡山大学地球科学報告, 6, 1, 13-22.
- Kono, T., E. Yamashita, T. Nogami and O. Tsukamoto, 2000 : Measurements of CO<sub>2</sub> Concentrations in Air and Sea Water in the Western Pacific Equatorial Ocean during the Nauru99 Experiment, Report on Japanese Activities in Nauru99, UMI TO SORA, 76, 2, 105-111.
- 半田暢彦, 1996 : 大気水圏科学からみた地球温暖化. 名古屋大学出版会, 77-79.

# 西部熱帯太平洋海域における一酸化二窒素測定

林 美鶴\*・石田廣史(神戸商船大学) 兼子朋子(神戸商船大学大学院)  
柴山健一・森脇嘉一(大阪大学大学院)

## 1. はじめに

温室効果ガスの一つである一酸化二窒素( $N_2O$ )の大気-海洋間の交換量及び海洋中の鉛直分布を把握するため、1999年に引き続き(石田ら、2000a; 石田ら、2000b)海洋科学技術センター海洋地球観測船「みらい」において、西部熱帯太平洋海域での大気中・海水中の $N_2O$ 濃度測定を、2000年6~7月にかけて実施した。

## 2. 航路及び観測地点

航路図をFig.1に示す。太線が今航海の航路である。2000年6月13日に八戸港を出港し、35N, 140Eから140E線沿いに5Nまで南下、6月21~30日に7N, 140Eで定点観測を行い、7月6日に横浜港へ入港した。尚、細線は1999年の航路である。

Table 1に示す期間・場所において、大気中・表層海水中の $N_2O$ 濃度を3時間又は6時間毎に測定した。またTable 2に示した日に各層採水を行い、海水中 $N_2O$ 濃度を測定した。

## 3. 測定方法

測定システムの構成図をFig.2に示す。 $N_2O$ 濃度の測定には、非分散型赤外線ガス分析計(NDIR)による $N_2O$ 分析計(日本サーモエレクトロン社MODEL46C)を用いた。分析精度は $\pm 20$ ppbである。大気を前部マストの海面上約14mにある大気採取口から導入して、乾燥カラムを経由した後、NDIRで大気中 $N_2O$ 濃度を測定した。

海水中の $N_2O$ 濃度は、バブリング法による平衡器で試料ガスを海水と平衡させ、平衡前後の $N_2O$ 濃度差から推定する方法を用いた。平衡器に海水を導入するとともに、既知の $N_2O$ 濃度のキャリアガスを平衡器内でバブリングさせ、バブリング後の試料の $N_2O$ 濃度をNDIRで測定する。複数のキャリアガスを使用することによりFig.3に示すような検量線が得られ、バブリング前後の $N_2O$ 濃度差がゼ

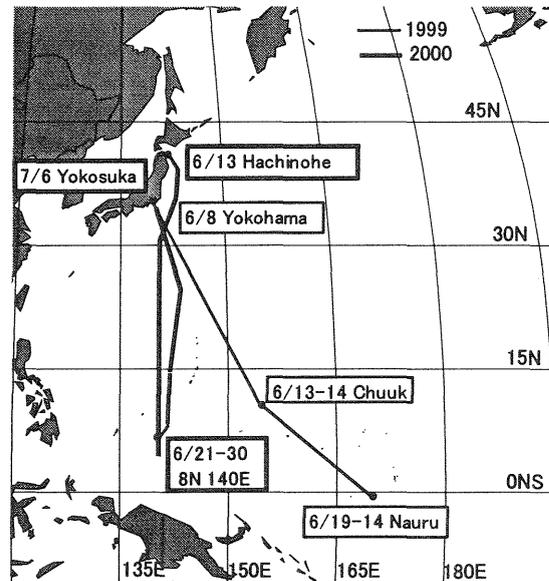


Fig.1 Cruise track.

Table 1 Observational period and position of  $N_2O$  concentration in air and sea surface.

Period	Position
June 16 - June 20	25°N to 5°N on the 140°E line
June 26 - June 29	7°N 140°E

Table 2 Sea water sampling date, position and depth for  $N_2O$  analyze.

Date	Position	Depth(m)
June 23	7°N, 140°E	0, 50, 150, 200, 300, 500, 1000
June 24	7°N, 140°E	0, 50, 100, 150, 250, 750, 1000
June 25	7°N, 140°E	0, 100, 200, 300, 400, 500, 750
June 30	7°N, 140°E	1000

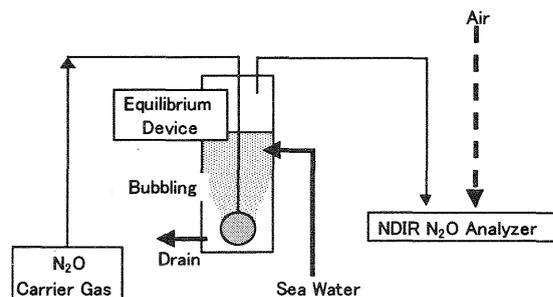


Fig. 2 The  $N_2O$  measuring system.

口となる $N_2O$ 濃度を、海水中の $N_2O$ 濃度とする。

表層海水中の $N_2O$ 濃度測定には、船首寄りの水深約5mから汲み上げている実験用海水を用いた。海水とキャリアガスは、いずれも流量約1l/minで平衡器に導入した。バブリング後の試料は、乾燥カラムを経由してNDIRへ導入した。 $N_2O$ 濃度の鉛直プロファイル測定には、CTD/Carousel採水システムによる各層採水の海水を用いた。各層から4lポリ瓶で5本のサンプルを得て水温を室温に馴染ませた後(約24℃)、ポリ瓶に直接バブラーを挿入してキャリアガスを流量500ml/minで10分間バブリングした。バブリング後の試料はサンプリングバックに充填し、直ちにNDIRで $N_2O$ 濃度を測定した。いずれの場合も、3~5種類のキャリアガスを使用した。

#### 4. 結果

##### 4.1 大気中・表層海水中の $N_2O$ 濃度

Fig.4に140E線南下中の大気中・表層海水 $N_2O$ 濃度を示す。18Nよりも北では、大気中の $N_2O$ 濃度が表層海水中よりも平均34ppbv高かった。これに対し18Nより南では、大気中と表層海水中の $N_2O$ 濃度差は平均4ppbvで、非常に小さかった。Fig.5に140E線の水深150mまでの塩分断面図を示す。15N~18Nにかけて沿岸域で見受けられる熱塩フロントに類似したフロント構造が見受けられ、このフロントを境に南北で水塊構造が異なっていたと示唆される。

Fig.6に、7N, 140Eでの大気中・表層海水 $N_2O$ 濃度を、また18Nより南の140E線及び7N, 140Eでの大気中・表層海水 $N_2O$ 濃度の変動幅、平均値、標準偏差及び変動係数をTable 3に示す。

140E線南下中の大気中・表層海水 $N_2O$ 濃度は、いずれも変動が小さかった(変動係数は、それぞれ3%及び5%)。この間の大気中 $N_2O$ 濃度の平均は285ppbv、表層海水 $N_2O$ 濃度の平均は281ppbvだった。 $N_2O$ 濃度は大気の方が表層海洋中よりも4ppbv高い結果を示したが、この値は観測精度に対して有意な値とは言い難く、この期間この海域が大気に対して $N_2O$ の吸収源として振る舞っていたとは断定できない。

一方、7N, 140Eでの大気中・表層海水 $N_2O$ 濃度は、140E南下中に比べ変動が大きか

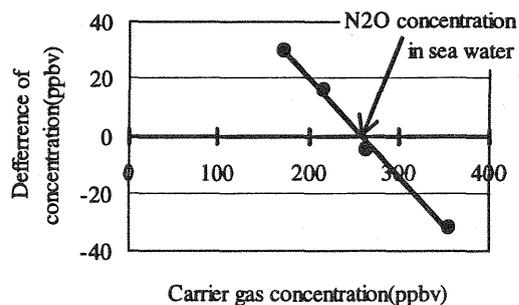


Fig. 3 A sample of calibration line.

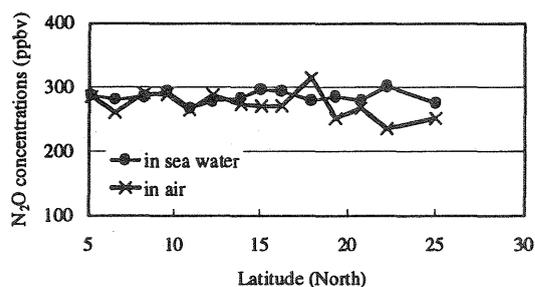


Fig.4  $N_2O$  concentrations in air and surface sea water along the 140E line.

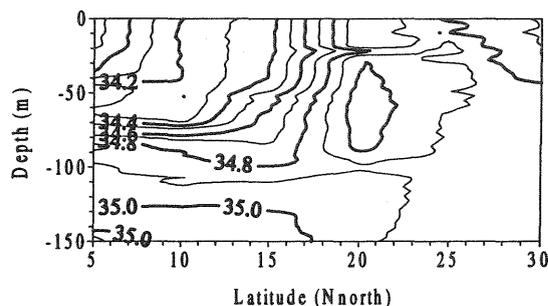


Fig.5 Salinity cross section along the 140E line.

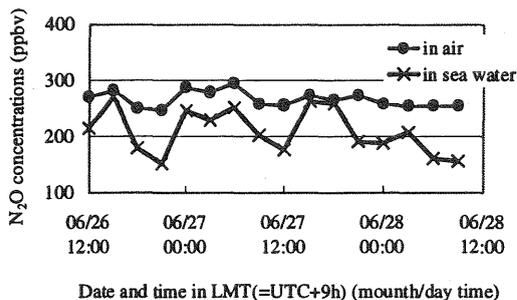


Fig.6  $N_2O$  concentrations in air and sea surface water at 7N, 140E.

った(変動係数は、それぞれ5%及び18%)。この間の大気中 $N_2O$ 濃度の平均は266ppbv、表層海水中 $N_2O$ 濃度の平均は210ppbvで、大気の方が表層海洋中よりも56ppbv高く、この期間この海域は大気に対して $N_2O$ の吸収源であったことが示唆される。1999年のナウル島周辺海域における定点観測では、大気中 $N_2O$ 濃度の平均は296ppbv、表層海水中 $N_2O$ 濃度の平均は304ppbvで(石田ら、2000b)、本観測と大きく異なる。Fig.1に示す通り観測海域は異なるものの、大気中 $N_2O$ 濃度に30ppbvの差があることは注目すべき点である。1999年と本観測における観測状況の違いとして、定点観測期間中の天候の違いが挙げられる。1999年の定点観測期間中は概ね晴天であったが、本観測の7N, 140Eでの観測期間中は曇天が続いていた。今後、大気中・表層海水中の $N_2O$ 濃度の変動に対する気象要素の影響を検討する必要がある。

#### 4.2. 海洋中 $N_2O$ 濃度の鉛直分布

Fig.7に海洋中 $N_2O$ 濃度の鉛直分布を示す。以下に示す観測値は、同じ水深を複数回測定した場合は、それらの平均値で表している。水深50mで、 $N_2O$ 濃度の最小値155ppbvを示した。この値は海面での値(176ppbv)よりも低かった。水深300mで $N_2O$ 濃度の最大値1891ppbvを示すまで、 $N_2O$ 濃度は深さとともに上昇する。特に水深150~200mにかけては、610ppbvから1444ppbvへと倍以上高くなっている。水深300m以深では、 $N_2O$ 濃度は水深とともに徐々に減少する(水深1000mで1293ppbv)。Fig.8に溶損酸素(DO)の鉛直分布を示す。一般に $N_2O$ 濃度と溶存酸素の変化傾向には、負の相関があることが知られている。本観測においても両者の鉛直分布は逆パターンを示し、相関係数0.97の高い相関が認められた。

Fig.9に水温及び塩分の鉛直分布を示す。水深約180m付近に亜表層水と中層水の境界が存在する事が示唆される。この深さは $N_2O$ 濃度の躍層が存在した水深(150~200m)と一致することから、海水中の $N_2O$ は表層~亜表層では低濃度、中層では高濃度で分布すると考えられる。今後は、 $N_2O$ 濃度を決定する生化学過程に関して検討するとともに、水塊分布や1999年の観測で石田ら(2000b)が示唆した赤道潜流など、物理的過程に対しても検討を進める。

Table 3 Minimum, maximum, average, standard deviation and coefficient of variation of  $N_2O$  concentrations.

	along the 140E line		at 7N, 140E	
	in air	in sea	in air	in sea
		surface water		surface water
Min.	268	261	248	152
Max.	297	315	295	272
Avg.	285	281	266	210
STD	8.3	15.1	13.7	38.7
C.V.	3%	5%	5%	18%

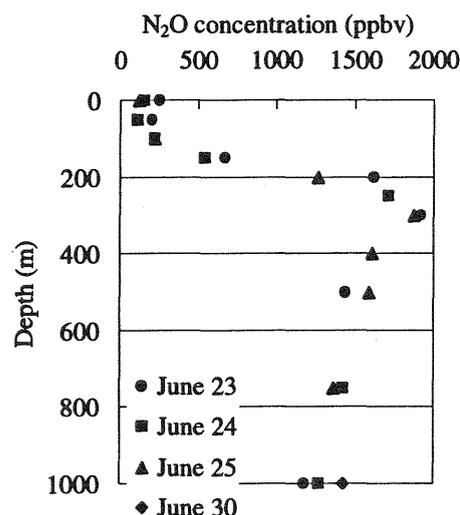


Fig. 7 Vertical profile of  $N_2O$  concentration at 7N, 140E.

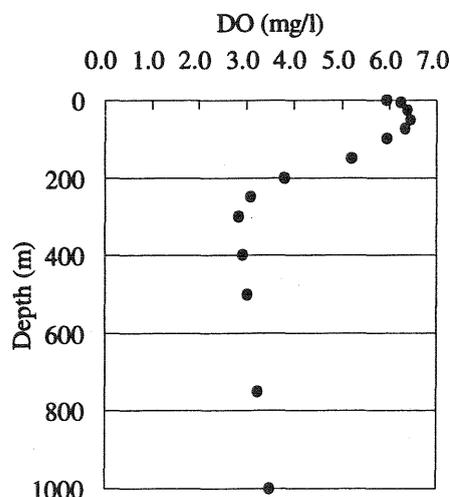


Fig.8 Vertical profile of dissolved oxygen at 7N, 140E.

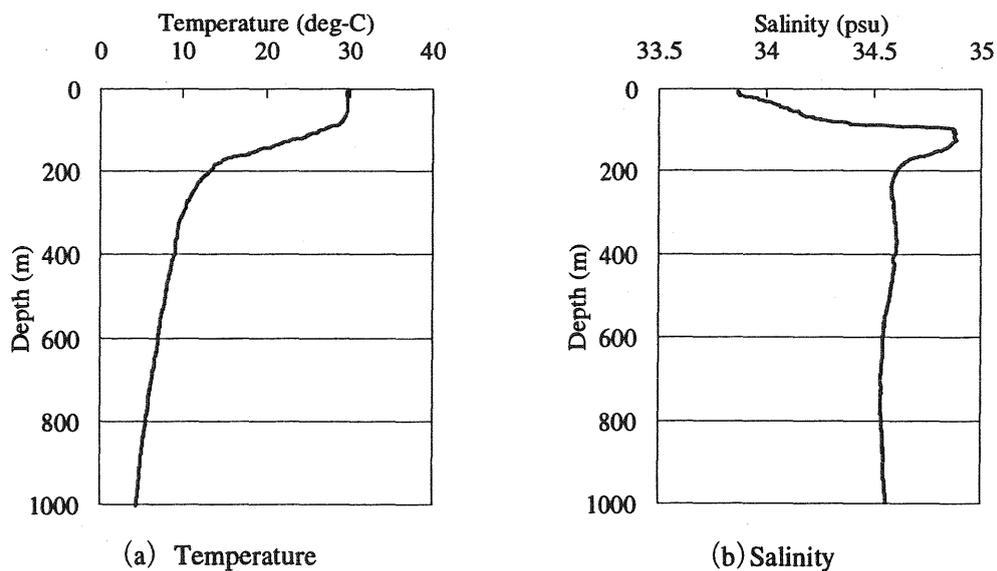


Fig.9 Vertical profile of temperature and salinity at 7N, 140E.

**参考文献**

石田廣史、林美鶴、岩本朋子、2000a：西部太平洋熱帯海域における温室効果ガスの測定、日本気象学会関西支部例会講演予稿集、90、17-20.

Ishida H., M. Hayashi and T. Iwamoto, 2000b : Measurements of Nitrous Oxide Concentrations in air and sea water in the Western Pacific Equatorial Ocean during the Nauru99 Experiment, Umi to Sora, 76, 55-60.

# スプリットウィンドウ法による西太平洋熱帯海域における可降水量変動の解析

竹見 哲也\*, 柴山 健一 (大阪大学大学院工学研究科)

## 1 はじめに

西部熱帯太平洋は、地球規模の大気循環を駆動する重要な担い手である積雲活動が活発に起こっている海域である。この海域での積雲の動態を把握することは、地球の天候や気候の変動を理解する上で大変重要なことである。積雲活動には水蒸気が重要なエネルギー源となっているため、積雲の動態は、水蒸気の時間空間変動と関連づけて理解する必要があると言える。そこで本研究では、水蒸気変動と積雲活動との関連性の理解を最終目標として、まず西太平洋熱帯海域における水蒸気変動の解析を細かい時間間隔・高い空間分解能で行うことを目的とする。そのために、広範囲の観測を細かい時間間隔で行う静止衛星のデータを利用する。

衛星データにより水蒸気量を求める手法には、赤外波長帯2チャンネルのスプリットウィンドウを用いたものがあり、可降水量の推定が可能である。水蒸気量の鉛直分布が求められるのが望ましいが、鉛直積分量としての可降水量も有意義な情報である。例えば図1に示すように、可降水量の多い時期は降雨強度の強い時と対応し、よって積雲活動との関連が示唆される。

そこで本研究では、静止衛星「ひまわり」(GMS)のデータにより西部熱帯太平洋での可降水量を推定し、その時間空間変動の解析をする。そのために、従来の可降水量の推定手法を改良し、より精度の良い方法を提案する。

## 2 データ

解析に用いたデータは、1999年6-7月及び2000年6月の海洋地球研究船「みらい」観測航海で取得されたラジオゾンデデータ(00 UTCから始まり3時間間隔の観測; 観測位置は1999年: 165°E, 0°N; 2000年: 140°E, 7°N), 京都大学防災研究所で受信・処理されたGMS赤外データ(1999年6-7月及び2000年の6-7月)である。GMSのデータは、各年とも0.1°格子の狭領域と0.5°格子の広領域で収集し、1999年は(150-180°E, 10°S-10°N)の狭領域と(100°E-160°W, 20°S-30°N)の広

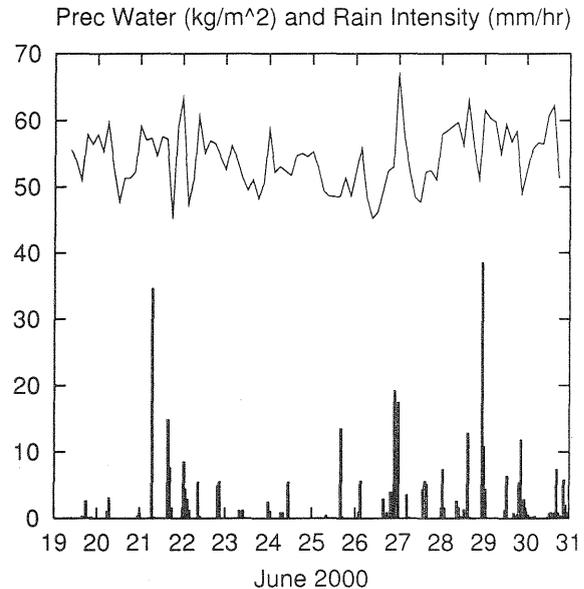


図1: 2000年6月の「みらい」観測(位置: 140°E, 7°N)による可降水量及び降水強度の時系列。

領域, 2000年は(120-160°E, 0°N-20°N)の狭領域と(80°E-160°W, 10°S-20°N)の広領域で解析した。

可降水量推定値の検証として、極軌道衛星であるTOPEX/Poseidonの可降水量データ(NASA/JPLにアーカイブされているもの)を用いた。

## 3 可降水量の推定

### 3.1 スプリットウィンドウ法

スプリットウィンドウ法とは、赤外波長帯(10.5-12.5  $\mu\text{m}$ )における隣り合う2チャンネル(IR1とIR2)それぞれにおける水蒸気による吸収特性の違いを利用することにより、計測大気柱の水蒸気量(可降水量)を算出する手法である。これまでの研究には、大気を1層として単純にモデル化し放射伝達式に基づき定式化したもの(Chesters et al., 1983)やスプリットウィンドウの輝度温度の空間変化との相関関係から算出するもの(Kleespies and McMillin, 1990; Jedlovec, 1990; Iwasaki, 1994)などがある。後者の手法は前者のものより推定値と実測値との相

関が良好になっているが、陸域のように地表面温度の水平変化が比較的大きな地域で有効である。したがって本研究のように表面(海面)温度の水平変化が小さい地域を対象とした場合には、前者の手法を利用する方が妥当である。

Chesters et al. (1983) の手法では、輝度温度  $T_{11}$  ( $11 \mu\text{m}$ ) 及び  $T_{12}$  ( $12 \mu\text{m}$ ) の計測値に加えて、モデル大気温度  $T_{\text{air}}$  が必要である。これら 3 つの量を入力として次式より可降水量が計算される。

$$A = (a'_{12} - a'_{11}) \quad (1)$$

$$B = (a_{12} - a_{11}) \quad (2)$$

$$C = (k_{12} - k_{11}) + \frac{1}{\sec(\theta)} \ln \left[ \frac{T_{12} - T_{\text{air}}}{T_{11} - T_{\text{air}}} \right] \quad (3)$$

$$PW = \frac{-B + (B^2 - 4AC)^{1/2}}{2A} \quad (4)$$

ここで  $PW$  が求める可降水量、 $a_{11}$  などは定数、 $\theta$  は衛星天頂角である。

$T_{\text{air}}$  は実測のラジオゾンデ観測から経験的に決める値で、下層大気平均温度と関連づけられるが、Chesters et al. では水平一様な  $T_{\text{air}}$  を常に使い、その結果として可降水量の推定値と実測値との相関係数 0.43 を得ている。しかし上式(3)にあるように、計算式には輝度温度と  $T_{\text{air}}$  との差が含まれているため、広い領域に適用する場合ほど  $T_{\text{air}}$  の決め方が大切になってくる。

鈴木ら(2000)は、水平一様な  $T_{\text{air}}$  を仮定せずに、試行錯誤により  $T_{11}$  だけから  $T_{\text{air}}$  を計算する式を導いたが、その妥当性の検討はしていない。そこで本研究では、 $T_{11}$  及び  $T_{12}$  から  $T_{\text{air}}$  を推定する精度のより良い式を導く。それにより  $T_{\text{air}}$  の空間分布を考慮した可降水量の算出を行う。

### 3.2 改良手法

スプリットウィンドウ法では、雲の影響が小さい地点でのみ可降水量の算出が可能である。2度の「みらい」観測では1999年の方が晴天時が多かったため、この年の観測データにより  $T_{\text{air}}$  の推定式を求める。

Chesters et al. (1983) では、 $T_{\text{air}}$  はゾンデ観測から求まる可降水量の値から計算される手順となっている。そこでここでは、1) ラジオゾンデデータに基づき  $T_{\text{air}}$  を計算し、2) ゾンデ観測点と一致したGMSの計測位置での  $T_{11}$  及び  $T_{12}$  を取り出し、3)  $T_{11}$  及び  $T_{12}$  から  $T_{\text{air}}$  を計算する回帰式を求める、

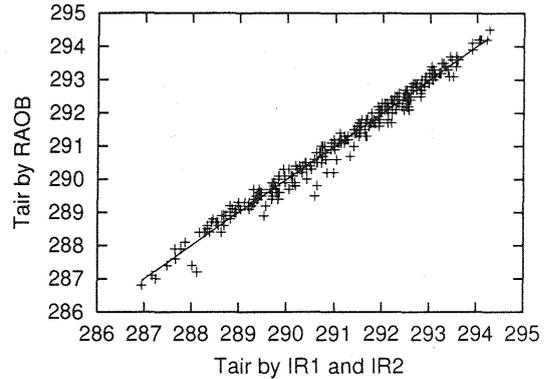


図2: 式(5)より推定した  $T_{\text{air}}^*$  とラジオゾンデ観測より計算した  $T_{\text{air}}$  との関係。

という手順を進めた。得られた回帰式は

$$T_{\text{air}}^* = -1.348T_{11} + 2.215T_{12} + 38.65 \quad (5)$$

である(重相関係数: 0.99)。図2に、式(5)より計算した  $T_{\text{air}}^*$  とゾンデ観測による  $T_{\text{air}}$  の関係を示す。

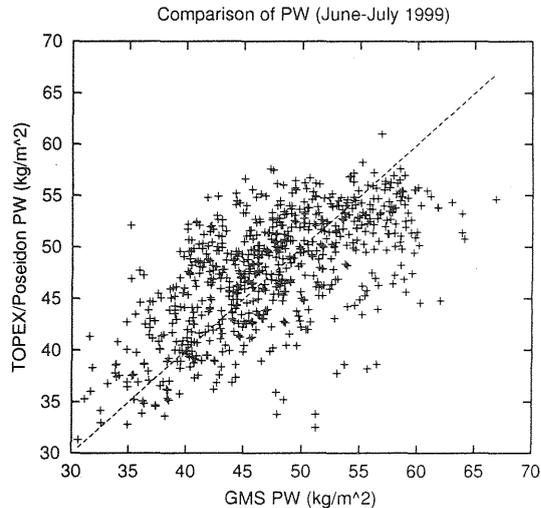


図3: 1999年6-7月のGMS及びTOPEX/Poseidonによる可降水量の関係。直線は1対1対応の線を示す。

求める可降水量は、式(5)より計算した  $T_{\text{air}}^*$  を式(3)の  $T_{\text{air}}$  に代入し、 $T_{11}$  と  $T_{12}$  とを用いて式(4)より得られる。

なおスプリットウィンドウ法では、雲のある領域や輝度温度差が小さい領域を除外する必要がある。それには Chesters et al. と同様に、

$$T_{11} - T_{\text{air}}^* < 1\text{K}, \quad (6)$$

$$T_{12} - T_{\text{air}}^* < 1\text{K}, \quad (7)$$

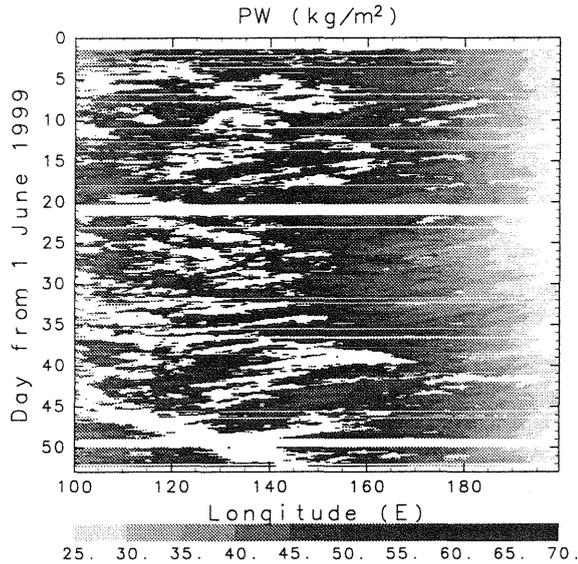


図 4: 1999年6-7月のスプリットウィンドウ法による可降水量の時間経度断面図。

$$T_{11} - T_{12} < 1K, \quad (8)$$

のいずれかを満たしたときには除外することとした。また  $T_{11}$  が低すぎる場合 ( $15^{\circ}\text{C}$  未満) あるいは高すぎる場合 ( $30^{\circ}\text{C}$  より大) にも除外した。さらに得られた可降水量の値が 20 未満及び 70 より大きい場合には、不適切な値として除外した。

本手法により得られた可降水量の推定精度を評価するため、TOPEX/Poseidon のマイクロ波放射計による値と比較してみる。1999年の狭領域内のデータについて、同じ観測時刻・同じ地点における両者の可降水量を比較すると図3のような関係となり、相関係数 0.62 が得られた。一方 2000年の狭領域内データでは相関係数は 0.56 と若干悪くなるものの、Chesters et al. (1983) の 0.43 よりは良好な結果が得られている。

また本改良手法が妥当であることを確認するため、仮にゾンデ観測点における  $T_{\text{air}}$  を領域内で一様と与えて可降水量を計算してみた。すると相関係数は 0.1-0.15 とかなり悪く、本手法が改良されたものであることが分かり、また  $T_{\text{air}}$  を適切に決めることが必要であると強調できる。

#### 4 解析結果

前節の手法で算出された可降水量の時間空間変動をGMSの広領域について図4(1999年6-7月)及び5(2000年6-7月)に示す。これらの図で示された値は、前者では  $0^{\circ}$  を中心に、後者では  $7^{\circ}\text{N}$  を中心に

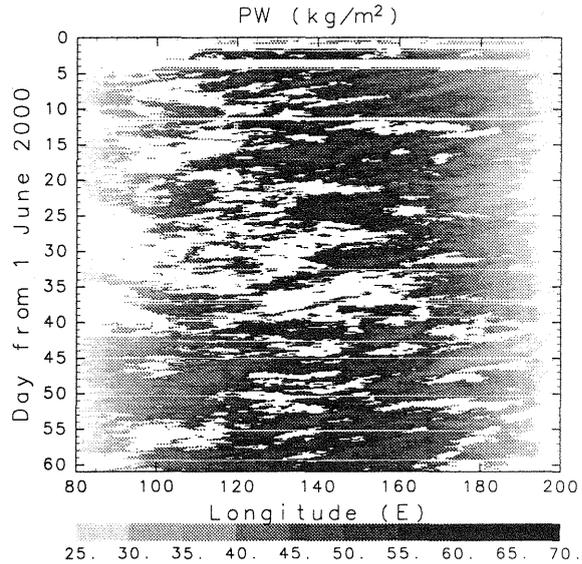


図 5: 図4に同じ、ただし2000年6-7月。

して南北  $5^{\circ}$  の幅で平均したものである。図中には空白部が見られるが、輝度温度  $T_{11}$  の時間経度断面を調べると(図6)、これらの大部分は雲域に相当する輝度温度の低い領域であり、この空白部を取り巻くように可降水量の高い領域が広がっているのが分かる。

さらに細かい構造を見るため、狭領域での  $T_{11}$  及び可降水量について、「みらい」観測緯度(1999年は  $0^{\circ}\text{N}$ ; 2000年は  $7^{\circ}\text{N}$ ) を中心に南北  $1^{\circ}$  の幅で平均し、その値の経度毎の時系列を調べた。図7及び8にはそれぞれ  $160^{\circ}\text{E}$ 、 $150^{\circ}\text{E}$  における  $T_{11}$  と可降水量の時間変動を示す。値は、2ヵ月平均値からのアナマリーを同期間の標準偏差で規格化している。両方の図より、輝度温度と可降水量には負の相関があるといえる。特に、輝度温度が高いときの可降水量は目立って低い。また、輝度温度が低くなる傾向と可降水量が増加する傾向とは同期しているように見える。これらの変化の因果関係までは言えないが、両者には意味のある関係があると推測される。

#### 5 まとめと議論

スプリットウィンドウ法により可降水量を算出する手法を改良し、TOPEX/Poseidon マイクロ波センサーによる値と比較した結果、0.6程度の相関で可降水量の解析が可能となった。これは従来の手法よりは大幅に改善されたものである。

本研究で提案された手法を用いて、西太平洋熱帯海域における可降水量の時間空間変動の解析をし

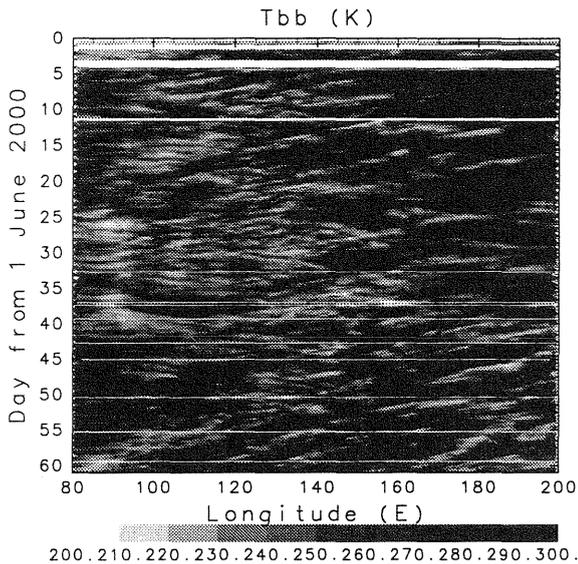


図 6: 2000 年 6-7 月の  $T_{11}$  の時間経度断面図.

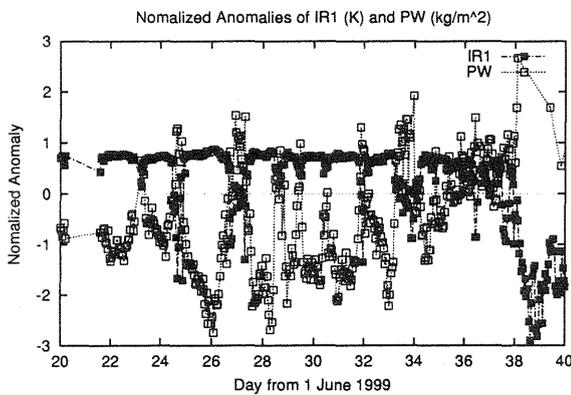


図 7: 1999 年 6 月 20 日から 7 月 10 日の  $160^{\circ}\text{E}$  での  $T_{11}$  及び可降水量アノマリーの時系列.

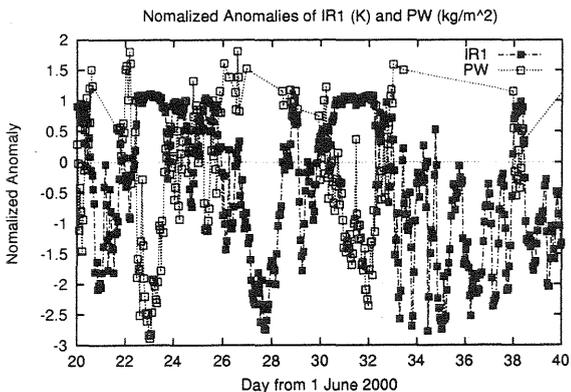


図 8: 図 7 に同じ, ただし 2000 年で  $150^{\circ}\text{E}$  における値.

た. 可降水量の増加と深い対流の発生との関係, 低い可降水量時と対流活動不活発時との一致など, 今後の進展に期待できる結果が得られた.

3.2 節では, 可降水量の検証として狭領域内のデータに対するもののみ示したが, 広領域のデータについても同様に計算したところ, 相関係数はほぼ同様に良好な結果が得られた. ただ, 図 4 や 5 を見ると, 西端付近の値はやや小さく見積もられている. 本手法には, 小さい値ほど小さく, 大きな値ほど大きく算出されるという傾向がある. この点については, 何らかの改良あるいは補正が必要であろう.

## 謝辞

本解析に用いたラジオゾンデのデータは, 海洋科学技術センター所有の海洋地球研究船「みらい」により取得されたものです. 関係各位に感謝申し上げます. GMS データは京都大学防災研究所暴風雨災害分野より頂きました. 石川 裕彦京大助教授, 暴風雨災害分野の皆様感謝申し上げます.

## 参考文献

- Chesters, D. C., L. W. Uccellini, and W. D. Robinson, 1983: Low-level water vapor fields from the VISSR Atmospheric Sounder (VAS) "Split Window" Channels, *J. Clim. Appl. Meteor.*, **22**, 725-743.
- Iwasaki, H., 1994: Estimation of precipitable water over land using the split-window data from the NOAA satellite. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 223-233.
- Jedlovec, G. J., 1990: Precipitable water estimation from high-resolution split window radiance measurements. *J. Appl. Meteor.*, **29**, 863-877.
- Kleespies, T., L. M. McMillin, 1990: Retrieval of precipitable water from observations in the split window over varying surface temperatures. *J. Appl. Meteor.*, **29**, 851-862.
- 鈴木敏夫, 竹見哲也, 緒方輝久, 2000: 対流圏下層における水蒸気量分布の移動速度と海上風の相関に関する研究, 関西造船協会誌, **234**, 303-308.

## 「みらい」MR00-K04 航海で観測された ITCZ 降水システムのマルチスケール構造

勝俣昌己\*・米山邦夫 (海洋科学技術センター)

### [ 1. はじめに ]

西太平洋赤道域の降水システムの構造及び環境場との関係の解明を目的として、海洋科学技術センターの観測船「みらい」による観測航海”MR00-K04”が2000年6月～7月にかけて実施され、定点での11日間に渡る連続観測データが得られた。今回は、観測期間前半の対流活動の激しかった期間について、降水システムの構造の解析結果について報告する。

### [ 2. 観測および解析概要 ]

「みらい」MR00-K04航海では、直前数週間のGMS画像から定義したITCZのほぼ直下である北緯7度、東経140度の地点を選択して11日間(6月20日～6月30日)にわたる停船観測を実施した。航海中は3時間毎のラジオゾンデ観測を中心として各研究グループによって多様なデータが取得されたが、本研究では、「みらい」搭載のドップラーレーダーのデータを主に解析に用いた。

ドップラーレーダーは10分サイクルの観測を行った。各サイクルでは、ドップラーモード(反射強度及びドップラー速度を120kmレンジで取得)で21仰角のPPI観測からなるボリュームスキャンを行い、加えて反射強度モード(反射強度のみを200kmレンジで取得)で仰角0.5度のPPI観測を行った。RHI観測は各サイクルの合間に随時行った。

取得したレーダーデータの解析には、反射強度及びドップラー速度の時空間分布の他に、Velocity Azimuth Display (VAD) 法(坪木・若濱, 1988)を用いて水平風のプロファイルを算出した。これによって、降水システム内の気流構造を10分毎に得た。

### [ 3. 結果 ]

観測期間の「みらい」近傍における対流活動を示す指標として、レーダー反射強度15dBZ以上の部分の面積(以後EA)の時系列(図1)を示す。これによると、まず、6月21日の大規模な降水システムの通過後に一旦落ち込んだEAが、30日の再度のピークに向かって徐々に増加していく様子が伺える。これはGMS赤外画像で確認される西進するシステムの通過間隔とほぼ一致しており、大規模場での影響を反映したものと考えられる。

観測期間前半のエコー面積極大のGMS画像の時間-経度断面を図2に示す。この期間の雲は、

143E付近で発達したクラウドクラスター(CC)をソースとして発生した西進する4つのCC(以後CC1～4)によってもたらされている。この4つのCCは東西方向に約500kmの間隔をおいて発生していた。

レーダー反射強度及びドップラー速度の時空間分布は、これらのCCが、対流性降水域およびその後方(東側)の層状性降水域がを伴う典型的なメソ対流系の構造を持っていたことを示している。CC西端の通過時には、「みらい」気象測器においてもガストフロント及びその後方のコールドプールの存在を示す風向・風速・気温・湿度の不連続が観測された。

これらCCのについて、VAD法を用いて気流構造の時間-高度断面を算出した。図3にその結果(但し、CC4は計算結果が少なかった為、CC1～CC3までの期間のみ)を示す。これを見ると、平均的には融解層よりも下層(高度0～4km)が南風成分を持っており、逆に上層では北風成分を持っている。それぞれのCC後方の層状性降水域の融解層付近において風速が強まっている部分はこの北風成分をもっており、層状性降水域をもつCCの一般的な構造である融解層付近へ流入する風が、北側の空気をソースとしていることがわかる。CCの北西側には可降水量の比較的少ない乾燥した領域が広がっていることがSSM/I等で確認されており、この乾燥空気を取り込むことで各CCでのコールドプールの維持が比較的効率よく行われていると考えられる。

一方、この時間高度断面には、南北風成分が鉛直伝播しているかのようなパターンが示されているが、このうち、CC2の後方(東側)下層において初めて北風成分が現れた17UTC前後においては、ドップラー速度の定高度水平断面(CAPPI)でCC2後方の層状域内にシアラインが確認できる。レーダーエコー水平分布の時間変化から、これはCC2の北部に存在した100kmスケールのメソ対流システム(MCS)先頭部の不連続線の名残であると考えられる。ここから、南風成分を持つ気流系で構成されていたMCSに対して、北側のMCSを起源とした北風成分が侵入してきたと考えられ、これによってCCの北側に位置する乾燥大気を南側に導入する、という構造が推測できる。

また、南北風成分の鉛直伝播パターンは、CAPPIで確認される不連続線の後方においても短周期(1～2時間)変動がみられる。このため、MCSの併合が更に重力波を引き起こして気流構造に影響して

いる可能性も示唆される。同様の構造は他のCCIにおいても確認されており、CCを構成する複数のMCSの相互作用がCCの内部構造に影響していると考えられる。

**【4. まとめ】**

ITCZIにおけるレーダー観測データから、クラウドクラスターの内部構造を示した。特に、CCを構成する複数のMCSの相互作用が層状域の維持機構をはじめとするCCの内部構造に影響していると考えられる。今後より詳細な解析を行っていく予定である。

**【謝辞】**

MR00-K04観測に尽力されました「みらい」橋本船長及び乗組員、観測技術員、観測参加者及び関係者の方々に感謝致します。

**【参考文献】**

坪木和久, 若濱五郎, 1988: 一台のドップラーレーダーを用いた風速場の推定法—最小二乗法を用いたVAD解析—. 低温科学物理篇, 47, 73-88.

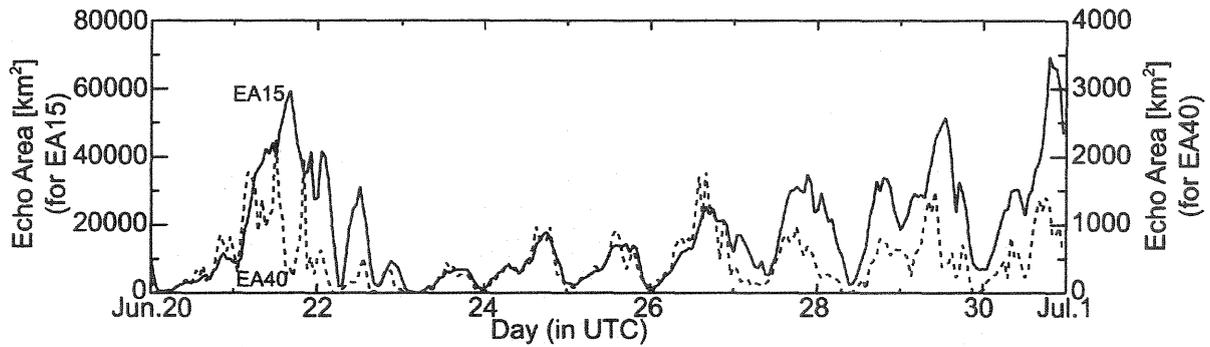


図1: MR00-K04定点観測期間中の「みらい」レーダーで観測された200kmレンジ内のエコー面積。実線(EA15)は15dBZ以上の部分、点線(EA40)は40dBZ以上の部分についてを示す。

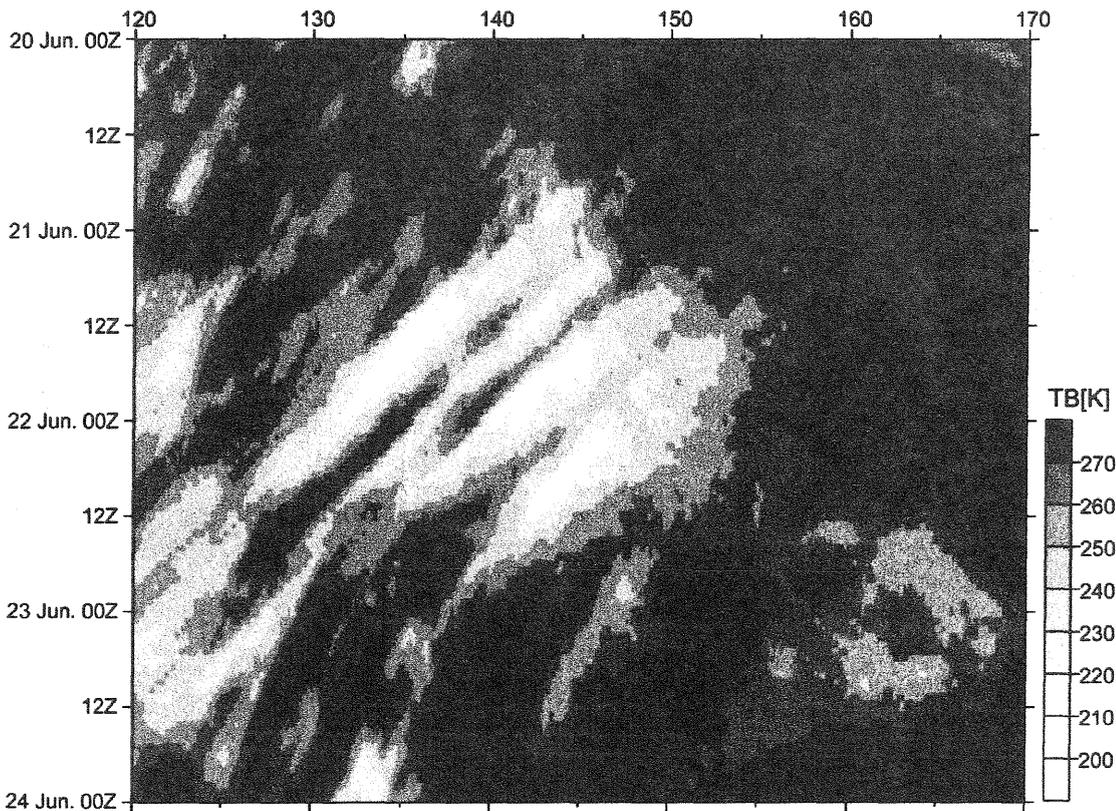


図2: 6月20日～24日のGMS赤外輝度温度の時間-経度断面図。データは赤道から北緯10度までの範囲で平均化した値をプロットしている。

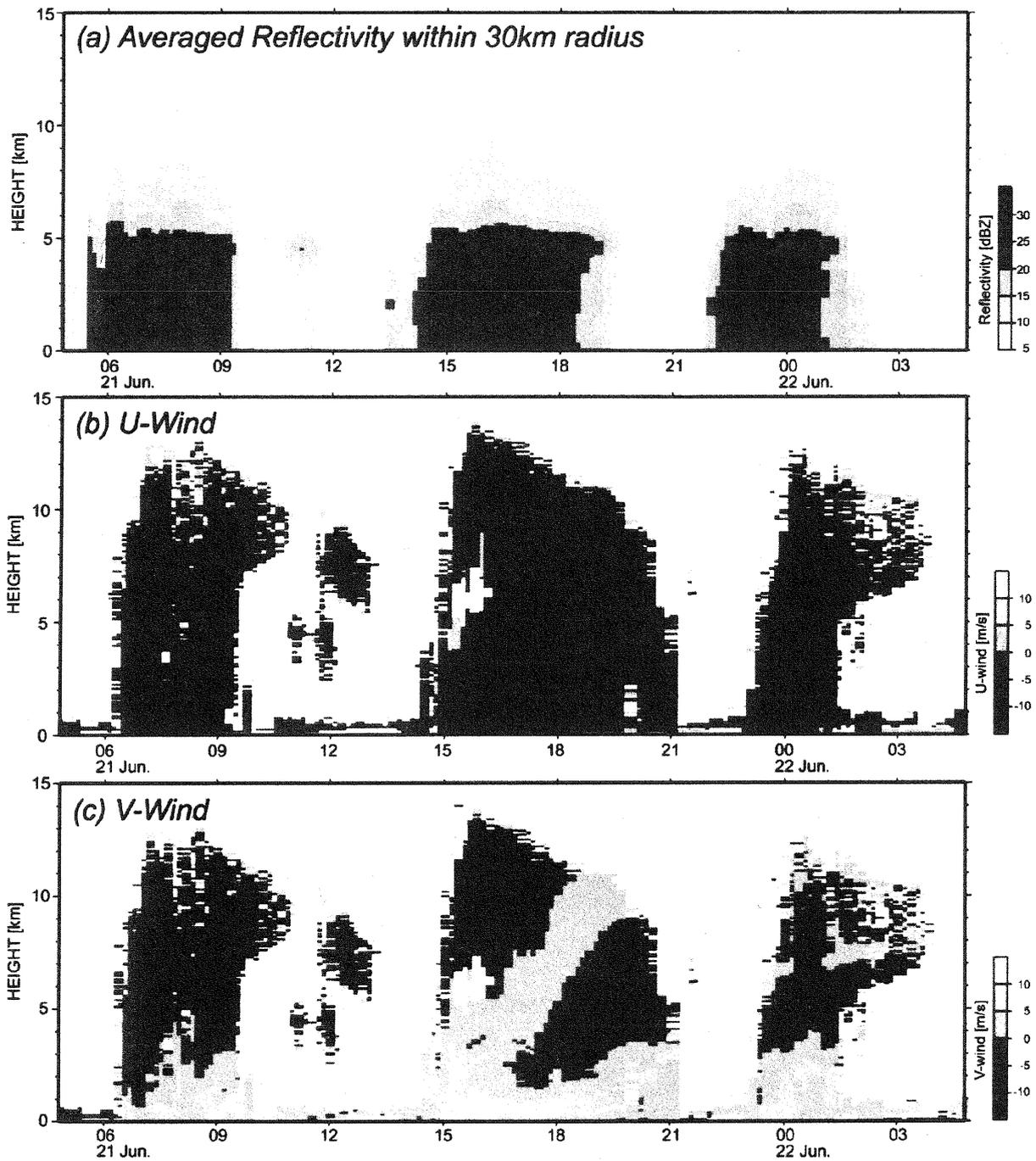


図3: (a) レーダー反射強度を、各高度毎に、レーダーから水平距離30km以内の水平面上で平均した値の時間-高度断面図。(b) ドップラーレーダーの仰角40度でのPPIデータをVAD解析して得られた東西風速の時間-高度断面図。(c)は(b)と同様、但し南北風速。

## ITCZ における大気対流活動の特徴について

米山邦夫\*・勝俣昌己(海洋科学技術センター)

## 1. はじめに

海洋科学技術センター所有の海洋地球研究船「みらい」の共同利用航海(コード名:MR00-K04、期間:2000年6月13日-7月6日)は、ITCZ(熱帯収束帯)に発達する降水系の観測を主目的として実施された。変動するITCZをターゲットとしたため、航海開始直後に人工衛星データなどをもとに停船観測の海域が最終的に決められ、その結果北緯7度、東経140度において6月20日から30日までの11日間「みらい」は停船観測を実施した。この間、ドップラーレーダー、一般海上気象観測、ラジオゾンデ、シーロメータ、CTD(水深1000mまでの水温・塩分・深度計測)、ADCP(水深600mまでの流向・流速観測)、エアロゾル観測等が連続して行われた。

ここでは、ITCZ下の大気の対流活動に関係するいくつかのパラメーターについて主に時間的な変動について停船観測中の特徴を述べる。

## 2. データ

本研究に使用したのは、ドップラーレーダーの反射強度データ(観測は10分毎のボリュームスキャン、ここでは1時間毎のデータを使用)、3時間ごとに計94回放球したラジオゾンデデータ、1時間平均した海上気象データ(温・湿度、気圧、風向・風速、雨量、日射・放射、海面水温)である。また大規模場との関連を調べるため静止気象衛星GMSの赤外面像による輝度温度データ(水平方向0.1度間隔、1時間毎)も使用した。解析期間は北緯7度、東経140度にて停船観測を実施した6月20日から30日までの11日間のデータである。

## 3. 結果及び考察

停船観測期間中、「みらい」上空を大規模な雲群が2度通過し(図1)、船上においても15mm/hを越える雨量を計測している。ドップラーレーダーにより得られた降雨域の分布(図略、本要旨集、勝俣・米山(2001)の図1参照)でも明らかのように1度目は6月21日、2度目は6月28日から30日にかけてである。1度目から2度目にかけて

特徴的なのは降水域が徐々に増えていることである。停船位置を中心とする東西、南北それぞれ10度幅の領域にわたって求めたGMSによる輝度温度215K以下の面積比率の時系列(図2)においても時間とともに増大していることがわかり、大規模場の変動によるものであることがわかる。海面気圧データ(図略)は6月21日の降水時には大きな変動は見られないが、6月23日以降徐々に下がる傾向を見せ、場全体として対流活動が活発になっていったものと考えられる。また図2では特に後半、日変化が卓越している様子が明らかである。

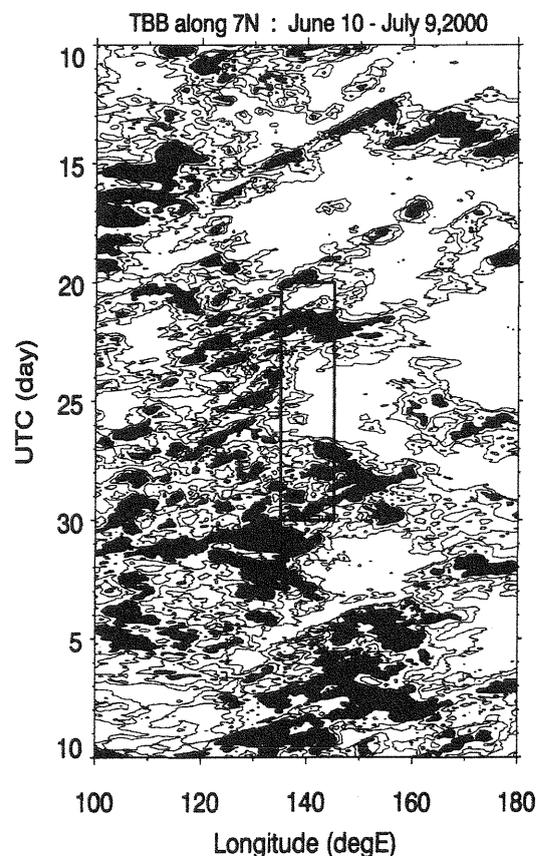


図1 静止気象衛星GMSにより得られた輝度温度データの北緯7度に沿った時間-経度断面図。等値線は275Kから15K間隔、陰影部は245K以下の領域を示す。期間は2000年6月10日から7月9日までで、図中の四角は停船観測期間。

図 3a-d は輝度温度 215K 以下の面積比率、レーダー反射強度 15dBZ の面積、ラジオゾンデデータから求められた対流有効位置エネルギー (CAPE)、対流抑制 (CIN) それぞれの時間変化に対してスペクトル解析を施した結果である。観測期間が短いため、ITCZ の特徴を捉えるだけの大規模な観点での解釈は難しいが、レーダー反射強度 (観測半径 200km)、10 度×10 度の輝度温度分布とも (エネルギー的には数日以上低周波に偏っているが) 熱帯海域上空でしばしば観測される 2-3 日周期帯のピーク (ex. Takayabu, 1994 ; Yoneyama, 2000) をいずれも持っていることは興味深い。この傾向は対流発達の指標とされる CAPE や CIN にも明瞭に認められる。また図 2 においても明らかだったように、いずれにも明瞭な日変化が卓越していることも特徴である。

図 4 は一般海上気象データとして得られた下向き短波放射、サーミスターをフロートにつけて海面に浮かせることで海面の極表層数 cm の水温を計測する SeaSnake と呼ばれる装置で計測された極表層水温、CIN、潜熱フラックス (バルク係数  $C_e=0.00116$  一定としてバルク法により算出)、反射強度 15dBZ の面積、それぞれの日変化を示す。地方時の正午近くに日射量は最大となり、その熱を受ける形で海面水温が 13-14 時頃ピークを迎えている。その後 CIN が極小となり比較的弱い風の収束により対流が発生することが可能な条件となっている。CIN が極小になって以降、レーダーで見られる降水域は増加を示している (図 3d)。潜熱フラックス (図 3c) は正午頃にもピークがあるが最大は深夜 0 時頃になっている。船上での雨量データのピークは 0-2 時となっている。このように大規模な大気変動が卓越していると考えられる ITCZ 下においてもローカルな日変化が対流活動の分布に影響を及ぼしていることがわかる。

#### 4. おわりに

GMS 輝度温度の分布とレーダーによる海面付近の降水域の分布との一致から、今回観測された降水系は深い対流であったものと考えられる。対流活動が活発で深い対流が卓越する場合、境界層付近の対流安定度は一義的な重要性を持たないとする指摘 (ex. Raymond, 1995) もあるが、むしろ今回の結果は、対流活動が不活発な時期に焦点を当てた Parsons et al. (2000) による日変化の研究で得られた CAPE や CIN の重要性並びに数日スケールへの関与を指示している。

今後はドップラーレーダーで得られている降水

域の 3 次元分布を解析することで、鉛直分布についての特徴も明らかにしていく予定である。

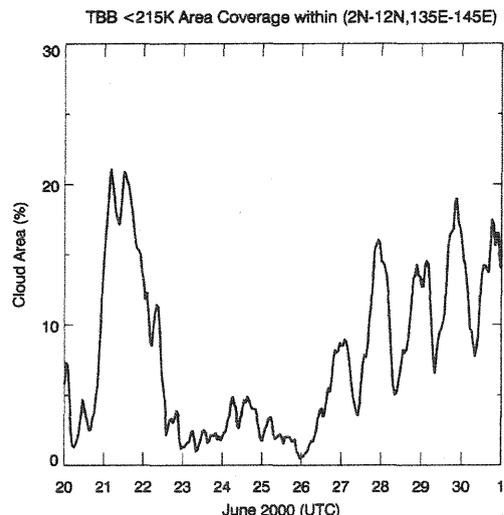


図 2 静止気象衛星 GMS により得られた北緯 2-12 度、東経 135-145 度の範囲内での輝度温度 215K 以下が占める面積比率の時間変化。

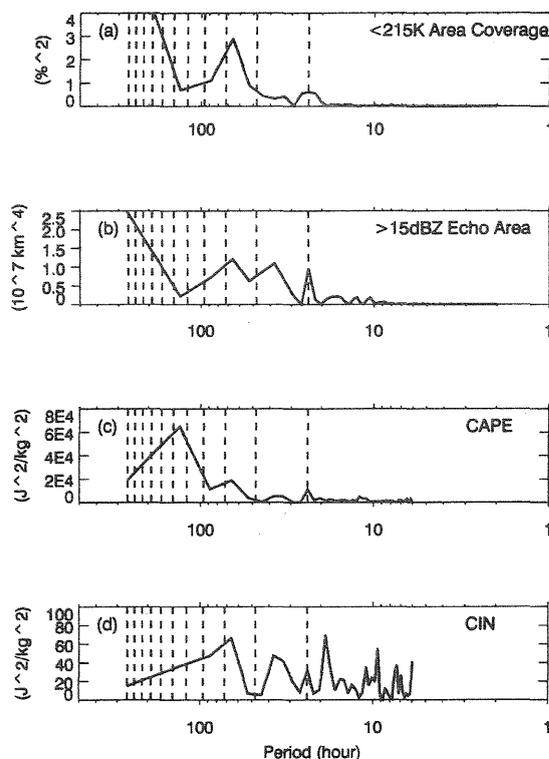


図 3 (a)GMS による輝度温度データ 215K 以下の面積占有率、(b)みらいドップラーレーダーによる反射強度 15dBZ 以上の面積 (仰角 0.5 度、半径 200km の観測範囲内)、(c)ラジオゾンデデータにより求められた対流有効位置エネルギー、(d)対流抑制、それぞれのパワースペクトル。

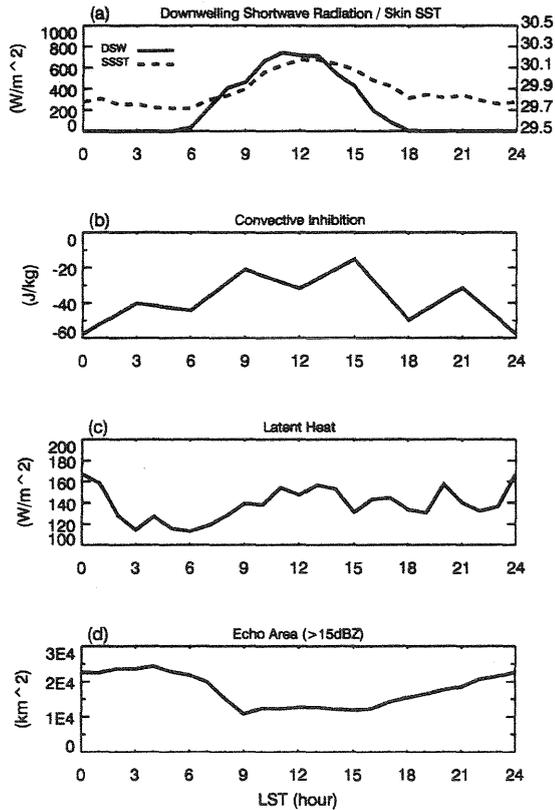


図4 (a)下向き短波放射(実線)と極表層海面水温(破線)、(b)対流抑制、(c)潜熱フラックス、(d)反射強度15dBZ以上の面積、それぞれの日変化。

#### 参考文献

- 勝俣昌己, 米山邦夫, 2001: 「みらい」MR00-K04 航海で観測された ITCZ 降水システムのマルチスケール構造. 本要旨集.
- Raymond, D.J., 1995: Regulation of Moist Convection over the West Pacific Warm Pool. *J.Atmos.Sci.*, 52, 3945-3959.
- Parsons, D.B., F.Guichard, K.Yoneyama, W.O.J.Brown, E.Miller, 2000: A new look at an old problem: Observations and explanations for the diurnal cycle of convective precipitation over tropical Oceans. submitted to *J.Atmos.Sci.*
- Takayabu, Y.N., 1994: Large-scale cloud disturbances associated with equatorial waves. Part II: Westward-propagating inertio-gravity waves. *J.Meteor.Soc.Japan*, 72, 451-465.
- Yoneyama, K., 2000: On the convective activity during the R/V MIRAI Nauru99 cruise. *UMI TO SORA(SEA AND SKY)*, 76, 65-71.

## 1999年夏季に北半球高緯度地域の沿岸部に発生した海面水温の顕著な負偏差

河合 隆繁 (日本大学大学院)

### 1. はじめに

1999年春季から夏季にかけて、北半球高緯度地域の沿岸部において海面水温の顕著な負偏差が観測された。第1図は、1999年7月の北半球における海面水温の偏差である。オホーツク海、アラスカ西岸、北米大陸北東岸、バレンツ海に顕著な海面水温の負偏差が発生しているが、これらの地域は、海氷が初夏に消滅する地域である。このことから、第1図で見られる海面水温の負偏差は、海氷の融解が、平年よりも遅かったことが主要な原因と考えられる。

海氷と大気循環との間には相互作用があることが知られている。安成(1989)は、北極周辺の海氷域の変動が、モンスーンや ENSO と密接に関連している可能性を指摘している。小出(1997)は、春の北半球における海氷被覆量を解析し、半球スケールの海氷分布が大気大循環の偏差と強く関係して変動していることを示している。また、山崎(1996)は、冬季オホーツク海に海氷が多い年は、アリューシャン低気圧を発達させることを示している。

海氷が、気候に与えている影響を調べる試みはいろいろとなされているが、他の相互作用の研究と同じく、原因と結果の分離は困難で、有効な方法論についてはあまり進展していない(榎本、瀬古,1993)。そ

こで、1999年の海氷が融解する季節を事例としてとりあげ、海氷の状況と気候の関係に考察を加えた。

### 2. 使用したデータ

海面水温のデータは、NOAA NCEP/NCAR CDAS/Reanalysis Project データを使用した。また、500hPa の高度偏差と地上気温は、NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center の Monthly Mean Composites ツールを使用した。雪氷データは、NESDIS SSD Snow and Ice Program, National Ice Center および The Meteorological Service of Canada のデータを使用した。

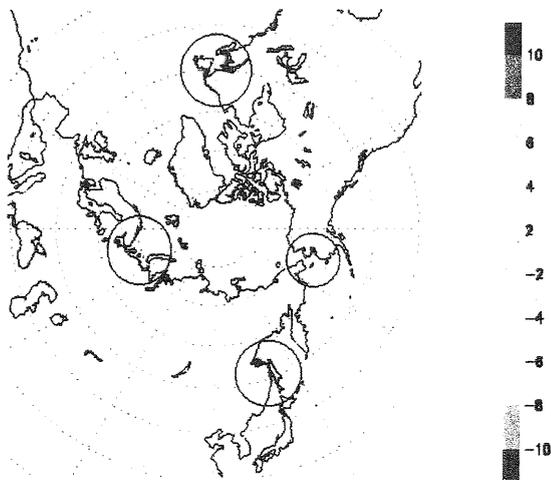
### 3. 結果

#### 3.1. 春季の大気大循環

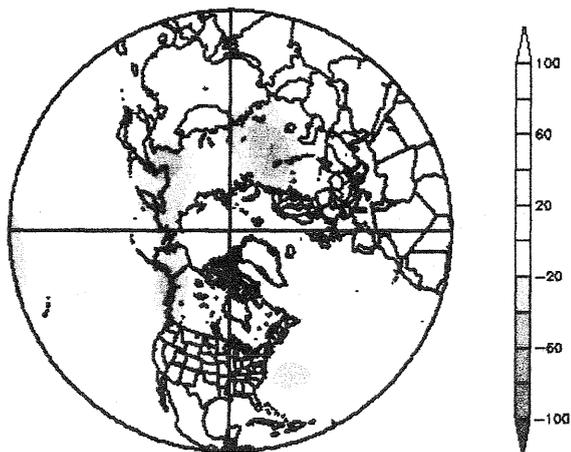
1999年3月～5月の北半球500hPa面高度と地上気温のアノマリーを第2図に示した。オホーツク海西部の500hPa面高度に負偏差が見られる。これは、極渦の活動がオホーツク海西岸地域で平年よりも活発であったことを示していると考えられる。オホーツク海西岸の地上気温に負偏差がみられることから、気圧の負偏差は極渦の活動と関連付けることができる。アラスカ西岸も、この負偏差域の延長線上にあたることから、アラスカでも平年に比べ極渦の活動が盛んであったため、春季の気温が平年よりも低かったと考えられる。一方、ウラル山脈西側にも、500hPa面高度に負偏差がみられることから、この地域においても極渦の活動が平年よりも活発であったと考えられる。そしてその結果、地上気温は平年より低く経過したことが、第2図(b)から読み取れる。そして、これらの地域で発生した気温の負偏差は、春季の海氷と積雪の融解を遅らせたと考えられる。しかし、北米大陸北東岸は、500hPa面高度は正偏差となっており、大西洋と太平洋では、異なった現象が起きていることが示唆される。

#### 3.2. 春季の積雪地域・海氷の分布

1999年の第15週から21週(4月～5月)のスノーカバーのアノマリーを第3図に示す。この図によれば、1999年春季は、オホーツク海沿岸では、明瞭

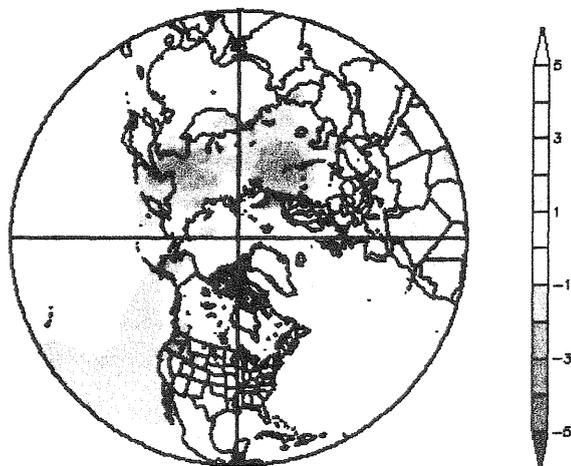
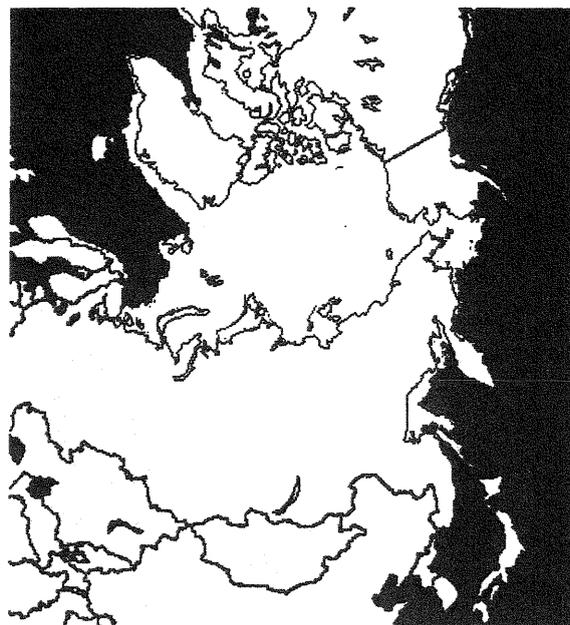


第1図 1999年7月の北半球における海面水温のアノマリー(顕著な負偏差が見られた海域を円で囲んである)



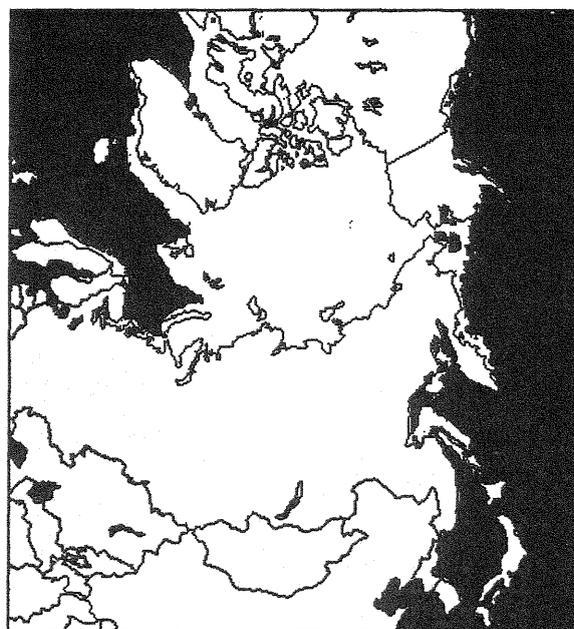
500mb Geopotential Heights (m) Composite Anomaly  
Mar to May: 1999  
NCEP/NCAR Reanalysis

第2図(a) 1999年春季(3月~5月)の500hPa面  
高度のアノマリー

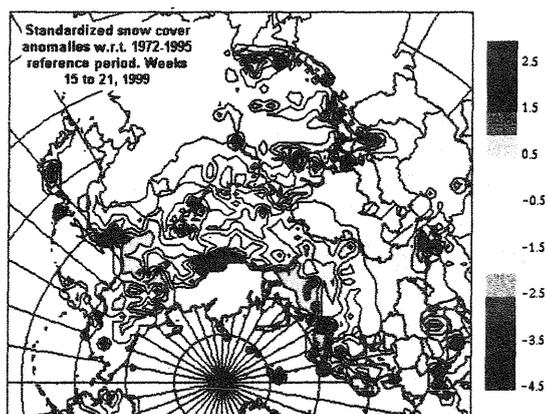


Surface Temperatures (C) Composite Anomaly  
Mar to May: 1999  
NCEP/NCAR Reanalysis

第2図(b) 1999年春季(3月~5月)の地上気温の  
アノマリー



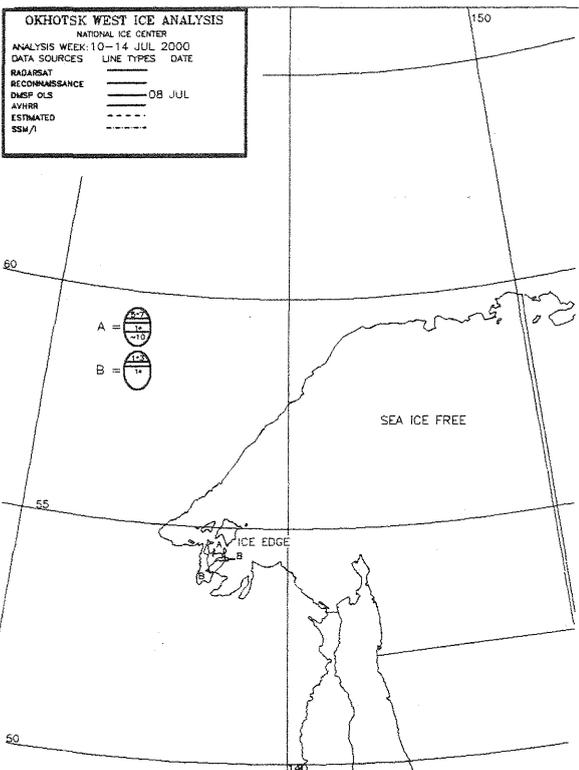
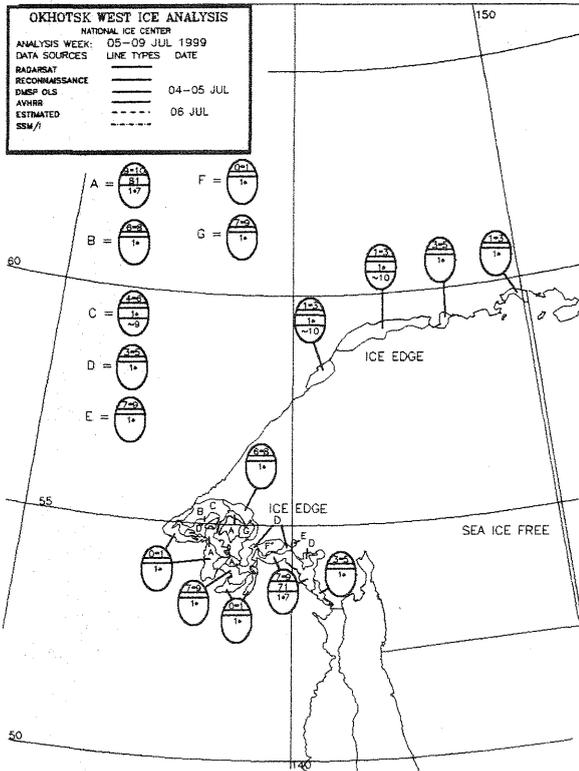
第4図 5月15日の海氷および積雪域の分布. 上図  
(a)1999年, 下図(b)2000年(陸面の白い部分は積雪  
域を, 海面の白い部分は海氷域を示す)



第3図 1999年第15週から21週におけるスノーカ  
バーのアノマリー

なスノーカバーの正偏差がみられ, これは, 融雪が  
平年よりも遅れていることを示している. 一方, バ  
レンツ海沿岸でも正偏差がみられ, これらの地域で  
も融雪が遅れていると考えられる. しかしながら,  
中央シベリアでは, スノーカバーの負偏差がみられ,  
これは, 融雪が早く進んだことを示している. これ  
が, シベリアで5月に発生した融雪洪水と対応して  
いるものと考えられる. 5月中旬のユーラシア大陸  
とアラスカにおける, 積雪地域および海氷の分布を  
第4図に示した. (a)の1999年の事例では, オホ

オーホーツク海の海氷は、2000年に比べ、北に偏って分布している。また、ベーリング海も、1999年の方が、2000年よりも海氷の占める割合が大きい。また、



第5図 7月のオホーツク海西部における海氷の分布 上図(a) 1999年7月9日 下図(b) 2000年7月14日

バレンツ海でも1999年の事例では、海氷が接岸しているが、2000年は、ノバヤゼムリヤの西側には海氷がほとんどない。これらのことから、1999年の春季は、これらの海域で海氷の融解が遅れていたといえる。また、第4図において、積雪地域に注目すると、1999年は、2000年と比べると5月中旬においてアムール川流域で、積雪域が多量に見られる。これは1999年はアムール川流域で春季の融雪が遅れていたことを示していると考えられる。

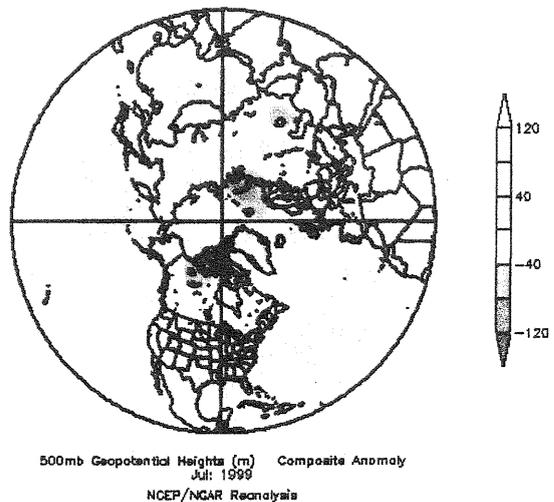
### 3.3 夏季のオホーツク海における海氷

7月に入ってから、オホーツク海西部における海氷の分布を第5図に示した。2000年は、7月中旬までにオホーツク海西部の海氷はほとんど解けきっているが、1999年は、7月中旬になってもまだ海氷が残っている。National Ice Centerによるオホーツク海西部海域の海氷の通報が終了した日、つまり、海氷が最後に確認された日は、1997年は6月24日 1998年は7月17日、1999年は8月6日、そして2000年は7月14日であったことから、1999年の海氷はかなり遅い時期まで残っていたといえる。

一方アラスカ西岸が含まれる海域であるベーリング海東部海域の海氷の通報が終了した日は1997年は6月6日、1998年は6月26日、1999年は7月16日、2000年は7月7日であった。ベーリング海の海氷も1999年はやや遅い時期まで残っていたといえる。

### 3.4 1999年7月の大気大循環

第6図は、1999年7月の北半球500hPa面高度のアノマリーである。第6図によれば、バレンツ海、オホーツク海北部に負偏差がみられる。海氷は、大



第6図 1999年7月の北半球500hPa面高度のアノマリー

気を冷やす働きをするため、一般に海氷が平年より多く分布する年は、高気圧性の偏差が出やすいと考えられる。

しかし、ここでは、海氷域と負偏差がほぼ同じ場所に出現していることから、極渦の活動がここでみられた負偏差とかかわっていると考えられる。また、1999年夏季は、北半球の各地で、高温や多雨が記録されており、それらの異常気象と、海氷や極渦が大きくかかわっている可能性もある。

#### 4. まとめと考察

1999年夏季に北半球高緯度の沿岸部において、海面水温の顕著な負偏差が見られた。この原因として、以下のことが挙げられる。

- (1) ユーラシア大陸においては、東部と西部で春季の極渦の活動が活発であった。このため、西部の極渦の活動はオホーツク海とベーリング海の海氷の融解を遅らせ、東部では、バレンツ海の海氷の融解を遅らせた。
- (2) アムール川流域では、春季の積雪の融解が遅れた。このため、夏季に入ってから雪解けの冷たい河川水が、オホーツク海西部に流入した結果、海氷を発達させ、融解を遅らせたと考えられる。
- (3) 海面水温の顕著な負偏差と大気循環との関係は、ユーラシア大陸と北米大陸では異なる。すなわち、NAOやPNAパターンといった、テレコネクションも含めて考える必要がある。

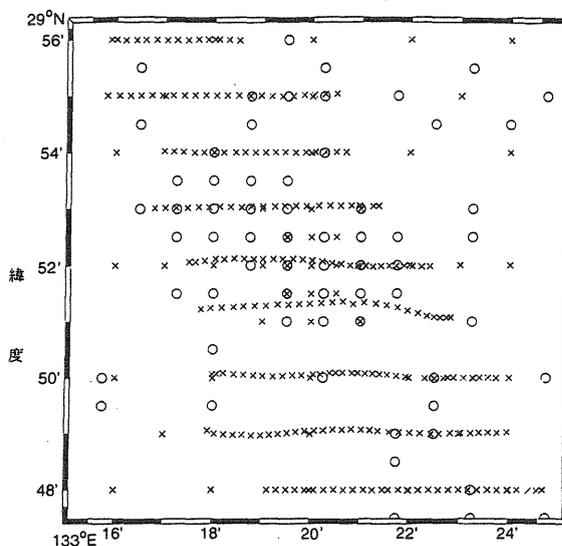
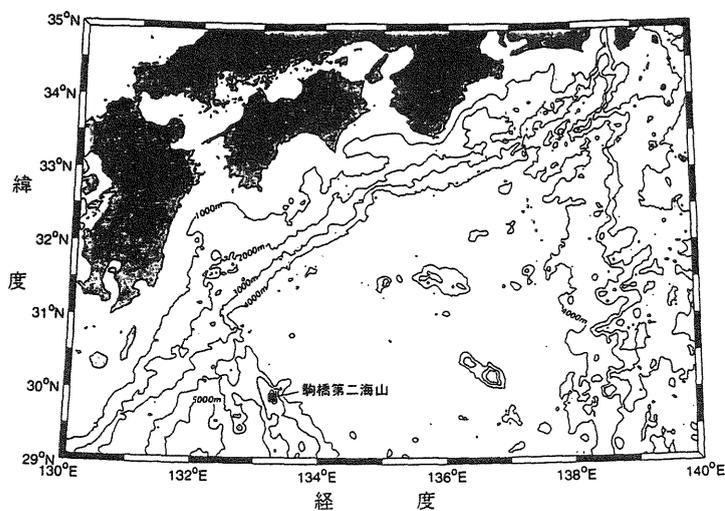
#### 参考文献

- 榎本浩之・瀬古勝基, 1993, 大気・海洋相互作用, 気象研究ノート, 177, 77-129
- 小出寛, 1997: 北半球冬季の地上気温・海氷被覆と大気圏の十年変動, 海洋, 29-11, 680-688
- 安成哲三, 1989: ユーラシア大陸の積雪と ENSO, 地学雑誌, 98-5, 613-622
- 山崎孝治, 1996: 海氷が大気循環に及ぼす影響, 海洋, 28-9, 563-566

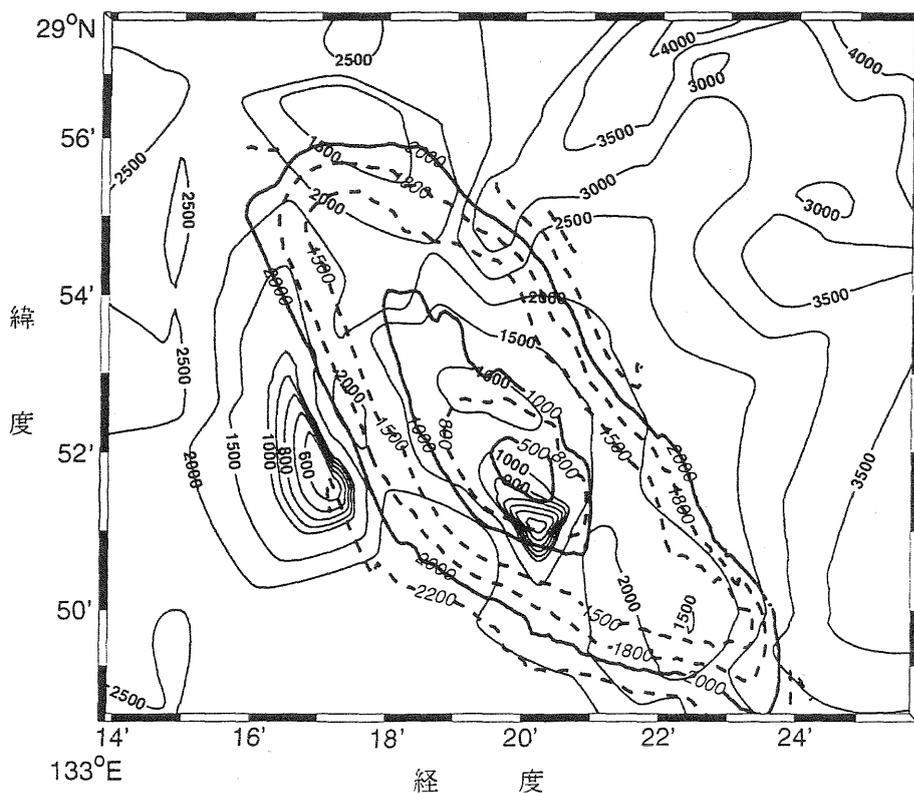
## 駒橋第二海山周辺の海洋構造

\*田中俊輔・関根義彦(三重大大学)

駒橋第二海山は九州パラウ海嶺の中にある海山であり(第1図)、海洋の永年水温躍層以深は密度が鉛直方向に一様に近くまた流れも弱いために、地球流体力学的にはテーラーコラムの存在が示唆される。このため今日多くの面から注目されている北太平



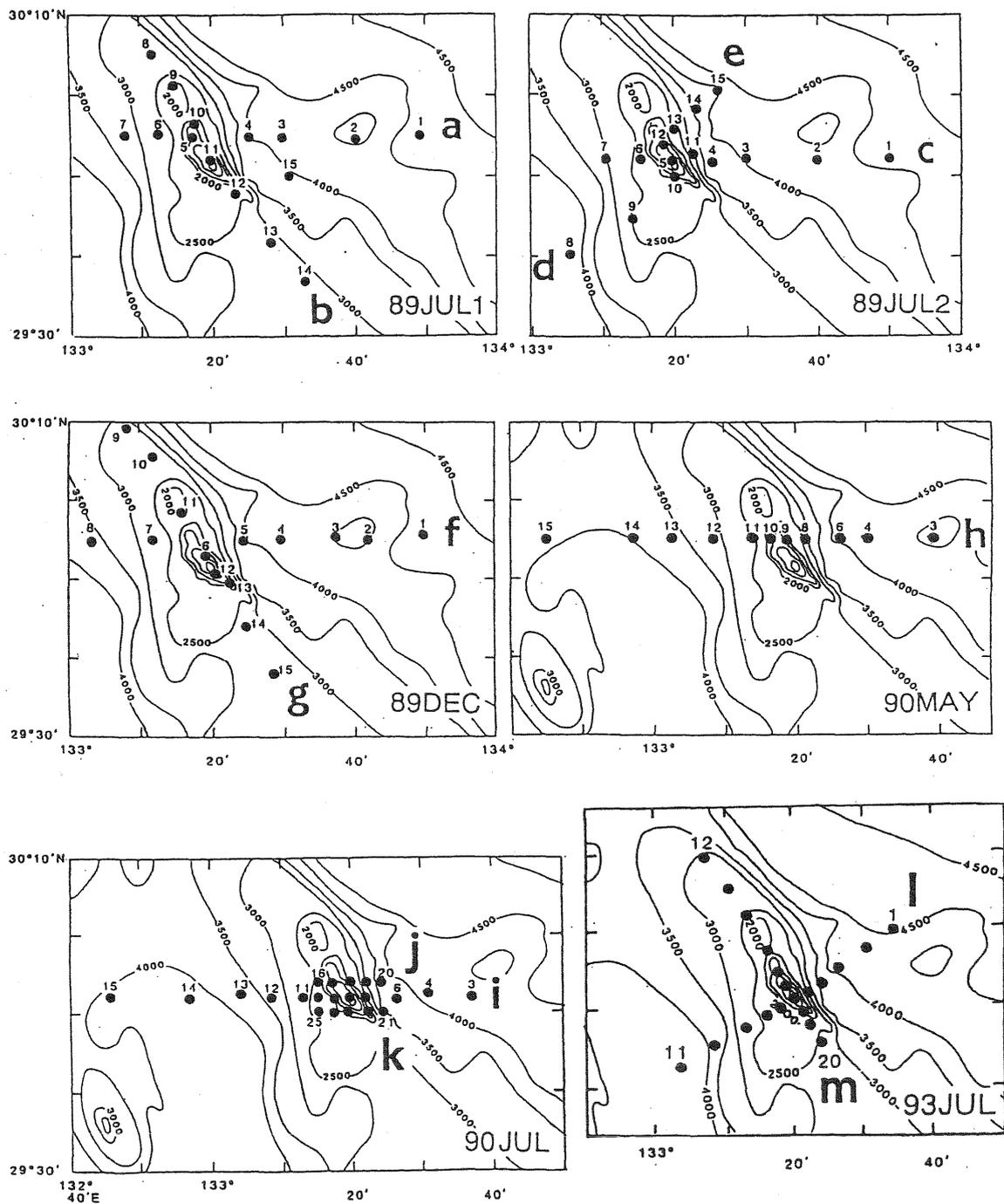
第1図 日本南岸の等深線分布 第2図 JODCの水深観測点(O)と三重大大学の  
熱水丸による水深観測点(X)の分布



第3図 駒橋第二海山周辺の水深(m)分布. JODCデータによる水深分布を細線、三重大大学の熱水丸観測の水深分布を太線で示す。

表 1 Hydrographic observations around Komahashi Daini Kaizan.

Cruise Name	Periods of Observation	Main instruments
KS-89JUL1	14-16 Jul. 1989	CTD and ADCP
KS-89LUL2	22-24 JUL. 1989	CTD and ADCP
KS-89DEC	5- 7 Dec. 1989	CTD and ADCP
KS-90MAY	19-21 May 1990	CTD and ADCP
KS-90JUL	13-14 Jul. 1990	Mi-com. BT
KS-93JUL	16-17 Jul. 1993	CTD, XBT and ADCP



第 4 図 三重大学の勢水丸による観測点の分布



洋中層水の四国海盆内部での分布には海山による大きな影響が考えられる。今までの研究により、北太平洋中層水は東経150°以東から亜熱帯循環海域に流入し(Yasuda et al., 1996)、伊豆海嶺上ではその地形効果を受けて水深2000m以深である北緯30度以南を等深線に沿うように迂回して四国海盆に入ることが指摘されている(Sekine et al., 2000)。

このような視点から我々は三重大学の『勢水丸』を用いて駒橋第二海山上およびその周辺の海域でCTDとADCPなどによる観測を数回行っている(表1)。さらに1999年8月と2000年4月に同様の観測を行い、ここではこれらの観測の主な結果を報告する。

一つ注目された結果はJODC提供の水深と我々が2000年4月に観測した水深にかなりの差異が認められたことである。二つのデータの測深点の位置(第2図)には片寄りがあり、いろいろと問題が生じる。しかし、等深線を比較した第3図では海山の峰の位置や概ねの形などに両者の間で違いが認められる。詳細な二つのデータの比較は講演で紹介する。

表1の観測による第4図の観測線に沿う塩分分布を第5図に示す。海山の直上で塩分極小層が分断される傾向があり、またより顕著な等塩分線の上下が変動が認められる。海山の地形から徐々に減衰しない上下変化は内部波によるものであるが、北太平洋中層水のある500mから800mの層には海山の海底地形効果が示唆される。

#### 参考文献

- Sekine, Y., S. Watanabe and F. Yamada (2000): Topographic effect of Izu Ridge on the distribution of the North Pacific Intermediate Water south of Japan. *J. Oceanogr.*, **56**, 429-438.
- Yasuda, I., K. Okuda and Y. Shimizu (1996): Distribution and modification of North Pacific Intermediate Water in the Kuroshio - Oyashio interfrontal zone. *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 448-465.

## 親潮系の低塩分水は相模湾を超えて西に移動できるか？

\*内山 圭太・関根 義彦(三重大学)

### 1. はじめに

1973~86年にかけて房総半島東岸沖で中層親潮系水の強い貫入が観測され、相模湾内まで南下することが示されている(Yang et al. 1993ab)。相模湾に入った親潮系水がその後どうなるのか、という問題が極めて興味深い。とりわけ、その一部が伊豆半島東岸沖を抜け、四国海盆への流出があるか否かが注目される。

そこで、気象庁の1985~95年のKJLineデータ、神奈川水産試験場の相模湾湾口の観測データ及び三重大学「勢水丸」によって1992~98年の間に伊豆海嶺周辺を観測されたCTDデータを解析した。以上の観測線は図1に示す。

### 2. 結果

1993年7月の139°に沿う三重大学「勢水丸」の伊豆海嶺CTD観測において伊豆半島沖で34.2psu以下の低塩分を観測した(図2)。

図3は気象庁KJLineの塩分時空間変動である。房総半島沖に注目すると、1985、93、95年に低塩分の貫入がある。

93年夏期に房総半島沖、相模湾内かつ伊豆半島沖への低塩分水の貫入が共通して見られ、その低塩分水の連続性が示唆される。

謝辞：今回、貴重なデータを提供していただいた気象庁ならびに神奈川水産試験場に厚く御礼申し上げます。

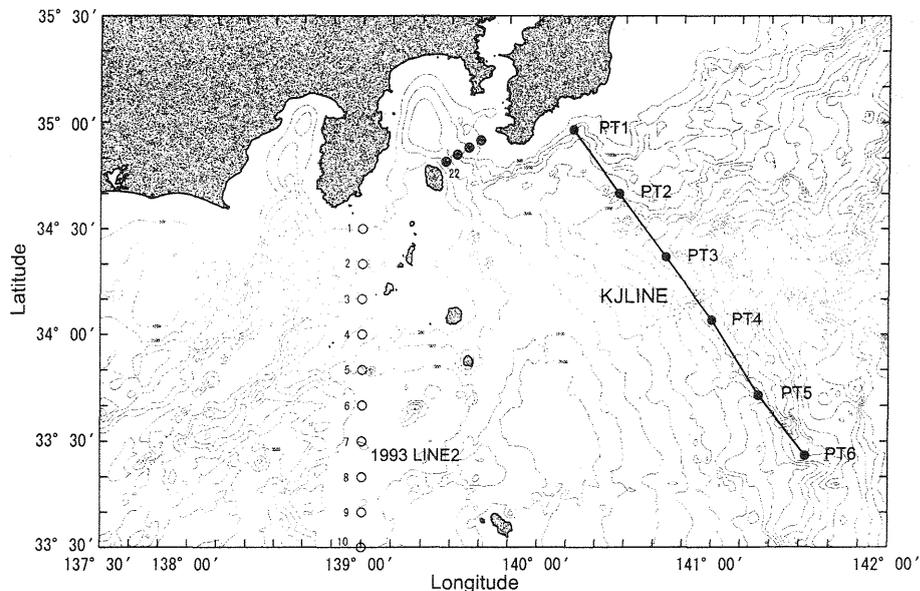


図1. 観測線図(KJLine:気象庁、St22:神奈川水産試験場)

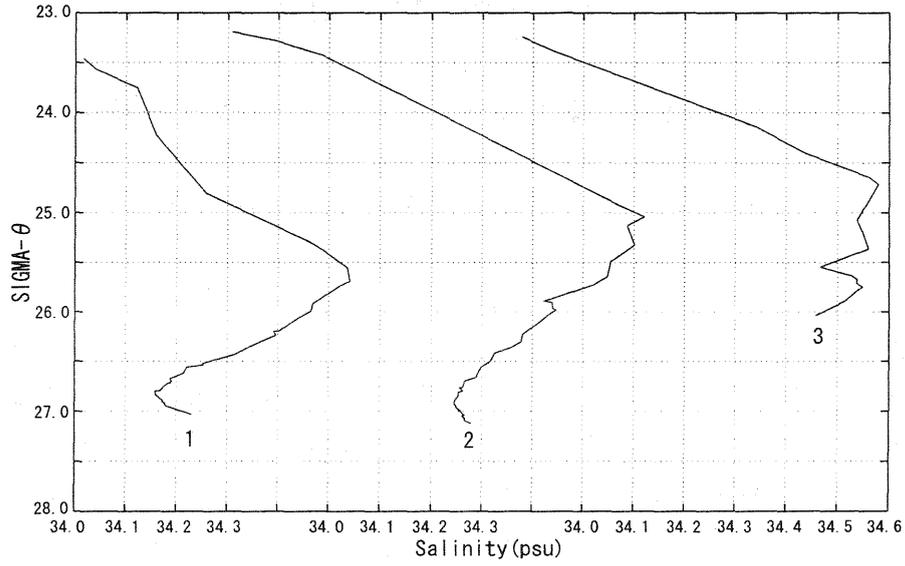


図 2. 1993 年 Line2 の St1~3(図 1)の塩分-密度分布

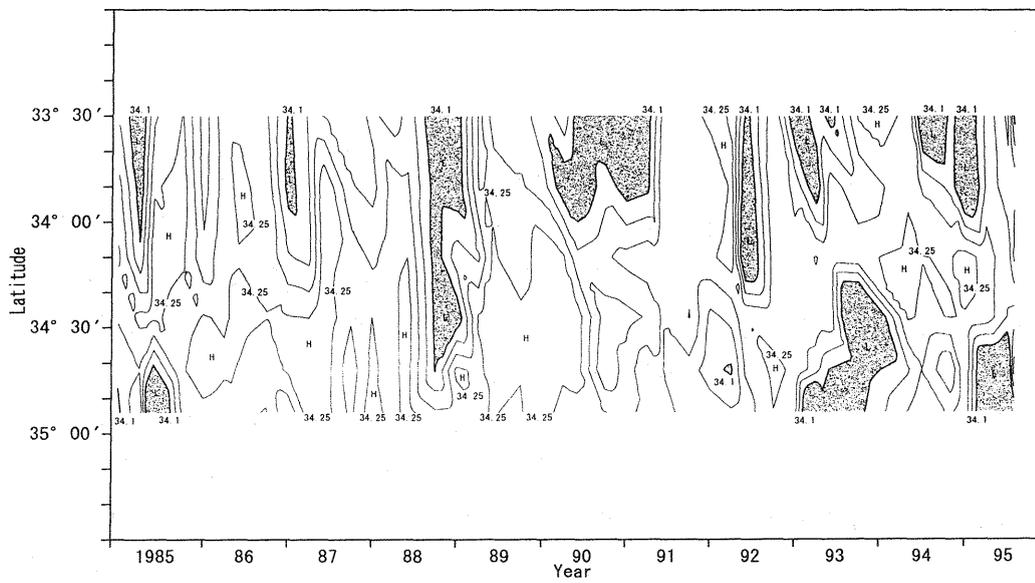


図 3. 1985~95 年の KJLine 時空間変動図

## 日本の気温に影響するグローバルな大気海洋変動

\*伊藤 仁・関根 義彦 (三重大学海洋気候学講座)

### 1. はじめに

北半球の大気循環が1975/76年、1988/89年を境に大きく変化したことが指摘されている(Kachi and Nitta, 1997など)。またHurrell (1995)らは1970年以降NAOが顕著な10年変動を示すことを報告している。一方、NAOの北日本への影響に関して松村ら(1988)は、3年の移動平均をかけた稚内の地上気温とNAOインデックスは、1965年以前は逆の位相を示しそれ以降は同位相を示すことを指摘している。またXieら(1999)は、1967年-1994年で3年の移動平均をかけたNAOインデックスと日本の各都市の気温偏差との相関解析から、北海道で有意な正の相関が見られることを指摘している。

本研究では、NAO・ZOI・WPなどの大気インデックスを用いて北半球大気循環の10年変動が日本の気温に与える影響について調べることを目的とする。

### 2. 結果

気象庁監修の1961年-1996年地上気象観測時日別データより北海道・東北37都市の月毎の気温偏差データ作成し、1961年-1975年、1976年-1988年、1989年-1996年の3期間に分けNAOインデックスとの相関解析を行った(図略)。1989年-1996年の北海道・東北で、また1961年-1975年の北海道で、弱いながらも95%の有意水準を超える正の相関が見られた。しかし、1976年-1988年では有意な相関は見られなかった。

次に気温偏差、NAOインデックスに37ヶ月の移動平均をかけて3期間で相関解析を行った(図1)。1961年-1975年の北海道、1989年-1996年の北海道・東北において有意水準95%をはるかに超える正の相関が見られた。1975年-1988年では、北海道の2、3都市で有意な正の相関見られるが、全体的に他の2期間と比べ相関は低く、東北では負の相関が見られた。

### 参考文献

- Kachi, M. and T. Nitta, 1997: J. M. S. J., 75, 657-675.  
Xie, S.-P., H. Noguchi and S. Matsumura, 1999: J. M. S. J., 77, 573-582  
Hurrell, J. W., 1995: Science, 269, 676-679.  
松村伸治, 謝尚平, 1998: 天気, 45(10), 781-791

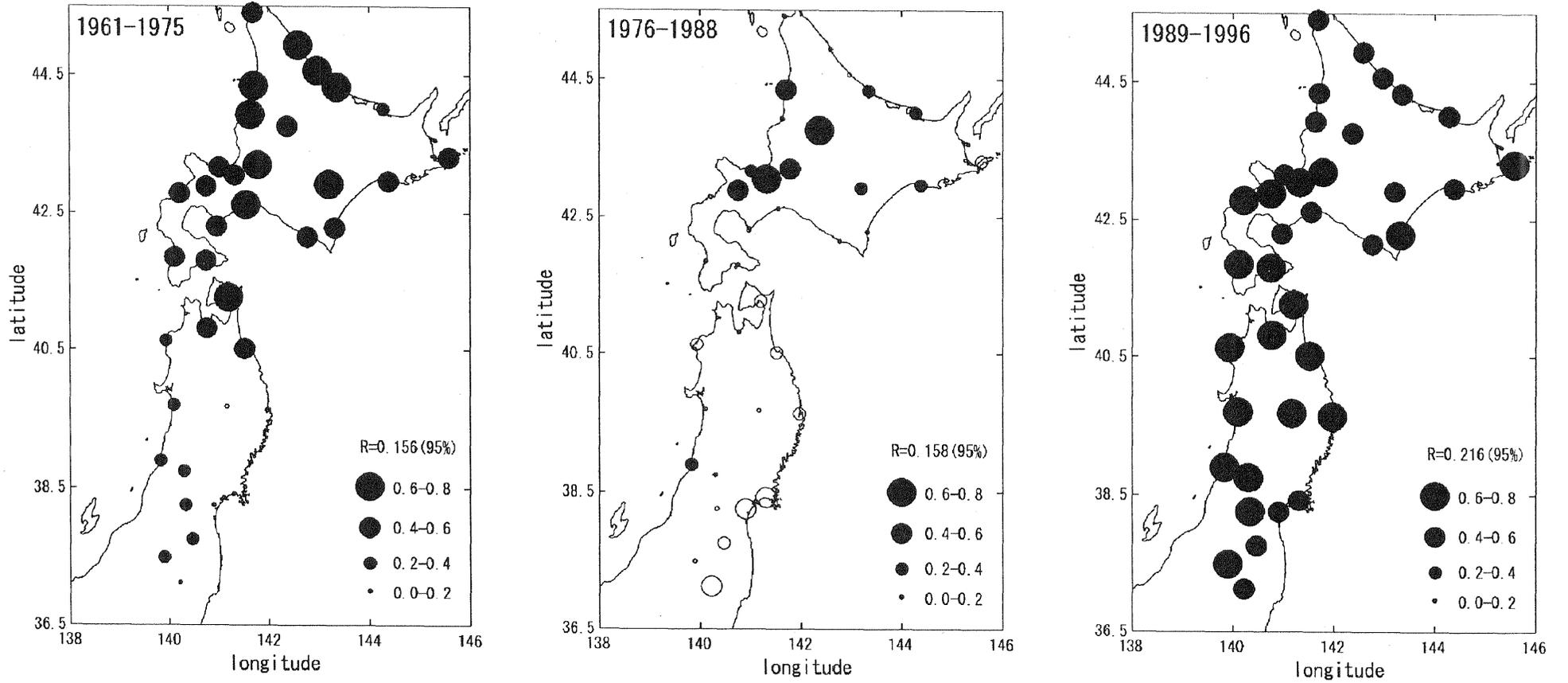


図1 37ヶ月移動平均をかけたNAOインデックスと北海道・東北各都市気温偏差との相関係数分布図。黒丸は正の相関、白丸は負の相関を示す。相関係数の大きさの基準、有意水準95%の相関係数は各図の右下に示す。

## オホーツク海の海洋循環に関する数値実験

\*酌井 敏匡・関根 義彦 (三重大学海洋気候学講座)

今までいくつかのオホーツク海の数値モデルがある。Sekine(1990)は順圧の数値実験結果によりオホーツク海では主に夏季その海域への流入流出による循環が優位であり、冬には風による順圧流が卓越することを指摘した。しかしこの実験では傾圧効果が考慮されていないため、本研究では傾圧効果を含め各季節による循環場の変化を調べた。

本研究ではモデルとして Princeton Ocean Model (POM) を用いた。モデルの領域を図1・aに示す。鉛直に21層の格子点を設定し、水平の格子点間隔は1/2度、鉛直の渦粘性・渦拡散については Mellor and Yamada (1982)の擾乱クロージャースキーム2.5を用いた。与えた風応力データは1870年から1976年までの観測値を月平均した Hellerman and Rosenstein (1983)の $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ データである。初期値として与えた温度、塩分データは Levitus (1994)の $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ データであり、海面熱フラックスと塩分フラックスは Bryan, F(1987)と同様のものを用い、緩和係数を25日とした。

実験は冬(1～3月)、春(4～6月)、夏(7～9月)、秋(10～12月)に加えて冬と春にそれぞれ非結氷域(図1・b)を考慮し、非結氷域のみに風応力と熱フラックス及び塩分フラックスを与えて駆動した。これらの6つのケースを基本モデルとし、それに加えて順圧成分のみの駆動を仮定した6つのケースを含む計12のRunを実行した。

各季節の特徴として秋と冬には風による順圧流が強く、カラフト沖に強い南下流がみられた(図2)。この南下流の流量は春最も少なく、秋に最も多い流量が見られた。夏と秋ではモデル南西部の北海道沿岸に沿って表層から下層まで強いバロトロピックの流れが見られた。また温度塩分密度の時間変化を見ると、変化が見られたのは50m～100m深までで、それ以深ではほぼ様な分布が見られた。

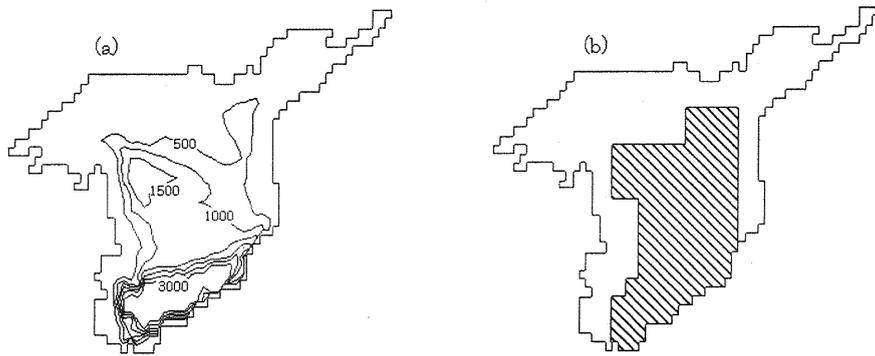


図1 (a)本研究のモデル領域と海底地形。等値線間隔は500mとした。(b)非結氷域とした領域を斜線部で示す。



図2 風応力と熱塩効果で駆動した60m深の流速分布。

参考文献

- Bryan, F. (1987): Parameter sensitivity of primitive equation ocean general circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 970-985.
- Hellerman, S. and M. Rosenstein. (1983): Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1093-1104.
- Levitus, S. (1994): *World ocean Atlas 1994*.
- Sekine, Y (1990): A barotropic numerical model for the wind-driven circulation in the Okhotsk Sea. *Bull. Fac. Bioresources, Mie Univ.*, 3, 25-39.

## 特別講演

## 潮汐波とロスビー波

廣田 勇 (京都大学理学研究科 地球物理学教室)

## 1. はじめに

海岸で日常目にする「潮の満ちひき」は一般の人々にも馴染みの深い現象であるが、この海水の潮汐運動が、その原理において、日々の天気をもたらす大気運動のある部分と深い関連を持っていることを意識している人は必ずしも多くはなかろう。この講演では、潮汐論の歴史を振りかえり、気象学の中心課題のひとつであるロスビー波とのつながりを出来るだけ易しく語ってみようと思う。これにより、大気力学が一層身近なものに感じられれば幸いである。

## 2. ラプラスの潮汐方程式

フランスの数学者・天文学者ラプラスは、“*Traite de Mechanique Celeste*” (1799) の第2巻で、現在でもそのまま通用する「ラプラスの潮汐方程式」を提出した。以後19世紀から20世紀なかばにかけて、潮汐論はこの原論をもとに海洋・大気のみならず固体地球をも含め多様な発展を示した。

ラプラスの潮汐方程式が扱われている章の表題は「海洋と大気の振動」であり、書き出しの文章は太陽と月の作用が地球の流体運動に及ぼす効果云々、とある。すなわち、ニュートンのプリンキピアと同じく、潮汐を「外力励起問題」として扱う発想である。

原論は、球面上の運動方程式を詳細な数学的手法で扱っているが、18世紀の微分法表現など、現在の我々の使う記号形式とかなり異なっていてわかり難いところもある。それゆえ、ここでは、同じ内容を現在の気象力学テキストで用いられている慣用記号形式で書くことにする。詳細はたとえば Holton(1975) を参照のこと。

静止大気(背景風がゼロ)における微小振幅擾乱を、運動  $V(u, v, w)$  および Geopotential  $\Phi$  の4変数について、回転球面座標系を用い、水平運動方程式(2本)、熱力学方程式(外部加熱項を含む)、および連続の式の計4本で記述する。次いで、それぞれの変数を振幅の緯度分布函数、高度分布函数、および指数函数による東西波数・振動数に変数分離する。これにより、以下のような水平構造方程式が得られる。

$$\frac{d}{d\mu} \left[ \frac{(1-\mu^2)}{(\sigma^2-\mu^2)} \frac{dY}{d\mu} \right] - \frac{1}{\sigma^2-\mu^2} \left[ -\frac{s}{\sigma} \frac{\sigma^2+\mu^2}{\sigma^2-\mu^2} + \frac{s^2}{1-\mu^2} \right] Y + \epsilon Y = 0$$

ここで  $\mu = \sin \theta$ 、 $s$  は波数、 $\sigma$  は振動数を表し、 $\epsilon$  は地球

の半径  $a$  と自転角速度  $\Omega$  および重力加速度  $g$  を用いて  $\epsilon = (2\Omega a)/gh$  と書ける。分母の  $h$  は等価深度と呼ばれ、大気の場合、海の深さに対応する量である。

この水平構造方程式が「ラプラスの潮汐方程式」と呼ばれているものである。この式は数学的には極めて複雑な形をしている。それゆえ、ラプラス自身、この式を完全に解くことは出来ず、漸近法により近似解を求める試みを通して、解の性質に洞察を加えることに留まった。

潮汐論の出発点が「天体力学」であったことからわかるように、初期の議論は外力励起問題として、潮汐方程式において、流体の深度  $h$ 、振動数  $\sigma$ 、波数  $s$  を与えた場合の解を求めることであった。地球流体における現象論としては海洋潮汐がそれに当たる。

19世紀後半から20世紀初頭にかけてのもうひとつの進展は、月や太陽という具体的な天体の影響とは別に、潮汐方程式に含まれる固有解を詳しく検討すること、すなわち地球流体自身が本来的に持つ「自由振動解」の研究である。

この時代の代表的な仕事としては、Kelvin (1882)、Hough (1889)、Lamb (1910) などがある。とりわけ、Hough の功績は、潮汐方程式の自由振動解が、その固有値(振動数)の大小により、振動数の大きな「第1種自由振動」と振動数の小さい「第2種自由振動」とに分類できることを示した点にある。計算機による数値解法が可能となってからは、たとえば Longuet-Higgins(1968) による解の膨大な数表・グラフが示されている。

## 3. ロスビー波の発見

20世紀前半の気象学の主流は、低気圧の発生発達を論じたノルウェー学派に代表される「総観気象学」である。興味の対象が主として日々の天気変化をもたらす数日の時間スケールを持つ現象であったため、潮汐論とは無縁の世界であったと言える。

気球(ラジオゾンデ)観測が普及した1930年代に対流圏中層の大気の様相が大陸規模で記述されるようになった結果、Rossbyら(1939)は、普通の移動性高低気圧を運ぶ偏西風帯の蛇行・変動の特徴を調べる過程で、いわゆる「ロスビー波」を発見しその原理を簡略化された方程式で記述することに成功した。彼らの発想と問題提起が長期天気予報に密着していたことは、その論文の題名が「帯状流の強さの変動と準定常的作用中心の変位との関係」という、如何にも泥臭いものであることから容易に想像できよう。

ロスビーは、北半球中緯度の偏西風帯の力学を記述す

るため、2次元非発散運動を仮定し、「ヘルムホルツの渦定理」を回転球面上に拡張した「絶対渦度保存則」から出発した。すなわち、相対渦度  $\zeta = \nabla^2 \psi$  と地球自転による惑星渦度  $f = 2\Omega \sin \theta$  の和が一定ということから

$$\frac{d\zeta}{dt} = -\beta v$$

が得られる。ここで  $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$  は惑星渦度  $f$  の緯度変化を定数とみなしたものである。上式の右辺  $-\beta v$  は「ロスビーの  $\beta$  項」と呼ばれるもので、その意味は南北流による惑星渦度の移流が相対渦度の変化をもたらすことである。

上式に波動解  $\psi = A \sin k(x - ct)$  を代入すれば、直ちに位相速度が  $c = -\beta/k^2$  (西進) と求められる。一般流  $U$  のあるときは、このドップラーシフト  $c = U - \beta/k^2$  で与えられる。これが「原形ロスビー波公式」と呼ばれるものである。因みに、ロスビーらが直接興味の対象とした波のスケールについていえば、たとえば中緯度(緯度45度)で東西波長が7000kmなら、 $\beta/k^2$  の大きさは約20 m/secの西進となる。

現在「ロスビー波」という用語がかなり敷衍した形で用いられ、惑星渦度の南北勾配に限らず、平均流の2階微分のような渦度勾配さえあればそれによる復元効果をもたらす波動を広くロスビー波ということもある。そのオリジナルが1939年の原論で提起された  $\beta$  項なのである。

#### 4. 潮汐方程式とロスビー波

1939年に始まるロスビー波の議論は、その後、観測の充実、数値予報技術の進歩等とあいまって、気象学の枠のなかで「東西波長の大きい波が  $\beta$  効果で西進すること」に重点をおいた形で発展した。一方、大気潮汐論は、基本的には天体の外力励起に主眼が置かれていたため、両者が無関係のまま20年が過ぎた。

このような歴史的経緯のなかで、1960年に Eckart は現在の「地球流体力学」の魁とも言えるテキスト "Hydrodynamics of Oceans and Atmospheres" を出版した。その「一番最後の」ページには、ラプラス潮汐方程式の議論とともに、前節で示した Haurwitz の角速度と同等の式が示されていて、"There is therefore little doubt that the Rossby waves are essentially identical with Laplace's oscillations of the second kind" と述べられている。気象学におけるロスビー波が潮汐方程式の第2種自由振動解と同じものであることを明記したのは、私の知る限りこの Eckart が最初である。言い換えれば、この時点ではじめて、気象力学と潮汐論とが合流したことになる。

もうひとつ種類の解、第1種自由振動は、実は気象学の一部として独自に発展していた「大気重力波」だったのであるが、気象力学の歴史のなかではロスビー波のみが1930年代末に突出していた。その理由としては、気象力学の中心的系譜である総観気象学が19世紀末の Helmholtz の影響を強く受けていたため、大気波動現象をもつばら渦(或いは渦度)の見地から捉えることが行われてきたからである。波動を渦運動として捉えるということは、気象学の場合、地衡風運動のみに限定したことだと言ってもよい。その系列上でロスビーらは最初から(2次元)渦度方程式に立脚し、その結果当然第1種自由振動は除外されていたのである。

#### 5. 種々の大気波動の相互関係

現実大気中に見られる様々な大気波動に関する個別的議論を、ラプラス潮汐方程式を背景にして統一的に整理

統合する試みは、Eckart 以降、1960年代70年代に徐々に行われ始めた。1981年に出版された松野・島崎のテキストには、その1例として各種大気波動の「見取り図」が載せられている(図1)。Eckart のテキストにもこれと同趣旨の図があるが、重力波に関する章の中であるため、中央の慣性周波数以下の部分については空白となっている。

この図の示す特徴は、高周波の音波は別として、(1) まず第1種自由振動のすぐ下に重力波があること、その振動数の上限下限は Brunt 振動数  $N$  と慣性振動数  $f$  であること、(2) 低振動数領域に第2種自由振動があり、それが高波数側で傾圧不安定波と繋がっていること、(3) それよりさらに低振動数・低波数側に内部ロスビー波が存在すること、などである。

以下、これらの各種波動のうち、慣性周期より長い波動に注目し、その気象学的解釈を観測事実と理論の両面からみてゆくことにする。詳細は、上記の松野・島崎(1981)のテキスト、あるいはより入門的な廣田(1992)を参照されたい。

#### 6. 内部ロスビー波

成層圏以高では通常の地上天気図に見られるような高低気圧は存在せず、プラネタリースケールのしかも時間スケールの長い波動が卓越している。振動数が低いので、たとえば1ヶ月平均した場などで見ることが出来る。そのため準定常波と呼ばれることもある。さらに面白いことに、この準定常波は成層圏で西風の卓越する冬季にだけ観測され、東風の卓越する夏の期間には見られない。振動数が低いことは東西方向の位相速度がほぼゼロに近いことだから、その波の位相(谷や峰の地理的位置)を固定する地表境界条件に支配されている強制波動だと考えられる。これらのことをもとに、Charney と Drazin (1961) は、強制ロスビー波の上方伝播理論を提出した。渦度方程式から導かれる鉛直2階微分方程式

$$\frac{d^2 \Phi}{dz^2} + n^2 \Phi = 0, \quad n^2 \equiv \frac{N^2}{f^2} \left( \frac{\beta}{U} - k^2 \right) - \frac{1}{4H^2}$$

(ここで  $U$  は平均東西風速、 $k$  は東西波数、 $H$  はスケールハイト) をみれば、これは先に示したラプラスの鉛直構造方程式(1)と良く対応していることが直観的に肯けよう。この一般解は  $\exp(\pm inz)$  と書けるから、内部波条件(伝播性か否か)は  $n^2 > 0$ 、すなわち平均風  $U$  に関し

$$0 < U < U_c \equiv \frac{\beta}{k^2 + f^2/4H^2N^2}$$

となる。

すなわち、この波が成層圏以高に伝播できるのは、平均風が西風(冬季)のときだけで、しかも波数の小さな(波長の大きな)ものに限られることが直ちに言える。プラネタリースケールのロスビー波に関する限り、現在の成層圏大気力学の基本はほとんどこの Charney-Drazin 理論に立脚していると言っても過言ではない。

#### 7. ノーマルモード・ロスビー波

回転球面上の流体運動の解としての第2種自由振動と気象学のロスビー波が同一のものであることが認識された結果、そのような地球規模波動が現実大気中に実在することを観測から実証しようとする研究が進展した。ラプラス潮汐方程式に含まれる固有モードとしての自由振動解は、現在「ノーマルモード・ロスビー波」と呼ばれ

ている。周期が数日から十数日で西進する長波長のものとして、東西波数が1なら、5日、9日、13日、波数2なら4日、6日、9日などが固有周期である。

1980年代に入り、衛星による成層圏全球観測が可能となった結果、自由振動としてのノーマルモードが直接検出できるようになった。Hirota-Hirooka (1984) による図2はその好例で、振幅の大きい中緯度で等圧面高度場の経度時間断面図を作ってみれば、特別なフィルターを用いずとも、東西波数が1の5日周期西進波がナマの形で見える。その振幅の緯度構造は Hough 函数の第1モードとほぼ同じである。高次モードまで含めた成層圏ノーマルモードロスビー波の解析の集大成およびその気象力学における意義づけに関しては、廣岡 (1987) の総合報告、廣田 (1999) のテキストを参照されたい。

## 8. 自由振動と不安定波

次に、図1の見取り図にある第2種自由振動解と傾圧不安定波の関連について触れておこう。実はこの問題を明記したテキストはこれまでに無い。その理由もまた、対流圏気象学における傾圧不安定理論が天気現象と密着した形で発展してきたからだと言える。

図3は傾圧不安定ダイアグラムで、不安定波の発達率を東西波長と背景場の鉛直シアの関係として示したものである。図の左半分、波長が数千キロ以下のところが Charney モードと呼ばれる、いわゆる通常の移動性温帯低気圧に対応したもので、その不安定領域は  $\beta$  カットと呼ばれる臨界波長ラインで右側の Green モード (長波長不安定波) 領域と接している。Hirota (1968) はこれらの異種の解の接続を固有値問題として詳細に検討し、Charney モードの不安定解が無くなる臨界波長から中立解 (すなわち自由振動解) としてのロスビー波が接続していること (このダイアグラムでは Green モードの裏側に存在すること) を明らかにした。この事情の物理的意味を大雑把に言うなら、背景風の鉛直シア (南北温度傾度) に起因する不安定波が、波長が長くなるにつれ  $\beta$  効果の西進が勝ち Steering Level を持ち得なくなったところで安定化され中立ロスビー波の正体を現す、ということである。

## 9. 中間規模東進波

1990年代のはじめ、筆者らは京都大学 MU レーダー観測デ[タの中から、中緯度上部対流圏付近に卓越する東西波長約 2000-3000km、周期約 20-30 時間の東進波動を発見し、これを「中間規模波動」と名づけた。以後、この解析を全球規模に拡張した結果、この波動の特性は中緯度対流圏ジェットに付随する渦度勾配の強い領域にトラップされたモード、すなわち古典的ロスビー波と同様、渦度勾配を復元力とする波動であることが知られるようになった。この波動の形態や卓越領域・季節等の統計的記述はひととおり完成したが、その成因や平均場に及ぼす作用等の気象力学の解明は今後の問題である (廣田、1999)。

このほか、潮汐方程式と大気波動との関連については、コリオリ効果が弱くしかし  $\beta$  効果の大きい赤道域に固有の「赤道波」、および第1種自由振動解に対応する「大気重力波」等、現実大気中の興味ある現象は多いが、ここでは省略する。

## 10. おわりに

ここまで駆け足でラプラス潮汐方程式と現代の気象力学の繋がりを概観してきた。この研究の歴史のなかで、1960年の Eckart 以降、大気と海洋の流体運動を対象とし

た「地球流体力学」が体系化されてきた。その意義はふたつある。

ひとつは、ラプラスの原論がまさにそうであったように、回転、球面、重力、太陽放射加熱、といった大きな枠組みに規定される流体運動の一般的・普遍的性質を流体物理学として統一的に記述し全体の見通しを与えること、そしてその原理を大気や海洋の中に見られる個別的具体的な現象に適用して解釈を与えること、すなわち指導原理としての存在価値である。

もうひとつの側面は、このような理論体系の構築が、必ずしも総て微分方程式演算のような演繹的思考から生まれて来たものばかりとは限らず、むしろ個々の具体的な現象論の中からその原理が抽出されてきたことである。事実、ラプラスの原論自体、観測的に知られた天体運動の解釈という具体的な動機から出発したものである。それと同様に、気象学におけるロスビー波や重力波は、指導原理から演繹的に導かれたというよりも、観測に基づく現象論のなかから生まれてきたものなのである。このことは、「大気現象学」としての気象学の意義を再確認する上で極めて重要な歴史的事実であると言える。

お断り：本文は、2000年7月に京都で開催された日本流体力学会の講演録とかなりの部分重複していることをご承知おき下さい。

## 引用文献

- Charney, J.G. and P.G. Drazin, 1961: J. Geophys. Res. 66, 83-109.  
Eckart, C., 1960: Hydrodynamics of Oceans and Atmospheres. Pergamon.  
Haurwitz, B., 1937: Gerlands Beitr. Geophys. 51, 195-233.  
Haurwitz, B., 1940: J. Mar. Res., 3, 254-267.  
廣岡 俊彦, 1987: 気象研究ノート, 156, 93-127.  
Hirota, I., 1968: J. Meteor. Soc. Japan, 45, 409-421.  
Hirota, I. and T. Hirooka, 1984: J. Atmos. Sci., 41, 1253-1267.  
廣田 勇, 1992: グローバル気象学, 東京大学出版会  
廣田 勇, 1999: 気象解析学, 東京大学出版会  
Holton, J.R., 1975: The dynamic meteorology of the stratosphere and mesosphere. Meteor. Monograph, vol. 15, No. 37, Ame. Met. Soc.  
Hough, S.S., 1898: Phil. Trans. Roy. Soc. London, A191, 139-185.  
Kelvin, W., 1882: Proc. Roy. Soc. Edinb. vol. 11, 396-405.  
Lamb, H., 1910: Proc. Roy. Soc. A84, 551-572.  
Laplace, P.S., 1799: Mécanique Céleste, Paris.  
Languet-Higgins, M.S., 1968: Phil. Trans. Roy. Soc. London, A262, 511-607.  
松野 太郎、島崎 達夫, 1981: 成層圏と中間圏の大気, 東京大学出版会  
Rossby, C.G. et al., 1939: J. Mar. Res., vol. 2, 38-55.

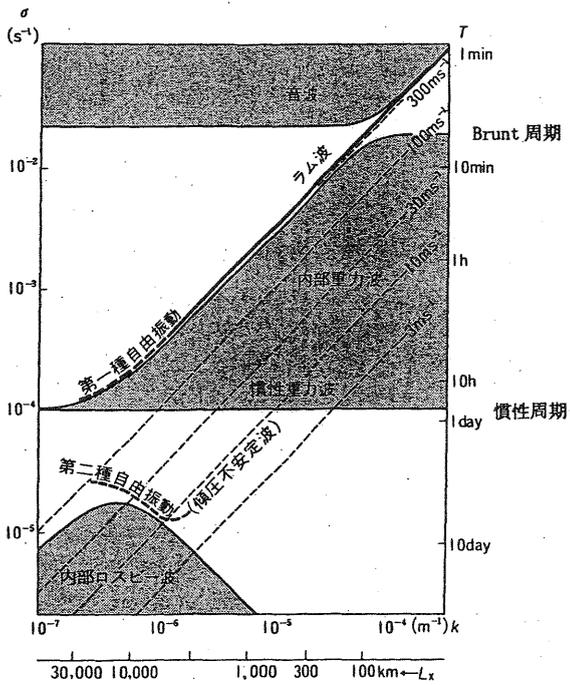


図1 水平波数  $k$  と振動数  $\sigma$  の関係として各種大気波動の存在域を表す模式図。(松野・島崎、1981による)。

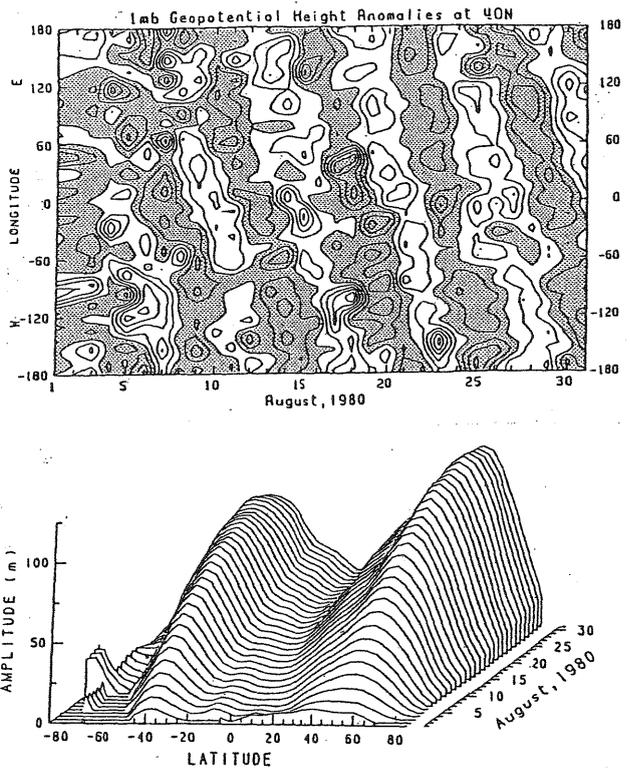


図2 (上) ノーマルモードロスビー波を示すホフメラー図。北緯40度線に沿う1mb(高度約50km)等圧面高度場の月および帯状平均からの偏差の経度時間断面図。東西波数1、周期約5日の西進波が見られる。  
(下) 対応する波数1の西進波の振幅分布。Hough函数の第1モードに対応。(Hirota and Hirooka、1984による)。

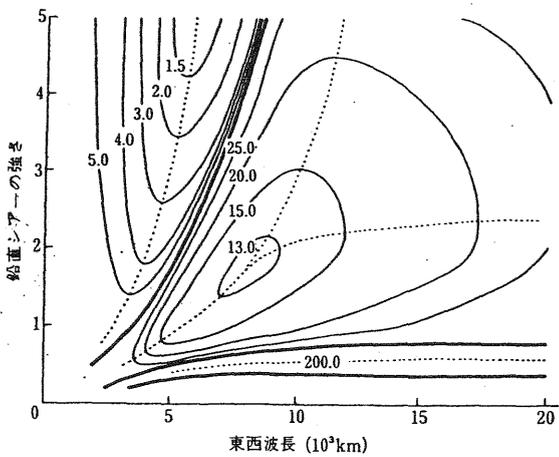


図3 傾圧不安定ダイアグラム。図中の数字は発達率を振幅が  $e$  倍になるのに要する日数で表したもの (Hirota、1968による)。