長期予報研究

グロースベッター

第 32 巻 第 1 号

論文

報

気象庁全球予報モデルによる熱帯低気圧の予報;						
1992 年1月に発生した双子低気圧の事例報告 …	楠 昌司 1					
全球四次元データ同化システムから得られた海面フラックスの紹介						
7	5井正好・吉川郁夫・木本昌秀 16					
ピナトゥボ火山噴火後の気温変動	⋯⋯⋯⋯ 高野清治⋯⋯⋯ 31					
告						
数値延長予報に関するワークショップ参加報告 …	前田修平 42					

1993年10月

L. F. グループ

気象庁全球予報モデルによる熱帯低気圧の予報;

1992年1月に発生した双子低気圧の事例報告

楠 昌司*

1. 序

筆者の属する数値予報課の大きな目標の一つに、現業数値予報システムの向上がある。特異な現 象や著しく強い援乱などは、数値予報システムの性能を測る良い試金石となる。客観解析や予報モ デルがその現象をどう表現しているかを調べることにより、システムの限界や癖を知ることができ る。1992年1月、赤道をまたいで南北に対になった熱帯低気圧である双子低気圧が発生した。こ の現象を数値予報システムがどう表現しているかクイックルック的にざっと調べたことが、この文 章を書くきっかけとなった。従って、本稿は系統的な研究論文にはほど遠く、むしろ随筆と言って よい。双子低気圧に関する過去の研究などを調べて行くうちに、それがエルニーニョ現象や赤道地 域の大気に特有な 30-60 日振動と密接な関わりを持っていることを知った。事例報告としては出 すぎた感はあるが、その点について多少のレビューも交えた。

2. 全球予報モデルによる台風予報の現状と可能性

数値予報モデルによる台風の予報精度を向上するには、初期場の表現や積雲対流過程などを改善 するばかりでなく、なかでも水平分解能を高くすることが重要である(Kurishnamurti and Oosterhof, 1989; Kurishnamurti et al. 1989; 上野, 1991)。現在、気象庁の現業全球予報モデルの水 平分解能は現在約 100 kmであり、台風の予報に十分な水平分解能を持っているとは言えない。しか し、水平分解能が低かった以前の全球予報モデルに比べ、台風の予報精度は確実に向上した(里田、 1990;岩崎と上野, 1991)。杉と佐藤(1993)は現在の現状全球モデルを一年積分したところ、数 は少ないものの台風がシミュレートされることを示した。これは台風の気候学的な研究に、水平分 解能が約 100 kmの全球モデルが使用できる可能性を示唆する。Bengtsson(1993)もハンブルグ大 学マックスプランク研究所の水平分解能が約 100 kmの全球モデル ECHAM により、台風の気象学 的なシミュレートが可能であると報告している。さらに、Iwasaki(1991)は水平分解能が約 50 km の全球モデルによる実験を行い、台風の予報が現業全球予報モデルより改善される可能性を示した。

-1-



図1 1991 年 12 月 31 日 12UT(世界時)から 1992 年 1 月 11 日 12UT まで 24 時間おき に示した気象庁全球客観解析による海上気圧と海上風。気圧の等値線間隔は 4 hPa。



(図1 続き)

-3-



(図1 続き)

現在気象庁では、水平分解能が約50kmの台風モデルという領域モデルを主に用い、台風予報を 行っている。しかし領域モデルでは、複数の台風の相互作用を十分に考慮できない。また、境界条 件を全球モデルからもらう必要があるので、いつまでも長い時間積分はできないなどの問題がある。 全球モデルではこのような制約が無いため、解像度が上がれば理想的な台風モデルとなり得る。ヨー ロッパ中期予報センターでは既に1991年9月から水平分解能が約50kmの全球モデルを現業化して いる。気象庁の全球モデルもいずれ同程度の解像度を持つようになるだろう。その時代が来る前に、 現在の全球予報モデルが持つ台風の予報特性を把握しておくことは大切である。ここでは、エルニー ニョ現象と深い関わりを持つと言われている双子低気圧に注目し、全球モデルの潜在的な予報能力 を見てみたい。

3. 双子低気圧とは?

赤道をまたいで南北に対になった熱帯低気圧が太平洋に発生することがある。双子低気圧(cyclone pairs, cyclone twins, twin cyclones)と呼ばれる。このような現象の存在は気象衛星の無かっ た時代にも既に知られていた(Reid, 1849)。気象衛星の登場により、その現象は一層はっきりと 認識できるようになった(木村, 1983)。

Palmer (1952) は、4、5、11、12月に双子低気圧ができ易いと述べている。また Keen (1982) によれば、一般に北半球の夏には双子低気圧ができにくい。1991 年春から 1992 年にかけエルニー ニョ現象が発生し、1991 年 5 月 7 日頃、9 月 27 日頃および 11 月 18 日頃そして 1992 年 1 月 5 日頃 に次々と双子低気圧が発生した。

4. 全球客観分析で表現された双子低気圧

図1は1991年12月31日12UT(UTは世界時)から1992年1月11日12UTまで24時間毎に気 象庁全球客観解析による海上気圧と海上風を示している。赤道上170°E付近で西風が1月2日頃 から強くなり、5日には赤道を挟むように二つの低気圧が形成された。2つの低気圧の間には西風 バーストと言われる強い西風がみられる。南半球の低気圧は地球回転の効果が北半球と逆に働くの で、風が時計周りに吹き込んでいる。この二つの低気圧は北側の方がやや先行しながら徐々に西進 した。北側の低気圧は8日に、南側の低気圧は10日に最も発達した後、衰弱した。北側の低気圧 は6日00UTに1992年の台風第1号となった。この2つの低気圧の寿命は約1週間であった。写 真1は8日12UTにおける気象衛星「ひまわり4号」の赤外画像である。この時点で北側の低気圧 は最も発達した。南側の低気圧は北側のものより強く、熱帯低気圧に特有の「眼」がはっきり認め られる。二つの低気圧に挟まれた赤道付近の強い西側に対応して、筋状の雲が双子低気圧の西側か ら伸びている。さらに双子低気圧の東海上には活発な対流活動を示唆する雲域が広がっている。日 本気象学会誌「天気」1992年7月号の写真記事「日々の衛星画像」にも、24時間毎の赤外画像が

-5-

掲載されているので参照されたい。なおこの双子低気圧については楠(1992), 黒田(1992)にも 簡単な解説がある。「天気」の「日々の衛星画像」は6ヶ月遅れで掲載されている。従って, 興味 のある読者は1991年5月7日頃, 9月27日頃および11月18日頃発生した双子低気圧についても, それぞれ1991年11月号, 1992年3月号, 1992年5月号を参照して欲しい。

台風が日本付近にある場合,数値予報課では台風ボーカスと呼ばれる統計に基づいた人工的な観 測値を客観解析の場に与えている。特に海上では台風付近のデータは乏しく,台風を正しく予報す るには,台風ボーカスによって台風に特有の構造を初期条件に与える必要がある。気象庁では1991 年8月まではUeno(1989),柏木(1990),1991年9月より大野木(1992)の方法を使用している。 ところが,図1で示した双子低気圧の場合は、台風ボーカスを一切使用していないのにもかかわら ず,熱帯低気圧としての構造が比較的良く表現されている。客観解析では予報モデルの6時間予報 値を推定値として使用している。従って,図1は全球予報解析サイクルによるデータ同化システム が、このような熱帯擾乱を表現する能力を持っていることを意味する。Kurishnamurti and Oos-



写真1 1992年1月8日12UTにおける気象衛星「ひまわり4号」の赤外画像。 気象衛星センター提供。

terhof(1989)によると,水平分解能が約100㎞程度まで向上してはじめて,全球データ同化シス テムが台風を表現できるようになる。

5. 全球予報モデルによる予報

図2は8日12UTに対する気象庁全球予報モデルによる1~8日予報を示している。1日前の7 日12UTの全球客観解析を初期値とした1日予報から、8日前の1991年12月31日12UTを初期 値とした8日予報までの結果を並べてある。これらを図1の8日12UTの実況と比べると、1~4 日予報はほぼ予報に成功していると言ってよい。しかし5~6日予報になると低気圧の位置がずれ 中心示度も浅く実況との対応が悪く、7~8日予報に到っては予報に失敗している。数値予報の初 期条件を示す図1をもう一度眺めると、双子低気圧が発生しかけた3日を境にして予報の成否が分 かれていることがわかる。即ち、3日以前には双子低気圧の痕跡が初期場にほとんど無いため予報 がうまく行かないのに対し、3日以後には双子低気圧の構造が既に初期場に存在するために予報が 容易であったといえる。このように予報の初期場に対象とする現象の「種」が無い場合には予報が 難しくなるという例は、中高緯度によく出現するブロッキング現象の予報についても当てはまる。

6. 海面水温の状況

図3は写真1と同じ日付けの1月8日における海面水温の状況を示している。(a)の海面水温を見ると29℃以上の領域が赤道のやや南に日付変更線を中心に広がっている。(b)の平年偏差では平年より暖かい領域が赤道付近150~160°Wを中心に広がっている。海面水温が28~29℃以上になると対流活動が盛んになるといわれており、日付変更線の東側にある暖かい海域に対応した雲域が写真1にも現れている。Keen(1982)は、『熱帯の大循環の状態を表す指標である南方振動係数(Southern Oscillation Index=SOI、ダーウィンの地上気圧からタヒチの地上気圧を引いたもの)が低く、赤道の日付変更線の東側まで29℃以上の暖水域が広がる』ときに双子低気圧が発生し易いことを指摘している。第3図(a)はまさにKeen(1982)が示した海面水温の状況に合っている。

7. エルニーニョ現象と双子低気圧

1991 年 9 月に気象庁はエルニーニョ現象が発生していることを確認した。SOI が低く,かつ東 太平洋から中部太平洋の赤道域にて海面水温が平年に比べ高くなったからである。この状況は Keen (1982)が双子低気圧の発生条件(上述の『』内)に良く対応している。即ち,エルニーニョ現象 が発生しているときには双子低気圧もでき易いと言える。1991 年 5 月には既にエルニーニョ現象 の兆候が現れており,双子低気圧が発生している。

Ramage(1986)は双子低気圧がエルニーニョ現象の開始と維持にとって重要だと述べている。 特に1986 年 5 月に発生した双子低気圧はエルニーニョ現象のきっかけを作ったと言われている

-7-



図2 1992年1月8日12UTに対する気象庁全球予報モデルによる1~8日予報。図の 形式は第1図と同じ。

10 M/S



(図2 続き)

<u>-9</u>



図3(a) 1992年1月8日の海面水温。等値線間隔は1.0℃。29℃以上の領域に影を付けた。 (b) 1992年1月8日の海面水温平年偏差。等値線間隔は1.0℃。負偏差の領域に影を 付けた。

(新田 勍, 1988;新田 勍と中澤, 1988;山形, 1988; Miller et al., 1988; Nitta Ts., 1989; Nitta Ts. et al., 1992)。この時の双子低気圧の写真は, Philander (1990)による著作の表紙と本文で使用されているほど顕著なものであった。この双子低気圧に伴う西風バーストは,海洋赤道ケルビン波を直接励起し,同時に大気海洋結合擾乱が形成された。その結果,西太平洋の赤道付近に蓄積した暖水は東へ押し流されたのである。Nitta and Motoki (1987)によれば,同じ年の1986年11月にも双子低気圧を伴った下層の強い西風が出現し,エルニーニョの発達につながった。しかし, 1991年から1992年にかけて発生した一連の双子低気圧によって暖水が東進した形跡はなかった。

8. 双子低気圧の成因

Gill(1980)やZebiak(1982)は赤道に熱源を置き大気の応答を調べた。得られた気圧や風の場 は図1で示した双子低気圧の構造に実に良く似ている(Lander, 1990)。一方,Yamagata(1987) は西風のバーストの前面における水蒸気収束によっても,双子低気圧のようなパターンが形成され



図4 1991年4月から1992年2月までの5日(半旬)平均速度ポテンシャルの時間– 緯度断面図。高さは200hPa。北緯5度から南緯5度までの平均。縦軸の左側 の数字は1月1日からの半旬番号。横軸は経度。等値線間隔は4×10⁶ ㎡/s。 正の値が発散を意味し、等値線を実線で描いた。負の値が収束を意味し、等値 線を破線で描いた。ゼロ線は省いた。縦縞の領域は8×10⁶ ㎡/s以上の値, 点を打った領域は-8×10⁶ ㎡/s以下の値を示す。X印が双子低気圧の発生 を示す。気象庁長期予報課作成「気象系監視報告」の平成3年9月号と平成4 年2月号中のFig.18から借用し、合成した。

ることを示した。確かに熱帯の海は暖かく、その上の大気中には多くの水蒸気が蓄えられているが、 双子低気圧が次から次へと発生しているわけではない。双子低気圧の発生には何らかのきっかけが 必要だと思われる。

Madden and Julian (1971, 1972)は、赤道地域の大気に 30-60 日周期で東進し、東西波数 1 の構造を持つ波動現象があることを発見した。この現象は Madden-Julian (MJ) 振動と呼ばれて おり、熱帯低気圧の発生と密接な関係がある (Nakazawa, 1986; Storch and Smallegange, 1991)。

図4は1991年4月から1992年2月までの5日(半旬)平均速度ポテンシャルの時間-緯度断面 図である。高さは200hPaで,北緯5度から南緯5度までの平均である。まず全体のパターンが一 ケ月から二ケ月ぐらいの時間スケールで,東進しているのがわかる。これが MJ 振動である。また 縦縞の領域が対流圏上層の発散の強い地域で,対流活動が活発な場所である。この下層には強い収 束域が対応して存在している。この期間中の1991年5月7日頃,9月27日頃,11月18日頃,



図5 1991年4月から1992年2月までの5日(半旬)平均東西風速偏差の時間-緯 度断面図。偏差と経度平均からのずれ。高さは850hPa。北緯5度から南緯5 度までの平均。縦軸の左側の数字は1月1日からの半旬番号。横軸は経度。等 値線間隔は2m/s。正の値が西風を意味し,等値線を実線で描いた。負の値 が東風を意味し,等値線を破線で描いた。ゼロ線は省いた。縦縞の領域は4m /s以上の値,点を打った領域は-4m/s以下の値を示す。X印が双子低気 圧の発生を示す。気象庁長期予報課作成「気象系監視報告」の平成3年9月号 と平成4年2月号中のFig.17から借用し,合成した。 1992年1月8日頃に発生した双子低気圧をX印で図中に示した。双子低気圧の同定は全球客観解 析場と衛星写真とから主観的に判断しており、客観的な基準で選び出したわけではない。図を見る と東経60度付近から対流の活発な部分が東に移動し、日付変更線の西側で双子低気圧が発生して いる。ただし、11月18日頃の場合は余りはっきりしない。

図4は、図5と同じ様な形式で作った東西風速偏差の時間-緯度断面図である。偏差は経度平均 からのずれで定義した。高さは850hPaである。縦縞の領域が対流圏下層の西風バーストを示して いる。この図では MJ 振動は余り見えないが、双子低気圧が西風バーストを伴っているのがわかる。

図4と図5は、MJ振動とそれに伴う西風バーストが双子低気圧を発生させる何らかのきっかけ を与えている可能性を示唆している。隈(1992)はMJ振動と北半球の熱帯低気圧との関係を調べ、 赤道に関して対称な低気圧性の渦の場がこの振動によって励起され易いことを指摘している。

9. むすび

エルニーニョ現象の社会的影響の大きさから考えると、熱帯域の数値予報の重要性は今後ますま す増加すると思われる。気象庁の全球予報モデルは現在のところ MJ 振動を表現し得る数少ない数 値予報モデルの一つである(Tsuyuki, 1990; 隈, 1992)。MJ 振動は熱帯低気圧の発生に関与して いる。そして熱帯低気圧の特殊な形態である双子低気圧は、エルニーニョ現象の出現と発達とに重 要な役割を果たしている可能性がある。このように地球大気には様々な時空間スケールを持った現 象が存在して相互に関連しており、一つの現象だけで問題が閉じないところに予測の難しさがある。 数年の周期現象であるエルニーニョやラニーニャ現象については、いくつかの大気海洋結合モデル がシミュレートに成功している。しかし、エルニーニョ現象の発生そのものは双子低気圧が重要な 役割を果たしている可能性があるので、一週間程度の時間スケールを持つ現象をまず着実に予報す ることが重要である。

参考文献

- Bengtsson, L., 1993: Climate modeling at MPI/GERMANY. IAMAP/IAHS'93 Abstracts, M3-12. (アブストラクトには全球モデルにより台風の気候学的なシュミレーションに成功したと は書かれていない。本文で述べたことはBengtssonが学会で実際に発表した内容に基づ く。)
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. Quart. J. Royal. Meteor. Soc., 106, 447-462.
- Iwasaki, T., 1991: Status report on numerical prediction of typhoon. Proceedings of the Second Workshop for Natural Disaster Reduction. Karuizawa, Nagano, Japan, 23-27 September 1991, 250-258.
 岩崎俊樹, 上野充, 1991: 台風予報, 平成3年度数値予報研修テキスト, 平成3年9月, 気象庁予報部, 1-9.

-13 -

- 柏木啓一,1990:台風ボーガスデータについて,数値予報課報告・別冊第36号,気象庁予報部,66 -68.
- Keen, R. A., 1982: The role of cross-equatorial tropical cyclone pairs in the Southern Oscillation. Mon. Wea. Rev., 110, 1405-1416.
- 木村竜治,1983:熱帯低気圧の対発生,「宇宙から見た気象,No.18」,天気,**30**,302-302. (口絵写真の解説)
- Krishnamurti, T. N. and D. Oosterhof, 1989: Prediction of the life cycle, of a supertyphoon with a high-resolution global model. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **70**, 1218–1230.
- Krishnamurti, T. N., D. Oosterhof and N. Dignon, 1989: Hurricane prediction with a high resolution global model. Mon. Wea. Rev., 117, 631-669.
- 楠昌司,1992:1992年1月に発生した双子低気圧 気象庁全球予報モデルによる予報 , 天気, 39,629-630.
- 隈健一,1992:数値予報モデルに現われる低緯度季節内振動,「力学的1ヶ月予報の課題と展望数 値予報課報告・別冊第38号,気象庁予報部,34-63.
- 黒田雄紀, 1992:一九九二年一月の"ひまわり画像".双子で発生した一号台風, 気象, 3月号, No. 419, 11928-11928.
- Lander, M. A., 1990: Evolution of the cloud pattern during the formation of tropical cyclone twins symmetrical with respect to the equator. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1194-1202.
- Madden, R. A. and P. R. Julian, 1971: Description of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. J. Atmos. Sci., 28, 702-708.
- Madden, R. A. and P. R. Julian, 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. J. Atmos. Sci., 29, 1109-1123.
- Miller, L., E. Robert, E. Cheney and B. C. Douglas, 1988: GEOSAT altimeter observations of Kelvin waves and the 1986-87 El Niño. Science, 239, 52-54.
- Nakazawa, T. 1986: Intraseasonal variations of OLR in the Tropics during the FGGE year. J. Meteor. Soc. Japan, 64, 17-34.
- 新田勍, 1988:1986-87年エルニーニョ発生期の大気・海洋変動,グロースベッター, 26, No. 2, 86-93.
- Nitta, Ts., 1989: Development of a twin cyclone and westerly bursts during the initial phase of the 1986– 87 El Niño. J. Meteor. Soc. Japan, 67, 677–681.
- Nitta, Ts. and T. Mizuno and K. Takahashi, 1992: Multi-scale convective systems during the initial phase of the 1986/87 El Niño. "Special Edition on Asian Monsoon", J. Meteor. Soc. Japan, 70, No. 1B, 447-466.

- Nitta, Ts. and T. Motoki, 1987: Abrupt enhancement of convective activity and low-level westerly burst during the onset phase of the 1986-87 El Niño. J. Meteor. Soc. Japan, 65, 497-506.
- 新田勍,中澤哲夫,1988:エルニーニョ発生期の大気・海洋変動,海洋科学,20,No.5,289-293.
- 大野木和敏,上野充,1992:台風ボーガスデータの改良,研究時報,44, No. 4, 247-269.
- Palmer, C., 1952: Tropical meteorology. Quart. J. Royal. Meteor. Soc., 78, 126-164.
- Philander, S. G., 1990: The Southern Oscillation: Variability of the tropical atmosphere. In "El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation", Academic Press, 289pp.
- Reid, W., 1849: The law of storms. Weale, London, 424pp.
- Ramage, C. S., 1986: El Niño. Scientific American, 254, No. 6, 55G-61.
- 里田弘志,1990:新全球予報モデルの概要,平成2年度数値予報研修テキスト,平成2年9月,気 象庁予報部,1-10.
- Storch, H. von and A. Smallegange, 1991: The phase of the 30- to 60-day oscillation and the genesis of tropical cyclones in the Western Pacific. Max-Plank-Institute für Meteorologie Report No. 66, 22pp.
- 杉正人,佐藤信夫,1993:気象庁全球モデルを高分解能大気大循環モデルとして用いてシミュレートされた台風,日本気象学会1993年春季大会講演予稿集,P204.
- Tsuyuki, T. 1990: Prediction of the 30-60 day oscillation with the JMA global model and its impact on extended-range forecasts. J. Meteor. Soc. Japan, 68, 183-201.
- Ueno, M., 1989: Operational bogusing and numerical prediction of typhoon in JMA. JMA/NPD Technical Report, No. 28, Japan Meteorological Agency, Numerical Prediction Division, Tokyo, 48pp.
- 上野充,1991:台風予報の問題点.「狭領域モデルの課題と展望」数値予報課報告・別冊第37号, 気象庁予報部,104-122.
- Yamagata, T., 1987: A simple moist model relevant to the origin of intraseasonal disturbances in the Tropics. J. Meteor. Soc. Japan, 65, 153-165.
- 山形俊男, 1988: ENSO現象の発生の予測について.グロースベッター, 26, No. 2, 898-105.
- Zebiak, S. E., 1982: A simple atmospheric model of relevance to El Niño. Jour. Atmos. Sci., 39, 2017– 2027.

全球四次元データ同化システムから

得られた海面フラックスの紹介

石井正好*·吉川郁夫**·木本昌秀***

1. はじめに

数値モデルを用いた力学的予報は、現在、中期予報から長期予報へと向かって着実に進歩しつつ あります。数値モデルの高度化もさることながら、四次元データ同化を導入したことが、初期値の 改善や予報精度の向上に大きく寄与したと考えられます。四次元データ同化は予報モデルと観測デー タ双方の欠点を相互に補います。予報モデルを積分し続けると徐々に現実からずれていきますがこ れを観測データでもって修正します。一方、予報モデルは、時間、空間的に疎な観測データの情報 に連続性の価値を付加します。このことにより、数値モデル内の物理量はよりよく現実を表現でき るようになり、これまで長期にわたって保存されてきた四次元データ同化の結果は気候監視のため のデータベースとして利用される可能性もでてきました。

四次元データ同化は、観測の困難な物理量を合理的に推定することを可能にします。そのような 物理量のひとつに海面上でのフラックスが挙げられます。海洋上では陸上にくらべて圧倒的に観測 データが乏しく、観測点も商船などの航路上でのものに限られています。また、海洋から大気へ大 量の熱を輸送する熱帯擾乱の激しいところでの観測は不十分です。海面上での運動量フラックスや 熱フラックスをこのような観測データから推定する場合には不確定な量を取り込んでしまうことに なります。さらに、これまでに観測データから見積もられたいくつかの結果の間には、統計期間の 相違、フラックス評価式の任意性、観測データの品質管理手続きの相違とデータ処理の相違等によ る量的な不一致がみられます(Hsiung (1987), Janowiak (1992))。

海洋上の運動量フラックス(風のストレス),熱フラックスそして降水量は気候監視をする上で 重要な物理量です。また、海洋データ同化モデルを駆動する外力としても不可欠です(吉川ら、 1992)。そこで今回、気象庁で現業的に運用されている全球四次元データ同化システムから得られ た風のストレス、放射フラックス、潜熱、顕熱そして降水の月平均量、年平均量について、気候値、 季節変動、経年変動を調査しました。海上におけるフラックスが対象ですが降水については陸上も 含めて取り扱いました。比較のために観測データから見積もられた Hellerman と Rosenstin (1983) による風のストレス、Esbensen と Kushnir (1981)の熱のフラックス、Jaeger (1978)の降水を 用いました。 2節では全球四次元データ同化システムでどのように海面フラックスを計算しているかについて 簡単に紹介します。3,4,5節では、風のストレス、熱フラックスおよび降水のそれぞれについ て、観測データから見積もられたものと比較し、全球四次元データ同化システムからえられた海面 フラックスの特徴を述べます。6節では、赤道における経年変化を紹介し気候監視を目的としたフ ラックスデータ活用の可能性について言及します。

海面を通した熱や運動量のやりとりは未だ不明な点が多いものの,予報モデル内では2節で述べ るようなスキームを用いて評価されています。海面フラックスの評価式は陽にモデルの予報変数を 含み,それら変数の非線形関係で表されます。また,予報変数はモデル内部での複雑な力学過程と 物理過程を経て決定されます。フラックスの推定が妥当かどうかは予報モデルの善し悪しを大きく 反映したものと考えられます。

なお, 拙文は Ishii et al. (1993) からの抜粋です。

2. フラックスデータ

気象庁の現在の予報モデルは、鉛直 21 層、三角切断波数 106 (格子間隔は赤道で約 125 km)の 全球スペクトルモデル (Global Spectral Model; GSM)です。毎日 4 回, 6 時間予報値を同時刻 の客観解析値で修正し再び予報を行う間欠データ同化システム(または解析予報サイクルとも呼ば れる)が運用されています (Kashiwagi, 1987)。解析予報サイクルの 00 Z (日本時間 9 時)と 12 Z (日本時間 21 時)にはそれぞれ 3 日, 8 日予報が行われています (図 1)。

GSM の短波放射の計算には、Lacis と Hansen (1974)をもとに雲内部での放射過程を改良した スキームを使用しています。長波放射には、長波の帯域を4つに分けて各帯域毎に水蒸気や二酸化 炭素などによる吸収、放射を計算するバンドモデルが採用されています。大気最下層で行われる海 洋との潜熱、顕熱や運動量の交換は、大気の安定度を考慮した Louis (1979)の交換係数をもちい てバルク的に求められます。積雲対流過程は Kuo (1974)のスキームです。海面水温解析は1日 1回行われ予報期間中はその値を用いています。また、気候値の海面水温が−1.65℃以下の海域は 海氷に覆われているとしてその断熱効果も考慮しています。

今回の調査では、1日4回の解析予報サイクル、即ち予報開始から6時間の間に積算平均された 運動量フラックス、熱フラックス及び降水量を用いました。また、予報が進むにつれて海面フラッ クスはどのように変化するかを調べるために、12 Zを初期値とする8日予報において24時間毎に 積算平均されたフラックスも使用しました。フラックスデータは経度方向160点、緯度方向80点 の格子点値で保存されています。これらの月平均量、年平均量を取り扱いました。調査期間は、現 在のGSMが運用開始された1989年11月から1992年9月までのおよそ3年間です。この期間GS Mに大きな変更はありませんでした。

はじめに、スピンアップの問題を述べておきます。



図1 全球四次元データ同化システムの説明。毎日4回,観測データを取り込んで客観解 析をし、イニシャリゼーションの後に予報を行うことが繰りかえされる。これを間 欠データ同化サイクルまたは解析予報サイクルと呼ぶ。客観解析は6時間予報値を 第一推定値(図中G点)として行なわれる。また、00 Zには3日目まで、12 Zには 8日目まで予報が行なわれる。



図2 帯状年平均風のストレス(東西成分)の緯度分布。単位はN/mで東向きを正とした。予報開始から6時間までに積算されたものを太線で,予報開始から24時間までのものを細線で,予報8日目のものを破線で示す。丸付実線はHellermanとRosenstein (1983)による。

一般に予報の初期においては、客観解析後の大気の状態から、モデルが表現できる大気の状態へ と適合していく変化が見られます。これは実際の大気の運動とは無関係なもので、この変化の大小 や様相を把握しておくことは予報モデルを構築する上で重要です。今回調査した海面フラックスの 各要素のうち降水には明瞭なスピンアップが認められました。解析予報サイクル(0~6時間予報) における全球年平均降水量は過小に評価されています。0~24時間予報では観測と量的によく一 致し、24~48時間以降では若干減少しています(図略)。通常、予報期間が長くなると予報初期に 比べて現実との食い違いが大きくなりますので、予報の初期に近いほうがより合理的な海面フラッ クスを推定している可能性が高いと考えられます。そこで、降水については0~24時間の積算平 均値を取り上げ、その他の海面フラックスについては0~6時間の積算平均値を紹介します。

3. 風のストレス

図2は帯状平均した年平均の風のストレスの東西成分を東向きを正として示したものです。丸付 きの太線は Hellerman と Rosenstein (1983;以下, HR)のものです。全球四次元データ同化シス テム (Global Data Assimilation System; GDAS)による,予報開始から6時間までのもの(太 線),予報開始から24時間までのもの(細線),予報8日目のもの(破線)を重ねて示しています。 HR と GDAS 双方の風のストレスは緯度変化も量的にも一致し,特に観測データが密に存在する 北半球では予報時間によらずほとんど相違がありません。また,予報開始から6時間までと24時 間までの風のストレスはどの緯度においてもほとんど同じになっています。

南半球の南緯 45 度付近では GDAS が HR よりも 0.05 N/ ㎡ほど大きく推定されており,予報 8 日目になるとこの傾向は一層強くなっています。両者の統計期間の相違もさることながら観測デー タが乏しいため現時点においてこの相違を説明することは困難です。

赤道をはさむ南北 30 度内での西向きのストレスは HR よりも GDAS のほうが小さく見積もられ ているのが分かります。ところで、HR の赤道域での風のストレスは大きすぎるという指摘があり ます。つまり海洋モデルを HR のストレスを用いて駆動させると赤道での湧昇が強く表現されるた めに、研究者達は経験的に 0.75 程度の係数を乗じて用いることがあります。この立場に立つなら ば GDAS の赤道域での風のストレスが弱いとは一概に言えません。

風のストレスの地理的分布として1月と7月のものを図3に掲げます。これらは1990年から 1992年までの平均です。等値線はストレスの大きさを表し、ストレスの弱いところには陰影を施 してあります。GDASのストレスの地理分布はHRのものと概ね一致しています。図から、北東、 南東貿易風や偏西風等の大気大循環に相応するストレスの分布を容易に認めることができます。

1月の北太平洋上には東向きストレスの極大部が見られます。HR によればこの極大部は GDAS よりも西側、日本のすぐ東に位置しています。GDAS の極大部の位置は冬季のアリューシャン低 気圧の位置に相当するものですが、今回調査した期間が3年程度と短いため、冬期中緯度における



図3 風のストレスの地理的分布。上図は1月,下図は7月で1990年から1992年までの 平均である。ストレスの大きさと向きを矢印の長さと向きで表わしている。等値線 はストレスの大きさを示し、単位は10⁻²N/㎡である。0.05 N/㎡以下の領域には 陰影を施してある。

大気循環場の経年変動の影響を多分に受けている可能性があります。

風のストレスの季節変化は海洋の循環に影響を与えます。例えば、ペルー沖の 0.05 N/ ㎡以上 の北向きのストレスの広がりは、1月には赤道の南までですが、7月になると赤道をこえて北緯 10度付近まで達しています。この様な季節変化に呼応して、北半球夏期にはペルー沖の湧昇が冬 期よりも強まって冷水舌が西に張り出してきます。また、アラビア半島の南東沖には、冬と夏で流 向を 180 度変えるソマリ海流が存在しますが、これに相応する風のストレスの季節変化もよく表現 されています。

4. 熱フラックス

GDASの予報の開始から6時間までに積算された帯状年平均熱フラックスの各要素について示 したのが図4です。EsbensenとKushnir(1981;以下,EK)によって観測から見積もられたもの を太線で,GDASのものを細線で示しています。下向き,即ち大気から海洋へ熱が移動する場合 を正としました。短波,長波放射フラックスは上向きと下向きの合計を表わしています。

EK と比較して、短波、長波放射フラックス(破線)は数 10 W/㎡程度大きく見積もられてい ます。潜熱(実線)と顕熱(点線)は EK と同程度です。短波放射の過剰分が長波放射の過剰分で 相殺できず、結果、正味の熱フラックス(丸付き実線)はほとんどの緯度で EK よりも大きく見積 もられています。南半球では潜熱の差の寄与もあって双方の正味の熱フラックスの差は 30 W/㎡ 程にも達しています。全球の平均では、約 20 W/㎡の熱フラックスが大気から海洋へ輸送されて います。

Hsiung(1986)が指摘したように観測データから熱フラックスを見積る場合には、10~20 %程度の大きな不確定量の混入を避けることができません。GDASの熱フラックスに現われたバイアスはこの不確定量の範囲内にあると考えられます。ところが、短波放射フラックスの場合、他国の予報センターの大循環モデルにおいても同様の相違が現われているという報告があります。予報モデルと観測データから見積もられた短波放射フラックスとの間の相違には何か系統的な要因があるのではないかと考えられます。

しかしながら,GDASの夏半球では短波放射フラックスを大きく見積もる傾向があります。特 に亜熱帯域で顕著で,大陸の西海岸沖にはEKと対応しない極大域が舌状に現れます。図5に年平 均の短波放射フラックスの分布を示しましたが,両半球の緯度10~20度付近には大陸西岸から舌 状に伸びる極大域が現われています。これらの極大域ではEKよりも50W/㎡程大きくなってい ます。長波放射フラックス分布にも同じ位置に極大域が現れています(図略)。放射フラックスは 雲量に大きく依存しますが,GSMによる雲量は衛星によって観測された雲量に比べて少なく,特 に,熱帯域の対流活動の盛んなところでのかなとこ雲(上層雲)や短波放射で極大域が現われた大 陸西岸の亜熱帯域での下層雲は不十分です(Kimoto,1988)。このような雲量の過小評価が前記し

-21-



図4 帯状年平均熱フラックスの各要素の緯度分布。単位はW/n⁴。細線は GDAS の予報開始 から6時間までの積算,太線は Esbensen と Kushnir (1981) による。大気から海洋へ熱 が輸送される場合を正とした。短波(SHORTWAVE),長波(LONGWAVE)放射フ ラックスは破線,潜熱(LATENT)は実線,顕熱(SENSIBLE)は点線,そして以上4 要素の和である正味の熱フラックス(NET)は丸付き実線で示されている。







図6 年平均正味の熱フラックスの地理的分布。予報開始から6時間までの積算値で単位はW/ n^d。等値線間隔は50W/n^dである。大気から海洋へ熱が移動する場合が正である。陰影は 負の値である。

た正味の熱フラックスの過剰な見積りに寄与していることは否めません。

GDASによる年平均の正味の熱フラックスの地理的分布(図6)は,量的には問題があるもの の,分布の形態はEKとよく対応しています。冬期,黒潮やメキシコ湾流域では多量の潜熱,顕熱 を放出するために当海域での正味の熱フラックスは,-50W/m以下の極小域を形成しています。 また,太平洋の赤道域では,西部で値が小さく東部で大きいという東西のコントラストもよく表現 されています。

5. 降 水

図2と同様の様式で図7には陸上を含めた年平均降水量の緯度分布を示しました。ただし、降水 については0~24時間予報の積算平均値を用いています。丸付き実線は、Jaeger(1978)による 観測から見積もられた降水量の分布です。

熱帯域では、0~24時間予報の降水はJaegerよりも1mm/日ほど多くなっていますが、Janowi ak (1992) が図示したように、Jaeger の赤道域での降水は過小評価である可能性があります。逆 に南緯 40 度付近では Jaeger の方が多くなっていますが、GSM 以外の多くの大循環モデルでも同 様の傾向を示しています。概して 0~24時間予報の帯状平均の降水は、一年を通して、観測デー



図7 帯状年平均降水量の緯度分布。予報開始から24時間までの積算値で単位はmm/日。各線の 意味するものは図1に同じである。ただし、観測の降水量はJaeger(1978)による。

タによる見積りの不確定量の範囲内にとどまっており Jaeger の降水ともよい対応を示しています。

2節で指摘した通り降水には予報初期においてスピンアップが見られます。熱帯域では0~24 時間積算の降水がもっとも多くその後予報時間とともに減少する傾向があります。反対に中高緯度 では一様に増加しています。このような傾向はどの季節においも見られます。また、降水を陸上と 海洋上のものに分けて調べたところ、陸上での降水は予報時間とともに一様に増加する傾向がある ことが認められました。

図8には1月と7月の降水の地理的分布を示しました。値は日平均降水量で,陰影種と値の関係 は右上の凡例に示す通りです。全体的に見ると,Jaeger や衛星による観測と遜色ない対応があり ます。例えば、インド洋では夏期のモンスーンが活発になるとインドとその周辺に多くの降水をも たらします。インド東部の降水もさることながら西部にも多降水域が見られます。この様相は観測 とよく合致するところです。

低緯度では網目模様が施された12m/日以上の強雨域が点在して見られますが、いくつかのも のは観測と対応しない降水です。毎日の低緯度での降水の予報は局所的に強い降水域の集合として 表現されており、月平均降水量にしたときにならされずに残ってしまったものもあります。また、 解析予報サイクルにおいて系統的に取り込まれる誤差に起因する降水も含まれています。つまり、 洋上では観測データが乏しいために、洋上に点在する島々で観測された代表性に欠けるデータや標 高の高い陸上の観測データまでも用いて洋上の格子点での解析が行なわれます。このとき大きな解 析誤差をとりこんで不安定な場が生じるために予報初期には強い降水が現われるという訳です。た とえば、メキシコ南西海上では季節によらずいつも強い降水が見られます。この降水域は予報3日 目にはほぼ消滅します。

高山をかかえるニューギニアでは、季節によらず多量の降水がみられますが、これも観測との対応がよくありません。島上では地形に捕捉された降水が定在化しているものと推測されます。逆に 1月のインドネシアを中心とする海洋大陸周辺の降水は Jaeger の半分程度で不十分となっています。

6. 赤道における経年変化

以上簡単に全球四次元データ同化システムから得られた風のストレス,熱フラックス,降水のモ デル気候値や季節変化をみてきました。次に経年変化に注目してみます。まず,赤道に沿った月平 均降水の時間経度断面(図9)を紹介します。降水量は0~24時間予報による積算平均値で,単 位はmm/日,値と陰影種の対応は右上の凡例に従います。

赤道に沿う降水の時間変化は、5節で指摘したような降水を含むために明瞭な季節サイクルはあ まり見られません。太平洋域(東経120度〜西経80度)に着目すると降水量の多いところが東経 130〜170度にありますが、1991年の秋から1992年の春にかけては、その強い降水域が西経120度





る。陰影種と値の関係は右上の凡例に従う。予報開始から24時間までの積算値で単位は mm/日。 付近まで広がっているのが分かります。これに伴って、東向きの強い風のストレスが多降水域の東 がわにあり、対流活動がさかんであると思われる日付変更線から西経150度にかけては、正味の熱 フラックスにおいて極小域を形成しています(図略)。1991年/1992年の冬期はエルニーニョの最 盛期でデータ同化システムからえられた海面フラックスはその特徴をよく表わしています。

この期間に含まれる,1992年1月の降水の平面図を図10に示しました。上段は0~24時間予報 の月降水量です。下段は、NOAA(米国海洋大気庁)のCACが毎月発行している「Climate Diag nostics Bulletin」に掲載されているもので、衛星による赤外放射から算出した月降水量です。西 経160度付近の500mm以上の降水が双方に見られます。そればかりでなく、西経160度と130度付 近から南半球へ伸びる2本の強い雨域も見事に一致しています。しかし、細かく見ると日付変更線 以西での両者の対応は芳しくなく、先に指摘したように、インドネシア周辺でのGDASの降水は 半分程度、ニューギニアでは対応しない強い雨を降らせています。

7. まとめ WOOL WOST WOAL WOOL OBL 306(30N) 30SL 3001

全球データ同化システム(GDAS)から得られた海面フラックスの気候値,季節変化,経年変化 を,観測データから見積もられたものと比較しながら見てきました。GDAS から生成される降水



を用いている。



データから見解もられたものと比較し物がな見てきました。CDAS から生成えれるS

PRECIPITATION NOAA

図10 1992年1月の低緯度における降水量の分布。上図は予報開始から24時間までの積算値, 下図はNOAA/CACの発行する「Climate Diagnostics Bulletin」から引用した。等 値線間隔は100 mmで,月降水量が300~500 mmのところを点影で示し,500 mm以上のところ を濃い陰影で示す。 と風のストレスの気候値は観測から見積もられたものとよい対応を示しています。一方,短波放射 フラックスの値は観測から見積もられたものよりも大きく評価されています。GDAS内部では雲 量の少ない海域が存在するものの,相違を生じさせる主な原因を特定することはできませんでした。 全球年平均では 20 W/㎡程の熱が大気から海洋へ輸送されていましたが,正味の熱フラックスの 地理的分布は観測のものと傾向は一致しています。

GDASによるフラックスデータは気候監視を目的とした利用に有効であるかどうかを見るため に、一例として、6節において赤道に沿う降水量の時間変化を見ました。海面フラックスの変動の なかにはエルニーニョの信号が認められ、そのうえ観測データの乏しい洋上での降水は衛星によっ て見積もられたものとよく対応しています。月平均された海面フラックスには有意義な情報が含ま れており、気候監視を目的として活用することに肯定的な結果が得られています。この様な海面フ ラックスデータを今後も蓄積し続けることによって、気候監視のための資料としての重要性が一層 増してくるものと考えます。

今後も予報モデルの性能の向上が図られ、不確定要素の多い大気と海洋の相互作用の理解も深ま ると考えられます。また、衛星による地球規模の観測が充実しつつあります。これらにあわせてモ デルのフラックスも改善されるであろうと期待されます。本文で指摘した予報モデルの課題のいく つかのものは近い将来解決される見込みです。おわりに、GDASの海面フラックスについてさら に興味のある方は、Ishii et al. (1993)を参照して下さい。

参考文献

- 吉川郁夫,木本昌秀,石井正好,1992:気候監視のための海洋データ同化システム. グロスベッタ - (1992年11月),第31巻 第1号,1-23,L.F.グループ.
- Esbensen, S. K., and Y. Kushnir, 1981: The heat budget of the global ocean: An atlas based on estimates from surface marine observations. Climate Research Institute, Rep. No. 29. Oregon State University, Corvallis, 27pp., 188 figs.
- Hellerman, S., and M. Rosenstein, 1983: Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. J. Phys. Oceanogr., 13, 1093-1104.

Hsiung, J., 1986: Mean surface energy fluxes over the global ocean. J. Geophys. Res., 91, 10585-10606.

- Ishii, M., I. Yoshikawa and M. Kimoto, 1993: Air-sea fluxes obtained from an operational global data assimilation system. Geophysical Magazine, in press.
- Jaeger, L., 1976: Monatskarten des Niederschlags fur die ganze Erde. Berichte des Deurscher Wetterdienstes, Nr. 139 (band 18). Offenbach, A.M., 33pp. and plates.
- Janowiak, J. E., 1992: Tropical rainfall: A comparison of satellite-derived rainfall estimates with model precipitation forecasts, climatologies, and observations. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 448–462.

- Kashiwagi, K., 1987: On the impact of space-based observing systems in the JMA global forecast/analysis system. J. Meteor. Soc. Japan, 65, 189-220.
- Kimoto, M., 1988: A preliminary intercomparison between satellite-derived and model-generated clouds and radiation. JMA/NPD Technical Report No. 23, Japan Meteorological Agency.
- Louis, J. F., 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boudary Layer Meteor.*, **17**, 187–202.

ピナトゥボ火山噴火後の気温変動

高野清治*

1. はじめに

1991年6月フィリピンのピナトゥボ火山が今世紀最大といわれる規模で噴火した。この噴火は フィリピン国内に大きな被害をもたらした。さらにこの噴火は、気候系にも影響を及ぼすといわれ ている。この噴火により成層圏に注入された亜硫酸ガスはエルチチョン噴火の際の数倍に及ぶとさ れている(McCormic 1992)。主としてこの亜硫酸ガスが化学変化してできた成層圏微粒子(エー ロゾル)が放射に及ぼす効果のため、成層圏や対流圏の気温に影響が出る可能性がある。他の影響 を無視し放射効果のみを考えればエーロゾルの存在する下部成層圏は昇温し、それより下層の対流 圏及び地表面(海面)では降温する可能性がある(浅野 1993)。過去の火山噴火時の地上気温変 動の研究によれば、ピナトゥボ噴火クラスの大規模な火山噴火後数年にわたり 0.1~0.2 ℃程度の 地上気温の低下が見られるとされている(例えば Mass と Portmann 1990)。しかし、1982年の メキシコのエルチチョン火山が噴火した際には地上気温、及び対流圏気温の低下は見られずむしろ 上昇した。もっとも、これについては同時に発生した今世紀最大規模のエルニーニョ現象による昇 温により打ち消されたという研究がある(Angell 1988)。

今回ピナトゥボ火山が噴火し,またその直前の1991年春にエルニーニョ現象が発生した。従っ て,これまでの研究を実際に検証するよい機会となった。以下ではピナトゥボ火山噴火後の実際の 気温変動を見ていくことにする。

2. データ

用いたデータは、対流圏、下部成層圏の気温については気象庁数値予報課作成の客観解析データ で1985年以降のデータが利用可能である。解析に利用している元データはゾンデ観測及び衛星デー タ(NOAAの極軌道衛星から得られたデータを層厚等に換算したものが電報として報じられる (馬場 1990))である。客観解析データで懸念される点は、①利用している衛星データに火山性エー ロゾルの影響が入っていないか、②第一推定値として利用する予報値が悪い影響を及ぼさないかで ある。

①については,噴火前の1991 年 5 月と噴火 2 か月後の1991 年 8 月について,ゾンデデータと衛

*気象庁長期予報課

星データの比較を行った。その結果両者の関係は噴火前後で大きな変化は見られなかった(図1)。

②については、Angell による世界 63 地点のゾンデデータから計算した全球季節平均気温が 1991 年秋まで入手できたので、それとの比較を行った。比較の結果を図 2 に示す。対流圏については両 者の相関は非常によく、時系列も平年値の違いによる補正を行えばほとんど一致する。下部成層圏 については相関は対流圏ほどよくないが、これは下部成層圏の全球平均気温が 7 - 8 年の間でほと んの年々変動しないためのようである。ピナトゥボ火山噴火後の 1991 年夏及び秋には客観解析、 Angell のデータとも下部成層圏の温度偏差が大きく上昇しているのが注目される。これらの結果 によれば客観解析データも基本的には信頼してよさそうである。

地上気温については気象庁温暖化情報センター作成の月気候電報にもとづくデータを利用した。 海洋のデータは気象庁海洋課の解析によるもので,この解析には衛星データは使われていない。

3. 成層圏気温の変動

図3は気象庁の客観解析データから作成した。全球及び各緯度帯毎の今回のピナトゥボ火山噴火 前後の下部成層圏(30-100hPa)気温平年偏差の時系列図である。噴火(1991年6月)直後から の全球平均気温偏差の上昇が顕著で、1991年の終わりには1℃以上の正偏差が現れた。この昇温 のタイミング及び過去のデータの範囲内でこの様な急激で大きな昇温はないことを考え合わせれば、 これはピナトゥボ火山によるエーロゾルの影響と考えられる。緯度帯毎にみると熱帯域(北緯30 度-南緯30度)が昇温のタイミングが最も早く、また立ち上がりもシャープである。これはピナ トゥボ火山が熱帯域(北緯15度)にあるためであろう。なお、エーロゾルが存在する下部成層圏 昇温は、アグン火山、エルチチョン噴火火山の噴火後にも観測されている(Newell 1970, Labitzke 他 1983)。

4. 対流圏気温の変動

同様に、対流圏(300-850hPa)の図を図4に示す。全球平均気温は1991年の終わり頃から下降している。また、降温のタイミングもやはり熱帯域が一番早い。北半球の中高緯度は1992年夏を中心とした比較的大きな負偏差となった。この程度の下降は過去にも見られ年々変動の範囲内である。しかし対流圏気温はエルニーニョ現象により変動していることが知られているが、このことを考慮にいれると興味深い事実が浮かび上がる。

Angell (1988 1990) は、対流圏気温の年々変動がエルニーニョ現象と密接な関係があることを示した。図5 は横軸にエルニーニョ現象の指標として東部熱帯太平洋の海面水温の平年偏差、縦軸にその半年後の全球平均気温偏差を取った散布図であるが、あきらかな正の相関があることがわかる。すなわちエルニーニョ現象が起きるとやや遅れて対流圏気温偏差が上昇する。図4を見ても1986/1987年のエルニーニョ現象の際にはまさにそのようになっていることがわかる。しかしピナ

図1 衛星データ(SATEN データ)とゾンデ層厚温度の比較。①1991年5月(ピナトゥ ボ噴火前)で②1991年8月(噴火2か月後)。(a)30°N以北(北半球中高緯度),(b) 30°Nから30°S(熱帯域),(c)30°S以南(南半球中高緯度)。それぞれ左のグラフ がゾンデデータを真の値と仮定した場合の衛星データの平均誤差,右が2乗平均誤

差の垂直分布図で単位は℃。利用するゾンデデータは、衛星データの表す地点から 150km 以内で観測時間の差は3時間以内のもの。左のグラフの右端の数字がサンプ ル数。噴火前後で大きな変化はないことがわかる。(気象庁数値予報課楠昌司氏作成。)

OBJECTIVE ANALYSIS(JMA)

OBJECTIVE ANALYSYS SONDE DATA BY ANGELL OBJ. ANAL COR

図2 気象庁客観解析データと Angell が世界 63 地点のゾンデデータから作成した全球季節平均 対流圏(300-850hPa)気温偏差の比較図。上が横軸に Angell のデータ縦軸に客観解析 データをとったときの散布図。相関係数は 0.91。下が時系列図で実線が Angell のデータ, 丸のついた実線が客観解析データ,点線は平年値の違いを補正した客観解析データ。

図3 図2と同じ。但し下部成層圏(30-100hPa)。相関係数は0.65。

トゥボ火山噴火後はエルニーニョ現象が発生したにもかかわらず、全球平均気温はむしろ下降して いる。このことは十分に注目に値しよう。なお、1992年春に熱帯域を中心にわずかに上昇してい るが、これがエルニーニョ現象の影響と考えられる。

5. 地上気温、海面水温の変動

Hansen ら(1992)の数値シミュレーションによると、ピナトゥボ噴火の際のエーロゾルが及ぼ す放射効果(光学的厚さ)をエルチチョン噴火の際の1.7倍と仮定すれば、全球年平均地表面気温 は0.5℃程度下降すると予測されている(図5 なお、この数値シミュレーションは1991年中に行 われており、1992年の全球年平均気温を見てから行われたものではないことを付け加えておく)。

図6に,全球平均地上気温,海面水温等の時系列図を示す。全球年平均地上気温は1991年中は前年と比べほとんど変化していないが,1992年春頃から下降を始めた。1992年の全球年平均気温は前年と比べ0.4℃下降した。対流圏気温の場合ほど顕著ではないが,エルニーニョ現象が起きる

図4 下部成層圏(30hPa-100hPa)の全球及び各緯度帯の月平均気温平年偏差の時系列(細線) とその5か月移動平均(太線)。単位℃。平年値は1985-1990年の平均。正偏差側に陰影 が施してある。矢印がピナトゥボ噴火時(1991年6月) と全球平均地上気温は半年程度の遅れを伴って上昇する傾向がある。従って、1991 年から 1992 年 にかけてエルニーニョ現象が起きたにもかかわらず下降したことはやはり注目に値すると考えられ る。また、下降の幅も過去の火山噴火の際と比べるとオーダー的には同じ程度である。Hansen ら の数値シミュレーションの結果とも大きくは矛盾しない。全球平均海面水温も同様に 1992 年はエ ルニーニョ年にもかかわらずわずかながら下降した。

帯状平均層厚換算温度偏差(°K)(300HPA-850HPA)

図5 図4と同じ。ただし成層圏(300hPa-850hPa)で,負偏差側に陰影が施してある。また 最下段は東部熱帯太平洋(西経150度-西経90度,北緯4度-南緯4度)の海面水温偏差 の時系列で大きな正偏差時(この図では1986-1987年及び1991-1992年)がエルニーニョ 現象発生時である。

図6 縦軸に対流圏(300hPa-850hPa)の全球年平均気温偏差,横軸にその半年前を中心とす る東部熱帯太平洋(180度-西経90度,南緯12度-北緯2度)の年平均海面水温偏差を とった場合の散布図。相関係数0.76で危険率0.1%で有意である(Angell 1990)。

図7 ハンセンら(1992)の大循環モデルによる数値シミュレーションによる全球平均気温の時 系列。シナリオBはエーロゾルの影響を考えないもの。P1, P2はエルチチョン噴火 (1982年)の1.7倍の放射に対する影響があったとしての計算結果。P1, P2の違いは 初期値をわずかに変えたもので、月々の結果は違うが全体的傾向は2つともほぼ同じ結果 を示している。下向きの黒い三角がピナトゥボ火山噴火時。

図8 全球月平均地上気温の時系列(上段),同海面水温の時系列(中段), 二つを組み合わせて平均したもの(下段)(気象庁温暖化情報センター 作成)。下向きの黒い三角がピナトゥボ火山噴火時。

6. まとめ

ピナトゥボ火山噴火後,全球平均下部成層圏気温偏差はあきらかに普段の年々変動以上上昇した。 過去の研究と併せて考えればこれはピナトゥボ火山噴火の影響と考えてよかろう。

一方地上気温,対流圏気温は噴火後エルニーニョ現象発生中にもかかわらず下降した。しかし, 下降幅はいまのところ年々変動の範囲内である。今後さらに放射等の観測事実に基づく検討が必要 であろう。

参考文献

- Angell J. K. 1988: Impact on E1 Nino on the delineation of tropospheric cooling due to volcanic eruption.J. Gephys. Res., 93, 3697–3704
- Angell J. K. 1990: Variation in global tropospheric temperature after adustment for the E1 Nino influence, 1958–1989.

Gephys. Res. Lett., 17, 1093-1096

- Mass, C. F. and D. A. Portmann, 1989: Major voltanic eruptions and climate: A critical evaluation.J. Climate, 2, 566-593
- Hansen, J., A. Lacis, R. Ruedy and M. Sato 1992: Potential climate impact of Mount Pinatubo eruption. Gephys. Res. Lett., 19, 215–218
- Labitzke, K., B. Naujokat and M. P. McCormick 1983: Temperature effects on the stratosphere of the April 4, 1982 eruption of E1 Chichon, Mexico.

Geopys. Res. Lett., 10, 24-26, 1983

McCormick, M. P. 1992: Initial assessment of the stratospheric and climatic impact of the 1991 mount of Pinatubo eruption: Prologue.

Geopys. Res. Lett., 19, 149

- Newell, R., 1970: Stratospheric temperature change from the Mt. Agung volcanic eruption of 1963.J. Atmos. Sci., 27, 977–978
- 浅野正二 1993:ピナトゥボ火山噴火後の成層圏エーロゾルの粒径分布と放射効果. グロースベッター 第31巻 第2号 1-13
- 野村厚 1990:気象データと客観解析 数値予報課報告・別冊第36号 気象庁

数値延長予報に関するワークショップ参加報告

前田修平*

1. はじめに

5日から90日までの時間平均場の数値予報を対象とする標記ワークショップが、1993年6月8日から10日までの3日間、米国バージニア州エアリーで開かれた。NMC・NCAR・ECMWF・UKMO・CNRM・JMAなどの各予報センターや研究所からの参加者及び米国内の大学からの参加者をあわせて約60名が参加した。若手に対して優先的に交通費や宿泊費を補助するとのことだったので、米国内からは大学院生などの参加者も多かった。JMAからも、数値延長予報に関する仕事をしている人のなかで相対的に若い(という理由で)筆者が参加した。

このワークショップは、1990年6月に NCAR で行われたワークショップ(杉、1990)に続くも ので、コーディネーターは、CAC の Tracton、NCAR の Baumhefner、コーネル大学の Colucci ら であった。次の6つのセッションについて講演と討論が行われた。

- 1. 天候レジームの予報
- 2. 天候レジームの力学
- 3. アンサンブル予報
- 4. モデルの国際比較
- 5. モデル実験
- 6. 外部強制力

ここでは,筆者が参加したアンサンブル予報のセッションの内容を中心に報告する。ただし,筆 者の貧弱な英語力という厚いフィルターを通しての報告なので,誤解や説明不足な点があろうと思 われるが,何卒ご容赦願いたい。

2. アンサンブル予報

各国の予報センターや研究所がアンサンブル予報の現状について報告した(表1)。このうち, ECMWFとNMCでは、10日予報の範囲ではあるが、アンサンブル予報が既に(準)ルーチン化 されており、確率的な表現など予報結果の後処理についての報告もなされた。また、NMCはアン サンブル予報の初期値の作り方として、LAF法やECMWFで採用している最適モード法ではなく、 BGM (Breeding of Growing Modes) 法と呼ばれる方法を用いていることを盛んに宣伝していた。

センター /研究所	ルーチン / 実 験	ルーチン 開始年月日 実 験 年月日	モデルの 解像度	積分日数	頻度例数	集 団 サイズ	初期値の作り方
ECMWF	ルーチン	1992/12/19~	T 63 L 19	10日	週3日	33 個	最適モード
м м с	ルーチン	1992/12/ 9~	T 62/T126	12 日	毎日	14 個	BGM LAF
икмо	ルーチン	1987 秋~	格子モデル (1.875°)	30日	月2回	9個	LAF(6時間)
CNRM	実験	83/84~92/93 冬	T 42 L 20 T 42 L 30	45日	40 ケース	5個	LAF(12時間)
NCAR	実 験		T 31	30日		10 個	MCF
ЈМА	実験	84/85~91/92冬 夏	T 63 L 21	35 日	20 ケース (冬)	9個	LAF(12 時間) 最適モード

1表 各センター・研究所でのアンサンブル予報

2.1 ECMWF でのアンサンブル予報

ECMWF からは Molteni が参加し, T 21 L 3 の準地衡風モデルを用いた最適モード法(Molteni et al., 1992)によるアンサンブル予報実験(冬季 24 ケース, 15 日予報, それぞれ 33 個の予報 で構成されるアンサンブル予報)について,初期値の作り方と予報結果の処理方法を中心に報告し た(Palmer et al., 1992)。

最適モード法とは、低分解能の線形モデルで有限時間内に最も発達しやすいいくつかの不安定モードをあらかじめ計算し、それらを初期場に対する誤差として入れ(高分解能モデル用に内挿して) アンサンブル予報を行う方法である。今回報告された実験は、最適モード法による初期の予報実験 (Mureau et al., 1992)と比較して、以下の点においてアンサンブル予報の初期値をつくるための 工夫がなされている。

- 成長率の大きなものから32個の最適モードを選ぶ。ただし、標高の高い領域で振幅の大きな モードは除く。これは、鉛直方向に内挿するときに大きく変形するモードを除くためである。また、南半球に大きな振幅を持つ最適モードも除く。
- 最適内挿法によって見積もられる解析誤差の大きさになるべく近くなるように、それぞれのモードの振幅を設定する。
- 3. 空間的になるべく均質な分布となるように、最適モードを合成する。

この実験により、いくつかの良好な結果が得られた。特に、5日平均500hPa高度場の予報スキルとスプレッドとの相関係数が予報11-15日目でも0.5以上であるなど、予報精度の予報についての見通しが明るくなるような結果は、似たような開発を行っている我々を勇気づけた。

アンサンブル予報からより有効な情報を抽出するための,予報結果の後処理についても,気温予 報の確率的な表現や高度場・温度場のクラスター分けなどの例が紹介された。

一方, T 21 L 3 の準地衡風モデルで得られた最適モードを解析値に加える際に, 鉛直方向の内 挿に問題があることも明らかになった。このため,最適モードの計算にT 21 L 19 のプリミティブ モデルを用いるように新たに変更した。その結果,予報間のスプレッドが大きくなり,ブロッキン グ高気圧を予報する頻度も増したとの報告があった。

以上の結果を受け, ECMWF では 1992 年 12 月 19 日からアンサンブル予報(10 日予報)を表 1 に示したような形態で準ルーチン的に行っている。

JMA でも最適モード法によるアンサンブル予報実験を始めている。初期値に与える誤差には、 最も発展するという条件の他に、最適内挿法によって見積もられる誤差の大きさの分布の情報も取 り入れるべきだと考えている我々にとって、ECMWFの初期値の作り方は多いに参考になった。

2.2 NMC でのアンサンブル予報

NMCからは、Toth がアンサンブル予報の初期値の作り方について(Toth et al., 1993),また、 Tracton がルーチンで行っているアンサンブル予報(10日予報)について(Tracton et. al., 1993) 講演した。NMCではアンサンブル予報の特徴は、

1. アンサンブル予報の初期値の作り方として, BGM 法を採用していること。

2. 高解像度(T 126)モデルによる中期予報(10日予報)を、中解像度(T 62)モデルによるア ンサンブル予報に置き換えたこと。

である。

BGM (Breeding of growing modes) 法とは、予報解析サイクルの中で growing modes を育て る (breed) 方法である。解析値に小さな誤差を与えて6時間予報を行い、通常の6時間予報との 差を求める。この差を最初に与えた誤差と同じ大きさとなるようにスケーリングし、新たな誤差と して解析値に与えてまた6時間予報を行う。この操作を数回繰り返して最終的に得られる誤差をア ンサンブル予報の初期値に与える誤差とする。Toth は、この誤差はモデル・解析サイクルによく 馴染んだ first growing modes となっており、特に誤差が成長して非線形性が効いてくる場合には、 最適モード法よりも優れていると主張していた。また、簡単で安価な方法ではあるが、アンサンプ ル予報の初期値を作るためには効果的な方法であることが、モンテカルロ法や LAF 法との比較に よって示された。

結果を見ると BGM 法は確かに効果的な方法であると判断できるが、最初に与える誤差(彼は任意と言っていた)によって、BGM 法によって得られるアンサンブル予報の初期値の誤差は大きく変わるのではないかとの疑問を感じた。

NMCでは、高解像度(T126)モデルを用いた10日予報をルーチンで行っていた(決定論的な

-44-

New Ensemble Configuration

第1図 NMCでのアンサンブル予報(Tracton et al による) 1992 年 12 月 7日からルーチンで行われているアンサンブル予報の運用形態。BGM 法を使っていること、T 126 モデル(6日目まで)の予報をT 62 モデ ルを使って延長していること、LAF法も併用していることが特徴。

予報)が、1992年12月7日からは中解像度(T 62)モデルによるアンサンブル予報に切り替えた。 計算機資源には変わりがないため、アンサンブル予報を行うには分解能を落とすしかない。分解能 を落とすことによって個々の予報のスキルは下がるが、アンサンブル平均をとることによってスキ ルの向上が見込まれること、予報の信頼性を見積もれること、確率的な予報が可能となることなど の理由により、中解像度モデルによるアンサンブル予報を選択した。もちろん、背景には中期予報 の範囲では、予報は決定論的なものではなく、stochastic なものであるという認識がある。これら のことは JMA でも参考にしてよいかもしれない。LAF 法と BGM 法を併用し、14 個の予報で1 つのアンサンブルを構成している(第1図)。

予報結果の事後処理としては、アンサンブル平均のほか、高度場のクラスター分けをしたり、予 報間のスプレッドの空間分布を求めたりしている。また、標準偏差の0.5倍を超える大きな高度偏 差となる確率(アンサンブルのメンバーのうち大きな高度偏差を予報した割合)分布を求め、これ を実況の頻度により検証し、良い対応関係があることを示した。

2.3 そのほか

JMA からは、LAF 法による1か月予報実験の結果と最適モード法による実験の初歩的な結果に ついて報告した(山田、1992、前田ら、1993、高野ら、1993)。LAF 法については、最新の単独予 報に対してアンサンプル平均予報の成績が予報11-20日目頃まで改善されていないことに関連し て、12時間間隔の初期値からの予報を使っているため(最も古い予報は、5日前を初期値として いる。)ではないかとの質問が出された。また、アンサンブル予報の結果を確率的に処理し検証す べきとの指摘も受けた。最適モード法に関しては、空間的な非一様性を減らすために最適モードを 合成していることに対して、最も発展する誤差を作るためには最適モードの合成などしないほうが 良いのではとの疑問が出された。これについては、合成しても予報モデルでの誤差の成長率は小さ くならず、かえって大きくなっている例もあり、問題はないと答えた。

CNRM からはモデルの鉛直分解能を 30 層に増やした結果,16-45 日目の 30 日平均場のスキル が向上したとの報告があった。また,停滞性超長波の振幅が小さいという系統的誤差がやや改善さ れたとの報告もあり,鉛直分解能を増やすことも検討している JMA にとっては心強い結果であっ た。

数値1か月予報を最も精力的に行っているUKMOからは、1993年2月に持続した西ヨーロッパ のブロッキング高気圧の事例について、3つのモデル(1991年から1か月予報用に使っているモ デル、パラメータを少し変えたモデル、ECMWFのT 62モデル)の結果が報告された。予報期間 の後半(16日目以降)には、どのモデルもブロッキングの予報には成功しなかったとのことであっ た。

3. モデルの国際比較

前回のワークショップ(1990年)での提案を受けて、各国で共通のケースについてアンサンブ ル予報実験を行い、結果を比較しあうというセッションが設けられた。共通のケースとしては、延 長予報の成否の鍵となっている、天候レジームの遷移に関する10ケースが選ばれ(実際には、ブ ロッキング高気圧の発生・持続・消滅に関するケース)、予報精度の比較やケーススタディが行わ れた。場が大きく変動し、各国ともに精度の悪かった例や ECMWF (あるいは NMC)のみが精度 の良かった例などがあり興味を引いた。また、ECMWF の Molteni は、1989年1月末の事例につ いて、T 21 L 3 の準地衡風モデルによる最適モード法とT 21 L 19 のプリミティブモデルによる 最適モード法の結果を比較したところ、前者ではアラスカ付近のブロッキング高気圧を予報したの は、33 個の予報のうちわずか5 個の予報のみであったが、後者では11 個がブロッキングを予報し た(予報7日目)と報告した。これは、T 21 L 19 にした結果、予報間のスプレッドが広がったこ とによるようである。

ブロッキングの予報に関しては,総観規模擾乱との相互作用が重要であると思われるが,これに 関するクリアな解析が行われなかったのは残念であった。

なお準備期間が短かったため、JMA からは2ケースのみしか参加できなかった。

4. おわりに

ECMWFとNMCでアンサンブル予報(準)ルーチン的に始めたことにより,初期値をどうやっ て作るかという問題とともに,膨大な予報結果をいかに処理して有効な情報を抽出するかという問 題にも焦点が当てられるようになってきた。特に,確率予報的な試みも行われるようになったこと など,アンサンブル予報は新たな段階に突入したようである。

ただし、ルーチン化されたのは、平均的に実用に耐え得る予報精度のある 10 日予報の範囲であ る。10 日より長い予報を実用化するためには、予報精度を予報することが必要で、そのためには、 アンサンブル予報の結果から天候レジームの遷移に関する情報を引き出すことが不可欠である。今 回のワークショップではモデルの国際比較のセッションでこの点に関する議論が行われたが、あま り成果は得られなかったように思われる(英語力を含めた筆者の力量不足による誤解かもしれない が)。ブロッキングを含めた大気の長周期変動現象の、現実大気およびアンサンブル予報の結果を 用いた詳細な解析が必要であると感じた。1 か月予報の第2 旬をターゲットとして、アンサンブル 予報を実用化しようとしている我々にとって、避けては通れない問題である。

アンサンブル予報以外のセッションでも、いくつかの興味ある報告がなされました。ここで紹介 できないのは残念ですが、関心のある方はこの秋には発行されるワークショップの proceeding を 読んでください。

業務の忙しい中,快く送り出して頂いた長期予報課の皆さんに感謝します。また,高野さんを中 心とする1か月予報開発グループの皆さんや,数値予報課の露木さん,そして予報課の山田さんに は大変お世話になりました。ありがとうございました。

参考文献

前田 他(1993) 日本気象学会春季大会予稿集 C215

Mureau 他 (1992) Quqart. J. Roy. Met. Soc, 119, 299-323.

Palmer 他 (1992) ECMWF Research Department Tech. Memo. No. 188.

杉 (1990) グロースベッター 29巻1号, 59-67

高野 他(1993)日本気象学会春期大会予稿集 C216

Toth 他(1993) NMC Office Note 391. BAMSに投稿中

Tracton 他(1993) NMC Office Note 392 Weather and Forecastingに投稿中

山田(1992)数値予報課報告・別冊第38号,92-113

編集後記

1993年は長期予報や気候変動に関わる者にとって、長く記憶に残る年となりました。

7年続きの暖冬で始まり,春になると昨夏にいったん終息したかに見えたエルニーニョ現象が, わずか半年余りで再び発生の兆しを示しました。これはENSOの研究にとって興味深い事例です。 また4月頃からは偏西風の蛇行が大きくなり,全国的に低温傾向が続きました。梅雨明けも遅れ, 九州や西日本で記録的な大雨による災害が多発しました。8月になっても低温が続き,記録的の冷 夏は農業や景気にも大きな影響を与えました。低指数循環や低温がこれだけ持続したのは近年なかっ たことです。

世界的に見ても、アメリカではミシシッピ川の広範囲で長期間の氾濫と南東部での記録的な熱波、 インドやネパールのモンスーン期の洪水など異常気候が各地で発生しました。ENSO だけでなく、 中高緯度の循環についても全球的に大きな偏差があったと言えます。こうした循環場をもたらした 原因について、いろいろな調査・研究がすでに始められていることと思います。

さて,前回の「グロースベッター」が一部で配付がかなり遅れたことをおわびします。今後は遅 滞のないよう努力しますのでご斟酌ください。今回の「グロースベッター」は3つの論文と1つの 報告を掲載しました。特に楠さん,石井さん,投稿ありがとうございました。

「グロースベッター」は会員の皆さんの投稿によって成り立っています。短報でも構いませんの で,下記まで気軽に原稿を送ってください。この春に多くの新入会員があり,会員数も800人以上 となりましたので,投稿が増えるものと期待しています。

現在,「グロースベッター」は年2回,3月と10月に発行しており,それぞれの原稿の締切は 12月と7月です。印刷の書式は,1行44字,1ページ33行となっていますので,原稿もこの書 式に合わせていただくと幸いです。

(礒 部)

原稿送付先:

〒100 東京都千代田区大手町1-3-4 気象庁長期予報課内 L.F.グループ事務局 (TEL 03-3212-8341 内線 3159)

平成5年度グロースベッター役員 (防災研究所) 川村 隆一 (気象研究所) 佐藤 康夫 (長期予報課) 栗原 和夫, 酒井 重典, 高野 清治, 礒部 英彦:庶務担当 小島 直美, 山際龍太郎:会計担当

-48-

◇グロースペッター第31巻第2号の正誤表

前号に掲載された和方吉信さんの「エルニーニョと赤道波」において、編集の不手際により誤記 が多数ありました。おわびして訂正します。

正 誤 表

誤	正
•P25 式4	
= -AU	$= -AU - \Phi_x$
•P25 式6	
$-A \boldsymbol{\Phi} - K_{\boldsymbol{\ell}} T$	$-A \Phi - K_{e}T$
•P25 式7下	
右辺の第一項は水平移動流	右辺の第一項は水平移流
•P25 式7より2行下	
で,Ws は平均場の湧昇流を示し,	で,Wsは平均場の湧昇流を示し,
・P26 式11下	
x _e =9 ∂ x=10350km, \mathcal{E} L \mathcal{T} R=2 ∂ , x=	x ₀ =9δx=10350km, そしてR=2δx=
• P26 2章最後から5行目	
$\delta x = 115$ kmである。	δx=1151kmである。
• P 26 下から6行目	
222/日	1/(222日)
• P 27 表 1 最後	
7.95 ×10 ⁻ °㎞ ⁻ '東	7.95 ×10 ⁻ °km ⁻¹ s ⁻¹ 東
• P 27 上から3行目	
がEOF)や	がEOFや
• P 30 上から 11 行	
風が吹けばその東に伝わっていく。	風が吹けばその東では混合層深度は深くなり,
	その深度のアノマリーはケルビン波として東に
	伝わっていく。
• P35 上から4行目	
ここで,どうしたモデルに	ここで, どうしてモデルに
• P36 下から3行目	
事実,図9が示すように	事実,図8は示すように
• P44 下から6行目	
平均場では実件できない。	平均場では実現できない。
・P45 上から15行目	
······ and T. Yamada, 1989 : Time	····· and T. Yamagata, 1989 : Time