

# ロスビー波束の伝播に伴う小低気圧の急速な発達

～2002年11月に発生した事例の再現実験～

地球フロンティア研究システム 榎本 剛

地球シミュレータセンター 大淵 濟

東大理・地球惑星科学/地球フロンティア研究システム 中村 尚

地球フロンティア研究システム 山根省三

米国大気研究センター Melvyn A. Shapiro

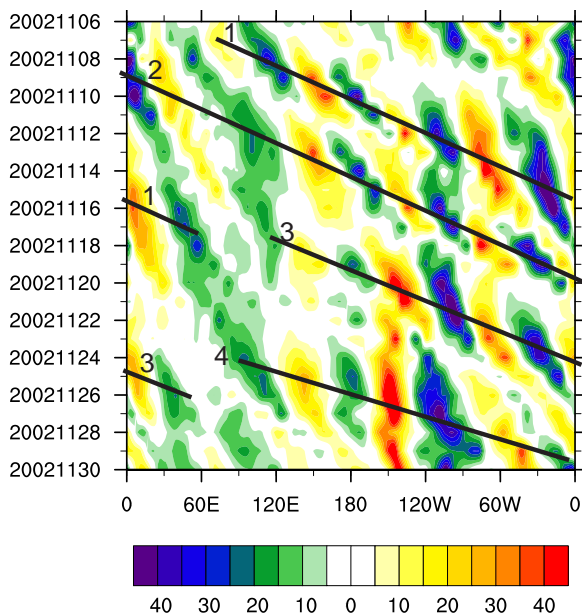


図 1: 35°N–60°N で平均した 250 hPa 面南北風の経度–時間断面図. 期間は, 2002 年 11 月 6 日から 30 日までで, 気象庁 GSM (全球モデル) GPV (格子点値) より作成.

## 1 はじめに

2002 年 11 月は, 北半球の各地, とくに北米から欧州, 北アフリカにかけて気象災害が多発した. これらの災害は互いに無関係ではなく, 低気圧の下流発達に伴うものであった. 図 1 に 250 hPa 面南北風の経度–時間断面図を示す. ひと月の間に顕著な波束が 4 回, それぞれ緯度円をほぼ 1 周している. 波束の発生は, 11 月上旬のインド洋から下旬の西太平洋へと東に移っている. これは熱帯の対流活発域 (図 2) とよく対応しているので, 対流活発域がロス

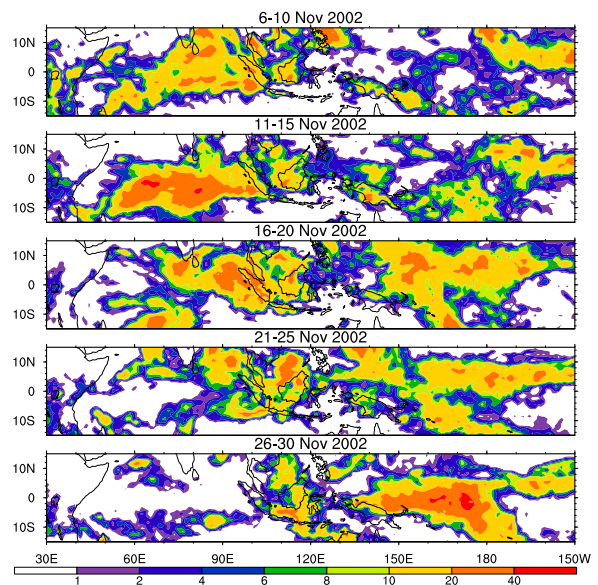


図 2: 5 日毎に平均した降水量 ( $\text{mm day}^{-1}$ ). GPCP (全球降水量気候値プロジェクト) 日平均データより作成.

ビー波束に関与していることが示唆される.

本研究では, 2002 年 11 月に観測された 4 つのロスビー波束のうち, スペイン沖でのタンカー座礁事故 (11 月 13 日頃座礁) に関連している最初のものをシミュレートしその予測可能性について調べる. タンカー座礁事故は, スペイン沖で急速に発達した小低気圧による強風が原因であるとみられている.

## 2 高解像度シミュレーション

シミュレーションは, CCSR/NIES AGCM (全球大気大循環モデル) 5.4.02 (Numaguti *et al.* 1997)

を参考にして地球シミュレータ用に開発された AFES (Shingu *et al.* 2003) を用いて行なった。水平解像度が約 20 km に相当する水平波数 639 で三角切断し、鉛直には 48 層とった (T639L48)。積雲対流スキームは、ダウンドラフトの効果を含む簡略化された Arakawa-Schubert 型のもの (Numaguti *et al.*, 1997) を使用した。初期値は、気象業務支援センターから研究用に配信されている気象庁 GSM (全球モデル) GPV (格子点値) データのうち、24 時間予報の初期値を T639L48 に内挿した。11 月 9 日及び 12 日の 0 UTC から、それぞれ 96, 120 時間積分した。

図 3 は、13 日及び 15 日 12 UTC における 500 hPa 面高度偏差 (gpm) である。各日付を中心とする 31 日移動平均からのずれを偏差と定義した。北米西岸から欧州にかけて、正負のパターンが緯度円に沿って並んでいる。また、アジア大陸から太平洋中部にかけても同様な偏差列が認められる。これらは、それぞれ 11 月の 1 つ目と 2 つ目の波列に対応する (図 1)。気象庁解析 (図 3c) と比較すると、12 日から及び 9 日からのシミュレーション (図 3a, b) とともに高度偏差はきわめて正確に再現されている。図は省略するが、積分期間の終了時刻に至るまでシミュレーションと観測の偏差の分布は非常によく一致している。これは、ロスビー波束の線型的な伝播の様子を反映していると考えられる。

波束の伝播が正確に捉えられていることは、必ずしも局地的な顕著現象が再現されていることを意味しない。図 4 に 13 日 12 UTC における海面更正気圧 (hPa) を示す。観測 (図 4c) には低気圧の中心 (15°W, 55°N) からスペイン沖 (10°W, 45°N) に向かって気圧の谷がのびている。この小低気圧はシミュレーションでは正確にとらえられていない。12 日からのシミュレーションは (図 4a), 全体的な気圧分布は観測とよく似ているが、スペイン沖の谷が十分に深まっていない。9 日からのシミュレーションではイギリス南西部 (5°W, 52°N) に低気圧の中心の一つがみられる。上層の渦位偏差等の時間発展をみると、この低気圧は観測でスペイン沖に見られるものに対応するものと推定される。位置が北にずれており、発達はやや速かった。このことは、図 1 から推定した観測の群速度 ( $27.4 \text{ ms}^{-1}$ ) よりも、同様な図から推定されるシミュレーションでの群速度 ( $29.5 \text{ ms}^{-1}$ ) が若干速かったことと矛盾しない。

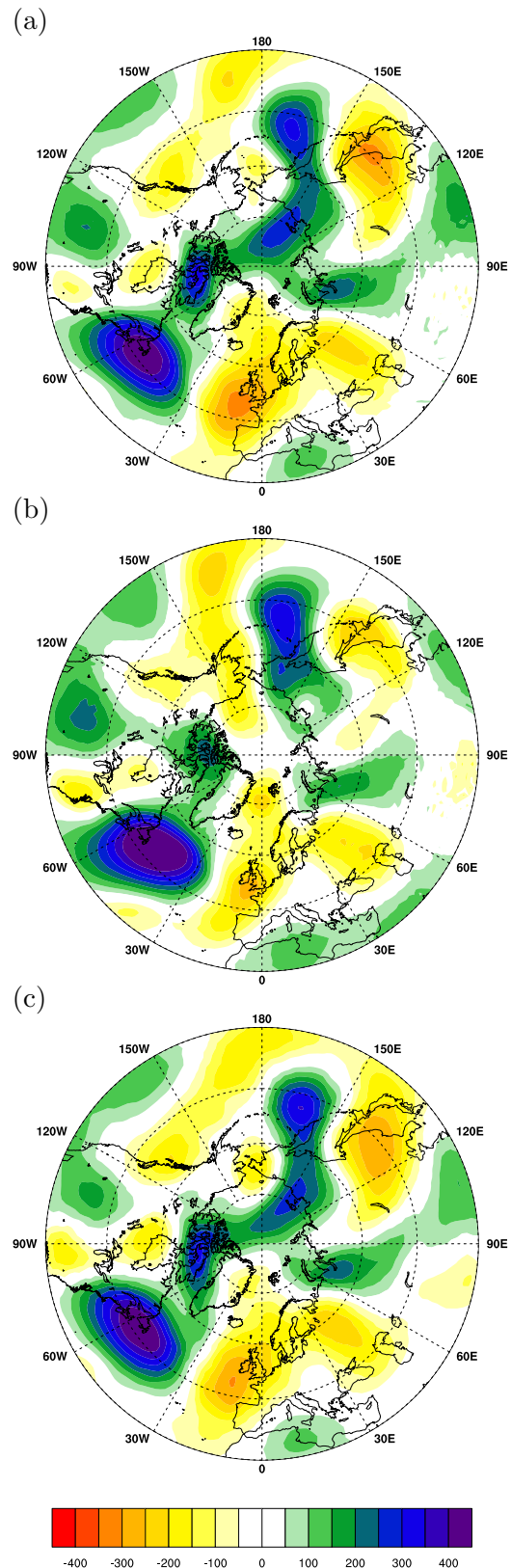


図 3: 13 日 12 UTC における北半球 (30°N 以北) 250 hPa 高度偏差 (gpm) 分布. (a) 12 日 及び (b) 9 日 0 UTC からのそれぞれ 36, 108 時間シミュレーション. (c) 気象庁解析値.

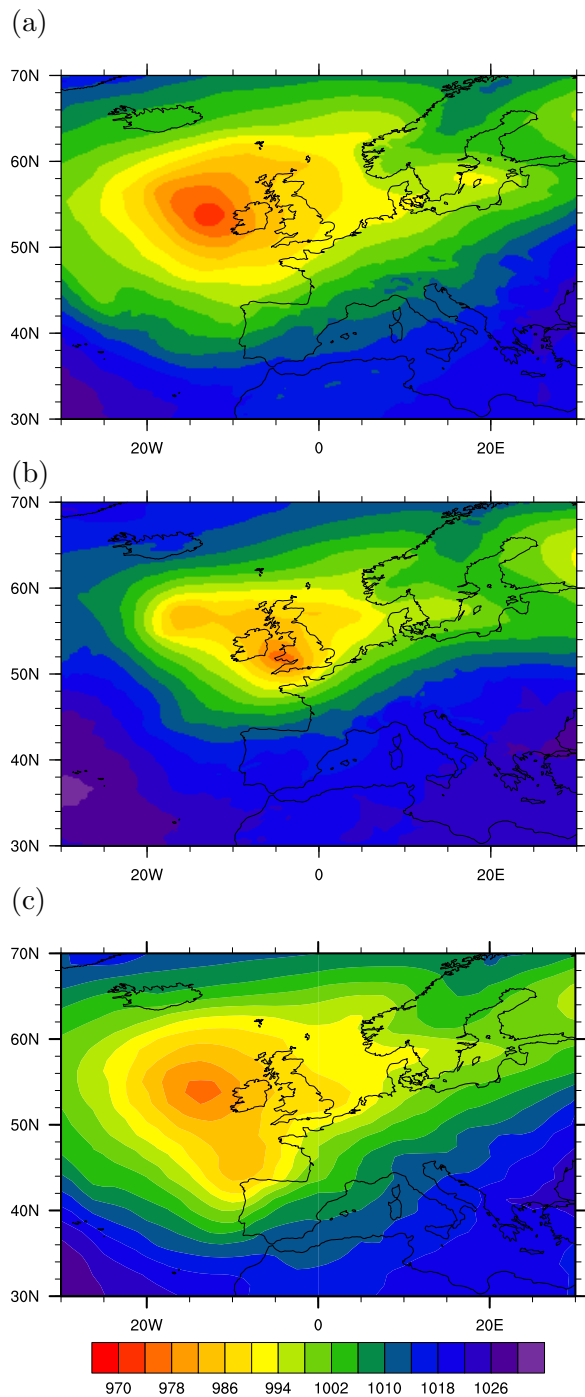


図 4: 13 日 12 UTC における欧州大西洋岸付近の海面気圧 (hPa) 分布. (a) 12 日 及び (b) 9 日 0 UTC からのそれぞれ 36, 108 時間シミュレーション. (c) 気象庁解析値.

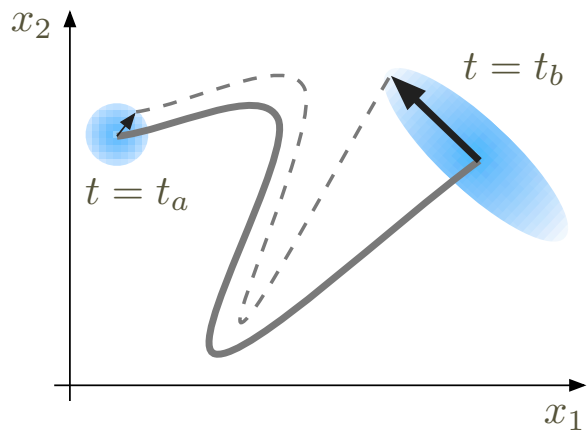


図 5: アンサンブル予報を用いた感度解析の概念図. 水色の楕円はメンバー間のばらつき. 実線はコントロールランまたはアンサンブル平均, 点線は最適成長モードを実現したメンバー (山根, 2002 を改変).

### 3 アンサンブル予報を用いた高感度領域の推定

高解像度を用いてもスペイン沖の小低気圧の発達を捉えることのできなかった要因として, モデルの不完全性ととも初期値に含まれる誤差が考えられる. どの部分がより正確であれば, 着目している現象を再現することができたのだろうか. ここでは, 気象庁が研究用に気象業務支援センターを通じて提供している GPV データの一つである週間アンサンブル予報を用いて, 着目した領域に対して感度の高い領域を計算してみることにする.

気象庁の週間アンサンブル予報は, コントロールランと正負の初期擾乱を与えた 12 組, 計 25 メンバーからなっている. 図 5 は, アンサンブル予報を用いた感度解析の概念図である. 高感度領域の検出とは, 時刻  $t = t_b$  における最適成長モードに対応する, 時刻  $t = t_a$  での擾乱を求めることである. まず,  $A$  を時刻  $t_b$  における対象領域のアンサンブル予報の偏差を表す行列であるとする. これを SVD (特異値分解) 法により主成分分析を行なう.

$$A = USV^T. \quad (1)$$

$U$  は EOF (経験的直交関数),  $S$  の対角成分は標準偏差,  $V$  は PC (主成分) である. このとき主成分の予報偏差行列に対する線型回帰  $AV(N-1)^{-1/2} = US(N-1)^{-1/2}$  は, 1 標準偏差の振幅を持たせた各モードの空間分布を表す. ここで  $N$  はアンサンブルメンバーの数である. 初期偏差  $A_0$  と予報偏差  $A$



との間に  $P$  を線型演算子とする線型関係,

$$A_0 = PA = PUSV^T, \quad (2)$$

が成り立つとき, 両辺に右から 主成分  $V(N-1)^{-1/2}$  をかけて,

$$\frac{A_0V}{\sqrt{N-1}} = \frac{PAV}{\sqrt{N-1}} = \frac{PUS}{\sqrt{N-1}}, \quad (3)$$

が得られる. これは, 予報偏差の各モードに対応する初期擾乱の空間分布を示している. これが時刻  $t = t_b$  の対象領域に対する時刻  $t = t_a$  における感度である.

図 6a は, 感度解析の一例である. 12 日 12 UTC を初期時刻とするアンサンブル予報の 500 hPa 面高度を対流圏の偏差の指標として用いた. 対象としたのは, 小低気圧が発生した 13 日 12 UTC 領域 ( $15^\circ\text{W}-5^\circ\text{W}$ ,  $35^\circ\text{N}-45^\circ\text{N}$ ) である. ここでは第一主成分に対する感度を示している. 感度の高い領域がラブラドル半島北東端 ( $55^\circ\text{W}$ ,  $55^\circ\text{N}$ ) に見られる. 図 6b と比較すると, 高相当渦位領域の北東縁に対応する. 図 3c に, この偏差に対応する 250 hPa 面高度偏差がある. 24 時間後の観測された渦位と波の活動度フラックスの分布 (図 7) を見ると, ラブラドル半島から高渦位領域が舌状に伸びてスペイン沖に気圧の谷を形成している. このことから, 初期にラブラドル半島北東端にあった高度偏差の強弱により, ラブラドル半島上からの渦位の移流の強さが変わりスペイン沖の気圧の谷の深さに影響していたのだと考えられる.

## 4 まとめと議論

2002 年 11 月に発生した低気圧の下流発達を高解像度大気大循環モデルでシミュレートした. 500 hPa 高度偏差は積分期間の最後まで大変よく再現されていた. しかしながら, 高解像度を用いたにもかかわらず, スペイン沖で観測された小低気圧については発生時刻や場所を再現することはできなかった. アンサンブル予報を用いて高感度領域を調べたところ, 高渦位領域の先端に検出された. 小低気圧はこのような領域の初期値が改善されれば, より正確に予測することが可能であると考えられる. 波束の線形的な伝播の予測可能性が高く, 渦位の微細な構造の予測可能性が低かったことは, Lee and Held (1993) の指摘と一致する.

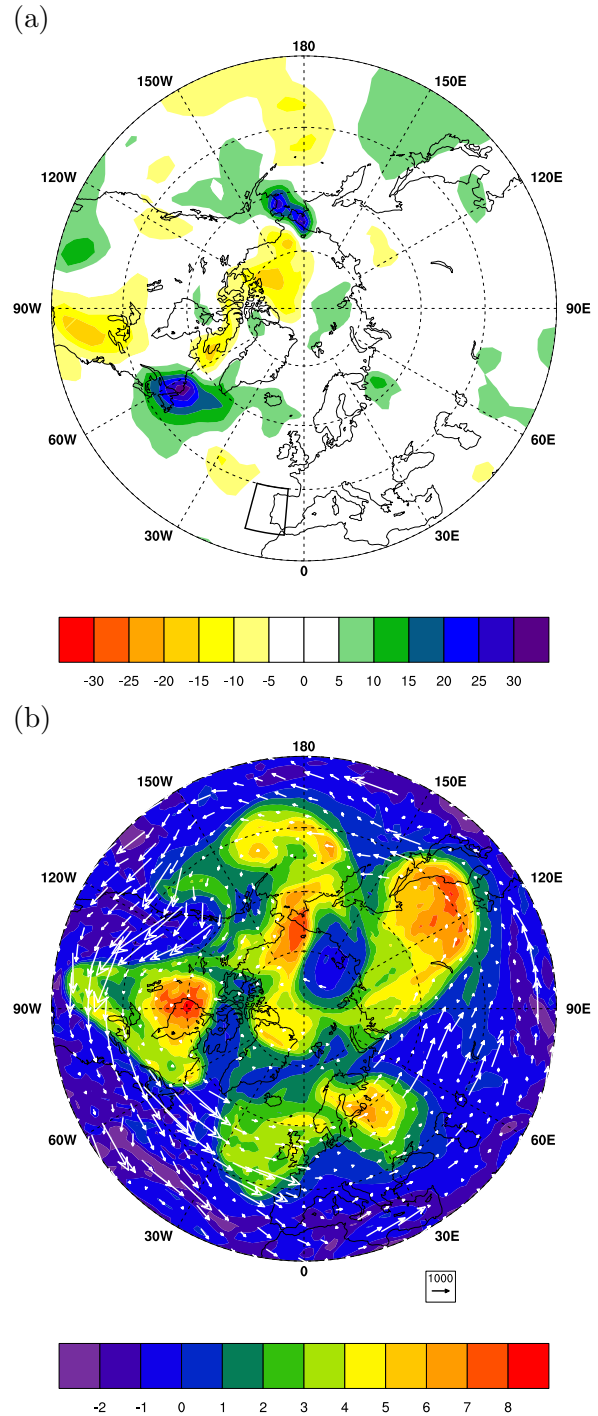


図 6: (a) 12 日 12 UTC を初期時刻とする気象庁週間アンサンブル予報から計算した 500 hPa 面高度の高感度領域 (gpm). 13 日 12 UTC における ( $15^\circ\text{W}-5^\circ\text{W}$ ,  $35^\circ\text{N}-45^\circ\text{N}$ ) の高度偏差に対する初期時刻における感度を表す. (b) 12 日 12 UTC における 250 hPa 渦位 (PVU) と Takaya and Nakamura (2001) の定式化による波の活動度フラックス ( $\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ). 総観規模擾乱の位相速度は  $9 \text{ m s}^{-1}$  として計算した.

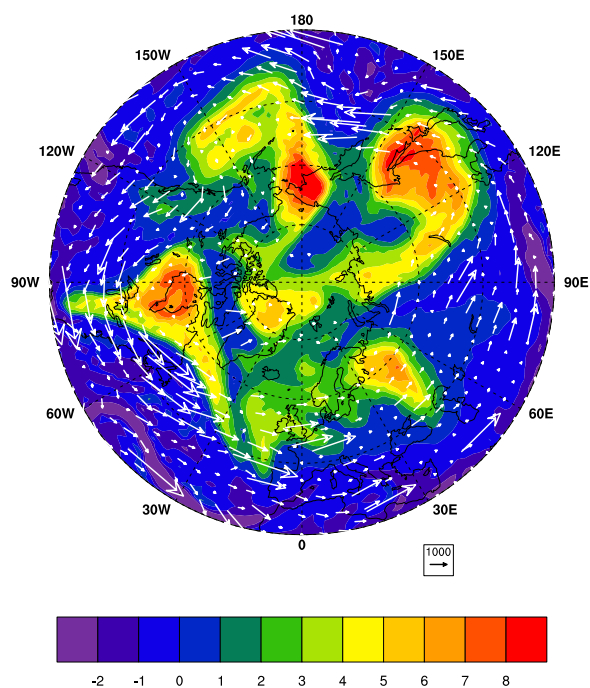


図 7: 図 6b に同じ. ただし, 13 日 12 UTC.

## 参考文献

- Lee, S. and I. M. Held, 1993: Baroclinic wave packets in models and observations. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1413–1428.
- Numaguti, A., S. Sugata, M. Takahashi, T. Nakajima, A. Sumi, 1997: Study on the climate system and mass transport by a climate model. *CGER's Supercomputer Monograph*, **3**, Center for Global Environmental Research, National Institute for Environmental Studies, Tsukuba, Japan.
- Shingu, S., H. Takahara, H. Fuchigami, M. Yamada, Y. Tsuda, W. Ohfuchi, Y. Sasaki, K. Kobayashi, T. Hagiwara, S. Habata, M. Yokokawa, H. Itoh and K. Otsuka, 2003: A 26.58 Tflops global atmospheric simulation with the spectral transform method on the Earth Simulator., *Proc. 2002 ACM/IEEE SC2002 Conference*. ACM., [http://www.sc-2002.org/program\\_tech.html](http://www.sc-2002.org/program_tech.html)
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally-varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608–627.
- 山根省三, 2002: 摂動の線型発展の理論., 気象研究