Meteorological Society of Japan

〔解　説〕

101：*103*：*104*：*301*（ストームトラック；大循環モデル；南半球；大気海洋相互作用；総観擾乱）

南半球冬季ストームトラックの東西非対称性の形成について

—2005年度山本・正野論文賞受賞記念講演—

稲津　將*

1．はじめに

この度は，栄誉ある山本正野論文賞を受賞するに至り，甚だ恐縮する次第です．歴代の受賞者の錚々（そうそう）たる面々に比して，知識と技倆の両面で自らの非力さが際立つところであります．今後とも日々の研究活動に邁進し，諸先輩に少しでも追いつけるよう精進する事を，ここに誓います．

さて，受賞対象論文Inatsu and Hoskins（2004）の主題は，南半球冬季のストームトラックの東西非対称性の形成機構です．ストームトラックとは，中緯度における温帯低気圧，また広義にはその前後の移動性高気圧がよく通過する経路を指します．このような本来の語義からすると，ストームトラックは個々の高低気圧を追跡するというラグランジュ的な手法に依るべきです．しかし，対象論文では簡単の為，ストームトラックを300 hPa面における総観規模擾乱の渦の運動エネルギー $\frac{1}{2}(\tilde{u}^2+\tilde{v}^2)$ によって評価します．ここで，u は東西風，v は南北風を表し，チルダーは2日から8日の周期の擾乱を意味します†．さらに，表題に於ける「東西非対称性」とは，ある物理量（ここではストームトラック活動）が緯度円上で一定値をとらず，ある経度で大きく，別の経度では小さいという性質のことです．

対象論文では南半球冬季を議論する事が主題ですが，その前に，まず北半球冬季のストームトラックを確認しましょう．第1図aは，1979～1993年のヨーロッパ中長期予報センター（ECMWF）の再解析データERA-15をもとにして計算した，北半球冬季（12月～2月）のストームトラック活動度（総観規模擾乱の渦の運動エネルギー）です．北半球冬季のストームトラックは，太平洋上と大西洋上に存在します（Blackmon *et al.*, 1977）．この観測事実は，伝統的な線形傾圧不安定理論により概ね説明されています．即ち，ストームトラックを構成する傾圧性擾乱は，強い西風の基本場の中で大きな成長率をもつので，西風強風域である日本と北米東部の下流にストーム活動の極大域が存するのです．尚，西風ジェットが大陸の東部で特に強い理由は，ヒマラヤ山脈やロッキー山脈といった大規模山塊が強制ロスビー波を励起する事で説明されます．日本上空のジェット気流に関しては，熱帯の海面水温の東西非対称性の重要性が指摘されています（Inatsu *et al.*, 2000；2002a）．従って，北半球冬季のストームトラックの東西非対称性の原因は，究極的には大規模山塊と熱帯の海面水温分布にあるといえます．このように大気現象の東西非対称性の要因は，大気と陸面や海洋との間の相互作用を無視すれば（この点については本稿末尾で議論します），山岳，海陸分布，海面水温分布といった地表面条件の東西非対称性に求める事が出来ます．

これを踏まえて，論文の主題である南半球冬季のストームトラックを見ます．第1図bは，ERA-15の1979～1993年までの南半球冬季（6～8月）で平均した総観規模擾乱の渦の運動エネルギーです．この図は，南極を中心とする極投影図法で描かれています．この図に於いて時計回りの方向が東であり，また図の左にインド洋，右上に南太平洋，そして右下に南大西

* 東京大学気候システム研究センター．
inaz@ccsr.u-tokyo.ac.jp

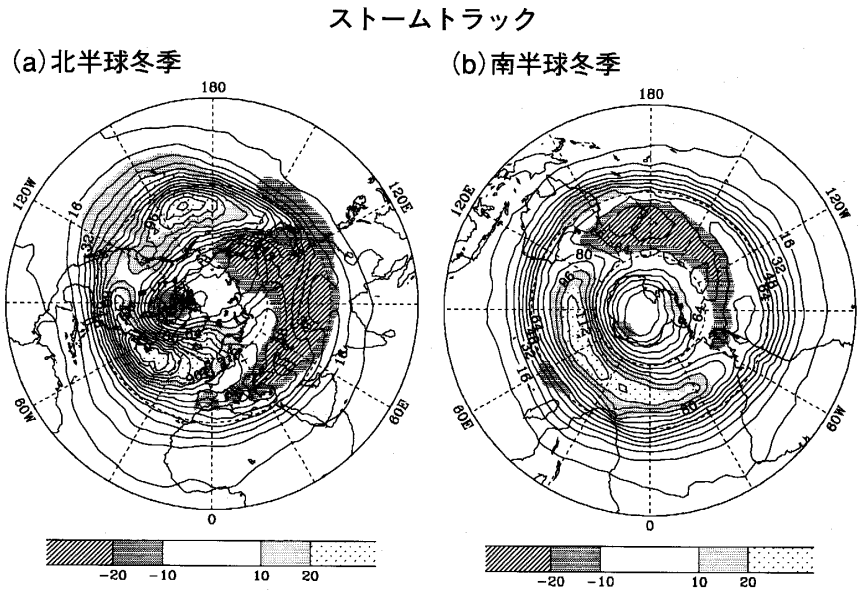
—2005年11月29日受領—
—2006年5月19日受理—

© 2006　日本気象学会

† 数値フィルター $\tilde{F}(t)=\Sigma_{|k|\leq 5}\, a_{|k|}F(t+k\text{ 日})$．を用いて周期帯を取りだした．ただし，$(a_0, a_1, \cdots, a_5)=(0.7, -0.25, -0.15, -0.042, 0.041, 0.057)$

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan



第1図 (a) 北半球冬季と (b) 南半球冬季におけるストームトラック．等値線は，300 hPa の総観擾乱の渦の運動エネルギー（等値線間隔 8 m^2s^{-2}）を表し，陰影はその東西平均からのずれを表す（陰影は左下に示した階調の通り）．データはヨーロッパ中長期予報センター（ECMWF）の再解析データ（ERA-15）を使用しました．これらの図の外縁は赤道です．

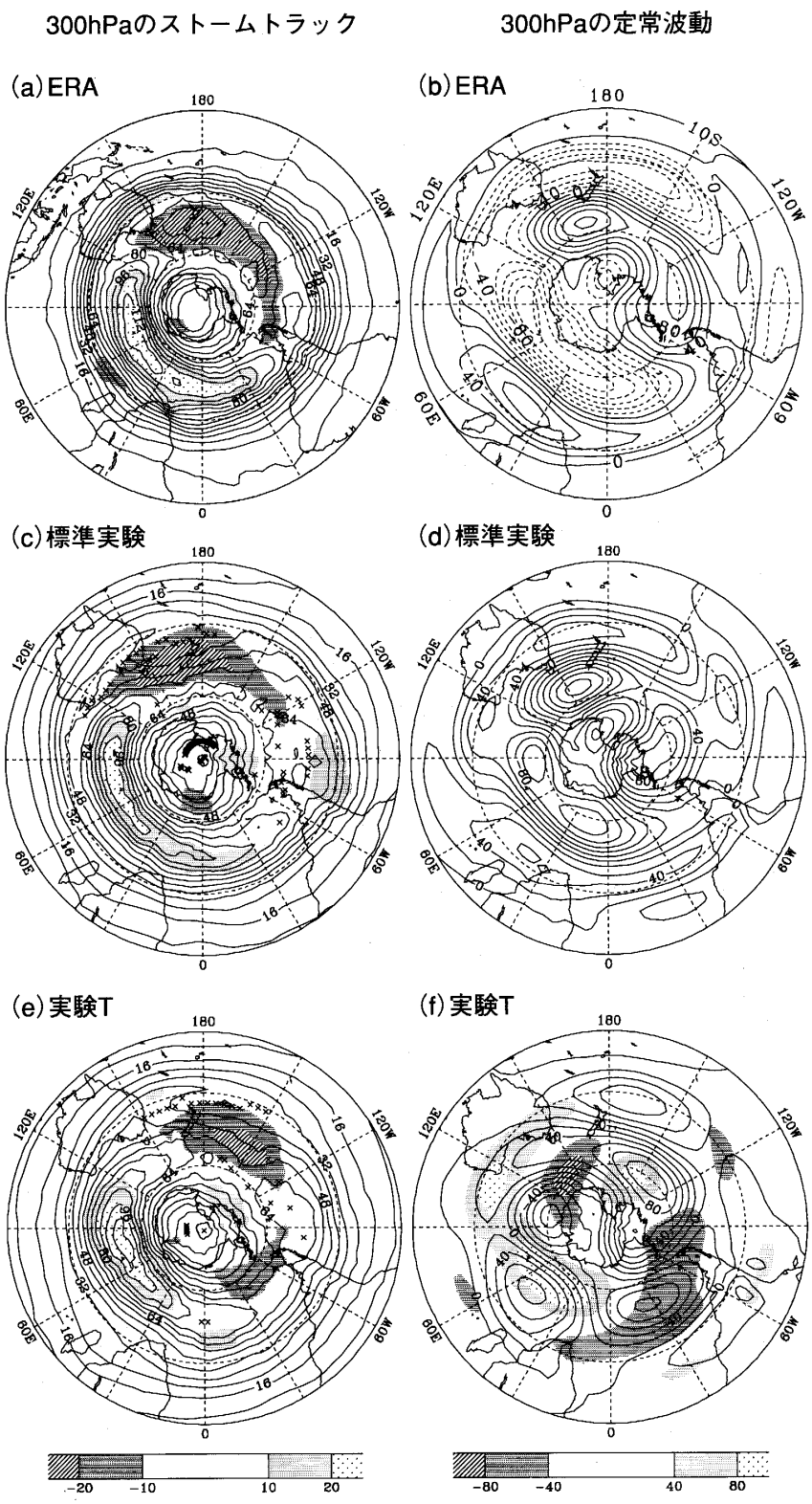
洋を配しています．総観擾乱がもっとも活発な領域（以降，ストームトラック中心と呼ぶ）は，南緯40～50度の緯度帯の中央大西洋から東部インド洋にかけて拡がっています．この緯度帯における渦の運動エネルギーの最小域は，オーストラリアの南西からマゼラン海峡（西経70度，南緯50度）にかけて拡がっており，最小値はニュージーランド（西経170度，南緯40度）の付近にあります．このような南半球冬季のストームトラックの概観は，Trenberth (1991) でも同様に示されています．

南半球冬季のストームトラックの構造をさらに明確にする為，各経度毎の総観擾乱の渦の運動エネルギーの極大（第2図aの十字印）に注目します．インド洋上のストームトラック中心から東に向かうと，オーストラリア付近で2つの副次的なストームトラックが現われます．一方はオーストラリアの北東（東経150度，南緯25度）に，もう一方はロス海（西経170度，南緯75度）に向かって延びています．このようなストームトラックの分岐は，1点ラグ相関 (Lim and Wallace, 1991) の手法を用いて Chang (1999) も議論しています．さらに東方を眺めると，亜熱帯側のストームトラックは亜熱帯ジェットに沿って徐々に活発になり，アンデス山脈（西経70度，南緯40度）の領域で一旦途切れた後に最終的には若干南下してさらに東方の南大西洋でストームトラック中心に結合しています．これらを総合すると，南半球ストームトラックの形状は，ニュージーランドの北から始まり，南太平洋を横断して，チリ付近で空間的に一旦断裂するも，南大西洋からインド洋でもっとも活発となり，最終的には南極の縁に沿って減衰しロス海付近で終焉するという螺旋状の構造が浮かび上がります．このような螺旋構造は，最新の動点追跡技術による下部対流圏の低気圧システムの軌跡密度の計算，つまりはラグランジュ的な見積もり，でも鮮明に描かれています．(Hoskins and Hodges, 2005)．

さて，このように南半球冬季のストームトラックは，北半球冬季のそれと劣らぬほど，東西非対称性が目立っています．しかしながら，南半球は北半球と比べて地表面条件の東西非対称性はそれ程目立つわけではありません．そこで，対象論文の問題を，「なぜ南半球冬季のストームトラックにはこのような顕著な東西非対称性が見られるのか？」としました．ここでは，比較的東西一様とはいえ幾分の東西非対称成分を有する南半球の地表面条件のどれが，どの程度，そしてどのように南半球のストームトラックの東西非対称性を作りだすかという問題に置き換えて考えます．第3図は，南半球冬季における地表面条件を表したものです．この図の海上に於けるの等値線は海面水温の6月～8月の気候値を，海上に附した陰影はその東西非対称成分を表します．陸上の等値線および陰影は海抜高度を表しています．この図から南半球冬季のストームトラックの東西非対称性の原因として，熱帯の海面水温，南極，そして幾つかの中緯度強制力を候補に挙げる事が出来ます．熱帯の海面水温は，インド洋から西太平洋にかけて暖水域と東太平洋における冷水域に特徴づけらます．熱帯の海面水温の東西変化は，対流活動を通じて両半球の中高緯度の定常波動の形成に本

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan



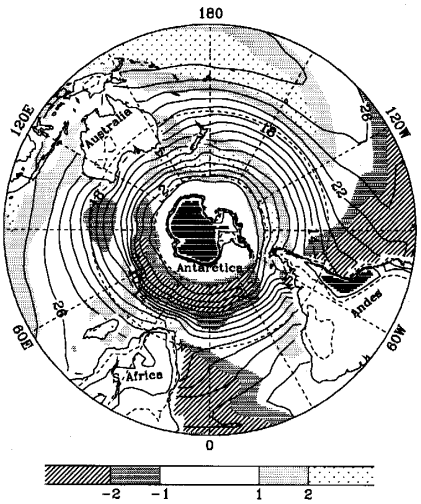
第2図 (a) ERA-15データの南半球冬季の300 hPaにおける総観規模の時間スケールの渦の運動エネルギー（等値線間隔8 m^2s^{-2}）とその東西平均からのずれ（陰影は左下に附した階調の通り）．十字印はそれぞれの経度に対する渦の運動エネルギーの極大．(b) ERA-15データの南半球冬季の300 hPaにおけるジオポテンシャル高度の東西非対称性成分(等値線間隔は20 mで負値は破線)．(c, d)(a, b)と同様ですが，標準実験の結果の図．(e, f)(a, b)と同様ですが，実験Tの結果の図．(f)に於いて，陰影（右下の階調の通り）は標準実験からの差異を表します．これらの図の外縁は南緯10度．

質的である事が知られています（例えばHorel and Wallace, 1981；Karoly, 1989）．Sinclair *et al.* (1997) やSolman and Menéndez (2002) は，エルニーニョの期間，傾圧渦が南西太平洋で減少し亜寒帯の導波管に集まりやすい事を示唆しています．従って，熱帯の海面水温の非対称性は，南半球のストームトラックに対して重要な役割を果たすものと推測されます．次に，南極大陸も東西非対称成分を持ちます．というのも，南極大陸は，南極点からその重心がずれているので東西波数1の強制力となる可能性があるからです．しかし，Quintanar and Mechoso (1995) は，南半球大気に対する南極大陸の影響は南極付近に限定され，南極から離れたところでは無視できる，と論述しています．

中緯度の強制力にも，東西非対称成分を有する様々な地表面条件があります．対象論文では，ストームトラックの非対称性の形成を作り得る強制力として，中緯度の海面水温，南アフリカの丘陵，アンデス山脈の3つに着目しました．まず，もし中緯度の海面水温の勾配が直接直上の大気の傾圧度を制御するならば，中緯度の海面水温強制はストームトラックにとって重要な強制力として作用するはずです（Hoskins and Valdes, 1990）．南半球冬

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan



第3図　海洋域は，南半球冬季（6月～8月）で平均した気候値の海面水温（等値線間隔2°C）とその東西非対称成分（陰影は図下部の階調）陸域は，海抜高度（点線は500 m，実線は1 km，黒塗は2 km超）．この図の外縁は赤道です．

季，中緯度海面水温の南北勾配はマダカスカル島の南（東経45度，南緯40度）で最大，また南太平洋で最小となります（第3図）．中緯度に於ける海面水温の南北勾配と南半球ストームトラックとの関係は，観測データの解析とモデル研究の両面から近年精力的に調べられています．Nakamura and Shimpo（2004）は，季節および経年の時間スケールで両者が密接な関係にある事をデータ解析を通じて示しました．また，Inatsu *et al.*（2002b；2003）は，ストームトラック軸に中心を持つ東西波数1の海面水温勾配を与えた水惑星実験によって両者の密接な関係を提示しました．第2に，アンデス山脈は，低気圧の生成に対し重要という議論があります．特に，アンデス山脈の下流（上流）で顕著に低気圧は生成（消滅）します（Sinclair, 1995；Gan and Rao, 1994；Hoskins and Hodges, 2005）．貿易風がアンデス山脈に遮られブラジルから中緯度域へ多くの水蒸気が輸送される事も，この低気圧の生成に大いに関連しているという議論もあります（James and Anderson, 1984）．最後に，南アフリカ丘陵は，低気圧システムの生成の解析から南アフリカの西岸における低気圧生成がインド洋状の傾圧渦の発達を増幅している可能性があります．これはHoskins and Hodges（2005）の結果からも予想できます．

このような様々な熱帯，中緯度，極の強制力が，どの程度南半球冬季のストームトラックの東西非対称性を作りだすかが，対象論文で調べるべき課題です．対象論文では，Quintanar and Mechoso（1995）の結果を踏まえ，また技術的な問題もあって，南極大陸上の山岳の東西非対称性を取り除く実験は行いませんでした．ですので，ここでは，熱帯の海面水温，中緯度の海面水温，南アフリカの丘陵，アンデス山脈の4つの要素を調べました．尚，南半球の夏季のストームトラックは殆ど東西一様なので，以下の議論は全て南半球の冬季に於けるものです．

本稿は第1図を除き，Inatsu and Hoskins（2004）の図版をそのまま用いています．

2．実験

本研究では，英国ハドレーセンターの大気大循環モデルHadAM3を用いました．このモデルは，経度3.75度，緯度2.5度間隔で鉛直19層の格子モデルです（詳細はPope *et al.*, 2000を参照）．全ての実験について，スピンアップ後，季節進行を含む9年の数値積分を実行し，日平均のデータを出力しました．

まず，気候値の海面水温と現実の山岳を与えた実験（標準実験と呼ぶ）を行いました，導入に示した対象論文の目的を達する為，次の様な実験を設計しました．例えば，ある地表面条件の効果は，標準実験とその地表面条件を除いた実験を比較する事で得られます．そこで，熱帯の海面水温の東西非対称性，中緯度の海面水温の非対称性，南極を除く南半球の地形，南アフリカの丘陵，およびアンデス山脈を除いた実験を，実験T，実験M，実験N，実験S，および実験Aとそれぞれ称して，行いました（第1表）．実験Tでは，南緯20度から北緯20度までの海面水温を海面水温の気候値の東西平均値で置き換え，北緯35度以北および南緯35度以南の海面水温は気候値を与え，その間

第1表　実験設定．

実験名	除いた地表面条件
標準実験	なし
実験T	熱帯の海面水温の東西非対称性成分
実験M	中緯度の海面水温の東西非対称性成分
実験N	南極を除いた南半球の全ての山岳
実験S	南アフリカの山岳
実験A	南米の山岳

NII-Electronic Library Service

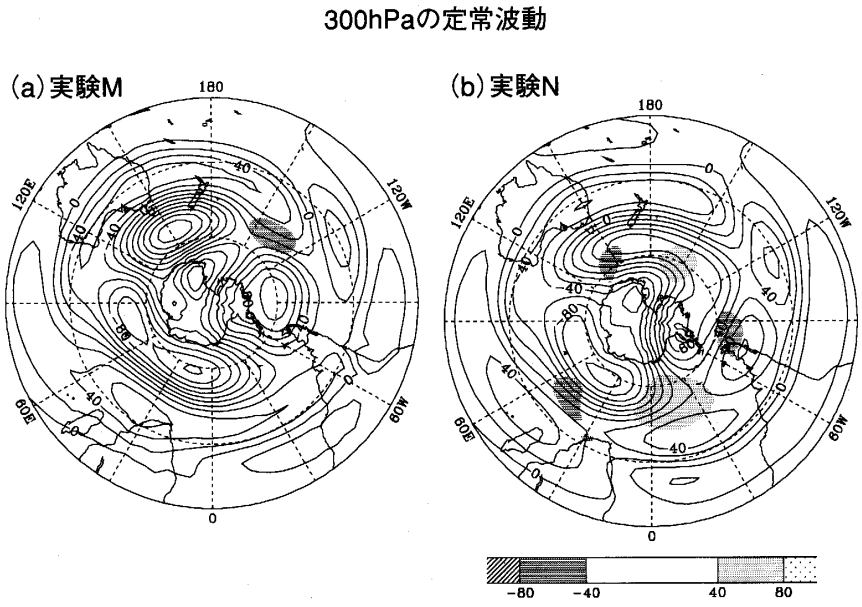
Meteorological Society of Japan

の20度から35度の間の緯度ではそれらを滑らかに接続する様にしました．これと対照的に，実験Mでは南緯35度以南に東西対称な海面水温を，また南緯20度以北は気候値の海面水温を与え，その間は滑らかに接続しました．実験Nでは南緯60度より南緯15度までを山岳のない0mの地形にし，南緯15度から赤道までの間で現実の値に緩やかに変化させました．この実験Nでは，海面水温は気候値を与え，粗度は山岳を除いた領域では0として与えました．実験Sおよび実験Aは，南アフリカ大陸および南米大陸上の山岳を標高0mの平地とした実験です．

3．上部対流圏のストームトラック

第2図c〜f，第4図および第5図は，南半球冬季の300 hPa面における，総観規模の渦の運動エネルギーと定常波動の各実験の結果です．ここで定常波動は時間平均のジオポテンシャル高度の東西非対称成分により見積もりました．標準実験（第2図c）では，渦の運動エネルギーは概ね10%程度現実より弱くなりましたが，オーストラリアからロス海にかけての螺旋構造（第2図a，cの十字印）や，南緯40度から南緯50度までの中央大西洋から東部インド洋にかけて渦の運動エネルギーの極大値といった，細部の特徴に至るまで観測された上部対流圏のストームトラック（第2図a）をよく再現しています．標準実験における定常波動（第2図d）もまた，観測されたもの（第2図b）と極めてよく似ています．南緯40度以南では，東経60度，南緯50度に中心を持ち大西洋からインド洋にかけて拡がる定常的な低気圧と，ニュージーランドの南西（東経160度，南緯50度）とベリングスハウゼン海（西経100度，南緯60度）に2つの定常的な高気圧があります．ニュージーランド付近の高気圧とそれを挟む亜熱帯と極の2つの定常低気圧は，オーストラリア上の強い亜熱帯ジェットと南極付近の亜寒帯ジェットと関係しています（図略）．これらは大きな定常低気圧の北縁に沿ったインド洋上のシングルジェットの下流に存在します．このように標準実験は南半球大気の観測事実をよく再現しています．従って，標準実験は他の実験との比較をする際，基準として扱っても良いものと判断しました．

熱帯の海面水温を東西一様に与えた実験Tでは，南半球大気の非対称構造が大きく変化しました（第2図e）．この実験では，ストームトラック中心は緯度方向に幅が広くなり，また経度方向にはニュージーランド付近の渦の運動エネルギーの極小値を追いやる様に，より東にずれました．南半球全体を眺めると，この実験におけるストームトラックは螺旋状というよりは環状の構造に変わっています（第2図eにおける十字印）．また，このようなストームトラックの変化と大いに関係して，定常波動も変化します，東西波数1または2の定常波動の振幅は小さくなり，定常低気圧や定常高気圧の位置は劇的に変化しました（第2図f）．南インド洋の最大規模の定常低気圧はこの実験ではありません．このことはストームトラック中心が緯度経度方向に広くなった事と関係しています．ニュージーランド付近とベリングスハウゼン海の強い2つの定常高気圧は1つに併合し，非常に弱くなりました．このことは渦の運動エネルギーの極小が弱くなった事



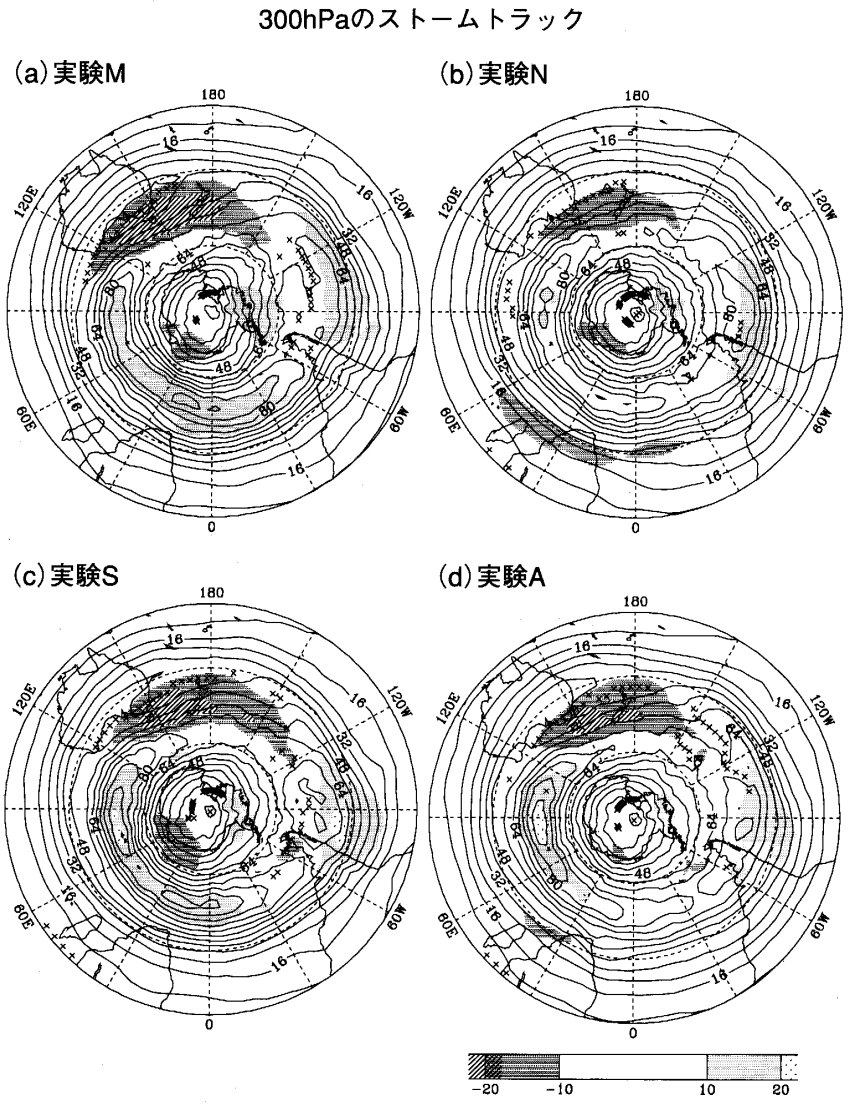
第4図　(a) 実験Mと (b) 実験Nにおける南半球冬季の300 hPaのジオポテンシャル高度（等値線間隔は20 mで負値は破線）．陰影は標準実験からの差異を示します（図下の階調参照）．これらの図の外縁は赤道です．

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan

と整合的です．この結果，亜寒帯ジェットが中央太平洋に侵入し，東インド洋における分流は殆んど見られなくなりました．

これとは対照的に，中緯度の強制力を除いた各実験の定常波動は，標準実験のそれと酷似しています（第2図dと第4図；実験Sと実験Aは図略）．中緯度の強制力を除いたいずれの実験に於いても，大西洋とインド洋にかけて延びる定常低気圧と，ニュージーランドとベリングスハウゼン海の定常高気圧は不変です．第5図で示した様に，ストームトラックの螺旋構造も維持されています（第5図の十字印）．しかし，量の大小は別としてストームトラックには明らかな変化がありました．はじめに，中緯度海面水温の東西非対称成分を取り除いた場合（実験M）を考えます．インド洋上の渦の運動エネルギーは10～20%減少し，チリ沖のそれは10～20%増加しました（第5図a）．この実験Mでは，ニュージーランド付近の渦の運動エネルギーの極小域と他の特徴は保持されていました．第2に，南極を除いた全ての南半球の山岳を除いた場合（実験N），渦の運動エネルギーの東西非対称性は幾分減少しましたが，しかし渦の運動エネルギーの極大と極小の位置に変化はありませんでした（第5図b）．この実験Nでは，ストームトラックの螺旋構造も幾分弱くなりました（第5図bの十字印）．そして，実験Nの結果は，南アフリカ丘陵とアンデス山脈の複合効果である事が，次の2つの実験からわかります．南アフリカ丘陵だけを除くと（実験S），ストームトラック中心は標準実験と同様に中央大西洋で始まりますが，南アフリカの南で最大に達し，インド洋では幾分弱くなってしまいます（第5図c）．これは南アフリカ丘陵がない事で低気圧生成が少なくなったものと推察されます．実験Sの南アフリカの丘陵の代わりにアンデス山脈を除いた実験Aでは，大西洋上のストームトラック中心の開始部分で渦の運動エネルギーが小さくなりました（第5図d）．それにも拘わらず，この実験Aでは中央インド洋上での明瞭なピークは堅持されました．このようなストームトラック分布になった事は，山岳が失われた事で南米の下流での低気圧生成が不活発になった事と関係していると推測されます．



第5図 (a) 実験M，(b) 実験N，(c) 実験S，および (d) 実験Aにおける南半球冬季の300 hPa面での総観規模スケールの渦の運動エネルギー（等値線間隔は8 m^2s^{-2}）とその東西平均からのずれ（図下の階調参照）．これらの図の外縁は赤道です．

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan

以上の結果をまとめます．熱帯の海面水温の東西非対称性のみを除くと，定常波動は劇的に変化を遂げ，またその振幅も大いに減じました．また，定常波動と深い関係にあるストームトラックにも次の様な大きな変化をもたらしました．ニュージーランド付近の渦の運動エネルギーの極小は消失し，インド洋付近の渦の運動エネルギーの極大は緯度経度の両方向に延伸しました．熱帯の強制力とは対照的に，各種中緯度強制は，定常波動には殆んど影響を及ぼしません．一方で，これらの強制力は中央インド洋のストームトラック中心の形成に若干の影響を与えている事がわかりました．

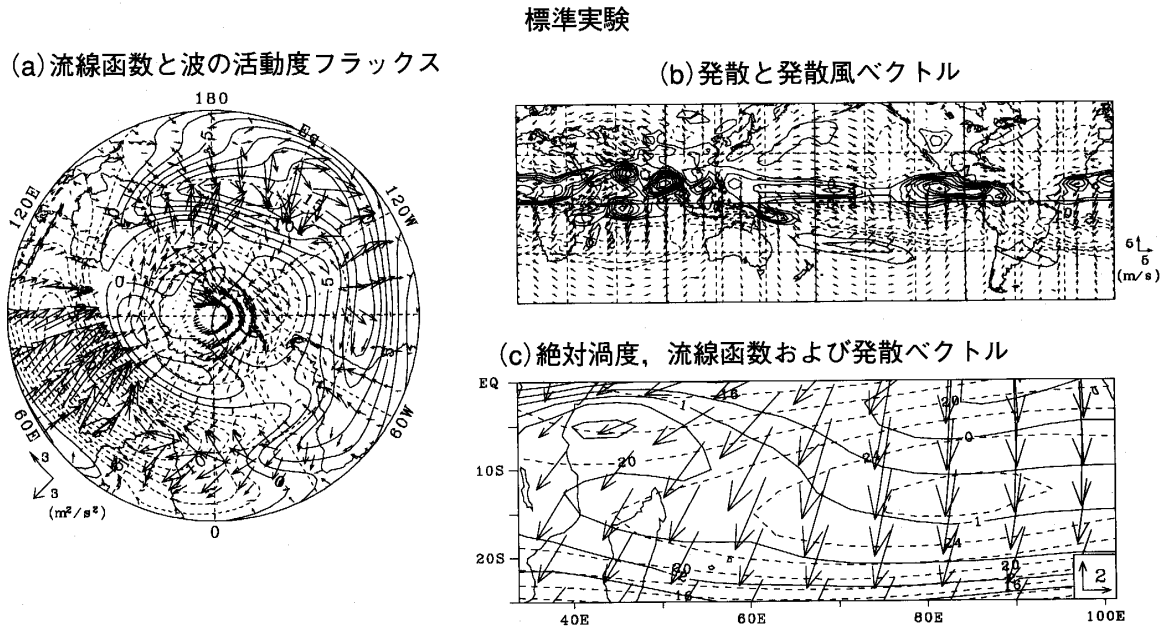
4．熱帯の海面水温の非対称性の効果

では，どのように熱帯海面水温の非対称性の強制が南半球の定常波動およびストームトラックに影響するのでしょうか．過去の研究を参考にすれば，熱帯海面水温の東西非対称性は非断熱加熱と対流活動に非対称性を与え，対流によって生じた発散風成分の流れは中高緯度に伝播するロスビー波動の生成源として作用するという仮説を立てる事が自然でしょう．この仮説を検証する為，定常ロスビー波の活動度フラックス（Takaya and Nakamura, 2001）

$$\boldsymbol{W}=\frac{p}{2}\begin{pmatrix}\dfrac{\partial\overline{\psi^*}}{\partial x}\dfrac{\partial\overline{\psi^*}}{\partial x}-\overline{\psi^*}\dfrac{\partial^2\overline{\psi^*}}{\partial x^2}\\ \dfrac{\partial\overline{\psi^*}}{\partial x}\dfrac{\partial\overline{\psi^*}}{\partial y}-\overline{\psi^*}\dfrac{\partial^2\overline{\psi^*}}{\partial x\partial y}\\ \dfrac{f^2}{N^2}\left\{\dfrac{\partial\overline{\psi^*}}{\partial x}\dfrac{\partial\overline{\psi^*}}{\partial z}-\overline{\psi^*}\dfrac{\partial^2\overline{\psi^*}}{\partial x\partial z}\right\}\end{pmatrix} \tag{1}$$

とロスビー波源の考え方（Hoskins and Sardeshmukh, 1988）という2つの診断法を使って，標準実験と実験Tを比較しました．ただし，式（1）に於いて，p は圧力，ψ，は流線函数，f はコリオリ因子，N はブラントバイサラ振動数，そして星印は東西平均からのずれを表します．

第6図aは，標準実験における200 hPa面の流線函数の定常波動成分です．南半球に於いて，流線函数は正（負）なら低（高）気圧性循環を表します．第2図b同様，南インド洋の定常低気圧とニュージーランドの南の定常高気圧が見られます．流線函数は赤道側の定常波動を強調するので，ここではインド洋の強い西



第6図　標準実験における200 hPa面の診断量．(a) 定常波動の流線函数（等値線間隔2.5×10^6 m^{2}s^{-1}で負値は破線）と波の活動度フラックス（矢羽）．この図の外縁は赤道です，流線関数は，南半球に於いて，正なら低気圧性循環，負なら高気圧性循環を表す事に注意．(b) 発散（等値線間隔0.1 day^{-1}で負値は破線，ゼロ線は省略）と発散風（基準となる矢羽は右に）．(c) インド洋海域（東経33.75度から101.25度，南緯25度から赤道で囲まれた領域）の200 hPa面における絶対渦度（太実線で等値線間隔0.5 day^{-1}），流線函数（細点線で等値線間隔2.0×10^6 m^{2}s^{-1}），および発散風（ベクトル）．

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan

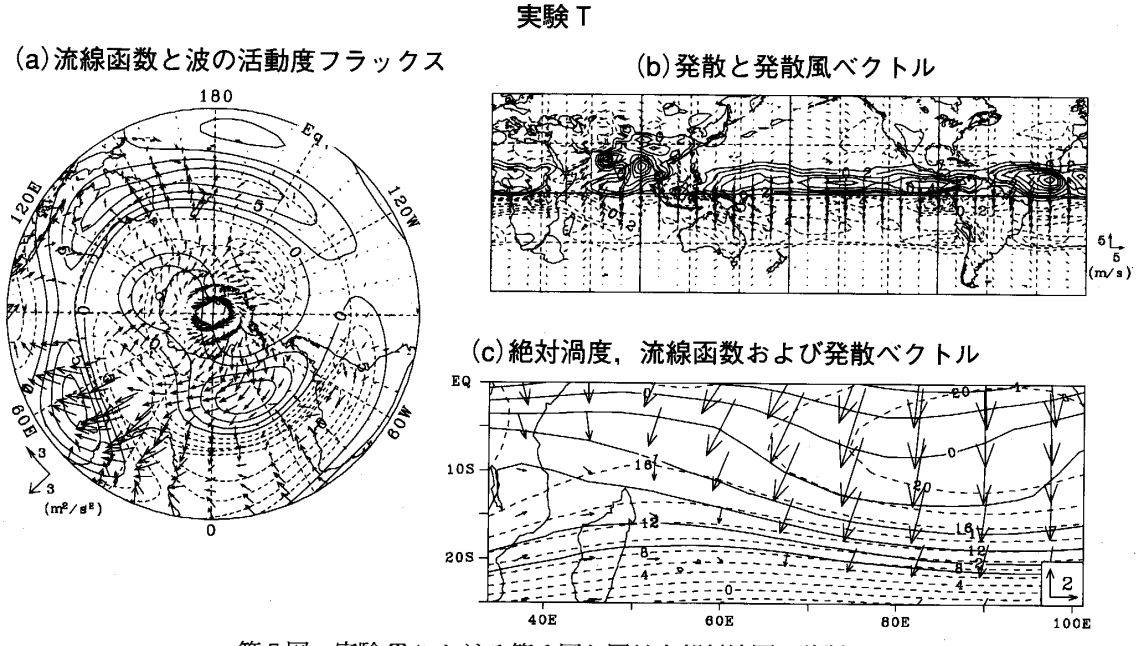
風が亜熱帯域の強い定常高気圧とより関係している様に見え，またニュージーランドの弱風域がその北西にある定常低気圧と関係している様に見えます．第6図aのベクトルが示す様に，定常ロスビー波は，東部亜熱帯インド洋にある高気圧から，高緯度側の低気圧へ，さらに東に進みニュージーランドの南の高気圧，その赤道側の低気圧へと伝播している事がわかります．この解析により，インド洋域の強い西風とニュージーランド域の弱い西風は，亜熱帯インド洋を起源とし大圏航路に沿って極へ，東へ，そして赤道方向へと続くロスビー波列と深く関係している事が明確に示されました．

次に，熱帯の東西非対称循環を見ます．第6図bは，200 hPa面における発散と発散風ベクトルです．一般的に6月から8月にかけて，北半球で卓越した深い対流の上に発散があって，上部対流圏では冬半球たる南半球へ向けて発散風が吹きます．中でも，北半球側にアフリカ，南アジア，およびアメリカといった大陸がある経度でより発散風が強くなります．この南向きの発散風ベクトルは，熱帯の南インド洋上で最大となります．ここで，この発散風の東西非対称性がロスビー波列の起源とどのように関係するかを調べる為に，ロスビー波源を用いた診断を行いました．渦度方程式に対し，摩擦なし，定常，鉛直移流無視を仮定して，ヘルムホルツ分解定理より水平風 $\boldsymbol{v}$ を発散成分 $\boldsymbol{v}_x$ と回転成分 $\boldsymbol{v}_\phi$ に分離すると，

$$\frac{\partial \xi}{\partial t}+\nabla\cdot(\boldsymbol{v}_\phi\xi)=-\nabla\cdot(\boldsymbol{v}_x\xi). \qquad (2)$$

となります．ただし，ξ は絶対渦度を表します．式(2)の右辺はロスビー波源と呼ばれ，発散風成分による回転風成分の強制を定量的に見積もる事が出来ます．また，ある領域全体への強制力は，ロスビー波源の領域積分 $-\oint_\Gamma \xi\boldsymbol{v}_x\cdot\boldsymbol{n}\,\mathrm{d}l$ により見積もる事が出来ます．$\boldsymbol{n}$ は境界 Γ の外向き法線ベクトルです．第6図cで亜熱帯インド洋における発散風ベクトルと絶対渦度の等値線を示しました．赤道に於いて概ね絶対渦度が0であり，さらに若干南向き（つまり負の）発散風ベクトルが収束している事から，この領域に発散風ベクトルに伴う負の渦度強制がある事は明らかです．これはこの領域でのロスビー波源の積分であり，南半球に於いては高気圧性渦度の源となります．これは，第6図aで示した高気圧と整合します．ここでの議論は，東西対称成分も含んだ諸量についての議論でしたが，東西非対称成分について見てもこの領域の発散風ベクトルによる渦度強制は大きい事を確認しています．

インド洋における赤道より北の対流活動の東西非対称性成分によってロスビー波列が強制されるという説明の妥当性は，第7図で示された実験Tに対する診断によってより確固たるものになります．流線函数で見積もった定常波動（第7図a）は標準実験に比べ非常に弱く，全く異なる構造でした．東インド洋領域の



第7図　実験Tにおける第6図と同じ上部対流圏の診断．

NII-Electronic Library Service

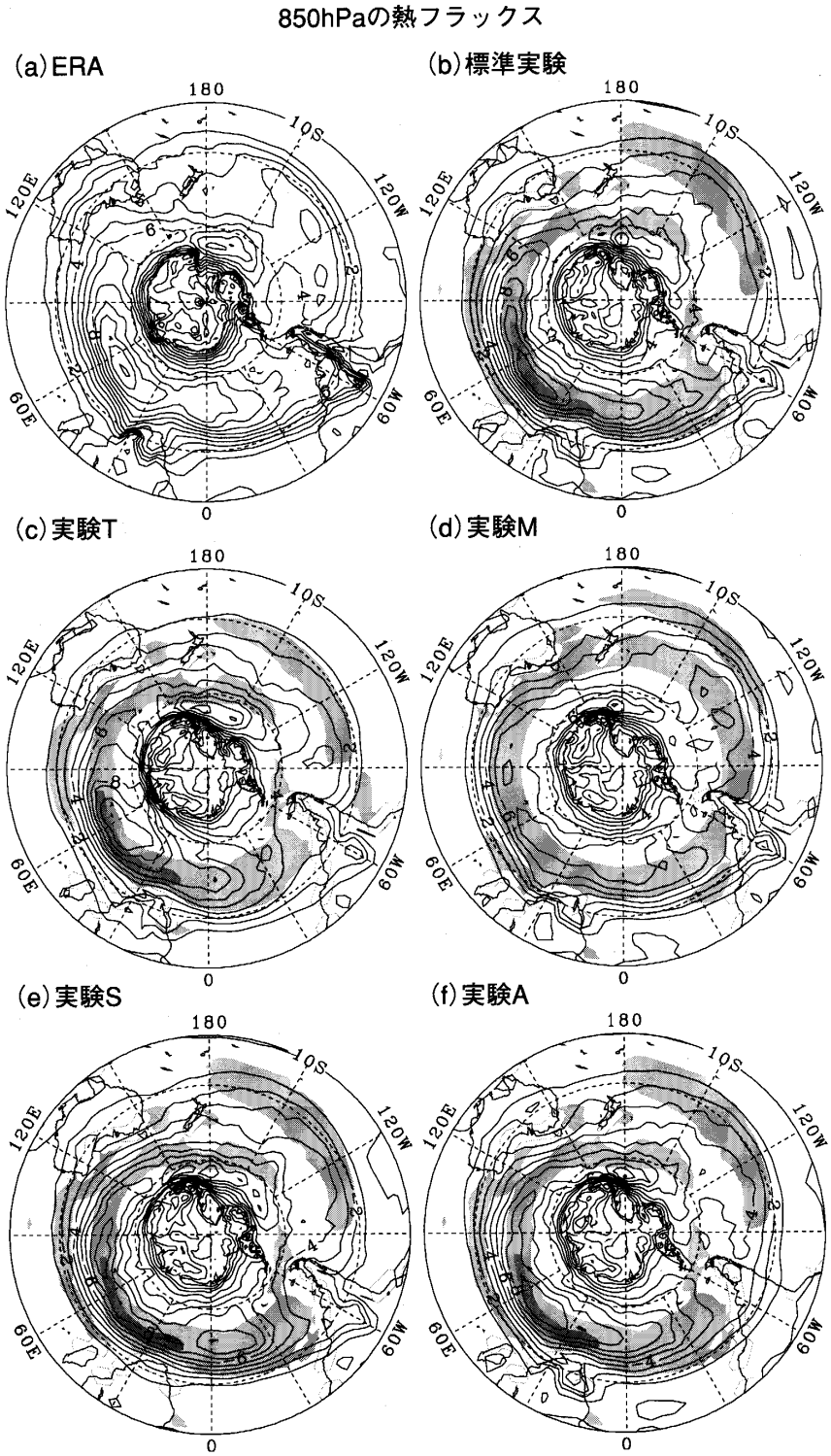
Meteorological Society of Japan

波の活動度フラックスは（第7図a）は逆向きであり，何らかの高緯度の強制による影響ではないかと推測されます．上部対流圏の発散場（第7図b）は，熱帯の対流が非対称性を減じた事を示しています．ここで示されている発散風は東西一様であり，ハドレー循環を強く反映しています．僅かに残る対流の東西非対称成分は，おそらく北半球の海陸分布によって生じたものでしょう．インド洋領域の発散風の大きさの差は，特に赤道より離れる程明瞭になり（第7図c），この領域の外へ向けた絶対渦度の発散フラックスで与えられるロスビー波源の積分量も著しく小さくなります．

ここで示した2つの実験に対する診断から，熱帯の加熱の非対称性は，ロスビー波列を生成し，インド洋域に長く延びる強風域とニュージーランド付近の弱風域を通じて南半球の上部対流圏のストームトラックの顕著な東西非対称性を作り出す事が明白になりました．

5．下部対流圏のストームトラック

ここでは，下部対流圏ストームトラックの東西非対称成分の構造の起源を議論します．下層のストームトラックは，850 hPa面における総観規模の時間スケール（2日から8日にかけての周期帯）を持つ渦成分の温度の南北フラックスによって評価します．第8図には，ERA-15と標準実験の双方における，下部対流圏のストームトラックを描



第8図　(a) ERA-15データに基づいた，(b) 標準実験，(c) 実験T，(d) 実験M，(e) 実験S，および (f) 実験Aの結果の，850 hPa面における高周波成分の南北方向の熱フラックス（等値線）と与えた海面水温の南北勾配（陰影）．等値線間隔は1 Kms^{-1}で淡影または濃影は緯度10度に付き6 Kまたは12 K超の南北勾配をそれぞれ示します．これらの図の外縁は南緯10度．

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan

いています．あわせて，海面水温の南北勾配の大きな領域を陰影で示しました．ERA-15では，ストームトラック活動度はやはり大西洋から増大し，西インド洋で最大に達し，東インド洋で減衰しています．これより東方では，ストームトラック活動の緯度方向に対する極大は南極に向かって螺旋状に延びており，日付変更線付近で極大に達します．この特徴は，15%程度最大振幅が減じているものの，標準実験でも捉えられています．例外は，東太平洋のストームトラック活動度の極大の表現です．上部対流圏でもそうであった様に，観測では見られる南緯35度～40度付近の東太平洋上で副次的なストームトラックの表現は，標準実験に於いては不充分です．

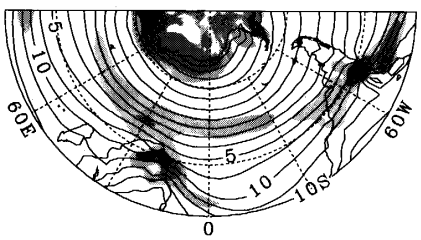
まず，東西一様な熱帯の海面水温を与えた実験T（第8図c）を見ます．上部対流圏のストームトラックに見られた（第2図c，e）様な顕著な変化は，下部対流圏のストームトラックには生じていません．例えば，オーストラリアの南のストームトラック中心の東端がやや曖昧になっていますが，ニュージーランド域の振る舞いは概ね標準実験と類似しています．唯一の顕著な変化は，ストームトラック中心の最大域が緯度方向に拡がった事です．これは，インド洋からニュージーランドに至るロスビー波列が欠如しているという上部対流圏の事情を反映したものと考えられます．いずれにせよ，熱帯の海面水温の下層のストームトラックの非対称性に対する効果の程度は上層に比べれば，遥かに弱いものとなっています．

これに対し，中緯度の海面水温を東西一様にした実験Mでは，下層のストームトラックは極めて東西一様になりました（第8図d）．インド洋における東西に延伸した最大域は失われ，最大値の振幅もかなり減少しました．標準実験で与えた海面水温には，マダガスカル島の南（東経45度）で緯度10度に付き12K以上の南北勾配がありました．これはニュージーランドの東の値の優に3倍もの値になります．実験Mでは，海面水温（の南北勾配）は東西一様に与えた事を思い出せば，ストームトラックと中緯度の海面水温との密接な関係を持つ事がわかります．また，この密接な関係は，南北勾配を標準実験より急に与えたチリの西でストームトラックがやや強くなった事からもわかります．このように下層でストームトラックが東西一様化した様子は，上層でのストームトラックの東西一様化と似ています（第5図a）．尚，南極に沿って延びるストームトラックでは，海面水温勾配の最大域が失われたにもかかわらず，日付変更線付近の最大域は保持されました．これは，おそらく南極の氷縁と海洋との境の温度勾配が関係しているはずです．

最後に中緯度山岳の効果を見ます．まず，アンデス山脈を除いても（実験A），下部対流圏のストームトラックには，定性的に殆んど変化がありません（第8図f）．しかし，上部対流圏の様に，その強度はアンデスの下流に机当する大西洋から東インド洋にかけて幾分弱くなりました．これはアンデスの風下側における低気圧の生成域の存在と関係しそうです（Hoskins and Hodges, 2005）．また，上部対流圏でもそうである様に，南アフリカの丘陵を除いた実験S（第8図e）では，丘陵の下流における値が減じ，標準実験に比べ最大域が経度30度分下流にずれました．これを支持する証拠として，850 hPaの温度場（第9図）に於けるアンデス山脈の近くと南アフリカの西で傾圧度の増大を挙げる事が出来るでしょう（850 hPa面が地形より下の領域は無視します）．

尚，アンデスと南アフリカの丘陵，そしてオーストラリアを含む南半球上で南極を除く全ての山岳を除いた実験Nにおける上層のストームトラック（第5図b）は，比較的東西対称でした．これは，上記に議論した低気圧生成の減少と南半球の定常波動が若干の減少が相まって生じたものと推察されます．山岳まわりでの低気圧生成自体についてのさらなる考察は対象論文で扱う問題の範囲を明らかに超えているので，これ以上の深入りは避ける事とします．

以上をまとめます．下部対流圏のストームトラックの非対称性に重要な要素は中緯度の海面水温分布でし



第9図　850 hPaにおける気温（等値線）とその南北勾配（陰影）．等値線間隔は2.5℃であり，淡影および濃影は緯度10度に付き7Kおよび9K超の南北勾配をそれぞれ示します．この図の外縁は南緯10度．

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan

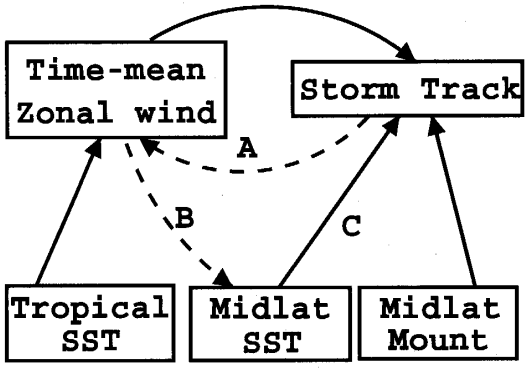
た．これは導入に記したInatsu *et al.*（2002b；2003）やNakamura and Shimpo（2004）の結果とよく一致していました．それに対し，熱帯の海面水温分布の東西非対称性は下部対流圏に於いてはストームトラック中心とストームトラックの不活発域の構造にわずかに影響する程度でした．また，南米と南アフリカの地形は，それらの下流にあたるストームトラックの強度を若干増加させます．南極の近くの日付変更線の最大域は全ての実験で存在しました．従って，この最大域は南極の地形と関係すると考えられます．

6．議論と結論

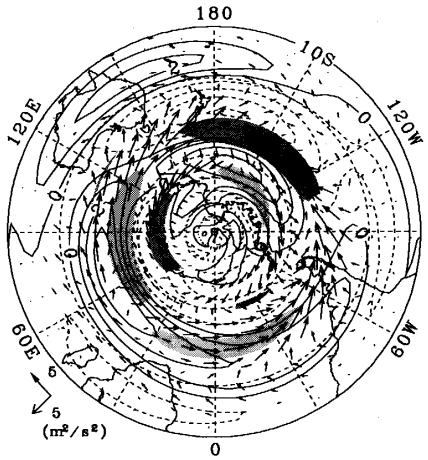
対象論文で行われた実験とその結果の解析から，熱帯海面水温の東西非対称性と関係するインド洋のロスビー波強制が，上部対流圏の総観規模渦の運動エネルギーの最大域と最小域の両者を作りだす上でもっとも重要である事が証明されました．中緯度の強制力は，定常波動については小さな変化しかもたらさないにも拘わらず，下部対流圏のストームトラックには重要な役割を果たしている事がわかりました．とくに，中緯度の海面水温の南北勾配の非対称性は重要でした，中緯度の山岳はストームトラックの東西非対称性の形成にはそれほど重要ではありません．しかし，アンデス山脈は風下の低気圧生成と通じてその下流の強度に寄与しますし，さらに驚くべき事に南アフリカ丘陵程の小さな地形も低気圧生成には重要であるという結論を得ました．

第10図は，上記の議論をまとめた模式図です．この図には，熱帯の海面水温に関係する対流に強制された定常波動に対するストームトラックの受動的な応答（左と上の実線）または地表面強制からの直接のストームトラックの応答（第10図の右の2つの矢印）が書いています．これに加えて，第10図の点線で示されたいくつかの重要なフィードバックを議論する必要があります．これまで議論を明晰にする為，これらの作用をあえて無視していました．

まず，一般的にストームトラックの活動度は時間平均東西風にフィードバックします（第10図における矢印A）．下部対流圏のストームトラックは極方向へ熱を輸送する事で平均流の鉛直シアを弱くする様に作用します．Hoskins *et al.*（1983）に従えば，総観規模擾乱を構成する渦による平均流の運動量に対する強制は $\boldsymbol{E}=(\overline{v'^2-u'^2},\ -\overline{u'v'})$ を使って診断できます．ここで，プライムは総観規模擾乱に伴う変動を表します．$\boldsymbol{E}$ の発散（収束）は総観規模渦による時間平均の西風（東風）加速に関係する強制を意味します．第11図は，鉛直積分を施した（即ち，順圧成分の）東西波数1と2成分の東西風と総観擾乱に伴う $\boldsymbol{E}$ とその発散を示します．この図より渦の活動度は基本場の非対称性を強調する傾向にある事がわかります．一般に，このような平均流の傾圧性の減衰と順圧成分の増大は，平均風とストームトラックの非対称性に負と正



第10図　南半球のストームトラックにとって重要な大気と地表面条件の間の関係の模式図．



第11図　標準実験における東西波数1と2成分の1000 hPaから150 hPaまでを鉛直平均した東西風（等値線間隔1 ms^{-1}），総観規模スケールの E（ベクトル），およびその発散（淡影と濃影はそれぞれ $>0.2\ ms^{-1}day^{-1}$ と $<-0.2\ ms^{-1}day^{-1}$）．この図の外縁は南緯10度．

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan

の2つのフィードバックを混在させる事になります.

さらに，総観規模渦によってもたらされる平均的な下層の東西風の傾向（第11図）は，大気海洋結合系にも影響を与えます（第10図の矢印A，B，とC；例えばHoskins and Valdes, 1990；Watanabe and Kimoto, 2000；Koseki *et al.*, 2006）. 東西風が総観擾乱の渦フラックスで強化されると，海洋の風成循環を強化し，西岸境界付近に於いて暖流と寒流との強い合流を生じます. これによって大きな海面水温の南北勾配を生成し，翻って総観規模渦の成長しやすい環境を助長する事になります. このようなフィードバックが成立する可能性があるのは，南半球ではマルビナス海流とブラジル海流が合流するアルゼンチン沖です. これは下部対流圏のストームトラックにとって特に重要な大西洋の海面水温勾配を作りだす事が想定されるからです. この海域で，言えば，Tokinaga *et al.* (2005) に見られる様な新しい観測に基づく研究が徐々に始められたばかりです. まさに南半球の大気海洋相互作用は未開拓の分野です. 今後，このような新しい問題に対して観測とモデルの両面で研究が推進される事を期待しています.

謝　辞

対象論文の研究は，私が北海道大学大学院地球環境科学研究科（当時）に日本学術振興会特別研究員として在籍中，英国レディング大学気象学科に滞在して行ったものです. 対象論文の共著者であるBrian Hoskins教授には，懇切丁寧に議論して頂き，洞察力のある助言と励ましの言葉を頂きました. また，滞在中，Hilary Spencer博士，Len Shaffery博士，Louis Steenman-Clark博士にはHadAM3実験を行う手助けをして頂きました. 本研究の端緒は，理想的な地表面条件に対する大気の応答の研究です. これは向川　均助教授（京都大学）と謝　尚平教授（ハワイ大学）のご指導の下行ったものです. 私は両指導者から気象力学の基本と気候研究の重要性を学びました. 対象論文の研究とほぼ同時期に行われた中村　尚助教授（東京大学）の観測データ解析の研究は，対象論文の結論と極めて整合的であり，大いに我々の研究の価値を高めました. また，向川助教授と中村助教授には本賞への推薦の労をとって頂きました. さらに，渡部雅浩助教授（北海道大学）と木本昌秀教授（東京大学）には，渡英の前後，様々な形でお世話になりました. ここに記した皆様並びに対象論文の研究に関してご支援頂いたその他の多くの皆様に，厚く御礼申し上げます.

最後に，自らの気象学研究の原点を回顧したいが故，もう1段落を加える事をお許し下さい. 平成9年，私は京都大学理学部の3回生でした. 今日では稀に見る程の自由な学風の中，「気象力学通論」の自主ゼミをやり，教官の部屋に入り浸り，本稿の図の作製に使用した地球電脳倶楽部の早見表を作りと，今でも盟友である仲間達と自由奔放にやっておりました. このような日々を私は誇りに思い，また対象論文作成の上で精神的支柱になった事も確かです. ここに木田秀次前教授，里村雄彦助教授，西　憲之助手，濱田　篤氏（以上，京都大学），三浦裕亮博士（独・海洋開発研究機構）に記して感謝の意を表します.

参考文献

Blackmon, M. L., J. M. Wallace, N.-C. Lau and S. L. Mullen, 1977：An observational study of the Northern Hemisphere wintertime circulation, J. Atmos. Sci., **34**, 1040-1053.

Chang, E. K. M., 1999：Characteristics of wave packets in the upper troposphere. Part II：Seasonal and hemispheric variations, J. Atmos. Sci., **56**, 1729-1747.

Can, M. A. and V. B. Rao, 1994：The influence of the Andes Cordillera on transient disturbances, Mon. Wea. Rev., **122**, 1141-1157.

Horel, J. D. and J. M. Wallace, 1981：Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation, Mon. Wea. Rev., **109**, 813-829.

Hoskins, B. J. and K. I. Hodges, 2005：New perspectives on the Southern Hemisphere winter storm tracks, J. Atmos. Sci., **62**, revised.

Hoskins, B. J. and P. D. Sardeshmukh, 1988：Generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence, J. Atmos. Sci., **45**, 1228-1251.

Hoskins, B. J. and P. J. Valdes, 1990：On the existence of storm-tracks, J. Atmos. Sci., **47**, 1854-1864.

Hoskins, B. J., I. N. James and G. H. White, 1983：The shape, propagation, and mean-flow interaction of large-scale weather systems, J. Atmos. Sci., **40**, 1595-1612.

Inatsu, M. and B. J. Hoskins, 2004：The zonal asymmetry of the Southern Hemisphere winter storm track, J. Climate, **17**, 4882-4892.

Inatsu, M., H. Mukougawa and S.-P. Xie, 2000：Formation of subtropical westerly jet core in an

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan

idealized AGCM without mountains, Geophys. Res. Lett., **12**, 529-532.

Inatsu, M., H. Mukougawa and S.-P. Xie, 2002a : Stationary eddy response to surface boundary forcing : Idealized GCM experiments, J. Atmos. Sci., **59**, 1898-1915.

Inatsu, M., H. Mukougawa and S.-P. Xie, 2002b : Tropical and extratropical SST effects on the midlatitude storm track, J. Meteor. Soc. Japan, **80**, 1069-1076.

Inatsu, M., H. Mukougawa and S.-P. Xie, 2003 : Atmospheric response to zonal variations in midlatitude SST : Transient and stationary eddies and their feedback, J. Climate, revised.

James, I. N. and D. L. T. Anderson, 1984 : The seasonal mean flow and distribution of large-scale weather systems in the southern hemisphere : The effects of moisture transports, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **110**, 943-966.

Karoly, D. J., 1989 : Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño-Southern Oscillation events, J. Climate, **2**, 1239-1252.

Koseki, S., M. Watanabe and M. Kimoto, 2006 : Role of the midlatitude air-sea interaction in orographically forced climate, J. Meteor. Soc. Japan, in preparation.

Lim, G.-H. and J. M. Wallace, 1991 : Structure and evolution of baroclinic waves as inferred from regression analysis, J. Atmos. Sci., **48**, 1718-1732.

Nakamura, H. and A. Shimpo, 2004 : Seasonal variations in the Southern Hemisphere storm tracks and jet stream as revealed in a reanalysis data set, J. Climate, **17**, 1828-1844.

Pope, V. D., M. L. Gallani, P. R. Rowntree and R. A. Stratton, 2000 : The impact of new physical parameterizations in the Hadley Centre climate model : HadAM3, Clim. Dyn., **16**, 123-146.

Quintanar, A. I. and C. R. Mechoso, 1995 : Quasi-stationary waves in the Southern Hemisphere. Part II : Generation mechanism, J. Climate, **8**, 2673-2690.

Sinclair, M. R., 1995 : A climatology of cyclogenesis for the Southern Hemisphere, Mon. Wea. Rev., **123**, 1601-1619.

Sinclair, M. R., J. A. Renwick and J. W. Kidson, 1997 : Low-frequency variability of Southern Hemisphere sea level pressure and weather system activity, Mon. Wea. Rev., **125**, 2531-2543.

Solman, S. A. and C. G. Menéndez, 2002 : ENSO-related variability of the Southern Hemisphere winter storm track over the eastern Pacific-Atlantic sector, J. Atmos. Sci., **59**, 2128-2140.

Takaya, K. and H. Nakamura, 2001 : A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasi-geostrophic eddies on a zonally varying basic flow, J. Atmos. Sci., **58**, 608-627.

Tokinaga, H., Y. Tanimoto and S.-P. Xie, 2005 : SST-induced surface wind variations over the Brazil-Malvinas confluence : Satellite and in-situ observations, J. Climate, **18**, 3470-3482.

Trenberth, K. E., 1991 : Storm tracks in the Southern Hemisphere, J. Atmos. Sci., **48**, 2159-2178.

Watanabe, M. and M. Kimoto, 2000 : Atmospheric-ocean thermal coupling in the North Atlantic : A positive feedback, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **126**, 3343-3369.

The Zonal Asymmetry of the Southern Hemisphere Winter Storm-track

Masaru INATSU*

* *Center for Climate System Research, the University of Tokyo, General Research Bilg., 5-1-5 Kashiwanoha, Kashiwa, Chiba, 277-8568, Japan.*

(Received 29 November 2005 ; Accepted 19 May 2006)

NII-Electronic Library Service