

真冬のストームトラックの経年変動と地球温暖化との関係

稲津 将・木本 昌秀 (東京大学気候システム研究センター)

1. はじめに

北半球上部対流圏の冬季の気候値は、総観規模擾乱が活発なストームトラック域により特徴づけられる。ストームトラックは定常低気圧のやや下流に存在する。太平洋では、北西太平洋にある強力な定常低気圧の下流で極大に達する (Blackmon et al., 1977)。大西洋ストームトラックも、定常低気圧の下流に存在する。このようなストームトラック分布の概略は、渦の最大成長率が西風の鉛直シアに比例するという線形傾圧不安定論 (Lindzen and Farrell, 1980) によって説明される。また、ストームトラックの終端は、渦がその運動エネルギーを平均流に返す順圧的エネルギー変換によると見られている (Lee, 2000)。さらに、太平洋ストームトラックの終端には、ロッキー山脈による対地摩擦の効果も重要であろう (Chang and Orlanski, 1993)。

また、ストームトラックの経年変動は、概ね準定常流の経年変動に同期している。Lau (1988) は太平洋と大西洋のストームトラック変動に対して主成分分析を行った。彼らの解析では、太平洋の第1モードと大西洋の第2モードとして、ストームトラックは弱(強)くなった時、定常低(高)気圧偏差がストームトラックの北に存在する変動を取り出した。太平洋第2モードと大西洋第1モードでは、ストームトラック軸の南北変動を表した。これらすべてのモードにおいて、定常流とストームトラックの関係は、線形傾圧理論と整合的である。また、これらは大規模なテレコネクションパターン (Wallace and Gutzler, 1981) に似ている。特に、後者2つはおのおのPNA、NAOに対応する。

このような大振幅で大規模な変動とは対照的に、東アジアの冬季には、非常に強い亜熱帯ジェットコアの存在に起因する別種の変動が卓越している。その変動は、傾圧不安定理論に反して、強(弱)いストームトラックが弱(強)い亜熱帯ジェットと共存するパターンを示す。気候

値においても、ストームトラックは比較的穏やかな亜熱帯ジェットを好んで、秋と春にもっとも活発になり、真冬にはやや弱い。これを「真冬の振幅極小」と呼ぶ (Nakamura, 1992)。近年、東アジア冬季には、ストーム活動の増大と亜熱帯ジェットの弱化のトレンドが示されており (Nakamura et al., 2002)、これは西太平洋特有で、Lau (1988) では示されていない。

本研究の目的は、大気大循環モデル (AGCM) を使って、東太平洋と大西洋に見られる大規模な変動と西太平洋の比較的局所的な変動を比較し、それらと地球温暖化のシグナルとの関係を調べることにある。明瞭な議論のため、本文では真冬 (1月、2月) の対流圏上部 (300hPa) のストームトラックと西風に焦点を当てて解析した。

2. モデル実験

本研究では、CCSR/NIES/FRCGC¹ AGCMを使用した。水平解像度はT106(100km 格子間隔相当)で鉛直56層である。このAGCMには、物理過程として、放射、積雲対流、大規模雲凝結過程、鉛直拡散、地表面水文過程、および重力波抵抗のパラメタリゼーションを含む。詳細は、Numaguti et al. (1997) および近日出版予定の報告書を参照のこと。

本研究では、まず現在気候の大気組成に、1979年から98年までの観測された海面水温および海水氷を与え、20年積分した。この設定下で初期値を変えて3つのアンサンブル実験を行った (以下、標準実験群)。次に、現在気候の2倍の二酸化炭素 (CO₂) を与え、20年積分を以下のような条件のもとに7回行った。この積分で与えられた海面水温は、現在気候の1979年から98年までの観測値に、各研究機関において行われた倍増CO₂下の大気海洋結合モデル実験の温暖化に伴う気候値の増分を加えた値²である。各研究

¹東京大学気候システム研究センター/国立環境研究所/地球環境フロンティア研究センター

²温暖化実験で加算する気候値の増分は、Cana-

機関の海面水温の差は、熱帯では微小で、高緯度でも高々2K程度である。よって、これら7つの実験を1つのアンサンブルと見なすことが出来る(以下、温暖化実験群)。温暖化の応答はここでは両実験群の差で見積もる。

3. 気候値

本研究で用いた AGCM は、冬季の気候値を非常に良く再現する。図 1a の陰影は、標準実験群における 300hPa 面における総観規模 (2-8 日の周期を持つ変動成分) の渦の運動エネルギーである。標準実験群のストームトラックは太平洋と大西洋にあり、ラブラドル海からノルウェー海にかけての過小評価を除き、モデルの十分な解像度のおかげで定量的にも観測と非常によく似ている。図 1a の等値線に 300hPa の定常波分布を示す。観測同様、定常波の低気圧は日本の北とラブラドル盆地に位置する。観測と比較して、このモデルではラブラドル盆地の定常低気圧が若干弱く西にややずれている。これはおそらく先に述べたストームトラックのバイアスと関係しているだろう。

図 1b は、ストームトラックと定常波の温暖化に対する応答を示している。補助的に図 1c によって、ストームトラックの現在気候と温暖化に対する応答を示す。温暖化実験群では、300hPa のストームトラック活動度 (図 1b,c) が東太平洋、大西洋、そして地中海から中東といった多くの地域で減少していることがわかる。定常波の地球温暖化に対する応答 (図 1b の等値線) は、ストームトラックが不活発になった米国西岸から西ヨーロッパまで西風を弱める傾向がある。これは傾圧不安定理論と整合的である。対照的に、西太平洋では、温暖化に伴って、ストーム活動 (北緯 40 度、東経 140 度) は強化され、西風ジェット (北緯 30 度、東経 130 度) は弱まる (図 1b,c)。地球温暖化の応答に対するモデル依

頼性については、Canadian Center for Climate Modelling and Analysis, CCSR/NIES/FRCGC, Australia's Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization、および Max Planck Institute für Meteorologie と National Centre for Atmospheric Research の Community Climate System Model と Parallel Climate Model を用いて行われた温暖化シナリオ実験から見積もった。ただし、それぞれの全球平均値が CCSR/NIES モデルのそれと一致するように調整した。海水は海面水温に見合うように与えた。

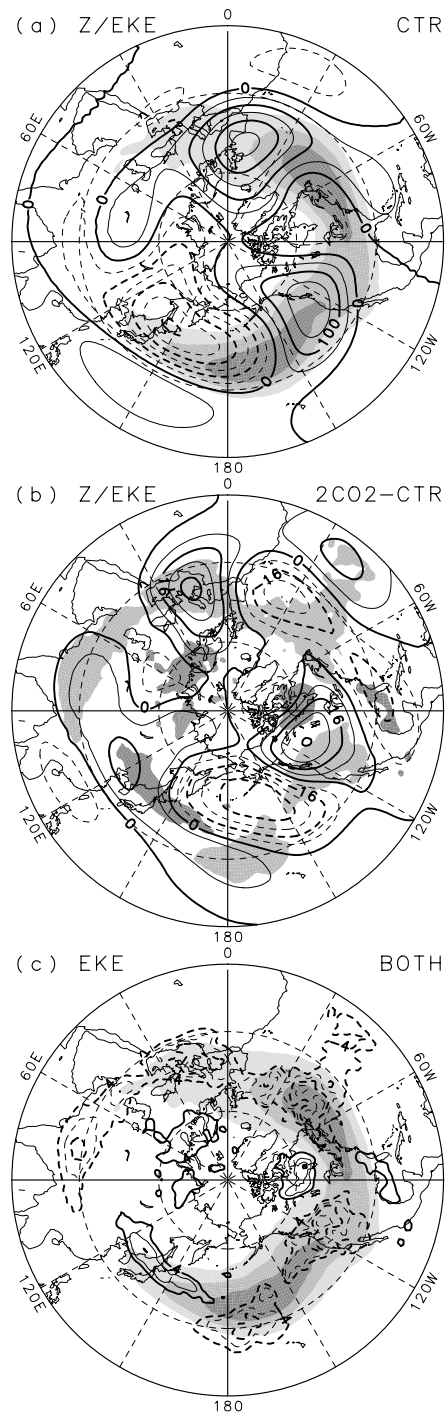


図 1: (a) 標準実験群における 300hPa 面の 1 月から 2 月 (JF) 平均値。定常波成分のジオポテンシャル高度 (等値線; m) と総観擾乱の渦の運動エネルギー (陰影; $m^2 s^{-2}$)。等値線間隔は 50 で、陰影の階層は 60, 80, および 100 である。(b) (a) と同じ、温暖化の応答。等値線間隔は 8、淡影は < -4 と濃影は > 4 をそれぞれ示す。(c) (a) の陰影と (b) の等値線を重ねた。

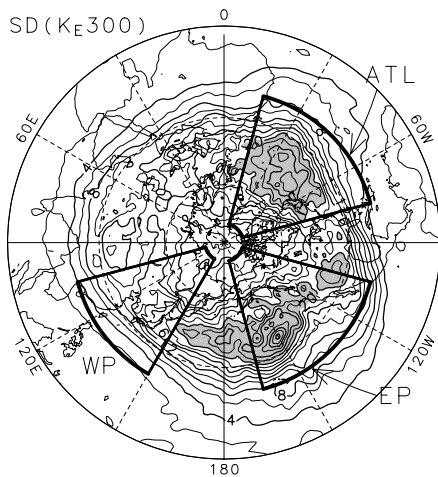


図 2: 標準実験群における総観規模渦の運動エネルギーの経年変動の標準偏差。等値線間隔は 2 で陰影は > 20 である。太実線で囲まれた WP、EP、および ATL の領域は主成分分析で用いる。

存性については、本文最後で補足する。

4. 経年変動

4.1. 主変動モード

図 2 は標準実験群における 300hPa の真冬の総観擾乱渦の運動エネルギーの経年変動の標準偏差である。これをみると、東太平洋と大西洋に明瞭な極大が存在する。準定常波の経年変動にもほぼ同じ位置に極大がある (図略)。これらは大規模な変動と関係すると考えられる。以下で、我々はストームトラックの主たる経年変動を調べるため、主成分分析を行う。しかし注意しなければならないのは、大域的な視点からだけでは、大振幅で大規模な変動は抽出できても、中程度の振幅を持つ局所的な変動を見逃してしまうことである。上述のように、西太平洋の大気の振る舞いは、東太平洋や大西洋のそれとかなり異なる。そこで、我々は主成分分析の対象領域を、東経 105 度から 150 度 (WP)、西経 165 度から 105 度 (EP)、および西経 75 度から 15 度 (ATL) の 3 つに分割した。なお、すべての領域は、緯度方向に北緯 20 度より 80 度で区切っている。WP 域が Nakamura et al. (2002) よりやや狭く、また EP 域が変動の極大よりやや東にずれている。しかしこのような多少の領域の変更は、以下の結果には本質的な影響を与えない。以下、第 n モードの主成分得点 (PC) とそれに付随する EOF パターンは、 PC_n (規格化された

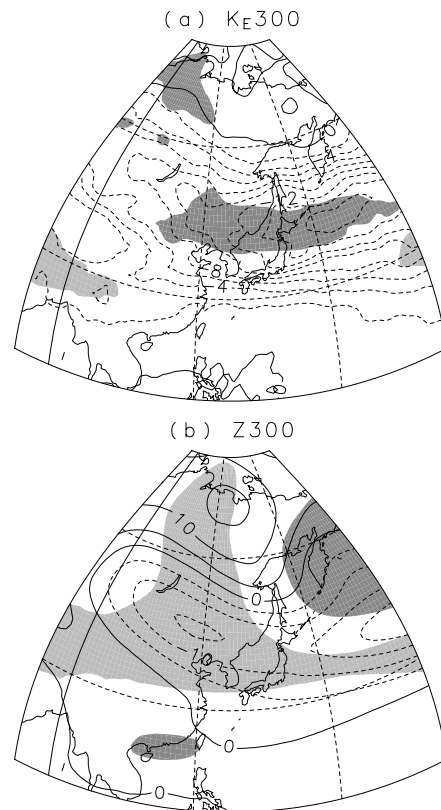


図 3: WP 域における総観規模渦の運動エネルギーの PC1 への (a) 総観規模渦の運動エネルギー (等値線間隔 2) および (b) 定常波 (等値線間隔 5) への回帰。温暖化へのシグナルを陰影で示した。(a) は陰影は < -4 で濃影は > 4 で、(b) は淡影は > 10 および濃影は < -10 である。ここでは標準実験群の 300hPa 面における JF 平均の経年変動データを解析した。

時系列) と EOF_n (次元付き空間構造) と各々書くことにする。

図 3 の等値線は、WP 域におけるストームトラック変動の PC1 (寄与率 43.9%) への回帰図である。これを見ると、PC1 が 1 の時、日本の沖合いの総観擾乱の運動エネルギーは 20% 減少し (図 3a)、日本から西太平洋にかけて定常低気圧が広がっている (図 3b)。この場合、ジェットはそのコア (北緯 25 度から 35 度) により集中し、やや強化される。ゆえに、EOF1 においては、強 (弱) いジェットと不活発 (活発) なストーム活動が並存する。日本付近のストームトラック軸の北偏を表現する EOF2 (15.7%) はあまり重要ではない。なぜなら第 1 モードに比べ分散が顕著に小さいからである。ジオポテンシャル高度で計算した EOF1/2 のパターンは、ストー

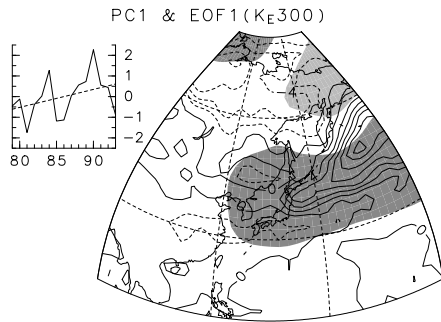


図 4: (左)ERA15 の 1979 年から 93 年のデータの WP 域における総観規模擾乱の運動エネルギーの経年変動の PC1。破線はトレンドを示した。(右) 総観規模擾乱の運動エネルギー (等値線間隔 2) と定常波成分のジオポテンシャル高度 (淡影は > 15 で濃影は < -15) で、共にストームトラック変動の PC1 への回帰。

ムトラックで計算した EOF1/2 に伴うものと極めてよく似ていることも付記する (図略)。

図 4 は、1979 年から 93 年までの ERA15 データをもとにして計算した WP 域におけるストームトラック変動の第 1 主成分である (Nakamura et al., 2002 と同様の解析である)。観測では明瞭なトレンドが見られるのに対し、標準実験群の EOF1 ではそのアンサンブルのどの時系列の中にも明瞭なトレンドを持つものがなかったが、その空間パターンは観測の空間パターンに非常に類似している。このことは AGCM が気候値のみならず変動もよく再現していることを示す 1 つの証拠である。

これとは対照的に、東太平洋のストームトラックが共に寄与率が 25% 程度の 2 つの主変動が存在する。EOF2 はジオポテンシャル高度で計算した EOF1 (寄与率 50.6%) と本質的に同じであり、また EOF2 へ回帰したジオポテンシャル高度の分布が PNA パターンに似ていることから、われわれは EOF2 を取り出した。ちなみに EOF1 (ジオポテンシャル高度で求めた EOF2) は、東太平洋全体のストームトラックの増減の変動を示す。図 5 は、東太平洋における EOF2 とそれに関係するジオポテンシャル高度である (Lau, 1988 の P2 に対応)。EOF2 の正值は米国西岸 (北緯 40 度、西経 110 度) でのストーム活動の減少と、ハワイの北 (北緯 35 度、西経 150 度) でのストーム活動の増大を示す。これらは定常な低気圧 (北緯 45 度、西経 160 度) と定常

な高気圧 (北緯 45 度、西経 110 度) のアノマリに関係している。

4.2. 温暖化のシグナルとの関係

第 3 節と第 4.1 節を総合すると、地球温暖化の応答は WP や EP の場合共に、主変動のある位相に対応する。WP 域のストームトラックの場合、地球温暖化のシグナルは明らかに標準実験における EOF1 の負の位相に対応する (図 3a)。北緯 50 度より南のジオポテンシャル高度についても、温暖化のシグナルと主変動の間により対応が見られる (図 3b)。これとは対照的に EP 域の場合は、かなり複雑である。地球温暖化の強制力は、確かにストームトラックを米国西岸 (北緯 45 度、西経 120 度) で弱めているが、同時にハワイの北 (北緯 30 度、西経 170 度) でも弱めている (図 5a)。これらストームトラックの温暖化の応答のうち前者は EOF2 の負の位相により関連がある。また、EOF2 は特に定常波の応答 (図 5b) をよく説明する。しかし、ハワイの北にあるストーム活動の減少という地球温暖化のシグナルは、EOF2 とは明らかに無関係で

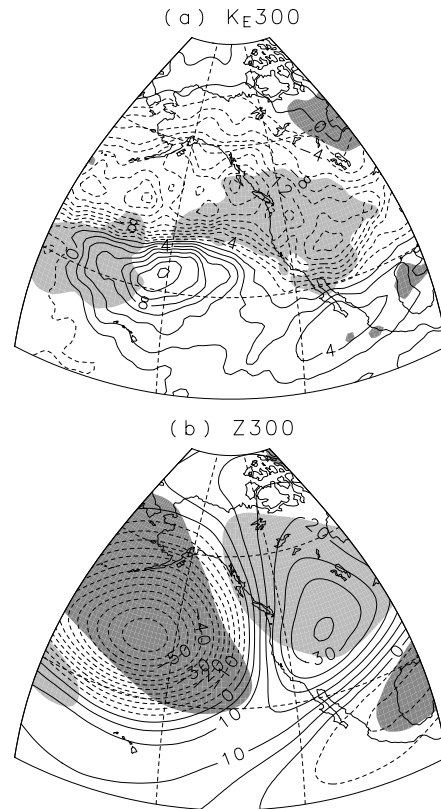


図 5: EP 域における図 3 と同様の図。

あり(図 5a)、地球温暖化の定常波の応答とも不整合である(図 5b)。従って、われわれは主変動と地球温暖化の関係を定量的に見積もる必要がある。

その目的のため、温暖化実験群におけるストームトラック変動 d を標準実験群の各モードへ射影した。つまり、

$$b_i = \int_{\Omega} d(\lambda, \phi) \frac{e_i(\lambda, \phi)}{\|e_i\|} \sqrt{\cos \phi} d\lambda d\phi, \quad (1)$$

ここで、 λ は経度、 ϕ は緯度、 $\frac{e_i(\lambda, \phi)}{\|e_i\|}$ は標準実験群における規格化された EOF i 、そして Ω は積分領域 (WP または EP) を示す。

図 6 は WP または EP 域における b_i を示す。ただし $i \geq 9$ はその量が小さいので割愛した。WP では、 $|b_1|$ が $|b_i| (i \geq 2)$ より十分大きい。 b_1 の値が負値で大きいということは、温暖化の応答がストームトラックの活発化と対応することを意味する(図 3a)。同様に EP において、 $|b_1|$ と $|b_2|$ の両方が $|b_i| (i \geq 3)$ より大きい。また地球温暖化と第 1,2 モードとの不完全な一致を調整するため、 $|b_4|$ や $|b_6|$ は幾分大きな値になっている。ここで b_1 が正値で大きいことは、東太平洋のストームトラックが全体的に不活発化することに対応し、 b_2 が正値で大きいことは米国西岸でストーム活動が抑制されることを意味する。

5. 議論

高解像度 AGCM を用いてストームトラックの温暖化の応答と現在気候における主成分との関係を調べた。東西太平洋とも、地球温暖化のシグナルは現在気候の主変動によって解釈できた。温暖化実験のストームトラックを標準実験の各モードに射影すると、WP では EOF1 の負方向へ、EP では一部 EOF2 の正の方向へ、少なくともわれわれのモデルでは温暖化すると変化した。温暖化の主変動への依存性は、理想的または現実的モデルを用いてこの点を証明した Palmer (1999) と整合的である。

ここでのこのような地球温暖化に対する応答がモデル依存であると疑う読者もあろう。確かに Hall et al. (1994) は、我々のモデルより低い解像度の UKMO のモデルを用いて、ストームトラックの北東方向への移動とその終端部分で

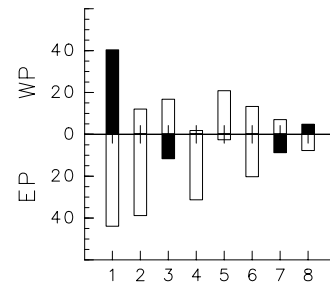


図 6: 温暖化実験群における総観擾乱の運動エネルギーを(上部)WP および(下部)EP の標準実験の各モードへの投影。横軸は EOF モードの番号。白黒はそれぞれ正負値を表す。

強化という我々とは幾分異なる結果を得ている。温暖化の応答自身はモデル依存があることは当然であり、ここではわれわれのモデルが他より優れていると主張する意図はない。もしも観測に明瞭なトレンドがなければ、温暖化の応答を推測することさえ難しいからである。たとえば、温暖化実験の結果、東太平洋のストームトラックと定常波の応答が、一部 PNA パターンのようであったが、PNA 指数のトレンドはいまのところ検出されていない。このモデルの結果は、本研究では地球温暖化のシグナルが現在気候の主変動に依存していることを強調したい。

さらに、西太平洋での特有の現象について補足する。地球温暖化のシグナルの中でも、モデル(図 3) および観測(図 4, Nakamura et al., 2002)の主変動の中でも、また観測に見られる近年のトレンド(図 4, Nakamura et al., 2002)の中でも、亜熱帯ジェットが弱くなった時、ストームトラックはより活動的になった。これははじめに示したように気候値の季節変化の中に見出される。これは明らかに伝統的な傾圧不安定理論と矛盾する。近年 Yi and Mak (2004, JAS, submitted) が東西方向に局在化した東西風の南北勾配が傾圧渦の成長率を抑制するという鮮やかな説明を提案した。近日これらの詳細を調べる予定である。

最後に、地球温暖化に対する降水の応答はストーム活動と必ずしも整合するとは限らないことを補足する。実際、CO₂ の増加に伴い、ストーム活動は全般的に弱化するが降水量は増加する。何故なら、個々のストームは確かに強い雨を伴うであろうが、降水量は気温に強く依存する水蒸気量にも依存している。大気の湿潤過

程とストーム活動との関係は、今後研究課題として残る。

謝辞: 本研究推進にあたり、真冬の振幅極小について深い洞察を提供していただいた東京大学中村尚氏に感謝します。本研究は、科学技術振興機構、戦略的創造研究推進事業「水の循環系モデリングと利用システム」および文部科学省の「人自然地球共生プロジェクト」の研究費により遂行された。本文中の図の作成には、地球流体電脳クラブのライブラリーを利用した。

参考文献

- Blackmon, M. L., J. M. Wallace, N.-C. Lau, and S. L. Mullen (1977), An observed study of the Northern Hemisphere wintertime circulation. *J. Atmos. Sci.*, *34*, 1040–1053.
- Chang, E. K. M., and I. Orlanski (1993), On the dynamics of a storm track. *J. Atmos. Sci.*, *50*, 999–1015.
- Hall, N. M. J., B. J. Hoskins, P. J. Valdes, and C. A. Senior (1994), Storm track in a high-resolution GCM with doubled carbon dioxide. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, *120*, 1209–1230.
- Lau, N.-C. (1988), Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low-frequency changes in the circulation pattern. *J. Atmos. Sci.*, *45*, 2718–2743.
- Lee, S. (2000), Barotropic effects on atmospheric storm tracks. *J. Atmos. Sci.*, *57*, 1420–1435.
- Lindzen, R. S., and B. Farrell (1980), A simple approximate result for the maximum growth rate of baroclinic instabilities. *J. Atmos. Sci.*, *37*, 1648–1654.
- Nakamura, H. (1992), Midwinter suppression of baroclinic wave activity in the Pacific. *J. Atmos. Sci.*, *49*, 1629–1642.
- Nakamura, H., T. Izumi, and T. Sampe (2002), Interannual and decadal modulations recently observed in the Pacific storm track activity and East Asian winter monsoon. *J. Climate*, *15*, 1855–1874.
- Numaguti, A., M. Takahashi, T. Nakajima, and A. Sumi (1997), Description of CCSR/NIES atmospheric general circulation model. *CGER Supercomputer Monogr.*, No. 3, National Institute for Environmental Studies, Tsukuba, Japan, 1–48.
- Palmer, T. N. (1999), A nonlinear dynamical perspective on climate prediction. *J. Climate*, *12*, 575–591.
- Wallace, J. M., and D. S. Gutzler (1981), Teleconnection in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, *109*, 784–812.
- Yi, D., and M. Mak (2004), Why is there midwinter suppression of the Pacific storm track? *J. Atmos. Sci.*, submitted.