平成 27 年度 卒業論文

三四半球をめぐる北半球中高緯度の 大気海洋間強制の東進連鎖

Eastward propagating chain between atmosphere and ocean in mid and high latitudes over the three quarters northern hemisphere

三重大学 生物資源学部

共生環境学科 自然環境システム学講座 気象・気候ダイナミクス研究室 512335

坂 泰志

指導教員:立花 義裕 教授

目次

第1章	〔 序論2
第2章	〔 使用データ
2-1.	JRA-55 再解析テータ
2-2.	HadISST 冉解析データ
第3章	重 解析方法7
3-1.	インデックス定義
3-2.	トレンド除去
3-3.	移動平均
3-4.	合成図解析
3-5.	3次元波活動度フラックス
第4章	f 解析結果14
4-1.	北太平洋上の海面水温(SST)変動
4-2.	北太平洋上の大気場変動
4-3.	大気の擾乱による西風強化
4-4.	ロスビー波束の伝播
4-5.	12月の東アジアに及んだ寒気
4-6.	1月の東アジアに及んだ寒気
4-7.	12月と1月で持続する寒気
第5章	€ 考察と結論
第6章	f 謝辞
第7章	€ 参考・引用文献

第1章 序論

近年,地球温暖化により地球全体の気温は上昇している(Fig. 1-1).特に 2015 年は過去最高の温暖化 傾向であった(Fig. 1-1 内の赤円). しかしここ数年, 冬季の日本を含む東アジアは寒冬であることが知ら れている. これは低緯度域で起こるエルニーニョ・ラニーニャ現象や高緯度域の北極振動などの影響が指 摘されている(Ogi et al, 2006).また、数少ない研究成果ではあるが中緯度の海洋が及ぼす影響について も指摘されている.

例として, Minobe et al, (2008) では、冬季に北大西洋上を流れるメキシコ湾流による大気への膨大な 熱輸送によって、海表面から対流圏上層まで広い範囲にわたって大気場に影響を及ぼすことが数値シミ ュレーションにより明らかになった(Fig. 1-2). これは、世界で特に権威のある学術雑誌 Nature に掲載さ れ,注目を浴びた.現在幅広く中緯度大気海洋相互作用に関する研究が行われている.

また,Sato et al, (2014) は北大西洋にあるメキシコ湾流の経路変化が東アジアの寒冬をもたらすことを 指摘した.そこで,論文に掲載されている解析結果を Fig. 1-3 に示した.しかしながら, Fig. 1-3 に示し た図をよく見ると、さらに上流の北太平洋上にある上層の高気圧強化の影響が東アジアに寒冬をもたら すと考えることもできるのではないだろうか.よって,高気圧の下層に位置する北太平洋上の海面水温変 動も十分関係していると言える.

よって、本研究では北太平洋海面水温に注目し、統計的手法を用いて冬季東アジアに及ぼす寒気の影響 を明らかにすることを目的として解析を行う.



世界の年平均気温偏差

Fig. 1-1 世界の年平均気温偏差を示す. 黒線は各年の平均気温の基準値からの偏差, 青線は偏差の5年 移動平均,赤線は長期的な変化傾向を示す (http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/an_wld.html より引用).



Fig. 1-2 メキシコ湾流が大気に及ぼす影響の概略図と Nature の表紙. Minobe et al, (2008) より引用.



Fig. 1-3 12 月ベア島の気温における HOT-COLD の合成偏差図. 300hPa 面におけるジオポテンシャル高度 [m] を色で示した. Takaya and Nakamura (2001) により得られた波の活動度フラックス [m²/s²] をベクトル示した. ドットは有意水準 90%以上の箇所をプロットしている. Sato et al, (2014) より引用.



Fig. 1-4 メキシコ湾流の湾軸北上から日本への寒波到達までの概念図 (https://www.soken.ac.jp/news/14199/より引用).

第2章 使用データ

2-1. JRA-55 再解析データ

JRA-55 再解析データとは, Japanese 55-year Reanalysis を指し, 解像度が 1.25 度(経度) × 1.25 度(緯度) で, 37 等圧面における月平均データを使用した.期間は 1960 年から 2014 年までの 12 月から 1 月の平均データを使用した.本研究ではジオポテンシャル高度 [m],潜熱 [W/m²],顕熱 [W/m²],気温 [K],2m気温 [K],東西風 [m/s],南北風 [m/s],乱流熱フラックス(顕熱と潜熱の和) [W/m²] データを使用した.参考として,以下に 2014 年 12 月の月平均ジオポテンシャル高度場を示す(Fig. 2-1).12 月はシベリア高気圧の発達(30°N-50°N,80°E-110°E)による影響が,東アジアに寒気をもたらすことが知られている.



Fig. 2-1 2014 年 12 月の月平均 1000hPa 面高度場 [m]

2-2. HadISST 再解析データ

HadISST 再解析データとは、Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature を指し、解像度が 1.0 度 × 1.0 度における月平均データを使用した.期間は 1960 年から 2014 年までの 12 月から 1 月の平均デー タを使用した.本研究では海氷密接度と海面水温 [°C] データを使用した.海氷密接度はグリッドごとに 海氷がどのくらいの割合を占めているのかが 100 分率で表されている.参考として、以下に 2014 年 12 月 の月平均海面水温を示す (Fig. 2-2). 12 月メキシコ湾流 (80°W-60°W, 40°N-60°N) では、海面水温水 平勾配が大きいことで、大気への熱輸送が盛んであることが知られている.



Fig. 2-2 2014 年 12 月の月平均海面水温 [°C]

第3章 解析方法

3-1. インデックス定義

Sato et al, (2014) で着目していた, 12月のメキシコ湾流上の海面水温を調べた.メキシコ湾流上の海面水温 [℃] (35°N-50°N, 65°W-45°W: Fig. 3-1 の黒色のボックス) を 1960 年から 2014 年の期間で領域平均したメキシコ湾流海面水温インデックスを作成した.このインデックスを用いて,全球海面水温 [℃] との相関回帰計算を行った.計算期間はインデックス作成時と同じである.その結果を Fig. 3-1 で示した.メキシコ湾流の海面水温が暖かいことで,北太平洋の海面水温が暖かい領域と,冷たい領域が存在する (Fig. 3-1 内の赤円). Sato et al, (2014) では,北大西洋上のメキシコ湾流の海面水温にしか着目していなかったが,北太平洋の海面水温にも変動があることが確認できる.

そこで、12月の北太平洋に存在する2つの海面水温が暖かい領域と、冷たい領域が及ぼす大規模大気 変動が及ぼす東アジアの寒気を検討する.そのために、Fig. 3-1より北太平洋上の南に位置する暖かい領 域(25°N-45°N,180°-160°W:Fig. 3-1)と北に位置する冷たい領域(40°N-50°N,160°W-140°W:Fig. 3-1)において、それぞれ1960年から2014年の期間で海面水温の領域平均を行った.領域平均を行った 値で、暖かい領域で作成したものから冷たい領域で作成したものとの差を行い、計55年分の12月北太 平洋南北海面水温勾配インデックスを作成した(Fig. 3-2).作成した値に対しては標準化を行っている.



Fig. 3-1 1960 年から 2014 年の期間におけるメキシコ湾流水温インデックスと同じ期間内の海面水温 [℃] との相関回帰図.線が回帰係数 [℃] を表している.色は有意水準が 90%, 95%, 99%以上の箇 所を表している.



(1960年-2014年)

3-2. トレンド除去

一つの季節の中でも暑い日や寒い日があるように、年によっても暑い年や寒い年がある.このような年 ごとの違いは、地球温暖化やヒートアイランド現象といった人為的な影響の有無にかかわらず起こりう る自然の変動である.自然変動には、地球の気候がもともと持つ変動する性質(年ごとの違いのほか、エ ルニーニョ・ラニーニャ現象といった数年の周期をもつものや、太平洋十年規模振動などの十年から数十 年の周期をもつものが知られている)によるもののような、気候以外の自然の影響によるものがある.観 測で得られる各年の値は、このような様々な周期の自然変動と人為起源の気候変動(トレンド)を含んだ ものになる.

このため、観測値から様々な周期の自然変動の成分をなるべく除去する必要がある.そこで本研究では Fig. 3-2 に含まれるトレンドを取り除いた、12月北太平洋南北海面水温勾配のトレンドを取り除いたイン デックスを作成した(Fig. 3-3).



Fig. 3-3 12 月北太平洋南北海面水温勾配のトレンドを取り除いたインデックス 黒線は線形トレンドを示した.

(1960年-2014年)

3-3. 移動平均

移動平均とは、時系列データを平滑化する手法である.金融分野をはじめ、気象、水象などの計測分野 で使われる.今回は、単純移動平均を行った.そして、移動平均する年数として、エルニーニョ・ラニー ニャ現象による変動よりも長いスケールの長周期変動成分を抽出するため、7年と設定した.長周期変動 成分と短周期変動成分を求める式を下記に示す.

$$DATA(t-3) + DATA(t-2) + DATA(t-1) + DATA(t)$$
$$DATA_{long} = \frac{+DATA(t+1) + DATA(t+2) + DATA(t+3)}{7}$$

$$DATA_{short} = DATA_{total} - DATA_{long}$$

12月北太平洋南北海面水温勾配インデックス(Fig. 3-3)に上記の式をあてはめ、インデックスをそれ ぞれ長周期変動成分と短周期変動成分に分けた(Fig. 3-4 (a) and Fig. 3-4 (b)).

よって、本解析においては上記で示した長周期変動成分を取り除いた短周期変動成分インデックスを 使用した (Fig. 3-5). 12 月北太平洋南北海面水温インデックスの短周期変動成分のものを 12 月短周期北 太平洋南北海面水温勾配インデックス (Short period North Pacific Ocean north – south gradient index in December : SPO-index) とする.



Fig. 3-4 12 月北太平洋南北海面水温勾配インデックスの長周期変動成分(a),短周期変動成分(b)
(a),(b)ともに縦軸は標準偏差(σ)を示す.



(1960年-2014年)

Fig. 3-5 SPO-index (1960 年-2014 年)

3-4. 合成図解析

本研究では SPO-index を用いて北太平洋海面水温の南北勾配が大きいことによる大規模大気循環場の 特徴を明らかにするために,合成図解析を行う.合成図解析とは,ある条件に合致した複数の事象を抽出 し,その集合に平均等の操作を加えることにより,その特徴的な性質を際立たせようとすることである.

解析に使用する SPO-index の指数で1標準偏差を超えたものを(HOT), -1標準偏差を下回るもの (COLD)合計8ケースを抽出した(Fig. 3-6). HOT で選んだ年は1994, 2001, 2011, 2012年である. COLD で選んだ年は1985, 1993, 1996, 2013年である.また,本解析ではエルニーニョ・ラニーニャ 現象など熱帯域からの影響を取り除くために抽出する際は選んでいない.エルニーニョ年・ラニーニャ 年の選び方は,気象庁が発表しているエルニーニョ年・ラニーニャ年の発生期間を月単位で示したもの がある(http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/data/elnino/learning/faq/elnino_table.html).エルニーニョ監視海 域の海面水温の基準値との差の5カ月移動平均値が6カ月以上続けて+0.5℃以上となった場合をエルニ ーニョ現象, -0.5℃以下となった場合をラニーニャ現象として定義されている.これより1960年から 2014年の12月時において±0.5℃を超えるものを対象とした.

SPO-index より抽出した HOT から COLD の差を行うことで、12 月北太平洋の海面水温南北勾配が大きい(南側の方がより暖かい)時に大気場や海面水温がどのような変動をし、東アジアに寒気をもたらすかを調べる.



Fig. 3-6 合成図解析に使用する事象を SPO-index から赤円で HOT, 青円で COLD を示した.

本解析では、Takaya and Nakamura (2001) によって導出された波の活動度フラックスを用いた. 波の活動度フラックスとは、ロスビー波束の伝播を示す指標である. また、波の活動度は保存則中に現れる物理量のことである. フラックスの発散(収束)が基本場西風の加速(減速)と等価なことが挙げられる. W=波の活動度フラックス [m²/s²]

$$W = \begin{pmatrix} U(\varphi_{x}'^{2} - \varphi'\varphi_{xx}') + V(\varphi_{x}'\varphi_{y}' - \varphi'\varphi_{xy}') \\ U(\varphi_{x}'\varphi_{y}' - \varphi'\varphi_{xy}') + V(\varphi_{y}'^{2} - \varphi'\varphi_{yy}') \\ \frac{f_{0}^{2}}{N^{2}} \{U(\varphi_{x}'\varphi_{z}' - \varphi'\varphi_{xz}') + V(\varphi_{y}'\varphi_{z}' - \varphi'\varphi_{yz}')\} \end{pmatrix}$$

 $f_0:$ コリオリパラメーター [s⁻¹] , φ' :擾乱の流線関数 [m²/s] , N:ブラント・バイサラ振動数 U:東西風 [m/s] , V:南北風 [m/s]

擾乱の流線関数を求める際に,HOT-COLD の計算を行った.上述より,波の活動度は保存則中に現 れる物理量であるため,HOT(擾乱場)-COLD(基本場)を行うことで擾乱場が及ぼす基本場への影響 を見ることになる

一方で,一般的に密度は下層から上層に向かうにつれ上昇することが知られている.下層と上層での波の活動度を等しく評価するため,緯度平均を行う際に密度による鉛直重みづけを行った.



Fig. 3-7 (a) and 3-6 (b) SPO-index により抽出した 300hPa 面における HOT (a) と COLD (b) のジオポテンシャル高度 [m] を示す.

第4章 解析結果

4-1. 北太平洋上の海面水温の変動

SPO-index により抽出した HOT-COLD における大気と海の熱輸送について検討した(Fig. 4-1 and Fig. 4-2). Fig. 4-1 と Fig. 4-2 は, HOT と COLD における海面水温 [°C] から地上から 2m に位置する気温 [°C] (T2m)の差(SST-T2m)である.一般的に,冬季は海面水温と T2m を比べると海面水温より大気の方が冷たいことが知られている. これより, Fig. 4-1 と Fig. 4-2 は,北太平洋上ではどちらも海から大気の方に熱が輸送されていることがわかる(大気が熱をもらう方向,つまり海から大気への熱を正とした). 次に, Fig. 4-1 から Fig. 4-2 の差を行い北太平洋 SST 南北勾配が大きい時の熱輸送を検討すると Fig. 4-3 である.

Fig. 4-3 より,北太平洋上(25N-40N, 180-160W)で大気から海へ熱が輸送されている.また,ア ラスカ湾(30N-50N, 165W-130W)では海から大気へ熱が輸送されている.

この結果は、大気温度と海面水温との温度関係を考察しているだけであるため、次は時間当たりに照射される、面積当たりの放射エネルギーを検討した. 乱流熱フラックスによる、放射エネルギー輸送を考察すると、Fig. 4-3 と整合性のある結果であった(Fig. 4-4).

さらに, SPO-index による海面水温の合成偏差図を見ると、北太平洋の SST 南北勾配が大きいことで北 太平洋上の海面水温 [℃] が暖かい領域(25N-40N, 180-160W)と、冷たい領域(40N-60N, 160W-130W)が存在する(Fig. 4-5).

これらから,北太平洋上の海面水温が暖かくなる理由は,大気の気温と海面水温の関係より大気から海 に熱が輸送され,海面水温が暖かくなることが示唆される.また,海面水温が冷たくなる理由は,熱が海 から大気に輸送された結果,海面水温が冷たくなることが示唆される.



Fig. 4-1 SPO-index により抽出した, HOT の海面水温 [℃] から T2m [℃] の差を行った平均値. 色と線は平均値 [℃] を示す. 大気が熱をもらう方向,



Fig. 4-2 SPO-index により抽出した, COLD の海面水温 [℃] から T2m [℃] の差を行った平均値. 色と線は温度 [℃] を示す.



Fig. 4-3 SPO-index による海面水温 [℃] から T2m [℃] の差を行った合成偏差図. 色と線 は温度 [℃] を示す.



Fig. 4-4 SPO-index による乱流熱フラックス [W/m²] の合成偏差図. 線が偏差 [W/m²] を示す. 色は有意水準が 90%, 95%, 99%以上の箇所を表している.



Fig. 4-5 SPO-index による SST [℃] の合成偏差図. 線が偏差 [℃] を示す. 色は有意水準が 90%, 95%, 99%以上の箇所を表している.

4-2. 北太平洋上の大気場変動

次は、SPO-index より抽出した HOT-COLD における大気場の合成偏差図を検討した. 1000hPa 面にお けるジオポテンシャル高度 [m] を見ると、海面水温が暖かい領域の直上では高気圧偏差、冷たい領域の 直上では低気圧偏差である (Fig. 4-6). この海面水温が暖かくなる直上では高気圧、冷たくなる直上では 低気圧傾向になることを検討するために潜熱 [W/m²] の合成偏差図を求めた (Fig. 4-7). Fig. 4-7 では北 太平洋上の海面水温が暖かい所では潜熱 [W/m²] が負で、冷たい所では潜熱 [W/m²] が正であることが わかる (大気が熱をもらう方向、つまり海から大気への熱を正とした). つまり、北太平洋 SST 南北勾配 が大きいことで潜熱が負の領域は潜熱放出が抑えられ、安定成層となる. それにより浮力を失い空気は下 降する. 下降流が活発になることで、地上付近の気圧が上がり相対的に高気圧傾向になることを示唆す る. また、潜熱が正の領域は潜熱放出が行われ、不安定成層となる. それにより浮力を得て、空気は上昇 する. 上昇流が活発になることで、地上付近の気圧が下がり相対的に低気圧傾向になることを示唆する.

続いて,同じ1000hPa面における温度 [℃] を検討した.海面水温が暖かい箇所の直上で大気は暖かくなる.また,海面水温が冷たい箇所の直上で大気は,冷たい傾向であった(Fig.4-8).

さらに、北太平洋上における鉛直大気構造を検討するために、180-140Wの領域で経度平均の計算を行った。計算を行った変数はジオポテンシャル高度 [m] と東西風 [m/s] である.

まず,ジオポテンシャル高度 [m] に着目すると北太平洋の SST 南北勾配が大きいことで,北緯 20 度から北緯 40 度の緯度帯で 1000hPa 面から 100hPa 面まで高気圧傾向であった.また北緯 50 度から北緯 90 度の緯度帯では低気圧傾向であった (Fig. 4-9). これより低緯度 (20N-40N) では高気圧傾向,高緯度 (50N-90N) では低気圧傾向であることから,中緯度 (50N) では気圧傾度が強化される. それに釣り合うよう にコリオリカがバランスするため,中緯度では西風が強化される傾向にある. 西風の強化を検討するため,ジオポテンシャル高度と同じ 180-140W の領域で東西風の経度平均計算を行った. それを見ると,北緯 40 度から北緯 60 度の緯度帯で西風が強化する結果を得た (Fig. 4-10).また,その西風は 300hPa 面に おいて極大域であることが確認できる.



Fig. 4-6 SPO-index による 1000hPa 面におけるジオポテンシャル高度 [m] の合成偏差 図. 線が偏差 [m] を示す. 色は有意水準が 90%, 95%, 99%以上の箇所を表している.



Fig. 4-7 SPO-index による潜熱 [W/m²] の合成偏差図.線が偏差 [W/m²] を示す. 色は有意 水準が 90%, 95%, 99%以上の箇所を表している.



Fig. 4-8 SPO-index による 1000hPa 面における温度 [℃] の合成偏差図. 線が偏差 [℃] を示す. 色は有意水準が 90%, 95%, 99%以上の箇所を表している.



Fig. 4-9 SPO-index による 1000hPa 面から 100hPa 面でのジオポテンシャル高度 [m] の緯度断面合成偏 差図. 線が偏差 [m] を示す. 色は有意水準が 90%, 95%, 99%以上の箇所を表している.



Fig. 4-10 SPO-index による 1000hPa 面から 100hPa 面での東西風 [m] の緯度断面合成偏差図. 線が偏差 [m/s] を示す. 色は有意水準が 90%, 95%, 99%以上の箇所を表している.

4-3. 大気の擾乱による西風強化

ところで、中緯度対流圏では気象現象に大きな影響力をもつ温帯低気圧や移動性高低気圧を発生させ るとともに、それぞれを東向きに移動させる駆動力である傾圧不安定波動が卓越しやすいことが知られ ている.現実大気中で生ずる傾圧不安定波動の成因は、緯度方向における温度の不均一性(本研究におい ては南側でより暖かく、北側でより冷たいことを指す)を解消しようとして起こるものであると考えられ ている.本解析では移動性高低気圧による傾圧不安定波動の成因を考察した.移動性高低気圧の発生と発 達は鉛直方向の温度分布のみならず、上述より緯度方向の温度差に深く関係している.

そこで,前節と同じく北太平洋上における鉛直大気構造を検討するために,180-140Wの領域で経度平 均の計算を行った(Fig. 4-11).計算を行った変数は気温 [℃] である.

Fig. 4-11 より北緯 30 度では 1000hPa 面から 300hPa 面まで高温偏差であり,北緯 50 度から 90 度まで 低温偏差である.これから南側ではより暖かく,北側ではより冷たい傾向である.気温は北側が低温,南 側が高温であることで,静力学平衡の関係から高温の方が気圧の減少率が小さい.低温の方が気圧の減少 率が大きいことが知られている.すなわち,同じ高度で気圧の変化を見れば高温側が高気圧,低温側が低 気圧となる.これは Fig. 4-9 の結果と整合性が一致している.

大気が Fig.4-11 のような温度分布であり、南北に温度差があることは不安定な構造である.この不安定 な構造に対して中緯度対流圏では、南北の温度傾度を考えなければならない.本解析では北緯 30 度から 北緯 50 度の緯度帯で温度傾度が強化される.温度風バランスから南北のこのような温度差は同時に対流 圏の中上層の西風の存在を意味する.

一方で、西風の強い領域は一般に Storm track と呼ばれる領域にほぼ一致すると言われている. Storm track とは、温帯低気圧や移動性高低気圧の活動域のことを指す. Storm track の活発領域では、南北方向 に温度傾度が大きいことから不安定となっている. 温度傾度を解消しようとする働きから擾乱が発達し、 風が強まることが知られている. そこで本研究では、傾圧不安定波動の効果で西風が強化、減衰する機構 を調べることにした. 傾圧不安定波動の成長しやすさを考える指標として、傾圧不安定波動の成長率 [σ] (Linden and Farrel 1980) を計算した (Fig. 4-12).

σ: 傾圧不安定の成長率 [s⁻¹]

$$\sigma = 0.31 \times \frac{f \left|\frac{\partial u}{\partial z}\right|}{N} \qquad (1)$$

f: コリオリパラメーター [s⁻¹], $\left| \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \mathbf{z}} \right|$: 風の鉛直シアーの絶対値, N: ブラント・バイサラ振動数

 Fig. 4-12 より,北太平洋上で傾圧不安定波動が卓越(20N-60N, 180-120W)している.

 上述より,傾圧不安定波動が発達しやすいということは,Storm track が活発であることを指摘した.そこでStorm track を表す指標として式(2)を用いた.

Storm track [m^2/s^2]

Storm track =
$$\frac{1}{2} \left(\overline{u^{'2}} + \overline{v^{'2}} \right)$$
 (2)

 \bar{u}, \bar{v} は月平均東西風,南北風.u', v'は日平均に7日のハイパスフィルタを施したものを示す.

Storm track 活発域は傾圧不安定波動強化域 (20N-60N, 180-120W) と一致する結果である (Fig. 4-13). 傾圧不安定波動が発達しやすいということは, 擾乱の通過が激しいということが知られている. そこで, 擾乱と平均流との相互作用を診断する方法として, *E-vector* を用いた. *E-vector* (Hoskins 1983) とは,

 $E - vector [m^2/s^2]$

$$E = \left(\overrightarrow{v'v' - u'u'}, -\overrightarrow{u'v'} \right) \quad (3)$$

 \bar{u}, \bar{v} は月平均東西風,南北風.u', v'は日平均に7日のハイパスフィルタを施したものを示す.

なる量である. *E-vector* の発散(収束)箇所では平均流が加速(減速)傾向をもつことが知られている. これを求めた結果を Fig. 4-14 に示した. Fig. 4-14 で示した色を見ると,傾圧不安定波動の強化域(20N-60N, 180-120W)で発散傾向であることがわかる.発散箇所における線で示した平均場の東西風の偏差 をみると,西風が強化する傾向にある.

よって,300hPa 面において擾乱の通過が激しいことが平均場の西風(Fig.4-14の北太平洋上の赤線)の 強化に影響を及ぼす結果であることが理解できる.



Fig. 4-11 SPO-index による 1000hPa 面から 100hPa 面での気温 [℃] の緯度断面合成偏差 図. 線が偏差 [℃] を示す. 色は有意水準が 90%, 95%, 99%以上の箇所を表している.



Fig. 4-12 SPO-index による傾圧不安定波動の成長率 [s⁻¹] の合成偏差図.線が偏差 [s⁻¹] を示 す. 色は有意水準が 90%, 95%, 99%以上の箇所を表している.



Fig. 4-13 SPO-index による 300hPa 面における Storm track [m²/s²] の合成偏差図. 線が偏差 [m²/s²] を示す. 色は有意水準が 90%, 95%, 99%以上の箇所を表している.



Fig. 4-14 SPO-index による 300hPa 面における *E-vector* [m²/s²] と東西風 [m/s] の合成偏差図. 線が東西風偏差 [m/s] を示す. 色は *E-vector* の発散箇所を示した. ベクトルは *E-vector* を示 した.

4-4. ロスビー波束の伝播

一般的にジェット気流(西風)は中緯度の対流圏上層(300hP 面)を流れていることが知られている. 本解析ではジェット気流は北アメリカ大陸の西側を沿うように蛇行していることを示唆(Fig.4-15).

ジェット気流に蛇行をもたらすのはロスビー波束であり、冬季はロスビー波束がジェット気流に停滞 しやすく、ジェット気流蛇行の水平規模が増大する傾向にある.本来、ロスビー波束は西に進むことが知 られているが、冬季の強いジェット気流によってロスビー波束は東に流され伝播域が増大する.このロス ビー波束の伝播を表す指標として Takaya and Nakamura (2001) によって導出されたロスビー波束の活動度 フラックスを検討した.

そこで、北太平洋起源のロスビー波束の伝播を見るために、北緯 30 度から北緯 50 度の領域で緯度平 均を行い、鉛直構造を検討する.計算を行った変数は、ジオポテンシャル高度 [m] とロスビー波束の活 動度フラックス[m²/s²] である (Fig. 4-16).

Fig. 4-16 より, ベクトルで示した波の活動度フラックスが 180-130W に位置する北太平洋を起源にして 上方に伝播していき, 300hPa 面で顕著に東方に伝播していることが確認できる. 4-2 節より 300hPa 面に おいて西風が極大域であることを指摘した (Fig. 4-10).

上述より,300hPa 面ではジェット気流が卓越していることから,ロスビー波束の東方伝播が顕著である.これより,北太平洋 SST 南北勾配が大きいことによる300hPa 面におけるジオポテンシャル高度 [m] とロスビー波束の活動度フラックス [m²/s²] を示した (Fig. 4-17).

Fig. 4-17 より 300hPa 面において北太平洋上をロスビー波束の波源として,東アジアまでロスビー波束の伝播域が広がっていることが確認できる.

これらから、北太平洋を起源にしてロスビー波束は上方に伝播する.そして、ジェット気流が卓越している 300hPa において、ロスビー波束の伝播が東アジアまで到達することを示した.ロスビー波束伝播域の増大により、北太平洋上でのジェット気流蛇行の影響が東アジアまで到達する結果である.



Fig. 4-15 SPO-index による 300hPa 面における東西風 [m/s] の合成偏差図.線が偏差 [m/s] を示す. 色は有意水準が 90%, 95%, 99%以上の箇所を表している.



Fig. 4-16 SPO-index による 300hPa 面におけるジオポテンシャル高度 [m] と波の活動度フラックス [10⁻⁶ m²/s²] の合成偏差図. 線が偏差 [m] を示す. 色は有意水準が 90%, 95%, 99%以上の箇所を表 している. ベクトルは Takaya and Nakamura (2001) によって導出された波の活動度フラックスを示した.



Fig. 4-17 SPO-index による 1000hPa 面から 100hPa 面でのジオポテンシャル高度 [m] と波の 活動度フラックス [10⁻⁶ m²/s²] の経度断面合成偏差図. 線が偏差 [m] を示す. 色は有意水 準が 90%, 95%, 99%以上の箇所を表している. ベクトルは Takaya and Nakamura (2001) に よって導出された波の活動度フラックスを示した.

4-5. 12月の東アジアに及んだ寒気

前節でロスビー波束の伝播が北太平洋を起源にして,東アジアに伝播しているのが見えた (Fig. 4-17). 北太平洋の SST 南北勾配が及ぼす東アジアの寒気を検討するために,925hPa 面と 500hPa 面における気 温 [℃] と水平風 [m/s] を示した.東アジアの気温に着目すると,925hPa 面では帯状に寒気で覆われてい る傾向であることがわかる (Fig. 4-18).また,上層の 500hPa 面でも帯状に寒気で覆われている (Fig. 4-19). それぞれの気圧面での水平風を見ると,高緯度域からの北風偏差である.つまり,高緯度域からの 北風偏差が東アジアに寒気を及ぼしている.

これらから,12月の北太平洋 SST 南北勾配が大きいことが東アジアの下層から中層に及ぶまで,寒気 をもたらす結果であった.



Fig. 4-18 SPO-index による 925hPa 面における気温 [℃] と水平風 [m/s] の合成偏差 図. 線が気温偏差 [℃] を示す. 色は有意水準が 90%, 95%, 99%以上の箇所を表して いる. ベクトルは水平風の偏差 [m/s] を示す.



Fig. 4-19 SPO-index による 500hPa 面における気温 [℃] と水平風 [m/s] の合成偏差
図. 線が気温偏差 [℃] を示す. 色は有意水準が 90%, 95%, 99%以上の箇所を表して
いる. ベクトルは水平風の偏差 [m/s] を示す.

4-6. 1月の東アジアに及んだ寒気

前節までは 12 月の北太平洋 SST 南北勾配が大きいことで,同じ月の 12 月の大気場変動が東アジアに 寒気をもたらすことを指摘した.次は,一カ月後の 1 月の大気場がどのような変動をしているかを検討 した.

1カ月後の1月の300hPa面におけるジオポテンシャル高度 [m] と波の活動度フラックス [m²/s²] を示した (Fig. 4-20). Fig. 4-20 を見ると, 12月と同様に北太平洋を起源にしてロスビー波束が東アジアまで 伝播している.また,1月の925hPa面における気温 [℃] を示した (Fig. 4-21).東アジアの気温に着目す ると,帯状に寒気で覆われていることがわかる.

これらより,12月の北太平洋 SST 南北勾配が大きいことで,前節から12月の東アジアでは帯状に寒気で覆われる傾向にあることがわかった.この東アジアに及んだ寒気は1月にも持続している結果であった.



Fig. 4-20 SPO-index による 1 月の 300hPa 面におけるジオポテンシャル高度 [m] と波の活動度フラックス [10⁻⁶ m²/s²] の合成偏差図. 線が偏差 [m] を示す. 色は有意水準が 90%, 95%, 99%以上の箇 所を表している. ベクトルは Takaya and Nakamura (2001) によって導出された波の活動度フラック スを示した.



Fig. 4-21 SPO-index による 1 月の 925hPa 面における気温 [℃] の合成偏差図. 線が偏差 [℃] を示す. 色は有意水準が 90%, 95%, 99%以上の箇所を表している.

4-7. 12月と1月で持続する寒気

4-5 節より,12月の北太平洋 SST 南北勾配が大きいことにより北太平洋上でロスビー波束が励起し, その伝播域が東アジアまで到達することで,東アジアが寒気で覆われる結果であった(Fig.4-22a).また 4-6 節より,1月も東アジアが寒気で覆われる結果であった(Fig.4-22b).2カ月の間東アジアが寒気で覆 われたメカニズムを検討する.



Fig. 4-22a and Fig. 4-22b SPO-index による 12 月の 925hPa 面における気温 [℃] と 1 月の 925hPa 面における気温 [℃] の合成偏差図.線が偏差 [℃] を示す. 色は有意水準が 90%, 95%, 99%以上の箇所を表している.

Fig. 4-22a と Fig. 4-22b を見ると 12 月に東アジアで覆われている寒気の極大域が,1月にも維持していることがわかる.そこで,式(2)より Storm track [m²/s²] 活動の偏差を求めたところ,12 月は Storm trackの負偏差の極大域がユーラシア西部(30N-50N,20E-60E)に留まっている(Fig. 4-24).また,Fig. 4-23 と Fig. 4-26 のジオポテンシャル高度分布から 12 月,1月は共に Storm track の弱化域で東風偏差であることが見て取れる.

Storm track の弱化は北側の高気圧偏差, 南側の低気圧偏差の初期構造を維持するようなフィードバック効果がある(Lau and Nath 1991). その後の時間発展(1月)をみると, Storm track 活動の弱化域はやや 東に移動し,1月にはバルハシ湖付近に中心を移している. 300hPa 面におけるジオポテンシャル高度[m] では,12月の時に比べ北側の高気圧偏差と南側の低気圧偏差がやや中心を東に移している(Fig. 4-23 and Fig. 4-26). これから,12月にバレンツ海の南に位置した下層高気圧偏差は,1月になるとバイカル湖の 南に位置していて,下層においても中心を東に移していることがわかる(Fig. 4-25 and Fig. 4-28). 本節で 中心を東に移した理由については解明できていない.

これらより、上層の Storm track の弱化が下層のシベリア高気圧の発達をもたらすと考えられる. それ により、12月と1月に東アジアが持続した寒気で覆われる傾向となることを示唆した.



Fig. 4-23 SPO-index による 300hPa 面におけるジオポテンシャル高度 [m] と波の活動度フラックス [10⁻⁶ m²/s²] の合成偏差図. 線が偏差 [m] を示す. 色は有意水準が 90%, 95%, 99%以上の箇所を表 している. ベクトルは Takaya and Nakamura (2001) によって導出された波の活動度フラックスを示 した.



Fig. 4-24 SPO-index による 300hPa 面におけるストームトラック [m²/s²] の合成偏差図. 線が 偏差 [m²/s²] を示す. 色は有意水準が 90%, 95%, 99%以上の箇所を表している.



Fig. 4-25 SPO-index による 1000hPa 面におけるジオポテンシャル高度 [m] の合成偏差図.線が偏差 [m] を示す. 色は有意水準が 90%, 95%, 99%以上の箇所を表している.



Fig. 4-26 SPO-index による 1 月の 300hPa 面におけるジオポテンシャル高度 [m] と波の活動度フラックス [10⁻⁶ m²/s²] の合成偏差図. 線が偏差 [m] を示す. 色は有意水準が 90%, 95%, 99%以上の箇所 を表している. ベクトルは Takaya and Nakamura (2001) によって導出された波の活動度フラックス を示した.



Fig. 4-27 SPO-index による 1 月の 300hPa 面におけるストームトラック [m²/s²] の合成偏差 図.線が偏差 [m²/s²] を示す. 色は有意水準が 90%, 95%, 99%以上の箇所を表している.



Fig. 4-28 SPO-index による 1 月の 1000hPa 面におけるジオポテンシャル高度 [m] の合成偏 差図.線が偏差 [m] を示す. 色は有意水準が 90%, 95%, 99%以上の箇所を表している.

第5章 考察と結論

12月の北太平洋 SST の南北勾配が大きいことによる,北太平洋起源の大規模大気循環が東アジアに寒気を及ぼす傾向にあることを示した.また,この寒気は1月にも東アジアで持続する結果を示唆した. Sato et al, (2014)では,北大西洋にあるメキシコ湾流起源による12月の東アジアの寒気を指摘していたが,本解析の結果からそれよりもはるか遠方の北太平洋起源により,三四半球をめぐって東アジアに寒気をもたらすことを示した.

4-3 節より 12 月の北太平洋上では南に高温偏差,北に低温偏差であることから温度傾度の強化を指摘 した(Fig. 4-11). それによる大気擾乱の影響が,基本場の北太平洋上の西風強化に寄与することを示唆 した(Fig. 4-14). このジェット気流は北アメリカ大陸の西側を蛇行していた(Fig. 4-15). ジェット気流 に蛇行をもたらすのはロスビー波束である. Takaya and Nakamura (2001)によって導かれたロスビー波束 の活動度フラックスを計算すると,北太平洋を起源にして上方に伝播していることを示した(Fig. 4-16).

4-4 節より北太平洋上で東方へのロスビー波束伝播が顕著であった 300hPa 面を見ると、北太平洋から 東アジアまでロスビー波束が伝播していることを示した(Fig. 4-17).北太平洋から東アジアへ伝わった 波の影響による東アジアにおける 925hPa 面の気温は、帯状に寒気で覆われる傾向であった(Fig. 4-18). また、この寒気は下層から上層にまで及ぶ結果であった(Fig. 4-19).

4-6 節より 12 月の北太平洋 SST の南北勾配が大きいことによる,1月の東アジアの気温に着目した. 925hPa 面における気温をみると,1月も東アジアは寒気で覆われる結果であった(Fig. 4-21).

4-7 節より東アジアの寒気が 12 月と1月に持続するメカニズムに着目した.これは、上層のストームトラックの弱化で下層シベリア高気圧の停滞により高緯度域からの寒気の吹き出しが原因あることを示唆した(Fig. 4-28).

以上より, Sato et al, (2014) では言及されていなかった, 12月の北太平洋が及ぼす東アジアの寒気を 示唆した.また,東アジアに及ぶ寒気において初冬の12月の北太平洋が非常に重要であることを支持す る結果であった.さらに, 12月に東アジアに及んだ寒気は1カ月後の1月にも持続して寒気で覆われる 傾向にあることを示唆した.

第6章 謝辞

本研究を進めるにあたり,気象・気候ダイナミクス研究室の立花義裕教授には,開始当初から研究の方 針についての議論に時間を割いて頂くとともに,解析方法について指導して頂き,深く感謝いたします. 山崎孝治氏や小寺邦彦氏には日ごろ解析結果の考察や要旨の添削など大変お世話になり感謝いたします. 自然環境システム学講座の先生方には,合同ゼミ等でご指導いただいた他,授業で様々な知識を学ばせて いただきました.厚く御礼申し上げます.同講座の先輩方には,プログラミングの組み方等教えていただ いたり,要旨を添削していただいたりと,大変お世話になりました.

私の研究を始めるきっかけを作って頂いたマニトバ大学の小木雅世氏には研究成果の進捗につい熱心 にご指導していただきました.北海道大学地球環境科学研究科の中村哲氏には日々の研究進捗について 熱心にご指導していただきましたことはもちろんのこと、プログラムの組み方等教えて頂いたり、大変お 世話になりました.東京大学先端科学技術研究所の西井和晃助教には研究開始時やシンポジウム時に、私 の研究の質問に丁寧に回答下さりました.また、同大学の岡島悟氏には研究の解析についてご指導してい ただきました.気象庁気象研究所海洋・地球化学研究部の豊田隆寛氏や同部署の広瀬成章氏や東京大学大 気海洋研究所の坂本天氏や東北大学理学研究科の杉本周作助教には研究集会で発表前に熱心にたくさん のご指摘や、ご意見をしていただきました.京都産業大学理学研究科の高谷康太朗准教授には、波の活動 度フラックスの正しい使い方や、エルニーニョ・ラニーニャ時における大規模大気循環に関する資料をお 見せいただきました.資料のご提供によりさらなる学習に繋げることができました.気象研究所の川瀬宏 明氏や海洋研究開発機構の山崎哲氏には、私の卒業論文中間発表の要旨の添削をしていただきました.山 崎哲氏には、研究テーマに役立つ論文をたくさん紹介していただきました.新潟大学自然科学研究科の本 田明治准教授には研究集会などで大変ご指導していただきました.また同大学の学生の方には、研究や学 生生活について様々な議論をすることができ、お互い良い刺激となりました.長崎大学水産学部の万田教 昌准教授には、プログラムや参考資料を頂きました.

本研究のテーマである「中緯度の大気海洋相互作用」に関連の深い、国立極地研究所国際北極環境研究 センターの猪上淳准教授や佐藤和敏氏には論文紹介や発表に対するご指導などたくさん頂戴しました.

最後に,研究についての議論はもちろん,学生生活を充実して送ることができたのは4年生をはじめ とする学生の皆様のおかげです.また,いつも発表練習などにつき合ってくれたり,遠方への出張などの 予算補助をしてくれたりと陰で支えてくれたのは家族です.本当にありがとうございます.

第7章 参考・引用文献

- 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.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics, *J. Meteor. Soc. Japan.*, 93, 5-48.
- Lindzen, R.S. and Farrel, B.I. 1980: A simple approximate result for the maximum growth rate of baroclinic instabilities, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1648-1654.
- Lau, N.-C., and M. J. Nath 1991: Variability of the baroclinic and barotropic transient eddy forcing associated with monthly changes in the midlatitude storm tracks, *J. Atmos. Sci.*, **48**, 2589 2613.
- Minobe S, Yoshida-Kuwano A, Komori N, Xie S P and Small R J 2008: Influence of the Gulf Stream on the troposphere, *Nature.*, 452, 206–209.
- Ogi, M. and Y. Tachibana, 2006: Influence of the annual Arctic Oscillation on the negative correlation between Okhotsk sea ice and Amur River discharge, *Geophysical Research Letters.*, **33**, L08709.
- Rayner, N.A, 2003: Global Analyses of Sea Surface Temperature, Sea Ice, and Night Marine Air Temperature since the Late Nineteenth Century, *J. Geophys. Res.*, **108**, 4407-4410.
- Sato, K., Inoue, J. & Watanabe, M. 2014: Influence of the Gulf Stream on the Barents Sea ice retreat and Eurasian coldness during early winter, *Environ. Res. Lett.*, **9**, 084009.
- Takaya K and Nakamura H 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.