

北極振動の成層圏－対流圏結合過程に及ぼす ENSO の影響

塩竈秀夫（国立環境研究所）・向川均（京都大学防災研究所）

1. はじめに

成層圏突然昇温 (SSW) は冬季成層圏循環場に現れる重要な季節内変動である。基本となるメカニズムは波と東西平均流の相互作用で説明される [Matsuno, 1971]. 近年、成層圏における東西風偏差が成層圏から対流圏まで下方伝播することが示されている [Baldwin and Dunkerton, 1999, 2001; Kodera et al., 2000]. 成層圏における下方伝播シグナルのメカニズムも波と平均流の相互作用の枠組みで説明される [Kuroda and Kodera, 1999]. 東西風偏差が対流圏界面まで達したとき、対流圏で北極振動 (AO) [Thompson and Wallace, 1998, 2000] と結びつきやすいこともわかってきた [Baldwin and Dunkerton, 2001]. しかし、東西風偏差が対流圏まで下方伝播するメカニズムはまだはっきりしていない。

このような季節内時間スケールでの成層圏－対流圏力学結合が、主要な外力である El Niño / Southern Oscillation (ENSO) によってどのような影響を受けるかを明らかにすることが、本研究の目的である。ENSO が成層圏および対流圏中高緯度の年々変動および季節内変動に大きな影響を与えることはよく知られている [Horel and Wallace 1981; Wallace and Chang, 1982]. 例えば、Quadrelli and Wallace [2002] は、ENS のフェーズによって、対流圏における卓越モードの空間パターンが変わることを示した。Van Loon and Labitzke [1987] は、ENSO の warm フェーズでは成層圏極渦が弱くなる関係を示した。本研究では、東西風偏差の季節内下方伝播過程に ENSO がどのような影響を与えるかを調べる。特に、成層圏で強い東風偏差を伴う SSW イベントの期間での、成層圏－対流圏力学結合への ENSO の影響を示す。

2. データと手法

ここでは NCEP-NCAR の日平均再解析データ [Kalnay et al., 1996] を 45 年分 (1957-2001) 用いる。データの水平解像度は $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ で、鉛直には 17 層 (1000 hPa から 10 hPa) ある。解析期間は 44 冬季 (11 月から 4 月) である。同じ期間の Met Office HadISST [Rayner et al., 2003]

の月平均データも用いる。水平解像度は $1^\circ \times 1^\circ$ である。Quadrelli and Wallace [2002] にならって、ENSO サイクルは $5.5^\circ\text{N}-5.5^\circ\text{S}$, $179.5^\circ\text{W}-90.5^\circ\text{W}$ 平均、冬季平均の SST を用いて決める。ENSO の warm フェーズと cold フェーズは、それぞれもっとも SST の高い 15 冬季ともっとも SST の低い 15 冬季とする。

日々の偏差は、warm コンポジットと cold コンポジットでそれぞれ定めた平均季節進行からの差とする。さらに、季節内変動に着目するために、それぞれの年の平均値を引くことで年々変動成分を取り除く。本研究では、10 日長周期 (短周期) Lanczos フィルター [Duchon, 1979] を作用させた偏差を、長周期 (短周期) 偏差と呼ぶ。

成層圏極渦の変動を記述するために、10 hPa での NAM インデックスを用いる。10 hPa での NAM は 20°N 以北の月平均 Z10 偏差の EOF1 で表される。日々の NAM インデックスは長周期 Z10 偏差を EOF1 に射影して求める。NAM インデックスが -1 標準偏差以下に低下した後、再び -1 標準偏差以上に戻るまでを極渦が弱まるイベントと見なす。そのあいだに NAM インデックスが最小値をとる日を基準日とする。1 1 月または 4 月に基準日が見つかった場合は除外する。このようにして見つけた 18 イベントと 14 イベントを warm コンポジットと cold コンポジットに用いる。

合成図の統計的有意性の検定は、1000 回再サンプリングのブートストラップ法 [Efron, 1979; Wilks, 1995] で行う。

3. 結果

図 1 は東西平均東西風偏差の気圧－時間断面図である。どちらのコンポジットでも、成層圏では東風偏差が下方伝播する。一方で、0 日以降の対流圏内での東西風偏差の時間発展は大きく異なる。有意な対流圏東風偏差は cold コンポジットでのみ見られ、warm フェーズでは有意な偏差は現れない。

SSW イベントのオンセットに関わる惑星波の性質も両者で異なる。Warm フェーズでは東西波数 (WN) 1 の偏差が顕著だが、cold フェーズでは WN 2 成分がより重要である (図 2a と図 2b)。Warm コ

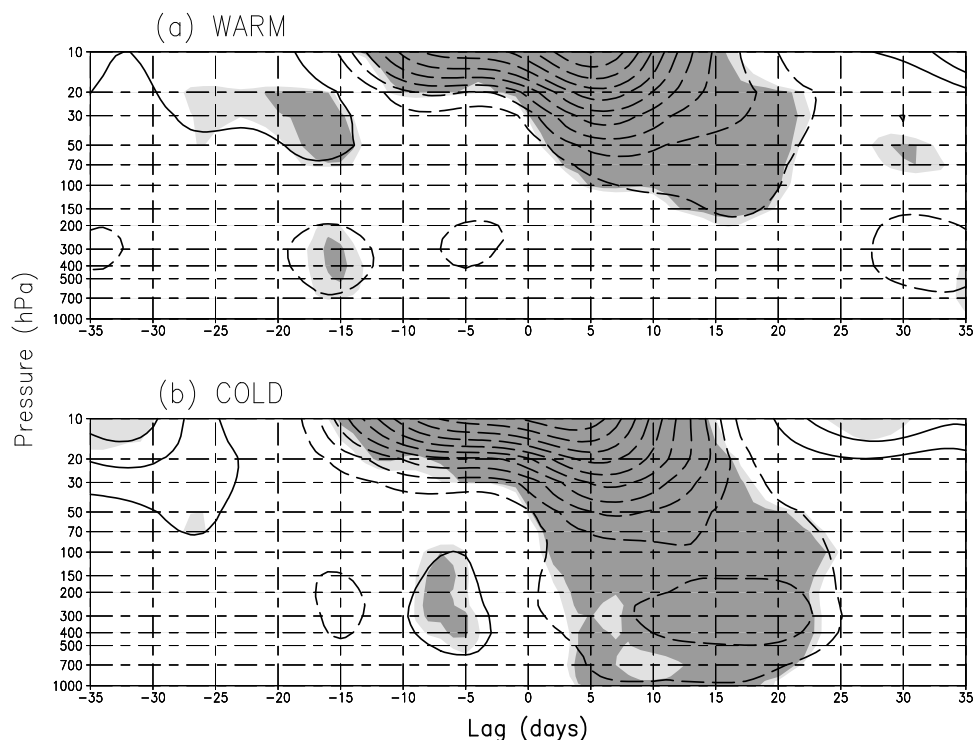


図 1: 緯度 45°N で東西平均した東西風偏差合成図の気圧-時間断面図. (a)warm フェーズと (b)cold フェーズ. コンター間隔は 1 ms^{-1} で, 0 線は除いた. 明 (暗) 陰影はブートストラップテストで 90% (95%) の統計的有意水準を超えた偏差.

ンポジットは、北米上の正偏差とユーラシアの負偏差で特徴づけられる。一方、cold コンポジットでは、有意な正および負偏差がアラスカとシベリアの上にある。EP フラックス [Andrews et al., 1987] を用いた解析でも、WN 1 (WN 2) 成分が、warm (cold) フェーズで成層圏東風偏差を形成するために重要な役割を果たすことが示される (図省略)。

図 2 の下 2 枚のパネルは、このときの Z250 偏差である。Warm フェーズでは、アリューシャンで負の偏差を持つ PNA [Wallace and Gutzler, 1981] 的な波列が見られる (図 2c)。Takaya and Nakamura [1997, 2001] の波活動度フラックスを用いて解析すると、これらの波列が上向き波活動度フラックスを伴い、成層圏の WN 1 波動を強めるように働いていることがわかる (図省略)。Cold コンポジットでは、WN 2 または WN 3 の波成分が目立つ (図 2d)。ユーラシア上の負偏差の傾圧的な構造 (図 2b と図 2d) が上向きの波活動度フラックスと関係する。

SSW イベントの最盛期では、正の Z50 偏差が北極上空を覆う (図 3)。このときまだ、WN 1 (図 3a) と WN 2 (図 3b) 成分が、Z50 偏差に見られる。

基準日の 10 日後では、下部成層圏 (図 4a と図

4b) より、対流圏高度偏差場に明瞭な違いが見られる。Cold フェーズでは、対流圏での高度偏差は北極上に正偏差を持つ NAM と似た形をしている (図 4d と図 4f)。一方で、warm フェーズでは、対流圏から下部成層圏までつながる極側に正、中緯度に負の符号を持つダイポール状の偏差は太平洋上に限られる (図 4c と図 4e)。

オンセット後、対流圏での循環場偏差の維持・強化には、短周期擾乱によるフェードバックが重要な役割を果たしている。図 5 は対流圏で鉛直平均した短周期擾乱による高度強制力偏差である。Cold フェーズでは、図 1b の東風偏差と関係した中緯度の負高度強制力偏差は太平洋と大西洋で見られる (図 5b)。一方 warm フェーズでは、太平洋ではダイポール状の高度偏差パターンを維持する強制力がかかる (図 5a)。しかし、大西洋上では弱い逆符号の強制力がかかり、東風偏差を減少するように働く。

4. まとめ

本研究では、SSW のライフサイクルに ENSO が顕著な影響を与えることを示した。ENSO の warm (cold) フェーズでは成層圏の WN 1 (WN

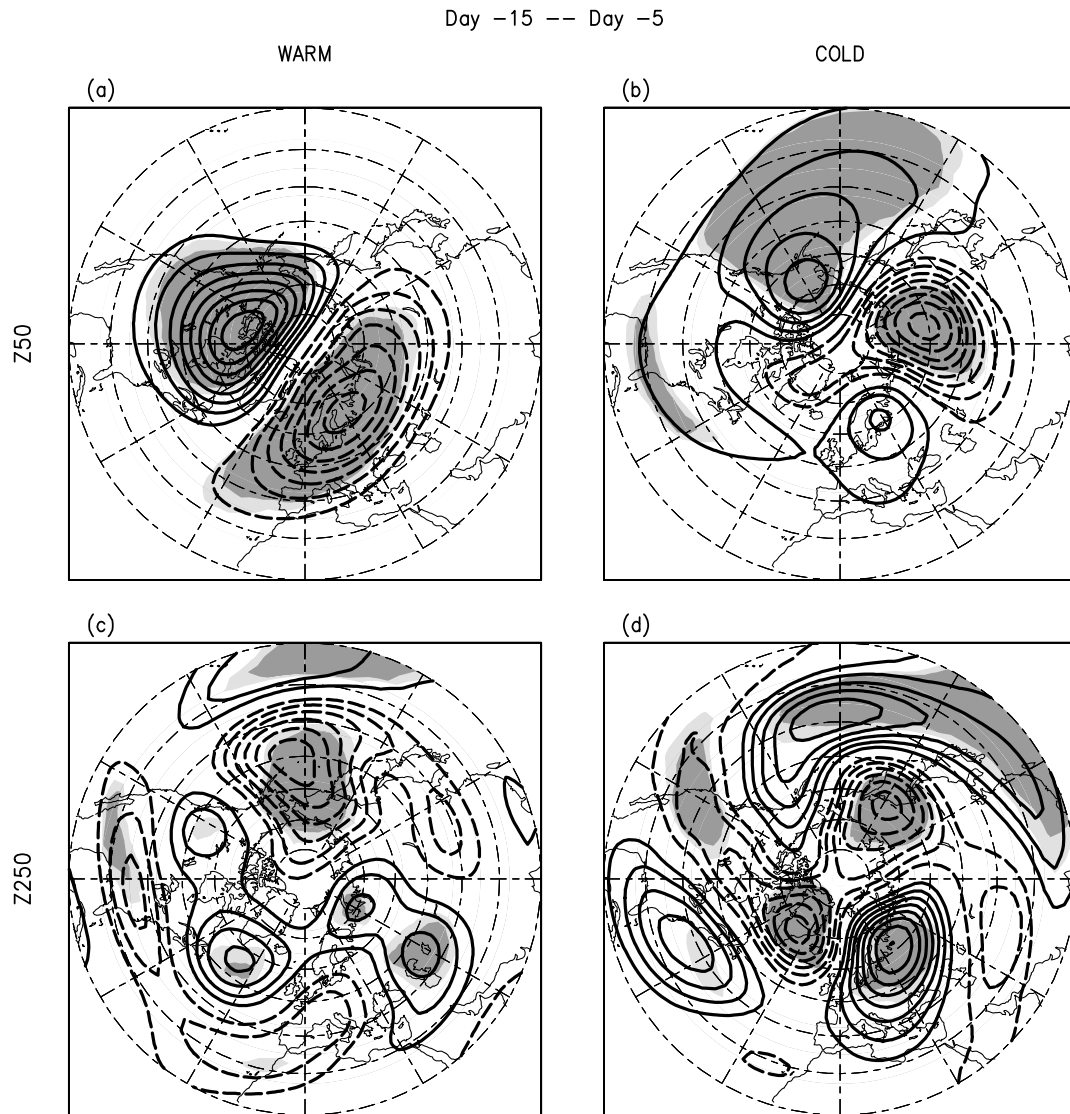


図 2: 上 2 図は (a)warm フェーズと (b)cold フェーズの -15 日から -5 日までで平均した Z50 偏差合成図. 下 2 図は同期間での Z250 偏差合成図. コンター間隔は上図が 20 m で下図は 12 m. 陰影は図 1 と同様.

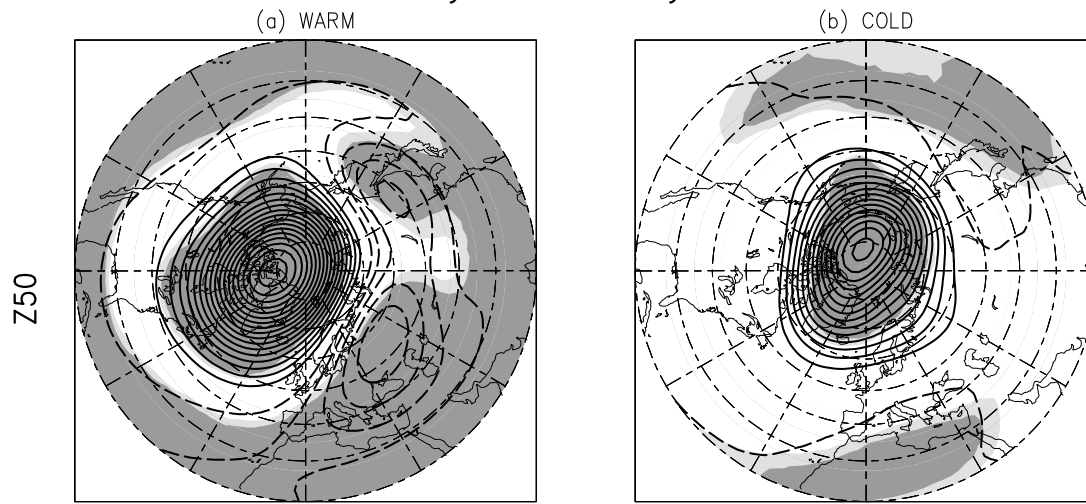


図 3: 図 2a, 図 2b と同様だが, -5 日から +5 日の合成図を示す.

2) の惑星波が SSW のオンセットに重要な役割を果たす。これら WN 1 (WN 2) の惑星波は、対流圏では PNA (ユーラシア) 域のテレコネクションパターンと関係している。

Cold フェーズでは、SSW に伴う東風偏差は対流圏まで下降し、対流圏で NAM 的な高度場偏差が現れる。一方、warm フェーズでは、東風偏差は成層圏内にとどまり、対流圏内で現れる高度場偏差は、環状ではなく、東西非対称性が強い。

オンセット後の対流圏循環場偏差の維持・強制には、ストームトラックのフィードバックが重要な役割を果たしている。短周期擾乱による強制力は、cold フェーズでは太平洋・大西洋で東風偏差を強めるように働くが、warm フェーズでは太平洋上でのみ東風偏差を強化する。これらのストームトラックのフィードバックが、成層圏の循環場偏差に伴ってもたらされるのか、それとも対流圏内での循環場変動だけによるのかは、今後さらなる調査が必要である。

参考文献

Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy, *Middle atmosphere dynamics*, Academic Press, New York, 489 pp, 1987.

Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton, Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere, *J. Geophys. Res.*, *104*, 30, 937–30, 946, 1999.

Baldwin, M.P., and T.J. Dunkerton, Stratospheric Harbingers of Anomalous Weather Regimes, *Science*, *294*, 581–584, 2001.

Duchon, C. E., Lanczos filtering in one and two dimensions, *J. Appl. Met.*, *18*, 1016–1022, 1979.

Efron, B., Bootstrap methods: another look at the jackknife, *Ann. Statist.*, *7*, 1–26, 1979.

Holopainen, E. O., L. Rontu, and N. C. Lau, The effect of large-scale transient eddies on the time-mean flow in the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, *39*, 1972–1984, 1982.

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

Kalnay, E. and coauthors, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *77*, 437–471, 1996.

Kodera, K., Y. Kuroda, and S. Pawson, Stratospheric sudden warmings and slowly propagating zonal-mean zonal wind anomalies, *J. Geophys. Res.*, *105*, 12351–12359, 2000.

Kuroda, Y., and K. Kodera, Role of planetary waves in the stratosphere-troposphere coupled variability in the northern hemisphere winter, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 2375–2378, 1999.

Matsuno, T., A dynamical model of stratospheric

Day +5 -- Day +15

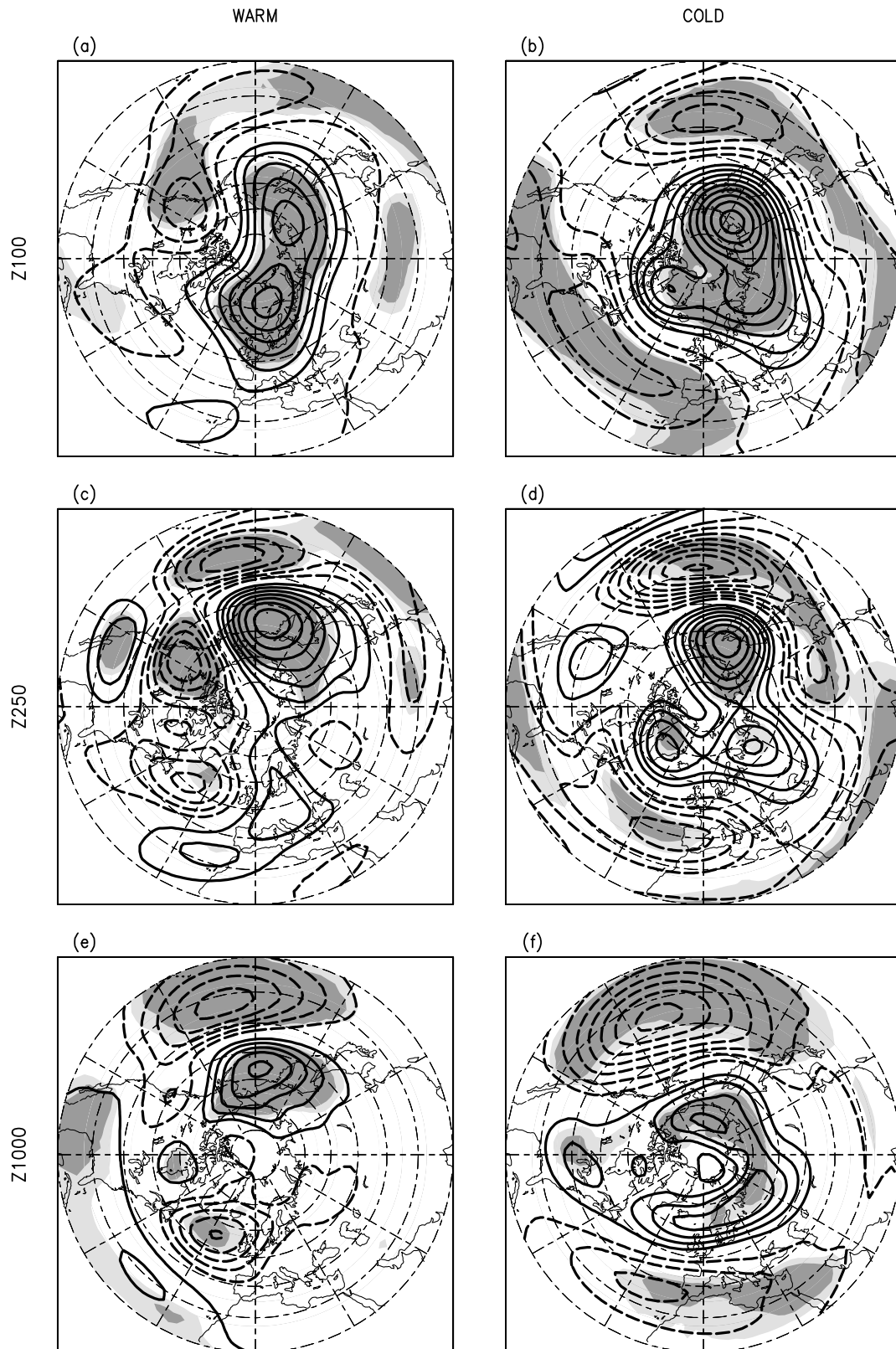


図 4: 図 2 と同様だが、(上図) Z100 偏差、(中図) Z250 偏差、および (下図) Z1000 偏差の合成図で、+5 日から +15 日で平均。コンター間隔は (上図)15 m、(中図) 12 m、および (下図) 7 m で 0 線は除いた。

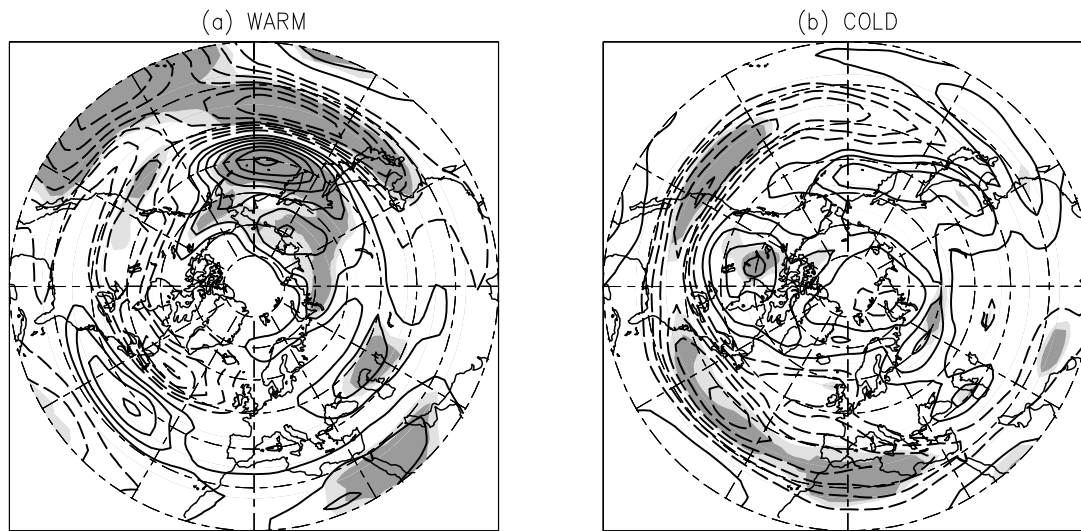


図 5: 短周期擾乱の渦位収束による高度強制力偏差 [Holopainen et al., 1982] を (a)warm フェーズと (b)cold フェーズの +5 日から +15 日までで平均した。鉛直にも 1000 hPa から 100 hPa で平均し、 $\sin 45^\circ\text{N}/\sin(\text{緯度})$ の重みをかけた。コンター間隔は 20 m で 0 線は除いた。陰影は図 1 と同様。

sudden warming, *J. Atmos. Sci.*, 27, 871–883, 1971.

Quadrelli, R., and J.M. Wallace, Dependence of the structure of the Northern Hemisphere annular mode on the polarity of ENSO, *Geophys. Res. Lett.*, 29, doi:10.1029/2002GL015807, 2002

Rayner, N.A., D.E. Parker, E.B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E.C. Kent, and A. Kaplan, Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century, *J. Geophys. Res.*, 108, No. D14, 4407, doi:10.1029/2002JD002670, 2003.

Takaya, K. and H. Nakamura, A formulation of a wave-activity flux for stationary Rossby waves on a zonally varying basic flow, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2985–2988, 1997.

Takaya, K. and H. Nakamura, 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, 2001.

Thompson, D. W. and J. M. Wallace, The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297–1300, 1998.

Thompson, D. W. and J. M. Wallace, Annular

modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability, *J. Climate*, 13, 1000–1016, 2000.

van Loon, H. and K. Labitzke, The Southern Oscillation. Part V: The anomalies in the lower stratosphere of the Northern Hemisphere in winter and a comparison with the quasi-biennial oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, 115, 357–369, 1987.

Wallace, J. M. and F.-C. Chang, Interannual variability of the wintertime polar vortex in the Northern Hemisphere middle stratosphere, *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 149–155, 1982.

Wallace, J. M. and D. S. Gutzler, Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter, *Mon. Wea. Rev.*, 109, 784–812, 1981.

Wilks, D. S., *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, Academic Press, New York, 468 pp, 1995.