

2012/2013 年冬の大気循環場の特徴

吉田健二・田中昌太郎・大野浩史・竹村和人（気象庁 気候情報課）

1. はじめに

2012/2013 年冬（2012 年 12 月～2013 年 2 月）はシベリア高気圧の勢力が強く、ユーラシア大陸に広く低温偏差が分布し、特に東アジア北部を中心に顕著な低温となった（第 1 図）。低温偏差域は日本にも及び、日本の冬平均気温は、沖縄・奄美を除く西日本から北日本にかけて全国的に低温となった（第 2 図）。地域別に見た気温の時系列でも、1 月下旬から 2 月上旬を除けば、冬を通して気温が低い日が多かったことがわかる（第 3 図）。本稿では、冬の天候の特徴をまとめると共に、低温をもたらした大気循環場について報告する。

以下、第 2 章で使用したデータを示し、第 3 章で 2012/2013 年冬の大気循環場の特徴を概観する。第 4 章では対流圏・成層圏の相互作用に着目した解析を示す。

2. データ

地上気温は、第 1 図は CLIMAT 報、第 2 図、第 3 図は地上気象観測データを用いた。海面水温は COBE-SST（気象庁 2006）、大気循環場は JRA/JCDAS（Onogi et al. 2007）データを使用した。また、対流活動の指標として、米国海洋大気庁（NOAA）から提供されている外向き長波放射量（OLR）を用いた。平年値は、いずれも 1981～2010 年の平均値であり、偏差は平年値からの差として定義した。

3. 循環場の特徴

冬平均の海面水温偏差（第 4 図）は、イ

ンド洋から西部太平洋赤道域で高温偏差、中部・東部太平洋赤道域で低温偏差となり、ラニーニャ現象の傾向を示した。冬平均の対流活動（第 5 図）は、インド洋東部付近と西部太平洋赤道域で平年よりも活発だった。冬平均の 200hPa 流線関数（第 6 図）は、中国南部で高気圧性循環偏差、本州の東海上で低気圧性循環偏差となった。これは、亜熱帯ジェット気流が中国南部で平年の位置よりも北偏、日本付近で南偏したことに対応し、日本付近に寒気が入り易かったことを示している。

北半球の冬平均海面気圧（第 7 図）をみると、北極海・ユーラシア大陸北部で正偏差となり、シベリア高気圧は日本方面へ張り出していることがわかる。一方で、アリューシャン低気圧は日本の北東海上で強く、日本付近では冬型の気圧配置が平年より強かった。また、北半球の気圧の偏差は高緯度で正偏差、中緯度で負偏差となっている。これは負の北極振動（第 11 図 b）の偏差パターンであり、北極振動指数（第 11 図 a）も冬の間は概ね負の値で推移した。北半球の冬平均 500hPa 高度（第 8 図）、100hPa 高度偏差（第 9 図）、30hPa 高度偏差（第 10 図）は、極付近で負偏差、中緯度で広く負偏差となり、対流圏から成層圏まで負の北極振動に対応した環状の偏差パターンとなった。このため、高緯度から中緯度に寒気が流れ込みやすく、ユーラシア大陸に広く低温偏差が広がったと考えられる。

4. 対流圏・成層圏の相互作用

30hPa 北極域の気温の時系列(第 12 図)をみると、2013 年 1 月上旬に大規模突然昇温が発生し、2 月上旬まで続いたことがわかる。大規模突然昇温の発生は 2010 年 2 月以来およそ 3 年ぶりのことであった。

100hPa における北緯 30~90 度で平均した東西波数 1~3 成分及び全波数の鉛直方向 EP フラックス (第 13 図) をみると、1 月上旬の全波数の波束の上方伝播が見られたタイミングで成層圏突然昇温が発生したことがわかる。

北緯 60 度における帯状平均東西風の高度時間断面図 (第 14 図) をみると、12 月中旬に成層圏の西風が弱まり、1 月上旬に成層圏で東風となっている (突然昇温の発生と一致)。それぞれ、波数 1 の波束の上方伝播の増加と全波数の波束の上方伝播のタイミングと一致する (第 13 図)。また、1 月は波数 2 の波束の上方伝播が卓越しているが、これが成層圏での東風偏差を持続させたと考えられる。1 月下旬に波数 2 の波束の上方伝播が増加したタイミングで、東風偏差が対流圏へ下降した様子が見られる。

第 15 図 a に 2013 年 1 月平均の波数 2 の EP フラックスとその収束・発散を示す。波数 2 の波束が、対流圏中緯度から上向きに伝播し、高緯度の対流圏で下向きに屈折、収束していることがわかる。第 15 図 b に 2013 年 1 月平均の波数 2 の EP フラックスと波数 2 の定在波に対する屈折率を示す。ここで波数 k の定在波に対する屈折率の 2 乗は、球面座標系で表現すると、

$$n^2 = \frac{\bar{q}_\phi}{U} - \left(\frac{k}{a \cos \phi} \right)^2 - \left(\frac{f}{2NH} \right)^2$$

となる (Andrews et al. 1987)。 $\bar{q}_\phi$ は帯状

平均した渦位の南北勾配、 $\bar{U}$ は帯状平均東西風、 a は地球半径、 ϕ は緯度、 f はコリオリパラメータ、 N は浮力振動数、 H はスケールハイトを表す。 $\bar{q}_\phi$ は、

$$\bar{q}_\phi = \frac{2\Omega}{a} \cos \phi - \frac{1}{a^2} \left[\frac{(\bar{U} \cos \phi)_\phi}{\cos \phi} \right]_\phi + \frac{f^2}{N^2} \left[(\ln N^2)_z + \frac{1}{H} \right] \bar{U}_z - \frac{f^2}{N^2} \bar{U}_{zz}$$

で表される。屈折率の分布を見ると、対流圏上層の高緯度で値が大きくなっている。これは、成層圏で東風偏差が広がったことによるものと思われる。これにより対流圏中緯度からの EP フラックスが対流圏高緯度で下向きに屈折、収束し東風偏差が対流圏へ広がったと考えられる。

5. まとめ

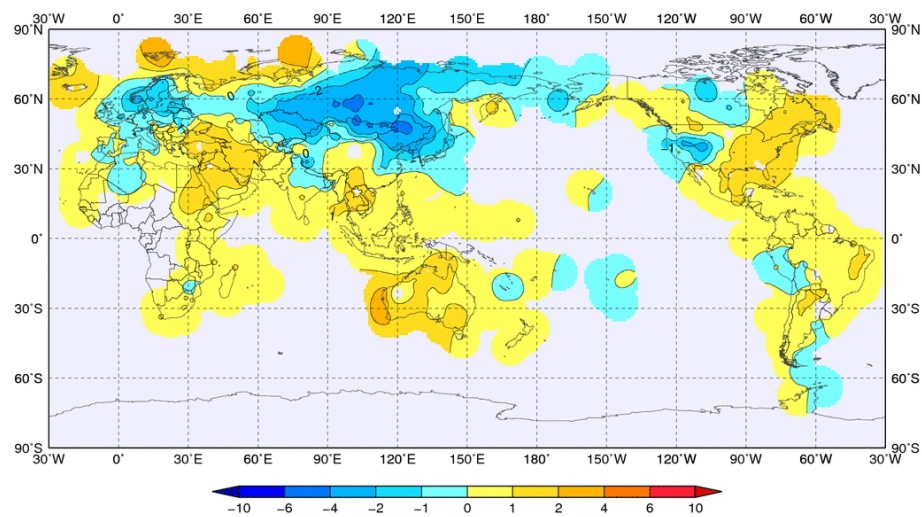
2012/2013 年冬は、東アジアを中心に顕著な低温となり、その一因としては負の北極振動が考えられる。さらに、その負の北極振動の一因としては、対流圏・成層圏の相互作用が考えられた。

2013 年 1 月に大規模突然昇温が発生した。この突然昇温を引き起こしたと見られる対流圏から成層圏に伝播した波束は、はじめに東西波数 1 成分が卓越し、その後波数 2 成分が卓越した。これにより、成層圏の極域では東風偏差が持続したと考えられる。この東風偏差の下層側では定在波の屈折率が大きくなり、対流圏中緯度から極向きに上方伝播した波束が、対流圏高緯度で下向きに屈折し、波束が収束していた。これにより、成層圏の東風偏差が下層に広がったと考えられる。このように、対流圏と成層圏の相互作用を通じて、成層圏循環の変化が対流圏循環に影響し、負の北極振動の一因となったと考えられる。

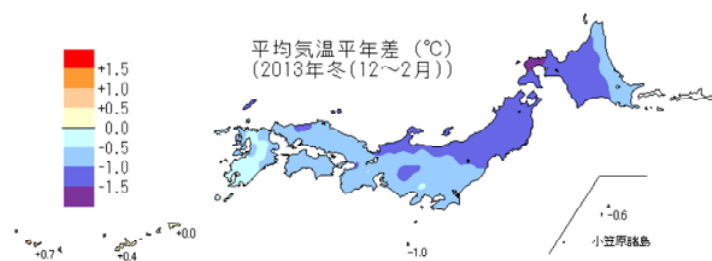
成層圏が対流圏の循環に影響を及ぼす可能性については、これまでの先行研究で指摘されている。例えば、Nishii and Nakamura (2005) や Kodera et al. (2008) は、成層圏からの波束の下方への伝播が、対流圏における循環偏差の原因の一つであることを示唆している。しかし、そのメカニズムについてはまだよく分かっておらず、さらなる調査・研究が必要である。

参考文献

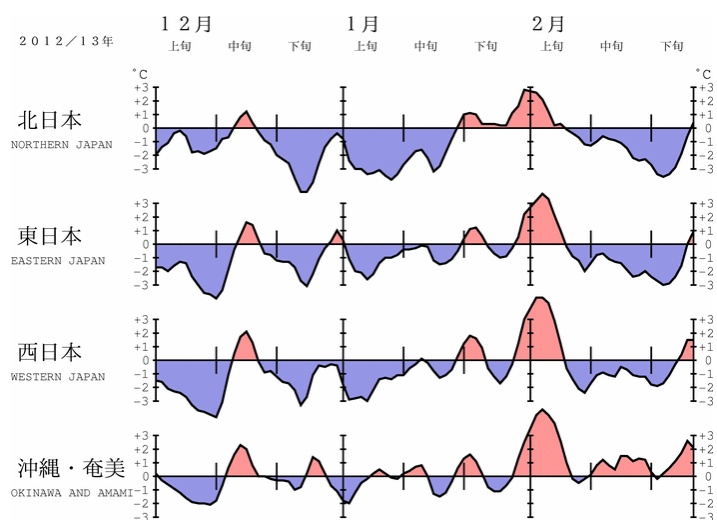
- Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy, 1987: *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press, pp. 489.
- 気象庁, 2006 : 気候解析用全球海面水温解析データ (COBE-SST) の特徴, 気候系監視報告別冊第 12 号.
- Kodera, K., H. Mukougawa, and S. Itoh, 2008: Tropospheric impact of reflected planetary waves from the stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L16806, doi:10.1029/2008GL034575.
- Nishii, K., and H. Nakamura, 2005: Upward and downward injection of Rossby wave activity across the tropopause: A new aspect of the troposphere-stratosphere dynamical linkage. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 545-564.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **85**, 369-432.



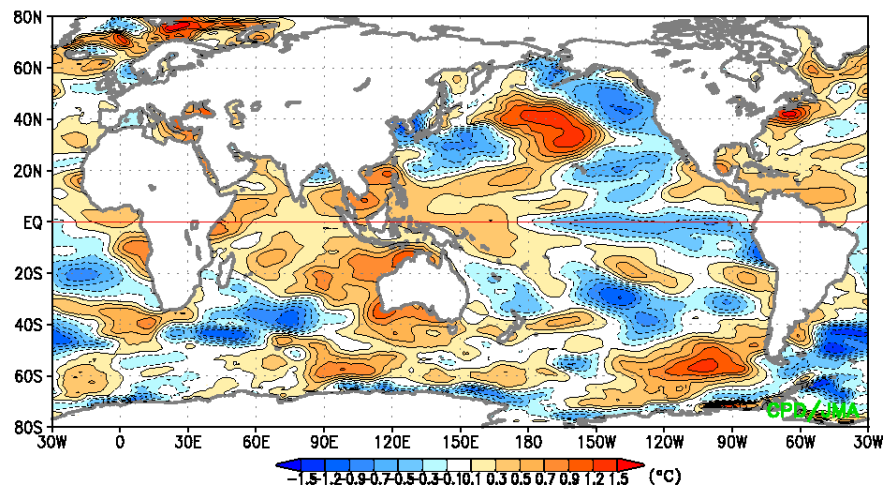
第1図 3か月平均気温偏差 (2012年12月～2013年2月)。単位は℃。



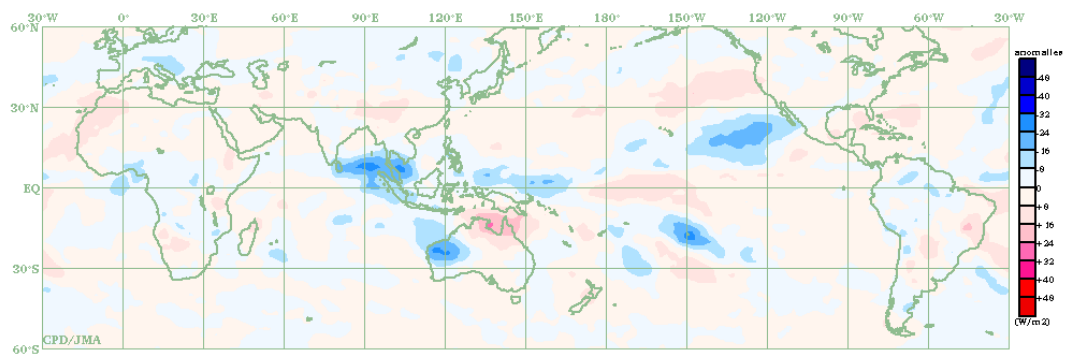
第2図 3か月平均気温平年差。単位は℃。



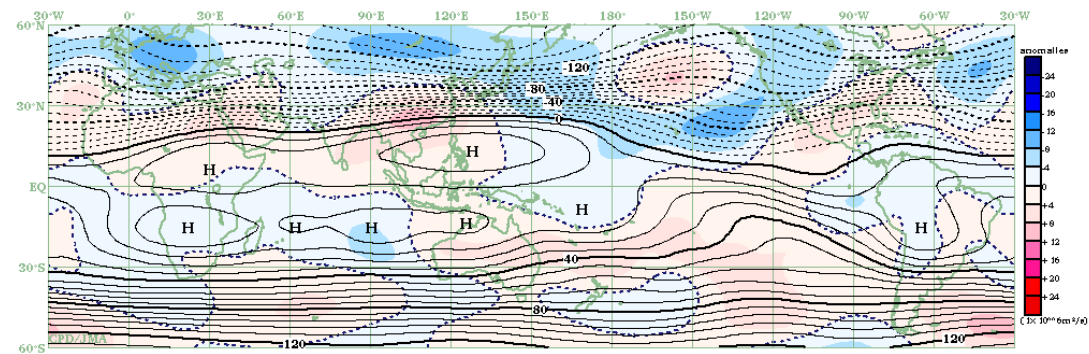
第3図 2012年12月から2013年2月の地域平均気温平年差の5日移動平均時系列。単位は℃。



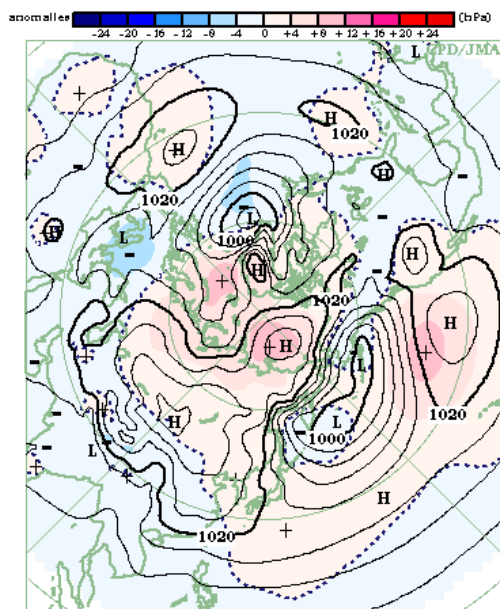
第 4 図 3 か月平均海面水温平年偏差 (2012 年 12 月～2013 年 2 月)。単位は℃。



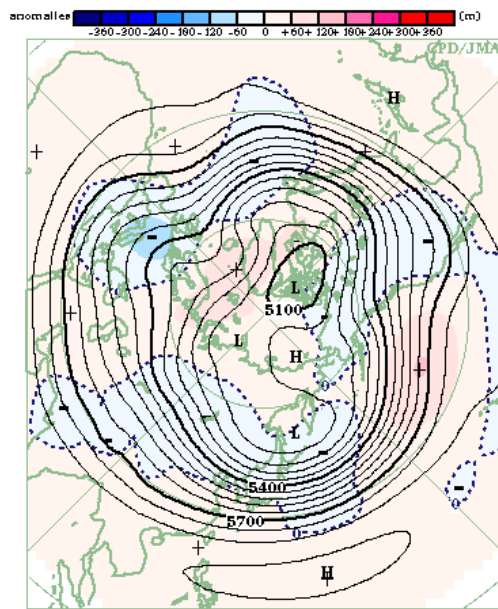
第 5 図 3 か月 OLR 平年偏差 (2012 年 12 月～2013 年 2 月)。単位は W/m^2 。



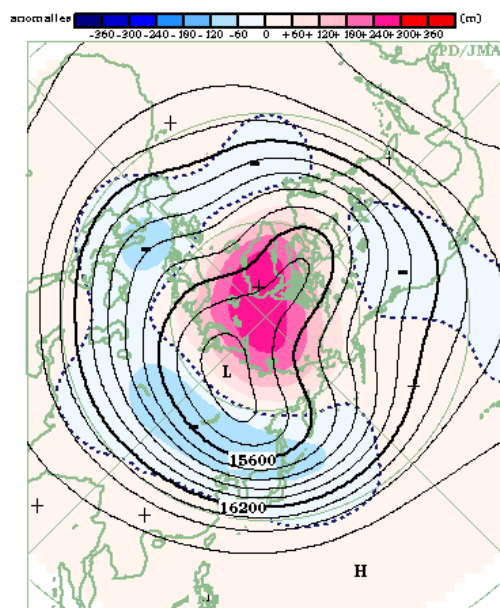
第 6 図 3 か月平均 200hPa 流線関数・平年偏差 (2012 年 12 月～2013 年 2 月)。単位は m^2/s 。等値線は実況値を表し、間隔は $8 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は平年偏差を表す。



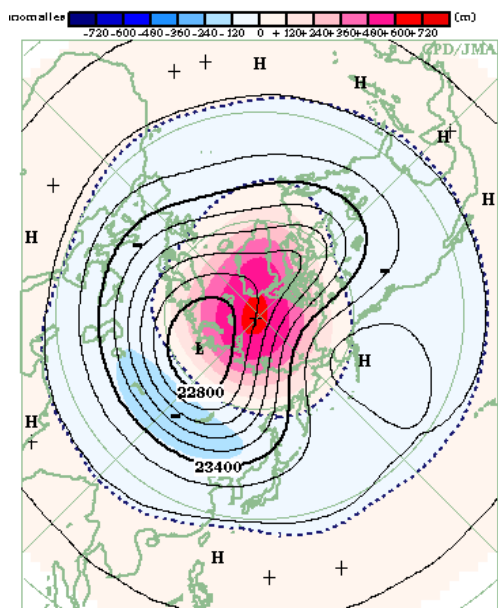
第7図 3か月平均海面気圧・平年偏差(2012年12月～2013年2月)。単位はhPa。等値線は実況を表し、間隔は4hPa。陰影は平年偏差を表す。



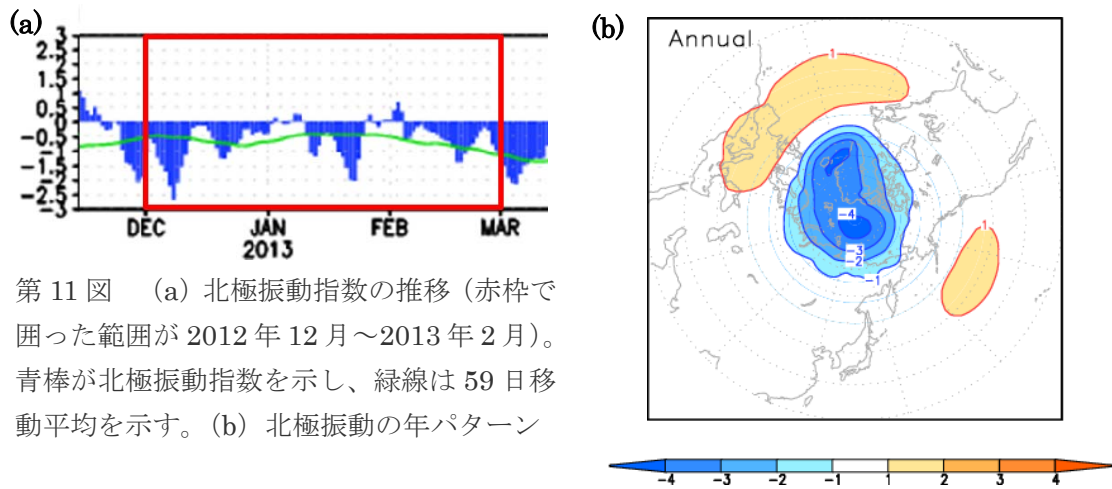
第8図 3か月平均500hPa高度・平年偏差(2012年12月～2013年2月)。単位はm。等値線は実況を表し、間隔は60m。陰影は平年偏差を表す。



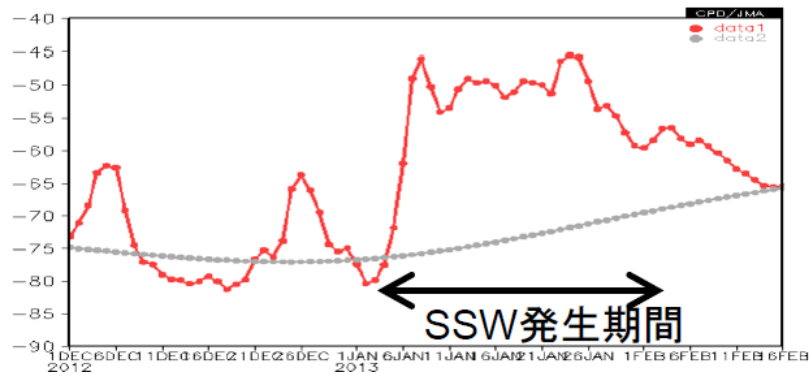
第9図 3か月平均100hPa高度・平年差(2012年12月～2013年2月)。単位はm。等値線は実況を表し、間隔は120m。陰影は平年偏差を表す。



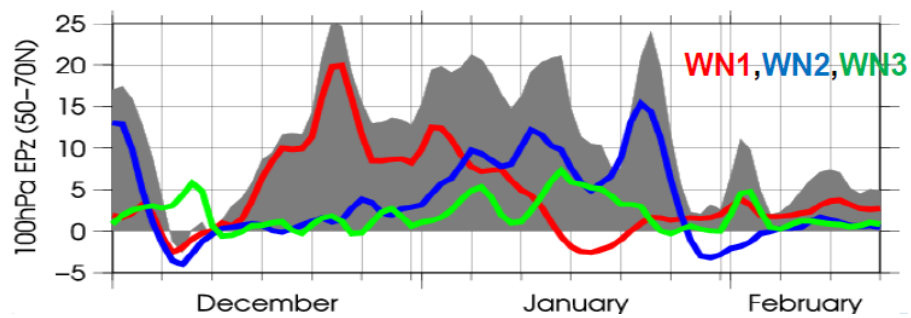
第10図 3か月平均30hPa高度・平年差(2012年12月～2013年2月)。単位はm。等値線は実況を表し、間隔は120m。陰影は平年偏差を表す。



第 11 図 (a) 北極振動指数の推移 (赤枠で囲った範囲が 2012 年 12 月～2013 年 2 月)。青棒が北極振動指数を示し、緑線は 59 日移動平均を示す。(b) 北極振動の年パターン



第 12 図 30hPa 北極域の気温の時系列。単位は℃。赤線は実況値を示し、灰色線は平年値を示す。



第 13 図 100hPa における北緯 50～70 度で平均した EP フラックス鉛直成分の時系列。単位は m^2/s^2 。赤線は東西波数 1 成分、青線は波数 2 成分、緑線は波数 3 成分、灰色領域は全波数成分を示す。

