

## 2012年冬の循環場の特徴

大野浩史・田中昌太郎・竹村和人（気象庁気候情報課）

### 1. はじめに

2011/2012年冬（2011年12月～2012年2月）は、ユーラシア大陸の中緯度域の広い範囲で低温となった。気象庁の異常気象分析検討会ではこの低温をもたらした大気循環について分析を行い、その要因に関する見解を公表した。本稿では分析検討会の分析結果を

中心に、この事例の詳細について述べる。

### 2. 天候の特徴

2011/2012年冬は北アフリカやユーラシア大陸中緯度域の広い範囲（ヨーロッパ東部、中央・東アジア）で平年と比べて低温となった（図1）。一方、ユーラシア大陸の高緯度

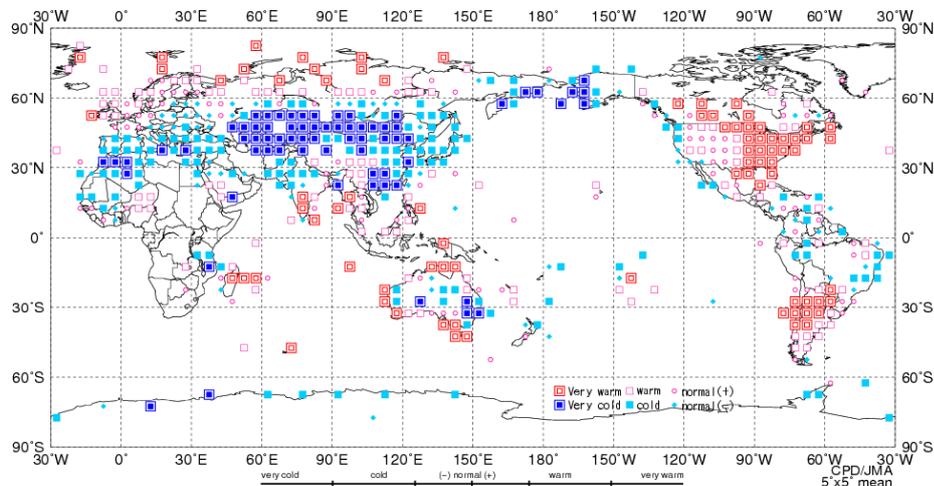


図1 2011/2012年冬平均気温規格化偏差階級分布  
3か月平均気温の平年差を標準偏差で規格化した値を緯度・経度5度格子で平均し、階級別に表す。

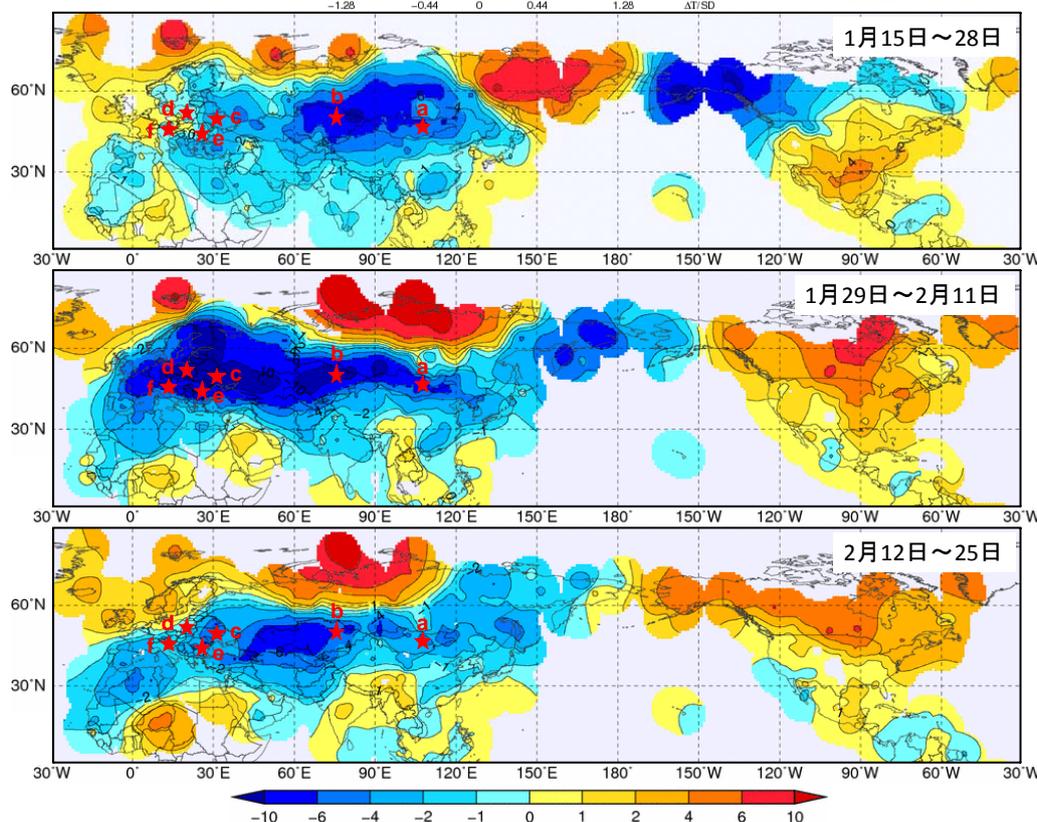


図2 2012年1月15日から2月25日の2週ごとの気温平年差(°C)

各国から通報データによる。図中の星印(a~f)は以下の地点(国名)の位置を示す。

- a: ウランバートル (モンゴル)、b: アスタナ (カザフスタン)、c: キエフ (ウクライナ)、d: ワルシャワ (ポーランド)、e: ブカレスト (ルーマニア)、f: トリエステ (イタリア)

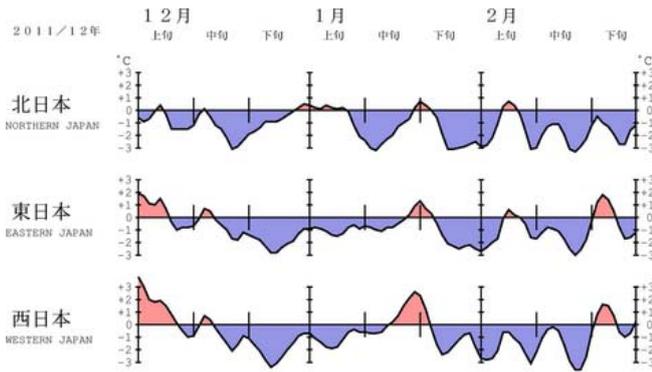


図3 地域平均気温平年差の5日移動平均時系列 (2011年12月～2012年2月)

域は東シベリア東部を除いて概ね高温となった。

東アジア北部～中央アジアでは1月半ば以降、ヨーロッパ東部では1月下旬以降、異常低温となった(図2)。この低温は2月になってヨーロッパ西部からアフリカ北部にも広がった。

日本では、北・東・西日本の冬平均気温が低温となり、期間を通して低温が持続したため、12～2月の各月の平均気温も低温となった(3地域そろって冬平均気温が低温となったのは2005/2006年冬以来、3か月連続で低温となったのは1985/1986年冬以来)(図3)。また、日本海側の地域を中心に積雪が多く、多くのアメダス地点で冬の最深積雪の記録を更新するなど、1990年代以降では「平成18年豪雪」の2005/2006年冬に次ぐ水準の積雪となった。

### 3. 低温をもたらした大気循環場の特徴

2011/2012年冬平均500hPa高度場を見ると(図4(a))、北大西洋からユーラシア大陸にかけての波列パターンが明瞭で、西シベリアで正偏差、アジア北東部で負偏差となっており、寒帯前線ジェット気流が大きく蛇行したことを示している。このパターンは冬の期間を通して持続した。波の活動度フラックス(Takaya and Nakamura 2001)の分布を見ると、北大西洋から寒帯前線ジェット気流に沿った東向き準定常ロスビー波束の伝播が明瞭だった(図5)。

海面気圧(図4(b))はユーラシア大陸北部で広く正偏差となり、西シベリアで顕著だった。シベリア高気圧は広く発達し、1979/1980年冬以降では最も強い水準となった。このシベリア高気圧の強化には、西シベリア上層のリッジが関係したと考えられる(Takaya and Nakamura 2005a; 2005b)。シベリア高気圧の勢力が平年より強かったため、東アジアでは冬のモンスーンによる寒気移流が強かった。

850hPa気温(図4(c))はユーラシア大陸の中緯度帯で低温偏差となり、特に中央・東アジアで顕著だった。西シベリアに中心を持つ下層の高気圧性循環偏差により、中央アジアやモンゴルではシベリアの寒気が流入し、これらの地域では異常低温となった。また、強い寒気移流はシベリア高気圧の強化にも寄与したと考えられる。

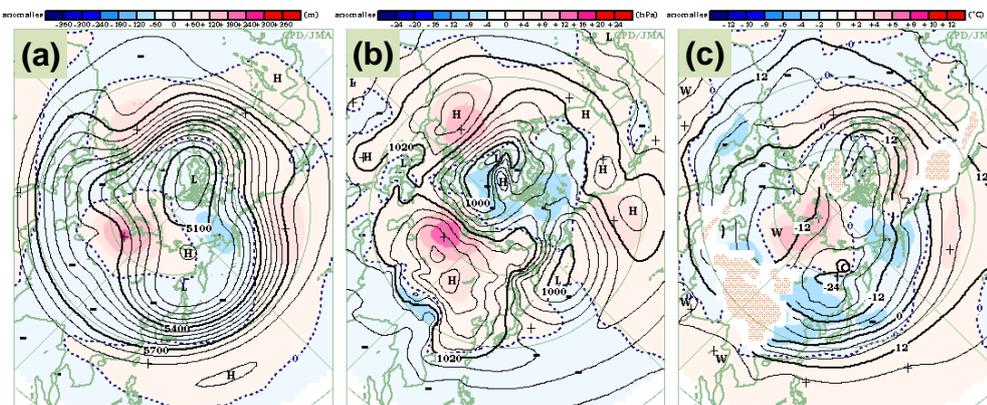


図4 2011/2012年冬平均(a)500hPa高度、(b)海面気圧、及び(c)850hPa気温  
陰影は平年偏差。等値線間隔は、(a)60m、(b)4hPa、(c)4℃。(c)の波状の陰影域は標高が1,600m以上の領域を示す。

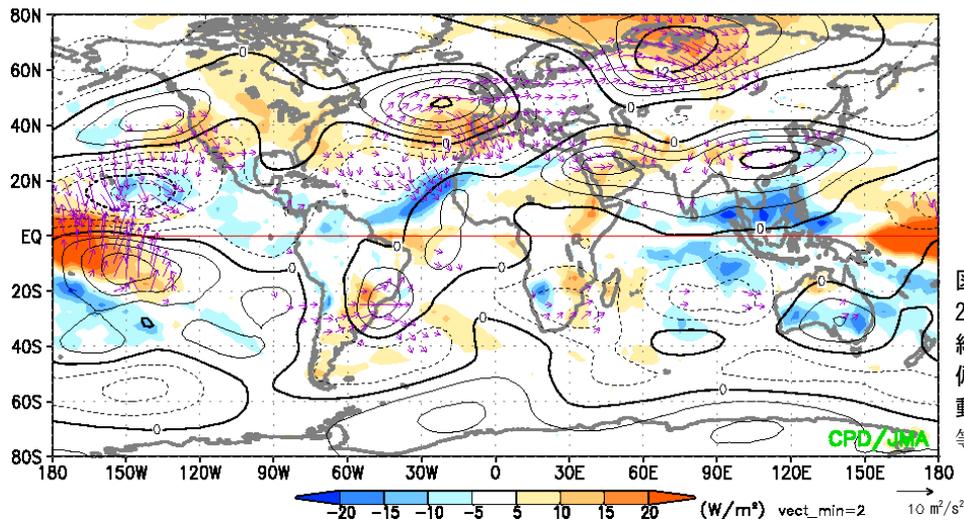


図5 2011/2012年冬平均200hPa 流線関数年偏差(等値線)、外向き長波放射(OLR)年偏差(陰影)、及び200hPa波の活動度フラックス(矢印) 等値線間隔は $3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。

対流圏上層では、中国南部(高気圧性循環偏差)から日本の東(低気圧性循環偏差)にかけてロスビー波東伝播が見られ、日本付近では、亜熱帯ジェット気流が南に蛇行し、北風偏差の場となった(図5)。これに対応して、上空の寒気が日本にしばしば流入し、低温をもたらしたほか、日本海側では大雪となった。2011/2012年冬の太平洋における海面水温の偏差パターンはラニーニャ現象の傾向<sup>1</sup>を示した(図6)。これに関連して、対流活動が季節を通して海洋大陸(インドネシア多島海)付近で活発となり(図5)、亜熱帯ジェット気流の蛇行に影響したと考えられる。

ここまでは冬平均場の特徴について述べた。前章で述べたとおり、東アジア北部では1月半ば以降、ヨーロッパ東部では1月下旬以降、特に顕著な低温となったことから、次にこの期間に注目した解析結果を述べる。

1月後半から2月前半にかけては、シベリア高気圧の勢力が特に強まり、西への拡大も明瞭だった(図7(a))。上層では、西シベリ

<sup>1</sup> 気象庁では、エルニーニョ監視海域(5°S~5°N, 150°W~90°W)の海面水温の基準値(前年までの30年間の各月の平均値)との差の5か月移動平均値が6か月以上続けて $-0.5^\circ\text{C}$ 以下となった場合をラニーニャ現象と定義している。今回の現象は継続期間が5か月(2011年9月~2012年1月)だったことから、定義上はラニーニャ現象としては記録に残らない。

アで明瞭なブロッキング高気圧が発達し、そこから大西洋にかけては東西に幅の広い高気圧性循環偏差が分布した(同図(b))。

西シベリアのブロッキング高気圧が下層に与えた影響を評価するため、シベリア高気

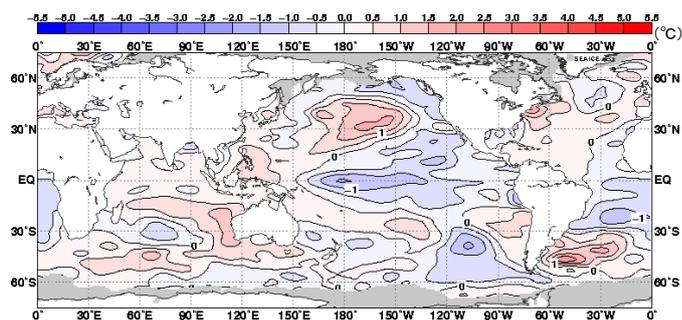


図6 2011/2012年冬平均海面水温年偏差

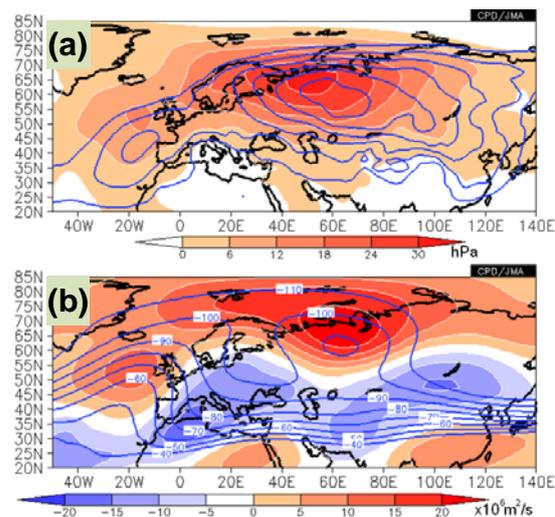


図7 2012年1月16日~2月14日平均(a)海面気圧、(b)300hPa 流線関数

陰影は年偏差。等値線は(a)1020hPa以上を5hPa間隔で、(b) $-40 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 以下を $10 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 間隔で表示。

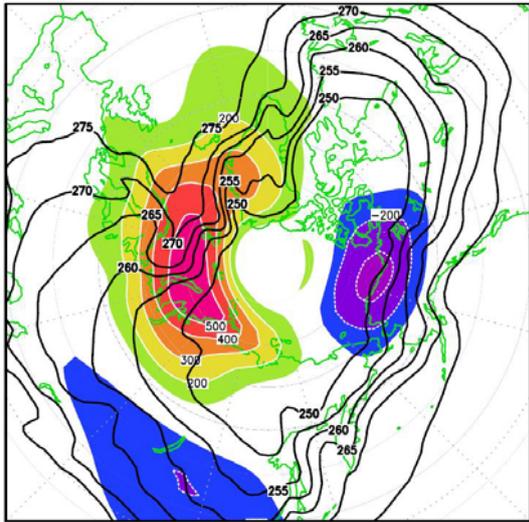


図8 PV インバージョン解析の結果  
2012年1月29日の300hPa面における準地衡流渦位(PV)偏差を与えたときに強制される1000hPa高度偏差(陰影)。陰影の間隔は100m。等値線は1000hPa気温の平年値で、250~275Kの範囲を5K間隔で表示。

圧が最も強まった数日前にあたる1月29日の300hPa面における準地衡流渦位(Potential Vorticity: PV)偏差を与えたPVインバージョン解析(Hoskins et al. 1985)を行ったところ、やや位置がずれるものの、下層で高気圧が形成されることを確認できた(図8)。

次に、PV分布(6時間ごとのスナップショット)の推移から西シベリアのブロッキング高気圧の発達の様子を調べたところ(図9)、北大西洋中緯度帯で切離した負のPV偏差域が、ヨーロッパ北部・西シベリアの沿岸域(図7(b)の東西に伸びた高気圧性循環偏

差域に対応)を經由して西シベリアに流入するのが度々見られた。

したがって、顕著な低温となった1月後半から2月前半にかけての優勢なシベリア高気圧の発達や維持には、大西洋からの負のPV偏差の断続的な供給が大きく寄与していたと考えられる。

#### 4. ユーラシア大陸における寒帯前線ジェット気流の顕著な蛇行

本章では、シベリア高気圧の強化と北西への伸張に寄与した、ユーラシア大陸上の寒帯前線ジェット気流の蛇行の要因について詳細に述べる。

寒帯前線ジェット気流に沿った波列パターンは、主に北大西洋に起源をたどることができる。北大西洋の上層では、亜熱帯域に低気圧性循環偏差、中緯度域に高気圧性循環偏差が分布した(図5)。

この冬、北大西洋では寒帯前線ジェット気流の平年の位置に対する北偏傾向が顕著で(図10(a))、対応してストームトラックの位置も平年と比べて北側に位置した(図10(b))。高周波擾乱による渦度フラックスの収束に伴う300hPa高度の変化率の平年偏差を見ると(図10(c))、中緯度域の高気圧偏差が位置する領域で高周波擾乱が高度を上げる傾向を示しており、平年より北偏したストームトラックの活動が高気圧性循環偏差

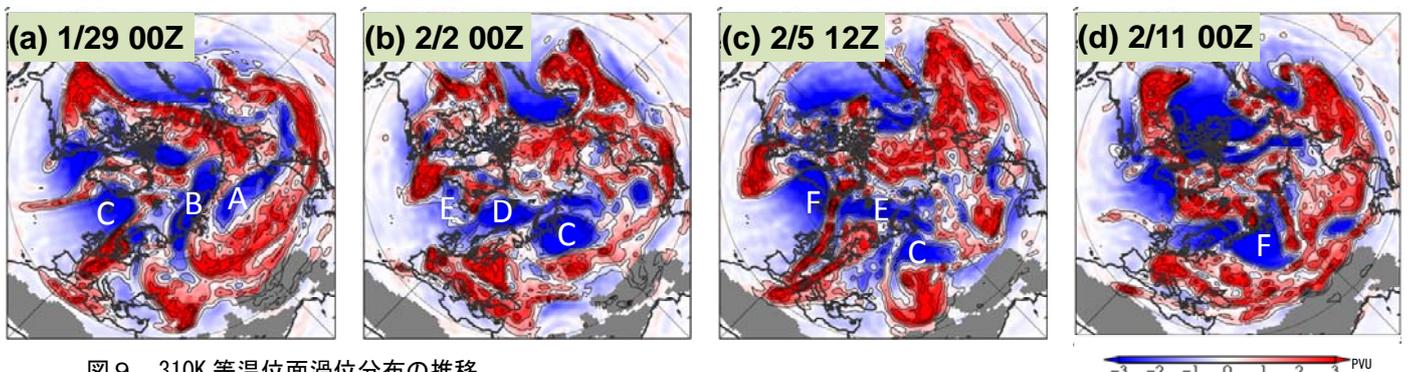


図9 310K等温位面渦位分布の推移  
(a)2012年1月29日00Z、(b)2月2日00Z、(c)2月5日12Z、及び(d)2月11日00Z。等値線は実況値で等値線間隔は1PVU。陰影は平年偏差で、赤が正偏差、青が負偏差を示す。Aは太平洋、B~Fは大西洋から西シベリア付近に流入した負の渦位偏差域。平年偏差が算出されない領域は灰色で覆った。

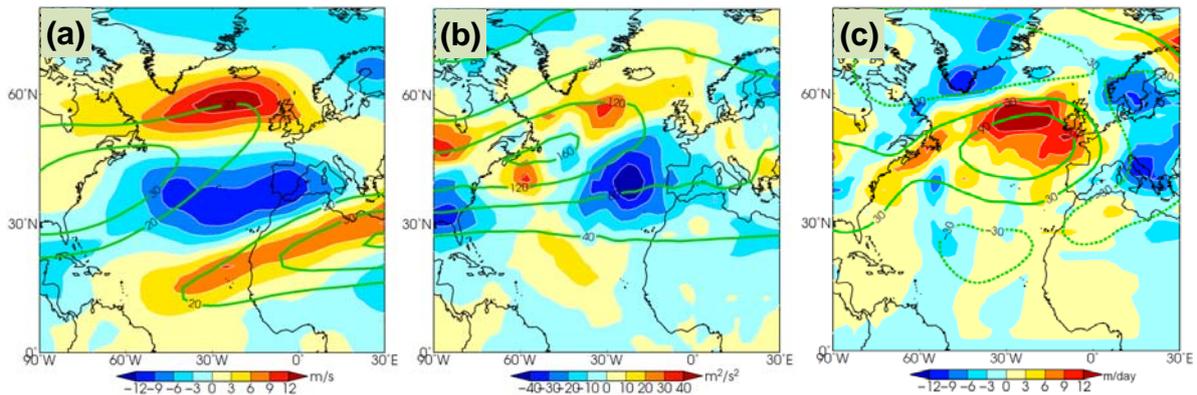


図 10 2011/2012 年冬平均 (a) 300hPa 東西風速年偏差、(b) 300hPa 高周波擾乱の運動エネルギー年偏差、及び (c) 高周波擾乱による渦度フラックスの収束に伴う 300hPa 高度変化率 (m/day) 年偏差  
等値線は、(a) 年偏差を示し西風 20m/s 以上を 10m/s 間隔で表示、(b) 年偏差を示し 40m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup> 間隔で表示、(c) 300hPa 高度偏差を示し間隔は 30m。高周波擾乱成分は 2～8 日のバンドパスフィルターをかけて求めた。

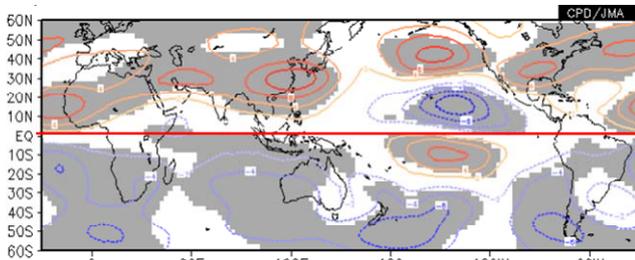


図 11 冬平均 200hPa 流線関数年偏差のラニーニャ年の合成図

合成図は、1984/1985、1988/1989、1995/1996、1998/1999、1999/2000、2005/2006、及び 2007/2008 年の各年の 12～2 月平均値を平均することで求めた。等値線は  $3 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$  間隔で表示。灰色の領域は t 検定により有意水準 5% で有意であることを示す。

の形成・維持に寄与したことが推測される。

過去のラニーニャ現象時は、北太平洋東部から北大西洋にかけての中緯度帯は帯状に高気圧性循環偏差が分布し、また、米国の西海上、米国南東部、及びヨーロッパの西海上の 3 つに偏差の中心が位置する傾向がある (図 11)。この冬の循環偏差は過去のラニーニャ現象時の典型的なパターンを示しており (図 5)、北大西洋中緯度帯の高気圧性循環偏差には、ラニーニャ現象の傾向が影響した可能性がある。

南米北部から北大西洋熱帯域では、活発な対流活動に対応して、対流圏上部に顕著な発散偏差が見られた (図 12(a))。この領域の

北側では北向きの発散風偏差がカリブ海の東で収束した。ロスビー波ソース (Sardeshmukh and Hoskins 1988) を計算すると、この収束域は正の値 (正の渦度ソース) となった (図 12(b))。このことから、南米北部から北大西洋熱帯域における活発な対流活動が、北大西洋亜熱帯域上層の低気圧性循環偏差の生成に寄与したと考えられる。

南米北部から北大西洋熱帯域周辺の活発な対流活動は、過去のラニーニャ現象時にも見ることができる (図略)。一方、2011/2012 年冬の海面水温は北大西洋熱帯域の北西部で年より高く、南大西洋熱帯域で顕著に低かった (図 6)。統計的には、南大西洋熱帯域の海面水温が低いとき (図 13)、あるいは北・南大西洋熱帯域でそれぞれ正・負の双極子的な偏差パターンを示すとき (図略)、南米北部や大西洋熱帯域の対流活動が活発となる傾向がある。

以上のことから、ラニーニャ現象の傾向や大西洋熱帯域の SST 偏差が北大西洋における循環偏差に影響を及ぼし、結果としてユーラシア大陸上の波列パターンの起源になったと考えられる。

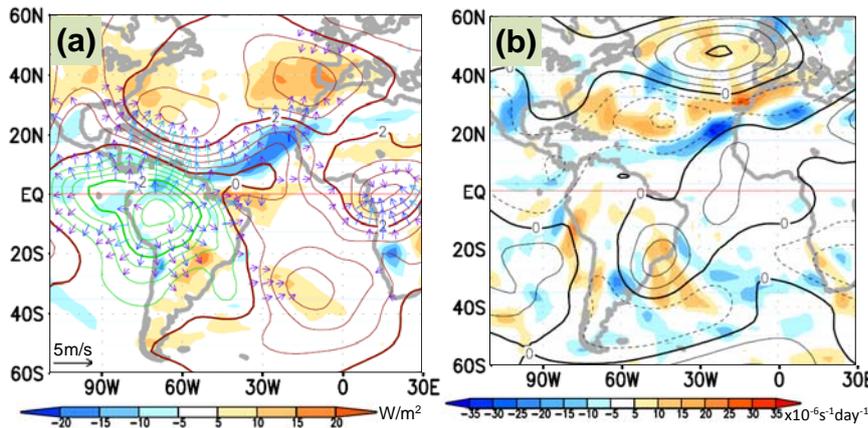


図 12 2011/2012 年冬平均 (a) 200hPa 速度ポテンシャル平年偏差 (等値線)、200hPa 発散風平年偏差 (矢印)、及び外向き長波放射 (OLR) 平年偏差 (陰影)、(b) 200hPa ロスビー波ソース (陰影) 及び 200hPa 流線関数平年偏差 (等値線) 等値線間隔は (a)  $0.5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、(b)  $3 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。

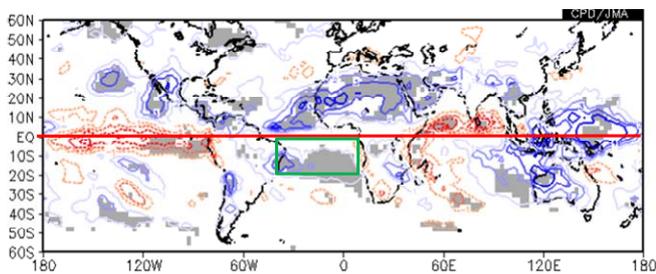


図 13 南大西洋熱帯域 ( $20^{\circ}\text{S} \sim \text{赤道}$ 、 $40^{\circ}\text{W} \sim 10^{\circ}\text{E}$ ) で領域平均した冬平均海面水温に対する冬平均外向き長波放射 (OLR) の回帰係数 統計期間は 1979/1980~2010/2011 年。等値線間隔は  $1\text{W}/\text{m}^2$  で、青実線が正の値、赤点線が負の値を示す。灰色の領域は t 検定により有意水準 5% で有意であることを示す。

## 5. まとめ

2011/2012 年冬は、中央・東アジアを中心にユーラシア大陸の中緯度帯では勢力の強いシベリア高気圧や頻繁な寒気の流入により低温となった。このような状況をもたらしたと考えられる主な要因を図 14 に示す。本稿では述べなかったが、極めて少ない状態で推移したバレンツ海での海氷分布も、ユーラシア大陸での低温に寄与した可能性がある (Honda et al. 2009; Inoue et al. 2012 等)。

これらのメカニズムの詳細はまだ不明なところがあり、さらなる調査・研究が必要である。

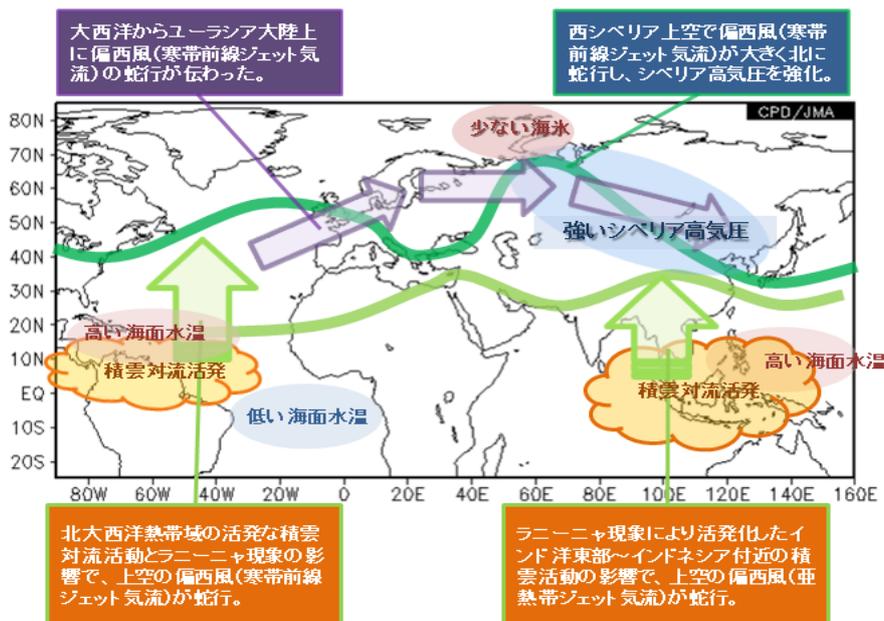


図 14 2011/2012 年冬のユーラシア大陸の低温をもたらした主要因の模式図

## 参考文献

- Honda et al., 2009, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L08707.
- Hoskins et al., 1985, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877-946.
- Inoue et al., 2012, *J. Climate*, **25**, 2561-2568.
- Sardeshmukh and Hoskins, 1988, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1228-1251.
- Takaya and Nakamura, 2001, *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608-627.
- , and —, 2005a, *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4423-4440.
- , and —, 2005b, *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4441-4449.