

II: 1月25日、1500—1630

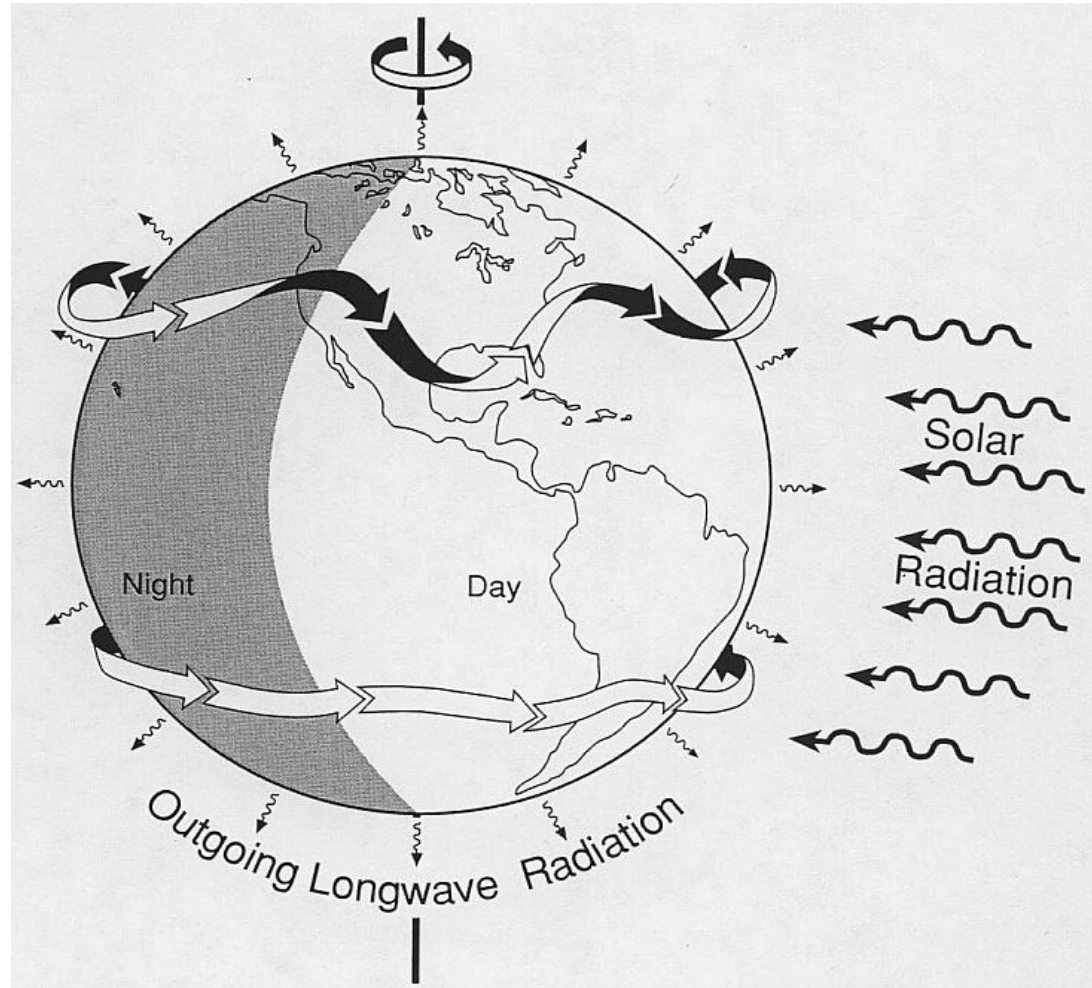
季節予報に関わる大気/海洋現象

(1) 年平均の大気大循環、季節変化、中高緯度大気の変動

気象研究所 前田修平

* 講義資料には、気象庁が実施している季節予報担当者向けの研修資料(季節予報研修テキスト、Web技術指導、東京気候センター(TCC)研修資料)から多くを引用しました。

II.1 年平均の大気大循環場



放射加熱による対流圏の大気成層の不安定化

地球のエネルギー収支

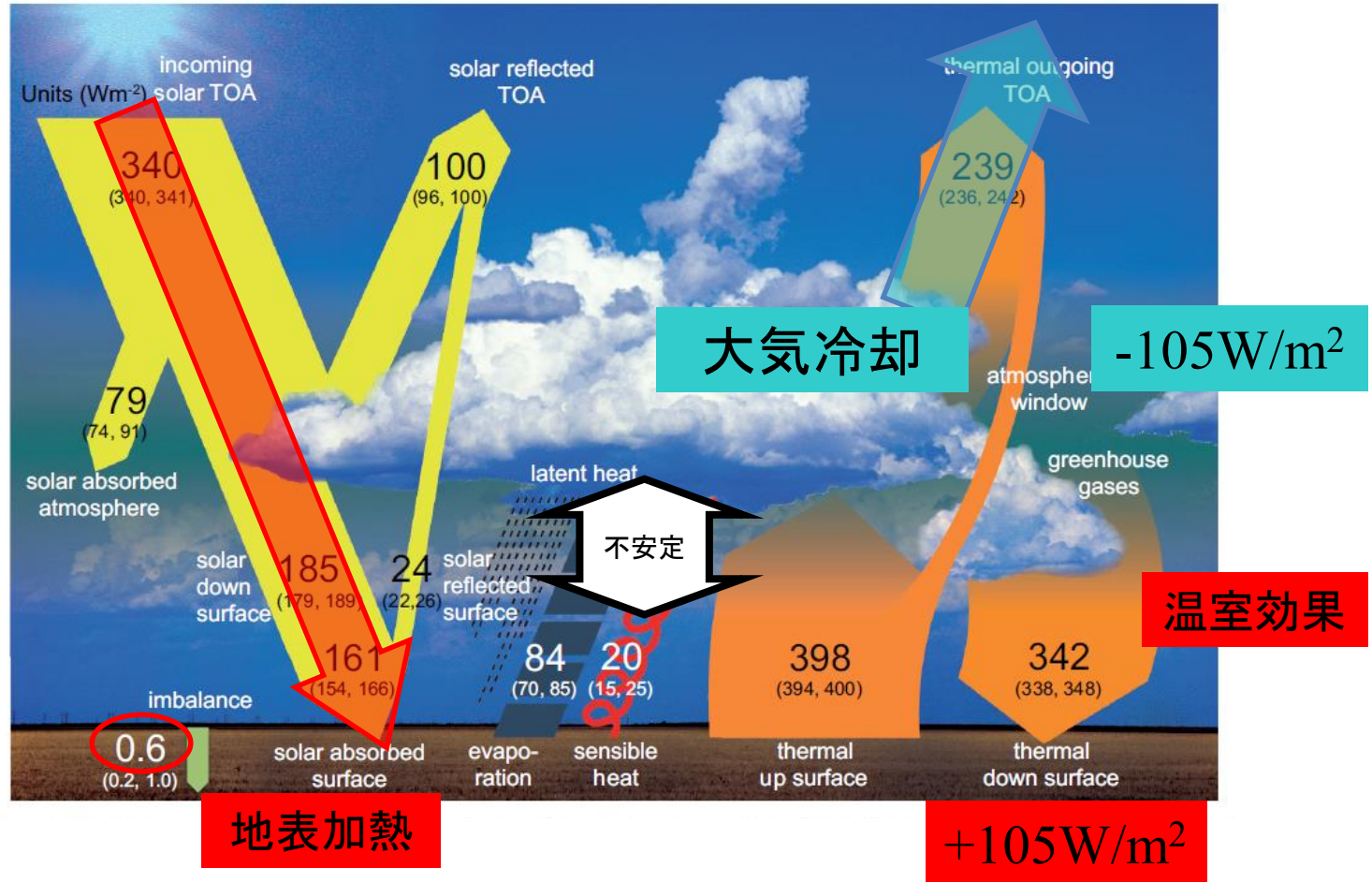
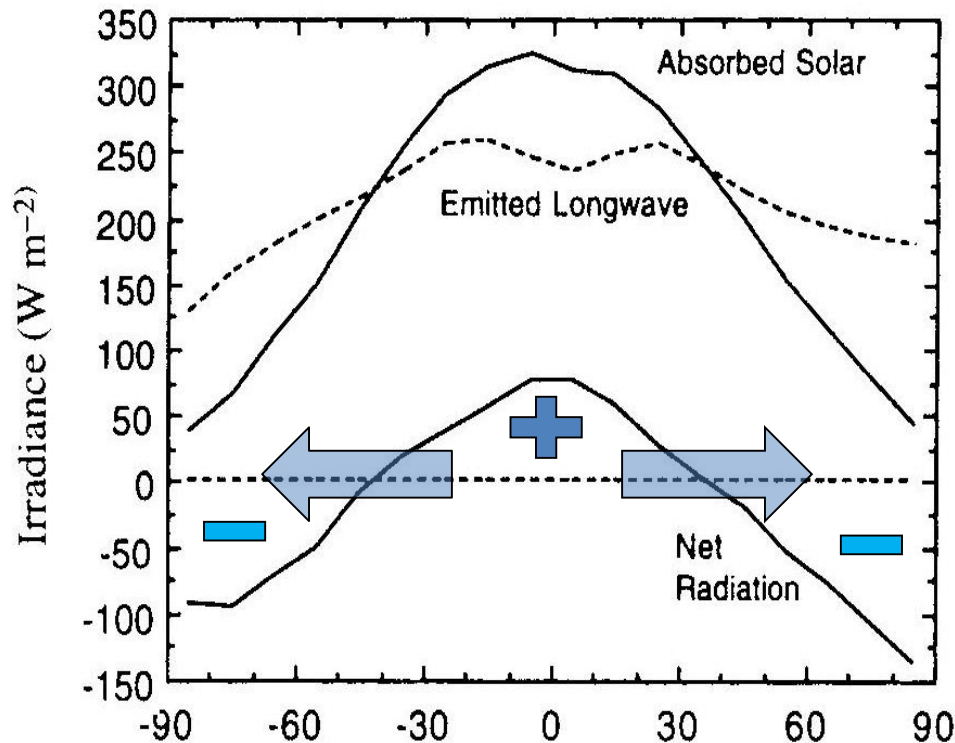
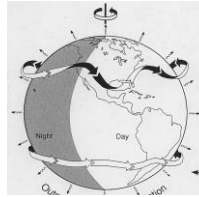


Fig. 2 Schematic diagram of the global mean energy balance of the Earth. Numbers indicate best estimates for the magnitudes of the globally averaged energy balance components together with their uncertainty ranges, representing present day climate conditions at the beginning of the twenty first century. Units Wm^{-2} . Source: Wild et al.(2013.)

大気の運動(対流)でバランス

放射加熱の緯度方向の不均衡



■ Solar radiation

- Global mean : 235 Wm^{-2}
- Low latitude : over 300 Wm^{-2}
- Poles : about 50 Wm^{-2}

■ Terrestrial radiation

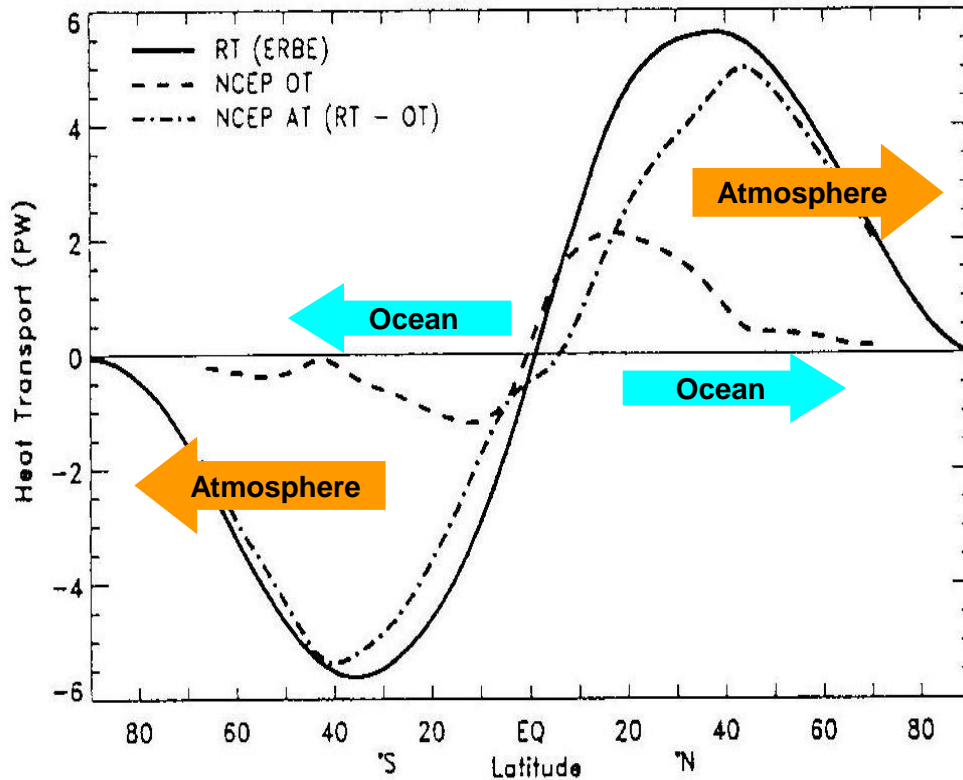
- Global mean : 235 Wm^{-2}
- Less gradient between low latitudes and poles compared to that in solar radiation

■ Net radiation

- Global mean : 0 Wm^{-2}
- Positive in low latitudes, negative in high latitudes

- ▶ 大気と海洋の運動による極向きの熱輸送がこの放射の不均衡にバランスする

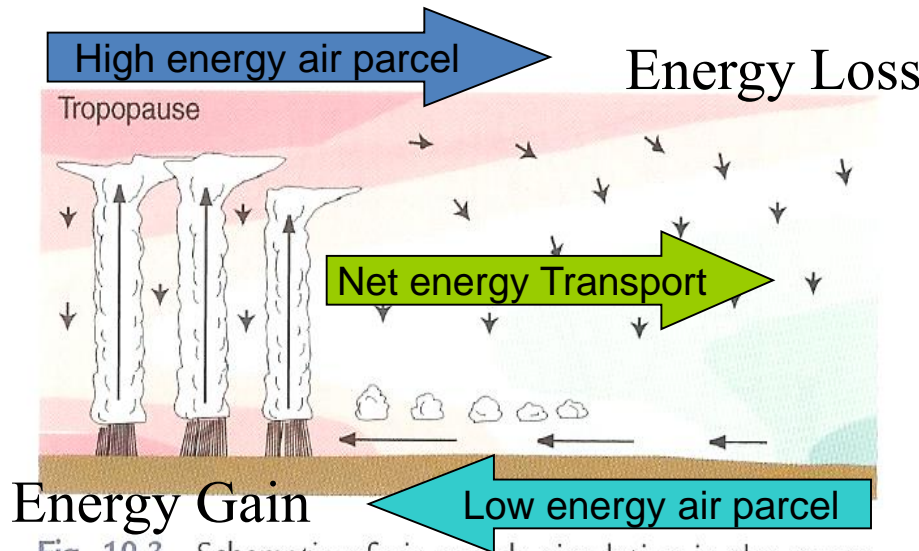
大気と海洋による熱輸送



Trenberth and Caron (2001)

- Both the atmosphere and ocean are responsible for heat transport
- Atmospheric transport is larger, particularly in the mid and high latitudes
- Oceanic heat transport is large in low-latitudes

ハドレー循環による熱帯域での極向きエネルギー輸送



- Moist Static Energy
 $H = C_p T + gZ + Lq$

T: Temperature

Z: Height

q: Specific Humidity

H of air parcels is conserved even through adiabatic process and/or condensation process, but, not conserved through the processes of radiation, heat and moisture supply from ground surface.

Fig. 10.3 Schematic of air parcels circulating in the atmosphere. The Colored shading represents potential temperature or moist static energy, with pink indicating higher values and blue lower values. Air parcels acquire latent and sensible heat during the time that they reside within the boundary layer, raising their moist static energy. They conserve moist static energy as they ascend rapidly in updrafts in clouds, and they cool by radiative transfer as they descend much more slowly in clear air.

大気によるエネルギー輸送(左)と運動量輸送(右)

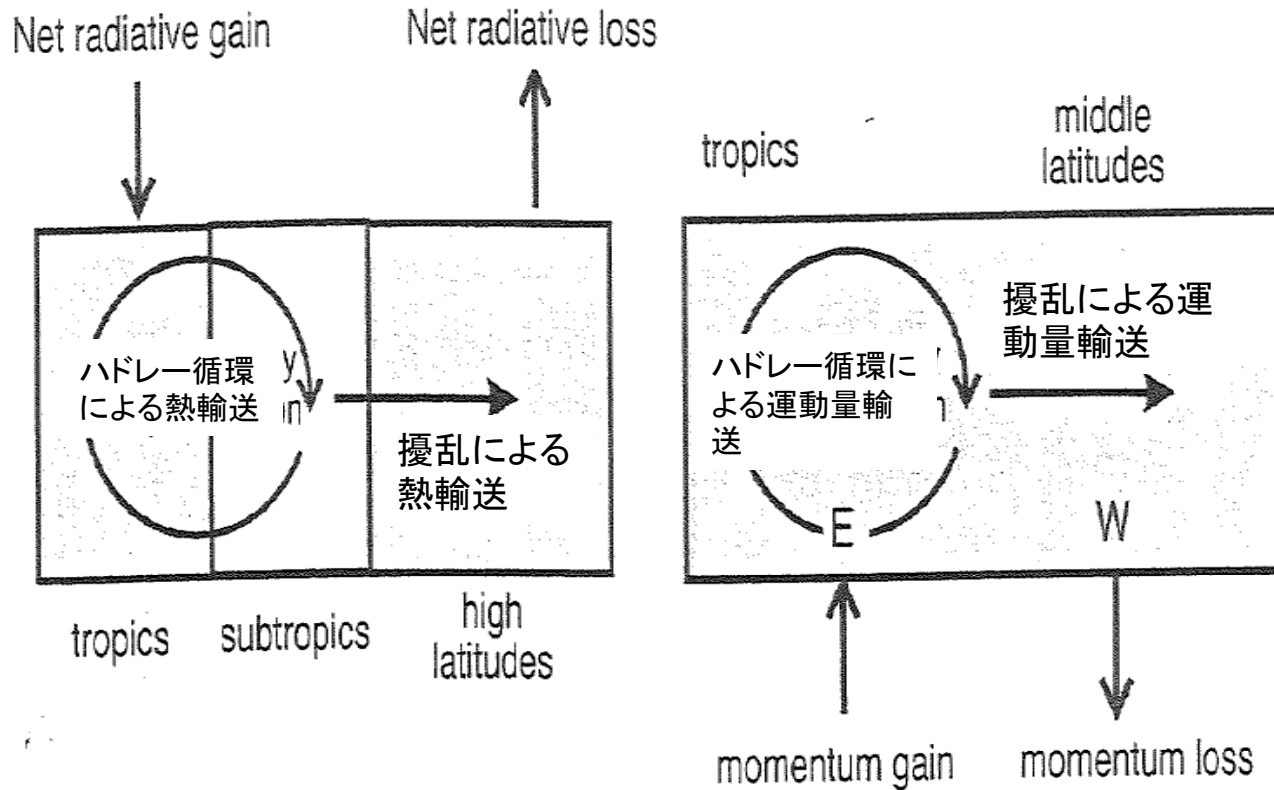
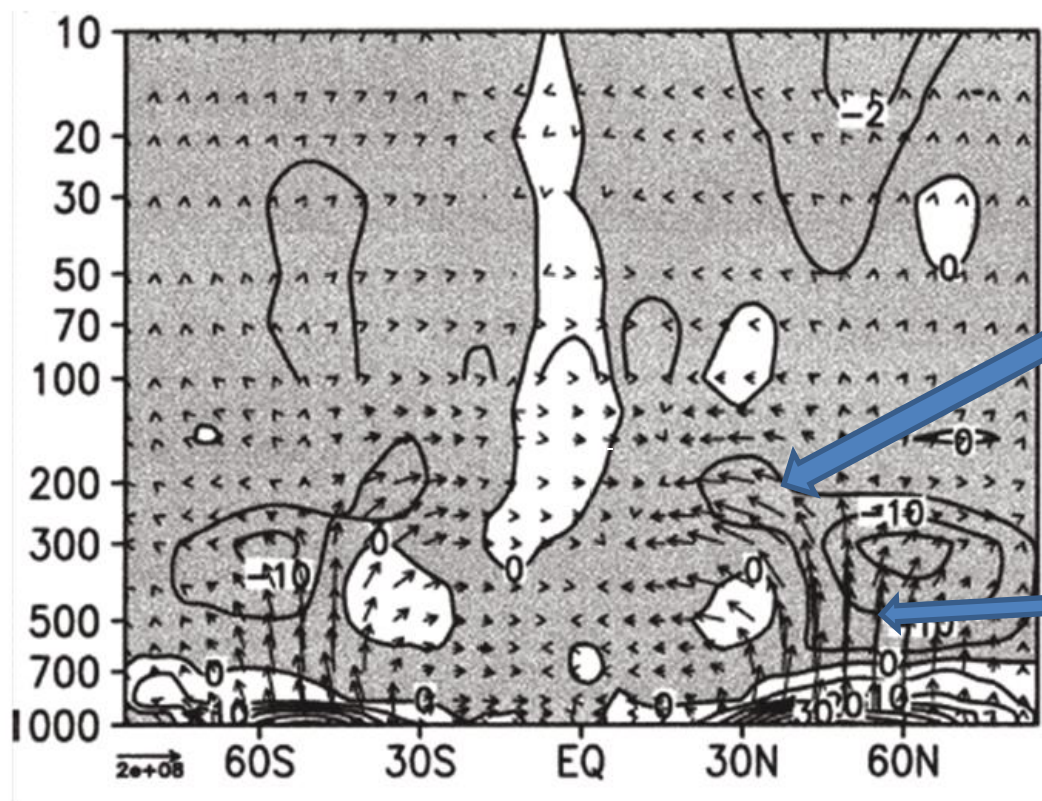


FIGURE 8.12. Schematic of the transport of (left) energy and (right) momentum by the atmospheric general circulation. Transport occurs through the agency of the Hadley circulation in the tropics, and baroclinic eddies in middle latitudes (see also Fig. 8.1).

擾乱による運動量輸送



擾乱による運動量の北向き輸送(→の逆方向)

擾乱による運動量の下向き輸送(→の逆方向)

第 5.1.6 図 E-P フラックス (矢印) とその発散 (等値線と影)

気象庁/気象研究所の大気大循環モデル(MRI/JMA98-GCM)による冬のシミュレーションより計算。E-P フラックスの東西方向のスケールは図左下に表示し、単位は kg s^{-2} 。鉛直方向はフラックスの向きが実際に伝播している向きと等しくなるように 460 倍している。E-P フラックス発散の等値線間隔は、100hPa より下は $5\text{ms}^{-1}\text{day}^{-1}$ 、上は $1\text{ms}^{-1}\text{day}^{-1}$ 。Tanaka et al. (2004) の Fig. 2 から転載。

観測される大気大循環

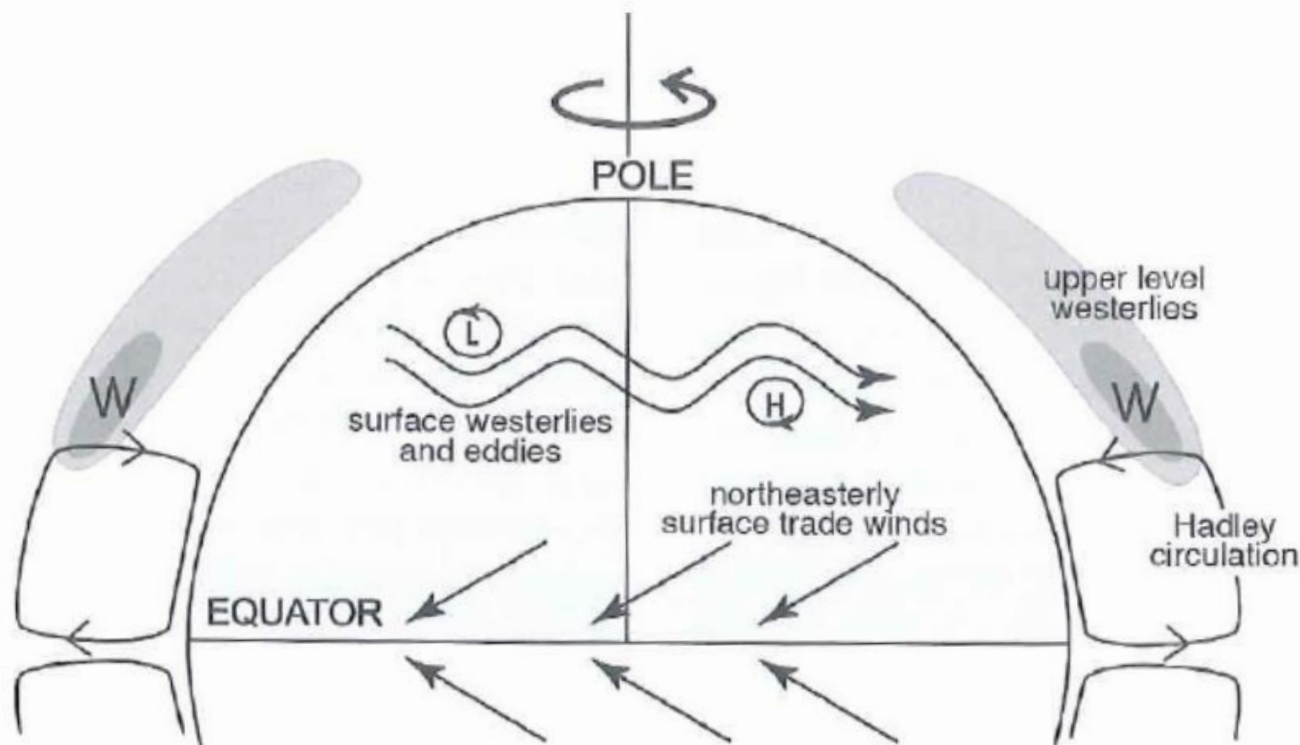
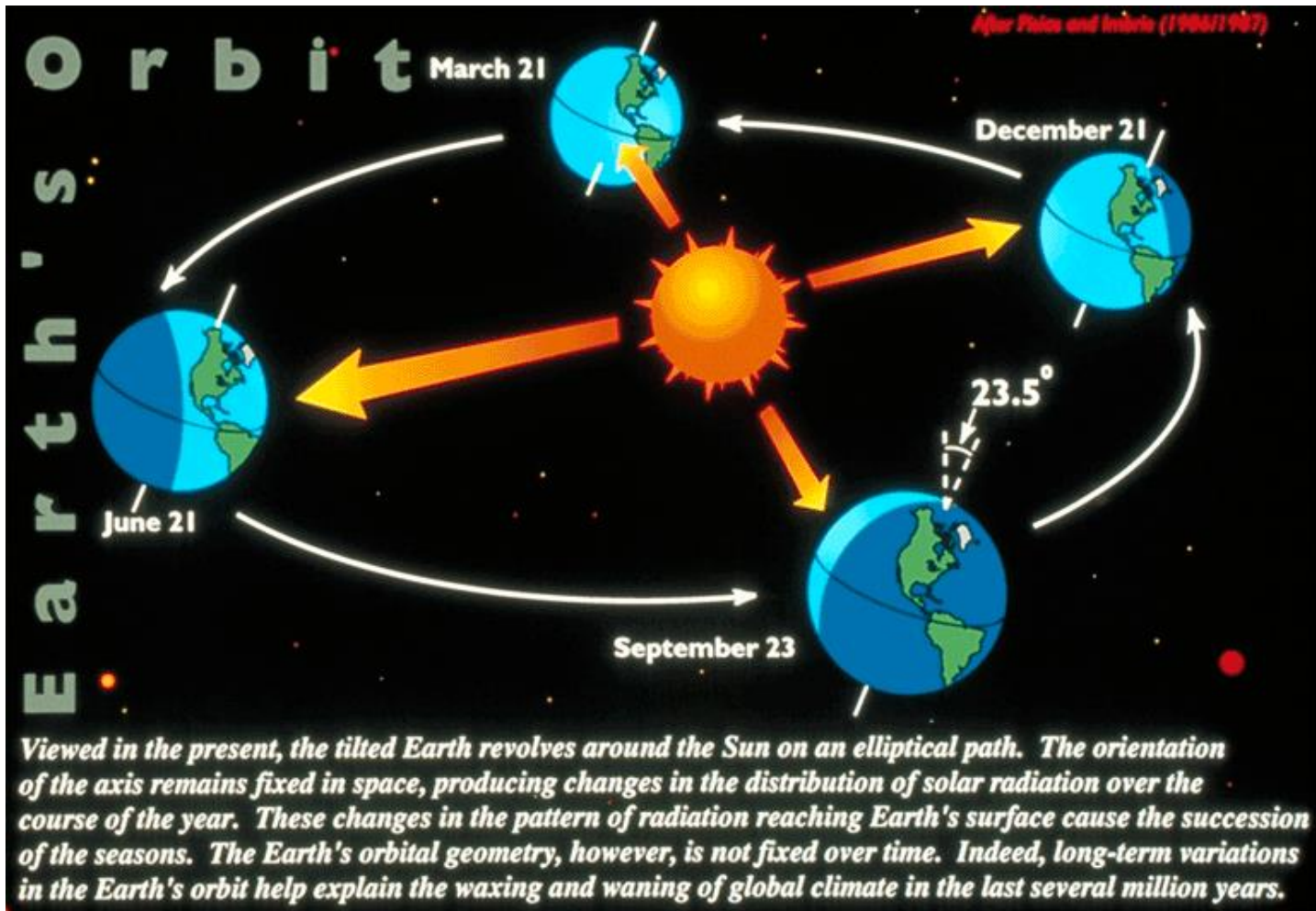


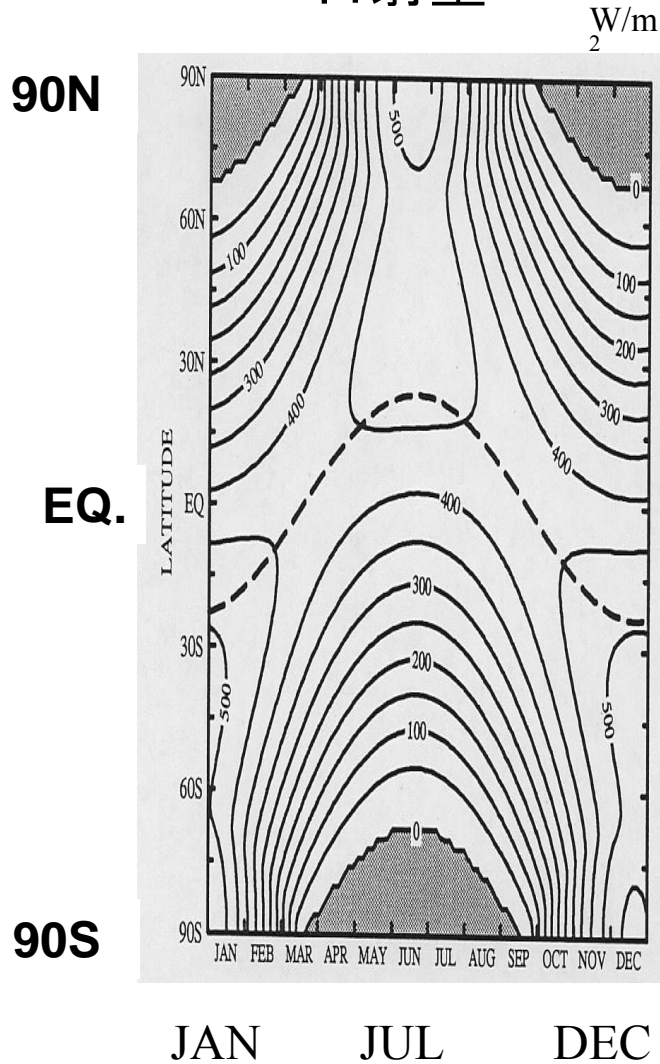
FIGURE 8.2. Schematic of the observed atmospheric general circulation for annual-averaged conditions. The upper level westerlies are shaded to reveal the core of the subtropical jet stream on the poleward flank of the Hadley circulation. The surface westerlies and surface trade winds are also marked, as are the highs and lows of middle latitudes. Only the northern hemisphere is shown. The vertical scale is greatly exaggerated.

11.2 季節變化

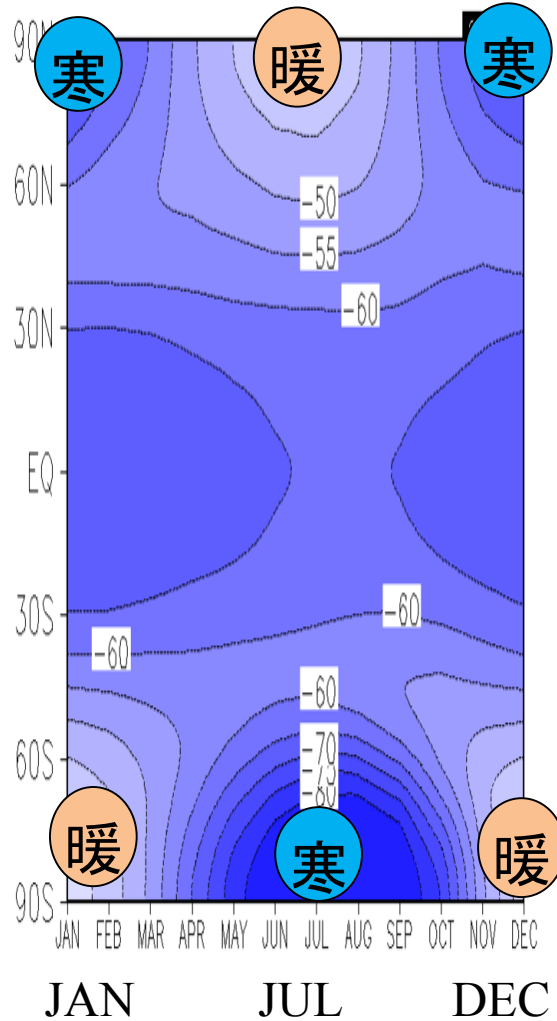


日射量と気温の季節変化

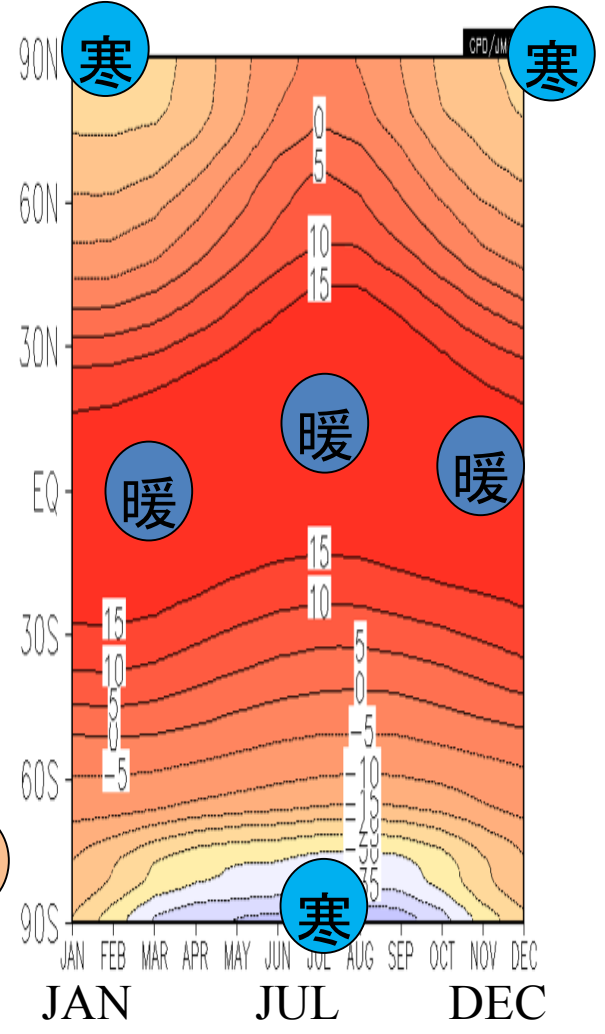
日射量



成層圏(50hPa)の気温



対流圏(850hPa)の気温



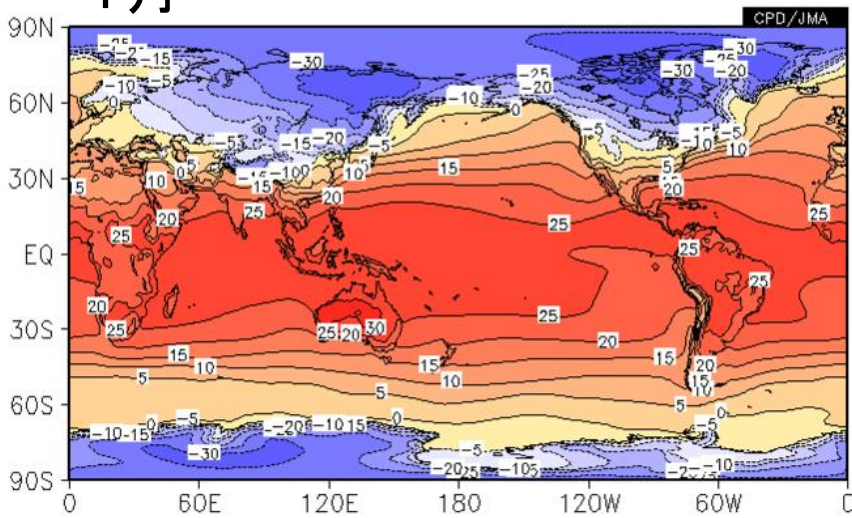
大気と海洋の熱容量の違い

	大気	海洋
密度	$1.2-1.3\text{kgm}^{-3}$	10^3kgm^{-3} : 大気の約800倍
質量(単位面積当たり)	(大気トップ~地表) 10^4kgm^{-2}	(海面~深さ10m) 10^4kgm^{-2} : 大気の質量は深さ10mの海のそれと同じ
比熱	$10^3\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$	$4 \times 10^3\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$: 大気の4倍
熱容量(単位面積当たり)	(大気トップ~地表) $10^7\text{JK}^{-1}\text{m}^{-2}$	(海面~深さ2.5m) $10^7\text{JK}^{-1}\text{m}^{-2}$: 大気の熱容量は深さ2.5mの海のそれと同じ

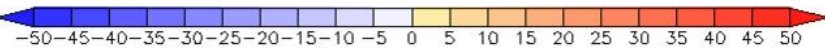
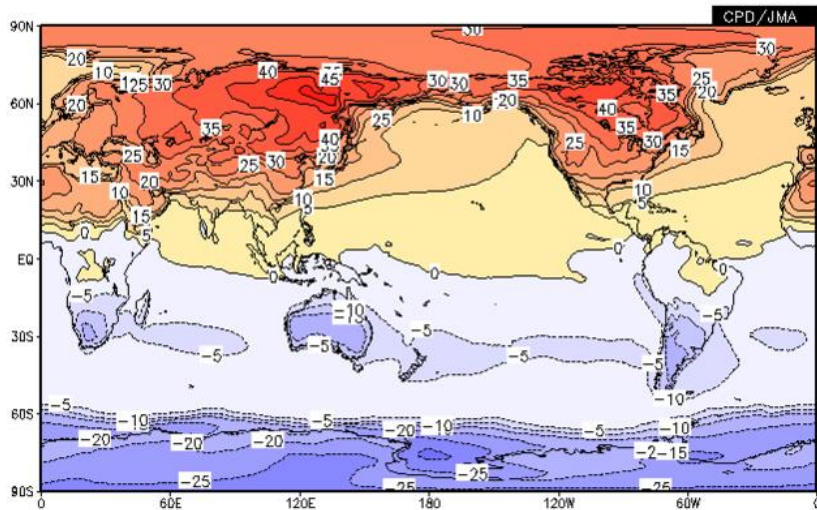
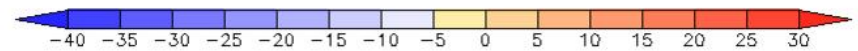
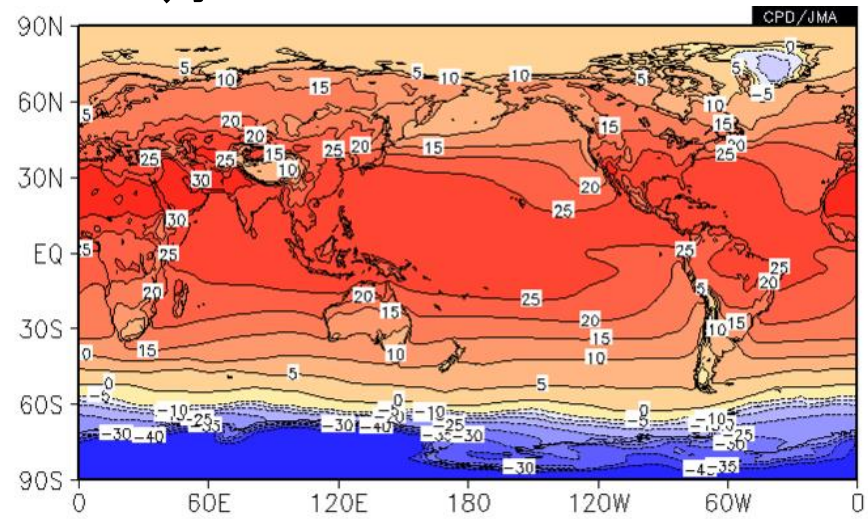
* 数字は代表的な値(Gill 1982より)。気温、気圧、湿度、水温、塩分で変わる。

地上気温のコントラスト(°C)、1月と7月

1月



7月

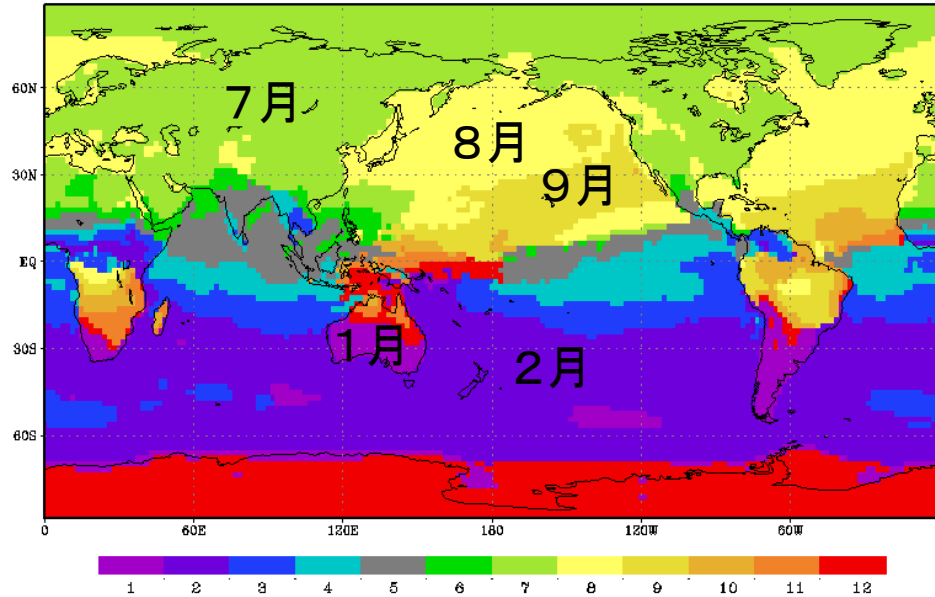


7月-1月

月平均気温が最も高い月

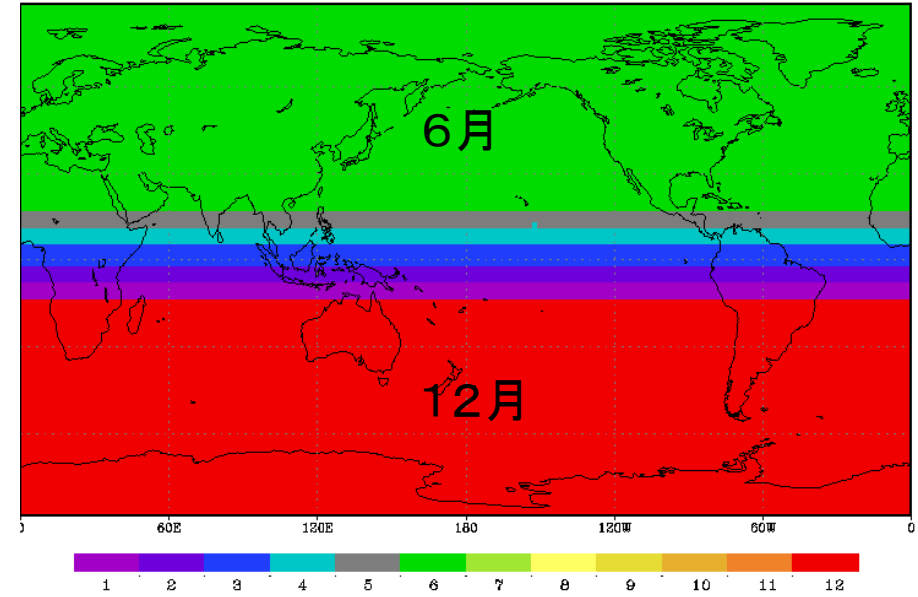
月平均気温が最も高い月

Month of Maximum T2m NCEP(1949-2000)



大気トップにおける太陽放射が最も多い月

Month of Maximum Downward Solar Radiation Flux at top

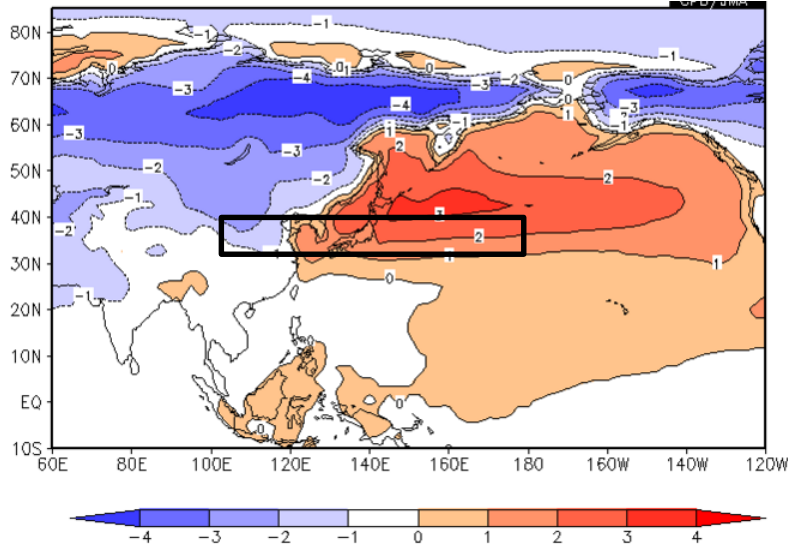


(Right) Downward solar radiation at the top of the atmosphere is maximum in June (December) poleward of about 15° latitude in the NH (SH). In the tropics, it is January, February, March, April and May at 10° S, 4° S, 2° N, 8° N and 14° N, respectively.

(Left) Actual month of maximum monthly mean temperature is quite different due to inertia of atmosphere, land and ocean. It is July over the continents and August over the oceans in the NH, but its distribution is not simple.

日本付近の気温の季節変化

8月と7月の気温差(平年値)



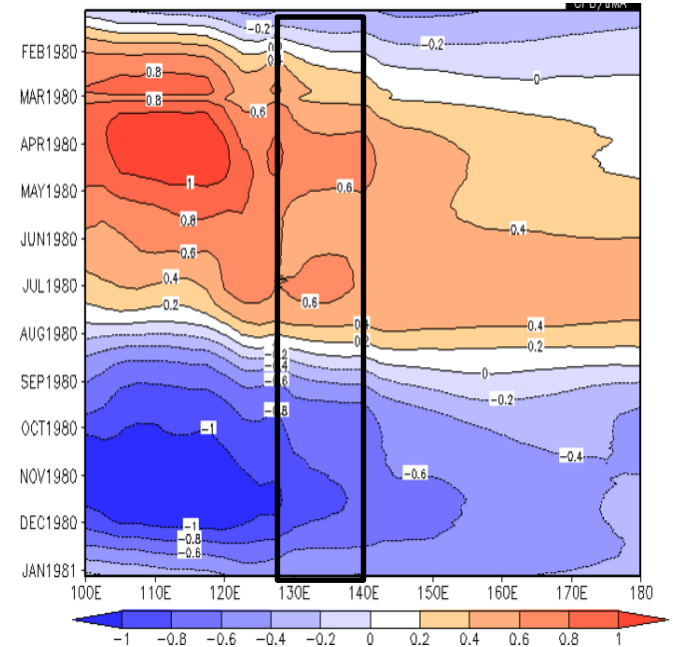
地上気温の平年値の8月と7月の差。等値線間隔は 1°C で+は8月の方が地上気温が高い領域。長期再解析データの2 m気温の平年値（1981～2010年の30年平均値）より。

気温の5日差(平年値)

130E

180

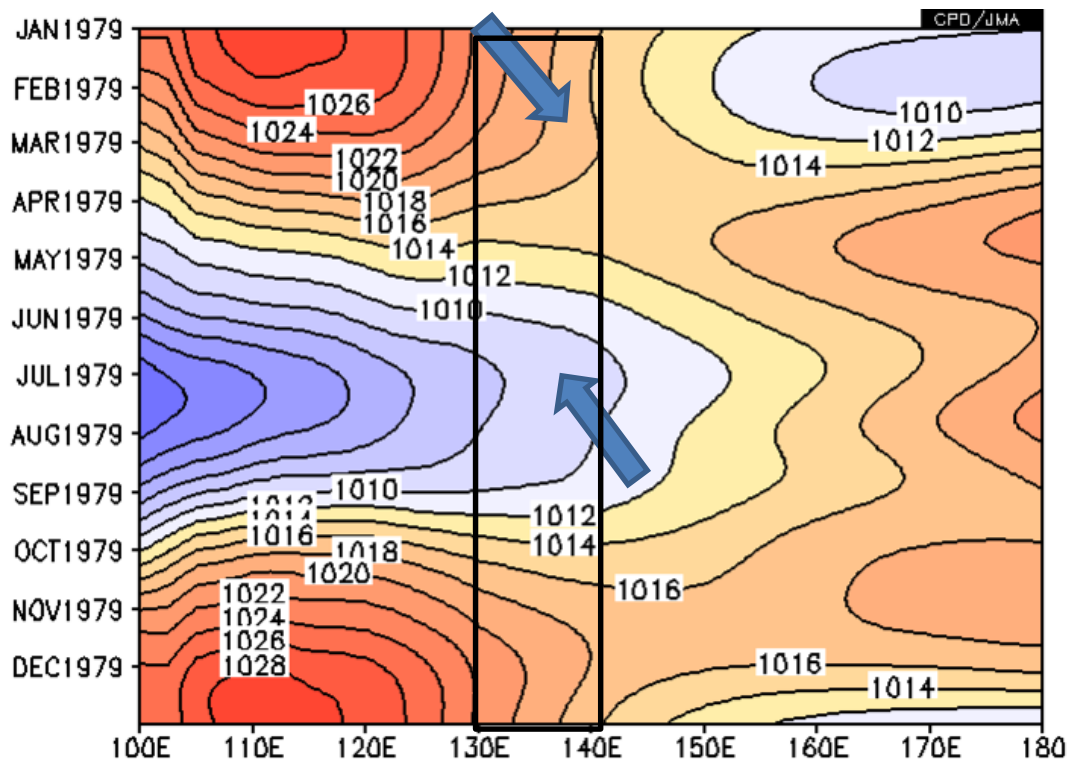
1月



12月

北緯30～40度で平均した地上気温の平年値の5日間の差。等値線間隔は $0.2^{\circ}\text{C}/5\text{日}$ で、+は日付とともに気温が上昇する時期。縦軸の日付は1月6日～翌年の1月5日。1月6日のところに1月6日と1月1日の気温の差が描いてある。横軸は経度で東経100～180度。長期再解析データの2 m気温の平年値（1981～2010年の30年平均値）より。

日本付近の緯度(30°~40°N)で平均した海面気圧の季節変化(平年)



日本付近の緯度（北緯30~40度）で平均した海面気圧の時間経度断面図。横軸が経度で東経100~180度、縦軸が日付で上から1月1日~12月31日。平年値。等値線間隔は2hPa。長期再解析データの海面気圧の平年値（1981~2010年の30年平均値）より。

モンスーン循環(夏)

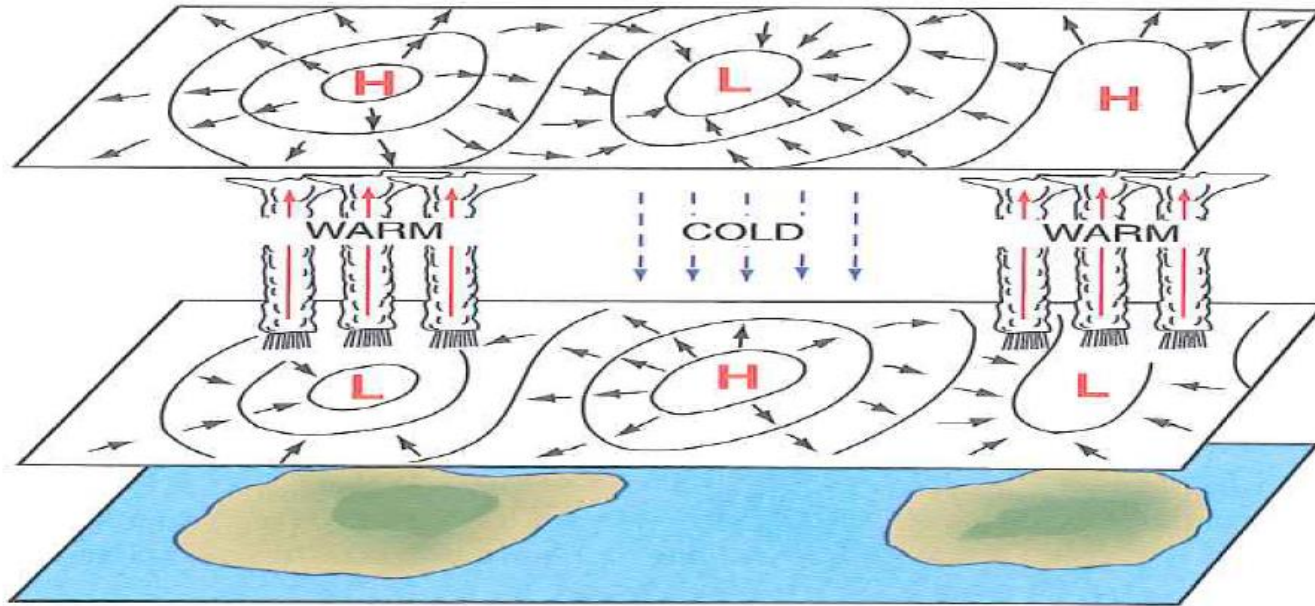
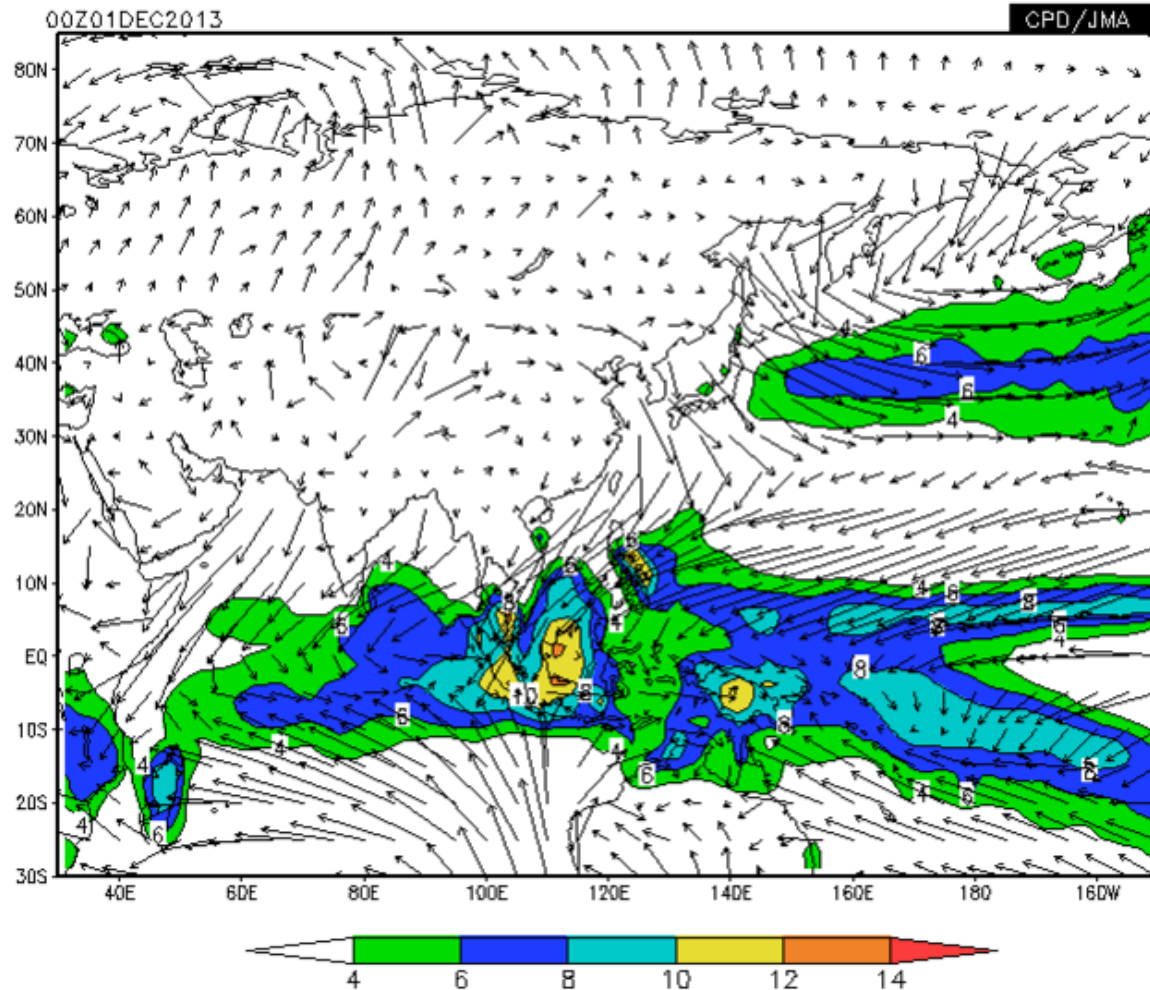


Fig. 10.9 Idealized representation of the monsoon circulations. The islands represent the subtropical continents in the summer hemisphere. Solid lines represent isobars or height contours near sea level (lower plane) and near 14 km or 150 hPa (upper plane). Short solid arrows indicate the sense of the cross-isobar flow. Vertical arrows indicate the sense of the vertical motions in the middle troposphere. Regions that experience of summer monsoon rainfall are also indicated.

降水(色)と地表風(→)の季節変化(平年)

DATA1 JRA-55 u10m,v10m NORM lat = -30:85 lon = 30:210 level = 1:1
time = 2013010100:2013120100 ave = 1MO

DATA2 x_GPCP gpcp NORM lat = -30:85 lon = 30:210 level = 1:1
time = 2013010100:2013120100 ave = 1MO analysis method = DATA1_DATA2



熱帯の大規模な対流活動域は、季節とともに西北西⇄東南東方向に移動する。

熱帯の加熱は日本の冬を寒くする

Column-averaged diabatic heating in January

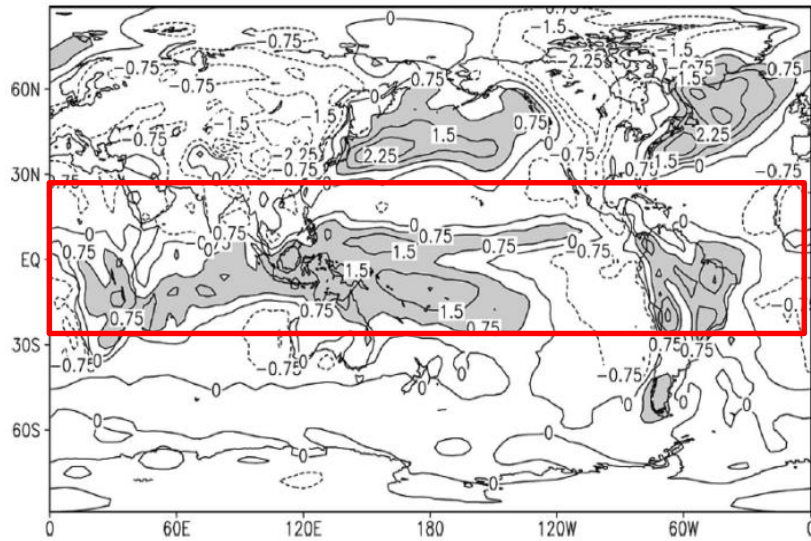
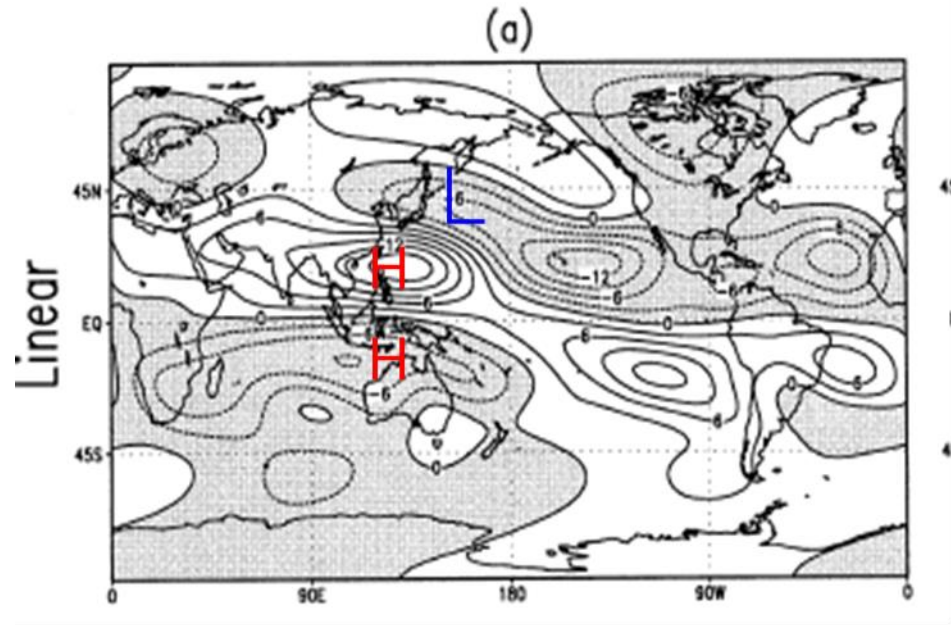


FIG. 8. The column-averaged diabatic heating field in Jan obtained from the NCEP-NCAR reanalysis as described in the appendix. The contour interval is 0.5 K day⁻¹.

Linear response to the tropical heating;
eddy stream function at 300hPa



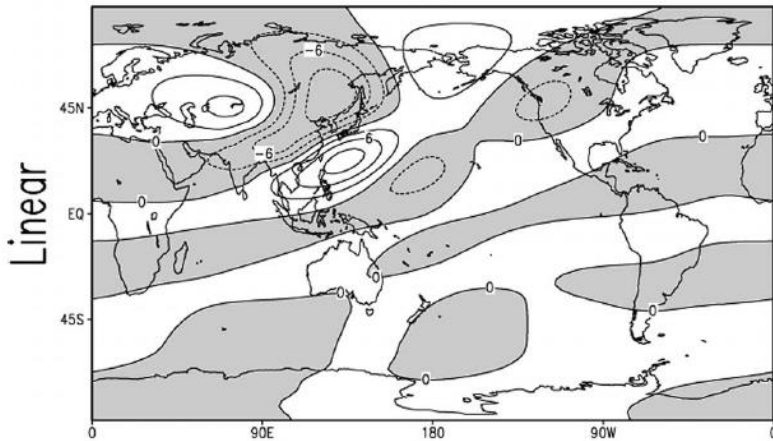
Held et al. (2002)

チベットは日本の冬を寒くする

Linear response to the orographic forcing; eddy stream function at 300hPa

Tibet

(a)



Held et al. (2002)

1月

対流圏下層循環(帯状平均からのずれ)

再解析

中高緯度加熱+熱帯加熱

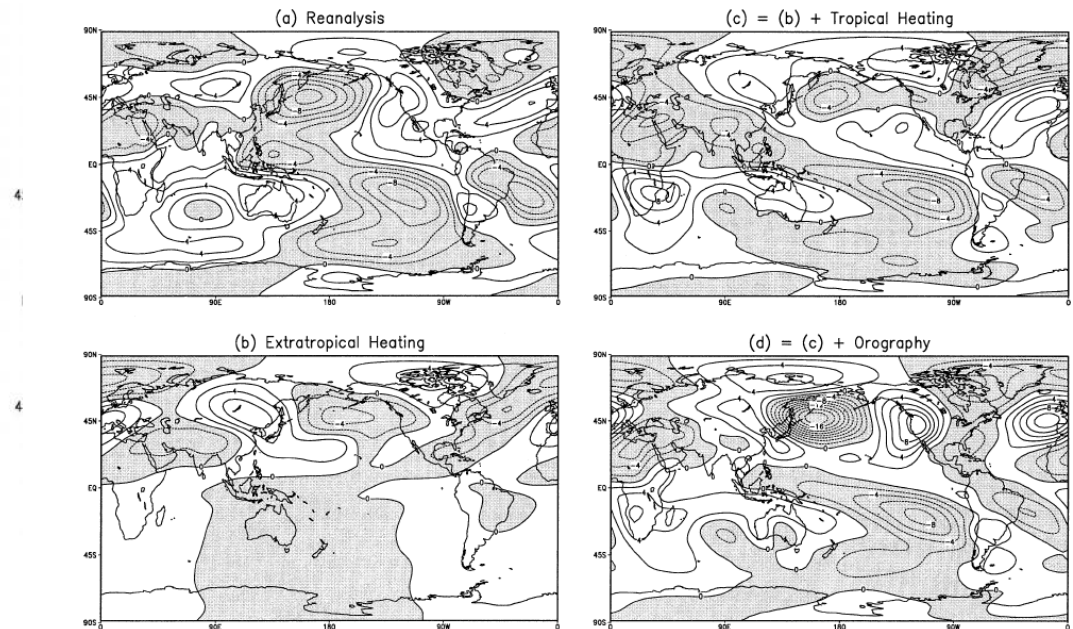


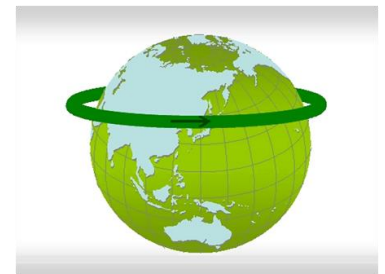
FIG. 11. The eddy streamfunction on the $\sigma = 0.866$ surface for (a) NCEP-NCAR reanalysis, (b) nonlinear response to NH extratropical heating, (c) nonlinear response to tropical heating and NH extratropical heating, and (d) nonlinear response to orography, tropical heating, and NH extratropical heating. Contour interval is $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

中高緯度加熱

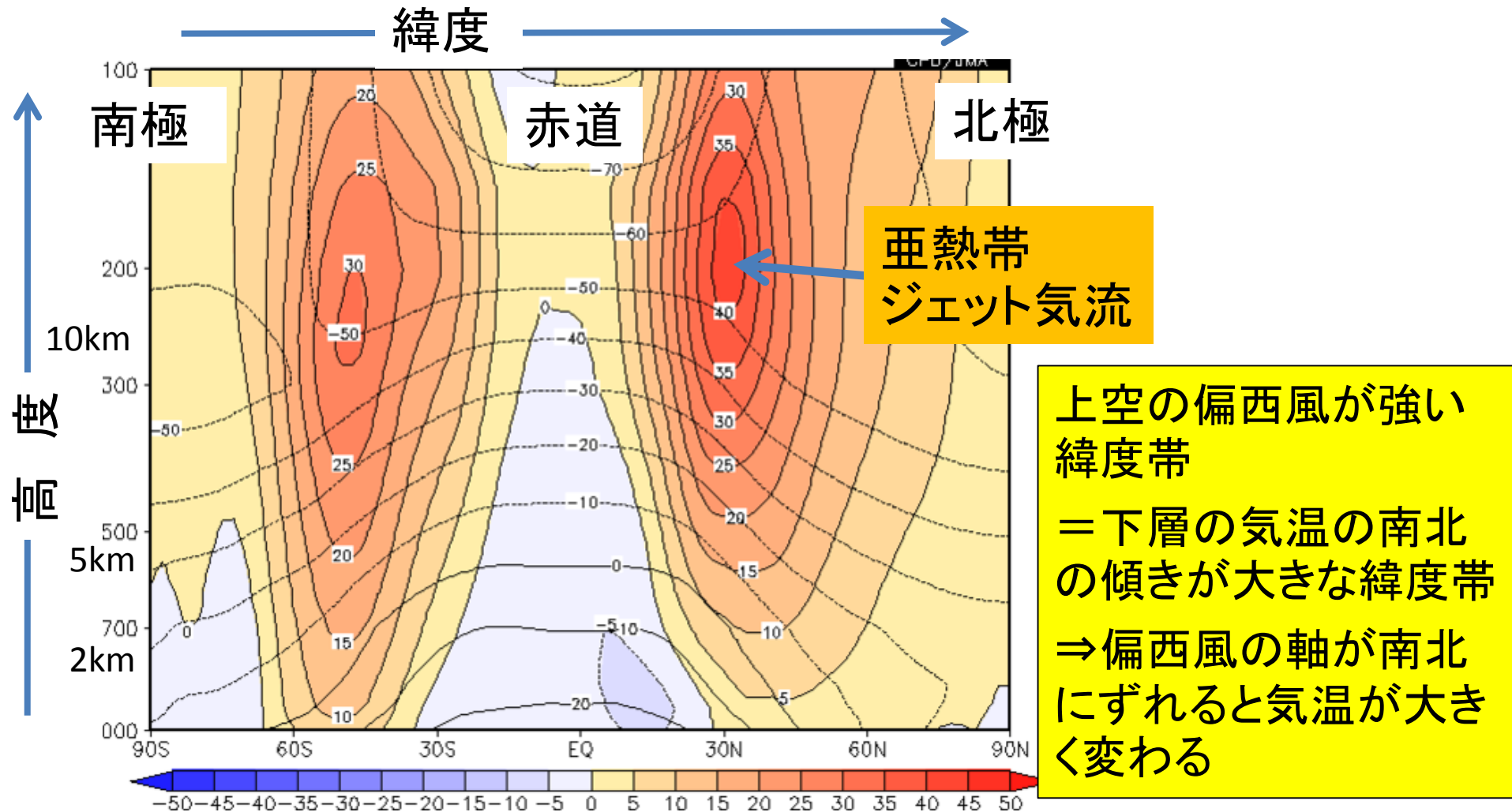
中高緯度加熱+熱帯加熱
+地形

偏西風とは

- 地球を東西に巡って流れる西風
- 南・北極域の地上付近と低緯度を除き年間を通じて流れている
- 対流圏の上層に亜熱帯ジェット気流と寒帯前線ジェット気流と呼ばれる風速の極大域(偏西風の軸)がある



偏西風の緯度高度分布



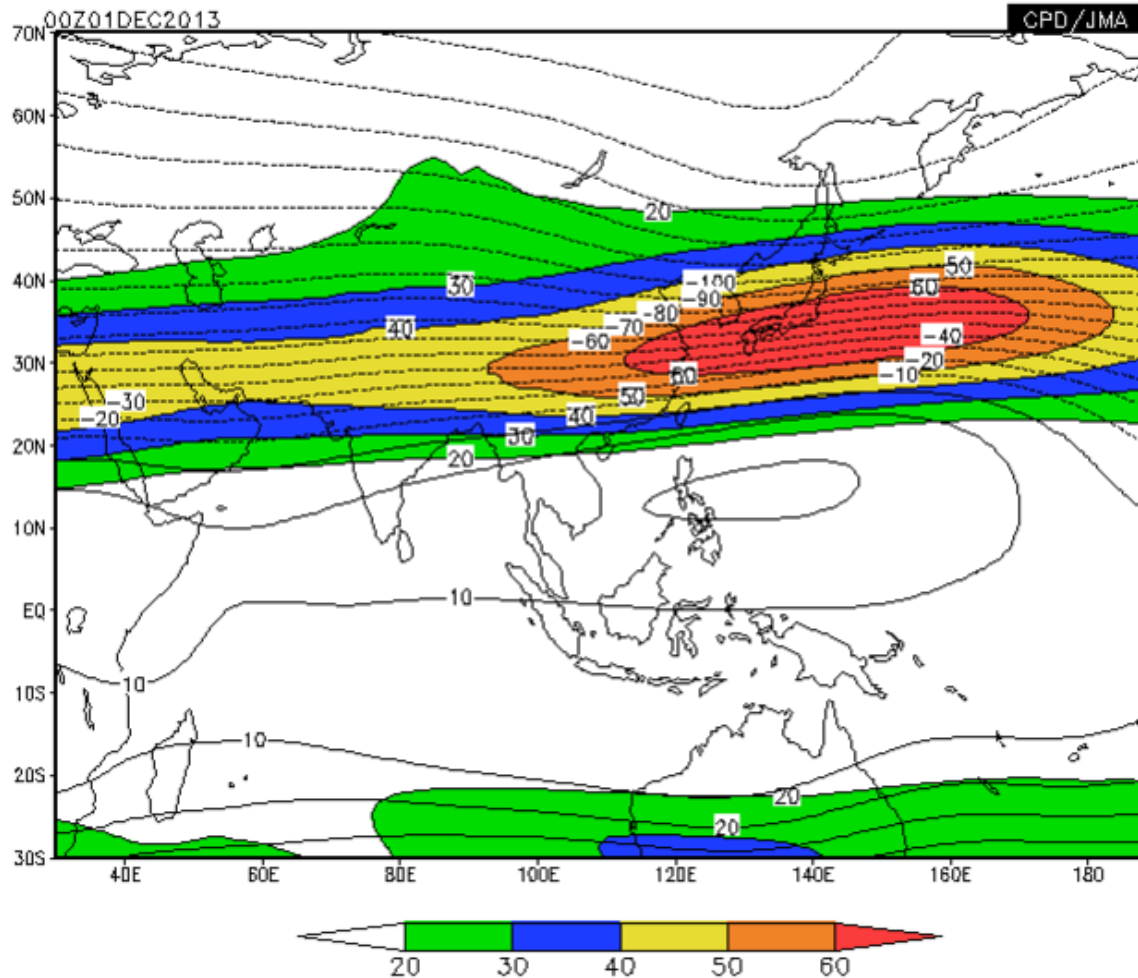
地球を一周平均した東西風(m/s,色)と気温(°C,等値線)の緯度高度断面図。冬(12~2月)の平年値(1981~2010年の30年平均)

ジェット気流の季節変化(平年)

DATA1 JRA-55 u37 NORM lat = -30:70 lon = 30:190 level = 23:23
time = 2013010100:2013120100 ave = 1MO

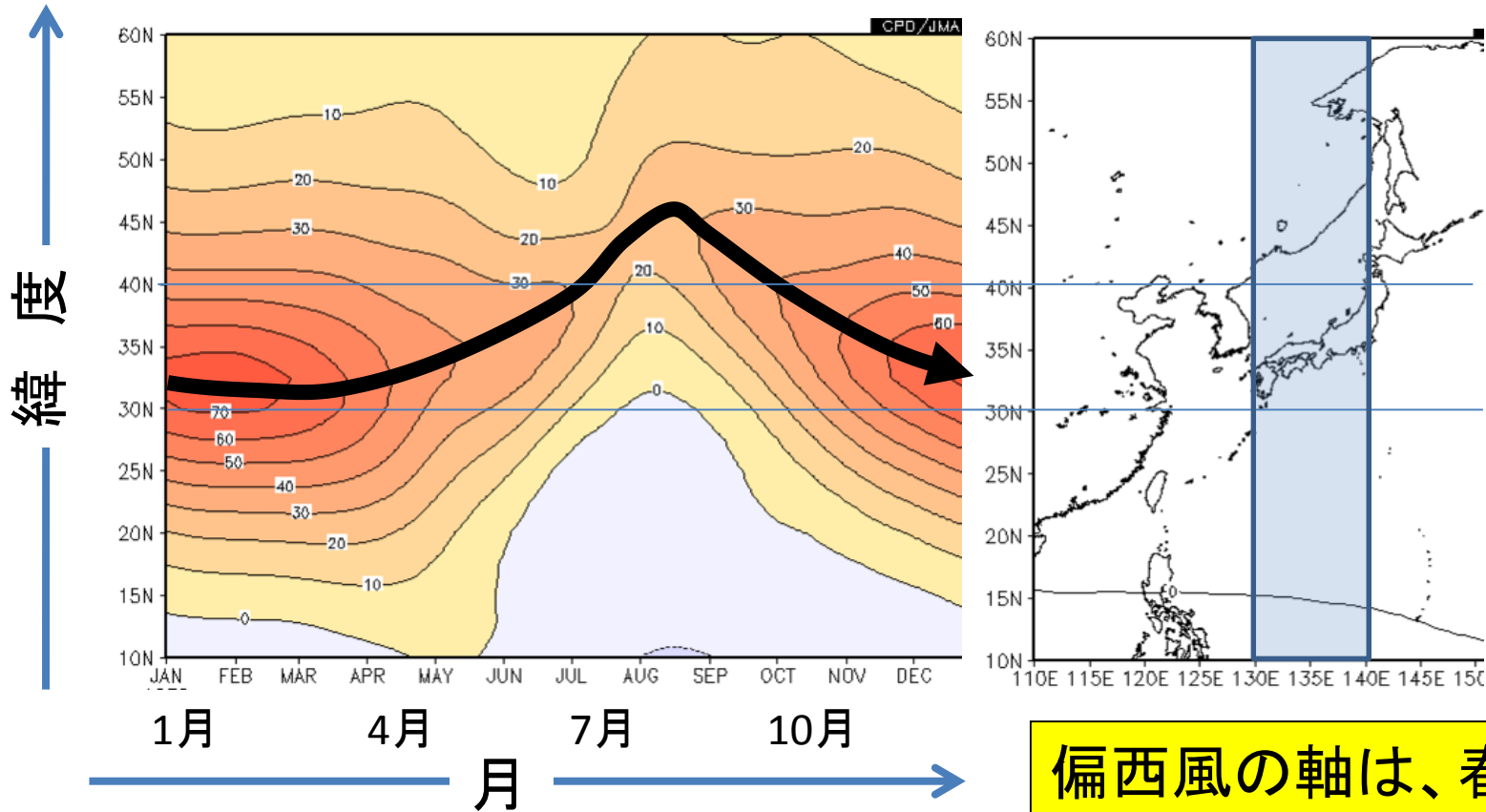
DATA2 JRA-55 psi37 NORM lat = -30:70 lon = 30:190 level = 23:23
time = 2013010100:2013120100 ave = 1MO analysis method = DATA1_DATA2

色:200hPa東西風、
等値線:200hPa流線関数



色上空のジェット気流は季節とともに南北に移動するが、中心は東西にも移動するし、チベット高気圧の盛衰の影響も受ける。

日本付近の上空の偏西風の季節変化

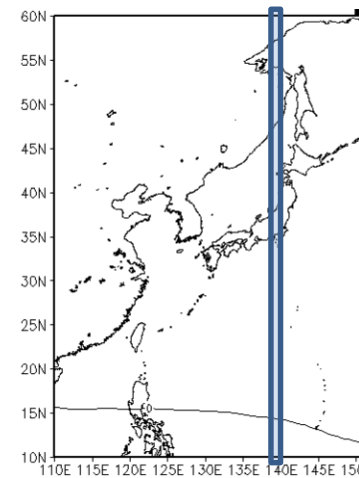
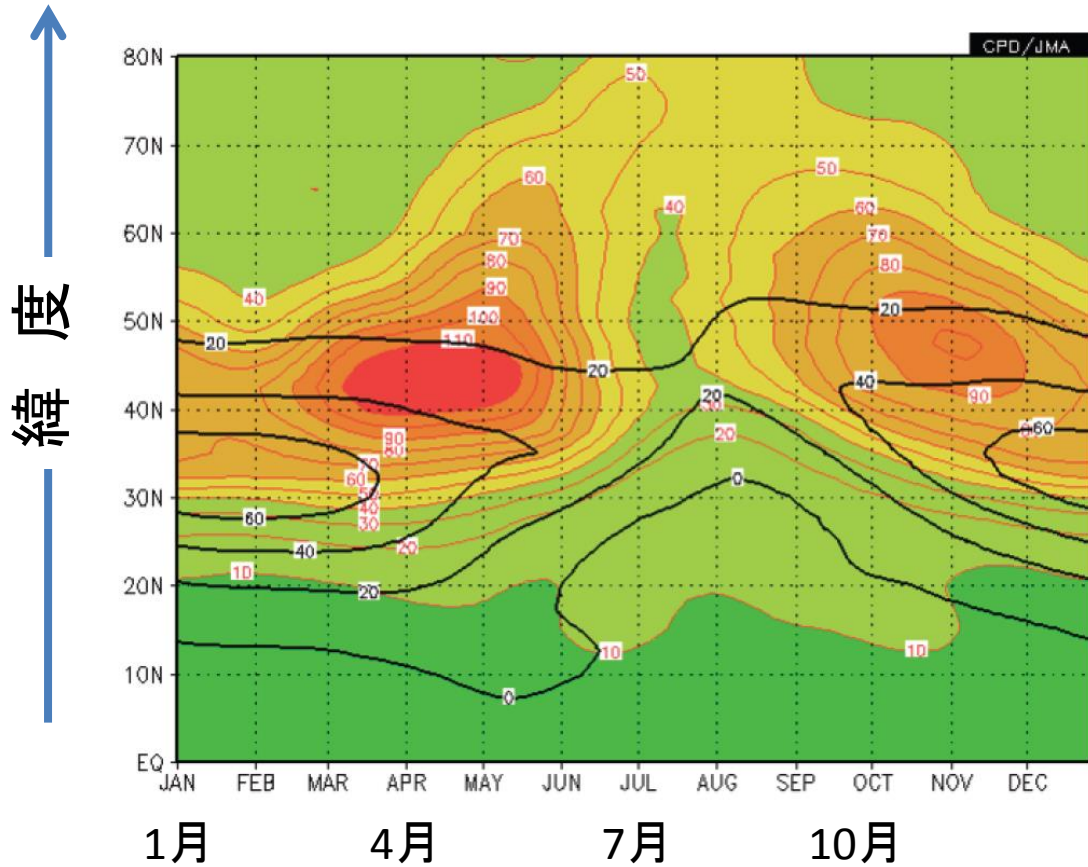


東経130～140度で平均した200hPa(上空約12 km)の東西風の時間緯度断面図。平年値(1981～2010年の30年平均)。

・偏西風の動向が、日本の天候に大きな影響を与える。

偏西風の軸は、春から夏にかけて北緯30度から45度まで弱まりながら北上、秋から冬にかけて強まりながら南下

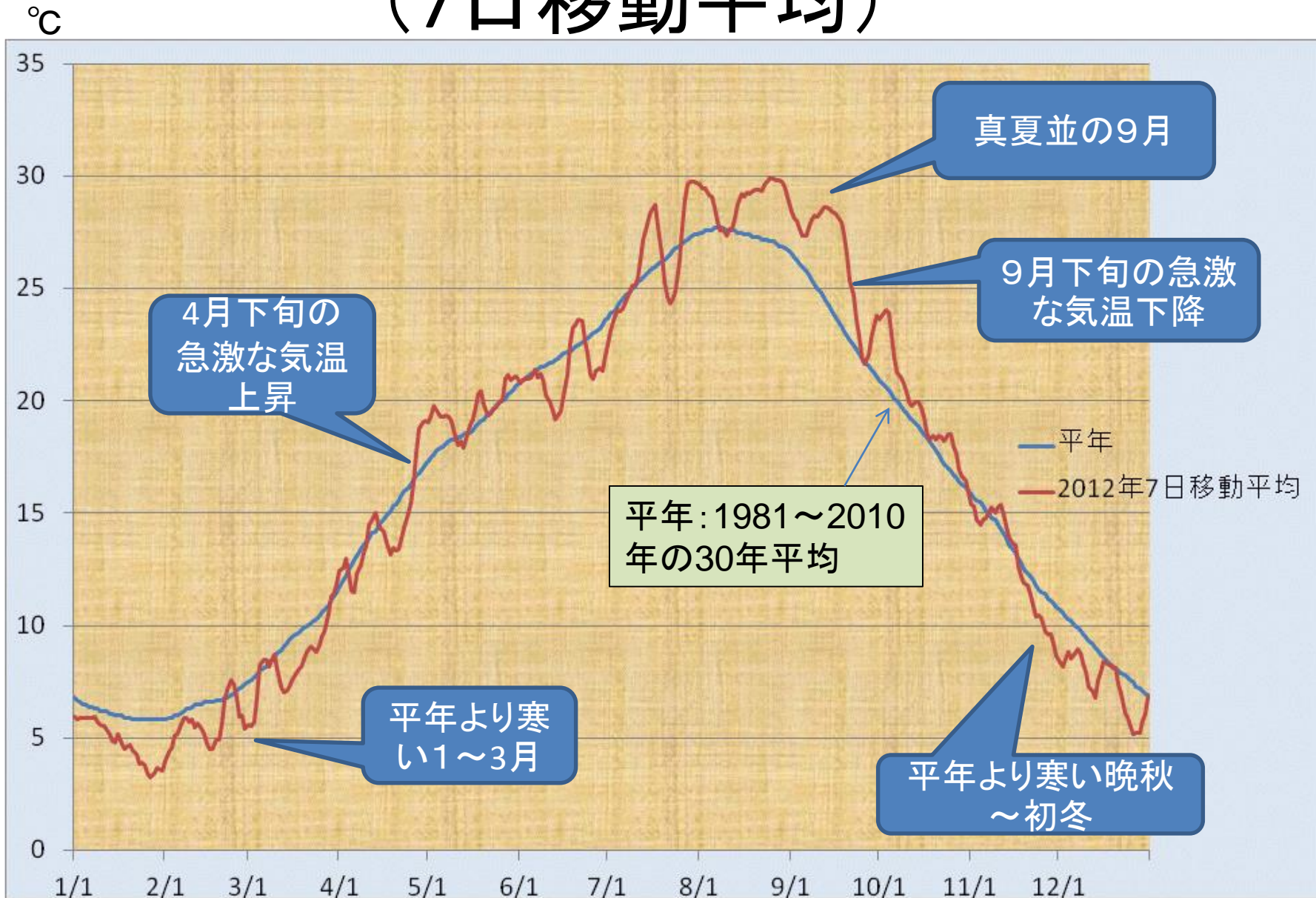
移動性擾乱の活動の季節変化



・偏西風の動向が、移動性擾乱の活動にも大きな影響を与える。

第 2.3.2.2 図 140°E に沿う 300hPa の移動性擾乱活動度の平年値および 300hPa 東西風の緯度時間断面図
赤線は移動性擾乱活動度で等値線間隔は $10\text{m}^2/\text{s}^2$ 毎。黒線は東西風で等値線の間隔は 20m/s 毎。平年値は 1981～2010 年の 30 年平均値。

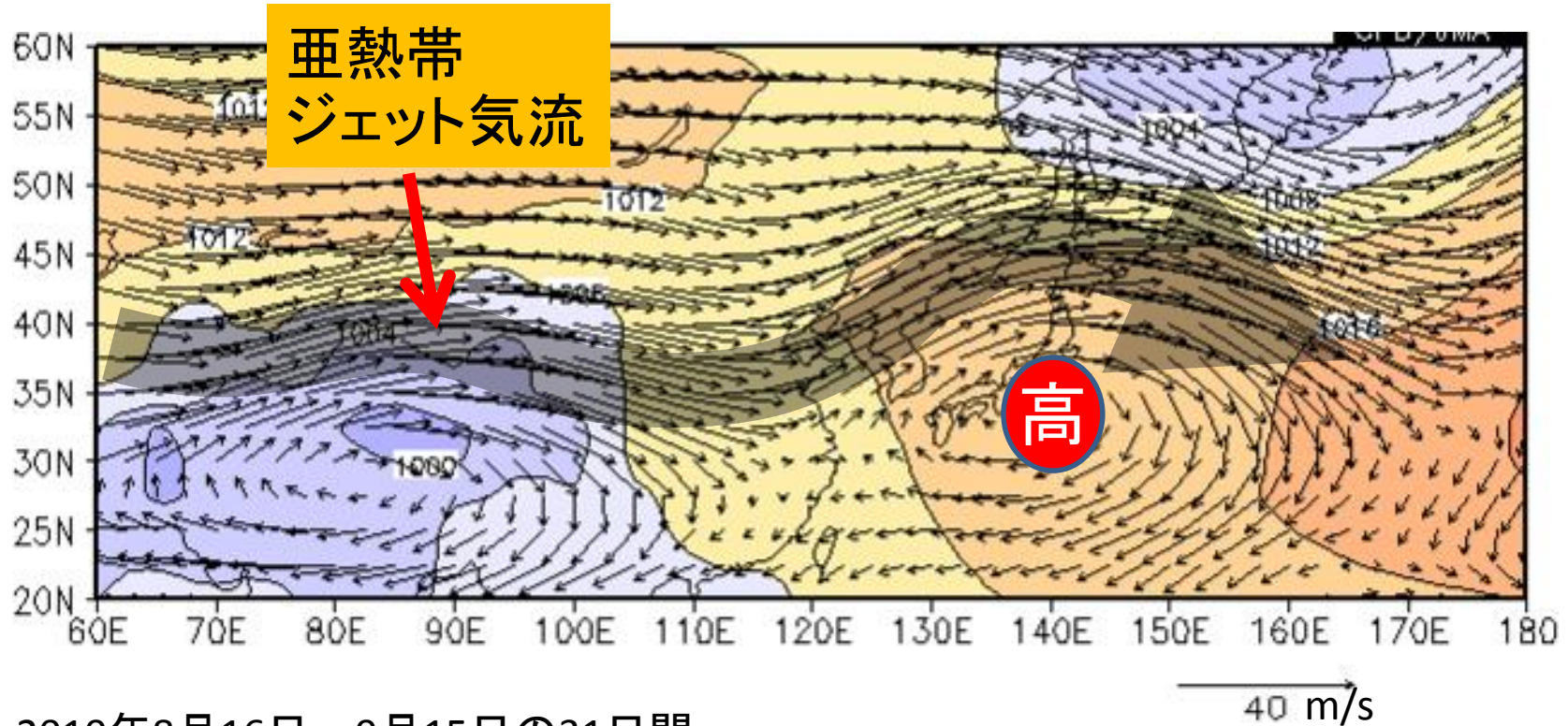
2012年の東京の日平均気温 (7日移動平均)



11.3 中高緯度大気の変動 (季節内～年々変動)

(1) 偏西風の蛇行とロスビー波

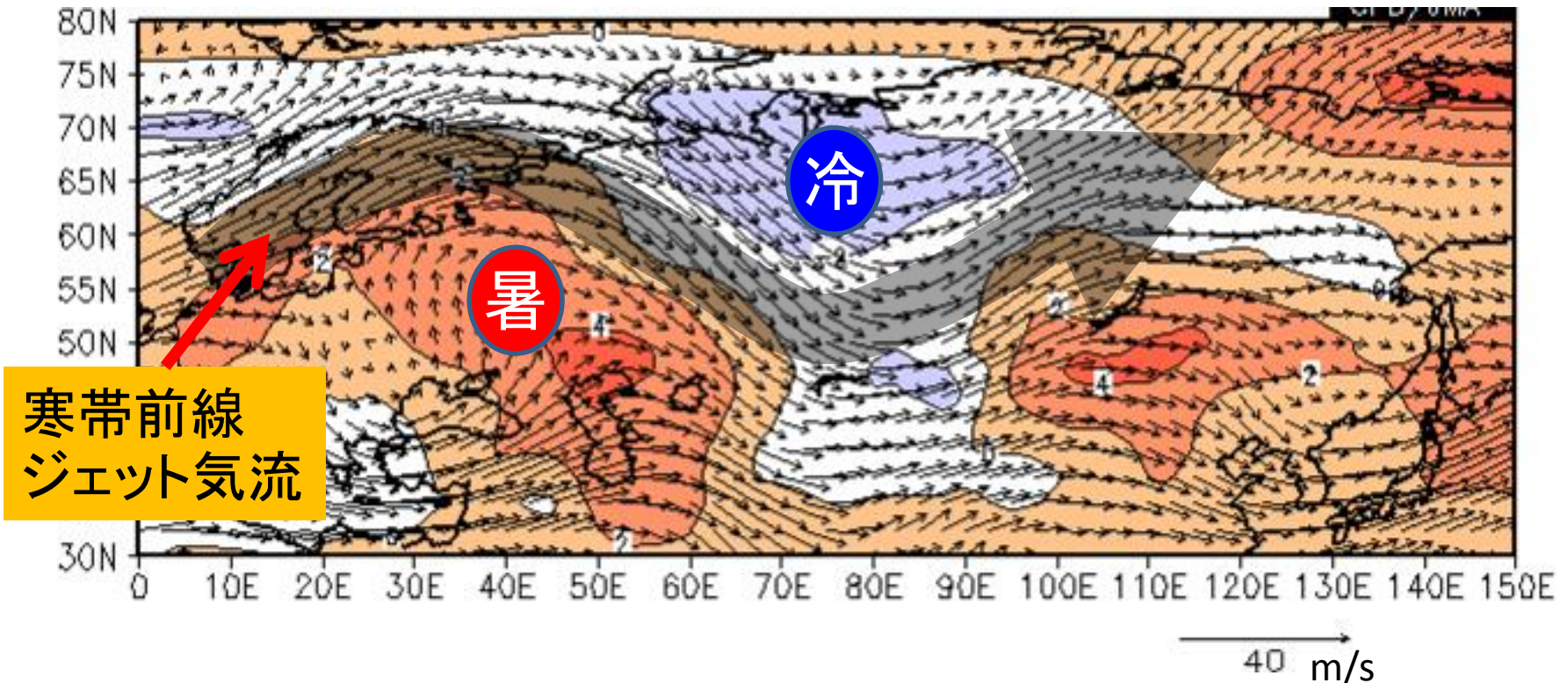
2010年夏の偏西風の北への蛇行の持続



2010年8月16日～9月15日の31日間の200hPa(上空約12km)の風。等値線は海面気圧。

- ・亜熱帯ジェット気流が日本付近で北に大きく蛇行した状態が持続
- ・日本付近は太平洋高気圧に広く覆われ続け、猛暑

2010年夏前半の偏西風の北への蛇行の持続



2010年6月16日～7月15日の30日間の300hPa(上空約9km)の風。等値線は850hPa(上空約1.5km)の気温年平均偏差。

- ・寒帯前線ジェット気流がロシア西部で北に大きく蛇行した状態が持続
- ・暑い空気に覆われつつけたロシア西部で異常高温

偏西風はなぜ蛇行するか？

偏西風の「蛇行」の正体は、地球が“球で回転している”ために存在しうる大気の大規模な「波(ロスビー波)」(流れに何らかの変化があった場合に絶対渦度(あるいは渦位)を保存するようにおきる運動)



「波(ロスビー波)」の重要な(物理的な)性質

- ①本来はこの「波」は西向きに進むが、偏西風によって東に流され、停滞することがある
- ②停滞する「波」のエネルギーは東向きに進む
- ③偏西風の軸(ジェット気流)にトラップされやすい

「蛇行の持続」による異常気象

異常気象の「連鎖」

「波(ロスビー波)」の生成・増幅メカニズム

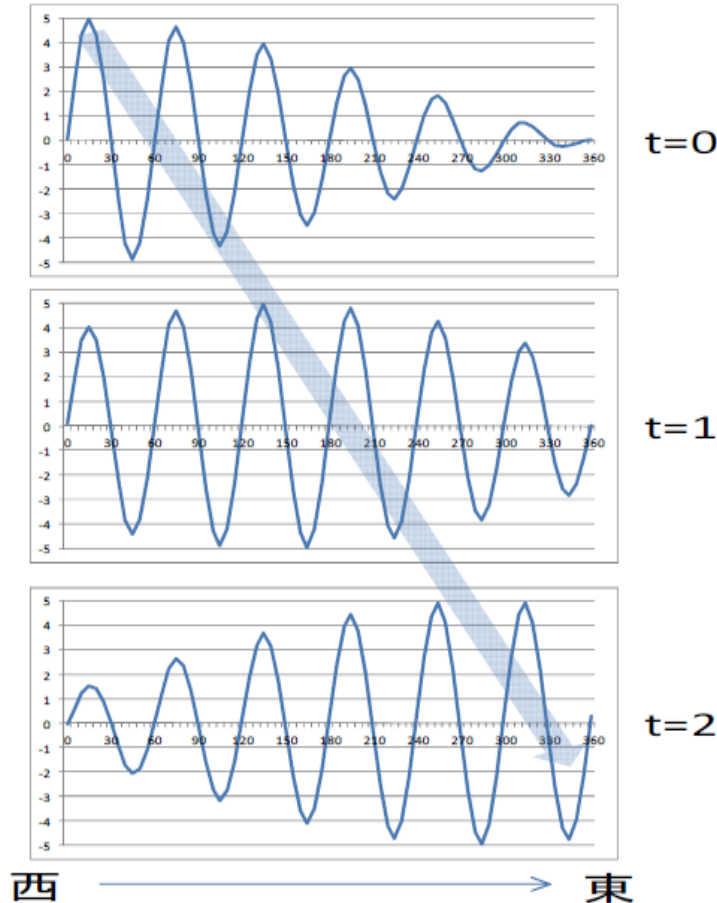
- ①大気の流れの不安定性による増幅
- ②水蒸気の凝結などによる大気の局所的な加熱による強制など

予測の難しさ

エルニーニョ現象の影響など

ロスビー波の伝播

①定常ロスビー波のエネルギーは東向きに進む



ロスビー波は位相速度が波数に依存する分散性の波である。このような分散性の波は、波数が少し異なる波のかたまり(波束)が個々の波の位相速度とは異なる速さで伝わる性質がある。この波束が伝わる速さを群速度といい、それは概ね波のエネルギーが伝わる速さでもある。

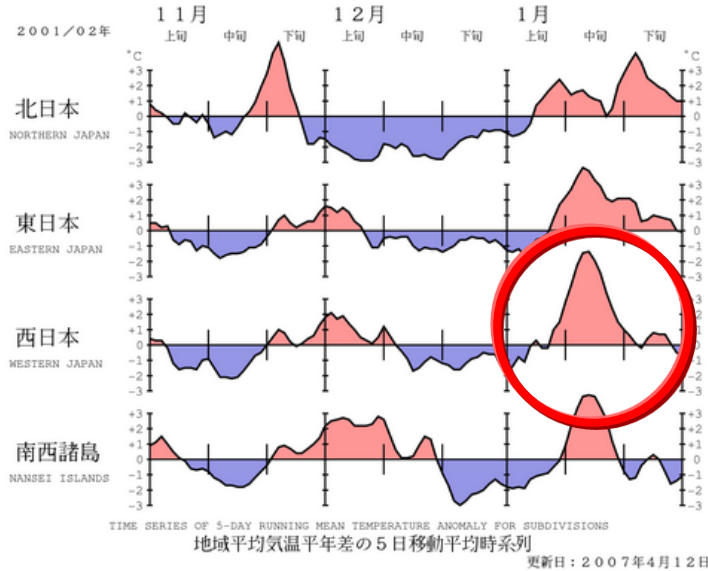
短期予報の場合には低気圧の中心の移動など「位相速度」で伝わる波の位相を追うことが多いが、より長い時間スケールの現象を対象とする季節予報の場合には群速度で伝わる波束のエネルギーの伝播、特に位相速度が0だが波束のエネルギーが東向きの「群速度」で伝わる定常ロスビー波束のエネルギー伝播に着目することが多い。

第5.1.4図 定常波の波束伝播の模式図

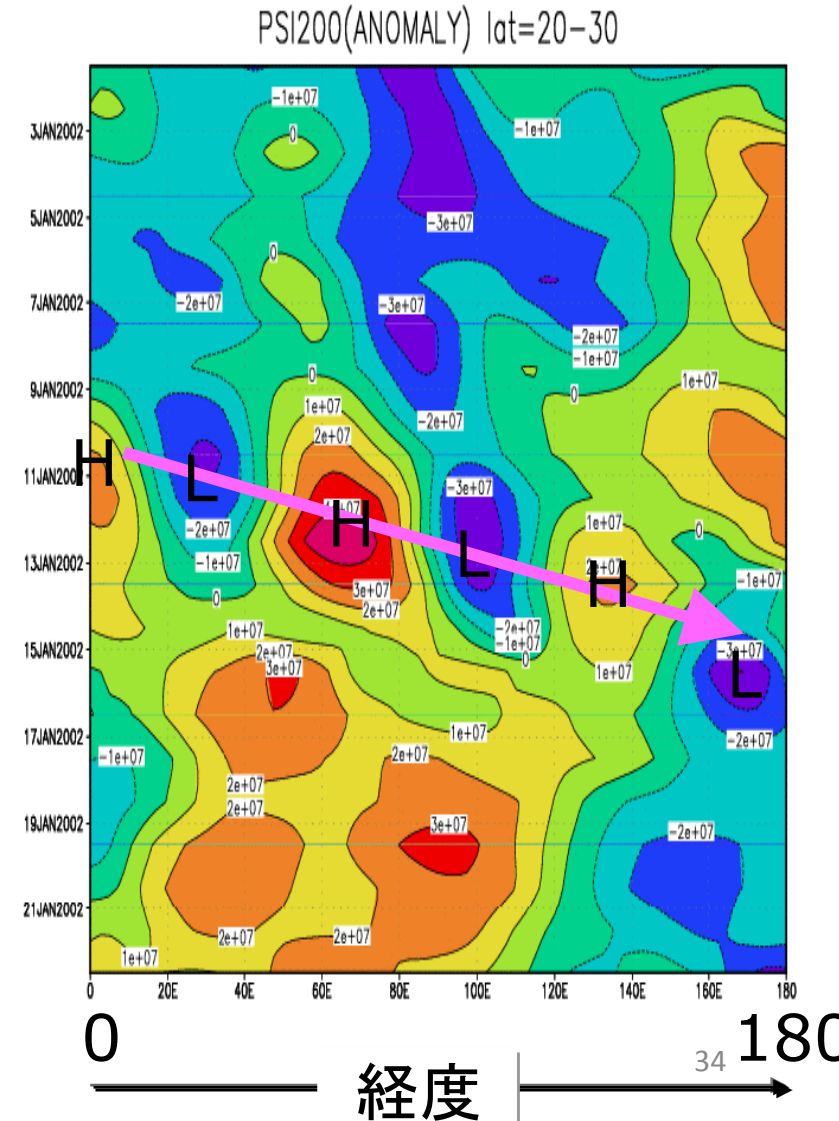
ロスビー波と同じく位相速度は西向きで、波長の長い波の方が西向きの速度が速い波の集まり(波束。描画した領域で波数5.6~6.4の波)の時間変化。波数6の波が定常となるような西風Uを与えてある。時間 t は上から下に進む。太い矢印は振幅の最も大きな位置を結んだもので、その速度が群速度に対応する。

定常ロスビー波束の伝播の例

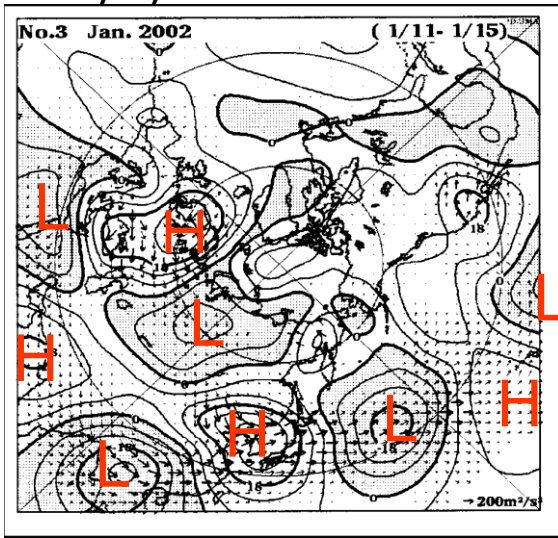
5日平均気温平年偏差 2001/11-2002/1



200hPa流線関平年偏差,北緯20-30度で平均、2002/1/1-31



5日平均300hPa流線関平年偏差
 2002/1/11-15

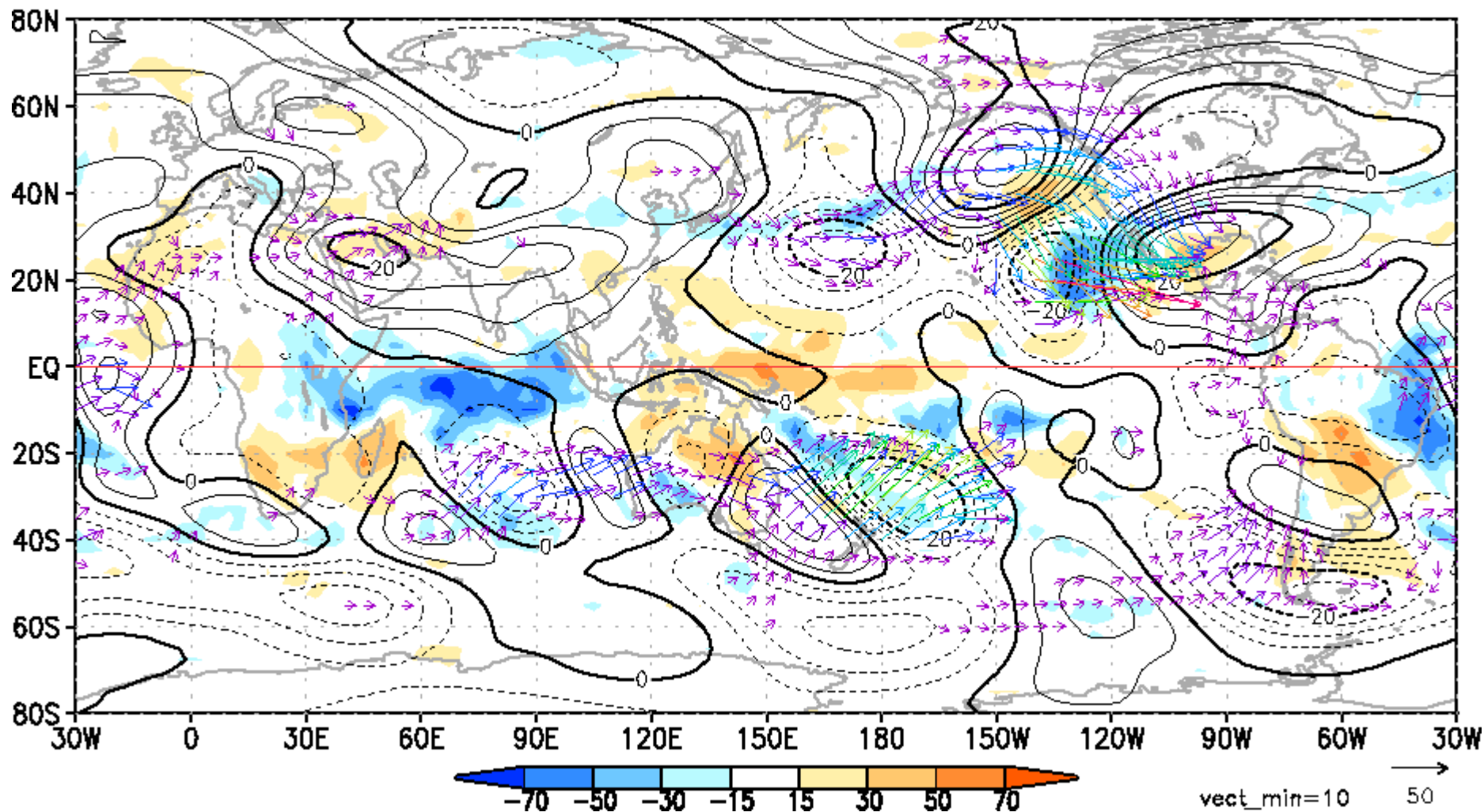


定常ロスビー波束の伝播の例

等値線: 5日平均200hPa流線関平年偏差

矢印: 定常ロスビー波の活動度フラックス

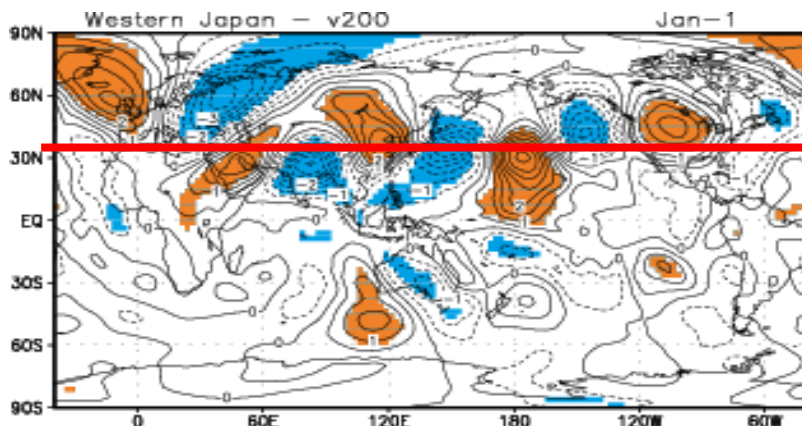
1.15 - 1.19



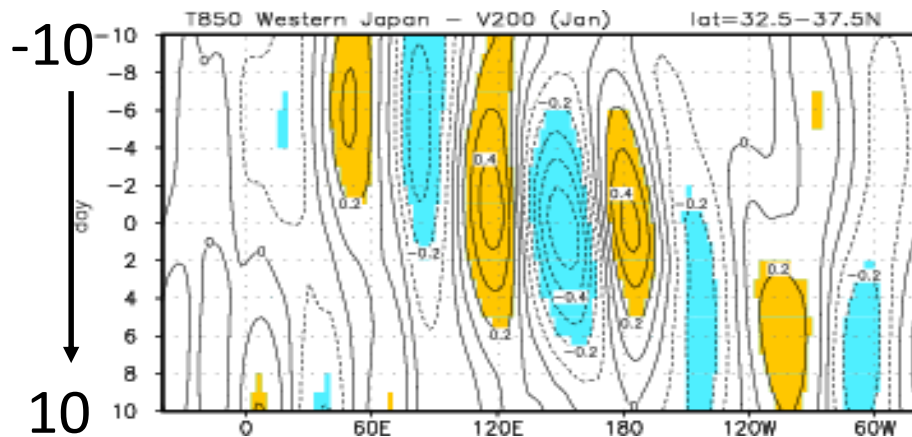
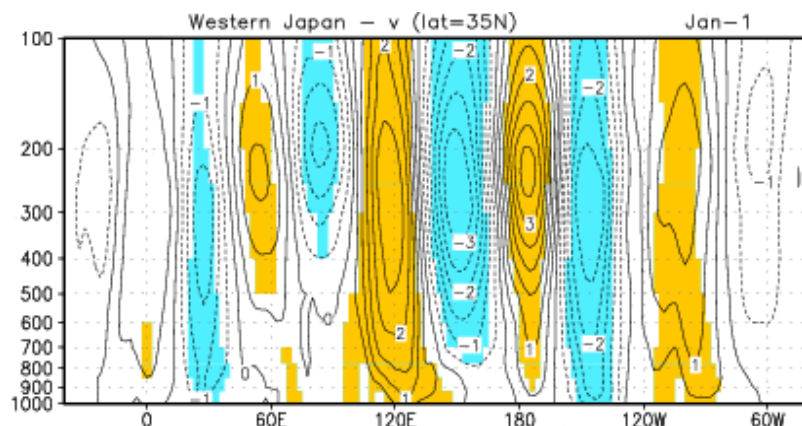
統計的にはどうだ？

1月上旬の西日本気温との関係

回帰: 200hPa南北風

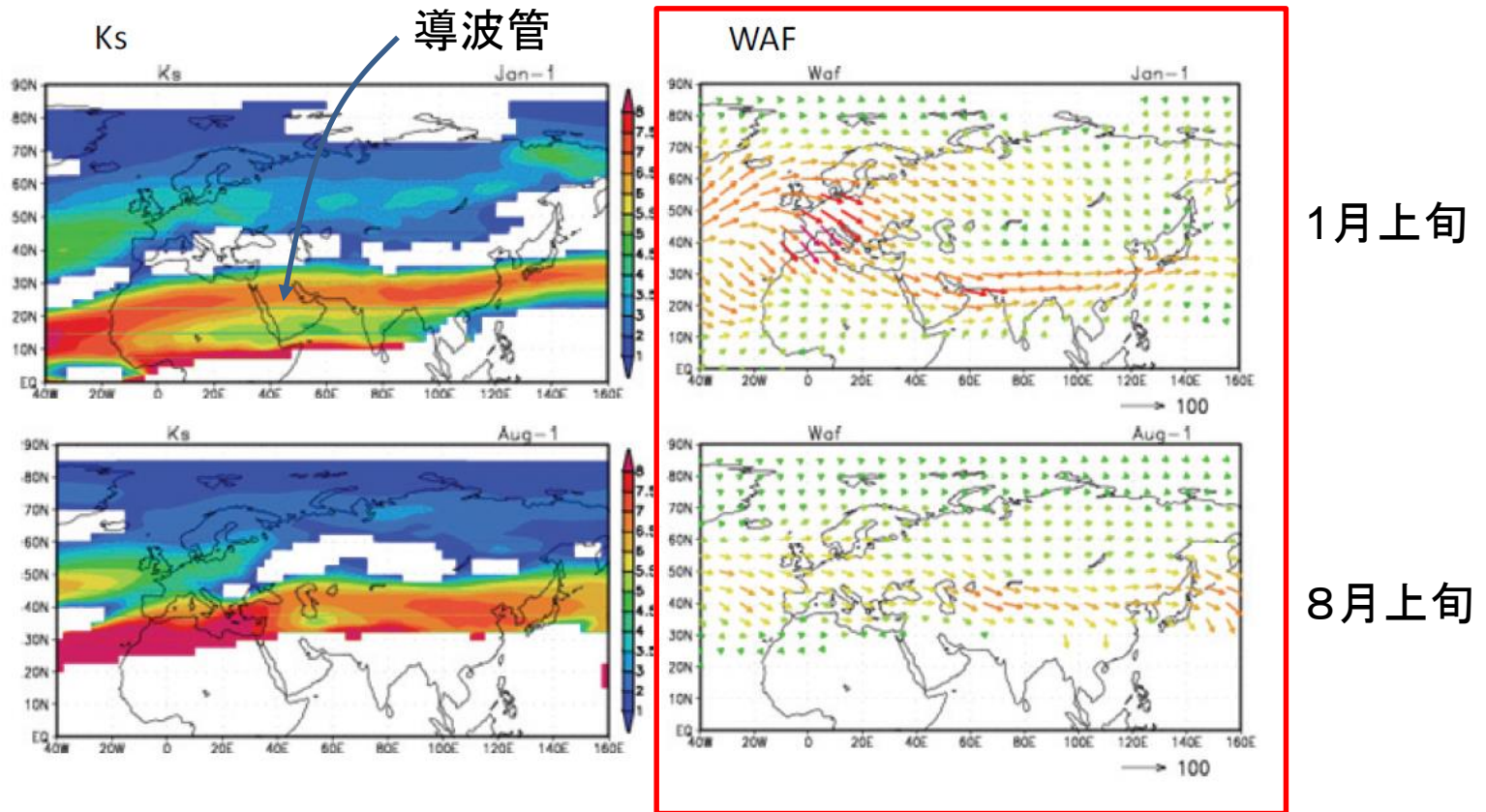


回帰: 35N南北風の経度高度断面図



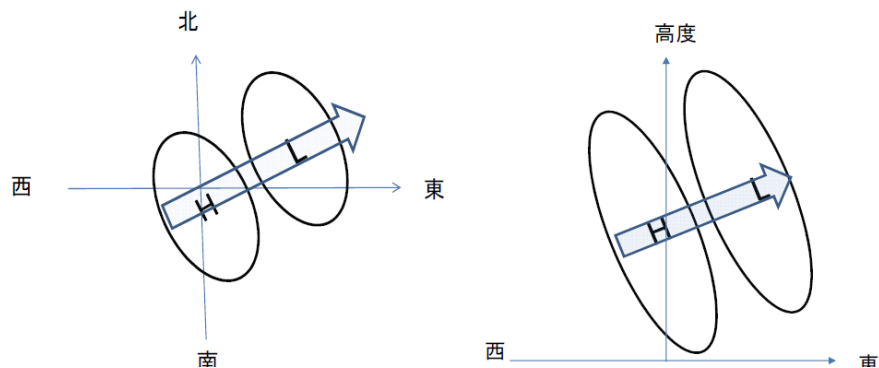
ラグ相関: 35N南北風と西日本上空850hPa
気温(10日平均)

②定常ロスビー波束の伝播経路は偏西風の軸 (ジェット気流)にトラップされやすい



第 5.1.11 図 200hPa の K_s (左) と Takaya and Nakamura (2001) の波の活動度フラックス (右)
1981~2010 年の 30 年平均。左の K_s は赤道における波の数で色で表示。30 年平均の 200hPa 東西風から計算。白抜きは、 K_s が虚数となり定常ロスビー波が存在できない領域。上：1 月上旬、下：8 月上旬。右の波の活動度フラックスは各年について計算した後に平均した。ベクトルのスケールは図の右下のとおりで単位は m^2/s^2 。

③定常ロスビー波束伝播の向きは擾乱(偏差)の形をみればだいたいわかる



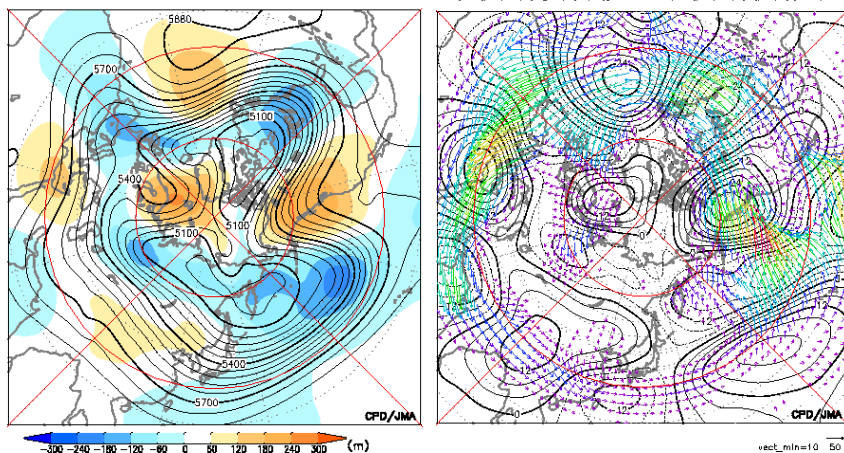
ロスビー波の振動数と波数の関係(分散関係)から、「波の形」が分かれば波のエネルギーが伝わる向き(群速度の向き)がわかる。

第 5.1.5 図 定常ロスビー波束の伝播の向きと波の形との関係の模式図

図の楕円は波の形で、矢印は群速度の向きを表す。左は水平方向、右は東西鉛直方向を示す。左図のように、北西から南東向きに傾いたロスビー波束は北東方向に伝播する。右図のように鉛直に西に傾いたロスビー波束は鉛直上向きに伝播する。詳しくは本文参照のこと。

2014.01.18 - 2014.01.24

2014.01.18 - 2014.01.24



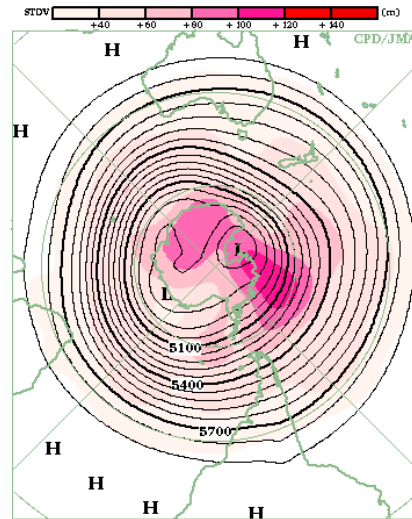
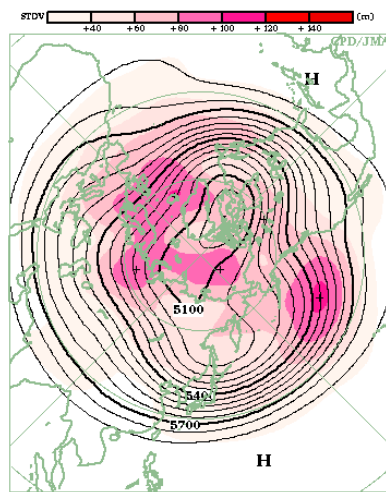
2014年1月18～24日の7日平均図

左: 500hPa高度と平年偏差(色) 右: 300hPa流線関数偏差の定常ロスビー波の活動度フラックス(矢印)

定常ロスビー波の生成・増幅

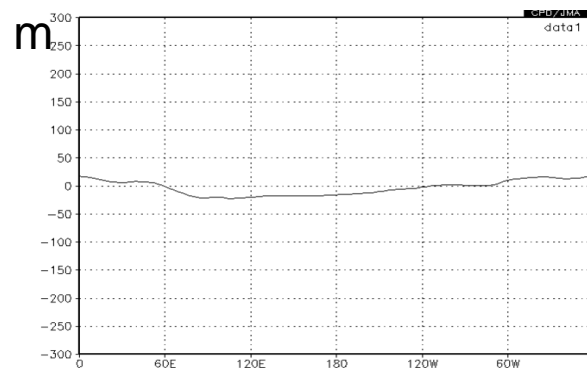
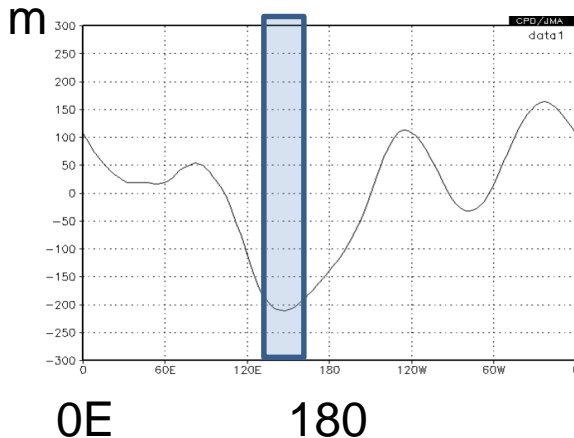
- 山岳、局所的な加熱、流れの力学的な不安定
- ブロッキングからロスビー波へ

500hPa高度の平年値(等値線、左:1月北半球、右:7月南半球)

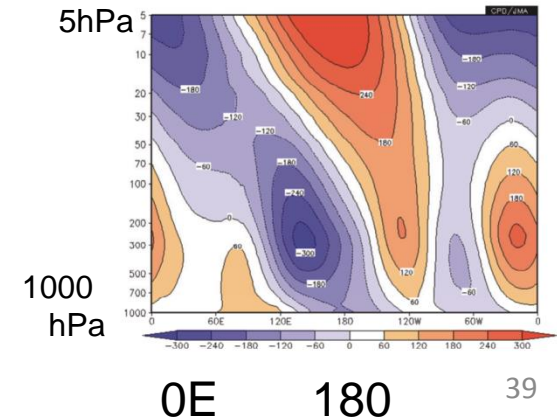


平年値にも定常ロスビー波はある。山岳、局所的な加熱などにより生成されたもの。水の惑星だったら平年値には定常ロスビー波は見られない(ロスビー波はできるが、平均操作で消えてしまう)。

500hPa高度の平年値の帯状平均からのずれ(左:1月北緯40度、右:7月南緯40度)



高度の平年値の帯状平均からのずれ(12~2月平均、北緯45度における経度高度断面図)



① 熱帯の非断熱加熱によって強制される定常ロスビー波

熱帯域の非断熱加熱に対する対流圏上層
(300hPa)の線形応答 (1月)

1月の平年の非断熱加熱

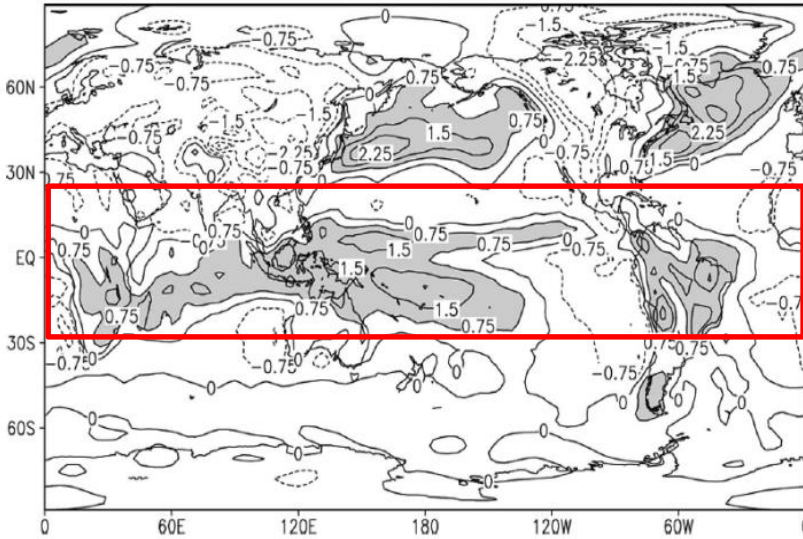
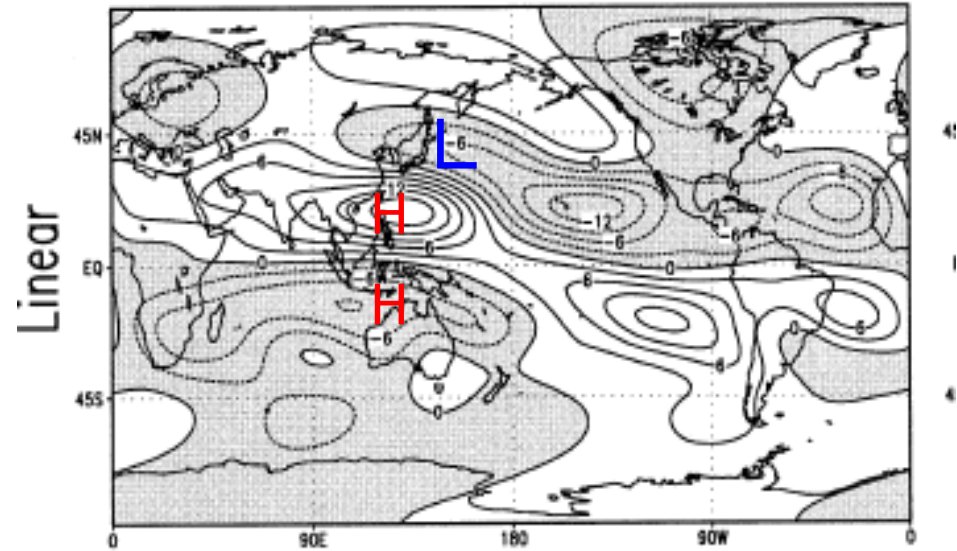


FIG. 8. The column-averaged diabatic heating field in Jan obtained from the NCEP-NCAR reanalysis as described in the appendix. The contour interval is 0.5 K day⁻¹.



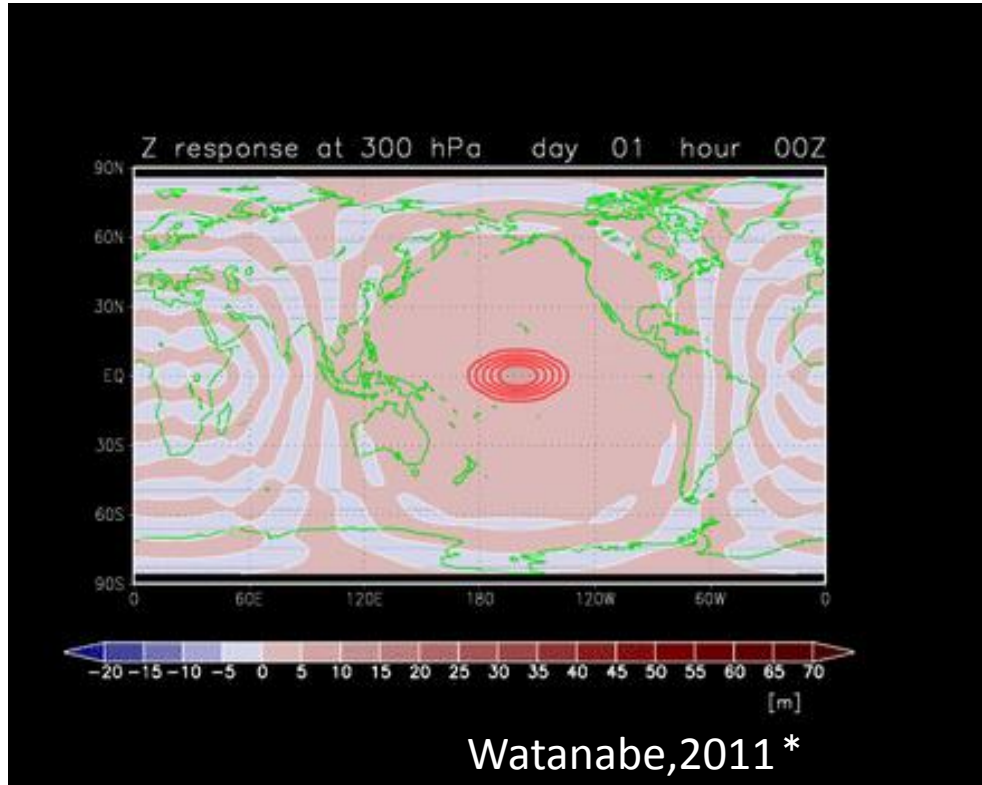
(a)

Held et al. (2002)

平年の帯状平均風を基本場として、左：非断熱加熱。右：左の熱帯（北緯25～南緯25度）の非断熱加熱に対する線形応答、等値線は300hPaの流線関数の帯状平均からの偏りで、値は任意。

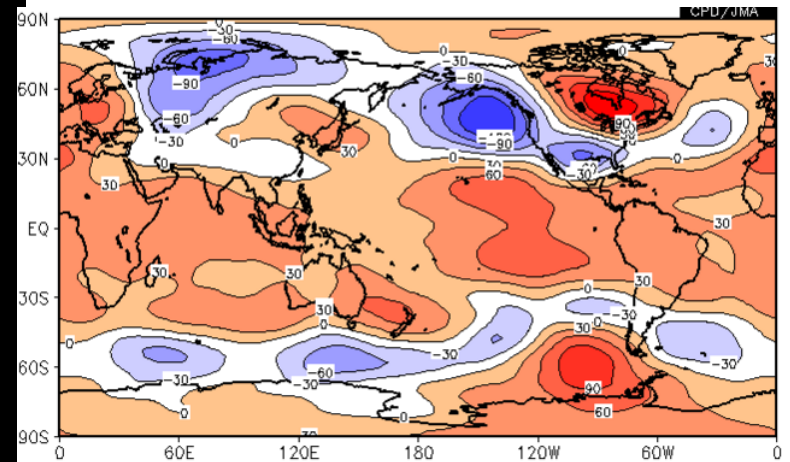
海洋大陸付近の加熱（それに伴う上層発散）は、定常波の強制を通して日本の冬を寒くする。

熱帯の非断熱加熱に対する応答の時間発展



中部太平洋赤道域での大気加熱(赤色の楕円)に対する大気の線形応答(シミュレーション)。300hPa(上空約9km)の高度で、中緯度の正は偏西風の北への蛇行、負は南への蛇行に対応。

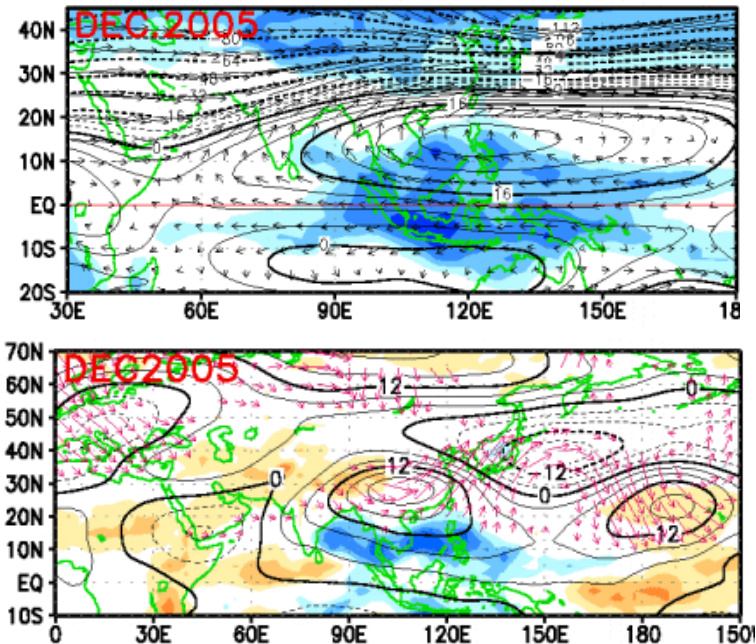
* 2011年に開催された"Twelfth Joint Meeting for the Seasonal Prediction of the East Asian Winter Monsoon"における発表資料より



顕著なエルニーニョが発生していた1997/98年冬の300hPa(上空約9km)の高度偏差。

熱帯域における水蒸気の凝結に伴う大気加熱が、中緯度に定常ロスビー波、すなわち偏西風の蛇行を作る

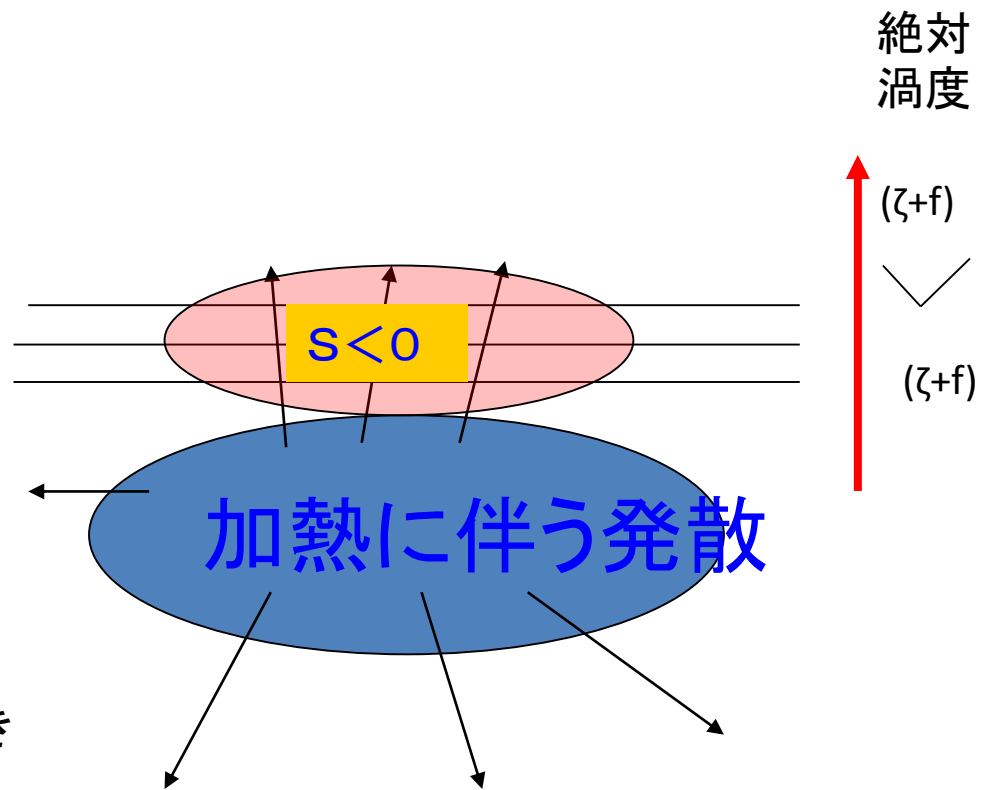
熱帯の対流による加熱によって励起された定常ロスビー波（实例：2005年12月）



2005年12月 200hPa流線関数、
OLR(上)と同偏差(下)

ジェット気流近くなど絶対渦度の傾度大きな地域での発散が効果的

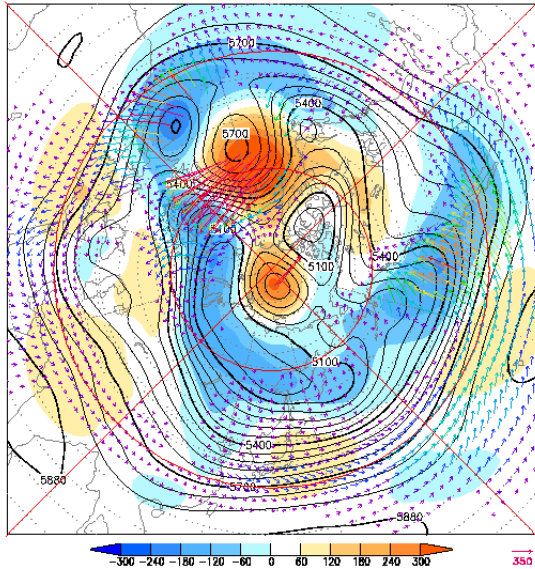
前田と渡部,2007



* 中高緯度への影響は単純ではない

ブロッキング高気圧の崩壊の過程で 射出される定常ロスビー波束

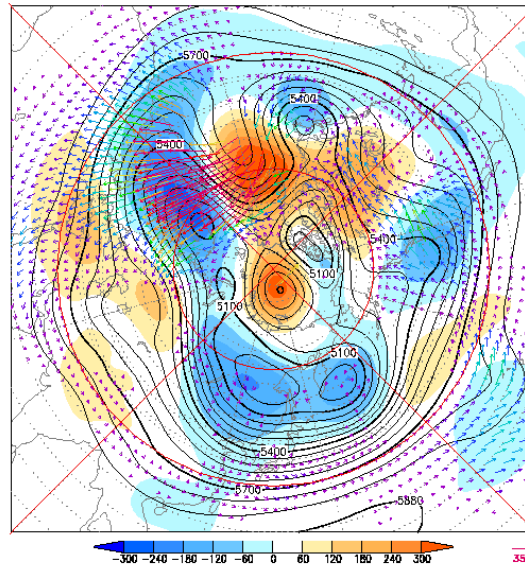
2.21 - 2.25



GWD: CCLM/IGES

2004-04-05-00:51

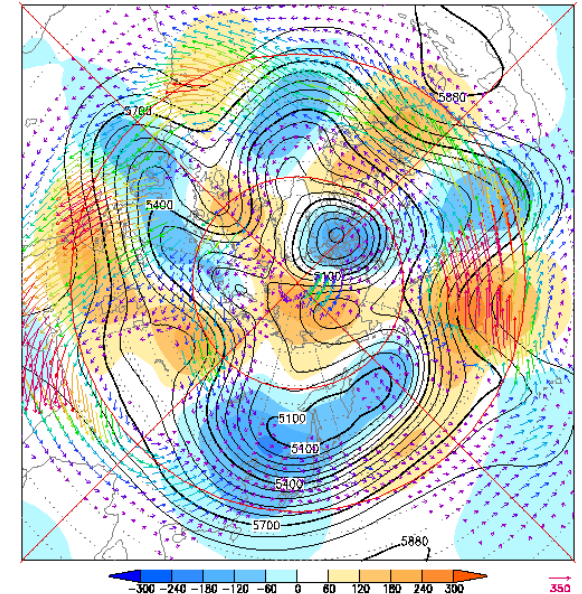
2.24 - 2.28



GWD: CCLM/IGES

2004-04-05-00:51

3.1 - 3.5



GWD: CCLM/IGES

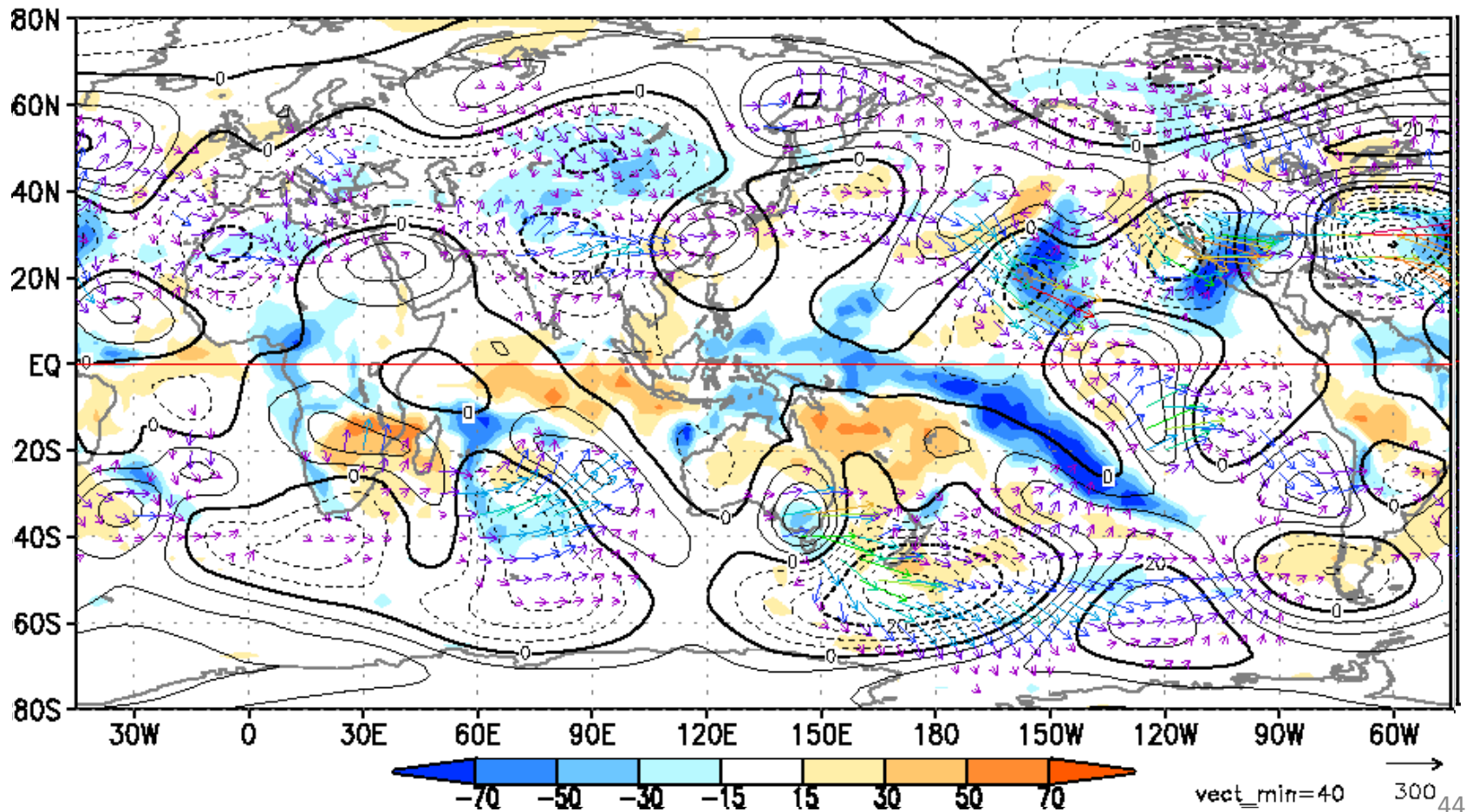
2004-04-05-00:53

500hPa高度と偏差、250hPaの波の活動度フラックス(5日平均)

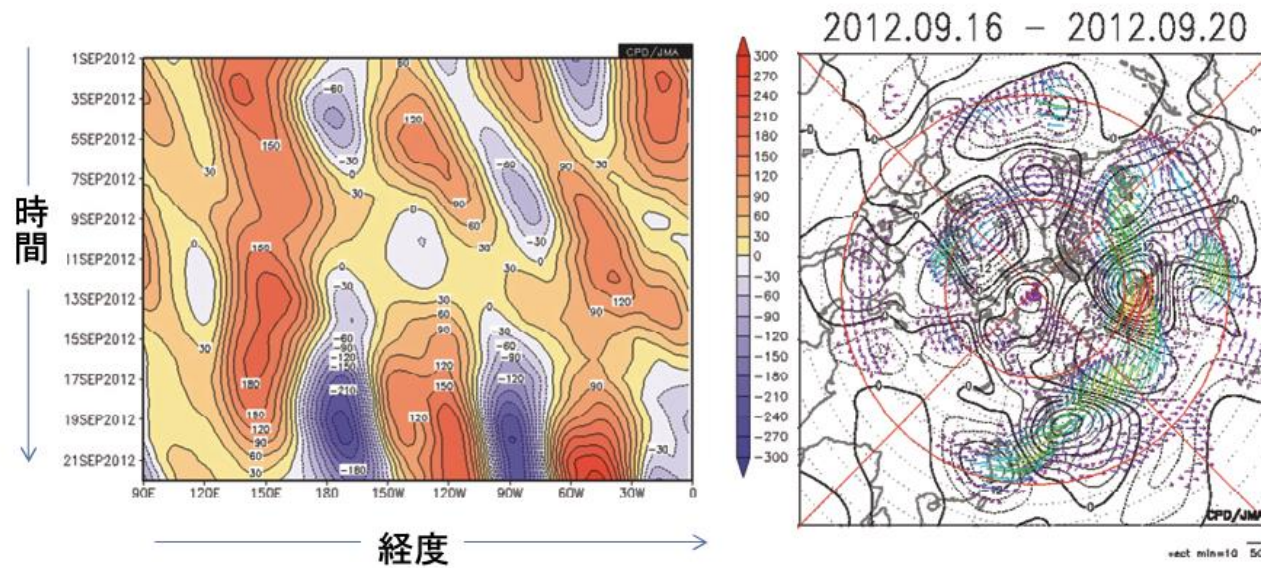
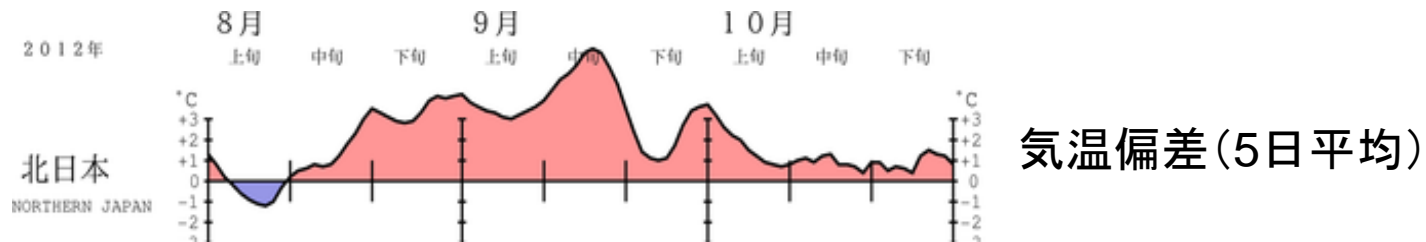
- 大西洋のブロッキングが、ロスビー波束を射出しながら衰弱する。
- そのロスビー波束が亜熱帯ジェット(アジアジェット)沿いに伝播し、日本付近に深いトラフやリッジを作り、日本の天候に影響を与える。

实例：2005年2月

5-day mean stream function anomalies at 200hPa 2005.1.18-
2.2 - 2.6



実例：定常ロスビー波束の伝播による2012年9月の記録的な残暑の終わり



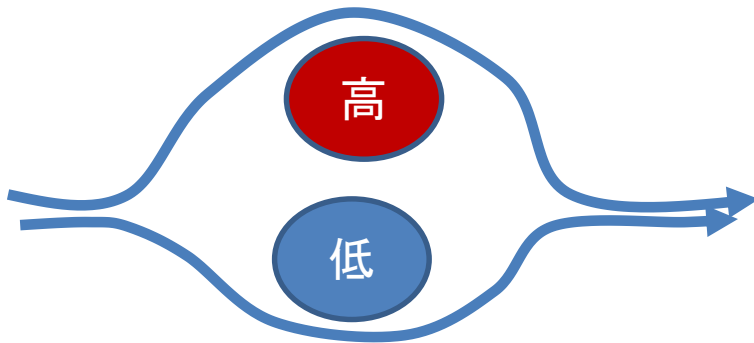
第 5.1.7 図 2012 年 9 月の記録的な残暑と定常ロスビー波束の伝播

左) 300hPa のジオポテンシャル高度の年平均偏差。40°N~60°N で平均した時間経度断面図。2012 年 9 月 1 日~9 月 22 日。5 日移動平均。等値線間隔は 30m。右) 300hPa の Takaya and Nakamura (2001) の定常ロスビー波の「波の活動度フラックス」(矢印)。水平成分のみ。2012 年 9 月 16 日~9 月 20 日の 5 日平均。ベクトルのスケールは図の右下を参照で、単位は m^2/s^2 。等値線は、300hPa の流線関数年平均偏差で、単位は $10^6 m^2/s$ 。等値線の間隔は $4 \times 10^6 m^2/s$ 。

(2) 偏西風の大きな蛇行とブロッキング

ブロッキングとは？

- ・中高緯度偏西風帯のジェット気流が大きく南北に蛇行、分流し、その状態が1週間程度以上の長きにわたって続くこと。
- ・ジェット気流が北へ蛇行したところでは、対流圏全層にわたる背の高い高気圧が形成され、これをブロッキング高気圧とよぶ。
- ・ジェット気流上を東進する移動性高低気圧がその進行を「ブロック」されるようになる。
- ・ロスビー波の親戚



双極子型

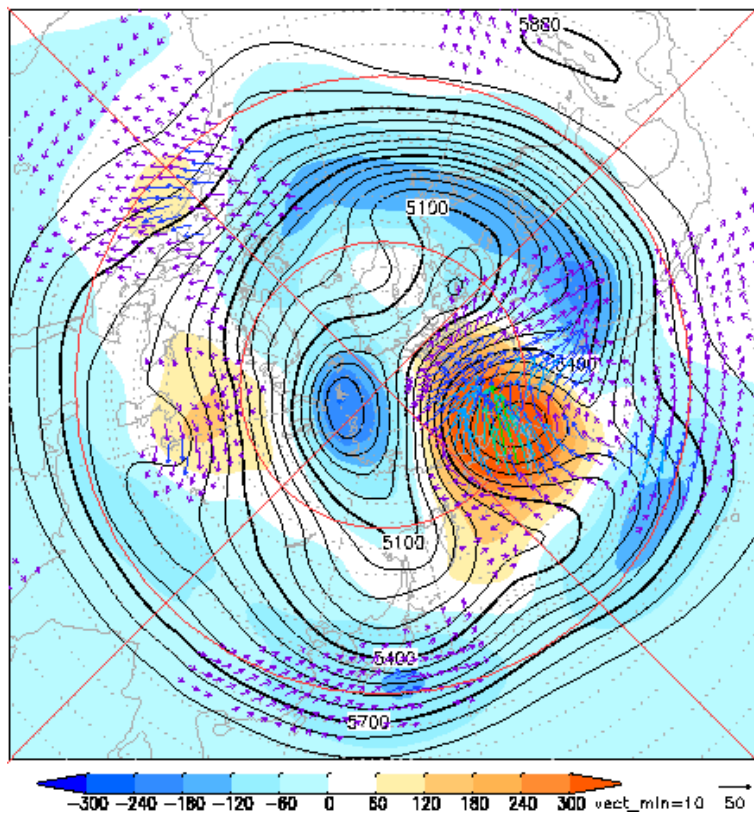


オメガ(Ω)型

ブロッキングの例

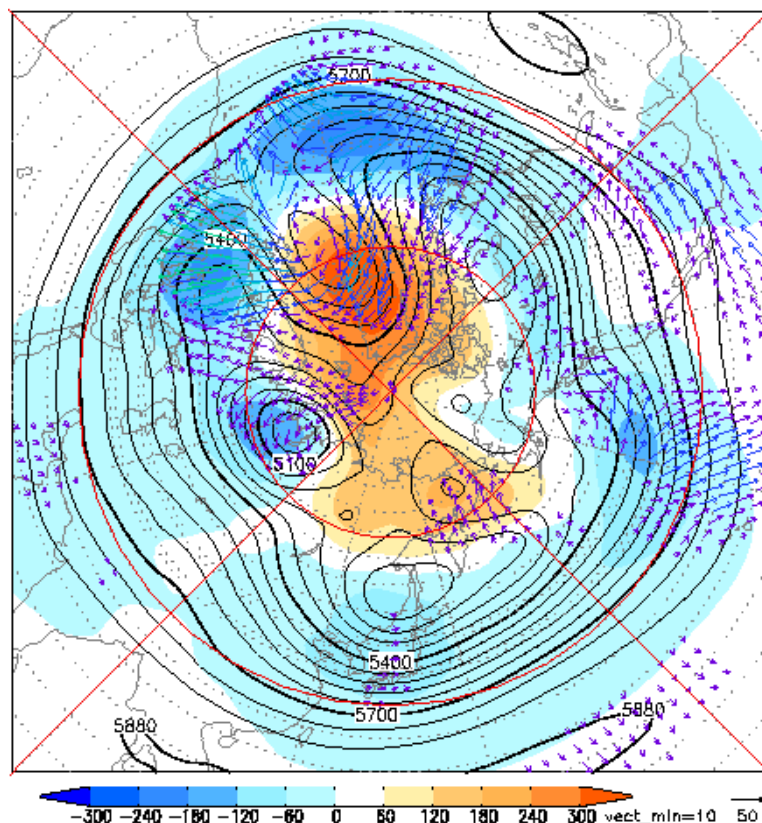
10日平均500hPa高度と偏差

12.18 - 12.27



1983年。北太平洋のブロッキング。東京大学木本教授の favorite blocking

12.11 - 12.20

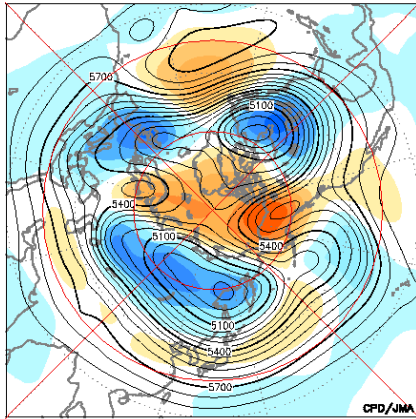


2009年。北大西洋のブロッキング。欧州の大寒波と関係。

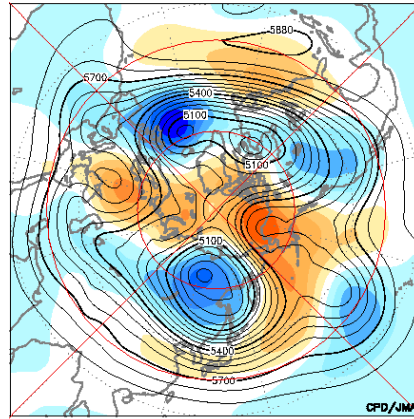
ブロッキングの例

5日平均500hPa高度と偏差

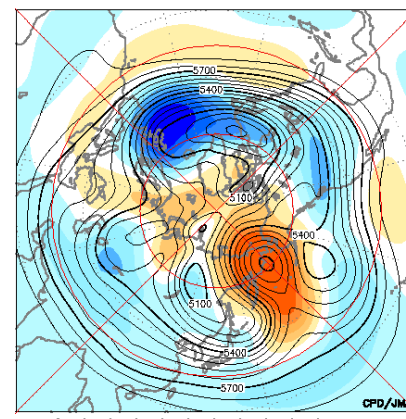
2014.01.26 - 2014.01.30



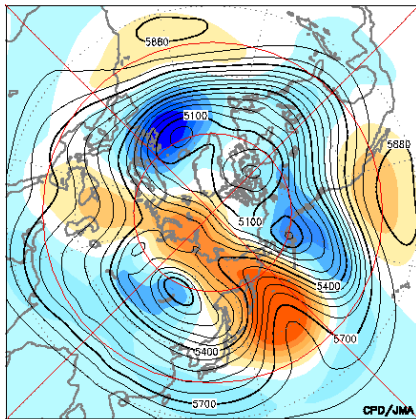
2014.01.31 - 2014.02.04



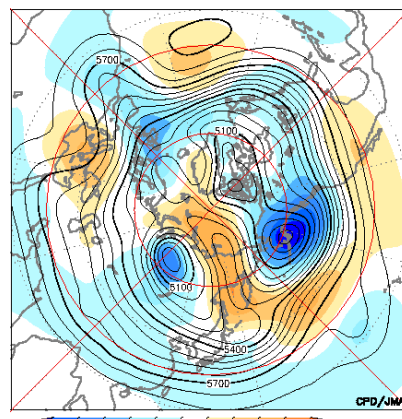
2014.02.05 - 2014.02.09



2014.02.10 - 2014.02.14



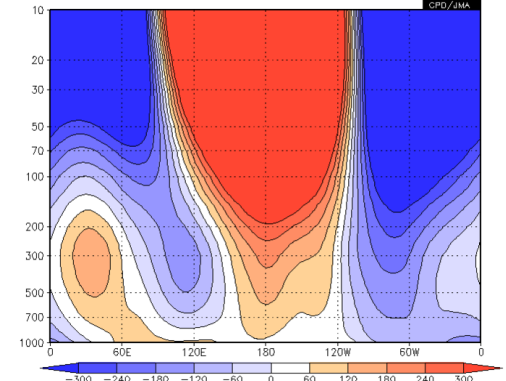
2014.02.15 - 2014.02.19



高度の帯状平均からのずれ(2014/1/26-2/19),北緯60-90度平均の経度高度断面図)

DATA1 JRA-JCDAS 223 HIST lat = 60-90 lon = 0-360 level = 1:17
time = 2014012600:2014021900 ave = 250Y

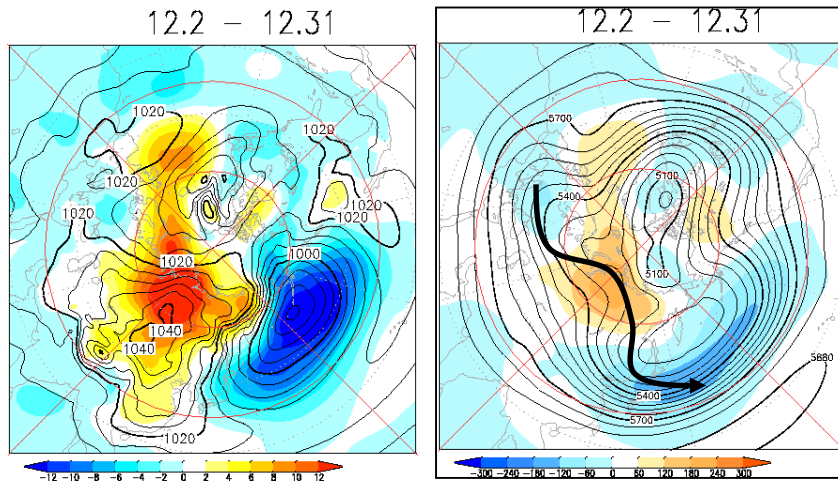
DATA2 JRA-JCDAS 223 HIST lat = 60-90 lon = 0-360 level = 1:17
time = 2014012600:2014021900 ave = 250Y analysis method = SUBTRACT



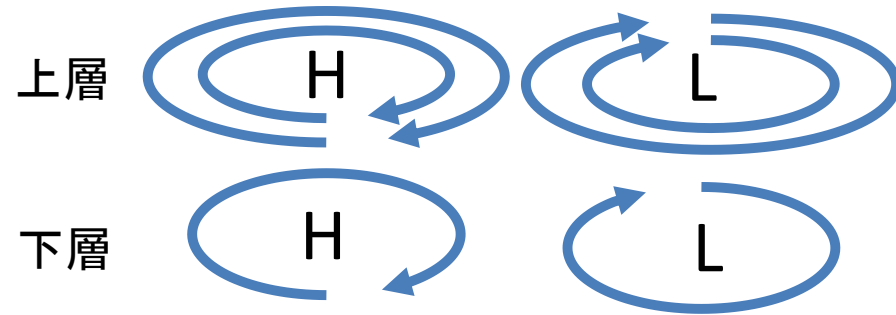
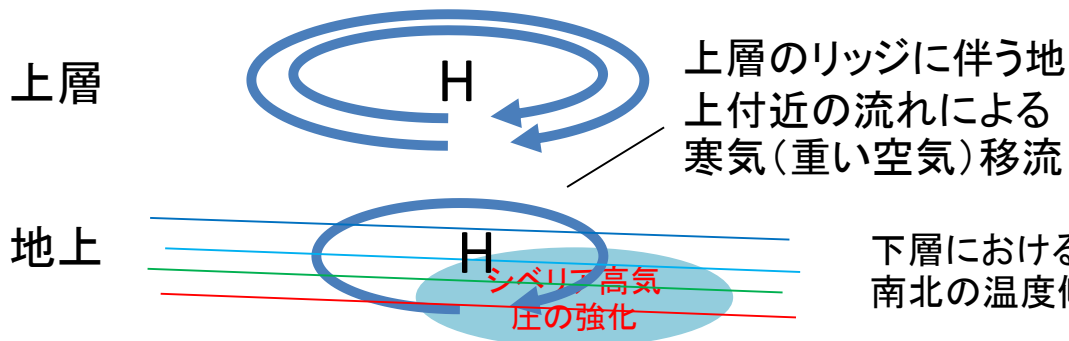
2014年。南岸低気圧の進行を阻害したブロッキング

(3) 偏西風の蛇行と地上気圧配置

2005年12月の地上気圧と500hPa高度



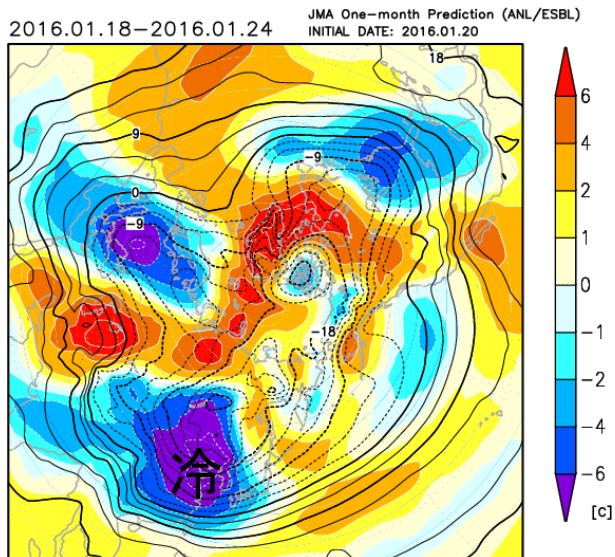
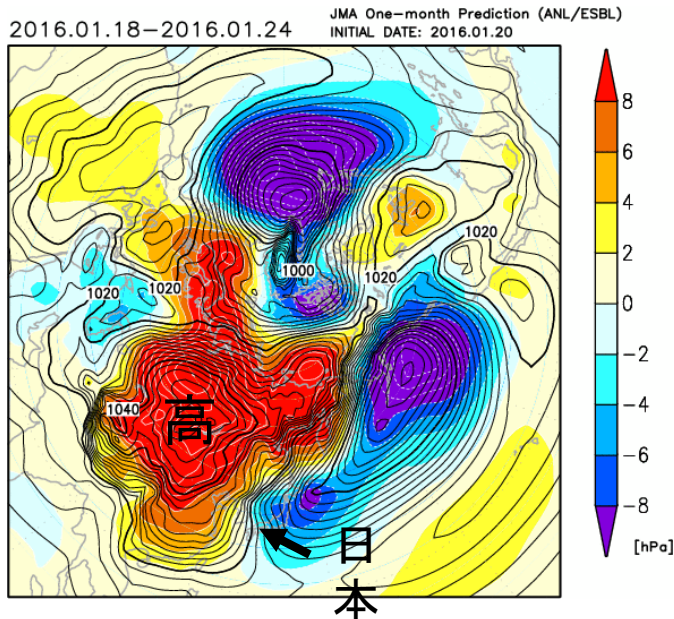
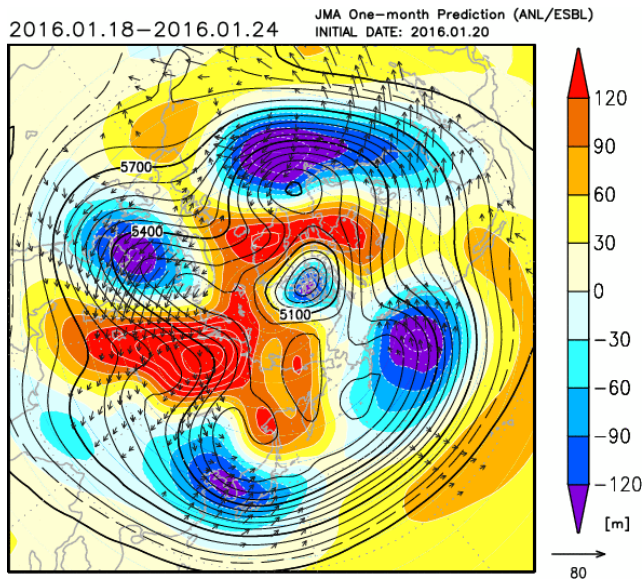
寒帯前線ジェット気流の北向きの蛇行に伴うシベリア高気圧の増幅



定常ロスビー波の(水平)伝播に伴う偏西風の蛇行は、圏界面付近でもっとも振幅が大きく、上下方向に位相が変わらない等価順圧な構造をしていることが多い。すなわち、上層がリッジなら下層もリッジ。

一方、地上付近には、海陸分布の影響で、南北や東西の温度経度が強いところがある。そういった場所では、偏西風の蛇行に伴う地上付近の流れによる温度移流が、地上気圧に影響を与える(寒気移流なら地上の高気圧を強める。中部シベリアのリッジ・ブロッキングに伴うシベリア高気圧の増幅や、東シベリアのリッジ・ブロッキングに伴うオホーツク海高気圧の増幅がその例)。

今の寒さ: ユーラシア大陸上のロスビー波により発達したシベリア高気圧による西日本への強い寒気の流入



2016年1月18日~24日の
北半球平均天気図(一部予測含む)

左上: 500hPa高度(等値線)と平年偏差(色)

右上: 海面気圧(等値線)

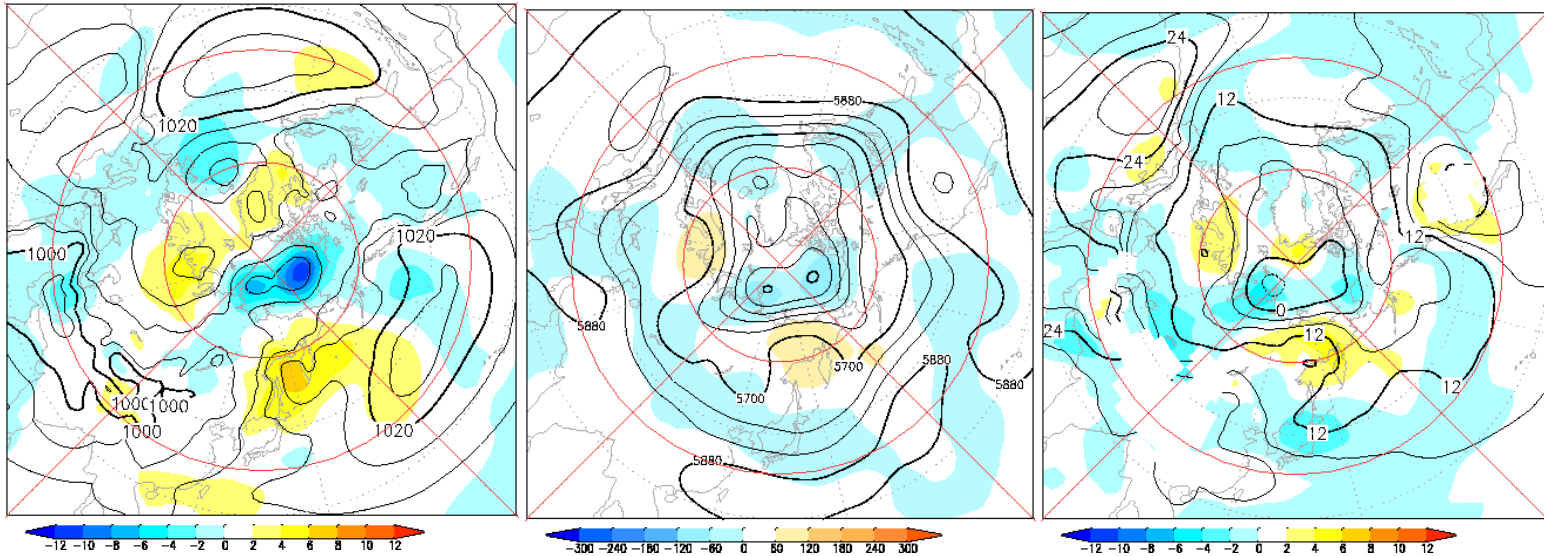
左下: 850hPa気温(等値線)と平年偏差(色)

2003年7月の地上気圧(左)と500hPa高度(中)と850hPa気温(右)

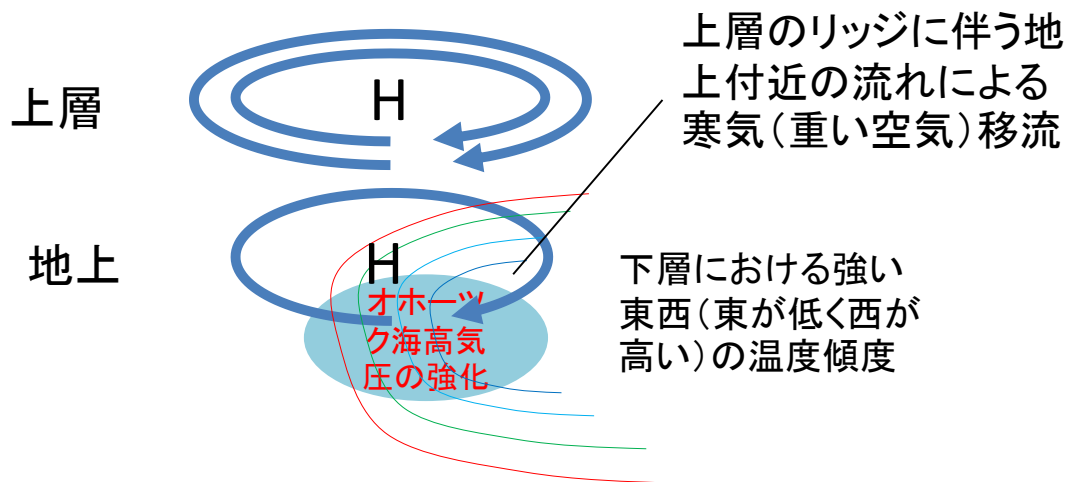
7.1 - 7.30

7.1 - 7.30

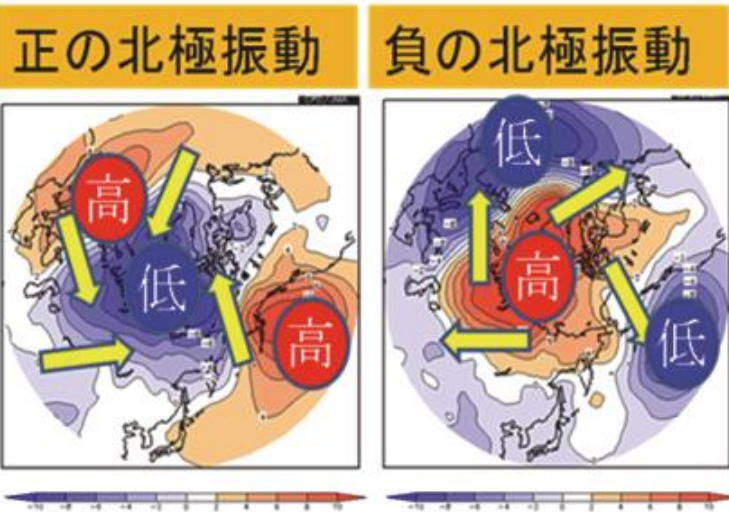
7.1 - 7.30



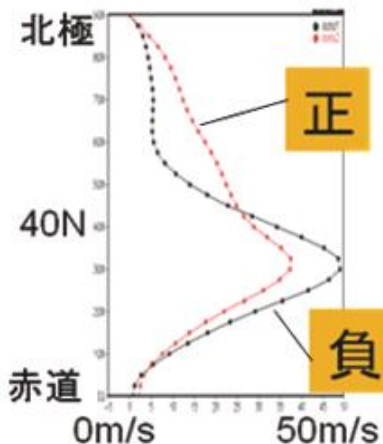
東シベリアにおける寒帯前線ジェット気流の北向きの蛇行(ブロッキング?)に伴うオホーツク海高気圧の増幅



(4) 偏西風の北偏・南偏の持続



季節予報の現場では、波列的な「偏西風の蛇行」よりも東西方向の空間スケールの大きな現象を「偏西風の南偏・北偏」と呼ぶことが多い(両者に明確な区別はない)。単純な定常ロスビー波の伝播だけでは理解できない、この南北シーソー的な変動の代表的なものが、北極振動(AO)である。



第2.4.7図 北極振動が卓越した冬の海面気圧年平均偏差と200hPaの東西風(带状平均)

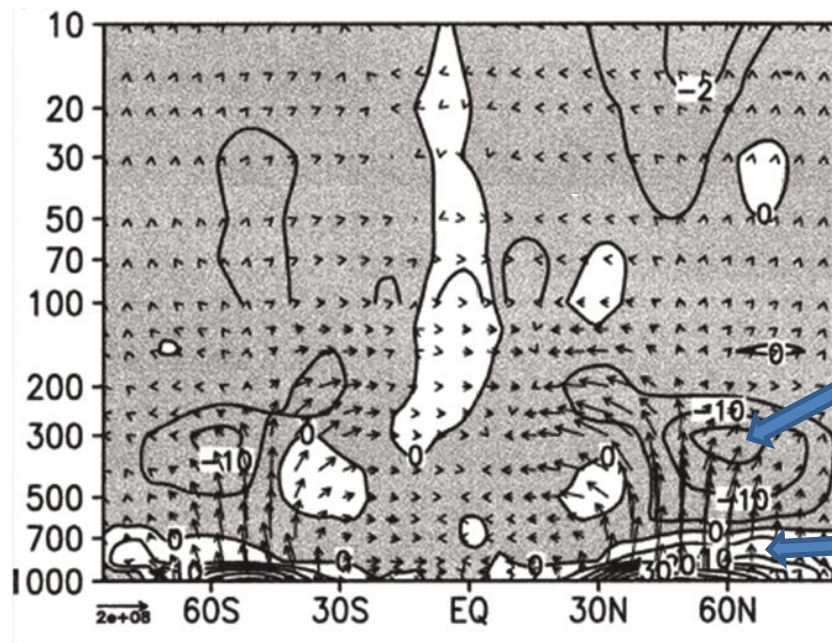
左：海面気圧年平均偏差、1988/89年冬(12～2月)

右：海面気圧年平均偏差、2009/10年冬(12～2月)

下：带状平均した200hPa東西風の緯度分布。赤：1988/89年冬、黒：2009/10年冬。

ロスビー波は流れを変える

本来(流れによる影響のない場合)の位相速度が西向きのロスビー波は、西向き(東風)の運動量(東風)を持っている。したがって、ロスビー波の活動度(≡エネルギー)が収束すると東風加速(西風減速)、発散すると西風加速をする。



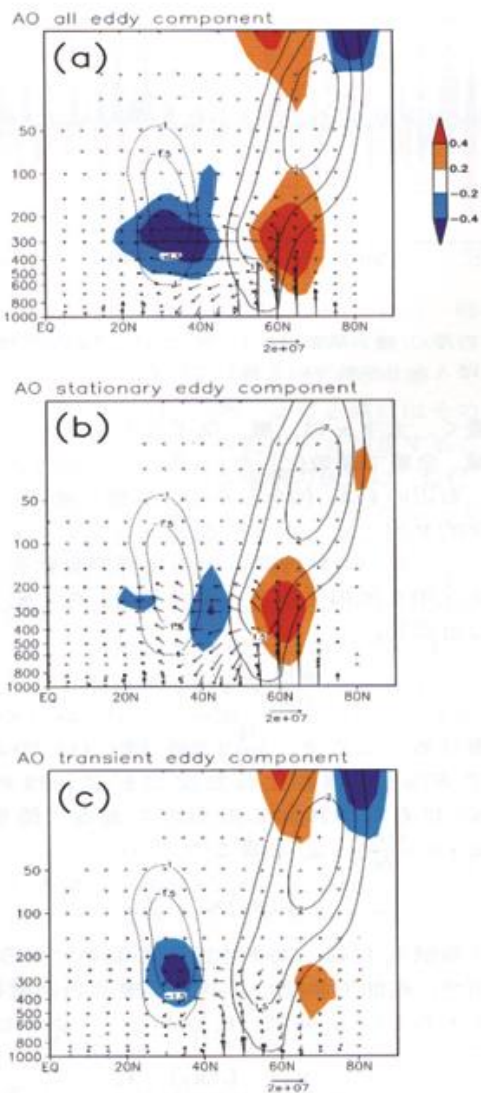
ロスビー波の活動度の収束による西風減速域

ロスビー波の活動度の発散による西風加速域

第 5.1.6 図 E-P フラックス (矢印) とその発散 (等値線と影)

気象庁/気象研究所の大気大循環モデル(MRI/JMA98-GCM)による冬のシミュレーションより計算。E-P フラックスの東西方向のスケールは図左下に表示し、単位は kg s^{-2} 。鉛直方向はフラックスの向きが実際に伝播している向きと等しくなるように 460 倍している。E-P フラックス発散の等値線間隔は、100hPa より下は $5\text{ms}^{-1}\text{day}^{-1}$ 、上は $1\text{ms}^{-1}\text{day}^{-1}$ 。Tanaka et al. (2004) の Fig. 2 から転載。

北極振動は、偏西風とロスビー波の正の相互作用で維持されている



第 2.4.8 図 「北極振動」に伴う循環偏差の子午面断面図

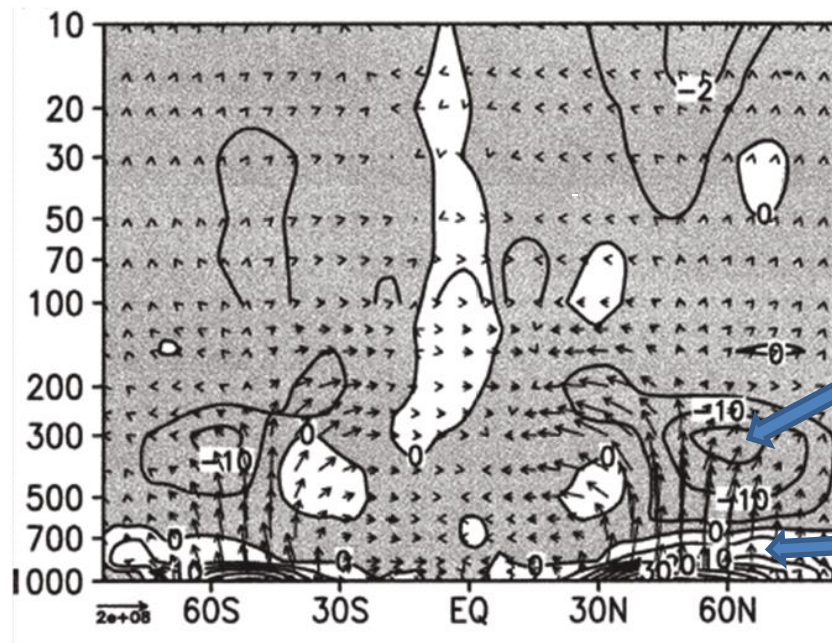
等値線は带状平均東西風 (0.5m/s 毎で、大きさ 1 m/s 未満は未表示)。矢印は EP フラックスの偏差 (単位は m^2/s^2)。影はその発散・収束。正 (暖色系) の発散は西風加速に、負 (寒色系) の収束は西風減速に対応する。(a)全擾乱、(b)定常擾乱成分、(c)非定常擾乱成分。木本と渡部(2004)より。EP フラックスについては第5章参照のこと。

偏西風の南北の偏り
⇒
ロスビー波の伝播特性の変化
⇒
偏西風の南北の偏りの強化
⇒.....

正のフィードバック(持続性の長い現象にありがちな過程)

ロスビー波は流れを変える

本来(流れによる影響のない場合)の位相速度が西向きのロスビー波は、西向き(東風)の運動量(東風)を持っている。したがって、ロスビー波の活動度(≡エネルギー)が収束すると東風加速(西風減速)、発散すると西風加速をする。



ロスビー波の活動度の収束による西風減速域

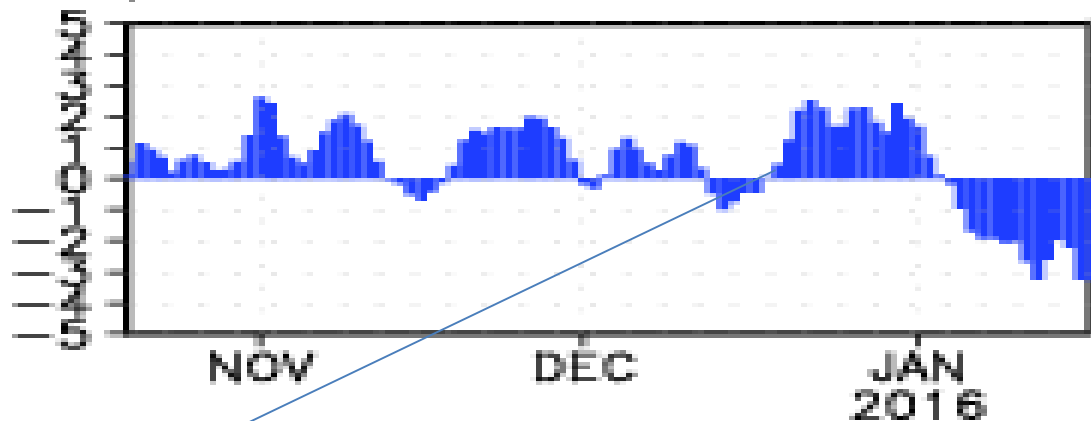
ロスビー波の活動度の発散による西風加速域

第 5.1.6 図 E-P フラックス (矢印) とその発散 (等値線と影)

気象庁/気象研究所の大気大循環モデル(MRI/JMA98-GCM)による冬のシミュレーションより計算。E-P フラックスの東西方向のスケールは図左下に表示し、単位は kg s^{-2} 。鉛直方向はフラックスの向きが実際に伝播している向きと等しくなるように 460 倍している。E-P フラックス発散の等値線間隔は、100hPa より下は $5\text{ms}^{-1}\text{day}^{-1}$ 、上は $1\text{ms}^{-1}\text{day}^{-1}$ 。Tanaka et al. (2004) の Fig. 2 から転載。

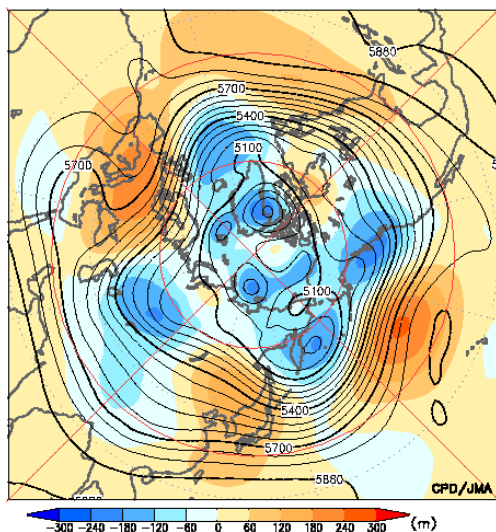
2015/16年冬の北極振動(AO)の変化

北極振動指数

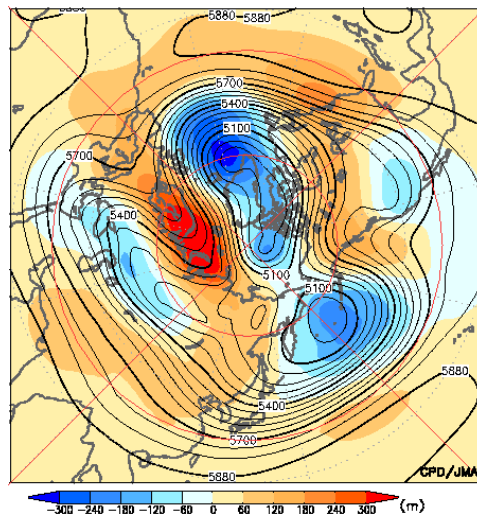


年末に発生したロシア西部のブロッキング高気圧をきっかけに、AOが正から負に

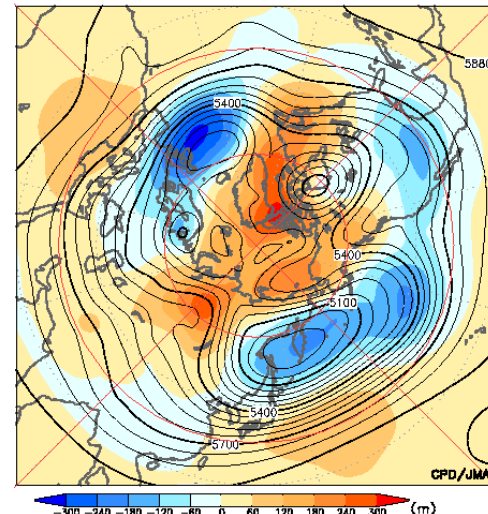
18Dec.2015 - 22Dec.2015



28Dec.2015 - 01Jan.2016



07Jan.2016 - 11Jan.2016



500hPa高度(等値線)と偏差(色)

偏西風はなぜ蛇行するか？

偏西風の「蛇行」の正体は、地球が“球で回転している”ために存在しうる大気の大規模な「波(ロスビー波)」(流れに何らかの変化があった場合に絶対渦度(あるいは渦位)を保存するようにおきる運動)



「波(ロスビー波)」の重要な(物理的な)性質

- ①本来はこの「波」は西向きに進むが、偏西風によって東に流され、停滞することがある
- ②停滞する「波」のエネルギーは東向きに進む
- ③偏西風の軸(ジェット気流)にトラップされやすい

「蛇行の持続」
による異常気象

異常気象の「連鎖」

「波(ロスビー波)」の生成・増幅メカニズム

- ①大気の流れの不安定性による増幅
- ②水蒸気の凝結などによる大気の局所的な加熱による強制
など

予測の難しさ

エルニーニョ現象の影響など

*「波」の振幅が非常に大きくなり、ついには「波」ではなく孤立した「渦」(ブロッキング高気圧など)となることもある