

夏季の東アジア・太平洋域のロスビー(碎)波と水蒸気輸送, 降水

堀之内武(北海道大学 地球環境科学研究院)

1. はじめに

中緯度の総観的な時空間スケールの気象擾乱は主に傾圧不安定で説明される。殊に、ストームトラックについては長年の研究の蓄積がある。しかし、傾圧性の弱い夏季においては教科書的な傾圧不安定擾乱は比較的少なく、「割り切れなさ」も強い。本研究は、上層の渦位擾乱に着目し、夏季の東アジアから北西太平洋にかけての総観的な降水と水蒸気輸送に広くあてはまる理解の大枠を提示しようとするものである。

図1に示すように、この時期の上部対流圏には 40° N付近にアジアジェットがあり、太平洋上にはmid Pacific troughがあつて、渦位コンターは低緯度側に張り出す。アジアジェットを伝わるロスビー波はここで頻繁に碎波することが知られている(Postel and Hitchman, 1999)。

この時期は気候学的には梅雨期から盛夏を経て秋雨期に至る時期である。太平洋高気圧を回る流れによって低緯度より水蒸気が輸送され、日本付近と海上に降水をもたらすが、その位置や強度は日々変動する。以下では、上部対流圏のロスビー波的な擾乱がその変動に大きな影響を与えることを示す。夏季の上層の渦位アノマリの影響は、高渦位アノマリの下の不安定化(Hoskins et al., 1985)という文脈で、切離低気圧に着目したケーススタディなどが行われてきたが(e.g., 坪木・小倉, 1999), ここではそれとは異なる描像を示す。

2. データ

本研究では2001~2012年の12年間の7,8月について解析を行った。用いたデータは、TRMM (TMPA) 3B42の降水データと、NCEP/NCAR再解析データである。3B42降水データは、TRMM衛星を含む多数の衛星に

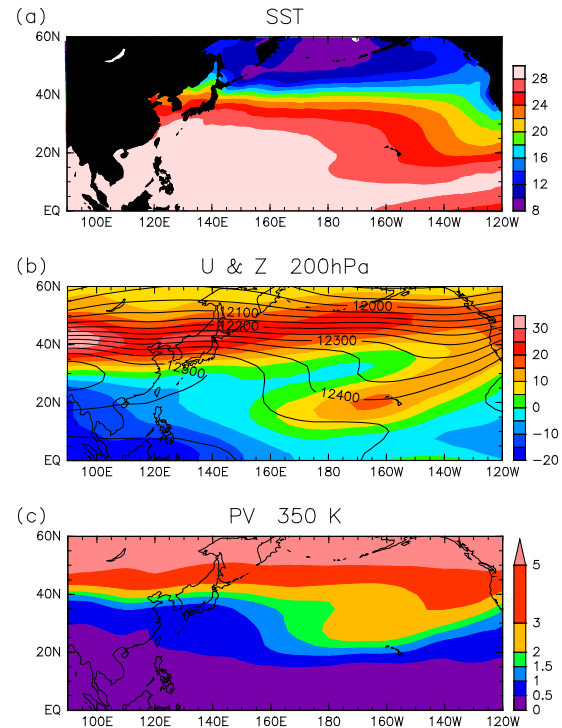


図1 解析期間(2001~2012年の7,8月)で平均した(a) SST (NOAA OISST; $^{\circ}\text{C}$), (b) 200 hPaでの東西風(色; m/s)と等圧面高度(コンター; m), (c) 350K温位面(約200 hPa)のErtel渦位(PVU)。

よるマイクロ波降雨観測に衛星赤外観測を加えて作成されたデータであり、 50°S - 50°N の範囲をカバーする。本研究では日平均値を分解能を落として $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ で使用した。NCEP/NCAR再解析データは水平分解能が $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ で、指定気圧面で提供されている。本研究では主に日平均データを用いたが、適宜6時間値を用いて妥当性を確認した。

3. 上層の渦位擾乱と降水・水輸送

350Kの等温位面は全球的に200 hPa前後

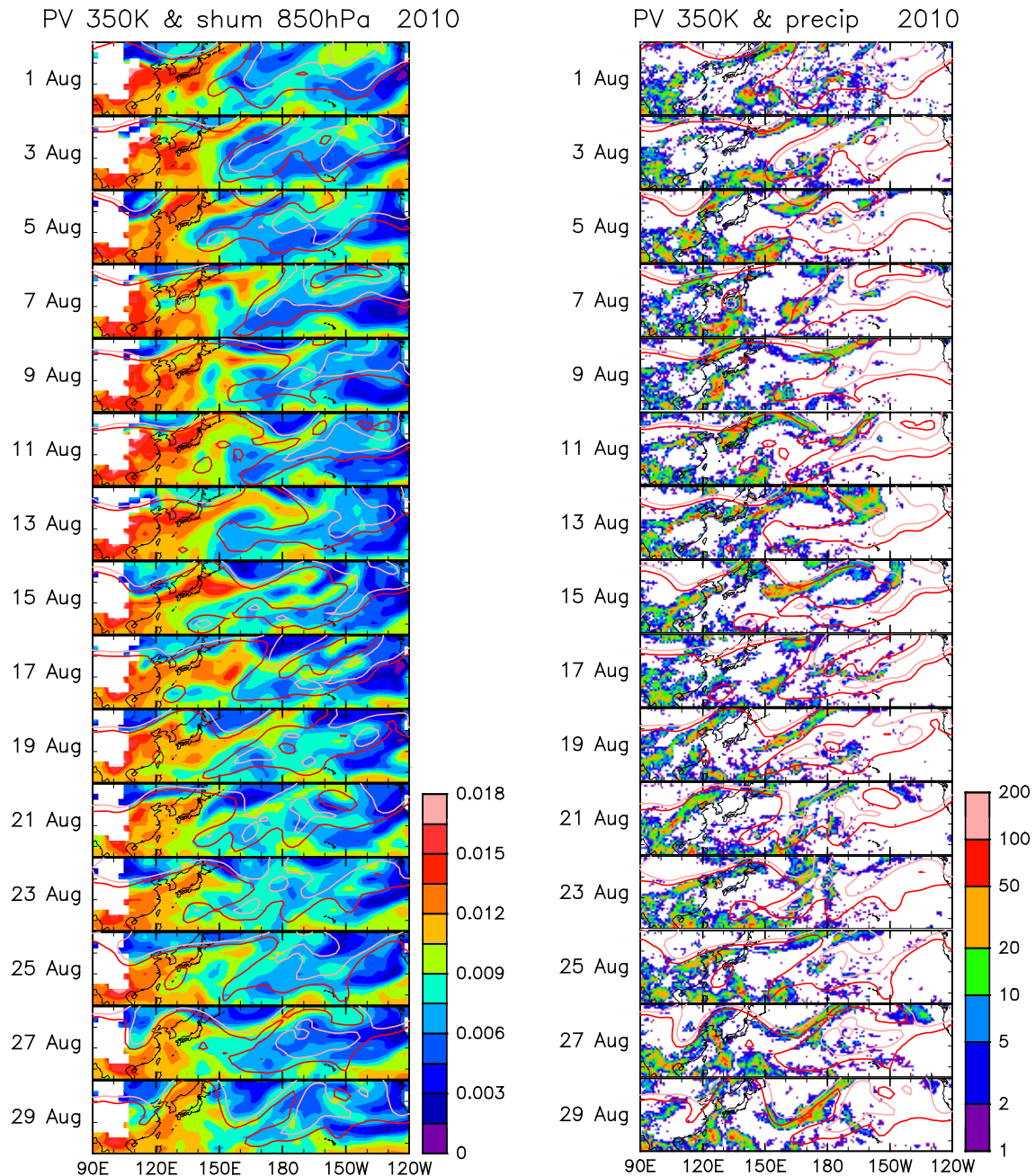


図2 2010年8月の850 hPaの日平均比湿(左)と降水量(右)を1日置きに示したものの色。単位は kg/kg と mm/day。降水の色づけは対数的であることに注意。両図とも、350 K 等温位面上の渦位をコンターで示す(赤: 1.5 PVU, ピンク: 3 PVU)。

にある。同面上の 2 PVU 程度の渦位のコンターは、その対流圏界面の位置に概ね対応する。それを境に、高緯度側は安定度が高い成層圏、低緯度側は安定度が低い対流圏にあたる。図2のコンター(赤で 1.5 PVU のコンターを示す)で示すように、それは大陸から日

本の沖にかけて波打ち、西・中部太平洋上で引き伸ばされ砕波の様相を示す。下層(850 hPa)の比湿はこのコンターに合わせるように波打つことが見て取れる。比湿の大きな領域は、概ね上層の渦位が対流圏の(低渦位)であるところにある。また、上層の 1.5 PVU

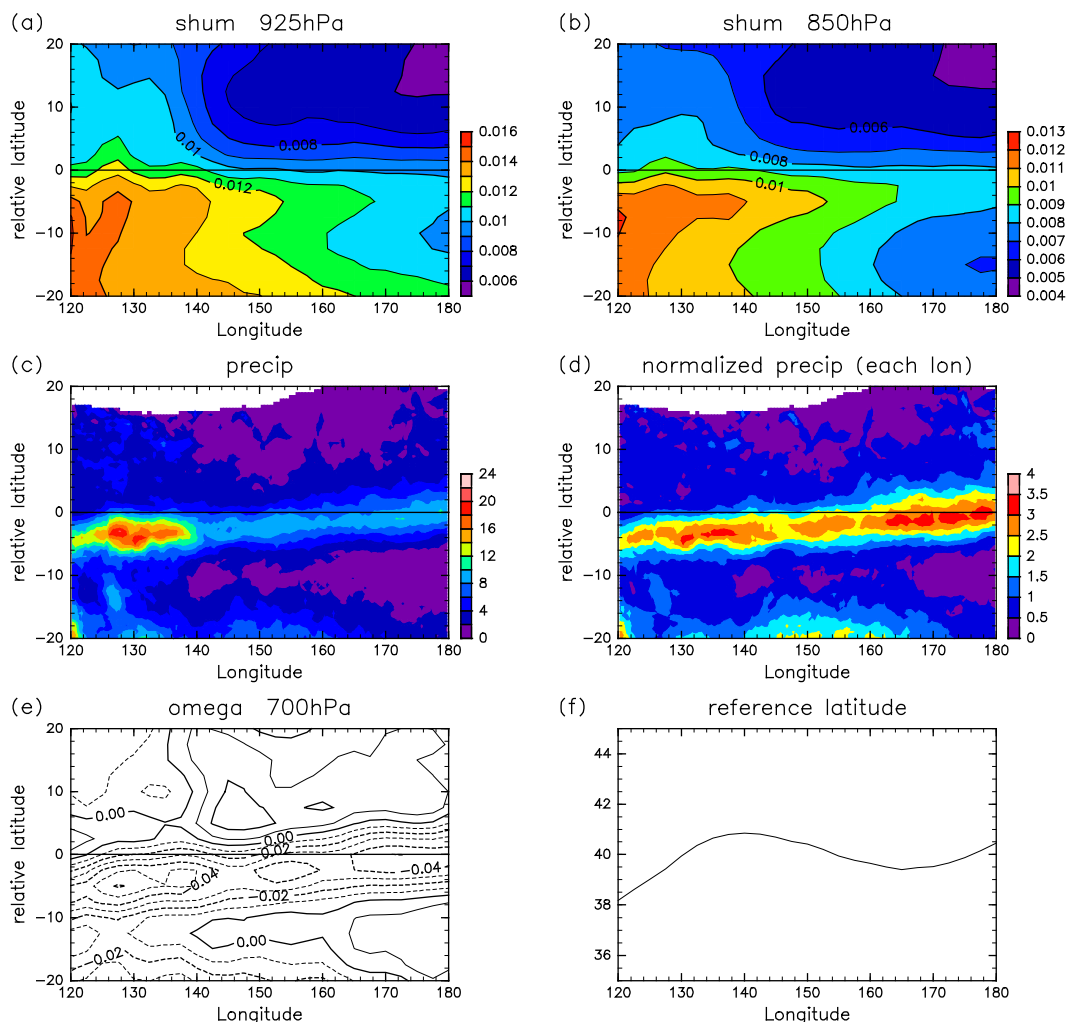


図3 350K 等温位面上の 1.5PVU コンターに相対的に南北にずらしたコンポジット。(a,b) 925 hPa, 850 hPa の比湿, (c) 降水量(mm/day), (d) (c) を経度ごとの南北平均(±20° 以内で)の割合で規格化したもの, (e) 鉛直流 ω (Pa/s). (f) 同コンターの平均の緯度。用いた日については本文参照。

コンターに沿って、そのやや南寄りに、降水が強いところが帯状に広がることが多い。ただし、1.5PVU と 3PVU コンターが離れているところ（中部太平洋に多い）では一致しないケースがより多い。

この対応関係をコンポジットで示す。図3は各経度における 350K 温位面上で 1.5PVU となる緯度（複数ある場合は最北のもの）を基準にして、各物理量を南北にずらして重ねたコンポジットである。縦軸は同コンターの位置を 0 とする相対的な緯度である。コンポ

ジットにあたっては、120° E~180° の範囲で同コンター全体が 20° N~50° N にあり、さらにコンターの不連続を避けるよう、この範囲でその緯度が急激には変わらない場合に限って重ねあわせを行った（基準は、2.5° 離れた隣り合う経度点間で 1.5PVU コンターの緯度の差が 10 度以内に収まること）。このスクリーニングにより、使われる日は全解析期間の 1/3 程度になった（7,8 月はほぼ同数）。

図3f より、同コンターは平均的には 40° N 付近にあることがわかる。図3a-d より、前述

の特徴, すなわち, 上層の 1.5 PVU コンターを境に南側で下層の比湿がピークとなり同コンター付近で北にむけて急激に減少すること, また, 同コンターの南側で降水が強いことが明らかである (降水ピークの位置関係が経度によって少し変わることについては, 現在準備中の論文で議論する)。上昇流は降水の分布に対応する (図 3e)。なお, 以上の特徴は上述のスクリーニングを行わない場合でも再現される (コントラストはやや弱い)。また, 7 月と 8 月個別にコンポジットしても結果は同様である。さらに 6 月についてコンポジットを行っても同様である。つまり, 梅雨期から盛夏期にかけて共通する特徴である。

ところが, このようなコンポジットをとらず, 各緯度経度で単純に時間平均した場合 (図は略), 比湿や降水の南北のコントラストは図 3 に比べるとはるかに小さくなる。よって, 降雨域等が上層のコンターの移動につれて位置を変えるため, 単純に時間平均するとボケた格好になると言える。

上層の渦位擾乱は主にアジアジェットに乗って西から伝播すると考えられる。それと下層の水蒸気, 地表降水の対応が良いことより, 上層の擾乱が下層の水蒸気輸送と降水過程に大きな影響を与えることが示唆される。考えられるプロセスは, 上層の渦位擾乱が下層に流れを誘起することで水蒸気を移流する太平洋高気圧周りの流れの日々の変動をもたらし, さらに上層の擾乱に誘起された 2 次循環によって降水が強化されるということである。図 2 にみられるように, 上層の渦位コンターが南西-北東に傾いて伸びるときに特に降水が強まるケースが多い。これは前面の高気圧と後面の低気圧に挟まれた箇所での降水強化という典型的な 2 次循環の作用と合致する。ただし, 降水強化はそれ以外の走向でも起きる (図 2 の 8 月 11 日など)。

上記の過程が, もしも上下が密に結合した傾圧不安定擾乱に伴うのであれば, 上層支配を意味しない。夏季は傾圧性が比較的弱いとはいえ, 確認する必要がある。そこで次節の解析を行った。

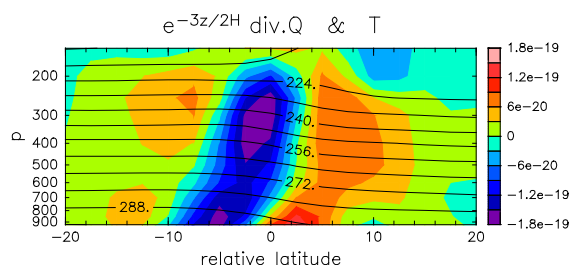


図 4 図 3 と同様なコンポジットを Q ベクトルの発散 (色; なお $\log-p$ 座標で鉛直構造を見るのに適したスケーリングファクターを掛けている) と気温 (コンター) に対し行った結果を $130\sim 160^\circ E$ で経度平均したもの。

4. 準地衡解析

前節で提起された上層擾乱の影響を実証的に確認し, その具体的な過程を明らかにするため, 準地衡の手法による解析を行った。ここでは紙面の都合で, 結果の概略と結論のみを示す。詳しくは現在準備中の論文を参照されたい。

本研究で用いた準地衡渦位は, 上下の境界での温度偏差を δ 関数的に取り込んで, 準地衡流線関数についての上下の境界条件をノイマン型にしたものである (Bretherton, 1966; この拡張は傾圧不安定の理論的な検討においてしばしば使われる)。なお, δ 関数部分は鉛直の離散化によって有限になる。

この解析ではまず, 対流圏の上中下層間の渦位擾乱の相互作用を, 部分的 PV インバージョン (PPVI) を用いてエントロフィー収支の観点で調べた (同様の解析は Robinson, 1989 が傾圧不安定の理論解に対して行っている。エネルギーでなくエントロフィーを用いることで相互作用を明瞭に診断できる)。なお, 本解析では擾乱を 15 日の移動平均からのずれで定義したが, 長さを変えても結果は同様であった。

この解析の結果, 東アジア～北西太平洋中緯度の上層のエントロフィーはやはり主に水平に東向きに輸送され, 下層からの傾圧不安定の増幅は小さいことが明らかになった。つ

まり、前章で示した上層の渦位擾乱と下層の比湿等の対応は、単に上下に密に結合した傾圧不安定擾乱を反映しているわけではない。一方で、地表付近の温度偏差に伴うエンストロフィー擾乱 (SST の南北勾配が強い 40° N 付近で顕著) は、上層及び中層から増幅強制を強く受けている (e -folding time が 1 日程度) ことがわかった。なおこの辺りでは中層のエンストロフィーも弱いながら上層のエンストロフィーによって増幅されるセンスである (下方伝播。上流の大陸上では逆)。

次に、 Q ベクトルを用いた 2 次循環の解析を行った。前章と同様なコンポジットを行うと、上層の 1.5PVU コンター付近からその南にかけて Q ベクトルが収束するところが広がる (図 4)。よって、ここでの降水強化は 2 次循環によって誘起されているといえる。PPVI で得られた上層の渦位擾乱に伴う Q ベクトルについても同様のコンポジットを行ったところ、やはり (下層で弱まるものの) 上昇流を誘起するセンスであった。なお、コンポジットされた ω は降水に見合った非断熱加熱と同程度のオーダーである。これは、潜熱で実質的な安定度が低下して 2 次循環で生ずべき以上に上昇流が生じていると解釈される。非断熱効果による上昇は受動的であろう。

コンポジットでは Q ベクトルの収束は、ほぼ南北成分の収束のみで説明できる。つまり、2 次循環を引き起こすのは温位コンターを近づける合流(confluence)による。これは個々のケースでみてもいえる傾向である。なお、図 4 にみられる Q ベクトルの収束域の傾きは、温度勾配 (コンター) の強いところが傾いていることに対応すると考えられる。以上より、前線形成と同様なメカニズムで上昇流が生じていると言える。

さらに、下層の水蒸気輸送について示唆を得るため、トラジェクトリ解析を行った (その際 PPVI によって上層の渦位擾乱によって誘起される流れの作用も調べた)。その結果、 $20\sim 30^{\circ}$ N の東シナ海付近からのトラジェクトリがどれくらい北まで伸びるかは、中上層の渦位擾乱の影響を受けることがわかった。

5. 議論

梅雨期を過ぎた盛夏期でも日本周辺の地表天気図には停滞前線が頻繁に解析され、そこでは降水が強いことが多い。このような場所は、本研究で示した、350 K 等温位面の 1.5 PVU コンターの南側の場所と一致することが多い。「停滞」前線も位置は日々変わる。上層の擾乱はそれを左右するのである。傾圧不安定に伴う前線と違って、停滞前線はできる場所の必然性がわかりにくい前線である (特に盛夏から秋雨期)。夏季の総観的な降水を考える上では、前線は出発点としてとらえるのではなく、因果の一環に含まれるものと捉えるのが適切だろうと考えられる。

図 2(左)で示したような、上層の渦位コンターと下層の水蒸気量の対応を図示した研究に Knippertz (2013) がある。扱っているのは秋～春であり、いわゆる“atmospheric river”などに関連した水蒸気の広域な水平輸送に関する研究の一環のケーススタディに図示されたものである (力学的な解析はなし)。Atmospheric river は発達した低気圧に伴う寒冷前線と関連付けられることが多い。上下が密に結合した傾圧不安定擾乱においてこのような対応関係があることは、驚きではないであろう。本研究でも、水蒸気については夏以外の季節にも上層の渦位コンターと同様の関係性があることを確認した。ただし、降水分布との関係性は季節によって変わるようである。

6. まとめ

夏季の東アジアから北西太平洋にかけての降水および水蒸気輸送の総観的な変動の要因は次のようにまとめられる。図 5 はその模式図である。

上部対流圏のアジアジェットに沿って非定常なロスビー波が伝播し、太平洋上で碎波する。それは大陸東岸から太平洋にかけて上空の渦位に総観的な変動をもたらす。本研究では、夏季の東アジア・北西太平洋域の総観規模の降水は、350 K の等温位面上の 1.5 PVU 程度の渦位コンター南縁に沿って特に活発化

上層のロスビー波(東方伝播→碎波)

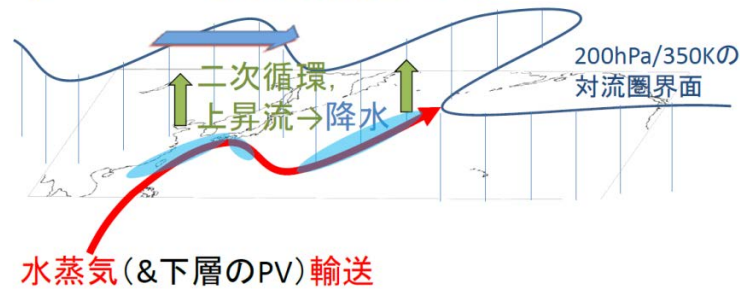


図5 まとめの模式図(本文参照)。東アジア～北太平洋の地図を傾け、3次元的に表示。青く塗った矢印は上部対流圏の擾乱のエンストロフィーの流れを、青い太線は200 hPa付近における対流圏界面に相当するPVのコンターを、緑の太矢印はその南縁の上昇流を、赤い矢印は下層の水蒸気の流れを、水色の楕円は降雨域を表す。

することが見出された。これは次のようなメカニズムによる。

- 上層の渦位アノマリが、下層の流れと2次循環を誘起する。
- 上空の高気圧アノマリの下での流れの偏差は時計回りとなり、下層の水蒸気が低緯度から運ばれやすくなる。
- 上記の渦位コンターの南側では前線形成的な合流にともなう上昇流が卓越し、降水を強化する。

この過程によって、同コンター付近の比湿の強い勾配も説明できる。

地表の停滞前線も、この描像の中で位置づけるのが良いのではないかと考えられるが、現時点ではまだ検討が足りない。これに限らず、今後、より多面的な研究の展開が望まれる。

謝辞

NCEP/NCAR 再解析データはNOAA/OAR/ESRL PSDより提供されている。TRMM (TMPA) データはNASA webサイトより取得した。

文献

- Bretherton, F. P., 1966: Critical layer instability in baroclinic flows. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **92**, 325–334.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A. W.

Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential-vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877–946.

Knippertz, P., H. Wernli, and G. Glaeser, 2013: A global climatology of tropical moisture exports, *J. Clim.*, **26**, 3031–3045.

Postel, G.A., M.H. Hitchman, 1999: A Climatology of Rossby Wave Breaking along the Subtropical Tropopause. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 359–373.

Robinson, W.A., 1989: On the structure of potential vorticity in baroclinic instability, *Tellus*, **41A**, 275–284.

坪木・小倉, 1999: 雷雨を伴った寒冷渦の渦位事例解析, *天気*, **46**, 453–460.