

冬季における雲の季節内変動に関する解析

佐藤令於奈¹・西憲敬²・向川均³ (¹福岡大院理, ²福岡大理, ³京大防災研)

1. 研究背景

北半球中緯度における高度場の季節内変動成分の挙動に関する理解は、日本周辺における中長期的な気象予測の観点から重要である。そのため、日本周辺における地上気温と北半球全域における高度場との関係は、多くの研究で調べられてきた。とりわけ冬季の極東全域で大きな低温偏差を示し、西日本で厳冬となる温度偏差パターンは、ロスビー波伝播に伴うテレコネクションパターンやブロッキング高気圧などの力学に起因する (Mukougawa and Mabuchi, 2011)。一方で、衛星データ蓄積量の不十分さから、中緯度における雲の季節内変動に関する統計的理解は未だ進んでいない。しかしながら、冬季の日本付近における季節内変動成分においては地上気温が下降する際に有意に雲量が増大することが示された (図 1, 日本気象学会 2015 年度秋季大会 P383)。そこで、本研究では冬季の日本付近における雲の挙動が、地上気温のように中緯度ロスビー波の伝播によってどの程度説明可能であるのかを明らかにする。

2. 使用データ

本研究では The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts による再解析データ ERA-Interim (時空間解像度は $3^{\circ} \times 3^{\circ} \times 24\text{hour}$ 、期間は 1984~2008 年 1~3 月)、気象官署および AMeDAS 観測地点における観測値 (期間は 1981~2010 年 1~3 月)、International Satellite Cloud Climatology Project による D1 雲量データ (時空間解像度は $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ} \times 6\text{hour}$ 、期間は 1984~2008 年

1~3 月)を使用した。用いた雲量データは全天雲被覆量で、単位は%である。

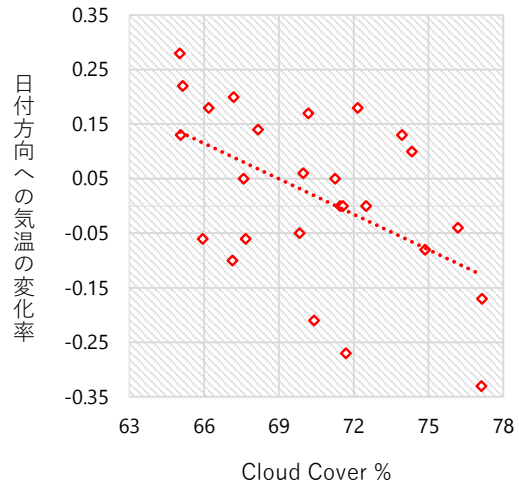


図 1: 日本付近(125-140E, 25-36N)における 2 月 18 日の地上気温の時間変化率 (°C/day) と雲量との関係。一次回帰直線を破線で示す。データには、9 日移動平均を 3 回施した。両者の相関係数 -0.52 は、危険率 5% で統計的に有意。

3. 解析結果

本研究では季節内変動成分に着目するため、解析で用いるすべての物理量に 15-60 日の band-pass フィルターを施した。図 2 に中緯度における 500hPa 高度場偏差 ($\Phi 500$) と、雲量の時間経度変化を示す。130E 付近に着目すると、 $\Phi 500$ および雲量の両者に共通して、周期約 25 日の変動成分が卓越していることが分かる。また、黒破線で描いた右上がりの直線に着目すると、東半球では $\Phi 500$ および雲量の東進シグナルが顕著である。次にこの東進性の変動成分が存在する地域を明らかにするため、1984~2008 年の 25 年間のデータを用い、全ての緯度経度格子点

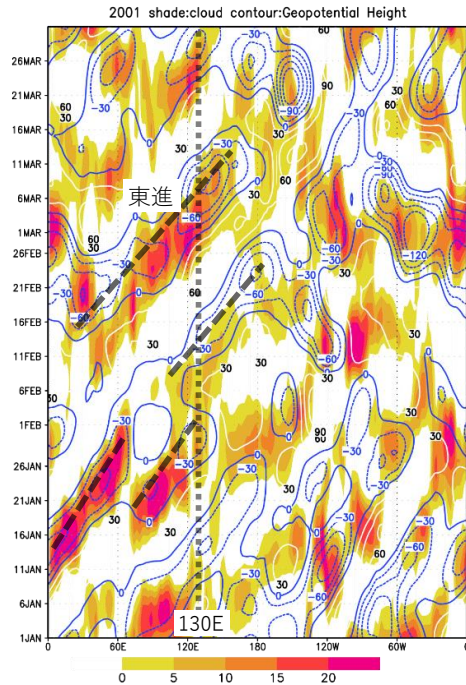


図 2: 2001 年 1~3 月の 33N における $\Phi 500$ および雲量の季節内変動成分のホフメラ図。負の $\Phi 500$ コンターを青色で示し、雲量の正值領域に暖色で着色した。

(x, y) に関して、ある時刻 (t) における $\Phi 500(x, y, t)$ と、それから時間が Δ だけ経過した時刻 ($t + \Delta$) における 30 度東側の地点での $\Phi 500(x + 30E, y, t + \Delta)$ とのラグ (Δ) 相関を算出した。ラグ (Δ) がプラスのときに相関係数が正值を示すとき、この二点の格子点の中心 ($x + 15E, y$) において $\Phi 500$ は Δ 日で経度 30 度を東進する傾向にあることを意味する。図 3 上段左図に示すように、 $\Phi 500$ では 33N において 60-180E 付近で東進性が卓越していた。また、この経度帯に認められた東進シグナルは緯度依存性が小さい (図 3 上段右図)。図 3 上段左図から、日本周辺 (33N, 130E 付近) で相関係数が最大値をとるのはラグ (Δ) = +6day のときである。このときの相関係数の緯度経度分布 (図 3 下段) をみると、カスピ海南部から太平洋中央部にかけて東進する季節内変動成分が存在することがわかる。このとき $\Phi 500$ の東

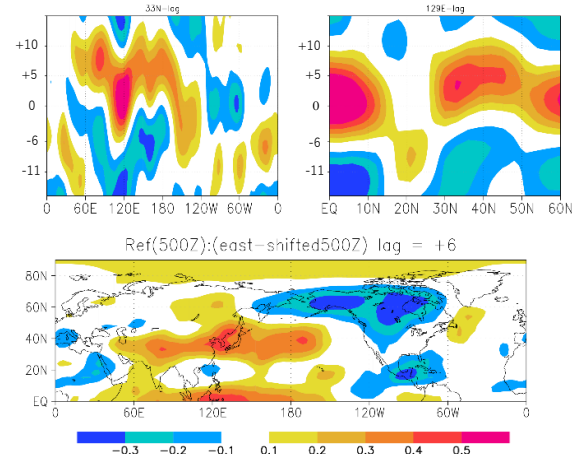


図 3: $\Phi 500(x, t)$ と $\Phi 500(x + 30^\circ, t + \Delta)$ とのラグ (day) 相関係数。上左図は 33N における経度-ラグ (day) 断面、上右図は 129E における緯度-ラグ (day) 断面。下図はラグ (Δ) = +6day におけるラグ相関係数の水平分布。解析には 1984-2008 年の 25 年間における 1-3 月のデータを用い、正 (負) の相関係数の領域を暖 (寒) 色で色塗りした。

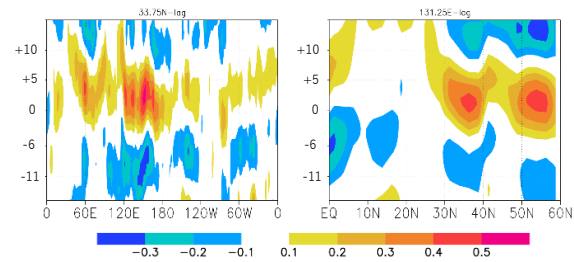


図 4: 図 3 上左図と上右図に同じ。但し、雲量に関するラグ相関係数。左図は 33.75N での経度-ラグ断面、右図は 131.25E における緯度-ラグ断面。

西位相速度はおおよそ 5°/day であった。

同様の解析を雲量についても行った結果、33.75N では $\Phi 500$ と同様で 100-180E 付近に東進性が卓越する季節内変動成分が存在することがわかった (図 4 左図)。しかし、この東進する雲量の変動成分の緯度方向への拡がり小さく、30-33N の緯度帯にのみ局在する。雲量の東進位相速度は約 8°/day であり、 $\Phi 500$ より多少早いオーダーとしては同程度であった。そこで、以下では次のロスビー波の分散関係式を用いて、この東進性の要因について考察する。

$$c = \frac{\sigma}{k} = U - \frac{\beta}{k^2 + l^2 + \frac{f_0^2}{N^2} \left(m^2 + \frac{1}{4H_0^2} \right)}$$

c : ロスビー波の東西位相速度
 σ : 振動数
 k : 東西波数
 U : 東西背景風
 f_0 : コリオリパラメータ
 H_0 : スケールハイト
 β : f_0 の南北勾配

式 1: 中緯度定在ロスビー波の東西位相速度.

上に中緯度における定在ロスビー波の東西位相速度を示す。式(1)より、東進性のロスビー波 ($c > 0$) が存在するためには、背景東西風の風速 U の大きさは、式(1)の右辺第二項よりも大きな値を持つ必要がある。そこでまず、季節内変動成分の東進性が卓越する緯度経度帯と月平均した水平風の気候場との対応を調べた。その結果、2月の500hPaにおける気候場水平風速は、日本から西太平洋上にかけて30N付近で極大をとり(図5下図)、同領域で $\Phi 500$ 季節内変動成分の東進性(図5上図)が卓越する事実と対応していた。なお、 $\Phi 500$ 変動成分の東進性が卓越する領域は日本付近から南アジア域やカスピ海南部にまで広がっているが、そこでの気候場の風速は日本付近に比べやや弱い。一方、ロッキー山脈の東側(110W, 45N付近)では、西風の風速は南アジア域でのそれとほぼ同じであるにも関わらず $\Phi 500$ に東進性は認められない。

次に、日本周辺で東進成分が卓越する季節内変動における $\Phi 500$ と雲量との空間的位相関係を調べた。図2において、経度を130Eに固定して(縦破線)両者の位相関係を吟味すると、雲量の極大域は $\Phi 500$ の極小域に先行して東進してくることがわかる。この事実は、日本付近において雲量が極大とな

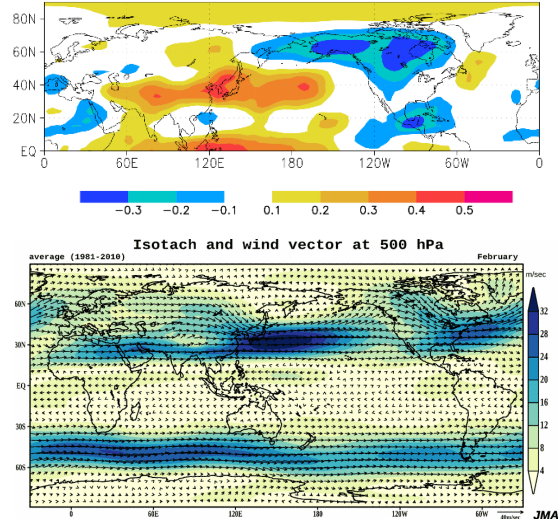


図 5: $\Phi 500$ 東進卓越領域と同高度での 2 月における水平風平均場。上図が図 3 下図に同じ。下図は JRA-55 アトラスによる 2 月の水平風平均場。ベクトルが風向き、陰影が風速を示す。

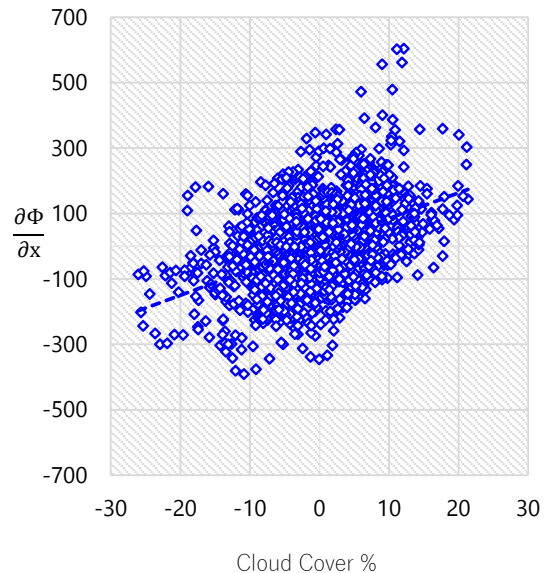


図 6: 日本付近(125-137E, 25-37N)で平均した、雲量と $\partial \Phi 500 / \partial x$ の散布図。破線は、両者の回帰直線を示す。1月1日から3月10日までの70日間について、1984年から2008年までの25年間のデータを用いて作成した。すなわち、データ総数は $70 \times 25 = 1750$ 。両者の相関係数0.447は危険率5%で有意。

る領域の西側にトラフが位置する位相関係と対応している。実際に日本付近において、雲量と東西気圧傾度($\partial \Phi 500 / \partial x$)との相関

は正の値をとる(図 6)。さらに、日本付近で雲量が極大となるときの $\Phi 500$ の水平構造を調べるため、130E,33Nにおける雲量極大期に着目して $\Phi 500$ の合成図を作成した(図 7 上段)。この図から、日本付近で雲量が多いときにはその西側にトラフが存在することが分かる。しかもこのトラフはカスピ海南部からユーラシア大陸東部までを覆う大規模な水平スケールを有している。一方、 $\Phi 500$ および雲量で顕著な東進性が認められなかった(図 5)北米付近(110W,45N)でも同様の合成図解析を行った結果、ここでは雲量が極大となる領域にトラフが位置していた(図 7 下段)。このように、東進性が顕著な日本付近と、そうでない北米域とでは高度場と雲量との位相関係は異なっていた。一方、雲量と鉛直風の位相関係を解析すると、上昇流と雲量の極大域はいずれの地域でもおよそ一致していることが明らかになった(図は省略)。

4. まとめ

冬季北半球中緯度における雲量および500hPa 高度場($\Phi 500$)の季節内変動成分の挙動と、両者の時空間的位相関係に関して統計的解析を行った。その結果、カスピ海南部から北太平洋中央部にかけての領域で、 $\Phi 500$ と雲量の東進成分が卓越することが明らかになった。その東進位相速度は、およそ $5\sim 8^{\circ}/\text{day}$ で、 $\Phi 500$ が極小となる東側の領域で雲量は極大となる傾向を持つ。また、ユーラシア大陸上では、亜熱帯ジェット気流が存在する領域で東進性変動成分が卓越していた。このため、この領域における東進性変動成分は、亜熱帯ジェットに補足された移動性ロスビー波であることが示唆される。一方、北米域では、比較的強い偏西風が存在するにもかかわらず、季節内変動成分の東進性は認

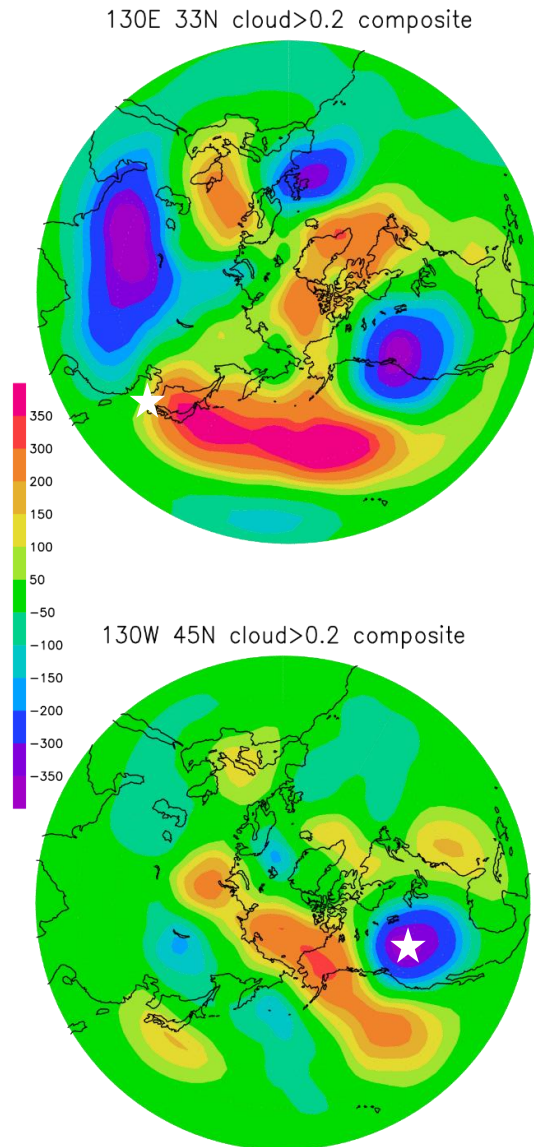


図 7: 日本付近(130E,33N; 上図)および北米付近(110W,45N; 下図)において、雲量極大期で合成した $\Phi 500$ の水平分布。合成図解析で用いた参照格子点を白い星印で示す。

められず、むしろ定在的であった。また北米域では $\Phi 500$ 極小域と雲量極大域が一致し、アジア域に存在する季節内変動成分とは異なる位相関係が存在することが示された。