

# 1999 年に発生した上層寒冷低気圧の構造解析

東京大学 気候システム研究センター

坂本 圭(Sakamoto Kei)・高橋正明(Takahashi Masaaki)

上層寒冷低気圧 (Upper Cold Low, 以下 UCL) は、主に暖候期の北太平洋で偏西風帯の上層トラフが深まり、切離して形成されるものである。今回は ECMWF 客観解析データ (2.5 度×2.5 度) を用いて 1999 年夏の循環場とその中で発生した UCL の解析を行った。さらに 1999 年 4 月の寒冷渦との比較を行った。

1999 年 8 月はチベット高気圧・亜熱帯高気圧が北偏し、日本に接近した UCL が多かった。これらのうち、関東に接近した UCL は 200 hPa 付近に循環中心・100 hPa 付近に暖気核・250~300 hPa 付近に寒気核が存在し下層では解析されず、Shimamura (1981) の示した UCL の構造の特徴と類似していた。また、チベット高気圧の南縁を西進し、進行方向前面に上昇流・後面に下降流を伴っていた。一方、1999 年 4 月に太平洋上で発生した寒冷渦は下層まで低気圧性循環が存在していた。

## 1. 既往の研究

Shimamura (1981) は GMS 画像とウェーク島・南鳥島での時系列高層データを用いて、UCL が主に上層雲 (巻雲) から構成されること、循環中心の 150 hPa 付近に暖気核・200~250 hPa 付近に寒気核をもち、地上では解析されない上層のみの現象であることを示した (図 1)。

また、Hoskins et al (1985) はシミュレーションにより上層に正の PV アノマリーがある場合に誘起される循環場の特徴を示した。これは、孤立・静止した寒冷渦の一般的な構造をあらわす。この結果によると、アノマリーの周辺では低気圧性循環が存在し、アノマリーの内部では安定度が大きく暖気核が存在し、アノマリーの下領域では安定度が小さく寒気核が存在することが示された。

西森・石原 (1997) は GMS 画像を用いて 1988~1994 年に発生した UCL について調査し、UCL は 200 hPa 面でチベット高気圧の南縁をほぼ西進するものが多いことを示した。また、日本に接近または上陸した UCL は (表 1) の通りであり、UCL が日本付近に多く接近した 1990 年・1994 年はチベット高気圧及び亜熱帯高気圧が他の年に比べ 5~10 度北に偏っていたことを示し、これら 2 つの高気圧の動向が UCL の日本への接近と深く関わりあっていることを示唆した。なお、1990 年・1994 年の夏季は全国的に猛暑であった。

表 1 日本に接近または上陸した UCL

	6月	7月	8月	9月	合計
1988年					0
1989年		2			2
1990年	1	3	3	1	8
1991年				1	1
1992年		1			1
1993年		1	1	1	3
1994年	1	1	2		4
合計	2	8	6	3	19

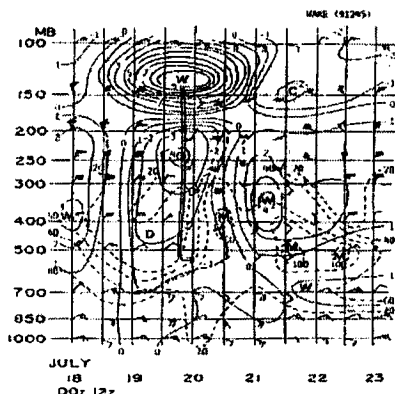


図 1 UCL の鉛直構造 (ウェーク島の時系列データ) (Shimamura, 1981)

(西森・石原, 1997)

## 2. 1999年6～8月のUCLの経路

図2に1994～2001年の8年間平均（上段）と1999年（下段）の6～8月の200hPa月平均高度場、図3に500hPa月平均高度場を示す。

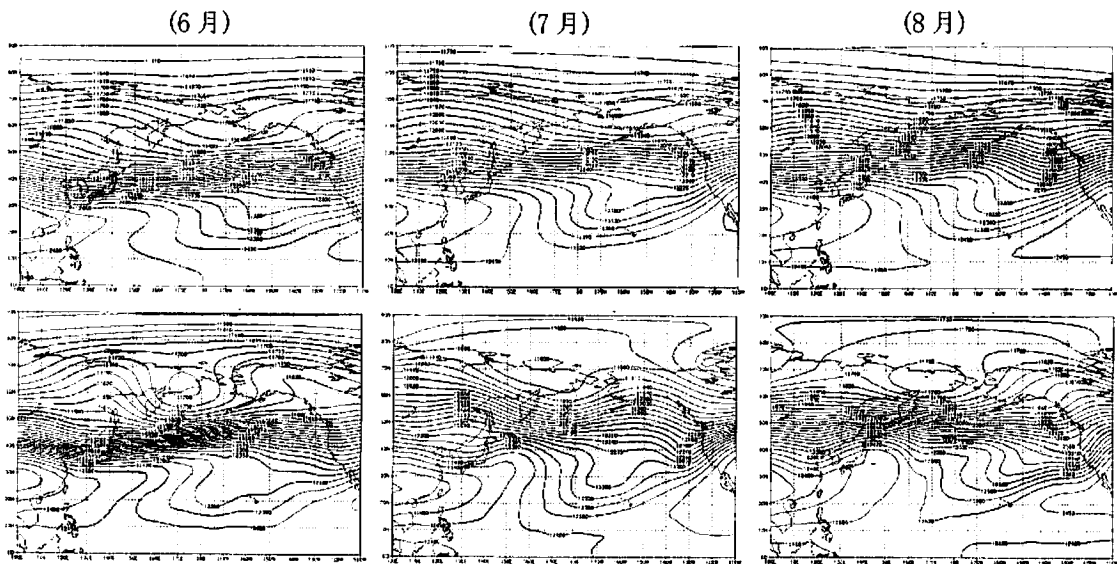


図2 200 hPa 月平均高度場  
上段：1994～2001年の8年間平均 下段：1999年

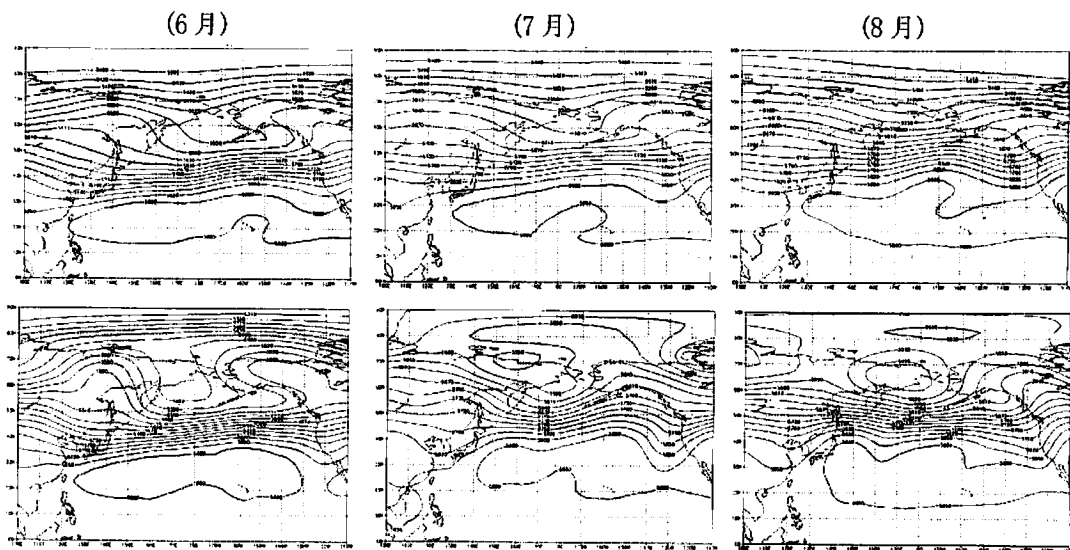


図3 500 hPa 月平均高度場  
上段：1994～2001年の8年間平均 下段：1999年

200 hPaで1999年夏のチベット高気圧の北への張り出しは6・7月では平年同様北緯35度付近までであったが、8月になると東経140～150度付近で北緯40度まで北偏していた。同様に500 hPaの亜熱帯高気圧の張り出しも6・7月は平年並であったが、8月になると東経140～150度付近で北緯40度まで北偏していた。

図4に1999年6~8月に発生したUCLの経路図を示す。

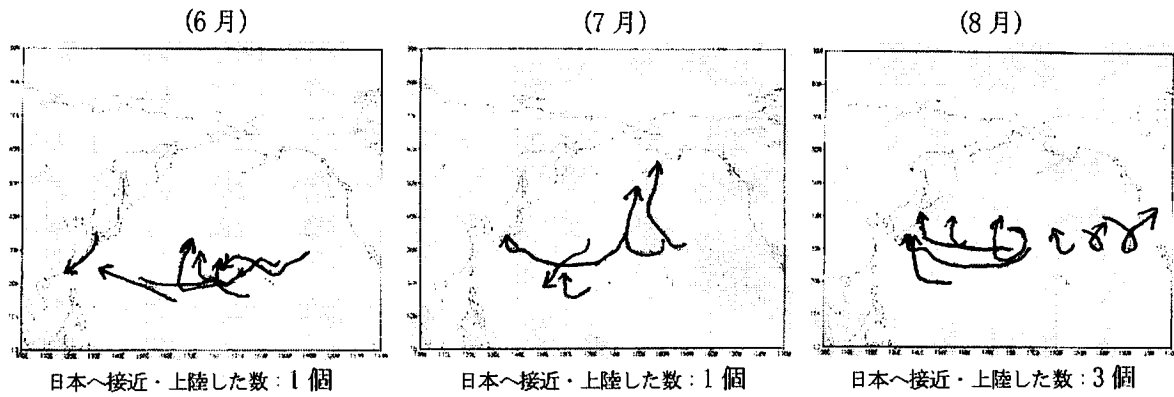


図4 1999年6~8月に発生したUCLの経路図

6・7月は北緯20~30度付近を西進するものが多かったが、8月には北緯30~35度付近を西進するものが見られ、3個のUCLが日本付近に接近した。この数は表1からもわかる通り他の年よりも多く、図2・図3で考察した8月のチベット高気圧・亜熱帯高気圧の北偏と対応していることが示唆される。

### 3. 1999年8月 関東に接近したUCL

チベット高気圧・亜熱帯高気圧が月平均場で北偏していた1999年8月に発生したUCLのうち、関東に接近したUCLについての解析を行う。

#### 3.1 チベット高気圧の張り出し

図5は1999年8月16日12Z・17日12Zの200hPa面渦位と風の水平分布図である。

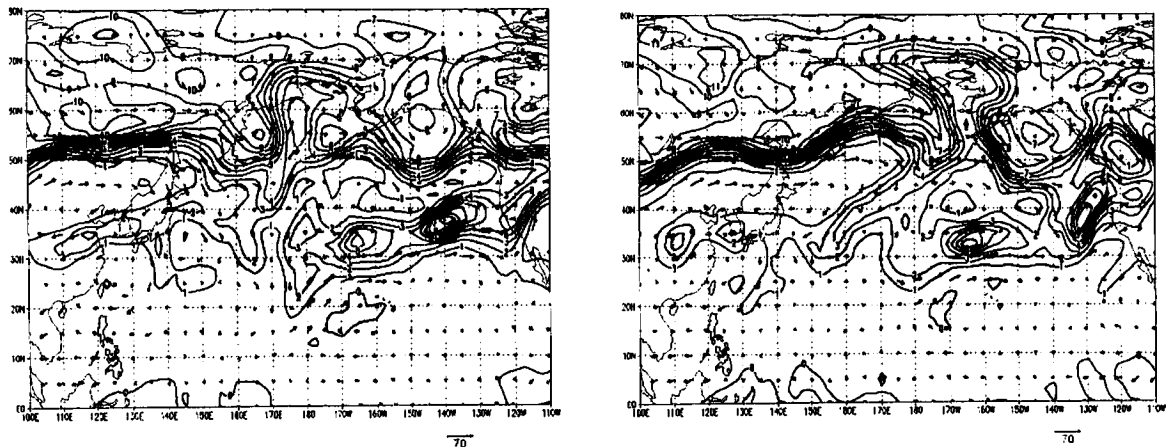


図5 200hPa面渦位(1PVUごと)と風(矢印)の水平分布図 左図：16日12Z 右図：17日12Z

8月16日12Zに北緯45度・東経150度付近まで張り出していたチベット高気圧が、17日12Zには北緯50度・東経175度付近にまで張り出している。これに伴ってトラフが南西方向に伸びた。

このチベット高気圧の張り出しを絶対渦度の保存式で考える。絶対渦度の保存式、

$$\frac{\partial \zeta_a}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta_a}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta_a}{\partial y} = 0 \quad (\zeta_a \equiv f + v_x - u_y : \text{絶対渦度}) \quad (1)$$

において、

$$u = \bar{u}(x, y) + u' \quad v = \bar{v}(x, y) + v' \quad \zeta_a = \bar{\zeta}_a(x, y) + \zeta_a'$$

のように時間平均場 ( $x$  と  $y$  の関数) と擾乱成分に分けると、

$$\frac{\partial \zeta_a'}{\partial t} = \underbrace{-\left(\bar{u} \frac{\partial \zeta_a'}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \zeta_a'}{\partial y}\right)}_{\text{A項}} - \underbrace{\left(u' \frac{\partial \bar{\zeta}_a}{\partial x} + v' \frac{\partial \bar{\zeta}_a}{\partial y}\right)}_{\text{B項}} - \underbrace{\left(u' \frac{\partial \zeta_a'}{\partial x} + v' \frac{\partial \zeta_a'}{\partial y}\right)}_{\text{C項}} \quad (2)$$

となる。A項は移流項、C項は非線型項である。

図6は17日00Zの北緯40~60度・東経150~170度における各項の比較である。ここでの時間平均はチベット高気圧の張り出しの始まる16日12ZからUCLが切離される19日00Zまでの60時間平均である。

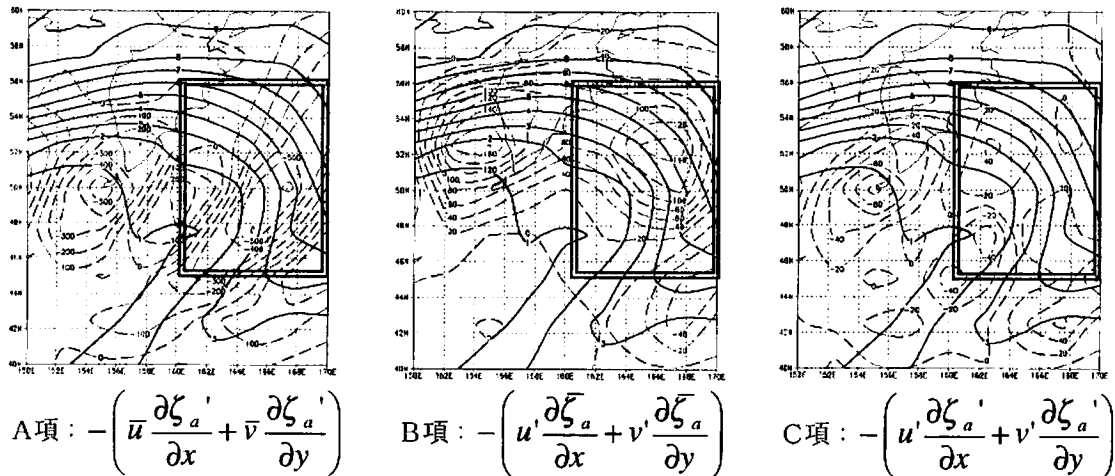


図6 17日00Zの(2)式の各項の比較

太線：渦位 (IPVU ごと) 破線：各項の値 (A項は  $100 [\times 10^{-11} \text{ s}^{-2}]$  ごと、B項・C項は  $20 [\times 10^{-11} \text{ s}^{-2}]$  ごと)

チベット高気圧の張り出しの先端付近の東経160~170度・北緯45~56度付近(図中二重枠内)をみると、A項： $-400 \sim -500 [\times 10^{-11} \text{ s}^{-2}]$  B項： $+20 \sim +140 [\times 10^{-11} \text{ s}^{-2}]$  C項： $-40 \sim +40 [\times 10^{-11} \text{ s}^{-2}]$  となっており、A項すなわち移流の効果が大きく働いてこの場所で渦度が負に変化(すなわち高気圧の張り出し)が起きていることがわかる。

### 3.2 UCLの切離

200hPa面で南西方向に伸びたトラフはその先端が19日00Zには切離され、UCLが形成された。図7は18日12Zの200hPa面の渦位・風の場合および収束・発散場である。また、図8は図7右図の状況を模式化したものである。図7右図および図8の⊗で示した部分で切離が起きた。

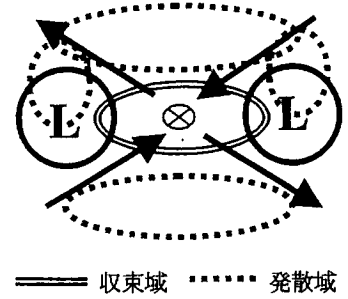
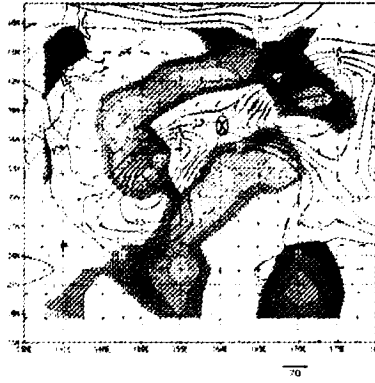
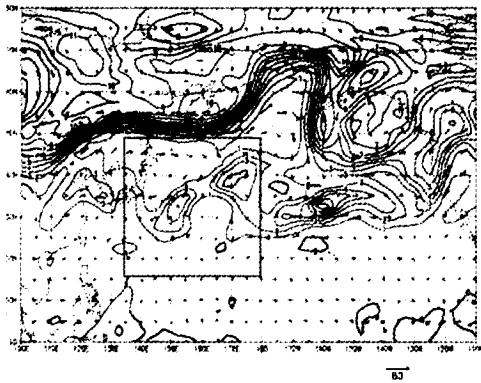


図7 18日12Z 200hPa面の渦位(太線:左図1PVUごと・右図0.5PVUごと)・風(矢印)  
右図:左図囲み領域の拡大図(点線:収束発散 発散場に影)

図8 切離の模式図

切離は2つの低気圧性循環中心を結ぶ線分のほぼ中央(西の低気圧性循環の南東部分の南西風と東の低気圧性循環の北西部分の北東風による収束部分・西の低気圧性循環の北東部分の南東風と東の低気圧性循環の南西部分の北西風による発散部分)で起きた。

図9は19日00Zの200hPa面の渦位・風の場合および上昇流場である。

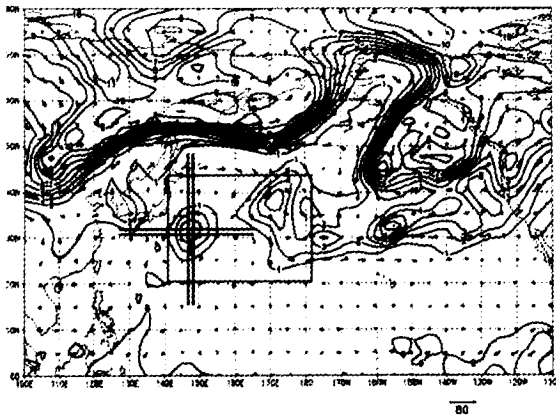


図9 19日00Z 200hPa面の渦位(太線:左図1PVUごと・右図0.5PVUごと)・風(矢印)  
右図:左図の囲み領域の拡大図 破線:300hPa面の鉛直速度(上昇流に影)  
右図中「A」は図12のIR画像の雲域Aに対応

この18日12Zから19日00Zにかけて、UCLの中心(渦位の極大値の位置)は北緯32度にほぼ沿って約5度西進した(図7・図9:右図)。すなわち、UCLの移動速度は $c \sim -11\text{m/s}$ と見積もることができる。

一方、このUCLの直径は1000km程度であるので、南北及び東西波数が $k \sim l \sim 2\pi / (2 \times 10^6) [m^{-1}]$ の波であるとしてロスビー波の伝播速度を考えると、北緯32度で $\beta \sim 1.9 \times 10^{-11} [m^{-1}s^{-1}]$ より、 $-\beta / (k^2 + l^2) \sim 1\text{m/s}$ となる。

また、UCLの中心はチベット高気圧の南縁に位置し、 $\bar{u} \sim -12\text{m/s}$ 程度の東風となっている。

以上の考察により、 $c = \bar{u} - \beta / (k^2 + l^2)$ の関係をほぼ満たすが、 $\bar{u} \gg -\beta / (k^2 + l^2)$ から移流の効果で西進しながら切離されたことがわかる。

### 3.3 鉛直構造

図10は19日00ZのUCLの鉛直断面図である。

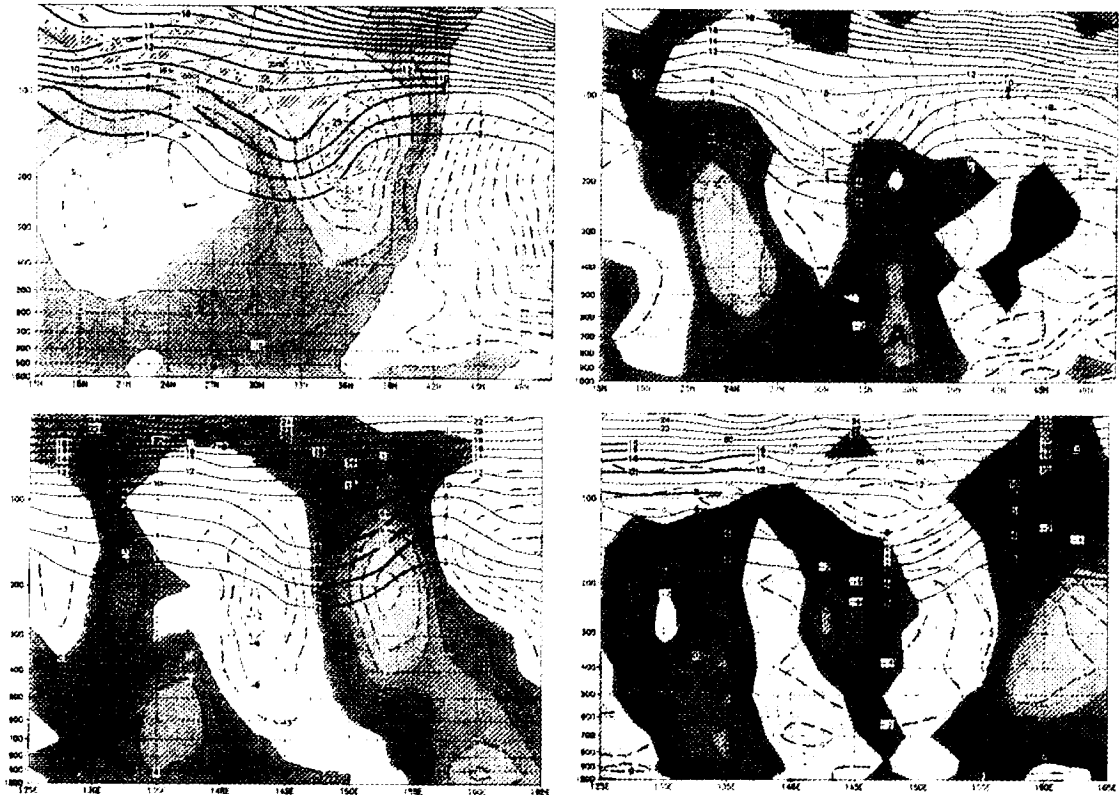


図10 19日00ZのUCLの鉛直断面図

上段：東経147.5度における南北-鉛直断面 下段：北緯32度における東西-鉛直断面

左図：渦位(太線 2PVUごと)・水平風(破線 上段は東西風(5m/sごと)・東風に影) 下段は南北風(3m/sごと)・北風に影)

右図：渦位(太線 2PVUごと)・鉛直流(点線 0.05Pa/sごと)・上昇流に影)・温位のアンノマリー(破線 2Kごと)

温位のアンノマリーは1999年8月の月平均場からのずれ

右上図中「A」は図9右図の上昇流域・図12のIR画像の雲域Aに対応

左上の図をみると、3.3節で考察したとおり200hPaでUCLの中心の北緯32度では $\sim 10\text{m/s}$ の東風となっており、それより上層で強く、下層で弱くなっている。また、左下の東西断面によれば500 $\sim$ 100hPaにかけてUCLの中心の東経147.5度で南北風はほぼ $0\text{m/s}$ となっており、このUCLがほぼ真西に進行していることがわかる。

2PVUの等値線は250hPa付近まで下降しており200hPa面での中心の値は4PVU程度である。風速の極大は200hPa付近にあり $15\text{m/s}$ 程度である。低気圧性循環はほぼ100 $\sim$ 500hPaに達し直立している。250 $\sim$ 300hPa付近に寒気核・100hPa付近に暖気核をもち、地上では解析されていない点はShimamura(1981)の示したUCLの構造の特徴と類似する。なお、このUCLの水平スケールは1000km程度である。

図9の右図より、300hPa面で上昇流域がUCLの西側(すなわち進行方向の前面)にあり、図10の右下の鉛直断面でみると東経142.5度250hPaに極大域をもつ上昇流に対応していることがわかる。さらにこの図からUCLの東側(すなわち進行方向の後面)には東経152.5度350hPaに極大域をもつ下降流が存在していることがわかる。

このようなUCLの進行方向と上昇・下降流域の位置関係を準地衡風の渦度方程式で解釈すると以下ようになる。周囲の東風が上層ほど強く、この中をUCLが西進している場合を考えると、UCLの下層では相対的に西風となる。

このとき基本場の東風にのった系で考えると、UCLの西側(すなわち進行方向前面)下層では  $u_g > 0, \frac{\partial \zeta_g}{\partial x} > 0$

となっている。 $\beta$ 項を無視した準地衡風渦度方程式で定常状態を仮定し、 $v_g = 0$ とすると、

$$u_g \frac{\partial \zeta_g}{\partial x} = f_0 \frac{\partial \omega}{\partial p}$$

となる。下層での境界条件を $\omega = 0$ とすればUCLの西側(進行方向前面)下層では左辺を補償して右辺が  $\frac{\partial \omega}{\partial p} > 0$ すなわち上昇流となる(図11)。

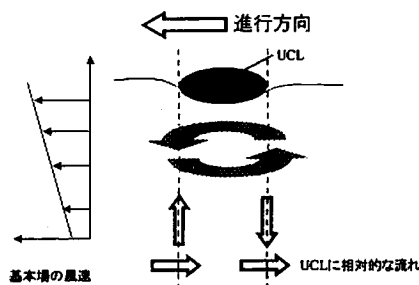


図11 UCLの進行方向と上昇・下降流域の関係の模式図



図12 19日00ZのIR画像(気象庁提供)

図12に19日00ZのIR画像を示す。UCL前面の上昇流域(図9右図及び図12の雲域A)はUCLの北西側で下層にも極大を持っている(図10右上図中A:北緯35度700hPa付近)。この雲域は19日06Zにかけて可視画像でも明瞭となり(図略)、発達した対流雲となったことが示唆される。

### 3.4 関東への接近

このUCLは20日06Zには関東に接近するとともに南北に伸び、21日には分裂して(図13)北側のUCLはその後偏西風帯に合流した。図14に20日06Zの東経140度・南北-鉛直断面図を示す。

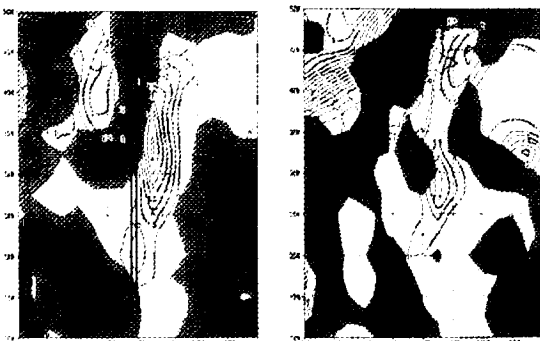


図13 渦位(実線0.5PVUごと)・上昇流域(影)  
左:20日06Z(20日15JST) 右:21日18Z(22日03JST)

左図の二重線は(図14)の鉛直断面図の切断部分



図14 20日06Zの東経140度・南北-鉛直断面図  
(図10右図に同じ)

UCLが接近した20日には、全国で雷雲が発生した。図14で北緯45度500hPa付近に極大をもつ図中Bの上昇流域は別の擾乱であるが、北緯33度付近で-2Kの温度のアノマリーが700hPa付近まで下降していることなど、このUCLと雷雲の発生に何らかの関係がある可能性がある。

#### 4. 1999年4月上旬の寒冷渦の構造

1999年4月上旬に太平洋上で発生した寒冷渦は、構造がUCLに似たものであったが、地上まで達する鉛直スケールの大きなものであった。

図15に1999年4月3日00Z～5日00Zの200hPa面渦位と風・500hPa面上昇流の水平分布図を示す。

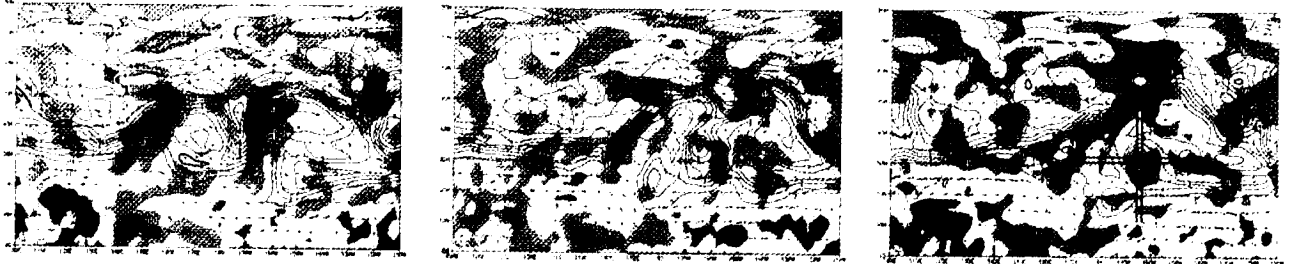


図15 200hPa面渦位(1PVUごと)と風・500hPa面上昇流の水平分布図  
左図: 3日00Z 中図: 4日00Z 右図: 5日00Z (二重線は図13の鉛直断面図の切断部分)

3日東経180度から西経170度にかけて南に深まったトラフは東に流れると伴に4日に切離され、北緯35度・西経165度を中心をもつ寒冷渦を発生させた。この寒冷渦の200hPa面に見られる水平スケールは1000km程度である。この寒冷渦は5日にかけてゆっくり南下し、北緯32度・西経165度に達した。この移動速度は $\sim 4\text{m/s}$ 程度である。

図16に図15右図の二重線で示した部分における鉛直断面図を示す。

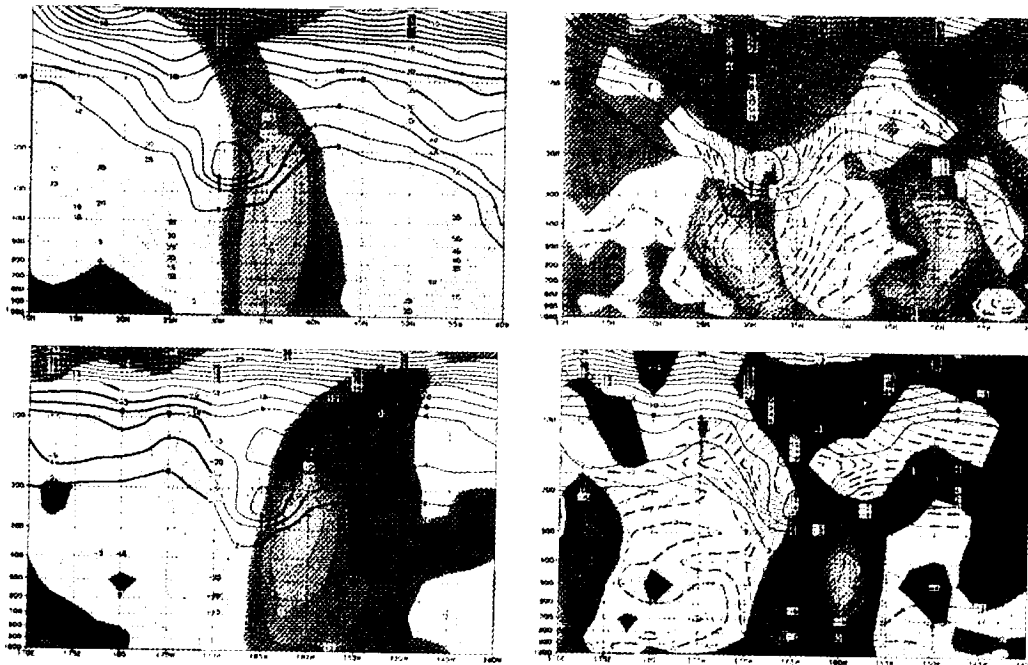


図16 5日00ZのUCLの鉛直断面図

上段: 西経165度における南北-鉛直断面 下段: 北緯32度における東西-鉛直断面  
左図: 渦位(太線2PVUごと)・水平風(破線 上段は東西風(5m/sごと:東風に影) 下段は南北風(5m/sごと:北風に影))  
右図: 渦位(太線2PVUごと)・鉛直流(点線 0.05Pa/sごと:上昇流に影)・温位のアノマリー(破線 2Kごと)  
温位のアノマリーは1999年4月の月平均場からのずれ



図 16 の左下図をみると、西経 165 度 200 hPa で $\sim 5\text{m/s}$  以下の南風となっており、図 15 で考察した移動速度とほぼ一致する。また、右上図から北緯 32 度 200 hPa で東西風はほぼ  $0\text{m/s}$  となっており、この寒冷渦は 200 hPa 面でほぼ南下していることがわかる。

2PVU の等値線は 350 hPa 付近まで下降しており、200 hPa 面での中心の値は 8PVU 以上となっている。風速の極大は 250 hPa 付近にあり  $20\sim 35\text{m/s}$  程度である。低気圧性循環は 100 hPa 付近から地上にまで達しほぼ直立している。寒気核は 300hPa 付近から地上に達し 150 $\sim$ 200 hPa 付近に暖気核をもっている。また、上昇流域は中心の南側（進行方向前面）に広がり、500 hPa 付近に極大をもち地上から 200 $\sim$ 250hPa 付近に達している。また、この寒冷渦の水平スケールは 1000km 程度である。

これらの構造を 3.4 節で示した 8 月の UCL と比較すると、水平スケールは同程度で鉛直構造も類似しているが、中心の高度が 250hPa 付近と低く、渦位の値も大きく（すなわち大きい渦度・強い低気圧性循環に）なっており、これに伴い鉛直スケールが大きく地上まで達しているものと理解される。

## 5. まとめ

1999 年夏のチベット高気圧・亜熱帯高気圧は 6・7 月は半年並の張り出しであったが、8 月になると北緯 40 度付近まで北偏した。これと対応して 6・7 月は北緯 20 $\sim$ 30 度付近を西進する UCL が多かったが、8 月になると北緯 30 $\sim$ 35 度付近を西進するものがみられ、日本に接近する UCL も平年に比べて多かった。

これらのうち、1999 年 8 月に関東に接近した UCL はチベット高気圧の張り出しとそれに対応したトラフの深まりにより、その先端がチベット高気圧の南縁をめぐる風に流されながら切離されて発生した。この UCL の鉛直構造は 200 hPa 付近に循環中心・100 hPa 付近に暖気核・250 $\sim$ 300 hPa 付近に寒気核が存在し下層では解析されず、Shimamura(1981)の示した UCL の構造の特徴と類似していた。また、進行方向の前面に上昇流・後面に下降流を伴っており、特に中心の北西側の上昇流は下層まで達しており対流雲の発達を示唆された。

一方、1999 年 4 月に太平洋上で発生した寒冷渦は、8 月の UCL と水平スケール・鉛直構造は類似していたが、中心の高度が低く渦位の値も大きいことに伴って鉛直スケールが大きく、下層まで低気圧性循環および上昇流が達していた。

### 〈参考文献〉

- ・ Shimamura, M(1981) : The Upper-Tropospheric Cold Lows in the Northwestern Pacific as Revealed in the GMS Satellite Data , Geophys. Mag
- ・ B. J. Hoskins, M. E. McIntyre and A. W. Robertson(1985) : On the use and significance of isentropic potential vorticity maps , Q. J. R. Met. Soc.
- ・ 西森巖, 石原隆史(1997) : GMS から見た上層寒冷低気圧 (その 1) , 研究時報 49
- ・ 二階堂義信(1986) : Q-map (等温位面上で解析された渦位分布図) , 天気 33
- ・ 小倉義光(2000) : 総観気象学入門 , 東京大学出版会