

暖気移流に伴うオープンセル

Open Cell Associated with Warm Advection

鈴木和史*

Kazufumi Suzuki

要 約

日本付近で発現するオープンセルを二冬期間について調べた結果、寒気型と暖気移流型に類別された。寒気型は従来のオープンセル形成機構から説明されるものであった。一方暖気移流型は発生頻度は少ないが、従来の理論や実験とは異なる特徴を持っていることがわかった。

その特徴を以下に示す。

- (1) 層積雲から変化し、総観規模の上昇流域に対応する。
- (2) 500mbの気温はほぼ平年並みで、安定層より下層で、1~6℃の昇温がある。
- (3) 下層では南風成分をもち、風速は強い。
- (4) 大気と海面の温度差は8.5℃で、海面からの加熱の効果は小さい。

Abstract

The open cells were investigated in vicinity of Japan for two winter seasons and were classified into two types, COC (cold air type open cell) and WOC (warm advection type open cell).

COC is observed in the cold air mass. The organization of COC is in agreement with the open cell generating mechanism proposed by many other studies.

WOC is observed in warm advection and occurrence of WOC is rare.

The characteristics of WOC are very different from COC and have following properties.

1. Transforming from Stratocumulus(closed cell) into cumulus (open cell).
2. Presence of synoptic-scale upward motion.
3. Temperature rising by 1~6℃ through the lower layers.
4. Accompanying strong wind with southern wind component.
5. Weak heat flux from the sea to the atmosphere (air-sea temperature difference by 8.5℃).

1. はじめに

気象衛星が打ち上げられて以来、冬季発達した低気圧の後面の海上にはセル状の雲が広範囲に分布することがわかった。この雲は主としてオープンセルとクローズドセルから構成されている。衛星画像では、オープンセルは蜂の巣状のパターンをした積雲系の雲

として、クローズドセルは丸みを帯びた団塊状のパターンをした層積雲系の雲として観測され、こうした特徴からこれらの雲の識別は容易である。セル状雲については多くの総合的な報告があり (Agee et al 1973, Anderson et al 1974, 岡林1982, 浅井1983)、発生や形成機構の説明がなされている。セル状雲の典型的な発達のは日本のはるか東海上で多くみられ、その広がりには緯度でそれぞれ10度以上にも及ぶ。日本付近では大きな広がりをもつ典型的な例は観測されにくく、広がりも緯度でそれぞれ数度程度である。

*気象衛星センター解析課
Meteorological Satellite Center

日本付近でみられるオープンセルについて静止気象衛星 GMS-2 (ひまわり 2号) の画像で調べた。その結果、従来の発現・維持メカニズムから説明される寒気場のオープンセルのほか、暖気移流時に発生するオープンセルが解析された。一般にオープンセルは、海面からの加熱による対流活動に成因が求められており、大気と海面の温度差が大きい所で観測されやすい。大気温度の時間変化や振幅に比べ海水温のそれは小さいとみなされるので、オープンセルは寒気や寒気移流の強さを表す指標として用いられる。一方、暖気移流に伴うオープンセルは、こうしたオープンセルとは異なる発生メカニズムを持つと考えられる。

ここでは、暖気移流に伴うオープンセルの事例を示し、寒気場のオープンセルとの比較からその特徴を明らかにする。

2. 事例解析

1985年1月15日、日本海南西部に現れた暖気移流に伴うオープンセルの解析を示す。

(1) 衛星画像の特徴

1月14日まで日本付近は冬型の気圧配置が続き、日本海には筋状の積雲列など寒気場内で発生する活発な対流雲が多く見られた。その後寒気場の中心は日本の東海上に移動し、対流活動は弱まって日本海南西部では層積雲に変化していった。

15日00Z (Photo 1)、山陰沖に積雲から変化したクローズドセルタイプの層積雲域があり、南北4度東西6度の広がりを持っている。一方日本の東海上や北緯40度以北の日本海では、寒気場内で発生する積雲系の雲が見られる。

15日03Z (Photo 2)、この雲域は東北東に移動を始め、西縁は隠岐付近、東縁は能登半島に達した。密な分布をしていた層積雲はすき間が多くなり、オープンセル(積雲)に変化し始めている。雲域の範囲は00Zより縮小している。セルの直径は西側の20km程度、東側では30~40kmで大きさは不揃いである。

15日06Z (Photo 3)、オープンセルの形状はますます明瞭になった。雲域の西縁は鳥取沖、東縁は佐渡の西で、その範囲は03Zより更に縮小した。セルの直径は20~30kmで大きさは揃ってきた。低気圧後面で広範囲に発生する典型的なオープンセルと写真上では同じパターンをしている。

この雲域をその後赤外画像で追跡すると、次第に雲

域を縮小しながら09Zには能登半島の北海上から佐渡の北東海上、12Zには秋田沖に達した後消滅した。

この間の雲域の移動は、東北東40~50km/hrであった。この動きは近傍の観測点(輪島、米子)から得られた安定層より下層の平均風(西南西13~17m/s)とはほぼ一致している。

次に雲頂温度の変化からこのオープンセルの発達を調べる。対象とする雲域を囲む矩形内で(Photo 1~3の白枠で示す)東西・南北方向にそれぞれ0.1度の格子点上の赤外輝度温度(T_{BB})を求めた。Fig. 1は、1月15日00Zから09Zまでの T_{BB} の頻度分布である。

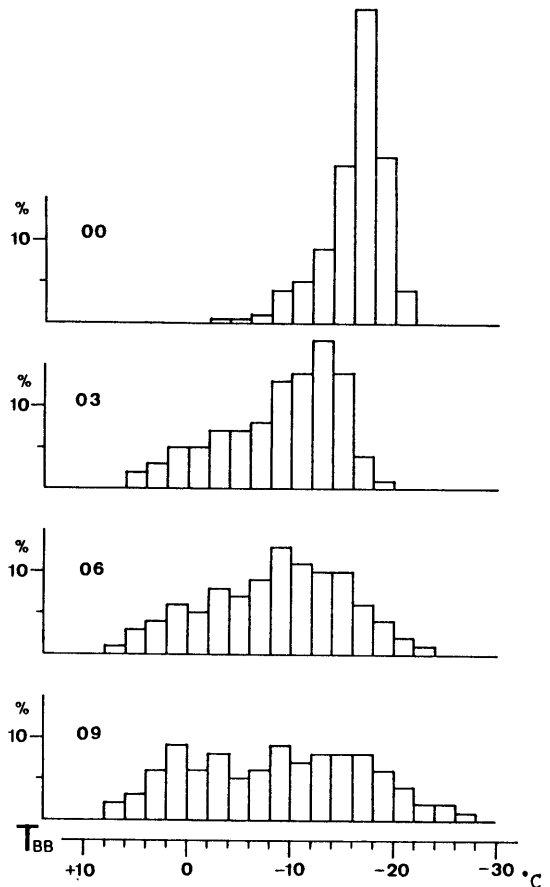


Fig. 1 Frequency distribution of T_{BB} in the rectangular area surrounding open cell represented by white real lines in the Photo 1~3 on 1985 JAN. 15

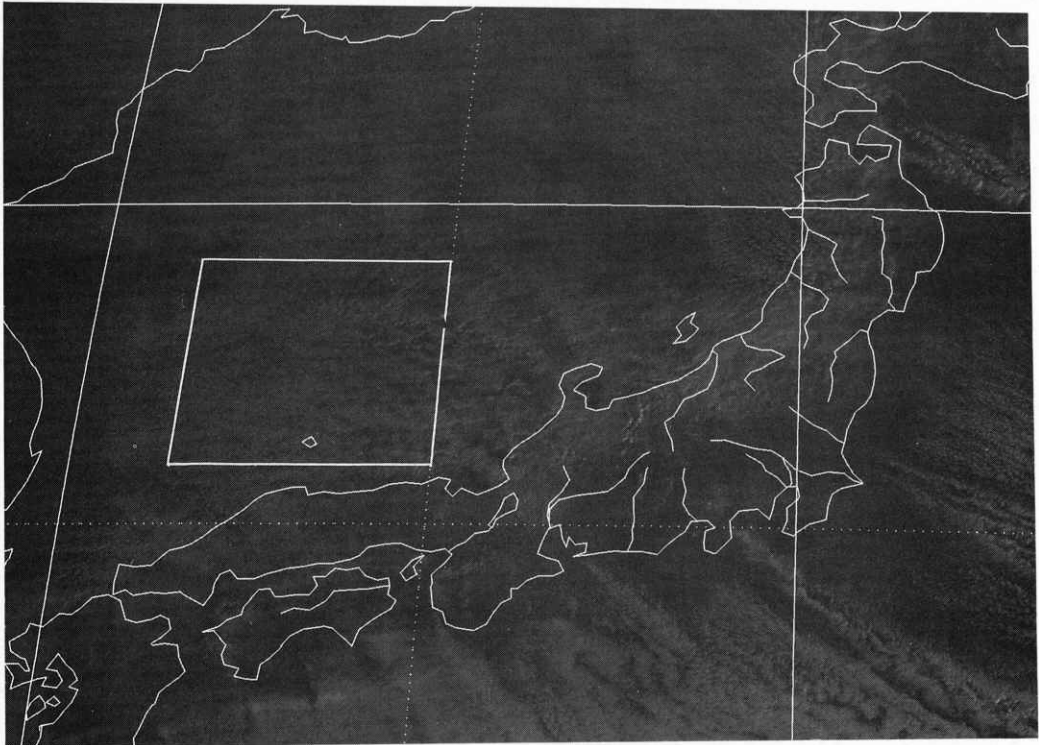


Photo 1 1985 JAN. 15 00Z Visible Imagery

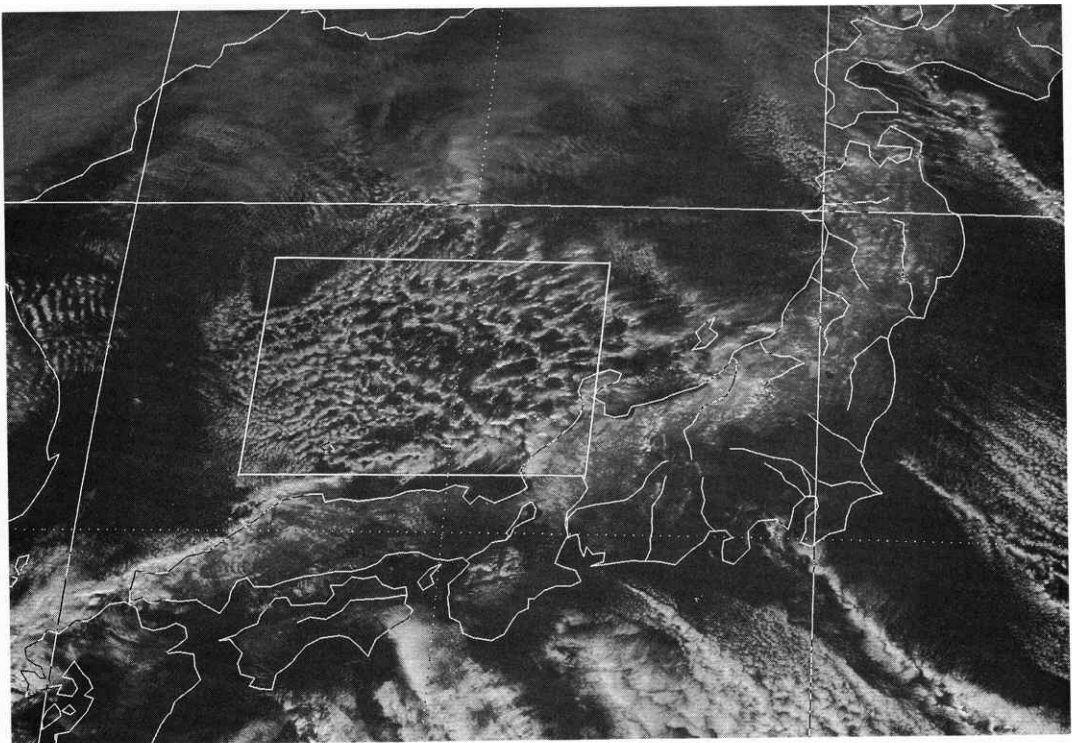


Photo 2 1985 JAN. 15 03Z Visible Imagery

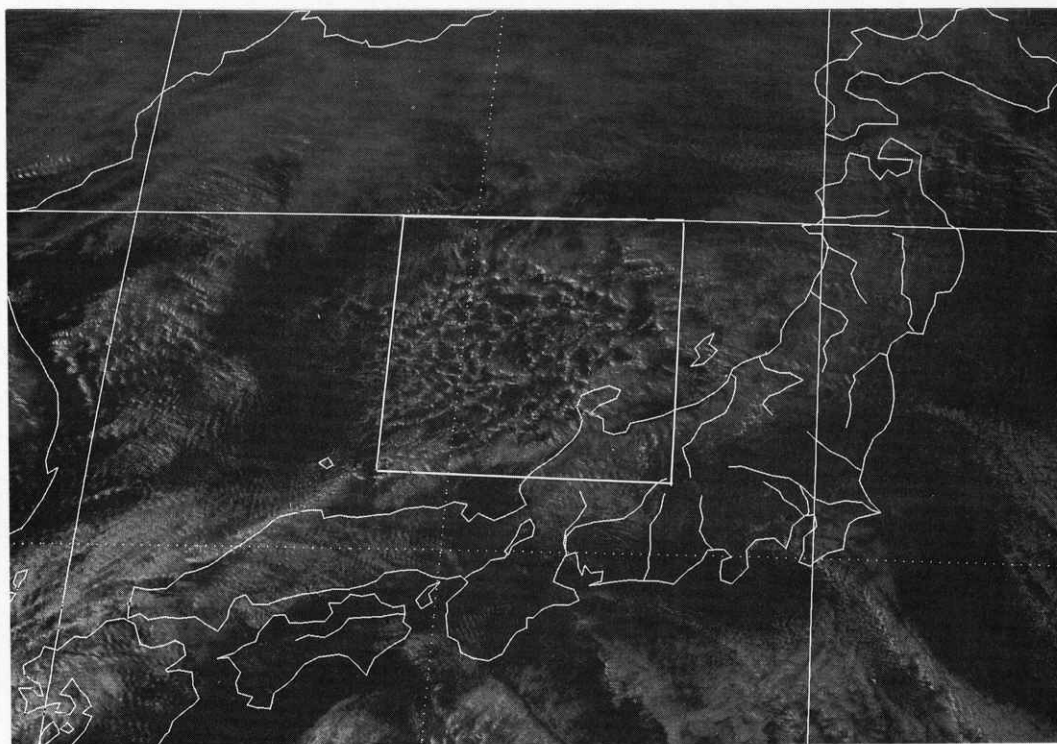


Photo 3 1985 JAN. 15 06Z Visible Imagery

00 Z の T_{bb} は $-16^{\circ}\text{C} \sim -18^{\circ}\text{C}$ に鋭いピークを持ち、一様な雲頂高度ですさまじく広がる層積雲の特徴を表している。03 Z になるとすそ野が広がりピークもゆるやかになった。特に高温側へのシフトが見られ雲のない領域の増大を表している。ピーク値は $-12^{\circ}\text{C} \sim -14^{\circ}\text{C}$ で雲頂高度は全般に低くなった。06 Z ではすそ野の広がりやピーク値の鈍化は更に進んだ。これは対流活動が活発化したため、上昇流域での雲頂高度の増加（低温側への広がり）、下降流域での雲のない領域の増加（高温側への広がり）の反映と考えられる。この傾向はオープンセルの発達と共に顕著になっており、09 Z にはピークが高温側と低温側に分極化する様子がみられる。

各時刻の最低温度は -22°C (00 Z、03 Z)、 -24°C (06 Z)、 -28°C (09 Z) で時間と共に雲頂高度の高まりを示している。対応する領域のレーダ観測からも（図略）、06 Z のエコー強度が強く対流活動の活発化を支持している。

雲画像の解析から、クローズドセルの雲域が東北東進しながら対流活動が活発となりオープンセルに遷移

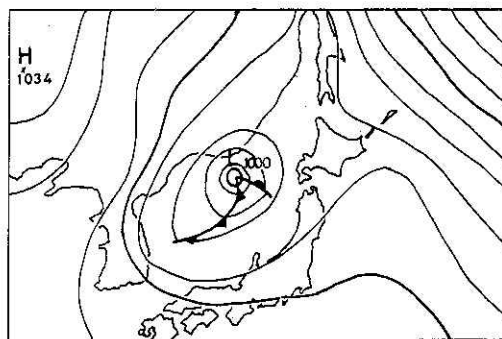


Fig. 2 Surface map on 1985 JAN. 15 12Z.

した事がわかる。

(2) 総観場の特徴

15日12Zの地上天気図を Fig. 2 に示す。冬型の気圧配置は弱まり、中国東北区にあった低気圧が日本海中部に進み東北東進しながら発達している。このため低気圧の暖域に位置する日本海南海西部では、西南西の風により暖気移流が強まっていることがうかがえる。

総観場の気象状態の変化を、オープンセルが最も近

くを通った高層観測点（輪島）のデータで調べる。

(2-a) 安定層の特徴

輪島における温度と露点温度のプロファイルの時間経過を Fig. 3 に示す。安定層高度は、15日00 Z 699 mb、15日12 Z 618mb に観測され、安定層をはさんで下層湿潤上層乾燥の沈降性逆転の性質を示している。これは寒気吹き出し時に見られる日本海の代表的な大気成層である。

図中に矢印で示した雲頂高度は、気象衛星センターでルーチンに作成していた雲頂高度出力図から得られた輪島近傍の雲頂温度を、輪島の鉛直温度分布を用いて高度に変換したものである。総観雲頂高度法(約120 km四方の温度ヒストグラムのモード値)を採用したので、この値は近傍の雲域の代表的雲頂高度とみなせる(詳細は鈴木(1980)参照)。14日12 Z 前線性逆転層が550mb に観測されている。この時の雲頂高度は700 mb だが、この付近に安定層は観測されていない。しかし、700mb を境に上層(西風)と下層(北西風)とで風向の変化が明瞭なこと(Fig. 4参照)、同様な総観的気象条件下にある米子では700mbに明瞭な逆転層が存在することから、輪島周辺の海上では700mb付近に安定層が存在していたと考えられる。山岸(1980)によれば、寒気が弱まる時期には海上では存在する安定

層が陸上では観測されないことが多いという。この期間に出現した雲は、安定層に雲頂を抑えられていたことがわかる。

寒気の衰弱と共に次第に低くなった安定層は15日00 Z に最も低くなったが、オープンセル通過後の15日12 Z には約80mb 高くなった。安定層高度の上昇は、混合層内の対流混合の強化や上昇流の強まりの結果である。

(2-b) 温度変化の特徴

Fig. 3 から前12時間温度変化をみる。14日12 Z は500 mb 以上で昇温、500mb 以下で降温となっている。15日00 Z になるとパターンが逆転し、安定層より上層(700mb~500mb)で8~9℃の大きな昇温となった。これは500mb で-38.6℃(14日12 Z 観測)という強い寒気が日本の東海上に移動したためである。700mb より下層では1~2℃の昇温が始まっている。

オープンセルが現れた時間帯を含む15日12 Z では4~5℃の様な昇温がみられる。この温度変化は安定層より下層に限定され、それより上層ではみられない。この時の下層の昇温(850mbで5.8℃)に寄与している各種の熱輸送量を調べるため、熱力学の式を変形した次の式で各項の大きさを見積もる。

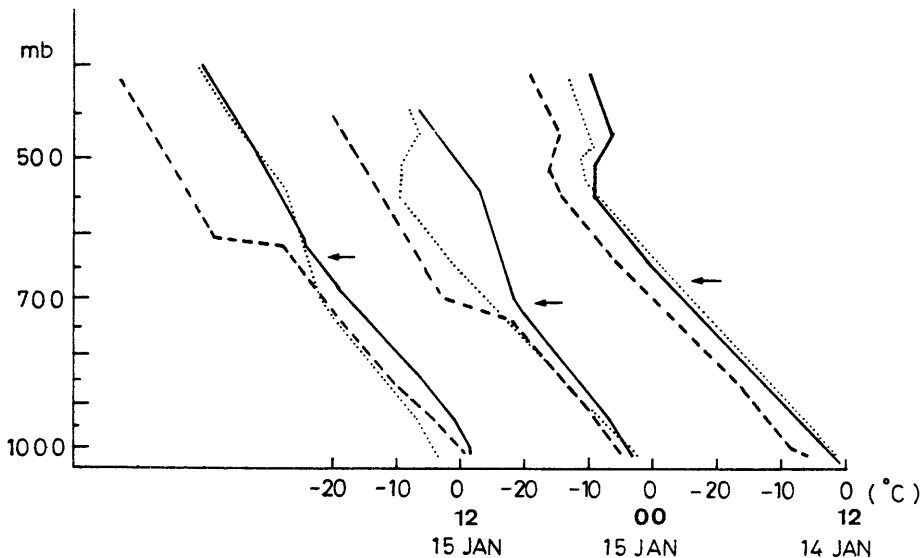


Fig. 3 Time sequence of vertical profile at Wajima. The real lines show temperature. The broken lines show dew-point temperature. The dotted lines show temperature 12 hours before. The arrows represent cloud top height.

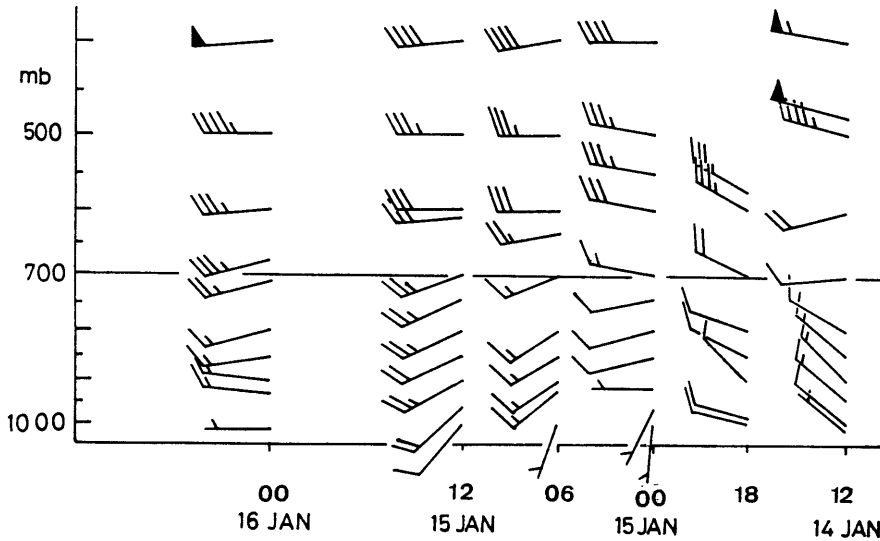


Fig. 4 Time sequence of vertical profile of wind at Wajima.

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = \frac{\delta \bar{T}}{\delta t} - \overline{V \cdot \nabla T} - \omega \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial P} - \frac{R}{C_p} \frac{\bar{T}}{P} \right)$$

—は空間平均を表す。

VやTは、輪島での値を用いる。ωは安定層高度の時間変化から-6.8mb/hrとした。この値は数値予報資料から得られる700mb鉛直流初期値(00Zと12Zの平均で-5mb/hr)と比べても妥当な値である。

計算の結果、第二項(水平移流)は+4.0°C/12hr、第三項(鉛直輸送と断熱変化)は-1.2°C/12hr、この二つの項の和は、+2.8°C/12hrになった。暖気の水平移流が上昇運動による断熱冷却に打ち勝って加熱の効果を示している。

第一項(非断熱効果)は主として海面からの加熱による。雲量は少ないので潜熱放出による加熱は小さいとみなせる。バルク法を用いて海面からの顕熱輸送量を見積もると284ly/dayであった。冬季日本海における海面からの顕熱輸送量について、藤田(1965)は月平均で264ly/day、二宮(1968)は一冬平均で500~700ly/dayという値を報告している。これらの値と比較しても、今回の例では海面からの顕熱輸送量は決して大きくない。

一般に寒気吹き出し時には、非断熱効果による加熱は海面からの顕熱輸送がほとんどを占める。水平移流による加熱が昇温量の半分に寄与している今回の例は、

寒気吹き出し時とは異なる気象状態を示しており、暖気移流として特徴づけられる。

(2-c) 風の変化の特徴

輪島における風の鉛直プロファイルの時間経過をFig. 4に示す。

各時刻共安定層をはさんだ上・下層で風向や風速の違いが明らかである。安定層に相当する700mbより下層に注目する。14日18Zまでの北西風は15日00Z西南西10m/sに変わり南風成分を帯びてきた。この西南西風は700mbから850mbの間で様な風向・風速を示すが、850mb以下は風速が弱く風向も乱れている。その後風速が次第に増加すると共に南風成分は強まり、06Z南西15m/s、12Z南西25m/sとなった。また鉛直シヤーの小さな層は次第に低層に広がり12Zは安定層より下層全層で様な風向・風速になった。

安定層より下層の昇温は、南風成分の強まりや鉛直シヤーの小さな層の増大と符合している。

3. 暖気移流型と寒気型のオープンセルの相違

暖気移流で発生するオープンセルと寒気場で発生するオープンセルの事例の比較から、それぞれが発生する気象条件の違いを明らかにする。

1984年12月から1985年2月、1985年12月から1986年2月の二冬期間、日本列島周辺で発生したオープンセルのうち、高層観測点が近傍にあった21事例(のべ24

観測点)を選びだした。内訳は、米子8回、鹿児島・名瀬5回、輪島3回、八丈島2回、那覇1回である。

ここでとりあげた事例はいずれも雲域の広がりには5度×5度以下で、日本のはるか東海上で発達する典型的なオープンセルの広がりには比べるとかなり小さい。また日本海にトランスバースモードの雲パターンが出現する時、その南側にみられる発達したオープンセルは対象から除外した。この時のオープンセルは総観的気象条件から後にのべる寒気型であると見当がつく。

(1) 温度変化

オープンセルの発現前と発現後の温度変化を調べる。変化を求める時間間隔は12時間である。安定層より下層を代表するレベルとして850mbを選ぶ。

Fig. 5はオープンセル発現後の850mb温度 (T) と各観測点における月平均850mb 温度の平年値 (\bar{T}) との差 ($T - \bar{T}$) を横軸に、発現前温度 (T') と発現後温度との差 ($T - T'$; 12時間温度変化) を縦軸に表す。平年値からの偏差を用いたのは、観測地点や観測時期による気候学的な温度の違いを均質化し、寒気の強さを比較しやすくするためである。

この図からオープンセルは2つのグループに分類されることがわかる。1つは□印のグループで、850mb 温度が平年より5℃以上低い寒気場内か、温度変化では2~4℃の降温となる寒気移流時に現れている。これはオープンセルの典型的な特徴で、16例(のべ18観測点)が観測された。以後このタイプをCOC (寒気型

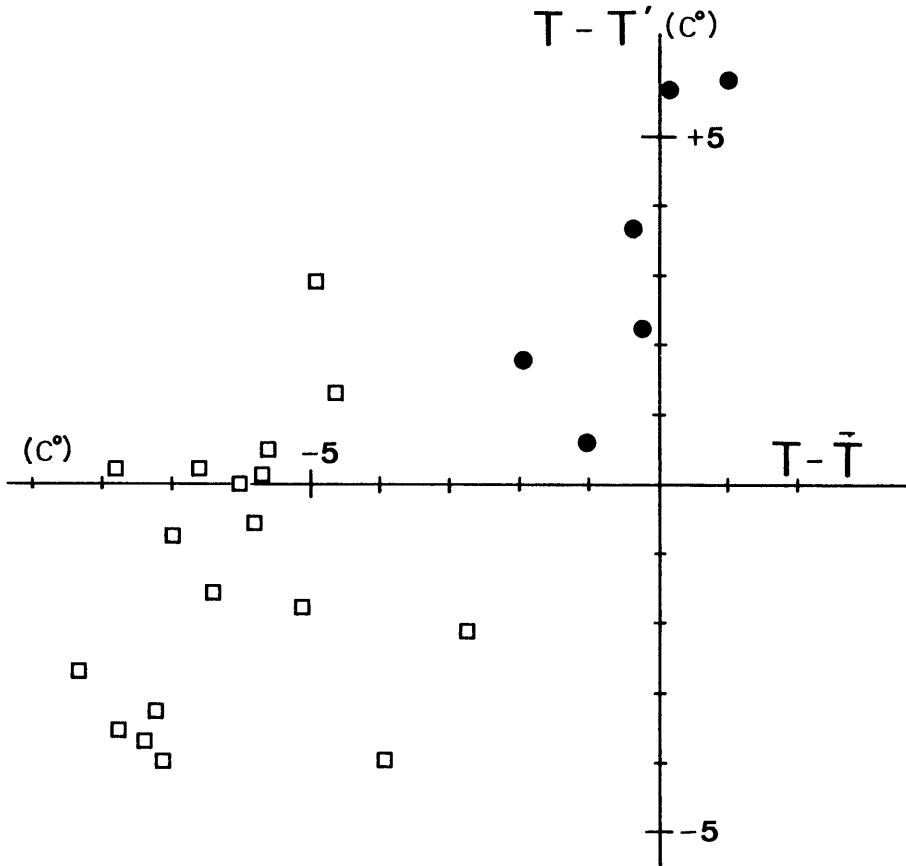


Fig. 5 The relationship between temperature anomaly ($T - \bar{T}$) and temperature difference for 12 hours ($T - T'$). T is 850mb temperature at the time of observing the open cells, T' is 850mb temperature of 12 hours before observing the open cells, \bar{T} is the 30 years averaged temperature at 850mb.

● and □ represent WOC and COC respectively. see text in detail.

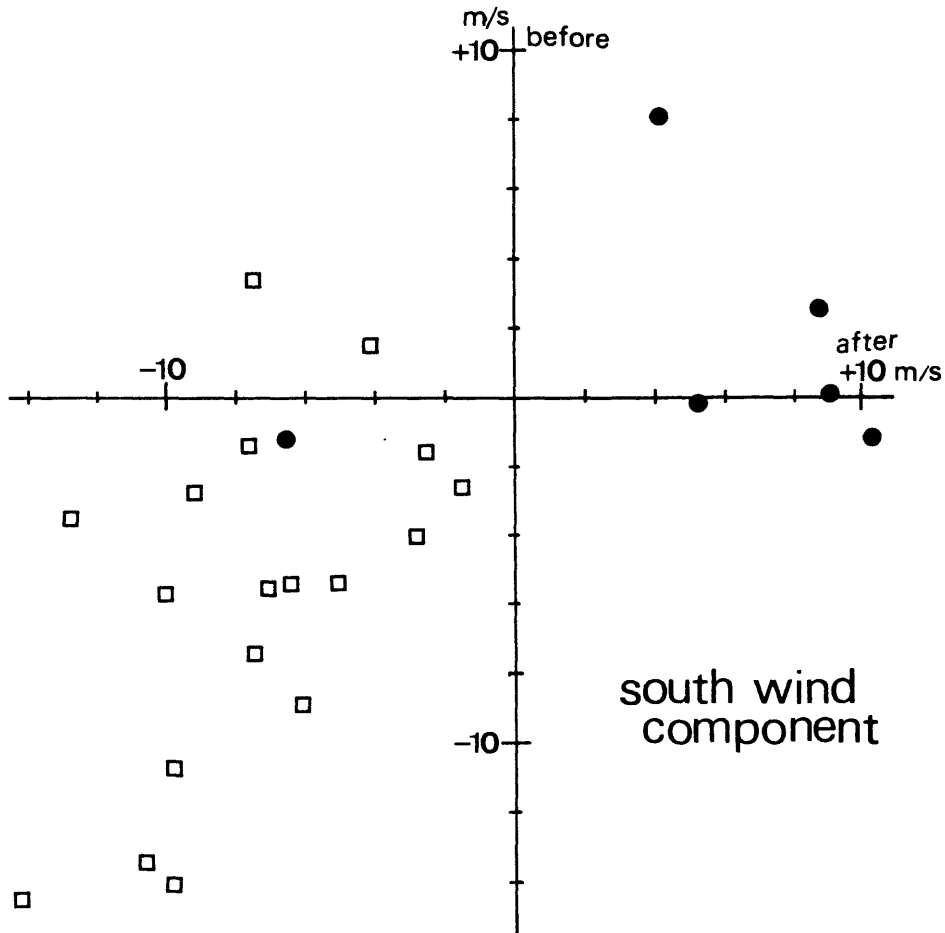


Fig. 6 Variation of the wind velocity of south wind component before and after the open cells occurring.

● and □ represent WOC and COC respectively.

オープンセル)と呼ぶ。一方●印のグループは850mb 温度が平年値から1~2℃以内で寒気は弱く、かつ温度変化では1~6℃の昇温となる暖気移流を伴っている。これらは前節の事例解析と同じ特徴を持ち、5例(のべ6観測点:米子・八丈島2回、輪島・鹿児島1回)が観測された。以後このタイプをWOC(暖気移流型オープンセル)と呼ぶ。

(2) 風向の変化

Fig. 6は、WOCやCOCの発現前と発現後の850mbにおける南風成分を表す。

COCは、ほとんど第3象限に位置する。すなわち発現前後共北風成分が卓越している。特に発現後は全て

が北風成分をもつのが特徴的である。北風成分の強さは、変化がないか増加する傾向がある。WOCは、6回中5回が発現後南風成分が卓越し、そのうち4回は南風成分が強まる傾向がある。唯一例外の点(第3象限の●印)も、西風15m/sから西北西の風11m/sへの変化による北風成分が表現されたもので、風速の弱まりや当時の温度場を考慮すると寒気移流とはいえない。すなわち、WOCは南風成分、COCは北風成分を持つという明瞭な特徴がある。

(3) 大気成層

Table 1は、WOCやCOCが発現した前後の大気状態の平均値である。

Table 1 Variation of lapse rate and stable layer height before and after the open cells occurring.

	Lapse rate ($^{\circ}\text{C}/100\text{m}$)		Stable layer height (mb)	
	before	after	before	after
WOC	0.74	0.73	760	712
COC	0.73	0.80	711	734

安定層より下層では温度減率が $0.73\sim 0.80^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ で、条件付不安定の成層をしている。WOCは発現前後で温度減率にほとんど変化はないが、COCでは発現後温度減率は大きくなりやや不安定化している。

数値予報資料から得られる700mb鉛直流初期値を調べると、WOCは5例内3例が上昇流域、2例が下降流域から上昇流域への遷移域で発生しており、COCの発生が16例中すべて下降流域であるのと対照的であった。COCはKrishnamurti (1975) が述べた「オープンセルは700mbの下降流域で発生する」という条件に合致する。WOCとCOCは、総観規模の暖気移流(上昇

流)と寒気移流(下降流)にそれぞれ対応しているといえる。

安定層高度を発現前後で比較すると、WOCでは48mb(約550m)高くなり、COCでは23mb(約250m)低くなった。この変化は、暖気移流・上昇流による安定層高度の高まりや、寒気移流・下降流により高気圧性沈降が強化された結果の安定層高度の低下を、それぞれ反映している。

(4) 海面水温と温度差

Fig. 7はWOCやCOCが発現した時の海面レベルでの気温と海面水温との差を比較したものである。

海面水温(SST)は、気象庁全国海況旬報の旬平均海面水温分布から発現地点の値を読み取って求めた。一方発現地点での海面上の気温(T_s)は、近傍の高層観測点での850mb温度をその時の安定層より下層の温度減率を用いて海面上での値に変換して求めた。

COCは、気温と海面水温との温度差が $8\sim 17^{\circ}\text{C}$ に分布しており平均では 11.8°C になった。遠藤(1985)は、日本海のトランスバースモードの雲の南側に出現したオープンセルについて、海面水温との温度差が 10°C 以上であると述べている。

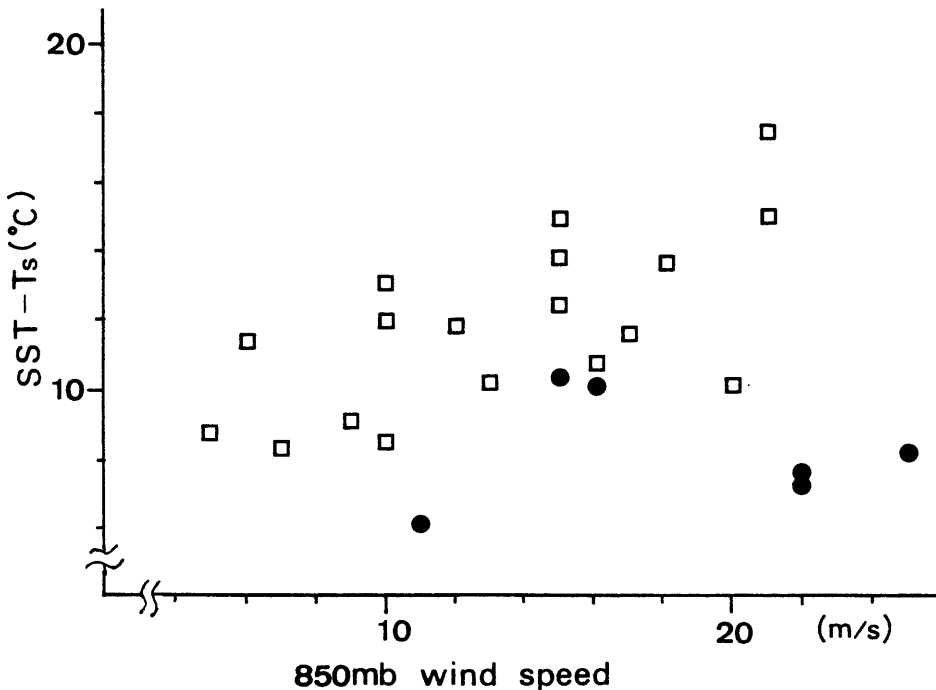


Fig. 7 Plots of sea-air temperature difference and wind velocity.
● and □ represent WOC and COC respectively.

WOCは、海面水温との温度差が6~10℃に分布して平均では8.2℃であった。Sheu & Agee (1978)は東シナ海の観測から、オープンセルやクローズドセルなどのセル状雲は海面との温度差が5℃以上で出現すると述べている。WOCの出現する温度差6~10℃は、セル状雲発生に必要な海面水温との温度差の最低条件に相当しており、クローズドセルの発生条件に近いと言える。WOC発生には、クローズドセル同様海面からの加熱の影響は小さいと考えられる。

(5) その他の特徴

850mb風速分布 (Fig. 7の横軸) をみると、COCは5~20m/秒の間にある。一方、WOCは11~25m/秒の間にあり、COCに比べ強い風速で発生している。岡林 (1982)によると、オープンセルは850mbで11m/sの平均風速であり、強い風速では形状が不規則になったり線状パターンに以降する。WOCの強い風速は、典型的なオープンセルの発生条件とは異なる特徴の一つである。

また衛星の観測では、WOCは5例すべてが層積雲から変化したものであったが、COCは半数が層積雲から、残り半数が積雲から変化したという特徴を持つ。

4. まとめ

1985年1月15日日本海南部に現れたオープンセルは暖気移流を伴っていた。また日本付近で見られる比較的小きな規模の雲域のオープンセルを21事例 (のべ24観測点) を調べた結果、寒気型と暖気移流型に類別された。寒気型オープンセルは、海面からの加熱が強く総観規模での下降流に伴っており、従来から説明されているオープンセルの特徴を持っている。

一方ここで示した暖気移流型オープンセルは、寒気型オープンセルとは全く異なる次の特徴を持つ。

- (1) 層積雲の雲域から変化し、雲頂は安定層に抑えられた活発なセル状雲から構成されている。
- (2) 850mbでは12時間で1~6℃の昇温がある。気温はほぼ半年並で寒気は弱い。
- (3) 850mbでは南風成分を持ち、風速は強い。鉛直シャーは弱い。
- (4) 総観規模の上昇流域に対応し、安定層高度の高まりを示す。
- (5) 大気と海面との温度差は、8.5℃で、海面からの加熱の効果は小さい。

オープンセルとクローズドセルは、対流の循環形式が対照的であり、それは形成機構の違いから説明されている。すなわちオープンセルは海面からの加熱が、クローズドセルでは雲頂での放射冷却が対流発生の駆動力となり、それぞれのパターンを決定すると言われている。しかし、ここで述べた暖気移流型オープンセルは、従来の理論や実験の結果とは異なる特徴を示している。唯一Krishnamurti (1975)の「気層の平均温度を上げていくとオープンセルが現れる」という数値実験結果と合致するものである。

暖気移流型オープンセルの発生条件は、クローズドセルの発生条件に類似して海面の加熱効果が小さいことや層積雲から遷移することから、雲頂での放射冷却、安定層のエントレイメントなど層状雲の不安定メカニズムが、暖気移流型オープンセルの形成に寄与していると考えられる。

謝 辞

この報告をまとめるにあたり、気象データの作成に協力してもらった伊藤秀喜氏、討論に加わって頂いた解析課の皆様深く感謝する。

参考文献

- Agee, E. M. and T. S. Chen and K. E. Dowell, 1973: A review of mesoscale cellular convection, Bull. Amer. Meteor. Soc., 54, 1004-1012.
- Anderson, R. K., et al., 1974: Application of meteorological satellite data in analysis and forecasting, ESSA Tech. Rep., NES51, (日本訳: 気象庁気象衛星課, 1976: 予報と解析への気象衛星資料の利用)
- 浅井富雄, 1983: 大気対流の科学, 東京堂出版
- 遠藤辰雄・穂積邦彦・若濱五郎, 1985: 冬季の日本海における雲の形態と分布, 気候形成におよぼす雲の役割に関する総合的研究, 35-46
- 藤田敏夫・本多庸浩, 1965: 冬季の日本海からの蒸発量及び顕熱放出量の推定, 天気, 12, 204-213
- Krishnamurti, R., 1975: On cellular cloud patterns. Part 3: Applicability of the mathematical and laboratory models, J. Atmos. Sci., 32, 1373-1383
- 二宮洗三, 1968: 日本海および日本列島上での熱および水の収支解析, 「北陸豪雪調査報告書」気象庁技

術報告第66号, 100-110

岡林俊雄, 1982: 気象衛星資料の利用(I), 研究時報,
49巻, 1-50

Sheu, P. J. and E. M. Agee, 1977: Kinematic
analysis and air-sea heat flux associated with
mesoscale cellular convection during AMTEX 75,

J. Atmos. Sci., 34, 793-801

鈴木一雄, 1980: 静止気象衛星「ひまわり」の赤外放
射データによる雲頂高度の計算, 天気, 27, 307-320

山岸米二郎, 1980: 冬期の日本海上の安定層の特徴,
天気, 27, 321-329