

# 本州南岸沖を西進して発達する 中規模の雲域(その2)\*

櫃間道夫\*\*

## 要旨

さきに報告した標記の雲域について、その生成初期の段階での事例解析を行ない、発生・西進の機構を探った結果、次の結論を得た。すなわち、寒気吹出の後、本州南岸沖の黒潮領域で熱・水分の補給を受け、下層で対流不安定の状態になっている気団の下に、本州中部山地の北を回って三陸沖に出た冷たい気団が侵入する。このため、前者は気層が押し上げられて不安定が顕在化し、高度 3.5 km 程度の対流が発生する。このようにしてできる対流雲の列は、後者の南西進に伴い 10~15 kt で見かけ上、南西進する。(またこの雲域は昔言われた“房総不連続線”の実体と思われる。)

ただし、雲域が八丈島を通過する頃には 2~3°C あった両気団の温度差も、その後は縮まるため、引き続き対流を維持・発達させる機構は別に求めねばならない。

## 1. 目的

先きに、筆者は「関東沖で発生した線状の雲域が本州南岸沖を西進しながら、紀伊半島沖ないし四国沖で発達し、東に引き返す」現象のあることを見出し、日本の天気予報で長年の課題となっている土佐沖低気圧や関東地方の北東気流による悪天現象も、その一部は、この雲域が実体であるらしいことを指摘した(櫃間, 1979)。これとはほぼ時を同じくして、長谷川(1979)は気象衛星から見た土佐沖低気圧について報告したが、やはり両者は同種の雲であるらしい。

そこで本稿では、問題の雲域がいかにして作られるか、すなわち生成初期の段階での機構を探ることを目的とする。

## 2. 方法

数例の類型の中から1978年10月21~24日の事例を取り

\* Mesoscale cloud area which moves westward and develops off the south coast of Japan (Part II).

\*\* M. Hitsuma, 気象庁予報課。  
—1979年6月19日受領—  
—1979年8月20日受理—

上げ、他の事例をも参照しながら、温位・高層風などの解析を行ない、発生機構のモデル化を試みる。

なお、時刻はすべて日本時間で表わす。

## 3. 総観場と雲域の経過

第1図aは21日09時の地上天気図であり、写真1と同時刻のものである。この前日からこの日にかけてオホーツク海を低気圧が東進したのに伴い、本州を2本の寒冷前線が通過して、富山で初アラレが降るなど、ほぼ全国的に北風が吹き、冷え込んだ。図のように房総沖に小低気圧も解析されるが、これは午後には前線と共に東進して不明瞭になっている(図略)。

さて、この日の朝、写真1では寒冷前線の雲バンドのほか、その後面的本州南岸沖には弱い寒気吹出しの雲も見られる。しかしここで着目するのは、房総半島の東にある小さな対流雲列である。この雲列は積雲から成り、幅は10 km 余、雲頂高度は測定されていないが館野のエマグラム(図略)からみて 1.5 km 程度と推定される。

以後、総観系は第1図bに見るように東進するが、問題の雲列は6時間ごとの写真(第1図bに対応する写真5まで)でも明らかなように、徐々に面積を増大しながら南西進を続ける。写真5で雲頂高度は、衛星による総

観雲頂高度(約100 km 四方の領域での平均値)が3.4 kmと測定され、この値は後述のように八丈島のエマグラムとほぼ合致する(第3図)。

なお参考のため、2日後この雲域が急速に発達した状況を写真6で示す。この時は第1図bで見た高気圧は既に東方に去り、次の寒冷前線が沿海州に進んで来ている(図略)。

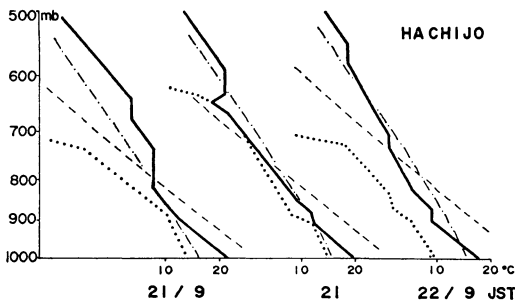
4. 解析

先きの報告でも述べたように、この雲に関しては極く下層に問題のカギがありそうなので、雲域の経過に対応して900 mbの風と温位の分布を見る(第2図a~c)。

21日09時には三陸沖と本州南岸沖とに寒気が氾濫しているが、同日21時から22日09時にかけて本州中部以南で北西風が弱まると共に、三陸方面から比較的強い寒気が房総半島沖を通過して本州南岸沖に侵入して来ることがわかる。

なお、本州中部山地とその風下での等温位線のカーブは、a図においては必ずしもデータの裏付けが充分ではないが、b、c図の潮岬、浜松、八丈島の温位分布や、後述(第4、5図)のような八丈島の気温の経過から見ても、根拠あるものと言えよう。

つぎに、問題の雲域の先縁が八丈島に達した21日21時を中心に、その前後の同島のエマグラムを第3図に示す。21日09時(写真1および第2図aに対応)には典型的な対流層の上限たる900~850 mbが湿潤で、その上に顕著な安定層があるが、同日21時(写真3および第2図bに対応)になると、最下層での気温低下と共に900mbに薄い安定層ができ、そこから上は条件付不安定(湿っているので実質的に不安定)または湿潤中立の状態が続

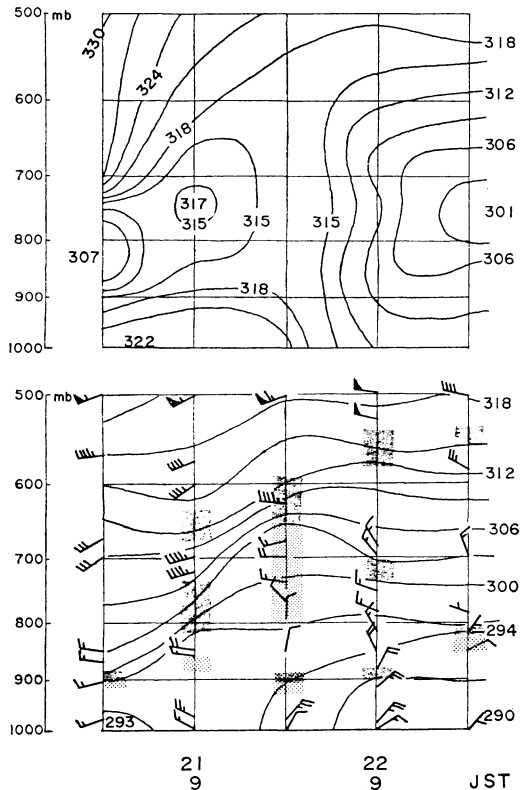


第3図 八丈島のエマグラム。実線は温度、点線は露点温度、破線・鎖線はそれぞれ乾燥・湿潤断熱線。1978年10月21日09時、21時、22日09時。

き、先きに650 mbにあった安定層は50 mbほども上方に変位している。

この経過のうち、初め(21日09時)の状態は、東シナ海におけるAMTEXで報告されているもの(たとえば二宮, 1978)と似ているが、つぎ(21日21時)の状態は全く特異のものである。またその後、22日09時の状態(すなわち900, 700, 550 mbにそれぞれ明瞭な安定層がある)は、同じくAMTEX領域において斉藤(1978)や椎野(1978)の述べた二重の安定層構造と類似のものと思われるが、これを斉藤は2度に亘る寒気氾濫の結果と推定し、また椎野はBOMEXにおけるNitta(1975)の報告を参照して、亜熱帯~熱帯の海洋上の現象であろうと述べている。

ともあれこの事例での状況をさらに詳しく見るため、さらに前後の時刻をも含めた八丈島の風、温位、偽相当



第4図 八丈島の時空断面図。上図は偽相当温位、下図は温位の等値線(いずれも3Kごと)と風(kt)。ハッチは絶対安定の層、点彩は気温~露点差が3°C未満の領域。1978年10月20日21時~22日21時。

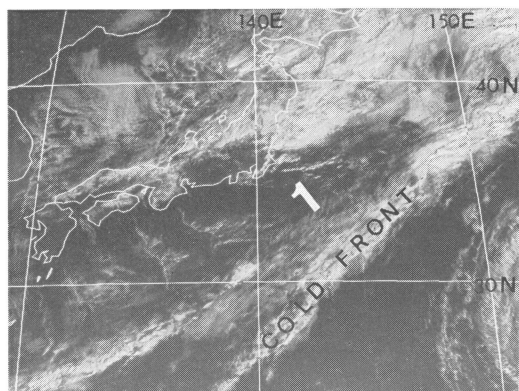


写真 1 GMS 可視画像, 1978年10月21日09時, 矢印が問題の雲域, 以下同じ.

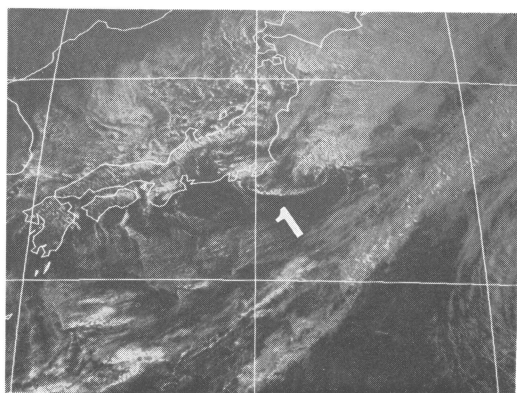


写真 2 同, 可視画像, 同日15時.

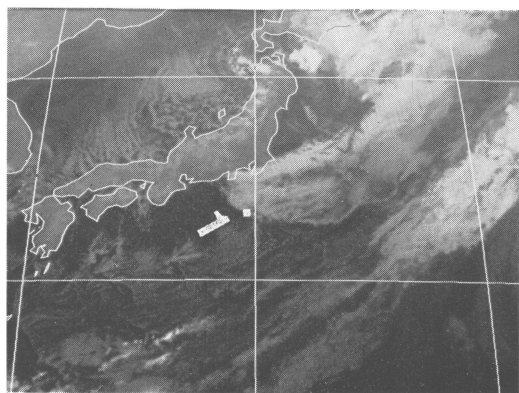


写真 3 同, 赤外画像, 同日21時, 白い四角は八丈島の位置.

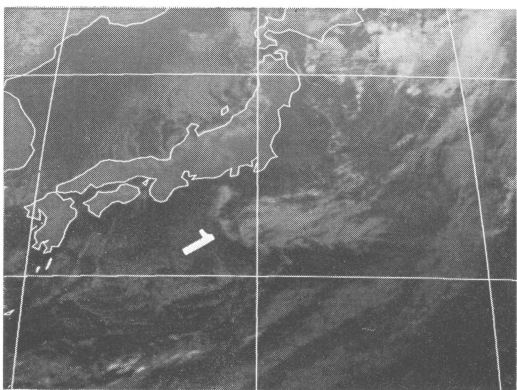


写真 4 同, 赤外画像, 22日03時.

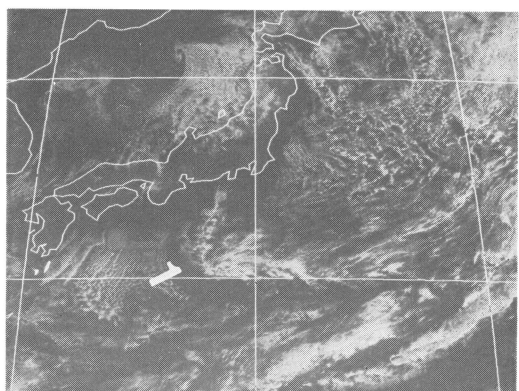


写真 5 同, 可視画像, 同日09時.

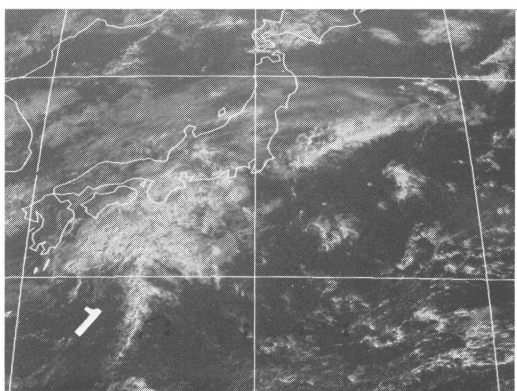
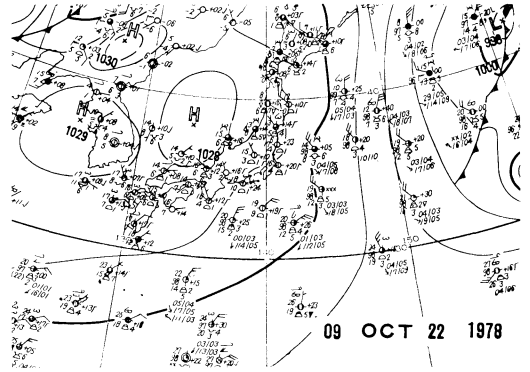
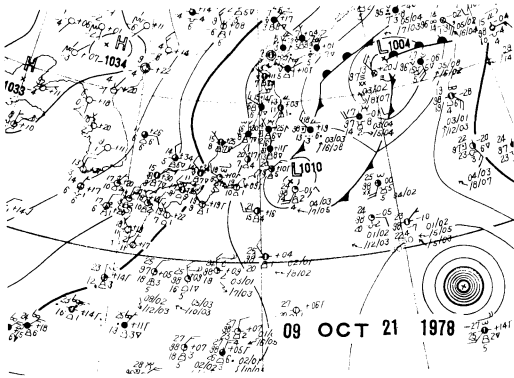


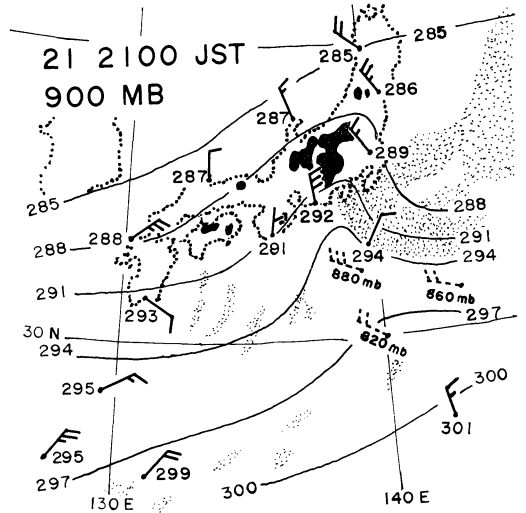
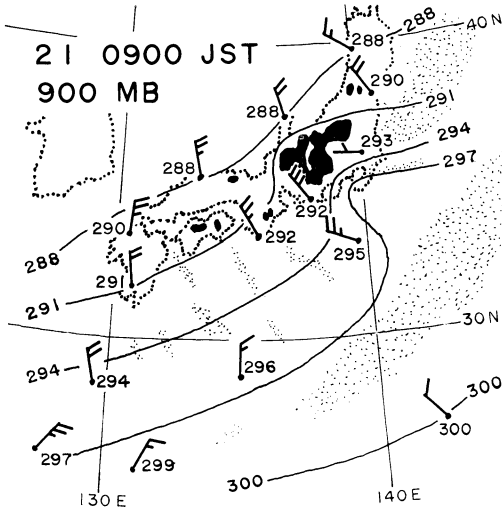
写真 6 同, 可視画像, 24日09時.



第1図 (a) ↑ 第1図 (b) →

第1図 地上天気図。等圧線は4 mb ごと。

- (a) 1978年10月21日09時。写真1および第2図に対応。(b) 同月22日09時。写真5および第2図cに対応。

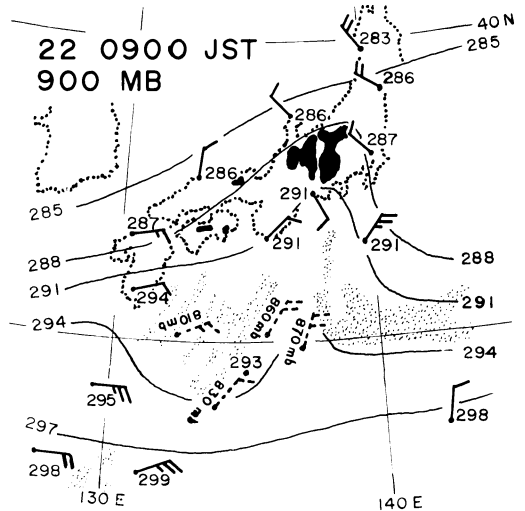


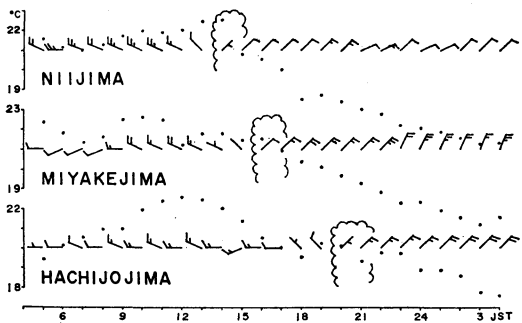
↑ 第2図 (b) ↓ 第2図 (c)

第2図 (a) ↑

第2図 900 mb の風(kt)と温位(3 K ごと)。黒く塗りつぶした所は海拔1,000 m以上の地形、点彩は雲域。なお破線の矢羽根は衛星の測定による風で、添字は測定対象となった積雲の雲頂高度を示し、したがって風ベクトルは概略 900 mb の値と見られる。

- (a) 1978年10月21日09時。写真1および第1図aに対応。
- (b) 同日21時。写真3に対応。
- (c) 22日09時。写真5および第1図bに対応。





第5図 雲域の通過前後の、新島、三宅島、八丈島の地上風(kt), 気温の変化。雲域通過時刻は3時間ごとの画像によつたため±1時間程度の誤差がある。1978年10月21日05時～22日04時。

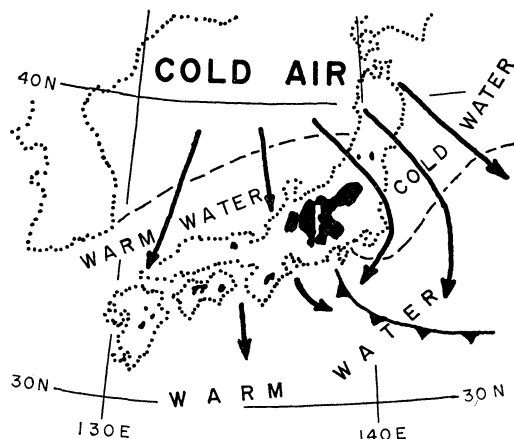
温位の時空分布を第4図に示す。

第4図上では20日21時から21日21時にかけて下層の対流不安定が顕著であり、これは既に見た寒気吹出しと、これに対する黒潮からの熱・水分の活発な補給の結果と考えられる(この時この付近の海面・気温差は約5°C)。

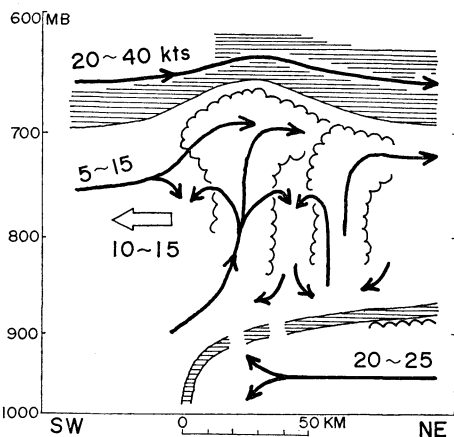
この対流不安定の気団(以下“南岸気団”と略称)の最下層に21日21時の直前、冷たく乾いた北東流(以下“三陸気団”と略称)が侵入する。この状況を確かめるため、写真1～3で見た雲列が北から順次に通過した新島、三宅島、八丈島の、地上風、気温の推移を第5図に示す。雲写真は3時間ごとにしかないため、この図での各島の雲列通過時刻には±1時間程度の誤差はある。しかし、雲列の通過に前後して風が明瞭に変わり、気温も、日変化分を考慮しても明らかな下降を示す。すなわち、最下層へのこのような三陸気団の侵入と同期して、900～650 mbの層で活発な対流混合が行なわれるらしい。

さらに、22日09時以降になるとそのような対流雲列は南～西に去り、八丈島付近は、最下層での北東流に對しやや上層では弱い北西と風向の差はあるものの、上下層で相当温位の傾度は緩くなり、冷たく乾いて安定な気層構成となる。事実、雲も八丈島付近にはなく(写真5)、気圧配置で見れば移動性高気圧の圏内である(第1図c)。

なお、南岸・三陸ふたつの気団の温度差は、雲域が八丈島を通過する頃には2～3°Cだが、それ以前(すなわち北)ではもっと大きく(第5図)、また以後(すなわち南)では小さくなり、父島(北緯27度)を雲域が通る頃には0～1°Cになる(図は略すが他の事例でも同様)。これは、三陸気団が黒潮海域の上を進行しながら、その路程に応じて変質するためと思われる。



第6図 寒気吹出しの最盛期を過ぎた頃の、1,000～900 mbの層での寒気の流れを示す模図。黒く塗りつぶした所は海拔1,000 m以上の地形。



第7図 雲域が八丈島付近にあるときの、雲列に垂直な方向の断面の模図。流線はシステムに相対的な流れを示すのに対し、数字(kt)は気流およびシステムの絶対的な速度(ただし断面での成分)を示す。ハッチは安定層。白矢印はシステムの前縁の速度。

### 5. 結論

上に見て来た事実から、この雲域の生成初期の段階(房総半島付近から八丈島を通過する頃まで)の機構として次のようなものが推論できる。すなわち、

「本州付近に寒気が吹き出したあと、南岸沖の黒潮海域で変質しつつある下層大気(ここで名付けた南岸気

団)の下に、本州中部山地の北を回って三陸沖に出たさらに冷たい大気(ここで名付けた三陸気団)が侵入する(第6図)。このため、南岸気団は気層が押し上げられ、その前すでに対流不安定の状態になっていた気層(第4図、20日21時~21日09時)は不安定を顕在化し、活発な対流が生ずる。これで従来あった800 mb 付近の安定層は破壊されるが、さらにその上方の安定層に対流が突き破るには至らず、結局、対流は650 mb 付近で留まる。

一方、三陸気団の前縁は10~15 kt で南西に進行を続けるので、そこでは連続的に対流雲が作られ、雲域は見かけ上、10~15 kt で南西進する(第7図)。

なお、第7図における各数値は二、三の事例における平均的な値である。

三陸気団前縁の進行速度と気団内の風速(20~25 kt の北東風)との差から、水平収束による上昇流も考えられるし、また、前記のように三陸気団は黒潮海上での吹走距離に応じて変質し、南岸気団との温度差が縮まる事実がある。これらのことから、両気団の境界がなす安定層は(ここで論じている雲域生成初期の段階で既に薄い)がこの後の段階ではやがて破られる性格のものと思われる。第7図においてこの安定層をときれさせて描いたのはそのためである。

さらに、付記したいことは、第6図に描いた状況およびそこで発生するこの雲域が、実は昔よく論ぜられた“房総不連続線”(たとえば安田、1955)の実体であろうということである。房総半島付近でできるこの雲域がさらに西進して土佐沖低気圧(もちろん、一部の)になるなどという事実を探知し得たのは、まさに静止気象衛星のためといえよう。

## 6. 今後の問題

以上のようにして形成された雲域は、南西進を続け、やがて写真5(または第2図c)の状態に達し、さらに大きく変貌・発達して写真6になる。その過程では、上層の気圧の谷など大規模場の果たす役割が大きいと思わ

れる(櫃間、1979)が、また、下層においても第7図のような機構がこの後も長く保たれるとは考え難い。むしろ、前節の後半で述べた事情で900 mb の安定層がやがて破られ、以後はスコールラインについてのNewton(1950)のモデルや、地雨性降雨帯についてのTatehira(1964)のモデルに似た形の機構で雲域が維持されるものと考えられる。詳細は所を改めて論じたい。

また、北東流を持続させる機構についての吟味も必要である。

## 謝辞

この研究を進めるに当たり、気象庁予報課の立平良三課長から有益な助言を受け、また同課の真島恒裕ほかの諸氏には議論の相手になっていただいた。さらに、東京管区気象台の清水逸郎台長にも貴重な助言と激励をいただいた。ここに感謝を述べたい。

## 文 献

- 長谷川隆司、1979: 気象衛星資料からみた土佐沖低気圧、日本気象学会1979年春季大会講演予稿集、12 p.
- 櫃間道夫、1979: 本州南岸沖を西進して発達する中規模の雲域、*天気*、26、309-311.
- Newton, C.W. 1950: Structure and mechanism of the prefrontal squall line, *J. Met.*, 7, 210-222.
- 二宮洗三、1978: 気団変質過程のエネルギー収支、*気象庁技術報告*、93、67-106.
- Nitta, T., 1975: Observational determination of cloud mass flux distributions, *J. Atmos. Sci.*, 32, 73-91.
- 斎藤直輔、1978: AMTEX 領域の総観現象とその解析、*気象庁技術報告*、93、9-40.
- 椎野純一、1978: 宮古島における積雲、*気象庁技術報告*、93、153-171.
- Tatehira, R., 1964: Structure and mechanism of a huge radar rain band, *J. Met. Soc. Japan*, 42, 362-371.
- 安田 浩、1955: 冬期に発生する房総不連続線について、*研究時報*、7、61-67.