

昭和41年10月12日愛知県渥美半島付近に 発生した集中豪雨に関する解析

第1部：総観場の特徴と中規模気圧じょう乱*

安田 清美**

要旨

この豪雨は、総観場としては、中国大陸方面から侵入してきた対流圏中層の著しい低温乾燥気流が日本の南方海上から流入している高温湿潤気流への突入によって形成された、differential thermal advection の非常に大きい地域に発生している。

豪雨発生に関連して、differential thermal advection の大きい地域の限られた場所に著しい中規模気圧じょう乱が観測された。

この気圧じょう乱は北陸豪雪のものよりも一桁大きい数 mb に達する振幅を示し、レーダーによるスパイラルバンドを伴っている。

1. まえがき

第1図の天気図の時刻から9～12時間後に、第2図のような雨量分布を示す豪雨が突然発生した。

200 mm 以上の豪雨域は渥美半島から愛知、静岡県境にのびる幅 10 km、長さ 70 km のほそ長い狭い区域に限られている。

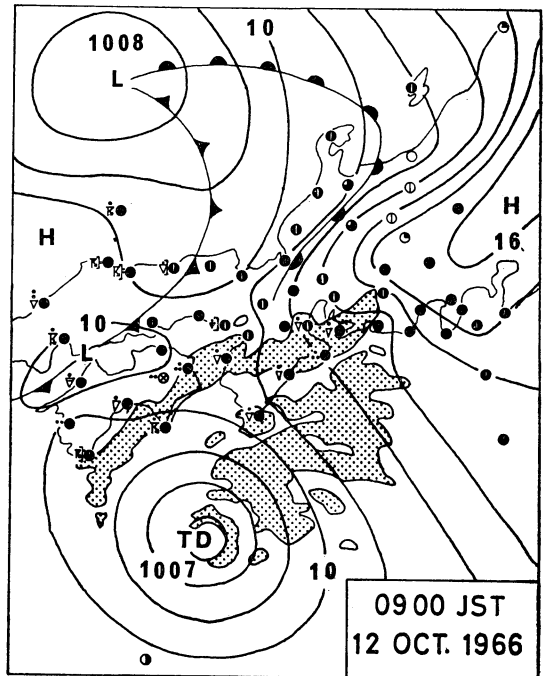
豪雨中心の北側ではわずか 20 km しか離れていないのに雨量が5分の1以下に急減するというような空間的集中性を示している。第3図の豪雨域内の1時間雨量変化によれば雨量の大部分は18～21時の2～3時間以内に降っている。

また、任意時刻の最大1時間雨量は第4図のように、赤羽根（愛知県漁港分所）164 mm、豊橋（愛知県土木事務所）151 mm、その他 100 mm 以上を観測した所が数か所に達している。

以上のように、この豪雨は空間的、時間的さらに量的に極めて集中度の強い代表的な集中豪雨といえる。

このような豪雨の総観場についてはこれまでに case

study として多くの人々（たとえば、Mohri, 1956; 瀬下・青木, 1958; 安田, 1959, 1960; 島田, 1966）が



第1図 1966年10月12日9時の地上天気図とレーダーエコー合成図。

豪雨発生の9～12時間前の天気図である。エコー合成図は室戸、名古屋、富士山レーダー観測による。

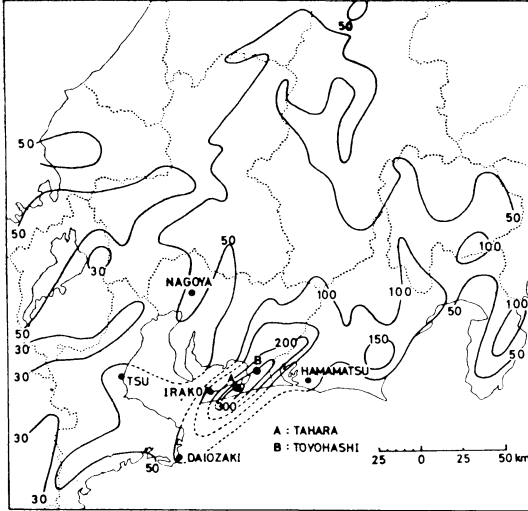
* An Analytical Study of the Severe Local Rainstorm observed around Atsumi Peninsula, Aichi Prefecture on October 12, 1966.

Part 1: Some Synoptic Characteristic Features and Remarkable Mesoscale Pressure Disturbance.

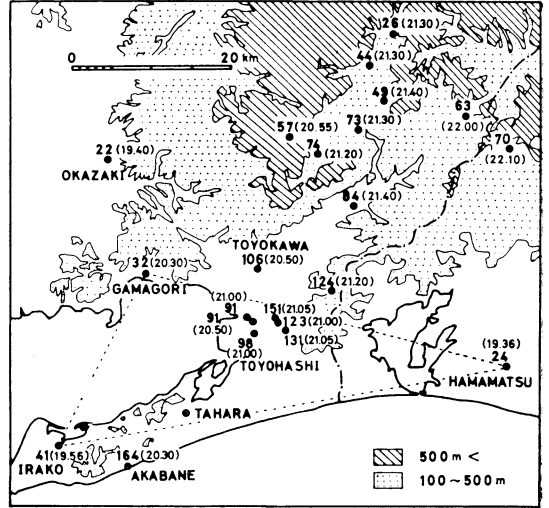
** K. Yasuda 名古屋地方気象台

—1969年8月15日受理—

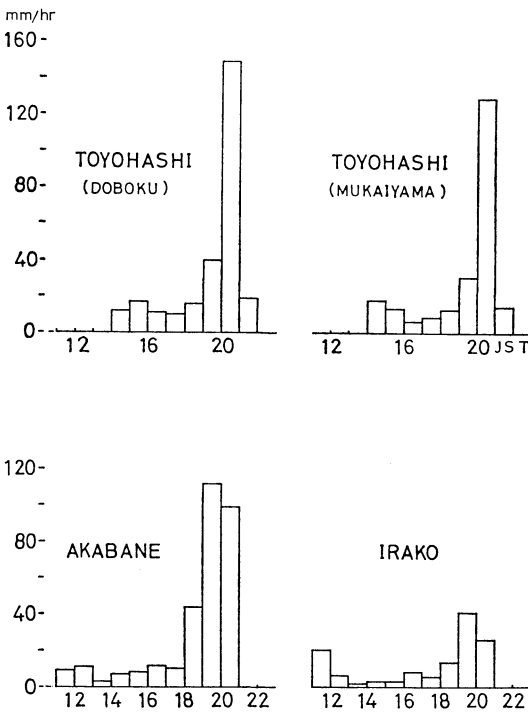
—1969年11月5日改稿受理—



第2図 日雨量分布図(12日9時~13日9時).
豪雨域は渥美半島から愛知、静岡県境に限定されている(200mm以上の区域は幅10km,長さ70kmの非常に狭い地域である).



第4図 任意時刻の最大1時間雨量と地形.
観測地点の横の数字は最大1時間雨量,
()内の数字は最大雨量を観測した終りの時刻を示す.
災害中心地(田原町)の風上にあたる赤羽根では164mm/hrの記録破りの強雨が観測されている.



第3図 豪雨域内の1時間雨量変化. 豪雨の大部分は2~3時間以内に降っている.

色々な角度から調査研究を行なっているが、まだ定説的なモデルの確立には至っていない。

ところで、気象庁の昭和43年度全国予報技術検討会において、集中豪雨発生に関する大雨パターンの総合検討が行なわれ、そのまとめが報告されている(田中,1969)。それによると、ほぼ共通な予報上の着眼項目として(1)500mbの流れ(谷型)、(2)ジェット流(Sub-jetの南側の高気圧性シヤ一)、(3)湿舌、(4)下層ジェットの重要性が認識され、問題点が次第に整理されつつある。

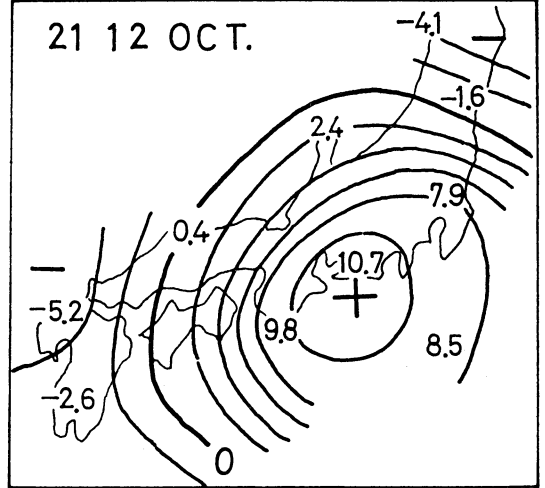
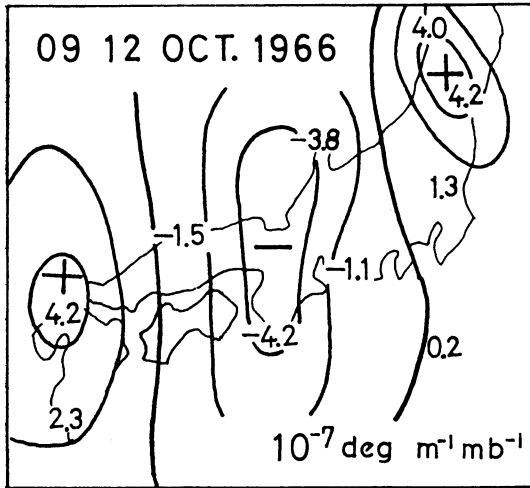
本文では、豪雨発生に対する総観規模の differential thermal advection の重要性を指摘すると共に、advectionの大きい地域で観測された極めて著しい中規模気圧じょう乱についてのべる。

なお、この豪雨についてはレーダーによるデータが割合豊富に得られているが、レーダーによる豪雨の中規模構造については第2部で報告する予定である。

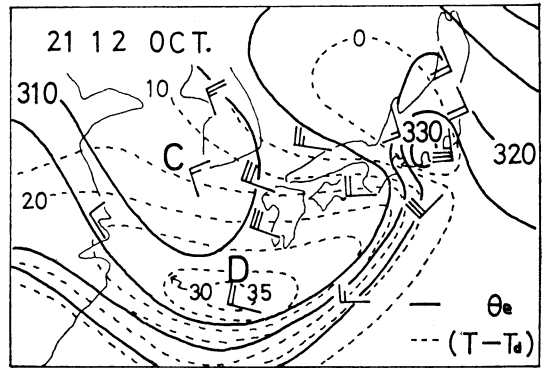
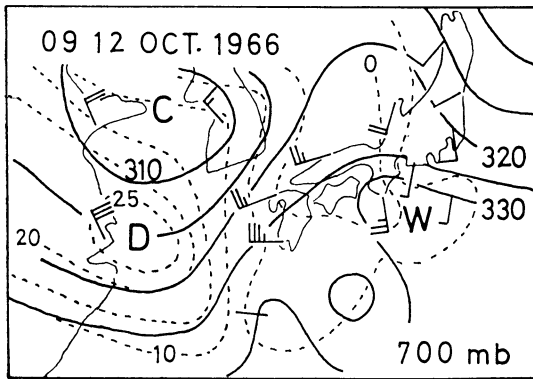
2. 豪雨発生の素地となった総観場の特徴

第1図は豪雨発生の9~12時間前にあたる1966年10月12日9時の地上天気図および室戸、名古屋、富士山レーダーのエコー合成図である。

日本海と太平洋岸沖に低気圧があり、その東側に太平



第5図 900~500 mb 間の differential thermal advection.
9時にくらべ21時の豪雨域(遠州灘沿岸)では非常に大きな値を示していることに注意。



第6図 700 mb 面における相当温位 (θ_e : 実線), 飽差 ($T-T_a$: 点線) および風の分布。
21時には低温乾燥気流 (W 風) が高温湿潤気流 (S 風) の側面に激しく突入している。
この結果生じた θ_e と ($T-T_a$) の水平傾度の大きい地域に豪雨が発生している。

洋高気圧がある。

日本海の低気圧は偏西風帯から切り離された上層寒気を伴う寒冷低気圧であり、その東側の亜熱帯高気圧と共に作用中心として日本付近の場を大きく支配している。

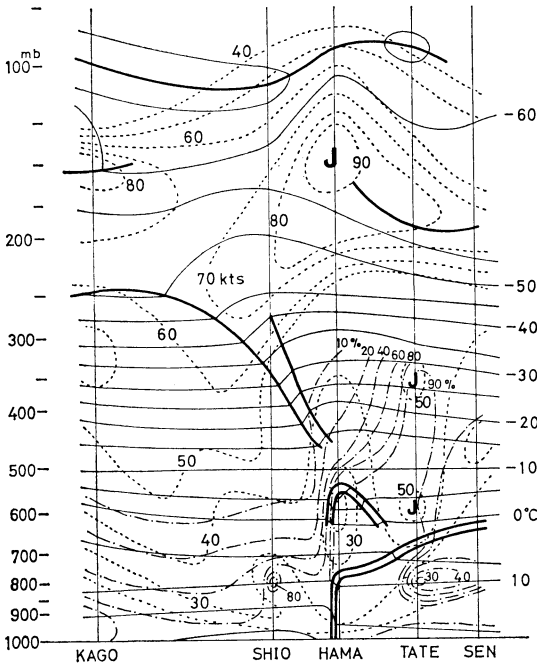
太平洋岸沖の低気圧は四国のはるか沖合 26°N 附近に発生した熱帯低気圧*である。

豪雨の発生は地上天気図上では寒冷低気圧と亜熱帯高気圧との境界の低気圧側領域へ熱帯低気圧が侵入した時期に当たっている。

現象的には過去の多くの集中豪雨(たとえば、大沢・尾崎, 1957; 瀬下・青木, 1958; 安田, 1959, 1960; 島田, 1963)のように、この場合も雷を伴い対流活動が激しかった。

* 現場の天気図解析および印刷天気図(気象庁)では 30°N 以北の四国沖の前線上に発生した温帯低気圧となっている。しかし、この年は季節変化がおくれ、10日前の10月1日にこの低気圧と同じ地域に台 6628 号が発生し、ほぼ同じ経路を通った。この時と総観場は全然変っていない。また、第1図のレーダーエコー合成図によれば、不完全ではあるが眼の壁が観測されているので、熱帯低気圧としたほうがよい。

2100 JST 12 OCT. 1966



第7図 太平洋岸沿いの鉛直断面図。
 細い実線は気温(°C), 点線は風速(KTS),
 鎖線は湿度(%), 太実線は前線または
 圏界面を示す。浜松上空600mb附近には
 対流不安定層があり、浜松～潮岬間の対流
 圏中層には顕著な乾燥前線がある。

総観規模の安定度 (SSI) は豪雨時のほうがよくなっており、これから豪雨発生の手がかりを掴むことはできない。

第5図は900~500mb間の differential thermal advection の分布を示したものである。

この図は豪雨が differential thermal advection の非常に大きい地域に発生していることを極めて単的に示している。

differential thermal advection が急速に強められる機構については第6図の700mbにおける相当温位 (θ_e), 飽差 ($T - T_d$) および風の分布の変化から二つの異質の気流の急激な接触によるものとして説明することができる。

すなわち、亜熱帯高気圧および熱帯低気圧に伴い日本の南海上から流入している海洋性の高温湿潤気流と寒冷低気圧に伴い中国大陸方面から流入している大陸性の低温乾燥気流は12日9時にはかなり離れているが、低温乾

燥気流の移動が極めて速く豪雨発生時の21時には高温湿潤気流の側面にくさび状に突入している。このため、豪雨発生域では θ_e や $(T - T_d)$ の水平傾度および風の水平シャーが非常に大きくなり、differential thermal advection が顕著になったものである。

低温乾燥気流が高温湿潤気流の側面に突入している時の鉛直構造は第7図の断面図に示されている。

潮岬～浜松間にみられる800~500mb間の不安定線の著しい湿度傾度および浜松上空600mb附近の対流不安定層と150mb附近の強い亜熱帯ジェットが存在など著しい特徴が認められる。

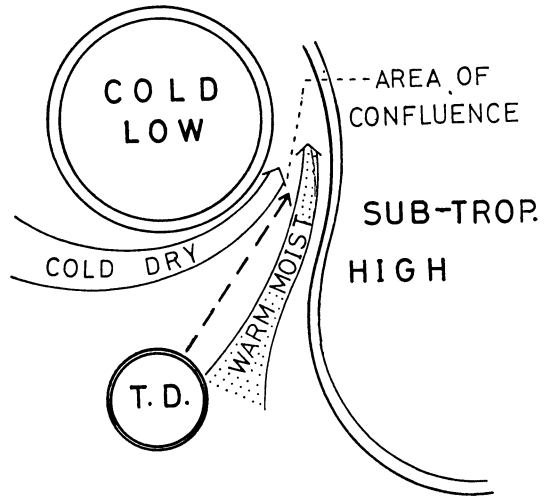
豪雨発生の素地となった総観場の特徴をモデル的に示すと第8図のようになる。

3. 中規模気圧じょう乱

最近、集中豪雨雪の発生に関連して中規模気圧じょう乱または渦性じょう乱の重要性が指摘されている(たとえば、荒川, 1966; 石硯, 1966; Miyazawa, 1967; 山中, 1967; Ferguson, 1967)。

この豪雨に際しても第9図のように、大王崎(保安庁航路標識事務所)、伊良湖(測候所)および豊橋(市消防署)の3か所で極めて著しい気圧じょう乱が、また渥美半島沖の海上ではそれに伴う中規模のスパイラルバンドが観測された(第11図)。

とくに、大王崎では台風なみに20分間に10mbも急

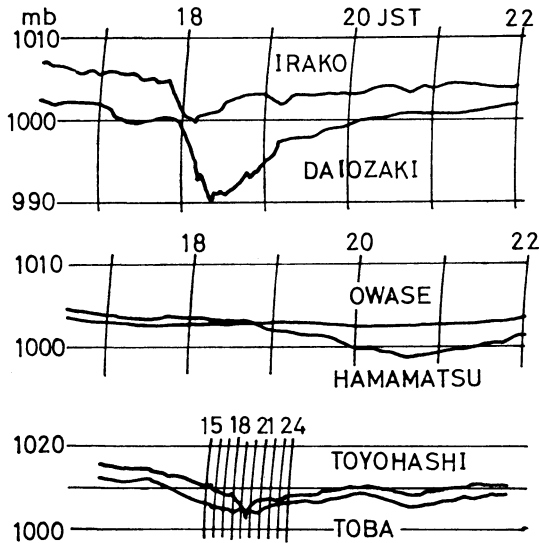


第8図 豪雨発生の総観場のモデル。
 寒冷低気圧と亜熱帯高気圧との境界領域へ熱帯低気圧が侵入する過程において低温乾燥気流と高温湿潤気流の急激な接触の行なわれる地域に豪雨は発生する。

降している。

しかし、これら3地点から20~30 km しか離れていない鳥羽(商船高校), 明野(陸上自衛隊) および浜松(測候所) ではこのような気圧じょう乱は観測されていない。

第3図によれば、豪雨の時間スケールは2~3時間であるので、Matsumoto, Ninomiya & Akiyama (1967



第9図 自記気圧計の記録にあらわれた著しい中規模気圧じょう乱(大王崎, 伊良湖, 豊橋), 上段(伊良湖, 大王崎), 中段(尾鷲, 浜松)は日巻, 下段(鳥羽, 豊橋)は週巻。

a, b) にならい2.5時間の移動平均値からの偏差として気圧じょう乱を抽出すると、第10図のようにその振幅は数mbになる。この値は北陸豪雪のもの(Matsumoto, Ninomiya & Akiyama, 1967 a, b) よりも一桁大きなオーダーであるが、トルネードの場合(Fujita, 1958 b)よりは小さい。

また、この気圧じょう乱は0.5~1°Cの気温上昇を伴っている。

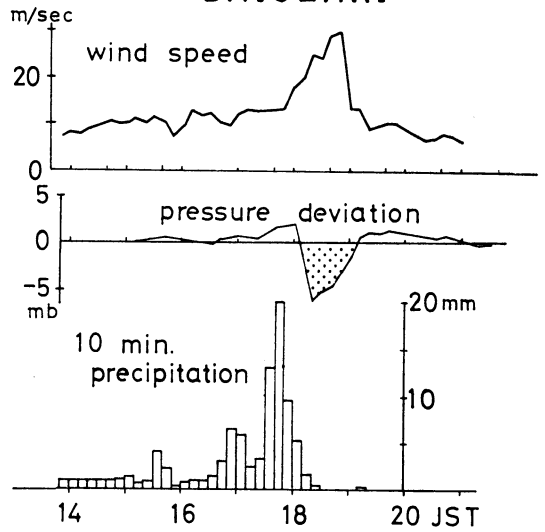
さて、レーダーエコーの追跡によると、豪雨を降らせたエコーの本体は熊野灘から渥美半島方面へ北東進してきたものであるが、気圧急降の始まりや最低気圧の出た時刻は距離的に遠い伊良湖のほうが大王崎よりも10分ぐらいはやいので、この2か所における気圧じょう乱は同じものではないようである。

また、第10図によれば気圧じょう乱と降雨との関係もつぎのように異っている。

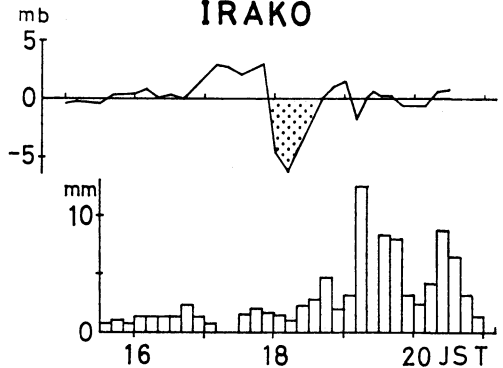
大王崎では最低気圧の現われる前に雨が降り、気圧の

1970年4月

DAIOZAKI



IRAKO



第10図 中規模じょう乱に伴う気圧偏差, 10分間雨量, 10分間平均風速の時間変化(大王崎, 伊良湖)。風は両地点とも気圧じょう乱中に強まっているが、雨はじょう乱の前(大王崎), 後(伊良湖)に降っている。

正偏差はこの降雨に対応するが、伊良湖では反対に最低気圧の後で雨が降り、気圧偏差の符号と降雨との間にまとまった関係はない。

したがって、極めて著しい気圧じょう乱ではあるが、観測箇所が少ないのでその空間分布や移動の様態を詳しく知ることはできない。

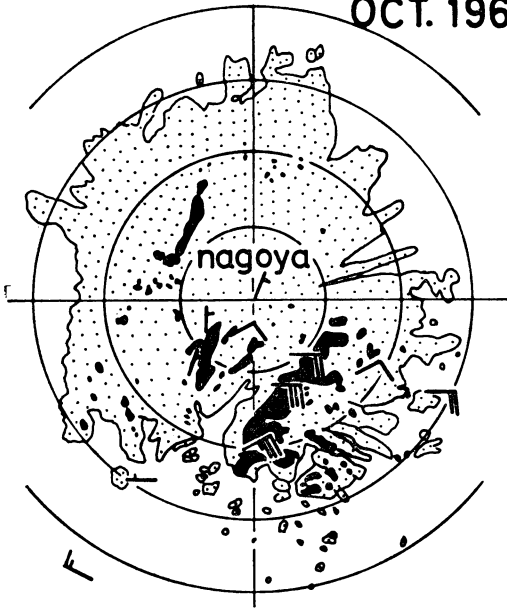
第11図は気圧じょう乱の観測されている期間のエコー(MDT以上)パターンと地上風分布を示したものである。

志摩半島の先端から渥美半島にのびるエコーが豪雨を

降らせたエコー本体であるが、この時刻のエコー域内では東よりの強風が吹いている。

豪雨を降らせたエコーの南端には眼の壁と思われる小さな半円弧状のエコーがあり、海上には対流性エコーで形成されているスパイラルバンドがある。ちょうどごく小さな台風を思わせるようなエコーパターンである。

PPI 1800 JST 12
OCT. 1966



第11 a 図

事実、この気圧じょう乱に伴って大王崎では18時50分に NE 30.0 m/s、伊良湖では18時20分に E 25.3 m/s の最大風速（10分間平均）を観測している。

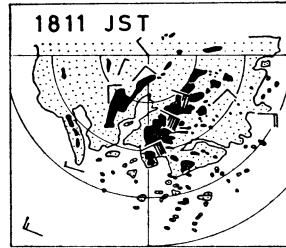
これらの最大風速はいずれも最低気圧の出たあと10～30分後に観測されている。

この豪雨に関連して 20 m/s をこえるような暴風と著しい気圧じょう乱は伊良湖水道周辺以外では観測されておらず、極めて局地的である。

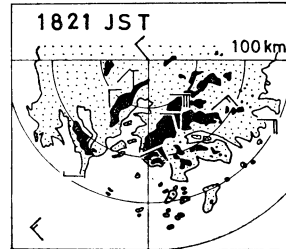
4. 総観場と中規模気圧じょう乱との関係

伊良湖水道周辺で中規模気圧じょう乱が観測されたのは18～20時であるが、それは総観規模の differential thermal advection の+の中心（65 km/hr でほぼ 34°N 線に沿って東進している）が強まりながら熊野灘、志摩半島付近に達した時期に当たっている。

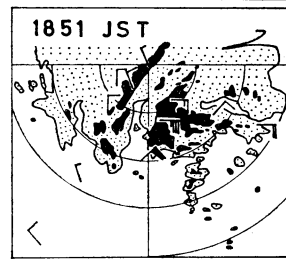
したがって、中規模気圧じょう乱の発生は上層におけ



IRAOKO Min. Pres.
1000.4 mb 1811 JST



IRAOKO Max. Winds
E 25.3 mvs 1820 JST
DAIOZAKI Min. Pres.
993.6 mb 1822 JST



DAIOZAKI Max. Winds
NE 30.0 mvs 1850 JST

第11 b 図

第11図 大王崎と伊良湖で中規模気圧じょう乱が観測された時のエコーと地上風の分布。点域は WK、黒ぬり域は MDT 以上、長い矢羽根は10 KTS、三角は50 KTS、名古屋の南方 100 km から北東にのびる黒ぬりのバンドが豪雨エコーである。この期間中、豪雨エコー域内では東よりの強風が卓越し、大王崎と伊良湖では暴風雨となっている。また、南方海上の対流性エコーはスパイラルバンド分布をしている。

る低温乾燥気流（WNW 風）が高温湿潤気流（SW 風）へ激しく突入したと深い関係がある。

第6図と第7図に示されているように激しく突入した気流は低温よりも異常乾燥の特性が顕著である。

スコールラインの発達に対して Fujita (1958 a) は乾燥前線の、Osawa (1963) は乾舌の重要性を強調している。

この豪雨の現象の現われ方はスコールラインに伴うものとは異なるが、第6図と第7図からスコールラインまたは不安定線と同様、気圧じょう乱の発生に対して異常乾燥気流の乾舌としての突入が重要である事を指摘した

い。

なお、気圧じょう乱は下層では日本海の寒冷低気圧と太平洋沿岸の熱帯低気圧を結ぶ谷の中の熱帯低気圧の北縁で発生している。

また、地域的には海岸地方で観測され海上ではスペイラルバンドを伴っているので、下層では熱帯低気圧に伴う高温湿潤気流内の対流現象が大きな役割を果たしているように見える。

したがって、中規模気圧じょう乱は以上のような上、下層状態の結合した総観場の中で発生したものといえる。

5. む す び

この豪雨は典型的な集中豪雨であり、天気図上では寒冷低気圧と亜熱帯高気圧および熱帯低気圧の接近によって特徴づけられる総観場で発生している。

このような天気図パターンにおいて、豪雨は二つの異質の気流の衝突による differential thermal advection の非常に大きな地域に発生し、北陸豪雪のものよりも一桁も大きな振幅をもつ著しい中規模気圧じょう乱を伴っている。

したがって、豪雨の発生を予想するにはまず第一にこのような著しい differential thermal advection を作り出す二つの異質の気流の衝突、この例では低温乾燥気流の高温湿潤気流の側面へのくさび状の突入を予報しなければならない。

その後、日記気圧計による中規模気圧じょう乱の発生、レーダーによる豪雨エコーの発達、雨量実況による強雨の発生を看視する必要がある。

最後に、この調査研究を行なうにあたり、激励の言葉を頂いた気象庁の西本予報課長、松本測候所の市川所長および文献を通じていろいろご教示を頂いている気象研究所の松本第一研究室長に厚く御礼申しあげる。

資料の収集に協力して頂いた関係諸機関、討論をして頂いた名古屋地方気象台予報課の有志の方々ならびに本誌掲載に際していろいろご教示を頂いた気象庁の神子予報官に心から感謝する次第である。

引用文献

- 荒川秀俊, 1966: 諫早豪雨に際して現われたメゾ低気圧, 天気, **13**, 175-177.
Ferguson, H.L., 1967: Mathematical and synoptic

aspects of a small-scale wave disturbance over the lower Great Lakes area, J. Appl. Meteor., **6**, 523-529.

Fujita, T., 1958 a: Structure and movement of a dry front, Bull. Amer. Meteor. Soc., **39**, 574-582.

Fujita, T., 1958 b: Tornado cyclone: bearing system of tornadoes, Proc. 7th Weather Radar Conf., K-13.

石硯 浩, 1966: 前線附近の降雨域に発生するうず状エコー, 福岡管区気象台要報, **21**, 93-99.

Matsumoto, S., K. Ninomiya and T. Akiyama, 1967 a: A synoptic and dynamic study on the three dimensional structure of mesoscale disturbances observed in the vicinity of a cold vortex center, J. Meteor. Soc. Japan, **45**, 64-82.

Matsumoto, S., K. Ninomiya and T. Akiyama, 1967 b: Cumulus activities in relation to the mesoscale convergence field, J. Meteor. Soc. Japan, **45**, 292-306.

Miyazawa, S., 1967: On vortical mesoscale disturbances observed during the period of heavy snow or rain in the Hokuriku district, J. Meteor. Soc. Japan, **45**, 166-176.

Mohri, K., 1956: An aerological study of heavy rainfall over west and central Japan during early summer 1953, J. Meteor. Soc. Japan, **34**, 244-253.

大沢綱一郎, 尾崎康一, 1957: 諫早方面の大水害について, 天気, **4**, 273-279.

Osawa, Koichiro, 1963: Squall line circulation in terms of moisture inflow and precipitation, Japanese. J. Geophys. **3**, 49-102.

瀬下慶長, 青木慶一郎, 1958: 1957年8月6~7日栃木県における局地性大雨について, 研究時報, **10**, 222-230.

島田守家, 1963: 不安定線の構造と降雨の解析, 研究時報, **15**, 1-34.

島田守家, 1966: 梅雨前線豪雨の構造と降雨の解析, 研究時報, **18**, 1-69.

田中文治, 1969: 全国予報技術検討会(集中豪雨1), うず(気象庁予報部), **6**, 1-4.

山中陸男, 1969: 梅雨期に現われる中規模じょう乱の解析, 福岡管区気象研究会誌, **28**, 223-227.

安田清美, 1959: 多治見豪雨について, 研究時報, **11**, 901-913.

安田清美, 1960: 1959年7月14日の東海地方の豪雨について, 研究時報, **12**, 786-801.