



Title	1981年8月上旬北海道豪雨の解析（Ⅰ）：豪雨の微細構造と形成
Author(s)	播磨屋，敏生； HARIMAYA, Toshio； 菊地，勝弘 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告，42，15-25
Issue Date	1983-10-25
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.42.15
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14101
Type	departmental bulletin paper
File Information	42_p15-25.pdf



1981年8月上旬北海道豪雨の解析 (I)
—— 豪雨の微細構造と形成 ——

播磨屋敏生・菊地 勝弘

北海道大学理学部地球物理学教室

(昭和58年3月18日受理)

**Analyses of the Heavy Rainfall in Hokkaido Island in
the Early Part of August, 1981 (I)**
—— Fine Structure and Formation of the Heavy Rainfall ——

By Toshio HARIMAYA and Katsuhiro KIKUCHI

Department of Geophysics, Faculty of Science,

Hokkaido University

(Received March 18, 1983)

A heavy rainfall occurred in Hokkaido Island on 3~6 August 1981 and caused considerable damage. A study was made on the type and process of formation of this heavy rainfall, paying special attention to the concentration degree of rainfall amount in space and time.

More than 70% of total amount of rainfall was recorded on 4 August in the Sorachi District, in which more than 250mm was concentrated in a narrow stripe of about 10km in width and 50km in length. Based on the detailed analyses of rainfall intensity and PPI radar echo patterns added with the horizontal and vertical distributions of wind, the process of formation of this heavy rainfall was considered as follows. Clouds which were formed over the area to the south of Hokkaido Island moved in a direction of the prevailing wind at middle level. On this occasion, only the clouds moved on the narrow horizontal convergence zone on the eastern edge of the cloud area developed to the rainfall cells shown by the analysis of rainfall intensity. On the PPI radar echo patterns, these rainfall cells corresponded to the cellular strong echoes in the eastern edge of radar echo band and they formed a line to the south of Hokkaido Island. These six to eight rainfall cells moved in the north-northeastern direction on the same line with 60 to 70km/hr at a speed between 1200 and 1800 JST on 4 August and developed in the limited area on the line. As a result, the heavy rainfall was concentrated in the narrow area.

I. ま え が き

北海道では、1981年8月3日から6日にかけて大雨が降り続き、各地に大被害をもたらした。この期間中の8月4日の日雨量は、岩見沢で262mm、札幌で170mmであり、双方とも8月の日

雨量としては両気象官署開設以来の記録であった。北海道では1975年に大きな洪水災害（岸他，1976）があったが、今回の被害はこれをはるかに越えた災害であった。総雨量300 mm以上の多雨域は、南空知を中心とした空知・石狩・胆振地方，十勝地方西部，阿寒山間部，斜里町宇登呂付近であった。空知・石狩・胆振地方の多雨域についてみると，石狩川下流域の洪水分布が総雨量分布によく対応していた。他方，雨量強度についてみると，日高地方，登別山間部，斜里町宇登呂などでは1時間雨量40 mmから60 mmの著しい強雨が局地的に集中して降り，これらの地域では崖崩れが多発した。

この豪雨の特徴は，石狩川集水域ではほぼ全域にわたって250 mm以上で，下流域の支流地帯では350 mmから400 mmの大雨となり，その大雨が狭い地域に集中したことである。また寒冷前線の南下，停滞に原因するものと台風12号のアウトバウンドと前線に伴う雲域との合流に原因するものというように地域によって違いがあったが（菊地他，1982），地域毎の主な降雨は，時間的にも集中性があったことである。

降雨災害には，今回みられたような洪水，崖崩れ等いろいろな形態がある。これらの災害形態は，豪雨の空間的集中性及び時間的集中性によって異なると考えられる。他方，豪雨の空間的集中性及び時間的集中性は，豪雨のタイプによって違ふと考えられる。従って豪雨のタイプとその形成過程及び豪雨の空間的及び時間的集中性を調べる事は重要である。ここでは，雨量の空間的集中性と時間的集中性に注目して，今回の豪雨は，どういうタイプの豪雨であるのかを解析した。次に雨量解析結果に基づき，それにレーダー及び風の解析を加えてこの豪雨の形成過程を考察した結果を述べる。

II. 雨量分布の特徴

8月3日から6日までの総雨量分布をFig. 1の上段に示す。総雨量300 mm以上の多雨域は，南空知を中心とした空知・石狩・胆振地方，十勝地方西部，阿寒山間部，斜里町宇登呂付近であった。空知・石狩・胆振地方の多雨域では，岩見沢を中心とした地域に350 mmから400 mmの大雨が，帯状の狭い地域に集中した。この多雨域では，総雨量のほぼ70%に近い雨量が，4日中に降ったことがFig. 1の下段の図から読みとれる。岩見沢を中心とした幅10 kmで長さ50 kmの狭い帯状の地域には，250 mm以上の雨が降り，その中心地岩見沢での日雨量は262 mmであった。これらの日雨量は，二宮（1977）による北海道での気象官署の日雨量極値にほぼ相当する雨量である。4日の日雨量について北海道全域をみると，多雨域は道央に限られた。他方，西部はやや多く，道東では少量の雨しか降らなかった。

多雨域の中心地岩見沢でこの期間中どういう雨の降り方をしたかを，Fig. 2の1時間雨量の時間変化図でみる。寒冷前線の到達とともに4日0時頃から降りはじめ，ほぼ6時間周期の3群の降雨があった。その後降雨帯が西へ移動して，岩見沢では雨がやんだ。5日の降雨は，東進をはじめた寒冷前線に伴う雲域と台風12号のアウトバウンドとの合流に原因するものである。

4日の6時間周期の1番目の降雨群の時は，顕著な降雨域の中心は岩見沢より北北東約130

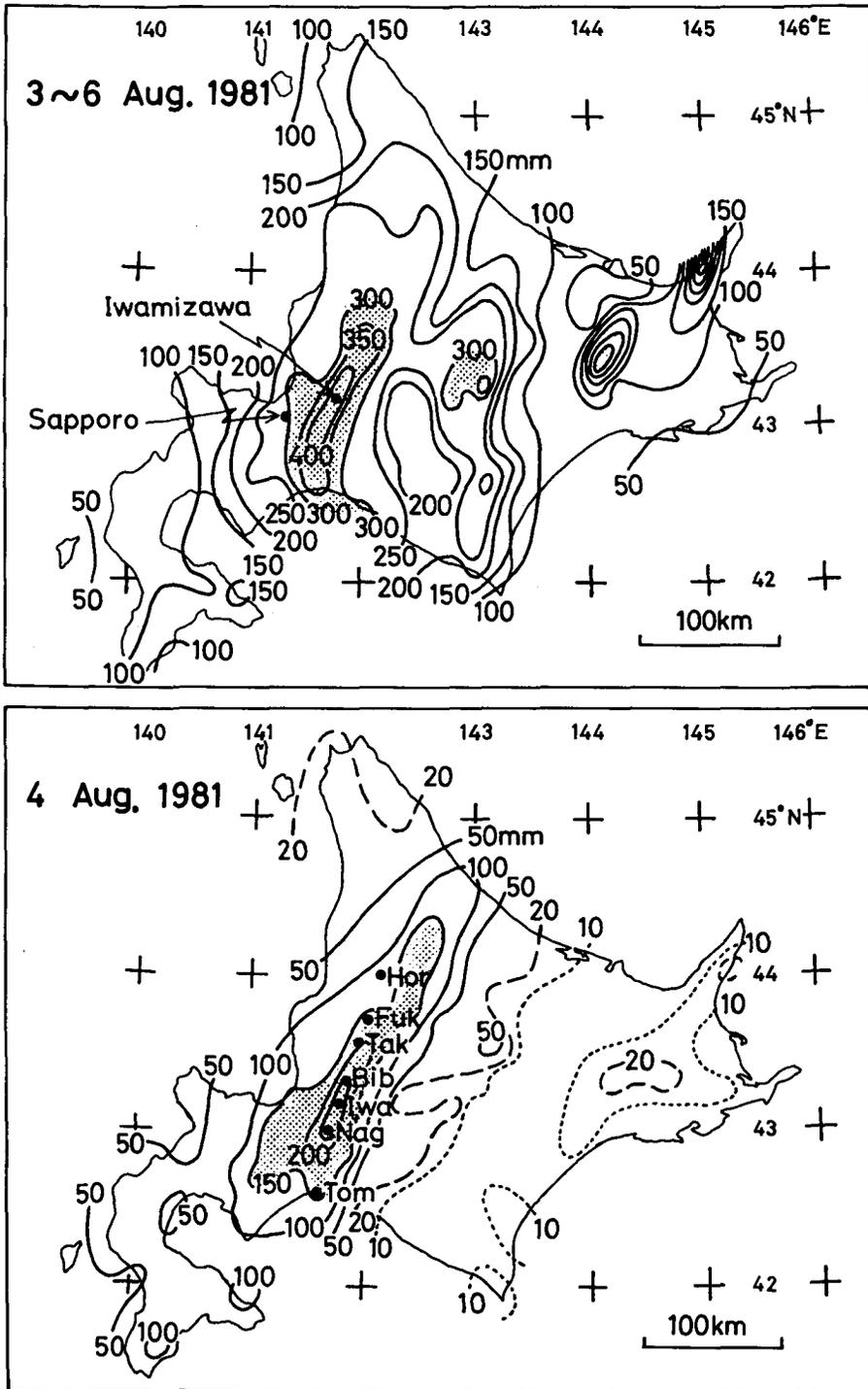


Fig. 1. Distribution of the total amount of rainfall from 3 August to 6 August 1981 and Distribution of rainfall amount on 4 August 1981.

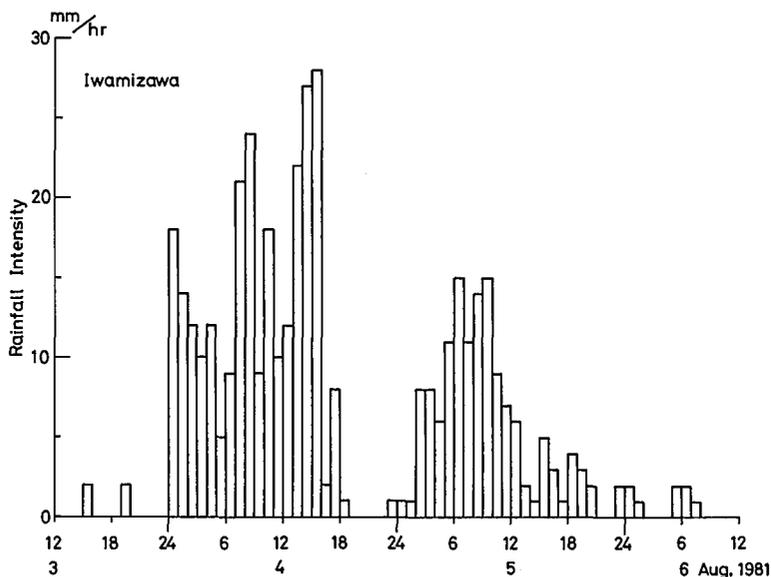


Fig. 2. Time variation of hourly rainfall amount at Iwamizawa.

kmのところにあったが、2番目、3番目の降雨群の時は、岩見沢を中心とした地域に移動した。2番目と3番目の降雨群は活動域がほぼ同じ地域で、かつ3番目の降雨群の方が雨量が多いので、岩見沢地方に大雨をもたらした顕著な降雨群の例として3番目の降雨群のみが詳細に解析された。

3番目の降雨群の時の雨量分布は、Fig. 1の下段の4日の日雨量分布と同様に岩見沢を中心とした狭い帯状の地域に顕著な降雨があった。それでこの顕著な降雨域を南南西から北北東に通る直線上の観測点苫小牧、長沼、岩見沢、美唄、滝川、深川、幌加内の雨量について詳細な解析を行なった。Fig. 3は、上記の各観測点における4日12時から18時までの20分間平均雨量強度の時間変化を示す。各観測点において30分から1時間間隔の4個から6個の強いピークが見られる。これらのピークには、Fig. 5の解析に基づいてそれぞれに名称をつけた。この図において、南側の苫小牧から北側の幌加内方向へある時間遅れでもって各ピークを追跡することができる。この事は言えかえると、6個から8個の降雨セルがこの帯状の降雨域を南南西から北北東へ向かって通過したことを意味する。詳細にみると、この領域であらたに発生した降雨セルや強い降雨セルとしてこの領域に移動してきてだんだんと減衰していったものなども存在した。

上記の解析は、南南西から北北東への一直線についてであったが、次に空間的広がりを平面分布でみる。4日14時10分から15時20分までの20分間雨量強度分布をFig. 4に示す。14時10分～14時30分の20分間雨量強度分布図にみられる苫小牧を中心とした5mmの等値線で表わされる降雨セルは、その後時間の経過とともに雨量強度を増しながら北北東進し、14時40分～15時00分の時には長沼で24mmと最強になり、その後減衰しながらさらに北北東進した。この降雨セルは、Fig. 3でのピークDに相当するものである。この例では、短時間雨量強度の水平分布から降雨セルを追跡し、その移動を求めることができたが、これは降雨セルDが比較的強

かったことと、その地域が平地であったことによると考えられる。降雨セルの強度が弱い場合やその地域が山岳地帯である場合には、この方法ではかならずしも降雨セルの移動を検出することができるとはかぎらない。

雨量強度そのものは、局地的な特性も含んでいるので、降雨セルの移動を解析するには不向きである。それで雨量強度そのものではなく、雨量強度の時間変化に注目した解析を行なった。解析方法は Staff Members, Tokyo University (1969, 1970) が最初に 1959 年の伊勢湾台風に伴った降雨の解析に用いたものを採用した。Fig. 3 の雨量強度の時間変化においてみられた 30 分から 1 時間間隔の時間変動をもたらず降雨セルの移動を検出するために、次のような $\delta R(t)$ を定義する。

$$\delta R(t) = 2R(t) - \{R(t-20 \text{ min}) + R(t+20 \text{ min})\},$$

ここで $R(t)$ は、時刻 t での雨量強度である。時刻 t での雨量強度が時刻 $(t-20 \text{ 分})$ と $(t+20 \text{ 分})$ より大きい場合には、 $\delta R(t)$

は正の値をとる。そして雨量強度の時間変化において、約 40 分の周期が含まれているならば、その値は大きくなり、明瞭に検出できる。

苫小牧から幌加内を通る直線上の $\delta R(t)$ の時間変化を Fig. 5 に示す。 $\delta R(t)$ の値が正のところが白い部分になっていて 0, 3, 15 mm/20 min の等値線が描かれている。その白い部分で、各地点での雨量強度を強めた降雨セルの振舞いを見ることができる。12 時から 18 時までの時間帯において、6 ~ 8 個の降雨セルが 60 ~ 70 km/hr の速度で帯状の顕著な降雨域をつぎつぎと通過したことがわかる。Fig. 3 で示された雨量強度の時間変化におけるピークの名称は、この $\delta R(t)$ の解析に基づいてつけたものである。

顕著な降雨域内の苫小牧から幌加内を通る直線上でも、よりいっそう雨量の多い地域があった。これを詳細にみるために、各降雨セルがそれぞれの観測地点で降らした雨量強度を Fig. 6 に示す。1 例として降雨セル D について述べると、雨量強度は苫小牧では 19 mm/20 min で、長沼で

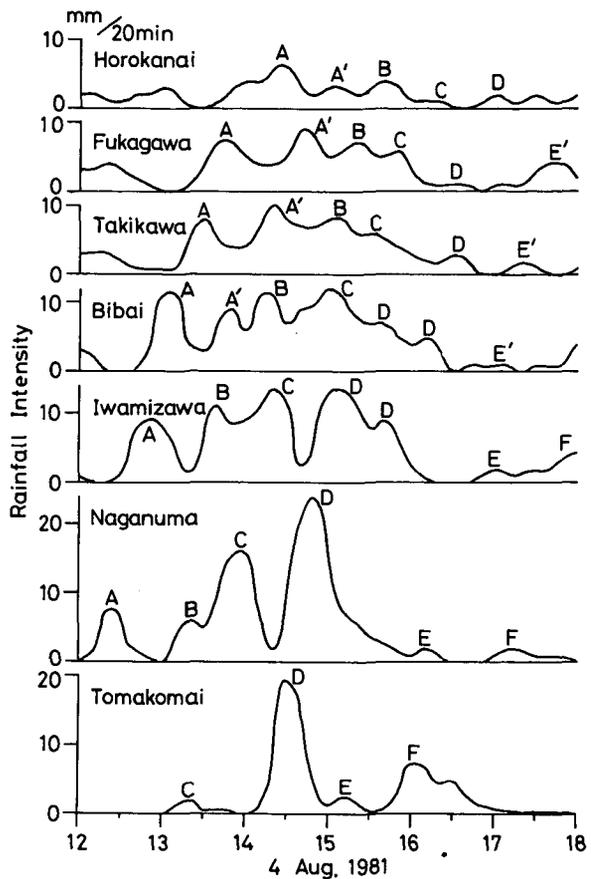


Fig. 3. Time variations of 20 minutes average rainfall intensity at Horokanai, Fukagawa, Takikawa, Bibai, Iwamizawa, Naganuma and Tomakomai. Based on the analysis in Fig. 5, the peaks of rainfall intensity were entitled.

Fig. 4. Time variations of the horizontal distribution of 20 minutes rainfall amount in the central part of Hokkaido.

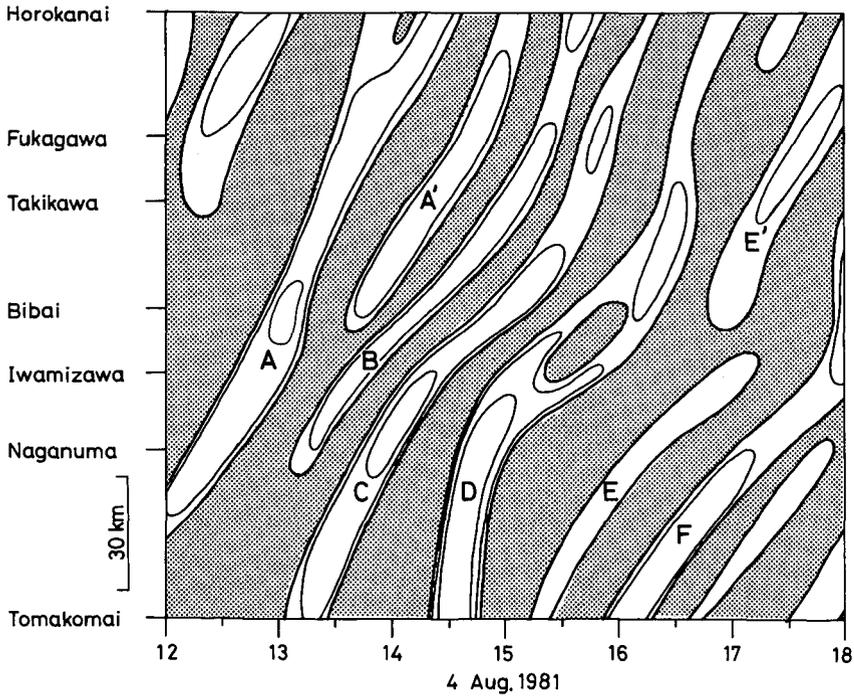
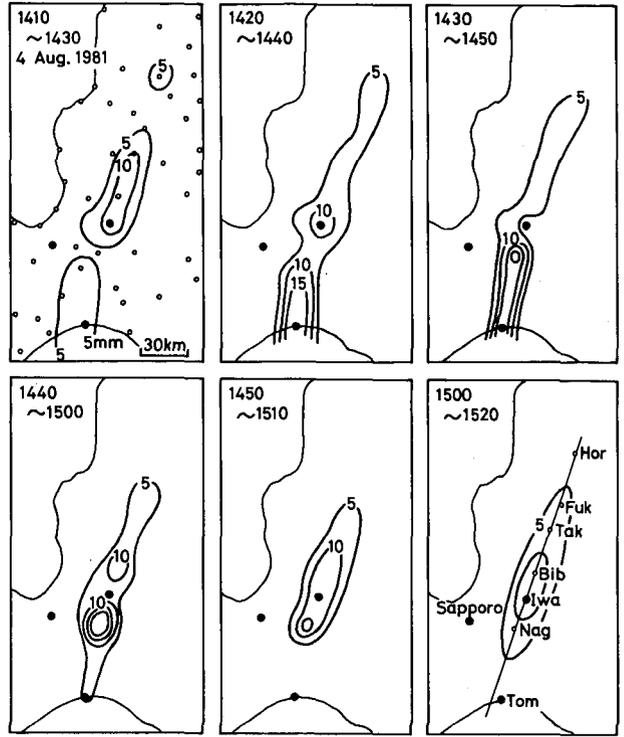


Fig. 5. Time-space cross section of $\delta R(t)$ along Tomakomai to Horokanai line. Stippled areas show parts with negative $\delta R(t)$. Contours in the area of positive $\delta R(t)$ are drawn for 0, 3 and 15 mm/20 min.

は 24 mm/20 min と大きくなり、その後移動するにつれてだんだんと小さくなった。すなわち降雨セルDについては、長沼で最大雨量強度であったことになる。各降雨セルについて同様にみると、8個の降雨セルのうち最大雨量強度について上位4位までのものが、長沼-岩見沢-美唄の区間でそれぞれ最大値となった。他方、図の上部にみられるように苫小牧から幌加内を通る直線上の6時間雨量で80 mm以上の顕著な降雨域も、やはりこの区間であった。

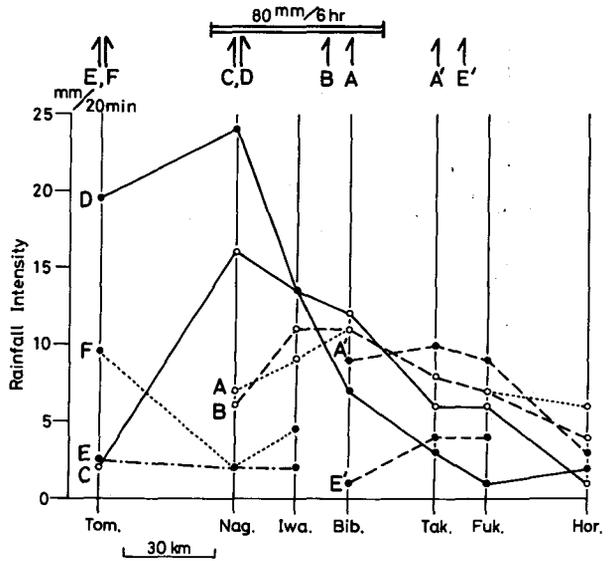


Fig. 6. Rainfall intensity at each observation point associated with each rainfall cell.

Figs. 5, 6の解析結果から次のことが明らかになった。Fig. 1でみ

られた南空知を中心として胆振から北空知にのびる帯状の顕著な降雨域は、狭い帯状域を降雨セルが南南西から北北東へつぎつぎに通過し、その中でより強い降雨セルがある特定の区間で最大雨量強度をもたらしたことにより形成された。すなわち降雨の空間的集中性が強かった。このようなタイプの豪雨は、Takeda (1981)の解析による西三河東濃地区豪雨においてもみられた。

III. レーダーエコーの特徴

降雨セルの成長の過程と移動を、札幌管区气象台で観測したレーダーエコーの記録に基づいてより詳細に調べた。Fig. 5において見られたように、降雨セルA, B, Cが帯状の顕著な降雨域を通過した12時05分から13時25分の時間帯について、降雨セルA, B, Cの移動を、レーダーエコー写真に基づいたエコー分布の時間変化でFig. 7に示した。このエコー分布図は、エコー強度が中程度(雨量強度4 mm/hr以上)以上のところを示している。降雨セルAを12時05分から13時25分まで追跡すると、60~70 km/hrの速度で北北東方向へ移動していた。この移動速度及び方向は、雨量解析から求めた降雨セルの移動と一致していた。Fig. 7では、13時15分までは、降雨セルA, B, Cは分離して見えていたが、13時25分以後は合併したように見えた。この事は、 $\delta R(t)$ 解析で得られた降雨セルは、中程度以上のエコー強度で決められるものよりも、もっと強いエコー強度で決められる降雨セルに対応することを示している。

帯状の顕著な降雨域を通過した降雨セルのうち最強であった降雨セルDが、顕著な降雨域上を通過中の15時のレーダーエコースケッチ図をFig. 8に示す。この図は、札幌管区气象台(1981)が、札幌、函館、釧路のレーダーエコースケッチ図を合成したものである。北海道の西部は、北北東から南南西にのびる帯状の雨域におおわれていた。その内部には、黒く塗りつぶされた部分

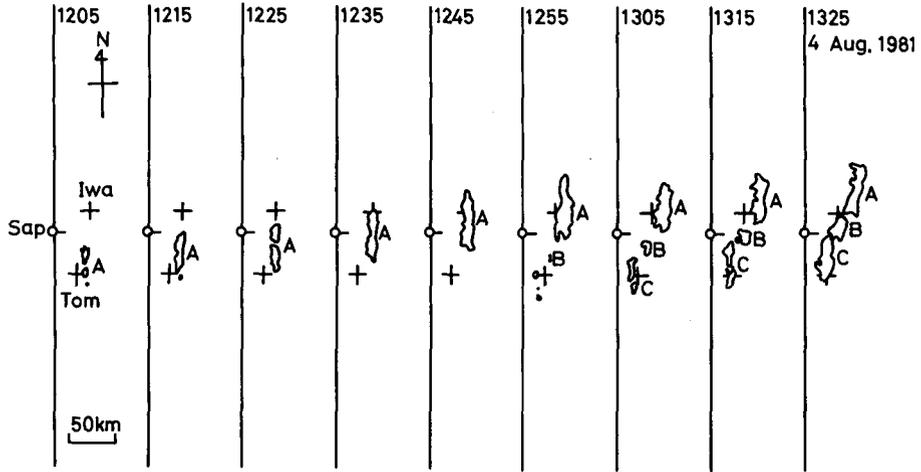


Fig. 7. Time variations of PPI radar echo patterns stronger than moderate echo (rainfall intensity stronger than 4 mm/hr) at Sapporo.

として示される強いエコー域 (雨量強度 16 mm/hr) が東縁にほぼ直線上に並んでいた。 $\delta R(t)$ 解析から得られた降雨セル B, D, E, F が、それらの強いエコー域の中から識別出来た。 $\delta R(t)$ 解析では、陸上の雨量計のデータのみを使用する関係上、陸上での降雨セルの様子のみが解析される。しかし、レーダー観測では、海上での降雨セルの様子も観測できる。Fig. 8 においてみられるように、帯状の顕著な降雨域を通過した降雨セルは、陸上で形成されたものではなく、はるか海上又は一部は下北半島付近までその形成地をさかのぼることができる。雨量の $\delta R(t)$ 解析で検出した降雨セルは、この強いレーダーエコー域 (雨量強度 16 mm/hr) にほぼ対応するようである。

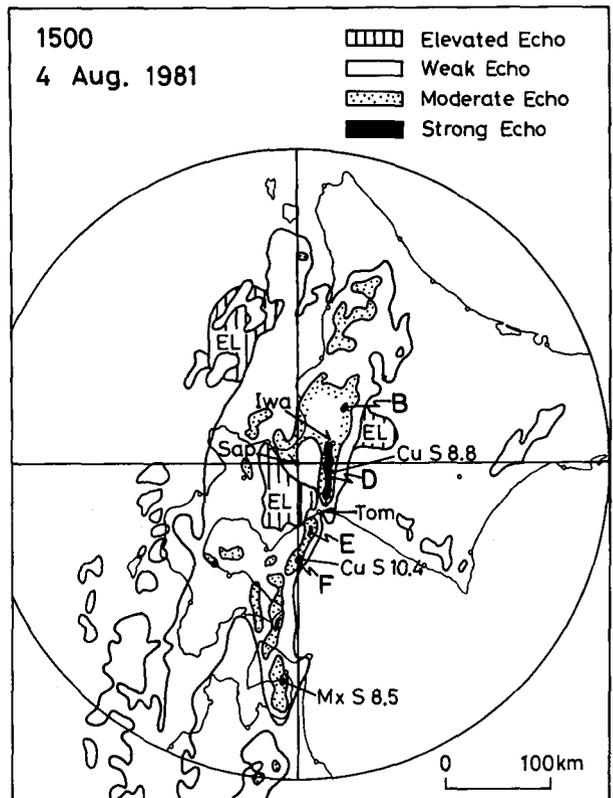


Fig. 8. Composite sketch of PPI radar echo patterns observed at Sapporo, Hakodate and Kushiro at 1500 JST on 4 August 1981 (after Sapporo District Meteorological Observatory, 1981).

IV. 考 察

雨量及びレーダーエコー解析で示された降雨セルの移動及び形成過程を調

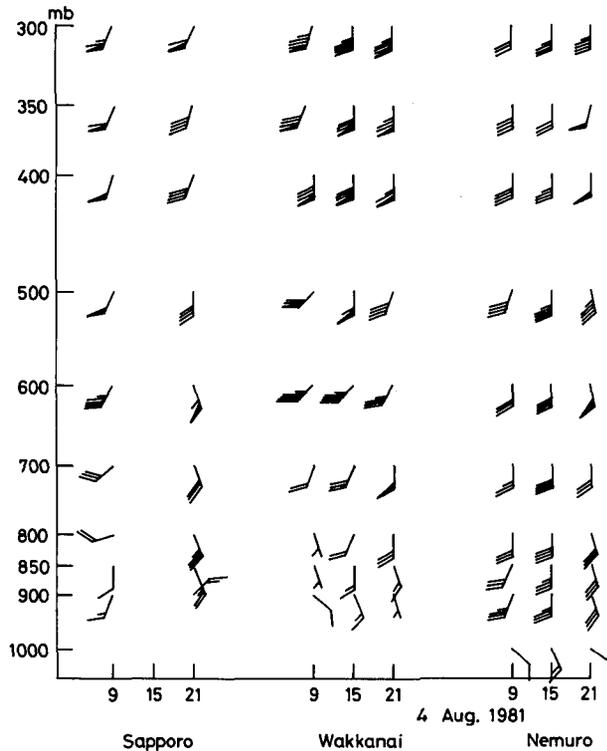


Fig. 9. Vertical distributions of wind at Sapporo, Wakkanai and Nemuro at 0900, 1500 and 2100 JST on 4 August 1981.

べるために、風の解析を行なった。8月4日の9時、15時、21時の北海道内の高層観測点である札幌、稚内、根室の高層風の垂直分布を Fig. 9 に示す。雨量の $\delta R(t)$ 解析の時間帯に含まれる 15時は、解析領域に最も近い札幌は欠測であるので、正確には 15時の高層風分布がわからない。しかし、前後の 9時と 21時のデータ及び稚内、根室のデータから、札幌での中層の風は、南南西か南の風向で、風速は 40 knots, 約 70 km/hr 程度であろうと推測される。これは、降雨セルの移動方向が北北東、移動速度が 60~70 km/hr に一致する。すなわち、降雨セルの移動は、中層の風と一致していたと言える。

Fig. 8 のレーダーエコー分布図においてみられるように、北北東から南南西にのびる帯状の雨域の東縁にのみ強いエコー域が存在していた。この原因を調べるために地上風の解析を行なった。帯状の顕著な降雨域を含む領域での地上風の水平分布を Fig. 10 に示す。4日 13時の地上風の水平分布は、帯状の顕著な降雨域の中央を南南西から北北東に通る苫小牧-幌加内線を境にして西側と東側では風向がほぼ逆向きになっている。このことより苫小牧-幌加内線上で収束していることがわかる。14時には、西側の地域でも一部に東風成分をもつ観測点が見られるようになったが、依然収束域が存在していた。15時、16時になるに従って、収束域がだんだんと弱くなっていった。この地上風の収束域は、レーダーエコー域内の東縁の強いエコー域をつらねる帯状の地帯に

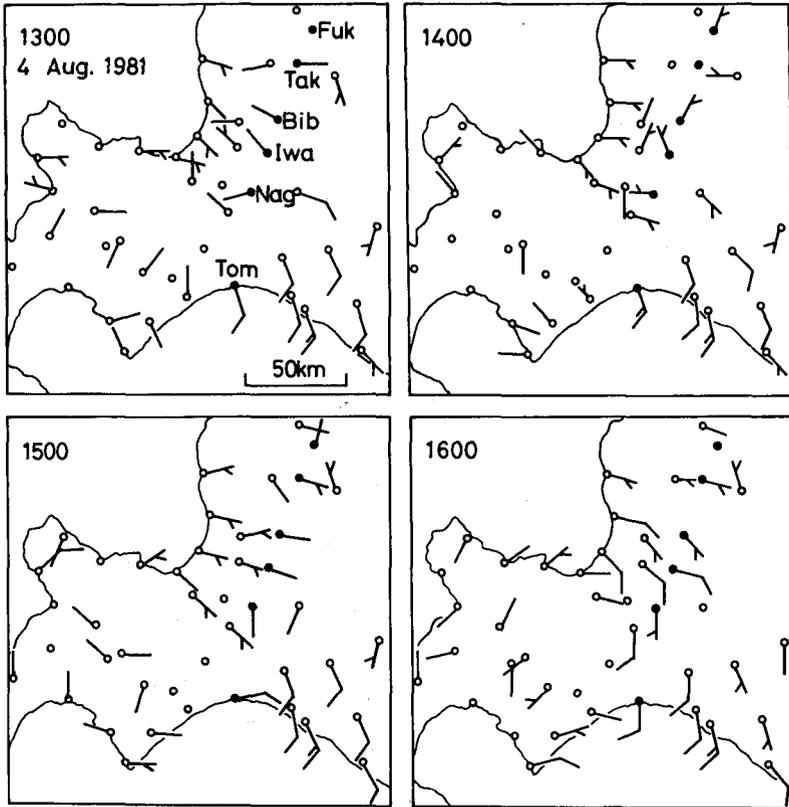


Fig. 10. Horizontal distributions of surface wind in the central part of Hokkaido at 1300, 1400, 1500 and 1600 JST on 4 August 1981.

一致していた。

地上風のデータは陸上部分だけしかないので、海上については詳細にはわからない。しかし、陸上の収束域が海上へ続いていたと考え、北海道の南方で発生した雲が、中層風と一致して北北東進するにつれて、その東縁の狭い収束域を通る雲のみが非常に良く発達した。その結果、レーダーエコー及び雨量の $\delta R(t)$ 解析でみられたような降雨セルが形成された。またその降雨セルがその狭い帯状の地域のある特定の区間で最強になったので、非常に空間的に狭い範囲に雨量が集中する結果になったと考えられる。

以上の現象をもたらした総観場には、停滞性の強い気圧の尾根に東進を阻止された寒冷前線が、北海道を縦断したかっこうで長い間停滞したこと及び台風12号による湿った空気の流れ等に特徴があるが、より大きなスケールの現象についての解析は第2報で行なう予定である。

V. ま と め

北海道では、1981年8月3日から6日にかけて大雨が降り続き、各地に大被害をもたらした。石狩川下流域の空知・石狩・胆振地方では、350 mm から 400 mm の大雨が帯状の狭い地域に集中

した。そしてその中心地である岩見沢付近では、8月4日に幅10 kmで長さ50 kmの狭い帯状の地域に250 mm以上の雨が降った。

雨量強度の詳細な解析によって、この豪雨は、狭い帯状域を降雨セルが南南西から北北東へつぎつぎに通過し、その中でより強い降雨セルがある特定の区間で最大雨量強度をもたらしたことにより形成されたことが明らかになった。

この豪雨の形成過程は、次のようであると考察された。地上風のデータは陸上部分だけしかないで、海上の状況については詳細にはわからない。しかし、陸上で解析された収束域が海上へ続いていたとすると、北海道の南方で発生した雲が中層風と一致して北北東進するにつれて、その東縁の狭い収束域を通る雲のみが非常に良く発達した。その結果、レーダーエコー及び雨量の $\delta R(t)$ 解析でみられたような降雨セルが形成された。これらの6個から8個の降雨セルが、60~70 km/hrの速度でほぼ同じ線上を北北東進した。そしてこれらの降雨セルが、その線上のある特定の区間で最強になったので、非常に空間的に狭い範囲に雨量が集中する結果となったと考えられる。

謝辞 この研究にあたり、札幌管区気象台には気象データの収集、提供にご協力を頂きました。ここに記して感謝いたします。この研究の一部は、文部省科学研究費補助金自然災害特別研究費(No. 5602501)「昭和56年8月北海道豪雨災害に関する調査研究」(代表者、北海道大学工学部、岸力教授)によって行なわれた。

文 献

- 菊地勝弘・播磨屋敏生・黒沢真喜人, 1982. 豪雨の気象学的特性に関する研究, 文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果報告書(研究代表者 岸力), 1-44.
- 岸力・板倉忠興・森明巨・黒木幹男・山岡勲・藤田陸博・長谷川和義, 1976. 石狩川における昭和50年8月洪水について, 文部省科学研究費特別研究(自然災害), 昭和50年8月風水害に関する調査研究総合報告書(研究代表者 矢野勝正), 9-24.
- 二宮洸三, 1977. 豪雨の時間スケールからみた降水強度極値の地理的分布, 天気, **24**, 63-70.
- 札幌管区気象台, 1981. 昭和56年8月3日~6日北海道付近に停滞した前線と台風第12号による大雨, 札幌・函館・釧路レーダーエコー合成図, 1-13.
- STAFF MEMBERS, TOKYO UNIVERSITY, 1969. Precipitation bands of Typhoon Vera in 1959 (Part I). *J. Meteor. Soc. Japan*, **47**, 298-309.
- STAFF MEMBERS, TOKYO UNIVERSITY, 1970. Precipitation bands of Typhoon Vera in 1959 (Part II). *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, 103-117.
- TAKEDA, T., 1981. Case study of the structure and formation of a heavy-rain band, *Nat. Disast. Sci.*, **3**, 40-51.