HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	北海道中西部豪雨の解析
Author(s)	播磨屋, 敏生; 菊地, 勝弘
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 53, 49-59
Issue Date	1990-03-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.53.49
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14208
Type	departmental bulletin paper
File Information	53_p49-59.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北海道大学地球物理学研究報告
Geophysical Bulletin Hokkaido University, Sapporo, Japan
No. 53, March 1990, p. 49－59.

北海道中西部豪雨の解析

播磨屋敏生・菊地　勝弘

北海道大学理学部地球物理学教室

（1989年11月1日受理）

Analyses of the Heavy Rainfalls in the Middle Western Part of Hokkaido

Toshio HARIMAYA and Katsuhiro KIKUCHI

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received November 1, 1989)

A heavy rainfall occurred in the middle western part of Hokkaido from 24 to 27 of August 1988 and caused considerable damage in the Rumoi river and Uryu river basins. Analyses were made on the rainfall amount, radar echoes and wind in order to clarify the formation mechanism of heavy rainfall.

Rainfall amount of more than 200 mm in 4 days was concentrated in a narrow elliptical area of about 65 km as the major axis. The value of 408 mm in total rainfall amount was recorded in Numata which is situated in the center of the narrow elliptical area. Based on the detailed analysis of rainfall amount, the formation process of this heavy rainfall was considered to be as follows. Many rainfall cells travelled along the stationary front in a direction of the prevailing wind at middle level and developed in the vicinity of Numata. As a result, the heavy rainfall was concentrated in the vicinity of Numata. These movements and developments of rainfall cells were shown by the result of radar analysis, likewise.

The heavy rainfall occurred in pressure trough. Warm and moist air due to a tropical cyclone flowed in a northerly direction in the pressure trough. As a result, a thick conditional unstable layer was formed in the middle western part of Hokkaido. On the other hand, the convergence field was formed there by northerly winds in the northern ares and southerly winds in the southern area. It is considered that the heavy rainfall was formed there when rainfall cells travelled through such an active convective area and developed.

I．ま　え　が　き

北海道では，一般的に言えば年間降雨量はそれほど多くはなく，大雨の降る回数も本州に比べて少ない．しかし，ここ10年間に大雨災害がかなり多く発生した．例えば，1980年8月28日か

ら31日にかけての北海道南西部の豪雨では，総降雨量493 mmを記録し，室蘭市，登別市，白老町では多大の被害を蒙った(菊地他，1981；播磨屋他，1981)．また1981年8月3日～6日には，降雨量100 mm以上の地域が北海道の約80%を占めるという大規模な降雨となり，特に岩見沢を中心とした地域に350 mm～400 mmの豪雨が帯状の狭い地域に集中し，石狩川流域で洪水が多発した（播磨屋・菊地，1983)．さらにその2週間後の8月21日～23日に，石狩地方から胆振地方にかけて豪雨が降り，特に石狩地方南部の山岳部に強雨が集中し，石狩中南部地方では土砂崩れ，土石流災害が多発した(菊地他，1982)．1983年9月24日～25日の豪雨では登別で総降雨量509 mmを記録し，そのうちの約90%を占める454 mmが24日23時から25日4時までの5時間に降り，時間的に非常な集中性を示した．また100 mm以上の降雨域は，長径で50 kmにも満たず，さらに400 mm以上のところは長径で約10 km程度と，空間的にも非常に集中した特異な局地的豪雨であった．そのために被害は登別付近に集中した（播磨屋・加藤，1987)．

上記の豪雨についての解析によると，地形性降雨，引き続いてやってくる積乱雲による降雨等それぞれの豪雨のタイプが異なっていた．豪雨の形成機構を理解するためには，いろいろな種類の豪雨の形成過程をまず調べることが重要である．本研究では1988年8月24日から27日にかけて北海道の留萌・空知地方を中心とした地域に降った豪雨のケースについて解析を行なった．その豪雨は北海道の西海上で形成された前線が25日から26日にかけて北海道中西部に停滞したことに伴って発生した。この豪雨によって留萌川，雨竜川両流域に大きな水害が生じた．本論文では，最初に降雨量解析によってどういうタイプの豪雨であるかを調べ，次にその結果に基づいて，さらにレーダー及び風の解析も加えてこの豪雨の形成過程を考察した．

II. 気 象 状 況

降水の始まった24日には，北太平洋高気圧と大陸上の高気圧の間で気圧の谷となっていた北海道西海上に，北太平洋高気圧の西への張り出しに伴って停滞前線が形成された．その後，その停滞前線はゆっくりと東進して，北海道の北部から上陸し，26日の昼頃まで北海道中西部に停滞していた．その状況を25日21時の地上天気図でFig. 1に示す．

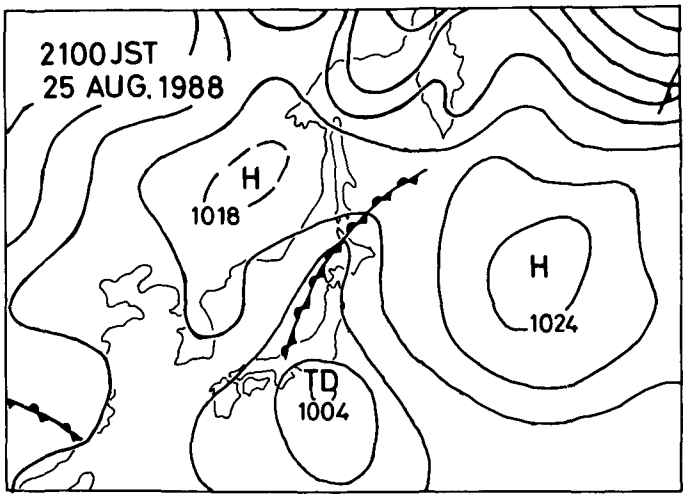

Fig. 1. Surface weather chart on 2100 JST 25 August 1988.

一方，本州南方の低圧部には熱帯低気圧が北西進して，この時には八丈島付近に到着していた。この熱帯低気圧に

伴う暖湿気流が北太平洋高気圧の縁に沿って，本州中部から日本海をまわって停滞前線に沿った方向から北日本へ流入した。この暖湿気流によって北海道の中西部，たとえば札幌では 500 mb 高度までの厚い条件付不安定層の存在，特に 750 mb 高度以下での下層の暖湿気流の流入の顕著さ等対流活動を活発化させるのに十分な気象状況が形成されていた．

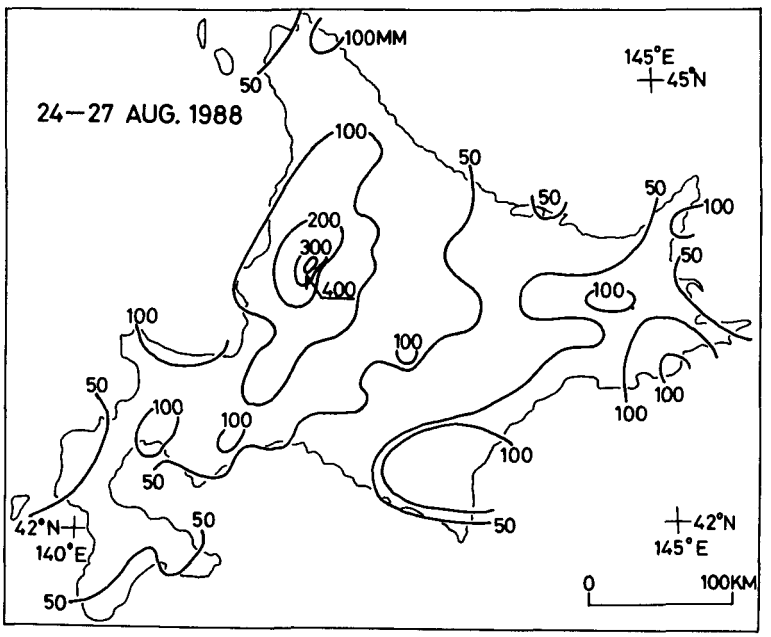

Fig. 2. Distribution of the total amount of rainfall from 24 to 27 of August 1988.

III. 降雨量解析

24 日から 27 日までの 4 日間総降雨量分布を Fig. 2 に示す．総降雨量 100 mm 以上の多降雨量域は，留萌・空知地方，日高・十勝地方と釧路地方であった．今回の豪雨域となった留萌・空知地方では，沼田における総降雨量 408 mm を中心として多降雨量域が帯状をなして北北東から南南西に延びていた．

豪雨域の中心地沼田では，25 日 14 時から強雨が断続的に始まり，特に 21 時から 26 日 5 時まで強雨が継続した．その間に，1 時間に 50 mm 以上の記録的短時間大雨も発生した．その時間帯の降雨量分布を Fig. 3

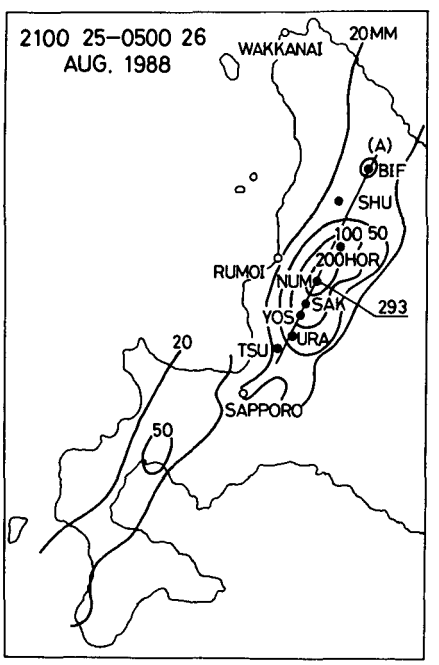

Fig. 3. Distribution of 8-hour rainfall amont from 2100 JST 25 to 0500 JST 26 of August 1988. $\delta R(t)$ analysis is made along the line A.

に示す．この降雨量分布の特徴は，8時間降雨量で20 mm以上の地域がやはり帯状になり，北海道の西側海岸線にほぼ平行に北北東から南南西に延びていることである．またその中心部に多降雨量域が楕円状に存在していた。その多降雨量域は，Fig. 2に示した24日～27日の総降雨量分布における多降雨量域とほぼ類似の位置にあった．そしてこの時間帯だけで4日間降雨量の約7割の降雨量を占めていた．

帯状の多降雨量域の方向が前線の方向と一致していたので，停滞していた前線上を雨雲がつぎつぎと北北東進して降雨をもたらしたと推測される．それを確かめるために，まず最初に札幌管区気象台レーダーによるエコーの移動を調べた。その結果を示したのがFig. 4である．この図では各々のエコーが重さならないように，各時刻の対応する地点（丸印）を等間隔ずつ右へずらして表示してある．この図からエコーが一直線上を北方へ移動している事が読みとれる．その方向を地図上にプロットするとN 25°E方向となった．すなわちエコーはN 25°E方向へ移動していたことになる．

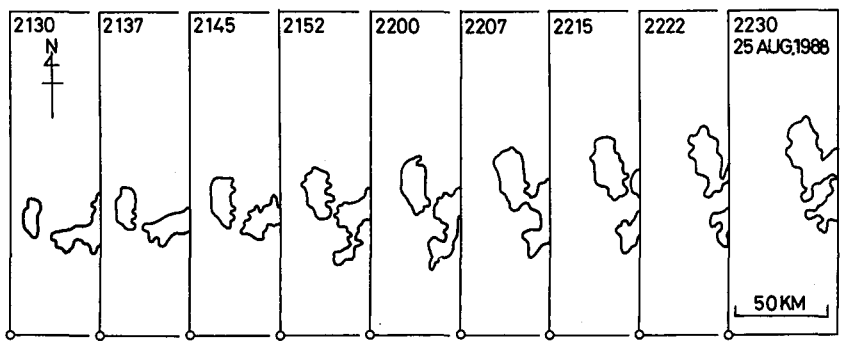

Fig. 4. Movement of radar echoes observed at Sapporo. Contour of radar echo intensity is drawn for 1～4mm/h.

次に上記の結果を使い，エコーの移動に伴うエコーの移動方向に並んだ観測点における降雨量の時間変化がどうなるかを見てみる．まず最初に，最大降雨量が観測された沼田を通ってエコーの移動方向であるN 25°Eの測線A（Fig. 3参照）を引いた．その測線上に近いアメダス観測点である月形から美深までの8地点の1時間降雨量の時間変化をFig. 5に示す．これらの地点では25

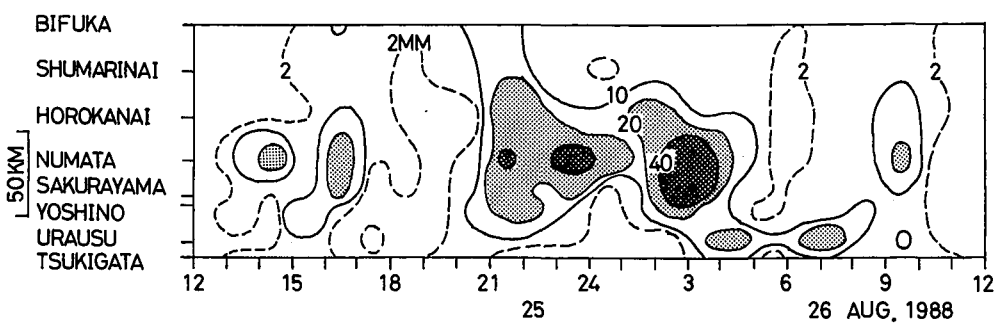

Fig. 5. Time variations in the hourly rainfall amounts at observation points along the line A.

日12時頃より雨が降り出し，その後18時頃までには，この領域の中心部付近のみに断続的に強雨が降った．さらにその後の21時から26日5時にかけて多量の降雨が継続した。その時間帯に沼田では1時間に40 mm以上の強雨が3回も発生した．その後の時間帯には，その領域の南部でまとまった降雨があったがだんだんと小降りになって12時頃にはすべての地点で雨がやんだ．

この1時間降雨量の時間変化図では，降雨の始まりや強まり始めの時刻がほぼ同時で，この時間スケールでの雨雲の移動は見られない．すなわち大きな降雨システムがこの領域に停滞していて，発達・衰弱を経たと見た方が良い．次にこれよりもっと時間スケールの小さい降雨セルの振舞いはどうであったかを20分間降雨量を使って解析する．

Fig. 6は測線A上の各観測点における25日18時から26日8時までの20分間降雨量の時間変化である．各観測点において数個の強いピークが見られる．これらのピークには，Fig. 7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，南側の月形から北側の美深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．この事を言い換えると，数個の降雨セルが測線A上を北方へ向かって通過したことを意味する．さらにこの図を詳細にみると，この測線上であらたに発生してその後成長した降雨セルや進行中に分岐した降雨セルがある一方，降雨セルとしてこの測線上に移動してきたがだんだんと減衰していったものもあった。全体的に見ると，主要な降雨セルはこの測線上の中央部付近で成長したと言える．

測線上の各観測点の降雨量の時間変化のみからは，上記のような降雨セルの同定は，実ははな

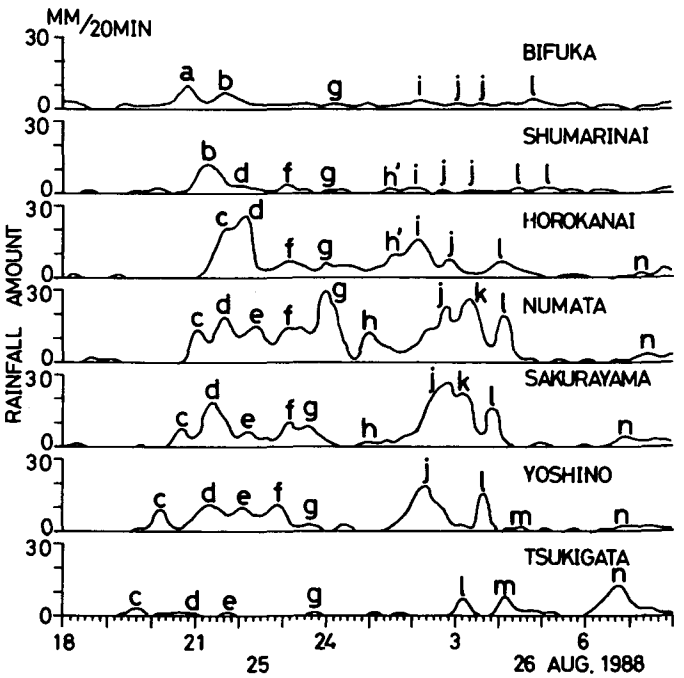

Fig. 6. Time variations in the 20-minute rainfall amounts at observation points along the line A. Based on the ananlysis in Fig.7, the peaks of rainfall amont were entitled.

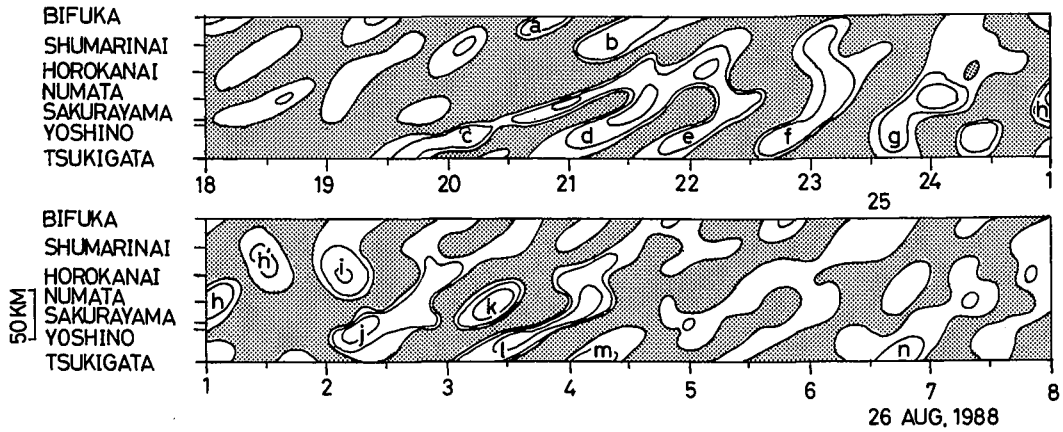

Fig. 7. Time-space cross section of $\delta R(t)$ along the line A.
Shaded areas show places with a negative $\delta R(t)$.
Contours in the area of positive $\delta R(t)$ are drown for 0, 3, 15mm/20min.

はだ困難である．今回は，降雨量そのものではなく，降雨量の時間変化に注目した解析を行なって降雨セルの同定を行なった．解析方法は Staff Members, Tokyo University (1969,1970)が台風の降雨帯の解析に用いたものを使用した．Fig. 6 の降雨量の時間変化においてみられる時間変動をもたらす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．

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

ここで $R(t)$ は，時刻 t での 20 分間降雨量である．時刻 t での 20 分間降雨量の 2 倍が時刻 $(t-20$ 分$)$ と $(t+20$ 分$)$ の 20 分間降雨量の和より大きい場合には，$\delta R(t)$ は正の値をとる．そして 20 分間降雨量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．

測線A上の $\delta R(t)$ の時間変化を Fig. 7 に示す．$\delta R(t)$ の値が正のところが白抜きになっていて，0，3，15 mm/20 min の等値線が描かれている．その白抜きで表わされている降雨セルは，ほぼ 40～60 分間隔で測線上を北上しているのが見られる．このように $\delta R(t)$ 解析では，降雨セルの移動が明瞭に検出出来る．Fig. 6 で示された 20 分間降雨量の時間変化における名称は，この $\delta R(t)$ 解析に基づいてつけたものである．それによって各観測点における 20 分間降雨量のピークの追跡が可能になった．

Fig. 6 と Fig. 7 から各降雨セルの移動とその降雨セルの発達の様子がわかったので，それらの降雨セルによって各観測点にもたらされた降雨量のピーク値と 1 時間降雨量との対応づけが可能となった．各観測点における 1 時間降雨量の時間変化図 (Fig. 5) に各降雨セルの移動を重ね書きした図を Fig. 8 に示す．この図では，各降雨セルの降雨量のピーク値が 10 mm/20 min 以上の部分を，降雨セルの移動を示している軌跡の線を太くすることによって表わしている．全体的に見れば，40～60 分間隔で測線A上をつぎからつぎと北上する降雨セルがだんだんと発達して，その測線上の中央部付近で最大となる．そしてその後はだんだんと衰弱していく．そして発達した降

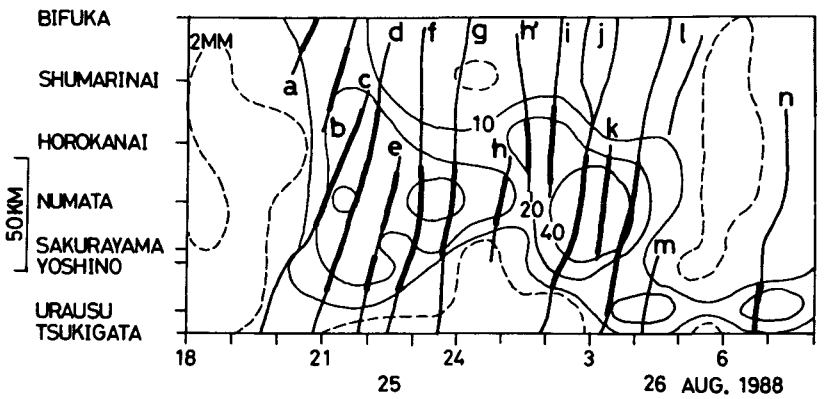

Fig. 8. Relation between the time variations of the hourly rainfall amounts at observation points along the line A and the movement of each rainfall cell. Thick traces of rainfall cells show parts with the rainfall amounts of more than 10mm/20min.

雨セルが数多く通過した観測点では降雨量が多くなることが明瞭に示されている．また25日21時頃の各観測点での降雨量の一斉の強まりは，降雨セルa，b，cとdがほぼ同時刻に測線上に到達したことによることもわかる．すなわち各観測点に同時に降雨をもたらした降雨セルは異なっていたということである．以上の解析から，1時間降雨量の分布で示された月形から美深に延びた帯状の多降雨量域が停滞していたように見えたが，その領域を40～60分間隔でつぎからつぎと降雨セルが北上し，北上とともに発達し，その中心地沼田付近で最大値を示したことによるということがわかった．すなわち停滞したように見えていた大きな降雨システムの内部構造である降雨セルは，つぎつぎに入れ替っていたのである．このようなタイプの豪雨は，播磨屋・菊地(1983)の解析による1981年8月上旬北海道豪雨においてもみられた．

IV. レーダー解析

降雨量解析によって示された降雨セルの移動と成長の過程を，次にレーダー解析で確認する．Fig. 9は沼田で1時間降雨量40 mmの強雨が観測された25日22時のレーダースケッチ合成図である．ここでレーダーエコーは降雨強度にして1～4 mm/hと4～16 mm/hの部分を異なる表示で示している．この図からまとまったエコー域は中西部と道東域にあるのが見られる．その内部には，ところどころに雲頂高度が10 km以上にも達する強エコー域も存在していた．そして月形から美深までの測線中央部付近に降雨セルdとeに対応する強エコー域があるのもまた見られる．これらの降雨セルに対応する強エコー域の時間変化を次に示す．

Fig. 10は1時間間隔で得られたエコー分布を測線Aを中央線としてはさむ幅22.5 kmの長方形に切りとり，時間の順番に並べた図である．降雨セルに対応する強エコー域には，それぞれの降雨セル名をつけてある．この図とFig. 8を比較することによって次の事がわかる．この領域で21時までの降雨の弱い時間帯では，レーダーエコー分布図においてエコーのないところやすき間

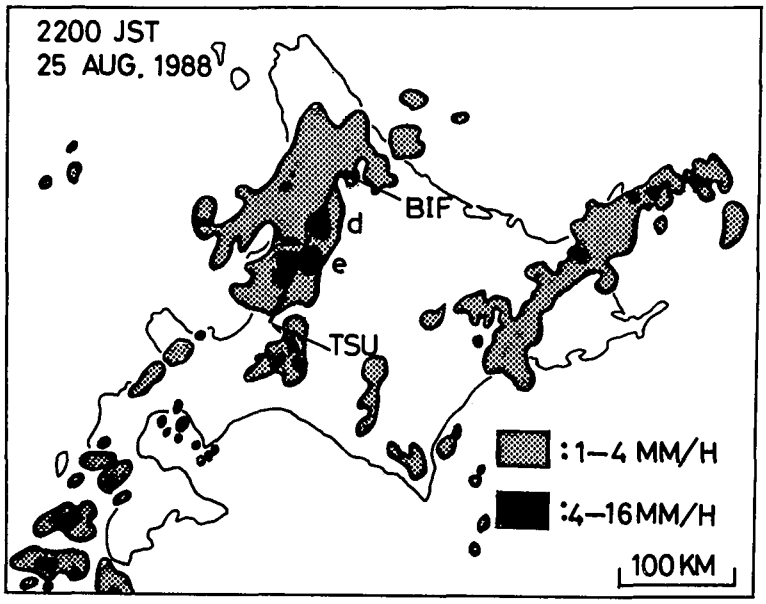

Fig. 9. Composite sketch of PPI radar echo patterns observed at Sapporo, Hakodate and Kushiro at 2200 JST 25 August 1988.

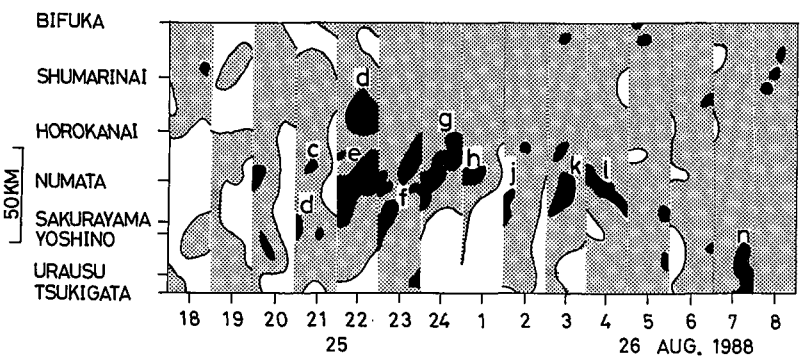

Fig. 10. Time variations in the radar echoes over the line A. Contours are drawn for 1 ~ 4 and 4 ~16 mm/h.

がめだつ．また 21 時以降 26 日 4 時までは，降雨セルに対応する強エコー域がこの領域をつぎつぎに通過するのが両者で対応している．26 日 0 時頃から 3 時頃まで，この領域の月形を中心とする南部において降雨が弱くなったり，一時やんだりしたことに対応して，レーダーエコー分布図においてはエコー域が観測されなかったり，すき間が顕著になったりした．また 26 日 5 時～ 7 時にかけての降雨の弱まりに対応してエコー域にすき間が見られた．そして 7 時頃の月形での降雨の強まりをもたらした降雨セル n に対応する強エコーもまた認められた．このように降雨量解析で求められた降雨セルに対応する強エコー域が確認され，また降雨量の多少とエコー域の広がりの多少との関係も示された．

V. 考　　察

降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と風の関係及び降雨セルの成長過程を調べるために，風の解析を行なった．まず最初に 25 日から 6 時間間隔での札幌の高層風の垂直分布を Fig. 11 に示す．北海道中西部に多量の降雨があった時間帯に対応する 25 日の 21 時と 26 日 3 時の垂直分布によると，700 mb 高度以上の中層，上層の全層と，下層の一部の風向は南南西であった．このことはレーダーエコーの移動方向とそれに基づいて設けた測線Aの方向と一致する．すなわちそれは降雨セルの移動方向と一致した，言い換えると降雨セルは高層風と同方向に移動したとみなせる．

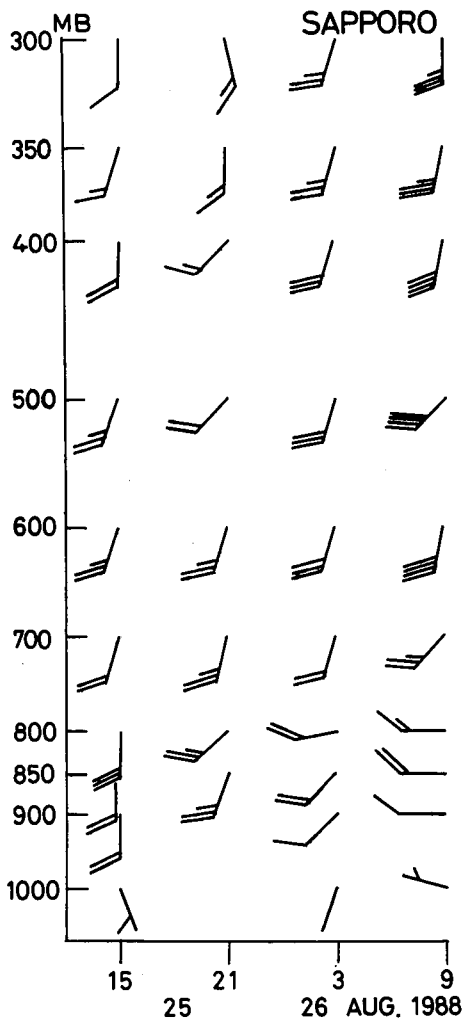

Fig. 11. Vertical distributions of wind at Sapporo at 1500 JST and 2100 JST on 25, and at 0300 JST and 0900 JST on 26 August 1988.

前に示したように，降雨セルは北北東方向へ移動しながら成長し，沼田付近で降雨量が最大値となった．この成長の原因を調べるために，地上風の解析を行なった．Fig. 12 は中西部に多量の降雨のあった時間帯の真中の時刻である 25 日 24 時のアメダスによる地上風向・風速図

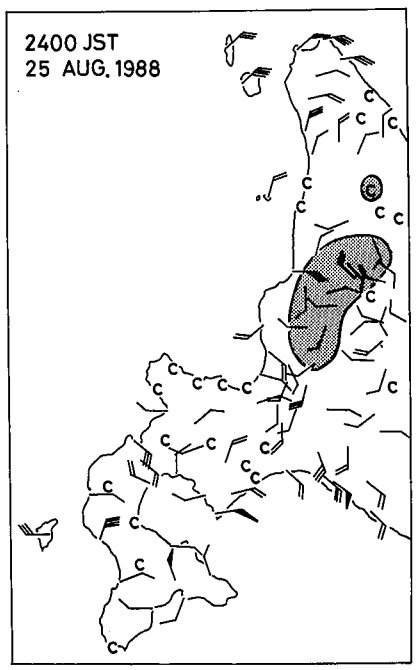

Fig. 12. Horizontal distributions of surface wind in the western part of Hokkaido at 2400 JST 25 August 1988. Each barb is 1 m/s and each flag is 5m/s. Besides, rainfall area is shown by the contour with 50mm/8h.

である．その図には，25日21時～26日5時までの8時間降雨量が50 mm以上の領域を重ね書きしてある．多降雨量域の北方での風向は，東北東から北とほとんど全部の観測点で北成分を示していた．一方多降雨量域の南方での風向は，南東から南とほとんどの観測点で南成分を示していた．以上のことから多降雨量域で収束場が形成されていたことになる．

気象状況の節でみたように，大陸での高気圧と東方海上の北太平洋高気圧の両高気圧にはさまれていた北海道へ，熱帯低気圧に伴う暖湿気流が北太平洋高気圧の縁に沿って本州中部から日本海をまわって停滞前線に沿った方向から流入していた．その暖湿気流によって北海道の中西部では，厚い条件付不安定層が形成されていた．そこは南からの暖湿気流と北からの冷たい気流との収束によって対流活動が活発化する条件下にあった．そこへ南から雨雲が移動してきてその対流活動が強化され，結果として多量の降雨が形成されたと考えられる．

VI. ま と め

1988年8月24日から27日にかけて北海道中西部で豪雨が発生し，留萌川，雨竜川両流域に水害被害が生じた．4日間降雨量で200 mm以上の地域は，楕円形でその長径が約65 kmと降雨は非常に狭い範囲に集中した．その中心付近の沼田では総降雨量408 mmが記録された．

降雨量の詳細な解析によって，この豪雨は次のようなタイプの豪雨であったことが明らかになった．すなわち停滞前線に沿って降雨セルが南南西から北北東へつぎつぎと通過して，沼田付近で最も良く発達したことによって形成された．この降雨セルの移動，発達の様子は，レーダー解析でも示された．

この豪雨は，北海道が大陸での高気圧と東方海上の北太平洋高気圧によってはさまれた気圧の谷の場で発生した．その気圧の谷を熱帯低気圧に伴う暖湿気流が停滞前線に沿った方向から流入した．その暖湿気流によって北海道の中西部では，厚い条件付不安定層が形成された．そしてそこはまた南からの暖湿気流と北からの冷たい気流の収束場になっていた．そういう対流活動域を南からの降雨セルが通過し，発達して豪雨が形成されたと考えられる．

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によって行なわれた．

文 献

播磨屋敏生・加藤聖治，1987．北海道登別におけるごく局地的な豪雨．北大地球物理学研究報告，**49**，359-367．

播磨屋敏生・菊地勝弘，1983．1981年8月上旬北海道豪雨の解析（I）－豪雨の微細構造と形成－．北大地球物理学研究報告，**42**，15-25．

播磨屋敏生・菊地勝弘・遠藤辰雄・堀江成人，1981．1980年8月北海道南西部大雨による被害．北大地球物理学研究報告，**40**，113-126．

菊地勝弘・播磨屋敏生・堀江成人，1981．1980年8月下旬の北海道南西部における局地的大雨の特徴に関する解析．北大地球物理学研究報告，**40**，55-77．

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），5602501，1－44.

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.