



Title	北海道胆振地方における海岸性降雨の解析
Author(s)	飛塚, 一敏; TOBIZUKA, Kazutoshi; 播磨屋, 敏生 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 52, 77-88
Issue Date	1989-09-14
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.52.77
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14205
Type	departmental bulletin paper
File Information	52_p77-88.pdf



北海道胆振地方における海岸性降雨の解析

飛塚 一敏

北海道大学大学院環境科学研究科環境構造学専攻

播磨屋敏生

北海道大学理学部地球物理学教室

(1989年5月10日受理)

A Case Study of Seaside Rainfall in the Iburi District, Hokkaido

Kazutoshi TOBIZUKA

Division of Environmental Structure, Graduate School
of Environmental Science, Hokkaido University

Toshio HARIMAYA

Department of Geophysics, Faculty of Science,
Hokkaido University

(Received May 10, 1989)

It is well known that there are five different distribution patterns in rainfall amount in the Iburi District, Hokkaido and "seaside rainfall" in which the maximum peak of rainfall amount is located in the seaside region. The seaside rainfall was observed during the period of radar observation in the Iburi District to clarify the structure and formation of rain clouds. It was shown by the observation of rain drop-size distribution that the formation of large rain drops contributed to the rainfall.

Based on the radar observations during the period of seaside rainfall, it was shown that seaside rainfall was formed through the process in which echo cells developed rapidly on the southeast slope after crossing over the ridge of Orofure Mountain Range. Considering the wind direction in the Iburi District, the formation is discussed as follows. When moist air masses are pushed onto the land by southeasterly winds from the sea, clouds are formed by frictional convergence because of the discontinuity in the surface roughness. If under these conditions band-shaped radar echoes approach the regions, their processes of rain formation are activated by their modification, namely the interaction with low topographic clouds because of the difference in their rain drop-size distribution. The result is that large rain drops are formed and rainfall amount increases. By radar observation, this mechanism was confirmed by the fact that low topographic clouds remained stationary in the seaside region

when no band-shaped radar echoes passed over the region.

I. ま え が き

日本での年間降雨量は、全体的に見ると南から北へ向かって減少する傾向にある。それに加えて、顕著な地域性のあることが特徴である。一般的に言えば、北海道での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。武田・菊地(1978)の統計解析では、北海道での降雨の特徴の一つとして、年平均降雨量、大雨の頻度はともにオロフレ山系と日高山系の南東斜面に多いことが示された。その後、オロフレ山系の南東斜面に独自のメソスケールの雨量計網を設置して観測した近野・菊地(1981)の結果によると、その地域での降雨量分布パターンは5種題に分類でき、その一つとして山間部よりも海岸部で降雨量の多い「海岸性降雨」があることがわかった。また有珠山噴火後に泥流発生との関係で降雨量分布を解析した播磨屋他(1981)は、有珠山周辺に雨が多い時の降雨量分布パターンとして、海岸性降雨の場合が一番多かったことを報告した。前記の5種類の降雨量分布パターンと地上風との関係を解析した Kikuchi et al. (1988)は、海岸性降雨は南東、東南東風卓越時に発生していたことを示した。

具体的にこの胆振地方の海岸性降雨を解析した近野他(1981)は、総観場からみて擾乱自身によってもたらされたものと推定した。海岸性降雨の典型として、この地域に大雨をもたらした1980年8月下旬の北海道南西部の局地的大雨を解析した菊地他(1981)は、秋田沖に停滞した低気圧へ向かって吹き込む高温多湿な南東風と北寄りの風との収束によって海岸性降雨が引き起こされたとした。その後にもこの地域に同様な海岸性の豪雨が発生した。それを解析した播磨屋・加藤(1987)は、下層ジェットに伴って、南からの暖かい湿った気流の流入が豪雨を発生させる場を形成し、途中にジェットをもち、垂直シャワーの向きがある高さで変るような風の垂直分布が、対流性降水雲を長続きさせた結果、豪雨が発生したと結論づけた。

前記1980年8月下旬の豪雨による被害を調査した播磨屋他(1981)によると、その時の被害は、住家被害と商工被害が多い都市型災害であったことが特徴であった。このようにひとたび大雨が降ると甚大な被害を蒙るので、この地域での豪雨発生のメカニズムを解明することが重要であることが指摘されている。

他の地域では、海岸性降雨のレーダー観測の例(Takeda and Takase, 1980)はあるが、この地域における研究では、ほとんどが地上観測によるものであり、降水雲それ自体を観測したものはなかった。それで降水雲の構造と形成・維持機構を解明するために現地でのレーダー観測(Harimaya et al., 1988; Harimaya and Tobuzuka, 1988)を行った。その時に観測された海岸性降雨について解析した結果が、本論文において記述される。

II. 観 測

北海道胆振地方のオロフレ山系は、Fig. 1に示されるように苫小牧から室蘭までの海岸線とほぼ平行に南西から北東方向に走向をもっており、下層の南東風に対して直交した海岸と山岳があ

るのが特徴である。この付近では、気象庁の AMeDAS、北海道庁の降雨量観測点の他に、北大気象学研究室では独自に雨量計を設置して、1978 年から南東斜面を中心とした降雨観測を行っている（近野・菊地，1981；近野他，1981；播磨屋他，1981，1982）。

1983 年は、北海道大学低温科学研究所降雪物理学部門と協力して、樽前山麓に新たに雨量計を増設して、6 月下旬から9 月中旬までの約 3 カ月間降雨観測を行った。その間の 8 月 25 日から 9 月 6 日までの約 2 週間、北大理学部気象レーダーを観測域の東端、苫小牧市郊外の苫小牧南高校の屋上に設置して、観

測域上空の降水雲の観測を行った。また観測域のほぼ中央に位置する白老に地上観測点を設け、濾紙法による雨滴粒径分布等の観測も行った。他方、森野では垂直レーダーによる降水雲の観測が北大低温科学研究所によって行われた（藤吉他，1984）。

北大理学部レーダーの波長は 3.2 cm で、観測域は半径 63.5 km の円内である。その他の詳しいレーダーの性能は Harimaya et al. (1988) に記載されている。データは、動径方向に 250 m の距離分解能、方位角方向に 1° の角度分解能でデジタル値として収録された。そして解析には、水平面上では 1 × 1 km メッシュデータ、垂直面上では 0.5 × 1 km メッシュデータに変換したデータを用いた。

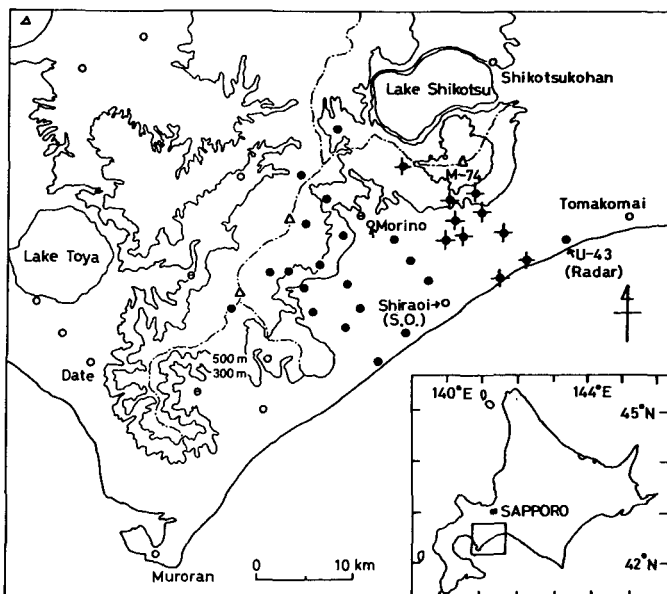


Fig. 1. Observation area. The curving, chained lines represent ridges. The radar was set up at point U-43. Rainfall amount-observation points: ●; supported by the Faculty of Science, Hokkaido University, ◆; supported by the Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, ○; supported by the Japan Meteorological Agency (AMeDAS), ⊕; supported by the Hokkaido Prefectural Government.

III. 雨 量 解 析

レーダー観測期間中に、3 回の降雨が観測された。そのうちの 8 月 29 日から 31 日までの降雨がここではとりあげられる。この降雨は、日本海上秋田沖を北上する低気圧に伴ったものである。降雨量の時間変化から、降雨期間は三つに分けられた（Harimaya et al., 1988）。そのうちの二つの降雨を含む 29 日 3 時から 30 日 12 時までの白老での降雨量の時間変化を Fig. 2 に示す。ここでの $\delta R_0(t)$ は次式のように表わされる（Staff Members, Tokyo University, 1969）。

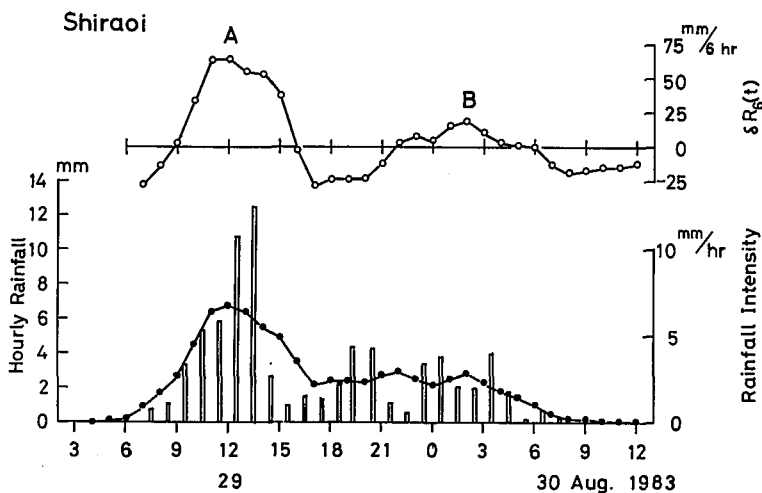


Fig. 2. Time changes in hourly rainfall (bar graph), 6-hour running mean rainfall intensity (solid circle) and $\delta R_6(t)$ (open circle). $\delta R_6(t)$ is calculated from 6-hour rainfall (see text).

$$\delta R_6(t) = 2R_6(t) - \{R_6(t-6hr) + R_6(t+6hr)\}, \quad (1)$$

ここで $R_6(t)$ は時刻 t での 6 時間降雨量である。 $\delta R_6(t)$ 解析で分離された降雨 A と B は、この地域上を通過したレインバンド A, B に対応することが Harimaya et al. (1988) で示されていて、そこではレインバンド A についての詳細な解析がなされている。

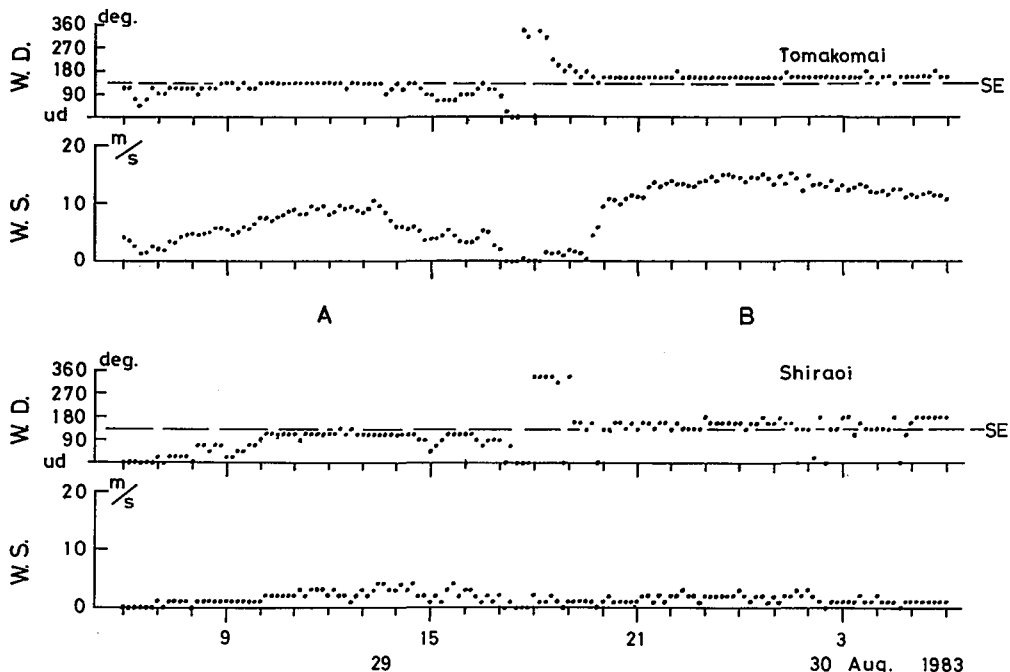


Fig. 3. Time changes of the wind direction (W. D.) and wind speed (W. S.) at Tomakomai and Shiraoi in the seaside region of the Iburi District.

このような12時間間隔の変化は、オロフレ山系南東斜面の風上にある海岸部の苫小牧、白老における地上風の時間変化にも見られた。Fig. 3は苫小牧と白老における風向、風速の時間変化である。風速計が地上47.7mにあって風向、風速ともに比較的安定した値を示す苫小牧での風速の時間変化をみると、29日18時頃を境にして12時間程度の時間間隔で変化しているのが認められる。他方風向では、Aの時間帯では南東から東よりで、Bの時間帯では南東より南よりである違いがある。これらの傾向は、苫小牧ほど顕著ではないが白老でも認められた。

上記のように二つに分離された降雨のうち、Bの時間帯をここではとりあげる。その時間帯の総降雨量分布がFig. 4である。この分布の特徴は、オロフレ山系南東斜面において山岳部よりも海岸付近に降雨の多い海岸性降雨パターンを示したことである。

この時間帯のレーダーエコーの移動を追跡すると、全体的なパターンは北西から南東に走向をもって、それがほぼ北東方向へ移動した。しかし、この帯状のレーダーエコーを構成している個々のセルは、降雨Aの時の移動方向である北東（Harimaya et al., 1988）とは別方向の東へオロフレ山系を横切るように移動した。それで個々の降水雲の移動に伴う変化を調べるために、セル状エコーの移動方向に沿った解析を行った。山岳部の代表として観測点H-25、A-55をとり、それぞれに対応する海岸部の代表として観測点S-12、H-22をとった。さらに降水雲の垂直構造を調べるために、観測点S-

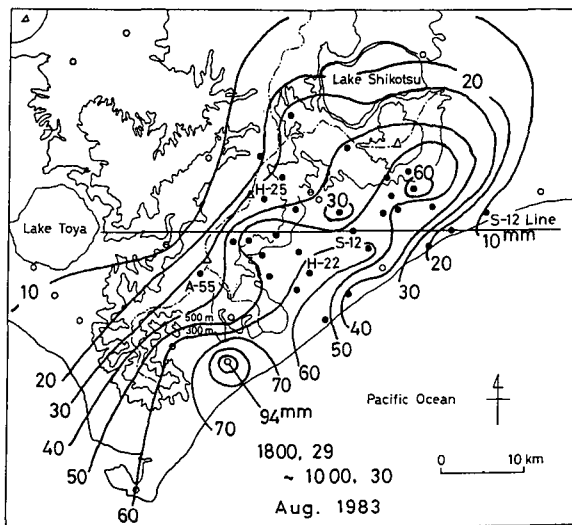


Fig. 4. Distribution of 16-hour rainfall amount from 18 JST 29 to 10 JST 30. The vertical distributions of radar echoes were constructed on the S-12 line through the observation point S-12.

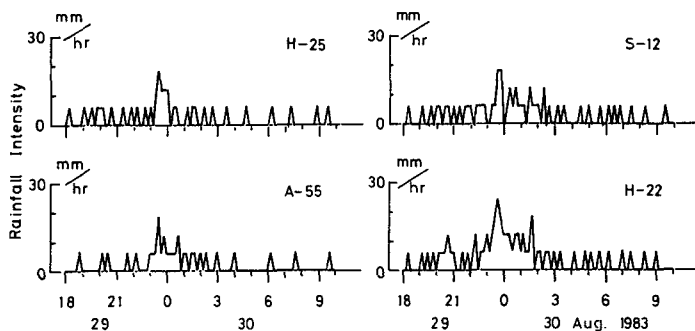


Fig. 5. Time changes of 10-minute rainfall amount at the observation points in the orographic and coastal areas. Left part and right part show orographic and coastal areas, respectively.

12を通る東西方向の測線 (S-12 line) を設けた。

山岳部と海岸部の観測点における10分間降雨量の比較をした図が Fig. 5 である。全体的に見ると山岳部におけるよりも海岸部において比較的長い時間にわたって降雨が継続していた。また29日22時から30日2時までの時間帯に注目すると、最大降雨量は海岸部で観測され、やや強い降雨の継続時間も海岸部で長かった。その結果として海岸部で降雨量が多くなった。

降雨Bの時間帯に最も降雨量の多かった白老でのラピッド降雨計による降雨強度と雨滴粒径分布から求められた最大粒径と降雨強度を Fig. 6 に示す。雨滴粒径分布から求めた降雨強度は、粒径1 mm より大きい雨滴による降雨強度と1 mm より小さい雨滴による降雨強度を別々に表示してある。この図から降雨量が多くなる時には、雨滴の最大粒径も大きくなり、また1 mm より大きい雨滴による降雨強度も強くなるのがわかる。しかしながら1 mm 以下の小さい雨滴による降雨強度は、降雨量の強弱の変化に対応した変化はあまり見られなかった。それらから海岸部で降雨量が多くなったのは、大きな雨滴が多く形成されたためと考えられる。

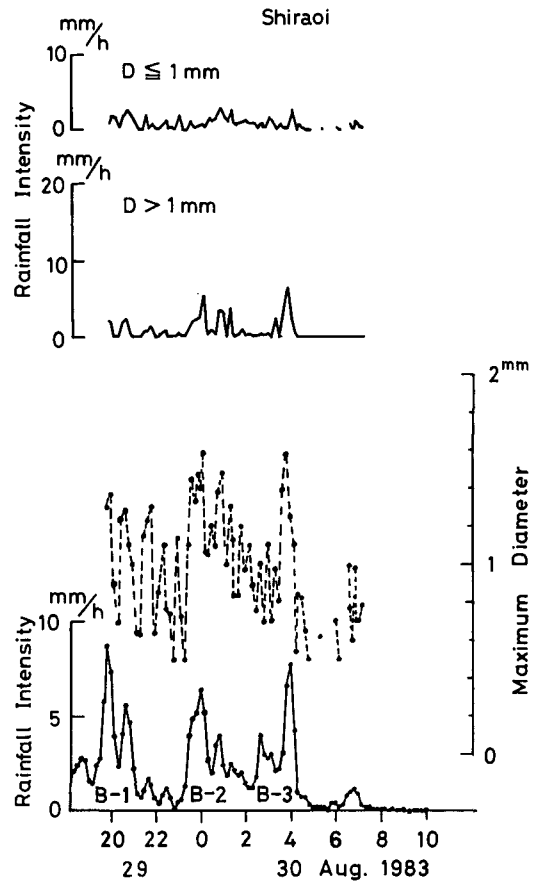


Fig. 6. Time variations in rainfall intensity (solid lines) with the maximum diameter of rain drops (broken lines) and rainfall intensity given for rain drops of each size range measured at Shiraoi.

IV. レーダー解析

最も海岸部に降雨量の多かった時間帯のレーダーエコーの移動を追跡すると、一つの大きな帯状のエコーが、オロフレ山系の南東斜面上空を通過し、その後やや強いエコーが主に海岸部で停滞するように長い間存在し続けていた。Fig. 7は、仰角 3° のPPI図による10分毎のエコーの変化を示したものである。この図では、エコーの反射強度を三段階で表わし、主な観測点は白丸で表わしてある。また図中の内側の細い線でひかれた円弧は、レーダーサイトから50 kmのところ、仰角 3° の場合にはレーダービームの中心高度が約2.6 kmとなる。

海岸付近に降雨量の多かった29日22時から30日2時の間には、一つの帯状のレーダーエコー

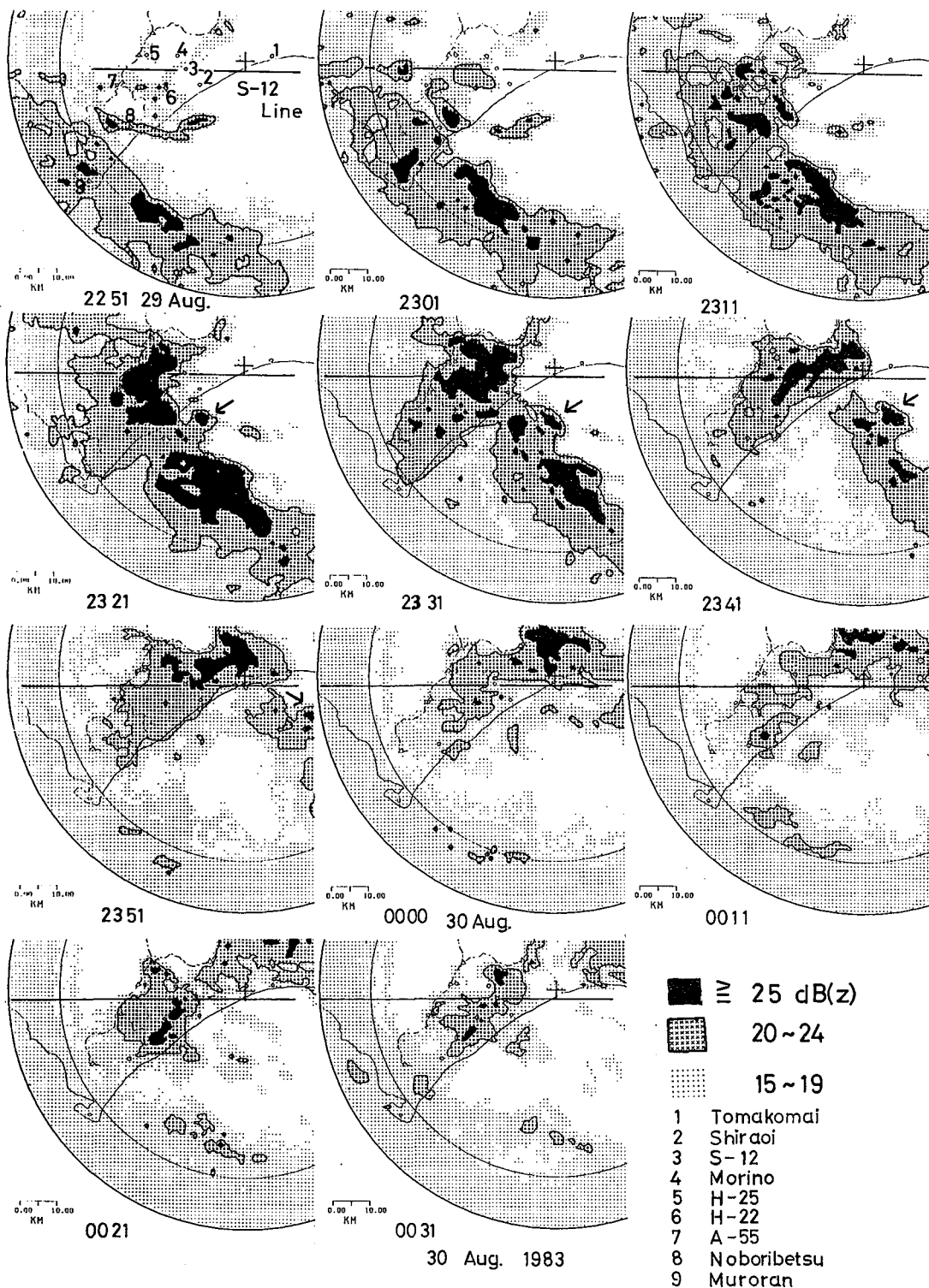


Fig. 7. Time change of radar echoes during their movement. They are shown by the PPI distribution of 3° in elevation angle.

が南東斜面上を通過した。この帯状のエコーは、全体として見ると北東方向へ海岸線と平行に移動しているように見えたが、この帯状エコーを構成している個々のセルの移動を追跡すると、Fig. 7の矢印で示されるエコーのように東方向へ移動していた。すなわち、オロフレ山系北西斜面側で見られたエコーは、オロフレ山系を乗り越えて南東斜面に達していたことがわかった。このようなエコーは帯状エコーの中であって、南東斜面に達して発達し始め、海岸付近で最も強くなった。そして山岳部でのエコーはすぐになくなるが、海岸付近のエコーは比較的長い間存在していた。帯状エコーが通過した後は、やや強い (20 dB(z)程度) エコーが残っており、初めのうちは山岳部でもみられたが、30日0時31分以降は、主に海岸付近に停滞しているように長い間存在し続けた。

このようなエコーの振舞いは、S-12 line 上でのエコーの垂直断面においても見られた。Fig. 8は、S-12 line 上でのエコーの垂直断面図で、10分間隔で示している。エコーの三段階の反射強度の表示は Fig. 7と同様である。また断面図の右が東であり、各断面図の下に、オロフレ山系の稜線 (M. R.)、観測点 S-12、そして海岸線 (S.) の S-12 line 上での位置をそれぞれ矢印で示

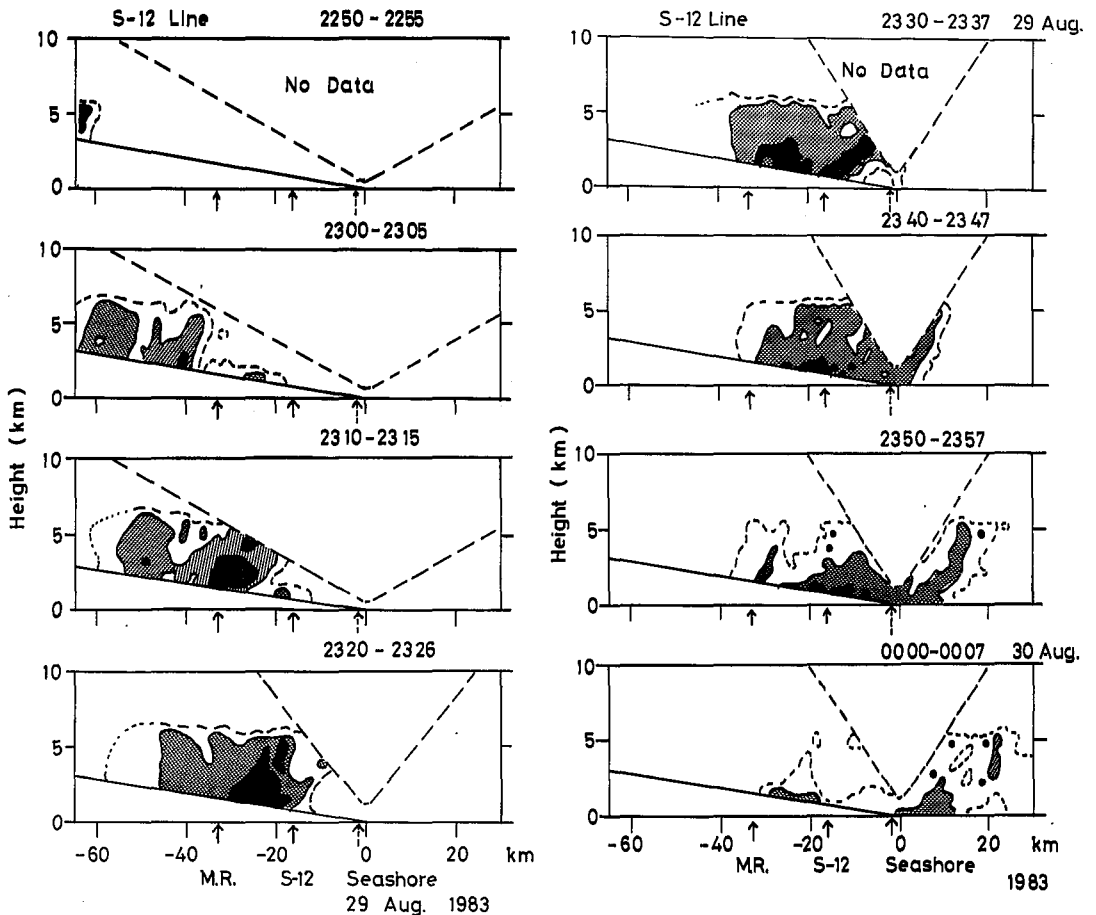


Fig. 8. Time change of the vertical distribution of radar echoes. Contours are drawn for 15, 20 and 25 dB(z).

してある。

この図でも、Fig. 7と同様に29日22時50分に観測にかかり始めた帯状の降水雲は、オロフレ山系の稜線を乗り越えて南東斜面の領域に入って発達し始めた。その後、観測点S-12の上空、海岸部で最も発達し(23時20分頃)、23時40分には海上に移動した。このとき、23時20分以降には海岸付近に強いエコー(25 dB(z)程度)が比較的長く存在した。さらにその後(23時40分以降)海岸付近にやや強いエコー(20 dB(z)程度)が存在し続けていた。

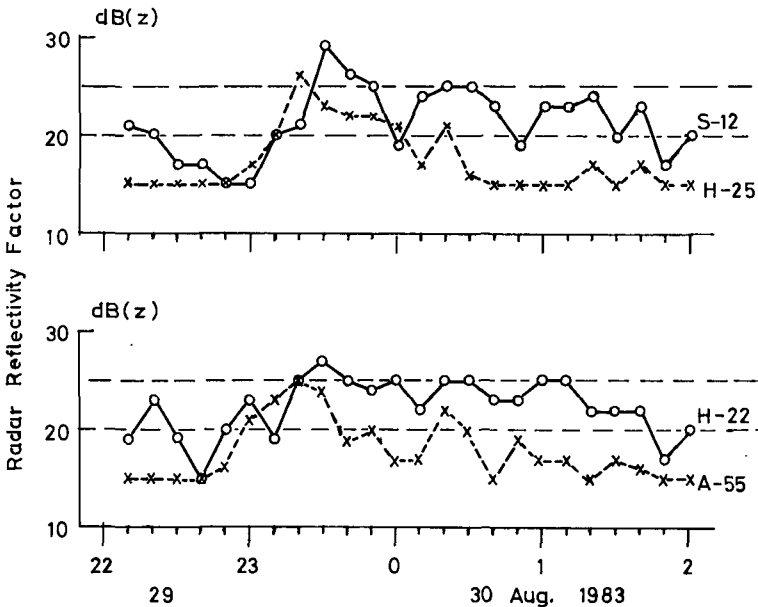


Fig. 9. Time change of radar reflectivity factor at observation points in orographic and coastal areas. ○ mark and × mark show the observation points in coastal and orographic areas, respectively.

さらに詳細に山岳部と海岸部でのエコーの消長を比較したのが Fig. 9である。この図では、海岸部の代表観測点としてS-12とH-22、山岳部としてH-25とA-55をとり、それぞれでのレーダー反射強度の時間変化を示している。ここでの上空のエコー反射強度値は、仰角3°のPPI図から、各観測点を中心とする3×3 kmの領域の中で最も反射強度の大きい値を採用した。この図から明らかのように、山岳部に比較して海岸部では、より強い反射強度を示すエコーが長い間存在し続けたということがわかる。

V. 考 察

前節のレーダー解析によると、エコーはオロフレ山系を越えて海岸部に到着した頃に最も発達したことが示された。このことは海岸部で降水雲が発達する気象場ができていたことを意味する。この時間帯における地上風は、Fig. 3に示されているように海岸線にほぼ直角の南東風であった。このことを考えると、海上から吹く風が上陸した時に、地上摩擦を受けて海岸部で速度が減じられて、海岸部に収束域ができて上昇流が発生し (Roeloffzen et al., 1986)、地形性の雲が発生す

る可能性がある。

帯状レーダーエコーがこの地域を通過する以前のレーダー観測によると、Fig. 10 に示されているように海岸部に比較的背の低い雲が形成されていたことがわかる。

その雲の時間的経過を示したのが Fig. 11 である。この図は、レーダーエコー図を海岸線を中心にして幅 12.5 km の長方形に切り出して、10 分間隔に並べたものである。両図から、地形性雲は海岸部のみに形成されていて、また海岸部でも苫小牧より東側においては見られなかったことがわかる。またその雲は、

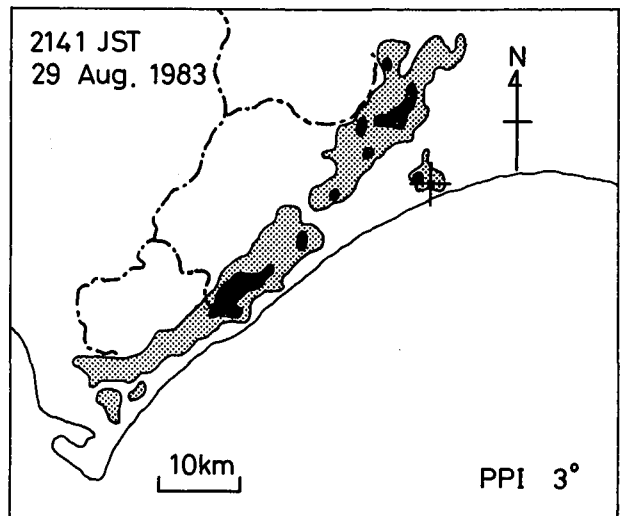


Fig. 10. PPI radar echo pattern over the Iburi District when no band-shaped radar echoes passed over the region. Contours are drawn for 15 and 20 dB (z).

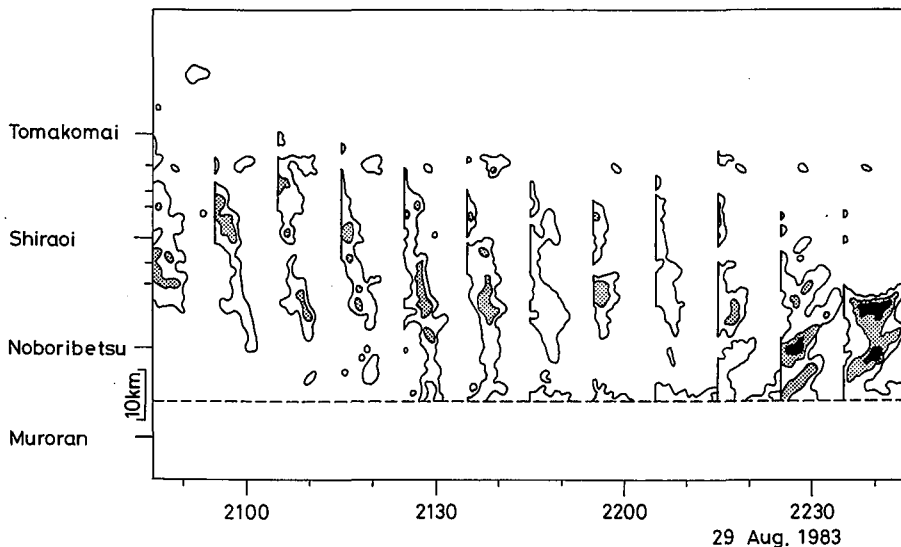


Fig. 11. Time variations in radar echoes over the coast of the Iburi District when no band-shaped radar echoes passed over the region. Contours are drawn for 15, 20 and 25 dB (z).

定常的に海岸部に形成されていて、登別付近でより活発であったように見える。

以上のような気象場に、この地域上を帯状エコーが通過すると、それを構成している降水雲と地形性の雲との相互作用を通して大きい雨滴が形成されて降雨量が増加したと考えられる。その結果の降雨量分布図が Fig. 4 である。その図によると登別付近で最も降雨量が多く、同じ海岸部でも東側ほど降雨量が少なくなっている。この降雨量分布は、Fig. 11 の地形性の雲の分布の活発

な領域の分布と対応しているように見える。このことは、帯状エコーを構成している降水雲と地形性雲の相互作用による降雨の増加という考え方を支持している。

降雨 A の時は、エコーセルの移動方向は北東である (Harimaya et al., 1988) のに、降雨 B のエコーセルの移動が東方向と違うのは、次のように考えられる。Fig. 12 は札幌における高層風の時間変化を示している。今回の解析した降雨 B に対応する 29 日 21 時と 30 日 3 時の高層風では、エコーセルの移動と関係する高度 850~700 mb の風向はほぼ西風であった。それに対して降雨 A の期間の 29 日 9 時と 15 時の同高度の風向はかなり南西成分をもっていた。エコーセルがその高度の風とともに移動すると考えると、前記のセルの移動方向の違いが説明できる。

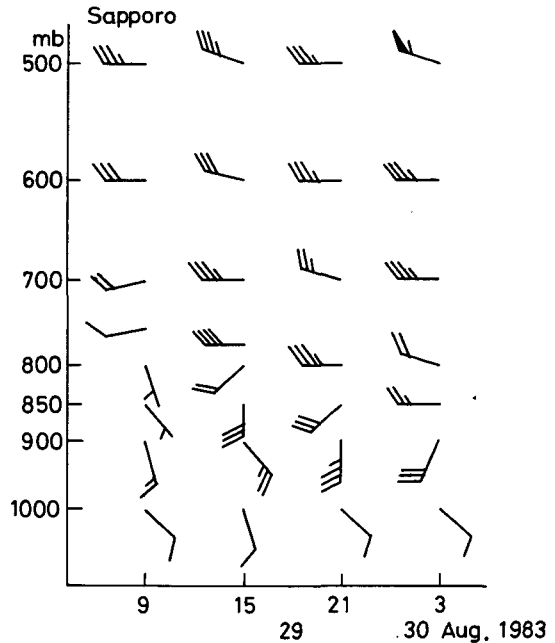


Fig. 12. Vertical distributions of upper winds at Sapporo.

VI. ま と め

胆振地方での降水雲の構造と形成・維持機構を解明するために現地でのレーダー観測を行った。その期間中の 8 月 29 日 18 時から 30 日 10 時までの降雨の特徴は、海岸部で長い間継続して降り、最大降雨強度も観測されたということである。すなわち海岸性降雨の特徴を示した。濾紙による雨滴粒径分布観測によると、その降雨には大きな雨滴の形成が寄与していたことが示された。

前記の時間帯のレーダー観測によると、東進したエコーセルが、オロフレ山系の稜線を越えて南東斜面に入ってから急速に発達し、海岸部で最も発達した事によって海岸性降雨になったことが示された。この事は、地上風向から考えて次のように考察された。海上からやってきた湿った気流が上陸した時に、地上摩擦を受けて速度を減じられて、海岸部に収束域ができる。そのため上昇流が発生し、地形性の雲が発生する。そういう気象場のところを帯状エコーが通過すると、両者の相互作用を通して大きな雨滴が形成され、降雨量が増加する。この考察は帯状エコー通過前のレーダー観測による海岸部に定常的に雲が存在していた事実から支持される。

今後密な地上風観測点の設置や現地での高層風の観測等によって対応する収束域の検出がなされることが望まれる。

謝辞 北大低温科学研究所降雪物理学部門、気象庁および北海道庁より降雨量データを提供し

ていただきました。ここに記して感謝致します。

本研究は、文部省科学研究費自然災害特別研究「降雨災害をもたらす豪雨の集中度に関する研究」の一環として行われたものである。

文 献

- 藤吉康志・遠藤辰雄・山田知充, 1984. 北海道胆振支庁森野での垂直レーダによる降水雲の観測. 低温科学, 物理篇, **43**, 113-123.
- 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・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.
- 播磨屋敏生・菊地勝弘・堀江成人, 1981. 北海道有珠山における泥流発生にかかわる降雨特性 (I) — 総雨量・日雨量 —. 環境科学 (北海道大学), **4**, 211-221.
- 播磨屋敏生・菊地勝弘・堀江成人, 1982. 北海道有珠山における泥流発生にかかわる降雨特性 (II) — 降雨強度 —. 環境科学 (北海道大学), **5**, 305-317.
- Harimaya, T. and K. Tobizuka, 1988. Enhancement of rainfall by the orographic effect: A case study. *Nat. Disast. Sci.*, **10** (2), 13-24.
- Harimaya, T., K. Tobizuka and K. Kikuchi, 1988. Enhancement of rainfall by topographic effects. *Nat. Disast. Sci.*, **10** (1), 1-14.
- 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.
- Kikuchi, K., N. Horie, T. Harimaya and T. Konno, 1988. Orographic rainfall events in the Orofure mountain range in Hokkaido, Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 125-139.
- 近野好文・菊地勝弘, 1981. 北海道オロフレ山系南東斜面の降雨特性, (I) — 降雨量分布 —. 北大地球物理学研究報告, **39**, 1-18.
- 近野好文・菊地勝弘・若原勝二・鈴木和史, 1981. 北海道オロフレ山系南東斜面の降雨特性, (II) — 雨滴粒度分布の二点観測 —. 北大地球物理学研究報告, **39**, 19-35.
- Roeloffzen, J. C., W. D. Van den Berg and J. Oerlemans, 1986. Frictional convergence at coastline. *Tellus*, **38A**, 397-411.
- Staff Members, Tokyo University, 1969. Precipitation bands of Typhoon Vera in 1959 (Part I). *J. Meteor. Soc. Japan*, **47**, 298-309.
- 武田栄一・菊地勝弘, 1978. 北海道の局地的大雨 (I) — 年間降雨量に対する大雨の寄与について —. 北大地球物理学研究報告, **37**, 19-29.
- Takeda, T. and K. Takase, 1980. Radar observation of rainfall system modified by orographic effects. *J. Meteor. Soc. Japan*, **58**, 500-516.