

論文

雲仙岳に大規模な土石流を発生させた豪雨の特徴

荒生公雄*・中根重勝**・岩崎博之***・藤吉康志****・武田喬男*****

Characteristic Features of the Heavy Rainfalls Which Caused Violent Debris Flows at Mt. Unzen

Kimio ARAO*, Shigekatsu NAKANE**, Hiroyuki IWASAKI***, Yasushi FUJIYOSHI**** and Takao TAKEDA*****

Abstract

Heavy rainfalls over the Shimabara district in Nagasaki Prefecture have frequently caused violent debris flows associated with the eruption of Mt. Fugen at Unzen for recent several years. The most serious debris flows took place on 28 April and 18 June in 1993. The purpose of this study is to reveal the structure and formation of these heavy rainfalls using an RHI radar. The main results can be summarized as follows.

- (1) The individual rain-cells which attacked Mt. Unzen appeared near the Nagasaki Peninsula and developed over the Tachibana Bay and the Shimabara Peninsula.
(2) These strong rain-cells moved to the direction of ENE with velocity of 60~70 km/h.
(3) The careful look-out for the western sea region is most essential for preventing the disaster of violent debris flow in the Shimabara district.

キーワード：土石流，雲仙・普賢岳，豪雨，気象レーダー，土石流防災

Key words : debris flow, Mt. Fugen at Unzen, heavy rainfall, meteorological radar, prevention of debris flow disaster

* 長崎大学教育学部 Faculty of Education, Nagasaki University
** 長崎大学水産学部 Faculty of Fisheries, Nagasaki University
*** 群馬大学教育学部 Faculty of Education, Gunma University
**** 名古屋大学大気水圏科学研究所 Institute for Hydrospheric-Atmospheric Sciences,

Nagoya University (現在, 北海道大学低温科学研究所, Institute of Low Temperature Sciences, Hokkaido University)
***** 名古屋大学大気水圏科学研究所 Institute for Hydrospheric-Atmospheric Sciences, Nagoya University

本論文に対する討論は平成9年12月末日まで受け付ける。

1. はじめに

1990年11月に、198年ぶりに噴火した雲仙・普賢岳の活動は、特筆に値する熾烈な火山災害をもたらした。1991年6月以降、危険な火砕流が続発したため、災害対策基本法による「警戒区域」が徐々に拡大され、最大時には1万人以上の人々が居住地からの避難を余儀なくされた。幸いにして、1995年5月に火山噴火予知連絡会が「噴火活動はほぼ停止状態にある」という統一見解を発表した後は、警戒区域が大幅に縮小され、防災工事が国道57号線の山手側でも着手できるようになった。普賢岳の溶岩ドームの標高は、一時1,494 mまで上昇したが、現在では1,486 m（国土地理院、1996年8月公表値）となっている。そして、1996年5月20日、溶岩ドームは地元の島原市と小浜町によって「平成新山」と命名され、今日に至っている。

降雨によって引き起こされた土石流の被害も甚大であった。水無川と中尾川の流域に頻発した土石流によって、住宅地は最大5~6 mの土砂に埋まり、現在においても広い範囲で家屋が土石に埋もれたまま放置されている。大規模な土石流が頻発したにもかかわらず、犠牲者を出さなかった最大の理由は、被災地域の大半が警戒区域になっていて、住民が避難していたためであり、警戒区域の設定は土石流災害にも有効に寄与した。火山活動が鎮静化した今日においても、防災上看過できないことは、山麓には依然として大量の火山性堆積物が存在することである。国土地理院の調査結果では、山頂部の溶岩ドームに約1億 m^3 、山体周辺や河川の流域に約1億7千万 m^3 の火山性堆積物があると推定されている。そのような堆積物の一部は風雨の浸食により、徐々に下流に押し流されるので、降雨による土石流の脅威は10年またはそれ以上のタイムスケールで続くものと予想されている。

本報告では、災害防止の観点から2つの大規模土石流に注目し、どのような降雨によって土石流が引き起こされたかを明らかにすることを目的とする。本研究で用いたおもなデータは、名古屋大学大気水圏科学研究所のRHIレーダー（Range

Height Indicator）の観測結果と島原半島一円の降水記録である。名大RHIレーダーは1992年6月から諫早市で観測を開始し、1994年2月に長崎大学に移管されたが、本報告の降雨は名大の管理下にあった時期のものである。

なお、雲仙・普賢岳の火山活動と火山災害に関しては多数の報告書が刊行されている。参考までに数例を挙げれば、九州大学（Yanagi et al., 1992）、福岡管区気象台・雲仙岳測候所（1993）、砂防学会（1993）、長崎大学（1994）、福岡管区気象台（1996）からの報告書がある。本誌にも、建設省雲仙復興工事事務所長（松井、1994）による災害対策事業に関する解説記事が掲載されている。

2. 雲仙岳の土石流の概況

2.1 長崎県南部の地形と雲仙災害分布図

図1に長崎県南部地方の地形の概要と名大RHIレーダーの位置を示す。レーダーサイトを中心に、東西・南北ともに50 kmの範囲を示し、レーダーエコーの量的データの収録範囲である半径50 kmは図の外枠と内接する。長崎県南部地方の西方は東シナ海に面し、南~西の方向からの地上風は暖海上から直接流入する。海岸線はかなり複雑で、長崎半島（最高峰：八郎岳590 m）が南西方向に

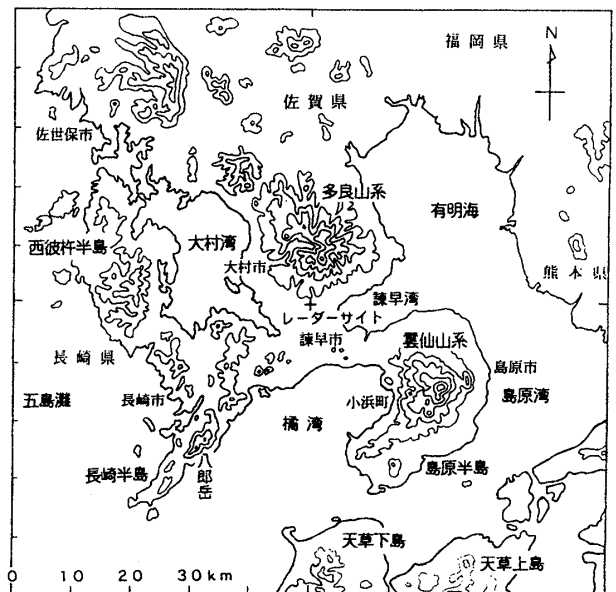


図1 長崎県南部地方の地形と名古屋大学のRHIレーダーの位置；等高線は200 mごとに表示。

突き出し、幅約 30 km の橋湾を挟んで、東側には島原半島が横たわる。また、レーダーサイトから島原半島方向は十分よく開けており、雲仙山系(旧最高峰 1,359 m)の稜線を距離約 20~30 km の範囲に一望できる。

図 2 は宇井・中田(1994)による雲仙岳周辺の災害分布図である。図の左側の黒塗りの部分が今回出現した溶岩ドーム(円頂丘)であり、その東半円側の山腹には火砕流堆積物、また、水無川と中尾川の中・下流域には土石流堆積物が大量に堆積している。ただし、火砕流堆積物と土石流堆積物は溶岩ドームよりも密度が小さく、上述の 1 億 7 千万 m^3 の体積を溶岩の体積に換算すると 1 億 3~4 千万 m^3 になると推定されている。

2.2 雲仙岳周辺の土石流

表 1 はおもな土石流の一覧表である。表 1 の土石流は、建設省の調査による堆積土砂量が 30 万 m^3 以上のものに限っている。雲仙岳測候所における土石流と思われる震動の観測回数は、1991~1993 年の 3 年間だけで実に 108 回にのぼる(福岡管区気象台, 1996)。実際の土石流には、土石が河道内を流下するだけの場合と、河道から氾濫して住宅地や農地に被害を及ぼす場合とがある。表の土石流はすべて後者の場合である。表には 1993 年 7 月の土石流までしか載っていないが、それ以後 1996 年 10 月末までの期間では、30 万

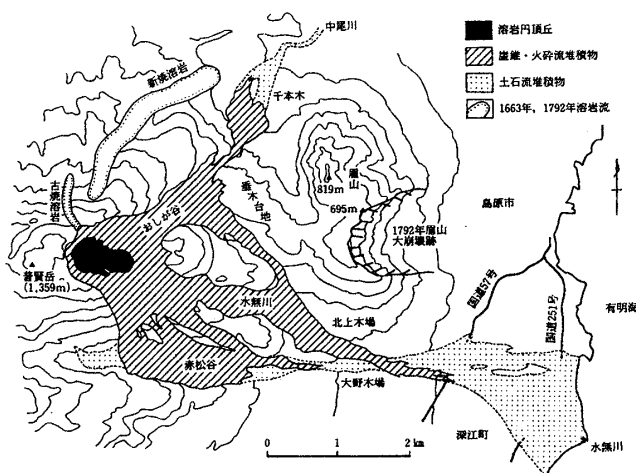


図 2 今回噴出した溶岩円頂丘、火砕流堆積物および土石流堆積物の分布(宇井・中田, 1994)

m^3 以上の土石流が発生しなかったためである。表 1 の土石流の特徴的な状況を以下に記す。

(1) 水無川流域での最大規模の土石流の流出土砂体積は約 100 万 m^3 であり、その被災状況は、図 2 に見られるように、{3 角形の面積 $0.5 \text{ km}^2 \times$ 厚さ 2 m} に近い。

(2) 最も深刻な土石流は反復発生型の土石流である。最初の土石流で河道が埋められた直後、土砂が排除されないうちに、次の土石流が発生すると、河道外氾濫となり被害が拡大する。1993 年 6 月中旬から下旬の反復発生型土石流は特に甚大な被害を与えた。

(3) 降水量と土石流発生との関係については九州大学の平野グループの研究があり(Hirano et al., 1992; 平野・他, 1994; 川原・他, 1995), ①軽微な土石流を含めると、1 時間雨量 8 mm から土石流が発生し始め、1 時間 15 mm 以上の降雨では必ず土石流が発生する、②流出土砂量は短時間雨量よりも 30 時間以上の降雨量との相関が高い、すなわち、総雨量との関係が良好である、③ニューラルネットワークの手法によると、総雨量と最大 12 時間降水量とを組み合わせたパラメータが流出土砂量との関係が最良となること、などを明らかにしている。

3. 土石流を発生させた降雨システムの微細構造

表 1 からわかるように、これまでの大規模土石流の代表的な事例は 1993 年 4 月 28 日と同年 6 月 18 日の 2 つである。表 1 の雲仙岳測候所の雨量でも、4 月 28 日の日雨量 275 mm は表 1 のなかで最大である。6 月 18 日の日雨量 185 mm は表 1 のなかで第 3 位であるが、あとで記すように、有明町では 1 時間 97 mm を記録し、表 1 の月日のなかでは最大の短時間雨量となっていた。以下、両日の降雨システムの微細構造に注目する。

3.1 1993 年 4 月 28 日のケース

1) 天気と降雨の概況

図 3 は 4 月 28 日 09 時の地上天気図である。黄海にある低気圧とその東側にのびる温暖前線が、

表1 雲仙岳周辺で発生したおもな土石流
(1990年11月の噴火開始から1996年10月までに流出土砂体積が30万m³以上のもの)

発生年月日	発生流域	家屋の被害(棟)		流出土砂体積 の推定値	雲仙岳測候所の降水量
		住家	非住家		
1991・6・30	水無川 湯江川	64 34	87 17	38万m ³	30日188.0mm(1時間71.5mm; 10分間19.5mm)
1992・8・08~15	水無川	164	80	32万m ³ (8日) 14万m ³ (12日)	08日138mm(1時間55.0mm), 12日54.5mm(1時間40.0mm)
1993・4・28~5・02	水無川 中尾川	278 41	56 13	102.5万m ³ (28日) 34万m ³ (02日)	28日275.0mm(1時間43.0mm), 02日78.5mm
1993・6・12~16	水無川 中尾川	41 7	22 11	63万m ³	13日163.0mm(1時間40.5mm), 14日51.0mm, 15日59.0mm
1993・6・18~19	水無川・中尾川	135	72	96万m ³	18日185.0mm(1時間48.5mm; 10分間23.5mm), 19日154.0mm(1時間32.0mm)
1993・6・22~23	水無川・中尾川	49	29	88万m ³	22日145.0mm(1時間29.0mm), 23日76.5mm(1時間43.5mm)
1993・7・16~18	水無川・中尾川	63	20	30万m ³	17日134.5mm(1時間63.5mm; 10分間19.0mm)

わずかに南下しながらゆっくりと東進する過程で、短時間強雨を含む長雨模様となった。雲仙岳測候所の最大1時間降水量は43mm(12時57分~13時57分)であったが、雲仙岳の北東側に位置する島原研修センター(長崎大学の雨量計)では1時間59mm(1330-1430)の豪雨であった(荒生・他, 1994a)。日雨量は雲仙岳測候所の275mmが最多であり、それは5~6回にわたって来襲した1時間20~40mm程度の強雨によってもたらされた。なお、図3のように低気圧が長崎県の北側を通過する天気図型は、長崎県南部地方にしばしば豪雨をもたらす。諫早豪雨、長崎豪雨、さらには、表1の1991年6月30日や1993年6月22日なども同様の天気図型であった。

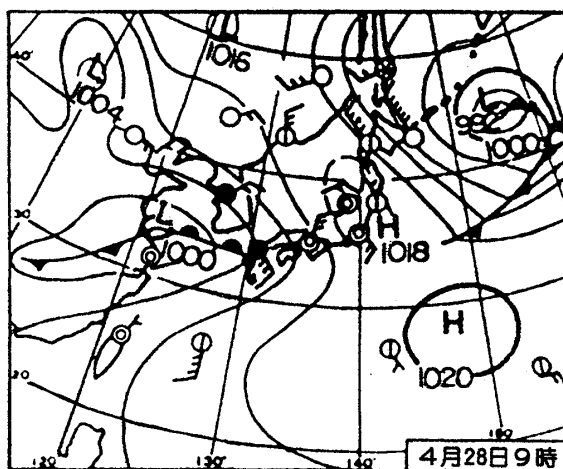


図3 1993年4月28日09時の地上天気図
(気象, 1993年6月号)

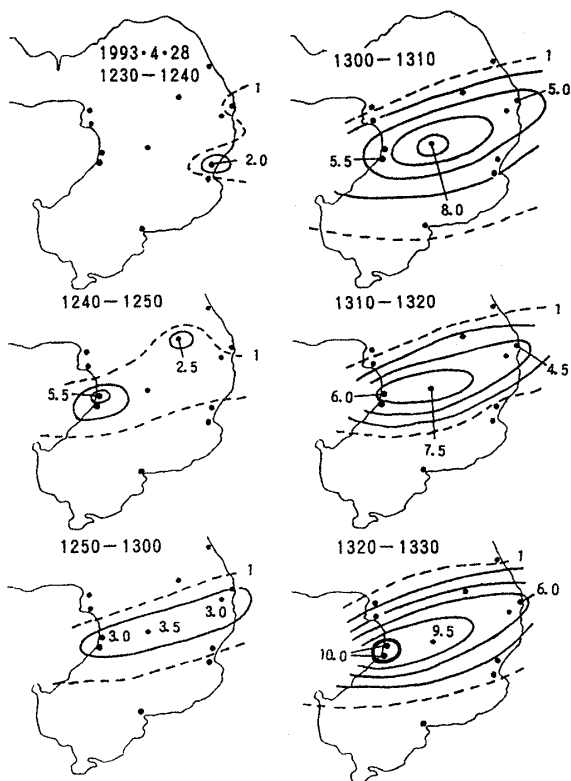


図4 1993年4月28日12時30分～13時30分における10分間降水量の分布(単位: mm) 黒点で示した12地点の10分間雨量による。

2) 降雨システムの微細構造

図4は4月28日12時30分～13時30分の島原半島における10分間降水量分布である。図は島原半島地区で10分間雨量まで分解可能であった12地点の記録に基づくもので、実線の等雨量線は2mmごとに示した。図4の雨量分布は次に示す図5のレーダーの観測時間と対応する。

図5はレーダーエコーの高度2kmの水平面分布図を示す。この種の表示はCAPPI (Constant Altitude Plane Position Indicator) と呼ばれる。名大RHIレーダーは、アンテナを仰角方向に6rpmの速度で回転させ、仰角が正の時に電波を発信し、鉛直断面の観測を行う。仰角が負の時は発信せず、アンテナを方位角方向に3～4°回転させる。従って、8～10分ごとにひと組の3次元データが得られる。鉛直断面の距離分解能は水平方向1.0km、鉛直方向0.5kmであるが、方位角方向の分解能は遠方ほど粗くなり、最大距離50kmでの

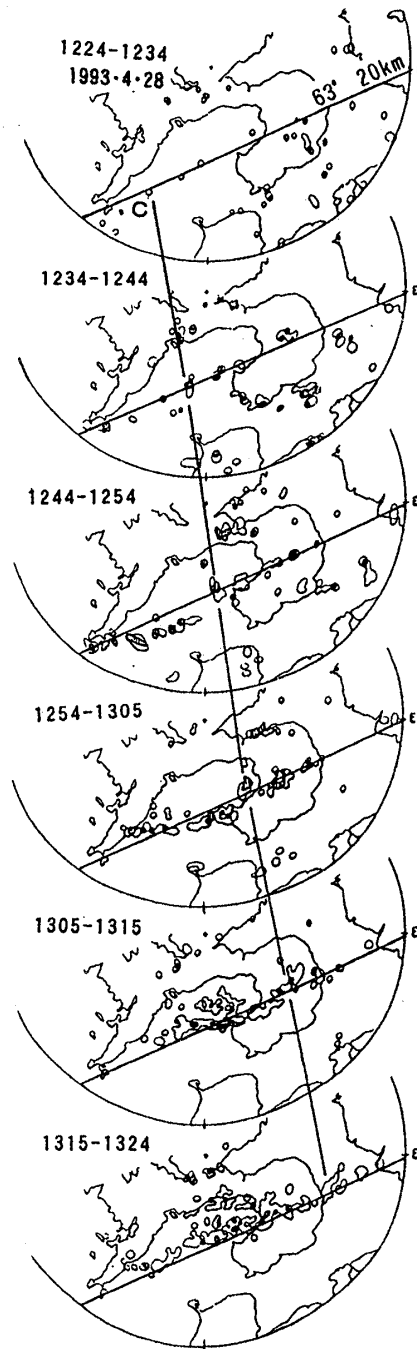


図5 1993年4月28日12～13時台の高度2km-CAPPI図; 白枠: 25～30dBZ, 縞: 30～35dBZ, 黒: 35dBZ以上。4桁の数字は時分; 右上りの実線は方位角が63°で、レーダーサイトからの垂線が20kmであるライン。エコーcは図6と対応。

分解能は約4.5kmである。

ここで、図5の最初のフレームで橘湾西部に発現した小規模なセル状エコーcに着目する。図中

の右上りの直線は方位角が 63° で、レーダーサイトからその直線に降ろした垂線の距離が 20 km であることを表す（以下、この種のラインを $\langle 63^\circ, 20 \text{ km} \rangle$ と略記する）。エコー c はこの線上を東側に移動しており、その位置の追跡結果が図 5 を上下に貫く右下がりの線である。図 5 に現れているように、エコー c よりも先に島原半島を通過したエコーもあるが、①エコー c の発生-移動-成長の過程が非常に明瞭であること、②エコー c を中心とする降雨によって、雲仙岳測候所でこの日最初の強雨が観測されたこと（13 時 00~30 分:25 mm）、③水無川下流で 13 時 39 分に土石流の流下が確認されたこと、を根拠にエコー c をこの日

の代表的な降雨エコーに選んだ。

図 6 はセル状エコー c の東進に伴うエコーの平面分布（上段）と、3 つのライン上の鉛直分布（下 3 段）である。エコーの強さは、図 6 の平面図では 3 段階で（25~30, 30~35, 35dBZ 以上）、鉛直断面図では 20dBZ から 2.5dBZ ごとに表示した。図 5・6 のエコー c とその周辺のエコーのふるまいには、次のような特徴が認められる。

(1) この時間帯の個々のセル状エコーは時速約 60 km (17 m/s) で東北東の方向に進み、気象庁の高層気象観測で得られた上空 3~5 km (500~700 hPa 面) の風向・風速と一致していた。

(2) エコー c の後に小規模なエコーが長崎半島先

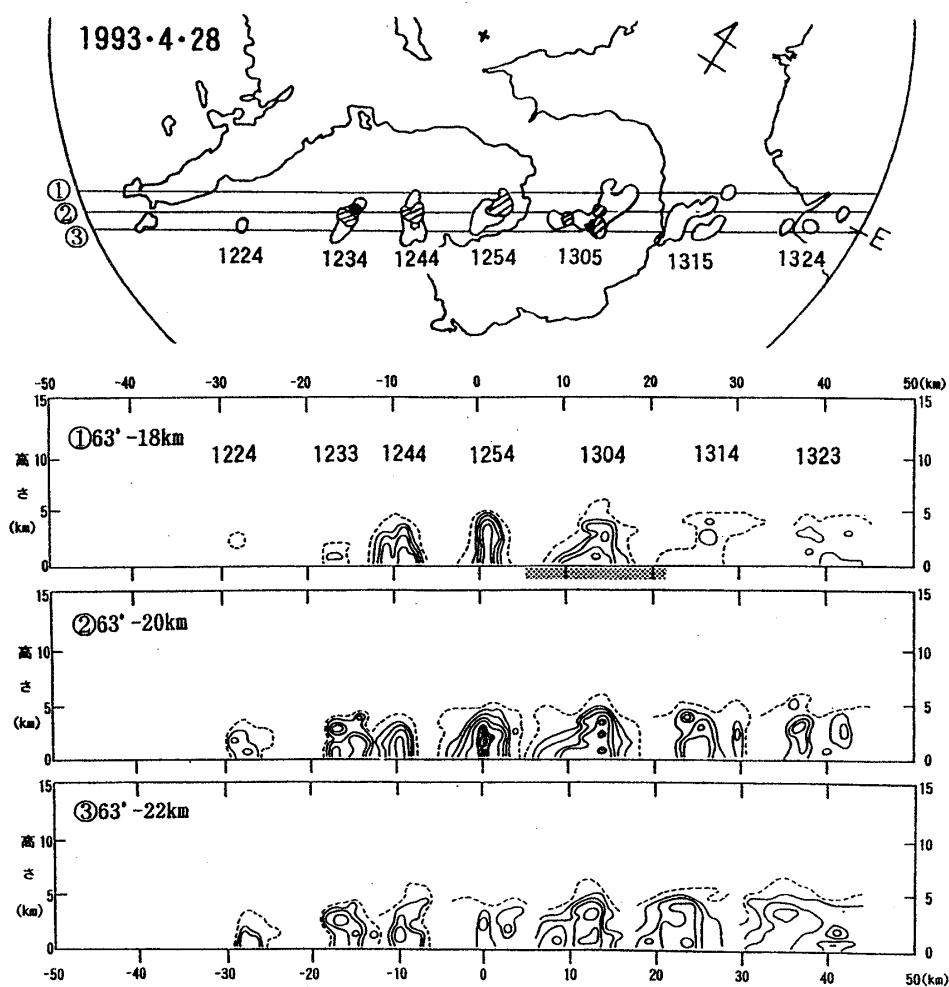


図 6 1993 年 4 月 28 日の高度 2 km-CAPPI 図でのエコー c の位置変化（上）と 3 本のライン上における c の鉛直断面図（下）；実線の等値線は 20 dBZ を最低値として 2.5 dBZ ごとに表示し、30~35 dBZ の領域に半影を施した。破線は 15 dBZ の等値線。最初の断面図の距離目盛の半影は半島域。

端部で次々と発生した。それらも東進しながら成長し、先行のエコーや後続のエコーと結合してライン状に変化した。エコーcは発生の約30分後にあたる島原半島上陸直前で最も強くなり、島原湾(有明海)上で衰弱した。したがって、その寿命は1時間程度であり、通常の大気雲の寿命とはほぼ一致する。

(3) セル状エコーの水平サイズは、最盛期でも直径10 km以下で(20dBZ基準)、そのうちやや強いエコー域(25dBZ以上)は4~5 kmであった。従って、特定の地点でみると、セル状エコーの通過に伴う強雨の継続時間は5分程度で、10分間雨量は8~10 mmにとどまった。また、エコー頂(20dBZ基準)も5~6 km程度であり、それほど高くはなかった。

(4) 図4から明らかなように、エコーcの通過に伴い、雲仙岳測候所では13時~13時30分頃に強い雨を観測した。また、セル状エコーの幅が狭かったために、強雨域の幅も狭かった。

(5) 長崎半島先端部および橘湾西部は新しいエコーの発現域になっていた。これは、暖湿な南寄りの海上風が長崎半島の海岸地形によって持ち上げられ、降水雲が新たに形成されたものと考えられる。

3.2 1993年6月18日のケース

1) 天気と降雨の概況

図7は1993年6月18日09時の地上天気図である。この日の豪雨は低気圧からやや離れた梅雨前線の暖域側で発生した。福岡管区气象台(1993)は、この日を「九州付近は太平洋高気圧の周辺部から湿潤な暖気が流れ込み、大気の状態は不安定であった」と説明している。また、長崎大学で実施した気象ゾンデ観測(岩崎, 1993)によれば、同日02時~12時に850 hPa付近に風向WSW、風速20~25 m/sの下層ジェットが持続し、強い不安定状態にあった。下層ジェットの風速は09時30分に最大であったので、この日の積乱雲群の形成は下層ジェットの極大時刻よりも先行していた。

6月18日の降雨はほとんど03~09時の6時間に集中していたが、日降水量では九州大学島原

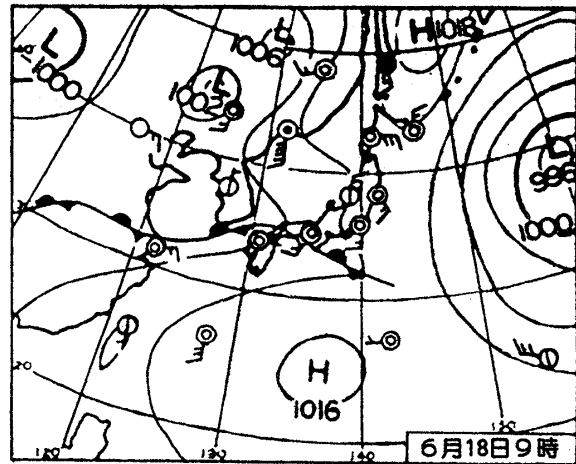


図7 1993年6月18日09時の地上天気図
(気象, 1993年8月号)。

地震火山観測所の195 mm、1時間降水量では有明町(島原市の北に隣接)の第4消防分団詰所の97 mm(04~05時)が第1位であった。全体として、この日の総雨量は西海岸側よりも東海岸側が多かった(荒生・他, 1994b)。ただし、最大10分間降水量は雲仙岳測候所の23.5 mm(06時34~44分)が最多であった。測候所の最大1時間降水量は48.5 mm(0620-0720)であったから、1時間値の約半分はこの10分間の降雨であった。この雨を後で普賢岳を直撃した第2撃目の強雨として引用する。上述の強雨のほかに、測候所で05時20~40分に20分間25 mmの強雨を観測した。以後、これを普賢岳を襲った第1撃目の強雨として引用する。

2) 降雨システムの微細構造

図8は6月18日04時50分~06時10分の10分間降水量分布を示す。この時間帯は以下に示すRHIレーダーの観測結果(図9・10)と対応する。図9は6月18日04~06時台の高度2 km-CAPPI図合計12枚(平均7分間隔)の時間変化であり、図10は同じ時間帯の<67°, 23 km>線上の鉛直断面図である。図9・10のエコー強度は図6と同じ表示であるが、図10では35dBZ以上に濃い影を施している。RHIレーダーの観測開始時刻は早朝04時42分であったので、それ以前の

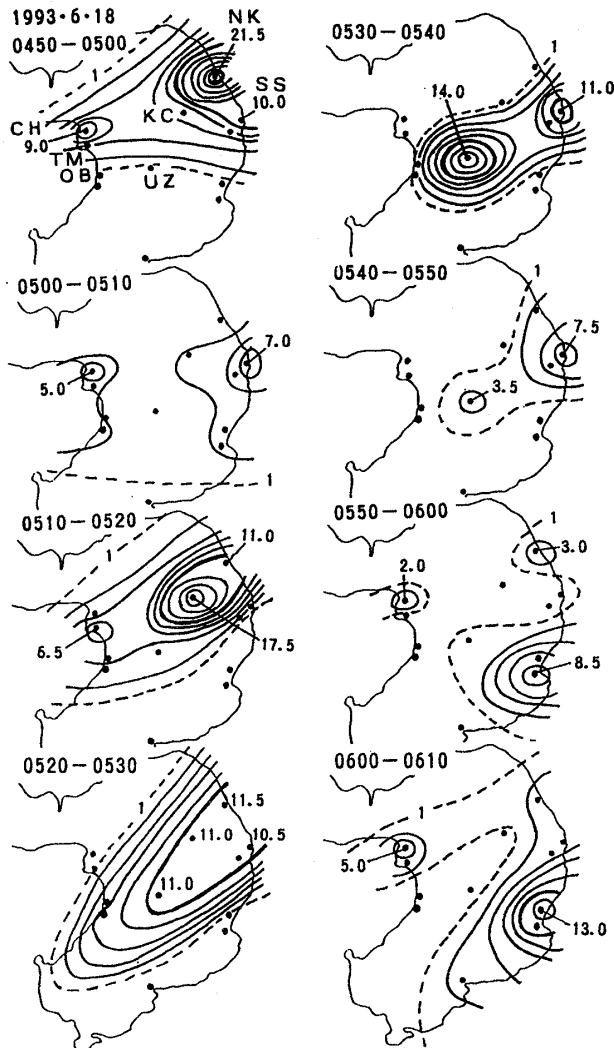


図8 1993年6月18日04時50分～06時10分における10分間降水量の分布(単位: mm) 黒点で示した12地点の10分間雨量による。

記録はない。しかし、雲仙岳測候所での降雨の始まりは03時30分頃であり、それから04時40分までの70分間の雨量は21.5 mmであったので、この時間帯の降雨はそれほど強くはなかった。

図8～10の降雨の特徴は次のようにまとめられる。

(1) レーダー観測開始直後の04時40分～05時10分頃には、普賢岳の北側約8 kmを通るライン<67°, 15 km>上に、バンド状積乱雲が長さ50 km以上にわたって広がっていたが(図9)、雲仙岳測候所と普賢岳はその強エコー域からはずれ、強い雨にはならなかった(図8)。

(2) 普賢岳を最初に直撃した強雨(第1撃目)は、図9の最上段のCAPPI図上で67°と記された文字のすぐ上の小さなエコーに起因する。そのエコーはおおむね<67°, 23 km>のライン上を時速約65 km (18 m/s)で移動しながら成長発達した。そのエコーの後方に次々に新しいセル状エコーが発生し、先頭が島原半島に達した05時30分頃には、エコーの長さ40 km、幅7 km、エコー頂15 kmに及ぶ「帯状のセル状エコーの連なり」に成長した(図9・10)。個々の強エコー域の移動の方向と速度は上空3～6 kmの風向・風速とよく対応していた。また、新しいエコーの発生域は長崎半島周辺であり、4月28日のケースとよく似ていた。ただし、図9から明らかなように、エコーの新規発生位置は既存のエコーの進行方向の正反対側(西南西)ではなく、それよりもわずかに南側(南西)にずれていた。

(3) 普賢岳への第1撃目の強雨によって、雲仙岳測候所で20分間25 mm (0520-40)を観測したが、その東方に位置する島原消防署でも05時20～50分の30分間に29 mmを観測し、強エコー域と多雨域はよく一致していた。また、図9の05時36分に長崎半島先端に出現したエコーは、東進して雲仙岳測候所に10分間23.5 mm (0634-44)をもたらした。これが第2撃目である。なお、図9・10には第2撃目の積乱雲が島原半島に接近する06時10分までしか図示していないが、図13にはこの積乱雲に含まれていた一つのセル状エコーの成長発達過程を示している。

(4) 図9～11や実際の観測データを詳細に観察すると、図9のなかには少なくとも4つのマルチセル型積乱雲が識別できる。すなわち、

- ① 04時43分に島原半島北部を横断中の積乱雲
- ② 05時29分に普賢岳に第1撃を与えた積乱雲
- ③ 05時51分に島原半島北部に上陸した積乱雲
- ④ 06時05分に西海岸まで到達中の第2撃目の積乱雲

である。なお、島原半島北部の雨量記録からみると、①の積乱雲は一連ではなく、二連であった可能性が高い。

(5) RHIレーダーの動作特性との関係から、動径

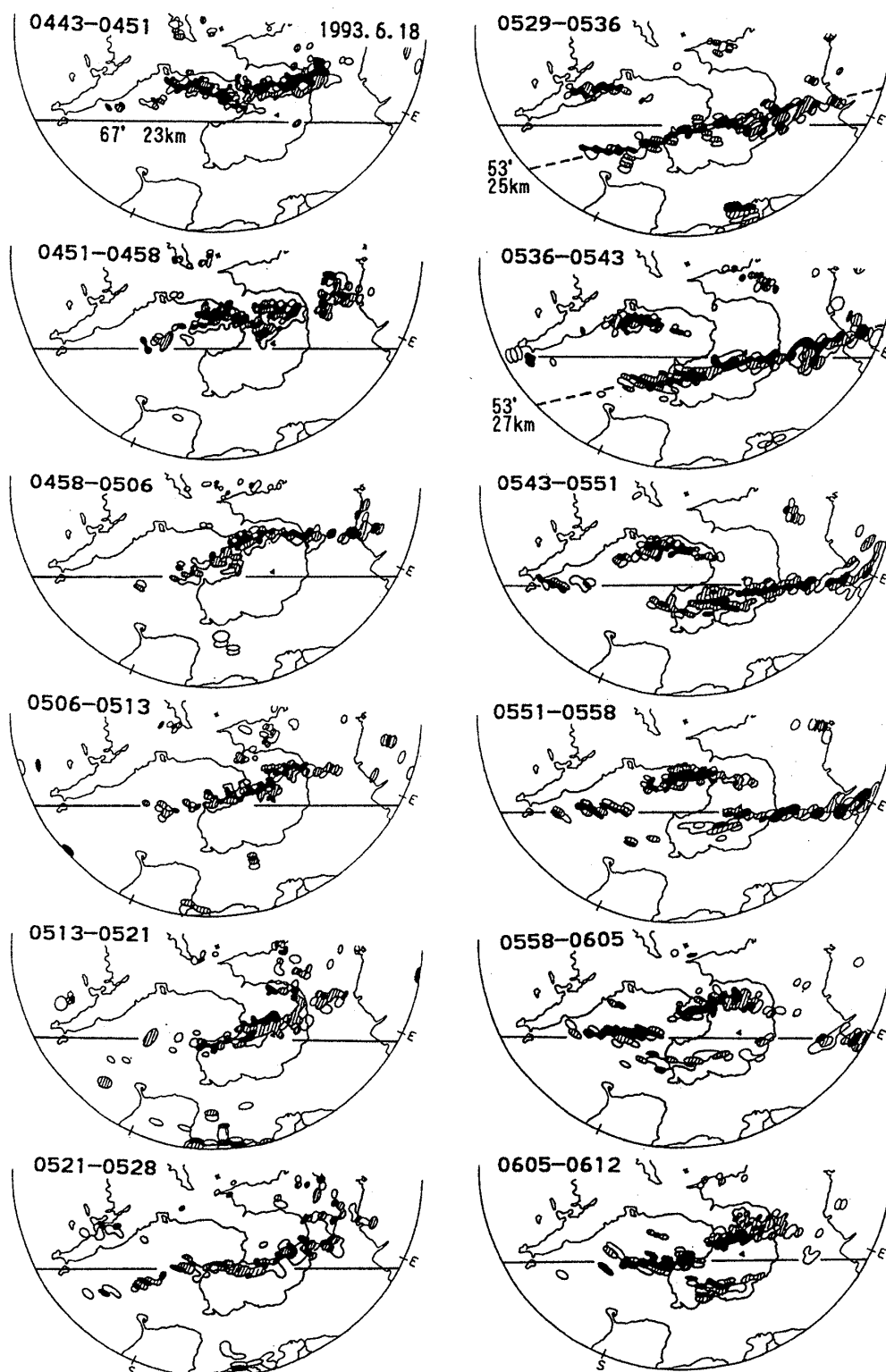


図9 1993年6月18日04~06時台の高度2 km-CAPPI図；白 25~30 dBZ, 縞 30~35 dBZ, 黒 35 dBZ以上。水平な実線は方位角 67°, 距離 23 km のラインを示す。なお, 右上りの破線 2本は図 11 のライン (方位角 53°) に対応する。

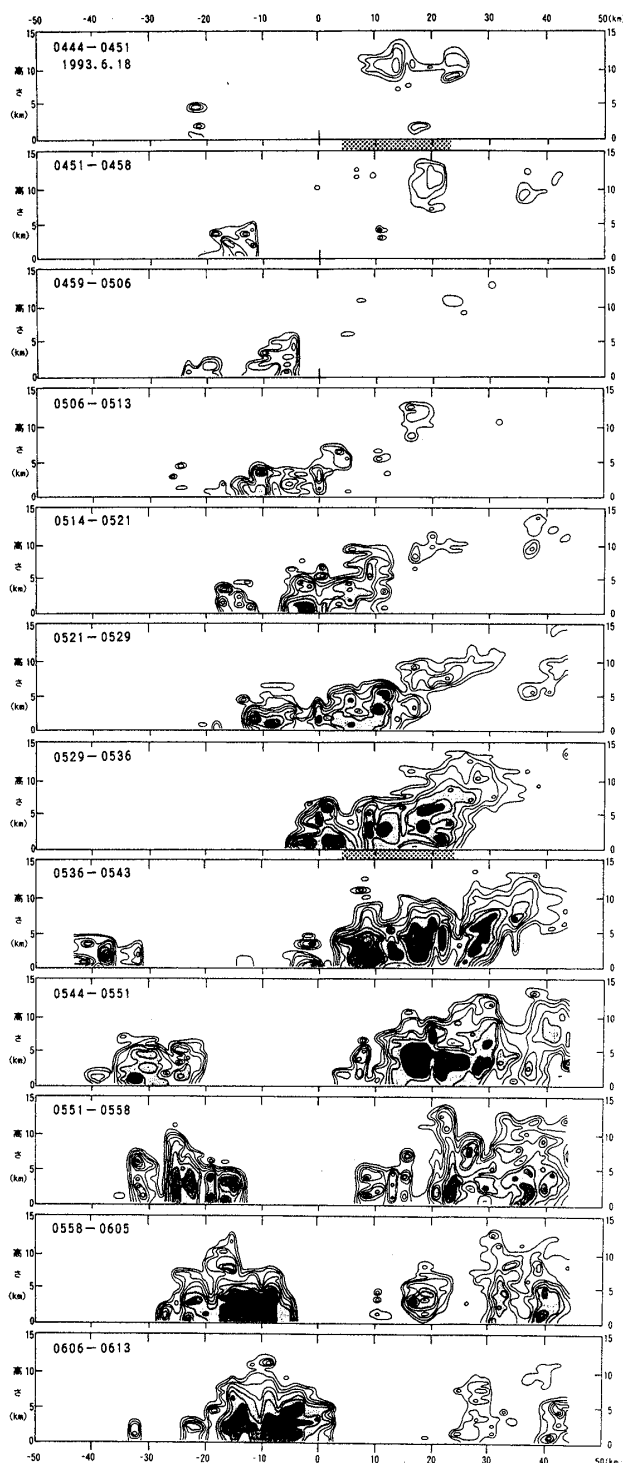


図10 1993年6月18日04~06時台の方位角67°、距離23 kmにおけるエコーの鉛直断面図(全12画面); 等値線は20 dBZを最低値として2.5 dBZごとに表示し、半影部は30~35 dBZ、本影部は35 dBZ以上の領域。距離目盛の半影部(2か所のみ)は島原半島域。

方向の遠方ほど水平分解能が粗いために、長崎半島先端部でセル状エコーとして同定されるものが新規に発生したのか、それとも探知範囲外に存在していたものが移動してきたのか、を判定することが難しい場合がある。そこで、当日の気象庁の福岡レーダー合成図を用いて、西側の外縁域を詳細に点検した。その結果、長崎半島部よりも西側にはエコーの規則的な出現はなかったことがわかり、長崎半島付近で新規に発生したエコーであることが確認できた。

3) 帯状エコーの内部構造

6月18日のケースも、4月28日と同様に、新しいセル状エコーがレインバンドの後方に次々と発生していた。しかし、すでに述べたように、新規に発生したセル状エコーの位置は、先行するセル群の進行方向の反対側よりもわずかながら南側にずれていた。それゆえ、図10に示した個々のエコーの移動方向に切った鉛直断面図は、実際のエコーの連なりの全体構造を表してはいない。

そこで、図11にエコーが最も長く連なっていた05時29~43分(2画面)のバンド状エコーの主軸(方位角53°で垂線距離が25 kmと27 km)における鉛直断面図を示す。総延長60 kmもしくはそれ以上の長い帯状エコーの中には、少なくとも、7~8個の強エコー域(30dBZ基準)が認められる。興味深いことに、図11の下の図の右手(東)側、距離目盛+20~35 kmの部分(雲仙岳南麓~島原海)に、高さ15 kmに達する強エコーの集団がある。その内部には東側が高い状態ではほぼ5 km間隔で32 km, 27 km, 23 km付近に3つの強エコー域が存在している。それらの間にやや弱いエコー域があり、非常に強いエコー(35dBZ以上)の直径はせいぜい3~4 kmである。また、上空の強エコー域ほど右手側(北東)に傾いていることも注目値する。なお、仰角切り換え方式のPPI走査から得られる鉛直断面図では、低仰角操作と高仰角操作とのあいだに時間差が生じるために、見かけ上、鉛直方向に傾いたエコーが観測される場合がある。しかし、本レーダーは方位角切り換え方式のRHI走査型であるので、本

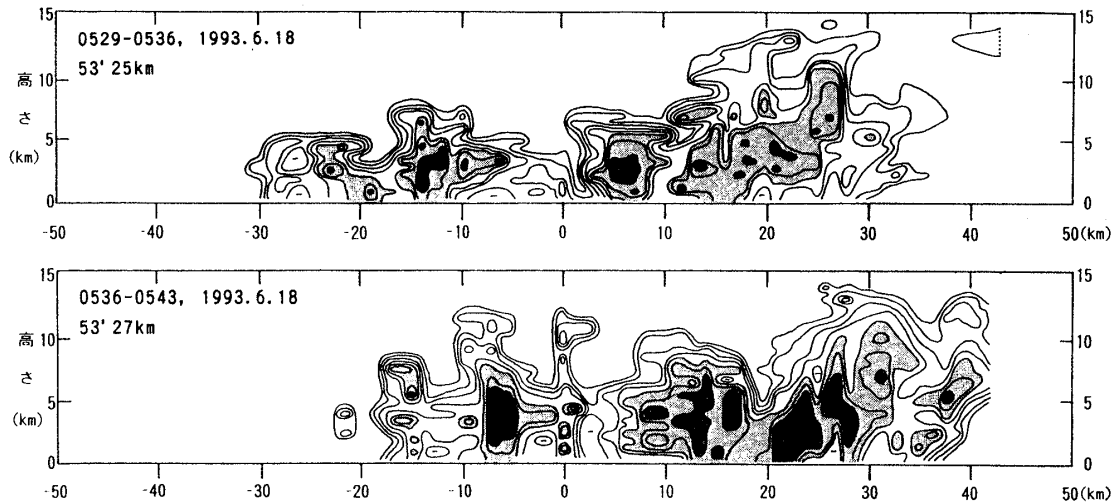


図 11 1993年6月18日05時29～36分(上)と05時36～42分(下)における帯状エコーの長軸(方位角 53°)に沿う鉛直断面図; エコー強度の表現法は図10と同じ。

報の鉛直断面図におけるそれぞれの地点のエコーは上層から下層まで同時刻に観測されたものである。

上で述べたように、個々のセル状エコーの移動方向は方位角 67° であるのに対して、バンド状エコー全体の走向は方位角 53° であった。従って、巨視的にみれば、積乱雲はゆっくり南下したことになり、1地点での強い雨はそれほど長くは続かなかったことを意味する。もしも、個々のセル状エコーが移動方向に連なるライン状エコーであったならば、強い雨はもっと狭い帯状の地域に集中したことを示唆する。それでも、この場合のセル状エコーの走向とバンド状エコーの走向の差は比較的小さかったので、1地点で見ると、ひと連なりのバンド状エコー(積乱雲)の通過に伴って、30～40分間に3～4回の波状的な強雨になっていた。

4) 島原半島付近での降雨システム

図12は6月18日05～07時の時間帯における島原半島西海岸、半島中央部および東海岸での10分間雨量の時間的・地理的な変化を示す。この図では、降雨域の移動にほぼ対応する時間変化をa～gの記号で示し、それぞれの最初の時刻が西海岸の10分間雨量、次の10分が中央部の10分間

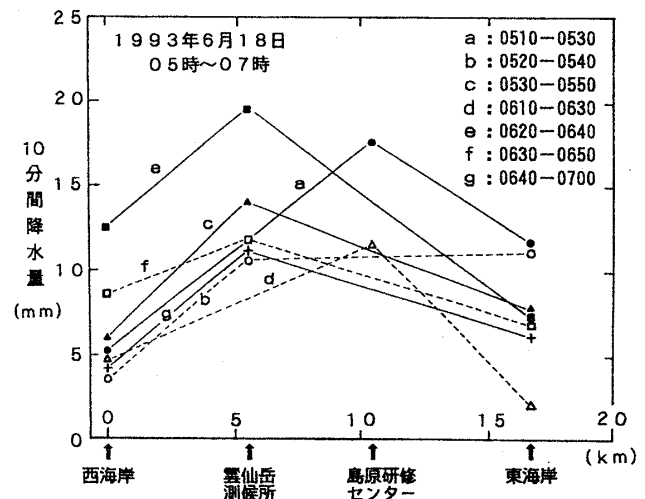


図 12 1993年6月18日05～07時における島原半島の10分間雨量の変化。

雨量、最後の時刻が東海岸の10分間雨量を示す。個々のセル状エコーは東北東に進んだので、図12の横軸のラインも方位角 $60^\circ \sim 70^\circ$ に取っている。すなわち、雲仙岳の北側を通過したバンド状エコー群 $\langle 67^\circ, 15 \text{ km} \rangle$ に対応する降雨には、千々石町役場(記号CH)または富津小学校(TM)から島原研修センター(KC)、島原市中野(NK)を結ぶラインを用い、雲仙岳を直撃したバンド状エコー群 $\langle 67^\circ, 23 \text{ km} \rangle$ の降雨には、小浜消防署(OB)から雲仙岳測候所(UZ)、島原消防署(SS)に至

るラインを用いた。それらの雨量計の位置は図8の先頭の分布図上に英文字の記号で示している。北側のコースと南側のコースとでは、海岸から半島中央部(KCまたはUZ)までの距離がかなり異なる。しかし、10分間ごとに分解できる雨量計は半島中央部には他にないので、両者を半島中央部と位置づけた。ただし、a~gの7例のうち、北側のコースを辿ったものはaとdの2例だけで、残りの5例は南側のコースのものである。レーダーから得られたエコーの移動速度を用いると(65 km/h)、西海岸から東海岸まで17 kmの移動に要する時間は約16分である。通常雨量計の分解能は10分間が限界であるので、図12にはこのような限界と制約がある。しかし、図12は、それぞれの雨域の移動において、半島中央部の雨量は西海岸の雨量よりもかなり多かった。また、東海岸では中央部よりは少なかったが、西海岸よりは多かったことを示している。

図13は、半島中央部で最強であった図12の二つの降雨域aとeに対応するエコーの鉛直断面の変化の様子であり、図6と同様に、特定のセル状エコーに着目し、そのエコー強度の位置と時間の

変化を示している。図13の降雨域aの最初の断面図(0444)は、図9の第1フレームで橘湾北岸に横たわるエコー列の最後尾に対応し、上で4つに分類した積乱雲の①の構成要素になっていた。また、降雨域eの最初の断面図(0613)は図10の最下段の距離-22 km付近にある小エコーと時間的に接続し、第2撃目の一部を構成する。図9・10および図13から、降雨域a、eともに、既存のセル状エコーの後方に出現し、海上から西海岸に接近するまでに徐々にエコー頂を高めながら着実に発達し、かなり成熟した状態で海岸域に到達したことがわかる。ただし、エコー頂高度は次の半島中央部に達した段階で最大になっており、地上の最強雨域はエコー頂高度の最大域と対応している。半島中央部を通過した後も、エコー頂はかなり高い状態を維持したが、エコー強度は全層にわたって急速に衰弱した。それぞれのセル状エコーの寿命は80~90分程度で、4月28日のエコーcよりも長い。

さらに図13をよく観察すると、aとeの場合とも、エコー頂高度が急激に高くなる時刻(a: 0459と0506; e: 0634), すなわち、半島の西海岸側で、

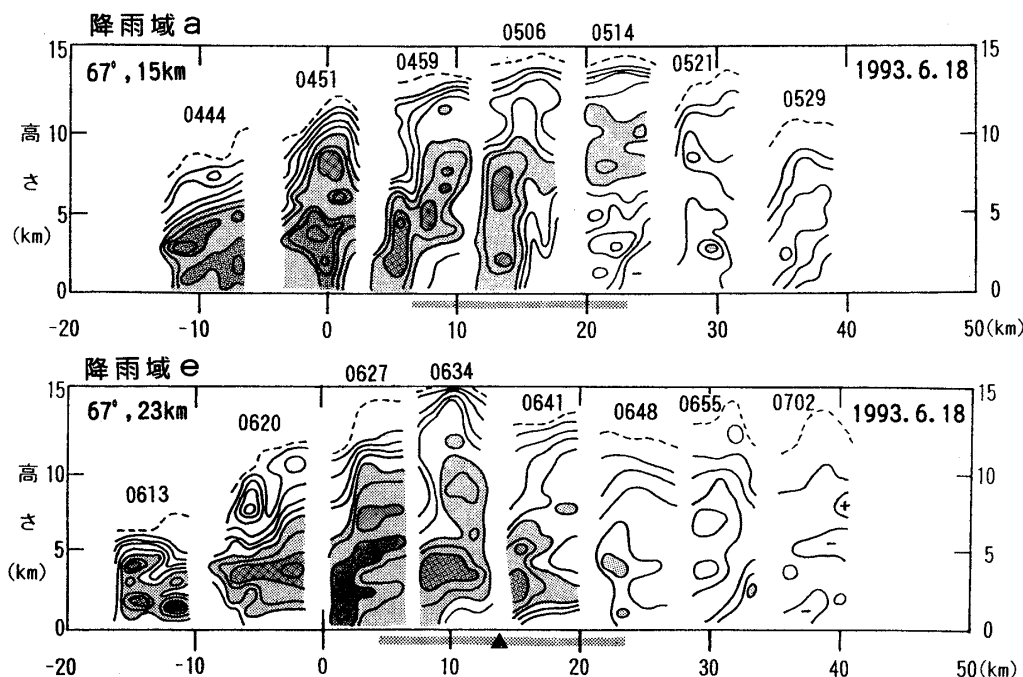


図13 降雨域a(上)と降雨域e(下)をもたらしたセル状エコーの鉛直断面の変化；距離目盛の半影部は半島域、エコー強度の表現法は図10と同じで、破線は15~20 dB。

東側下層に「くさび形」状のエコーの弱い領域が見られる。しかも、そのすぐ後方（西側）には下層から中層にわたって強エコー域が存在し、その強エコー域は上方ほど東側に傾いている。このことは、海岸線から山頂までの間に、強い上昇流があったことを示唆する。降雨域 a, e はともにマルチセル型積乱雲の最後尾のセル状エコーに対応することを考慮すると、半島中央部でのエコーの強化の理由として、海と陸との粗度の違いによる下層風の収束、山岳斜面に沿う上昇流の形成などの効果に加えて、『先行する対流雲の下降気流が雲仙岳の西斜面を滑降し、後続の対流雲の下層に陣風前線を形成する。陣風前線は後続の対流雲の対流をさらに活発にし、それによって雲頂高度が高まり、山頂部に多量の降雨をもたらす』という仮説が考えられる。地形学的にみても、島原半島には東西に伸びる中央部陥没型の大規模な断層（雲仙地溝）が走っており、下降気流が西海岸側に滑り降りやすい構造になっている。

最後に、4月28日と6月18日の降雨状況の違いを考察したい。前者は半島西側で、後者は半島中央部から東側の地域で多雨となった。その因果関係については明言できないが、次のような状況の違いは指摘できる。

- (1) 4月28日の対流活動が小規模であったために、上陸前に最盛期に達し、上陸時には衰弱段階になっていた。そのため西岸で多雨になった。
- (2) 6月18日の対流活動は橋湾上で十分活動的であったが、上陸後に最強となって島原半島を通過した。すなわち、この日の雨雲は2段階で成長した。そのため半島中央部と東岸で多雨となった。

4. まとめ

火山活動が活発であった雲仙岳周辺において、大規模な土石流を発生させた1993年の豪雨の実態をレーダー観測と雨量調査に基づいて解析した。その概要は次のようにまとめることができる。

- (1) 暖候期や梅雨期に雲仙岳周辺に強雨をもたらす降雨系は、雲仙岳の約30~40 km 西方の橋湾上に小規模なセル状エコーとして出現する場合が多く、そのようなエコーは移動中にエコー強度を

強め、エコー頂を高めながら東進して島原半島に上陸する。個々のエコーの移動の方位角は 60° ~ 70° 、速度は時速60~70 km (17~23 m/s)である場合が多く、これは大気中層の風向・風速と一致する。

- (2) セル状エコーの移動方向とは逆の方向に、橋湾上で新たなセル状のエコーが次々に発生し、孤立的なセル状エコーは次第に東西方向に連なり、ライン状のエコーに成長して、島原半島に上陸する機会が多い。なお、6月18日のケースではセル状エコーの移動方向とエコー列の軸の方向が異なり、全体としてゆっくり南下するバンド状エコーを形成した。

- (3) 橋湾上でライン状またはバンド状に発達したエコーは3~5個のセル状エコーの連なりから成り、それらが同じような発達過程（その特徴は日によってやや異なる）を示し、成長しながら相次いで島原半島に上陸した。このようなライン状の降雨セル群、または、帯状のマルチセル型積乱雲群の通過に伴う強雨によって雲仙岳周辺に土石流が発生した。

- (4) 興味深いことは、個々のセルが移動しながら、その最大の強雨をほとんど同じ場所に集中してもたらしたことと（ただし4月28日と6月18日では、その場所は若干異なる）、セルのエコー頂高度は4月28日の方が低いにもかかわらず、豪雨中心域の日雨量では同日の方が大きいことである。後者は移動するセルからの降雨の集中は、4月28日の方が効果的であったことを示唆する。このような降雨の集中は地形の効果と緊密に結び付いているものと考えられる。

- (5) 橋湾上で既存のセル状エコーの後方に新しいセルが発生する過程は、南寄りの暖湿な海上風と降雨セルの下降気流との収束による上昇気流の形成、および周辺の地形の効果を示唆する。また、6月18日のケースでは、島原半島の西海岸に先に上陸した対流雲の下降気流が、雲仙岳西側斜面に陣風前線を形成し、それが後続の対流雲の対流活動を強化させた可能性も考えられる。

- (6) 橋湾上および西海岸域におけるセル状エコーの発生発達過程には上述の特徴があるので、今後

の土石流の発生予測や防災対策においては、西海上を特に注意深く監視するとともに、西海岸域での雨量観測を強化し、強雨発生を防災中枢に迅速に伝達する体制を構築する必要がある。

謝 辞

本研究にあたり、福岡管区气象台、雲仙岳測候所、長崎海洋气象台、建設省長崎工事事務所、九州大学島原地震火山観測所および島原半島一円の地方自治体、消防防災機関にさまざまな御援助をいただいた。また、宇井忠英教授（北大）と中田節也助教授（東大）には図2の転載を御快諾いただいた。レーダー観測、雨量調査およびデータ整理の段階でも多くの方々から御支援を賜った。御援助くださった皆様に厚く感謝申し上げます。本研究には文部省科学研究費補助金、名古屋大学大気水圏科学研究所共同研究経費および長崎大学教育研究学内特別経費から御援助をいただいた。

参 考 文 献

- 1) 荒生公雄・中根重勝・藤吉康志・武田喬男: 雲仙岳に大規模土石流を発生させた1993年4月28日の降雨, 自然災害科学研究・西部地区部会報・論文集, No.17, pp.24-33, 1994a.
- 2) 荒生公雄・住吉千秋・武田喬男・藤吉康志・岩崎博之: 雲仙岳に火山性土石流を発生させた1993年6月18日の雷雲の降雨構造, 長崎大学教育学部自然科学研究報告, No.51, pp.23-35, 1994b.
- 3) 福岡管区气象台: 平成5年6月12日から6月26日にかけての梅雨前線による九州・山口県の大雨<災害時気象速報>, 28p., 1993.
- 4) 福岡管区气象台・雲仙岳測候所: 平成3年(1991年)雲仙岳噴火<災害時火山現象調査報告>, 282p., 1993.
- 5) 福岡管区气象台: 福岡管区气象台要報, No.51<雲仙・普賢岳の火山活動報告>, 315p., 1996.
- 6) Hirano, M., H. Hashimoto and T. Moriyama: Debris flows in Mt. Fugen, Unzen Volcano the 1990-1992 Eruption (Yanagi et al. ed), pp.67-73, 1992.
- 7) 平野宗夫・古屋慶一・原田民司郎: 雲仙・水無川における土石流災害の特性, 自然災害科学研究・西部地区部会報・論文集, No.17, pp.16-23, 1994.
- 8) 岩崎博之: 私信(独自の高層観測資料), 1993.
- 9) 川原恵一郎・平野宗夫・森山聡之: ニューラルネットワークによる雲仙・水無川の流出土砂量の推算, 自然災害科学研究・西部地区部会報・論文集, No.19, pp.46-54, 1995.
- 10) 松井宗広: 雲仙普賢岳災害対策事業の現状と課題, 自然災害科学, Vol.12, No.3, pp.180-186, 1994.
- 11) 長崎大学(編): 雲仙・普賢岳火山災害にいだむー長崎大学からの提言ー, 大蔵省印刷局, 320p., 1994.
- 12) 日本気象協会(編): 気象, 1993年6・8月号, 1993.
- 13) 砂防学会(編): 火砕流・土石流の実態と対策, 157p., 1993.
- 14) 宇井忠英・中田節也, 1994: 雲仙普賢岳の噴火と災害, 学術月報, Vol.47, No.4, 324-328.
- 15) Yanagi, T., H. Okada and K. Ohta (ed.): Unzen Volcano the 1990-1992 Eruption, The Nishinippon & Kyushu University Press, 137p., 1992.

(投稿受理: 平成8年8月7日
訂正稿受理: 平成8年11月22日)