



Title	長崎県南部地方における豪雨と地形(環境科学部創立10周年記念特別号)
Author(s)	荒生, 公雄
Citation	長崎大学総合環境研究. 2007, 環境科学部創立10周年記念特別号, p. 59-71
Issue Date	2007-08
URL	<a href="http://hdl.handle.net/10069/21461">http://hdl.handle.net/10069/21461</a>
Right	

This document is downloaded at: 2019-08-15T02:15:01Z

# 長崎県南部地方における豪雨と地形

荒生公雄\*

## Orographic Effects on the Evolution and Development of Heavy Rainfall Systems over the Nagasaki Region, Japan

Kimio ARAO\*

**Abstract:** The behavior of heavy rainstorms took place at the Nagasaki region is studied from the viewpoint of orographic effects on the precipitation. The effects categorized in this study contain (1)the rain cloud back-built by the gust front originated from the descending air current inside of the convective cloud, (2)the stationary and long-lasting rainfall line generated from the ascending air motion along the mountain slope, (3)the newly evolutive convective cloud, which caused by the strong gust front from thundercloud in the downward slope of the mountain valley, and (4)the enhancement of rainfall generated by the merge of two kinds of rain systems of different type.

**Key words:** 長崎県南部、豪雨と地形、長崎豪雨、諫早豪雨、ライン状降雨

### 1. はじめに

長崎県南部地方はしばしば烈しい集中豪雨に見舞われる地域であり、その最も重要な気象学的要因は梅雨前線に沿って発達する低気圧の活動に伴う降水である。しかし、豪雨の発生発達をレーダー観測などによって観察している間に、本地方の地理的地形的条件も豪雨の発生発達に強い影響を及ぼすのではないかと考えるようになった。本稿では、これまでに行ってきた筆者らの降水システムに関する研究の結果を概観するとともに、それらを通して長崎県南部地方における地形と豪雨活動との関係について考察することにしたい。

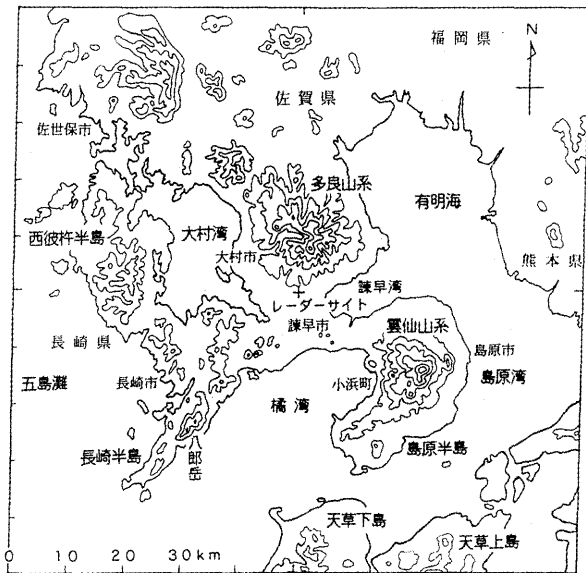
地形効果を明確に立証することは困難である場合が多い。今日、長崎ラインとか諫早ラインと呼ばれているものや、甕島ラインのようにすでに定着している地形効果もあるが（たとえば、吉崎ほか、

2005）、これらの定説化された効果は規模が大きく、頻繁に発生し、しかも現象が比較的解析しやすいという特徴をもっているからではないかと考えられる。それ以外のものは、あるとしても規模が小さく、頻度が少なく、観測や解析も困難であるために、明快に立証することが難しいのであろう、と考えておきたい気持である。

それでもなお、地形効果にこだわるのには、それなりの理由がある。諫早豪雨、長崎豪雨という国内屈指の大型集中豪雨が地形的要因に関係なく発生したのであれば、あの程度の豪雨は、九州の東シナ海側であれば、どこでも起こることになり、たまたま近年においては諫早や長崎で起こっただけに過ぎないという偶発性で整理することができる。本当にそうであれば、危険度はほかの土地と変わらないので、あまり深刻にならず、少しは安心して暮らせよう気持になる。しかし、大なり小なり地形効果があるのであれば、その土地特有の<起こりやすさ>をもつことになり、将来においても、細心の注意を払う必要がある地域と認識しておかなければならない。地形効果を<くない>と断定できないのであれば、しば

\* 長崎大学名誉教授（2007年3月まで在職）

受領年月日 2007年4月16日  
受理年月日 2007年5月8日



第1図 長崎南部地方の海岸線と地形

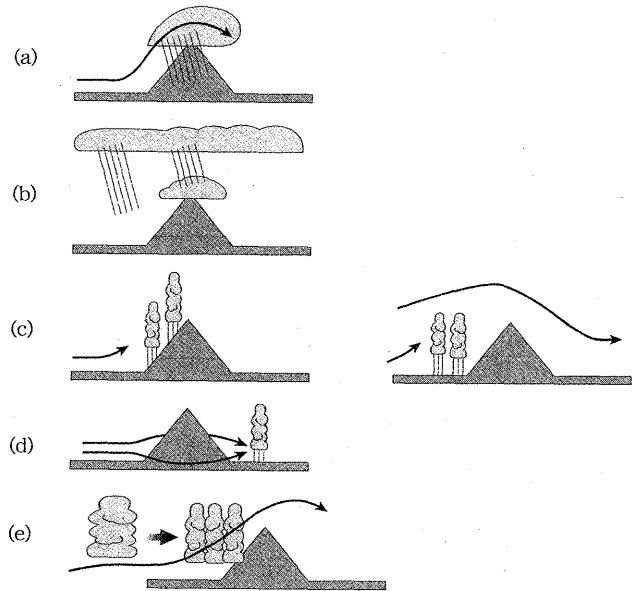
荒生ほか(1997)による。等高線は200m間隔で示し、諫早市北部の+マークは名古屋大学RHIレーダーの設置場所を示す。

らくは、地形効果に疑い目を向けて見つめる必要がある一というのが筆者の本稿の根本的な動機である。

## 2. 長崎県南部地方の地理的地形的特徴

第1図は長崎県南部地方の地勢図である。本地方は九州の北西側に位置し、地理的地形的特徴は、以下のようにまとめることができる。

- (1) 南太平洋からの暖流（黒潮）の支流である対馬暖流が洗う海域に突き出すように位置する半島群から成る。
- (2) 最も西に位置する長崎半島は東シナ海に南西方向に突出する象の鼻のような半島で、中央部は最高峰580m（八郎岳）の丘陵地帯を形成する。
- (3) 長崎半島の北に接合する西彼杵半島はほぼ南北に伸び、最高峰は561m（長浦岳）であるが、半島全体が台地状で平地が少ない構造は長崎半島とよく似ている。
- (4) 西彼杵半島の東側には、大村湾が東西10km、南北30kmの広がりをもつ。大村湾の東側には多良山系（最高峰：経ヶ岳1076m）が、雲仙山系に優るとも劣らない広範な面積をもって居座っている。
- (5) 多良山系の南には、諫早湾を挟んで、島原半島がほぼ南北方向に立地し、中央には雲仙岳が聳える（最高峰：平成新山1486m）。島原半島中央部には地質学的に有名な雲仙地溝が東西に形成されてい



第2図 降雨に対する地形効果のタイプ  
武田（2005）による。

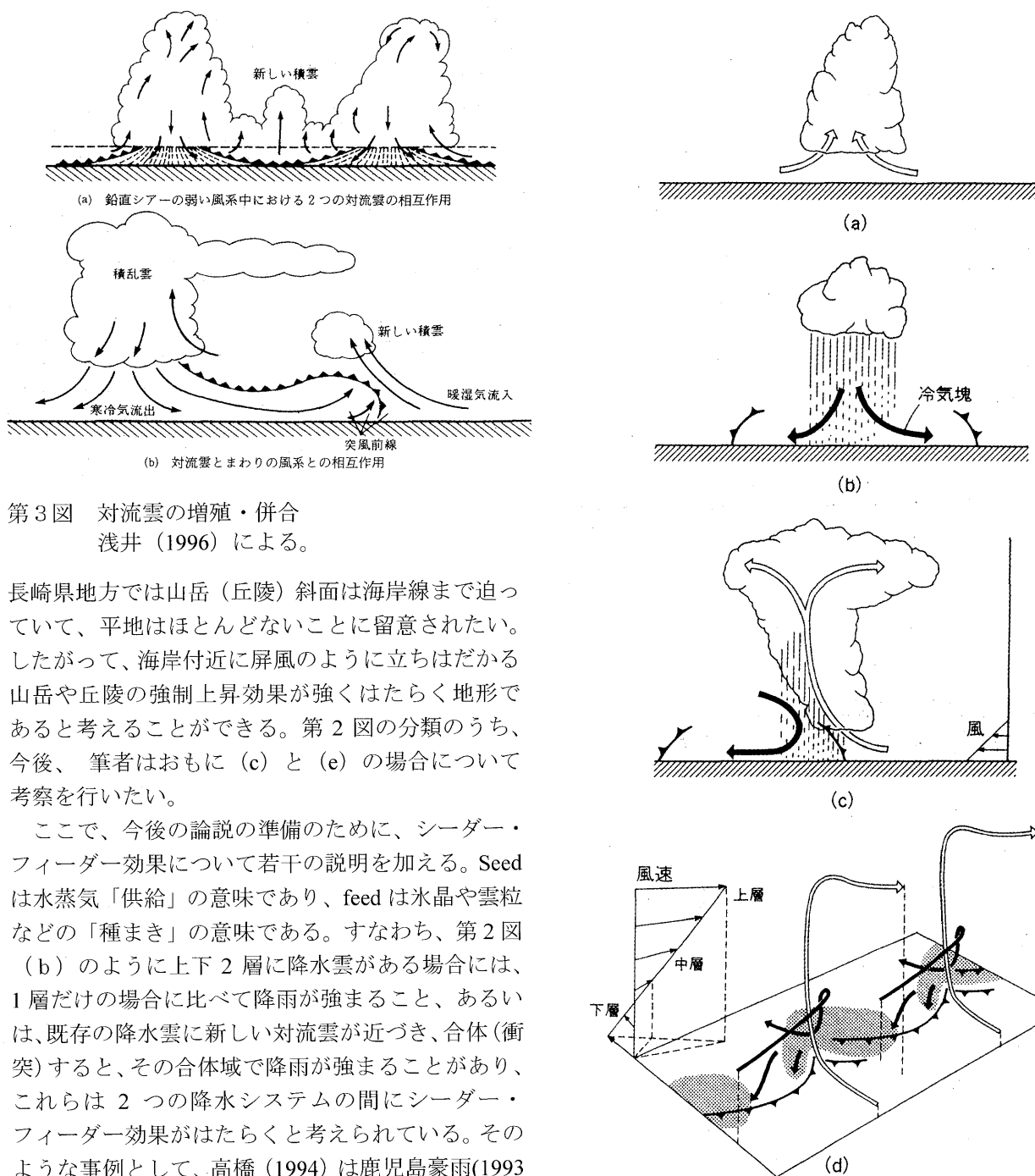
る。長崎半島と島原半島の間には幅約25kmの橋湾が横たわる。

## 3. 降雨の地形効果に関する考察

### 3-1 降水プロセスの地形効果

最初に、降水プロセスに及ぼす地形効果の一般的な特徴を概観しておくことにしたい。

第2図は、ハウゼ（Houze）によって示された地形効果のパターン分類である。武田の著書（2005）のなかでは、この図の注釈文として「効果は風速、風向、成層安定度などの大気の状態と山の高さにより異なる」という文章が付加されている。図中の（a）は大気が比較的安定で、対流性の雲が発達しそうな場合にも、山頂付近に層状性の雲が形成され、降雨もそれほど強くない。（b）はその上空に降雨をもたらす雲がある場合で、シーダー・フィーダー効果（seeder-feeder effect）によって降水が強化される。シーダー・フィーダー効果についてはあとで注釈を加える。（c）は山岳によって引き起こされる上昇気流が、下層の空気を自由対流高度以上に持ち上げ、山岳斜面で、あるいは、斜面にさしかかる手前で、対流雲が発生し、発達する。（d）は山岳の風下側に収束域ができ、対流雲が形成される。孤立峰の風下に発生するカルマン渦もこの種の対流雲である。（e）は風上側ですでに形成されている対流雲が山岳斜面で強められる場合である。第2図では、山岳の風上側も、風下側も平坦な陸地をイメージさせるが、



第3図 対流雲の増殖・併合  
浅井 (1996) による。

長崎県地方では山岳（丘陵）斜面は海岸線まで迫っていて、平地はほとんどないことに留意されたい。したがって、海岸付近に屏風のように立ちはだかる山岳や丘陵の強制上昇効果が強くはたらく地形であると考えられることができる。第2図の分類のうち、今後、筆者はおもに (c) と (e) の場合について考察を行いたい。

ここで、今後の論説の準備のために、シーダー・フィーダー効果について若干の説明を加える。Seed は水蒸気「供給」の意味であり、feed は氷晶や雲粒などの「種まき」の意味である。すなわち、第2図 (b) のように上下2層に降水雲がある場合には、1層だけの場合に比べて降雨が強まること、あるいは、既存の降水雲に新しい対流雲が近づき、合体（衝突）すると、その合体域で降雨が強まることがあり、これらは2つの降水システムの間でシーダー・フィーダー効果ははたらくと考えられている。そのような事例として、高橋 (1994) は鹿児島豪雨(1993年8月6日)について、次のように述べている（以下原文のまま）。

“鹿児島での例では、梅雨前線によって雲群が発達する。降雨による下降流で北から乾燥空気を下方に輸送し、雨滴の蒸発で冷氣塊を形成して、ここでの雲群を停止させる。これに西方から新しいレインバンドが近づき、もともとの雲群と合体して鹿児島地方に豪雨をもたらしている。親雲セルの群の停滞とそれへの娘雲セルの合体が、狭い領域での長時間の豪雨の持続の鍵と考えられる。小倉ら（筆者注：Ogura et al., 1985）の解析した長崎豪雨でも、山岳上に停滞した雲群への西方海上

第4図 雲の寿命と風のシアア  
高橋 (1994) による。

で発達した雲セルの合体が豪雨に重要であることが指摘されている。”

第3図は浅井 (1996) によって示された対流雲の増殖・併合の模式図である。(a) は2つの積雲が互いに隣接する積雲からの下層での寒気流出の相互作用によって併合する初期段階を示す。併合の結果生ずる雲は一般に大きな降雨強度をもち、しかも長続きする。(b) は、発達した積乱雲の寒冷な下降気流が地表面に達すると水平方向に広がり、暖湿気流と

の境界に突風前線 (gust front ; 陣風前線とも呼ばれる) を形成する。突風前線で上昇する暖湿気流は雲系内の強い上昇気流を維持する燃料供給の役割を果たす (浅井, 1996)。この図は降雨の地形効果とは直接的な関係はないが、最初の積乱雲が山岳斜面にかかっているならば、それらの効果はさらに強まることは容易に想像できる。

第4図は、高橋 (1994) によって示された雲の寿命と風のシアの関係である。この図に関する高橋の説明は以下の通りである。

“成長した雲 (a) は上方での雨滴の重さでつぶれる (b)。しかし、下方で風にシアがあれば (c)、上昇気流は傾斜して降雨は上昇気流をつぶさない。雨の蒸発による下層での冷気塊は、雲の維持に役立つ。風が上方にねじれるとき (d)、回転雲群 (スーパーセル) が形成される。”

この解説文も直接的には地形効果と関係しない。しかし、(c) の下層風の風向のシアが山岳斜面で形成される場合には、斜面を下る冷気塊によってさらに効果的であろうと考えることができる。

ところで、地形効果を類型別に示した第2図においては、上昇気流が中心になっていて、斜面を下るイメージが顕には示されていない。ここで、今後の議論と関係すると思われるので、山岳斜面を単純になめらかなスロープではなく、斜面に深い谷を形成している谷地形を考える。このような地形では、上昇気流の効果が最も有効であることは想像に難くない。また、対流雲の下降流がそのような谷にかかれば、特定の流路 (谷川) に沿って冷気が効率的に流下することになるので、突風前線の効率も第3図 (b) の平坦面の場合よりは有効にはたらくであろう。さらに、谷の上空に降水雲がない場合でも、(谷の開いている方角によるが、南に開いた谷であれば) 谷のなかには、日陰になる時間が早いので、周囲に比べて気温低下が早く、冷気が谷川に沿って流下する傾向が強い。このことは、谷から出てくる冷気の強弱の程度は別にして、一般的に突風前線の性格をもっていると言える。

### 3-2 筆者らの降雨に関する研究結果の概要

第1表は筆者らの本地方における観測・解析結果の一覧表である。この表では、降水システムが地形と深く関係していたと考えられる場合や、その可能性が示唆されていた場合を選んで表示した。ただし、地形との関連性が不明確であっても、降水システムとしてかなり興味深く、さらなる探求の対象になりそうな場合も加えている。この表に基づいて、以下

に、本地方の降水システムの主要な特徴を記述する。

(1) 表中の記号ア～オは長崎豪雨と関連するが、長崎豪雨に関する地形効果仮説については次の節で詳述するので、ここでは概要だけを述べる。メソβスケールでみると、cloud cluster による強雨域は対馬～壱岐～佐世保という順に北から南下してきたものであった。ところが、西彼杵半島に達した時点で降雨強度が格段に強まり、しかも第一撃の降雨が最も強いという最悪の状況であった(ア、イ、オ)。あとで図示するように、10分間降水量の極大値から得られた強雨の移動経路は5つに分類された(ウ)。

(2) 長崎大学水産学部の船舶用レーダーが最初に持続型の地形性ライン状降雨を捕捉したのは1987年7月であったが(カ)、この時点では原因究明までには到達できなかった。その後、名古屋大学RH Iレーダーの設置によって、諫早市周辺にライン状降雨がしばしば出現することが明らかになった(サ～タ)。さらに、ライン状降雨とその他の降水システムが合体すると降水強度が増強される事例(チ、ツ)、平行な2本のライン状降雨が多良山系で影響を及ぼし合うと考えられる事例(ス)が明らかになった。

(3) RH Iレーダーは雲仙岳に土石流を発生させる強雨の監視が主目的であったので、島原半島の降水システムにも注目した。そのうち、特筆に値する降水システムが、1993年6月18日の場合であった(コ)。このときの降雨は示唆に富んでいるので、節を改めて詳述する。

(4) 降水システムすべてが地形効果によって説明できるわけではない。たとえば、島原市に洪水被害をもたらした豪雨(キ)、長崎周辺で活動した激しい雷雨(ク)などは、解析を試みたものの、正体不明の不思議な豪雨としか整理できない状況である。

### 3-3 雲仙岳の豪雨—1993年6月18日

第1表(コ)の降雨について、RH Iレーダー観測から得られた結果を中心に詳述する。解析結果の1例を第5図に示すが、このような解析から、

- ①橋湾上で東進する既存の対流雲の後方に新たな対流雲が次々に形成されたこと (後方増殖)、
  - ②積乱雲が島原半島小浜町に上陸したあとに降水が強まり、雲仙地溝の地形効果が示唆されること、
- などが明らかになった。

まず、①の対流雲の後方増殖について第3図と第5図を用いて説明する。後方増殖は back-building と呼ばれ、比較的よく知られていることである。第3図 (b) を北側から見た図とすれば、左手 (東) 側が既存の発達した積乱雲の移動方向になり、右手 (西)

第1表 筆者らが観測・解析した長崎県南部地方の降雨の特徴 (その1)

記号	降雨の名称または発生地域 (発生年月日)	観測および解析結果の概要	報告者 (年)
ア	長崎豪雨 (1982年7月23日)	①長崎県北部で降り出したときの1時間降水量に比べて、降水系が西彼杵半島に到達したのちの強度は2倍以上に強くなった。②降り出した直後の短時間降水量が最も強烈で、防災対策には最悪の降水パターンであった。	荒生(1982)
イ	長崎豪雨 (1982年7月23日)	10分間40mmを超える猛烈な短時間豪雨が、18時～20時の間のに、大瀬戸町幸物で2回、長与町で1回、長崎市矢上で1回、合計4回観測した。	荒生・宮崎(1984)
ウ	長崎豪雨 (1982年7月23日)	10分間降水量でみると、強い降水系は5つの経路に分類され、それらはいずれも西から東に進んだが、第2経路は西彼杵半島中部で、第3経路は長崎市東部で著しく停滞した。	荒生(1986a)
エ	長崎豪雨 (1982年7月23日)	長崎豪雨に基づいて、円形近似の10分間雨量分布モデルをつくると、中心雨量20～40mmに対して、降水量が半減する半径はいずれも約8kmとなった。	荒生(1986b)
オ	長崎豪雨 (1982年7月23日)	西海市雪浦小幸物分校(旧大瀬戸町)の10分間～30分間の降水量の極値は、実質的に国内最強の降雨と言えるものであった。10分間43mm、20分間85mm、30分間110mm。	荒生(1987)
カ	東長崎ライン状降雨 (1987年7月24日)	長崎大学水産学部船舶用レーダーによって、7月23日21時～24日10時にわたって、長崎市東部から諫早市北部に伸びる持続型ライン状降雨の出現が明らかになった。	荒生・椿・中田(1989)
キ	島原豪雨 (1988年5月3日)	アメダス島原で1時間117mm(15～16時)、2時間232mm、日雨量445mmを観測。5月の連休日に豪雨災害が発生した。前線の暖域側で発生したレインバンドによるもので、その後東進して熊本県でも豪雨となった。	荒生・東原・松本(1990)
ク	長崎市周辺の雷雨 (1989年7月21日)	21日00～02時の深夜に局地的な雷雨が長崎市茂木から侵入し、時津町・多良見町で活発に活動。時津町と多良見町でともに10分間20mmの極値を記録した。2時間雨量(00～02時)の最大は茂木の64.5mm。	荒生・岩下(1991)
ケ	雲仙土石流豪雨 (1993年4月28日)	名古屋大学RHIレーダーで観測した降雨の微細構造は、長崎半島先端部(樺島)で対流性降雨が発生し、北東に進み、島原半島西岸(小浜側)と雲仙岳山頂部に強雨をもたらした。樺島付近で対流性セルが次々に発生するバックビルディング型の発生発達過程が見られた。	荒生・中根・岩崎・藤吉・武田(1997)
コ	雲仙土石流豪雨 (1993年6月18日)	名大RHIレーダーの観測から、この日雲仙岳に大規模土石流を発生させた豪雨は橘湾中央部で発生し、バックビルディング型発達過程を示しながら西海岸に上陸してから急速に発達した。西側斜面の雲仙地溝帯の地形が降雨の発達に寄与した可能性を指摘した。	荒生・中根・岩崎・藤吉・武田(1997)

第1表 筆者らが観測・解析した長崎県南部地方の降雨の特徴 (その2)

記号	降雨の名称または発生地域 (発生年月日)	観測および解析結果の概要	報告者 (年)
サ	島原半島北部の対流性降雨 (1994年11月18日)	名古屋大学から管理換えを受けた長崎大学RHIレーダーの観測から、長崎半島千々町付近で発生した対流性降雨セルが発達しながら島原半島北部を横断した事例を示した。長崎半島の地形効果の可能性も示唆した。愛野町で最大1時間32.5mmを観測した(11時40分～12時40分)。	荒生・進藤・江山・武田・藤吉(1996)
シ	諫早方面に伸びるライン状降雨 (1995年7月2日)	地上付近の南寄りの暖湿気流のもとで、レーダーの観測から、長崎半島東側の牧島付近から対流性エコーが次々に発生し、諫早方面に伸びるライン状降雨を形成することを明らかにした。そして、長崎半島千々川の谷地形による効果の可能性を考察した。	荒生・中根・藤吉・武田(1996)
ス	高来町周辺の雷雨 (1995年7月11日)	高来町で1時間97mm、2時間177mmの観測した豪雨をレーダー観測に基づいて解析した。地形性ライン状降雨が2本現れ、北側のライン(大浦谷起源)が多良岳にかかった降雨セルの発達に伴い、下降気流が強化され、それが南側のライン(千々谷起源)を刺激して大雨になったという仮説を提示した。	荒生・中根・藤吉・武田(1997)
セ	長崎半島付近からの持続型ライン状降雨 (1996年6月)	6月24日、27日、29日にRHIレーダーで観測したライン状降雨について、それらの特徴を明らかにした。いずれの場合も暖湿で強い南風で発生し、中層風の風下側にラインが形成されていた。ラインが2～3本現れることもあった。	荒生・藤吉・武田(1998)
ソ	長崎半島付近からのライン状降雨 (1997年7月11日)	この日のライン状降雨は梅雨前線の北上に伴い、長崎半島周辺が暖湿な南風に転換した直後に発生したが、その時点で、まだ諫早地方には前線性の降雨が残っており、2つの降雨系の合体(衝突)域で強い降雨となった。	荒生・壺井(2000)
タ	長崎ライン (1998年6月26日)	長崎ライン(長崎半島からのライン状降雨)の観測を行うとともに、気象庁の数値モデルを用いて再現実験を行った。長崎ラインの形成には湿潤で対流不安定な下層大気が必要で、条件がそれられば、長崎半島の山が線状に組織化した降水系をつくる。	Yoshizaki, Kato, Tanaka, Takayama, Shoji, Seko, Arao, Manabe et al. (2000)
チ	諫早・多良見豪雨 (1999年7月23日)	弱い熱帯低気圧(当時の呼称)が五島西方沖を北上した直後に諫早付近にライン状降雨が発生した。それと同時にその低気圧に伴う前線性降雨がライン状降雨と合体して諫早周辺で豪雨となった。諫早市西部の長崎県農試で3時間295mm(08～11時)。	荒生・松原(2004)
ツ	吾妻・瑞穂・国見豪雨 (2001年7月12日)	梅雨末期の長崎県南部地方全域に暖湿気流が流入し、諫早地方にライン状降雨が発生した。そのあとに、西方から移動性降雨系が接近し、その合体時に大雨となった。吾妻町で1時間111mm(05～06時)、2時間170mm(04～06時)。	荒生・松原(2004)

側は暖湿な南寄り（南西）の地上風が流入する方向である。積乱雲からの寒冷な下降流によって進路の後方に突風前線が形成されれば、暖湿気流が強制上昇して、新しい対流雲がつくられる。その新しい対流雲が移動しながら十分に発達して下降流を発生させれば、その後方にさらに新しい対流雲がつくられるという過程が続く。第 5 図の横軸(-20km)のあたりに次々と新しく小さな対流雲が発生しているのがこれに対応するわけである。筆者らの RHI レーダーでみるかぎり、本地方の対流雲の増殖メカニズムはほとんどバックビルディング型であった。

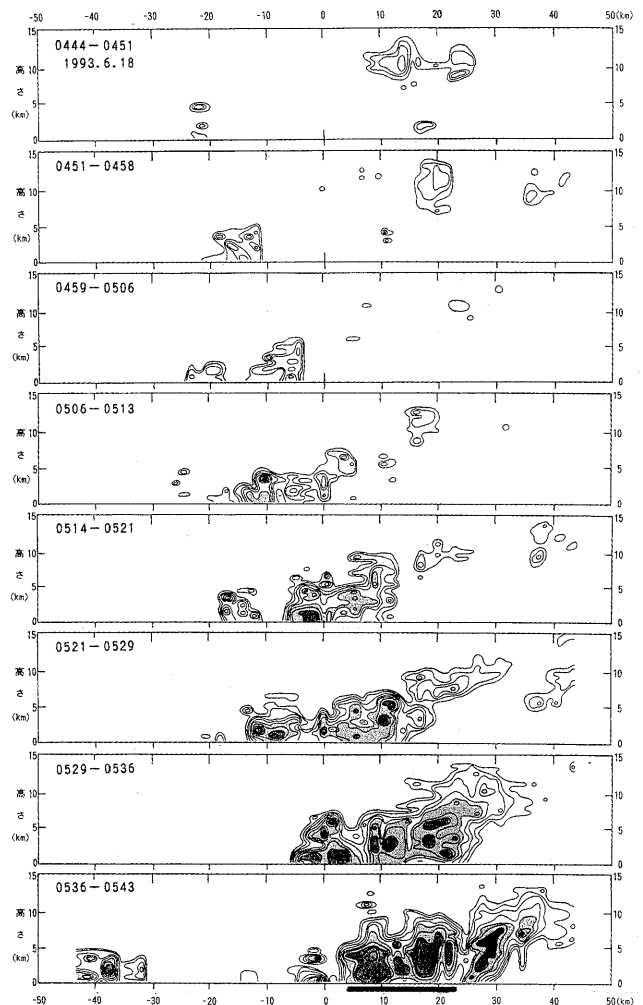
次に、②の雲仙岳西斜面における地溝の影響についての考察を原文のまま以下に記載する（荒生ほか、1997）。

“（前略）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（筆者注：突風前線）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。”

このことは、換言すれば、断層斜面または谷地形が対流雲の進行方向に開いていれば、対流雲が連続的に上陸してくる場合、先行の下降流による突風前線は後続の対流雲を発達させる効果があることを意味する。

### 3-4 長崎豪雨の地形効果について

筆者の豪雨研究の契機となった長崎豪雨（1982年7月23日）の活動と地形効果について考える。この豪雨を詳細に解析した Ogura et al. (1985) は「長崎豪雨の雲クラスター (cloud cluster) が地形の影響でほぼ同じ場所に停滞したことを示唆するが、比較的小規模な丘陵がどのような影響を及ぼしたのか、その詳細はわからない」という趣旨の表現（注：原文は英語）を論文中の〈Summary and concluding remarks〉の部分に書いておられる。また、武田（1985）は日本気象学会機関誌『天気』に「海上で発達した積乱雲が、上陸する際、海岸付近に一举に雨を落とすことはよくあり、このような現象には地形が影響していることはまず確かである」と書いておられる。これら2つの見解は長崎豪雨のあとに書

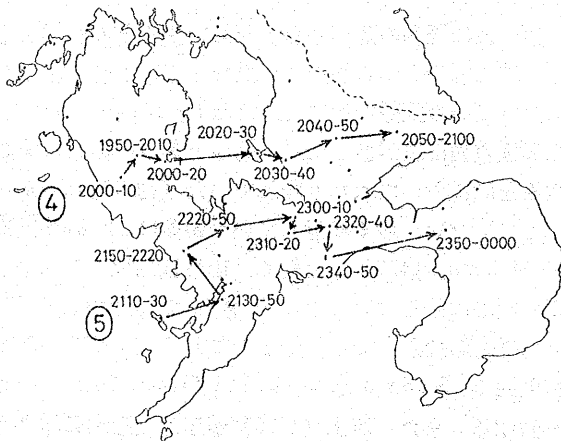
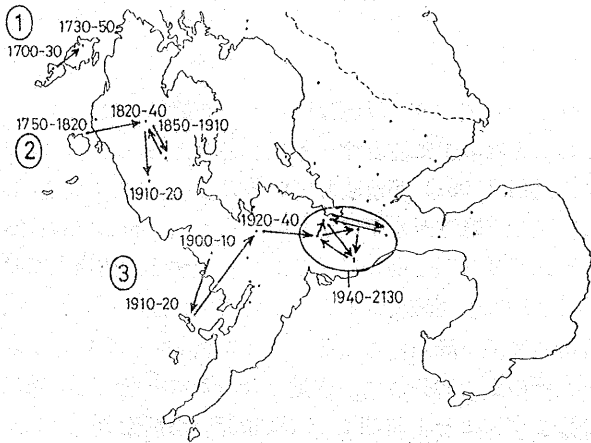


第5図 雲仙岳に大規模土石流を発生させた1993年6月18日の降水雲のレーダーエコーの鉛直断面図；荒生ほか（1997）による。雲仙岳を通り、西南西（左側）から東北東（右側）に向かうライン上の断面を示し、最後のフレームの横長の太線が島原半島の陸域で、その左側は橘湾の海域を示す。エコーは黒い領域ほど強い。

かれたものであり、しかも長崎豪雨に強い関心をもっておられた指導的研究者の見解であったので、筆者に強烈で新鮮な衝撃を与えた。実は、この2つの記事が筆者の本地方における降雨の地形効果に関する興味関心の源泉であった。

『一般気象学』（小倉，1999）に詳述されているように、気象衛星（ひまわり）赤外面像でみると、長崎豪雨は東シナ海で発生し、東進しながら発達して九州に上陸した cloud cluster によってもたらされた。長崎豪雨の原因となった cloud cluster は円形で直径200kmほどの広がりを持ち、その中には複数の積乱雲群が含まれており、中規模のメソβスケール（20



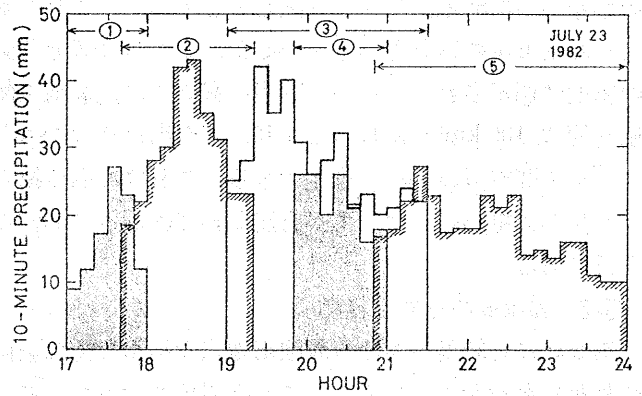


第6図 長崎豪雨時の10分間降水量の最強地点の移動経路；荒生（1986）による。

～200km)と大規模のメソ $\alpha$ スケール(200～2000km)の間に入るような広がりをもつ非常に大きな団塊状の雲の群である(たとえば、武田, 2005)。

なお、さらに小規模なメソ $\gamma$ スケールは2～20kmの広がりをもつが、個々の積乱雲や対流セルや、それらの数個の集合に対応するスケールである。当然のことながら、スケールの大小は寿命の大小と関係があり、メソ $\gamma$ スケールの寿命は1～2時間、メソ $\beta$ スケールのそれは半日～1日である。それゆえ、諫早豪雨や長崎豪雨の全体の活動はメソ $\beta$ スケールであり、それらのなかの1～2時間の雷雨活動はメソ $\gamma$ スケールに属する。

第6図は長崎豪雨時における10分間降水量の最強地点から得られた強雨の移動経路である。図中の5つの経路はいずれも、中層(上空3～5km)の風向を反映して、西から東に動いているが、第2経路と第3経路は著しく停滞した。このことにはかなりしっかりした理由があるに違いない。というのは、その後のRHIレーダーの観測から、十分に発達した対流セル(積乱雲)は、中層の風向・風速によって風下側に動いていくのが一般的であり、移動を突



第7図 5つの経路における10分間降水量の最大値の時間変化；荒生（1986）による。

然停止することはほとんどなかったからである。このことは、1か所に停滞しているように見える強雨は、強雨域が同じ場所になるように、次々と移動してくる後続の対流雲によって強い降雨が維持されている場合がほとんどである。それゆえ、第2経路と第3経路の強雨域の停滞は地形効果の観点からも非常に興味深いことである。このことは、同時に、1時間降水量100mmというような雨量は1つの積乱雲(対流雲)からもたらされるのではなく、(第5図に例示したように)4～6個程度の積乱雲の連続攻撃によってもたらされる、というのが筆者の実感である。すなわち、10分間降水量20mm程度の積乱雲が1時間に5回来襲して、その場所の1時間降水量が100mm程度になる、というイメージである。

第7図は5つの強雨域を時刻と10分間降水量で表示したもので、この図から1つの強雨の発生・成長・衰弱過程(寿命)は1～2時間であり、メソ $\gamma$ スケールの規模とよく対応している。ただし、第3経路は著しく停滞したため、1つではなく複数の降雨系が複雑に絡み合っていたと考えることもできる。

長崎豪雨の最初のきっかけをつくった西海上からのcloud clusterの内部がどのような構造をもっていたのか、また、そのなかの対流雲がどれほど強さもち、どのあたりに上陸したのか、など全く不明である。それにもかかわらず、海岸付近での降水システムについてspeculativeなstoryを提示させていただくことにする。

第6図②の第2経路の強雨は大瀬戸町幸物で極めて異常な降雨となり、しかもかなり停滞した。このことは注目し得る。また、この地域は雪浦川の上流域で、川は非常に深い谷地形をつくって雪浦海岸に至る。上で述べた雲仙地溝に似た地形である。ということは、西側から発達した一連の帯状積乱雲群が進入してくれば、先行積乱雲の下降流が谷に突風

前線を発生させ、後続の積乱雲を強化する可能性は考えられる。このようなプロセスは次のような状況を生み出す。豪雨時の上空の風向は一般に南西風、地上付近は南または南南西であるので、西に開いた地溝や谷では、下降流によって東寄りの冷風に転換せざるを得ない。このことを第4図(c)と見比べれば、谷地形が下層に風のシアーをつくり出し、降水システムを長続きさせることになる。そして、第2図(e)はこのようなプロセスをも含んで図解されていると理解すべきなのであろう。

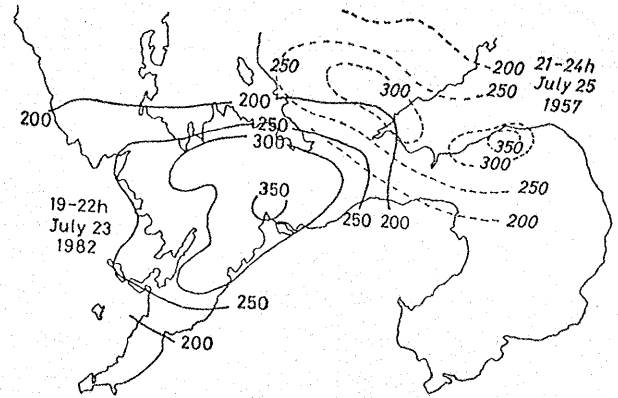
もう一つ、雪浦川の谷地形の影響、として考えてみることに意義があるのは、第6図第4経路の強雨である。この降雨は第2経路の豪雨が沈静化した30分後に出現したが、幸物の豪雨最盛期からは1時間半後である(第7図)。この場合は第2経路の豪雨の寒冷な空気が雪浦川の谷を埋め尽くし、流下して海上に押し出された、と考えることができる。これは冷気による海上での突風前線の形成に等しく、南寄りの海上風に対しては第3図(b)のように新しい対流雲をつくる舞台となりうる。もっと積極的に表現すれば、「現実の地形(谷)を流下する冷気塊によって海上に新しい前線帯をつくるということは、そのあたりに仮想的な斜面地形(前線)をつくり出す」ということになる。

長崎市や長与町付近の第3経路の豪雨の発生についても、決定的な仮説は構築できない。ただし、長崎半島(千々谷)起源のライン状降雨が発生しているときに弱いながら、大浦谷、相川谷(ともに長崎市西海岸)に対応すると考えられるライン状降雨域が検出されているので(荒生ほか, 1997)、条件がそろえば、大浦谷もしくは相川谷が、第2経路の雪浦川の溪谷と同様なはたらきをした可能性は考えられる。また、東長崎地区で長時間停滞した第3経路の後半部分は長崎半島千々谷の効果もありうる。さらに、長崎市内の浦上川、中島川、八郎川などは、豪雨開始の1時間後(20時頃)には氾濫していたので、長崎市内全体が雷雲の冷気をかかえた谷地形の状態になっていたと想像できる。その冷気が長崎港から海上に流れ出し、突風前線型冷気塊を形成したことであろう。このことが第5経路をつくり出す要因になっていた可能性は考えられる。

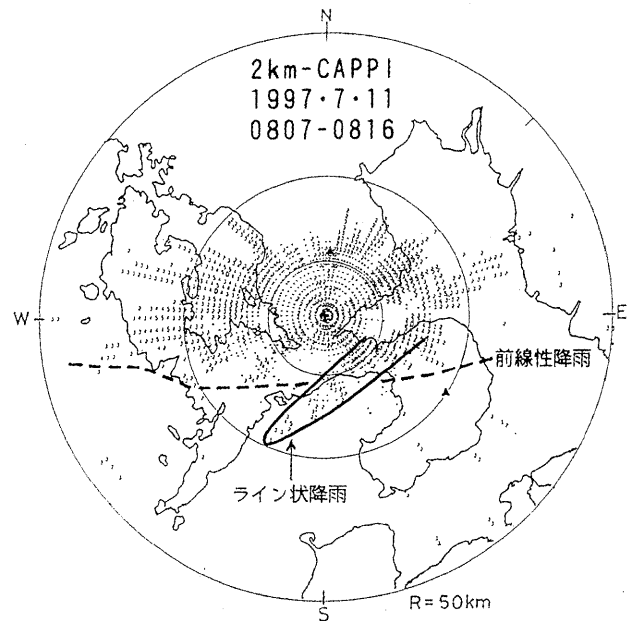
なお、小倉(1994および1999)は著書のなかで、長崎豪雨や諫早豪雨について総合的な解説を行っているので、是非参考にされたい。

### 3-5 ライン状降雨と諫早豪雨

第8図は長崎豪雨と諫早豪雨における豪雨最盛期



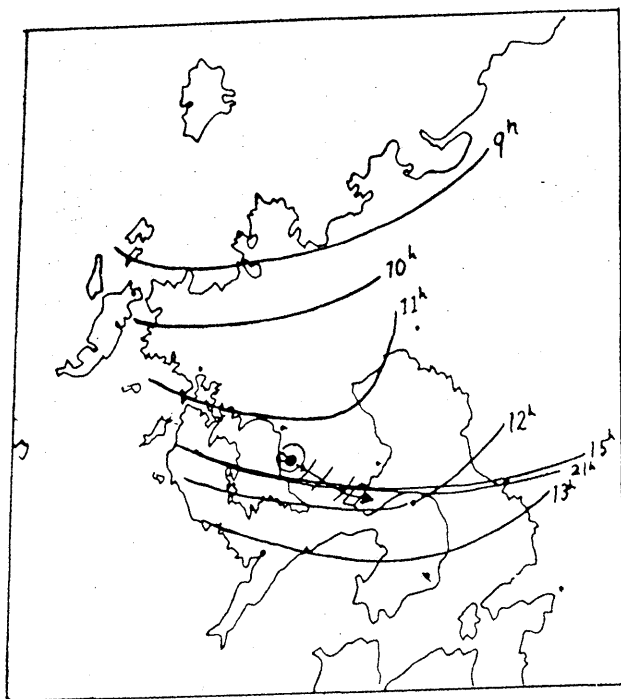
第8図 長崎豪雨と諫早豪雨の豪雨最盛期の3時間降水量；荒生・宮崎(1984)による。



第9図 RHIレーダーで観測された1997年7月11日朝の前線性降雨域とライン状降雨域の分布；荒生・壺井(2000)による。

の3時間降水量の分布を示す。その時間帯は図中に示されている。ただし、長崎豪雨での西彼杵郡北部の豪雨の始まりは早かったので、この図では省略されている。この図の意義は、3時間降水量の大きさはほぼ同じであるが、それぞれの多雨域はほとんど重なっていないことである。すなわち、西海岸からの距離に着目すると、長崎豪雨では西海岸からわずか数~10kmの地域に豪雨域があり、諫早豪雨では20kmほど入ったところで豪雨域となっていた。よく知られているように、諫早豪雨の日降水量の最大値は瑞穂町西郷(現在は雲仙市)で観測されたものであり、第8図の3時間降水量も西郷で最大であった。

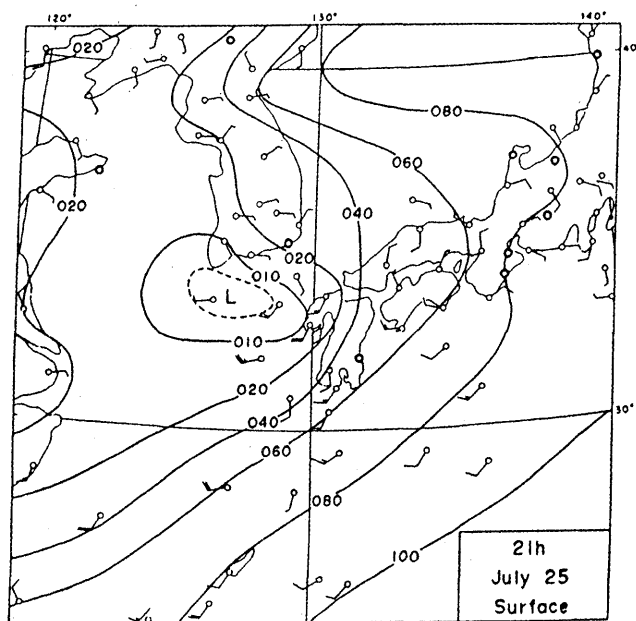
諫早豪雨との関連で筆者らが特に注目してきたの



第10図 1957年7月25日の時刻別の梅雨前線の位置  
大沢・尾崎 (1959) による。

は、長崎半島からの地形性ライン状降雨とその他の降雨系との合体（衝突）による降雨の増強効果である。その典型が第9図に示す1997年7月11日の事例である。この日朝はやくに梅雨前線が北上し、前線性の降雨が止んだ地域の地上風は南風に転換した。暖湿な南風が長崎半島にかけると、地形性のライン状降雨が発生し、諫早湾南岸域で前線性降雨と合体して、吾妻町・瑞穂町に強い降雨をもたらした（荒生・壺井，2000）。すでに述べたことであるが、2つの性質の異なる降雨系が合体すると、合体域で降雨が強められるのはシーダー・フィーダー効果によるもので、しばしば指摘されていることである（たとえば、高橋，1994；吉崎ほか，2005）。

上記の1997年7月11日の事例は諫早豪雨における降雨強化プロセスのある種のモデルを示唆する。そのような過程を検証するための基礎データは、当時の前線の位置と風系である。それを第10図と第11図に示す。第10図の梅雨前線の位置は、12時と13時とではやや乖離しているが、12時～21時の間はほとんど大村湾南部から諫早湾を結ぶ線上に停滞していた。豪雨最盛期であった21時の前線の位置も島原半島北部にかかっている。さらに、第11図の低気圧の位置、気圧配置、風向・風速の分布は、明らかに21時の本地方は南風にさらされていたことを示す。すなわち、諫早豪雨の日の気象条件は第9図（1997年7月11日）と酷似しており、長崎半



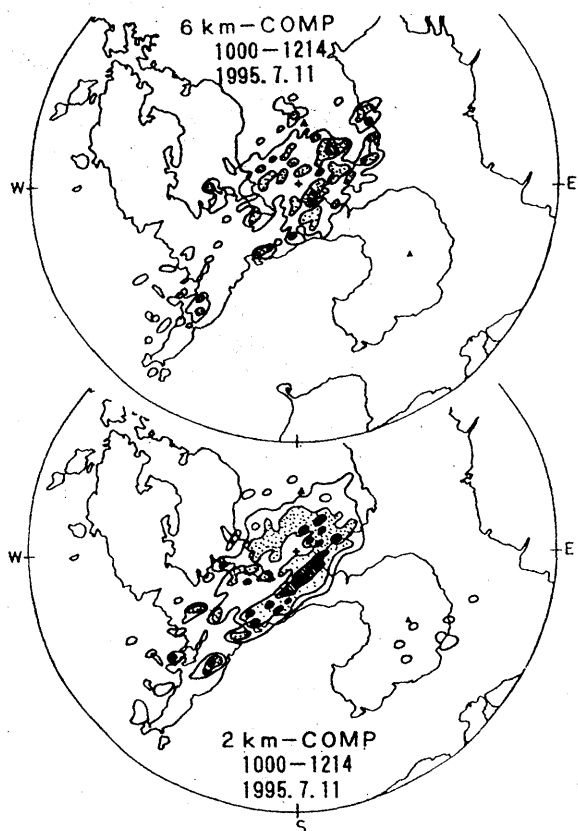
第11図 1957年7月25日21時の気圧と風向・風速  
Syono et al. (1958) による。

島起源の地形性ライン降雨と前線性降雨の合体を容易に想像できる状況にあったと言える。

### 3-6 ライン状降雨と多良岳斜面

長崎半島起源のライン状降雨は、前節で考察した事例（諫早豪雨）を除外してもかなり興味深い影響を及ぼしている。それらの事例を3つ以下に記す。

(1) 第12図は1995年7月11日の長崎半島起源のライン状降雨に着目した高度6km（上）と2km（下）のレーダーエコーの約2時間分のコンポジット図である。この日は高来町（現在は諫早市）で1時間97mm（10～11時）、2時間177mm（10～12時）の豪雨を記録したが、この降雨系の始まりは09時過ぎから発生した長崎半島起源のライン状降雨であった。その後、そのラインの北側に別のライン状降雨が発生し、ほぼ平行な2列のライン状降雨が形成された。北側のライン状降雨の起源は大浦谷（長崎市西海岸）による強制上昇が原因と考えられる。第12図からわかるように、レーダーサイトの東側（高来町）で2列のライン状降雨が、橋をかけたように合体していた。その合体域で最も強い降雨となった。筆者ら（1997）は、このプロセスを、北側のラインの積乱雲の下降気流が多良岳南東斜面を流下し、その冷氣による突風前線によって南側の降雨が強化された可能性を指摘した。もちろん、これが正解であるかどうかは定かではない。たとえば、別のプロセスとしては、第3図(a)のように、2つの降雨系の中に新しい積雲



第12図 1995年7月11日10時00分～12時14分のRHIレーダーエコーのコンポジット図 荒生ほか(1997)による。

ができてよいわけである。しかし、この場合は北側のラインは多良岳斜面上にあるので、下降流が高来町の境川に沿って流下する方が平坦面を横方向に流れるよりも効果的であろうと考えたので、斜面突風前線型を取り入れたのである。

(2) 1999年7月23日の諫早地方の降雨も非常に激しい豪雨であった(3時間295mm; 荒生・松原, 2004)。図は省略するが、長崎半島のライン状降雨が発生していたところに、「弱い熱帯低気圧」起源の寒冷前線上の積乱雲群が多良岳にかかり、その下降流が多良岳斜面を流下し、その突風前線がライン状降雨を強制上昇させ、豪雨を発生させた、と考えることができる。この場合の下降流は本明川に沿う谷地形を流下したので、諫早市や多良見町方面でライン状降雨と合体した。

上の2つの事例からわかるように、多良岳の山頂部あるいは斜面上に、発達した積乱雲が到達すると、積乱雲の下降流は斜面を流下するが、どの方向に流下するかは、下降流の強まる場所が斜面のどのあたりになるかによって、大村湾方向、諫早・多良見の陸地方向、諫早湾方向などと微妙に変化する可能性を秘めているように見える。これは多良岳ばかりで

なく、孤峰に共通する特性であると考えておかなければならない。また、加藤ほか(2005)は最新の数値シミュレーションの結果から多良岳の地形効果の別の要因について言及しているので、それを原文のまま紹介しておきたい。

“まず長崎半島の南東斜面を滑昇した上昇気流の中で新しい対流雲が形成されている(著者注: 図省略)。この対流雲は諫早ラインに沿って東北東(風下)に流される。次に諫早市～諫早湾で、下層収束の強まりに伴う水蒸気供給の強化と、多良岳斜面を滑昇する上昇気流域に遭遇し急激に成長する(著者注: 図省略)。”

すなわち、下層の強められた南風が多良岳斜面上で上昇するために、その付近でライン状降雨が強化されることを見出している。

(3) 2001年7月12日に吾妻町～国見町で発生した強雨も長崎半島起源のライン状降雨が関係していた(1時間111mm, 2時間170mm; 荒生・松原, 2004)。すなわち、ライン状降雨が持続して発生しているところに、西方から大規模な移動性の帯状積乱雲群が接近した。そして、ライン状降雨と合体していた時間帯で最も強い降雨となった。合体前にライン状降雨が存在していたのは諫早湾北岸(高来・小長井町)であったので、合体時に、多良岳にかかった移動性積乱雲の突風前線がライン状降雨の下層に潜り込み、突風前線の南下によって強雨域を南岸(吾妻町)にシフトさせた、という仮説を提示した。もちろん、真偽のほどは今後の課題である。

#### 4 まとめ

長崎県南部地方の豪雨や強雨と地形の関係について考察した。立証するのは材料不足である場合も多々あり、全体としては可能性を秘めた仮説の提示に留まっている。しかし、地形効果を全面否定できない限りはどこかに書き留めておき、折にふれて吟味・点検をすべきではないか、という気持ちで書かせていただいた。以下、終章として簡単な「まとめ」を書かせていただく。

(1) 本稿のkey wordsは、豪雨、地形、積乱雲、対流セル、下降気流、突風前線、斜面上昇気流、谷地形、降雨系の合体、などである。そして、暗黙の前提として、長崎豪雨や諫早豪雨の積乱雲の構造や活動様式は、筆者らが近年RHIレーダーで観測した豪雨や強雨のそれらと基本的には同じであろう、という認識に基づいている。

(2) 丘陵や山岳が迫っている海岸地方の地形効果は、

湿潤な南風が卓越する南側および西側斜面で顕著であり、そのプロセスも複雑である。同じ斜面でも谷筋で最も効果的である。谷地形の効果にも上昇気流型と下降気流型とがあり、条件がそろえば、いずれも非常に効果的な舞台となる。

(3) 長崎豪雨の場合、西海岸に接近した cloud cluster の積乱雲群が十分に発達した状態であったならば、海岸線の丘陵の下降気流型突風前線によって、第一撃目の最強の豪雨活動が維持されたと説明することができる。

(4) 長崎豪雨の第二撃目の強雨は、第一撃目の豪雨の冷氣塊が陸地から海面に流出し、その冷氣塊が海上に突風前線を形成した可能性が考えられる。

(5) 諫早豪雨の最盛期の状況については、当時の前線の位置や地上風系を考慮すれば、長崎半島起源のライン状降雨と前線性降雨との合体による降雨増強プロセスが有望な仮説である。

(6) 雲仙岳や多良岳もまた地形効果として多様な影響を及ぼしていると考えられる。特に多良岳の斜面は3方向に傾いているので、雷雲の下降気流は3方向に流下する可能性があり、方向を十分に考慮した警戒体制が必要である。

(7) 長崎半島起源のライン状降雨は地形効果の典型としてすでに定説になっているが、そのラインの延長方向と前線性降雨や移動性積乱雲群などとの相互作用はかなり複雑であり、今後の注意深い監視と研究の発展を期待したい。

## 謝 辞

長崎県南部地方の豪雨災害や降水システムの調査研究にあたっては、菊地勝弘先生、藤吉康志教授、小倉義光先生、浅井富雄先生、椎野純一博士、吉崎正憲博士、武田喬男先生、高橋劭先生、中根重勝先生を始めとして、数多くの方々に御指導と御鞭撻を賜った。また、長崎海洋气象台、福岡管区气象台などの気象官署の業務担当者各位には度々御便宜を図っていただいた。さらに、地域の消防防災機関、学校教育施設、社会教育施設、その他の機関にも測定器の設置などに種々の御支援を賜った。御指導、御鞭撻および御支援を賜ったすべての機関と関係者各位に深甚なる謝意を表します。

## 参考文献 (50 音順)

浅井富雄, 1996: ローカル気象学, 東京大学出版会, 233pp.

- 荒生公雄, 1982: 2章 気象, 昭和57年7月長崎豪雨による災害の調査報告書(長崎大学調査団), 2-44.
- 荒生公雄, 宮崎義生, 1984: 長崎豪雨における10分間降水量の分布. 長崎大学教育学部自然科学研究報告, No.35, 33-44.
- 荒生公雄, 1986a: 10分間降水量でみた長崎豪雨の構造. 天気(日本気象学会), 第33巻, 第1号, 17-26.
- 荒生公雄, 1986b: 長崎豪雨に基づく強雨の10分間雨量分布モデル. 天気, 第33巻, 第6号, 21-23.
- 荒生公雄, 1987: 長崎豪雨時における大瀬戸町幸物の短時間雨量. 長崎大学教育学部自然科学研究報告, No.38, 15-21.
- 荒生公雄, 椿隆博, 中田勝夫, 1989: 1987年に観測された長崎県南部地方に対流性降雨の微細構造. 長崎大学教育学部自然科学研究報告, No.40, 55-66.
- 荒生公雄, 東原英行, 松本勝也, 1990: 1988年5月3日の島原地方における豪雨の降雨特性. 長崎大学教育学部自然科学研究報告, No.42, 37-50.
- 荒生公雄, 岩下俊明, 1991: 1989年7月21日に長崎市周辺で活動した雷雨の降雨構造. 長崎大学教育学部自然科学研究報告, No.44, 37-45.
- 荒生公雄, 進藤康彦, 江山孝則, 武田喬男, 藤吉康志, 1996: 島原半島北部を通過した1994年11月18日の対流性降雨の活動特性. 長崎大学教育学部自然科学研究報告, No.54, 7-20.
- 荒生公雄, 中根重勝, 藤吉康志, 武田喬男, 1996: 長崎市東部から諫早市方面に伸びるライン状エコーの解析と地形効果に関する考察. 長崎大学教育学部自然科学研究報告, No.55, 9-22.
- 荒生公雄, 中根重勝, 藤吉康志, 武田喬男, 1997: 長崎県高来町周辺に豪雨をもたらした1995年7月11日の雷雨. 長崎大学教育学部自然科学研究報告, No.56, 13-24.
- 荒生公雄, 中根重勝, 岩崎博之, 藤吉康志, 武田喬男, 1997: 雲仙岳で大規模な土石流を発生させた豪雨の特徴. 自然災害科学, 第16巻, 第1号, 27-40.
- 荒生公雄, 藤吉康志, 武田喬男, 1998: 長崎半島付近で発生した1996年の持続型ライン状降雨. 長崎大学総合環境研究, 第1巻, 第1号, 149-166.
- 荒生公雄, 壺井美花, 2000: 長崎半島付近で発生したライン状降雨—1997年7月11日の事例—. 天気, 47, 785-792.
- 荒生公雄, 松原卓美, 2004: 長崎県諫早地方における地形性ライン状降雨と移動性降雨系との合体による豪雨の発生. 長崎大学総合環境研究, 第6巻,

第2号, 47-59.

大沢綱一郎, 尾崎康一, 1959: 諫早市の豪雨の解析.

研究時報 (気象庁), 11 巻, 10 号, 829-838.

Ogura, Y., T. Asai and K. Dohi, 1985 : A case study of a heavy precipitation event along the baiu-front in northern Kyushu, 23 July 1982: Nagasaki heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 883-900.

小倉義光, 1994 : お天気の世界—気象災害から身を守るために—, 森北出版, 226pp.

小倉義光, 1999 : 一般気象学, 第2版, 東京大学出版会, 308pp.

加藤輝之, 手柴充博, 梅本泰子, 橋口浩之, 柴垣佳明, 吉崎正憲, 金田幸恵, 2005 : 第5章地形性メソスケール降水系の研究, 気象研究ノート(日本気象学会), 第208号(メソ対流系), 97-150.

Syono, S., K. Miyakoda, S. Manabe, T. Matsuno, T. Murakami and M. Okuta, 1958 : Broad-scale and small-scale analyses of a situation of heavy precipitation over Japan in the last period of baiu season 1957. *J. Meteor. Soc. Japan*, **37**, 128-135.

高橋劭, 1994 : メソスケール雲システムからの特異な降水機構. 科学(岩波書店), Vol.64, No.12, 779-785.

武田喬男, 1986 : 豪雨に関する Workshop について (II. レーダー観測を中心とした研究). 天気, **33**, 580-583.

武田喬男, 2005 : 雨の科学—雲をつかむ話, 成山堂書店, 185pp.

Yoshizaki, M., T. Kato, Y. Tanaka, H. Takayama, Y. Shoji, H. Seko, K. Arai, K. Manabe and members of X-BAIU-98 observation, 2000 : Analytical and numerical study of the 26 June 1998 orographic rainband observed in western Kyushu, Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 835-856.

吉崎正憲, 村上正隆, 加藤輝之 (編), 2005 : メソ対流系 (気象研究ノート, 第208号), 386pp.