

平成16年7月新潟・福島豪雨および福井豪雨における気象擾乱と降雨変動

三隅良平*

Meteorological Disturbances and Precipitation during the Niigata-Fukushima and the Fukui Heavy Rainfall in July 2004

Ryohei MISUMI

*Advanced Technology Research Group,
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan
misumi@bosai.go.jp*

Abstract

Meteorological characteristics of the Niigata-Fukushima heavy rainfall on 13 July and the Fukui heavy rainfall on 18 July 2004 are studied using the outputs of the Regional Spectral Model (RSM) of the Japan Meteorological Agency (JMA), the upper soundings, the 10-minute data of the Automated Meteorological Data Acquisition System (AMeDAS), the Radar-AMeDAS rainfall, the radar echoes derived by the JMA radars, hourly observations at meteorological observatories, and the data of the vertically looking Micro Rain Radar and the Snow-Rain Intensity Meter at the Nagaoka Institute of Snow and Ice Studies. During the Niigata-Fukushima heavy rainfall, a meso- α -scale depression is found just north of the heavy rainfall area, and the northeasterly associated with the depression and the southwesterly from the East China Sea strongly converge over the sea. Another convergence zone is found along the coast line in the south part of Niigata Prefecture, which is formed at the leading edge of the northwesterly from the meso- α -scale depression. Fall velocity of raindrops measured with the Micro Rain Radar indicates that large raindrops are produced below the 1.5 km level. These results suggest that the convective clouds formed in the convergence zone over the sea move toward the other convergence zone along the coast line, and the raindrops strongly grow in the lower layer of the latter convergence zone. For the Fukui heavy rainfall, a passage of a meso- β -scale depression is suggested by the surface pressure suppression by 1 hPa during the rainfall event, although no mesoscale disturbance is found in the output of the RSM. The air at the middle level of the troposphere is relatively dry in this case and a cold-air pool is produced at the surface of the rainfall area. Westerly from the Sea of Japan converges at the edge of the cold-air pool and radar echoes is broadened and persist longer periods over the land area than over the sea. It is suggested that the convective rainfall associated with the meso- β -scale depression is enhanced in the convergence zone along the edge of the cold-air pool. Because mesoscale depressions are considered as the key factors of the heavy rainfall events in both cases, some monitoring systems for such disturbances over the Sea of Japan are required to predict the disasters.

Key words : Rainfall, Disaster, Landslides, Floods, Mesoscale depression

1. はじめに

平成16年7月12日夜から13日午後にかけて、新潟県中越地方から福島県会津地方にかけて大雨が降った。13日の日雨量は栃尾で421mmに達したほか、三條、長岡、宮寄上、津川などで日雨量の記録を更新した（新潟

地方気象台，2004）。この大雨により、信濃川水系の4つの河川で11箇所が破堤するとともに、300箇所以上でげげ崩れが発生し、人的被害は新潟・福島の両県で死者16名、負傷者4名に達した（内閣府，2004a）。その5日後の7月18日、今度は福井県周辺で激しい雨が降

*独立行政法人 防災科学技術研究所 防災基盤科学技術研究部門

り、福井県美山町では日降水量 283mm, 最大 1 時間降水量 96mm を記録し、いずれも過去の極値を更新した(福井地方气象台, 2004)。この雨によって九頭竜川水系の 3 つの河川で破堤・越流等が生じるとともに、福井県内で 69 箇所の土石流が発生し、JR 越美北線の 6 つの鉄橋が流出するなど大きな被害が生じた。この災害による人的被害は福井県内で死者 4 名、行方不明者 1 名、負傷者 19 名に達している(内閣府, 2004b)。気象庁は前者を「平成 16 年 7 月新潟・福島豪雨」、後者を「平成 16 年 7 月福井豪雨」と命名した。

これら 2 つの豪雨は、いずれも梅雨前線に沿って発生した。一般に梅雨前線に伴う豪雨は、数十 km 以下の非常に狭い範囲に強い雨が集中するとともに、原因となる気象擾乱の空間スケールが小さく、事前予測が非常に難しい。梅雨前線そのものは、中国大陸から太平洋に達する数千 km のスケールをもつが、梅雨前線帯に発生する気象擾乱は多くの場合 1,000km 以下のいわゆるメソスケールであり、しかも日本は周囲を海に囲まれているため、既存の気象観測網では擾乱の構造を充分捉えられないことが多い。このような場合、気象擾乱の接近を察知できないまま、いきなり豪雨が発生して被害を引き起こすことになる。これが、梅雨前線に伴う豪雨がしばしば「ゲリラ豪雨」と呼ばれる由縁である。

豪雨災害を軽減するには、豪雨の発生機構を充分に解明し、今後の雨の監視体制や予測技術の向上に役立てていくことが必要である。平成 16 年 7 月新潟・福島豪雨および福井豪雨の気象学的特徴については、既に数人からの報告がある。牛山(2004a, b)はこれら 2 つの豪雨における降雨分布や被害の状況を速報として報告している。坪木と榊原(2004)は新潟・福島豪雨がメソ低気圧の接近をきっかけに発生したことを指摘し、数値シミュレーションで降雨分布を再現している。Kato and Aranami(2005)は数値モデルを用いた予測実験を行い、新潟・福島豪雨については予測可能であるが、福井豪雨はうまく予測できないと述べ、その理由として予測の初期値において日本海上の下層風がうまく解析されていないことを指摘した。いずれも興味深い結果を示しているが、豪雨の発生機構を解明するには、更なる研究の積み重ねが必要である。

本報告では、気象庁領域数値予報モデルの出力値、高層ゾンデ、レーダーアメダス解析雨量、アメダス 10 分値、全国合成レーダー、気象官署の日原簿、長岡雪氷防災研究所におけるマイクロレインレーダーおよび 1 分雨量観測値を用いて、2 つの豪雨における気象状況を記述するとともに、現地調査に基づく斜面崩壊の特徴も述べる。更に 2 つの災害における気象状況の特徴を比較し、豪雨の発生機構を考察する。

2. 新潟・福島豪雨

2.1 降雨分布と被害の概要

降雨の時間経過を概観するため、日雨量が 421mm に達したアメダス・栃尾(新潟県栃尾市大町)の 10 分雨

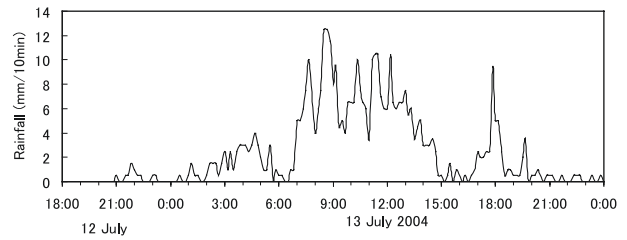


図1 新潟県栃尾におけるアメダス 10 分雨量の時間変化
Fig. 1 Time variation of 10 minute rainfall at Tochio, Niigata Prefecture.

表 1 新潟・福島豪雨における死者(新潟日報および福島民友新聞の記事に基づき作成)

Table 1 List of people killed by the Niigata-Fukushima heavy rainfall in July 2004 (based on the articles of Niigata Nippou and Fukushima Minyu newspapers).

性別	年齢	被災場所	被災時刻	災害
男性	83	栃尾市北荷頃	13 時頃	土砂
女性	72	出雲崎町中山	14 時半頃	土砂
女性	72	津川町栄山甲	午前	水害
女性	75	三条市曲渕	不明	水害
女性	75	中之島町中之島	不明	水害
男性	78	三条市南新保	不明	水害
女性	76	三条市条南町	不明	水害
男性	72	三条市南新保	不明	水害
女性	84	三条市南新保	不明	水害
男性	37	三条市新保	不明	水害
男性	63	三条市新保	不明	水害
女性	87	三条市南四日町	不明	水害
男性	78	中之島町中之島	不明	水害
男性	76	中之島町中之島	不明	水害
女性	42	三条市曲渕	不明	水害
男性	75	福島県昭和村	不明	水害

量の変化を図 1 に示す。最初に降雨が観測されたのは 7 月 12 日 21:00 であり、7 月 13 日 6 時すぎまでは 4mm (24mm/h) よりも弱い雨が続く。13 日 7 時以降、10mm (60mm/h) よりも強い雨が断続的に観測されている。13 日 7 時から 15 時までの 8 時間の雨量は 312.5mm であり、平均約 40mm/h の激しい雨が 8 時間もの長時間にわたって継続したことを示している。17:50 に 9.5mm (57mm/h) の雨が観測された後、降雨は急激に弱まっていく。

表 1 は新聞記事に基づき、死者の性別・年齢・被災箇所・被災時刻・災害の種類を表にまとめたものである。死者の 75% が 70 歳以上の高齢者である。また土砂災害による死者は 2 名で、残り 14 名は水害によるものである。2 件の土砂災害は 13 時および 14 時半頃に発生しており、図 1 において強い雨が継続している最中に発生している。水害による死者は被災時刻の特定が困難である

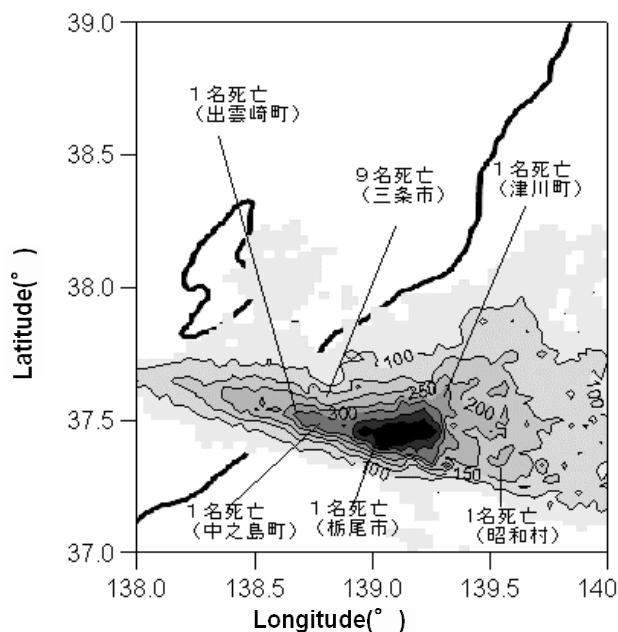


図2 レーダーアメダス解析雨量による7月13日の日雨量(単位はmm)と死者の発生した市町村の位置

Fig. 2 Daily precipitation analyzed with the Radar-AMeDAS on 13 July 2004 (units are mm) and the location of the cities and the towns where people were killed.

が、三條市では諏訪新田の五十嵐川左岸の堤防が13時すぎに70mにわたって決壊しており(新潟日報, 2004a), 被災時刻はその直後と見られる。また中之島町の刈谷田川の堤防が決壊したのは12時52分頃で(新潟日報, 2004b), 中之島町における被災はそのすぐ後と思われる。すなわち強い雨は7月13日18時頃まで続いたが, 災害発生に影響したのは主として15時以前の雨であったことがわかる。

レーダーアメダス解析雨量による7月13日の日雨量分布および死者の生じた市町村の位置を図2に示す。日雨量が100mmを超える領域は幅約40km, 長さ約150kmのバンド状を呈している。日雨量の最大は栃尾市周辺にあり, アメダス観測地点による最大値は栃尾における421mmであったが, レーダーアメダス解析雨量では最大値が476mmに達している。死者を伴う被害は日雨量が200mmを超える領域の中で起こっている。9人の死者を出した三條の日雨量は208mmであるが, その南東側の五十嵐川上流域ではより多くの雨が降っている。

2.2 気圧・気温・風の状況

つぎに豪雨発生時の気圧, 気温, 風の場の状況を示す。図3は7月12日21時, 13日9時および21時における地上気圧, 気温, 風ベクトルの分布を示す。豪雨発生前の7月12日21時には, 日本海上に約500km程度の幅をもつ中間規模低気圧(メソスケール低気圧; Lで表示)がある。低気圧の東側で, 東シナ海から吹き込む南西風と、北東風が合流して収束している。東シナ海から吹き込む南西風は, 九州南方にせり出している太平洋高

気圧(Hで表示)の縁を周る流れの一部であり, 北東風はメソスケール低気圧に向かって流れ込む気流の一部である。豪雨最盛期の13日9時には, メソスケール低気圧の一部が北日本に上陸し, 低気圧の背面を周る北東からの風と, 東シナ海からの南西風が能登半島周辺で強く合流している。13日21時にはメソスケール低気圧が太平洋にぬけ, 日本海の北東風も弱まるが, 東シナ海から吹き込む南東風は依然として存在しており, この風がメソスケール低気圧とは関係なく, 太平洋高気圧によって駆動されていることを裏付けている。

図4は豪雨最盛期である7月13日9時の, 850hPaおよび500hPaの高度場と水蒸気混合比および風ベクトルの分布を示している。850hPa面においても地上と同様に東北地方の上にメソスケール低気圧が見られる(図中のL)。メソスケール低気圧の位置は地上よりも東にずれており, 東に傾いた構造をもっている。前線帯に沿って日本海から豪雨のあった中越地方に水蒸気混合比の極大値があり, 湿舌を形成している。湿舌の存在は, 下層から水蒸気が上層に向かって運ばれている状況を示している。北海道西方沖は水蒸気混合比が非常に少なく, 日本海で大きな水蒸気傾度が見られる。500hPa面にはメソ低気圧が見られず, 低気圧は500hPaよりも浅い構造をもつことを示している。850hPa面と同様, 豪雨のあった中越周辺に水蒸気の極大値が見られるが, 極大の位置は東にずれており, 5g/kgの領域が関東から太平洋上に広がっている。

地上の気象要素をより詳細に調べるため, アメダスに基づく地上風と気温分布を図5に示す。図は各観測点のデータを線形法で格子点に補間したものであり, 観測点の無い海洋上の値は誤差が大きいことに注意を要する。気温は $-6.5 / \text{km}$ で高度補正している。7月13日3時には能登半島で強い南西風が卓越しており, 新潟沖で収束している。この南西風は図では若狭地方で駆動されたローカルな風に見えるが, 日本海に突き出た観測所が能登半島にしかないために, データ補間によってそのように見えているもので, 実際には図3でも見られた東シナ海から日本海に向かう温湿な風の一部であると考えられる。能登半島周辺の気温は最大28℃に達し, 一方佐渡周辺では21℃しかなく, 風の収束線の両側で強い気温勾配を形成している。6時には佐渡の南西側で北西風が侵入し, 南西風と合流している。この北西風は新潟県の内陸まで侵入せず, 海岸線付近にもう1つの収束線を形成している。すなわち, 佐渡の西側における収束域と, 北西風が海岸線付近につくる収束域の2つが形成される。この局地的な北西風は, 図3で指摘したメソスケール低気圧に吹き込む気流の一部であると考えられる。

13日9時には北西風が強まり, 海岸線に沿う収束が新潟平野に侵入する一方, 佐渡の西側でも南西風-北西風の収束が維持される。12時には一時的に収束線が佐渡の東側に移るが, 15時には再び収束域が佐渡の西側に戻り, 新潟平野周辺の収束線とともに維持されている。

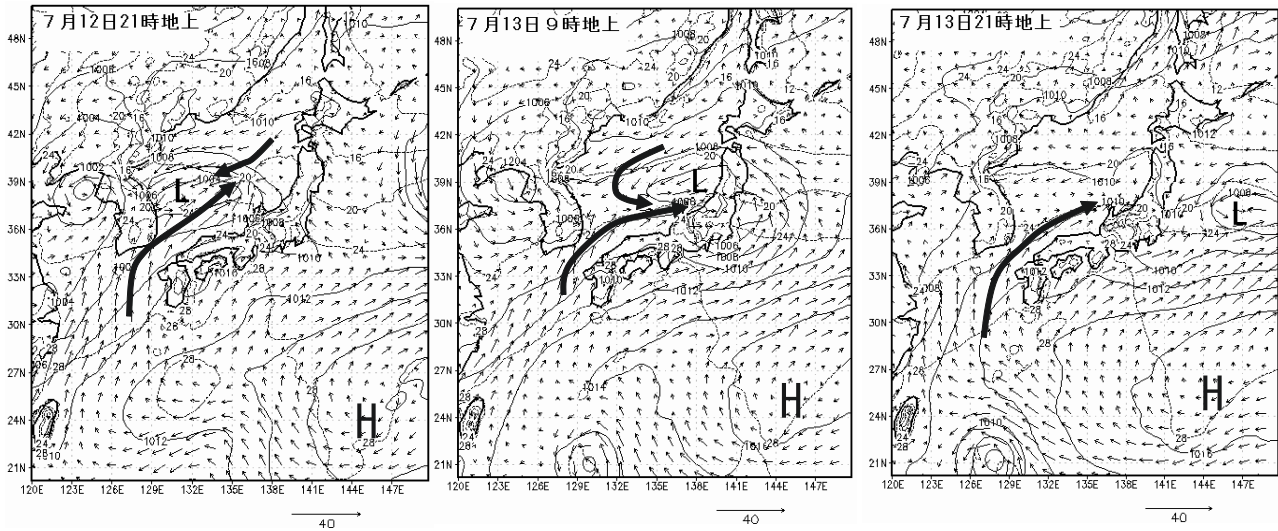


図3 7月12日21時, 13日9時および21時における地上気圧(実線), 気温(破線)および風(ベクトル)の分布. データは気象庁領域スペクトルモデル(RSM)の初期値である.

Fig. 3 Distribution of pressure (solid lines), temperature (broken lines) and wind vectors at the surface at 21 JST on 12 July and 09 JST and 21 JST on 13 July 2004. The data are the initial values for the JMA Regional Spectral Model (RSM).

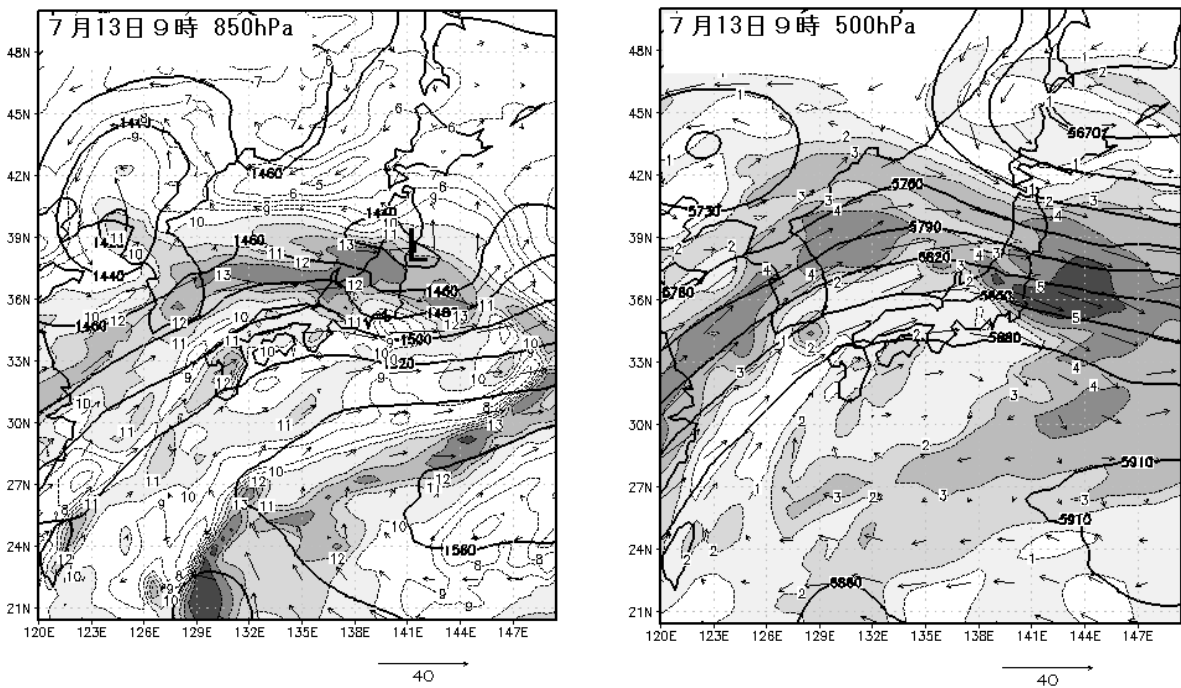


図4 7月13日9時の, 850hPa面および500hPa面の高度場(太い実線; 単位はm), 水蒸気混合比(陰影; 単位はg/kg)および風ベクトル. データは気象庁領域数値予報モデル(RSM)の初期値である.

Fig. 4 Geopotential height (solid lines; m), mixing ratio of water vapor (shadings; g/kg) and wind vectors at the 850 hPa and the 500 hPa levels at 09 JST on 13 July 2004. The data are the initial values for the JMA Regional Spectral Model.

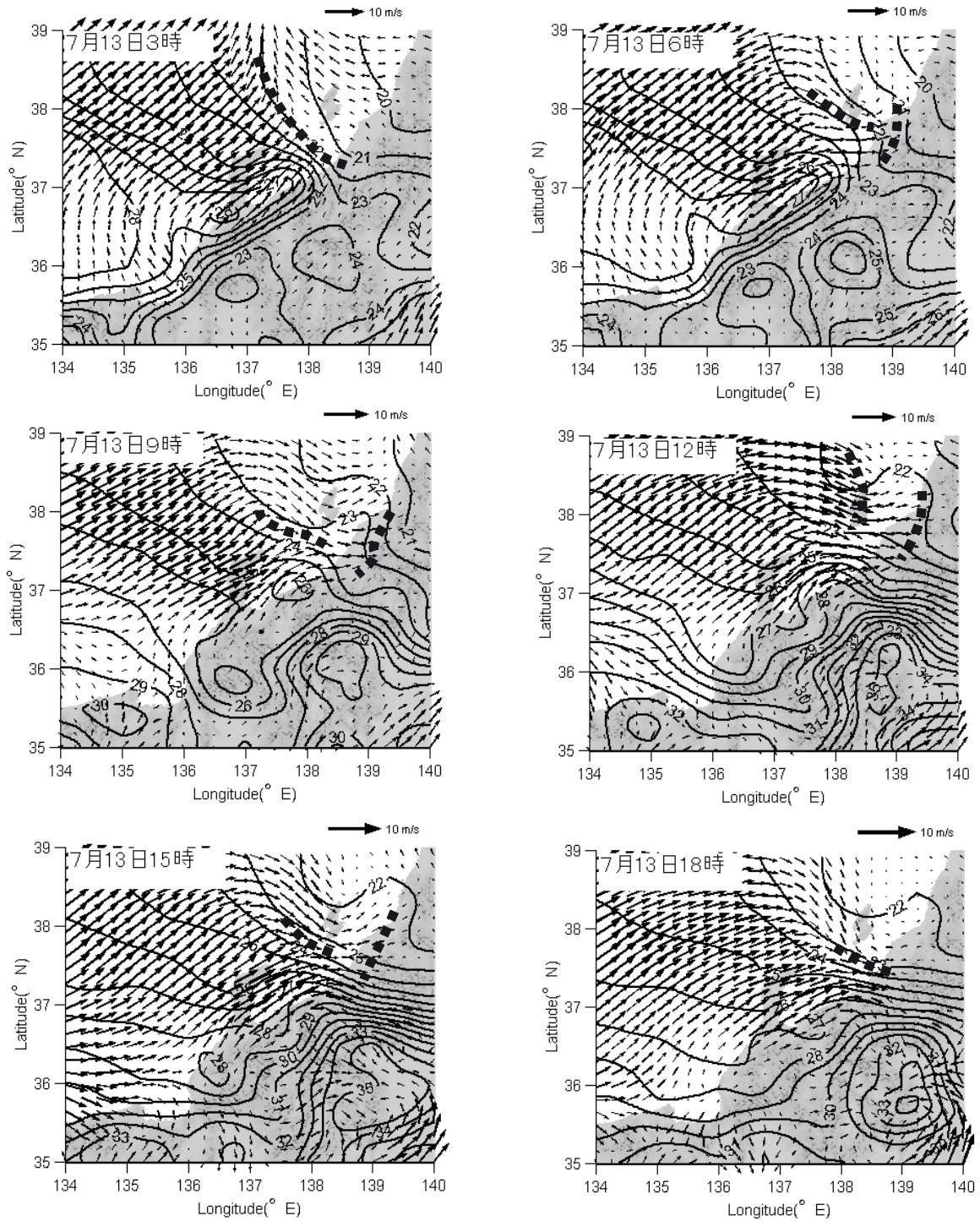


図 5 アメダスに基づく地上気温（等値線）と風（ベクトル）の分布．観測地点のデータをバイリニア法で格子点に補間し，等値線およびベクトルを描いた．気温は -6.5 /km で高度補正している．太い破線は主観的に描いた風の収束線である．

Fig. 5 Distribution of surface temperature (contours) and wind (vectors) derived by the AMeDAS. Data at observatories are interpolated with the bilinear method. Elevation corrections for temperature are made with -6.5 /km. Thick broken lines are the convergence lines drawn subjectively.

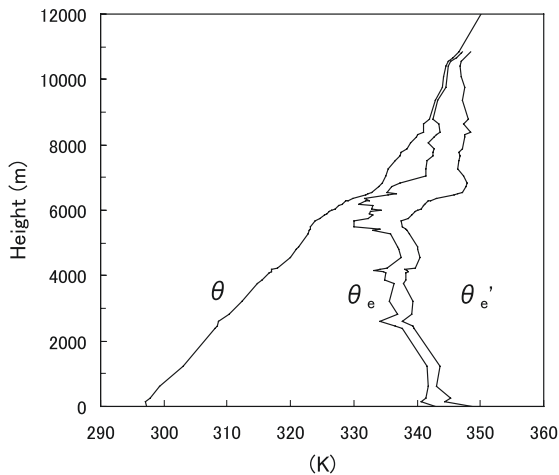


図6 7月13日9時に於ける輪島上空の温位(θ), 相当温位(θ_e)および飽和を仮定したときの相当温位(θ_e')

Fig. 6 Profiles of the potential temperature (θ), equivalent potential temperature (θ_e) and the equivalent potential temperature of a hypothetically saturated atmosphere (θ_e').

18時には新潟平野に吹き込む北西風は弱まるが、佐渡の南西側には南南西風-北風の収束が存在し続ける。

積乱雲の発達しやすさは大気不安定度に依存する。図6は7月13日9時の輪島上空における温位θ, 相当温位θ_e, 飽和している場合の相当温位θ_e'の鉛直分布である。これらの値は大気不安定度の指標となる(小倉, 1978)。θは上空ほど値が大きく、水の凝結・蒸発を伴わない鉛直運動に対して大気は安定である。一方θ_eは高度6,200mより下層で、高度とともに値が小さくなる層(対流不安定層)が見られ、気柱が持ち上げられて飽和に達すれば対流が起こって積乱雲が発達し得る状況にあったことを示す。θ_e'は高度5,700mより下層に、高度とともに値の小さくなる層がある。このことは5,700mより下層では、大気が飽和すると不安定になって対流が起こる(条件付不安定)であったことを示す。この観測データから計算されるショワルターの安定指数は-2.1Kで、積乱雲が発達しやすい条件であったことを示す。

2.3 レーダーエコーの状況

海上も含む雨量分布の変動を知るためには、気象レーダーのデータが大変便利である。気象庁は複数のレーダーエコーを合成した画像を、10分間隔で配信している。図7に合成レーダーに基づく降雨強度の分布を3時間おきに示している。7月13日3時には、ほぼ東西に伸びる降雨域が中越地方を覆っている(降雨域A)。6時にはAはやや南下し、その北側に新しいバンド状降雨域Bが出現する。9時にはAはほぼ衰弱するが、Bは南下しながらその強度を保っている。12時には、Bの北側に新しいバンドCが出現している。しかしバンドCは長続きせず、15時には短くなったバンドBのみが存在する。バンドBは18時にもなお存在し続ける。

バンド状降雨域の時間変化をより詳しく見るために、図8に東経138°(図7のP1-P2)および東経139°(図7

のQ1-Q2)に沿う、レーダーで観測された降雨強度の緯度-時間断面図を示す。東経138°ではバンド状降雨域AとBが、形成された後ゆっくりと南へ伝播している様子が見られる。降雨域Cは11時すぎに形成された後、すぐに消滅している。3つのバンドに対応する降雨は陸上の東経139°にも見られるが、降雨域は海上の東経138°よりも広い。特に降雨域Bは連続的に存在しており、6時頃出現して10時頃まで南に伝播し、その後ほぼ停滞している。すなわち降雨域Bに伴う降雨は、陸上(東経139°)では海上(東経138°)に比べて広がるとともに、降雨の継続時間が長くなっている。

2.4 長岡雪氷防災研究所における降雨観測

防災科学技術研究所・長岡雪氷防災研究所(長岡市栖吉町)では、田村式降雪・降雨強度計およびマイクロレインレーダーを用いた降雨、降雪観測を定常的に実施している。田村式降雪・降雨強度計(田村雪氷計測研究所製SR-2A)とは、図9に示すように、受水器に受けた降雨を水滴として落下させ、光電素子で水滴をカウントすることにより降水強度を計測する測器で、時間分解能1分、測定精度0.005mmの高感度で雨量を計測することができる。図10は田村式降雪・降雨強度計で観測された、7月12日~13日における1分間雨量の時間変化である。最小雨量感度が0.005mmと非常に小さいため、1分という短い時間間隔であっても、連続した波形が得られている。雨量は数分の周期で激しく変動し、9:12に最大値1.84mm(=110.4mm/h)に達する。また雨量の値は、数十分から数時間程度の周期で変動しているようにも見える。雨量変化の卓越周期を調べるため、田村式降雪・降雨強度計で観測された1分雨量のペリオドグラムを計算した(図11)。ペリオドグラムとは古くから用いられているスペクトル推定法の一種である(佐藤・吉川, 2004)。計算されたペリオドグラムは周期250分前後にピークをもち、長岡における降雨が約4時間の周期で変動していたことを示唆している。実際、1分雨量の120分の移動平均をとると、4時間程度の周期で雨量が変動していることがはっきりと認識できる(図10b)。梅雨期の豪雨において、このような3時間程度の周期をもつ雨量の変動はしばしば見られる現象である(Matsumoto and Akiyama, 1969)。

マイクロレインレーダー(METEK製MRR)は周波数24GHzの鉛直上向きドップラーレーダーで、プロダクトとしてレーダー反射強度およびドップラースペクトルの鉛直プロファイルが得られる。またこれらを適切に処理することにより降雨強度や雨滴粒径分布などが推定できる。ここではレーダー反射強度および「雨滴の特性落下速度」の鉛直プロファイルを示す(図12)。雨滴の特性落下速度(characteristic falling velocity)は反射強度で重みづけ平均されたドップラー速度で、以下の式で計算される。

$$W = \frac{\lambda}{2} \frac{\int_0^\infty \eta(f) f df}{\int_0^\infty \eta(f) df} \quad (1)$$

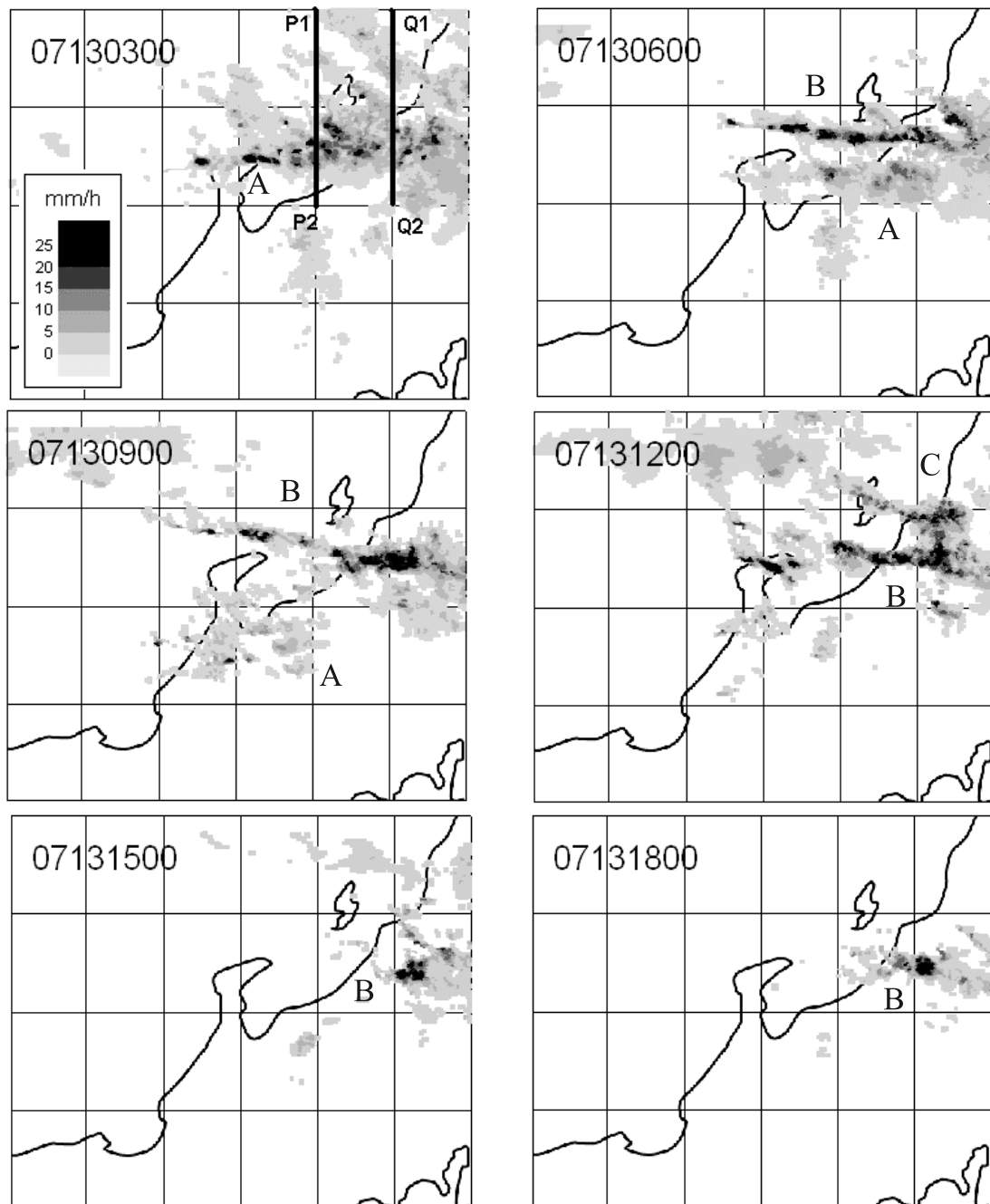


図7 7月13日3時から18時における気象庁合成レーダーによる降雨強度

Fig.7 Rainfall intensity estimated with the JMA Radar composites from 03 JST to 18 JST on 13 July 2004.

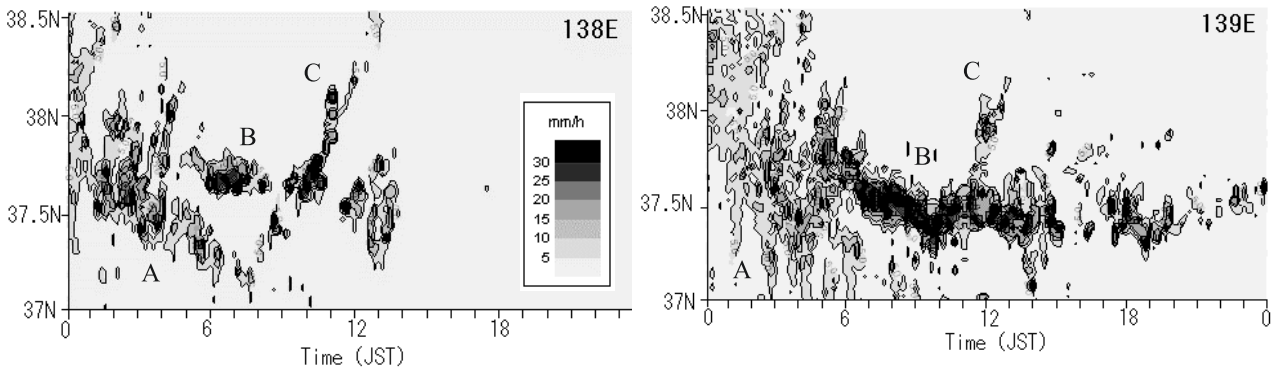


図8 7月13日の、東経138°(図7のP1-P2)および東経139°(図7のQ1-Q2)における気象庁レーダーによる降雨強度の緯度-時間断面図

Fig. 8 Latitude-time sections of rainfall intensity estimated with the JMA radar along 138°E (P1-P2 in Fig. 7) and 139°E (Q1-Q2 in Fig. 7) on 13 July 2004.

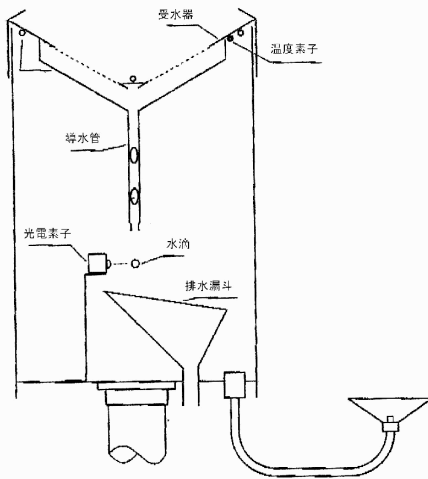


図9 田村式降雪・降雨強度計

Fig. 9 Snow-rain intensity meter made by Tamura Snow Measurement Laboratory.

ここで f は単位体積当りの後方散乱断面積, f はドップラー効果による周波数のずれ, λ は電磁波の波長である. レーダー反射強度 (図 12a) は高度 1.5km より下層で 40dBZ を超える値を示す. 上空に行くほど値が急激に減じるのは, 雨滴による電波の減衰によるものと考えられる. 特性落下速度 (図 12b) は雨滴の平均落下速度に対応し, 電波の減衰の影響を受けない. 非常に興味深いことは, 大きな落下速度 (赤色) が, 5 時以前には高度 2km より上層にも見られるのに対し, 6 時以降は高度 1.5km より下層にしか見られないことである (なお, 高度 1.5km 付近に定期的に見られる赤色領域はノイズである). このことをより明確に示すため, W が 6m/s より大きな値を示す領域に陰影をつけて示す (図 12c). 6 時以前と 6 時以降とで, 陰影をつけた領域の鉛直方向の広がりが顕著に異なる. このことは大雨を起こした雲の構造が, その前後で大きく変わったことを示唆している. ここで閾値とした 6m/s は直径約 1.8mm の雨滴の落

下速度に対応しており, 6 時以降の時間帯では大きな雨滴が, 高度 1.5km よりも下の層で生成されていたことを示唆している.

マイクロレーンレーダーは電波の反射強度を用いて, 1 分おきの降雨強度を推定することができる. マイクロレーンレーダーによる雨量の値と, 田村式降雪・降雨強度計の 1 分間隔の降雨強度を比較した (図 13). 両者の相関係数は 0.80 であり, その変動パターンはよく合っている. しかしマイクロレーンレーダーの値は雨量を過小に推定する傾向があり, 13 日の日雨量は田村式降雪・降雨強度計で 222.1mm, マイクロレーンレーダーで 164.3mm であり, 長岡雪氷研究所に設置されているいっ水式雨量計の値は 223mm であった. 田村式降雪・降雨強度計といっ水式雨量計の値がよく合っていることから, この値が真値に近く, マイクロレーンレーダーによる推定雨量は約 25% の過小評価となっていると思われる. これはレーダー反射強度の測定誤差に起因すると考えられ, W (特性落下速度) の値の信頼性には関係しない.

豪雨時にはしばしば下層風の収束が見られることが知られている. 図 14 に示すような長岡を取り囲む 3 つのアメダス地点 (寺泊, 柏崎, 入広瀬) における 10 分間隔の風向・風速データを用いて地上風の収束の変動を計算する. 水平収束の値 ($CONV$) は以下の式で定義される.

$$CONV = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (2)$$

寺泊, 柏崎, 入広瀬の座標をそれぞれ $(x_0, y_0), (x_1, y_1), (x_2, y_2)$, 西風および南風成分をそれぞれ $(u_0, v_0), (u_1, v_1), (u_2, v_2)$ とすると, u, v を 1 次のテーラー級数で展開することにより, 以下の式が得られる (二宮, 2004).

$$u_1 - u_0 = (x_1 - x_0) \frac{\partial u}{\partial x} + (y_1 - y_0) \frac{\partial u}{\partial y} \quad (3)$$

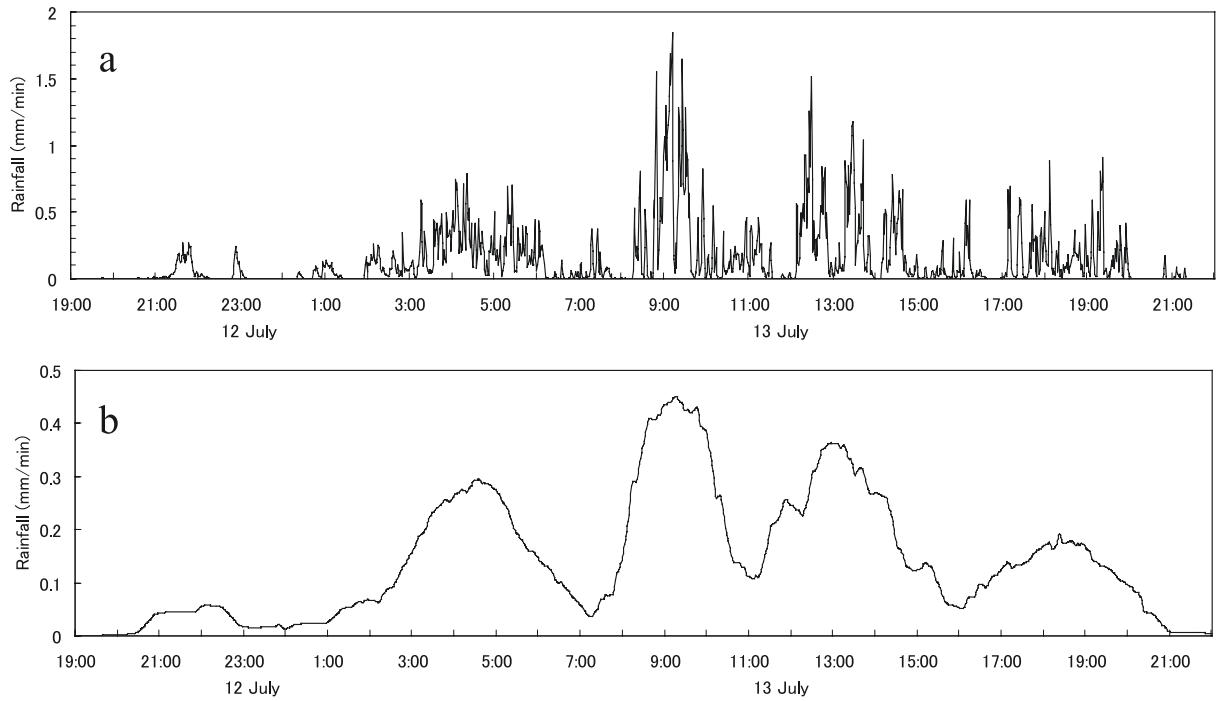


図 10 (a) 田村式降雪・降雨強度計で観測された，長岡雪氷防災研究所（長岡市栖吉町）における 1 分間雨量の変動と (b) その 120 分移動平均

Fig. 10 1-minute rainfall at Nagaoka Institute of Snow and Ice Studies (Suyoshi, Nagaoka) measured with the Snow-Rain Intensity Meter and (b) its 120-minute moving average.

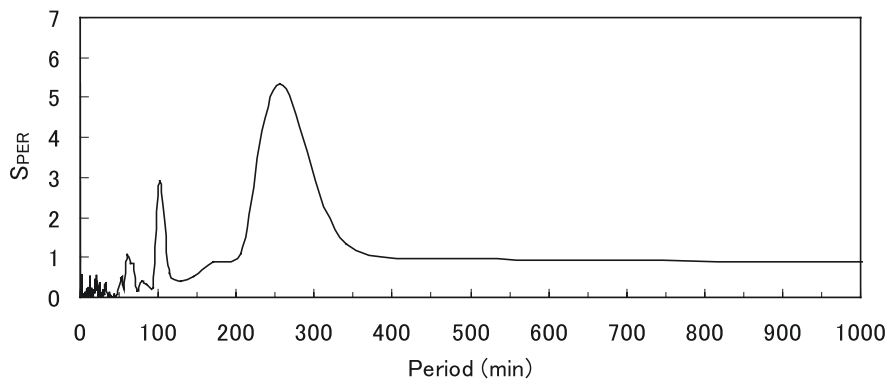


図 11 7 月 13 日 2:57-20:00 における 1,024 個の 1 分雨量データから作成されたペリオドグラム (S_{PER}) と周期の関係

Fig. 11 Relationship between the periodogram (S_{PER}) and the period calculated for the 1,024 data of 1-minute rainfall observed from 2:57 to 20:00 on 13 July 2004.

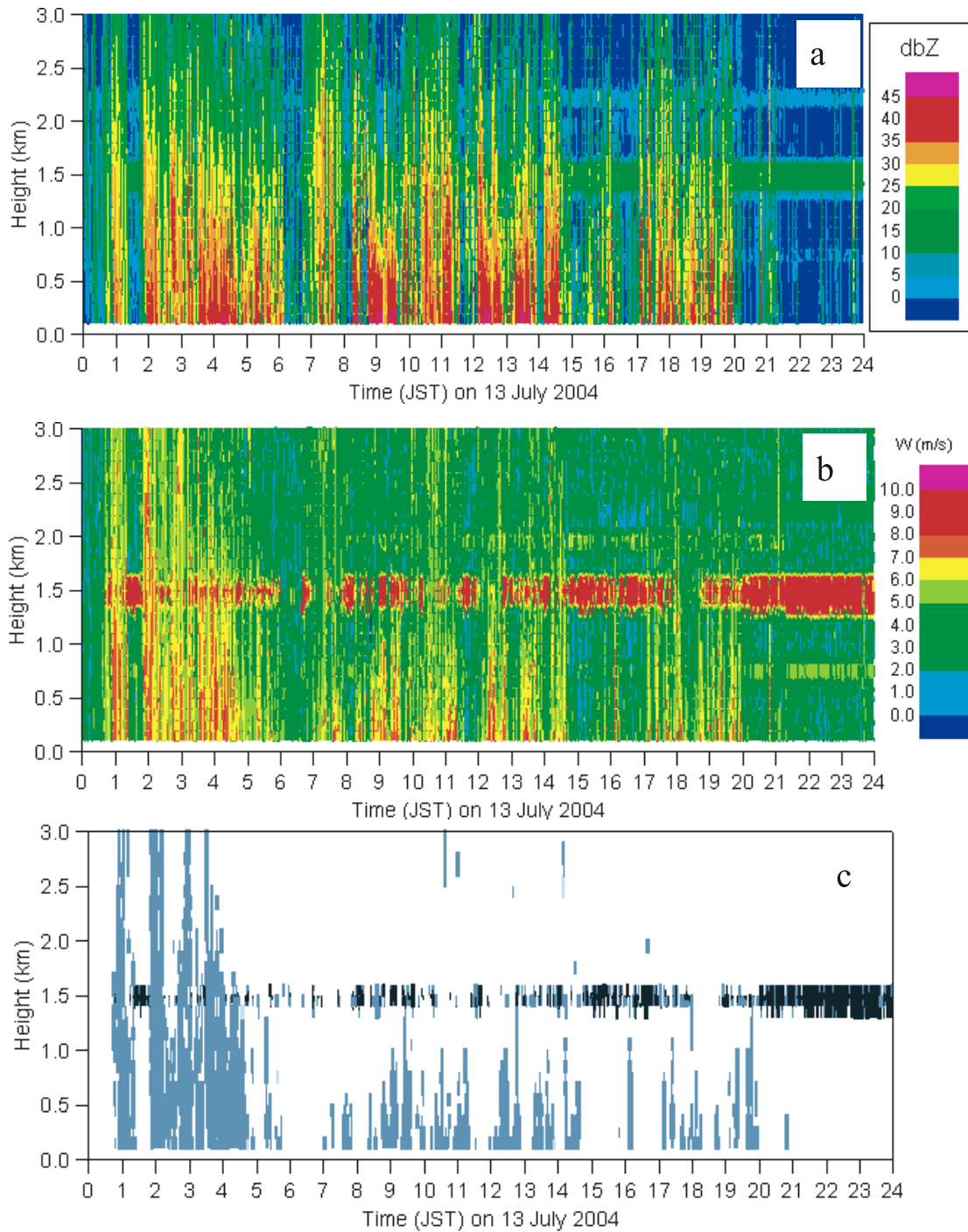


図12 長岡雪氷防災研究所で観測された、マイクロレインレーダーによる (a) レーダー反射強度 (dbZ) および (b) 雨滴の特性落下速度 (m/s) の時間 - 高度断面図。(c) は雨滴の特性落下速度が 6 m/s の領域を陰影で示している。

Fig. 12 Time height sections of (a) radar reflectivity (dbZ), (b) characteristic falling velocity (m/s) and (c) the areas where the characteristic falling velocity is greater than 6 m/s.

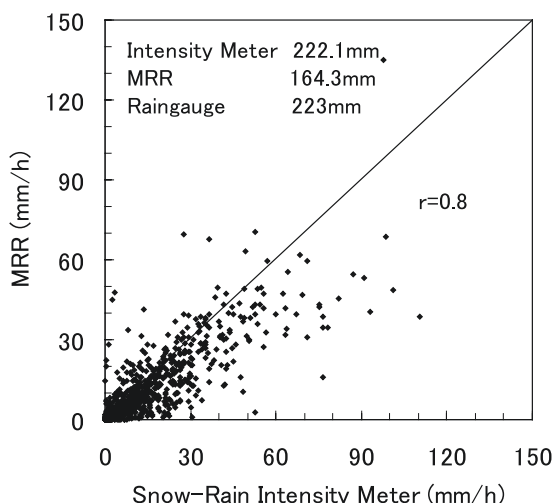


図 13 マイクロレインレーダーと田村式降雪・降雨強度計による 1 分間隔の降水強度の関係

Fig. 13 Relationship between rainfall intensity every 1 minute derived by the Micro Rain Radar and the Snow-Rain Intensity Meter.

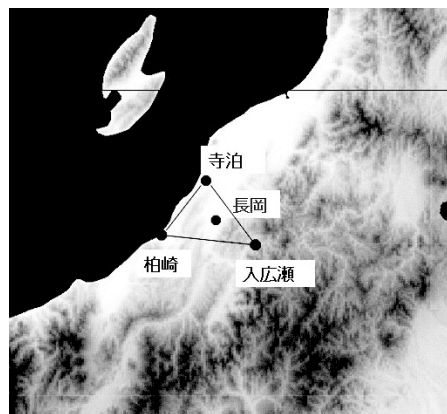


図 14 地上風の収束量計算に用いた寺泊，柏崎，入広瀬の位置と，長岡の位置

Fig. 14 Locations of Teradomari, Kashiwazaki and Irihiro where are used for the calculation of surface wind convergence. Location of Nagaoka is also shown.

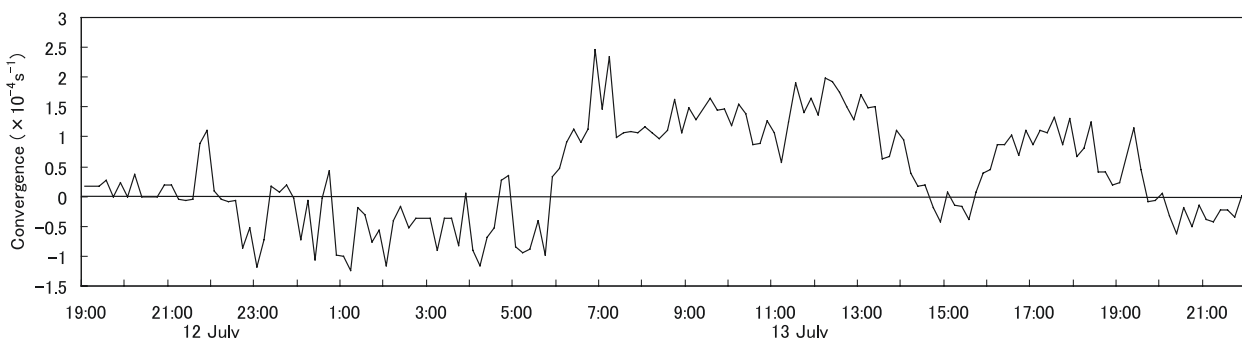


図 15 寺泊 - 柏崎 - 入広瀬で囲む三角形の領域における，地上風の収束の時間変化

Fig. 15 Time variation of the horizontal convergence within the triangle area surrounded by Teradomari, Kashiwazaki and Irihiro.

$$v_1 - v_0 = (x_1 - x_0) \frac{\partial v}{\partial x} + (y_1 - y_0) \frac{\partial v}{\partial y} \quad (4)$$

$$u_2 - u_0 = (x_2 - x_0) \frac{\partial u}{\partial x} + (y_2 - y_0) \frac{\partial u}{\partial y} \quad (5)$$

$$v_2 - v_0 = (x_2 - x_0) \frac{\partial v}{\partial x} + (y_2 - y_0) \frac{\partial v}{\partial y} \quad (6)$$

これらを解くことにより

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \frac{(u_1 - u_0)(y_2 - y_0) - (u_2 - u_0)(y_1 - y_0)}{(x_1 - x_0)(y_2 - y_0) - (x_2 - x_0)(y_1 - y_0)} \quad (7)$$

$$\frac{\partial v}{\partial y} = \frac{(v_1 - v_0)(x_2 - x_0) - (v_2 - v_0)(x_1 - x_0)}{(y_1 - y_0)(x_2 - x_0) - (y_2 - y_0)(x_1 - x_0)} \quad (8)$$

これらを(2)に代入することで収束の値が計算できる。計算結果を図 15 に示す。6 時以前は地上風の収束は弱いか、むしろ負の値(発散)を示している。6 時頃に急激に収束の値が大きくなり、15 時頃まで $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 程度の値を維持する。松本(1987)は、豪雨を引き起こす気象擾乱(数十 km スケール)において、しばしば 10^{-4} s^{-1} オーダーの下層風の収束が見られることを指摘しており、上記の値は豪雨時における約 40km スケールでの水平収束値として典型的な値である。収束が急激に大きくなった 6 時は、海岸線に沿う収束線が形成された時刻に対応する(図 5)。また大きな雨滴が、主として高度 1.5km より下層に起源をもつようになった時刻(図 12c)は、収束の値が大きくなった時刻に対応しており、下層の収束場が降水形成に影響したことを示唆している。

2.5 斜面崩壊の特徴

今回の豪雨により栃尾市や出雲崎町周辺で数多くの土砂災害が発生した。これらの地域では日雨量が300mmを超えており(図2)、多量の雨が土壌に浸透して斜面を不安定化させたと考えられる。豪雨により発生した斜面崩壊の特徴を調べるため、2004年9月1日~3日の日程で新潟県内を調査した。用いた測器はレーザー距離計(RIEGL製FG21-HA)で、測定点に向けてレーザーを発射することにより、距離と仰角を同時に測ることができる。レーザー距離計を崩壊斜面の下端に設置し、斜面の上端から下端まで、等高線にほぼ直交するように約2m間隔で距離と仰角を測定して、崩壊後の斜面の表面形状を調べた。また斜面の下端における崩壊幅を測定した。得られた崩壊斜面の断面において、上端から下端まで補助線を引き、その長さを斜面長とし、水平面となす角度を傾斜角とした(図16)。また崩壊前の斜面の形状はわからないので、正確な崩壊の深さはわからないが、ここでは補助線から崩壊面に降ろした垂線の長さの最大値を「深さ」として記録した。ここでの「深さ」とは崩壊の深さではなく、崩壊斜面がどの程度凹んでいるかの指標である。得られた結果を表2に示す。全部で13個の斜面について測定を実施した。大まかな特徴として、

大部分が傾斜角25°~45°の範囲にあり、斜面長は11.9mの比較的小さいものから、長さ112.1mに達する長大なものまで様々である。「深さ」が2m未満の表層崩壊に対応するものと(地点2,5,10,12)、「深さ」が3m~9m程度の深層崩壊(地点1,3,4,7,8,9,11,13)を示唆するものがある。「深さ」が9mに達していた地点6は、深く切り立った側方崖が特徴的であり(写真1)、地点7,8とともに栃尾市土ヶ谷地区で発生した土石流の崩壊源を形成していた。写真2に示すように、深さ数十cmのごく浅い崩壊と、深さ2mに達する深い崩壊とが隣接して発生していた例もあり、崩壊の深さがどのようにして決まるかは興味深い問題である。

3. 福井豪雨

3.1 降雨分布と被害の概要

2004年7月18日の未明から朝にかけて、福井市周辺に猛烈な雨が降り、甚大な被害が生じた。福井県足羽郡美山町では18日0:00に最初の降雨が観測され、比較的弱い雨が続けていたが、5:20に急激に雨が強くなり、5:40には22.5mm(135mm/hの強度に相当)の猛烈な雨を観測した(図17)。強い雨は9時すぎまで続き、福井地方気象台では7:10-8:00の1時間雨量が75mmを記録

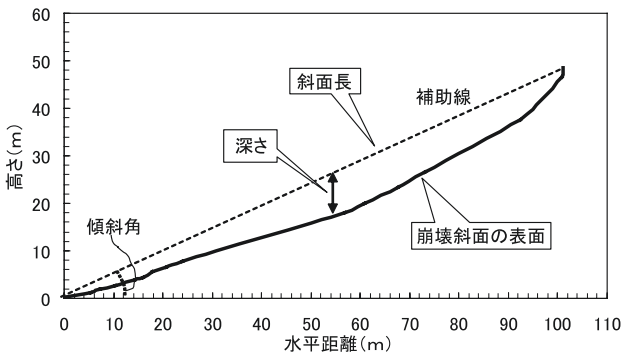


図16 レーザー距離計で測定した写真1における崩壊斜面の形状と、斜面長、傾斜角、深さの決め方

Fig.16 Surface of the failure slope in Photo 1 measured with the laser distance meter and estimation methods for slope length, angle and depth.

表2 豪雨により発生した崩壊斜面の傾斜角、斜面長、下端の幅、深さ

Table 2 Angle, length, width at the foot, and depth of failure slopes.

番号	地名	緯度	経度	傾斜角(°)	斜面長(m)	下端の幅(m)	深さ(m)
1	栃尾市北荷頃	37N26' 54.3"	138E58' 15.9"	34.4	48.0	25.0	2.4
2	栃尾市北荷頃	37N27' 11.0"	138E58' 57.9"	52.8	15.5	7.7	1.6
3	栃尾市北荷頃	37N27' 10.1"	138E58' 57.6"	44.7	42.4	3.0	3.2
4	栃尾市大野	37N28' 13.8"	138E59' 14.4"	27.0	12.5	10.5	3.2
5	栃尾市土ヶ谷近郊	37N28' 37.8"	138E58' 30.2"	41.1	52.8	25.7	1.2
6	栃尾市土ヶ谷			25.6	112.1	70.3	9.4
7	栃尾市土ヶ谷	37N28' 24.1"	138E58' 10.2"	64.8	17.2	39.6	3.5
8	栃尾市土ヶ谷	37N28' 26.3"	138E58' 13.9"	34.0	32.7		2.8
9	出雲崎町中山	37N32' 11.1"	138E41' 37.6"	22.8	44.3	32.1	2.9
10	出雲崎町中山	37N32' 02.7"	138E41' 25.3"	27.4	31.5		0.8
11	出雲崎町稲川	37N31' 22.9"	138E41' 38.3"	26.0	32.9	20.9	4.2
12	出雲崎町稲川	37N31' 21.8"	138E41' 47.6"	39.9	11.9	12.3	1.6
13	三島町近郊	37N30' 25.5"	138E45' 43.6"	43.0	18.0	8.8	4.1



写真 1 栃尾市土ヶ谷で発生した斜面崩壊（表 2 の地点 6）
Photo 1 Landslide at Tsuchigaya, Tochio City (No.6 in Table 2).



写真 2 浅い斜面崩壊（左）と深い斜面崩壊（右）が隣接していた例．栃尾市土ヶ谷近郊
Photo 2 Shallow landslide (left) and deeper landslide (right) at Tsuchigaya, Tochio City.

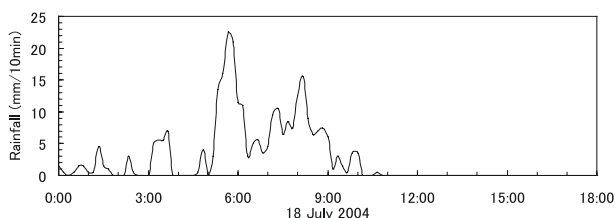


図 17 美山（足羽郡美山町朝谷島）における 7 月 18 日のアメダス 10 分雨量

Fig. 17 10-minute rainfall at AMeDAS Miyama (Asayajima, Miyama town, Asuwa-gun) on 18 July 2004.

表 3 福井豪雨における死者・行方不明者（福井新聞の記事に基づき作成）

Table 3 List of people killed or missing by the 2004 Fukui heavy rainfall (based on the articles of Fukui newspaper).

性別	年齢	被災場所	被災時刻	災害
女性	72	鯖江市上河内町	9:00 頃	水害
男性	76	清水町本折	16:30 頃	水害
男性	66	今立町相木	9:35 頃	土砂
男性	65	美山町田尻	不明	水害
男性	60	美山町品ヶ瀬?	不明	不明

して、統計開始以来の最大値に達した．美山町では 5:20-6:10 の 1 時間雨量が 95.5mm，また日雨量 283mm を観測した．9 時すぎに急激に降雨は弱まり，午後には福井市周辺ではごく弱い雨しか観測されていない．

この豪雨により，福井県内で死者 4 名，行方不明者 1 名が生じた．表 3 は新聞記事に基づき作成した死者・行方不明者の性別，年齢，被災場所，時刻，災害の種類である．被災者はすべて 60 歳以上で，男性が多い．また被災時刻は降雨の弱まった 9:00 以降となっている．鯖江市上河内町の女性は，家の外へ出ようとして自宅前を流れる河和田川に流された．清水市本折では，用水路の橋にかかる木屑を取り除こうとした男性が誤って転落して死亡した．今立町相木では田んぼの土留めのコンクリート壁が長さ 18m にわたって倒壊し，大雨の様子を見に来ていた男性が下敷きになって死亡した．美山町田尻の足羽川河川敷では，行方不明になっていた男性が遺体で発見された．また美山町の男性は携帯電話で「美山町品ヶ瀬辺りで動けなくなった」と自宅に連絡した後，行方がわからなくなっている（福井新聞，2004）．

7 月 18 日の日雨量の分布と，死者を伴う災害の発生した市町村の位置を図 18 に示す．降雨の分布は新潟・福島豪雨と同様にバンド状を呈している．特に美山町およびその南東部で雨量が大きく，日雨量が 250mm を超えている．アメダス観測地点における日雨量の最大は美山の 283mm であったが，解析雨量の最大値は 365mm に達している．実際，福井県所管の城戸内（福井市）では 338mm が観測されている（牛山，2004b）．死者・行方不明者を伴うような甚大な被害は，降雨の集中域よりやや北西側で発生している．これは降雨の集中した山岳域より，その北西側の平野部に多くの人間が暮らしており，人的被害の生じやすい素因があったためと考えられる．

3.2 気圧・気温・風の状況

豪雨発生時の気象状況を概観するため，図 19 に，気象庁領域数値予報モデルの初期値に基づく 7 月 17 日 21 時から 18 日 21 時における地上の気圧，気温，風ベクトルの分布を示す．九州の南東海上にある太平洋高気圧（図の H）の縁を回る南西風が，東シナ海をって日本

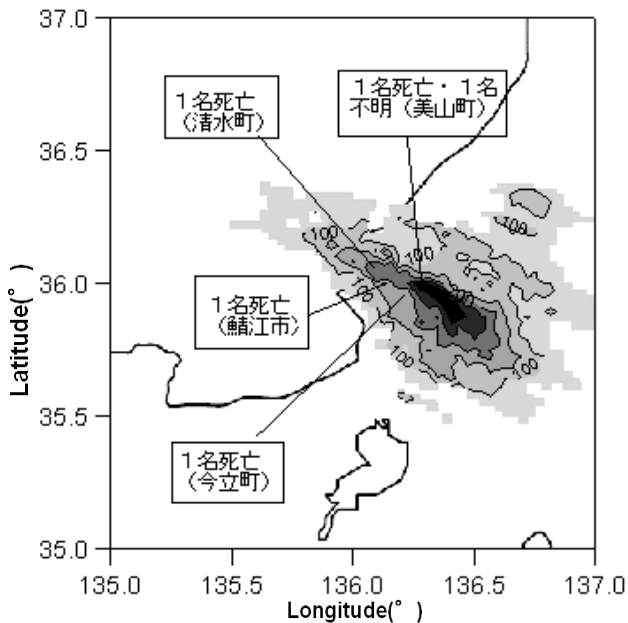


図18 レーダーアメダス解析雨量による7月18日の日雨量(単位はmm)と死者・行方不明者の発生した市町村の位置

Fig. 18 Daily precipitation analyzed with the Radar-AMeDAS on 18 July 2004 (units are mm) and the location of the cities or the towns where people were killed or missing.

海に入りこんでいる。この気流のパターンは7月13日の新潟・福島豪雨と類似している(図3)。しかし、新潟・福島豪雨のときに見られたメソスケール低気圧はこの事例では見られない。豪雨発生前の17日21時には日本海に南西風があり、暖気を移流している。高緯度ほど風向が西寄りになり、能登半島周辺では西南西の風となっている。この時刻には、日本海上で顕著な地上風の収束が見られない。豪雨の衰弱期である18日9時には、能登半島周辺で南西風と西風の収束が見られる。この収束は850hPa高度場(図20)でより顕著で、東シナ海から流入する南西風が、若狭湾周辺の西風にぶつかっている。この風の収束に対応して、若狭湾周辺に13g/kgの水蒸気混合比の極大があり、下層風の収束に伴う上昇流の存在を示唆している。一方500hPa高度場では、能登半島から若狭湾周辺に乾いた北西風が入り、比較的乾燥している。500hPa面の乾いた空気は鉛直方向の大きな水蒸気傾度をつくり、この一帯に対流不安定な空気をつくり出している。豪雨終了後の18日21時には、能登半島周辺の収束域も解消し、日本海全体に南西風が卓越している(図19)。

図21はアメダスデータに基づく気温と風の分布で、気温については-6.5 /kmの高度補正をしている。等値線およびベクトルは各地点の値を線型内挿したものであり、データのない海上の値は誤差が大きいことに注意を要する。弱い雨の降り始めた18日1時には、暖かい空気が若狭湾の西側(図中のW)にある。豪雨開始直前

の3時および5時には、福井県から岐阜県周辺の山岳域に冷たい空気(図中のC)が形成され、西側の暖かい空気との間で気温傾度をつくるとともに、海岸からの西風が、豪雨のあった山岳地帯ではっきりとした収束線を形成する。図20に示したように500hPa高度場が乾燥しており、低温域は雨滴の蒸発で形成されたものと考えられる。豪雨最盛期の7時には、冷域Cの気温が更に下がり、また福井県山岳域の収束線も維持され続ける。豪雨の末期である9時には、豪雨のあった福井県北部に、周辺よりも約4度低い顕著な冷氣プールがつけられ、また収束線はやや海岸側に移動する。

図22は7月18日9時の輪島上空における温位(), 相当温位(), 大気を飽和させた場合の相当温位()の鉛直プロファイルである。新潟・福島豪雨時(図6)との顕著な違いはと'の値が大きく離れていることで、上空で大気が比較的乾燥していたことに対応している。また地上から高度1,000mでは'がほぼ直立しており、地表付近では乾燥中立に近い大気条件であったことがわかる。これに対応して'も高度1kmまで上層ほど値が減じており、下層大気が飽和すれば対流雲の発生する状況にあった。高度1,000m~3,200mでは、'は上層ほど値が増加しているが、'は上層ほど値が減じている。これはこの層が対流不安定であることを示しており、気層が強制的に持ち上げられて飽和に達すれば、対流雲が発達し得る状態にあったことを示す。ショワルターの安定指数は5.5で、雷雲が発生しやすいとされる閾値4より大きく、必ずしも対流雲の発達しやすい条件ではない。しかし輪島より南にある福井市周辺では850hPa面の空気がより湿っており(図20)、ショワルターの安定指数の値もより対流雲の発達に適した値になっていたと考えられる。

3.3 レーダーエコーの挙動

気象庁合成レーダーによる降雨強度の分布図を図23に示す。新潟・福島豪雨と同様、複数のバンド状の降水系が豪雨をもたらした。7月18日1時には降水系Dが福井県と石川県の県境付近にあり、すでに20mm/hを超える強い雨をもたらしている。実際この時間帯には、両県の県境付近のアメダス・三国で、1時間に34mmの雨が観測された。3時にはDは内陸へ移動し、Dの北側に新しい降水系Eが出現する。Eはバンド状に組織化されおらず、団塊状を呈している。さらにその2時間後の午前5時には、降水系Dの南側に、長さ約100kmの新しいバンド状降水系Fが出現する。Fは5時には福井沖まで細長く伸びているが、7時には福井市周辺に広がり、そのまま停滞して6時間以上にわたって維持された。降水系Fは11時には弱まりながら南東へ移動していく。

次に気象庁レーダーに基づく降雨分布の細かい時間変動を見るために、図24に東経136°(図23の線分R1-R2)および東経136.5°(図23の線分S1-S2)に沿う降雨強度の緯度-時間断面図を示す。降水系D、E、Fの通過がそれぞれ図の中で強い降水域の塊として示されている。個々の降水系は、それより小さい細胞状の雨域

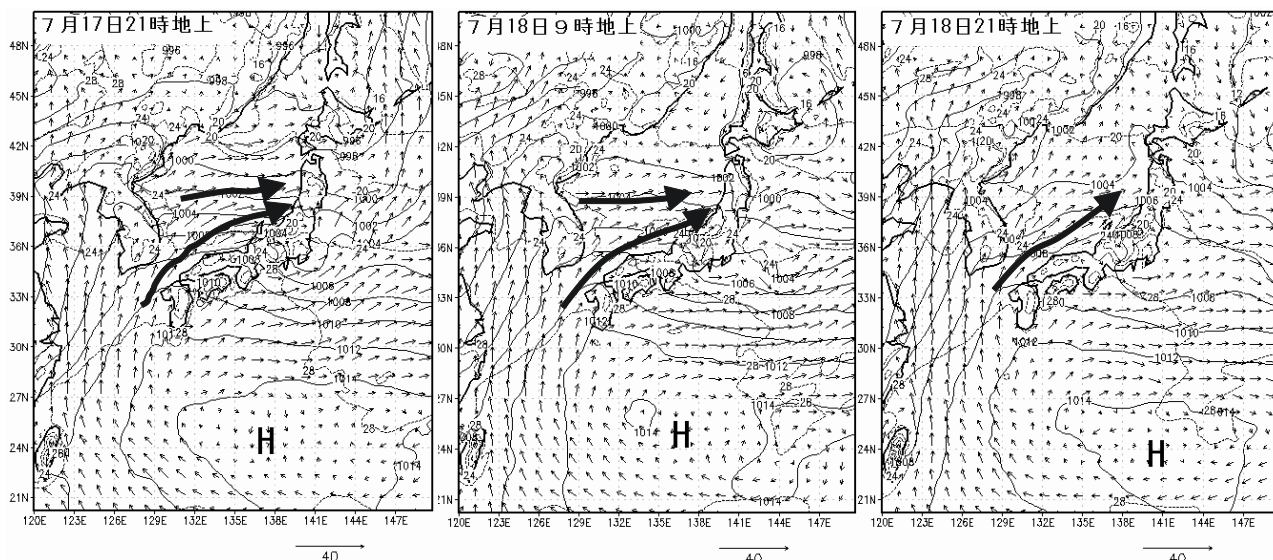


図 19 7 月 17 日 21 時, 18 日 9 時および 21 時における地上気圧 (実線), 気温 (破線) および風 (ベクトル) の分布。データは気象庁領域スペクトルモデル (RSM) の初期値である。

Fig. 19 Distribution of pressure (solid lines), temperature (broken lines) and wind vectors at the surface at 21 JST on 17 July and 09 JST and 21 JST on 18 July 2004. The data are the initial values for the JMA Regional Spectral Model (RSM).

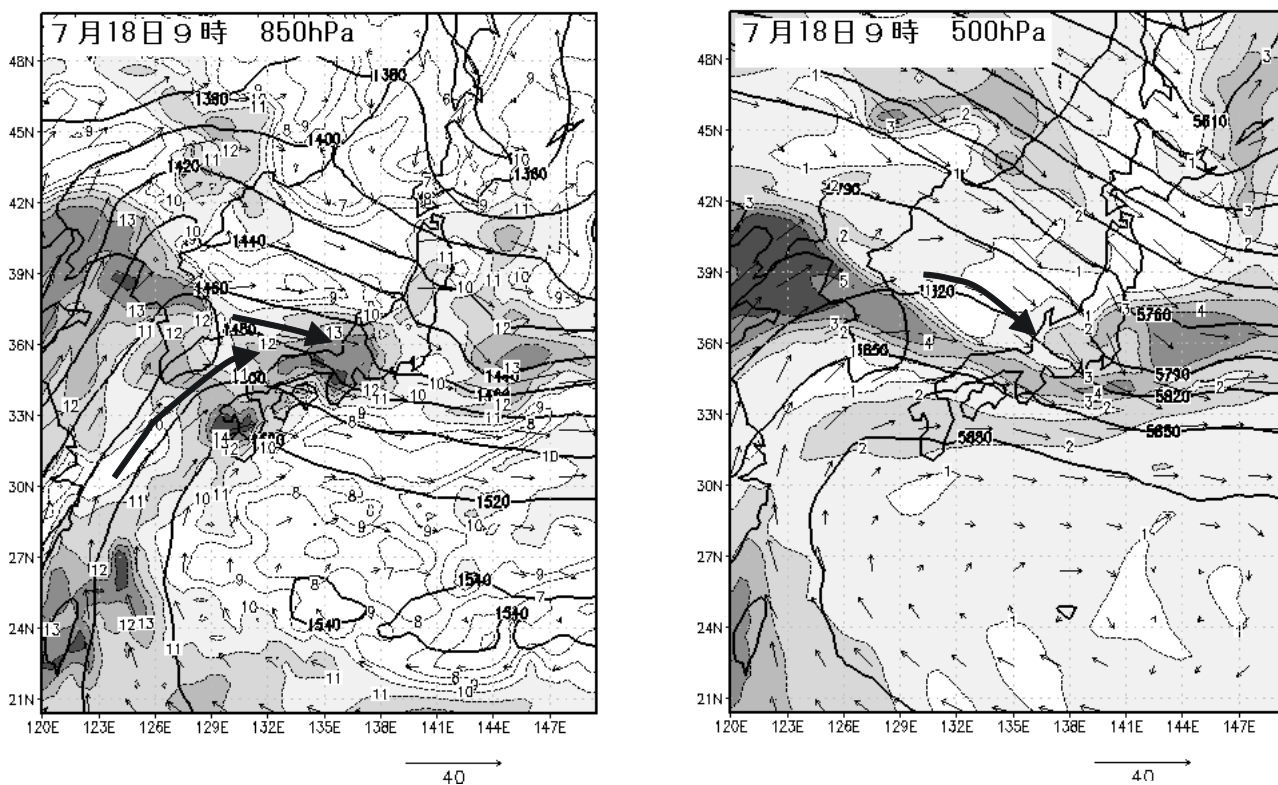


図 20 7 月 18 日 9 時の, 850hPa 面および 500hPa 面の高度場 (太い実線; 単位は m), 水蒸気混合比 (陰影; 単位は g/kg) および風ベクトル。データは気象庁領域スペクトルモデル (RSM) の初期値である。

Fig. 20 Geopotential height (solid lines; m), mixing ratio of water vapor (shadings; g/kg) and wind vectors at the 850 hPa and the 500 hPa levels at 09 JST on 18 July 2004. The data are the initial values for the JMA Regional Spectral Model.

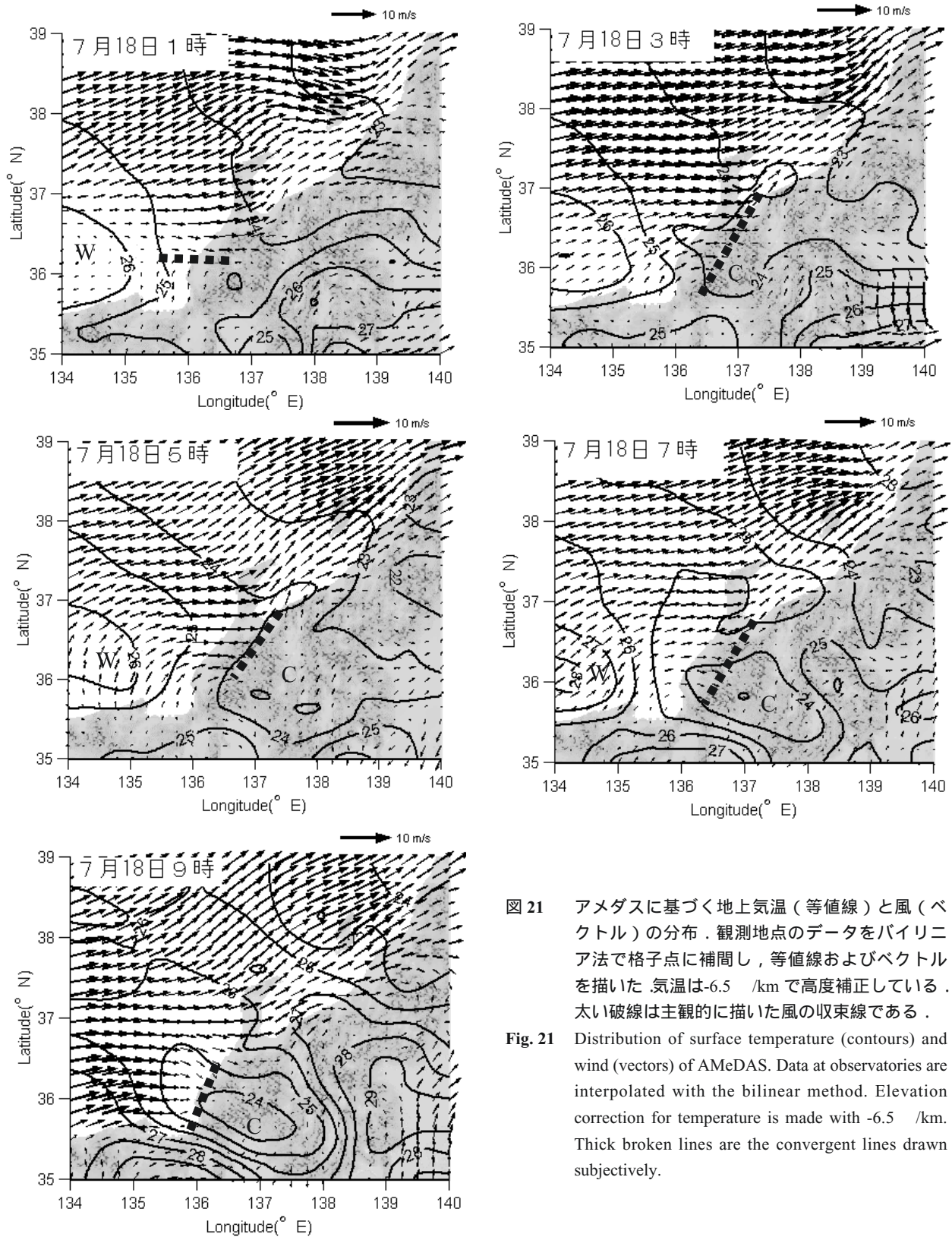


図 21 アメダスに基づく地上気温（等値線）と風（ベクトル）の分布．観測地点のデータをバイリニア法で格子点に補間し，等値線およびベクトルを描いた．気温は -6.5 /km で高度補正している．太い破線は主観的に描いた風の収束線である．

Fig. 21 Distribution of surface temperature (contours) and wind (vectors) of AMeDAS. Data at observatories are interpolated with the bilinear method. Elevation correction for temperature is made with -6.5 /km. Thick broken lines are the convergent lines drawn subjectively.

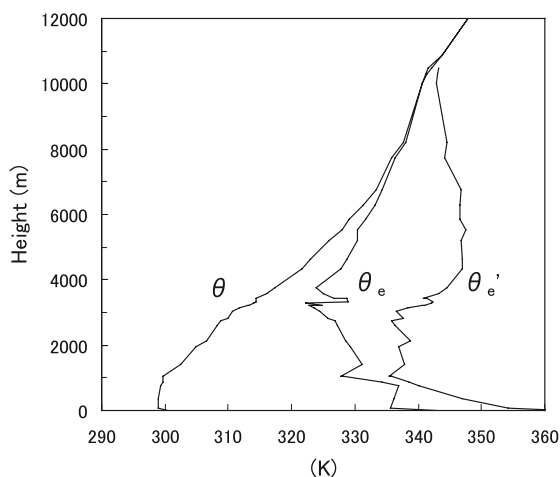


図 22 7 月 13 日 9 時における輪島上空の温位 (θ), 相当温位 (θ_e) および飽和相当温位 (θ_e')

Fig. 22 Profiles of the potential temperature (θ), equivalent potential temperature (θ_e) and equivalent potential temperature of a hypothetically saturated atmosphere (θ_e').

(降水セル)で構成されている。降水系 D は海側の東経 136°では 0:00 ごろに出現し 2:30 頃に消滅しているが、陸側の東経 136.5°では 0:30 頃に出現して 4:00 頃まで維持されるとともに、降雨域が南北に広がっている。このように陸地側で雨域が広がり降雨の持続時間が長くなる傾向は、降水系 E, F でも見られる。降水系 E は海側の東経 136°では降水が非常に弱く、数個の降水セルしか見えないが、陸側の東経 136.5°では降水強度が増すとともに雨域が広がり、3:00 から 7:00 まで 4 時間にわたって維持されている。降水系 F は海側の東経 136°では 4:00 頃に出現し、いったん北上したのち南へ移動し、11:00 頃に消滅する。北上したのち南下するのは、降水系 F の形が「へ」の字に曲がっていること (図 23) と関係していると思われる。陸側の東経 136.5°では、4:30 頃に出現し、同様に北へ移動したのち南へ移動して弱まるが、海側に比べて降水域の幅が広く、雨が長続きしている。特に 35.8°N 付近では降雨が 18:00 頃まで維持されている。

3.4 福井市における気象要素の変動

福井地方気象台および周辺のアメダスの観測データを用いて、豪雨時の気象要素の変動を記述する。図 25 は福井市における風、気温、降水量、気圧、水平収束の時間変化を示す。水平収束の計算には、図 26 に示す 3 つのアメダス観測地点 (三国、越廼、大野) の風向・風速 10 分値を用い、式 (2) ~ (8) を用いて計算した。風は 7 月 17 日の午後から南西風が卓越しており、特に 18:00-23:00 には約 5m/s の南西風が吹いている。降雨の始まる 18 日 0:00 頃から南西風は弱まり、強い雨の観測された 6:00 から 12:00 頃は北風成分が卓越する。7:50 には北北東の風 7m/s が観測された。雨の弱まる 13:00 以降の風向は南西に戻っている。気温は 7 月 17 日

12:30 に極大となり、その後ゆるやかに減少している。降雨時には複雑な変動を示し、降雨の始まる 18 日 0:00 頃に約 1 下降するが、2:00 には逆に約 2 上昇し、4:00 から 5:00 にかけて激しい降雨とともに気温が約 3 低下する。豪雨時の急激な気温低下は、雨滴の蒸発による冷却を示唆している。激しい雨のおさまる 9:00 すぎには気温が上昇に転ずる。地上気圧は 17 日 12:00 以降ゆるやかな減少トレンドを示しており、これは総観規模の気圧の谷の通過に対応するものである。降雨の始まる 18 日 0:00 頃に急激に気圧が低下し、0:00 と 2:00 の気圧差は -1.3hPa である。気圧の低い状態は約 4 時間持続し、激しい雨の最中である 6:00-7:00 に急激に気圧が上昇する。このような豪雨発生直前の気圧低下、豪雨終了直前の気圧上昇は、メソスケール (空間スケール 20km ~ 200km) の低気圧の通過を示唆している。収束の値は豪雨開始直前の 18 日 1:00 頃に上昇し、3:00 頃まで 10^{-4} s^{-1} オーダーの値を維持する。前述したように、 10^{-4} s^{-1} オーダーの下層収束は豪雨発生時に典型的なものである (松本, 1987)。その後強い雨の観測された 3:00-7:00 頃は収束の値が小さくなり、雨が弱まった 8:00 以降に再び上昇している。この地上風の収束場の形成は、海から吹き込む西風が、冷たい空気の西端につくる収束 (図 21 の破線) に対応するものと考えられる。

3.5 斜面崩壊の調査結果

解析雨量によると美山町周辺の山地では日雨量が 300mm を超えており (図 18)、雨の集中域に対応して斜面崩壊が発生した。福井豪雨に伴う斜面崩壊の特徴を調べるため、平成 16 年 9 月 5 日に現地調査を実施した。斜面の調査方法は 2.5 節と同様であり、得られた結果は表 4 の通りである。調査日程が 1 日しかとれなかったため、データが得られたのは 3 つの斜面に限られている。地点 1 は福井市浄教寺町の寺の裏山で、長さ 31.5m にわたる表層崩壊である。斜面の一部にすでにビニールシートがかけられていたため、幅を測定することができなかった。表層の下にレキ層があり、その一部も崩壊していた。地点 2 は今立町相木に発生した土石流の崩壊源である (写真 3)。図 27 の略図に示すように斜面は L 字に曲がっており、その下に水路があった。表 4 の地点番号 2 の測定値は地点 P1 から上を測定した値である。地点 3 は民家の裏山で、切り土斜面の崩壊である。斜面長に対して崩壊の幅が著しく広い。崩壊した土砂は粘土にレキが混じっていた。

4. まとめ

4.1 新潟・福島豪雨の発生機構について

平成 16 年 7 月 13 日に発生した新潟・福島豪雨における気象状況の特徴は以下のようにまとめられる。

- 1) 太平洋高気圧の縁を周る南西風が、東シナ海から日本海の南部に卓越していた。
- 2) 数百 km スケール (メソスケール) の低気圧が日本海から東北地方の日本海岸に移動した。メソス

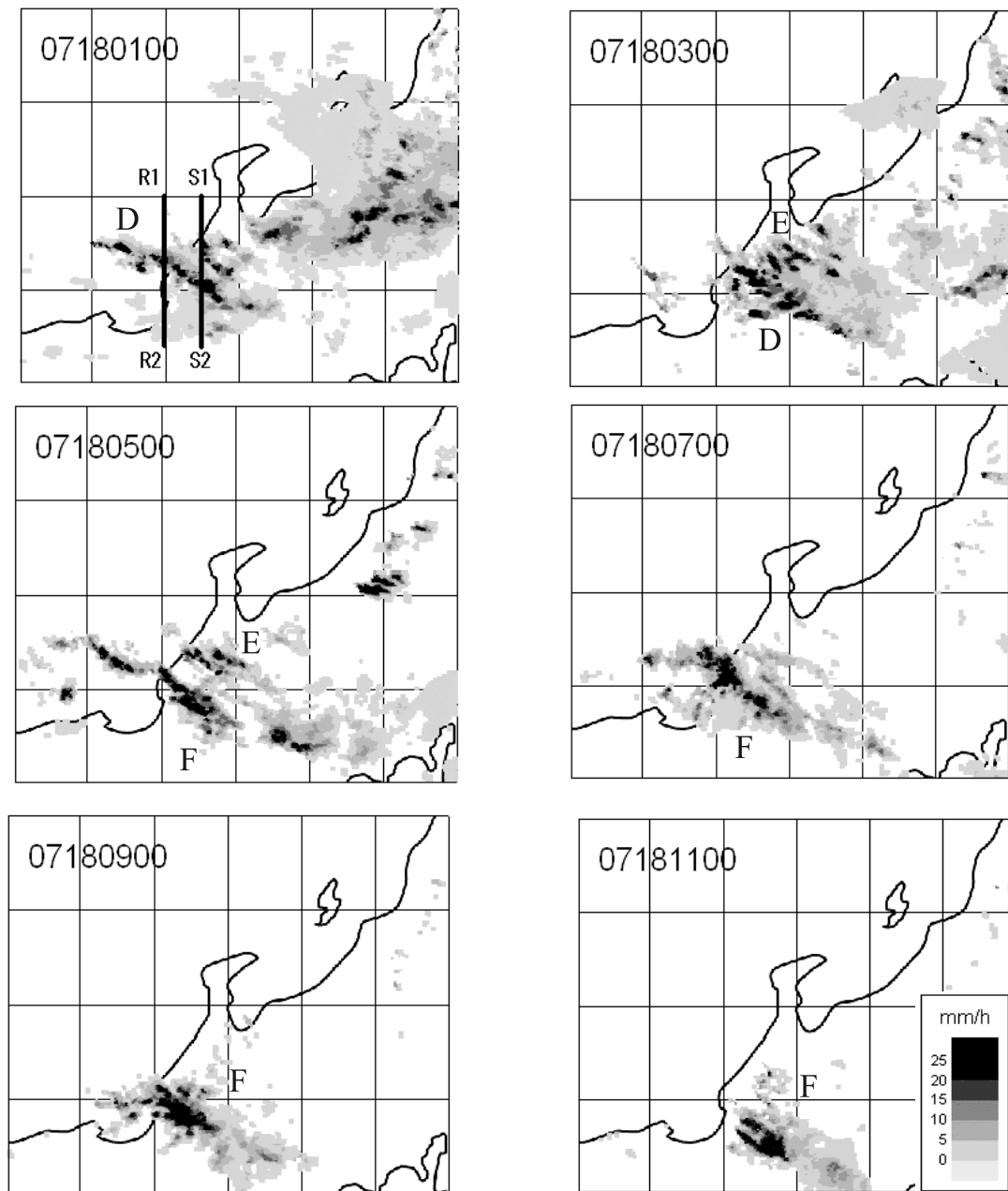


図23 7月18日1時から11時における気象庁合成レーダーによる降雨強度

Fig. 23 Rainfall intensity estimated with the JMA Radar composites from 01 JST to 11 JST on 18 July 2004.

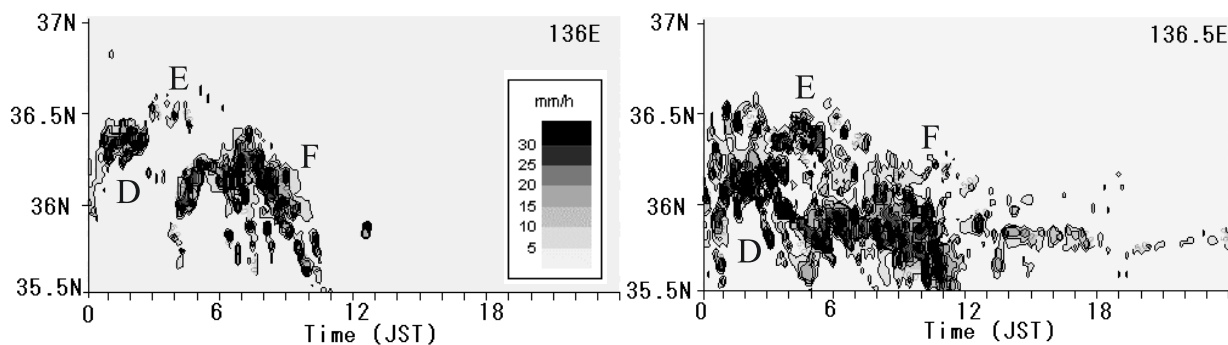


図 24 7 月 18 日の、東経 136 および 136.5 °E における気象庁レーダーによる降雨強度の緯度 - 時間断面図

Fig. 24 Latitude-time sections of rainfall intensity estimated with the JMA radar along 136 °E and 136.5 °E on 18 July 2004.

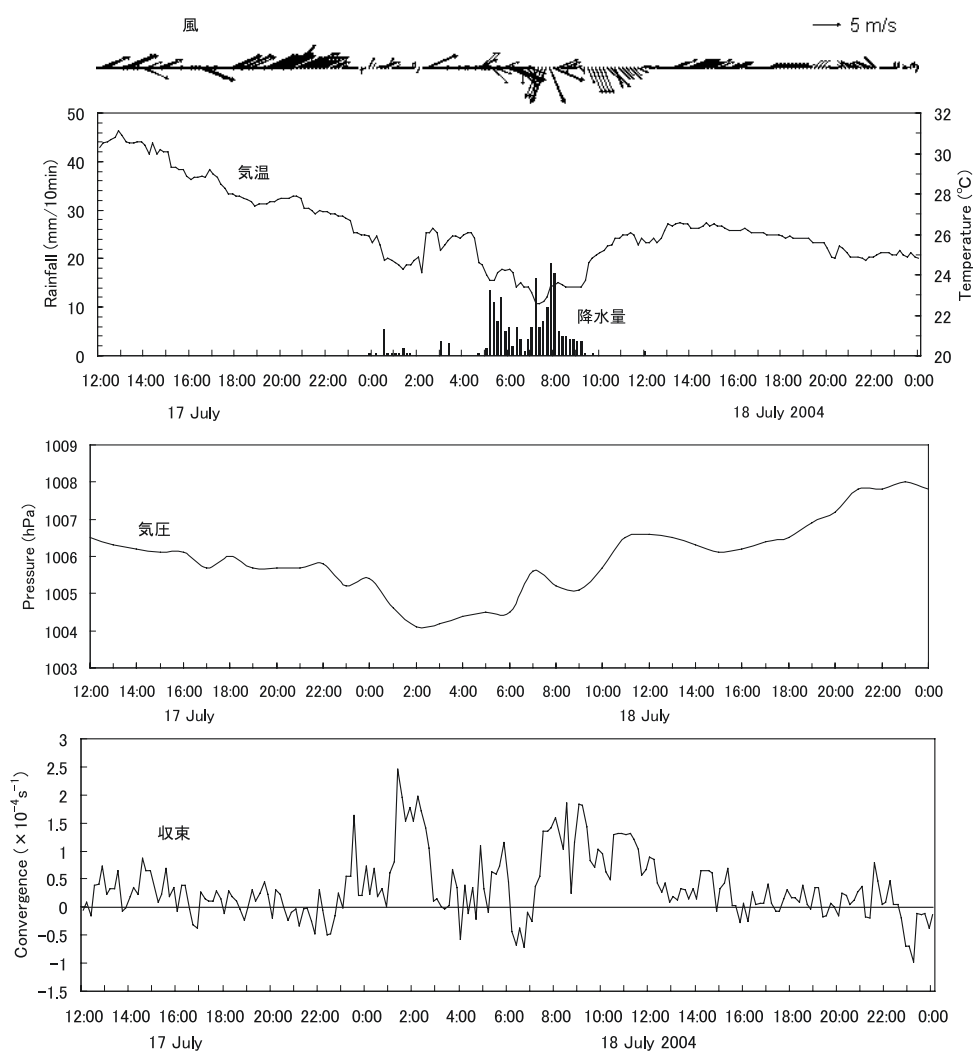


図 25 福井地方気象台における風，気温，降水量（10 分間隔），気圧（1 時間間隔）および地上風の収束（10 分間隔）の時間変化

Fig. 25 Time variation of wind, temperature, precipitation (every 10 minute), pressure (every 1 hour) and convergence of surface wind (every 10 minute) at Fukui Meteorological Observatory.

表4 福井豪雨により発生した崩壊斜面の傾斜角, 斜面長, 下端の幅, 深さ

Table 4 Angle, length, width at the foot and depth of failure slopes caused by the Fukui heavy rainfall.

番号	地名	緯度	経度	傾斜角 (°)	斜面長 (m)	下端の幅 (m)	深さ (m)
1	福井市浄教寺町	35N59' 02.2"	136E17' 32.8"	47.6	31.5		5.0
2	今立町相木	35N55' 56.7"	136E18' 27.2"	36.5	36.9	36.3	3.0
3	福井市深見町	36N00' 13.6"	136E16' 02.6"	49.5	9.2	22.7	2.6

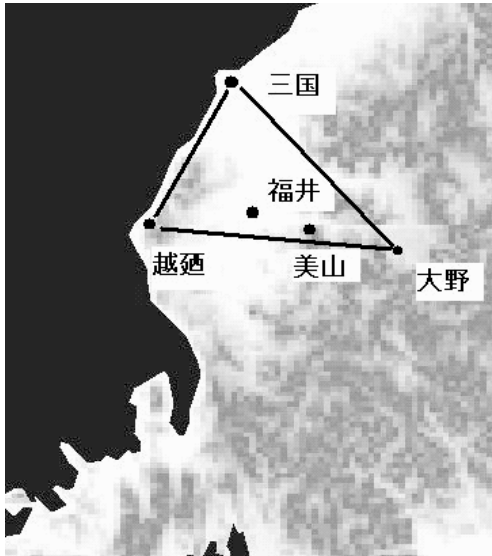


図26 地上風の収束量計算に用いた三国, 越廼, 大野の位置と, 福井および美山の位置

Fig. 26 Locations of Mikuni, Koshino and Ohno where are used for the calculation for convergence of surface wind. Locations of Fukui and Miyama are also shown.

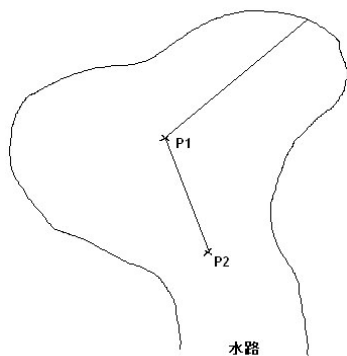


図27 今立町相木で発生した斜面崩壊の見取り図
Fig. 27 A rough sketch of the landslide at Ainoki, Imadate Town.



写真3 今立町相木で発生した斜面崩壊 (表4の地点2)

Photo 3 Landslide at Ainoki, Imadate Town (at No.2 in Table 4).

- ケール低気圧の縁を周る風と, 太平洋高気圧の縁を周る南西風が海上で強い収束域を形成していた.
- 3) 高度 6200m より下層では対流不安定であった.
 - 4) メソ スケール低気圧に伴う西風が, 新潟県中越の海岸付近に別の収束域を形成していた.
 - 5) 豪雨発生域では長さ数十 km の3つのバンド状のレーダーエコーが, 既存のバンドの北側に次々と形成され, それぞれ南に伝播していた.
 - 6) 長岡では約4時間周期の雨量変動が見られた. また豪雨時に 10^{-4} s^{-1} オーダーの地上風の収束があり, 収束が起こっていた時刻では 6m/s 以上の落下速度をもつ大きな雨滴が, 高度 1.5km より下層で形成されていた.

これらの状況を図28に模式的に示す. ここで注目すべきは, 2つの収束域の存在である. メソ スケール低気圧の東進に伴う, 東シナ海からの南西風との間の強い収束 (収束域1) は, 豪雨をもたらした積乱雲を発生させる役割をしていたと考えられる. すなわち下層空気が収束することによって上空へ持ち上げられ, それがかきかけとなって潜熱が放出されて, 対流不安定の大気中に積乱雲が次々と発生する. 発生した積乱雲は中層の風に流されて順次東へ移動し, バンド状の積乱雲の集団が形成される. 一方メソ 低気圧の南側における強い西風は, 新潟県中越地方の海岸線付近にもう1つの収束 (収束域



図 28 新潟・福島豪雨の発生状況の模式図
Fig. 28 Schematic illustration of the Niigata-Fukushima heavy rainfall.

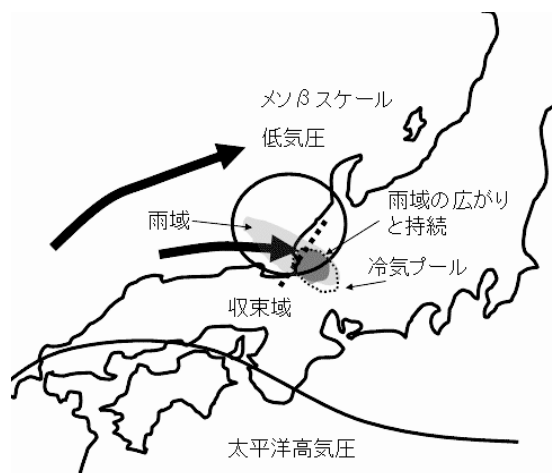


図 29 福井豪雨の発生状況の模式図
Fig. 29 Schematic illustration of the Fukui heavy rainfall.

2) を形成していた。この収束の形成には、陸地の摩擦と山地によるブロック効果が効いていると思われる。地上風の収束が検出された長岡では、高度 1.5km 以下の下層に大きな雨滴の起源があった。これは下層収束に伴う上昇流によって下層雲が生まれ、上層から落ちてくる雨粒が雲粒を併合して、下層で大きな雨滴が生成されていたと考えることにより説明できる。このような雨滴の成長によって、雨量が局所的に増大したものと思われる。この降水パターンは、メソ スケール低気圧が通過しつつある間続いた。

バンド状エコーが数時間おきに発生する機構、および長岡での雨量変動が顕著な 4 時間周期をもっていた理由は不明であるが、1 つの説明としては Matsumoto and Akiyama (1969) による「間欠泉」の考え方が適用できる。すなわち下層収束による雨域への水蒸気の供給速度は、豪雨による水の消費速度よりも小さいため、強い雨が続き水蒸気が足りなくなり、十分に水蒸気補給がされるまで雨が弱まる。水蒸気量が充分大きくなると、再び雨が強まる。彼らはこの周期が約 3 時間であると計算しており、その周期は今回の事例における間欠的なバンド状エコーの発生や、長岡における雨量変動の周期に近い。

4.2 福井豪雨の発生機構について

平成 16 年 7 月 18 日の福井豪雨発生時の気象状況は以下のようにまとめることができる。

- 1) 太平洋高気圧の縁を回る南西風が、東シナ海から日本海の南部に卓越していた。
- 2) 日本海で南西風と西風の合流が見られた(地上および 850hPa 面)。
- 3) 日本海上に総観規模あるいはメソ スケールの低気

- 圧は見られなかった。
- 4) 降雨域に冷氣プールが生まれ、海岸付近で日本海から吹き込む西風と収束していた。
- 5) 豪雨域において 500hPa 面は著しく乾燥していた。
- 6) 数時間の寿命をもつ 3 つの降水系が発達した。降水系はそれぞれ小さい降水セルで構成されていた。また陸上では雨域が広がるとともに、降雨の持続時間が長くなる傾向があった。
- 7) 豪雨発生時、福井市では気圧が約 1hPa 低下し、気圧の低い状態が約 4 時間続いた。
- 8) 豪雨発生域において 10^{-4} s^{-1} オーダーの地上風の収束が検出された。

以上の状況を図 29 に模式的に示す。メソ スケール低気圧の存在ははっきりとは解析されていないが、7) の観測事実からその存在が推定されるものである。

福井豪雨発生時の状況は、日本海における南西風の卓越や、海岸付近における収束域の存在など新潟・福島豪雨と類似点が見られる。一方、顕著な冷氣プールの生成など新潟・福島豪雨には見られなかった特徴もある。この冷氣プールの生成は、中層の空気が著しく乾いていたことと関係するものと思われる。すなわち、雨域に発生した積乱雲において、降水粒子が空気を引きずる力によって下降流が生じ、中層の乾いた空気が下層に運ばれ、下層での降水粒子の蒸発を促進する。蒸発によって空気が冷やされ、地上気温が局所的に低下して冷氣プールが形成され得る。

また、新潟・福島豪雨と同様、福井豪雨においても下層風の収束が降水の強化に重要な働きをしていたと考えられる。豪雨時において、海から陸に向かう西風が海岸線にほぼ平行な収束域を形成していたと同時に、海から上陸する降水系は陸地で雨域が広がり、雨がより長い時

間持続していた。この現象は、新潟・福島豪雨と同様に、下層風の収束によって陸地に背の低い雲がつかられ、雨滴の併合成長を活発化していたことを示唆する。また収束域の形成には陸面の摩擦効果や山地によるブロック効果とともに、冷氣プールによるブロック効果も働いていたと思われる。

新潟・福島豪雨では海上に別の強い収束域が解析され、そこが積乱雲の発生源になっていたと考えられた。一方福井豪雨においては、豪雨の起こった福井沖での収束域は必ずしもはっきりしなかった。また福井市において気圧低下が見られたが、その原因となったと思われるメソスケール低気圧もはっきりとは解析できておらず、これらは日本海上の気象データの不足に起因する。

4.3 豪雨災害の軽減に向けて

利用できる気象データを用いて、平成16年7月新潟・福島豪雨および福井豪雨の発生機構を考察した。この結果に基づき、今後の豪雨災害の軽減に向けて、気象の観点から必要な取り組みを考える。これらの豪雨は比較的規模の小さい気象擾乱がもたらしたと考えられる災害であり、その事前予測は現段階では非常に難しい。新潟地方気象台は豪雨発生前日には大雨を予測し、佐渡・下越地方における降り始めからの雨量が160mmになると予報していたが、降雨開始後の13日5:00頃には逆に予測雨量を120mmへ下方修正した(新潟日報, 2004b)。また福井豪雨については、気象庁が前日に「大雨に関する全般気象情報」として北陸地方と東北地方で24時間雨量が120mmから150mmに達する見込みであることを発表しているが、具体的に集中豪雨の起こる場所を事前に予測するにはいたっていない。Kato and Aranami (2005)は水平解像度1.5kmの高分解能モデルを用いて予報実験を行ったところ、新潟・福島豪雨については降雨の集中域が予測できたが、福井豪雨については予測できなかったとしている。この結果はおそらく、新潟・福島豪雨についてはきっかけとなったメソスケール低気圧が領域数値予報モデルの初期値に解析されているが、福井豪雨についてはきっかけとなった気象擾乱が十分に解析できていないことと関係するものと思われる。

日本海の上では気象観測が困難なため、上陸してくる小規模の気象擾乱を事前に捉えるのは非常に困難である。現在気象衛星や気象レーダーにより、海上の雲や雨の分布はある程度把握できるが、気温や気圧の変動を知るのは難しい。擾乱の存在に気づかないまま、突然局所的な豪雨がやってくるため、被害が甚大なものとなる。例えば複数のドップラーレーダーで日本海を監視し、収束域や渦の早期検出を行うなど、日本海における気象擾乱の監視システムの構築が豪雨災害軽減には必要とされる。

また現状では集中豪雨の量的予測は困難であることを念頭におき、現状の気象情報から避難行動を迅速に行えるように、日頃からトレーニングを積んでおくことも有効であろうと思われる。一般に日雨量が200mmを超える場合、災害に巻き込まれる危険性が大きくなる。現在

自分の住んでいる場所が洪水や土砂災害の起こりにくい場所であっても、乗用車で移動中に災害に巻き込まれる可能性がある。自動車は水に弱く、エンジンが水につかると停止してしまい、また水深が増すと水に浮いて自動車ごと流されてしまうといわれており、実際福井豪雨でも乗用車で移動中に災害に巻き込まれた方がいる。気象情報を提供するインターネットサイトの多くが、現状の雨量(1時間雨量など)を表示しているが、災害の発生に直接関係する量(半減期を掛けて積算した雨量など)で情報を提供し、利用する側もその意味を理解して必要な行動をとれるよう、普段からの準備しておくことも有効であろう。

謝辞

福井県安全環境部危機対策・防災課からは、災害資料の提供をいただくとともに、災害時の対応について説明していただいた。防災科学技術研究所・雪氷防災研究部門の石坂雅昭氏と山口悟氏からは、長岡雪氷防災研究所の各種観測データの提供を受けた。防災科学技術研究所・総合防災研究部門の鈴木真一氏には気象庁領域数値予報モデルの利用について便宜を図っていただき、また同所属の下川信也氏、竹内裕希子氏、東博紀氏、Jiang Furen氏とは現地調査を共同で行った。さらに匿名の読者には原稿を丁寧にチェックしていただいた。以上記して感謝いたします。

参考文献

- 1) 福井地方気象台(2004):「平成16年7月福井豪雨」に関する気象速報。平成16年7月30日。
- 2) 福井新聞(2004):平成16年7月19日。
- 3) 福島民友新聞(2004):インターネット版,平成16年9月7日。
- 4) Kato, T. and Aranami, K.(2005): Formation factors of 2004 Niigata-Fukushima and Fukui heavy rainfalls and problems in the predictions using a cloud-resolving model. SOLA, 1, 001-004.
- 5) Matsumoto, S. and Akiyama, T.(1969): Some characteristic features of the heavy rainfalls observed over the western Japan on July 9, 1967, Part I. Mesoscale structure and short period pulsation. J. Meteorol. Soc. Japan, 47-4, 255-267.
- 6) 松本誠一(1987):新総観気象学, 192pp. 東京堂出版。
- 7) 内閣府(2004a):平成16年7月新潟・福島豪雨による被害状況について(第48報)。平成16年9月10日。
- 8) 内閣府(2004b):平成16年7月福井豪雨による被害状況について(第34報)。平成16年8月27日。
- 9) 新潟日報(2004a):平成16年7月14日朝刊。
- 10) 新潟日報(2004b):平成16年7月15日朝刊。
- 11) 新潟地方気象台(2004):平成16年7月新潟・福島豪雨に関する気象速報(最終版)。平成16年7

- 月 23 日 .
- 12) 二宮洸三 (2004): 「夏季晴天日の濃尾平野における地上風収束域の汚染質と雲分布 (常松展充・甲斐憲次: 2003)」に対する質疑とコメント. 天気, 51-1, 31-34.
- 13) 小倉義光 (1978): 気象力学通論, 249pp. 東京大学出版会 .
- 14) 坪木和久・榊原篤志 (2004): 梅雨前線帯メソ低気圧に伴う局地豪雨の形成過程: 「平成 16 年 7 月新潟・福島豪雨について」. 日本気象学会 2004 年度秋季大会講演予稿集, A103 .
- 15) 牛山素行 (2004a): 2004 年 7 月 12 ~ 13 日の新潟県における豪雨災害の特徴. 自然災害科学, 23-2, 293-302 .
- 16) 牛山素行 (2004b): 2004 年 7 月 18 日の福井県における豪雨災害の特徴. 自然災害科学, 23-3, 443-452 .
- 17) 佐藤俊輔・吉川昭 (2004): スペクトル解析の基礎. スペクトル解析ハンドブック (日野幹雄編), 21-103, 朝倉書店 .
- (原稿受理: 2005 年 10 月 20 日)

要 旨

気象庁領域数値予報モデルの出力値，高層ゾンデ，レーダーアメダス解析雨量，アメダス10分値，全国合成レーダー，気象官署の日原簿，長岡雪氷防災研究所におけるマイクロレインレーダーおよび1分雨量観測値を用いて，平成16年7月新潟・福島豪雨および福井豪雨における気象要素の特徴を調べた．新潟・福島豪雨においてはメソスケール低気圧が豪雨発域のすぐ北にあり，低気圧の周囲を回る北東風が東シナ海から流れ込む南西風との間に収束域を形成していた．またメソスケール低気圧から吹き込む北西風が，新潟県南部の海岸付近でもう1つの収束域を形成していた．マイクロレインレーダーによる雨滴落下速度のデータは，収束場において落下速度の大きな雨滴が高度1.5kmより下層に起源をもつことを示した．以上の結果から，海上の収束域で発生した積乱雲が，海岸線に沿うもう1つの収束域において下層で雨滴成長を成長させることにより豪雨が発生したと考えられる．福井豪雨においては，領域数値予報モデルにおいてメソスケール低気圧は解析されていないが，豪雨発生時において約1hPaの気圧低下が4時間継続しており，メソスケール低気圧の通過が推定された．上空は比較的乾燥しており，雨域に冷氣プールが形成された．海から吹き込む西風が冷氣プールの縁で収束しており，陸上では海上よりも雨域が広がって雨が長続きしていた．以上の結果から，メソスケール低気圧に伴う積乱雲が，冷氣プールの縁にできる収束域で降雨を長続きさせ，豪雨を発生させたと考えられる．いずれの豪雨も日本海から上陸してくるメソ低気圧がきっかけになっていると考えられることから，豪雨発生の事前予測のためには日本海上の気象擾乱を監視するシステムの構築が必要である．

キーワード：降雨，災害，地すべり，洪水，メソスケール低気圧