

平成 30 年 課程博士学位請求論文

山岳効果を受けた大気擾乱の構造と
時間変動に関する研究

高咲良規

目次

第1章 序論	1
1.1 大気擾乱における時間変化と山岳の役割	1
1.1.1 空間・時間スケール別に起きる擾乱と区分	1
1.1.2 地形・山岳などの力学的影響で生じる擾乱	1
1.2 本研究の目的	3
1.3 研究の方法	3
第2章 線状降水帯の形成・維持に関する山岳の役割	4
2.1 第2章の目的と方法	4
2.2 岡崎豪雨が起きた期間の総観スケール場とメソスケール場の観測事実	6
2.3 数値モデルの概要	9
2.4 数値モデルによって再現された総観場とメソスケールの降水分布 ..	10
2.5 岡崎市付近に大雨をもたらした線状降水帯に対する山岳のインパクト	13
2.6 各感度実験における相当温位，下層収束・発散の時間変化について	18
2.7 2章のまとめ	25
第3章 1991年台風19号（T9119）に伴う青森県西部に発生した強風と地形の影響	27
3.1 第3章の目的と方法	27
3.2 台風接近時の青森県付近の概況と総観場	28
3.3 数値モデルの概要	32

3.4	T9119 の中心気圧の経路と気圧変化および環境場の再現性	33
3.5	強風発生時の水平風と温位の鉛直プロファイル	36
3.5.1	T9119 の接近時における青森県西部の鉛直プロファイル	38
3.5.2	台風の温帯低気圧化に伴う寒冷前線について	40
3.5.3	おろし風が発生した時のフルード数	42
3.6	地形改変実験について	42
3.7	3章のまとめ	45
第4章	議論	48
4.1	本研究の解析事例と山岳の高さとスケールについて	48
4.2	ドップラーライダーを用いたメソ γ スケールからメソ β スケールの擾乱 における観測的研究	50
第5章	結論	52
	謝辞	54
	参考文献	55

図目次

	ページ
図 1.1 大気運動の時間・空間スケール	2
図 1.2 地形によって発生する大気運動の時間・空間スケール	3
図 2.1 モデル計算領域と地形の概要	6
図 2.2 岡崎 AMeDAS における 28 日 1200 UTC ~ 2100 UTC までの 10 分降水量 と積算降水量モデル計算領域と地形の概要	7
図 2.3 2008 年 8 月 27 日 1200 UTC, 28 日 1200 UTC, 29 日 1200 UTC におけ る地上天気図	8
図 2.4 2008 年 8 月 28 日 1300 UTC, 1400 UTC, 1500 UTC, 1600 UTC, 1700 UTC, 1800 UTC, 1900 UTC, 2000 UTC, 2100 UTC に観測されたレー ダーエコー強度	9
図 2.5 モデル計算結果における 2008 年 8 月 28 日 1200 UTC, 1500 UTC, 1800 UTC, 2100 UTC の 500m の相当温位と水平風および水蒸気混合比の水 平分布	11
図 2.6 モデル計算結果における 2008 年 8 月 28 日 1300 UTC, 1400 UTC, 1500 UTC, 1600 UTC, 1700 UTC, 1800 UTC, 1900 UTC, 2000 UTC, 2100 UTC の 前 1 時間降水量と 10m 地上風の水平分布	12
図 2.7 地形改変実験に用いた改変地形の種類	14
図 2.8 2008 年 8 月 28 日 1300 UTC, 1600 UTC, 1900 UTC の各実験結果の前 1 時間降水量と地上風の分布	16
図 2.9 CTL, Case A, Case B における地上から 500m まで平均した相当温位と 水平風と前 1 時間降水量の水平分布	19
図 2.10 CTL, Case A, Case B における領域平均した発散の時間変化	20
図 2.11 高度 250m を基準とした時の 8 月 28 日 0000 UTC ~ 1900 UTC まで CTL, Case A, Case B の平均海面更正気圧と流跡線解析	22
図 2.12 各感度実験における 2008 年 8 月 28 日 1300 UTC, 1600 UTC, 1900 UTC の相当温位の水平風の鉛直断面図	24
図 2.13 岡崎豪雨における準定常線状降水帯の概念図	26

図 3.1	地形分布と青森県西部周辺の山岳分布	28
図 3.2	1991 年 9 月 27 日 09 JST, 27 日 21 JST, 28 日 09 JST の天気図	29
図 3.3	1991 年 9 月 28 日 00 JST ~ 12 JST の青森, 弘前, 秋田の AMeDAS 観測 点の風向・風速の時系列	30
図 3.4	1991 年 9 月 27 日 2100 JST の秋田, 三沢, 札幌のラジオゾンデの鉛直 プロファイル	30
図 3.5	1991 年 9 月 28 日 0200 JST, 0400 JST, 0600 JST における AMeDAS 観測点の気温の水平の分布	31
図 3.6	本研究で用いたモデルの計算範囲	32
図 3.7	T9119 とモデル計算結果の経路	34
図 3.8	1991 年 9 月 28 日 0200 JST, 0400 JST, 0600 JST におけるモデルによ る高さ 20m の気温と気圧の水平分布	35
図 3.9	測線 A-A' に沿った 1991 年 9 月 28 日 0530 JST, 0600 JST, 0630 JST における温位, 風, 鉛直流と風と水平風の絶対値の鉛直分布	37
図 3.10	1991 年 9 月 27 日 0500 JST, 0600 JST, 0700 JST における地点③の鉛 直プロファイル	38
図 3.11	1991 年 9 月 28 日 0500 JST, 0600 JST, 0700 JST における地点①, 地点②, 地点③の領域平均した鉛直流成分	39
図 3.12	1991 年 9 月 28 日 0500 JST, 0600 JST, 0700 JST における高度 1.46 km の相当温位と風の水平分布	41
図 3.13	モデル高度 130 m における 0500 JST ~ 0800 JST の測線 A-A' における 実際の山岳の場合と山岳を除去した場合の水平風の時間変動	43
図 3.14	モデル高度 180 m における 0500 JST ~ 0800 JST の測線 A-A' における 実 際の山岳の場合と山岳を除去した場合の鉛直流の時間変動	44
図 3.15	東北地方の地形の標高 0 m にした実験の鉛直プロファイル	45
図 3.16	T9119 に伴う青森県西部の山岳の風下側に見られたおろし風の概念図	47
図 4.1	本研究で解析した事例と先行研究における中部地方, 中国・四国地方, 九 州地方の地形分布の概念図	49

表目次

	ページ
表 1 岡崎豪雨におけるモデルの設定	10
表 2 岡崎豪雨で行った地形改変実験の設定	13
表 3 T9119 の再現実験におけるモデルの設定	33
表 4 本研究で解析した事例と先行研究におけるスケールの分類	50

山岳効果を受けた大気擾乱の構造と時間変動に関する研究

要旨

本論文は、山岳効果を受けた大気擾乱の構造と時間変動について明らかにすることを目的とした。手法としては、二つの観測事例に関して、数値モデルを用いて山岳がある場合とない場合の感度実験を行い、山岳の有無が大気擾乱に与えるインパクトを調べる方法をとった。

1 番目は豪雨事例である。2008 年 8 月 28 日深夜に東海地方・岡崎市付近で発生した豪雨は、線状降水帯によってもたらされた。この線状降水帯は岡崎市周辺に 5 時間以上停滞し、長時間激しい大雨をもたらした。ほぼ停滞する線状降水帯を調べるために、岡崎市周辺の山岳の有無に関する感度実験を行った。岡崎市周辺の南側には太平洋があり平坦であるが、北東西側には 2000 m ~ 3000 m 級の山岳域がある。ここでは、そうした山岳の有無あるいは組み合わせによって、ほぼ停滞する線状降水帯 (= 豪雨) が岡崎市周辺で再現できるかどうかを調べた。その結果、岡崎市東側の山岳 (木曾山脈・赤石山脈) を無くした実験では、ほぼ停滞する線状降水帯は再現されなかった。一方、東側の山岳が存在する実験では、西側や北側の山岳が存在しなくてもほぼ停滞する線状降水帯が再現された。東側の山岳が線状降水帯にインパクトを与えた理由について、以下のように考えられた。東側に山岳があると、岡崎市の風上側にあたる太平洋上から吹きつける南東風が東風へと反時計回りに風向を変えた。風向を変えた理由は、東側の山岳の存在によってその周辺での圧力勾配が変化したためである。こうして、豪雨の発生に必要な暖湿気塊が岡崎市周辺に常に流れ込んで降水を持続させた。

2 番目は強風事例である。1991 年 9 月下旬の台風 (T9119) による青森県西部の強風について調べた。このときリンゴの落果・倒木が大量に起きたので、T9118 は「りんご台風」と呼ばれている。T9119 が青森県に最接近したとき、青森県西部には高度 2 km ~ 3 km 付近に (気温の) 逆転層が形成され、いわば、大気に蓋がされた状態となり、岩木山斜面におろし風が発生した。また、そのとき T9119 は温帯低気圧化しており、総観スケールの寒冷前線が存在して、下降流が卓越していた。このように、台風の温帯低気圧化に伴う下降流の存在とそれによる逆転層の形成・強化により、台風の風速も強かったことも相まって、青森県西部に記録的な強風 ($\sim 35 \text{ m s}^{-1}$) を引き起こした。また東北地方の山岳を除去した感度実験では、東北地方の山岳が存在しなくても寒冷前線や逆転層は再現されたので、これらは山岳の有無とは無関係といえた。しかし、山岳が存在しない場合には風速は約 30 m s^{-1} と弱くなった。これから、強風事例に関しては劇的な違いはなかったが、山岳の存在によってより強い風が発現したことが明らかになった。

豪雨事例について、他の研究結果も使って、山岳の有無に対する大気擾乱への

インパクトの一般化を試みた。その結果，対象とする豪雨のスケールと比べて，山岳の水平スケールが大きいほど，そして山岳の高度が高いほど，大気擾乱へのインパクトは大きくなることが示唆された。しかしながら，それは定性的な議論であって，さらなる事例研究を行って今後定量化する必要がある。

Studies on structure and temporal evolution of atmospheric disturbance under various topography

Abstract

In this thesis, structure and temporal evolution of atmospheric disturbances under various topography are numerically studied in two cases.

The first case examines the Okazaki heavy rainfall event, which occurred at midnight on 28 August 2008 around Okazaki city in the central part of the Japan Islands. A band-shaped precipitation system was produced and remained quasi-stationary for approximately 5 hours over Okazaki city and the surrounding area. This study presents sensitivity experiments to examine the impact of surrounding mountains on this precipitation system. In an experiment without the mountains to the east of Okazaki city, no quasi-stationary precipitation system was reproduced. On the other hand, experiments with mountains to the east side of the Okazaki city reproduced the quasi-stationary precipitation system as observed. When mountains to the east of Okazaki city were present, southeasterly winds from the ocean curved around the mountains to form sustained easterlies, which formed low-level convergence on southside of Okazaki city.

The second case shows the influence of mountains to the intense wind observed over the western part of Aomori Prefecture on 27 - 28 September 1991. The intense wind was brought by the typhoon (T9119) and appeared on the downwind side of the mountains as a downslope wind. While the intense wind lasted, the inversion layer of temperature was detected around the heights of 2 – 3 km and descended with time. The height of the inversion layer lowered with time. The descent of the inversion layer was associated with extratropical transition of T9119 during which a slow descending flow formed on the western side of synoptic-scale cold front. Sensitivity experiments showed that the intensity of downslope wind reduced to 30 m s^{-1} without mountains, while the intensity was 35 m s^{-1} in the control case.

In order to study the role of mountains on the precipitation system, horizontal scales and heights of mountains are compared with those of the precipitation system. As a result, it is suggested that the mountains would give the impact on the precipitation system when the horizontal scale of mountains is greater than 100 km and the height is higher than 1km.

However, this is still qualitative one. Thus, more case studies are required to get quantitative results.

第 1 章 序論

1.1 大気擾乱における時間変化と山岳の役割

1.1.1 空間・時間スケール別に起きる擾乱と区分

力学的あるいは熱的に不安定な状態を解消しようとして起きる大気運動は擾乱と呼ばれる。擾乱を特徴的な水平スケールで分けると、大・中・小規模またはマクロスケール、メソスケール、ミクロスケールと区分される(Orlanski 1975)。

水平スケールが 2000 km 以上の大規模な擾乱は、マクロ α スケール(惑星規模)とマクロ β スケール(総観規模)に分けられる。惑星規模の擾乱はエルニーニョ・南方振動などの地球全体をめぐる運動がある。総観規模の擾乱としては温帯低気圧や移動性高気圧などがあり、日々の天気に関わる現象である。2000 km から 2 km までの擾乱はメソスケールの運動と呼ばれ、メソ α スケール、メソ β スケール、メソ γ スケールと 3 つに分けられる。2000 km ~ 200 km のメソ α スケールの擾乱として、台風、梅雨前線に伴う小低気圧などがある。200 km ~ 20 km のメソ β スケールの擾乱として、積乱雲が組織化して起こるメソ対流系、スコールライン、集中豪雨などがある。さらに、20 km ~ 2 km のメソ γ スケールの擾乱としては積乱雲、雷雨、ダウンバーストなどがある。2 km 以下のミクロスケールの擾乱としては、つむじ風、竜巻、大気境界層の乱れなどがある。

こうした擾乱は時間スケールによっても区分することができる。時間のスケール分類として、発生から消滅までの時間、生成・減衰の繰り返しあるいは強弱によって変わる周期、形や強さを維持したまま移動する擾乱がある地点を通過するのに要する時間など、さまざまに定義することが可能である(小倉 1999, 2015)。こうした空間・時間のスケールを対数軸に大雑把にまとめると、図 1.1 のように、一つの直線状に並ぶのがわかる。

1.1.2 地形・山岳などの力学的影響で生じる擾乱

前章で述べた現れる擾乱は山岳の影響はなくとも起こるものであり、もし山岳があるときには同じ時間・空間スケールを持つ現象は必ずしも同じ力学的性質をもつとは限らないとされる。現象において同じ力学的性質を持たないものとしての大気擾乱は、山岳などの地形の効果があるとされる。時空間的に分けた擾乱と同様に、山岳の規模や大気条件によって周辺の風系に地球規模、地域規模あるいは総観規模、局地規模など種々の空間的・時空間規模の影響が見出されている。また、山岳分布や海陸分布など地形によっても擾乱の構造は変形し、独自の時間発展することが示されている(浅井 1996)。

図 1.2 は地形によって発生する大気運動の時間・空間スケールを示す。地球規

模や総観規模の効果としてはヒマラヤ山脈やロッキー山脈などの惑星波や季節風(モンスーン)などがある。さらに、メソスケールの現象としては山谷風や海陸風などの局地風が該当する。海陸風では、季節風(モンスーン)と同様に陸地と海上の熱容量の差による加熱差によって循環が引き起こされて発現する(山岸 2011)。また、同じ局地風の山谷風では斜面に沿った熱的循環によって引き起こされる。季節風と海陸風は同様の海陸および地形の影響によって引き起こされるが、季節風(モンスーン)は時間・空間のスケールが海陸風よりも大きいためコリオリの力が働くことで地衡風とバランスした大規模な風系で発現する。一方、海陸風や山谷風では時間・空間スケールが短いためコリオリの効果は小さく、あまり影響は受けていないとされる。さらに、上記で挙げた以外の地形を含めた熱的・力学的影響によるメソスケール擾乱の現象としては、おろし風やフェーンなどがある。

これらから、地形の効果と主なスケールによる擾乱が発現するには、さまざまな要因が存在し、中小規模に属するメソスケールの擾乱には地形の効果を受けた多くの現象が存在している。

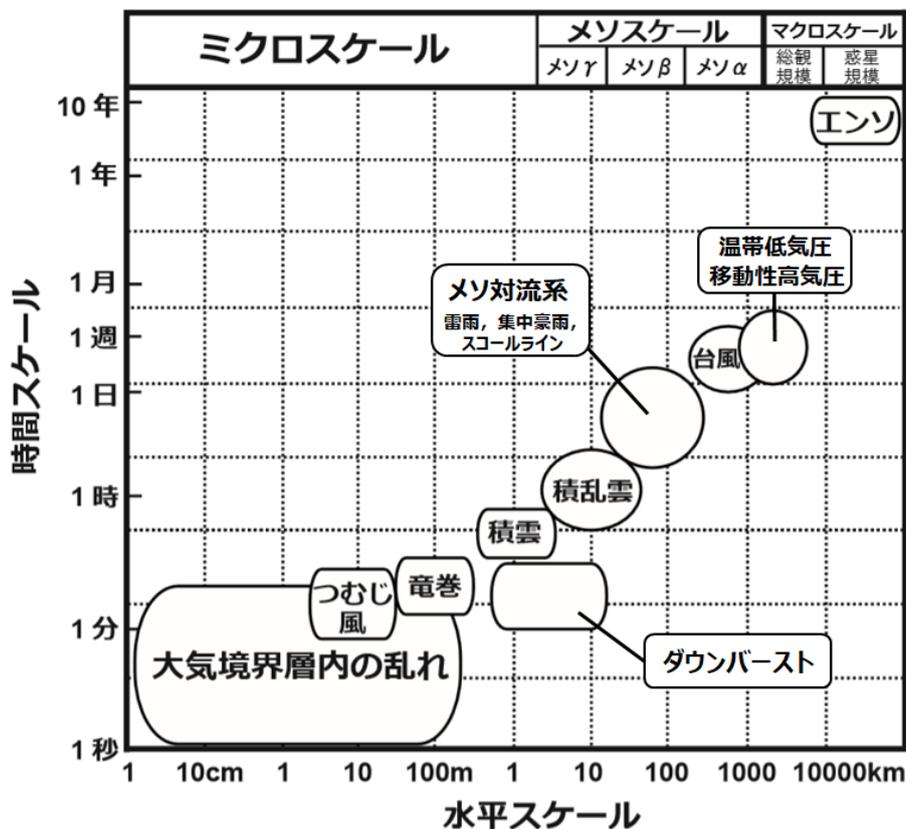


図 1.1 大気運動の時間・空間スケール (小倉 1991)より引用。

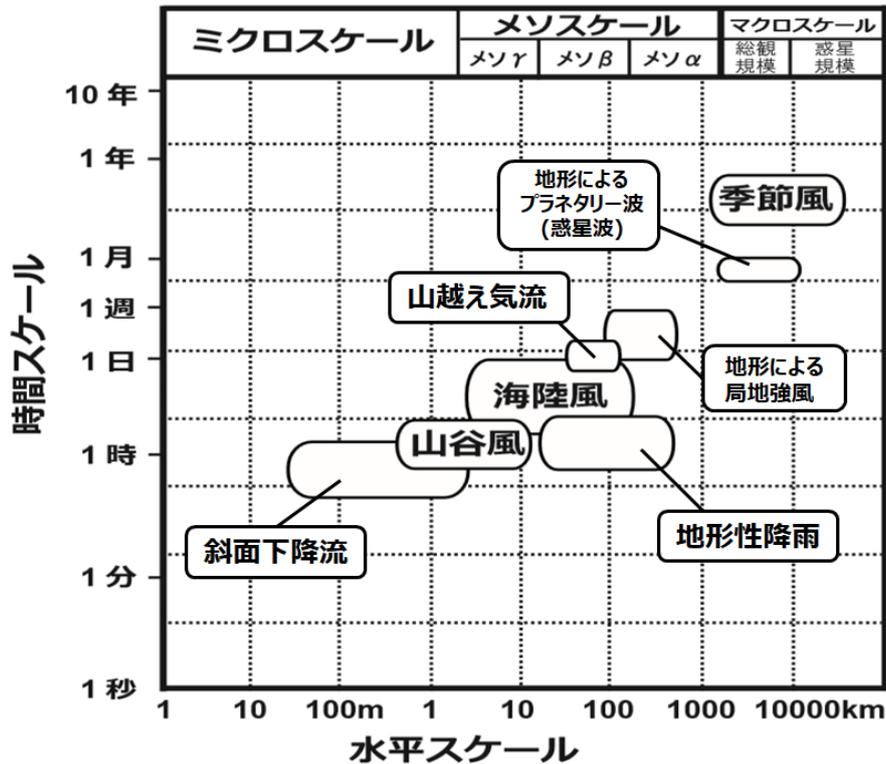


図 1.2 地形によって発生する大気運動の時間・空間スケール。吉野(2008)より一部改編。

1.2 本研究の目的

本研究では、2008年8月28日-29日までに岡崎市周辺で発生した豪雨(以後、岡崎豪雨と呼ぶ)と1991年9月29日に青森県西部で台風(T9119)接近時に発生した強風について、メソ α スケール～メソ β スケールにわたる擾乱の構造と発生・発達・維持機構に関して数値実験から山岳の有無がどのように影響を及ぼすかについて明らかにすることを目的とする。さらに、降水帯に影響を及ぼした山岳の水平スケールとその高度についても議論する。

1.3 研究の方法

論文の構成として、第2章では岡崎豪雨に関して降水帯における後半のステージの降水帯について焦点をあて、その変動に山岳がどのように影響を及ぼしたのかについて議論する。第3章では青森県西部で発生した強風(おろし風)について解析を行い、山岳の有無による強風の影響と時間変動について検討を行う。第4章では山岳の分布あるいは山岳の有無が与える影響を議論する。第5章では結論を述べる。

第 2 章 線状降水帯の形成・維持に関する山岳の

役割

2.1 第 2 章の目的と方法

日本の豪雨のほとんどは線状降水帯が形成することによって引き起こされるといわれている (e.g. 小倉 1991, 2015)。豪雨をもたらすものとして、メソ対流系、線状降水帯、降水系等さまざまな言い方があるが、ここでは降水帯ということにする。特に降水帯が線状の場合は線状降水帯と呼ぶことにする。線状降水帯が山岳と絡んで線状降水帯を作ることも多く、過去に多くの研究が解析されている。Houze (1993)では地形性降雨の要因について観測事例から分類を行い、さまざまな要因が地形性降雨をもたらすことを示している。また、Lin (2007)では、世界各地で発生した地形性降雨の形成要因とさまざまなスケールの山脈の影響について議論されている。

日本においても地形の影響によって大雨になることは考察されている (Ogura et al. 1985, 渡部 1988, Kanada et al. 2000, Yoshizaki et al. 2000, 二宮 2011, Morotomi et al. 2012)。渡部(2008)は、山岳による地形性上昇流と下層に滞留した空気塊によって収束が強化され、線状降水帯が発達し豪雨をもたらしたと指摘している。また、二宮(2011)は、1968年8月17日に起きた飛騨川豪雨の解析を行い、メソスケールの降水帯が発生する環境条件として、山岳に囲まれた流域の盆地的地形への下層の湿潤な空気塊の流入と収束が重要であることを示した。さらに、Morotomi et al. (2012) は、東海地方の線状降水帯について解析を行い、2008年9月2-3日に南北に並んだ鈴鹿山脈に沿って形成された線状降水帯の持続機構を調べ、下層では山脈にほぼ直交する南東風と中層に南風が吹くような持続した風の鉛直シアによるとした。しかしながら、山岳と線状降水帯との関係はさまざまであり、わからないことが多い。

数値モデルを用いて地形改変実験を行った研究例として、栗原ほか(2009)では、2003年7月18日に広島県で発生した線状降水帯について、降水帯の気流構造や地形の影響の調査を行い、山岳の有無によって降水帯の水平分布はほとんど変わらないが、降水強度は変わることを示した。また、鈴木ほか(2008)では地形形状を変化させた複数の実験を行い、地形の影響によって降水量が増減することを考察した。さらに、Nielsen et al.(2016)では、テキサス州で起きた3つの豪雨洪水について、テキサス州中央部にあるバルコーンズ断層の山岳を滑らかにした感度実験を行い、豪雨洪水における降水強度の調査を行った。その結果、最大降水量は北側と西側に移動するものの、降水パターンはあまり変わらないことを示した。このことから、ローカルな山岳よりも大気条件の方が降水の強さと発生を決定する上で重要であることを指摘した。近年における大雨事例に

関する地形の影響については、津口・清野 (2017)および気象研究所 (2017)では、2017年7月5日 - 6日にかけて発生した九州地方の大雨について山岳を変えた実験を行い、山岳は線状降水帯の強化・維持に寄与していた可能性があるとして報告しているが、地形の影響によって線状降水帯がどのように変わったのかについての詳細は不明である。しかしながら、山岳の影響を受けない降水帯の豪雨事例もある。Kato and Goda (2001)では、新潟豪雨で起きた線状降水帯について解析を行い、佐渡島による山岳が降水に影響していないことが示された。

上述の如く、山岳における感度実験の研究例は少なく、事例を積み重ねることは重要である。また、長時間降水帯が持続した事例の中で、四方を山岳に囲まれた山岳(盆地的地形)における感度実験の研究例は少なく、降水帯に対しての暖湿空気塊の流入と下層収束の兼ね合いについても十分に議論されていない。

2008年8月末豪雨は、2008年8月26日~31日にかけて関東・東海地方を含む本州全域で起きた豪雨である。この豪雨について、小倉ほか (2011) は観測データと気象庁メソスケールモデルの出力値を用いて、期間中に起きた豪雨の多くは、上空水蒸気前線に沿って線状に組織されたメソ対流系か、2本の上空水蒸気前線に挟まれた領域でのバックビルディング(Back Building : BB)型豪雨(Bluestein and Jain 1985, Kato 1998) に組織化された線状降水帯であることを示した。そのうち、8月28日深夜には、東海地方の岡崎市では1600 UTC ~ 1700 UTCの1時間降水量は146.5 mmを観測し、8月の最大1時間降水量を記録した(以降、岡崎豪雨と呼ぶ)。以下、全て時刻はUTC (=JST-9 h) で表す。この豪雨で同市では死者2名がでたほか、その周辺で浸水被害や土砂崩が発生し大きな被害をもたらした。

一方、Shinoda et al. (2009) では同様の降水帯の構造について、マルチパラメータ(MP)レーダーの解析と雲解像モデル CReSS (Cloud Resolving Storm Simulator) を用いた数値実験を行った。その結果、下層では南東方向からの高相当温位の空気塊の流入と、線状降水帯が形成することで出来た相対的に冷たく乾燥した低相当温位気塊が収束することにより、線状降水帯が形成され、さらに、愛知県周辺で大雨をもたらした線状降水帯はバックアンドサイドビルディング(Back and Side Building : BSB)型(瀬古 2001, 2010)の構造を持つことを示した。しかしながら、Shinoda et al. (2009)では、岡崎豪雨事例の前半(2008年8月28日1600 UTC 付近まで)の岡崎市に向けて南東方向に移動してきた線状降水帯の形成について解析を行ったが、岡崎市付近に停滞した降水帯と山岳(地形)の関係については言及しなかった。ここでは、岡崎豪雨における降水帯の動向をみると、前半は南東方向に移動し、後半では岡崎市付近に停滞していたことから、岡崎豪雨において前半をステージ1とし、岡崎市付近に停滞した降水帯の後半をステージ2とした。

そこで、本節では同事例の後半に起きたステージ2(1700 UTC 以降)に岡崎市付近に停滞した線状降水帯と山岳の効果について調査を行い、岡崎市付近で

形成された線状降水帯の形成・維持機構を明らかにすることを第 2 章の目的とする。

2.2 岡崎豪雨が起きた期間の総観スケール場とメソスケール場の観測事実

スケール場の観測事実

図 2.1 はモデルにおける計算領域の入れ子構造と地形の概要を示す。東海地方は、日本列島の中央部に位置している。東海地方に存在する愛知県には濃尾平野、岡崎平野、豊橋平野の 3 つの平野が存在し、岡崎市は岡崎平野の東側に位置している。東海地方の西部には鈴鹿山脈(最高峰：御池岳, 1247 m)があり、南西部には紀伊山地(最高峰：八経ヶ岳, 1915 m)がある。また東部には木曾山脈(最高峰：木曾駒ヶ岳, 2956 m)、赤石山脈(最高峰：北岳, 3193 m)が分布しており、複数の標高 3000 m 級の山脈が存在する。さらに、北部には両白山地(最高峰：白山, 2702 m)、飛騨山脈(最高峰：奥穂高岳, 3190 m)があり、岡崎市周辺は南側を除く三方では山脈・山岳地形に囲まれていることがわかる。

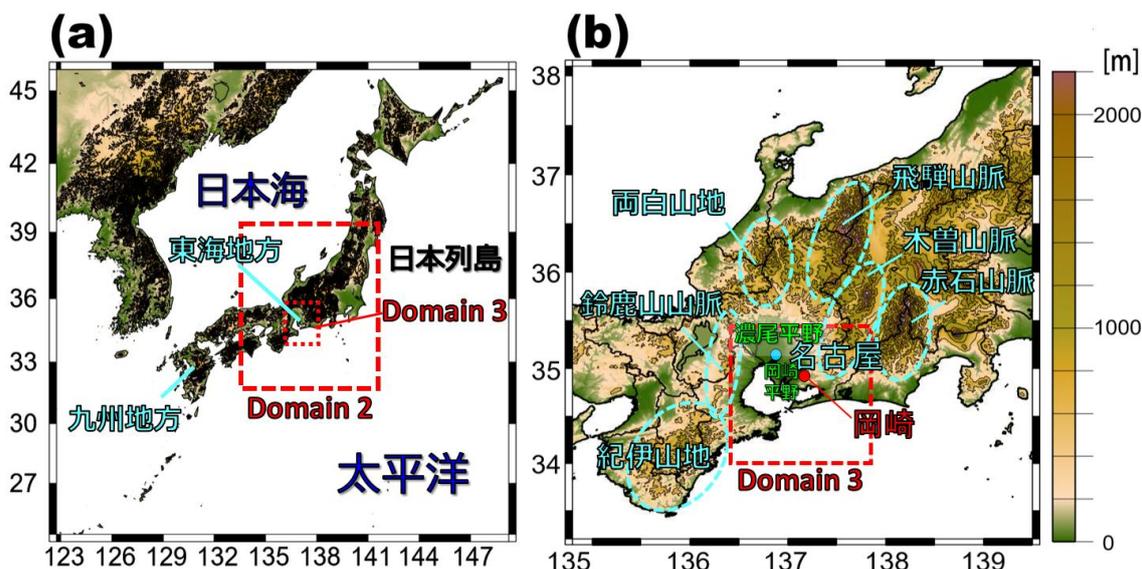


図 2.1 モデルにおける計算領域の入れ子構造と地形の概要。(a)Domain 1 における計算領域と, (b)東海地方および Domain 3 の計算領域を示す。

図 2.2 は、岡崎市の AMeDAS (Automated Meteorological Data Acquisition System :自動気象データ収集システム) 観測点における 10 分間降水量と総降水量の時系列である。岡崎 AMeDAS では 1510 UTC 頃から降雨が降り始め、1640 UTC の前 10 分間降水量は 30.5 mm に達し、2030 UTC まで降り続いた。1500 UTC ~ 1800 UTC までの 3 時間降水量は 240 mm を記録し、豪雨期間を通して

岡崎 AMeDAS の総降水量は、261 mm であった。愛知県における各 AMeDAS の 1500 UTC ~ 1800 UTC までの 3 時間降水量は名古屋では 90 mm，一宮では 42 mm，豊田では 55.4 mm，蒲郡では 120.5 mm，豊橋では 7 mm であった(図略)。このことから、愛知県西部から岡崎市にかけての降水量の値は大きく、東部から静岡県付近にかけての降水量の値は小さかった。

図 2.3 は、岡崎豪雨が起きた期間を含む 2008 年 8 月 27 日~ 29 日までの地上天気図である。日本海沿岸にはゆっくり南下する総観スケールの前線があり、北太平洋には高気圧が停滞し、九州の南海上にある低気圧はゆっくりと東南東進した。この間東海地方では、暖湿空気塊が九州の南側の低気圧と東側の高気圧の縁を通り、日本海沿岸のほぼ停滞する総観スケールの前線に向かって東~南東方向から流入し続いた。これらの風は、岡崎豪雨の間に暖かく湿った空気を東海地方に供給した。

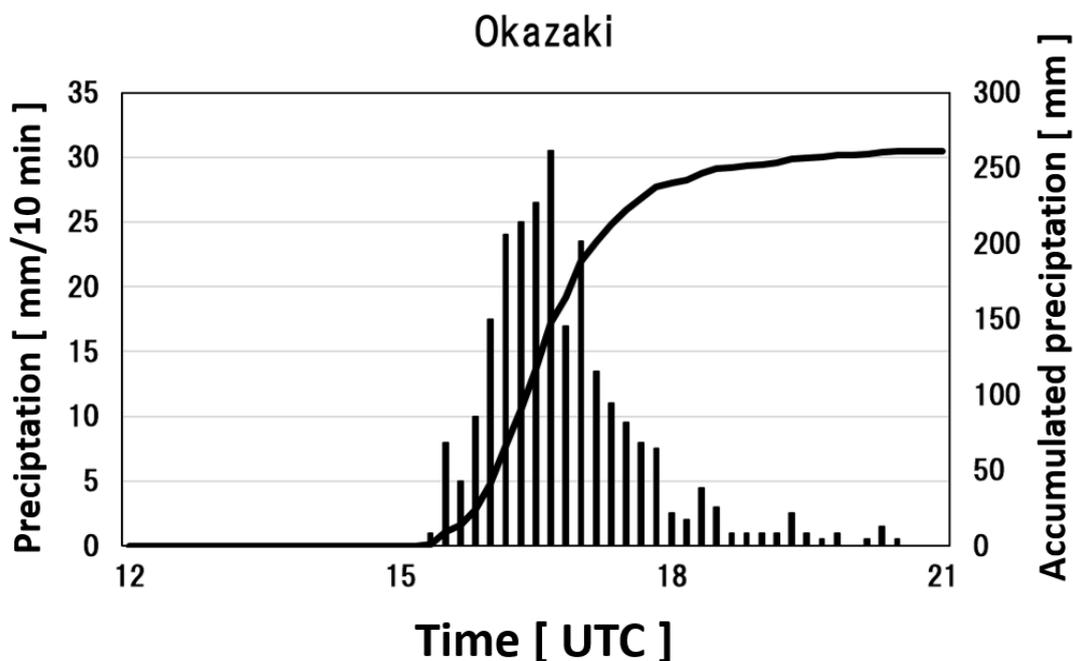


図 2.2 岡崎 AMeDAS における 2008 年 8 月 28 日 1200 UTC ~ 2100 UTC までの 10 分降水量と積算降水量。

(a) 1200 UTC 27 August (b) 1200 UTC 28 August (c) 1200 UTC 29 August

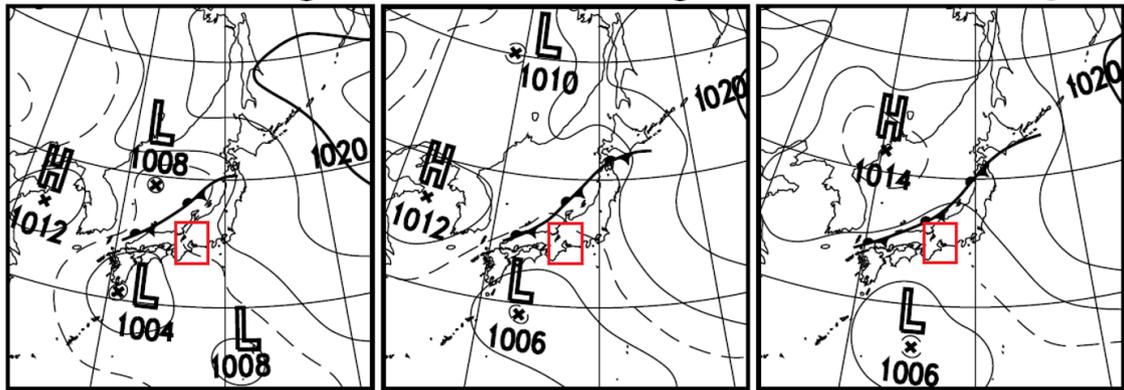


図 2.3 2008 年 8 月 27 日 1200 UTC, 28 日 1200 UTC, 29 日 1200 UTC における地上天気図。

岡崎市付近に豪雨をもたらした線状降水帯を見るために、図 2.4 に 8 月 28 日 1300 UTC から 2100 UTC までの 1 時間ごとのレーダーエコー強度を示す。1300 UTC では、岡崎市から約 60 km 離れた場所に南西から北東に延びる降水域 S とその南東側に降水域 A が新たに形成されていた(図 2.4a)。1400 UTC になると、線状降水帯 S は南東側に移動し、降水域 A に接近していた。降水域 A は発達しながら北西方向に進み、渥美半島の南の海上に新たな降水域 B が発生した(図 2.4b)。その後、1500 UTC になると、降水域 A はさらに北西方向に進み線状降水帯 S と結合して、降水域を拡大させていた。その時の降水域 B は北側に移動しながら発達した。1600 UTC 頃になると、降水域 B の南側に新たに降水域 C が発生していた。さらに、降水域 S, 降水域 A, 降水域 B, 降水域 C の降水域が合体することで、南北にのびる線状の降水帯となった。1700 UTC になると、降水域 B と降水域 C は結合し、降水域 A(併合した降水域 S)と切り離されていた。1800 UTC には、降水域 C は南に移動した。さらに、1900 UTC から 2000 UTC になると、降水域 C はさらに南側に移動し始め、降水域は南の海上で新たに発生していた。2100 UTC には、降水域 C の南海上にあらたに線状に延びるように見られ降水帯が南側に発生していた。

上記において岡崎豪雨の期間を 2 つのステージに分けると、ステージ 1 では線状降水帯 S が降水域に向かって南東方向に移動した。次に、降水域 S, 降水域 A, 降水域 B, 降水域 C が、南北において線状に並んだ 1600 UTC 前後とした。ステージ 2 では岡崎市周辺にとどまった 1800 UTC 以降の降水域 C とした。本研究では、岡崎市周辺に停滞・維持したステージ 2 の降水帯について詳細に解析を行った。

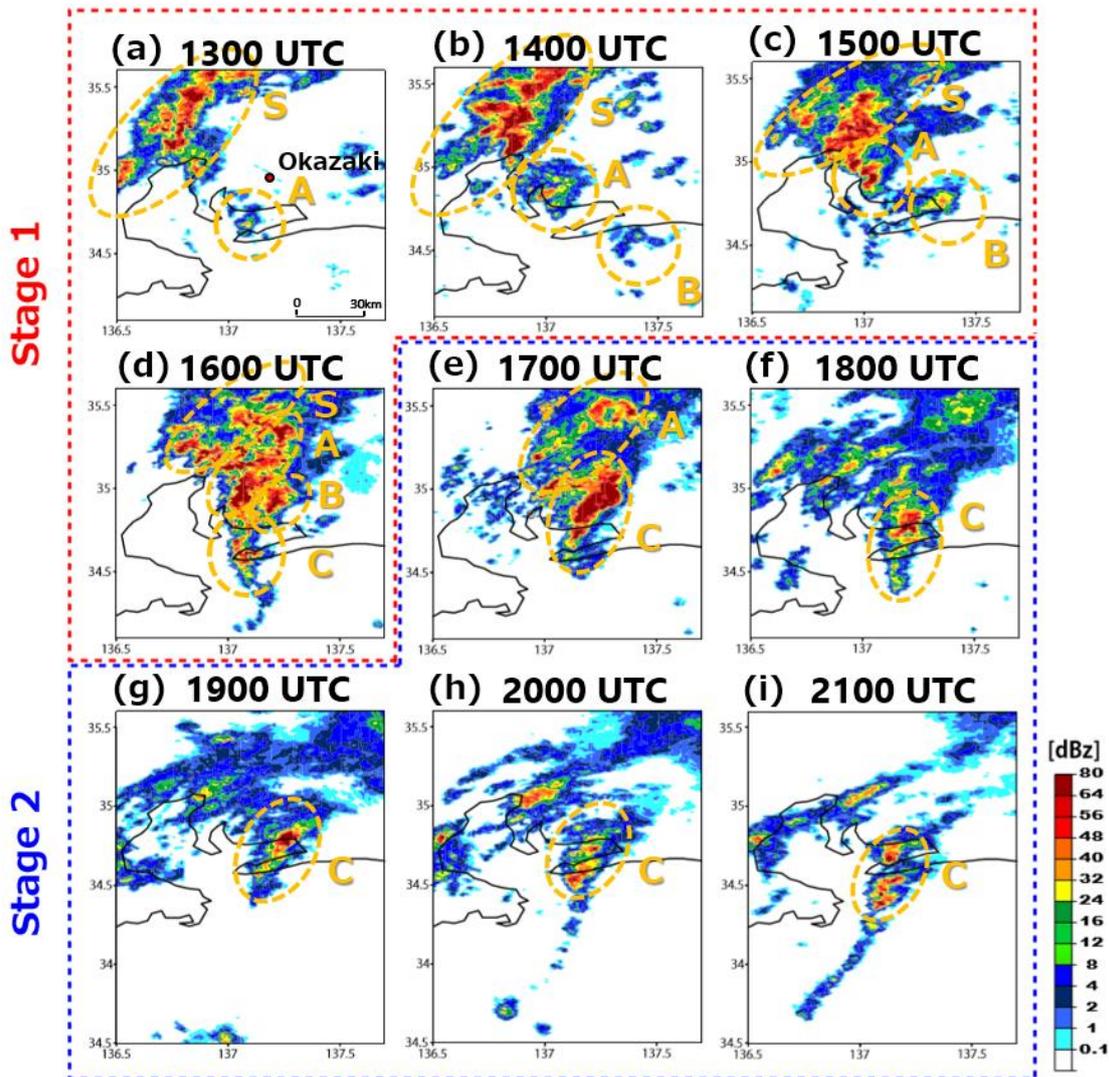


図 2.4 2008 年 8 月 28 日 (a) 1300 UTC, (b) 1400 UTC, (c) 1500 UTC, (d) 1600 UTC, (e) 1700 UTC, (f) 1800 UTC, (g) 1900 UTC, (h) 2000 UTC, (i) 2100 UTC に観測されたレーダーエコー強度 (dBZ) の水平分布。メソ β スケールの降水域を A, B, C, S で表す。

2.3 数値モデルの概要

本研究で用いた領域気象モデルは、WRF (Weather Research and Forecasting) モデルの 3.4.1 のバージョンである (Skamarock et al. 2008)。表 1 に岡崎豪雨におけるモデルの設定を示す。モデルで用いた格子間隔は第 1 領域では東西・南北(170×190)の 12.5 km, 第 2 領域では東西・南北(321×321)の 2.5 km, 第 3 領域では東西・南北(351×421)の 500 m である。3 段階のネスティング計算を 2 way-nesting で実行した (図 2.1b)。2008 年 8 月 28 日 0 UTC を初期値として、28 日 2100 UTC までの 21 時間を積分した。初期値・境界値として気象庁のメ

ソ数値予報モデルの 00 UTC の予報値を利用し、3 時間ごとの解析データを使用した(気象庁, 2013)。さらに、海面水温のデータは、気象庁 MGDSST (Merged satellite and in situ data Global Daily Sea Surface Temperatures in the global ocean)を用いた(栗原ほか 2006)。WRF における鉛直座標系は、 η 座標系を用いて、下層のみ間隔が細かい設定である。鉛直方向の設定として、鉛直層は 55 層とし、モデル最上端は 100 hPa とした。地温と土壌水分量に関しては同時刻の NCEP (National Center for Environmental Prediction ; 米国環境予測センター) 提供の FNL (Final Analysis) データを使用した。本研究で用いたパラメータの設定としては、雲微物理過程には水・氷の 6 種類の混合比と雲氷・雪・雨水・霰の数濃度を含めた要素を予報する Thompson スキーム(Thompson et al. 2004)を使用した。また、積雲対流パラメタリゼーションは Kain-Fritsch スキーム(Kain 2004)を用いて外側の領域の Domain 1 のみ使用し、他の領域では使用しなかった。さらに、地表面過程は Noah Land-Surface Model (Chen and Dudhia 2001)、長波放射は RRTM スキーム (Mlawer et al. 1997)を、短波放射は Dudhia スキーム (Dudhia 1989)を、大気境界層過程は Mellor-Yamada-Janjic スキーム (Janjic 2002) をすべての領域で用いた。標高データは USGS (United States Geological Survey)提供の GTOPO30 データ (Global 30 Arc Second Elevation Data)を用いた。

表 1 岡崎豪雨におけるモデルの設定

計算領域	12.5km	2.5km	500m
格子数	東西 : 170 × 南北 : 190	東西 : 321 × 南北 : 321	東西 : 351 × 南北 : 421
雲微物理過程	Thompson スキーム (Thompson et al. 2004)	同様	同様
積雲対流パラメタリゼーション	Kain-Fritsch スキーム (Kain 2004)	無し	無し
地表面過程	Noah Land-Surface Model (Chen and Dudhia 2001)	同様	同様
短波放射	Dudhia スキーム (Dudhia 1989)	同様	同様
長波放射	RRTM スキーム (Mlawer et al. 1997)	同様	同様
大気境界層過程	Mellor-Yamada-Janjic Level 2.5 (Janjic 2002)	同様	同様
地形(標高)データ	G T O P O 30	同様	同様
鉛直層数	55層	同様	同様
海面水温データ	M G D S S T	同様	同様

2.4 数値モデルによって再現された総観場とメソスケールの降水分布

図 2.5 は、数値モデルによって再現された 28 日 1200 UTC から 2100 UTC までの 3 時間ごとの高さ 500 m の相当温位、水蒸気と水平風の水平分布である。1200 UTC には関東地方から近畿地方まで太平洋側の広範囲にわたり、高相当温

位（相当温位 $> 355 \text{ K}$ ）と高水蒸気量（水蒸気 $\sim 18 \text{ g kg}^{-1}$ ）の暖湿空気が存在していた。1500 UTC になると、高相当温位空気塊は東海地方の内陸部まで流入しており、高水蒸気空気塊も同様の分布をしていた。2100 UTC 以降には、高相当温位域は東に移動しており、見られなくなった(図略)。岡崎豪雨の期間中(1500 UTC – 2100 UTC)の東海地方には暖湿空気塊が東–南東寄りの風によって常時流れ込んでいた。

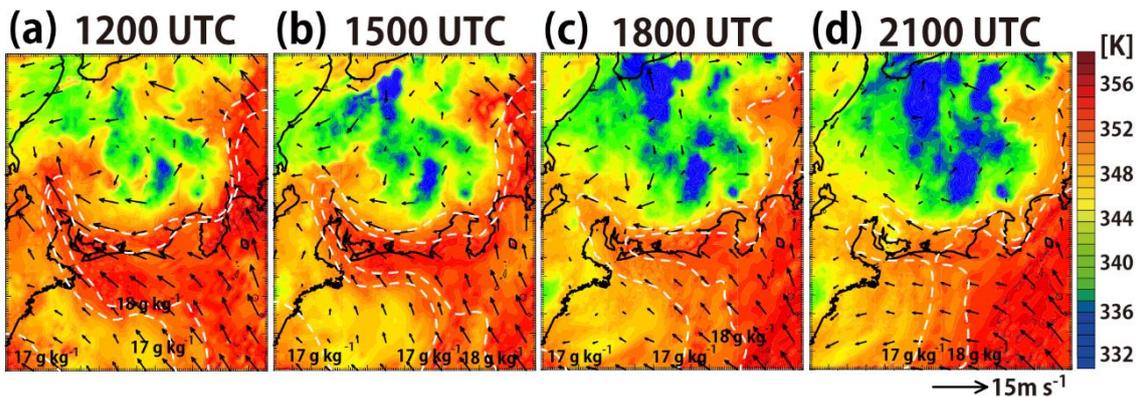


図 2.5 モデル計算結果における 2008 年 8 月 28 日 (a) 1200 UTC, (b) 1500 UTC, (c) 1800 UTC, (d) 2100 UTC の高度 500 m の相当温位と水平風および水蒸気混合比の水平分布。等値線は混合比(17 g kg^{-1} , 18 g kg^{-1})を示す。

図 2.6 は、モデル計算結果における 28 日 1300 UTC から 2100 UTC までの 1 時間毎の降水量と地上 10 m の風の水平分布である。1400 UTC ~ 1500 UTC では、愛知県西部に北北西 ~ 南南東方向に延びる降水域はレーダーエコー強度の解析結果と同様に再現されていた。またその降水域は、1600 UTC になると降水域を拡大しながら南東方向に移動していた。さらに、1800 UTC になると南北に延びる線状の降水帯となり、岡崎市付近で極大となった。再現された降水量の値は全般に少なく、また後の時間ほど小さくなり降水域の位置も多少ずれているが、降水帯のステージ 1 とステージ 2 の様子に着目すると、再現された線状降水帯は実況の特徴をよくとらえていた。ステージ 1 では、降水域は北西から南東に移動して 1800 UTC 頃 (図 2.6f) に岡崎市付近に達していた。その後のステージ 2 では、南側に新たな降水域を作り、その場にほぼ停滞した。降水域が停滞した時の地上風をみると、降水域の南東側では一般風である東風 ~ 南東風が吹き、西側では北寄りの風が吹き降水帯の南側下層に収束線を形成した。この収束線は地上付近だけに見られ、500 m の高度になると見えなくなった (図略)。そのため、岡崎市周辺で再現されたステージ 2 の降水帯の特徴は概ね再現することができたので、本研究ではこの停滞した線状降水帯に及ぼす地形の影響について詳しく解析を行った。

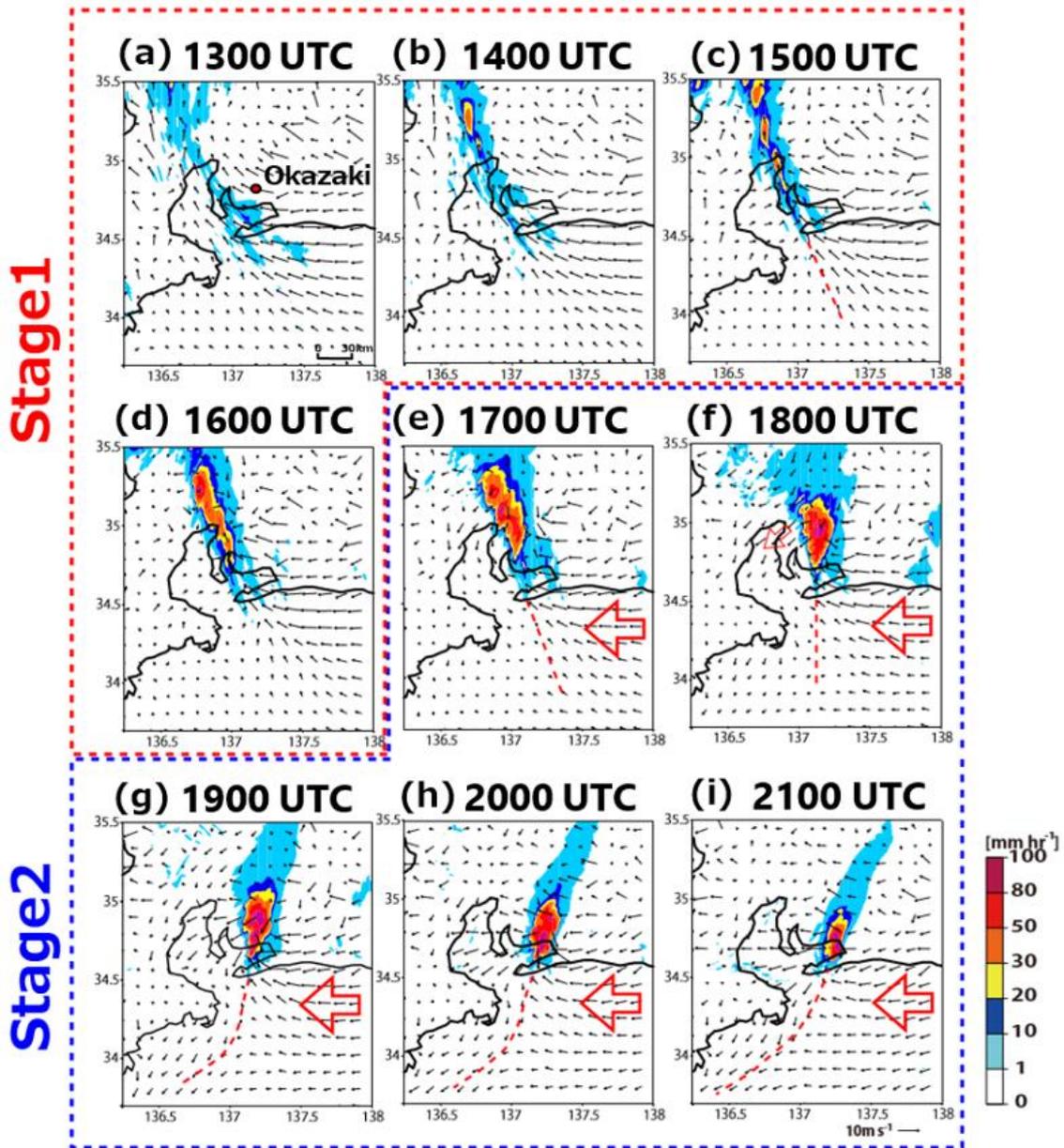


図 2.6 モデル計算結果における 2008 年 8 月 28 日 (a) 1300 UTC, (b) 1400 UTC, (c) 1500 UTC, (d) 1600 UTC, (e) 1700 UTC, (f) 1800 UTC, (g) 1900 UTC, (h) 2000 UTC, (i) 2100 UTC の前 1 時間降水量と 10 m 地上風の水平分布。赤破線は収束線と赤矢印はステージ 2 における下層の風向を示す。

2.5 岡崎市付近に大雨をもたらした線状降水帯に対する山岳のインパクト

第 2.1 節で述べたとおり，岡崎市周辺は赤石山脈，木曾山脈，飛騨山脈などの山岳に囲まれており，岡崎市周辺の山岳は岡崎豪雨に影響を与えていると考えられる。特に，木曾山脈・赤石山脈の山岳は線状降水帯の東方向に移動することを妨げる効果があることから，岡崎市周辺で線状降水帯が停滞し，降水は長期化する可能性がある。このことから，岡崎市周辺の山岳を無くした実験を行い，線状降水帯における山岳の影響について検討した。

第 2 章で行った地形改変の感度実験の詳細を図 2.7 と表 2 に示す。図 2.7 の山岳が全てある再現計算を CTL とすると，Case A は岡崎市周辺の 100 - 200 km の範囲から山岳を全部取り去った場合，Case B は Case A と比べて岡崎市の北および東側の山岳を残す場合，Case C は岡崎市周辺の山岳の標高を半分にした場合，Case D は岡崎市の東側の約 200 km にある全ての山岳の高さを半分にした実験，Case E は岡崎市から約 200 km 以内の全山岳の西側半分を除去した実験，Case F は岡崎市から約 200 km 以内の全山岳の東側半分を除去した実験，Case G は紀伊山脈の山岳を無くした実験である。改変した地形データについては，モデルの初期時刻(28 日 0 UTC)から行っており，5 グリット分の距離をスムーズにつないで，改変地形と非改変地形の境目付近の高度変化が滑らかなるようにした。この山岳の補間は全ての格子で行っており，この感度実験では標高のみの操作で，海陸分布や粗度分布は変更していない。

表 2 岡崎豪雨で行った地形改変実験の詳細

感度実験名	地形改変の概要
CTL	なし
Case A	岡崎市周辺の山岳を無くした実験
Case B	岡崎市の東側の山岳を残した実験
Case C	岡崎市周辺の山岳の高度を半分(0.5倍)した実験
Case D	岡崎市の東側の山岳の高度を半分(0.5倍)にした実験
Case E	岡崎市の西側の山岳を無くした実験
Case F	岡崎市の東側の山岳を無くした実験
Case G	紀伊山脈の山岳を無くした実験

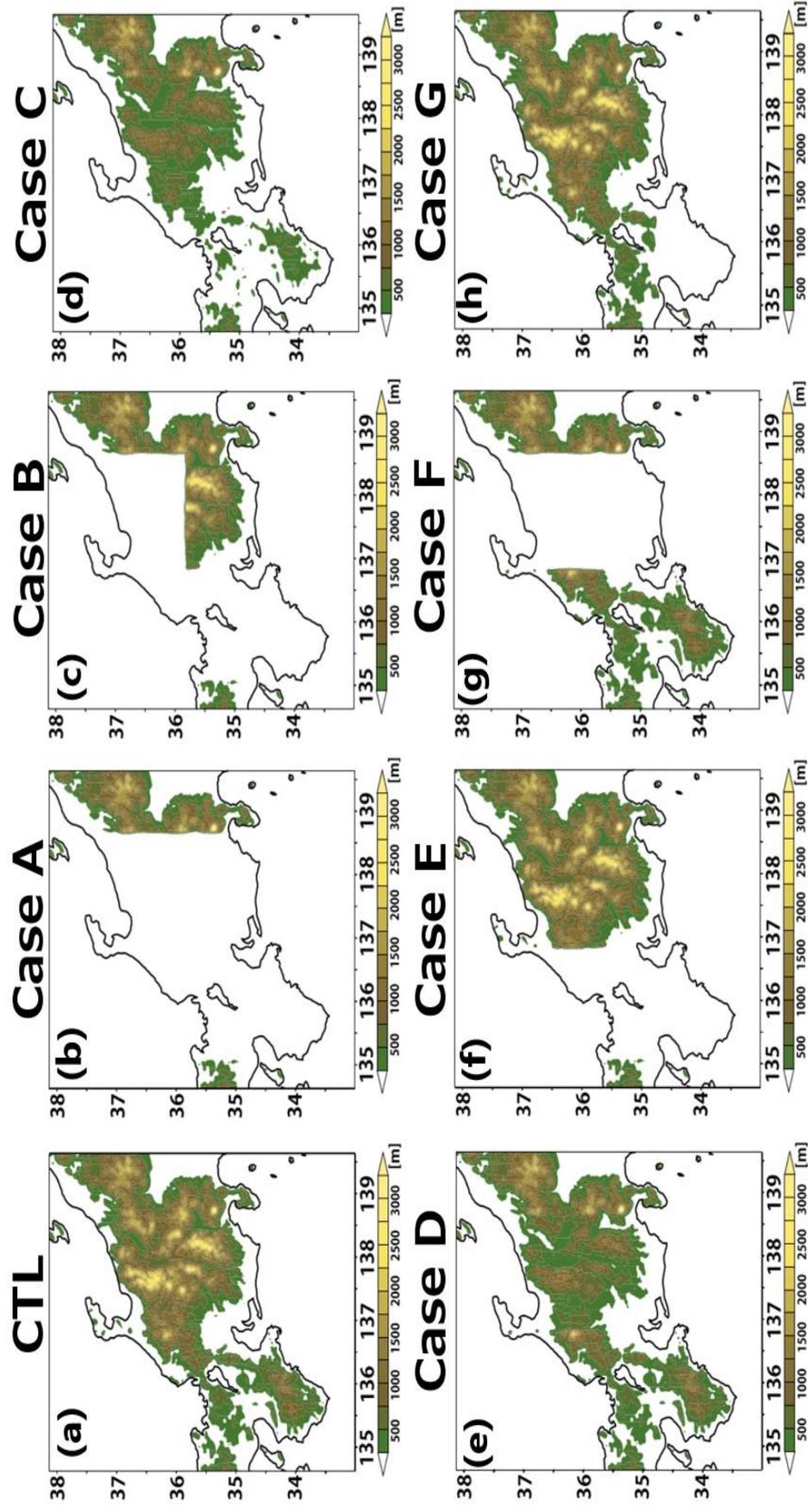


図 2.7 本研究で行った地形改変実験に用いた改変地形の種類。(a) CTL (再現計算), (b) Case A (岡崎市周辺の山岳を無くした実験), (c) Case B(岡崎市の東側の山岳を残した実験), (d) Case C (岡崎市周辺の山岳の高度を半分にした実験), (e) Case D (岡崎市の東側の山岳の高度を半分にした実験), (f) Case E (岡崎市の西側の山岳を無くした実験), (g) Case F (岡崎市の東側の山岳を無くした実験), (h) Case G (紀伊山脈全域の山岳を無くした実験) の結果。

図2.8に1300 UTC, 1600 UTC, 1900 UTCにおける各実験における降水量と地上風の水平分布を示す。CTLの1300 UTCでは中部地方の北部に降雨となっている領域が存在し、時間の経過とともに、風上側に移動していた。Case Aでは、1300 UTCには、CTLと同様な降水分布をしているものの、1600 UTC, 1900 UTCでは愛知県付近に降水帯は再現されなかった。Case Bにおける1300 UTCでは、CTL, Case Aと同様の地域に降水帯が存在した。また、1600 UTCになると収束線から南南東方向に伸びるステージ1に相当するメソスケールの降水帯は、CTLで見られたように岡崎市付近まで移動していたが、1900 UTCでは、ステージ2の降水帯は維持していた。このことから、Case Aではステージ2の降水帯が組織化しなかったのに対して、Case Bでは降水帯の位置や降水強度に関して多少異なるがCTLと同様にほぼ線状の降水帯は組織化されていたと言える。Case Cでは、ステージ1の降水帯は再現されているように思われた。しかしながら、山岳の高度が低くなったことによって、ステージ2に見られた降水帯は東進しようとするのを止められず東側にシフトした。Case Dでは、岡崎市の近くに帯状の線状降水帯が形成されたが、時間が経過すると徐々に東方に移動し続けており、ステージ2の降水帯はCase Cと同様であった。Case Eでは、岡崎市の北東側に山岳があることを除いて、Case Bの地形改変実験と同様である。Case Eで発生した降水帯はCase Bと同様に、岡崎市付近で準定常線状降水帯が維持した。また、Case Fでは、ステージ1の降水帯は他の実験と同様に現れていたが、ステージ2の降水帯は見られず、岡崎市付近に降水帯は形成・維持しなかった。これは、Case Bと同様の結果であることから、ステージ2の降水帯が形成・維持する要因として西側の山岳は影響しなかったと考えられる。Case Gでは、ステージ1～ステージ2の岡崎豪雨期間には準定常的な降水帯は発生・維持していた。また、降水帯は岡崎市付近で停滞しており、下層の収束は維持されていた。そのため、岡崎市に維持した降水帯は紀伊山脈による山岳の効果をほとんど受けていなかったと考えられる。しかし、CTLの場合と比較すると、降水強度は弱く、線状降水帯の風向は時計回りにわずかに回転していた。

以上の感度実験の結果から、岡崎市の西側の山岳の存在は、降水強度は弱まっただけだったので、ステージ2で発現した線状降水帯の形成・維持にあまり寄与していなかったと考えられる。また、ステージ2の準定常線状降水帯の形成と維持には、岡崎市東部の山岳が不可欠であると考えられる。これからは、CTL, Case A, Case Bの3つの感度実験を中心に地形の効果を議論する。

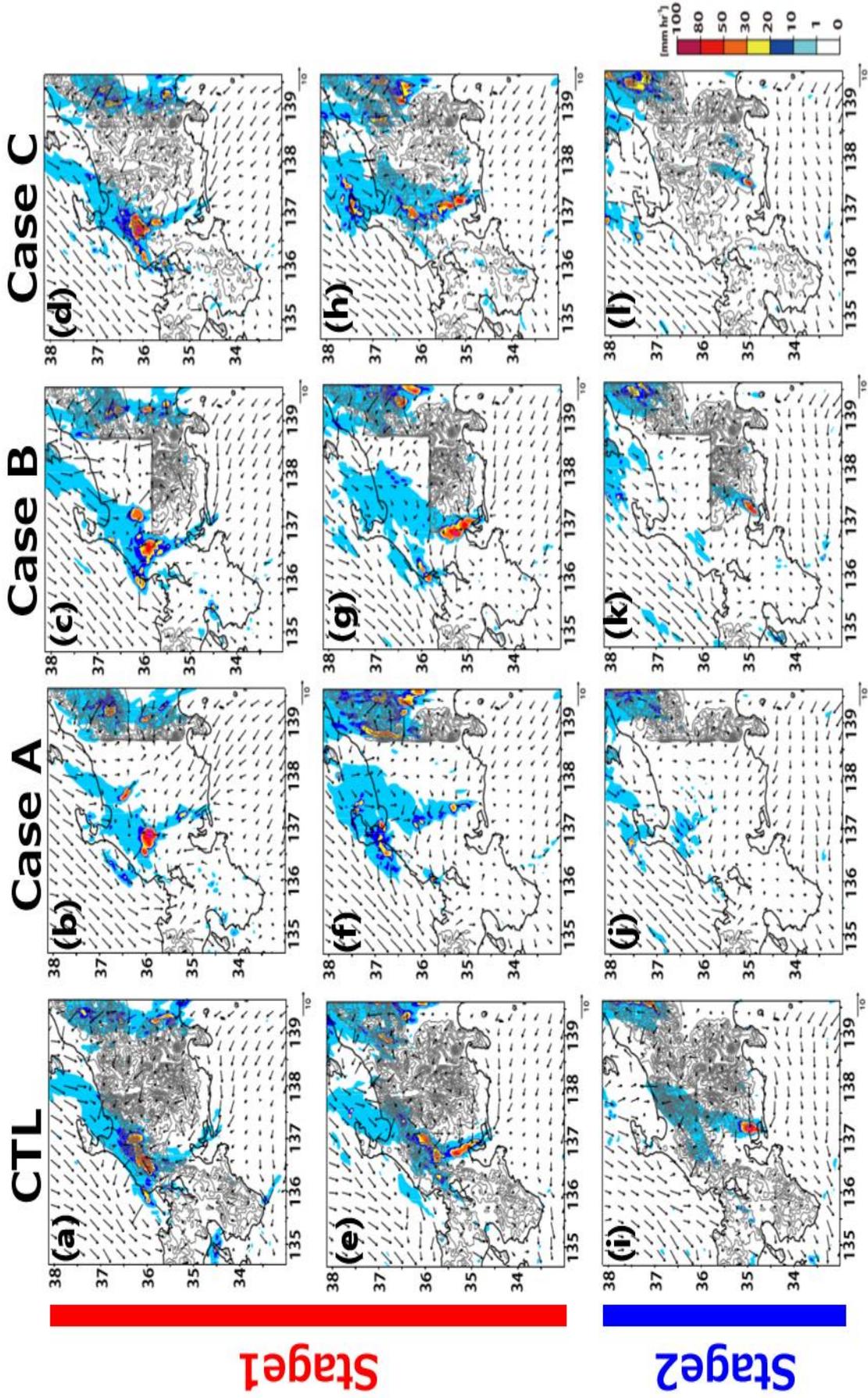


図 2.8 Domain 2 における感度実験結果。2008 年 8 月 28 日 1300 UTC, 1600 UTC, 1900 UTC の前 1 時間降水量(mm h^{-1})と地上風の水平分布。(a),(e),(i)は CTL, (b)(f)(j)は Case A, (c)(g)(k)は Case B, (d)(h)(l)は Case C のそれぞれの時間を示す。

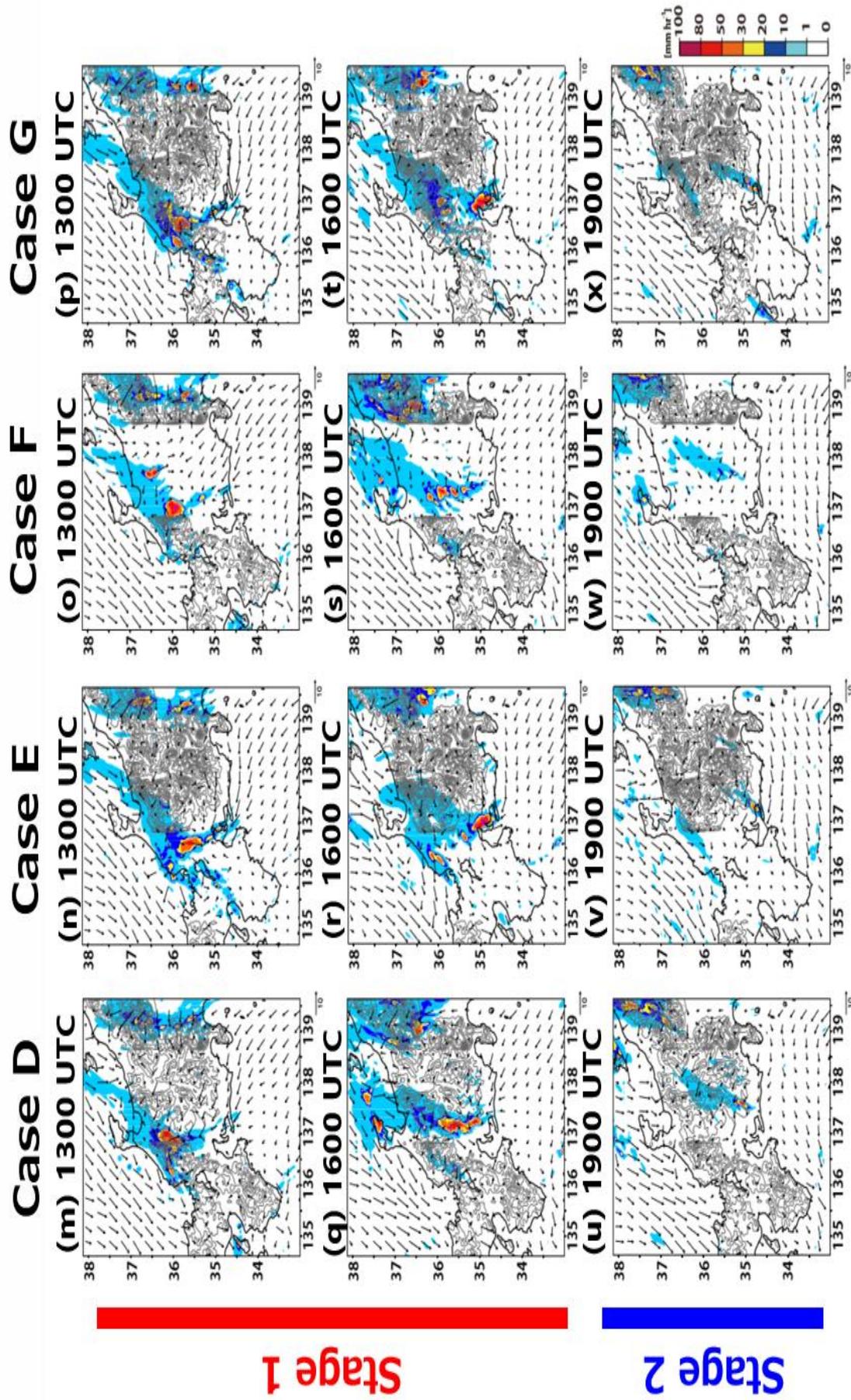


図 2.8 の続き。(m),(q),(u)は Case D, (n)(r)(v)は Case E, (o)(s)(w)は Case F, (p)(t)(x)は Case G のそれぞれの時間を示す。

2.6 各感度実験における相当温位，下層収束・発散の 時間変化について

岡崎市の東側の山岳がステージ2における準定常線状降水帯の形成と維持にどのように寄与したかについて議論するために，CTL，Case A，Case Bにおける相当温位場について調査を行った。CTL，Case A，Case Bにおける地上から高度500mまで平均した相当温位の水平分布を図2.9に示す。CTLの1300 UTCでは愛知県北西部に降水帯が存在し，降水帯の風上側では355 K以上の高相当温位気塊が南東～東方向から流入していた(図2.9a)。1600 UTCになると降水帯は愛知県北西部から岡崎市付近に移動し，1900 UTCには岡崎市南側で停滞した。降水帯の南東～東側では持続的に355 K以上の高相当温位気塊が海上から供給されていた。Case Aでは，1300 UTCには岡崎市付近に高相当温位気塊の流入が見られた。Case Aの1300 UTCではCTLよりも東側に降水帯が発生しており，降水帯の南側では南南東風と南南西風が卓越している様子がみられた(図2.9b)。また，Case AではCTLと同様に降水系の南東側から暖湿な空気塊が流入しているのが確認できた。ところが，1600 UTCになると降水帯は東側に移動していた(図2.9e)。この時のCase Aの降水強度は，CTLと比べ弱まっており，高相当温位気塊域は前の時間よりも小さくなった。さらに，1900 UTCになると降水系は消失し，高相当温位気塊域は確認できなかった(図2.9h)。Case Bの1300 UTCでは，CTLと同じ領域に降水帯が発生していた(図2.9c)。1600 UTC～1900 UTCになると降水帯は南東方向に移動し，CTLと同様に停滞していた。岡崎市付近に停滞した降水帯はCTLよりも降水量は10 mm程度低下していたものの，降水帯の南～南東側ではCTLと同様に高相当温位気塊が長時間流入している環境場であった。

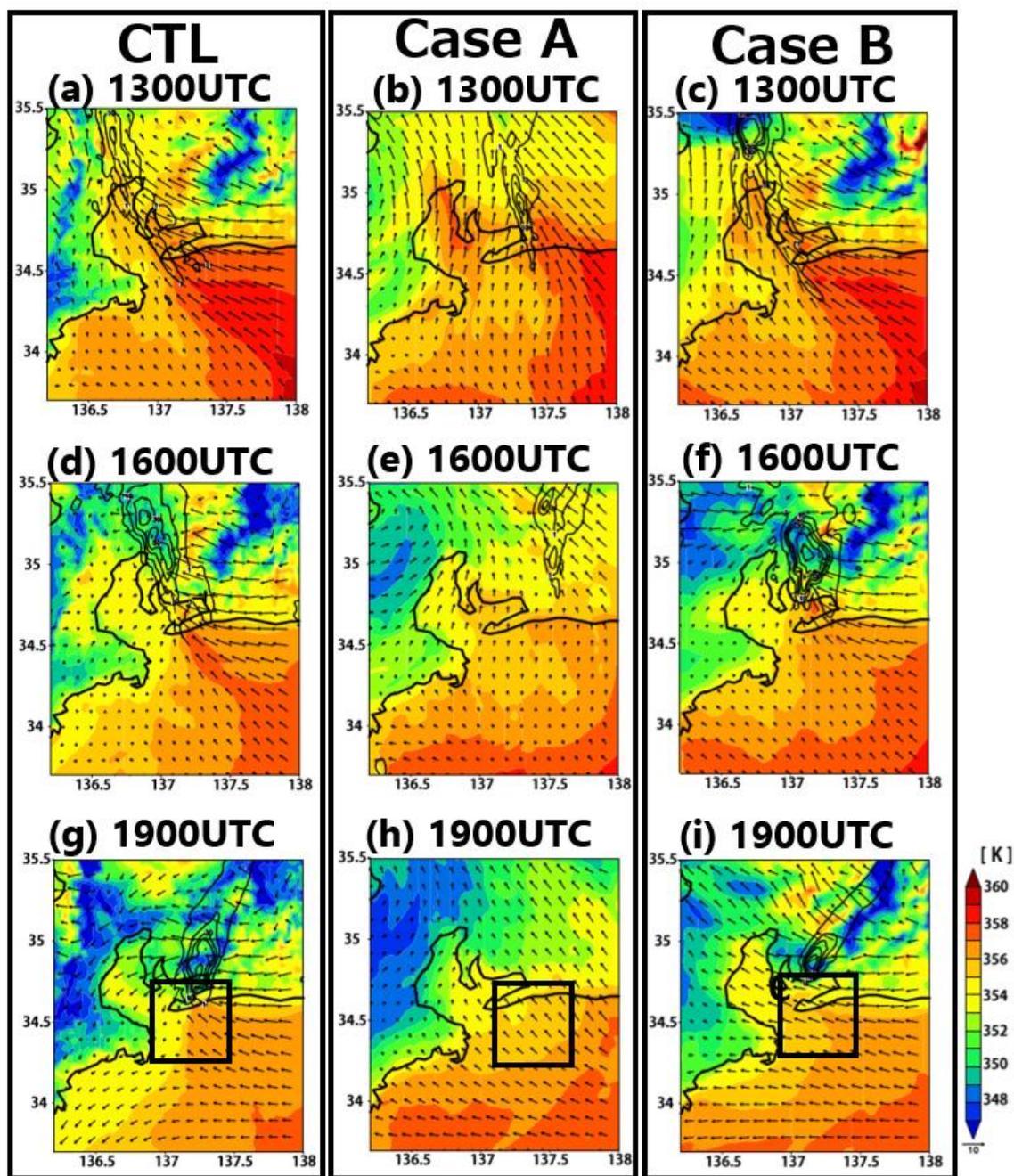


図 2.9 CTL, Case A, Case B における地上から高度 500m まで平均した相当温位(θ_e , カラー)と水平風(ベクトル)と前 1 時間降水量(等値線)の水平分布。(a), (b), (c)の黒枠の領域は図 2.10 の領域を示す。

次に, 岡崎市付近に維持した降水帯の下層の発散・収束について調査を行った。CTL, Case A, Case B における領域平均した発散の時間変化を図 2.10 に示す。降水帯の発散・収束の時間変化をみると, CTL では豪雨期間を通して絶対値 $1.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 以上の収束が維持されており, 降水帯の南側では対流が立ちやすい環境場であった。さらに 1900 UTC になると絶対値 $1.5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ となり, 収束は強化されて

いた。Case Aでは弱いながらも下層では収束していたが、時間の経過とともに明瞭な収束は見られなくなった。この時のCase Aの降水帯と下層収束について詳細に解析したところ、海上に発生した対流セルは北側に移動することで発達し、南北に延びる線状降水系を形成しているように見られた(図2.8f)。また、対流セルが発生した領域では、南東風と南南西風とが卓越することで下層に収束を形成していた。よって、地形を無くした場合でも、大気下層では風向の違いによって収束し、1600 UTCには降水帯を維持させていたと考えられる。Case BではCTLと同様に期間を通して絶対値 $1.2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 以上の強い収束が1900 UTCまで持続していたが、以降は見られなくなった。

このことから、岡崎市付近に停滞していた降水帯からの北西風(伊勢湾からの北西風)が弱まったことによって、収束線の位置がずれ、下層の収束を低下させたと考えられる。また、この時の海面からの潜熱フラックスは大きく変化していなかった(図略)。さらに、下層収束が見られた領域の持ち上げ凝結高度と自由対流高度を解析し、鉛直方向の環境場の調査を行った。解析した領域の持ち上げ凝結高度は200 m ~ 225 m、自由対流高度は250 m ~ 300 mであり、両方とも高度は非常に低かった。このことから、CTLとCase Bでは、収束していた領域の大気下層では対流が立ちやすい環境場であった(図略)。

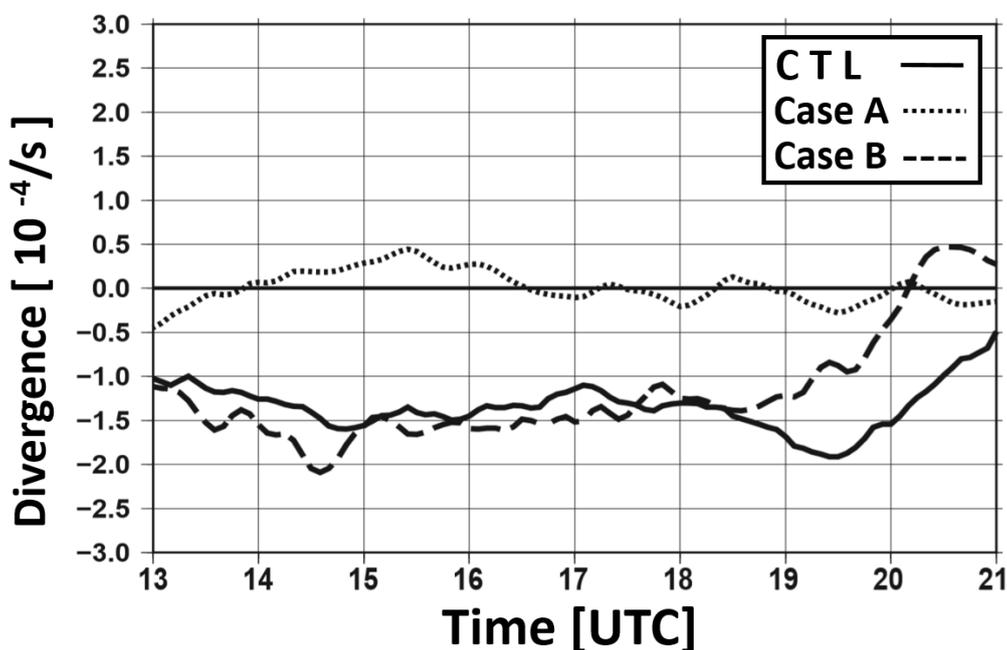


図 2.10 CTL, Case A, Case B における領域平均した発散の時間変化。領域平均は図 2.9 の黒枠の領域を示す。

各感度実験(CTL, Case A, Case B)においてどのように東西風が持続したかを調べるために、流跡線解析を行った。流跡線解析に使用したツールは、

RIP4(Read Interpolate Plot)を用いた(Stoelinga 2009)。図 2.11 では高度 250 m を基準とした時の 8 月 28 日 0000 UTC ~ 1900 UTC まで平均海面更正気圧の流跡線解析図を示す。CTL の流跡線の軌跡によると、太平洋の海上では北西方向に移動し、東海地方に接近すると徐々に西側に向かい始めた。この西側に移動し始めた時の軌跡から、山脈を迂回する流れの場が出来ていた。西側に向かい始めた時の空気塊に掛かる気圧傾度力に生じる加速度は $6.6 \times 10^{-4} \sim 10.7 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-2}$ でコリオリ力により生じる加速度は $5.8 \times 10^{-4} \sim 7.4 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-2}$ であったことから、気圧傾度力の方が強かった。このため、空気塊が北西方向から西へシフトしたのは、気圧勾配によるものであったと考えられる。一方、岡崎市の東側の山脈を取り除いた Case A では、東海地方付近の気圧傾度力は $3.7 \times 10^{-4} \sim 5.0 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-2}$ でコリオリ力により生じる加速度は $4.0 \times 10^{-4} \sim 5.4 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-2}$ であり、CTL と比べ、気圧傾度力により生じる加速度は減少していた。さらに、空気塊が西側に移動した時の気圧傾度力偏差により生じる加速度の偏差の分布から東海地方の陸地付近では、低圧域が現れ、南北の圧力勾配を低下させたことが示唆される。その結果、Case A の空気塊の軌跡は岡崎市周辺には到達せずに、静岡県に接近し、北西方向に移動するのを維持していた。Case B の場合は、CTL と同様に、静岡県に接近するに伴って西側に移動し、岡崎市に到達した。また、CTL と Case A では、海上での東西方向の風速はほとんど変化していないため、コリオリ力の南北成分もほとんど変化していなかった。さらに、2つのケースの差を比較すると、Case B - CTL では Case A - CTL で見られたような低圧場は見られず、気圧傾度力とコリオリ力に生じる加速度の値は変わらなかった(図略)。

これらの結果から、岡崎市東側のローカルな山岳によって、圧力勾配に差が生じることにより、線状降水帯の持続に必要な東よりの風が維持されたと考えられる。さらに、線状降水帯が維持されるためには、木曾山脈 ~ 赤石山脈の山岳が南東側から流れ込む暖湿気塊を取り込むために必要であったと示唆された。

この時の CTL の場合、西方向への軌跡の移動から、フルード数($Fr = U_0 / Nh$)を求めた。フルード数の算出するために用いた各項は、山岳の高さの下での平均風速($U_0 \sim 8 \text{ m s}^{-1}$)とし、Brunt-Vaisala 振動数は ($N \sim 1.2 \times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$)とし、山の高さ(頂上の高さ: $h \sim 2500 \text{ m}$)とした(Smolarkiewicz and Rotunno 1989)。これから、空気塊のフルード数は 0.5 以下であったので、岡崎市の東側の山岳(木曾山脈~赤石山脈)の乗り越えずに迂回する結果となった。このことは、流跡線解析の結果と整合性がある。

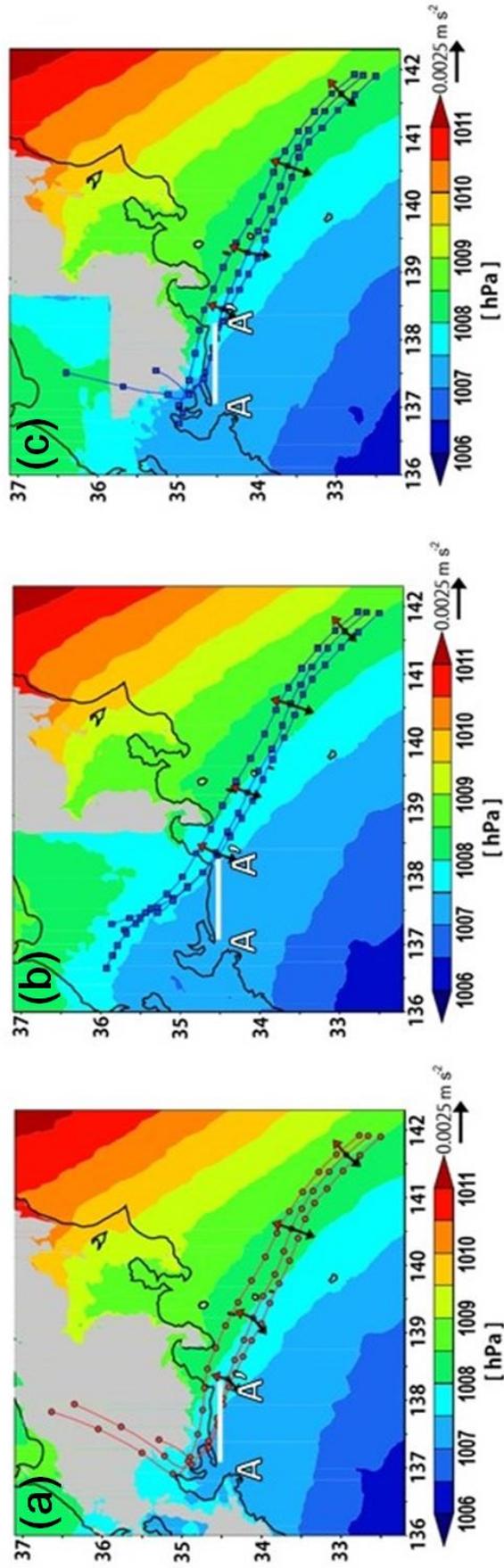


図 2.11 高度 250m を基準とした時の 8 月 28 日 0000 UTC ~ 1900 UTC まで (a) CTL, (b) Case A, (c) Case B の平均海面
 更正気圧(カラー)と流跡線解析。赤矢印はコリオリ力, 黒矢印は気圧傾度力を表す。測線 A - A'は, 図 2.12 の鉛
 直断面を示す。

次に、図 2.12 に 1300 UTC, 1600 UTC, 1900 UTC における CTL, Case A, Case B の図 2.11 中の測線 A - A' (太平洋沿岸の静岡県西部) に沿う相当温位の断面図を示す。1300 UTC では、すべての事例において高度 800 ~ 1000 m (の高さ) まで 355 K の高相当温位域が到達していた。1600 UTC になると、CTL と Case B では、1300 UTC と同様の高さにまで高相当温位域は達していたものの、Case A では、西側に向かうにつれて高相当温位域は低くなっていた。さらに、1900 UTC では Case A では CTL や Case B に比べ、高相当温位の高さが低下した領域は 80 km ~ 100 km 付近の東側まで移動していた。この高相当温位の厚さが増減したことについて、各実験の風上側の領域を詳しく見てみると、CTL と Case B では、ステージ 1 ~ ステージ 2 の風向は東 ~ 南東風となっていたが、Case A では南風となり、風速も変化していた。Case A では山岳を無くしたことにより風上側の風向が東風から南風に変わり、岡崎市付近に高相当温位を輸送することが出来なくなった。これから、Case A では高相当温位の高さが低下したと考えられる。また、CTL や Case B では降水帯が停滞した領域では東風と西風が収束して上昇流が発生し、下層の高相当温位気塊は持ち上げられていた(図 2.12a, 図 2.12c)。CTL では 1900 UTC 以降においても上昇流が持続していたが、Case B では弱まっていた(図略)。一方、Case A では CTL や Case B で見られたような高相当温位域は存在せず、上昇流は現れていなかった(図 2.12b)。そのため、線状降水帯が維持するために必要不可欠な暖湿(高相当温位)な空気塊は岡崎市東側の山脈が存在することによって運ばれていたため、岡崎豪雨を組織化する上で重要な要因であると考えられる。さらに、岡崎市付近では、東よりの風が卓越することによって発生した上昇流にともなって、高相当温位気塊が上空まで運ばれていた。山岳の存在によってローカルな気圧勾配が発生したことによって、東よりの風となり、岡崎市付近では高相当温位の厚い層が維持されたと考えられる。よって、降水帯が形成および維持するためには、岡崎市西側の山岳ではなく岡崎市東側の山岳が南東側から流れ込む暖湿な気塊を取り込むのが必要だったと言える。さらに、東側の山岳によって降水帯が東へ移動するのをブロックされたことにより、曲げられた東風と収束を作り、降水帯が維持できたと考えられる。よって、岡崎市東側の山岳が存在していたことにより、愛知県周辺に降水帯を長時間維持させたことと示唆される。

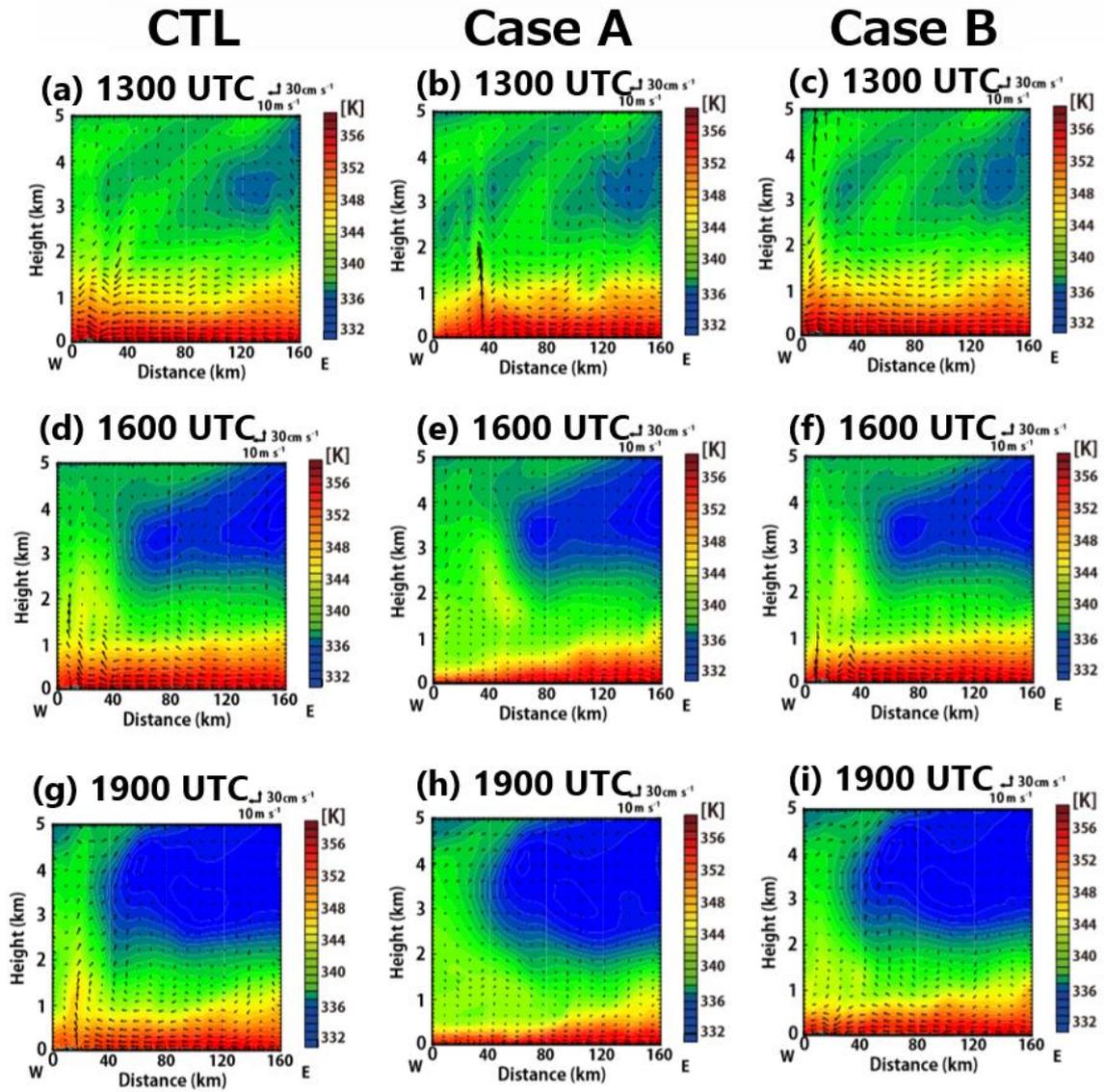


図 2.12 測線 A-A'に沿う各感度実験における 2008 年 8 月 28 日 1300 UTC, 1600 UTC, 1900 UTC の相当温位(カラー)と水平風(ベクトル)の鉛直断面図。

2.7 2章のまとめ

豪雨は主に準定常線状降水帯によってもたらされる。2008年8月28日深夜に中日本・岡崎市付近で発生した豪雨（岡崎豪雨）は、線状降水帯によってもたらされた。この降水帯は、岡崎市周辺に5時間以上停滞し、長時間激しい大雨をもたらした。岡崎豪雨は1700 UTC頃に発生し、2100 UTC頃まで持続した。この豪雨は、2つのステージに分けられ、愛知県付近に発生した降水帯が岡崎市付近まで移動した期間（ステージ 1）と、その後の停滞した期間（ステージ 2）があった。ステージ 1 (1300 UTC - 1600 UTC)では、線状の線状降水帯が南東に移動し、岡崎市に到達した。ステージ 2 (1700 UTC - 2100 UTC)では、新たに形成された岡崎市周辺の線状降水帯と合流した。ステージ 1の降水の発生はShinoda et al. (2009)がすでに報告している。そのため、本研究ではステージ 2の準定常線状降水帯を調査し、周辺の山岳地形の影響について焦点をあてて解析を行った。WRFモデルを用いて数値シミュレーションによる山岳の有無の感度実験を実施した。再現された相当温位場と地上風から線状降水帯の東側では高相当温位気塊が下層から流入していた。次に周囲の山岳が準定常的な線状降水帯に及ぼす影響について調べた。その結果、岡崎市から約200 km以内の全ての山岳を除去した場合は岡崎市周辺にまで高相当温位の供給は維持されず、ステージ 2の線状降水帯は消失することが示された。また、岡崎市東側の地形を無くした実験でも、同様に降水帯は再現されていなかった。一方、岡崎市西側の地形が無くとも岡崎市側の地形があれば降水帯は再現された。さらに、岡崎市東側の山岳の高さを半分した実験でも、降水強度が弱くなり、降水域は岡崎市よりも東側に再現された。そのため、山岳の高さも重要であったことがわかった。これらの結果から、準定常線状降水帯の維持のためには岡崎市の東側の山岳が重要であることが示された。

図 2.13 は本研究で検討した準定常線状降水帯の形成に寄与した要因についてまとめたものである。山岳を変えた感度実験から、線状降水帯の維持には岡崎市東部の山岳と関連しており、(1)岡崎市東側に山岳地帯が存在することに伴うローカルな圧力勾配により、海からの南東風は東風に変化した。(2)持続した東よりの風は岡崎市に暖湿な空気を持続的に供給し、降水帯が東側に移動するのを妨げ、下層において収束を形成した。

これまでの研究では、山岳が降水強度に影響を与えている可能性があることを指摘している（鈴木ほか 2008, 栗原ほか 2009, Nielsen et al. 2016, 津口・清野 2017, 気象庁 2017）。一方、Kato and Goda (2001)が実施した事例研究では山岳の影響はほとんどなかった。したがって、どのような大雨のイベントが山岳によって影響を受けるかについて、第4章で改めて議論する。

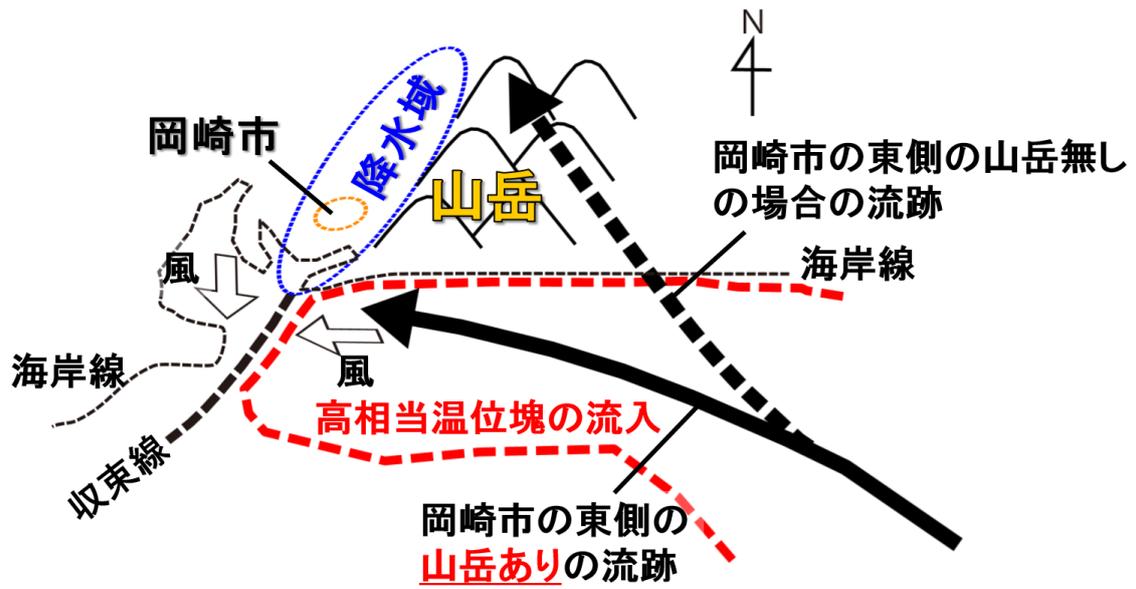


図 2.13 岡崎豪雨におけるステージ 2 (準定常線状降水帯) の概念図。

第3章 1991年台風19号(T9119)に伴う青森県西部に発生した強風と地形の影響

3.1 第3章の目的と方法

台風は気象災害の中で多くの被害を与える。日本では、台風が及ぼす災害や被害として、強風による風害、豪雨や大雨による水害、強風と台風中心における急激な気圧低下による海水の吸上げ作用によって発生する高潮害、それに波浪害が加わる。台風災害が単一の風害、水害と異なるところは、強風と豪雨、そして高潮等が同時に複合して現れることである。そのため、それら破壊力の相乗作用によって、単純災害時より被害が大きくなることが指摘されている。

台風の擾乱が日本列島を通過する際に局地的な強風が吹くことで災害となることがある。例えば、岡山県の広戸風(中村ほか 2002, Fudeyasu et al. 2008)、愛媛県のみまじ風 (Saito and Ikawa 1991, Saito 1993, 1994)が台風の通過において発言する局地風として有名である。他にも、低気圧や擾乱における局地風の被害についての研究は、山形県の清川だし (佐々木ほか 2004, Ishii et al. 2007)、熊本県のまつぼり風 (吉野 1968, 黒瀬ほか 2002ab, 稲村ほか 2009, 坂本ほか 2014) があり、日本においては数多くの研究が行われている。

1991年8月から9月までは台風の日本への接近や上陸が多かった。その中で、1991年9月25日から28日にかけて起きた台風19号(以後、T9119と呼ぶ)は長崎県に上陸し、日本列島に甚大な被害を与えた。T9119は非常に強い勢力で日本海を通過した際に、九州地方や中国地方では高潮が起こり、世界遺産の広島県・厳島神社の鳥居が破壊されるなどの被害をもたらした。さらに、青森県内では強風となり、収穫前のリンゴは落果・倒木の被害を受けた。また、死亡者が出たのは1977年8月5日の集中豪雨以来のことであった。このことから、通称この台風は”リンゴ台風”とも呼ばれている。この台風により死者62名、負傷者1261名、被害金額は5679億円に達し、当時の台風被害額としては最高の記録であった。

青森県の山岳分布は中央部に位置する奥羽山脈を境に、東部地域の南部地方と、西部地域の津軽地方で異なる地形を示している。山地は県中央部の東岳や八甲田山(1584 m)を含む八幡岳(1008 m)、夏泊半島付近から下北半島に及ぶ地域、県南西部に広がる白神山地(白神岳：1231.9 m)～岩木山(1625 m)、津軽半島の北端部にも分布している(図 3.1)。非常に強い勢力で日本列島に上陸し全国に大きな被害をもたらした台風として、藤部(1993)は、T9119のほかにも台風5415(洞爺丸台風)、台風6118(第2室戸台風)を取り上げ、それぞれ比較した。T9119は中心域に広い低圧部の弱風域を持っていて、その外側(南東側)では強い南西風が吹いていた。また強風の開始は急で、一時的な気温上昇を伴ったこ

とを、各気象官署の自記記録と AMeDAS の 10 分値資料によって明らかにした。しかし、台風の接近時の局地的な被害または強風が発生した要因については不明な点が多かった。さらに、青森県の隣接する秋田県でも、倒木や倒壊などの被害の報告もあり、台風が通過した日本海側では強風となっていたことがわかる(梶川ほか, 1995)。

そこで本研究では、東北地方北部の青森県西部の強風をもたらした要因に注目して、気象庁・非静力学雲解像モデルを用いて再現実験を行い、T9119 の接近と通過時によって発生した強風の構造と時間変化を調べた。また、強風に対して山岳の影響を調べるために、風上の山岳の有無の場合について比較した。そのときのフルード数を評価し、おろし風が起こる理論値と比較した。

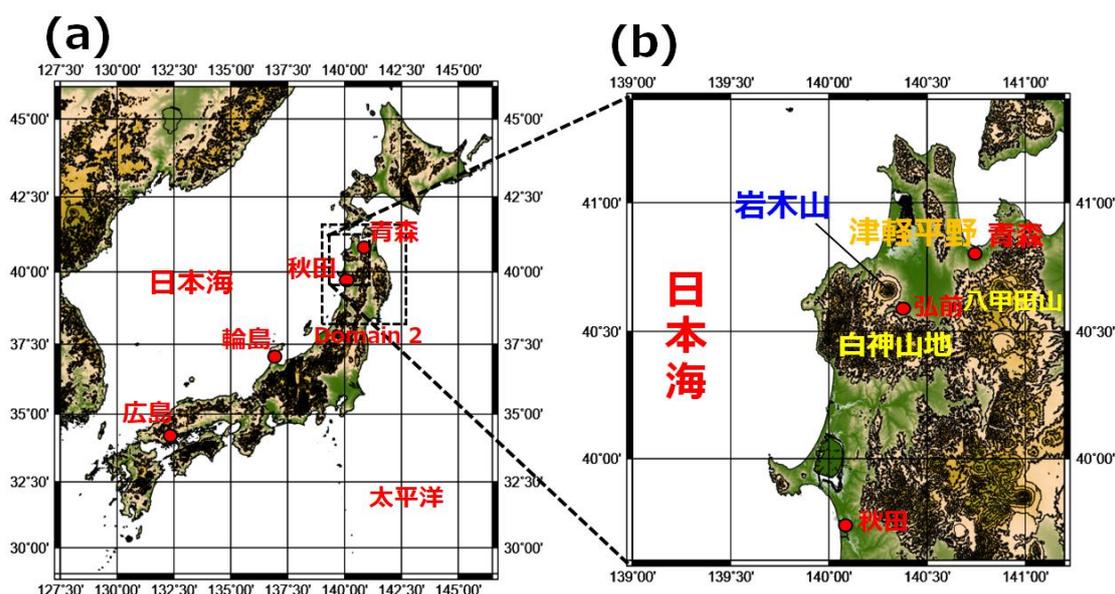


図 3.1 (a)日本の地形分布と、(b)青森県西部周辺の山岳分布。

3.2 台風接近時の青森県付近の概況と総観場

T9119 は 9 月 16 日にマーシャル諸島の西海上で発生・発達しながら北上し、26 日に宮古島の東海上で北東に向きを変え、27 日 16 時には非常に強い勢力で長崎県佐世保市の南に上陸した。図 3.2 に 1991 年 9 月 27 日、28 日の天気図を示す。9 月 27 日 9 時には、西日本 ~ 東日本にかけて停滞前線があり、台風は前線に向かって進行した。その後、加速しながら日本海を北東に進み、強い勢力を維持したまま北海道・渡島半島に再上陸し、28 日には千島近海で温帯低気圧に変わった(図 3.2c)。台風通過による最大風速は、広島市で 36.0 m s^{-1} (同 58.9 m s^{-1})、輪島市で 31.3 m s^{-1} (同 57.3 m s^{-1})、青森市で 29.0 m s^{-1} (同 53.9 m s^{-1}) を記録した(気象庁, 災害をもたらした気象事例より)。

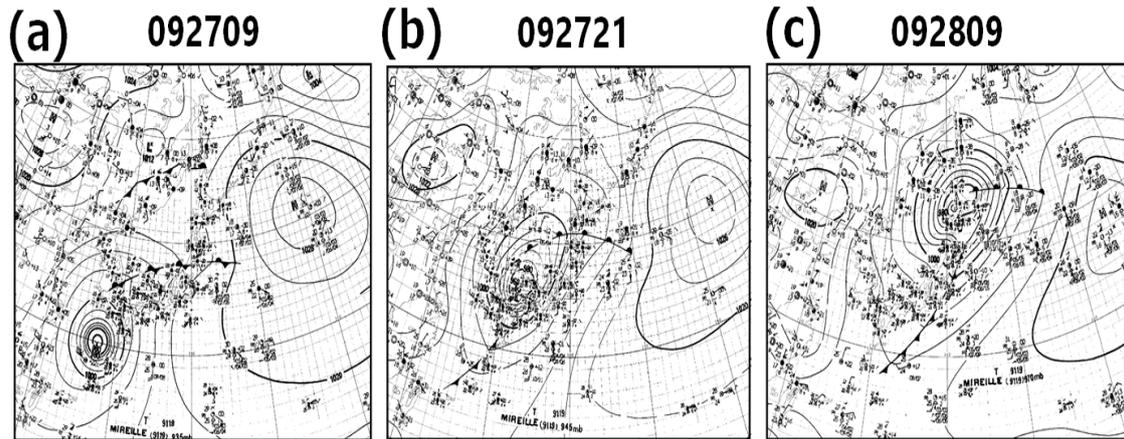


図 3.2 1991 年 9 月 27 日 09 JST, 27 日 21 JST, 28 日 09 JST の天気図。

図 3.3 は、1991 年 9 月 28 日 0000 JST ~ 1200 JST までの青森、弘前、秋田の AMeDAS 観測点の風向・風速を示す。台風が青森県に最接近する前の 28 日 00 JST では青森県付近は 1.5 m s^{-1} 程の風であったが、0600 JST になると青森の AMeDAS 観測点の風速は、 27.9 m s^{-1} の南西風となった(図 3.3a)。さらに、瞬間最大瞬間風速は 0605 JST を 53.9 m s^{-1} を観測した。また、同時刻の弘前では 14 m s^{-1} の南南西風を観測し、青森の AMeDAS 観測点で強風となった時の風向と同様の風向であった(図 3.3b)。秋田の AMeDAS 観測点では、28 日 00 JST に 9.5 m s^{-1} の南東風であったが、0500 JST には 20.6 m s^{-1} の南南西風となり、0600 JST には、 22.3 m s^{-1} 、0700 JST には 25.6 m s^{-1} で同様の風向であった(図 3.3c)。そのため、0500 ~ 0700 JST にかけて 20 m s^{-1} 以上の南南西風が常時吹走していた。さらにその時の最大瞬間風速は 0559 JST で 51.4 m s^{-1} を観測した。このため、台風が日本海を通過し、東北地方に接近した 0500 JST ~ 0700 JST には日本海側の秋田県~青森県の広い範囲で強風となっていたことがわかる。

図 3.4 に 1991 年 9 月 27 日 2100 JST の秋田、三沢、札幌におけるラジオゾンデの鉛直プロファイルを示す。秋田のゾンデの鉛直プロファイルでは、900 hPa 付近に逆転層が形成していた。また、三沢ゾンデでは秋田ゾンデよりも低い、900hPa ~ 950hPa 付近に逆転層が形成していた。そのため、大気場は成層安定していたことから、その時の青森県西部では降水はほとんど発生していなかったと考えられる。しかし、札幌のゾンデでは秋田や三沢で見られたような逆転層は形成していなかった。逆転層が形成していなかった理由として、T9119 の外周からのバンド状の雲が札幌付近には掛かっていたことから降雨となっていたため、形成しなかったと考えられる。秋田県~青森県の広い範囲では逆転層が形成しており大気は安定していた。

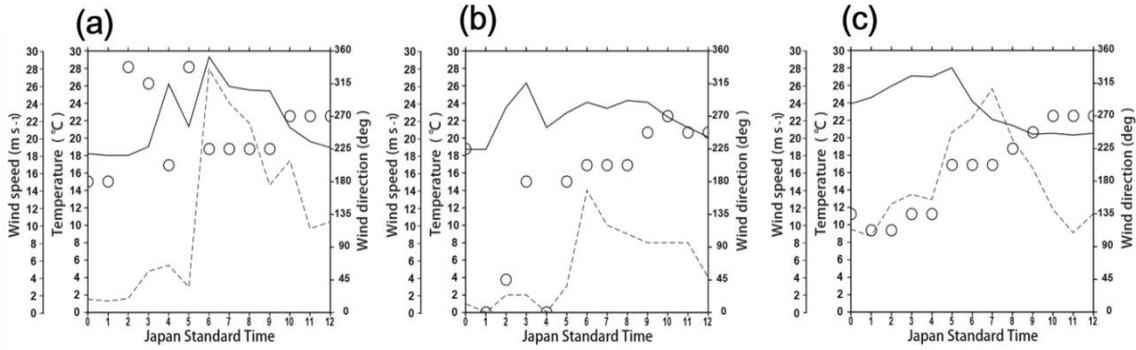


図 3.3 1991 年 9 月 28 日 0000 JST ~ 1200 JST の(a)青森, (b)弘前, (c)秋田の AMeDAS 観測点の気温(実線)と風向(○)・風速(破線)の時系列。

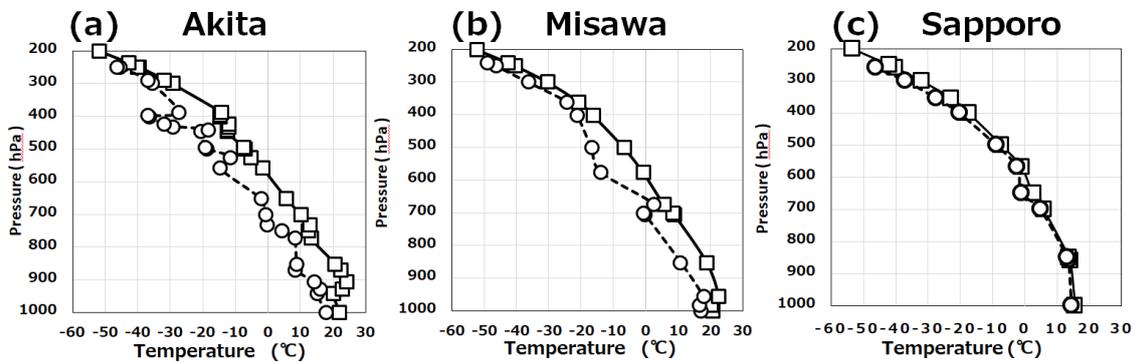


図 3.4 1991 年 9 月 27 日 2100 JST の(a) 秋田, (b) 三沢, (c) 札幌のラジオゾンデの鉛直プロファイル。実線が気温, 破線が露点温度を示す。

図 3.5 は台風が日本海を通過した時の AMeDAS 観測点の地上気温を示す。28 日 2 時の観測値では, 日本海側の富山県 ~ 新潟県にかけて 29°C 以上の高温域が存在した(図 3.5a)。4 時には, 北陸地方に見られた 29°C 以上の高温域は山形県 ~ 秋田県に移動していた(図 3.5b)。さらに, 06 JST になると山形県 ~ 秋田県にかけて存在した高温域は青森県まで移動する様子が見られた(図 3.5c)。このことから, 台風が日本海を北上するとともに, 29°C 以上の高温域も北側に移動していたことがわかる。T9119 が東北地方に接近した時刻は 27 日夜中から 28 日の朝方であり, 30°C 近い気温はかなりの高温であったと言える。

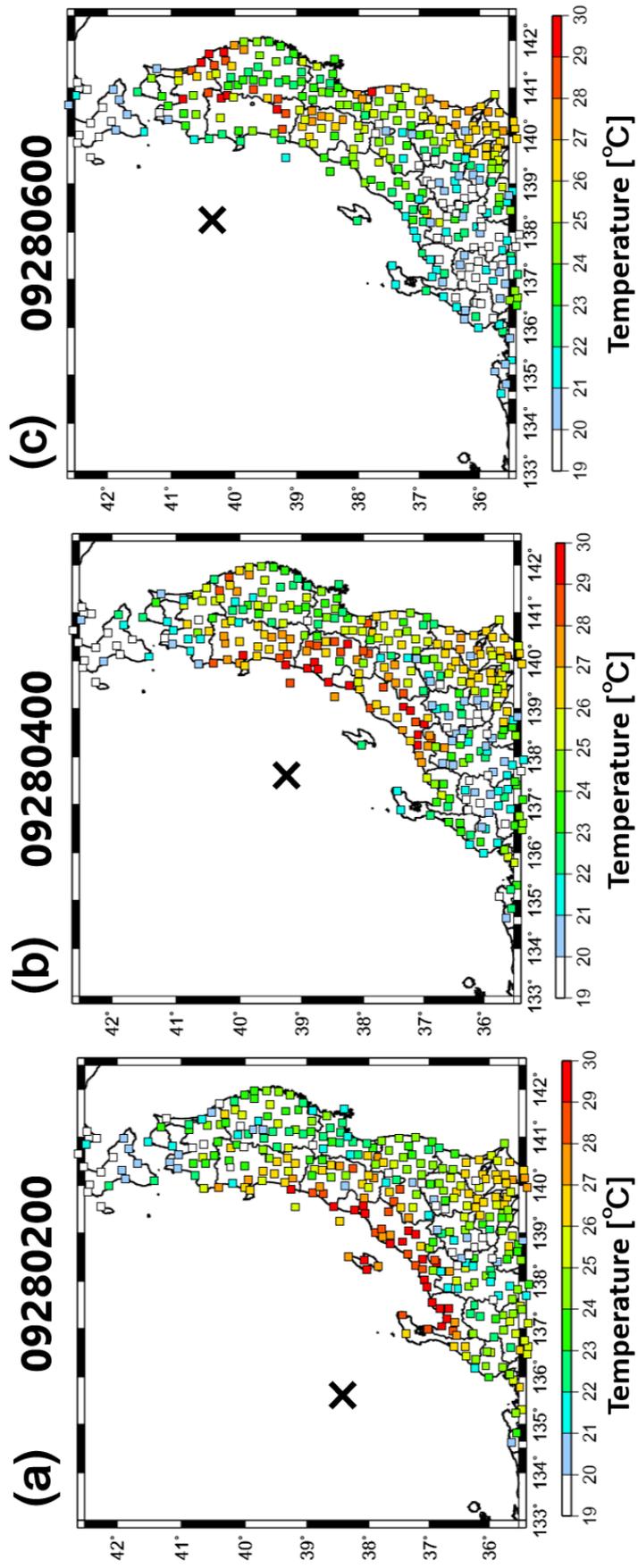


図 3.5 1991 年 9 月 28 日 (a) 0200 JST, (b) 0400 JST, (c) 0600 JST における AMeDAS 観測点の気温の水平分布。×は
 同時間における T9119 の中心を示す。

3.3 数値モデルの概要

本研究では、気象庁・非静力学数値予報モデル(Japan Meteorological Agency Non-Hydrostatic Model; NHM)を用いた。第3章で行ったモデルについての設定を表3に示す。NHMの計算領域の水平格子間隔はDomain 1では5 km (南北：450×東西：450)，Domain 2では1 km (南北：500×東西：500)とし、2段階のネスティング計算を行った(図3.6)。計算時間は、Domain 1は1991年9月27日21 JSTから40秒間隔で18時間，Domain 2は1991年9月28日00 JSTから3秒間隔で12時間おこなった。初期値・境界値として、Domain 1は気象庁55年長期再解析(Japanese 55-year Reanalysis; JRA-55)を用いた。また、Domain 2に関しては、Domain 1の計算結果をダウンスケーリングした。Domain 1, Domain 2ともに鉛直層数は40層とし、地形に沿ったZ*座標系である。モデルの最上端は、Domain 1, Domain 2ともに22055 mとした。さらに、台風実験の初期値・境界値として計算時間は18時間行った。積雲パラメタリゼーションはDomain 1, Domain 2の両方に使用した。さらに、Domain 2についての雲物理過程は、氷相を含むバルクモデル(e.g., Ikawa and Saito 1991, Murakami 1990)を採用した。地形データは、Domain 1はアメリカ地質調査所のGTOPO30データ，Domain 2は国土地理院の10 mメッシュ標高データを使用した。放射は、藪ほか(2005)の晴天放射スキームとし、境界層・乱流スキームはMellor - Yamada Level 3 (1974)を使用した。

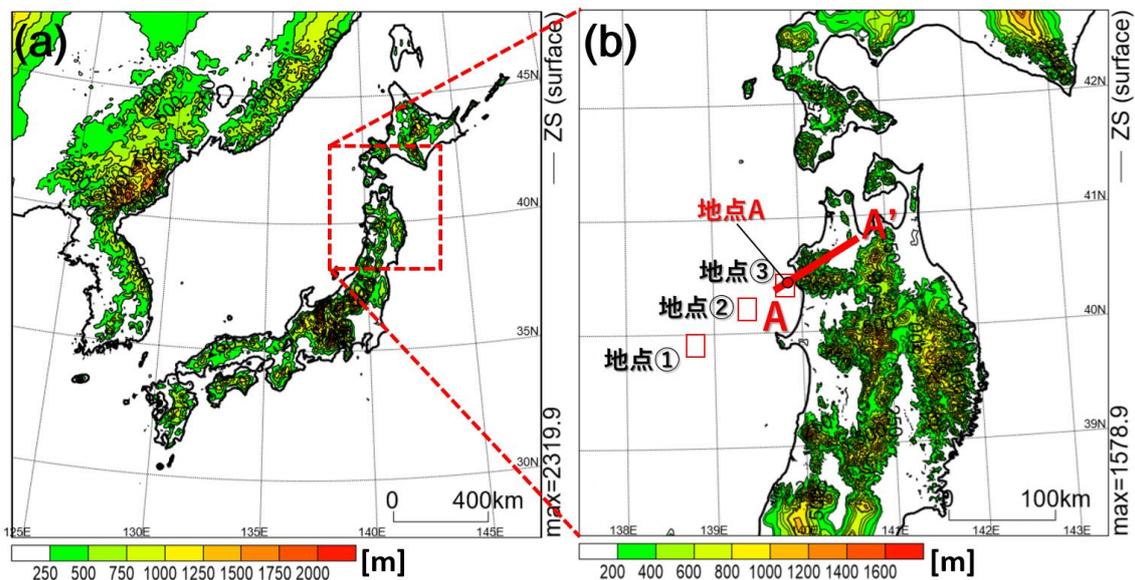


図 3.6 本研究で用いたモデルの計算範囲。(a) Domain 1, (b) Domain 2 のモデル計算領域を示す。地点①，地点②，地点③は図 3.10 に示す。測線 A-A' は図 3.9 の水平軸を示す。

表 3 T9119 の再現実験におけるモデルの設定

	Domain 1	Domain 2
時間積分	HE-VI法	同様
格子数	南北：450 × 東西：450	南北：500 × 東西：500
計算領域	5km	1km
対流パラメタリゼーション	Kain-Frischスキーム(1993)	無し
放射	晴天放射スキーム (藪ほか, 2005)	同様
雲物理課程	氷相を含むバルクモデル	同様
地形データ	GTOPO 30	国土地理院
境界層・乱流スキーム	Mellor - Yamada Level 3 (1974)	同様
地表面課程	地形fluxのbulk係数の計算方法： (1991)	同様

3. 4 T9119 の中心気圧の経路と気圧変化および環境場の再現性

図 3.7 にベストトラックデータの解析値とモデル計算結果の台風の経路を示す。観測では 1991 年 9 月 28 日 0 JST の中心気圧は 950 hPa で鳥取県沖に台風
の中心がある。0600 JST になると中心気圧は、955 hPa で青森県の西の海上に
存在した。0700 JST には渡島半島付近に再上陸し、その時の中心気圧は、955
hPa であった。このため、再上陸するまで気圧は 5 hPa 程度しか上昇していな
かった。

一方、モデル計算結果では 28 日 0 JST には、解析データよりも北側に位置し
ており、中心気圧は 968 hPa であった。また、青森県にもっとも接近した 0600
JST ~ 0800 JST の中心気圧は 966 hPa ~ 967 hPa であり、北海道に再上陸した
時の中心気圧は 968 hPa であった。モデル計算結果では、台風を中心経路と位
置ともに解析データとほぼ同じであったが、台風を中心気圧は解析データより
約 10 ~ 13 hPa 高い値となっていた。

図 3.8 にモデル計算結果の地上気温と気圧の水平分布を示す。台風が日本海を
北上するとともに、高温域が台風の南東側の日本海沿岸域に存在するのが顕著
であった。これは観測された高温域に相当し、これらは日本海側を北に移動し
ていた。青森県の気温と地上風に注目すると、0200 JST ~ 0400 JST では青森県
内では風はほとんど吹いていなかった。しかし、0500 JST には、弘前市付近の
気温は 27℃となり、風向は南風が変わっていた。さらに 0600 JST になると弘
前付近では、0500 JST よりも気温は 2℃上昇し 29℃となった。0700 JST には
弘前市付近の風向は、南南西風となり、風速は 20 m s⁻¹以上であった。青森県
西部に台風が接近する時の風向は南東 ~ 南 ~ 南西と変化していた。このこと
から、台風の前面では南 ~ 南西方向の風が卓越することによって気温が上昇し

たと考えられる。したがって、ベストトラックデータの解析値とモデル計算結果から得られた台風の経路と移動、台風の北上に伴う気温上昇と水平風は、比較的良好に再現されていたため、青森県に発生した強風について詳細に調べることとした。

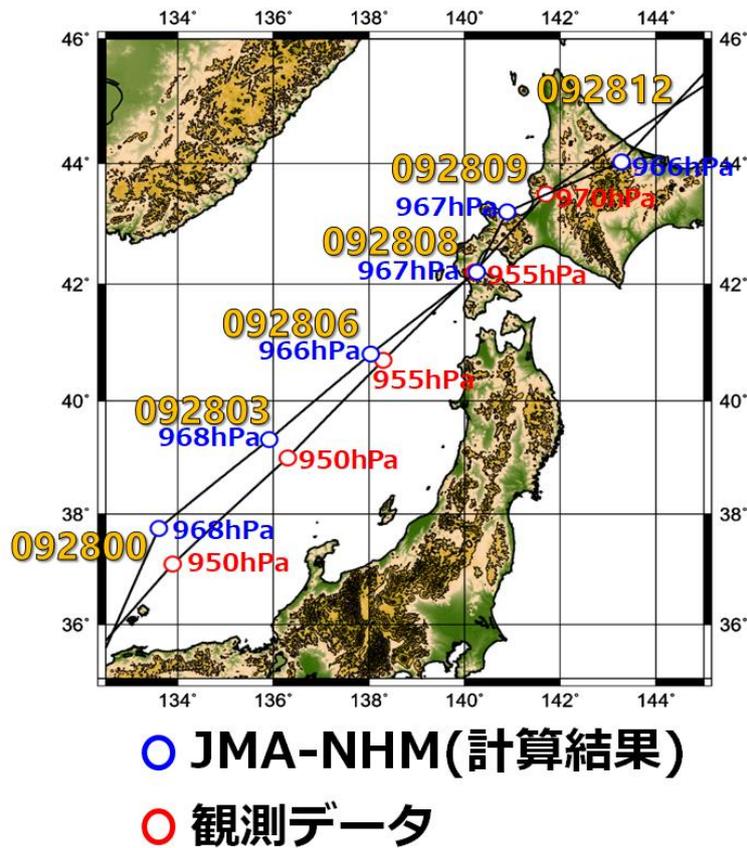


図 3.7 T9119 とモデル計算結果の経路。

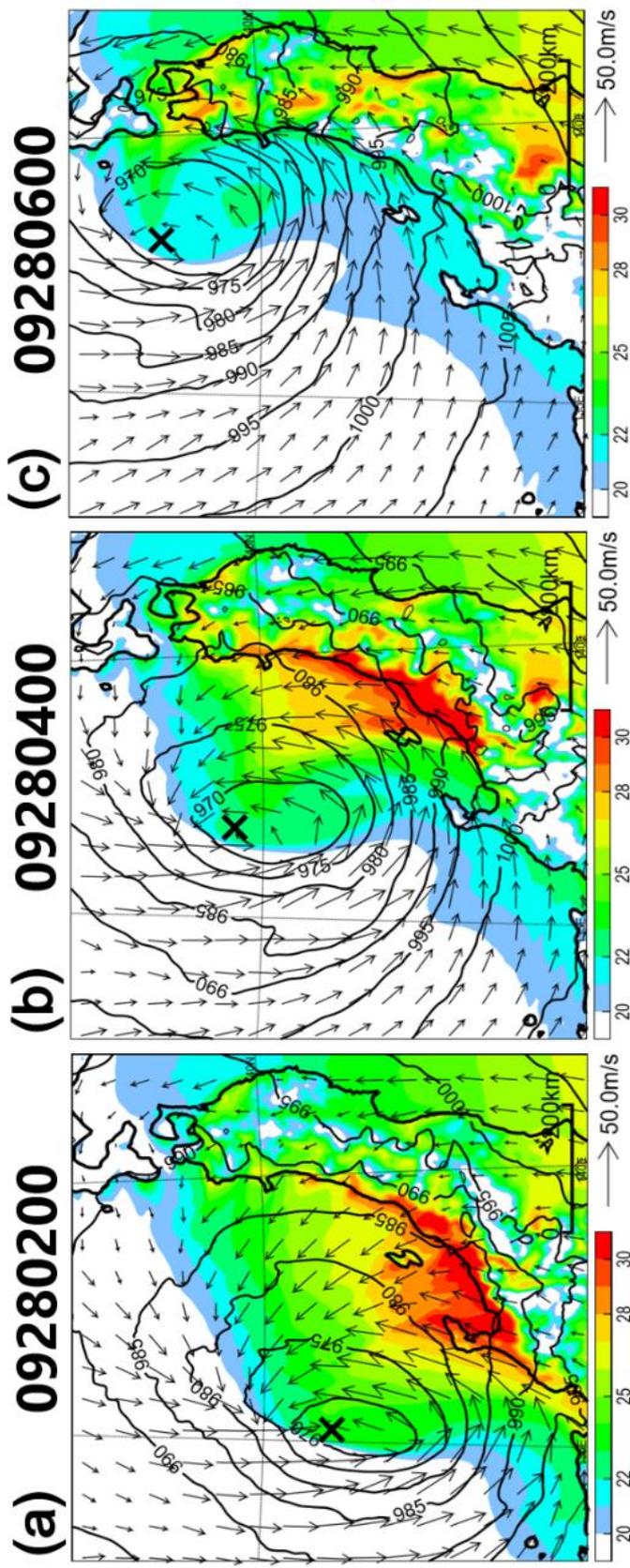


図 3.8 1991 年 9 月 28 日 (a) 0200 JST, (b) 0400 JST, (c) 0600 JST におけるモデルによる高さ 20 m の気温と気圧の水平分布。

3.5 強風発生時の水平風と温位の鉛直プロファイル

図 3.9 は 1991 年 9 月 28 日 0530 JST, 0600 JST, 0630 JST の図 3.7(b)に示す測線 A-A'における風速と鉛直流と温位の鉛直断面図を示す。28 日 0530 JST では、白神山地斜面域には弱いながらも下降流となっている地点が見られた(図 3.9a)。白神山地の上空(高度 1.5 ~ 2 km 付近)に $45 \sim 55 \text{ m s}^{-1}$ 以上の強風域がある(図 3.9d)。0600 JST になると白神山地上空にあった強風域は風下側の岩木山に移動し、岩木山斜面域の風速は $35 \text{ m s}^{-1} \sim 45 \text{ m s}^{-1}$ となった(図 3.9e)。岩木山斜面に発生した下降流は -3.3 m s^{-1} となり、0530 JST よりも強まっていた。さらに、津軽平野では 15 m s^{-1} 程度となり、岩木山斜面域に比べて風速は弱くなっていた。0630 JST になると鉛直流は -4.5 m s^{-1} となり、下降流は強化されている様子が見られた(図 3.9c)。次に、等温位線に着目すると 0600 JST では風下斜面側の高度 2.5 ~ 3 km 付近に等温位線の密集域が存在していた。逆転層は温位密集域の最下層に相当する。0630 JST になると、逆転層の高さは 0600 JST より、低下しており、等温位線の間隔は高度とともに密になっていた。青森県西部の高度 2.88 km と高度 1.77 km の温位場の密集域に注目すると、9 月 28 日 0600 JST の高度 2.88 km では白神山地 ~ 岩木山付近に等温位線が密集している地域が見られた。白神山地 ~ 岩木山付近の密集域の温位は 320 K ~ 323 K であり、津軽平野周辺との温位差は約 5 ~ 7 K であった。0640 JST では岩木山周辺の等温位線密集域は東南東方向に拡大していた。0600 JST の高度 1.77 km では、高度 2.88 km で見られていた白神山地 ~ 岩木山付近での温位傾度の際立った地点は確認できなかった。しかし、0640 JST になると高度 2.88 km と同様の地点に等温位線の密集域が現れ、津軽平野周辺との温位差は約 5 K であった。0720 JST になると温位差はさらに顕著になった(図略)。このことから、等温位線密集域の高度は時間の経過とともに低下していたと考えられる。そのため、等温位線の密集する領域の高度が低下することで強風が強化されたと考えられる。よって、岩木山斜面域に局地風のおろし風が発生した。

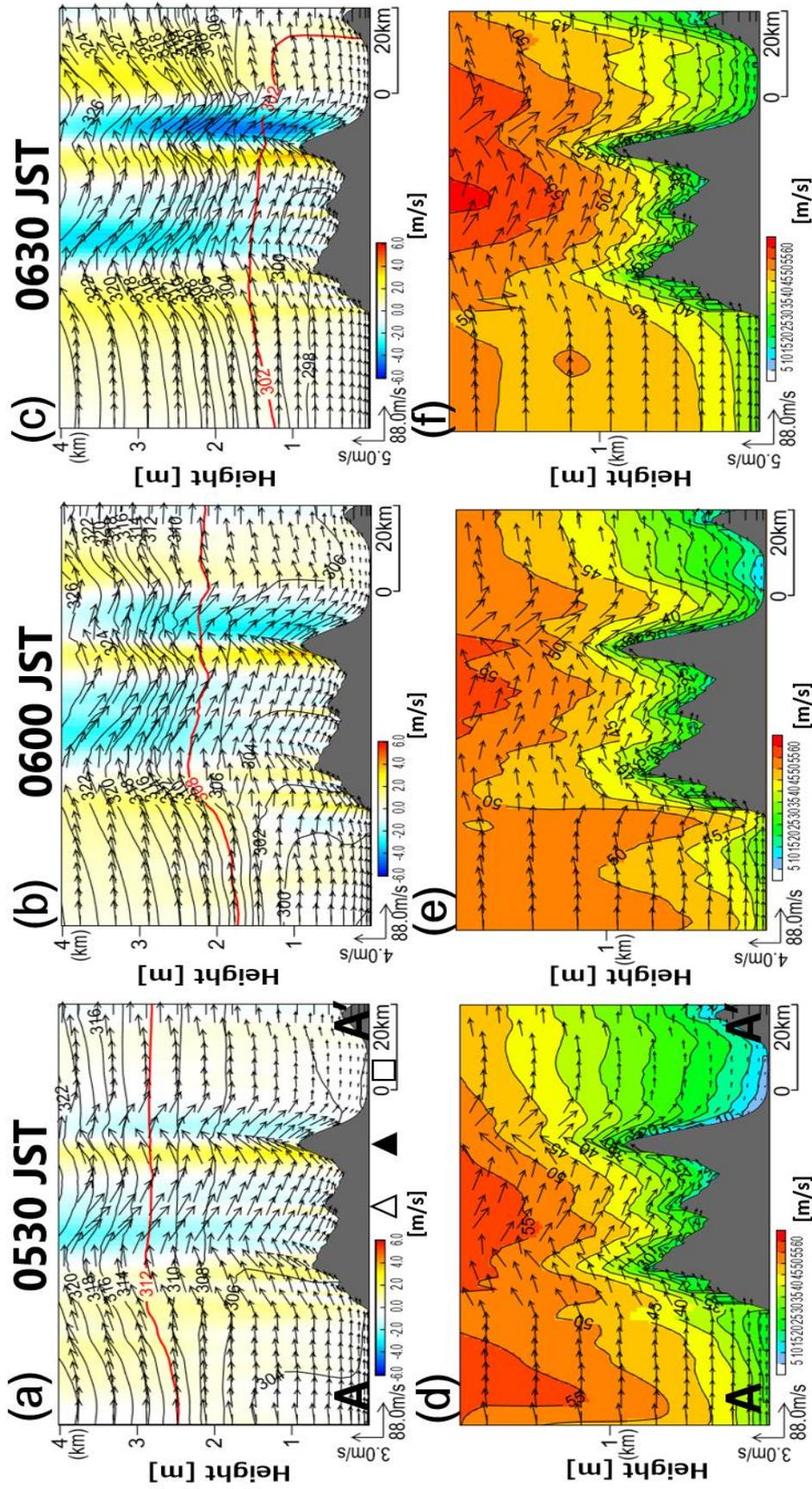


図 3.9 図 3.7 (b)に示す測線 A-A'に沿った 1991 年 9 月 28 日 (a, d) 0530 JST, (b, e) 0600 JST, (c, f) 0630 JST における (a, b, c) 温位 (実線), 鉛直流 (カラー), 鉛直流 (ベクトル) と (d, e, f) 風 (ベクトル) と水平風の絶対値 (カラー) の鉛直分布。(a) (b) (c)に逆転層の高度を赤線で示す。(a)に, 白神山地の位置を△, 岩木山を▲, 津軽平野を□で表す。

3. 5. 1 T9119 の接近時における青森県西部の鉛直プロファイル

図 3.10 に 9 月 27 日 0500 JST, 0600 JST, 0700 JST における図 3.6 の地点③の鉛直プロファイルを示す。温位線に注目すると、モデル計算結果の 0500 JST には、800 hPa 付近に弱い逆転層があった。地上から 950 hPa 付近には南南東風であった。0600 JST となると、大気下層では南南西風に変わり、800 hPa ~ 700 hPa 付近では西南西方向から乾燥空気が入り込んでいた。これにより、0700 JST になると、0600 JST よりも逆転層が 800hPa 付近にはっきりと見られた。その上空では乾燥空気の高度がさらに低くなっていた。後述するが、この乾燥空気塊は寒冷前線の通過に伴う西側からの下降流によるものであると考えられる。このことは、青森県西部では雲が形成しなかったことと対応する。

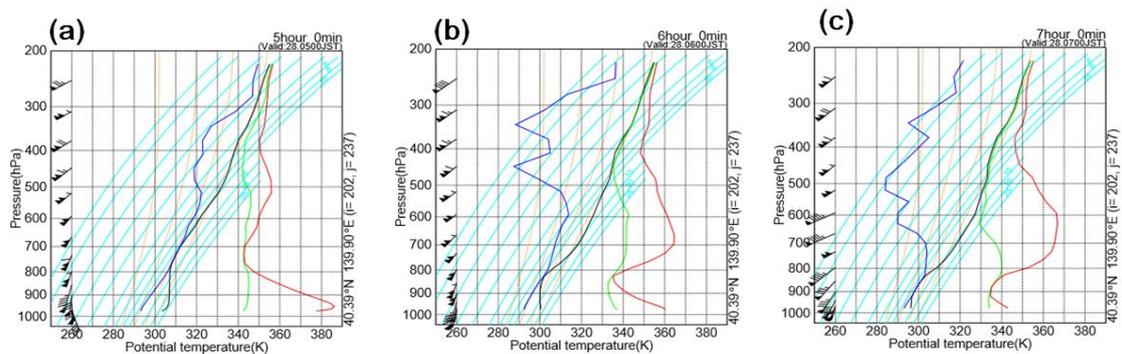


図 3.10 1991 年 9 月 27 日 (a) 0500 JST, (b) 0600 JST, (c) 0700 JST における図 3.7 の地点③の鉛直プロファイル。青線が等水蒸気混合比線，黒線が温位，緑線が相当温位，赤線が飽和相当温位と風の鉛直プロファイルを示す。

図 3.11 に 9 月 27 日 0500 JST, 0600 JST, 0700 JST における各地点の領域平均した鉛直流の成分を示す。地点①では、0500 JST ~ 0700 JST にかけてはあまり変化せず上昇流であった。地点②で、0500 JST には地点①と同様に上昇流であったが、0600 JST には 3000 m 付近には 0.1 m s^{-1} の下降流に変化していた。また、0700 JST になると、下降流の高度は 1000 ~ 1500 m で、 0.2 m s^{-1} の下降流となっており、0600 JST よりも強まっていた。地点③の 0500 JST では、高度 1000 ~ 2000 m の下層は上昇流であり、その上空では、弱いながらも下降流を伴っていた。0600 JST になると、0500 JST に見られていた下降流は、 0.2 m s^{-1} 以下となり下降流は強化されていた。このことから、海上から白神山地に近づくにつれて、下層から中層付近では下降流が強くなっていたと考えられる。

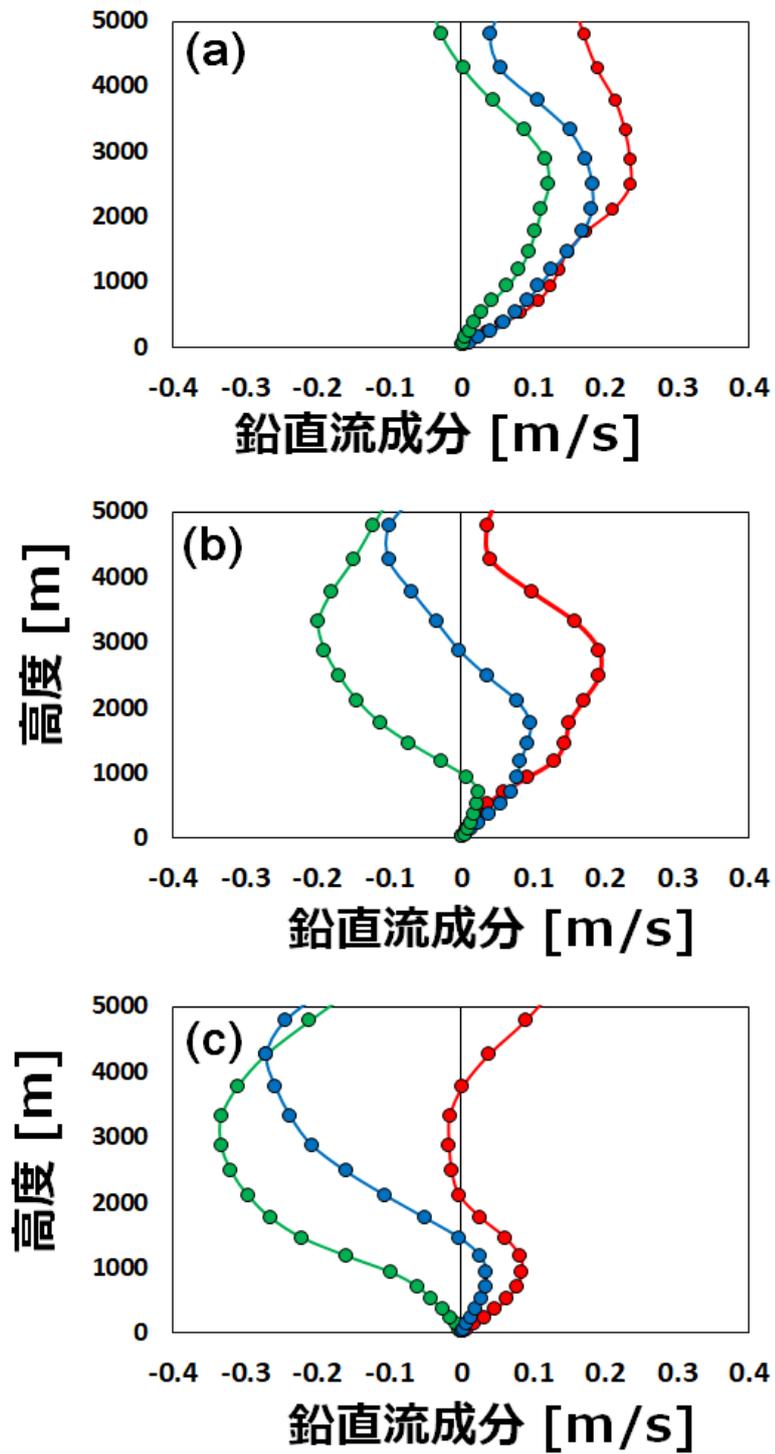


図 3.11 1991 年 9 月 28 日 0500 JST(赤線), 0600 JST(青線), 0700 JST(緑線) における(a) 地点①, (b) 地点②, (c) 地点③の領域平均した鉛直流成分。

3.5.2 台風の温帯低気圧化に伴う寒冷前線について

図 3.12 に高度 1.46 km の 28 日 0500 JST, 0600 JST, 0700 JST の風と相当温位の水平分布を示す。0500JST では、T9119 からの低相当温位気塊が南西方向から流れ込んでいることがわかる。また、低相当温位気塊は日本海上の付近にあり、0600 JST になると青森県西部まで移動していた。さらに、低相当温位気塊は 0700JST になると、青森県の内陸部まで移動していた。この時の T9119 の位置は、青森県から北西方向にあったため、常に南西風が持続した環境場であったことがわかる。高度 1.46 km と高度 5.33 km に相当温位から台風が青森県の南海上を通過する際に注目してみると、台風を中心には相当温位が 350 K 以上の領域があり、その東側には南西方向から巻き込むように、低相当温位気塊が流入していた。また、高度 5.33 km の中層付近では、高度 1.46 km の下層で見られていた低相当温位気塊は確認できなかった。0600 JST になると、この低相当温位気塊は台風が移動するとともに、前面(北側)に移動していた。さらに、0700 JST になると北東方向に移動した台風の縁に沿うように高相当温位気塊が白神山地～岩木山付近に存在していた。鉛直断面から、0500 JST では中層付近に台風からの高相当温位の領域が際立っていたが、大気下層では低相当温位気塊の流入が見られた(図略)。この時の青森県西部における相当温位差は、8 K～10 K 程の差であったことから、逆転層が存在していた時間とよく対応していた。この低相当温位気塊は 0600 JST になると青森県側に移動し、その上空では、高相当温位気塊が流入していた。高相当温位と低相当温位の境目では等温位線が密になっており、日本海側では逆転層が形成していた。よって、その暖湿な相当温位気塊は上層～中層の乾燥空気に押し下げられることで、高相当温位の高度は低下し、隔離された高相当温位気塊が存在することによって逆転層は維持されたと考えられる。T9119 は青森県に接近した頃には温帯低気圧化しており、台風の東側には寒冷前線があり、その西側には下降流域が存在していた。これによって、逆転層が強化したのである。

この相当温位の分布から、温暖前線や寒冷前線を判断すると、0500 JST 頃には台風中心から南北に延びる寒冷前線を伴い、T9119 は温帯低気圧化の特徴が顕著に見られた。この寒冷前線により、その西側では相当温位は小さい値となり、そこではメソスケールよりも大きなスケールの下降流域があったと考えられる。つまり、本事例の青森県西部の山岳によるおろし風の強風は、数十 km のメソ (=山岳) スケールの現象として捉えられるのではなく、より大きな総観スケールの影響を受けていると示唆される。

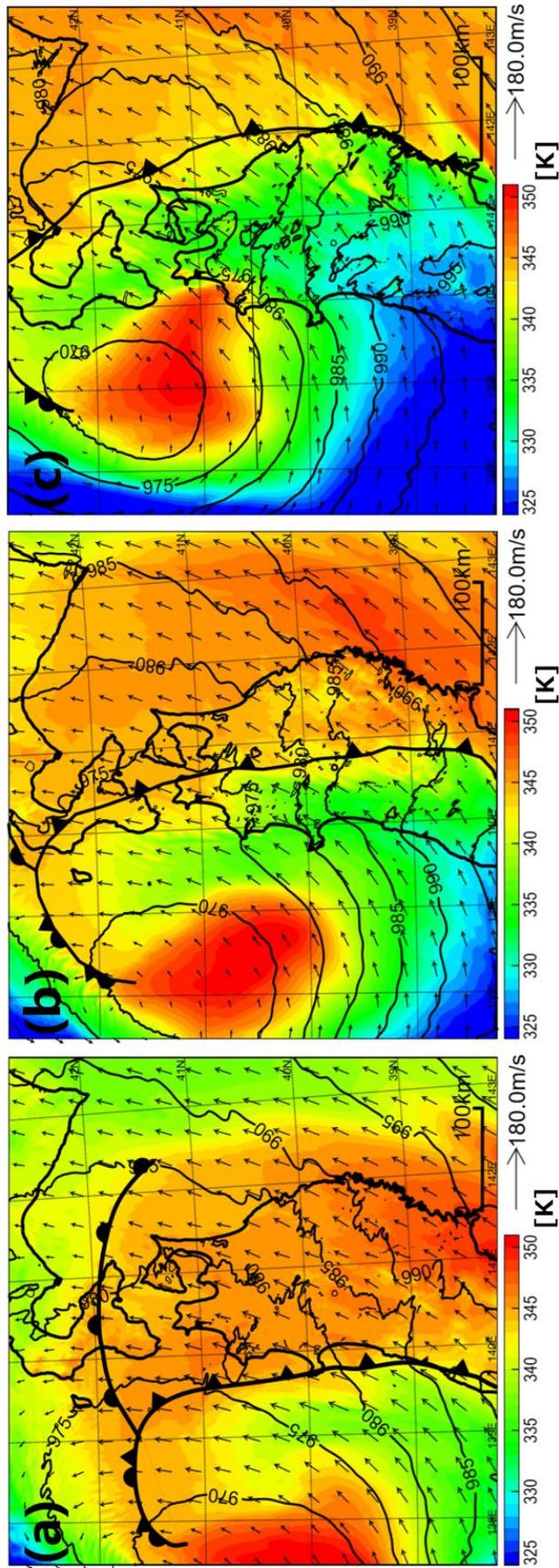


図 3.12 1991 年 9 月 28 日の (a) 0500 JST, (b) 0600 JST, (c) 0700 JST における高度 1.46 km の相当温位 (カラー) と風 (ベクトル) の水平分布。

3.5.3 おろし風が発生した時のフルード数

強風が山岳を越えたのか否かについて議論するために、フルード数を算出した。フルード数の式については、第2章2.6節のフルード数 ($Fr = U_0 / Nh$)の式を用いた。図3.8から強風(おろし風)が発生したとされる0630 JSTを基準とし、白神山地の高さを1000mとし、逆転層があった層を2500 mとした。また、地上から安定層内の平均風速を $U_0 = 30 \text{ m s}^{-1}$ とした。0630 JSTになると安定層(逆転層)の高度は2 ~ 2.5 km 付近に存在し、その位置の温位は320 Kであった。さらに、地上の温位は $\theta_0 = 310 \text{ K}$ であることから、安定層との温位差は $\Delta\theta \doteq 10\text{K} = (320 \text{ K} - 310 \text{ K})$ である。上記の式からフルード数を求めると、山脈の風上側(白神山地)では $Fr = 1.6$ 程度であった。フルード数は $Fr > 1.0$ であれば、風は山岳を越えやすく、 $Fr < 1.0$ であれば山岳を迂回しやすいことから、岩木山地斜面域で発生した強風は白神山地~岩木山を越えることで発生したおろし風であると考えられる(Saito 1992, 齊藤 1994)。

3.6 地形改変実験について

図3.13に再現計算結果と東北地方の山岳を除去した場合の地上付近の水平風の時間変化を示す。津軽平野における水平風の領域を見ると、山岳がある場合では、0600 JST以降になると 35 m s^{-1} 以上の風速が持続しており、0800 JST以降も強風となっていた。一方、山岳を除去した実験では、山岳を除去すると台風が青森県に接近した0600 JST頃から 30 m s^{-1} 前後の強さの風が吹いており、山岳がある場合と比べると風速は減少していた。

図3.14に測線A-Aにおける実際の山岳の場合と山岳がない場合の鉛直流の分布を示す。強風が持続した0600 JSTの時の鉛直流を見ると、白神山地~岩木山斜面域周辺では下降流を伴っていた。しかしながら、高度を0mにした実験では、再現計算で見られたような下降流は現れなかった。よって、白神山地~岩木山の山岳が下降流を形成し、強風を発現させた要因と考えられる。

この時に見られた強風の運動エネルギー($KE = \frac{1}{2}mv^2$)を計算すると、再現計算では約 $620 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ である。一方、地形を無くした場合では約 $450 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ となる。T9119に伴うおろし風では、もともと台風の強風が吹いていたが、この強風は山岳を除くと風は17%ほど弱くなっており、やはり山岳の効果は大きかった。このように、岩木山~白神山地の存在により、おろし風は記録的な強風となった。

図3.15は、0600 JST, 0700 JST, 0800 JSTにおける鉛直プロファイルの時間変化を示す。山岳を除去した場合でも、山岳の風上側上空800hPa ~ 850hPa付近に逆転層が形成されており、時間の経過とともに逆転層の高さは低下していた。このことから、地形を除去しても逆転層は形成しており、台風の温帯低

気圧化によって逆転層は形成されたと考えられる。

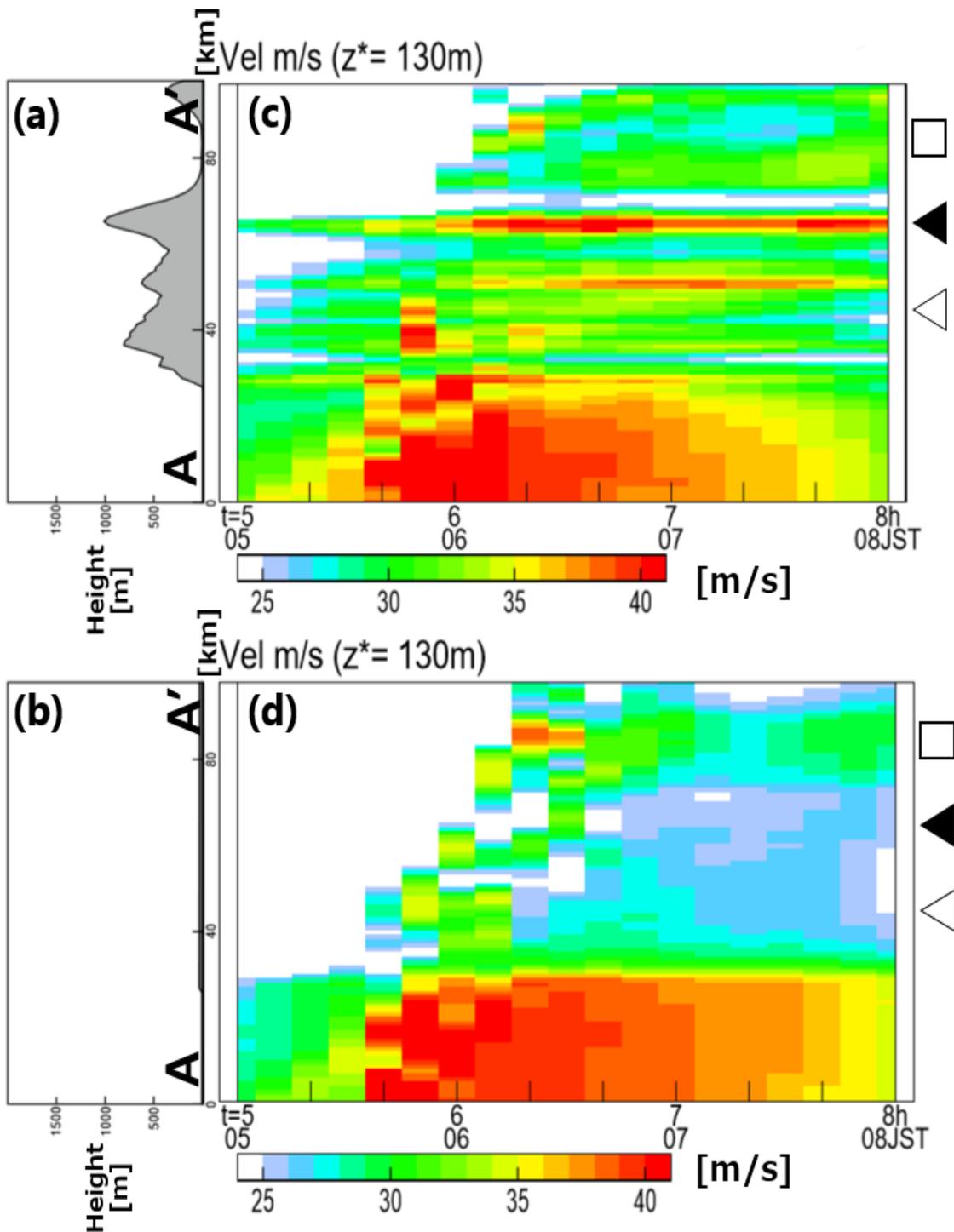


図 3.13 モデル高度 130 m における 0500 JST ~ 0800 JST の測線 A-A' における (a, c) 実際の山岳の場合と (b, d) 山岳を除去した場合の水平風の時間変動。(c) と (d) の右側に白神山地の位置を□, 岩木山を▲, 津軽平野を□で表す。

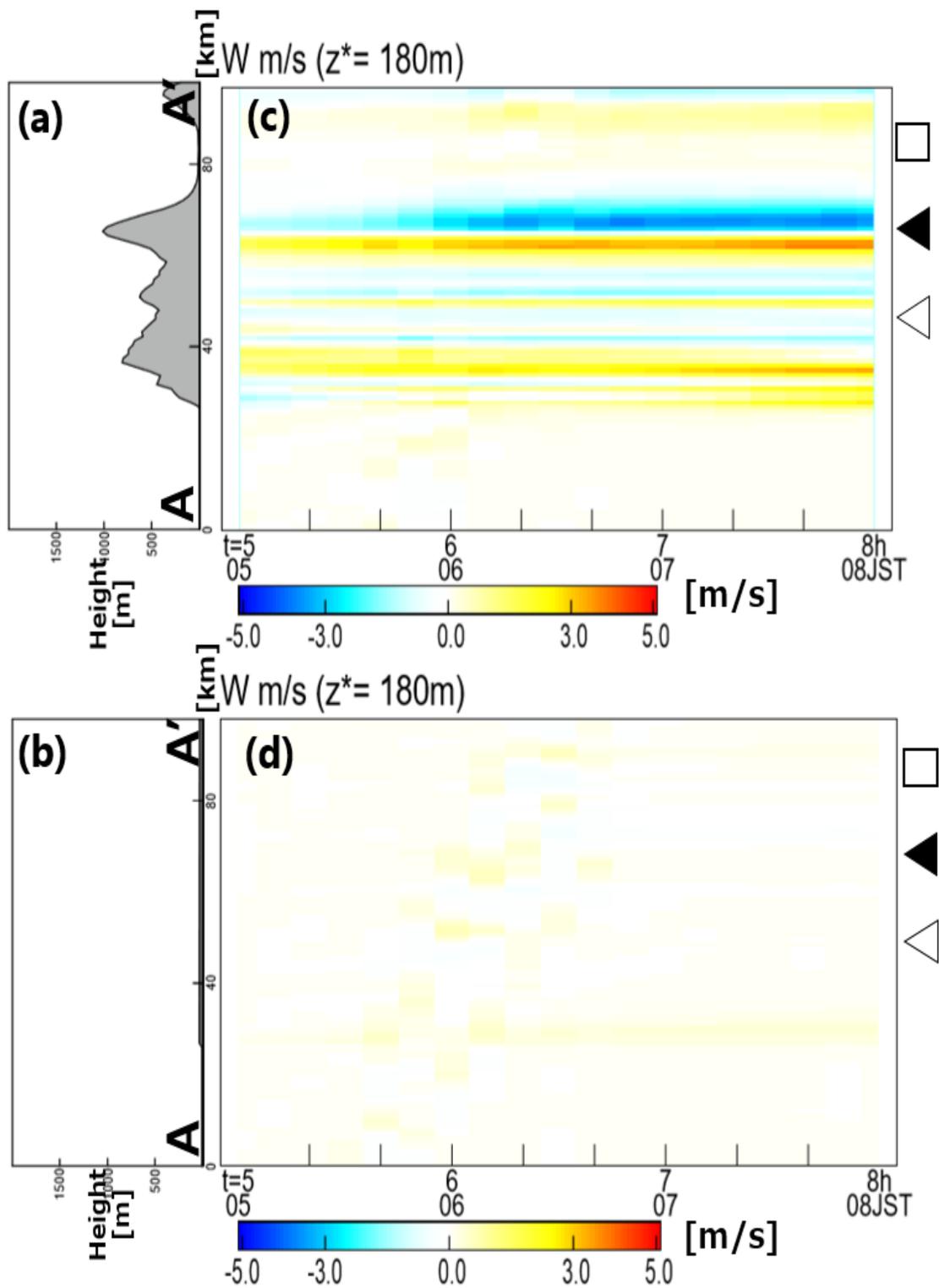


図 3.14 モデル高度 180 m における 0500 JST ~ 0800 JST の測線 A-A' における (a, c) 実際の山岳の場合と (b, d) 山岳を除去した場合の鉛直流の時間変動。(c) と (d) の右側に白神山地の位置を◁, 岩木山を◄, 津軽平野を□で表す。

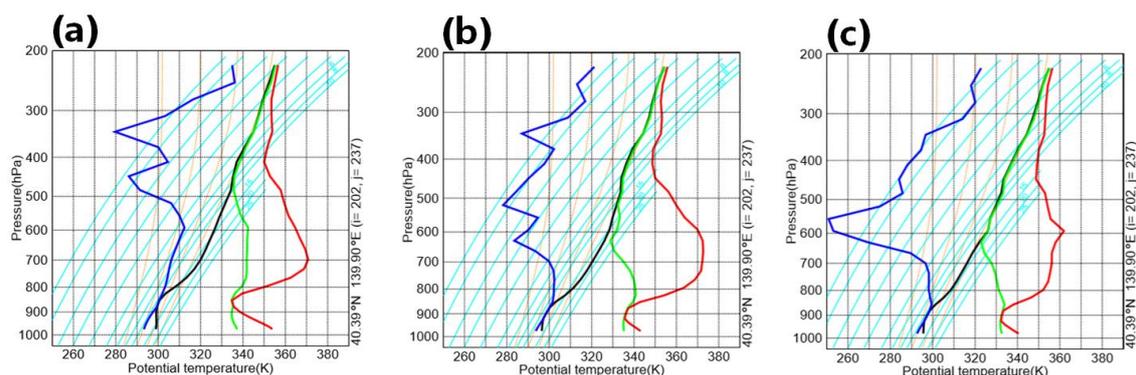


図 3.15 1991 年 9 月 27 日 (a) 0500 JST, (b) 0600 JST, (c) 0700 JST における東北地方の地形の標高 0 m にした実験の鉛直プロファイル。地点は、③の場所を示す。青線が等水蒸気混合比線，黒線が温位，緑線が相当温位，赤線が飽和相当温位と風の鉛直プロファイルを示す。

3.7 3章のまとめ

気象庁 JMA-NHM を用いて T9119 による青森県周辺の強風の構造と山岳の影響について解析を行った。その結果，リンゴの落果に寄与したと考えられる強風は山地から吹き下ろしたおろし風が要因であったと考えられる。台風が青森県に最接近した時の温位の鉛直プロファイルから，青森県西部では高度 2 km ~ 3 km 付近には逆転層が形成されていた。台風が青森県に接近した 0500 JST ~ 0700 JST の風速は 30 m s^{-1} の南南西 ~ 西南西風であり，岩木山 ~ 白神山地が強風を中心であった。高度 2.88 km と高度 1.77 km の等温位線に注目すると，岩木山周辺で等温位線は密になっており，時間の経過とともに等温位線が密集した領域の高度は低下していた。さらに，鉛直流を見ると岩木山斜面域付近では強い下降流が発生し，その上空の等温位線は密集していた。そのため，風上側の白神山地からの強風が持続したのは，安定成層内で大気が蓋をされていた状態になり，おろし風はより強化されたと考えられる。

図 3.16 に 1991 年 9 月 28 日に発生した強風についての概念図を示す。本事例では山岳風上側の逆転層の高度が徐々に降下することによって，風速は強化されていた。強化された要因として，温帯低気圧化した T9119 から延びる寒冷前線において低相当温位気塊が流入し，逆転層が強化された。寒冷前線の通過時には，下降流となったことで逆転層の強度は強まり，その結果，青森県西部におろし風として強風が吹いたのである。

したがって，T9119 に伴う強風の形成・強化については，以下についてまとめることが出来る。(1) 台風によりもともと強風が吹く環境場にあった。(2) 山岳の風上側に逆転層があった。(3) 逆転層が下降流により強化された。(4) この下降流は，数十 km のメソ (=山岳) スケールによるものではなく，温帯低気圧

化した台風が寒冷前線を伴い前線西側に総観スケールの下降流域によるものだった。(5)さらに、山岳の存在によっておろし風はより強風となった。

本事例の青森県西部の山岳風下側の強風については、台風の温帯低気圧化に伴うメソスケール現象の一つの現れであったと示唆される。当時の強風が山岳を越えやすかったか否かを調査するためにフルード数を算出した。フルード数は1.6となったことから、白神山地を越えてきた風であると考えられる。また、T9119では、青森県に接近時には白神山地からの山越え気流が青森県内の気温上昇に寄与した可能性がある。おろし風が吹いた風上(白神山地など)の山岳の影響を調べると、山岳がない場合の風は17%ほど、山岳がある場合より弱くなっていた。これから、山岳の効果は大きかったと言える。

第3章では、非降水の環境場で山岳のあるおろし風について議論した。青森県西部で、おろし風が発生した時には、日本海海岸近くの南西側では高度1.5 km ~ 2 km 付近に逆転層が形成されていた。強風が起きたときの津軽平野周辺の風速は 35 m s^{-1} であったが、東北地方の地形を無くした実験では平野周辺の風速は 30 m s^{-1} となり、再現計算よりも 5 m s^{-1} ほど低下していた。この強風時の運動エネルギーを算出すると、再現計算では約 $620 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ の値であり、地形を無くした場合は約 $450 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ の値であることから、エネルギー量にするとかなりの量であり、山岳がある時は強風がより強くなったと示唆される。そのため、T9119が温帯低気圧化することで発生した際に出来た逆転層によって青森県西部では強風となったと示唆される。このことから、山岳に付随したメソ的なスケールの要因ではなく、温帯低気圧化にともなう総観スケールの要因と、風上側の山岳(白神山地~岩木山)が複合することで起きたものである。更に、発現した強風(おろし風)が山岳を乗り越えるためには山岳の水平スケールと、山岳の高さが重要であるが、T9119の場合では総観スケール(メソ α スケール)の要因と複合して起きたものであることから、事例を増やしさらなる検討が必要である。

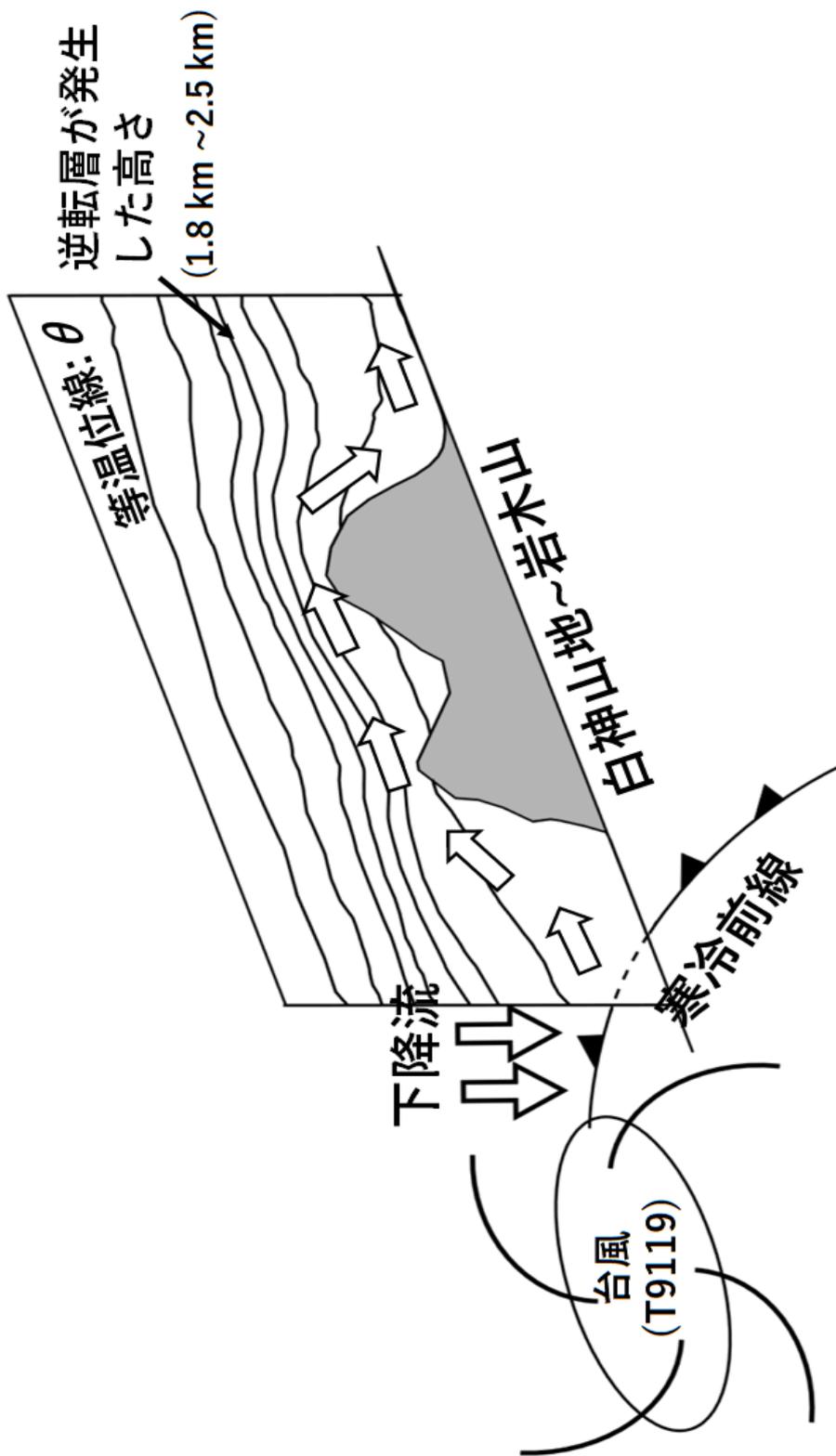


図 3.16 T9119 に伴う青森県西部の山岳の風下側に見られたおろし風の概念図。

第4章 議論

4.1 本研究の解析事例と山岳の高さとスケールについて

本研究では山岳効果を受けた大気擾乱の構造と時間変動において災害事例として、岡崎豪雨における山岳の役割と台風の通過時に青森県で発生した強風について調査した。ここでは、山岳の有無がそれぞれの擾乱にどのように影響したのかについて議論する。

第2章では、岡崎市周辺の山岳の有無に関する感度実験を行い、岡崎豪雨が長時間維持されたのは主に岡崎市東側の山岳周辺(木曾山脈, 赤石山脈)の存在によるものであった。しかしながら、数値モデルを用いた先行研究においては、山岳を無くした場合でも降水帯の水平分布や発生場所などはほとんど変わらないと指摘する場合もある(Kato and Goda 2001)。それに対して、岡崎豪雨の場合では山岳を取り除くことによって、岡崎市周辺で停滞した降水帯のそのものに変化が生じたことにより、停滞した降水帯の分布と降水強度に影響を及ぼしていた。

図4.1に本研究で解析した事例と先行研究における地形分布と線状降水帯のスケールについて示す。本研究で解析した岡崎豪雨で発生した降水帯のスケールは100km ~ 120 km であるのに対して、山岳のスケールは木曾山脈~赤石山脈を含む約150 km ~ 200 km であり、山岳の高さは最大3000 m であった。また、栗原ほか(2009)で再現した2003年の広島県で発生した線状降水帯のスケールは80 km ~ 100 km であったのに対して、降水強度に変化を及ぼしたとされる中国山地は、150 km ~ 200 km である。さらに、1982年7月に発生した長崎豪雨において長崎市周辺の山岳を変えた感度実験から、その時に形成・維持した線状降水帯は長崎半島の山岳の影響を受けていなかった。しかしながら、長崎市周辺に停滞した線状降水帯は、雲仙岳・多良岳周辺の山岳を除去すると降水量が低下していたことから、線状降水帯が停滞・維持するには、山岳のスケールが影響していると考察している(高咲ほか 2018)。よってどの事例でも、降水帯よりも大きい山岳の水平スケールと、山岳の高さが降水帯の維持に影響していたことがわかる。それに対して、山岳の影響をほとんど受けていない線状降水帯の豪雨事例も存在する。Kato and Goda (2001)では新潟豪雨で発生した線状降水帯のスケールは100 km ~ 200 km であったのに対して、佐渡島の山岳は約50 km の水平スケールであり、山岳の高さは1200 m 程度であった。

以上の結果から、本研究で行った事例と先行研究の降水帯と山岳のスケールを表4にまとめた。岡崎豪雨では発生した線状降水帯のスケールは100 ~ 120 km であるのに対して、降水帯に山岳が大きく関与するには、発現した降水帯に対して同程度か、それ以上の山岳の水平スケールと、ある程度の山岳の高さが重要である。このことから、山岳・地形のある中で発現する擾乱については、山

岳の水平スケールが 100 km 以上でなおかつ高度が 2000 m 以上あることが、降水パターンや降水強度を変えるのに必要であったと考えられる。表 4 の右端の列には、線状降水帯と地形の影響について、○ (影響がある)、△ (どちらともいえない)、× (影響はなかった) と評価をした。線状降水帯が形成・停滞・維持されるためには、発現した線状降水帯において同程度かそれ以上の山岳の水平スケールがあることと、ある程度の山岳の高さが無いと線状降水帯には影響しないことが示唆された。

また、地形(山岳)の影響を受けなくても降水帯が形成・維持する場合について、岡崎豪雨を例にあげると、ステージ1の降水帯がそれに該当する。岡崎市周辺の地形を除去したとしても、大気下層には収束が見られ東側に形成していた(図2.8, 図2.9)。この場合には、岡崎市周辺の山岳を除去しても大気下層には総観場に伴う、継続的な収束が見られ、Shinoda et al. (2009)によれば、このステージ1の降水帯は BB(Back Building :バックビルディング)型降水帯もしくは BSB(Back and Side Building :バックアンドサイドビルディング)型降水帯として山岳の影響をあまり受けずに形成・維持されていた。このため、総観スケールの降水帯の一部が切り離され、風上側(南東方向)に移動することで発生・発達していたと示唆される。このため、地形の有無に関係なく、ステージ1における線状降水帯は発現したと考えられる。

このように、降水帯と山岳の影響および効果について、数値モデルを用いることにより、さまざまな成果および新しい知見を得ることができた。しかしながら、定量化のためには、事例数は不十分である。

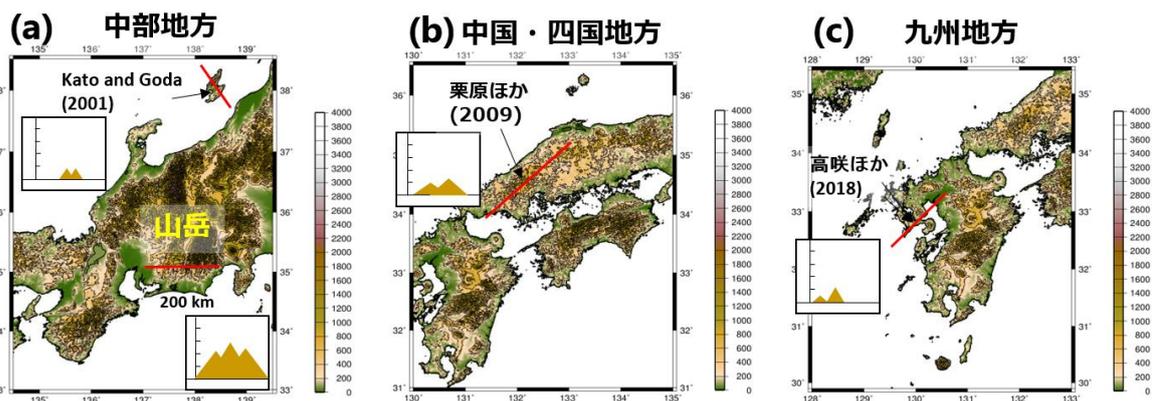


図 4.1 本研究で解析した事例と先行研究における (a) 中部地方, (b) 中国・四国地方, (c) 九州地方の地形分布の概念図。

表 4 本研究で解析した事例と先行研究におけるスケールの分類

	発現した線状降水帯 のスケール	山岳のスケール	山岳の高さ	地形による 影響
岡崎豪雨	100 km ~ 120 km	木曾山脈 ~ 赤石山脈 (150 km ~ 200 km)	3000 m	○
Kato and Goda (2001)	100 km ~ 200 km	佐渡島 (50 km)	1200 m	×
栗原ほか (2009)	80 km ~ 100 km	中国山地 (150 km ~ 200 km)	1300 m	○
1982年 長崎豪雨 (高咲ほか, 2018)	50 km	長崎半島~島原半島 (70 km)	1300 m	△

4.2 ドップラーライダを用いたメソ α スケールから

メソ β スケールの擾乱における観測的研究

ほかにも、高咲ほか(2016, 2017)においてドップラーライダ(DL)を用いた観測的研究において、メソ α スケールからメソ β スケールの擾乱について議論した。

高咲ほか(2016)では、平地の熊谷キャンパスにおいてドップラーライダ(DL)で 100m 規模の風の筋状構造を観測した報告である。この解析結果から考察したところ、DL で観測した筋状構造は対流性のロール状構造であると示唆された。

また高咲ほか(2017)では、長野市の北西側にある裾花川沿いに見られた山風について DL による解析と数値実験を行った。DL を用いた解析から夜間の裾花川沿いに現れた山風は高さ約 200m の強風として捉えられた。DL で捉えた観測結果と数値実験結果から、南東方向に流れる裾花川の山風は下流で南西側(犀川)からの別の山風とぶつかり、ハイドリックジャンプ的な様相を示した。長野市は裾花川、犀川、千曲川と 3 つの川の合流域にあたり、観測された山風は予想以上に複雑であったことを示した。

これら上記にあげた研究については DL による観測を主体としたものであり、本博士論文の数値モデルによる山岳の有無による感度実験の手法とは方法論が異なっていた。しかし、方法論は異なっても、これらは山岳と大気擾乱の関係を明らかにする上で重要である。特に、裾花川の山風の場合、当初裾花川の山風は風の主風向と高さの 2 次元面で解析できると考えたが、大気を持つ非線型性に加えて、実際の山岳が複雑な地理的配置や高度・形状を持っているため、各個撃破的に対応せざるを得なかった。本研究では山岳効果が大気擾乱の構造や時間変動に及ぼす影響の一般化を目指したが、まだその第一歩に過ぎなかったということを知らされた。

しかし、観測的研究においては数値モデルに組み込まれた地形データを任意に改変する手法により、山岳の有無のある中で発現する大気擾乱の比較を行い、大気擾乱への山岳効果を際立たせた。本研究において示されたスケールの大小

による比較は、一つの見方として貴重であり有益な問題提起であると考えられる。

第5章 結論

本研究では、山岳効果を受けた大気擾乱の構造と時間変動について、愛知県岡崎市で起きた線状降水帯（岡崎豪雨）に及ぼす周辺の山岳の影響と、台風の通過時において青森県西部で発生した強風災害に対する山岳効果について、数値モデルを用いて事例解析を行った。

第2章では、2008年8月28日深夜に中部日本・岡崎市付近で発生した豪雨（岡崎豪雨）は、岡崎市周辺に5時間以上停滞し、長時間激しい大雨をもたらした。本研究では、岡崎市周辺の山岳の有無に関する感度実験を行い、主にステージ2について線状降水帯の発生・停滞・維持について調査した。岡崎市東側の山岳がない場合では、ほぼ停滞していた降水帯は再現されなかった。

一方、東側の山岳がある場合の山岳の南側では、局地的に下層収束が生じることにより、長時間停滞する降水帯が再現された。この下層収束は、東側の山岳によるローカルな圧力勾配にともなって持続した東風によって形成されていた。

第3章では、気象庁 JMA-NHM を用いて T9119 による青森県周辺の強風の構造と山岳の影響について数値実験を行った。その結果、青森県西部に起こった強風は山から吹き下ろすおろし風であった。山岳風上側の温度の逆転層の高度が徐々に降下することによって、風速は強化された。風が強化された要因として、温帯低気圧化した T9119 から延びる寒冷前線から、その後面に下降流が卓越したことがあげられる。これにより、おろし風の風上側にあたる白神山地～岩木山の山岳域では、逆転層の強度が大きくなり強風が発生したのである。さらに、強風が山岳を超えやすかったのかを調査するためにフルード数を評価すると 1.6 程度であり、山岳を迂回するよりは白神山地を越えてきたことが示唆された。津軽平野周辺の風速は 35 m s^{-1} であったのに対して、東北地方の山岳を無くした実験では平野周辺の風速は 30 m s^{-1} 程度となり、 5 m s^{-1} ほど弱くなっていた。この強風時の運動エネルギーからみるとエネルギーの変動幅はかなりの大きさであった。

これらの結果から、T9119 に伴う強風の形成・強化については、次のようにまとめることができる。(1) 台風によりもともと強風が吹く環境場にあった。(2) 山岳の風上側に逆転層があった。(3) 逆転層が下降流により強化された。(4) この下降流は、数十 km のメソ (=山岳) スケールによるものではなく、温帯低気圧化した台風が寒冷前線を伴い前線西側に総観スケールによるものだった。(5) 山岳の存在によっておろし風はより強風なものとなった。

このように、水平スケールの大きい山岳の周辺で発現する擾乱について数値モデルを用いることによって、かなりの再現性が得られそれを解析することによる新しい知見が得られた。ここでは、山岳のスケールと高さが重要であると結論づけたが、山岳のスケールには山岳の面積(縦・横)のオーダーも線状降水帯

が形成・維持されるためには重要な要因であると考えられる。しかしながら、山岳(地形)の効果を受けるスケールについては不十分なことも多くある。さらに、山岳と降水帯の関わり合いを定量化するためには、解析事例を増やすことや線状降水帯が発生する環境場と山岳にフォーカスを当てながら、今後研究を進める必要がある。

謝辞

本研究を遂行し、学位論文をまとめるにあたり、指導教官である立正大学地球環境科学研究科環境システム学専攻気象分野の吉崎正憲教授から直接ご指導をいただきました。心より厚く御礼申し上げます。本研究の副査をしていた頂いた同大学の中川清隆教授、安原正也教授には、研究全般にわたり多くの有益なご助言を頂き深く感謝いたします。

同専攻の渡来靖准教授には、モデル全般ならびに研究に対する姿勢や多くの助言をいただきました。また、鈴木パーカー明日香助教には、研究を進めるにあたり、ご指導と有益な助言をいただきました。深く感謝いたします。

さらに、ドップラーライダの購入・運用に関して、松井秀郎・前地球環境科学部長、川野良信・元環境システム学科主任、河野忠・元環境システム学科主任、岩崎秀男氏・元学部事務室をはじめ、環境システム学科の先生方にはお世話になりました。

総観気象学研究室の院生ならび学部生の皆さまと各研究室の院生の同輩の方々には、多くの助言や議論していただきました。以上の皆さまに、心から感謝いたします。

第2章において使用した計算モデルは、WRF モデルを使用いたしました。初期値と境界値について気象庁メソ数值予報モデル(GPV-MSM)は京都大学生存圏研究所大気グローバル大気観測データより取得しました。さらに、第3章においては JMA-NHM (気象庁非静力学モデル)を用いて計算を行いました。また、初期値と境界値については JRA-55 を使用し、気象庁の台風トラックデータを使用しました。一部の作図には、加藤輝之氏(気象庁)から提供していただいた `matplotlib` を用いて作図を行いました。また、**Generic Mapping Tools (GMT)** を利用いたしました (Wessel and Smith, 1998)。さらに、解析で用いたラジオゾンデのデータは、ワイオミング大学提供のデータを使用しました。ここに深く感謝いたします。

参考文献

浅井 富雄,1996: ローカル気象学. 東京大学出版会, 248pp.

Bluestein, H. B. and M. H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1711-1732.

Chen, F., and J. Dudhia, 2001: Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 569-585.

Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077-3107.

Fudeyasu, H., Kuwagata, T., Ohashi, Y., Suzuki, S., Kiyahara Y. and Hozumi, Y., 2008 : Numerical Study of the Local Downslope Wind “Hirodo-Kaze” in Japan. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 27-39.

藤部 文昭, 1993 : 台風 9119 による東北地方の強風の特徴*-洞爺丸・第 2 室戸台風との比較-. 天気, 40, 403-412.

Higashi, K., Y. Kiyohara, M. D. Yamanaka, Y. Shibagaki, M. Kusuda and T., Fujii, 2010: Multiscale Features of Line-Shaped Precipitation System Generation in Central Japan during Late Baiu Season. *J. Meteor. Soc. Japan*, **88**, 909-930.

Houze, R. A., Jr., 1993: *Cloud Dynamics*. Academic Press, 573 pp.

Ikawa, K., and K. Saito, 1991: Description of a nonhydrostatic model developed at the forecast research department of the MRI. *Technical Report of the MRI*, **28**, 238pp.

稲村 友彦, 岩崎 一晴, 齋藤 仁, 中山 大地, 泉 岳樹, 松山 洋, 2009 : 阿蘇山の特徴的な地形が局地風「まつぼり風」に及ぼす影響に関する数値実験. 天気, **56**, 123-138.

Ishii, S., K. Sasaki, K. Mizutani, T. Aoki, H. Kanno, D. Matsushima, W. Sha, A.

Noda, M. Sawada, M. Ujiie, Y. Matsuura, and T. Iwasaki, 2007: The temporal evolution and spatial structure of the local easterly wind “Kiyokawa-dashi” in Japan. PART I : Coherent Doppler lidar observations. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 797–813.

Janjic, Z. I., 2002: Nonsingular implementation of the Mellor–Yamada level 2.5 scheme in the NCEP meso model. *NCEP Office Note*, 437, 61 pp.

Kain, J. S., 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 170–181.

梶川 正弘, 薄木 征三, 武藤 哲男, 1995 : 台風 9119 号による秋田県の強風域と森林被害との関係. *自然災害科学*, **13**, 249–254.

Kanada, S., H. Minda, B. Geng and T. Takeda, 2000: Rainfall enhancement of band-shaped convective cloud system in the downwind side of an isolated island. *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 47–67.

Kato, T., 1998 : Numerical simulation of the bandshaped torrential rain observed over southern Kyushu, Japan on 1 August 1993. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 97-128.

Kato, T., and H. Goda, 2001: Formation and maintenance processes of a stationary band-shaped heavy rainfall observed in Niigata on 4 August 1998. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 899-924.

気象庁, 1991 : 災害をもたらした気象事例.

http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/1991/19910912ty/19910912_19.html (2017 年 10 月 22 日最終閲覧).

気象庁, 2013: Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency. Available at <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline2013-nwp/index.html> (2018 年 10 月 15 日最終閲覧).

気象研究所, 2017: 平成 29 年 7 月 5-6 日の福岡県・大分県での大雨の発生要因について～上空寒気による不安定の強化と猛烈に発達した積乱雲による線状降水帯～. 報道報告資料, 8pp. http://www.jma.go.jp/jma/press/1707/14b/press_20170705-06_fukuoka-oita_heavyrainfall.pdf. (2018 年 10 月 15 日最終

閲覧).

栗原 佳代子, 金森 恒雄, 瀬古 弘, 2009: 2003 年 7 月 18 日に広島県で発生した線状降水帯: 気象庁非静力学モデルで解析した気流構造と地形や中層乾燥気塊の効果. *天気*, **56**, 613-626.

栗原 幸雄, 桜井 敏之, 倉賀野 連, 2006: 衛星マイクロ波放射計, 衛星赤外放射計及び現場観測データを用いた全球日別海面水温解析. *測候時報*, **73**, 1-18.

黒瀬 義孝, 大場 和彦, 丸山 篤志, 真木 太一, 2002a: 局地風「阿蘇おろし」の特徴. *農業気象*, **58**, 93-101.

黒瀬 義孝, 大場 和彦, 丸山 篤志, 真 太一, 2002b: 局地風「まつぼり風」の特徴とその農業被害. *農業気象*, **58**, 103-113.

Lin, Y. L., 2007: *Mesoscale Dynamics*. Cambridge University Press, 646pp.

Mlawer, E., S. Taubman, P. Brown, M. Iacono, and S. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **102**, 16663-16682.

Morotomi, K., T. Shinoda, Y. Shusse, T. Kouketsu, T. Ohigashi, K. Tsuboki, H. Uyeda, and I. Tamagawa, 2012: Maintenance mechanisms of a precipitation band formed along the Ibuki-Suzuka mountains on September 2-3, 2008. *J. Meteor. Soc. Japan*, **90**, 737-753.

Murakami, M., 1990: Numerical modeling of dynamical and microphysical evolution of an isolated convective cloud - The 19 July 1981 CCOPE cloud. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 107-128.

中村 みゆき, 上甲実, 塚本 修, 金森 恒雄, 東 克彦, 川田 一昭, 木邨 弘, 亀井 紀夫, 鎌田 忠彦, 筆保 弘徳, 2002: 那岐山頂における観測からみたおろし風(広戸風)の発生条件. *天気*, **49**, 129-139.

Nielsen, E. R., R. S. Schumacher, and A. M. Kecklik, 2016: The effect of the Balcones Escarpment on three cases of extreme precipitation in Central Texas. *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 119-138.

- 二宮 洸三, 2011: 1968年8月17日に発生した飛騨川豪雨のメソスケール降水系. 天気, **58**, 306-316.
- 小倉 義光, 1991: 集中豪雨の解析とメカニズム. 天気, **38**, 275-288.
- 小倉 義光, 1999: 一般気象学. 東京大学出版会, 314pp.
- 小倉 義光, 2015: 日本の天気-その多様性とメカニズム-. 東京大学出版会, 403pp.
- 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, 隈部 良司, 西村 修司, 2011: 「平成 20 年 8 月末豪雨」の天気系, 特にメソ対流系の組織化について. 天気, **58**, 201-217.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **56**, 527-530.
- 坂本 壮, 稲村 友彦, 泉 岳樹, 松山 洋, 2014 : 「まつぼり風」の局地性と吹走メカニズムに関する実証的研究 ~現地観測とメソ気象モデルに基づいて~. 天気, **61**, 978-996.
- Saito, K., 1992 : Shallow water flow having a lee hydraulic jump over a mountain range in a channel of variable width. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 775-782.
- Saito, K., 1993 : A numerical study of the local downslope wind "Yamaji-kaze" in Japan. Part 2 : Nonlinear aspect of the 3-D flow over a mountain range with a col. *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 247-272.
- Saito, K., 1994a : A numerical study of the local downslope wind "Yamaji-kaze" in Japan. Part 3 : Numerical simulation of the 27 September 1991 windstorm with a non-hydrostatic multi-nested model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 301-329.
- 齊藤 和雄, 1994b : 山越え気流について(おろし風を中心として)*. 天気, **41**, 731-750.

Saito, K. and M. Ikawa, 1991 : A numerical study of the local downslope wind "Yamaji-kaze" in Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 31-56.

佐々木 華織, 菅野 洋光, 横山 克至, 松島 大, 森山 真久, 深堀 協子, 余偉明, 2004 : "清川ダシ"吹走時に観測された強風域および風の鉛直構造の特徴. *天気*, **51**, 881-894.

瀬古 弘, 2001: 中緯度のメソ β スケール線状降水系の形態と維持機構に関する研究. 東京大学理学研究科地球惑星科学専攻博士論文, 136pp.

瀬古 弘, 2010 : 中緯度のメソ β スケール線状降水帯の形態と維持機構に関する研究. *気象庁研究時報*, **62**, 1-74.

Shinoda, T., M. Kato, Y. Shusse, M. Nomura, M. Oue, T. Kouketsu, K. Tsuboki, and H. Uyeda, 2009: Structure of a precipitation system developed around Aichi Prefecture, Japan, on August 28-29, 2008. *Conference on Mesoscale Convective Systems (MCSs) and High-Impact Weather/Climatology in East Asia (ICMCS-VII)*, Seoul, Korea, 47-55.

Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, X.-Y. Huang, W. Wang, and J. G. Powers, 2008: A description of the advanced research WRF version 3. *NCAR Technical Note*, NCAR/TN-475+STR, 113 pp.

Smolarkiewicz, P. K., and Rotunno, R., 1989: Low Froude number flow past three-dimensional obstacles. Part I: Baroclinically generated lee vortices. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1154-1164.

Stoelinga, M. T., 2009 : A users' guide to RIP version4 : A program for visualizing mesoscale model output. *Technical Note, University of Washington*, 82pp.<http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/ripug.pdf> (accessed 12 September 2018).

鈴木 善晴, 安部 智昭, 碓氷 陽子, 長谷部 正彦, 2008 : 線状対流系における降水場および風速場に地形形状が及ぼす影響に関する数値実験的研究. *水工学論文集*, 第 52 巻, 337-342.

高咲 良規, 吉崎 正憲, 渡来 靖, 中川 清隆, 齋島 徹也, 武井 祐興, 2016 : 立正大学・熊谷キャンパスにおけるドップラーライダーによる水平風の観測,

地球環境研究, VoL. 18, 49-55.

高咲 良規, 吉崎 正憲, 鈴木 パーカー明日香, 渡来 靖, 武井 祐興, 榊原 保志, 浜田 崇, 2017: 長野市におけるドップラーライダーを用いた山風の観測とWRFによる数値実験. 地球環境研究, VoL. 19, 63-71.

高咲 良規, 吉崎 正憲, 渡辺 洋平, 矢野 雄大, 2018: 1982年7月23日における長崎豪雨の数値解析. 日本気象学会秋季大会講演予稿集, 114, 302.

Thompson, G., R. M. Rasmussen, and K. Manning, 2004: Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 519–542.

津口 裕茂, 清野 直子, 2017: 「2017年7月5-6日の福岡・大分県の大雨の特徴」について. 日本気象学会秋季大会講演予稿集, 112, 171.

渡部 浩章, 2008: 2004年9月29日に三重県尾鷲付近で発生した豪雨の降水強化メカニズム. 天気, 55, 807-812 .

渡部 浩章, 栗原 和夫, 1988: 島根県南西部の豪雨の解析-昭和60年7月6日. 天気, 35, 615-624.

Wessel, P. and Smith, W.H.F. 1998: New improved version of Generic Mapping Tools released. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 79, 579.

藪 将吉, 村井 臣哉, 北川 裕人, 2005: 晴天放射スキーム. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 53-64.

山岸米二郎, 2011: 気象学入門 -天気図からわかる気象の仕組み-. オーム社, 234pp.

吉野 正敏, 1968: 阿蘇のマツボリ風地域における耕地の防風林と防風垣. 農業気象, 23, 183-185.

吉野 正敏, 2008: 世界の風・日本の風. 成山堂書店, 140pp.

Yoshizaki, M., T. Kato, Y. Tanaka, H. Takayama, Y. Shoji, H. Seko, K. Arao, 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.