

三重大学大学院
生物資源学研究科博士論文
博士（学術）

南岸低気圧による首都圏降雪現象の
実態解明のための研究

Study for Understanding of Snowfall Phenomena
in the Metropolitan Areas in Japan Associated with
the South-Coast Cyclones

平成 30 年 12 月
荒木 健太郎
Kentaro ARAKI

論文要旨

冬季首都圏では、本州南岸を進む南岸低気圧と呼ばれる低気圧に伴って降雪がもたらされる。首都圏では少しの雪でも交通等に大きな影響があり、ひとたび大雪となると雪崩や集落の孤立、農業被害など多岐にわたる雪氷災害が発生するが、現状ではこの降雪現象の正確な予測は難しい。首都圏降雪現象を高精度に予測するためには、まずは現象の実態解明が必要不可欠である。そこで、本研究では、南岸低気圧による降雪現象の実態解明のために以下の研究に取り組んだ。

まず、これまで南岸低気圧が八丈島の北を通る場合は関東平野への暖气流入が強くなるために雨、南を通る場合は雪が降るといわれてきた。この経験則を確かめるため、1958～2015年冬季の東京都心における降雪・降雨事例について、気象庁55年長期再解析を用いて東京の雨と雪をわけるときの要因を統計的に調べた。その結果、南岸低気圧の進路、発達率、平均移動速度の各特性は、それぞれが単独で東京の雨雪に関係していないことが明らかとなった。また、東京における雨と雪の事例では、特に総観スケールの気温場が大きく異なり、大陸から吹き出す下層寒気や上層寒気は東京で降水が始まる2日間ほど前から有意な差が見られた。さらに、南岸低気圧の進路が八丈島の北で陸の近くを通過する降雪事例では、同様な降雨事例と比べて暖气流入に大きな違いはなく、総観スケールで下層が低温であることに加え、低気圧の中心気圧が低く北からの下層寒気移流が強かった。このため、低気圧中心付近でも降雪に適した低温な環境となっていた。これらのことから、東京都心の雨雪は南岸低気圧の進路のみでは決まらず、総観スケールの環境場が重要であるといえる。

また、2017年3月27日に南岸低気圧に伴う大雪により、栃木県那須町で表層雪崩による災害が発生した。表層雪崩発生には短時間での多量の降雪が重要と言われているが、山岳域での大雪時の降雪強化メカニズムやその水平分布等の特性は理解が不足している。そこで、この大雪の事例解析を行うとともに、1989～2017年の那須における降雪事例について統計解析を行い、降雪・気象場の諸特性を調べた。事例解析の結果、3月27日の大雪事例では低気圧接近に伴い、湿潤な北～東風の強まりとともに形成された地形性上昇流が過冷却の水雲を下層で発生させていた。この下層雲と低気圧に伴う雲からの降雪が、Seed-Feederメカニズムを通して那須岳の北～東斜面で降雪を強化し、局地的な短時間大雪をもたらしていたことが示唆された。統計解析の結果、この事例と同規模の大雪は3年に1度、3月としては約20年に1度発生していた。那須で大雪

となる気圧配置は西高東低の冬型が 63%，低気圧が 30%であり，いずれも日降雪時間が長いほど日降雪深が大きかった．しかし，低気圧による降雪の場合には例外的に短時間で大雪になることがあり，これらの事例の多くは閉塞段階の低気圧が関東付近を通過していたことがわかった．

さらに，降雪現象の高精度予測のためには，降雪雲の物理特性の実態解明が必要不可欠である．そこで，関東甲信地方で降雪時に市民から雪結晶画像を募集する「#関東雪結晶 プロジェクト」を実施し，2016～2017 年冬季観測結果により，シチズンサイエンスによる雪結晶観測の有効性を確かめ，降雪特性の実態把握を試みた．雪結晶の撮影にはスマートフォンのカメラを採用し，ソーシャル・ネットワークキング・サービスを用いた画像収集を行った．これにより，ごく簡易な雪結晶観測手法を確立し，シチズンサイエンスとして効率的な観測データ収集を実現した．この結果，ひと冬を通して 1 万枚以上の雪結晶画像が集まり，そのうち解析可能なものは 73%だった．この取り組みによって首都圏での時空間的に超高密度な雪結晶観測が実現できた．観測結果は，現象の実態解明だけでなく，数値予報モデルの検証・改良や偏波レーダーを用いた降水種別判別手法の高精度化などにも応用可能である．一方，シチズンサイエンスデータの特性として，人口の多い都心部での現象では観測数が増えるものの，内陸部のみでの降雪の場合は観測数が少ない傾向が見られた．今後，シチズンサイエンスによる雪結晶観測のネットワークを拡充するために，自治体や教育機関との連携，効果的な広報・普及活動が必要である．

このように，本研究は南岸低気圧による首都圏降雪現象について，都心部での雨と雪をわける要因，山岳域での短時間大雪時の大気場の特徴や雲の構造を明らかにした．さらに，首都圏降雪現象のさらなる実態解明や監視・予測技術の高度化のために重要である新たな降雪観測手法を確立することができた．本研究で得られた知見は，予報担当者の診断的予測技術や降雪監視技術の向上を通し，気象庁の発表する雪氷災害に関わる防災気象情報の高精度化に貢献できる．

Abstract

In winter seasons, extratropical cyclones moving along with the south coast of Japan, so-called South-Coast Cyclones (SCCs), sometimes bring snowfall in the metropolitan area in Japan. Even a small amount of snowfall has a great influence on transportation in the metropolitan area. Once heavy snowfall occurs, various snow and ice disasters such as avalanches and isolation of settlements, agricultural and construction damages are brought by the snowfall. At present, however, it is difficult to predict such snowfall phenomena accurately. In order to accurately predict these snowfall phenomena in the metropolitan area in Japan, it is essential to elucidate the actual state and structure of the phenomena. In this paper, we studied following topics to elucidate the snowfall phenomena in the metropolitan area in Japan due to the SCCs.

Firstly, it has been empirically thought that snowfall and rainfall in the metropolitan area respectively occur when a SCC passes on the south and north sides of Hachijo-jima Island, because warm and cold advections surrounding the cyclones determine the surface temperature in the metropolitan area. In order to confirm this empirical rule, factors distinguishing between snowfall and rainfall in Tokyo urban area for the cases from 1958 to 2015 were statistically investigated using the Japan Meteorological Agency 55-year reanalysis data. As the result, it's found that cyclone characteristics of the traveling path, maximum and averaged developing rates, and averaged moving velocity were independent of the precipitation phase in Tokyo urban area. On the other hand, there were significant differences in synoptic-scale upper and low-level temperature fields between snowfall and rainfall cases about 2 days before the time of precipitation starting in Tokyo. In addition, in snowfall cases with a SCC located on the north side of Hachijo-jima Island, the low-level cold air flow blowing into the cyclone from the north was stronger than that in rainfall cases with the same cyclone position, where the cyclone developed in snowfall cases more than in rainfall cases in addition to the low-level colder atmospheric condition. These results indicate that only the traveling path of SCCs never determines the precipitation phase in Tokyo urban area, and that synoptic-scale conditions play a key role on the determination.

Secondly, a heavy snowfall associated with cyclones caused a surface avalanche in Nasu, Tochigi Prefecture, Japan on 27 March 2017. Although it is known that large amounts of snowfall in a short time are important for surface avalanches, understanding

of snowfall characteristics in mountainous regions during heavy snowfall events is lacking. We conducted a case study of this event and also performed a statistical analysis of snowfall events in Nasu from 1989 to 2017, where we investigated the snowfall characteristics and meteorological conditions of each event. In the March 2017 event, low-level supercooled water clouds were formed by orographically forced updrafts in mountainous regions in Nasu as moist northerly and easterly flows intensified due to the cyclone's approach. Localized snowfall intensification and short-duration heavy snowfalls were produced by the Seeder-Feeder mechanism associated with the low-level clouds and snow from the upper clouds of the cyclone. The statistical analysis revealed that similar heavy snowfall events occur about once every 3 years, but only once every 20 years in March. The surface pressure patterns in heavy snowfall cases in Nasu were about 63% in the typical winter monsoon pattern and about 30% in cyclones. Although snowfall amounts became larger as snowfall duration increased in both patterns, some short-duration heavy snowfalls exceptionally occurred in cases where occluded cyclones passed near the Kanto region.

Thirdly, to improve forecasts of snowfall events, a better understanding of the microphysical properties of snow clouds is needed. The Meteorological Research Institute conducted the "#KantoSnowCrystal Project" to collect images of snow crystals from citizens during snowfall events in the Kanto and Koshin regions in Japan. Smartphone cameras were used to capture the images, which were mainly collected through social networking services. Through the campaign in the 2016-2017 winter season, we confirmed the availability of snow crystal observations by citizen science, and tried understanding the snowfall characteristics in the metropolitan area. Through the project, we were able to establish an easy method for snow crystal observation and data collection. More than 10,000 snow crystal images were gathered throughout the 2016-2017 winter, of which 73% were analyzable. The #KantoSnowCrystal Project thereby realized spatiotemporally ultra-dense observations of snow crystals in the metropolitan area, and the observation dataset should contribute to investigations of snowfall mechanisms in these areas and the verification and improvement of numerical weather models, etc. The amount of data, however, varied considerably between heavily populated central urban areas and less-populated inland areas. Collaboration with local autonomous bodies and educational organizations, and effective outreach and dissemination activities are needed to expand the network of snow crystal observation by citizen science.

In these ways, this study focused on the snowfall phenomenon in the metropolitan area due to the SCCs, and revealed the synoptic-scale factors distinguishing between rainfall

and snowfall in the center of the metropolitan area and also the characteristics of the atmospheric field and the structure of the snow clouds at the time of short-duration heavy snowfall causing surface avalanches in the mountainous region. Moreover, we could establish a new observation method which is important for elucidating the snowfall phenomena in the metropolitan area and for improving the monitoring and prediction technology. Through the improvement of diagnostic forecasting techniques and snowfall monitoring techniques of forecasters in the Japan Meteorological Agency, these findings obtained in this study can contribute to the improvement of weather information for disaster prevention associated with snowfall phenomena in the metropolitan area in Japan.

目次

論文要旨	i
Abstract.....	iii
序論	1
序論の参考文献	3
第1章 東京の雨と雪をわける総観スケール環境場	6
要旨	6
1.1. はじめに	6
1.2. 事例抽出手法	7
1.3. 解析手法	9
1.4. 結果と考察.....	9
1.4.1. 南岸低気圧の諸特性	9
1.4.2. 総観スケール環境場の違い	11
1.4.3. 南岸低気圧の発達環境場	12
1.4.4. 進路毎の総観スケール環境場	13
1.5. まとめ	15
第1章の参考文献	16
第1章の図表	17
第2章 山岳域での雪崩発生に関わる短時間大雪	31
要旨	31
2.1. はじめに	31
2.2. データと解析方法	33
2.2.1. 事例解析手法	33
2.2.2. 統計解析手法	33
2.3. 2017年3月27日那須大雪の事例解析	34
2.3.1. 降積雪の状況	34
2.3.2. 低気圧と降雪環境場の特徴	35
2.3.3. 那須における地上物理量の時間変化	36
2.3.4. 短時間での多量の降雪の要因	37
2.4. 那須大雪の統計解析.....	39
2.4.1. 極値統計解析	39
2.4.2. 気圧配置パターン毎の降雪特性	39
2.4.3. 気圧配置パターン毎の降雪環境場	40
2.5. 考察.....	41
2.5.1. 那須雪崩事例における弱層形成過程の検討	41

2.5.2. 那須に大雪をもたらす気象場	41
2.5.3. 表層雪崩発生に関わる短時間の大雪	42
2.6. まとめ	43
第2章の参考文献	45
第2章の図表	48
第3章 シチズンサイエンスによる高密度雪結晶観測	65
要旨	65
3.1. はじめに	65
3.2. 手法	66
3.2.1. 「#関東雪結晶 プロジェクト」	66
3.2.2. スマートフォンを用いた簡易雪結晶観測手法	67
3.2.3. SNS等を用いた観測データ収集	67
3.2.4. 解析手法	68
3.3. 結果	69
3.3.1. 2016～2017年冬季の雪結晶観測データ	69
3.3.2. 2016年11月24日の降雪事例	69
3.3.3. 2017年1月20日の凍雨事例	70
3.3.4. 2017年2月9日の降雪事例	71
3.3.5. 2017年2月10日の霰事例	72
3.4. 考察	73
3.4.1. 超高密度雪結晶観測で実現できること	73
3.4.2. シチズンサイエンスデータの可能性	74
3.4.3. 解析作業の効率化に向けて	74
3.4.4. シチズンサイエンスデータの観測特性	75
3.4.5. 雪結晶観測研究のプロモーション	75
3.4.6. 観測を継続・拡大するための取り組み	76
3.5. まとめ	77
第3章の参考文献	78
第3章の図表	81
総括	94
謝辞	97
発表論文一覧	98

序論

首都圏では、冬季に南岸低気圧と呼ばれる本州南岸を通過する温帯低気圧に伴い、降雪がもたらされる。北陸地方などの日本海側の雪国では大雪に対するソフト・ハード面での対策がなされているが、非雪国である首都圏では普段雪が少ないため、雪に対する備えは日本海側ほど充実していない。そのため、少しの降雪・積雪でも都市部を中心に交通等に大きな影響がある。

南岸低気圧による首都圏降雪現象は年に数回程度であるが、ひとたび大雪となれば多様な気象・雪氷災害が引き起こされる。これには、都市部を中心とした交通障害（新井ら，1969）のほか、温室等の農業被害（濱寄ら，1995；森山ら，2014）、建築物の被害（高橋ら，1998，2014）、送電線への着雪による停電（菊池，2005；杉本ら，2011）、樹林への着氷被害（村井，1936；牛山・宮崎，1993）、雪崩（四手井，1953；石田・山本，1960，1961）等が挙げられる。2014年2月14～15日に南岸低気圧の通過に伴って関東甲信地方で発生した顕著な大雪においては、これらに加えて集落の孤立や山間部でも車の立往生が相次いだだけでなく、建築物の倒壊や落雪、雪崩等によって全国で合計26名にも及ぶ人命が失われた（内閣府，2014；和泉，2014など）。また，2017年3月27日には栃木県那須町で南岸低気圧に伴う大雪により表層雪崩が発生し，高校生ら8名の人命が失われた（栃木県，2017）。

南岸低気圧の通過に伴って首都圏降雪現象がもたらされることは古くから知られているが（正野・小倉，1948，1951等），その予測については現在でも難しい（気象庁，2015）。この理由としては，南岸低気圧の進路等を含む盛衰過程，低気圧に伴う雲・降水における雲物理過程，これらに加えて地表面過程や境界層過程も関わる下層気温場等，首都圏降雪現象には複雑なプロセスが相互に関係しているためであることが指摘されている（荒木，2014，2016）。南岸低気圧に伴う気象・雪氷災害の高精度予測や適切な災害対策が求められているが，そのためにはまずこれらの各過程の実態やメカニズムを理解することが必要不可欠である。

しかしながら，このような首都圏降雪現象の先行研究は実は多いわけではなく，理解の不十分な点が多く残されている（荒木ら，2015a，b）。全球・北半球スケールの観点では，太平洋側の降雪とエルニーニョ現象（Ueda *et al.*, 2017），EU（Eurasian）パターン（Tachibana *et al.*, 2007），北西太平洋におけるブロッキング（Yamazaki *et al.*, 2015）などとの関係が調べられてきている。一方，総観スケールの観点では，南岸低気圧そのものの構造等についての先行研究はあるものの（Takano, 2002；荒木，2016），首都圏降雪現象の要因となる総観スケールの環

境場についての先行研究はこれまで行われていない。また、メソスケールにおいては、関東平野の降雪に重要な下層の気温場（牧野ら，2013；山本，1984；富山，2001；原ら，2013），雨と雪の境界となる沿岸前線（Fujibe, 1990；荒木，2015a），下層低温化をもたらす Cold-Air Damming（荒木，2015b；Honda *et al.*, 2016）など，平野部での先行研究は実施されているものの，山岳域での研究例がない。さらに，雲・降水過程に関しては，南岸低気圧通過時の新潟県における降雪結晶特性についての研究例はあるが（石坂ら，2015），首都圏における先行研究は皆無である。特に雲・降水過程を理解するためには降雪の観測手段も限られているため，新たな観測手法の確立も求められている。

これらの背景を踏まえて，本研究では主に総観スケールからメソスケール，雲・降水過程に注目して，南岸低気圧による首都圏降雪現象の実態解明のための研究に取り組んだ。まず，首都圏では少しの雪でも交通等に大きな影響が出るため，降水相が雨になるか雪になるかを高精度に予測することが求められる。これまで予報現場では，南岸低気圧が八丈島の北を通る場合は，関東平野への暖気流入が強くなるために雨，南を通る場合は雪が降るといわれてきた（伊東，1956；東京管区气象台，1962；土田，1975；柴山，1976；山本，1984；八尾ら，2001）。第1章では，この経験則を確かめることを目的とし，1958～2015年冬季の東京都心における降雪・降雨事例について，気象庁55年長期再解析を用いて東京の雨と雪をわける要因を統計的に調べた。また，首都圏降雪現象によってもたらされる雪氷災害のひとつとして，表層雪崩発生には短時間での多量の降雪が重要と言われているが（四手井，1953など），山岳域での大雪時の降雪強化メカニズムやその水平分布等の特性は理解が不足している。そこで，第2章では，2017年3月27日に栃木県那須町における表層雪崩発生の要因となった南岸低気圧に伴う大雪について事例解析を行うとともに，1989～2017年の那須における降雪事例について統計解析を行い，降雪・気象場の諸特性を調査した。一方，これらの首都圏降雪現象の高精度予測のためには，降雪雲の物理特性の実態解明が必要不可欠であるが，時空間的に密な降雪特性の直接観測データは存在していない。そこで，第3章では，首都圏で降雪時に市民から雪結晶画像を募集するという市民参加型の研究（シチズンサイエンス）による高密度雪結晶観測を実施し，2016～2017年冬季観測結果により，シチズンサイエンスによる雪結晶観測の有効性を確かめ，降雪特性の実態把握を試みた。

序論の参考文献

- 新井 正・立石由己・山辺功二・長谷川力 (1969) : 東京の雪害. 水温の研究, **13**, 40-41.
- 荒木健太郎 (2014) : 雲の中では何が起きているのか. ベレ出版, 343pp.
- 荒木健太郎 (2015a) : Cold-Air Damming. 天気, **62**, 545-547.
- 荒木健太郎 (2015b) : 沿岸前線. 天気, **62**, 541-543.
- 荒木健太郎 (2016) : 南岸低気圧. 天気, **63**, 707-709.
- 荒木健太郎・中井専人・前多良一 (2015a) : 2014 年度秋季大会スペシャル・セッション「南岸低気圧による大雪: その要因, 実態, 予測可能性」報告. 天気, **62**, 133-142.
- 荒木健太郎・中井専人・上野健一・加藤輝之, 上石 勲・中村一樹 (2015b) : 「南岸低気圧とそれに伴う気象・雪氷災害に関する研究会」開催報告. 雪氷, **77**, 491-495.
- Fujibe, F. (1990): Climatology of the coastal front in the Kanto Plain. *Pap. Meteor. Geophys.*, **41**, 105-128.
- 石田泰治・山本三郎 (1960) : 富士山の雪崩について. 雪氷, **22**, 28-36.
- 石田泰治・山本三郎 (1961) : 昭和 35 年 11 月 19 日の富士山の雪崩について. 雪氷, **23**, 99-103.
- 石坂雅昭・藤野丈志・本吉弘岐・中井専人・中村一樹・椎名 徹・村本健一郎 (2015) : 2014 年 2 月の南岸低気圧時の新潟県下における降雪粒子の特徴. 一 関東甲信越地方の雪崩の多発に関連して一. 雪氷, **77**, 285-302.
- 伊東疆自 (1956) : 東京の雪. 雪氷, **18**, 25-27.
- 和泉 薫 (2014) : 2014 年 2 月 14-16 日の関東甲信地方を中心とした広域雪氷災害に関する調査研究. 科学研究費補助金 (課題番号 2590003), 研究成果報告書, 180pp.
- 菊池武彦 (2005) : 電線着氷雪害. 雪と氷の事典 (日本雪氷学会監修). 朝倉書店, 561-568.
- 気象庁 (2015) : 予報が難しい現象について.
<http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/yohokaisetu/yohokaisetu.html> (2018.09.21 閲覧)
- 濱寄孝弘・岡田益己・小沢 聖 (1995) : 1994 年 1 月 29 日に岩手県北部沿岸で発生したパイプハウスの雪害—構造上の問題点と対策—. 農業気象, **51**, 53-56.
- 原 旅人・白山洋平・檜垣将和・氏家将志 (2013) : 2013 年 1 月 14 日の関東大

- 雪. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 71-89.
- Honda, M., A. Yamazaki, and A. Kuwano-Yoshida (2016): Synoptic conditions causing an extreme snowfall event in the Kanto-Koshin district of Japan on 14-15 February 2014. *SOLA*, **12**, 259-264.
- 牧野眞一・岸本賢司・土井内則夫・梅津浩典 (2013) : 大雪の事例 (平成 25 年 1 月 14 日関東地方南部の大雪事例). 平成 25 年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 28-48.
- 正野重方・小倉義光 (1948) : 気象の話. 誠文堂新光社, 224pp.
- 正野重方・小倉義光 (1951) : 気象の四季. 筑摩書房, 205pp.
- 村井日吉 (1936) : 千葉縣演習林の雨氷害報告. 東京大学農学部演習林報告, **27**, 1-59.
- 森山英樹・奥島里美・石井雅久 (2014) : 平成 26 年豪雪により被災した温室の実態調査. 農業施設, **45**, 108-120.
- 内閣府 (2014) : 平成 26 年 (2014 年) 豪雪について—2 月 14 日から 16 日の大雪等の被害状況等について (26 報) —.
http://www.bousai.go.jp/updates/h26_02ooyuki/pdf/h26_02ooyuki_26.pdf
(2018.09.21 閲覧)
- 四手井綱英 (1953) : 表層雪崩の一特異例. 雪氷, **14**, 116-119.
- 柴山 武 (1976) : 雪の降り始め、降り終りの予報. 天気予報指針(実用偏), 気象庁予報部, 253-260.
- 杉本聡一郎・麻生照雄・佐伯正樹 (2011) : 気象データを用いた送電線着雪タイプの判別手法の提案. 電力中央研究所報告, N11059.
- Tachibana, Y., T. Nakamura, and N. Tazou (2007): Interannual variation in snow-accumulation events in Tokyo and its relationship to Eurasian pattern. *SOLA*, **3**, 129-132.
- 高橋 徹・川口健一・大井謙一 (1998) : 1998 年 1 月豪雪による山梨県内の雪害について. 日本雪工学会誌, **14**, 141-144.
- 高橋 徹・中村一樹・植松 康 (2014) : 2014 年 2 月の大雪による建築物の被害. 日本雪工学会誌, **30**, 102-105.
- Takano, I. (2002): Analysis of an intense winter extratropical cyclone that advanced along the south coast of Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 669-695.
- 土田米三郎 (1975) : 羽田空港における降雪予報. 研究時報, **27**, 73-80.
- 東京管区气象台 (1962) : 南岸低気圧による降雪予報. 東京管区地域気象ハンドブック第二篇局地予報資料—とりまとめ方—, VI-(I)-1 - VI-(I)-11.
- 栃木県 (2017) : 那須町で発生した雪崩による被害について (第 10 報).
<http://www.pref.tochigi.lg.jp/m01/nadarehigai.html> (2018.09.21 閲覧).

- 富山芳幸 (2001) : 関東地方の降雪にかかわる気温急降下—1999年2月11日の事例解析—。天気, **48**, 811-822.
- Ueda, H., Y. Amagai, and M. Hayasaki (2017): South-coast cyclone in Japan during El Niño-caused warm winters. *Special issue on Asian Monsoon Climate Change: Understanding and prediction. Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, **53**, 287-293.
- 牛山素行・宮崎敏考 (1993) : 1991年3月23日長野県中部で発生した雨氷現象の特徴。天気, **40**, 47-54.
- 山本 晃 (1984) : 関東平野の雪—雨と雪の境目—。研究時報, 36, 131-149.
- Yamazaki, A, M. Honda, and A. Kuwano-Yoshida (2015): Heavy snowfall in Kanto and on the Pacific Ocean side of northern Japan associated with western Pacific blocking. *SOLA*, **11**, 59-64.
- 八尾 孝・山口俊一・松原竹男 (2001) : 南岸低気圧による関東・甲信地方の大雪(2001年1月27日)。平成13年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 14-27.

第1章 東京の雨と雪をわける総観スケール環境場

要旨

冬季、関東平野では南岸低気圧の通過に伴って雪が降る。これまで南岸低気圧が八丈島の北を通る場合は関東平野への暖気流入が強くなるために雨、南を通る場合は雪が降るといわれてきた。本研究はこの経験則を確かめるため、1958～2015年冬季の東京都心における降雪・降雨事例について、気象庁55年長期再解析を用いて東京の雨と雪をわける要因を統計的に調べた。

その結果、南岸低気圧の進路、発達率、移動速度の各特性は、それぞれが単独で東京の雨雪に関係していないことが明らかとなった。また、東京における雨と雪の事例では、特に総観スケールの気温場が大きく異なり、大陸から吹き出す下層寒気や上層寒気は東京で降水が始まる2日前から有意な差が見られた。さらに、南岸低気圧の進路が八丈島の北で陸の近くを通過する降雪事例では、同様な降雨事例と比べて暖気流入に大きな違いはなく、総観スケールで下層が低温であることに加え、低気圧の中心気圧が低く北からの下層寒気移流が強かった。このため、低気圧中心付近でも降雪に適した低温な環境となっていた。これらのことから、東京都心の雨雪は南岸低気圧の進路のみでは決まらず、総観スケールの環境場が重要であるといえる。

1.1. はじめに

冬季、南岸低気圧の通過に伴って本州太平洋側の地域では雨や雪がもたらされる（荒木、2016）。関東甲信地方の標高の高い内陸部では雪でも、平野部では雨になることもあり、平野部で雪か雨かの予報は難しいといわれている（気象庁、2015）。関東平野では少しの雪でも首都圏を中心に交通等へ甚大な影響を及ぼされるため、首都圏の降水相を決める要因を理解することが求められている。

これまで、冬季関東南部平野部の降水相は南岸低気圧の進路によって議論されることが多かった。予報現場における経験則として、「南岸低気圧が八丈島（139.8°E, 33.1°N）の南を通れば雪、北を通れば雨」ということが言われている（荒木、2014）。この経験則の根拠となる先行研究を Table 1.1 にまとめた（伊東、1956；東京管区气象台、1962；土田、1975；柴山、1976；山本、1984；八尾

ら, 2001). これらの多くは, 東京都心で雪が降るときには南岸低気圧は八丈島から鳥島 (140.3°E, 30.5°N), 八丈島から三宅島 (139.5°E, 34.1°N) の間を通過し, 八丈島より北を通過する場合には雨になると報告している. このことは, 定性的には南岸低気圧が鳥島より南を通る場合には低気圧に伴う降水域が関東平野にはかからず, 低気圧が陸に近い位置を通れば暖気移流により雨, 離れれば雪になると考えられている (牧野ら, 2013). また, Nakamura *et al.* (2012) は 1969~2007 年に東シナ海で発生した低気圧を南岸低気圧と定義し, 低気圧の進路と黒潮流路, 東京の雪の関係を調べた. これによると, 黒潮が大蛇行流路をとる場合には直進流路の場合よりも低気圧が南を通り, 東京都心の雪に結びつきやすいと指摘されている. しかし, これらの先行研究はいずれも取り扱った事例の年代が偏っているほか (Table 1.1), 降雨事例を扱わずに降雪事例のみを取り上げていたり, 特定の低気圧について東京の降雪を議論している. このため, 南岸低気圧の進路と東京の降雪・降雨の関係の一般性には疑問が残る.

一方, 2014 年 2 月 14~15 日に関東甲信地方で顕著な大雪が発生したが, この事例では南岸低気圧が関東平野南部を通過したにも関わらず, 東京都心 (大手町) で最深積雪が 27 cm となる記録的な大雪となった. このことは, 関東平野における降雪に南岸低気圧の進路が必ずしも関係しないことを示唆している.

そこで本研究では, 南岸低気圧の進路と東京の降水相についての経験則を確かめることを目的とし, 1958~2015 年までの過去 58 年間における東京の降雪・降雨事例について, 南岸低気圧の進路や最大発達率, 移動速度等の諸特性, 総観スケール環境場の違いについて統計解析を行った.

1.2. 事例抽出手法

本研究では, 1958 年 1 月から 2015 年 3 月までの 58 年間に東京 (大手町) で積雪深が 1 cm 以上観測された事例を降雪事例とし, 各事例における総降雪量, 降雪期間とともに東京管区気象台が作成した原簿記事から抽出した. ここで, 総降雪量については, 2005 年までは気象庁職員が測定した 9, 15, 21 時 (日本時間) の降雪深の総和, それ以降は積雪深計によって自動化されているため前 1 時間積雪深差の総和と定義し, これらを同様に扱った. 2005 年以降に積雪深計による欠測があったのは 2014 年 2 月 8 日 17 時の 1 時刻のみであり, この事例については欠測を無視して前後の積雪深差から総降雪量を求めた. 積雪深計による前 1 時間積雪深差を降雪深とする場合, 雪の圧密を考慮していないが, 本研究では新雪による 1 時間での積雪の圧密の影響は小さいと仮定して議論する.

降雪期間については、雪、雪霰、氷霰、凍雨が3時間以上の時間を空けずに観測されていた期間とし、3時間以上の時間が経ってから観測されたものは別事例として扱った。

次に、東京での降雨事例の抽出方法について述べる。東京で雨の観測された事例のみを扱うと季節が限定されず、非常に多くの事例が抽出される。一方、冬季には関東甲信地方の平野部沿岸域に位置する東京では雨になっていても、内陸部では雪となることが多い。本研究ではこのような事例を降雨事例として扱った。具体的には、関東甲信地方の内陸部（甲府）で1 cm以上の積雪が観測されている事例のうち、東京で1 cm以上の積雪が観測されておらず、かつ東京で5 mm以上の降雨が観測されている事例を降雨事例として抽出した。降雨事例についても、東京管区気象台の原簿記事から降雨期間（雨・みぞれが3時間以上の時間を空けずに観測されていた期間）、期間中の総降雨量を抽出した。

総観スケール環境場を調べるために、気象庁55年長期再解析（JRA-55, Kobayashi *et al.*, 2015）のモデル面データ（毎日3・9・15・21時の6時間間隔）から0.5°メッシュの気圧面データを作成し、抽出した各事例の降雪・降雨開始時刻（ST）・終了時刻（EN）の前6時間（-6h）・0時間（0h）・後6時間（+6h）に最も近い時刻のデータを揃えた。以降、これらを組み合わせて時刻を表記し、降雪・降雨開始（終了）6時間前（後）をST(EN)/-(+)6hのように表す。抽出した降雪・降雨事例には南岸低気圧以外の事例も含まれるため、各事例のST/-6h～ST/+6hの時刻に含まれる地上天気図（気象庁天気図、1996年2月末までは9・21時の1日2回、それ以降は3・9・15・21時の1日4回）上で本州南岸領域（125-140°E, 25-35°N）に低気圧が解析されていない事例は除外した。これによって抽出された事例には日本海と本州南岸に低気圧が存在している二つ玉低気圧も含まれているが、ここではこれらも南岸低気圧の事例として扱った。

抽出した事例は、Table 1.2に示すカテゴリに分類した。東京の降雪事例は、総降雪量毎にS1-4（1～4 cm）、S5-9（5～9 cm）、S10-24（10～24 cm）、S25（25 cm～）に分類し、別途5 cm以上降雪があった事例をSNOW、東京の降雨事例はRAINとした。南岸低気圧による降雪は東京で1 cm以上の積雪のあった103事例のうち約88%にあたる91事例で、RAINに分類された80事例の95%にあたる76事例も南岸低気圧によるものだった。なお、甲府における積雪1 cm以上の181事例でも、約90%の162事例が南岸低気圧によるものだった。

1.3. 解析手法

抽出した事例の南岸低気圧の諸特性について調査するため、各事例の ST/-6h から EN/+6h に地上天気図で解析されている南岸低気圧について、JRA-55（解像度 0.5° ）から低気圧中心の緯度経度と中心示度を求めた。また、南岸低気圧の発達率は中心示度の時間変化率とし、Nakamura *et al.* (2012)と同様に $130\text{-}145^\circ\text{E}$ における最大発達率 (hPa h^{-1}) を求めたほか、平均発達率 (hPa h^{-1}) についても算出した。移動速度は低気圧中心位置の時間変化から計算し、 $130\text{-}145^\circ\text{E}$ における南岸低気圧の平均移動速度 (km h^{-1}) を求めた。

SNOW と RAIN の総観スケール環境場の違いについて、特に降雪に至るまでの環境場を調べるため、カテゴリ毎に ST/0h から過去に遡って 6 時間毎に JRA-55 を用いてコンポジット解析を行った。これに伴い、カテゴリ毎の低気圧の発達環境場についても考察した。考察にあたっては、低気圧の発達に重要な下層の傾圧性の指標となる Eady Growth Rate (EGR ; Lindzen and Farrell, 1980) と上層の力学場に注目した。ここで、 f をコリオリパラメータ、 N をブラント・バイサラ振動数、 \mathbf{V} を速度として、 $\text{EGR}=0.31(f/N)|d\mathbf{V}/dz|$ として計算した。

また、SNOW と RAIN で進路別にも総観スケール環境場の違いについても議論する。まず、SNOW と RAIN の各事例について、 140°E を南岸低気圧が通過する緯度が八丈島～東京 ($33.1\sim 35.7^\circ\text{N}$) に含まれるもの (SNOW_N: 28 事例, RAIN_N: 50 事例) と八丈島以南のもの (SNOW_S: 13 事例, RAIN_S: 24 事例) に分類する。これら 4 つのカテゴリについて、南岸低気圧中心が 140°E に最も近い経度に位置する時刻で環境場をコンポジット解析し、総観スケール環境場の違いを調べた。ただし、この解析では低気圧中心位置が異なるために低気圧に伴う総観スケールの暖気・寒気移流の強弱については議論できない。そのため、SNOW_N, SNOW_S, RAIN_N, RAIN_S の各カテゴリについて、南岸低気圧の中心が 140°E に最も近い経度に位置する時刻において、低気圧の中心位置を合わせた環境場のコンポジット解析を行い、低気圧に相対的な環境場の違いについても調査した。

1.4. 結果と考察

1.4.1. 南岸低気圧の諸特性

南岸低気圧の進路、発達率、平均移動速度等の諸特性と東京の降雪・降雨との関係を議論する。まず、カテゴリ毎の ST/-6h～EN/+6h における南岸低気圧の進

路を Fig. 1.1 に示す. S25, S10-24, RAIN では ST/-6h の時点で東シナ海や九州～西日本の南海上に南岸低気圧が存在しており, それらが本州南岸を北東～東北東進している (Fig. 1.1a, 1.1b, 1.1d). S5-9 でも同様に南岸低気圧が本州南海上を進んでいるが, ST/-6h での低気圧中心位置は S25 や S10-24 よりも東側に位置していた (Fig. 1.1c). 一方, いずれのカテゴリも進路はばらつきが大きいことがみてとれる. RAIN では 1 事例が日本海側にまで進んでいるものがあつたため, この事例に関しては環境場の解析からは除外する.

南岸低気圧の進路と, 東京における総降雪量・総降雨量, 低気圧の最大発達率の関係を Fig. 1.2 に示す. 横軸は低気圧が 140°E を通過する際の緯度としている. まず, ほとんど全ての事例で南岸低気圧は $31\sim 36^{\circ}\text{N}$ を通過していることがわかる. 総降雪量と総降水量は, それらの値に依らず様々な低気圧の通過緯度に分布している (Fig. 1.2a). また, 南岸低気圧の最大発達率については, ばらつきが大きく各カテゴリ間で差が見られないほか, 最大発達率と低気圧の進路にも相関は見られない (Fig. 1.2b). 平均移動速度に関しては, カテゴリ間に明瞭な差がないだけでなく, SNOW と RAIN の総降雪量・総降水量との関係についてもばらつきが非常に大きく, 相関はほとんど見られない (Fig. 1.3).

これらの諸特性のカテゴリ毎の平均値を Table 1.3 に示す. 南岸低気圧が 140°E を通る緯度は, SNOW (33.47°N) では RAIN (33.85°N) よりも平均で見れば約 0.4° 南だが, S25 に関しては 34.03°N とこれらよりも北に位置している. カテゴリ毎にこれらの諸特性に関して有意水準 5% の t 検定を行ったところ, 統計的に有意な差はなかった.

ここで, Nakamura *et al.* (2012) は 1969～2007 年に東シナ海で発生した低気圧について, 低気圧の進路と黒潮流路, 東京の雪の関係を調べ, 黒潮が大蛇行流路をとる場合には直進流路の場合よりも低気圧が南を通り, 直進流路の場合のみ東京で雪が観測されたと報告している. この結果と本研究の結果との違いは抽出している低気圧がそもそも異なることに起因していると考えられる. 本研究では, 東京で 5cm 以上の降雪が観測された事例 (SNOW) と, 甲府で 1cm 以上の降雪があり東京では雨となった降雨事例 (RAIN) で議論しているため, 全ての南岸低気圧に伴う東京での降水事例を扱っているわけではない. しかしながら, 事例数を増やしても, 南岸低気圧の進路が八丈島の北か南かということが東京都心の降水相を分けることはないという結果は揺るがないだろう.

一方, 2014 年 2 月の関東甲信地方における大雪に関しては, 大気循環場として北西太平洋のブロッキング高気圧が卓越することで南岸低気圧の進行を阻み, 低気圧の移動速度が小さくなって大雪がもたらされたと報告されている (気象庁, 2014). ただし, 南岸低気圧の移動速度についても, 有意水準 5% の t 検定の結果, 東京の総降雪量で分類したカテゴリ間に統計的に有意な差は見られなか

った (Table 1.3). さらに, 発達率や進路等の諸特性についても東京の総降雪量で分類したカテゴリ間に有意な差は見られなかった. このことから, 東京で雪が降るか雨が降るかだけでなく, 東京でどの程度の大雪になるかについても南岸低気圧の諸特性はそれぞれが単独では関係しないと考えられる.

なお, 南岸低気圧が 140°E において 30°N 以南に位置している 2 事例 (1964 年 2 月 18 日, 2005 年 1 月 14~15 日) について, 気象衛星観測のある 2005 年 1 月の事例 (Fig. 1.2 中の□) を確認したところ, 鳥島以南を通過する南岸低気圧から大きく北にのびた雲による降水があった (図略). このことから, この事例は南岸低気圧に伴う降水であり, 約 50 年に 1~2 回程度は鳥島以南を通過する南岸低気圧によっても関東平野で降水が起こるといえる.

1.4.2. 総観スケール環境場の違い

次に, 東京で雪が降るときと雨が降るときの総観スケール環境場に注目して比較をする. SNOW と RAIN のカテゴリの東京での降雪・降雨開始時刻 (ST/0h) でコンポジットした総観スケール環境場を Fig. 1.4 に示す. SNOW と RAIN のいずれも西日本の南海上に南岸低気圧が存在しており, 北日本中心に下層寒気に対応する高気圧が大陸から張り出している (Fig. 1.4a, b). SNOW における 850hPa の気温場は, 本州の南岸に沿うように 0°C の等温線が分布しており, 関東平野の上空は -5°C 前後である (Fig. 1.4a). 柴山 (1976) や牧野ほか (2013) は館野高層気象観測結果から, 850hPa で -4°C 以下のときに関東平野で降雪となると述べており, 本研究の結果はこれらと矛盾しない. 一方, RAIN における 850hPa の気温場については, -5°C の等値線は東北地方南部にかかっており, 関東平野上空では 0°C 前後である (Fig. 1.4b). SNOW と RAIN の 850hPa の気温場では, SNOW のほうが大陸から北日本にかけて広範囲で $3\sim 4^{\circ}\text{C}$ 以上低く, これは有意水準 5% の t 検定でも有意な差であった (Fig. 1.4c). また, 南岸低気圧は朝鮮半島付近の 500hPa の寒気トラフの東側に位置しており (Fig. 1.4d, e), SNOW ではオホーツク海に寒冷渦のような低気圧性循環が見られる (Fig. 1.4d). SNOW は RAIN と比べて, この寒冷渦的な循環を中心に朝鮮半島付近の寒気トラフにかけて有意に低温となっている (Fig. 1.4f).

東京での降雪・降雨開始 24 時間前の総観スケール環境場を同様に比較すると, SNOW と RAIN では西高東低の冬型の気圧配置が緩んできている状況で, 東シナ海から西日本の南海上にかけては南北に温度傾度の大きい傾圧帯となっている (Fig. 1.5a, b). SNOW では大陸から日本海にかけての 850hPa の気温が RAIN に比べて $3\sim 4^{\circ}\text{C}$ 以上有意に低いことがわかる (Fig. 1.5c). SNOW において降雪・

降雨開始時刻にはオホーツク海付近に位置していた 500hPa の寒冷渦は、この時間ではロシア沿海州付近に位置しており、RAIN と比べて沿海州から北日本にかけて高度が低く気温も 2~3°C 有意に低い (Fig. 1.5d, e, f). さらに、降雪・降雨開始 48 時間前では、SNOW, RAIN とともに日本付近は冬型の気圧配置となっており、大陸上の寒気の強さと東シナ海での大気下層の南北温度勾配については SNOW と RAIN で有意な差が見られた (Fig. 1.6a, b, c). SNOW では大陸上に 500hPa で見られる寒冷渦が存在し、RAIN と比べると下層の寒気と対応するように有意に低温となっている (Fig. 1.6d, e, f). なお、これよりも時間を遡ると、日本付近の総観スケール環境場としては降雪に至るまでの物理的な解釈が難しくなった (図略).

これらのことから、南岸低気圧に伴って東京で雪あるいは雨となるときの総観スケール環境場の特徴は、上空寒気の南下と、特に大陸から東~北日本にかけて吹き出す下層寒気の強さという点で大きく異なっているといえる. このような日本付近の総観スケール環境場における気温場の有意な違いは、2 日間ほど前から大陸上の下層寒気と上層の寒冷渦に対応して現れることがわかった. このことから、南岸低気圧に伴う首都圏の降水事例について、総観スケールの気温場に注目することで、降水相が雪か雨かを事前に診断できる可能性がある.

1.4.3. 南岸低気圧の発達環境場

東京に降雪・降雨をもたらす南岸低気圧の発達環境場について考察する. 最大発達率と平均発達率については、カテゴリの平均値では SNOW のほうが RAIN に比べて絶対値が大きい (Table 1.3), 有意水準 5% の t 検定では有意な差は見られなかった. 東京における降雪開始 6 時間前から終了 6 時間後までの南岸低気圧の中心気圧の時間変化を Fig. 1.7 に示す. この図では横軸を南岸低気圧の中心が 140°E に最も近い経度に位置する時刻を 0 としたときの時刻としている. SNOW でも RAIN でもほとんどの南岸低気圧が関東に接近する間に発達しているが、SNOW のほうが関東接近時に中心気圧が低いものが多く見られる. 低気圧中心が 140°E に最も近いときの中心気圧の平均値は、SNOW では 997.81hPa, RAIN では 1001.52hPa であり (Table 1.3), これについてのみに有意な差が見られた. 一方、低気圧中心が 130°E に最も近いときの中心気圧の平均値を比較すると、有意な差ではないものの SNOW は 1007.34hPa, RAIN は 1009.52hPa と SNOW のほうが気圧は低かった.

次に、低気圧の発達環境場について考察する. 東京での降雪・降雨開始時刻から遡って時刻毎に SNOW と RAIN の環境場をコンポジットした場で確認すると、

南岸低気圧に対応する低圧部は降雪・降雨開始 24 時間前 (ST/-24h) には見られないが、降雪・降雨開始時刻 (ST/0h) にかけて顕在化していた (Fig. 1.4, 1.5)。これらの時刻における 850hPa の EGR を Fig. 1.8 に示す。ST/-24h では東シナ海を中心に EGR が大きくなっているが、SNOW と RAIN に大きな違いは見られない。一方、ST/0h では、SNOW と RAIN とともに西日本南海上の低気圧中心付近で EGR の値が大きく、SNOW では 1 day^{-1} 以上になっている (Fig. 1.8a, b)。ただし、これらの差分をとると低気圧中心付近では有意な差は見られず、低気圧の東側にあたる東日本南海上にかけて RAIN に対して SNOW では有意に EGR が大きい (Fig. 1.8c)。これは、SNOW では強い下層寒気が南下したことにより、下層の傾圧性が強まったことを反映したものと考えられる。東京での降雪・降雨開始時刻以降、低気圧が EGR の高い領域に進んでいった (図略)。

低気圧発達に上層の寒気トラフが及ぼす影響を確認する。SNOW と RAIN において ST/0h でコンポジットした 500hPa の鉛直 p 速度と高度を Fig. 1.9 に示す。この図では寒色が上昇流、暖色が下降流を意味しており、SNOW と RAIN とともに寒気トラフの東側にあたる西～東日本の上空で上昇流場となっており、低気圧発達に好都合な環境といえる。ただし、上昇流の強さや領域は SNOW と RAIN にほとんど違いは見られなかった。SNOW ではオホーツク海付近に寒冷渦が位置しており、これに伴って高度場も RAIN に比べて低くなっていたが (Fig. 1.5d, e, f)、低気圧発達に影響を及ぼす上層のトラフに伴う力学場については SNOW も RAIN もほぼ同じであるといえる。

これらのことから、SNOW と RAIN における低気圧発達環境場では、東京における降雪・降水開始時刻以前は力学場にも下層傾圧性にも有意な違いはないといえる。一方、降雪・降水開始時刻以降は、下層寒気の南下に伴って東日本の南海上で SNOW のほうが下層傾圧性は強まっていた。このため、関東接近時の南岸低気圧の中心気圧は SNOW では RAIN に比べて有意に低くなったと考えられる。ただし、そもそも SNOW では RAIN に対して関東接近前から南岸低気圧の中心気圧は低い傾向にあることから、発達率についても有意な差ではないが SNOW のほうが RAIN よりも絶対値が大きい傾向になったことが示唆される。いずれにしても、低気圧の発達率についても進路や平均移動速度と同様に東京の降水相を分ける指標にはならないといえる。

1.4.4. 進路毎の総観スケール環境場

南岸低気圧の進路が異なっても東京で降雪に至る要因を把握するため、南岸低気圧が八丈島の北と南を通る事例を SNOW (SNOW_N, SNOW_S) と RAIN (RAIN_N,

RAIN_s) 別にカテゴリ化し、その環境場の違いを議論する。

まず、SNOW_N、SNOW_sについて、南岸低気圧の中心位置の経度が 140°E に最も近い時刻でコンポジットした総観スケール環境場を Fig. 1.10 に示す。どちらも 500 hPa の寒気トラフ東側に南岸低気圧が位置しているが、SNOW_Nは SNOW_sに比べて大陸上の下層気温が高く、地上気温が 3°C以上高い地域も見られる (Fig. 1.10a, b, c, d, e)。また、500 hPa のトラフに伴う上空寒気は 1~3°C低く、トラフ自体も深まっている (Fig. 1.10f)。SNOW_Nと SNOW_sにおける南岸低気圧の進路を比較すると、東京での降雪・降雨開始 6 時間前 (ST/-6h) ですすでにある程度はカテゴリ毎に南北に分かれている (Fig. 1.11)。ただし、カテゴリ毎の低気圧に関して、130-145°E における最大発達率や平均移動速度に統計的に有意な差は見られなかった。一方、850 hPa の気温場について、0°Cの等値線が SNOW_Nでは関東平野の南岸、SNOW_sでは南海上に位置していたが、-5°Cの等値線はいずれも関東平野に位置しており (Fig. 1.10a, b)、関東平野での降雪が十分起こりうる環境場であるといえる。

これらのことから、SNOW_Nと SNOW_sでは寒気トラフの深まりの程度によって南岸低気圧の発生・移動する緯度が南北方向に違うものの、関東平野付近での下層気温場に大きな差はないといえる。

次に、南岸低気圧が陸に近い位置を通過する際に、関東平野では暖気移流によって雨になるという定性的解釈を検証する。ここでは SNOW_N、SNOW_s、RAIN_N、RAIN_sにおいて南岸低気圧の中心位置の経度が 140°E に最も近い時刻に関して、低気圧の中心位置でコンポジットした低気圧中心に相対的な環境場を調査した。SNOW_N、RAIN_Nとそれらの差分を Fig. 1.12 に示す。SNOW_N、RAIN_Nともに低気圧中心の南側では 850 hPa で 8°C以上の下層暖気移流が見られ、低気圧中心北側には中部山地から東日本に対応する地上低温域が見られる (Fig. 1.12a, b)。また、SNOW_Nでは RAIN_Nに比べて低気圧の中心気圧が低く、低気圧中心の北~西側にかけて地上~850hPa の大気下層が低温であり、この領域で低気圧中心に向かう水平風も強い (Fig. 1.12c)。低気圧中心付近の暖気移流に大きな違いは見られず、SNOW_Nは RAIN_Nに比べ中心付近も含めて大気下層は低温だった。なお、SNOW_sと RAIN_sについても、これと同様な差が見られた (図略)。

これらのことから、南岸低気圧が八丈島の北を通過する場合でも、総観スケール環境場として大気下層が低温な状況であれば、低気圧中心に向かう北からの下層寒気移流が強く、東京で降雪が起こるといえる。

1.5. まとめ

本研究では、東京で雪・雨が降るときの南岸低気圧の進路等の諸特性と、総観スケール環境場の違いについて統計解析を行った。その結果、これまで広く認識されてきた、八丈島を基準にした南岸低気圧の進路と関東平野の降水相に関する経験則は、東京における降雪に関して調査した範囲では適切ではないことが明らかとなった。また、東京における降雪と降雨時の総観スケール環境場では、特に気温場に大きな違いがあり、日本付近においては東京における降水開始の2日間ほど前から大陸上の下層寒気と上層の寒冷渦に対応して有意な差が現れることが示された。さらに、南岸低気圧が陸の近くを通過する場合でも、北からの下層寒気移流が強ければ、東京で雪が降る環境場が整うことがわかった。

これらの結果から、南岸低気圧に伴う首都圏の降水事例について、総観スケールの気温場に注目することで、東京における降水相が雪か雨かを事前に診断できる可能性がある。先行研究に基づく南岸低気圧の進路等の特性と関東平野の降水相の関係についての経験則は、扱う事例の年代が限定されていたり、特定の低気圧についての議論に留まっていた。本研究では1958年から2015年までの過去58年間の事例を扱ったことで、東京で雪もしくは雨になるときの南岸低気圧の諸特性や総観スケール環境場について、ある程度普遍的な特徴が得られたと考えられる。

一方、首都圏における降水相は、本研究で示された総観スケール環境場において、メソスケールの現象である **Cold-Air Damming** や沿岸前線によっても左右される。そのため、今後は **Cold-Air Damming** の強弱と首都圏の降水相との関係や、**Cold-Air Damming** の強さと沿岸前線の位置関係などの関係性についても調査する必要がある。また、地表面が積雪しているかどうかは下層の気温場に重要と考えられ、降水現象が昼なのか夜なのかによっても首都圏の降水相に関係している可能性がある。これらについては今後の課題としたい。

これまで、南岸低気圧の進路と関東平野の降水相に関する経験則は、気象庁内外問わずに予報現場でいわば固定観念的に定着してしまっていた。このような固定観念は予報現場において診断的予測を行うにあたり非常に不適切なものである。すでに気象庁内の予報現場では、本研究の結果をもとに予報作業等に関する技術指針を整理してきている状況である。今後は気象庁内外問わずに、予報現場において南岸低気圧による関東の降雪・降水を扱う際には、数値予報モデルの結果や観測値等を吟味し、環境場の診断を適切に行うことが必要である。

第 1 章の参考文献

- 荒木健太郎 (2014) : 雲の中では何が起きているのか. ベレ出版, 343pp.
- 荒木健太郎 (2016) : 南岸低気圧. 天気, **63**, 707-709.
- 伊東彊自 (1956) : 東京の雪. 雪氷, **18**, 25-27.
- 気象庁 (2014) : 2013/2014 年冬の 대기循環場の特徴② 2 月前半の太平洋側の大雪をもたらした背景. 異常気象分析検討会 (平成 25 年度 定例会).
http://www.data.jma.go.jp/gmd/extreme/kaigi/2014/0304_teirei/h25gidai3-2.pdf
(2018.09.21 閲覧)
- 気象庁 (2015) : 予報が難しい現象について.
<http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/yohokaisetu/yohokaisetu.html> (2018.09.21 閲覧)
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka and K. Takahashi (2015): The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48.
- Lindzen, R. S. and B. Farrell (1980): A simple approximate result for the maximum growth rate of baroclinic instabilities. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1648-1654.
- 牧野眞一・岸本賢司・土井内則夫・梅津浩典 (2013) : 大雪の事例 (平成 25 年 1 月 14 日関東地方南部の大雪事例). 平成 25 年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 28-48.
- Nakamura, H., A. Nishina and S. Minobe (2012): Response of storm tracks to bimodal Kuroshio path states south of Japan. *J. Climate*, **25**, 7772-7779.
- 柴山 武 (1976) : 雪の降り始め、降り終りの予報. 天気予報指針(実用偏), 気象庁予報部, 253-260.
- 東京管区気象台 (1962) : 南岸低気圧による降雪予報. 東京管区地域気象ハンドブック第二篇局地予報資料—とりまとめ方—, VI-(I)-1 - VI-(I)-11.
- 土田米三郎 (1975) : 羽田空港における降雪予報. 研究時報, **27**, 73-80.
- 山本 晃 (1984) : 関東平野の雪—雨と雪の境目—. 研究時報, **36**, 131-149.
- 八尾 孝・山口俊一・松原竹男 (2001) : 南岸低気圧による関東・甲信地方の大雪(2001 年 1 月 27 日). 平成 13 年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 14-27.

第 1 章の図表

Table 1.1 南岸低気圧の進路と関東平野の雪に関する先行研究.

先行研究	年代	事例数	扱った事例	低気圧進路と降水相
伊東 (1956)	1956年以前	16	東京大雪事例	ほとんどが八丈島と鳥島の間を通過
東京管区气象台 (1962)	1953~1959年	18	東京降雪事例	八丈島と鳥島の間を通過
土田 (1975)	1961~1972年	19	羽田積雪5 cm以上7事例, 5 cm未満12事例	羽田降雪事例では140°E で31~35°Nの間を通過
柴山 (1976)	上記3つを引用			※天気予報指針
山本 (1984)	1983~1984年	数例	関東降雪事例	八丈島と鳥島の間：雪 八丈島の北：雪→雨 さらに北：雨→雪→雨
八尾ら (2001)	2001年	1	関東降雪事例	八丈島と三宅島の間：雪 三宅島の北：雨

Table 1.2 1958年1月~2015年3月の58年間で抽出したカテゴリ毎の事例数.

カテゴリ	総降雪量	南岸 低気圧	その他	
東京	S1-4	1~4 cm	50	8
	S5-9	5~9 cm	22	2
	S10-24	10~24 cm	14	2
	S25	25 cm~	5	0
	SNOW	5 cm~	41	4
	RAIN	5 mm~ (総降水量)	76	4
甲府	1 cm~	162	19	

Table 1.3 各カテゴリにおける南岸低気圧の 140°E に最も近い経度における緯度 (°N), 最大発達率 (hPa h⁻¹), 平均発達率 (hPa h⁻¹), 平均移動速度 (km h⁻¹), 140°E に最も近い経度における中心気圧 (hPa), 130°E に最も近い経度における中心気圧 (hPa) の平均値.

	140°E通過緯度 (°N)	最大発達率 (hPa h ⁻¹)	平均発達率 (hPa h ⁻¹)	移動速度 (km h ⁻¹)	中心気圧 (140°E, hPa)	中心気圧 (130°E, hPa)
S25	34.03	-1.03	-0.67	56.15	990.26	1000.28
S10-24	33.66	-1.12	-0.71	59.98	999.63	1008.11
S5-9	33.23	-1.12	-0.79	57.86	998.36	1008.45
SNOW	33.47	-1.11	-0.75	58.38	997.81	1007.34
RAIN	33.85	-1.05	-0.64	61.56	1001.50	1009.52

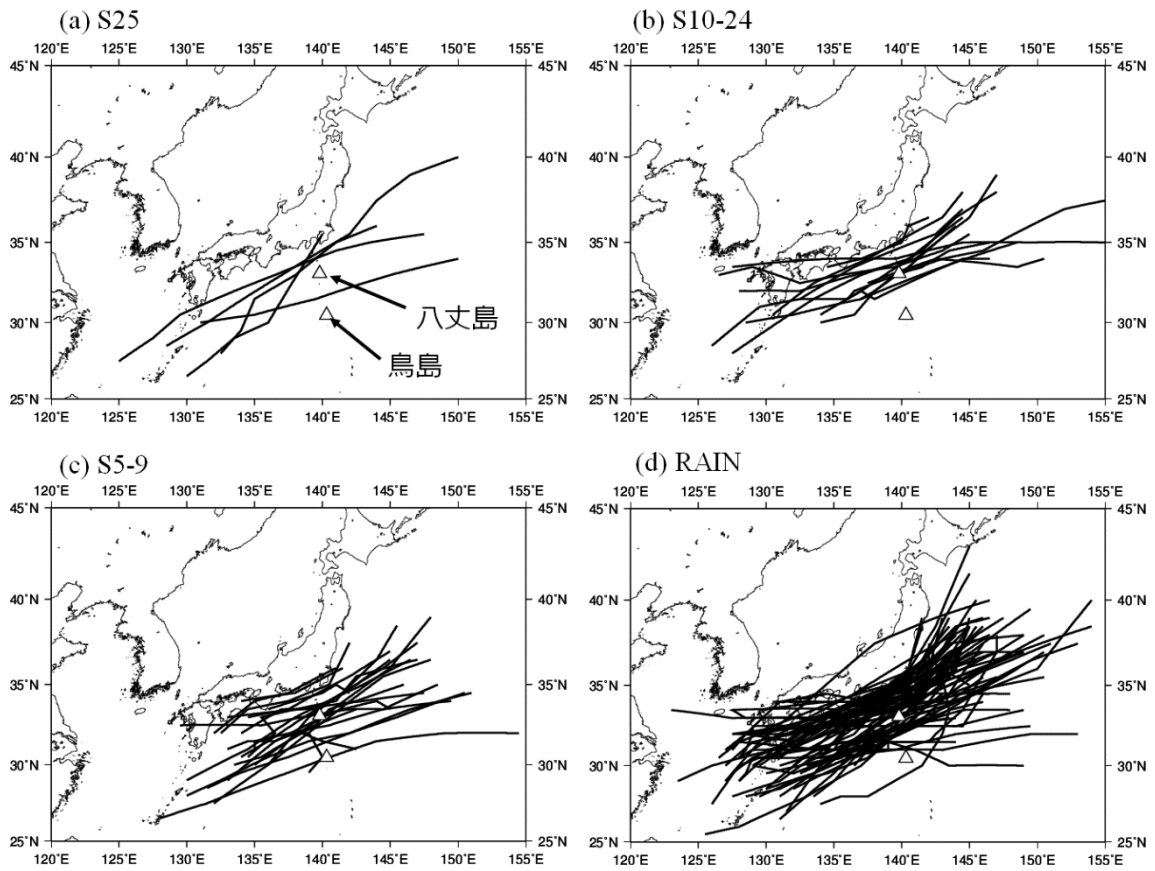


Fig. 1.1 各カテゴリにおける東京での降雪開始 6 時間前から終了 6 時間後まで (ST/-6h~EN/+6h) の南岸低気圧の進路. 各パネル中の△は八丈島と鳥島の位置を表す.

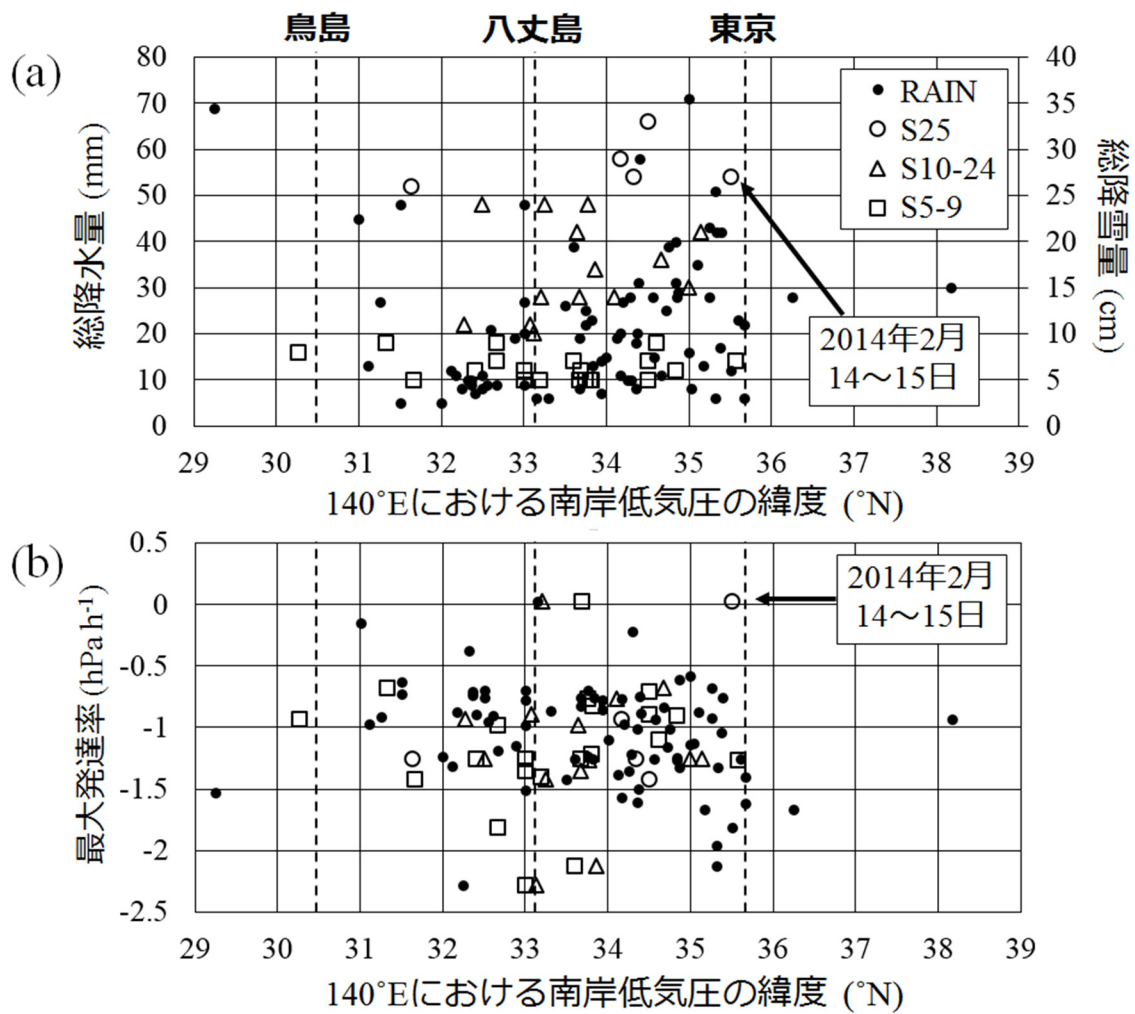


Fig. 1.2 (a) 南岸低気圧が 140°E を通過する際の緯度 (°N) と東京における総降雪量, 総降水量の関係. 左軸は RAIN の総降水量 (mm), 右軸は総降雪量 (cm). (b) 130-145°E における南岸低気圧の最大発達率 (hPa h⁻¹). 各パネル中の破線は, 鳥島, 八丈島, 東京の緯度を意味している.

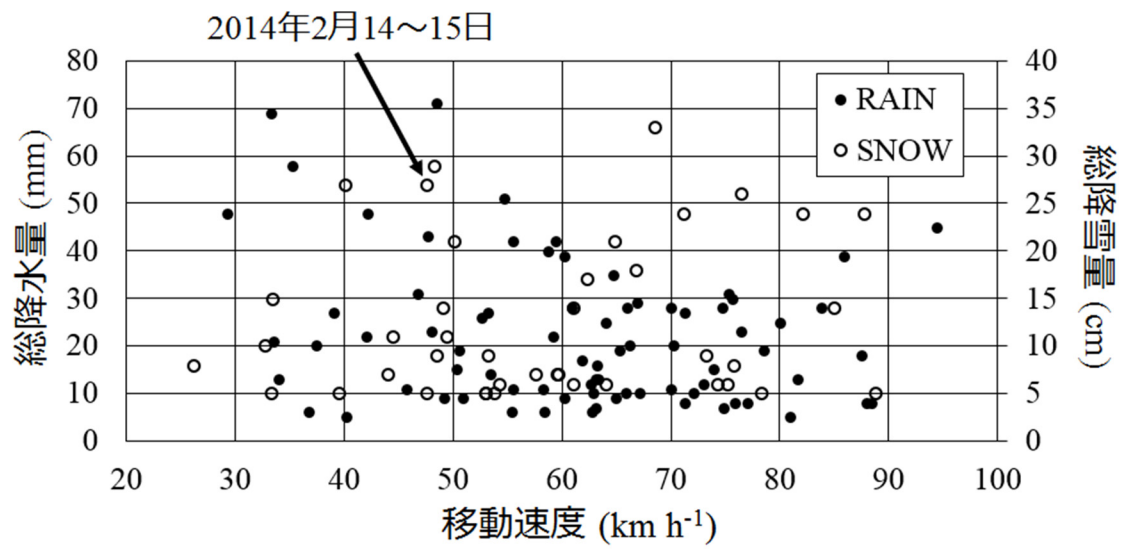


Fig. 1.3 130-145°Eにおける南岸低気圧の平均移動速度 (km h⁻¹) と東京における総降雪量, 総降水量の関係. 左軸はRAINの総降水量 (mm), 右軸はSNOWの総降雪量 (cm).

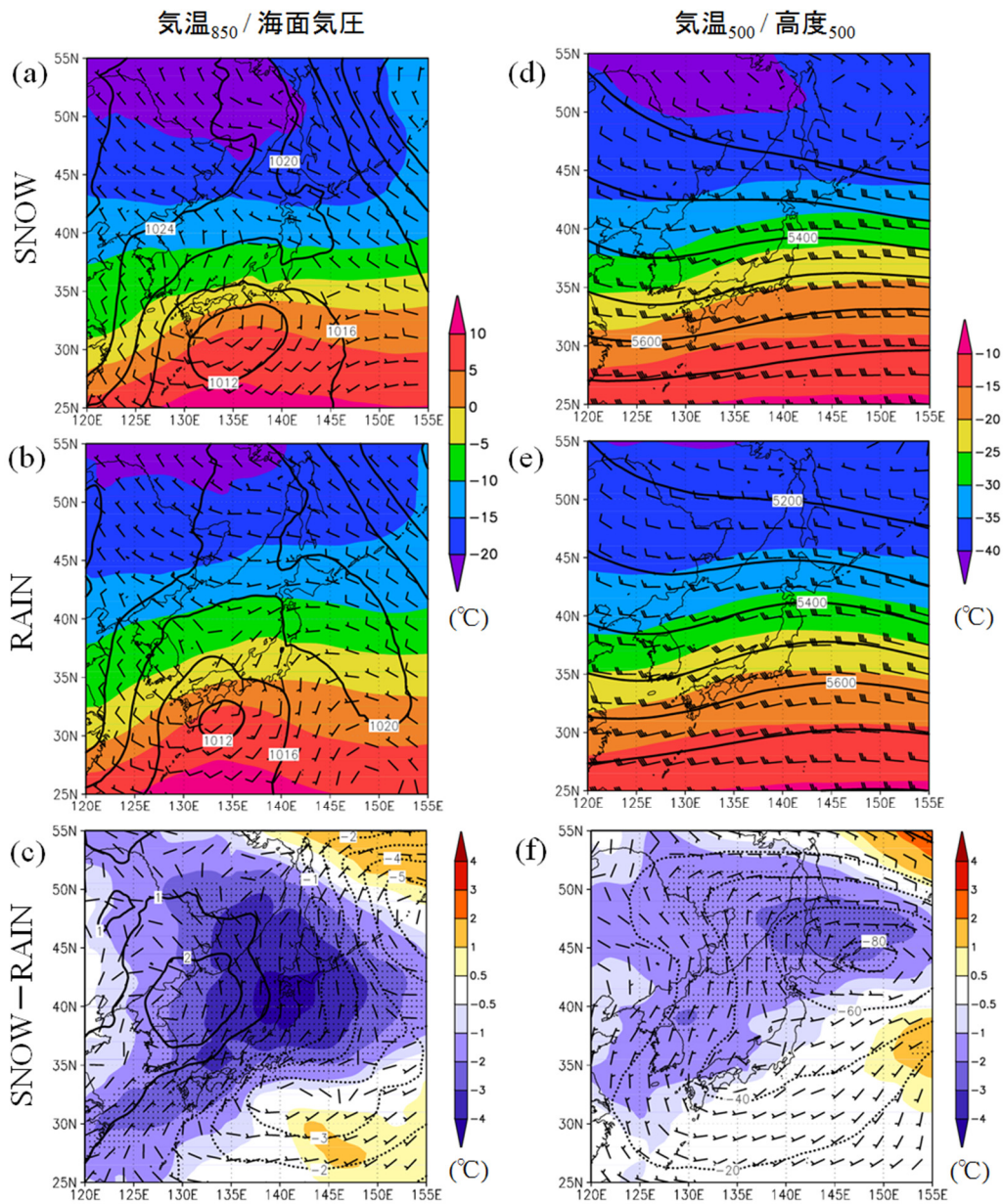


Fig. 1.4 東京での降雪・降雨開始時刻 (ST/0h) における SNOW と RAIN についてコンポジットした総観スケール環境場. (a), (b), (c) は 850hPa の気温 (°C; 塗り分け) と海面気圧 (hPa; 黒等値線), (d), (e), (f) は 500 hPa の気温 (°C; 塗り分け) とジオポテンシャル高度 (m; 黒等値線). (a) と (b) は SNOW, (d) と (e) は RAIN, (c) と (f) は SNOW の RAIN からの差. (a) - (c), (d) - (f) の矢羽はそれぞれ地上と 500 hPa の水平風を表し, (c) と (f) は風の東西成分, 南北成分でそれぞれ SNOW と RAIN の差をとり, ベクトル合成したもの. 短矢羽は 5 m s^{-1} , 長矢羽は 10 m s^{-1} , ペナントは 50 m s^{-1} を意味する. (c) と (f) のドット域はそれぞれ 850hPa の気温, 500 hPa の気温に有意な差のある領域.

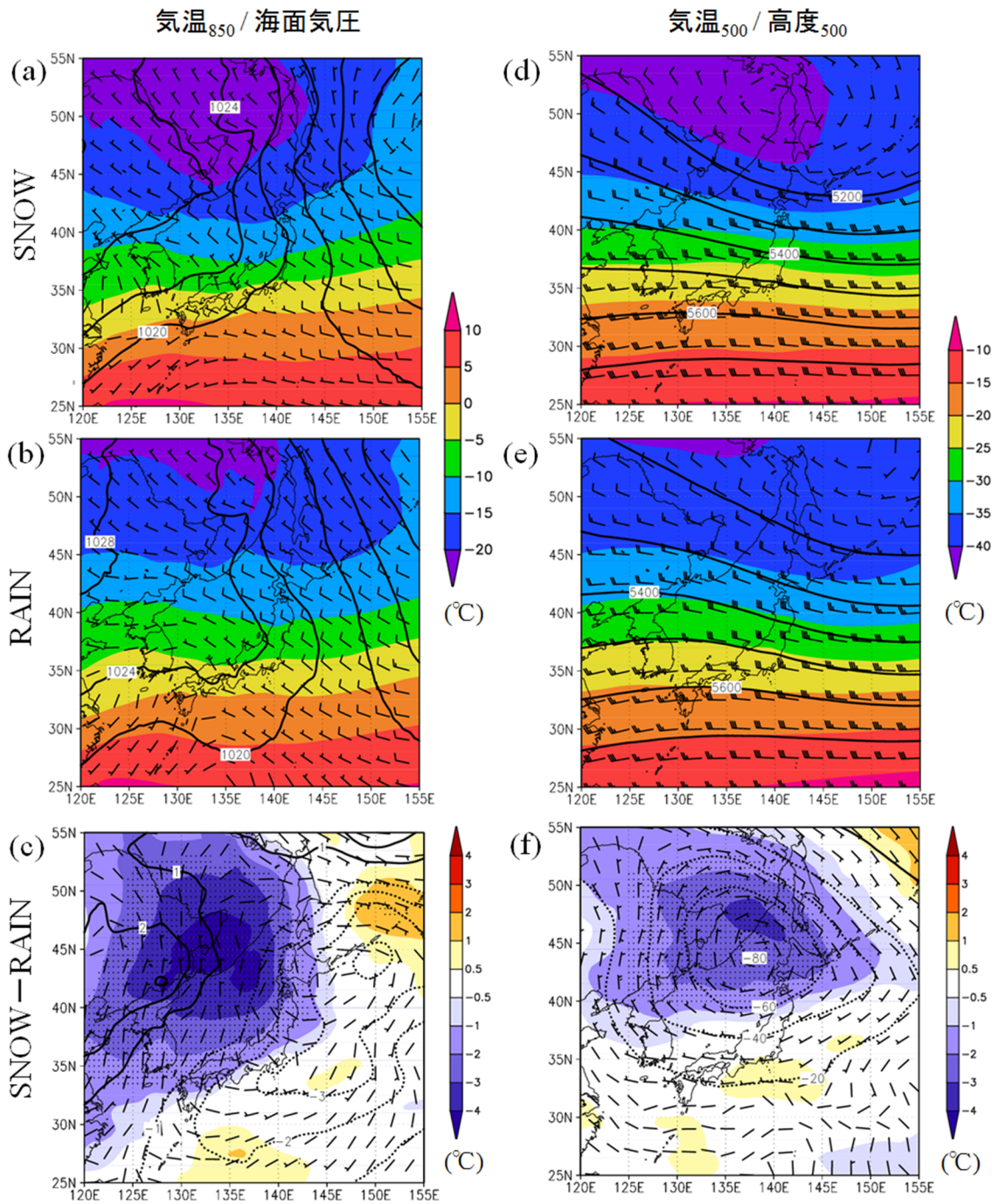


Fig. 1.5 東京での降雪・降雨開始 24 時間前 (ST/-24h) における SNOW と RAIN についてコンポジットした総観スケール環境場. 表示要素は Fig. 1.4 と同じ.

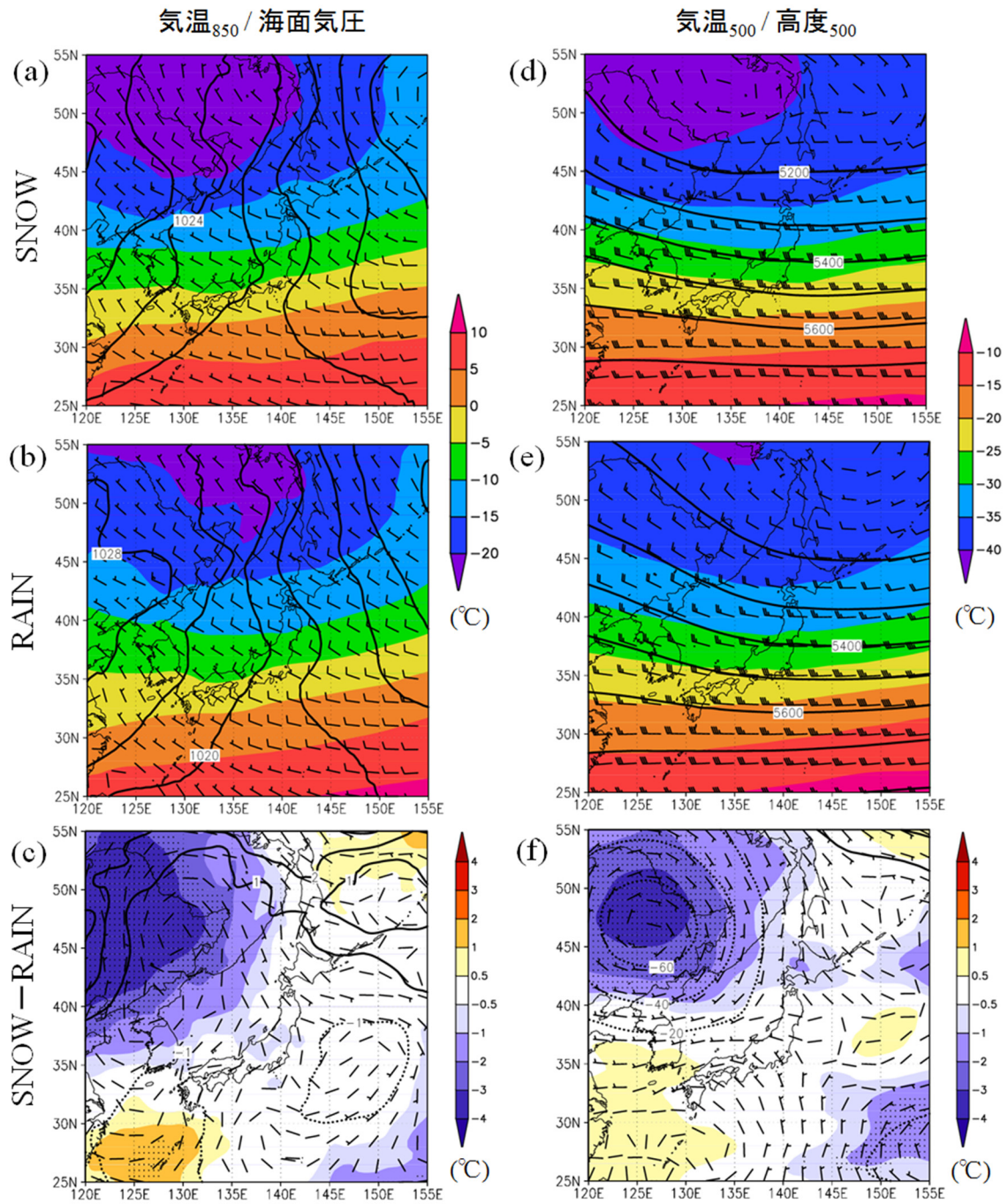


Fig. 1.6 東京での降雪・降雨開始 48 時間前 (ST/-48h) における SNOW と RAIN についてコンポジットした総観スケール環境場. 表示要素は Fig. 1.4 と同じ.

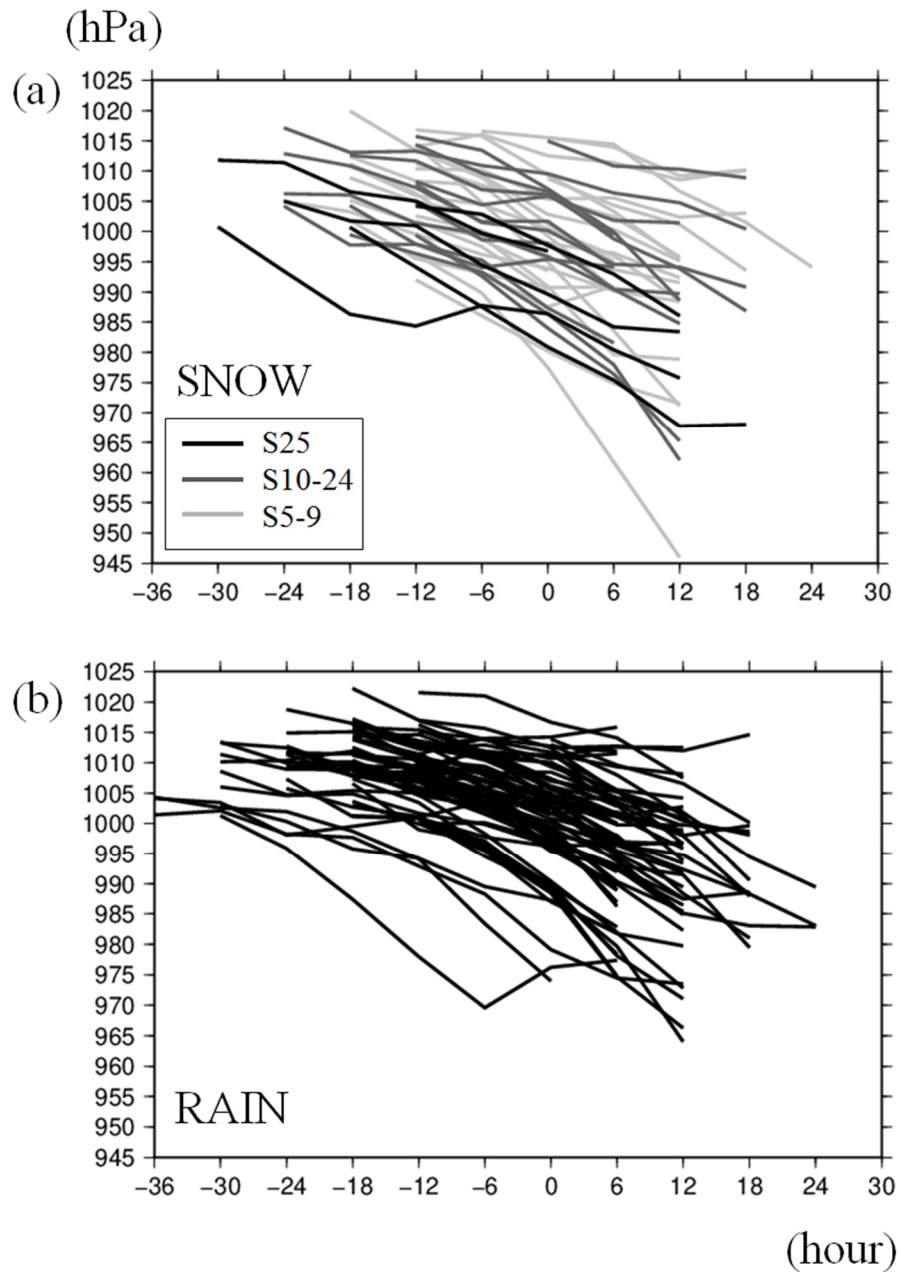


Fig. 1.7 東京における降雪・降雨開始 6 時間前から終了 6 時間後まで (ST/-6h~EN/+6h) の南岸低気圧の中心気圧 (hPa) の時間変化. (a) SNOW (S25, S10-24, S5-9), (b) RAIN を意味する. 横軸は南岸低気圧の中心が 140°E に最も近い経度に位置する時刻を 0 としたときの時刻 (hour) .

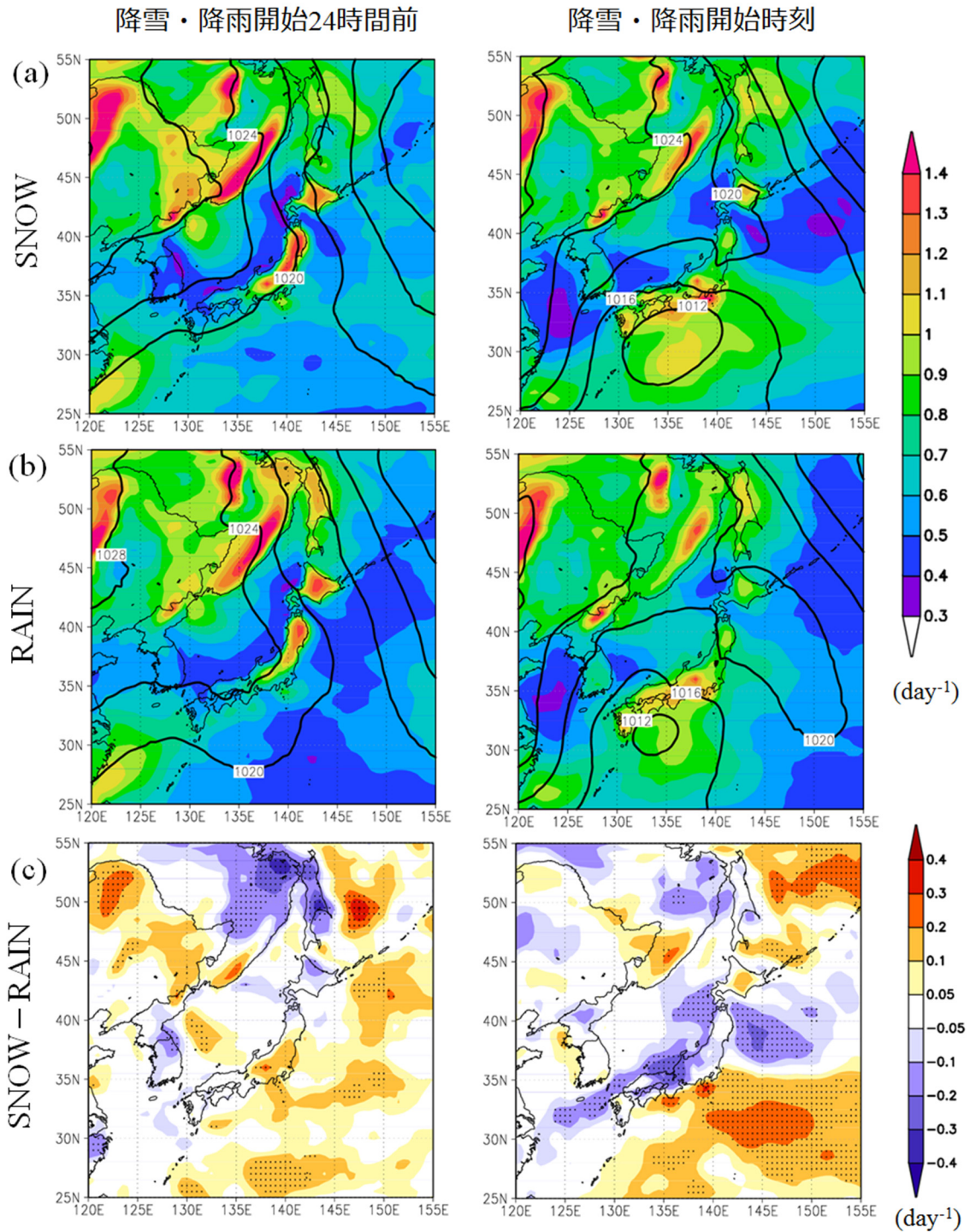


Fig. 1.8 東京における降雪・降雨開始 24 時間前と開始時刻でコンポジットした EGR (day⁻¹). (a) は SNOW, (b) は RAIN, (c) は SNOW と RAIN との差分を意味する. (a) と (b) の等値線は海面気圧 (hPa), (c) のドット域は EGR に有意な差のある領域.

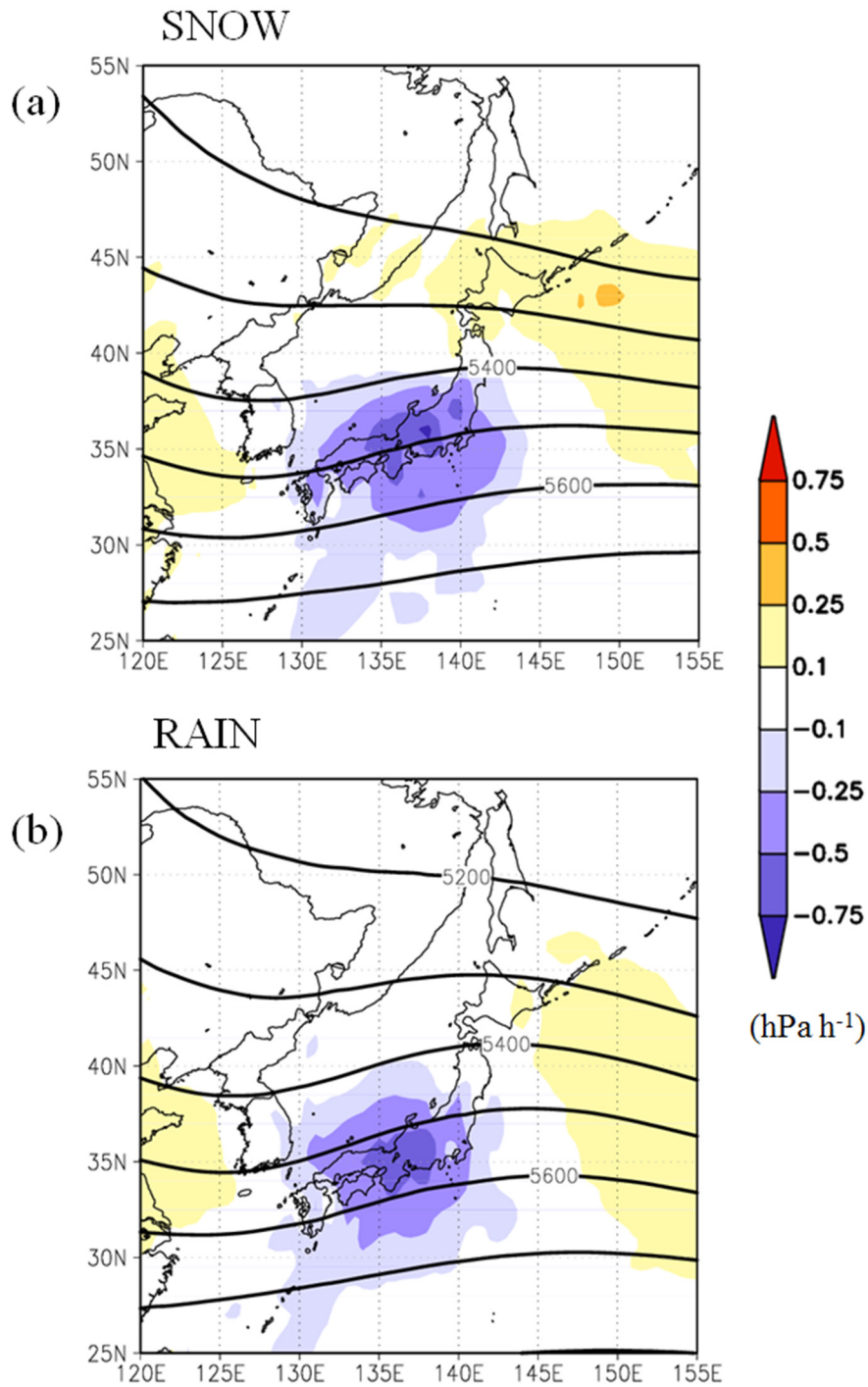


Fig. 1.9 東京における降雪・降雨開始時刻でコンポジットした 500hPa の鉛直 p 速度 (hPa h^{-1} ; 塗り分け) と高度 (m; 等値線). (a) は SNOW, (b) は RAIN を意味する.

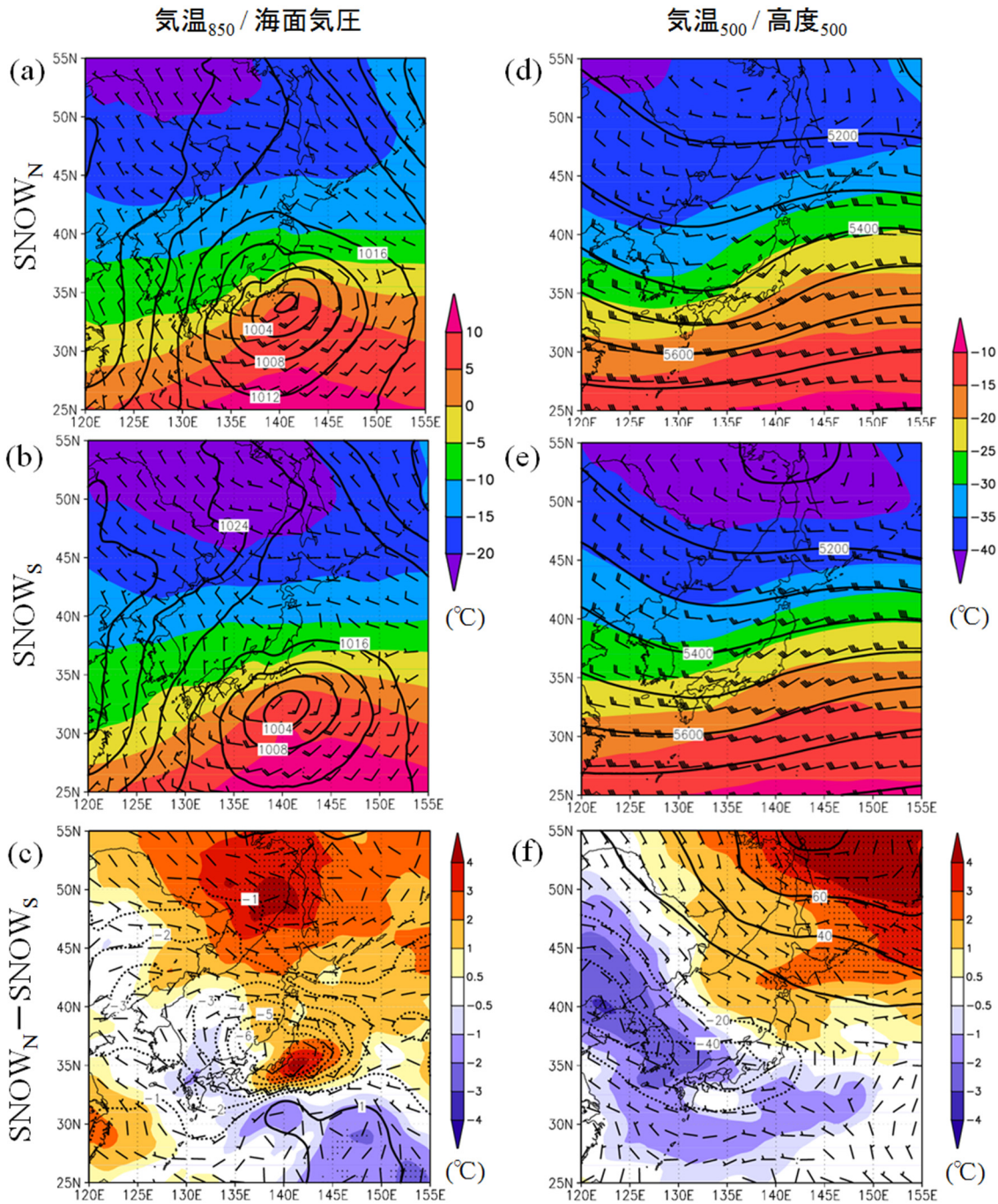


Fig. 1.10 SNOW_S と SNOW_N において、南岸低気圧の中心位置の経度が 140°E に最も近い時刻でコンポジットした総観スケール環境場. 表示要素は Fig. 1.4 と同じ.

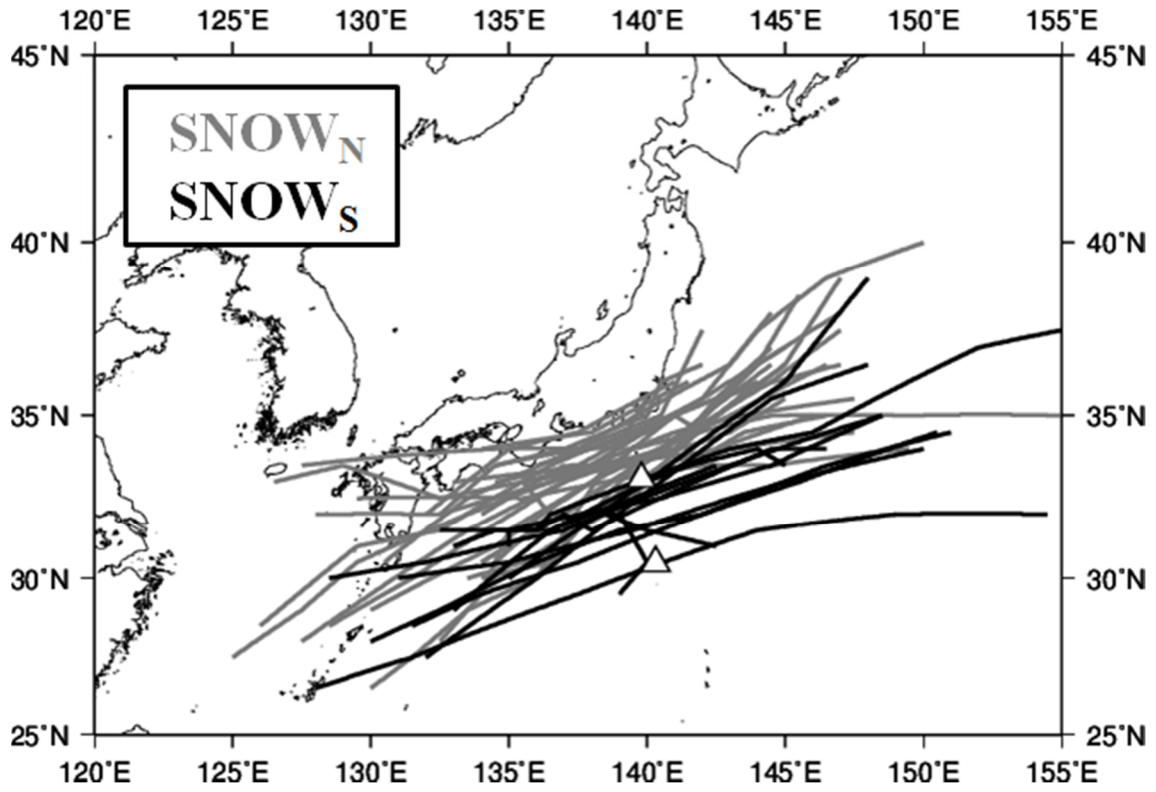


Fig. 1.11 SNOW_N (灰), SNOW_S (黒) における南岸低気圧のST/-6hからEN/+6hまでの経路. △は八丈島と鳥島の位置を表す.

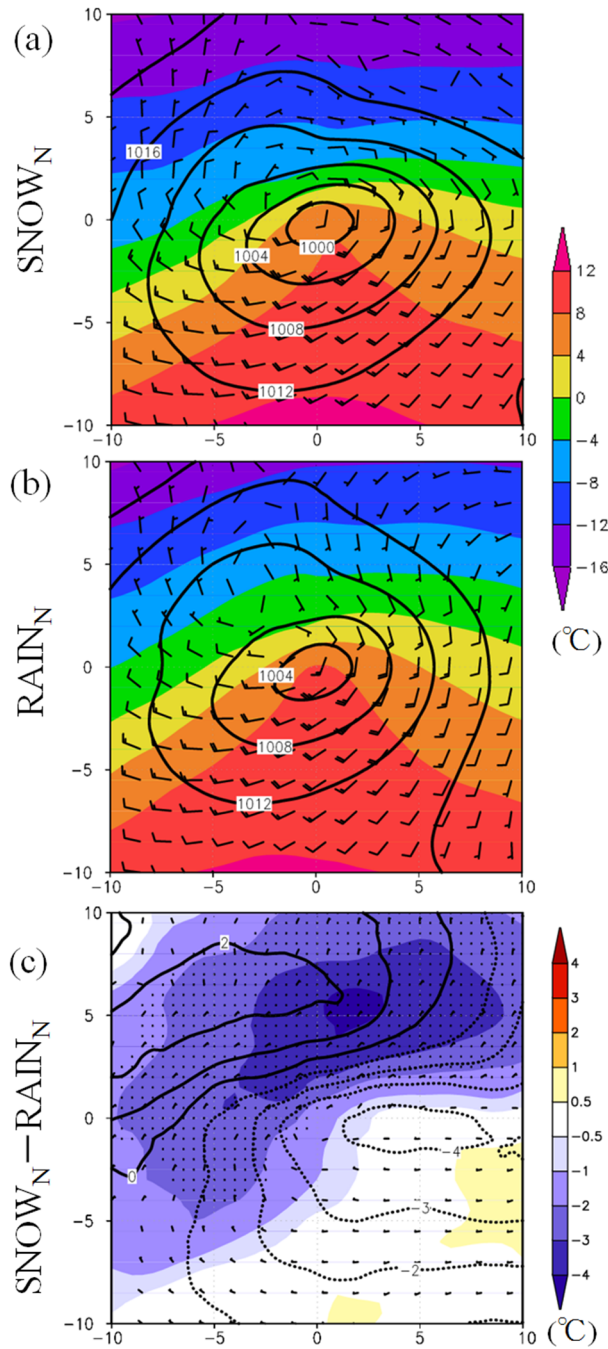


Fig. 1.12 (a) $SNOW_N$, (b) $RAIN_N$ について、南岸低気圧の中心位置の経度が $140^\circ E$ に最も近い時刻に関して、低気圧の中心位置でコンポジットした低気圧近傍環境場. 各パネルの縦軸・横軸はそれぞれ低気圧中心位置からの緯度差・経度差 ($^\circ$) で、塗り分けは $850hPa$ の気温 ($^\circ C$)、黒等値線は海面気圧 (hPa) を表す. (c) は $SNOW_N$ の $RAIN_N$ からの差. (a) と (b) の矢羽は地上風を意味し、(c) は風の東西成分、南北成分でそれぞれ差をとり、ベクトル合成したもの. 短矢羽は $5 m s^{-1}$ 、長矢羽は $10 m s^{-1}$ を意味する.

第2章 山岳域での雪崩発生に関わる短時間大雪

要旨

2017年3月27日、本州南岸を通過した低気圧に伴う大雪により、栃木県那須町で表層雪崩による災害が発生した。表層雪崩発生には短時間での多量の降雪が重要と言われているが、山岳域での大雪時の降雪強化メカニズムやその水平分布等の特性は理解が不足している。そこで、本研究ではこの大雪の事例解析を行った。また、1989～2017年の那須における降雪事例について統計解析を行い、降雪・気象場の諸特性を調べた。

事例解析の結果、3月27日の大雪事例では低気圧接近に伴い、湿潤な北～東風の強まりとともに形成された地形性上昇流が過冷却の水雲を下層で発生させていた。この下層雲と低気圧に伴う雲からの降雪が、Seeder-Feederメカニズムを通して那須岳の北～東斜面で降雪を強化し、局地的な短時間大雪をもたらしていた。統計解析の結果、この事例と同規模の大雪は3年に1度、3月としては約20年に1度発生していた。那須で大雪となる気圧配置は西高東低の冬型が63%、低気圧が30%であり、いずれも日降雪時間が長いほど日降雪深が大きかった。しかし、低気圧による降雪の場合には例外的に短時間で大雪になることがあり、これらの事例の多くは閉塞段階の低気圧が関東付近を通過していた。

2.1. はじめに

冬季には南岸低気圧と呼ばれる温帯低気圧の通過に伴い、関東甲信地方で雪が降る（山本，1984；八尾ら，2001；荒木，2016）。2014年2月14～15日には南岸低気圧の通過に伴って関東甲信地方で記録的な大雪が発生し、集落の孤立や雪崩をはじめとする多様な雪氷災害が発生した（和泉，2014；荒木ら，2015a, b, 2017）。一方，2017年3月27日にも低気圧の通過に伴って関東甲信地方の内陸部を中心に大雪となり，栃木県那須町で雪崩により高校生ら8名が犠牲となった（以下，那須雪崩事例と呼ぶ）。このような雪崩災害を防止するためには，雪崩をもたらす降雪特性や気象場の理解が必要不可欠である。

これまで，南岸低気圧による大雪は表層雪崩をもたらしやすいことが指摘されている（四手井，1953；岩田，1983；石田・山本，1960，1961など）。四手井

(1953) は 1952 年 2 月 26 日に山形県や福島県で多数発生した表層雪崩について、サンクラスト上に短時間に多量の新雪が積もったことに加え、サラサラなガラス状の雪積もったことが成因であると述べている。通常、表層雪崩の発生には弱層形成が必要であり、池田 (2015) は 2009 年 1 月 22~23 日の南岸低気圧に伴う降積雪により 1 月 25 日に長野県北部で発生した面発生乾雪表層雪崩について、南岸低気圧による降雪時の雲粒付着のない大型の板状結晶が弱層を形成していたことを示した。2014 年 2 月 14~15 日の関東甲信地方の大雪時に発生した乾雪表層雪崩についても、雲粒付着のない降雪結晶が弱層を形成し (中村ら, 2014), 上載積雪となる新雪の降雪結晶の安息角が小さく、結晶そのものが小さい (低温型結晶など) ことも指摘されている (石坂ら, 2015)。

2017 年 3 月 27 日に那須温泉ファミリースキー場付近の山岳地 (栃木県那須町) で雪崩が発生した那須雪崩事例では、現地調査結果から積雪表面から 25~22 cm 下の新雪・こしまり雪層中に雲粒付着の少ない弱層が検出された (防災科学技術研究所, 2017)。本事例はこの弱層上部に一部雲粒付着した降雪結晶による新雪が短時間で多量に積もり、弱層破壊により発生した表層雪崩と推定されている。

南岸低気圧 (温帯低気圧) に伴う温暖前線北側での降水は層状性の雲によるものであり (Murakami *et al.*, 1992), その水平スケールは低気圧と同規模の数百~千 km (総観スケール) である。しかしながら、南岸低気圧による大雪時には内陸の山岳域で特に降雪量が多くなり (中村ら, 2014; 伊豫部ら, 2015), 地形が降雪特性に影響を及ぼしていることが考えられる (Araki and Murakami, 2015)。南岸低気圧による大雪時にどのように短時間で多量の降雪が起こるのかについては、解析例が少なく不明な点が多い。また、今後の雪崩事故の防止のためには、那須雪崩事例のような大雪は稀なものなのか、そもそも過去にどのような気象場で大雪が発生していたのかなど、那須における降雪特性の実態解明が望まれる。

そこで、本研究では低気圧の通過に伴って那須で大雪となるときに降雪特性を理解し、表層雪崩発生との関係を把握することを目的として調査を行った。具体的には、那須雪崩事例について事例解析を行い、短時間で多量の降雪が起こった要因を調査した。また、1989~2017 年の那須における降雪事例について統計解析を行い、那須雪崩事例の特異性や、那須で大雪となるときに降雪・気象場の特性について調べた。

2.2. データと解析方法

2.2.1. 事例解析手法

降雪状況の確認には気象庁アメダスのほか、国土交通省水文水質データベースの積雪深観測データを用いた。ここで、前 1 時間積雪深差を降雪深と定義する。低気圧を含む降雪環境場の解析には、気象庁の一般レーダーによる全国合成レーダー、気象庁の地上気象観測、高層気象観測、地上天気図、メソ客観解析を用いた。

那須雪崩事例における詳細な降雪特性を把握するため、気象庁非静力学モデル (NHM; Non-Hydrostatic Model, Saito *et al.*, 2006) を用いた数値実験を行った。まず、水平解像度 1.5 km で東日本を覆う 1,425 km 四方を計算領域とし、初期値・境界値に気象庁メソ客観解析を用いて計算を行った (1.5km-NHM)。ここでは 3 月 26 日 12 時～27 日 21 時 (日本時間; JST, 以下同様) を対象に数値実験を行い、計算結果は 10 分毎に出力した。次に、この結果から初期値・境界値を作成し、26 日 21 時～27 日 15 時を対象に、那須を含む 237.5 km 四方の領域で水平解像度 250 m の数値実験を行った (250m-NHM)。250m-NHM の結果は 1 分毎に出力した。各実験の計算領域を Fig. 2.1 に示す。これらの実験では雲水・雨を 1-moment (混合比のみを予報)、雲氷・雪・霰を 2-moment (混合比と数濃度を予報) のバルク法で扱う雲物理過程を用い、対流パラメタリゼーションは使用していない。この他の設定は気象庁現業メソモデル (Saito *et al.*, 2006) とほぼ同じとしたが、250m-NHM では乱流過程として Deardorff (1980) を用いた。

2.2.2. 統計解析手法

那須雪崩事例の特異性を把握し、那須で大雪となるときの降雪・気象場の特性するため、アメダス那須高原 (位置は Fig. 2.2, Fig. 2.7 参照) の積雪深計によって毎時の積雪深観測データのある 1989 年 11 月～2017 年 4 月を対象に統計解析を行った。

まず、この期間のアメダス那須高原における日降雪深が 1cm 以上である事例 (1,665 例) を抽出して極値統計解析を行った。ここで、日降雪深は 1～24 時の毎時の降雪深の合計とした。なお、積雪深観測に欠測がある場合には、1 時間の欠測であれば積雪による圧密の影響が小さいと仮定し、前後の時間の積雪深差を日降雪深の算出に用いた。日降雪深で統計解析を行う場合、日をまたぐ降雪イ

ベントは別の事例として扱われてしまう。ただし、数時間程度の止み間を考慮して連続した降雪現象を同一事例として扱おうとすると、冬型の気圧配置時の降雪が数日～10日間以上にわたって同一事例となる場合があった。本研究では短時間での多量の降雪に着目しているため、日降雪深による統計解析による議論でも差し支えないと考えた。

極値統計解析の手法には、閾値統計である Hazen plot を採用した。この手法では、日降雪深を大きい順に並べたときの順番 i と事例数 N を用い、再現期間を $N/(i-0.5)$ で求める。これにより求められる再現期間は、日降雪深 1cm 以上の降雪日に対するものであることから、本研究ではこれを那須における寒候年（前年 8 月 1 日～当年 7 月 31 日）の平均降雪日数（59 日）で割り、那須雪崩事例が何シーズンに 1 度の規模の大雪であるかを調べた。

次に、アメダス那須高原での日降雪深が 10cm 以上の 226 事例について、降雪や気象場の特性について統計解析を行った。まず、これらの事例における日最大降雪深が観測された時刻をまたぐ気象庁地上天気図（1996 年 2 月末までは 9・21 時の 1 日 2 回、それ以降は 3・9・15・21 時の 1 日 4 回）を用い、主観による解析で事例毎に気圧配置パターンを分類した。さらに、日最大降雪深が観測された時刻における前 10 分平均風向・風速、日降雪期間（降雪深が 1cm 以上である時間数）を求めた。日最大降雪深として同じ値の降雪深が複数時刻ある場合には、前 10 分平均風速の値の大きい時刻を使用した。また、事例毎の気象場を調べるために、気象庁 55 年長期再解析（JRA-55, Kobayashi *et al.*, 2015）のモデル面データ（毎日 3・9・15・21 時の 6 時間間隔）から 0.5°メッシュの気圧面データを作成し、抽出した事例毎に日最大降雪深が観測された時刻に最も近い時刻のデータを揃えた。これらのデータを用い、気圧配置パターン毎の降雪特性や気象場の特徴を調査した。

2.3. 2017 年 3 月 27 日那須大雪の事例解析

2.3.1. 降積雪の状況

まず、那須雪崩事例の降積雪の状況を確認する。2017 年 3 月 26 日 9 時から 27 日 21 時までの積算降雪深分布図を Fig. 2.2 に示す。那須雪崩事例では関東平野部に積雪はなく、栃木県の北部から西部にかけての山岳域や群馬県・長野県境付近の山岳域で積算降雪深が 30cm 前後の値になっている。アメダス那須高原より内陸（西側）の積雪観測点では積算降雪深が 10cm 以下であり、また関東甲信地

方の山岳域の太平洋側の斜面で積算降雪深が大きくなっていった。

アメダス那須高原では、3月27日2時から積雪深が大きくなり、同日10時まで降雪深1cm以上を観測していた (Fig. 2.3)。特に27日3時、6時にはそれぞれ8cm、6cmの降雪深を観測しており、わずか10時間で積雪深・総降雪深がともに34cmに達した。アメダス那須高原では26日は降水種別が雨で27日になってから積雪を観測し始めたが、雪崩発生地点では26日夕方から降雪が始まっていた (防災科学技術研究所, 2017)。本事例において雪崩が発生したのは27日8時30分頃と推定されており (栃木県, 2017)、特に短時間で多量の降雪の最中に発生した雪崩であったことがわかる。

2.3.2. 低気圧と降雪環境場の特徴

那須雪崩事例における気象場を確認する。日最大降雪深を観測した3月27日3時における、気象庁メソ客観解析による総観スケールの気象場を Fig. 2.4 に示す。このとき、500hPa で -30°C 以下の寒気を伴う気圧の谷が東進しており (Fig. 2.4a)、那須に大雪をもたらした降雪雲を伴う低気圧は、ちょうど27日3時に気圧の谷のすぐ東側にあたる伊豆諸島付近で発生していた (Fig. 2.4b)。この低気圧は前線構造を持っておらず、発達しながら北東進し、27日15時以降は関東の東海上を東進した (図略)。また、27日3時には大きな水平温度勾配を伴う前線構造を持った温帯低気圧がこの低気圧の東南東に位置している (Fig. 2.4b)。気象庁地上天気図によると、この温帯低気圧は25日から本州南海上を発達しながら東進し、27日9時には前線が閉塞し、28日3時に那須に大雪をもたらした低気圧と融合していた。これらの低気圧は独立して発生・発達したものであったが、衛星赤外面像では26日21時には先行する温帯低気圧に伴う上層雲が東に抜け、上空の気圧の谷 (Fig. 2.4a) の東側に対応する上層雲が顕在化していた。その後、那須で大雪が発生した時間でも、これらふたつの低気圧はひとつのコマ状の雲域を形成していた (図略)。

気象庁全国合成レーダーの降水強度分布を確認すると、26日午前から関東甲信地方には弱い降水が広がっており、これは衛星画像と組み合わせると本州南岸を東進する温帯低気圧に伴う層状性降水であると考えられる (図略)。26日夜からは特に関東南部中心に降水強度が大きくなり、伊豆諸島付近で27日3時に発生する低気圧に伴う降水が広がった。館野高層気象観測によると、850hPa の気温は26日21時で -1.1°C 、27日9時で -2.7°C と低下していた。牧野ら (2013) によれば、関東地方北部で積雪となるとき館野高層気象観測による850hPa の気温は -3.0°C であると指摘しており、本事例は那須において降雪に適した熱力

学的環境場が整っていたといえる。

なお、南岸低気圧による関東降雪時には、関東平野の大気下層で冷たい北寄りの風が強化される Cold-Air Damming (荒木, 2015a) や関東南部での沿岸前線 (Fujibe, 1990 ; 荒木, 2015b) の存在が指摘されている。本事例では 26 日にはこれらの特徴が地上観測等で見られたものの、那須での降雪時には低気圧接近により不明瞭化していた (図略)。

那須に大雪をもたらした降雪雲を伴う低気圧付近の 850hPa における水蒸気フラックス量を Fig. 2.5 に示す。3 月 26 日 15 時には発達中の温帯低気圧中心の東側から、低気圧中心の北側にあたる関東地方にかけて南東風とともに水蒸気供給が多くなっている (Fig. 2.5a)。この流れは、温帯低気圧に伴う温暖コンベヤーベルト (WCB, Warm Conveyor Belt ; Browning, 1990) に対応するものであると考えられる。この後、WCB の構造を維持したまま温帯低気圧は北東進し、27 日 3 時には WCB に伴う水蒸気フラックス量の大きい流れが那須に流入していた (Fig. 2.5b)。このとき伊豆諸島付近に発生した低気圧は発達しながら関東地方の東海上を北東進し、この低気圧に伴う東～北風の流れにより那須には水蒸気供給が持続した (Fig. 2.5c)。

ここで、1.5km-NHM の計算結果の再現性を確認するため、レーダー観測、地上気象観測値やメソ客観解析、館野の高層気象観測、水戸・熊谷のウィンドプロファイラ観測結果を比較した。その結果、那須に大雪をもたらした低気圧の移動が実況よりも数時間程度遅れたものの、関東甲信地方における降水分布や気温・相対湿度などの熱力学場、風などの力学場、低気圧の時間発展などをよく再現できていた (図略)。

2.3.3. 那須における地上物理量の時間変化

アメダス那須高原での観測結果をもとに、大雪発生時の地上物理量の時間変化を確認する (Fig. 2.6)。ここで、Fig. 2.6 中の積算降水量は毎時の値、それ以外は 1 分値を用いている。26 日 15 時頃から那須では地上気温が低下し始め、16 時からこの日初めて降水が観測されはじめた (Fig. 2.6a, b 黒実線)。地上気温は 27 日 2 時過ぎから 0°C を下回り、8 時半頃まで 0°C 以下の状態が持続してその後は昇温した。一方、26 日 15 時頃から 21 時頃にかけては、風速が 1.5 m s^{-1} 以下と弱いながらも、風向が南から時計回りに北へと変化し、27 日 3 時にかけて北風が 3 m s^{-1} 程度まで強まっていた (Fig. 2.6c, d)。なお、風は 27 日 3 時から 10 時は欠測していた。

ここで、NHM による数値実験結果の地上物理量の再現性を確認する。なお、

数値実験におけるアメダス那須高原（標高 749m）の近傍格子では、1.5km-NHM と 250m-NHM とともにモデルの標高が数十 m 高かったため、乾燥断熱減率を仮定して地上気温を補正した。1.5km-NHM では 26 日 16~17 時の急激な気温低下を除いて 21 時頃まで実況とほぼ同じ気温変化をしており、風についても風速はやや大きいものの、弱風となる 26 日 18~21 時を除いて観測とよく合っている (Fig. 2.6a, c, d)。実況に見られた 16~17 時の気温低下はモデルでは再現できなかったが、降雪時の環境場の議論をする上では差し支えない。伊豆諸島付近で発生した低気圧の再現が実況よりも数時間遅れたため、26 日 21 時以降は地上物理量も実況と比べて遅れていたが、時間変化傾向は良く再現できていた。これは 250m-NHM でも同様だった。降水量については 1.5km-NHM では 26 日 15 時、250m-NHM では 26 日 21 時から観測結果と比較すると、やはり数時間程度実況よりは遅れるものの、27 日 15 時における積算降水量は観測とほぼ同じであり、その時間変化も再現できているといえる (Fig. 2.6b)。

地上観測で風が欠測していた 27 日 3 時から 10 時にかけては、数値実験結果では $3\sim 5\text{ m s}^{-1}$ の北寄りの風が持続していた (Fig. 2.6c, d)。これらのことから、那須では低温な環境下で北寄りの風が強まるとともに短時間で多量の降雪がもたらされていたといえる。

2.3.4. 短時間での多量の降雪の要因

数値実験結果の再現性が確認できたため、250m-NHM の結果をもとに那須周辺における降雪特性を調査する。数値実験結果による 3 月 26 日 21 時~27 日 15 時の雪による積算降水量分布を Fig. 2.7 に示す。那須周辺では、特に那須岳の北から東側の斜面で降雪が集中しており、山頂付近の斜面ではごく局地的（数 km 四方）に雪による総降水量が 30mm を超えていた。同様な降雪の集中は周囲の山地でも見られた。アメダス那須高原と表層雪崩が発生した那須温泉ファミリースキー場付近は那須岳の高標高域の東側に位置しており、雪による総降水量が 25mm を超えていた。このことから、数値実験の結果によれば、那須岳の北から東側のごく狭い範囲で、短時間での多量の降雪が起こっていた可能性が高いと考えられる。

このときの降雪状況の時間変化を三次元的に理解するため、まず海拔高度 2.5km と地上高度 60m の水平面における雪混合比の分布を確認する (Fig. 2.8)。降雪が強まる前の時間（26 日 23 時 30 分）には、海拔高度 2.5km では那須岳周辺は南寄りの風となっており、雪混合比も 0.2 g kg^{-1} 程度とさほど大きいわけではない (Fig. 2.8a 左)。一方、同時刻の地上高度 60m では、北から東寄りの風の

場で山岳域の北～東側の斜面で雪混合比がやや大きくなっていた (Fig. 2.8b 左). その後, 低気圧発達とともに海拔高度 2.5km では北～東寄りの風が強まり, 水平一様に雪混合比が大きくなった (Fig. 2.8a 右). このとき, 地上高度 60m でも広い範囲で北～東寄りの風が強まるとともに, 山地の高標高域の北～東側の斜面で雪混合比が局地的に大きくなり, 降雪が集中していた (Fig. 2.8b 右).

次に, Fig. 2.8b 中の AB 線分に沿った各種物理量の鉛直断面を Fig. 2.9, 降雪の集中していた那須岳の北東斜面 (Fig. 2.7, Fig. 2.9 中の白三角の地点 P) における高度時間断面を Fig. 2.10 に示す 26 日 23 時 30 分では, 那須岳周辺には海拔高度約 3km 以下で南寄りの風による水蒸気供給が見られ, 地上付近のごく下層 (海拔高度 1.5km 以下) では東寄りの風になっていた (Fig. 2.9a 左). このとき, 那須岳の南西斜面では海拔高度約 2km 以下に下降流域が見られ (Fig. 2.9b 左), 那須岳山頂の東側では上昇流域が見られた (図略). これは山地斜面で発生した地形性の上昇流・下降流であると考えられる.

この後, 低気圧の発達・接近に伴って海拔高度 2~2.5km 以下の大気下層で北～東寄りの風が強まり, 那須岳の北東側で水蒸気供給が持続した (Fig. 2.9a 右, Fig. 2.10a). このような状況で, 那須岳の風上にあたる北東斜面では, 高度約 2km 以下のごく下層で地形性上昇流が明瞭となり, この上昇流域に対応して雪混合比も大きくなった (Fig. 2.9b 右, Fig. 2.10b). また, 風の強まりとともに, この上昇流域では -5°C 以下の温度の過冷却の水雲が次々と発生・維持していた (Fig. 2.9c, Fig. 2.10c). 雪混合比は海拔高度約 10km から大きくなっており, 低気圧接近とともに上空の雪混合比も大きくなっていた (Fig. 2.9b, Fig. 2.10b). これは低気圧に伴う層状雲内で, 昇華成長した降雪結晶によるものと考えられる.

一方, 那須岳の北～東の斜面における海拔高度約 2km 以下の下層での雪混合比増大はごく局地的なものであることから, 上空から落下した降雪結晶による下層の過冷却水雲への種まき (Seeding) が起こり, Seeder-Feeder メカニズム (Houze, 2012) による降雪強化が起こったと考えられる. 実際, この上昇流域では雪混合比が増大してただけでなく, 他の地域ではほぼ 0g kg^{-1} であった霰混合比もわずかながら増大していた (図略).

これらのことから, 那須岳の北～東斜面における降雪の集中と短時間の大雪には, 低気圧発達・接近とともに強まった湿潤な北～東風により発生した地形性上昇流が下層雲を形成し, Seeder-Feeder メカニズムによる降雪強化が重要であると考えられる. また, 那須岳の北東側には別の山岳域も存在しているため, 風上側で強化された降雪が流されてきていることも考えられる.

2.4. 那須大雪の統計解析

2.4.1. 極値統計解析

那須雪崩事例の特異性を把握するため、1989年11月～2017年4月のアメダス那須高原の積雪観測データの極値統計解析を行った。アメダス那須高原における寒候年数に対する日降雪深の再現期間曲線を Fig. 2.11 に示す。

まず、全ての事例を扱った場合には、那須雪崩事例の再現期間は3年だった (Fig. 2.11a)。これよりも再現期間が長い事例は8事例あり、なかでも2014年2月15日の関東甲信地方の大雪事例は飛び抜けて再現期間が長く、約20年だった。ただし、この事例は2月14日から大雪が始まっていたため、個々の事例で扱った場合にはさらに再現期間は長くなる。また、3月の事例のみを対象とした場合、那須雪崩事例の日降雪深は3月としては最も大きく、再現期間は約20年だった (Fig. 2.11b)。

2.4.2. 気圧配置パターン毎の降雪特性

次に、アメダス那須高原における日降雪深が10cm以上の事例について、気圧配置パターンを分類した (Table 2.1)。大きく分類すると冬型の気圧配置時の降雪 (WIN) が142事例 (全体の63%)、低気圧に伴う降雪が68事例 (30%)、その他 (Other) が16事例 (7%) であった。この分類は、一度全ての事例の地上天気図を確認し、大きく WIN と低気圧の事例に分類できることを確かめてから抽出したものである。ここで、荒木 (2016) は南岸低気圧を「広い範囲に降雨や降雪をもたらす、本州の南海上を進む前線を伴う温帯低気圧」として説明している。那須雪崩事例では前線を伴う温帯低気圧ではなく、その西側に発生した前線を伴わない低気圧に伴う降雪現象により大雪となっていた。そこで、低気圧に伴う降雪事例でも前線の有無で環境場や降雪特性がどのように異なるかを確認するため、本研究では典型的な南岸低気圧 (温帯低気圧) による降雪 (SCC) と前線を伴わない低気圧による降雪 (SCCNF) を別けて分類した。その結果、SCC と SCCNF はそれぞれ57事例 (全体の25%)、11事例 (5%) だった。

分類した気圧配置パターン毎に、アメダス那須高原における降雪特性を議論する (Fig. 2.12)。まず、日降雪深については、平均値では SCC, SCCNF, WIN の順に値が大きく、それぞれ約20, 19, 16cm だった (Fig. 2.12a)。一方、Other は約12cm と小さい値だった。SCC では2014年2月15日の大雪事例が飛び抜

けて値が大きかったが、パターン毎に有意水準 5%の t 検定を行ったところ、Other を除いてこれらのパターン間に統計的に有意な差は見られなかった。日降雪時間の平均値は SCCNF, SCC, WIN の順に大きかったが、最大値は WIN が最も大きく、SCC が最も小さかった (Fig. 2.12b)。日最大降雪深も平均値は WIN, SCC, SCCNF では大差なかったが、最大値は SCC が圧倒的に大きく、これも 2014 年 2 月 15 日の事例だった (Fig. 2.12c)。なお、SCCNF の日最大降雪深の最大値 (8cm) は那須雪崩事例のものだった。

日最大降雪深を観測した時刻における風速についても WIN, SCC, SCCNF では平均値に大差はなかったが (Fig. 2.12d)、風向には違いが見られた (Fig. 2.13)。日最大降雪深が観測される時、WIN では北西寄りの風の頻度が高いのに対し (Fig. 2.13a)、SCC と SCCNF では北寄りの風の頻度が高かった (Fig. 2.13b, c)。

2.4.3. 気圧配置パターン毎の降雪環境場

気圧配置パターン毎の降雪環境場を理解するため、JRA-55 を用いてパターン毎に日最大降雪深が観測される時刻付近での平均環境場を調べた (Fig. 2.14)。まず、500hPa の平均場に注目すると、WIN では北海道付近に強い寒気を伴う寒気渦があり、関東地方北部上空にも北西風に伴い -30°C 以下の寒気が流入している (Fig. 2.14a)。一方、SCC と SCCNF では日本海西部付近に軸を持つ気圧の谷があり、関東地方北部の上空は南西風場で -20°C 程度の気温だった。

このとき、地上においては WIN で典型的な西高東低の冬型の気圧配置になっており、SCC と SCCNF では 850hPa における南北温度勾配が大きい環境で関東の南海上に地上低気圧が存在している (Fig. 2.14b)。

関東地方北部の下層気温場に注目すると、850hPa における気温場は WIN では -10°C 前後と低温であり、SCC は $-5\sim-3^{\circ}\text{C}$ 、SCCNF は $-3\sim-1^{\circ}\text{C}$ と WIN より高温である (Fig. 2.14c)。また、WIN では 850hPa で北西風が強く、これに伴い関東地方北部では $30\sim50\text{ g m}^{-2}\text{ s}^{-1}$ と水蒸気フラックス量がやや大きくなっていった。一方、SCC と SCCNF では 850hPa で東寄りの風となっており、WIN と同程度の水蒸気フラックス量が見られる。関東の南海上では SCC, SCCNF とも 850hPa の気温場に大きな差は見られなかったものの、SCC は SCCNF に比べ低気圧中心付近の風が強く、水蒸気フラックス量の平均値も大きくなっていった。

2.5. 考察

2.5.1. 那須雪崩事例における弱層形成過程の検討

那須雪崩事例では、数値実験の結果から那須岳の北東斜面における降雪の強化・集中には地形の影響が重要と考えられる。しかし、地形が降雪特性に及ぼす影響は降雪分布と短時間の大雪だけではない。現地調査結果から、雲粒付着のない板状結晶が弱層を形成し、その上載積雪となった新雪は雲粒付着した降雪結晶だったと報告されている（防災科学技術研究所，2017）。

250m-NHM では、那須岳において 27 日 0 時前後の地形の影響をあまり受けていない降雪の後、地形影響により発生した下層の過冷却水雲に種まきされて強化された降雪の持続を再現していた（Fig. 2.9, Fig. 2.10）。250m-NHM で再現された那須岳での降雪特性は現地調査結果で得られた積雪特性と整合しており、表層雪崩発生に重要な弱層形成に至る降雪を再現できているといえる。このように、地形の影響は山岳域での降雪種にも影響を及ぼし、弱層形成の要因になりうると考えられる。

2.5.2. 那須に大雪をもたらす気象場

気圧配置パターン毎の降雪・気象場の特性の調査から、WIN と SCC (SCCNF) では日最大降雪深を観測した時刻におけるアメダス那須高原における地上風向や総観スケールの気象場に違いはあるものの、日降雪深や日最大降雪深、日最大降雪深を観測した時刻における地上風速の平均値には統計的に有意な差は見られなかった（Fig. 2.12）。SCC と SCCNF を比較しても同様であった。総観スケールの気象場としても、日最大降雪深を観測した時刻付近で SCC のほうが SCCNF よりも上空の気圧の谷がやや西に位置しており、低気圧中心近傍の風もやや強い程度であり、平均場では似たような気象状況である（Fig. 2.14）。SCC と SCCNF では、低気圧の発生位置や発達過程に違いはあることが想像されるが、那須に降雪をもたらすときの総観スケールの気象場は大差ないと解釈できる。

そこで、気圧配置パターン毎に那須周辺の領域（139.5-140.5°E, 36.5-37.5°N；Fig. 2.14c の白点線域）で平均した 850hPa の気温と水蒸気フラックス量の関係を調べた（Fig. 2.15）。その結果、WIN と SCC・SCCNF とでは気温場は明瞭に分けることができるものの、水蒸気フラックス量の大きさは概ね同じ範囲内にあるといえる。しかし、2014 年 2 月 15 日の大雪事例をはじめ、2002 年 1 月 27 日（日

降雪深 22cm) や 2016 年 1 月 18 日 (31cm) の SCC の事例でも水蒸気フラックス量が $100\text{g m}^{-2}\text{ s}^{-1}$ を超えていた. 一方, 那須雪崩事例の水蒸気フラックス量は $30\text{g m}^{-2}\text{ s}^{-1}$ 程度で, さほど水蒸気供給が大きいというわけではない. なお, 水平解像度 5km のメソ客観解析値を用いた 850hPa における水蒸気フラックス量でも, 那須周辺ではこれに近い値だった (Fig. 2.5b, Fig. 2.10).

次に, 各事例における日降雪深と日降雪時間の関係を確認する (Fig. 2.16). 那須雪崩事例では 10 時間の日降雪時間で日降雪深 35cm だったが (低気圧による大雪は総降雪深 34cm だったが, 3 月 27 日 24 時に 1cm の降雪深を観測したため), 同程度の日降雪時間でさらに日降雪深の大きな事例が 4 事例見られる. このうち, 2014 年 2 月 15 日以外の 3 事例については, 那須上空の水蒸気フラックス量を確認すると (Fig. 2.15), いずれも $15\sim 50\text{g m}^{-2}\text{ s}^{-1}$ であり, 那須雪崩事例と同様に際立って水蒸気フラックス量が大きいわけではなかった. 一方, これらの事例を除いた他の事例では, 全ての気圧配置パターンで概ね日降雪時間と日降雪深が正比例の関係にある (Fig. 2.16). 那須周辺の上空で水蒸気フラックス量の極めて大きい 2 事例もこの中に含まれている. このことは, 単純に那須上空の水蒸気供給量が大きいだけでは短時間での大雪は発生しないということの意味している.

2.5.3. 表層雪崩発生に関わる短時間的大雪

那須において短時間的大雪が発生した 2014 年 2 月 15 日, 2001 年 1 月 18 日, 1992 年 2 月 1 日, 2010 年 4 月 17 日の 4 事例 (Fig. 2.16) の気象場を比較したところ, 最後の事例を除く 3 事例ではいずれも南岸低気圧が関東平野に近い海上, もしくは平野部を発達しながら通過しており, 日最大降雪深を観測した時刻付近で閉塞過程に入っていた (Fig. 2.17). この特徴は那須雪崩事例とよく似ている.

閉塞過程の温帯低気圧中心の北～西側の雲域には, 上中層で降雪結晶の急激な昇華成長をもたらす生成セルが存在し, 降雪強度の大きい降雪バンドを形成することが知られている (例えば Colle *et al.*, 2014). 那須雪崩事例では Seeder-Feeder メカニズムによる降雪の強化が短時間的大雪に重要であると考えられるが, これらの事例でも同様のメカニズムが働いていると仮定すれば, 水蒸気供給に伴う下層雲の形成に加えて, 閉塞段階に近い低気圧中心の北～西側上空の降雪雲 (Seeder) が重要である可能性がある. このことは, 冬季本州内陸部に多降雪をもたらす南岸低気圧が閉塞段階にあるという先行研究とも整合している (安藤・上野, 2015). これらの事例についても低気圧の構造や雲の特性につい

て詳細な議論が必要であるが、今後の課題としたい。

また、アメダス那須高原の日降雪深を用いた極値統計解析から、那須雪崩事例は約3年に1度、3月のみであれば19年に1度発生する規模の大雪だった (Fig. 2.11)。3月に発生する大雪としては稀な現象ではあるものの、寒候年を通して考えればさほど稀というわけではない。さらに、日降雪深 10cm 以上の降雪は、WIN では SCC・SCCNF の倍近くの頻度で発生している (Table 2.1)。短時間での大雪という意味で、那須雪崩事例 (10 時間で積雪深 34cm) を参考に、日降雪深を日降雪時間で割ったものが 3cm h^{-1} 以上の事例を抽出した。その結果、WIN と SCC・SCCNF はともに 9 事例が抽出され、WIN は 1 月に 5 事例、12 月に 2 事例、2・3 月に 1 事例だったのに対し、SCC・SCCNF では 1 月に 4 事例、2 月に 3 事例、3・4 月に 1 事例だった (図略)。このうち SCCNF は那須雪崩事例の 1 事例のみだった。基本的には WIN でも SCC・SCCNF でも日降雪時間が長いほど日降雪深が増えるが、SCC や SCCNF の場合にはこの関係を外れて短時間で顕著な大雪に至ることがある (Fig. 2.16)。

さらに、冬型の気圧配置時に日本海上で発達する降雪雲は基本的には積乱雲であり、樹枝状雪片や霰が多い。一方で温帯低気圧に伴う降雪雲では低温型結晶などなだれやすい降雪結晶が多く、表層雪崩のリスクは高いと考えられる (中村ら, 2014 ; 石坂ら, 2015)。このことから、那須で大雪が予想されるとき、冬型の気圧配置ではなく低気圧に伴う降雪現象である場合には、短時間の大雪の起こりやすさや降雪結晶の関係から、表層雪崩発生リスクが高まると考えられる。

2.6. まとめ

本研究では、低気圧の通過に伴って那須で大雪となるときの降雪特性を理解し、表層雪崩発生との関係を把握することを目的として、事例解析と統計解析を行った。その結果、2017年3月27日に表層雪崩が発生した大雪事例では、那須では湿潤な北～東風の強まりとともに地形性上昇流が過冷却の水雲を下層で生み、局地的に Seeder-Feeder メカニズムによる降雪の強化が起こっていた。これにより、那須岳の北～東斜面では降雪の集中と短時間での大雪がもたらされたことがわかった。統計解析の結果、この事例と同規模の大雪は3年に1度、3月としては約20年に1度発生していることがわかった。那須で日降雪量が 10cm 以上となる気圧配置は冬型が 63%、低気圧が 30%であり、基本的には日降雪時間が長いほど日降雪深が大きくなった。しかし、低気圧による降雪の場合には例

外的に短時間で大雪になる事例が確認され、これらの多くの事例では低気圧が閉塞過程で関東付近を通過していた。

南岸低気圧による大雪は頻度が少なく、いまだ詳細な観測・解析例が多いわけではない。本研究では那須での大雪に着目して統計解析を行ったが、他の山岳域でも低気圧による降雪時に地形の影響で降雪の集中や短時間大雪が起こっていることは十分考えられる。地域に特化した雪崩防災の観点からは、低気圧を含めた総観スケールの気象場に加え、関東甲信地方程度の水平スケールでどのような気象場が各山岳域での地形の影響による降雪強化をもたらすのかを調べていく必要がある。

また、表層雪崩発生に重要な弱層形成は、短時間での多量の降雪だけでなく、どのような降雪結晶がいつどこで降るのかも重要である。本研究で扱った那須雪崩事例で示されたように、地形の影響により降雪結晶の特性も局地的に変化していることが考えられる。Araki (2018)は那須雪崩事例において数値シミュレーションの水平解像度を 5km から 250m まで段階的に変化させ、降水量や短時間大雪のメカニズムの表現にどのような違いがあるかを調査した。その結果、**Seeder-Feeder** メカニズムを通した短時間大雪のしくみを正確に表現するためには、水平解像度 500m 以下の数値モデルが必要であることがわかっている。一方で現状では、降雪結晶の時空間的に密な観測データが極めて乏しいことから、降雪結晶の実態把握のために、今後はシチズンサイエンスによる降雪結晶の観測の取り組み(荒木, 2018)などで得られたデータも上手く活用し、関東甲信地方における降雪特性を明らかにしていく必要がある。

第2章の参考文献

- 安藤直貴・上野健一 (2015) : 温帯低気圧による本州中部内陸域での多降水・多降雪の発現傾向. *雪氷*, **77**, 397-410.
- 荒木健太郎 (2015a) : Cold-Air Damming. *天気*, **62**, 545-547.
- 荒木健太郎 (2015b) : 沿岸前線. *天気*, **62**, 541-543.
- 荒木健太郎 (2016) : 南岸低気圧. *天気*, **63**, 707-709.
- 荒木健太郎 (2018) : シチズンサイエンスによる超高密度雪結晶観測「#関東雪結晶プロジェクト」. *雪氷*, **80**, 131-147.
- Araki, K. (2018): High-resolution numerical simulation of wintertime orographic precipitation: representation of snowfall characteristics. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, **48**, 4.03-4.04.
- Araki, K. and Murakami, M. (2015): Numerical simulation of heavy snowfall and the potential role of ice nuclei in cloud formation and precipitation development. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, **45**, 4.03-4.04.
- 荒木健太郎・中井専人・前多良一 (2015a) : 2014 年度秋季大会スペシャル・セッション「南岸低気圧による大雪：その要因，実態，予測可能性」報告. *天気*, **62**, 133-142.
- 荒木健太郎・中井専人・上野健一・加藤輝之，上石 勲・中村一樹 (2015b) : 「南岸低気圧とそれに伴う気象・雪氷災害に関する研究会」開催報告. *雪氷*, **77**, 491-495.
- 荒木健太郎・上野健一・縫村崇行 (2017) : シンポジウム「関東の大雪に備える」報告. *天気*, **64**, 193-200.
- 防災科学技術研究所 (2017) : 那須町雪崩災害調査 (2017.3.28 実施) (速報詳細版) .
http://www.bosai.go.jp/seppyo/kenkyu_naiyou/seppyousaigai/2017/report_20170328_NasuOnsen.pdf (2018.09.21 閲覧).
- Browning, K. A. (1990): Organization of clouds and precipitation in extratropical cyclones. *Extratropical Cyclones: The Erik Palmén Memorial Volume*, C. W. Newton and E. O. Holopainen, Eds., Amer. Meteor. Soc., 129-153.
- Colle, B. A., Stark, D. and Yuter, S. E. (2014): Surface microphysical observations within East Coast winter storms on Long Island, New York. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 3126-3146.
- Deardorff, J. W. (1980): Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model. *Bound.-Layer Meteor.*, **18**, 495-527
- Fujibe, F. (1990): Climatology of the coastal front in the Kanto Plain. *Pap. Meteor.*

- Geophys.*, **41**, 105-128.
- Houze, R. A. (2012): Orographic effects on precipitating clouds. *Rev. Geophys.*, **50**, RG1001.
- 池田慎二 (2015) : 無名沢雪崩事故の原因となった降雪結晶弱層による積雪不安定性の形成過程と持続性. *雪氷*, **77**, 17-35.
- 石田泰治・山本三郎 (1960) : 富士山の雪崩について. *雪氷*, **22**, 28-36.
- 石田泰治・山本三郎 (1961) : 昭和 35 年 11 月 19 日の富士山の雪崩について. *雪氷*, **23**, 99-103.
- 石坂雅昭・藤野丈志・本吉弘岐・中井専人・中村一樹・椎名 徹・村本健一郎 (2015) : 2014 年 2 月の南岸低気圧時の新潟県下における降雪粒子の特徴. 一 関東甲信越地方の雪崩の多発に関連して一. *雪氷*, **77**, 285-302.
- 岩田 勲 (1983) : 昭和 56 年の豪雪による岐阜県飛騨地方のなだれについて. *気象庁研究時報*, **35**, 127-134.
- 伊豫部勉・松元高峰・河島克久・和泉 薫 (2015) : 2014 年 2 月関東甲信大雪における詳細な積雪深分布の特徴. *雪氷*, **77**, 411-419.
- 和泉 薫 (2014) : 2014 年 2 月 14-16 日の関東甲信地方を中心とした広域雪氷災害に関する調査研究, 科学研究費補助金 (課題番号 2590003), 研究成果報告書. 180pp.
- Kobayashi, S., Ota, Y., Harada, Y., Ebita, A., Moriya, M., Onoda, H., Onogi, K., Kamahori, H., Kobayashi, C., Endo, H., Miyaoka, K. and Takahashi, K. (2015): The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48.
- 牧野眞一・岸本賢司・土井内則夫・梅津浩典 (2013) : 大雪の事例 (平成 25 年 1 月 14 日関東地方南部の大雪事例). 平成 25 年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 28-48.
- Murakami, M., Yamada, Y., Matsuo, T., Mizuno H. and Morikawa, K. (1992): Microphysical structures of warm-frontal clouds - the 20 June 1987 case study. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 877-895.
- 中村一樹・上石 勲・阿部 修 (2014) : 2014 年 2 月の低気圧の降雪による雪崩の特徴. *日本雪工学会誌*, **30**, 106-113.
- Saito, K., Fujita, T., Yamada, Y., Ishida, J., Kumagai, Y., Aranami, K., Ohmori, S., Nagasawa, R., Kumagai, S., Muroi, C., Kato, T., Eito H. and Yamazaki, Y. (2006): The operational JMA nonhydrostatic mesoscale model. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1266-1298.
- 四手井綱英 (1953) : 表層雪崩の一特異例. *雪氷*, **14**, 116-119.
- 栃木県 (2017) : 那須町で発生した雪崩による被害について (第 10 報). <http://www.pref.tochigi.lg.jp/m01/nadarehigai.html> (2018.09.21 閲覧).

- 山本 晃 (1984) : 関東平野の雪—雨と雪の境目—. 研究時報, **36**, 131-149.
- 八尾 孝・山口俊一・松原竹男 (2001) : 南岸低気圧による関東・甲信地方の大
雪(2001年1月27日). 平成13年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部,
14-27.

第 2 章の図表

Table 2.1 1989 年 11 月～2017 年 4 月のアメダス那須高原で，日降雪深 10cm 以上の事例について分類した気圧配置パターン．

略称	パターン	事例数	割合(%)	説明
WIN	冬型	142	62.8	冬型の気圧配置時の降雪
SCC	南岸 低気圧	57	25.2	前線を伴う温帯低気圧 (南岸低気圧) による降雪
SCCNF	低気圧	11	4.9	前線を伴わない本州南岸の 低気圧による降雪
Other	その他	16	7.1	停滞前線，二つ玉低気圧 などによる降雪

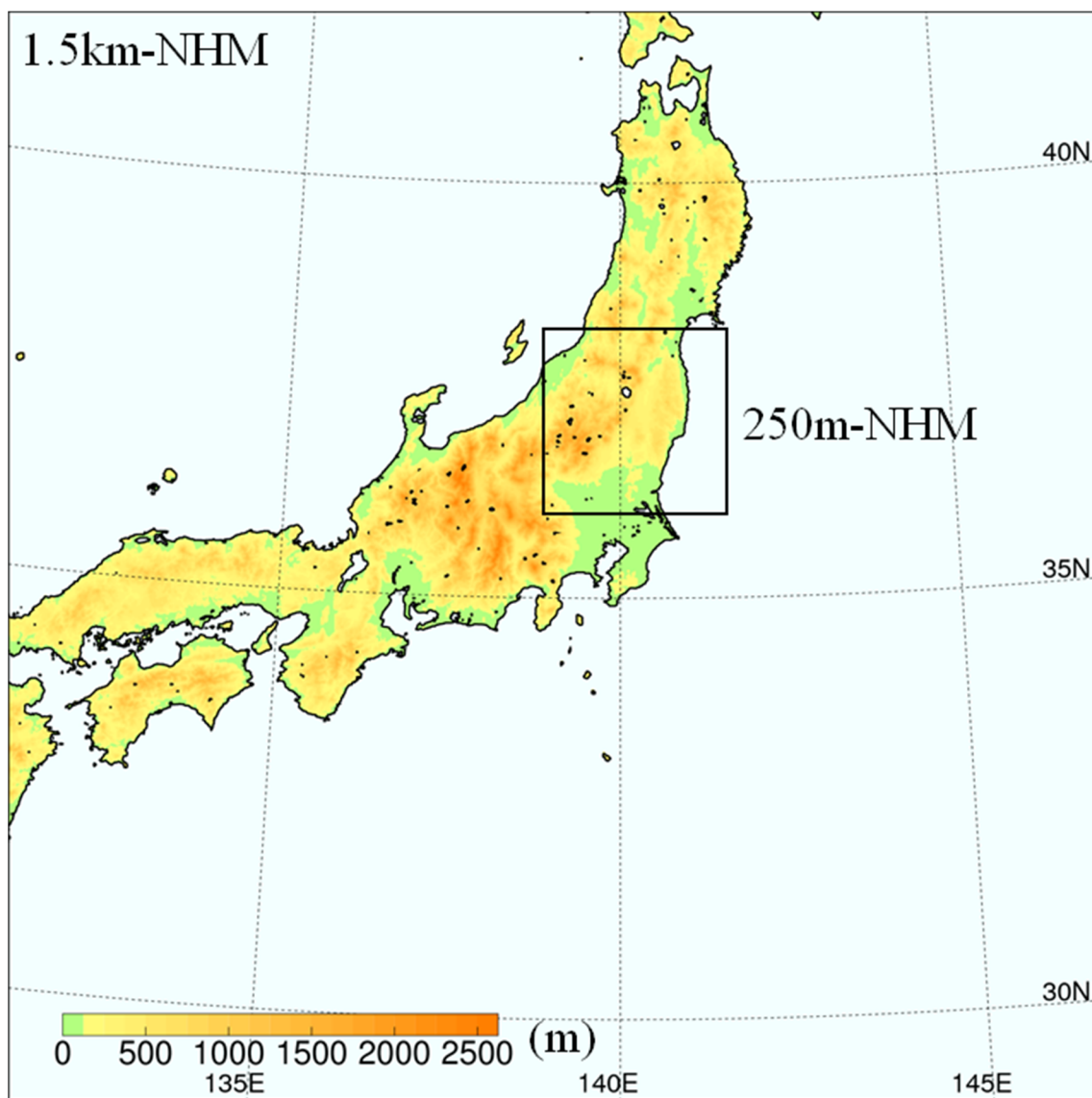


Fig. 2.1 1.5km-NHM と 250m-NHM (黒枠) の計算領域. 塗分けは 1.5km-NHM における標高 (m) を意味する.

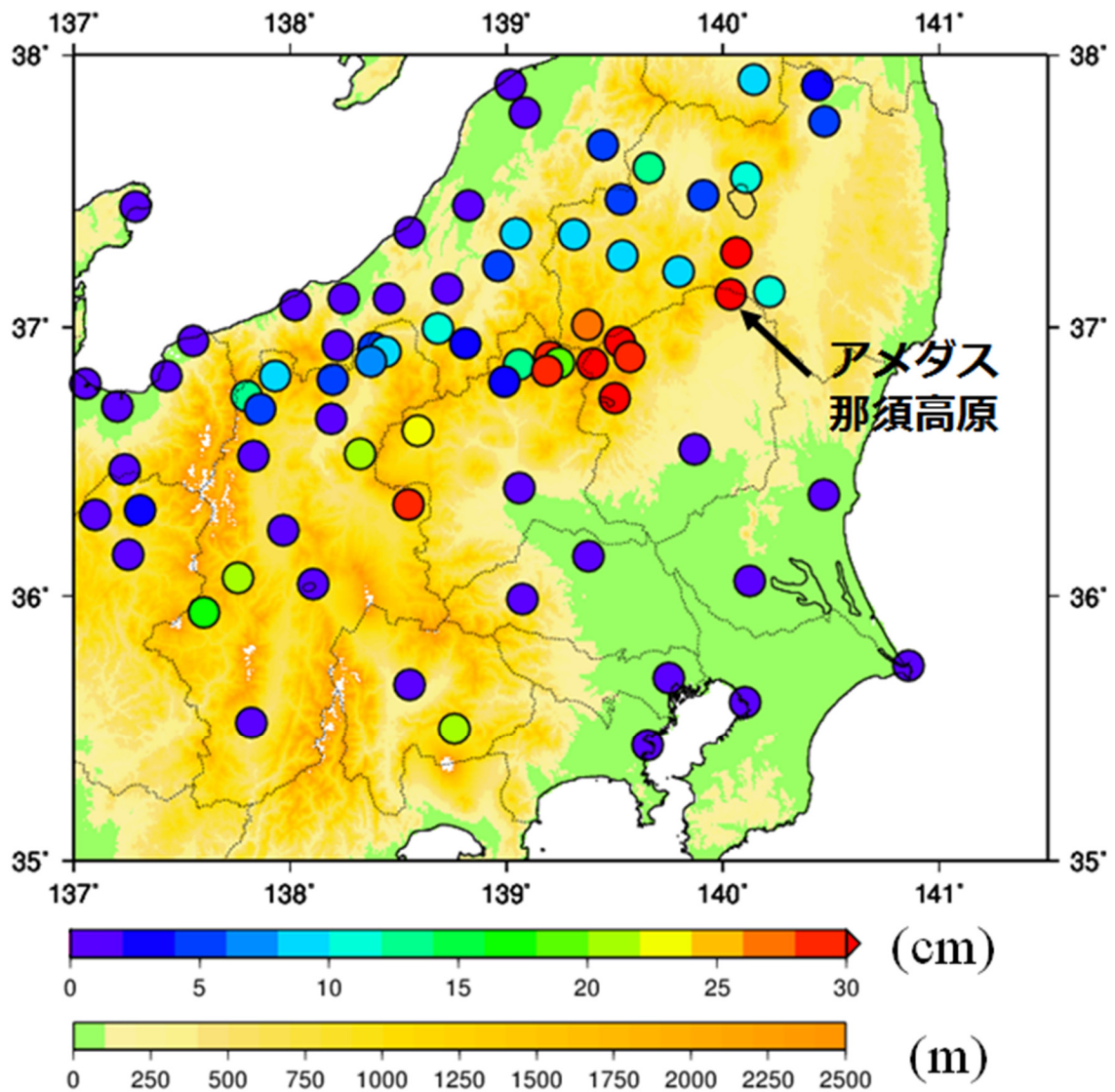


Fig. 2.2 2017年3月26日9時から27日21時までの積算降雪深分布. 気象庁アメダスと国土交通省水文水質データベースによる観測結果をマーク (cm) で, 標高 (m) を塗り分けで示している.

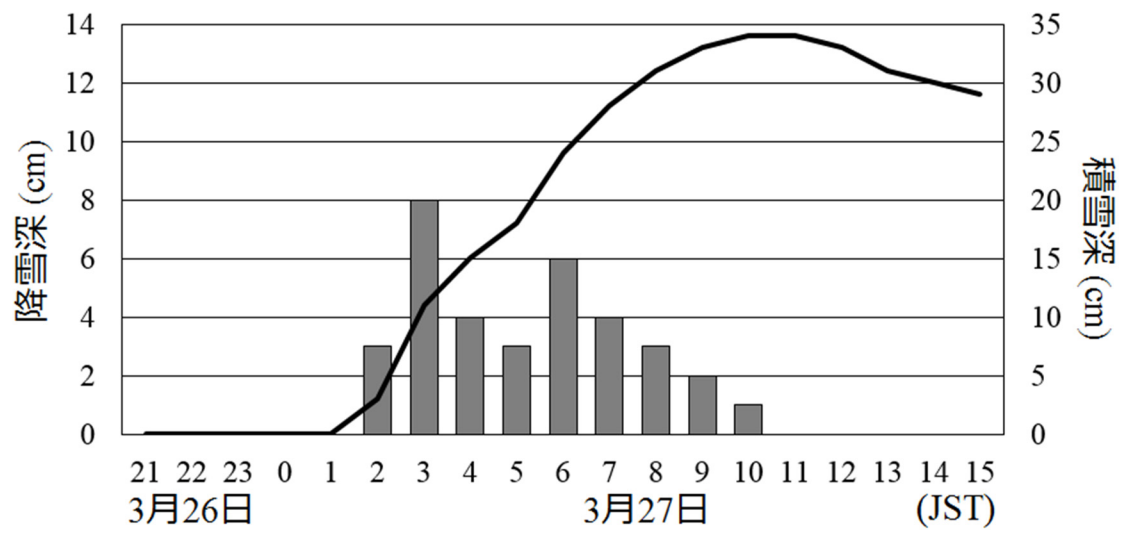


Fig. 2.3 2017年3月26~27日のアメダス那須高原における降雪深（縦棒，左軸）と積雪深（黒線，右軸）の時間変化.

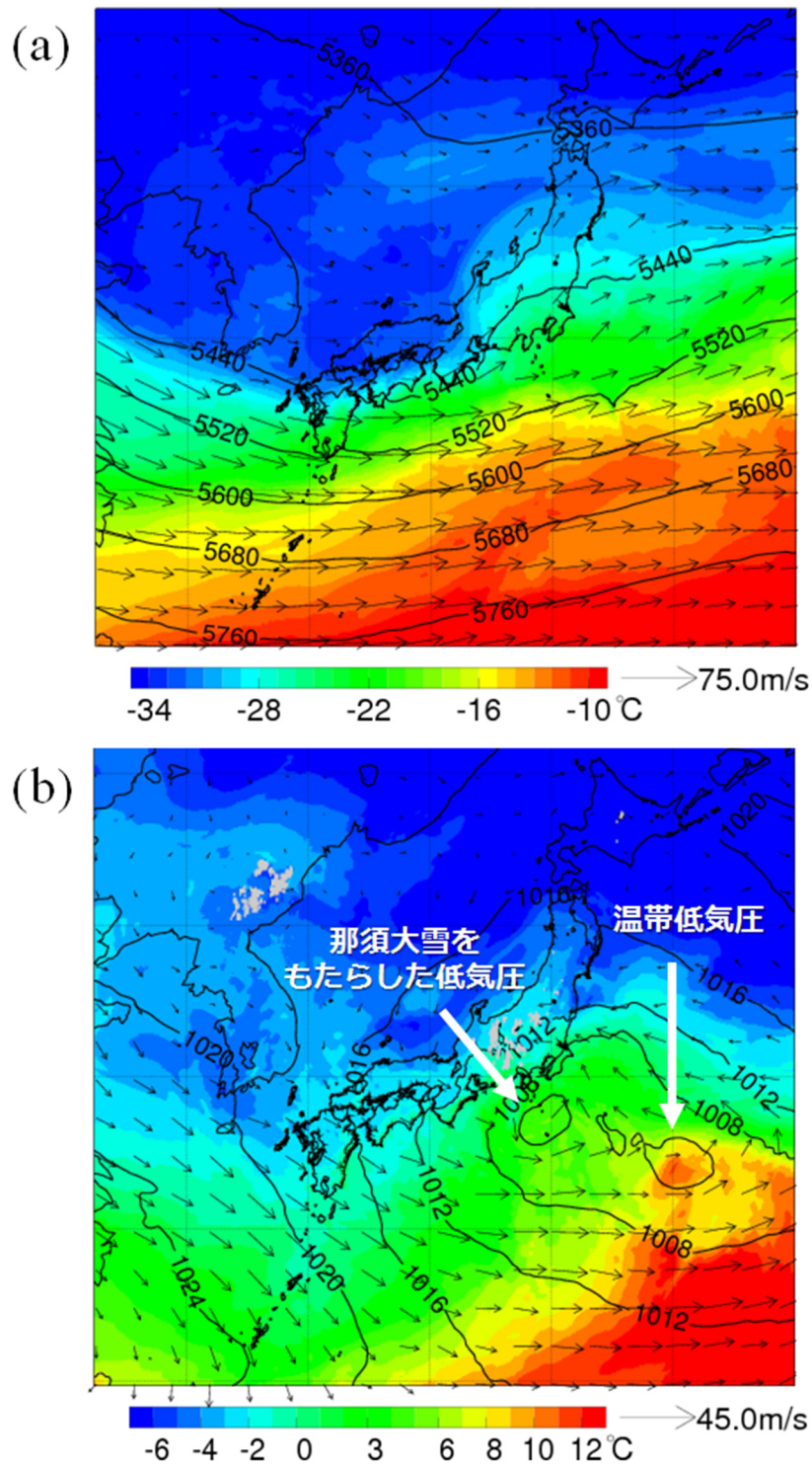


Fig.2.4 2017年3月27日3時の気象場. 気象庁メソ客観解析による (a) 500hPaの気温 (塗り分け, °C) と高度 (等値線, m), (b) 850hPaの気温 (塗り分け, °C) と海面気圧 (等値線, hPa). ベクトルは各高度における水平風を意味する.

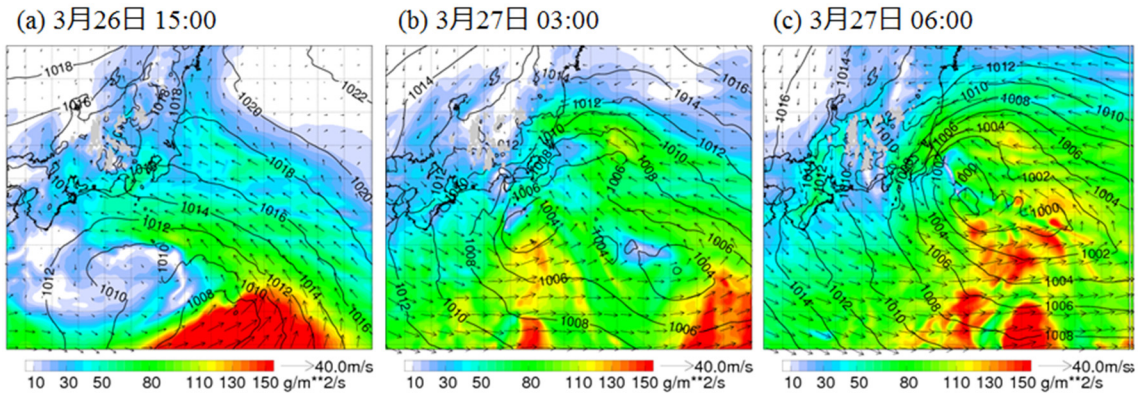


Fig. 2.5 気象庁メソ客観解析による 850hPa の水蒸気フラックス量（塗り分け, $\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ）と水平風（ベクトル），海面気圧（等値線, hPa）. (a) 2017年3月26日15時, (b) 27日3時, (c) 27日6時.

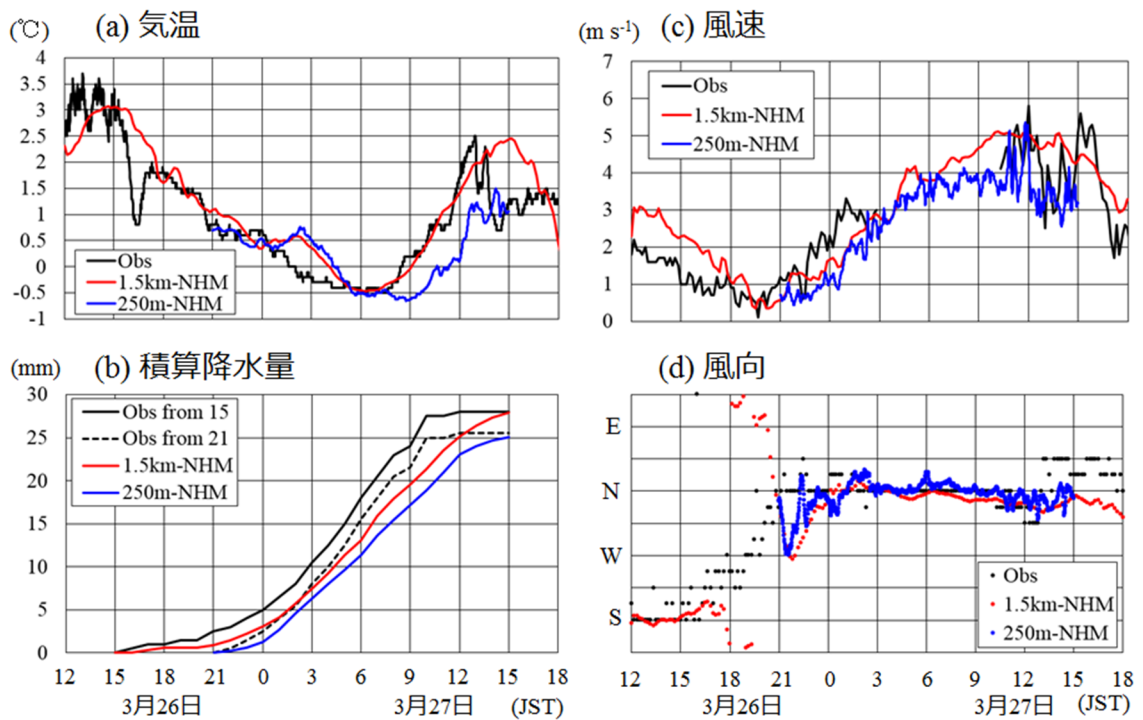


Fig. 2.6 2017年3月26～27日にかけてのアメダス那須高原における地上物理量の時間変化. (a) 気温, (b) 積算降水量, (c) 風速, (d) 風向. 観測 (Obs), 1.5km-NHM, 250m-NHM をそれぞれ黒, 赤, 青線で示している. (b) では 1.5km-NHM と黒実線で示す観測結果を 26日15時以降の積算値, 250m-NHM と黒破線で示す観測結果を 26日21時以降の積算値としている. (b) は毎時の値, それ以外は1分値を使用している.

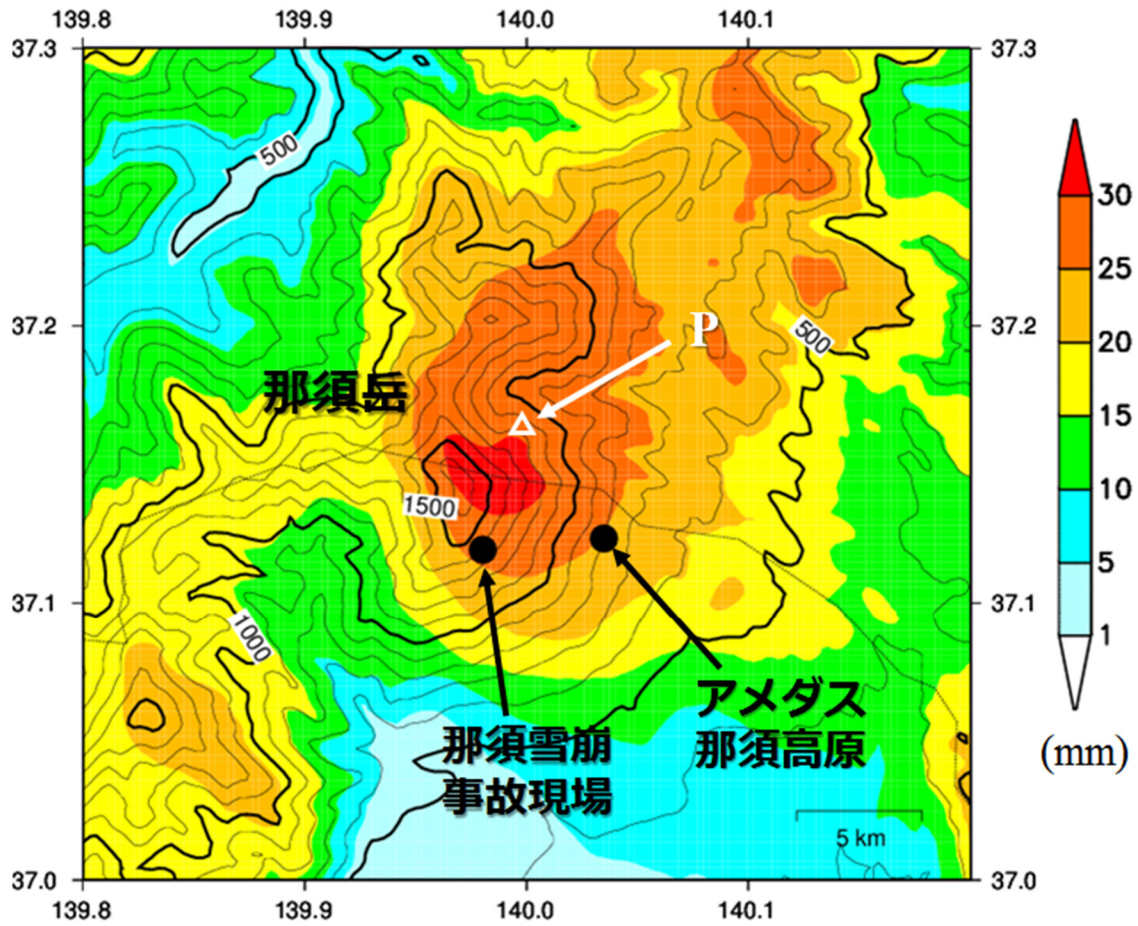


Fig. 2.7 250m-NHM による 2017 年 3 月 26 日 21 時～27 日 15 時の雪による積算降水量分布（塗り分け，mm）．等値線はモデルにおける標高（太線は 500m 毎，細線は 100m 毎）を意味する．那須岳山頂付近を東西に通る黒い細実線は県境を意味する．白三角の地点 P は Fig. 2.10 の高度時間断面の位置を表す．

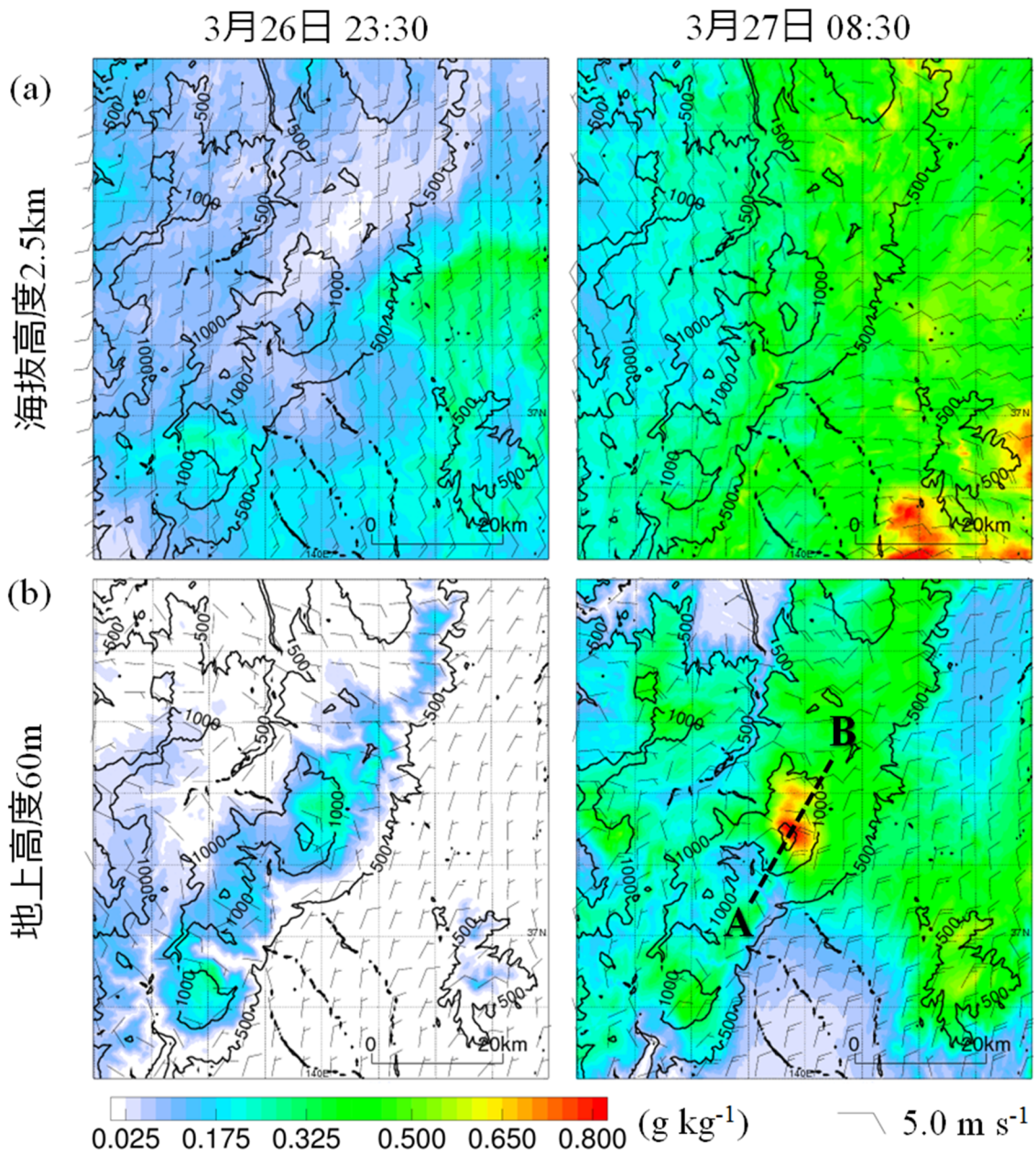


Fig. 2.8 250m-NHMによる (a) 海拔高度 2.5km と (b) 地上高度 60m における雪混合比 (塗り分け, g kg^{-1}) と水平風 (矢羽). 左が 2017 年 3 月 26 日 23 時 30 分, 右が 27 日 8 時 30 分のもの. 各パネルの等値線はモデルの標高 (500m 毎) を意味する.

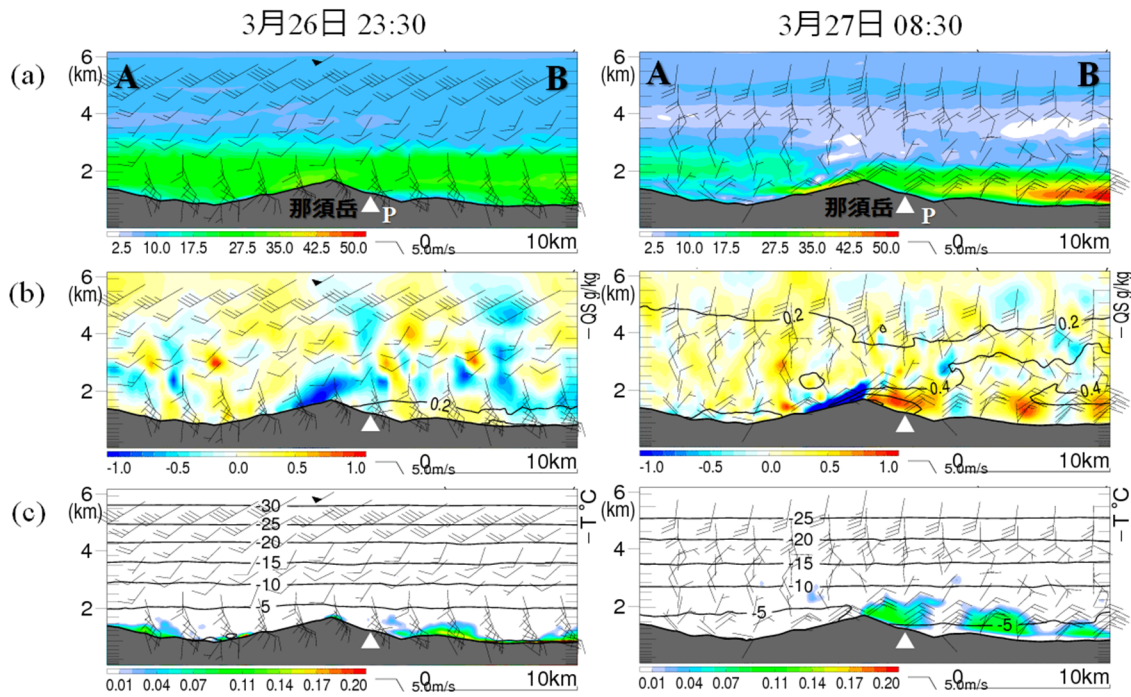


Fig. 2.9 250m-NHM による那須岳周辺の気象場の鉛直構造. 2017年3月26日23時30分(左)と27日8時30分(右)における図7bのAB線分に沿った鉛直断面図. (a) 水蒸気フラックス量(塗り分け, $\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$), (b) 鉛直流(塗り分け, m s^{-1})と雪混合比(等値線, g kg^{-1}), (c) 雲水混合比(塗り分け, g kg^{-1})と気温(等値線, $^{\circ}\text{C}$). 矢羽は各高度における水平風を表す. 白三角の地点PはFig. 2.10の高度時間断面の位置を表す.

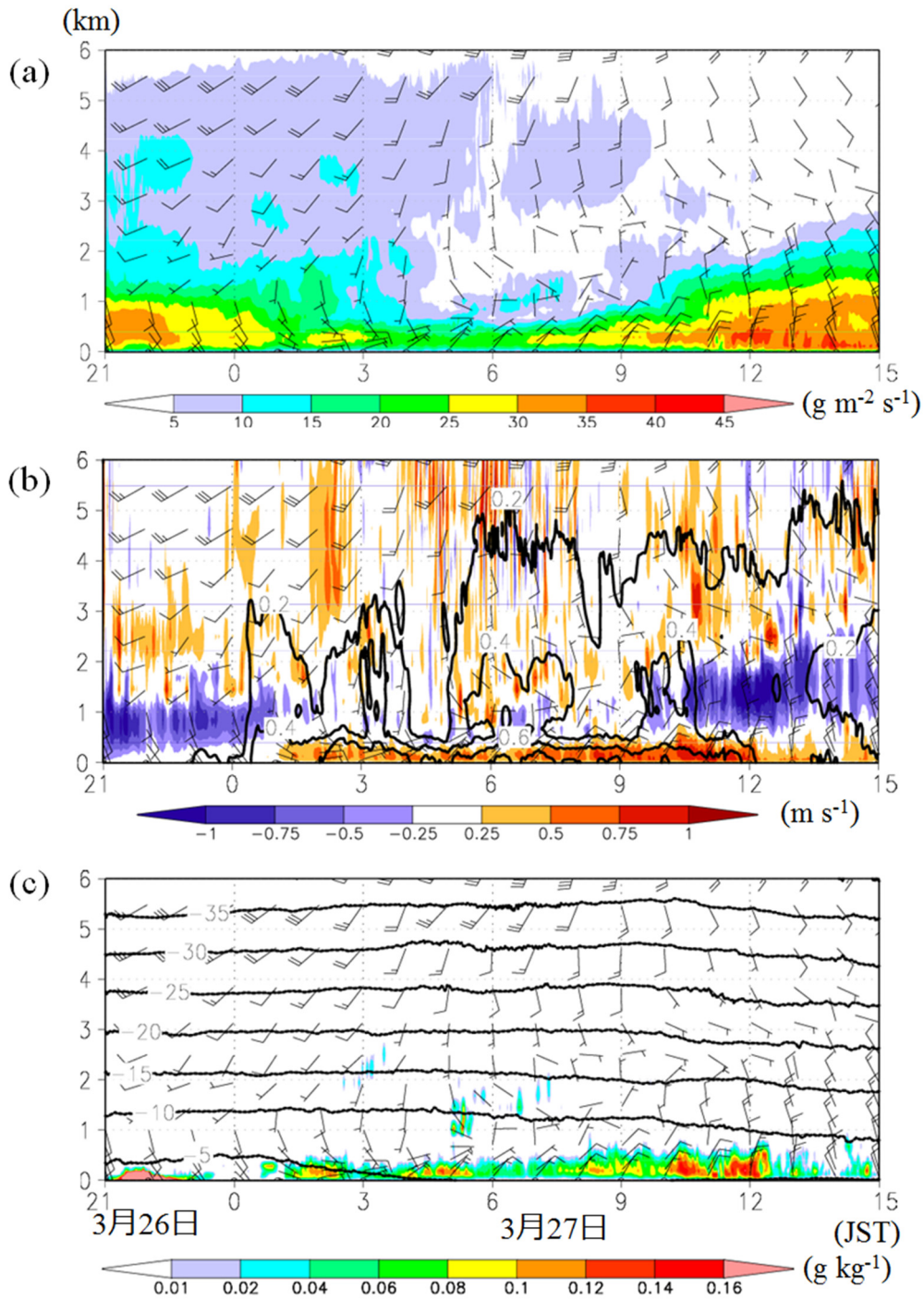


Fig. 2.10 250m-NHMによる那須岳北東側 (Fig. 2.7, Fig. 2.9における白三角の地点 P) における気象場の高度時間断面. (a) 水蒸気フラックス量 (塗り分け, $\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$), (b) 鉛直流 (塗り分け, m s^{-1}) と雪混合比 (等値線, g kg^{-1}), (c) 雲水混合比 (塗り分け, g kg^{-1}) と気温 (等値線, $^{\circ}\text{C}$). 縦軸は地上高度を意味し, 2017年3月26日21時から27日15時までを示している. 矢羽は各高度における水平風を表す.

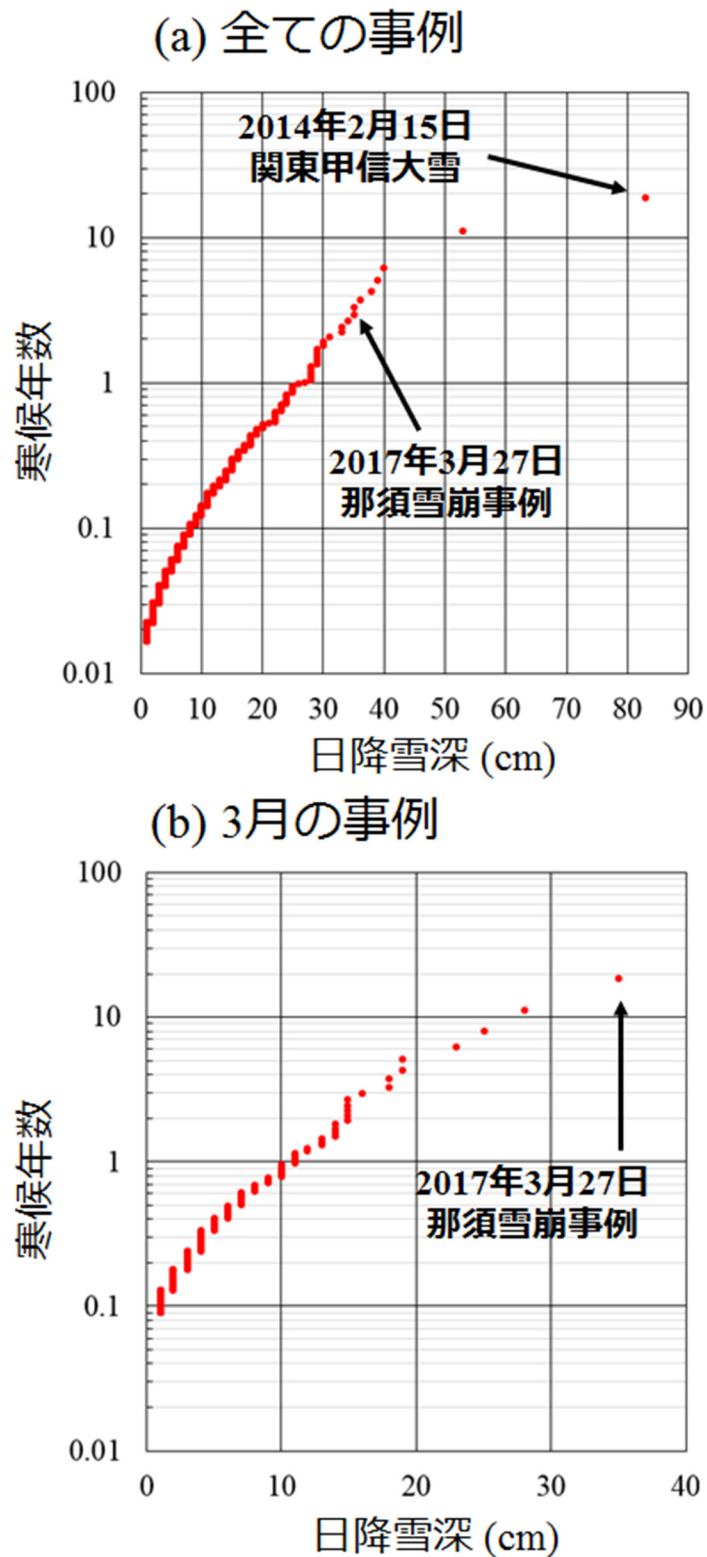


Fig. 2.11 アメダス那須高原における日降雪深の再現期間曲線. (a) 日降雪深が1cm以上の全ての事例を対象にしたもの, (b) 3月の事例のみを対象にしたもの. 横軸は日降雪深 (cm), 縦軸は寒候年数 (対数軸) を表す.

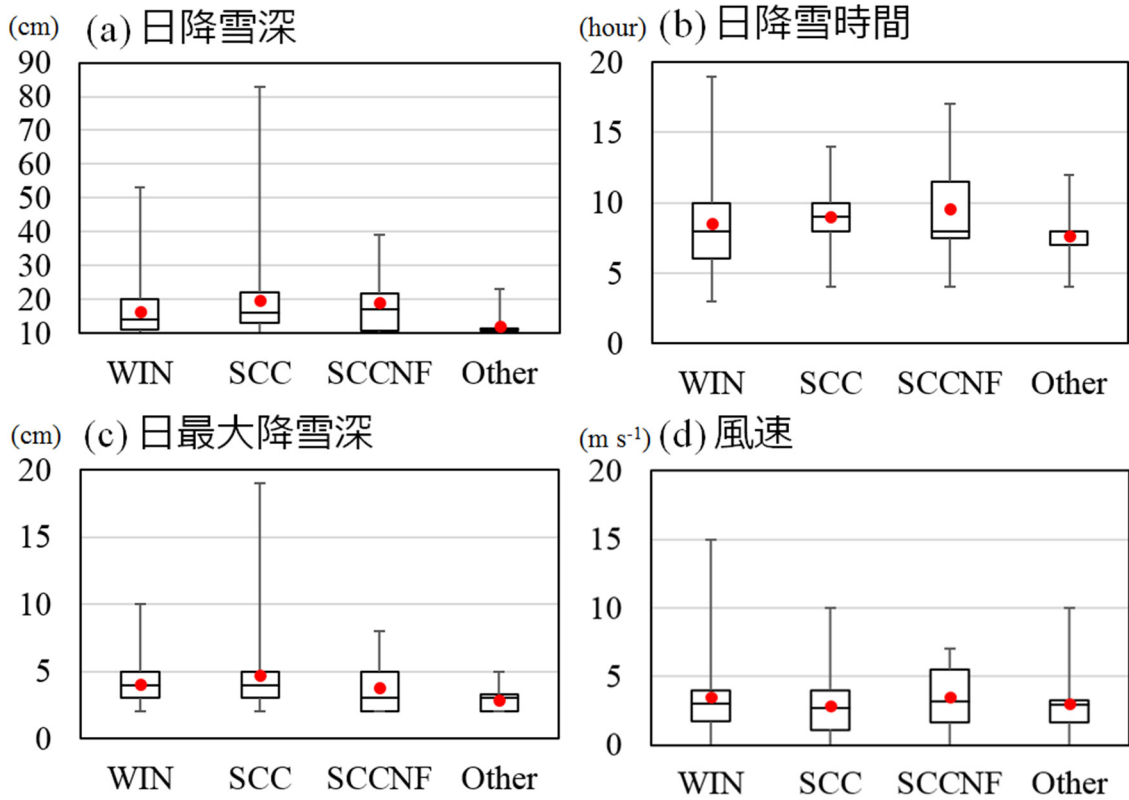


Fig. 2.12 気圧配置パターン毎のアメダス那須高原における (a) 日降雪深, (b) 日降雪時間, (c) 日最大降雪深, (d) 日最大降雪深を観測した時刻の前 10 分平均風速の箱ひげ図. 箱の上下にのびるひげはそれぞれ最大値, 最小値, 箱上端・下端はそれぞれ 75, 25 パーセンタイル値, 箱内の線は中央値を意味する. また, 黒いマークは平均値を表す.

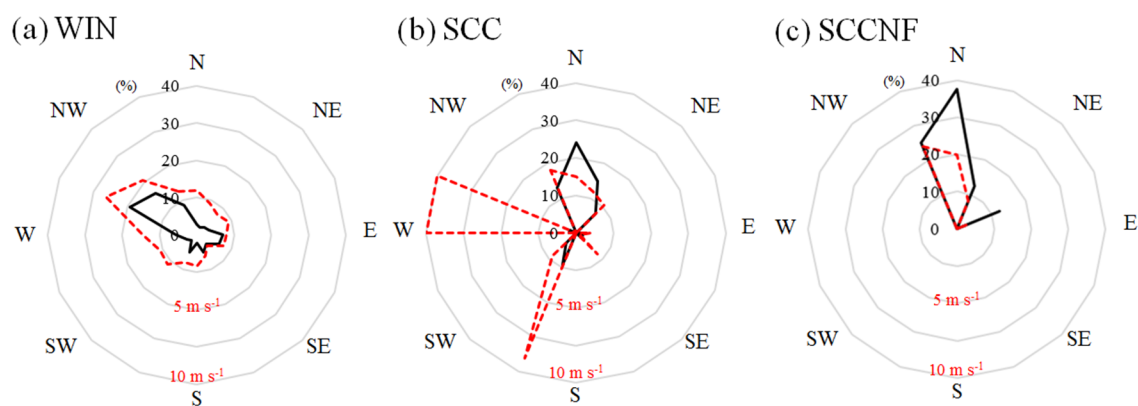


Fig. 2.13 アメダス那須高原で日最大降雪深を観測した時刻の気圧配置パターン毎の風配図. (a) WIN, (b) SCC, (c) SCCNF. 黒線は風向の頻度 (%), 赤線は風向毎の平均風速 (m s^{-1}) を意味しており, 灰色線はそれぞれ 10%, 2.5m s^{-1} 間隔になるよう設定している.

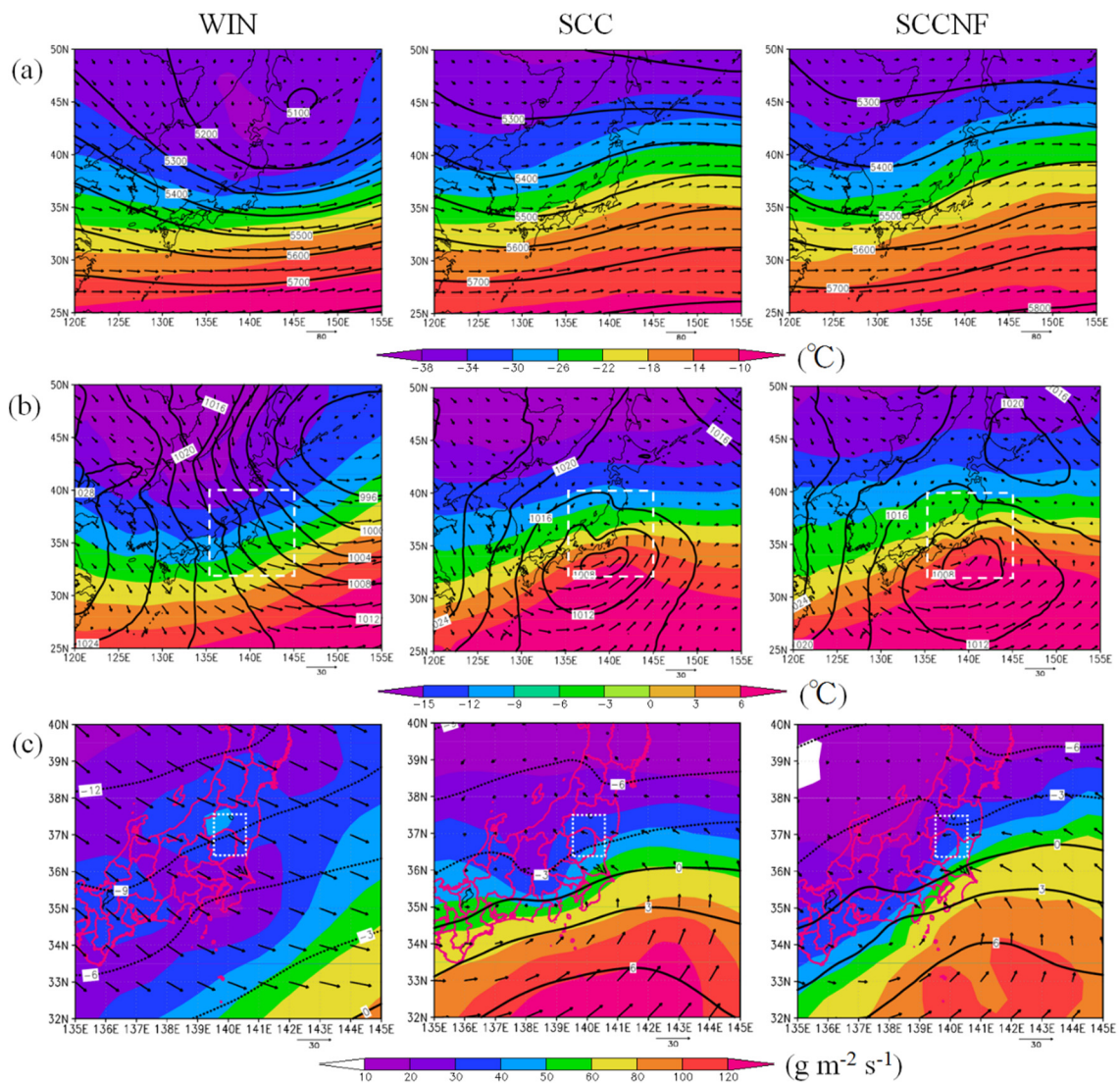


Fig. 2.14 アメダス那須高原で日最大降雪深が観測された時刻付近での気圧配置パターン毎の平均的環境場. (a) 500hPa の気温 (塗り分け, °C) と高度 (等値線, m), (b) 850hPa の気温 (塗り分け, °C) と海面気圧 (等値線, hPa), (c) 850hPa の水蒸気フラックス量 (塗り分け, $\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$) と気温 (等値線, °C). ベクトルは各高度における水平風を示す. 左が WIN, 中央が SCC, 右が SCCNF を意味する. (b) 中の白破線の領域は (c) の領域で, (c) 中の白点線の領域は Fig. 2.15 に示す各物理量の平均をとった領域である.

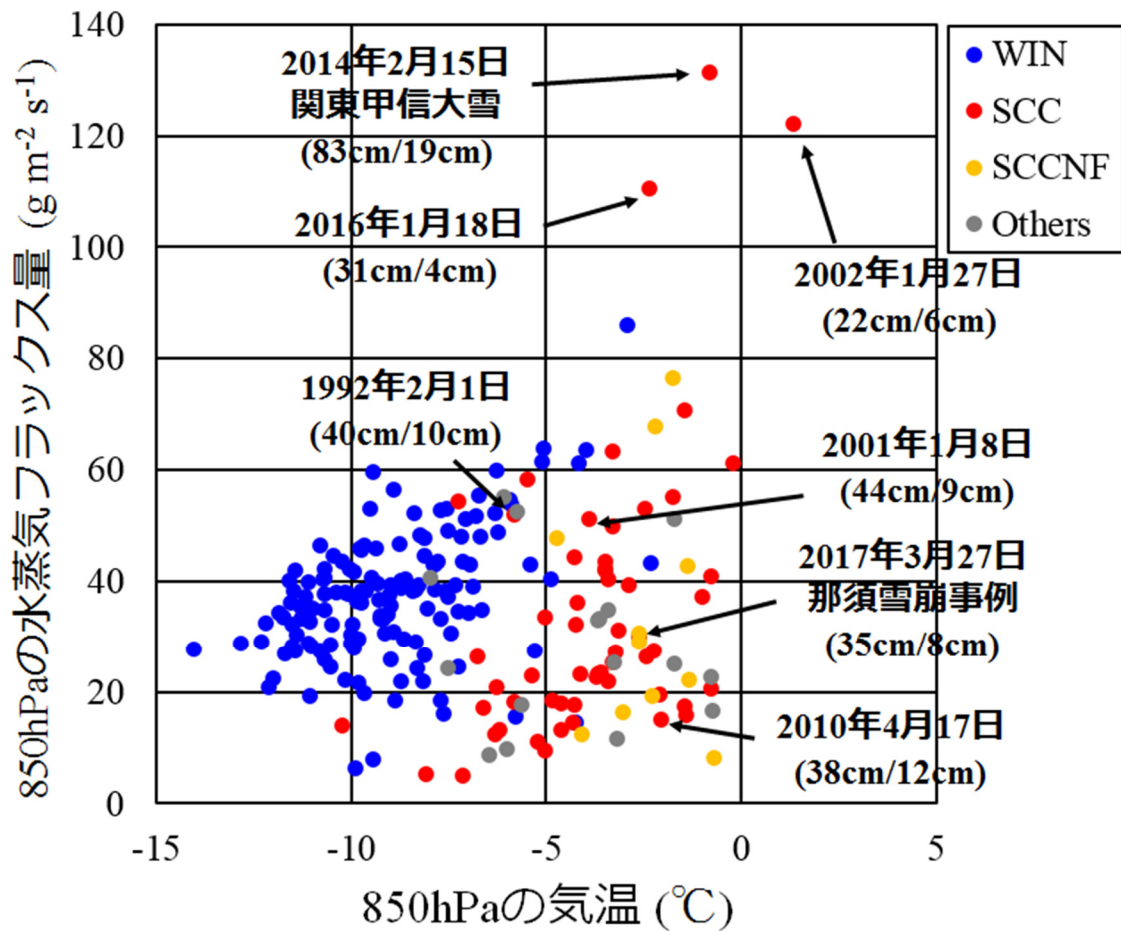


Fig. 2.15 気圧配置パターン毎の那須周辺における気象場の特性. アメダス那須高原で日最大降雪深が観測された時刻付近の 850hPa における気温と水蒸気フラックス量の関係を表す. マークはそれぞれ青が WIN, 赤が SCC, オレンジが SCCNF, 灰色が Others を意味する. 各物理量は Fig. 2.14c 中の白点線の領域の平均値を意味する. 各事例日とともに示す括弧内の値は, 日降雪深/日最大降雪深を表している.

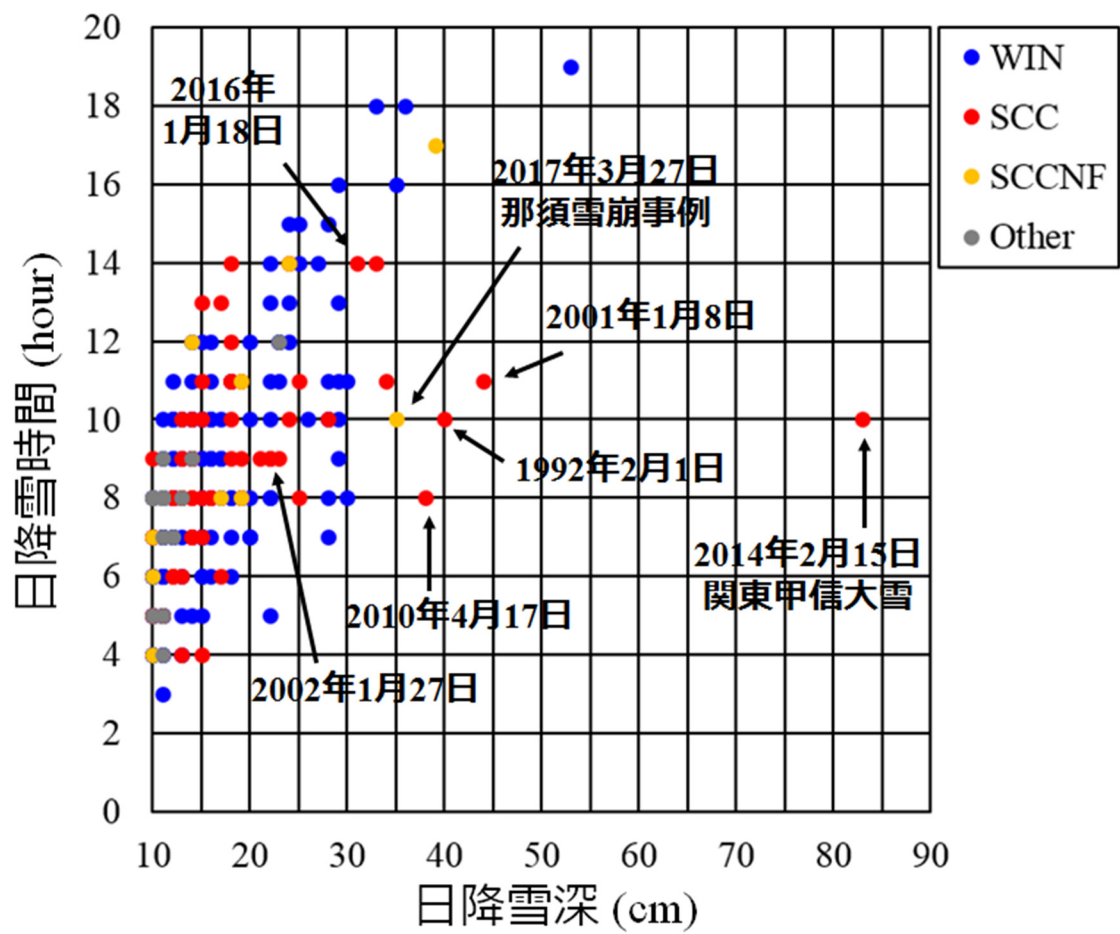
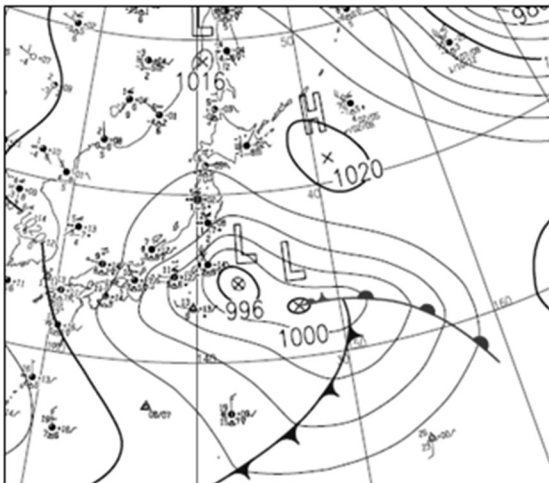
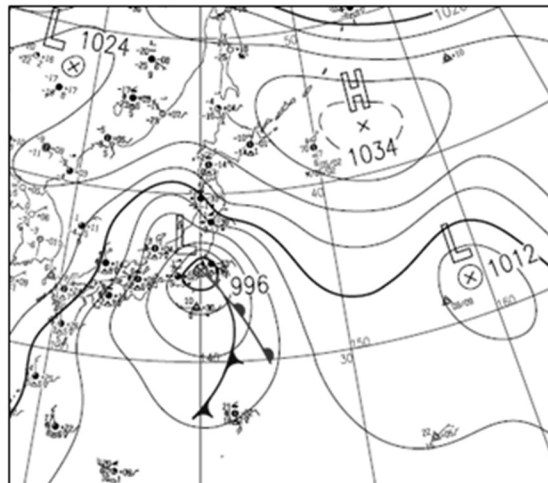


Fig. 2.16 気圧配置パターン毎の日降雪深と日降雪時間の関係. マークの色と気圧配置パターンの関係は Fig. 2.15 と同じである.

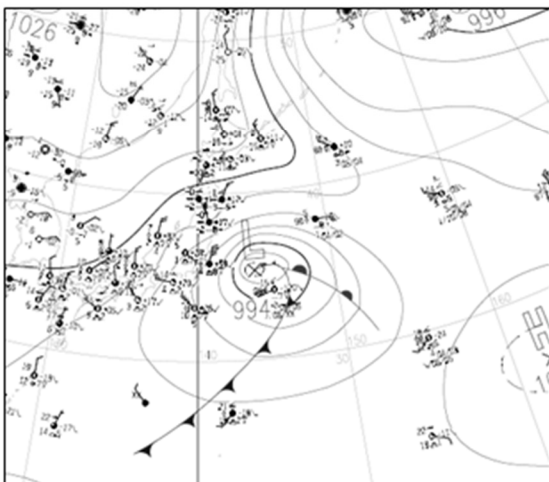
(a) 2017年3月27日9時



(b) 2014年2月15日9時



(c) 2001年1月8日15時



(d) 1992年2月1日9時

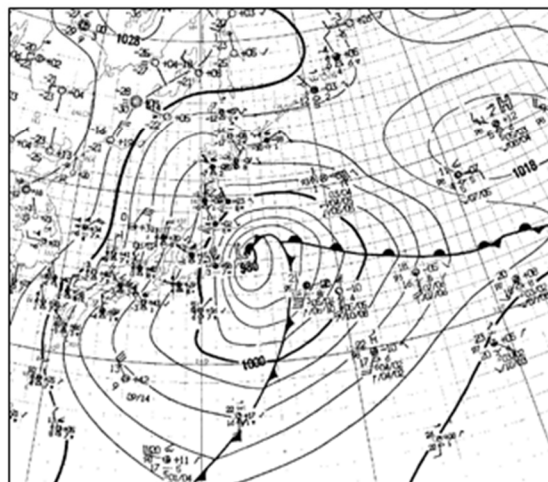


Fig. 2.17 那須において短時間大雪の発生した事例の地上天気図.

第3章 シチズンサイエンスによる高密度雪結晶観測

要旨

降雪現象の高精度予測のためには、降雪雲の物理特性の実態解明が必要不可欠である。本研究では、関東甲信地方で降雪時に市民から雪結晶画像を募集する「#関東雪結晶 プロジェクト」を実施し、2016～2017年冬季観測結果により、シチズンサイエンスによる雪結晶観測の有効性を確かめ、降雪特性の実態把握を試みた。

雪結晶の撮影にはスマートフォンのカメラを採用し、ソーシャル・ネットワーキング・サービスを用いた画像収集を行った。これにより、ごく簡易な雪結晶観測手法を確立し、シチズンサイエンスとして効率的な観測データ収集を実現した。この結果、ひと冬を通して1万枚以上の雪結晶画像が集まり、そのうち解析可能なものは73%だった。この取り組みによって首都圏での時空間的に超高密度な雪結晶観測が実現できた。観測結果は、現象の実態解明だけでなく、数値予報モデルの検証・改良などにも応用可能である。一方、シチズンサイエンスデータの特性として、人口の多い都心部での現象では観測数が増えるものの、内陸部のみでの降雪の場合は観測数が少ない傾向が見られた。今後、シチズンサイエンスによる雪結晶観測のネットワークを拡充するために、自治体や教育機関との連携、効果的な広報・普及活動が必要である。

3.1. はじめに

南岸低気圧の通過に伴い、冬季首都圏では降雪がもたらされる（柴山，1976；牧野ら，2013；荒木，2016）。首都圏では少しの雪でも交通等へ甚大な影響があるが、現状ではこの降雪現象の正確な予測は難しい（気象庁，2015）。その理由としては、南岸低気圧に伴う降雪現象が、低気圧の発達度合や位置、雲の水平・鉛直層構造や物理的性質（気温・水蒸気量などの熱力学構造，気流などの力学構造など）、地表面付近の状態などの様々な要素が複雑に関係する現象であるためと考えられている（荒木，2014；原，2014，2015；Araki and Murakami, 2015；気象庁，2015）。

首都圏降雪現象を高精度に予測するためには、まずは現象の実態把握、特に地

上における降雪観測が必要不可欠だが、観測例が極めて少なく理解が進んでいない。地上における降雪特性観測としては、降雪結晶を専用施設で観測する方法（例えば *Ishizaka et al.*, 2013 ; *Colle et al.*, 2014）や、光学式・ビデオ式ディストロメータ（*Löffler-Mang and Joss*, 2000 ; *Kruger and Krajewski*, 2002 ; *Garrett et al.*, 2012）も採用されてきているが、これらは特定の地点での観測であるため、降雪結晶の空間変動の詳細を把握するのは困難である。

雪結晶の空間変動を把握するためには複数地点での観測が必要であり、このために過去には北海道の石狩平野で市民参加型の手法で観測が行われたことがある（樋口, 1959 ; *Higuchi*, 1962）。近年では、多くの市民が観測等の研究に参加する「シチズンサイエンス (Citizen Science)」が盛んになってきている。アメリカでは NOAA の National Severe Storms Laboratory により、mPING (Meteorological Phenomena Identification Near the Ground) プロジェクトがなされている (*Elmore et al.*, 2014 ; <https://mping.nssl.noaa.gov/>)。mPING では、市民が GPS 搭載のスマートフォン（以下、スマホ）のアプリを使い、降水種別（雨・雪・霰・雹・凍雨・着氷性降水など）を含む天気現象を報告できるようにしている。この観測結果は、数値予報モデルにおける降水種別予測精度の評価などに利用されてきている (*Elmore et al.*, 2015 ; *Burg et al.*, 2017)。しかし、このような降水種別だけの観測では、降水・降雪現象における熱力学場に関する議論は可能だが、雪結晶の種類も含む降雪物理特性の議論はできない。また、この手法では観測者の主観による観測データの不確実性が生じる。これを解決するには、客観性の高い雪結晶画像を収集することが有効と考えられるが、シチズンサイエンスによる雪結晶の大規模な観測研究はこれまでに行われていない。

そこで本研究では、首都圏における降雪現象の実態解明を目指し、2016～2017 年冬季に関東甲信地方においてシチズンサイエンスによる雪結晶観測を実施した。ここでは、シチズンサイエンスによる雪結晶観測の有効性を評価することを目的とし、雪結晶の時空間変動に関する事例解析を行い、2016～2017 年冬季の降雪特性の把握を試みた。また、雪結晶観測のシチズンサイエンスデータとしての特性や、今後の雪結晶観測の展望、利用可能性について考察した。

3.2. 手法

3.2.1. 「#関東雪結晶 プロジェクト」

気象庁気象研究所では、重点研究「A1 メソスケール気象予測の改善と防災気

象情報の高度化に関する研究」(平成 26~30 年度)の一環として、平成 28 年度から関東甲信地方の市民から降雪時に雪結晶画像を募集する「#関東雪結晶 プロジェクト」(以下、#関東雪結晶)を実施している (<http://www.mri-jma.go.jp/Dep/fo/fo3/araki/snowcrystals.html>)。ここでは、降雪雲の物理特性を中心とした首都圏降雪現象の実態解明を目的としており、将来的には高精度雨雪判別手法の開発や数値予報モデルの検証・改良に活かすことを想定している。

3.2.2. スマートフォンを用いた簡易雪結晶観測手法

これまで、鮮明な雪結晶撮影方法として顕微鏡を用いた手法が多く考案・採用されている (Bentley, 1931 ; Nakaya, 1954 ; 樋口, 1962 ; 小林, 1969 ; 菊地, 1979 ; 油川・尾関, 2002 ; 油川, 2005)。その他に明視野照明としてヘッドランプを用いる雪ルーペ (福沢, 1990) や、発光ダイオードを取り付けた観察台 (秋田谷, 2009)、シャーレとアクリルの筒、青いアクリル板を用いて野外で簡易な暗視野の透過光撮影を行う藤野式 (藤野, 2011) などもある。しかし、これらはいずれもデジタルカメラに加え、ルーペ・拡大レンズや専用の機材等を必要としているため、一般市民がこれらの手法で雪結晶観測に参加するには敷居が高い。

そこで、#関東雪結晶では、いまやほとんどの市民が携帯しているスマホのカメラを採用した。Fig. 3.1 に撮影例を示す。スマホカメラで倍率を最大にして接写すれば、1mm 前後の粒径の雪結晶も判別可能である (Fig. 3.1a)。さらに、近年は 100 円均一の小売店でも、倍率 10 倍程度のスマホ用マクロレンズが扱われるようになってきている。このように安価に入手可能なマクロレンズを使用すれば、より鮮明な雪結晶画像を撮影可能である (Fig. 3.1b)。

撮影時には、背景に黒や青の暗い色の生地等の素材を使用することを推奨し、暗視野の反射光撮影の手法を採用した。また、背景素材は雪結晶の融解促進を防ぐため、予め外で冷やしておくことを推奨した。撮影時には mm 単位の定規などのスケールがわかるものを視野に入れることを呼びかけた。市民の観測者は綺麗な形をした板状結晶 (樹枝六花など) のみを撮影してしまう懸念があったため、様々な雪結晶が視野に入る遠めの距離での撮影と、樹枝六花などの板状結晶以外の雪結晶についても個々に接写することを呼びかけた。

3.2.3. SNS 等を用いた観測データ収集

観測に参加する市民のデータ共有時の煩雑さを軽減するため、#関東雪結晶で

はソーシャル・ネットワーキング・サービス（SNS）のひとつである Twitter を採用した。Twitter 上で雪結晶画像の撮影時刻・場所を記載の上、ハッシュタグ「#関東雪結晶」をつけて投稿するよう呼びかけた。現代はすでに多数の SNS 利用者がおり、スマホ上でも SNS を利用しやすい環境が整っている。このため、スマホで観測した雪結晶画像をそのままスマホ上で投稿でき、手軽にデータ共有ができる。

SNS 利用は情報拡散の容易さも大きなメリットである。ハッシュタグで検索すれば話題になっている投稿にアクセスしやすく、自分以外の市民が撮影した雪結晶画像も参照しやすい。そのため、リアルタイムで降っている美しい雪結晶の画像を手軽に閲覧できることで、市民の知的好奇心や観測意欲が高まることが期待できる。美しい雪結晶画像は情報拡散されやすいため、同一ハッシュタグでの投稿を増やすことにより新規観測参加者数も増えることが見込まれる。さらに、市民の投稿した雪結晶画像には他の市民からの賛同を意味する「いいね」が多くつくことで観測参加へのモチベーションが高まり、一度だけではなくリピーターとして観測に参加する市民も増えることが考えられる。

また、プライバシー保護の観点から Twitter 上での公開投稿が難しいことも考えられるため、別途メールによるデータ共有も呼びかけた。

3.2.4. 解析手法

雪結晶観測データの品質管理として、まず観測時刻・観測位置の情報の有無を確認した。その後、これらの情報のある観測データについて、雪結晶の写っていない画像や、画像が不鮮明のために固体降水を判別できないものは除外した。

こうして得られた雪結晶画像の観測データを用いて、2016～2017 年冬季の首都圏降雪事例について、雪結晶の時空間変動を調査した。また、気象場や降水分布の把握には、気象庁地上天気図（6 時間毎）や館野（つくば）の高層気象観測、気象衛星観測、レーダー観測（高解像度降水ナウキャストの解析値）、アメダスによる地上気象観測の結果等を用いた。

3.3. 結果

3.3.1. 2016～2017 年冬季の雪結晶観測データ

2016～2017 年冬季の主な首都圏降雪事例日と、その際に#関東雪結晶で得られた雪結晶画像数の一覧を Table 3.1 に示す。ひと冬を通して、#関東雪結晶により合計 1 万枚以上の雪結晶画像が集まり、そのうち撮影時刻・位置情報のあるものは約 9,500 枚 (89%)、解析可能なものは約 7,800 枚 (73%) だった。

雪結晶画像が寄せられた事例日数は合計 20 日に及んだが、この中で 2016 年 11 月 24 日が最も画像数が多く、5,000 枚を超える画像が寄せられた。これに続き 2017 年 2 月 9 日、2017 年 1 月 20 日でも 1,000 枚を超える雪結晶観測が行われた。一方、これらの事例は低気圧に伴って平野部で降雪が起こっているという点で共通していたが、低気圧に伴う降雪現象であっても 2017 年 1 月 8 日や 2017 年 3 月 27 日のように内陸部中心のものは寄せられた画像数が少なかった。また、低気圧を伴わずに関東南部中心に局地的に降雪のあった 2017 年 2 月 10 日は、比較的多くの雪結晶画像が寄せられていた。

これらの事例のうち、寄せられた画像数の多かった 2016 年 11 月 24 日、2017 年 1 月 20 日、2 月 9 日、2 月 10 日について事例解析を行った。

3.3.2. 2016 年 11 月 24 日の降雪事例

2016 年 11 月 24 日は首都圏の広い範囲で季節外れの雪が降り、各地で積雪が観測された。24 日 3 時 (日本時間、以下同様)、本州の南海上に前線が存在しており、前線上の伊豆諸島付近で低気圧が発生した (図略)。低気圧は発達しながら東に進み (Fig. 3.2a)、首都圏には低気圧に伴う雲が広くかかって降雪がもたらされた (Fig. 3.2b)。24 日 9 時の館野高層気象観測では、850hPa で -4.4°C の気温が観測された。牧野ら (2013) によれば、関東全域で積雪となる時 (全域型) の館野高層気象観測による 850hPa の気温の平均値は -4.4°C 、関東北部のみ積雪となる時 (北部型) では -3.0°C であると報告されている。本事例はこの全域型に当てはまり、熱力学場としては広範囲で積雪しうる気象場だった。

この事例で#関東雪結晶によって得られた雪結晶画像の撮影位置の分布を Fig. 3.3 に示す。標高の高い山岳域を除き、首都圏の広い範囲で雪結晶が観測された。特に、東京 23 区や横浜市・川崎市などの神奈川県東部では画像数が多く、埼玉県南部や千葉県北西部でも画像数が多かった。

24日のレーダー観測結果と、当日観測された代表的な雪結晶を Fig. 3.4 に示す。9時の時点で首都圏の広い範囲で降水が観測され (Fig. 3.4a), 各地で雪が降っていた。雪結晶のグローバル分類 (菊地ら, 2012 ; Kikuchi *et al.*, 2013) に基づいて観測された雪結晶を確認すると, 8~9 時の間には広い範囲で雲粒付着のない樹枝状結晶 (P3) や扇状結晶 (P2) による雪片が圧倒的に多かった (Fig. 3.4b)。

一方, 11~12 時にかけても継続して降雪雲が広くかかり (Fig. 3.4c), 関東北部中心に朝と同様な雲粒付着のない樹枝状結晶・扇状結晶による雪片が多く観測された (Fig. 3.4d①-2, ④-2)。しかし, 関東南部を中心に針状結晶 (C1, Fig. 3.4d②-2, ⑧-1) のほか, 濃密雲粒付結晶 (R2, Fig. 3.4d⑦) や霰状雪 (R3, Fig. 3.4d②-3, ⑧-2, ⑨, ⑩, ⑪) も多く見られた。つくばでも一時的に霰状雪が観測された時間があった (Fig. 3.4d④-3)。

本事例では, 発達初期段階の南岸低気圧の北から北西象限において降雪が起こり, 関東地方の北部と南部で異なる雪結晶の時間変動をしていた。Fig. 3.4 中の赤字で示す雪結晶は, その地域で降雪粒子特性が変化していたことを表している。関東南部では樹枝状結晶や扇状結晶から針状結晶へと代表的な雪結晶が変化したことから, 湿潤な雲内で雪結晶の成長する温度が, $-20\sim-10^{\circ}\text{C}$ から $-10\sim-4^{\circ}\text{C}$ へと変化したことがわかる (Kobayashi, 1961)。また, 関東南部で観測された濃密雲粒付六花 (R2c, Fig. 3.4d⑦, ⑧-2) や霰状雪の存在は, 当日昼にかけて関東南部では対流性の雪雲が上空を通過したことを意味している。

3.3.3. 2017 年 1 月 20 日の凍雨事例

次に, 2017 年 1 月 20 日の事例では, 朝から昼前にかけて関東平野を中心に広く降雪が観測された。20 日 9 時の地上天気図上には近畿~東海地方と関東平野の南東海上に中心を持つ前線を伴わない低気圧がふたつあり (Fig. 3.5a), 前者の低気圧は 20 日 3 時, 後者の低気圧は 9 時から解析されたものだった (図略)。これらはいずれも発達しながら東~北東進したが, 20 日 21 時には前者の低気圧は消え, 後者は関東平野の東海上に達し, 前線を伴う温帯低気圧として解析された。20 日 9 時の気象衛星赤外面像では関東平野の南東海上に中心を持つ低気圧の雲が関東平野にかかっており (Fig. 3.5b), 降雪はこの発達初期段階の低気圧によってもたらされたものだった。

館野の 20 日 9 時の高層気象観測結果では, 高度約 100m のごく下層に強い逆転層が存在しており, 逆転層の下端 (高度 76m) は -0.3°C だった (Fig. 3.6)。逆転層上部は東寄りの風で暖気移流場だった (図略)。850hPa の気温は -3.4°C で, 牧野ら (2013) の北部型にあたる熱力学場だった。

20日9時には、関東平野の南東海上の低気圧に伴い千葉県から茨城県にかけて降水域が広がった (Fig. 3.7a). この降水域で茨城県では8時半頃から10時過ぎまで濃密雲粒付六花 (R2c, Fig. 3.7b①-1) や雲粒付六花 (R1c, Fig. 3.7b②, ③) による雪片が多く観測された. 同時刻の千葉県北西部などでも濃密雲粒付六花の他, 濃密雲粒付立体 (R2d) や濃密雲粒付柱状 (R2a) も観測された (Fig. 3.7b④, ⑤). その後, 10時過ぎにはわずかに雲粒付着した針状結晶による雪片 (C1, Fig. 3.7b①-2, ⑤) が一時的に観測され, 朝に比べて高い気温の雲内で雪結晶が成長したことが読み取れる.

一方, この事例では9時半頃から千葉県成田市や茨城県つくば市などの狭い範囲で凍雨が観測された (H3a, Fig. 3.7b①-2, ⑥). 成田航空地方気象台の観測でも凍雨を観測したほか, 気象庁官署の横浜でも12~13時や16時台に凍雨が観測された (図略). なお, 他の気象官署では凍雨は観測されなかった. 10時のアメダスによる地上気温場を確認すると, ちょうど凍雨の観測された茨城県南部から千葉県北西部にかけて0°C以下の低温な環境となっていた (Fig. 3.7c). このことから, 凍雨は関東平野の中でもごく限られた地域で発生していたといえる.

3.3.4. 2017年2月9日の降雪事例

2017年2月9日には茨城県北部を中心に大雪となり, 水戸で10時に積雪深12cmを観測した. この大雪は6~10時のわずか4時間で起こったもので, 交通等に大きな影響があった.

9日9時の地上天気図上には近畿地方の南海上に前線を伴う温帯低気圧が存在し, これとは別に前線を伴わない低気圧が房総半島の東海上に位置していた (Fig. 3.8a). 茨城県北部を中心とした大雪は後者の前線を伴わない低気圧によるもので, この低気圧は同日昼過ぎにかけて関東平野の東海上を発達しながら北上した (図略). 一方, 9時の時点で西~北日本は温帯低気圧に伴う上層雲に広く覆われており (Fig. 3.8b), 温帯低気圧は発達しながら本州南岸を北東進した. 館野の9時の高層気象観測では850hPaの気温は-3.7°Cで, 平野部でも積雪に至りやすい熱力学場だった (図略).

レーダー観測では, 9日8時には房総半島の東海上の低気圧に伴う降水域が茨城県から栃木県にかけて広がり, 静岡県などには温帯低気圧に伴う降水域がわずかに観測された (Fig. 3.9a). 同日明け方から10時頃にかけては, 茨城県や栃木県の降水域では雲粒付着のない樹枝状結晶 (P3) による雪片が卓越していた (Fig. 3.9b①-1, ②, ③, ④, ⑤-1). なお, 大雪となった茨城県北部では, 降雪

終了時までほとんど雪結晶の種類は変化しなかった。

一方、9日明け方から朝にかけては、関東の広範囲で雲粒付着がないか極めて少ない状態の角板状結晶 (P1, Fig. 3.9b①-2) や鼓状結晶 (CP1, Fig. 3.9b⑤-2, ⑥) に加え、交差角板状結晶 (CP4, Fig. 3.9b⑦-1, ⑦-2, ⑦-3) も観測された (Fig. 3.9 中において赤字で示すもの)。交差角板状等の結晶は、樹枝状結晶よりも低温な環境で成長するため (Colle *et al.*, 2014), 温帯低気圧に伴って発生した上中層の層状雲による降雪であることが想像される (石坂ら, 2015)。このことから、9日朝の時点では、茨城県から栃木県にかけては関東平野の東海上の低気圧に伴う降雪雲に加え、温帯低気圧から広がった上中層のより低温な層状雲も存在する多層構造の雲が雪を降らせていたことが推察できる。

その後、夕方にかけて本州南岸の温帯低気圧に伴う降水域が広い範囲にかかり (Fig. 3.9c), 首都圏の広い範囲で樹枝状結晶 (P3) や扇状結晶 (P2) などによる雪片が広く観測された (Fig. 3.9d⑧, ⑨, ⑩, ⑪)。15時のレーダー観測では、神奈川県東部から千葉県, 茨城県南部にかけて西南西～東北東の走向を持つバンド状になった相対的に強いエコーが観測されている (Fig. 3.9c)。15時では温帯低気圧の中心は関東の南海上にあり (図略), 低気圧中心の北側の降雪現象であるといえる。一般的に温帯低気圧中心の北～北西側では、低気圧の流れに伴う暖気の供給などによって上中層に生成セルが存在することが知られており、この生成セルが形成するバンド状の強エコー域では樹枝状結晶が卓越すると指摘されている (Colle *et al.*, 2014)。これらのことから、本事例の昼頃から夕方にかけて関東平野で観測された雪結晶は、冬季温帯低気圧の中心の北側での典型的な降雪粒子特性を持っていたと考えられる。

3.3.5. 2017年2月10日の霰事例

2017年2月10日には、前日に首都圏降雪をもたらした温帯低気圧が発達しながら日本の東を北東進し、日本付近は冬型の気圧配置になった (Fig. 3.10a)。このとき、日本海上には明瞭な筋状雲が形成されており、日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ ; Japan sea Polar air mass Convergence Zone) 上で雲頂温度の低い降雪雲が衛星赤外面像で捉えられている (Fig. 3.10b)。関東南部はこの JPCZ に伴う雲列の延長線上に位置し、10日昼過ぎから夜にかけて東西にのびる降水域が形成された (Fig. 3.11a)。本事例は低気圧による降雪現象ではないが、#関東雪結晶によるシチズンサイエンスデータを評価するために雪結晶の時空間変動について解析を行った。

当日は局地的に降水強度が大きくなるどころがいくつも見られ、対流性の降

水の様相を呈していた (Fig. 3.11a). 特にレーダーエコー強度が大きかった地域では、直径 1cm を超える大粒の固体降水が見られた (Fig. 3.11b①). 霰の平均的な粒径は 1~3mm であると言われているが (菊地ら, 2012), 本事例では比較的大きな粒径の塊霰 (R4b, Fig. 3.11b②, ④, ⑧, ⑪) や紡錘霰 (R4c, Fig. 3.11b⑤, ⑦) が多かった. また, レーダー・衛星観測データから個々の雲は北東進していた. レーダーエコー強度が大きく大粒の霰が観測された地域の風下にあたる地域では, 濃密雲粒付結晶からなる雪片が見られ (Fig. 3.11b③, ⑨), その中に雲粒付六花 (R1c, Fig. 3.11b⑩) も観測された.

これらより, 2月10日に関東南部に霰をもたらした雲は大きな上昇流を持つ積乱雲であるといえる. この積乱雲群は, 山を越えてきた北西風と南西風が収束して発生していたものだった (図略).

3.4. 考察

3.4.1. 超高密度雪結晶観測で実現できること

本研究では, シチズンサイエンスによる雪結晶観測を通し, 超高密度な雪結晶観測を実施した. ここでは, #関東雪結晶を通して明らかとなったシチズンサイエンスによる雪結晶観測の利点と課題について考察する.

まず, 事例解析を行った 4 事例では, 世界でも類のない超高密度な雪結晶観測を実施することができた. 2016年11月24日や2017年1月20日の降雪事例では, 雪結晶の時空間変化から雲内で雪結晶の成長する温度が変化したことを確認でき, 雲粒付着の程度から上空の過冷却の水雲の存在も定性的ながら時空間的な議論が可能となった. 2017年2月9日の事例でも, 雪結晶観測から降雪雲の多層構造を推定できた.

このような観測結果をレーダー観測による三次元的な降水粒子分布の解析や地上・高層観測・数値シミュレーションなどによる力学的・熱力学的構造の解析と組み合わせることで, 首都圏の降雪現象の実態解明が可能であると考えられる. また, 雪結晶観測結果は, 数値予報モデルの検証・改良や偏波レーダーを用いた降水種別判別手法の高精度化, ディスドロメータなどを用いた地上での降水粒子判別手法の検証・高精度化にも応用できることが考えられる. これらにより, 降雪予測精度の向上, 気象庁の「推計気象分布」による天気分布の高精度化, 偏波レーダー情報を用いたリアルタイムでの面的な降水種別プロダクトの提供, 航空業界などでの地上降水種別の自動観測などに貢献することが期待される.

3.4.2. シチズンサイエンスデータの可能性

関東平野における低気圧通過時の雪結晶観測例は、著者の知る限り伊東 (1956) のみである。2017年1月20日の事例では、局地的な凍雨の観測も実施でき、その水平分布を推定することができた。2月9日の事例では、Fig. 3.9d⑨中に三花 (P5b) も確認できる。さらに、2月10日の積乱雲による霰事例は現象としてはよくあることだが、実はこれまで解析された例は極めて少なく (原, 2012)、降雪粒子の観測研究は本研究がおそらく初めてである。

このように、#関東雪結晶では、研究者のみによる従来の雪結晶観測とは比べ物にならない数の観測データが収集できる基盤を構築できた。このため、これまで関東平野で降るとは考えられていなかったような雪結晶が今後観測できる可能性もある。このような取り組みを首都圏に限らず全国に拡張すれば、各地での降雪現象の実態把握についての研究が進むだけでなく、雪結晶の地域特性や動態に関わる新たな知見が得られるだろう。

3.4.3. 解析作業の効率化に向けて

#関東雪結晶では、2016～2017年のひと冬で1万枚以上の雪結晶観測データが得られた。このような膨大なデータは「雪結晶ビッグデータ」と言っても過言ではない。本研究ではマニュアルで画像をひとつずつ解析したが、マンパワーがかりすぎるため、画像から雪結晶の種類を自動で判別する手法 (Praz *et al.*, 2017 など) を開発し、適用して解析作業の効率化を図ることが望まれる。

また、市民の観測した雪結晶情報を Web-GIS (オンラインの地理情報システム) に自動でマッピングする仕組みを作ることも解析作業効率化に有効と考えられる。このシステムをスマホでも利用可能なオープンな場で公開できれば、市民も自分以外の観測者の雪結晶画像も含めて閲覧できるため、知的好奇心が高まり観測データ数の増大や品質向上が見込まれる。このようなシステムに対して高精度な雪結晶の自動判別のしくみを適用できれば、研究者の解析作業が大幅に効率化するだけでなく、市民も自分の撮影した雪結晶が何に分類されるかわかるため知的好奇心をより高めることが期待できる。

ただし、Web-GIS を用いた観測結果のマッピングのためには観測データの位置情報を上手く抽出・処理する必要がある。本研究ではプライバシーを考慮し、スマホの GPS 機能を利用したジオタグという位置情報をつけた SNS 投稿を推奨

はせず、投稿の本文に大まかな位置情報を記載するよう呼びかけた。今後は観測データ数も増大することが想定されるため、個人情報の保護を念頭に置き、Web-GIS をベースにした Twitter 等の SNS と連携したスマホのアプリなどを開発・適用することも必要になってくることが考えられる。

3.4.4. シチズンサイエンスデータの観測特性

2016 年 11 月 24 日の降雪事例における雪結晶観測地点分布から、人口の多い都心部に観測数が集中している傾向にあるのがわかる (Fig. 3.3)。また、都心部で降雪に至らなかった 2017 年 1 月 8 日、2017 年 2 月 24 日、2017 年 3 月 27 日については、雪結晶観測数が極端に減っている (Table 3.1)。人口の多い都心部でシチズンサイエンスデータ数が増える傾向があるということは mPING のシチズンサイエンスデータを扱った Chen *et al.* (2016) でも指摘されており、シチズンサイエンスによる雪結晶観測データについてもデータ取得率は人口と密接に関係があると想像できる。

このことは、都心部での降雪現象については時空間的に密な雪結晶観測が行えるということであるが、裏を返すと人口の少ない内陸部のみで大雪となる場合には密な雪結晶観測が困難であるということである。2017 年 3 月 27 日には、栃木県那須町で表層雪崩による災害が発生した (栃木県, 2017)。表層雪崩の発生には低気圧に伴う低温型結晶が重要であることが指摘されているが (中村ら, 2014; 荒木, 2018)、この事例ではわずか 19 枚の雪結晶画像しか集めることができなかった (Table 3.1)。今後は人口の多くない地域でも雪結晶観測データ数を増やすことが必要である。

また、人口だけではなく時間帯や曜日によっても観測データ数は変動することが想像されるが、2016~2017 年冬季の関東平野では日中の降雪事例がほとんどだったため、今後事例を蓄積して調査を行う必要がある。

3.4.5. 雪結晶観測研究のプロモーション

都心部での降雪現象でも、雪結晶の観測データ数にはばらつきがある。2016 年 11 月 24 日の降雪事例は、東京では 11 月としての初雪は 54 年ぶりで、11 月としての積雪は 1875 年の統計開始以来初めてのことだった。各メディアが数日前から都心での降雪の可能性を呼び掛けており、社会的に注目度の高い現象だった。2017 年 2 月 9 日はちょうど筆者が日中にラジオ番組に出演しており、リアルタ

イムで雪結晶観測の呼びかけを行っていた。

このため、#関東雪結晶が主なターゲットとした SNS である Twitter では、この両日に「#関東雪結晶」という言葉がトレンド入りした（Twitter 社が話題性の高いものを順位づけし、上位の言葉にはユーザがアクセスしやすくなる）。これらの 2 事例では 2017 年 1 月 20 日の事例よりも観測数がかかなり多いことから、シチズンサイエンスによる観測研究では話題性が高まることで観測参加者数も増えると考えてよいだろう。

本研究では、テレビ等のメディアに出演している気象キャスター等の協力を得て、各種 SNS やメディアにおける観測参加の呼びかけについての情報発信をしていただいた。また、日本気象予報士会などの関係者にも観測への参加や呼びかけについて助力いただいた。さらに、気象研究所の#関東雪結晶のページ（<http://www.mri-jma.go.jp/Dep/fo/fo3/araki/snowcrystals.html>）上で解説動画を公開したほか、各種サイエンスカフェや日本雪氷学会主催の雪結晶&積雪観測講習会などで#関東雪結晶の取り組みや雪結晶観測のコツを広報した。今後の新規観測参加者やリピーターの獲得のためには、本研究と同様に関係者の協力を継続的に得て、メディアを利用した効率的な広報活動を行う必要があることは言うまでもない。

シチズンサイエンスによる観測研究は、一般の市民が最先端の科学研究に簡単に携わることができるため、市民が研究を身近に感じ、知的好奇心を刺激されるというメリットがあり、それに加えて教育的な効果も期待できる。また、本研究は雪結晶を観測対象としているため、観測参加のために気象情報の利用機会が増え、防災・減災に繋がることも期待できる。これらのことから、各地の小学校・中学校等の教育機関や自治体など、理科教育・防災教育的なメリットのある組織と連携して観測を行うことも視野に入れたい。

3.4.6. 観測を継続・拡大するための取り組み

首都圏の降雪現象は発生頻度が低く、観測に参加する機会も多くはないことから、実際に観測に参加した市民から「スマホで雪結晶撮影をするのが案外難しい」という意見が多く寄せられた。特にスマホ用マクロレンズを使用して撮影を行う場合、焦点を合わせる距離感を会得するのに経験が必要であると思われる。

そこで、冬季に観測しやすい霜結晶や凍結水滴を対象にマクロレンズを使用してスマホで撮影し、Twitter 上にハッシュタグ「#霜活」で投稿・共有することを試みている (Fig. 3.12a, b)。天然の霜結晶は冬季早朝以外には観測が難しいが、アイス菓子などで成長した霜結晶であれば夏季でも撮影可能である (Fig. 3.12c)。

他にも朝露を撮影対象とし、#霜活と同様に「#露活」というハッシュタグをつけて Twitter で投稿・共有することも試みている (Fig. 3.12d).

これらを通して#関東雪結晶の取り組みについても広く周知されることが見込まれるため、シチズンサイエンスでの観測参加者数の増大や、観測参加者のスマホを使ったマクロ撮影技術の向上を通し、雪結晶観測データの高密度化・高品質化が期待できる。

3.5. まとめ

本研究では、首都圏の降雪現象の実態把握を目指し、関東甲信地方で降雪時に市民から雪結晶画像を募集する「#関東雪結晶 プロジェクト」を実施した。これにあたり、スマートフォンを用いた簡易雪結晶観測手法を確立し、ソーシャル・ネットワーキング・サービスを用いた容易なデータ共有を実現した。2016～2017年冬季には1万枚を超える雪結晶画像の観測データが得られ、世界で初めてとなるシチズンサイエンスによる超高密度雪結晶観測を実現した。

「#関東雪結晶 プロジェクト」で得られる雪結晶観測データは、降雪現象の実態解明にとどまらず、降雪結晶特性が重要な低気圧に伴う表層雪崩の実態把握にも有効であると考えられる。また、数値予報モデルにおける降水種別予測や雲物理過程の検証・改良、偏波レーダーを用いた降水種別判別アルゴリズムの高精度化などにも貢献できることが期待される。ただし、今後も観測事例の蓄積が必要であることは言うまでもない。都心部を含まない降雪現象時には観測数が減ることが想定されるため、教育機関等も含めた観測ネットワークを構築・拡充する必要がある。また、機械学習技術等を利用した雪結晶自動判別手法の確立も必要である。

本研究ではシチズンサイエンスを通して雪結晶の観測研究を行ったが、降雪だけでなく積雪に対しても応用可能であると思われる。同様な枠組みを立ち上げ、シチズンサイエンスによる積雪物理特性観測の取り組みが実施されれば、雪氷学における降積雪の観測研究にイノベーションがもたらされる可能性がある。将来的に、「雪が降ったら雪結晶観測」が当たり前の文化が築き上げられることを願う。

第3章の参考文献

- 油川英明 (2005) : 雪結晶のカラー及び暗視野の顕微鏡写真. 天気, **52**, 359-362.
- 油川英明, 尾関俊浩 (2002) : 二光源による雪結晶の暗視野顕微鏡写真撮影法. 雪氷, **64**, 541-547.
- 秋田谷英次 (2009) : 雪の結晶や積もった雪粒子の写真を撮ろう. 雪氷研究の系譜—北海道の雪氷から世界の雪氷圏まで—, 日本雪氷学会北海道支部, 付録 CD-ROM, 雪氷教育レシピ 7.18.
- 荒木健太郎 (2014) : 雲の中では何が起きているのか. ベレ出版, 343pp.
- 荒木健太郎 (2016) : 南岸低気圧. 天気, **63**, 707-709.
- 荒木健太郎 (2018) : 低気圧に伴う那須大雪時の表層雪崩発生に関わる降雪特性. 雪氷, **80**, 131-147.
- Araki, K. and Murakami, M. (2015): Numerical simulation of heavy snowfall and the potential role of ice nuclei in cloud formation and precipitation development. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, **45**, 4.03-4.04.
- Bentley, W. A. and Humphreys, W. J. (1931): *Snow Crystals*. Dover Pub. Inc., 226pp.
- Burg, T., Elmore, K. L. and Grams, H. M. (2017): Assessing the skill of updated precipitation type diagnostics for the Rapid Refresh with mPING. *Wea. Forecasting*, **32**, 725-732.
- Chen, S., Gourley, J. J., Hong, Y., Cao, Q., Carr, N., Kirstetter, P., Zhang, J. and Flamig, Z. (2016): Using citizen science reports to evaluate estimates of surface precipitation type. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **97**, 187-193.
- Colle, B. A., Stark, D. and Yuter, S. E. (2014): Surface microphysical observations within East Coast winter storms on Long Island, New York. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 3126-3146.
- Elmore, K. L., Flamig, Z. L., Lakshmanan, V., Kaney, B. T., Farmer, V., Reeves, H. D. and Rothfus, L. P. (2014): mPING: Crowd-sourcing weather reports for research. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **95**, 1335-1342.
- Elmore, K. L., Grams, H. M., Apps, D. and Reeves, H. D. (2015): Verifying forecast precipitation type with mPING. *Wea. Forecasting*, **30**, 656-667.
- 藤野丈志 (2011) : 野外における雪結晶の簡易な透過光撮影. 雪氷研究大会 (2011・長岡) 講演要旨集, pp248.
- 福沢卓也 (1990) : 雪ルーペ 素早く正確な雪質判定のために. 雪氷, **52**, 123-125.
- Garrett, T. J., Fallgatter, C., Shkurko, K. and Howlett, D. (2012): Fall speed measurement and high-resolution multi-angle photography of hydrometeors in free fall. *Atmos. Meas.*

- Tech.*, **5**, 2625-2633.
- 原 旅人 (2014) : 最近発生した顕著事例に関する検討. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 118-144.
- 原 旅人 (2015) : 事例検討. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 82-99.
- 原 基 (2012) : 関東地方に積雪をもたらした積乱雲. 天気, **59**, 158.
- 樋口敬二 (1959) : 雪の結晶の水平分布について (序報) —石狩平野における観測—. 天気, **6**, 186-189.
- 樋口敬二 (1962) : 雪の結晶の観察と記録. 気象研究ノート, **13**, 45-58.
- Higuchi, K. (1962): Horizontal distribution of snow crystals during the snowfall (III). *J. Meteor. Soc. Japan*, **40**, 266-276.
- 石坂雅昭・藤野丈志・本吉弘岐・中井専人・中村一樹・椎名 徹・村本健一郎 (2015) : 2014 年 2 月の南岸低気圧時の新潟県下における降雪粒子の特徴. —関東甲信越地方の雪崩の多発に関連して—. 雪氷, **77**, 285-302.
- Ishizaka, M., Motoyoshi, H., Nakai, S., Shiina, T., Kumakura, T. and Muramoto, K. (2013): A new method for identifying the main type of hydrometeors contributing to snowfall from measured size–fall speed relationship. *J. Meteor. Soc. Japan*, **91**, 747-762.
- 伊東彊自 (1956) : 東京の雪. 雪氷, **18**, 25-27.
- 伊豫部勉・松元高峰・河島克久・和泉 薫 (2015) : 2014 年 2 月関東甲信大雪における詳細な積雪深分布の特徴. 雪氷, **77**, 411-419.
- 菊地勝弘 (1979) : 雪の結晶の観察. 天気, **26**, 31-52.
- 菊地勝弘・亀田貴雄・樋口敬二・山下 晃・雪結晶の新しい分類表を作る会メンバー (2012) : 中緯度と極域での観測に基づいた新しい雪結晶の分類—グローバル分類—. 雪氷, **74**, 223-241.
- Kikuchi, K., Kameda, T., Higuchi, K., Yamashita, A. and Working group members (2013): A global classification of snow crystals, ice crystals, and solid precipitation based on observations from middle latitudes to polar regions. *Atmos. Res.*, **132-133**:460-472.
- 気象庁 (2015) : 予報が難しい現象について.
<http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/yohokaisetu/yohokaisetu.html> (2018.09.21 閲覧).
- 小林禎作 (1969) : 雪の結晶の二色光源による顕微鏡写真撮影法. 低温科学, 物理篇, **27**, 395-397.
- Kobayashi, T. (1961): The growth of snow crystals at low supersaturations. *Philosophical Magazine*, **6**, 1363-1370.

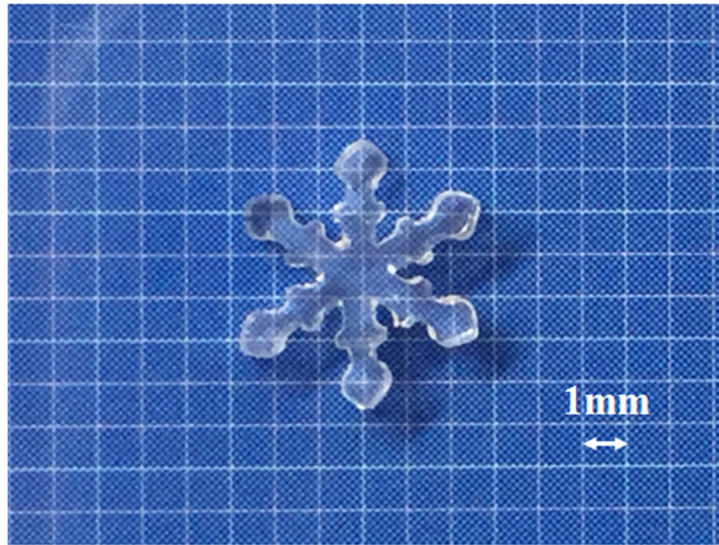
- Kruger, A. and Krajewski, W. F. (2002): Two-dimensional video disdrometer: A description. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 602-617.
- Löffler-Mang, M. and Joss, J. (2000): An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 130-139.
- 牧野眞一・岸本賢司・土井内則夫・梅津浩典 (2013) : 大雪の事例 (平成 25 年 1 月 14 日関東地方南部の大雪事例). 平成 25 年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 28-48.
- 中村一樹・上石 勲・阿部 修 (2014) : 2014 年 2 月の低気圧の降雪による雪崩の特徴. 日本雪工学会誌, **30**, 106-113.
- Nakaya, U. (1954): Snow Crystals, natural and artificial. *Harvard Univ. Press.*, 510pp.
- Praz, C., Roulet, Y.-A. and Berne, A. (2017): Solid hydrometeor classification and riming degree estimation from pictures collected with a Multi-Angle Snowflake Camera. *Atmos. Meas. Tech.*, **10**, 1335-1357.
- 柴山 武 (1976) : 雪の降り始め、降り終りの予報. 天気予報指針(実用偏), 気象庁予報部, 253-260.
- 栃木県 (2017) : 那須町で発生した雪崩による被害について (第 10 報). <http://www.pref.tochigi.lg.jp/m01/nadarehigai.html> (2018.09.21 閲覧).

第3章の図表

Table 3.1 2016～2017年冬季の主な首都圏降雪事例と、#関東雪結晶により得られた雪結晶画像数一覧.

事例日	画像数	時刻 位置あり	解析 可能	降雪の概況
2016年11月24日	5,267	4,367	3,777	南岸低気圧により広範囲で降雪.
2017年1月8日	29	27	18	南岸低気圧により内陸部中心に降雪.
2017年1月20日	1,314	1,264	950	複数の低気圧により平野部中心に降雪.
2017年2月9日	2,563	2,425	1,848	南岸低気圧により広範囲で降雪.
2017年2月10日	467	428	336	関東南部中心に降雪.
2017年2月24日	20	17	15	関東南部で局地的・一時的に降雪.
2017年3月27日	19	11	9	低気圧により内陸部中心に降雪.
その他	1,003	959	863	※雪結晶画像で時刻・位置ありは89%, 解析可能は73%.
総数	10,682	9,498	7,816	

(a) マクロレンズなし



(b) マクロレンズあり

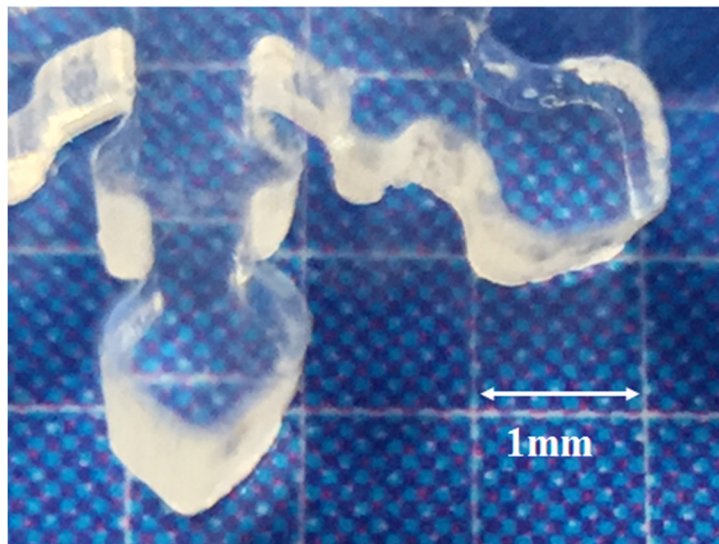


Fig. 3.1 スマホのカメラによる撮影例. (a) マクロレンズを用いない例, (b) 倍率 10 倍のマクロレンズを使用した例. いずれも iPhone6 のカメラで最大倍率にして, プラスチックで作成した人工雪結晶を撮影. 1 マスは 1mm である.

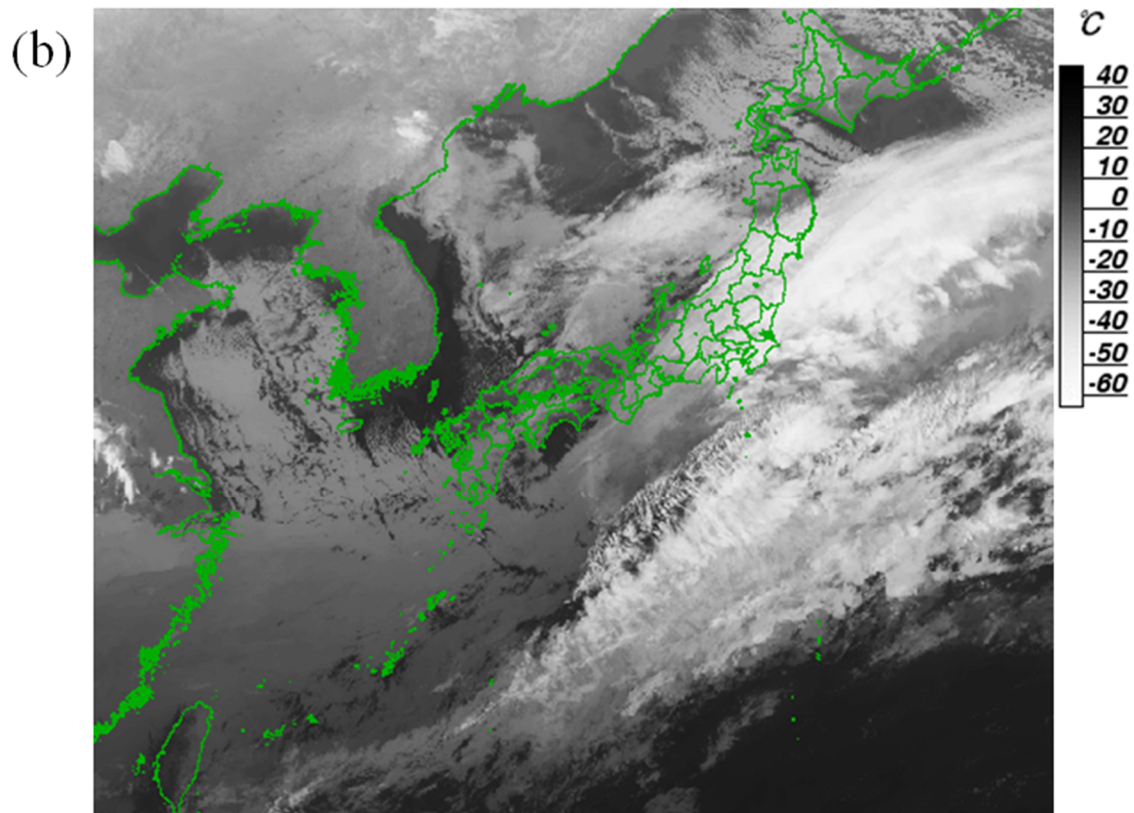
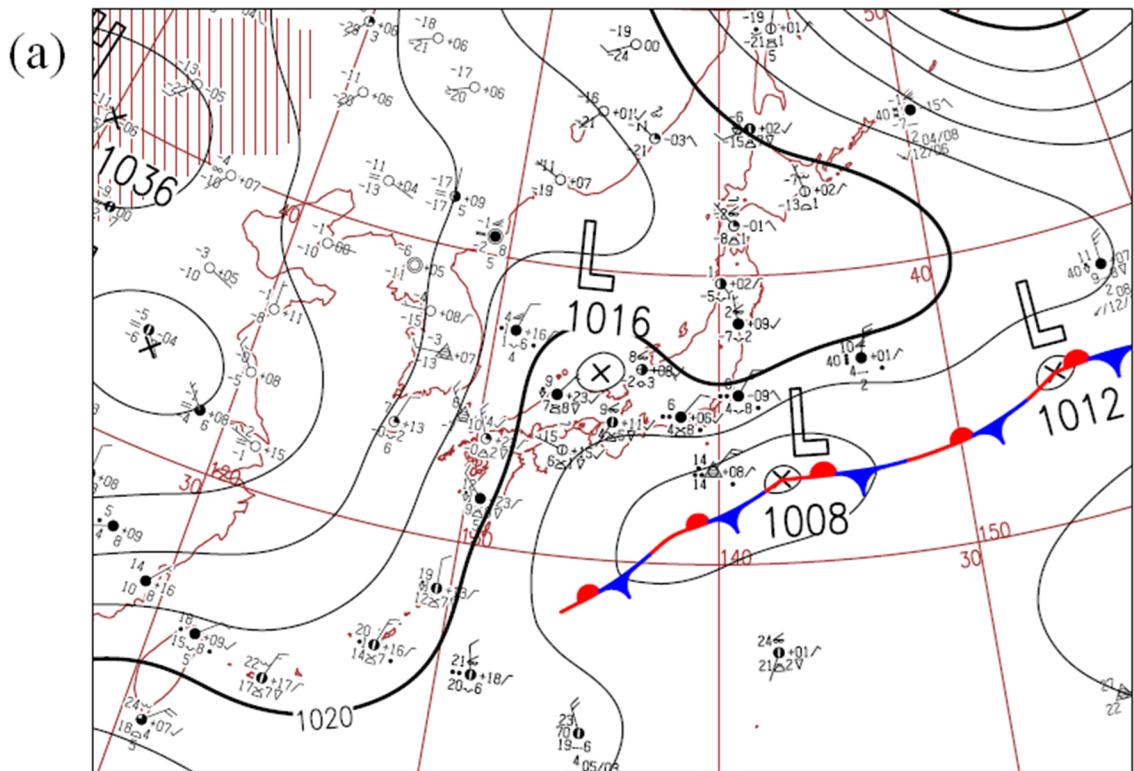


Fig. 3.2 2016年11月24日9時の (a) 地上天気図と (b) Himawari-8 赤外画像 (波長 $10.4\mu\text{m}$) による雲頂温度 ($^{\circ}\text{C}$) .

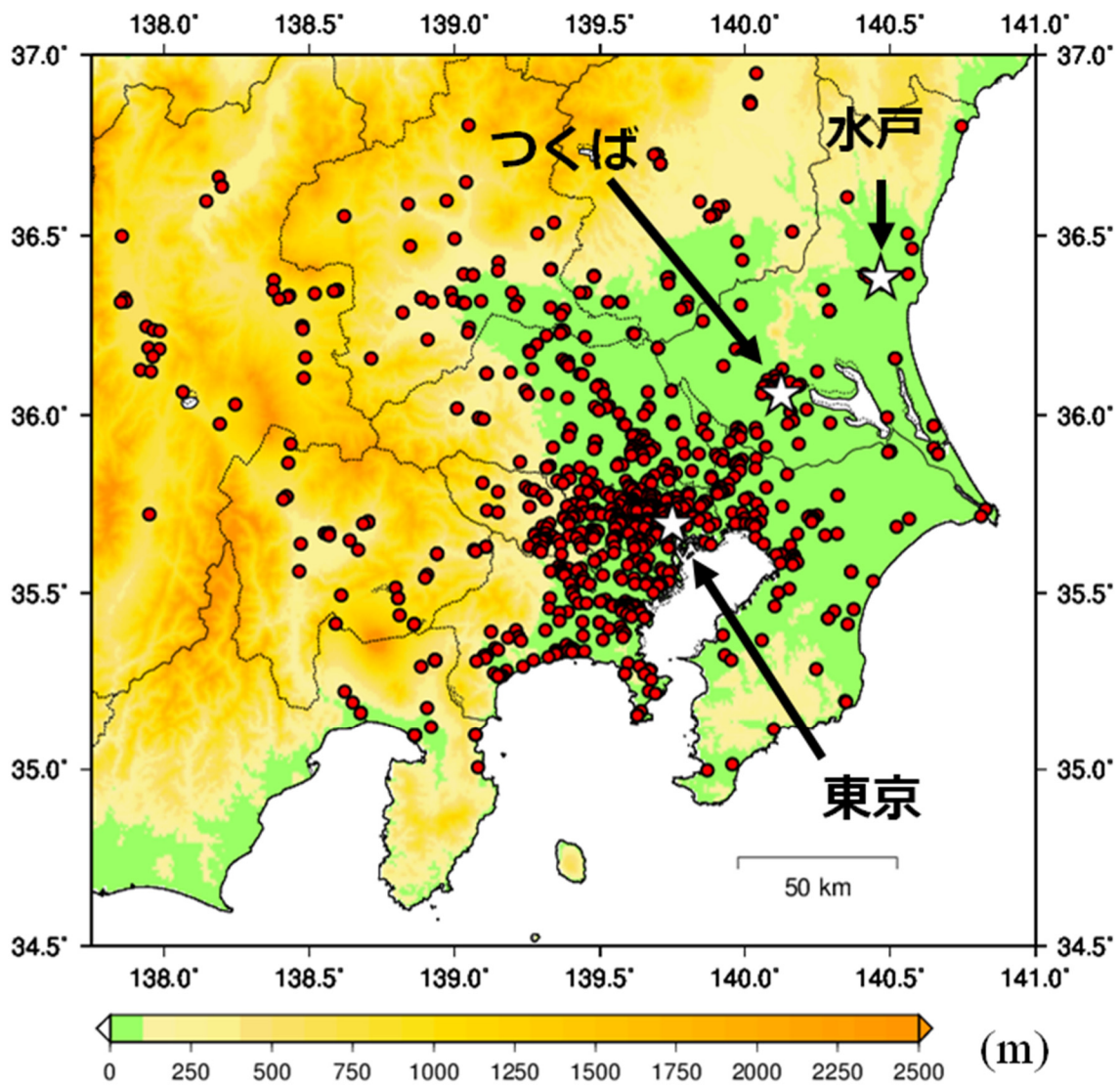


Fig. 3.3 2016年11月24日に#関東雪結晶によって雪結晶が観測された地点分布.

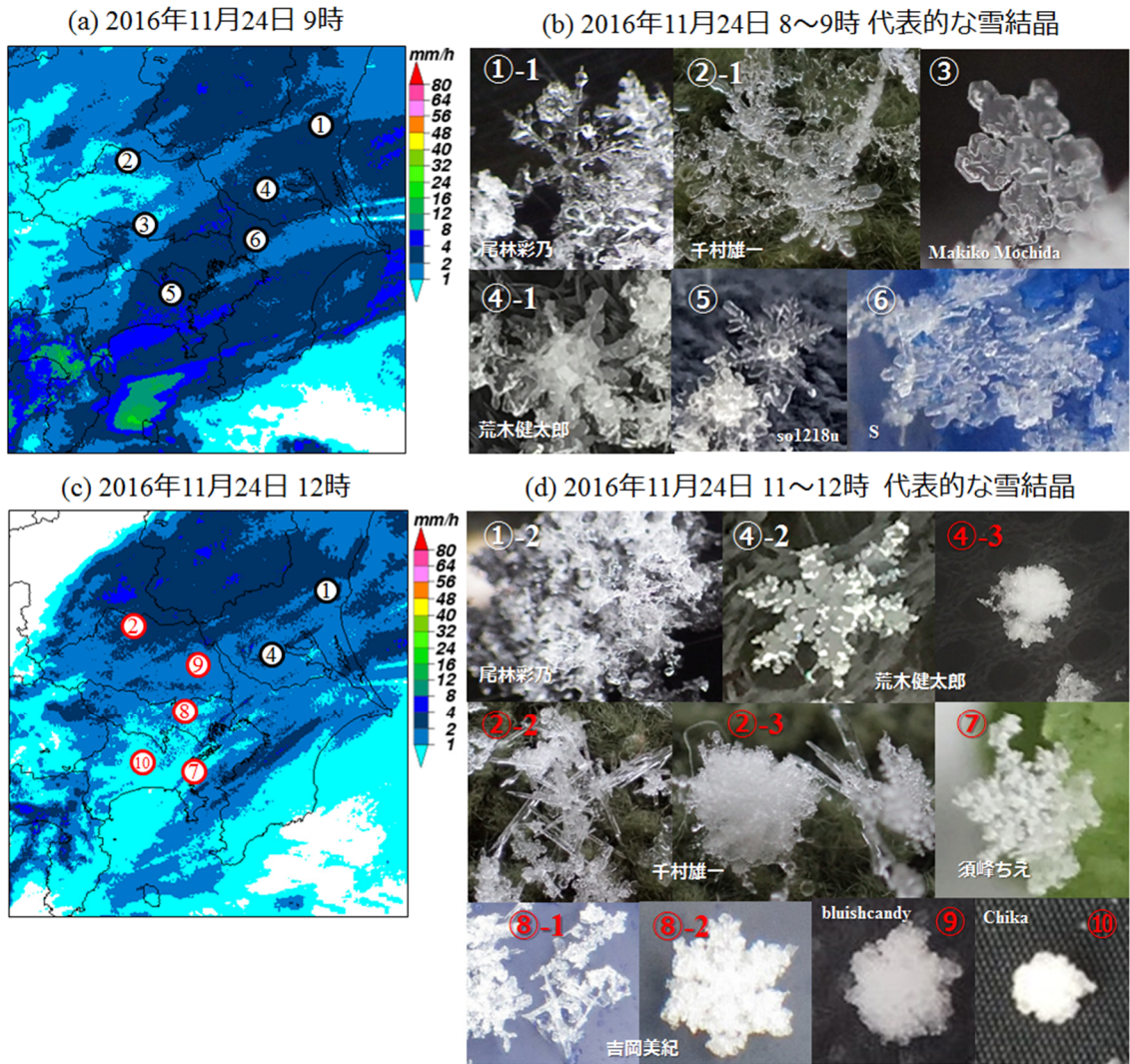


Fig. 3.4 2016年11月24日の降水分布と#関東雪結晶で観測された代表的な雪結晶. (a) 9時, (b) 8~9時, (c) 12時, (d) 11~12時. 降水分布は高解像度降水ナウキャストによる降水強度分布 (mm h^{-1}). (b), (d) の雪結晶画像中の番号はそれぞれ (a), (c) 中の位置と対応しており, 画像毎に撮影者名を記載している. (c), (d) の赤字で示す雪結晶は, (b) の時点と比べて降雪粒子特性が変化したことを意味している.

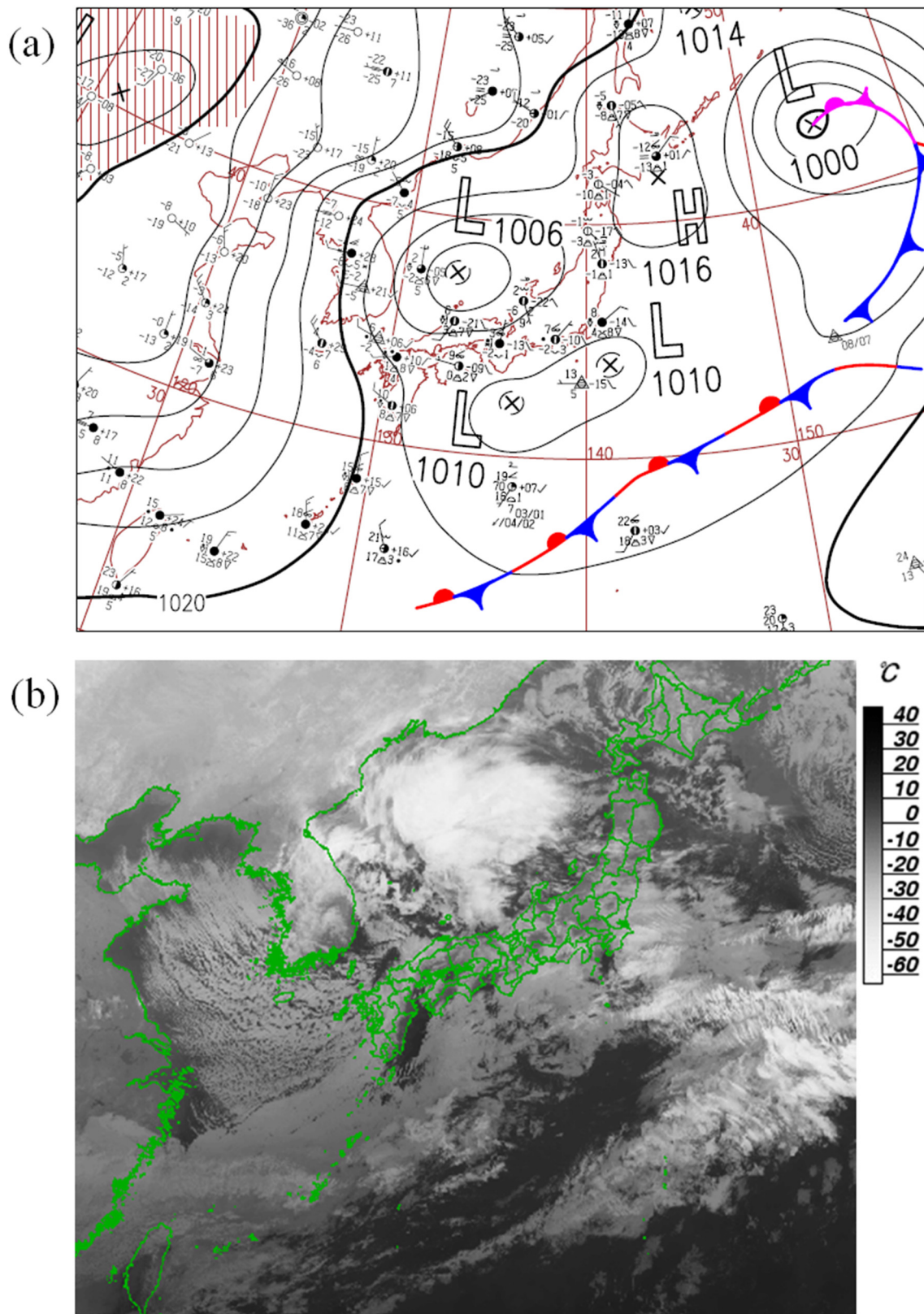


Fig. 3.5 2017年1月20日9時の (a) 地上天気図と (b) Himawari-8 赤外画像 (波長 $10.4\mu\text{m}$) による雲頂温度 ($^{\circ}\text{C}$).

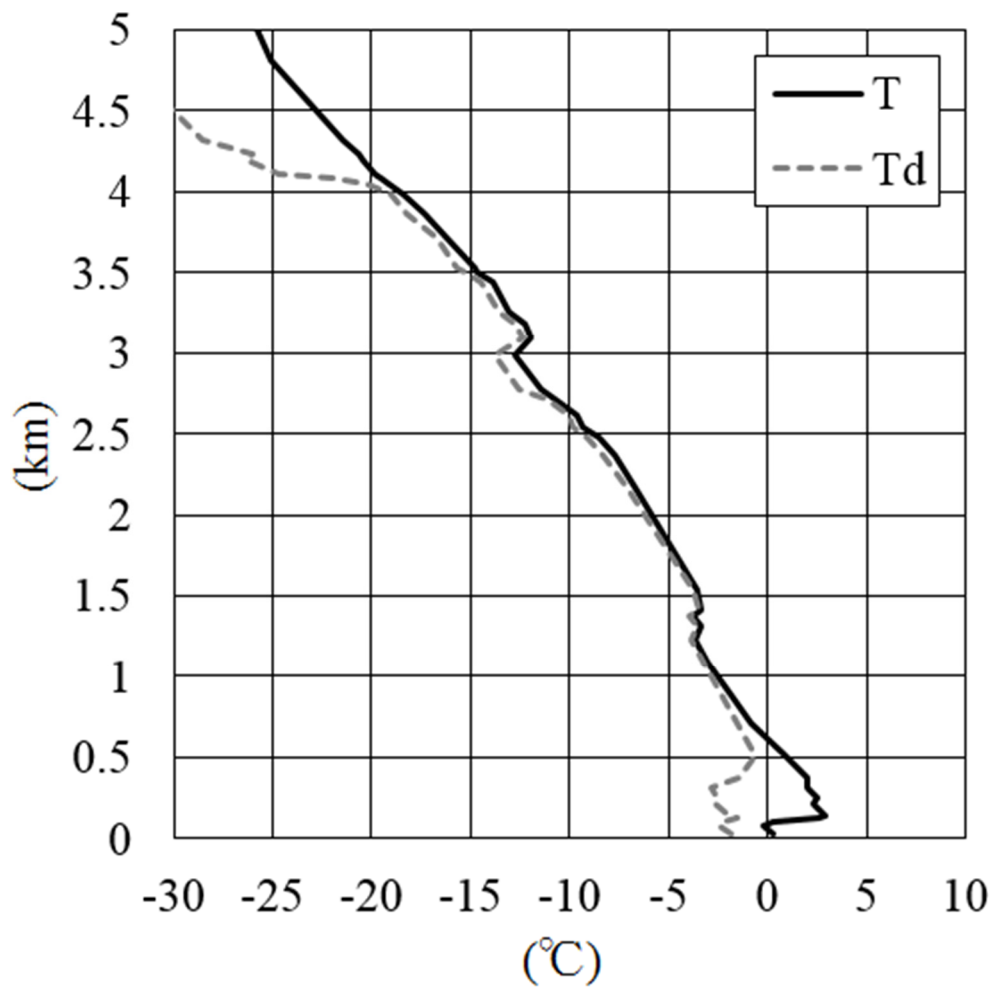


Fig. 3.6 2017年1月20日9時の館野高層気象観測結果による気温（実線）と露点温度（破線）の高度分布.

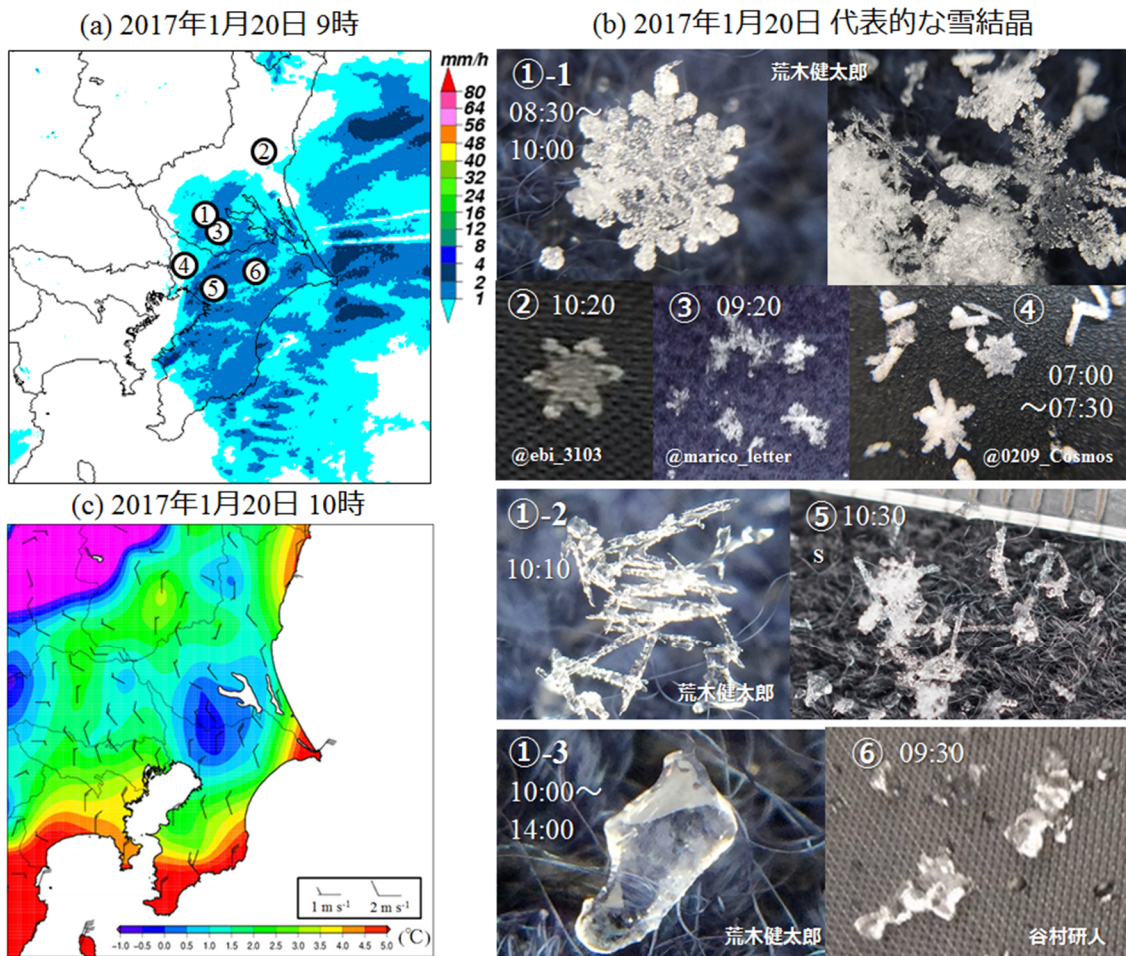


Fig. 3.7 (a) 2017年1月20日9時の高解像度降水ナウキャストによる降水強度分布 (mm h^{-1}), (b) 同日に#関東雪結晶で観測された代表的な雪結晶, (c) 10時のアメダスによる地上気温 ($^{\circ}\text{C}$, 塗り分け) と地上風 (矢羽) の水平分布. 各雪結晶画像中の番号は (a) の位置と対応しており, それぞれ撮影者名と観測時刻を記載している. 観測時刻に幅があるものは同様な雪結晶が観測されていることを意味する.

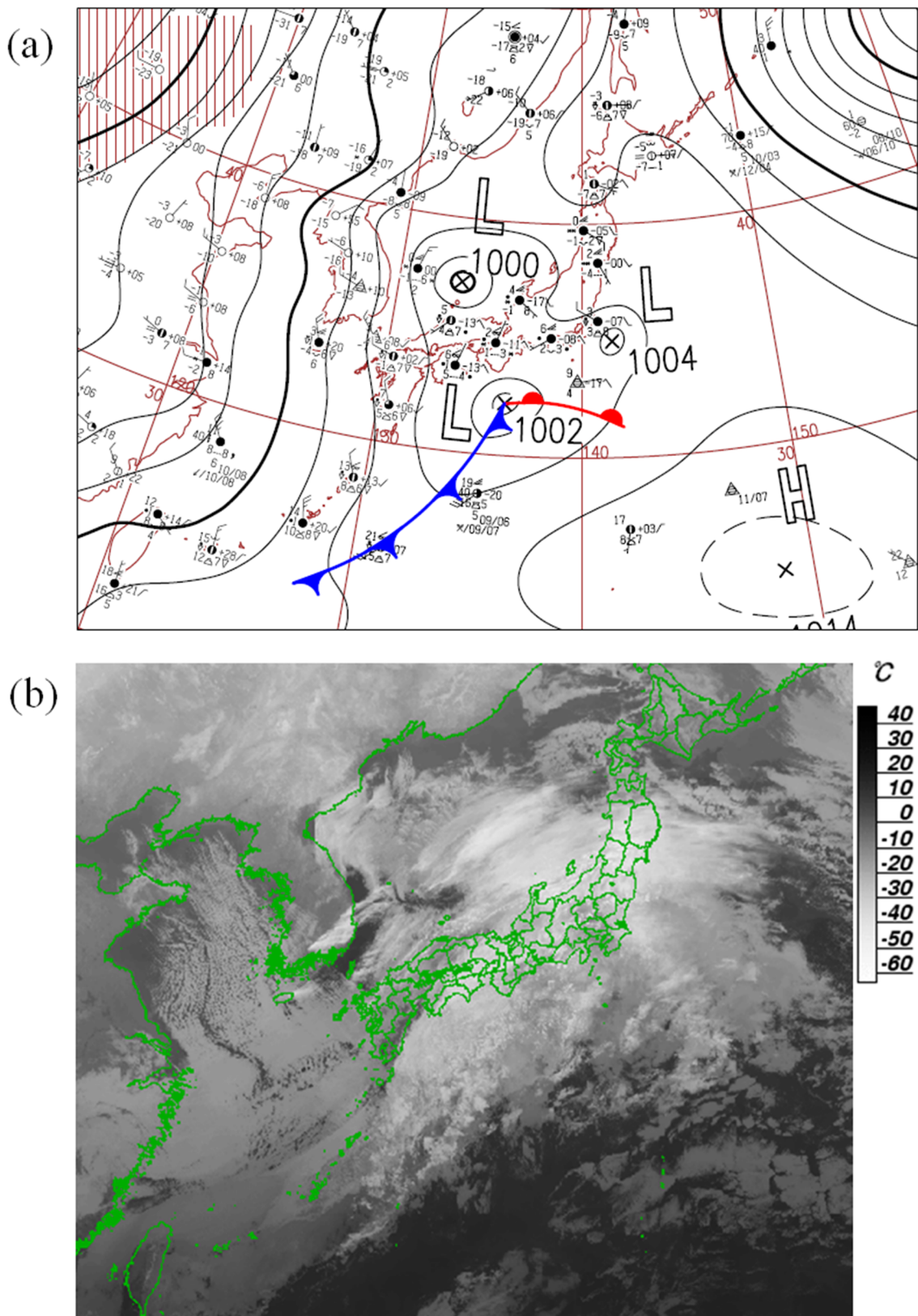


Fig. 3.8 2017年2月9日9時の (a) 地上天気図と (b) Himawari-8 赤外画像 (波長 $10.4\mu\text{ m}$) による雲頂温度 ($^{\circ}\text{C}$)。

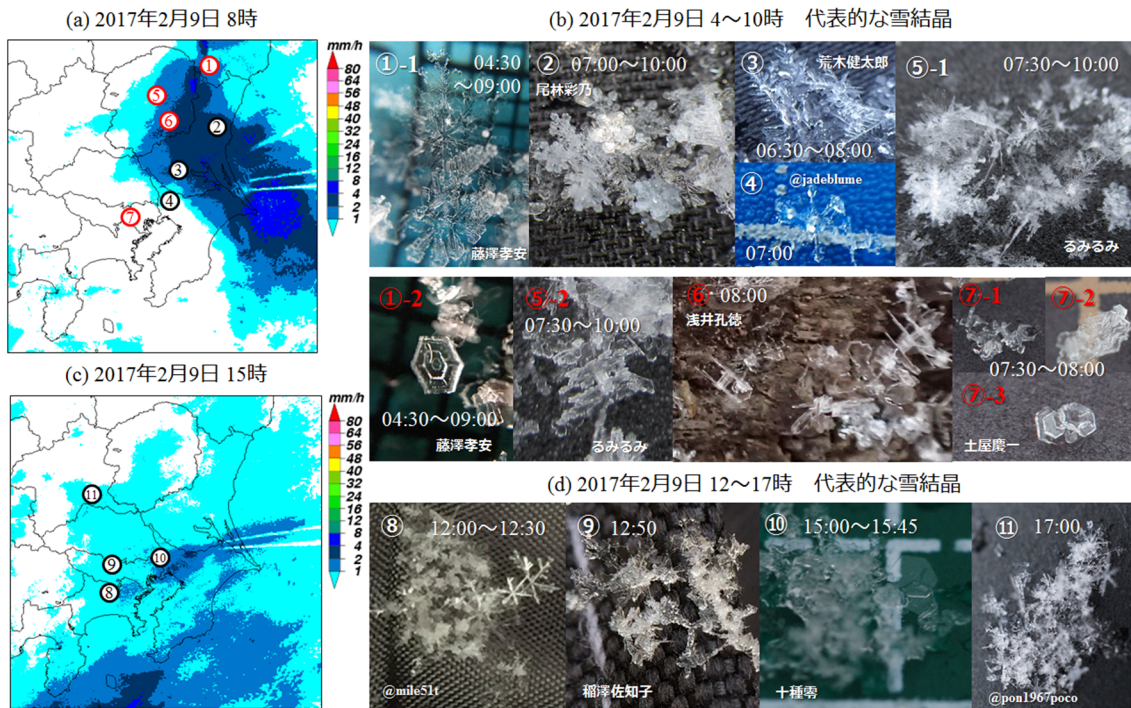


Fig. 3.9 2017年2月9日の降水分布と#関東雪結晶で観測された代表的な雪結晶. (a) 8時, (b) 4~10時, (c) 15時, (d) 12~17時. 降水分布は高解像度降水ナウキャストによる降水強度分布 (mm h^{-1}) を意味する. (a), (b) 中の赤字で示す雪結晶は低温な環境で成長した雪結晶を意味する.

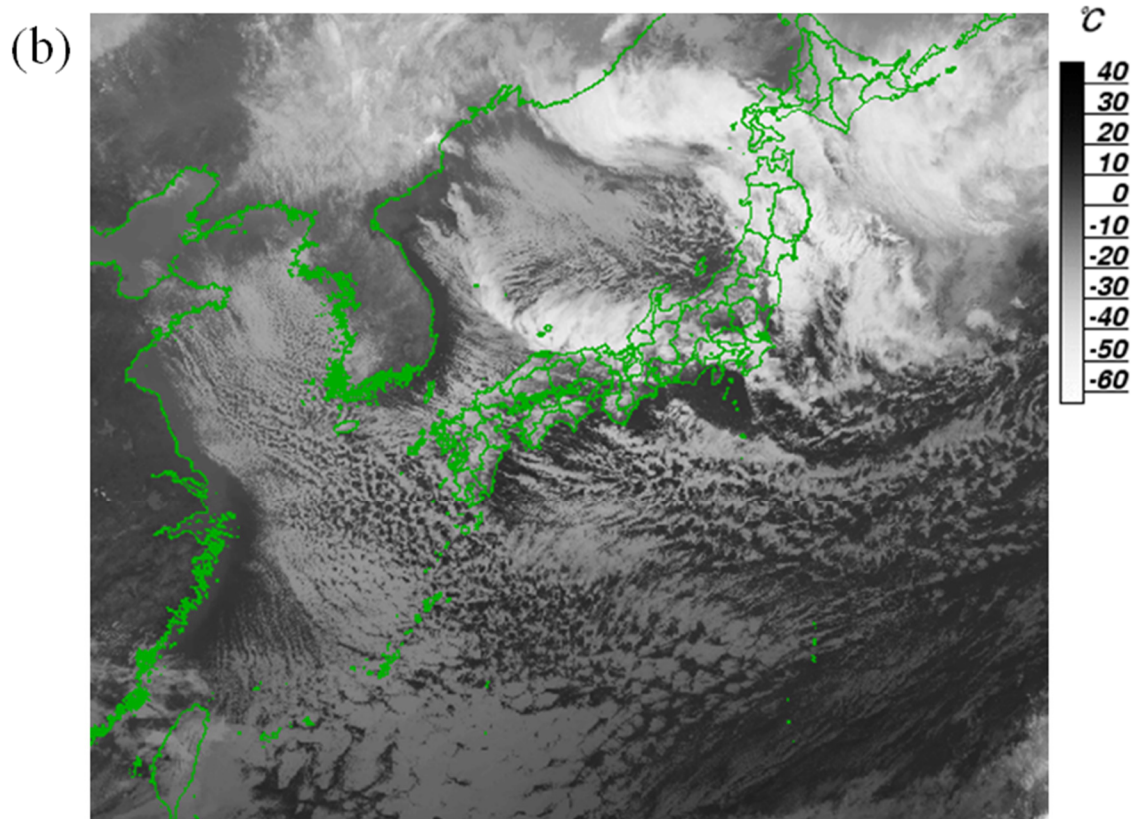
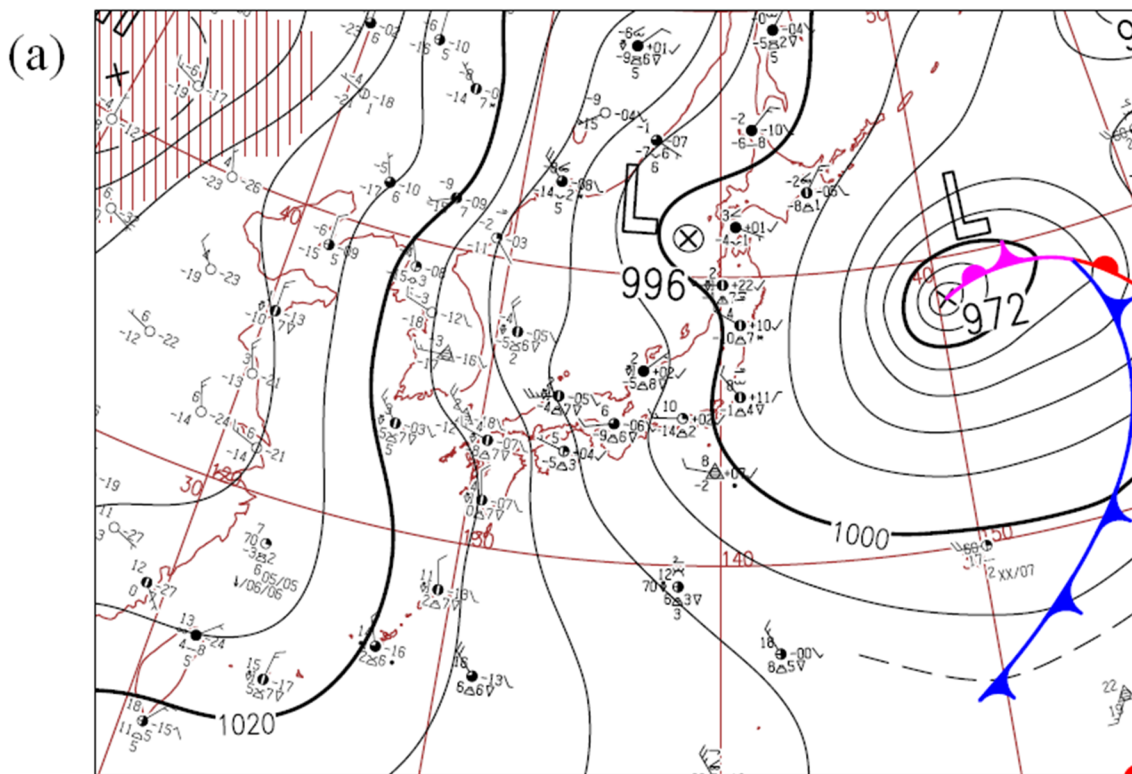


Fig. 3.10 2017年2月10日15時の (a) 地上天気図と (b) Himawari-8 赤外画像 (波長 $10.4\mu\text{m}$) による雲頂温度 ($^{\circ}\text{C}$).

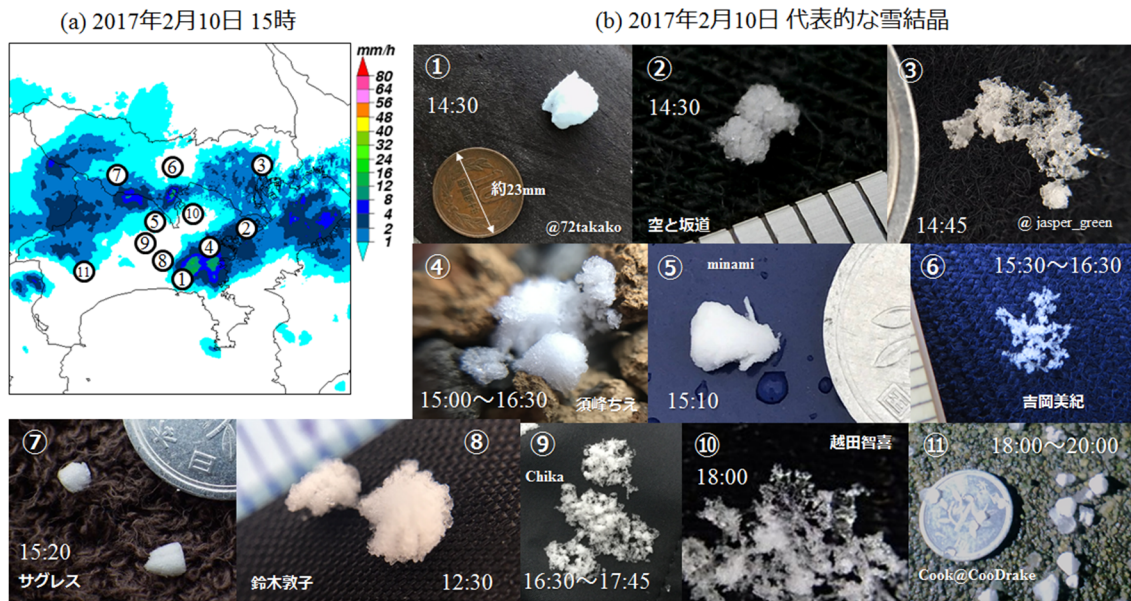


Fig. 3.11 (a) 2017年2月10日15時の高解像度降水ナウキャストによる降水強度分布 (mm h^{-1}), (b) 同日に#関東雪結晶で観測された代表的な雪結晶. 図中の表記法は Fig. 3.7 (a), (b) と同じ.

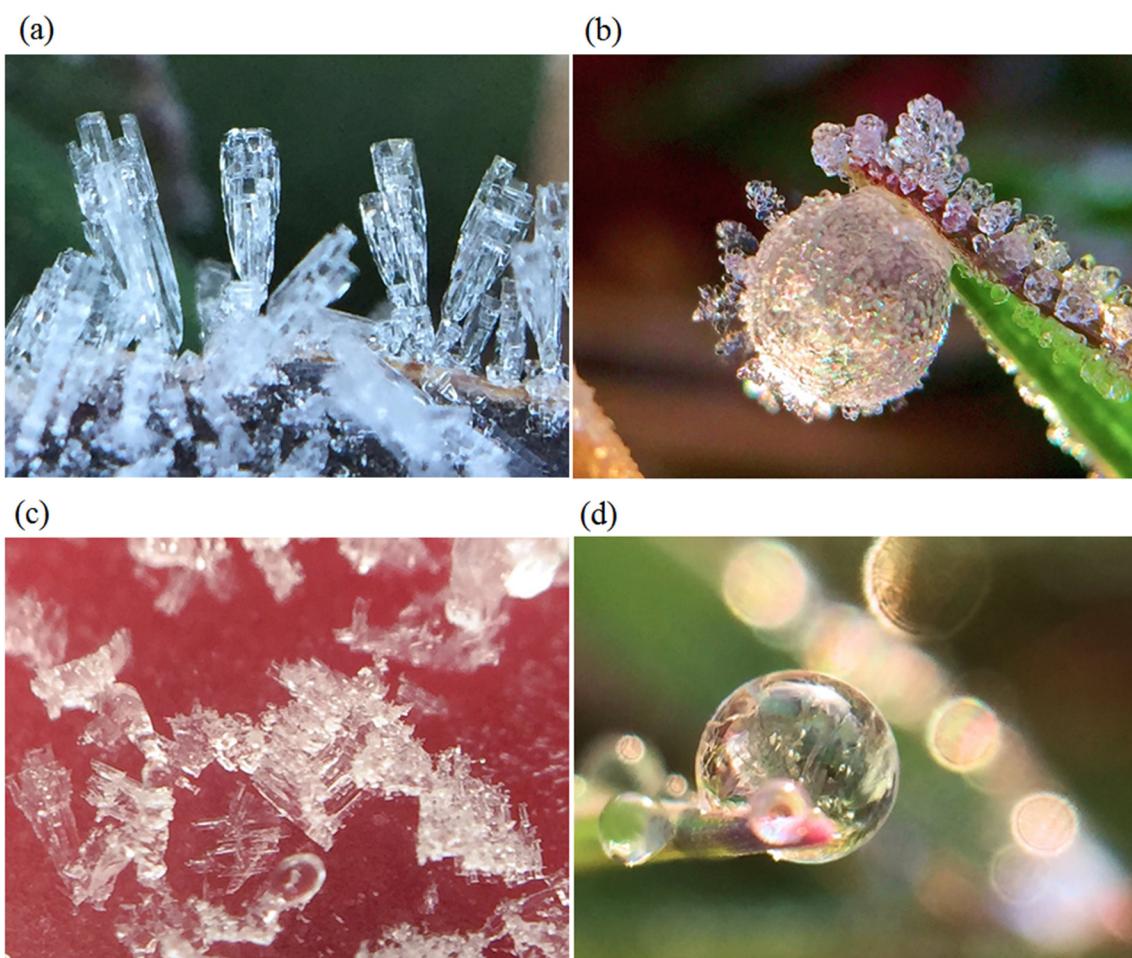


Fig. 3.12 シチズンサイエンスによる雪結晶観測の拡充に向けた取り組み. #霜活の一環として撮影した (a) 霜結晶, (b) 表面で霜結晶が成長した凍結水滴, (c) アイス菓子の表面で成長した霜結晶と, (d) #露活の一環として撮影した朝露.

総括

冬季首都圏では、本州南岸を進む南岸低気圧と呼ばれる低気圧に伴って降雪がもたらされる。首都圏では少しの雪でも交通等に大きな影響があり、ひとたび大雪となると雪崩や集落の孤立、農業被害など多岐にわたる雪氷災害が発生するが、現状ではこの降雪現象の正確な予測は難しい。首都圏降雪現象を高精度に予測するためには、まずは現象の実態解明が必要不可欠である。そこで、本論文では、南岸低気圧による降雪現象の実態解明のために以下の研究に取り組んだ。

第1章では、東京都心の雨と雪をわける総観スケール環境場について調べた。これまで南岸低気圧が八丈島の北を通る場合は関東平野への暖気流入が強くなるために雨、南を通る場合は雪が降るといわれてきた。この経験則を確かめるため、1958～2015年冬季の東京都心における降雪・降雨事例について、気象庁55年長期再解析を用いて東京の雨と雪をわける要因を統計的に調べた。その結果、南岸低気圧の進路、発達率、平均移動速度の各特性は、それぞれが単独で東京の雨雪に関係していないことが明らかとなった。また、東京における雨と雪の事例では、特に総観スケールの気温場が大きく異なり、大陸から吹き出す下層寒気や上層寒気は東京で降水が始まる2日間ほど前から有意な差が見られた。さらに、南岸低気圧の進路が八丈島の北で陸の近くを通過する降雪事例では、同様な降雨事例と比べて暖気流入に大きな違いはなく、総観スケールで下層が低温であることに加え、低気圧の中心気圧が低く北からの下層寒気移流が強かった。このため、低気圧中心付近でも降雪に適した低温な環境となっていた。これらのことから、東京都心の雨雪は南岸低気圧の進路のみでは決まらず、総観スケールの環境場が重要であるといえる。

第2章では、山岳域での雪崩発生に関わる短時間大雪について調べた。2017年3月27日に南岸低気圧に伴う大雪により、栃木県那須町で表層雪崩による災害が発生した。表層雪崩発生には短時間での多量の降雪が重要と言われているが、山岳域での大雪時の降雪強化メカニズムやその水平分布等の特性は理解が不足している。そこで、この大雪の事例解析を行うとともに、1989～2017年の那須における降雪事例について統計解析を行い、降雪・気象場の諸特性を調べた。事例解析の結果、3月27日の大雪事例では低気圧接近に伴い、湿潤な北～東風の強まりとともに形成された地形性上昇流が過冷却の水雲を下層で発生させていた。この下層雲と低気圧に伴う雲からの降雪が、Seeder-Feederメカニズムを通して那須岳の北～東斜面で降雪を強化し、局地的な短時間大雪をもた

らしていたことが示唆された。統計解析の結果、この事例と同規模の大雪は3年に1度、3月としては約20年に1度発生していた。那須で大雪となる気圧配置は西高東低の冬型が63%、低気圧が30%であり、いずれも日降雪時間が長いほど日降雪深が大きかった。しかし、低気圧による降雪の場合には例外的に短時間で大雪になることがあり、これらの事例の多くは閉塞段階の低気圧が関東付近を通過していたことがわかった。

第3章では、シチズンサイエンスによる高密度雪結晶観測を通して、首都圏降雪現象の実態把握を試みた。降雪現象の高精度予測のためには、降雪雲の物理特性の実態解明が必要不可欠である。そこで、関東甲信地方で降雪時に市民から雪結晶画像を募集する「#関東雪結晶 プロジェクト」を実施し、2016～2017年冬季観測結果により、シチズンサイエンスによる雪結晶観測の有効性を確かめ、降雪特性の実態把握を試みた。雪結晶の撮影にはスマートフォンのカメラを採用し、ソーシャル・ネットワーク・サービスを用いた画像収集を行った。これにより、ごく簡易な雪結晶観測手法を確立し、シチズンサイエンスとして効率的な観測データ収集を実現した。この結果、ひと冬を通して1万枚以上の雪結晶画像が集まり、そのうち解析可能なものは73%だった。この取り組みによって首都圏での時空間的に超高密度な雪結晶観測が実現できた。観測結果は、現象の実態解明だけでなく、数値予報モデルの検証・改良や偏波レーダーを用いた降水種別判別手法の高精度化などにも応用可能である。一方、シチズンサイエンスデータの特性として、人口の多い都心部での現象では観測数が増えるものの、内陸部のみでの降雪の場合は観測数が少ない傾向が見られた。今後、シチズンサイエンスによる雪結晶観測のネットワークを拡充するために、自治体や教育機関との連携、効果的な広報・普及活動が必要である。

南岸低気圧による首都圏降雪現象は、これまで特に総観スケール環境場やメソスケール環境場、雲・降水過程に未知が多く残されていたが、本研究では、都心部での雨と雪をわける総観スケールの要因、山岳域での短時間大雪時のメソスケールの大気場の特徴や雲の構造を明らかにし、雲・降水過程を明らかにすることが可能な新たな降雪観測手法を確立することができた。現状では首都圏降雪現象の監視・予測技術は未だ不十分ではあるものの、本研究によって首都圏の降水相や山岳域での短時間大雪の発生環境場が明らかとなったため、予報現場における診断的予測技術の向上が期待される。実際に第1章と第2章で得られた結果は、気象庁内の予報現場においてすでに活用されており、本研究を発展させて各地方に特化したワークシート作成等が進められてきている。また、シチズンサイエンスによる雪結晶観測研究の進展により、首都圏における降雪状況の

実況監視が可能となっただけでなく、二重偏波レーダーによるリアルタイムの降水種別判別技術や数値予報モデルにおける雲物理過程の検証・改良ができるようになった。南岸低気圧に伴う表層雪崩は降雪結晶も重要であることから、雪結晶観測データは表層雪崩の原因となりうる弱層形成に結びつく降雪結晶分布の監視にも利用できる可能性がある。今後、本研究で扱った総観・メソスケールから雲・降水過程までの一連のプロセスの理解をさらに深め、全球・北半球スケールの大気循環場や積雪変質過程までもをシームレスに扱い、南岸低気圧による首都圏降雪現象の実態解明の研究を進めていく必要がある。

これらのことから、本研究で得られた知見や確立された観測技術は、南岸低気圧による首都圏降雪現象のさらなる実態解明に貢献するだけでなく、予報担当者の診断的予測技術や降雪監視技術の向上を通し、気象庁の発表する大雪警報・注意報やなだれ注意報をはじめとする、雪氷災害に関わる防災気象情報の高精度化に貢献できる。

謝辞

本論文を執筆するにあたり、三重大学の立花義裕教授には、主査として親身にご指導いただき、非常に有益なコメントを多数いただきました。三重大学の葛葉泰久教授、渡辺晋生教授、西井和晃准教授、万田敦昌准教授、飯島慈裕准教授、名古屋大学の西村浩一教授には、副査としてご指導を賜りました。また、名古屋大学の村上正隆特任教授、気象庁観測部の加藤輝之観測システム運用室長、東京大学大気海洋研究所の斉藤和雄客員教授、気象研究所の清野直子室長、石元裕史室長、田尻拓也主任研究官、防災科学技術研究所雪氷防災研究センターの上石勲センター長、中井専人総括主任研究員、山下克也特任研究員、名古屋大学の佐藤陽祐助教、北海道大学の藤吉康志名誉教授、筑波大学の上野健一准教授には、日頃から研究について熱心に議論していただきました。本論文で取り組んだシチズンサイエンスによる雪結晶観測研究「#関東雪結晶 プロジェクト」においては、非常に多くの方に観測に参加いただき、取り組みについての広報にもご協力いただきました。そして、家族には研究生活を支えていただきました。この場をかりて心よりお礼申し上げます。

本論文の研究は、文部科学省科学研究費補助事業「首都圏の高精度雨雪判別手法確立に向けた降雪機構の実態解明」（課題番号：17K14394）の一環として実施したものです。

発表論文一覧

1. 学術論文（主著）

- (1). 荒木健太郎・佐藤陽祐（2018）：エアロゾル・雲・降水相互作用の数値シミュレーション. エアロゾル研究, **33**, 152-161.
- (2). 荒木健太郎（2018）：シチズンサイエンスによる超高密度雪結晶観測「#関東雪結晶 プロジェクト」. 雪氷, **80**, 115-129.
- (3). 荒木健太郎（2018）：低気圧に伴う那須大雪時の表層雪崩発生に関わる降雪特性. 雪氷, **80**, 131-147.
- (4). 荒木健太郎・村上正隆・加藤輝之・田尻拓也（2017）：地上マイクロ波放射計を用いた夏季中部山地における対流雲の発生環境場の解析. 天気, **64**, 19-36.
- (5). Araki, K., M. Murakami, H. Ishimoto, and T. Tajiri (2015): Ground-based microwave radiometer variational analysis during no-rain and rain conditions. *SOLA*, **11**, 108-112.
- (6). Araki, K., H. Ishimoto, M. Murakami, and T. Tajiri (2014): Temporal variation of close-proximity soundings within a tornadic supercell environment. *SOLA*, **10**, 57-61.

2. 学術論文（共著）

- (1). Saito, K., M. Kunii, and K. Araki (2018): Cloud resolving simulation of a local heavy rainfall event on 26 August 2011 observed in TOMACS. *J. Meteor. Soc. Japan*, **96A**, 175-199.
- (2). Tajima, O., K. Araki, H. Ishimoto, and T. Nagasaki (2016): Sensing of the atmospheric water vapor with millimeter wave spectrometer - KUMODeS. *IEEE Xplore*, doi:10.1109/PIERS.2016.7735564.
- (3). Nagasaki, T., K. Araki, H. Ishimoto, K. Kominami, and O. Tajima (2016): Monitoring system for atmospheric water vapor with a ground-based multi-band radiometer - meteorological application of radio astronomy technologies. *J. Low Temp. Phys.*, **183**, 674-679, doi:10.1007/s10909-015-1412-9.
- (4). 西 暁史・荒木健太郎・斉藤和雄・川畑拓矢・瀬古 弘（2015）：環境省大気汚染物質広域監視システム「そらまめ君」の地上気象観測値を対象とした品質管理手法の検討と適用. 天気, **62**, 627-639.

3. 解説・研究報告・調査資料

- (1). Araki, K. (2018): High-resolution numerical simulation of wintertime orographic precipitation: representation of snowfall characteristics. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, **48**, 4.07-4.08.
- (2). 山下克也・當房 豊・荒木健太郎・佐藤陽祐・三隅良平・前田麻人・岩田拓己・森樹 大・岩本洋子・村田浩太郎・折笠成宏・田尻拓也・齋藤泉・端野典平・島伸一郎・武田和弥・郭朋君・川合秀明・山内 晃・藤原智貴・堀田陽香・熊谷幸基・猪又淳之助・大芦宏彰・高橋 麗・酒井健人 (2018) : 「2017 年度エアロゾル・雲・降水の相互作用に関する研究集会」報告. 天気, **65**, 521-528.
- (3). 荒木健太郎 (2018) 那須における表層雪崩発生に関わる低気圧性大雪の特性. 2017 年 3 月 27 日に栃木県那須町で発生した雪崩災害に関する調査研究, 平成 29 年度科学研究費補助金 (特別研究促進費) 研究成果報告書, 52-57.
- (4). 中井専人・吉田 聡・荒木健太郎・出世ゆかり・岩波 越・鈴木真一・橋本明弘・本吉弘岐 (2018) : 降雪状況の面的解析. 2017 年 3 月 27 日に栃木県那須町で発生した雪崩災害に関する調査研究, 平成 29 年度科学研究費補助金 (特別研究促進費) 研究成果報告書, 45-46.
- (5). 斉藤和雄・國井 勝・荒木健太郎 (2018) : 2011 年 8 月 26 日首都圏豪雨の雲解像アンサンブル実験. 気象研究ノート「都市における極端気象の観測・予測・情報伝達」, **236**, 266-282.
- (6). Araki, K., M. Murakami, A. Hashimoto, and T. Tajiri (2017): Real-time analysis of atmospheric thermodynamic conditions based on 1DVAR method using ground-based microwave radiometer data. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, **47**, 1.03-1.04.
- (7). Araki, K. (2017): Effect of cloud microphysics scheme and ice nuclei on forecasts for the September 2015 heavy rainfall event in Kanto and Tohoku regions. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, **47**, 4.03-4.04.
- (8). 大島和裕・堀 正岳・佐藤和敏・浅井博明・荒木健太郎 (2017) : 2017 年春季「極域・寒冷域研究連絡会」の報告 -マルチスケールで考える, 都市における降雪・積雪-. 天気, **64**, 823-826.
- (9). 荒木健太郎・當房 豊・山下克也・佐藤陽佑・鈴木健太郎・瀬戸里枝・川合秀明・山内 晃・小池 真・三隅良平・三浦和彦・島伸一郎・橋本明弘・田尻拓也・Tzu-Hsien Kuo・岩田 歩・折笠成宏・木ノ内健人 (2017) :

- 「エアロゾル・雲・降水の相互作用に関する研究集会」報告. 天気, **64**, 483-491.
- (10). 荒木健太郎・上野健一・縫村崇行 (2017) : シンポジウム「関東の大雪に備える」報告. 天気, **64**, 193-200.
- (11). 荒木健太郎 (2016) : 南岸低気圧. 天気, **63**, 707-709.
- (12). Nagasaki, T., Tajima, O., K. Araki, and H. Ishimoto (2016): Ground-based atmospheric water vapor monitoring system with spectroscopy of radiations at 20-30 GHz and 50-60 GHz bands. *Proceedings, Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (SPIE) 9906, Ground-based and Airborne Telescopes VI*, 99063K (July 27, 2016), doi:10.1117/12.2232277.
- (13). Araki, K. (2016): Influence of cloud microphysics scheme and ice nuclei on forecasting a heavy snowfall event in Japan associated with the "South-Coast Cyclones". *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, **46**, 4.03-4.04.
- (14). Araki, K., M. Murakami, H. Ishimoto, and T. Tajiri (2016): The 1-dimensional variational approach to improve thermodynamic profiles in low-level troposphere during rain conditions. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, **46**, 1.05-1.06.
- (15). Araki, K., M. Murakami, T. Kato, and T. Tajiri (2016): Diurnal variation of thermodynamic environments for convective cloud development around the Central Mountains in Japan during warm seasons. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, **46**, 1.03-1.04.
- (16). Araki, K., and M. Murakami (2016): Validation of vertical thermodynamic profiles by cloud base temperature obtained from a ground-based infrared radiometer of a mountain region in Central Japan during warm seasons. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, **46**, 1.07-1.08.
- (17). 荒木健太郎・益子 渉・加藤輝之・南雲信宏 (2015) : 2015年8月12日につくば市で観測されたメソサイクロンに伴う Wall Cloud. 天気, **62**, 953-957.
- (18). 荒木健太郎 (2015) : Cold-Air Damming. 天気, **62**, 545-547.
- (19). 荒木健太郎 (2015) : 沿岸前線. 天気, **62**, 541-543.
- (20). Araki, K., M. Murakami, H. Ishimoto, and T. Tajiri (2015): The impact of ground-based microwave radiometer data to estimation of thermodynamic profiles in low-level troposphere. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, **45**, 1.03-1.04.

- (21). Araki, K., M. Murakami, H. Ishimoto, and T. Tajiri (2015): Application of 1DVAR technique using ground-based microwave radiometer data to estimation of temporally high-resolution thermodynamic environments in a tornadic supercell event. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, **45**, 1.05-1.06.
- (22). Araki, K., H. Seko, T. Kawabata, K. Saito (2015): The impact of 3-dimensional data assimilation using dense surface observations on a local heavy rainfall event. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, **45**, 1.07-1.08.
- (23). Araki, K., and M. Murakami (2015): Numerical simulation of heavy snowfall and the potential role of ice nuclei in cloud formation and precipitation development. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, **45**, 4.03-4.04.
- (24). 荒木健太郎・中井専人・上野健一・加藤輝之・上石 勲・中村一樹, (2015) : 「南岸低気圧とそれに伴う気象・雪氷災害に関する研究会」開催報告. 雪氷, **77**, 491-495.
- (25). 荒木健太郎・中井専人・前多良一 (2015) : 2014 年度秋季大会スペシャル・セッション「南岸低気圧による大雪: その要因, 実態, 予測可能性」報告. 天気, **62**, 133-142.
- (26). Saito, K., M. Kunii, and K. Araki (2014): Cloud resolving simulation of a local heavy rainfall event on 26 August 2011 observed by the Tokyo Metropolitan Area Convection Study (TOMACS). *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, **44**, 5.05-5.06.
- (27). 荒木健太郎 (2012) : 2010 年 6 月 5 日に銚子で観測されたガストフロントに伴うアーククラウド. 東管技術ニュース, 154.
- (28). 荒木健太郎 (2012) : 2011 年 4 月 25 日に千葉県北西部で発生した竜巻の事例解析. 平成 23 年度東京管区調査研究会誌, 44.
- (29). 荒木健太郎・手塚隆夫・石井孝明・村田一則・宮原寿夫・鈴木 元 (2012) : 関東地方で発生する竜巻等の激しい突風の地域特性に関する統計解析. 平成 23 年度東京管区調査研究会誌, 44.
- (30). 荒木健太郎 (2012) : 2009 年 8 月 9 日に千葉市に局地的大雨をもたらした降水系の数値実験. 平成 23 年度東京管区調査研究会誌, 44.
- (31). 荒木健太郎 (2012) : 冬季日本海で発生する渦状擾乱の発達過程. 平成 23 年度東京管区調査研究会誌, 44.

- (32). 荒木健太郎・菊池勝敏・手塚隆夫・野倉伸一・小柴 厚 (2011) : 千葉県太平洋側での南南西風場における夏季夜間の海霧について. 平成 22 年度東京管区調査研究会誌, 43.
- (33). 荒木健太郎・菊池勝敏・石井孝明・村田一則・首藤克哉・宮原寿夫・鈴木健宏・佐藤和典 (2011) : 2009 年 8 月 9 日に千葉市に局地的大雨をもたらした降水系の事例解析. 平成 22 年度東京管区調査研究会誌, 43.
- (34). 荒木健太郎 (2010) : 新潟県とその沿岸海上におけるだし風の再現実験. 天気, 57, 117-122.
- (35). 永井直昭・小林正男・大屋久幸・山本泰弘・荒木健太郎 (2010) : 新潟県における局地風の地域特性把握と適切な気象防災情報の発表について. 平成 21 年度東京管区調査研究会誌, 42.
- (36). 青山幸司・小林弘徳・村田一則・井上芳紀・秋山加奈・竹内秀徳・井上真之・荒木健太郎 (2009) : 強風の地域特性と災害との関連 (2 年目). 平成 20 年度東京管区調査研究会誌, 41.

4. 書籍

- (1). 荒木健太郎 (2018) : ろっかのきせつ. ジャムハウス, 32pp.
- (2). 荒木健太郎 (2018) : せきらんうんのいっしょう. ジャムハウス, 24pp.
- (3). 荒木健太郎 (2018) : 世界でいちばん素敵な雲の教室. 三オブックス, 160pp.
- (4). 荒木健太郎 (2017) : 雲を愛する技術. 光文社新書, 344pp.
- (5). 荒木健太郎 (2017) : 局地的大雨と集中豪雨. 豪雨のメカニズムと水害対策 ―降水の観測・予測から浸水対策、自然災害に強いまちづくりまで―, エヌ・ティー・エス, 17-27.
- (6). 荒木健太郎 (2014) : 雲の中では何が起きているのか. ベレ出版, 343pp.

5. 受賞

- (1). 日本雪氷学会 関東・中部・西日本支部 論文賞 (2017 年度) 「低気圧に伴う那須大雪時の表層雪崩発生に関わる降雪特性」
- (2). 日本雪氷学会 関東・中部・西日本支部 活動賞 (2016 年度) 「市民科学による雪結晶観測を通じた雪氷知識普及の功績」