

アメダス（地域気象観測システム）データを用いた 冬季天気界の抽出

須 田 耕 樹* 上 野 健 一**

Weather Divide in Winter Season in Japan Analyzed by AMeDAS Data

Koki SUDA* and Kenichi UENO**

[Received 11 August, 2013; Accepted 26 November, 2013]

Abstract

The distribution of weather divides in Japanese winters was identified using 30-year data of the Automated Meteorological Data Acquisition System (AMeDAS) operated by the Japan Meteorological Agency. Two kinds of weather divide were defined, one is a cloudy weather divide (CWD) determined by the high-frequency grids of large gradients in the sunshine duration distribution, and the other is a precipitation area border (PAB) where the edge of daily precipitation areas frequently appeared. The CWD appeared continuously in eastern Japan along the Pacific backbone ranges, but it was discontinuous in the central mountain ranges and western Japan. The CWD also appeared in Pacific coastal areas, such as east of Kamikouchi, south of the Kii Peninsula, and southeast of Shikoku Sanchi. The PAB overlapped with the CWD distribution in eastern Japan, and it was enhanced throughout the Sekigahara-Tamba Kochi and Chugoku Sanchi areas, but the CWD in Pacific coastal areas was not associated with the PAB. Most of the weather divides were caused by the winter monsoon pressure pattern, and some PABs in northwestern Tohoku and Hokkaido areas occurred with passing Pacific coastal extratropical cyclones. The distribution of the weather divides in cold-winter years was dependent on the dominance of Satoyuki/Yamayuki weather patterns, and weather divides became unclear in warm winters.

Key words : weather divide, AMeDAS, sunshine duration, precipitation, winter monsoon

キーワード : 天気界, アメダス, 日照時間, 降水量, 冬季モンスーン

I. はじめに

人々の生活様式や社会基盤は気候や天候の地域的差異に大きな影響を受けている。一般に気候は気温・降水量といった気候要素の組み合わせで、その地域の植生や風土が共通性をもつように分類

される。日本では関口（1959）、鈴木（1962）などが気温・降水量・風向風速などの平年値を用いて気候を区分し、これにより、例えば日本海側気候区、太平洋側気候区、などが設定された。吉野（2003）は日本で行われてきた気候区分を総括し、生気候の観点から各地域での脆弱性を評価してい

* (株) 加ト吉フードレック

** 筑波大学生命環境系

* Katokichi Foodlec Co., Ltd., Kanonji, 768-0040, Japan

** Graduate School of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba, Tsukuba, 305-8572, Japan

る。近年では多変量解析による統計的手法で気候要素の変動パターンを抽出し、日本の気候を区分することも試みられている（例えば、小泉・加藤，2012）。しかし、これらは必ずしも地形の影響を受けた天候の地域的急変を指標として区分されていないため、日本の山岳域は内陸性気候や日本海側気候区と太平洋側気候区との遷移帯として区分される研究が多かった。そのため、例えば福井（1966）は脊梁山脈付近で気候界が厳密にはどこに位置するかを検討している。

卓越気流や降水システムに対する複雑地形の影響で、天候そのものが急変する境界（天気界，weather divide）が発生する場合がある。天気界は気温・降水・風・雲量など使用する気象要素に応じて出現する場所や季節は異なると考えられ（高橋，1968），例えばフェーンの発生から乾湿に関する天気界を提唱する事例がスイスでみられる（Gohm *et al.*, 2001）。しかし、世界的にみると極端な天候変化に注目した地域区分に関する研究例は少ない。日本では、とりわけ冬季モンスーンに伴い脊梁山脈の東西で著しく天候が急変することで天気界が発生する。日本海上では海上から多量の水蒸気が寒気団下層に供給され対流不安定を強化する一方で、気団の混合高度は寒気団そのものが形成する 850–700 hPa 付近の逆転層（山岸，1980）に制約を受ける。そのため、気団変質に伴い生成される雪雲は移動性低気圧に伴う降水雲などに比べると比較的背が低く、低標高の山地や山脈による強制上昇、種まき効果および“subcritical”な気流を伴う地形性降水が発生する（例えば、Murakami *et al.*, 1994; Nakai and Endo, 1995）。その結果、季節風に対する山脈の風上側では曇天・降水が卓越しても、風下側では天候が回復し晴天となる。このように、地域的に急変する冬季の天候は、交通機関や社会生活に大きな影響を及ぼすために、その境界がどこに位置するか、広域気候変動に伴い移動しているのか、を調べることは重要な課題である。日本における天気界の地理的分布を最初にとり扱ったのは福井（1938）である。この研究では、上越（新潟県）の国境付近に点在する 29 地点のデータを収集し、一冬季の雨

雪天域、曇天域、晴天域の分布パターンを分類することで、それまで漠然と山脈の分水界付近に出現すると考えられた天気界が、分水界を越えた太平洋側の山麓付近に存在することを明らかにした。このような冬季モンスーンに伴う天気界と分水界や山脈稜線との不一致は、太平洋側への水資源供給やスキー産業などの観点からは社会に恩恵をもたらしているといえよう。設楽（1958）は冬季の中国地方における天気界の出現場所を特定するために、観測点間を区界が横切る回数から天気界密度図を作成し、降水域の南限（降水端）の分布を議論している。その他、鈴木（1957, 1962）、高橋（1968）は日降水量 0.5 mm の等値線の通過頻度が 15% を超える地域を天気界と定義し、冬季の多降水域が特異的な地形のために脊梁山脈の西側以外にも島状に発生することを指摘している。鈴木（1962）は、降水の有無に伴う天気界が顕著に出現するのは一年を通じて冬季に限られることを示し、降水が島状に多くなる地域を準日本海側気候が卓越するとしている。小池（1974）は任意の測線に沿って東北地方で発生する冬季の天気界を特定している。

冬の天候分布や降水の発現率は、下層の気流系と地形分布との対応関係により日々変化する（河村，1964）。そのため、天気界を規定するためには最低でも日単位の面的な気象データを用いて、その日に卓越した天候の境界を抽出する必要がある。過去の研究の多くは、長期の広範囲にわたる日データを取り扱うのが困難であったために、特定の地域や期間に限って天気界を抽出しており、全国規模での平均的な分布と、それに内在する年々変動を定量的に示してきたとはいえない。天候変化の面的情報を得る一つ的手段として、静止気象衛星データの活用が考えられる。しかし、従来から天気界・気候の区分や、曇天・晴天の区別は地上観測値により規定されており、衛星データとの対比には新たな検討・議論が必要となる。また、地形性の層積雲を伴う積雪地域で雲画像から雲域・降水域の境界を識別するには複雑なアルゴリズム開発が必要と考えられる。一方、気象庁が整備した地域気象観測システム（Automated Mete-

orological Data Acquisition System, 通称アメダス) は日本全国の約 1300 地点で展開され, 主要な地上気象要素の時別値が 30 年以上蓄積されてきた。そこで, 本研究では, 冬季におけるアメダス日照時間・降水量の日データを用いて, 曇天と晴天および降水域と無降水域の境界としての天気界を長期・客観的に抽出することを試みた。さらに, 抽出された天気界の地理的分布特性を明らかにし, 冬季季節風日と低気圧通過日, 寒冬年・暖冬年にみられる差異の特徴を論じた。

II. 研究手法

本研究では 1980/1981 ~ 2009/2010 年の 30 年間にわたる冬季 (12 ~ 2 月), 計 2707 日間, を解析対象期間とし, 沖縄および離島を除く日本全国 (30.7 ~ 45.7°N, 129.5 ~ 146°E) を解析対象領域とした (図 1)。アメダスが降水量を観測している地点は約 1300 カ所, 降水量と風向・風速, 気温, 日照時間の 4 要素を観測している地点は約 840 カ所存在する。しかし地点によりデータ蓄積期間や欠測頻度は差異がある。今回は, 対象期間中のすべての日において日降水量が算出できた 1231 カ所, および, そのうち日照時間も観測している 785 カ所でのデータを用いて 2 種類の天気界を抽出した。降水量観測地点の平均分布間隔は約 17 km, 日照時間観測地点の平均分布間隔は約 20 km となる。ただし, アメダス観測地点はおもに低標高域に分布し, 山岳地域では地点数が減少する。そのために, 山脈周辺では上記の空間解像度で境界を判定できない。また, 沿岸近傍でも海洋上との天候の違いは評価できていない。これらの問題に関しては, III 章以降で示される天気界の分布のなかで議論する。

まず, 天候が曇天か晴天かを区別する境界を“曇天境界”と称し, 日照時間データから判定した。具体的には, まず 0.1° 格子点間隔で 1 日の平均日照時間を内挿計算し, それに基づく勾配分布データを作成した。これらの計算は, The Generic Mapping Tools (GMT, Wessel *et al.*, 2013) を用いて実施した。内挿計算は連続曲面グリッド化アルゴリズム (surface, Smith and

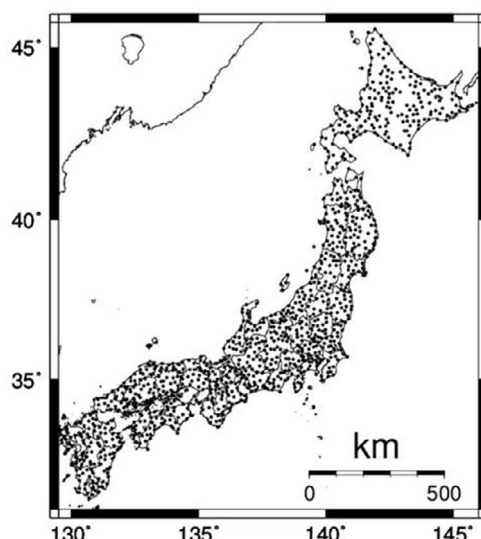


図 1 アメダス観測地点のなかで降水量データを使用した 1231 地点の分布. (内, 日照時間データは 785 カ所を使用した).

Fig. 1 Distribution of 1231 AMeDAS observation points (785 points for sunshine duration observation).

Wessel, 1990) を使用し, このなかで平滑化を規定する張力ファクター (T) は通常採用される 0.25 とした。勾配とその方向は, 任意の格子点を取り囲む 8 地点を含めた南北の加重平均値を用いて計算するアルゴリズム (grdgradient, Horn, 1981) を使用して計算した。格子点間の距離は緯度の関数で補正してある。アメダス観測地点の平均的な空間分布はほぼ 20 km であるため, この勾配値が 2.5 hour/20 km 以上となる格子点を曇天境界と判定した。曇天境界と判定された格子点数は, 対象領域・期間内の全格子点数のうち 1% に相当する。つまり, きわめてまれに大きな日照時間の差が発生した場所を境界としている。もう一つの天候の境界として, 降水の有無の区別する“降水端”を判別した。具体的には, まず日降水量が 0.5 mm 以上となった地点の値をすべて“有降水地点”として便宜的に 1000 mm に変換し, このデータを使って日照時間と同様に格子点化および勾配の大きさを計算した。そして, 極端に大きな勾配が生じた格子点を“降水端”と規定して

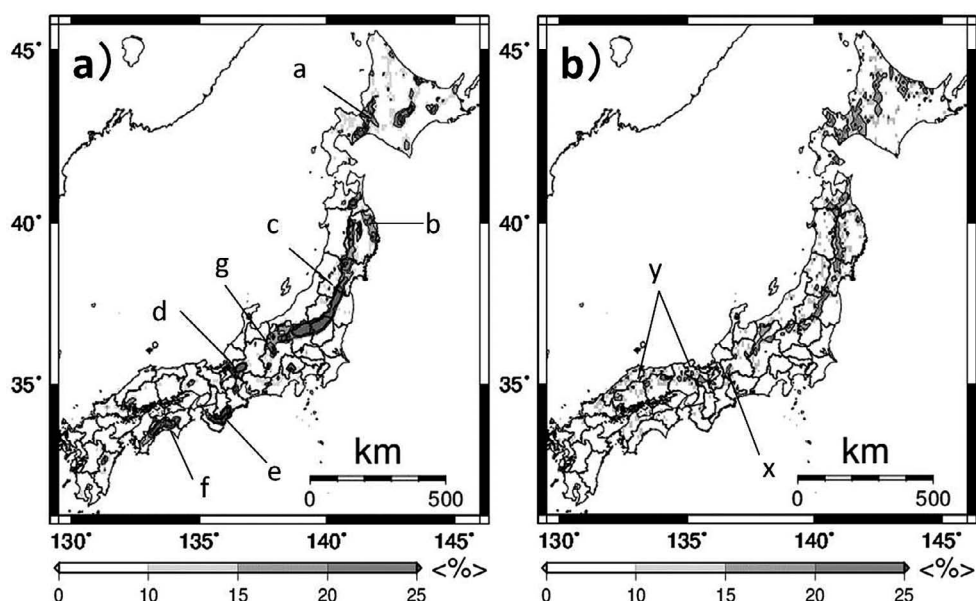


図 2 冬季 30 年平均でみた a) 曇天境界域, b) 降水端域の出現割合 (%) の分布.

Fig. 2 30-years average of relative frequency (%) for weather divide determined by a) sunshine duration and b) precipitation amount.

抽出した。本来は、0 mm でも転倒マスの測定限界以下の降水が生じた場合が考えられるが、期間中に降水量測定限界が 1 mm 単位から 0.5 mm 単位への変更があること、感雨計は十分整備されていないことから今回は上記の閾値を用いた。

III. 天気界の出現分布特性

対象期間 30 年分 2707 日で曇天境界、降水端と判定された頻度 (日数) を格子点ごとに積算し、全日数で除してから 100 を乗じることで、出現割合の平年値とした。例えば 20% とは同格子点において日照時間の勾配値が 2.5 hour/20 km 以上となる日が全 2707 日中 20% 出現したことを示す。この平年値が高い地域を天気界とした。

図 2a に曇天境界の出現割合が 10% 以上となる領域 (以後、この領域を曇天境界域とする) を示す。北海道では石狩平野 (図中 a) と石狩山地の南東縁で曇天境界域が出現しやすい。この地域では、日照時間の単純平均図にはとくに大きな勾配

は出現せず、今回行った日単位の判定により日本海側から進入する雪雲が陸上を通過して山地により消滅する端部が頻発する地域を識別できたと考えられる。同様に、東北地方の北上山地東部 (b) でも、日照時間の平均分布では判定できない境界域が検出された。東北から関東北部にかけては、曇天境界域は脊梁山脈の太平洋側山麓沿いで南北に連続して発生した (c)。これは、季節風に直交して連なる比較的標高の高い脊梁山脈に沿って、その太平洋側斜面で曇天と晴天の境界が発生するという従来の認識と整合する。とくに関東平野北部と新潟県上越地方の境界では曇天境界が 25% を超える高い割合で出現する地域が存在する。一方、中部日本以西では境界は不連続となり、関ヶ原付近 (d)、紀伊半島南部 (e)、四国山地南東 (f) で出現しやすい。不連続となる理由として、第一に、西日本から九州にかけては季節風に伴う降水雲の卓越日数が少ないことがあげられる。また、山脈の標高が低く、走向が必ずしも季節風向

に直交していないことも要因として考えられる。そのために、四国山地付近でも境界の発生頻度は少ない。中部山岳域では、長野県北部 (g) でのみ発生割合が高く、西域で不明瞭となった。この原因として、II 章で指摘したように高標高山岳域ではアメダス観測地点数が少ないために、正確な境界が判定しにくいことが考えられる。なお、曇天境界を算定した勾配の方向も、その要因を考察するうえで重要な意味をもつ。この点に関しては、冬季に卓越する冬型と移動性低気圧に分離して天気界を議論した IV 章にて解説を行う。

今回の解析により、曇天境界域が必ずしも脊梁山脈に限らず、b, e, f といった太平洋側の地域でも出現していることが明らかとなった。これらの地域で顕著に曇天境界が出現する日を選出し、地上天気図および静止気象衛星画像により雲域の形成要因を考察した。それぞれの地域のみで天気界が卓越するという日は少なく、同じ日に複数の地域で同時に天気界が発生するパターンが多くみられた。必ずしも、強い冬型に伴い日本海側の雪雲が山脈を越え、または対馬海峡・関門海峡といった地峡に沿って太平洋側に進入しているのではなく、季節風に対して風上側となる太平洋側の山岳域上で雲が形成され、それと沿岸平野部の晴天域の間で境界が形成されている日が多くみられた。

次に、降水端の出現割合の分布を図 2b に示す。降水端の出現割合が 10% 以上となる領域（以後、この領域を降水端域とする）は、北海道のオホーツク海側の平野部、上川盆地、石狩平野において、曇天境界域よりも明瞭に広範囲で出現している。本州中部から東北では、図 2a の北上山地東部 (b) 域を除いて曇天境界域とはほぼ同じ地域で出現している。西日本では、関ヶ原周辺で太平洋側に高頻度域が拡大し (x)、丹波高地から中国山地にかけても割合が高い地域が出現している (y)。曇天境界域がこれらの地域で明瞭とならないのは、日照時間の地点差が西日本ほど小さく、同じ基準で境界を図示した場合に割合が低くなってしまうことが原因である。x-y にかけた境界は、次章で示す冬季モンスーンの気圧配置時によ

り顕著であり、季節風による降水域の平均的な南限を示していると考えられる。一方、曇天境界域であった太平洋沿岸域 (e, f) では割合は低く、これらの地域が曇天の境界とはなるが降水域の端とならない（太平洋側の山岳域で降水は生じにくい）ことを示している。

今回特定された降水端域の分布を、鈴木 (1957) が示した降水量端頻度図と比較してみた。鈴木 (1957) では本州中部を 15×15 km の格子点に区切り、区内観測所の 1955 年における日降水量データを使用し、日降水量 0.5 mm の等値線が通過した日数を格子点ごとに数えて同様の分布図を作成している。典型的な冬型が継続したとされる 1 月上旬期 (15 日間) に降水端域となった日数の空間分布をみると、阿武隈高地～関東山地、飛騨山脈、両白山地、伊吹山地にかけて 3～5 日程度 (20～30% 程度の確率) で降水端域が出現している。今回の結果と比較すると、鈴木 (1957) の結果では福島県においてより東の阿武隈高地まで境界域が張り出し、飛騨山脈と関ヶ原の間でも境界域が出現している。また、紀伊半島の島状の境界域も今回の分析結果より大きく広がっている。この違いは、比較した鈴木 (1957) の解析で母集団となる期間が特定の気圧配置が継続した 15 日間であったためと考えられる。一方、飛騨山脈と妙高山との間、越後山脈から志賀高原の 2 カ所では今回の結果と同様の境界が出現しており、これらの地域の天気界はいずれの期間でも高い確率で発生すると考えられる。鈴木 (1957) では期間を区切って降水端域の変動を議論しているが、今回の分析では、日単位の長期データを作成したために、気圧配置ごとや年ごとに分布を合成して議論することが可能となった。これらに関しては次章以降で紹介する。

曇天境界域と降水端域の分布を比較すると、東北から関東北部や甲信越にかけてはほぼ分布が一致しているが、前者の方が連続的で後者よりやや東-南東側に分布が広がる地域がある。これは、冬の日本海側から進入する降水雲が最初に多量の降水をもたらしたあと急速に弱体化して消滅していることを意味している。一方で、北海道と西日本

においては曇天境界域と降水端域の分布が異なる場所が存在する。これらは、石狩山地、北上山地東部、紀伊半島南部、四国山地付近で、周囲の地形上で雲は発生しやすいものの、降水量の発生頻度は少なく、そのため、明瞭な降水端域が出現しないことを意味している。また、鈴木（1962）が指摘した紀伊半島・四国に島状に出現する準日本海側気候は、降水端域を伴わない曇天域の境界を伴うことも確認できた。

IV. 冬型季節風日と南岸低気圧通過日での天気界の違い

前章で示した天気界の発生日数はすべての気圧配置を含む。一方、鈴木（1957）は前線や低気圧の通過が天気界の分布を乱すことを指摘している。本章では、冬の天候を特徴づける冬型季節風日と南岸低気圧通過日とくにどのような地域で曇天境界と降水端が卓越するかを分析した。冬型季節風は西高東低の気圧配置に代表される。そこで、図1に示した解析対象領域内の東西端に位置する福江（長崎県）と釧路（北海道）で観測された日平均地上気圧の差が30 hPa以上となった53日間を冬型季節風日として選出した。一方、南岸低気圧といっても経路はさまざまなため、今回は太平洋側の広範囲で低気圧による降水が観測された日を対象とした。具体的には、まず、太平洋側の5地点（東京・静岡・津・高知・宮崎）の日降水量がいずれも10 mmを記録した日を抽出した。さらに、各日の天気図を確認し、日本海に低気圧の中心があるもの、日本海と南岸の2カ所に低気圧の中心があるもの、日本付近もしくは南岸に停滞前線が存在している場合を除いた。その結果、南岸低気圧通過日として60日間を選出した。それぞれの気圧配置でとくにどの地域で天気界が出現しやすいのか（しにくいのか）を示すために、選出した日で平均した出現割合から図2に示した平年値を差し引いた偏差の分布図を作成した（図3）。それぞれの気圧配置における日数は53日と60日となり、サンプル数に大きな偏りはないと考える。図の濃い灰色（薄い灰色）は、それぞれの天気界の出現割合が平年より4%ほど

増加（減少）することを示している。

冬型季節風日における曇天境界の出現割合の偏差（図3a）は本州ではほとんど正で、分布は図2aで示された全気圧配置での曇天境界域とはほぼ重複する。つまり、図2aの平年値のほとんどが冬型気圧配置により形成されていることがわかる。とくに群馬県から栃木県北部にかけては偏差分布も連続して高い割合を示しており、冬型季節風日には高確率で天気界となることがわかる。また、四国山地において割合が増加する帯状域がみられる。一方、北海道では石狩平野で割合が減少し、日高山脈付近で増加している。これは冬型の気圧配置が強まると、普段は石狩平野までしか入ってこない雪雲が日高山脈付近まで入る日が増加することを示唆している。降水端の出現割合の偏差分布（図3b）をみると、ほとんどの地域で正偏差となり全気圧配置で描かれた分布（図2b）と重複するが、分布域が分散する傾向を示した。関ヶ原付近から丹波高地および東部中国山地の日本海側地域に割合が大きくなる地域が集中し、これらの地域の南縁に沿って曇天境界頻度割合の正偏差域が生じた（図3a）。したがって、この地域は、冬型気圧配置に伴う降水雲の卓越域に関する平均的な南限を示していると考えられる。北海道の北東域から日高山脈東側と東北の太平洋側では点在する負偏差域が生じている。これは、強い冬型時に雲域が脊梁山脈を越えて太平洋側に進入することで降水域の境界が不明瞭になったことが原因として考えられる。一方、図3aで正偏差が卓越した北関東から南東北の脊梁山脈に沿った地域では偏差が出現しなかった。これらの地域は冬型の強弱で天気界が移動しない地域であると判定できる。

曇天境界を発生させた大きな日照時間の勾配がどちらの方向を向いているかを、全国的に明瞭な境界が派生した冬型季節風日の事例にて調べた（図は省略）。東北の太平洋側、本州中部および紀伊半島・四国南部に出現する境界は南東にむけて日照時間が大きくなる方角をもち、北西季節風に伴う雲域が解消し晴天域に変化している境界であることを示している。一方、新潟県などの日本海

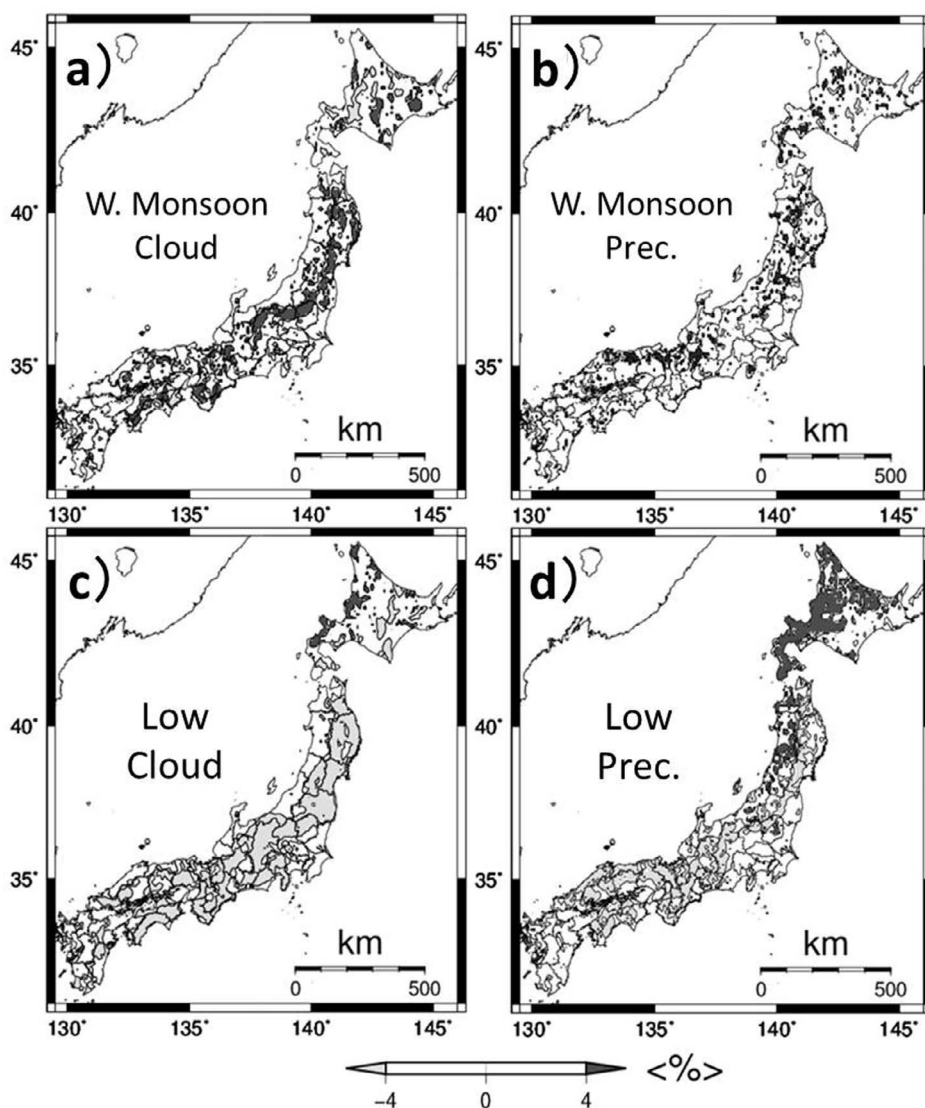


図 3 冬型季節風日における a) 曇天境界, b) 降水端および南岸低気圧通過日における c) 曇天境界, d) 降水端の出現確率の平年からの偏差分布. 濃い灰色はその地域における出現確率が平年と比べて4%以上増加することを, 薄い灰色は4%以上減少することを示す.

Fig. 3 Percentage anomaly of weather divides in cases of winter monsoon (upper) and passing of extratropical cyclones (lower). Figures (a and c) to the left are determined by sunshine duration and figures (b and d) to the right are determined by precipitation amount. Dark (washed) colored areas correspond to 4% increase (decrease) from the 30-years average frequency distribution (Fig. 2).

側に面した県内で点在して発生する曇天境界は北西方向にむけて日照時間が増加する方向をもった。これは、脊梁山脈に沿った地形性降水雲に伴う定常的な曇天域と、雲域が通過する平野部で比

較的晴天時間が長い地域の境界を示していると考えられる。

次に、南岸低気圧通過日における曇天境界および降水端の出現偏差分布を図 3c, d に示す。冬

型気圧配置日の分布とは対照的に、いずれも本州の広域で負偏差となり、北海道の北西沿岸のみで正偏差が出現した。これは、低気圧性擾乱に伴う雲が低標高の地形の影響を受けにくく、擾乱通過時には本州のほぼ全域が雲域に覆われるため、脊梁山脈やそのほかの山岳域が天気界をつくりにくいことを示している。北海道から東北北部に曇天境界が生じた日の日照時間の勾配をみると、曇天境界を生じた勾配は南東にむけて日照時間が大きくなる勾配をもっていた。この時の天気図をみると、北海道は西高東低の気圧配置に覆われており、曇天境界が季節風に伴う雪雲の沿岸への進入により発生していたと考えられる。一方、降水端の偏差分布（図 3d）をみると、正偏差が東北北西部の脊梁山脈西側および北海道の西・北西部に拡大している。これらの地域で降水端が卓越した日の天気概況をみると、低気圧本体による降水域の北限およびそれに伴う引きの冬型による地形性降水の東端が混在しており、これらが重複して正偏差を生んだと考えられる。同領域では南岸低気圧以外も日本海を東進する低気圧や石狩湾低気圧のような寒気団内に発生する擾乱で降水がもたられることもあり、擾乱の種類に応じた降水端域の詳細な分析を別途行う必要があると考える。

V. 寒冬年・暖冬年での天気界の出現傾向の違い

天気界の分布が近年どのように変化しているのかを把握することは、気候変動に伴う分水界付近での地表水の分配や、社会活動への影響を考えるうえで大変重要な課題である。しかし、現時点で蓄積されたアメダスデータは 30 年程度であり、10 年スケールの気候変動（例えば、Mantua *et al.*, 1997）も考えると長期傾向を提示するにはデータ期間が不十分である。一般に、冬季の気候特性は寒冬・暖冬傾向で把握することが多い。そこで、今回は寒冬年と暖冬年で曇天境界と降水端の出現割合がどこで変化するかを調べた。寒冬年・暖冬年は、気象庁が都市化の影響が少ないとして日本の平均気温偏差を算出した全国 17 地点¹⁾における冬季の平均気温偏差の時系列から、5 冬季（1980/1981, 1983/1984, 1984/1985, 1985/1986,

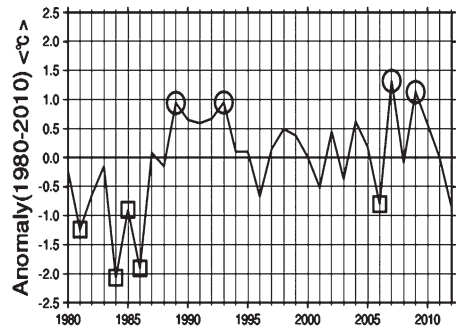


図 4 1980-2010 年の冬季平均気温偏差から決定した寒冬年（四角）と暖冬年（丸）。

Fig. 4 Cold (square mark) and warm (round mark) winters determined from winter anomaly temperatures during the period 1980-2010.

2005/2006 年の冬季) の寒冬年, 4 冬季 (1988/1989, 1992/1993, 2006/2007, 2008/2009 年の冬季) の暖冬年を決定した (図 4)。それぞれの年で、曇天境界と降水端の出現割合から両者の平年値 (図 2) を差し引いた偏差分布を描き、寒冬年・暖冬年における天気界分布の変化傾向を把握した。

まず、5 年分の寒冬年における曇天境界出現割合の偏差分布を比較した。寒冬年で偏差図を平均したところ、分布の特徴が不明瞭となった。これは、同じ寒冬年でも降雪域が集中する地域が年により異なるためであった。そこで、各年で偏差分布の特性を把握した。2005/2006 冬季以外の 4 冬季は北海道の日本海側、東北の脊梁山脈沿い、関ヶ原・紀伊半島南部・丹波高地・四国山地および九州山地の一部、で全国的に境界域の出現割合が増加していた。一方、北海道の石狩山地から日高山脈沿い、岩手県の北上山地、群馬県・栃木県の北部で出現割合が減少する地域がみられた。とくに、1980/1981, 1983/1984 冬季は正の偏差領域が日本海側に拡大する地域がみられた。1983/1984 年の偏差分布を図 5a に示す。寒冬に区分されても、必ずしも曇天境界が脊梁山脈を越えた太平洋側に移動してこない原因として、里雪型降雪の卓越が考えられる。1983/1984 年は他の年と比べて里雪型の気圧配置となる日が多く、12 月

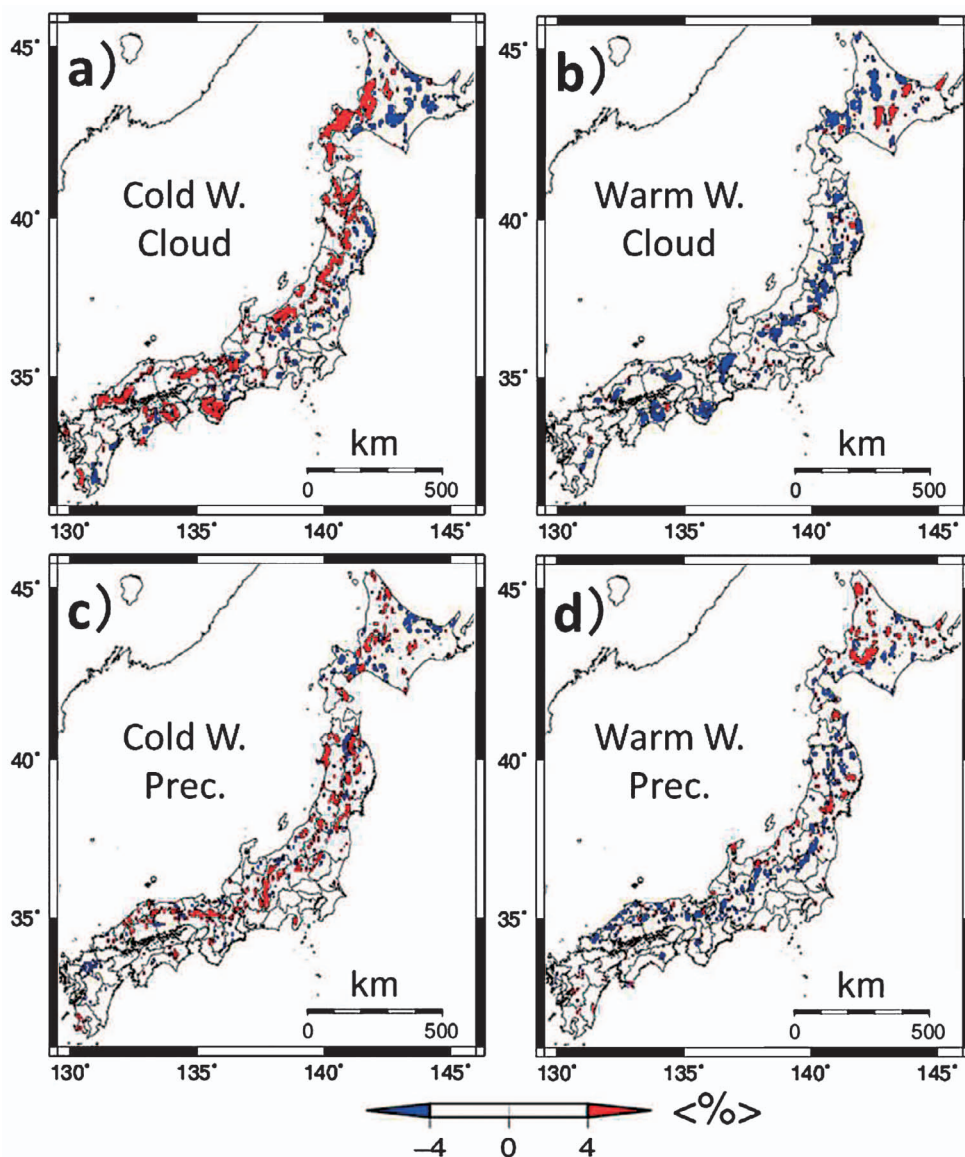


図 5 寒冬年であった 1983/1984 年冬季の a) 曇天境界および c) 降水端の偏差分布と、暖冬年であった 2006/2007 年冬季の b) 曇天境界および d) 降水端の偏差分布。

Fig. 5 Percentage of anomalies of weather divide in 1983/1984 winter as a being representative of cold winters (left) and 2006/2007 winter as being representative of warm winter (right). Upper figures (a and b) are determined by sunshine duration and lower figures (c and d) are determined by precipitation amount. Red (blue) areas correspond to 4% increase (decrease) from the 30-year average frequency distribution (Fig. 2).

には鳥取市や松江市、1月には富山市や新潟県平野部の長岡・高田および北海道の岩見沢市などで降雪量が多くなり、59豪雪とも呼ばれた。里雪型の日において上層の深い気圧の谷は、オホーツク海、ベーリング海、シベリア西部に発達した気圧の尾根を伴い、プロッキング現象として同じ気圧配置が数日間持続する（例えば、藤田、1966）。そのために、北極海からシベリア大陸を越えて上空の寒冷渦が日本海へと南下し、北陸地方における500 hPa面には -40°C 以下の強い寒気が流入することが多い。しかし、下層では季節風が比較的弱く、北陸地方では沿岸で南風成分を伴う収束帯が発生・停滞することもあって山間部は地形性の降雪雲が少なくなる。それに伴い、里雪型降雪日には曇天境界も日本海側に移動したと考えた。一方、2005/2006年は他の寒冬年と異なり、曇天境界の正偏差領域が太平洋側まで拡大した。同時に関ヶ原周辺と紀伊半島南部では割合が低下し負偏差が出現した。同冬季は、月平均気温が12月に極端に低く、1・2月は平年並みで、他の寒冬年に比べて1月中旬以降はおもに山沿いで大雪に見舞われ、平野部では積雪量は平年並み以下であった（気象庁ホームページ、平成18年豪雪解説より²⁾）。とくに山雪が卓越した日の衛星画像をみると太平洋上でも筋状の雲が発生しており、太平洋沿岸でも晴天と曇天の境界が不明瞭となっていた。一方、1983/1984年の降水端分布の偏差域（図5c）をみると、北関東から東北地方では孤立した正偏差域が脊梁山脈より太平洋側まで幅広く分布した。さらに、中部山岳地域の飛騨山脈に沿った東側では、曇天境界にはみられなかった正偏差が出現した。これらは、強い冬型に伴い降水域そのものは太平洋側へ拡大することを示している。ただし、分布域は曇天境界に比べて分散しており、降水端域の出現に関しては地域性がより強いことを意味している。一方、寒冬年における曇天境界の偏差分布（図5a）にみられた紀伊半島南部および四国の正偏差領域と脊梁山脈の太平洋側に沿った負偏差領域は、降水端偏差分布では出現しなかった。これは、寒冬年でも太平洋に面した山脈周辺で降水の発生頻度は増減しないことを意

味する。

次に、暖冬年における曇天境界の出現割合偏差をみる。これも各年の偏差を平均すると分布が不明瞭となったため、2006/2007年を典型年として偏差分布図を図5bに示す。図では、本州の脊梁山脈沿い、関ヶ原周辺、紀伊半島、四国山地沿い等では割合が低下した。これは、暖冬年には移動性低気圧の卓越日が増え（梅本、1991）、それに伴い天気界の出現も本州では不明瞭になる（図3c、d）ことが原因である。一方、北海道の中央部では暖冬年に移動性低気圧が発達し、その後の引きの冬型により曇天境界の割合が増加する地域もみられた。とくに、1988/1989年は、発達して北海道付近を通過する移動性低気圧の頻度が多く、この正偏差領域が拡大していた。暖冬年における降水端域の出現割合の偏差分布をみると（図5d）、本州では図5cでみられた寒冬年に降水端域が増加した地域（正偏差域）が減少に転じていることがわかる。北海道では中央部で正偏差が卓越しているが、これは2006/2007でとくに顕著であった領域である。2008/2009冬季は西日本を中心として、広範囲で降水端の出現割合が増加した。この年は、南岸低気圧に伴い九州南部～四国沖に沿って停滞前線が出現する日が多く、その影響で雲域の境界が西日本付近になったことが原因としてあげられる。

VI. まとめ

本研究では1980/1981～2009/2010年間の冬季30年分にわたる気象庁アメダス日照時間・降水量データを用いて日単位で曇天境界と降水端を検出し、これらの出現頻度が高い地域を天気界と規定して、それらの分布変動特性を列島スケールで明らかにした。このように日単位で広域データを分析し、長期で頻度を積算することで、従来の平年値を使った気候区分では捉えられなかった天気急変の卓越域が抽出された。境界としての天気界を表現するために、带状に連なったそれぞれの天気界を線分で結んで図6にまとめた。線分は、気圧配置を考慮しない場合（実線）と、とくに冬型の気圧配置が卓越する場合（点線）で区別して

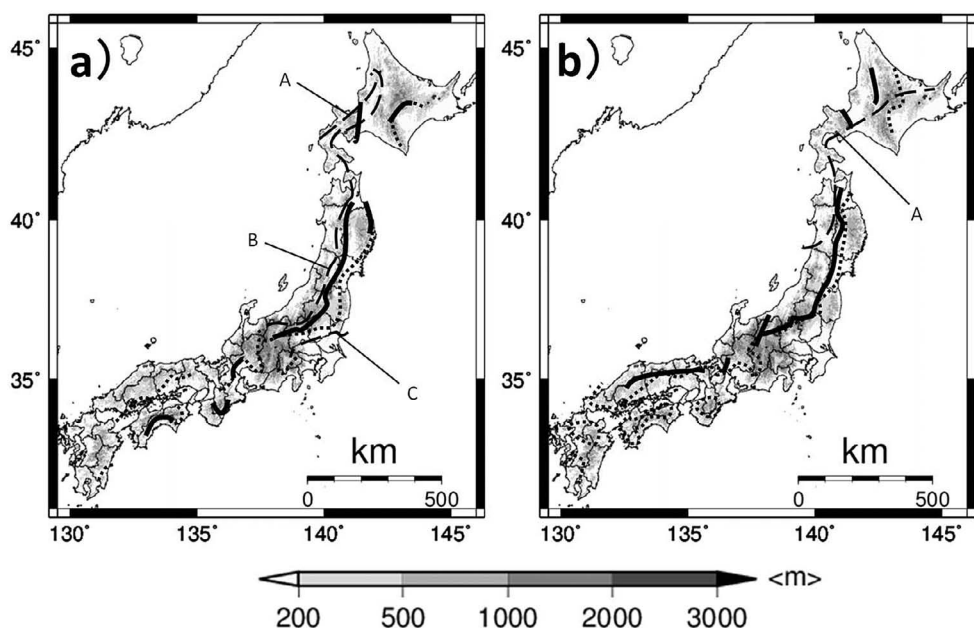


図 6 列島スケールでみた a) 曇天境界域と b) 降水端域の出現しやすい天気界。実線は 30 年間で 15% 以上出現する地域，点線は冬型気圧配置時にとくに出現しやすい地域，長破線 (A～C) はそれ以外の要因で出現する地域。

Fig. 6 Schematic diagrams of the distribution of weather divides in Japan determined by data on: a) sunshine duration and b) precipitation amount. Solid lines indicate a division with more than a 15% probability, and dotted lines indicate additional divisions especially for winter monsoon days. Long-dotted lines indicate divisions due to other reasons.

示した。これらの図を参照しながら、曇天・晴天の境界としての曇天境界および降水・無降水域の境界としての降水端の地理的分布特性を以下にまとめる。

30 年平均でみると、曇天境界は北海道から本州中部にかけての脊梁山脈を越えた太平洋側山麓および関ヶ原周辺・紀伊半島南部・四国山地沿いで出現する (図 6a, 実線)。これら地域は、冬型季節風日には脊梁山脈を中心に平年より 4% 以上出現確率が増加する。同時に、東日本では境界域は平年よりも太平洋側にせり出し、中国地方でも天気界が出現する (図 6a, 点線) が、石狩平野付近では不明瞭となる。太平洋側の出現域は、季節風に対して同地域の風上に位置する山地上で地形性雲が発生し、低地沿岸の晴天域間の境界を示す。一方、南岸低気圧通過日には曇天境界の出現確率は全国的に 4% 以上減少する。ただし、北海

道の一部では 4% 以上増加し、図 6a の長破線 (A) にみられる境界が発生する。寒冬年における曇天境界の位置は、里雪型の気圧配置が卓越すると本州中部以北で平年よりも北西側へずれる (図 6a, 長破線 B)。

次に、降水端の出現特性をみると、30 年平均では北海道から中国山地にかけて脊梁山脈沿いで出現する (図 6b, 実線)。冬型季節風日には曇天境界域より範囲は狭いものの、出現確率が 4% 以上増加する地域が存在する。季節風卓越日に限定すると、とくに北海道や西日本で境界域が太平洋側へと張り出し、紀伊山地・四国山地・九州北部の一部では島状に境界域が出現する (図 6b, 点線)。南岸低気圧通過日には、全国的に出現確率が 4% 以上減少するが、東北北部や北海道の一部では 4% 以上増加する (図 6b, 長破線 A)。寒冬 (暖冬) 年では脊梁山脈を中心として平年より出

現確率が4%以上増加(減少)する。連続する脊梁山脈に沿って曇天境界域と降水端域は近接し、後者がやや北西側に位置している地域が出現した。これは、冬型気圧配置による天気界が曇天域の出現と降水域の出現という2段階で形成されることを示している。西日本では両境界域の分布に差が大きく、その要因として、西日本は東日本に比べて相対的に季節風時の天気界出現頻度が少ないことと、脊梁山脈の標高が低く脊梁山脈が連続でないことが考えられる。

今回アメダスデータを使ったことにより、全国規模で長期・客観的に天気界が抽出されたが、解析上、いくつかの問題点も浮上した。一つは、データの不均一な分布による問題である。アメダスは山岳域で観測地点が少なく、海洋上に存在しない。その結果、高標高域および沿岸近傍で境界の検出が不正確となる。これらの地域では、アメダス以外の山岳域で取得される気象データ(例えば、上野ほか, 2013)や衛星データも活用した天気界の再定義が必要である。もう一つの問題として、今回の解析では全国均一の閾値で境界を規定したために、季節風が進入しやすい東日本から日本海側にかけた地域で頻度そのものが多くなり、西日本や晴天が卓越しやすい太平洋側では境界が判別しにくくなる結果となった。今回は詳しく言及しなかったが、関東平野内でも閾値を低く設定すると北部に曇天境界が発生する時がある(図6a, 長破線C)。この境界は、低気圧に伴う寒冷前線が列島を離れ、日本海側では季節風が始動する状況で出現する場合が多く、関東平野南部で曇天域が停滞したことを意味している。例えば房総不連続線(Yoshikado *et al.*, 1994)は季節風卓越時にも関東平野南部で曇天を形成する場合がある。今後は、閾値を地域ごとに変化させ、地域ごとの詳細な天気界出現地域を抽出して局地不連続線に伴う曇天発生との関係を議論する必要があると考える。

より長期のデータに本研究の手法を適用し、気候変動に伴う天気界分布の移動を議論することが可能となる。今回は冬型気圧配置と南岸低気圧のみに着目した分類を行ったが、日本海低気圧・二

つ玉低気圧等の通過事例や、季節風の強弱・雲対流活動の厚さなどに着目した比較研究も実施する必要があると考える。また、どのような条件で太平洋側山岳上に地形性の雲が発達するかを分析することは、太平洋沿岸の天気界発生の傾向を理解するうえで重要であろう。

謝 辞

本研究は、第一著者の卒業論文を加筆修正したもので、文部科学省特別教育研究費、地球環境再生プログラムの支援を受けて実施しています。論文作成にあたっては、当時、筑波大学生命環境科学研究科に在籍しておりました伊藤陽見氏、越前谷渉氏および渡邊茂氏に多くの助言をいただきました。天気界が卓越した日の天候分析を行うにあたり、気象庁の日々の天気図、高知大学・気象情報ページ、国立情報学研究所・デジタル台風ページで公開されている画像を参考にしました。アメダスデータを用いた格子点データおよび勾配計算には、The Generic Mapping Tools (GMT) を用いました。

注

- 1) http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/temp/clc_jpn.html [Cited 2013/07/01]
- 2) <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/2005/200512/gousetsu18.html> [Cited 2013/07/01]

文 献

- 藤田敏夫 (1966): 北陸地方の里雪と山雪時における総観場の特徴. 天気, **13**, 359-366. [Fujita, T. (1966): The characteristics of synoptic pattern in heavy snowfall in the coastal and in the mountainous region in Hokuriku district. *Tenki*, **13**, 359-366. (in Japanese)]
- 福井英一郎 (1938): 冬季における上越国境付近の天気界. 地理, **1**, 345-359. [Fukui, E. (1938): Weather divide around Jyoetsu areas in winter season. *Chiri*, **1**, 345-359. (in Japanese)*]
- 福井英一郎 (1966): 日本海岸・太平洋岸両気候界の再検討. 地理学評論, **39**, 643-655. [Fukui, T. (1966): Further studies on the climatic boundary dividing the Japan sea coast and the pacific side of Japan. *Geographical review of Japan (Chirigaku Hyoron)*, **39**, 643-655. (in Japanese with English abstract)]
- Gohm, A., Mayr, G.J. and Geier, G. (2001): The Alps as a weather divide. Part I: The (nearly) dry side. The wet side. *Mesoscale Alpine Program (Map) Newsletter*, **15**, 24-27.
- Horn, B.K.P. (1981): Hill-Shading and the reflectance

- map. *Proceedings of the IEEE*, **69**, 14-47.
- 河村 武 (1964): 日本における冬の天候分布の総観気候学的解析. 地理学評論, **37**, 64-78. [Kawamura, T. (1964): The synoptic climatology of winter monsoon in Japan. *Geographical Review of Japan (Chirigaku Hyoron)*, **37**, 64-78. (in Japanese with English abstract)]
- 小池義人 (1974): 東北地方の数個の谷断面における冬季天気界の分布. 東北地理, **26**, 200-207. [Koike, Y. (1974): Weather divide distribution during winter along several valley profiles in northeastern Honshu. *Tohoku Chiri*, **26**, 200-207. (in Japanese with English abstract)]
- 小泉和也・加藤央之 (2012): 気候要素の変動パターンに基づく日本の気候区分. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, **47**, 185-197. [Koizumi, K. and Kato, H. (2012): Climatic division of Japan depending on the spatial variation of climatic elements. *Proceedings of the Institute of Natural Science, Nihondaigaku*, **47**, 185-197. (in Japanese with English abstract)]
- Mantua, N.J., Hare, S.R., Zhang, Y., Wallace, J.M. and Francis, R.C. (1997): A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**, 1069-1079.
- Murakami, M., Clark, T.L. and Hall, W.D. (1994): Numerical simulations of convective snow clouds over the sea of Japan; Two-dimensional simulations of mixed layer development and convective snow cloud formation. *Journal of Meteorological Society of Japan*, **72**, 43-62.
- Nakai, S. and Endo, T. (1995): Observation of snowfall and airflow over a low mountain barrier. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **73**, 183-199.
- 設楽 寛 (1958): 冬季における中国地方の天気界について. 地理学評論, **31**, 655-665. [Shitara, H. (1958): On the winter weather divide in the Chugoku region. *Geographical Review of Japan (Chirigaku Hyoron)*, **31**, 655-665. (in Japanese with English abstract)]
- Smith, W.H.F. and Wessel, P. (1990): Gridding with continuous curvature splines in tension. *Geophysics*, **55**, 293-305.
- 鈴木秀夫 (1957): 日本中部の気候区界について. 地学雑誌, **66**, 82-90. [Suzuki, H. (1957): Ueber die Klimagrenze zentraljapans. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **66**, 82-90. (in Japanese with German abstract)]
- 鈴木秀夫 (1962): 日本の気候区分. 地理学評論, **35**, 205-211. [Suzuki, H. (1962): The classification of Japanese climates. *Geographical Review of Japan (Chirigaku Hyoron)*, **35**, 205-211. (in Japanese with English abstract)]
- 関口 武 (1959): 日本の気候区分. 東京教育大学地理学研究報告, **3**, 65-78. [Sekiguchi, T. (1959): Climatic regions in Japan. *Geographical Report of Tokyo University of Education (Tokyo Kyoikudaigaku Chirigaku Kenkyu Hokoku)*, **3**, 65-78. (in Japanese with English abstract)]
- 高橋百之 (1968): 日本の冬季における天気界. 気象研究ノート, **98**, 415-427. [Takahashi, H. (1959): Weather divide in winter Japan. *Kisyo Kenkyu Note*, **98**, 415-427. (in Japanese with English title)*]
- 上野健一・磯野純平・今泉文寿・井波明宏・金井隆治・鈴木啓助・小林 元・玉川一郎・斉藤 琢・近藤裕昭 (2013): 大学間連携事業を通じた中部山岳域の気象データアーカイブ. 地学雑誌, **122**, 638-650. [Ueno, K., Isono, J., Imaizumi, F., Inami, A., Kanai, R., Suzuki, K., Kobayashi, H., Tamagawa, I., Saitoh, T. and Kondo, H. (2013): Data archive of meteorological data created through the Japanese Alps inter-university cooperative project. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **122**, 638-650. (in Japanese with English abstract)]
- 梅本 享 (1991): 暖冬年と寒冬年における日本の降水量分布の比較. 地理学評論, **64**, 779-790. [Umemoto, J. (1991): Differences in distribution of precipitation between warm and cold winters in Japan. *Geographical Review of Japan (Chirigaku Hyoron)*, **64**, 779-790. (in Japanese with English title)*]
- Wessel, P., Smith, W.H.F., Scharroo, R., Luis, J.F. and Wobbe, F. (2013): Generic Mapping Tools: Improved version released. *EOS Transactions, AGU*, **94**, 409-410.
- 山岸栄二郎 (1980): 冬季の日本海上の安定層の特徴. 天気, **27**, 17-26. [Yamagishi, E. (1980): Characteristics of stable layer over Japanese Sea. *Tenki*, **27**, 17-26. (in Japanese)*]
- 吉野正敏 (2003): 生気候による日本の地域区分. 地球環境, **8**, 121-136. [Yoshino M. (2003): Regional classification in Japan according to bioclimatology. *Chikyu Kankyo*, **8**, 121-136. (in Japanese with English title)*]
- Yoshikado, H., Mizuno, T. and Shimogata, S. (1994): Terrain-induced air stagnation over the southern Kanto Plain in early winter. *Boundary-Layer Meteorology*, **68**, 159-172.

* Title etc. translated by K. Ueno.