日本海沿岸に大雪をもたらす日本海上の高気圧性循環

本田明治（新潟大学理学部／災害・復興科学研究所）

１．はじめに

近年の冬季は全国的または日本の各地でしばしば大雪に見舞われている。いわゆる「平成18年豪雪」の2005/06年冬季（本田・楠, 2007）以降、大雪の声が聞く冬が多い。最近では2017/18年冬季は全国的に寒冬多雪傾向で、2012/13年冬季以来の5冬振りの寒い冬であった。この冬の特徴としては日本海上に収束雲がしばしば発生し本州日本海側の海岸平野部に降雪が集中したことで、福井、金沢、新潟など各県庁所在地でも記録的な大雪となった。顕著な偏西風の蛇行で分裂した極渦の一つが極東上空に冬季間留まったこと、また亜寒帯ジェットに沿う波列がしばしば強化されたことで、日本付近では寒気が西回りで侵入しやすく、日本海寒帯気団収束帯（JPCZ: 浅井 1988）が発達しやすかったことがその一因と考えられる。しかしながら、大雪の要因は複雑でありJPCZのみでは説明できない事例も多く見受けられる。その一例として、通常降雪の少ない新潟市で2018年1月11日～12日に24時間降雪量が80 cmに達した記録的な事例が挙げられる。本大雪事例ではJPCZに加えて北方からの別の帯状降雪雲が合流しており、この降雪雲の形成に関わる総観場の特徴として、北海道西岸に発生する小低気圧と東北沖の日本海上にみられる高気圧性循環の寄与を指摘してきた（本田 2018, 本田 2019, 2020）。本研究では、まず新潟市の大雪事例の総観場の特徴、さらにこのような総観場の特徴の普遍性について、日本海沿岸域に集中降雪をもたらした他の複数の大雪事例との比較検証を試みた。用いたデータは気象庁のMSM及びJRA-55再解析データである。

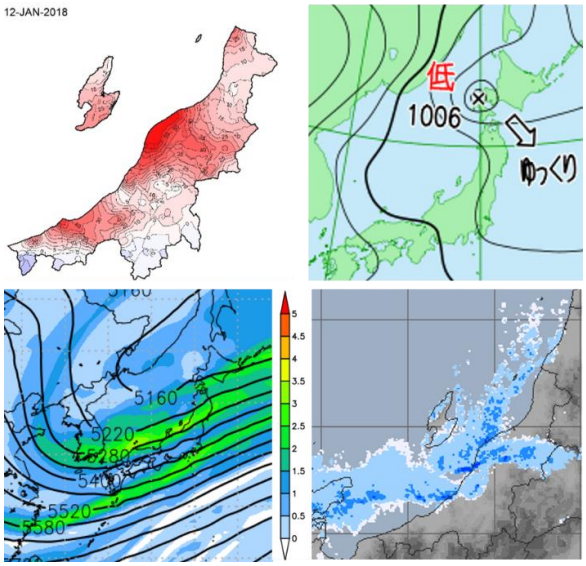

図１．（左上）2018 年 1 月 12 日 9 時と 11 日 9 時の積雪深差（cm）、（右上）1 月 11 日 15 時の地上天気図（気象庁）、（左下）気象庁全球スペクトルモデル（GSM）解析値に基づく 1 月 11 日 21 時の 500-hPa 高度（m、実線）500-hPa 高度におけるポテンシャル渦度（渦位）（PVU）、（右下）1 月 11 日 20 時 30 分のレーダー降雨強度（気象庁）。

２． 1 月 11 日～12 日の新潟市の降雪の特徴と総観場

2018 年 1 月 11 日昼頃～12 日午前にかけて新潟市一帯ではほぼ 24 時間降雪が継続し、最深積雪は 80 cm（2 日間の降雪量は 84 cm）に達した。新潟大学災害・復興科学研究所が運用する準リアルタイム積雪深分布図によれば（図１左上）、1 月 11 日～12 日にかけての積雪深の増加は越後平野から阿賀野川沿いにかけてみられ、新潟市域を中心とした海岸平野部で特に多い。

大陸上では 1 月第 2 半旬に亜寒帯ジェットが明瞭になり、日本付近で亜熱帯ジェットと合流して気圧の谷を強化し、軸は日本海上を南西方向の延びる形となった（図１左下）。9 日に上空の寒冷渦を伴った低気圧が日本付近を抜けて冬型の気圧配置となり、10 日～11 日にかけて日本海の西側で南北に走る等圧線は次第に「くの字状」になり（図１右上）、JPCZ が形成され始めた。本州上空では西南西の風が卓越し、これにより JPCZ は山陰沖～北陸・新潟の走向となり、500 hPa 面のポテンシャル渦度（渦位：Potential Vorticity 以下 PV）の高い領域（上空の寒気により大気の状態が不安定かつ低気圧性渦度の大きい領域に対応）もほぼ西南西～東北東に延びて概ね JPCZ にも対応している。このような循環場・総観場の状況は、新潟市域の降雪が継続した 11 日午前～12 日昼頃までみられた。

また北海道西部では 10 日夜に小低気圧が発現し、11 日朝～12 日朝にかけて後志沖で停滞していた（図１右上）。この低気圧の南方の東北日本海側～新潟県では等圧線が「逆くの字状」の高気圧性循環となり、山形県～新潟県の沿岸部では次第に北北東～南南西に延びる収束線が形成され、帯状の雪雲が新潟市域に流れ込みやすい状況となった。新潟市域への雪雲の侵入は 11 日の夕方までは主に JPCZ によるものであったが、次第にこの帯状降雪雲が北

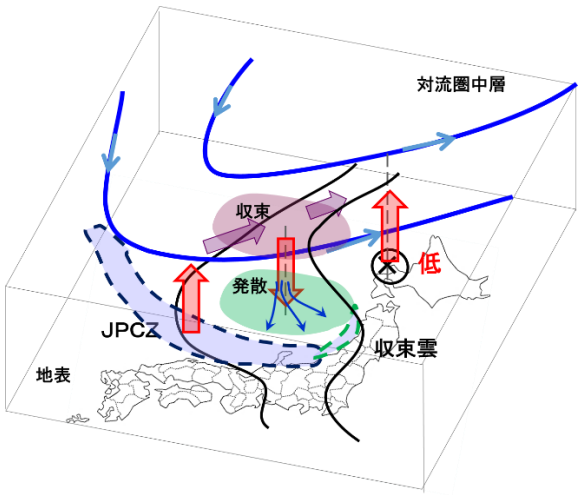

図２．2018 年 1 月 11～12 日の日本付近の総観場・循環場の模式図。黒実線：海面気圧の等圧線、青実線：対流圏中層等圧面（～500 hPa）の投高度線、赤矢印：上昇流または下降流、紫矢印：600-700 hPa 付近の水平風、青矢印：地表付近の下降流～発散風、破線で囲まれた領域：降雪を伴う収束雲。

～東寄りの風に伴って侵入するようになった（図１右下）。尚、「くの字状」と「逆くの字状」の等圧線が東西に並ぶ気圧配置の形状の特徴から、以下「胃袋型」の気圧配置と呼ぶ（図１右上）。

新潟市域の大雪ピーク時の日本海上の大気場の３次元構造に着目すると、JPCZ及び北海道沖の低気圧に伴う上昇流が600 hPa付近で発散域を形成し、その間の日本海上空では収束域となっていた。この上空の収束域の下の海上付近では高気圧性渦度場及び発散域となっていた（図略）。従って上空の収束域に伴う下降流が海上付近で高気圧循環を形成していたと推測される。東北沿岸に吹き出した風は海岸線に沿って収束線を形成し、雪雲を新潟市付近に継続的に侵入させたと考えられる（図２）。気象庁メソ気象モデルJMA-NHMを用いた再現実験を試みたところ、新潟市域の降雪量は45 cm程度で観測の半分程度であったが、日本海上の大気場の３次元構造も含め観測結果とは概ね整合的であった（図略）。

高気圧性循環と北海道西岸の小低気圧の関係については、「逆向きシア（Kolstad 2006）」の寄与が考えられる。地表近くでは低気圧の西側の北風は寒域を右手に見て吹いており（図３右）、温度風の関係から高度とともに北風は弱まっている（図略）。低気圧進行方向前方の南側（後方の北側）では寒気（暖気）移流と共に下降域（上昇域）となっており、この下降域が高気圧性循環の形成に寄与していることが考えられる（図３左）。北海道西岸に発現する小低気圧はいわゆるポーラーロウとして解釈できるものと考えられるが、どのような総観場の条件で高気圧性循環場を形成され得るのか、またJPCZとの因果関係はある

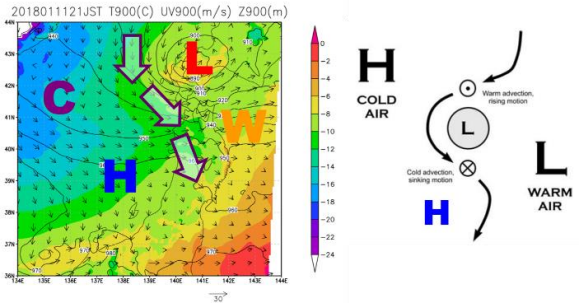

図３．（左）2018 年 1 月 12 日 21 時の 900 hPa と水平風（矢印：m/s）、気温（色：℃）、高度（黒実線：m）。H：高気圧、L：低気圧、C：低温域、W：高温域。（右）逆向きシアの模式図（Kolstad 2006 に加筆）。

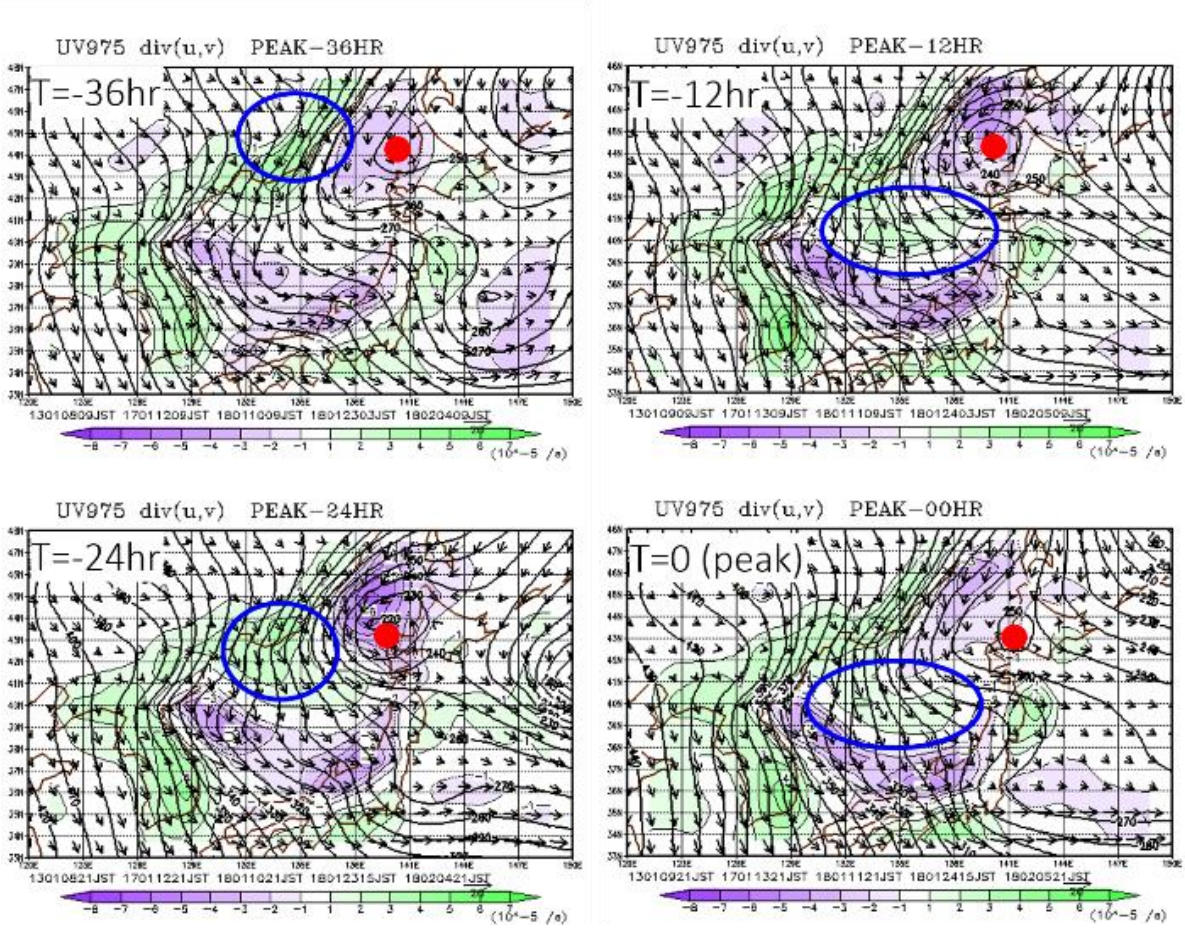

図４．（右下）日本海側沿岸部大雪ピーク時（T=0）事例の合成図（2013 年 1 月 9 日 21 時、2017 年 1 月 13 日 21 時、2018 年 1 月 11 日 21 時、2018 年 1 月 24 日 15 時、2018 年 2 月 5 日 21 時）。975 hPa 面の等圧面高度場（黒実線：m）、水平風（矢印：ms^{-1}）、収束・発散（紫～緑の陰影：$10^{-5}\ s^{-1}$）。赤丸：低圧部の中心、青楕円：着目するは発散域。（右上、左下、左上）右下に同じ、但しそれぞれ 12 時間前、24 時間前。36 時間前。

のか、など解明すべき点が多い。しかしながらこれまでの日本海沿岸の大雪事例においても北海道西岸に小低気圧が確認されている例は少なくなく、続いて複数の大雪事例との比較検証を試みる。

３．　日本海沿岸部大雪事例における総観場の普遍性

2018年1月11～12日の新潟市を中心とした新潟県平野部の大雪事例に加え、同1月23～27日の山間部中心であったが沿岸平野部でも大雪の事例、同2月5～7日の北陸～新潟県の海岸平野部を中心とした広域大雪事例、2017年1月13日の新潟県広域で大雪の事例、2013年1月9日の新潟県柏崎を中心とした大雪事例を取り上げる。

これら5つの事例の地上天気図を比較すると、いずれも日本海の南西部では等圧線が「くの字状」であり、これがJPCZの発現に対応している。一方北海道西岸沖合には低気圧（または気圧の谷）があり、その南方の東北～北陸の日本海側の等圧線は「逆くの字状」の高気圧性循環で、胃袋型の気圧配置が共通である。日本海上の大気場の3次元構造についても概ね同様の特徴が確認できたので、以下当該5事例の合成図を用いて解釈する。

初めに降雪ピーク時（T=0）を見ると、図４右下の地表面に近い975 hPa面では、日本海南西部の「くの字状」低圧部（JPCZ）と北海道西方海上の低気圧（赤丸）で収束（紫色）、図５右下の対流圏下層の775 hPa面では対応する上昇流（赤色）、対流圏中層の600～700 hPaでは発散（図略）となっている。間に挟まれた日本海中央部では、975 hPa面では発散（緑色）、775 hPa面で下降流（水色）、600～700 hPaでは収束（図略）で、地表面付近の高気圧性循環の形成に対応し、胃袋型の気圧配置も確認できる。これらの特徴は2018年1月11日の事例（図２）とも整合的であり、総観場の構造としては普遍的な特性であることを示唆している。5事例からは、北緯39～41度、東経134～138度の領域において、600～700 hPa面で-2~-3×10^{-5} (1/s) の収束（図略）、775 hPa面で0.4~0.6 (Pa/s) の下降流、975 hPa面で1~3×10^{-5} (1/s) の発散が日本海沿岸平野部に大雪をもたらす条件と予想される。

時間を遡ると、12時間前（図４－５右上）は降雪ピーク時と比較して北海道西方海上の低気圧（赤丸）勢力及び対流圏下層の上昇流（赤楕円部の赤色）の強まりがみられ、24時間前（図４－５左下）には両者の強まりはピークとなっており、36時間前（図４－５左上）にも両者は確認できている。日本海中央部の地表近くの発散（緑色）及び対流圏下層の775 hPa面で下降流（水色）は、12時間前（図４－５右上）は降雪ピーク時とほとんど変わらないが、24時間前（図４－５左下）～36時間前（図４－５左上）にかけてその中心域が沿海州方面に移っている。このエリアは北海道西方海上の低気圧の西側に当たり、24時間前を中心とした低気圧の強まりに伴う寒気移流による日本海上への寒気流出に対応していると考えられるが、今後詳細な検証が必要である。

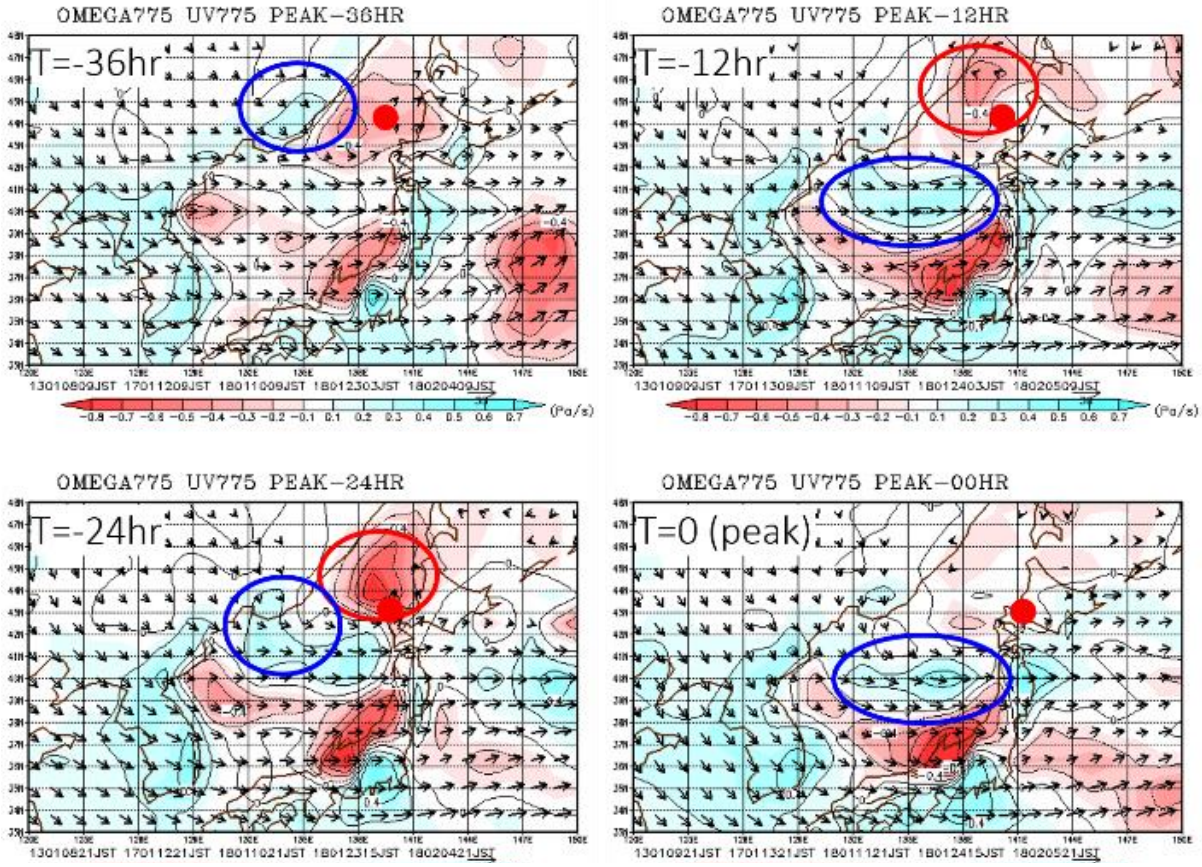

図５．図４に同じ、但し。775 hPa 面の、水平風（矢印：ms^{-1}）、鉛直気圧速度（赤～水色の陰影：Pas^{-1}）。赤丸：低圧部の中心、赤楕円：着目する上昇流域、青楕円：着目するは下降流域。

４．終わりに

2018年1月11日～12日に新潟市の大雪事例の要因として、JPCZに加えて北方からの別の帯状降雪雲が合流しており、この降雪雲の形成に関わる総観場の特徴として、北海道西岸に発生する小低気圧と東北沖の日本海上にみられる高気圧性循環による胃袋型の気圧配置の寄与を確認したが、このような総観場の特徴の普遍性を検証するために、日本海沿岸平野部に大雪をもたらした５つの事例の合成図解析を実施した。その結果、胃袋型の気圧配置や、日本海上の大気場の3次元構造について概ね同様の特徴が確認できた。時間発展をみると、降雪ピーク時の36時間前には、北海道西方海上の低気圧及び対応する対流圏下層の上昇流域が確認され、24時間前に低気圧勢力と上昇流がピークとなっている。地表近くの発散（緑色）及び対流圏下層の下降流（水色）の中心部は、36時間前の沿海州付近から徐々に南下して12時間前には日本海上に移動していることが確認できた。この結果は、24時間前の日本海上の大気場の3次元構造の特徴から、日本海沿岸の大雪の発現を予測できる可能性を示唆しているが、今後さらに検証をしていきたい。

本研究は、科学研究費補助金 17H02067 及び 19H05698、国立極地研究所一般共同研究、新潟大学災害・復興科学研究所共同研究、ArCSII 北極域加速研究プロジェクトの助成を受けています

参考文献

浅井, 天気, **35**, 156-161, 1988.
本田・楠, 気象研究ノート, **216**, 282pp, 2007.
本田他, 気象学会2018年度秋季大会予稿集, 2018.
本田, 気象学会2019年度秋季大会予稿集, 2019.
本田, 雪氷研究大会（2020・オンライン）要旨集, 2020.
Kolstad, Tellus, **58A**, 344-354, 2006.