

論 文

東北地方における積雪水量の 27 年平均値と豪雪・寡雪

本 谷 研¹⁾

要 旨

1980～81 年から 2006～07 年までの 27 冬季について、ルーチン気象データを入力とする簡素なモデル (Motoya *et al.*, 2001) により東北 6 県 (面積 77000 km²) における積雪分布を日単位、1 km メッシュ平均で計算した。また 27 冬季の平均から、積雪水量分布の準気候値を得た。領域全体で合計した総積雪水量の最大値は平均 26.1 km³、年々変動の標準偏差は 5.2 km³ と推定された。総積雪水量の季節変化について、平成 18 年豪雪時では早期の積雪増加が顕著であり、1980～81 年冬季 (S56 豪雪時) も類似の傾向を示した。平成 18 年豪雪時は S56 豪雪時と比べ北東北日本海沿岸における積雪水量の正偏差がより顕著であった。寡雪年の 2007 年 3 月についてみると、新潟付近の積雪水量負偏差は 1990 年 (寡雪年) と比べ大きい一方で、北東北の山間部では、3 月以降の融雪末期にはほぼ平年並みの積雪となったことがわかった。

キーワード：積雪水量分布、準気候値、27 年平均、東北地方、豪雪

Key words: distributions of snow water equivalent, quasi-climatic distributions, 27-year average, Tohoku region, heavy snowfall

1. はじめに

2005～06 年冬季がその記録的な降積雪のため、平成 18 年豪雪と命名されたことは記憶に新しい。この豪雪について様々な報告・研究が行われた (例えば、高橋, 2007; 佐藤, 2007)。平成 18 年豪雪の特徴として、大規模場について冬季東アジアモンスーンの強化と熱帯からの遠隔強制のほか、日本海の海面水温が平年よりも高めに推移したことが指摘されている (川村ら, 2007; 立花ら, 2007)。一方で、平成 18 年豪雪に続く 2006～07 年冬季は記録的な暖冬・少雪であったといわれている。積雪量は降雪量だけでなく融雪時の諸条件によって変化し易いことや気象条件の地理的な分布による違いもあり、その年々変動や長期変化を客観的に把握することは難しい。

積雪分布をとらえる方法として気象官署やアメダス観測点などにより離散的に得られる積雪深分布から内挿・外挿して等値線を引く方法が最も古

くから行われてきた (例えば、気象庁編, 1993)。こうした手法により豪雪年の積雪深分布を明らかにした例もある (伊豫部ら, 2007)。

また、データの空間補完の手法をより高度に発展させることで最大積雪深分布のメッシュ気候値も作られている (気象庁観測部産業気象課, 1989; 気象庁観測部観測課統計室, 2003)。こうした積雪分布に関する知見は温暖化シナリオに基づいた積雪分布の将来予測などにも応用されている (井上・横山, 1998; 井上ら, 2006)。

こうした気候値を出発点とした積雪分布は、長期間ほぼ同じ条件で観測値を統計したものであり、確度の高い情報であるが、積雪水量など直接観測データが少ない項目に適用することは難しい。

リモートセンシング手法により広域の積雪分布を把握する手法は 1980 年代以降盛んになった。例えば、3000 地点近い積雪の委託観測資料と Landsat 画像による残雪線を利用し、日本の本州全体の積雪分布図を作成した村松ら (1990) や Landsat/TM の画素値と積雪深の相関関係を応

1) 国立大学法人秋田大学教育文化学部

〒010-8502 秋田市手形学園町 1-1

用することによる積雪分布の推定手法について検討した深山・小川 (1992) などがある。

また、流域水収支の観点からリモートセンシングで得られる積雪面積率によって流域の総積雪水量を得る手法 (小池ら, 1985a) が示されたほか、さらに融雪モデル (小池ら, 1985b) と融雪流出モデル (高橋ら, 1987a) など組み合わせることで総合的な雪氷水文過程を表そうとした研究もある (高橋ら, 1987b; 小池ら, 1989 など)。同様の取り組みは、NOAA/AVHRR データを利用することで、より広域における積雪分布の推定にも用いられている (風間・澤本, 1993, 1994; 風間ら, 1996 など)。これらの手法では、一度に広域の積雪分布が得られる利点があるが、継続的なリモートセンシングデータがあることが必須である。

他方、ルーチン気象データを用いて積雪分布を再現する試みも行われている (近藤・山崎, 1987; Kondo and Yamazaki, 1990 など)。融雪量の計算は地表面における熱収支の応用として考えられる。流域全体の空間分布を考える場合、気象要素の空間代表性を考慮してその空間分布を適切に推定するモデルが重要になってくる。このため比較的狭い流域では全体を代表する気象観測点を流域内に一つ以上設け、その気象要素観測値から積雪分布の計算をすることがよく行われる。例えば、Kondo and Yamazaki (1990) では和賀川流域 (湯田ダム) を対象に、流域内の気温の高度減率を仮定することで流域全体について融雪量を算定し、ダムの流量実測データと比較している。同様に只見川上流域の融雪流出についての研究例もある (中村ら, 1991)。

近藤ら (1995) は、アメダスや地上気象観測網といった対象流域周辺のルーチン気象データを用い、簡単な降水・蒸発散・融雪についてのモデル化と簡素な集中型流出モデル (新バケツモデル) を組み合わせることで、流域の貯留水量、流出量、積雪水量の季節変化を議論した。Motoya *et al.* (2001) では、この方法を複数の流域を含む東北地方 (面積約 77000 km²) について適用し、1 km 四方の空間分解能で積雪量・融雪量・流出量の日毎分布を数シーズンに渡って評価した。この方法では snow survey や夏季の山岳ロボット雨量計によるデータから降水量の標高分布を、長期の高層

気象データの解析から気温・風速・水蒸気量の標高分布を仮定して、ルーチン気象データをもとに領域内の任意の地点について気象要素の分布を推定している。つまり、こうした分布モデルによる計算は容易に得られる気象データさえあれば広域の積雪水量分布が推定できるという利点がある。なお、気象要素分布を個々にモデル化せずに重回帰分析によって推定する手法も存在する (例えば、水津, 2002) が、重回帰分析のパラメタ最適化のために水文資料や積雪分布観測値が必要である。

そこで本研究では、長期に渡る積雪水量分布を数日程度の時間分解能で推定することを目的として、分布型積雪モデル (Motoya *et al.*, 2001) により東北 6 県 (青森, 秋田, 岩手, 山形, 宮城, 福島, 面積 77000 km²) における、1980~81 年冬季以降の最近 27 冬季について積雪水量分布を日単位、1 km メッシュ平均で計算し、最大総雪水量 (領域内の積雪水量総計の一冬季通じての最大値)、月平均積雪水量分布とその 27 年平均値 (以下簡単のため準気候値と呼ぶ)、および準気候値に対する増減について考察した。同時に、平成 18 年豪雪時 (2005~06 年冬季)・寡雪年であった 2006~07 年冬季の積雪水量分布を計算し、準気候値を利用した見方について示した。

2. 解析領域と使用データ

2.1 解析領域

計算対象領域は、日本の東北地方 (中部, 北部) 東西約 300 km × 南北 700 km の領域である (図 1, 北緯 36 度 40 分から 41 度 20 分, 東経 139 度から 142 度の範囲)。この領域について、積雪水量・融雪量・流出量などの水文学量を約 1×1 km (東西 45 秒, 南北 30 秒, 国土数値情報の 3 次メッシュに相当) を単位に計算する。対象流域は地形の変化に富んでおり、領域のほぼ中央部に脊梁山脈 (八甲田山, 岩手山, 栗駒山, 蔵王, 吾妻山, 磐梯山などの標高 2000 m 級の山々) が連なっている。

領域の大部分が積雪地帯であり、日本海側 (領域の西側) は概して豪雪地帯である。特に脊梁山脈の西側では降雪が多くなる。こうした山地積雪は半年以上にわたって存在し (例えば、気象庁編, 1993), この一帯の豊富な水資源となっている。

2.2 使用データ

使用したモデル (3 章を参照) には, 日平均および最高・最低気温 ($^{\circ}\text{C}$), 日降水量 (mm), 日平均風速 (ms^{-1}), 水蒸気圧 (hPa), 日照時間 (hr), 日平均気圧 (hPa) などの気象要素データが必要

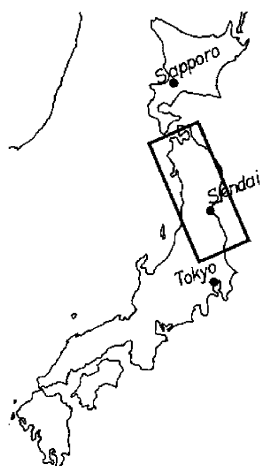


図 1 解析領域 (太い実線内). 東北 6 県 (青森, 秋田, 岩手, 山形, 宮城, 福島) の大部分をカバーする東西 300 km × 南北 700 km の範囲.

である. これらの気象要素の分布はアメダス (解析領域内に 200 から 270 地点) と気象官署 (同約 20 地点) のルーチン気象データから推定する. これらの空間的に離散したデータから面的な気象要素の分布を推定する手法については後で述べる.

また, 標高・土地利用などは国土地理院のデジタル数値地図から得た. 元の数値地図では標高は 50 m メッシュ, 土地利用 (15 区分) は 100 m メッシュであるが, 本研究では 1 km メッシュの平均標高と 1 km メッシュ内の代表的な (最も被覆率が高い) 土地利用に変換して用いる.

3. モデル計算の概要

3.1 気象要素の空間分布

モデルの水収支推定法のあらましを図 2 に示す.

まず, モデルに毎日の気象データ, 地形・地理的なパラメタ (標高や土地利用など) を入力値として与える. 次に 1 km グリッドごとの気象要素の水平分布を推定する. この分布に基づきモデルは降雨量・積雪水量・融雪量・流出量をグリッド毎に求める. 計算結果について, 積雪は NOAA/

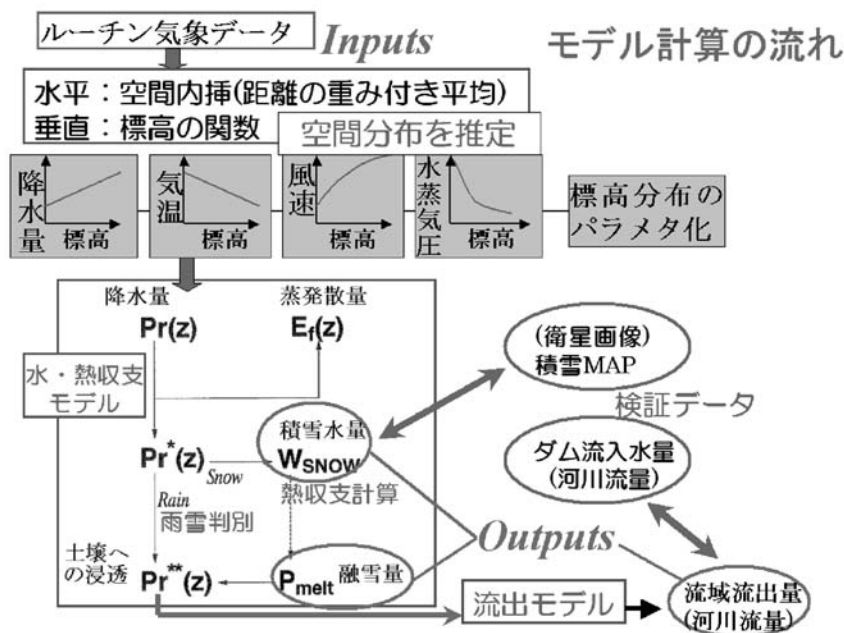


図 2 モデルによる積雪水量分布の計算の概念図.
詳細は Motoya *et al.* (2001) を参照.

AVHRR 画像による積雪マップ, 流出量はダム流入水量と比較検証できる.

本モデルでは, 各グリッドの気象要素をルーチン観測から距離を考慮して空間内挿し, さらにグリッドにおける平均標高 z の関数 (Motoya and Kondo, 1999 に同じ) として高度分布を与える.

さらにモデルは土地利用 (地表面状態) の違いを考えており, 15 種の土地利用区分ごとに地面のアルベド, 植生による日射の遮蔽率を与える.

3.2 融雪モデル

積雪が存在する場合, 毎時の雪面熱収支を解くことで日々の融雪量を計算する. つまり, まず熱収支式を積雪面温度 T_s ($^{\circ}\text{C}$) について解き, $T_s > 0$ ならば, $T_s = 0$ と置きなおして, 熱収支式の余剰エネルギーが融雪に使われたとして融雪量を計算する ($T_s < 0$ のとき, 融雪は起こらない). 以下に熱収支式で用いる各瞬間の気象要素について説明する. なお, 入力値は簡単のため日単位であるが, 熱収支計算の精度向上のため, モデル内部で各気象要素の典型的な日変化を仮定して毎時の計算を行っている.

【日射量 (瞬間値)】

時々刻々の瞬時日射量は Motoya and Kondo (1999) に倣い近隣のアメダス日照時間 N (hr) から推定する. 地表面での日射量を $S^{\downarrow}$ (Wm^{-2}), 大気上端での日射量を $S_0^{\downarrow}$ (Wm^{-2}) とすれば, それらの比は日照率の関数として表すことができ, 日照時間を N_0 (hr) として,

$$\frac{S^{\downarrow}}{S_0^{\downarrow}} = a + b \frac{N}{N_0} \quad (1)$$

とする. 係数 a, b は日照計や観測地点の緯度, 季節などにより決まり, 実測日射量と日照時間による回帰式から求められる.

【下向き長波放射量】

地上の気温, 水蒸気のデータから快晴時の長波放射を推定しておき, 雲の効果を補正して求める. 雲の効果は日照率の関数として経験的に表す (近藤, 1994). すなわち, 快晴日の下向き長波放射の日平均値 $L_{\text{df}}^{\downarrow}$ (Wm^{-2}) は地上の日平均気温 T (K) と有効水蒸気量 w_{TOP}^* (cm) を用いれば, $0.1 \text{ cm} < w_{\text{TOP}}^* < 6 \text{ cm}$ では,

$$L_{\text{df}}^{\downarrow} = (0.74 + 0.19x + 0.07x^2)\sigma T^4 \quad (2)$$

$$x = \log_{10} w_{\text{TOP}}^*$$

となる. ここで, σ はステファン-ボルツマン定数 ($= 5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$) である.

w_{TOP}^* は地表の露点温度 T_{DEW} ($^{\circ}\text{C}$) から推定でき,

$$\log_{10} w_{\text{TOP}}^* = 0.0315 T_{\text{DEW}} - 0.1836 \quad (3)$$

である. 地表の露点温度 T_{DEW} は水蒸気圧 e (hPa) から, $T_{\text{DEW}} = \frac{2373.3 \times \log_{10}(e/6.11)}{7.5 - \log_{10}(e/6.11)}$ として求められている.

雲があるときの下向き長波放射量日平均値 $L_d^{\downarrow}$ (Wm^{-2}) は,

$$L_d^{\downarrow} = \sigma T^4 \left[1 - \left(1 - \frac{L_{\text{df}}^{\downarrow}}{\sigma T^4} \right) C \right] \quad (4)$$

とし, 簡単のため, 日変化は考慮しない. ただし式 (4) の C は雲の効果を表す係数で,

$$C = 0.826 \left(\frac{N}{N_0} \right)^3 - 1.234 \left(\frac{N}{N_0} \right)^2 + 1.135 \left(\frac{N}{N_0} \right) + 0.298 \quad (0 < N \leq N_0) \quad (5)$$

$$C = 0.2235 \quad (N = 0)$$

として与える.

【入力放射量】

森林 (植生) 密度 (樹体による遮蔽) を考慮した日射量と下向き長波放射量により与える. 日射の遮蔽率 (植生密度に対応する) は土地利用ごとに与える. また森林等の地物からの長波放射を地上気温における黒体放射に比例して与える.

【瞬時の気温, 比湿】

日平均気温, 最高・最低気温から気温の日変化を波数 2 までの正弦波で近似して与える (Kondo and Xu, 1997). 比湿は水蒸気圧から計算し, 簡単のため日変化は考慮しない.

【風速】

毎時の風速は, 毎日 15 時に風速が最大になるような日変化を仮定して与える. 風速の高度分布は大気境界層における風速の対数分布則を考慮し

て自由大気中の風速の 1/4 とした。自由大気中の風速の季節変化は 10 年間 (1989~98 年) の高層気象観測データを平均して得られる経験式から決定した。

【潜熱フラックスの交換速度】

Kondo and Xu (1997) を参考に与える。また、強不安定時 (地表面温度 > 気温のとき) は自由対流を考慮して与える (強不安定時の式と通常時両方の交換速度を計算し、より大きい方を用いる)。

【アルベド】

雪面のアルベドは Kondo and Xu (1997) と同様、降雪直後に最大となり以後経時的に低下する経験式で表す。雪のない地面のアルベドは地表面状態毎に典型的な値を与える。

3.3 モデルによる積雪分布再現性

Motoya *et al.* (2001) では、1996 年から 1999 年までの融雪期についてモデル計算による積雪分布を NOAA/AVHRR 画像から別途作成した積雪マップと比較した。ただし、積雪マップは一定期間の複数画像合成から雲除去をしたコンポジットによるものではなく雲の影響のない日について得た積雪分布であり、モデルによる同じ日の積雪分布との同時比較を行った。融雪末期に衛星積雪マップによる積雪面積が最大 30% 程度過小評価となる場合 (森林内の残雪の検出精度が落ちるため) を除き、モデルによる積雪面積は衛星による積雪マップと 10% 以内で一致した。

また、新バケツモデルを組み合わせることで、1996 年から 1998 年について河川流出量を計算し 3 つの山岳流域 (湯田, 七ヶ宿, 奥只見) についてダム流入水量との比較を行った。ハイドログラフによる流出パラメタの最適化は行っていない (平均的な値を全流域に適用する) ため、基底流出量の再現性がやや悪い (大流域で過小, 小流域で過大となる) 傾向があるものの、計算流出量は観測値と 4 mm day^{-1} 以内で一致し、流出のピークや季節変化も再現できた。なお、融雪流出のピークの時期は積雪水量の高度分布特性と強い相関があることが判っている (近藤ら, 1995)。

こうした結果から、モデルは数 km 四方程度の空間スケールにおいて雪氷水文現象の季節変化を充分再現し得ると言える。

4. 計算結果

4.1 月平均積雪分布と最大総積雪水量

モデルは日単位の積雪分布が再現可能であるが、ここでは主に各シーズンの最大値および月平均値を示す。

まず 1980~81 年から 2006~07 年までの 27 冬季について、モデルによる積雪水量分布についてみると、11, 12 月から徐々に積雪が増加し 2 月から 3 月にかけて最大となった後、融雪により消えていくという季節変化が明瞭だったほか、年々変動が極めて大きいことが確認できた。そこで図 3 に解析領域全体で合計した積雪水量 (総積雪水量と呼ぶ) の最大値の長期変化 (上記 27 冬季。ただし、最大値となるのは翌年 2~3 月であることが多いので、図 3, 4 は翌年の 1 月 1 日を含む西暦で表す) を示した。最大総積雪水量の平均値は 26.1 km^3 (黒部ダム貯水量の約 130 倍, 田沢湖貯水量の 3.6 倍) であり、年々変動による標準偏差は 5.2 km^3 となった。

図 4 に図 3 で示した総積雪水量が最大となる起日を、その年の 1 月 1 日を基準とした日数で表し

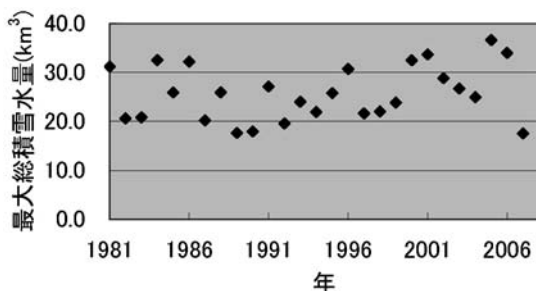


図 3 1980~1981 年から 2006~2007 年までの 27 冬季についての解析領域全体で合計した総積雪水量の最大値の長期変化。27 冬季の平均値は 26.1 km^3 (標準偏差は 5.2 km^3) である。

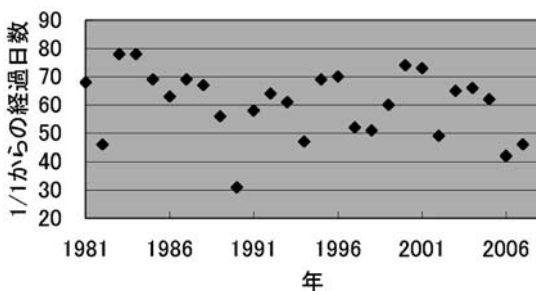


図 4 図 3 に対応する最大総積雪水量の起日 (その年の 1 月 1 日からの経過日数で表す)。経過日数 31 が 2 月 1 日, 同 59 (閏年では 60) が 3 月 1 日に対応する。

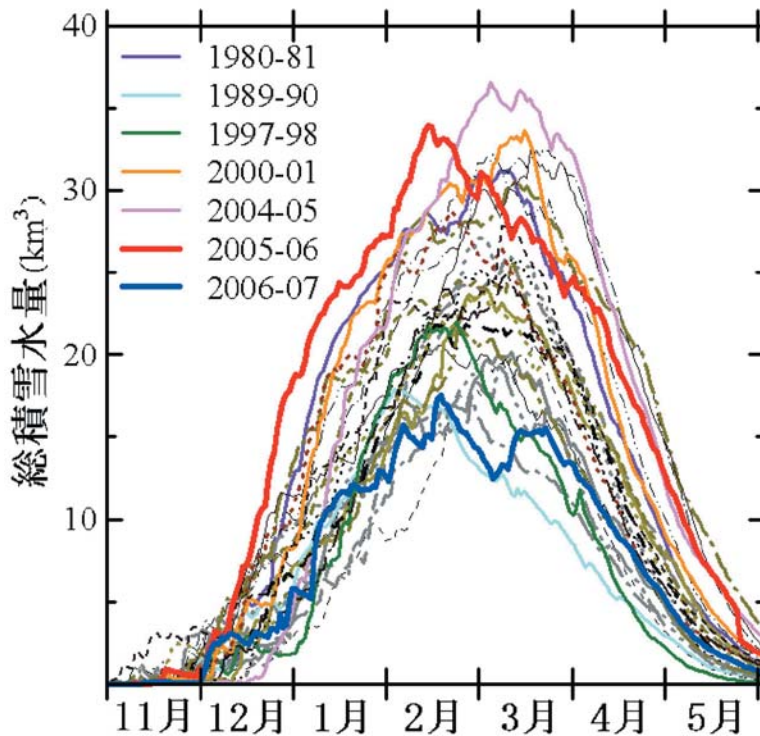


図 5 1980～1981 年から 2006～2007 年までの 27 冬季の総積雪水量の季節変化 (11 月～5 月まで)。赤線が 2005～06 年冬季 (平成 18 年豪雪)、青線が 2006～07 年冬季 (寡雪) を表す。

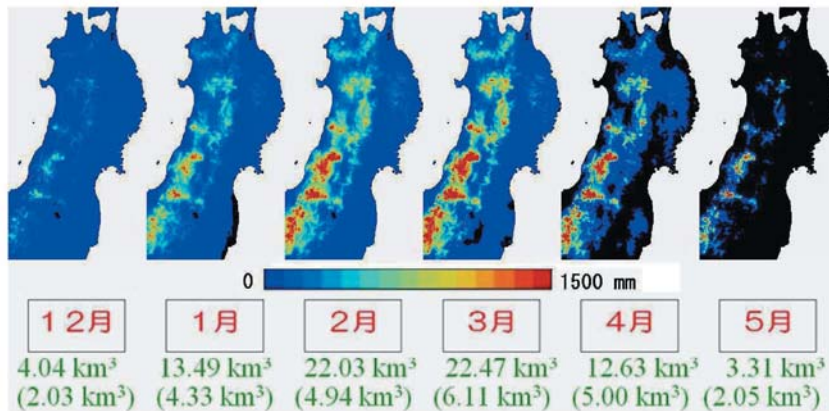


図 6 月平均積雪水量分布の準気候値 (単位 mm), 100 mm 毎に色を変えてある。但し, 1500 mm 以上 (スケールアウト) は赤, 積雪なしは黒で表す。緑字は, 総積雪水量の準気候値, 同括弧内は 27 冬季の年々変動による標準偏差を示す。

た。起日の年々変動は大きく, 統計的に有意なトレンドは見出せなかった。

4.2 総積雪水量の季節変化

図 5 に 1980～81 年から 2006～07 年までの 27

冬季における総積雪水量の季節変化を示す。年々変動は大きい, 豪雪年と寡雪年での総積雪水量の最大値は概ね 2 倍程度の範囲におさまっている。この他, 季節変化パターンの違いも明瞭であ

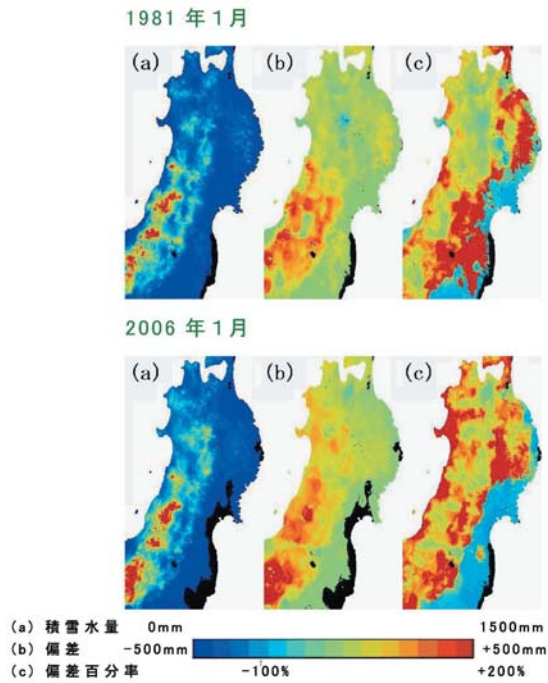


図 7 1981 年 1 月, 2006 年 1 月の月平均積雪水量 (図中 (a)), および積雪水量偏差 (同 (b)) と偏差百分率 (同 (c)) の比較. 図 (a), (b) 中の黒は積雪なし, 同 (c) の黒は積雪水量準気候値がゼロであることを表す.

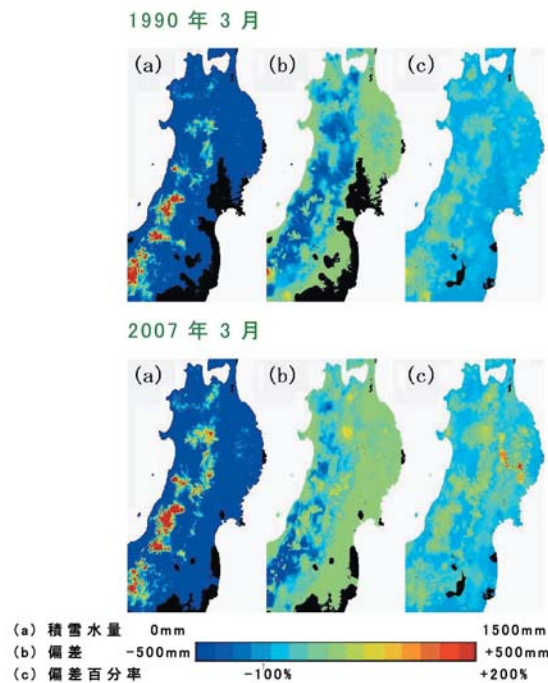


図 8 図 7 に同じ. ただし, 1990 年 3 月, 2007 年 3 月の場合.

る。特に平成 18 年豪雪 (2005~06 年冬季) は早くから積雪増加が見られ、左側に突出したグラフとなっている。同様の傾向はいわゆる S56 豪雪として知られる 1980~81 年冬季にも見られる。ただし、総積雪水量の最大値で見ると平成 18 年豪雪が必ずしも一番ではなく積雪漸増型の 2000~01 年冬季や 2004~05 年冬季が平成 18 年豪雪と拮抗もしくは凌駕している。このことは山地積雪の変動についての山口・阿部 (2007) の報告に対応している。

4.3 積雪水量分布の 27 年平均値 (準気候値)

図 6 に示すのは、月平均積雪水量分布を、1980~81 年から 2006~07 年までの 27 冬季で平均したものの (以下準気候値と呼ぶ) である。水量 0~1500mm を 100mm ごとに全 15 色で塗り分けている。ただし、最高位の濃い赤は水量 1500mm 以上の場合も含む。各図下の数字は総積雪水量の準気候値、括弧内は 27 冬季間の年々変動による標準偏差である。総積雪水量は 12 月から 1 月にかけて 3 倍程度となり 2 月は 1 月の倍に少し及ばない程度、3 月へ向かって微増して最大となった後 4 月になると前月と比べ半減、5 月は前月の 1/4 程度となっている。標準偏差でみると 1 月から 3 月へと総積雪水量増加に対応した増加が見られるが、4 月は 3 月よりも小さくなり、融雪が進むことで積雪の局在性よりも総積雪水量の減少による効果が大いことが考えられる。12 月、5 月の標準偏差が小さいことはこの時期の積雪が高標高の山岳地帯に限定される (局在化の傾向が年によらずほぼ一定になる) ことによるものと考えられる。

次節では、この積雪水量分布準気候値を利用した年々変動の評価について述べる。

5. 考察

本節では、図 5 の季節変化の特徴を踏まえ、早期に積雪水量が増加が見られる豪雪年の 1 月、寡雪年については融雪流出と対応がよいと思われる 3 月に注目して各シーズンの特徴を議論する。

5.1 S56 豪雪と平成 18 年豪雪の比較

前節の準気候値を利用して、1980~81 年冬季 (S56 豪雪) と 2005~06 年冬季 (平成 18 年豪雪) の 1 月の月平均積雪分布を図 7 に示した。各年の (a) が積雪水量分布、(b) が準気候値を引いた偏

差 (単位 mm)、(c) が偏差を準気候値で割った偏差百分率 (%) である。なお、太平洋側では準気候値でも積雪が少ないため偏差百分率の分母が小さくなり、(c) の変動が見かけ上大きくなるので注意のこと。図 7 から 1 月の積雪水量正偏差が特に大きく黄色や赤の領域が目立つ。これは両豪雪年ともシーズン初期の降雪が積雪増加に効いていることを表していると考えられる。また、庄内地方以南の沿岸部や村山地方から宮城県山沿い、北上山地や下北半島では両豪雪年の正偏差はともに大きい。平成 18 年豪雪時は秋田・青森両県にまたがる日本海側北部沿岸を中心に偏差が 200 mm 以上 (偏差百分率で 200% 以上) 過大の領域が顕著に見られる。準気候値を用いた偏差を導入したことで両豪雪年の積雪分布の特徴が分かりやすくなった。

5.2 寡雪年同士の比較

寡雪年の例として 1989~90 年冬季と 2006~07 年冬季について 3 月の月平均積雪水量分布およびその偏差を図 8 に示した。平成 18 年豪雪の翌シーズンにあたる 2006~07 年は寡雪傾向が顕著であったため、気候変動への危機や水資源確保の観点から反響を呼んだことは記憶に新しい。図 8 を見ると 2007 年 3 月は新潟県内に大きな負の偏差 (準気候値と比べ 300 mm 以上、偏差百分率で 100% 近く過小) が顕著である。山間部でも負偏差が目立つ。その一方、山形・秋田・青森の山間部では 1990 年 3 月の方が負偏差が大きい領域が見られる。偏差百分率 (図 8 (c)) で見ても、北東北の山間部では準気候値との差が小さい緑色の領域が 1990 年と比べ 2007 年の方がより広範囲に及んでいる。これは 2007 年 3 月の降雪量が 1990 年と比べ多かったことのほか、冬季降雪の地域特性によるものと考えられる。つまり、北陸から新潟付近までの温暖積雪地帯では冬型気圧配置に伴う降雪が支配的であるが、やや寒冷な北東北では降雪量に占める前線・低気圧などの擾乱による寄与がより大きいためかも知れない。

6. まとめ

本研究で得られた知見および考察は以下のよう

にまとめられる。

- ・ 1980~81 年から 2006~07 年までの 27 冬季に

について解析領域全体で合計した総積雪水量の最大値は平均 26.1 km^3 (黒部ダム貯水量の約 130 倍, 田沢湖貯水量の 3.6 倍), 標準偏差は 5.2 km^3 と推定された。

- ・同じ 27 冬季についての総積雪水量季節変化をみると, 平成 18 年豪雪時の季節変化は, 早くからの積雪増加が顕著な左に傾いたグラフになっており, S56 豪雪時も類似の傾向がある。
- ・27 冬季の平均により, 積雪水量分布の準気候値を得た。
- ・積雪水量分布の準気候値を利用して各年の積雪水量偏差および偏差百分率 (偏差を準気候値で規格化したもの) を求めた。
- ・S56 豪雪と平成 18 年豪雪を比較すると, どちらも全体として正の偏差が大きい領域が広く見られるものの, 平成 18 年豪雪時は北東北の日本海沿岸の積雪正偏差がより顕著になった。
- ・寡雪の例として, 2007 年 3 月は 1990 年と比べ新潟付近の負偏差が大きい, 北東北の山間部では偏差が小さい (ほぼ平年並み) 領域が広く見られた。

本研究では, 年々変動が非常に大きい積雪水量分布についてルーチン気象データに基づいた診断的なモデルで長期間の再現実験を行うことで, 季節変化の特徴を考察したほか, 長期間の平均として積雪水量分布の準気候値を求めた。地域毎の再現特性の吟味や手法に起因するバイアスなどについてのさらなる検討が肝要ではあるが, 積雪水量分布の準気候値は, 積雪量の年々変動を客観的に理解する尺度として有用であると考えられる。また, この準気候値はより自立的な力学・降水過程を含んだ領域気候モデルによる降積雪分布を評価する際にも応用できると考えられる。今回の解析期間はデータの都合から 1980 年～2007 年の 27 冬季としたが, 今後平年値と同じく 30 冬季としてより比較応用が容易なデータとして整備したい。

謝 辞

本研究をまとめるにあたり, 雪氷学会および気象学会において多くの方から貴重なコメント・ご意見を戴き, 大変な励みになりました。また, 編集担当委員・査読者の諸兄には拙い原稿をご考査いただいた上, 改良のためのコメント・アイデア

を多数いただきました。秋田大学教育文化学部地学研究室気象分野の学生諸氏には草稿のチェックをお願いしました。ここに記して感謝いたします。

文 献

- 深山一弥・小川茂男, 1992: TM データによるダム集水域の積雪深分布の推定. 写真測量とリモートセンシング, **31**, 27-36.
- 井上 聡・横山宏太郎, 1998: 地球環境変化時における降積雪の変動予測. 雪氷, **60**, 367-378.
- 井上 聡・川島茂人・横山宏太郎, 2006: メッシュ気候値 2000 による温暖化時の最大積雪深予測値の検証. 雪氷, **68**, 115-122.
- 伊豫部勉・河島克久・和泉 薫, 2007: 平成 18 年豪雪における積雪深分布の特徴. 雪氷, **69**, 45-52.
- 川村隆一・小笠原拓也・吉池聡樹, 2007: 平成 18 年豪雪と冬季東アジアモンスーン変動. 気象研究ノート, **216**, 95-107.
- 風間 聡・澤本正樹, 1993: 東北地方の積雪量の計算について. 水工学論文集, **37**, 153-158.
- 風間 聡・澤本正樹, 1994: 衛星データを用いた東北地方の積雪水資源量推定. 水工学論文集, **38**, 1-6.
- 風間 聡・川村 宏・松澤 茂・及川一志・澤本正樹, 1996: N-LAND データベースシステムを用いた東北地方の積雪域分布の抽出とその変化. 日本リモートセンシング学会誌, **16**, 56-64.
- 気象庁編, 1993: 寒候期最深積雪. 日本気候図, 東京, 大蔵省印刷局, 121pp.
- 気象庁観測部観測課統計室, 2003: メッシュ気候値 2000. 測候時報, **70**, 1-7.
- 気象庁観測部産業気象課, 1989: 気候値メッシュファイル (積雪) 作成調査について. 測候時報, **56**, 297-305.
- 小池俊雄・高橋 裕・吉野昭一, 1985a: 積雪面積情報による流域積雪水量の推定. 土木学会論文集, 357/II-3, 159-165.
- 小池俊雄・高橋 裕・吉野昭一, 1985b: 融雪量分布のモデル化に関する研究. 土木学会論文集, 357/II-4, 165-174.
- 小池俊雄・早川典生・後藤 巖・古谷 浩・八田茂実, 1989: 魚野川流域における融雪流出解析の総合化. 第 33 回水理講演会論文集, 127-132.
- 近藤純正 (編著), 1994: 水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支, 朝倉書店, 348pp.
- 近藤純正・山崎 剛, 1987: 熱収支法による融雪量の予測. 雪氷, **49**, 67-73.
- Kondo, J. and Yamazaki, T., 1990: A prediction model for snowmelt, snow surface temperature and freezing depth using a heat balance method. J. Appl. Meteor., **29**, 1104-1110.

- Kondo, J. and Xu, J., 1997 : Seasonal variations in the heat and water balance for non-vegetated surfaces. *J. Appl. Meteorol.*, **36**, 1676-1695.
- 近藤純正・本谷 研・松島大, 1995 : 新バケツモデルを用いた流域の土壌水分量, 流出量, 積雪水当量, 及び河川水温の研究. *天気*, **42**, 11-21.
- Motoya, K. and Kondo, J., 1999 : Estimating the seasonal variations of snow water equivalent, runoff and water temperature of a stream in a basin using the new bucket model. *水文・水資源学会誌*, **12**, 391-407.
- Motoya, K., Yamazaki, T. and Yasuda, N., 2001 : Evaluating the spatial and temporal distribution of snow accumulation, snowmelts and discharge in a multi basin scale : An application to the Tohoku Region, Japan. *Hydrol. Process.*, **15**, 2101-2129.
- 村松郁栄・佐藤 滋・梅林 正・武田 徹・加藤 明, 1990 : 衛星写真を考慮した本州の積雪分布図. *雪氷*, **52**, 1-11.
- 中村 亘・山崎 剛・近藤純正, 1991 : 熱収支に基づく融雪モデルの只見川上流域への適用. *水文・水資源学会誌*, **4**, 49-53.
- 佐藤篤司, 2007 : 平成 18 年豪雪の被害. *気象研究ノート*, **216**, 27-34.
- 水津重雄, 2002 : 広域に適用可能な融雪・積雪水量モデル. *雪氷*, **64**, 617-629.
- 立花義裕・高野陽平・岩本勉之, 2007 : 熱源・水蒸気源解析からみた 2005 年 12 月の日本海・オホーツク海と WP パターンとの関連性, *気象研究ノート*, **216**, 161-166.
- 高橋俊二, 2007 : 日本の天候の特徴. *気象研究ノート*, **216**, 3-7.
- 高橋 裕・小池俊雄・吉野昭一・中谷成一, 1987a : 融雪量の空間分布を考慮した流出解析. 第 31 回水理講演会論文集, 173-178.
- 高橋 裕・小池俊雄・田原 功, 1987b : LANDSAT データを用いた流域積雪水量算定モデルの総合化に関する研究. 第 31 回水理講演会論文集, 227-232.
- 山口 悟・阿部 修, 2007 : 平成 18 年豪雪における山地積雪の特徴—近年の山地積雪の変動の中で—, *雪氷*, **69**, 53-59.

Total snow water distributions in Tohoku region, Japan, averaged for twenty-seven years : Their application to heavy and light snowfall winters

Ken MOTOYA¹⁾

*1) Faculty of Education and Human Studies, Akita University,
1-1 Tegata-Gakuenmachi, Akita 010-8502.*

Abstract: Daily distributions of the snow water equivalent in several $1 \times 1 \text{ km}^2$ grids in the Tohoku region, Japan, were calculated for 27 winters between 1980 and 2007 by the simple snowmelt model (Motoya *et al.*, 2001) from routine meteorological data. Moreover, the quasi-climatic distributions of snow water were estimated from the 27-year average. The 27-year average cubic volume of total snow water amount at maximum was estimated to 26.1 km^3 and the standard deviation of its long-term changes was estimated to 5.2 km^3 . The seasonal change in the total snow water in the heavy snowfall winter of 2005-2006 was similar in terms of the early growth of snow amount to the winter of 1980-81 that witnessed heavy snowfall ; however, the positive anomalies in coastal areas along the Japan Sea were more dominant in the winter of 2005-2006 than in that of 1980-1981. During the light snowfall winter of 2006-2007, the negative anomalies of snow water in the Niigata region were larger than those of the light snowfall winter of 1989-1990 ; however, it has been found that the mountainous areas in the north of the Tohoku region witnessed an ordinary snow amount in the snowmelt season.

(2008 年 5 月 31 日受付, 2008 年 8 月 22 日改稿受付, 2008 年 9 月 7 日再改稿受付, 2008 年 9 月 11 日受理, 討論期限 2009 年 5 月 15 日)