

## 論文 (Original article)

# 岩手・宮城内陸地震災害地における 2008 年の気象と山地積雪水量分布の特徴

安田 幸生<sup>1)\*</sup>、野口 正二<sup>1)</sup>、三森 利昭<sup>2)</sup>

## Weather conditions and distribution of snow water equivalent around the mountainous disaster area of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake

Yukio YASUDA<sup>1)\*</sup>, Shoji NOGUCHI<sup>1)</sup> and Toshiaki SAMMORI<sup>2)</sup>

### Abstract

The 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake caused many sediment-related disasters in the mountainous region of Mt. Kurikoma. In this study, we analyze the evolution of weather in the disaster area using meteorological mesh data estimated from Automated Meteorological Data Acquisition System (AMeDAS) weather station data, and describe weather conditions before, during and after the earthquake. Although annual mean air temperature in 2008 was almost the same as the quasi-normal value (the normal for the 10 years from 1998–2007), air temperatures from January to February and from March to April were lower and higher than this value, respectively. Precipitation was extremely low around the day of the earthquake (June 14). The period of low precipitation continued for a month after June 14. There were no heavy rainfall events for a month before the earthquake; however, average total precipitation exceeded 200 mm in this period, higher than the quasi-normal value in the same period. From observational data of Radar/Raingauge-Analyzed Precipitation, the tendency of precipitation distribution in the disaster area was such that the local maximum value was frequently found in that area, and accumulated precipitation was greater than that in the surrounding area. Estimated calculations showed snow water equivalent in winter 2008 was greater than that in 2007, especially at altitudes over 1000 m. Although the higher air temperature from March to April 2008 accelerated snow melt in the area, snow cover remained locally at high altitude until just before the earthquake. Consequently, at the time of the earthquake, soil moisture in that region remained high, owing to snowmelt and rainfall.

**Key words :** AMeDAS mesh data, distribution of precipitation, distribution of snow water equivalent, Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, radar/raingauge-analyzed precipitation, weather condition

### 要旨

2008年に発生した岩手・宮城内陸地震では、山岳地域において土砂災害が多く発生した。本研究では、アメダスメッシュ化データを用いて2008年の気象経過についてまとめ、地震発生時およびその前後の気象条件を明らかにした。2008年の年平均気温は準平年値(1998～2007年の10年間平均値)と同等であったが、1月から2月の気温が低く、3月から4月の気温が高い傾向にあった。地震発生日(6月14日)前後はきわめて降水量が少なく、またその状態は地震発生後一ヶ月間続いていた。地震発生前の一ヶ月間に大きな降雨イベントはなかったが、災害地におけるこの期間の積算降水量は平均で200mmを超えており、この量は同期間の準平年値を上回っていた。解析雨量データによって、地震発生前後における準平年値を超える降雨イベントについて、その降水量分布特性を調べた結果、降水量分布は災害地付近で極大域を持つことが多く、近隣の地域よりも降水量が多くなる傾向が得られた。災害地における冬期積雪水量を推定した結果、2008年の積雪水量は2007年よりも多く、とくに標高1000m以上の高標高地域において顕著であった。2008年は、3月から4月にかけての高温傾向によって融雪の進行が早まったが、高標高地域では地震発生直前まで局所的に積雪が残ったものと思われる。地震発生時、この部分の土湿は融雪と降雨の影響により湿潤状態にあったと考える。

**キーワード:** アメダスメッシュ化データ、降水量分布、積雪水量分布、岩手・宮城内陸地震、解析雨量、気象経過

原稿受付:平成23年11月28日 Received 28 November 2011 原稿受理:平成24年6月18日 Accepted 18 June 2012

1) 森林総合研究所東北支所 Tohoku Research Center, Forestry and Forest Products Research Institute (FFPRI)

2) 森林総合研究所 Forestry and Forest Products Research Institute (FFPRI)

\* 森林総合研究所東北支所 〒020-0123 岩手県盛岡市下厨川字鍋屋敷92-25 Tohoku Research Center, Forestry and Forest Products Research Institute (FFPRI), 92-25 Nabeyashiki, Shimo-Kuriyagawa, Morioka, Iwate 020-0123, Japan, e-mail: yassan@ffpri.affrc.go.jp

## 1. はじめに

2008年6月14日午前8時43分に発生した岩手・宮城内陸地震によって、震源に近い岩手・宮城・秋田県境の栗駒山周辺地域において人的被害を含む多数の被害が発生した。この地震の被害はおもに、山地での崩壊とそれとともなう土石流などの土砂災害であった(東北森林管理局, 2009; 三森ら, 2010)。このため、本地震の災害地における崩壊・地すべりの特徴や発生箇所・規模に及ぼす地形および地質の影響が調査され、報告されている(井口ら, 2010; 三森ら, 2010)。また崩壊には至らなかったものの、稜線部において山体に亀裂が生じ、斜面が不安定化している箇所が複数存在していることも確認されている(村上ら, 投稿中)。

これらの崩壊や地すべりの発生の直接要因は地震動であるが、降雨や融雪水による土壌水分量や地下水位の変化も、崩壊時の地盤強度や土砂移動形態などに影響を与える(高谷, 2008)。また地震後について、井良沢ら(2008)は降雨などによる土砂流出の危険性が今後も長期間にわたって継続すると予想している。村上ら(投稿中)は、地震によって不安定化した斜面が、少ない降水量によっても崩壊しやすくなっていることを示している。

野口ら(2010)は震源近傍のアメダスデータ(降水量、積雪深、気温)を用いて災害地周辺における土壌の水分状態(土湿)の推定を試みている。この際、災害地域が積雪地域であることを考慮し、先行降水指数(antecedent precipitation index: API)に融雪水量を組み入れた先行土湿指数(antecedent soil-moisture index: ASI)を提案し、土湿指標とした。地震前後と豪雨時および融雪時の先行土湿を比較した結果、地震前後の土湿が比較的乾燥した状態であったことから、災害の被害をより大きいものにしなかったと考察している。

気象要素である降水(降雨・降雪)量は崩壊・地すべりやその後の土砂移動の誘因となり得るが、これまで本地震の災害地における気象をまとめた報告はない。よって、2008年における災害地周辺の気象経過をまとめ、地震発生年における気象経過(とくに降水量)に注目しつつ岩手・宮城内陸地震を見直してみることに意味があると考えられる。また、地震発生日は6月14日であることから、東北地方の積雪山岳地域では消雪直後あるいは融雪末期に当たると考えられる。冬期の降水は積雪によって地表に貯えられ、融雪期に多量の融雪水として地面に供給される。このため積雪分布とその時間変化は、春から初夏にかけての土壌水分量や地下水位に大きく影響する。冬期における山地積雪水量分布の状態を把握することは、本地震による土砂災害の発生状況を検討する上で重要だと考える。

そこで本報告では、メッシュ化されたアメダスデータを用いて災害地における2008年の気温・降水量・

日照時間の経過を半旬ごとにまとめ、過去10年間の平均値(準平年値)との比較を行った。同時にレーダーアメダス解析雨量(解析雨量)データを用いて、災害地周辺における地震発生日前後の降水量分布の特徴を調べた。また解析雨量に基づいて、2007年冬期と2008年冬期の山地積雪水量分布を推定し、両年の比較を行った。以上のデータ解析より、災害地における2008年の気象経過と山地積雪水量分布から、岩手・宮城内陸地震による土砂災害について考えてみたい。

## 2. 方法

### 2.1 アメダスデータのメッシュ化

気象庁地域気象観測システム(Automated Meteorological Data Acquisition System: AMeDAS, アメダス)は約21km間隔で全国に整備されている(気象庁, 2012)。しかし、岩手・宮城内陸地震の災害地の多くは山岳地域に位置しており、高標高域において稼働中のアメダス観測地点はない(Fig. 1)。また災害地の地形は複雑であるため、点データであるアメダスの観測値が災害地の気象状況をどこまで代表できるのかは不明である。そこで本研究では、清野(1993)によって開発されたアメダスデータのメッシュ化プログラム Ver.5.2(農業環境技術研究所職務作成プログラムP第4068号-1)によって、災害地周辺のアメダス観測値を三次メッシュ(約1km×1km)に展開したデータを解析に用いた。このアメダスデータメッシュ化プログラムでは「平年差の距離重み付け法」によってデータのメッシュ展開が行われる(清野, 1993)。この方法では、メッシュ気候値2000(気象庁, 2002)を基礎データとして、対象メッシュ周辺にある複数のアメダス観測点の観測値と平年値との差を求め、これを距離の逆数で重み付けすることで対象メッシュのデータ値を推定する。メッシュ化可能な気象要素は、日単位の降水量・気温(平均・最高・最低)・日照時間・日射量である。なお、降水量に関しては、その分布が連続的ではないため、平年差を用いずに距離の重み付けのみによってメッシュ値が決められる(清野, 1993)。本研究では、降水量・平均気温・日照時間のメッシュデータを解析に使用した。

Fig. 1に災害地周辺のアメダス観測点および各メッシュの平均標高を示した。最も高いメッシュ標高は、栗駒山頂を含むメッシュに隣接したメッシュの1481mである。図中の青線は地震による崩壊・地すべりが多く発生した範囲(森林総合研究所, 2008)に合わせて設定した領域である。以後、本報では、この青線で囲まれた領域(900メッシュ: 約900km<sup>2</sup>)を災害地と呼び、この領域の領域平均値を災害地の値とする。また、災害地周辺とはFig. 1の図示領域を指すこととする。この図示領域は岩手・宮城・秋田県の県境をほぼ中心として、宮城・秋田・山形県境付近も含む

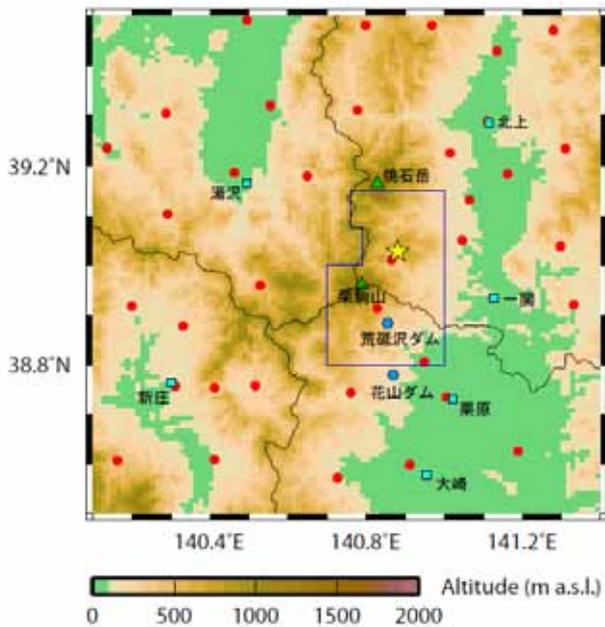


Fig. 1. 2008 年岩手宮城内陸地震の災害地周辺のアメダス観測地点 (●) とメッシュ標高分布  
星印は震源、青線は災害地の範囲を表す。  
Distribution of AMeDAS stations (●) and mesh altitude around disaster area of 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake. Star is epicenter, and blue line outlines earthquake disaster area.

東経 140.1°E から 141.4°E、北緯 38.5°N から 39.5°N の範囲 (12480 メッシュ: 約 12,480km<sup>2</sup>) である。なお栗駒山頂は、岩手・宮城・秋田県境のわずかに東側 (140.788°E ; 38.961°N 付近) の岩手・宮城県境に位置している。

## 2.2 解析雨量

災害地周辺の降水量と積雪水量の分布を調べるために、気象庁が提供している解析雨量データを使用した。解析雨量は、国土交通省河川局・道路局と気象庁が全国 20ヶ所に設置している気象レーダーの測定から得られた降水量推定値を、アメダス観測点での地上降水量によって補正して作成されている (新保, 2001a ; 立平, 2006 ; 気象庁, 2012)。降水量分布のメッシュ区切りは、2006 年より 1km 四方となっており、各メッシュの大きさはアメダスメッシュ化データと一致する。解析雨量データには、30 分毎に 1 時間降水量が収録されている。

解析雨量は、その空間分解能の高さから、降水量分布を把握する上で大変有用である。しかし、解析雨量データの降水量は実際に観測された地上降水量とはかなり異なる値を示すことがあり (気象庁予報部予報課, 1995)、また最近では、冬季の解析雨量は山岳域の降水量 (降雪量) を過小評価しているという問題も指摘されている (山口ら, 2010)。本研究では、降水量分

布や積雪水量分布の推定に解析雨量データを用いているが、そのおもな理由は: アメダス等の気象観測点のない山岳地域の降水量分布を知ることが出来ること、同様の空間・時間分解能を持つデータは他に存在しないという現状では極めて実用的なこと、この解析によって得られる結果は防災上重要だと考えること、である。

## 2.3 積雪水量の推定

本研究では、積雪水量を次のように推定する (朝岡ら, 2007)。

$$SWE_t = SWE_{t-1} + SF - M \quad (1)$$

ここで  $SWE$  は積雪水量 (mm)、 $SF$  は日降雪水量 (mm)、 $M$  は日融雪量 (mm) であり、 $t$  は降雪初日からの日数、 $t-1$  はその前日を表す。このため積雪水量の推定のためには、まず降雪水量と融雪水量を求める必要がある。

降雪水量は、解析雨量のデータを基に、小川・野上 (1994) が提案した冬期の降水形態判別を用いて推定した。この判別法では「降水が 50% の確率で個体降水 (降雪) としてもたらされる際の地上の日平均気温」を判別気温とし、地域毎の判別気温が示されている。本研究では東北地方西部と東北地方東部の判別気温を用いて、各メッシュの日平均気温 (アメダスメッシュ化データ) が判別気温より低い日の降水を「降雪」と判別し、その量を日降雪水量とした。なお小川・野上 (1994) では東北地方の降雪期間を 11 月から 4 月として月毎に判別気温を推定しているが、東北地方の山岳地域では 10 月と 5 月も降雪となる可能性があるため、本研究では 10 月から 5 月を降雪期間として降水形態の判別を行った。このとき、11 月から 4 月の判別気温は月毎の値をそのまま採用し、10 月と 5 月の判別気温については、それぞれ 11 月と 4 月のものを用いた。なお、東北地方西部・東部の各月の判別気温は 1.4 ~ 2.6°C の範囲であった (小川・野上, 1994)。

日融雪量の推定では、河島ら (2002) が提案した簡易推定法である改良型ディグリー・デー法を用いた。また、野口ら (2010) と同様に地表面と接している積雪層底面での底面融解量あるいは地面融雪量 (太田, 1989; 新井, 1994) を考慮した。融雪量は、本来、積雪層の熱収支によって評価されるべきであるが、このためには大がかりな現地観測を必要とする。一方、ディグリー・デー法は融雪量と気温との間に線形関係があると仮定し、気温データのみで融雪量を推定する経験的な方法である。この方法は、限られた気象データしか得られない場合や広域推定を行う場合に実用的である (朝岡ら, 2007)。

改良型ディグリー・デー法では、気温とディグリー・デー・ファクターの与え方が従来法と異なっており、日融雪量  $M$  (mm day<sup>-1</sup>) は、次式によって求める。

$$M = \frac{k}{2} (T_{ay} + T_{at}) + a \quad (2)$$

ここで、 $k$  はディグリー・デー・ファクター ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ day}^{-1}$ )、 $T_{ay}$  と  $T_{at}$  は、日融雪量を推定する日の前日の日平均気温と当日の日平均気温 ( $^\circ\text{C}$ )、 $a$  は底面融解量 ( $\text{mm day}^{-1}$ ) である。

日融雪量推定では、まず融雪開始日 (式 (2) の右辺第 1 項がゼロを超える日) を決定するために、FD-index (First Discharge Index) を計算する：

$$FD = \sum T_a \quad (3)$$

ここで、 $T_a$  は日平均気温 ( $^\circ\text{C}$ ) である。計算では、①日平均気温がマイナスの場合は  $T_a = 0$  として扱う、②3日間連続して日平均気温がマイナスの場合は  $FD$  値を 0 に戻す、という条件を設定する。本研究では、 $FD = 10 \text{ } ^\circ\text{C day}$  を閾値として (河島・和泉, 2008)、 $FD$  が閾値以上になった日を融雪開始日とした。また、ディグリー・デー・ファクター  $k$  ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ day}^{-1}$ ) は次式によって決定した (河島・和泉, 2008)。

$$k = 0.039x + 2.3 \quad (4)$$

ここで、 $x$  は融雪開始日をユリウス日数 (1月1日を1として順次積算) で表したものである。

日融雪量の推定は、メッシュ化されたアメダス気温データを用いて式 (2) によって行われるが、 $FD$  値が閾値未満の期間は  $M = a$ 、つまり融雪は底面融解量のみとした。つまり、

$$\begin{cases} M = \frac{k}{2} (T_{ay} + T_{at}) + a & (FD \geq 10) \\ M = a & (FD < 10) \end{cases} \quad (5)$$

である。新井 (1994) によれば、 $k$  値は  $4 \sim 6 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ day}^{-1}$  が適当である (ただし現実の地形等を考慮することが重要だと指摘)。本研究では、災害地のアメダス地点 (祭時と駒ノ湯) の消雪日と推定消雪日を近づけるために  $k$  値に上限を定め、 $k \leq 5 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ day}^{-1}$  とした。また融雪は1月1日より前の期間でも生じることから、今回は10月から12月の  $k$  値を  $k = 4 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ day}^{-1}$  と仮定して計算を行った。この  $k$  値は、新井 (1994) で報告されている本州の標高 1000 m における10月と11月の値 (水平面) を参考したものである。底面融解量については、本研究では  $a = 0.5 \text{ mm day}^{-1}$  とし (新井, 1994)、一定値を仮定した。

積雪水量推定は、以上の方法を用いて 1km メッシュ単位で行われた。なお、この方法による積雪水量推定の妥当性については、付録 A において検討する。

## 2.4 使用データと集計期間

アメダスデータのメッシュ化は1998年から2008年まで行った。使用データは気象庁が編集したアメダス再統計値 (1998～2004年)、アメダス年報 (2005～2008年) である。解析雨量データも同じく、気象庁編集の解析雨量年報 (2007～2008年) を用いた。いずれのデータも (財) 気象業務支援センターから発行されている。

本報告では、データの集計期間として半月を使用しているが、各期間は気象庁気象観測統計の指針 (気象庁, 2005) にしたがって定めた。半月には暦日半月を用い、各月を1日から5日ごとに区切って第1半月から第6半月とした。ただし、第6半月は26日からその月の末日までとした。

災害地における平均的な気象条件を得るために、各メッシュにおいて半月ごとに、1998年から2007年までの10年間平均値を求めた。この平均値を準平年値 (Quasi-normal) とし、準平年値との差を準平年差 (Quasi-anomaly) と呼ぶことにする。

これ以降の解析では、2種類の降水量データを使用しているため、ここで確認しておく。3.1節の気象経過の解析では、長期トレンドの抽出のためアメダスメッシュ化データの降水量を使用した。また3.2節以降の解析では、降水量分布や積雪水量分布の詳細を把握するために解析雨量データを使用した。

## 3 結果と考察

### 3.1 災害地における2008年の気象経過

Fig. 2 にアメダスメッシュ化データから求めた災害地における2008年の気象経過を準平年値と合わせて半月ごとに示した。気温と日照時間は半月平均値、降水量は半月積算値であり、データ値はすべて災害地の領域平均値で表されている (降水量の場合は領域平均積算値となる)。2008年における災害地の年平均気温は  $8.7^\circ\text{C}$  で、準平年値 ( $8.7^\circ\text{C}$ ) と同じであった。年降水量は  $1672.0 \text{ mm}$  で、準平年値 ( $1996.9 \text{ mm}$ ) の約 84% であった。年平均日照時間は  $3.7 \text{ h}$  で、準平年値 ( $3.7 \text{ h}$ ) と同じであった。年間値で見ると、2008年は気温・日照時間も準平年並であったが、降水量がやや少なめの年だった。

### 気温

地震発生時 (6月第3半月) の災害地の平均気温は準平年値よりも  $0.8^\circ\text{C}$  ほど低かった (Fig. 2a, b)。その後、6月中はやや低温のまま推移するが、7月に入ると第5半月まで高温傾向であった。8月以降も高温と低温を繰り返すが、とくに8月第5半月の気温低下が大きかった。このときの平均気温は  $15.0^\circ\text{C}$  で、準平年値よりも  $5.6^\circ\text{C}$  も低く、9月下旬並みの涼しさであった。8

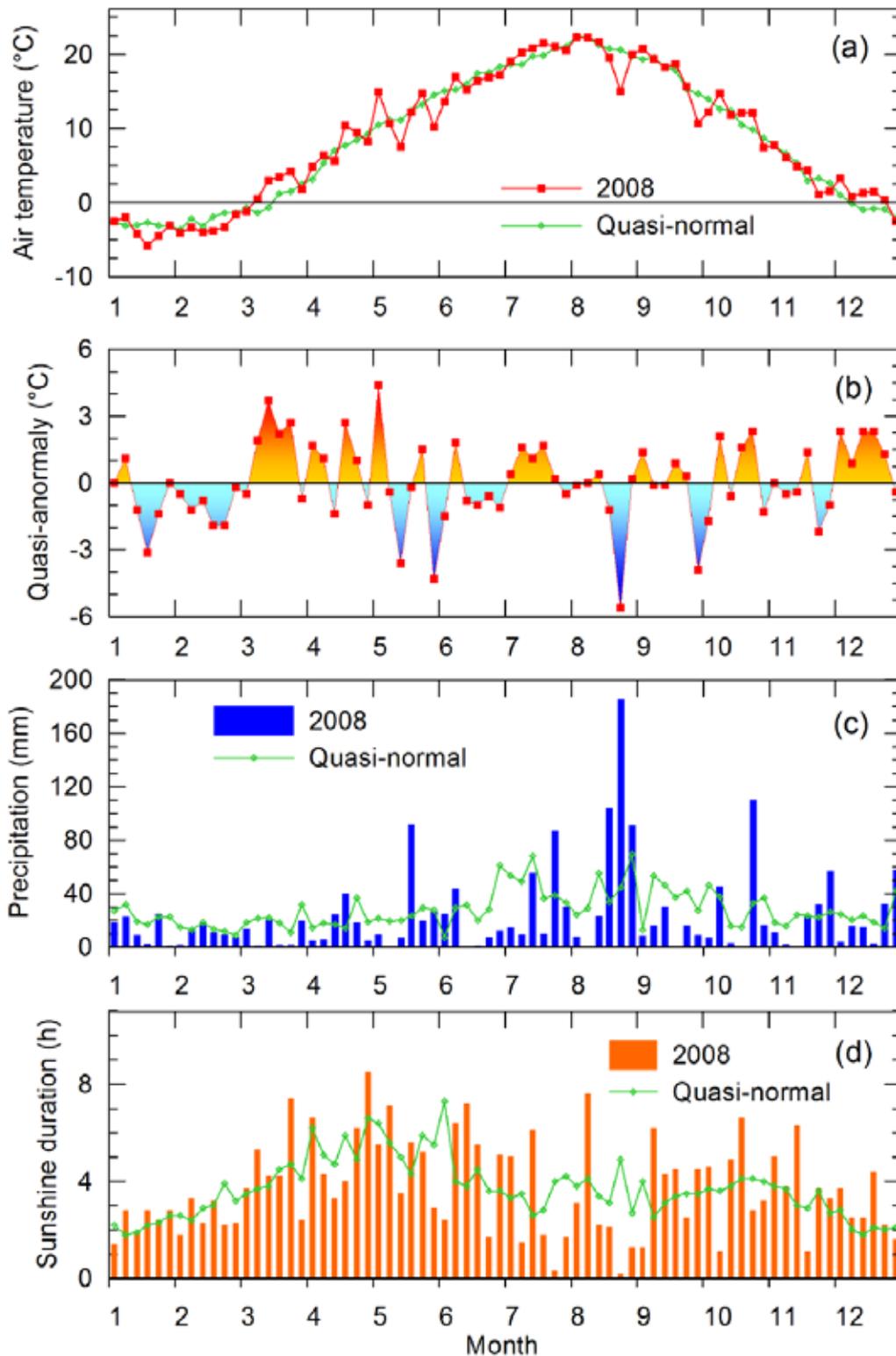


Fig. 2. アメダスメッシュ化データから求めた災害地における 2008 年の気候経過と準平年値  
 (a) 気温、(b) 気温の準平年差、(c) 降水量、(d) 日照時間 (気温と日照時間は半月平均値、降水量は半月積算値)  
 Weather conditions obtained from 2008 AMeDAS mesh data, and quasi-normal values in the disaster area: (a) Air temperature, (b) quasi-anomaly of air temperature, (c) precipitation, (d) sunshine duration. Calculated data are pentad-mean values for air temperature and sunshine duration, and pentad-integrated values for precipitation.

月第5半旬は2008年で最も雨が多かった期間であり (Fig. 2c)、災害地にとってこの季節としては冷たい大雨となった。

地震発生前の気温経過で特徴的な点は、1月と2月の低温と、3月と4月の高温が挙げられる。この傾向は、Fig. 2bの準平年差の経過をみると分かりやすい。1月第3半旬から3月第1半旬にかけては低温の状態が継続し、準平年値を上回ることにはなかった。しかしその後、3月第2半旬から5月第1半旬にかけては高温の日が多かったことがわかる。3月から4月は災害地における融雪期と重なる。この時期の気温が高いということから、災害地における融雪が平年よりも促進されたものと考えられる。

### 降水量

降水量の経過では、災害地では地震発生の直前直後にほとんど雨が降らなかったことがわかる (Fig. 2c)。地震発生は6月14日なので6月第3半旬の後半に当たるが、6月の第3半旬および第4半旬における災害地の積算降水量はそれぞれ0.1と0.7 mmであった。2008年の災害地において、2半旬の積算降水量が1 mm以下だったケースは他になく、きわめて雨の少なかったときに地震が発生したといえる。地震発生後も降水量の少ない状況が続いており、8月第4から第6半旬にかけてまとまった雨が降るまで、準平年値を上回ったのは1回だけであった (7月第5半旬)。とくに、6月第3半旬から7月第2半旬までの一ヶ月間の降水量は少なく、積算降水量は44.1 mmであった。この量は、2008年の6半旬積算降水量では最小であった。

地震発生前の降水量の経過をみると、準平年値よりも冬期の降水量がかなり少なかったことがわかる。1月から3月までの積算降水量は準平年値で344.2 mmであるが、2008年は197.6 mmであった。仙台管区気象台によれば2008年冬の東北地方は少雪であった (仙台管区気象台, 2008)。山岳地域を多く含む災害地においても同様であったかどうかは不明であるが、冬期の降水量が少なかったことから、平年よりも降雪が少なかったと思われる。

地震発生直前の一ヶ月間 (5月第3半旬から6月第2半旬の6半旬) の積算降水量は、200 mmを超えていた (Fig. 2c)。この量は、2008年でみると実は少ない降水量ではない。8月後半のまとまった雨を含む期間を除けば、2008年における6半旬積算降水量としては最大であった (すべてを含むと72個の6半旬積算降水量のうち上から8番目)。準平年値では、7月までは6半旬積算降水量が200 mmを越えることはなく、この時期としては比較的降水量が多かったことがわかる。野口ら (2010) は地震発生前30日間の先行土湿指数の解析から、地震発生日の土壌水分状態は湿潤では

なかったと報告している。これは、一回の降水量がそれほど大きくなかったことや92.0 mmの積算降水量を記録した期間 (5月第4半旬) が地震発生日よりも25日程前だったことに起因している。

### 日照時間

日照時間の多寡が、土砂災害に直接影響を及ぼすことはないと考えられるが、2008年の天候のまとめとして Fig. 2dにその経過を示しておく。まず地震発生前後 (6月第2半旬から第4半旬) は準平年値と比べて多照であったことがわかる。地震後の7月と8月は降水量と連動して準平年値よりも寡照の期間が多かったが、9月以降は反対に多照の期間が多くなった。地震前の経過をみると、3月は準平年よりも多照だった期間が多く、月平均値でも12%ほど日照時間が長かった。4月は変動が大きいが、月平均では準平年並みであった。3月と4月の日照が少なくなかったことは、この時期の高温傾向と合わせて、災害地の融雪促進に適した条件だったといえる。

### 3.2 災害地における地震発生前後の降水量分布

地震発生前後の降雨イベントについて、災害地における降水量が準平年値を上回るイベントをいくつか取り上げ、災害地周辺の降水量分布を調べた。降水量データには2008年解析雨量年報を用いた。取り上げた降雨イベントは2008年5月第4半旬、6月第1～第2半旬、8月第4～第5半旬の3期間である (Fig. 2c)。なお以下の降水量分布図 (Fig. 3a～3c) では、降水量分布域の極大を判別しやすくするため、データ値のスケールが図ごとに異なっている。

#### 2008年5月第4半旬の降水量分布

Fig. 3aに災害地周辺の2008年5月第4半旬 (5月16～20日) における積算降水量分布図を示す。この降雨イベントは5月20日の降雨が主であった。図示領域全体としては、南北の県境に連なる奥羽脊梁山脈よりも東側 (太平洋側) で降水量が多くなる傾向があった。災害地 (黄線枠内) においては、ほぼ全域で70 mm以上の降水量が観測された。降水量の極大域は災害地とほぼ一致するため、100 mm以上の降水域も多かった。とくに岩手・宮城・秋田県境近辺での降水量が集中して多く、200 mmを超えていた。この県境の宮城県側ではさらに降水量が多く、300 mmを超えるメッシュも確認できた。災害地における最大値は309.8 mmであった。

#### 2008年6月第1～第2半旬の降水量分布

Fig. 3bに2008年6月第1半旬から第2半旬 (6月1～10日) までの積算降水量分布図を示す。この降雨

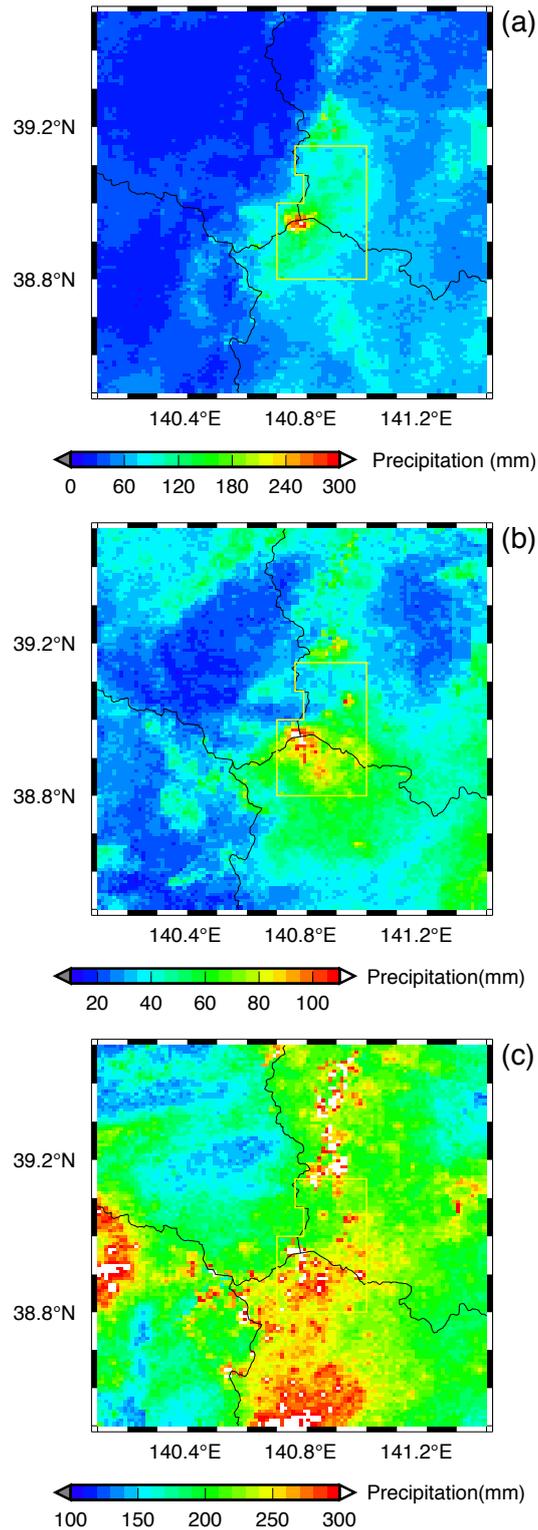


Fig. 3. 解析雨量からもとめた災害地周辺の降水量分布  
(a) 2008年5月第4半旬(5月16~20日)における積算降水量分布  
(b) 2008年6月第1半旬から第2半旬(6月1~10日)までの積算降水量分布  
(c) 2008年8月第4半旬から第5半旬(8月16~25日)までの積算降水量分布  
データ値のスケール:(a)0~300mm、(b)10~110mm、(c)100~300mm。  
黄線枠内は災害地を表す。

Distributions of precipitation around disaster area: (a) Total precipitation in 4th-pentad in May 2008, (b) 1st – 2nd-pentad in June 2008, (c) 4th – 5th-pentad in August 2008. Scales of calculated data are (a) 0–300mm, (b) 10–110mm, (c) 100–300mm. Area within yellow line is disaster area.

イベントは6月5日から6日にかけての降雨が中心のイベントであり、地震発生直前の降雨イベントである (Fig. 2c)。積算期間が10日間あるが、災害地における積算降水量は5月第4半旬よりも少なかった。災害地周辺での降水量の極大域は、岩手・宮城・秋田県境付近とその南側に現れた。積算降水量60 mmを超える地域はちょうど、大規模な崩壊・地すべり・土石流が生じた、宮城県側耕英地区、荒砥沢ダム、一迫川・二迫川・三迫川上流域、そして岩手県側産女川・磐井川上流地域 (東北森林管理局, 2009) に広がっていた。5月第4半旬の場合と同じく、三県の県境付近とその南側にとくに強い降水量分布があり、100 mmを超えるメッシュも存在した。災害地における最大値は144.0 mmであり、このメッシュでの6月6日の日降水量は94.8 mmであった。

#### 2008年8月第4～第5半旬の降水量分布

Fig. 3cに2008年8月第4半旬から第5半旬(8月16～25日)までの積算降水量分布図を示す。この期間は2008年で最も大きな降雨イベントを含んでいる (Fig. 2c)。8月第4半旬から第6半旬まで降水量が多いが、第4および第5半旬の準平年差がとくに大きかったため、この2半旬積算値を取り上げた。この降雨イベントは8月19日～21日および24日の降雨が中心であった。災害地周辺では、200 mmを超える降水量の分布域が、奥羽山脈東側および山形県北部に広がっていた。災害地においては、とくに宮城県側で250 mmを超える降水量分布域が現れた。また岩手県側でも、災害地の北部および東部に、局所的に250 mmを超えるような降水量分布域が存在した。岩手・宮城・秋田県境付近および宮城県側災害地と岩手県側災害地北部には降水量が300 mmを越すメッシュもあり、広範囲にわたって大雨をもたらしたイベントであった。災害地での最大積算降水量は419.6 mmで三県県境地点の西側の分布域にて生じていた。なお、災害地の岩手県側北部と東部に現れた局所的な分布域は、大規模な山腹崩壊や地すべりのあった地域 (胆沢川上流域や一関市市野々原地区) 付近に位置している (東北森林管理局, 2009)。

以上、3つの降雨イベントに共通していえることは、災害地付近では降水量の極大域が形成されることが多く、とくに岩手・宮城・秋田県境付近 (栗駒山頂付近) から災害地南部 (宮城県側) における降水量が多いこと、である。もし地震発生直後に準平年値を上回るような降雨イベントが発生していたならば、災害地において周辺地域よりも大きな降水量分布域が生じたかもしれない。地震直後に、河道閉塞や不安定土砂などによる二次災害の危険性が非常に高まっていたなか、準

平年値を超えるような降雨イベントが生じなかったことは、大きな二次災害が発生しなかった要因の一つであると考えられる。

一方、地震発生前一ヶ月間の災害地における降水量は準平年値よりも多く (Fig. 2c)、また降水量分布域が大規模災害地と重なるため (Fig. 3a, b)、これが地震による山地災害の拡大につながった可能性もある。災害地の地層の堆積構造は、軽石質凝灰岩を主とする湖成の堆積岩の上部を溶結凝灰岩が覆うキャップロック構造であることが多い (三森ら, 2010)。高谷 (2008) によれば、上部岩層に節理の発達したキャップロック構造は地下水を溜めやすく、これが地すべりの原因となる。地震発生前の降水量が、山地災害の拡大にどの程度影響を及ぼしたのかは明らかではないが、融雪末期から融雪後にかけての継続した雨が融雪水と合わさって地下水位を上昇させ、地震動による崩壊・地すべりを助長させた可能性もあると考えられる。

#### 3.3 災害地における山地積雪水量分布の特徴

岩手・宮城内陸地震の発生時期は、山岳地域の高標高域における積雪の融雪末期とも重なっているため、地表面への水供給量は雨だけでなく融雪水も考慮する必要がある。本研究では、小川・野上 (1994) の方法による冬期降水の形態判別 (雨雪判別) によって降雪水量を推定し、改良型ディグリー・デー法によって融雪水量の推定を行った (河島ら, 2002; 野口ら, 2010)。災害地周辺とくに山岳地域における2008年の山地積雪水量分布の特徴を調べるために、データ解析では2007年と2008年の積雪水量分布の比較を行った。

#### 3月1日における2007年と2008年の積雪水量分布

Fig. 4aと4bに2007年と2008年の3月1日時点での災害地周辺における積雪水量分布を示した。山岳地域における本格的な融雪期は3月中旬から下旬に始まるので、3月1日は融雪期前の積雪水量分布を表したものである。図より、2008年の積雪水量は2007年よりもかなり多かったことがわかる。災害地における平均積雪水量をみると、2007年は253.2 mm、2008年は440.7 mmであった。2007年の積雪は県境沿いの山岳地域に集中しており、標高の低い地域の積雪水量は少なかった (Fig. 4a)。2008年は奥羽山脈西側 (日本海側) での積雪水量が2007年と比べて明らかに多いことから、大陸からの季節風の影響が2007年よりも大きかったことがわかる (Fig. 4b)。日本海側の積雪の分布域は、奥羽山脈を越えてその東側まで広がっており、このため災害地における2008年の積雪水量は増加した。

2008年には災害地北端よりも北側の地域に最も大きな積雪水量分布域が存在したが、ここには焼石連峰が

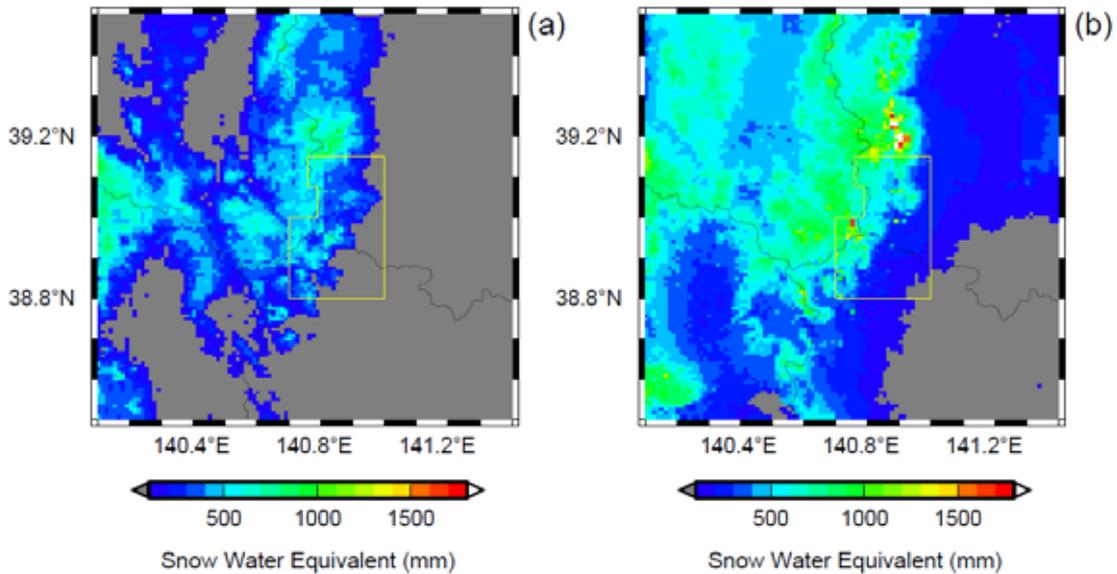


Fig. 4. 3月1日における災害地周辺の積雪水量分布 (a) 2007年、(b) 2008年。図示データは積雪水量100mm以上。黄線枠内は災害地を表す。  
Distributions of snow water equivalent around disaster area on March 1: (a) 2007, (b) 2008. Calculated data are for more than or equal to 100 mm. Area within yellow line is disaster area.

あり、災害地北端部はその南麓にあたる。災害地領域内ではその北端部と岩手・宮城・秋田県境の西側の地域で積雪水量のピークがみられ、1000 mm から 1700 mm の積雪水量を示すメッシュもみられた。2008 年の災害地における積雪水量分布の特徴の一つは、標高とともに積雪水量が増加することが挙げられる (Fig. 5)。メッシュ標高を 500 m 毎に区切ると、区間毎の平均積雪水量は 500 m 未満では 264.6 mm、500 m 以上 1000 m 未満では 607.5 mm、1000 m 以上では 839.5 mm であった。2007 年は、この標高依存性が標高の高い領域で乏しく、それぞれ 97.0 mm、419.4 mm、453.9 mm であった。

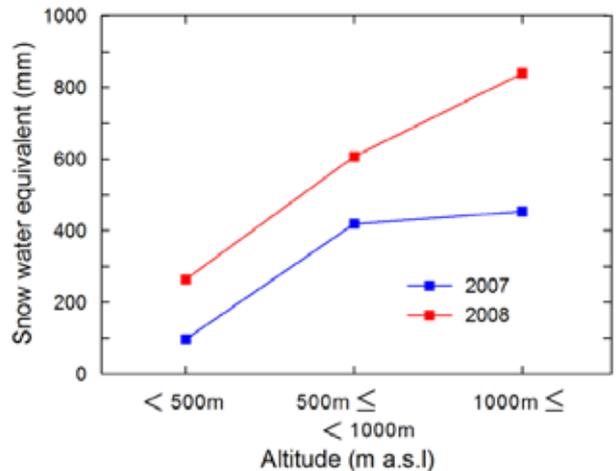


Fig. 5. 推定積雪水量の高度依存性。図示データは標高 500m 毎の区間平均値。  
Dependence of snow water equivalent on altitude in 2007 and 2008. Calculated data are averages within 500 m altitude intervals.

4月20日における2007年と2008年の積雪水量分布  
Fig. 6a と 6b に 2007 年と 2008 年の 4 月 20 日時点での災害地周辺における積雪水量分布を示した。3 月 1 日から一ヶ月半以上経過し、災害地周辺の融雪がだいぶ進んだ様子を表したものである。積雪水量の分布から、各年ともこの時期になると山岳地域の高標高域に積雪が残ることがわかる。標高の高い地域では融雪が遅れるため、3 月 1 日の時点よりもその後の降雪によって積雪水量が多くなっている地点もあり、2008 年の災害地では岩手・宮城・秋田県境付近で 1400 mm を超えるメッシュも存在した。

積雪水量分布の範囲をみると、2007 年よりも 2008 年の範囲が狭くなっていた。融雪期前の積雪水量は 2008 年のほうが多かったことから、2008 年の融雪が速く進んだことを表している。4 月 20 日時点の災害地

における平均積雪水量は、標高 500 m 以上 1000 m 未満では 2007 年が 234.7 mm、2008 年が 107.0 mm であった。しかし 2008 年の積雪水量が多かったことから、標高 1000 m 以上では 2007 年が 563.0 mm、2008 年が 711.5 mm と 2008 年のほうが約 26% 多かった。

#### 災害地における積雪水量と融雪水量の季節変化

Fig. 7a-d に、災害地における積雪水量と融雪水量の季節変化の様子を半旬毎に示した。図示した期間は

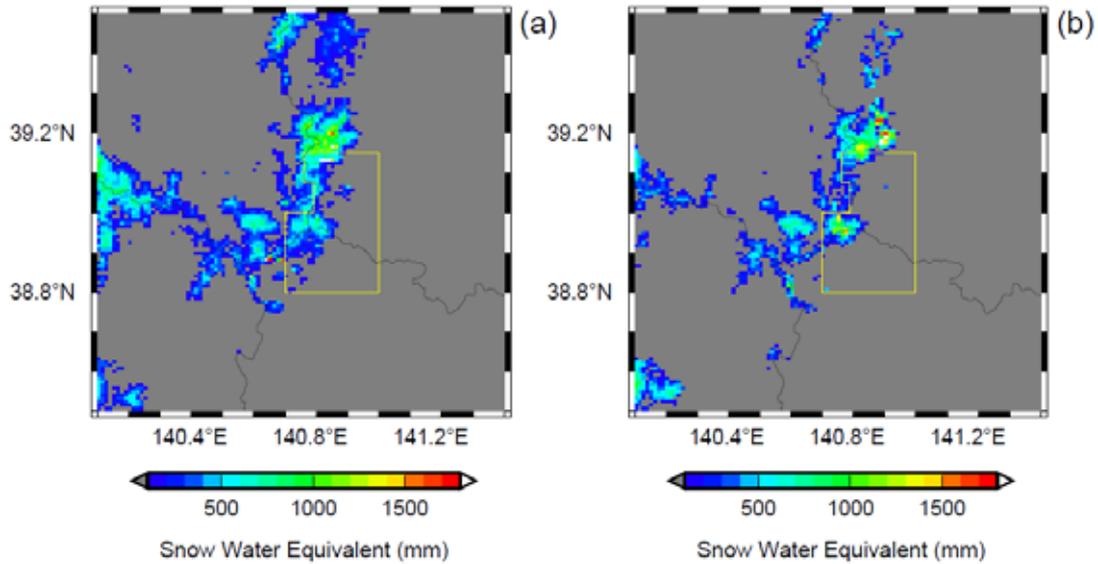


Fig. 6. 4月20日における災害地周辺の積雪水量分布 (a) 2007年、(b) 2008年。  
 図示データは積雪水量 100mm 以上、黄線枠内は災害地を表す。  
 Distributions of snow water equivalent around disaster area on April 20: (a) 2007, (b) 2008. Calculated data are for more than or equal to 100 mm. Area within yellow line is disaster area.

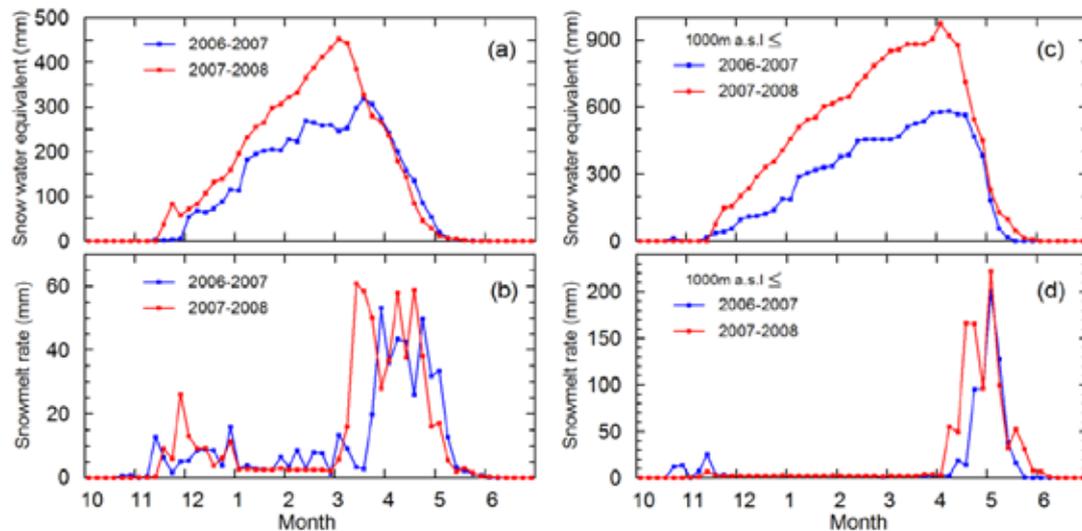


Fig. 7 2006/07 冬期と 2007/08 冬期における災害地の積雪水量と融雪量の季節変化。  
 (a) と (b) は災害地の平均値、(c) と (d) は災害地における標高 1000 m 以上の標高域での平均値  
 Seasonal variations of snow water equivalent and snowmelt rate in 2006/07 and 2007/08 winters. (a) and (b) show averages in disaster area; (c) and (d) show averages in a high-altitude (over 1000 m) region in disaster area.

2006年10月～2007年6月と2007年10月～2008年6月の二冬期で、Fig. 7aと7bは領域の平均値、図7cと7dは標高1000 m以上の高標高域の平均値である。

図より、2008年は2007年よりも最大の積雪水量が多く、また本格的な融雪の開始時期が早かったことがわかる。災害地全体としては (Fig. 7a, b)、2008年は3月の第1半旬に積雪水量が最大となり、3月第3半旬に融雪水量が急増していた。一方で2007年は、積雪水量のピークが2008年よりも遅い3月第4半旬で、融雪水量の急増は3月第6半旬になってからであった。この傾向は、1000 m以上の高標高域においても同様だったが、融雪の開始は災害地の平均よりも一ヶ月程度遅かった (Fig. 7c, d)。2008年4月の融雪水量は2007年よりも顕著に多く、高標高域においても2008年の融雪の進行が早かったことがわかる。

この推定結果では、2008年の融雪は3月から4月にかけての高温傾向によって促進された (Fig. 2a, b)。各標高域の融雪開始期と高温期間がちょうど重なったため、標高1000 m未満の標高域における2008年3月の融雪水量は2007年3月の2.2倍、1000 m以上の高標高域における2008年4月の融雪水量は2007年4月の2.3倍であったという推定結果を得た。

仙台管区気象台 (2007) によれば、2006/07年冬期の東北地方の冬は「記録的な高温・少雪」であった。災害地の領域全体としては、とくに2007年1月から2月の降雪量が少なかったこと (2008年との比較で65%) が、2008年と比べて少雪となった原因と推定できた。また、2006年11月～2007年2月の気温が準平年よりも高く、11月から1月の降水が降雪と判別される割合が低かったことも少雪の一因であった (例えば、災害地の1月平均で2007年: 79%、2008年: 100%)。しかし2007年3月から4月にかけては一転して準平年値よりも低温となったため Fig. 7で見られるように融雪が遅れた (2007年の気象経過図は未掲載)。

2007/08年冬期の降雪量は前年よりも多かった。とくに1000 m以上の高標高域では、2007年11月から2008年2月までの降雪量は、すべての月で前年を上回っていた。また2008年1月から2月の気温が低く、3月から4月の気温が高かったことから (Fig. 2a, b)、これらが積雪水量の増加と融雪の促進につながった。災害地において、2008年は栗駒山頂に近い岩手・宮城・秋田県境に付近の消雪が最も遅かったと推定された。計算では、災害地内メッシュのすべての積雪水量がゼロになった日 (消雪日) は6月7日であり、地震発生の7日前に消雪したことになる。

野口ら (2010) は、岩手・宮城内陸地震による土砂災害と災害地域の土壌水分との関連性を調べるために降

雨量と融雪水量を組み合わせた先行土湿指数 (ASI) を提案し、震源地近傍のアメダスデータを使って地震前後の先行土湿を調べた。なおASI (単位: mm) は、土壌の湿りの程度を表す指数で、以下の式から求める。

$$ASI_n = \sum_{i=1}^n (M_i + P_i) / i \quad (6)$$

ここで*i*は対象とする日からさかのぼった日数、*M<sub>i</sub>*と*P<sub>i</sub>*は対象とする日より*i*日前の日融雪量と日降雨量 (mm day<sup>-1</sup>)、*n*はさかのぼる日数である。本研究では、野口ら (2010) と同様に *n* = 30日として、地震発生日 (2008年6月14日) における先行土湿指数 (ASI<sub>30</sub>) の空間分布の推定を試みた。

まず Fig. 8a に、地震発生前の30日間 (5月15日から6月13日) における降雨量と融雪水量の合計を地表面への水供給量 (浸透水量) として、その分布図を示す (災害地領域を拡大して図示した)。災害地における地震前30日間の浸透水量は、ほぼ全域で150 mm を超えていた。岩手県側南部から宮城県側にかけて200 mm を越す分布域があるが、これは降水量が集中する領域と重なる (Fig. 3a, b)。2008年において5月15日時点で積雪が残っていた箇所は、栗駒山頂近辺と災害地北端に位置する焼石岳南麓のメッシュ標高が900 m を超える地点に限られた。災害地においては、栗駒山頂付近の三県県境に隣接したメッシュの30日間融雪量が最も多く、734.8 mm と推定された。この融雪水量に降雨量を合わせると、30日間浸透水量は1485.8 mm となった。その周辺のメッシュでは、とくに宮城県側と宮城・秋田県境付近において500 mm を越えていることが多く、標高1000 m 以上の地点を平均すると499.1 mm となった。

この浸透水量データを用いて計算した2008年6月14日のASI<sub>30</sub> の分布を Fig. 8b に示した。災害地のASI<sub>30</sub> は高標高域で値が大きくなる傾向にあった。これは Fig. 8a の浸透水量分布に起因している。標高域毎にASI<sub>30</sub> 値を平均してみると、500 m 未満では14.7 mm、500 m 以上1000 m 未満では15.1 mm、1000 m 以上の高標高域では30.3 mm であった (災害地の平均は15.7 mm)。岩手・宮城・秋田県境付近ではASI<sub>30</sub> が50 mm を越えるメッシュも存在しており、とくに消雪日が6月上旬と推定された2つのメッシュ (消雪日は6月4日と7日) では、それぞれ86.1 mm と77.4 mm と局所的に高い値を示した。

野口ら (投稿中) は、祭時アメダスにおける27年間のASI<sub>30</sub> 値を旬毎に求めており、それによるとASI<sub>30</sub> の旬平均値が80 mm、70 mm、50 mm を越える割合は、それぞれ0.9、2.3、6.7% (全972旬のうち、それぞれ9旬、22旬、65旬) であった。この結果と比較すると、高いASI<sub>30</sub> 値のメッシュ (86.1 mm と77.4 mm)

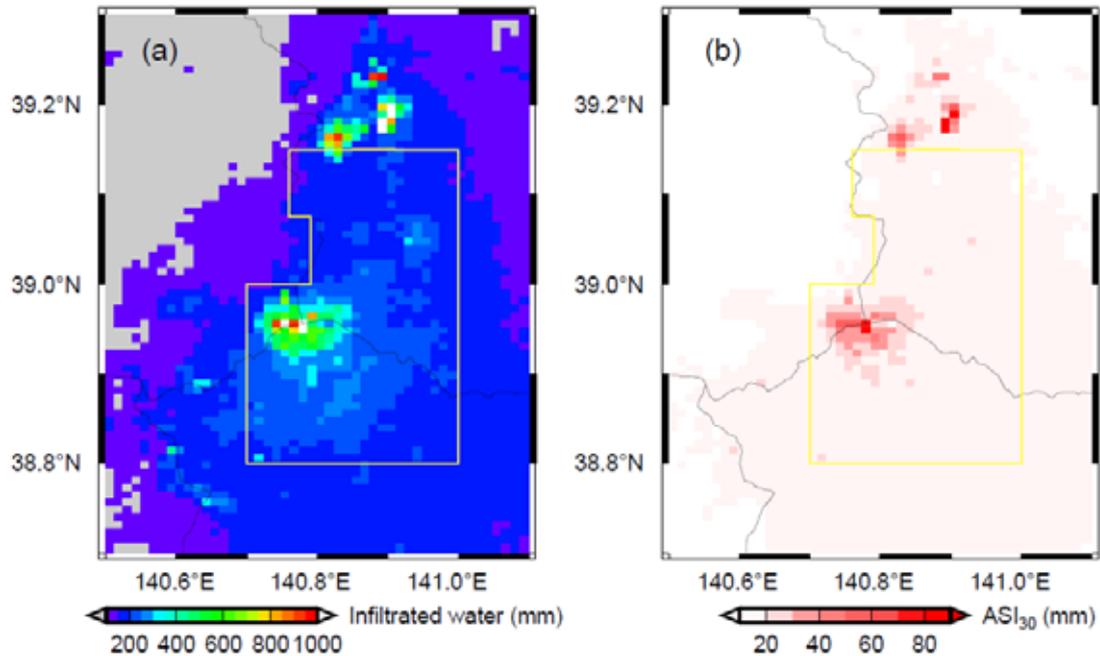


Fig. 8. 2008年5月15日から6月13日における30日間浸透水量(a)と6月14日における先行土湿指数(ASI)(b)の分布。

図示データは浸透水量100mm以上、ASI10mm以上。黄線枠内は災害地を表す。

Distributions of 30-day infiltrated water from May 15 to June 13 (a), and antecedent soil-moisture index (ASI30) on June 14 (b), around disaster area. Calculated data are for more than or equal to 100 mm (a), and 10 mm (b). Area within yellow line is disaster area.

では、地震発生時の土湿はかなりの湿潤状態だったといえる。なお、野口ら(2010)の計算では、祭時と駒ノ湯のアメダス地点における6月14日の $ASI_{30}$ はそれぞれ18.0mmと20.4mmであったが、Fig. 8bの祭時と駒ノ湯アメダス地点(位置はTable A1に記載)を含むメッシュ値はそれぞれ20.5mmと23.7mmであり、ほぼ同じ結果を得ている。

本研究の推定では、2008年は、2007年よりも、とくに標高1000mを越える高標高域での積雪量が多かった(Fig. 4, Fig. 5, Fig. 7a, c)。また、融雪の進行は2008年の方が早かったものの、積雪量が多かったことから消雪までには時間を要した(Fig. 7b, d)。このため、災害地の高標高域において三次メッシュレベルでも地震の一週間前まで積雪が存在していたと推定された。山岳域の積雪分布は、強風による雪の移動や地形の影響による雪の堆積などにより大きく変動することが知られていることから、本研究の推定結果は、地震発生時には高標高域において多くの積雪が局所的に存在し、その積雪下の土壌がかなりの湿潤状態にあったことを強く示唆している。実際に地震発生直後(6月15日)の写真を見ると、栗駒山頂付近には部分的に残雪がみられた(大丸ら、投稿中)。このことから、大丸ら(投稿中)や野口ら(2012)は、当時の残雪下では多量の融雪水が地面に供給されていたと推定している。

岩手・宮城内陸地震における高標高での大規模な崩壊は、東栗駒山の山頂付近のドゾウ沢源頭部(三迫川上流域)と、県境を境にしてドゾウ沢の岩手県側に位置する産女川上流域の2箇所であった(東北森林管理局, 2009; 三森ら, 2010)。このうち、ドゾウ沢では崩壊土砂が土石流化して長距離移動し、人的被害が生じた。これらの崩壊地点はFig. 8aで示した浸透水量の多かった地域に含まれる。とくにドゾウ沢では、地震前の融雪水と降雨の影響によって被害が拡大したことが考えられる(野口ら, 2012; 大丸ら, 投稿中)。ただし、2008年は融雪が速く進んだことから、積雪量が多かったわりには、土湿が湿潤状態となっていた領域が高標高域の一部に限られていた(Fig. 8b)。これは、地質的・地形的要因に加えて、土石流の発生箇所を制限した一因だと考える。

#### 4. まとめ

2008年の気象経過に関して最も特徴的だったのは、地震が極めて降水量の少ないときに起こったことである。6月第3半旬と第4半旬には降水量がほとんどなく、その後も準平年と比べてとても少ない期間が継続していた。この時期は、準平年であれば梅雨と重なって、降水量が一年で最も多くなる期間に突入するが、2008年の災害地では一年で最も降水量が少なくなる期間へ

向かっていた。降水量分布の解析から、災害地では降水量が周辺より多くなりやすいことが示されたため、地震直後は崩壊土砂の流出や土砂ダムの決壊等の危険性が予想以上に高まっていたと思われる。山地での土砂災害が多発した岩手・宮城内陸地震直後に大きな二次災害が発生しなかったのは、迅速な対策工事によるところが大きいのはもちろんだが、この少雨もその一因になったと考える。

山地積雪水量に関しては、2007年との比較のみであるが、2008年冬期の積雪は前年冬よりも多かったと推定された。一方で、2008年3月から4月にかけての高温傾向により2008年の融雪は平年よりも速やかに進行したため、地震発生時に高標高域において土壌が湿潤状態であった箇所は一部に限られていたと推定された。これらのことから、もし準平年通りの気温経過をたどったならば、本研究の推定結果よりも融雪は遅れ、栗駒山頂域を中心とする高標高域の土湿は湿潤となり、土砂災害の発生をさらに促進させた可能性がある。このように、積雪－融雪が関与する現象においては降雪および気温の空間分布が大きく関与するため、時空間分解能の高い水分環境推定は、このような地域における災害発生の評価に重要な役割を果たすと考える。

地震の破壊力は凄まじかった。当然、気象要因だけで被害の大きさを語ることはできないが、土砂災害の

誘因となる気象要因に関しても注意を払っておく必要があると思ひ、本報をまとめた。

### 謝辞

本研究は、「岩手・宮城内陸地震によって発生した土砂災害の特徴と発生機構に関する研究（森林総合研究所運営費交付金プロジェクト、課題番号：200810）」によって実施した。調査に際しては、林野庁東北森林管理局、同岩手南部森林管理署、同宮城北部森林管理署、同宮城山地災害復旧対策室の協力を頂いた。またアメダスデータのメッシュ化では、農業環境技術研究所の清野 裕博士（現：農業・食品産業技術総合研究機構生物系特定産業技術研究支援センター）作成の「アメダスデータのメッシュ化プログラム Ver.5.2」（農業環境技術研究所職務作成プログラムP第4068号-1）を使用した。ここに記して謝意を表します。

### 付録 A 積雪水量推定の妥当性

本研究で用いた積雪水量の推定法（2.3節）の妥当性を調べるため、この方法で推定された消雪日と積雪水量について確認していく。ここでは、災害地およびその周辺のアメダスで積雪深観測が行われている地点を10ヶ所選り消雪日の検証データとした。また山形県新庄市にある防災科学研究所雪氷防災センター新庄支所

Table A1. 2008年における各観測地点での消雪日と期間降水量（2007年11月～2008年3月）および対象メッシュの推定消雪日と期間降水量  
Dates of snow disappearance in 2008 and seasonal precipitation from November 2007 to March 2008, at observation sites and meshes covering each site.

観測地点 Weather station	県 Prefecture	緯度 Latitude	経度 Longitude	標高 Altitude (m a.s.l.)	消雪日 Date of snow disappearance	期間降水量 Precipitation (mm)	メッシュ消雪日 Estimated Date of snow disappearance	メッシュ期間降水量 Mesh precipitation (mm)
湯田 Yuda	岩手 Iwate	39° 18.6´	140° 46.6´	250	4月10日 April 10	810.5	4月14日 April 14	1170.4
祭時 Matsurube	岩手 Iwate	39° 0.6´	140° 51.9´	350	4月2日 April 2	551.5	4月3日 April 3	879.0
駒ノ湯 Komanoyu	宮城 Miyagi	38° 54.8´	140° 49.7´	525	4月2日 April 2	504.5	4月2日 April 2	721.6
川渡 Kawatabi	宮城 Miyagi	38° 44.6´	140° 45.6´	170	3月13日 March 13	404.0	3月21日 March 21	707.0
湯沢 Yuzawa	秋田 Akita	39° 11.2´	140° 27.8´	74	3月24日 March 24	655.5	4月5日 April 5	1062.4
湯ノ岱 Yunotai	秋田 Akita	38° 57.6´	140° 18.6´	335	4月2日 April 2	738.0	4月11日 April 11	1230.0
金山 Kaneyama	山形 Yamagata	38° 52.7´	140° 19.9´	170	3月29日 March 29	797.0	4月3日 April 3	1027.4
向町 Mukaimachi	山形 Yamagata	38° 45.5´	140° 31.0´	212	3月26日 March 26	683.5	3月26日 March 26	821.2
新庄(防災研) Shinjo(NIED)	山形 Yamagata	38° 47.4´	140° 18.7´	127	3月30日 March 30	909.5	3月20日 March 20	652.4
新庄 Shinjo	山形 Yamagata	38° 45.4´	140° 18.7´	105	3月25日 March 25	815.5	3月25日 March 25	999.6
尾花沢 Obanazawa	山形 Yamagata	38° 36.5´	140° 24.7´	106	3月26日 March 26	648.0	3月22日 March 22	802.0

(以降、防災研)での積雪調査データ(根本ら, 2008)を消雪日および積雪水量の検証データとした。

Table A1 に各観測点の消雪日とその観測点を含むメッシュにおける推定消雪日(メッシュ消雪日)、およびそれぞれの冬期(2007年11~2008年3月)の期間積算降水量を示した。ここでは消雪日を、最大積雪深(防災研では9:00の積雪深)がゼロになる日で、その後3 cm以上の積雪が生じなかった日とした。消雪日の推定誤差(メッシュ消雪日-消雪日)は-9日から+12日であった。消雪日の推定誤差を平均すると+2.8日、アメダス地点のみに限定すると+4.0日であり、推定消雪日は平均的には3~4日程度遅れる結果となった。

この誤差の大きさは地上降水量とメッシュ降水量の比に関係していた(Fig. A1)。すなわち、推定消雪日が遅れるメッシュでは、観測された期間降水量に対するメッシュ期間降水量の割合が多くなり、推定消雪日が早まるメッシュではその割合が小さくなる傾向がみられた。防災研での降水量以外は全ての地点でメッシュ期間降水量のほうが多かったが、これは、解析雨量はアメダス雨量より統計的には多めになるという特性(北畠・大林, 1991; 気象庁予報部予報課, 1995; 新保, 2001 b)を反映したものかもしれない。

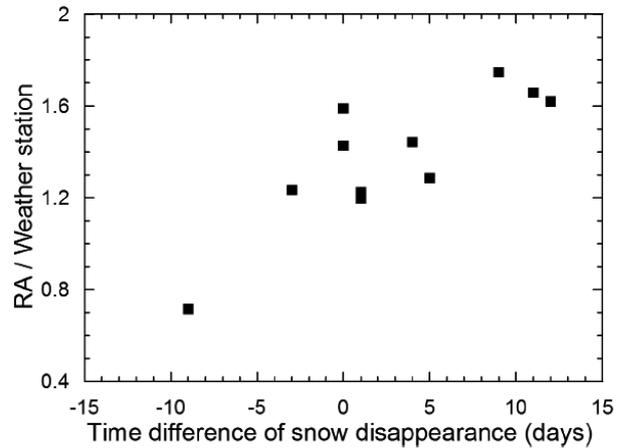


Fig. A1. 2008年における消雪日の推定誤差と期間積算降水量の観測値に対するメッシュ期間降水量の割合との関係。推定誤差はメッシュの推定消雪日から観測点での消雪日を引いた日数、降水量の積算期間は2007年11月から2008年3月。  
Relationship between estimated error of date of snow disappearance (estimated day - observed day) in 2008 and ratio of seasonal Radar/Raingauge-Analyzed Precipitation (RA) to observed seasonal precipitation, from November 2007 to March 2008.

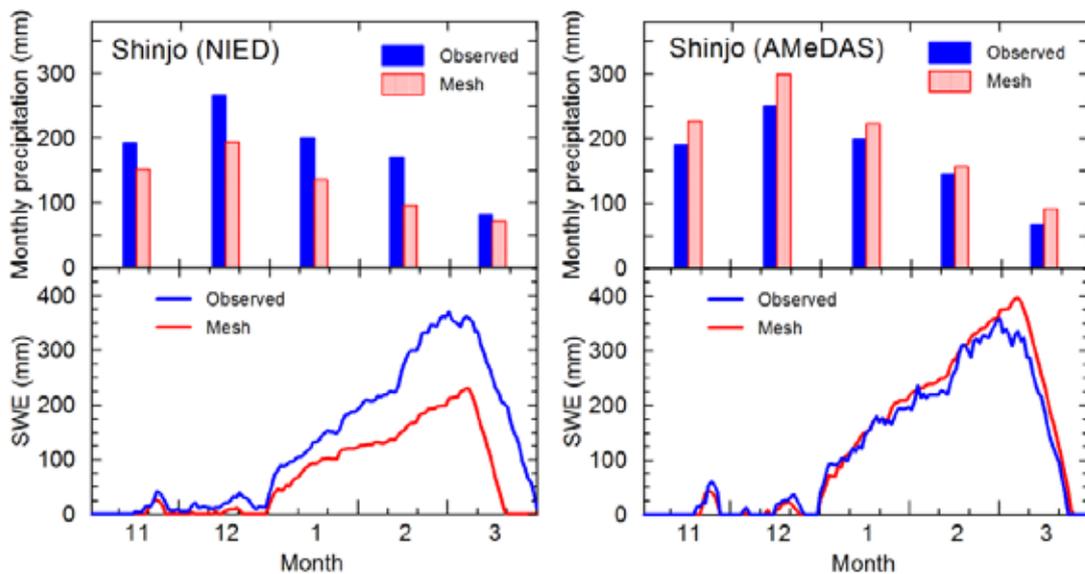


Fig. A2. 月積算降水量と積雪水量の季節変化の観測値とメッシュ値との比較(2007/08年冬期の新庄(防災研)と新庄アメダスの例)  
Seasonal variations of monthly precipitation and snow water equivalent at Shinjo (NIED) and Shinjo (AMeDAS) in winter 2007/08, comparing observed and mesh values. NIED is National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan.

新庄の防災研で2007/08年冬期に観測された積雪水量とそのメッシュの推定積雪水量を月積算降水量と合わせてFig. A2に示した。推定積雪水量の時間変化は観測値と同様の变化傾向を示した。しかし、メッシュ降水量の値が全ての月で観測された降水量を下回っていたことから、降雪水量が過小に見積られたと考えられ、推定積雪水量は観測値よりかなり小さくなった。そこで、防災研から約4 km南に位置する新庄アメダスの積雪深データを用いて積雪水量を算出し、メッシュの推定積雪水量と比較してみた(Fig. A2)。ここでは、防災研と新庄アメダスの2007/08年冬期における降水量と積雪深がほぼ同じであったことから(それぞれの9:00における期間最大積雪深は2008年2月17日の113 cmと117 cm)、防災研で調査された積雪全層密度を用いて新庄アメダスの積雪深を積雪水量に換算した。Fig. A2より、メッシュ期間降水量はアメダス降水量よりも17%多かったが、推定積雪水量はアメダスデータから算出された積雪水量をよく再現していることがわかる。

以上のことから、メッシュ降水量が実際の降水量を十分に反映しているならば、本研究の方法により消雪日と積雪水量を概ね推定できると考えた。雨雪量計による地上降水量測定では、風速の影響を受けて降雪の捕捉率が低下するため、降水量を小さく見積もってしまうことが知られている(大野ら, 1998; 横山ら, 2003)。雨雪量計の降雪捕捉率低下による損失分を補正できれば、メッシュ降水量とアメダス地点の降水量との差は小さくなるだろう。また、防災研におけるメッシュ降水量は観測値よりも小さかったが、この傾向は前年の冬期でも同様であった。このメッシュは地形などの影響で、解析雨量が地上観測値より小さくなりやすいのかもしれない。今回は、災害地の高標高地点における観測データが存在しなかったため、この検証作業では不十分かもしれないが、この推定方法を用いて山地積雪水量分布に関する解析を進めることとした。

#### 引用文献

朝岡良浩・小南裕志・竹内由香里・大丸裕武・田中信行(2007)衛星観測に基づく積雪水量の広域推定と融雪係数の地域特性. 水文・水資源学会誌, 20, 519-529.

新井 正(1994)融雪量と融雪出水, 前野紀一・福田正己編, “基礎雪氷学講座VI 雪氷水文現象”. 古今書院, 49-85.

大丸裕武・村上 亘・小川泰浩・江坂文寿(投稿中)2008年6月の岩手・宮城内陸地震によって土蔵沢源頭部で発生した崩壊. 森林総合研究所研究報告.

井口 隆・大八木規夫・内山庄一郎・清水文健(2010)2008年岩手・宮城内陸地震で起きた地すべり災害の地形地質的背景. 防災科学技術研究所主要災害調査, 43, 1-10.

井良沢道也・牛山素行・川邊 洋・藤田正治・里深好文・檜垣大助・内田太郎・池田暁彦(2008)平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震により発生した土砂災害について. 砂防学会誌, 61, 37-46.

河島克久・飯倉茂弘・杉山友康・遠藤 徹・藤井俊茂(2002)鉄道防災に適用可能な日融雪量の簡易推定法. 雪氷, 64, 605-615.

河島克久・和泉 薫(2008)改良型ディグリー・デー法による日融雪量推定の精度検証. 新潟大学災害復興科学センター年報, 2, 119-124.

気象庁(2002)メッシュ気候値2000. 気象業務支援センター, CD-ROM.

気象庁(2005)“気象観測統計の解説(気象観測統計指 針)”, 127 pp, <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/kaisetu/index.html>.

気象庁(2010)“解析雨量”, <http://www.jma.go.jp/jma/kishou/kuashou/kurashi/kaiseki.html>, (参照2012-06-17).

気象庁予報部予報課(1995)レーダー・アメダス解析雨量の解析手法と精度. 測候時報, 62, 279-339.

北嶋尚子・大林正典(1991)レーダー・アメダス合成図と東京都の雨量観測網による観測値との比較. 研究時報, 43, 285-310.

村上 亘・大丸裕武・江坂文寿(投稿中)2008年岩手・宮城内陸地震後に発生した2次的な斜面崩壊の地形・地質的特徴. 森林総合研究所研究報告.

根本征樹・小杉健二・阿部 修・佐藤 威・望月重人(2008)新庄における気象と降積雪の観測(2007/08年冬期). 防災科学技術研究所研究資料, 326, 33pp.

野口正二・三森利昭・多田泰之・安田幸生(2010)2008年岩手・宮城内陸地震前後における災害地周辺の先行土湿. 砂防学会誌, 63, 39-43.

野口正二・安田幸生・多田泰之・三森利昭(2012)2008年岩手・宮城内陸地震災害地周辺の先行土湿潤の季節変動. 森林総合研究所研究報告, 11(3), 151-160.

小川真由美・野上道男(1994)冬季の降水量形態の判別と降水量の分離. 水文・水資源学会誌, 7, 3-9.

大野宏之・横山宏太郎・小南靖弘・井上 聡・高見晋一・Wiesinger, T(1998)北陸地方における降水量計の固体降水捕捉率. 雪氷, 60, 225-231.

太田岳史(1989)気温および降水量による山地積雪水量の経時変化の推定. 雪氷, 81, 37-48.

三森利昭・大丸裕武・黒川 潮・岡本 隆・村上 亘・

- 多田泰之・岡田康彦・野口正二・安田幸生・浅野志穂・大野泰宏 (2010) シリーズ「近年の土砂災害」—2008年岩手・宮城内陸地震による土砂災害—. 水利科学, 14, 105-127.
- 清野 豁 (1993) アメダスデータのメッシュ化について. 農業気象, 48, 379-383.
- 仙台管区气象台 (2007) “2007年冬 (2006年12月～2007年2月) の東北地方の天候”, 11 pp, <http://www.jma-net.go.jp/sendai/yohou/tenkou2007.shtml>.
- 仙台管区气象台 (2008) “2008年冬 (2007年12月～2008年2月) の東北地方の天候”, 7 pp, <http://www.jma-net.go.jp/sendai/yohou/tenkou2008.shtml>.
- 新保明彦 (2001a) レーダー・アメダス解析雨量 ( I ). 天気, 48, 579-583.
- 新保明彦 (2001b) レーダー・アメダス解析雨量 ( II ). 天気, 48, 777-784.
- 森林総合研究所 (2008) “平成20年 (2008年) 岩手・宮城内陸地震によって発生した山地災害 ( 第2報 )”, <http://www.ffpri.affrc.go.jp/research/dept/04soil-water/rep2/rep2.html>, ( 参照 2012-06-17 ).
- 高谷精二 (2008) 技術者に必要な地すべり山くずれの知識. 鹿島出版会, 151pp.
- 立平良三 (2006) 気象レーダーのみかた—インターネット天気情報の利用—. 東京堂出版, 155pp.
- 東北森林管理局 (2009) 山地災害の記録—平成20年岩手・宮城内陸地震—. 林野庁東北森林管理局, 30pp.
- 山口 悟・本吉弘岐・中井専人・阿部 修・根本征樹 (2010) 山地観測データを用いた山地冬季解析雨量の精度評価. 日本気象学会大会講演予稿集, 98, 120.
- 横山宏太郎・大野宏之・小南靖弘・井上 聡・川方俊和 (2003) 冬期における降水量計の捕捉特性. 雪氷, 65, 303-316.