

レーダーアメダス解析雨量による手取川山地流域の水収支解析 Water balance analysis of the Tedorì river mountain basin by Radar AMeDAS analysed precipitation

伊藤浩三*・丸山利輔*

*石川県立大学生物資源環境学研究所 (〒921-8836 石川県野々市市末松 1-308)

Ito Kouzo*, Maruyama Toshisuke*

*Ishikawa Prefectural University, 1-308 Suematsu, Nonoichi-city, Ishikawa 921-8836, JAPAN

Abstract

Until now, basin precipitation estimated by point observation by rain gauge and data processing. However, the point observation conducted by small device which not only affected by surrounding conditions, but also limited very convenient location as near people houses except mountainous area. Radar AMeDAS analysed precipitation currently published is excellent and novel method that solve the above problems instantaneously. But the accuracy of the radar AMeDAS is not guaranteed completely. The research aims to confirm the accuracy of the Radar AMeDAS by water balance analysis of the Tedorì River basin. As a result of the research, the water balance analysis indicated that the under estimate about 680mm through the entire year but only about 43mm shortage though the summer (July-Sept). From these result, we concluded that the Radar AMeDAS has not observed accurately the winter's precipitation because the evaporation and the discharge would be estimated correctly.

Key words: Basin area rainfall, Water balance analysis, Mountain basin, Evapotranspiration, Snowfall

要 旨

これまで流域面積雨量は、地点雨量観測の情報処理によって推定されてきた。しかし、現在の地点雨量観測では受水マスが小さく周辺の状況に影響されるばかりではなく、設置場所が管理に便利な場所に制限されるため、問題点が多かった。現在、公表されているレーダーアメダス解析雨量（正式名称は「解析雨量」）は流域面積雨量を一括して測定するために、地点雨量観測の問題を解決できる可能性がある方法である。しかし、その精度については未確認な点も多く残されている。本研究は、手取川山地流域を対象に、水収支法によって解析雨量の精度を確認するために行った研究である。この結果、解析雨量による流域面積雨量は通年でみれば約 682mm（流域面積雨量に対する水収支差の割合-19.3%）と過小な値となるが、降雪・積雪・融雪、貯留量変化の影響がほとんどない夏期（7-9月）では、約 43mm（流域面積雨量に対する水収支差の割合 3.9%）の収支差にとどまり、推定精度が高いことが示された。この事実から、水収支の構成要素である蒸発散量と流出量の推定に大きな問題がないことが確認されたため、冬期の降雪量の推定誤差に解析雨量の問題があることが判明した。

キーワード: 流域面積雨量, 水収支解析, 山地流域, 蒸発散量, 降雪量

1. はじめに

流域内の水循環研究に際して最も基本的な物理量は降水量、蒸発散量、流出量である。これらの諸量が精度よく測定されて初めて正確な水循環研究が可能となる。しかし、流域規模でのこれらの諸量を正確に測定する事は容易ではない。降水量は、直径 20cm の雨量計を流域内に配置することによって推定しているが、受水マスが小さいことに加え、配置する場所も観測者の便宜のために人家に近いところに限られる。山奥や尾根に配置することは少ない。このために、流域全体の降水量が測定されているとはいえない。

流域蒸発散量の推定にも問題点が多い。現在では便宜的にペンマン蒸発位にある係数を乗じて推定する方

法や、補完法によって推定しているのが一般的であるが、正確な値と判断するには問題が残されている。河川流量も大きな河川では河床が洪水ごとに変動するとか、水位流量曲線が正確に得られないなど問題点が残されている。

本研究は、これらの問題点を少しでも解消するために、流域降水量の推定に気象庁で公表されているレーダーアメダス解析雨量(以下、解析雨量)を採用し、蒸発散量の推定に最近開発された逆解析法を採用し、河川流量が比較的精度高く測定されている手取川流域を例に、流域水収支解析を行った。すなわち、水収支法によって、解析雨量の推定精度の検討を試みた。解析雨量の推定精度を検討するためには、地点雨量を基礎にした研究では目的に応えることは不可能で、種々の困難を伴うことは覚悟し、流域水収支によってしかその妥当性を評価することはできない、本研究は、このような立場に立った研究であることをあらかじめお断りしておきたい。

これまでに行われた関連する研究を概観する。この流域の水収支を直接対象とした研究は見当たらないが関連した研究は幾つか指摘することができる。能登ら(2010)は年河川流出量に年蒸発散量を加えたものが年流域降水量に相当するとして、年流域降水量を推定した。また、きわめて限られた4地点の観測雨量から降雨の高度依存性を評価したが、今後の大きな課題を残している。Noto et.al(2011)は、さらに31年間の流域降水量を河川流量と補完法で求めた蒸発散から逆算し、年間降水量は3,248mm~5,137mmと推定している。(Noto et.al 2011, 能登ら,2011)はこの成果を利用して地球温暖化に伴う積雪水資源の研究を展開している。

蒸発散量については、最近ボーエン比の逆解析法が提案されている(Maruyama and Ito, 2019,伊藤・丸山, 2019,丸山・伊藤 2019)。この方法は基本的にはボーエン比法の考え方と同様であるが、地表面の温度の測定が困難なことを考慮して、熱収支を前提に最適化手法を使って地表面の温度・湿度を推定し、蒸発散量を推定する方法である。本研究ではこの方法により流域蒸発散量の推定を試みる。ただし、詳細には別途報告しているので、本報告では結果のみ利用する。

2. 研究の方法

2.1 手取川山地流域の概況

研究対象とした手取川山地流域は、流域面積733.07km²(中島測水所地点)を有し、標高2,702mの白山を源流としている日本の特別豪雪地帯の南限に位置する(Fig. 1)。流域には大規模な手取川ダム(貯水量約1.9億トン)や大日川ダム(貯水量約2,700万トン)を有し、手取川の流量はこのダムによる調整量を考慮しなければならない。流域の大部分は森林に覆われているが高山部にはハイ松や高山植物がみられ、山頂付近は万年雪に覆われている。

2.2 解析雨量の概要

解析雨量は気象庁が編集し、一般財団法人気象業務支援センターが発行している。アメダス雨量は実際の地点で観測した雨量であることから精度は高いが観測密度は低い。その欠点を補うため、気象レーダーによる電波を利用し、雨粒によって反射された電波の往復にかかる時間と方向と強さから、距離と方向と雨の強さを、面的に推定するものである。解析雨量は1kmメッシュ毎に時間単位で解析されているため、

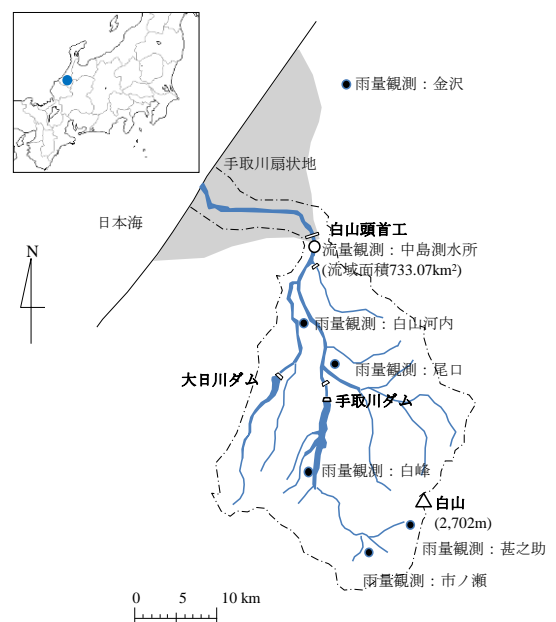


Fig. 1 手取川山地流域概要図

今回、手取川山地流域に該当する範囲を抽出し、すべてのメッシュを平均したものを流域面積雨量とした。データは 2010～2016 水年を使用し、月単位・年単位で整理した。なお、分析の期間は、期間の当初の水環境が安定している当該年の 10 月から翌年の 9 月末までの期間を水年とした。

2.3 逆解析法による流域蒸発散量

著者らが提案している方法は、1 高度の気温 T_z と湿度 $rehz$ 及び純放射 Rn 及び地中熱フラックス G が必要である。これらの諸量は、本試験流域内に設置されている石川県林業試験場気象観測露場で行った。しかし、この露場は周囲を山地に囲まれ、日照時間は流域平均に比較してかなり少ないものと推定される。したがって、平地に立地する石川県立大学農場においても、ほぼ同様の解析を行った、ここで両地点の蒸発散量を比較検討して水収支計算に採用する。

2.4 手取川山地流域からの流出量

手取川山地流域から平野部に開口する中島測水所地点においては、長期間にわたり流量測定が行われており、この資料を採用する。中島測水所地点で測定されている観測流量 (Q') は、Fig. 2 に示すように手取川ダム・大日川ダムによる貯留と放流、流域外へ放流の影響を受けた結果であることから、本来流れてくる流域流出量 (Q) は次式により表される。

$$Q = Q' + (Q_{in} - Q_{out}) + Q'_{out} \quad (1)$$

ここで、 Q_{in} は手取川・大日川ダムへの流入量、 Q_{out} は手取川・大日川ダムからの放流量、 Q'_{out} は流域外への放流量である。この式に従って、中島測水所地点の流域流出量を算定した。

3. 解析結果

3.1 逆解析法による流域蒸発散量

Table 1 は 2011～2017 水年までの 7 年間の農場および林試における純放射と蒸発散量の推定結果である。先に述べたように、林試は谷間に立地しているため、純放射が少なく、蒸発散も少ない。したがって、流域の平均蒸発散量は、平地に立地する農場に近いと考え、農場の蒸発散量を採用した。

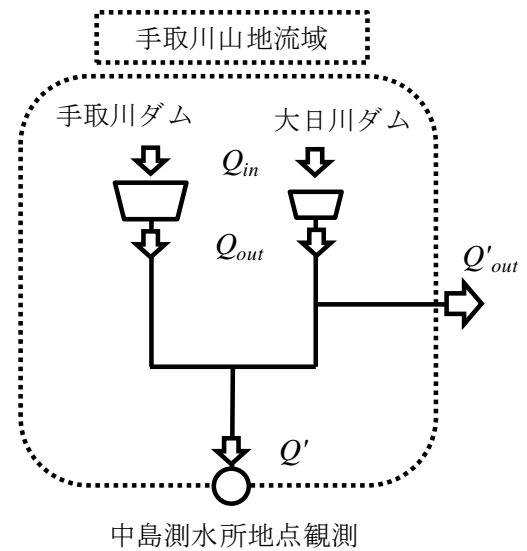


Fig. 2 手取川水系概要図

Table 1 農場・林試における純放射と蒸発散量

水年	農場		林試	
	純放射	蒸発散量	純放射	蒸発散量
(mm/year)				
2011	1095.2	750.8	681.7	388.0
2012	1070.7	708.7	724.9	394.7
2013	944.3	589.7	745.3	433.2
2014	891.8	540.3	744.7	430.0
2015	861.0	536.8	753.1	433.5
2016	861.3	591.8	757.9	385.9
2017	820.8	504.5	749.7	399.6
平均	935.0	603.2	736.8	409.3

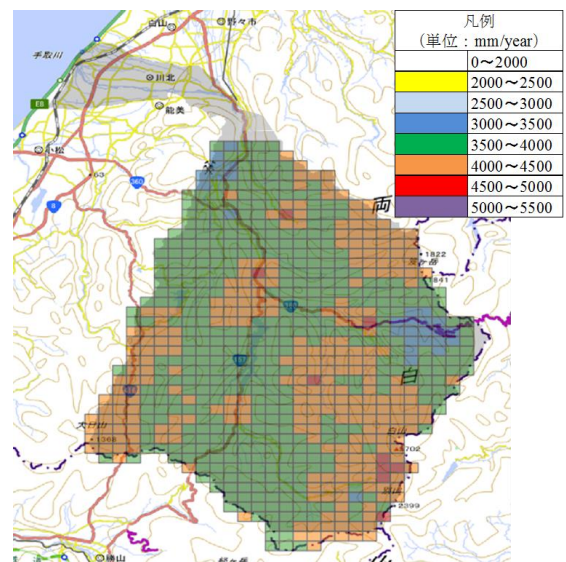


Fig. 3 手取川山地流域の年降水量 (2010 水年)

3.2 解析雨量による年降水量

解析雨量より得られた1kmメッシュ毎の年降水量をFig. 3に示す. この図から明らかなように上流山岳部の降水量は格段に多く, 分析年によっては異なるが, 年間5,000mmを超すところもみられる. この結果は既に解析している能登ら(2010)の研究と矛盾しない.

3.3 通年の水収支解析

解析雨量で算出した年流域面積雨量推定値の妥当性を流域水収支により確認するため, 7年間の解析雨量による流域面積雨量(R), 蒸発散量(ET), 流域からの流出量(Q)を使って, 水収支($R-Q-ET=W$)を計算しTable 2に示した. その結果, 収支差 W は平均-682mm と大きなマイナス値となり, 流域面積雨量に対する割合も-10~-30% (平均-19.3%) とすべての水文年において過小な値となった. この結果から上述の R , Q , ET のいずれかに測定または推定誤差があることが示された.

Table 2 解析雨量による面積雨量算定値と水収支 (通年)

水年	流域面積雨量 R (mm/year)	流域流出量 Q (mm/year)	蒸発散量 ET (mm/year)	収支差 $W=R-Q-ET$ (mm/year)	$W/R \times 100$ (%)
2010	3926.8	3989.6	675.7	-738.5	-18.8
2011	3067.5	3259.2	750.8	-942.5	-30.7
2012	3836.8	3875.6	708.7	-747.5	-19.5
2013	3454.8	3328.4	589.7	-463.3	-13.4
2014	3730.1	4116.1	540.3	-926.3	-24.8
2015	3172.3	2966.4	536.8	-330.9	-10.4
2016	3554.9	3589.4	591.8	-626.3	-17.6
平均	3534.7	3589.2	627.7	-682.2	-19.3

3.4 夏期の水収支解析

そこで, この原因の一つとして, 降雪が正確に観測されていない可能性が高いと考え, この影響が殆どなく, 貯留量変化についても影響が少ない7~9月に限定して水収支を計算しTable 3に示した. 結果として収支差は-7.0~12% (平均3.9%) と小さくなり, 夏期の水収支解析の精度は高い事が示された.

Table 3 解析雨量による面積雨量算定値と水収支 (7~9月)

水年	流域面積雨量 R (mm/92day)	流域流出量 Q (mm/92day)	蒸発散量 ET (mm/92day)	収支差 $W=R-Q-ET$ (mm/92day)	$W/R \times 100$ (%)
2010	1165.6	805.7	218.1	141.8	12.2
2011	830.9	492.0	321.0	17.9	2.2
2012	1454.4	1140.3	299.2	15.0	1.0
2013	1134.6	878.4	222.9	33.3	2.9
2014	808.7	643.8	226.5	-61.6	-7.6
2015	962.6	636.6	227.0	99.0	10.3
2016	1357.0	1062.4	236.8	57.8	4.3
平均	1102.0	808.5	250.2	43.3	3.9

4. 考察

水収支分析結果から次のような考察が可能である. 水収支に関係する要素のうち, 蒸発散量は絶対量が小さく, 水収支全体に対する影響は大きくない. またこれまでの多くの分析結果から判断してもほぼ

妥当な値と判断される。

流量測定値の中島測水所地点において、H-Q 曲線によって観測されており、両岸は巨岩で囲まれているため、夏期と冬期で河床の変動は考えにくい。したがって、Table 3 のように、夏期の流量が適切に測定されているならば冬期の河川流量も適切に測定されていると考えてよい。

水収支項目のうち、蒸発散量と河川流量の推定精度に大きな問題がないとすれば、残るは降水量の推定精度である。夏期の降水量の推定に大きな問題がないとすれば、冬期の降水量の推定に問題があると判断せざるを得ない。

以上の検討結果から、本流域の水収支の問題点の主なものは、降雪期間の降水量の推定であることが分かった。

5. 討論

これまで流域面積雨量の推定には雨量標高法など他の方法によって行われてきた。この項では、この方法を含めて検討を行う。

5.1 解析雨量と雨量標高法との比較

雨量標高法とは、降水量が標高に依存することを考慮し、降水量と標高の回帰式を用いて流域面積雨量を求める方法である。降水量の元となるデータは Fig. 1 に示す 6 地点(金沢・白山河内・尾口・白峰・市ノ瀬・甚之助)での日雨量を使用した。対象とする期間は欠測がほとんどない 2010~2012 水年の 3 ヶ年とし、観測期間中の 1 水年ごとに降水量と標高の回帰式を求め、標高別面積のウエイトを付け、流域面積雨量を推定した。

解析雨量と雨量標高法により算出した年流域面積雨量を Table 4 に示す。年面積雨量は両者とも解析雨量に対する雨量標高法での推定値の比率が 1.01 程度と 3 年間においてすべて解析雨量の方が若干大きい。ほぼ同値であることが確認された。

Table 4 解析雨量と雨量標高法による面積雨量

水年	流域面積雨量(mm/year)		比率
	解析雨量	雨量標高	
2010	3926.8	3840.9	1.02
2011	3067.5	3043.2	1.01
2012	3836.8	3769.6	1.02

5.2 解析雨量と雨量標高法の標高別降水量

Fig. 4 は 2010 水年における地点雨量の観測値と標高との関係、および解析雨量による標高別の降水量の関係を示している。回帰係数は両者とも標高が高くなるほど、降水量は大きい傾向が見られた。傾きに注目すると、

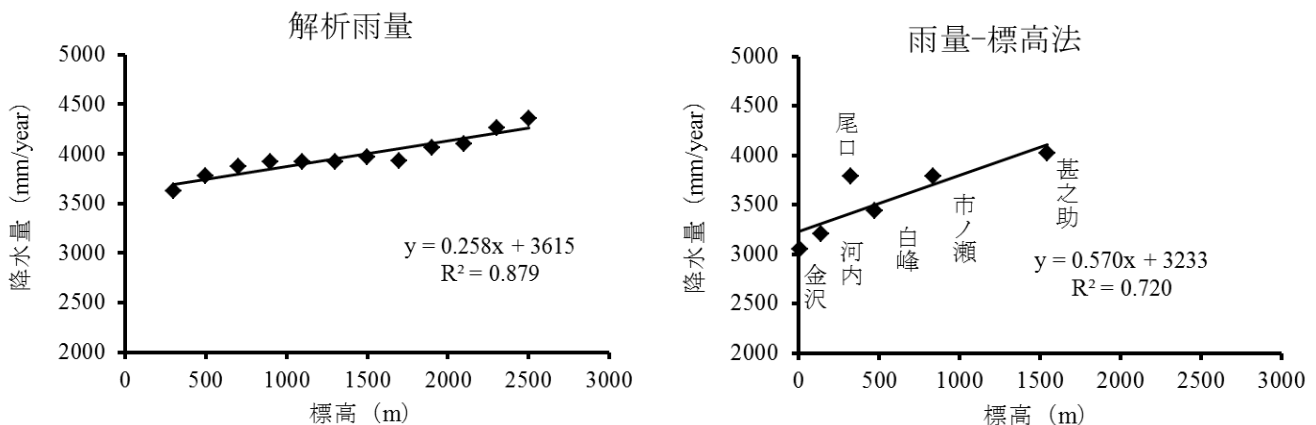


Fig. 4 解析雨量と雨量標高法の降水量と標高の関係 (2010 水年)

雨量標高法の方が大きいことから、標高と降水量との変化の割合は解析雨量より大きいことが分かるが、年平均値で見れば変わらない結果となった。

5.3 地点雨量観測の受水率の補正

通年において、水収支がマイナスとなる理由として、解析雨量はレーダーによって、観測された降水分布をアメダスで観測した雨量値で補正している点と考えられる。アメダスの雨量計は受水口が小さく風により、特に雪に対して真の降水と観測される降水量の比である捕捉率が小さいことを横山らによって指摘されている。つまり、アメダスでの降雪による降水量の観測値は小さく、その補正係数が過小となっている点が原因と考えられる。ここでは、降雪による降水量の補正を試みる。

手取川山地流域内で風速を観測している地点が少ないことから、今回は簡易的に白山河内で風速を計測しているデータを使用し、横山らが示している次式による捕捉率 CR に乗じてすべてのメッシュにおいて降水量データを補正した。

$$CR = \frac{1}{1 + mU} \quad (2)$$

ここで CR は補足率、 U ($m \cdot s^{-1}$) は受水口の高さにおける平均風速、 m は測器ごとの係数で今回は 0.213 を採用。

Table 5 の R' は補正した流域面積雨量であり、結果を雨量に対する水収支差の割合で見ると、補正前は平均-19.3%に対し、補正後は-11.6%と水収支差は小さくなったが補正前と同じく流域面積雨量が過小値である。

Table 5 補正後の流域面積雨量算定値と水収支（通年）

水年	流域面積雨量 R' (mm/year)	流域流出量 Q (mm/year)	蒸発散量 ET (mm/year)	収支差 $W=R-Q-ET$ (mm/year)	$W/R \times 100$ (%)
2010	4150.3	3989.6	675.7	-515.0	-12.4
2011	3327.0	3259.2	750.8	-683.0	-20.5
2012	4116.9	3875.6	708.7	-467.4	-11.4
2013	3660.1	3328.4	589.7	-258.0	-7.0
2014	4123.7	4116.1	540.3	-532.6	-12.9
2015	3313.9	2966.4	536.8	-189.3	-5.7
2016	3750.4	3589.4	591.8	-430.8	-11.5
平均	3777.5	3589.2	627.7	-439.5	-11.6

5.4 地点観測雨量と解析雨量の比較について

解析雨量の精度を確認するために、地点雨量の観測値と解析雨量の推定値を比較する。対象とする地点雨量は気象庁所管の白峰気象観測所と石川県立大学所管の林業試験場で実測した月別雨量で、解析雨量は同地点のメッシュでの月別雨量を比較した（2011～2015 水年）。この図に示すように解析雨量の方が両者とも大きく算定されている。解析雨量はレーダーによる雨量値を基に気象庁や国交省・自治体所管の地点観測雨量で補正しているため、気象庁に提供されていない林業試験場の地点観測雨量とあうことは地点観測値と同等の精度を有していることが確認できた。また、決定係数はどちらも 0.926 であることから、月別で見ても極端な差は生じないことが確認できた。

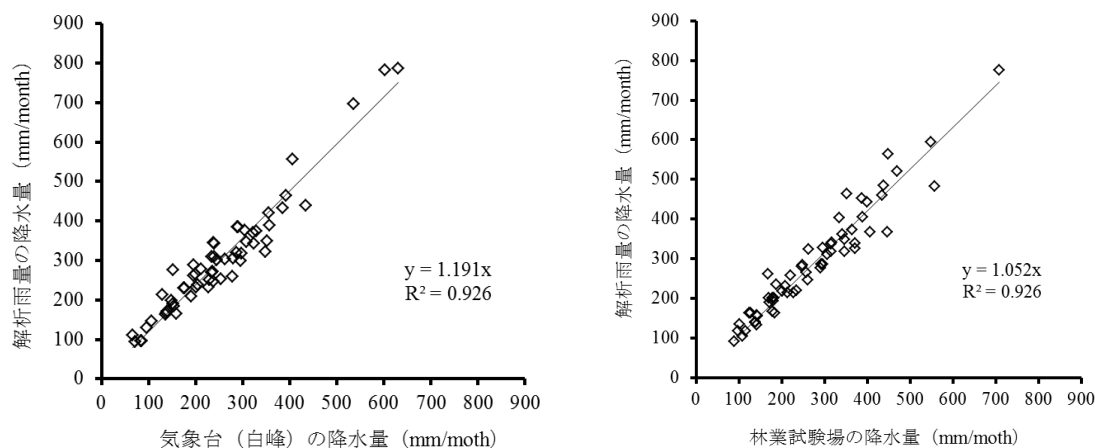


Fig. 5 解析雨量と気象台の年降水量の比較

6. 結言

本研究は、現在公表されている解析雨量を使って手取川山地流域の流域面積雨量を算定し、その推定精度の評価を試みたものである。この種の流域面積雨量の推定精度を評価するには、種々の困難な問題を包含しているとはいえ水収支の方法による外ない。そこで、7年間にわたって手取川山地流域の水収支を検討した結果、通年の水収支では平均約 682mm (流域面積雨量に対する水収支差の割合は-19.3%) の不足となったが、夏季(7~9月)の水収支計算では平均約 43mm (流域面積雨量に対する水収支差の割合は 3.9%) であった。

水収支項目のうち、蒸発散量の推定には大きな問題はないとしたうえで、夏季の水収支に問題がないことから、流量観測にも問題が少ないと判断し、通年の水収支が満足されない最も大きな理由は、冬期の積雪による降水量が正確に観測されていないことが主要な原因であると結論づけた。

このように、現時点では、解析雨量は雪による降水量の測定精度に問題を残しているとはいえ、これまでの地点雨量観測による流域雨量の推定とは一線を画する画期的な方法であることに変わりない。今後のさらなる精度向上に期待したい。

特に、地域の冬季の降水量をいかに把握するかが残された主な問題となる。積雪深は夏季と積雪期の標高差によって測定可能なので、積雪密度がわかれば積雪降水量を求めることができる。今後は解析雨量と並行してこの方法も併せて検討する必要がある。

なお、解析雨量と並行して、JAXA による降水量(Gsmap)も公表されているがメッシュが約 11km×11km と大きく、宇宙からの映像のため精度は手取川山地流域において水収支法で分析した結果、あまり高くなかった。日本のようにアメダス雨量の観測が充実した地域では、この資料の使用はまだ問題が多いと思われる。

謝辞 本研究を実施するにあたって、流量を測定している中島測水所は北陸電力設備であり研究目的に限り情報提供していただいた。ここに記して深謝の意を表する。

引用文献

新保明彦 (2001) : レーダーアメダス解析雨量 (I), 天気, 48 (8), 579-583

新保明彦 (2001) : レーダーアメダス解析雨量 (II), 天気, 48 (10), 777-784

- 能登史和・丸山利輔・早瀬吉雄・瀧本裕士・中村公人（2010）：手取川山地流域におけるタンクモデルを用いた積雪水資源量の評価，農業農村工学会論文集，No.268，31-37.
- 能登史和・丸山利輔・早瀬吉雄・瀧本裕士・中村公人（2011）：手取川流域における積雪水資源量の長期間分析と地球温暖化による影響予測，農業農村工学会論文集，No.274，1-7.
- Noto Fumikazu, Maruyama Toshisuke, Hayase Yoshio, Takimoto Hirishi, Nakamura Kimihito (2011) : Evaluation of water resources by snow storage using water balance and tank model method in the Tedoru River basin of Japan, *Paddy Water Environ*, 11:113-121, DOI 10. 1007/s 10333 -011 -0297 -8.
- Noto Fumikazu, Maruyama Toshisuke, Yoshida Masashi, Hayase Yoshio, Takimoto Hirishi, Nakamura Kimihito (2012) : Prediction of water resources as snow storage under climate change in the Tedoru River basin of Japan, *Paddy Water Environ*, 11:463-471, DOI 10. 1007/s 10333 -012 -0337-z.
- Toshisuke Maruyama, Kouzo Ito, Hiroshi Takimoto (2019) : Abnormal data rejection range in the Bowen ratio and inverse analysis methods for estimating evapotranspiration, *Agriculture and forest meteorology* 269-270, 323-334.
- 伊藤浩三・丸山利輔（2019）蒸発散推定における異常値の定義と熱収支ボーエン比法への適用，農業農村工学会論文集 309（87-2）159-167
- 丸山利輔・伊藤浩三（2019）蒸発散推定のための逆解析法とボーエン比法及び渦相関法との比較－異常値を処理した場合の事例－，農業農村工学会論文集，No.309(87-2)，169-178
- 丸山利輔・伊藤浩三（2020）逆解析による実蒸発散量とペンマン蒸発散量の比較－手取川流域の林業試験場および石川県立大学農場での適用事例－（応用水文発表予定）
- 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，65-3，303-316