

XバンドMPレーダを用いた降雨量の再推定と 降雨の不確実性に伴う河川流量の不確実性

Rainfall re-estimation of X-band MP radar and
uncertainty of discharge associated with rainfall uncertainty

山田 朋人¹

Tomohito J. YAMADA

北海道大学大学院 工学研究院 准教授

要 旨

2014年9月9日から12日には石狩地方と胆振地方を中心に線状降水帯による豪雨災害が発生（以降、2014年9月豪雨）し、札幌管区气象台の報告では苫小牧において1時間の最大降雨量100mm、支笏湖畔においては9月9日から12日の積算降水量380mmを記録し、北海道では初となる特別警報が発表された。一方、2013年夏には北広島、2014年秋からは石狩にXバンドMPレーダが設置され、石狩川下流域における時空間的に高解像度の降雨観測が可能になった。

本研究は前述の2014年9月豪雨におけるXバンドMPレーダと地上雨量計との比較、ならびに両降雨強度の降雨検知時間差を考慮した降雨強度の再推定手法の検討を行うものである。また観測によって推定される降雨強度の不確実性（不確実性）に起因した流量及び水位の不確実性（不確実性）について確率微分方程式を導入した手法を紹介する。現在の河川計画の基本高水位は決定論的に一つ値が定められているが、本研究によって得られた成果として、降雨強度の不確実性を考慮した場合、基本高水位などの水位はある値の周りに分布することが数理的に示され、予測される水位の不確実性の幅を用いることによって流域住民に対する避難指示の判断をサポートする情報となり得るものである。

《キーワード：XバンドMPレーダ；降雨検知時間；降雨強度推定；降雨流出解析手法；確率微分方程式；Fokker-Planck方程式；伊藤微分》

1. はじめに

2014年9月9日から12日には石狩地方と胆振地方を中心に線状降水帯による豪雨災害が発生し（図-1）、札幌管区気象台の報告では苫小牧において1時間の最大降雨量100mm、支笏湖畔においては9月9日から12日の積算降水量380mmを記録し、北海道では初となる特別警報が発表された。一方、2010年8月23日から24日に北海道中部から中西部にかけて、積丹半島から石狩川上流に位置する忠別川流域に発生した線状降水帯によって札幌管区気象台による報告では53年ぶりの記録となる1時間最大雨量53mmが記録された。この事例に見られるようにメソβスケール（20km～200km）の線状の降水系は特定の地域に長時間滞在し、集中豪雨を引き起こすことがある。北海道周辺の1990～2010年の6～8月に発生した線状降水帯を解析したYamada et al. (2012) によると¹⁾、海面気圧の平年偏差の正負が北海道（負の平年偏差）と本州（正の平年偏差）の境界に存在し、かつ日本海の海面気温が高い年において大量の水蒸気が北海道へ流入することで北海道及び周辺海域において多くの線状降水帯が発生すると指摘されている。また、道央地域を対象に観測データから気温ごとに99パーセントイルの1時間降雨強度を分析したYamada et al. (2014)

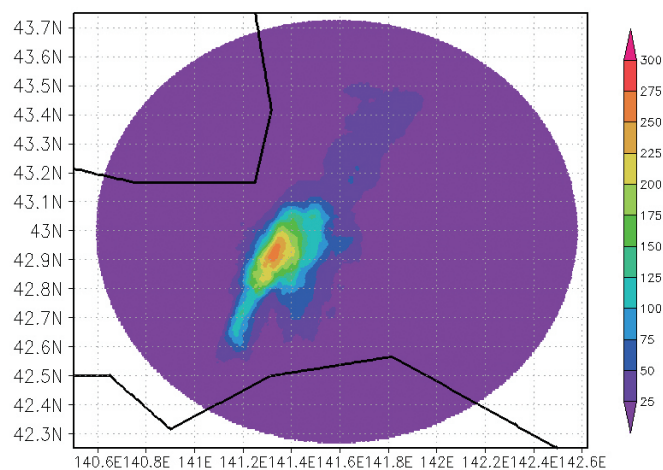


図-1 XバンドMPレーダによって観測された2014年9月11日00時から6時間の積算降雨量

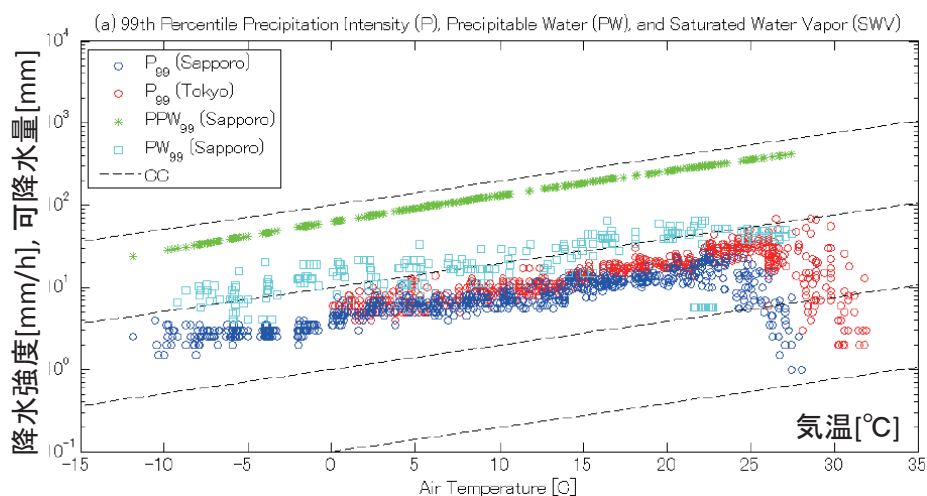


図-2 札幌及び周辺域における気温帯ごとの99パーセントイル1時間降水強度（青丸印）。赤丸印は東京及び周辺域における結果を、水色四角印は札幌における99パーセントイル降水強度発生時の可降水量、緑印は気温帯ごとの鉛直積算した飽和水蒸気量を示す。破線はクラウジウス・クラペイロン式による飽和水蒸気曲線の傾きである。

では、気温の上昇はクラウジウス・クラペイロン式に沿うように99パーセントイル降雨強度を強めることが判明している³⁾ (図-2)。同様の傾向は全球・地域気候モデルを用いた数値実験結果からも得られており、気候変動は気温の上昇とともに大気中の水蒸気量を増加させ、短時間降雨強度を強める可能性を示唆するものである。

本研究は前述の2014年9月豪雨におけるXバンドMPレーダと地上雨量計との比較、ならびに両降雨強度の降雨検知時間差を考慮した降雨強度の再推定手法の検討を行うものである。続いて観測によって推定される降雨強度の不確実性（不確定性）が流量や水位の不確実性（不確定性）に与える影響を確率微分方程式によって表現可能であることを示す。第2章では使用したデータについて記し、第3章ではレーダ雨量と地上雨量の降雨検知時間差を利用した降雨強度の再推定手法を紹介する。第4章では治水計画に広く用いられている降雨流出解析手法に確率微分方程式を導入した結果を議論し、まとめを第5章に記す。

2. 使用したデータの概要

(1) XバンドMPレーダの概要

XバンドMPレーダは波長3cmの電磁波であるXバンドを採用し、空間解像度250m、通常観測1分間隔（通常は1.8°と2.5°の仰角）、多仰角の観測5分間隔、雨滴の水平及び鉛直電波情報の観測可能なマルチパラメトリックレーダである。同レーダは降雨強度によって偏波間位相差（強降雨時）と反射強度因子（弱降雨時）を使い分けて降雨強度を推定している。

(2) AMeDAS地上雨量計

全国約17kmごとに配置されているAutomated Meteorological Data Acquisition System（通称、AMeDAS）地上雨量は転倒ます雨量計による観測データであり、通常は10分値降雨量が公開されているが、本研究では1分値を用いて解析を行った。

(3) 水文水質データベース

国土交通省の水文水質観測所地上雨量は観測頻度10分の転倒ます雨量計、普通雨量計による観測データであり、同省の水文水質データベースで公開されている。

(4) 長期再解析データ

長期再解析データは静力学平衡を仮定した全球気候モデルに定期的に観測される気象データを与えて作成されたものであり観測に準ずる大気データとして利用されているものである。本研究では米国大気海洋庁によって公開されているNCEP/NCAR Reanalysis-1というデータを用いた。

(5) MSM

気象庁によって公開されているMSM-P（メソスケールモデルの気圧面データ）は1日8回3時間毎の観測値データから39時間先までを予測する時空間解像度3時間かつ5kmメッシュの非静力学モデルを用いた気象データである。一方、MSM-S（メソスケールモデルの地表面データ）はMSM-Pと同様のデータであるが、時間解像度は1時間である。本研究では上記データの初期値の値を用いることで2014年9月豪雨の総観気象場の解析を行った。

3. 総観規模気象場

(1) 対流圏中層の特徴

図-3に示すMSM-Pから求めた500hPa面（地上から約5500～5800m高さ）の気温（K）と流線から9月9日から同月11日頃まで、樺太の北に位置する高気圧性循環が偏西風の蛇行に伴い流線から乖離して同位置に留まるという一種のブロッキング現象が見られる．一方、海面更正気圧（hPa）及び850hPa面における風速ベクトル（m/s）から、北海道西部の日本海側まで北東進してきた低気圧性循環は、高気圧性循環の停滞とともに移動速度を下げ、9月9日に至る（図省略）．9月12日には高気圧循環は流線の剥離が不明瞭になり、偏西風とともに東進を開始し、低気圧循環も同様に北海道上空を東方に移動した．図-3からは9月9日時点で500hPa面に位置する約-17℃の空気塊はシベリアから日本海にかけて南下し、その東側で大きく北上する蛇行している．

500hPa temperature and wind stream (NCAR)

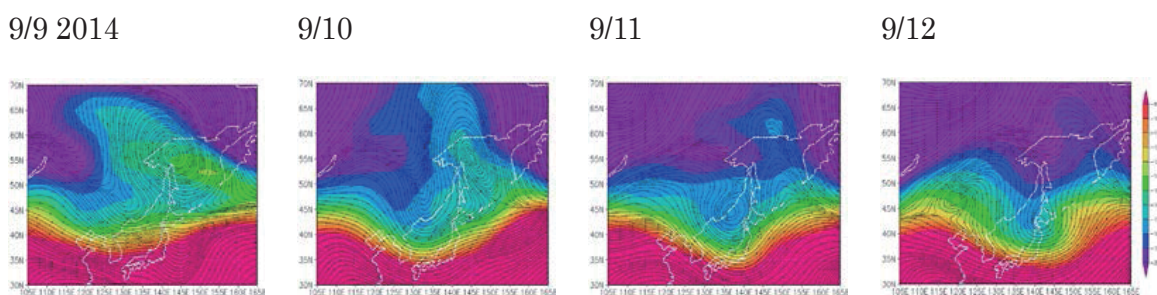


図-3 500hPa面における日平均気温と流線

(2) 対流圏下層の特徴

前節の結果から北海道西の日本海上に停滞した低気圧を中心とした反時計回りの風速場により、北海道南の北太平洋から道央の対流圏下層へ空気が流入していることがわかる．一方、850hPa面高さにおける気温と水蒸気フラックスを示す図-4からは、南方から道央に流入していた空気が多量の水蒸気を含んだ暖かい空気塊であることが確認できる．なお、水蒸気フラックスの評価に用いた比湿はMSM-Pには存在しないため、同データセットから使用可能な相対湿度、気温、気圧を用いて比湿推定を求めた．前節に記した500hPa面における北海道上空への寒気の流入及び図-4に示される850hPa面における暖湿な空気塊の存在は豪雨の発生条件としては第一義的に重要な条件である．

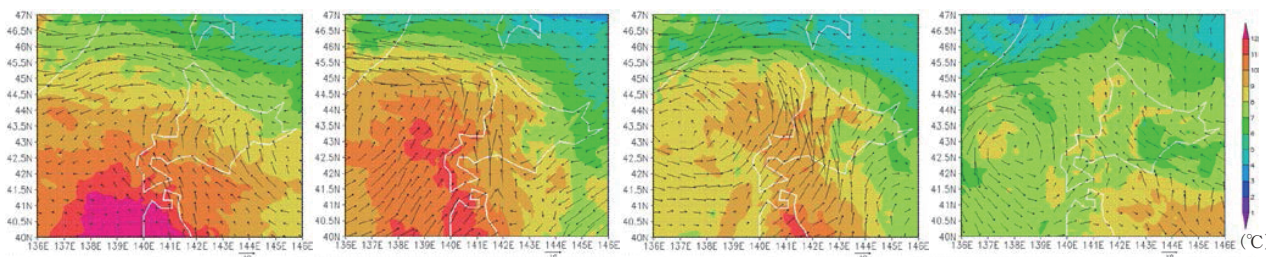


図-4 MSM-P850hPa面での気温(°C)と水蒸気ポテンシャル(kg・m/kg・s)．左から日本時間2014年9月9日、10日、11日、12日における値を示す．北海道西側の日本海に留まった低気圧を中心に反時計回りに吹く風に沿って暖かく多量の水蒸気フラックスを含む空気が北海道南側の北大西洋から道央上空の対流圏下層に流入している．

4. 降雨検知時間差を利用した降雨強度再推定

(1) レーダ降雨量と地上雨量との比較

図-5は北広島に設置されているXバンドMPレーダの周辺に位置するAMeDAS及び水文水質データベースで公開されている地上雨量計による1時間降雨強度を1時間毎に示したものである。図中の星印はAMeDAS、丸印は水文水質データベースの位置を、色は対象とする時間帯（日本時間）の降雨強度を意味する。なお、灰色は降雨データの欠損を示す。この図から9月11日の深夜1～早朝5時にかけて30mm/h以上の強降雨強度が発生していたことが確認できる。一方、図-1に示す線状降水帯の地域分布は地上雨量計では捉えることが困難であることもわかる。

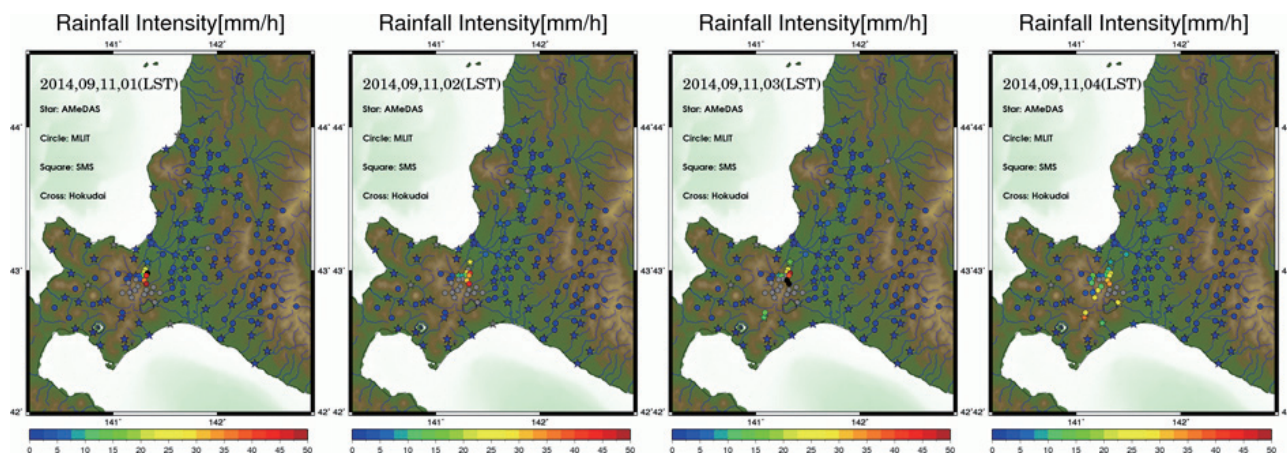


図-5 AMeDAS及び水文水質データベースで公開されている地上雨量計によって観測された1時間降雨強度の推移（日本時間9月11日01～04時）

図-6は9月9日00:00時から同月11日11:00までの1時間降雨強度についてXバンドMPレーダと地上雨量計との関係をレーダからの距離ごとに示す。9月11日豪雨が最も活発であった時間帯は石狩に設置されたレーダは本格稼働していなかったため、本結果は北広島のレーダによって推定された降雨強度のみの値である。この図よりレーダから30km以内の距離ではレーダと地上雨量計が推定する降雨強度は概ね同程度の値を示すことがわかり、これは2014年9月豪雨についてレーダ降雨強度の有用性の高さを示す結果と言えよう。一方、レーダから30kmより遠方ではレーダと地上雨量計による降雨強度はある程度の正の相関関係が存在するものの、30km以内の結果と比較すると両者の降雨強度に大きな差が生じている。この理由としては、i) 単一のレーダによる降雨強度のため強降雨域の後ろの降雨を捉えづらい、ii) 山地を含むため降雨強度推定が困難になる、iii) 低仰角であってもレーダから遠方では降雨観測の高度が高すぎる等が考えられる。また同期間について1分値レーダ降雨強度の欠損値の発生率をレーダからの距離ごとに調べてみると、レーダから40km以内では約3%であるが、それより遠方となると徐々に欠損値の出現数が増える傾向が見て取れる（図-7）。この点については石狩に設置されたレーダとの併用によって減少するものと考えられる。一方、5mm/h以下の弱降雨強度について特にレーダと地上雨量計の降雨強度が異なるように見えるが、これはXバンドMPレーダ特有の偏波間位相差ではなく反射強度因子を利用した降雨強度推定時である。

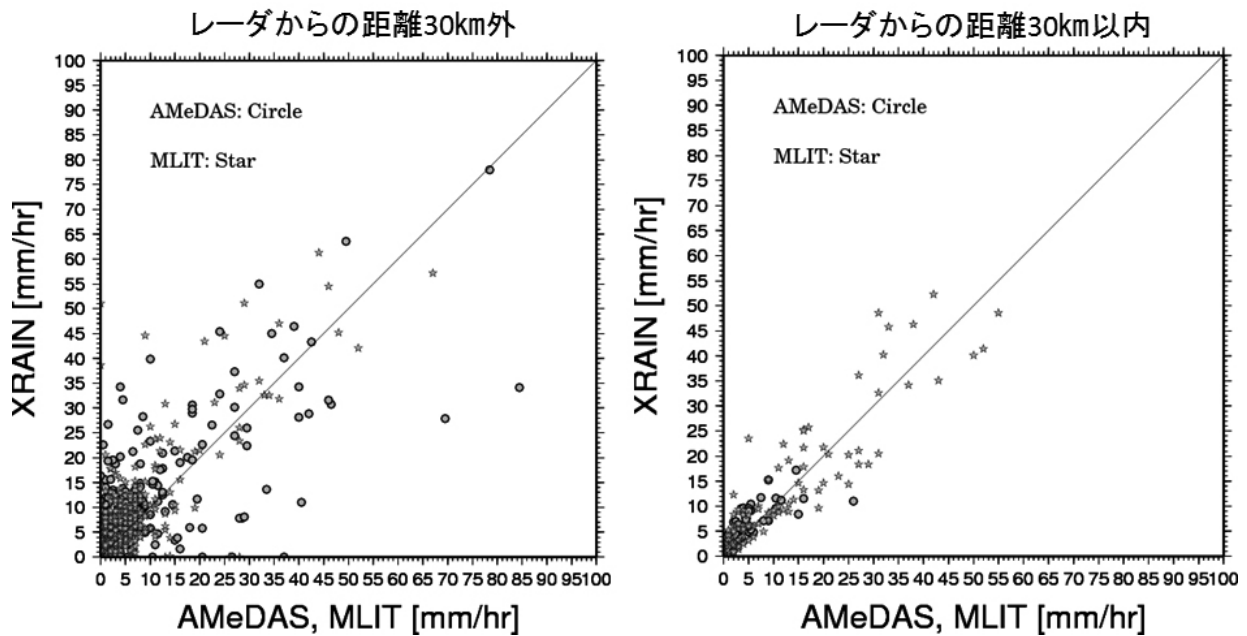


図-6 地上雨量計とXバンドMPレーダによって観測された1時間降雨強度の関係。2014年9月9日00時～9月11日11:00時までの結果を示す。

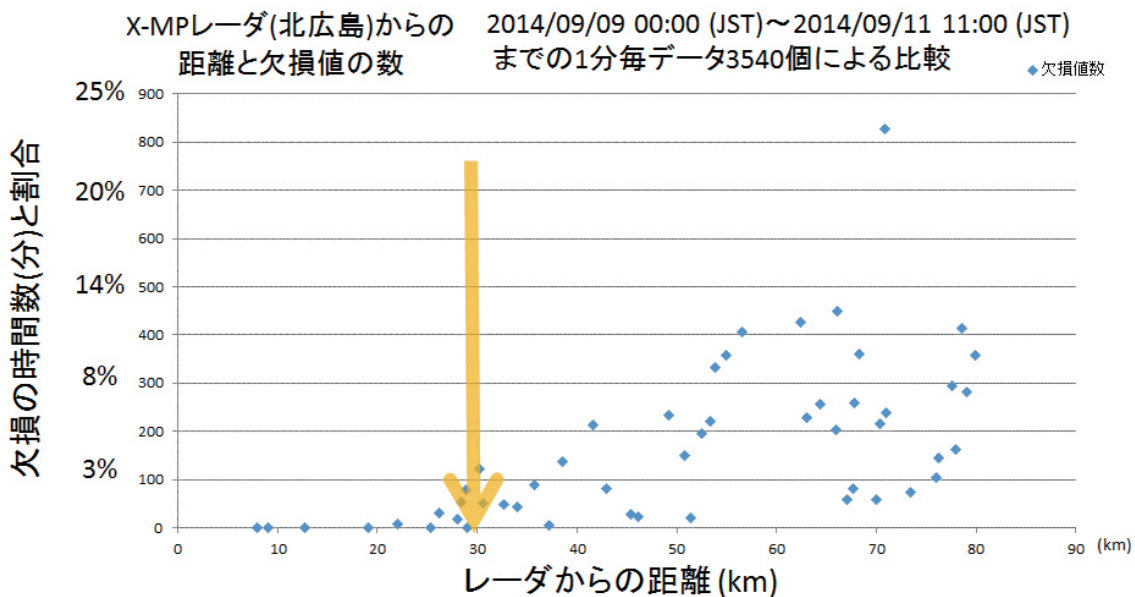


図-7 レーダからの距離に対するレーダ降雨強度の欠損値の割合の関係。対象期間は2014年9月9日00時～9月11日11:00時であり、AMeDAS雨量計が存在する複数のポイントにおける1分値データで欠損値の割合を算出した。

(2) レーダ雨量と地上雨量の降雨検知時間差

前述の通りXバンドMPレーダは1分毎に1.8°と2.5°の低仰角で降雨強度の推定を行っている。つまりレーダから遠方になるほど降雨の観測高度は上昇し、レーダから約30km遠方では地上から1.5km上空の降雨を観測していることになる。つまり、レーダから遠方になると地上雨量計よりもレーダは早期に降雨を検知し、一方で高高度の降雨を観測しているため降雨強度が過小評価される可能性を有する。一方、AMeDASは通常10分値が利用され、レーダ降雨強度の比較や流出解析等に用いられているが、1分値の利用も可能である。そこで本研究ではレーダ及びAMeDAS降雨強度の1分値を比較することによって降

雨強度とレーダからの距離ごとに両者の降雨検知の時間差を算定する。なお、同様の検討は昨年度の北海道河川財団の報告書にも記したが、その際はある範囲の降雨強度について距離と降雨検知時間差の関係を議論した。これに対して今年度は降雨イベントごとにかつ降雨強度ごとにレーダからの距離に対する降雨検知時間差の算定を行った。理想的には雨滴の粒径と粒子数をカウントするディストロメータを用いた解析を行うべきであるが、複数地点かつ長期での観測は困難であるため、本研究では誰でも利用可能なAMeDASの1分値データを使用した。

レーダ降雨強度の地上雨量計の降雨検知時間差は複数のAMeDAS地上雨量計が存在する地点において降雨イベントごとに算定した。強風時であれば降雨は落下とともにある程度水平移流するものと考えられるが、ここでは鉛直方向に落下したと仮定する。降雨の水平移流は平成27年度に検討する予定である。

レーダ降雨強度の推定高さ (h) は対象地点とレーダとの距離 (L) と仰角 (θ) から

$$h = L \tan \theta \quad (1)$$

として求めることができる。一方、降雨は落下開始後数秒間で終端速度に達することが指摘されているため、レーダによる降雨検知高さ (h) をレーダと地上雨量計の降雨検知時間差 ($\Delta T_{D,L}$) で除することによって代表粒径 (D) に対する終端速度を推定することができる。次にAtlas and Ulbrich (1977) で紹介されている雨滴粒径の終端速度式³⁾

$$w = 9.65 - 10.3 \exp(-0.6D) \quad (2)$$

から代表粒径を求める。上式のwは終端速度 (m/s) を表し、雨滴の粒径が0.6~5.8mmに適用可能とされているものである。この代表粒径はレーダの観測高度と地上との間で平均された降雨強度に対するものと考えることができる。

2013年9、10月及び2014年9月豪雨時を対象降雨事例とし、レーダからの距離に対する降雨検知時間差の関係を図-8の点 (◇: 5~10mm/h, □: 10~20mm/h, △: 20~30mm/h) に示す。図中の破線はレーダからの距離と降雨強度ごとに式 (2) の雨滴の終端速度式によって推定される降雨検知時間差の理論値である。この図からレーダから遠距離ほどレーダと地上雨量計では降雨検知時間差が増加し、その傾向は降雨強度によって依存することがわかる。後者の理由として以下の雨滴粒径と粒子数の関係を示すいわゆるMarshall and Palmer分布

$$\begin{aligned} N_D &= N_0 \exp(-\Lambda D) \\ N_0 &= 8400 \text{ (m}^{-3}\text{mm}^{-1}\text{)} \\ \Lambda &= 4.1 R^{-0.21} \end{aligned} \quad (3)$$

を用いることによって、強降雨ほど代表粒径とその終端速度が大きくなり、これが弱降雨時よりも降雨検知時間差を短縮させることが明瞭である。式 (3) 中のRは降雨強度 (mm/h) を示す。

図-8で得られた降雨強度かつ距離に対するレーダ降雨と地上雨量計の降雨検知時間差をレーダが設置されている北広島から約41km遠方の苫小牧AMeDAS地点に適用した結果を図-9示す。ここでの対象期間は2013年9、10月の計8日間であり、1分値降雨強度の比較である。この図からレーダ降雨強度と地上雨量計の1分値降雨強度の相関係数は約0.64であるのに対して、本研究が提案する降雨遅れ時間差を導入したレーダ降雨強度の再推定値を用いることによって地上雨量計との相関係数は0.76まで向上することがわかる。一般に流出解析では10分値降雨強度が利用されることが多いため、同様の検討を10分値降雨強度にも適用した場合においても降雨遅れ時間差の導入はレーダ降雨強度の精度向上に寄与しうるとの結果となり、流出解析においてはとりわけ小流域ほどその影響は大きいものと考えられる。

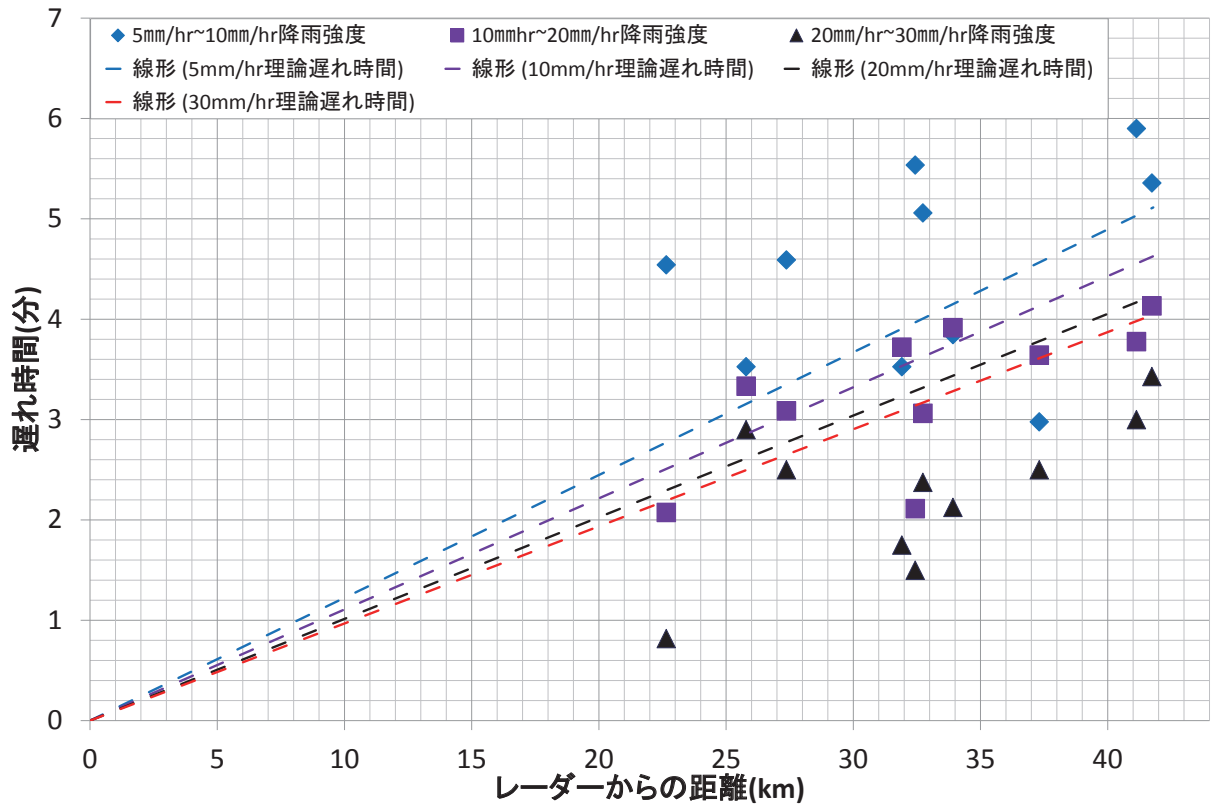


図-8 XバンドMPレーダと地上雨量計による降雨検知時間差. 図中の点は両データから推定した降雨検知時間差であり, 破線は雨滴の終端速度式を用いた理論解である.

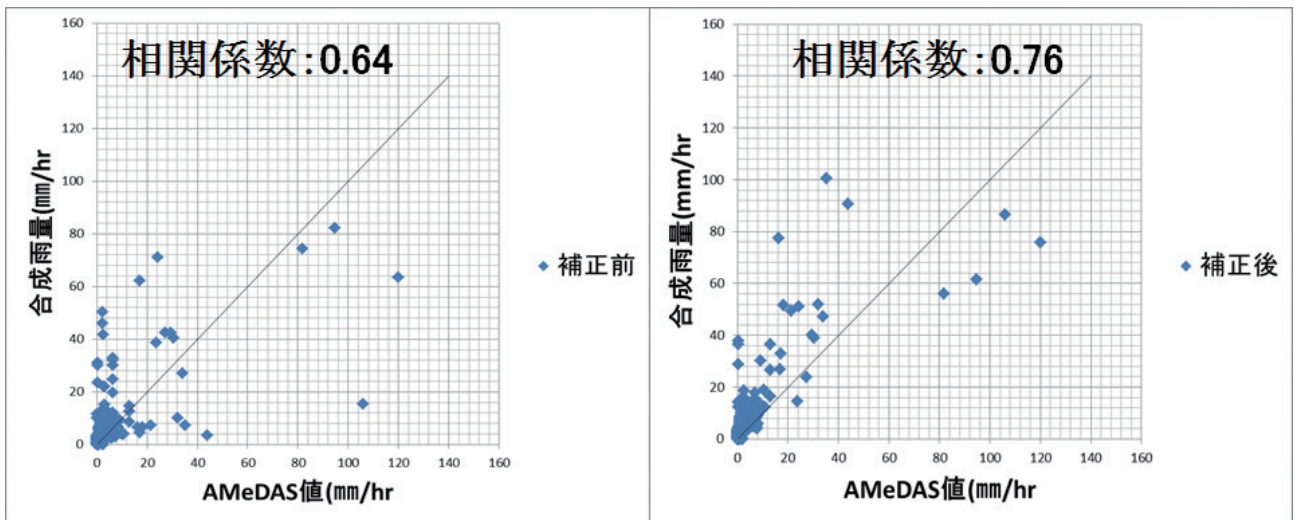


図-9 レーダ雨量と地上雨量の関係. 対象ポイントはレーダサイトから約41km遠方の苫小牧AMeDAS雨量計であり, 両データの1分値降雨強度を用いた比較結果を示す. 右図の縦軸は降雨検知時間差を導入した場合の結果である.

5. 降雨分布の不確実性を考慮した流量の不確実性

(1) 不確実性と不確定性

流出予測は流域内に分布する地上雨量計の降雨データがその流域を完全に代表していると想定した上で流出モデルの入力値として与えることで行われる。一方、XバンドMPレーダ等のレーダ雨量はあくまで特定の範囲（XバンドMPレーダの場合、約250mメッシュ）かつ上空の降雨強度を推定するものである。つまり観測する降雨強度にはある程度の精度限界が存在すると言える。前述の図-6で記述したレーダ降雨強度と地上降雨強度の対応関係から両者はある程度の高い一致を示すことがわかるが、一方で完全な一致ではなく、また完全に一致すべきものでもない。この不一致を観測精度の観点から観ると不確実性として議論できるが、そもそも流域にもたらされる降雨量さらにはピーク流量に寄与する降雨強度（具体的には雨滴の数と粒径とも言おう）の推定は不確定性として議論されるものと考えられる。そこで本研究では日本の典型的な山地流域スケールを対象としてレーダ雨量と地上雨量との不確実性もしくは不確定性が流量および水位に与える不確実性・不確定性への影響を議論可能とする数的手法を紹介する。なお、不確実性と不確定性の切り分けは原理上不可能であるため、ここではまとめて不確実性として議論することとする。次節において貯留型の流出解析手法を確率微分方程式として記述する手法の説明を行う。なお、確率微分方程式は数理ファイナンスの分野で広く用いられているが、土木工学の分野での適用例は少ないのが実情である。以下の研究成果は平成26年度土木学会水工学論文集（B1）において既に発表済みである（吉見ら2015）⁴⁾。

(2) 流出計算手法

本研究で使用する流出計算手法は山田⁹⁾に準拠している。同論文では従来から単一斜面における一般化した降雨流出の基礎式を提案しており、その概要を以下に記す。単一斜面に対して幅広矩形断面を想定すると、連続式は式（4）として表される。運動則を式（5）に示すように断面平均流速は水深の冪乗に比例するという形式で表現することによって多様な流出形態に対応である。一般的なKinematic Wave理論における式（5）の表現では、単位幅流量 q は水深の冪乗に比例する形式で記述する事が多いため、冪数 m の値に注意する必要がある。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(t) \quad (4)$$

$$v = \alpha h^m, \quad q = vh = \alpha h^{m+1} \quad (5)$$

ここに、 v ：断面平均流速（mm/h）、 h ：湛水深（mm）、 q ：単位幅流量（mm²/h）、 α 、 m は流域特性を表すパラメータである。また、 $r(t)$ は有効降雨強度（mm/h）であり、流出計算の入力値となる。以下、入力降雨強度とする。直接流出は流出寄与域（河道及び河道近傍の湿潤領域）のみからの流出と考えると、流出寄与斜面長は実地形上の斜面長より十分短いものと考えられ、式（6）に示す変数分離形の近似式が仮定できる。

$$q(x,t) \cong xq_*(t) \quad (6)$$

ここに、 q_* ：流出高（mm/h）である。また、流出寄与斜面長 L の末端で考え $x=L$ として式（6）を用いると、（4）式と（5）式を連立させて得られる偏微分方程式は式（7）に示すように流出高に関する常微分方程式に変形できる。

$$\frac{dq_*}{dt} = (m+1) \left(\frac{\alpha}{L} \right)^{\frac{1}{m+1}} q_*^{\frac{m}{m+1}} (r(t) - q_*) \quad (7)$$

ここで,

$$(m+1) \left(\frac{\alpha}{L} \right)^{\frac{1}{m+1}} = a_0, \quad \frac{m}{m+1} = \beta \quad (8)$$

とおけば, 式 (9) が一般化された単一斜面からの降雨流出の基礎式となる.

$$\frac{dq_*}{dt} = a_0 q_*^\beta (r(t) - q_*) \quad (9)$$

また, 土壌・地形特性を示す流出パラメータ α と m の値に関して志村ら⁸⁾は, 鈴木^{9),10)}, 窪田ら¹¹⁾の不飽和浸透理論とKinematic Wave法の式展開を比較する事により, 式 (10) で決定できる事を示している.

$$\alpha = \frac{k_s i}{D^{\gamma-1} w^\gamma}, \quad m = \gamma - 1 \quad (10)$$

ここに, i : 斜面勾配, D : 表層土層厚 (mm), γ : 土壌の透水性を表す無次元パラメータ, k_s : 飽和透水係数 (mm/h), w : 有効空隙率であり, $w = \theta_s - \theta_r$ (θ_s : 飽和含水率, θ_r : 残留含水率) で定義される. また, 抵抗則 m は無次元パラメータであり, α の次元は m の値に依存する. これにより, 土壌・地形特性から流出パラメータを決定し降雨流出計算を行う事が可能である.

(3) 伊藤の確率微分方程式とFokker-Planck方程式

1次元空間において, ある時系列 $x(t)$ の微小変化量 dx が移動しているとき, 移動過程によって $x(t)$ の動きを表現することができる.

$$dx(t) = y(x(t), t) dt + z(x(t), t) dw(t) \quad (11)$$

ここに $y(x(t), t)$ は時系列 $x(t)$ と時間 t の任意の関数であり, $dw(t)$ はWiener過程 $w(t)$ の微小時間変化量である. この $dw(t)$ は平均が0, 標準偏差 \sqrt{t} の正規分布に従っている. 右辺第1項は決定論的な項 (ドリフト項) であり, 第2項は確率的に決定される項である. 上式は伊藤の確率微分方程式と呼ばれ, これと数学的に等価であるFokker-Planck方程式は式 (12) によって記述される.

$$\frac{\partial p(x(t), t)}{\partial t} = - \frac{\partial y(x(t), t) p(x(t), t)}{\partial x} + \frac{1}{2} \frac{\partial^2 z^2(x(t), t) p(x(t), t)}{\partial x^2} \quad (12)$$

(4) 確率微分方程式の流出解析手法への適用

降雨強度が各時刻において平均値とその周囲に分布したものとすれば,

$$r(t) = \bar{r}(t) + r'(t) \quad (13)$$

として表すことができる. 式 (9) を差分形式で表現した流出高に式 (13) を与えると,

$$dq_* = a_0 q_*^\beta (\bar{r}(t) - q_*) dt + a_0 q_*^\beta r'(t) dt \quad (14)$$

となる. ここで確率解析学の概念を適用すると, 入力降雨強度の分散が σ^2 で表されるとすれば, 式(14)は

$$dq_* = a_0 q_*^\beta (\bar{r}(t) - q_*) dt + a_0 q_*^\beta \sigma^2 \sqrt{T_L} dw(t) \quad (15)$$

となる。このドリフト項と確率項から構成される流出高に関する式をFokker-Planck方程式として記述すると、

$$\frac{\partial p(q_*)}{\partial t} + \frac{\partial a q_*^\beta \{\bar{r} - q_*\} p(q_*)}{\partial q_*} = \frac{1}{2} \frac{\partial^2 \left(a q_*^\beta \sigma \sqrt{T_L} \right)^2 p(q_*)}{\partial q_*^2} \quad (16)$$

として表され、この式によって降雨の不確実性に関する流出高の不確実性を求めることができる。また流出高に関するFokker-Planck方程式の定常解は

$$p(q_*) = p_0 \frac{2}{\left(a q_*^\beta \sigma \sqrt{T_L} \right)^2} \exp \left(\frac{2}{a \sigma^2 T_L} \left(\frac{\bar{r} q_*^{1-\beta}}{1-\beta} - \frac{q_*^{2-\beta}}{2-\beta} \right) \right) \quad (17)$$

となり、この式で得られる流出高の確率分布関数から水位の確率分布関数も求めることができる。

(5) 降雨の不確実性に対する流出高の不確実性

入力降雨の平均値を30mm/h、入力降雨の偏差を2mm/hとして、抵抗則を $m=0, 2/3, 3$ とした場合の流出高の確率密度関数を図-10に示す。この図から入力降雨に不確実性がある場合、抵抗則 m の値によって流出高の確率密度関数の裾の広がりが大きくなる事がわかる。抵抗則 $m=0$ の場合、つまり降雨流出モデルが線形の場合、入力降雨の偏差=2mm/hに対して、流出高の標準偏差は約0.17mm/hである。一方、 $m=2/3$ であれば流出高の標準偏差は約0.42mm/h、 $m=3$ では流出高の標準偏差は約1.13mm/hとなる。つまり、降雨流出過程における非線形性が強いほど、流出高の不確実性は大きくなる。

入力降雨の偏差と抵抗則がそれぞれ4mm/h、 $m=4$ とし、入力降雨の平均値を30、50、100mm/hとした場合の流出高の確率密度関数を図-11に示す。この図から入力降雨の降雨強度が大きいほど、流出高の確率密度関数の裾は広がり、降雨に対する流出高の不確実性が大きくなる事がわかる。例えば、降雨強度が100mm/hの場合、入力降雨の偏差=4mm/hに対して、流出高の標準偏差は4.41mm/hである。抵抗

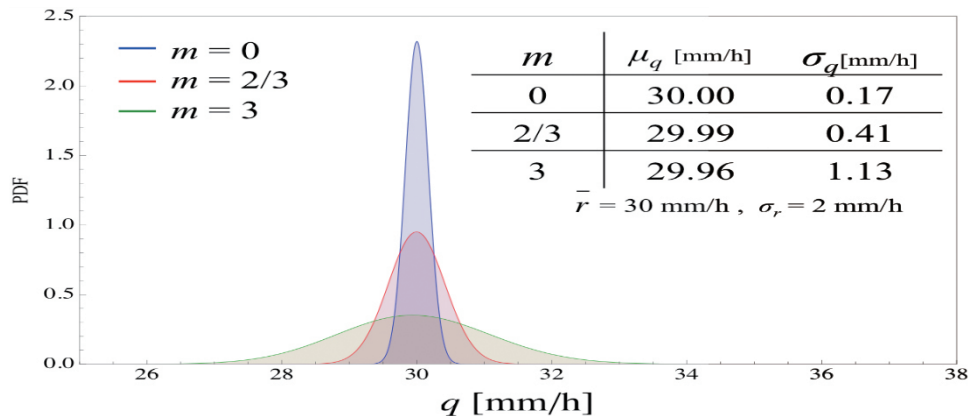


図-10 抵抗則と流出高の確率密度関数の関係。抵抗則が大きくなるに従って、確率密度関数の裾が広がり、流出高の不確実性は大きくなる。つまり、流出現象の非線形性が強くなると、流出高の不確実性は高くなる。

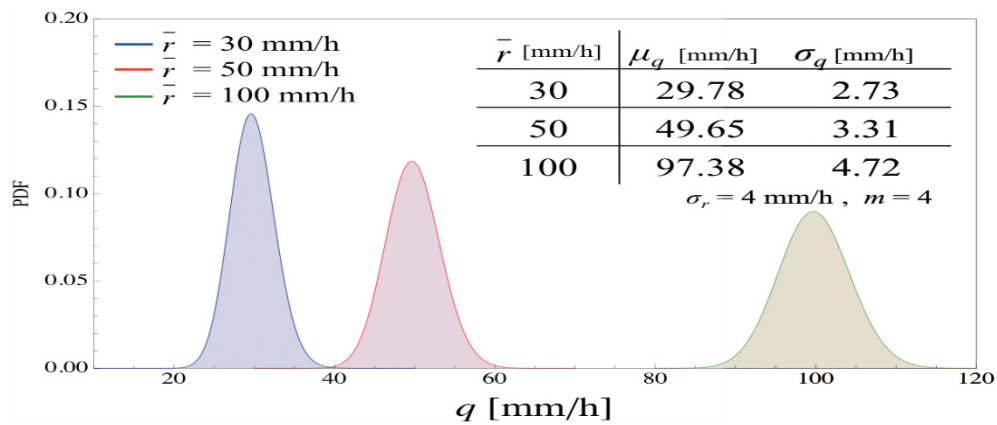


図-11 降雨の平均値と流出高の確率密度関数の関係。降雨強度の増加に伴って、流出高の不確実性が高くなる。

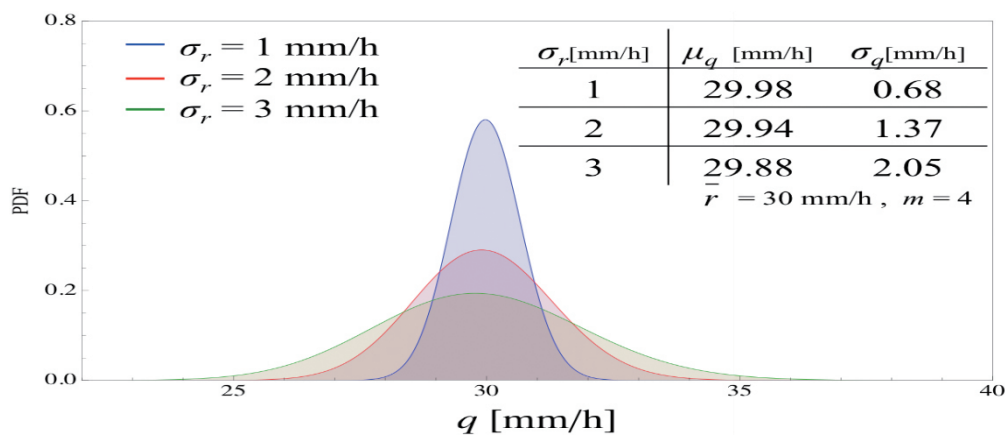


図-12 降雨の不確実性（偏差）と流出高の確率密度関数の関係。降雨の不確実性（偏差）が大きくなるとともに、流出高の不確実性も大きくなる。図-10～12は吉見ら（2015）より抜粋。

則 $m=4$ という不飽和土壌中の流れ場においては、流出高の不確実性の方が、降雨の不確実性より大きくなる可能性がある。最後に降雨の不確実性を变化させた場合の結果を図-12に示す。この図から降雨の不確実性は流出高の不確実性を大きく作用することがわかる。

(6) 水位の確率密度関数

流出高の確率分布関数から求まる水位の確率分布関数について議論する。図-13は水位の確率密度関数を示す。水位は約7.3mを平均値として約6.5m～8.5mに分布し2m程度の幅を持って分布する。100km²の流域であれば、降雨強度50mm/hの雨で偏差、もしくは観測誤差が±4mm/hであった場合、その水位は約2mの幅を持って分布する事を示すという重要な意味を有する。現在の河川計画の基本高水位は決定論的に一つ値が定められているが、この結果は、降雨の不確実性を考慮した場合、基本高水位などの水位はある値の周りに分布する事を意味している。

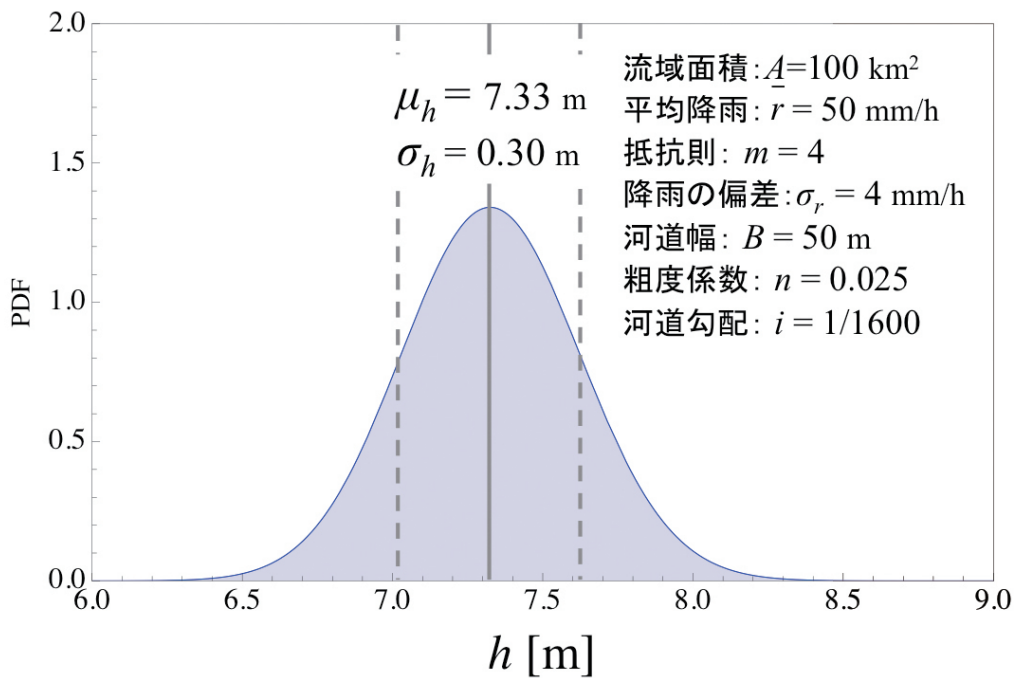


図-13 流量の確率密度関数から求めた水位の確率密度関数. 吉見ら (2015) より抜粋.

6. まとめ

本研究は前述の2014年9月豪雨におけるXバンドMPレーダと地上雨量計との比較, ならびに両降雨強度の降雨検知時間差を考慮した降雨強度の再推定手法の検討を行った. また観測によって推定される降雨強度の不確実性 (不確定性) に起因した流量及び水位の不確実性 (不確定性) について確率微分方程式を導入した手法を紹介した. 現在の河川計画の基本高水位は決定論的に一つ値が定められているが, 本研究によって得られた成果として, 降雨強度の不確実性を考慮した場合, 基本高水位などの水位はある値の周りに分布することが数理的に示され, 予測される水位の不確実性の幅を用いることによって流域住民に対する避難指示の判断をサポートする情報となり得るものである.

参考文献

- 1) Yamada, T. J., S. Sasaki, N. Matsuoka, 2012: Climatology of line-shaped rainbands over northern Japan in boreal summer between 1990 and 2010. *Atmospheric Science Letters*, 13, 2, 133-138.
- 2) Yamada, T. J., M. A. Farukh, T. Fukushima, M. Inatsu, T. Sato, Y. N. Pokhrel, T. Oki, 2014: Extreme precipitation intensity in future climates associated with the Clausius-Clapeyron-like relationship. *Hydrological Research Letters*, 8, 4, 103-108.
- 3) Atlas, D. and C. W. Ulbrich, 1997: Path- and area-integrated rainfall measurement by microwave attenuation in the 1-3 cm band. *Journal of Applied Meteorology*, 16, 1322-1331.
- 4) 吉見和紘, 山田正, 山田朋人, 2015: 確率微分方程式の導入による降雨流出過程における降雨の不確実性の評価. *土木学会論文集 (B1)*, 44.
- 5) 山田正, 2003: 山地流出の非線形性に関する研究. *土木学会水工学論文集*, 47, 259-264.