



リモートセンシングデータの環境・防災分野への応用に関する研究

中谷, 剛

(Degree)

博士 (工学)

(Date of Degree)

2013-03-25

(Date of Publication)

2013-05-07

(Resource Type)

doctoral thesis

(Report Number)

甲5795

(URL)

<https://hdl.handle.net/20.500.14094/D1005795>

※ 当コンテンツは神戸大学の学術成果です。無断複製・不正使用等を禁じます。著作権法で認められている範囲内で、適切にご利用ください。



博士論文

リモートセンシングデータの環境・防災分野への応用
に関する研究

平成25年1月
神戸大学大学院自然科学研究科

中谷 剛

目 次

第 1 章	研究の背景と目的	1
第 2 章	衛星データを活用した小水力発電ポテンシャルの算出手法の検討	5
2.1	研究の背景	5
2.2	衛星データを活用した小水力発電ポテンシャルの算出	9
2.2.1	小水力発電の規模	9
2.2.2	小水力発電のタイプ	10
2.2.3	小水力発電の事例(日本)	11
2.2.4	小水力発電ポテンシャルの算出手順	15
2.3	衛星データ	18
2.3.1	衛星地形データ(SRTM3)	18
2.3.2	衛星降水量(GSMaP)	23
2.3.3	小水力発電ポテンシャルの推定	31
2.4	今後の課題	38
第 3 章	航空レーザ計測の水防災への応用	41
3.1	研究の背景	41
3.1.1	背景	41
3.1.2	空中写真測量と航空レーザ計測	43
3.2	航空レーザ計測の概要	45
3.3	氾濫解析への応用	48
3.4	地形の再現性を高めた2次元氾濫解析手法	51
3.4.1	TVD 化した MacCormack スキーム	51
3.4.2	任意直交座標系の2次元流れ	62
3.4.3	直交座標系による2次元流れ計算	78
3.4.4	任意直交座標系による2次元氾濫解析の例	79
3.5	都市の3次元構造への応用	84
第 4 章	結論	89
4.1	衛星データを活用した小水力発電ポテンシャルの算出手法の検討	89
4.2	航空レーザ計測の水防災への応用	91

第1章 研究の背景と目的

2007年のノーベル平和賞は、「不都合な真実」などの著作のあるアメリカ元副大統領アル・ゴア氏とIPCC(気候変動に関する政府間パネル)に授与された。地球温暖化による様々な資源の獲得や、そのために生じる地域間・国家間の経済格差による国際紛争への懸念のため、地球温暖化の対策が平和維持にかかせないからであった。

地球温暖化というのは私たちの生活から遠く離れたものでは決してない。地球温暖化が確実に進行しているかどうかの議論は別にしても、地球温暖化による地域的な気候変化によって、身近な自然生態系が影響を受けているらしいことは実感できる。

地球温暖化防止対策は、緩和策と適応策に大別できる。地球の平均気温上昇のほとんどが人為起源の温室効果ガスの増加によるものであるから、緩和策としては、温室効果ガス排出量を削減、抑制することである。しかし、今後20～30年の間、積極的な投資により緩和策を実施し温室効果ガス濃度が安定化したとしても、温室効果ガスによる影響や海面水位上昇は数世紀に渡り続くと言われている。その間、私たちは適応策によってさまざまな影響を乗り越えていく必要がある。

2011年3月の東日本大震災以降、原子力発電所事故による放射能汚染の脅威から、再生可能エネルギーへの関心が高まっている。環境省では、2009年度、2010年度に再生可能エネルギー導入ポテンシャル調査を実施している。その調査では、太陽光・風力・中小水力・地熱の各再生可能エネルギーについて、国内で利用できる賦存量及び導入ポテンシャルの推計を行なっている。

再生可能エネルギー利用は地球温暖化緩和策として、我が国だけでなく開発途上国でも重要な課題である。ところが、例えば小水力エネルギー開発では、どの地域が開発に適しているのかを知ることが重要で、標高データや長期の水文観測データを利用すれば、その地域や地点を選定することができるが、開発途上国では基本的な水文情報の長期的な蓄積がなかったり、観測データがあっても限られた地点であったり、欠測など観測結果の信頼性が低い場合が多いため、水文観測データを利用した小水力エネルギー開発の検討が容易でないという課題がある。

気象庁が公表した「気候変動監視レポート2010：平成23年6月」によると、地球温暖化の進行に伴い、極端な大雨の頻度が増加する可能性が高いと予想されている。実際に1時間雨量が80mm以上の短時間強雨の発生回数は、1976年以降の連続する11年～12年間毎の平均回数によると少しずつ増加してきており、アメダスデータを使って集計した短時間強雨や大雨の発生回数が、ここ30年間余りで増加傾向にあることが指摘されている。大雨や短時間強雨の発生回数は年ごとの変動が大きく、それに対してアメダスの観測期間は比較的短いことから、長期変化を確実に捉えるためには今後もデータの蓄積が必要であると気象庁は述べているが、今後も局所的かつ極端な豪雨の発生が考えられる。このような極端気象によって近年の水災害もその様相が多様化している。いわゆるゲリラ豪雨と言われるような、局所的でかつ短時間に発生する集中豪雨による都市型水害の増加もその事例である。

都市型水害の大きな特徴は極めて短時間の間に浸水被害が生じることである。1999年6月29日の福岡豪雨災害では、福岡市博多駅周辺の地下街や地下鉄が浸水し、流れ込んできた氾濫水によりビル地下で1名が死亡した。1999年7月21日の練馬豪雨では1時間に131mmの局地的な大雨が発生し、新宿区西落合では地下室への浸水により閉じこめられた1名が死亡した。近年においても、2008年8月5日に東京都豊島区雑司が谷で発生した豪雨では、下水道で工事をしていた5名が急な増水で流されて亡くなった。雑司ヶ谷豪雨の1週間前の2008年7月28日には、神戸市都賀川で水難事故が発生している。都賀川流域で14時30分から30分間に局所的な豪雨があり、10分間で1.3m水位が上昇した。これにより、河川親水施設や遊歩道で遊んでいた市民・学童5名が流されて水死している。

上記の都市型水害の事例は、地球温暖化の影響による極端気象によって誘発されたものと言える。水災害対策として、ハードな治水施設は今後も必要であるが、それ以上に災害による被害を極力低減させ少なくとも人命を守るソフト対策など、適応策の重要性が指摘されている。

本論文は次の四章から構成される。

第一章は、序論として研究の目的について述べている。

第二章では、公開されている衛星データ等を活用して、小水力発電ポテンシャルを把握する手法について検討した。この手法を用いれば、どの地域が小水力エネルギー開発の有望地であるのかを知ることができる。十分な量と質の水文観測データの取得が難しい開発途上国でも、小水力エネルギー開発の有望地選定に役立てることが期待できる。開発途上国では自国の経済発展を優先するため、大都市圏向けの電力を確保できる大規模発電に注目が集まるが、一方で都市圏から離れた地方の地域整備は遅れがちになる。都市圏から離れた地域にとっては、単に発電だけでなくコミュニティを支えるエネルギー源として小水力エネルギーを利用するために、この手法が役立つことを期待している。

検討に利用した衛星データは、SRTM3（90mメッシュ標高データ）とGSMaP（全球降水量）である。これらは原則として公開されている衛星データである。SRTM3の利用については、関東地域の富士川、相模川、多摩川のそれぞれの河川を衛星標高データから抽出し、抽出した河川と実際の河川の位置がよく適合していることを示し、標高精度が小水力発電ポテンシャルの算出に利用できることを確かめた。GSMaPは、関東地域内の地上雨量計によって観測された雨量と衛星降水量の比較から、1時間ごとの降雨量の相関は必ずしも高くはないが、降雨頻度に対する統計的性質が良く一致しているため、小水力発電ポテンシャルの算出に利用できることを示した。

第三章では、航空レーザ計測によって取得される高精細高詳細な標高データを利用した水災害対策について検討した。地球温暖化による極端気象に伴う水災害に対する適応策として、日本のように狭い平野部にその大多数の資産・人口が集中しているような国では、ハード的な治水施設整備とあわせて、災害による被害を極力低減させ少なくとも人命を守るためのソフト対策が重要である。

代表的なソフト対策の一つとして、洪水ハザードマップがある。洪水ハザードマップを作成するために必要な浸水想定範囲や想定される浸水深は、2次元氾濫解析によって検討される。

従来の氾濫解析では、250m-500m程度の正方メッシュで計算が行われることが多い。正方メッシュによる計算の場合、氾濫水の挙動に影響を及ぼす線形盛土構造物や、境界条件として重要な構造物も正方メッシュに沿って配置しなければならない等の課題がある。そこで、高精細高詳細な標高データを利用するメリットとして計算格子生成の自由度が高まることに着目し、氾濫水の挙動に影響を与える地形の再現性を高めた氾濫解析が可能な任意直交座標系による2次元氾濫シミュレーションモデルを開発し、その有効性を検討した。差分法には、常流・射流混在流れに適用できるTVD化したMacCormack法を利用した。その結果、最大浸水深の生じる地点の再現性が向上した一方で、浸水深そのものは過小評価されるという課題も確認された。

また、航空レーザ計測による高精度詳細メッシュ標高データを利用したメッシュ毎の建物占有率の算出方法を示し、建物占有率を利用した都市の空間構造の把握について検討した。

第四章は、第二章と第三章を総括し結論とした。

衛星観測データや航空レーザ計測データは、いずれもリモートセンシングデータの例である。リモートセンシング技術を環境や防災分野で応用することは、地球温暖化への新たな緩和策や適応策の検討や、日本の高い防災技術を海外でも活用する防災外交として、今後その重要性が増すと考えている。

第2章 衛星データを活用した小水力発電ポテンシャルの算出手法の検討

2.1 研究の背景

2010年の世界平均気温は、1981年～2010年の30年平均値に対する偏差が+0.19℃と過去最高になった¹⁾。温室効果ガスの排出量は過去最大となり、産業革命前と比べた年平均気温の上昇を2℃以内に抑えるという世界的な目標の達成は、ますます困難になってきている。こうした状況もあって再生可能エネルギーの重要性は十分認識され、2010年の世界の自然エネルギーの実績は、自然エネルギーによって世界の最終エネルギー消費の16%がまかなわれたとの推計がある²⁾。

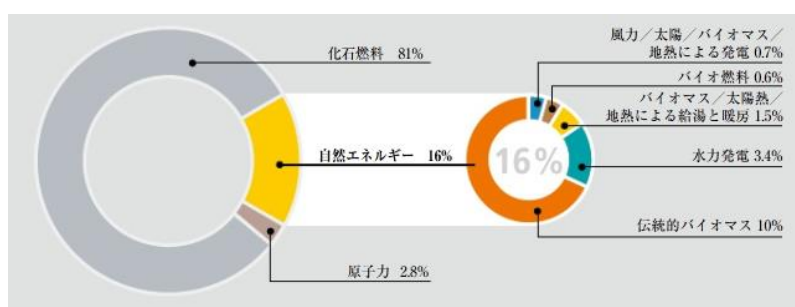


図 2-1 世界の最終エネルギー消費における自然エネルギーの割合(2009年)

中国や他の新興経済大国であるインド、ブラジルをはじめ、自然エネルギーに関する目標値や支援政策を制定している118カ国のうち、少なくとも半分が発展途上国である。発展途上国での取組みが増加していることは、将来のエネルギー需要の増大の多くがこれらの国々で起こると考えられるため、望ましい傾向であると思える。2010年のエネルギー分野別の世界動向を、表 2-1 に整理した²⁾。

中国やブラジルなどの新興国では、自国の経済発展や社会基盤整備のため大規模な発電エネルギーが注目されているが、多くの発展途上国で都市部から離れた農村地域であっても、照明、通信、冷暖房、送水ポンプといった基本的なエネルギーサービスを提供するという自然エネルギーの役割はますます増加している²⁾。ソーラーホームシステム、風力発電、小水力またはハイブリッド・ミニグリッド（化石燃料との併用システム）、バイオマスまたは太陽光による送水ポンプ、その他の自然エネルギー技術は、発展途上国の農業地帯や既存の電力系統に接続されていない地域において、家庭、学校、病院、農業や小規模工業で利用されている。自然エネルギーを利用している農村地域の世帯数を見積もることは難しいが、数億に達すると見られている。多くの発展途上国の農業地域において、オフグリッド（独立型）の自然エネルギーの利活用は、低価格で持続可能な選択肢としてますます認知されてきている。

表 2-1 世界の自然エネルギーに関する動向(2010 年)

エネルギー分野	2010 年の動向
水力発電	<p>2010 年の世界の電力供給量の 16%を水力発電が占めた。水力発電の新規導入の動きは、それぞれ中国とブラジルを中心としたアジア、ラテンアメリカ地域が最も活発であった。</p>
風力発電	<p>2010 年の風力発電による電力供給量は約 198GW となった。従来になく、新設容量の半分以上を発展途上国と新興市場が占めている。これは、世界市場の半分を占める中国によるところが大きい。傾向としては、洋上風力が引き続き発展し、コミュニティベースまたは小規模分散型の発電が広まり、多様な地理的条件下での風力発電プロジェクトが進んだ。</p>
太陽光発電 (太陽熱発電、 太陽熱温水は含 まず)	<p>2010 年の太陽光発電の世界市場は、前年の 2 倍以上の規模へ成長し、世界で約 40GW の発電規模となった。これは 5 年前の容量の 7 倍を超える。EU が世界市場を独占しており、これはイタリアやドイツによる貢献が大きい。特にドイツでは、大規模太陽光発電の設置数は 5,000 件を超え、世界導入量の約 25%を占めたほか、2010 年の新規導入量が 2009 年の世界全体の新規導入量を上回った。</p>
地熱発電	<p>2010 年時点で地熱発電プラントは少なくとも 24 カ国で稼働しており、地熱の直接熱利用は少なくとも 78 カ国で行われていた。ただし、2010 年は発電分野の成長は停滞し、世界の導入量は 11GW を超える程度であった。しかし、先進技術により新たな国で開発が可能となり、今後の設置率を加速させると期待されている。地熱による熱利用は過去 10 年間、年平均 9%で増加した。これは主に、地中熱ヒートポンプシステム利用の急速な成長による。熱電併給システムにおける地熱エネルギーの利用も増加傾向にある。</p>
その他	<p>バイオマスが発電および熱利用に占める割合は増加しており、自然エネルギーによる熱生産の大半がバイオマスによる。2010 年末時点で稼働していたバイオマス発電容量は 62GW であった。バイオマス熱市場は EU を中心に米国、中国、インド、その他の地域で着々と拡大している。</p> <p>バイオ燃料は、2010 年の世界の道路輸送用燃料の約 2.7%を液体バイオマスが占めた。</p> <p>海洋エネルギーは、少なくとも 25 カ国が海洋エネルギーの開発を手がけており、2010 年末までに合計 6MW(2MW の波力発電、4MW の潮力発電)の海洋エネルギー発電が主に欧州で導入された。</p>

表 2-2 に世界の包蔵水力調査の例を示した³⁾。これからわかるように、日本を含め、特に降水量の多い東南アジア地域では、再生可能エネルギーのうち気候的に小水力エネルギー開発が有利であると考えられる。

表 2-2 世界の包蔵水力

単位：TWh (=10⁹kWh)

	① 理論包蔵水力	② 包蔵水力	②/①	③ 既開発水力 (工事中を含まず)
アジア*	16,285	5,526	34%	729
アフリカ	3,884	1,852	48%	81
北米	6,701	2,733	41%	628
中南米	8,474	3,315	39%	644
欧州	2,650	1,044	39%	540
ロシア	2,295	1,670	73%	165
中東	418	168	40%	17
オセアニア	495	189	38%	40
計	41,202	16,497	40%	2,847
日本	718	139	19%	92

(参考) 年間電力消費量 世界：約 17600TWh 日本：約 1000TWh ※アジアは日本を含む

日本では、環境省が 2009 年度、2010 年度に再生可能エネルギー導入ポテンシャル調査を実施している。その調査では、太陽光・風力・中小水力・地熱の各再生可能エネルギーについて、賦存量及び導入ポテンシャルの推計を行い、その結果を地図情報としても公開⁴⁾している。

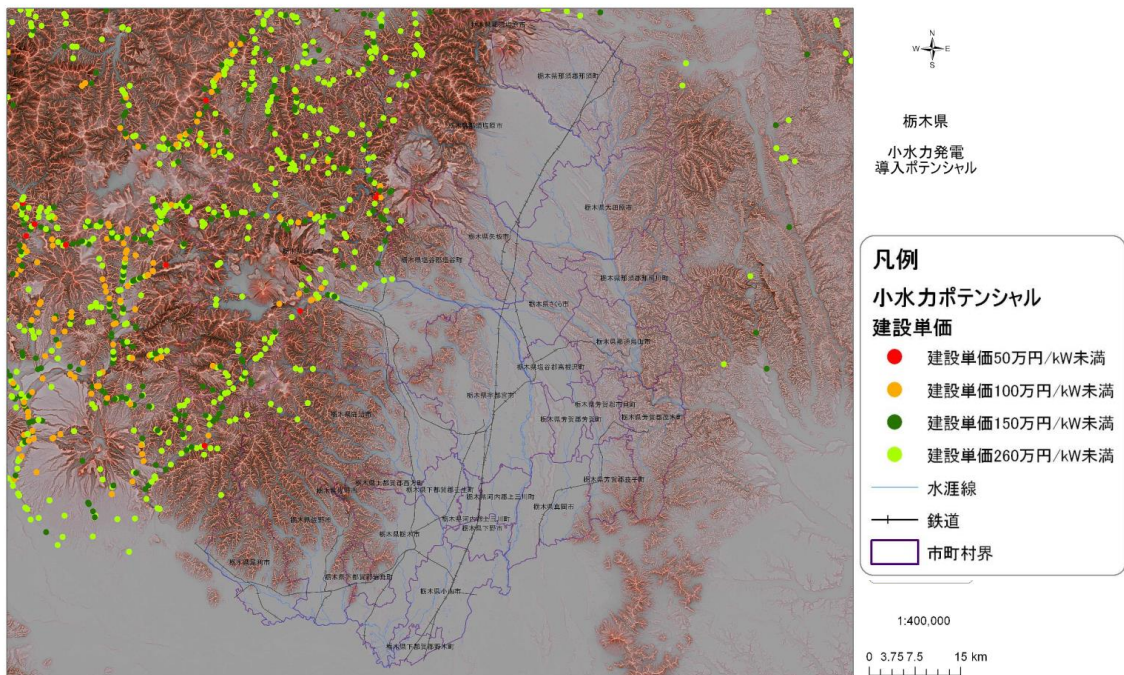


図 2-2 小水力エネルギーポテンシャルの一例(環境省)

環境省の調査では、中小水力エネルギーポテンシャルは、概ね以下のような手順⁵⁾⁶⁾で検討されている。

- 水路データは、数値地図 25,000 空間データ基盤を利用し、エネルギーポテンシャル評価地点は、水路の合流点を基本とする。
- 流量データは、全国 109 水系のそれぞれの流域を代表する基準点での時間流量観測データ（原則 10 年以上の観測期間）から、評価地点流量を比流量換算により求める。
- 発電に利用できる落差は、数値地図 50m メッシュ標高を利用して求める。
- エネルギーポテンシャルは、慣行水利権や出水、濁水を除外した使用可能流量を設定して算出する。

小水力エネルギー開発では、どの地域が開発に適しているのかを知ることが重要で、環境省の検討のように、標高データや流量観測データを利用すれば、その地域や地点を選定することができる。

再生可能エネルギー利用は地球温暖化緩和策として、先進国のみならず開発途上国でも重要な課題である。ところが、小水力を利用した再生可能エネルギー利用においては、開発途上国では基本的な水文情報の長期的な蓄積がなかったり、観測データがあっても限られた地点であったり、欠測など観測結果の信頼性が低い場合が多いため、水文観測データの利用が難しいという課題がある。

そこで本章では、特に降水量の多い東南アジア地域では、再生可能エネルギーのうち気候的に小水力エネルギー開発が有利であると考え、基本的な水文情報を補うために公開されている衛星データを活用して、小水力エネルギーポテンシャルを把握する手法について検討した。この手法を用いれば、基礎的な水文観測データの少ない開発途上国でも、小水力発電の開発有望地選定に役立つことが期待できる。開発途上国では自国の経済発展を優先するため、大都市圏向けの電力を確保するため大規模発電に注目が集まるが、一方で首都圏から離れた地方の地域整備は遅れがちになる。都市圏から離れた地域にとっては、単に発電だけでなくコミュニティを支えるエネルギー源として小水力を利用するために、この手法が役立つことを期待している。

2.2 衛星データを活用した小水力発電ポテンシャルの算出

2.2.1 小水力発電の規模

小水力発電の規模について世界的に統一された基準はない。概ね 10,000kw 以下の発電出力を小水力と言っている。環境省の調査⁵⁾⁶⁾では、30,000kw 未満を中小水力と定義している。全国小水力利用推進協議会⁷⁾では、1,000kw 以下を小水力として取り扱うと述べている。その理由として、日本では「新エネルギーの利用等の促進に関する特別措置法（1997年6月施行）」、及び「電気事業者による新エネルギー等の利用に関する特別措置法（2003年4月施行）」により 1,000kw 以下の水力とそれを超える水力とが明確に区分されているためだとしている。

本章では、発電出力の厳密な区分はかならずしも重要ではないが、日本の電力業界が従来から 10,000kw 以下を小水力としてきていることを考慮して、10,000kw 以下の発電出力を小水力と呼ぶことにする。

図 2-3 に発電出力の規模と、何世帯相当の発電出力規模に相当するののか（2005年の1世帯当たりの年間平均電力使用量 3,656kwh(9電力会社平均値)を参考⁸⁾）について整理した。また、図中に発電に利用できる施設の種類の別々に発電出力の範囲⁹⁾を合わせて表示した。

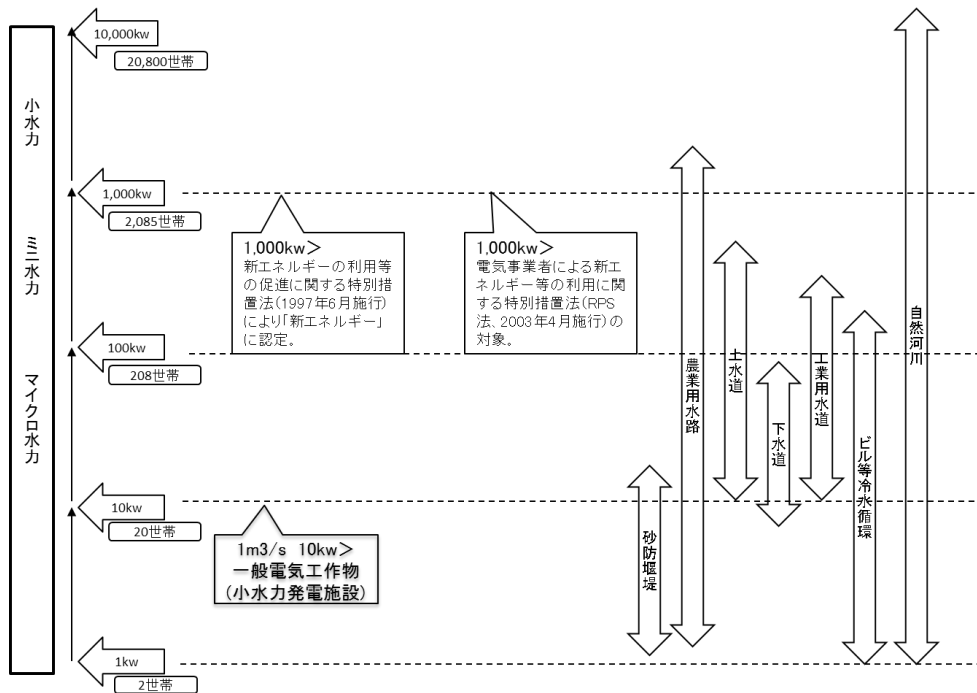


図 2-3 発電出力の規模の整理

2.2.2 小水力発電のタイプ

表 2-3 に水の利用面から代表的な発電方式について分類¹⁰⁾した。実際には、複数の方式が組み合わされて利用されている場合も多い。また、従来の落差や水圧を利用した発電タービンを利用するものから、水路に直接タービンを設置して流水の運動エネルギーを利用するものまで、現在では多様な発電方式がある。特に低落差の場合は流水の運動エネルギーを利用する方式が多いが、この場合は小規模な発電のものが多い。本研究では、マイクロ水力やミニ水力による自家消費規模の発電ではなく、地域やコミュニティを支えるエネルギー源として小水力エネルギーを考えるので、1,000kw 以上の発電規模に注目する。そのため、基本的に落差の位置エネルギーを利用した発電方式を前提に検討を行う。

表 2-3 代表的な発電方式

方式	概要	イメージ	落差
流れ込み式 水路式	河川を流れる水を貯めることなく、そのまま発電に使用する。水量変化により発電量が変動する。川の上流に低い堰を設けて水を取入れ、水路により落差が得られる地点まで導水し発電する方式。この方式は、流れ込み式と組合わされることが一般的。		低落差 流水の運動エネルギーを利用しタービンや水車を回して発電
調整池式	農業貯水池や砂防ダムなどを利用し、電力消費の少ない時に池に貯水し、消費量の増加に合わせて水量を調整しながら発電する方式。		中落差 落差を位置エネルギーとして利用し、タービンを回転させ発電
貯水式 ダム式	高いダムを築いて河川をせき止め水量を確保し、落差を利用して発電する方式。水量が豊富で電力の消費量が比較的少ない春や秋に大きな池に貯水し、電力消費の多い夏期や冬期に使用する年間運用の発電方式。		高落差 高圧水圧を利用しタービンを高速回転させ発電

2.2.3 小水力発電の事例(日本)

(1) 市民出資による小水力発電¹¹⁾¹²⁾

富山県滑川市を拠点とする民間会社による、全国初となる市民出資を利用した小水力発電事業。

発電所名	小早月発電所
河川	早月川支流小早月川
最大出力	990kW
最大使用水量	1.25m ³ /s
有効落差	101.67m
水車	横軸単輪複射ターボ水車
発電開始日	2011年4月1日
使用用途	再生エネ買い取り



図 2-4 市民出資による小水力発電の事例

(2) 民間とデベロッパーによる小水力発電¹¹⁾¹²⁾

老朽化で休眠していた長野県茅野市の小型小水力発電を買収し、約3億円の改修・建設コストをかけ再生させた事例。

発電所名	蓼科発電所
河川	天竜川水系小斉川
最大出力	260kW
最大使用水量	0.53m ³ /s
有効落差	64.55m
水車	横軸フランシス水車
発電開始日	2011年6月
使用用途	売電

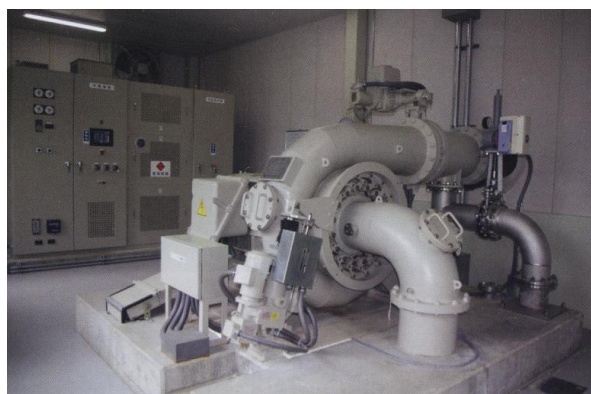


図 2-5 民間とデベロッパーによる小水力発電の事例

(3) 観光資源としての小水力発電¹¹⁾¹²⁾

山梨県都留市の地域活性化の試みとしてマイクロ水力発電を利用した事例。

発電所名	家中川小水力市民発電所「元気くん3号」
河川	家中川
最大出力	7.3kW
最大使用水量	0.99m ³ /s
有効落差	1.0m
水車	開放型らせん水車
発電開始日	2012年3月2日
使用用途	自家消費・売電



図 2-6 観光資源としての小水力発電の事例

(4) 上下水道を利用した小水力発電¹¹⁾¹²⁾

群馬県高崎市水道局と民間の発電会社が共同で設置した小水力発電所の事例。

発電所名	山のふるさと村小水力発電施設
河川	多摩川サイグチ沢
最大出力	0.95kW
最大使用水量	0.013m ³ /s
有効落差	25m
水車	クロスフロー水車
発電開始日	2012年6月1日
使用用途	自家消費



図 2-7 上下水道を利用した小水力発電の事例

(5) マイクロ水力発電¹¹⁾¹²⁾

東京都西多摩郡奥多摩町のビジターセンターで利用されているマイクロ小水力の事例。

発電所名	白川発電所
河川	利根川(群馬用水)
最大出力	55kW
最大使用水量	0.175m ³ /s
有効落差	46m
水車	クロスフロー水車
発電開始日	2011年5月27日
使用用途	自家消費・余剰売電



図 2-8 マイクロ水力発電の事例

(6) 地域プロジェクト重視の小水力発電¹¹⁾¹²⁾

富山県黒部市では、宇奈月町の観光関連組合・大学・地元業界等を構成員とする「でんき宇奈月プロジェクト実行委員会」を立ち上げ、でんき宇奈月プロジェクトを実施している。小水力発電によるエネルギー利用を地域活性化に役立てることを前面に取り組んでいる事例。



図 2-9 地域プロジェクト重視の小水力発電の事例

(7) 中山間地の防災機能に着目している小水力発電¹¹⁾¹²⁾

岐阜県では、次世代のエネルギーインフラとして、住宅、せまい範囲の半独立型のエネルギー利用を基本に検討を進めている。特に小水力発電はその中山間地モデルとし、防災機能にも着目している事例。

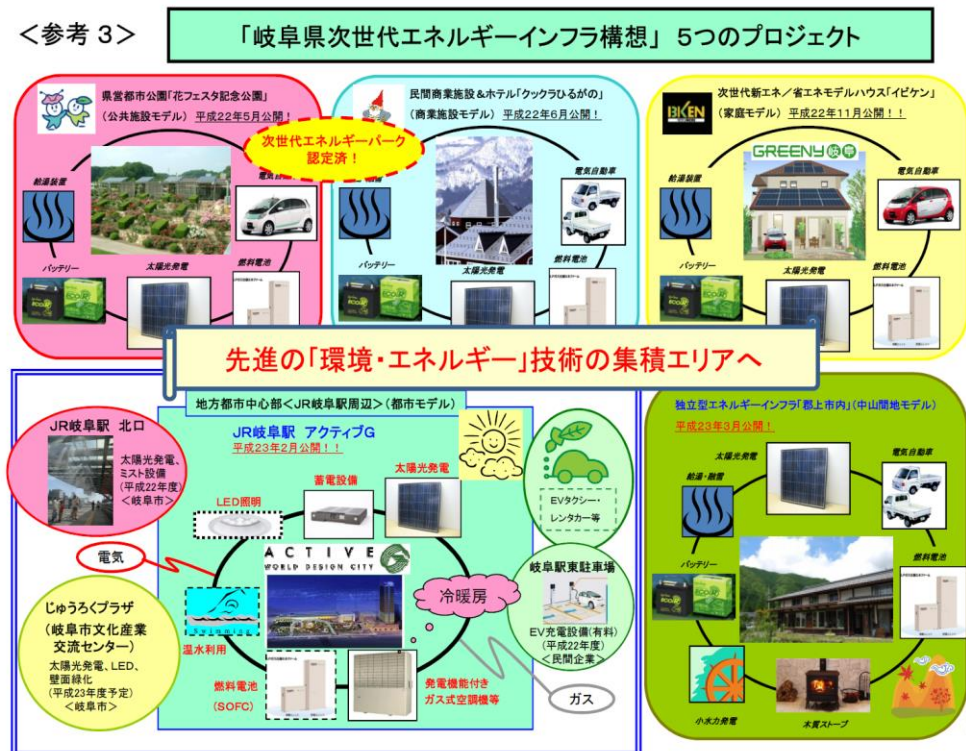


図 2-10 次世代のエネルギーインフラとしての小水力発電の事例

2.2.4 小水力発電ポテンシャルの算出手順

発電出力は、利用できる落差と流量で決まる。

$$P = g \cdot Q \cdot H \cdot \eta \quad (2-1)$$

ここに、

- ・ P(kw) : 発電出力
- ・ g(m/s²) : 重力加速度
- ・ Q(m³/s) : 流量
- ・ H(m) : 有効落差
- ・ η : 総合効率 (0.6~0.85)

流量 Q に最大流量を使用した場合は最大出力となり、常時利用できる流量の場合を常時出力という。本章では、総合効率 η には平均的な数値 0.72 を採用し、平均流量を流量 Q として採用した発電出力を「発電ポテンシャル」と呼ぶことにする。小水力発電ポテンシャルの算出に必要な落差については、衛星による標高データがあれば算出できる。流量は、降水量データがあれば流出解析により算出が可能である。

流出解析手法について表 2-4 に整理した。貯留関数法やタンクモデルは非線形性も考慮でき、流出解析モデルとして広く利用されているが、係数の決定に現地観測事例が必要になる。単位図法は、土地利用形態の変化を直接的に表現できないなどの欠点がある。また近年はあまり利用されない。合理式は、流域特性を表わす流出係数以外は現地観測データ等を必要としないため、水文観測データの不足しているような流域にも適用しやすい。一方、もともと洪水ピーク流量を算出するためのもので、その前提として対象流域に継続して一定の降雨があることが前提となっている。また、流域面積 50km² 以下が適用の目安となっている。特性曲線法は流出の非線形性を考慮でき、また流域特性を等価粗度などで表現できる優れた手法で、近年分布型の流出解析手法として良く利用される。

流出解析モデルにもさまざまな特徴があるが、本研究では、まずどういった地域で小水力エネルギー開発の可能性があるのかを、基本的な水文観測情報が不足していても衛星データを利用することで補うことができる手法開発を検討しているので、ここでは取り扱いの簡便な合理式を使用する。合理式を利用するに当たっての留意事項について、以下に整理した。

- 本研究では、基本的な水文観測データが不足していることを前提にしていることもあり、できるだけ現地観測データがなくても適用できる簡便な手法を採用する。
- 利用する衛星降水量データの空間解像度は 10km メッシュである。面積的には、約 100km² の平均時間降雨量となるので、検討対象とする流域の面積を 50km² 程度とすれば、合理式の適用範囲や流域で様な降雨があるという条件とも整合する。
- 合理式では基底流量や中間流出量を評価できない欠点はあるが、小水力発電ポテンシャルの評価として、まずは年間平均発電出力や月平均発電出力を考えているので、適用は可能と考える。
- 今後の課題として流出過程により則した流出解析手法の利用、時間流量による小水力発電ポテンシャルについて留意する。

表 2-4 代表的な流出計算手法

	手法	適用と特色	長所	短所
線形モデル	合理式	<p>特色は流域の最遠点から考慮地点まで雨水が流下集中したときに最大雨量が生ずると考え、その時間を洪水到達時間と呼んでいる。</p> <p>流量観測値がなく、上流に洪水調節施設が存在しない河川で流域面積 50km² 未満程度が適用の目安となる。</p>	ピーク流量算出が最も簡便であり、適用例が多い。	ハイドログラフを求めることが出来ないため、ダム等の洪水貯留施設の計画には用いることができない。また、実測値との検証についても困難である。流域面積が大きくなると適用が困難である。
	合成合理式	合理式のピーク流量を重ねて結合したものであり、ハイドログラフが作成できる。	簡易にハイドログラフが作成できる。	実測値との検証が困難である。また、流域面積が大きくなると適用が困難である。
	単位図法	同一の流域では、地域的、時間的に一様強度で一定継続時間の有効雨量は常に一定の流出を生ずるとする仮定の下に Sherman によって提唱されたものである。	小流域で非線形効果の少ない流域に適用され、ほぼ合理式の適用が妥当な大きさの流域に適している。	土地利用形態の変化を直接的に表現できない。
非線形モデル	貯留関数法	貯留高と流出高との間に比較的簡易な式で非線形を表現した手法で、日本のほとんどの一級河川で使用されている。10km ² ～数 100km ² 程度の流域で適用(単流域として)されている。土地利用の変化を考慮した方法も提案されている。	<p>一級河川での適用例が多く、特に山地が多く割合を占める流域での適合度が良い。</p> <p>定数検証は主に K、T1 の修正で済み、比較的容易である。また、流域分割、流出系統作成の巧拙があまり問題にならない方法である。</p>	実用的であるが、定数について水理学的裏付けが弱い。小出水の際の定数を用いた場合、大出水の再現性に問題がある。一般的に平地や都市域での適合度に劣る。
	準線形貯留型モデル	合理式の到達時間内降雨強度の考え方を取り入れ、非線形性を表現した地目毎の指数単位図である。降雨流出の非線形性が扱え、流域の開発等の地目変更に伴う流出変化が扱えることから、開発が著しい流域で適用例が多くなっている。	地目毎の流出計算結果を合成しており、地目の改変や地目毎の貯留、浸透対策等の効果を扱うことが可能である。流域治水を扱う河川に適用性が高い。流域分割や流出系統の作成の仕方巧拙は特性曲線法ほど精度に影響しない。	計画論的に有効なモデルであるが反面実績の再現性に難点がある場合がある。地目別定数 C についての総合化の程度に問題を残す。山地部のように貯留効果が大きいところでは、特に低減部再現性に難点がある。
	特性曲線法(等価粗度法)	流域をいくつかの矩形斜面と流路が組み合わされたものと見なし、雨水流を水理学的に追跡した計算手法である。	流域特性を等価粗度で表すところが特徴的で、流域開発の変化を反映させることができる。比較的表面流が卓越する都市域について適合度が高い。	定数の構成要素が多く、かつそれぞれの要素を比較的高い精度で求める必要があり、手間がかかる。流域分割や流出系統作成のしかたの巧拙により精度が問題となる。
その他	タンクモデル	モデルの構造が単純明快であり、加減乗除のみによって解析が可能である。	非線形効果が表現でき、高水、低水を含めて解析できる融通性を持つ。	その流域のタンクモデルの構築には、いくつかの降雨と流量の実測記録が必要。

備考：中小河川計画の手引き（案）に加筆

小水力発電ポテンシャルの算出手順の概略を図 2-11 に示した。具体的な小水力発電ポテンシャルの算出手順は、以下のようになる。

- 1) 衛星によって得られた標高データから、GIS を利用した空間分析により河川の抽出を行う。その後、河川の抽出結果から小流域区分を行う。小水力発電ポテンシャルは、この小流域区分された流域単位で評価することにする。
- 2) 1) で作成した小流域を対象に、流出解析モデルにより、小流域末端での平均流量を算出する。流出解析モデルには、流量観測などの実績がなくても利用しやすい合理式を用いる。

$$Q = \frac{1}{3.6} \cdot f \cdot A \cdot R \quad (2-2)$$

ここに、

- $Q(\text{m}^3/\text{s})$: 流量
- f : 流出係数
- $A(\text{km}^2)$: 流域面積
- $R(\text{mm}/\text{h})$: 降雨強度

- 3) 最後に、(2-1)式により小流域末端地点の小水力発電ポテンシャルを算出する。利用できる落差としては、1) で抽出した河川の最上流端と下流端の標高差がすべて利用できるものとする。

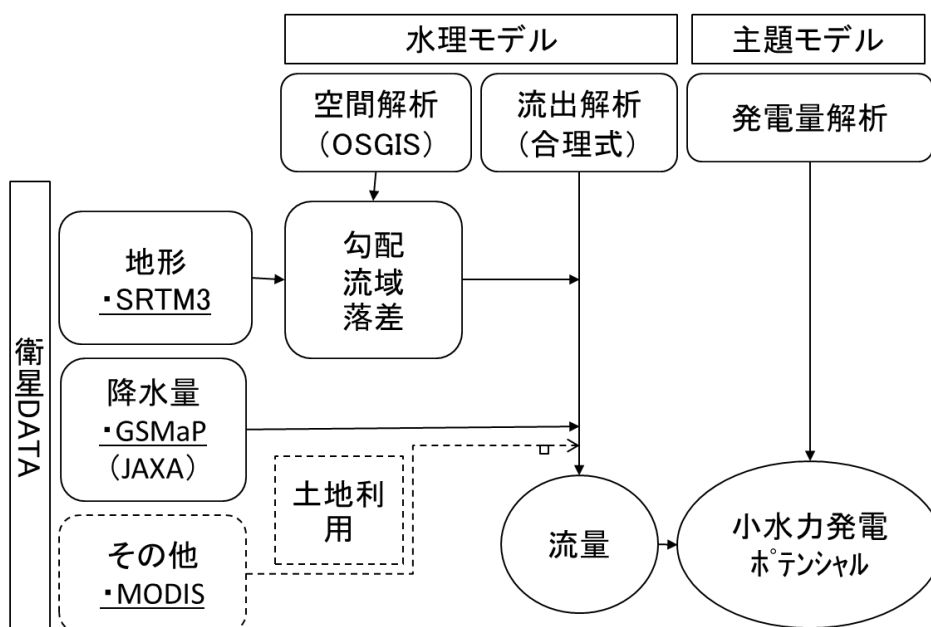


図 2-11 小水力発電ポテンシャルの算出フロー(地形と降水量データを利用)

2.3 衛星データ

2.3.1 衛星地形データ(SRTM3)

原則として公開されている衛星地形データを表 2-5 に整理した。この中では、ASTER_GDEM の標高データの解像度が 30m メッシュと詳細で地形解析には有効と思われるが、計測地域間の誤差分布に偏りがあることが報告されている¹³⁾。本章では手法開発が目的であるので、メッシュ解像度は ASTER_GDEM に劣るものの、世界各国で広く利用されており比較的精度がよく誤差分布も一様¹³⁾な S R T M 3 (90m メッシュ) の地形データを利用する。

表 2-5 利用できる衛星地形データ

データ名	ASTER GDEM	SRTM3*	GTOPO30**	数値地図10mメッシュ標高データ(参考)
データソース	ASTER	スペースシャトルレーダ	世界中のDEMデータ 所有機関から入手	1:25,000地形図
作成・配布機関	METI/NASA	NASA/USGS	USGS (米国地質調査所)	国土地理院
配布開始年	2009年～	2003年～	1996年～	2008年～
データ取得期間	2000年～継続中	11日間 (2000年)		
ピクセル間隔	30m	90m	1000m	約10m
DEM高さ精度 (標準偏差)	7m～14m	10m	30m	5m以内
回転楕円体	WGS84/EGM96	WGS84/EGM96		JGEOID2000
DEMカバー域	北緯83度～ 南緯83度	北緯60度～ 南緯56度	グローバル(全球)	日本のみ(北方領土を除く)
DEMデータ欠損域	常に雲に覆われて ASTERデータが撮 れない地域(他デ ータで補完)	地形急峻域	なし	なし

その他に、USGS が NED という 30m 分解能の DEM で米国全域を整備し配布している。

* SRTM3: Shuttle Radar Topography Mission Data at 3 Arc-Seconds

** GTOPO30: Global 30 Arc-Second Elevation Data Set

(1) 標高誤差

SRTM (The Shuttle Radar Topography Mission) とは、2000年2月にスペースシャトルエンデバーに搭載されたレーダシステムによって、全地球規模で高解像度のデジタル地形データを取得するプロジェクトのことで、その成果がSRTM1(1秒メッシュ=約30mメッシュ)とSRTM3(3秒メッシュ=約90mメッシュ)である。このうち、SRTM3が公開されている。

初期のSRTM3にはデータの欠落している地点などがあったが、現在公開されているデータはバージョン2となっており、欠落していたデータの補完や水域や海岸線などが編集されている。SRTM3の精度については、数値地図50m標高データに近いものであるとの報告がある¹⁴⁾。

SRTM3は地物や森林などを除去した本来の地盤標高データではないため、衛星標高データには誤差が含まれる。本章の目的からは、標高データそのものの精度より河川抽出と小流域区分などに及ぼす精度の把握が必要である。そこで、標高誤差がどの程度影響を及ぼすのかを、関東地域の河川を衛星地形データから実際に河川を抽出することで確認した。

検討対象としたのは、山間部を流下する富士川、山間部と平野部を流下する相模川、都市を含む平野部を流下する多摩川とした(図2-13)。河川の抽出にはOSGIS¹⁵⁾¹⁶⁾¹⁷⁾を利用し8方向最急勾配法から落水線解析により河川を抽出した。

8方向最急勾配法は、中央の標高グリッドから8方向のグリッド標高のうち最も勾配が急となる方向を追跡し、メッシュ毎にその方向をトレースすることでそれぞれの標高メッシュに降った降雨の流出先としている。すべての標高メッシュについて落水線解析を行い、通過頻度の大きい落水線をトレースすることで本川の抽出を行っている。図2-12に落水線解析の例を示した。

標高データに含まれる誤差や地形特性から、周囲のグリッドの標高がすべて注目しているグリッドより高い窪地のようなグリッドが存在することがある。その場合、落水線はそのグリッドから外には出られなくなるので、該当するグリッドの標高を若干上げて落水線解析をやり直している。この作業を繰り返すと最終的に窪地のない落水線解析ができる。抽出された河川との整合性は、衛星写真と重ね合わせて確認した。河川抽出の結果を図2-14～図2-16および表2-6に示した。

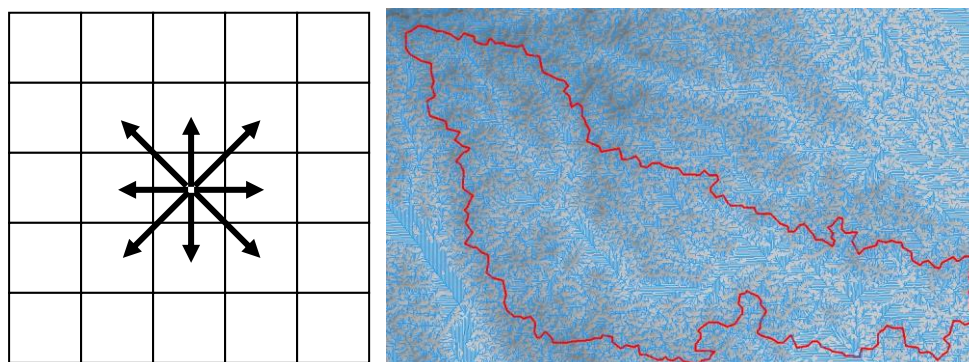


図 2-12 8方向最急勾配法のイメージと落水線解析の例

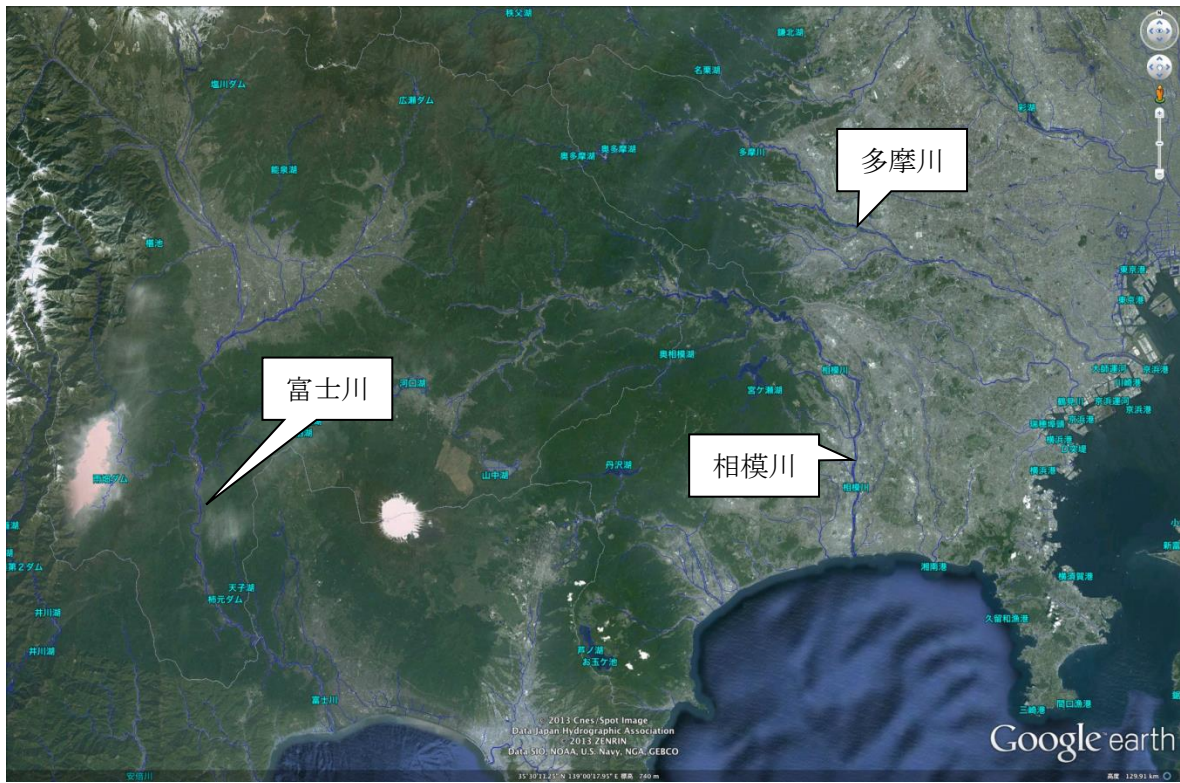


図 2-13 検討対象河川(背景は Google Earth)



図 2-14 富士川の河川抽出
(赤ライン・背景は Google Earth)

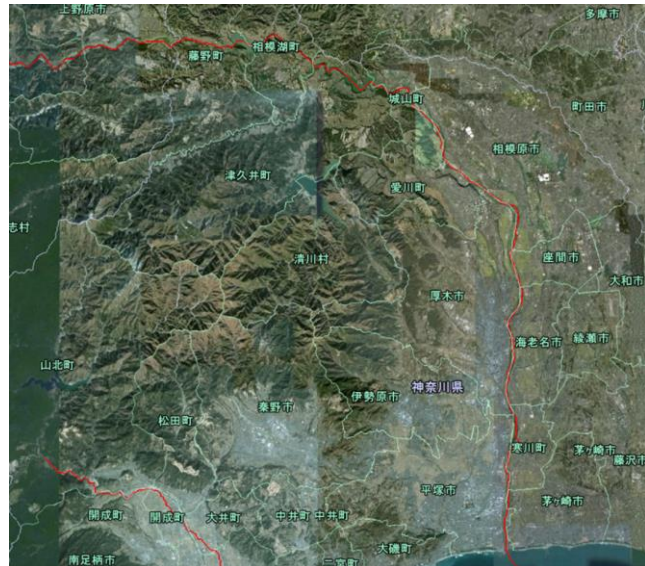


図 2-15 相模川の河川抽出
(赤ライン・背景は Google Earth)

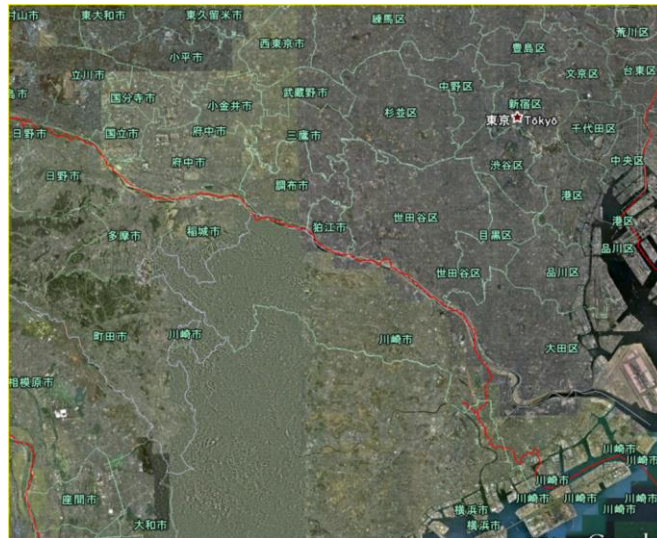


図 2-16 多摩川の河川抽出(赤ライン・背景は Google Earth)

これらから衛星地形データのみでも本川の抽出は十分に可能であることがわかった。ただし、平野部や都市部で流域平均勾配が $1/3,000$ より緩やかになると本川の抽出エラーが見られる傾向にあった。図 2-17 は河床勾配が約 $1/5,000$ 以下の緩勾配の江戸川の例である。低平地を流下する河川で築堤などの河川改修がなされているような地域では、衛星地形データのみでは抽出エラーがある。本手法の適用にあたっては、あらかじめ河川の位置を標高データに反映させるなどの配慮が必要になる。幸いなことに小水力エネルギーに着目した場合、有望地は平野部ではなく中山間地域であるので、衛星標高データの利用に関して大きな支障にはならない。

表 2-6 河川抽出の結果

河川名	河川抽出の結果
富士川	平均河床勾配 $1/240$ (直轄管理区間)日本の三大急流河川 山間部はほぼ適合 盆地部(緩勾配)では、滞筋を捕らえられない部分もあった。
相模川	上流部(城山ダムまで)は約 $1/10$ ~約 $1/200$ の勾配、中流部では約 $1/200$ ~約 $1/500$ 下流部では約 $1/500$ ~約 $1/3,000$ の勾配 比較的良好に一致した
多摩川	上流部(羽村堰上流まで)は $1/200$ 以上の勾配 中流部では約 $1/200$ ~約 $1/800$ 下流部(調布取水堰から)では、約 $1/2,350$ ~約 $1/16,800$ の勾配 上・中流部は比較的良好に一致した 下流部は滞筋を捕らえられない区間があった

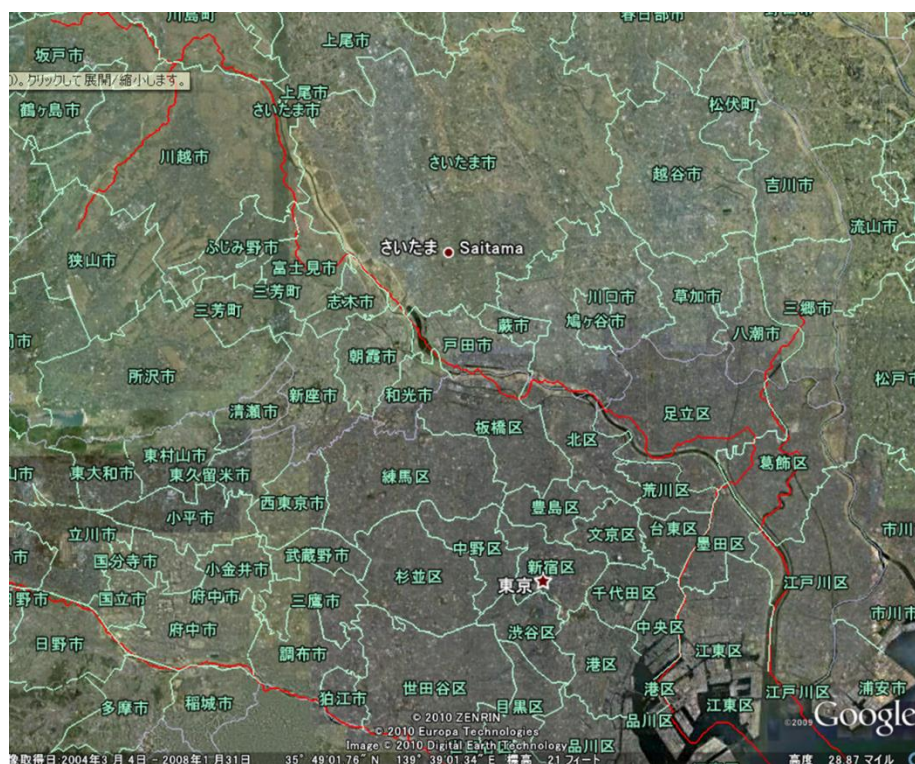


図 2-17 江戸川の河川抽出例(赤ライン・背景は Google Earth)

2.3.2 衛星降水量(GSMaP)

GSMaPは、複数の気象観測衛星の大気観測データから、地上雨量を推定して得られるプロダクトのことである。また、GSMaPという名称は、科学技術振興機構（JST）戦略的創造研究推進事業（CREST）研究領域「水の循環系モデリングと利用システム」の研究課題「衛星による高精度高分解能全球降水マップの作成」によって開発された降水推定アルゴリズムにより作成した全球降水マップの名称¹⁸⁾であり、開発チームの名称にもなっている。GSMaPの構成¹⁹⁾と降水観測の概要¹⁹⁾を、図 2-18 と図 2-19 にそれぞれ示した。

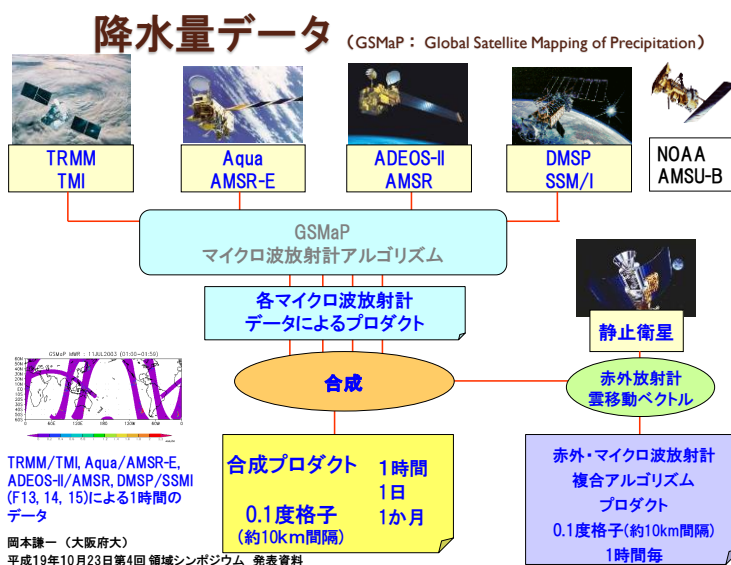


図 2-18 GSMaPの構成

降水量データの収集（衛星による降水観測）

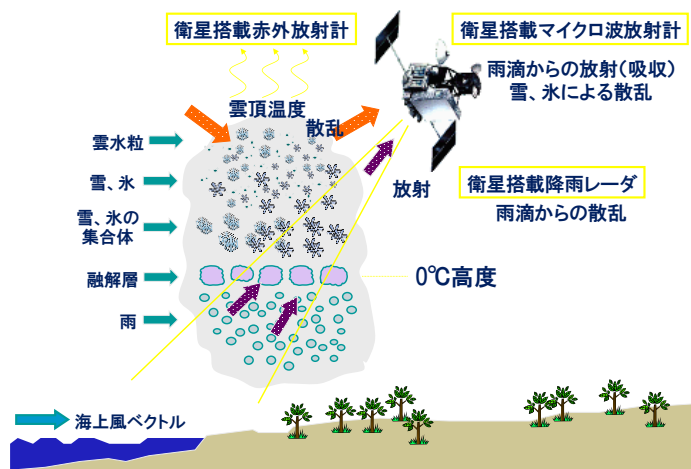


図 2-19 衛星による降水観測概要

GSMaPでは、2003年～2006年の期間で約10kmメッシュの区間分解能で時間降水量が公開されている。2007年以降は、JAXA降水観測サイエンスチームにより引き続きアルゴリズム開発が行われ、現在も準リアルタイム（約4～5時間遅れ程度）で提供されている。最新の時間降水量についても原則公開となっており、本章で扱う降水量データには、このGSMaPを利用することにする。図2-20、図2-21にGSMaPの事例を示した。衛星降水量データの利用に関しては、JAXAと研究用目的に限り許可を得ている。また、降水量データの著作権は、JAXAに帰属する。

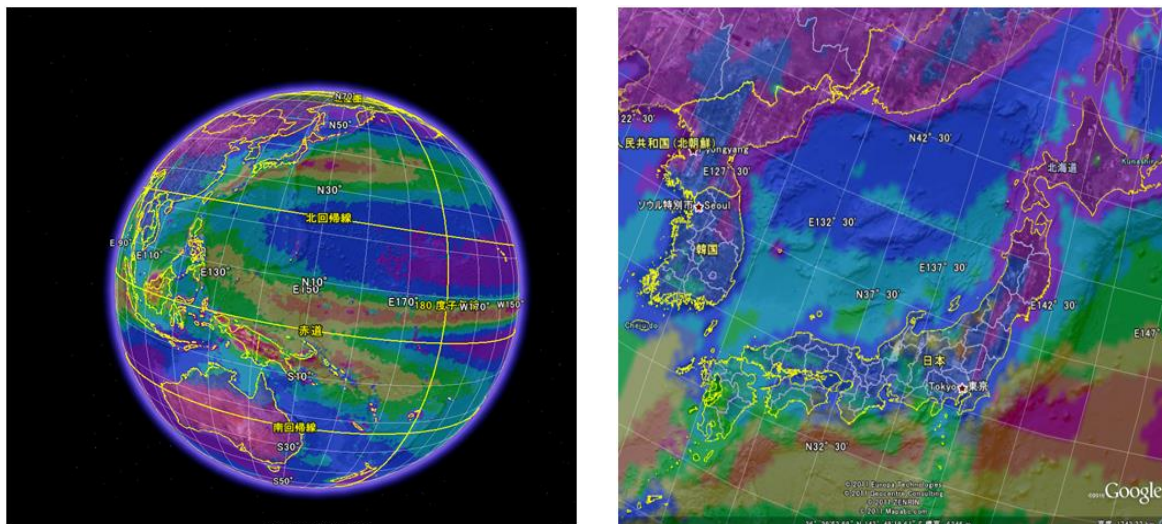


図 2-20 GSMaPの例(背景は Google Earth)

(1998年～2003年の平均年間降水量・赤:3,000mm以上～紫:250mm以下)

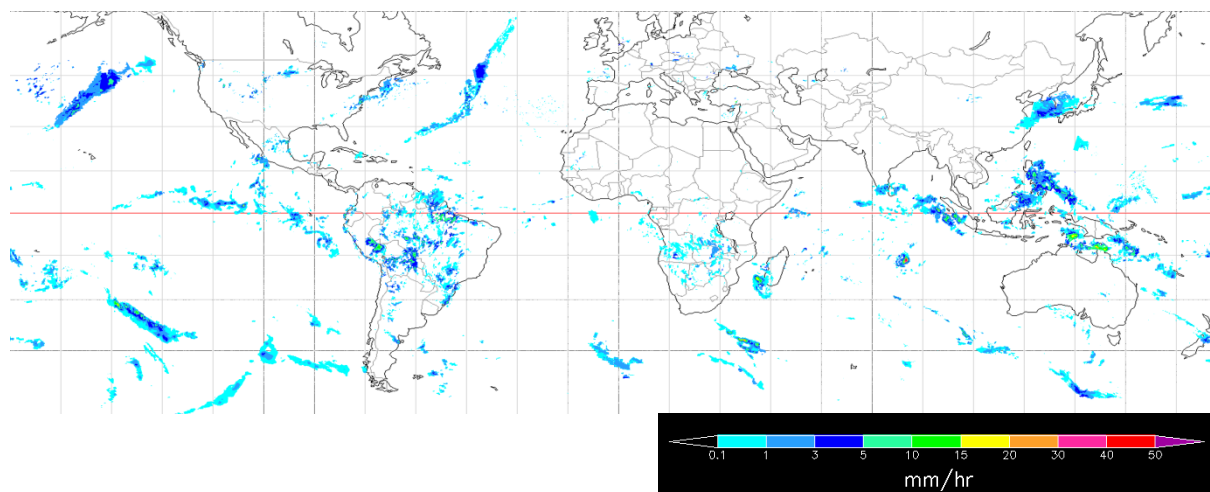


図 2-21 2012年2月15日15:00(JST)の世界の降水量(mm/hr)

GSMaPは、降水を直接観測しているわけではないので、地上雨量との相関を確認しておくため、衛星降水量とGSMaPの解像度と同じ10kmメッシュ内に複数の地上雨量観測点が含まれるエリアの降水量の比較を行った。

検討対象エリアとして、図2-22に示した多摩川上流(poly5: 青海・多摩(上)の各雨量観測所)と下流(poly1: 田園調布(下)・野川・綱島・川崎の各雨量観測所)にエリアを選定し、衛星によって推定された降水量と地上雨量(ティーンセン分割によるメッシュ内平均雨量)との比較を行った。比較した期間は、関東地方にも複数の台風が来襲した2004年(H16年)の7月~10月の期間とした。

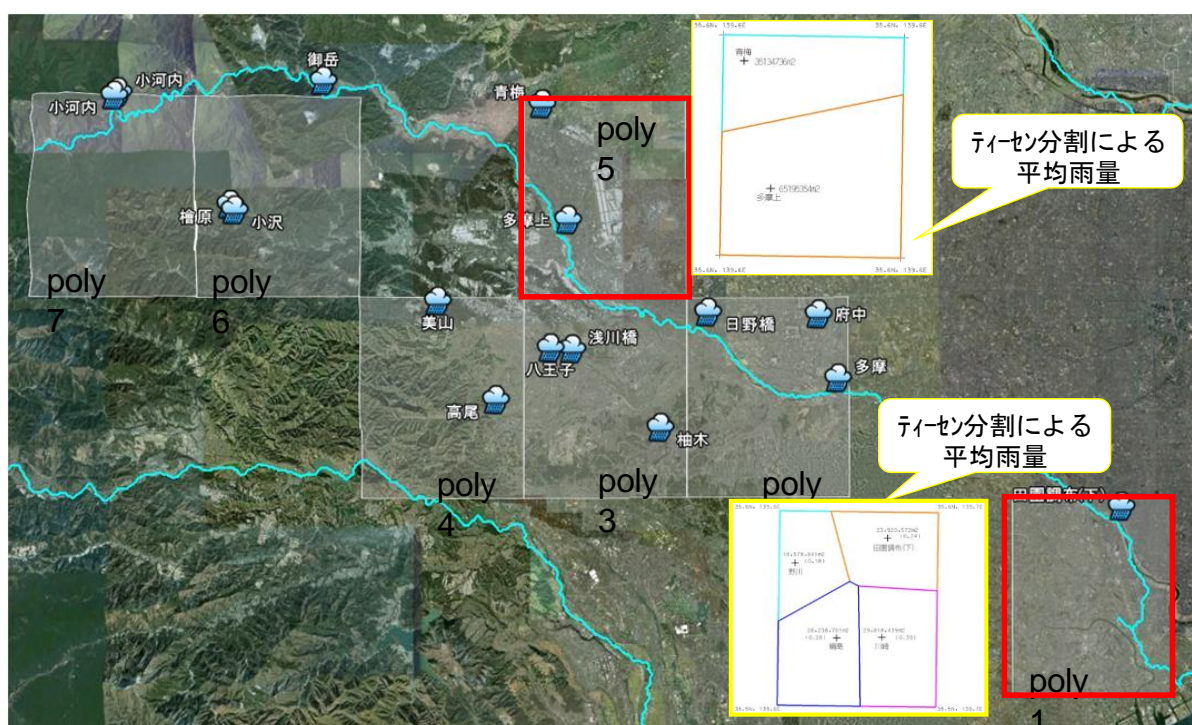


図 2-22 地上雨量との検証地点

図2-23と図2-24に多摩川の上流・下流の降雨と衛星降水量との比較を示した。降雨の有無については整合性が見られるが、降水量については地上雨量に対して衛星降水量が小さく推定されている傾向が見られる。

図2-25と図2-26に同時刻に観測された降水量の相関を示した。多摩川の上流および下流とも相関係数は約0.5程度であり相関は良いとはいえない。このことから、洪水予測などに衛星データを利用する場合は、ピーク流量などを正しく算出できない場合があり、利用にあたっては何らかの補正²⁰⁾が必要になる。

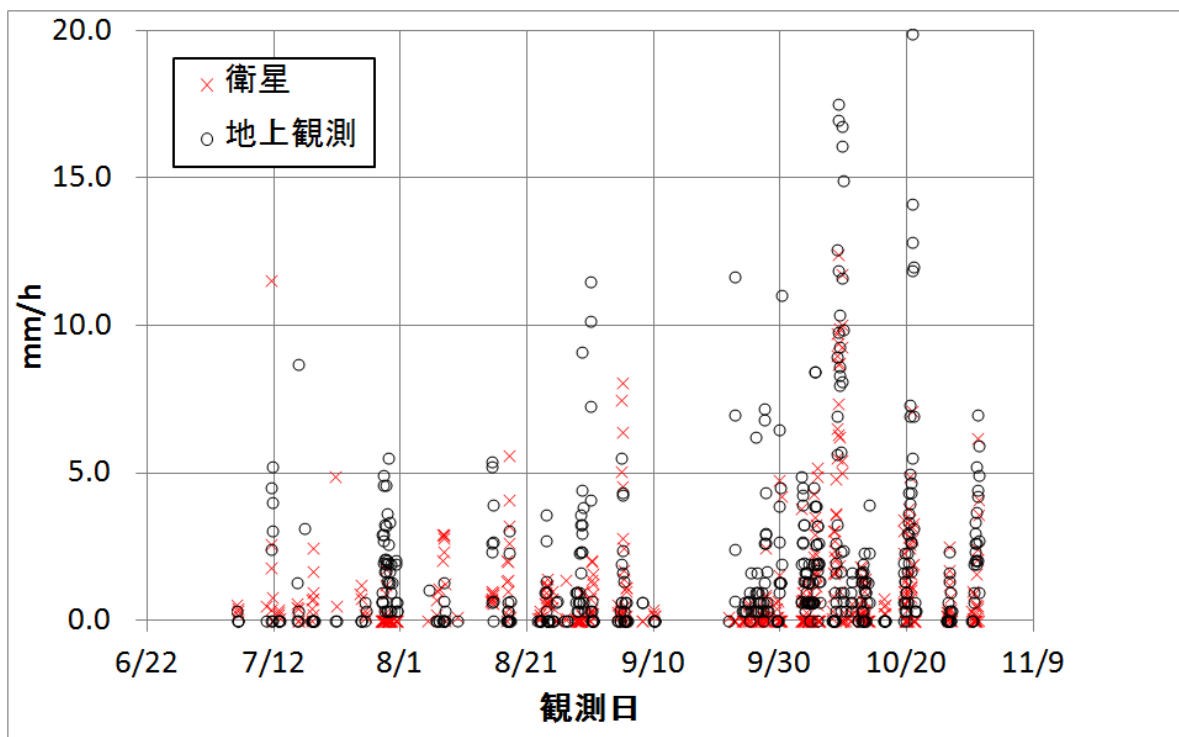


図 2-23 地上雨量との比較(多摩川上流:2004年7月~10月)

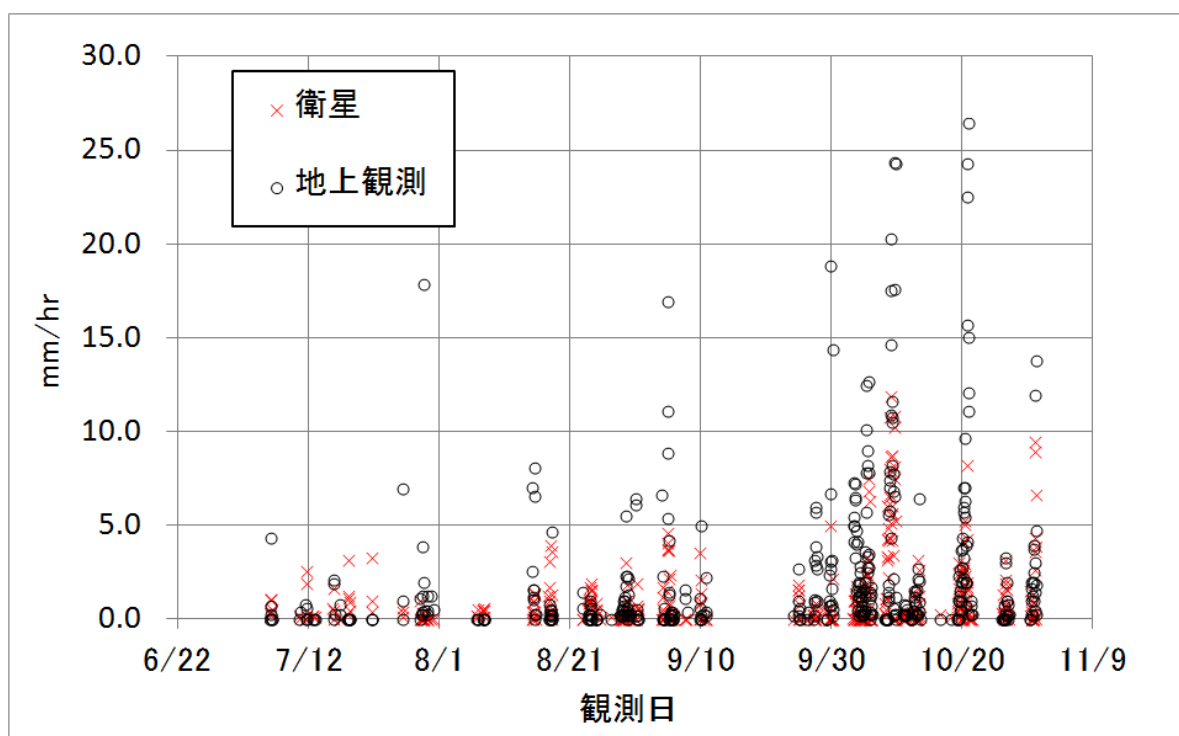


図 2-24 地上雨量との比較(多摩川下流:2004年7月~10月)

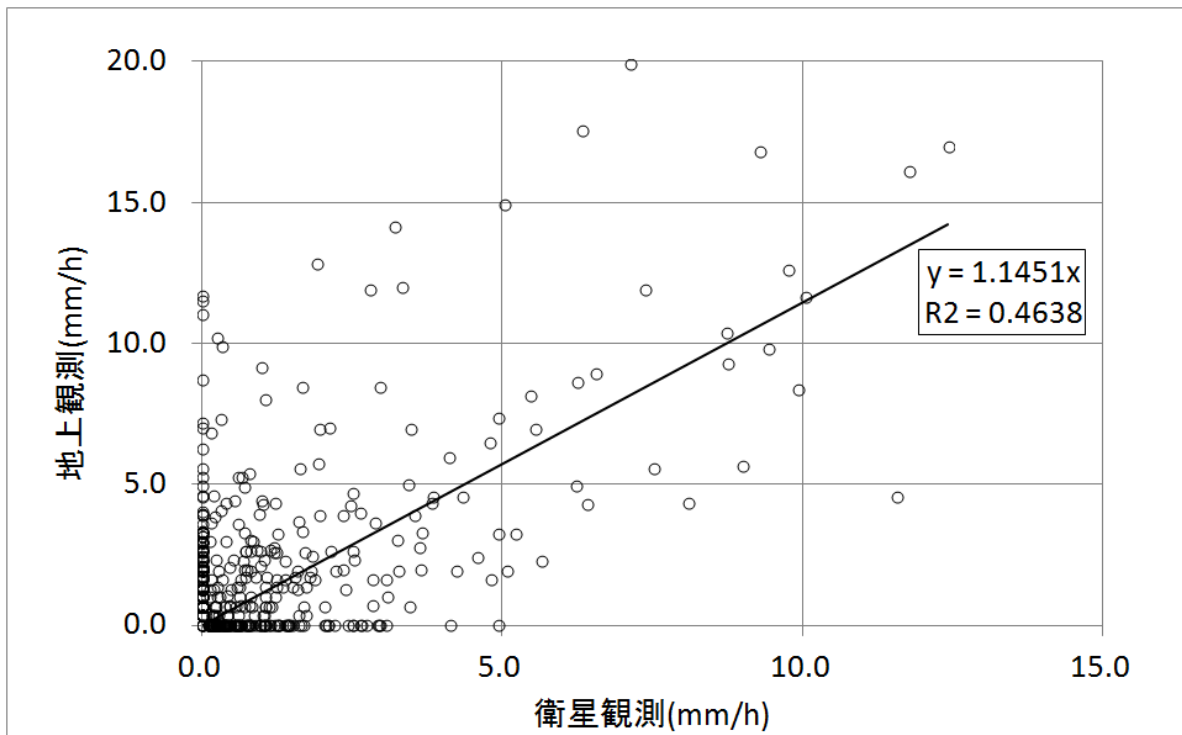


図 2-25 地上雨量との相関(多摩川上流:2004年7月~10月)

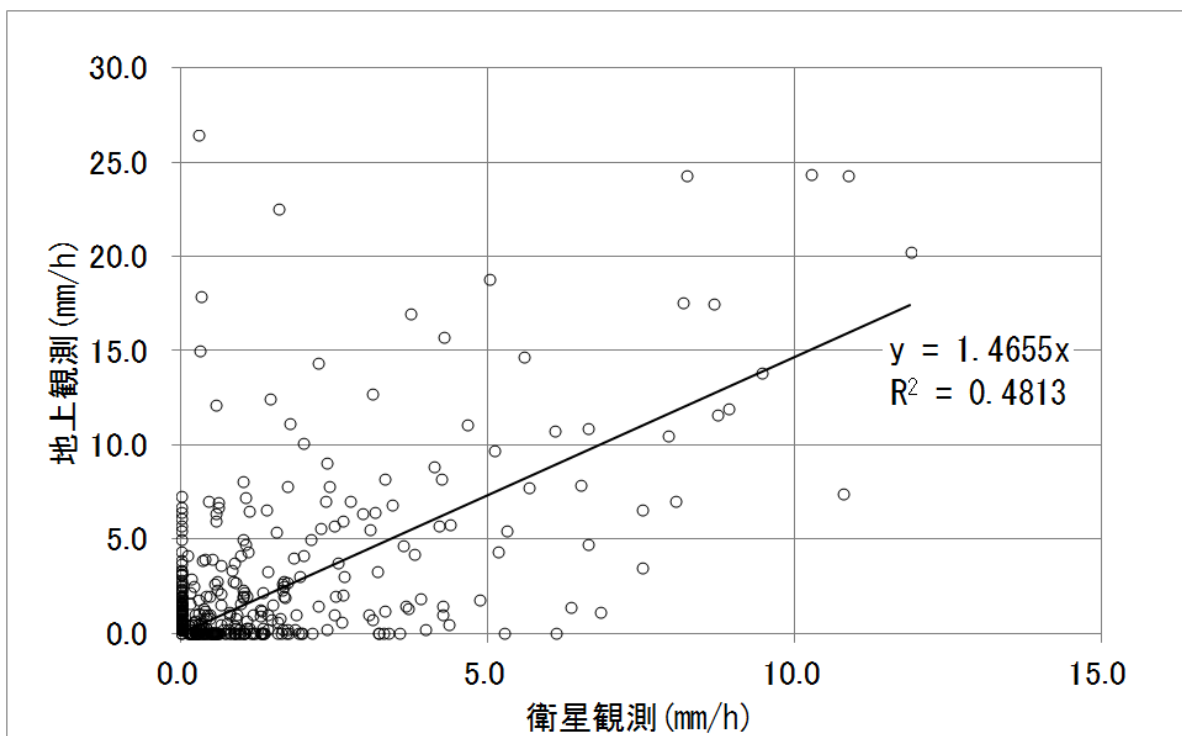


図 2-26 地上雨量との相関(多摩川下流:2004年7月~10月)

図 2-27 と図 2-28 に地上雨量と衛星降水量の降雨頻度分布を示した。また、衛星降水量が 1mm/hr 以上の観測期間を対象に、(2-3)式によって求めた補正係数 α を衛星降水量にかけて求めた降水量(図中の赤色×印)を合わせて示した。衛星降水量は地上雨量を小さく推定する傾向があるが、(2-3)式で補正した衛星降水量と地上雨量との頻度分布は一致している。

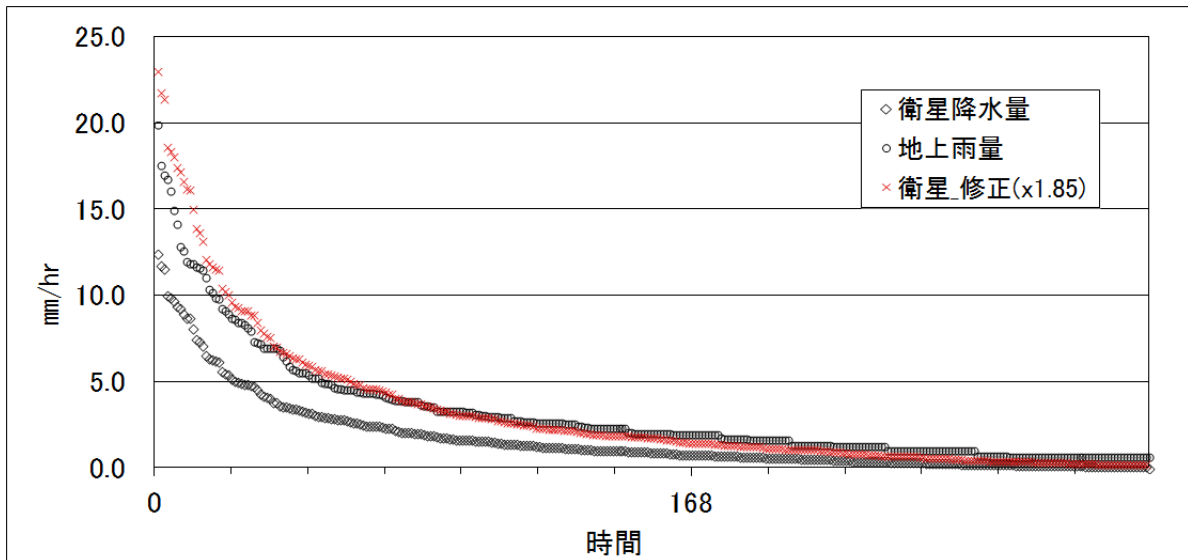


図 2-27 地上雨量と衛星降水量の頻度分布(多摩川上流:2004年7月~10月)

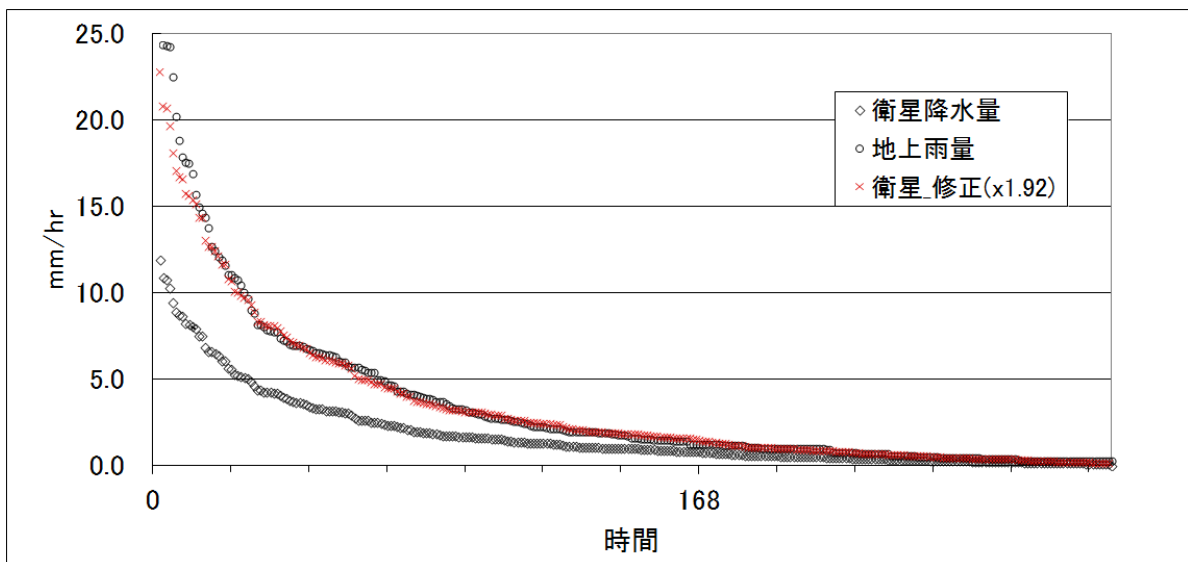


図 2-28 地上雨量と衛星降水量の頻度分布(多摩川下流:2004年7月~10月)

$$\alpha = \frac{\sum_{i=1}^n (R/R_{\text{gsmap}})_i}{n} \quad (2-3)$$

ここに、

- α : 衛星降水量の補正係数
- R_{gsmap} (mm/hr) : 衛星降水量
- R (mm/hr) : 地上雨量
- n (個) : 衛星降水量が 1mm/hr 以上の観測数

図 2-29 と図 2-30 は、補正係数の変化をみるため 0.5mm/hr 以上の衛星降水量を使用した場合から、10mm/hr 以上の衛星降水量を使用した場合の補正係数 α の変化を示している。衛星降水量が大きいほど観測数は少なくなるが、補正係数はあまり変わらない。一方、衛星降水量の小さいものを含めると、補正係数が若干であるが変化する。これは衛星降水量が実際に地上雨量を観測しているのではなく、衛星で観測された上空の気象から地上雨量を推測しているため、降水量が小さいほど地上雨量を推定する誤差が相対的に大きくなるためと考えられる。

また補正係数の値が多摩川上流と下流とで相違するのは、山地部と都市部という地理条件のほか、上流は 2 カ所の地上雨量計による平均値であり、下流が 4 カ所の地上雨量計による平均値であることが関係していることが推測される。しかし実用的な観点から、地点によって補正係数は相違するが、その地点の補正係数は補正対象とする衛星降水量データにはあまり依存せずほぼ一定値と考えてよい。

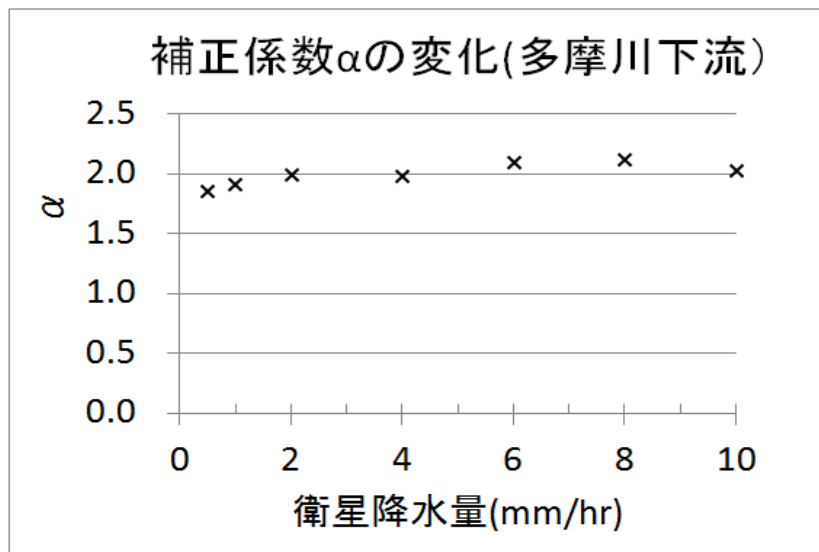


図 2-29 補正係数の変化(多摩川上流)

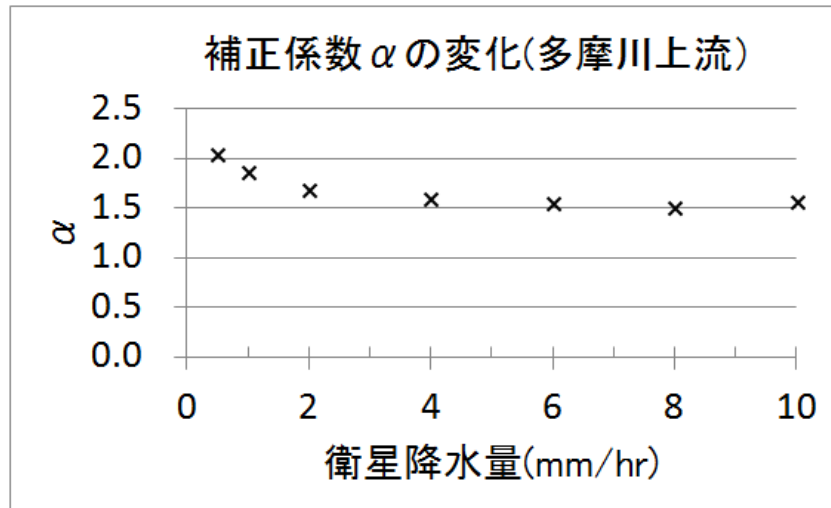


図 2-30 補正係数の変化(多摩川下流)

図 2-31 に示したように、小水力発電ポテンシャルの算出では、使用可能な流量が年間を通してどのくらいであるのかという統計的な性質が重要である。補正係数が衛星降水量の観測値によってあまり変化しないことから、短い期間であっても現地観測などを補足的に実施し、地上雨量と同時期の衛星降水量の観測値から補正係数を求めることで、小水力発電ポテンシャルの算出は可能であると考ええる。

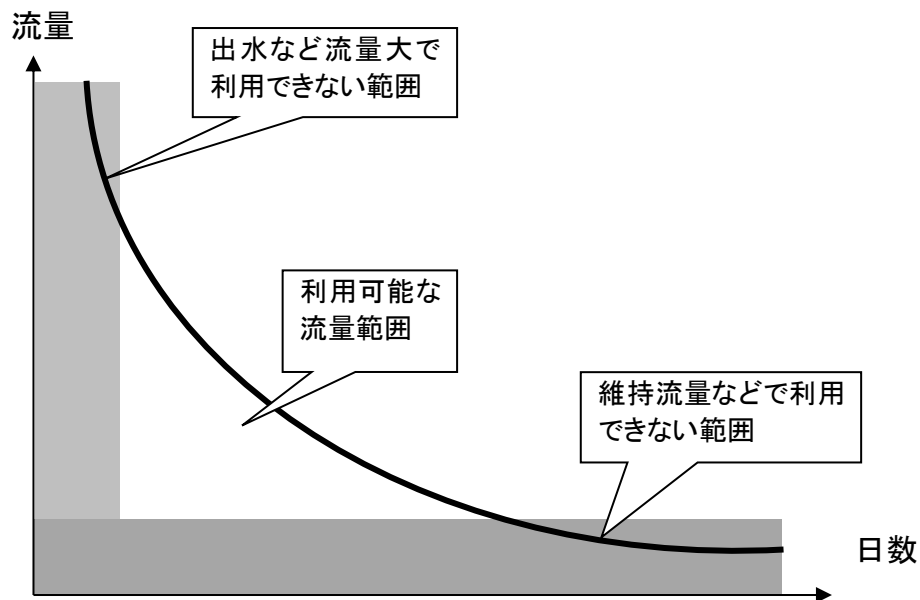


図 2-31 使用可能水量の概略

2.3.3 小水力発電ポテンシャルの推定

衛星標高データと衛星降水量が利用できることがわかったので、関東地域を対象に、2003年の衛星観測降水量を利用して小水力発電ポテンシャルを算出し手法の適用性を確認した。

(1) 小流域区分

合理式が適用できる流域の大きさは、 50km^2 程度以下である²¹⁾ことを考慮して、流域面積が 50km^2 程度となるように河川抽出と流域区分を行った。その結果を図 2-32 に示した。図中の青線が抽出河川で、緑線で囲まれた地域が抽出河川の流域となっている。小水力発電ポテンシャルで必要になる落差は、それぞれの流域について抽出された河川の最上流端と最下流端の標高差とした。

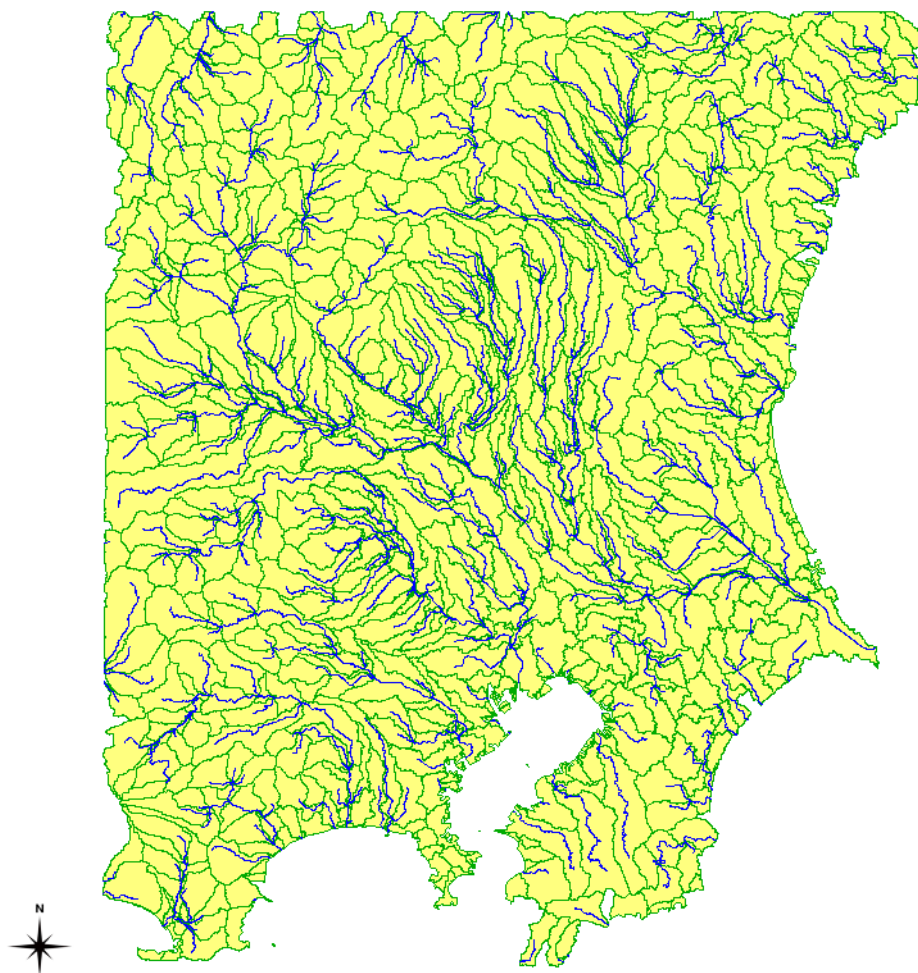


図 2-32 河川抽出と小流域区分(青線:河川、緑線:小流域)

図 2-33 には小流域区分された流域面積の分布を示した。100km²以上の流域が 14.6%発生した。流域区分は、落水線解析により抽出された河川から落水線を逆にトレースして、降水があった場合抽出河川に流下してくる標高メッシュ範囲として求めている。そのため、100km²以上の流域をさらに分割するためには、抽出された本川と同程度の落水線頻度をもつ支川が抽出されなくてはならないが、SRTM3 の高さ精度不足のため支川抽出ができず、したがってそれ以上の流域区分ができなかった。ただし、150km²以上の流域の発生率は4%以下となっていること、GSMaP の1メッシュの面積が約 100km²であること、実際には 200km²程度の流域にも合理式が適用されている例があることなど、SRTM3 の標高データを小水力発電ポテンシャルの算出に適用する上で問題はない。

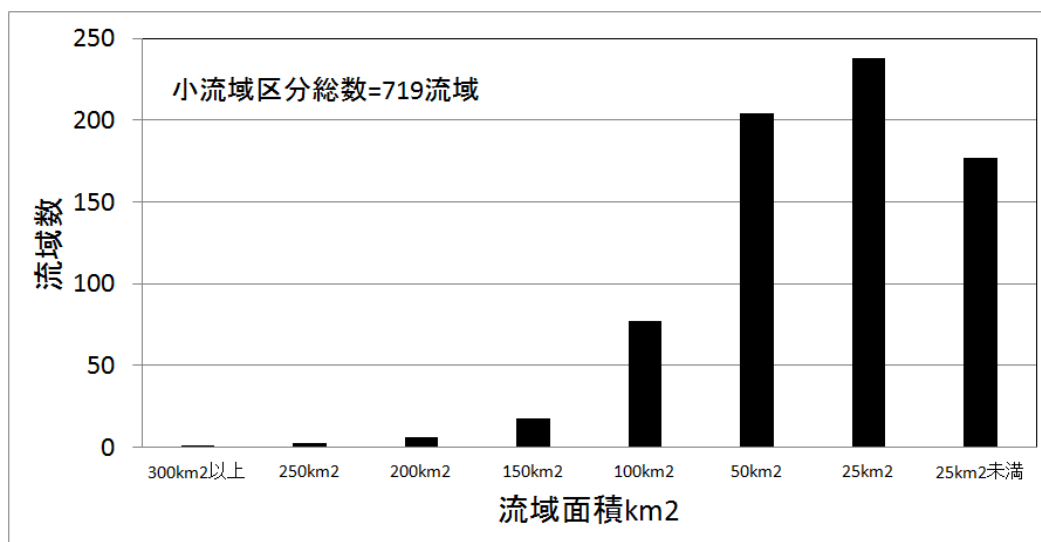


図 2-33 小流域面積の分布

図 2-34 に、抽出された河川の最上流端と最下流端の標高差を河川延長で割って流域の平均勾配を求め、勾配区分ごとに着色して勾配分布を示した。図中の水色で着色された流域は、1/3,000より緩勾配な流域である。河川抽出にエラーが含まれる可能性について配慮する流域となっている。

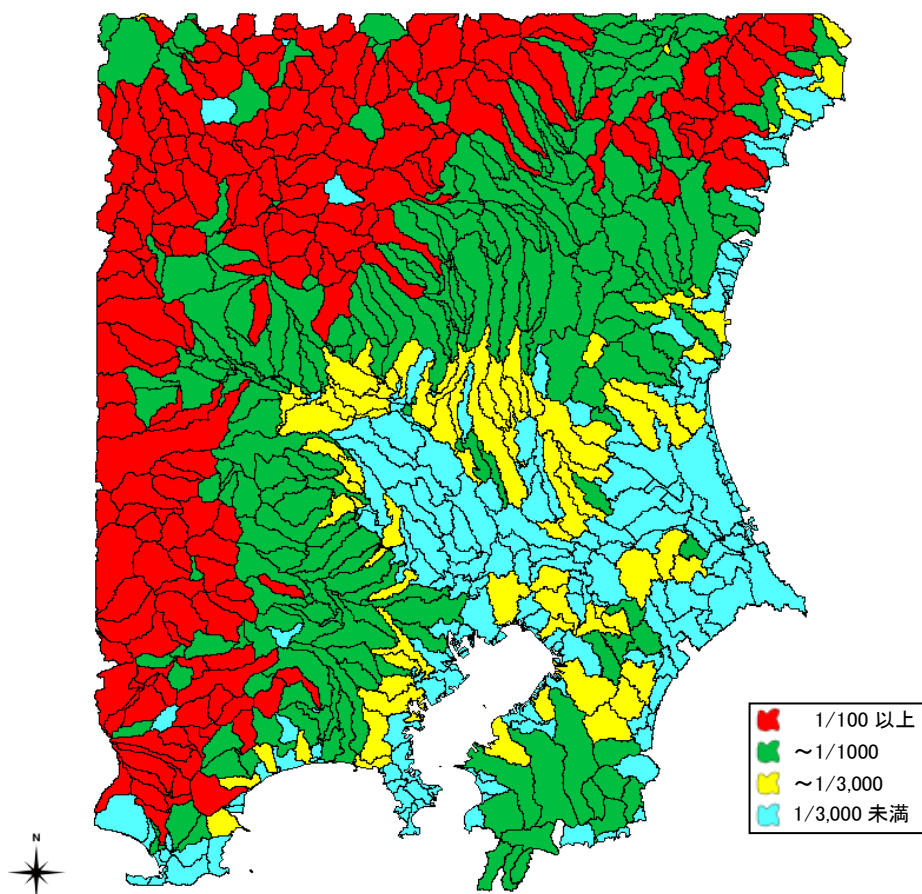


図 2-34 流域の勾配分布

(2) 小水力発電ポテンシャル

2003年のGSMaPから年間平均降水量を算出し、図2-32で求めた小流域毎の年間平均流量を合理式により算出した。その流量と抽出された河川の最上流端と流域末端の標高差をすべて発電に利用できると仮定して、小水力発電ポテンシャル(Kw)を算出した。結果を小水力発電規模別(マイクロ水力、ミニ水力、小水力およびそれ以上)に図2-35に示した。同様に2003年4月、8月及び12月の月平均流量による評価を図2-36に示した。

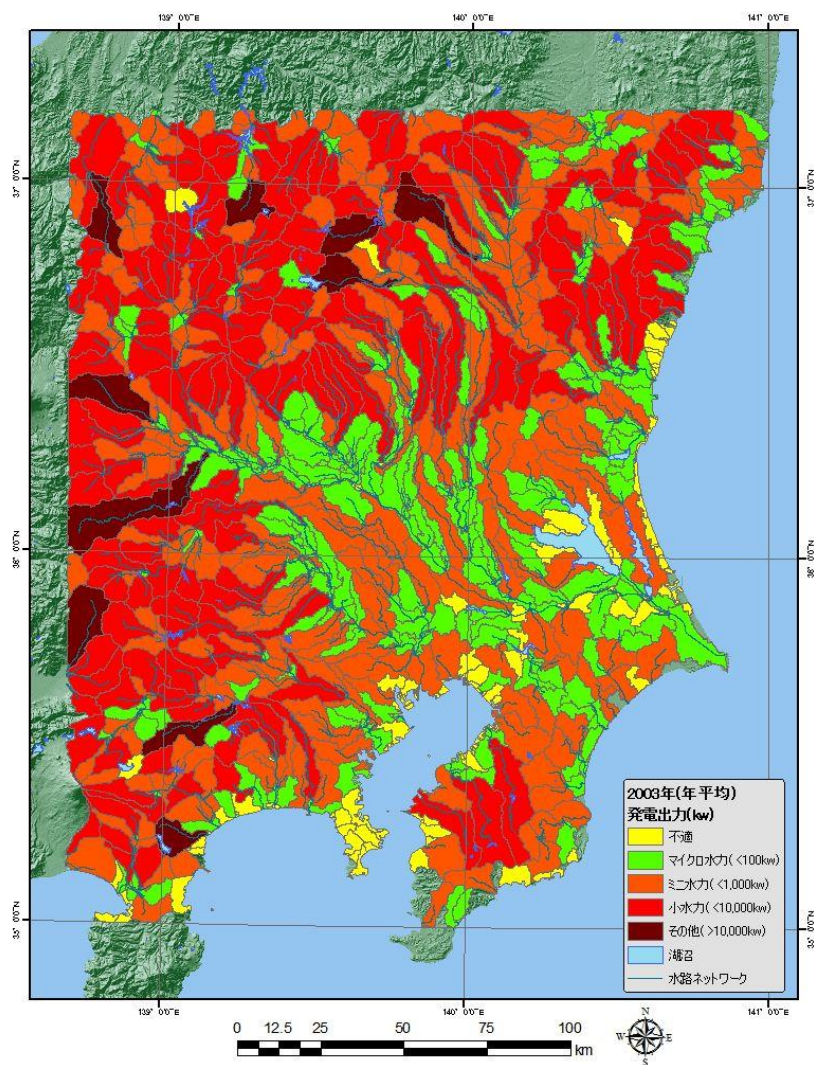


図 2-35 小水力発電ポテンシャル(2003年の年間平均)

凡例区分は、不適地 (<10kw)、マイクロ水力適地 (<100kw)、ミニ水力適地 (<1,000kw)、小水力適地 (<10,000kw)、その他 (>10,000kw) として分類

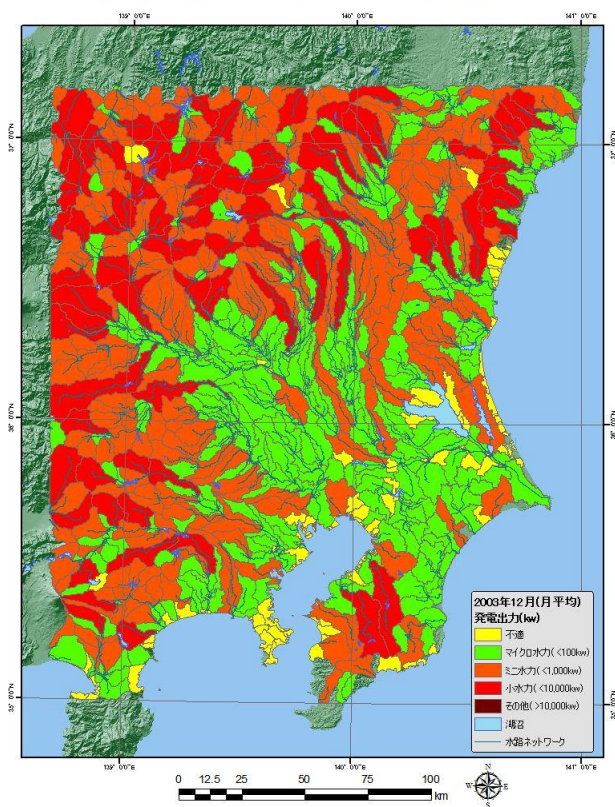
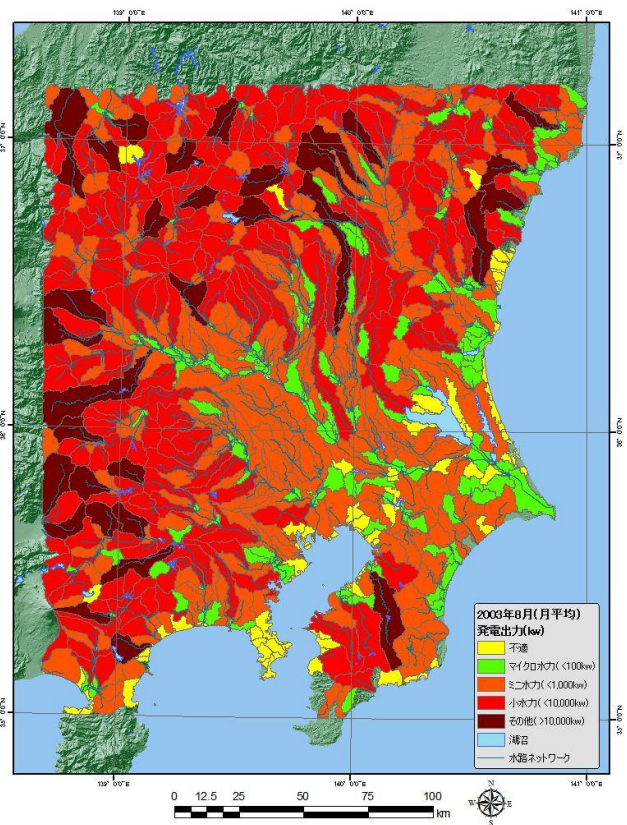
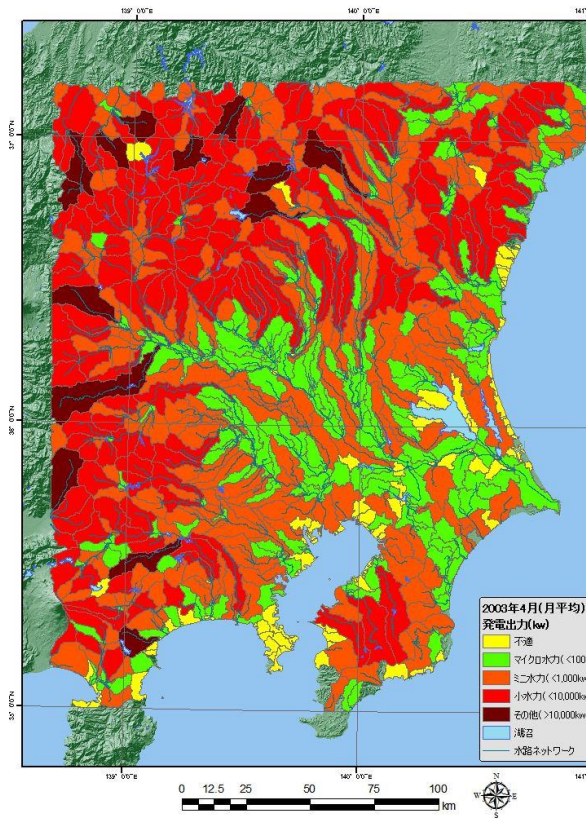


図 2-36 中小水力エネルギー(2003年 月平均)
4月(左上) 8月(右上) 12月(左下)

参考として、2010 年度に実施された環境省の小水力エネルギーの賦存量²²⁾と、2003 年の年平均小水力発電ポテンシャルを図 2-37 に示した。定性的には中山間地(特に群馬県)で小水力エネルギー資源が見込まれる傾向は一致している。

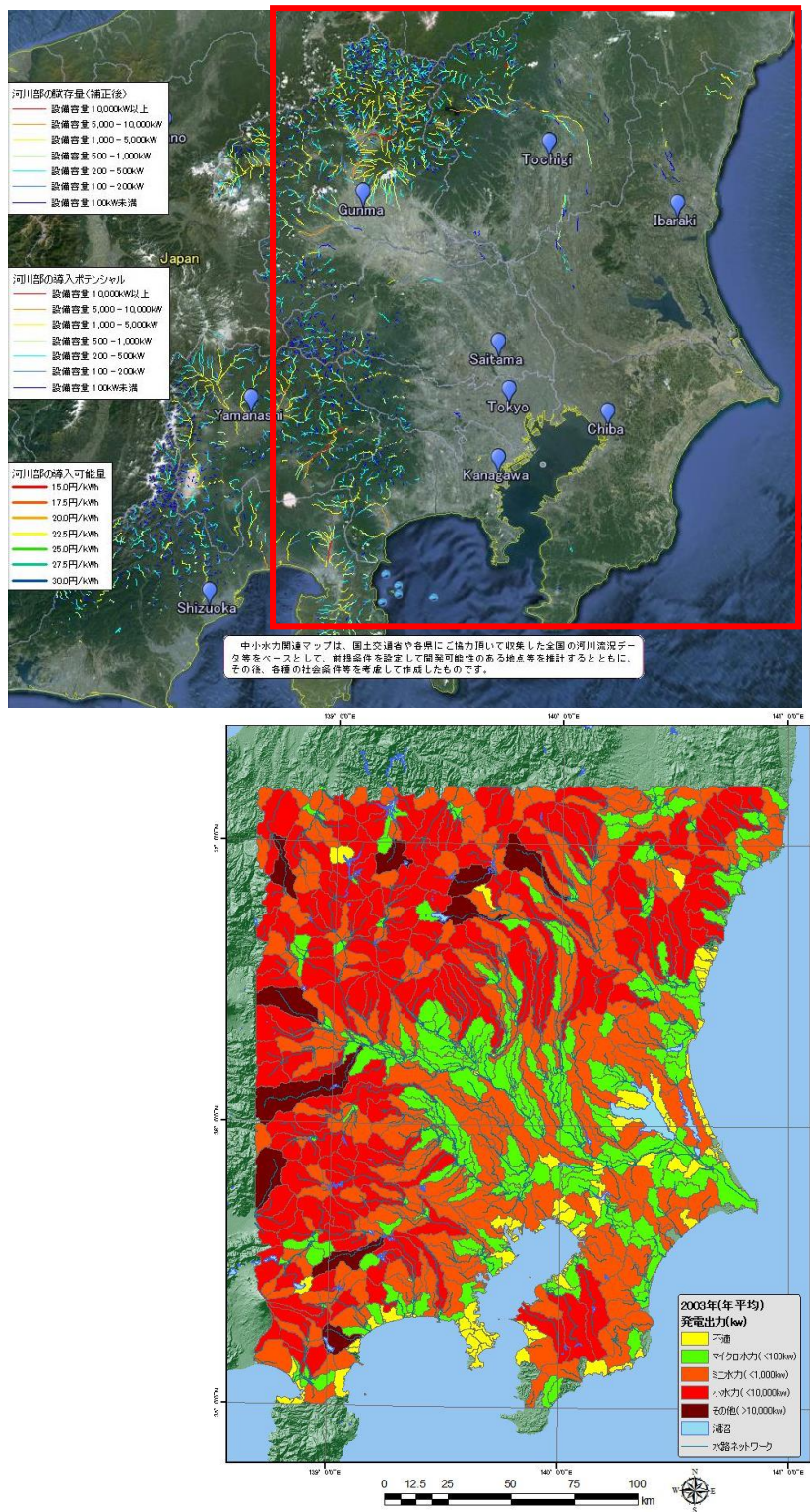


図 2-37 環境省(上)による小水力賦存量との比較

表 2-7 県別小水力エネルギー賦存量

	全国	道北	道東	道央	道南	青森県	岩手県	宮城県	秋田県	山形県	福島県	茨城県	栃木県	群馬県	埼玉県	千葉県	東京都
100kW未満	37.0	0.43	1.20	0.67	0.97	0.42	0.74	0.15	1.32	1.42	2.04	0.00	0.52	2.05	0.51	0.00	0.19
100~200kW未満	78.8	1.11	3.34	2.02	2.26	0.89	2.21	0.62	3.26	3.00	4.74	0.05	1.07	4.72	0.58	0.00	0.19
200~500kW未満	222.8	4.19	8.57	5.21	7.14	2.82	7.19	2.19	9.64	9.25	16.52	0.14	2.55	12.87	0.77	0.00	0.76
500~1,000kW未満	287.3	5.51	10.32	5.26	8.17	4.68	11.30	4.56	12.69	14.67	21.20	0.20	2.86	18.37	0.62	0.00	0.46
1,000~5,000kW未満	719.7	16.99	19.10	11.58	18.63	5.15	20.24	7.23	28.85	42.18	48.65	1.86	5.74	48.33	0.52	0.16	1.90
5,000~10,000kW未満	182.3	4.52	2.59	2.63	3.53	0.58	5.05	1.29	4.79	9.43	9.09	0.00	2.90	16.95	0.00	0.00	0.60
10,000kW以上	126.7	0.00	0.00	0.00	2.73	0.00	0.00	1.12	1.28	2.62	8.81	0.00	1.53	10.61	0.00	0.00	0.00
合計	1654.7	32.7	45.1	27.4	43.4	14.5	46.7	17.2	61.8	82.6	111.1	2.2	17.2	113.9	3.0	0.2	4.1
	神奈川県	新潟県	富山県	石川県	福井県	山梨県	長野県	岐阜県	静岡県	愛知県	三重県	滋賀県	京都府	大阪府	兵庫県	奈良県	和歌山県
100kW未満	0.31	2.59	1.04	0.41	0.87	1.45	3.17	2.53	1.30	0.37	1.08	0.15	0.07	0.07	0.38	0.71	0.23
100~200kW未満	0.90	5.94	2.75	1.04	1.86	2.59	6.57	5.36	2.07	0.87	1.38	0.35	0.15	0.05	0.63	1.01	0.31
200~500kW未満	1.64	16.85	8.68	2.20	5.68	7.32	15.59	16.29	6.04	2.69	2.38	1.11	0.68	0.20	1.39	2.46	0.97
500~1,000kW未満	1.91	24.30	11.97	4.82	6.40	8.95	19.76	23.11	7.95	3.17	2.31	1.63	0.47	0.23	1.09	1.64	0.94
1,000~5,000kW未満	5.94	65.45	70.60	12.30	17.20	22.95	42.32	59.49	17.49	5.90	3.79	4.01	4.36	0.00	0.11	3.46	2.36
5,000~10,000kW未満	2.00	23.70	29.11	5.78	1.04	8.18	7.86	15.24	0.60	0.88	1.09	0.00	0.56	0.00	0.51	0.00	0.00
10,000kW以上	1.32	13.65	45.16	3.96	2.25	4.33	7.37	7.98	2.23	1.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
合計	14.0	152.5	169.3	30.5	35.3	55.8	102.6	130.0	37.7	15.2	12.0	7.2	6.3	0.5	4.1	9.3	4.8
	鳥取県	島根県	岡山県	広島県	山口県	徳島県	香川県	愛媛県	高知県	福岡県	佐賀県	長崎県	熊本県	大分県	宮崎県	鹿児島県	沖縄県
100kW未満	0.38	0.34	0.26	0.19	0.13	0.72	0.05	0.62	1.17	0.16	0.10	0.12	1.05	0.41	1.39	0.34	0.01
100~200kW未満	0.95	0.74	0.78	0.40	0.32	1.19	0.08	1.05	2.46	0.24	0.31	0.38	2.00	0.79	1.96	0.67	0.08
200~500kW未満	3.59	2.65	1.86	1.56	1.04	3.23	0.05	3.09	5.93	0.71	0.65	0.78	5.31	2.55	4.42	2.06	0.10
500~1,000kW未満	3.11	2.77	2.64	2.20	0.86	2.88	0.00	3.00	6.60	0.39	0.85	0.26	6.72	2.89	6.38	2.62	0.06
1,000~5,000kW未満	6.71	9.38	7.16	6.61	2.98	9.32	0.34	6.54	10.15	0.25	1.09	0.11	14.75	10.42	10.78	4.34	0.00
5,000~10,000kW未満	0.00	0.00	0.52	1.68	0.69	3.05	0.00	1.16	2.16	0.00	0.00	0.00	2.76	3.46	4.68	0.56	0.00
10,000kW以上	0.00	0.00	1.48	0.00	0.00	2.14	0.00	0.00	2.51	0.00	0.00	0.00	0.00	1.22	0.00	0.00	0.00
合計	14.7	15.9	14.7	12.6	6.0	22.5	0.5	15.5	31.0	1.7	3.0	1.6	32.6	20.5	30.8	10.6	0.3

表 2-7 に、環境省の調査による県別の小水力エネルギー賦存量を示した。関東地域（茨城、栃木、群馬、埼玉、千葉、東京都、神奈川県）の一都六県の小水力エネルギー賦存量合計は、154.6 万 kw となっている。今回対象とした関東地域の小水力発電ポテンシャルの総計は、159.7 万 kw であった。今回の検討では都県別の検討ではないので、必ずしも関東地域の範囲が一致しているわけではないが、小水力発電ポテンシャルの総量がオーダーとしてはよい一致を示した。

2010 年度に実施された環境省の調査では、小水力エネルギーの賦存量を、「河川流量等から理論的に算出することができるエネルギー資源量で、種々の制約要因（土地の傾斜、法規制、土地利用、居住地からの距離等）を考慮しないもの」としている。今回検討した小水力発電ポテンシャルと考え方は近いが、

- 河川に置かれた評価点（仮想発電所と表現されている）位置での評価となっている
- 有効落差は、損失水頭を発電機への導水路 1m あたり 0.002m (1/500) と仮定している
- 流量は、各水路区間の近隣で流量データを入手できた地点（全国約 300 地点）のデータを元に、流域面積比で当該区間の推計値としている

など、本章の検討条件とは相違するので、これらの結果を直ちに比較はできない。しかし、中山間地域で小水力エネルギー開発の有望性が示されたことや、小水力エネルギー賦存量の総量のオーダーが良く一致している。このことから、本章で提案した衛星データを活用した手法により、小水力発電ポテンシャルの算出が可能であると考えられる。

2.4 今後の課題

今後の課題として、以下のことが挙げられる。

- ▶ 本章では、衛星データを利用して小水力発電ポテンシャルが算出できるか、という視点で検討を行った。そのため、流出解析に取扱いの簡便な合理式を利用した。合理式は基底流量や中間流出などを考慮していないため、平均降水量から平均流量を算出して小水力発電ポテンシャルを評価した。その結果、図 2-38 に示すように、小水力発電ポテンシャルがほぼ地形勾配で決まるような結果となった。実用的な結果を得るためには、時間流量を利用した評価が今後の課題となっている。

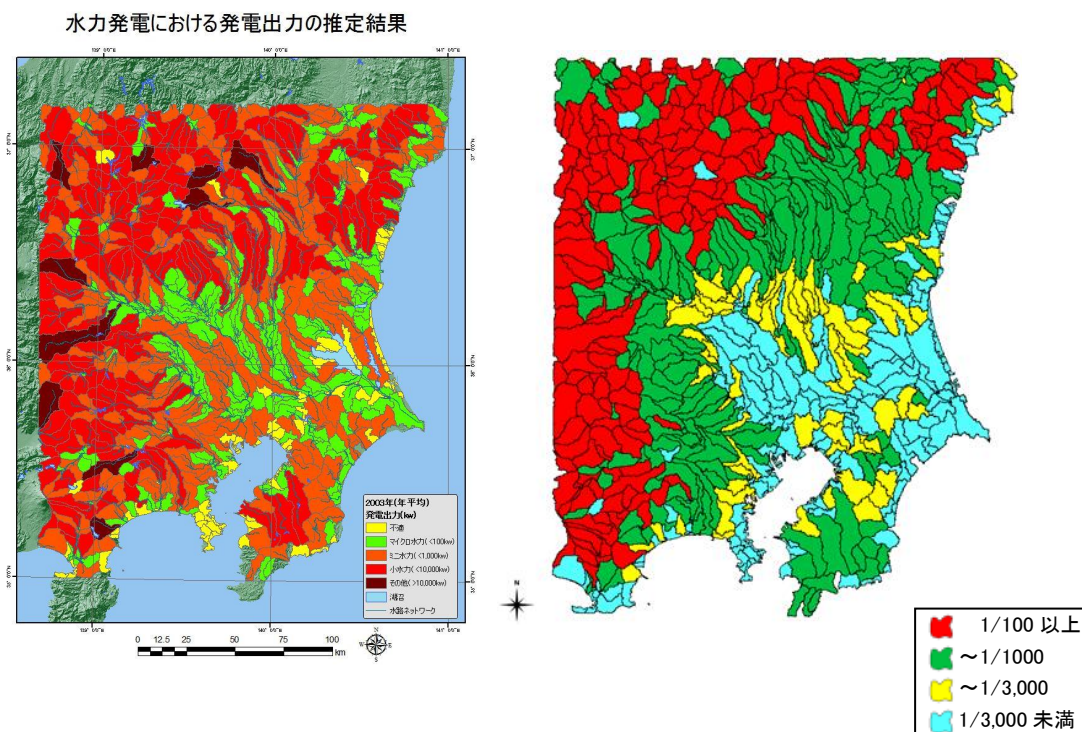


図 2-38 小水力発電ポテンシャルと流域勾配の類似

- ▶ 合理式の流出係数として、本検討では一律0.7という標準的な数値を与えた。しかし、流出係数は土地利用などによって変わるもので、少なくとも小流域ごとに与えられる必要がある。図 2-39は公開されている衛星土地被覆データの一部である。土地被覆と流出係数には関連性が認められるので、今後は公開されている衛星土地被覆データに基づく流出係数の利用が考えられる。

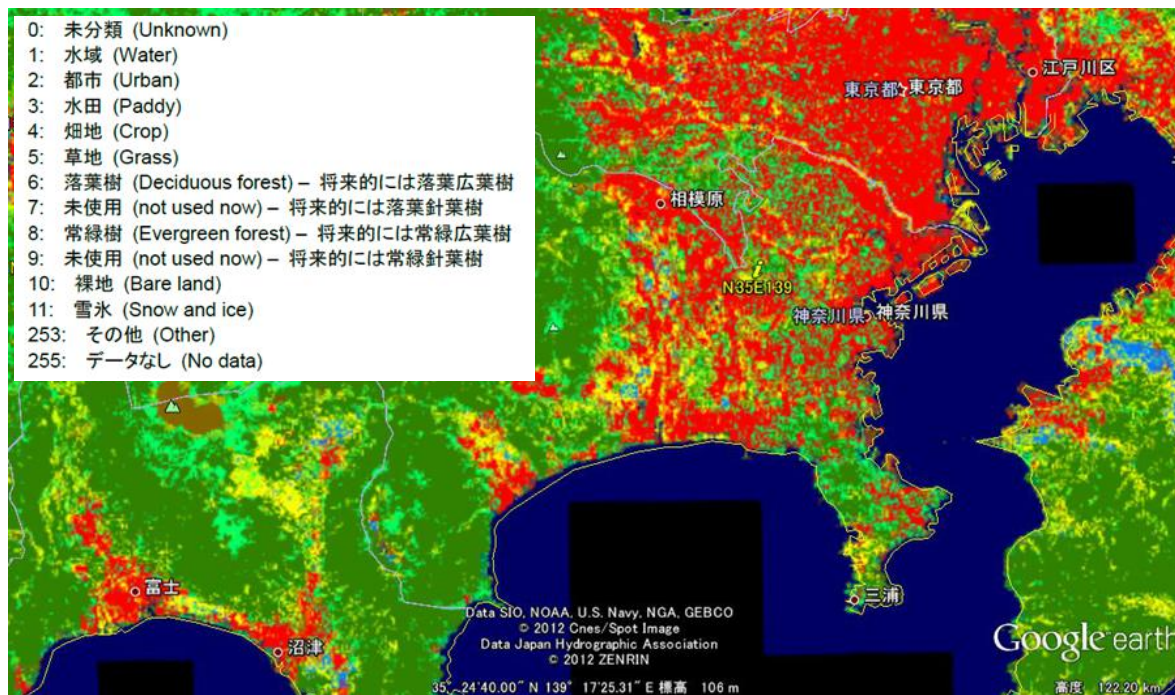


図 2-39 JAXA高解像度土地利用土地被覆図(50m メッシュ)ver.12.08

備考：JAXA高解像度土地利用土地被覆図ホームページより
http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/lulc/lulc_jindex.htm

- 2010年の環境省による小水力エネルギー賦存量（河川）との比較から、関東地域の総量の推計はオーダー的に一致しており、衛星データは十分利用できることがわかったので、今後は時間流量の利用や上流にある流域からの流出量も評価に加えられるような手法の検討を行い、実用的なレベルでの小水力発電ポテンシャルの評価が望まれる。
- 実際の小水力発電ポテンシャルの開発では、土地利用や法律の制限、経済評価など様々な要素が検討に加えられなくてはならない。これらをすべての候補地点で実施することは、時間的にも経済的にも不効率である。本手法の有効な利用法として、まず開発有望地を選定し、その後その地域についてさらに詳細な検討を行うことができる。

参考文献

- 1) 気象庁ホームページ
(http://www.data.kishou.go.jp/climate/db/cpdinfo/database_temp.html) .
- 2) 自然エネルギー世界白書 2011 日本語版, 21 世紀のための自然エネルギー政策ネットワーク (REN21), 環境エネルギー政策研究所訳.
- 3) 科学技術動向 2010 年 3 月号, 科学技術動向研究センター.
- 4) <http://www.env.go.jp/earth/ondanka/rep/index.html>.
- 5) 平成 21 年度再生可能エネルギー導入ポテンシャル調査報告書 (環境省) .
- 6) 平成 22 年度再生可能エネルギー導入ポテンシャル調査報告書 (環境省) .
- 7) <http://j-water.jp/conference/>.
- 8) 電気事業連合会が発行している原子力・エネルギー図面集 (デジタル版) 2011 年度版.
- 9) 小型発電設備の規制の見直しについて (小型発電設備規制検討ワーキンググループ報告書) 平成 22 年 1 月 (総合資源エネルギー調査会・原子力安全・保安部会・電力安全小委員会・小型発電設備規制検討ワーキンググループ) .
- 10) NEDO 再生可能エネルギー技術白書～新たなエネルギー社会の実現に向けて～平成 22 年 7 月独立行政法人新エネルギー・産業技術総合開発機構, pp. 426-427.
- 11) 第 2 回全国小水力発電サミット in 黒部, 第 2 回全国小水力発電サミット実行委員会配布資料 (2011 年 11 月 19～21 日), 富山県.
- 12) 小水力発電事例集 2011, 全国小水力利用推進協議会 2012.
- 13) 水災害リスク評価のための衛星地形データの活用手法の研究 (1) (2), 2008, ICHARM.
- 14) 松浦慎平、巖網林: 基準点との比較による SRTM の精度評価、地理空間情報フォーラム 2009 学生フォーラム.
- 15) SAGA (<http://www.saga-gis.org/>) .
- 16) MapWindow GIS (<http://www.mapwindow.org/>) .
- 17) QGIS (<http://www.qgis.org/>) .
- 18) http://sharaku.eorc.jaxa.jp/GSMaP_crest/index_j.html.
- 19) 岡本謙一: 水の循環系モデリングと利用システム, 第 4 回領域シンポジウム (2007 年 10 月) の発表資料.
- 20) 人工衛星情報等を活用した洪水予警報のための基盤システム開発に関する研究、2007, 2008, ICHARM.
- 21) 河川砂防技術基準 調査編 (平成 24 年 6 月版) 国土交通省水管理・国土保全局.
- 22) 再生可能エネルギー導入ポテンシャルマップ・ゾーニング基礎情報 (平成 23 年度版), (<http://www.env.go.jp/earth/ondanka/rep/>) .

第3章 航空レーザ計測の水防災への応用

3.1 研究の背景

3.1.1 背景

気象庁が公表した「気候変動監視レポート 2010：平成 23 年 6 月」によると、地球温暖化の進行に伴い、極端な大雨の頻度が増加する可能性が高いと予想されている。実際に 1 時間雨量が 80mm 以上の短時間強雨の発生回数は、1976 年以降の連続する 11 年～12 年間毎の平均回数によると少しずつ増加してきており、アメダスデータを使って集計した短時間強雨や大雨の発生回数は、ここ 30 年間余りで増加傾向があることが指摘されている。大雨や短時間強雨の発生回数は年ごとの変動が大きく、それに対してアメダスの観測期間は比較的短いことから、長期変化を確実に捉えるためには今後のデータの蓄積が必要である、と気象庁は述べているが、今後も局所的かつ極端な豪雨の発生が考えられる。このような極端気象によって近年の水災害もその様相が多様化している。いわゆるゲリラ豪雨と言われるような、局所的でかつ短時間に発生し集中豪雨による都市型水害の増加もその事例である。

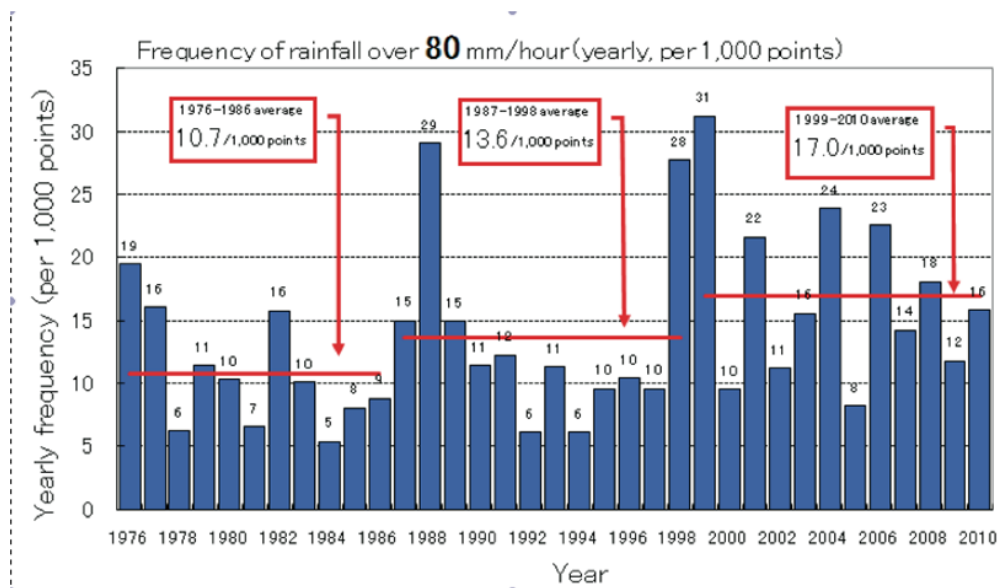


図 3-1 80mm/hr 以上の短時間強雨の発生回数の変化¹⁾

都市型水害の大きな特徴は極めて短時間の間に浸水被害が生じることである。1999年6月29日の福岡豪雨災害では、福岡市博多駅周辺の地下街や地下鉄が浸水し、流れ込んできた氾濫水によりビル地下で1名が死亡した。1999年7月21日の練馬豪雨では1時間に131mmの局地的な大雨が発生し、新宿区西落合では地下室への浸水により閉じこめられた1名が死亡した。近年においても、2008年8月5日に東京都豊島区雑司が谷で発生した豪雨では、下水道で工事をしていた5名が急な増水で流されて亡くなった。雑司ヶ谷豪雨の1週間前の2008年7月28日には、神戸市都賀川で水難事故が発生している。都賀川流域で14時30分から30分間に局所的な豪雨があり、10分間で1.3m水位が上昇した。これにより、河川親水施設や遊歩道で遊んでいた市民・学童5名が流されて水死している。

上記の都市型水害の事例は、日本のように高度に発達した交通網や通信網などの社会基盤が整備された都市圏特有の水災害と言える。水災害対策として、ハードな治水施設は今後も必要であるが、それ以上に災害による被害を極力低減させ、少なくとも人命を守るためのソフト対策の重要性が指摘されている。特に日本のように狭い平野部にその大多数の資産・人口が集中しているような国ではなおさらである。

伊勢湾台風の翌月の昭和34年10月11日の中部日本新聞に、地図は悪夢を知っていた²⁾³⁾と題した記事が掲載された。濃尾平野の水害地形分類調査による洪水危険予想区域と、伊勢湾台風による被害地域がよく一致していたという内容である。洪水などによる氾濫水の挙動は、その流出過程は必ずしも単純ではないが、氾濫原の標高に大きく影響される。これまで広範囲に標高データを取得する方法としては、航空写真による測量があった。近年は、航空レーザ計測により飛躍的に精度が高く詳細な標高データを取得できるようになっている。これらの計測データをソフト対策に活用することで、その有効性が向上させられることが期待できる。そこで、航空レーザ計測データを地形の再現性を高めた氾濫解析に活用することで、より現実的な浸水情報の取得に役立てることを検討する。

3.1.2 空中写真測量と航空レーザ計測

測量の分野のリモートセンシング技術は、写真測量から始まる。写真測量技術の我が国への導入は、第一次世界大戦後で、当初は主として地上写真測量であったが、昭和時代にはいつて航空写真測量が次第に実用化されていった。

日本で災害写真が最初に登場したのは、大阪で発生した 1885 年（明治 18 年）の洪水であるらしい⁴⁾。もちろん地上で撮影された災害状況写真であった。その後、いつの頃から航空写真が災害調査に利用されるようになったのか、といった視点で整理された論文はほとんどないが、航空写真が最初に災害調査に利用されたのは、1923 年（大正 12 年）9 月 1 日に発生した関東大震災である⁵⁾。この時、写真を撮影したのは陸軍の陸地測量部であった。洪水を撮影した航空写真としては、1947 年（昭和 22 年）9 月のカスリーン台風がよく知られているので、この洪水が最初の事例ではないかと思われる。

この当時の航空写真はすべてモノクロによるものであり、カラー航空写真や後ほど述べる赤外線航空写真の研究が進められるのは、昭和 30 年頃から後のことになる⁶⁾。

図 3-2 は、伊勢湾台風時の木曾三川合流点付近の白黒赤外斜め写真である。撮影日時は、1959 年（昭和 34 年）9 月 30 日の 15 時 6 分である⁷⁾。撮影高度は約 4,200m で、ウィルド航空測量用インフラゴンカメラを利用している⁷⁾。このインフラゴンは、スイス製の赤外線撮影専門のカメラであり、図 3-2 は、日本で最初に撮影された洪水の赤外線航空写真⁸⁾である。

赤外線写真では、太陽光を吸収しやすい水面などは黒く写る特徴があるため、冠水の状況などを知る場合に、一般の写真より多くの情報を提供する場合がある。この写真からも、災害現象の一端を解釈することができる⁹⁾。例えば、普段の河川であればおそらくどの河川も黒っぽく見えるはずであるが、木曾三川の中でも木曾川、揖斐川が、長良川と比較して若干明るい色調となっている。このことから、木曾川、揖斐川は出水による土砂混入が長良川より多くて土砂濃度が高かったため、浮遊土砂に赤外線が反射されたためではないかと推測できる。冠水している地区にしても、黒色の色調に濃淡が見られる。このことから、木曾川の流水が氾濫した地区と、海水が浸入したため冠水した地区とがあることが推測できる。

このように、この頃の災害調査における航空写真の利用は、航空写真が広い範囲の状況を俯瞰できるという特徴から、災害状況の把握と記録を行うというものが多かった。

1960 年代に入り空中三角測量の自動化技術が開発され、航空写真から実用的に地図を作製することができるようになる。その後、それまでの航空写真はアナログ写真であったが、デジタル航空写真が登場する。そしてデジタル化したステレオ写真を自動的に標定して標高を取得するステレオマッチング手法が開発され、撮影から地図作成までの工程が自動化された。この頃になると、航空写真から数値的な情報を得る、いわゆる航空写真測量の応用技術も発展する。例えば、洪水流の流速を解析する目的で航空写真が撮影されたのは、1976 年（昭和 36 年）7 月の石狩川の洪水が最初であった¹⁰⁾。さらに 1987 年の SPOT 衛星による衛星ステレオ写真の撮影が可能になると、衛星画像による写真測量が行われるようになった。現在では、多くの高分解能画像衛星が打ち上げられ、2011 年 3 月の東日本大震災時においても、即座に被災状況を確認できるようになった。



図 3-2 伊勢湾台風による浸水被害の赤外線航空写真¹¹⁾

航空レーザ計測が一般に利用されるようになったのは、おおよそ 1998 年頃からである¹²⁾。航空写真測量は、地表面で反射された太陽反射光を受動的に収集しているため受動的センシングと呼ばれる。そのため、撮影日の太陽高度、方位角、天候などによって写真の精度が大きく影響を受ける。こうした欠点を補うように航空レーザ計測技術が登場した。航空レーザ計測は、一般に近赤外線レーザを地表面に照射し標高データを取得するため能動的センシングと呼ばれる。そのため、雨天の場合や飛行高度より下に雲がある場合以外は、天候などの影響を受けずにデータ収集ができるメリットがある。

2005 年から 2006 年にかけて、国土交通省河川局（現在の水管理・国土保全局）により実施された基盤データ整備によって、全国の一級河川の氾濫想定区域の標高データが整備された。また、2005 年に水防法の改正により、都道府県知事は河川が氾濫した場合に浸水が想定される区域を浸水想定区域として指定し、指定の区域及び浸水した場合に想定される水深を公表するとともに、関係市町村の長に通知することになった。これを受けて全国で多くの洪水ハザードマップが作成されているが、標高データには航空レーザ計測データが多くの場合利用されている。現在では、国土地理院の基盤地図情報¹³⁾ページから航空レーザ計測による 5m メッシュサイズの標高データを誰でも取得できる（整備されていない地域もある）ほど、一般的な情報として利用が可能となっている。

3.2 航空レーザ計測の概要

航空レーザ計測とは、図 3-3 に示めしたように航空機に搭載したレーザ照射装置から近赤外レーザ光線を地上に発射し、反射の時間遅れからその地点の標高を計測する技術である。このレーザ照射装置は、航空機の IMU（姿勢制御）と GPS システムと連動しており、レーザの到達地点（地上座標）とその地点の標高を水平精度±10cm、垂直精度±15cm で取得できる。レーザ照射装置は、最新のものでは 400KHz（1 秒間に 40 万発）の照射が可能なものもあり、航空機の高度及び飛行コースの選定で、短時間で広範囲の標高データを高精度高密度で取得ができる。図 3-4 は、航空レーザ計測データを 3 次元的に表示した一例¹⁴⁾ であるが、丘陵地の外縁に沿うように高層マンションが林立している状況など、都市の詳細な構造がわかるほど詳細な標高データとなっている。

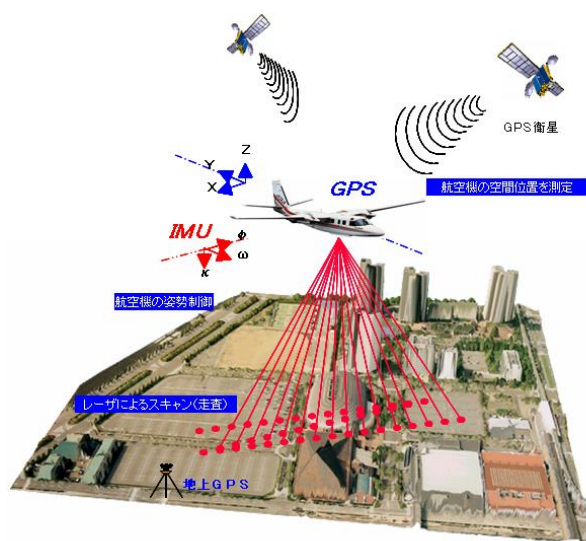


図 3-3 航空レーザ計測の概要

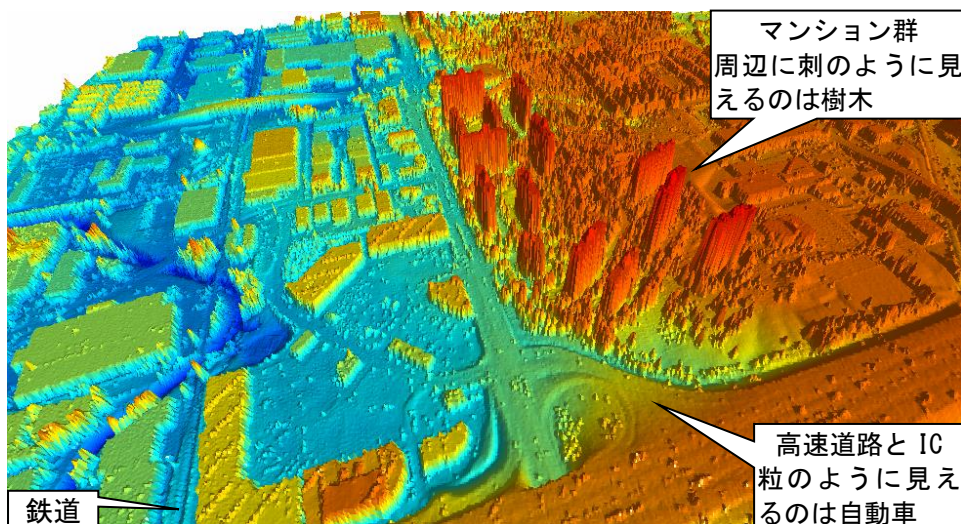


図 3-4 航空レーザ計測データのイメージ

(1) DEM と DSM

数値地形モデルには、地物を含んだ地表面データである数値表層モデル(DSM:Digital Surface Model)と、地物を除去した地形データである数値標高モデル (DEM:Digital Elevation Model)がある。航空レーザ計測データはランダムな点群データとして取得されるが、そのデータの利活用の観点からは、多くの場合取り扱いが容易なメッシュデータ (DEM) として流通している。航空レーザ計測は、地上の測点を狙ってのレーザ照射ができないので、当該地点の近隣の点群データから内挿処理をしてメッシュデータを作成する。その内挿手法としては、最近隣内挿法、重み付き平均法、多項式近似法などがあるが、不整三角網モデル (TIN:Triangulated Irregular Network) がよく利用される。図 3-5 に DEM 作成のイメージを示した。また、DEM と DSM のイメージ¹⁵⁾ を示した。青色が地盤面 (DEM) で黄色から赤色に着色された部分が地物 (DSM) である。

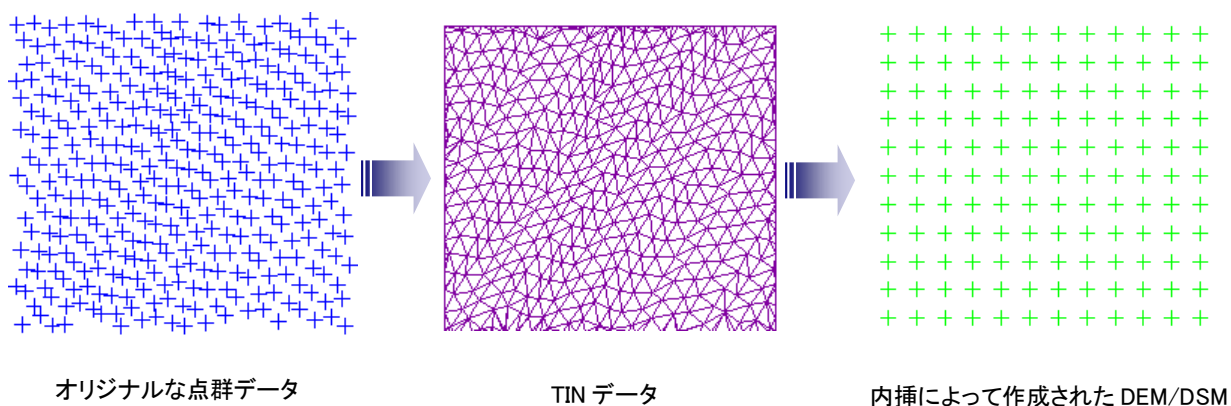


図 3-5 メッシュデータ作成のイメージ

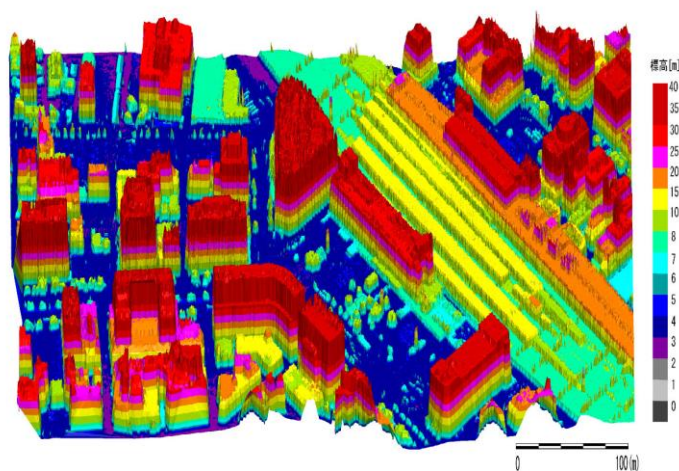


図 3-6 DEM と DSM のイメージ

(2) 地形測量としての精度

表 3-1 に航空レーザ計測の精度を、公共測量作業規定（縮尺 1/2500）と比較して示した。航空レーザ計測の精度は、一般の測量（縮尺 1/2,500 の地形図作成）と比較しても広範囲に高精度である。

表 3-1 航空レーザ計測の精度

縮尺(1/2500)	公共測量作業規定による地形図の精度	航空レーザ計測
高さ精度(標高)	±0.67m	±0.15m
水平精度	±1.75m	±0.1m

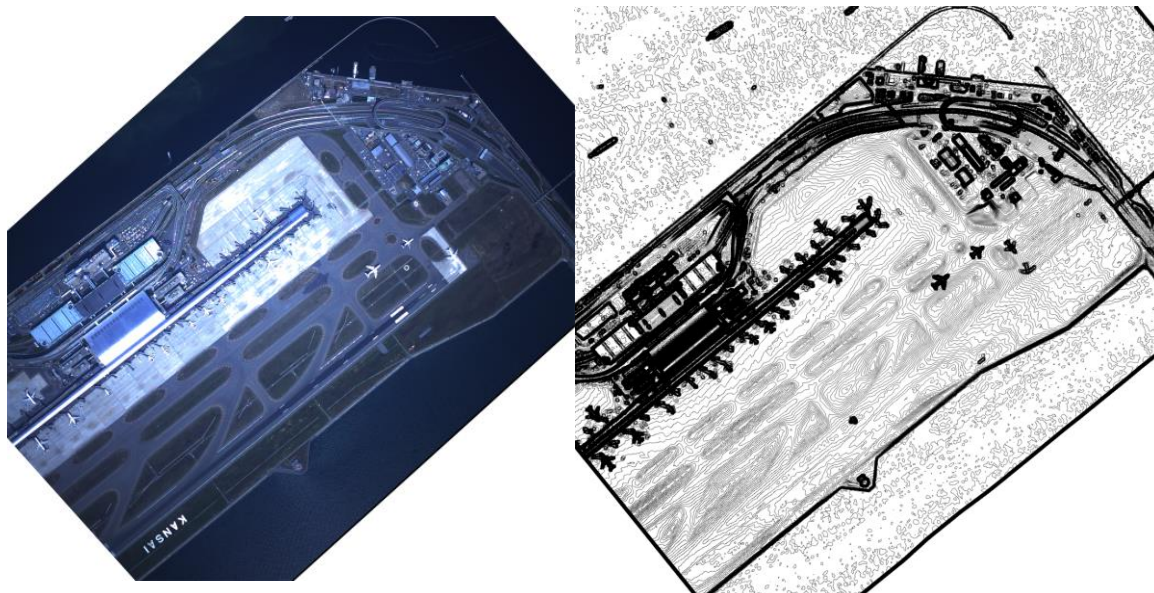


図 3-7 航空レーザ計測データによる等高線(10cm)作成例¹⁶⁾

3.3 氾濫解析への応用

2004年の各地の水災害等を受け、国土交通省は「総合的な豪雨災害対策についての緊急提言（平成16年12月2日）」及び「豪雨災害対策緊急アクションプラン（平成16年12月10日）」を踏まえ、河川・海岸の浸水想定区域図作成調査に対する補助制度の創設や、各地の整備局管内の河川事務所に「災害情報普及支援室」を設置するなど、減災対策を展開した。

2005年7月には水防法が一部改正・施行された。この水防法改正により、的確な判断・行動を実現するための防災情報の充実を図るため、河川管理者は浸水想定区域図の指定と公表の適用範囲を拡大した。また浸水想定区域をその区域に含む市町村長は、『洪水ハザードマップ等を用いて洪水予報等の伝達方法や避難場所その他洪水時の円滑かつ迅速な避難の確保を図るために必要な事項等について、住民に周知する』ことが義務化された。

洪水ハザードマップ¹⁷⁾とは、河川が氾濫したときに想定される最大の浸水深とその範囲を5段階（0.5m～5.0m）程度の色分け¹⁸⁾で示したマップ（地図）のことである。一般的な洪水ハザードマップでは最大浸水深を表示しているものが多いが、避難行動という視点から、氾濫水の流速に着目して最大流速を表示したものや、堤防が決壊してから浸水が起こるまでの時間（洪水到達時間）を示したものなど、各自治体で工夫を凝らしたハザードマップの作成が試みられている。2010年3月31日現在で、洪水ハザードマップは公表すべき市町村の85.2%¹⁹⁾で公表されている。

ハザードマップを作成するために必要な浸水想定区域や想定される浸水深は、2次元不定流モデルによる氾濫シミュレーション²⁰⁾によって実施される。図3-8に氾濫シミュレーションのイメージを示した。

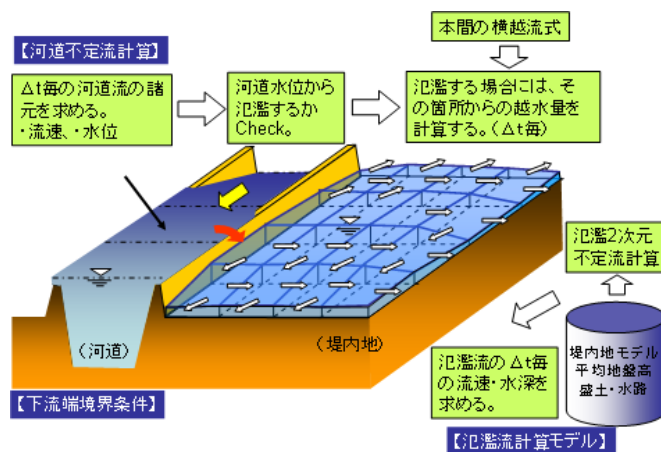


図 3-8 氾濫解析のイメージ

氾濫シミュレーションの実施のために、河川の断面形状や鉄道・道路、氾濫した流れに影響を与える構造物（線形盛土構造物）などの計算条件の設定が必要であるが、特に重要な情報は地面の高さ（標高データ）で、標高データの精度が氾濫した流れの動きや浸水箇所、浸水の深さなどに大きく影響を与える。表 3-2 に示したように、従来の標高データの作成では、地盤を 50m×50m 程度のメッシュで代表させ、そのメッシュの四隅の地盤の高さを、1/2,500 程度の縮尺の都市計画図や地形図に示された等高線などを利用して判読し、それら 4 点の標高を平均して 50m メッシュの平均標高としていた。現在では、これらに代わり広域の標高データを詳細に高精度で計測できる航空レーザ計測データが利用されている。

表 3-2 標高データの作成手法

手法	内容	備考
都市計画図の利用	縮尺 S=1/2,500 都市計画図に記載されている土地標高情報(標高コンター線、端点高)を基に、50m メッシュ格子点の地盤高を求め、これらを平均して 50m メッシュ平均地盤高を設定する	航空レーザ計測成果などが利用できない場合、現在でも利用される一般的な手法。
数値地図 50m メッシュ(標高)の利用	国土地理院刊行の数値標高モデル(50m メッシュ)を利用する。 1/25,000 地形図を経度及び緯度方向に、それぞれ 200 等分して得られる各区画の中心点の標高が求められている。標高の間隔は緯度(東西)方向で 1.5 秒、経度(南北)方向で 2.25 秒となり、実距離で約 50m×約 50m である。	電子データを利用するため効率的に標高データを作成できる。1/25,000 地形図を基にしているため標高の精度は数 m 程度となる。低平地や内水氾濫を対象にする場合は不向き。
航空レーザ計測	航空レーザ計測による標高データ。現在は、国土地理院より 5m メッシュ DEM が公開されている(すべての地域ではない)。高精度高詳細な標高データ。	高さ精度 0.15m、水平位置精度 0.1m。

図 3-9 に、標高データの精度による浸水深分布の相違¹⁶⁾を示した。いずれも計算メッシュサイズは 50m であるが、図 3-9(A) は数値地図 50m メッシュ(標高)の標高データを利用した氾濫解析の結果であり、図 3-9(b) は航空レーザ計測データを平均して得られた標高データを利用した計算結果を示している。図 3-9(A) は地図の縮尺で言えば 1/25,000 の精度の標高データとなっている。航空写真による浸水状況では水田地帯に湛水(最大浸水深)がみられるが、図 3-9(A) の計算結果では、河川沿いの住宅地に最大浸水深が現れている。図 3-9(b) では水田の浸水状況や住宅地の周辺の浸水状況がよく再現できており、精度の高い標高データの有効性が確認できる。



A: 数値地図 50m メッシュ(標高)

B: 航空レーザ計測データによる 50m メッシュ

図 3-9 標高データの精度による最大浸水深分布への影響

3.4 地形の再現性を高めた2次元汜濫解析手法

従来の汜濫シミュレーションは250-500m程度の正方メッシュで行われることが多い。その場合、盛土構造物（道路、堤防、あぜなど）のある地形が再現できない、境界として重要な構造物は正方メッシュに沿って配置しなければならない等の問題があり、本来の地形に忠実なシミュレーションができない。地形の再現性を高めるためには、計算格子を地形の特性に合わせて生成することが有効であると考えられる。航空レーザ計測データによる高精度高精細標高データを活用した場合、計算格子生成の自由度が高まることが期待できるので、本章では、2次元不定流モデルを任意直交座標系で表現した汜濫解析の有効性について検討した。

3.4.1 TVD化したMacCormackスキーム

高精度高詳細な標高データの利用により、地形勾配がより現実的に表現できる一方で、水理学的には常流・射流が混在した汜濫流の計算を安定的に行う必要が生じる。そこで、計算に利用する差分スキームについて、衝撃波獲得法の一つであるMacCormack法をTVD化することを検討した。

常流は比較的流速が小さく穏やかな流れであり、開水路の場合は、水面に与えられた乱れが上流にも伝播する。逆に射流は流速が大きく激しい流れで、水面に与えられた乱れは下流のみ伝播する。このように、流れの特性が異なっているため、常・射流の混在流の数値計算では計算領域内で異なった境界条件を与えて計算を行わなければならない。既往の計算方法は、支配断面を境界に常流区間と射流区間に計算領域を分け、それぞれの区間で差分スキームを変化させるといった方法であった。しかし、常流・射流に流れを区分することは一般的には困難であり、特に、常流域あるいは射流域を区別することが難しい汜濫流れでは、このような方法で計算を実施することは極めて困難である。

射流から常流への遷移域に生じる跳水では、水理学的に言えば水深や速度が不連続に変わる不連続面が現れる。この流れは、双曲形方程式の初期値問題を解くことによって求められ、依存域、影響域というこの方程式特有の問題が現れる。この問題を差分法で扱うには、これらの性質を考慮した差分スキームを用いて計算を行う必要がある。航空工学の分野では、超音速航空機の開発のため衝撃波を伴う流れの数値計算が従来からよく行われている。これらは、衝撃波獲得法と称せられている。そこで本研究では、衝撃波捕獲法として知られるMacCormackスキームを採用する。このMacCormackスキームは、跳水のような不連続点を含む流れを計算することが可能である。このスキーム自体は陽形式の時間進行法の一つであり、解を求めるときに予測子段階で1次精度の中間的予測値を求め、修正子段階で、予測子段階で求めた値を修正して2次精度の解を求めるといった手順で計算を行うために、予測子修正子法と呼ばれる。これらの手法を2次元汜濫流れに適用すると、常流、射流に関わらず計算を進めていくことのできる差分スキームとなるため、地形の再現性を高めた数値計算にも適用が可能となると期待できる。

従来の汜濫解析が対象としてきた流れは常流である。これは、広範囲に詳細な標高データを取得する方法がなく、計算メッシュサイズも比較的大きかったため、スムージングされた地形

に基づいて計算が実施されていたことにもよる。しかし、常・射流混在流れを扱うことのできる計算手法の採用は、これまで対象としてきた流れ以外に、急勾配地形や道路など都市空間特有の構造による氾濫水の挙動を従来よりも評価ができるようになる。このような計算手法へ航空レーザ計測データを応用することは、高精度高詳細な標高データの活用方法としてふさわしいと考えられる。

(1) モデル方程式による検討

基礎方程式の最も簡単な場合の1次元Euler方程式

$$U_t + E_x = 0 \quad (3-1)$$

に対するモデル方程式として、以下の非粘性 Burgers 方程式を考える。

$$u_t + f_x = 0, \quad f = u^2 / 2 \quad (3-2)$$

この方程式の形を保存則形と呼び、保存則形の式に対する差分法を保存則差分法という。MacCormack 法は保存則差分法の一つである。

u_i^n を格子点 ($x=i\Delta x, t=n\Delta t$) での値であると定義する。 Δt 秒後の値である u_i^{n+1} は、格子点 (i, n) のまわりに次のように Taylor 展開できる。

$$u_i^{n+1} = u_i^n + \Delta t (u_t)_i^n + \frac{1}{2!} \Delta t^2 (u_{tt})_i^n + \frac{1}{3!} \Delta t^3 (u_{ttt})_i^n + \dots$$

差分スキームが上式の $O(\Delta t)$ 項まで近似しているものを時間的に1次精度、 $O(\Delta t^2)$ 項までのものを2次精度スキームという。MacCormack 法は時間、及び空間に対して2次精度のスキームであり、第1段階で1次精度の中間的予測を求め、第2段階で2次精度の値を求める予測子修正子法である。以下に(3-2)式の非粘性 Burgers 方程式に対する MacCormack 法の差分スキームを示す。

予測子段階：

$$\bar{U}_i = U_i^n - \frac{\Delta t}{\Delta x} (E_i^n - E_{i-1}^n) \quad (3-3)$$

修正子段階：

$$U_i^{n+1} = \frac{1}{2} (U_i^n + \bar{U}_i) - \frac{\Delta t}{2\Delta x} (\bar{E}_{i+1} - \bar{E}_i) \quad (3-4)$$

ただし、

$$\bar{E}_i = E(\bar{U}_i)$$

ここでは各段階で後退差分、前進差分を用いたが、この順序は逆にすることもできる。

(2) TVD形式

MacCormack 法は、常・射流混在流れを計算できるというメリットがあるが、実際には射流が常流へと変化する水理学的に不連続な現象では物理的に意味のない数値振動が発生する。汜濫解析では、この数値振動は湛水深として表現されるので、何らかの方法で制御する必要がある。陽的に人工粘性項を付加することにより、打ち切り誤差の中に陰的に含まれる数値粘性を増大させることによって数値振動を制御することが一般的であるが、この方法には、数値的原因によるなまりが発生し、また、人工粘性を領域全体に一律に効かせることにより、粘性が効きすぎたり、効かなすぎたりするところが出てくることに問題がある。

1980年代に Harten²¹⁾によって TVD (Total Variation Diminishing) 理論が提案された。この方法は、格子節点ごとに人工粘性による修正量が適切なものとなるように制限関数 (flux limiter) を用いて調節することができる。TVD 形式の差分を利用することで、数値計算上は安定性を増す効果があり、水理学的な現象では、跳水のような不連続現象の計算が可能になることから、汜濫解析に応用することで将来の拡張性を確保することができると考えられる。TVD の基本的考えについて以下に概説する。

1次元の基礎方程式の最も簡単な場合として、(3-1)式と同じ1次元 Euler 方程式を考える。このスカラーモデル方程式として、スカラー量 $u(x, t)$ に対する非粘性 Burgers 方程式を考える。

$$u_t + au_x = 0 \tag{3-5}$$

ただし、 $a(u) = \partial f / \partial u$ である。上式は $(\partial / \partial t + a \partial / \partial x)u = 0$ の様に変換することができ、微分演算子 $(\partial / \partial t + a \partial / \partial x)$ は、 $x-t$ 面上の特性曲線 $dx/dt = a$ に沿う内微分で解 $u(x, t)$ が一定になることを示している。したがって、 u の最大値、最小値は時間によらず一定となり、

$$TV \equiv \int |u_x| dx \tag{3-6}$$

ように定義される総変化量 TV も一定になる。

U_i^n が式(3-5)の数値解であるとする、時刻 n における数値解の空間的な変化量の合計は、

$$TV[U_i^n] = \sum_i |U_{i+1}^n - U_i^n| \quad (3-7)$$

なので、TVD条件は、

$$TV[U_i^{n+1}] \leq TV[U_i^n] \quad (3-8)$$

である。上式から理解できるように、数値振動を発生していればTVは増加することになる。ところで、式(3-5)をMacCormack法のような三点保存則差分法で差分化すると、

$$U_i^{n+1} = U_i^n - C_{i-1/2} \Delta U_{i-1/2}^n + D_{i+1/2} \Delta U_{i-1/2}^n \quad (3-9)$$

ただし、

$$\Delta U_{i-1/2}^n = U_{i+1}^n - U_i^n, \Delta U_{i-1/2}^n = U_i^n - U_{i-1}^n$$

である。このとき、係数C、Dに関する次の条件

$$0 \leq C_{i-1/2}, 0 \leq D_{i+1/2}, 0 \leq C_{i-1/2} + D_{i+1/2} \leq 1 \quad (3-10)$$

を満たしていれば、TVD条件を満たすことになる。

上式の条件を満たしていない2次精度スキームはTVD形式ではないので、制限関数 Φ を導入することでTVD化することができる。三点保存則差分法の場合、TVD条件を満足しているスキームとして次のものを考える。

$$U_i^{n+1} = U_i^n - \nu \left[1 - \frac{1}{2}(1-\nu) \left\{ \frac{\Phi(r_i^+)}{r_i^+} - \Phi(r_{i-1}^+) \right\} \right] \Delta U_{i-1/2}^n \quad (3-11)$$

ただし、 Φ : 制限関数 (flux limiter)

$$\nu = a \frac{\Delta t}{\Delta x} \quad (3-12)$$

$$r_i^+ = \frac{\Delta U_{i-1/2}^n}{\Delta U_{i+1/2}^n} \quad (3-13)$$

である。式(3-11)は2次精度の三点保存則差分スキームの一般的な形を記述したもので、 $\Phi(r)=1$ ならLax-Wendroff法、 $\Phi(r)=r$ ならWarming and Beam法と同じになる。ここで、式(3-9)と式(3-11)を比較すると、

$$C_{i-1/2} = \nu \left\{ 1 - \frac{1}{2}(1-\nu) \left[\frac{\Phi(r_i^+)}{r_i^+} \right] - \Phi(r_{i-1}^+) \right\} \quad (3-14)$$

$$D_{i+1/2} = 0 \quad (3-15)$$

となる。したがって、式(3-12)がTVD条件を満足するためには、

$$0 \leq \left[\frac{\Phi(r)}{r}, \Phi(r) \right] \leq 2 \quad (3-16)$$

なる条件を満たしていなければならない。MacCormackスキームはそれだけではTVD形式とはなっていないので、上式の条件を満足するような制限関数を導入する。そこで、式(3-9)に対して、

$$TVD = [G^+(r_i^+) + G^-(r_{i+1}^-)] \Delta U_{i+1/2}^n - [G^+(r_{i-1}^+) + G^-(r_i^-)] \Delta U_{i-1/2}^n \quad (3-17)$$

とおく。ただし、

$$r_i^- = \frac{\Delta U_{i+1/2}^n}{\Delta U_{i-1/2}^n}$$

$$G^\pm(r_i^\pm) = \frac{|v|}{2} (1 - |v|) [1 - \Phi(r_i^\pm)]$$

である。この場合、式(3-17)はTVD条件を満足している。

図 3-10～図 3-12 に、式(3-5)に対する step 波解と TVD 化した MacCormack 法、MacCormack 法、二段階 Lax-Wendroff 法による計算結果について示した。表 3-3 には計算条件について整理した。TVD 化した MacCormack 法が数値振動を良く制御していることが確認できた²²⁾²³⁾。

表 3-3 計算条件

初期条件	解析解		計算条件
$U(x,0)=1 \quad (0.5 \geq x)$	$(t < 1)$	$(t \geq 1)$ shock at $x = 1+t/2$	CFL=0.2
$U(x,0)=1.5-x \quad (1.5 \geq x > 0.5)$	$U(x,t)=1 \quad (0.5+t \geq x)$	$U(x,t)=1 \quad (1+t/2 \geq x)$	DX = 0.05
$U(x,0)=0 \quad (x > 1.5)$	$U(x,t)=(1.5-x)/(1-t) \quad (1.5 \geq x > 0.5+t)$	$U(x,t)=0 \quad (x > 1+t/2)$	DT = 0.01
	$U(x,t)=0 \quad (x > 1.5)$		

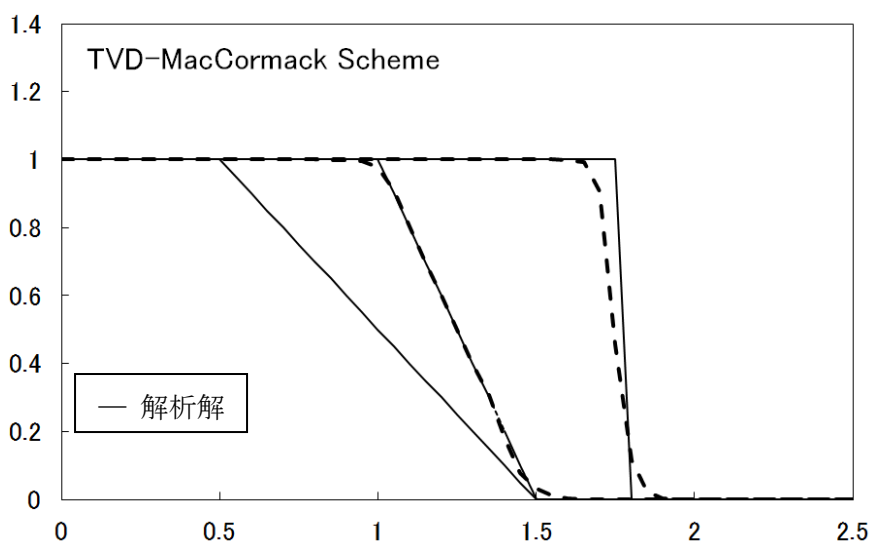


図 3-10 TVD 化した MacCormack 法による計算

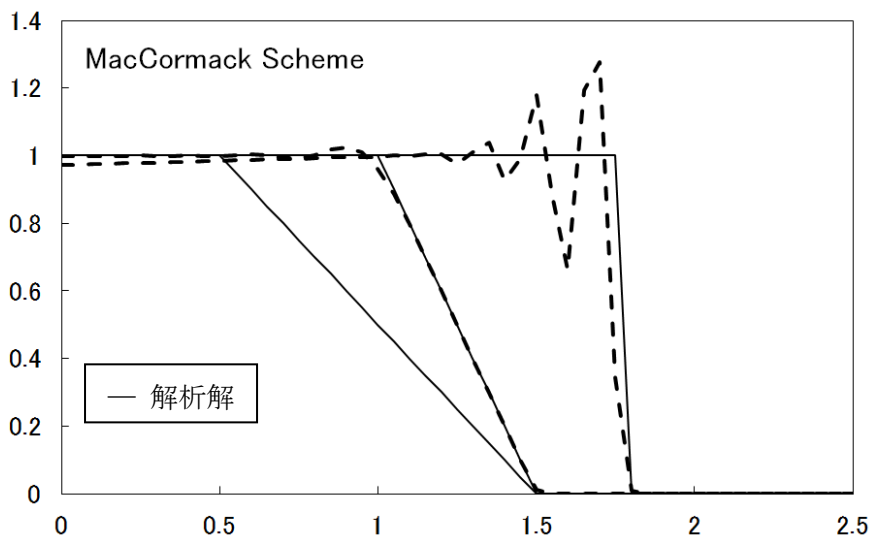


図 3-11 MacCormack 法による計算

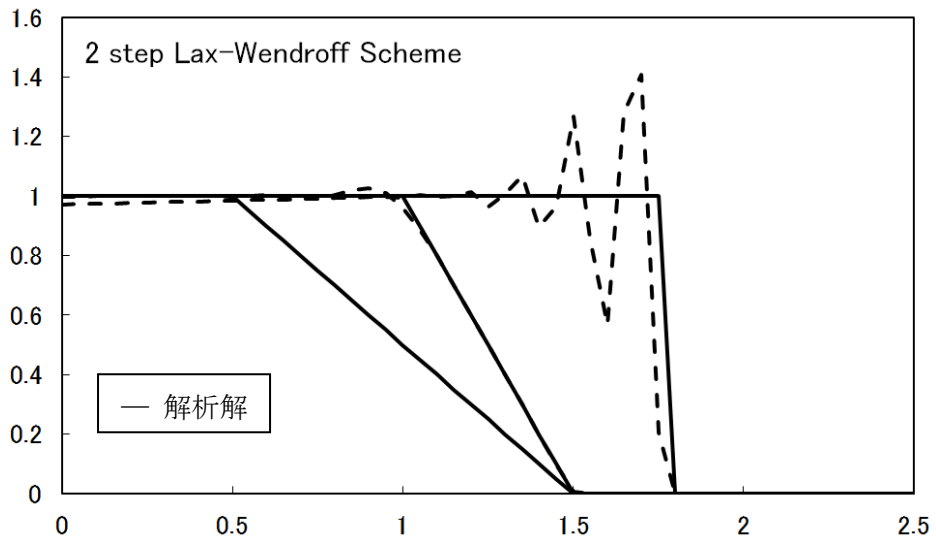


図 3-12 二段階 Lax-Wendroff 法による計算

(3) 1次元流れによる検証

TVD化したMacCormack法を1次元流れの常・射流混在流れにも適用できるかを、斜面上で発生する跳水の数値計算で確認した。1次元不定流解析の基礎式を以下に示す。

$$U_t + E_x = C \quad (3-18)$$

となる。ここに、

$$U = \begin{pmatrix} A \\ Q \end{pmatrix}$$

$$E = \begin{pmatrix} Q \\ \left(\frac{p}{\rho} \right)_b + \left(\frac{Q^2}{A} \right) \end{pmatrix}$$

$$C = \begin{pmatrix} 0 \\ gA \left(i - \frac{n^2 Q |Q|}{A^2 R^{4/3}} \right) \end{pmatrix}$$

である。ただし、文字の右下にある添え字は偏微分を表す。

A : 流れの断面積、 Q : 流量、 q : 流下方向単位長さ当たりの横流入量、
 x : 流下方向に取った座標、 t : 時間、 u : 断面平均流速、 H : 水位、
 n : マニングの粗度係数、 R : 径深

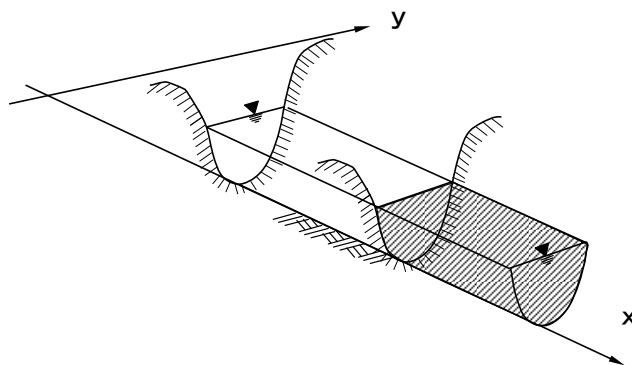


図 3-13 1次元流れの概念図

比較として水理実験の結果²²⁾を利用した。水理実験は、幅 5cm、長さ 3.8m のアクリル製水路内に、勾配 1/100、1/30、1/10 の水路床と水平床を作成して行われた。粗度係数は 0.0095～0.0105 で、上流端での Fr 数は 1.2～3.6 の範囲であった。計算結果を図 3-14～図 3-16 に示した²²⁾²³⁾。TVD 化した MacCormack 法が数値振動を良く制御していることが確認できた。また、跳水の発生位置は水路床勾配によって斜面上で発生する場合、勾配変化点で発生する場合、および水平床で発生する場合があるが、いずれも計算で再現できていることから、TVD 化された MacCormack 法の有効性が確認できた²²⁾²³⁾。なお、計算では制限関数として式(3-19)を、式(3-12)の評価として式(3-20)をそれぞれ使用した。

$$\Phi(r) = \begin{cases} \min(2r, 1), & r > 0 \\ 0, & r \leq 0 \end{cases} \quad (3-19)$$

$$\nu = \{\max(u + \sqrt{gh})\} \frac{\Delta t}{\Delta x} \quad (3-20)$$

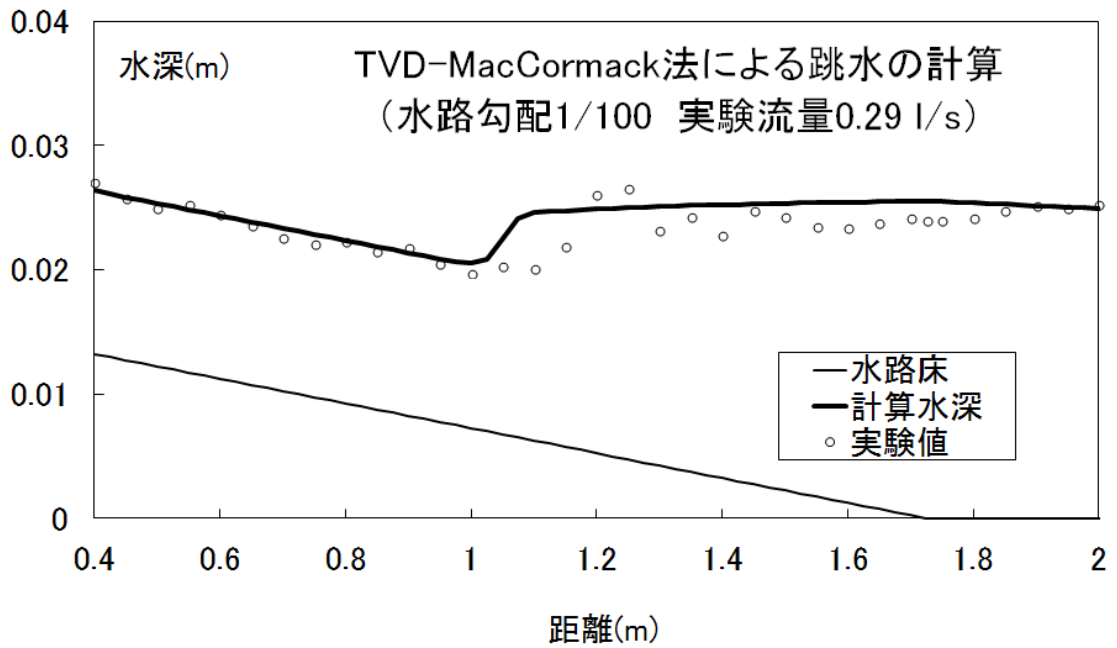


図 3-14 斜面上の跳水計算(水路勾配 1/100)

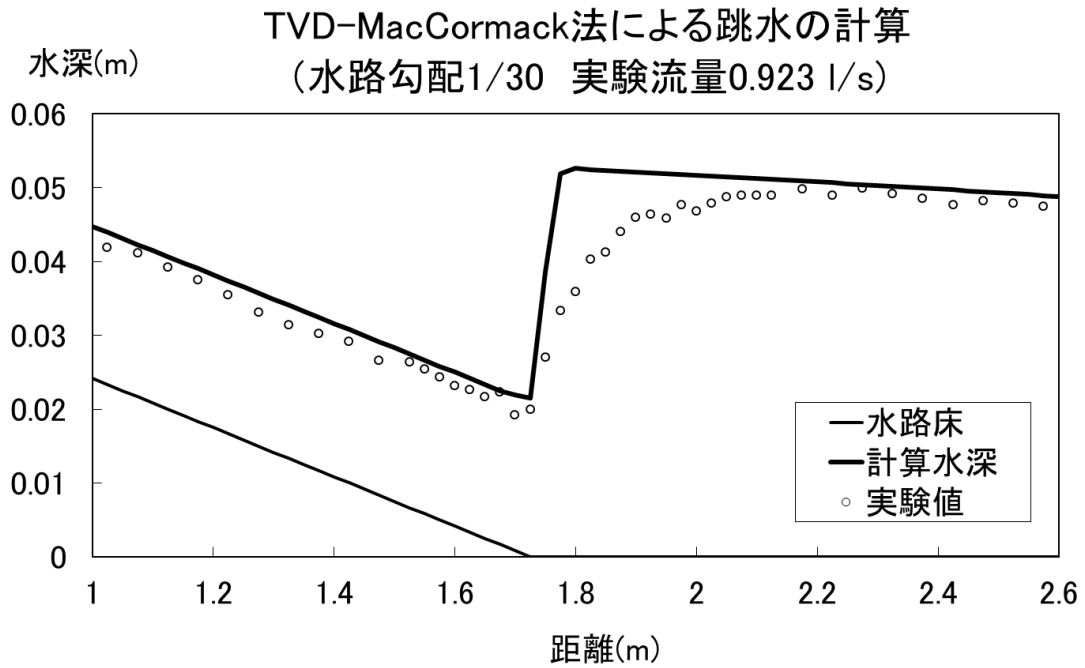


図 3-15 斜面上の跳水計算(水路勾配 1/30)

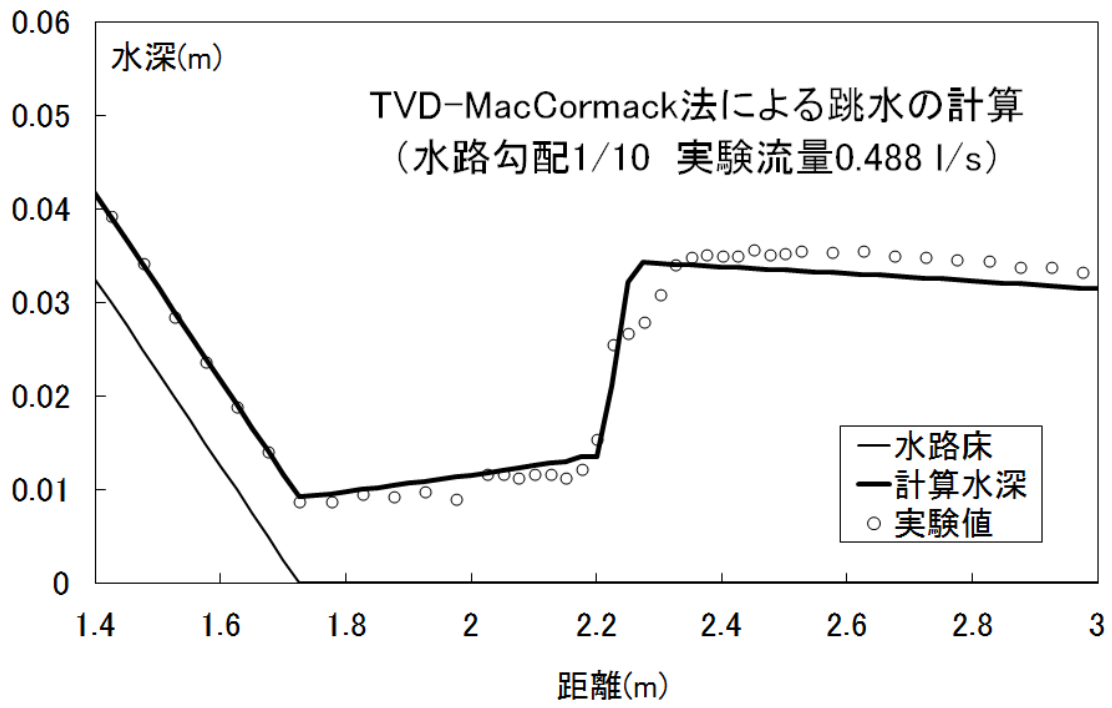


図 3-16 斜面上の跳水計算(水路勾配 1/10)

3.4.2 任意直交座標系の2次元流れ

(1) 2次元流れの基礎方程式

汜濫解析の2次元不定流モデルで使用される基礎方程式は、1次元流れの基礎方程式を導いた手順をy方向にも拡張することで得られる。この際、汜濫解析への適用を考慮し、 $i_x = -\partial z / \partial x$ 、 $i_y = -\partial z / \partial y$ とした。

$$U_t + E_x + F_y = C + (\nu_T R_x)_x + (\nu_T R_y)_y \quad (3-21)$$

$$U = \begin{pmatrix} h \\ hu \\ hv \end{pmatrix} \quad (3-22)$$

$$E = \begin{pmatrix} hu \\ u^2 h + gh^2 / 2 + ghz \\ uvh \end{pmatrix} \quad (3-23)$$

$$F = \begin{pmatrix} hu \\ uvh \\ v^2 h + gh^2 / 2 + ghz \end{pmatrix} \quad (3-24)$$

$$C = \begin{pmatrix} 0 \\ -n^2 gu \sqrt{u^2 + v^2} / h^{1/3} \\ -n^2 gv \sqrt{u^2 + v^2} / h^{1/3} \end{pmatrix} \quad (3-25)$$

$$R = \begin{pmatrix} 0 \\ hu \\ hv \end{pmatrix} \quad (3-26)$$

ここに、 x ：下流方向を正とする場合の距離、 y ：横断方向の距離、 h ：水深、 u ： x 方向の平均流速、 v ： y 方向の平均流速、 i_x ： x 方向の勾配、 i_y ： y 方向の勾配、 n ：Manningの粗度係数、 g ：重力加速度、 ν_T ：渦動粘性係数である。 ν_T 以外の右下の添え字は偏微分を表す。なお、 ν_T は一定値とするものから、0方程式モデル、乱流モデルなど様々であるが、ここでは一定値とした。

(2) 任意直交座標系

氾濫域内に存在する各種の施設は、氾濫水の伝搬、氾濫区域、浸水深に大きな影響を及ぼすことがある。氾濫シミュレーション・マニュアル (案)²⁰⁾によると、盛土構造物 (堤防、二線堤・霞堤、鉄道、主要な道路、その他の盛土) はそれらが横切るメッシュの境界に配置する、とされている。しかし、この結果、盛土構造物は平面的に見て階段状に配置されることになる。複雑な境界形状をもつ場合の氾濫解析では、境界に沿った座標系を導入することによって、境界面の条件、境界条件の処理などで利点が多い。そこで、氾濫域内 (物理空間) での境界形状を一般化された座標空間の座標軸と一致するように組み立てることができる任意直交座標系への写像変換を導入する。

一般化された座標系を用いると、物理空間での歪んだ領域が一般化された座標空間での直交領域に写されると同時に、解くべき基礎方程式も変換される。

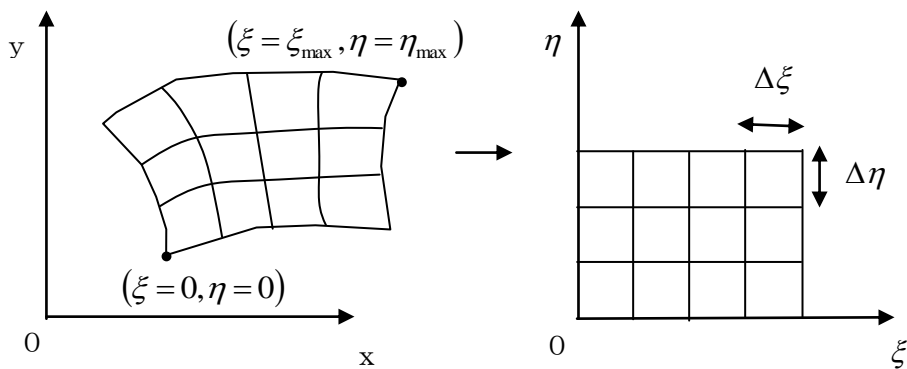


図 3-17 物理平面と計算平面のイメージ

(1) 座標変換

物理平面 (x, y) から任意直交座標系の計算平面 (ξ, η) への写像関係式を次式で定義する。

$$\xi = \xi(x, y), \eta = \eta(x, y)$$

$$x = x(\xi, \eta), y = y(\xi, \eta)$$

よって、 x, y に関する 1 階偏微分は次式の関係で与えられる。

$$\frac{\partial}{\partial x} = \frac{\partial \xi}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \xi} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \eta} = \xi_x \frac{\partial}{\partial \xi} + \eta_x \frac{\partial}{\partial \eta} \quad (3-27)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} = \frac{\partial \xi}{\partial y} \frac{\partial}{\partial \xi} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial \eta} = \xi_y \frac{\partial}{\partial \xi} + \eta_y \frac{\partial}{\partial \eta} \quad (3-28)$$

ここに、

$$\xi_x = \frac{\partial \xi}{\partial x}$$

$$\eta_x = \frac{\partial \eta}{\partial x}$$

$$\xi_y = \frac{\partial \xi}{\partial y}$$

$$\eta_y = \frac{\partial \eta}{\partial y}$$

また、物理平面 (x, y) における全微分 (dx, dy) から、計算平面 (ξ, η) における全微分 $(d\xi, d\eta)$ への変換は、

$$\begin{bmatrix} d\xi \\ d\eta \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \xi_x & \xi_y \\ \eta_x & \eta_y \end{bmatrix} \begin{bmatrix} dx \\ dy \end{bmatrix} \quad (3-29)$$

$$\begin{bmatrix} dx \\ dy \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \xi_x & \xi_y \\ \eta_x & \eta_y \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} d\xi \\ d\eta \end{bmatrix} = \frac{1}{J} \begin{bmatrix} \eta_y & -\xi_y \\ -\eta_x & \xi_x \end{bmatrix} \begin{bmatrix} d\xi \\ d\eta \end{bmatrix} \quad (3-30)$$

となる。ただし、 J は座標変換のヤコビアンで、

$$J = \xi_x \eta_y - \xi_y \eta_x$$

である。

一方、計算平面 (ξ, η) における全微分 $(d\xi, d\eta)$ から物理平面 (x, y) における全微分 (dx, dy) への変換は以下のように示される。

$$\begin{bmatrix} dx \\ dy \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_\xi & x_\eta \\ y_\xi & y_\eta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} d\xi \\ d\eta \end{bmatrix} \quad (3-31)$$

ここで、

$$x_\xi = \frac{\partial x}{\partial \xi}$$

$$x_\eta = \frac{\partial x}{\partial \eta}$$

$$y_\xi = \frac{\partial y}{\partial \xi}$$

$$y_\eta = \frac{\partial y}{\partial \eta}$$

以上から

$$\begin{bmatrix} x_\xi & x_\eta \\ y_\xi & y_\eta \end{bmatrix} = \frac{1}{J} \begin{bmatrix} \eta_y & -\xi_y \\ -\eta_x & \xi_x \end{bmatrix}$$

なので、

$$x_\xi = \frac{\eta_y}{J}$$

$$x_\eta = \frac{\xi_y}{J}$$

$$y_\xi = \frac{\eta_x}{J}$$

$$y_\eta = \frac{\xi_x}{J}$$

となる。以上の関係を考慮し、2次元流れの基礎方程式を計算平面 (ξ, η) に変換する。簡単のため、ここでは次のようにベクトル表示された基礎方程式の変換を考える。

$$U_t + E_x + F_y = C \tag{3-32}$$

この式は、式(3-21)と同等で、 $(v_T R_x)_x$ と $(v_T R_y)_y$ をそれぞれ E_x 、 E_y に含めて記述した。この式を、計算平面 (ξ, η) に変換すると以下のようなになる。

$$U_t + \xi_x E_\xi + \eta_x E_\eta + \xi_y F_\xi + \eta_y F_\eta = C \tag{3-33}$$

ここで、

$$\begin{aligned}\frac{\xi_x E_\xi}{J} &= \left(\frac{\xi_x E}{J} \right)_\xi - \left(\frac{\xi_x}{J} \right)_\xi E \\ \frac{\eta_x E_\eta}{J} &= \left(\frac{\eta_x E}{J} \right)_\eta - \left(\frac{\eta_x}{J} \right)_\eta E \\ \frac{\xi_y F_\xi}{J} &= \left(\frac{\xi_y F}{J} \right)_\xi - \left(\frac{\xi_y}{J} \right)_\xi F \\ \frac{\eta_y F_\eta}{J} &= \left(\frac{\eta_y F}{J} \right)_\eta - \left(\frac{\eta_y}{J} \right)_\eta F\end{aligned}$$

であるから、これらを代入し整理すると、

$$\left(\frac{U}{J} \right)_t + \left(\frac{\xi_x E + \xi_y F}{J} \right)_\xi + \left(\frac{\eta_x E + \eta_y F}{J} \right)_\eta - E \left\{ \left(\frac{\xi_x}{J} \right)_\xi + \left(\frac{\eta_x}{J} \right)_\eta \right\} - F \left\{ \left(\frac{\xi_y}{J} \right)_\xi + \left(\frac{\eta_y}{J} \right)_\eta \right\} = \frac{C}{J} \quad (3-34)$$

となる。さらに、

$$\begin{aligned}\left(\frac{\xi_x}{J} \right)_\xi + \left(\frac{\eta_x}{J} \right)_\eta &= (y_\eta)_\xi + (-y_\xi)_\eta = 0 \\ \left(\frac{\xi_y}{J} \right)_\xi + \left(\frac{\eta_y}{J} \right)_\eta &= (-x_\eta)_\xi + (x_\xi)_\eta = 0\end{aligned}$$

であるので、最終的に計算平面 (ξ, η) 上の2次元流れの基礎方程式は、

$$\left(\frac{U}{J} \right)_t + \left(\frac{\xi_x E + \xi_y F}{J} \right)_\xi + \left(\frac{\eta_x E + \eta_y F}{J} \right)_\eta = \frac{C}{J} \quad (3-35)$$

または、

$$U_t + E_\xi + F_\eta = (v_T R_\xi)_\xi + (v_T T_\eta)_\eta + S_{\xi\eta} + C \quad (3-36)$$

ここに、

$$U = \begin{pmatrix} h/J \\ hu/J \\ hv/J \end{pmatrix}$$

$$E = \begin{pmatrix} \frac{\xi_x(hu) + \xi_y(hv)}{J} \\ \frac{\xi_x\left(hu^2 + \frac{1}{2}gh^2 + ghz\right) + \xi_y(huv) + \left\{(\mathbf{v}_T \xi_x)_x + (\mathbf{v}_T \xi_y)_y\right\}(hu)}{J} \\ \frac{\xi_x(huv) + \xi_y\left(hv^2 + \frac{1}{2}gh^2 + ghz\right) + \left\{(\mathbf{v}_T \xi_x)_x + (\mathbf{v}_T \xi_y)_y\right\}(hv)}{J} \end{pmatrix}$$

$$F = \begin{pmatrix} \frac{\eta_x(hu) + \eta_y(hv)}{J} \\ \frac{\eta_x\left(hu^2 + \frac{1}{2}gh^2 + ghz\right) + \eta_y(huv) + \left\{(\mathbf{v}_T \eta_x)_x + (\mathbf{v}_T \eta_y)_y\right\}(hu)}{J} \\ \frac{\eta_x(huv) + \eta_y\left(hv^2 + \frac{1}{2}gh^2 + ghz\right) + \left\{(\mathbf{v}_T \eta_x)_x + (\mathbf{v}_T \eta_y)_y\right\}(hv)}{J} \end{pmatrix}$$

$$S = \begin{pmatrix} 0 \\ \frac{2v_T(\xi_x \eta_x + \xi_y \eta_y)hu}{J} \\ \frac{2v_T(\xi_x \eta_x + \xi_y \eta_y)hv}{J} \end{pmatrix}$$

$$R = \begin{pmatrix} 0 \\ \frac{(\xi_x^2 \xi_y^2)hu}{J} \\ \frac{(\xi_x^2 \xi_y^2)hv}{J} \end{pmatrix}$$

$$T = \begin{pmatrix} 0 \\ (\eta_x^2 + \eta_y^2)(hu) \\ (\eta_x^2 + \eta_y^2)(hv) \end{pmatrix}$$

$$C = \begin{pmatrix} 0 \\ \frac{-n^2 gu \sqrt{u^2 + v^2} / h^{1/3}}{J} \\ \frac{-n^2 gv \sqrt{u^2 + v^2} / h^{1/3}}{J} \end{pmatrix}$$

$$J = \frac{1}{x_\xi y_\eta - x_\eta y_\xi} = \xi_x \eta_y - \xi_y \eta_x$$

となる。

ところで、式(3-36)右辺第3項のSはクロス微分項となっている。任意座標格子が直交するという仮定をすると、

$$x_\xi x_\eta + y_\xi y_\eta = 0$$

より、

$$\xi_x \eta_x + \xi_y \eta_y = -J^2 (x_\xi x_\eta + y_\xi y_\eta) = 0 \quad (\because \mathbf{S} = \mathbf{0})$$

となる。結局、任意直交座標系の基礎方程式は、

$$U_t + E_\xi + F_\eta = C + (\nu R_\xi)_\xi + (\nu T_\eta)_\eta \quad (3-37)$$

と書ける。格子を直交するように生成するという仮定は汎用性という意味では適用に制限を設けることになるが、このメリットは、座標変換によっても基礎方程式の形式が変わらず、また、クロス微分項がないため、 ξ 、 η 方向に時間分割法が利用できることにある。

(3) 時間分割法による差分

多次元問題では、スキームが複雑になり安定条件も厳しくなるので、時間分割法を用いて計算を行うことができる。時間分割法は多次元方程式を近似的に1次元の方程式に分割し、それぞれに1次元差分法を適用し、それらの解の重ね合わせとして、元の方程式の解を求めるものである。計算平面(ξ, η)上の基礎方程式を、それぞれ時間分割法によって ξ 方向、 η 方向の1次元の方程式に分割すると以下ようになる。

(ξ 方向の基礎方程式)

$$U_{i+E_\xi} = C^\xi + (v_T R_\xi)_{\xi} \quad (3-38)$$

$$C^\xi = \begin{pmatrix} 0 \\ \frac{-n^2 g u \sqrt{u^2 + v^2} / h^{1/3}}{J} \\ 0 \end{pmatrix} \quad (3-39)$$

(η 方向の基礎方程式)

$$U_{i+F_\eta} = C^\eta + (v_T T_\eta)_{\eta} \quad (3-40)$$

$$C^\eta = \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ \frac{-n^2 g v \sqrt{u^2 + v^2} / h^{1/3}}{J} \end{pmatrix} \quad (3-41)$$

時間分割法によると、上記のそれぞれの1次元の基礎方程式にMacCormack法を適用し、それぞれの解を重ね合わせることで2次元の基礎方程式の解を得ることができる。

式(3-38)、式(3-40)のそれぞれに適用する1次元スキームの演算子を $L_\xi(\Delta t)$ 、 $L_\eta(\Delta t)$ のように表すと、解 U^{n+1} は次のように表される。

$$U^{n+1} = L_\xi(\Delta t)U^n \quad (3-42)$$

ここで、演算子の組み合わせ、 $L_\eta(\Delta t)L_\xi(\Delta t)U^n$ は、 $L_\xi(\Delta t)U^n$ の結果に $L_\eta(\Delta t)$ を作用させることを意味する。一般に各演算子が2次精度であっても、演算子を組み合わせると精度は1次に落ちるが、これを避けて2次精度を保つ組み合わせがある。汎濫解析では、 ξ 、 η 方向

の流速の大きさが同程度であることから、 S_2 の計算手順を用いることとする。

$$S_1 = \frac{1}{2} \{L_\xi(\Delta t)L_\eta(\Delta t) + L_\eta(\Delta t)L_\xi(\Delta t)\} \quad (3-43)$$

$$S_2 = L_\xi\left(\frac{\Delta t}{2}\right)L_\eta(\Delta t)L_\xi\left(\frac{\Delta t}{2}\right) \quad (3-44)$$

$$S_3 = L_\xi\left(\frac{\Delta t}{2}\right)L_\eta\left(\frac{\Delta t}{2}\right)L_\eta\left(\frac{\Delta t}{2}\right)L_\xi\left(\frac{\Delta t}{2}\right) \quad (3-45)$$

時間分割法を利用した場合、TVD化したMacCormackスキームの各段階で解くべき基礎方程式を整理すると以下のようになる。

(ξ 方向)

予測子段階：

$$\bar{U}_i = U_i^n - \frac{\Delta t}{\Delta \xi} (E_{i+1}^n - E_i^n) + \frac{\Delta t}{\Delta \xi} \left(v_{T_{i+1/2}}^n \frac{R_{i+1}^n - R_i^n}{\Delta \xi} - v_{T_{i-1/2}}^n \frac{R_i^n - R_{i-1}^n}{\Delta \xi} \right) + \Delta t C_i^{\xi n} \quad (3-46)$$

修正子段階：

$$U_i^{n+1} = \frac{1}{2} (U_i^n + \bar{U}) - \frac{\Delta t}{2\Delta \xi} (\bar{E}_i - \bar{E}_{i-1}) + \frac{\Delta t}{2\Delta \xi} \left(\bar{v}_{T_{i+1/2}} \frac{\bar{R}_{i+1} - \bar{R}_i}{\Delta \xi} - \bar{v}_{T_{i-1/2}} \frac{\bar{R}_i - \bar{R}_{i-1}}{\Delta \xi} \right) + \frac{\Delta t}{2} \bar{C}_i^{\xi} + TVD_i \quad (3-47)$$

(η 方向)

予測子段階：

$$\bar{U}_j = U_j^n - \frac{\Delta t}{\Delta \eta} (F_{j+1}^n - F_j^n) + \frac{\Delta t}{\Delta \eta} \left(v_{T_{j+1/2}}^n \frac{T_{j+1}^n - T_j^n}{\Delta \eta} - v_{T_{j-1/2}}^n \frac{T_j^n - T_{j-1}^n}{\Delta \eta} \right) + \Delta t C_j^{\eta n} \quad (3-48)$$

修正子段階：

$$U_j^{n+1} = \frac{1}{2}(U_j^n + \bar{U}_j) - \frac{\Delta t}{2\Delta\eta}(\bar{F}_j - \bar{F}_{j-1}) + \frac{\Delta t}{2\Delta\eta} \left(\bar{v}_{T_{j+1/2}} \frac{\bar{T}_{j+1} - \bar{T}_j}{\Delta\eta} - \bar{v}_{T_{j-1/2}} \frac{\bar{T}_j - \bar{T}_{j-1}}{\Delta\eta} \right) + \frac{\Delta t}{2} \bar{C}_i^n + TVD_j \quad (3-49)$$

(4) 任意直交座標系による2次元流れの差分式

式(3-46)～式(3-49)の差分化において次のように仮定すると、任意直交座標系上の差分式が求められる。

- ① 汎濫解析では、渦動粘性係数 ν_T の影響は小さいことが知られているので、R、Tの各項を省略する。
- ② 座標系 (ξ, η) は時間的に変化しない。
- ③ $\Delta\xi = \Delta\eta = 1$ である。
- ④ 物理平面では差分格子間隔の変化率の小さいとして、2次の微分項 ξ_{xx} ξ_{yy} η_{xx} η_{yy} は無視する。
- ⑤ TVDの理論が同次式に対して導かれているため、非同次項（摩擦項）の影響を極力抑え、計算の不安定性を回避するため、 u と h を時間的に半ステップ進めた値を使用する。そこで、非同次項を以下のように表す。

$$\left(\frac{n^2 g u \sqrt{u^2 + v^2} / h^{1/3}}{J} \right)_i^n \rightarrow \left(\frac{\bar{h}u}{J} \right)_i \frac{(n^2 g \sqrt{u^2 + v^2})_i^n}{\bar{h}_i^{4/3}} = \left(\frac{\bar{h}u}{J} \right)_i \frac{(n^2 g \sqrt{h u^2 + h v^2})_i^n}{\bar{h}_i^{7/3}} \quad (3-50)$$

ξ 平面 予測子段階：

$$\begin{aligned} \bar{U}_i &= U_i^n - \frac{\Delta t}{\Delta\xi} (F_i^n - F_{i-1}^n) \\ &+ \frac{\Delta t}{\Delta\xi} \left(v_{i+1/2}^n \frac{R_{i+1}^n - R_i^n}{\Delta\xi} - v_{i-1/2}^n \frac{R_i^n - R_{i-1}^n}{\Delta\xi} \right) \\ &+ \Delta t C_i^{\xi n} \end{aligned} \quad (3-51)$$

修正子段階：

$$\begin{aligned}
 U_i^{n+1} &= \frac{1}{2}(U_i^n + \bar{U}_i) - \frac{\Delta t}{2\Delta\xi}(\bar{F}_{i+1} - \bar{F}_i) \\
 &\quad + \frac{\Delta t}{2\Delta\xi} \left(\bar{v}_{i+1/2} \frac{\bar{R}_{i+1} - \bar{R}_i}{\Delta\xi} - \bar{v}_{i-1/2}^n \frac{\bar{R}_i - \bar{R}_{i-1}}{\Delta\xi} \right) \\
 &\quad + \frac{\Delta t}{2} \bar{C}_i^{\xi} + \text{TVD}_i
 \end{aligned} \tag{3-52}$$

η 平面 予測子段階：

$$\begin{aligned}
 \bar{U}_j &= U_j^n - \frac{\Delta t}{\Delta\eta}(G_{j+i}^n - G_j^n) \\
 &\quad + \frac{\Delta t}{\Delta\eta} \left(v_{j+1/2}^n \frac{T_{j+1}^n - T_j^n}{\Delta\eta} - v_{j-1/2}^n \frac{T_j^n - T_{j-1}^n}{\Delta\eta} \right) \\
 &\quad + \Delta t C_j^{\eta n}
 \end{aligned} \tag{3-53}$$

修正子段階：

$$\begin{aligned}
 U_j^{n+1} &= \frac{1}{2}(U_j^n + \bar{U}_j) - \frac{\Delta t}{2\Delta\eta}(\bar{G}_j - \bar{G}_{j-1}) \\
 &\quad + \frac{\Delta t}{2\Delta\xi} \left(\bar{v}_{j+1/2} \frac{\bar{T}_{j+1} - \bar{T}_j}{\Delta\eta} - \bar{v}_{j-1/2}^n \frac{\bar{T}_j - \bar{T}_{j-1}}{\Delta\eta} \right) \\
 &\quad + \frac{\Delta t}{2} \bar{C}_j^{\xi} + \text{TVD}_j
 \end{aligned} \tag{3-54}$$

ここに、

$$\begin{aligned}
 \text{TVD}_i &= \left[G^+(r_i^+) + G^-(r_{i+1}^-) \right] \Delta U_{i+1/2}^{\xi n} \\
 &\quad - \left[G^+(r_{i-1}^+) + G^-(r_i^-) \right] \Delta U_{i-1/2}^{\xi n}
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 \text{TVD}_j &= \left[G^+(r_j^+) + G^-(r_{j+1}^-) \right] \Delta U_{j+1/2}^{\eta n} \\
 &\quad - \left[G^+(r_{j-1}^+) + G^-(r_j^-) \right] \Delta U_{j-1/2}^{\eta n}
 \end{aligned}$$

$$G^*(r_i^*) = \frac{1}{2} C(v^\xi) \left[1 - \phi(r_i^*) \right]$$

$$G^*(r_j^*) = \frac{1}{2} C(v^\eta) \left[1 - \phi(r_j^*) \right]$$

$$\begin{aligned} \Delta U_{i+1/2}^{\xi n} &= u_{i+1}^{\xi n} - u_i^{\xi n} \\ &= (\xi_x u + \xi_y v)_{i+1} - (\xi_x u + \xi_y v)_i \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \Delta U_{i-1/2}^{\xi n} &= u_i^{\xi n} - u_{i-1}^{\xi n} \\ &= (\xi_x u + \xi_y v)_i - (\xi_x u + \xi_y v)_{i-1} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \Delta U_{j+1/2}^{\eta n} &= u_{j+1}^{\eta n} - u_j^{\eta n} \\ &= (\eta_x u + \eta_y v)_{j+1} - (\eta_x u + \eta_y v)_j \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \Delta U_{j-1/2}^{\eta n} &= u_j^{\eta n} - u_{j-1}^{\eta n} \\ &= (\eta_x u + \eta_y v)_j - (\eta_x u + \eta_y v)_{j-1} \end{aligned}$$

$$v^\xi = \frac{\left(u^\xi + (\xi_x + \xi_y) \sqrt{g h} \right) \Delta t}{\Delta \xi}$$

$$v^\eta = \frac{\left(u^\eta + (\eta_x + \eta_y) \sqrt{g h} \right) \Delta t}{\Delta \eta}$$

$$C(v^{\xi\eta}) = \begin{cases} v^{\xi\eta} (1 - v^{\xi\eta}), & v^{\xi\eta} \leq 0.5 \\ 0.25, & v^{\xi\eta} \geq 0.5 \end{cases}$$

$$\phi(r_i^*) = \begin{cases} \min(2r, 1), & r \geq 0 \\ 0, & r \leq 0 \end{cases}$$

TVD項はTVD_iをξ方向のTVD量、TVD_jをη方向のTVD量として修正子段階に作用させる。ここで、文字の右上の添字nは時間ステップ、文字の右下の添字i：ξ方向の格子数、j：η方向の格子数を示す。

(5) 任意直交座標系の境界条件

① Box スキーム

MacCormack法は三点スキームであるため、境界上の値を計算するには境界の外の値が必要となり、実際には計算することができない。そこで、二次精度を有するBoxスキームによって境界条件を決定する。

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = D \frac{\partial \Psi}{\partial x} \quad (3-55)$$

で示される方程式においてBoxスキームは以下のように表される。

$$(\Phi_i^{n+1} + \Phi_{i-1}^{n+1}) - \alpha(\Psi_i^{n+1} - \Psi_{i-1}^{n+1}) = (\Phi_i^n + \Phi_{i-1}^n) - \alpha(\Psi_i^n - \Psi_{i-1}^n) \quad (3-56)$$

ここに、 $\alpha = D \frac{\Delta t}{\Delta x}$ である。

② 格子境界の条件

境界では座標軸に平行な流れ（流速）は認めるが、垂直方向の流れ（境界から流出・流入する流れ）はないと仮定すると、境界条件は、 ξ 方向、 η 方向の流速がそれぞれ、

$$\begin{aligned} u^\eta &= 0 & (\xi \text{ 方向}) \\ u^\xi &= 0 & (\eta \text{ 方向}) \end{aligned}$$

で示される。したがって、 ξ 方向の連続式は、

$$\left(\frac{h}{J} \right)_t + \left\{ \frac{(\xi_x u h + \xi_y v h)}{J} \right\}_\xi = 0 \quad (3-57)$$

ここで、

$$Q^\xi = (\xi_x u h + \xi_y v h) = (y_\eta Q_x - x_\eta Q_y) J$$

なので、上式は、

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{h}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{Q^\xi}{J} \right) = 0 \quad (3-58)$$

となる。したがって、BOX法が適用でき、Boxスキームによって展開すると、境界上の湛水深を以下のように求めることができる。

$$\left(\frac{h}{J} \right)_0^{n+1} = \left(\frac{h}{J} \right)_0^n - \left\{ \left(\frac{h}{J} \right)_1^{n+1} - \left(\frac{h}{J} \right)_1^n \right\} - \frac{\Delta t}{\Delta \xi} \left\{ \left(\frac{Q^\xi}{J} \right)_1^{n+1} - \left(\frac{Q^\xi}{J} \right)_0^{n+1} + \left(\frac{Q^\xi}{J} \right)_1^n - \left(\frac{Q^\xi}{J} \right)_0^n \right\} \quad (3-59)$$

または、

$$\left(\frac{h}{J} \right)_{i_{\max}}^{n+1} = \left(\frac{h}{J} \right)_{i_{\max}}^n - \left\{ \left(\frac{h}{J} \right)_{i_{\max}-1}^{n+1} - \left(\frac{h}{J} \right)_{i_{\max}-1}^n \right\} - \frac{\Delta t}{\Delta \xi} \left\{ \left(\frac{Q^\xi}{J} \right)_{i_{\max}}^{n+1} - \left(\frac{Q^\xi}{J} \right)_{i_{\max}-1}^{n+1} + \left(\frac{Q^\xi}{J} \right)_{i_{\max}}^n - \left(\frac{Q^\xi}{J} \right)_{i_{\max}-1}^n \right\} \quad (3-60)$$

上式中の $\left(\frac{Q^\xi}{J} \right)^{n+1}$ または、 $\left(\frac{Q^\xi}{J} \right)_{i_{\max}}^{n+1}$ 以外はすべて既知である。ところで、 $U^\eta = 0$ より、

$$Q_y = \frac{y_\xi}{x_\xi} Q_x$$

なので、

$$Q^\xi = (y_\eta Q_x - x_\eta Q_y) = \frac{Q_x}{x_\xi} = \frac{Q_y}{y_\xi} \quad (3-61)$$

と表せる。 η 方向についても同様な手順で求めることができる。

(6) 最適な計算時間間隔

計算時間間隔は、計算を安定かつ効率的に行うためCFL条件 ($0 < \text{CFL数} < 1.0$) によって決定する。 ξ 方向のCFL数 ν^ξ は次のように表される。

$$\nu^\xi = \left| u^\xi + C_\xi \right|_{MAX} \frac{\Delta t}{\Delta \xi} \quad (3-62)$$

ここで、 U^ξ は ξ 方向の流速、 C_ξ は波速でそれぞれ

$$u^\xi = \xi_x u + \xi_y v$$

$$C_\xi = (\xi_x + \xi_y) \sqrt{gh}$$

よって、

$$\nu^\xi = \left| (\xi_x u + \xi_y v) + (\xi_x + \xi_y) \sqrt{gh} \right|_{MAX} \frac{\Delta t}{\Delta \xi} = \left| (y_\eta u + x_\eta v) + (y_\eta + x_\eta) \sqrt{gh} \right|_{MAX} \frac{\Delta t}{\Delta \xi} \quad (3-63)$$

η 方向のCFL数 ν^η についても同様に、

$$\nu^\xi = \left| (\eta_x u + \eta_y v) + (\eta_x + \eta_y) \sqrt{gh} \right|_{MAX} \frac{\Delta t}{\Delta \eta} = \left| (x_\xi v + y_\xi u) + (x_\xi - y_\xi) \sqrt{gh} \right|_{MAX} \frac{\Delta t}{\Delta \eta} \quad (3-64)$$

ここで、

$$y_\eta u - x_\eta v = \frac{y_\eta Q_x - x_\eta Q_y}{h}$$

$$x_\xi v - y_\xi u = \frac{x_\xi Q_x - y_\xi Q_y}{h}$$

$$\nu^\xi = \nu^\eta = CFL$$

$$\Delta \xi = \Delta \eta = 1$$

とすると、CFL条件から定まる最適な計算時間間隔を与える式は以下のようになる。

$$\Delta t = \min \left[\frac{CFL}{\left| \left\{ \frac{y_\eta Q_X - x_\eta Q_Y}{h} + (y_\eta - x_\eta) \sqrt{gh} \right\} J \right|_{MAX}}, \frac{CFL}{\left| \left\{ \frac{x_\xi Q_X - y_\xi Q_Y}{h} + (x_\xi - y_\xi) \sqrt{gh} \right\} J \right|_{MAX}} \right] \quad (3-65)$$

3.4.3 直交座標系による2次元流れ計算

直角合流部を持つ2次元流れを対象に、TVD化したMacCormack法による計算²³⁾²⁴⁾²⁵⁾の検証を行った。数値計算では、時間分割法を利用した。図 3-18に、時間分割法によって2次元流れに適用した計算例を示した²³⁾。

実験に使用したアクリル製水路は、幅30cm、長さ3.5mで、上流から1mのところ幅10cmの直角合流部がある。水路は水平に設置され、それぞれの水路上流端から2.5l/sの通水によって合流部で局所的な跳水が生じている。アクリル製水路の粗度係数は0.01である。

図 3-18には計算と実験による水深分布とFr数分布を示した。これらは計算結果と実験結果が良く一致していることから、高速流の流入により局所的に跳水が生じるような2次元流れにおいても、TVD化したMacCormack法による計算の有効性が確認できた。

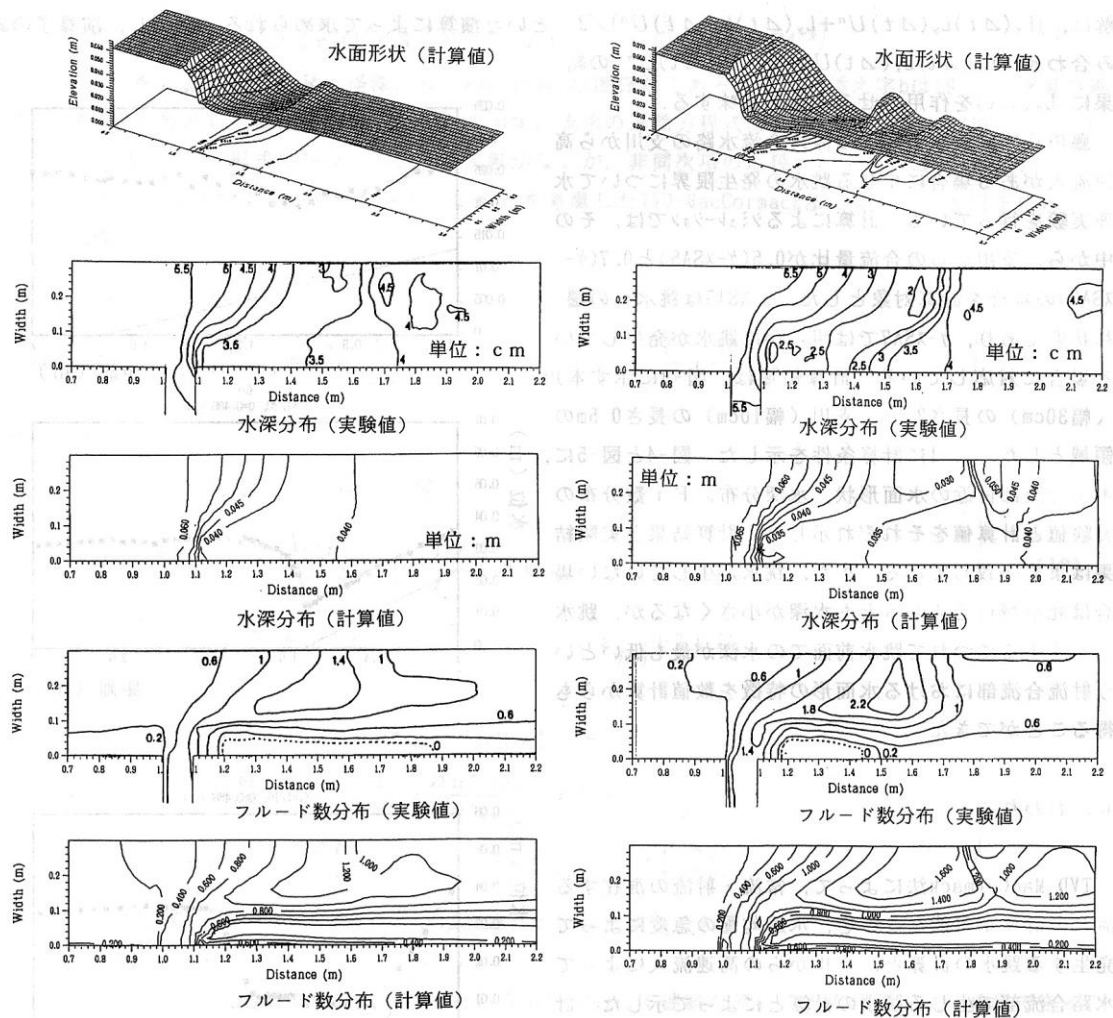


図 3-18 高速流の流入により局所的に跳水が生じる数値計算例

(左:本川流量2.5l/s・支川流量2.5l/s 右:本川流量1.5l/s・支川流量3.5l/s)

3.4.4 任意直交座標系による2次元氾濫解析の例

(1) 計算の概要

福島県安達郡本宮町の阿武隈川右岸（河口から67.2～68.2km地点）における1998年8月洪水の浸水実績区域を計算事例とした²⁶⁾。越流箇所での洪水波形を図 3-19に示す。本宮観測所で水位が天端高（本宮観測所で水位7.4m）を超える時間帯は、8月27日の18時から28日の正午12時と、30日の4時から23時の2回である。事例計算は、1998年8月30日午前4時から午後11時までの19時間を対象とし、越流箇所に洪水波形を与えた。図 3-20に浸水実績範囲を示した。

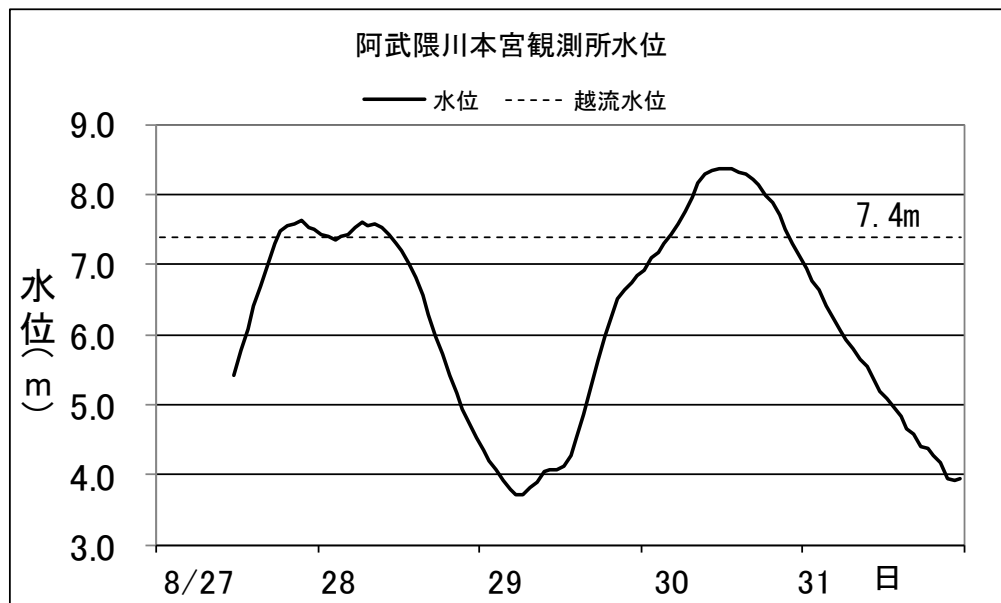


図 3-19 洪水波形(本宮観測所)

越流箇所は、図 3-20 に示す氾濫実績区域のうち航空レーザ計測で得られた標高で最も天端高の低い箇所に設定した。越流箇所の諸元を表 3-4 に示す。越流量は計算時間帯の本宮水位観測所における水位観測値より越流箇所の越流水深を求め、本間の越流公式より求めた。

表 3-4 越流箇所の諸元

項目	内容
距離標	67.2km
天端高 T.P.m	206.8m(水位 7.4m)
越流幅	50mと想定



図 3-20 氾濫実績区域

(本間の越流公式)

$$\frac{h_2}{h_1} < \frac{2}{3} \quad Q = 0.35 \cdot h_1 \sqrt{2gh_1} B \quad (3-66)$$

$$\frac{h_2}{h_1} \geq \frac{2}{3} \quad Q = 0.91 \cdot h_2 \sqrt{2g(h_1 - h_2)} B \quad (3-67)$$

ここに、 h_1 : 破堤敷高を基準にして高い方の水位、 h_2 : 破堤敷高を基準にして低い方の水位

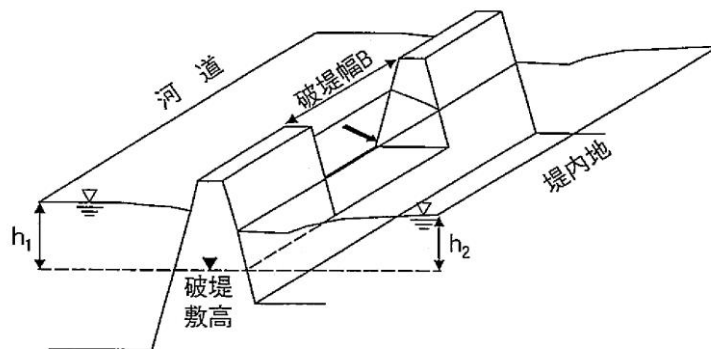


図 3-21 越流の概要

(2) 計算格子の作成

浸水範囲の中央には道路があって、その道路に交差するようにあぜ道が配置している。そこで計算格子は、まず道路やあぜ、堤防に沿った線形を定めた。今回の計算では、これらの線形盛土構造物も標高の一部として取り扱ったが、将来的には境界条件として越流条件を与えて取り扱うことが望ましい。その他の計算格子は、極力交点が直角になるように作成した。多数の格子は概ね直交しているが、道路の屈曲点やあぜ道が道路と交差する点などで直交できない格子も若干残された。平均的な計算格子のメッシュサイズは10m～25m程度である。さらに格子サイズを小さくすれば正確な直交格子を作成できるが、メッシュ総数の増加により数値計算の負荷も大きくなる。任意直交座標系による氾濫解析によって、地形の再現性を高めた氾濫結果を得ることができることを示すことが目的であるので、大局的な氾濫状況がわかればよいと考え、これ以上の格子サイズの詳細化は行わないこととした。図 3-22 に計算格子点を示した。赤で着色した区域の標高が高く、青い区域は地盤が低くなっている。

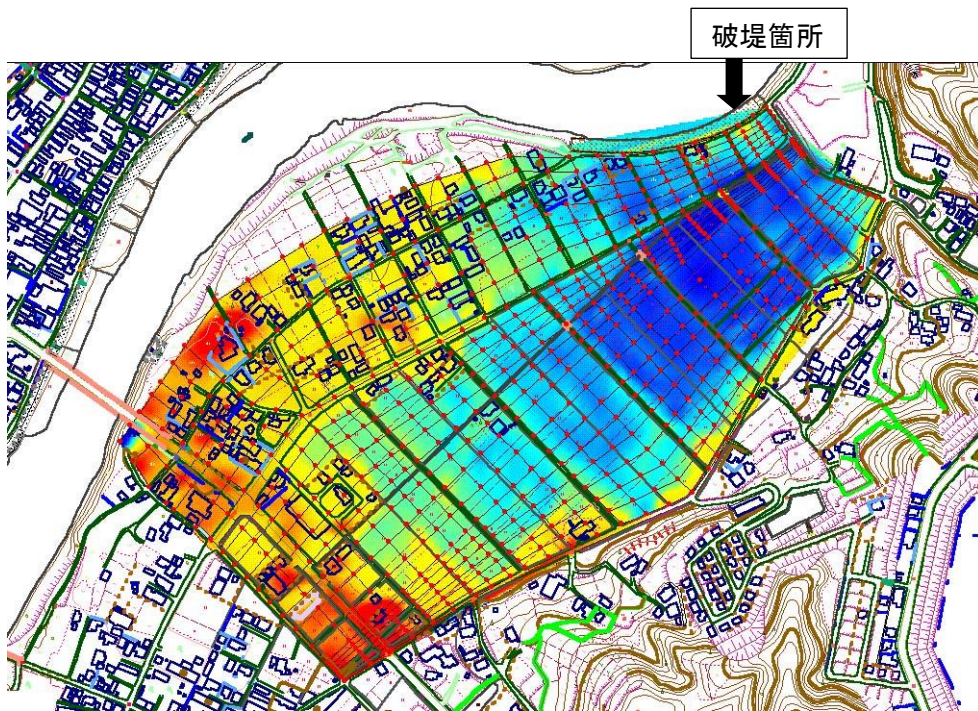


図 3-22 計算格子

(3) 計算結果

浸水実績を図 3-23 に示した。計算時間は実際に洪水がおこった 1998 年 8 月 30 日午前 4 時から午後 11 時までの 19 時間とした。氾濫による浸水深の変化を 2 時間毎に表示した結果を図 3-25 に示した。



図 3-23 浸水実績範囲(8/28 撮影)

時間とともに浸水深が広がっていき、16 時間後から水位の低下にともない浸水深も低下していく様子を確認できる。実際に越流箇所の水位が最高になったのは破堤後 8-9 時間後であるが、氾濫シミュレーションの結果では最も広がったのは 12 時間後であった。12 時間後の最大浸水範囲は洪水時の航空写真の浸水範囲とよく整合している。図 3-25 に氾濫シミュレーションによる最大浸水深分布¹⁵⁾を示した。その状況は、図 3-23 に示した浸水状況とよく似ている。しかし氾濫シミュレーション結果では、床上浸水と判断される 50cm 以上の浸水深が得られなかった。浸水深が適合しなかった主要因としては、実際には無堤区間からの浸水で、越流量を精度よく算定できていないためだと考えられる。

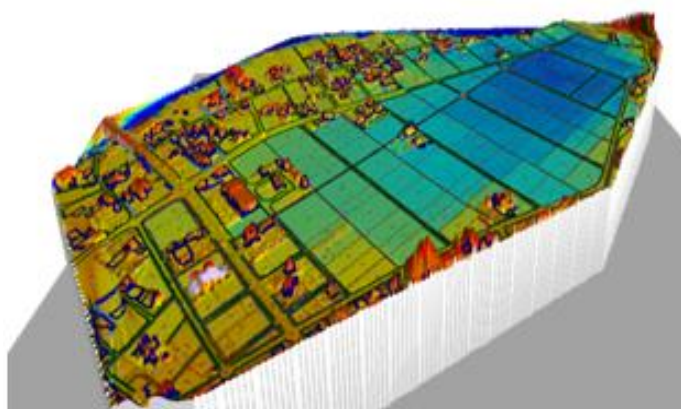


図 3-24 氾濫シミュレーションによる最大浸水深分布

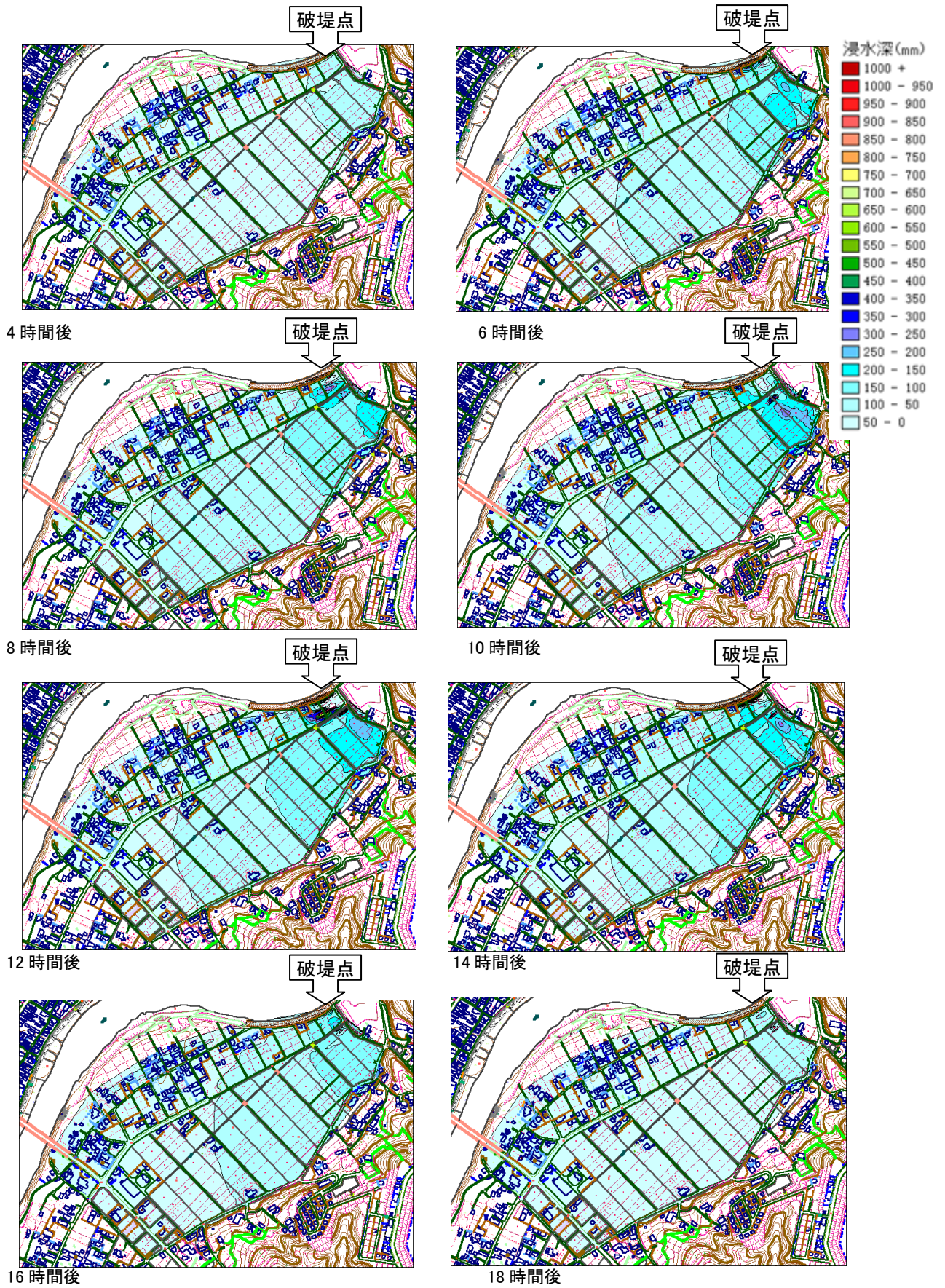


図 3-25 氾濫シミュレーション結果

3.5 都市の3次元構造への応用

堤防決壊による外水氾濫の場合でも、最終的な氾濫区域は標高の低いエリアと一致する。しかし、氾濫途中の氾濫水の挙動は、鉄道や道路といった線形盛土構造物や建物、地形特性などが影響する。中小河川に隣接する都市部や住宅地では越水による浸水被害が生じる。こうした内水氾濫では、さらに凹地や微少な標高差といった地形特性が浸水範囲や浸水深に影響を与える。したがって、航空レーザ計測成果による高精度詳細メッシュ標高データは、氾濫解析などの境界条件としてのみならず、それ自体が有用な情報を提供する。一例として、建物占有率の算出方法と、それを利用した空間構造の把握について以下に示す。

図 3-26 と図 3-27 は航空レーザ計測データのイメージである。DEM の作成では、図 3-27 の緑色で表示されている建物情報を除去した後、地盤面に相当するデータを利用する。

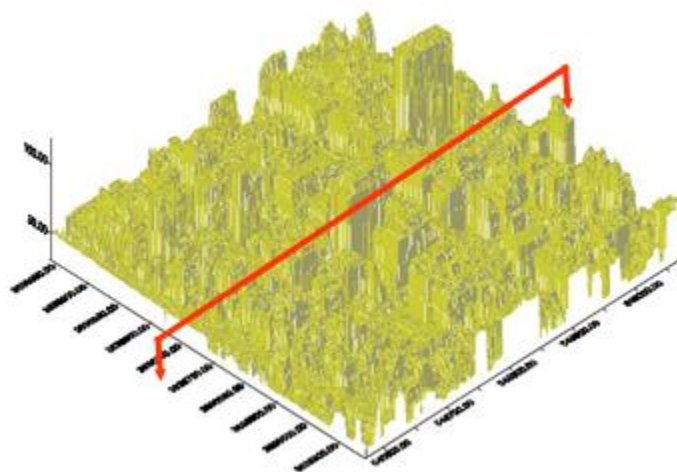


図 3-26 航空レーザ計測のオリジナルデータのイメージ¹⁴⁾

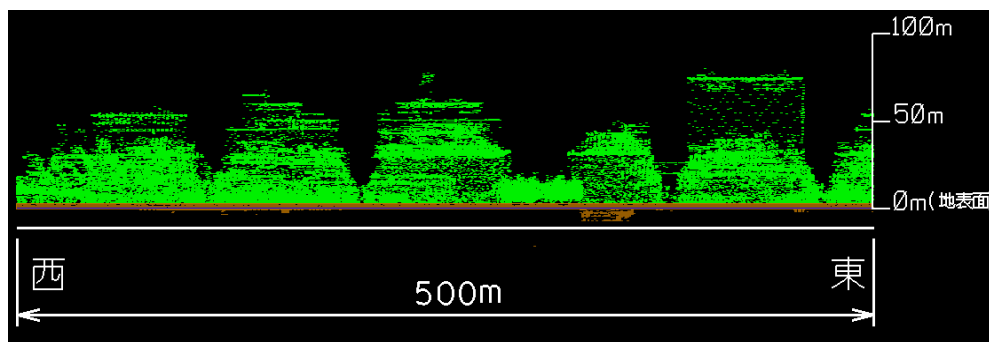


図 3-27 断面でみた航空レーザ計測データ¹⁴⁾

ところで、この航空レーザ計測データのオリジナルデータを利用すると、以下の手順で高さ別の建物占有率²⁷⁾を算出できる。

- ① 航空レーザ計測データ（オリジナルデータ）から、地物分離などを行い地盤標高データを抽出し、地盤の標高モデル（DEM）を作成する。
- ② 作成した地盤標高モデルから高さ区分（例えば、地上から1m、2mなど）を行い、オリジナルデータの数を数える。
- ③ あるメッシュ内に十分均一に、かつ高密度で航空レーザ計測データがあると仮定すると、そのメッシュの高さ区分された層にある航空レーザ計測データ数をデータ総数で割った比率は、そのメッシュ内の建物占有面積比率を表すと仮定できる。したがって、高さ方向に分類されたデータの計測密度の分布特性を利用して標高別建物占有率を求めることができる。

【標高別建物等占有率の算出方法の説明】

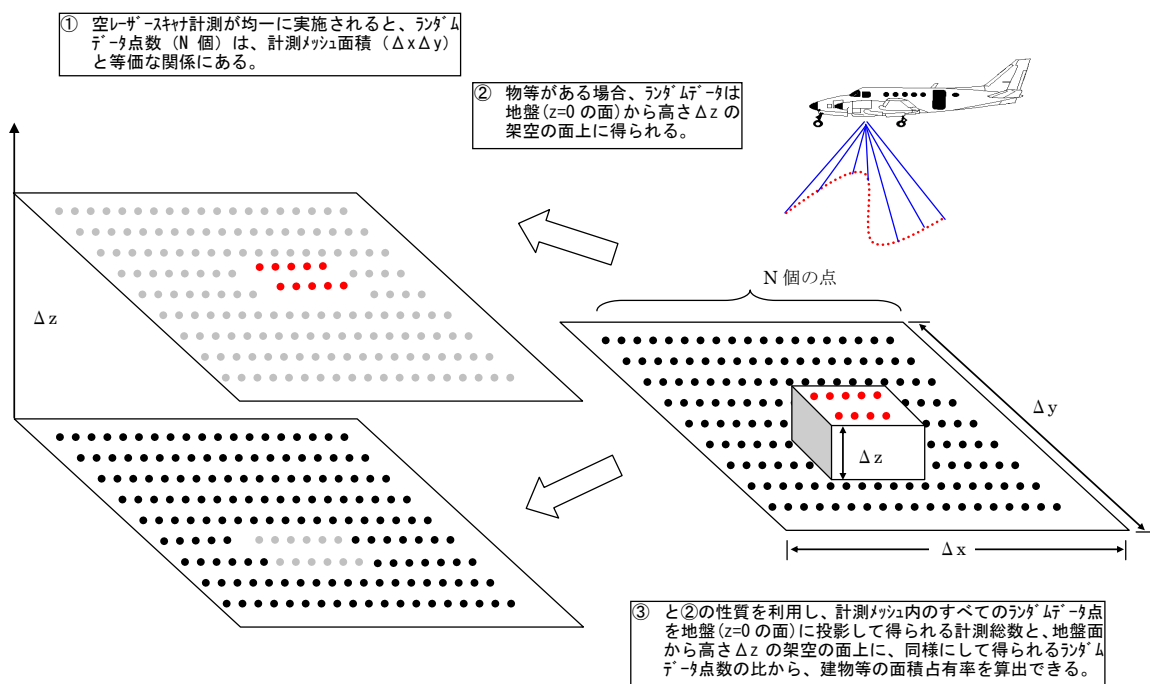


図 3-28 建物占有率の算出イメージ²⁷⁾

福井市を対象に地上 5m での建物占有率を算出した結果¹⁴⁾¹⁵⁾を図 3-29 に示した。畑や水田が“空いている空間”になっていることが分かる。これまで、畑や水田が出水に対して遊水地的に作用すると言われてきたが、そのことを示すことができる。また、メッシュごと、高さ毎の建物占有率は、一方で容積排除効果の程度を示していることから、定量的に遊水地機能を評価することも可能である。

都市部では、主要な道路が“空いている空間”となっていることが分かる。都市部の出水では道路を氾濫水が走る、と言われていたが、その根拠は空いている空間が道路に沿って配置されているからと言える。

都市部の水災害では、建物による氾濫水の容積排除効果や道路を考慮した氾濫モデルなどの必要性が言われている。航空レーザ計測成果を利用し都市の3次元構造を把握することで、標高別の建物占有率を算出し容積排除効果を考慮することができる。

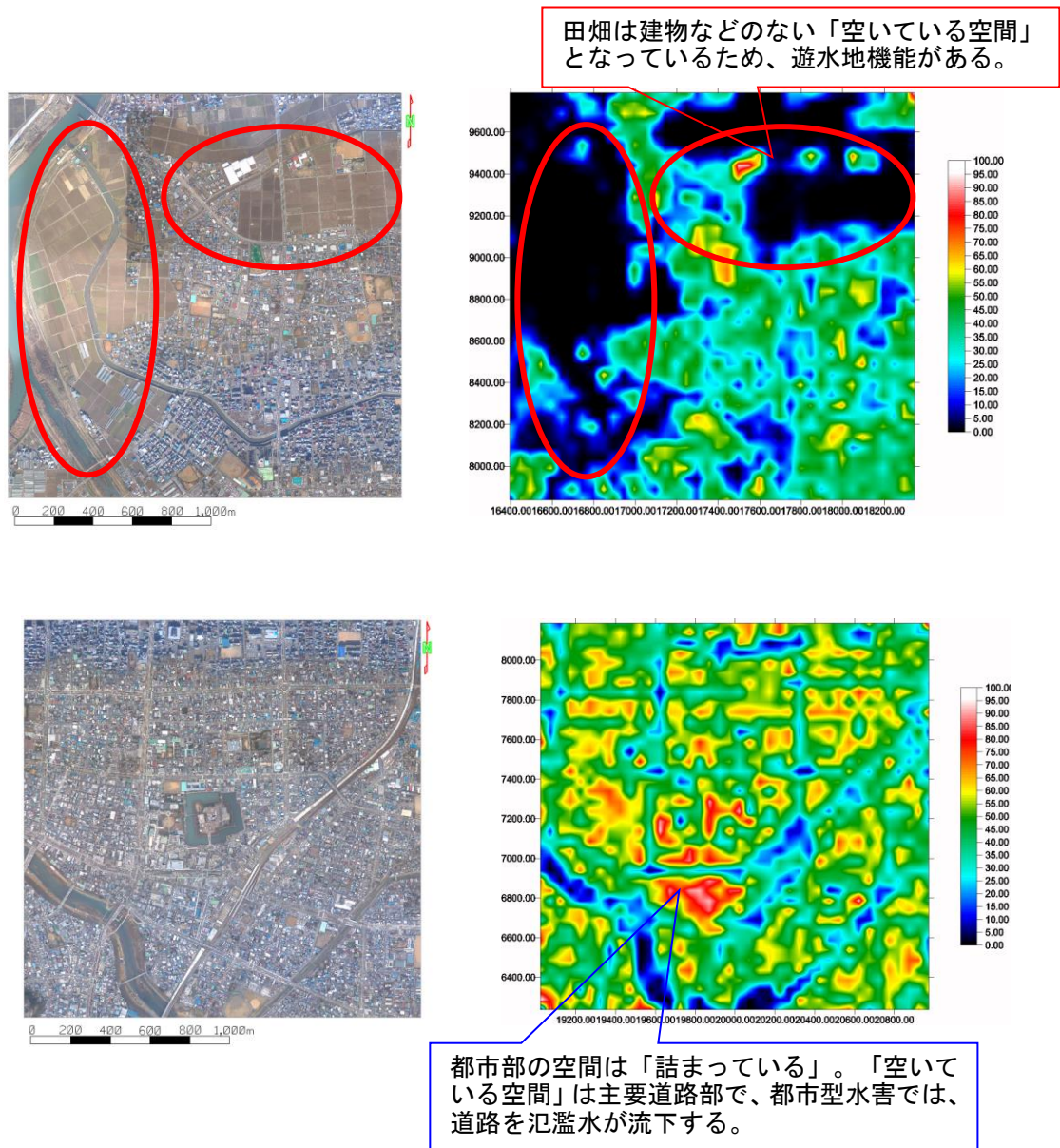


図 3-29 より5mの地点の建物占有率の算出例

参考文献

- 1) 気候変動監視レポート 2010, 気象庁.
- 2) 小川紀一郎, 中谷剛: 洪水ハザードマップ作成支援システム-航空写真による浸水想定-, 日本建築防災協会誌, No. 334, 2005.
- 3) 国土地理院ホームページ (<http://www.gsi.go.jp/GSI/BOUSAI/bousaichousei40019.html>)
- 4) 北原糸子: メディアとしての災害写真, 第1回国際シンポジウム プレシンポジウム『版画と写真 -19世紀後半 出来事とイメージの創出-』報告書, 2006.
- 5) 高橋博, 有賀世治, 西尾元充: 空中写真による地震災害調査法の研究, 防災科学技術研究資料, 第6号, 1969.
- 6) アジア航測 50年史, アジア航測株式会社, 2004.
- 7) Takakazu Maruyasu, Motomitsu Nishio: Report of the Institute of Industrial Science, University of Tokyo, Vol.10, No.1, 1960.
- 8) 航跡: アジア航測株式会社創立 30周年記念技術論文編集委員会編, 1984.
- 9) 丸安隆和著: 写真測量の発達の現状, 生産研究, 第14巻, 第8号, 1962.
- 10) 木下良作: 航空写真による洪水流解析の現状と今後の課題, 土木学会論文集, 第345号, 1884.
- 11) 中谷剛 (分担執筆者): 空間情報による災害の記録-伊勢湾台風から東日本大震災まで-, 日本写真測量学会編, 鹿島出版会, pp. 64-68, 2012.
- 12) 図解 航空レーザ計測 基礎から応用まで: 財団法人日本測量調査技術協会, 2008.
- 13) 国土地理院基盤地図情報 (<http://www.gsi.go.jp/kiban/area/index.htm>)
- 14) 中谷剛: マンションの都市水害リスク, 日本マンション学会誌, 第26号, pp. 16-22, 2007.
- 15) 藤田一郎, 中谷剛, 山本一浩: 航空レーザ計測でみる都市の姿, 可視化情報学会全国講演会「神戸 2006」, pp. 187-188, 2006.
- 16) 中谷剛: 水防災への航空レーザ計測技術の利用, 平成 17 年度日本水環境学会関西支部第 11 回情報ネットワーク講演会, 2006.
- 17) 洪水ハザードマップ作成の手引き, 国交省河川局治水課, H17. 6
- 18) 浸水想定区域図作成マニュアル, 国交省河川局治水課, H17. 6
- 19) 国土交通省水管理・国土保全局ホームページ
(http://www.mlit.go.jp/river/bousai/main/saigai/tisiki/syozaiti/hazard_itiran.html)
- 20) 氾濫シミュレーション・マニュアル (案) (土木研究所資料第 3400 号, 平成 8 年 2 月)
- 21) A.Harten: High Resolution Schemes for Hyperbolic Conservation Laws, J. of Comp. Physics, 49, pp. 357-393, 1983.
- 22) 河村三郎, 中谷剛: TVD-MacCormack 法による常・射流混在流の数値計算法, 水工学論文集, 第 37 巻, pp. 763-768, 1993.
- 23) Tsuyoshi Nakatani, Saburo Komura: A Numerical Simulation of Flow with Hydraulic Jump Using TVD-MacCormack Scheme, Proceedings of the 25th IAHR Congress, Technical session A, Vol. 1, Tokyo, JAPAN, pp. 9-16, 1993.
- 24) Tsuyoshi Nakatani, Saburo Komura: 2-D Flow Computation with an Influence of Contraction due to Existence of a Groin, Proceedings of the 9th Congress of APD-IAHR in Singapore, Vol. 2, pp. 352-359, 1994.
- 25) 増田尚弥, 田中祐一郎, 中谷剛: 水制工周辺に射流域を生じる流れの数値計算に関する研究, 水工学論文集, 第 39 巻, pp. 551-556, 1995.
- 26) 萬年聡子, 中谷剛, 土居原健, 成田秋義: レーザープロファイラデータを利用した洪水氾濫解析, 日本リモートセンシング学会第 28 回学術講演会, pp. 99-102, 2000.
- 27) 中谷剛: 浸水深補正方法(アジア航測株式会社), 特許第 3854270 号, 2006.

第4章 結論

4.1 衛星データを活用した小水力発電ポテンシャルの算出手法の検討

本章では、公開されている衛星データ等を活用して流量 Q と有効落差 H を求め、小水力発電ポテンシャルを算出する手法について検討した。検討に利用した衛星データは、SRTM3（90mメッシュ標高データ）とGSMA P（全球降水量マップ）である。これらは原則として公開されている衛星データである。

SRTM3は地物や森林などを除去した本来の地盤標高データではないため、衛星標高データには誤差が含まれる。そこで、標高誤差による影響が河川抽出にどの程度影響を及ぼすのかを、関東地域の河川を衛星地形データから実際に抽出することで確認した。検討対象としたのは、山間部を流下する富士川、山間部と平野部を流下する相模川、都市を含む平野部を流下する多摩川とした。河川の抽出にはOSGISを利用し8方向最急勾配法から落水線解析により河川を抽出した。

その結果、衛星地形データのみでも本川の抽出は十分に可能であることがわかった。ただし、平野部や都市部で流域平均勾配が $1/3,000$ より緩やかになると本川の抽出エラーが見られる傾向にあった。低平地や平野部では、本手法の適用にあたってあらかじめ河川の位置を標高データに反映させるなどの配慮が必要になる。幸いなことに小水力エネルギーに着目した場合、有望地は平野部ではなく中山間地域であるので、衛星標高データの利用に関して大きな支障にはならない。

また、衛星標高データの誤差が大きいと小さな流域区分ができなくなるが、関東地方を対象に衛星標高データを利用して流域面積 50km^2 を目標に小流域区分したところ、719流域区分に対して、 100km^2 以上の流域の発生率が14.6%であった。流域区分は、落水線解析により抽出された河川から落水線を逆にトレースして、降水があった場合抽出河川に流下してくる標高メッシュ範囲として求めている。そのため、 100km^2 以上の流域をさらに分割するためには、抽出された本川と同程度の落水線頻度をもつ支川が抽出されなくてはならないが、SRTM3の高さ精度不足のため支川抽出ができず、したがってそれ以上の流域区分ができなかった。ただし、 150km^2 以上の流域の発生率は4%以下となっていること、GSMA Pの1メッシュの面積が約 100km^2 であることなど、SRTM3の標高データを小水力発電ポテンシャルの算出に適用する上で問題はない。これらのことから、衛星標高データは、河川抽出や抽出河川に基づく小流域区分に十分利用できることがわかった。

GSMA Pは、降水を直接観測しているわけではないので、地上雨量計の観測値の比較を行った。検討エリアは多摩川上流と下流でGSMA Pの解像度と同じ10kmメッシュ内に複数の地上雨量観測点が含まれるエリアを選定した。検討期間は、2004年（H16年）の7月～10月の降雨とした。その結果、衛星降水量は地上雨量を少なく推算する傾向があり、衛星降水量と地上雨量の1時間ごとの観測値の相関係数は0.5程度で、必ずしも高くないことがわかった。これは、洪水予測などに衛星データを利用する場合には、ピーク流量などを正しく算出できない可能性があることを示唆している。

小水力発電ポテンシャルの算出では、使用可能な流量が年間を通してどのくらいであるのかという統計的な性質が重要であるので、観測された個々の時間雨量が相違しても、雨量の頻度分布が一致すれば利用することができる。降雨頻度分布を作成すると、衛星降水量の形状はよく類似しており、衛星降水量を何倍かするという簡単な補正で頻度分布が良く一致することがわかった。また、補正係数を求めるために対象とする衛星降水量についても、0.5mm/hr以上の衛星降水量を使用した場合から、10mm/hr以上の衛星降水量を使用した場合で、補正係数はあまり変わらない。実用的な観点から、地点によって補正係数は相違するが、その地点の補正係数は補正対象とする衛星降水量データにはあまり依存せずほぼ一定値と考えてよいことがわかった。このことから、現地観測などを補足的に実施し補正係数を求めることで、衛星降水量の利用が十分可能であることがわかった。

最後に、関東地域を対象に2003年のGSMaPから年間平均降水量を算出し、SRTM3から抽出された河川の最上流端と流域末端の標高差をすべて発電に利用できると仮定した場合の小水力発電ポテンシャルを算出した。2010年度に実施された環境省の小水力エネルギーの賦存量と比較すると、定性的には中山間地(特に群馬県)で小水力エネルギー資源が見込まれる傾向は一致している。また、環境省による関東地域(茨城、栃木、群馬、埼玉、千葉、東京都、神奈川県)の一都六県の小水力エネルギー賦存量合計は154.6万kwとなっているのに対し、今回の検討では159.7万kwとなった。今回の検討では必ずしも関東地域の範囲が一致しているわけではないが、小水力発電ポテンシャルの総量がオーダーとしてはよい一致を示した。このことから、本章で提案した衛星データを活用した手法により、小水力発電ポテンシャルの算出が可能であることを示せた。

実際の小水力発電ポテンシャルの開発では、土地利用や法律の制限、経済評価など様々な要素が検討に加えられなくてはならない。これらをすべての候補地点で実施することは、時間的にも経済的にも不効率であるが、本手法を利用すればまず開発有望地を選定することができるので、その後その地域についてさらに詳細な検討を行うなど、効率的に小水力発電ポテンシャル開発に役立てることが期待できる。

本検討では、合理式の流出係数として一律0.7という標準的な数値を与えた。しかし、流出係数は土地利用などによって変わるので、公開されている衛星土地被覆データなどを利用し、少なくとも小流域ごとに流出係数を与える必要がある。また、取扱いの簡便な合理式を利用し、平均降水量から平均流量を算出して小水力発電ポテンシャルを評価したが、実用的な小水力発電ポテンシャル評価のためには、基底流量や中間流出を考慮できる流出解析手法による時間流量に基づいた検討が必要であると考えられる。これらのことが今後の課題として挙げられる。

4.2 航空レーザ計測の水防災への応用

洪水ハザードマップを作成するために必要な浸水想定範囲や想定される浸水深は、2次元不定流モデルによる氾濫シミュレーションによって検討される。従来の氾濫シミュレーションは250-500m程度の正方メッシュで行われることが多い。その場合、盛土構造物（道路、堤防、あぜなど）のある地形が再現できない、境界として重要な構造物は正方メッシュに沿って配置しなければならない等の問題があり、本来の地形に忠実なシミュレーションができない。

地形の再現性を高めるためには、計算格子を地形の特性に合わせて生成することが有効であると考えられる。航空レーザ計測データによる高精度高精細標高データを活用した場合、計算格子生成の自由度が高まることが期待できる。そこで、2次元不定流モデルを任意直交座標系で表現した氾濫解析の有効性について検討した。

高精度高詳細な標高データの利用により、地形勾配がより現実的に表現できる一方で、水理学的には常流・射流が混在した氾濫流の計算を安定的に行う必要が生じる。そこで、計算に利用する差分スキームについて、衝撃波獲得法的一种であるMacCormack法をTVD化することを検討した。

1次元Burgers方程式を利用したモデル方程式による検討では、TVD化したMacCormack法によるstep波解の計算が、数値振動を良く制御して計算できることを確認した。斜面上で跳水が生じる1次元流れによる検証では、跳水が斜面上で発生する場合、勾配変化点で発生する場合、および水平床で発生する場合のいずれの計算でも再現することができ、TVD化されたMacCormack法の有効性が確認できた。直角合流部を持つ2次元流れを対象とした検証として、高速流入する直角合流部付近の局所的跳水の再現計算を実施した。数値計算では時間分割法を利用し、水深分布やFr数分布の計算結果と実験結果が良く一致していることを確認した。

最後に、福島県安達郡本宮町の阿武隈川右岸（河口から67.2~68.2km地点）における1998年8月洪水の浸水実績区域を計算事例として、任意直交座標系による氾濫解析を実施した。計算格子は、特に道路やあぜ道に沿って生成した。数値計算の結果は、浸水範囲や最大浸水深の生じる位置を的確に再現できることが確かめられたが、一方、浸水深については十分再現できず、今後の検討課題となった。

航空レーザ計測による高精度詳細メッシュ標高データは、それ自体が有用な情報を提供する。その例として、建物占有率の算出方法を検討し、都市の空間構造の把握に利用した。福井市を対象にした検討から、畑や水田に遊水地的機能があることを建物占有率の分布から示すことができた。また、都市部の出水では主要道路を氾濫した水が流下すると言われていたが、建物占有率の分布から、都市部では空いている空間が道路に沿って配置されていることを示すことができた。これらから、航空レーザ計測データを利用した建物占有率により、都市の3次元構造を把握することができることを示した。

謝 辞

本論文をまとめるにあたり、ご指導を頂いた神戸大学大学院工学研究科市民工学専攻・藤田一郎教授に心より感謝申し上げます。藤田一郎教授には、筆者が岐阜大学工学部土木工学科の教官であった頃、河川工学の研究に関してご指導を頂きました。今回、社会人となってから再び研究を進める機会を与えて頂き、改めて研究の道に導いて下さったことに心より感謝申し上げます。また、五十歳を超えてからの社会人博士課程入学は、転勤や転職など自身が想像していた以上に困難も多く、藤田一郎教授の暖かい激励なくしては研究を継続できませんでした。

社会人博士課程への進学にあたり快くご了承頂いたアジア航測株式会社と、仕事をともにさせて頂いた多くの同僚に感謝いたします。仕事を通して経験させて頂いたことや技術的な意見交換から学ばせて頂いたことが、研究を進めるにあたり大変役に立ったことをここに記します。

筆者が岐阜大学工学部土木工学科の教官であった頃、同じ教室の諸先生から学んだことや、一緒に研究に携わった多くの学生諸君との勉学が大変役に立ちました。ここにお名前を記すことが出来なかった多くの方々にも、心より感謝申し上げます。