

博士論文

衛星搭載型多偏波 SAR を用いた  
土壌水分分布評価手法の開発と  
ALOS/PALSAR への適用

会田 健太郎

## 要旨

土壌水分は、地表面と大気間の水・熱輸送と降水の流出をコントロールすることにより、様々なプロセスを経て気候変動や洪水・干ばつなど全球規模の問題に影響を与え、水資源管理、農業生産においても重要な役割を担っている。そのため土壌水分の詳細な空間分布を把握するための手法として数 m の高分解能を持つ衛星搭載型の合成開口レーダ(SAR: Synthetic Aperture Radar) を利用した土壌水分モニタリングの研究開発が進められているが、実運用には至っていない。

SAR はアンテナから地表面に向けてマイクロ波を送信し、そのマイクロ波が地表面で散乱し再びアンテナ方向に戻ってきた強度を後方散乱係数として計測している。この後方散乱係数を決定づける現地パラメータは、大別すると土壌水分、地表面粗度、植生、土壌形態の4つとなる。今日の衛星 SAR に利用されている周波数は X, C, L の3つのバンドでありマイクロ波の周波数によってこれら現地パラメータの影響は異なる。本研究で注目する L バンドは、この中で最も周波数が低く波長が長いバンドである。これらのバンドで現地パラメータの影響を比較すると、L バンドは以下のような特徴を持っている。

- 土壌水分に対する応答性が高い： 散乱の強さは湿潤土壌の比誘電率に依存する。L バンドにおける湿潤土壌の比誘電率は C/X バンドよりも大きい。
- 大きな地表面粗度にも適用可能： モデル適用可能な粗度の範囲は波長との相対的な大きさで決定される。L バンドは C/X バンドよりも波長が長いいためモデルの適用範囲が実質的に広がる。
- 植生の影響が小さい： 物質による散乱は波長に反比例するため、波長が長いほど散乱が小さくなる。
- 土壌内部の情報が取得できる： 植生を透過するのと同様に、L バンドは土壌内部まで入り込む。そのため、土壌内部における体積散乱を適切に評価することで、より深い範囲の土壌水分や土壌特性などを把握できる可能性がある。

これらの理由から、L バンドが土壌水分観測に最適であると考えられる。

また、衛星 SAR の観測パラメータには、入射角や周波数、偏波があり、それらを変えて同時観測すれば、同じ地表面に対し複数の後方散乱係数を得ることができる。これにより複数の未知パラメータの同時評価が可能となるため、大きなメリットといえる。このうち衛星

SAR 単体で実現しているのは「複数偏波による同時観測」である。2002 年には C バンドで 2 偏波同時観測が可能な ENVISAT/ASAR が打ち上げられ、2014 年と 2016 年の Sentinel-A シリーズへと続いている。4 偏波を同時に観測できる SAR は、2006 年に JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency) から L バンドを採用した ALOS/PALSAR (Advanced Land Observing Satellite/Phased array L-band Synthetic Aperture Radar) が打ち上げられ、以降 2007 年に X バンドの TerraSAR-X, C バンドの RADARSAT-2 が続々と投入された。ALOS/PALSAR は 2011 年に運用停止となったが、後継機の ALOS2/PALSAR2 が 2014 年に打ち上げられ、その後順調に運用されている。したがって、土壌水分観測に最適と考えられる L バンド多偏波の衛星 SAR は、ALOS/PALSAR シリーズが唯一となっている。

SAR を用いた土壌水分推定における問題は、複数のパラメータの影響を含む後方散乱係数からどのように土壌水分だけを抽出するか、である。既往研究では、この問題の解決方法として現地パラメータと後方散乱係数を関係付けた経験式を構築したり、理論モデルを用いて現地データに適合することによって土壌水分を逆推定する、という方法などが提案されている。初期の衛星 SAR は、入射角、周波数、偏波がすべて固定であり 1 回の観測で計測できるのは一つの後方散乱係数だけであった。そのため、現地パラメータを減らしたり現地取得データを与える、また SAR の観測間隔が短ければ粗度や植生は変化しないと仮定したり土壌水分がないと仮定できる極度な乾燥状態や凍結状態から他の現地パラメータを推定する手法などが試みられてきた。

ここで多偏波 SAR の利用を想定すれば、複数の未知パラメータの同時評価が可能となるため土壌水分と粗度の同時推定やさらに植生を考慮して土壌水分を推定するなど今日まで多くの研究が報告されている。しかし、これら既往研究における未検討要素を 2 点挙げることができる。一つ目に、既往研究では地表面の表面散乱のみを対象にしており土壌内部の体積散乱を考慮していないことが挙げられる。L バンドでは、特に乾燥した地表面において X バンドや C バンドに比べ地中深くまで侵入するため土壌内部の体積散乱も併せて評価する必要がある。これは、陸域の無視できない面積を占める乾燥地域や半乾燥地域への適用、乾季や旱魃時の状況を把握する上では重要になると考えられる。二つ目に、既往研究では同じ多偏波観測が継続することを前提としており多偏波と単偏波の両方に対応するアプローチは見られないことが挙げられる。多偏波 SAR 衛星の実際の運用においては、多偏波による観測頻度は非常に低く、ほとんどが単偏波または 2 偏波観測という現状がある。したがって多偏波データから土壌水分を推定するだけでは様々な用途で期待される観測頻度を実現するには不十分であり、単偏波データを活用するアルゴリズムとする必要がある。そこで、本研究の目的を以下の 2 つとした。

- 土壌水分推定に最適である「Lバンド」の衛星搭載型多偏波 SAR を用いた土壌水分推定手法の開発
- 衛星搭載型多偏波 SAR の実運用状況を踏まえ、「多偏波と単偏波を活用して」土壌水分モニタリングを実現するアルゴリズムの開発

これら目的に基づき、本研究では L バンドを世界唯一で採用している ALOS/PALSAR を用いて、最小限の現地データで、かつその実運用状況を考慮して、継続的に土壌水分をモニタリングする手法の開発を行った。

本研究では、L バンドを用いることから明らかに植生を無視できる裸地を対象とし、現地パラメータと後方散乱係数の関係をシミュレーションするために土壌内部の体積散乱を考慮したマイクロ波散乱モデルを用いた。本研究で用いるマイクロ波散乱モデルは地表面における表面散乱と土壌内部における体積散乱それぞれの理論モデルを組み合わせたもので、表面散乱に IEM (Integral Equation Method)、土壌内部の体積散乱に放射伝達理論に基づいた解析手法を採用している。このモデルの現地パラメータは、土壌水分と、地表面での表面散乱にかかわる 2 つの地表面粗度パラメータ、そして土壌内部での体積散乱にかかわる 2 つの土壌パラメータ、これら合計 5 つである。これらで構成される土壌モデルは、粗度パラメータで表現される地表面を境界として、土壌パラメータで表現される均一な土粒子が深さ方向に半無限に広がっており、土壌水分が体積含水率に対応した粒径を持つ粒子として存在する、と仮定している。

このモデルに ALOS/PALSAR の多偏波データを適応することで推定可能なパラメータが 3 つとなるため、その他の 2 つのパラメータは現地観測を含めた何かしらの方法で同定しておく必要がある。そこで本研究では土壌パラメータを土性や土地利用などが同じ範囲であれば時空間的に一定であると仮定し、それを媒体にして SAR 後方散乱係数に適合を試みた。

本研究で提案するアルゴリズムは 3 つのステップで構成され、まず初めに対象地域の土壌パラメータを同定する。土壌パラメータは理論モデルにおける仮想的なパラメータであるため、実測可能な土壌水分と粗度から逆推定する手法を用いる。具体的には、多偏波 SAR 観測と同時にある 1 点で土壌水分と粗度を計測し、マイクロ波散乱モデルを用いて現地データから計算される後方散乱係数と SAR 後方散乱係数の差を最小とする土壌パラメータの値を同定値とし空間的に均一な土壌パラメータマップを作成する。そして次のステップで、同定した土壌パラメータを多偏波 SAR データに適用して土壌水分と 2 つの粗度パラメータを推定しそれぞれのマップを作成。最後のステップでは、先に得られた土壌パラメータと粗度パラメータを単偏波 SAR データに適用して土壌水分を推定しマップを作成する。以上が

アルゴリズムの一連の流れであり、これにより衛星 SAR の観測偏波数にかかわらず全ての観測で土壌水分マッピングが可能となる。

本研究ではこのアルゴリズムの実現に向け、カンボジア北西部のバタンバン州に広がる水田地域で現地観測を実施した。現地の土壌サンプルからは、この地域の土壌は粘土土壌であり水を含んで膨らむ「膨潤」という現象により土壌水分の増加にともない固相率が減少することが確認でき、多偏波 PALSAR 同期観測で得られた土壌パラメータの同定結果においてもその性質に整合する関係が得られた。そして、その同定した土壌パラメータを用いて多偏波 PALSAR データから土壌水分と 2 つの粗度パラメータを推定した検証観測では、土壌水分は良好な精度であったが、2 つの粗度パラメータでは一方が過少評価、他方が若干過大評価であった。そして、2 つの異なる時期の推定粗度を用いて単偏波 PALSAR データから土壌水分を推定した結果からは、農地において適用する推定粗度は機械的に直近を与えるのではなく、年がことなっても農事歴に合わせることで土壌水分の推定精度向上につながることを示された。また、現地の 2 地点において全 PALSAR データから推定した土壌水分の時系列変化と現地の連続データと比較したところ、推定値が非常に良く追従していることが示された。これらの結果から、本アルゴリズムで作成した土壌水分マップの空間分布はある程度整合性を持った結果であると考えている。そして本アルゴリズムで得られた土壌水分マップにより、土壌水分の季節変化とともに灌漑による変化や降水範囲などを把握でき、簡易な被覆分類を施すことより洪水の広がりや稲の成長による植生の変化などをとらえることができる可能性を示した。

本研究で開発したアルゴリズムは、多偏波観測の観測頻度が少なく単偏波観測の観測頻度が多いといった実際の多偏波 SAR 衛星の運用において有機的にそれぞれの観測を結びつけることができ、詳細な土壌水分マップを定期的に提供できる非常に有効な手法であるといえる。また、本アルゴリズムは現行および今後投入される衛星 SAR への適用も可能であると考えており、実現すれば飛躍的な観測頻度向上につながる。そして、これまで全く考慮できなかった詳細な土壌水分分布のモニタリングによって各分野に貢献できると考えている。

# 目次

1 章 序章 .....	- 1 -
1.1 研究の背景.....	- 1 -
1.2 マイクロ波リモートセンシングによる土壌水分推定 .....	- 6 -
1.3 先行・既往研究.....	- 9 -
1.4 本研究の目的.....	- 13 -
1.5 論文の構成.....	- 16 -
2 章 Lバンド多偏波 SAR による土壌水分推定アルゴリズムの提案.....	- 17 -
2.1 SAR による土壌水分推定.....	- 17 -
2.2 多偏波 SAR を用いたアプローチ .....	- 18 -
2.3 Lバンド SAR の特徴と本研究における対応.....	- 19 -
2.4 マイクロ波散乱モデルの概要.....	- 24 -
2.4.1 仮定する土壌モデル.....	- 24 -
2.4.2 後方散乱係数を決定するモデルパラメータ .....	- 24 -
2.4.3 物理パラメータの扱い.....	- 26 -
2.5 土壌水分推定アルゴリズム.....	- 30 -
2.5.1 多偏波後方散乱係数とパラメータの関係.....	- 30 -
2.5.2 パラメータの時空間変化.....	- 30 -
2.5.3 土壌パラメータの同定方法.....	- 32 -
2.5.4 多偏波 SAR の運用におけるアルゴリズムのあり方 .....	- 33 -
2.5.5 アルゴリズムのフロー.....	- 34 -
2.5.6 逆推定に用いるルックアップテーブルについて .....	- 34 -
2.6 本章のまとめ.....	- 36 -
3 章 マイクロ波散乱モデルと放射伝達方程式.....	- 37 -
3.1 マイクロ波散乱モデルと後方散乱係数.....	- 37 -
3.1.1 表面散乱と体積散乱.....	- 37 -

3.1.2 SAR システムと後方散乱係数.....	- 38 -
3.1.3 本研究で用いるマイクロ波散乱モデル.....	- 39 -
3.1.4 体積散乱モデルの概要.....	- 41 -
3.2 体積散乱を考慮するための放射伝達方程式の定式化.....	- 42 -
3.2.1 放射伝達方程式.....	- 43 -
3.2.2 媒体内の上向き散乱強度.....	- 46 -
3.2.3 不均質層からの全散乱強度.....	- 51 -
3.3 本章のまとめ.....	- 56 -
4 章 アルゴリズム実現のための現地観測.....	- 58 -
4.1 ALOS/PALSAR の概要.....	- 58 -
4.2 現地観測解析フロー.....	- 63 -
4.3 現地観測.....	- 64 -
4.3.1 対象地域の設定.....	- 64 -
4.3.2 現地土壌の特徴の確認.....	- 69 -
4.3.3 現地観測実施内容.....	- 75 -
4.4 現地計測値の整理.....	- 80 -
4.4.1 土壌水分時系列データ.....	- 80 -
4.4.2 地表面粗度.....	- 81 -
4.4.3 同期観測取得データ.....	- 83 -
5 章 アルゴリズムの適用検討.....	- 93 -
5.1 土壌パラメータの同定.....	- 93 -
5.2 多偏波データを用いたパラメータの推定.....	- 95 -
5.2.1 多偏波データを用いた土壌水分の推定.....	- 95 -
5.2.2 多偏波データを用いた地表面粗度の推定.....	- 96 -
5.3 単偏波データを用いた土壌水分の推定.....	- 97 -
5.3.1 推定粗度パラメータの土壌水分推定への影響.....	- 97 -

5.3.2 地表面粗度パラメータの時間変化.....	- 98 -
5.3.3 推定粗度（2010年2月18日 PLR）を使用した場合.....	- 100 -
5.3.4 推定粗度（2011年4月8日 PLR）を使用した場合.....	- 101 -
5.3.5 単偏波データを用いた土壌水分推定の考察.....	- 101 -
6章 アルゴリズム適用結果.....	- 103 -
6.1 使用データ.....	- 103 -
6.2 土壌水分時系列推定結果.....	- 105 -
6.3 複数の PALSAR データを用いた土壌水分マップの作成.....	- 107 -
6.3.1 土地被覆分類の検討.....	- 107 -
6.3.2 単偏波データに適用する粗度パラメータ.....	- 107 -
6.4 作成した土壌水分マップの考察.....	- 109 -
6.5 ALOS/PALSAR による土壌水分マップの一覧.....	- 117 -
6.5.1 PLR データによる土壌水分マップ.....	- 117 -
6.5.2 FBS データによる土壌水分マップ.....	- 118 -
6.5.3 FBD データによる土壌水分マップ.....	- 120 -
6.5.4 ScanSAR データによる土壌水分マップ.....	- 122 -
6.5.5 FBD データによる土壌水分マップ（広域）.....	- 124 -
7章 総括.....	- 131 -
7.1 本アルゴリズムの応用分野における貢献.....	- 131 -
7.2 今後の課題.....	- 131 -
7.3 今後の展望.....	- 133 -
参考文献.....	- 134 -
謝辞.....	- 143 -

# 1章 序章

## 1.1 研究の背景

### i) 水と人との関わり

地球に存在する水は膨大である。しかし、海水がそのほとんどを占めるため、われわれがそのまま利用できる淡水はその極僅かではない。水の起源を雨や雪などの降水と仮定すると、大地が受け止めた降水は、一部は蒸発し残りは地表および地下を通過して、幾筋もの水道が束ねられ河川となり海に流れ出る。そして、海表面で蒸発した水が雲を作り、雨や雪となって再び陸地を潤す。この循環が地球では絶え間なく動き続けている。しかし、降水は公平ではなく、季節や地域で大きく異なる。人間は、その環境に適用して食料を生産し長い歴史を作ってきた。

その環境が永遠のものではない事が長らく指摘されてきている。気候変動や地球温暖化とよばれる環境の変化である。我々人類が認識している時間スケールは地球の長い営みのなかのわずか一瞬ではないが、世界の科学者によって観測データと現代の科学技術で研究が進められ、これは 18 世紀の産業革命以降の先進国の工業化や生活様式に変化による我々のエネルギーの大量消費による温暖化ガスの大量放出が一つの大きな原因であろうという結論が示され、この成果は世界での共通認識を持つに至っている[1] [2]。そして、実際、平均気温の上昇傾向、各地の氷河や北極海の氷の減少、洪水や渇水などの極端現象の多発などが観測され、我々自身の肌にも感じられることが多くなった。また、将来的には水という資源の不安定さがますます大きくなると考えられている。

このような状況の中で、国際社会においても「水」がズームアップされてきた。「水」は人間を含めすべての生物の生存そのものに必要であり、古代の文明が食糧を生産するための大量の水供給によって成立・発展していたが、それは現代でも変わらない。さらに現代では先進諸国では、大量の水の恩恵の基に快適な生活を送っている。今後は途上国のさらなる発展により生活水準の向上を目指すのは自然な流れであり、人類はこの地球で持続的な発展を続けるために、グローバルな水循環や地球環境についてもっと知識や知見を得る必要がある。このような認識のもとで 2005 年の第 3 回地球観測サミットにおいて「地球観測に関する政府間会合 (GEO)」が設立され、全球地球観測システム (GEOSS : Global Earth Observation System of Systems) が構築された。これは、人工衛星観測および現場観測 (地上観測) を統合した複数の観測システムからなる包括的な地球観測のシステムであり、9 つの

「社会利益分野」（災害、健康、エネルギー、気候、水、気象、生態系、農業及び生物多様性）が設定されている。水分野においては、「水循環のより良い理解を通じた水資源管理の向上」を目標に活動が進められている。GEOSS によって取り組まれる水に関連した問題には、降水、土壌水分、河川流量、湖沼や貯水池の水位、積雪面積、氷河と氷、蒸発と蒸散、地下水、水質、水利用などが含まれる。

水はヒトの生存と社会的活動にとって不可欠であると同時に、水循環の急激な変動は、社会的活動だけでなく、ヒトの存在そのものも脅かしている。空間的にも時間的にも局所的な水循環の大きな変動と、ヒトの社会的活動形態との相互作用によって生じる洪水災害は、科学技術が進歩した今日にあっても依然として脅威である。そのような脅威から我々の生活を守るためにも、限りある水資源を有効に利用し社会生活を豊かなものにするためにも、様々な気候変動を予測し、事前に体制を整える社会システムを確立しなければならない。そして、また、現在、地球規模での気候変動、環境問題が社会に認識され、地球環境への関心が高まる中で、それらの変動の解明と将来の予測が緊急の課題となっている。

## ii) 蒸発と大気循環の関係

地球の表面の 71%を占める海洋には平均約 4000 m の深さの水が湛えられており、また、地表にも地殻にも多量の水がある。大気中に存在する水蒸気は、水柱に換算してわずか平均 30mm の厚さでしかないが、地球の気候形成によって極めて重要な役割を果たしている。水は雲や積雪となって太陽光を反射し、地表への太陽エネルギーの供給を抑制することで地球を低温化する作用をもつ。そして同時に、水蒸気の温室効果によって対流圏下部を高温化する作用をもつ。つまり、水はエネルギー循環の担い手であり、また地球のアルベドを変化させ、地球に注ぐ太陽エネルギーを変えている。

太陽から地球に注ぐエネルギーの一部は大気中で吸収されたり散乱されたりして減衰し、他の一部は雲によって反射されるが、50~60%程度は地表面に到達する。地表面には太陽エネルギーのほか、雲や大気中に存在する水蒸気その他微量の気体の出す長波放射（大気放射）がきている。地表面が吸収したこれら長・短波の放射エネルギーの約 80 %は地表面に存在する水を蒸発させるのに費やされている。水を蒸発させるエネルギーは潜熱(latent heat)と呼ばれる。地表面で蒸発した水蒸気は、風の乱れによる拡散と、上昇気流によって上空へ運ばれる。そして上空では、凝結し雲を作る。そのとき潜熱が放出され、まわりの空気は温められる。水蒸気から雲が発生し雲粒子が成長すると、やがて雨や雪となり地上に降ってくる。地球上の平均降水量は年間約 1000 mm であり、大気中の水蒸気量は水の厚さに換算すれば平均約 30 mm であるので、地表面と大気の間では、年間約 30 回の割合で、つまり約 10 日

に1回の割合で水が交換されていることになる。このような水循環に伴って、地表面から大気へ莫大なエネルギーが運ばれている。雲は太陽光を反射し、地球に注ぐエネルギーを少なくしている。雲はまた、自ら長波放射を放出し、その層の大気を冷却している。昼夜を平均すると、水蒸気や雲は日射を吸収して大気を加熱するよりも、自ら長波放射を放出することで大気を冷却する効果が多い。このように、水は水蒸気や雲に変化し、温めたり冷やしたりすることで地球の気候を微妙にコントロールしている。

地球上の大気、陸域、海洋に生起する物理的、化学的、生物学的な諸現象を駆動するエネルギーは太陽放射(solar radiation)として地球に与えられ、その収支、分配、輸送に重要な役割を演じているのが、地球表層の豊富な水の存在そのものと、その循環である。この水の循環による大気加熱プロセスによって運ばれるエネルギー量は対流圏全体が吸収する正味のエネルギー量の約半分を占めており、地球—大気系の環境形成に水循環が重要な役割を担っていることが理解される。

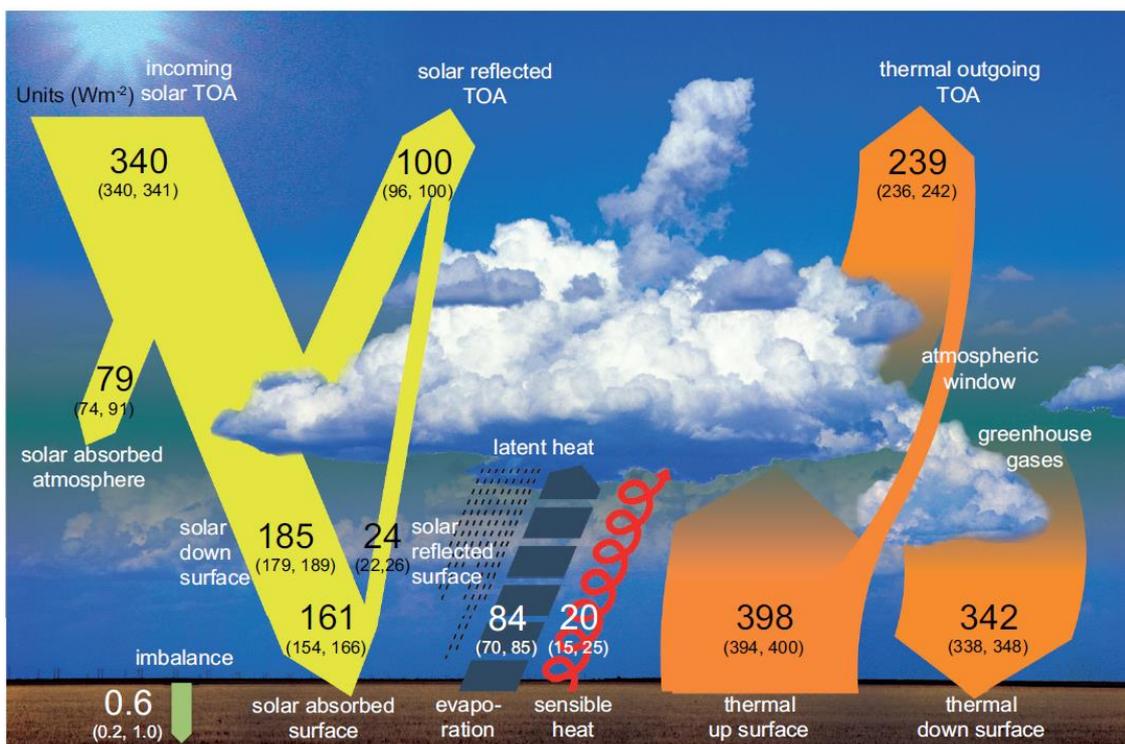


図 1-1 全球の平均エネルギー収支 ([3] から引用)

### iii) 土壌水分の蒸発過程

地表面に含まれる水(土壌水分)は、「蒸発」という過程を経て大気へ水蒸気という形で水とエネルギーを輸送する。土壌において単位体積中の液体水の体積率を体積含水率(単に含水率とも)とよぶ。土壌中の水分の蒸発過程は、含水率が大きいときには、水は地表面付

近の大きな間隙の中にも存在し、水蒸気は容易に地表面まで運ばれて来る。含水率が小さくなると、水は小さく入り組んだ間隙の奥のみに存在するようになる。さらに乾燥すると水は土壤粒子に強い力で吸着するようになり、蒸発しにくくなる。湿潤な土壤が乾燥していく場合の蒸発量と含水率の時間変化は以下のようにまとめられる。

乾燥の第1段階：土壤が十分に湿って蒸発量の多い段階である。蒸発量は含水率によらず大気条件によって決まる。含水率は日変化しながら減少していく。水の蒸発はほとんど土壤表面で起こる。

乾燥の第2段階：表層の含水率の低下に伴い、急激に減少する。含水率と蒸発量の日変化振幅は次第に小さくなる。水の蒸発は主に表層土壤内で起こる。

乾燥の第3段階：含水率と蒸発量は少なく、日変化振幅も小さい。土壤中で水の蒸発する深さは徐々に深くなる。土壤内部での水輸送に対する抵抗が大きいため、蒸発量は相対的に風速などの大気条件には余り依存しなくなる。

このことから、土壤水分は深さ方向の変化を伴いながら蒸発し、また蒸発量は地表の含水率に依存することがわかる。ここで、地表面の蒸発の起こりやすさを表す指標である「蒸発効率  $\beta$ 」と含水率の関係を図 1-2 に示した。たとえば、海面や雪氷面では  $\beta=1$  であり、極度に乾燥した砂漠では  $\beta=0$  となる。この図で示されるように蒸発効率と含水率の関係は非線形であり、含水率によって蒸発効率が大きく異なる。このため、含水率の空間分布が不均一である場合は、含水率の空間平均値を用いる場合と不均一性を考慮した場合では蒸発量は大きく異なる事が示されており[6] [7]、土壤水分の不均一性の評価が地表面と大気間のエネルギー輸送の理解において重要であることがわかる。

また、近年の土壤水分と気候の相互作用についての研究が[8]で整理されており、近年のモデル技術向上と土壤水分観測データの充実によって土壤水分が気温や降水に与える影響が徐々に明らかになってきたが、より信頼できる結果を得るためには観測データをさらに充実させる必要があると述べられている。現地土壤水分データについては、国際的な枠組みである International Soil Moisture Network が設立され、全球規模での収集が行われている[9] [10]。

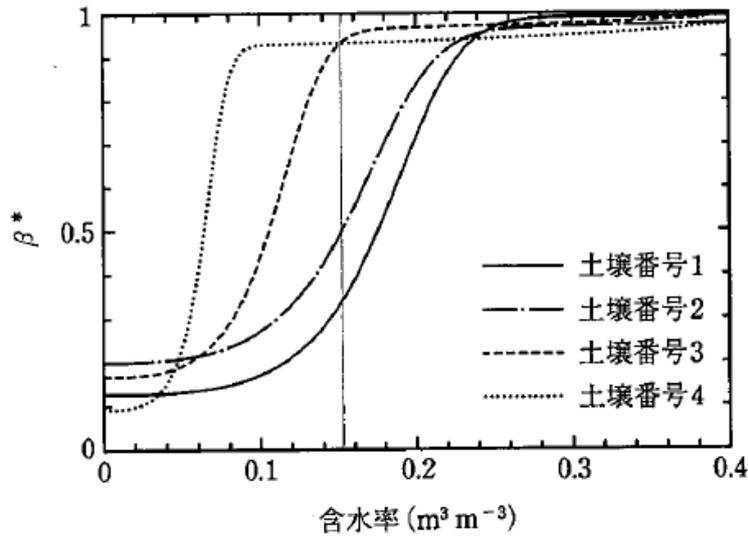


図 1-2 蒸発効率と体積含水率の関係[5]

#### iv) リモートセンシングデータの活用

ここまで説明してきたように、大気・陸面相互作用とそれに関わる水循環過程のより高精度なモデル化を実現するためにも、基礎・検証データとしての詳細な土壤水分分布データが必要である。土壤水分の不均一性は、裸地においても降水そのものの空間分布や地形、小さな起伏などの微地形にも影響を受ける[11] [12]。このような土壤水分分布の不均一性を定量的に把握するためには、測器を高密度に配置し、測器や人員により同時に計測するのが理想であるが、コストや時間的に非常に困難であり、実際には不可能である。とくに、広大な領域においては、航空機もしくは衛星を用いて上空から観測する方法が有効である。とくに衛星観測は時空間的に一定間隔で計測できるため定常的な観測システムを構築することができ、地上では点としてしか捉えることができなかつた変化を広範囲にわたって空間的に捉えることができる。

衛星リモートセンシングに用いられるセンサは、可視・近赤外を捉える光学センサとマイクロ波を用いるマイクロ波センサの2つに大きく分けられる。光学センサは数 m~数 100m と非常に空間分解能が高く、多くの衛星が高頻度に運用されているため、欠点である雲の影響を取り除いて詳細な土壤水分分布を把握できる可能性がある。そのため様々な土壤水分推定が試みられている (e.g., [13][14][15][16][17][18]) が、定常的な運用には至っていない。

## 1.2 マイクロ波リモートセンシングによる土壌水分推定

### i) 概要

マイクロ波は波長 1 cm から 1 m の電磁波であり、光学センサに用いられる可視・赤外域よりも波長が長いこと雨や雲などの天候の影響を受ける事なく、太陽光を必要としないため昼夜を問わず観測できる。これは、可視・赤外域を利用したリモートセンシングにはない利点である。さらに、観測対象に応じた周波数特性、偏波特性、後方散乱特性を利用して、可視・赤外域センサでは困難な物質を測る事ができる。表層土壌においては水分の応答性が高いため、変化の激しい土壌水分の変化を観測（モニタリング）するのに適当な手段と位置づけることができる。

マイクロ波センサには大きく分けて受動型センサ（パッシブセンサ）のマイクロ波放射計と能動型センサ（アクティブセンサ）の SAR（Synthetic Aperture Radar, 合成開口レーダ）がある。マイクロ波放射計は、自然界の物質が放射している微弱なマイクロ波輝度温度を測定しており、後者の能動型と比較して周波数や偏波の選択が容易で、多チャンネルによる同時観測が可能である。解像度は、アンテナ径が大きくなるほど細くなるが、衛星プラットフォームによって搭載アンテナの大きさが制限されるため空間分解能は周波数に応じて数 km～数 10 km となっている。そのため、放射計を搭載した衛星は低密度・高頻度観測によりメソスケールのモニタリング衛星として用いられ、観測データは解像度が GCM のグリッドサイズと同程度であるため初期値に利用されている(e.g., [19] [20] [21] [22] [23] [24])。

そして、空間分解能の問題を克服したのが後者の SAR である。これまでに運用されている主な衛星搭載型 SAR の一覧を表 1.1 に示した。SAR はレーダの一種であり自ら照射したマイクロ波が対象物で反射、散乱したもののうち、アンテナ方向に戻ってくるマイクロ波信号の強度を計測し、観測データはその空間分布である。SAR はレンジ方向(マイクロ波照射方向)にパルス圧縮技術、アジマス方向(衛星進行方向)に合成開口技術を用いることによって空間分解能が向上し、現在、可視・赤外センサと同程度の数 m 程度という高い分解能での地表面観測が可能である。SAR の最新の技術や適用研究などについては、[25] のレビューに詳しく述べられている。

現在、マイクロ波リモートセンシングで観測されている土壌水分プロダクトは、マイクロ波放射計(AMSR2 [26] [27] ), SMOS [28] ,SMAP [29] )とマイクロ波散乱計(ASCAT [30] [31] )で提供されており、空間分解能は 20～30km であるものの概ね 1～数日間隔での全球観測が可能となっている。[32] によれば、これらのプロダクトによって、気象予測 (e.g., [33] [34] ), 水文モデル校正 (e.g., [35] ), 流出予測 (e.g., [36] [37] [38] ) の向上や、陸面-大気の相互作用の理解向上 (e.g., [39] [40] [41] ) に貢献している。一方 SAR による全球土壌水分プロ

ダクトはいまだに提供されておらず、後述するフィールドスケールから流域スケールの研究レベルに留まっている。マイクロ波放射計による土壌水分推定が先行しているのは複数の周波数で垂直偏波と水平偏波での同時観測が容易であり、またアルゴリズムのパラメータである植生指標や土地利用、土地被覆、地質などの補助データが光学センサや現地データを利用してマイクロ波センサの空間分解能に対してより高い空間分解能で整備されたことが一つの要因と考えられる。

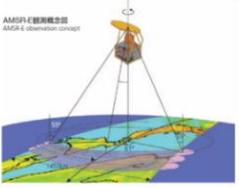
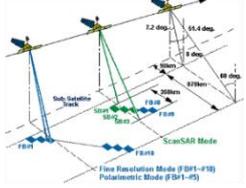
Sensor type	Radiometer	SAR
example	AMSR-E	PALSAR
Observation image		
Spatial resolution	5-50 km	10-100 m
Revisit interval	Nearly every day	46 days
Observation width	1600 km	20 – 60 km

図 1-3 マイクロ波放射計と SAR

表 1.1 主な衛星 SAR

Platform	Sensor	Band	Polarization	Highest Spatial Resolution	Mission
SEASAT	SAR	L	HH	25 m	Jun-Oct 1978
SIR-A	SAR	L	HH	40 m	Nov 1981
SIR-B	SAR	L	HH	25 m	Oct 1984
ERS-1	AMI	C	VV	30 m	Jul 1991-Mar 2000
JERS-1	SAR	L	HH	18 m	Feb 1992-Oct 1998
SIR-C/X-SAR	SIR-C	L, C	HH, HV, VH, VV	30 m	Apr, Oct 1994
	X-SAR	X	HH		
ERS-2	AMI	C	VV	30 m	Apr 1995-Sep 2011
RADARSAT-1	SAR	C	HH	10 m	Nov 1995-Mar 2013
ENVISAT	ASAR	C	VV, HH, HH/VV HV/HH, VH/VV	30 m	Mar 2002-Apr 2012
ALOS	PALSAR	L	Quad-pol	10 m	Jan 2006-May 2011
TerraSAR-X	X-SAR	X	Quad-pol	1 m	Jun 2007-
RADARSAT-2	SAR	C	Quad-pol	3 m	Dec 2007-
TanDEM-X	SAR	X	Quad-pol	1 m	Jun 2006-
RISAT-2	XSAR	X			Apr 2009-
RISAT-1	SAR	C	Quad-pol Circular-pol	3 m	Apr 2012-
Sentinel-1A	C-SAR	C	HH+HV, VV+VH, VV, HH	5 m	Apr 2014-
ALOS-2	PALSAR-2	L	Quad-pol	3 m	May 2014-
Sentinel-1B	C-SAR	C	HH+HV, VV+VH, VV, HH	5 m	Apr 2016-

## ii) SAR の有効性

SAR はマイクロ波を利用したレーダであり、合成開口処理とパルス圧縮技術により数 m ~100m という空間分解能で地表面を観測し、送信マイクロ波の反射強度の二次元分布を画像として取得できる。またマイクロ波を自ら照射する能動型センサであるため、昼夜問わず、また雲や雨などの影響も受けずに観測できる。これは地表面を対象にした場合、雲のない日中のみ観測可能な可視・赤外センサと比較して大きなアドバンテージである。また予定通り確実に観測できるため、運用上、利用上のメリットも大きい。

一般的な SAR の利点・特徴は以下が挙げられる。

- ・ 昼夜に関わらず、天候に左右されない。
- ・ 高分解能な画像が得られる。
- ・ 走査方向（アジマス方向）の分解能はアンテナの大きさ程度になる。
- ・ 距離方向（レンジ方向）の分解能は周波数帯域幅の逆数に比例する。
- ・ 分解能はターゲットまでの距離に依存しない。

この高空間分解能データを用いて土壌水分をマッピングすることができれば水文分野での大きな課題となっている土壌水分の不均一性を詳細に評価することが可能となる。土壌水分の不均一性は蒸発量に大きく影響し、大気循環の駆動力となる上昇気流の発生や大気への水分供給、上空での潜熱放出による大気加熱などに関わるため、大気陸面モデルの精度向上にも重要な情報となる。また、土壌水分は降水の表面流出と土壌浸透をコントロールするパラメータでもあり、河川流出モデルにおいても詳細な土壌水分分布情報が果たせる役割は大きい。農業分野においては、土壌水分は農作物生産に直接関わる重要な情報であり、SAR の空間分解能は農地区画よりも小さいため農家それぞれへの情報提供も可能である。

水文分野における SAR による土壌水分観測への期待が[25] で述べられており、大気陸面相互作用や流出解析の研究においては初期値によって精度が大きく影響をうけるため時間分解能よりも高い空間分解能が必要で、その要求に対応できるのが SAR であるとしている。SAR はスペckルとよばれる特有の画像ノイズが含まれ、観測間隔が数日~数十日と長い、などの欠点がある。しかし、スペckルは隣接画素の平均化によって取り除くことができ(e.g., [42] [43])、それでも 100m~1km のスケールであるためマイクロ波放射計による土壌水分マップよりも空間分解能は高い。また、観測間隔については同化技術(assimilation)や ScanSAR などの低分解・広域観測モードの活用により克服できるとしている。

また、SAR は現地設置、航空機、衛星、スペースシャトルなど様々なプラットフォームに搭載され実験や検証が行われているが、それぞれのプラットフォームにおける研究成果は基本的に相互互換できると考えられる。衛星 SAR で構築したアルゴリズムは基本的に航空

機 SAR にも適用可能で、航空機 SAR は機動性に長けており特定地点の詳細な解析に適しているため状況に応じて使い分ければ良いと考えられる。

SAR は、電磁波の透過・吸収特性、表面散乱特性、体積散乱特性を用いて、積雪相当水量、土壌水分量、植生バイオマス、植生下での地表面状態、地中情報、地形・地質などを、高分解能でしかも天候に左右される事なく定常的に観測する可能性を有している。アンテナから送信したマイクロ波が地表面で散乱し再びアンテナ方向に戻ってくるマイクロ波の強度として計測される後方散乱係数は、周波数、偏波、入射角などのセンサシステムによって決定される入射波の特性と、誘電率、対象媒質内部の不均一性、表面の粗さなど観測対象の諸特性、との相互作用に基づいた信号である。この相互作用は、多くの効果が複雑に絡み合い、後方散乱係数とは非線型で関係付けられるため、物理量の推定は易しくない。したがって、水文情報収集への SAR データの利用には後方散乱係数の実測データの集積に基づく、マイクロ波散乱過程の明確なモデル化によるデータ処理アルゴリズムの開発が必要となる。

### 1.3 先行・既往研究

土壌水分推定は大気陸面の相互作用における気象・水文分野や農業分野において最優先課題の一つとなっており、1980 年代から今日まで膨大な研究が行われてきている。約 20 年前のレビュー[44] では、当時のマイクロ波リモートセンシングによる土壌水分推定の現状と課題が述べられている。当時は、トラックマウントレーダーや航空機搭載型 SAR で様々な条件によるマイクロ波散乱解析とモデル化、様々なアイデアを盛り込んだアルゴリズム開発が進められ、今日に繋がっている。

しかし、SAR による表層土壌水分推定における問題は、土壌水分、地表面粗度（以下、粗度）、植生の 3 要素をいかに考慮するかで変わっていない。対象を裸地地表面とすれば SAR が計測する後方散乱係数には、主なパラメータは 2 種類となる。これは、地表面粗度と土壌水分に依存する地表面の比誘電率である。土壌水分推定には、地表面粗度の影響を取り除く必要があるが、その既知情報がない場合の単パラメータ SAR データ（一定の周波数、入射角、偏波）からの推定は容易ではない。さらに、植生を考慮するとマイクロ波散乱の過程はより複雑となり、土壌水分推定も困難さを増す。

これまでに提案されている土壌水分推定モデルは以下の 3 つに大別できる。物理過程を基礎とした理論モデル (physical-based theoretical model)、現地データに基づいて構築される経験モデル(empirical model)、そして理論モデルを基礎としながら現地データを考慮した半経験モデル(semi-empirical model)である。そのほか複数回の観測データの変化から土壌水分を推定する change detection などの研究例がある(e.g., [87] [45] [46] [47] [48] [49])。

理論モデルは、古典的な小摂動モデル(small perturbation model)やキルヒホッフモデル(Kirchhoff model)があり、これらを基礎に考案された積分方程式モデル(Integral equation model)[50] は適用範囲が広いので、多偏波、多周波数、多入射角の多パラメータ SAR を活用したアルゴリズムが多数提案されている。なお、IEM は様々な改良が加えられ、Improved IEM (IIEM)[51][52]、Advanced IEM (AIEM)[53][54][55] などのモデルが開発されている。また、近年ではマクスウェルの波動方程式を近似せずに 3 次元モデル化した numerical maxwell model in three-dimensions (NMM3-D)[56][57] が開発され、これを用いた応用研究も進められている[58][59]。

経験モデル（例えば[60][61][62]）は、現地観測で取得された土壌水分と後方散乱係数の関係を用いるもので、結果的に対象領域の SAR パラメータや地表面粗度に依存しており、膨大な現地データが必要となる。これらは、対象領域においては有効であるが、そのほかの領域においては基本的に適用できない。

半経験モデルとして代表的なものは、Oh *et al.*[74][75]、Dubois *et al.*[76]、そして Shi *et al.*[77] によって開発されたモデルである。Oh モデルは、3 偏波の後方散乱係数を用いて土壌水分と地表面粗度を記述しており、多偏波データと一つの地表面粗度パラメータ（地表面高さの標準偏差）があれば土壌水分推定が可能となるモデルである。ただし、地上観測データに基づいたモデルであるため、衛星 SAR への適用においては期待される精度が得られないとの報告もある。Dubois モデルは、比誘電率（≒土壌水分量）を HH 偏波と VV 偏波、そして SAR パラメータの関数として表現されており、HH と VV の 2 偏波データから直接土壌水分を推定できるモデルとなっている。Shi モデルは、前述の 2 つのモデルとは異なり、現地データを用いた回帰解析によりパラメータを決定し、IEM モデルのシミュレーション結果を用いて HH と VV 偏波の偏波比から土壌水分と地表面粗度を推定する逆推定アルゴリズムとなっている。

ここで示したように半経験モデルでは複数偏波の後方散乱係数を用いる傾向となっている。これはマイクロ波散乱を決定付けるパラメータが複数であるため、複数の偏波データを用いて解決する試みであり、他に異なる周波数、異なる入射角を用いた研究も行われている。このうち衛星搭載型 SAR で実現しているのが「複数の偏波」であり、2002 年の ENVISAT/ASAR で 2 偏波同時観測が実現し、2006 年の ALOS/PALSAR で 4 偏波同時観測が実現した。そして、近年ではフルポラリメトリック SAR で取得される 4 偏波(full- or quad-polarimetric)データから得られる固有値を用いた研究などが進められている。これらの先行研究については、[78][79] のレビューで詳しくまとめられている。

表 1.2 単偏波による土壌水分推定の既往研究事例

既往研究	バンド; 偏波	アプローチ	概要
Tadono et al. (1997)[63]	L; HH (JERS-1)	IEM	凍結土壌において含水率 0%で粗度(s/l)を推定し、それを湿潤土壌に適用して含水率を推定
Wagner et al. (1999)[64]	C; VV (ERS/ESCAT)	Change detection	現地土壌の乾湿の極端な変化を利用して、土壌飽和度と後方散乱係数の関係を得た。
Nakaegawa et al. (2000)[65]	C; HH (車載レーダ)	IEM+多入射角	土壌水分を既知として逆推定した粗度が実測値よりも土壌水分依存性をよく再現する。
Zribi and Dechambre (2002)[66]	C; HH (SIR-C, RADARSAT, ERASME)	経験式 (粗度パラメータを統合. 2つの入射角を使用.)	粗度パラメータを統合し, 23度と39度の2つの入射角の後方散乱係数の差と土壌水分の関係を導出。
Davidson et al. (2003)[67]	C; VV (ERS1/2)	IEM	1m粗度プロファイル計測から2つの粗度パラメータに線形関係を与え、それをを用いた IEM 後方散乱係数が SAR 後方散乱係数がある程度表現できることを示した。
Verhoest et al. (2007)[68]	C; VV (ERS2)	IEM	実測粗度の不確実性を考慮し、推定含水率の不確実性を検討。
Paloscia et al. (2008)[69]	C; HH (ENVISAT/ASAR)	IEM+ANN	ANN, Nelder-Mead iteration, ベイズ推定、それぞれを用いた逆推定手法を比較。精度と処理速度を考慮して ANN を選定。
Zribi et al. (2008)[70]	C; VV (ERS/ESCAT)	経験式 (植生+含水率)	入射角 40度で正規化。極乾燥状態において粗度の影響を得た。
Rahman et al. (2008)[71]	C; VV (Envisat/ASAR)	IEM+多入射角	極乾燥時の多入射角で粗度を推定し、単偏波で含水率推定。観測粗度を適用した場合は含水率推定精度低下。
Lievans and Verhoest (2011b)[72]	L; HH	IEM+有効粗度+WCM	WCMで植生を考慮。有効粗度パラメータを採用し、実測土壌水分と HH 偏波 SAR データから粗度を推定し、以降の SAR データに適用して土壌水分を推定。
Baghdadi et al. (2012)[73]	X; HH (TerraSAR-X)	回帰式	低入射角 (26-28度) が有効

表 1.3 多偏波による土壌水分推定の既往研究事例

既往研究	バンド; 偏波	アプローチ	概要
Oh et al. (1992)[74]	L; HH, VV, HV	経験式	ライク偏波比, クロス偏波比で粗度を考慮。
Dubois et al. (1995)[76]	L; HH, VV (AIRSAR, SIR-C)	経験式	HH, VV 偏波それぞれの経験式で土壌水分と粗度を推定。HV/VV 比で植生条件を評価
Ulaby et al. (1996)[80]	L; HH, VV, HV (AIRSAR, SIR-C)	経験式 (Oh model)	土地利用データと多偏波で裸地 (植生 15cm 未満, 0.5kg/m <sup>2</sup> 未満) を抽出することで経験式でも高精度な土壌水分および粗度推定できることを示した。
Shi et al. (1997)[77]	L, C; HH, VV (AIRSAR, SIR-C)	IEMによる粗度パラメータの統合	モデルで粗度パラメータを統合。現地パラメータ依存。
De Roo et al. (2001)[81]	L, C; HH, VV, HV (車載レーダ)	Michigan Microwave Canopy Scattering (MIMICS)を用いた半経験式	LとCの2バンドと多偏波を用いて植生水分量と含水率を高精度に推定。

<b>Bindlish and Barros (2001)[82]</b>	L, C, X; HH, VV, HV (SIR-C, X-SAR)	IEM 多バンドによる植生適合	植生パラメータを植生および土地利用で同定.
<b>Baghdadi et al. (2002)[83]</b>	C; HH, VV (ERS, RADARSAT)	IEM	粗度1をキャリブレーションパラメータとして適用
<b>Hajnsek et al. (2003)[84]</b>	L; quad (航空機 SAR)	SPM+固有値解析 (固有値解析により SPM の制限を緩和)	偏波固有値解析により SPM の制限を緩和し, かつ粗度と土壤水分の影響を分離.
<b>Mattia et al. (2006)[85]</b>	C; HH, VV (ENVISAT/ASAR)	2 偏波後方散乱係数を用いてベイズ推定	粗度 $s$ を VV 偏波, 入射角 23 度との関係から定義. 流域スケールの仮含水率から高分解の含水率分布を推定できる.
<b>Joseph et al. (2008)[86]</b>	L; HH, VV (地上レーダ)	IEM+植生経験式 多入射角(15, 35, 55 度)	2 偏波から有効粗度パラメータを推定し, 2 偏波後方散乱係数と関係つけた植生パラメータを用いて補正. この結果, L バンド VV 偏波 35 度が最適.
<b>Kim and van Zyl (2009)[87]</b>	L; HH, VV (車載レーダ)	Change detection	放射計とレーダーを用いた複数回観測でパラメータを設定. 植生考慮のために radar vegetation index (RVI) を導入
<b>Pierdicca et al. (2010)[88]</b>	C; HH, VV (AirSAR)	ベイズ推定	複数回観測データを使用
<b>Baghdadi et al. (2011)[89]</b>	C; HH, VV, HV (ASAR, SIR-C)	IEM+多偏波	24° and 45.8° の 2 つの入射角. クロス偏波において粗度 L の最適化.
<b>Balenzano et al. (2011)[90]</b>	C; HH, VV, CR L; Full-pol (E-SAR: 航空機 SAR)	多時期による change detection + first-order radiative transfer	HH 偏波で入射角 20-35 度が最適 (VV 偏波や高入射角よりも)
<b>Lievans and Verhoest (2011a)[91]</b>	C; HH, VV L; HH	IEM	有効粗度パラメータを解析した. そこで多時期の SAR データから農地の有効粗度パラメータを求め, 時間的に大きく変化することを示した.
<b>Kim et al. (2012)[58]</b>	L; HH, VV (車載レーダ)	3D 数値マクスウェルモデル+2 偏波+多時期	3D 数値マクスウェルモデル. 入射角 40 度固定.
<b>Narvekar et al. (2015)[59]</b>	L; HH, VV, HV (車載レーダ, 航空機 SAR)	3D 数値マクスウェルモデル	多偏波後方散乱係数から植生指標 RVI, 粗度指標 RRI を求めてモデルで考慮することで, 補助データなしで土壤水分推定を可能にした.
<b>Jagdhuber et al. (2015)[92]</b>	L; Quad-Pol (航空機 SAR: E-SAR)	固有値解析法 散乱成分分解	偏波の固有値解析手法を用いて植生を考慮.
<b>Koyama et al. (2015)[93]</b>	L; HH, HV (Pi-SAR-L2)	固有値解析法	2 偏波の固有値解析と後方散乱係数から植生を考慮.
<b>Merzouki and McNairn (2015)[94]</b>	C; HH, VV (RADARSAT-2)	多入射角, 多偏波 IEM	2 偏波, 2 入射角のデータを用いることで, 2 偏波のみより精度向上. 粗度を調整パラメータとして考慮.

表 1.4 ALOS/PALSAR を用いた土壌水分推定の研究事例

既往研究	バンド; 偏波	アプローチ	概要
Rao et al. (2008)[95]	L; quad-pol (ALOS/PALSAR)	Oh model	インド各地にて試験適用
Tadono et al. (2008)[96]	L; quad-pol (ALOS/PALSAR)	Shi(1997) model	モンゴルにおいて適用し、定性的な空間分布の季節変化を示した.
Susaki (2008)[97]	L; HH (ALOS/PALSAR)	IEM	IEM を用いて含水率と粗度の実測値を用いて半経験式を作成.
Sonobe et al. (2008)[98]	L; HH (ALOS/PALSAR)	経験式	後方散乱係数と含水率で線形関係を仮定し、実測から粗度の影響を分離.
Lievans and Verhoest (2011b)[99]	L; HH (ALOS/PALSAR)	IEM+有効粗度+WCM	WCM で植生を考慮. 有効粗度パラメータを採用し、実測土壌水分と HH 偏波 SAR データから粗度を推定し、以降の SAR データに適用して土壌水分を推定.
Koyama (2012)[100]	L; HH, HV (ALOS/PALSAR)	固有値解析法	2 偏波の固有値解析と後方散乱係数から植生を考慮.
Necsoiu et al. (2013)[101]	L; HH (ALOS/PALSAR)	Oh model+Ulaby(1986) for vegetation	冬季の凍結土壌において粗度を推定. 植生は実測値を用いた半経験式で考慮.
Mironov et al. (2015)[102]	L; HH (ALOS/PALSAR)	Oh(1992) model	シベリアにて試験適用
Gharechelou et al. (2015)[103]	L; HH, HV (ALOS/PALSAR)	経験式	現地土壌誘電率と後方散乱係数から経験式

#### 1.4 本研究の目的

SAR が持つ主なパラメータは、周波数や入射角、偏波である。複数の周波数を持つ衛星搭載型 SAR は使用電力など技術的な問題からこれまで実現されておらず、入射角は衛星本体の軌道と一対一の関係にあるため単一センサによる複数入射角の同時観測は不可能である。したがって、現在において唯一、偏波のみが単一センサによる複数パラメータ取得を可能にしている。取得されるパラメータは、周波数と入射角が固定された HH, HV, VH, VV 偏波による 4 つの後方散乱係数である。このような、多偏波 SAR データであれば、あらかじめ設定するパラメータを減らすことができるうえ、複数パラメータの同時推定も期待できる。

これまで多くの SAR が採用しているマイクロ波の波長帯は C バンドであったが、2006 年の ALOS/PALSAR で L バンドの 4 偏波同時観測が実現し、2014 年に打ち上げられた ALOS2/PALSAR2 に引き継がれている。ALOS/PALSAR シリーズは、現在において世界唯一の L バンド多偏波の衛星 SAR となっている。この ALOS/PALSAR シリーズで採用されている L バンドは C バンドや X バンドに比べ、土壌水分の応答性が高く、植生の影響を受けにくい、という以下のような特徴がある。

- 土壌水分に対する応答性が高い：散乱の強さは湿潤土壌の比誘電率に依存する。Lバンドにおける比誘電率はC/Xバンドよりも大きい。
- 大きな地表面粗度にも適用可能：モデル適用可能な粗度の範囲は、波長との相対的な大きさで決定される。LバンドはC/Xバンドよりも波長が長いので、モデルの適用範囲が実質的に広がる。
- 植生の影響が小さい：物質による散乱は波長に反比例するため、波長が長いほど散乱が小さくなる。
- 土壌内部の情報が取得できる：植生を透過すると同様に、Lバンドは土壌内部まで入り込む。そのため、土壌内部における体積散乱を適切に評価することで、より深い範囲の土壌水分や土壌特性などを把握できる可能性がある。

そのため土壌水分を対象とする場合、現行多偏波 SAR で採用されている周波数バンド(X, C, Lバンド)の中でLバンドが最適といえる。

つまり、裸地や疎植生地を対象とすればそこに自生する植生を無視でき、農地では耕作の準備段階から生育の初期段階までを対象にできると考えられる。ただし、植生の影響を全くないわけではなく、植生量によって土壌水分推定精度が影響を受けることを念頭に置く必要がある。そのため、本研究では裸地を対象としてアルゴリズム開発を実施した。植生による土壌水分推定への影響評価は今後の課題とした。

その一方、Lバンドは土壌内部まで侵入しやすいことから特に乾燥土壌では土壌内部のマイクロ波散乱を考慮する必要が生じる。そのため、本研究では土壌内部の体積散乱を考慮したモデルを適用してLバンドに対応している。

本研究で開発するアルゴリズムは理論モデルに則しかつ現地データを用いて実際に衛星 SAR データとの適合を試みる「半経験的モデル」の位置づけであるといえる。前項で説明したように、単偏波 SAR データを使用する場合は、土壌水分を未知パラメータとすると、それ以外を何かしらの方法であらかじめ決めておく必要があった。例え植生を無視したとしても、土壌のマイクロ波散乱は多くのパラメータを持つため SAR が持つパラメータが多いほど解析は容易となる。

既往研究でも各バンド(X, C, L)の多偏波を利用した事例は非常に多く、90年代からマルチパラメータ SAR から土壌水分と粗度を同時に評価する試みが行われてきた。その後は、農地への適用を目指して植生を偏波の組み合わせで評価、モデル化してその下の土壌水分を推定する研究も進められている。しかし、Lバンドの多偏波衛星 SAR (ALOS/PALSAR)

への適用事例はわずかとなっている。その中でも約半数が単偏波データを用いた研究で、2偏波データを利用したものでは固有値解析手法を用いた[100] や経験式による[103] の研究事例で、4偏波データを利用したものは既存モデルの適用事例[96] [95] となっている。

また、既往研究では各バンドで様々な手法やモデルが提案されているがいずれも地表面における表面散乱のみを考慮しており、土壌内部の体積散乱を考慮しているものはみられない。特に L バンドでは乾燥した地表面において地中深くまで侵入するため、陸域の無視できない面積を占める乾燥地帯や半乾燥地帯、乾季や旱魃時の状況を把握する上では重要になると考えられる。そのため、本研究では土壌内部の体積散乱を考慮したマイクロ波散乱モデルを用いて対応する。

その他重要な点として、多偏波 SAR 衛星の実際の運用においては、多偏波による観測頻度は非常に低く、ほとんどが単偏波または2偏波観測という現状がある。したがって、土壌水分モニタリングにおいて多偏波データだけでは様々な用途で期待される観測頻度を実現するには不十分であり、単偏波データを活用するアルゴリズムとする必要がある。既往研究においても、同じ多偏波観測が継続することを前提にしており、このようなアプローチは見られない。

表 1.5 既往研究と本研究の研究対象の違い

解析, アルゴリズムにおける対象	既往研究	本研究
Lバンド+多偏波 (車載, 航空機, SIR-C, シミュレーション)	○	○
Lバンド+多偏波 (衛星 SAR を対象)	△ (PALSAR)	○
土壌内部の体積散乱を考慮	×	○
多偏波 SAR の実運用考慮 (多偏波+単偏波に対応)	×	○

そこで、Lバンド+多偏波のメリットと多偏波 SAR 衛星の実運用状況を踏まえて、本研究の目的を以下の2点とした。

- 土壌水分検知に最適である衛星搭載型「Lバンド」多偏波 SAR を用いた土壌水分推定手法の開発
- 衛星搭載型多偏波 SAR の実運用状況を踏まえて「多偏波と単偏波を活用した」土壌水分モニタリングを実現するアルゴリズムの開発

本研究では世界で唯一の多偏波 Lバンド SAR 衛星である ALOS/PALSAR を用いて、表層土壌水分量を推定する手法を開発し、実運用を考慮して土壌水分モニタリングを行うアル

ゴリズム開発を行った。このアルゴリズムは多偏波観測の観測頻度が少なく単偏波観測の観測頻度が多いといった実際の SAR 衛星の運用において有機的にそれぞれの観測を結びつけることができ、詳細な土壌水分マップを定期的に提供できる非常に有効な手法であると考えられる。

## 1.5 論文の構成

本論文の構成は、本 1 章では水の応答性が高いことを利用したマイクロ波リモートセンシングによる土壌水分推定に関する背景と既往研究、そして本研究の目的を述べた。2 章では、SAR を用いた土壌水分推定手法と、本研究で提案する L バンド多偏波 SAR を利用した土壌水分推定アルゴリズムについて説明する。3 章では、マイクロ波散乱過程の物理過程と後方散乱係数との関係、そして L バンドで重要となる土壌内部での体積散乱を考慮するために必要な放射伝達方程式の定式化について述べる。4 章では、本研究で用いた ALOS/PALSAR について説明し、アルゴリズム開発を行った研究対象地域と現地で取得した現地データを整理して示した。5 章では、現地データを用いた解析により土壌パラメータの同定を行い、本アルゴリズムの検証結果を示した。6 章では、5 章での検証結果を踏まえ適用範囲を面的に拡大して ALOS/PALSAR が対象地域圏で取得したあらゆるデータ (PLR, FBS, FBD, ScanSAR) を用いてシーン毎に土壌水分マップを作成した結果を示した。7 章では、本論文をまとめ、今後の課題や展望等について述べた。

## 2章 Lバンド多偏波 SAR による土壤水分推定アルゴリズムの提案

### 2.1 SAR による土壤水分推定

SAR による土壤水分推定の基本的な原理は、土壤水分が大きくなるに伴って計測される受信信号の強度（後方散乱係数）が大きくなる現象を利用している。SAR はマイクロ波をアンテナから地表面に向けて照射し地表面および土壤内部で反射・散乱してアンテナ方向に戻ってくるマイクロ波の強度を計測している。マイクロ波が照射される媒体表面の反射・散乱（表面散乱）はその媒体の誘電率に大きく依存する。水の誘電率は乾燥土壤に比べ非常に大きいので、土壤水分の増加に伴い反射・散乱の程度が大きくなる。これだけであれば非常に単純であるが、どの方向にどれだけ反射・散乱するのかを定量的に把握するためには地表面の凸凹の程度（地表面粗度）を考慮する必要がある。表面散乱のみを扱う場合、地表面粗度が既知であれば土壤水分推定が可能となるといえる。つまり、ある場所で地表面粗度が変化しないと仮定すれば、土壤水分の変化に伴う後方散乱係数の変化を計測して経験式を求めることで、後方散乱係数から土壤水分推定が可能となる。対象地が限定される場合、このような試みは非常にシンプルで有用である。しかし、自然状態においては地表面粗度が少しずつ変化し空間分布も一様ではないと考えるのが自然であるため、リモートセンシングの大きなメリットである広範囲で適用するのは現実的に困難であるといえる。

湿潤土壤では地表面で生じる反射・散乱が大きな割合を占めるが、一部は土壤内部にも入り込む。特にこの傾向が強くなる乾燥土壤では、土壤内部の散乱（体積散乱）も考慮する必要がある。土壤内部の体積散乱は、ある粒径である誘電率を持つ微小の球形粒子がある一定の体積率で深さ方向に無限の範囲で存在する状況（半無限媒体）を仮定し、これらの粒子で反射と吸収を繰り返す複雑な散乱過程であり、表面散乱と合わせてこれを評価することでアンテナ方向に戻るマイクロ波の強度を定量的に把握することが可能となる。多くの既往研究では、土壤内部の体積散乱を無視しているが、陸域の無視できない面積を占める乾燥地帯や半乾燥地帯、乾季や旱魃時の状況を把握する上では重要になると考えられる。

## 2.2 多偏波 SAR を用いたアプローチ

表面散乱と体積散乱は SAR の使用周波数（波長）や観測方向にも依存しており、これら SAR パラメータと地表面および土壌内部の物理パラメータとの関係を包括的に解析するために数値解析モデルが用いられる。このモデルを用いることで、多くのパラメータと後方散乱係数の関係をシミュレーションでき、SAR パラメータと物理パラメータが既知であれば後方散乱係数の観測値から土壌水分を推定することが可能となる。

具体的な例では、一つの偏波で観測する単偏波 SAR の利用が該当する。旧来、衛星搭載型の SAR は送受信ともに水平偏波（HH）または垂直偏波（VV）のどちらか一方が採用される単偏波 SAR であった。このため、土壌水分を推定するためにはその他複数のパラメータを何らかの方法で決定する必要があった。このためのアプローチとして、異なる周波数や入射角で観測した複数の SAR 観測データを用いて複数のパラメータを同定していく方法などがある。しかし、衛星搭載の SAR から異なる周波数や入射角で同時観測は現時点では実用化されておらず、ゆえに一定の時間間隔を経て得られたデータを用いることになる。土壌水分は時間的に大きく変化するため、非常に安定した特殊な条件を満たす場所以外ではこれらの手法は現実的ではないといえる。

そのような状況の中で実用化されたのが複数偏波で同時に観測できる多偏波 SAR（PolSAR: Polarimetric SAR）である。土壌水分推定の用途では SAR の 1 回の観測で同時に異なる SAR パラメータで取得できる性能が望まれていたが、多偏波 SAR では送受信ともに水平垂直偏波を使用できるため、HH, HV, VH, VV の 4 つの偏波で同時に観測できる性能を有している。モデル解析では HV と VH 偏波は同じものとして扱われる（相反定理）ため、HV と VH をまとめて CR と表し、実際の解析には HH, CR, VV の 3 つの偏波を独立パラメータとして扱うことができる。そのため、あらかじめ決定するパラメータを減らすことができるうえ、複数パラメータの同時推定も期待できる。本研究では、このメリットを活用して土壌水分推定アルゴリズムの開発を目指した。

### 2.3 Lバンド SAR の特徴と本研究における対応

SAR は電磁波の中でも比較的長い波長域のマイクロ波を利用している。マイクロ波は、波長約 1mm（周波数 300 GHz）から 1m（周波数 0.3 GHz）のバンドに属している電波であり、便宜上表 2.1 に示したような名称で細分類されている。Lバンドは、周波数 1~2 GHz、波長 30 ~ 15 cm である。Lバンドは他の SAR に使われている Cバンドや Xバンドよりも長い波長となっている。

Lバンドは、SAR が使用するマイクロ波の波長帯の一つで比較的波長が長いいため誘電媒体に対する透過力が高いため、地表面を覆う植生の影響が小さい。現在各国で運用されている SAR の多くは Lバンドよりも波長の短い Cバンドや Xバンドが採用されているが、現在では SAR による土壌水分の観測において植生をある程度無視できる Lバンドの有効性に対する認識が広まっている。この透過力の強さは地表面に対しても同様であり、特に乾燥した地表面においては地中深くまで侵入する。このため、アルゴリズム開発においては地表面の表面散乱に加え土壌内部の体積散乱を考慮することが重要となる。

表 2.1 マイクロ波の周波数帯

名称	周波数(GHz)	波長(cm)
P	0.3 ~ 1.0	100 ~ 30
L	1 ~ 2	30 ~ 15
S	2 ~ 4	15 ~ 7.5
C	4 ~ 8	7.5 ~ 3.8
X	8 ~ 12.5	3.8 ~ 2.4
Ku	12.5 ~ 18	2.4 ~ 1.7
K	18 ~ 26.5	1.7 ~ 1.1
Ka	26.5 ~ 40	1.1 ~ 0.8

#### i) 土壌水分の応答性が高い

水と土粒子によって構成される混合土壌の（複素）比誘電率は、実部と虚部に分けられ、各々の特性は周波数によって大きく変化する。実部は散乱の強さを決定し、虚部は伝播の負荷を決定するため侵入深さに寄与し小さいほど深くなる。

含水率と複素比誘電率の関係を半経験的モデルである Dobson-Peplinski らのモデル[105] [106] [107] と Mironov らのモデル[108] を用いて示した。比誘電率は周波数に依存するため、Lバンドと Cバンドに分けて示した。さらに土壌タイプにも依存するが、Dobson-Peplinski モデルでは Clay（粘土）と Sand（砂）の単位体積当たりの質量比で与え、Mironov モデルでは Clay の質量比のみを与える仕様となっている。このため、Dobson-Peplinski モデルでは Clay=45%と Sand=10%の組み合わせ、Clay=10%と Sand=40%の組み合わせの 2 通りを示し

た(図 2-1). また, Mironov モデルでは Clay=45%と Clay=10%の2通りを示した(図 2-2). 両モデルにおいて大きな差は見られないが, 周波数依存としては L バンドで比誘電率実部が大きく, 虚部が小さくなる傾向が見られる. また, Clay が大きいと実部が小さくなる傾向が見られるが, 虚部はわずかな変化となっている.

したがって, L バンドは C バンドに比べ比誘電率実部が大きく比誘電率虚部が小さいため土壌水分の応答性が高く, 侵入深さが深いといえる. つまり, L-band では深さ方向の土壌水分情報を得ることができる一方, 深さ方向の土壌形態や土壌水分を考慮する必要があるともいえる.

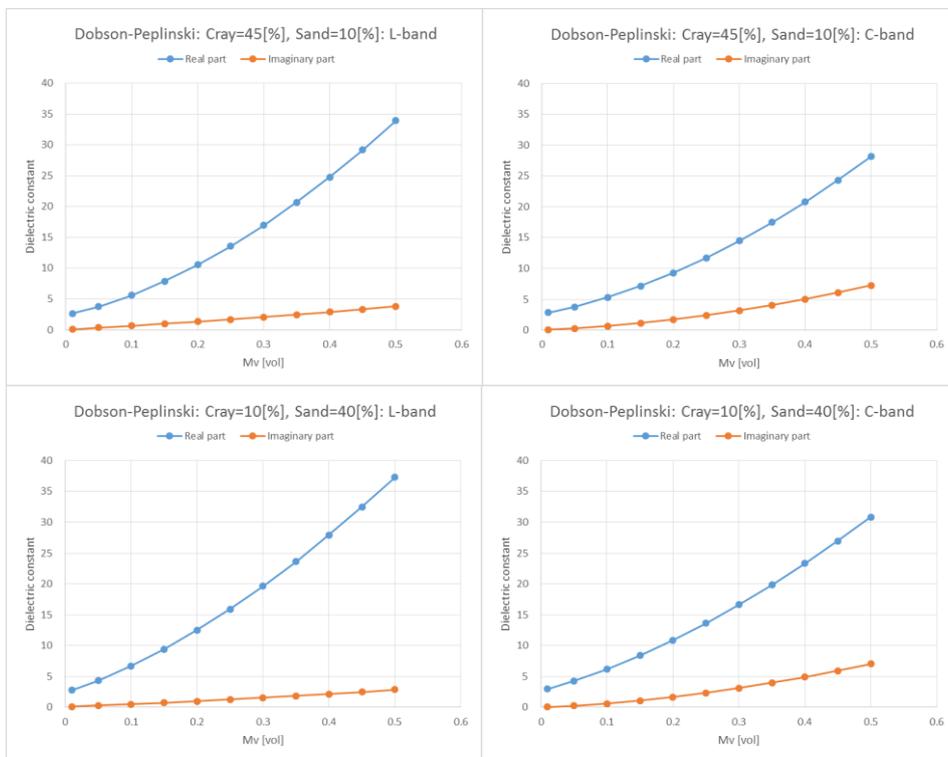
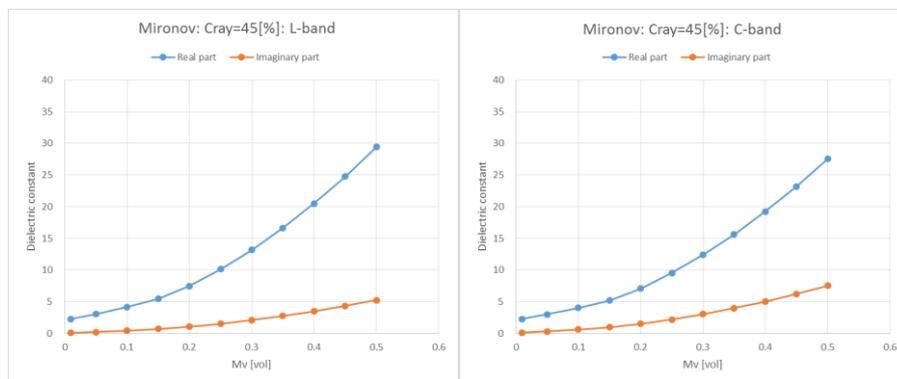


図 2-1 Dobson-Peplinski モデルの計算結果



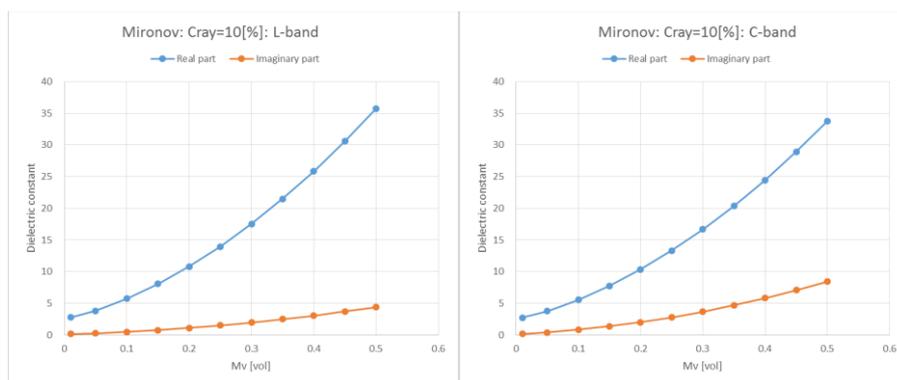


図 2-2 Mironov モデルの計算結果

### ii) 土壌内部の体積散乱の考慮の必要性

本研究では、Lバンドの多偏波 SAR データを用いて土壌水分を推定するアルゴリズムの開発を目指している。これまで説明してきたように L バンドでは物質に対する透過力が強いいため、ある程度の植生を無視できる一方、地表面から地中内部で入り込む。電磁波強度が  $1/e$  となる距離で定義される侵入深さ  $l_a$  は含水率 5 %では 30 cm 程度、含水率 30 %では 10 cm 程度である。また、多偏波 SAR データから得られるクロス偏波成分は主に体積散乱（多重散乱）から生成される。したがって、これらを適切に評価するためにも、地表面での表面散乱だけでなく、土壌内部での体積散乱を考慮したマイクロ波散乱モデルを用いることが必要となる。

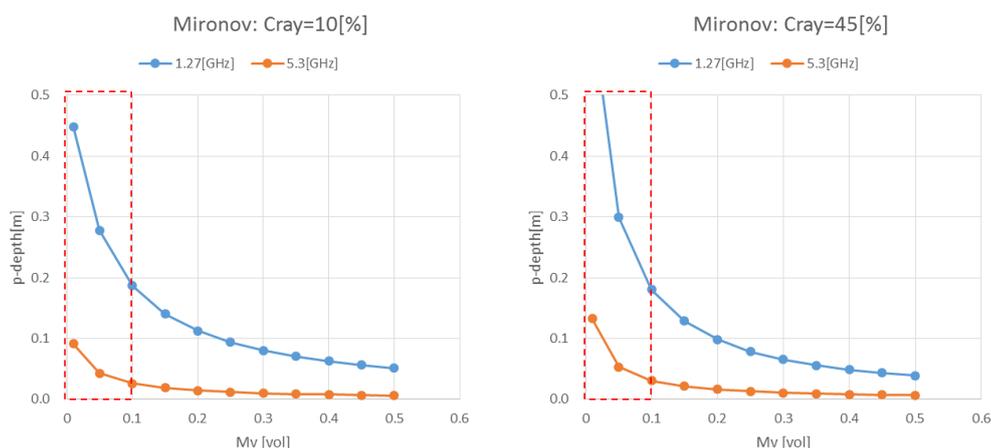


図 2-3 侵入深さの計算結果

### iii) 地表面粗度の影響が小さい

地表面粗度が滑らかであることの基準はマイクロ波の波長と入射角で定義される。図 2-4 は、入射角  $\theta_i$  で粗度  $\sigma_H$  の散乱面に入射する場合を示したものである。ここで  $\sigma_H$  は、高さの

平均を 0 とした参照面からの凹凸の標準偏差値である。SAR の場合では単一アンテナで送受信を行うので、後方に散乱されるマイクロ波のみを考える。粗度  $\sigma_H$  の点と遠方にあるアンテナとの往復距離と、同じ位置での参照面とアンテナとの往復距離との差は、 $2\sigma_H \cos \theta_i$  である。

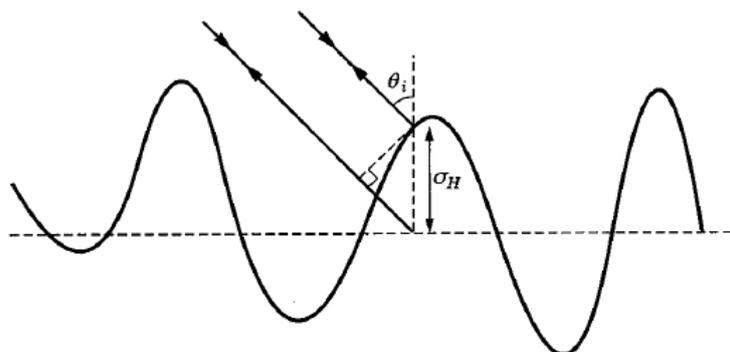


図 2-4 地表面粗度の基準

一般的に使われるレーリー(Rayleigh)基準によると、この往復距離の差がマイクロ波の波長の 1/4 倍の長さとは比べて非常に短い場合、散乱面は滑らかな表面(smooth surface)と定義し、両者が比較できるくらいの表面は適度に粗い表面(moderately rough surface)と定義する。距離の差が (波長/4) と比べて大きい表面は粗い表面(rough surface)と定義される。なお、滑らかな表面ではある程度の高さの変動があり、全く平らな平面である鏡面と区別している。以上の定義をまとめると、

$$\begin{aligned} \sigma_H &\ll \lambda/(8 \cos \theta_i) : \text{smooth surface} \\ \sigma_H &\sim \lambda/(8 \cos \theta_i) : \text{moderately rough surface} \\ \sigma_H &\gg \lambda/(8 \cos \theta_i) : \text{rough surface} \end{aligned}$$

(2.1)

となる。また、より厳しい  $\sigma_H \ll \lambda/(32 \cos \theta_i)$  を基準とするフラウンホーファー(Fraunhofer)基準がある。

これらの基準を波長が約 4 倍ことなる L バンド (波長 23.6 cm) と C バンド (波長 5.7 cm) で比較すると、表 2.2 に示したように基準値も 4 倍程度の差が生じる。この結果、L バンドは C バンドに比べ基準が緩くなっており、すなわち地表面粗度の影響が小さいといえる。

表 2.2 地表面粗度の基準

	Rayleigh 基準		Fraunhofer 基準	
	入射角 24 度	入射角 38 度	入射角 24 度	入射角 38 度
L バンド	3.2 cm	3.7 cm	0.8 cm	0.9 cm
C バンド	0.8 cm	0.9 cm	0.2 cm	0.2 cm

iv) 植生の影響が小さい

植生地表面からの後方散乱係数は土壌水分や粗度に加え、バイオマス量、植生の構造に影響を受け、それはセンサの周波数、入射角によって異なる。[109] では、複数周波数で水田のモニタリング実験を行い、L バンドでは生育初期の相関は低いものの一定量以上の植生変化に対して高い応答性がみられ、植生構造やその大きさや角度が影響していると述べている。[86] [110] では C と L バンドの地上レーダでコーン（最大植生水分量 5 kg/m<sup>2</sup>）の生育サイクル期間で実験を行い、L バンドが C バンドよりも土壌水分と高い相関があり、生育初期以降で入射角がい大きい場合は植生からの応答が支配的であったと述べている。これは、C バンドよりも L バンドが植生透過力が強いことを裏付けているが、植生透過力が強い L バンドであっても一定以上の植生があれば特に入射角が大きい場合にその影響を受けることを示している。

これらの研究は穀物を対象にしたものであるが、一般的に物質による散乱は、波長に対する大きさに依存するため、植生が波長より小さいと考えられる場では植生の影響は非常に小さいと考えられる。また、マイクロ波の透過力は物質の比誘電率（虚部）に依存し、波長が長いほど強くなる。地表面を覆う植生は水分を多く含むためそれ自体の誘電率は大きいですが、空中の単位体積あたりでは小さくなる。この影響は森林や樹木、穀物農地など密生した植生は明らかに適用外であるが、植生が低くまばらであるほど影響は小さく、特に波長の長い L バンドでは影響を受けにくいといえる。

本研究は植生の影響を考慮せずに済む裸地を対象にし、まばらに自生する植生は無視する。そのため、土壌水分を推定する場合は、その植生状況が推定精度に影響することを念頭に置いて進める。

## 2.4 マイクロ波散乱モデルの概要

本研究で用いるマイクロ波散乱モデルの詳細は、「3章 マイクロ波散乱モデルと放射伝達方程式」で述べるが、ここでは、モデルで仮定する土壌モデルと関連パラメータについて説明する。

### 2.4.1 仮定する土壌モデル

本研究ではマイクロ波の表面散乱と体積散乱，そしてこれらの相互作用を考慮したマイクロ波散乱モデルを用いた。このモデルでは土壌を半無限媒体とし，平均粒径  $D$  の球形の土粒子が固相率  $S_v$  に均一に分布しており，その空隙に含水率に応じた直径を持つ球形の水粒子が含水率  $M_v$  で存在していると仮定している。

ここで，土壌水分を球形粒子と仮定したのはモデル化のための手段であり，実際の土壌に存在する水の状況とは異なる。同様に土粒子も球形粒子と仮定しており，これら粒子で構成される土壌におけるマイクロ波散乱をモデル化するために，土粒子の粒径は実際とは異なる値をとり得る「有効粒径」として扱う。

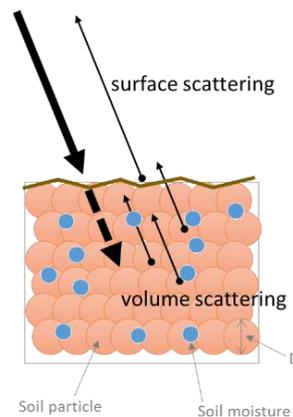


図 2-5 土壌モデルの概念図

### 2.4.2 後方散乱係数を決定するモデルパラメータ

本モデルにおける SAR から得られる後方散乱係数は，媒体境界面で生じる表面散乱による効果と，媒体内部で生じる体積散乱による効果の和として表すことができる。ここでいう媒体とは，マイクロ波で見た場合に媒体と認識できるものを指し，後方散乱係数は複数のパラメータを用いて形式的に式(2.2)のように表すことができる。

$$\sigma_{pq}^0 = f(\lambda, p, q, \theta, \epsilon_r, \sigma, l, n, S_v, D) \quad (2.2)$$

ここで $\sigma_{pq}^0$ は、 $p$  偏波送信、 $q$  偏波受信での後方散乱係数、 $\lambda$ は使用するマイクロ波の波長、 $\theta$ は入射角で、これらは使用する SAR の仕様で決まるシステムパラメータである。入射角は、SAR 衛星から照射されるマイクロ波の方向ベクトルと地形の法線ベクトルが成す角度である。対象が平面である場合は、オフナディア角（衛星鉛直直下と衛星のレーダ照射方向のなす角度）をそのまま用いることができるが、地球表面などの曲面や傾斜面では補正して与える必要がある。

そのほかは媒体となる地表面および土壌の物理パラメータで、 $\varepsilon_r$ は媒体の複素比誘電率、 $\sigma$ と $l$ は散乱に寄与する境界面の粗度を表す粗度パラメータで、それぞれ表面高さの標準偏差と表面相関長さである。 $n$ は粗度の分布を表す表面相関関数である。 $S_v$ と $D$ は体積散乱に寄与する土壌パラメータで、それぞれ対象土壌において土粒子そのものが占める体積率（固相率）と有効粒径の幾何平均である。

水は典型的な分極分子であるため、土壌の複素比誘電率 $\varepsilon_r$ は主として水分量に依存している。そこで、式(2.2)の $\varepsilon_r$ を体積含水率（含水率） $M_v$ に置き換え、表面相関関数が与えられるとして書き直すと、式(2.3)のように表すことができる。

$$\sigma_{pq}^0 = f(\lambda, p, q, \theta, M_v, \sigma, l, S_v, D) \quad (2.3)$$

また、使用する SAR システムで $\lambda, p, q, \theta$ は決定されるため、さらに次式のように書き換えられる。

$$\sigma_{pq}^0 = f(M_v, \sigma, l, S_v, D) \quad (2.4)$$

したがって未知パラメータは、体積含水率（ $M_v$ ）と2つの粗度パラメータ（ $\sigma, l$ ）、そして2つの土壌パラメータ（ $S_v, D$ ）の合計5つになる。

ここで、多偏波データを適用する場合を考える。まず、後方散乱を計測する SAR では理論的にクロス偏波成分の $\sigma_{HV}^0$ と $\sigma_{VH}^0$ は等しくなる（相反定理）と考えることから、ここでは平均値を取って $\sigma_{CR}^0$ とする。そして、式(2.4)を各偏波の後方散乱係数について記述すると次式を得る。

$$\begin{aligned} \sigma_{HH}^0 &= f(M_v, \sigma, l, S_v, D) \\ \sigma_{CR}^0 &= f(M_v, \sigma, l, S_v, D) \\ \sigma_{VV}^0 &= f(M_v, \sigma, l, S_v, D) \end{aligned} \quad (2.5)$$

この式から、 $S_v$ と $D$ が同定されれば、3つの偏波（HH, CR, VV）から体積含水率（ $M_v$ ）と2つの粗度パラメータ（ $\sigma, l$ ）を推定できることがわかる。

### 2.4.3 物理パラメータの扱い

#### i) 土壌水分と土壌の誘電率の関係

土壌水分の計測は、土壌と水の誘電率に大きな差があることから、含水率の増加とともに後方散乱係数が増加する性質を利用している。土壌における後方散乱は、土壌表面の誘電率と表面粗さによって定まる表面散乱と、土壌層内に水体がランダムにしかも深さ方向に勾配を持って存在するために生じる体積散乱から成る。

マイクロ波散乱に強く寄与する含水率の変化に伴う水分の状態の変化を考えると、含水率の低い状態では、水の分子間力や化学的な力によって土粒子表面に拘束される水分子層（結合水）が形成され、さらに水分量の増加に伴い結合力の弱い自由水が土粒子間隙中に増加する。結合水は拘束力が強い外部電界の変動にあわせた分子回転が困難であるために誘電率の増加は小さいが、自由水の増加は誘電率を直線的に増加させ、周波数領域によっては実部で 20~40 程度、虚部では 2~10 程度となる。また粘土と砂質土では、土質の化学的・電気的資質の違いにより、実部では砂質土の方が大きく、虚部では周波数によって大きさが異なる。すなわち、含水率の増加に伴う土壌の誘電率は、土粒子に付着する水の形態や土壌の性質によって複雑に変化するため、後方散乱係数に関してもパラメータを慎重に扱わなければならない。

ここで、本研究で用いているマイクロ波散乱モデル（3章 参照）による含水率に対応する土壌の複素比誘電率の計算結果を図 2-6 に示した。このモデルは、ある粒径の粒子で構成される稠密媒体を仮定した放射伝達（dense media radiative transfer）を考慮した理論モデルである。パラメータは、周波数  $f$ 、体積含水率  $M_v$ 、土壌の固相率  $S_v$ 、土壌粒子の有効粒径  $D$  で、それぞれに、 $f=1.27$  GHz、 $S_v=0.5$ 、 $D=0.1$  cm を与えている。そして放射伝達計算を行って、土壌における吸収係数と散乱係数、そして媒体中の波数などが求められる。これらから媒体の（空気と媒体の相対）複素屈折率を求め、複素比誘電率に換算している。この結果は、パラメータの与え方で変わってくるため単純には比較できないが、2.3 i) で示した他のモデルによる結果と同様な変化傾向で表現されていることがわかる。

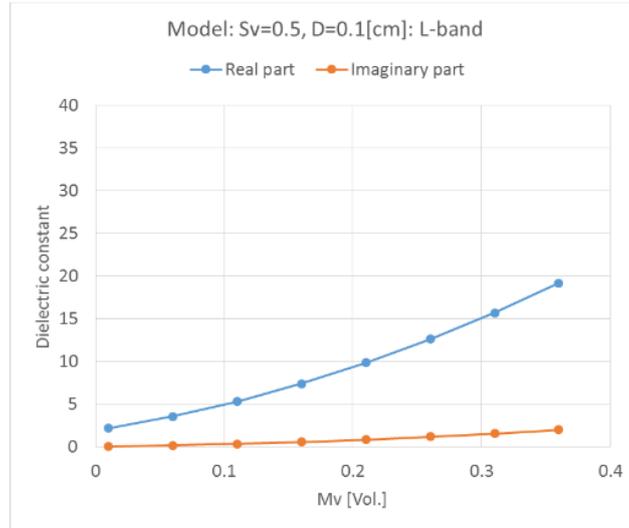


図 2-6 マイクロ波散乱モデルにおける計算結果

## ii) 地表面粗度パラメータ

地表面の凹凸を表す地表面粗度は  $\sigma$  と  $l$  の 2 つのパラメータで表現され、マイクロ波の表面散乱に寄与する。 $\sigma$  は高さ方向の凹凸の程度を表し、式(2.6)から地表面高さの標準偏差として求められる。 $l$  は水平方向の凹凸の相間からその分布密度を表す表面相関長さであり、式(2.7)から求められる自己相関係数が、式(2.8)で表されるように  $1/e$  になるときの水平方向の長さとして定義されている。それぞれ、水平方向の間隔が使用するマイクロ波の波長の  $1/10$  以下で測定された表面高さのデータを用いることが求められている。

$$\sigma = \left[ \frac{1}{N-1} \left( \sum_{i=1}^N (z_i)^2 - N(\bar{z})^2 \right) \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2.6)$$

$$\rho(x') = \frac{\sum_{i=1}^{N+1-j} (z_i - \bar{z})(z_{j+i-1} - \bar{z})}{\sum_{i=1}^N (z_i - \bar{z})^2} \quad (2.7)$$

$$x' = (j-1)\Delta x, j \geq 1$$

$$\rho(l) = \frac{1}{e} \quad (2.8)$$

ここで、 $z_i$  はある一定間隔  $\Delta x$  で計測された表面高さ、 $\bar{z}$  は表面高さの平均、 $N$  はサンプル数を表す。

表面相関長さ  $l$  は表面散乱の評価において表面相関関数として導入されており、表面相関関数のモデルとして次式で表される指数モデルを用いている。

$$\rho(\xi) = \exp\left(-\frac{\xi}{l}\right) \quad (2.9)$$

本マイクロ波散乱モデルの表面散乱の評価に導入されている IEM モデルは、表面相関関数のモデルタイプによって適用条件が次のように定義されている。

$$(k\sigma)(kl) = \frac{(2\pi)^2}{\lambda^2} \sigma l < 1.6\sqrt{\varepsilon_r} \quad (2.10)$$

ここで、 $\sigma$  と  $l$  は地表面粗度の 2 つのパラメータ、 $k$  は波数、 $\lambda$  は波長、 $\varepsilon_r$  は媒体表面の比誘電率である。この式では波長の 2 乗に反比例することから、波長が長いほど条件が緩くなり  $\sigma$  と  $l$  が大きな値でも適用できることがわかる。Lバンドの波長 23.6 cm と Cバンドの波長 5.7 cm で比較すると、波長に約 4 倍の差があるため Lバンドでは  $\sigma$  と  $l$  のレンジが非常に広がるのがわかる。

図 2-7 に Lバンドと Cバンドの地表面粗度パラメータの適用範囲（最大値）を、比誘電率が 3 の場合 ( $M_v=5\%$ 程度) と 20 の場合 ( $M_v=30\%$ 程度) を示した。含水率が小さいほど地表面粗度の条件が厳しくなっており、地表面粗度の寄与が大きいことが現れていると考えられる。

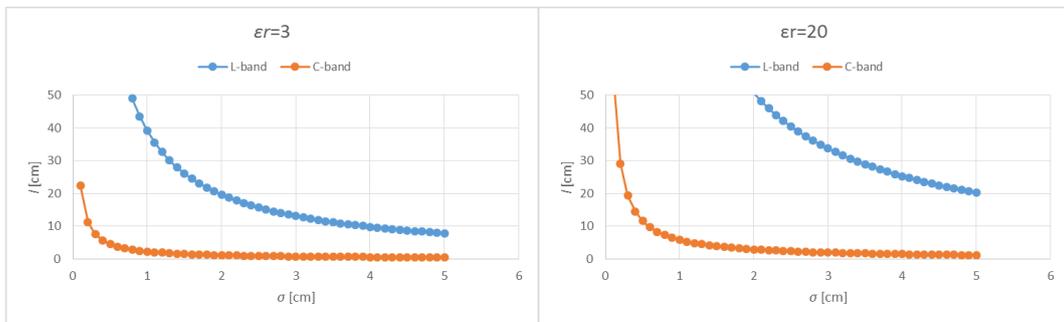


図 2-7 IEM の地表面粗度パラメータの適用条件

### iii) 土壌パラメータ

土壌パラメータ  $S_v$  と  $D$  は、体積散乱に寄与する土壌パラメータで、それぞれ表層土壌において土粒子そのものが占める体積率と有効粒径の幾何平均である。粒子による散乱では電磁波の波長に対する大きさが  $1/10$  以下であればレイリー散乱、それ以上であればミー散乱とみなされる。PALSAR の Lバンドのマイクロ波の波長は 23.6 cm であるため、概ね 2.4 cm が基準となる。土壌は、礫、砂、シルト、そして粘土の粒径が異なる粒子によって構成

されており、これらの質量割合によって分類されが、いずれも 2.4 cm よりもかなり小さいためレイリー散乱とみなせる。

レイリー散乱の場合、入力電磁波パワーに対する散乱割合を表す散乱係数は、単位体積に占める粒子数（数密度） $N$  に比例している。本モデルにおいて土粒子の数密度  $N_s$  は、土粒子の直径  $D_s$  から半径  $a_s=D_s/2$ 、土粒子の体積率を  $S_v$  として次式で与えられている。

$$N_s = \frac{3S_v}{4\pi a_s^3} \quad (2.11)$$

これを考慮すると、散乱係数は  $S_v$  に比例し、粒子半径の 3 乗に反比例するといえる。

なお、粒子と仮定した水の数密度  $N_w$  と半径  $a_w$  は次式で与えられている。

$$N_w = (50M_v - 0.2) \cdot N_s \quad (2.12)$$

$$a_w = \left( \frac{3M_v}{4\pi N_w} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (2.13)$$

図 2-8 に式(2.11)、式(2.12)、式(2.13)から求めた本モデルにおける土粒子半径に対する水粒子半径の比について  $M_v$  と  $S_v$  との関係を示した。 $M_v$  が 0.05 より大きい場合はほぼ一定となり、 $S_v$  が小さいほどこの比は大きくなる傾向があり、水粒子の半径は概ね土粒子の半分以下で定義されている。

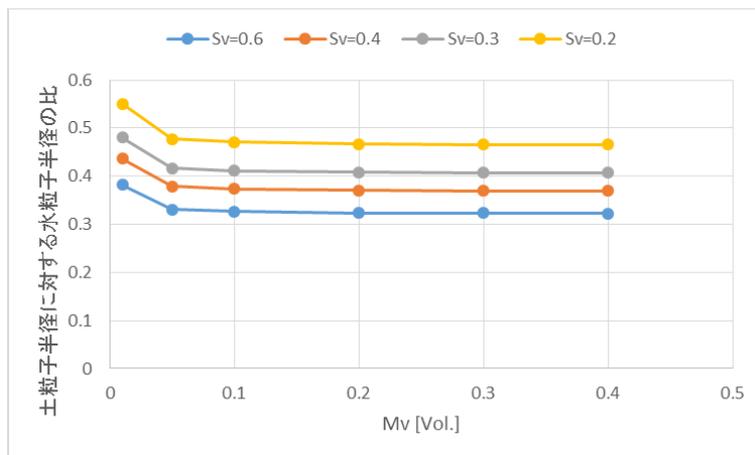


図 2-8 モデルにおける土粒子半径に対する水粒子半径の比

## 2.5 土壌水分推定アルゴリズム

### 2.5.1 多偏波後方散乱係数とパラメータの関係

地表面および土壌内部でのマイクロ波の散乱と放射伝達のパラメータは形式的に次式(再掲)で表される。なお、ここまで地表面粗度の2つのパラメータの表記を  $(\sigma, l)$  としてきたが、以降  $(Sd, Cl)$  と表記する。

$$\sigma_{pq}^0 = f(Mv, Sd, Cl, Sv, D) \quad (2.14)$$

未知パラメータは、体積含水率  $(Mv)$  と2つの粗度パラメータ  $(Sd, Cl)$ 、そして2つの土壌パラメータ  $(Sv, D)$  の合計5つである。

ここで、もし2つの土壌パラメータが既知であれば(2.14)は次式(2.15)となり、多偏波 SAR で観測できる HH, CR, VV の3偏波の後方散乱係数から時空間的に不定な土壌水分と地表面粗度の3つのパラメータの同時推定が可能となる。

$$\begin{aligned} \sigma_{HH}^0 &= f(Mv, Sd, Cl) \\ \sigma_{CR}^0 &= f(Mv, Sd, Cl) \\ \sigma_{VV}^0 &= f(Mv, Sd, Cl) \end{aligned} \quad (2.15)$$

また、さらに地表面粗度の2つのパラメータが既知であれば、単偏波後方散乱係数から土壌水分を推定することができる。

$$\sigma_{HH}^0 = f(Mv) \quad (2.16)$$

これらを踏まえて、土壌水分推定アルゴリズムの検討を進める。

### 2.5.2 パラメータの時空間変化

物理パラメータの時空間変化を下表に示した。土壌水分は、地形や地表面の凹凸によって空間的に不均一であり、蒸発や降水によって時間的にも大きく変化する。

地表面粗度は、基本的に空間的には不均一であり、時間的には自然状態では季節変化は小さいものの植生や雨風による影響により年スケールでは不定であると考えられる。また農地では耕作により人為的に変化が生じるため時期によって大きく変化する。粗度の変化については、[111][112] で降水の影響が非常に大きいことが指摘され、[113] では農地では特に耕起後の降水の影響が大きいと述べられている。

土壌パラメータは、土壌（地質、組成）が同様な範囲においては一定と考えられる。ただし、人為的な改変や自然状態でも洪水などによる氾濫原や土砂崩れなどにより表層が改変される場合は別途考慮が必要である。これら物理パラメータの条件から、最も安定しているのが土壌パラメータである。

表 2.3 パラメータの時空間変化

パラメータ	空間的变化	時間的变化	備考
土壌水分 Mv	不均一	不定	降水の有無や地形によって時空間ともに大きく変化する。
地表面粗度 Sd, Cl	不均一	不定	一般的に季節変化は小さいと考えられるが、農地では耕作により大きく変化する。
土壌パラメータ Sv, D	均一	一定	土壌（地質、組成）が同様な範囲において一定と考えられる。

### 2.5.3 土壌パラメータの同定方法

土壌パラメータは一定範囲において空間的に均一であり時間的にも安定であると仮定すれば、ある一点で同定した土壌パラメータをその範囲全体に拡大することが可能である。ある点の土壌パラメータは、多偏波 SAR データとそれと同時に現地計測した 1 つまたは複数の土壌水分と地表面粗度をモデルに入力して最も再現性がよい値を採用することで同定できる。また、時間的にも安定していると考えられることから、1 回この土壌パラメータを同定すれば半永久的に適用可能となる。

しかし、この方法は対象地域ごとに現地データが必要であり様々な地域で適用するには困難である。そのため、次のような手法が考えられる。土壌パラメータはモデル内では土粒子の比誘電率と有効粒径、そしてその体積率で表現されていることから、具体的には実際の土壌の粒径分布や乾燥密度、土粒子密度などに依存すると考えられる。これらの土壌指標は全球でデータベースの整備が進められており、比較的詳細な分布状況を把握できる（たとえば、Harmonized World Soil Database）。今後様々な地域での現地観測で同定した本アルゴリズムの土壌パラメータと既存の土壌データベースを関係付け、将来的には既存の土壌データベースから土壌パラメータを決定できるようにしたいと考えている。

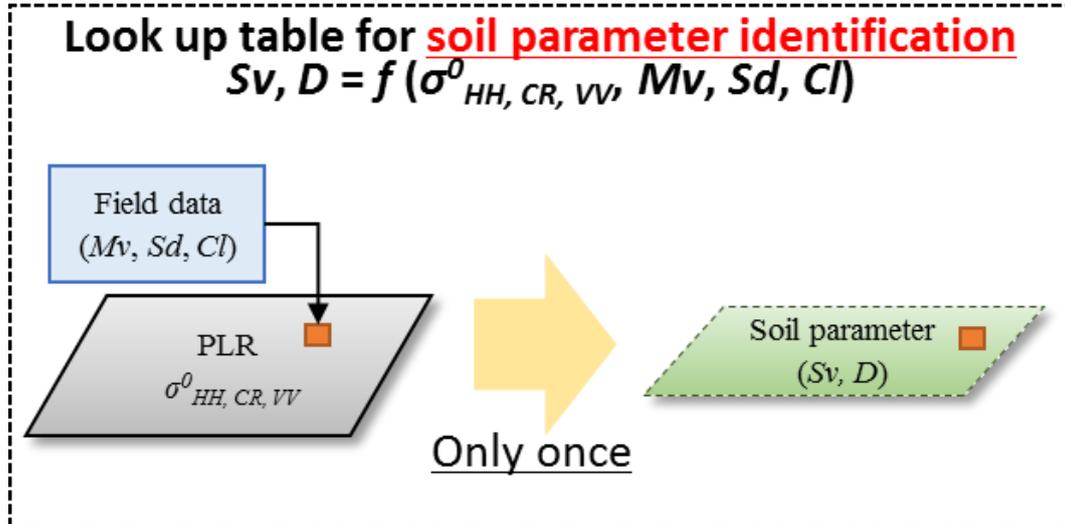


図 2-9 土壌パラメータの同定

## 2.5.4 多偏波 SAR の運用におけるアルゴリズムのあり方

多偏波 SAR の運用による多偏波観測と単偏波または 2 偏波観測の観測頻度の違いを示す事例として、ALOS/PALSAR のカンボジアのある地点における各観測モードの観測頻度を下図に示した。図中で示した期間は ALOS/PALSAR が運用されていた約 5 年間であるが、多偏波観測(図中 PLR)はわずか 4 回である。これは様々なニーズに対応するための運用上の都合である。しかし、単偏波(図中 FBS)と 2 偏波観測(図中 FBD)を加えると約 50 日間隔であり、回帰日数 46 日とほぼ対応する。また FBS や FBD の観測幅の約 5 倍をカバーする広域観測(単偏波、図中 ScanSAR)を加えると約 19 日間隔となり、回帰日数の倍以上の頻度となる。この事例からわかるように多偏波 SAR による多偏波観測の頻度は非常に限定されており、単偏波または 2 偏波観測のデータに比べて非常に少ない。したがって土壌水分の推定頻度を向上させるためには単/2 偏波データを活用することが有効であることがわかる。

単偏波の後方散乱係数から土壌水分を推定するためには、土壌パラメータと地表面粗度パラメータを与える必要があるが、土壌パラメータが同定できていれば、地表面粗度パラメータは多偏波後方散乱係数から推定した値が利用できる。したがって、地表面粗度パラメータは短期間では大きく変化しないという条件を満たす一定期間内において、次の多偏波観測までの間に取得される複数回の単偏波 SAR データにその地表面粗度パラメータを適用することで新たに土壌水分を推定することが可能となる。SAR データを画像として考えると、予め用意した土壌パラメータマップを多偏波 SAR 画像に適用して土壌水分マップと地表面粗度マップを作成し、その地表面粗度マップと土壌パラメータマップを単偏波 SAR 画像に適用して新たな土壌水分マップを作成するという過程となる。

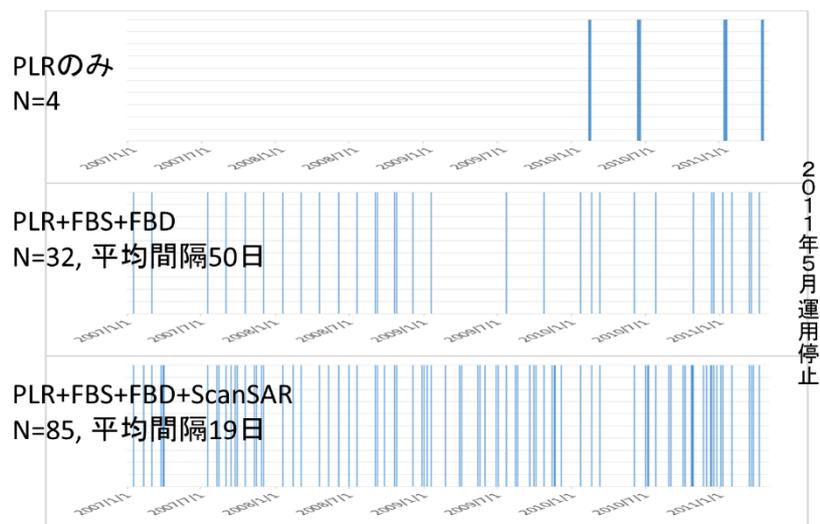


図 2-10 PALSAR の観測モードによる観測頻度の違い (カンボジア PTR 地点の例)

### 2.5.5 アルゴリズムのフロー

ここまで述べた内容をまとめて本アルゴリズムのフローを下図に示した。本アルゴリズムは、土壌パラメータが同定できていれば体積含水率と地表面粗度の 3 つのパラメータを多偏波 SAR データから推定し、推定された地表面粗度を単偏波 SAR データに適用することによって体積含水率を推定する手法である。この手法によって多偏波観測の観測頻度が少なく単偏波観測の観測頻度が多いといった実際の SAR 衛星の運用において有機的にそれぞれの観測を結びつけることができ、詳細な土壌水分マップを定期的に提供できる非常に有効な手法であるといえる。

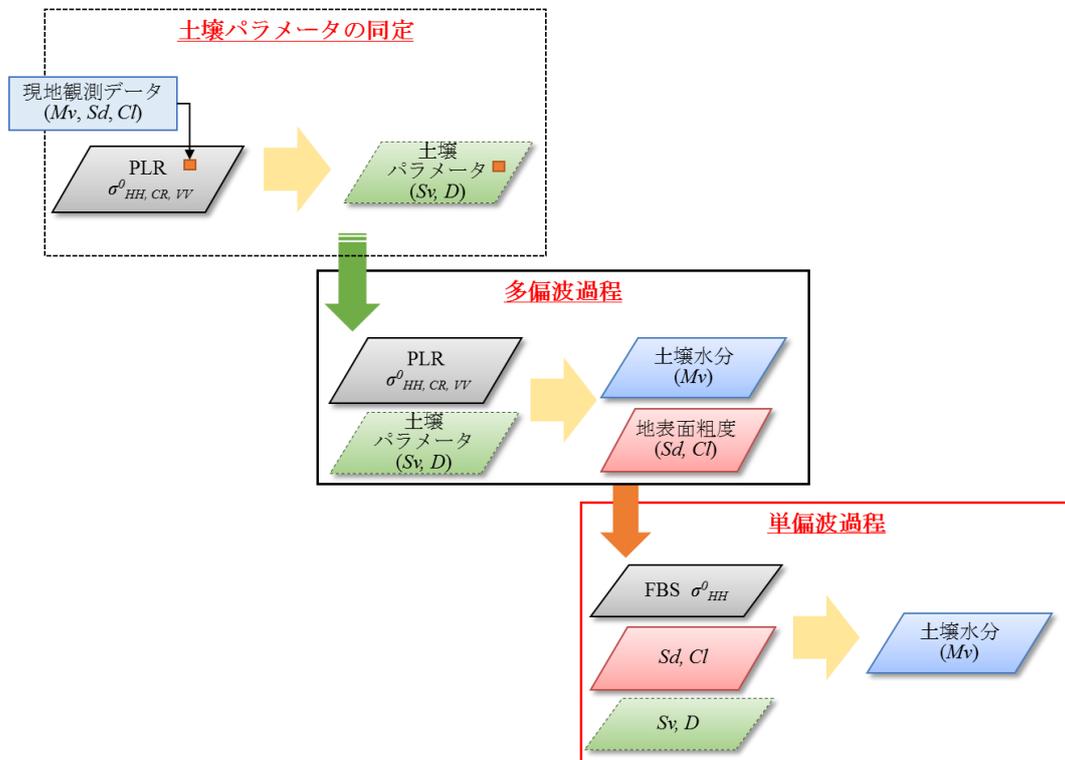


図 2-11 土壌水分推定アルゴリズムの解析フロー

### 2.5.6 逆推定に用いるルックアップテーブルについて

本アルゴリズムの中で後方散乱係数から物理パラメータを逆推定する際に使用しているのがルックアップテーブルである。ルックアップテーブルとは、入力値に対応する答えを予め計算して格納しておく配列のことで、SAR の後方散乱係数からルックアップテーブル上の 1 点を定め、そこに格納されている物理パラメータを推定値として出力する仕組みとした。

ここで、予め計算したパラメータの計算範囲と間隔を下表、ルックアップテーブルのイメージを下図に示した。HH, CR, VV 各偏波を軸とした 3 次元空間の中に参照点が配置されている。各参照点は、物理パラメータの組合せによって計算された各偏波の後方散乱係数に基づいて配置されたものである。

なお、単偏波後方散乱係数から土壌水分を推定する場合は、土壌水分以外の物理パラメータが固定されるため、後方散乱係数と土壌水分のみの関係で表されることになる。

表 2.4 パラメータの計算範囲と間隔

Parameter	Range	Interval	N
$\theta$	5-53 deg.	1 deg.	49
$Mv$	1-50 %	1 %	50
$Sd$	1-40 mm	1 mm	40
$Cl$	10-200 mm	10 mm	20
$Sv$	20-80 %	10 %	7
$D$	1-40 mm	1 mm	40

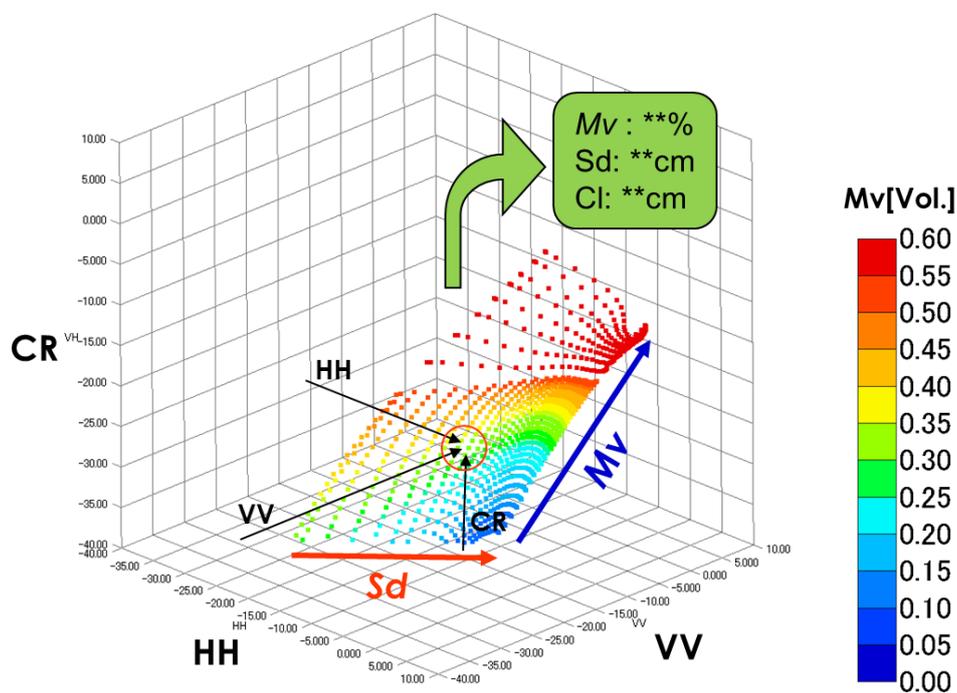


図 2-12 ルックアップテーブルのイメージ

## 2.6 本章のまとめ

このアルゴリズムのメリットは、近年盛んに実運用が進められている多偏波 SAR だけでなく、既存の単偏波 SAR データにも適用可能と考えられることである。SAR は 10m 程度の高分解能で天候や時間に制約なく観測できるメリットに対し、観測頻度が数 10 日と長いのがモニタリングや現業利用におけるデメリットであった。しかし、将来的には多偏波と高分解能、広い観測幅が両立すると考えられ、1 機での観測頻度向上も見込まれる。さらに複数の SAR 衛星の相互利用によって 1 日に 1 回や数時間に 1 回の観測頻度も可能になると考えられ、[104] の観測間隔の試算では 14 機で 1 時間、36 機で 10 分とされている。現在はマイクロ波放射計によって空間分解能 10km スケールの土壌水分モニタリングが概ね 1~数日に 1 回という頻度で運用されているが、将来的には SAR という選択ができていくと考えられる。

ここで、アルゴリズムの特徴と利点を以下にまとめる。

- マイクロ波散乱モデルを介していることにより、波長や入射角、偏波などの衛星センサ仕様に対する応答特性の違いを考慮できる。
- 流域スケール、フィールドスケールの含水率分布を把握するのに十分な 10m メッシュの含水率マップを作成できる。
- 自然状態が年間を通じて維持されている場所では、1 度粗度分布を把握すれば、その後しばらくの間はその粗度分布を利用して含水率分布を把握することができる。
- 多偏波データと単偏波データの観測間隔にある程度の期間が許される。

## 3章 マイクロ波散乱モデルと放射伝達方程式

本章では、マイクロ波散乱過程の物理過程と後方散乱係数との関係、そして L バンドで重要となる土壌内部での体積散乱を考慮するために必要な放射伝達方程式の定式化について述べる。そして、実際にモデルを適用する際の土壌モデルと各パラメータの扱いについて説明する。

### 3.1 マイクロ波散乱モデルと後方散乱係数

#### 3.1.1 表面散乱と体積散乱

空気などの媒体にある電磁波が異なる電気的特性をもつ媒体に入射すると、吸収された入射波のエネルギーの一部が電磁波として再放射される。この過程は散乱(scattering)とよばれ、電磁波の反射や屈折といった現象を引き起こす物理的要因となっている。SAR データから観測対象の物理的特性を計測するには、両者の関係を記述するマイクロ波の散乱プロセスを理解する事が不可欠である。

アンテナから放射されたマイクロ波が観測対象によって散乱される現象は、表面散乱(surface scattering)と体積散乱(volume scattering)の二つに大別される。表面散乱とは、入射波が異なる誘電率をもつ媒質の境界面で散乱される場合で、体積散乱は媒質内部にマイクロ波が侵入し、不均質な誘電率をもつ内部構造によって散乱される場合である。体積散乱は媒質内部でマイクロ波が複数回反射された結果であるとも考えられるので、多重散乱(multiple scattering)とよばれる場合もある。電磁波が媒体内で一定強度まで減衰する深さを「侵入深さ」と呼ぶが、表面散乱は金属や海水面などの侵入深さの小さい伝導体で支配的である。体積散乱が生じるためにはマイクロ波が媒質内部に侵入しなければならないので、侵入深さの大きい乾いた雪や砂、低密度の植生などの媒質が体積散乱の対象となる。また、海面と橋や地表面と建物の側壁などの間で複数回の反射が生じる減少は多重反射(multiple reflection)として区別される。

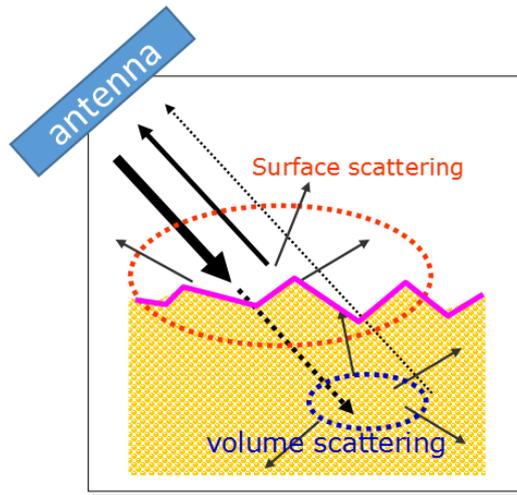


図 3-1 マイクロ波の表面散乱と体積散乱

### 3.1.2 SAR システムと後方散乱係数

これまで説明したように地表面における表面散乱，土壤内部における体積散乱の過程では条件によって半球上のあらゆる方向に散乱が発生するが，SAR システムでは発信と受信の位置が同じため入射方向と同じ方向に戻ってきた成分である後方散乱成分だけが検知される．ある面積（実効面積：effective area）を持つ散乱体において電磁波の入射強度（電力密度，放射束密度 $[W/m^2]$ ）に対する後方散乱の比を後方散乱断面積（back scatter RCS：radar cross section）とよぶ．この後方散乱断面積は散乱体の実効面積に比例するため，SAR の分解能によって変化する．これは散乱体の散乱特性や物理特性を解析するには不便であることから，面積に依存しない単位面積あたりの後方散乱断面積である後方散乱係数(back scattering coefficient, NRCS: normalized RCS)が用いられる．

偏波は電界の方向が時間とともにどのように変化しているかによって決定される．電界が同じ方向に留まっているとき平面偏波と呼ばれ，この電磁波の電界（偏波面）が地表面に水平のとき水平偏波(H)，垂直のとき垂直偏波(V)と呼ぶ．SAR は地表面にむけて水平または垂直偏波のマイクロ波を発信する．そのマイクロ波は地表面と土壤内部で様々な形態で散乱し，一部は異なる偏波となる．SAR は，このうちアンテナに戻ってくるマイクロ波の水平と垂直偏波成分を受信している．発信と受信の偏波が同じ場合をライク偏波(または平行偏波：like polarization)，異なるときクロス偏波(直交偏波 cross polarization)と呼ぶ．ライク偏波は，媒体境界面の1回反射による表面散乱，クロス偏波は土壤や植生などの媒体内部における2回以上の多重反射による多重体積散乱(multiple volume scattering)に主に起因する．

フルポラリメトリック SAR では，偏波は送受信ともに水平偏波（H と記す）と垂直偏波

(V と記す) が選択可能であるため送信偏波・受信偏波の順で, HH, HV, VH, VV の 4 偏波で後方散乱係数を取得できる. なお, モデル解析ではクロス偏波 HV と VH は同じものとして扱われる (相反定理) ため, 以下まとめて CR と表す場合がある.

	Description	Transmit polarization	Receive polarization
Like polarization	$\sigma_{HH}^0$	Horizontal	Horizontal
	$\sigma_{VV}^0$	Vertical	Vertical
Cross polarization	$\sigma_{HV}^0$	Horizontal	Vertical
	$\sigma_{VH}^0$	Vertical	Horizontal

図 3-2 偏波の組み合わせ

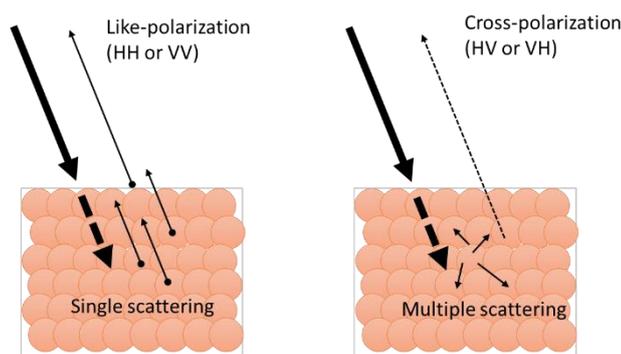


図 3-3 散乱形態と偏波の関係

### 3.1.3 本研究で用いるマイクロ波散乱モデル

本研究ではマイクロ波散乱モデルを用いて SAR で取得される後方散乱係数を定量的に評価してアルゴリズム開発を行った. 本研究で用いたマイクロ波散乱モデルから出力される  $p$  偏波の入射に対する  $q$  偏波の後方散乱係数  $\sigma_{pq}^0$  は, 式(3.1)ように表面散乱項  $\sigma_{surface}^0$ , 体積散乱項  $\sigma_{volume}^0$ , そして表面および体積散乱の相互作用項  $\sigma_{interaction}^0$  によって構成される. そして, 各要素は式(3.2)のように表面散乱と体積散乱のコヒーレント (鏡面反射) 成分  $\sigma_{sfc-ss-coh}^0$  と  $\sigma_{vol-ss-coh}^0$ , インコヒーレント (拡散) 成分  $\sigma_{sfc-ss-inc}^0$  と  $\sigma_{vol-ss-inc}^0$ , そして多重散乱成分  $\sigma_{sfc-ms}^0$  と  $\sigma_{vol-ms}^0$  が考慮されている. なお, 本研究においては媒体 (土壌) を深さ方向に半無限であると仮定しているため, 表面および体積散乱の相互作用項を無視できる. また, 本モデルでは, 表面散乱と体積散乱ともに多重散乱を無視し, ターゲットから直接戻ってくる単一散乱のみを考慮することで計算を容易にしている. しかし, このために多重散乱に依存

するクロス偏波が十分に考慮されていないことに注意する必要がある。

$$\sigma_{pq}^0 = \sigma_{surface}^0 + \sigma_{volume}^0 + \sigma_{interaction}^0$$

$$(\sigma_{interaction}^0 \approx 0)$$
(3.1)

$$\sigma_{surface}^0 = \sigma_{sfc-ss-coh}^0 + \sigma_{sfc-ss-inc}^0 + \sigma_{sfc-ms}^0$$

$$\sigma_{volume}^0 = \sigma_{vol-ss-coh}^0 + \sigma_{vol-ss-inc}^0 + \sigma_{vol-ms}^0$$

$$(\sigma_{sfc-ms}^0 \approx 0)$$

$$(\sigma_{vol-ms}^0 \approx 0)$$
(3.2)

ここで、各偏波に対応する成分を式(3.3)に示した。送受信ともに同じ偏波であるライク偏波の HH 偏波と VV 偏波の後方散乱係数は、表面および体積散乱のコヒーレント成分とインコヒーレント成分によって構成される。一方、送受信が異なるクロス(CR)偏波では表面および体積散乱のインコヒーレント成分によって構成される。

$$\sigma_{hh}^0 = \sigma_{sfc-ss-coh}^0 + \sigma_{sfc-ss-inc}^0 + \sigma_{vol-ss-coh}^0 + \sigma_{vol-ss-inc}^0$$

$$\sigma_{vv}^0 = \sigma_{sfc-ss-coh}^0 + \sigma_{sfc-ss-inc}^0 + \sigma_{vol-ss-coh}^0 + \sigma_{vol-ss-inc}^0$$

$$\sigma_{cr}^0 = \sigma_{sfc-ss-inc}^0 + \sigma_{vol-ss-inc}^0$$
(3.3)

本モデルの表面散乱項の計算には、積分方程式モデル(IEM: Integral Equation Model)[115]が導入されている。古典的な表面散乱モデルとして、小摂動モデル(small perturbation model)とキルヒホッフモデル(Kirchhoff model)があるが、これらの適用範囲や不適切な近似などを修正したものが、IEM モデルである。このモデルも近似ではあるが、電磁波と表面の相互作用の物理的な原理に基づいているので、より現象に忠実なモデルであると考えられる。また適用範囲が広く、媒体の比誘電率の実部と虚部の双方の後方散乱係数に与える影響を反映する事ができる。体積散乱項は、不連続な境界面を有するランダムに埋め込まれた球形粒子で構成される半無限不均質層において、稠密媒体の放射伝達理論(dense media radiative transfer theory)[116] に基づいた解析手法を用いて表されている。

モデル内ではまず湿潤土壌の条件を考慮し、その土壌の吸収係数 $\kappa_a$ と散乱係数 $\kappa_s$ を算出する。 $\kappa_a$ と $\kappa_s$ の和を消散係数 $\kappa_e$ とよび、 $\kappa_e$ に対する $\kappa_s$ の比から単一散乱アルベド (single scattering albedo) が与えられる。また、土壌の複素屈折率と関連付けられる媒体内の伝播定数 K (実部は媒体内の波数、虚部は吸収係数/2) を算出し、複素屈折率から換算することで土壌の複素比誘電率が得られる。ここで得られた単一散乱アルベドと複素比誘電率は、湿潤土壌の体積散乱を決定付ける要素となる。

次に、湿潤土壌の比誘電率と地表面粗度を考慮して入射角方向における表面散乱と体積

散乱の単一散乱をコヒーレント成分とインコヒーレント成分について計算する。このとき表面散乱は IEM によって計算され、体積散乱は放射伝達方程式によって計算される。そして HH, CR, VV それぞれの偏波を Mullaer 行列の要素として計算し、最終的に後方散乱係数を出力する。

### 3.1.4 体積散乱モデルの概要

多重体積散乱は異なる複数の媒体境界面で複数の反射が起こる現象で、主に樹冠や地表面上の植生などで議論されることが多いが、乾燥土壌の土粒子や乾燥積雪の氷などでも考慮が必要となる。本論文では土壌を対象にしているため土壌内部で生じる表面散乱（1 回反射）と多重体積散乱（多重反射）を合わせて体積散乱と表現する。

不均一媒体における多重散乱計算では、二つの全くことなるアプローチである analytical theory (解析的理論) と radiative transfer theory (放射伝達理論) が存在する。analytical theory のアプローチでは、マクスウェルの方程式と波動方程式から計算を始めることで、すべての多重散乱や回折、干渉効果を扱うことができるが、計算が非常に複雑であり計算機リソースを必要とする。一方、放射伝達理論のアプローチでは、粒子で構成される媒体内を伝達するエネルギーを扱う。

体積散乱は、境界面から物質内に侵入した一部の電磁波は、内部で物質との相互作用が生じる。電磁波の伝播は、複数の物質境界で繰り返される反射（散乱）と物質内部での吸収によって説明される。ここで、散乱とは電磁波が粒子や固体、液体の表面と相互作用しその伝播方向が変化する現象であり、吸収とは媒体内部を伝播する電磁波の強度が減衰する現象である。電磁波が単位距離あたりで散乱および吸収される割合を表す係数はそれぞれ散乱係数(scattering coefficient)、吸収係数(absorption coefficient)と呼ばれる。これら散乱と吸収を合わせて消散とよび、散乱係数と吸収係数の和によって消散係数(extinction coefficient)が定義される。消散係数は、進行方向での電磁波の損失の大きさを表すことになる。この機構を表現したものが放射伝達方程式(radiative transfer equation)と呼ばれる。

放射伝達方程式の理論解はいくつかの特別な場合を除いて存在しないが、近似的または数値的な解法として、繰り返し解法 (iterative-solution technique) や離散座標解法 (discrete-ordinate technique) などがある。繰り返し解法においては、放射伝達方程式は積分型に置き換えられ、ゼロ次、一次、二次の解を得ることができる。具体的には、式(3.1)において媒体内の体積散乱による後方散乱係数  $\sigma_{volume}^0 + \sigma_{interaction}^0$  に関わるマイクロ波の伝達強度を  $I_v$  とおくと、ゼロ次、一次、二次の解となるそれぞれ  $I_0, I_1, I_2$  は形式的に次式のように表すことができる。

$$I_v = I_0 + I_1 + I_2 + \dots \quad (3.4)$$

ここで $I_0$ は媒体に侵入し減衰した入射強度を表し、 $I_1$ は $I_0$ から計算できる単一散乱の解、 $I_2$ は $I_1$ から計算できる二重散乱の解、と続く。理論的に式(3.4)のような繰り返し計算を重ねるほど高精度な解を得られるが、二次解よりも高次の解は媒体内の消散により非常に小さくなるため必要でないと考えられている。

大気中への全散乱強度 $I^{total}$ は、表面散乱強度 $I_s$ と体積散乱強度 $I_v$ の合計となる。

$$I^{total} = I_s + I_v \quad (3.5)$$

そして、 $q$  偏波の媒体への全入射強度 $I_q^{inc}$ と  $p$  偏波の全散乱強度 $I_p^{total}$ から、 $\theta$ 方向への後方散乱係数 $\sigma_{pq}^0$ が次式で計算できる。

$$\sigma_{pq}^0 = (4\pi I_p^{total} \cos \theta) / I_q^{inc} \quad (3.6)$$

### 3.2 体積散乱を考慮するための放射伝達方程式の定式化

不規則な境界を伴う不均質層からの散乱は、放射伝達方程式を満足する層内部での伝搬強度と散乱に注目することによって解くことができる。古くは適切な境界条件下における放射伝達方程式の直接解法によって求められてきたが、得られた解の物理的な意味を理解することは困難であった。起こり得る散乱形態の解についてより深く理解するためには、体積散乱係数 $\kappa_s$ について解析的に一次近似解法で解くことが有益である。

本項では、はじめに不規則な境界を伴う不均質層からの散乱について定式化し、放射伝達方程式を微分方程式から積分方程式に変換する。そして、境界条件を積分方程式に導入することで、不均質層における一次近似解法を導出する。この解法は、表面散乱、体積散乱、表面散乱と体積散乱の相互作用を含んでおり、異なる偏波のコヒーレント成分(鏡面反射成分)とインコヒーレント成分(拡散成分)で構成される。そして、ここでは重要な二つのケースにおける後方散乱について説明する。一つ目は、多重散乱効果を無視できる不規則な粗い表面からの偏波後方散乱。二つ目は、体積散乱計算では無視されるが表面散乱項で考慮される地表面粗度を伴う不規則で不均質な層からの後方散乱についてである。なお、本項は Fung[115] の Chapter 2 を参考にまとめた。

### 3.2.1 放射伝達方程式

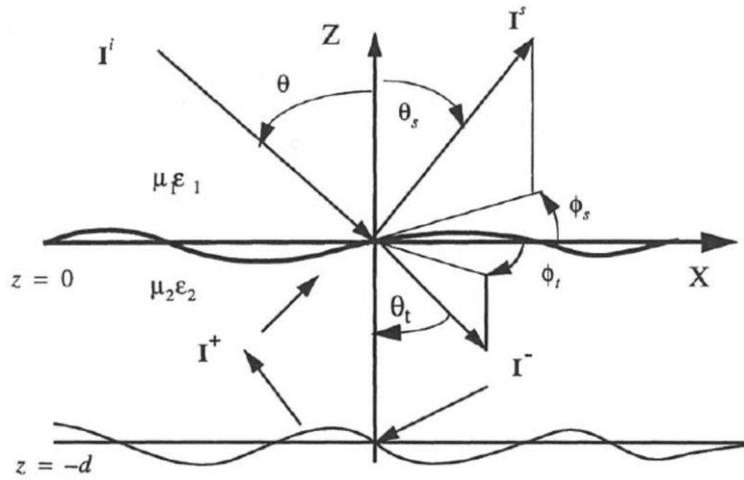


図 3-4 半無限媒体における不均質層からの散乱 (Fung[115] より引用)

まず，図 3-4 のような  $z = 0$  を地表面とし上部大気側から強度  $I^i$  で地表面の不均質層に入射する平面波を考える．不均質層内の上向き強度  $I^+$  と下向き強度  $I^-$  が放射伝達方程式を満たすと仮定すれば，次式で表される．

$$\frac{d}{dz} I^+(z) = -\kappa_{es} I^+(z) + F^+(z) \quad (3.7)$$

$$\frac{d}{dz} I^-(z) = \kappa_{es} I^-(z) - F^-(z) \quad (3.8)$$

ここで，

$$\begin{aligned} \kappa_{es} &= \kappa_e / \cos \theta_s = \kappa_e / \mu_s \\ \mu_s &= \cos \theta_s, \mu = \cos \theta \\ I^+(z) &= I(z, \mu_s, \phi_s) \\ I^-(z) &= I(z, -\mu_s, \phi_s) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} F^\pm(z) &= \frac{\kappa_{ss}}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^1 P(\pm\mu_s, \mu, \phi_s - \phi) I^\pm d\mu d\phi \\ &\quad + \frac{\kappa_{ss}}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^1 P(\pm\mu_s, -\mu, \phi_s - \phi) I^\mp d\mu d\phi \end{aligned} \quad (3.9)$$

式(3.9)の  $\kappa_s$  と  $\kappa_e$  は対角行列をとる体積散乱行列と消散係数行列であり， $\kappa_{ss} = \kappa_s / \cos \theta_s$  である． $P(\mu_s, \mu, \phi_s - \phi)$  は散乱位相行列であり，入射強度がどのような形態で散乱するかを決定するパラメータである． $F^\pm(z)$  は，散乱位相行列  $P(\mu_s, \mu, \phi_s - \phi)$  をもつ  $z$  の位置において上向き強度  $I^+$  と下向き強度  $I^-$  が与えられる場合に生じる上向き強度  $F^+(z)$  と下向き強度

$F^-(z)$ である.

式(3.7)と(3.8)で与えられるこれら微分方程式は一次の方程式で以下のような標準解を持つ.

$$I^+(z) = I^+(-d)e^{-\kappa_{es}(z+d)} + \int_{-d}^z F^+(z')e^{-\kappa_{es}(z-z')}dz' \quad (3.10)$$

$$I^-(z) = I^-(0)e^{\kappa_{es}z} + \int_z^0 F^-(z')e^{\kappa_{es}(z-z')}dz' \quad (3.11)$$

この式の意味を図 3-5 に示した. 式(3.10)の第 1 項は  $z=-d$  における上向き強度の  $-d \sim z$  間の伝達による減衰を考慮した強度(図では  $I^+(-d)'$ ), 第 2 項は  $-d \sim z$  間を伝達する  $I^\pm$  の散乱過程を考慮した正味の上向き強度であり, これらの和が  $z$  における上向き強度  $I^+(z)$  である. また, 式(3.11)の第 1 項は  $z=0$  における下向き強度の  $0 \sim z$  間の伝達による減衰を考慮した強度(図では  $I^-(0)'$ ), 第 2 項は  $0 \sim z$  間を伝達する  $I^\pm$  の散乱過程を考慮した正味の下向き強度であり, これらの和が  $z$  における下向き強度  $I^-(z)$  である.

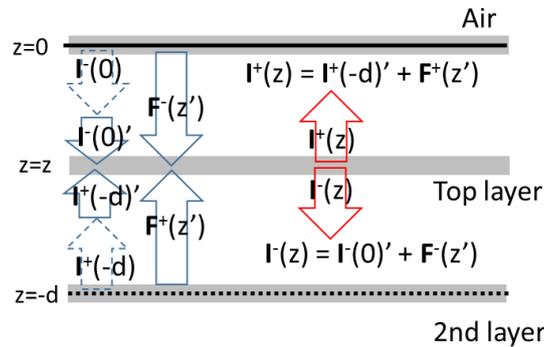


図 3-5 位置  $z$  における上下方向の伝達強度  $I^\pm(z)$  の概念図

しかし, これらの解は  $F^\pm$  が上向きおよび下向き伝達強度の関数となるため実際の解とはならない. 実際, 式(3.10)と(3.11)はこれら強度に関する積分方程式である. これらを繰り返し解法に合わせた形式にするためには, 適切な境界条件を組み込む必要がある.

上部境界の  $z=0$  の境界条件は下式となる.

$$I^-(0) = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^1 S_r(-\mu_s, \mu, \phi_s - \phi) I^+ d\mu d\phi + \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^1 S_t(-\mu_s, -\mu, \phi_s - \phi) I^i d\mu d\phi \quad (3.12)$$

ここで,  $\mathbf{S}_r(-\mu_s, \mu, \phi_s - \phi)$ と $\mathbf{S}_t(-\mu_s, -\mu, \phi_s - \phi)$ は表面散乱および透過波の位相行列である. 式(3.12)の意味を図 3-6(左)に示した. 第1項は媒体内から上向きに伝達される $I^+$ が上部境界で散乱した下向き強度(図では $\mathbf{S}_r \cdot I^+$ )であり, 第2項は下向きに  $z=0$  の境界に入射する  $I^i = I_0 \delta(\mu - \mu_i) \delta(\phi - \phi_i)$ が上部境界を透過した下向き強度(図では $\mathbf{S}_t \cdot I^i$ )である.

次に, 下部境界の  $z = -d$  の境界条件は下式となる.

$$I^+(-d) = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^1 \mathbf{G}(\mu_s, -\mu, \phi_s - \phi) I^-(-d) d\mu d\phi \quad (3.13)$$

式(3.13)の意味を図 3-6(右)に示した.  $\mathbf{G}$ は下部境界表面における散乱位相行列であり, この項は下部境界  $z = -d$  に伝達される下向き強度 $I^-(-d)$ が下部境界面で散乱した上向き強度(図では $\mathbf{G} \cdot I^-$ )を表している.

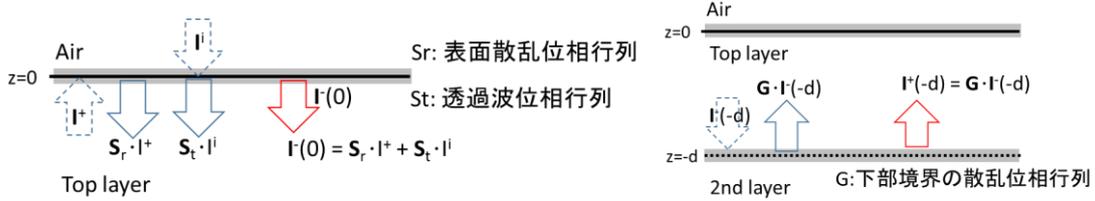


図 3-6  $z=0$ (左)と  $z=-d$ (右)の境界条件式の概念図

これらの境界条件を式(3.10)(3.11)に代入すると次式が得られる.

$$I^+(z) = \left( \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^1 \mathbf{G}(\mu_s, -\mu, \phi_s - \phi) I^-(-d) d\mu d\phi \right) e^{-\kappa_{es}(z+d)} + \int_{-d}^z \mathbf{F}^+(z') e^{-\kappa_{es}(z-z')} dz' \quad (3.14)$$

$$I^-(z) = e^{\kappa_{es}z} \left( \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^1 \mathbf{S}_r(-\mu_s, \mu, \phi_s - \phi) I^+ d\mu d\phi \right) + e^{\kappa_{es}z} \left( \frac{1}{4\pi} \mathbf{S}_t(-\mu_s, -\mu, \phi_s - \phi) I_0 \right) + \int_z^0 \mathbf{F}^-(z') e^{\kappa_{es}(z-z')} dz' \quad (3.15)$$

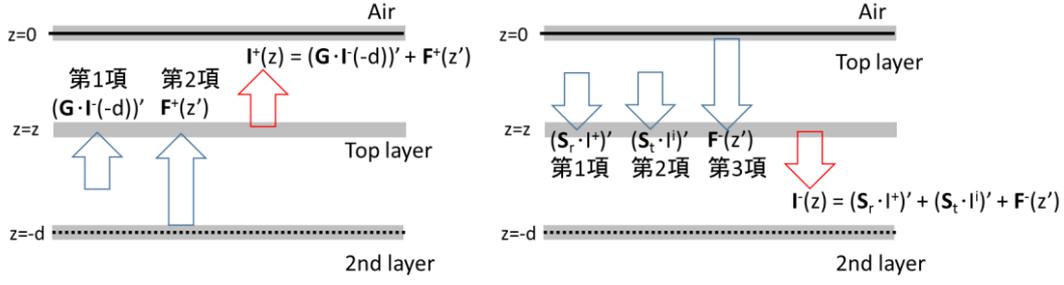


図 3-7 式(3.14)(左)と式(3.15)(右)の概念図

式(3.14)と式(3.15)の意味を図 3-7 に示した. 式(3.14)に含まれる $I^+(-d)$ は, 式(3.15)で  $z = -d$  を代入して与えられる. これら 2 つの式は, 繰り返し解法の導出に適した積分方程式の導入式である. この問題の目的は,  $z = 0$  における上向き伝達強度と大気への透過強度を解くことである. このアプローチは, アルベドが小さく体積散乱を一次近似として扱うと同時に層境界における表面散乱をゼロ次近似として扱うことを仮定しており, 繰り返し演算は上側から層媒体に入る入射強度から開始される.

### 3.2.2 媒体内の上向き散乱強度

体積散乱係数 $\kappa_s$ における一次近似解を得るために式(3.15)の各項について検討する. 式(3.15)の第 1 項は上部境界までの上向き強度の散乱による下向き強度を表している. この上向き強度は, 主に媒体の不均質性または下部境界の散乱から生じる. 散乱と吸収による損失は, この項を入射波による当初強度よりも相当小さいレベルにまで自然に減少させる. なお, 入射波は第 2 項で表される. 第 3 項の主要部分は, 媒体の不均質性による下向きの散乱による強度を表している. 第 1 項と同様に第 3 項も散乱と吸収による損失のために当初強度よりも小さくなるが第 1 項よりも大きい.

第 3 項についてより詳細に記述すると下式のようになる.

$$\begin{aligned}
 \int_z^0 \mathbf{F}^-(z') e^{\kappa_{es}(z-z')} dz' &\approx \int_z^0 \left( \frac{\kappa_{ss}}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^1 \mathbf{P}(-\mu_s, -\mu, \phi_s - \phi) I^- d\mu d\phi \right) e^{\kappa_{es}(z-z')} dz' \\
 &\approx \int_z^0 \left( \frac{\kappa_{ss}}{4^2 \pi^2} \int_0^{2\pi} \int_0^1 \mathbf{P}(-\mu_s, -\mu, \phi_s - \phi) e^{\frac{\kappa_e z'}{\mu}} \mathbf{S}_t(-\mu_s, -\mu_i, \phi - \phi_i) \mathbf{I}_0 d\mu d\phi \right) e^{\kappa_{es}(z-z')} dz' \\
 &= \frac{\kappa_s}{4^2 \pi^2} \int_0^{2\pi} \int_0^1 \frac{\mu (e^{\kappa_{es} z} - e^{\kappa_e z / \mu})}{\kappa_e (\mu_s - \mu)} \mathbf{P}(-\mu_s, -\mu, \phi_s - \phi) \mathbf{S}_t(-\mu, -\mu_i, \phi - \phi_i) \mathbf{I}_0 d\mu d\phi
 \end{aligned} \tag{3.16}$$

この最後の式は散乱の一次近似項を表しており, 二次近似や表面-体積散乱の相互作用の計算に必要となる. 比誘電率が小さい媒体では, 媒体の下部境界から表面-体積散乱の相互作用を生み出すためにこの項が重要となる. つまり, 主要な下向き伝達項は, 式(3.15)の第

2 項と式(3.16)で表される.

$$I^-(z) = e^{\kappa_{es}z} \left( \frac{1}{4\pi} \mathbf{S}_t(-\mu_s, -\mu, \phi_s - \phi) \mathbf{I}_0 \right) + \frac{\kappa_s}{4^2 \pi^2} \int_0^{2\pi} \int_0^1 \frac{\mu(e^{\kappa_{es}z} - e^{\kappa_e z/\mu})}{\kappa_e(\mu_s - \mu)} \mathbf{P}(-\mu_s, -\mu, \phi_s - \phi) \mathbf{S}_t(-\mu, -\mu_i, \phi - \phi_i) \mathbf{I}_0 d\mu d\phi \quad (3.17)$$

式(3.14)  $I^+(z)$  は, 上向き伝達項を検討するために必要な上部境界における上向き伝達強度  $I^+(0)$  に寄与する 2 つの項(図 3-7 における  $(\mathbf{G} \cdot \mathbf{I}^-(d))'$  と  $\mathbf{F}^+(z')$ ) を持っており, これらの項は散乱の一次近似において次の 2 つの条件を満たす.

第一は, 上向き伝達強度は  $z = -d$  に到達した入射波の応答である下部境界からの散乱に起因する. 当初の入射波から下部境界に到達する入射強度は, 式(3.15)の第 2 項を用いて近似できる.

$$I^-(d) \approx e^{-\kappa_{es}d} \left( \frac{1}{4\pi} \mathbf{S}_t(-\mu_s, -\mu_i, \phi_s - \phi_i) \mathbf{I}_0 \right) \quad (3.18)$$

第二は, 媒体内での上向き散乱は, 媒体内の到達強度に起因する. 媒体内における到達伝達強度は, 式(3.15)の第 2 項を用いて近似できる.

$$I^-(z) \approx e^{\kappa_{es}z} \left( \frac{1}{4\pi} \mathbf{S}_t(-\mu_s, -\mu_i, \phi_s - \phi_i) \mathbf{I}_0 \right) \quad (3.19)$$

#### i) 媒体と下部境界からの直接散乱

次に, 不均質層の体積散乱と下部境界からの直接散乱による上向き強度について検討する. 式(3.18)(3.19)を式(3.14)に代入すると,  $z = 0$  つまり不均質層から大気側に透過する前の一次近似の上向き強度  $I^+(0)$  を表す 2 つの項が得られる.

$$\begin{aligned} I^+(0, \mu_s, \phi_s) &\approx \frac{e^{-\kappa_{es}d}}{4^2 \pi^2} \int_0^{2\pi} \int_0^1 \mathbf{G}(\mu_s, -\mu, \phi_s - \phi) e^{-\kappa_e d/\mu} \mathbf{S}_t(-\mu, -\mu_i, \phi - \phi_i) \mathbf{I}_0 d\mu d\phi \\ &\quad + \int_{-d}^0 \left( \frac{\kappa_{ss}}{4^2 \pi^2} \int_0^{2\pi} \int_0^1 \mathbf{P}(\mu_s, -\mu, \phi_s - \phi) e^{\kappa_e z'/\mu} \mathbf{S}_t(-\mu, -\mu_i, \phi - \phi_i) \mathbf{I}_0 d\mu d\phi \right) e^{\kappa_{es}z'} dz' \\ &= \frac{e^{-\kappa_{es}d}}{4^2 \pi^2} \int_0^{2\pi} \int_0^1 \mathbf{G}(\mu_s, -\mu, \phi_s - \phi) e^{-\kappa_e d/\mu} \mathbf{S}_t(-\mu, -\mu_i, \phi - \phi_i) \mathbf{I}_0 d\mu d\phi \\ &\quad + \frac{\kappa_s}{16\kappa_e \pi^2} \int_0^{2\pi} \int_0^1 \left( 1 - e^{-\frac{\kappa_{es}d(\mu_s + \mu)}{\mu}} \right) \frac{\mathbf{P}(\mu_s, -\mu, \phi_s - \phi)}{(\mu_s + \mu)} \mu \mathbf{S}_t(-\mu, -\mu_i, \phi - \phi_i) \mathbf{I}_0 d\mu d\phi \\ &\equiv \mathbf{I}_g + \mathbf{I}_v \end{aligned} \quad (3.20)$$

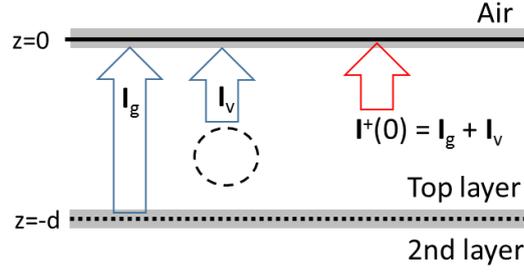


図 3-8 式(3.20)の概念図

第 1 項  $I_g$  は下部境界からの散乱を表し、下部境界での散乱とその層での損失に依存する。この項は、下部境界からの散乱が大きく層内での損失が小さい場合に重要となる。第 2 項  $I_v$  は媒体自体からの散乱であり、媒体の散乱アルベドが大きく光学的厚さが大きい場合に重要となる。

上部境界が平面であると仮定した場合、粗表面の透過位相関数  $S_t(-\mu, -\mu_i, \phi - \phi_i)$  は平面境界の伝達関数  $4\pi T_{t1}(-\mu, -\mu_i)\delta(\mu - \mu_t)\delta(\phi - \phi_i)$  に置き換えることができ、入射強度は下式のように簡単化される。

$$e^{\kappa_e z/\mu} [T_{t1}(-\mu, -\mu_i)\delta(\mu - \mu_t)\delta(\phi - \phi_i)I_0] \quad (3.21)$$

この式の  $T_{t1}(-\mu, -\mu_i)$  は上部境界から媒体内への透過強度であり、 $\mu_t$  は透過角のコサインをとる。この場合、上部境界における媒体内の上向き強度は式(3.20)から次式のように簡単化される。

$$I^+(0, \mu_s, \phi_s) \approx \frac{e^{-\kappa_{es}d(1+\frac{\mu_s}{\mu_t})}}{4\pi} G(\mu_s, -\mu_i, \phi_s - \phi_i) T_{t1}(-\mu_t, -\mu_i) I_0 + \frac{\kappa_s}{4\pi\kappa_e} \left( 1 - e^{-\frac{\kappa_{es}d(\mu_s+\mu_t)}{\mu_t}} \right) \frac{P(\mu_s, -\mu_t, \phi_s - \phi_i)}{(\mu_s + \mu_t)} \mu_t T_{t1}(-\mu_t, -\mu_i) I_0 \quad (3.22)$$

ここまでコヒーレント散乱またはインコヒーレント散乱を生起する平面または粗面について検討してきたが、より一般的な問題は境界面での散乱が部分的にコヒーレント散乱であったりインコヒーレント散乱であったりする場合である。それは、 $S_t = S_t^c + S_t^n$  と  $G = G^c + G^n$  として表すことができ、添え字  $c$  はコヒーレント散乱、 $n$  はインコヒーレント散乱であることを示す。散乱位相行列のコヒーレント成分は近似して下式となる。

$$S_t^c(\mu, \mu_i, \phi - \phi_i) \approx 4\pi L_{t1}(-\mu, -\mu_i) T_{t1}(-\mu, -\mu_i)\delta(\mu - \mu_t)\delta(\phi - \phi_i)$$

(3.23)

ここで、上部境界での損失係数は $L_{t1}(-\mu, -\mu_i) = \exp[-\sigma_1^2(k_{rt}\mu - k_r\mu_i)^2]$ であり、 $\sigma_1$ は上部境界の粗度高さ、 $k_r$ と $k_{rt}$ はそれぞれ大気中および媒体内の波数実部である。 $\sigma_2$ と $R$ をそれぞれ下部境界の粗度高さと反射率とすると、下部境界での損失係数は $L_r(\mu_s, -\mu) = \exp[-\sigma_2^2 k_{rt}^2(\mu_s^2 + \mu^2)]$ となる、 $G$ のコヒーレント成分は近似して下式となる。

$$\mathbf{G}^c(\mu_s, \mu, \phi_s - \phi) \approx 4\pi L_r(\mu_s, -\mu) \mathbf{R}(\mu_s, -\mu) \delta(\mu_s, -\mu) \delta(\phi_s - \phi) \quad (3.24)$$

ここで扱っている散乱問題の概念図を図 3-9 に示した。減衰要素を除いて式(3.23)(3.24)は平面境界に対応した同様の形式となっている。ゆえにコヒーレント散乱は、境界面粗度の影響として表される損失係数 $L_r(\mu_s, -\mu)$ 、 $L_{t1}(-\mu, -\mu_i)$ による反射および透過係数を持つ平面の反射と透過問題として考えることができる。より一般的な条件においては、媒体内への入射強度は 2 つの項で表され、式(3.23)を用いて式(3.19)を修正することで次式として得られる。

$$I^-(z) \approx e^{\kappa_{es}z} \left( \frac{1}{4\pi} \mathbf{S}_t(-\mu_s, -\mu_i, \phi_s - \phi_i) + \mathbf{T}_{t1}(-\mu, -\mu_i) \delta(\mu - \mu_t) \delta(\phi - \phi_i) L_{t1}(-\mu, -\mu_i) \right) I_0 \quad (3.25)$$

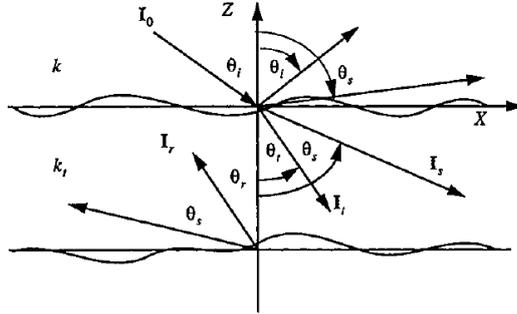


図 3-9 層境界におけるコヒーレント散乱とインコヒーレント散乱の概念図  
(Fung[115] より引用)

次に式(3.20)においてコヒーレント成分とインコヒーレント成分の寄与を含めたより詳細な形式を検討するために式(3.25)を適用する。式(3.20)の第 1 項 $I_g$ は下部境界における入射強度の散乱を表している。これを以下のように 4 つの項に展開する。

$$\begin{aligned} I_g(\mu_s, \phi_s) &= \frac{e^{-\kappa_{es}d}}{4^2\pi^2} \int_0^{2\pi} \int_0^1 (\mathbf{G}^c + \mathbf{G}^n) e^{-\kappa_e d/\mu} (\mathbf{S}_t^c + \mathbf{S}_t^n) I_0 d\mu d\phi \\ &= \frac{e^{-\kappa_{es}d}}{4^2\pi^2} \int_0^{2\pi} \int_0^1 \mathbf{G}^n(\mu_s, -\mu, \phi_s - \phi) e^{-\kappa_e d/\mu} \mathbf{S}_t^n(-\mu, -\mu_i, \phi - \phi_i) I_0 d\mu d\phi \\ &\quad + \frac{e^{-\kappa_{es}d(1+\mu_s/\mu_t)}}{4\pi} \mathbf{G}^n(\mu_s, -\mu_t, \phi_s - \phi_i) L_{t1}(-\mu_t, -\mu_i) \mathbf{T}_{t1}(-\mu_t, -\mu_i) I_0 \\ &\quad + \frac{e^{-2\kappa_{es}d}}{4\pi} \mathbf{R}(\mu_s, -\mu_s) L_r(\mu_s, -\mu_s) \mathbf{S}_t^n(-\mu_s, -\mu_i, \phi_s - \phi_i) I_0 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& + e^{-\kappa_{es}d(1+\mu_s/\mu_t)} L_r L_{t1} \mathbf{R}(\mu_s, -\mu_t) \mathbf{T}_{t1}(-\mu_t, -\mu_i) \delta(\mu_s - \mu_t) \delta(\phi_s \\
& - \phi_i) \mathbf{I}_0
\end{aligned} \tag{3.26}$$

この第 1 項は表面境界が非常に粗い場合に支配的であり，第 4 項は境界表面が滑らかで大気と媒体の比誘電率の差が小さい場合に支配的となるが，一般的には全ての項を扱わなければならない．ここで， $L_r$ と $L_{t1}$ の変数は $\mathbf{R}(\mu_s, -\mu_t)$ と $\mathbf{T}_{t1}(-\mu_t, -\mu_i)$ の変数と一致するため以降省略して表記する．

続いて，式(3.20)の第 2 項 $\mathbf{I}_v$ は媒体の体積散乱を表しており，以下のように 2 つの項に展開する．

$$\begin{aligned}
\mathbf{I}_v(\mu_s, \phi_s) &= \frac{\kappa_s}{4\pi\kappa_e} (1 - e^{-\kappa_{es}d(\mu_s+\mu_t)/\mu_t}) \frac{\mathbf{P}(\mu_s, -\mu_t, \phi_s - \phi_i)}{(\mu_s + \mu_t)} \mu_t L_{t1} \mathbf{T}_{t1}(-\mu_t, -\mu_i) \mathbf{I}_0 \\
&+ \frac{\kappa_s}{16\pi^2\kappa_e} \int_0^{2\pi} \int_0^1 (1 - e^{-\kappa_{es}d(\mu_s+\mu)/\mu}) \frac{\mathbf{P}(\mu_s, -\mu, \phi_s - \phi)}{(\mu_s + \mu)} \mu \mathbf{S}_t^n(-\mu, -\mu_i, \phi - \phi_i) \mathbf{I}_0 d\mu d\phi
\end{aligned} \tag{3.27}$$

式(3.27)は，滑らかな上部境界とその境界において比誘電率の差が小さい場合には第 1 項だけが重要となり，境界が粗い場合は第 2 項だけが重要となる．そのような単純化は一般的には可能とは言えないが，大気との比誘電率の差が小さい植生媒体や乾燥した積雪層では良い結果が得られる．一方，大気との比誘電率の差が大きい海氷や湿った土壌では満足な評価は難しいが，表面散乱と体積散乱の相対的な寄与についての理解を深めるのに役立つ．

## ii) 表面-体積散乱の相互作用

積雪層のように比誘電率が小さい不均質層では，ほとんどのエネルギーが層内にコヒーレントの状態で透過する．乾いた積雪層では消散される割合が小さいため透過したエネルギーは積雪-土壌境界または積雪-氷板境界に到達する．この場合，表面-体積境界での相互作用についての検討が必要となる．これは，式(3.16)で表される下向き強度に式(3.23)を導入して単純化して次式が得られる．

$$\begin{aligned}
&= \frac{\kappa_s}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^1 \frac{\mu(e^{\kappa_{es}z} - e^{\kappa_e z/\mu})}{\kappa_e(\mu_s - \mu)} \mathbf{P}(-\mu_s, -\mu, \phi_s - \phi) L_{t1} T_{t1}(-\mu, -\mu_i) \delta(\mu - \mu_t) \delta(\phi - \phi_i) \mathbf{I}_0 d\mu d\phi \\
&= \frac{\kappa_s}{4\pi} \frac{\mu_t (e^{\kappa_{es}z} - e^{\kappa_e z/\mu_t})}{\kappa_e(\mu_s - \mu_t)} \mathbf{P}(-\mu_s, -\mu_t, \phi_s - \phi_i) L_{t1} T_{t1}(-\mu_t, -\mu_i) \mathbf{I}_0
\end{aligned} \tag{3.28}$$

媒体内の体積散乱による下向き強度の下部境界でのコヒーレント反射が上部境界での上向き強度を生み出すような相互作用は，簡単に決定される．媒体内における上部境界への入射方向を $\theta_0$ ， $\phi_0$ とし， $\mu_0 = \cos \theta_0$ ， $\kappa_{e0} = \kappa_e / \cos \theta_0$ と定義すると， $z=0$ における上向き強度

は次式で表される.

$$I_{vg}^+(0, \mu_0) = e^{-k_{e0}d} L_r R(\mu_0, -\mu_0) \frac{\kappa_s \mu_t (e^{-k_{e0}d} - e^{-k_e d / \mu_t})}{4\pi \kappa_e (\mu_0 - \mu_t)} \mathbf{P}(-\mu_0, -\mu_t, \phi_0 - \phi_i) L_{t1} T_{t1}(-\mu_t, -\mu_i) \mathbf{I}_0 \quad (3.29)$$

この散乱プロセスは図 3-10(a)で示され, 図 3-10(b)で表される同じようなプロセスを合わせたトータルの相互作用項は次式となる.

$$I_{vg}^+(0, \mu_0) = e^{-k_{e0}d} L_r R(\mu_0, -\mu_0) \frac{\kappa_s \mu_t (e^{-k_{e0}d} - e^{-k_e d / \mu_t})}{4\pi \kappa_e (\mu_0 - \mu_t)} \mathbf{P}(-\mu_0, -\mu_t, \phi_0 - \phi_i) L_{t1} T_{t1}(-\mu_t, -\mu_i) \mathbf{I}_0 \\ + e^{-k_{e0}d} L_r R(\mu_t, -\mu_t) \frac{\kappa_s \mu_t (e^{-k_{e0}d} - e^{-k_e d / \mu_t})}{4\pi \kappa_e (\mu_0 - \mu_t)} \mathbf{P}(\mu_0, \mu_t, \phi_0 - \phi_t) L_{t1} T_{t1}(-\mu_t, -\mu_i) \mathbf{I}_0 \quad (3.30)$$

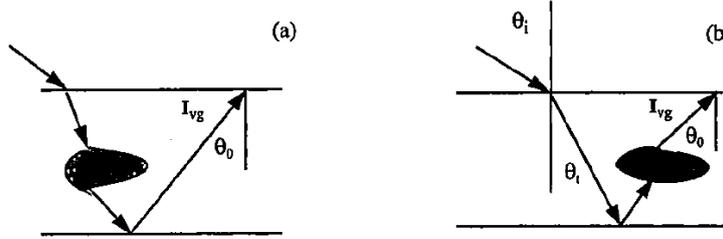


図 3-10 媒体内における体積-表面散乱相互作用の概念図 (Fung[115] より引用)

### 3.2.3 不均質層からの全散乱強度

不規則な境界を持つ不均質層からの全散乱強度は 2 つの要素がある. 一つ目は上部の不規則境界での散乱から生じるもの, 二つ目は例えば式(3.26)(3.27)(3.30)で表されるような不均質媒体内で生じ大気側に伝達されるものである. これらは, まとめて次式で表される.

$$I(\mu_s, \phi_s) = \frac{1}{4\pi} \mathbf{S}_s(\mu_s, \mu_i, \phi_s - \phi_i) \mathbf{I}_0 \\ + \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^1 \mathbf{S}_t(\mu_s, \mu, \phi_s - \phi) [\mathbf{I}_v(\mu, \phi) + \mathbf{I}_g(\mu, \phi) + \mathbf{I}_{vg}(\mu, \phi)] d\mu d\phi \\ \equiv \mathbf{I}_s + \mathbf{I}_{vt} + \mathbf{I}_{gt} + \mathbf{I}_{vgt} \quad (3.31)$$

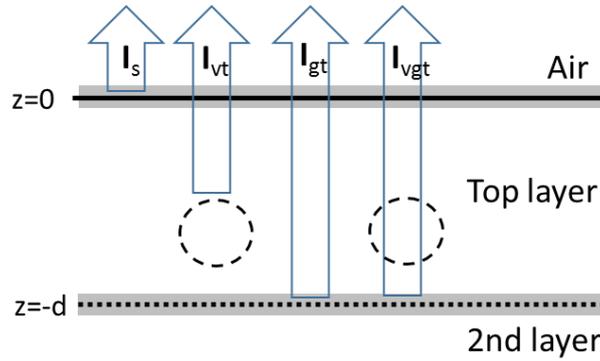


図 3-11 式(3.31)の概念図

この式は 4 つの散乱強度項を含んでいる。  $I_s$  は上部境界面からの散乱強度、  $I_{vt}$  は主に媒体内の体積散乱による伝達強度、  $I_{gt}$  は主に下部境界での散乱による伝達強度、  $I_{vgt}$  は表面-体積散乱の相互作用によるものである。ここで、コヒーレントとインコヒーレントの両方の散乱を扱うために、  $S_t$  を 2 つの項に分ける。ここでは、位相行列の変数が媒体内から大気側に向かう方向を正としていることに注意する。そして、媒体内から大気への伝達に伴う損失係数を  $L_{1t} = \exp[-\sigma_1^2(k_r\mu_s - k_{rt}\mu)^2]$  とおくと、  $S_t$  は次式のように展開される。

$$S_t = S_t^n(\mu_s, \mu, \phi_s - \phi) + 4\pi T_{1t}(\mu_s, \mu) \delta(\mu - \mu_0) \delta(\phi - \phi_s) L_{1t} \quad (3.32)$$

ここで、  $\mu_0 = \cos \theta_0$ 、  $\mu_s = \cos \theta_s$  などと表され  $T_{1t}(\mu_s, \mu)$  に関する角度は、  $k \sin \theta_s = k_t \sin \theta_0$  といったスネルの法則と関連付けられる。

i) 媒体上部における直接表面散乱項と体積散乱項

式(3.31)の  $I_{vt} + I_{gt}$  を式(3.32)で置き換えると下式が得られる。

$$I_{vt}(\mu_s, \phi_s) + I_{gt}(\mu_s, \phi_s) = T_1(\mu_s, \mu_0) L_{1t} [I_v(\mu_0, \phi_s) + I_g(\mu_0, \phi_s)] + \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^1 S_t^n(\mu_s, \mu, \phi_s - \phi) [I_v(\mu, \phi) + I_g(\mu, \phi)] d\mu d\phi \quad (3.33)$$

この 2 つの項は、不均質層から大気層への直接散乱の寄与を説明している。式(3.26)の  $I_g$  と式(3.27)の  $I_v$  は 2 つの項を持ち二重積分が含まれる。したがって式(3.31)を展開すると、2 つの四重積分、6 つの二重積分、4 つの代数項を持つことになる。

次に式(3.33)に示した  $I_{vt}(\mu_s, \phi_s)$  と  $I_{gt}(\mu_s, \phi_s)$  を別々に検討する。

<体積散乱項>

$$\begin{aligned}
I_{vt}(\mu_s, \phi_s) = & T_{1t}(\mu_s, \mu) L_{1t} \left\{ \frac{\kappa_s}{4\pi\kappa_e} \left\{ 1 - \exp \left[ -\frac{\kappa_e d(\mu_0 + \mu_t)}{\mu_t \mu_0} \right] \right\} \right. \\
& \frac{P(\mu_0, -\mu_t, \phi_s - \phi_i)}{(\mu_0 + \mu_t)} \mu_t L_{t1} T_{t1}(-\mu_t, -\mu_i) I_0 \\
& + \frac{\kappa_s}{16\pi^2 \kappa_e} \int_0^{2\pi} \int_0^1 \left\{ 1 - \exp \left[ -\frac{\kappa_e d(\mu_0 + \mu)}{\mu \mu_0} \right] \right\} \\
& \frac{P(\mu_0, -\mu, \phi_s - \phi)}{(\mu_0 + \mu)} \mu S_t^n(-\mu, -\mu_i, \phi - \phi_i) I_0 d\mu d\phi \} \\
& + \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^1 S_t^n(\mu_s, \bar{\mu}, \phi_s - \bar{\phi}) \left\{ \frac{\kappa_s}{4\pi\kappa_e} \left\{ 1 - \exp \left[ -\frac{\kappa_e d(\bar{\mu} + \mu_t)}{\bar{\mu} \mu_t} \right] \right\} \right. \\
& \frac{P(\bar{\mu}, -\mu_t, \bar{\phi} - \phi_i)}{(\bar{\mu} + \mu_t)} \mu_t L_{t1} T_{t1}(-\mu_t, -\mu_i) I_0 \\
& + \frac{\kappa_s}{16\pi^2 \kappa_e} \int_0^{2\pi} \int_0^1 \left\{ 1 - \exp \left[ -\frac{\kappa_e d(\bar{\mu} + \mu)}{\mu \bar{\mu}} \right] \right\} \\
& \left. \frac{P(\bar{\mu}, -\mu, \bar{\phi} - \phi)}{(\bar{\mu} + \mu)} \mu S_t^n(-\mu, -\mu_i, \phi - \phi_i) I_0 d\mu d\phi \right\} d\bar{\mu} d\bar{\phi}
\end{aligned} \tag{3.34}$$

この式では、すべての項が散乱アルベド $\kappa_s/\kappa_e$ に比例しており、媒体からの体積散乱を表している。散乱アルベドが小さい場合、 $I_{vt}(\mu_s, \phi_s)$ は重要でなくなる。はじめの2項の散乱プロセスは図3-12に示したとおりであり、左図が第1項、右図が第2項に対応する。媒体に侵入する伝達強度は、第1項においてはコヒーレント、第2項においてはインコヒーレントである。媒体内の強度伝達の際、適切な量の減衰を伴う媒体の不均質性によるインコヒーレントな散乱ののちに、大気に戻る伝達は両項ともにコヒーレントである。図ではコヒーレント過程を平面境界、インコヒーレント過程を不規則境界で表している。

残りの2項(第3-4項)も同様に図示できるが、入射強度がそのまま大気側に戻り、ともにインコヒーレントな伝達であるということが、第1-2項と異なる点である。

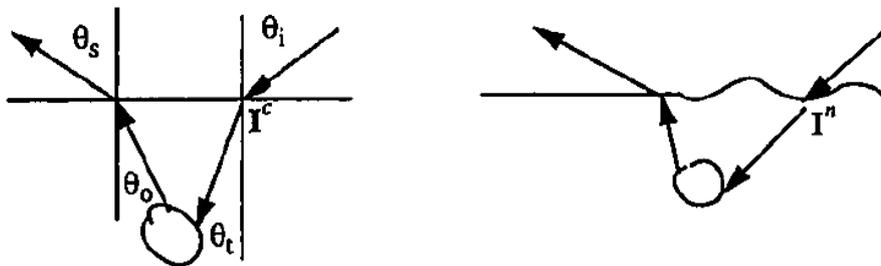


図 3-12 体積散乱項の散乱過程 (Fung[115] より引用)  
 $I^c$ はコヒーレント伝達強度、 $I^n$ はインコヒーレント伝達強度

<下部境界での表面散乱項>

$I_{gt}(\mu_s, \phi_s)$ に含まれる項は、大気に戻っていくコヒーレントとインコヒーレントの項に分けられ、それぞれのケースで4つの項を持つ。

$$\begin{aligned}
 I_{gt}(\mu_s, \phi_s) = T_{1t}(\mu_s, \mu_0)L_{1t} \{ & \frac{e^{-\kappa_{e0}d}}{4^2\pi^2} \int_0^{2\pi} \int_0^1 \mathbf{G}^n(\mu_0, -\mu, \phi_s - \phi) \\
 & e^{-\kappa_e d/\mu} \mathbf{S}_t^n(-\mu, -\mu_i, \phi - \phi_i) \mathbf{I}_0 d\mu d\phi \\
 & + \frac{e^{-\kappa_{e0}d(1+\mu_0/\mu_t)}}{4\pi} \mathbf{G}^n(\mu_0, -\mu_t, \phi_s - \phi_i) L_{t1} \mathbf{T}_{t1}(-\mu_t, -\mu_i) \mathbf{I}_0 \\
 & + \frac{e^{-2\kappa_{e0}d}}{4\pi} \mathbf{R}(\mu_0, -\mu_0) L_r \mathbf{S}_t^n(-\mu_0, -\mu_i, \phi_s - \phi_i) \mathbf{I}_0 \} \\
 & + T_{1t}(\mu_i, \mu_t) L_{1t} e^{-2\kappa_{et}d} L_r L_{t1} \mathbf{R}(\mu_t, -\mu_t) \mathbf{T}_{t1}(-\mu_t, -\mu_i) \delta(\phi_s - \phi_i) \mathbf{I}_0 \\
 & + \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^1 \mathbf{S}_t^n(\mu_s, \bar{\mu}, \phi_s - \bar{\phi}) \{ \frac{e^{-\kappa_e(\frac{d}{\bar{\mu}})}}{4^2\pi^2} \int_0^{2\pi} \int_0^1 \mathbf{G}^n(\bar{\mu}, -\mu, \bar{\phi} - \phi) \\
 & e^{-\kappa_e d/\mu} \mathbf{S}_t^n(-\mu, -\mu_i, \phi - \phi_i) \mathbf{I}_0 d\mu d\phi \\
 & + \frac{e^{-\kappa_{et}d(1+\mu_t/\bar{\mu})}}{4\pi} \mathbf{G}^n(\bar{\mu}, -\mu_t, \bar{\phi} - \phi_i) L_{t1} \mathbf{T}_{t1}(-\mu_t, -\mu_i) \mathbf{I}_0 \\
 & + \frac{e^{-2\kappa_e(\frac{d}{\bar{\mu}})}}{4\pi} \mathbf{R}(\bar{\mu}, -\bar{\mu}) L_r \mathbf{S}_t^n(-\bar{\mu}, -\mu_i, \bar{\phi} - \phi_i) \mathbf{I}_0 \} d\bar{\mu} d\bar{\phi} \\
 & + \frac{1}{4\pi} \mathbf{S}_t^n(\mu_s, \mu_i, \phi_s - \phi_i) e^{-2\kappa_{et}d} L_r L_{t1} \mathbf{R}(\mu_t, -\mu_t) \mathbf{T}_{t1}(-\mu_t, -\mu_i) \mathbf{I}_0
 \end{aligned} \tag{3.35}$$

式(3.35)の第1-4項は、図3-13に示すような大気側に戻るコヒーレントな散乱伝達過程である。図の(a)から(d)は、式(3.35)の第1項から第4項に対応している。第4項は純粋なコヒーレントの項であり、ゆえに鏡面反射成分のみの寄与となる。第1-3項は、インコヒーレント散乱過程を含んでおり、ゆえにあらゆる方向の成分に寄与している。第1項は2つのインコヒーレント散乱過程を含んでいるため、コヒーレント成分が小さい場合に支配的となる。逆に、境界面が比較的滑らかまたは媒体の比誘電率が小さい場合はコヒーレント成分が大きくなるため、第1項は重要でなくなる。

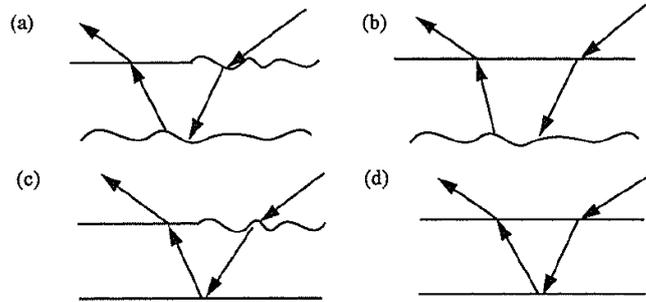


図 3-13 式(3.35)の第1-4項で表される散乱過程 (Fung[115] より引用)

(コヒーレント過程を平面境界, インコヒーレント過程を不規則境界で表している)

式(3.35)の第 5-8 項の散乱過程は, 大気側に戻る伝達過程がインコヒーレントであるほかは図 3-13 と同様である. 式(3.35)のすべての項は媒体内での減衰と下部境界からの散乱強度に依存する. したがって, 媒体内での損失が大きい, または下部境界の不連続性が小さい場合 (半無限媒体), これらは重要でなくなる.

多くのケースにおいて, 式(3.34)(3.35)のいくつかの項は無視できる. たとえば, 植生層や乾いた積雪層では上部境界面を無視できるであろうし, 雲の層であれば上下どちらの境界面も無視できる.

ii) 媒体上部における表面-体積散乱の相互作用項

式(3.29)から, 上部境界面から大気へのコヒーレントな伝達強度は, 次式で表される.

$$\begin{aligned} I_{vg}^+(0, \mu_s) = & L_{1t}(\mu_s, \mu_0) T_{1t}(\mu_s, \mu_0) L_r(\mu_0, -\mu_0) R(\mu_0, -\mu_0) \frac{\kappa_s \mu_t e^{-2\kappa_e d}}{4\pi \kappa_e (\mu_0 - \mu_t)} \\ & [1 - e^{-\kappa_e d (\mu_0 - \mu_t) / (\mu_t \mu_0)}] \mathbf{P}(\mu_0, \mu_t, \phi_0 \\ & - \phi_i) L_{t1}(-\mu_t, -\mu_i) T_{t1}(-\mu_t, -\mu_i) \mathbf{I}_0 \end{aligned} \quad (3.36)$$

注意したいのは, この項では媒体の比誘電率が小さいと仮定し, コヒーレントな反射と伝達のみを扱っていることである. もし比誘電率が大きい場合はこの項は支配的ではなくなり, コヒーレント成分とインコヒーレント成分の両方を扱わなければならない.

ここで後方散乱を考える場合,  $\mu_s = \mu_i$ ,  $\mu_0 = \mu_t$  となるため, 式(3.36)において下式のような簡略化が可能となる.

$$\begin{aligned} \mu_t \left\{ 1 - e^{-\frac{\kappa_e d (\mu_0 - \mu_t)}{(\mu_t \mu_0)}} \right\} / (\mu_0 - \mu_t) & \approx \kappa_e d / \mu_0 \\ L_{1t}(\mu_i, \mu_t) = L_{t1}(-\mu_t, -\mu_i) & = L_t \\ T_{1t}(\mu_i, \mu_t) = T_{t1}(-\mu_t, -\mu_i) & = T_t \end{aligned}$$

したがって, 式(3.36)は下式のような簡略化できる.

$$I_{vg}^+(0, \mu_i) = (L_t T_t)^2 L_r R(\kappa_s / \kappa_e) (\kappa_e d / \mu_t) e^{-2\kappa_e d} \mathbf{P}(-\mu_0, -\mu_t, \phi_0 - \phi_i) \mathbf{I}_0 / (4\pi) \quad (3.37)$$

式(3.30)の場合と同様に, 表面-体積散乱の相互作用による全後方散乱強度は式(3.37)の2倍で与えられる.

$$I_{vgt} = 2I_{vg}^+(0, \mu_i) \quad (3.38)$$

### 3.3 本章のまとめ

本章では, マイクロ波散乱, 特に体積散乱を記述するための放射伝達方程式の一次近似による定式化について述べた. この定式化では, 媒体表面での表面散乱, 媒体内部での体積散乱, 媒体下部境界での散乱, そしてこれら表面散乱と体積散乱の相互作用のそれぞれの項を導出した. また, それぞれの散乱過程においてコヒーレント成分, インコヒーレント成分についても考慮した. この結果, 不均質層からの全散乱強度は次式で表すことができる.

$$\begin{aligned} I(\mu_s, \phi_s) = & I_s + I_{vt} + I_{gt} + I_{vgt} \\ = & \frac{1}{4\pi} \mathbf{S}_s(\mu_s, \mu_i, \phi_s - \phi_i) \mathbf{I}_0 + I_{vt}(\mu_s, \phi_s) + I_{gt}(\mu_s, \phi_s) + 2I_{vg}^+(0, \mu_i) \end{aligned}$$

(3.39)

なお, 表面散乱強度 $I_s$ については, 先述したように本研究ではより適用範囲の広い IEM を用いている. 比誘電率が非常に大きい水が多く含まれる湿潤土壌の場合は, 本章で媒体として扱った土壌の比誘電率が大きくなるため表面散乱が支配的となる. しかし, 乾燥土壌においてマイクロ波は土壌内部まで侵入し土壌粒子による体積散乱や減衰を生じるため, 本章 3.2 項で述べた放射伝達による体積散乱過程が重要となる. したがって表面散乱を説明する IEM と体積散乱を説明する放射伝達方程式, これらを組み合わせることによって乾燥土壌から湿潤土壌までより適切にマイクロ波散乱を評価することが可能となる.

## 4章 アルゴリズム実現のための現地観測

本章では、まず本研究で使用する多偏波 SAR である ALOS/PALSAR の概要、そして ALOS/PALSAR が採用している L バンドの特徴を説明する。次に前章で提案したアルゴリズムの実現に向けて現地観測解析フローに沿って実施した現地観測の内容と取得データの整理結果について説明する。

### 4.1 ALOS/PALSAR の概要

本研究では、宇宙航空研究開発機構(JAXA)によって投入された陸域観測技術衛星「だいち」(ALOS: Advanced Land Observing Satellite)に搭載されたフェーズドアレイ方式 L バンド合成開口レーダ(PALSAR: Phased array L-band Synthetic Aperture Radar)で取得されたデータを用いてアルゴリズム開発および解析を行った。ALOS は PALSAR の他にパンクロマチック立体視センサ(PRISM)、高性能可視近赤外放射計 2 型(AVNIR-2)を搭載しており、これらのセンサを用いて、2006 年 1 月の打ち上げから 2011 年 5 月の運用終了まで、膨大なデータを取得した。

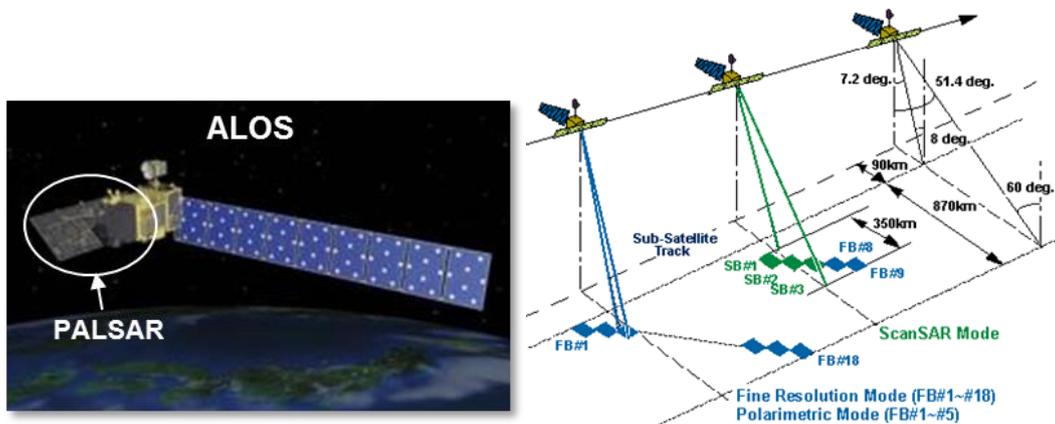


図 4-1 ALOS/PALSAR の外観と観測イメージ (JAXA web ページより引用)

#### i) 性能, 仕様, 運用

ALOS は軌道傾斜角 98.16 度の太陽同期準回帰軌道で地球を周回しており、回帰日数は 46 日である。PALSAR は ALOS の進行方向に対して右側を観測している。使用しているマイクロ波は、L バンドで周波数は 1.270 GHz、波長は 23.6 cm である。

PALSAR の大きな特徴は、観測角 (オフナディア角) が可変で、多偏波同時観測が可能で

あることである。観測角が可変であることにより、緊急時の観測に柔軟に対応でき、また観測幅 250～350 km の広域観測モード(ScanSAR)での観測が可能となっている。多偏波同時観測モード(PLR)は実験モードの位置づけではあるが、Lバンドの衛星 SAR では世界唯一の仕様である。PALSAR は、PLR と ScanSAR の他、高分解能単偏波観測モード(FBS)、と高分解能 2 偏波観測モード(FBD)の 4 つのモードを持っており、運用計画に基づいて各々の観測モードが運用されている。

表 4.1 に PALSAR の観測モードと各々の仕様を示した。各観測モードの使用偏波やオフナディア角は複数の組み合わせが可能であるが、主な仕様を示している。空間分解能は、実際はアジマス方向（衛星進行方向）とレンジ方向（マイクロ波照射方向）で異なるが、ここでは本研究で使用している両方向の空間分解能を同じにして地表面に投影したレベル 1.5 成果物のグリッドサイズを示している。

表 4.1 PALSAR の観測モード一覧

Observation mode	Polarization	Swath (Of nadir angle)	Resolution
FBS (Single-polarization)	HH	70km (34.3 deg.)	6.25 m
FBD (Dual-polarization)	HH + HV	70km (34.3 deg.)	12.5 m
ScanSAR (Single-polarization)	HH	350km (27.1 deg.)	100 m
PLR (Full-Polarization)	HH + HV + VH + VV	30km (21.5 deg.)	12.5 m
Frequency: L-band (1.27 GHz) Wave length: 23.6 cm Revisit cycle: 46 days			

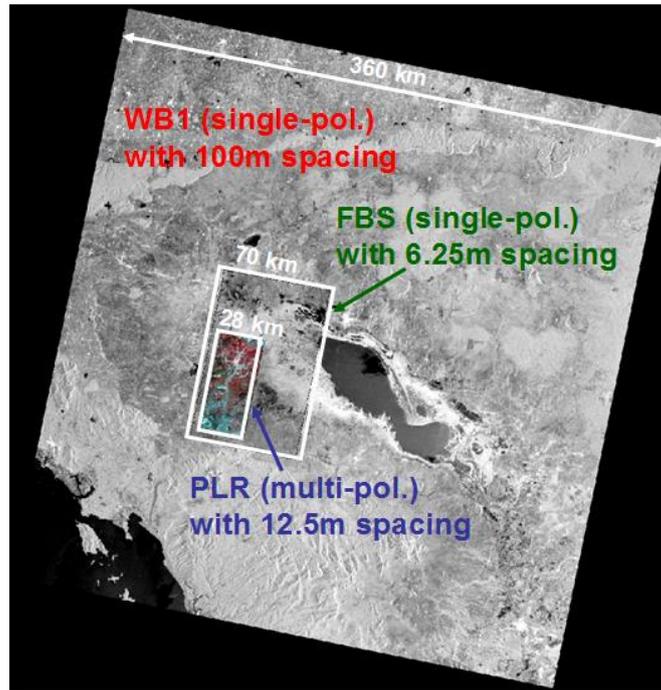


図 4-2 各モードの画像取得範囲（ディセンディング軌道）

## ii) 取得データの仕様

本研究で使用する PALSAR データは、レベル 1.5 の Geo-coded データである。このデータは GRS80 楕円体面（標高 0m）に投影され UTM 座標系の位置情報を持っている。この位置精度は JAXA の報告[114] によると全世界に配置した 572 点の基準点において GPS 計測位置との二乗平均平方根誤差で FBS, FBD, PLR では 7.8 m, ScanSAR では 70 m となっており、概ね 1 画素以内の幾何学精度となっている。

しかし、これらデータは GRS80 楕円体面（標高 0m）に投影されているため、サイドルッキングレーダである PALSAR では、高標高地域でフォアショートの影響を受け実際の位置よりもニアレンジ側（衛星直下に近づく方向）の位置情報を持っている。このため位置情報をファーレンジ側（衛星直下から離れる方向）に補正する必要が生じる。ただし、山岳地域など同じシーンの中で大きく標高が変化する場合は、局地的なフォアショートの影響やレイオーバーといった幾何補正で取り除くことが困難な誤差が生じる。そのため、本研究の解析領域は標高変化の少ない広い平地を選定し、また DEM から得られる標高と地形勾配で基準を設けて解析対象外（マスク処理）としている。

## iii) オフナディア角と入射角の関係

入射角は、後方散乱係数に寄与するパラメータの一つで、図 4-3 の  $\theta_{ic}$  で示したように SAR

衛星から照射されるマイクロ波の方向ベクトルと観測点の法線ベクトルが成す角度であり、地球の曲率を考慮して求められる。シーンセンターの入射角は、PALSAR データのメタデータとして格納されているシーンセンターと地心の距離  $r$  と衛星高度  $S$ 、オフナディア角  $\theta_n$  から求めることができる。航空機 SAR の場合は、オフナディア角と入射角で大きな差はないが、衛星 SAR の場合は異なってくる。なお、各画素の入射角はシーンセンターからの距離と標高を考慮する事で得られる。

$$\theta_{ic} = \sin^{-1}((1 + S/r) \sin \theta_n) \quad (4.1)$$

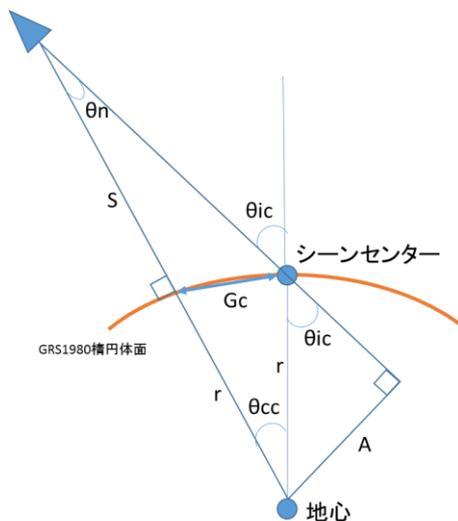


図 4-3 局地入射角

#### iv) 各観測モードにおける入射角の範囲

PALSAR の各モードにおける入射角範囲のシミュレーション結果を表 4.2 に示した。入射角はオフナディア角と観測幅に依存することから同じ仕様である FBS と FBD では 36.5 度～40.8 度、PLR では 22.8 度～25.2 度、ScanSAR では 15.8 度～42.1 度である。入射角のレンジは、FBS/FBD、PLR、ScanSAR それぞれで 4.3 度、2.4 度、26.3 度であり、観測幅が広い ScanSAR では入射角レンジが非常に大きくなっている。

実際に解析に用いる入射角は地形勾配を考慮した局地入射角である。局地入射角は、衛星から照射されるマイクロ波の方向ベクトルと、地形の法線ベクトルとの外積から求めることができる。地形傾斜による法線ベクトルは、DEM (Digital Elevation model : デジタル標高データ) から計算できる地形の傾斜角と傾斜方向から求められる[120] [121] 。

表 4.2 PALSAR の各観測モードにおける入射角範囲のシミュレーション結果

モード	ONA [deg.]	観測幅	ニアレンジ 入射角 [deg.]	シーンセン ター入射角 [deg.]	ファーレン ジ入射角 [deg.]
FBS	34.3	70 km	36.5	38.7	40.8
FBD	34.3	70 km	36.5	38.7	40.8
PLR	21.5	30 km	22.8	23.9	25.2
ScanSAR	27.1	370 km	15.8	30.4	42.1

v) 後方散乱係数への変換

レベル 1.5 の標準処理成果物であるピクセルカウント値 (DN : Digital Number) は振幅表現の整数データであり, DN 値からデジベル単位の後方散乱係数 ( $\sigma^0$  [dB])への変換は, JAXA から報告されている校正係数  $CF = -83.0$  を用いて, 次式から求められる.

$$\sigma^0 \text{ [dB]} = 10 \cdot \log_{10} \langle DN^2 \rangle + CF \quad (4.2)$$

また, 平均化や入射角補正に用いる実数 (パワー表現) の後方散乱係数は, 次式で変換できる.

$$\sigma^0 = 10^{CF/10} \cdot DN^2 \quad (4.3)$$

## 4.2 現地観測解析フロー

現地観測を実施するに際し、まず地質や土地利用が比較的均一な対象地域を定め、現地土壌の特徴を確認し、多偏波 PALSAR との同期観測から対象地域の土壌パラメータを同定する。そして、多偏波 PALSAR で推定される土壌水分と粗度を検証し、次に単偏波 PALSAR から推定される土壌水分を検証する。

本章では現地観測方法と観測データの整理結果を示し、PALSAR との同期観測による解析は次章で説明する。



図 4-4 現地観測解析フロー

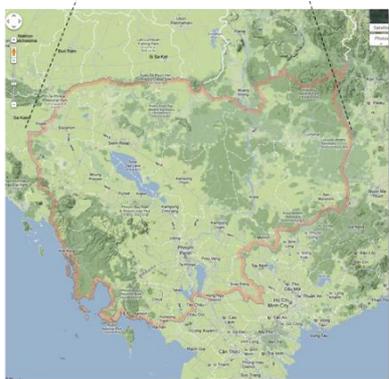
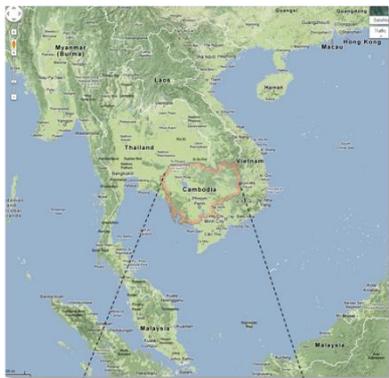
## 4.3 現地観測

### 4.3.1 対象地域の設定

#### i) カンボジアの選定について

本研究では、カンボジアの水田地域を対象としてアルゴリズム開発を進めた。カンボジアは、国土面積が日本の半分程度であるが約 3 割が農地として利用され、その 9 割もが主食となる米を生産する水田である。カンボジアの気候は、大きく 5 月中旬～10 月の雨季と 11 月～3 月中旬の乾季に分かれている。雨季にはスコールが頻繁に発生し大地を潤すが、乾季には 1 ヶ月間降水がない状況も起こる。水田は、雨季の降水のみに頼る「天水稲作(rainfed rice)」の天水田が多くを占めているが、灌漑施設の整備も進められてきており乾季の稲作も一部で行われている。また、トンレサップ湖の湖畔部では 10 m にも及ぶ雨季と乾季の水位変化を利用する、増水期の「浮稲作(floating rice)」や減水期の「減水期稲作(recession rice)」が見られる。このような稲作形態は、カンボジアの降水パターンに対応して長い歴史の中で形作られてきたものである。したがって、カンボジアの稲作は雨季の降水に大きく依存しており、気候変動などによる雨季の降水状況の変化がカンボジアの農業生産に与える影響は極めて大きい。しかも、カンボジアでは気象情報や河川情報は極めて少なく、気候システムの理解も進んでいない。

そこで、宇宙航空研究開発機構(JAXA)の SAFE(Space Applications for Environment)プロジェクトでは、水資源管理や農業支援情報の提供に必要な技術やシステムの研究開発を進めている。その一つの鍵となる要素が、大気への水・熱輸送を担い、流出特性を変化させる土壌水分分布の把握である。また、水田スケールの土壌水分分布は、水田管理や稲の育成管理への応用が期待できる。しかし、現地計測機材や人的観測によって広大な領域で土壌水分分布を定量的に把握することは不可能であるため、上空から広範囲を観測できる衛星リモートセンシングが有効である。そこで、10m 程度という高分解能を実現している衛星搭載型 SAR(合成開口レーダ)である ALOS/PALSAR を用いた土壌水分推定アルゴリズムの開発を行った。特にこの場合、熱帯の雲に影響されず、また Lバンドのマイクロ波により植生の影響を抑えられるのがメリットである。また、カンボジアの土地被覆は水面、森林、市街地、畑地、水田と多様であり、特に畑地、水田は営農や農作物の成長によって被覆や地表面状態などの季節変化も大きいことから、これをアルゴリズムで考慮できれば陸域のほとんどの場所で適用が可能となると考えられる。



Cambodia

[2009]	Cambodia		Japan	
	Area (Thousand ha)	Ratio (%)	Area (Thousand ha)	Ratio (%)
The entire country	1,810	100.0	3,779	100.0
Farmland	556	30.7	463	12.3

[2009]	Cambodia	Japan
Total population (million people) a	1,456	12,729
Agriculture, forestry and fisheries population (million people) b	971	305
b / a (%)	66.7	2.4

[2009]	Cambodia		Japan	
	Nominal amount (US billion dollars)	GDP ratio (%)	Nominal amount (US billion dollars)	GDP ratio (%)
Gross domestic product (GDP)	108	-	50,690	-
Of which agriculture, forestry and fisheries	33	30.6	737	1.5
Per capita GDP (U.S. \$)	729		39,864	

Source: Ministry of Agriculture, Forestry and Fisheries, Japan  
[http://www.maff.go.jp/j/kokusai/kokusei/kaigai\\_nogyo/k\\_gaiyo/khm.html](http://www.maff.go.jp/j/kokusai/kokusei/kaigai_nogyo/k_gaiyo/khm.html)

図 4-5 カンボジアの国土、人口、経済

ii) 対象地域の水田形態と地質

本研究の対象地域は、カンボジアの首都プノンペンから北西に 250 km に位置するバツタンバン市周辺に広がる水田地域である（図 4-6）。水田形態分布を図 4-7 に示したが、バツタンバン市はトンレサップ湖西岸に位置し、湖岸部は浮稲作(deep water/floating rice)、平野部は天水田(rainfed rice)が多くを占めている。平野部の一部には減水期作(recession rice)が見られ、また灌漑ダムによる灌漑水田が存在する。

図 4-8 に示した地質分布と水田形態分布を重ね合わせると、概ね天水田では Krakor、浮稲水田では Tuol Samroung に対応することがわかる。これら地質の概要は、[117] から以下とおりである。

- ・ Tuol Samroung : バツタンバン州の平地内陸部に分布。表層土は茶または灰色の粘土質またはローム質であることで特徴付けられる。乾燥時はクラックが生じ、底土は粘土を多く含む。弱酸性。非常に米作に適している。良く管理すれば収穫増が望める。

- ・ Krakor : トンレサップ湖の氾濫源に分布。表層土は、湿潤時に灰または茶色で、乾燥時に明るい灰または茶色となる。底土は、ロームまたは粘土で堅く締まっている。肥沃で米作

への潜在能力を有している。

この説明から、対象地域の地質 Krakor と Tuol Samroung では粘土が多く含まれる土壌であることがわかるが、具体的な違いについては現地で土壌サンプルを採取して確認する。



図 4-6 バッタバン市の位置

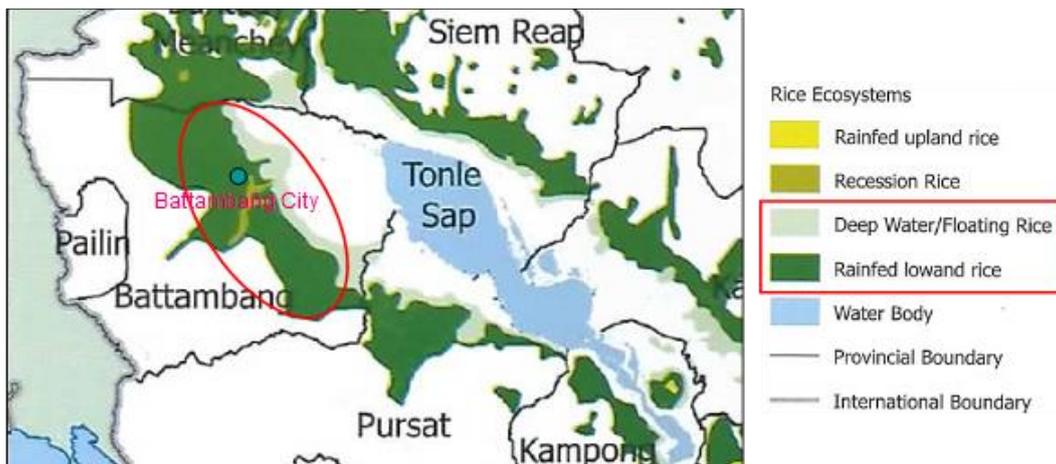


図 4-7 水田形態 ([117] より引用)

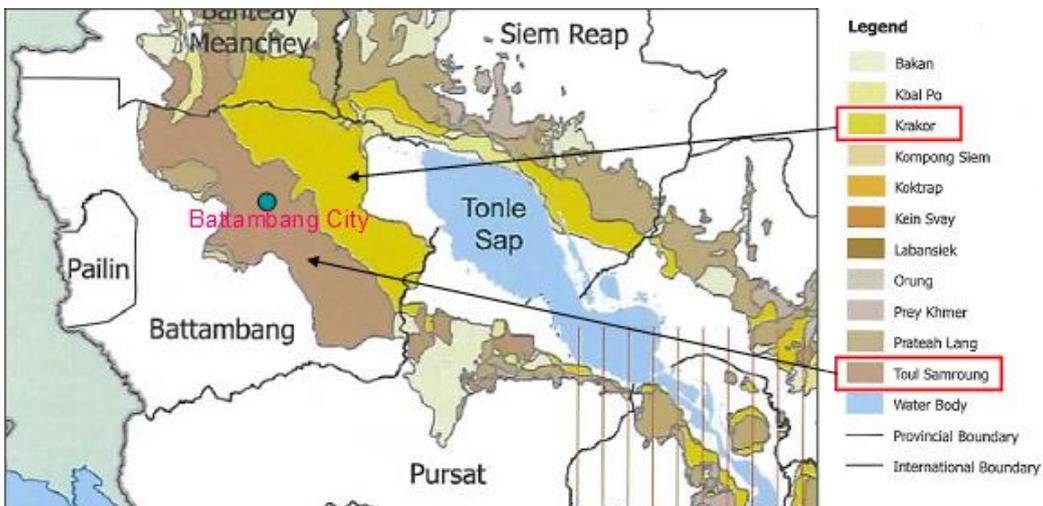


図 4-8 地質 ([117] より引用)

また、全球の土壌データベースの一つである Harmonized World Soil Database (HWSD)でも対象地域の土性を図 4-9 と表 4.3 に示した。これによるとバタンバン市周辺の表層土壌は、平野部（薄茶）が Gleyic Luvisols, 湖岸部（青）が Eutric Gleysols, 山岳部（濃茶）が Dystric Nitosols といういずれも cley(light)に区分される粘土質土壌であった。なお、その他の大部分を占める黄色で示される土壌はいくつかの種類が含まれているが、一例として Gleyic Acrisols という名称の土壌をあげた。この土壌では粘土の割合が 23%でありバタンバン市周辺の 45~55 %に比べると小さくなっている。このことから、対象領域のバタンバン市周辺はカンボジアの中でも粘土質が多い特徴的な地域であることが伺われる。



図 4-9 Harmonized World Soil Database による土壌分布

表 4.3 Harmonized World Soil Database による対象地域の表層土壌特性

Dominant Topsoil (0-30 cm)	平野部 (薄茶)	湖岸部 (青)	山岳部 (濃茶)	その他の一例 (黄)
Soil Unit Name (FAO74)	Gleyic Luvisols	Eutric Gleysols	Dystric Nitosols	Gleyic Acrisols
Sand Fraction (%)	36	17	22	34
Silt Fraction (%)	19	31	23	43
Clay Fraction (%)	45	52	55	23
USDA Texture Classification	clay (light)	clay (light)	clay (light)	loam

### iii) 対象時期

ここで天水田の農事暦を確認すると、5月の雨季の始まりから田起し（耕起）などの準備を始め、水田に十分な水が溜まり、土が軟らかくなった7月から8月に播種、そして雨季が終わり、乾季の初めの12月から1月に収穫となる。それ以降は、次の雨季の始まりまで放置される。

PALSARによる土壌水分推定の対象にできる地表面状況は「裸地～疎な植生」の範囲であることから、対象期間は収穫後から水面となるまでの概ね1月下旬～5月の間となる。このほかの期間は、後方散乱係数による水面の検知による稲作範囲の推定や、偏波を用いた植生の有無（や強度）の検知による稲作管理などに貢献できると考えられる。

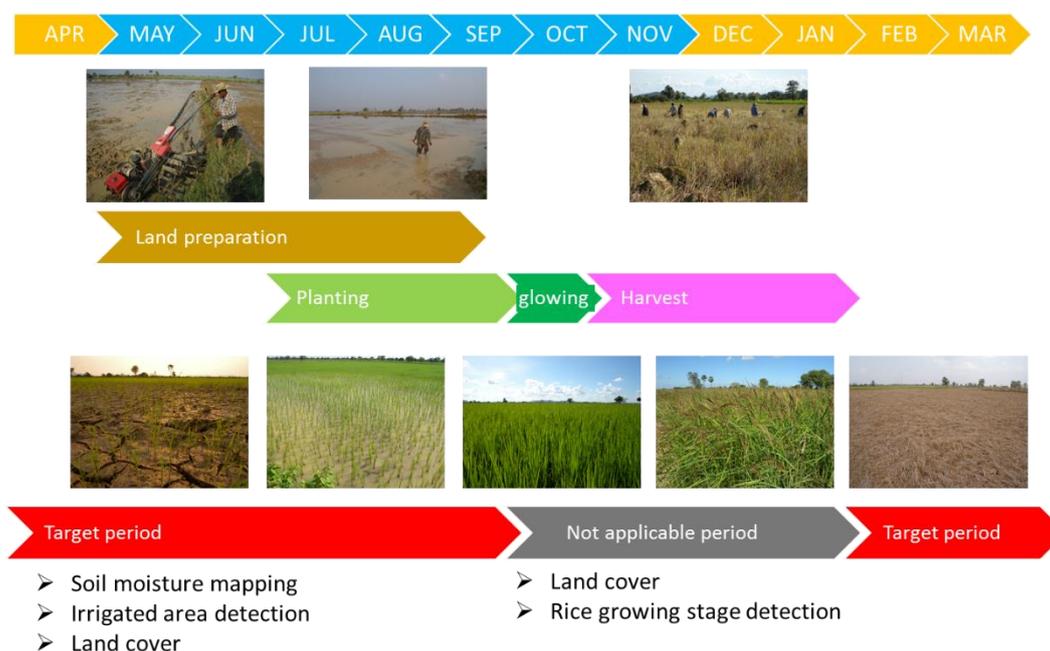


図 4-10 カンボジア バッタバン水田地域における天水田の農事暦

### 4.3.2 現地土壌の特徴の確認

#### i) 土壌の粒度解析

カンボジアのバタンバン州の水田において表層土壌（深さ 0～20cm）を採取した土壌サンプルは、MOWRAM の土壌実験室に依頼し、ふるい分け法およびハイドロメーター法による粒度試験により対象地域土壌の土性を確認した。

土性は土壌の比誘電率を推定する際に必要なパラメータであるが、基準となる粒度区分と土性分類は国内および国際において様々存在する。ここでは、本研究分野で實際上基準となっている USDA(United States Department of Agriculture: 米国農務省)の指標を採用した。

表 4.4 粒度区分 (USDA 法)

分類	粒径 (mm) USDA
礫 (gravel)	2.0 以上
砂 (sand)	0.05～2.0
シルト (silt)	0.002～0.05
粘土 (clay)	0.002 以下

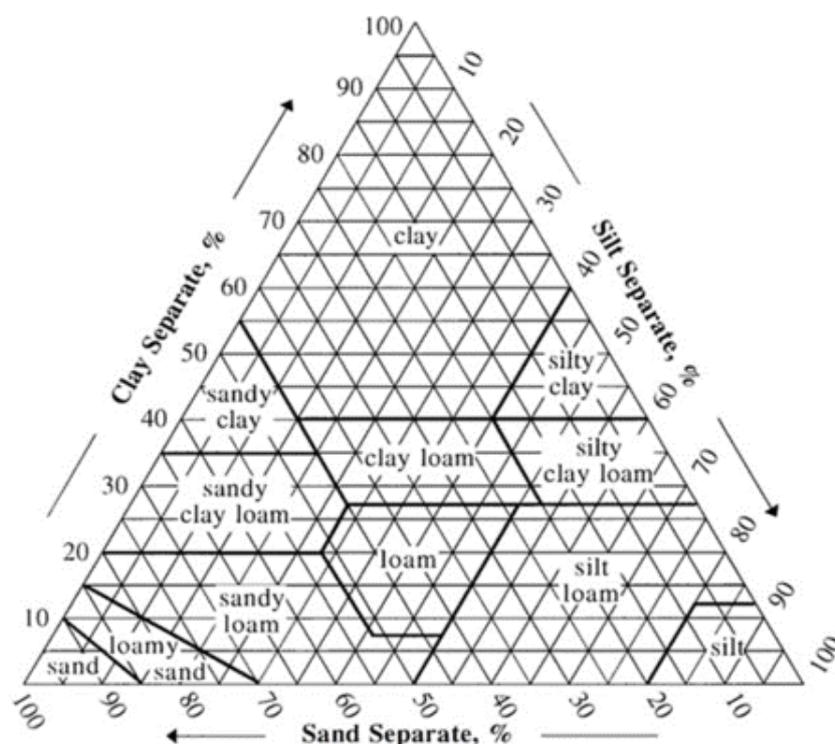


図 4-11 土性三角図表 (USDA 法)

## ii) 現地土壌の土性

カンボジアのバットアンバン州の水田 17 サイトで採取した表層土壌（深さ 0~20 cm）を粒度試験により土性を確認した。

バットアンバンの水田で採取した 17 サンプルの土性は、図 4-12 に示したように砂が少なくほぼ粘土とシルトで構成されていることがわかる。粘土の割合は約 3 割から 8 割と大きく変化するが、三角座標による土壌分類で Heavy clay から Silty clay に分類されることが確認できた。

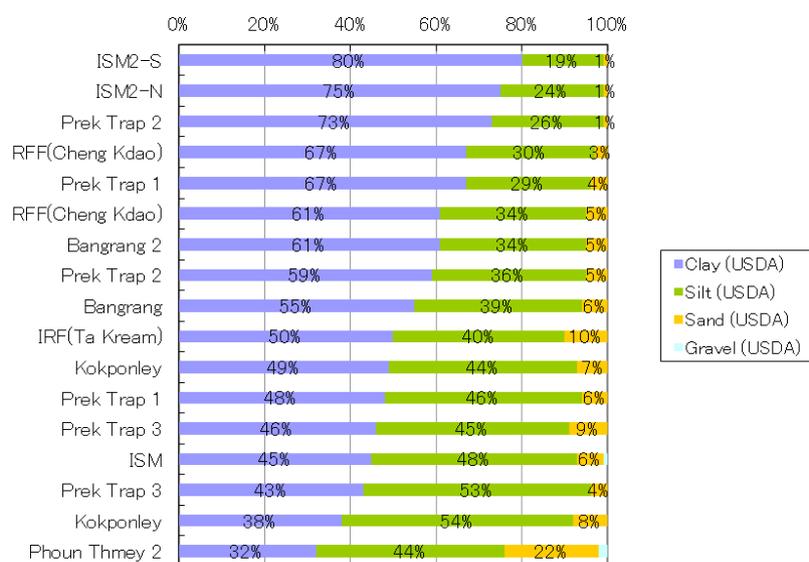


図 4-12 バットアンバン水田地域の土性

### iii) 現地土壌の粒径

土壌サンプルの粒径 D50（通過質量百分率 50 %の粒径）を図 4-13 に示し、粒径 D50 と粘土含有率の関係を図 4-14 に示した。この関係から、粘土含有率が概ね 30 %から 50 %に増加すると、D50 が約一桁小さくなることがわかる。

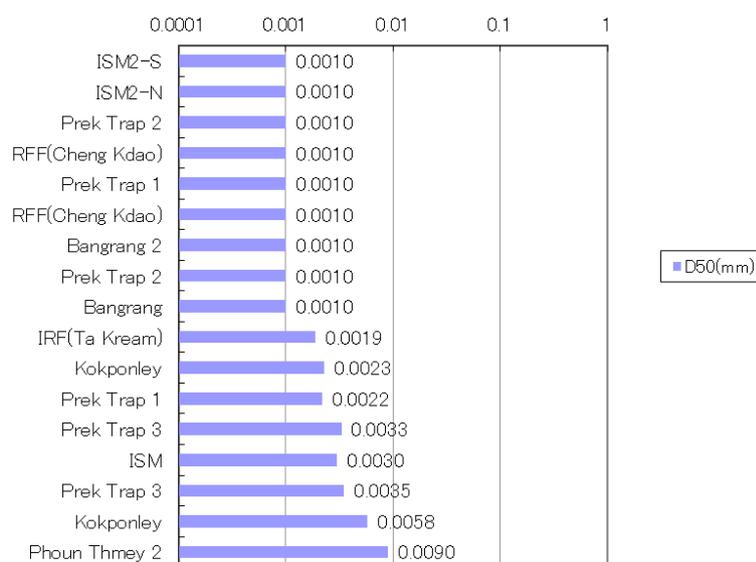


図 4-13 バタンバン水田地域の粒径 D50

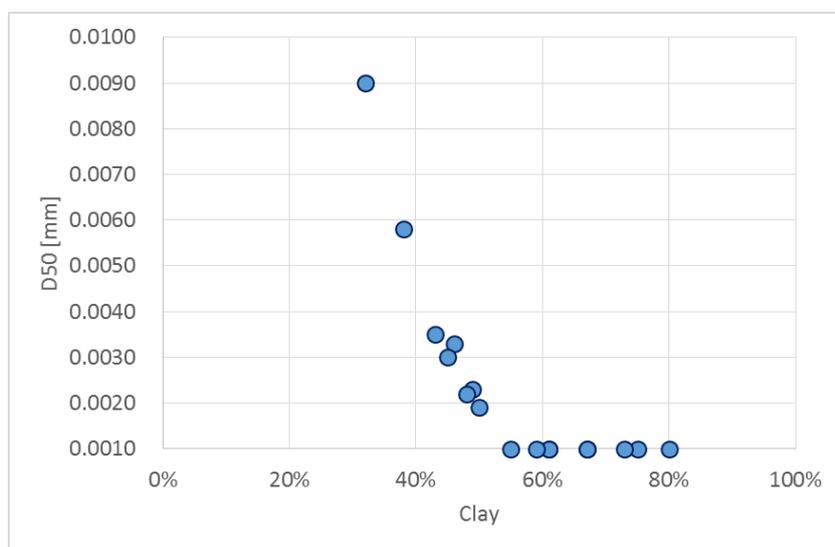


図 4-14 粘土含有率と粒径の関係

#### iv) 現地土壌の膨潤性

図 4-15 に炉乾前後の土壌サンプル（ISM で取得した 8 サンプル）の計測体積から求めた  $M_v$  と膨張率の関係を示した。膨張率は、ここでは  $M_v=0\%$  の土壌体積に対して、 $M_v$  の増加に伴う膨潤によって増加した土壌体積の比で表した。写真 4.1 は炉乾前後の土壌サンプルの様子であるが、このように現地土壌は粘土を多量に含んでいるため、水を含むと膨らむ「膨潤性」を示す。

なお、これらサンプルの炉乾後収縮体積における乾燥密度の平均は  $1.74 \text{ g/cm}^3$  であった。

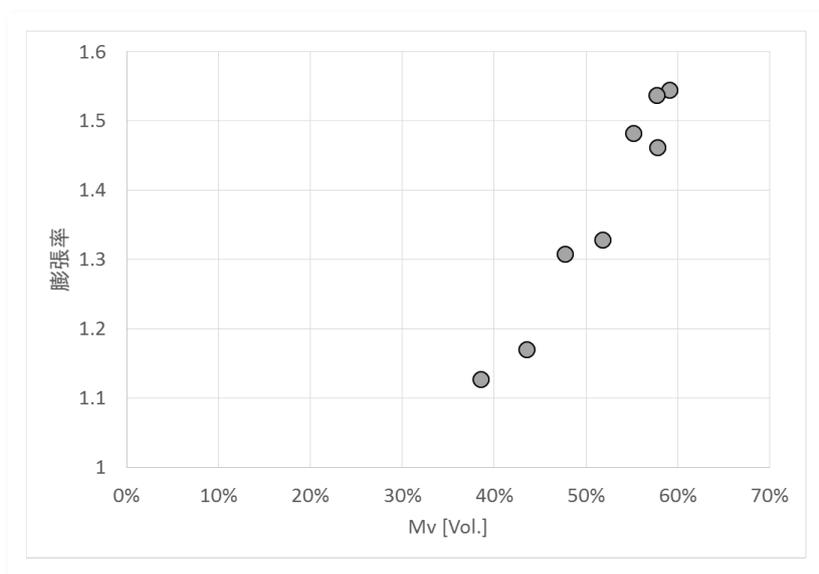


図 4-15  $M_v$  と膨張比の実測結果



写真 4.1 土壌サンプルの採取時（左）と炉乾後（右）に縮小した様子

#### v) 現地土壌の固相率

対象領域土壌の固相率の目安を把握するために容量  $100 \text{ cm}^3$  の土壌サンプル(対象領域内の 16 地点で 2 サンプルずつ採取した合計 32 サンプル)を用いた簡単な実験から固相率を求

めた。

土粒子密度 $\rho_s$ と乾燥密度 $\rho_b$ は式(4.4)で求められ、これらを用いて固相率  $S_v$  を式(4.5)で求めることができる。

$$\begin{aligned}\rho_s &= \frac{W_s}{V_s} \\ \rho_b &= \frac{W_s}{V_t}\end{aligned}\tag{4.4}$$

$$S_v = \frac{V_s}{V_t} = \frac{\rho_b}{\rho_s}\tag{4.5}$$

ここで、 $W_s$ は乾燥質量、 $V_s$ は土粒子体積、 $V_t$ はサンプル体積（100 cm<sup>3</sup>）である。

まず、土粒子密度を求めるためには、土粒子体積をできるだけ正しく計測する必要があるため、炉乾後に得られる水体積を差し引くだけで土粒子体積を得られる飽和土壌を選別して使用した。実験では、全サンプルを水に24時間浸した後の質量増加が3g以下の12サンプルを採取時に飽和であったとみなした。そして、炉乾後に計測した乾燥質量と、水の体積を差し引いて求めた土粒子体積を用いて土粒子密度を計算し、それらの平均値2.56 g/cm<sup>3</sup>（標準偏差 0.08）を現地土壌の土粒子密度とした。なお、水の密度は1 g/cm<sup>3</sup>とした。

そして、全32サンプルの乾燥密度を用いて固相率を計算し、採取時の含水率との関係を示したのが図4-16である。この結果から  $M_v$  の増加に伴い  $S_v$  が減少する傾向であることがわかる。この関係は、この地域の土壌が粘土を多く含むために生じる「膨潤性」によって水を含むことで土壌体積が増加し、結果として相対的に固相率が減少しているものと考えられる。

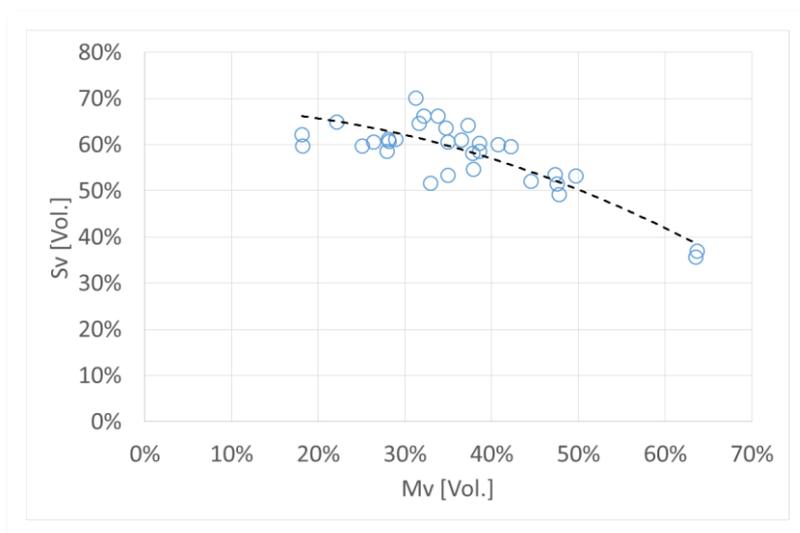


図 4-16 実験から得られた  $S_v$  と  $M_v$  の関係

vi) 膨張率の推定

これまでの解析で得られたパラメータを用いて、膨張率を計測していない前項で使用した 32 サンプルにおける  $M_v$  と膨張率の関係を推定した。上述の iv) から炉乾後収縮体積における乾燥密度  $1.74 \text{ g/cm}^3$  を用いて、各コアサンプルの乾燥質量から乾燥時の体積を求め、コアサンプル容量  $100 \text{ cm}^3$  を除することで膨張率を推定した。

この結果が図 4-17 であり、推定値（橙色）の分布傾向が計測値（灰色）と非常に良く合っている。そして、実測した 8 サンプルのみではわからなかったが、 $M_v$  が 40 % を超えると膨張率が急激に増加し、60 % を超えると 2 倍近い体積にまで膨張することがわかる。

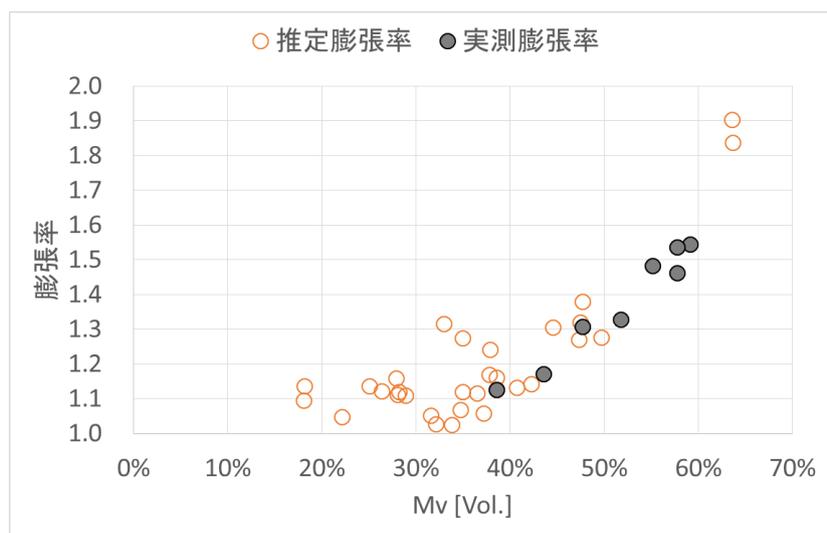


図 4-17  $M_v$  と膨張率の関係の推定結果

### 4.3.3 現地観測実施内容

アルゴリズム開発には PALSAR 観測と同時に取得した現地データが必要なため、PALSAR 飛来と同時に実施する同期観測を実施した。PALSAR 観測は、1 回に 1 モードのみであるため、多偏波と単偏波の観測モードに合わせて、それぞれ同期観測を実施した。現地観測では、時系列の土壌水分変化を把握するために土壌水分センサを設置し、この地域の地表面粗度パラメータと土壌パラメータに関するデータを取得するために、各地で地表面粗度観測と土壌サンプル採取を実施した。

#### i) 土壌水分時系列データ

カンボジア水資源気象省（MOWRAM: Ministry of Water Resource and Meteorology）のバットバン地方事務所に土壌水分センサを設置した。使用機材は、DECAGON 社のデータロガー「Em50」と土壌水分センサ「TE」である。設置深度は、2 cm, 5 cm, 10 cm の 3 深度である。なお、計測値は現地土壌を用いた校正実験から得た校正式を適用している。

表 4.5 バットバン土壌水分計

設置箇所	カンボジア水資源気象省 バットバン地方事務所
設置日	2009 年 9 月 23 日
使用機材	DECAGON 社 データロガー「Em50」、土壌水分センサ「TE」
計測項目	体積含水率、地温、電気伝導度(EC)
計測深度	3 深度(-2 cm, -5 cm, -10 cm)
計測間隔	1 時間（内部時計：カンボジア時間 UTC+7）
土地被覆	低草地
土性	Silty clay (Clay 44 %, Silt 47 %, Sand 7%)
周辺状況	平地、市街地郊外
校正式	$y = 0.0012x - 0.7607$ , $x = \text{raw counts}$ , $y = \text{体積含水率[Vol.]}$



図 4-18 バットバン土壌水分計の設置状況

## ii) 地表面粗度観測

カンボジアのバットバン州の水田において、1 サイトにつき複数点において南北と東西方向の2 方向の地表面プロファイルを幅 80 cm で 2 mm 間隔に金属棒を並べた「くし型粗度計」で計測する。現地ではこのプロファイルを写真撮影（写真 4.2）するのみであるが、その後写真を PC に読み込み、ゆがみを補正し、約 400 点からなる地表面プロファイルをデジタルサイズにより XY 座標で数値化（図 4-19）する。

そして、地表面粗度パラメータの  $Sd$  を式(2.6)（※式中の  $\sigma$  に対応）から、 $Cl$  を式(2.7)と式(2.8)（※式中の  $l$  に対応）から求める。なお  $Cl$  は、図 4-20 に示した自己相関関数と  $1/e$  の緑波線との交点における  $x'$  の距離として求められる。そして、一つの計測地点につき南北と東西の2 方向の平均値をその地点の値とした。

地表面粗度計測は、畑地の畝など一定方向に特徴がないことが条件となるが、現地水田ではそのような状況は見られなかった。また、地表面プロファイルの水平方向の計測間隔が使用するマイクロ波の波長の  $1/10$  以下である必要があるが、本研究で用いる PALSAR の波長 23.5 cm から 2.35 cm が基準となるため計測間隔 2 mm は条件内となっている。

表 4.6 地表面粗度計測

機材	くし型粗度計
幅	80 cm
串間隔	2 mm
計測方法	1 計測点につき、南北方向と東西方向の 2 方向で計測。
対象	地表面形状に方向依存性がない地点

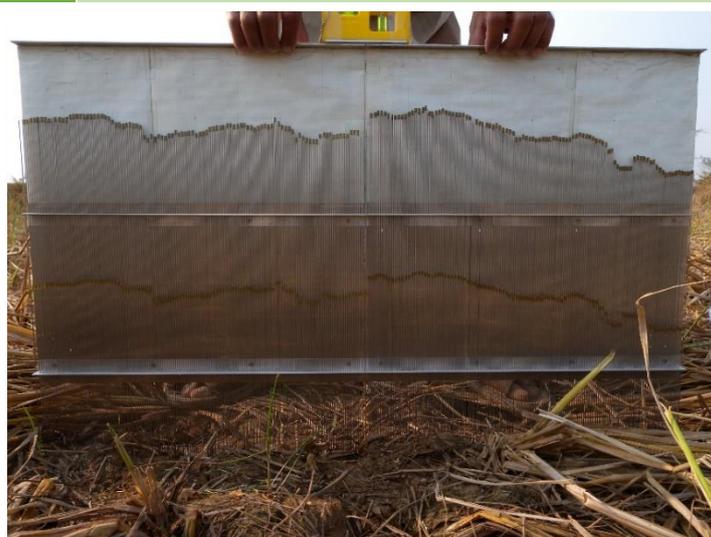


写真 4.2 地表面プロファイルの撮影例

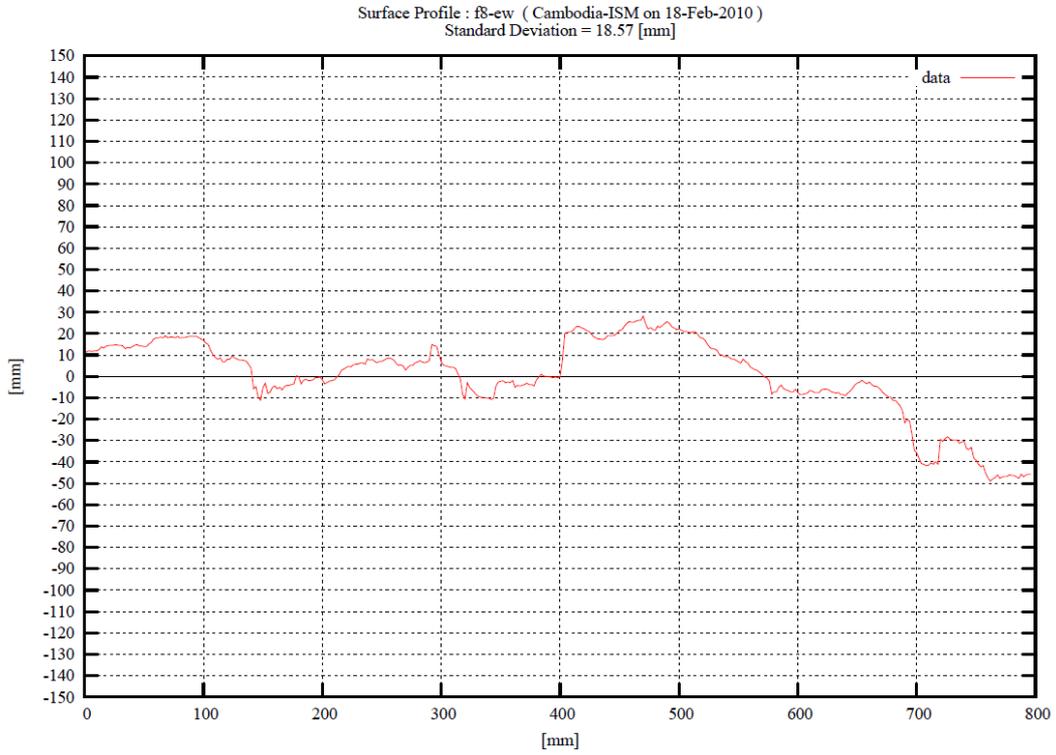


図 4-19 XY 座標化した地表面プロファイル

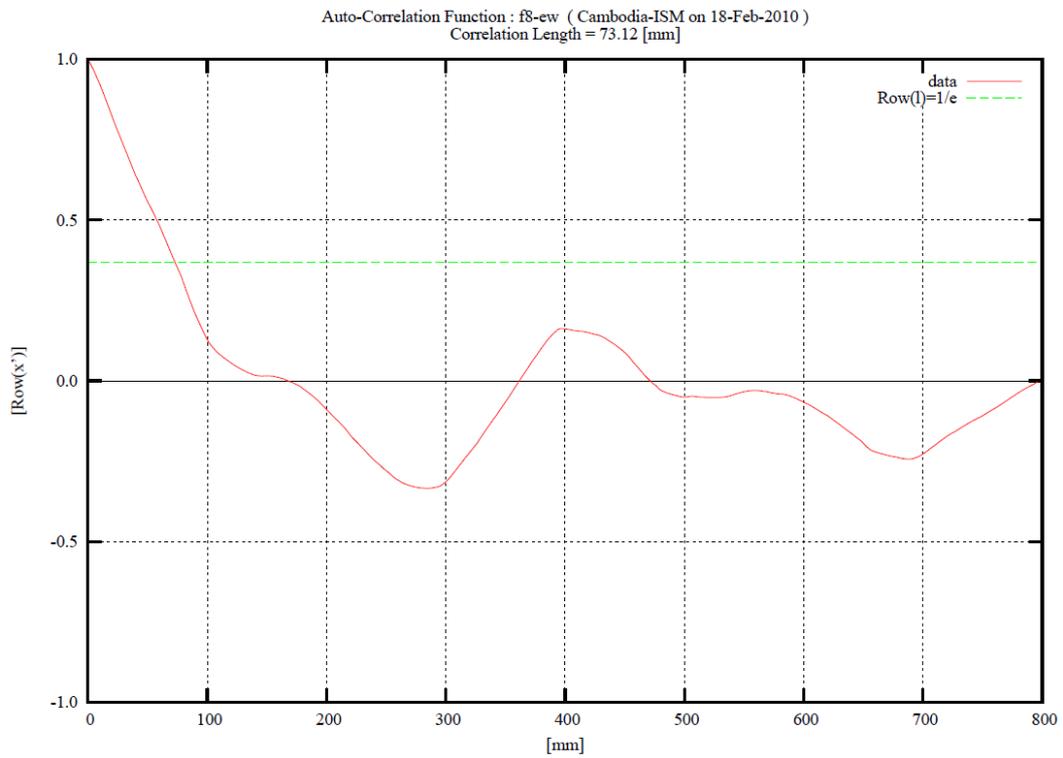


図 4-20 相関長さ  $Cl$  の計算例

### iii) 土壌水分観測

土壌水分は、TDR(Time-Domain-Reflectometry)水分計を用いて取得した土壌表層の体積含水率を用いた。機材はIMKO社製のTRIME-FM2と長さ8cmのP2プローブであり、プローブを地表面に垂直に突き刺して計測した。計測値は、地表8cmにおける平均体積含水率とみなすことができる。観測1地点における実測値は、観測点を中心にして半径1mの範囲で三角形を描くようにして3回計測した値の平均値である。

表 4.7 土壌水分計測

機材	IMKO社製 TRIME-FM2 と P2 プローブ (長さ 8 cm)
計測方法	1 計測点につき 3 回計測して平均値を採用。

### iv) PALSAR との同期観測

PALSAR の観測は、日中に飛来するディセンディング軌道と夜間に飛来するアセンディング軌道があり、それぞれカンボジアの現地時刻で 10:30 と 22:30 頃である。しかし、現地での観測は安全を考慮して日中のディセンディング軌道のみを対象として同期観測を計画した。また、PALSAR の観測は運用計画に従って計画的に進められており、詳細な情報は JAXA の専用 web サイトで提供される。このサイトにおいて観測モード、観測日時、観測範囲をチェックし、現地に観測サイトを設け、PALSAR の飛来予定時刻に合わせて現地観測を実施した。現地観測では、観測サイト毎に一定間隔の格子状に複数の計測点を設けて、土壌水分と地表面粗度を計測した。

実施した同期観測は、表 4.8 に示した PLR モードの 2 回、FBD モード 1 回の計 3 回である。PLR モードの 1 回目 (2010 年 2 月 18 日) は土壌パラメータの同定が目的であり、2 回目 (2011 年 4 月 8 日) は他地点での検証が目的である。FBS モードの同期観測は、アルゴリズムの単偏波適用過程の検証が目的である。

表 4.8 同期観測 実施日とサイトの一覧

	観測日	PALSAR 観測モード	軌道方向	同期観測サイト
1	2010 年 2 月 18 日	PLR	ディセンディング	ISM
2	2011 年 1 月 30 日	FBS	ディセンディング	RFF, IRF, PTR1/2/3
3	2011 年 4 月 8 日	PLR	ディセンディング	RFF, PTH, PTR1/2/3

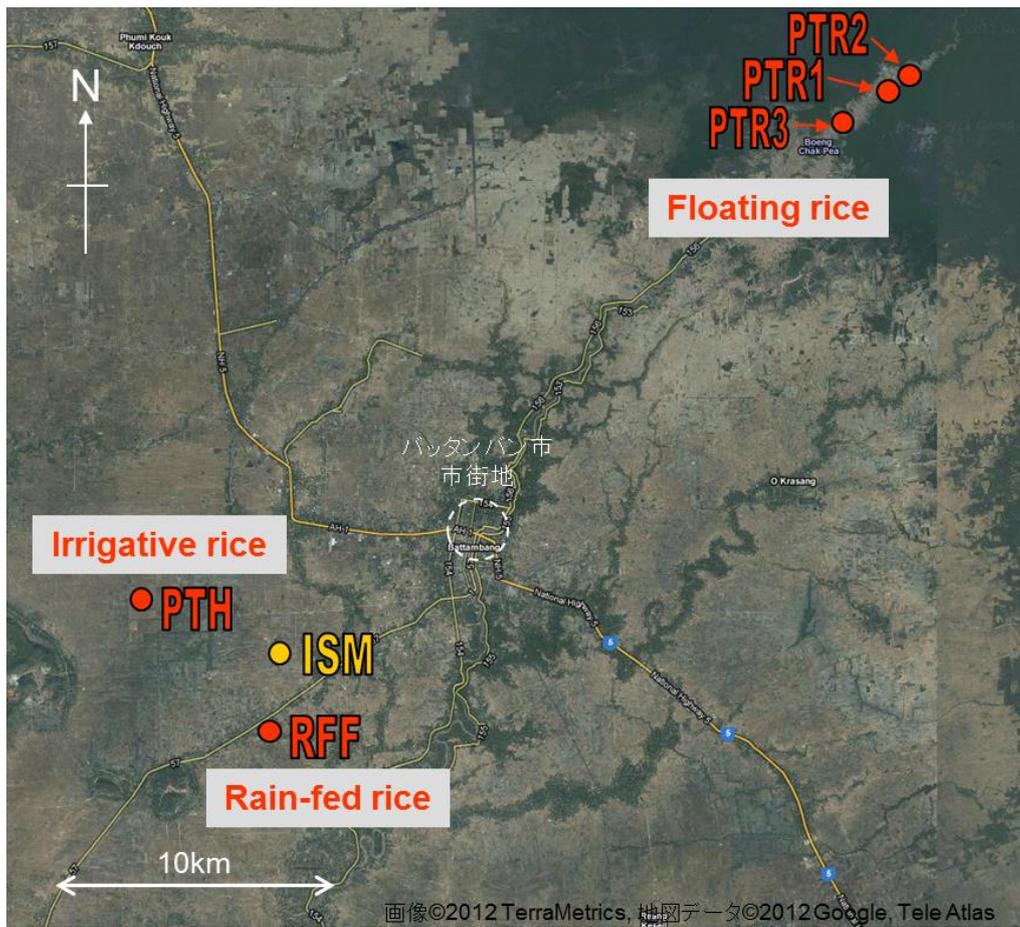


図 4-21 カンボジア同期観測サイトの位置

## 4.4 現地計測値の整理

### 4.4.1 土壌水分時系列データ

図 4-22 にバタンバン土壌水分観測サイトのデータを示した。ここでは、深度 2 cm と 5 cm の値を示した。このサイトの土壌は粘土質のため雨期には非常に高い値となっている。含水率のレンジは、深度 2 cm で 0.15~0.55、深度 5 cm で 0.20~0.55 程度であり、雨季の最大値はともに 55 %程度となっている。一方乾季の最小値は、表層の-2 cmの方が-5 cmよりも 10 %程度低くなっている。なお、図中の日付は PALSAR 同期観測の実施日である。

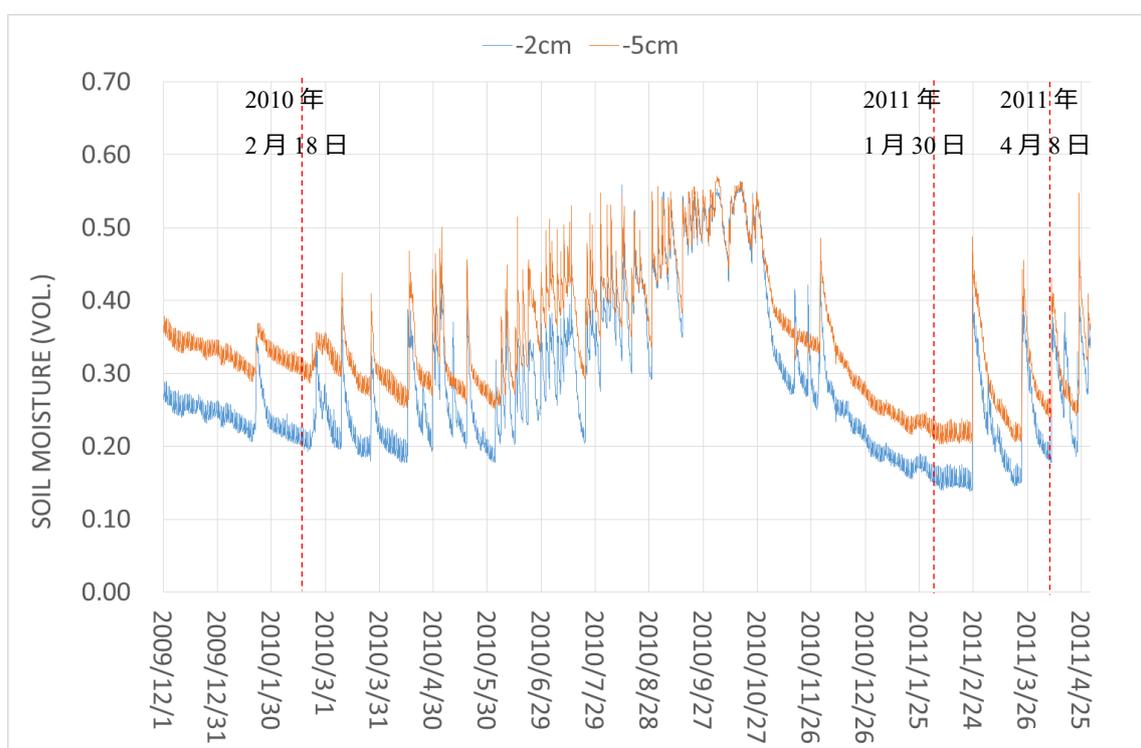


図 4-22 バタンバン土壌水分観測サイトの計測データ

#### 4.4.2 地表面粗度

##### i) 地表面粗度の不均一性

対象領域の延べ 19 サイトで実施した地表面粗度パラメータ ( $Sd$ ,  $Cl$ ) の現地計測結果において、x 軸に平均  $Sd$ 、y 軸に平均  $Cl$  をとった散布図が図 4-23 である。この結果から、各サイト平均のレンジは、 $Sd$  が概ね 10~30 mm、 $Cl$  が 30~90 mm である。この図では、各サイトにおける取得データの標準偏差をエラーバーで示しているが、一区画の水田においても不均一性が大きいことがわかる。

次に、各サイトの  $Sd$  と  $Cl$  の平均値と標準偏差の関係を図 4-24 に示した。各サイトにおけるそれぞれのパラメータ平均値と標準偏差の関係を見ると、線形の比例関係があり、各パラメータが大きい値を持つ場合、不均一性が大きくなることがわかる。

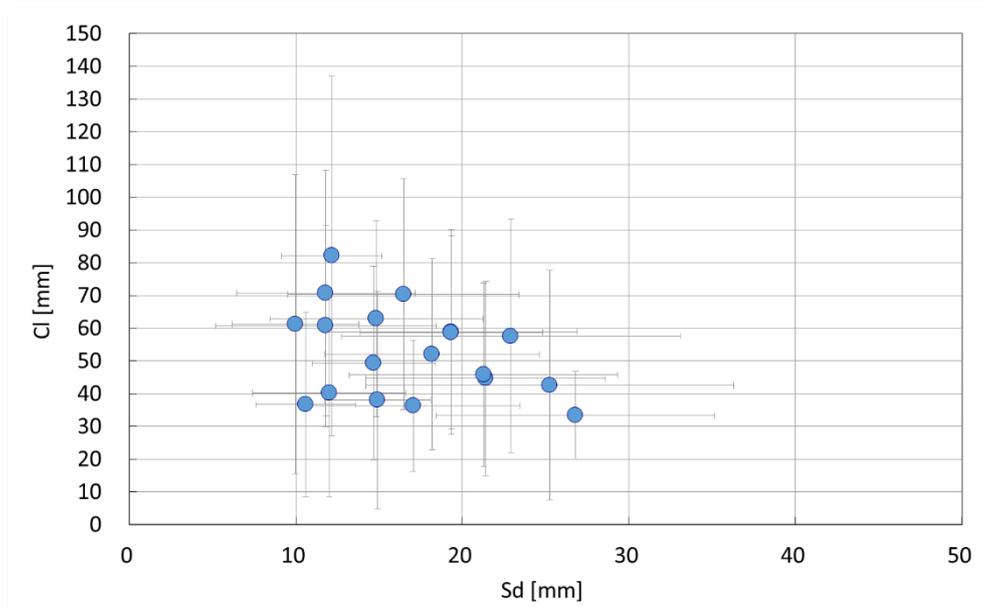


図 4-23  $Sd$  と  $Cl$  分布

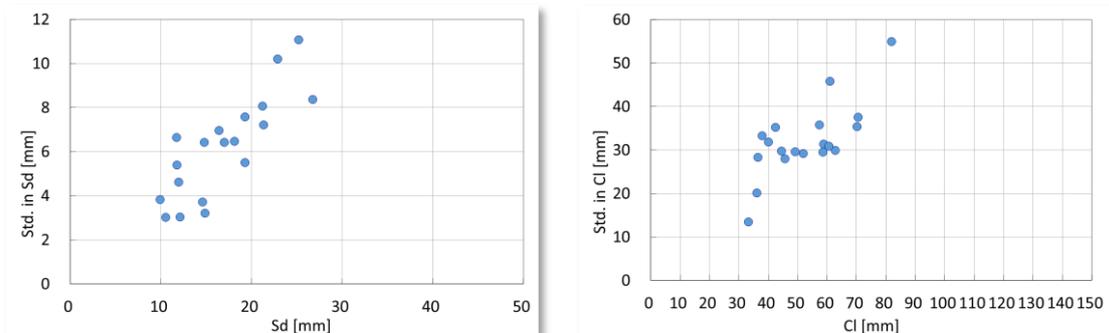


図 4-24 各サイトの  $Sd$  平均と標準偏差の関係 (左) と、 $Cl$  平均と標準偏差の関係 (右)

## ii) 地表面粗度の滑らかさの確認

前述 2.3 iii) のとおり,  $S_d$  を用いて地表面粗度の滑らかさを判断する基準として, レーリー基準と, より厳しいフラウンホーファー基準がある. これらの基準と現地データを比べると, 図 4-25 に示したようにレイリー基準より小さく, フラウンホーファー基準より大きい. このことから, 現地の地表面粗度は「適度に粗い表面(moderately rough surface)」であるといえる. なお, C バンドではレイリー基準でも 9 mm であるため「粗い表面(rough surface)」に分類される.

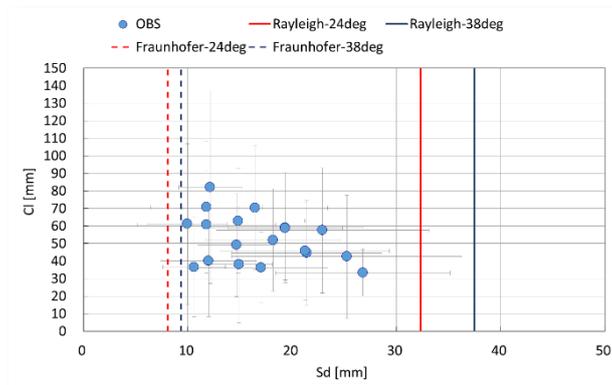


図 4-25 現地データと地表面粗度基準の比較

## iii) IEM モデルの適用条件の確認

前述 2.3 iii) のとおり, 本研究で用いるマイクロ波散乱モデルに適用されている IEM モデルには地表面粗度の適用条件が付されている. 地表面粗度の実測値と, 乾燥時 ( $\epsilon_r=3$ ) と湿潤時 ( $\epsilon_r=20$ ) の適用条件を L バンドと C バンドそれぞれについて図 4-26 に示した. この図では, 地表面粗度実測値が線よりも左下側にあれば適用可能であることを示しているが, L バンドでは乾燥(L-DRY)と湿潤(L-WET)ともに適用範囲内である. 一方, C バンドでは乾燥(C-DRY)と湿潤(C-WET)ともに適用範囲の外側になることがわかる.

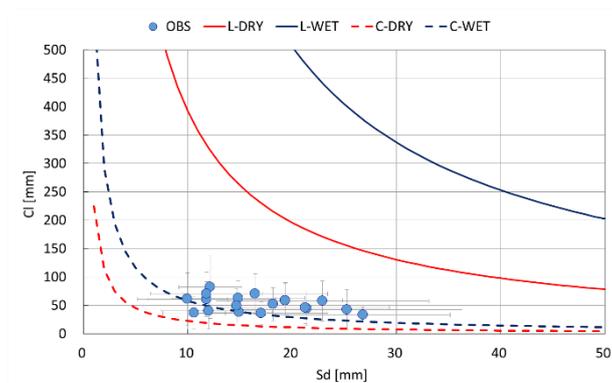


図 4-26 IEM モデルにおける地表面粗度の適用条件

#### 4.4.3 同期観測取得データ

同期観測で取得したデータの概要を下表に示した。各地点の現地状況および取得データについては次項に示した。

表 4.9 同期観測で取得したデータの概要

Table value: Average (standard deviation)

Targeted PALSAR obs.	Location	Land use/cover	Mv (Vol.)	Sd (cm)	Cl (cm)
18-FEB-2010 [PLR]	ISM (N=16)	Paddy/ Straw covering, Crack	0.21 (0.12)	2.1 (0.7)	4.5 (3.0)
30-JAN-2011 [FBS]	RFF (N=66)	Paddy/ Straw covering, Crack	0.38 (0.04)	1.9 (0.5)	5.9 (2.0)
	IRF (N=33)	Paddy/ Straw covering, Crack	0.36 (0.02)	1.5 (0.5)	6.3 (2.3)
	PTR1 (N=9)	Crop land/Bare	0.13 (0.05)	1.5 (0.2)	3.8 (2.7)
	PTR2 (N=9)	Crop land/Bare	0.13 (0.06)	2.3 (0.9)	5.8 (3.3)
	PTR3 (N=9)	Paddy/ Straw covering, Crack	0.22 (0.04)	1.8 (0.6)	5.2 (2.5)
8-APR-2011 [PLR]	RFF (N=18)	Paddy/ Straw covering, Crack	0.37 (0.02)	1.9 (0.6)	5.2 (2.0)
	PTH (N=30)	Paddy/ Bare, Crack	0.25 (0.03)	1.0 (0.3)	6.3 (3.7)
	PTR1 (N=9)	Crop land/Bare	0.22 (0.03)	1.2 (0.2)	8.2 (4.5)
	PTR2 (N=9)	Crop land/Bare	0.20 (0.04)	1.9 (0.4)	5.9 (2.6)
	PTR3 (N=9)	Paddy/ Straw covering, Crack	0.27 (0.04)	1.7 (0.7)	7.0 (3.1)

#### i) 2010年2月18日 同期観測

ISMの現地状況は、写真に示したように、稲の刈取後で乾燥した稲わらが取り残されている状況であった。地表面は全体的には比較的乾燥した状況であったが、ひび割れして非常に乾燥している場所と、やわらかい粘土のような場所が混在していた。

1地点当りの実測土壌水分値の標準偏差は全地点の平均で約5%であり、ごく狭い範囲においても不均一性が大きい状況であった。観測範囲は、南北175m、東西25mであるが、土壌水分値のレンジは5~40%となっており、観測地全体でも不均一な分布傾向が伺える。

地表面粗度は、 $S_d$  のレンジ 1~4 cm に対して、 $Cl$  はレンジ 1~14 cm と広く分布していた。



写真 4.3 ISM の現地状況

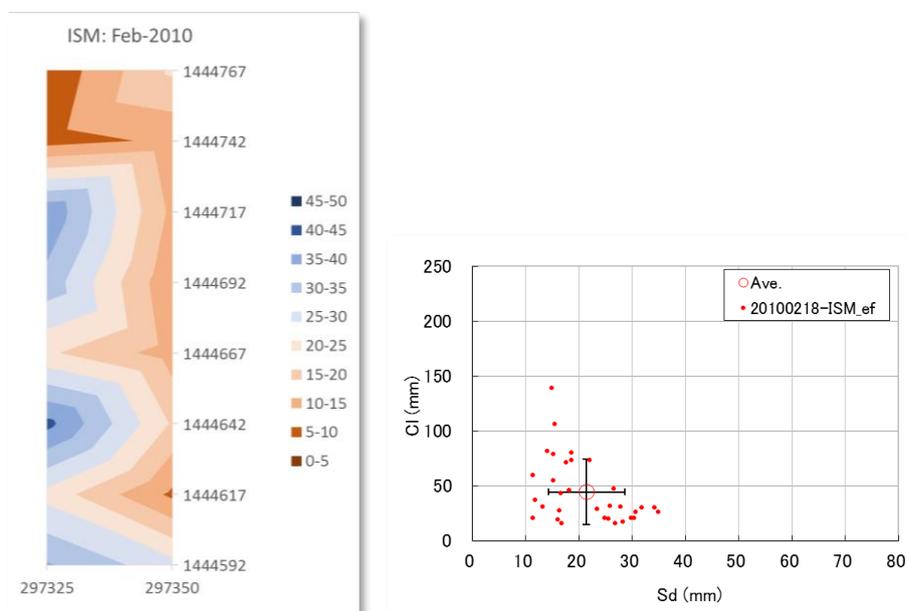


図 4-27 ISM サイトの空間内挿した土壌水分分布 (左),  
地表面粗度パラメータの散布図 (右)

ii) 2011 年 1 月 30 日 同期観測

各地点の現地状況は以下のとおりである。

RFF 地点： 大部分が稲刈り後に残された稲わらに地面が見えないほどに覆われていた。上側の稲わらは乾燥していたが、地表面は湿潤で、地表面に接する稲わらは湿っていた。また、地表面は亀裂と牛等の踏跡が広範囲に見られた。露出している地表面は乾燥して固くなっていたが、内部は湿り気があった。

IRF 地点： RFF 地点と同様であったが、離れてわずかに緑色に見える程度に疎らに雑草

が生え始めていた。

PTR1 地点：表面は耕起によって数 cm から 10 cm 程度の土の塊で覆われた裸地。土の塊、内部ともに乾燥し非常に固くなっていた。

PTR2 地点：表面は耕起によって大小の土の塊で覆われた裸地。土の塊、内部ともに乾燥し非常に固くなっていた。土の塊が PTR1 に比べ平均的に大きく 20 cm 程度のものも見られた。

PTR3 地点：稲刈り後に残された稲わらに地表面が見える程度に覆われ、疎らに雑草が生えていた。稲わらに覆われた地表面も乾燥し亀裂が見られたが、内部は湿り気を持っていた。また、露出している場所は内部まで乾燥して固くなっていた。

土壌水分計測結果では RFF 地点の平均値が最も高く約 38%、次いで IRF の約 36%、PTR3 の約 22%であった。これら地点は稲わらに覆われていることによって蒸発が抑制されていると考えられる。一方裸地の PTR1 と PTR2 では、ともに約 13%となっており、稲わらの有無で大きな差が生じている。地表面粗度の  $S_d$  は耕起による大きな土の塊が広がっていた PTR2 が最も大きい約 2.3 cm で、次いで亀裂や牛等の踏跡が見られた RFF 地点と PTR 地点がそれぞれ 1.9 cm、1.8 cm となっている。IRF 地点も同様な状況に見えたが、その程度は RFF 地点や PTR3 地点よりも小さく、耕起後の PTR1 と同程度であった。



写真 4.4 RFF の現地状況



写真 4.5 IRF の現地状況



写真 4.6 PTR1 の現地状況



写真 4.7 PTR2 の現地状況



写真 4.8 PTR3 の現地状況

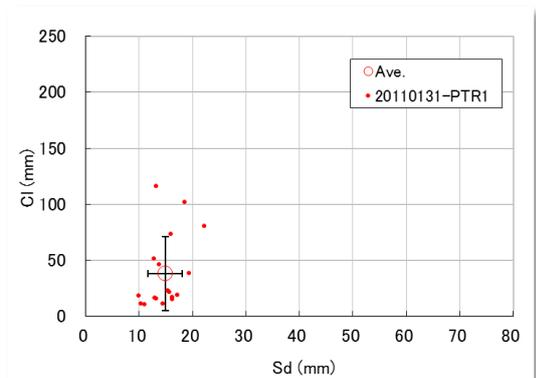
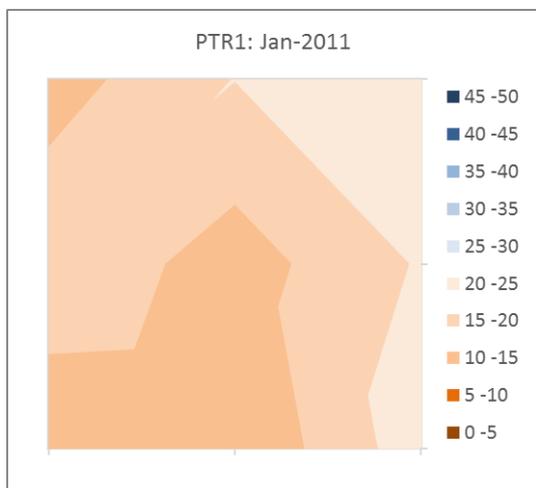


図 4-28 PTR1 サイトの空間内挿した土壌水分分布 (左),  
地表面粗度パラメータの散布図 (右)

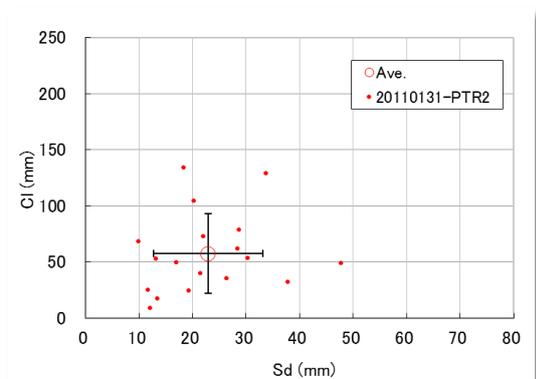
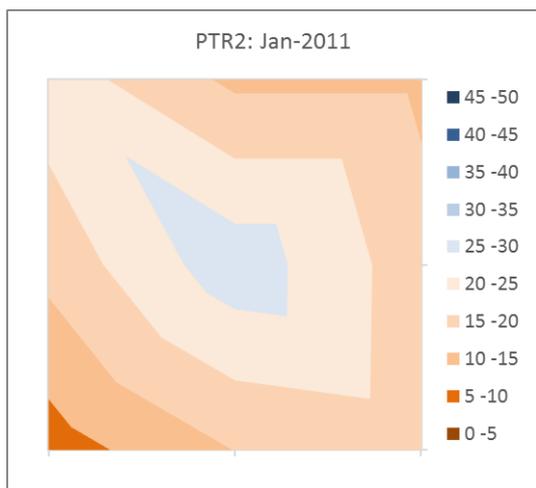


図 4-29 PTR2 同上

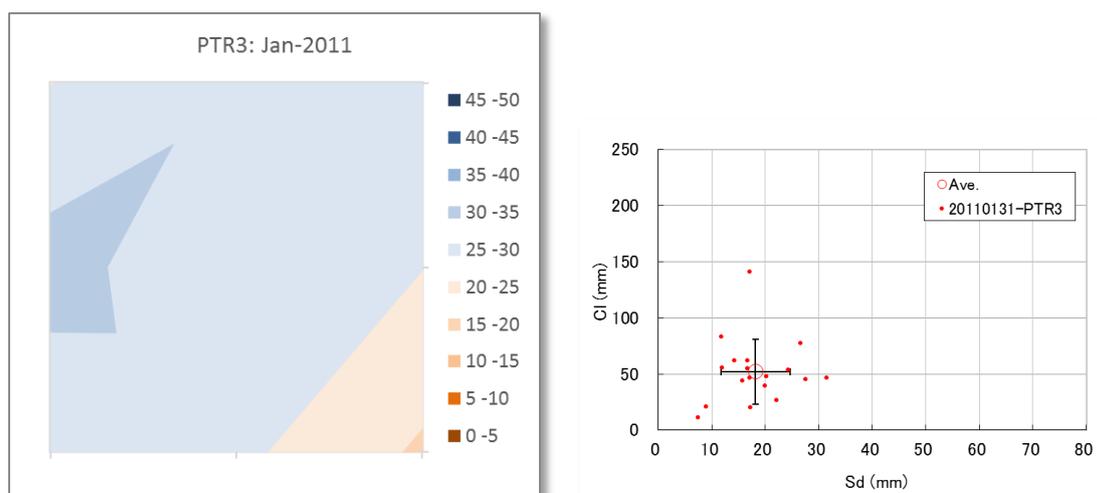


図 4-30 PTR3 同上

iii) 2011 年 4 月 8 日 同期観測

各地点の現地状況は以下のとおりである。

RFF 地点： 稲刈り後で倒れた稲わらに覆われ，表面にひび割れが見られた。また，地表面には牛等の踏跡があり，深さ 5cm 程度の大小の窪みが多範囲に見られた。

PTH 地点： 稲刈り後で倒れた稲わらに覆われ，表面にひび割れが見られたが，地表面の凹凸は少なく比較的平坦であった。

PTR1 地点： 丸みのある凹凸が広がる裸地であった。この凹凸は，耕された土の塊の角が雨で均されて丸みを持ったと推察できる。

PTR2 地点： PTR1 地点と同様に丸みのある凹凸が広がる裸地であった。PTR1 と同様な過程を経ていると推察できるが，土の塊による凹凸のスケールが PTR1 よりも大きいようであった。

PTR3 地点： RFF 地点の状況に近く，稲刈り後で倒れた稲わらに覆われ，表面のひび割れが見られた。また，地表面には牛等の踏跡があり，深さ 5cm 程度の大小の窪みが多範囲に見られた。

土壌水分計測値の各地点の平均値は，最小値が PTR2 の 19.7%，最大値が RFF の 34.7% であり，標準偏差は最大で PTR3 の 3.9% である。各地点で土壌水分の不均一性は大きくなく，10% のレンジに大部分の計測データが収まるような比較的狭い分布であった。また，残念ながら概ね 15% 未満のデータが全く取得できなかった。

地表面粗度 Sd の各地点の平均値は，最大値が RFF 地点と PTR2 地点の 1.9cm で，ついで PTR3 地点の 1.7cm である。それぞれの地点で Sd を大きくした要因は，RFF 地点と PTR3 地

点はひび割れや牛等の踏跡, PTR2 地点では土塊の凹凸と考えられ, 要因が異なっても同程度の値を取ることがわかる. 土塊の凹凸が影響している PTR1 地点と PTR2 地点で比べると, PTR2 地点よりも土塊が小さい PTR1 地点では Sd も小さく, 土塊の大きさが影響していることがわかる. また, ひび割れが見られた RFF 地点, PTH 地点, PTR3 地点で比べると, ひび割れに加えて牛等の踏跡が見られた RFF 地点と PTR3 地点に対し, ひび割れのみ PTH 地点では Sd は全地点の最小値 1.0cm となっている. このことから, ひび割れの影響では 1cm 程度であり, 牛等の踏跡が加わるとそれが大きく影響して 2cm 程度まで高めることがわかる.



写真 4.9 RFF の現地状況



写真 4.10 PTH の現地状況

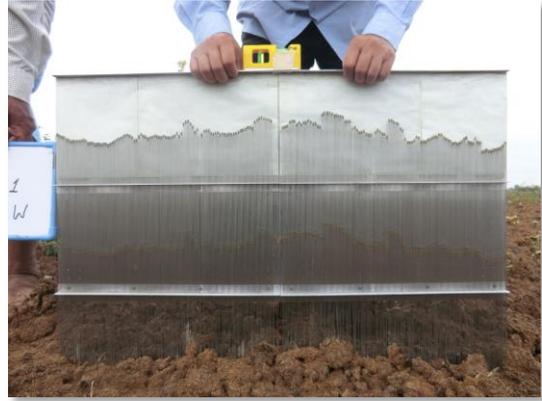


写真 4.11 PTR1 の現地状況

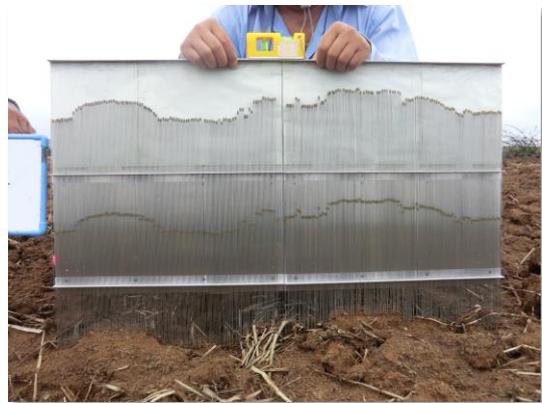


写真 4.12 PTR2 の現地状況



写真 4.13 PTR3 の現地状況

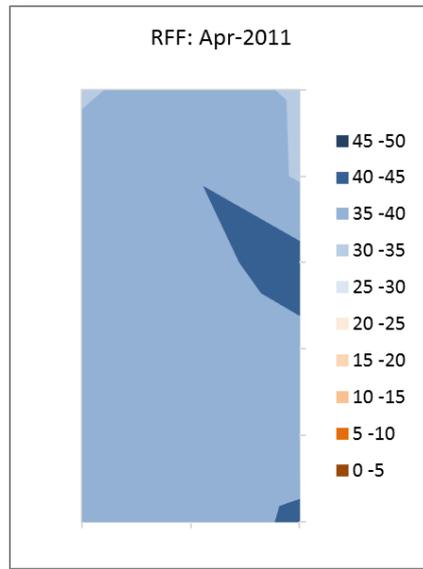


図 4-31 RFF サイトの空間内挿した土壌水分分布

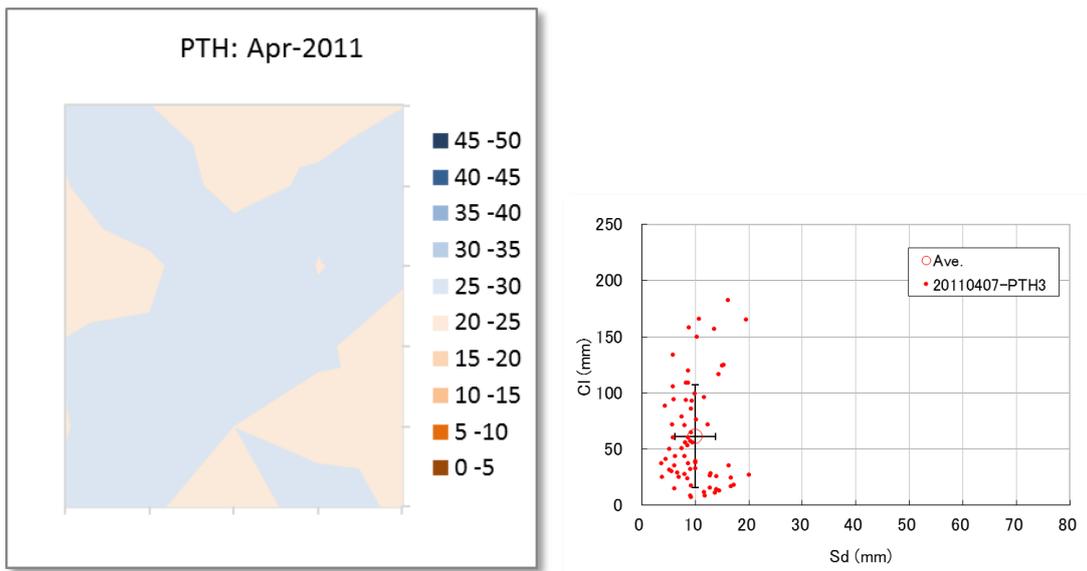


図 4-32 PTH サイトの空間内挿した土壌水分分布 (左),  
地表面粗度パラメータの散布図 (右)

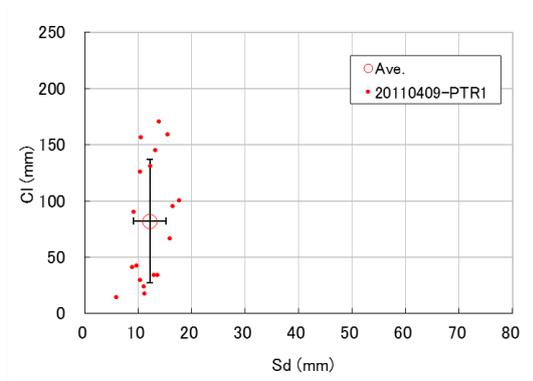
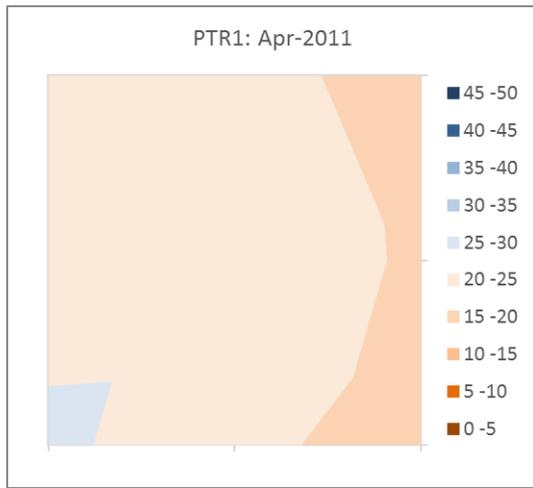


図 4-33 PTR1 同上

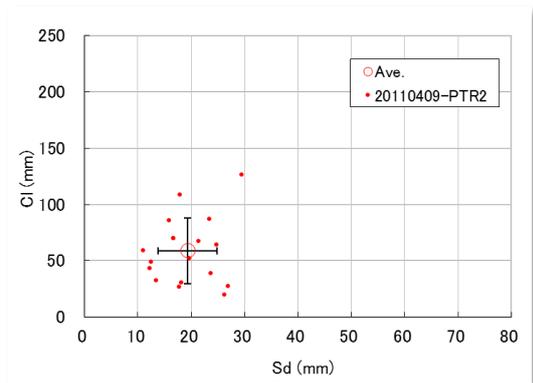
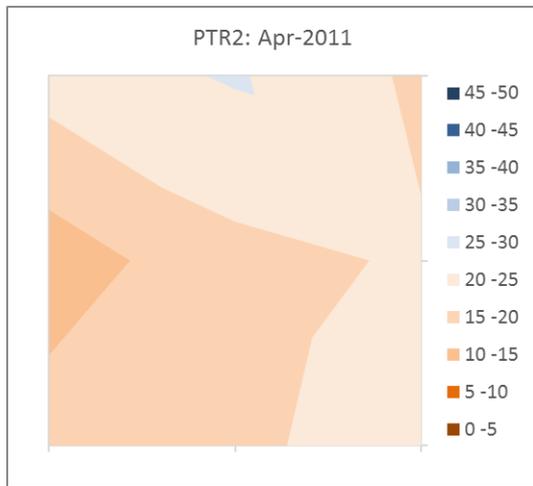


図 4-34 PTR2 同上

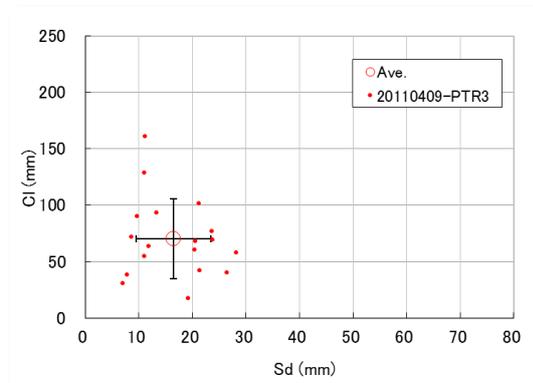
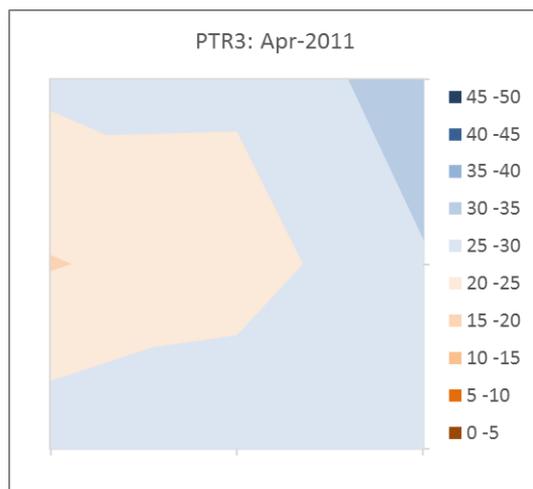


図 4-35 PTR3 同上

## 5章 アルゴリズムの適用検討

本章では、現地データを用いた解析により土壌パラメータの同定を行い、本アルゴリズムの検証結果を示した。

### 5.1 土壌パラメータの同定

一般的に、土壌中の水は土粒子間の空隙に存在するため、単位体積における土粒子の体積率は水分量によって大きく変化しない。しかし、本研究で対象としている水田の土壌は、粘土質の細かい粒子で構成されており、乾燥が進むと土壌表面にひび割れが生じる。これは、吸水すると膨張し、乾燥すると収縮するという粘土粒子が持つ「膨潤性」が現れているものと考えられる。したがって、単位体積における土粒子の体積率は水分量によって大きく変化しているといえる。上述の性質から土壌水分と関係付けることが必要と考えられる。

そこで、2010年2月18日のISM地点で実施した同期観測から得られたデータからそれぞれの区間で  $S_v$ 、 $D$  の同定を検討した。

#### i) 解析方法

土壌パラメータの同定は、マイクロ波散乱モデルで PALSAR の後方散乱係数の再現を試み、もっとも良く表現する値を採用する。具体的には、マイクロ波散乱モデルに PALSAR の各画素に対応する実測値  $M_v$ 、 $S_d$ 、 $Cl$  を入力し、また  $S_v$  [Vol.] を 0.2 から 0.8、 $D$  [cm] を 0.1 から 1.9 の間で、それぞれ 0.1 間隔で変化させて入力し、出力される後方散乱係数の計算値と PALSAR の実測値を HH、VV、VH の 3 偏波で比較した。そして、これらで求めた二乗平均平方根誤差を最も小さくする  $S_v$  と  $D$  の値を最適値として採用した。

解析を行った範囲は、現地観測点で囲まれた東西 25 m、南北 175 m の範囲である。PALSAR 後方散乱係数は、この範囲に入った計 21 画素を解析対象とした。 $M_v$  は、現地計測した土壌水分を 2m 間隔で空間内挿した土壌水分分布から、PALSAR 画像の 1 画素(12.5 m 四方)の範囲で抽出した複数の値の平均値を用いた。また、 $S_d$  と  $Cl$  は、現地の入射角において実測値の標準偏差内で変化させるモデル計算によって後方散乱係数の変化に与える影響を比べた結果、 $M_v$  に比べそれぞれ 1/12、1/4 程度と非常に小さく、土壌パラメータの設定においても影響が小さいと考えられることから、現地計測した値の平均値( $S_d = 2.1$  cm、 $Cl = 4.5$  cm)をそれぞれ用いた。

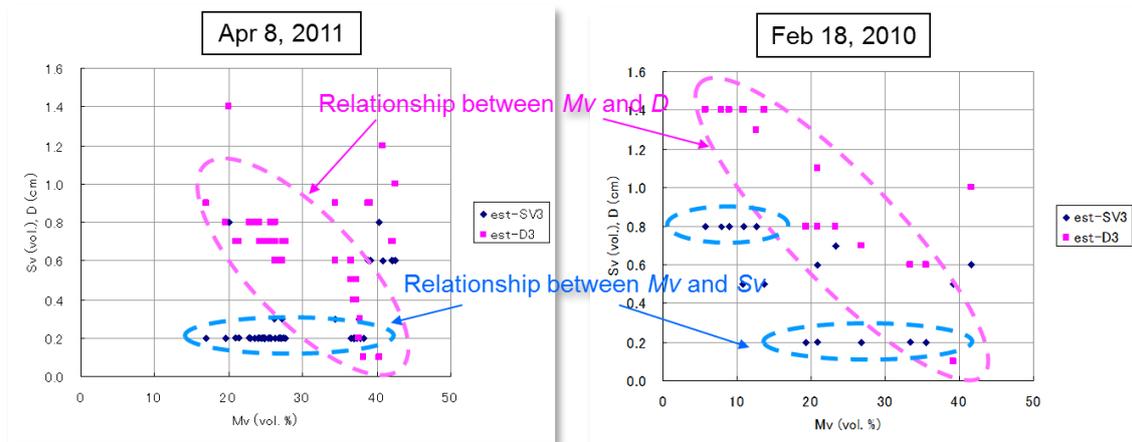


図 5-1  $S_v$  と  $D$  の最適化検討

## ii) 解析結果

マイクロ波散乱モデルによるシミュレーションの結果、4区分した  $M_v$  の各区分において得られた土壌パラメータ( $S_v$ ,  $D$ )の組合せを、表 5.1 に示した。 $S_v$  は、 $M_v$  が 10%未満で最も高い 0.8 であるが、 $M_v$  が 10%以上では 0.2 が最適値となった。これは、前述したように水田乾燥時に土壌が収縮し、 $S_v$  が増加することと一致する。また、 $D$  も乾燥時が最も大きく、 $M_v$  が高くなるほど小さくなる傾向となった。これは、乾燥時には団粒化して大小の塊であるが、湿潤になると流動性が増して団粒が緩和するためと考えている。

図 5-2 は、PALSAR の後方散乱係数と計算した後方散乱係数を表 5.1 に示した  $M_v$  の 4つの区分別に比較したものである。偏波別に見ると CR 偏波で誤差が大きくなっているが、3.1.3 での述べたように「多重散乱に依存するクロス偏波が十分に考慮されていない」影響と考えられる。なお、全区間での二乗平均平方根誤差は、HH 偏波が 2.3 dB、CR 偏波が 3.8 dB、VV 偏波が 0.88 dB であった。

表 5.1 バッタバン水田地域において同定した  $S_v$  と  $D$

$M_v$ (%)	$S_v$ (vol.)	$D$ (cm)
0 ~ 9	0.6	1.4
10 ~ 19	0.2	1.0
20 ~ 29	0.2	0.9
30 ~	0.2	0.6

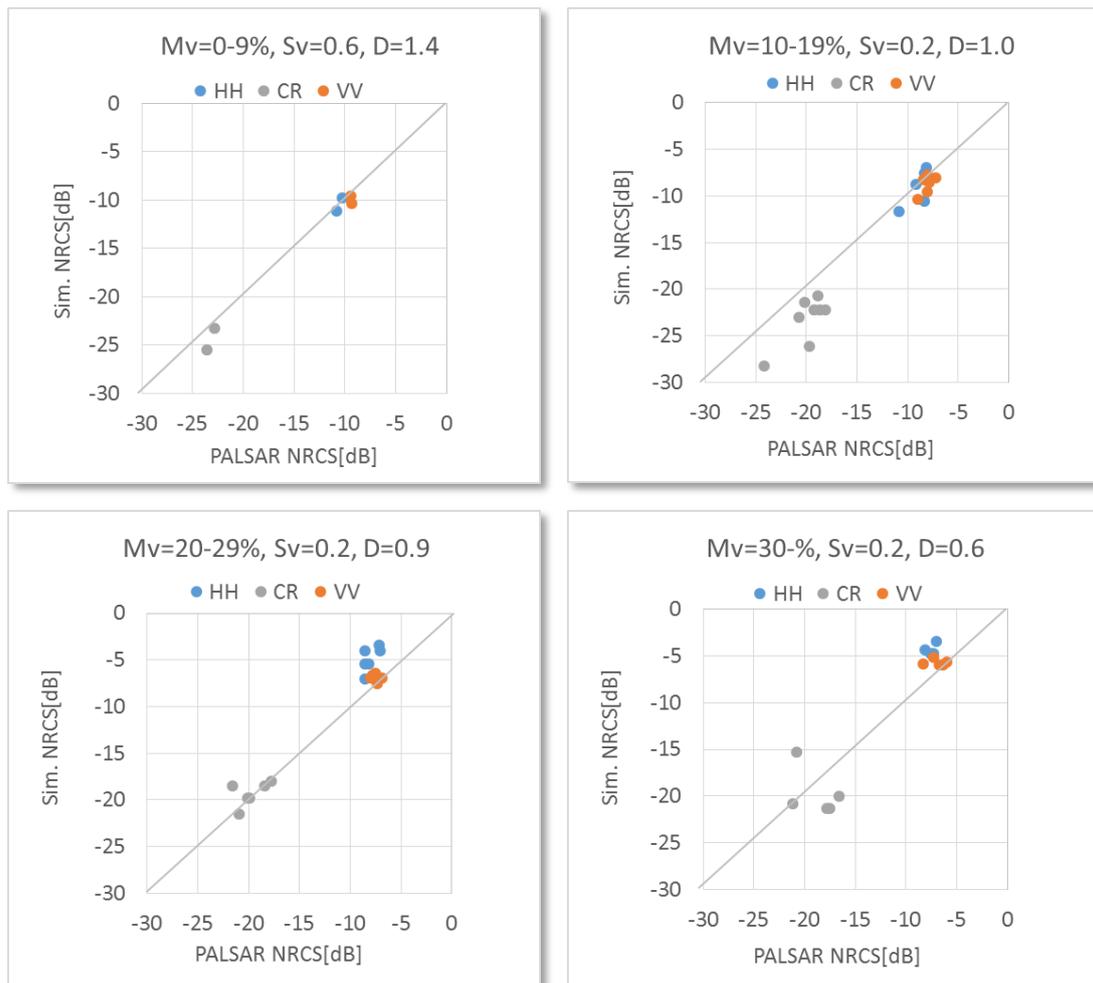


図 5-2 同定した土壌パラメータを用いた計算後方散乱係数と実測後方散乱係数の比較

## 5.2 多偏波データを用いたパラメータの推定

### 5.2.1 多偏波データを用いた土壌水分の推定

多偏波データからの土壌水分推定結果を図 5-3 に示した。この図の左側は計測点毎に実測値と推定値を比較した図で、RMSE は、ISM 地点、RFF 地点、PTH 地点、PTR 地点それぞれ 6.9%、5.0%、5.4%、5.9%である。右側の図は、サイト内の平均とエラーバーで標準偏差を示した図であるが、平均値で比較するといずれの地点でも良好な推定結果であるといえる。

この結果から、概ね 15%未満の土壌水分については計測値が全く取得できていないため評価できていないものの、計測値を得た概ね 15%~40%の範囲については、水田形態や地表面状態によらず RMSE 6.0%程度の精度で推定できることが確認でき、また、粘土質土壌が卓越している対象地域で、同一の土壌構成パラメータが適用できることが確認できた。

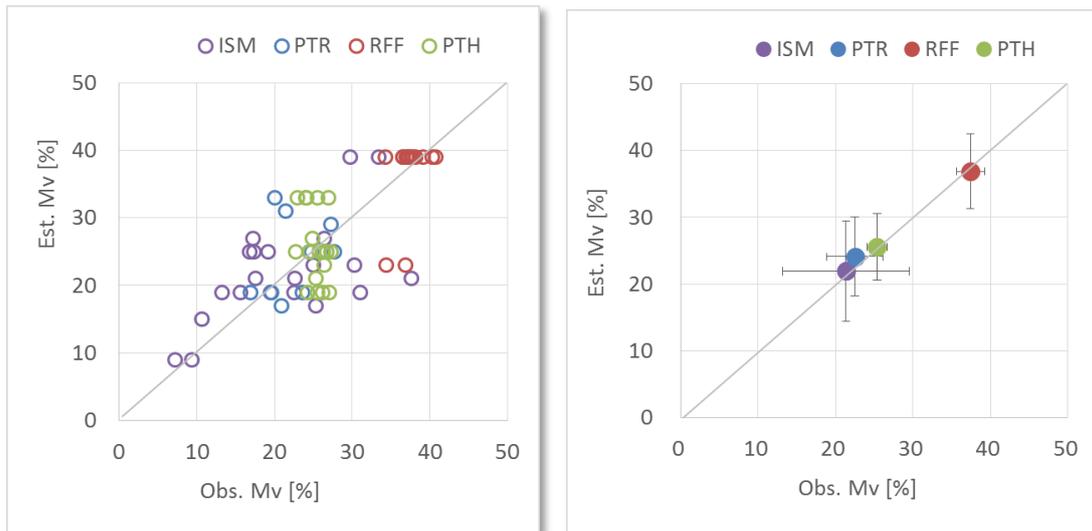


図 5-3 多偏波データからの土壌水分推定結果（左：計測点別，右：サイト内平均）

### 5.2.2 多偏波データを用いた地表面粗度の推定

多偏波データからの地表面粗度推定結果をに図 5-4 示した。この結果から、平均的な傾向は捉えられていると考えられるが、*Sd* は過小評価傾向、*Cl* は過大評価傾向であることがわかる。これらの誤差については、単偏波データに適用した際の、土壌水分の推定精度と合わせて検討する。

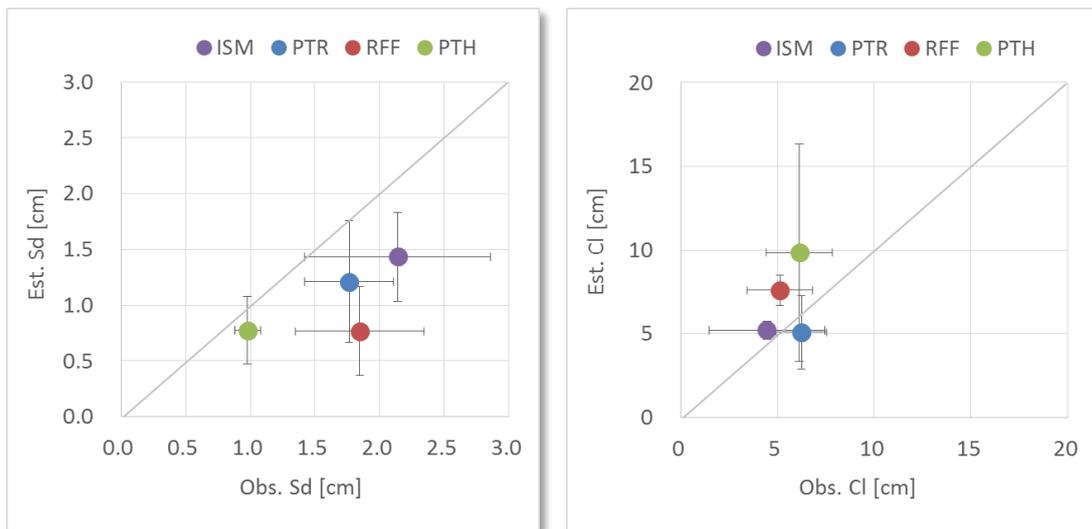


図 5-4 多偏波データからの地表面粗度推定結果（左：*Sd*，右：*Cl*）

### 5.3 単偏波データを用いた土壌水分の推定

本アルゴリズムでは、単偏波データから土壌水分を推定するためには、多偏波データから推定した地表面粗度パラメータが必要となる。ここでは、時期の異なる2つの多偏波データから推定された地表面粗度パラメータを適用して比較することで、地表面粗度パラメータの適用性について検討する。

ここで用いる単偏波データは2011年1月30日に取得されたものであるが、適用する多偏波データは前年の同時期である2010年2月18日と同年約2ヵ月後の2011年4月8日に取得された2時期のデータである。

#### 5.3.1 推定粗度パラメータの土壌水分推定への影響

図5-5に、本研究で用いたマイクロ波散乱モデルのシミュレーションによる、 $M_v$ を固定したときの粗度パラメータ  $S_d$  と  $Cl$  の変化に対応するHH偏波の後方散乱係数を示した。 $S_d$  と  $Cl$  のレンジは、現地観測値に対応する  $S_d$  が1.1~3.1 cm (0.5 cm 間隔)、 $Cl$  が2.6~10.1 cm (2.5 cm 間隔) である。左図が  $Cl=5.1$  cm としたときの  $S_d$  に対応し、右図が  $S_d=2.1$  cm としたときの  $Cl$  に対応している。なお、土壌パラメータ ( $S_v$ ,  $D$ ) は5.1項で得られた同定値を  $M_v$  に対応させて用いている。

左図の  $S_d$  に対応する後方散乱係数は、 $S_d$  に伴って増加する傾向となっている。一方、 $Cl$  も  $M_v$  に関わらず変化傾向は同様であるが、5 cm までは増加し、5 cm 以降で変化が緩やかになっている。

このことから、 $S_d$  と  $Cl$  が過大評価であれば推定  $M_v$  は過小評価となり、逆も然りである。また、単偏波後方散乱係数から土壌水分を推定する場合は、 $Cl$  が5 cm より大きければ  $S_d$  への依存が増し、 $Cl$  が5 cm より小さければ  $S_d$  だけでなく  $Cl$  にも依存するといえる。そして、これら粗度パラメータの誤差が土壌水分推定に与える影響については、粗度パラメータの相互依存となり複雑であるが、本アルゴリズムの信頼性を明確にするためにも必要であるため、今後の課題であると考えている。

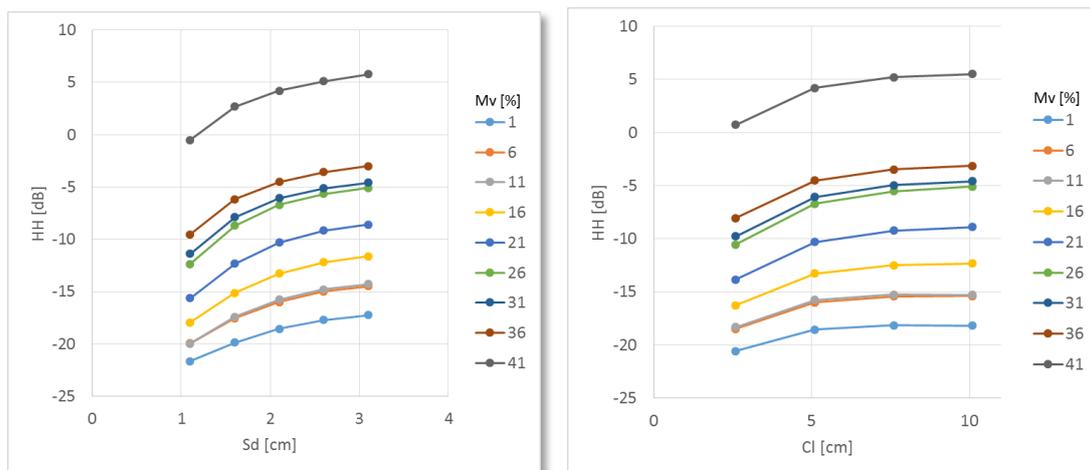


図 5-5 粗度パラメータ  $S_d$  と  $C_l$  の変化に対応する HH 偏波の後方散乱係数

### 5.3.2 地表面粗度パラメータの時間変化

RFF 地点, PTR1/2/3 の 4 地点は, 2011 年 1 月 30 日と 2011 年 4 月 8 日の両方の同期観測で地表面粗度を計測していることから, 1 月を X 軸, 4 月を Y 軸にとり, この約 2 か月間による 2 つの粗度パラメータ ( $S_d$ ,  $C_l$ ) の変化を図 5-6 に示した. 左図に示した  $S_d$  では, この 2 か月間で PTR1 と PTR2 の平均値がわずかに小さくなり, エラーバーで示した標準偏差も小さくなっている. また, 右図の  $C_l$  では, PTR1 と PTR3 の値が大きくなっていることがわかる.

写真 5.1 に PTR1 サイトの 2011 年 1 月 30 日と 4 月 8 日の状況を再掲したが, 左の 1 月では耕起による土塊がごろごろしている状況であるが, 右の 4 月では土塊の形が崩れて明らかに滑らかになっている. これは降水の影響と考えられるが, 降水データがないため現地取得した土壌水分の時系列データ (4.4.1 参照) で確認すると, 2010 年 12 月上旬から 2011 年 2 月中旬まで土壌水分の増加は見られないが, 2 月下旬と 3 月下旬に深さ 2 cm の含水率が 15% から 40% に一時的に増加しており, それぞれかなりの降水があったと推測される. これらの降水により, 地表面の凹凸が均されて  $S_d$  が小さくなり,  $C_l$  が大きくなったと考えられる.

一方の 2010 年 2 月 18 日は実測粗度がないため比較できないが, 土壌水分時系列データでは前年 12 月から土壌水分は減少し続け 1 月下旬に増加が一度あっただけであり, その日までの降水状況は 2011 年にくらべればわずかであったと考えられる. このため, もし 2011 年と 2010 年の耕起が同時期に実施されていれば, 2010 年 2 月 18 日の粗度は 2011 年 1 月 30 日の粗度と似た状況であったと考えられる.

粗度の変化については, [111] [112] で降水の影響が非常に大きいことが指摘され, [113] では農地では特に耕起後の降水の影響が大きいと述べられている. ここで示した粗度の時間変化をまさしく示しているといえる.

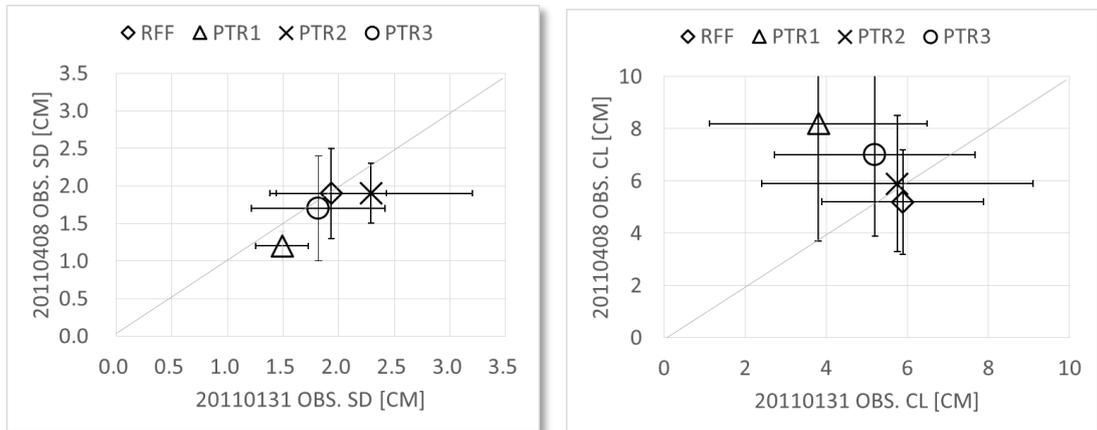


図 5-6 異なる時期の地表面粗度の実測値の比較 (左: *Sd*, 右: *Cl*)  
(2011年1月30日と2011年4月8日の比較)



写真 5.1 PTR1 サイトの状況 (左: 2011年1月30日, 右 2011年4月8日)



写真 5.2 PTR2 サイトの状況 (左: 2011年1月30日, 右 2011年4月8日)

### 5.3.3 推定粗度（2010年2月18日 PLR）を使用した場合

図 5-7 に  $Sd$  と  $Cl$  について、FBS データ取得時の 2011 年 1 月 30 日の現地計測値と、2010 年 2 月 18 日の PLR からの推定値の比較を示した。この図では現地計測平均値と現地観測範囲の粗度マップから抽出した全画素平均値を示しており、エラーバーはサンプルを母集団とした標準偏差である。この図から  $Sd$  は過小評価、 $Cl$  は過大評価の傾向が見受けられるが、同時期ながら前年との比較にしては概ね整合していることがわかる。

次に、この地表面粗度推定値を適用して、2011 年 1 月 30 日の FBS データから推定した土壌水分推定値と実測値の比較を図 5-8 に示した。この結果から、粗度の実測値と推定値が比較的良く合っていた RFF 地点と IRF 地点の推定土壌水分は大きな誤差が生じ、PTR1-3 では推定粗度の誤差にも関わらず非常に良い結果となった。RFF 地点と IRF 地点の誤差の要因としては、稲刈り後の藁で高い密度で覆われ下層は湿っていたことから、植生透過力が大きい Lバンドでも無視できない状況であった可能性が考えられる。

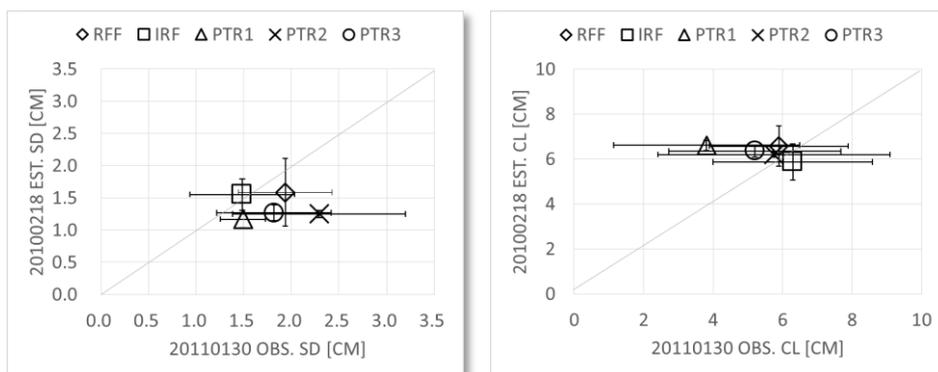


図 5-7 地表面粗度の実測値と推定値の比較（左： $Sd$ 、右： $Cl$ ）  
（2010年2月18日 PLR を使用）

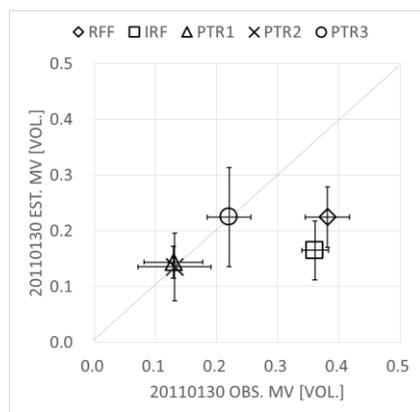


図 5-8 土壌水分の実測値と推定値の比較

（2010年2月18日 PLR の推定粗度を使用し、2011年1月30日 FBS から土壌水分推定）

### 5.3.4 推定粗度（2011年4月8日 PLR）を使用した場合

FBSデータ取得時の2011年1月30日の現地計測値と、2011年4月8日のPLRからの推定値の比較を図5-9に示した。Sdは4月8日の推定値が過小評価傾向になっており、ClについてはPTR2が過小評価、それ以外では過大評価となっている。

この推定粗度を用いて、2011年1月30日の単偏波データから土壌水分を推定し、実測値と比較したものが図5-10である。PTR2/3は非常に良い推定結果となっているが、PTR1は過大評価となった。この要因としては、Sdは各サイトともに同様な誤差をもっていることから、PTR1でClの推定値が実測値と大きく異なっていることがあげられる。

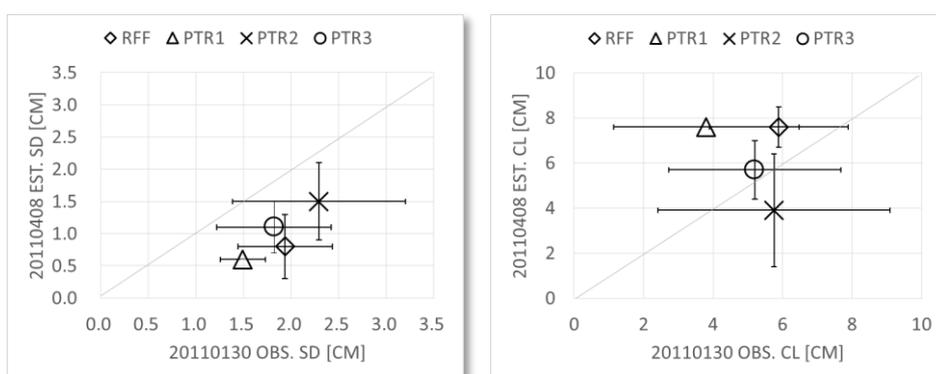


図 5-9 地表面粗度の実測値と推定値の比較  
(左：Sd, 右：Cl) (2011年4月8日 PLR を使用)

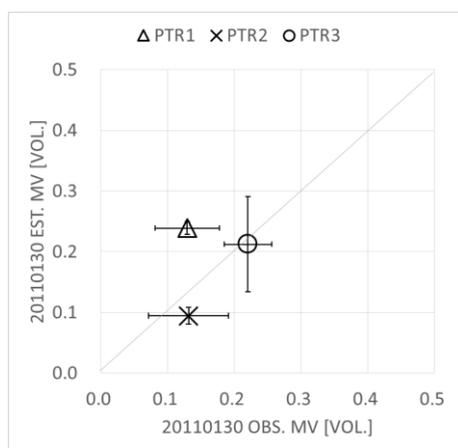


図 5-10 土壌水分の実測値と推定値の比較  
(2011年4月8日 PLR の推定粗度を使用し、2011年1月30日 FBS から土壌水分推定)

### 5.3.5 単偏波データを用いた土壌水分推定の考察

これらの結果から、PTR1/2/3 地点においては2010年2月の推定粗度を用いた方が精度良

く土壤水分が推定されることがわかった。これは 1 年前のデータであったとしても時期が近く粗度が同じような状態であったことが要因として考えられる。特に PTR1 地点においては、2010 年 2 月 18 日と 2011 年 1 月 30 日でともに乾季の中盤であるため、同様に耕起された地表面であったと推測される。このことから農地において推定粗度を適用する場合は、近い時期よりも同じ時期であることが土壤水分推定の精度向上につながると考えられる。

## 6章 アルゴリズム適用結果

本章では、前章での検証結果を踏まえ適用範囲を面的に拡大して ALOS/PALSAR が対象地域圏で取得したあらゆるデータ（PLR, FBS, FBD, ScanSAR）を用いてシーン毎に土壤水分マップを作成した結果を示した。

### 6.1 使用データ

下図に PALSAR 各モードの画像範囲を示しているが、単偏波データによる土壤水分推定は PLR データから推定した地表面粗度が必要になるため、単偏波画像から土壤水分を推定できる範囲は、PLR 画像の範囲となる。

表 6.1 と表 6.2 に本研究で利用した PALSAR データの一覧を示した。PLR が 9 シーン、FBD が 11 シーン、FBS が 14 シーン、ScanSAR が 17 シーンである。

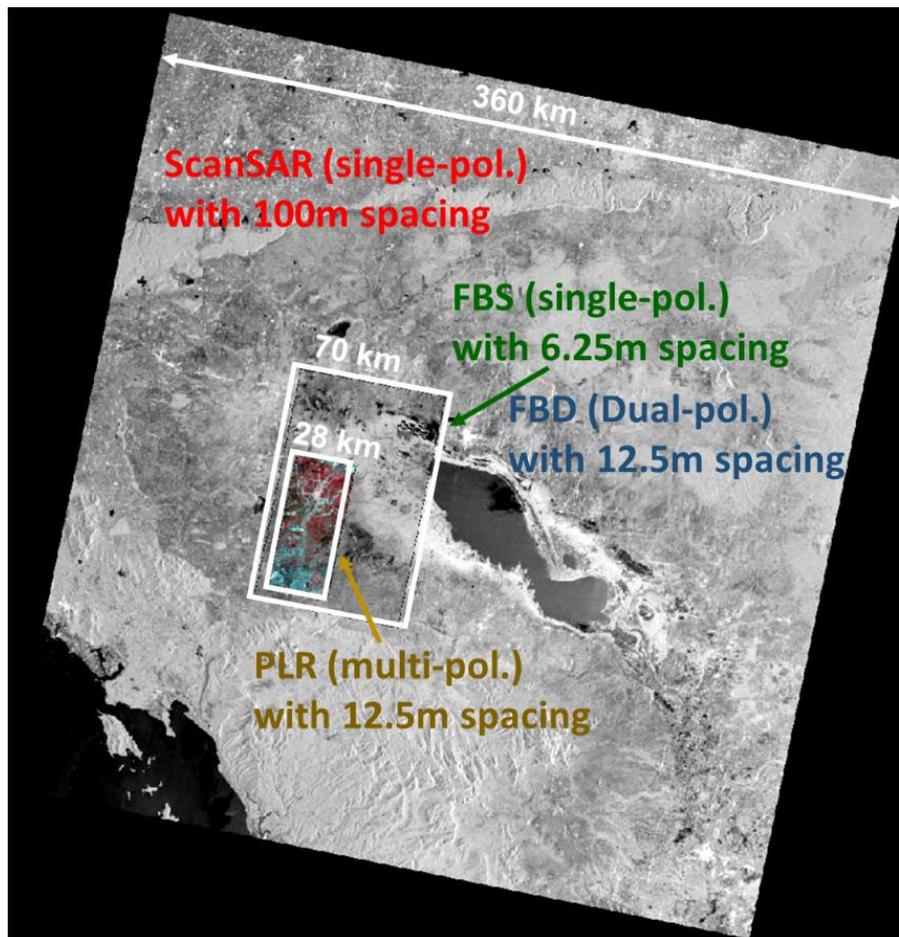


図 6-1 PALSAR 各モードの画像範囲

表 6.1 使用した PALSAR データ (PLR データ)

PLR: PALSAR data (L1.5 Geo-coded)

No.	Mode (A/D)	date and time (UTC)	Off nadir angle	Path/Frame
1	PLR(A)	2007/04/11 15:40	21.5 deg	479/250
2	PLR(A)	2007/05/27 15:40	21.5 deg	479/250
3	PLR(A)	2009/04/16 15:40	21.5 deg	479/250
4	PLR(A)	2009/12/02 15:41	21.5 deg	479/250
5	PLR(D)	2010/02/18 03:35	21.5 deg	121/3350
6	PLR(A)	2010/03/04 15:41	21.5 deg	479/250
7	PLR(A)	2010/04/19 15:41	21.5 deg	479/250
8	PLR(D)	2011/01/06 03:31	21.5 deg	121/3350
9	PLR(D)	2011/04/08 03:29	21.5 deg	121/3350

表 6.2 使用した PALSAR データ (単偏波データ : FBS, FBD, ScanSAR)

FBD: PALSAR data (L1.5 Geo-coded)					ScanSAR: PALSAR data (L1.5 Geo-coded)				
No.	Mode (A/D)	date and time (UTC)	Off nadir angle	Path/Frame	No.	Mode (A/D)	date and time (UTC)	Off nadir angle	Path/Frame
1	FBD(A)	2007/06/18 15:48	34.3 deg	483/240	1	ScanSAR(D)	2006/11/05 03:27	27.1 deg	118/3350
2	FBD(A)	2007/08/03 15:48	34.3 deg	483/240	2	ScanSAR(D)	2007/03/23 03:28	27.1 deg	118/3350
3	FBD(A)	2007/09/18 15:48	34.3 deg	483/240	3	ScanSAR(D)	2007/08/08 03:27	27.1 deg	118/3350
4	FBD(A)	2007/11/03 15:48	34.3 deg	483/240	4	ScanSAR(D)	2007/09/23 03:27	27.1 deg	118/3350
5	FBD(A)	2008/05/05 15:45	34.3 deg	483/240	5	ScanSAR(D)	2007/11/08 03:27	27.1 deg	118/3350
6	FBD(A)	2008/06/20 15:45	34.3 deg	483/240	6	ScanSAR(D)	2008/05/10 03:25	27.1 deg	118/3350
7	FBD(A)	2008/09/20 15:46	34.3 deg	483/240	7	ScanSAR(D)	2008/09/25 03:25	27.1 deg	118/3350
8	FBD(A)	2009/08/08 15:50	34.3 deg	483/240	8	ScanSAR(D)	2008/12/26 03:27	27.1 deg	118/3350
9	FBD(A)	2010/08/11 15:48	34.3 deg	483/240	9	ScanSAR(D)	2009/03/28 03:28	27.1 deg	118/3350
10	FBD(A)	2010/09/26 15:47	34.3 deg	483/240	10	ScanSAR(D)	2009/05/13 03:28	27.1 deg	118/3350
11	FBD(A)	2010/11/11 15:47	34.3 deg	483/240	11	ScanSAR(D)	2009/06/28 03:29	27.1 deg	118/3350
					12	ScanSAR(D)	2009/08/13 03:28	27.1 deg	118/3350
					13	ScanSAR(D)	2009/09/28 03:29	27.1 deg	118/3350
					14	ScanSAR(D)	2009/11/13 03:29	27.1 deg	118/3350
					15	ScanSAR(D)	2010/07/01 03:28	27.1 deg	118/3350
					16	ScanSAR(D)	2010/10/01 03:27	27.1 deg	118/3350
					17	ScanSAR(D)	2011/01/01 03:25	27.1 deg	118/3350
FBS: PALSAR data (L1.5 Geo-coded)									
No.	Mode (A/D)	date and time (UTC)	Off nadir angle	Path/Frame					
1	FBS(A)	2007/01/31 15:48	34.3 deg	483/240					
2	FBS(A)	2008/02/03 15:47	34.3 deg	483/240					
3	FBS(A)	2008/03/20 15:46	34.3 deg	483/240					
4	FBS(A)	2008/11/05 15:47	34.3 deg	483/240					
5	FBS(A)	2008/12/21 15:48	34.3 deg	483/240					
6	FBS(A)	2009/02/05 15:48	34.3 deg	483/240					
7	FBS(A)	2010/02/08 15:50	34.3 deg	483/240					
8	FBS(A)	2010/12/27 15:46	34.3 deg	483/240					
9	FBS(A)	2011/02/11 15:45	34.3 deg	483/240					
10	FBS(D)	2008/09/08 03:27	34.3 deg	117/3360					
11	FBS(D)	2008/10/24 03:24	34.3 deg	117/3360					
12	FBS(D)	2010/12/15 03:23	34.3 deg	117/3360					
13	FBS(D)	2011/01/30 03:23	34.3 deg	117/3360					
14	FBS(D)	2011/03/17 03:21	34.3 deg	117/3360					

## 6.2 土壌水分時系列推定結果

ISM2 地点（2 箇所）と PTR 地点（3 箇所）を中心に 9x9 画素の平均値を求めて、バタンバン の土壌水分計測値にプロットした。なお、対象期間は雨期作完了後で乾期に区分される 1 月から 4 月末までとし、推定地表粗度は 2010 年 2 月 18 日の PLR データから推定された値を用いている。各地点からバタンバン土壌水分観測地点まで 15 km ほど離れているため直接的な比較はできないが、変化傾向は非常に良く表現されていることがわかる。

しかし、ISM2 地点の 2010 年 4 月 19 日では、バタンバンの土壌水分が数日前から増加しているのに対し推定値が増加前と同じ 20%程度となっている。これは ISM2 地点がバタンバンの土壌水分増加をもたらした降水の範囲外であったためと考えられる。一方、2011 年 4 月 8 日はバタンバンの土壌水分増加に同調して推定値も増加しており、ISM2 地点も含む降水であったことがわかる。

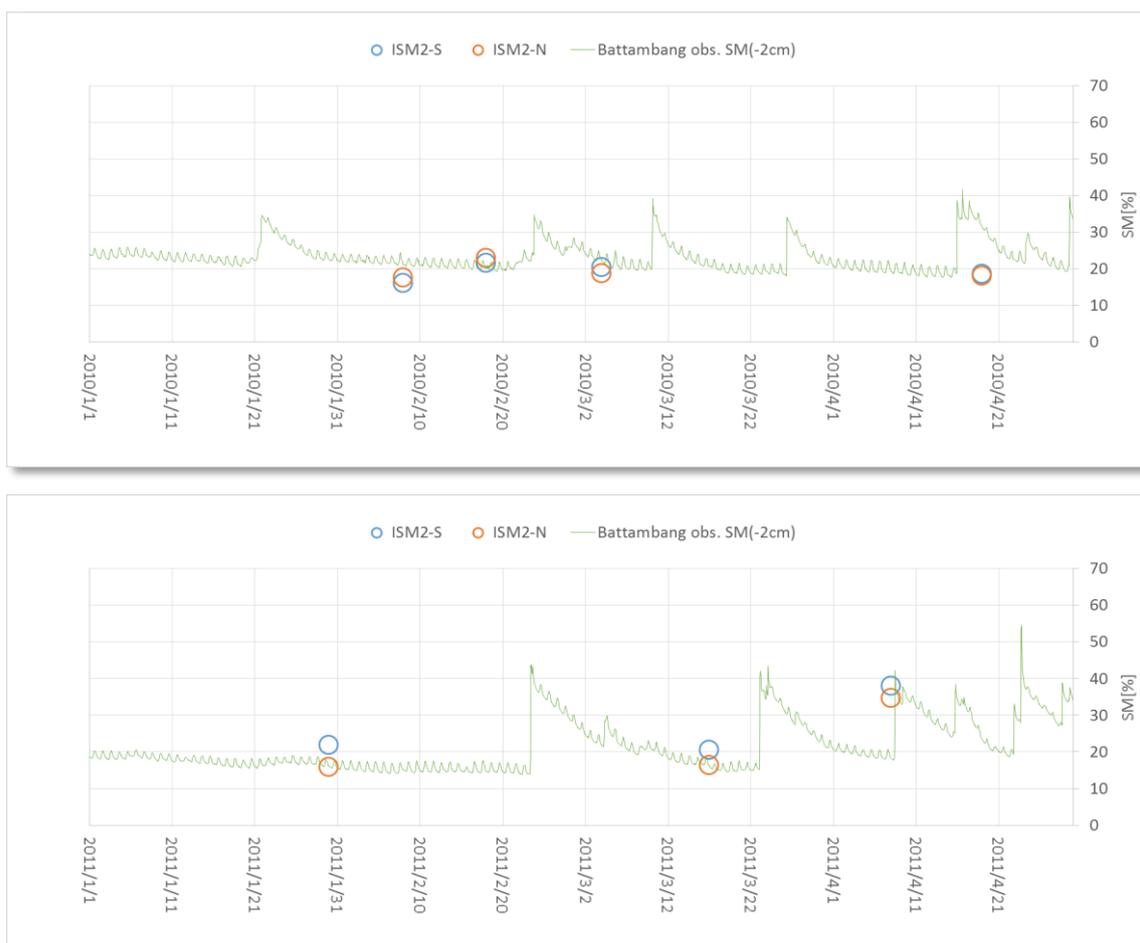


図 6-2 ISM2 地点（2 箇所）の 9x9 画素の平均値のプロット（上：2010 年，下：2011 年）

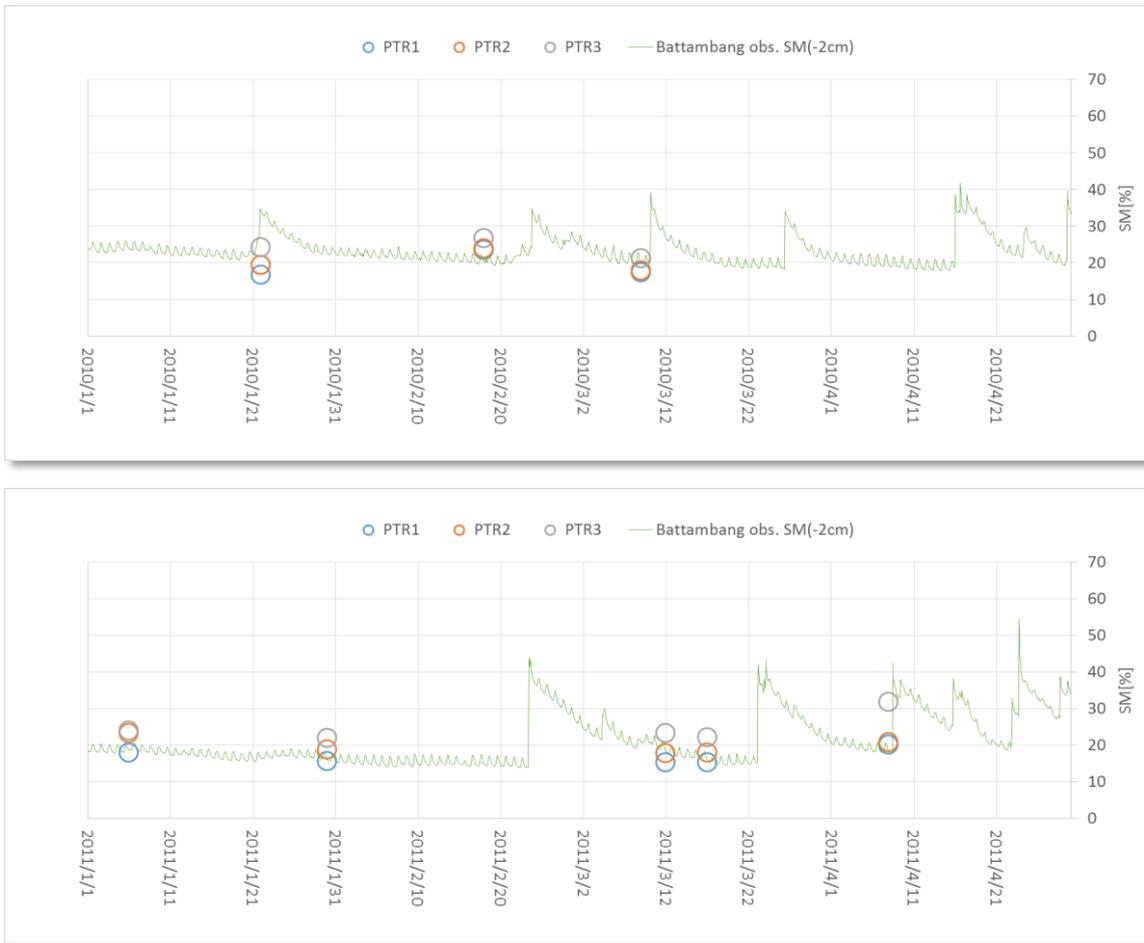


図 6-3 PTR 地点 (3 箇所) の 9x9 画素の平均値のプロット (上 : 2010 年, 下 : 2011 年)

## 6.3 複数の PALSAR データを用いた土壌水分マップの作成

### 6.3.1 土地被覆分類の検討

今回収集した PALSAR データを用いて対象地域の土壌水分マップを作成したが、本アルゴリズムの対象となる裸地～低草地以外の土地被覆を排除するため下表のような基準を暫定的に設けてマスク処理を行った。これにより、PLR で解析対象外となった画素は地表面粗度の推定が行われないため、単偏波データでも解析対象外となる。作成した土壌水分マップでは、水面、植生地、市街地を色分けし、傾斜地と解析対象外の画素は黒色でマスクしている。

表 6.3 土地被覆分類基準（暫定）

観測モード (オフナディア角)	PLR(21.5)	FBD(34.3)	FBS(34.3) ScanSAR(27.1)の一部
解析対象レンジ	$-16 \text{ dB} \leq \text{HH} \leq 0 \text{ dB}$	$-17 \text{ dB} \leq \text{HH} \leq -10 \text{ dB}$	$-17 \text{ dB} \leq \text{HH} \leq -10 \text{ dB}$
水面	$\text{HH} < -16 \text{ dB}$	$\text{HH} < -17 \text{ dB}$	$\text{HH} < -17 \text{ dB}$
植生地 (森林～密な植生)	$\text{HH}[\text{real}]/\text{HV}[\text{real}] < 2.5$	$-10 \text{ dB} < \text{HH} < -2 \text{ dB}$	$-10 \text{ dB} < \text{HH} < -2 \text{ dB}$
市街地	$\text{HH} > 0 \text{ dB}$	$\text{HH} > -2 \text{ dB}$	$\text{HH} > -2 \text{ dB}$
傾斜地	勾配 $> 1 \text{ deg}$ ※SRTM3 使用	勾配 $> 1 \text{ deg}$ ※SRTM3 使用	勾配 $> 1 \text{ deg}$ ※SRTM3 使用

### 6.3.2 単偏波データに適用する粗度パラメータ

単偏波データによる土壌水分マップの端部欠損をなくすために、PLR データから推定する地表面粗度は 2010 年 2 月 18 日の PLR（ディセンディング）と 2010 年 3 月 8 日の PLR（アセンディング）からの推定値を単偏波データの軌道方向に合わせて適用した。これらパラメータの推定値マップを下図に示した。

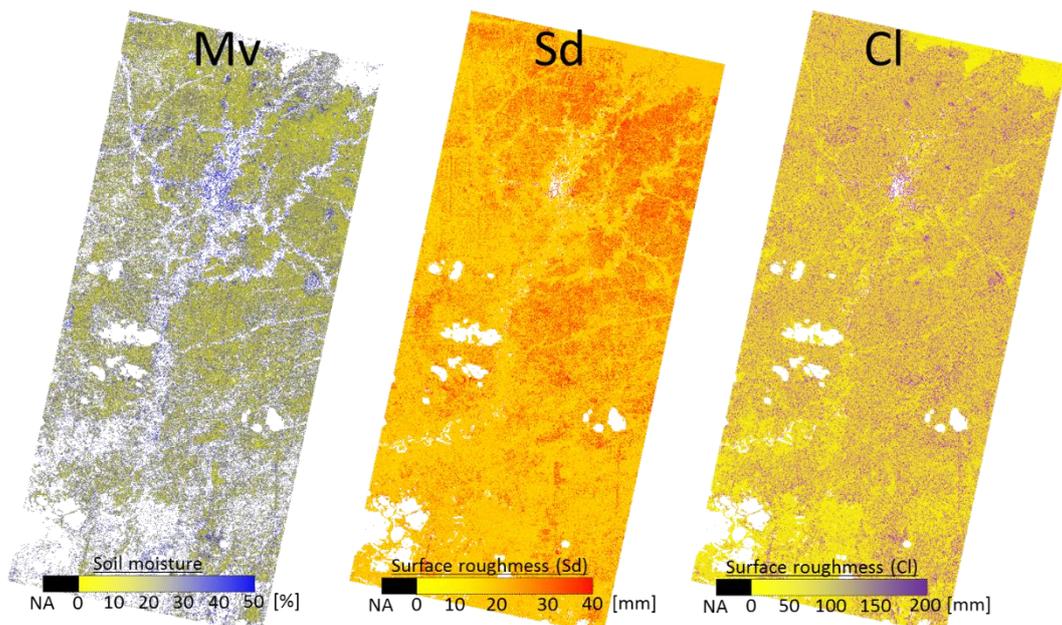


図 6-4 PLR データ (2010 年 2 月 18 日) によるパラメータ推定結果

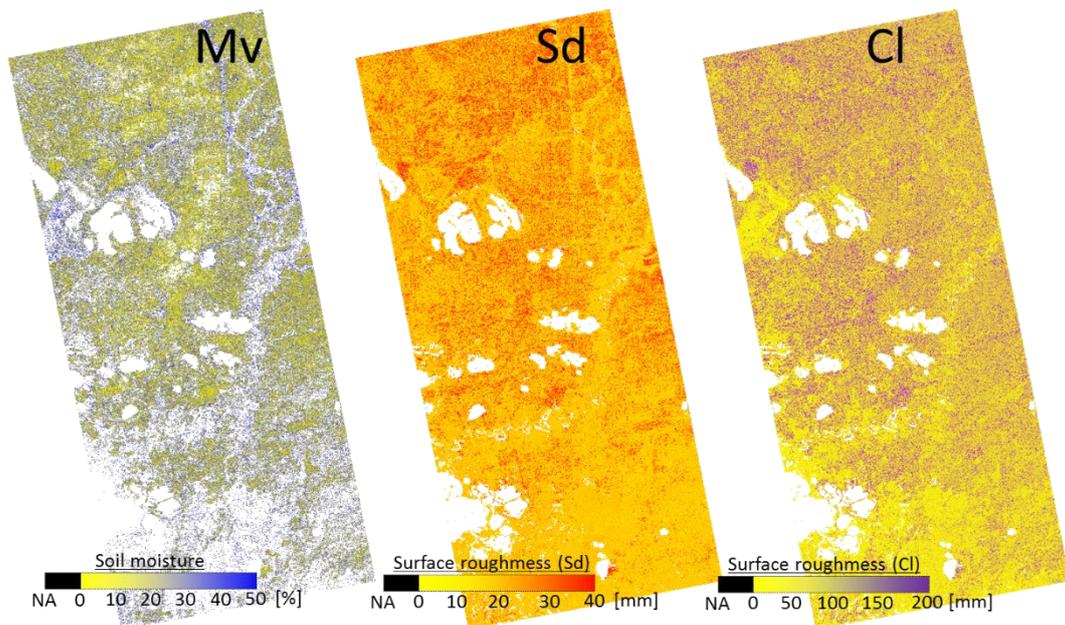


図 6-5 PLR データ (2010 年 3 月 4 日) によるパラメータ推定結果

## 6.4 作成した土壤水分マップの考察

下図に作成した土壤水分マップの月別一覧を示した。乾季の2～3月は乾燥を示す黄色の面積が広がっており、この傾向は7月くらいまで続くことがわかる。8～10月は水面を示す水色の範囲が広がっている様子が伺え、特に2008年では範囲の変化が捉えられる。11～12月は植生を示す緑色が広がり水田の稲が成長している様子が伺える。

以下では、ここで作成した土壤水分マップから把握できた内容について説明する。

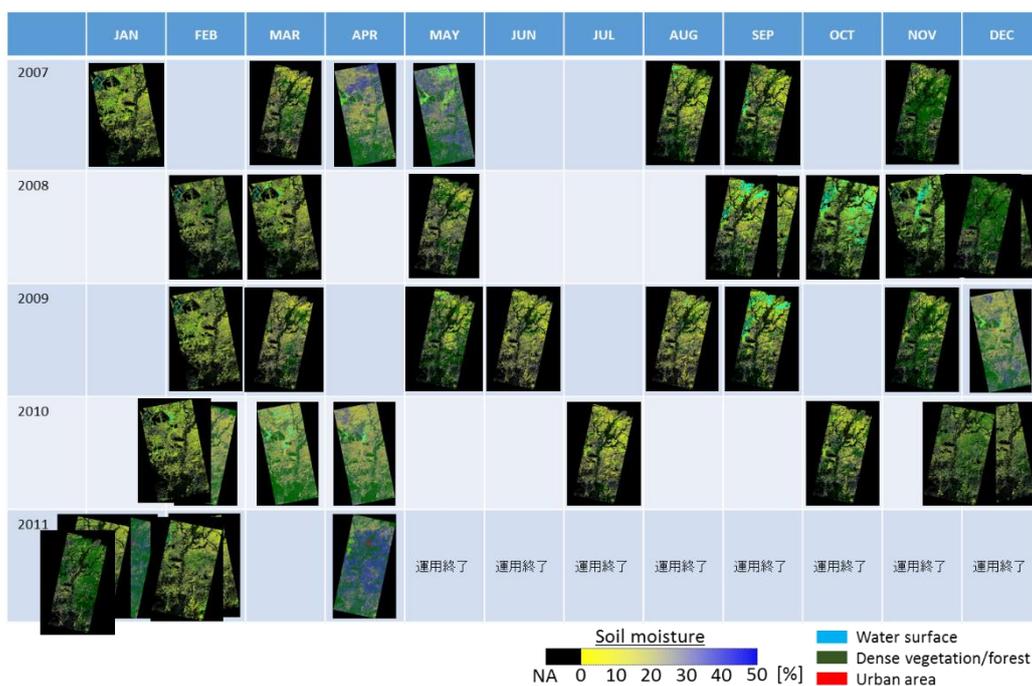


図 6-6 作成した土壤水分マップの月別一覧  
 (同じ月に複数ある場合は、イメージを重ねて示している)

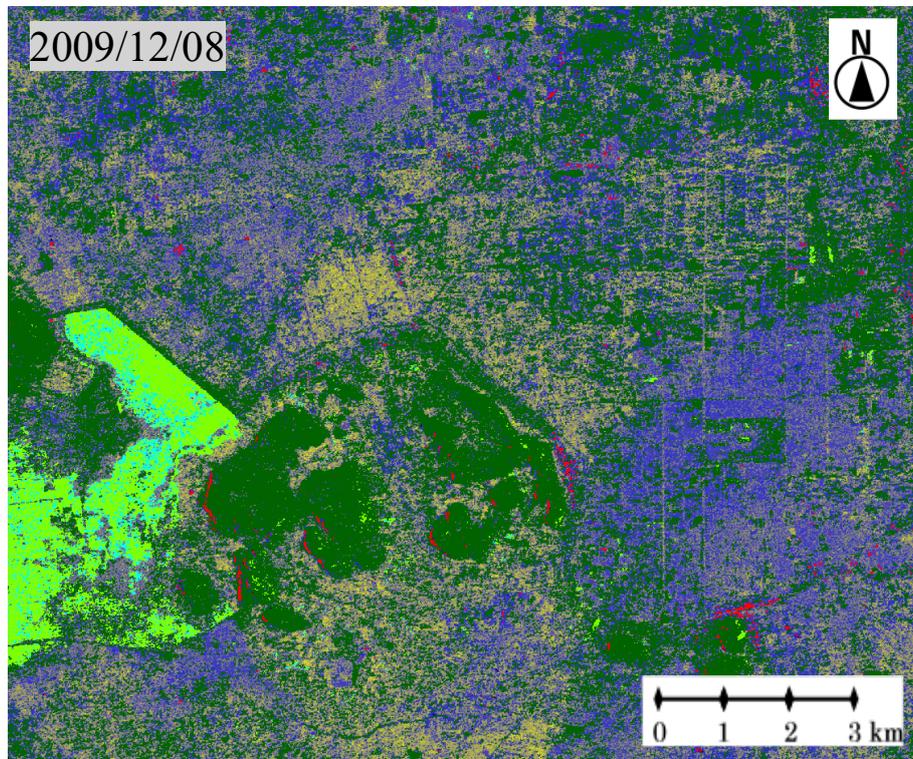
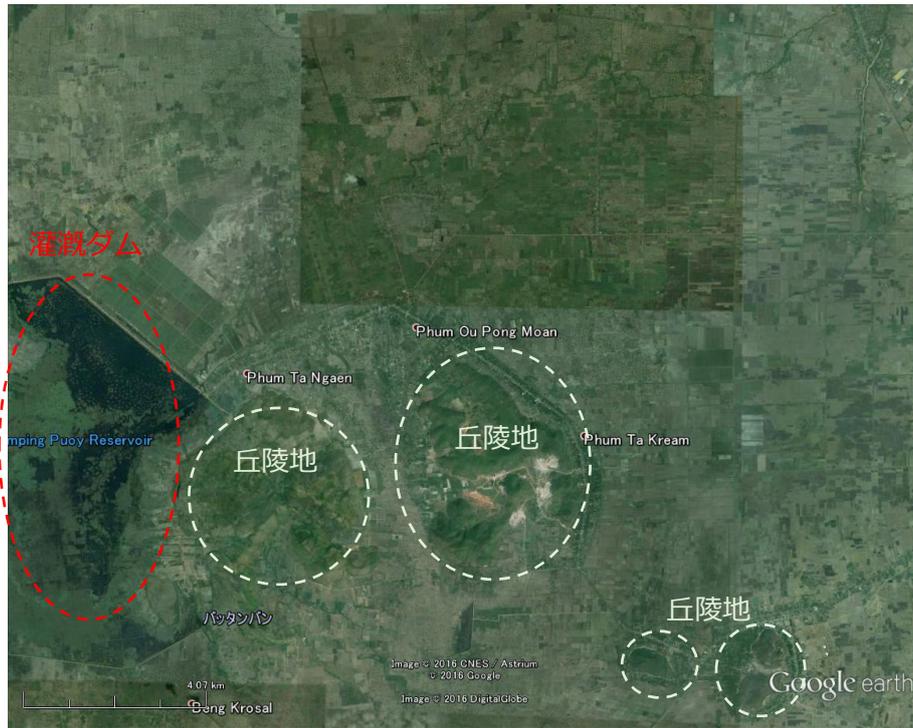
### i) 土壤水分の変化と灌漑範囲

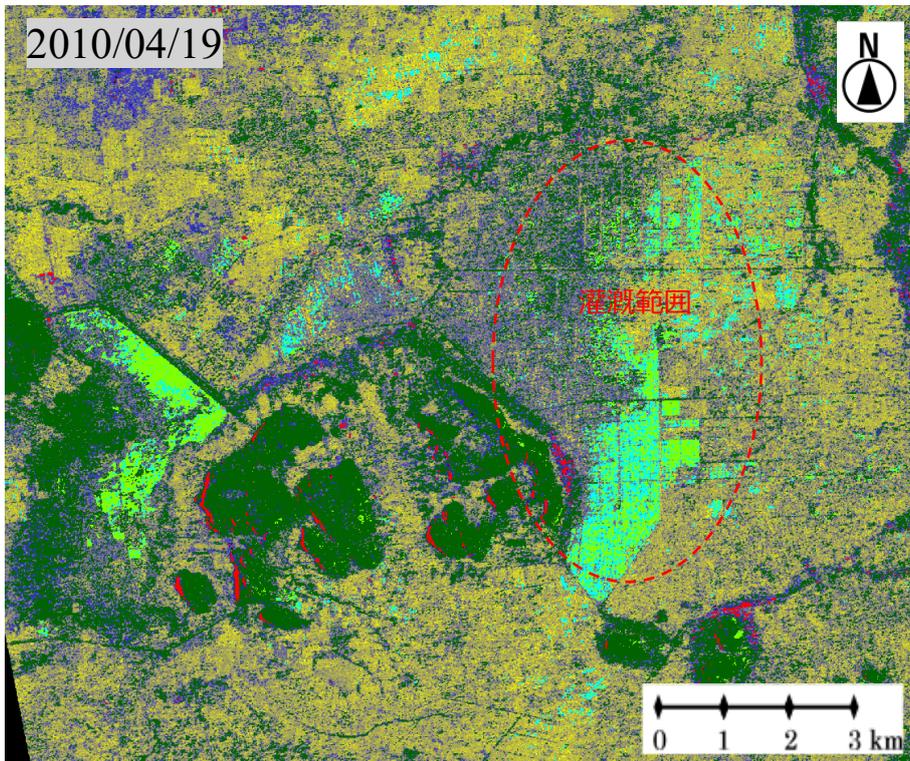
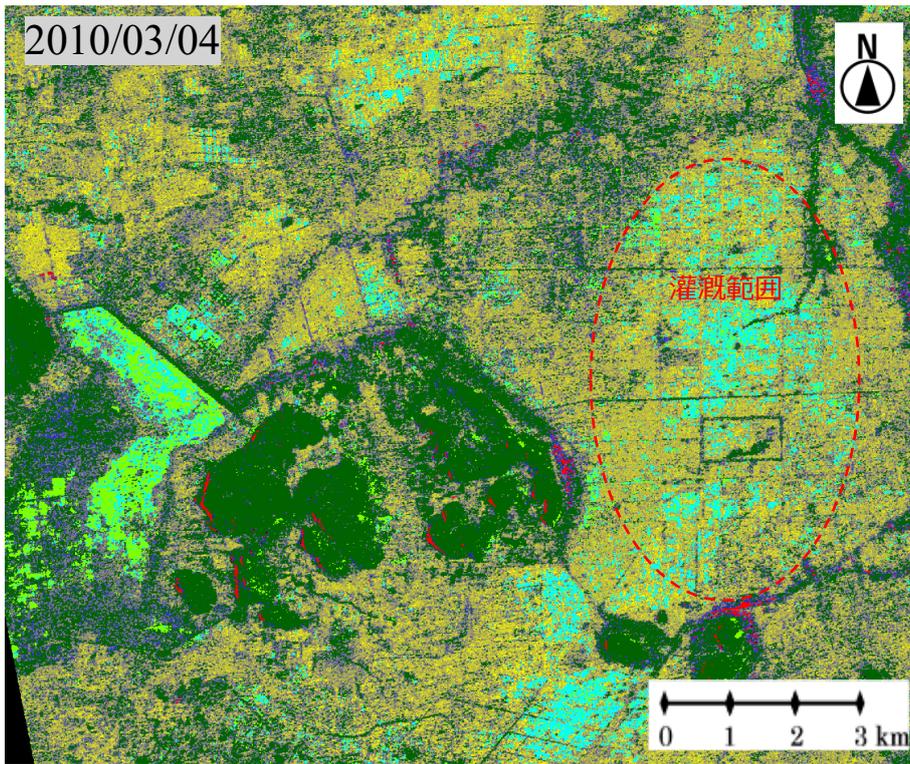
下図は、アセンディングのPLRモードによる、2009年12月2日、2010年3月4日、2010年4月19日のマップである。

12月は乾季の初期であるため広範囲で土壤水分が高い状況になっている。水田では稲がかなり成長している段階である。西側の灌漑ダムでは水面を表す水色～黄緑が広がっており、水が十分に貯水されている状況がわかる。

3月では乾季作の稲の収穫は完了しており、黄色の乾燥した地表面が広がっているが、一部に水面が広がっている範囲は灌漑によるものと考えられる。

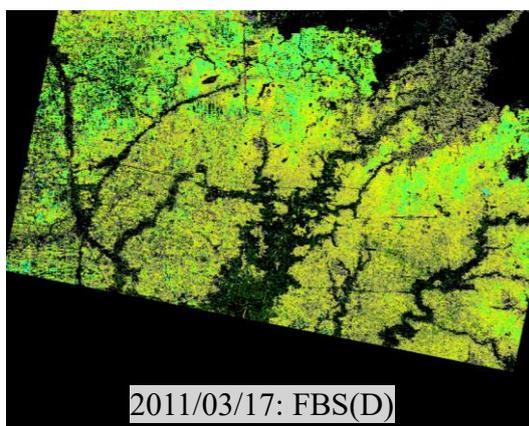
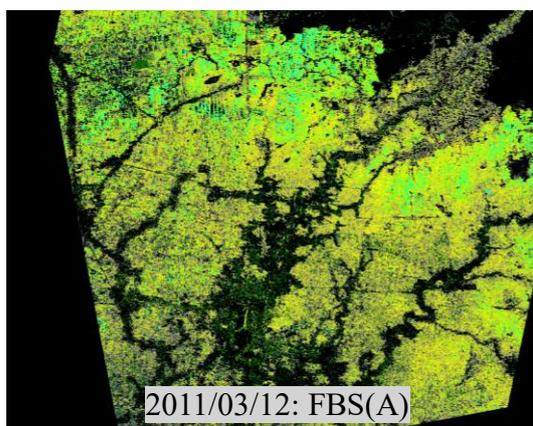
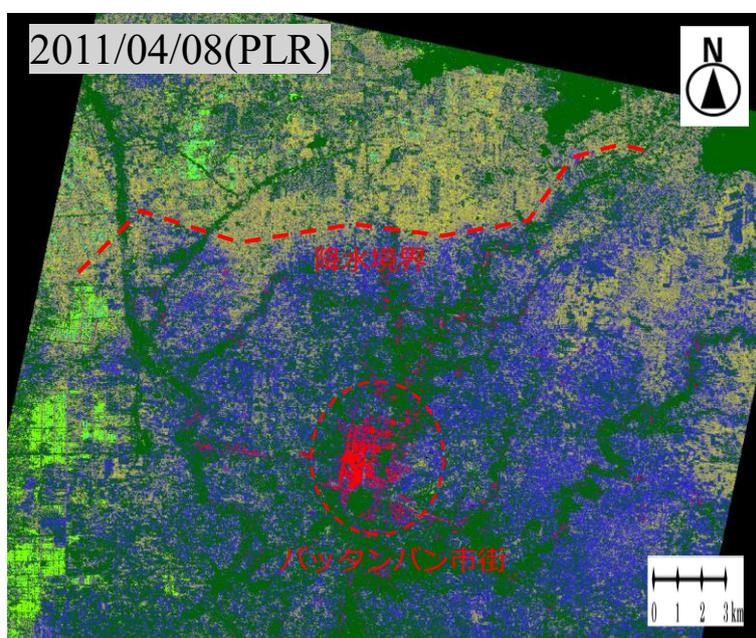
また、4月でも灌漑による水面と土壤水分が高い範囲が広がっている様子が把握できる。





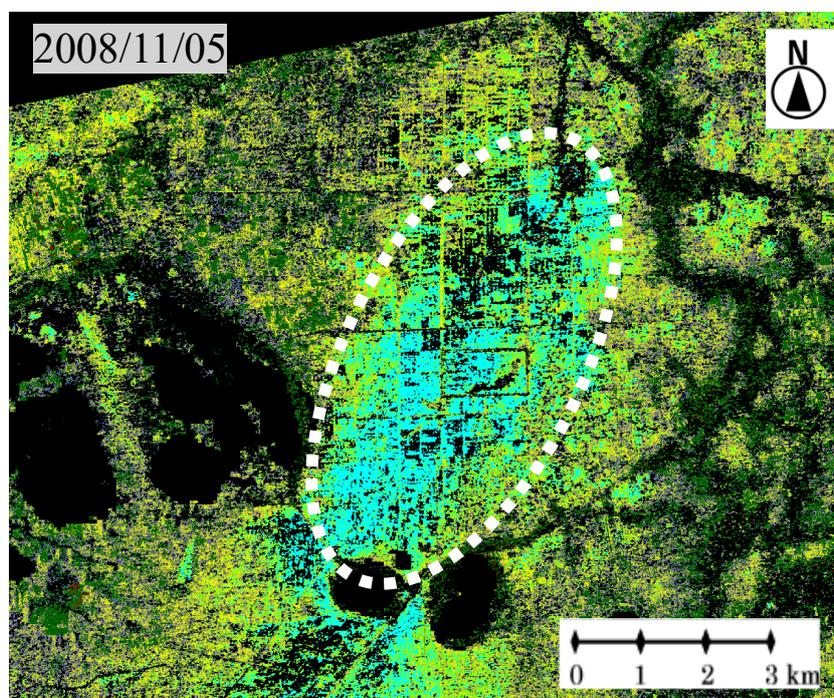
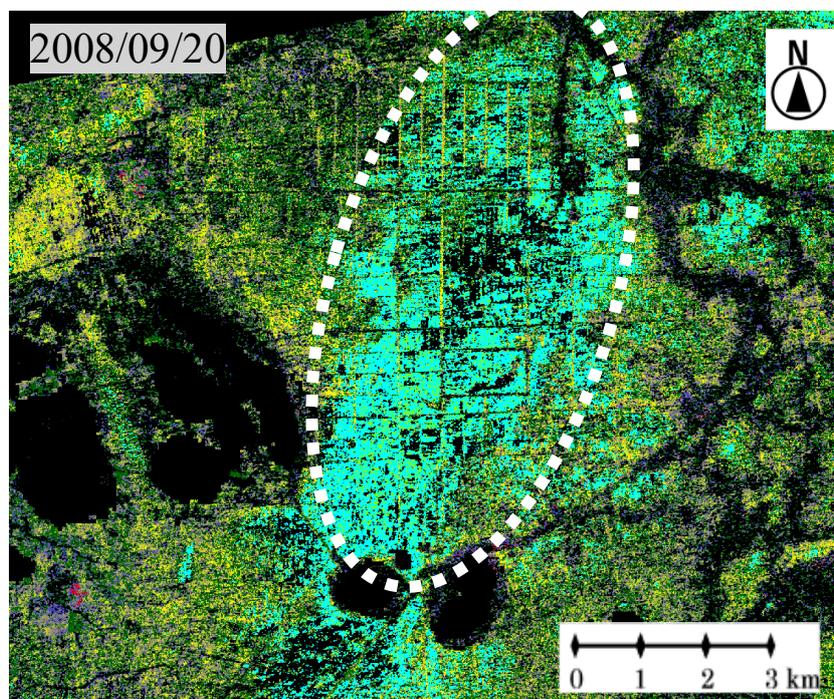
## ii) 降水範囲

下図はディセンディング PLR モードによる 2011 年 4 月 8 日のマップである。この日は同期観測を実施した日であるが、PALSAR 飛来前に短時間ながら降水があった。その PALSAR データから作成した土壌水分マップでは、北側の乾燥範囲（黄色）と南側の湿潤範囲（青色）の境界が比較的明瞭に示されている。これは降水の境界であると考えられ、地上および衛星の降雨レーダ等との比較検証が必要であるが、地上降水分布の把握にも有用であると考えられる。熱帯降雨観測衛星 TRMM ではこの降水時間帯の観測はなく降水分布の確認はできていない。また、直近の土壌水分マップ（2011 年 3 月 12 日と 17 日）でも 4 月 8 日のような分布は見られない。



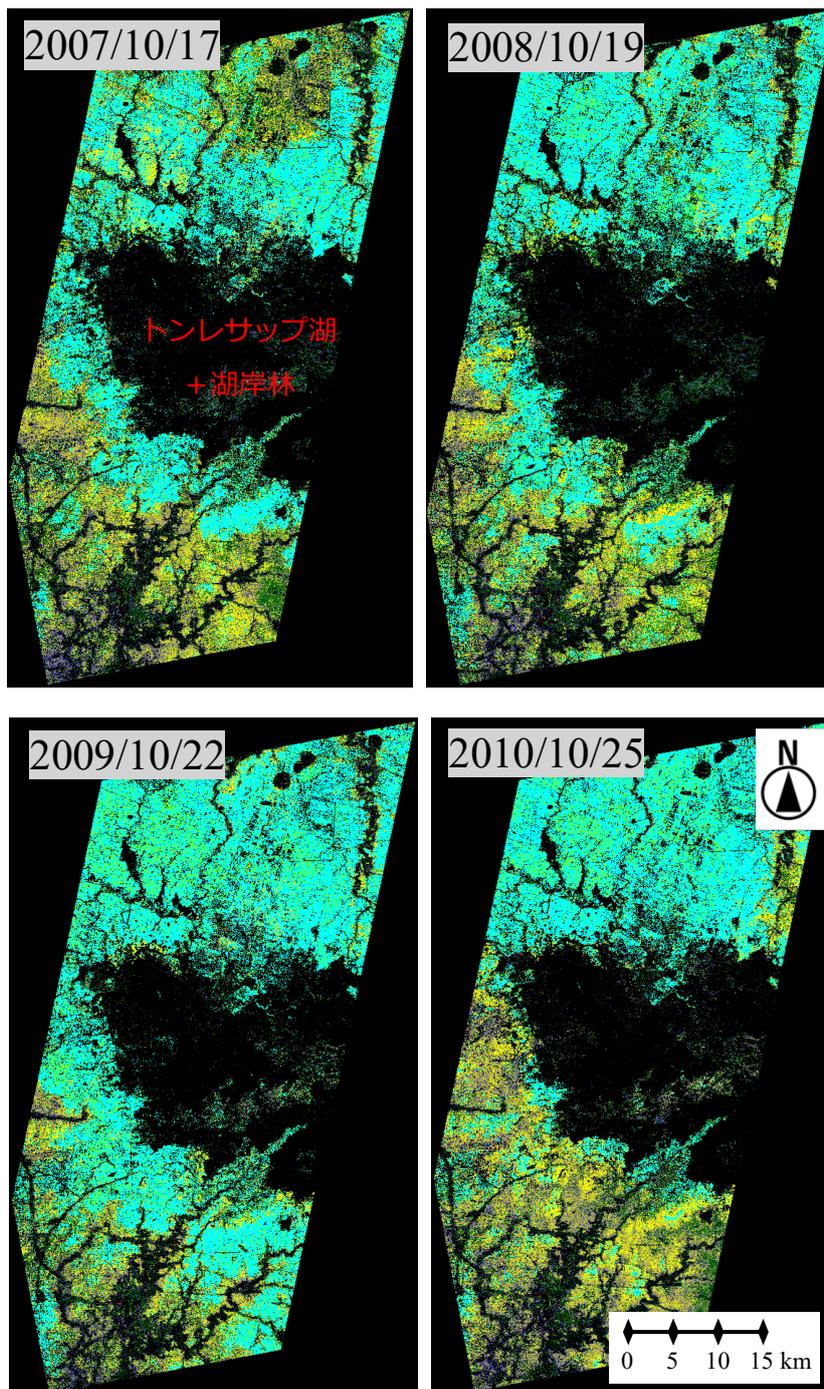
iii) 洪水による水面範囲

下図は、アセンディング FBD モードの 2008 年 9 月 20 日と同年 11 月 5 日のマップである。9 月の洪水範囲（水色）が 11 月に縮小して周辺は乾燥（黄色）し始めている様子がわかる。



iv) トンレサップ湖水位上昇による浸水範囲

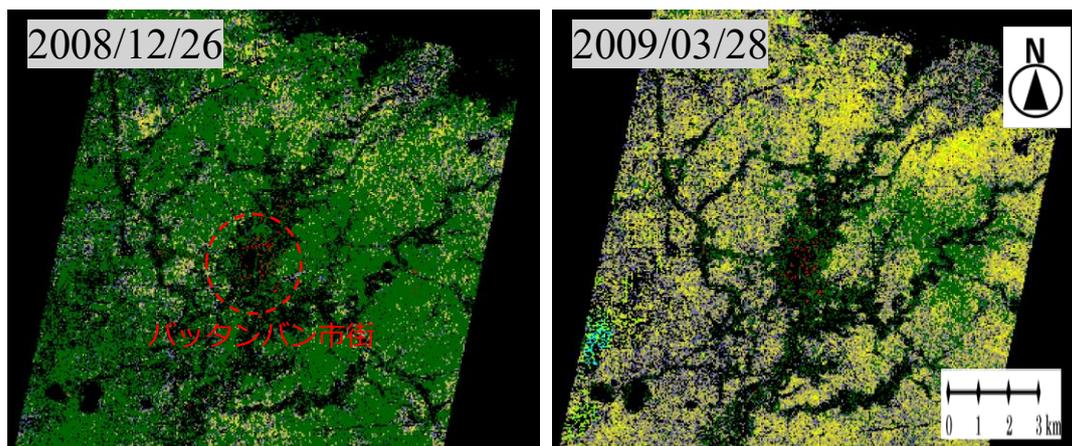
下図は、アセンディング FBD モードの 2007 年 10 月 17 日, 2008 年 10 月 19 日, 2009 年 10 月 22 日, 2010 年 10 月 25 日のトンレサップ湖西部の北岸と南岸を含めた広域のマップである。中央の黒い部分が乾季のトンレサップ湖と湖岸林の範囲であるが、水位が最も高くなる 10 月には北岸の浸水域は毎年広範囲に及び、2009 年には南岸でも内陸深く浸水域が広がっている様子がわかる。



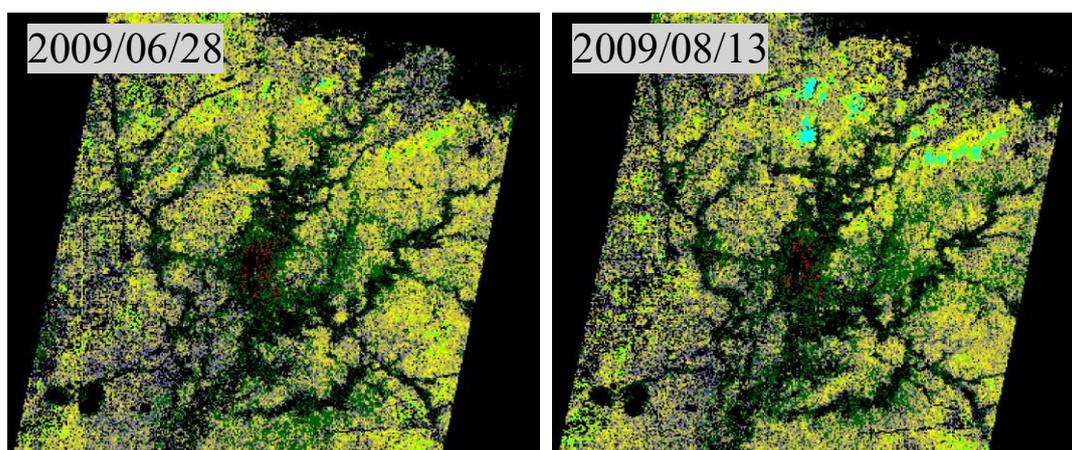
v) ScanSAR による低分解マップ

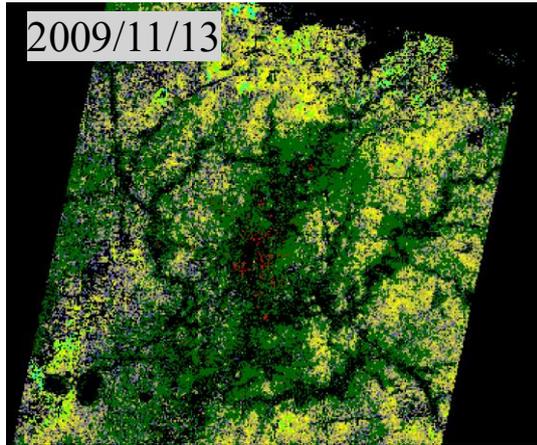
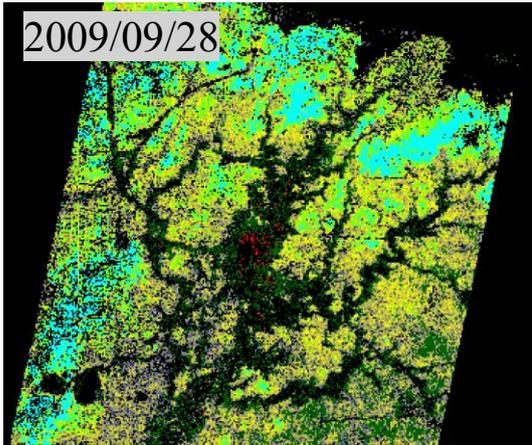
下図は、ディセンディング ScanSAR の 2008 年 12 月 26 日、2009 年 3 月 28 日のマップである。12 月は稲が十分に育っている時期であり濃い植生を表す一面の緑色で表されている。

3 月は雨期作の稲の収穫はほぼ終了しており、乾燥した地表面が広がっている。東側に残っているのは乾期作の稲と推測される。



下図は、同じく 2009 年 6 月 28 日、8 月 13 日、9 月 28 日、11 月 13 日のマップである。雨季に入り 6 月から 8 月にかけて土壌水分が増え、8 月には北部に水面が発生している。そして、9 月末には洪水による水面が広がるが、11 月には水が入った場所で緑色の稲が密に育っている様子が見えてくる。



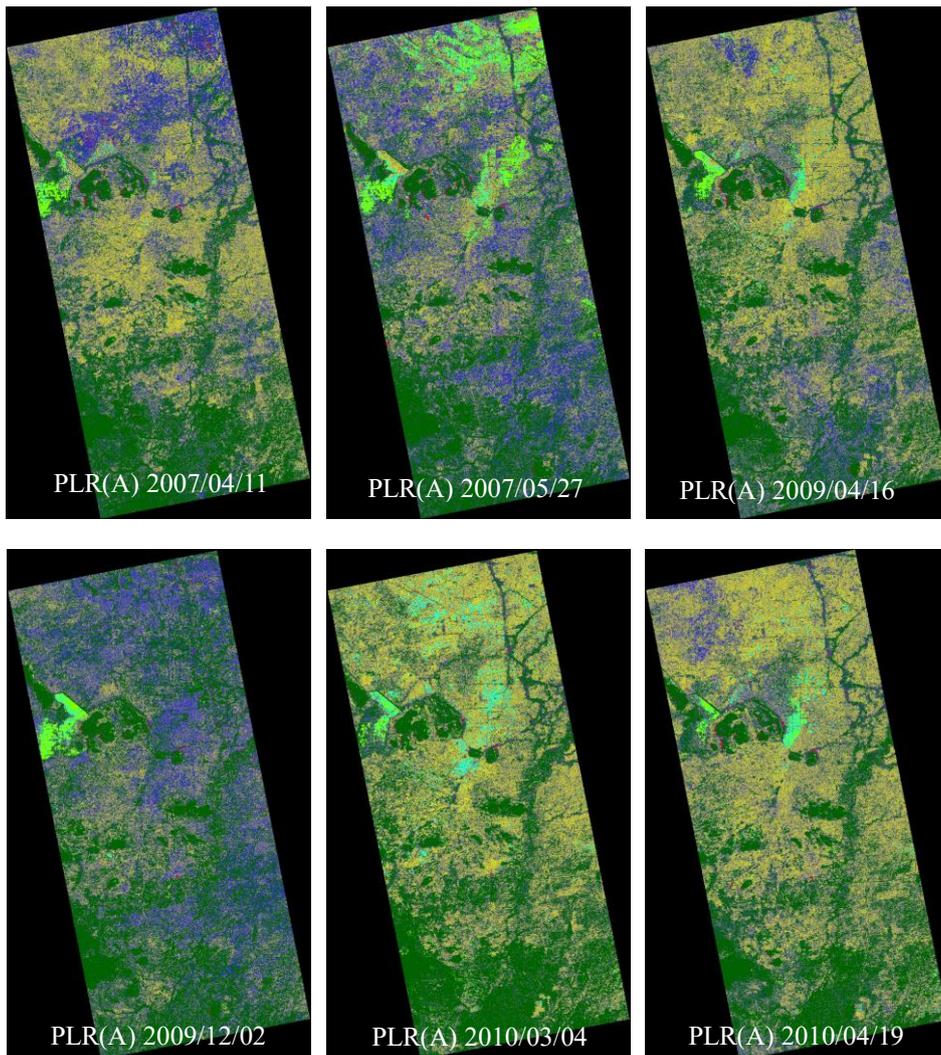


## 6.5 ALOS/PALSAR による土壌水分マップの一覧

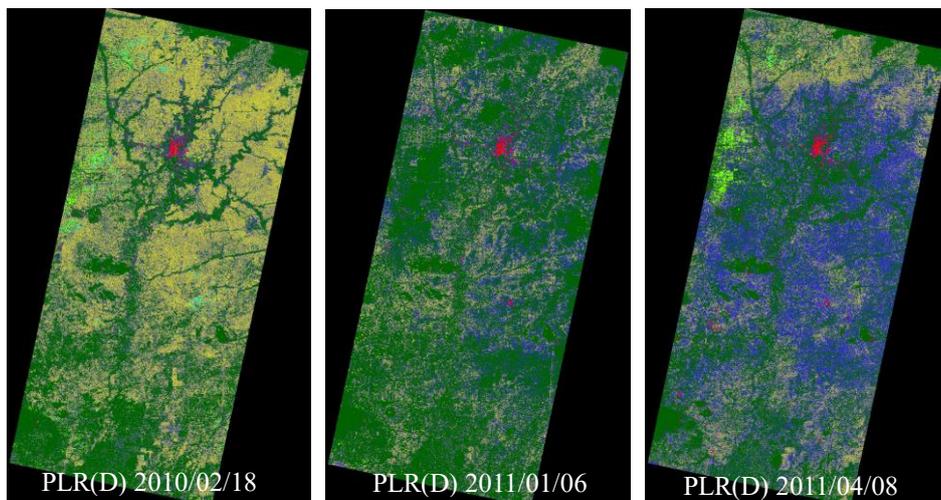
以下に、今回収集した全 ALOS/PALSAR データから作成した土壌水分マップを観測モード別に示した。

### 6.5.1 PLR データによる土壌水分マップ

#### i) PLR アセンディング

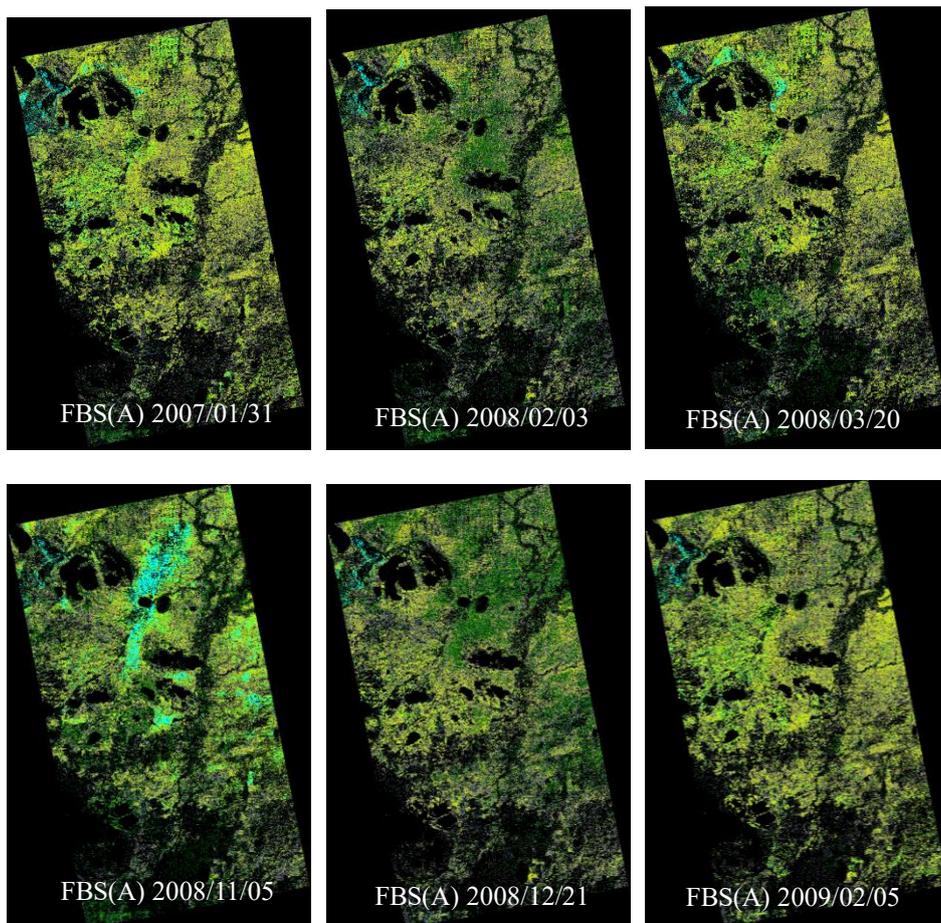


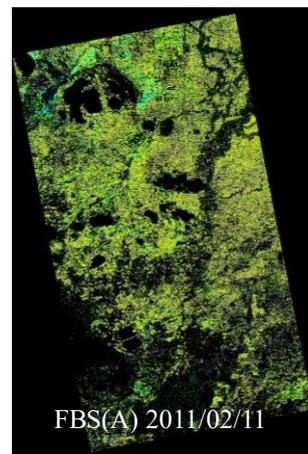
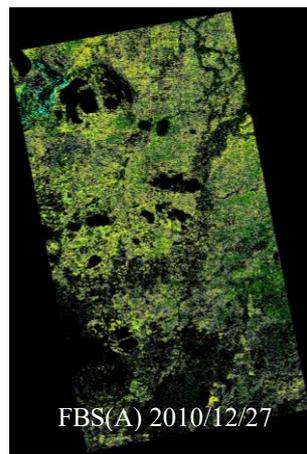
ii) PLR ディセンディング



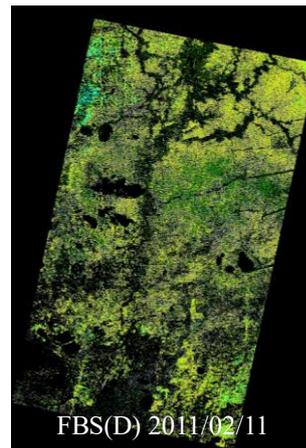
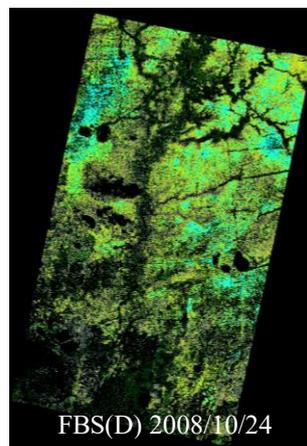
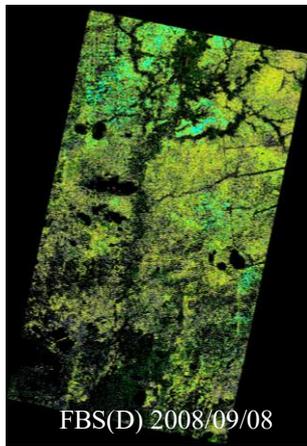
6.5.2 FBS データによる土壌水分マップ

i) FBS アセンディング

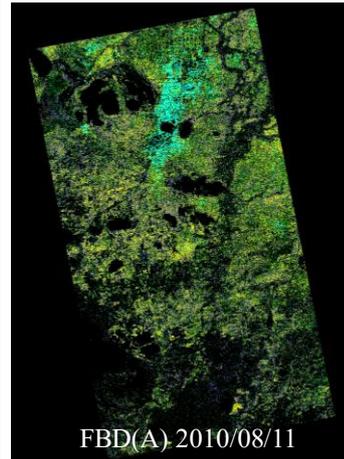
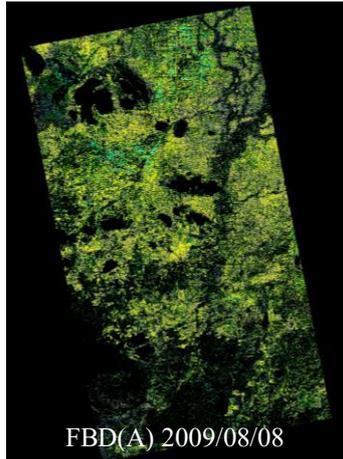
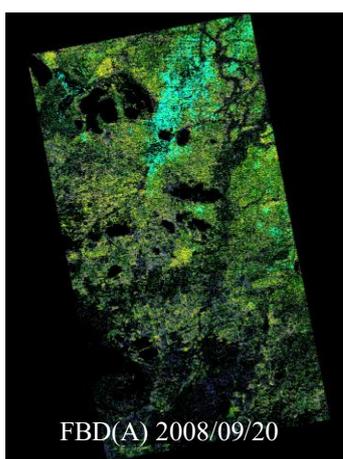
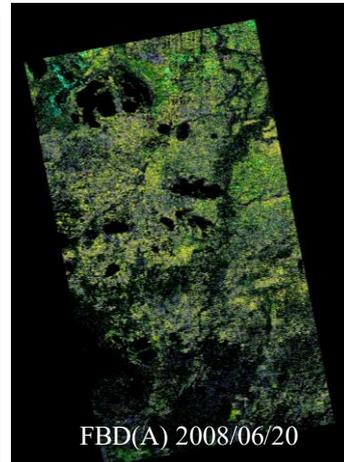
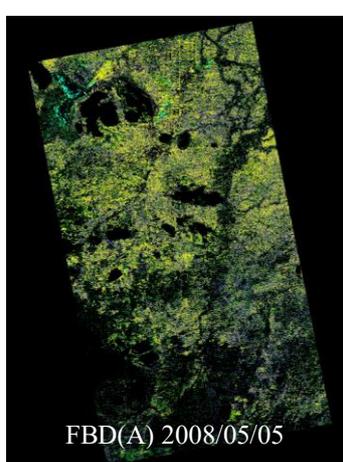
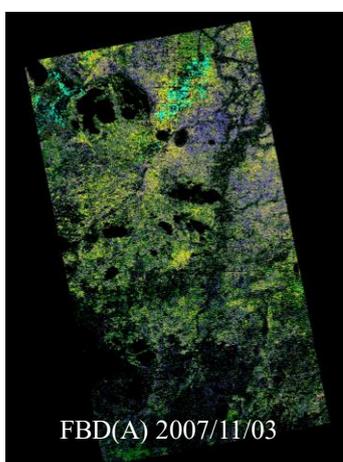
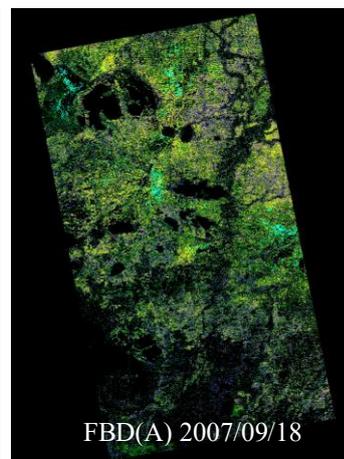
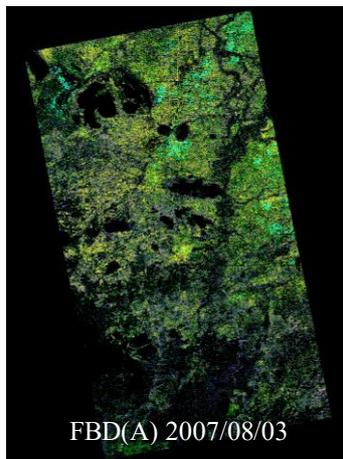
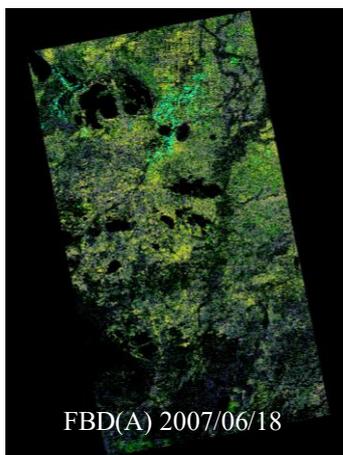


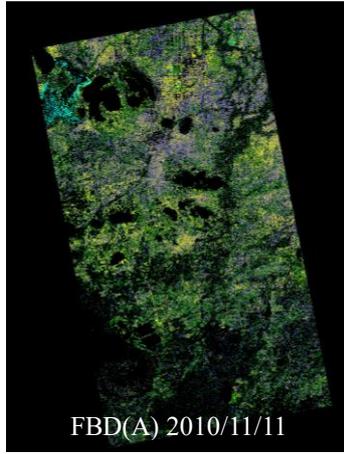


ii) FBS ディセンディング

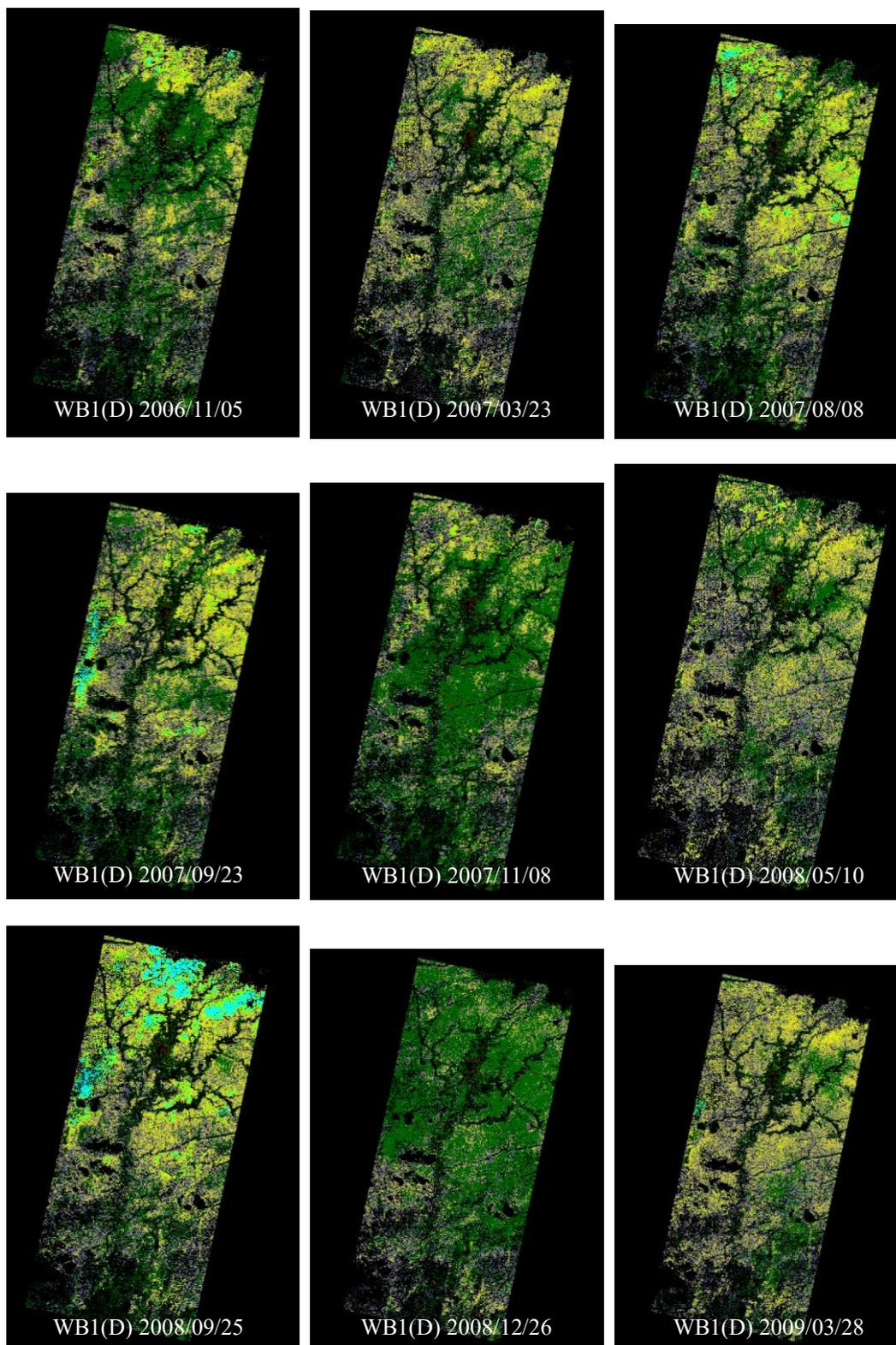


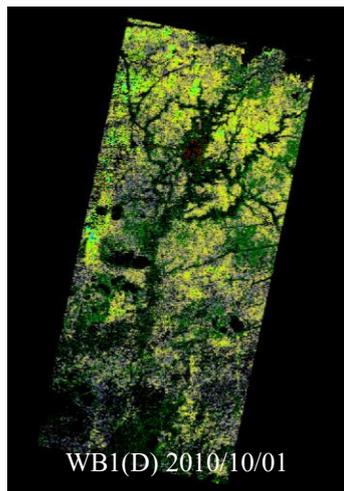
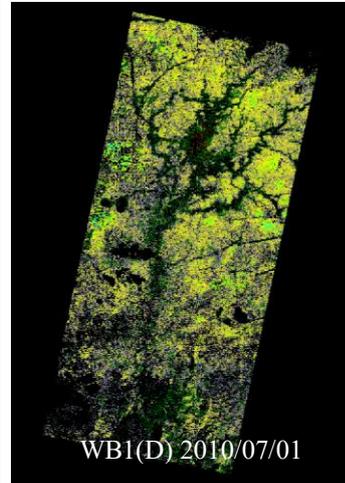
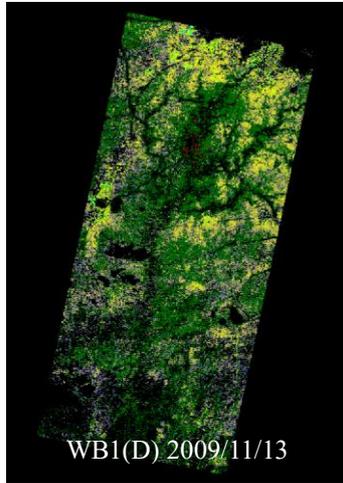
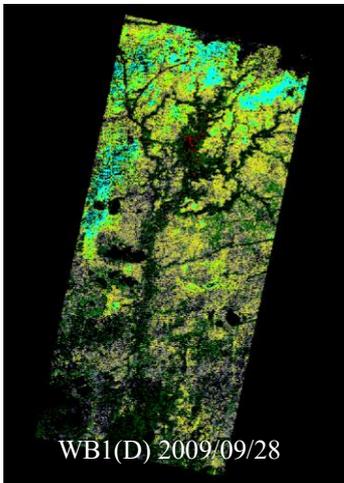
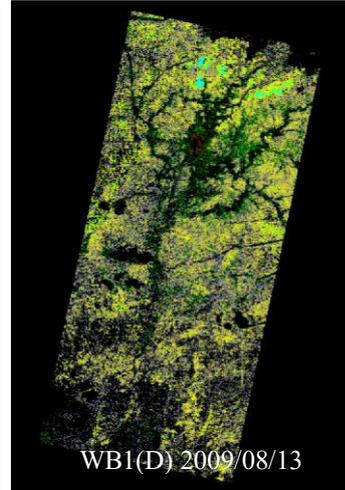
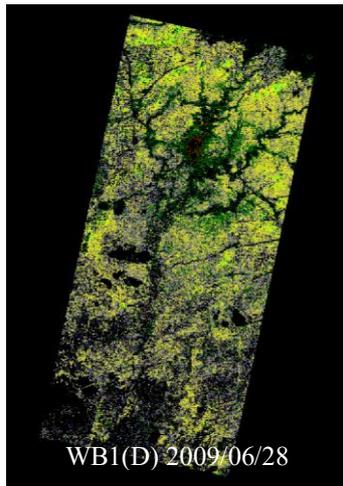
### 6.5.3 FBD データによる土壌水分マップ



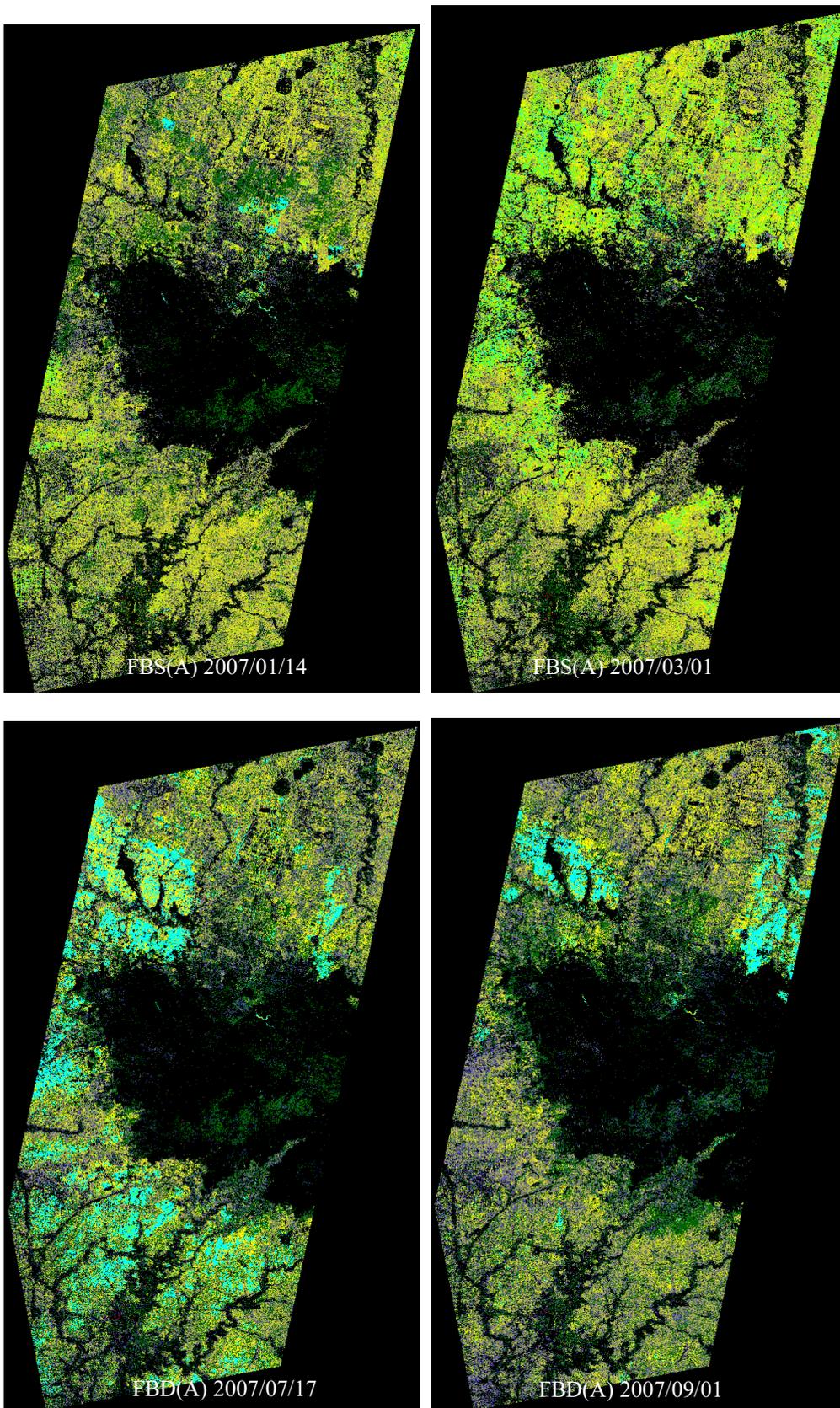


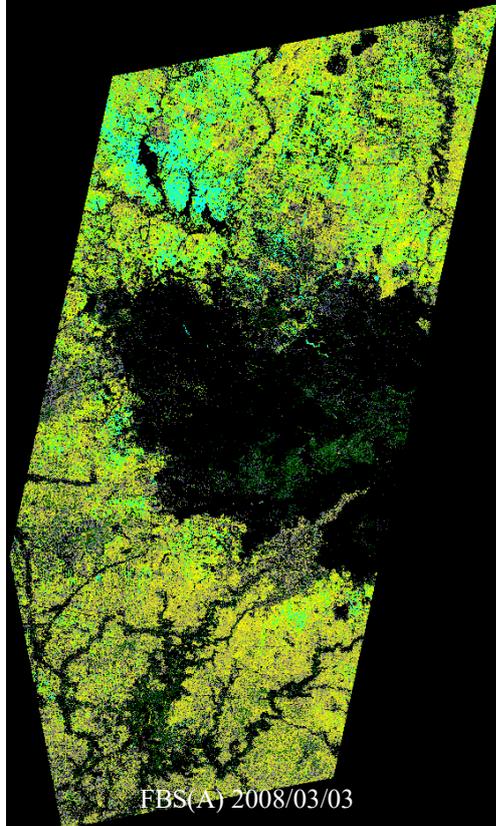
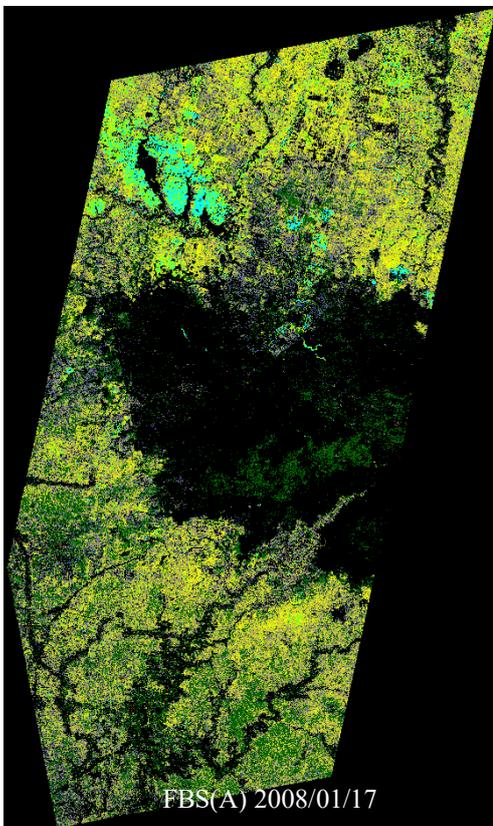
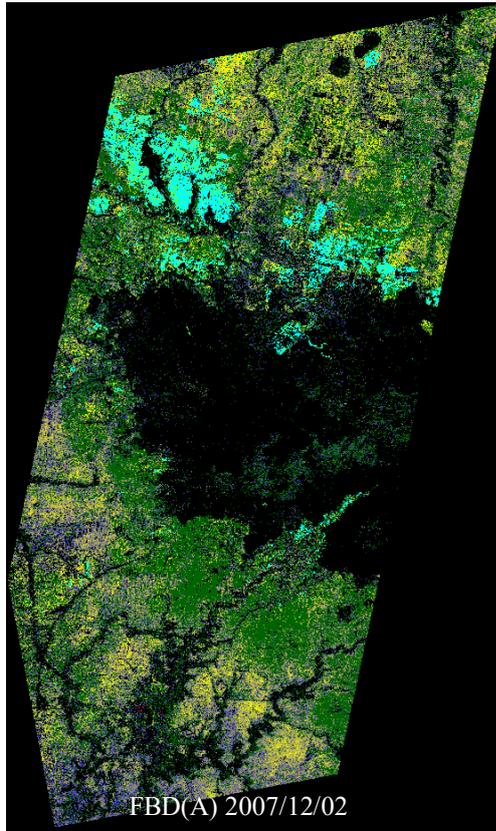
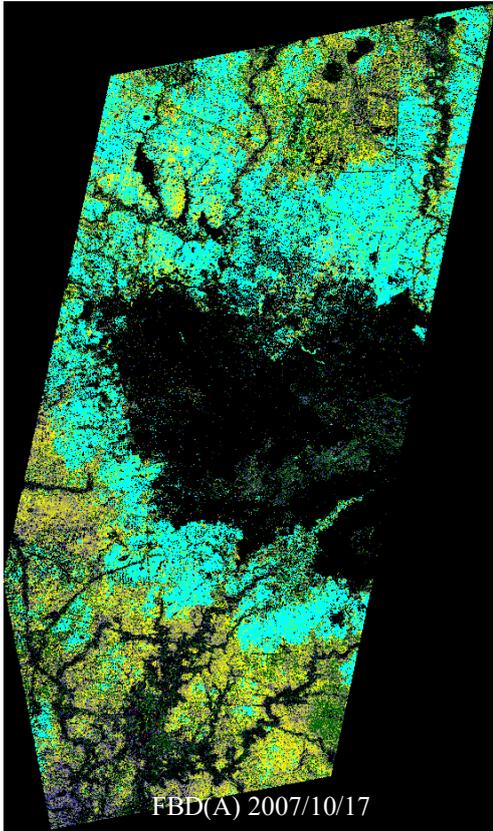
#### 6.5.4 ScanSAR データによる土壌水分マップ

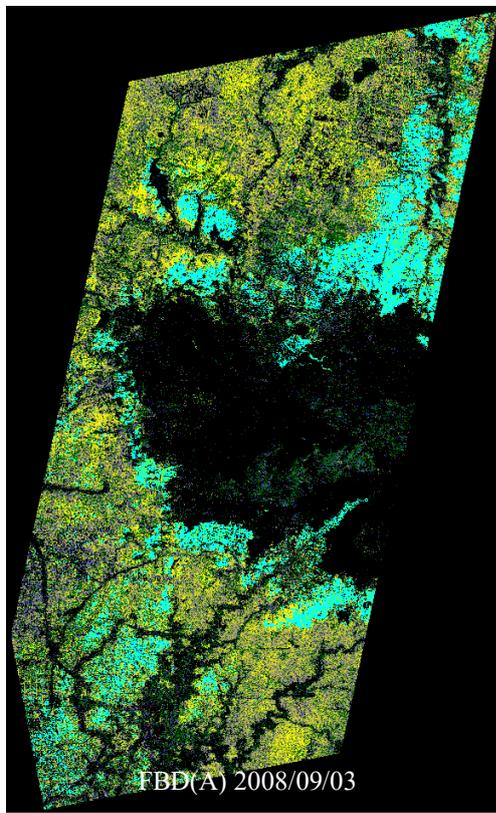
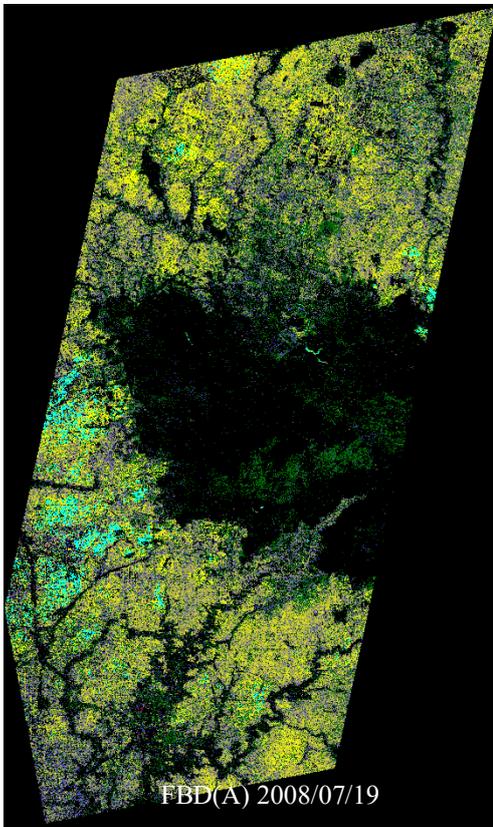
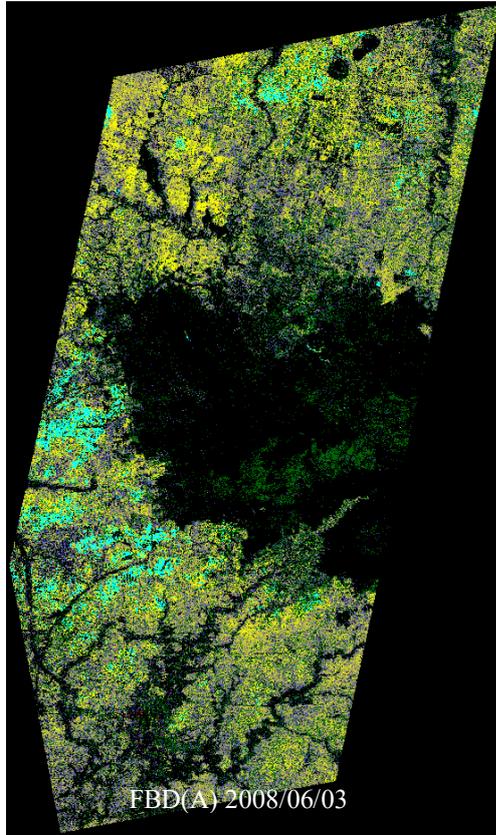
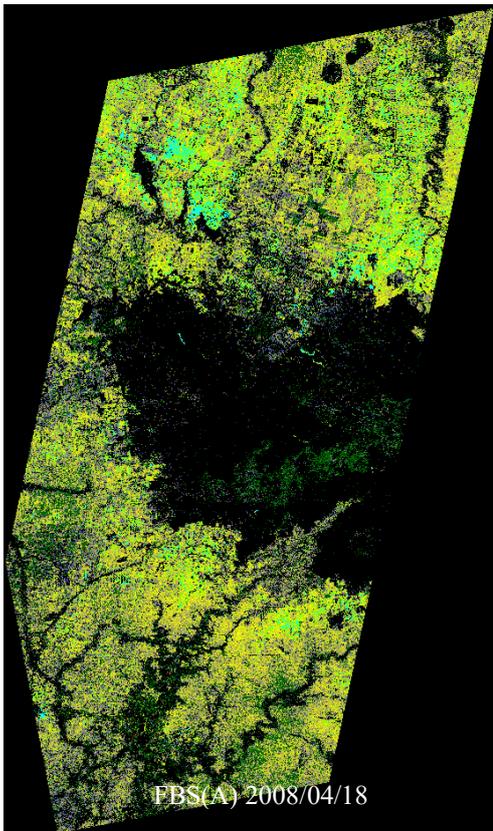


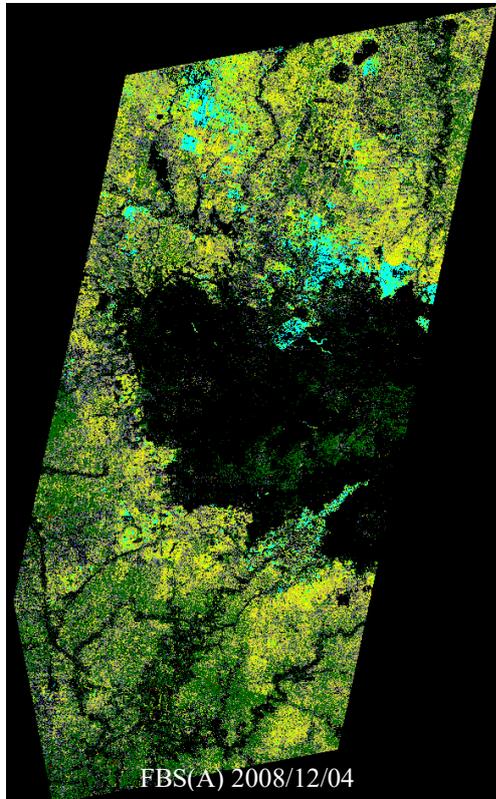
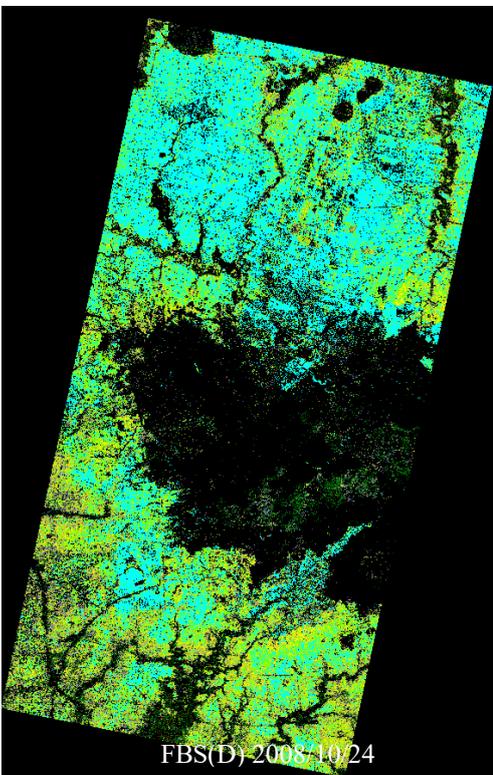
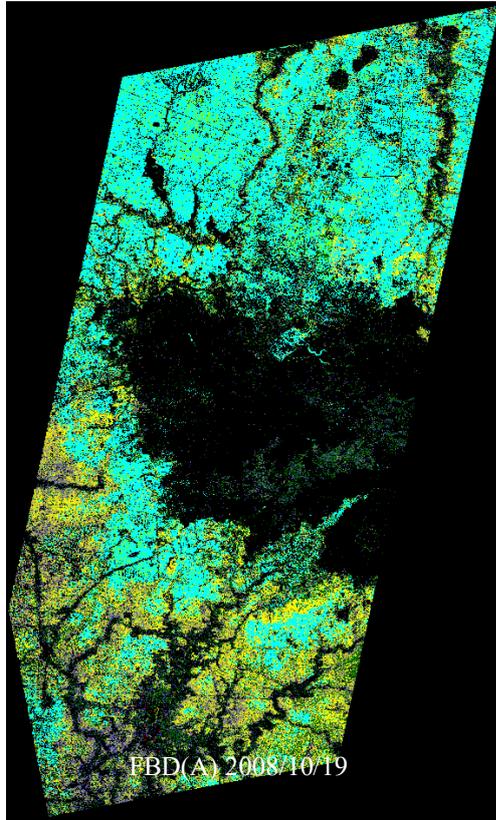
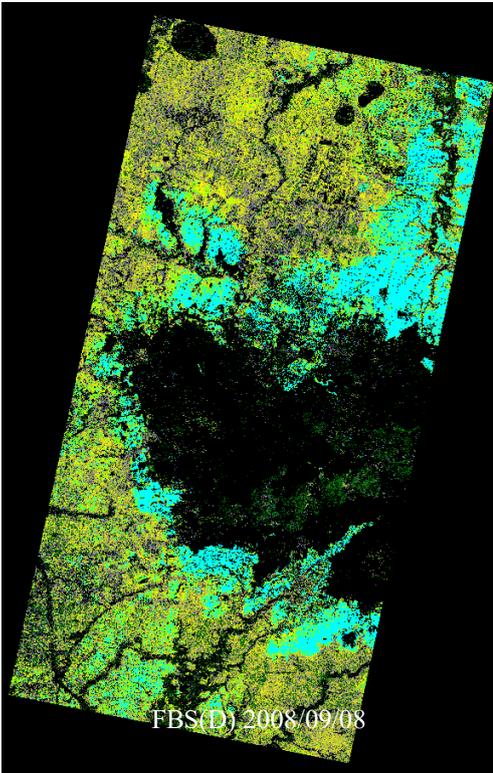


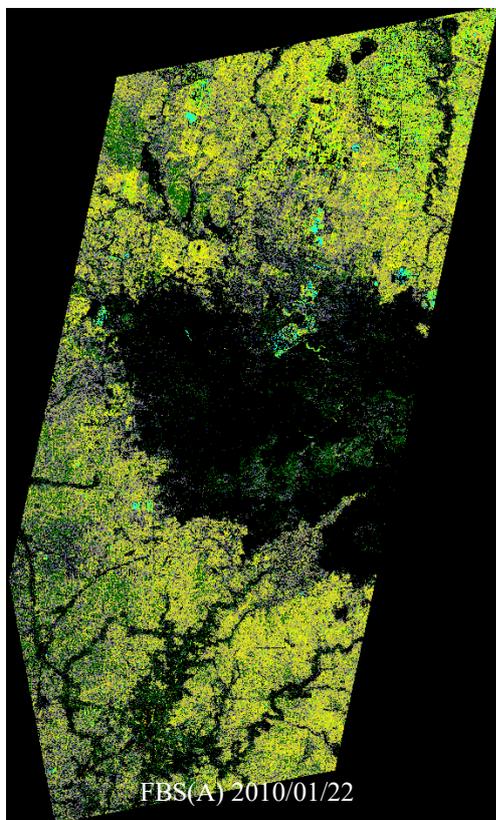
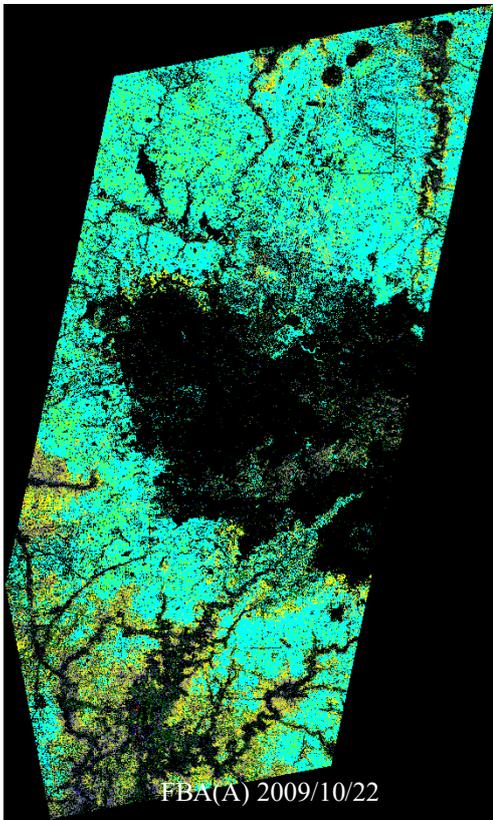
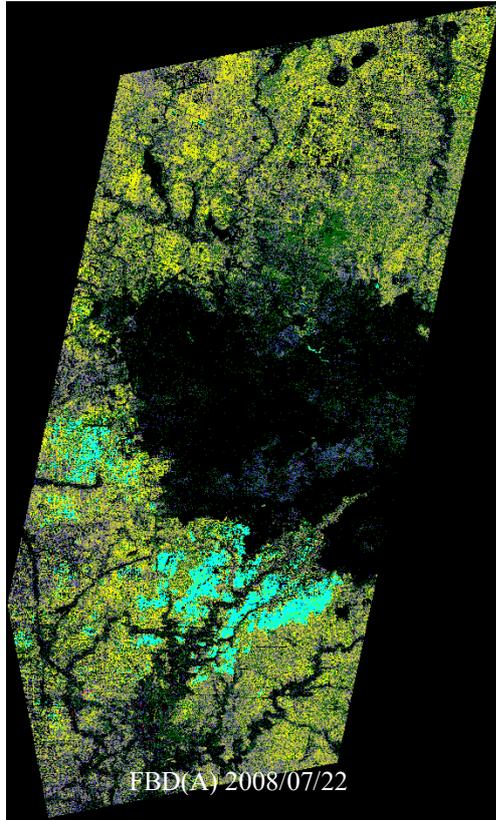
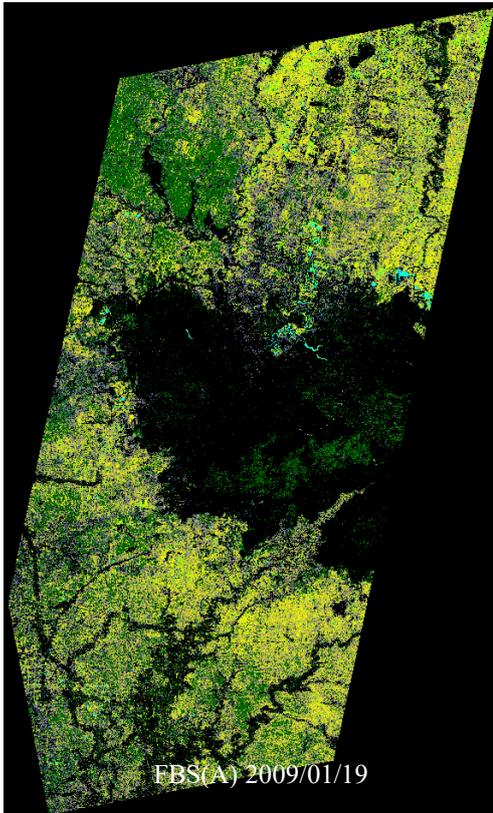
6.5.5 FBD データによる土壤水分マップ（広域）

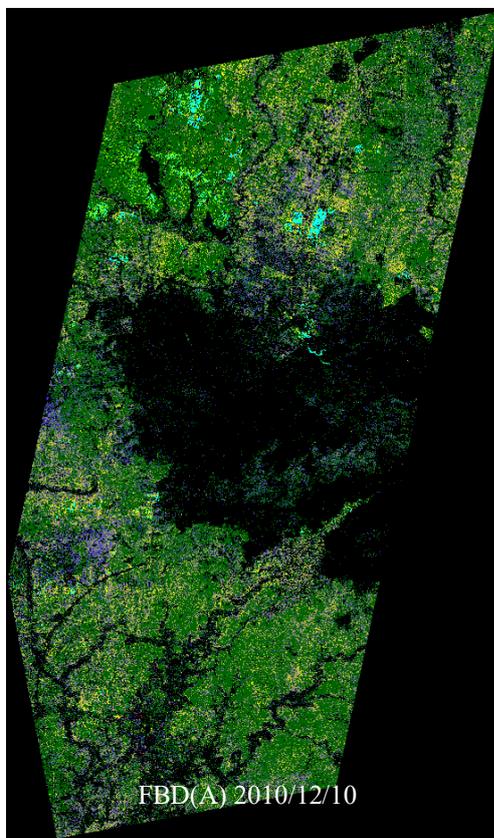
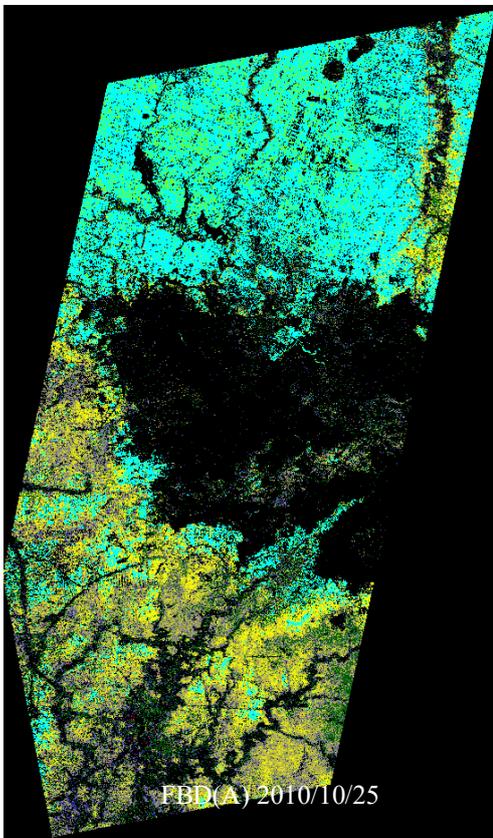
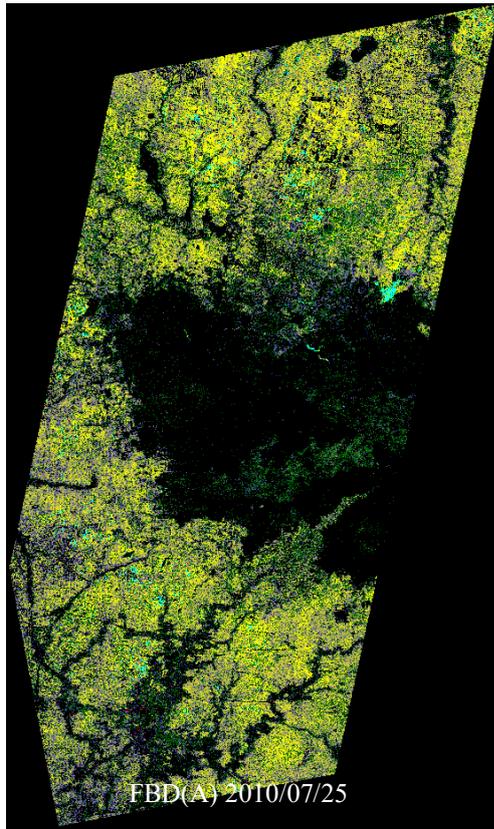
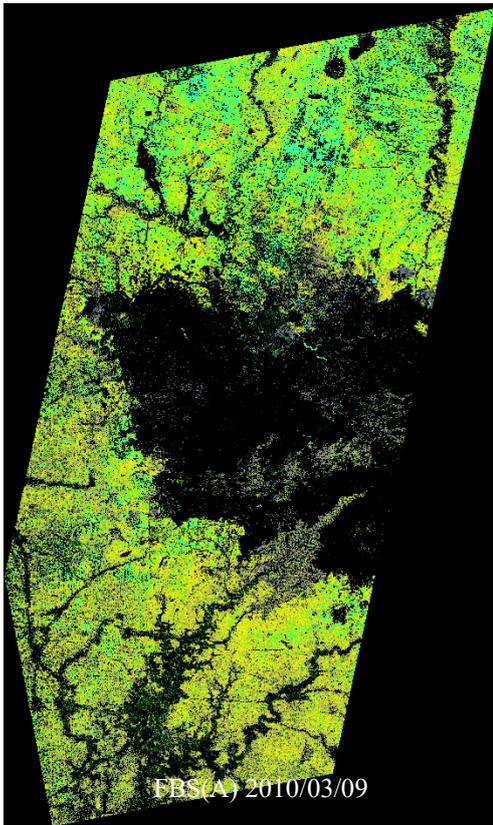


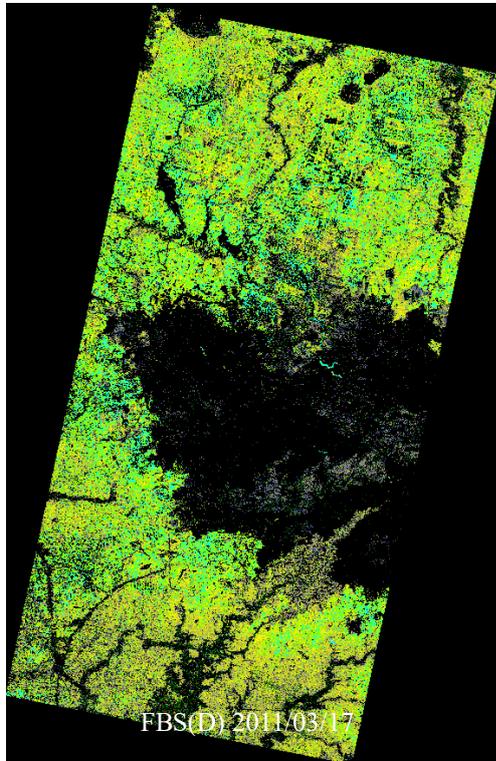
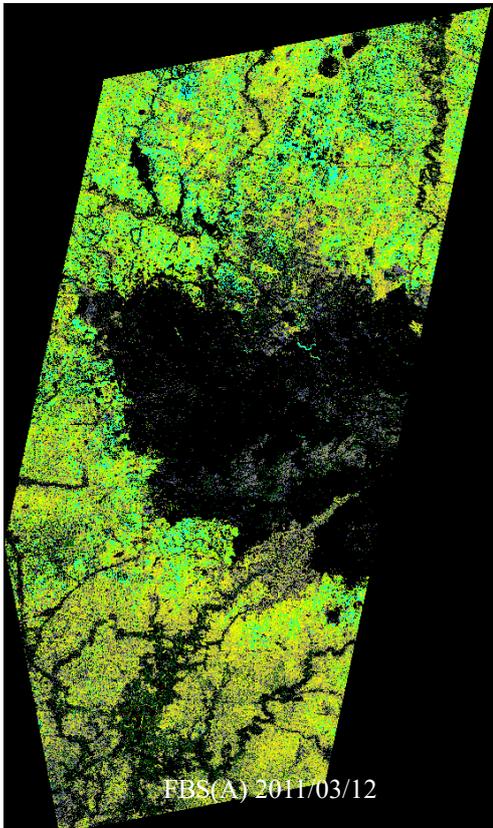
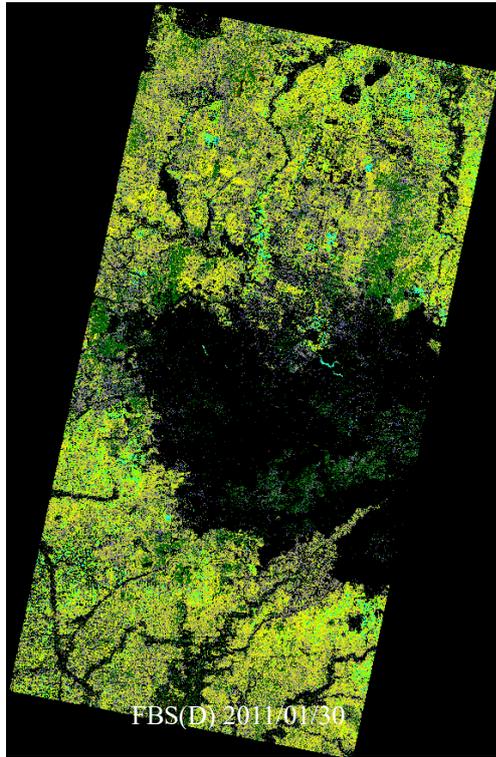
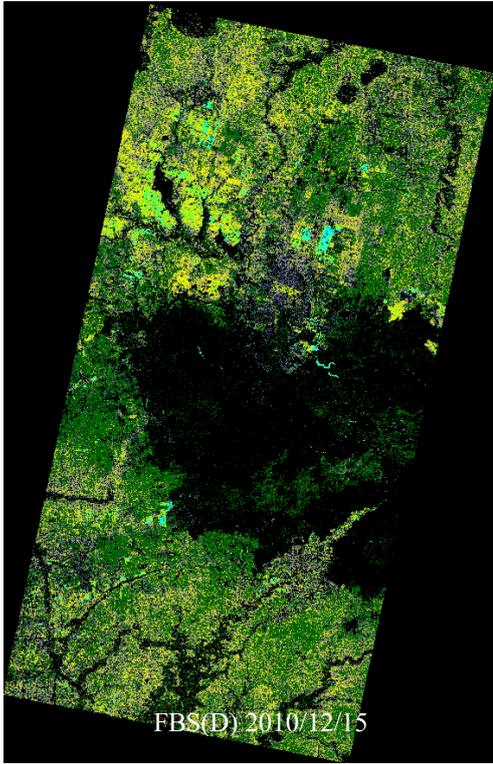












## 7章 総括

### 7.1 本アルゴリズムの応用分野における貢献

本アルゴリズムで得られる土壌水分データの応用分野における貢献について以下に整理した。

#### i) 表層 10cm 程度の平均土壌水分

本アルゴリズムで得られるのは、表層 10cm 程度の平均土壌水分であり、土壌水分の深さ方向のプロファイルは不明で、植物のルートゾーンと必ずしも一致しない。したがって、水文や農業適用にはモデル等との連携を想定している。また、そのままでも表層土壌の凍結・融解検知での利用が期待できる。

#### ii) 農地への適用

本アルゴリズムは、人為的な改変による粗度の時間変化を考慮できることが特徴で、植生を無視できる農地準備段階から生育初期段階までの土壌水分監視などに役立てられると考えられる。

#### iii) 低頻度観測の現状

低頻度観測の現状において本アルゴリズムで得られる土壌水分は、各モデルの初期値、同化への活用を見込んでいる。そしてマイクロ波放射計の高頻度・低分解能の土壌水分データとのマッチングにより観測頻度と空間分解能の相乗効果が期待できる。

このように、これまで全く考慮できなかった詳細な土壌水分分布によって、各分野に貢献できると考えている。

### 7.2 今後の課題

本アルゴリズムの今後の課題を以下にまとめた。

#### i) 土壌パラメータと既存土壌情報との関連付け

現在、現地で取得した土壌水分と地表面粗度の計測データを用いて土壌パラメータを同定しているが、土壌パラメータと既存土壌情報との関連付けることでこの手順を簡略化または省略することができると考えられる。今後、様々な土壌において本アルゴリズムを適用してこの解析を進める。

#### ii) 推定地表面粗度パラメータの適用基準の検討

本アルゴリズムでは、多偏波データから地表面粗度パラメータを適用して、単偏波データから土壌水分を推定する。しかし、多偏波データと単偏波データの観測時期は異なるため、地表面粗度が全く同一であるとは考えにくい。そのため、地表面粗度パラメータの取得時期と値の変化について詳細な確認が必要と考えている。この確認のためには気象データを用いて降雨や乾燥の状況との関係を考慮し、また農地においては人為的に土地が改変されるため農事暦なども考慮する必要があると考えられる。

#### iii) 土地被覆分類の高度化

陸面には様々な用途や被覆があるが、本アルゴリズムが適用できるのは疎な植生～裸地である。そのため土壌水分マップの利用や提供に対しては、それ以外の水面や森林、市街地などの土地被覆をマスクして、エラーを明示する必要がある。現状では簡易なしきい値によってこれらの土地被覆を分類しているが、今後は誤った利用に結びつかないような様々な手法を検討し高度化を進めていく必要がある。

#### iv) 地域特性の把握

上記の土壌パラメータ、地表面粗度パラメータ、土地被覆は地域特性があると考えられるため、様々な地域で確認して一般化に向けた取り組みを進めて行く必要がある。これにより、粗度パラメータや土壌パラメータを単純化でき、2偏波データから土壌水分と粗度パラメータを推定できる可能性がある。これは土壌水分モニタリングの頻度向上と、粗度パラメータの高頻度更新による土壌水分推定の精度向上につながると考えている。

#### v) マイクロ波散乱モデルの改良

本アルゴリズムで使用しているモデルは非常に単純な均一な粒径を持つ土壌粒子が半無限に埋め込まれている媒体を想定し、土壌水分も粒子として扱っている。また本アルゴリズムの適用範囲を広げるために植生の影響を考慮することは避けては通れない。そのため様々な状況への適用や精度向上を図るために最新の研究成果を取り込み、改良を進めることが必要と考えている。

#### vi) 土壌水分マップ利用に向けた取り組み

土壌水分マップの実際の利用に向けては、本アルゴリズムから提供できる土壌水分の推定精度や各画素の土地被覆による適用可否などを明確にする必要があるため、それらの情報の取り扱いについても検討を進める必要がある。そして応用分野へのデータ提供を進めたいと考えている。

### 7.3 今後の展望

SAR は空間分解能が 10m 程度と非常に高分解能で、昼夜関係無く雲にも影響されずに観測できる。そして、土壌水分の応答性が高いため広域詳細の土壌水分分布を把握する手段として期待されており、1980 年代から多くの取り組みがなされてきた。1992 年に世界初の L バンド SAR である JERS-1/SAR (1992 年 2 月～1998 年 10 月) が宇宙開発事業団によって打ち上げられ、それまでの C バンド SAR にくらべ植生の影響が少ない地表面情報が得られるようになった。そして、2006 年 1 月に世界初の L バンドの多偏波 SAR である ALOS/PALSAR (2006 年 1 月～2011 年 5 月) が宇宙航空研究開発機構によって打ち上げられた。そして、後継の ALOS2/PALSAR2 が 2014 年 5 月 24 日に打ち上げられ順調に運用されている。

多偏波 SAR で取得されるデータは既往の単偏波にくらべ情報量が非常に多く、土壌水分推定におけるパラメータの扱いにおいて非常に有効であった。本アルゴリズムにおいても、この多偏波データを利用することで地表面粗度や土壌パラメータを定量的に扱えるようになり、その結果として土壌水分推定が可能となった。そして、これまで困難であった単偏波データからの土壌水分推定を、多偏波データから同時推定できる地表面粗度パラメータを適用することにより実現することができた。この多偏波と単偏波をともに活用する本アルゴリズムは、様々な用途で利用され多偏波観測だけに限定できない現在の SAR 運用において非常に有効な手法であると考えている。衛星搭載型 SAR は今後さらに技術開発が進められ将来的には多偏波 +  $\alpha$  で観測幅が非常に広くなり、観測頻度も高くなることで、気象や水文、農業、災害監視などさらに活用されていくと考えられる。そして、水文分野においてもリアルタイムの高分解グリッドによる陸面同化解析などさらに高度な利用が進められていくと考えられる。

## 参考文献

- [1] IPCC, 2007: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [2] IPCC, 2013: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [3] Hartmann, D.L., A.M.G. Klein Tank, M. Rusticucci, L.V. Alexander, S. Brönnimann, Y. Charabi, F.J. Dentener, E.J. Dlugokencky, D.R. Easterling, A. Kaplan, B.J. Soden, P.W. Thorne, M. Wild and P.M. Zhai, 2013: Observations: Atmosphere and Surface. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [4] 水環境の気象学, 近藤純正,
- [5] 地表面に近い大気の科学, 近藤純正,
- [6] 仲江川敏行, 沖大幹, 虫明功臣: サブグリッドスケールの物理量分布を考慮したマクログリッド蒸発量の算定, 水工学論文集, 第 38 巻, 1994 年 2 月.
- [7] Toshiyuki Nakaegawa, Taikan Oki and Katumi Musiake: The effects of heterogeneity within an area on areally averaged evaporation, *Hydrol. Process.* 14, 465-479 (2000)
- [8] S. I. Seneviratne et al., "Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review," *Earth-Science Rev.*, vol. 99, no. 3-4, pp. 125-161, 2010.
- [9] W. A. Dorigo et al., "The International Soil Moisture Network: A data hosting facility for global in situ soil moisture measurements," *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, vol. 15, no. 5, pp. 1675-1698, 2011.
- [10] W. a. Dorigo et al., "Global Automated Quality Control of In Situ Soil Moisture Data from the International Soil Moisture Network," *Vadose Zo. J.*, vol. 12, no. 3, p. vj2012.0097, 2013.
- [11] Nozomu HIROSE, Toshio KOIKE, and Hiroshi ISHIDAIRA: Study on Spatially Averaged Evaporation under Soil Moisture Heterogeneity Affected by Permafrost Micro-topography, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 80, No. 2, pp. 191--203, 2002
- [12] 広瀬望, 小池俊雄: チベット高原における土壌水分分布の微地形依存性, 水工学論文集, 第 48 巻, 2004 年 2 月.

- [13] Z. Gao, X. Xu, J. Wang, H. Yang, W. Huang, and H. Feng, "A method of estimating soil moisture based on the linear decomposition of mixture pixels," *Math. Comput. Model.*, vol. 58, no. 3–4, pp. 606–613, 2013.
- [14] N. J. P. Anne, A. H. Abd-Elrahman, D. B. Lewis, and N. A. Hewitt, "Modeling soil parameters using hyperspectral image reflectance in subtropical coastal wetlands," *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.*, vol. 33, pp. 47–56, Dec. 2014.
- [15] M. Minacapilli et al., "Estimation of actual evapotranspiration of Mediterranean perennial crops by means of remote-sensing based surface energy balance models," *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, vol. 13, no. 7, pp. 1061–1074, Jul. 2009.
- [16] J. Qin, K. Yang, N. Lu, Y. Chen, L. Zhao, and M. Han, "Spatial upscaling of in-situ soil moisture measurements based on MODIS-derived apparent thermal inertia," *Remote Sens. Environ.*, vol. 138, pp. 1–9, 2013.
- [17] A. Soliman, R. J. Heck, A. Brenning, R. Brown, and S. Miller, "Remote sensing of soil moisture in vineyards using airborne and ground-based thermal inertia data," *Remote Sens.*, vol. 5, no. 8, pp. 3729–3748, 2013.
- [18] S. LEI, Z. BIAN, J. L. DANIELS, and D. LIU, "Improved spatial resolution in soil moisture retrieval at arid mining area using apparent thermal inertia," *Trans. Nonferrous Met. Soc. China*, vol. 24, no. 6, pp. 1866–1873, Jun. 2014.
- [19] C. Draper, J.-F. Mahfouf, J.-C. Calvet, E. Martin, and W. Wagner, "Assimilation of ASCAT near-surface soil moisture into the SIM hydrological model over France," *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, vol. 15, no. 12, pp. 3829–3841, Dec. 2011.
- [20] C. S. Draper, R. H. Reichle, G. J. M. De Lannoy, and Q. Liu, "Assimilation of passive and active microwave soil moisture retrievals," *Geophys. Res. Lett.*, vol. 39, no. 4, p. n/a-n/a, Feb. 2012.
- [21] S. V. Kumar et al., "A land surface data assimilation framework using the land information system: Description and applications," *Adv. Water Resour.*, vol. 31, no. 11, pp. 1419–1432, Nov. 2008.
- [22] R. H. Reichle, W. T. Crow, R. D. Koster, H. O. Sharif, and S. P. P. Mahanama, "Contribution of soil moisture retrievals to land data assimilation products," *Geophys. Res. Lett.*, vol. 35, no. 1, pp. 1–6, 2008.
- [23] R. H. Reichle and R. D. Koster, "Global assimilation of satellite surface soil moisture retrievals into the NASA catchment land surface model," *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32, no. 2, pp. 1–4, 2005.
- [24] J. P. Walker and P. R. Houser, "A methodology for initializing soil moisture in a global climate model: Assimilation of near-surface soil moisture observations," *J. Geophys. Res.*, vol. 106, no. D11, p. 11761, 2001.
- [25] Ouchi, Kazuo. Recent Trend and Advance of Synthetic Aperture Radar with Selected Topics. *Remote Sens.* 2013, 5, 716-807
- [26] T. KOIKE et al., "DEVELOPMENT OF AN ADVANCED MICROWAVE SCANNING RADIOMETER (AMSR-E) ALGORITHM FOR SOIL MOISTURE AND VEGETATION WATER CONTENT," *Proc. Hydraul. Eng.*, vol. 48, pp. 217–222, 2004.
- [27] M. Owe, R. de Jeu, and T. Holmes, "Multisensor historical climatology of satellite-derived global land surface moisture," *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, vol. 113, no. 1, pp. 1–17, 2008.

- [28] Y. H. Kerr et al., “The SMOS Soil Moisture Retrieval Algorithm,” *Geosci. Remote Sens.*, vol. 50, no. 5, pp. 1384–1403, 2012.
- [29] D. Entekhabi et al., “The soil moisture active passive (SMAP) mission,” *Proc. IEEE*, vol. 98, no. 5, pp. 704–716, 2010.
- [30] V. Naeimi, Z. Bartalis, and W. Wagner, “ASCAT Soil Moisture: An Assessment of the Data Quality and Consistency with the ERS Scatterometer Heritage,” *J. Hydrometeorol.*, vol. 10, pp. 555–563, 2009.
- [31] V. Naeimi, K. Scipal, Z. Bartalis, S. Hasenauer, and W. Wagner, “An Improved Soil Moisture Retrieval Algorithm for ERS and METOP Scatterometer Observations,” *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 47, no. 7, pp. 1999–2013, Jul. 2009.
- [32] R. M. Parinussa, T. R. H. Holmes, N. Wanders, W. a. Dorigo, and R. A. M. de Jeu, “A Preliminary Study toward Consistent Soil Moisture from AMSR2,” *J. Hydrometeorol.*, vol. 16, no. 2, pp. 932–947, Apr. 2015.
- [33] A. Loew, T. Holmes, and R. De Jeu, “The European heat wave 2003: Early indicators from multisensoral microwave remote sensing?,” *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 114, no. 5, pp. 1–14, 2009.
- [34] B. Bisselink, E. Van Meijgaard, A. J. Dolman, and R. A. M. De Jeu, “Initializing a regional climate model with satellite-derived soil moisture,” *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 116, no. 2, pp. 1–13, 2011.
- [35] N. Wanders, M. F. P. Bierkens, S. M. de Jong, A. de Roo, and D. Karssenberg, “The benefits of using remotely sensed soil moisture in parameter identification of large-scale hydrological models,” *Water Resour. Res.*, vol. 50, no. 8, pp. 6874–6891, 2014.
- [36] H. E. Beck, R. A. M. de Jeu, J. Schellekens, A. I. J. M. van Dijk, and L. A. Bruijnzeel, “Improving Curve Number Based Storm Runoff Estimates Using Soil Moisture Proxies,” *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.*, vol. 2, no. 4, pp. 250–259, Dec. 2009.
- [37] L. Brocca et al., “Improving runoff prediction through the assimilation of the ASCAT soil moisture product,” *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, vol. 14, no. 10, pp. 1881–1893, 2010.
- [38] N. Wanders, D. Karssenberg, A. De Roo, S. M. De Jong, and M. F. P. Bierkens, “The suitability of remotely sensed soil moisture for improving operational flood forecasting,” *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, vol. 18, no. 6, pp. 2343–2357, 2014.
- [39] M. Jung et al., “Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply,” *Nature*, vol. 467, no. 7318, pp. 951–954, 2010.
- [40] C. M. Taylor, R. A. M. de Jeu, F. Guichard, P. P. Harris, and W. a. Dorigo, “Afternoon rain more likely over drier soils,” *Nature*, vol. 489, no. 7416, pp. 423–426, Sep. 2012.
- [41] D. G. Miralles et al., “El Niño–La Niña cycle and recent trends in continental evaporation,” *Nat. Clim. Chang.*, vol. 4, no. 1, pp. 1–5, 2013.
- [42] D. P. Thoma et al., “Comparison of four models to determine surface soil moisture from C-band radar imagery in a sparsely vegetated semiarid landscape,” *Water Resour. Res.*, vol. 42, no. 1, p. n/a-n/a, Jan. 2006.
- [43] D. P. Thoma et al., “Appropriate scale of soil moisture retrieval from high resolution radar imagery for bare and minimally vegetated soils,” *Remote Sens. Environ.*, vol. 112, no. 2, pp. 403–414, Feb. 2008.

- [44] E. T. Engman and N. Chauhan, "Status of microwave soil moisture measurements with remote sensing," *Remote Sens. Environ.*, vol. 51, no. 1, pp. 189–198, Jan. 1995.
- [45] Y. Kurucu, F. B. Sanli, M. T. Esetlili, M. Bolca, and C. Goksel, "Contribution of SAR images to determination of surface moisture on the Menemen Plain, Turkey," *Int. J. Remote Sens.*, vol. 30, no. 7, pp. 1805–1817, 2009.
- [46] M. Susan Moran, "Soil moisture evaluation using multi-temporal synthetic aperture radar (SAR) in semiarid rangeland," *Agric. For. Meteorol.*, vol. 105, no. 1–3, pp. 69–80, Nov. 2000.
- [47] C. Pathe, W. Wagner, D. Sabel, M. Doubkova, and J. B. Basara, "Using ENVISAT ASAR Global Mode Data for Surface Soil Moisture Retrieval Over Oklahoma, USA," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 47, no. 2, pp. 468–480, Feb. 2009.
- [48] A. Quesney et al., "Estimation of watershed soil moisture index from ERS SAR data," *Remote Sens. Environ.*, vol. 72, no. August 1999, pp. 290–303, 2000.
- [49] M. Zribi, S. Saux-Picart, C. André, L. Descroix, C. Otlé, and a. Kallel, "Soil moisture mapping based on ASAR/ENVISAT radar data over a Sahelian region," *Int. J. Remote Sens.*, vol. 28, no. 770142352, pp. 3547–3565, 2007.
- [50] Fung, A.K.; Li, Z.; Chen, K.S. Backscattering from a randomly rough dielectric surface. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 1992, 30, 356–369.
- [51] A. K. Fung, W. Y. Liu, K.-S. Chen, and M.-K. Tsay. An Improved IEM Model for Bistatic Scattering from Rough Surfaces. *Journal of Electromagnetic Waves and Applications*, 16(5):689–702, 2002.
- [52] Fung, A.K.; Chen, K.S. *Scattering and Emission Models for Users*; Artech House: Norwood, MA, USA, 2010.
- [53] K.-S. Chen, T.-D. Wu, L. Tsang, Q. Li, J. Shi, and A. K. Fung. Emission of Rough Surfaces Calculated by the Integral Equation Method with Comparison to Three-Dimensional Moment Method Simulations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(1):90–100, January 2003.
- [54] T.-D. Wu and K.-S. Chen. A Reappraisal of the Validity of the IEM Model for Backscattering from Rough Surfaces. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42(4):742–753, April 2004.
- [55] T.-D. Wu, K.-S. Chen, J. Shi, H.-W. Lee, and A. K. Fung. A Study of an AIEM Model for Bistatic Scattering from Randomly Rough Surfaces. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46(9):2584–2598, September 2008.
- [56] S. Huang and L. Tsang, "Electromagnetic Scattering of Randomly Rough Soil Surfaces Based on Numerical Solutions of Maxwell Equations in Three-Dimensional Simulations Using a Hybrid UV/PBTG/SMCG Method," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 50, no. 10, pp. 4025–4035, Oct. 2012.
- [57] S. Huang, L. Tsang, E. G. Njoku, and K. S. Chen, "Backscattering Coefficients, Coherent Reflectivities, and Emissivities of Randomly Rough Soil Surfaces at L-Band for SMAP Applications Based on Numerical Solutions of Maxwell Equations in Three-Dimensional Simulations," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 48, no. 6, pp. 2557–2568, Jun. 2010.
- [58] S.-B. Kim, L. Tsang, J. T. Johnson, S. Huang, J. J. van Zyl, and E. G. Njoku, "Soil Moisture Retrieval Using Time-Series Radar Observations Over Bare Surfaces," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 50, no. 5, pp. 1853–1863, May 2012.

- [59] P. S. Narvekar, D. Entekhabi, S. Kim, and E. G. Njoku, "Soil Moisture Retrieval Using L-Band Radar Observations," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 53, no. 6, pp. 3492–3506, Jun. 2015.
- [60] Chen, K.S.; Yen, S.K.; Huang, W.P. A simple model for retrieving bare soil moisture from radarscattering coefficients. *Remote Sens. Environ.* 1995, 54, 121–126.
- [61] Mathieu, R.; Sbih, M.; Viau, A.; Anctil, F.; Parent, L.; Boisvert, J. Relationships between Radarsat SAR data and surface moisture content of agricultural organic soils. *Int. J. Remote Sens.* 2003, 24, 5265–5281.
- [62] Holah, N.; Baghdadi, N.; Zribi, M.; Bruand, A.; King, C. Potential of ASAR/ENVISAT for the characterization of soil surface parameters over bare agricultural fields. *Remote Sens. Environ.* 2005, 96, 78–86.
- [63] T. TADONO, T. KOIKE, H. ISHIDAIRA, and J. SHI, "Development of a method of the soil moisture mapping in the permafrost regions using the surface scattering model and SAR data," *Proc. Hydraul. Eng.*, vol. 41, pp. 921–926, 1997.
- [64] W. Wagner, G. Lemoine, and H. Rott, "A method for estimating soil moisture from ERS Scatterometer and soil data," *Remote Sens. Environ.*, vol. 70, no. 2, pp. 191–207, 1999.
- [65] 仲江川敏之 and 瀬戸心太, "能動型マイクロ波リモートセンシングによる土壌水分計測のための土壌水分を既知とした地表面粗度効果の逆推定アルゴリズム," *日本リモートセンシング学会誌*, vol. 20, no. 2, pp. 39–52, 2000.
- [66] M. Zribi and M. Dechambre, "A new empirical model to retrieve soil moisture and roughness from C-band radar data," *Remote Sens. Environ.*, vol. 84, no. 1, pp. 42–52, Jan. 2002.
- [67] M. W. J. Davidson et al., "Joint statistical properties of rms height and correlation length derived from multisite 1-m roughness measurements," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 41, no. 7, pp. 1651–1658, Jul. 2003.
- [68] N. E. C. Verhoest, B. De Baets, F. Mattia, G. Satalino, C. Lucau, and P. Defourny, "A possibilistic approach to soil moisture retrieval from ERS synthetic aperture radar backscattering under soil roughness uncertainty," *Water Resour. Res.*, vol. 43, no. 7, p. n/a-n/a, Jul. 2007.
- [69] S. Paloscia, P. Pampaloni, S. Pettinato, and E. Santi, "A Comparison of Algorithms for Retrieving Soil Moisture from ENVISAT/ASAR Images," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 46, no. 10, pp. 3274–3284, 2008.
- [70] M. Zribi, C. Andre, and B. Decharme, "A Method for Soil Moisture Estimation in Western Africa Based on the ERS Scatterometer," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 46, no. 2, pp. 438–448, Feb. 2008.
- [71] M. M. Rahman et al., "Mapping surface roughness and soil moisture using multi-angle radar imagery without ancillary data," *Remote Sens. Environ.*, vol. 112, no. 2, pp. 391–402, Feb. 2008.
- [72] H. Lievens and N. E. C. Verhoest, "On the retrieval of soil moisture in wheat fields from L-band SAR based on water cloud modeling, the IEM, and effective roughness parameters," *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, vol. 8, no. 4, pp. 740–744, 2011.

- [73] N. Baghdadi, M. Aubert, and M. Zribi, "Use of TerraSAR-X data to retrieve soil moisture over bare soil agricultural fields," *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, vol. 9, no. 3, pp. 512–516, 2012.
- [74] Oh, Y.; Sarabandi, K.; Ulaby, F.T. An empirical model and an inversion technique for radar scattering from bare soil surfaces. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 1992, 30, 370–381.
- [75] Oh, Y.; Sarabandi, K.; Ulaby, F.T. Semi-empirical model of the ensemble-averaged differential Mueller matrix for microwave backscattering from bare soil surfaces. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2002, 40, 1348–1355.
- [76] Dubois, P.C.; van Zyl, J.J.; Engman, T. Measuring soil moisture with imaging radars. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 1995, 33, 915–926.
- [77] Shi, J.; Wang, J.; Hsu, A.Y.; O'Neill, P.E.; Engman, E.T. Estimation of bare surface soil moisture and surface roughness parameter using L-band SAR image data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 1997, 35, 1254–1266.
- [78] Brian, W.B.; Dwyer, E.; Whelan, P. Soil moisture retrieval from active spaceborne microwave observations: An evaluation of current techniques. *Remote Sens.* 2009, 1, 210–242.
- [79] Kurt C. Kornelsen, Paulin Coulibaly: Advances in soil moisture retrieval from synthetic aperture radar and hydrological applications, *Journal of Hydrology* 476 (2013) 460–489.
- [80] F. T. Ulaby, P. C. Dubois, and J. van Zyl, "Radar mapping of surface soil moisture," *J. Hydrol.*, vol. 184, no. 1–2, pp. 57–84, Oct. 1996.
- [81] R. D. de Roo, Yang Du, F. T. Ulaby, and M. C. Dobson, "A semi-empirical backscattering model at L-band and C-band for a soybean canopy with soil moisture inversion," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 39, no. 4, pp. 864–872, Apr. 2001.
- [82] R. Bindlish and A. P. Barros, "Parameterization of vegetation backscatter in radar-based, soil moisture estimation," *Remote Sens. Environ.*, vol. 76, no. 1, pp. 130–137, Apr. 2001.
- [83] N. Baghdadi, C. King, A. Chanzy, and J. P. Wigneron, "An empirical calibration of the integral equation model based on SAR data, soil moisture and surface roughness measurement over bare soils," *Int. J. Remote Sens.*, vol. 23, no. 20, pp. 4325–4340, Jan. 2002.
- [84] I. Hajnsek, E. Pottier, and S. R. Cloude, "Inversion of surface parameters from polarimetric SAR," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 41, no. 4, pp. 727–744, Apr. 2003.
- [85] F. Mattia, G. Satalino, L. Dente, and G. Pasquariello, "Using a priori information to improve soil moisture retrieval from ENVISAT ASAR AP data in semiarid regions," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 44, no. 4, pp. 900–911, 2006.
- [86] A. T. Joseph, R. van der Velde, P. E. O'Neill, R. H. Lang, and T. Gish, "Soil Moisture Retrieval During a Corn Growth Cycle Using L-Band (1.6 GHz) Radar Observations," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 46, no. 8, pp. 2365–2374, Aug. 2008.
- [87] Y. Kim and J. J. van Zyl, "A Time-Series Approach to Estimate Soil Moisture Using Polarimetric Radar Data," *Geosci. Remote Sensing, IEEE Trans.*, vol. 47, no. 8, pp. 2519–2527, 2009.
- [88] N. Pierdicca, L. Pulvirenti, and C. Bignami, "Soil moisture estimation over vegetated terrains using multitemporal remote sensing data," *Remote Sens. Environ.*, vol. 114, no. 2, pp. 440–448, Feb. 2010.

- [89] N. Baghdadi, J. Abou Chaaya, and M. Zribi, "Semiempirical Calibration of the Integral Equation Model for SAR Data in C-Band and Cross Polarization Using Radar Images and Field Measurements," *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, vol. 8, no. 1, pp. 14–18, Jan. 2011.
- [90] A. Balenzano, F. Mattia, G. Satalino, and M. W. J. Davidson, "Dense Temporal Series of C- and L-band SAR Data for Soil Moisture Retrieval Over Agricultural Crops," *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.*, vol. 4, no. 2, pp. 439–450, Jun. 2011.
- [91] H. Lievens et al., "Effective roughness modelling as a tool for soil moisture retrieval from C- and L-band SAR," *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, vol. 15, no. 1, pp. 151–162, Jan. 2011.
- [92] T. Jagdhuber, I. Hajnsek, and K. P. Papathanassiou, "An Iterative Generalized Hybrid Decomposition for Soil Moisture Retrieval Under Vegetation Cover Using Fully Polarimetric SAR," *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.*, vol. 8, no. 8, pp. 3911–3922, Aug. 2015.
- [93] C. N. Koyama, K. Schneider, and M. Sato, "Development of a Biomass Corrected Soil Moisture Retrieval Model for Dual-Polarization Alos-2 Data Based on Alos / Palsar and Pi-Sar-L2 Observations," *IGARSS*, no. April 2012, pp. 1316–1319, 2015.
- [94] A. Merzouki and H. McNairn, "A Hybrid (Multi-Angle and Multipolarization) Approach to Soil Moisture Retrieval Using the Integral Equation Model: Preparing for the RADARSAT Constellation Mission," *Can. J. Remote Sens.*, vol. 41, no. 5, pp. 349–362, Sep. 2015.
- [95] Y. S. Rao, G. Singh, and G. Venkataraman, "Soil Moisture Mapping using ALOS PALSAR Quad-Pol Data," in *International Conference on Microwave*, 2008, pp. 214–216.
- [96] T. Tadono, M. Shimada, H. Fujii, and I. Kaihotsu, "Estimation and Validation of Soil Moisture Using PALSAR Onboard ALOS over Mongolian Plateau," *PIERS Online*, vol. 4, no. 6, pp. 691–694, 2008.
- [97] J. SUSAKI, "Calibration of model parameters for the estimation of soil moisture of non-inundated paddy fields using SAR data," *J. Japan Soc. Photogramm. Remote Sens.*, vol. 47, no. 3, pp. 6–14, 2008.
- [98] R. Sonobe, H. Tani, X. Wang, and M. Fukuda, "Estimation of Soil Moisture for Bare Soil Fields Using ALOS / PALSAR HH Polarization Data," *Environ. Inf.*, vol. 17, no. 4, pp. 171–177, 2008.
- [99] H. Lievens and N. E. C. Verhoest, "On the retrieval of soil moisture in wheat fields from L-band SAR based on water cloud modeling, the IEM, and effective roughness parameters," *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, vol. 8, no. 4, pp. 740–744, 2011.
- [100] C. N. Koyama, "Quantitative Estimation of Surface Soil Moisture in Agricultural Landscapes using Spaceborne Synthetic Aperture Radar Imaging at Different Frequencies and Polarizations," 2012.
- [101] M. Necsoiu, N. Longépé, and D. M. Hooper, "A new methodology to monitor soil moisture over a complex arctic environment, Kobuk River valley, Alaska," *Remote Sens. Lett.*, vol. 4, no. 3, pp. 251–260, Mar. 2013.
- [102] V. L. Mironov, K. V. Muzalevskiy, and S. Anna, "Measuring soil temperature and moisture of arctic tundra based on SMOS and ALOS PALSAR data," *2015 Int. Sib. Conf. Control Commun. SIBCON 2015 - Proc.*, pp. 1–5, 2015.
- [103] S. Gharechelou, R. Tateishi, and J. T. S. Sumantyo, "Interrelationship Analysis of L-Band Backscattering Intensity and Soil Dielectric Constant for Soil Moisture Retrieval Using PALSAR Data," *Adv. Remote Sens.*, vol. 4, no. 1, pp. 15–24, 2015.

- [104] Corcoran, K.M. Higher Eyes in the Sky-The Feasibility of Moving AWACS and JSTARS Functions into Space; Air University Press: Montgomery, AL, USA, 1999.
- [105] M. C. Dobson, F. T. Ulaby, M. T. Hallikainen, and M. A. El-Rayes, "Microwave dielectric behavior of wet soil—Part II: Dielectric mixing models," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. GRS-23, no. 1, pp. 35–46, Jan. 1985.
- [106] N. A. Peplinski, F. T. Ulaby, and M. C. Dobson, "Dielectric properties of soils in the 0.3–1.3 GHz range," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 33, no. 3, pp. 803–807, Mar. 1995.
- [107] N. A. Peplinski, F. T. Ulaby, and M. C. Dobson, "Correction to 'Dielectric properties of soils in the 0.3–1.3-GHz range'," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 33, no. 6, p. 1340, Jun. 1995.
- [108] Valery L. Mironov, Lyudmila G. Kosolapova, and Sergej V. Fomin, "Physically and Mineralogically Based Spectroscopic Dielectric Model for Moist Soils," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 47, no. 7, pp. 2059-2070, July 2009.
- [109] Y. Inoue et al., "Season-long daily measurements of multifrequency (Ka, Ku, X, C, and L) and full-polarization backscatter signatures over paddy rice field and their relationship with biological variables," *Remote Sens. Environ.*, vol. 81, no. 2–3, pp. 194–204, Aug. 2002.
- [110] A. T. Joseph, R. van der Velde, P. E. O'Neill, R. Lang, and T. Gish, "Effects of corn on C- and L-band radar backscatter: A correction method for soil moisture retrieval," *Remote Sens. Environ.*, vol. 114, no. 11, pp. 2417–2430, Nov. 2010.
- [111] T. M. Zobeck and C. A. Onstad, "Tillage and rainfall effects on random roughness: A review," *Soil Tillage Res.*, vol. 9, no. 1, pp. 1–20, Jan. 1987.
- [112] T. J. Jackson, H. McNairn, M. a. Weltz, B. Brisco, and R. Brown, "First order surface roughness correction of active microwave observations for estimating soil moisture," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 35, no. 4, pp. 1065–1069, Jul. 1997.
- [113] M. Callens, N. E. C. Verhoest, and M. W. J. Davidson, "Parameterization of tillage-induced single-scale soil roughness from 4-m profiles," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 44, no. 4, pp. 878–888, Apr. 2006.
- [114] M. Shimada, O. Isoguchi, T. Tadono, and K. Isono, "PALSAR Radiometric and Geometric Calibration," *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 47, No. 12, pp.3915-3932, Dec. 2009.
- [115] A. K. Fung, *Microwave Scattering and Emission Models and Their Applications*. Norwood, MA: Artech House, 1994.
- [116] L. Tsang, "Dense media radiative transfer theory for dense discrete random media with spherical particles of multiple sizes and permittivities," *Progress in Electromagnetics Research*, vol. 6, *Dielectric Properties of Heterogeneous Materials*, Chapter 5, 181-230, Edited by A. Priou, Elsevier, New York, 1992.
- [117] "The Atlas of Cambodia National Poverty and Environment Maps," Save Cambodia's Wildlife, Phnom Penh, Cambodia, 2006.
- [118] "ASF MapReady User Manual Version 3.12," Alaska Satellite Facility Engineering Group
- [119] Raney K., A. Freeman, B. Hawkins, R. Bamler, A Plea for Radar Brightness, *Proc. IGARSS 1994*, Pasadena, CA, USA, pp. 1090-1092.

- [120] Ulander, L.M.H., 1996. Radiometric slope correction of synthetic-aperture radar images. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 34(5): 1115 – 1122.
- [121] Small, D; Miranda, N; Meier, E (2009). A revised radiometric normalisation standard for SAR. In: 2009 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS 2009), Cape Town, South Africa, 12 July 2009 - 17 July 2009, IV-566-IV-569.
- [122] Small D., M. Jehle, A. Schubert, E. Meier, Accurate Geometric Correction for Normalisation of PALSAR Radiometry, Proc. ALOS 2008 Symposium, Rhodes, Greece, 7 p., Nov. 2008.
- [123] 安尾正元, 作物栽培とかんがい排水 : かんがいに関する基礎的な調査 : カンボジアにおける水・土壌と生産力, 東南アジア研究 3 巻 4 号, pp. 85-94, 1966 年 3 月.
- [124] D. A. Robinson, “Calculation of the Dielectric Properties of Temperate and Tropical Soil Minerals from Ion Polarizabilities using the Clausius–Mosotti Equation”, SOIL SCI. SOC. AM. J., VOL. 68, SEPTEMBER–OCTOBER 2004.

## 謝辞

本論文の審査の労を賜りました主査の東京大学大学院工学系研究科 小池俊雄 教授，審査委員の東京大学大学院農学生命科学研究科 西村拓 教授，東京大学大学院工学系研究科 田島芳満 教授，東京大学大学院工学系研究科 平林由希子 准教授，東京大学生産技術研究所 竹内渉 准教授，東京大学生産技術研究所 沖一雄 准教授に心より御礼申し上げます。

まず，小池教授には，この論文を書き上げる機会を与えてくださったことと，2008 年からこれまでの長期間にわたり研究環境を与えて下さるとともに常に道筋を正して頂いたご指導に心より感謝申し上げます。小池教授の研究に対する熱意と目的実現のための献身的な行動力，科学技術による世界への貢献を推し進める姿を間近に感じられたのは，人生における財産となっています。

審査委員の西村教授には，衛星リモートセンシングで土壌を扱う上でのご助言と，農業適用に向けたご指摘とご提案を頂きました。田島教授には，リモートセンシングによる土壌水分を実際に使用する視点から，本アルゴリズムのあり方についてご意見を頂きました。平林准教授には，本論文をより良いものに仕上げるためのご意見，そして見逃していた細かい点まで推敲して頂き，本当に有り難く思っております。竹内准教授には，アルゴリズムの信頼度の重要性と社会実装を見据えた衛星リモートセンシング研究の在り方について貴重なご意見を頂きました。沖准教授には，本アルゴリズムの役割について，実務の視点に基づく貴重なご意見を頂きました。

そして，広島大学 開発一郎 教授には，土壌水分の現地検証についてご助言を頂き，また度あるごと激励のお声掛けを頂きました。筑波大学 浅沼順 教授には，2014 年に筑波大学 研究員として赴任してからも充実した研究環境を与えて頂き，心より感謝しております。

本論文の研究対象地域であるカンボジアでのプロジェクトは 2009 年から始まり，メンバーの東京大学 河川/流域環境研究室 辻本久美子 助教，玉川勝典 研究員とともに現地をまわり，多くのサポートを頂きました。そして，プロジェクトを遂行する中での現地での意見交換は非常に貴重なものになり，特にこのプロジェクトを支えた辻本助教のリーダーシップには感銘を受けました。そして太田哲 研究員にはデータ処理と解析の肝となるプログラミングや計算機環境のサポートを頂きました。カンボジア現地のカウンターパートである水資源気象省(MOWRAM) 気象局の So Im Monichoth 氏をはじめ，Sameng 氏，Sotha 氏，Theara 氏の現場サポートなくしてはこの研究自体が存在しないとも言えるほど多大な支援

を頂きました。現場では1970年代に彼らが実際に体験した辛い経験を耳にする機会もありましたが、そんな彼らが未来に大きな希望を持って取り組んでいる様子には心揺さぶられるものがあり、人生においても非常に貴重な経験となりました。

また、宇宙航空研究開発機構 地球観測研究センター(JAXA/EORC) 田殿武雄 主任研究員には、ALOS/PALSAR のデータ取得と処理について何度もご相談させて頂き、また本研究のベースを形作ったご経験からご助言と激励を頂きました。リモートセンシング技術センター 藤井秀幸氏とJAXA/EORC 筒井浩行氏にも様々な面で相談させて頂き、研究を進める糧となりました。

研究を進めるにおいて事務的な支援が非常に重要であるということも、ここで学んだ一つです。東京大学 河川/流域環境研究室の合田昭子氏、藤田智子氏、池谷由美子氏、加納玲子氏、長谷川泉氏にこの場を借りて深くお礼申し上げます。

1997年からの長岡技術科学大学 小池研究室での3年間を経て、それまで地方の会社員であった私には海外での研究活動と博士論文というのは想像できるものではありませんでした。はじめは途方もない世界に飛び込んでしまったという思いでしたが、世界の最前線で活躍する小池教授と諸先生方、研究者の方々の背中を追いかけ、これまでお会いした多くの方々、その皆様一人ひとりに学ばせて頂いたことに感謝しております。そして、小池教授はじめ長岡技術科学大学から始まるご縁によって多くが支えられてきたことに感謝したいと思います。

最後に私事になりますが、会社員から大学の研究職への転職を後押しし、これまで支えてくれた妻と、元気をくれた2人の子供たちにもここに記して感謝の気持ちとして贈りたいと思います。

2017年2月 会田健太郎