

地球観測衛星 Terra/ASTER データによる山地流域の
葉面積指数及び蒸発散量の推定法に関する研究
Studies on the estimation methods of leaf area index and
evapotranspiration in a forest watershed using Terra/ASTER data

鹿児島大学大学院連合農学研究科
生物環境保全科学専攻

申 龍熙

2010 年

目次

第1章 序論

- 1-1 研究の背景と目的1
- 1-2 本論文の構成4

第2章 農林分野におけるリモートセンシングの概要

- 2-1 リモートセンシングの概要6
 - 2-1-1 農林分野で利用される衛星とセンサー7
- 2-2 リモートセンシングの農林分野への適用12
 - 2-2-1 農業リモートセンシング12
 - 2-2-2 森林リモートセンシング14

第3章 土壌と植生の分光反射特性

- 3-1 分光反射率測定16
 - 3-1-1 測定原理と方法16
- 3-2 土壌の分光反射特性19
 - 3-2-1 土壌と土粒子の特性19
 - 3-2-2 土壌における反射特性20
 - 3-2-3 土壌含水比と反射率との関係21
 - 3-2-4 Soil-line 特性24
- 3-3 植生の分光反射特性25
 - 3-3-1 植生における反射特性25
 - 3-3-2 分光植生指数28

第4章 衛星データを用いた葉面積指数の広域推定

- 4-1 葉面積指数の測定33
 - 4-1-1 直接的方法による葉面積指数の測定33
 - 4-1-2 間接的方法による葉面積指数の測定34
 - 4-1-3 調査地域37

4-1-4	LAI-2000 を用いた LAI 測定39
4-2	衛星データを用いた森林地の LAI 推定法の確立43
4-2-1	使用した衛星データ44
4-2-2	2 方向成分モデル46
4-2-3	ASTER データの 2 方向成分モデルへの適用49
4-2-4	LAI 推定式のパラメータの算出55
4-2-5	ASTER データからの LAI 推定結果60
4-2-6	LAI 推定法の検証64

第 5 章 森林の放射収支と熱収支

5-1	森林流域における蒸発散69
5-2	放射収支と熱収支70
5-2-1	日射と地球の放射収支70
5-2-2	地表面の反射率(アルベド)74
5-2-3	快晴時の全天日射量の推定75
5-2-4	地表面の熱収支81
5-3	葉面積指数と蒸散82
5-3-1	茎内流測定法82
5-3-2	ダイナゲージの設置状況84
5-3-3	蒸散量の測定85

第 6 章 2 層熱収支モデルに ASTER データを適用した蒸発散推定法

6-1	1 層の熱収支モデル88
6-1-1	熱収支式88
6-1-2	空気力学的抵抗と地中伝導熱91
6-1-3	ASTER TIR データを用いた地表面温度の推定94
6-1-4	ASTER 3 次元地形データを用いた気温の推定98
6-2	2 層の熱収支モデル102
6-2-1	2 層モデルにおける熱収支解析102
6-2-2	表面温度の分離105
6-2-3	2 層モデルにおける蒸発散の推定結果107
6-3	FAO Penman-Monteith 式による蒸発散推定119
6-3-1	Penman-Monteith 式119
6-3-2	FAO Penman-monteith モデル120

6-4 2層の熱収支モデルにより推定した蒸発散量の検証123
第7章 結論126
謝辞129
参考論文130
主要記号一覧表139
プログラム143

第1章 序論

本論文では、衛星データを用いた森林流域内の葉面積指数（Leaf Area Index : LAI）と蒸発散量の推定法について述べる。ここで、植生の群葉密度を表す葉面積指数は、ある単位地表面当たりその上方に存在するすべての葉の片面総面積と定義される。葉面積指数は、光合成生産量の評価だけでなく、蒸発散量のような水収支や熱環境などにも関係する重要な陸域生態系のパラメータである。

本研究では、衛星データを用いて森林流域内の葉面積指数を推定し、葉面積指数の推定値と Plant canopy analyzer (LI-COR 社製、LAI-2000) により得られた葉面積指数の測定値との比較を行い、ここで提示した推定法の妥当性を検証する。さらに、衛星データから推定された葉面積指数と地表面温度データを用いて 2 層熱収支モデルより森林流域内の蒸発散量を推定する。

本章では、本研究の背景と目的、および構成について述べる。

1-1 研究の背景と目的

水は地球上に存在するすべての生物活動に必要であり、また、私たち人間の社会及び経済活動においてもなくてはならない重要な資源である。19 世紀ヨーロッパで始まった産業革命以後、急速な産業化と都市化、さらにはそれに伴う人口増加により水の使用量は急激に増加し、世界の水消費は過去 40 年余りの間 3 倍以上増加したと言われている (FAO, 2003)。国や地域により水の天然量は異なるが、現在世界が直面している一番深刻な問題の一つは水の供給不足である。日本の年平均降水量（約 1,700mm）は、世界の年平均降水量（973mm）と比較して多いが、狭い国土に対して人口が多いため、1 人当たりの降水量は世界平均の 4 分の 1 程度である。日本では、過去 100 年間、3 回（1939 年、1978 年、1994 年）にわたって深刻な干ばつ被害が発生し、地域によっては長期間にわたる給水制限や断水などの深刻な水不足事態、さらには多大な農作物の干ばつ被害が出た。このような渇水・干ばつ被害に適切に対応するためには、全地球的規模における水循環の素過程を定量的に評価し、それに基づいた効率的な水管理を行う必要がある。

全地球的規模の水循環過程において、水は降雨、降雪、雹などの形態で地上に供給され蒸発、降水遮断、蒸散、地表面流出、地下流出などの水文循環過程を経て循環する。

水循環の駆動力である太陽エネルギーは、潜熱、顕熱及び地中熱に分配される。蒸発散は、太陽からの純放射エネルギーを潜熱の形態で大気に水蒸気を輸送する。例えば、ある特定地域の蒸発散は、モンスーンやエルニーニョのような大気及び海洋循環に及ぼす影響を示唆する報告例も見られる (Twine et al., 2005)。また、地球の温度調節も蒸発散による熱エネルギーの移動によって効果的に行われている。しかし、近年、地球温暖化、砂漠化及び異常気象などの地球環境問題などによって水-エネルギーの循環系は深刻な影響を受けている。したがって、水-エネルギー循環過程に対する全般的な理解と評価は、地球規模の環境問題の解決、ひいては人類の生存と係わった重要な課題だと言える。

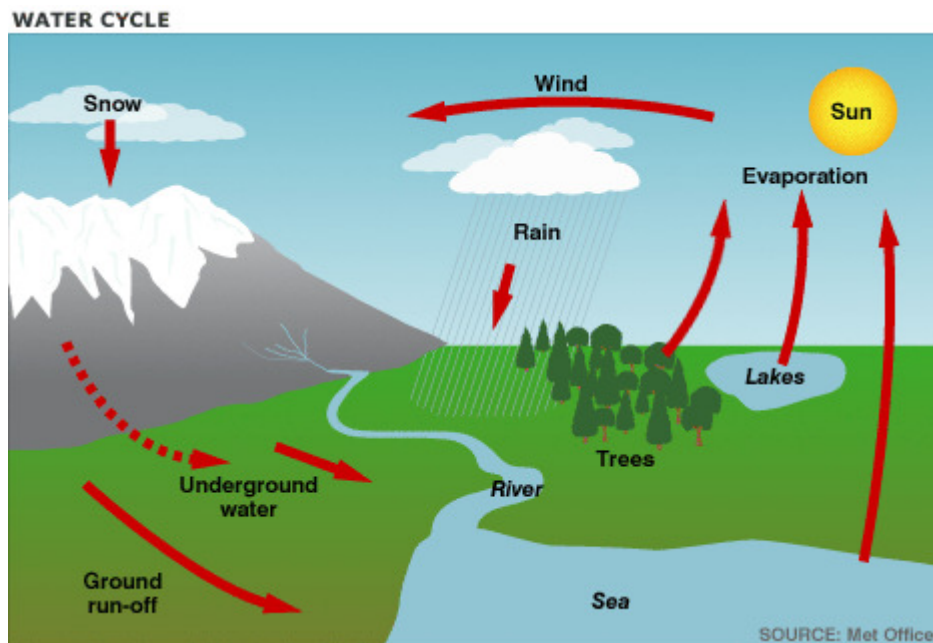


図 1-1 自然の水循環系

水循環過程において蒸発散過程は、水が水蒸気に変化して地表面や水表面から大気中に放出される蒸発過程と、植物の生理作用によって植物体表面から大気中に放出される蒸散過程に分けられるが、これらの過程を区別することは困難である。蒸発散量は、地表面の乾湿を決める重要な因子であり、水資源開発計画の立案及び管理、灌漑用水の設計、洪水及び干ばつの予測を考える上で最も基礎的な情報の 1 つである。日本の流域単位の収支に占める蒸発散量の割合は、地域差はあるが降水量の約 40%以上であり、蒸発散量の推定は、流域の収支を定量的に評価する上で不可欠である。

蒸発散現象は、地表面から大気中への水蒸気の移動であるので、実蒸発散量を正確に

求めることは容易ではない。蒸発散量の推定に関して、今まで提示された方法に、水収支法、熱収支法、微気象学的方法及びこれらを組み合わせた方法などがある(高瀬、1978; 鈴木、1985; 高野、2003; 近藤、1994)。これらの方法の多くは観測地点周辺における蒸発散量の空間分布を求めるのに利用されているが、より広範囲の地域の蒸発散量を推定するためには、稠密な観測網を構築する必要がある。しかし、この緻密な観測網の構築には、多大な労力とコストがかかるため、実質的な蒸発散の分布量を推定することは困難である。また、蒸発散現象は気温、湿度、風、日射量などの気象条件に依存し、気象条件はその地域の植生被覆及び植生成長に多大な影響を与える。したがって、その地域の複雑な気象情報の履歴を含む植生指数と蒸発散量との間には高い相関関係が成立するものと推察される。植生指数の中で植生の群葉密度を表す LAI は、森林流域からの蒸発散、特に蒸散の活動と密接に関係している。したがって、森林流域における LAI の正確な推定は、流域の水収支における蒸発散量を推定する上で重要となる。

LAI を推定する方法には、植生から直接葉を採取して葉面積を測る直接的方法と主に光学的な原理を利用する間接的方法がある。直接的方法は、最も精度良く LAI を推定することができるが、破壊的で多大な労力と費用がかかるため、広域の LAI 推定には適していない。間接的方法は、光学装置を用いて簡単に測定できるが、険しい山岳地帯のような人の出入りが難しい地域の測定は困難であり、広域の LAI 測定には限界がある。このように、広域的な現地の測定が難しい場合、リモートセンシング技術を利用した LAI の推定が有効である。

リモートセンシングは、直接接触せずに各種のセンサーを用いて、遠く離れた対象物の電磁波情報について収集・処理を行い、対象物または自然現象を感知・探査する技術である。人工衛星を用いたリモートセンシング技術の応用研究は、1972 年アメリカの LANDSAT 衛星の打ち上げにより本格化した。衛星リモートセンシング技術は、地球全体を連続的にカバーし、繰り返し観測できるため、対象物の持つスペクトル特性の違いに応じ、対象物の空間分布や変遷を素早く容易に把握することができる。しかし、衛星リモートセンシングデータは、必要なすべての情報を提供することはできない。例えば、風速や表面硬度などを把握することは困難である。したがって、衛星データを用いて蒸発散量を推定するには、蒸発散現象と密接に関連する植生及び気象情報を該当する衛星データから直接抽出して蒸発散モデルに適用する必要がある。今まで、衛星リモートセ

ンシングデータを用いた広域の蒸発散量の推定は、主に地表面温度データを用いて行われてきた（戎ら、1997；Alexia, 2008）。熱力学的な見地より、蒸発散過程は地表面から大気への潜熱輸送過程とみなされるため、地表面での熱収支式で潜熱以外の各項を推定し、残差である潜熱フラックスからある程度精度良く蒸発散量を推定することができる（成田、2004；Ramos et al., 2009）。

そこで本研究では、衛星データから直接推定可能な LAI 及び地表面温度（Land Surface Temperature：LST）を用いて、森林流域における蒸発散量の推定を行うことを目的とする。本研究の目的は、下記のように整理される。

- a. 植生キャノピー内における電磁波の上下方向成分の吸収・散乱過程及び土壌-植生系反射スペクトル特性に基づき、空間分解能の高い衛星データ（Terra/ASTER）を用いて、直接的かつ広域的な LAI の推定を行う。
- b. 本モデルにより得られた LAI 推定値と Plant canopy analyzer により測定された LAI 実測値を比較、検討し、LAI 推定値の精度を検証する。
- c. 衛星データから直接的に得られる植生及び気象データを 2 層熱収支モデルに適用して植生キャノピー層と土壌層からの蒸発散量を推定する。
- d. 2 層熱収支モデルにより推定された蒸発散量を評価するために、本研究で得られた蒸発散量と FAO Penman-Monteith 式 (Allen, 1998) より得られた蒸発散量を比較、検討する。

1-2 本論文の構成

本論文は 7 章で構成されており、各章の構成と内容は以下のとおりである。

第 1 章「序論」では、本研究の背景と意義を明らかにし研究の背景と目的を述べる。

第 2 章「農林分野におけるリモートセンシングの概要」では、農林業分野での衛星リモートセンシング技術の研究事例を挙げる。また、農林分野で主に使われている代表的な地球観測衛星データの中で LANDSAT データ、SPOT データ、そして本研究で用いられた ASTER データに対して概略的に述べる。

第 3 章「土壌と植生の分光反射特性」では、まず、衛星と携帯用分光反射計によるリモートセンシングの概要を述べる。次に、分光反射計を用いた含水比の異なる土壌の分光反射率と植生の被覆率による分光反射率の測定について考察する。そして、測定の結

果から得られる Soil-line と植生指数について述べる。

第 4 章「衛星データを用いた葉面積指数の広域推定」では、植生キャノピー内での 2 方向成分モデルに Terra/ASTER データを適用して森林流域の葉面積指数 (LAI) を推定する方法について、また、Plant Canopy Analyzer による森林流域での LAI 測定と値とのについて、そして、ASTER データを用いた森林地での LAI 推定方法の開発とその精度について述べる。

第 5 章「森林の放射収支と熱収支」では、森林地からの蒸発散作用に直接影響を及ぼす日射量の測定法について、そして、地表面での放射収支と熱収支で使われる純放射の推定について述べる。

第 6 章「2 層の熱収支モデルに ASTER データを適用した蒸発散推定法」では、ASTER データから得られる葉面積指数・地表面温度分布・植生指数 NDVI 等を 2 層の熱収支モデルに適用し森林流域での蒸発散量の推定法について考察する。

第 7 章「結論」では、本論文の成果の取りまとめを行う。

第2章 農林分野におけるリモートセンシングの概要

2-1 リモートセンシングの概要

リモートセンシング (Remote Sensing : RS) は、「離れた所から直接触れずに対象物を同定あるいは計測し、またその性質を分析する技術」と定義している (日本リモートセンシング研究会、1992)。これは広義のリモートセンシングで、通常リモートセンシングと言えば航空機や人工衛星などのプラットフォームに搭載されている観測器機 (センサー) を用いて、多様な波長帯で地球表面から反射または放射される電磁波エネルギーの分光特性を把握し、対象物や現状に対する必要な情報を抽出する技術を言う。近年、各種センサー及び衛星技術の発達によって、広域の自然環境情報を容易に収集でき、その精度も向上していることから、リモートセンシングは多様な分野で実用化されている。衛星のセンサーによって観測された画像データは、連続的で広域性、周期性、同時性に優れているため、地球規模の環境変動をモニタリングするのに有効である。

しかし、地球観測衛星のリモートセンシングは、長所と短所を兼ね備えている。リモートセンシングの長所は、以下のように要約される。

- ① 受動型リモートセンシングの場合、対象物や現状に対して何の物理的な差し支えを与えないで非破壊的に観測することができる。
- ② センサーによって測定範囲は異なるが、一度に広い地域の全般的な特性を把握することができ、広域の現地調査と比較して時間と費用がかからない。
- ③ 衛星によって時間分解能は異なるが、同じ地域の情報を周期的に繰り返し測定することができる。
- ④ 地理的に接近が困難な山岳地域、極限地域、砂漠地域などの情報を取得することができる。
- ⑤ 人間の目では観測できない波長帯の情報を広域波長帯の各種センサーを使うことで得ることができる。

このようなリモートセンシングの長所を利用し、農林業分野では作物の作付きや生育状況、土壌の特性、森林資源の分布などが測定の対象となっている (石塚ら、2003a ; 石塚ら、2003b ; 瀬口ら、1991 ; 瀬口、1994)。また、干ばつや冷害そして山火事のような災害の被害状況の把握にも利用され、継続的な長期観測を通じて、災害や被害地域の予測が可能となっている (加藤、2007)。

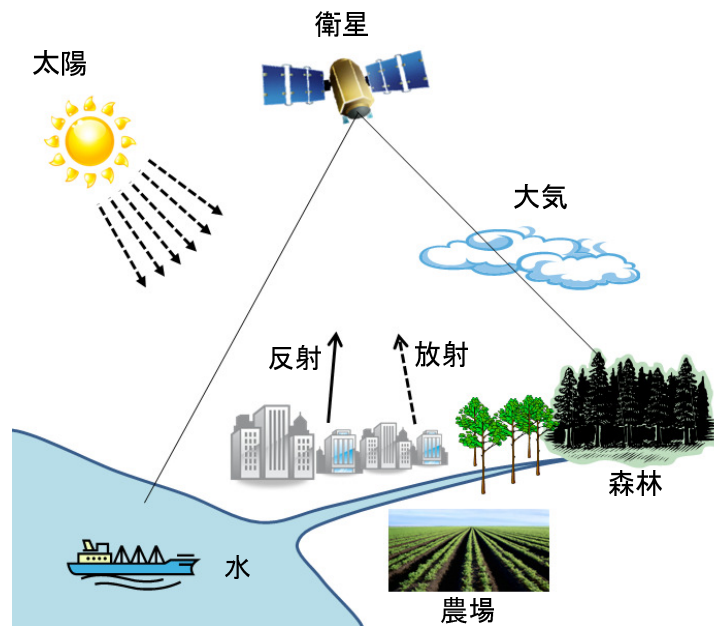


図 2-1 衛星リモートセンシングの概要

2-1-1 農林分野で利用される衛星とセンサー

地球の資源探査及び環境監視の目的で打ち上げられた地球観測衛星は、特定区域の観測を目的とする静止軌道観測衛星と地球の軌道を周回しながら地球全体の観測を目的とする軌道観測衛星に分けることができる。地球軌道を周回する軌道観測衛星は、地球上の同一地点で定期的な観測データを得ることができ、広範囲にわたる地表面の変化をモニタリングすることができる。地球観測衛星の各種センサーによって取得されるデータは、アナログ-デジタル変換装置 (AD converter) を利用して数値データで収録されるので、コンピューターを用いた処理及び分析が容易で、陸域・海洋・大気におけるさまざまな現状に対して迅速で効率的な判断が可能になる。

農林分野の観測を目的とする衛星リモートセンシングは、1970年代のLANDSAT衛星の打ち上げを始め観測衛星の質・量共に飛躍的に発展した。1990年代以降には、東西冷戦の終息から先進各国の諜報用に使われた軍事衛星画像の民間利用への転換が進み、衛星リモートセンシングの商用化が始まった。現在は、官民によってさまざまな衛星搭載用センサーが開発・運用され、それらを複合的に組み合わせて利用することで総合的に農林環境をモニタリングしようとする試みが国際的に進んでいる。農林分野にリモート

センシング技術を適用するためには、ある程度の高い空間分解能と複数の波長帯が測定可能なセンサーが必要である。以下に、農林分野で主に使われている代表的な地球観測衛星データの中で LANDSAT データ、SPOT データ、そして ASTER データに対して概略的に述べる。

(1) LANDSAT データ

LANDSATは地球資源の情報を獲得するため、米航空宇宙局（National Aeronautics and Space Administration : NASA）が開発した地球観測衛星システムで 1972年Landsat1号が打ち上げられてから今までにLANDSAT 2、3、4、5、7号が打ち上げられた。現在、LANDSAT-5とLANDSAT-7が運用中である。LANDSAT-5号には可視光線、近赤外線、中間赤外線及び熱赤外線領域のエネルギーを記録するTMセンサーが搭載され、多重分光画像を収集する。LANDSAT 7号には ETM+センサーが搭載されているが、TMセンサーと比べ、熱赤外線バンドの分解能が低いが、15m×15mの空間分解能を持つパンクロマティックバンド（0.52-0.90 μ m）が追加され、より鮮明な画像を提供することができる。ETM+センサーの諸元を表2-2に示す。LANDSAT-4号、5号、7号は高度705km上空の太陽同期軌道に打ち上げられ、衛星は98.2度の軌道傾斜で16日に1回の周期及び185kmの有効観測幅で地上観測を行う。

(2) SPOT データ

SPOT (Satellite Pour l' Observation de la Terre) 衛星は France の French National Space Center (CNES) の主導で Belgium、Sweden と共同開発し、打ち上げた高分解能の商業用地球観測衛星である。最初の SPOT 衛星は 1986 年に打ち上げられ、現在は SPOT-5 まで打ち上げられている。SPOT 1、2、3号には HRV という高性能のセンサーが2台搭載されている。SPOT 4号はそれまでの SPOT と比べ多重分光モードに短波長赤外線バンドを追加した HRVIR (High Resolution Visible and Infrared) センサーが2台搭載されており、1.15km×1.15km の空間分解能で全地球の植生調査を目的とする VEGETATION センサーが追加されている。HRVIR と VEGETATION センサーの諸元を表 2-2 に示す。2002 年 5 月に打ち上げられ運用中である SPOT 5号は、最新の SPOT 衛星の多重分光モードの空間分解能は 10m×10m で、パンクロマティックモードの空間分解能が 2.5m×2.5m に改善された。SPOT 衛星は共通して高度 832km で軌道傾斜角度 98.7 度の太陽同期準回帰軌道を周回する。

(3) ASTER データ

日本経済産業省(旧通商産業省)の主導により開発された ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) センサーは米国航空宇宙局 (NASA) が推進する大規模の地球観測システム (The Earth Observing System : EOS) の Terra (EOS AM-1) に搭載され、1999 年打ち上げられた。Terra は ASTER 以外にも NASA により開発された MODIS、MISR、CERES センサー、カナダにより開発された MOPITT センサーを搭載している。

ASTER センサーは可視線バンドから熱赤外線バンドまでの 14 バンドを持つ高性能の光学センサーで、大きく可視近赤外放射計 (Visible and Near-infrared Radiometer : VNIR)、短波長赤外放射計 (Short Wave Infrared Radiometer : SWIR)、熱赤外放射計 (Thermal Infrared Radiometer : TIR) の 3 つの下部システムで構成されている。可視近赤外放射計は 0.52-0.86 μm 波長帯の 3 つの分光バンドで作動し、空間分解能は 15m \times 15m である。特に、バンド 3 は鉛直下向き観測用望遠鏡と 27.6 度傾いた後方観測用望遠鏡を用いて対象域の二次的な視野の提供を受けて立体画像を製作することができる。短波長赤外放射計は 1.6-2.43 μm 波長帯の 6 個の分光バンドで作動し、空間分解能は 30m \times 30m である。熱赤外放射計は 8.125-11.65 μm 波長帯の 5 個の分光バンドで作動し、空間分解能は 90m \times 90m である。主に、熱放射特性を用いて鉱物資源の識別や地表面・海面温度の観測が行われている。

本研究では、既存の画像データに比べて低価格で高い空間分解能を持ち、地表面温度、放射率、反射度及び高度に対する詳細なデータの収集が可能な ASTER データを用いた。また、ASTER データにより製作された ASTER 全地球三次元地形データ (ASTER GDEM) を財団法人資源環境観測解析センター (ERSDAC) のインターネットサイト (<http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/>) から提供を受けて空間的解析に利用した。

表 2-1 衛星リモートセンシングの歴史

年度	内容
1826	最初の写真
1859	気球を用いた最初の空中写真
1914-1918	第一次世界大戦中の写真偵察
1939-1945	第二次世界大戦中の進歩した写真偵察
1957	ロシア SPUTNIK 衛星打ち上げ
1958	アメリカ Explorer-1 衛星打ち上げ
1972	アメリカ ERTS-1 (改名:Landsat) 衛星打ち上げ
1979	アメリカ TIROS-N/NOAA 6 (NOAA AVHRR) 打ち上げ
1984	アメリカ Landsat5 TM 打ち上げ
1986	フランス SPOT-1 衛星打ち上げ
1987	日本 「もも1号」 (MOS-1) 衛星打ち上げ
1995	アメリカ OrbView-1 衛星打ち上げ
1996	日本 「みどり」 (ADEOS-1) 衛星打ち上げ
1999	アメリカ Landsat7 ETM+, Terra (MODIS、ASTER) 衛星打ち上げ
2001	アメリカ Quickbird 衛星打ち上げ
2002	フランス SPOT-5、アメリカ Aqua 打ち上げ
2006	日本 「だいち」 (ALOS) 衛星打ち上げ

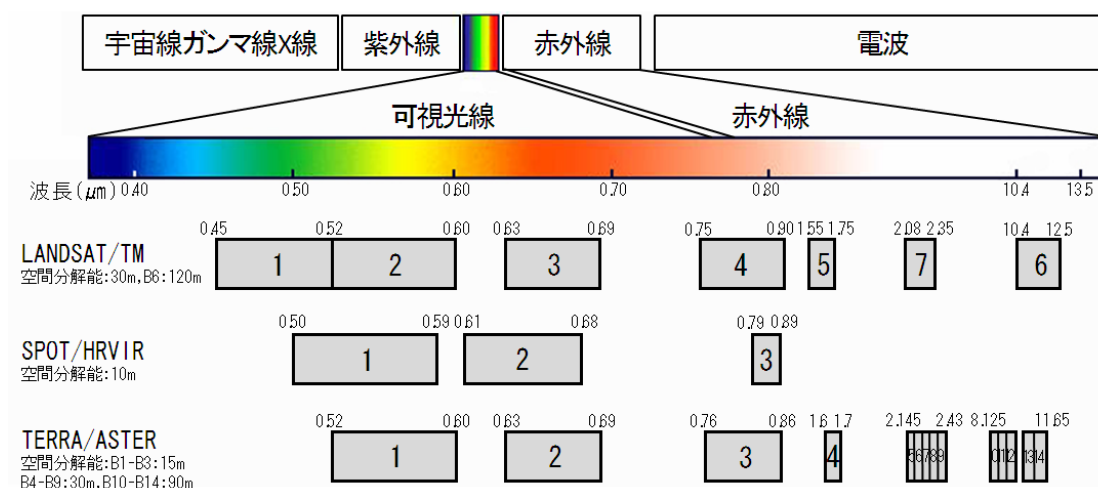


図 2-2 地球観測衛星に搭載されている各センサーバンドの波長帯

表 2-2 Landsat 7 と SPOT 5 センサーシステムの特徴

Landsat 7 ETM ⁺			SPOT 5 HRVIR			SPOT 5 Vegetation		
バンド	分光解像度 (μm)	空間解像度 (m)	バンド	分光解像度 (μm)	空間解像度 (m)	バンド	分光解像度 (μm)	空間解像度 (m)
1	0.450-0.515	30×30	1	0.50-0.59	10×10	1	0.43-0.47	1.15×1.15
2	0.525-0.605	30×30	2	0.61-0.68	10×10	2	0.61-0.68	1.15×1.15
3	0.630-0.690	30×30	3	0.79-0.89	10×10	3	0.78-0.89	1.15×1.15
4	0.750-0.900	30×30	パンクロマチック	0.48-0.71	2.5×2.5	短波長赤外線	1.58-1.75	1.15×1.15
5	1.550-1.750	30×30						
6	10.400-12.500	60×60	短波長赤外線	1.58-1.75	20×20			
7	2.080-2.350	30×30						
8	0.520-0.900	15×15						
観測幅	185km		観測幅	60km		観測幅	2250km	
周期	16日		周期	26日		周期	1日	
軌道	705km、太陽同周期		軌道	822km、太陽同周期		軌道	822km、太陽同周期	
発射日	1999年4月15日		発射日	2002年3月3日		発射日	2002年3月3日	

表 2-3 Terra-ASTER センサーシステムの特徴

ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer)					
バンド	VNIR 分光解像度 (μm)	バンド	SWIR 分光解像度 (μm)	バンド	TIR 分光解像度 (μm)
1(鉛直)	0.52-0.60	4	1.600-1.700	10	8.125-8.475
2(鉛直)	0.63-0.69	5	2.145-2.185	11	8.475-8.825
3(鉛直)	0.76-0.86	6	2.185-2.225	12	8.925-9.275
3(後方)	0.76-0.86	7	2.235-2.285	13	10.25-10.95
		8	2.295-2.365	14	10.95-11.65
		9	2.360-2.430		
空間解像度(m)	15×15	30×30		90×90	
観測幅	60km	60km		60km	
周期	16日	16日		16日	
軌道	702km、太陽同周期	702km、太陽同周期		702km、太陽同周期	
発射日	1999年12月18日	1999年12月18日		1999年12月18日	

2-2 リモートセンシングの農林分野への適用

2-2-1 農業リモートセンシング

日本の農業で初めてリモートセンシング技術が活用された分野は農地整備事業分野で、1960年代から航空写真を用いた農地整備事業が活発に行われた。1972年地球観測衛星LANDSAT-1号が宇宙へ打ち上げられた後、農業分野でも衛星データの利用が本格化した。最近、世界各国で打ち上げられた精度の高い情報を提供する衛星の増加とコンピューター技術の発達により、農作物の作付け分類、栽培面積、作況予想、生育診断、自然・気象災害による被害面積把握などの調査が可能になり、農業分野に関する様々な情報が蓄積されている。例えば、農作物の作付け分類の研究として、北海道十勝地域の畑作地帯を対象に2時期のLandsat/TMを用いて作付け分類を行った結果80%以上の分類精度が報告されている(福原ら1998)。さらに、同地域に4時期のLandsat/TMを用いると、90%以上の精度で分類が可能である(岡野ら1993)。航空写真と比較して分解能が低い点などの問題点があるものの、広域性、同時性、周期性の特徴を持つ衛星データは、これまで作況調査や収穫量調査などの目的で活用されて来た。また、それぞれの衛星が持つ多様な分解能(空間分解能、時間分解能、放射分解能)とセンサー別画像特性を利用することで農作物と土壌、流域内水資源などの特性を把握することができ、精密技術農業の実現が期待されている。衛星技術を用いた農業部門での研究事例を挙げると次のようになる。

- 1) 農作物・植生部門：作付体系及び作付面積の把握、水分不足及び病虫害などによる作物ストレス把握、生育・作況推定などに対する研究
- 2) 土壌部門：土壌の物理・化学的成分分析及び土壌の水分含量特性、農薬などによる土壌汚染度測定などの実施
- 3) 水資源部門：水稲の場合圃場からの蒸発散量の推定及び台風などによる水害地域把握などの水に係わる研究
- 4) 農業災害部門：農作物の干ばつ、冷害、湿害などの気象災害と火山噴火や地震、洪水などの突発的な災害の被害状況分析

しかし、地球観測衛星データを農業分野に適用するにはいくつかの制約と要求事項がある。特に、作物の栽培現況や適正収穫時期を決めるのにあつて時間分解能と空間分解能が高い衛星画像データが要求される。しかしこの二つの条件を満足する衛星は今だ存在せず、近年、時間分解能の問題を解決するため、ポインティング機能などを追加した衛星の運用

が増えている。

今後の農業分野で活用が期待される国内衛星では 2003 年 4 月から進行されている北海道衛星プロジェクトがある（松島、2007）。このプロジェクトでは今まで打ち上げされた全地球規模スケールの衛星とは違い、北海道という地域を中心にした農業観測を目的に衛星を開発し、打ち上げの準備を進めている。この北海道衛星は重さが 50kg のマイクロ衛星で、空間分解能が 4m あるいは 40m で植生観測に適切な 400～800nm の波長範囲が観測可能なハイパースペクトロカメラが搭載されており、農林業関連の広域情報が得られることが期待されている。

表 2-4 農業分野への衛星データの活用

部門	衛星データの活用
耕地面積	LANDSAT-TM（主題図）を用いて耕地面積をデジタル化する。 -LANDSAT は 30m 級の中分解能画像を提供する。 -必要の時 2.5m 級の高分解能 SPOT 衛星の画像を活用する。
作物栽培面積	LANDSAT-TM（主題図）を用いて作物別栽培面積を算出する。 -通計調査員による現地調査資料と衛星画像を同時に利用する。 -上記の二つの資料を基に作物栽培面積の推定法を用いる。
作況	NOAA 衛星の AVHRR センサーを用いた NDVI 植生指数を活用する。 -2 週単位でホームページに前年対比植生指数現況を公開する。 -洪水、干ばつ、凍害などの気象災害に有意な情報を提供する。 作況は 2 週単位で提供する。
収穫量予測	農作物収穫量の予測分析を行う。 -農家調査、標本調査の結果を基に予測を行う。 -LANDSAT-TM、NDVI、気象/土壌資料などが補充資料で活用される。

出典：United States Department of Agriculture National Agricultural Statistics Service

2-2-2 森林リモートセンシング

森林は人間活動に重要な資源である木材の供給源である以外に、地球温暖化に影響を及ぼす大気中の二酸化炭素の主な吸収源でもあり、さらには緑のダムと呼ばれる水資源の涵養、国土の保全、保健休養の場所の提供など多面的な機能を持っている。ところで、経済成長と共に木材需要の増加及び森林地の農耕地への転用によって、最近 30 年の間、全地球的に森林破壊が急激に増加し、ブラジリアマゾン熱帯林の場合、日本面積のおよそ 2 倍を越える森林地域が消失した。FRA2000 報告書 (FAO, 2001) によると、1990 年から 2000 年の間に毎年 9.4 million ha の森林面積が消失したものと報告されている。森林面積の減少は、森林による大気中の二酸化炭素の吸収量の減少を意味し、それによる大気中の二酸化炭素量増加は地球温暖化を加速させるだけでなく、グローバルな気候変動にも大きい影響を及ぼすものと予想される。このような広域における森林の変化、森林資源の分布と生産力などを把握するため、これまで主に航空機を利用した空中写真と地球観測衛星による衛星データが活用されている。国内の場合、空中写真は高い空間分解能を持つが多額の経費が必要となるため、国土地理院では 5 年に一度の頻度で撮影が行われている (加藤, 2007)。そのため変化の激しい地域の土地利用実態や被害状況を把握するには、コンピューターを用いて経済的で迅速に処理ができる衛星データの活用が有効と考えられる。

森林分野で使われる衛星データは、観測するスケールによって次のように区分的ことができる。

- 1) 低分解能衛星データ：森林の状況を流域及び林分スケールで把握する場合、毎日観測が行われ、空間分解能が 1km である NOAA 衛星の AVHRR センサーのような衛星データ
- 2) 中分解能衛星データ：樹木の群落スケールで把握する場合、十数日の周期で観測が行われ、空間分解能が 10m 以上の TERRA 衛星の ASTER センサーのような衛星データ
- 3) 高分解能衛星データ：一本の樹木の樹幹のスケールを把握する場合、観測幅は狭いが空間分解能が 1m 以下の Quick Bird のような衛星データ

森林地域に対する衛星データの十分な空間分解能と共に多様な波長帯の衛星画像を判読することで森林地内の樹種分布、伐木可能地分析、伐木量推定、病虫害による被害状況などを把握することが可能となる。

先に述べたように、衛星データを農林分野に適用するためには、衛星センサーの持つ時間・空間およびスペクトル分解能が大きな影響を及ぼす (秋山, 1994)。

表 2-5 農林業のモニタリングで要求される時間的・空間的スケール
(秋山、1994)

農林業の諸現象	時間スケール	空間スケール
土砂崩れ泥流土石流	10分-1週間	50m-500m
森林草原火災	30分-1週間	100m-1km
洪水被害	30分-3日	100m-1km
砂漠バツタによる被害	1日-1週間	100m-5km
病害虫の伝染	3日-1週間	50m-1km
農耕地の土壌水分監視	3日-1週間	50m-1km
農作物の生育診断	1週間-1カ月	10m-100m
装置管理	1週間-1カ月	50m-1km
グローバル植生監視	1週間-1カ月	50m-500m
農作物の広域的収量予測	2週間-2カ月	20m-100m
農作物の作付面積推定	1カ月-3カ月	20m-100m
砂漠化地帯の監視	1カ月-1年	100m-5km
農業的土地利用変化	2カ月-10年	50m-500m
森林資源管理	1年-3年	100m-5km
森林の伐採面積の推定	1年-5年	50m-1km
植生分布の変化	3年-30年	100m-1km
土壌有機物含量の変化	5年-20年	100m-1km

第3章 土壌と植生の分光反射特性

3-1 分光反射率測定

3-1-1 測定原理と方法

入射された太陽放射エネルギーが地表面上の物体に到達して反射、散乱、吸収される割合は、物体の種類や形態または状態などによって変わる。また、同一の物体でもスペクトル波長帯によってその反射の割合が変わる。衛星リモートセンシングは、このような物体固有の反射特性を用いて、地表上の物体の識別やその周辺地域の環境条件を把握する。

地表面に入射された太陽放射エネルギーと地球観測衛星のセンサーによって記録された電磁波放射エネルギーは、センサーと対象物の間の大気による反射、散乱、吸収によって差が見られる。太陽放射エネルギーは地表面に到達する間に大気中の物質によって散乱・吸収され、その量が減少する。また、地表面に入射した太陽放射エネルギーは、対象物から反射されて地球観測衛星のセンサーに到達する間、再度大気によって散乱・吸収される。地球観測衛星のセンサーに到達する電磁波放射エネルギーは、対象物から反射したエネルギーだけではなく大気から散乱されたパ斯拉ディアンズも含まれる (Lillesand and Kiefer, 1999)。これを式に表わすと次の式のようにになる。

$$L_{tot} = \frac{\rho ET}{\pi} + L_p \quad (3-1)$$

ここで、 L_{tot} は地球観測衛星センサーにより測定される全分光放射量 (W/m^2)、 ρ は対象物の反射率、 E は対象物に入射する放射量 (W/m^2)、 T は大気の透過率、 L_p は大気で発生された太陽散乱光 (パ斯拉ディアンズ) である。

図 3-1 は、地球観測衛星と分光放射計によって測定されるまでの電磁波放射エネルギーの移動過程を表したものである。まず、(1)太陽から放出されて地表面に入射する太陽放射エネルギーは大気を通過する過程で大気物質によって散乱及び吸収過程を経て地表面に到達する。(2)地表面に到達した太陽放射エネルギーは、地表面の対象物によって吸収及び反射される。(3)対象物から反射された電磁波エネルギーは、大気を通過しながら再び散乱及び吸収過程を経て地球観測衛星のセンサーに到達する。(4)この際、大気で発生されたパ斯拉ディアンズも一緒に到達する。(5)地球観測衛星のセンサーによって測定される地表面のデータには(3)だけではなく(4)も含まれる。また、地球観測衛星によるリモートセンシ

グデータのグランドツルースを測定するため、携帯式の分光放射計（Spectroradiometer）を用いる。ここでグランドツルースとは、リモートセンシング画像の分類や解析のため地上の実態に関する情報を集めることを言う。本研究では、分光放射計を用いてグランドツルースである対象物に対する反射率 ρ を測定した。グランドツルースの測定で分光放射計を用いると、対象物との測定距離が短いため、対象物から反射されたエネルギーは大気による散乱及び吸収を考慮しなくても良い。

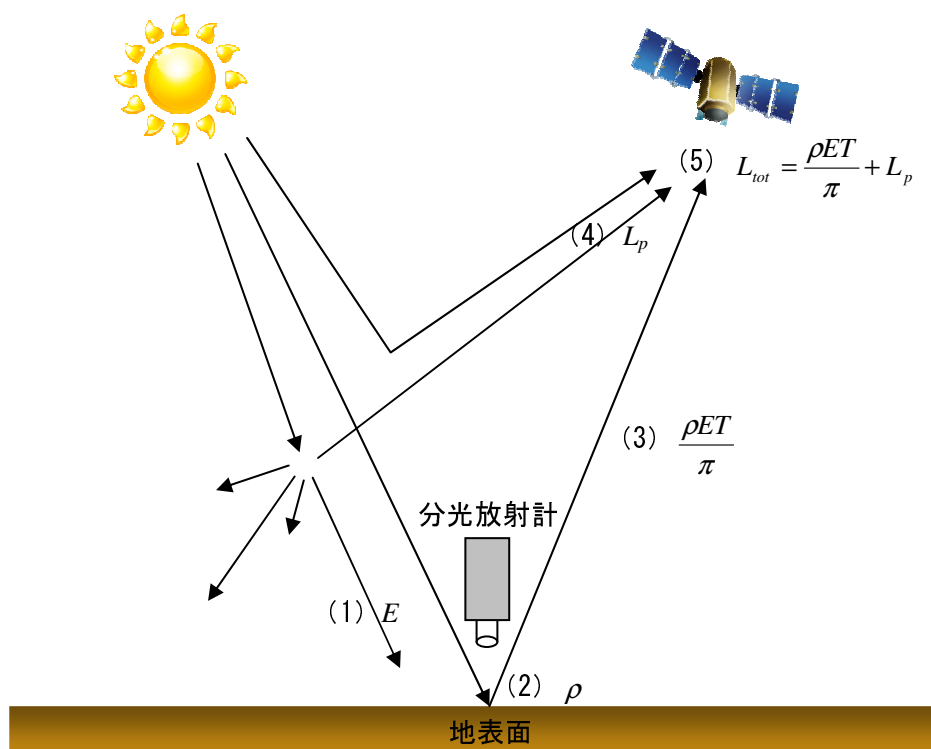


図3-1 地球観測衛星と分光放射計によるリモートセンシングの概要

分光放射計は受光部の仕様により全方位形と測定視野が狭いファイバ形と大別される。全方位形分光放射計は主に観測タワーのようなところで固定して長期間の測定を行う場合に有効である。受光部にライトガイドファイバを使ったファイバ形分光放射計は、視野角が狭いがある一定の対象範囲を特定して計測することができる。そして、測定目的に当たるアクセサリも使用することが可能で分光反射率だけでなく葉の分光透過や分光吸収も計測することができる利点がある。本研究では、現場での対象物に対する分光反射を測定するために携帯用分光放射計である Spectroradiometer (LI-COR 社製、LI-1800) を使った。こ

の装備の測定可能な波長帯は、紫外線、可視光線及び近赤外線波長帯を含む 300nm から 1,100nm の波長区間であり、測定波長間隔を 1、2、5、10nm の中で選んで測定することができる。対象物の反射率を測定するため、まず Telescope/Microscope という光学装置と分光放射計をライトガイドファイバケーブルで連結する。対象物から反射する電磁波放射エネルギーは Telescope/Microscope を通って分光放射計に伝達される。電磁波放射エネルギーは分光放射計から波長帯別に分離され Text の形式で保存される。この際、電磁波エネルギー値は季節別、時間帯別で太陽放射エネルギーの変化に伴い変動するため、ここでは発生可能な誤差を最小化するために反射率を用いた (Nicodemus, 1977)。反射率が 99% の反射特性を持つ標準反射板から反射される電磁波エネルギーと対象物から反射される電磁波エネルギーの比で計算した。この関係を式で表すと次のようになる。

$$R(\lambda) = \frac{R_o(\lambda)}{R_R(\lambda)} \times 100 (\%) \quad (3-2)$$

ここで、 $R_R(\lambda)$ は標準反射板から反射される電磁波エネルギー、 $R_o(\lambda)$ は対象物から反射される電磁波エネルギーである。

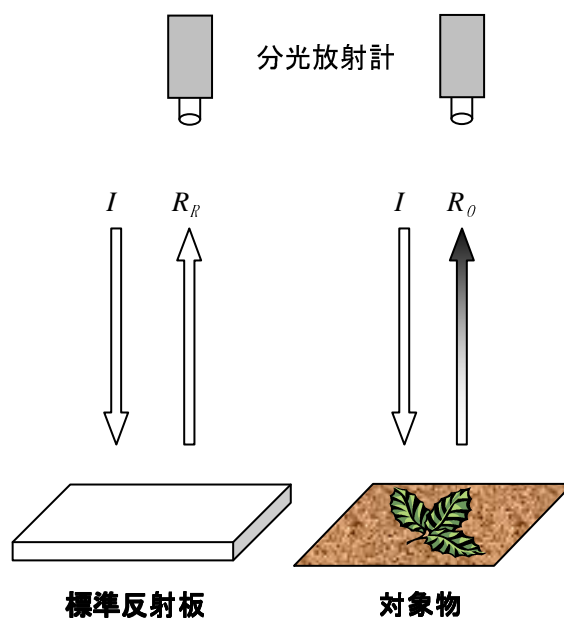


図3-2 分光反射率の測定例

3-2 土壌の分光反射特性

3-2-1 土壌と土粒子の特性

土壌は地表面や地表近くに露出した岩石が長い時間にわたって物理的あるいは化学的作用によって風化された無機質鉱物粒子と生物体が腐敗・分解された有機物の混合物質で、生物活動の影響を受ける地球表面を構成する柔らかい層である。一般的に、良い土壌とは物質とエネルギーの循環が円滑であり、数多くの生物たちが生命活動を維持する所を意味する。土壌は植物生産的な面で見ると植物培地とも言えるが、それぞれの植物によって必要とする土壌は異なり、すべての植物に理想的な土壌は存在しない。このように植物と土壌の間には密接な関連があり、特定の植物が広く分布している地域の土壌の特性は、その植物の土壌生育環境に対する予備知識からある程度予想可能になる。

土壌を構成する固体成分の土壌粒子は、結晶構造であり模様と大きさが異なる多くの空隙を有する。土壌中の隙間である空隙は、液体である水と気体である空気で構成されており植物の根や土壌中に棲む生物の棲息空間でも利用されている。この土壌空隙を通して重力水と地下水の移動が自由に行われ、地表面下約 2m までの土壌は、土壌層と言う垂直的な層を構成する。森林の土壌は A 層、B 層、C 層がよく発達していて、A 層の上には落枝葉が部分的に腐敗されて積もった O 層がある。A 層は、土壌水によって鉱物質と有機物が浸出される層で有機物が豊富で生物活動が活発な層である。B 層は、A 層から流入された物質が集積される層である。A 層と B 層が土壌化作用を受ける層であるのに対して、C 層は土壌の母材となる堆積物または岩石の風化物がそのまま積もっている層である。

土壌層において、土粒子の平均直径は土壌を分類するための重要な要素の一つであり、一般的に砂質、シルト質、粘土質の3種類の等級基準（国際土壌学会）は次のようになる。

- 砂：土粒子の直径0.02～2mm、砂質粒子が大きい割合を構成する土壌
- シルト：土壌粒子の直径0.002～0.02mm、シルト質粒子が大きい割合を構成する土壌
- 粘土：土粒子の直径0.002mm未満、粘土質粒子の大きさにより支配される土壌

砂質、シルト質、粘土質粒子は土壌の形成過程でそれぞれ異なる物理的・化学的な特性を持ち、土壌層にはこれらの土壌粒子が多様な割合で分布している。土壌構造は土壌において砂、シルト、粘土の相対的な構成割合で表す。

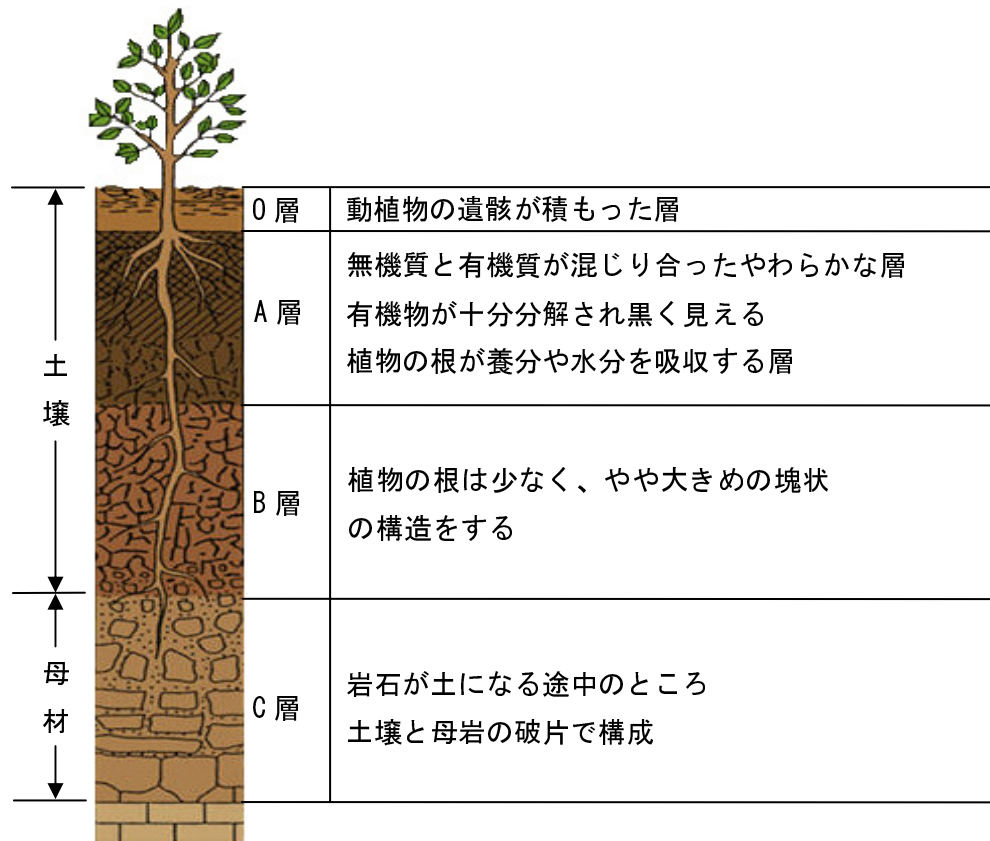


図 3-3 土壌層の断面と各層の特徴

3-2-2 土壌における反射特性

地球観測衛星から観測される地球の表面は大きく陸地面と海面に分けられ、また陸地面は川と湖のような内陸水面と植生被覆面、露出した土壌面、人工構造物などに分けることができる。この中で植物が存在しない土壌面の場合、測定波長範囲が広い地球観測衛星センサーを用いることで土壌の種類や性質を把握することができる。地表面に露出した土壌は、太陽から放射エネルギーを受けると広い波長域にかけてそれぞれ固有の電磁波放射エネルギーを反射または放射するが、その土壌の種類や状態によって分光反射特性が異なってくる。例えば、土壌空隙内の水分含量及び酸化鉄成分、有機物含量などが異なる土壌の場合、波長帯別反射特性の差から土壌の識別や土壌図を作成することができる（志賀ら、1989）。しかし、植生が生息しにくい砂漠地域や植生の代謝活動が停止した冬季大地の場合を除き、大部分の地表面はある程度植生に被覆されている。このように、リモートセンシ

ングデータには土壌だけではなく植生の反射特性も含まれているため、前もって多様な土壌の反射特性を把握する必要がある。特に、農業分野にあって土壌に対する反射特性の研究は、作物の作況状態の把握や、干ばつのような農業災害の予防などにおいて重要である。土壌の反射率は、可視光域では緑色植物より高いが、近赤外域では低い。このような現象は土壌の水分含量や土性によって差異が見られる。また、農耕地の分光反射特性は、作物の種類、生育段階、栽培様式及び栽培環境などによってその特徴が異なる。研究から得られる土壌の分光反射特性データは、土壌学者より土壌の持つ特性や土壌種類を判別する時、役に立つ補助資料として有用価値がある。例えば、荒木ら（2005）は、土壌の分光反射特性から土壌色による土壌の性質を把握する研究を行った。また、押鐘ら（2007）は、含水比を変化させた土壌の分光反射測定結果から、土壌の水分状態による分光反射特性への影響に関する研究を行った。

3-2-3 土壌含水比と反射率との関係

土壌の反射率は、一般に土壌の種類と水分量によって大きく異なる（Huete, 1988）。研究対象区域に広く分布するマサ土と佐賀県内外で採取された土壌の様々な土壌含水比に伴う分光反射率曲線の変化を示すと図 3-4 から図 3-9 となる（瀬口ら、1991）。図示されるように、これらの土壌の反射率は、土壌含水比の増加に伴って全波長域（可視波長域から近赤外波長域）にわたり低下している。また、土壌の色により分光反射率がそれぞれ異なることがわかる。例えば、黒っぽい土壌であるクロボク土、赤土、圃場土（粘土）の反射率は、白っぽい土壌であるマサ土や砂質土の反射率と比べて全体的に低いことがわかる。これは黒っぽい土壌ほど太陽放射エネルギーをよく吸収するためと考えられる。特に、クロボク土の場合、含水比が 75.2% のとき、反射率が最も低くなった。含水比がそれ以上になると、それまでの傾向とは異なり反射率も増加する結果となった。これは、含水比の増加によりクロボク土の表面が水に濡れ、鏡のようになり、反射が強くなったためと考えられる。また、赤色土では、波長 560nm 付近～760nm 付近にかけて急激に増加する特徴が表れた。このような特徴は小さいがマサ土と砂質土でも表れた。以上のように、各土壌の反射率曲線はそれぞれの土壌固有の性状を示しており、各土壌の物理、化学的組成を総合的に反映したものと考えられる。

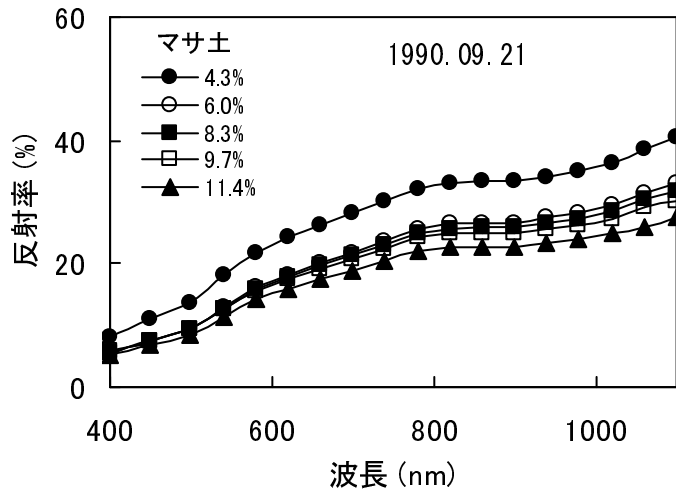


図 3-4 土壌（マサ土）の含水比と反射率曲線との関係

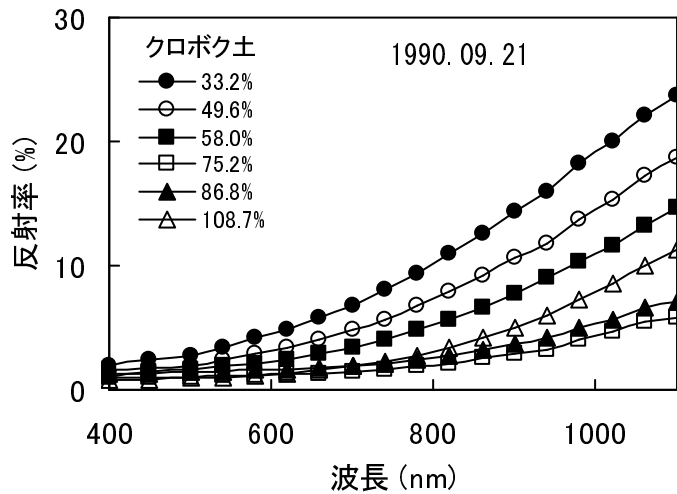


図 3-5 土壌（クロボク土）の含水比と反射率曲線との関係

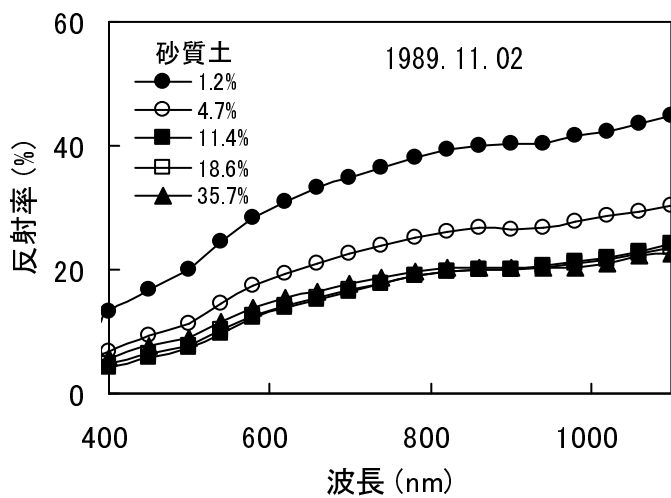


図 3-6 土壌（砂質土）の含水比と反射率曲線との関係

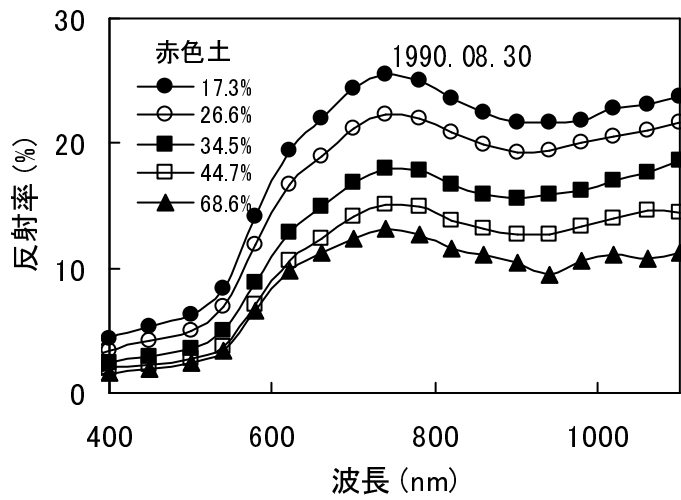


図 3-7 土壤（赤色土）の含水比と反射率曲線との関係

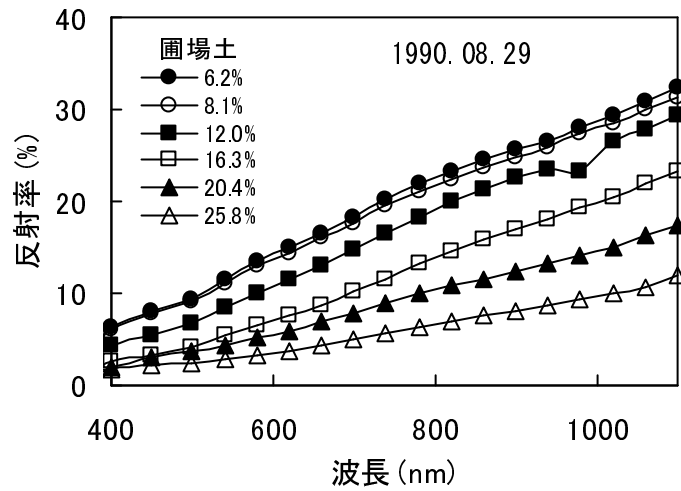


図 3-8 土壤（圃場土）の含水比と反射率曲線との関係

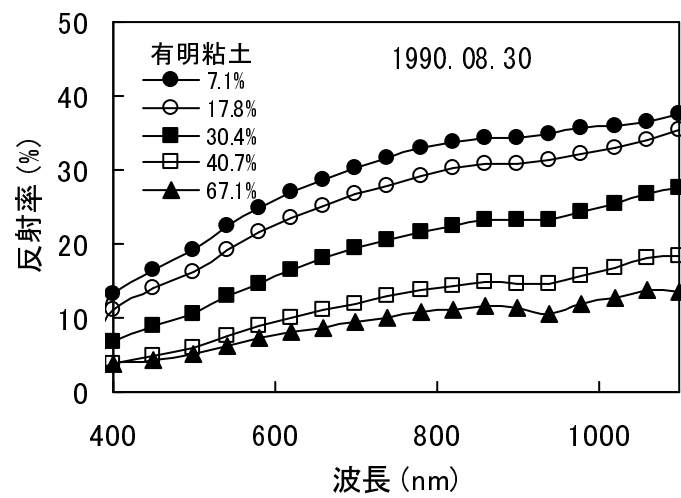


図 3-9 土壤（有明粘土）の含水比と反射率曲線との関係

3-2-4 Soil-line 特性

植生や落葉などを取り除いた大部分の地表面土壌や岩石の分光反射率は、一般的に、その種類と水分含有量によって大きく異なる。また、分光反射率の測定によって得られた土壌の分光反射率曲線は、可視・近赤外波長で波長の増加に伴い緩やかな増加パターンを示し、赤の波長と近赤外波長の境界で分光反射率が急激に増加する植物の分光反射率のパターンとは対照的である。図 3-4～図 3-9 に示された土壌の分光反射率について、可視波長 (650nm) の分光反射率 (R_{650}) と近赤外波長 (850nm) の分光反射率 (IR_{850}) を図示した場合、図 3-10 に示されるように土壌の種類や含水比の大小に関係なく、“Soil-line” と呼ばれる一本の直線の周辺に集中する (瀬口ら、1991)。この直線上での位置は、土壌の組成や含水量と密接な関係がある。土壌が乾燥するにつれて、分光反射率は右上に、土壌が湿っているほど左に移動する。一方、生体量や植生の樹冠密度が増加するほど、近赤外波長での反射は高まり、可視波長の赤色波長で低くなるため、反射率は、Soil-line から左上の垂直方向に移動する。この関係を利用して Soil-line からの距離を用いて植生指数を定義したものが PVI (Perpendicular Vegetation Index) である。

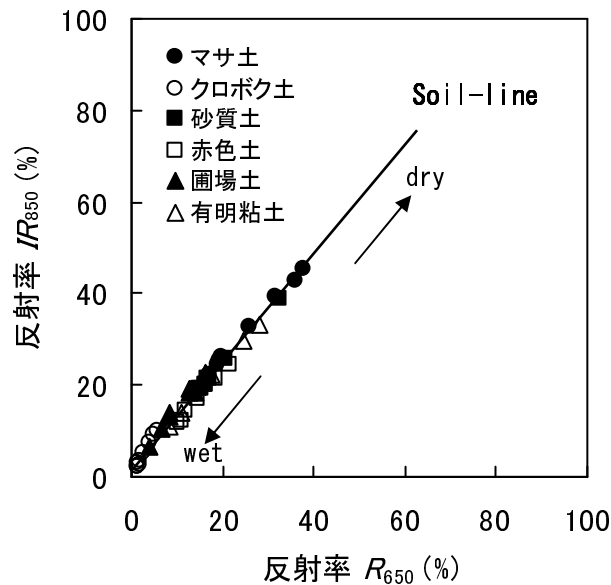


図 3-10 土壌反射率 R_{650} と IR_{850} との関係および Soil-line

3-3 植生の分光反射特性

3-3-1 植生における反射特性

陸域生態系の構成要素の中で最も重要な要素である植生は、地球の陸地表面の約 70%を占めており、植生量の変化によって地域の特性が決定されると言っても過言ではない。地域の植生に関連する情報は、その地域の気候、土壌、地質及び地理学的特性を明らかにする上で重要な役割を担う。地球観測衛星データを用いた植生の観測は、リモートセンシングデータの活用面で最も活発に研究される対象で、主に可視及び近赤外データを用いて把握する。地表面に到達する太陽放射エネルギーは太陽から直接届くか、あるいは大気により散乱されて間接的に届く。このような過程で緑の植物体に入射された太陽放射エネルギーは、葉の色素、内部構造、水分の含有量などと相互に反応して、一部は反射され、残りは吸収される。植物体の群落内での可視光域と近赤外域の波長での吸収及び反射率については、可視光域で吸収が多く、逆に反射率が小さい。一方、近赤外域では反射率が大きい。

健康な状態の緑の植物は、葉の内部構造により、近赤外域で高い反射率と高い透過率を持っており、比較的低い吸収率を示す。上の層の葉に入射された太陽放射エネルギーは、近赤外波長でそのエネルギーの 40~60%を反射し、残りの 45~50%は、葉を透過して下にある葉によって再反射され、加重反射される。健康な植物の葉層がよく発達しているほど、理論的に反射される近赤外域のエネルギーは増加する。図 3-11 は同じ種類の植生であるがその健康状態が異なる場合の分光反射率特性を示している。

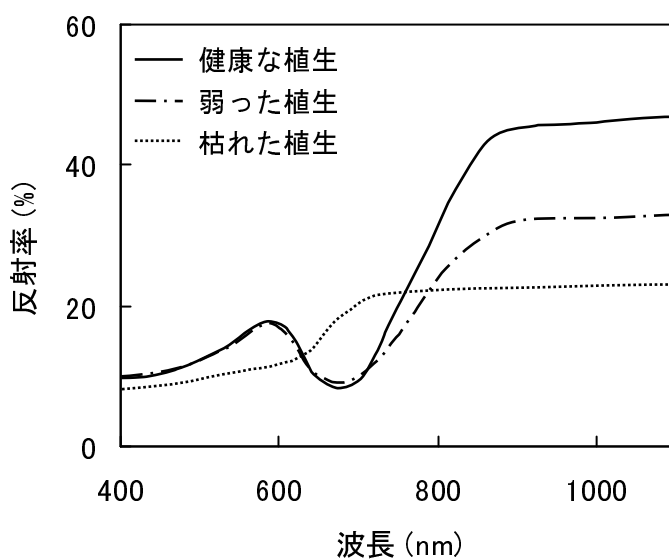


図 3-11 植生の健康状態による分光反射率

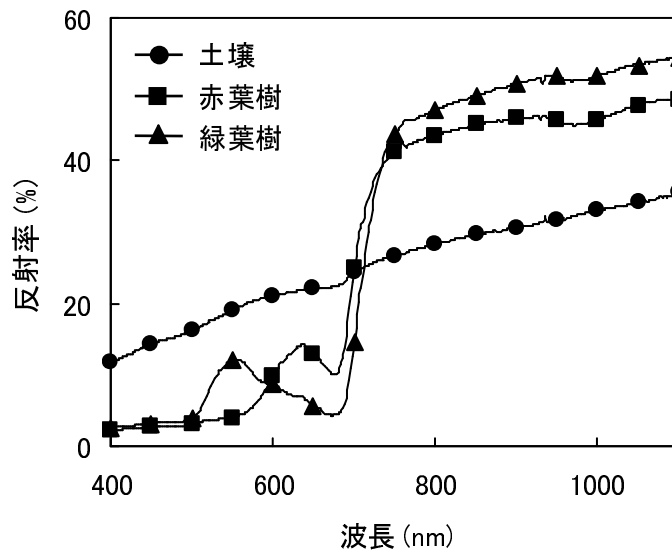


図 3-12 色が異なる葉を持つ樹木と土壌の分光反射率

図 3-12 は色が異なる葉（緑、赤色）を持つ樹木の分光反射率特性を表している。緑葉樹の反射率は可視光域波長帯の約 550nm で高く、赤葉樹の反射率は 650nm で高い。このように葉が含んでいる色素によって分光反射率曲線は大きく異なる。緑の植物の場合、葉内に存在するクロロフィルによって、可視光波長域のエネルギーが吸収されるが、主に青と赤の波長域で吸収される。この二つの波長域に比べ緑の波長域ではその吸収が少なく、相対的に反射が強くなり、自然界で健康な葉は緑色に見えるのである。このような植生の反射特性は光合成によるクロロフィルが示す反射特性とも言える。

風乾状態である土壌（圃場土、クロボク土）の上にクズの葉を被覆し、その被覆率の変化による分光反射率を測定した。図 3-13 と 14 は、植生被覆率が 0%~100%の増加に伴う反射率曲線の変化を示したものである。図示されるように、分光反射率曲線は、植生被覆率の増加と共に風乾土壌の反射率曲線から徐々に緑葉の反射率曲線へ変化している。特に、可視光波長で風乾土壌の反射率が完全に被覆された土壌の反射率より高い場合（圃場土）、植生被覆率の変化による反射率曲線は、可視光波長で被覆率の増加と共に減少し、風乾土壌の反射率曲線と、可視光波長と近赤外波長の境界である 710nm 付近の 1 点で交差する特性を示した。一方、可視光波長で風乾土壌の反射率が完全に被覆された土壌の反射率より低い場合（クロボク土）、植生被覆率の変化による反射率曲線は、可視光波長で被覆率の増加と共に増大し、風乾土壌の反射率曲線と交差しないが、赤の波長帯である 660nm 付近

で非常に接近する特徴を示した。近赤外波長域では、2つの土壌も風乾土壌の反射率より植生被覆率の変化による反射率が高く、さらに植生被覆率が増加するほど、反射率が増加する特徴を示した。これらの植生被覆率による土壌の反射率特性は、ほとんどの土壌で、上記の2つの場合に分けることができ、植生被覆率による反射率の特性は、そのベースとなる土壌の反射率特性によって大きく左右されることがわかる。

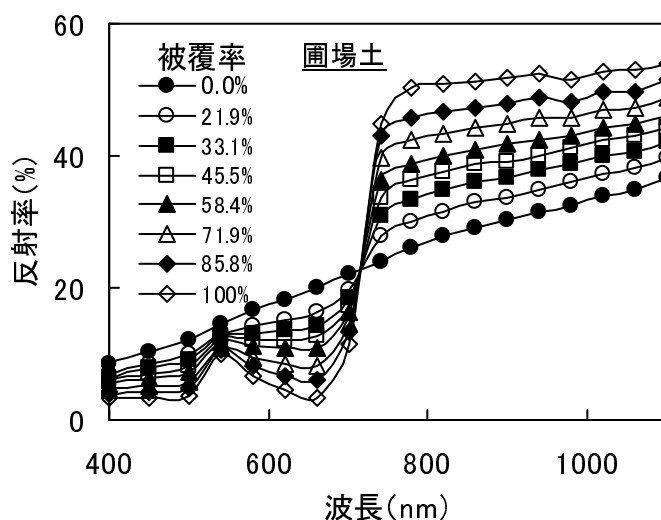


図 3-13 土壌（圃場土）の植生被覆率と反射率曲線との関係

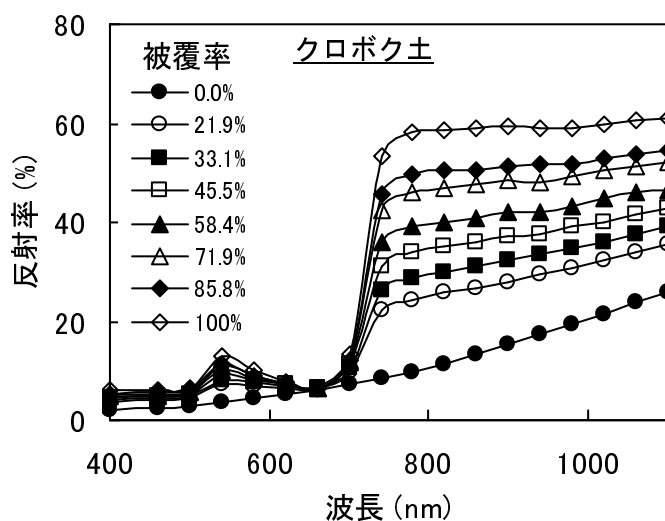


図 3-14 土壌（クロボク土）の植生被覆率と反射率曲線との関係

3-3-2 分光植生指数

植物は他の地表被覆物と区別される固有のスペクトル特性を持つ。特に、可視光波長域でのクロロフィルによる吸収特性と近赤外波長域での植物の内部構造による強い反射特性を持っている。また、同じ植物でも、植物の健康状態に応じて、波長帯によって異なるスペクトル特性を示す。このような波長帯別の物体の反射特性を利用して、植生相互間又は植生と他の物体との違いを説明する手法として、植生指数が使用されている。特に、植物で独特の反射特性を示す近赤外波長域の反射率の情報を中心に、他の波長域における反射率の情報との代数的組合せによる植生分析に頻繁に導入される。衛星リモートセンシングではこのような植生の持つ特性を生かし、植生指数を算出する。

植生指数は無次元の放射値として、植物の相対的な分布量と活性度、葉面積指数 (Leaf Area Index : LAI)、クロロフィル含有量、葉量及び光合成有効放射吸収量 (Absorbed Photosynthetically Active Radiation : APAR) などの植生の量や季節的な変化、植生の生理的条件及び健康状態を示す指標として使用され、数値が大きいかほど、植生が繁茂しているか、植生が健康なことを意味する。今まで多くの研究者によって植生群落の密度と反射特性ついた研究結果が発表されてきた。その中で Pearson et al. (1976) と Tucker et al. (1979) は、作物の草丈とクロロフィル含有量、葉面積などの作物群落の密度に関係する要因が、可視光波長域と近赤外波長域からの反射量と密接な関連があると考え、この反射波長を利用した様々な組み合わせで植生指数 (vegetation index) を提案した。

現在、運用中の多くの地球観測衛星は、可視光域と近赤外域に対応する放射センサーを搭載しており、植生リモートセンシングが可能である。これまで約 20 余種類の植生指数が用いられ、大部分の植生指数は情報量で機能的にほとんど同じだが、いくつかの植生指数はそれなりに独特の生物物理的情報を提供する (Perry and Lautenschlager., 1984 ; Qi et al., 1995)

本節では、携帯分光放射計を用いて測定した波長帯別分光反射率値を用いて衛星リモートセンシングで広く用いられている比演算指数 (Simple Ratio : SR) 及び正規化植生指数 (Normalized Difference Vegetation Index : NDVI) を計算して植生被覆率との関係について検討した。なお、SR 及び NDVI は、それぞれ式(3-3)~(3-4)により算出される。

(1) 比演算指数 (SR)

さまざまに提案された植生指数の中、植生密度と密接に関係している赤の波長帯と近赤外波長帯の反射率を用いる植生指数を選択してその特性を調べた。Birth and McVey (1968)

によって提示された最初の植生指数である比演算指数 **SR** は、赤と近赤外域での反射値の比で表された。**SR** は地球観測衛星または航空機搭載センサーより得られたリモートセンシングデータから **LAI** と他の媒介変数を誘導するのに最も広く用いられる (Jing et., 1996)。

$$SR = \frac{NIR}{Red} = \frac{IR850}{R650} \quad (3-3)$$

ここで、**IR850** は近赤外線波長帯 (**NIR**) の中 850nm での分光反射率、**R650** は可視光線波長帯の赤波長 (**Red**) の中 650nm での分光反射率である。

(2) 正規化植生指数 (NDVI)

正規化植生指数 **NDVI** とは植生の分布状況や活性度を示す指標で、リモートセンシングにおいて最も広く用いられている指標である。その理由としては、1) 衛星搭載のどの光学系センサーにおいても利用できる、2) 指数の計算が容易である、3) **NDVI** は雲を常に低い値で見積もるためコンポジット作成に使用できる、4) 比演算値を用いているために大気補正効果を期待できるなどが挙げられ、特に **AVHRR** や **MODIS** といった高時間分解能データを用いた時系列処理によく用いられている (Justice, 1998)。**NDVI** は、近赤外線波長と赤色波長を組み合わせることで計算される。この関係式は次のようになる。

$$NDVI = \frac{NIR - Red}{NIR + Red} = \frac{IR850 - R650}{IR850 + R650} \quad (3-4)$$

ここで、**IR850** は近赤外波長帯 (**NIR**) の中 850nm での分光反射率、**R650** は可視光波長帯の赤色波長 (**Red**) の中 650nm での分光反射率である。数学的に **NDVI** の取りうる値の範囲は -1 ~ +1 であるが、実際の地表面は -0.1 ~ +0.7 程度である。概略的には **NDVI** < 0 が水域、**0.25** ≥ **NDVI** ≥ 0 が土壌域、**NDVI** ≥ 0.25 が植生域に相当する。

図 3-13 と 14 に示した植生被覆率変化による土壌の反射率グラフから、**R650** と **IR850** を抽出して、式(3-3)と式(3-4)に適用して、それぞれの **SR** と **NDVI** を算出した。図 3-15 と 16 は、土壌の植生被覆率と **SR** との関係および **NDVI** との関係を示している。図示されるように、植生被覆率とこれらの植生指数の間には高い相関があり、特に **NDVI** とは $r^2 = 0.9987$ と高い線形的な相関関係が見られた。

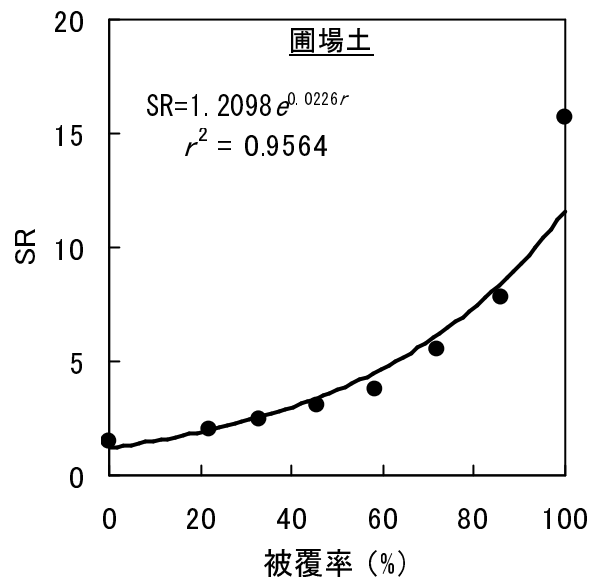


図 3-15 土壤の植生被覆率 (r) と SR との関係

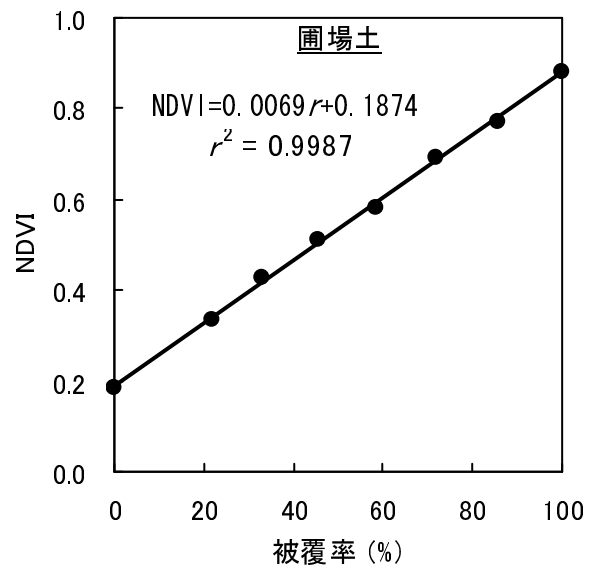


図 3-16 土壤の植生被覆率 (r) と NDVI との関係

表 3-1 主なリモートセンシング植生指数

植生指数	変換式	参考文献
Simple Ratio(SR)	$SR = \frac{NIR}{Red}$	Birth and McVey, 1968
Normalized Difference Vegetation Index (NDVI)	$NDVI = \frac{NIR - Red}{NIR + Red}$	Rouse et al., 1974; Deering et al., 1975
Brightness	$B = 0.332_{mss1} + 0.603_{mss2} + 0.675_{mss3} + 0.262_{mss4}$	Kauth et al., 1979
Greenness	$G = -0.283_{mss1} - 0.66_{mss2} + 0.577_{mss3} + 0.388_{mss4}$	
Yellow stuff	$Y = -0.899_{mss1} + 0.428_{mss2} + 0.076_{mss3} - 0.041_{mss4}$	
Non-such	$N = -0.016_{mss1} + 0.131_{mss2} - 0.452_{mss3} + 0.882_{mss4}$	
Brightness	$B = 0.2909_{TM1} + 0.2493_{TM2} + 0.4806_{TM3} + 0.5568_{TM4} + 0.4438_{TM5} + 0.1706_{TM7}$	Lunetta et al., 2002
Greenness	$G = -0.2728_{TM1} - 0.2174_{TM2} - 0.5508_{TM3} + 0.7221_{TM4} + 0.0733_{TM5} - 0.1648_{TM7}$	Price et al., 2002
Wetness	$W = 0.1446_{TM1} + 0.1761_{TM2} + 0.3322_{TM3} + 0.3396_{TM4} - 0.6210_{TM5} - 0.4186_{TM7}$	Rogan et al., 2002
Infrared Index(II)	$II = \frac{NIR_{TM4} - MidIR_{TM5}}{NIR_{TM4} + MidIR_{TM5}}$	Hardisky et al., 1983
Perpendicular Vegetation Index(PVI)	$PVI = \sqrt{(0.355_{mss1} - 0.149_{mss2})^2 + (0.355_{mss2} - 0.853_{mss4})^2}$	Richardson and Wiegand, 1977
Greenness Above Bare Soil(GRABS)	$GRABS = G - 0.09178B + 5.58959$	Hay et al., 1979
Moisture Stress Index(MSI)	$MSI = \frac{MidIR_{TM5}}{NIR_{TM4}}$	Rock et al., 1986
Leaf Relative Water Content Index(LWCI)	$LWCI = \frac{-\log[1 - (NIR_{TM4} - MidIR_{TM5})]}{-\log[1 - NIR_{TM4} - MidIR_{TM5}]}$	Hunt et al., 1987
MidIR Index	$MidIR = \frac{MidIR_{TM5}}{NIR_{TM7}}$	Musick and Pelletier, 1988
Soil Adjusted Vegetation Index(SAVI)	$SAVI = \frac{(1+L)(NIR - Red)}{NIR + Red + L}$	Huete, 1988; Huete and Liu, 1994; Running et al., 1994;
Atmospherically Resistant Vegetation Index(ARVI)	$ARVI = \frac{\rho_{nir}^* - \rho_{rb}^*}{\rho_{nir}^* + \rho_{rb}^*}$	Kaufman and Tanre, 1992; Huete and Lin, 1994
Soil and Atmospherically Resistant Vegetation Index(SARVI)	$SARVI = \frac{\rho_{nir}^* - \rho_{rb}^*}{\rho_{nir}^* + \rho_{rb}^* + L}$	Huete and Liu, 1994; Running et al., 1994

表 3-1 主なりモートセンシング植生指数 (継続)

植生指数	変換式	参考文献
Enhanced Vegetation Index(EVI)	$EVI = G \frac{\rho_{nir}^* - \rho_{red}^*}{\rho_{nir}^* + C_1 \rho_{red}^* - C_2 \rho_{blue}^* + L} (1 + L)$	Huete et al., 1997 Huete et al., 2002a
New Vegetation Index(NVI)	$NVI = \frac{\rho_{777} - \rho_{747}}{\rho_{673}}$	Gupta et al., 2001
Aerosol Free Vegetation Index(AFRI)	$AFRI_{1.6\mu m} = \frac{(\rho_{nir} - 0.66\rho_{1.6\mu m})}{(\rho_{nir} + 0.66\rho_{1.6\mu m})}$ $AFRI_{2.1\mu m} = \frac{(\rho_{nir} - 0.5\rho_{2.1\mu m})}{(\rho_{nir} + 0.5\rho_{2.1\mu m})}$	Karnieli et al., 2001
Triangular Vegetation Index(TVI)	$TVI = 0.5(120(\rho_{nir} - \rho_{green}) - 200(\rho_{red} - \rho_{green}))$	Broge and Leblanc, 2000
Reduced Simple Ratio(RSR)	$RSR = \frac{\rho_{nir}}{\rho_{red}} \left(1 - \frac{\rho_{swir} - \rho_{swir \min}}{\rho_{swir \max} + \rho_{swir \min}} \right)$	Chen et al., 2002
TCARI/OSAVI	$TCARI = 3 \left[(\rho_{700} - \rho_{670}) - 0.2(\rho_{700} - \rho_{550}) \left(\frac{\rho_{700}}{\rho_{670}} \right) \right]$ $OSAVI = \frac{(1 + 0.16)(\rho_{800} - \rho_{670})}{(\rho_{800} + \rho_{670} + 0.16)}$ $\frac{TCARI}{OSAVI}$	Kim et al., 1994 Rondeaux et al., 1996 Daughtry et al., 2000 Haboudane et al., 2002
Visible Atmospherically Resistant Index (VARI)	$VARI_{green} = \frac{\rho_{green} - \rho_{red}}{\rho_{green} + \rho_{red} - \rho_{blue}}$	Gitelson et al., 2002
Normalized Difference Built-up Index(NDBI)	$NDBI = \frac{MidIR_{TM5} - NIR_{TM4}}{MidIR_{TM5} + NIR_{TM4}}$ $built - up_{area} = NDBI - NDVI$	Zha et al., 2003

第4章 衛星データを用いた葉面積指数の広域推定

植生の群葉密度を表す葉面積指数 (Leaf Area Index : LAI) は、地表の単位面積に対して、その上方に存在するすべての葉 (片面) の総面積の比 (単位: m^2/m^2) で定義される (藤原ら、2005)。LAI は、植生の分布量や生育状況の評価、さらには流域の水収支及び熱環境などを左右する最も重要な陸域生態系パラメータの 1 つであるため、多くのグローバルな陸域生態系モデルに採用されている (Running et al. 1989 ; Nemani et al. 1993 ; Buermann et al. 2001)。特に、砂漠化、森林破壊、温暖化などの陸域の環境悪化に伴い、LAI のよりの確かな推定法の確立が求められている。近年、より広域的な LAI 推定の要求が高まり、衛星リモートセンシング技術を活用した LAI の広域的推定法の開発が研究されてきた。本章では、葉面積指数 (LAI) の地球観測衛星データによる推定法の確立に関する研究について述べる。

4-1 葉面積指数の測定

LAI を求める方法には大きく直接的な方法と間接的な方法がある。直接的な方法とは、LAI を求める際、植生に物理力をかけて測定することを意味する。代表的な方法として、植生キャノピー内の葉を直接採取して、葉面積を測定する刈り取り法や、落葉樹林の場合、地面に設置されているリタートラップに落下した葉数から測定するリタートラップ法がある。また、間接的な方法には、植生キャノピーの内部で撮影した全天写真や Plant Canopy Analyzer (LI-COR 社製、以下 LAI-2000) などの光学的な原理を利用する装置による非破壊的推定方法があるが厳密に言うと、前者の LAI の定義とは異なる。

4-1-1 直接的な方法による葉面積指数の測定

(1) 刈り取り法

刈り取り法は、研究対象区域内の一定面積の樹木を任意選択し、その上向に存在する全ての葉を採取してその面積を測定する方法である。樹木個体が小さい場合には、全ての葉を採取し、その面積を測るが、個体が大きい場合には、その全部の面積を測るのが困難であるため、樹木の樹冠部を高さ方向にいくつかの層に切り分け、全の葉を採取し、現場で葉の重量を測定し、その一部に対する葉面積を測定し、葉全体の葉面積を推定する。この方法は LAI の実測値を得ることができる最も精度の高い方法 (Clough et al., 1997) であるが、

やむを得ず樹木を破壊し、多大な労力と人員そして多くの費用と時間がかかるという難点があり、多数の地点で実測値を得ることは非常に困難である。



刈り取り法



リタートラップ法

図 4-1 LAI の直接的推定法の例

(2) リタートラップ法

リタートラップとは、自然落下する落葉および落枝、種子などの落下物を長期間採取するための道具である。LAI を推定するためのリタートラップ法はその測定が落葉樹林に限定され、落葉期前に森林キャノピーの下に図 4-1 の右の写真のように面積が一定な網の目が細かいリタートラップを何か所にかけて設置し、落葉期が終わるまで定期的に樹木からの落葉を収集し葉面積と乾燥重量の関係を把握し LAI を推定する (Chason et al., 1991)。この方法はリタートラップの設置から測定が終わるまで長期間かかり LAI の季節変動には対応できないという問題がある。

4-1-2 間接的方法による葉面積指数の測定

植生のキャノピー構造に物理的な影響を及ぼさず間接的に LAI を測定する方法には、キャノピーに入射した太陽放射エネルギーが、キャノピー内の通過距離、葉密度、葉の方位により減少する程度に基づいた光学的な推定法が用いられる。森林流域を対象とする場合には、魚眼レンズが付帯したデジタルカメラで撮影したキャノピー内部の全天写真を用いる方法 (Craig et al., 2007) と Plant Canopy Analyzer を用いる方法 (Chen and Cihlar, 1995) が

一般的に行われている。このような間接的方法による測定値は必ずしも正確とは言えないが、測定が容易で、効率的である。

本研究では間接的な測定方法の代表的な測定装置である LAI-2000 を用いて測定を行った。LAI-2000 の主な特徴は、林分で短い時間内に非破壊的に測定することが可能で、同じ林分を繰り返して測定することにより精度を高めることができる。さらに測定した結果をその場で確認することができる。LAI-2000 は LAI-2070 コントロールユニットと LAI-2050 オプティカルセンサーが 1 組となり、いろんな角度の遮蔽フィルタも一緒に構成されている。図 4-2 は、光学センサーの魚眼レンズの視野である。同心円状に 1 から 5 の範囲で区切られているのは、 0° から 74° の範囲で 5 個のシリコン検波器を利用して測定角度が区切られているためである。1 : $0\sim 13^{\circ}$ 、2 : $18\sim 28^{\circ}$ 、3 : $32\sim 43^{\circ}$ 、4 : $47\sim 58^{\circ}$ 、5 : $61\sim 74^{\circ}$ となっている。

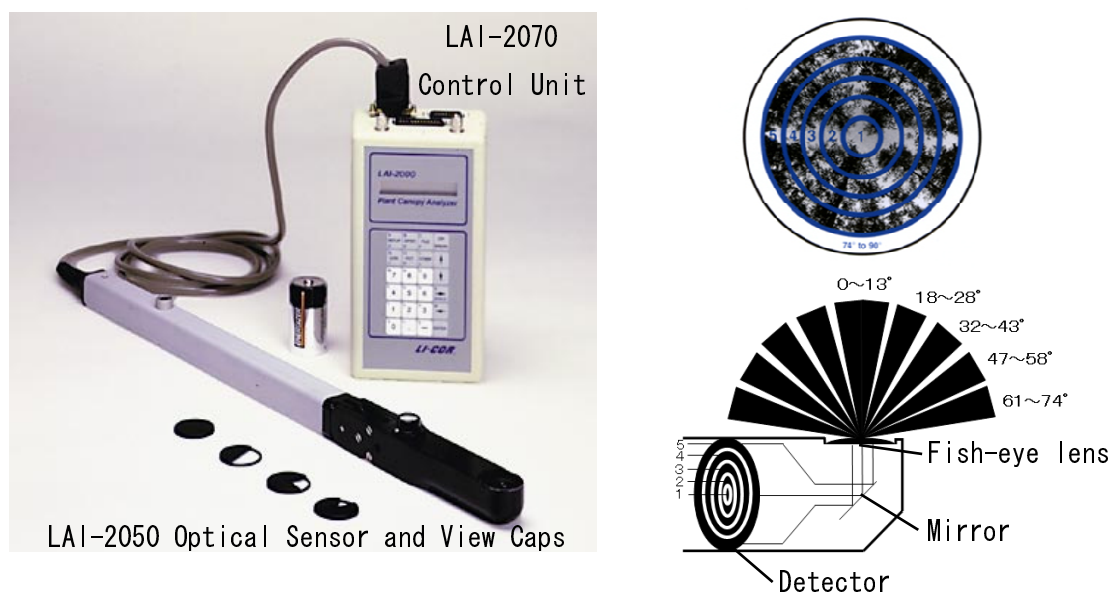


図 4-2 LAI-2000 の構成とセンサー部の内部構造 (LI-COR Inc, 1992 より引用)

LAI-2000 の測定原理は、キャノピーの上部から入射する太陽放射エネルギーが、単位面積 F を通過するごとにその量が $1/e^{KF}$ (K :吸収係数) 従って減少するという Beer-Lambert 法則に基づく (Welles and Norman, 1991)。具体的には、植生キャノピーを通過する間キャノピー内の葉により減少され、キャノピー下まで届いた太陽放射エネルギーを LAI-2000 の魚眼

光学センサーで感知し、キャノピー上部又は測定が行うキャノピーからキャノピーがセンサーに影響を与えないくらい離れたところで参照データである全天の太陽放射エネルギーを測定してキャノピー内での葉による太陽放射エネルギーの減少率を測定する。ここで太陽放射エネルギーの減少率は葉密度と密接に関係し、LAI 算出に用いられる。ところで、植生キャノピー内を構成物は、葉の他に木の枝や幹も存在する。したがって、キャノピーを通過する間に減少する太陽放射エネルギーは、厳密に言うと木の枝や幹によっても影響を受けるが、葉の面積がこれらの面積よりはるかに大きいことから今回は考慮しなかった。また、LAI-2000 による LAI 推定値は、快晴時、直達光が卓越する条件で直接推定法の値よりも過小評価されるという特性が既存の研究で報告されている。例えば、山本ら (1994) は青天で太陽高度が高い時、LAI 測定値が 2.67 の大豆で最大 25%、3.56 の水稲では最大 36% も過小評価すると報告している。したがって、LAI-2000 を用いた測定は、曇りの日や、日の出直前あるいは日の入り直後に行われることが望ましい。また、雲の動きが早い日、雨あるいは風が強い日にはなるべく測定を避けた方が良い。

植生のキャノピーを通過した太陽放射エネルギーは、葉や幹等によって遮断され、この遮断率はキャノピーの高さと群葉密度に比例しており、群葉が形成する葉の角度や方向と密接な関係を持つ。もし植生群落が太陽光の通過する範囲に分布すると、図 4-3 のように 5 個のシリコン検波器の $7\sim 68^\circ$ の範囲で、天頂角が θ 傾いた部分で太陽光が植物により遮断されない量は、gap fraction $T(\theta)$ となる。

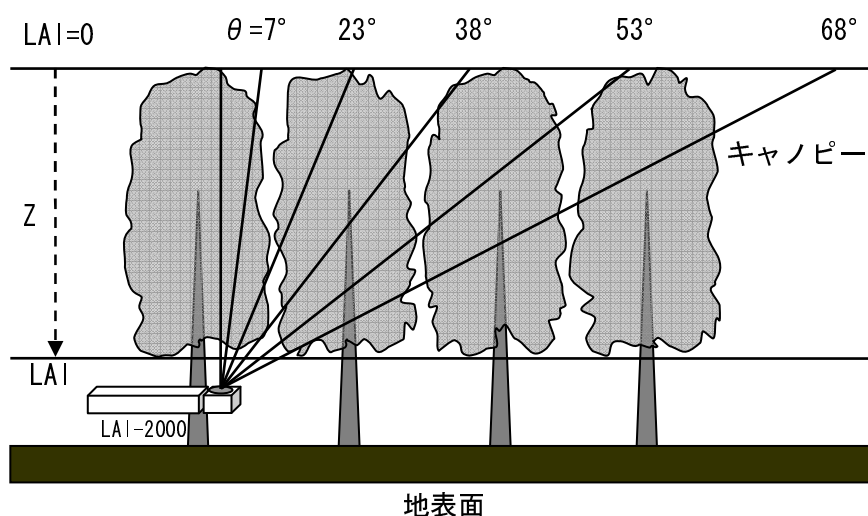


図 4-3 LAI 測定の概略図

Beer-Lambert 法則によると

$$T(\theta) = \exp((-G(\theta) \mu S(\theta)) \quad (4-1)$$

ここで、 $T(\theta)$ はキャノピーを通過した太陽放射エネルギーの通過率、 $G(\theta)$ は一定方向(θ)に投影された群葉部分、 μ は群葉密度 (m^2 群葉 / m^3 キャノピー)、 $S(\theta)$ は5個の角度の検出器を通過した距離 (m) である (Welles and Norman, 1991)。また、式(4-1)を整理すれば次のように表すことができる。

$$G(\theta) \mu = -\frac{\ln(T(\theta))}{S(\theta)} \quad (4-2)$$

ここで $G(\theta)\mu$ はキャノピーによって形成された群葉を天頂角 θ で通過するとき発生する単位長さあたりの平均葉接触数 (m^{-1}) である (Welles, 1990)。Miller (1967) の群葉密度 μ に関する解析法を適用すると次式となる。

$$\mu = 2 \int_0^{\pi/2} \frac{-\ln(T(\theta))}{S(\theta)} \sin \theta d\theta \quad (4-3)$$

ここで、均質であるキャノピーの群葉密度はキャノピー高さ z によって変化する LAI で表すことができ、式(4-4)のように表現される。また一定角度の通過長さ S は、 θ とキャノピー高さ z との関係から次の式で表すことができる。

$$\text{LAI} = \mu z, \quad S(\theta) = \frac{z}{\cos \theta} \quad (4-4)$$

式(4-3)を式(4-4)に代入して書き直すと、LAIに関する次式が得られる。

$$\text{LAI} = 2 \int_0^{\pi/2} -\ln(T(\theta)) \cos \theta \sin \theta d\theta \quad (4-5)$$

$T(\theta)$ が5個のシリコン検波器で測定されるので LAI の計算は次式になる。

$$\text{LAI} = 2 \sum_{i=1}^5 \frac{\ln(T(\theta_i))}{S(\theta_i)} W_i \quad (4-6)$$

ここで、 θ_i は各検波器リングの中心角度、 W_i は加重値($W_i = \sin \theta_i$)、 $S(\theta_i)$ は通過長さ ($S(\theta_i) = \frac{1}{\cos \theta_i}$) である。

4-1-3 調査地域

現地の土壌と植生キャノピーの分光反射率及び LAI を観測するために、図 4-4 のように佐賀県佐賀市および小城市の市街周辺に観測地点 A、B、C、D 及び対象流域の位置を設定した。A は小城市街の北側に、また B、C 及び D は、それぞれ佐賀市街の北側及び西側に

位置する。A は天山（標高：1,046 m）の山裾の植林地で、その 64%はスギ及びヒノキなどの針葉樹人工林である。また、標高が低い山においては、山頂近くまでみかん畑となっている所や、遊休地や耕作放棄されたみかん畑もあり、その斜面は一面クズなどのツル類で覆われていた。B と C は長崎自動車道を挟んだ自然林で、その大部分はクス及びクヌギなどの広葉樹林である。なお、B の山腹にはバイク練習場や射撃場などの裸地が存在するため、その地点は ASTER データからの Soil-line の作成に用いた。一方、D は森林公園内の芝地である。この 4 地点で得た現地観測データを用いて、天山山系の南斜面に位置する流域面積約 12km²の祇園川の上流域（図 4-4 の点線内、80%：林地、20%：宅地及び耕作地）で LAI 推定を行った。

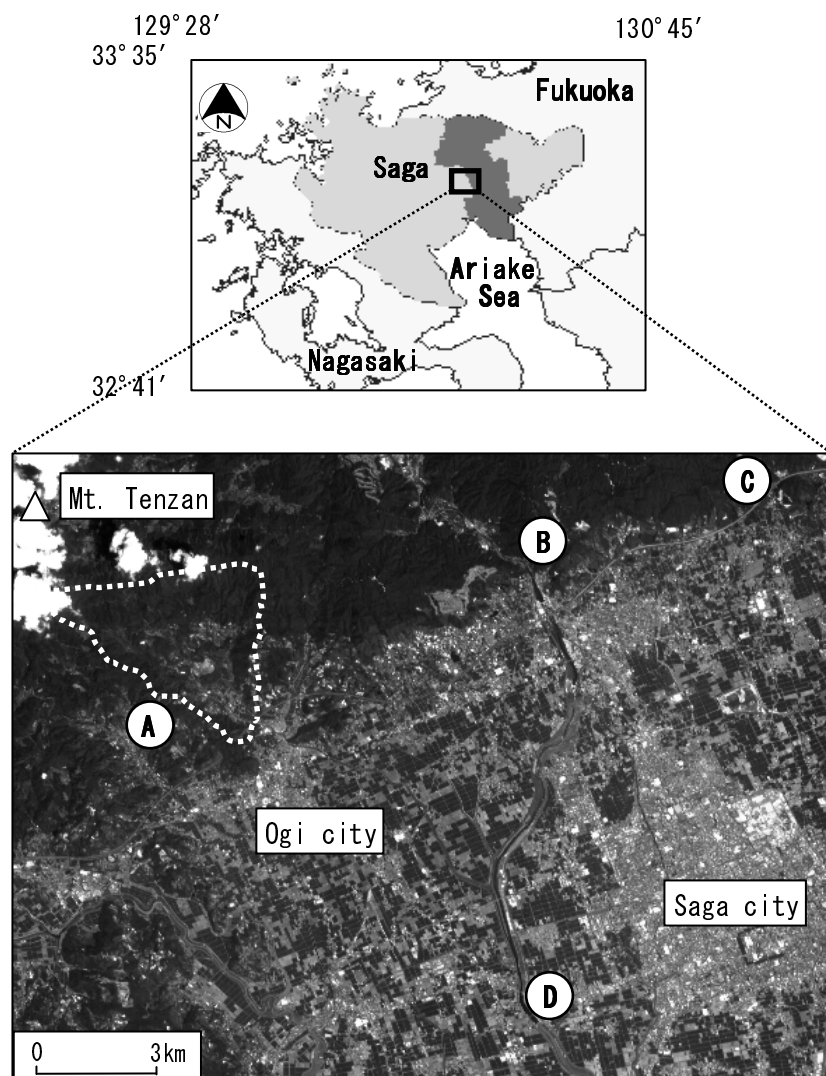


図 4-4 観測地点（A、B、C、D）及び対象流域（点線区域）の位置

4-1-4 LAI-2000 を用いた LAI 測定

Terra 衛星の ASTER 画像データから推定した LAI (後の 4.2 節で論じる) の精度を検証するため、対象流域の衛星通過日 (2007 年 8 月 18 日と 2008 年 1 月 9 日) の前後 2 週間に LAI-2000 を用いて対象区域内の 16 ヶ所の森林キャノピーに対する LAI の測定を行った (申ら、2009a)。

LAI-2000 による測定結果は直達光によって過小評価されることがあるので、出来るだけ薄くて均一に雲が掛った日に測定を行った。やむを得ず晴天日に測定を行う場合は、日の入りあるいは日の出ごろに行った。また、測定を行う場所の周辺にセンサーの影響を及ぼす可能性がある構造物がある場合、及び測定者本人がセンサーに影響を及ぼすのを避けるため、LAI-2000 装備の附属品である Open View Cap をセンサーの魚眼レンズ部に装着し測定を行った。今回の測定では主に開度 270° の View Cap を使った。

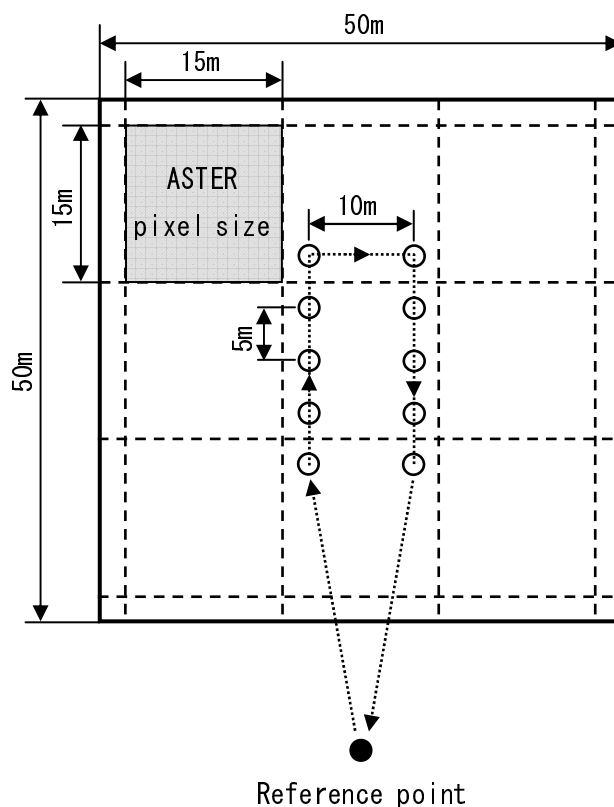


図 4-5 LAI-2000 を用いた森林の中での測定方法

観測を行った場所は、図 4-4 の佐賀市及び小城市街北部の森林地域である A、B、C を中心にした 16 地点で、針葉樹林地、広葉樹林地、混合林地で構成されている。測定対象となる森林キャノピーはまず徒歩で出入りしやすく、参照データ（森林キャノピー上部への入射エネルギー）を取るため、空の開かれた場所が近くにある地点を選択した。また、Terra 衛星の ASTER 画像データから推定される 16 か所の観測地点を含む区域の LAI 推定値と、これら観測値を比較するために、図 4-5 に示したように、ASTER データの空間分解能を考慮してなるべく均一の樹種であり、50m×50m 以上の分布面積を持つ地点を選択した。また、どの地点においても、測定後に ASTER 画像データで位置を確認するため、携帯電話のナビゲーション機能を利用して GPS 情報を取得した。

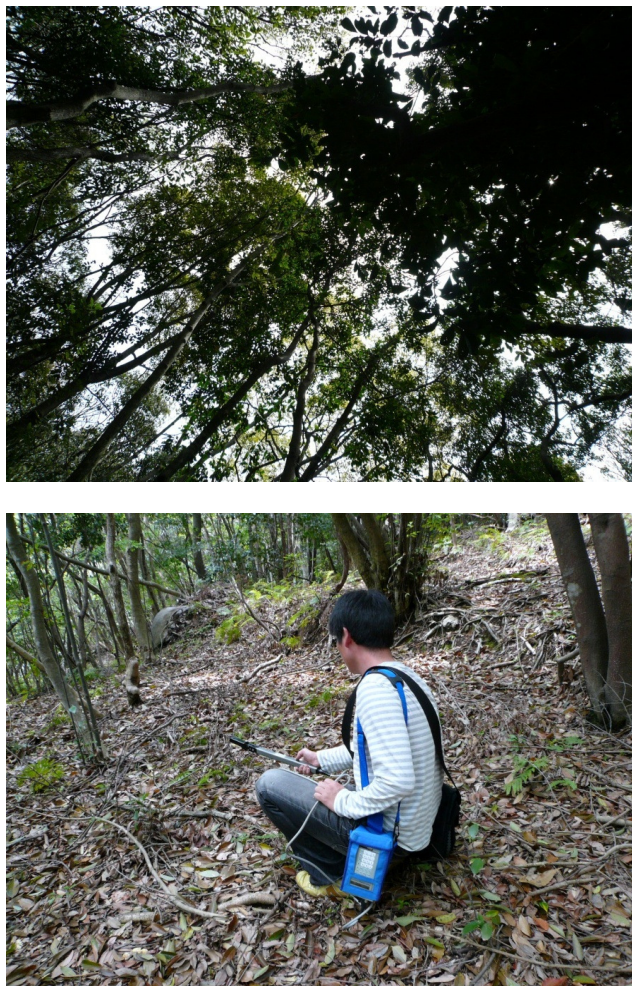


図 4-6 LAI-2000 を用いた森林内の測定

森林キャノピー内での LAI 測定は次のような手順で行われた。

- (1) LAI-2000 を用いて森林の LAI を推定するためには森林キャノピー上部の入射光（参照データ）と下部の透過光に対する測定が必要である。しかし、森林キャノピー上部における入射光を測定するのは、森林キャノピーより高く設置されたタワーのような施設がないと困難である。そこで、図 4-7 のように森林キャノピーの影響を受けない森林（地点）から森林キャノピー高さの約 3 倍以上離れた、空が開かれている所で測定を行った。
- (2) 参照データの測定終了後、測定対象の森林キャノピー内に入って図 4-5 に表したようにキャノピー内を移動しながら 10 回にわたって透過光の測定を行った。この際、センサーの魚眼レンズ部は水準器を用いてできるだけ鉛直上方を維持するようにした。
- (3) 森林キャノピー内の測定が終わると森林の外に出て再び参照データの測定を行った。
- (4) 参照データの測定が終わると LAI-2000 の本体は自動的に LAI を算出して表示するので、測定者はその場で測定結果を確認することができる。本研究では、データの精度を高めるため、(1)~(3)の行程を 3 セット行った。
- (5) 測定された LAI データは LAI-2000 コントロールユニットに保存される。測定終了後、研究室に戻り、PC にインストールされた LAI-2000 コントロールソフトウェアの FV-2000 を使って PC に LAI データをダウンロードし、データを整理した。

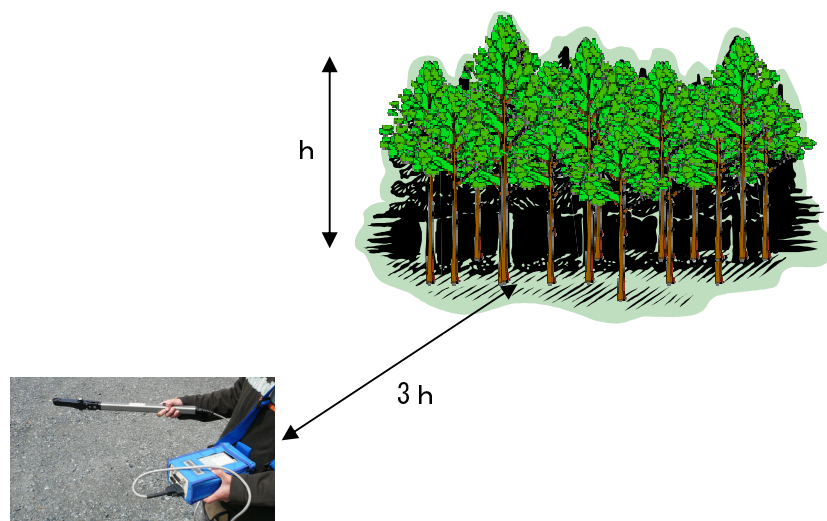


図 4-7 森林の外での LAI-2000 の参照データの測定

表 4-1 LAI-2000 による 16 地点の LAI 観測値

地点	位置	夏の LAI				冬の LAI			
		1 回	2 回	3 回	平均	1 回	2 回	3 回	平均
腰巻山	33° 20'35.5"N, 130° 19'34.1"E	4.43	4.71	4.54	4.56	3.31	3.23	3.13	3.22
金立山	33° 19'56.7"N, 130° 18'34.3"E	4.23	4.42	4.32	4.32	2.87	3.10	3.08	3.02
	33° 19'53.7"N, 130° 18'42.5"E	2.15	2.35	2.28	2.26	1.02	1.14	1.05	1.07
	33° 20'01.1"N, 130° 18'22.3"E	5.23	5.01	5.33	5.19	3.62	3.58	3.86	3.69
金敷城山	33° 19'47.1"N, 130° 16'59.4"E	5.24	5.04	5.21	5.16	4.48	4.66	4.84	4.66
	33° 19'19.5"N, 130° 16'29.0"E	6.48	6.52	6.54	6.51	5.92	5.84	5.81	5.86
	33° 20'25.3"N, 130° 15'03.9"E	4.77	4.54	4.29	4.53	2.64	2.37	3.02	2.67
三日月町	33° 18'11.2"N, 130° 13'00.2"E	5.21	5.71	5.18	5.37	2.73	2.86	3.21	2.93
須賀神社	33° 18'07.5"N, 130° 12'19.4"E	5.86	5.78	6.02	5.89	3.01	3.12	3.13	3.09
笠頭山	33° 17'44.4"N, 130° 09'50.1"E	5.44	5.73	5.48	5.55	4.91	4.88	4.76	4.85
鏡山	33° 16'30.9"N, 130° 10'33.7"E	5.33	5.27	5.14	5.25	3.29	3.26	3.51	3.35
	33° 16'18.7"N, 130° 10'36.6"E	5.51	5.55	5.72	5.59	3.02	3.07	3.08	3.06
峯山	33° 17'16.3"N, 130° 10'14.5"E	4.79	4.56	4.91	4.75	2.33	2.36	2.39	2.36
愛宕山	33° 14'31.5"N, 129° 56'11.5"E	4.42	4.42	4.45	4.43	3.38	3.41	3.87	3.55
	33° 14'31.5"N, 129° 56'11.5"E	6.45	6.57	6.33	6.45	3.23	3.33	3.18	3.25
	33° 14'31.5"N, 129° 56'11.5"E	4.36	4.35	4.49	4.40	2.51	2.58	2.63	2.57

4-2 衛星データを用いた森林地の LAI 推定法の確立

近年、衛星センサー技術の発達やコンピュータのデータ処理能力の向上に伴い、衛星リモートセンシング技術を活用した LAI の間接的推定法の開発が研究されてきた。

衛星データによる LAI 推定法には大きく植生指数 (Vegetation Index : VI) を利用する方法と植生キャノピー内の放射伝達モデルを利用する方法がある。VI を利用する方法は、衛星データから VI と LAI の関係式を作成し、その関係式を用いて VI から LAI を求める。例えば、Fassnacht et al. (1997) は、Landsat TM データの各バンド比に基づく種々の VI と LAI の実測データの間連性を定式化し、Wisconsin で LAI の推定を行った。星ら (2001) も Landsat TM データから求めた正規化植生指数 (Normalized Difference Vegetation Index : NDVI) を用いて広葉樹林の LAI を推定した。また、European Space Agency (ESA) プロジェクトの GLOBCARBON で複数の衛星センサーデータを用いて求めた 15 の植生クラス毎の Simple Ratio (SR) と LAI の関係式または Reduced Simple Ratio (RSR) と LAI の関係式から LAI プロダクトを作成した (小林、2008)。しかし、VI と LAI の関係式は植生の種類、季節、被覆率の大小、土壌の種類などによって大きく変化するため、種々の条件下で関係式を予め多く設定する必要がある。さらに NDVI は、LAI の増加に伴って、ある一定値に漸近するように増大するため、その増加率は、LAI の小さい時大きく、逆に LAI の大きい時小さい。すなわち、LAI が大きな範囲では、NDVI の僅差が LAI の大きな変化を生み出すため、NDVI による LAI 推定値の精度の低下を招く恐れがある (瀬口、1994)。

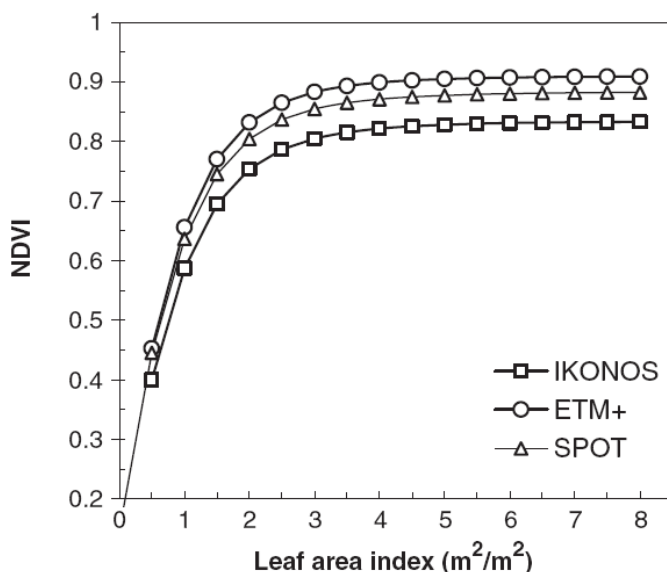


図 4-8 LAI 測定値と NDVI の関係 (Kamel et al., 2006)

一方、植生キャノピー内の放射伝達モデルを利用する方法では衛星観測データと植生放射伝達モデルから計算される2方向性反射係数 (Bidirectional Reflectance Factor, BRDF) の差が最小となるように LAI を探査する逆解析法が主に使われている (Goel and Strebel, 1983)。近年、Terra と Aqua 衛星に搭載されている MODIS の MOD15A2 LAI プロダクトはこの方法により作成されている (Myneni et al., 2002)。しかし、逆解析による全球の LAI 推定法では計算の負荷が大きく、また推定される LAI が複数存在するために、LAI の真値の決定の問題が生じる (小林, 2008)。また、Price (1993) は、植生キャノピー内の電磁波の二方向成分解析に基づき、Landsat-5 TM の 3、4 バンド (地表分解能 : 30m) から Arkansas 北東部の LAI を推定した。Price の方法は算定式やその適用方法に煩雑さを伴うものの、LAI を直接的に算定する利点がある。しかし、その算定精度については、現在のところ、十分な検証が行われていない。したがって、Price の方法を適用するためには、算定精度についての検証が必要である。

このような点を考慮し、本研究は、Landsat-5 TM データより空間分解能の優れている Terra-ASTER データ (地表分解能 : 15m) を用いて、Price の方法にならぬ植生キャノピー内の電磁波の2方向成分解析による LAI の直接的かつ広域的推定法の確立を目的とした。まず、植生キャノピー内における電磁波の上下方向成分の吸収・散乱過程及び土壌-植生系反射スペクトル特性に基づいた LAI 算定式とその ASTER データへの適用法について検討した。次いで、提示された推定法による調査地点の LAI の推定値と LAI-2000 による観測値を比較、検討し、この推定法の精度を検証した。さらに Terra-MODIS により作成された MOD15A2 LAI プロダクトと推定値の比較を行い、両者の関係について検討した。

4-2-1 使用した衛星データ

研究に使用された衛星データは、NASA の Terra 衛星 ASTER センサーにより測定された画像データである。購入した ASTER 画像は研究対象流域を含む Path : 113、Row : 37 の 2007 年 8 月 18 日と 2008 年 1 月 9 日の L1B プロダクト (幾何補正と放射補正処理済み) である。ASTER 画像の取得周期は 16 日で、対象区域の通過時間は午前 11 時 11 分である。また、一般に衛星センサーから植生を高精度に観測する際、BRDF の影響を考慮する必要がある。しかし、観測角度の広い ADEOS-II や Terra-MODIS と異なり、観測角度の狭い ASTER センサー (太陽天頂角 : 25.9° 、観測天頂角 : $\pm 2.4^\circ$ 、観測幅 : 60km) において、BRDF の影響は十分に小

さいと考えられる。したがって、本研究では ASTER 画像における BRDF の影響を考慮しなかった。なお、本研究で推定した LAI との比較のため、同じ Terra 衛星に搭載され、全球の LAI を推定している MODIS の MOD 15A2 LAI (1km×1km、8 日間隔で作成) プロダクトの提供を NASA の Earth Observing System Data Gateway より受けた。

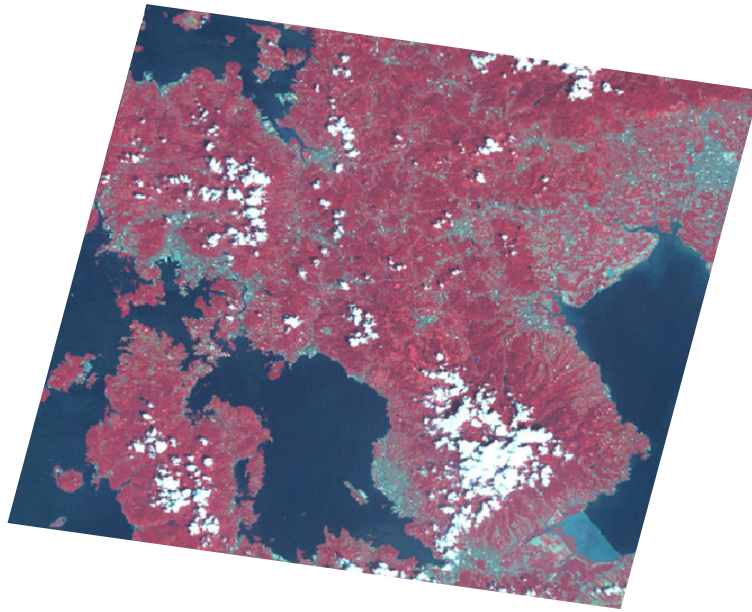


図 4-9 2007 年 8 月 18 日の ASTER 画像 (R:3 G:2 B:1)



図 4-10 2008 年 1 月 9 日の ASTER 画像 (R:3 G:2 B:1)

4-2-2 2方向成分モデル

植生のキャノピー内の電磁波の吸収・散乱過程は非常に複雑であるため、一般にその過程は2方向成分モデルで表される (Asrar, 1989)。このモデルは、植生キャノピー内の電磁波の流れを図4-11に示されるように鉛直下向き成分 I と鉛直上向き成分 J で表す。この場合、 I と J の間には次式の連立微分方程式が成立する。

$$\frac{dI}{dl} = -\alpha I + \beta J \quad (4-7)$$

$$\frac{dJ}{dl} = \alpha J - \beta I \quad (4-8)$$

ここで、 α は植生キャノピー内での電磁波の吸収係数、 β は散乱係数、 l は植生キャノピーの上端から下端方向に測定された葉面積指数であり、下端で $l=LAI$ とする。そして、微分演算子 D を用いて、 $\frac{d}{dl} \equiv D$ とすると式(4-7)及び(4-8)は、それぞれ次式となる。

$$DI = -\alpha I + \beta J \quad (4-9)$$

$$DJ = \alpha J - \beta I \quad (4-10)$$

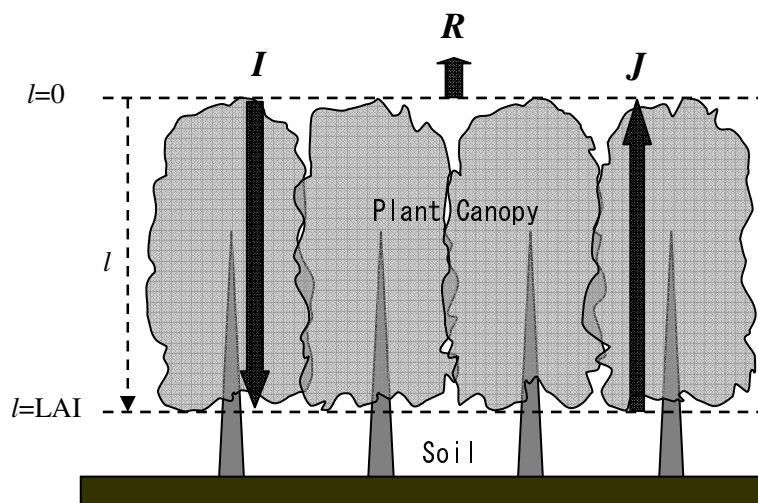


図4-11 植生キャノピー内の電磁波吸収・散乱過程

式(4-10)を整理すると次式になる。

$$J = \frac{\beta I}{\alpha - D} \quad (4-11)$$

式(4-11)を式(4-9)に代入して整理すると

$$DI = -\alpha I + \beta \frac{\beta I}{\alpha - D}$$

$$(\alpha^2 - \beta^2)I = D^2 I$$

となり、 $\alpha^2 - \beta^2 = c^2$ と置き整理すると次式になる。

$$(D^2 - c^2)I = 0 \quad (4-12)$$

ここで c は放射エネルギーが植生キャノピー内を通過する時、群葉の吸収及び散乱による減衰を表わす消散係数である (川方, 2005)。また微分方程式(4-12)の一般解は $I = a_1 e^{-cl} + a_2 e^{cl}$ …①であり、同様の展開を式(4-9)について行くと微分方程式の一般解は $J = a_3 e^{-cl} + a_4 e^{cl}$ …②となる。ここで $a_1 \sim a_4$ は任意定数である。一般解①と②を式(4-7)に代入する。

$$-a_1 c e^{-cl} + a_2 c e^{cl} = -\alpha(a_1 e^{-cl} + a_2 e^{cl}) + \beta(a_3 e^{-cl} + a_4 e^{cl})$$

$$(-a_1 c + a_1 \alpha - a_3 \beta) e^{-cl} + (a_2 c + a_2 \alpha - a_4 \beta) e^{cl} = 0$$

ここで、 e^{-cl} 及び e^{cl} は 0 にはならないため、 $-a_1 c + a_1 \alpha - a_3 \beta = 0$ かつ $a_2 c + a_2 \alpha - a_4 \beta = 0$ となる。このそれぞれの式を整理すると次式のようにになる。

$$a_3 = \frac{-a_1 c + a_1 \alpha}{\beta} = \frac{\alpha - c}{\beta} a_1 \quad (4-13)$$

$$a_4 = \frac{a_2 c + a_2 \alpha}{\beta} = \frac{\alpha + c}{\beta} a_2 \quad (4-14)$$

微分方程式の一般解①と②において境界条件 $l = 0$ 、 $I(0) = 1$ (キャノピーの表面の場合) と $l = LAI$ 、 $J(LAI) = R_s I(LAI)$ (キャノピー底面、地面の場合) を考慮すると次式のようにになる。 R_s は土壌の反射率を意味する。

$$I = a_1 + a_2 = 1 \quad (4-15)$$

$$a_3 e^{-cLAI} + a_4 e^{cLAI} = R_s (a_1 e^{-cLAI} + a_2 e^{cLAI}) \quad (4-16)$$

$a_1 + a_2 = 1$ より $a_2 = 1 - a_1$ であり、この式と式(4-13)、(4-14)を(4-16)式に代入し、整理すると次のようになる。

$$\frac{\alpha - c}{\beta} a_1 e^{-cLAI} + \frac{\alpha + c}{\beta} (1 - a_1) e^{cLAI} = R_s \{ a_1 e^{-cLAI} + (1 - a_1) e^{cLAI} \}$$

$$a_1 \left(\frac{\alpha - c}{\beta} e^{-cLAI} - \frac{\alpha + c}{\beta} e^{cLAI} - R_s e^{-cLAI} + R_s e^{cLAI} \right) = -\frac{\alpha + c}{\beta} e^{cLAI} + R_s e^{cLAI}$$

$$a_1 = \frac{\left(\frac{\alpha+c}{\beta} - R_s\right)e^{cLAI}}{\left(\frac{c-\alpha}{\beta} + R_s\right)e^{-cLAI} + \left(\frac{\alpha+c}{\beta} - R_s\right)e^{cLAI}}$$

ここで、 $A \equiv \left(\frac{\alpha+c}{\beta} - R_s\right)e^{cLAI}$ 、 $B \equiv \left(\frac{c-\alpha}{\beta} + R_s\right)e^{-cLAI}$ とし、 B を A で割ったものを D (微分演算子とは別である) とすると次式になる。

$$D = \frac{\left(\frac{c-\alpha}{\beta} + R_s\right)e^{-cLAI}}{\left(\frac{\alpha+c}{\beta} - R_s\right)e^{cLAI}} = \frac{\frac{c-\alpha}{\beta} + R_s}{\frac{\alpha+c}{\beta} - R_s} e^{-2cLAI} \quad (4-17)$$

また、一般解①と②、式(4-15)、(4-16)の 4 つの方程式を解くことにより、植生キャノピー表面の反射率 R は次式で与えられる (Price, 1993)。

$$R = \left(\frac{\alpha-c}{\beta} + \frac{\alpha+c}{\beta} D \right) \frac{1}{1+D} \quad (4-18)$$

式(4-17)を元の式に代入して整理する。

$$\begin{aligned} a_1 &= \frac{1}{D+1} = \frac{1}{-\left(\frac{\alpha-c}{\beta} - R_s\right)e^{-cLAI} + \left(\frac{\alpha+c}{\beta} - R_s\right)e^{cLAI}} + 1 \\ &= \frac{1}{-\left(\frac{\alpha-c}{\beta} - R_s\right)e^{-cLAI} + \left(\frac{\alpha+c}{\beta} - R_s\right)e^{cLAI}} \\ &= \frac{-\left(\frac{\alpha+c}{\beta} - R_s\right)e^{cLAI}}{\left(\frac{\alpha-c}{\beta} - R_s\right)e^{-cLAI} - \left(\frac{\alpha+c}{\beta} - R_s\right)e^{cLAI}} \end{aligned} \quad (4-19)$$

また、 $LAI=\infty$ の場合、植生キャノピーの表面における電磁波の反射率 $R=R_\infty$ とする。この時、 $D=0$ となるが e^{-2cLAI} は 0 にならないので、 $R_\infty = \frac{\alpha-c}{\beta}$ かつ $-R_\infty = \frac{c-\alpha}{\beta}$ となる。また、前に置換した $\alpha^2 - \beta^2 = c^2$ は $\frac{(\alpha-c)(\alpha+c)}{\beta} = 1$ と変換し、ここで $R_\infty = \frac{\alpha-c}{\beta}$ なので、 $\frac{\alpha+c}{\beta} = \frac{1}{R_\infty}$ となる。これらの値を式(4-18)に代入すると次の式が得られる。

$$R = \left(R_{\infty} + \frac{D}{R_{\infty}} \right) \frac{1}{D+1} \quad (4-20)$$

式(4-20)中の D は式(4-17)にこれらの値を代入することにより得られる。

$$D = \frac{R_s - R_{\infty}}{1/R_{\infty} - R_s} e^{-2cLAI} \quad (4-21)$$

4-2-3 ASTER データの2方向成分モデルへの適用

地球観測衛星のセンサーにより観測される i バンドの反射率 (S_i) と地表面で LI-1800 によって測定される、地球観測衛星の i バンドに対応する反射率 (R_i) の間には、次式が成り立つ。

$$S_i = \tau_i R_i + \sigma_i \quad (4-22)$$

ここで、 τ_i 及び σ_i は、それぞれ i バンドの大気透過率及び大気反射率である。また、 S_i と衛星データ i バンドのデジタル値 (BN_i) の間には、次式が成り立つ。

$$S_i = \gamma_i BN_i + \delta_i \quad (4-23)$$

ここで、 γ_i 及び δ_i は、それぞれ i バンドのセンサーの最大及び最小放射輝度によって決まる定数である。衛星データの中で土壌表面に対する BN_{si} 値は、式(4-20)、(4-21)、(4-22)、(4-23)を用いて次のように計算される。式(4-20)、(4-21)は地表面で LI-1800 によって測定される、地球観測衛星の i バンドに対応する反射率の場合、それぞれ次の式になる。

式(4-20)より

$$R_i = \left(R_{\infty i} + \frac{1}{R_{\infty i}} D_i \right) \frac{1}{(D_i + 1)}$$

式(4-21)より

$$D_i = \frac{R_{si} - R_{\infty i}}{1/R_{\infty i} - R_{si}} e^{2c_i LAI}$$

$$\left(1 + \frac{R_{si} - R_{\infty i}}{(1 - R_{si} R_{\infty i}) / R_{\infty i}} e^{-2c_i LAI} \right) R_i = \left(R_{\infty i} + \frac{1}{R_{\infty i}} \frac{R_{si} - R_{\infty i}}{(1 - R_{si} R_{\infty i}) / R_{\infty i}} e^{-2c_i LAI} \right)$$

両辺に $\frac{1 - R_{si} R_{\infty i}}{R_{\infty i}}$ をかけると

$$\left\{ \frac{1 - R_{si} R_{\infty i}}{R_{\infty i}} + (R_{si} - R_{\infty i}) e^{-2c_i LAI} \right\} R_i = \left\{ (1 - R_{si} R_{\infty i}) + \frac{R_{si} - R_{\infty i}}{R_{\infty i}} e^{-2c_i LAI} \right\}$$

$$R_{si}(e^{-2c_iLAI} - 1)R_i + \left(\frac{1}{R_{\infty i}} - R_{\infty i}e^{-2c_iLAI}\right)R_i = R_{si}\left(\frac{1}{R_{\infty i}}e^{-2c_iLAI} - R_{\infty i}\right) + (1 - e^{-2c_iLAI})$$

$$R_{si}\left\{R_{\infty i} - R_i + \left(R_i - \frac{1}{R_{\infty i}}\right)e^{-2c_iLAI}\right\} = 1 - \frac{R_i}{R_{\infty i}} + (R_i R_{\infty i} - 1)e^{-2c_iLAI}$$

分母分子に $\frac{1}{R_{\infty i}}$ をかけると

$$\begin{aligned} R_{si} &= \frac{\frac{1}{R_{\infty i}}\left\{1 - \frac{R_i}{R_{\infty i}} + (R_i R_{\infty i} - 1)e^{-2c_iLAI}\right\}}{\frac{1}{R_{\infty i}}\left\{R_{\infty i} - R_i + \left(R_i - \frac{1}{R_{\infty i}}\right)e^{-2c_iLAI}\right\}} \\ &= \frac{\frac{1}{R_{\infty i}} - \frac{R_i}{R_{\infty i}^2} + \left(R_i - \frac{1}{R_{\infty i}}\right)e^{-2c_iLAI}}{\frac{R_{\infty i}}{R_{\infty i}} - \frac{R_i}{R_{\infty i}} + \left(\frac{R_i}{R_{\infty i}} - \frac{1}{R_{\infty i}^2}\right)e^{-2c_iLAI}} \\ &= \frac{\left(1 - \frac{R_i}{R_{\infty i}}\right)e^{2c_iLAI} + (R_i R_{\infty i} - 1)}{\left(R_{\infty i} - R_i\right)e^{2c_iLAI} + \left(R_i - \frac{1}{R_{\infty i}}\right)} \\ &= \frac{\left(1 - \frac{R_i}{R_{\infty i}}\right)e^{2c_iLAI} + (R_i R_{\infty i} - 1)}{\left(R_{\infty i} - R_i\right)e^{2c_iLAI} + \left(R_i - \frac{1}{R_{\infty i}}\right)} \\ &= \frac{\frac{R_{\infty i} - R_i}{R_{\infty i}}e^{2c_iLAI} + (R_i R_{\infty i} - 1)}{\left(\frac{R_{\infty i} - R_i}{R_i - 1/R_{\infty i}}e^{2c_iLAI} + 1\right)\left(R_i - \frac{1}{R_{\infty i}}\right)} \\ &= \frac{\left\{\frac{R_{\infty i} - R_i}{R_{\infty i}}e^{2c_iLAI} + (R_i R_{\infty i} - 1)\right\} \frac{R_{\infty i}}{R_i R_{\infty i} - 1}}{\frac{R_{\infty i} - R_i}{R_i - 1/R_{\infty i}}e^{2c_iLAI} + 1} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& \frac{R_{\infty i} - R_i}{R_{\infty i} (R_i - 1/R_{\infty i})} e^{2c_i LAI} + R_{\infty i} \\
= & \frac{R_{\infty i} - R_i}{R_i - 1/R_{\infty i}} e^{2c_i LAI} + 1
\end{aligned} \tag{4-24}$$

式(4-22、4-23)より $R_i = (\gamma_i BN_i + \delta_i - \sigma_i) / \tau_i$ となり、 $\gamma_i / \tau_i = p_i$ とし、 $(\delta_i - \sigma_i) / \tau_i = q_i$ とすると $R_i = p_i BN_i + q_i$ となる。また、密集した植生の場合 $R_{\infty i} = p_i BN_{\infty i} + q_i$ として用いる。この式を式(4-24)に代入する。

$$\begin{aligned}
R_{si} &= \frac{R_{\infty i}^2 + e^{2c_i LAI} \frac{p_i BN_i + q_i - (p_i BN_{\infty i} + q_i)}{1/R_{\infty i} - (p_i BN_i + q_i)}}{R_{\infty i} + R_{\infty i} e^{2c_i LAI} \frac{p_i BN_i + q_i - (p_i BN_{\infty i} + q_i)}{1/R_{\infty i} - (p_i BN_i + q_i)}} \\
&= \frac{R_{\infty i}^2 + p_i e^{2c_i LAI} \frac{(BN_i - BN_{\infty i})}{1/R_{\infty i} - (p_i BN_i + q_i)}}{R_{\infty i} + R_{\infty i} p_i e^{2c_i LAI} \frac{(BN_i - BN_{\infty i})}{1/R_{\infty i} - (p_i BN_i + q_i)}}
\end{aligned}$$

ここで、 $Y = e^{2c_i LAI} \frac{(BN_i - BN_{\infty i})}{1/R_{\infty i} - (p_i BN_i + q_i)}$ とすると

$$R_{si} = \frac{R_{\infty i} + p_i \frac{1}{R_{\infty i}} Y}{1 + p_i Y}$$

ここで、土壌の場合 $R_{si} = p_i BN_{si} + q_i$ として用いる。

$$\begin{aligned}
R_{si} &= \frac{R_{\infty i} + p_i \frac{1}{R_{\infty i}} Y}{1 + p_i Y} = p_i BN_{si} + q_i \\
p_i BN_{si} &= \frac{R_{\infty i} + p_i \frac{1}{R_{\infty i}} Y}{1 + p_i Y} - q_i = \frac{p_i BN_{\infty i} + q_i + p_i \frac{1}{R_{\infty i}} Y - q_i (1 + p_i Y)}{1 + p_i Y} \\
&= \frac{p_i BN_{\infty i} + p_i \frac{1}{R_{\infty i}} Y - q_i p_i Y}{1 + p_i Y} = \frac{p_i BN_{\infty i} + p_i Y (\frac{1}{R_{\infty i}} - q_i)}{1 + p_i Y} \\
BN_{si} &= \frac{BN_{\infty i} + Y (\frac{1}{R_{\infty i}} - q_i)}{1 + p_i Y}
\end{aligned}$$

$$= \frac{BN_{\infty i} + (1/R_{\infty i} - q_i)e^{2c_i LAI} \frac{(BN_i - BN_{\infty i})}{1/R_{\infty i} - (p_i BN_i + q_i)}}{1 + p_i e^{2c_i LAI} \frac{(BN_i - BN_{\infty i})}{1/R_{\infty i} - (p_i BN_i + q_i)}} \quad (4-25)$$

ここで、 p_i と q_i は無視され、これを式(4-25)に代入する。

$$BN_{si} = \frac{BN_{\infty i} + \left(\frac{BN_i}{R_{\infty i}} e^{2c_i LAI} - \frac{BN_{\infty i}}{R_{\infty i}} e^{2c_i LAI}\right) / \left(\frac{1}{R_{\infty i}} - BN_i\right)}{1 + (BN_i e^{2c_i LAI} - BN_{\infty i} e^{2c_i LAI}) / \left(\frac{1}{R_{\infty i}} - BN_i\right)}$$

分子を整理する

$$BN_{\infty i} + \frac{BN_i e^{2c_i LAI} - BN_{\infty i} e^{2c_i LAI}}{1 - BN_{\infty i} R_{\infty i}} = \frac{BN_i (e^{2c_i LAI} - BN_{\infty i} R_{\infty i}) + BN_{\infty i} (1 - e^{2c_i LAI})}{1 - BN_{\infty i} R_{\infty i}}$$

分母を整理する

$$1 + \frac{BN_i R_{\infty i} e^{2c_i LAI} - BN_{\infty i} R_{\infty i} e^{2c_i LAI}}{1 - BN_i R_{\infty i}} = \frac{1 - BN_i R_{\infty i} (1 - e^{2c_i LAI}) - BN_{\infty i} R_{\infty i} e^{2c_i LAI}}{1 - BN_i R_{\infty i}}$$

$$BN_{si} = \frac{BN_i (e^{2c_i LAI} - BN_{\infty i} R_{\infty i}) + BN_{\infty i} (1 - e^{2c_i LAI})}{1 - BN_{\infty i} R_{\infty i} e^{2c_i LAI} - BN_i R_{\infty i} (1 - e^{2c_i LAI})} \quad (4-26)$$

p_i と q_i を無視すると、 $R_{\infty i} = p_i BN_{\infty i} + q_i$ の式において、 $R_{\infty i} \approx BN_{\infty i}$ となる。これを式(4-26)に代入し、整理すると次式になる。

$$BN_{si} = \frac{BN_i (e^{2c_i LAI} - R_{\infty i}^2) + BN_{\infty i} (1 - e^{2c_i LAI})}{1 - R_{\infty i}^2 e^{2c_i LAI} - BN_i R_{\infty i}^2 (1 - e^{2c_i LAI})} / BN_{\infty i} \quad (4-27)$$

ここで、 BN_{si} 及び $BN_{\infty i}$ は*i*バンドの R_s 、 R_{∞} に対応する衛星のデータのデジタル値である。

$$\text{式(4-27)より} \quad BN_{si} = \frac{BN_i BN_{\infty i} (e^{2c_i LAI} - R_{\infty i}^2) + BN_{\infty i}^2 (1 - e^{2c_i LAI})}{BN_{\infty i} - BN_{\infty i} R_{\infty i}^2 e^{2c_i LAI} - BN_i R_{\infty i}^2 (1 - e^{2c_i LAI})} \quad (4-28)$$

ところで、3-2-4で表した Soil-line 直線は、地球観測衛星のデータ（Terra/ASTER センサーの場合2、3バンドの値）の関係から次の式で表される。

$$BN_{s3} = a' BN_{s2} + b' \quad (4-29)$$

ここで a' 、 b' は Soil-line より得られる定数である。式(4-28)を式(4-29)に代入すると LAI を含む多項式が得られる。

$$\frac{BN_3 BN_{\infty 3} (e^{2c_3 LAI} - R_{\infty 3}^2) + BN_{\infty 3}^2 (1 - e^{2c_3 LAI})}{BN_{\infty 3} - BN_{\infty 3} R_{\infty 3}^2 e^{2c_3 LAI} - BN_3 R_{\infty 3}^2 (1 - e^{2c_3 LAI})}$$

$$= a' \frac{BN_2 BN_{\infty 2} (e^{2c_2 LAI} - R_{\infty 2}^2) + BN_{\infty 2}^2 (1 - e^{2c_2 LAI})}{BN_{\infty 2} - BN_{\infty 2} R_{\infty 2}^2 e^{2c_2 LAI} - BN_2 R_{\infty 2}^2 (1 - e^{2c_2 LAI})} + b' \quad (4-30)$$

式(4-30)の左辺を展開すると次式になる。

$$\frac{BN_3 BN_{\infty 3} e^{2c_3 LAI} - BN_3 BN_{\infty 3} R_{\infty 3}^2 + BN_{\infty 3}^2 - BN_{\infty 3}^2 e^{2c_3 LAI}}{BN_{\infty 3} - BN_{\infty 3} R_{\infty 3}^2 e^{2c_3 LAI} - BN_3 R_{\infty 3}^2 - BN_3 R_{\infty 3}^2 e^{2c_3 LAI}} \quad (4-31)$$

式(4-31)において、分母を a 、分子を b と置く。また、式(4-30)の右辺を展開すると次式になる。

$$\begin{aligned} & \frac{a' BN_2 BN_{\infty 2} e^{2c_2 LAI} - a' BN_2 BN_{\infty 2} R_{\infty 2}^2 + a' BN_{\infty 2}^2 - a' BN_{\infty 2}^2 e^{2c_2 LAI}}{BN_{\infty 2} - BN_{\infty 2} R_{\infty 2}^2 e^{2c_2 LAI} - BN_2 R_{\infty 2}^2 - BN_2 R_{\infty 2}^2 e^{2c_2 LAI}} \\ & + \frac{b' BN_{\infty 2} - b' BN_{\infty 2} R_{\infty 2}^2 e^{2c_2 LAI} - b' BN_2 R_{\infty 2}^2 - b' BN_2 R_{\infty 2}^2 e^{2c_2 LAI}}{BN_{\infty 2} - BN_{\infty 2} R_{\infty 2}^2 e^{2c_2 LAI} - BN_2 R_{\infty 2}^2 - BN_2 R_{\infty 2}^2 e^{2c_2 LAI}} \end{aligned} \quad (4-32)$$

式(4-32)において、分母を c 、分子を d と置く。 $\frac{b}{a} = \frac{d}{c}$ は $b \times c = a \times d$ となるので、この計算を元の値に戻して行う。

$$\begin{aligned} & (BN_3 BN_{\infty 3} e^{2c_3 LAI} - BN_3 BN_{\infty 3} R_{\infty 3}^2 + BN_{\infty 3}^2 - BN_{\infty 3}^2 e^{2c_3 LAI}) \\ & \times (BN_{\infty 2} - BN_{\infty 2} R_{\infty 2}^2 e^{2c_2 LAI} - BN_2 R_{\infty 2}^2 - BN_2 R_{\infty 2}^2 e^{2c_2 LAI}) \\ & = (BN_{\infty 3} - BN_{\infty 3} R_{\infty 3}^2 e^{2c_3 LAI} - BN_3 R_{\infty 3}^2 - BN_3 R_{\infty 3}^2 e^{2c_3 LAI}) \\ & \times \{ (a' BN_2 BN_{\infty 2} e^{2c_2 LAI} - a' BN_2 BN_{\infty 2} R_{\infty 2}^2 + a' BN_{\infty 2}^2 - a' BN_{\infty 2}^2 e^{2c_2 LAI}) \\ & + (b' BN_{\infty 2} - b' BN_{\infty 2} R_{\infty 2}^2 e^{2c_2 LAI} - b' BN_2 R_{\infty 2}^2 - b' BN_2 R_{\infty 2}^2 e^{2c_2 LAI}) \} \end{aligned} \quad (4-33)$$

実際には式(4-33)においてすべて展開して計算したのだが、長い式となるのでここでは割愛する。展開したすべての項の中で、次式の様に $e^{2c_i LAI}$ を含む項を集め、整理していく。ここでは、 $e^{2c_2 LAI}$ 、 $e^{2c_3 LAI}$ どちらも含む項の場合のみ記す。

$$\begin{aligned} & e^{2c_2 LAI} e^{2c_3 LAI} (-BN_3 BN_{\infty 3} BN_{\infty 2} R_{\infty 2}^2 + BN_3 BN_{\infty 3} BN_2 R_{\infty 2}^2 \\ & + BN_{\infty 3}^2 BN_{\infty 2} R_{\infty 2}^2 - BN_{\infty 3}^2 BN_2 R_{\infty 2}^2 \\ & + BN_{\infty 3} R_{\infty 3}^2 a' BN_2 BN_{\infty 2} - BN_{\infty 3} R_{\infty 3}^2 a' BN_{\infty 2}^2 \\ & - BN_{\infty 3} R_{\infty 3}^2 b' BN_{\infty 2} R_{\infty 2}^2 + BN_{\infty 3} R_{\infty 3}^2 b' BN_2 R_{\infty 2}^2 \\ & - BN_3 R_{\infty 3}^2 a' BN_2 BN_{\infty 2} + BN_3 R_{\infty 3}^2 a' BN_{\infty 2}^2 \\ & + BN_3 R_{\infty 3}^2 b' BN_{\infty 2} R_{\infty 2}^2 - BN_3 R_{\infty 3}^2 b' BN_2 R_{\infty 2}^2) \end{aligned} \quad (4-34)$$

式(4-34)において、次は a' を含む項、 b' を含む項、どちらも含まない項に分けて整理していく。

$$\begin{aligned}
& e^{2c_2LAI} e^{2c_3LAI} [a'(BN_{\infty 3}R_{\infty 3}^2BN_2BN_{\infty 2} - BN_{\infty 3}R_{\infty 3}^2BN_{\infty 2}^2 \\
& - BN_3R_{\infty 3}^2BN_2BN_{\infty 2}BN_3R_{\infty 3}^2BN_{\infty 2}^2) + \\
& b'(-BN_{\infty 3}R_{\infty 3}^2BN_{\infty 2}R_{\infty 2}^2 + BN_{\infty 3}R_{\infty 3}^2BN_2R_{\infty 2}^2 \\
& + BN_3R_{\infty 3}^2BN_{\infty 2}R_{\infty 2}^2 - BN_3R_{\infty 3}^2BN_2R_{\infty 2}^2) \\
& - BN_3BN_{\infty 3}BN_{\infty 2}R_{\infty 2}^2 + BN_3BN_{\infty 3}BN_2R_{\infty 2}^2 \\
& + BN_{\infty 3}^2BN_{\infty 2}R_{\infty 2}^2 - BN_{\infty 3}^2BN_2R_{\infty 2}^2] \quad (4-35)
\end{aligned}$$

式(4-35)において $BN_2 = a_2$ 、 $BN_3 = a_3$ 、 $BN_{\infty 2} = d_2$ 、 $BN_{\infty 3} = d_3$ 、 $R_{\infty 2}^2 = e_2$ 、 $R_{\infty 3}^2 = e_3$ 、 $e^{2c_2LAI} = b_2$ 、 $e^{2c_3LAI} = b_3$ と置いて整理する。

$$\begin{aligned}
(4-35) = & b_2b_3[a'\{d_2^2(a_3 - d_3)e_3 + a_2d_2(d_3 - a_3)e_3\} + b'\{d_2e_2(a_3 - d_3)e_3 \\
& + a_2e_2(d_3 - a_3)e_3\} + a_3d_3(a_2 - d_2)e_2 + d_3^2(d_2 - a_2)e_2]
\end{aligned}$$

更に $A_i = (a_i - d_i)d_i$ 、 $C_i = (a_i - d_i)e_i$ 、($i=2, 3$) と置き整理すると次の式になる。

$$(4-35) = (A_3C_2 - a'A_2C_3 - b'C_3C_2)b_2b_3 \quad (4-36)$$

式(4-33)を展開した式の、 e^{2c_2LAI} を含む項、 e^{2c_3LAI} を含む項、どちらも含まない項において、式(4-34)~(4-36)と同じように整理すると、次式に纏めることができる (申ら、2009a)。

$$\begin{aligned}
& (A_3C_2 - a'A_2C_3 - b'C_3C_2)b_2b_3 + (B_3C_2 - a'A_2D_3 - b'C_2D_3)b_2 \\
& + (A_3D_2 - a'B_2C_3 - b'C_3D_2)b_3 + (B_3D_2 - a'B_2D_3 - b'D_3D_2) = 0 \quad (4-37)
\end{aligned}$$

ここで、 $A_i = (a_i - d_i)d_i$ 、 $B_i = (d_i - a_i)e_i$ 、 $C_i = (a_i - d_i)e_i$ 、 $D_i = d_i - a_ie_i$ 、 $a_i = BN_i$ 、 $b_i = e^{2c_iLAI}$ 、 $d_i = BN_{\infty i}$ 、 $e_i = R_{\infty i}^2$ 、 $i=2, 3$ である。

式(4-37)において、このままの形式では LAI を直接的に計算することはできないので、 x に関する式に整理し、LAI を求める。 $b_3 = e^{2c_3LAI}$ 、 $b_2 = e^{2c_2LAI}$ を次のように置換する

$$x = e^{2c_3LAI} \quad (4-38)$$

$$x^{c_2/c_3} = e^{2c_2LAI} \quad (4-39)$$

ここで、 $b_i = e^{2c_iLAI}$ の中の c は、元々は植生キャノピーを通過する電磁波が吸収・散乱され減少するときの係数である。この係数は ASTER センサーの 2 バンド、3 バンドの場合 $c_2 = 0.6$ 、 $c_3 = 0.2$ の値で用いられる。この値を(4-38)式に代入すると次の式が得られる。

$$x^{0.6/0.2} = x^3 = e^{2c_2LAI} \quad (4-40)$$

式(4-38)、(4-40)を式(4-37)に代入すると次の式が得られる。

$$\begin{aligned}
& (A_3C_2 - a'A_2C_3 - b'C_3C_2)x^3x + (B_3C_2 - a'A_2D_3 - b'C_2D_3)x^3 \\
& + (A_3D_2 - a'B_2C_3 - b'C_3D_2)x + (B_3D_2 - a'B_2D_3 - b'D_3D_2) = 0 \quad (4-41)
\end{aligned}$$

また、式(4-38)において、 $x = e^{2c_3LAI}$ の両辺で対数を取り LAI について整理すると次の式が得られる。

$$LAI = \log x / 0.4 \quad (4-42)$$

式(4-41)で x の値を算出し、得られた値を式(4-42)式に代入することで LAI を算出することが出来る。

4-2-4 LAI 推定式のパラメータの算出

前節では 2 方向成分モデルに Terra/ASTER データを適用して LAI を推定する方法について述べた。地球観測衛星によって得られた観測データから直接的に森林流域の LAI を求めるためには現地観測と実験あるいは衛星データから推定されるいくつかのパラメータを要する。次に LAI 推定式に利用されるこれらのパラメータについて述べる。

(1) 密集した植生キャノピーにおける反射率 (R_{soi})

LAI の推定に必要な入力パラメータの 1 つである土壌や植生キャノピーの分光反射率の測定は、快晴日の 2007 年 8 月 15 日午前 11 時 30 分～午後 2 時の間に Spectroradiometer (LI-COR 社製、LI-1800) を用いて図 4-4 の観測区域 B の広葉樹林で行なわれた。観測区域 B は LAI-2000 を用いて測定が行われた 16 か所の中 LAI が最も高い所であり、均一な森林キャノピーとなっ

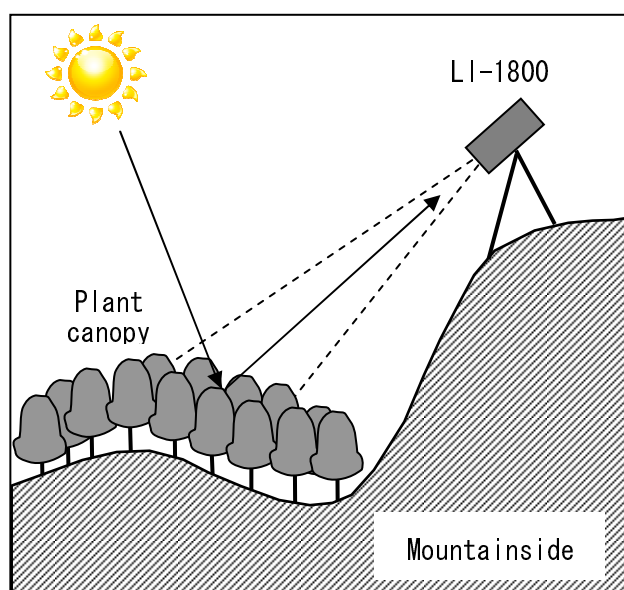


図 4-12 森林の植生キャノピーの分光反射エネルギー測定方法の概念図

て分光反射率の測定に適切な所であった。現地での森林キャノピーの分光反射エネルギーの測定は、図 4-12 に示されるように山腹地形を利用して、山腹斜面の上方から植生キャノピーを見下ろせる地点に LI-1800 を設置して行われた。なお、現地測定された分光反射率データを ASTER データと同様に扱うためには、その 2 方向性反射分布係数 (Bidirectional Reflectance Distribution Function : BRDF) の影響を考慮する必要がある。森林地で BRDF を求める時は観測用無人ヘリコプターに分光放射計を設置して測定を行う方法があるが、この方法には高価な装備と専門人員が必要である。そこで本研究では、BRDF の分光反射率データへの影響を最小にするために、陳ら (2007) の検討結果を基に、LI-1800 を Principal 平面 (センサーが太陽と同じ平面) の前方散乱の位置 (太陽天頂角 : 22.6° 、観測天頂角 : 30°) に設置して分光反射率を測定した。

まず、夏季 (2007 年 8 月 15 日に測定) と冬季 (2008 年 1 月 6 日に測定) の密集した植生キャノピー ($LAI = \infty$ と仮定) における反射率データを現地観測で求め、それぞれ図 4-13 と図 4-14 のように表した。これらの分光反射曲線データにおいて、ASTER センサーの VNIR バンド 2 (630~690nm)、3 (760~860nm) の波長域に対する範囲の反射率を平均して、平均反射率で表すとバンド 2 (BN_2) に対する反射率は夏季 3%、冬季 7%、バンド 3 (BN_3) に対する反射率は夏季 48%、冬季 42% となった。ここで、LAI 推定式に用いられる反射率のパラメータは夏季に $R_{\infty 2} = 0.03$ 、 $R_{\infty 3} = 0.48$ で冬季に $R_{\infty 2} = 0.07$ 、 $R_{\infty 3} = 0.42$ となる。

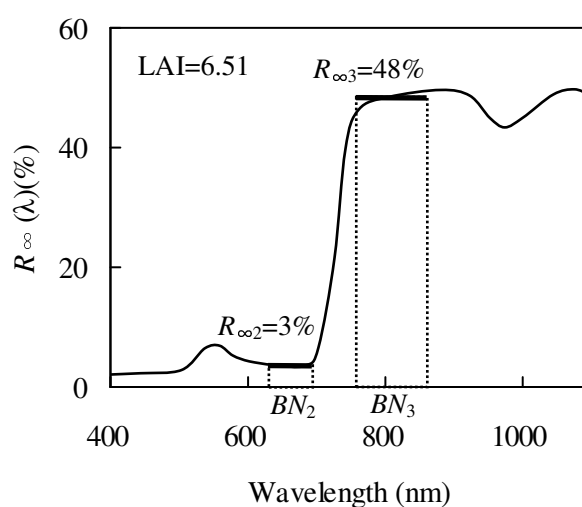


図 4-13 LAI が最も高い観測地点 $R_{\infty 2}$ と $R_{\infty 3}$ (夏季)

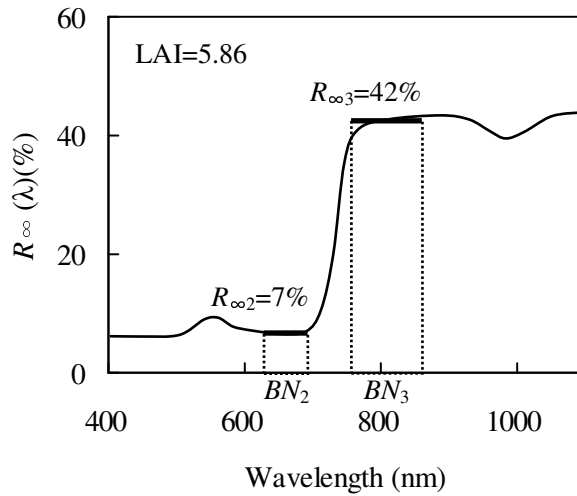
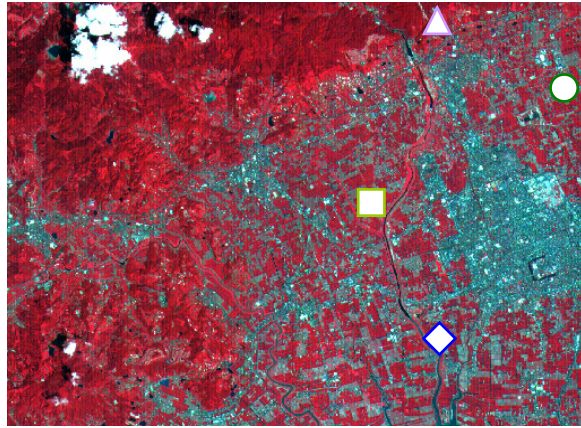


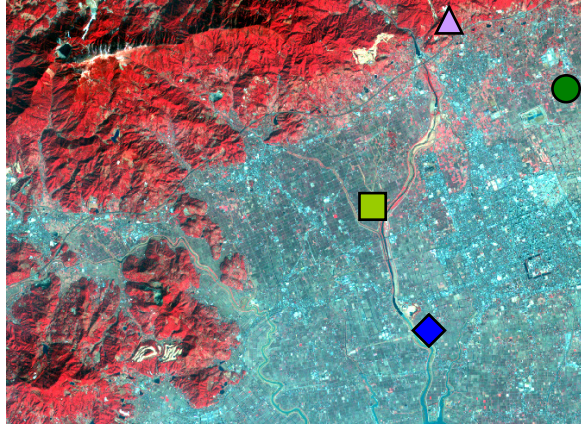
図 4-14 LAI が最も高い観測地点 $R_{\infty 2}$ と $R_{\infty 3}$ (冬季)

(2) Soil-line 方程式 ($BN_{s3} = a'BN_{s2} + b'$)

地表の土壤の反射率は、一般に土壤の種類と水分量によって大きく異なる (Huete, 1988)。3 章の 3-1-4 で研究対象区域に広く分布するマサ土と性質の違う 5 種類の土壤を用いて土壤の含水率の増加に伴い土壤の分光反射率が全波長 (400-1100nm) にかけて減少することを確認した。さらに、土壤の分光反射率に対して可視波長の分光反射率 (R_{650}) と近赤外波長の分光反射率 (IR_{850}) をプロットして図 3-10 のような Soil-line 直線を得た。このような Soil-line 直線はその勾配と切片値が地球観測衛星の光学センサーのバンドの波長範囲により異なるが、地球観測衛星の光学センサーの可視光波長のバンドと近赤外波長のバンドのデータからも得ることが出来る。この節では Terra/ASTER 画像データにおいて土壤面の露出した裸地に対して可視光波長のバンドの中、赤色波長帯を含むバンド 2 (BN_2) と近赤外波長帯を含むバンド 3 (BN_3) のデータをプロットして得られる Soil-line 直線の勾配である a' と切片値である b' を求めた。まず、購入した夏季と冬季の ASTER 画像データから休耕地 (●)、バイク練習場 (▲)、野球場 (■) 等の土壤面が露出した場所を探し、それぞれの土地の範囲内で数箇所のピクセルの BN_2 及び BN_3 をプロットして図 4-16 のような Soil-line 直線と Soil-line に関する方程式を得た。ここで、衛星データによる Soil-line 方程式(4-29)の定数 $a' = 0.82$ 、 $b' = 2.0$ の値が得られた (申ら、2009b)。



2007年8月18日の画像データ (R:3, G:2, B:1)



2008年1月9日の画像データ (R:3, G:2, B:1)

図 4-15 裸地に対しての BN_2 と BN_3 の取得地点

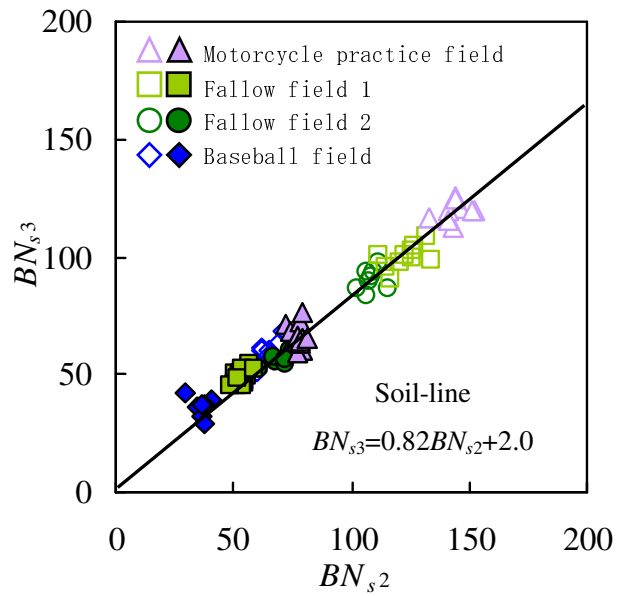


図 4-16 ASTER 画像の $BN_{s,2}$ と $BN_{s,3}$ の関係

(3) 密集した植生キャノピーにおける BN 値 ($BN_{\infty i}$)

研究対象区域の ASTER 画像の BN_2 と BN_3 をプロットした結果、図 4-17 のような分布特性が得られた。プロットした点 (BN_2, BN_3) の大部分は、式 (4-29) の直線の上方に分布する。また、植生が密集するほど、 BN_2 は低下し、逆に BN_3 は増大する。したがって、図中の頂点 P は、植生の密集状態の最も高い地点 ($BN_{\infty 2}, BN_{\infty 3}$) の衛星データである。ここで、LAI 推定式に用いられる衛星データのパラメータは夏季に $BN_{\infty 2} = 44$ 、 $BN_{\infty 3} = 180$ で冬季に $BN_{\infty 2} = 25$ 、 $BN_{\infty 3} = 82$ となる (申ら、2009b)。

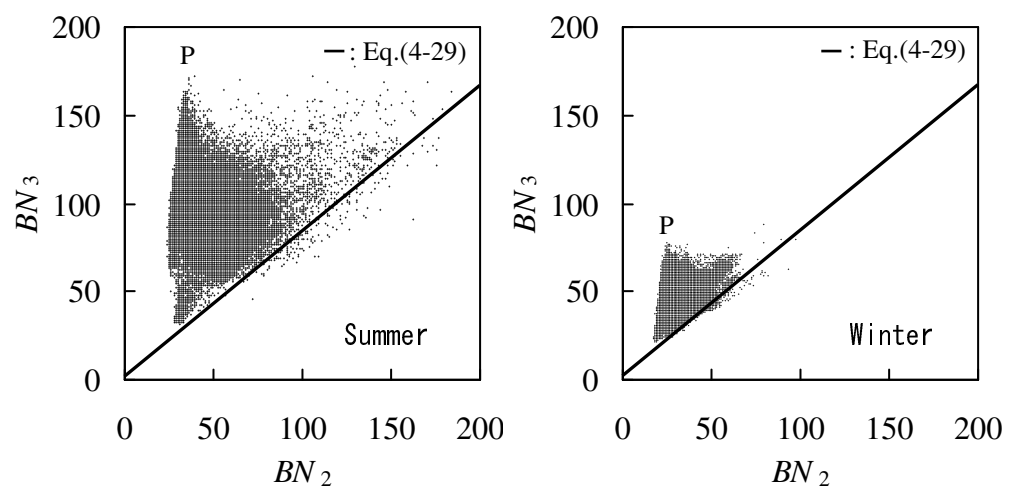


図 4-17 研究対象区域の ASTER 画像の BN_2 と BN_3 の散布図

4-2-5 ASTER データによる LAI 推定結果

Terra/ASTER センサーにより収録された ASTER 画像データを 2 方向成分モデルに適用して研究対象区域（祇園川上流域）における LAI の推定を行った。図 4-18 は、教師付き分類を行って表した研究対象流域の地表面被覆図である。ここでは、雲の分布も含め、大きく 4 種類の地表面被覆図を作成した。図 4-19 と図 4-20 は、2007 年 8 月 18 日と 2008 年 1 月 9 日の ASTER 画像の BN_2 、 BN_3 を (4-37) 式に適用して算出された対象流域の LAI 分布画像である。図示されるように夏季には人工物や裸地で 0.0~1.0、農地や草地で 1.0~3.0、森林地で 3.0~8.0 の範囲に LAI が分布しており、冬季には人工物や裸地で 0.0~0.5、農地や草地で 0.5~2.0、山間地で 2.0~6.0 の範囲に LAI が分布した。

なお、式 (4-37) 中のパラメータは、4-2-4 節で得られた値を適用した。雲影の部分については白のマスク処理を施した。図示されるように対象流域において LAI は 3.0~7.0 の広範囲に分布した。これは、対象流域では宅地に近い南向き山腹斜面でミカン園、またそれ以外でスギ、ヒノキの植林地となっており、このような樹木の種類、樹齢の差異などが LAI の分布に反映したためと考えられる。一方、直達光の当たらない山陰では、LAI が高い値になる傾向が見られる。今後、この部分の処理について検討する必要がある。

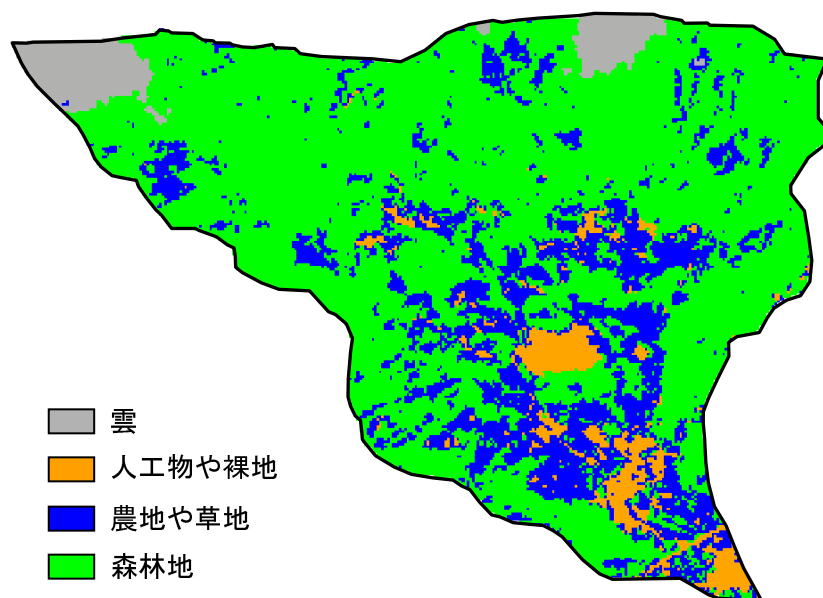


図 4-18 教師付き分類で得た研究対象流域の地表面被覆図

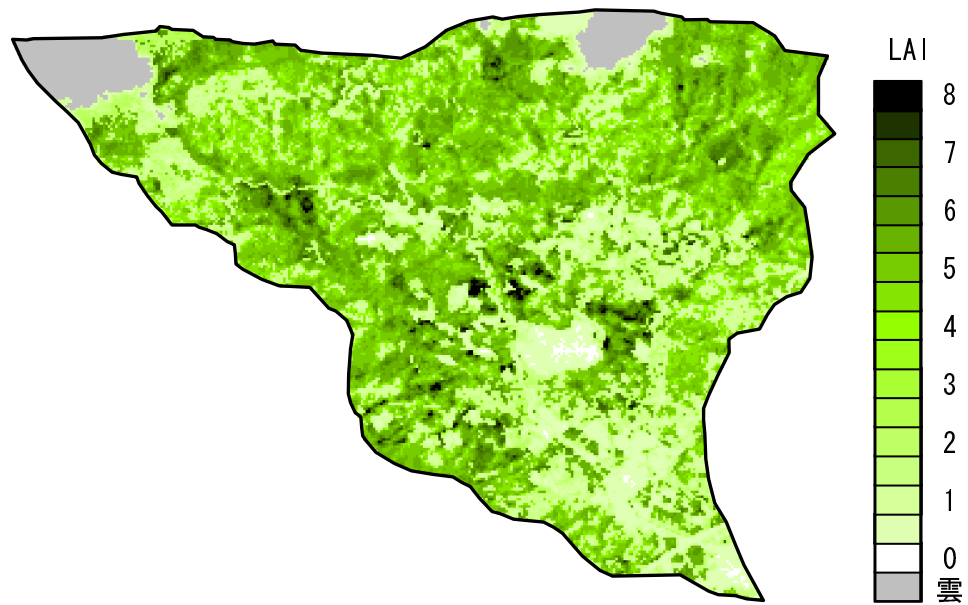


図 4-19 ASTER データから推定した研究対象流域の LAI 分布図 (夏季)

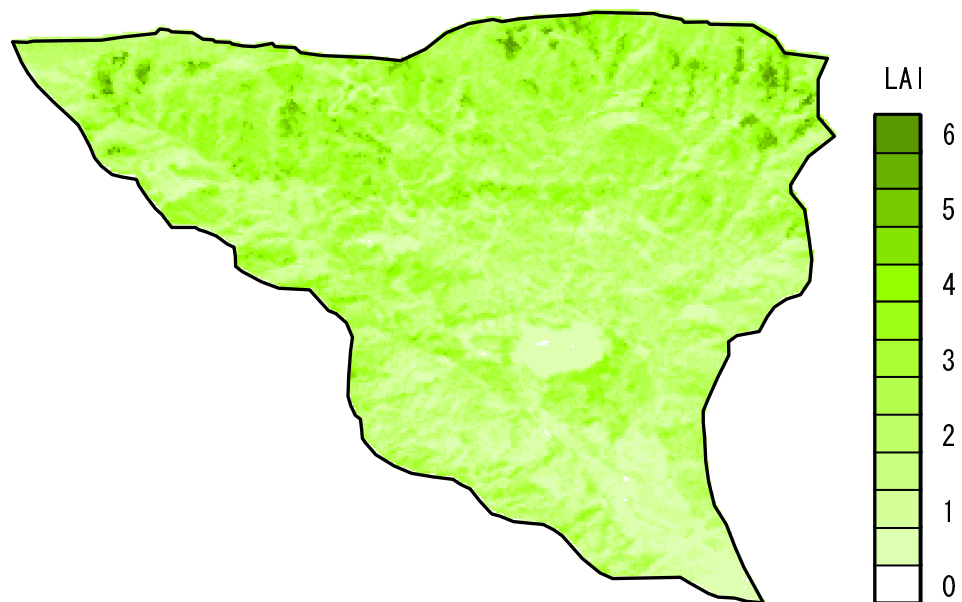


図 4-20 ASTER データから推定した研究対象流域の LAI 分布図 (冬季)

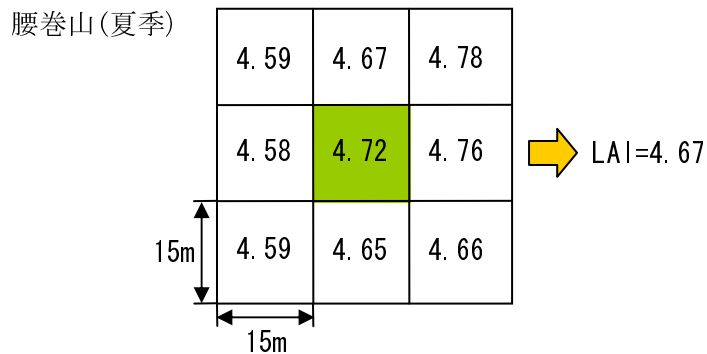


図 4-21 ASTER データによる LAI の算定法

表 4-2 LAI-2000 による LAI 観測値と ASTER データによる LAI 推定値

地点	位置	夏の LAI		冬の LAI	
		観測	推定	観測	推定
腰巻山	33° 20'35.5"N, 130° 19'34.1"E	4.56	4.67	3.22	3.33
金立山	33° 19'56.7"N, 130° 18'34.3"E	4.32	4.47	3.02	3.01
	33° 19'53.7"N, 130° 18'42.5"E	2.26	2.39	1.07	1.44
	33° 20'01.1"N, 130° 18'22.3"E	5.19	5.26	3.69	3.39
金敷城山	33° 19'47.1"N, 130° 16'59.4"E	5.16	5.23	4.66	*2.78
	33° 19'19.5"N, 130° 16'29.0"E	6.51	6.34	5.86	*2.28
	33° 20'25.3"N, 130° 15'03.9"E	4.53	4.57	2.67	3.00
三日月町	33° 18'11.2"N, 130° 13'00.2"E	5.37	5.30	2.93	2.50
須賀神社	33° 18'07.5"N, 130° 12'19.4"E	5.89	4.81	3.09	2.50
笠頭山	33° 17'44.4"N, 130° 09'50.1"E	5.55	5.49	4.85	*3.00
鏡山	33° 16'30.9"N, 130° 10'33.7"E	5.25	5.41	3.35	*2.06
	33° 16'18.7"N, 130° 10'36.6"E	5.59	5.37	3.06	*2.11
峯山	33° 17'16.3"N, 130° 10'14.5"E	4.75	4.90	2.36	*1.56
愛宕山	33° 14'31.5"N, 129° 56'11.5"E	4.43	4.68	3.55	*1.28
	33° 14'31.5"N, 129° 56'11.5"E	6.45	6.17	3.25	3.22
	33° 14'31.5"N, 129° 56'11.5"E	4.40	4.97	2.57	2.83

* 衛星通過時刻の太陽高度及び観測地点の地形による影の影響

ASTER データ推定された LAI 分布データを LAI-2000 による測定値と比較するため、図 4-21 のように LAI-2000 の測定が行われた位置を中心に LAI の平均値を求めた。

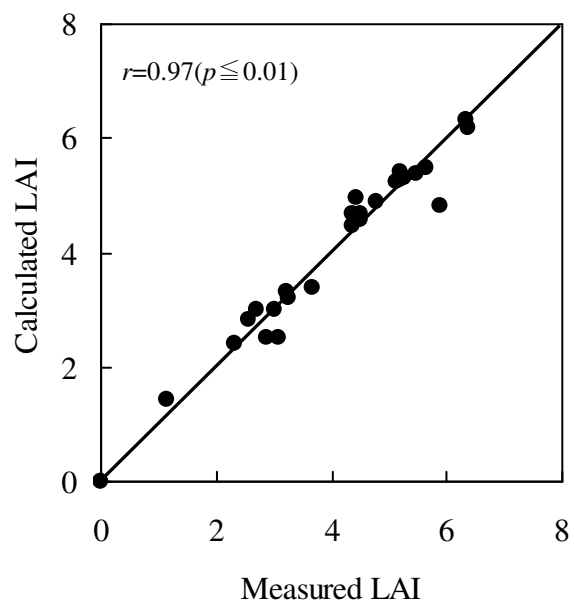


図 4-22 観測地点における LAI 測定値と計算値の比較

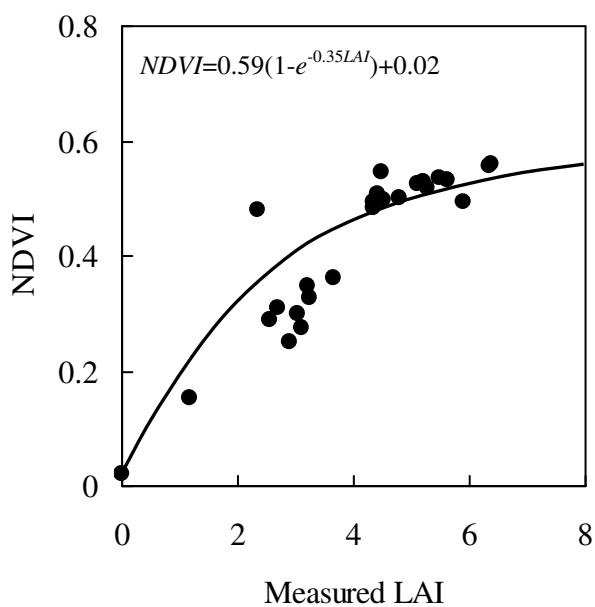


図 4-23 観測地点における LAI 測定値と NDVI の関係

図 4-22 は観測地点 A、B、C における ASTER データから推定した LAI と LAI-2000 により測定された LAI を比較した。図示されるように推定値と測定値の間にはほぼ $2 \leq \text{LAI} \leq 6$ の範囲で 1:1 に近い、高い相関性 ($r=0.97$) が見られる。なお、図中には両者の大きく異なる点が見られる。これは測定地点の地形が急斜面であったため、キャノピーアナライザーのセンサーが水平に保持できず、測定値に誤差が生じたためと考えられる。また図 4-23 は ASTER データから算出した NDVI と LAI-2000 の測定値の関係をプロットした。図示されるように、NDVI と LAI 測定値の関係は概ね指数関数式で表される。それ故に、LAI の増大に伴い、NDVI は一定値 0.57 へ漸近するため、 $\text{LAI} \geq 4$ の範囲では NDVI の僅差が LAI の大きな差異を生み出す恐れがある。したがって、本研究で提示した方法により、山陰部分を除いて、LAI の比較的広範囲にわたって精度良く LAI の推定が可能であると考えられる。

4-2-6 LAI 推定法の検証

2 方向成分モデルを適用し提案した Terra/ASTER データを用いた LAI 推定式の有用性の検証を行った。まず、4-2-4 節で求めた夏季と冬季におけるパラメータを LAI と BN_i の関係式である (4-28) 式に適用し、次に 0 から 8 までの LAI 値を 0.2 の間隔で代入して、各 LAI に対する BN_2 、 BN_3 を式から逆に算出した。図 4-24 はここで得た BN_2 と BN_3 の散布図である。図示されるように図 4-17 と図 4-24 の点 (BN_2 , BN_3) の散布図の性状は、比較的良く一致しており、(4-28) 式の妥当性が推察される。

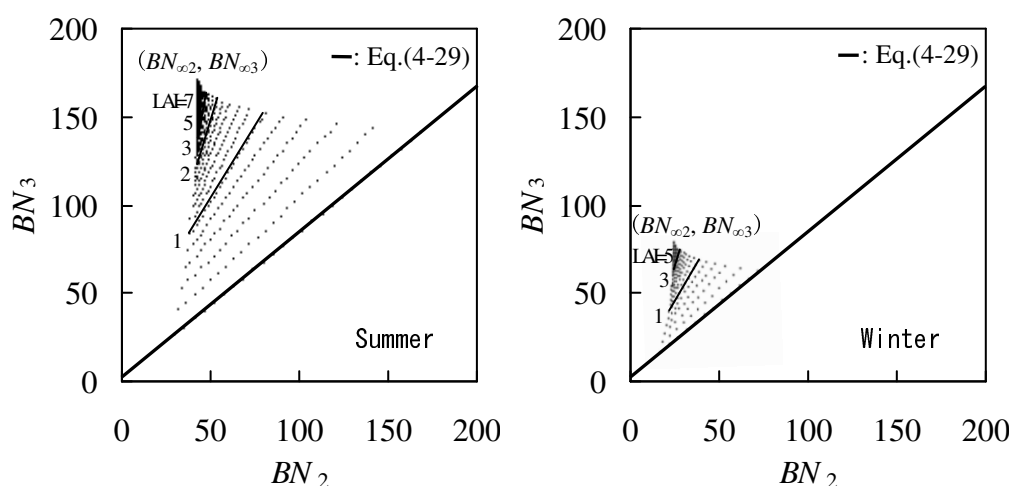


図 4-24 式(4-28)から算出した各 LAI に対する BN_2 と BN_3 の散布図

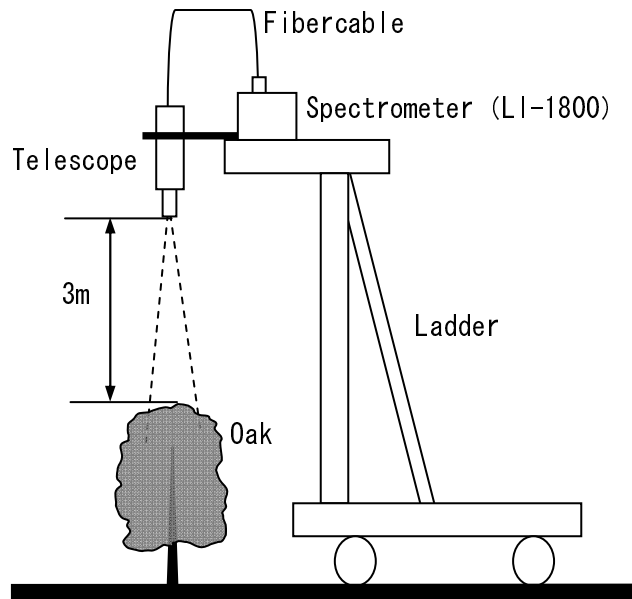


図 4-25 植生キャノピーの反射エネルギー測定概念図

さらに(4-37)式による LAI 推定法の適用性を検証するための基礎データを取得するために、図 4-25 の測定方法により種々の LAI に対するクヌギの分光反射率 $R_k(\lambda)$ 及び分光反射エネルギー $L_k(\lambda)$ の測定を行った。図 4-26 及び図 4-27 は、それぞれ 2007 年 8 月 9 日に佐賀大学農学部圃場で測定したクヌギの種々の LAI に対する $R_k(\lambda)$ 及び補正された分光反射エネルギー $L'_k(\lambda)$ の曲線を示した。なお、 $L'_k(\lambda)$ は測定時間の経過による太陽放射エネルギーの変化を補正するために、 $L_k(\lambda)$ を(4-43)式で変換して算出した。

$$L'_k(\lambda) = L_k(\lambda) \frac{W_0(\lambda)}{W(\lambda)} \quad (4-43)$$

ここで、 $W_0(\lambda)$ は太陽の南中時の標準反射板の分光反射エネルギー、 $W(\lambda)$ は $L_k(\lambda)$ 測定時の標準反射板の分光反射エネルギーである。 $R_k(\lambda)$ 及び $L_k(\lambda)$ は LAI の増加に伴い可視波長域で減少し、近赤外波長域で増大する傾向が見られる。

さらに、測定された分光反射エネルギー $L'_k(\lambda)$ を(4-37)式に通用するために、(4-44)式により ASTER データと同様なデジタル値 (BN_i) に変換した。

$$BN_i = (\overline{L'_{ki}} - e_0) / e_1 \quad (4-44)$$

$$\overline{L'_{k2}} = \frac{1}{60} \int_{630}^{690} L'_k(\lambda) d\lambda \quad (4-45)$$

$$\overline{L'_{k3}} = \frac{1}{100} \int_{760}^{860} L'_k(\lambda) d\lambda \quad (4-46)$$

ここで、 e_0 及び e_1 は ASTER のオフセットとゲインに関する係数で、 BN_2 に対しては $e_0=-0.1$ 、 $e_1=0.0708$ 、 BN_3 に対しては $e_0=-0.1$ 、 $e_1=0.0862$ である（布和・高田、2005）。なお、これらの単位は $[\text{mW cm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}]$ である。

直接法（刈取法）により測定した LAI と図 4-27 に示したクヌギの $L'_k(\lambda)$ から(4-44)式より算定した BN_2 、 BN_3 を(4-37)式に適用して挟撃法により算出した LAI を比較すると、図 4-28 となる。図示されるように、計算値は LAI=3 以上の場合、測定値より大きく、逆にそれ以下の場合、測定値より小さい。しかし、全体的に両者の差異は比較的小さく、ほぼ±20%以内である。このような LAI の計算値と測定値の差異は、本来、群葉の立体的配列（LAI、葉傾斜）の変化に依存する消散係数 c を一定値（LAI=3、葉傾斜は水平面）に設定して計算を行ったことに起因すると推察される。

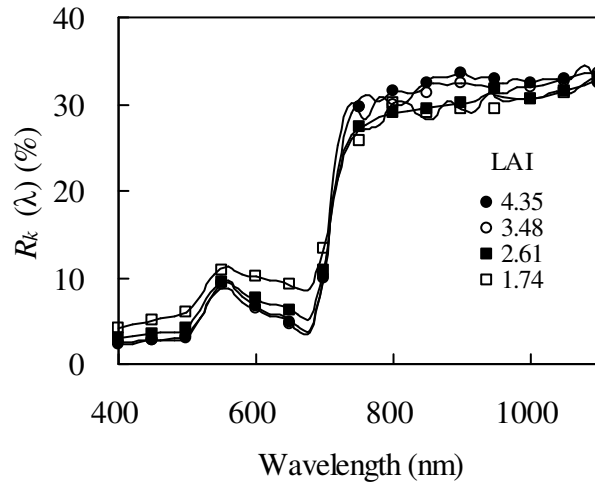


図 4-26 クヌギの種々の LAI に対する分光反射率曲線

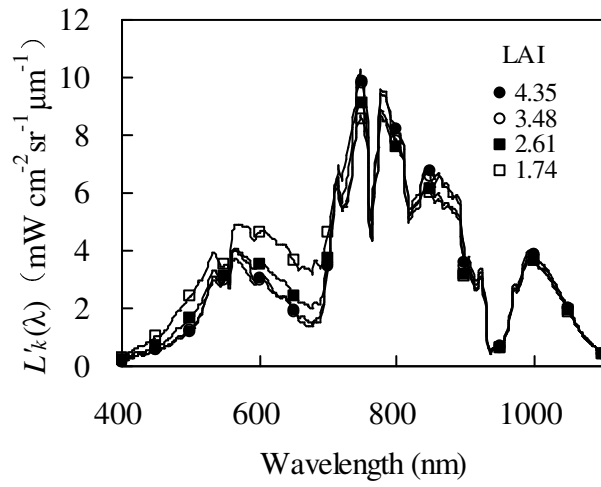


図4-27 クヌギの種々のLAIに対する分光放射エネルギー曲線

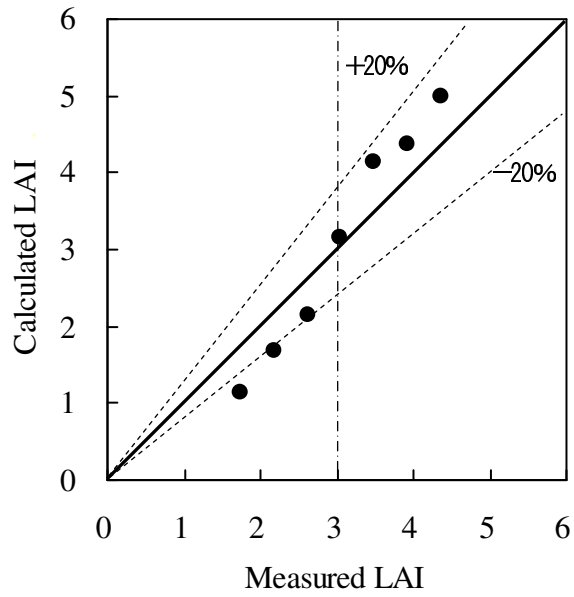


図 4-28 クヌギの LAI の直接法による測定値と計算値の比較

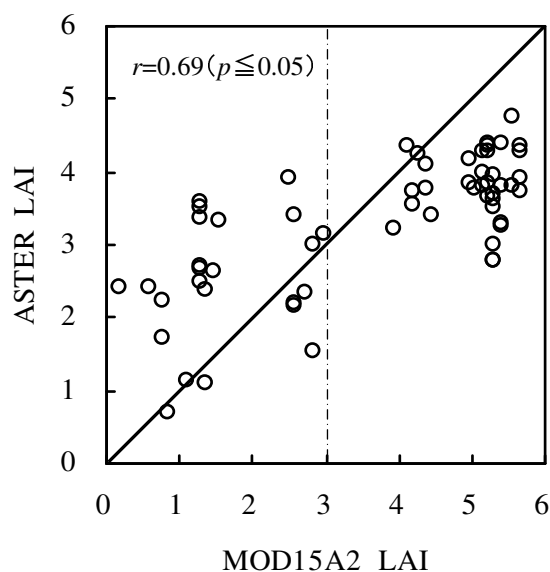


図 4-29 対象区域における ASTER LAI と MOD15A2 LAI の比較

図 4-29 は、今回使用した ASTER データと同じ時期の 2007 年 8 月 13 日から 20 日までの Terra-MODIS データから作成された MOD15A2 LAI プロダクトと、ASTER データから推定した LAI を比較した。なお、両データの間には大きな空間分解能の差があるため、ASTER データから推定した LAI を MOD15A2 LAI プロダクトの空間分解能 (1km×1km) に対応するように空間平均化を行った。図示されるように、両者の間には必ずしも 1 : 1 の関係が見られない。すなわち、ASTER データより推定した LAI は概ね LAI < 3 では MOD15A2 LAI より大きく、逆に LAI > 3 では MOD15A2 LAI より小さい。この原因については、今後更に詳細な検討が必要である。

第5章 森林の放射収支と熱収支

5-1 森林流域における蒸発散

地球上の水は降水、降雨遮断、地中浸透、地表面流出、蒸発などの経路を経て循環している。全地球的規模で見ると、陸域における降水量の約2/3が地面や植物からの蒸発散作用によって水蒸気の形で大気中に放出される。水循環を理解するためには水収支の構成要素である降水、流出、蒸発散、地下水、土壤水分などを定量的に評価する必要がある。特に水文分野の場合、降雨と共に蒸発散量は水資源開発や計画に係わる重要な要素となり、その正確な推定が要求されている。

FAO（国連食糧農業機関）の“Global Forest Resources Assessment 2000（FRA2000）”によると、現在地球に分布している森林（樹冠率10%以上）の面積は約38億6,900万haであり、全陸地面積の約30%を占めている。このうち95%が天然林であり、5%は植林である。地球規模の水循環を考えると、森林流域における水の移動は水循環メカニズムの重要な過程である。人間活動や自然災害などによる森林の変化は、地表の熱環境、土壤環境、森林流域の水循環あるいは水収支に影響を及ぼす。これは森林の変化に伴って蒸発散量や流出量が大きく変化するからである。

森林流域で土壌中の水分は、地面から直接蒸発するか、植生の蒸散によって大気中に輸送される。通常、森林では蒸発と蒸散が同時に起こり、一般的に蒸発と蒸散を合わせて蒸発散と言う。蒸発散は地球に与えられた太陽放射エネルギーが潜熱として水蒸気に変換したもので大気-地表面のエネルギー交換及び循環過程で非常に重要な役割を担う。蒸発散過程を明らかにすることは、気候変動に伴う地球規模の水循環の変化や、また森林伐採等による地表面状態の変化が地域スケールの水循環に与える影響を予測するのに重要である（久米、2008）。湖沼や貯水池で発生する蒸発の場合と異なり、蒸発散は自然流域の土壤水分や植生被覆の状態などの影響を受けるため正確に推定することは困難である。

蒸発散の推定方法は大きく2つに分けることができる。1つは重量法やチェンバー法等により実蒸発散量を直接測定する方法である（新村ら、1999；加藤、1967）。もう1つは、エネルギー収支や水収支方程式を利用して蒸発散を間接的に推定する方法がある（Monteith, 1965；McNoughton and Black, 1973；鈴木、1985）。ここでは、Terra/ASTER データを用いて、山地流域の蒸発散量を推定する方法について述べる。

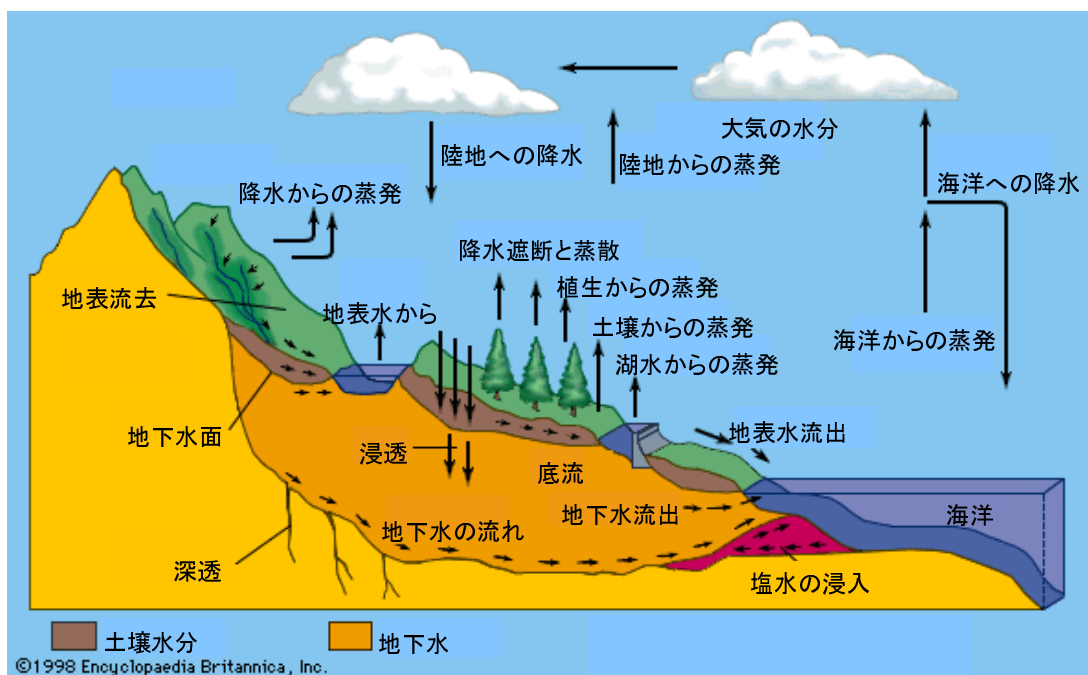


図 5-1 水循環の概要

出典 : Copyright © Encyclopaedia Britannica, Inc.

5-2 放射収支と熱収支

5-2-1 日射と地球の放射収支

蒸発散現象に大きい影響を及ぼす日射は、太陽放射の全エネルギーの約 97%を占める 0.29-3 μm の波長域の放射で、短波放射または全短波放射とも言う。特に人間の目で感じることができる可視光波長域にエネルギーの約 50%が集中している。日射量は地表面に入射する太陽エネルギーの単位面積当たりの量で、地表面上で観測される日射量は、大気中のゴミや水蒸気によって吸収されたり散乱されたりするので、大気圏外の日射量の 70%程度でしかない。また、朝夕時には、光が斜めに大気層を通過するので地表面上の日射量は大きく減少する。

全天日射量とは、単位面積の水平面に入射する太陽放射の総量のことで太陽から直接到達する直達日射量と大気中の空気分子、水蒸気、エアロゾルなどによって散乱される散乱日射量、そして雲からの反射日射量を合わせたものである。太陽放射の基準量を表す太陽定数は、地球の大気圏表面で太陽放射に垂直な単位面積 (cm^2) 当たり単位時間 (秒) に入射する太陽エネルギー量で表す。以前は地表で測定を行い、「太陽が南中時である」「大気

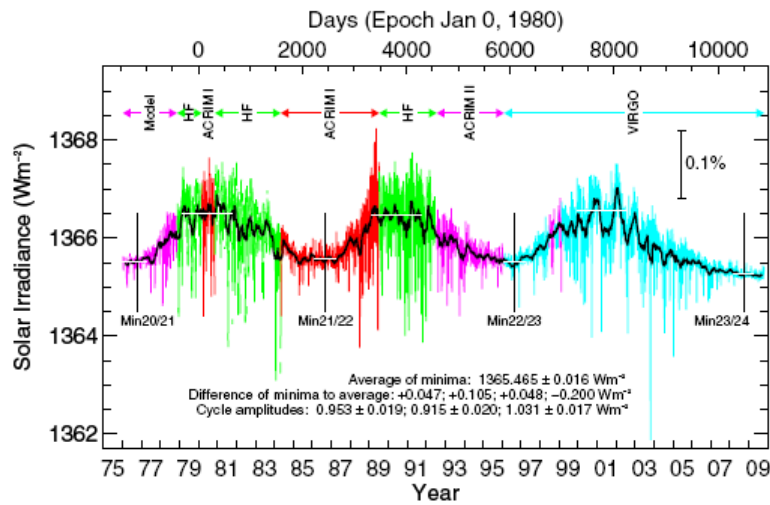


図 5-2 人工衛星により測定された太陽放射エネルギーの変動

出典：World Radiation Center

(<http://www.pmodwrc.ch/pmod.php?topic=tsi/composite/SolarConstant>)

はない」という条件を補正して、太陽定数を算出した。現在は、宇宙に打ち上げた人工衛星を用いて正確な太陽定数を測定している。図 5-2 は 1976 年から現在まで人工衛星によって測定された太陽エネルギーの変動を示したグラフである。グラフを分析した結果、太陽エネルギーは約 10 年周期で変動する特性を示しているが、その変動の範囲は 0.1%程度なので太陽エネルギーの値を定数とみなしても問題はないと考えられる。観測された全体太陽エネルギーデータを平均した結果、約 $1,366\text{W/m}^2$ の太陽定数の値が得られた。人工衛星を用いた測定は NASA が中心になって行っているが、スイスにある World Radiation Center (WRC) でそのデータを整理している。

大気圏外から地球へ入射する太陽放射エネルギー (E_s) は、次のようになる。

$$E_s = \frac{\pi d_e^2 I}{4\pi d_e^2} = \frac{I}{4} = 342 \text{ W/m}^2 \quad (5-1)$$

I : 太陽定数 ($1,366\text{W/m}^2$)

d_e : 地球の半径

太陽から地球に入射される放射エネルギーは、その一部が大気を通過する時、大気中の気体分子やエアロゾル（微粒子）及び雲によって吸収、散乱あるいは反射され、残りの放射エネルギーは地表面に到達して地表面を構成する物質により再び吸収あるいは反射され

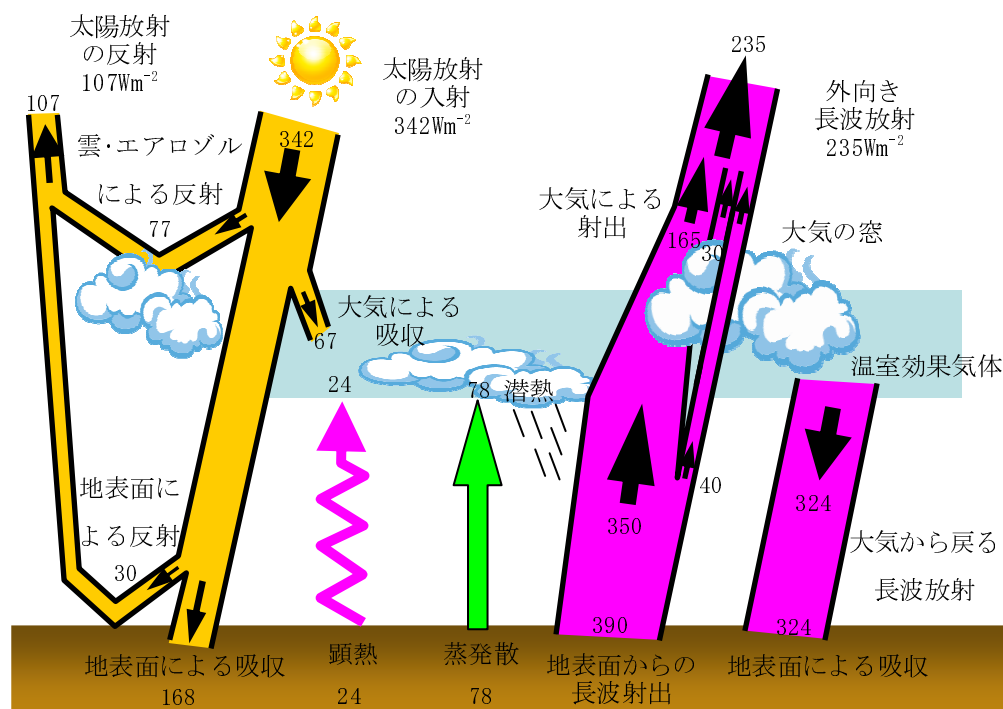


図5-3 地球の放射エネルギー収支

出典：IPCC (1995)

る。また、地球表面からも宇宙に放射エネルギーを放出するので、これらの太陽放射と地球放射の間のエネルギーの出入りを集計したのを放射収支と言う。図5-3は全球スケールで年平均した地表面-大気系の放射収支を示している。まず、地球大気圏外から $342W/m^2$ (100%) の太陽放射エネルギーが地球に入射する。入射された太陽放射エネルギーは大気層を通過する際、雲やエアロゾルによって約 $77W/m^2$ 反射(22%)され、約 $67W/m^2$ 吸収(20%)されながら地表面に到達する。地表面に到達した太陽放射エネルギーは、地表面によって約 $30W/m^2$ 反射(9%)され $168W/m^2$ 吸収(49%)される。逆に、地球からは地表面に吸収された太陽放射エネルギーの約 2.3 倍に達する $390 W/m^2$ (114%) の地球放射エネルギーを放出している。

一方、地表面では潜熱や顕熱の形で $102W/m^2$ (30%) のエネルギーを大気に伝達している。しかし、地球から放出されたエネルギーは、大気の温室ガスによって $324W/m^2$ (95%) が地表面へ再び回帰し、最終的には地球での全体放射収支は平衡となる。また、大気からも地表面-大気系が吸収した有効太陽放射エネルギー約 $235W/m^2$ (69%) と同じ量が宇宙空間に放出され、地球全体の放射収支の平衡が維持されている。図中の数値は代表的な評価例で、研究者によって若干の差が見られる。

一方、大気と地表からは地表温度の 4 乗に比例した放射エネルギーがそれぞれ上方へ放出される。大気放射と地表放射は日射に比べ波長が長いことから長波放射と呼ばれる。青天の日中には地表面温度が気温より高くなるので地表放射は大気放射より大きくなり、夜間はその反対になる。短波放射（日射）と長波放射（大気放射と地面からの赤外放射）が対象面に入射する下方向へのエネルギーと反射や放出される上方向へのエネルギーの差を放射収支と呼ぶ。地表面が実質的に受ける純放射量 R_n は、短波放射と長波放射の収支合計になる。ここで、地表放射と大気放射の差を有効放射と言う。放射エネルギーは、熱収支のエネルギー源である。地表面で発生しているエネルギーの流れで純放射量 R_n が一般に用いられるが、これは R_n が純放射計を利用して直接測定が可能であるためである。しかし、純放射量 R_n は波長が互いに違う短波長波放射を合計した量なので正確な測定値を得るのは難しい。図 5-4 は地表面における放射収支を模式的に表わしたもので、地表面での R_n は日射とアルベド、有効放射量を用いて式(5-2)のように計算できる。ここで、日射は地表に設置された日射計により得られるが、日射計のデータが取得不可能な場所では位置と日時から推定する方法がある。

$$R_n = S \downarrow - S \uparrow + L \downarrow - L \uparrow = (1 - \alpha_s) S \downarrow + R_L \quad (5-2)$$

R_n : 純放射量

$S \downarrow$: 水平面に入射する全短波放射（日射量）

$S \uparrow$: 反射日射量

$L \downarrow$: 大気長波放射量 ($\sigma T_a^4(a + b\sqrt{e_a})$)

$L \uparrow$: 地表面赤外放射量 ($\epsilon\sigma T_{st}^4$)

α_s : 地表面反射率（アルベド）

R_L : 有効放射量 ($L \downarrow - L \uparrow$)

ここで、有効放射量 R_L は、大気放射を地表面付近の気温と水蒸気圧で表す Brunt (1932) の経験式により

$$R_L = -\{\epsilon\sigma T_{st}^4 - \sigma T_a^4(a + b\sqrt{e})\} \quad (5-3)$$

ϵ : 放射率

σ : ステファン・ボルツマン定数

T_{st} : 地表面温度(K)

T_a : 気温(K)

a, b : 定数 (日本では $a=0.51, b=0.066$)

e : 大気の水蒸気圧(hPa)

となり、空気が乾燥していると有効放射量が増加することが分かる。この式から求められる純放射量は地表面温度に依存し、地球上の気象や生命活動のエネルギー源になっている。また、熱収支はこの純放射に対する保存式になる。地表面を構成している物質に対する放射率 ε の代表的な値を表 5-1 に示す。 $\varepsilon=1.0$ の場合、完全黒体で理想的な放射体になる。土、水の放射率は約 0.96、雪は 0.98、植物は 0.98 となる。

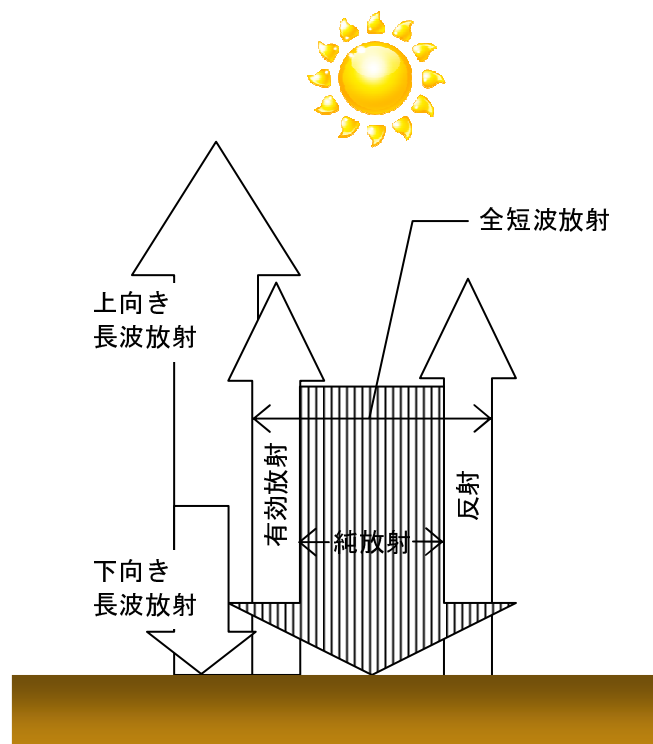


図 5-4 日中の放射バランスモデル

5-2-2 地表面の反射率(アルベド)

アルベドとは、入射する太陽エネルギーに対する地球の反射するエネルギーの比で、反射率と呼ばれ地球の温度に影響を与える要素である。大気のない月の場合、アルベドは約 7%程度となる。大気と地表面を区分せず一体化して「地球」と定義するとき、地球全体の平均アルベドは約 30%程度となる。一般的に雲量が多いほどアルベドも高くなる。砂漠や雪面などの明るい色の地表面は太陽光を反射するためアルベドが高く、植物やアスファル

トのように暗い色の地表面は太陽光を吸収するためアルベドが低い。近年、二酸化炭素使用量の増加による地球温暖化の影響で、北極地方の氷雪地の面積は大幅に減少している。氷雪の減少はアルベドの低下を意味し、それによって地球上の温度は増加し、地球温暖化が加速する悪循環を招く恐れがある。地球上の氷雪地域、砂漠、森林などの面積の増減は、地球のアルベドの増減に繋がることから、地球の気候システムを変える可能性があることを示唆する。地表面が氷雪に覆われている場合、アルベドは 80% であり、新積雪の場合には 90% 以上にも達する。さらにアルベドは太陽高度、直達光と散乱光の割合、波長によって異なるが、表 5-1 に代表的な地表面のアルベドの数値を示す。

表 5-1 地表面のアルベド (α_s) と放射率 (ϵ)
(新井、2004)

	アルベド (α_s)	放射率 (ϵ)
湿った土	0.05-0.40	0.90-0.98
砂漠	0.20-0.45	0.84-0.91
草地	0.16-0.26	0.90-0.95
作物畑	0.18-0.25	0.90-0.99
落葉樹林	0.15-0.20	0.97-0.98
針葉樹林	0.05-0.15	0.97-0.99
水	0.02-0.15	0.92-0.97
雪	0.40-0.95	0.82-0.99

5-2-3 快晴時の全天日射量の推定

太陽の放射エネルギーの基準量を示す太陽定数 (Solar constant, I_{00}) は、地球大気表面の単位面積当たり垂直に入射する太陽のエネルギー量で約 $1,366\text{Wm}^{-2}$ である。大気上端の単位面積に入射する水平面日射量は次式によって計算する。

$$S_0 \downarrow = I_{00} \left(\frac{d_0}{d_s} \right)^2 \cos \theta \quad (5-4)$$

$$\cos \theta = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cosh$$

$$\left(\frac{d_0}{d} \right)^2 = 1.00011 + 0.034221 \cos \eta + 0.00128 \sin \eta + 0.000719 \cos 2\eta + 0.000077 \sin 2\eta$$

$$\delta = \sin^{-1}(0.389 \times \sin a_2)$$

$$a_2 = 4.871 + \eta + 0.033 \sin \eta$$

$$\eta = (2\pi/365)i$$

$$i \approx 30.36(M - 1) + DAY$$

θ : 天頂角 (天頂と太陽のなす角度)

ϕ : 緯度 (北緯+, 南緯-)

δ : 太陽の赤緯

h : 太陽の南中からの時角 (正午は 0°)

d_s : 地球と太陽間の距離

d_0 : 地球と太陽間の距離の平均値

M, DAY : 月、各月の日 (8月18日は $M=8, DAY=18$)

この大気表面での水平面日射量は、純放射を求める時必要である。本研究で利用した Terra/ASTER データの観測時における水平面日射量は、次のように計算した。

表 5-2 ASTER の観測時における大気表面での日射量

	2007年8月18日 午前11時11分	2008年1月9日 午前11時11分
ϕ	0.581	0.581
δ	0.233	-0.388
h	-0.262	-0.262
$\left(\frac{d_0}{d}\right)^2$	0.976	1.035
i	230	9
η	3.959	0.155
$\cos\theta$	0.912	0.540
a_2	8.806	5.031
$S_0 \downarrow$	1215	763

地面付近での日射量は、地表面に入射する太陽エネルギーの単位面積当たりのエネルギー量で、大気での散乱や吸収によって減衰する。太陽光線は空気分子 (窒素 78%、空気 21%) や浮遊する微粒子 (雲を含むエアロゾル) によって散乱され、また、水蒸気・酸素分子・二酸化炭素などによって吸収される。散乱は光が方向を変えるのに対し、吸収は大気の温度を上昇させる。

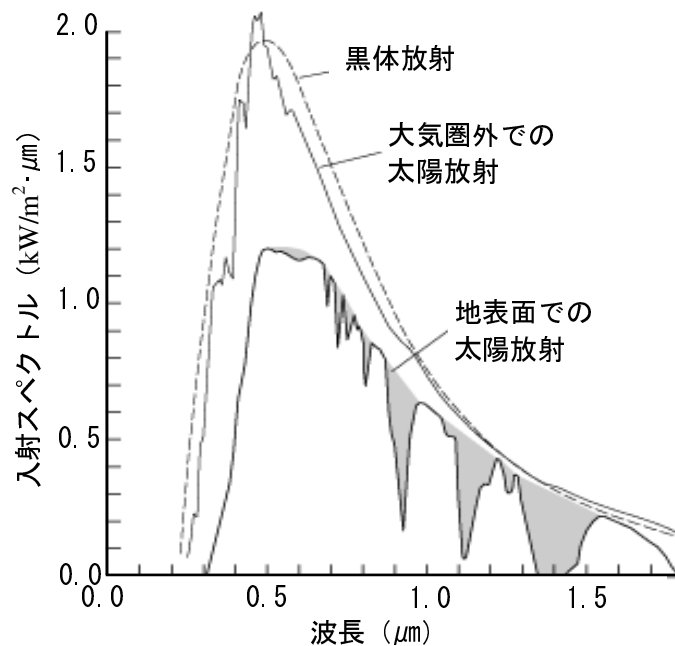


図 5-5 太陽放射のスペクトルエネルギー

図 5-5 は、大気表面に入射する太陽光のスペクトルと、地表で観測された太陽光スペクトルとを比較したものである。空気分子による散乱はレイリー散乱に従い、光の波長の 4 乗に逆比例して散乱され、 $0.5 \mu\text{m}$ より短い波長で減衰が大きい。実際にはオゾン層による吸収もあり、 $0.29 \mu\text{m}$ より短い波長の光は地上にほとんど到達しない。エアロゾルによる散乱はミー散乱に従い、前方散乱（光の進行方向への散乱）が強い。大粒子によるミー散乱は波長の依存性がなく、あらゆる可視光が散乱される。したがって、大気中に大粒子が増えると、空は青色から次第に白っぽく見えてくる。雲が白いことはその典型的な例である。水蒸気は太陽光の $0.7 \mu\text{m}$ より長い波長を選択的に吸収する。大気中での水蒸気量の変動が他に比べても大きく、地上に対する日射の強さは水蒸気量に大きく依存している。

下向き長波放射量の推定に必要な、可降水量 w (cm)と有効水蒸気量の全量 w_{TOP}^* (cm)は、次のような経験式によって推定することができる。

$$\log_{10} w = 0.0312T_{DEW} - 0.0963 \quad (5-5)$$

$$\log_{10} w_{TOP}^* = 0.0315T_{DEW} - 0.1836 \quad (5-6)$$

したがって、可降水量と有効水蒸気量の相互関係は次のようになる。

$$w = 1.234w_{TOP}^* - 0.021 \quad (5-7)$$

$$w_{TOP}^* = 0.808w + 0.021 \quad (5-8)$$

また、 T_{DEW} (°C)は露点温度の日平均値で、次式であらわされる。

$$T_{DEW} = \frac{237.3 \times \log_{10}(e/6.11)}{7.5 - \log_{10}(e/6.11)} \quad (5-9)$$

ここで、 e (hPa)は水蒸気圧の推定値である。

地上における快晴時の全天日射の瞬間値 $S \downarrow$ は次式によって得られる (近藤、1994)。

$$\frac{S \downarrow}{S_0 \downarrow} = (C_1 + 0.7 \times 10^{-m_d F_1})(1 - i_1)(1 + j_1) \quad (5-10)$$

$$C_1 = \begin{cases} 0.21 - 0.2\beta_{DUST} & \beta_{DUST} \leq 0.3 \\ 0.15 & \beta_{DUST} > 0.3 \end{cases}$$

$$F_1 = 0.056 + 0.16\sqrt{\beta_{DUST}}$$

$$i_1 = 0.014(m_d + 7 + 2\log_{10} w)\log_{10} w$$

$$j_1 = (0.066 + 0.34\sqrt{\beta_{DUST}})(\alpha_s - 0.15)$$

$$m_d = (p/p_0)k_1 m_N$$

$$m_N = \begin{cases} \sec(\phi - \delta) & \phi - \delta < \pi/2 \\ \infty & \phi - \delta \geq \pi/2 \end{cases}$$

$$k_1 = 1.402 - 0.06\log_{10}(\beta_{DUST} + 0.02) - 0.1\sqrt{m_N - 0.91}$$

β_{DUST} : 大気の混濁係数

p : 地上の気圧 (hPa)

p_0 : 標準気圧 (=1013.2hPa)

また、地上における快晴時の直達日射の瞬間値 $I \downarrow$ は次式によって得られる。

$$\frac{I \downarrow}{I_0 \downarrow} = (C_2 + 0.75 \times 10^{-m F_2})(1 - i_2) \quad (5-11)$$

$$C_2 = \begin{cases} 0.15 - 0.2\beta_{DUST} & \beta_{DUST} \leq 0.3 \\ 0.09 & \beta_{DUST} > 0.3 \end{cases}$$

$$F_2 = 0.075 + 0.65(\beta_{DUST})$$

$$i_2 = 0.02(m + 5.5 + 1.5\log_{10} w)\log_{10} w$$

大気の混濁係数 β_{DUST} にはロビンソン係数などがあり、大きくなると太陽直達光は減るが散乱光が逆に多くなる。したがって、これらの和である全天日射量はほとんど減少しない。

表 5-3 はロビンソンの β_{DUST} であるが、 β_{DUST} は大きく変動している。日本では、中国からの黄砂飛来の影響から 5 月に最大となり、12 月に最小になる。日本での β_{DUST} の季節変化は、次式で表すことができる。

$$\beta_{DUST}(M) = 0.32\beta_{MEAN}[0.882\sin(2\pi M/12 - 1.3) - 0.187\sin(4\pi M/12 + 0.29)] + \beta_{MEAN} \quad (5-12)$$

$\beta_{DUST}(M)$: 各地点の M 月の混濁係数

$\beta_{MEAN} = \beta_{3-8}/1.2$: 年平均値

β_{3-8} : 混濁係数の 3~8 月の平均値

表 5-3 ロビンソンの混濁係数 (近藤、1994)

β_{DUST}	空の状態
0~0.03	大都市から離れ、空は青く澄む または、陸地から離れた海洋上
0.1	空は少し濁った感じ
0.2	空は濁っていて、視界は概略 10km
0.3	大気汚染がひどく、空は白っぽく見える

表 5-4 ASTER により観測される時の地上での日射量

	2007年8月18日 午前11時11分	2008年1月9日 午前11時11分
β_{DUST}	0.05	0.03
T_{DEW}	55.615	3.254
$\log_{10} w$	1.639	0.023
$\sec \theta$	1.096	1.850
i_1	0.169	0.003
F_1	0.092	0.084
C_1	0.201	0.204
$S \downarrow$	844.62	529.66

したがって、式(5-10)を用いると、2007年8月18日と2008年1月9日の午前11時11分佐賀市における瞬間日射量は、次のように計算される。図5-6と5-7はASTER衛星の観測日である2007年8月18日と2008年1月9日の佐賀県佐賀気象台におけるシミュレーションした全天日射量の推定値と同じく佐賀気象台で測定された全天日射量を比較したグラフ

である。図 5-8 に図示されるように、実測値と推定値は良く一致しており、両者の相関が高かった。

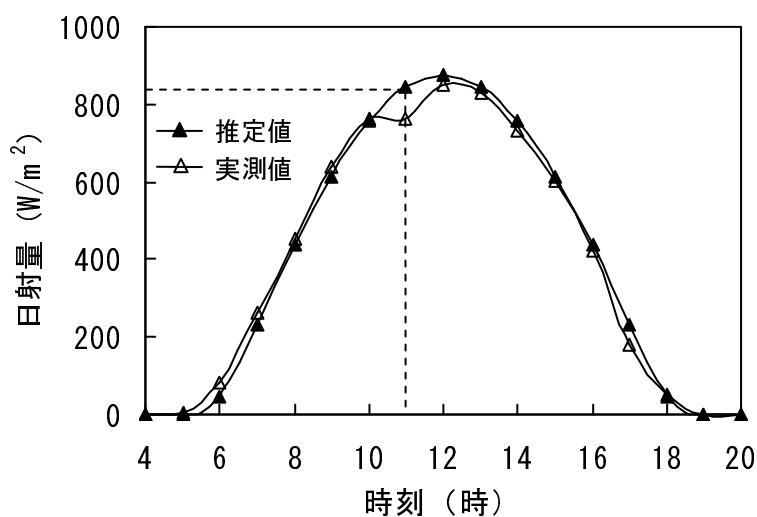


図 5-6 全天日射量の日変化 (2007年8月18日)

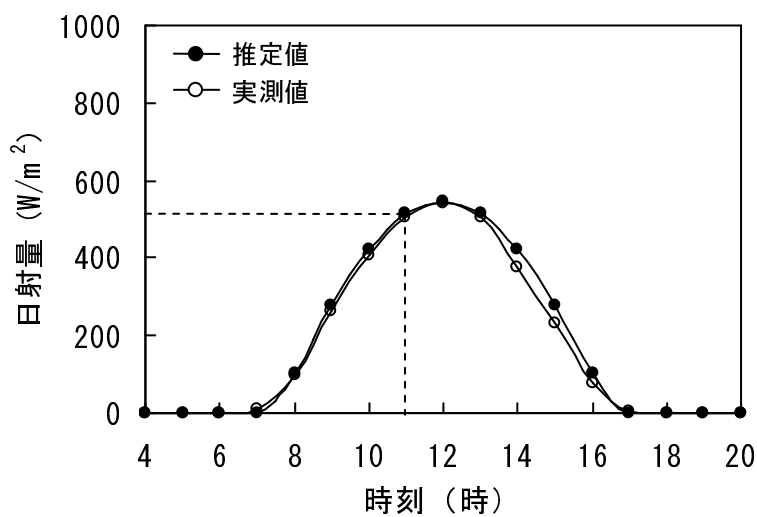


図 5-7 全天日射量の日変化 (2008年1月9日)

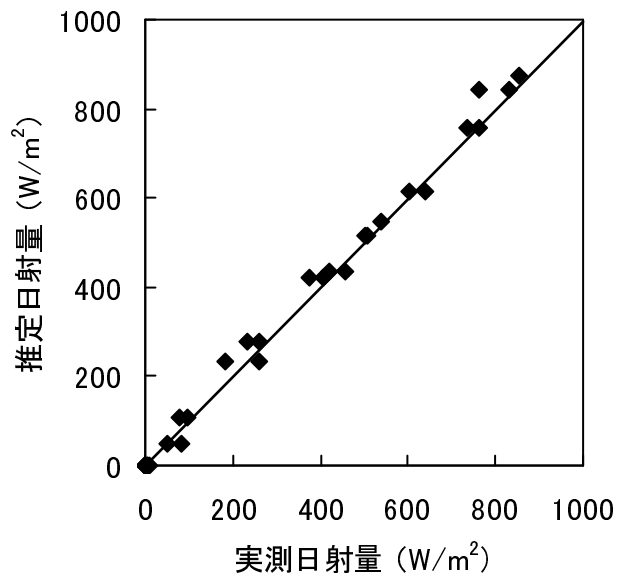


図 5-8 実測日射量と推定日射量の比較
(2007 年 8 月 18 日と 2008 年 1 月 9 日のデータ)

5-2-4 地表面の熱収支

熱収支とはエネルギー保存に基づき、任意の対象面に対する熱の出入りを定量的に表わすことである。放射収支式で定義された純放射量について、地表面での各熱輸送量を定量的に明らかにすることができる。

日中、地表面において純放射は吸収され熱へと変換される。このエネルギーの一部が蒸発に使われ、一部は空気を加熱・輸送し、残りが地表面温度の上昇に使われる。このように配分される熱の総和は純放射量に等しい。森林地における熱収支の定量的な解析は、森林地からの蒸発散量の推定を行う上で重要である。

図 5-9 より地表のごく薄い層（熱容量は無視する）での熱収支を考えてみる。純放射の形で与えられたエネルギーは、蒸発のための潜熱 (λE)、地表面付近の大気を暖めるための顕熱 (H)、土壌を暖めるための地中伝導熱 (G) に使われる。さらに、光合性に使われる熱 (P) と植物体の貯蔵熱 (S) もあるが、その量は他のと比べて微量であるため無視することが多い。エネルギー保存の法則により、与えられたエネルギーと使われたエネルギーは等しくなる。これを式で表したのが熱収支式である。

$$R_n = H + \lambda E + G + P + S \quad (5-13)$$

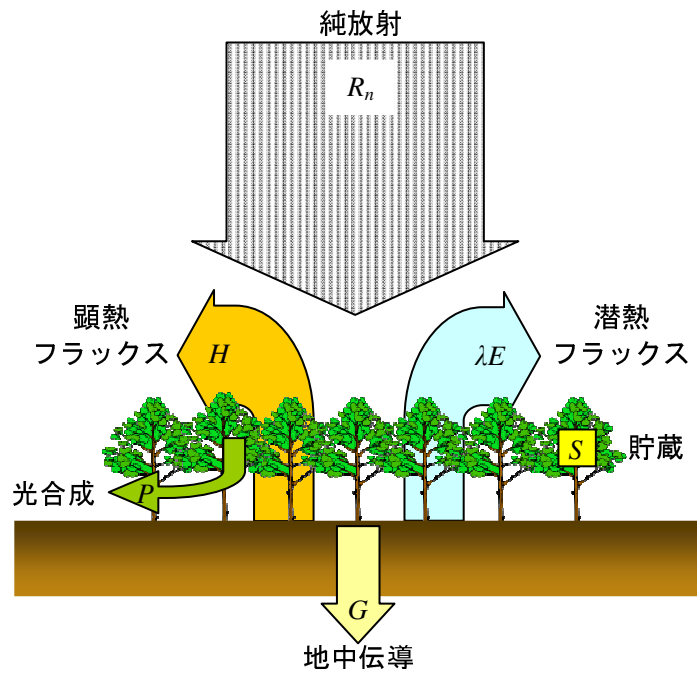


図 5-9 森林における熱収支

植生地の熱収支は、群落上表面から地表面までの厚みを考慮した立体的なものとなる。草地から森林に至るまで、群落の密度や厚さが増えと、群落における下層の熱対流は非常に小さくなる。植生地の熱収支を裸地と比較すると、地中伝導熱は著しく小さい。また植生地では、日中の入力放射量の大部分が蒸発散の潜熱となり、地表面温度の上昇が抑制される。それに対し、砂漠や大都市では蒸発散量が少なく、顕熱や長波放射が大きくなるために、地表面温度が高くなる。

5-3 葉面積指数と蒸散

5-3-1 茎内流測定法

植物の茎内流量の測定は自然条件下において簡便に比較的精度よく蒸散量を計測する手法として注目されている植物の幹に熱を与えその温度変化を測定して茎内の流量を測定する茎内流測定法は、理論的に周りの環境条件や植物の根の特性に制限されず簡便に比較的精度よく蒸散量を計測する手法として注目されている（竹内、1996）。また一個体の蒸散量は葉面積などの個体の差を考慮することで植物群落全体に積算することができる。蒸散流

は様々な外的、内的要因によって影響を受ける。これは蒸散流を計測することによって蒸散量だけではなく多様な生体情報を取得することも可能であることを意味している。熱を利用した茎内流量の測定は、1932年に Huber が提案したヒートパルス法をはじめに、現在までに多くの手法が開発されている (Grime et al., 1995)。茎内流測定法には大きくヒートパルス法と茎熱収支法がある。ヒートパルス法は、植物の幹にヒーターを挿入しこれにパルス状の熱を与えてヒーターの上下に挿入した熱電対より茎内温度の時間変化を検出して茎内流量を測定する方法である (Cohen et al., 1988)。茎熱収支法は、植物幹の一部を正常に加温して加温部の熱収支を求めることで茎内流量を算定する方法である。

本研究では、茎熱収支法を利用し、異なる LAI の檜の蒸散量を測定した。なお、茎熱収支法に関する関係式は次式により表される。

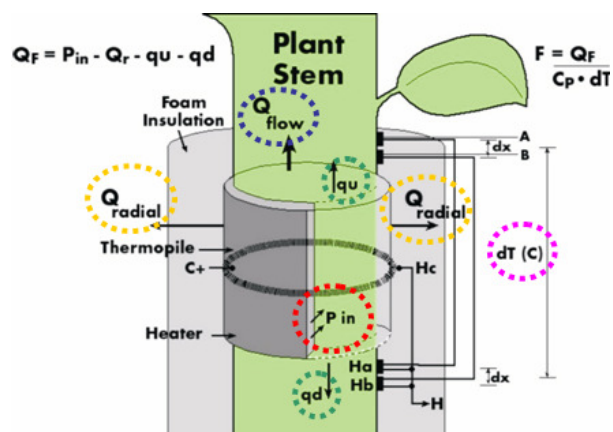


図 5-10 茎内流測定法の概略図

図 5-10 のように幹に巻き付けられたヒーターより熱量が定常的に与えられている時、その部位に成立する熱収支式は、熱の貯熱量の変化を無視すると次式で表される。

$$P_{in} = Q_F + qu + qd + Q_r \quad (5-14)$$

ここで、

- P_{in} : ヒーターから加熱される熱量 (W)
- Q_F : 茎内流量により輸送される熱量 (W)
- qu : 伝導により失われる熱量 (W)
- qd : 伝導により失われる熱量 (W)
- Q_r : 加温部表面から空気に失われる熱量 (W)

また Q_f は、茎内流量と測定部位に流出入する水の温度差の関数として表され、この温度差は茎表面でのヒーター上下の温度差 dT と等しいという仮定のもとに次式より求められる。

$$Q_f = C_p F dT \quad (5-15)$$

ここで、 C_p ：水の比熱 ($4.18\text{Jg}^{-1}\text{K}^{-1}$)
 流量が大きい時には、この Q_f が(5-14)式右辺の全熱収支の80%以上を占め、支配項となる。
 茎内流量 $F(\text{g/s})$ は(5-14)、(5-15)式より、以下のように算出される。

$$F = (P_m - qu - qd - Q_r) / (C_p dT) \quad (5-16)$$

なお、(5-16)式の Q_r は次式により求められる。

$$Q_r = K_{sh} E \quad (5-17)$$

ここで、 K_{sh} ：ゲージ定数
 E ：ヒーターを取り巻く熱流素子の起電力 (mV)

5-3-2 ダイナゲージの設置状況

まず、茎熱収支法ダイナゲージ (SGB16、Dynamax Inc.) に装着可能な木を準備する。幹の直径は信頼度を高めるために巻き尺やキャリパスを用いて測定する。木を準備する時、ゲージの中央部分の直径に近く、また表面が均等な幹の部分を選択することが重要である。木の幹は、屈曲がなく真っ直ぐな幹を選定し、傷ついた樹皮があればサンドペーパーを用いて取り除く。

本研究で使ったダイナゲージは、直径が $16\text{mm} \pm 3\text{mm}$ 程度である木に使用可能である。木の幹を滑らかにした後、スポンジや布切れに水をつけて幹のほこりと砂などをとり除く。ダイナゲージを幹に装着する前にセンサーヒーターと内部の絶縁体上に少量のG4シリコーンを薄く塗る。これはセンサー内部で湿気が浸透することを防ぎセンサー熱電対の腐蝕を防止するためである。

ダイナゲージを幹に装着する時はケージ内部の温度センサーが幹に密着するように真っ直ぐな部分に堅く固定する。ダイナゲージの装着終了後、ゲージの上に天候変化に対する保護物を設置する。発砲断熱材と塩化ビニル製を使ってゲージを包んでPVCテープで巻く。ゲージの上端部は雨水が幹に乗って流れて入って来ないようにテープで完全に遮断する。下端部は内部の湿気増加を防ぐために開放した。

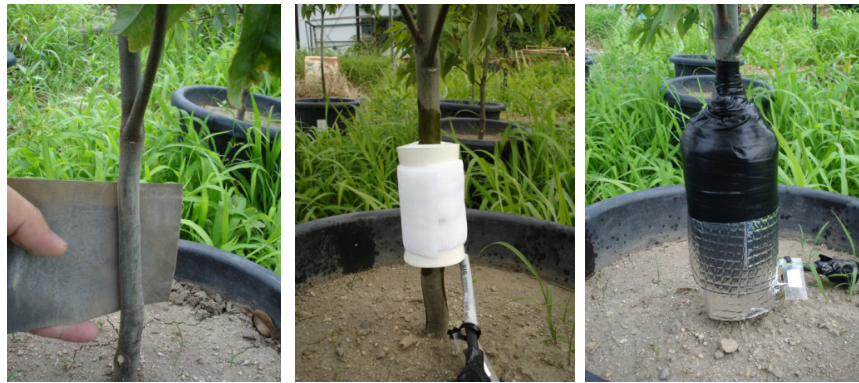


図 5-11 ダイナゲージの設置



図5-12 檜にダイナゲージを設置した状態

装着終了後、ダイナゲージとコントロールボックスをケーブルで連結して電源を入れる。ノートパソコンのCOMポートにRS232の9ピンケーブルを連結、Flow-4 ダイナゲージソフトウェアを機動してデータの取得を行う。

5-3-3 蒸散量の測定

異なるLAI (6.34、4.74、2.58及び1.21) の檜の蒸散量を明らかにするために、佐賀大学農学部圃場において2009年6月6日～8日の3日間連続して茎内流測定法実験を行った。なお、実験期間中水分ストレスがかからないように1日数回に分けてポット内の土壤に水分を補給した。図5-13は、2009年6月8日各LAIの蒸散量の経時変化を表したものである。また、各LAIに対する1日間の総蒸散量を図5-14に示した。蒸散量はLAIの増加に伴い増大するが、LAI

>5の領域における蒸散量は620g/day前後を推移している。これはPenning de Vries et al. (1989) の実験結果と同様で、蒸散量はLAIの増加に伴い指数関数的に増加し、あるLAI以上になると蒸散量は一定となる特徴を示す。

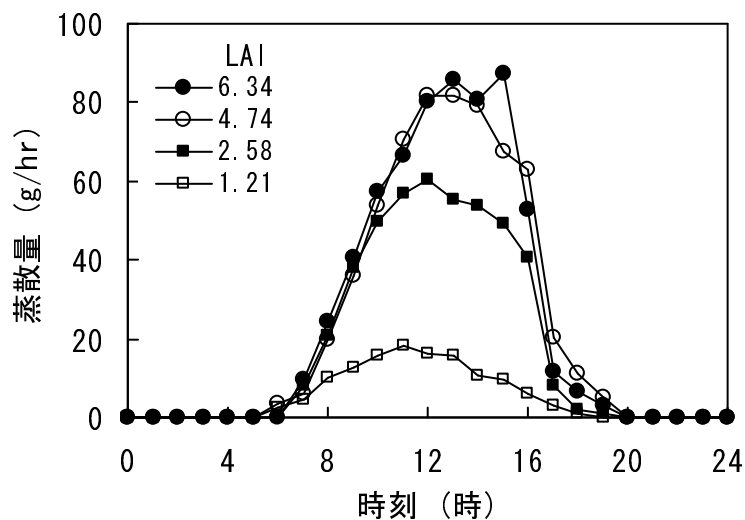


図5-13 LAIが異なる櫨の蒸散量の日変動 (2009年6月8日)

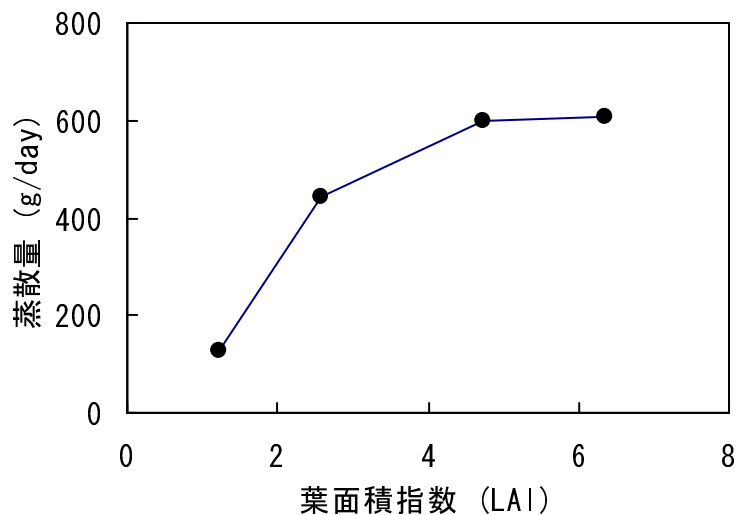


図5-14 LAIによる櫨の日蒸散量 (2009年6月8日)

第6章 2層熱収支モデルに ASTER データを適用した蒸発散推定法

森林での蒸発散量の推定法には、乱流変動法及び微気象観測データとエネルギー収支モデルを用いた方法や流域内水収支を用いた推定法などがある。しかし、これらの方法は多くの観測地点とパラメータを要し、また流域の平均的な値を表すため、これらの方法により広域での蒸発散量の空間分布を把握することは難しい。

多様な植生によって被覆された地表面、あるいは単一種で広く分布した広域の蒸発散量を推定するには、データの広域性、同時性を持つリモートセンシングが有効であると考えられる。近年、リモートセンシングデータと気象観測データを結合した広域の蒸発散量の推定に関する研究が幅広く行われている。特に地球観測衛星を用いたリモートセンシングは広範囲の蒸発散量を高い時間分解能で測定することができ、また地表面における定期的な観測値と現地の実測値の関係から経験的な推定法の可能性を示す。

これまでに、リモートセンシングデータを利用した広域の蒸発散量の推定に関する研究は多く行われてきた。その中の多くは、衛星によって観測される熱赤外バンド、すなわち地表面の温度データを用いて地表面の熱収支モデルより蒸発散量を推定する (Bastiaanssen, 1998)。衛星リモートセンシング技術を用いた蒸発散量の推定では、正規化植生指数 (NDVI) や光合性有効放射 (PAR) のような値と高い相関を持つ可視と近赤外波長帯のデータが用いられる (Kondoh and Higuchi, 2001)。植生の特性値 (例えば植物葉量、植物含水量、キャノピー構造など) は、地球観測衛星により測定される放射輝度に大きく影響する。衛星画像の放射輝度から計算される LAI や NDVI のような植生指数は、流域の水収支と熱環境を把握するための重要なパラメータである。

森林地域で LAI は蒸散に影響を及ぼす生物学的要素として蒸発散モデルへの適用が期待される (Ringersma and Sikking, 2001)。土壌-植生系を一つの均一で大きな葉と見なしたビックリーフモデルは、簡便に地域スケールの蒸発散シミュレーションとして利用される (Komatsu, 2004)。しかし、土壌と植生間でのエネルギー交換が大きい所では2層モデルが提案される。Choudhury (1997) は、1層と2層モデルに衛星リモートセンシングから得られたパラメータを適用して、蒸発散の評価を行った。2層モデルは、経験的關係と物理的構成要素の結合で推定できるエネルギー項に依存する。一般的に推定可能なエネルギー項 (R_n

と G 、 H) は微気象学的測定あるいは気象学とリモートセンシングデータの結合によって行われる。蒸発散となる潜熱フラックスはエネルギー方程式の残余項として求められる。

本章では、Terra 衛星の ASTER センサーによって収録されたデータを用いた蒸発散の推定方法について述べる。5 章では、すでに高い空間分解能を持つ Terra/ASTER データの可視の 2 バンドと近赤外の 3 バンドを用いた森林流域における LAI の推定法について述べた。本章では、まず、Terra/ASTER データの熱赤外バンド (バンド 10-14) の中で最も透過率が高いバンド 13 を用いて地表面温度 (Land Surface Temperature : LST) を推定する。次いで、地表面気象データと Terra/ASTER データを結合して得たパラメータを 2 層モデルに適用して植生キャノピーと土壌面の蒸発散量を推定する。最後に 2 層モデルによって推定された蒸発散量と基準となる FAO Penman-Monteith 式によって得られた蒸発散量を比較し、その精度の検証を行う。

6-1 1 層熱収支モデル

6-1-1 熱収支式

衛星リモートセンシングを用いた広域の蒸発散推定の研究で、地表面観測温度は蒸発散の潜熱フラックスを推定するために不可欠であり、地球観測衛星の熱赤外線バンドのデータから精度良く推定することができる。また、地表面観測温度と熱フラックスの関係を明らかにするためには数学的モデルが必要である。地表面観測温度と熱フラックスを直接関係づける 1 層あるいは 2 層モデルは、多層のキャノピー-土壌モデルよりもリモートセンシングに適用しやすい。

森林キャノピー層は、熱交換や植物の特性を表すとき、一つの層と見なして「ビッグリーフ」と仮定する。例えばキャノピーの気孔抵抗はキャノピー内のすべての葉の気孔抵抗の集合体とみなす (Sinclair et al., 1976)。

1 層及び 2 層モデルでは、地表面観測温度を蒸発散量の推定に直接利用することができるが、大気特性や熱変換が行われる面と参照高さを関係づける変数などの付加的なデータが必要である。1 層熱収支モデルは、土壌-植生-大気を単一の層として扱う最も単純なもので、土壌と葉面温度を区別しない (Monteith, 1981)。熱収支式は(5-12)式から表わされる。

$$R_n = \lambda E + H + G \quad (6-1)$$

ここで、 λ は水の気化潜熱 ($2.47 \times 10^9 \text{ Jm}^{-3}$) である。植生地では植物体の貯蔵熱 (S) と光合

性に使われる熱 (P) を右辺に追加する必要があるが、この2つの熱量はごくわずかであるため、無視することができる。植生地での熱収支は潜熱によって最も大きく左右される。

潜熱、顕熱フラックスは式(6-2)、式(6-3)でそれぞれ表すことができる。葉面での熱交換を考慮すると、図 6-1 のように表すことができる。葉面の蒸発散拡散における抵抗は、気孔抵抗と葉面境界層抵抗であり、これらを合わせたものを拡散係数の代わりに用いることができる。

表面境界層とは葉面の摩擦によって風速が小さくなる薄い層で、熱や水蒸気の輸送は主に分子拡散である。気孔抵抗は、厳密に考えると気孔抵抗とクチクラ (Cuticula) 抵抗から成っているが、クチクラ抵抗は極めて小さいため無視できる。キャノピーを 1 枚の大きい葉とみなし、図 6-1 の抵抗を用いると λE と H は、次式のように表すことができる。

$$\lambda E = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{e_o^* - e_a}{r_E - r_o} \quad (6-2)$$

$$H = \rho c_p \frac{T_o - T_a}{r_H} \quad (6-3)$$

ρ : 大気の密度

c_p : 等圧大気の比熱 ($\rho c_p \approx 1200 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$)

γ : 湿度係数 ($\approx 0.066 \text{ kPa K}^{-1}$)

T_a : 参照高さの大気温度 (K)

e_a : 参照高さの蒸気圧 (kPa)

T_o : 表面空気力学温度 (K)

e_o^* : T_o の飽和蒸気圧 (kPa)

r_E : 潜熱交換の空気力学抵抗 (s m^{-1})

r_H : 顕熱交換の空気力学抵抗 (s m^{-1})

r_o : 気孔抵抗 (s m^{-1})

ここで、 r_E と r_H は等しく、顕熱と潜熱の発生場所は温度 T_o であり、蒸発散源は飽和している。この仮定条件は、キャノピーが 1 枚のビッグリーフ (集合したキャノピー) であり、潜熱交換と顕熱交換が地表面から同じ高さで行われていることを示している。まばらなキャノピーなど、実際の植物群落では、太陽光が比較的キャノピー内部まで侵入し、そこで放射収支を行うため、キャノピー層の内部で顕熱が発生する。

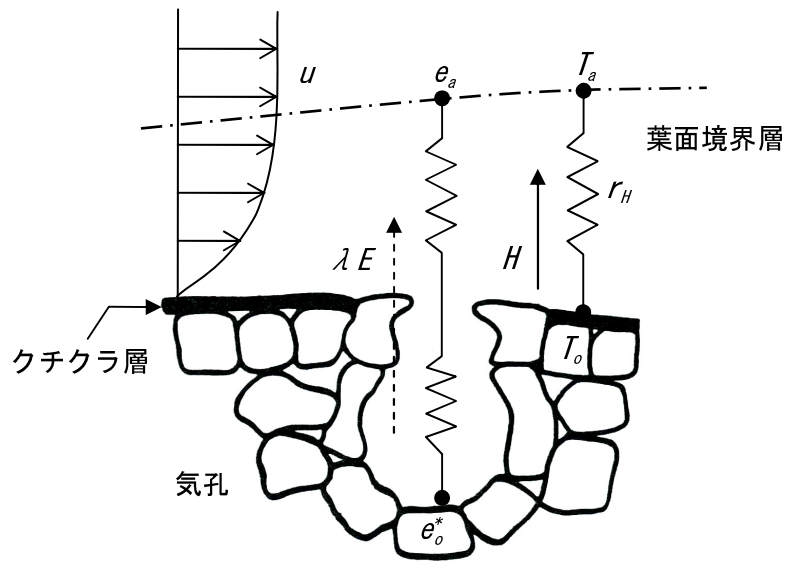
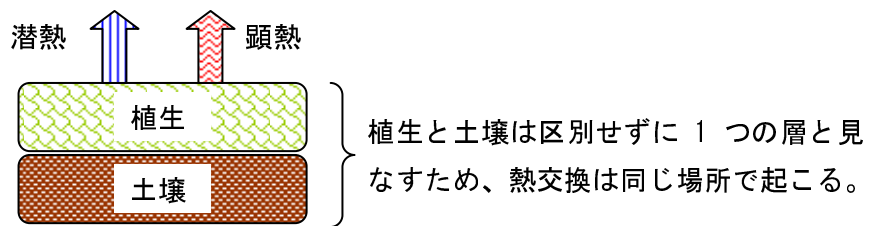
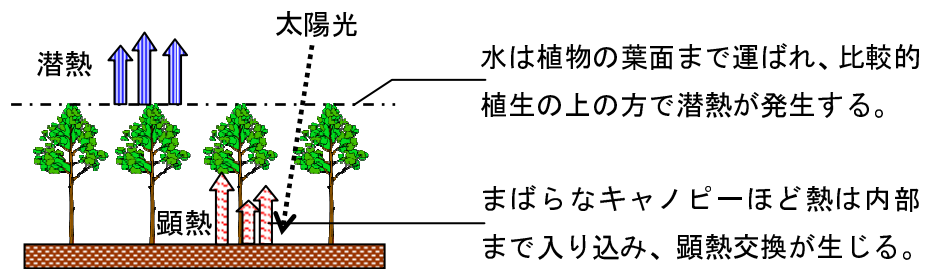


図 6-1 葉面での潜熱と顕熱交換



(a) 1層モデルにの主要な仮定条件



(b) まばらな植生地での熱交換の概要

図 6-2 潜熱と顕熱の交換される場所

一方、植物体内を通り葉面まで輸送する際の抵抗が、キャノピー層を通る輸送の抵抗よりも小さいため、水蒸気はキャノピーの表面まで運ばれ、顕熱はそこで発生する。つまり、潜熱と顕熱が異なる高さで発生することになる。このことから、1層モデルではまばらなキャノピーについての蒸発散量の推定が困難であると考えられる。

式(6-1)に式(6-3)を代入して、 λE を推定する次の式が求められる (Soer, 1980 ; Heilmam et al., 1981)。

$$\lambda E = R_n - G - \rho c_p (T_o - T_a) / r_H \quad (6-4)$$

6-1-2 空気力学的抵抗と地中伝導熱

植生の種類や生育状態、植被率等は植生地の蒸発散を決定する重要な要因であることは、容易に理解できる。しかし、これ以外にも、キャノピーの放射収支に影響を与え土壌面蒸発散量を左右する LAI や、土壌水分量を支配する根圏の深さ、植物体内の水の通りやすさなども大きな要因である。また作物群落高さは、潜熱輸送や顕熱輸送に大きく関わり、キャノピー表面における水蒸気や熱の輸送のしやすさを表す空気力学的抵抗に関与している。Choudhury (1987) の経験式によると、大気安定状態($T_o < T_a$)で r_H は、次のようになる。

$$r_H = \left[\ln \left(\frac{Z-d}{Z_o} \right) - \psi_* \right] \left[\ln \left(\frac{Z-d}{Z'_o} \right) - \psi_* \right] / (k^2 u) \quad (6-5)$$

ここで、

$$\begin{aligned} \psi_* &= [b - (b^2 - 4ac)^{1/2}] / 2a \\ a &= 1 + \eta \\ b &= \ln \left(\frac{Z-d}{Z'_o} \right) + 2\eta \ln \left(\frac{Z-d}{Z_o} \right) \\ c &= \eta \left[\ln \left(\frac{Z-d}{Z_o} \right) \right]^2 \\ \eta &= 5(Z-d)g(T_o - T_a) / T_a u^2 \end{aligned}$$

大気が不安定あるいは均衡状態($T_o \geq T_a$)では、次のようになる。

$$r_H = \ln \left(\frac{Z-d}{Z_o} \right) \ln \left(\frac{Z-d}{Z'_o} \right) / k_a^2 u (1 + \eta)^{3/4} \quad (6-6)$$

- k_a : Karman 定数 (=0.4)
- u : 参照高さ Z における風速 (m s^{-1})
- g : 重力の加速度 (9.8 m s^{-2})
- d : ゼロ面変位 (m)
- Z_o : 地表面の粗度 (m)
- Z'_o : 熱変換の粗度高さ (m)

d は「ゼロ面変位」と呼ばれ、植生が存在するために、基準面を実際の地表面よりも高くする修正値である。背の高いキャノピー層の上空においても風速分布は他の地表面のように対数分布になるが、その高さの基準は地表面ではなく、キャノピーの最上端（植生の高さ）より少し低い d の高さを見かけの地表面と考える。 d は植生高さに比例し、密集したキャノピーでは $d \approx h$ に近づき、まばらな植生になるほど d は小さくなる。また、地表面の粗度高さは地表の粗さを示す数値であり、代表的な概略値を表 6-1 に示す。表に示された数値は、大気が均衡状態で、参照高さ $Z = 50$ 、 $u = 15\text{ms}^{-1}$ 、式(6-4)から $Z_0 = 10Z_0'$ と仮定して得られた値である。

表 6-1 代表的な地表面状態の地表面粗度の概略値

地表面	地表面粗度 (m)	r_H (sm^{-1})
干潟	0.006	45
湿地帯	0.03	30
牧草地	0.07	25
荒地	0.10	22
農地	0.17	20
果樹園・低木林	0.35	15
森林	0.75	10
草原	0.03	30
低作物	0.10	22
高作物	0.25	17
郊外	1.0	10

出典: Wieringa (1986)

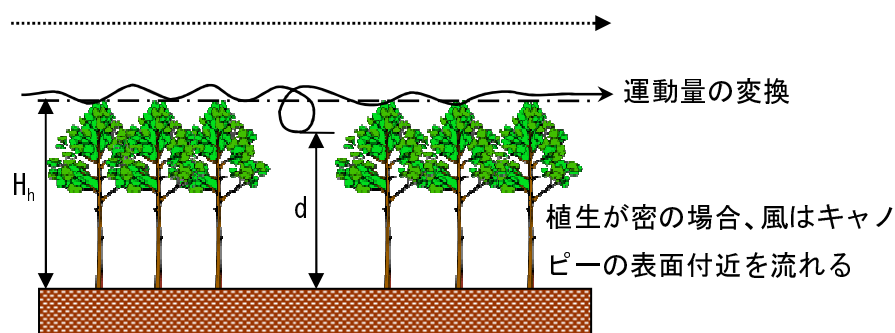


図 6-3 植生高さとゼロ面変位

式(6-2)及び式(6-3)における $r_E = r_H$ の仮定から、熱交換が土壌表面から $d + Z'_o$ の高さで行われていることがいえる。この 1 層モデルでの熱交換の高さを決定する Z'_o は Z に関係づけられ、Kustus et al. (1990) によって次のように計算されている。

$$\ln(Z_o / Z'_o) = \frac{\rho c_p u (T_o - T_a)}{3C} - \frac{3}{2} \quad (6-7)$$

この計算を繰り返すことにより Z'_o は近似されるが、実験では、 Z_o / Z'_o が $10 \sim 10^5$ の範囲で変化する (Kondou and Kawanaka, 1986)。本研究では、第 1 次近似として与えられる $Z_o = 10Z'_o$ と仮定した。ゼロ面変位、表面粗度 Z_o 、植生の高さは次の Shaw and Pereira (1982) によるシミュレーションの結果を用いて求めた。

$$d = H_h [\ln(1 + X^{1/6}) + 0.03 \ln(1 + X^6)] \quad (6-8)$$

$$Z_o = \begin{cases} Z_{os} + 0.28 H_h X^{1/2} & 0 \leq X \leq 0.2 \\ 0.3 H_h (1 - d/H_h) & 0.2 \leq X \leq 2 \end{cases} \quad (6-9)$$

ここで、

$$X = 0.2L$$

H_h : 植生の高さ (m)

Z_{os} : 土壌表面粗度 (0.001-0.2m)

L : キャノピーの葉面積指数 (LAI)

様々な観測値との比較により、これらの式によって計算される Z_o や d は、密集した植生においては有効であることが分かっているが、まばらなキャノピーの Z_o と d について、まだ十分に明らかにされていない。

λE を求める際、 G の推定も非常に重要となる。Choudhury (1987) は日中時間の G に対する実験式を次式のように表した。

$$G = 0.4R_s \quad (6-10)$$

$$R_s = R_n \exp(-0.5L) \quad (6-11)$$

R_s : 土壌表面の純放射

測定値のない日射量、純放射量は式(5-2)、(5-3)、(5-10)から推定できる。式(5-3)における地表面温度には衛星観測温度を用い、各画素における純放射を推定した。また、式(5-2)のアルベドは図 4-13 の被覆分布特性から人工物や裸地においては 0.25、農地や草地においては 0.20、森林地においては 0.15 と仮定した。また、地表面の粗度高さも必要であり、本研究については、植生の繁茂状況を現わす LAI から、その高さを次のように仮定した。

表 6-2 LAI により仮定した粗度高さ

LAI	粗度高さ Z_o (m)
0.0-1.0	0.1
1.0-2.0	0.2
2.0-3.0	0.3
3.0-5.0	0.35
5.0 以上	0.40
土壌表面の粗度高さ $Z_{os} = 0.002m$	

6-1-3 ASTER TIR データを用いた地表面温度の推定

地表温度は地上のエネルギー収支を左右する重要なパラメータであり、地球資源や環境の急激な変化に影響を及ぼす重要な因子の 1 つである。特に、モデルから蒸発散量を推定する時、その精度に大きく影響を与えるパラメータであるため、より正確な地表面温度の推定が要求される。ASTER センサーの中で 90m の空間分解能を持つ 5 つの熱赤外バンド(バンド 10~バンド 14)のデータを用いると、地表面の熱放射や LST を分析することができる。LST は、Planck's law によって対象物から放出される熱赤外波長帯の放射エネルギーから推定することができる。本論文では LST を推定するために ASTER のバンド 13 (10.25-10.95 μm) を選択した。理論的に輝度温度は次式のような Planck's law によって求められる。

$$T = \frac{c_2}{\lambda \ln \left(\frac{c_1}{\pi \lambda^5 L_\lambda} + 1 \right)} \quad (6-12)$$

ここで、

T : 輝度温度(K)

c_1 : 3.742×10^{-16} (W m²)

c_2 : $hc/k=0.0143877$ (m K)

h : Planck's constant (6.626×10^{-34} J s)

c : 光速 (2.998×10^8 m s⁻¹)

k : Boltzmann constant (1.381×10^{-23} J K⁻¹)

λ : 波長(m)

L_λ : 放射輝度[(BN_i-1) R_i]

R_i : 補正係数(バンド 13: 5.693×10^3 W m⁻² m⁻¹ sr⁻¹)

与えられた波長で物体の表面から放出される熱放射は地表面温度と分光放射率の関数である。精度の良い地表面温度を求めるためには、各地表物からの分光放射率の把握する必要がある。分光放射率は黒体から放出された放射と灰色物体から放出された実放射との比率で定義される (Watson, 1992)。Juan et al. (2006) は、正規化植生指数 (NDVI) から地表面放射率を推定する方法を提案した。ここでは、ASTER の熱赤外バンド 13 に次式を適用した。

$$\varepsilon_{13} = 0.968 + 0.022N_o \quad (6-13)$$

N_o は次の式の NDVI から得られる。

$$N_o = \left(\frac{\text{NDVI} - \text{NDVI}_s}{\text{NDVI}_v - \text{NDVI}_s} \right)^2 \quad (6-14)$$

$$\text{NDVI} = \frac{BN_3 - BN_2}{BN_3 + BN_2} \quad (6-15)$$

ここで、 NDVI_v と NDVI_s はそれぞれ NDVI ヒストグラムから得られる植生の密集した所 (LAI=max) の NDVI と植生の無い裸地 (LAI=0) の NDVI である。NDVI の値は ASTER のバンド 2 とバンド 3 を用いて求めた。地表面温度 (Land Surface Temperature : LST) は分光放射率を用いた次の式により計算できる。

$$T_{st} = \frac{T}{1 + (\lambda T / c_2) \ln \varepsilon(\lambda)} \quad (6-16)$$

ここで、 T_{st} は地表面温度 (K)、 $\varepsilon(\lambda)$ は波長 λ での分光放射率である。

図 6-4 と図 6-5 は、ASTER 画像データから算出して表した夏季と冬季の画像全体の地表面温度分布図である。夏季には都市部を中心に地表面温度が 40℃ 近く表される所が多く、森林地では 28℃ 前後で広く分布しているのが分かる。冬季には全体的に地表面温度が低い。その中で、農地を中心に温度が高く、山頂や干潟は低く分布しているのが分かる。図 6-6 と図 6-7 は、全体の ASTER 画像から研究流域の部分を切り取って表した夏季と冬季の地表面温度分布図である。

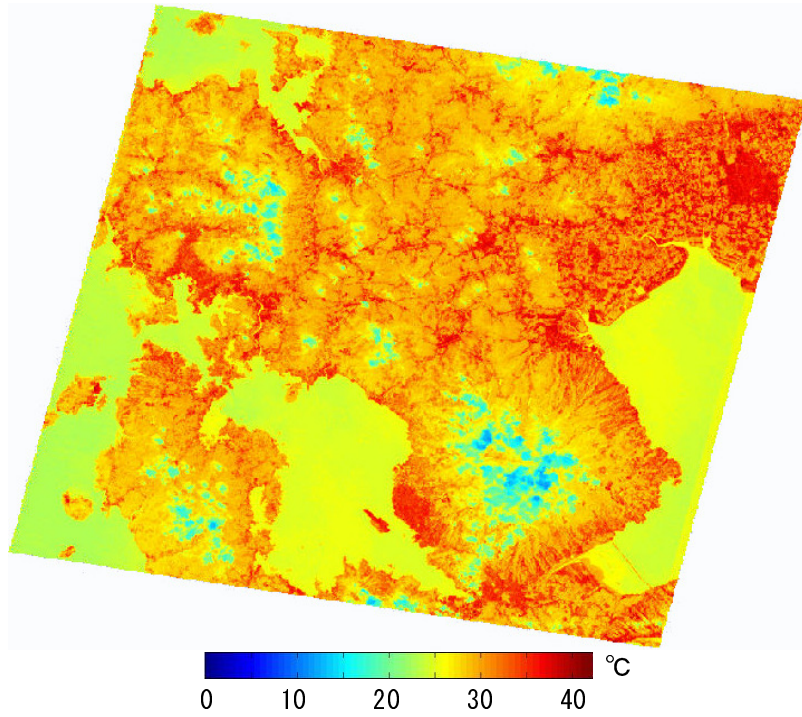


图 6-4 地表面温度分布图 (2007 年 8 月 18 日)

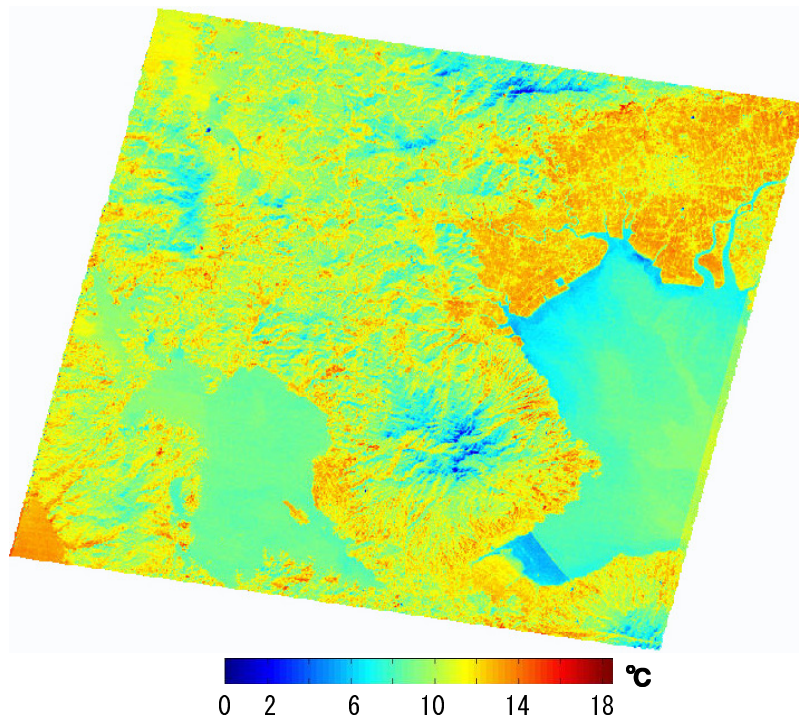


图 6-5 地表面温度分布图 (2008 年 1 月 9 日)

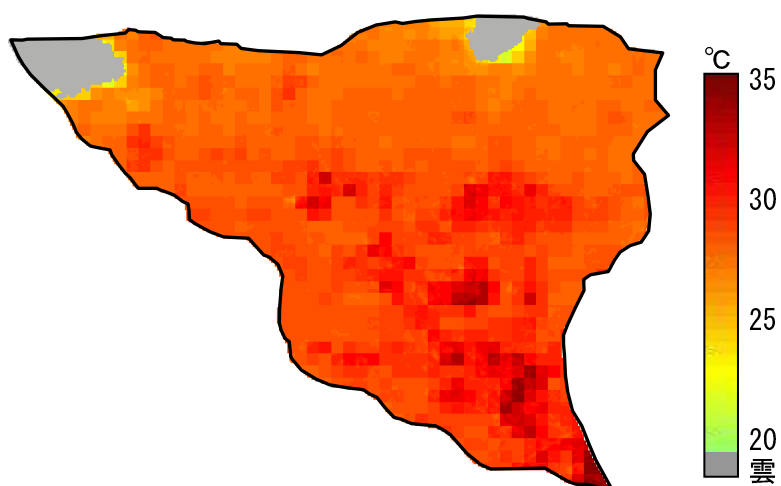


図 6-6 対象流域内の地表面温度分布 (2007 年 8 月 18 日)

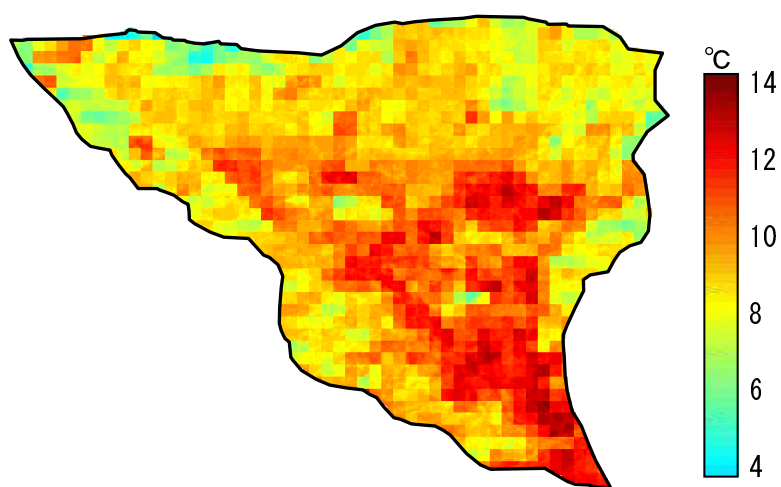


図 6-7 対象流域内の地表面温度分布 (2008 年 1 月 9 日)

6-1-4 ASTER 3次元地形データを用いた気温の推定

一般に、中立状態で気温は100m高度が上がる毎に0.65℃気温が低下する。地表面温度と気温差 dT は、顕熱フラックスを推定する重要な値となるため、 dT を正確に得るためにも標高による気温分布図の作成が必要となる。そこで、対象流域の3次元地形データ (Digital Elevation Model : DEM) を用いて気象台の気温データから標高別の気温を以下のように推定した。

$$T_a = T_{AWS} - 0.0065\Delta Z \quad (6-17)$$

ここで、

T_{AWS} : 気象台の気温 (K)

ΔZ : 気象台からのピクセル標高差 (m)

今回用いられた3次元地形データは、ASTER センサーのバンド3の直下視と後方視のデータにより作られたASTER GDEM(Global Digital Elevation Model)である。2009年6月から一般に公開されインターネット (<http://www.ersdac.or.jp/GDEM/J/index.html>) 上でダウンロードができる。表6-3にASTER GDEMの特徴と他のDEMデータとの比較を一覧する。

表6-3 ASTER GDEM と他の3次元地形データとの比較

	ASTER GDEM	SRTM3*	GTOPO30**	数値地図10mメッシュ標高データ
データソース	ASTER	スペースシャトル レーダ	世界中のDEMデータ所有機関	1:25,000 地形図
作成・配布機関	METI/NASA	NASA/USGS	USGS	国土地理院
配布開始年	2009年～	2003年～	1996年～	2008年～
データ取得期間	2000年～継続中	11日間(2000年)		
ピクセル間隔	30m	90m	1000m	約10m
DEM高さ精度 (標準偏差)	7m～14m	10m	30m	5m以内
DEMカバー域	N83度～S83度	N60度～S56度	全球	日本のみ
DEMデータ欠損域	雲に覆われた地域	地形急峻域(レーダの特性による)	なし	なし

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

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

出典 : ERSDAC

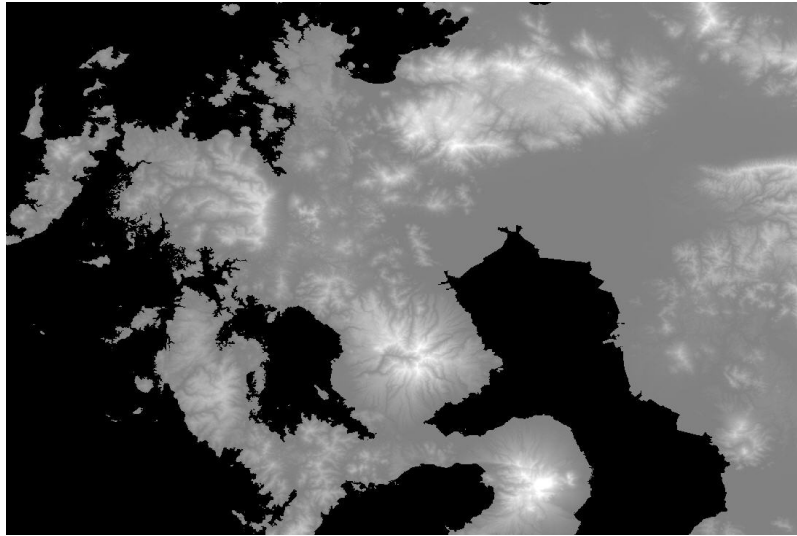


図 6-8 西九州の ASTER GDEM 画像データ

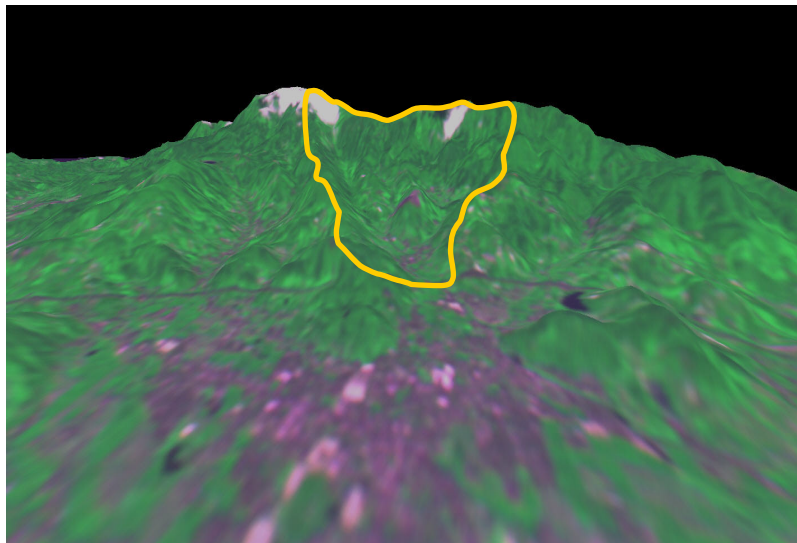


図 6-9 研究対象流域の ASTER 立体画像

図 6-8 は、ASTER GDEM データ（ERSDAC 提供）にモザイク処理をして作成した西九州を中心にする DEM 画像データである。この画像データは 30 m×30m の空間分解能であり、標準偏差が 7~14m の比較的高い精度を持つデータである。図 6-9 は、研究対象流域を含む ASTER 画像データ（R:2, G:3, B:1）に DEM データをオーバーレイして作成した 3 次元地形図で、黄色い線で囲まれた領域が本研究の対象流域である。

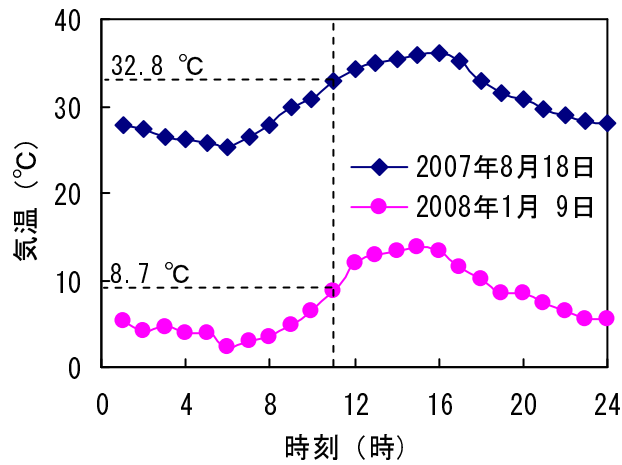


図 6-10 衛星観測日の気温の日変化 (佐賀気象台)

衛星観測が行われた 2007 年 8 月 18 日と 2008 年 1 月 9 日の午前 11 時ごろの対象流域における気温分布データを得るために、対象流域に近い佐賀気象台の気温観測データを用いた。佐賀気象台は北緯 33°15.9′、東経 130°18.3′に位置しており、観測地点の標高は 5.5m である。図 6-10 は、佐賀気象台で観測した衛星観測日の気温の日変化を表したもので、衛星観測が行われた午前 11 時の気温はそれぞれ夏季に 32.8°C、冬季に 8.7°Cであった。この 2 つの値は、3 次元地形データから気温を推定する式(6-17)の基準点データ T_{AWS} として用いられた。図 6-11 と図 6-12 は、それぞれ対象流域に対する DEM データと佐賀気象台の気温データを式 (6-17)に入力して推定した夏季と冬季の気温分布図である。

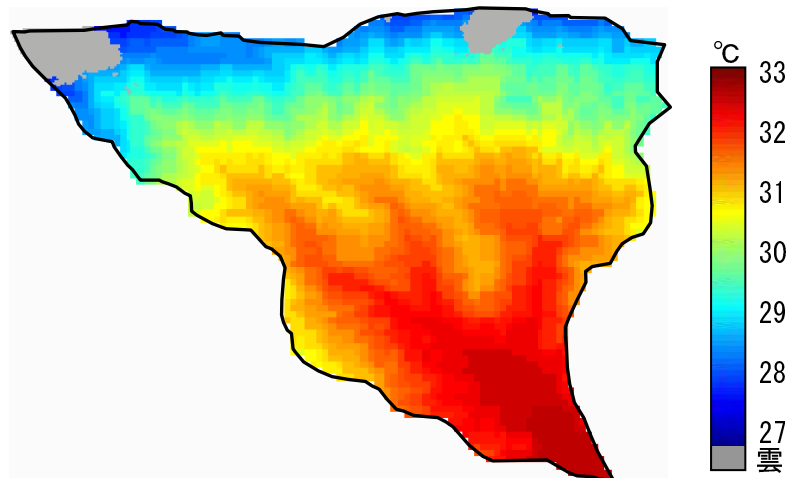


図 6-11 対象流域内の気温分布 (2007 年 8 月 18 日)

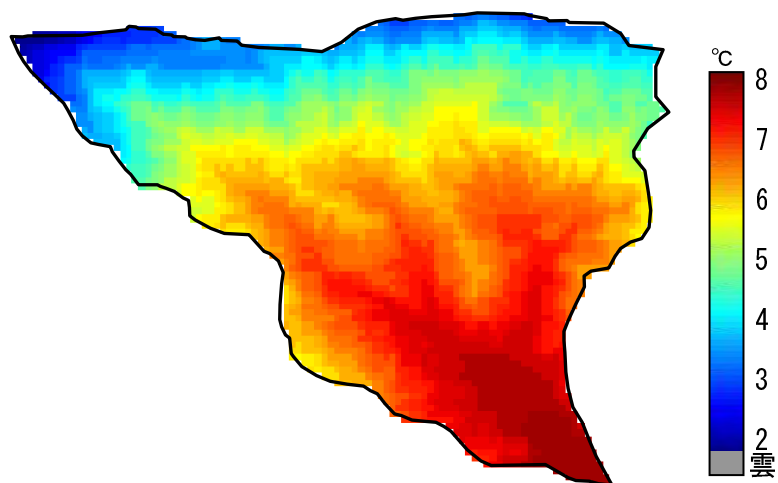


図 6-12 対象流域内の気温分布 (2008 年 1 月 9 日)

6-2 2層の熱収支モデル

6-2-1 2層モデルにおける熱収支解析

土壌と植生の2層モデルの位置的な抵抗は、図6-13のようになる。このモデルは、小さな植生キャノピーからの蒸発散や地表面温度を推定する際、1層モデルよりも適している。しかし、数学的な解析方法は1層モデルよりかなり複雑である。

図6-13において、次の6個の未知数が考えられる。土壌表面の温度(T_s)と蒸気圧(e_s)、葉面温度(T_v)と蒸気圧(e_v^*)、熱変換有効高さにおけるキャノピー内部の大気温度(T_b)と蒸気圧(e_b)である。したがって、これらを解析的に求めるためには6個の式が必要となる。

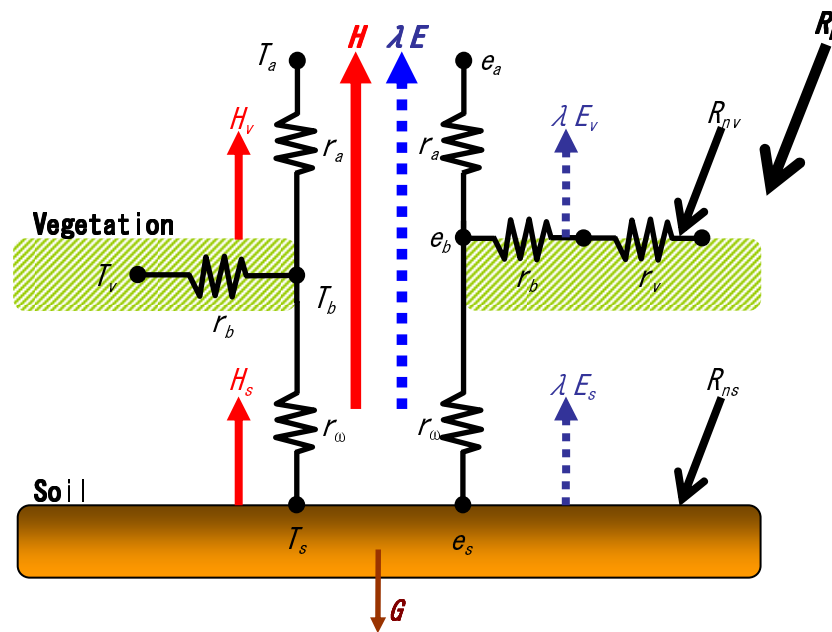


図 6-13 2層モデルの熱収支と抵抗の模式図

まず考えられるのは、土壌表面と植生層におけるそれぞれの熱収支である。土壌表面と植生層の純放射をそれぞれ R_{ns} 、 R_{nv} として顕熱と潜熱フラックスを表すと熱収支式は次のように表される。なお、ここでは式(6-11)より推定した R_{ns} を使い、 $R_{ns} + R_{nv} = R_n$ と仮定する。

$$R_{ns} = \frac{\rho c_p}{\gamma_w} (e_s - e_b) + \frac{\rho c_p}{r_w} (T_s - T_b) + G \quad (6-18)$$

$$R_{nv} = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{e_v^* - e_b}{r_v - r_b} + \frac{\rho c_p}{r_b} (T_v - T_b) \quad (6-19)$$

r_w : 地表とキャノピー大気の運送抵抗 ($s m^{-1}$)

r_b : 葉面とキャノピーの運送抵抗 (s m^{-1})

r_a : キャノピーと大気の運送抵抗 (s m^{-1})

r_v : キャノピーの気孔抵抗 (s m^{-1})

土壌層と植生層の潜熱フラックスを求める式に変換させると次の式のようにになる。

$$\lambda E_s = R_{ns} - G - \frac{\rho c_p}{r_\omega} (T_s - T_b) \quad (6-20)$$

$$\lambda E_v = R_{nv} - \frac{\rho c_p}{r_b} (T_v - T_b) \quad (6-21)$$

水蒸気圧と温度の関係は Teten の近似式 (Murray, 1967) で表すことができる。すなわち、温度 T_v で気孔が飽和していると仮定すると、 e_v^* と T_v は次の関係式が成り立つ。

$$e_v^* = 0.611 \exp \frac{17.27(T_v - 273.2)}{T_v - 35.86} \quad (6-22)$$

また、土壌表面の蒸気圧は熱力学公式より地表面と関係づけられる (Camillo and Gurney, 1986)。

$$e_s = e_s^* \exp \frac{g \phi_s}{R' T_s} \quad (6-23)$$

$$e_s^* = 0.611 \exp \frac{17.27(T_s - 273.2)}{T_s - 35.86} \quad (6-24)$$

R' : 水蒸気の気体定数 ($=462 \text{m}^2 \text{s}^{-2} \text{K}^{-1}$)

ϕ_s : 土壌水分ポテンシャル (m)

残りは、式(6-18)と(6-19)から顕熱、潜熱の保存式が考えられる。

$$\frac{\rho c_p}{\gamma_a} (e_b - e_a) = \frac{\rho c_p}{\gamma_\omega} (e_s - e_b) + \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{e_v^* - e_b}{r_v - r_b} \quad (6-25)$$

$$\frac{\rho c_p}{r_a} (T_b - T_a) = \frac{\rho c_p}{r_\omega} (T_s - T_b) + \frac{\rho c_p}{r_b} (T_v - T_b) \quad (6-26)$$

$$T_b = \frac{r_\omega r_b T_a + r_a r_b T_s + r_a r_\omega T_v}{r_\omega r_b + r_a r_b + r_a r_\omega} \quad (6-27)$$

空気力学的抵抗は、次のように与えられる (Choudhury and Monteith, 1988)。

$$r_b = \frac{50\alpha}{L[1 - \exp(-\alpha/2)]} \left[\frac{\omega}{u_H} \right]^{1/2} \quad (6-28)$$

$$r_\omega = \frac{H_h \exp(\alpha)}{\alpha K_H} \{ \exp(-\alpha Z_{os} / H_h) - \exp[-\alpha(d + Z_o) / H_h] \} \quad (6-29)$$

$$r_a = r_{ao} \phi \quad (6-30)$$

ここで u_H は、植生の高さでの風速 (ms^{-1}) で、粗度層に対する近似補正の対数則の推定から次の式で与えられる。

$$u_H = 1.5u \ln\left(\frac{H_h - d}{Z_o}\right) / \ln\left(\frac{Z - d}{Z_o}\right) \quad (6-31)$$

植生高さにおける乱流拡散係数 K_H (m^2s^{-1}) は

$$K_H = \frac{1.5k^2(H_h - d)u}{\ln[(Z - d)/Z_o]} \quad (6-32)$$

自然条件下での運動量変換に対す空気力学的抵抗 r_{ao} (s m^{-1}) は (Thom and Oliver, 1977)、

$$r_{ao} = \frac{\{\ln[(Z - d)/Z_o]\}^2}{k^2u} \quad (6-33)$$

空気力学的抵抗に対する安定補正周期 ϕ は次の式で与えられる。

$$\phi = \begin{cases} 1/(1 + \eta)^2 \\ 1/(1 + \eta)^{3/4} \end{cases} \quad (6-34)$$

α は、キャノピー層内部における乱流拡散係数と風速に対する衰退係数である。[(屈折率) \times (葉面積) \times (密度)]に比例し、その範囲は 0.3~3 であるとされている。柑橘類の果樹園で約 0.5、成熟したトウモロコシやヒマワリのような半剛体作物で 1.0~2.0 である。また、未成熟なトウモロコシや小麦、燕麦のような柔らかい作物では、作物高さの風速 u_H に依存し、 $\alpha = 1.5 + 0.6u_H$ となる。

本研究では、適当に密集したキャノピーに対する α を、次の経験式で推定した (Cowan, 1968)。

$$\alpha = \frac{1}{\left(\frac{d}{H_h}\right) \ln\left(\frac{H_s - d}{Z_o}\right)} \quad (6-35)$$

それぞれの空気力学的抵抗については、2つの極限が考えられる。微小な植生 ($L \rightarrow 0$) の場合、 $d \rightarrow 0$, $Z_o \rightarrow Z_{os}$ になることが分かるので、以下の極限值が得られる。

$$r_{ao} = \frac{[\ln(Z/Z_{os})]^2}{k^2u} \quad (6-36)$$

$$r_{\omega} \rightarrow 0 \quad (6-37)$$

$$r_b = \frac{100}{L} \left(\frac{\omega}{u_H}\right) \rightarrow \infty \quad (6-38)$$

土壌層からキャノピーへの顕熱輸送抵抗 r_w と、植生からキャノピーへの顕熱輸送抵抗 r_b から、キャノピー内部の大気温度と蒸気圧は、葉よりも土壌表面の状態に依存していることが分かる。土壌表面が熱く乾燥した場合、冷たく湿った時と比較して、キャノピー層の気温は高くなり、不飽和状態となる。熱く乾燥した状態での植生微気象は、もし作物が水不足でなく、気孔が不飽和状態に対して敏感でないならば、植生からの蒸発散を高めることは明らかである。

平均的に密集したキャノピー ($L \gg 1$) の場合は、それぞれの抵抗は次の極限值となる。

$$r_w \approx \frac{90 \ln \left(\frac{Z-d}{Z_o} \right)}{u} \quad (6-39)$$

$$r_b \approx \frac{50\alpha}{L} \left(\frac{\omega}{u_H} \right)^{1/2} \quad (6-40)$$

L が増加すると、 r_w は r_{wo} の 5 倍以上になり、 r_b は急激に減少するため、キャノピー内の気温と蒸気圧は土壌から離れて、植生と一体化する。さらに、表面が湿っている場合でさえ、純放射が減って熱交換の抵抗 r_w が大きくなるために、土壌の蒸発は減少する。最終的には、全蒸発散は密集したキャノピーの蒸発散と等しくなる。これらの式から、土壌、植生各層の潜熱フラックスが計算でき、蒸発散量の推定が可能となる。

6-2-2 表面温度の分離

2 層モデルにおいて重要なことは、葉面温度と土壌表面温度の推定である。衛星の温度観測値は、その地点の平均的な値であり、そこから土壌と植生の温度を分離する必要がある。しかし、両関係について明らかにされていないため、本研究では次のような仮定して求めた。

土壌面温度は、土壌水分や土性等により様々な反射特性を持ち、日周的あるいは季節的な温度変動を示すが、葉面温度は土壌面温度と比較して大きく変動しない。この植物の特徴に注目して、植生の平均的な表面温度を代表値として仮定し、地面の被覆率から土壌表面の温度を推定する。ここで、夏季と冬季の葉面温度を $T_v = 300K$ 、 $T_v = 280K$ と仮定した。

観測温度は平均温度であるので、被覆率を f_v とし、次式で求める。

$$T_s = T_{st} - \frac{f_v T_v}{(1 - f_v)} \quad (6-41)$$

被覆率 f_v は ASTER データのバンド 2 とバンド 3 の散布図から経験的に求めることができる。まず、2007 年 8 月 18 日と 2008 年 1 月 9 日の ASTER 画像データのバンド 2 とバンド 3 のデータをプロットして植生が最も密集していると予測される場所のバンド 2 (X_{\max}) とバンド 3 (Y_{\max}) の値を求める (図 4-17 の P 点を参考)。ここで、夏季の場合、バンド 2=44 とバンド 3=180 を、冬季の場合、バンド 2=25 とバンド 3=82 を決め、それぞれ式(6-42)の X_{\max} 、 Y_{\max} に適用する。被覆率は Soil-line 上で 0 となり、植生が最も密集している地点では 1 となる。

$$f_v = \sqrt{\frac{(X_{soil} - X)^2 + (Y - Y_{soil})^2}{(X_{soil} - X_{\max})^2 + (Y_{\max} - Y_{soil})^2}} \quad (6-42)$$

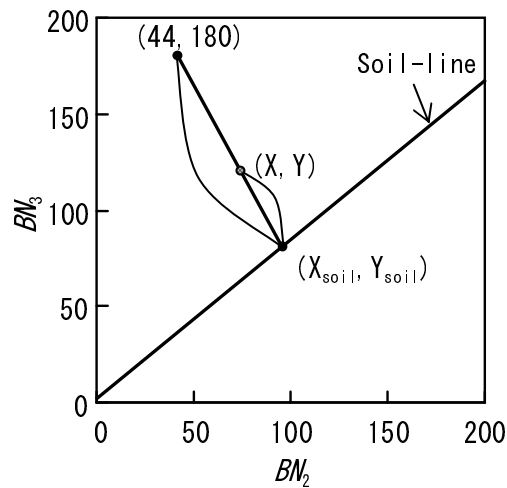


図 6-14 Soil-line と被覆率の関係 (2007 年 8 月 18 日)

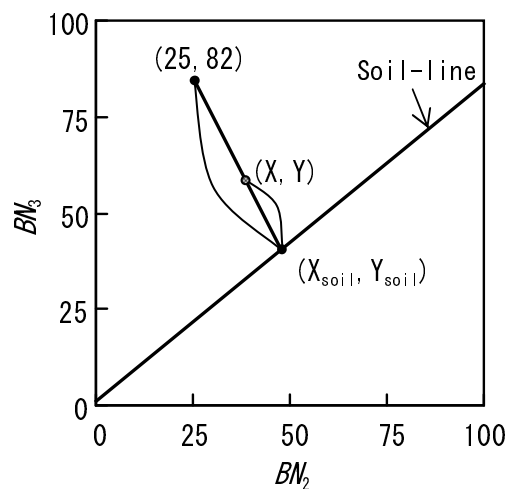


図 6-15 Soil-line と被覆率の関係 (2008 年 1 月 9 日)

6-2-3 2層モデルにおける蒸発散の推定結果

地表面の蒸発散量をより高い精度で推定するために、地表面を土壌面と植生キャノピーで分離する2層モデルを用いて各々の熱フラックスを推定した。2層モデルでは地表面観測温度や大気状態または熱変換の行われる面と参照高さを関係づける変数などの付加的なデータが必要であり、これらのデータは衛星画像データのバンド値の関係から直接得るか、推定する地点の気象、位置などの情報から得ることができる。ここでは算出したそれぞれのパラメータの精度及びパラメータ間の関連性を、4章でASTERデータから求めたLAI分布データと空間的に同じラインに該当するパラメータの画素値を抽出して概観した。

(1) 純放射 (RN) と LAI の関係 (図 6-16)

全体的な純放射の値を見ると、2007年8月18日(夏季)の純放射が2008年1月9日(冬季)のそれより約2倍程度大きいことが分かる。夏季の場合にはLAIが増加するほど純放射も増加する傾向があるが、冬季にはLAIと純放射の間にばらつきが多く、相関性は低い。日射量と共に純放射量を左右する有効放射は、(5-3)式から地表面温度と密接な関係があることが分かる。一般的に、日中には日射によって地面が暖められて地表面上のLAIが増加するほど植生の低い表面温度によって地表面温度は低くなる。温度が低くなると黒体放射が小さく、有効放射も小さくなり、その分純放射は大きくなる。

(2) 土壌層の純放射 (RS) と LAI の関係 (図 6-17)

(6-11)式により純放射 (RN) と LAI の関係から算出される土壌表面の純放射 (RS) は、LAI の増加に伴って減少する。

(3) 植生層の純放射 (RV) と LAI の関係 (図 6-18)

純放射(RN)から土壌層の純放射 (RS) を引いた値である植生層の純放射(RV)は LAI が増加するほど表面温度と共に有効放射も減少するため、増加する。LAI の増加は森林などの植生の繁茂を意味するため、そこでは熱交換作用すなわち蒸発散作用が活発に行われる。

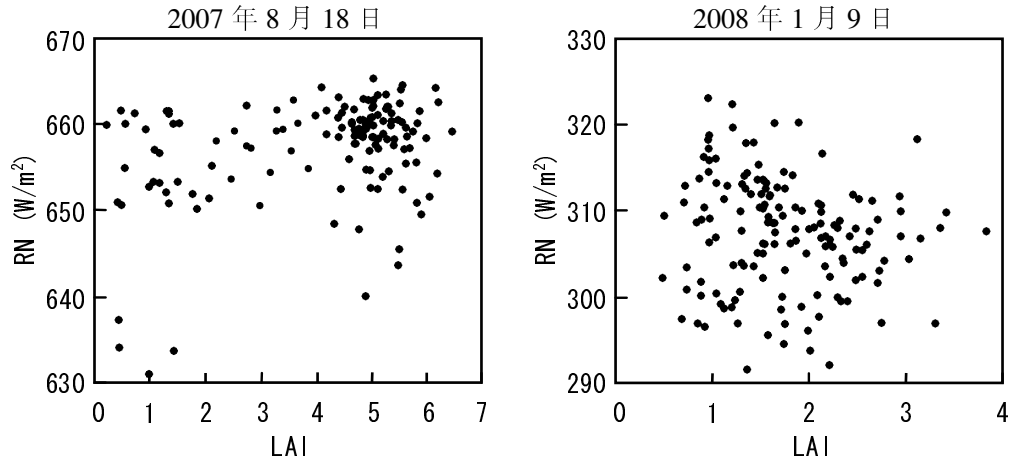


図 6-16 純放射 (RN) と LAI の関係

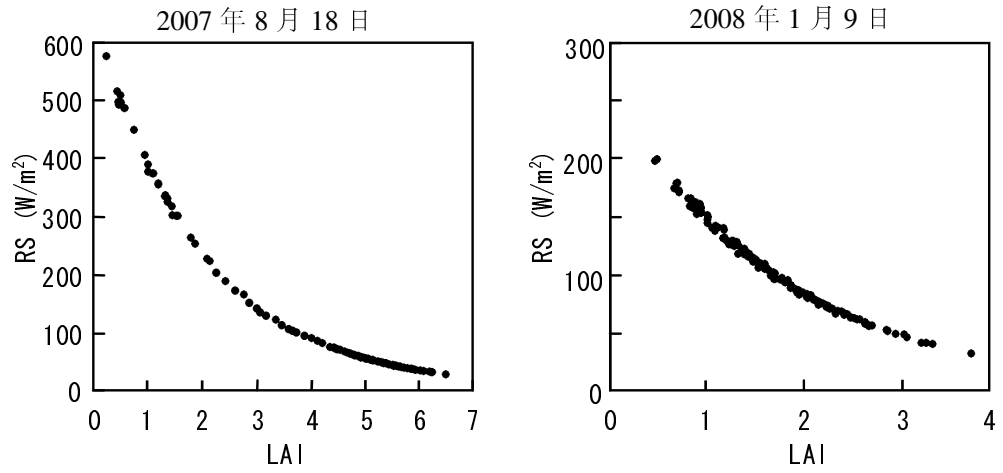


図 6-17 土壌層の純放射 (RS) と LAI の関係

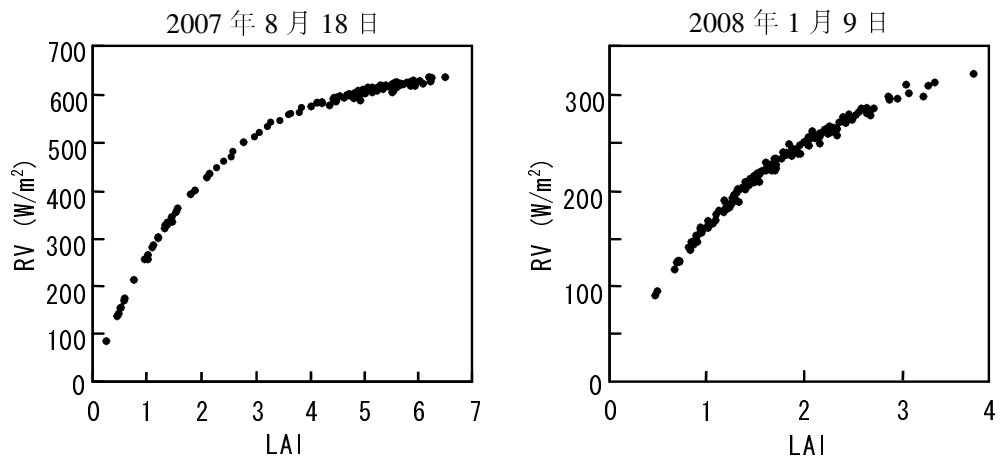


図 6-18 植生層の純放射 (RV) と LAI の関係

(4) 地中伝導熱 (G) と LAI の関係 (図 6-19)

LAI が小さく、地表面の影響が大きい時、地中伝導熱は高く、LAI が増加するほど地中伝導熱は減少する。したがって、LAI の増加と共に土壌層の純放射 (RS)、地中伝導熱(G)も共に減少し、その分潜熱が増加する。つまり、植生地では蒸発散量が高くなり、逆に地中への伝達熱は減少する。

(5) 地表面温度 (LST) と LAI の関係 (図 6-20)

LAI が増加すると夏季には地表面温度が低くなる傾向を示す。ところが、冬季には両者のばらつきが大きくなり、地表面温度と LAI との相関性は低くなる。

(6) 土壌層の顕熱フラックス (HS) と LAI の関係 (図 6-21)

夏季の土壌層の顕熱フラックス (HS) は、冬季の HS より全般的に小さく、低い LAI との相関性を示す。一方、冬季の HS は、夏季のそれより全般的に高く、LAI の増加に伴って増加する傾向を示した。

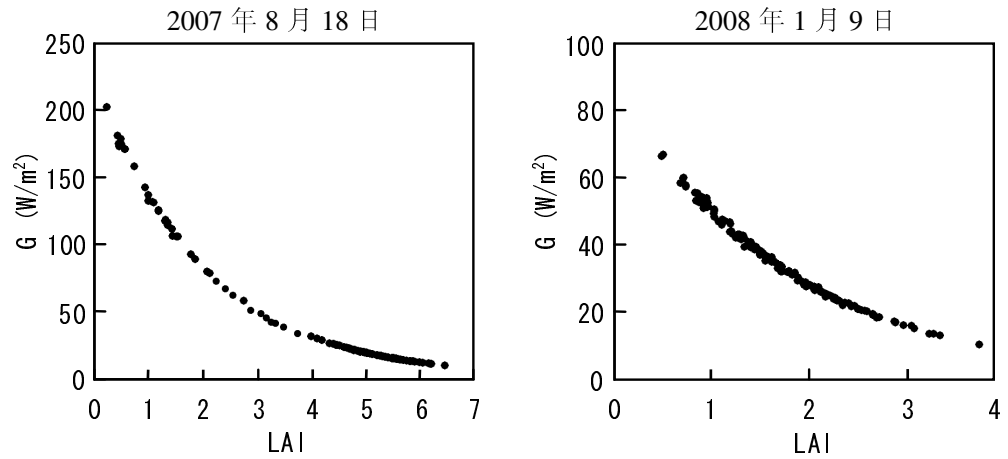


図 6-19 地中伝導熱フラックス (G) と LAI の関係

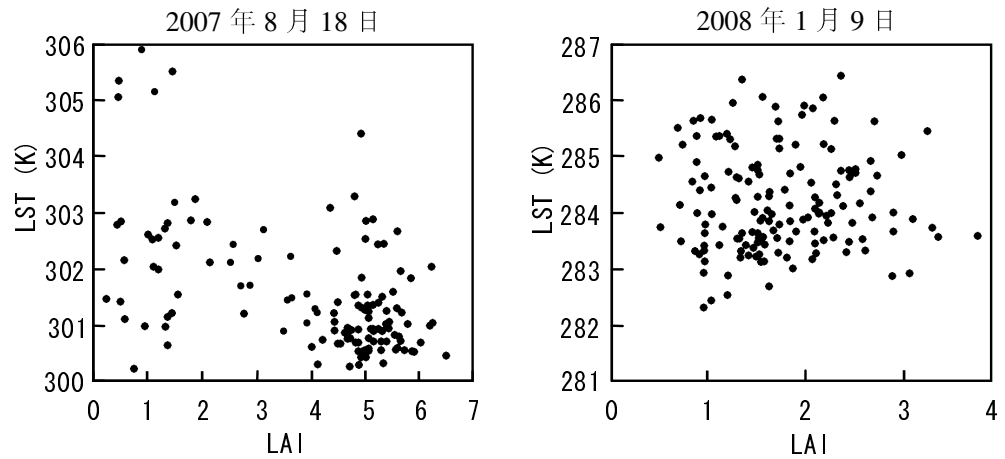


図 6-20 地表面温度 (LST) と LAI の関係

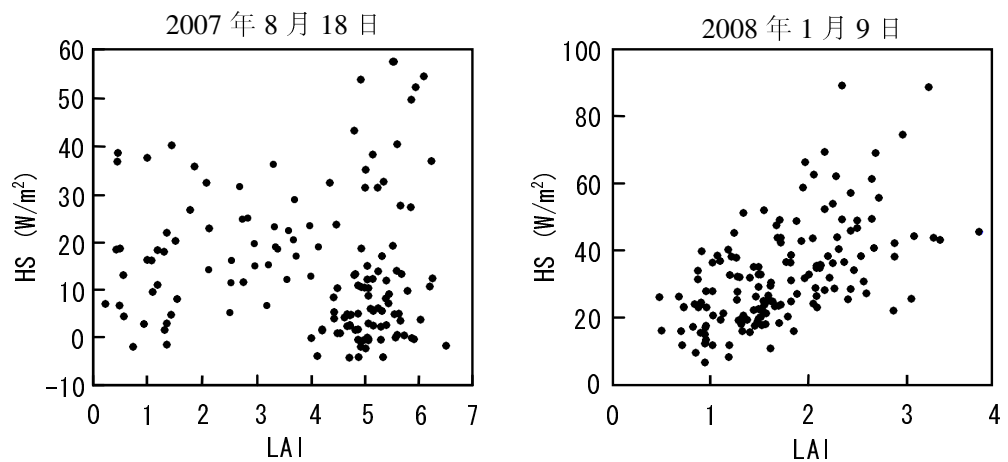


図 6-21 土壌層の顕熱フラックス (HS) と LAI の関係

(7) 植生層の顕熱フラックス (HV) と LAI の関係 (図 6-22)

土壌層の顕熱フラックスと同様に、夏季では LAI の増加に伴って植生層の顕熱フラックス (HV) は減少し、冬季では LAI の増加に伴って増加する傾向を示す。

(8) 土壌層の潜熱フラックス (ES) と LAI の関係 (図 6-23)

土壌層の潜熱フラックスは、夏季と冬季共に LAI が増加するほど減少する。LAI が低い領域では、エネルギーと水の交換は主に地表面で行われるため、地表面からの蒸発が増加し、潜熱フラックスが高い。逆に、LAI が増加するほど地表面からの蒸発を抑制し、潜熱フラックスは小さくなる。

(9) 植生層の潜熱フラックス (EV) と LAI の関係 (図 6-24)

植生層の潜熱フラックスは夏季と冬季共に LAI の増加に伴い増大する傾向を示す。したがって、植生の多い所で蒸発散がたくさん行うことが分かる。特に夏季の場合、5.3 節での葉面積指数と蒸散に関する実験の結果と似たようなグラフの性状を表した。すなわち、葉面積指数の増加と共に植生層の潜熱フラックスは増加するが、その増加率は LAI が大きいほど小さくなり、最終的には増加率が 0 に漸近する。冬季の場合も LAI の増加に伴って潜熱フラックスは増加する傾向が見られたが、夏季に比べ、その EV と LAI の相関性が低い。

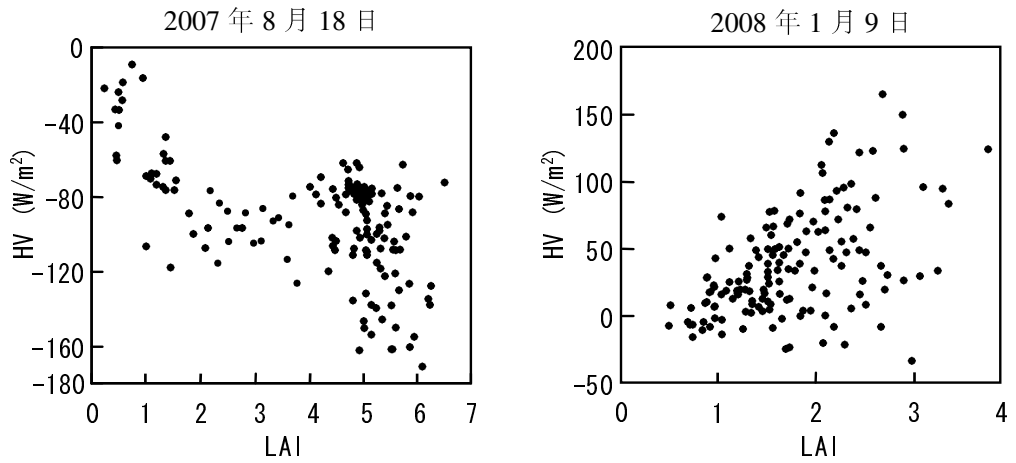


図 6-22 植生層の顕熱フラックス (HV) と LAI

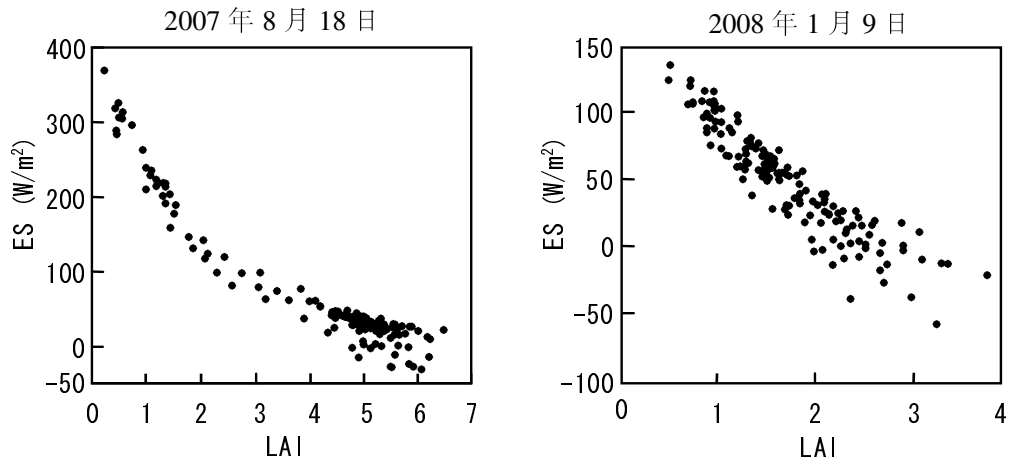


図 6-23 土壌層の潜熱フラックス (ES) と LAI の関係

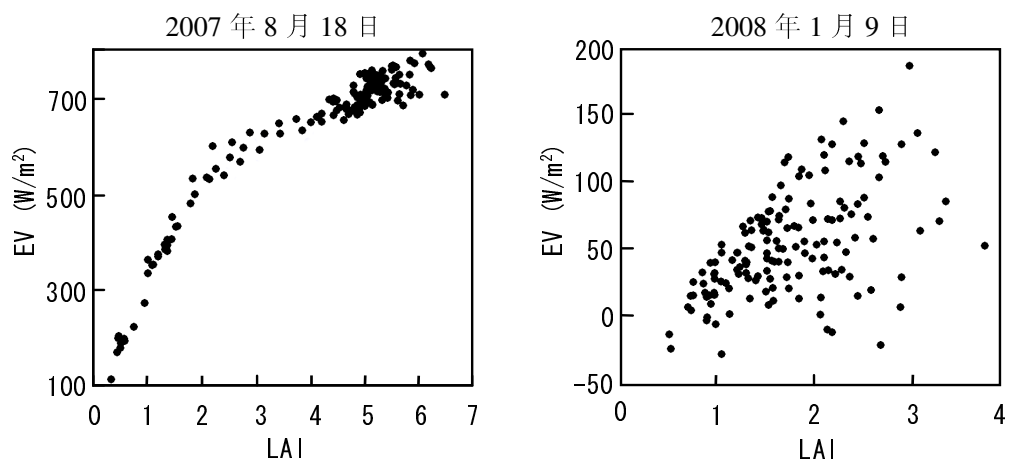


図 6-24 植生層の潜熱フラックス (EV) と LAI の関係

ASTER データから推定された LAI 分布データと土壌面と植生キャノピーの表面温度データを用いて、植生層の蒸発フラックス (EV) と土壌層の蒸発フラックス (ES) を求めた。2 層モデルによる蒸発散量の推定の中で用いられたパラメータと蒸発散量推定結果を図 6-25 から 6-38 に示した。まず、2007 年 8 月 18 日の ASTER データから得られた推定結果を示す。図 6-25 は (5-2) 式から計算した純放射量の流域分布図で、地上での衛星観測時の瞬間日射量が 844.62 W/m^2 であるが (表 5-4)、地表面及び大気からの長波放射の影響 (有効放射量) により地表面での純放射量は $620 \text{ W/m}^2 \sim 670 \text{ W/m}^2$ の範囲を示す。ASTER の熱赤外線バンド (13 番) から推定した地表面温度分布図 (図 6-6) と比較すると、温度が高い地点で地表面からの長波放射が大きく、その分純放射量が小さいことが分かる。

2 層モデルに適用するために、純放射量を土壌層 (図 6-26) と植生層 (図 6-27) に分離した。4 章で ASTER データを用いて推定した対象流域の LAI 分布図 (図 4-14) を参考に LAI < 2 の領域、すなわち土壌の特性が強い領域では土壌層の純放射量が大きく、LAI > 2 となる領域では植生層の純放射量が大きい。地中伝導熱フラックスは土壌層の純放射量からの経験式(6-10)により図 6-28 のように求められ、その分布特性は土壌層の純放射量のそれと等しい。

2 層モデルの主な特徴は、蒸発散量を土壌層と植生層に分けて推定することである。図 6-29 は、土壌層で発生した蒸発散量の分布図である。土壌層からの蒸発散は LAI が高い所では制限され、LAI が 2 以下の所で発生している。図 6-30 は、植生層からの蒸発散量の分布図で LAI が高い所で蒸発散量も高い。この二つの値を合わせると、図 6-31 に表した流域における蒸発散量分布図が得られる。図示されるように、流域内蒸発散量は $2.5 \text{ mm/day} \sim 8.5 \text{ mm/day}$ の範囲で分布しており、流域の土壌被覆分類図 (図 4-13) で人工構造物や裸地そして農地や草地に該当する区域の蒸発散量は約 $3 \text{ mm/day} \sim 4 \text{ mm/day}$ 、森林地に該当する区域の蒸発散量は $6 \text{ mm/day} \sim 8 \text{ mm/day}$ である。雲が掛った区域を除いて推定された流域全体の平均蒸発散量は 6.4 mm/day である。

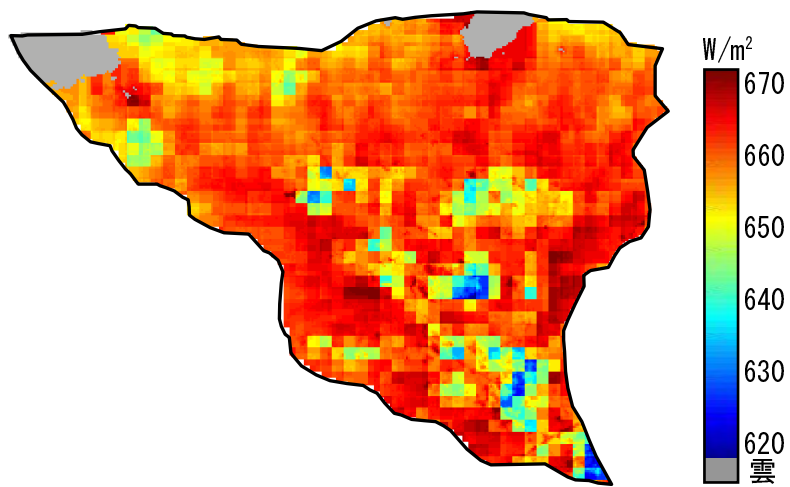


図 6-25 流域における純放射量 (2007 年 8 月 18 日)

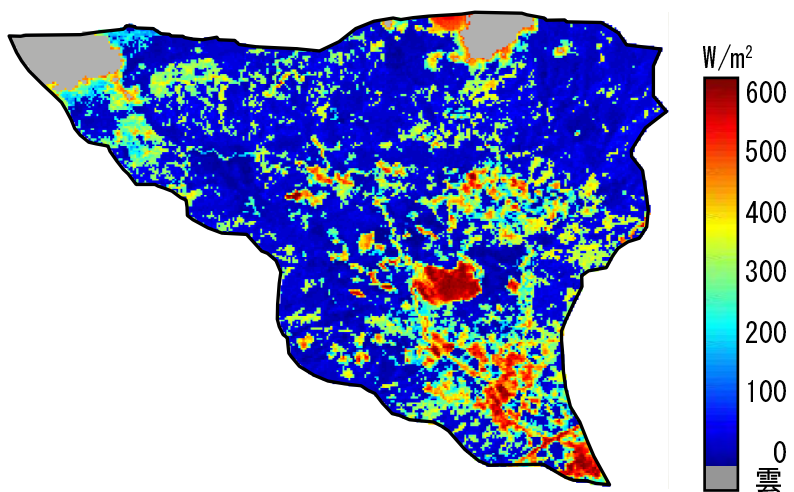


図 6-26 土壌層における純放射量 (2007 年 8 月 18 日)

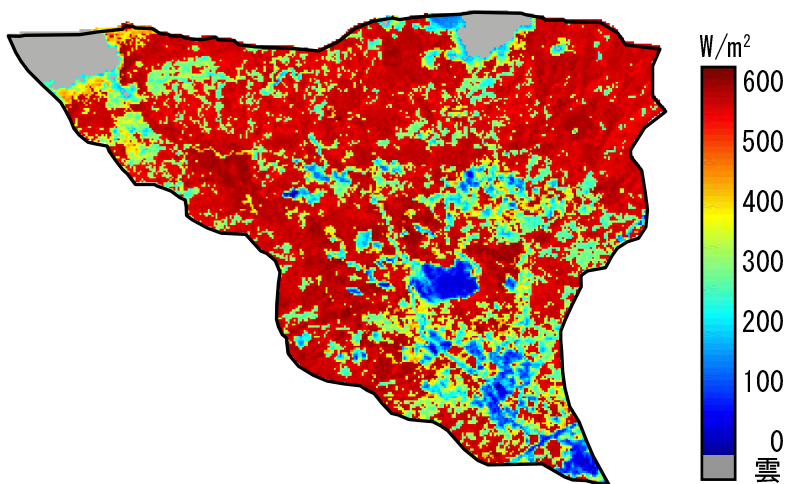


図 6-27 植生層における純放射量 (2007 年 8 月 18 日)

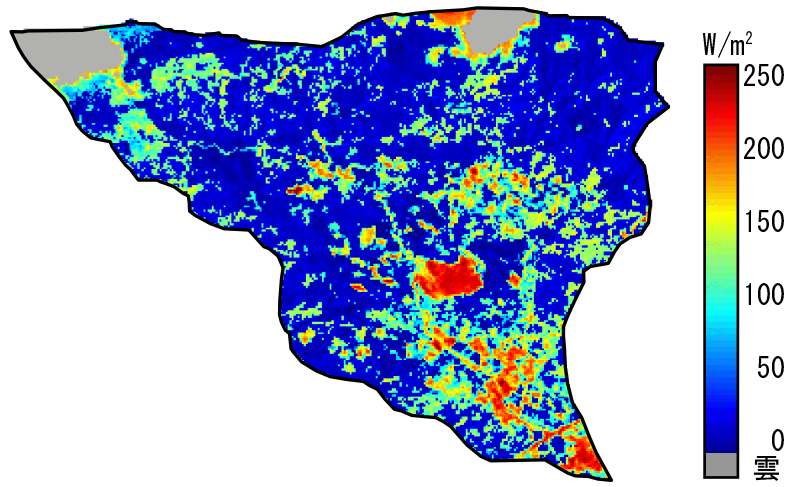


図 6-28 地中伝導熱フラックス (2007年8月18日)

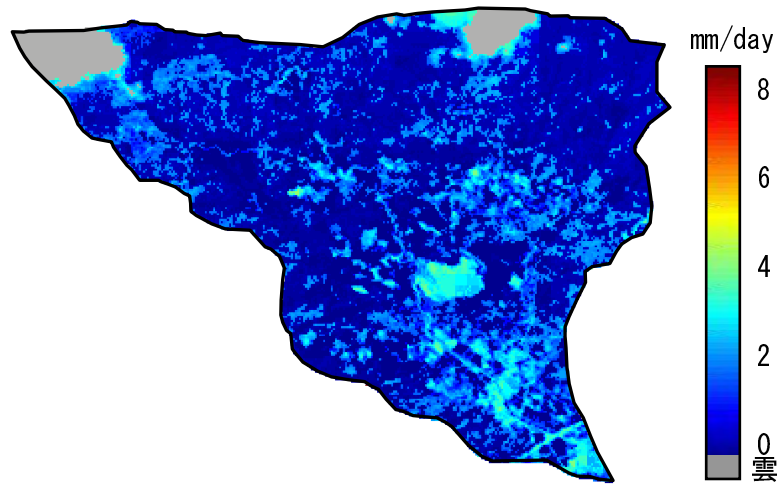


図 6-29 土壌層からの蒸発散量 (2007年8月18日)

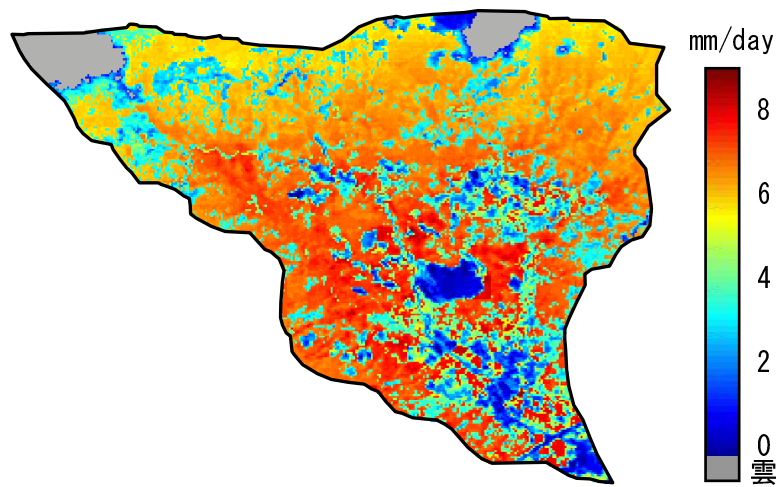


図 6-30 植生層からの蒸発散量 (2007年8月18日)

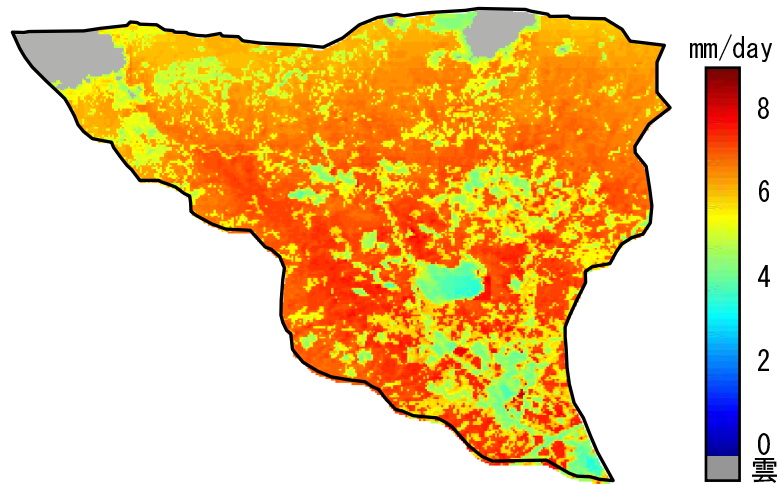


図 6-31 2層モデルによる蒸発散量 (2007年8月18日)

次に、2008年1月9日のASTERデータから得られた推定結果を示す。図6-32は、純放射量の流域分布図で日射量が 529.66 W/m^2 の時(表5-4)、純放射量は夏季の約半分の $295 \text{ W/m}^2 \sim 325 \text{ W/m}^2$ となる。夏季のように地表面温度が高い所では、純放射量は低くなる。LAIが0に近い所では、土壌層の純放射量が大きく、 $\text{LAI} > 1$ の所では植生層の純放射量が大きい。地中伝導熱フラックスが高い所では、夏季の半分程度の値になる(図6-35)。図6-36は、土壌層で発生した蒸発散量の分布図で、全体的に蒸発散量が低い。図6-37は、植生層で発生した蒸発散量の分布図を示す。図示されるように、夏季とは異なり、標高の高い北側山地斜面の低い気温(図6-12)により、そこでの蒸発散はほとんど起こっていないと考えられる。図6-38は、流域における蒸発散量分布図を表しており、 $0.0 \text{ mm/day} \sim 3.0 \text{ mm/day}$ の範囲で分布する。標高約200m以下で $\text{LAI} > 2$ の所で蒸発散量が高く、標高約600m以上ではLAIに関係なく蒸発散はほぼ0である。推定された流域全体の平均蒸発散量は 1.5 mm/day である。

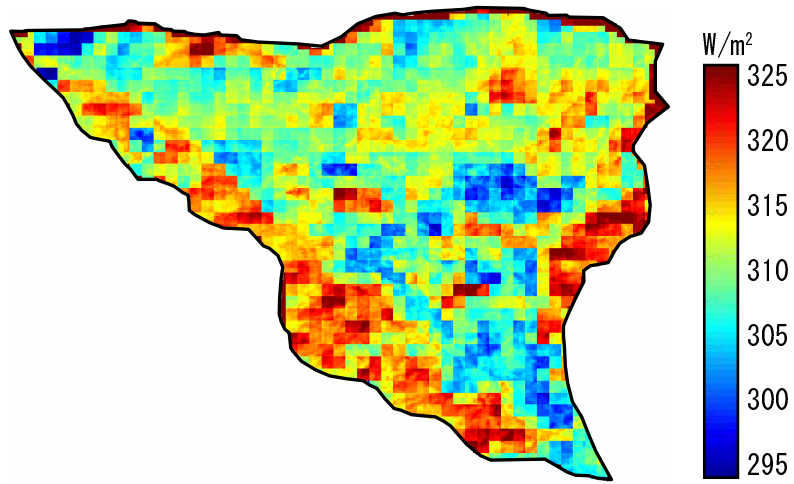


図 6-32 流域における純放射量 (2008 年 1 月 9 日)

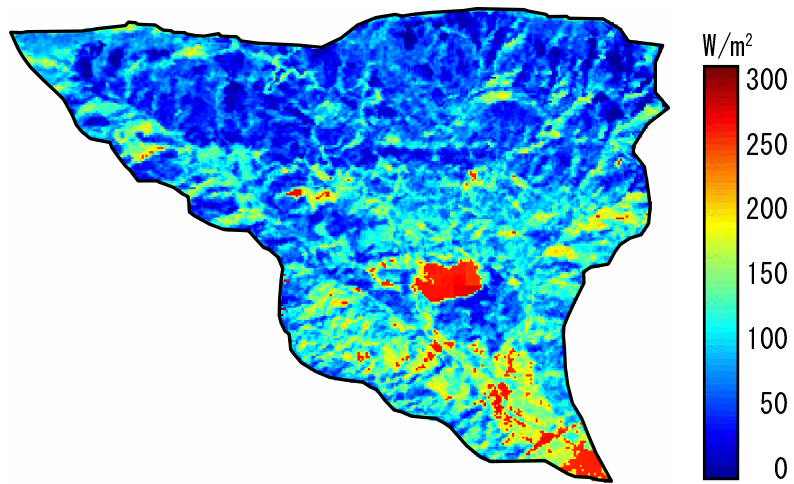


図 6-33 土壌層における純放射量 (2008 年 1 月 9 日)

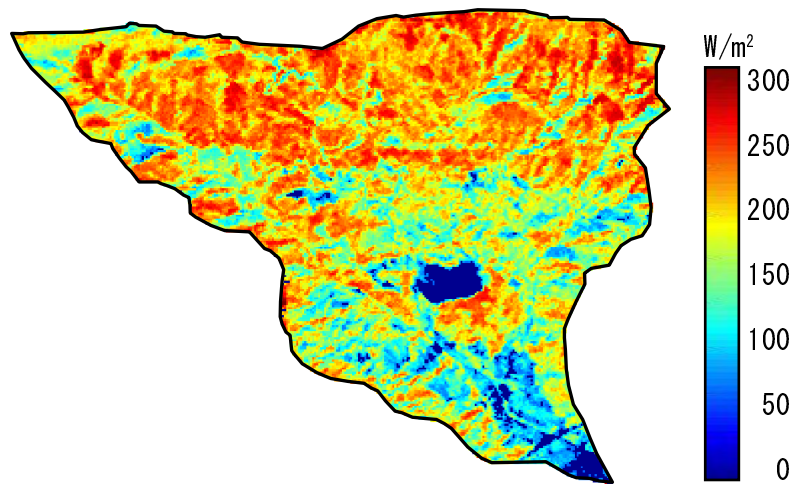


図 6-34 植生層における純放射量 (2008 年 1 月 9 日)

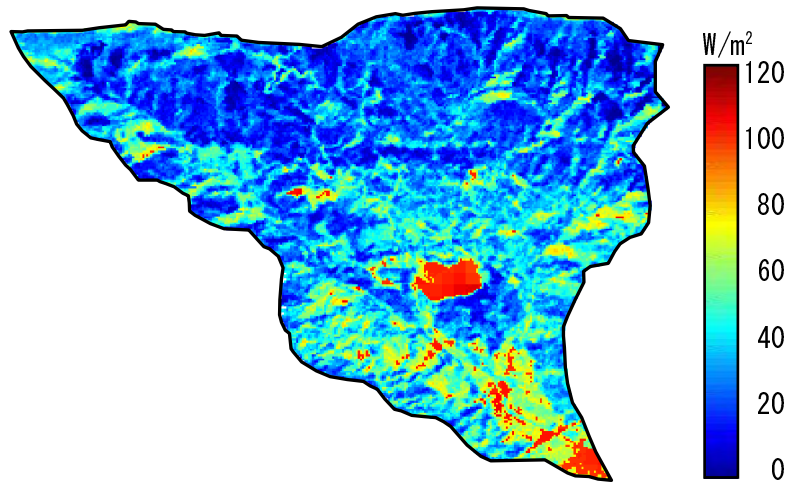


図 6-35 地中伝導熱フラックス (2008 年 1 月 9 日)

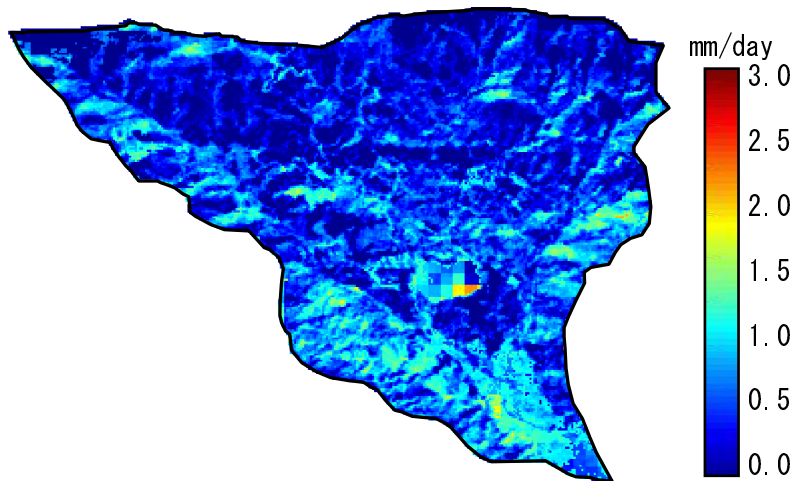


図 6-36 土壌層からの蒸発散量 (2008 年 1 月 9 日)

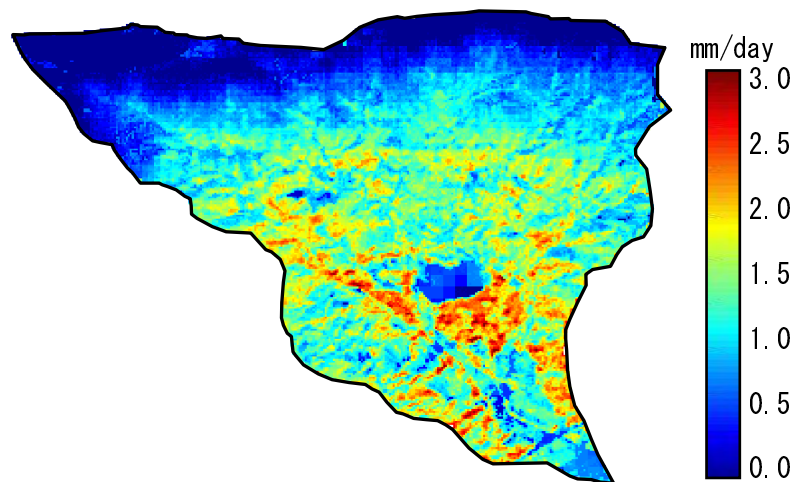


図 6-37 植生層からの蒸発散量 (2008 年 1 月 9 日)

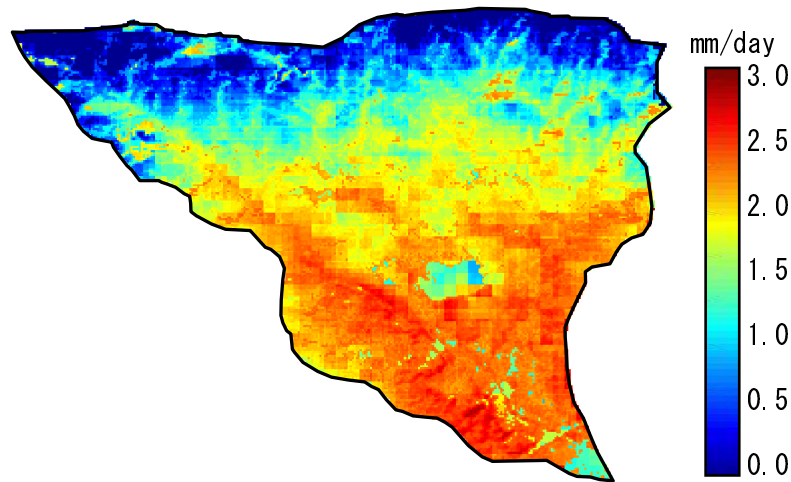


図 6-38 2層モデルによる蒸発散量 (2008年1月9日)

6-3 FAO Penman-Monteith 式による蒸発散推定

ASTER データを用いて 2 層熱収支モデルより推定した蒸発散量の妥当性を検証するために、本論文では、国連食糧農業機関 (Food and Agriculture Organization of the United Nations : FAO) が標準化し、推奨している FAO Penman-Monteith 式による基準蒸発散量を用いる。

6-3-1 Penman-Monteith 式

Penman は蒸発面の近くにある水蒸気を取り除くために必要なエネルギーの供給と力学的な因子を組み合わせた。Penmen (1948) が発表した Penman 蒸発散量算定式は複合的な気象要因を多く含んでいるため、高精度の日単位潜在蒸発散量を算定することができ、灌漑計画、水文モデルなどによく用いられる。

Penman 公式は、日射量で蒸発散量を計算するエネルギー項と空気の流れによって蒸発散量を計算する空気動力項を含む複合型蒸発散量算式であり、今までこの公式に関する多くに修正補完があった。蒸発散の割合は多くの植生表面特性によって影響を受けるため、Penman (1956) は蒸発散量を “地表面が均一な高さの背の低い植物が密集し、完全に被覆された状態でこの植物に十分な水が供給された時、単位時間当り蒸発散される水の量” と定義した。Penman は基準作物として芝 (grass) を使ったが、Jensen et al. (1990) は高さ 30-50cm 程度のアルフアルファがより適切であることを提示している。

Penman 法の空気動力項に作物型による空気抵抗を含んで修正した Penman-Montith 方法では、蒸発散を維持するためのエネルギー、水蒸気を取り除くために必要なエネルギー、空

気力学的抵抗、表面抵抗を示すパラメータにより構成されている。その公式は次のようになる。

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho c_p \frac{e_s - e_a}{r_a}}{\Delta + \gamma \left[1 + \frac{r_s}{r_a}\right]} \quad (6-43)$$

ここで、

λET : 潜熱フラックス ($\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$)

R_n : 純放射量 ($\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$)

G : 地中伝導熱量 ($\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$)

e_a, e_s : 代表高度での水蒸気圧および飽和水蒸気圧 (kPa)

ρ : 空気の密度 (1.20 kg m^{-3})

c_p : 空気の定圧比熱 ($1.02 \times 10^3 \text{ MJ kg}^{-1}$)

Δ : 飽和水蒸気圧曲線の傾き (kPa K^{-1})

γ : 乾湿計定数 (kPa K^{-1})

r_s : 表面抵抗 (s m^{-1})

r_a : 空気力学的抵抗 (s m^{-1})

6-3-2 FAO Penman-Monteith モデル

国連食糧農業機関 (FAO) では、既存の約20種類の蒸発散量公式を検定した後、1998年から1つの公式に統一した。FAO Penman-Montith (FAO-56) 式は、作物の蒸発散量を推定するために用いられた最も一般的で実用的な方法であり、その簡便性と適用性のため広く利用されており、日蒸発散量や時間単位の蒸発散量の予測が可能である。さらに、FAO-56式は観測地点だけでなく、衛星観測にも適用できる。FAO-56式に必要な気象データは、高度2mの日最高・最低温度、日最高・最低相対湿度、日平均風速、全天日射量または日照時間である。

式(6-43)の潜熱フラックス ($\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$) は、次の関係を用いて蒸発散量 (mm/day) に換算される。すなわち、蒸発散量 (mm/day) = $0.408 \times$ 潜熱フラックス ($\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$) である。水を蒸発させるのに必要なエネルギーを蒸発潜熱 (λ) という。1mmの蒸発量は 2.45 MJ/m^2 なので潜熱流速を2.45で分別すると蒸発散量を求めることができる。日単位のFAO-56式は次のように表わされる。

$$ET_o = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)} \quad (6-44)$$

ここで、 ET_o は基準蒸発散量 (mm day^{-1})、 T は地表面上 2m 高さでの日平均気温 (K)、 u_2 は地表面上 2m 高さでの日平均風速 (m s^{-1}) である。標準高さ 2m での風速 u_2 は次式により与えられる。

$$u_2 = u_z \frac{4.87}{\ln(67.8z - 5.42)} \quad (6-45)$$

ここで、 u_z は観測地点における高度 z (m) での風速 (m s^{-1}) である。

式(6-44)に ASTER データから求めた LAI データを入力パラメータとして使用するために、表面抵抗 r_s と空気力学的抵抗 r_a により決められた定数 0.34 は、次のように変換する (Allen et al., 1998)。

$$ET_o = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 1.923u_2 / LAI)} \quad (6-46)$$

FAO-56 式(6-46)に ASTER データから推定した LAI と ASTER GDEM データから求めた森林流域の日平均気温分布データ、空気圧の空間データを入力し、ASTER データが観測された夏季 (2007 年 8 月 18 日) と冬季 (2008 年 1 月 9 日) の蒸発散量を算出した。その結果を図 6-39 と図 6-40 に示す。図示されるように、夏季の蒸発散量は $0 \text{ mm/day} \sim 8 \text{ mm/day}$ の範囲にあって分布している。そして、流域全体における平均蒸発散量は 4.94 mm/day である。また、4 章で推定した森林流域内の LAI 分布図と蒸発散量の関係について検討を行った。その結果、LAI が 0 に近い所では蒸発散量もほぼ 0 の値を示す。一方、LAI が 4 以上の所では $6 \text{ mm/day} \sim 8 \text{ mm/day}$ の比較的高い蒸発散量が見られる。さらに、標高による日平均気温の差異により同じ様な LAI の値でも標高が高くなるほど蒸発散量が減少する傾向を示す。

図 6-40 は、FAO-56 式による冬季の蒸発散量分布図で $0 \text{ mm/day} \sim 2 \text{ mm/day}$ の範囲にあって分布を示す。そして、流域全体における平均蒸発散量は 1.10 mm/day である。また、夏季と同様に LAI との関係について検討を行った結果、LAI が 0 に近い所では、ほとんど蒸発散量は見られず、森林地でも $1 \text{ mm/day} \sim 2 \text{ mm/day}$ の範囲で蒸発散量は小さい。これは冬、低温による植生活力の低下で蒸散作用が減少しているためと考えられる。

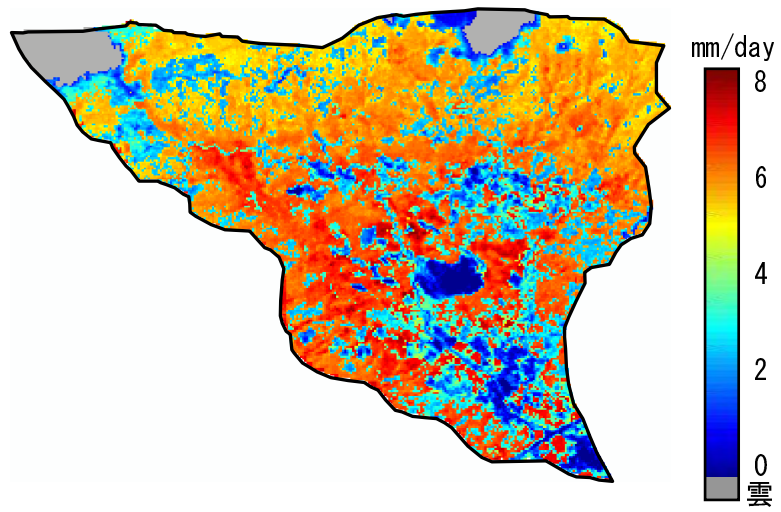


図 6-39 FAO-56 式による蒸発散量 (2007 年 8 月 18 日)

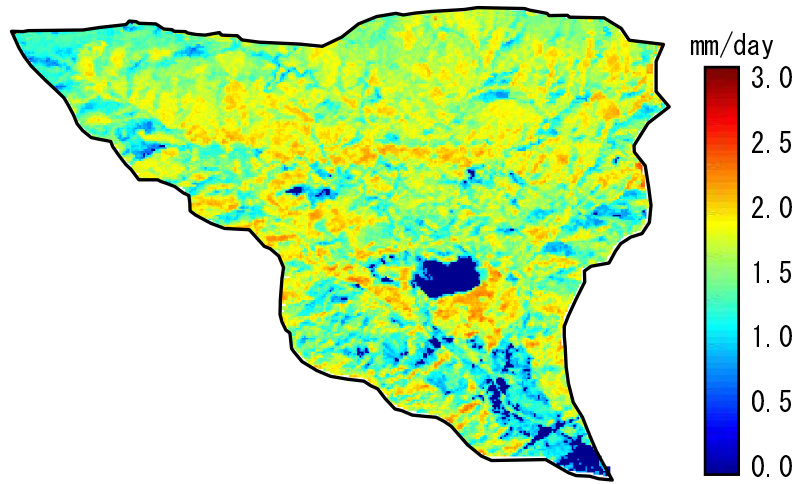


図 6-40 FAO-56 式による蒸発散量 (2008 年 1 月 9 日)

6-4 2層の熱収支モデルにより推定した蒸発散量の検証

FAO-56式と2層モデルにより推定された蒸発散量の分布特性を表すために4章で推定したLAI分布データを用いて図6-41と6-42のように示した。夏季の場合、FAO-56式による蒸発散量(ET_{FAO})と2層モデルによる蒸発散量(ET_{two})は、両者共にLAIの増加に伴い指数関数的に増加する傾向を表す。しかし、LAIが0に近いところ、すなわち、植生が被覆されていない地点の ET_{FAO} はほぼ0 mm/dayであるが ET_{two} は約4 mm/dayである。冬季の場合、 ET_{FAO} はLAIが0に近いところで夏季と同様に0 mm/dayに近い値であるが、LAIの増加に伴い増加する傾向を表す。しかし、 ET_{two} はLAIの増加に伴い増加または減少する傾向を示す。LAIが増加するにもかかわらず ET_{two} が減少する原因として以下のことが考えられる。図4-20の冬季のLAI分布図で、LAIは北側の山斜面へ行くほど増加する傾向を表す。一方、図6-12の流域における日平均気温は北側の山斜面へ行くほど低下する分布傾向を表す。これらの両パラメータを用いて、2層モデルにより得られた ET_{two} の分布図(図6-38)は図示されるように、北側の高い山斜面へ行くほど蒸発散量が減少する分布傾向を示す。このことから、2層モデルにより推定された蒸発散量はLAIの影響と標高による気温減少の影響を同時に受けるため、標高が高い所ではLAIが高くても蒸発散量は減少すると考えられる。そこで、標高による気温分布を考慮せず流域の気温を一定に仮定して蒸発散量を推定した。その結果、図6-43に示されるように ET_{two} はLAIの増加に伴い増加する傾向を表した。図6-42と図6-43より、冬季の蒸発散量の推定値において、2層モデルはFAO-56式より標高による気温変化の影響を強く受けるものと推察される。

夏季の研究対象流域において2層モデルとFAO-56式により推定された蒸発散量を図6-44に併示し、その精度について検証を行った。蒸発散量の値が7mm/dayより大きい領域では、両者の値はほぼ対応しているが、7mm/dayより低い領域では、 ET_{two} が ET_{FAO} より高くなる。

一方、図6-45は、冬季の ET_{two} と ET_{FAO} を比較したものである。推定された両蒸発散量は0 mm/day~3 mm/dayの範囲内に分布しているが、両者のバラツキは夏季より大きくなる。また、夏季と同様に ET_{two} は ET_{FAO} より高くなる。このような夏季と冬季における両者の差異は、FAO-56式が6-3-1で仮定された「背の低い植物が密集している」ことを前提条件としているため、LAIが0に近くなるほど前提条件が成立しなくなるためと考えられる。以上の結果から、2層モデルによる蒸発散量推定法は植生層と土壌層を分離して推定を行うことでLAIの低い所、すなわち土壌層でも推定が可能でFAO-56式による検証から推定法の妥当

性がある程度認められたと考えられる。したがって、今回の両法による推定値の比較からは、2層モデルによる推定値の妥当性についての厳密な検証はできなかった。しかし、FAO-56式が成立するための前提条件は、対象流域において必ずしも満足するものではない。このことより、少なくともFAO-56式による推定法は、対象流域の蒸発散量を的確に表していないものと推察される。

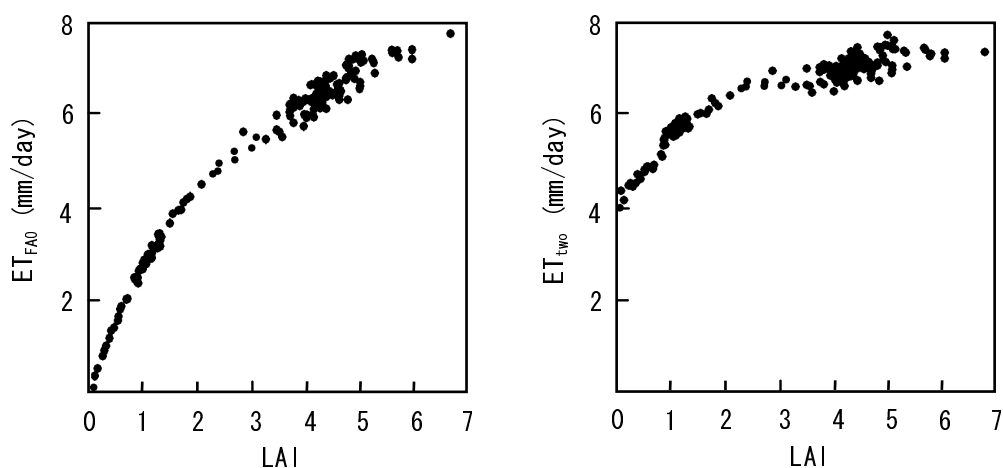


図 6-41 LAI に対する FAO-56 式 (ET_{FAO}) と 2 層モデル (ET_{two}) の特性 (夏季)

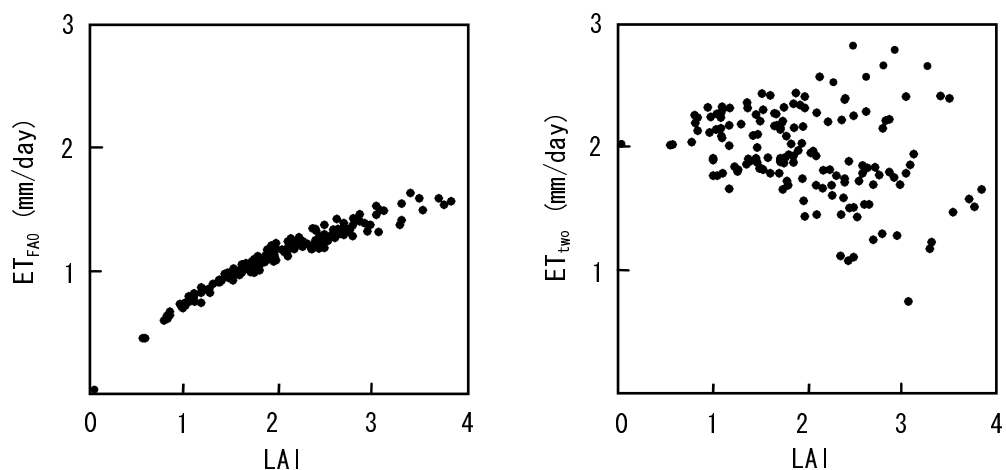


図 6-42 LAI に対する FAO-56 式 (ET_{FAO}) と 2 層モデル (ET_{two}) の特性 (冬季)

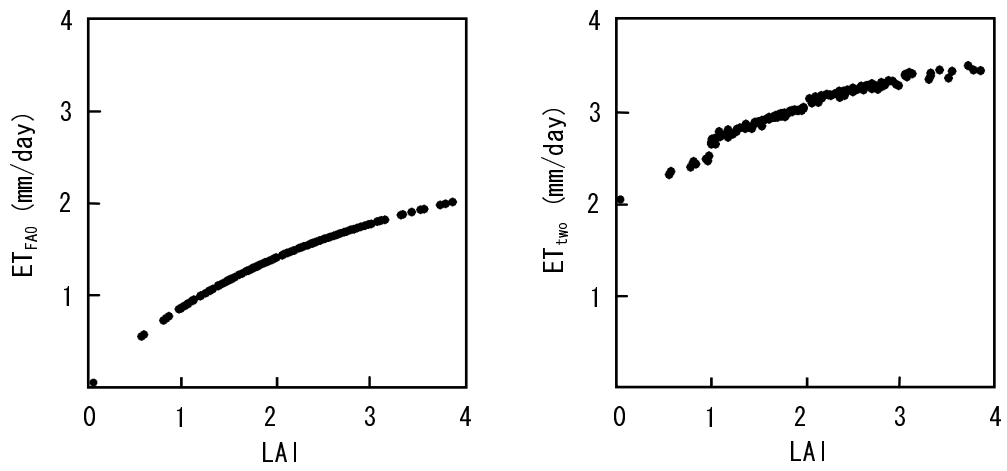


図 6-43 一定値の気温を入力した時の LAI に対する ET_{FAO} と ET_{two} の特性 (冬季)

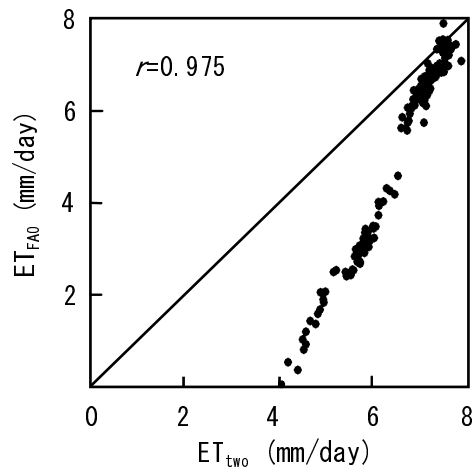


図 6-44 2層モデル(ET_{two})と FAO-56 式(ET_{FAO})で算出した蒸発散量の比較 (夏季)

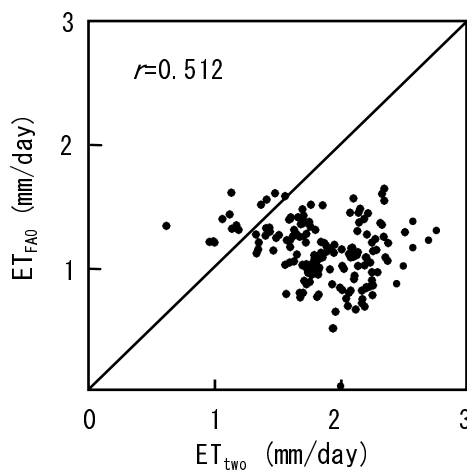


図 6-45 2層モデル(ET_{two})と FAO-56 式(ET_{FAO})で算出した蒸発散量の比較 (冬季)

第 7 章 結論

本研究は、地球観測衛星データによる流域の広域的な葉面積指数 (LAI) 分布とその LAI 分布の推定値及び地表面温度データを用いて森林流域における蒸発散量の推定法を検討、考察したものである。ここでは、まず、Terra/ASTER データを用いて森林流域における LAI の推定を行った。そして、LAI-2000 Plant Canopy Analyzer を用いた LAI の現地測定データと推定値との比較を行い、その推定法の妥当性を検証した。次いで、Terra/ASTER の熱赤外バンドデータより得られた地表面温度データと、ASTER GDEM 3 次元地形データより得られた標高による気温データを土壌-植生層の 2 層熱収支に適用して、蒸発散量の推定を行った。

本研究の概要は、以下のように総括される。

第 1 章では、序論として本研究の背景及び目的を明らかにし、本論文の構成について述べた。

第 2 章では、まず、リモートセンシングの概要について述べた。次に、農林分野に利用される代表的な地球観測衛星とそこに搭載されているセンサーについて説明した。特に、本研究で用いられた ASTER データの主要諸元と ASTER 全地球 3 次元地形データ (ASTER GDEM) について説明を行った。そして、リモートセンシング技術の農林分野への活用方法について述べた。

第 3 章では、土壌と植生における分光反射の実験を行い、その反射特性について検討した。はじめに、分光反射率の測定原理と方法について述べた。次に、携帯用分光放射計である Spectroradiometr (LI-1800) を用いて測定された佐賀県内外の 6 種類の土壌含水比の変化に伴う分光反射率の特性について検討した。その結果、土壌の反射率は土壌含水比の増加に伴い可視波長域から近赤外波長域にわたり低下する傾向を示した。また、土壌の種類により分光反射率がそれぞれ異なることが把握された。このことから、各土壌の反射率曲線は、土壌の物理、化学的な特徴を反映していると考えられた。さらに、土壌の分光反射率について、可視波長 (650nm) の分光反射率と近赤外波長 (850nm) の分光反射率を纏めた結果、土壌の種類や含水比の大小に関係なく一本の直線の周辺に集中する Soil-line が存在することが確認された。そして、地表面の植生被覆率を変化させた場合の分光反射率の測定結果より、可視波長域では背景となる土壌の反射率により大きく影響を受けることがわかった。

また、反射率曲線の可視波長（650nm）の分光反射率と近赤外波長（850nm）の分光反射率の値を用いて植生指数（SR, NDVI）を計算した結果、土壌の植生被覆率と植生指数との間には高い相関性が見られた。

第4章では、ASTER データを用いて森林流域における LAI の推定を行うと同時に、LAI-2000 より得られた LAI の測定値と推定値を比較し、本研究で提示した LAI 推定法の妥当性について検討した。はじめに、光学的測定方法である LAI-2000 を用いて対象区域内の16か所に対して、ASTER データの観測日である2007年8月18日と2008年1月9日の前後2週間の間に LAI の測定を行った。次に、ASTER データのバンド2とバンド3を用いて、2方向成分モデルより森林流域における LAI の空間分布を推定した。この LAI 推定法には ASTER データと現地観測から求められるパラメータが必要である。ASTER データから求められるパラメータは、バンド2とバンド3の散布図で植生の密集状態の最も高い地点（ $BN_{\infty 2}$, $BN_{\infty 3}$ ）の ASTER データと、ASTER 画像の裸地のデータから求められる Soil-line 式の勾配と切片である。LAI 推定式に用いられたパラメータは、夏季に $BN_{\infty 2}=44$ 、 $BN_{\infty 3}=180$ で冬季に $BN_{\infty 2}=25$ 、 $BN_{\infty 3}=82$ となった。また、Soil-line 式は夏季と冬季の画像データから求められ、 $BN_{s3}=0.82BN_{s2}+2.0$ となった。現地観測から求められるパラメータは密集した植生キャノピーにおける反射率（ $R_{\infty 2}$, $R_{\infty 3}$ ）である。反射率の測定は Spectroradiometer を用いて山腹斜面の上方から行われ、夏季に $R_{\infty 2}=0.03$ 、 $R_{\infty 3}=0.48$ 、冬季に $R_{\infty 2}=0.07$ 、 $R_{\infty 3}=0.42$ となった。これらのパラメータを LAI 推定式に代入し計算した。

ASTER データから推定した LAI と LAI-2000 から測定した LAI との比較を行い、その関係を見た結果、推定値と測定値の間にはほぼ 1:1 に近い、高い相関性（ $r=0.97$ ）が見られた。このことから、本研究で提示した LAI の推定方法は、山陰部分を除いて、比較的広範囲にわたって精度良く LAI の推定が可能であることが見出された。

第5章では、森林における放射収支と熱収支について述べた。はじめに、地上における快晴時の全天日射の瞬間値 $s \downarrow$ の推定を行い、気象台で測定された全天日射量と比較し、その推定法の精度を確かめた。次に、森林でのアルベドと Brunt の経験式による有効放射量を用いる純放射量 R_n の推定法について検討し、ここで得られた R_n を熱収支モデルに適用した。

また、LAI が異なるカシに茎熱収支法ダイナゲージを設置し、LAI の変化による蒸散量の変動について実験を行った。その結果、蒸散量は LAI の増加に伴い増大するが、その変動率は LAI が増加に伴い減少する傾向があることを明らかにした。

第 6 章では、ASTER データを用いて森林流域における蒸発散量の推定を行い、FAO Penman-Monteith 式を用いて推定した蒸発散量と比較し、ASTER データを用いた蒸発散量推定法の妥当性について検討を行った。はじめに、1 層の熱収支モデルについて説明し、それぞれのパラメータの求め方を検討した。次に、ASTER データを用いて、2 層の熱収支モデルより森林流域における蒸発散量の推定を行った。さらに、算出したそれぞれのパラメータの精度およびパラメータ間の関連性を検討するために LAI とパラメータの関係を調べた。

次に、ASTER TIR データのバンド 13 と NDVI から求めた地表面放射率 ϵ を用いて、夏季と冬季の地表面温度分布図を作成した。また、ASTER GDEM の 3 次元地形データを用いて森林流域の標高による日平均気温の分布図を作成した。

ASTER データ及び気象台からの微気象観測データを 2 層モデルに適用し、土壌層からの蒸発散量 (ES) と植生層からの蒸発散量 (EV) を推定した。次に、2 層モデルにより推定された蒸発散量と FAO Penman-Monteith(FAO-56)式から推定した蒸発散量を比較し、その推定法の妥当性について検討した。その結果、蒸発散量の高い 7mm/day 以上では、両者の値はほぼ対応したが、それより低いところでは、2 層モデルの推定値は FAO-56 式より高くなった。この原因の 1 つとして、FAO-56 式的前提条件が対象流域 (山地流域) によって成立しないことによるものと推察された。

今後、実際に蒸発散量の観測を継続的に行っている森林研究試験場や大学練習林などの研究対象流域のデータを用いて、本研究で提示した推定法の妥当性について、より詳細な検証を行う必要がある。

謝辞

本研究の過程において、終始懇切なる御指導と鞭撻を賜り、本論文をまとめるに際して、親身な御助言と力強い励ましを頂いた、佐賀大学農学部 瀬口昌洋教授に、心より感謝を申し上げます。

本論文の審査過程において、数々の御助言と御指導を賜りました、琉球大学農学部 吉永安俊教授、佐賀大学海浜台地生物環境研究センター 田中 明教授、鹿児島大学農学部 初井和朗教授、鹿児島大学農学部 中川 啓准教授に深謝申し上げます。

本研究を進めるにあたって、終始熱心な御指導と多くの御助言を頂いた佐賀大学農学部 郡山益実先生に心よりお礼申し上げます。本研究における議論・検討に当たって、御教示ならびに御激励を賜りました佐賀大学理工学部 新井康平教授に厚く御礼申し上げます。また、日本での留学が出来るように道を開いて下さり、博士課程においても貴重な御助言と御教示を賜りました、韓国忠北大学 朴鐘和教授に心より感謝を申し上げます。修士課程のときから御助言と温かい励ましの言葉を頂いた、加藤 治先生に深く感謝を申し上げます。

これまでの研究過程において、様々な形で協力して下さった佐賀大学農学部浅海干潟環境学研究室の石谷哲寛氏をはじめ、古賀あかね氏、矢野侑理氏、蔡 珮氏ならびに有益な議論と情報交換をして頂いた、Alim Isnansetyo 博士にこの場をお借りして厚く御礼申し上げます。

日本佐賀での留学生活の中で様々な形で御支援を頂いた、つるやの皆様、韓国語生徒さんの皆様、佐賀新生教会の森田 弘牧師先生をはじめ、兄弟、姉妹の皆様心より感謝致します。

最後に、5年間の大学院課程での研究への御理解と御支援を頂いた、韓国の両親と兄弟、特にいつもそばで応援してくれた愛する妻と息子に心より感謝します。ありがとうございます。

参考論文

第1章

Alexia. T, Charalabos. K, Demetris. K, Panagiotis. E and Nikos. M : Estimation of actual evapotranspiration by remote sensing : Application in thessaly plain, Greece, *Sensors*, **8**, pp.3586-3600, 2008

Allen. R.G, Pereira. L.S, Raes. D and Smith. M : Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements, FAO Irrigation and Drainage Paper, Rome, Italy, p.300, 1998

戎 新宏, 小川 滋, 鈴木雅一, 田中隆文 : 表面温度法による森林斜面の蒸発散量分布の推定(I) - ボーエン比法・渦相関法との比較 -, 水文水資源学会誌, **10**, pp.547-556, 1998

Food and Agriculture Organization of the United Nations : Unlocking the Water Potential of Agriculture, Food & Agriculture Organization of the United Nations (FAO), pp.70, 2003

高瀬恵次, 丸山利輔 : 水収支法による季別流域蒸発散量の推定, 農土論集, **76**, pp.1-6, 1978

成田健一, 三坂育正, 国島武史, 中山康孝, 若林伸介 : 蒸発効率を用いた保水性舗装の性能評価, 日本建築学会技術報告集, **20**, pp.187-190, 2004

近藤純正 : 水環境の気象学 - 地表面の水収支・熱収支 -, 朝倉書店, p.132-135, 1994

高野保英, 江藤剛治, 竹原幸生, 福原輝幸 : 微気象・水文観測に基づく緑化屋上からの蒸発散量の算定および排水水質分析, 土木学会論文集, **748**, pp.57-65, 2003

Ramos. J.G, Cratchley. C.R, Kay. J.A, Casterad. M.A, Marti'nez-Cob. A and Domi'nguez. R : Evaluation of satellite evapotranspiration estimates using ground-meteorological data available for the Flumen District into the Ebro Valley of N.E. Spain, *Agricultural Water Management*, **96**, pp.638-652, 2009

鈴木雅一 : 短期水収支法による森林流域からの蒸発散量推定, 日林誌, **67**, pp.115-125, 1985

Twine. T.E, Kucharik. C.J and Foley. J.A : Effects of El Niño-southern oscillation on the climate, water balance, and streamflow of the Mississippi river basin, *Journal of climate*, **18**, pp. 4840-4861, 2005

第 2 章

秋山 侃：衛星リモートセンシング技術の農業利用研究－広域的作物資源の分布と生育状態の定量的把握－，生物環境調節, **32**, pp.145-154, 1994

FAO: Global Forest Resources Assessment 2000, Main Report, FAO Forestry Paper 140, Rome, Italy, 2001

福原道一，天野哲朗，宮地直道：ランドサット TM データによる畑作物の作付け図の作成，1988 年度日本写真測量学会年次学術講演会論文集, pp.169-172, 1988.

石塚直樹，齋藤元也，大内和夫，Davitson. G, 毛利健太郎，浦塚清峰：水稻生育状況のマイクロ波特性による把握－Pi-SAR による兎島湾干拓地水田の多波長・多偏波解析－，日本リモートセンシング学会誌, **23**, pp.473-490, 2003a

石塚直樹，齋藤元也，村上拓彦，小川茂男，岡本勝男：RADARSAT データによる水稻作付け面積算出手法の開発，日本リモートセンシング学会誌, **23**, pp.458-472, 2003b

加藤正人：森林リモートセンシング－基礎から応用まで－, J-FIC, p.50-51, 2007

松島浩太，石村康生，戸谷 剛，榊原隆浩，佐鳥 新，三橋龍一，青柳賢英，田中善規：HIT-SAT の姿勢制御結果と北海道衛星への展開，日本機械学会, **38**, pp.391-392, 2007

日本リモートセンシング研究会：リモートセンシングの基礎，図解リモートセンシング，日本測量協会, pp.1-25, 1992

岡野千春，福原道一，岡本勝男，西 宗昭，嶋田典司：多時期ランドサット TM データによる十勝平野の作付け図の作成，システム農学, **9**, pp.82-91, 1993

瀬口昌洋，渡辺 潔，林 稔人：リモートセンシングによる流域の土壌及び植生情報の収集に関する基礎的研究，水工学論文集, **35**, pp.237-242, 1991

瀬口昌洋：Landsat 5 号 TM データによる流域の植生分布量調査，水工学論文集, **38**, pp.777-782, 1994

第 3 章

荒木 剛，力丸 厚，高橋一義，坂田健太：土色の分光計測における含水量の影響の検討・評価，第 23 回土木学会関東支部新潟会研究調査発表会, pp.106-109, 2005

Birth. G.S and McVey. G : Measuring the color of frowing turf with a reflectance spectroradiometer,

- Agronomy Journal*, **60**, pp.640-643, 1968
- Huete. A.R : A soil adjusted vegetation index(SAVI), *Remote Sensing of Environment*, **25**, pp.295-309, 1988
- Jing. M, Chen and Josef C : Retrieving leaf area index of boreal conifer forests using Landsat TM images, *Remote Wens. Environ*, **55**, pp.153-162, 1996
- Justice. C, Vermote. E, Townshend. J.R.G, Defries. R, Roy. D.P, Hall. D.K, Salomonson. V.V, Privette. J, Riggs. G, Strahler. A, Lucht. W, Myneni. R, Knjazihhin. Y, Running. S, Nemani. R, Wan. Z, Huete. A, Van Leeuwen. W and Wolfe. R : The moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS): Land remote sensing for global change research, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **36**, pp.1228-1249, 1998
- Lillesand. T.T and Kiefer. R.W : Remote sensing and image interpretation(3rd ed.), John Wiley & Sons Inc, pp.49-147, 1999
- Nicodemus. F.E, Richmond. J.C, Hsia. J.J, Ginsberg. I.W and Limperis. T : Geometrical considerations and nomenclature for reflectance, Monograph 161, National Bureau of Standards (US), pp.1-12, 1977
- 押鐘大佑, 力丸 厚, 高橋一義, 坂田健太 : 土壌の含水条件および表面粗度を考慮した分光反射特性の正規化手法の検討, 日本写真測量学会平成 19 年度秋季学術講演会, pp.123-124, 2007
- Pearson. R.L, Tucker. C.J and Miller. L.C : Spectral mapping of short grass prairie biomass, *Photogram. Eng. Remote sensing*, **42**, pp.317-323, 1976
- Perry. C.R and Lautenschlager. L.F : Functional equivalence of spectral vegetation indices, *Remote Sensing of Environment*, **14**, pp.169-182, 1984
- 瀬口昌洋, 渡辺 潔, 林 稔人 : リモートセンシングによる流域の土壌及び植生情報の収集に関する基礎的研究, *水工学論文集*, **35**, pp.237-242, 1991
- 志賀弘行, 福原道一, 小川茂男 : ランドサット TM データによる湛水下水田の腐食含量推定, *日本土壌肥科学雑誌*, **60**, pp.432-436, 1989
- Tucker. C.J : Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation, *Remote Sensing of the Environment*, **8**, pp.127-150, 1979

Qi. J, Cabot. F, Moran. M.S and Dedieu. G : Biophysical parameter estimations using multidirectional spectral measurements, *Remote Sensing of Environment*, **54**, pp.71-83, 1995

第 4 章

Asrar. G(Ed.) : Theory and applications of optical remote sensing, John Wiley & Sons, New York, pp.299-308, 1989

Buermann. W, Dong. J, Zeng. X, Myneni. R.B and Dickinson. R.E : Evaluation of the utility of satellite-based vegetation leaf area index data for climate simulations, *Jour. Climate*, **14**, pp.3536-3550, 2001

Chason. J.W, Baldocchi. D.D and Huston. M.A : A comparison of direct and indirect methods for estimating forest canopy leaf area, *Agric. For. Meteor*, **57**, pp.107-128, 1991

Chen. J.M and Cihlar. J : Plant canopy gap-size analysis theory for improving optical measurements of leaf-area index, *App. Opt*, **34**, pp.6211-6222, 1995

陳 璐, 古海 忍, 村松加奈子, 本多嘉明, 梶原康司, 醍醐元正 : ADEOS- II/GLI データを用いた全球植生純一次生産量の推定におきる二方向性反射率の影響評価, 同志社大学ワールドワイドビジネスレビュー, **9**, pp.90-102, 2007

Clough. B.F, Ong. J.E and Gong. W.K : Estimating leaf area index and photosynthetic production in canopies of the mangrove *Rhizophora apiculata*, *Mar. Ecol. Prog. Ser*, **159**, pp.285-292, 1997

Craig. M, Stefan. K.A, Stephen. J.L, Andres. C.E, Donald. A.W, Mark. A.A and Derek. E : Estimation of leaf area index in eucalypt forest with vertical foliage, using cover and fullframe fisheye photography, *For. Ecol. Manage*, **242**, pp.756-763, 2007

Fassnacht. K.S, Gower. S.T, MacKenzie. M.D, Norman. J.M and Lillesand. T.M : Estimating the leaf area index of north central Wisconsin forests using the landsat thematic mapper, *Remote Sensing of Environment*, **61**, pp.229-245, 1997

Goel. N.S and Strebel. D.E : Inversion of vegetation canopy reflectance models for estimating agronomic variables, I Problem definition and initial results using the Suits model, *Remote Sensing of Environment*, **13**, pp.487-507, 1983

星 直弥, 龍原 哲, 阿部新行 : Landsat TM データを用いた落葉広葉樹天然林における葉面積指数の推定, 日林誌, **83**, pp.315-321, 2001

- Huete. A.R : A soil adjusted vegetation index(SAVI), *Remote Sensing of Environment*, **25**, pp.295-309, 1988
- 藤原 靖, 長谷川宏一, 島村雄一, 泉 岳樹, 松山 洋 : 葉面積指数の直接推定法において作業プロセスの違いとそれらの組み合わせが推定値に及ぼす影響—スギ人工林における事例解析, *水文・水資源学会誌*, **18**, pp.603-612, 2005
- 布和敖斯尔, 高田雅之 : リモートセンシングと GIS 技術の環境分野への応用, 衛星リモートセンシング・セミナー in 北海道, 衛星リモセン地域応用成果報告, pp.37-42, 2005
- Kamel. S, Christophe. F, Gueric. L.M, Valerie. L.D and Eric. D : Comparative analysis of IKONOS, SPOT, and ETM+ data for leaf area index estimation in temperate coniferous and deciduous forest stands, *Remote Sensing of Environment*, **102**, pp.161-175, 2006
- 川方俊和 : 水稻群落日射への 2 成分モデルの適用, *農業気象*, **62**, pp.123-129, 2005
- 小林秀樹 : 衛星データから推定されたグローバル葉面積指数プロダクトの定義, 不確かさ, 検証方法, *日本リモートセンシング学会誌*, **28**, pp.1-16, 2008
- Miller. J.B : A Formula for Average Foliage Density, *Aust. J. Bot*, **15**, pp.141-144, 1967
- Myneni. R.B, Hoffman. S, Knyazikhin. Y, Privette. J.L, Glasy. J, Tian. Y, Wang. Y, Song. X, Zhang. Y, Smith. G.R, Lotsch. A, Friedl. M, Morisette. J.T, Votava. P, Nemani. R.R and Running. S.W : Global products of vegetation leaf area and fraction absorbed PAR from year one of MODIS data, *Remote Sensing of Environment*, **83**, pp.214-231, 2002
- Nemani. R, Pierce. L, Running. S and Band L : Forest ecosystem processes at the watershed scale: sensitivity to remotely sensed leaf-area index estimates, *Int. J. Remote Sens*, **14**, pp.2519-2534, 1993
- Price. J. C : Estimating leaf area index from satellite data, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **22**, pp.272-281, 1993
- Running. S.W, Nemani. R.R, Peterson. D.L, Band. L.E, Potts. D.F, Pierce. L.L and Spanner. M.A : Mapping regional forest evapotranspiration and photosynthesis by coupling satellite data with ecosystem simulation, *Ecology*, **70**, pp.1090-1101, 1989
- 瀬口昌洋 : Landsat 5 号 TM データによる流域の植生分布量調査, *水工学論文集*, **38**, pp.777-782, 1994

申 龍熙, 瀬口昌洋, 郡山益実 : 衛星データを用いた植生キャノピー内の電磁波吸収・散乱過程に基づく LAI の広域的推定, *農業農村工学会論文集*, **262**, pp.41-48, 2009a

申 龍熙, 瀬口昌洋, 郡山益実 : TERRA-ASTER データによる流域の LAI 測定, *水工学論文集*, **53**, pp.349-354, 2009b

Welles. J.M : Some indirect methods of estimating canopy structure, *Remote Sensing Reviews*, **5**, pp.31-43, 1990

Welles. J.M and Norman. J.M : Instrument for indirect measurement of canopy architecture, *Agronomy Journal*, **83**, pp.818-825, 1991

山本晴彦, 鈴木義則, 早川誠而 : 透過光による葉面積指数診断, *農業技術体系作物編* (第 16 号), 農文協, 東京, pp.27-33, 1994)

第 5 章

新井 正 : 地域分析のための熱・水収支水文学, 古今書院, p.28-29, 2004

Brunt. D : Notes on radiation in the atmosphere, I, *Quart. Jour. Roy. Met. Soc.*, **58**, pp.389-418, 1932

Cohen. Y, Fuchs. M, Falkenflug. V and Moreshet. S : Calibrated heat pulse methods for determining water uptake in cotton, *Agron J*, **80**, pp.398-402, 1988

Grime. V.L, Morison. J.I.L and Simmonds. L.P : Including the heat storage term in sap flow measurements with the stem heat balance method, *Agric. For. Meteorol.*, **74**, pp.1-25, 1995

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) : Climate Change 1994 : Radiative forcing of climate change and an evaluation of the IPCC IS92 emission scenarios, reports of working group I and III of the intergovernmental panel on climate change, forming part of the IPCC special report to the first session of the conference of the parties to the UN framework convention on climate change, Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 339p, 1995

加藤昭三, 西ヶ谷昭三, 山岡昭平, 竹中肇, 尾形亮輔 : カンキツのかん水に関する研究 (第 1 報), *園学要旨*, **42**, pp.106-107, 1967

近藤純正 : 水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—, 朝倉書店, p.55-91, 1994

久米朋宣 : 森林生態系の蒸発散—単木スケールの樹液流計測からのアプローチ—, 第 55 回日本生態学会大会, シンポジウム S05-2, 2008

McNoughton. K.G and Black. T.A : A study of evapotranspiration from a Douglas fir forest using the energy balance approach, *Water Resource Research*, **9**, pp.1579-1590, 1973

Monteith. J.L : Evaporation and environment, *Symp. Soc. Exp. Biol.*, **19**, pp.205-234, 1965

新村典子, 杉田倫明 : ウェイングライシメーターの重量測定システムの更新とその蒸発散量測定値のばらつきの改善について, 筑波大学水理実験センター報告, **24**, pp.107-115, 1999

Penning de Vries. F.W.T, Jansen. D.M, Ten Berge. H.F.M and Balema. A : Simulation of ecophysiological processes of growth in several annual crops(Simulation monographs), Pudoc, Wageningen, 271p, 1989

鈴木雅一 : 短期水収支法による森林流域からの蒸発散量推定, 日林誌, **67**, pp.115-125, 1985

竹内真一, 初井知朗, 矢野友久 : 茎内流測定に基づく作物蒸散量の測定, 農業土木学会論文集, **186**, pp.119-126, 1996

第 6 章

Allen. R.G, Pereira. L.S, Raes. D and Smith. M : Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements, FAO Irrigation and Drainage Paper, Rome, Italy, p.300, 1998

Bastiaanssen. W.G.M, Menenti. M, Feddes. R.A And Holtslag. A.A.M : A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL), *Journal of Hydrology*, **212**, pp.213-229, 1998

Camillo. P.J and Gurney. R.J : A resistance parameter for bare-soil evaporation models, *Soil Sci.*, **141**, pp.95-105, 1986

Choudhury. B.J, Idso. S.B and Reginato. R.J : Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared-temperature based energy balance equation, *Agricultural Forest Meteorology*, **39**, pp.283-297, 1987

Choudhury. B.J and Monteith. J.L : A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces, *Q.J.R.Meteorol. Soc.*, **114**, pp.373-398, 1988

Choudhury. B.J : Global pattern of potential evaporation calculated from the Penman-Monteith equation using satellite and assimilated data, *Remote Sensing of Environment*, **61**, pp.64-81, 1997

Cowan. I.R : Mass, heat and momentum exchange between stands of plants and their atmospheric

- environment, *J. R. Meteorol. Soc.*, **94**:523-544, 1968
- Heilman. J.L, Heilman. W.E and Moore. D.G : Remote sensing of canopy temperature and incomplete cover, *Agron. J.*, **73**, pp.403-406, 1981
- Jensen. M. E, Burman. R. D and Allen. R. G(Ed.) : Evapotranspiration and irrigation water requirements, ASCE manuals and reports on engineering practices No. 70, Am. Soc. Civil Engrs., New York, NY, p.360, 1990
- Juan. C. J, José. A. S, Alan. G, Donald. S and William. T.G : Improved land surface emissivities over agricultural areas using ASTER NDVI. *Remote Sensing of Environment*, **103**, pp.474-487, 2006
- Komatsu. H : A general method of parameterizing the big-leaf model to predict the dry-canopy evaporation rate of individual coniferous forest stands, *Hydrological Processes*, **18**, pp.3019-3036, 2004
- Kondo. J and Kawanaka. A : Numerical study on the bulk heat transfer coefficient for a variety of vegetation types and densities, *Boundary-Layer Meteorol.*, **37**, pp.285-286, 1986
- Kondoh. A and Higuchi. A : Relationship between satellite-derived spectral brightness and evapotranspiration from a grassland, *Hydrol. Process.*, **15**, pp.1761-1770, 2001
- Kustus. W.P : Estimates of evaporation with a one- and two-layer model of heat transfer over partial canopy cover, *J. Appl. Meteorol.*, **29**, pp.704-715, 1990
- Monteith. J.L : Evaporation and surface temperature. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **107**, pp.1-27, 1981
- Murray. F.W : On the computation of saturation vapor pressure, *J. Appl. Meteorol.*, **6**, pp.203-204, 1967
- Penman. H.L : Natural evaporation from open water, bare soil and grass, *Proceedings, Royal Society, London*, **193**, pp.120-145, 1948
- Ringersma. J and Sikking. A.F.S : Determining transpiration coefficients of Sahelian vegetation barriers, *Agroforestry Systems*, **51**, pp.1-9, 2001
- Shaw. R.H and PEREIRA. A.R : Aerodynamic roughness of a plant canopy: A numerical experiment, *Agric. Meteorol.*, **26**, pp.51-65, 1982
- Sinclair. T.R, Murphy. C.E and Knoerr. K.R : Development and evaluation of simplified models for simulating canopy photosynthesis and transpiration, *J. Appl. Ecol.*, **13**, pp.813-829, 1976

- Soer. G.L.R : Estimating regional evapotranspiration and soil moisture conditions using remotely sensed crop surface temperatures, *Remote Sens. Environ.*, **9**, pp.27-45, 1980
- Thom. A.S and Oliver. H.R : On Penman's equation for estimating regional evaporation, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **103**, pp.345-357, 1977
- Watson. K : Spectral ratio for measuring emissivity, *Remote Sensing of Environment*, **42**, pp.113-116, 1992
- Wieringa. J : Roughness-dependent geographical interpolation of surface wind averages, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **112**, pp.867-889, 1986

主要記号一覧表

3 章

E	センサーにより測定される全分光放射量
L_p	パスラディアンズ
R	分光反射率
R_o	対象物からの反射される電磁波エネルギー
R_R	標準反射板から反射される電磁波エネルギー
ρ	対象物の反射率
T	大気の透過率

4 章

α	植生キャノピー内での電磁波の吸収係数
β	植生キャノピー内での電磁波の散乱係数
c	植生キャノピーを通過する時、群葉の吸収及び散乱による減衰消散係数
e_0	ASTER のオフセットに関する係数
e_1	ASTER のゲインに関する係数
$G(\theta)$	一定方向に投影された群葉部分
I	鉛直下向き成分
J	鉛直上向き成分
l	植生キャノピーの上端から下端へ増加する LAI
L_k	対象物からの反射エネルギー
L'_k	補正した対象物からの反射エネルギー
μ	群葉密度
θ	天頂角（天頂とセンサーに入射する角度）
$S(\theta)$	検出器を通過した距離
S_i	i バンドの反射率
σ_i	大気反射率
$T(\theta)$	キャノピーを通過し太陽放射エネルギーの通過率
τ_i	大気透過率
W	L_k 測定時の標準反射板の分光反射エネルギー
W_i	加重値
W_o	太陽の南中時の標準反射板の分光反射エネルギー
z	キャノピー高さ

5 章

α_s	地表面反射率 (アルベド)
β_{DUST}	大気の混濁係数
β_{MEAN}	$\beta_{3-8}/1.2$: 年平均値
β_{3-8}	混濁係数の 3~8 月の平均値
C_p	水の比熱
δ	太陽の赤緯
d_s	地球と太陽間の距離
d_e	地球の半径
d_0	地球と太陽間の距離の平均値
ε	放射率
e	大気の水蒸気圧
E	ヒーターを取り巻く熱流素子の起電力
E_s	大気圏外から地球へ入射する太陽放射エネルギー
G	地中伝導熱
h	太陽の南中からの時角 (正午は 0°)
H	顕熱
I	太陽定数
K_{sh}	ゲージ定数
$L\downarrow$	大気長波放射量
$L\uparrow$	地表面赤外放射量
p	地上の気圧
p_0	標準気圧
P	光合性に使われる熱
P_m	ヒーターから加熱される熱量
ϕ	緯度 (北緯+, 南緯-)
qu	伝導により失われる熱量
qd	伝導により失われる熱量
Q_f	茎内流量により輸送される熱量
Q_r	加温部表面から空気に失われる熱量
λE	潜熱
R_L	有効放射量 ($L\downarrow - L\uparrow$)
S	植物体の貯蔵熱
$S\downarrow$	水平面に入射する全短波放射 (日射量)
$S\uparrow$	反射日射量

θ	天頂角（天頂と太陽のなす角度）
σ	ステファン・ボルツマン定数
T_a	気温
T_{DEW}	露点温度
T_s	地表面温度

6 章

c_1	$2\pi hc^2 = 3.742 \times 10^{-16}$
c_2	$hc/k=0.0143877$
c_l	光速
c_p	等圧大気の比熱
d	ゼロ面変位
Δ	飽和水蒸気圧曲線の傾き
ΔZ	気象台からのピクセル標高差
e_a	参照高さの蒸気圧
e_o^*	T_o の飽和蒸気圧
g	重力の加速度
γ	乾湿計定数
h	Planck's constant
H_h	植生の高さ
k	Boltzmann constant
k_a	Karman 定数
L	キャノピーの葉面積指数 (LAI)
L_λ	放射輝度 $[(BN_i-1)R_i]$
ϕ_s	土壌水分ポテンシャル
r_a	キャノピーと大気の運送抵抗
r_b	葉面とキャノピーの運送抵抗
r_E	潜熱交換の空気力学抵抗
r_H	顕熱交換の空気力学抵抗
r_o	気孔抵抗
r_s	表面抵抗
r_v	キャノピーの気孔抵抗
r_w	地表とキャノピー大気の運送抵抗
R_i	補正係数 (バンド 13: $5.693 \times 10^3 \text{ W m}^{-2} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$)

R'	水蒸気の気体定数
λ	波長
σ	大気の密度
T	輝度温度
T_a	参照高さの大気温度
T_{AWS}	気象台の気温
T_o	表面空気力学温度
u	参照高さ Z における風速
Z_o	地表面の粗度
Z'_o	熱変換の粗度高さ
Z_{os}	土壌表面粗度

プログラム (MATLAB)

“葉面積指数 (LAI) の推定”

```
function [LAI]=watershedlai (band2, band3)

A3= (band2-BN∞2) *BN∞2;
A4= (band3-BN∞3) *BN∞3;
B3= (BN∞2-band2*R∞2) *BN∞2;
B4= (BN∞3-band3*R∞3) *BN∞3;
C3= (band2-BN∞2) *R∞2;
C4= (band3-BN∞3) *R∞3;
D3=BN∞2-band2*R∞2;
D4=BN∞3-band3*R∞3;

a=A4. *C3-0. 82*A3. *C4-2. 0*C4. *C3;           % Soil-line :  $BN_{s3}=0. 82BN_{s2}+2. 0$ 
b=B4. *C3-0. 82*A3. *D4-2. 0*C3. *D4;
c=0;
d=A4. *D3-0. 82*B3. *C4-2. 0*C4. *D3;
e=B4. *D3-0. 82*B3. *D4-2. 0*D4. *D3;

for i=1:1:237
    for j=1:1:330
        coeff=[a (i, j), b (i, j), 0, d (i, j), e (i, j)];
        p=roots (coeff);
        if length(p)==4
            for k=1:1:4
                if imag(p(k))==0
                    sp(k)=p(k);
                else
                    sp(k)=-999;
                end
            end
            spq=max (sp);
            if imag(p(k))==0
                sq(k)=p(k);
            else

```

```

                sq(k)=+999;
            end
            spp=min(sq);
        end
    end
    Min(i,j)=spp;
    Max(i,j)=spq;
    if (Min(i,j)>0)
        Max(i,j)=Min(i,j);
    end
end
end

LAI=log(Max)/0.4;
format bank

for i=1:1:237
    for j=1:1:330
        plot(band2(i,j),band3(i,j),'.','MarkerSize',4);hold on;
    end
end
xlabel('BN2');
ylabel('BN3');

```

“地表面温度 (LST) の推定”

```
function [LST]=landsurtem(band2, band3, band13)

C1=3.7418e-16; % (W m2)
D=0.014338; % hc/k (m K); (h:Planck`s constant, c:光速, k:Boltzmann constant)
r=0.0000106; % 波長 (m)
pi=3.141592;
BN=band13;
Cal=5693; % band13の補正係数
L=(BN-1)*Cal; % 放射輝度

for i=1:1:40
    for j=1:1:56
        T(i, j)=D./(r*log(C1./(pi*r5*L(i, j))+1))-273+0.000001;
        if (T(i, j)<0)
            T(i, j)=0;
        end
        TEM(i, j)=T(i, j);
        TE08(1+6*(i-1), 1+6*(j-1))=TEM(i, j);
        TE08(2+6*(i-1), 1+6*(j-1))=TEM(i, j);
        TE08(3+6*(i-1), 1+6*(j-1))=TEM(i, j);
        TE08(4+6*(i-1), 1+6*(j-1))=TEM(i, j);
        TE08(5+6*(i-1), 1+6*(j-1))=TEM(i, j);
        TE08(6+6*(i-1), 1+6*(j-1))=TEM(i, j);
        TE08(1+6*(i-1), 2+6*(j-1))=TEM(i, j);
        TE08(2+6*(i-1), 2+6*(j-1))=TEM(i, j);
        TE08(3+6*(i-1), 2+6*(j-1))=TEM(i, j);
        TE08(4+6*(i-1), 2+6*(j-1))=TEM(i, j);
        TE08(5+6*(i-1), 2+6*(j-1))=TEM(i, j);
        TE08(6+6*(i-1), 2+6*(j-1))=TEM(i, j);
        TE08(1+6*(i-1), 3+6*(j-1))=TEM(i, j);
        TE08(2+6*(i-1), 3+6*(j-1))=TEM(i, j);
        TE08(3+6*(i-1), 3+6*(j-1))=TEM(i, j);
        TE08(4+6*(i-1), 3+6*(j-1))=TEM(i, j);
        TE08(5+6*(i-1), 3+6*(j-1))=TEM(i, j);
```

```

TE08 (6+6*(i-1), 3+6*(j-1))=TEM (i, j);
TE08 (1+6*(i-1), 4+6*(j-1))=TEM (i, j);
TE08 (2+6*(i-1), 4+6*(j-1))=TEM (i, j);
TE08 (3+6*(i-1), 4+6*(j-1))=TEM (i, j);
TE08 (4+6*(i-1), 4+6*(j-1))=TEM (i, j);
TE08 (5+6*(i-1), 4+6*(j-1))=TEM (i, j);
TE08 (6+6*(i-1), 4+6*(j-1))=TEM (i, j);
TE08 (1+6*(i-1), 5+6*(j-1))=TEM (i, j);
TE08 (2+6*(i-1), 5+6*(j-1))=TEM (i, j);
TE08 (3+6*(i-1), 5+6*(j-1))=TEM (i, j);
TE08 (4+6*(i-1), 5+6*(j-1))=TEM (i, j);
TE08 (5+6*(i-1), 5+6*(j-1))=TEM (i, j);
TE08 (6+6*(i-1), 5+6*(j-1))=TEM (i, j);
TE08 (1+6*(i-1), 6+6*(j-1))=TEM (i, j);
TE08 (2+6*(i-1), 6+6*(j-1))=TEM (i, j);
TE08 (3+6*(i-1), 6+6*(j-1))=TEM (i, j);
TE08 (4+6*(i-1), 6+6*(j-1))=TEM (i, j);
TE08 (5+6*(i-1), 6+6*(j-1))=TEM (i, j);
TE08 (6+6*(i-1), 6+6*(j-1))=TEM (i, j);

end
end
for i=1:1:237
    for j=1:1:330
        absbn2(i, j)=band2(i, j)*0.0708-0.1;
        absbn3(i, j)=band3(i, j)*0.0862-0.1;
        ndvi(i, j)=(absbn3(i, j)-absbn2(i, j))/(absbn3(i, j)+absbn2(i, j));
        no(i, j)=(ndvi(i, j)-0.7)/(0.005-0.7)^2;

    end
end
E=0.968+0.022*no;
TT=TE08+273;
for i=1:1:237
    for j=1:1:330
        LST(i, j)=TT(i, j)/(1+(0.0000106*TT(i, j)/0.0143877)*log(E(i, j)));

    end
end
end

```

“日射量の推定”

```
function [S]=Radfine(TABLE)

DA=230;           % 日係数8月18日は230
P=1006.1;        % 気圧 (hPa)
T=30.346;        % 日平均温度 (°C)
VP=25.379;       % 日平均水蒸気圧 (hPa)
REF=0.15;        % 平均アルベド
DUST=0.05;       %
DTIME=0.5;       % 時間間隔 (h)
LAT=33.265*2*3.14159/360; % 緯度
SIGMA=5.67*10^-08;
DEW=(237.3*log(VP/6.11))/(17.27-log(VP/6.11));

if(P>990 & P<1030)
    B0=0;
else
    B0=2.3026*sqrt(1-P/1013);
end
if(DEW<-5)
    LNW=0.0622*DEW+1.958-B0;
end
if(DEW>=-5 & DEW<23)
    LNW=0.0714*DEW+2.003-B0;
end
if(DEW>=23)
    LNW=0.0345*DEW+2.851-B0;
end

WSTOP=exp(LNW);
LW10=0.4343*log((1.234*WSTOP-0.21)/10);
ETA=(2*3.14159/365)*DA;
SA2=4.871+ETA+0.033*sin(ETA);
A22=0.398*sin(SA2);
SDELTA=atan(A22/sqrt(1-A22^2));
```

```

DD2=1.00011+0.034221*cos(ETA)+0.00128*sin(ETA)+0.000719*cos(2*ETA)+0.000077*sin(2*ETA);
);
J1=(0.066+0.34*sqrt(DUST))*(REF-0.15);
C1=0.21-0.2*DUST;
C2=0.15-0.2*DUST;
if(DUST>0.3)
    C1=0.15;
    C2=0.09;
end
I0=1365*DD2;
F1=0.056+0.16*sqrt(DUST);
F2=0.075+0.65*DUST;

SD=0;
SOD=0;
for i=1:1:33      %4時から20時まで0.5時間間隔
    H(i,1)=3.14159*(TABLE(i,1)/12-1);
    COSTHETA(i,1)=sin(LAT)*sin(SDELTA)+cos(LAT)*cos(SDELTA)*cos(H(i,1));
    S0(i,1)=I0*COSTHETA(i,1);
    M(i,1)=(P/1013.2)/COSTHETA(i,1);
    if(COSTHETA(i,1)<=0)
        I(i,1)=0;
        S0(i,1)=0;
        S(i,1)=0;
        M(i,1)=999;
    end
    I2(i,1)=0.02*(M(i,1)+5.5+1.5*LW10)*LW10;
    I1(i,1)=0.014*(M(i,1)+7+2*LW10)*LW10;
    I(i,1)=I0*(C2+0.75*10^(-M(i,1)*F2))*(1-I2(i,1));
    S(i,1)=S0(i,1)*(C1+0.7*10^(-M(i,1)*F1))*(1-I1(i,1))*(1+J1);
end
SD=SD+S*DTIME;
SOD=SOD+S0*DTIME;
LF=SIGMA*(T+273.2)^4*(0.59+0.038*LNW+0.011*LNW^2);

```


“2層モデル”

```
function [ET]=Evaporation(LAI, LST, airtem, band2, band3)

S=845; % 水平面への入射全短波放射(11時の日射量)
A=0.82; % Soil-line方程式の勾配
B=2; % Soil-line方程式の切片
PC=1200; % 空気の密度  $\rho$  と非熱 $c_p$ 
ZOS=0.002; % 土壌表面の粗度高さ(m)
VP=25.3; % 11時の水蒸気圧(hPa)
OM=0.05; % 葉の幅(m)
TV=300; % 葉面の温度(K)
KK=0.4; % von Karman 定数
U=2.0; % 参照高さZでの平均風速(m/s)
GG=9.8; % 重力加速度
Z=15; % 木の高さ(m)
ALP=0.15 % アルベド 森林  $\alpha=0.15$ 
atem=airtem+273;
SG=5.67*10^-8;

for i=1:1:237
    for j=1:1:330
        absbn2(i, j)=band2(i, j)*0.0708-0.1;
        absbn3(i, j)=band3(i, j)*0.0862-0.1;
        ndvi(i, j)=(absbn3(i, j)-absbn2(i, j))/(absbn3(i, j)+absbn2(i, j));
        no(i, j)=((ndvi(i, j)-0.7)/(0.005-0.7))^2;
    end
end
for i=1:1:237
    for j=1:1:330
        LN(i, j)=SG*LST(i, j)^4-SG*atem(i, j)^4*(0.52+0.065*VP^0.5); % LNは有効放射
        RN(i, j)=(1-ALP)*S-LN(i, j); % RNは純放射
        RS(i, j)=RN(i, j)*exp(-0.5*LAI(i, j)); % RSは土壌表面純放射
        G(i, j)=0.35*RS(i, j); % Gは地中伝導熱
        RV(i, j)=RN(i, j)-RS(i, j); % RVは植生層の純放射
        if (band3(i, j)<=0.82*band2(i, j)+2)
```

```

        LAI(i, j)=0.001;
    end
end
end

for i=1:1:237
    for j=1:1:330
        if (band2(i, j)==BN∞2)
            LL1(i, j)=141.92;
            LL2(i, j)=band3(i, j)-38.08;
            COV(i, j)=LL2(i, j)/LL1(i, j);
            TV1(i, j)=COV(i, j)*TV;
        else
            A1(i, j)=(BN∞3-band3(i, j))/(BN∞2-band2(i, j));
            B1(i, j)=BN∞3-BN∞2*A1(i, j);
            X1(i, j)=(2-B1(i, j))/(A1(i, j)-0.82);
            Y1(i, j)=A1(i, j)*X1(i, j)+B1(i, j);
        end
        if (basin2(i, j)<BN∞2)
            LL1(i, j)=((BN∞2-X1(i, j))^2+(BN∞3-Y1(i, j))^2)^0.5;
            LL2(i, j)=((band2(i, j)-X1(i, j))^2+(band3(i, j)-Y1(i, j))^2)^0.5;
        end
        if (basin2(i, j)>BN∞2)
            LL1(i, j)=((X1(i, j)-BN∞2)^2+(BN∞3-Y1(i, j))^2)^0.5;
            LL2(i, j)=((X1(i, j)-band2(i, j))^2+(band3(i, j)-Y1(i, j))^2)^0.5;
        end
        COV(i, j)=LL2(i, j)/LL1(i, j);
        TV1(i, j)=COV(i, j)*TV;
        TS(i, j)=(LST(i, j)-(TV1(i, j))/(1-COV(i, j)));
        if (TS(i, j)>308)
            TS(i, j)=308;
        end
        if (TS(i, j)<273)
            TS(i, j)=273;
        end
    end
end
end

```

```

end

for i=1:1:237
    for j=1:1:330
        if (LAI(i, j)<=0.001)
            X(i, j)=0.0002;
            Z0(i, j)=0.02;
            H(i, j)=0.002;
            D(i, j)=0.001;
            DH(i, j)=0.0003;
            RW(i, j)=0.001;
            RB(i, j)=80;
        end
        if (LAI(i, j)>0.001 & LAI(i, j)<1)
            Z0(i, j)=0.10;
            X(i, j)=0.2*LAI(i, j);
        end
        if (LAI(i, j)>=1 & LAI(i, j)<2)
            Z0(i, j)=0.20;
            X(i, j)=0.2*LAI(i, j);
        end
        if (LAI(i, j)>=2 & LAI(i, j)<3)
            Z0(i, j)=0.3;
            X(i, j)=0.2*LAI(i, j);
        end
        if (LAI(i, j)>=3 & LAI(i, j)<5)
            Z0(i, j)=0.35;
            X(i, j)=0.2*LAI(i, j);
        end
        if (LAI(i, j)>=5)
            Z0(i, j)=0.4;
            X(i, j)=0.2*LAI(i, j);
        end
        if (X(i, j)>=0.001 & X(i, j)<=0.2)
            H(i, j)=(Z0(i, j)-0.02)/(0.28*X(i, j)^0.5);
            D(i, j)=H(i, j)*((log(1+X(i, j)^(1/6)))+0.03*log(1+X(i, j)^6));
        end
    end
end

```

```

        DH(i, j)=D(i, j)/H(i, j);
    end
    if (X(i, j)>0.2 & X(i, j)<2)
        DH(i, j)=log(1+X(i, j)^(1/6))+0.03*log(1+X(i, j)^6);
        H(i, j)=ZO(i, j)/(0.3*(1-DH(i, j)));
        D(i, j)=DH(i, j)*H(i, j);
    end
    HD(i, j)=log((H(i, j)-D(i, j))/ZO(i, j));
    AL(i, j)=1/(DH(i, j)*HD(i, j));
    if (D(i, j)>=10)
        D(i, j)=9.99;
    end
    KH(i, j)=(1.5*KK*KK*(H(i, j)-D(i, j))*U)/(log(Z-D(i, j))/ZO(i, j));
    UH(i, j)=1.5*U*HD(i, j)/log((Z-D(i, j))/ZO(i, j));
    if (basin3(i, j)==0)
        LAI(i, j)=0;
    end
    if (LAI(i, j)==0.001)
        UH(i, j)=2;
    end
end
end
end

for i=1:1:237
    for j=1:1:330
        if (LAI(i, j)>0.001 & LAI(i, j)<1)
            XZ(i, j)=exp(-AL(i, j)*0.002/H(i, j));
            XD(i, j)=exp(-AL(i, j)*(D(i, j)+ZO(i, j))/H(i, j));
            RW(i, j)=(H(i, j)*exp(AL(i, j))/(AL(i, j)*KH(i, j)))*(XZ(i, j)-XD(i, j));
            RB(i, j)=(100/LAI(i, j))*(OM*UH(i, j));
        end
        if (LAI(i, j)>=1)
            RW(i, j)=90*log((Z-D(i, j))/ZO(i, j))/U;
            RB(i, j)=(50*AL(i, j)/LAI(i, j))*(OM/UH(i, j))^0.5;
        end
        NU(i, j)=5*(Z-D(i, j))*GG*(LST(i, j)-atem(i, j))/(atem(i, j)*U*U);
    end
end

```

```

    if (NU(i, j)<0)
        NU(i, j)=0;
    end
    if LST(i, j)<atem(i, j)
        FF(i, j)=1/(1+NU(i, j))^2;
    else
        FF(i, j)=1/((1+NU(i, j))^(3/4));
    end
    if (LAI(i, j)<1)
        RA(i, j)=(log(Z/0.002))^2/(KK*KK*U)*FF(i, j);
    else
        RA(i, j)=(log((Z-D(i, j))/Z0(i, j)))^2/(KK*KK*U)*FF(i, j);
    end
end
end

for i=1:1:237
    for j=1:1:330
        P1(i, j)=RW(i, j)*RB(i, j)*atem(i, j)+RA(i, j)*RB(i, j)*TS(i, j)+RA(i, j)*RW(i, j)*TV;
        P2(i, j)=RW(i, j)*RB(i, j)+RA(i, j)*RB(i, j)+RA(i, j)*RW(i, j);
        TT(i, j)=P1(i, j)/P2(i, j);
        DTS(i, j)=(TS(i, j)-TT(i, j));
        HY(i, j)=(PC/RW(i, j))*DTS(i, j);
        RES(i, j)=RS(i, j)-G(i, j)-HY(i, j);
        ES(i, j)=RES(i, j)*0.0353/1.692/2.182;
        DT(i, j)=TV-TT(i, j);
        REV(i, j)=RV(i, j)-(PC/RB(i, j))*DT(i, j);
        HV(i, j)=(PC/RB(i, j))*DT(i, j);
        EV(i, j)=REV(i, j)*0.0353/1.692/2.182;
        ET(i, j)=ES(i, j)+EV(i, j);
    end
end
end

```

“FAO Penman-Monteith model”

```
function [ETf]=PenmanDay(LAI,airtem,DEM)
```

```
Hx=0.8;           % 最高湿度
Hi=0.4;           % 最低湿度
U=2.0;            % 風速
S=12.2;           % 日射時間
J=230;            % 測定日
G=0;              % 地中伝導熱
al=0.15;          % アルベド
L=33.265;         % 緯度
```

```
for i=1:1:237
```

```
    for j=1:1:330
```

```
        Tm(i,j)=airtem(i,j)-3;
```

```
        Tx(i,j)=Tm(i,j)+6.4;
```

```
        Ti(i,j)=Tm(i,j)-4.9;
```

```
        D(i,j)=4098*(0.6108*exp((17.27*Tm(i,j))/(Tm(i,j)+237.3)))/(Tm(i,j)+237.3)^2;
```

```
        P(i,j)=101.3*((293-0.0065*DEM(i,j)/293))^5.26;
```

```
        Ga(i,j)=P(i,j)*0.665*10^-3;
```

```
        Q(i,j)=D(i,j)/(D(i,j)+Ga(i,j)*(1+U/(1.04*LAI(i,j)*0.5)));
```

```
        W(i,j)=Ga(i,j)/(D(i,j)+Ga(i,j)*(1+U/(1.04*LAI(i,j)*0.5)));
```

```
        E(i,j)=900/(Tm(i,j)+273)*U;
```

```
        Etx(i,j)=0.6108*exp(17.27*Tx(i,j)/(Tx(i,j)+237.3));
```

```
        Eti(i,j)=0.6108*exp(17.27*Ti(i,j)/(Ti(i,j)+237.3));
```

```
        Es(i,j)=(Etx(i,j)+Eti(i,j))/2;
```

```
        Ea(i,j)=(Eti(i,j)*Hx+Etx(i,j)*Hi)/2;
```

```
        Ee(i,j)=Es(i,j)-Ea(i,j);
```

```
        Dr(i,j)=1+0.033*cos(2*pi/365*J);
```

```
        Pa(i,j)=pi/180*L;
```

```
        De(i,j)=0.409*sin(2*pi/365*J-1.39);
```

```
        Om(i,j)=acos(-tan(Pa(i,j))*tan(De(i,j)));
```

```
        Ra(i,j)=24*60/pi*0.082*Dr(i,j)*(Om(i,j)*sin(Pa(i,j))*sin(De(i,j))+cos(Pa(i,j))*
```

$\cos(D_e(i, j)) * \sin(O_m(i, j))$);

$N(i, j) = 24 / \pi * O_m(i, j)$;

$R_s(i, j) = (0.25 + 0.5 * S / N(i, j)) * R_a(i, j)$;

$R_{so}(i, j) = (0.75 + 2 * 10^{-5} * DEM(i, j)) * R_a(i, j)$;

$R_{ns}(i, j) = (1 - a_l) * R_s(i, j)$;

$S_{ii}(i, j) = 4.903 * 10^{-9} * (T_i(i, j) + 273.16)^4$;

$S_{ix}(i, j) = 4.903 * 10^{-9} * (T_x(i, j) + 273.16)^4$;

$C(i, j) = 0.34 - 0.14 * \sqrt{E_a(i, j)}$;

$R_r(i, j) = 1.35 * R_s(i, j) / R_{so}(i, j) - 0.35$;

$R_{ni}(i, j) = (S_{ii}(i, j) + S_{ix}(i, j)) / 2 * (0.34 - 0.14 * \sqrt{E_a(i, j)}) * (1.35 * R_s(i, j) / R_{so}(i, j) - 0.35)$;

$R_n(i, j) = R_{ns}(i, j) - R_{ni}(i, j)$;

$R_x(i, j) = 0.408 * (R_n(i, j) - G)$;

$A(i, j) = 0.408 * (R_n(i, j) - G) * D(i, j) / (D(i, j) + G_a(i, j) * (1 + U / (1.04 * LAI(i, j) * 0.5)))$;

$B(i, j) = 900 / (T_m(i, j) + 273) * U * (E_s(i, j) - E_a(i, j)) * G_a(i, j) / (D(i, j) + G_a(i, j) * (1 + U / (1.04 * LAI(i, j) * 0.5)))$;

$ET_f(i, j) = A(i, j) + B(i, j)$;

end

end