

第 1 回 CEReS
環境リモートセンシングシンポジウム
論文集

Proceedings of the 1st CEReS Symposium on
Environmental Remote Sensing

1998 年 12 月 8 日 (火), 9 日 (水)
於 千葉大学 けやき会館

千葉大学 環境リモートセンシング研究センター
Center for Environmental Remote Sensing (CEReS)

はじめに

1972年にアーツ（現ランドサット）1号が打ち上げられてから、ちょうど満25年、四半世紀になります。ランドサットは従来の地上での視点とは異なる、宇宙からの新しい視点より客観的な視点から、われわれの住んでいる地球を発見する機会を与えてくれました。その後のリモートセンシング技術の進歩は急であり、地球発見のリモートセンシングから地球システム理解のリモートセンシングへと進展しています。また、農林水産の管理、災害のモニタリングなどへの実利用もすすめられています。

千葉大学環境リモートセンシング研究センターはリモートセンシングによる地球環境学の発展に寄与することを目的として設置された全国共同利用施設です。衛星観測によるアジアにおける環境変動地域のモニタリング技術の研究を重点課題としてすすめています。また、全国の大学、研究機関の研究者との共同研究の推進を図っています。

本年は50件の共同利用研究を実施しています。また、成果発表会を毎年開催してきています。そこで本年は単年度の成果だけでなく、平成7年度から継続的に実施している研究については長期間の成果をまとめて示す発表も行えるようにしました。さらに、当センターの運営委員である東京都立大学理学部長の野上道夫先生に特別講演「水収支と植生の季節変化」をお願いいたしました。このように、共同研究成果発表会がリモートセンシングに関する、より広い研究討議、情報交換の場として発展して行くことを考え、名称もCEReS 環境リモートセンシング・シンポジウムの第1回とし、「都市化、土地利用、水循環」、「砂漠化」、「画像解析、データベース」、「エアロゾル、ライダー」、「水域」、「植生」の6つのセッションをもうけました。

学術だけでなく社会的にも重要となっている環境リモートセンシング研究の拠点として寄せられる期待に応えられるよう、当センターはいっそうの努力をしてゆく所存です。みなさまのご指導、ご協力のほどをお願いいたします。

CEReS センター長

安田嘉純

目 次

(土地利用)

1. Changes in Hydrological Cycle Due to Urbanization in the Suburb of Tokyo
Metropolitan Area, Japan ————— 5
A. Kondoh and J. Nishiyama*
*Center for Environmental Remote Sensing, * Graduate School
of Science and Technology, Chiba University.*
2. 土地利用変化に基づく微地形・地盤・地震被害の推定 ————— 9
中井正一
千葉大学工学部都市環境システム学科
3. 東北タイの地理情報データベース構築と農業的土地利用可能性の評価 ——— 13
山田康晴
農林省国際農林水産研究センター
4. A Water Balance Model of the Lake Bosten in the Yanji Oasis, Xinjiang, China ——— 21
Zhao Jing-Feng, Hideki Nagashima, and Takashi Ishiyama *
*Tokyo University of Fisheries, * Chiba University,
Center for Environmental Remote Sensing.*
5. The Effect of Land Use Changes on the Water Balance in the Ciliwung-Cisadane
Catchment, West Java, Indonesia ————— 27
Agung Budi Harto, Akihiko Kondoh*, and Yasuo Sakura**
*Graduate School of Science and Technology, * Center for Environmental
Remote Sensing, ** Department of Earth Sciences, Chiba University.*
- (砂漠化)
6. 中国ムウス砂漠の砂漠化・緑化地図の作成に関する研究 ————— 31
佐々木直人, 小林達明, 上山明良, 楊 劼*, 呂 向榮**,
蘇 世平**, 廖 汝棠***
千葉大学園芸学部, * 内蒙古大学, ** 陝西省治沙研究所,
*** クイーンズ大学
7. モンゴルの耕作地の検出の問題点 ————— 35
阿子島功, 古谷尊彦*, 白石典之**
山形大学, * 千葉大学理学部, ** 新潟大学
- (画像解析・データベース)
8. GMS 赤外・水蒸気画像によるチベット高原東方の上層雲日変化の解析 ——— 39
児玉安正, 高橋美奈子*, 中井専人**
弘前大学(理工), * 弘前大学(理), ** 防災科学技術研究所

9. 空間周波数領域における回転不変モーメント量を用いるリモートセンシング画像の教師付きテクスチャ分類 ————— 45
奥村 浩
長岡技術科学大学
- (輝度温度分布)
10. 複雑地表面の熱収支を推定するにはどここの地表面温度を測ればよいか? ————— 49
菅原広史
防衛大地球科学科
11. NDVI と輝度温度に見られる地表面の特徴 ————— 53
松田咲子, 大手信人, 西田顕郎
京都大学大学院農学研究科
- (エアロゾル・ライダー)
12. 多波長ライダーによるエアロゾル観測と衛星データの大気補正 ————— 57
久世宏明, 竹内延夫
千葉大学環境リモートセンシング研究センター
13. アジア地域におけるエアロゾルキャラクタリゼーションとライダーネットワーク ————— 63
竹内延夫, 久世宏明, 劉 文清
千葉大学環境リモートセンシング研究センター
14. 化学組成分析に基づく大気エアロゾルの光学的特性の推定法の検討 ————— 69
太田幸雄, 長谷川就一, 池内和泉
北大工学研究科
15. 対流圏エアロゾルのキャラクタリゼーション ————— 73
中江 茂, 三浦和彦
東京理科大学
16. Coherence of Light by Atmospheric Turbulence Chamber ————— 79
Hiroshi Okayama and Li-Zhong Wang
Chiba University, Center for Environmental Remote Sensing.
- (水域)
17. Mapping of Indonesian Shallow Water Bottom Types Using Landsat TM ————— 83
Katsutoshi Kozai
Kobe University of Mercantile Marine.
18. 衛星搭載海色センサによる基礎生産力の推定について ————— 87
浅沼市男
海洋科学技術センター
19. GPS とマイクロ波放射計で得られた可降水量の比較 ————— 91
岩崎博之, 木村富士男^{*}, 中川清隆^{**}, 高村民雄^{***}
群馬大学, ^{*} 筑波大学, ^{**} 上越教育大学,
^{***} 千葉大学環境リモートセンシング 研究 センター

(植生)

20. 分光反射係数測定による水稻収量の推定	95
谷本俊明 広島県立農業技術センター	
21. Statistical data analysis on wind velocity for useful database construction	99
田栗正章, 桜井裕仁 [*] 千葉大学理学部, [*] 千葉大学自然科学研究科	
22. Monitoring Surface Moisture and Vegetation Status by NOAA and GMS Over North China Plain	103
A. Kondoh, S. Shindo, Y. Sakura [*] and C. Tang Center for Environmental Remote Sensing, [*] Faculty of Science, Chiba University.	
23. 環境ストレスを受けた植物葉水分状態の分光反射スペクトルによる評価	107
于 貴端, 三輪卓司 [*] , 中山敬一, 松岡延浩, 今 久 千葉大学園芸学部, [*] 千葉大学環境リモートセンシング研究センター	
24. 森林気象に関する現地観測とモデリング	111
藤野 毅 埼玉大学大学院理工学研究科環境制御工学専攻	
25. 樹木葉のスペクトルについての実験的考察; 反射・透過率と含水率の関係の検討	115
三輪卓司 千葉大学環境リモートセンシング研究センター	
26. 土地被覆メタデータベース	119
建石隆太郎 千葉大学環境リモートセンシング研究センター	
27. 新しい植生指標 NATVSP と植生被覆率の関係について	123
小黑剛成, 石山 隆 [*] 広島大学, [*] 千葉大学環境リモートセンシング研究センター	
プログラム	129
主席者名簿	133

CHANGES IN HYDROLOGICAL CYCLE DUE TO URBANIZATION IN THE SUBURB OF TOKYO METROPOLITAN AREA, JAPAN

A. Kondoh¹ and J. Nishiyama²

¹*Center for Environmental Remote Sensing, Chiba Univ., 1-33 Yayoi, Inage, Chiba 263-8522, JAPAN*

²*Graduate Student, Graduate School of Science and Technology, Chiba Univ., 1-33 yayoi, Chiba 263-8522, JAPAN*

ABSTRACT

The suburbs of Tokyo Metropolitan area has been experiencing heavy land use/cover changes followed by modernization of Japan. The stages of land surface alteration can be precisely monitored by satellite remote sensing data and printed maps. Image processing system and Geographic Information System are used to draw land use/cover maps, and the changes in it was discussed. After delineating the urbanization process, the changes in hydrological cycle are assessed. In this paper, changes in areal evapotranspiration due to urbanization and the response of groundwater flow system for changing recharge are evaluated. As a result, decrease in evapotranspiration is assessed quantitatively, and it is clarified that the effect of decreasing recharge is large in local ground water system in upper stream. Finally, addition of runoff component was discussed. Although, the synthesized basin hydrological model is remained as future objectives, its completion is necessary to get a true prospect of future environments by assessing the consequence of the impact to ground surface by man's activity.

INTRODUCTION

Most cities in Japan is located in the alluvial lowland. Surrounding Quaternary upland have undergone heavy development activities for housing sites, golf course, industrial area, and so on. The changes in land use/cover can be detected by space technologies and Geographic Information Systems(GISs). The man's impact to land surface is easily visualized by existing satellite images and maps.

Next important themes to be resolved is to explain what has been changed by such impacts. From hydrological viewpoint, changes in heat and water budget are the most important aspects. Most of the regional environmental issues can be explained by changes of them. Generally speaking, urbanization causes the reduction of evapotranspiration and groundwater recharge, and increase in direct runoff, which lead to urban heat island, drying up of well or spring, urban flood, and others. The synthetic model which covers three components of hydrologic cycle, namely evapotranspiration, subsurface water and surface water, is necessary to assess quantitatively regional environmental changes. A preliminary attempt is made in this paper to link the evapotranspiration and the subsurface water model with the aid of RS and GIS.

STUDY AREA

The extent of 1:50,000 topographic map "Chiba" is selected as the study area(140.00E,35.67N-140.25E,35.50N), of which area is about 420 km². Chiba is located about 30km east of Tokyo, and is the eastern edge of the Tokyo Metropolitan area. For hydrological calculation, drainage basin of Miyako river is selected as working area. Drainage divide is determined by using DEM(Digital Elevation Model), of which resolution is about 100m. By tracing minimum altitude among four directions, all the grids which can reach the grid of river mouse are selected. Figure 1 shows the calculated area and subcatchments of Miyako river.

LAND USE/COVER CHANGES DURING LAST 100 YEARS

The first topographic map based on triangular survey was created in Meiji era, about a hundred years ago. First 1:50,000 topographic map "Chiba " was measured in 1903 and published in 1909. By digitizing land use drawn on the map using GIS, land use map in 1903 was obtained. Figure 2 shows the land use in Chiba area in 1903.

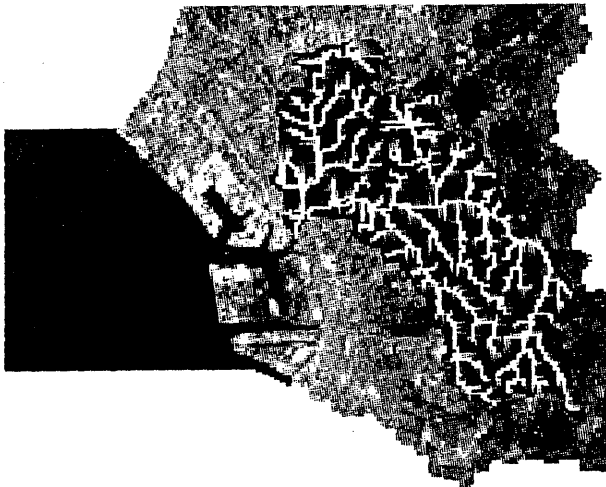


Fig. 1 Calculated area and drainage basin of Miyako River. The boundaries correspond to the channels of adjacent rivers, and the limit of the 1:50,000 topographic map 「CHIBA」.

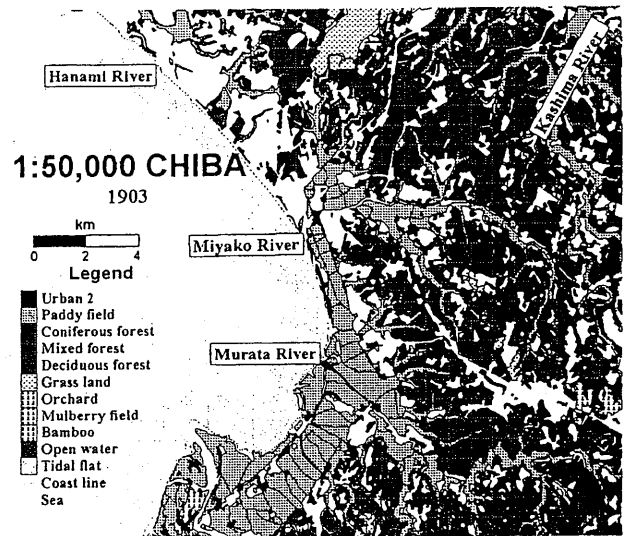
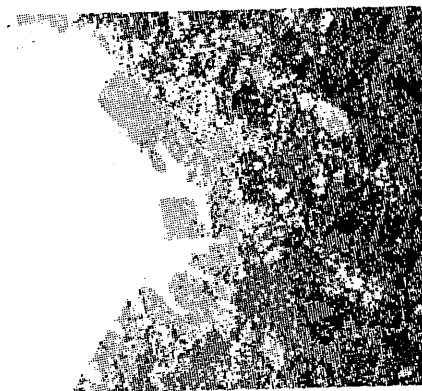


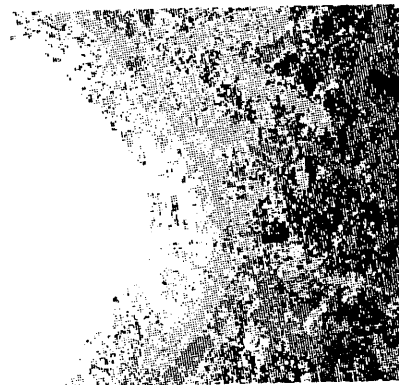
Fig.2 Landuse map 「CHIBA」 in 1903. A greater part of upland was covered by forest.

The LANDSAT-1 MSS image taken on December 1972 and LANDSAT-5 TM image of November 1995 are used to detect recent land use/cover change in Chiba area. Figure 3 shows land use/cover in 1972 and 1995. The increase in urban area and the decrease in forest and paddy field during recent 14 years are clearly recognized in the images.

The area of forest in 26.6 % in 1903, however, it decreases to 15.9 % in 1995. Paddy and crop field decreased from 31.7% to 19.2 % during the same period. The artificial land use, such as cities, housing site, are increased from 2.9% to 37.1 %. These changes are typical in the suburbs of the Tokyo Metropolitan area. All these changes should affect the water and heat budget, and lead to regional environmental changes.



1972



1995

Fig.3 Landuse classification map in 1972 and 1995 obtained from LANDSAT satellites. Dark color shows forest and vegetated area, and light grey denotes urbanized area.

THE EFFECTS OF LAND USE/COVER CHANGES TO HYDROLOGICAL CYCLE

Changes in Evapotranspiration

There are several models which can calculate evapotranspiration, E_t , from ordinary meteorological data. Penman method (Penman, 1948) is used to calculate evapotranspiration, however, net radiation (R_n) is replaced with available energy ($R_n - G$) where G is soil heat flux. Land use maps shown in Figure 2 are converted to albedo distribution by the table shown in Kotoda (1986), and used for calculation.

Figure 4 shows the difference in E_t between 1972 and 1995 with meteorological data of 1995. Evapotranspiration decreases at about 38% of the land area, and its average fall is 160mm. The decrease to the amount of 366mm is possible in local scale where forest changes to city. Alteration of forested area to urban or residential site causes increase in albedo and heat flow to the ground. It leads to the reduction of available energy for evapotranspiration. This is one of the main reason to regional warming, namely the urban heat island.

Changes in Groundwater Flow System

Figures 1 and 2 reveal the increase in artificial land cover, such as building, asphalt road, and so on. They reduce infiltration of precipitation to the subsurface, which leads to the reduction of groundwater recharge. The quaternary upland is composed of unconsolidated sand and mud, and subsurface water cycle plays an important role in the total water budget. The response of groundwater flow system (Toth, 1963) to changing recharge is assessed by simulation of groundwater movement.

The average annual precipitation in Chiba area is around 1500mm. As a difference between annual precipitation and annual evapotranspiration, about 600mm of the recharge to the groundwater is possible. The annual recharge amount of 1200, 600 and 300mm are selected as extremely high, moderate and relatively low recharges to assess the response of groundwater flow system with changing recharge. The basic equation is three dimensional steady state groundwater flow model. The important point is that the groundwater table is adjusted to meet the assigned recharge (Kondoh, 1985).

The study area is the basin of Miyako river, however, calculated region is extended to the channels of adjacent river and also extend to the Tokyo Bay as a cushion zone because the drainage areas of surface and subsurface water are different. Figure 5 shows the amount of discharge for subcatchments. The effect of changing recharge is large in upper streams. This explains that the reduction of recharge caused by urbanization at the upland exerted a strong influence to the local groundwater flow system, on the other hand, the regional groundwater flow system has less influence of land use/cover changes at the upland.



Fig.4 The difference in evapotranspiration between 1972 and 1995. The grey scale 0-255 corresponds to 0-180mm/year.

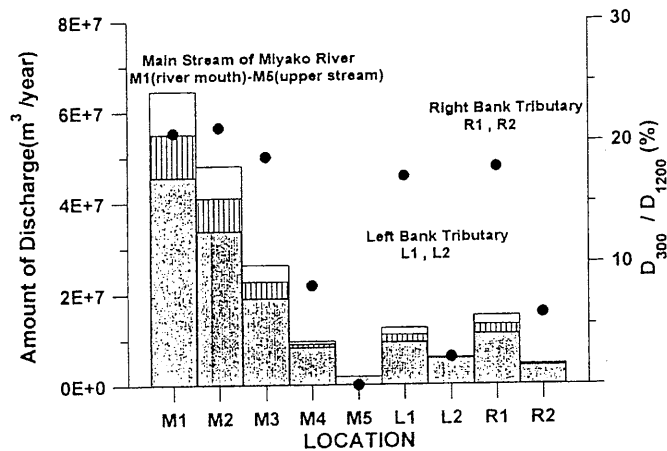


Fig.5 The amount of groundwater discharge in different recharge rates. The ratio of discharge, D_{300}/D_{1200} are small in upper streams, and are large and stable in lower streams.

DISCUSSION

It can generally be considered that urbanization causes reduction in evapotranspiration and groundwater recharge. Urban heat island is the result of decreasing evapotranspiration. The model calculation gives quantitative results for decreasing evapotranspiration. The effect of reducing recharge to groundwater system is qualitatively explained by simulation study. Namely, the change in recharge causes more severe effect to upper streams, which leads to disappearance of streams and spring, lowering of water table, reduction of base flow, and so on.

To complete the model of hydrological cycle, runoff component is necessary. The runoff from each grid can be calculated by summing up the $r(P-Et)$ in recharge area, and $P-Et+Dis$ in discharge area, where r is runoff ratio, and P , Et and Dis are annual precipitation, evapotranspiration and groundwater discharge respectively. In groundwater component, $(1-r)(P-Et)$ should be recharge to the groundwater flow system, and Dis can be calculated from resulted hydraulic head distribution.

In our current knowledge, it is difficult to assign r for each land use/cover classes. The completion of synthesized basin hydrological model is our next goal. It will be annual based water budget model which can assess the changes in basin hydrologic cycle, especially in quaternary upland.

CONCLUSION

The land use/cover changes during modernization in the eastern suburbs in Tokyo metropolitan area are delineated by using satellite remote sensing and GIS. Reduction of evapotranspiration and extinction of local groundwater flow system can be understood by applying hydrological process models, however, there remains another important hydrological process. At least, evapotranspiration, groundwater flow and runoff components are necessary to understand changes in hydrological cycle in a drainage basin. To combine runoff components to the model is our next objective to make clear the water and heat budget in urbanized basin.

ACKNOWLEDGMENTS

The work was supported by the grant of Chiba city office for the regional environmental studies.

REFERENCES

- Kondoh, A., Water balance of the groundwater basin in Ichihara region, Chiba prefecture. *J. Groundwater Hydrol.*, **27**(3), 73-87, 1985.
- Penman, H.L., Natural evaporation from open water, bare soil and grass, *Proc. Royal Soc. of London*, **A193**, 120-145, 1948.
- Toth, J., A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *J. Geophys. Res.*, **68**, 4795-4812, 1963.

土地利用変化に基づく微地形・地盤・地震被害の推定

Estimation of Ground Conditions and Earthquake Damages

Based on the Land Use and its Change

中井 正一 (千葉大学)

近藤 昭彦 (千葉大学)

Shoichi NAKAI (Chiba University), Akihiko KONDOH (Chiba University)

From the viewpoint that topography has strong relationship with ground conditions and that vegetation and the land use were restricted by topography especially in the old times, maps in the old times have been digitized and compared with those in the present time that are provided in a digital form. It was found that the land use and its change are notable clues to estimate the outline of the ground condition. Especially, paddy fields in the old times were found to coincide well with alluvial soils. Based on this information, damages due to earthquakes were examined next. From this study, it was confirmed that landform classification derived from land use can give a good hint to evaluate damages due to earthquakes.

1. はじめに

都市の防災を考えるうえで、広域の地盤特性を的確に把握することはきわめて重要である。特に、地震危険度を評価するに当っては、地表面付近の地盤特性や微地形が地震動の増幅特性に大きく影響すると言われている^[1]。このような広域の地盤特性を把握する手段として、国土数値情報の地形データを用いる方法が試みられているが^{[2], [3]}、国土数値情報はサイズが1kmのメッシュデータであり、100mオーダーの微地形を扱うには無理がある。

著者らは、古い時期の土地利用が微地形の影響を強く受けており、かつ、微地形には固有の地盤特性が関連づけられるとの立場から、土地利用とその変化に基づいて地盤特性を推定する手法を提案している^{[4], [5]}。本報告では、地震防災に有益な地盤情報を構築するうえで一つの有効な資料になると考えられる古い地形図の活用について手法の概要を述べる。また、こうして得られた地形区分や土地利用区分のデータに基づき、1923年関東地震および1987年千葉県東方沖地震による地盤や構造物の被害が説明可能であることを示す。

2. 古い時期の土地利用に基づく微地形分類の推定

一般に、古い時期においては、地形を大幅に改変することなく自然に近い状態で土地利用を行っていたと判断されるため、古い時期の土地利用は自然の地形すなわち微地形を反映しているとみなすことができる。さらに、微地形の成立過程を考えれば、その微地形に特有の地盤特性を推定することは容易である^{[6], [7]}。したがって、古い時期の土地利用およびその変化から微地形を推定し、これに基づいて地域の大まかな地盤特性を推定することが可能となる。詳細は既報^{[4], [5]}にゆずるが、以下に結果を示す。

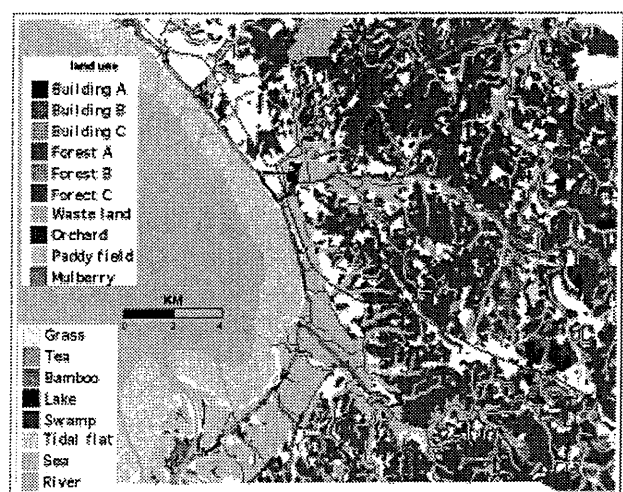


Fig. 1 Land Use in 1903

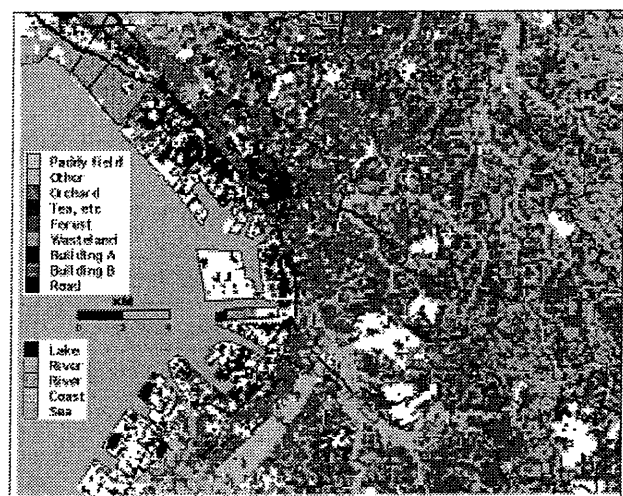


Fig. 2 Land Use in 1989

Fig. 1は、1903年の1/50,000地形図（千葉市とその周辺部）の土地利用をデジタイズしたものであり、また、Fig. 2は、1989年の国土数値情報1/10細区分土地利用データ（100mメッシュ）を表わしている。これらから、2時期の土地利用と地形の関係¹⁸⁾を適用して地形分類（①低湿地 ②盛土地 ③埋立地 ④平坦化地、森林伐採地 ⑤低湿地以外 ⑥段丘、台地、丘陵地 ⑦低地の微高地、台地 ⑧未分類）を行ったのがFig. 3である。

一方、このような微地形分類が得られれば、Table 1のような関係に従って地表付近の地盤特性を推定することができる。

3. 利用可能なデータ

地盤特性の推定に有効であると考えられる微地形分類の観点からは、100～10mの精度が必要である。本研究で使用した1903年の1/50,000地形図は千葉県全域をカバーしており、平板測量による正式図であるため、補正処理を行えばある程度有効な精度を確保することができる。

一方、土地利用の変化を調べるために用いた1989年の国土数値情報1/10細区分土地利用データは100mメッシュであり、Fig. 2や3によれば、谷底平野などの細長く分布した形状を忠実に表わすにはやや難のあることが分かる。

より詳細な土地利用データとして、

- ・ 細密数値情報
- ・ 衛星写真

などの利用が考えられる。細密数値情報は、国土院が1981年以来、三大都市圏を対象に実施している宅地利用動向調査により得られた情報をもとにしている。この中核をなす土地利用データは10mメッシュと分解能が高いが、日本国土のごく一部のみをカバーしているに過ぎない。これに対して、衛星写真は全国をカバーしており、たとえばLandsatでは分解能が30m程度と数値情報を上回っているが、土地利用分類を求めるには工夫が必要である。

Fig. 4は、樹枝上の谷底平野に沿って伸びる水田の分布に関して、国土数値情報1/10細区分土地利用データとLandsat TMデータから求めた土地利用データを比較したものである。図より、千葉に特有

の谷津など、100mオーダーの微地形を正確に抽出するためには、衛星写真の利用がきわめて有効であることが分かる。

4. 土地利用・微地形区分と地震被害

次に、こうして得られた情報に基づき、地震による地盤や構造物の被害が説明可能であるかどうかを検討し、土地利用とその変化から推定された微地形区分の有効性を検証した。検討の対象とした地震は、1923年関東地震および1987年千葉県東方沖地震の二つである。

1-1 液状化被害と微地形区分

Fig. 3には、古い時期の土地利用と最近の土地利用の変化から計算した微地形区分に、上記二つの地震における液状化被害地点¹⁹⁾がプロットされている。図中の★印が被害地点を表わしている。この図より、液状化被害が海岸沿いの埋立て地盤に集中していること、砂州や海岸平野等、一部の低地でも液状化被害が報告されていることが分かる。

若松¹⁹⁾によれば、埋立て地盤は地震時に最も液状化の被害を受けやすい場所の一つであり、上述の結果はこれを裏づけている。埋立て地盤が造成後間も

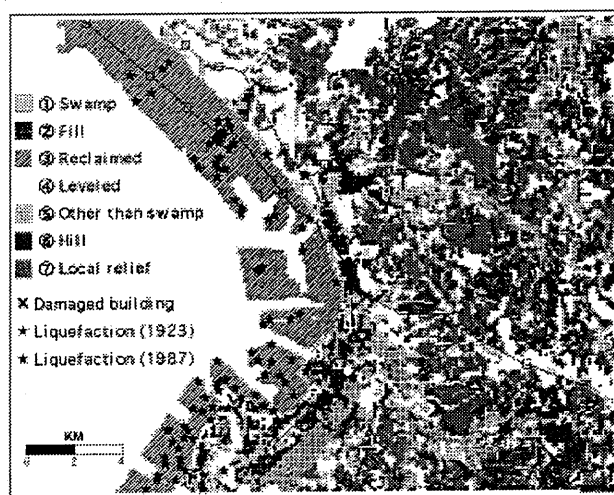


Fig. 3 Computed Landform Classification

Table 1 Relationship among Landuse, Landform and Ground Condition

Land Use in the Old Times	Land Use in the Present Time	Possible Landform	Possible Ground Condition
Paddy Field	Paddy Field	Low Land, Swamp	Soft Alluvial Silt and Clay
Paddy Field	Building, Lifeline	Fill	Filled Ground Underlain by Alluvial Soil
Sea, Tidal Flat	Other than Sea/Tidal Flat	Reclaimed Ground	Filled Ground Underlain by Alluvial Soil
Forest	Building, Lifeline	Leveled Ground	Cut and Fill of Diluvial Soil
Forest	Forest	Other than Low Land	Diluvial Soil
Field, Orchard	—	Hill, Terrace	Diluvial Soil
Building	—	Local Relief, Hill	Alluvial Sand and Gravel, Diluvial Soil

ない場合には、地盤がゆるい状態にあることと対応するものである。また、液状化被害は地下水位の高低とも関連し、海岸付近に液状化被害が集中する原因となっている。

1-2 建物の地震被害と微地形・土地利用区分

1923年関東地震の際には、千葉には大きな構造被害は報告されていない。ここでは、1987年千葉県東方沖地震における千葉市付近の建物の被害^[10]を取り上げる。

生実地区

最初の被害例は、かつての海岸付近の高台に建つ高校で、昭和42年に建設されたRC造4階建ての建物である。被害としては、柱や壁にせん断ひび割れや曲げひび割れが生じており、被害程度は小破（部分大破）と報告されている。上部構造は被害を受けたものの、基礎や地盤の被害は軽微であったとされている。

Fig. 3によれば、1903年の土地利用が畑であることから、この敷地の地形区分は低地の微高地もしくは台地と判断される。Fig. 5は、1969年発行の土地条件図による地形区分（図中の影を付けた部分）を示したものであり、被害建物（図中の×印）は段丘中位面上に位置している。この付近の段丘は表層がローム層や洪積の砂層であると推測されるものの、敷地は段丘が細長く突出した地点に位置していることから地形による地動の変動が懸念され、被害報告と調和的であると言える。

なお、Fig. 5には1903年の水田の分布（図中の太線の領域）も重ね描いているが、古い時期の水田の分布が軟弱な表層地盤の存在を示唆する谷底平野や海岸平野の分布とほぼ重なることが分かる。

瀬又地区

2番目の被害例は、やや内陸部に位置する小学校で、昭和47年に建設されたRC造3階建ての建物である。被害報告によれば、構造体の被害は小さかつ

た（小破）ものの地盤の被害は大きく、噴砂や噴水が観測されている。

1903年の土地利用は水田と森林の境界に位置することから、敷地は谷底平野と台地の境界にあり、切土と盛土が隣り合っていると推測される。実際、被害報告にもこれを裏づける記述がある。構造体は切土側にあるものと推測される。

Fig. 6には、1984年発行の土地条件図による地形区分を示す。これより、被害建物（図中の×印）は段丘低位面（図中の②）と段丘下位面（図中の③）の境界に位置していることが分かる。Fig. 6には、1903年の水田の分布（図中の太線の領域）も重ね描いているが、Fig. 5とは異なり、古い時期の水田の分布が谷底平野（図中の①）と段丘下位面を包絡する形となっている。

建物建設前に行なわれた地盤調査（Fig. 7参照）によると、校舎側には表層にローム層が存在することから洪積の段丘面と判断されるが、校庭側には表層に軟弱なシルトや腐植土が観察され、沖積層であると判断される。したがって、この場合にはFig. 6の②の部分も表層には沖積層が存在すると考えてよく、古い時期の水田の分布から推測される地盤特性と調和的である。

5. まとめ

本研究では次のような結論を得た。

- 1) 古い時期の土地利用とその変化から、広域の微地形区分ひいては大まかな地盤特性を求め得ることが分かった。
- 2) より大縮尺の古い時期の地形図を採用することによって、位置的に正確なデータを構築することができる。また、10mメッシュの細密数値情報を利用することも考えられる。しかしながら、これらの利用にはいずれも膨大な手間を要する。
- 3) 土地利用とその変化から推定された微地形区

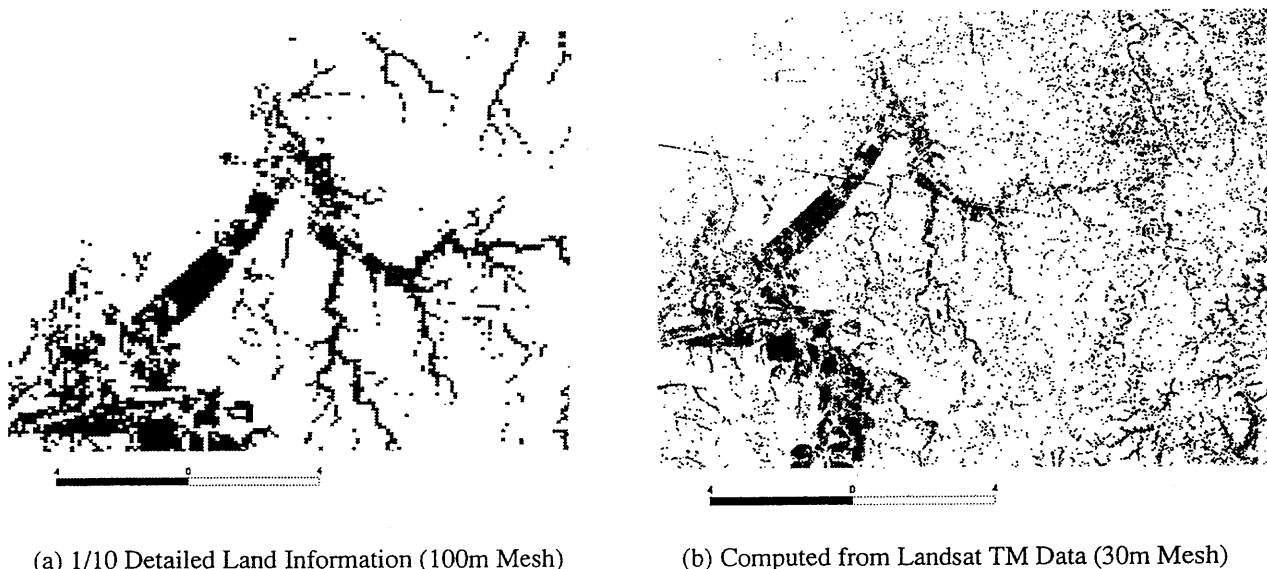


Fig. 4 Comparison of the Mesh Size (Distribution of Paddy Field)

分は、地震による地盤や構造物の被害を説明する上で有用な情報を提供するものであることが分かった。

今後は、地盤調査結果に基づく地盤定数との関係や、微地形区分に対応する振動特性についての検討を行う予定である。

謝辞

本研究では、国土地理院発行の国土数値情報を使用しました。

参考文献

- [1] Architectural Institute of Japan (ed.), "Earthquake Motion and Ground Conditions", 395-433 (1993).
- [2] 松岡、翠川：国土数値情報を利用した広域液状化危険度予測、日本建築学会構造系論文報告集、447、51-56、1993.
- [3] 西阪、福和ほか：国土数値情報を活用した地盤増幅度と地震動の評価、第2回都市直下地震災

害総合シンポジウム、341-344、1997.

- [4] 中井ほか：土地利用変化と地盤条件の相関性に関する研究、第33回地盤工学研究発表会、183-184、1998.
- [5] 中井、田中、近藤：土地利用の変化に基づく地盤特性の推定に関する研究、第10回日本地震工学シンポジウム論文集、3、3401-3406、1998.
- [6] 地盤工学会編：建設計画と地形・地質、土質基礎工学ライブラリー 26、4-15、1986.
- [7] 今村他：画でみる地形・地質の基礎知識、鹿島出版会、30-67、1983.
- [8] 鈴木：建設技術者のための地形図読図入門 第1巻 読図の基礎、古今書院、26-27、1997.
- [9] 若松：日本の地盤液状化履歴図、東海大学出版会、1991.
- [10] 千葉大・東大生研・千葉工大合同調査団：千葉県東方沖地震による建築物の被害調査報告、建築防災、1988.

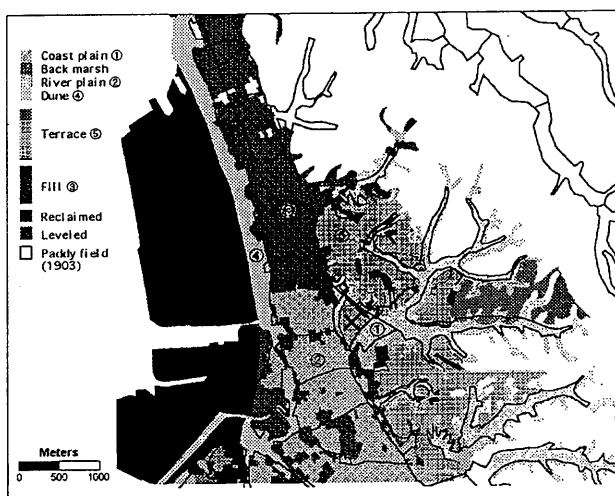


Fig. 7 Landform Classification in Oyumi

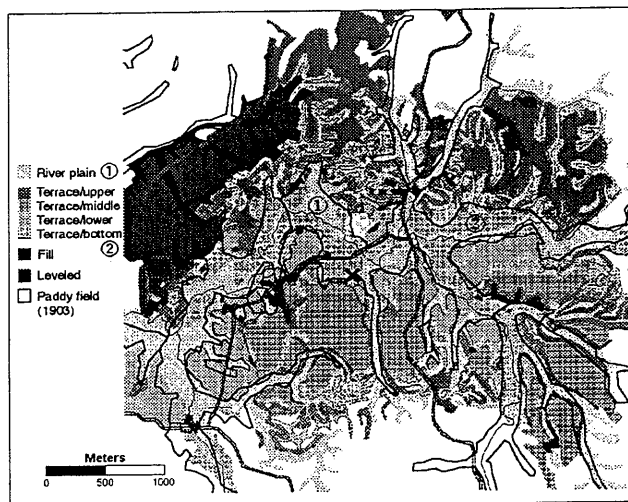
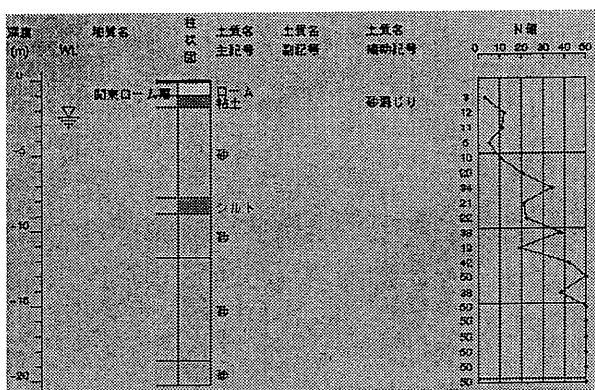
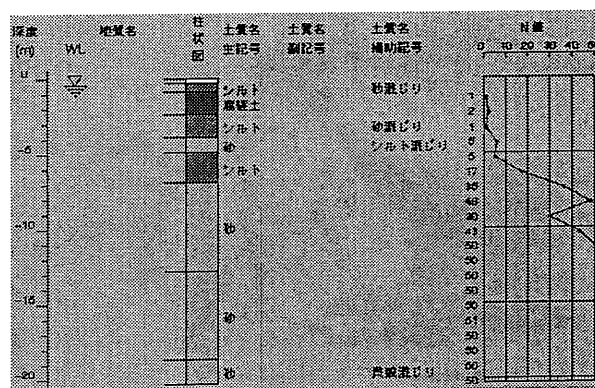


Fig. 8 Landform Classification in Semata



(a) Soil Profile at the Building



(b) Soil Profile in the Schoolyard

Fig. 9 Landform Classification in Nouman

東北タイの地理情報データベース構築と

農業的土地利用可能性の評価

Construction of GIS Database and Evaluation of Agricultural Land Use in Northeast Thailand

山田康晴

農林水産省 国際農林水産業研究センター 海外情報部

Yasuharu YAMADA

Japan International Research Center for Agricultural Sciences (JIRCAS)

Ministry of Agriculture, Forestry and Fisheries

Abstract

This research work is also cooperative study with Thailand government organization. At first, the GIS database and GIS study in Thailand was investigated for the evaluation of agricultural land use. The meteorological and soil moisture measurement system was introduced for farmland evaluation. The relationship between food trade and agricultural development and the application to the flood damage estimation by geomorphological maps were mentioned as the application of GIS database. These studies are still in progress.

1. はじめに

この研究は、タイ政府機関との共同研究でもある。共同研究相手先を決める目的もあり、まず、タイ東北部の農業的土地利用可能性を評価するため、その基になるタイ国内の既存の地理情報データベースや研究状況を調査した結果を述べる。その後、作物の消費水量から農業的土地利用評価を行うための土壌水分・気象測器のシステムや貿易による広域農業開発と環境の変化の把握、微細地形分類を利用した農業的土地利用推定と洪水被害予測への応用などについて、研究の目的や今後の展開方向などについて述べる。研究の途中経過であり、実測データや解析結果は、現在、徐々に得られている段階である。

2. タイ国内の地理情報研究調査

JIRCAS の国際共同研究は、現地国へ研究機材を送り込み、ある程度の期間滞在して行われる形態が一般的なため、タイ国内の地理情報システム研究の実施状況について把握する必要がある、初年度は調査を行った。

国際機関では、バンコクのアジア工科大学院 (AIT) 内に、地理情報システムとリモートセンシングを中心とした日本人研究者2名を含む研究者集団と、ARC/INFO を中心とした充実し

た設備と、研修生を外部から受け入れる GIS トレーニングプログラムが存在する。同じキャンパス内に、国連環境計画 (UNEP) の GIS データ入力センター GRID バンコクもあり、インドシナ半島の地図を中心としたデータ入力作業や GIS 上級研修を実施している。このほか、訪問調査できなかったが、バンコク内のメコン川委員会事務局 (現在はカンボジアに移転した) や国連食料農業機関 (FAO) バンコク事務所も、インドシナ半島一帯での GIS データ作成業務などを外部委託で行っているようである。

農学部のある大学関係では、東北タイのコンケン大学農学部、科学技術学部、計算機センターで、ARC/INFO、PC-ARC/INFO、PAMAP、SPANS (カナダ PCI / TYDAC 社製) 等の GIS ソフトを利用した教育研究が行われている。北部タイのチェンマイ大学では、リモートセンシング研究センターがあり、ARC/INFO、ERDAS、PC-ARC/INFO、ArcView、IDRISI 等を揃え、データサーバを中心にして、構内 LAN で共用する整った設備があった。臨時雇用も含め職員数も多く、北部地域の地形図、土壤図、気候区分図等の入力作業、農業立地評価モデル作成と、評価図出力まで、一貫した作業を行っている。

未確認情報であるが、農業協同組合省土地開発局の GIS データ作成プロジェクトで、東北タイはコンケン大学、北部タイはチェンマイ大学、南部タイはソンクラー大学、中央タイは本庁が、それぞれの地域を分担して、予算措置を行い、地形図等のデータ入力を行っているという話もあった。

行政機関では、農業協同組合省土地開発局 (LDD) で、専門家により PC-ARC/INFO を利用して土壤図の入力作業や地下水データの整理が行われている。同省農業局 (DOA) でも本庁に ARC/INFO、各地方事務所に SPANS を整備し、新しい作物、果樹などの導入条件整理、農業立地などに応用しようという試みが始まっている。土壤条件や気候条件を整理して、農業適地選定評価モデルも試案が提案されている。しかし、指導的役割の専門家が短期間で大学に移ることが多く、体系的な仕事としてまとまっていない。同省農業経済局の下に農業リモートセンシングセンターがあり、INTERGRAPH を利用した農業生産力分布図作成業務などを成功させていて、活発に活動している。タイ国内では、既存の大縮尺地形図は、国軍が管理しており、タイ政府内では、それを利用できるので、国軍が使用しているのと同じ INTERGRAPH が、便利なようである。

タイでは、いろいろな先進国が援助や、共同研究の形で地理情報システムとリモートセンシングの実利用を始めている。また、タイ政府も関心をもって、独自に整備する方向で、動いており、自国予算で、機器整備、GIS データベース構築を行い得る経済力も人的資源にも恵まれている。しかし、用いているソフトウェアはバラバラであり、現在、作成済みの GIS データの相互利用の点で、支障が出ている。

最終的に農業関係では、先行している農業経済局の農業リモートセンシングセンターと同じカセサートキャンパス (カンピション・カセツ) にあり、連携が取りやすく、JIRCAS バンコク事務所の置かれている農業局土壤科学部内で、スタートする事にした。地理情報システム構築に必要な大縮尺地形図 (5 万分の 1) や航空写真が、現地政府の手で管理され、日本に持

ち帰って日本国内で作業することが難しい点や、データベース構築作業のノウハウを現地に残す必要があるとの判断もある。しかし、実際には、GIS データの入力作業を専門に行う業者もタイ国内に複数存在し、タイでは予算措置さえあれば、ある程度の業務は計画的に実行できる段階にある。GIS を利用した農業立地評価などの専門分野のコンサルタント会社は存在しないようであるので、研究的には、評価モデル作成に重点を置く方向になるかと思われる。

実際に現地に日本から送付し設置したシステムは、パソコン (CPU pentium166MHz、メモリ 32MB、VRAM4MB、HDD2.1GB)、補助記憶装置 (MO ドライブ 230MB、PD/CD-ROM 装置 650MB)、周辺機器 (A4 版インクジェットカラープリンター、A1 版デジタイザ)、無停電電源装置、変圧器、ソフトウェア (ILWIS ver2.01 for windows) である。

3. 畑地灌漑必要度による土地分級手法

熱帯地域の畑作物や果樹について、適地適作を行うためには、土壌条件、地形的な条件、水利条件のほか、降雨や気温、日射量などの気象条件に応じた農業的土地利用を行う必要がある。そして、作物の消費水量は、灌漑の間断日数、1回の灌水量、灌漑方法などの決定に必要である。作物別灌漑面積と作物の日消費水量を乗ずると、作物別用水量が得られる。これを月ごとに合計して、灌漑面積で割ると、月別平均単位用水量を求めることができ、畑地灌漑計画は、この値を基準に行われる。作物別灌漑面積の算出には、作物別作付け面積から、各作物の生育時期に応じて、月ごとの灌漑対象作付け面積を求める。

熱帯地域では、月平均気温データから、ブラネイ・クリドルの式などで計算して、蒸発散量を求めている場合が多く、実測データが少ない場合が多い。実際の圃場で蒸発散量を測定する方法としては、ライシメータ法、土壌水分減少法、熱収支法、空気力学的方法などがある。ライシメータは設置が大がかりになるし、周辺の気象環境と異なるので、水収支が必ずしも圃場単位の平均的な作物蒸発散と同じ条件にならないなどの難点がある。土壌水分計測は、周辺土壌、特に下方からの補給水量の評価が難しい、畑土壌の乾燥状態から湿潤状態までの広い水分範囲をカバーし、長期間、安定的に測定するうまい方法がないなどの理由で敬遠されてきた。しかし、畑地灌漑計画の消費水量調査にはむしろ、望ましい面もある。日本では、熱流板を研究者が自作するなどして、圃場の熱収支を計測し、そこから、蒸発散量を計算する方法が良いとされている。しかし、この方法も、かなり広い面積で同一作物が栽培されている圃場の風下で測定しなければ、信頼できる値が得られないとされている。

JIRCAS では、タイ東北部の畑作地帯にカウソクワン試験圃場 (コンケン市から北に約 30km) をもっているため、畑作物の消費水量を求める実験を行うことを計画設計し、気象観測システムを現地に送り込んだ。最近、土壌の乾燥状態から湿潤状態までの幅広い水分領域を測定でき、1年間位の長期野外観測でも安定した観測データを得る方法として、TDR 方式土壌水分計が利用されるようになった。従って、管理に手間がかからず、途上国でも畑作物の消費水量調査に応用できるだろうと考えて、土壌水分減少法でシステム設計した。これを Fig.1, Fig.2 に示す。今年度までに、温度、日射量、相対湿度、雨量、風向風速のデータが取得できた。(柊木、松本による=未発表)

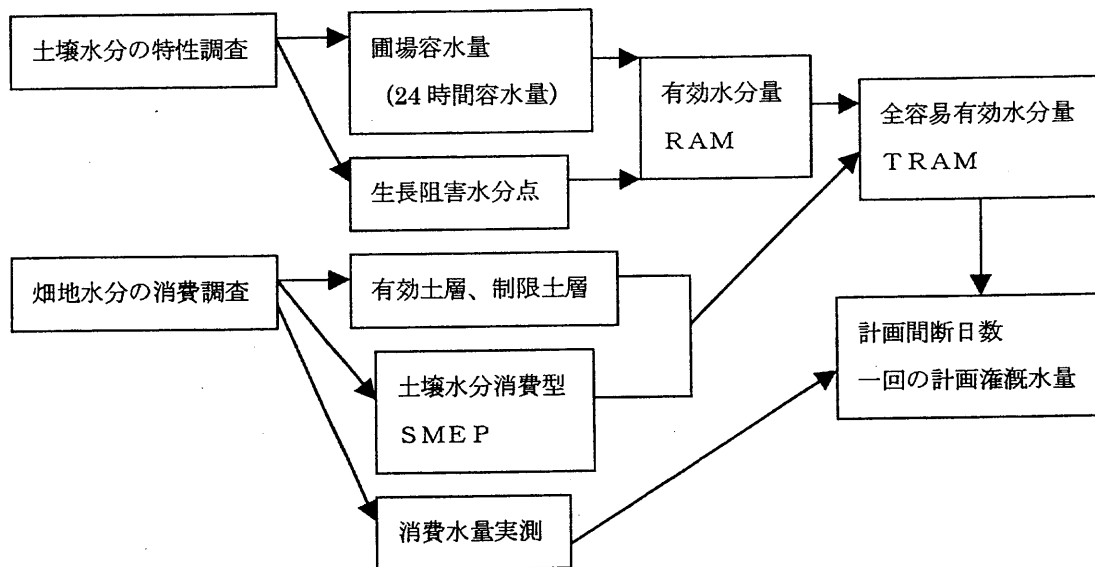


Fig.1 Irrigation Planning Procedure for upland

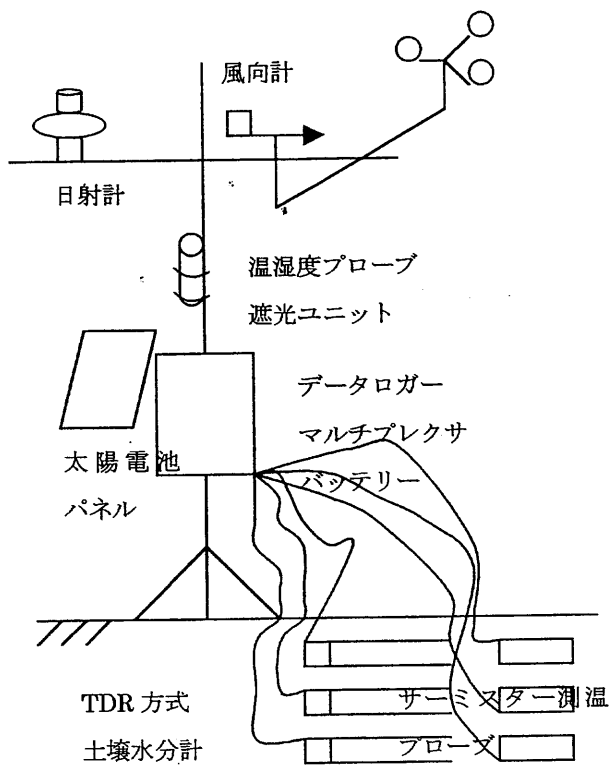


Fig.2 Consumptive Use Measurement System
by soil moisture depletion method

4. 貿易による広域農業開発と環境の変化の把握

タイ東北部は、以前は大部分が森林に覆われていた。統計データから、戦後、特に 1960 年代後半から 1970 年代にかけて、急激に森林伐採が行われ、その大部分が農地になったことがわかる。その面積は、森林消失が 650 万ヘクタール余りで、農地の増加が約 500 万ヘクタールである。そして、開発された農地では、水稻、畑作物のキャッサバ、さとうきび、トウモロコシ、大豆、たばこなどが栽培された。特に 1970 年代にキャッサバの作付け面積が急増している。

この地方の主要河川は、メコン川支流のチー川とムー川である。この 2 河川の流域の年平均降雨を統計データから見ると、年によってばらつきはあるものの、減少傾向にある。2 つの支流がメコン川に注いだ下流のウボン・ラチャタニ付近のメコン川の流量変化も減少傾向にある。これまでに集めた水文統計データは少ないため、現在、これらの傾向を検証する追加のデータをメコン川委員会事務局に購入手続き中である。

キャッサバなどの商品作物の生産拡大の主要因として、ヨーロッパでキャッサバを原料とするでんぷん質のタピオカを家畜飼料として、大量輸入したため、国際価格が上がったことなど、国際的な要因が考えられる。しかもタイの国内政策が、国際条件にマッチしたため、急激な森林伐採が起きたと考えられる。同地域は、貿易が地域の環境変化に与える良い例ではないかと考えられる。

森林消失が、1970 年代から増加しているのを、これをリモートセンシングデータからモニタリングを試みたところ、データセットの整う地域では、明らかに森林面積の減少が見られた。

(Fig.3)

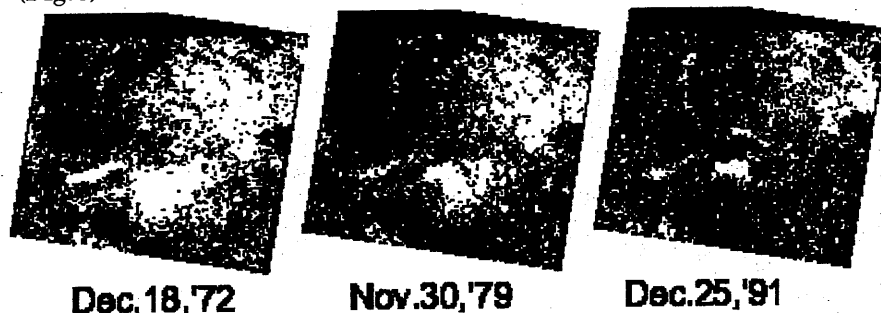


Fig.3 Forest Index Map (white color: forest area)

5. 微細地形分類を利用した農業的土地利用推定と洪水被害予測への応用

水害地形分類図は、河川による堆積平野の砂礫の堆積状況から地形分類したものである。日本やアジアの湿潤地帯では、過去の洪水の状況を反映しているばかりでなく、将来、破堤、氾濫のあったときの洪水の予測にも役立つとされ、国内では建設省国土地理院の土地条件図、海外では、大倉らによるチャオプラヤ川の水害地形分類図などが作成されている。

開発途上国の低平地では、堆積状況が、農業利水や、土壌とも密接に関連づけられると考えら

れ、洪水時には、氾濫の様子が予測できる。大倉・春山・大矢によれば、農地になっている部分の作付け作目など土地利用から、微地形を推定して地形図を作るという。これらの考え方を逆に考えれば、アジアの低平地の洪水時に、農地の農作物被害程度が推定できるのではないかとする仮説を立てることができる。

また、カナダの合成開口レーダ搭載衛星 RADARSAT の SAR データを用いて、洪水湛水面積を推定する研究が、(財) 日本農業土木総合研究所により始められている。もちろん、SAR データであるから、洪水時の雨雲の下の状態を把握できるし、入射角を変えることもできるので、状況把握に適していると考えられる。RADARSAT 衛星のデータは、災害時には、リクエストを出して数日のうちにデータ取得ができるので、この SAR データで、洪水湛水域を検出し、水害地形分類図などをあらかじめ解析して作られた農地利用図と重ねれば、洪水浸水程度や洪水時の農作物被害額が迅速に算定できるのではないかと考え、現在、その仮説の検証作業に入っている。

なお、日本では農作物の洪水被害額の算定は、過去の洪水被害調査結果から、浸水被害程度と作目別の被害額の関係が調べられており、現地の被害面積にそれぞれ乗じて、総額を算出している。(農林水産省経済局統計情報部による)

6. まとめ

東北タイ地域は、京都大学東南アジア研究センター（農業生産性）も同様の研究プロジェクトを進行中であり、当初はリンクする計画があった。しかし、当初の現地でデータベース構築を計る計画は、諸事情の変化により見直された。そして、現地に滞在する作物研究者に気象データの収集を依頼して、畑地灌漑の必要度から農地分級する方法や、日本で地理情報システムを利用した途上国向け研究開発を行う方向に軌道修正をした。そのため、共同研究としてまとまりに欠ける報告となってしまった。今後、現地データの蓄積や、リモセンデータの解析を通じて、研究を深化させていく所存である。

最後に環境リモートセンシング研究センター長の安田嘉純教授には、終始、適切な助言と励ましを頂いた。また、同研究センターの方々には、いろいろな面で大変お世話になった。ここに記して謝意を表する。

参考文献

大倉博、春山成子、大矢雅彦：衛星リモートセンシングによるタイ中央平原の水害地形分類 付タイ中央平原水害地形分類図、国立防災科学技術センター研究速報第 83 号、1989

大矢雅彦、丸山裕一ら：地形分類図の読み方・作り方、古今書院、1998

(社) 国際農林業協力協会編：タイの農林業－現状と開発の課題（1995 年版）、国際農林業協力協会、1995

緒形博之、片岡隆四、手島三二、田中宏平、田中弥寿男：農業水利学、文永堂、pp49-101、1978

(社) 農業土木学会編：改訂 5 版農業土木ハンドブック、丸善、pp126-131、pp848-853、1989

(財) 日本農業土木総合研究所：農地水資源管理モニタリングシステム構築調査、1998

- 斎藤元也、秋山 侃、山田康晴、美濃伸之：ランドサットTMデータと既存地理情報を利用した東北タイの農業生産力評価、システム農学、10(1)、 pp1-10、(1994)
- Saito, G., Yamada, Y., Yamagata, Y., et al, "Evaluation of Agricultural Productivity in Thailand using Remote Sensing Techniques", Technical Report of Joint Research on the Enhancement and Application of Remote Sensing Technology with ASEAN Countries and Japan, Science and Technology Agency of Japan, pp119-141, (1991)
- Center for Agricultural Statistics, Office of Agricultural Economics, "Agricultural Statistics of Thailand Crop Year "
- 田中明雄ほか編：熱帯農業論、築地書館、1996
- Matsumori, K., et al, "Utilization of the Geographical Information System", Report of Short Term Expert of Japan International Cooperative Agency (JICA), 1995
- Yamada, Y., "Macro Indicator to The Relation Between Agro-Environmental Change and International Food Trade in Northeast Thailand", Proceedings of International Conference and Environmental Systems with Geographical Information Systems, vol.1, pp146-151, (1998)
- Yamada, Y., Suzuki, M., etc., "Plan of the Construction of GIS for Northeast Thailand", Proceedings of the 16th Asian Conference on Remote Sensing, ppWS-5-1 to WS-5-6, (1995):
- 山田康晴： タイ東北部の農産物の生産活動と農業環境変化の把握、日本写真測量学会年次学術講演会発表論文集、pp7-10、1998
- 山田康晴：タイ東北部の貿易による農産物生産活動の変化とそれに伴う水資源変動特性、総合的開発研究「農林水産業及び農林水産貿易と資源・環境に関する総合研究」平成10年度研究会資料、pp13-18、1998
- 山田康晴：地理情報を利用した農業区分とリモートセンシング、農業土木学会関東支部講演会要旨集、pp18-19、1991
- 山田康晴, Panpruik, P., Piyasirananda, T., Ingrkapradit, W.: GISを利用したタイの農業生産と環境変化の把握、日本写真測量学会年次学術講演会発表論文集、pp79-82、1997
- 山田康晴, Panpruik, P., Piyasirananda, T., Ingrkapradit: タイ東北部の地理情報データベース構築と農業的土地利用可能性の評価、平成9年度農業土木学会大会講演会要旨集、pp466-467、1997
- 山田康晴, 鈴木光雄, 小山修: 東北タイの地理情報データベース構築と農業的土地利用可能性の評価、平成8年度農業土木学会大会講演会要旨集、pp466-467、1996

A Water Balance Model of the Lake Bosten in the Yanji Oasis, Xinjiang, China

Zhao Jingfeng*, Hideki Nagashima*, Takashi Ishiyama**

*Tokyo University of Fisheries, **Chiba University, Center for Environmental Remote Sensing.

Abstract

Yanji Basin is a subsidence of the earth's crust that is enclosed within the Range of Mountain Tianshan. The Lake Bosten, which is located in the lowest place of the Yanji oasis, is in the center part of the Basin. The three main inflow rivers, named Kaidu, Huangshui and Qingshui, derive from the northwestern and northern mountain areas. The outflow is only Kongque River, which located on the southern tip of the basin. The Oasis mainly consists of the irrigation areas, reed lands and other water areas. With the examination of the hydrological characteristics of the Basin, which are studied based on the analysis of available data from 1976 to 1989 at the hydrological stations around the Yanji Oasis, we built up a water balance model of Lake Bosten over the entire Oasis region. For the model, the estimation of the annual evapotranspiration of the area is required. In order to resolve this question, we firstly calculate the water budget with this model by using of some empirical parameters from the previous researching results; then we can compare the calculated lake's levels with the those of recorded for each year. Furthermore, on the basis of the fact that little changes of the water storage in the oasis had occurred for a long period, we can revised the empirical parameters by the means of mathematical analysis to minimize the difference between the water levels of calculated and recorded. Finally, the water level of the lake and other water budgets in the oasis could be calculated with this model, while including the variation of the water storage in the oasis each year.

Key Words: Water Balance Model, Bosten Lake, Yanji Oasis.

1. Introduction:

The Lake Bosten is located in the lowest place of the Yanji Basin in the center part of the Yanji Oasis. It is the biggest freshwater lake in the inland of China Xinjiang nowadays. The water capacity of the Bosten lake is about $8.8 \sim 7.8 \text{ km}^3$ coincide with the water level of 1046 meters; in this case, the water area can reaches to $859.46 \sim 888.09 \text{ km}^2$. For the inflow discharges in the Basin, it mainly comes from the three main rivers, named Kaidu, Huangshui and Qingshui respectively, which derive from the northwestern and northern mountain areas. The outflow is only Kongque River that located on the southern tip of the basin. The Yanji Oasis mostly consists of the irrigation areas, reed lands and other water areas and distributes on the western and northern parts of the Lake. The oasis is not only one of the important regions of agricultural production, but also is main place of reed origin in Xinjiang Autonomous Region. With regards to the Lake Bosten, it plays an important role on the development of agriculture, industries and fisheries as well as the natural environment. However, its water area recently shows a decreasing trend, and the water salinity becomes high especially during the 1980s'. Thus, it is very necessary to clarify the water balance mechanism of the Lake. In this study, by using the available data of the five hydrological stations around the oasis and the lake from 1976 to 1989, we built up a water balance model of Lake Bosten over the entire Oasis region. With this Model, we can estimate the water level of the lake and other water budgets of the oasis.

2. The Essential Conditions for the Water Balance Model:

The reason to building the water balance model of the Lake Bosten over the entire oasis is

base on the following factors.

a) The Environmental Conditions of the Yanji Oasis: i) The Basin is enclosed by the mountains almost makes the Lake Bosten as a closed system, there is only one outlet across through the rock uplift with a very slight gradient slope down to the southern tip of the basin. Therefore, we can consider that the groundwater can only flow to the oasis and the lake without out of the Basin. ii) The Boundaries between the oasis and Gobi is very clearly, thus it is easy to calculate the areas of vegetation for the purpose of estimating the evapotranspiration. iii) The 4 normal hydrological stations just distributes around the peripheries of the oasis with long-term's observation (See the Table 1).

Table 1. List of Hydrological Observation Stations

Station	Name of river	Catchment area (km ²)	Elevation (m)	Observation Period	Observation items
DSK St.	Kaidu	19,022	1338.9~ 1339.7	1955~present	H, Q, Sd ect.
HSG St.	Huangshuigou	5,000	1319.4~ 1323.3	1955~present	H, Q, Sd etc.
QSH.St	Qingshui	465	-----	1956~present	H, Q, Sd etc.
TSD.St.	Kongque	-----	1048.2 ~1052.3	1948~present	H, Q, Sd etc
BST.st.	Bosten Lake	-----	1047.7 ~1049.1	1955~present	H, E*, P, Tw, Ta etc.

*: Evaporation with 20 cm evaporation pan. ¹⁾ H: Water level Q: Discharge Sd: Suspension sandtransport E: evaporation P: precipitation Tw: Water temperature Ta: Air temperature

b) The available data during 1976-1989: i) The rivers discharges and the water levels of the lake had recorded in these hydrological stations. ii) The precipitation, evaporation and the water levels of the Lake recorded at the Bosten hydrological station. iii) The areas of the oasis: It includes the types of irrigation lands, the reed lands, and the other water area etc.(See the figure 1).

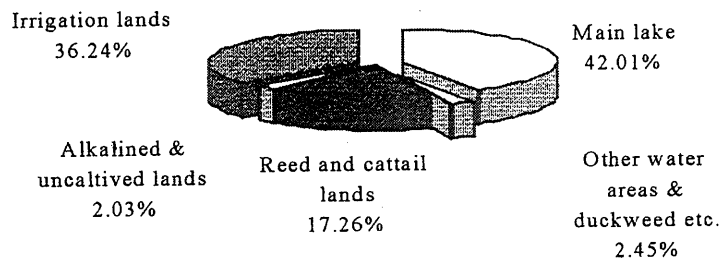


Figure 1. The percentage of land surface areas in Yanji Basin in 1981

C) The Previous Study Results: i) The relationship between the water levels and the lake's area and the capacities:

$$Sm_i = a_i \cdot (H_i - 1040) + b_i \quad (1)$$

$$V_i = c_i \cdot (H_i - 1040) + d_i \quad (2)$$

where the Sm_i is the area of the main lake with the unit of square kilometer, the V_i the capacity with the unit of $10^8 m^3$ corresponding with the water level. ii) The empirical coefficients for calculating the evaporation and evapotranspiration (Table 3). iii) The integrated data of the irrigation areas that comes from the different statistical units and different period. iv) The equation (3) to estimate the areas (SR_i) for each grade reed in the year(Y_k).

$$SR_i = SR_i^* + (1981 - Y_k) \cdot \gamma_i \quad (3)$$

Where the SR_i^* is the reed area of the Bosten region in 1981; the i denotes the reed grades that is

usually classified into 4 grade; γ_i denotes degrading rate during this period.

3. A Water Balance Model of the Yanji Oasis

As the Figure 2 shows, the water budgets of the model could be divided into seven parts. How to calculate the each part of the water budgets is concerning with the success or failure of the water balance model. With the examination of the hydrological characteristics of the Basin, we set up a series of equations to estimate them (10^8m^3 per year) approximately by using of the available data from 1976 to 1989 as well as some previous results.

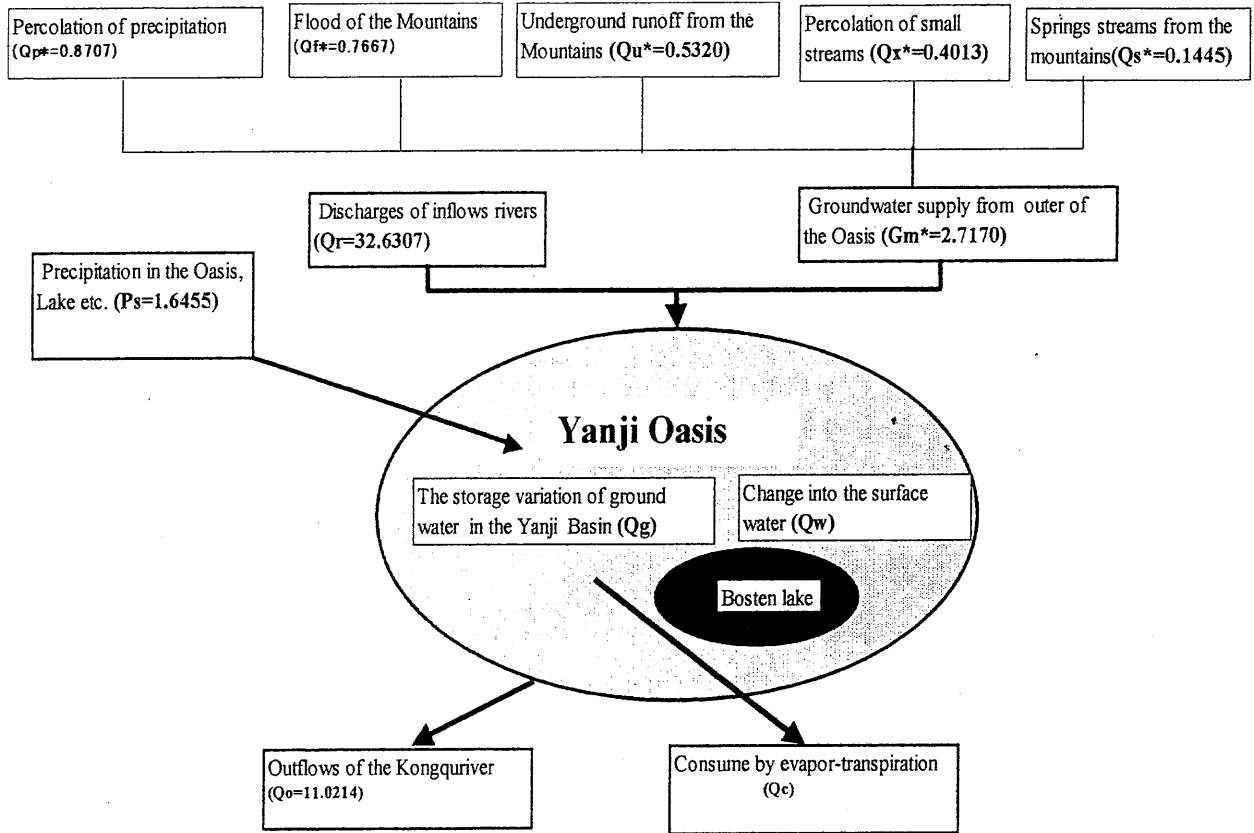


Figure 2. The sketch map of the water balance in the Yanji Oasis

The values shows the water budgets of the specific year with the unit as: $10^8 \text{m}^3/\text{year}$.

*denotes the value is only available for certain period

1) The equations of calculating each water budgets:

a) The equations (4) for calculating the total inflow discharges (Qr_i) of the rivers are set up:

$$\left. \begin{aligned} Qr_i &= (Rd_i + Rh_i + Rq_i) + Ro_i \\ Ro_i &= Ki \cdot Rq_i \\ Ki &= Ro^* / Rq^* = 2.0734 \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

Where, Rd , Rh and Rq means annual discharges of the Kaidu, Huangshui and the Qingshui River respectively, with the recorded data; Ro is the discharge of the other small rives in the basin; the "*" denotes the data available only during a certain period.

b) The equations (5) for calculating the annual ground water (Gm_i) that percolated into the Oasis are as follows:

$$\left. \begin{aligned} Gm_i &= \alpha \cdot Qr_i \\ \alpha &= Gm^* / Qr^* \\ Qr^* &= 32.63 \\ Gm^* &= Q_p^* + Q_f^* + Q_u^* + Q_x^* + Q_s^* = 2.7170 \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

where α is the coefficient; the meanings of the Q_p^* , Q_f^* , Q_u^* , Q_x^* , and Q_s^* shown as the Figure 2 above.

c) The equation (6) can be used to calculate the water supplement of the oasis from the precipitation (P_b : with the unit of "mm") observed at the Bosten hydrological station:

$$Ps_i = Pb_i \{ Sm_i + (Sr_{1i} + Sr_{2i} + Sr_{3i} + Sr_{4i}) + Sf_i + Sw + Sc + Sa \} \cdot 10^{-5} \quad (6)$$

Where, the "Sm" of the lake's area can be calculated by the equation (1); "Sr_i" can get from the equation (3), here, the "i" means the grade of the reed, it takes the numbers of 1, 2, 3 and 4; "Sf" is the area of the irrigation land; "Sw" is the other small lakes' area in the oasis; "Sc" is the area of the cattail land near the lake; "Sa" means the area of the Saline-alkali land and the uncultivated lands.

d) The annual discharge of outflows (Q_o) can be obtained directly from the data observed at Kongque river.

e) The annual variation (Q_w) of the water volume in the Lake Bosten can be calculated from the water levels with the above equation(2)

f) The water consumption (Q_c) of the evaporation and evapotranspiration of the lake and the plant can be estimated by the following equations:

$$\left. \begin{aligned} Qc_i &= (QE_{wi} + QE_{ri} + QE_{fi} + QE_{ai}) \cdot Kw \\ QE_{wi} &= E_{wi} \cdot (Sm + Sw) \cdot 10^{-5} \\ QE_{ri} &= E_{wi} \cdot [(Sr_{1i} + Sr_{2i} + Sc) \cdot Kr_1 + (Sr_{3i} + Sr_{4i}) \cdot Kr_2] \cdot 10^{-5} \\ QE_{fi} &= E_{wi} \cdot Kf \cdot Sf_i \cdot 10^{-5} \\ QE_{ai} &= E_{wi} \cdot Sa \cdot 10^{-5} \\ E_{wi} &= \lambda \cdot E_{20} \\ \lambda &= E_w / E_{20} \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

where the " QE_w " means the evaporation from the lake and other water areas; " QE_r " means the evapotranspiration of the reedland; " QE_f " is the evapotranspiration of the irrigation lands; " QE_a " is that from the uncultivated lands; " E_w " is the evaporation of the lake surface that can be converted from the data of E_{20} by using of the coefficient of " λ ".

2) The water balance equation of the model

As the equations listed above, we can calculate the annual variations (Q_g) of water storage in the oasis with the water balance equation (8) of this model during the period of 1976 to 1989:

$$[(Qr_i + Gm_i + Ps_i) - (Qo_i + Qc_i + Qw_i)] = Qg_i + \delta Q_i \quad (i = 1976, 1977, \dots, 1989) \quad (8)$$

where the " δQ " denotes the residuals in the equation.

At first, we assume the Q_g is equal to zero during the period of 1976 to 1989. With the empirical coefficients listed in the Table 2 and the equations (1)-(8), we could calculated the

water levels of the Bosten Lake as shown in the Figure 3:

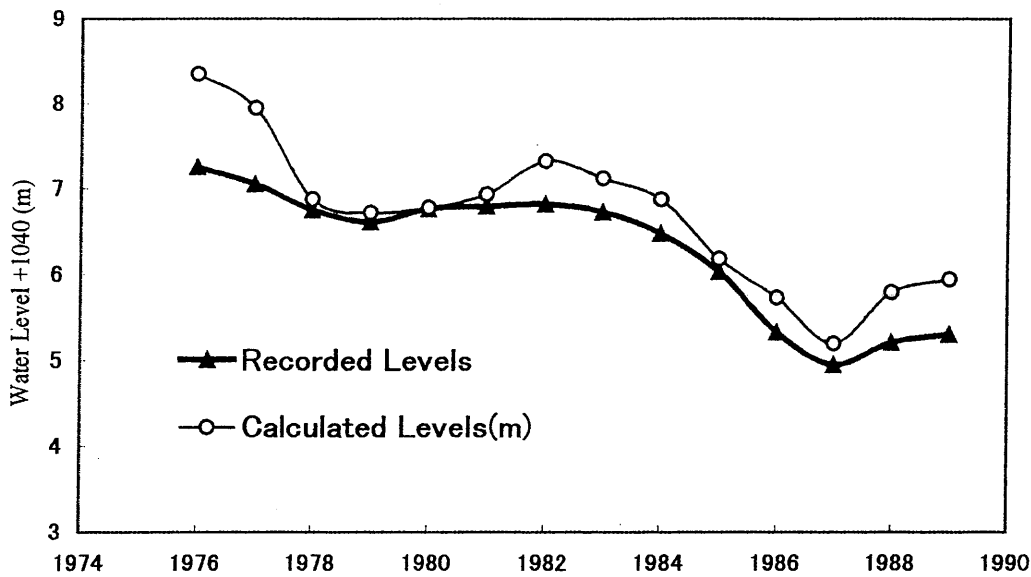


Figure 3. Water Levels Calculated by the Model without Mathematical Revision and the Recorded Levels in Lake Bosten

3) Revising the model's equations by means of correcting the empirical parameters of evaporation and evapotranspiration.

In general, we can consider that little changes of the annual water storage in the oasis for a long period, the relationship can be described as the equation (9) shown:

$$\lim_{n \rightarrow \infty} \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1976}^n Qg_i \right) = \varepsilon \quad (9)$$

where, the ε means a small quantity. In this case, we assume that the equation (9) is also effective when the "i" changes from 1976 to 1989; therefore, we can revise the empirical parameters of the equation (7) as the Table 2 listed below.

Table 2. The Comparison the revised coefficients (K) for calculating the transpiration and the evaporation

Areas (km ²)	Main Lake (S _m)	(S _w)	Cattail Land (S _c)	SR ₁ +SR ₂	SR ₃ +SR ₄	(S _a)	(S _f)
K	K _w		K _c	K _R	K _r	K _a	K _f
Coeff.	1.0	1.0	1.3	1.3	0.76	0.90*	1.30
Revised	1.32	1.32	1.78	1.78	0.62	0.90	1.06

4.. Calculating the water levels of the Lake by using the water balance model

From now on, with the water balance model in the Yanji oasis, we could calculate the each parts of the water budgets, by using of the data from 4 hydrological stations and the oasis area, for example, the water levels of the lake from 1976 to 1989 (Figure 4). However, you must note that the results contain the errors caused by annual variation of the water storage of the oasis.

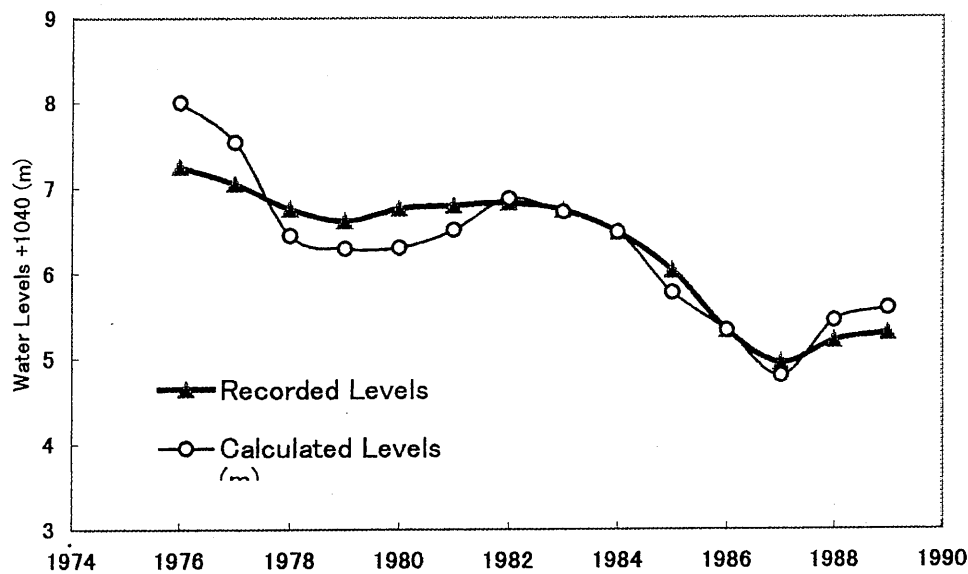


Figure 4. Water Levels Calculated by the Model and the Recorded Levels in Lake Bosten

5. Discussion:

In this model, the accuracy of water budgets is not only influenced by empirical parameters of the equations, but also deviated by the following errors.

- 1) The area data of the reed is only available for two years, the investigation was carried out in 1965 and in 1981.
- 2) The estimation of the discharges of the other small rivers:
- 3) The estimation of the Groundwater Discharges by the inflow discharges.

6. Reference

- 1) Han Shunzhen, Li Chonghao, Wang Debin, Yi Fuke, Chen Gangqi (1985): Reed Resources of the Bosten Lake, Scientia Geographica Sinica, Vol. 5, No. 4, 374-380. (in Chinese) (B-11)
- 2) Hua Runkui, Li Yuqin (1983): Application of Remote Sensing Technique to the Investigation on Reed Resource of Bosten Lake in Xinjiang Province, Scientia Geographica Sinica, Vol. 3, No. 2, 152-157. (in Chinese)
- 3) Zhong Xingcai (1988): Primary Evaluation of Water Surface Evaporation in Bosten Lake, Arid Land Geography, Vol. 11, No. 4, 39-44. (in Chinese)

The Effect of Land Use Changes on the Water Balance in the Ciliwung-Cisadane Catchment, West Java, Indonesia

Agung Budi Harto Graduate School of Science and Technology, Chiba University
Akihiko KONDOH Center for Environmental Remote Sensing, Chiba University
Yasuo SAKURA Department of Earth Sciences, Chiba University

Abstract

The purpose of this study is to clarify the effect of land use changes on the water balance in humid tropics catchment area. The Ciliwung-Cisadane watershed of West Java, Indonesia, is selected as study area where intensive land use changes have occurred in the recent past.

The elements of water balance such as precipitation, runoff and evapotranspiration into and from the catchment were estimated independently with data obtained from direct measurement or model calculation.

Based on the observation data, there was an increase in runoff ratio of Ciliwung River and Cisadane River about 5% and 4% respectively. It indicates that there are some natural or artificial changes of land use that disturb the river's flows and other water cycle components such as evapotranspiration.

Satellite remote sensing data of 1984 and 1991 are used to reveal the land use changes. As results, there recognized large amount of change from paddy to cropland allocation and new settlement areas have been developed on paddy and cropland area respectively.

Characteristic values of albedo are assigned to land use classes, and areal evapotranspiration of two periods are calculated by using Penman (1948) equation. As results, the amount of evapotranspiration in 1984 and in 1991 were 1,123mm and 1,010mm respectively, which decreased in the amount of 113mm (10%).

According to calculation of water balance, the large amount of residue, which is termed as loss, has been found. These values indicate the possibility of the existence of percolation into deeper layers and the change in water storage.

Key words: Remote sensing, Land use changes, Evapotranspiration, Water balance

1. Introduction

The change of water balance on the ground surface can be clarified only by investigating the change of distributed ratio of infiltration, runoff, and evapotranspiration to precipitation. When considering at least one hydrologic year, water balance in one point on the ground surface can be expressed as follows:

$$P = I + Dr + Et$$

where, P : precipitation, I : infiltration, Dr : direct runoff, Et : evapotranspiration.

In general, the urbanization caused the increase of impermeable area that lead to the I decrease and the Dr increase. The decreasing amount of I cause the phenomena such as fall of water table and the drying up of spring, the increase in Dr cause sudden surface runoff, that is called urban's flood. Again, the land cover changes cause the change in amount of sun's energy absorbed on the ground surface lead to the change in evapotranspiration. The evapotranspiration is the important element of water balance because it connects water and energy balance. The evapotranspiration (Et) change could affect environment heat of region for example the decreasing amount of Et means the decreasing amount of absorbed latent heat and consequently the temperature of region rise.

2. Objectives of study

Ciliwung watershed has important aspect to serve the water for Jakarta district. Recently, increases in demand for food and housing facilities caused by rapid population growth and displacement of farmers from lowland areas due to development and urbanization create pressure on hilly areas upstream. Inappropriate farming methods and movement of cultivation up to the hillsides is leading to removal of natural vegetation cover, erosion of soil and decrease in water retention. Therefore, it is important subject to study the water balance in this watershed area.

The purpose of this study is to clarify the characteristic of water balance in the humid tropics especially in the study area. Further more, the changes in areal evapotranspiration over the study area due to land use changes will be clarified.

3. Study Area

The study area is one of the catchments area in West Java and named Ciliwung watershed with the center point is latitude 6°40'S and longitude 106°55'E. The watershed occupied 343 km² in area, extend from east to west in 28.5 km and width from south to north in 15.8 km (Fig.1). The watershed is composed of two main rivers, Ciliwung River and Cisadane River. There are two mountains, Mt. Pangrango (3,000m) in the southeast part and Mt. Salak (2,100m) in the southwest. Ciliwung River and southeast part of Cisadane River have its upper reach at Mt. Pangrango while the southwest part of Cisadane River has its upper reach at Mt. Salak. The rivers flow from mountainous area to the lowland through Bogor City area which has elevation about 250m above mean sea level. And then two rivers spread to the north, Cisadane river flows to the northwest but Ciliwung river flow to the north through the Jakarta city.

The climate is tropical and monsoon, consisting of a dry season approximately from May to October and rainy season from November to April.. The average annual precipitation in this watershed varies from 3,000mm to 5,000mm. Mean annual temperature in the lowland is around 24°C, with daily range of about 5°C.

The land use data used in this study are derived from satellite image data. Those are LANDSAT MSS acquired at July 1984 and Japan Marine Observation Satellite (MOS) acquired at August 1991. Each image was classified into five classes according to topographic map that is used as reference map. Those are forest, tea, paddy, cropland and settlement. The trend of land use changes was calculated by using crosstab module in Idrisi GIS software Clark University (1997).

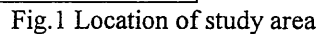


Table 1 The proportion area of land use in catchment area

Table 2 Cross-tabulation land use in 1984 (columns) against land use in 1991 (rows)

28

5.2. Changes in evapotranspiration

Figure 2 shows the comparison chart between evapotranspiration (Et) in 1984 and 1991. It is seen that almost monthly Et in 1991 decreased comparing with in 1984. In general, the rate of Et was increase from July through October, and was going to low starting in November until January. As shown in Table 3, the maximum monthly Et in 1984 was achieved in August at 115mm and the minimum value is in January at 62mm. In 1991 the maximum is in October at 105mm and minimum value is in February at 62mm. The total Et in 1984 and 1991 were 1,123mm and 1,010mm and the decreasing value is 113mm. It seems to be reasonable considering the past study was done by Calder (1986). He carried out the measurement of transpiration and interception loss from a region of secondary lowland tropical rain forest located in the Janlappa nature reserve, West Java, using soil physical and water balance methods. The calculated total evapotranspiration from the site was 1,481 mm. This value is greater than the values obtained in this study considering the past study is the forest region.

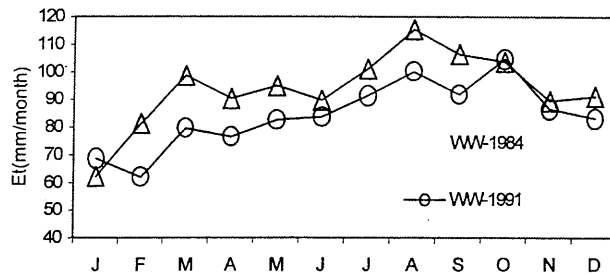


Fig.2 Comparison of evapotranspiration in 1984, 1991

As described in previous section, there is large amount of shifting from paddy to cropland allocation (12.8%) and new settlement area (3.4%) have been developed on paddy area in the period between 1984 and 1991. It indicates that the evapotranspiration change was mainly caused by the land use shifting from paddy to cropland and settlement. Those land use changes have affected the energy balance of that area which is caused by the increase of reflected incoming solar radiation.

5.3. Discharge

From Figure 3 can be seen that monthly precipitation in 1991 is lower than in 1984 except in February and December. By observing runoff ratio graphs, its found that runoff ratio values in 1991 is higher than in 1984 during rainy season. This means that the portion of precipitation which flow directly into channel streams is increased from 1984 to 1991. In dry season the runoff ratio of 1991 is lower than in 1984. This indicated that in a season with a little precipitation the river's base flow in 1991 is lower than in 1984. This evidence showed that the land use changes have also affected the discharge in the study area.

Table 3 Comparison evapotranspiration (Et) in 1984, 1991 and Et-cross.

	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Total
Et-1984	62.1	81.2	98.7	90.2	94.8	89.5	101	116	106	104	89.4	91.2	1123.7
Et-1991	68.7	62	79.7	76.3	82.5	83.5	91.4	100	91.6	105	86.6	83.2	1010.3

Table 4 Runoff ratio between 1984 and 1991

	CK 1984	CG 1984	WW 1984	CK 1991	CG 1991	WW 1991
P	3796.4	3727.7	3759.3	3503.0	3396.7	3445.7
Q	1489.5	1451.4	1468.9	1441.8	1374.2	1405.3
RR	39.2	38.9	39.1	41.2	40.5	40.8

CK = Ciliwung Katulampa sub-catchment, CG = Cisadane Genteng sub-catchment, WW = whole watershed, P=precipitation, Q=discharge, RR=runoff ratio (%)

Also from Figure 3, there is large amount of variation which exists in the monthly precipitation and discharge in catchment area. The reason is that the catchment area is located in tropical regions which have distinct dry and wet season. The maximum monthly precipitation sometimes reaches 500mm. On the contrary, there are two or three consecutive months without rainfall.

From Table 4 it can be seen that in Ciliwung-Katulampa river and Cisadane-Genteng river the runoff ratio increase around 5% and 4% respectively.

5.4. Annual water balance

The annual water balance of the total catchment area and each sub-catchment is shown in Table 5. In the whole watershed by integrating two sub-catchments into calculation have been found large amount of residue that can be termed as loss including the possibility of the existence of percolation into deeper layers and the change in water storage. The loss in 1984 was 1,166mm that is 31% of annual precipitation while in 1991 as much as 1,030mm or 30% of annual precipitation. The similar research on the southwest slope of Mt. Merapi (Shibano *et al.* 1996) has found the deep seepage as much as 1,094mm or 30% of annual precipitation. Ohta and Kubota (1995) reported deep seepage as much as 720-1,060mm, which is 45-55% of annual precipitation, in research on the south slope of Mt. Bandai.

However, further investigation of water balance in this study area is needed with adequate hydrological data especially precipitation and groundwater data.

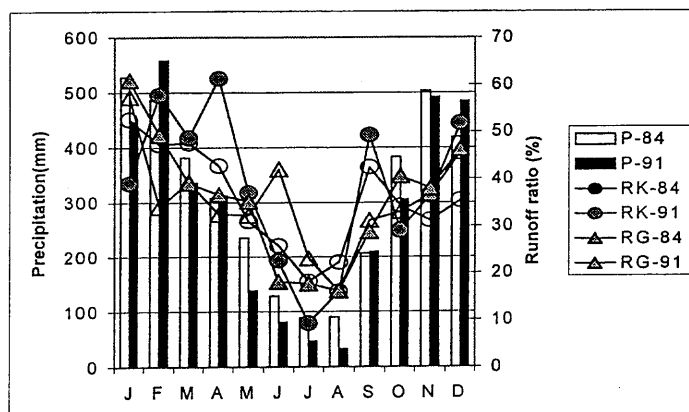


Fig.3 Comparison of precipitation and runoff ratio

P-84=precipitation in 1984(mm) , P-91=precipitation in 1991(mm)

RK-84=Runoff ratio of Ciliwung-Katulampa river in 1984(%)

RK-91=Runoff ratio of Ciliwung-Katulampa river in 1991(%)

RG-84=Runoff ratio of Cisadane-Genteng river in 1984(%)

RG-91=Runoff ratio of Cisadane-Genteng river in 1991(%)

Table 5 Annual water balance of the study area

	CK 1984	CG 1984	WW 1984	CK 1991	CG 1991	WW 1991
P	3796.4	3727.7	3759.3	3503.0	3396.7	3445.7
Q	1489.5	1451.4	1468.9	1441.8	1374.2	1405.3
Et	1120.8	1126.3	1123.7	994.0	1024.2	1010.3
L	1186.1	1150.0	1166.7	1067.2	998.3	1030.1

CK = Ciliwung Katulampa sub-catchment, CG = Cisadane Genteng sub-catchment, WW = whole watershed, P = precipitation, Q = discharge, Et = evapotranspiration and L = loss (percolation into deep layers and the change of water storage (unit in mm))

6. Conclusions

The spatial distribution of evapotranspiration in Ciliwung watershed was estimated by using Penman (1948) equation. Land use data used as one of input parameters are derived from satellite image data. As results, the annual evapotranspiration in 1984 and 1991 was 1,123mm and 1,010mm respectively which decreased in the amount of 113mm. From comparing between the changes in land use and the changes in evapotranspiration (Et) in 1984 and 1991, it is clear that the decreasing of Et was mainly caused by the land use shifting from paddy to cropland and settlement. Those land use changes have affected the energy balance of that area which is caused by the increase of reflected incoming solar radiation.

The land use changes also affected soil water retention lead to the runoff ratio of Ciliwung-Katulampa River and Cisadane-Genteng River have increased around 5% and 4% respectively.

From the water balance calculation, the large amount of loss has been found. The loss in 1984 was around 1,166mm that is 31% of annual precipitation while in 1991 as much as 1,030mm or 30% of annual precipitation. These values indicate the possibility of the existence of percolation into deeper layers and the change in water storage.

However, further investigation of water balance in this study area is needed with adequate hydrological data especially precipitation and groundwater data.

References

- Bruijnzeel, L.A. (1990): Hydrology of moist tropical forests and effect of conversion: a state of knowledge review, UNESCO IHP Humid Tropics Program, Paris
- Calder, I.R., Wright, I.R., Murdiyarso, D. (1986): A Study of Evaporation from Tropical Rain Forest-West Java, Journal of Hydrology, 89, pp.13-31
- Kazuo; Kotoda (1986): Estimation of River Basin Evapotranspiration. Environmental Research Center, Papers no. 8, University of Tsukuba
- Kondoh, A. (1991): Changes in Areal Potential Evapotranspiration by Land Cover Changes, J. of Japanese Assoc. of Remote Sensing, Vol.11, No.2, 19-30 (in Japanese with English abstract)
- Kondoh, A. (1994b): Relating Global Vegetation Index to evapotranspiration estimated from climatological methods, Proc. of Japanese Assoc. of Hydrol. Sci. No. 8 (in Japanese).
- Penman, H.L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass, Proc. R. Soc. London, A193, pp. 120-145
- Shibano, H., Tanaka, T., Shuin, Y., Numamoto, S. and Sumaryono, A. (1996): Water balance on southwest slope of Volcano Mt. Merapi, J. Jap. Soc. Erosion Control Eng., 48, Special Issue, pp. 47-66

中国ムウス砂地の砂漠化・緑化地図の作成に関する研究

Making a desertification-revegetation map of the Mu-Uss sands in China using remote-sensing data

佐々木直人・小林達明・上山明良(千葉大学園芸学部)、楊 劼(内蒙古大学)、

呂 向榮・蘇 世平(陝西省治沙研究所)、廖 汝棠(クイーンズ大学)

Sasaki Naoto, Kobayashi Tatsuaki, Kamiyama Harumi (Chiba Univ.),

Yang Jie (Inner Mongolia Univ) Lu Xiang Rong, Su Shi Ping

(Shaanxi Desert Institute) Liao Ru Tang (Queens Univ)

Summary

The status of desertification and revegetation of the Mu-Uss sands was analysed using remote-sensing data and geographical information system. As a whole, the process of revegetation dominated from 1978 through 1993. The changes from active sand dune to fixed sand dune were most clearly observed in the suburbs of the Yulin city, where tree-planting and revegetation-works have been concentrated by the government. The increase of vegetation-index was prominent in the area of irrigated crop land. The decrease of vegetation-index was particularly recognized in the broad meadow in the upper valley of the Bai-He reservoir. It is possibly due to the complex effect of the overuse of grassland and drought condition.

1.はじめに

中華人民共和国内蒙古自治区と陝西省にまたがるムウス砂地は長い間の人為的活動により砂漠化が進行した半乾燥地域である。この地は 1950 年代から政府による緑化事業が行われてきた、中国の代表的な砂漠化対策モデル地域である。

このような地域で植生変動のモニタリングを行うことは砂漠化地域における人為的影響を明らかにし、かつ持続的な開発方法を検討する上でなくてはならないものである。本研究ではリモートセンシングによる衛星画像の解析を通して中国ムウス砂地の砂漠化・緑化地図を作成し、人為的活動のあり方について考察することを目的とする。

2.対象地の概況

ムウス砂地は黄河中流域のオルドス台地上に広がる地域で、北緯 37° から 40°、標高 1,000m から 1,500m の間に広がっている(fig1)。年降水量は約 400mm、年平均気温は、約 6.0° C である。現地の景観は中生代砂岩からなる丘陵地に地下水に涵養された湿性草地と砂が堆積した砂丘が展開している。この砂丘のうち何らかの方法によって砂丘が安定化し土壌層が形成され植生が覆ったものを固定砂丘、

風成作用の支配下にあり植生と土壌層を欠くものを移動砂丘という。湿性草地は主としてイネ科の多年草からなり放牧地、灌漑農地として人的利用がなされている(Fig.2)。

3.解析方法

本研究において使用したデータは、1978年8月19日 LANDSAT/MSS、1986年8月2日 LANDSAT/TM、1993年7月17日 MOS/MESSR の3時期のデータで、それぞれの画像は既存の地図に基づいて幾何補正を施し、ムウス砂地の中心地域北緯 $38^{\circ} 12' 11''$ から $38^{\circ} 46' 12''$ 、東経 $109^{\circ} 04' 18''$ から $109^{\circ} 56' 44''$ の大きさに切り取った。まず現地の土地類型の変化を把握するために、GISによりデータベース化した1970年代後半当時の現地の土地利用図と1997年、1998年に行った現地調査データを用いて最尤分類法による教師付き分類を行った。

次に現地の植生量を把握するため、土壌の反射率を軽減させ、特に半乾燥地のように植生の少ない地域で有効であると言われる植生指数 SAVI を用いてそれぞれの画像で SAVI 画像を作成した。そして1993年の SAVI 画像と1978年の SAVI 画像を差分し、15年間で植生量の変化の著しい地域を算出した。

上記2つの方法によって得られた結果に対し、現地調査で得られたデータと現地資料をもとに画像中の植生変化に対する考察を行った。

最後に、現地で行った調査から砂漠化・緑化地図を作成するためのアプローチの1手法として教師付き分類画像で移動砂丘、固定砂丘と分類された部分に注目し、1978年から1993年にかけて固定砂丘から移動砂丘、移動砂丘から固定砂丘に変化した部分が土地利用図上でどのような分類をしているかを解析した。

4.結果

4-1.教師付き分類画像

現地データと土地利用図から教師付き分類を行ったところ、移動砂丘と固定砂丘の主として灌木で覆われた部分は特徴的な分光反射特性を持っていた。また固定砂丘上については安定的な特徴が3時期で変わらない群落が認められたため、それを教師にして分類を行った。湖、都市域に関しては2つのカテゴリー間に誤分類がやや見られたもののおおむね的確に分類できた。農地、梁地、湿性草地等その他のカテゴリーに関しては分光反射特性を検討したところ重複しており、一季節時期のデータでは分類は不可能だった。そのため本研究ではこれらの分類に関しては草地及び農地という一つのカテゴリーに統合して分類した。

その後1978年の分類された結果と土地利用図の分類とを比較し分類の精度を求めた(Table 1)。分類結果は移動砂丘で80%以上分類できたが固定砂丘では50%未満しか分類できなかった。固定砂丘の分類精度が低い理由は、本研究における固定砂丘の分類を視覚的にはっきりと分けられる部分に限っているからであり、固定砂丘の大部分は草地及び農地に分類されたからである。それぞれのカテゴリーを3時期で比較すると全体として移動砂丘は減少していた。また固定砂丘は逆に大幅に増加していた。地域的に見ると榆林市周辺で固定砂丘が特に増加していることがわかった(Fig.3)。

4-2.SAVI 画像の差分

SAVI 画像の差分で得られた画像より、78年から93年にかけて白河ダム北西部において大規模な植生の衰退が起こっていることが分かった(Fig.4)。榆溪河沿いの沖積低地など灌漑農業が行われている部分では植生量の増加が見られた。灌漑可能な地域でこの間に農地造成が進んだ結果と思われる。また灌漑農地ほどではないが榆林市周辺の造林地、緑化地の植生増加も認められた。

4-3 現地調査及び現地資料による植生変動要因の推定

榆林の年間降水量の変化を見ると、1978 年において平年以上の降水量があり、逆に 1986 年、1993 年においては平年以下であった(Fig.5)。降水量の差が画像で確認される植生量に大きな影響を及ぼしていることは十分考えられる。植生量が増加したと思われる榆林周辺では 1960 年から治沙研究所による治沙・造林事業が行われている。教師付き分類で確認された榆林周辺における灌木林の増加はマツ類を中心とした造林地及び航空播種によって成立した灌木植生であることが現地調査で明らかになった。さらにその植生発達の状況が衛星データから把握された。

一方で白河ダム北西部の植生の衰退は現地における調査により単に降水量のみの影響が表れているわけではないことが分かった。現地は現在でも優良な牧草地として機能しており、画像に見られる植生の衰退は確認できなかった。従って 1993 年に見られた植生の衰退は一時的な変化であった可能性が高い。

この地域の大部分を含む黄陶勒蓋郷と黄陶勒蓋郷が属する烏審旗の家畜密度、草地を維持するための限界家畜密度の図を見ると(Fig.6)、毎年烏審旗では限界家畜密度を越える家畜数を維持していることが分かる。また黄陶勒蓋郷の 1998 年の家畜密度は限界家畜密度の 2 倍近くあった。黄陶勒蓋郷では現在の家畜数 14000 頭に比べ 1982 年当時で 20000 頭いた事が分かっており、1978 年から 1993 年においてこの地でいかに家畜密度が高かったかが推察される。降水量の多い年は充分草地を維持できるものの、特に降水量が少なく家畜密度の高い場合、93 年に見られたような現象が起こると思われる。

4-4 砂漠化・緑化地図作成のためのアプローチ

本研究において我々は画像から判断できる砂漠化、緑化の現象について固定砂丘から移動砂丘への変化を砂漠化、移動砂丘から固定砂丘への変化を緑化と考え、1978 年から 1993 年にかけて砂漠化・緑化が土地利用図上のどの分類で起こったのかを解析した(Fig.7)。

その結果砂漠化が進行しているのは主に天水農地、湿性草地、固定砂丘草地、移動砂丘であった。一方緑化が進んでいるのは灌漑農地、黄土丘陵草地、移動砂丘であり移動砂丘が緑化された面積は全体の面積において著しく高い割合を示した。これらの粗放な土地利用では潜在的に砂漠化が起こりやすいことを示している。また緑化したと見られる部分は農地か砂丘固定化など人為的な影響によるものが主であると考えられる。

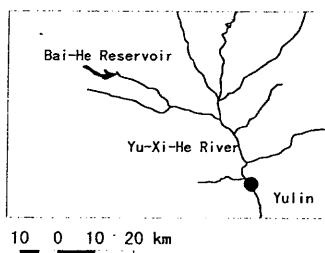
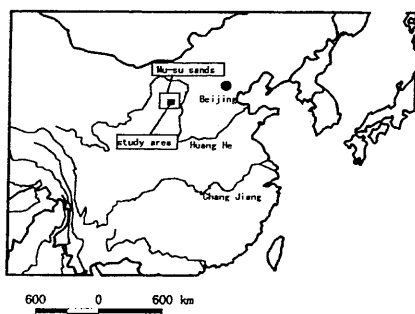


Fig.1 Location map

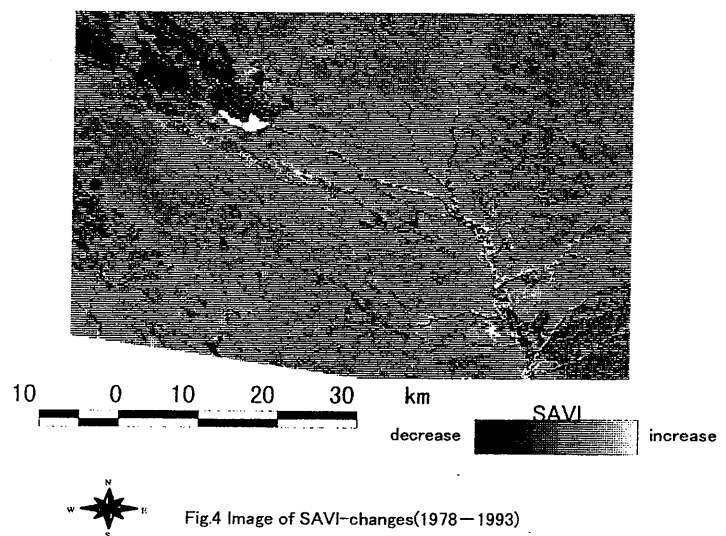


Fig.4 Image of SAVI-changes(1978—1993)

Class	Accuracy(%)												
	天水農地	ヤナギ低木林	湖	湿性草地	固定砂丘草地	放棄地	灌漑農地	人工林	丘陵草地	水田	河辺草地	黄土丘陵草地	移動砂丘
固定砂丘	15.63	3.51	0.12	6.80	32.55	1.93	7.25	0.20	1.77	0.19	0.07	0.07	29.93
移動砂丘	2.50	1.10	0.00	0.49	7.54	0.02	4.08	0.08	1.59	0.02	0.09	0.69	81.79
都市	8.61	0.79	4.16	4.16	1.78	0.40	54.46	0.00	0.00	6.73	0.40	0.00	18.51
湖	0.00	0.00	99.04	0.72	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
草地及び農地	9.49	2.81	0.25	5.28	15.41	0.73	7.23	0.18	1.89	0.32	0.11	0.19	56.10

Table 1 Accuracy of the results for classification(1978)

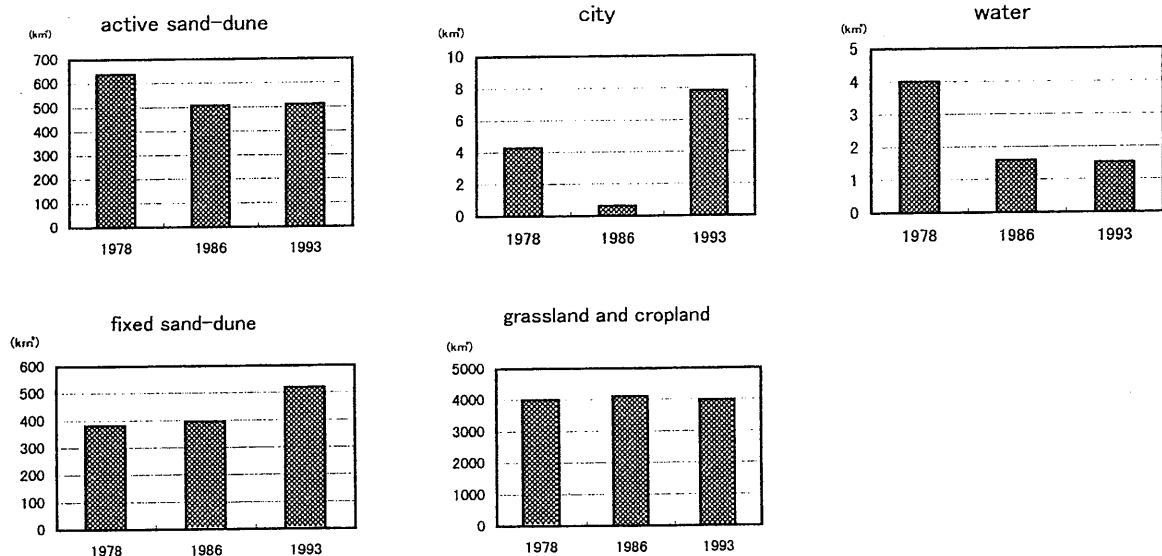


Fig.3 Results of supervised classification

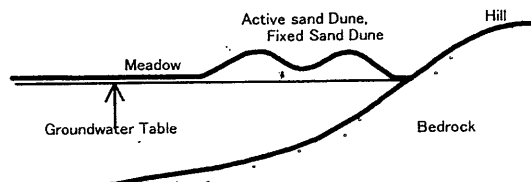


Fig.2 Landscape structure and geological base of the Mu-U's Sands

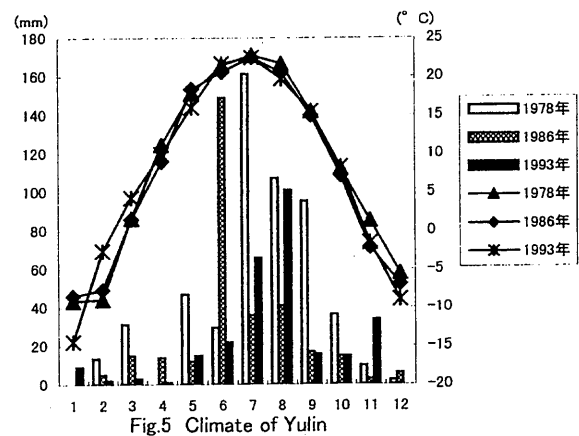


Fig.5 Climate of Yulin

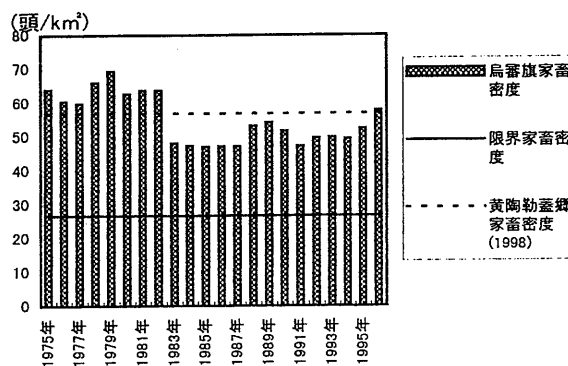


Fig.6 Density of cattle and limit density of cattle

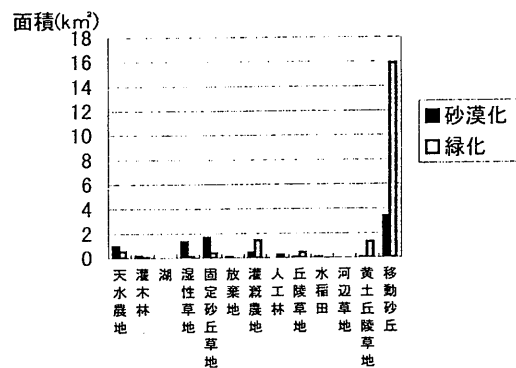


Fig.7 The area of revegetation and desertification in landuse(1978-1993)

引用文献

小林達明：中国ムウス砂地の成因と土地分類、日本緑化工学会誌、15(4)、43-52、1990

モンゴルの耕作地の検出の問題点

Cultivated Field in Mongolian Steppe Land

阿子島 功 (山形大、人文)・古谷尊彦 (千葉大、院、自然科学)・白石典之 (新潟大、人文)

AKOJIMA Isao (*Faculty of Human Culture and Social Sciences, YAMAGATA University*)

FURUYA Takahiko (*Graduate School of Science and Technology, CHIBA University*)

SHIRAISHI Noriyuki (*Faculty of Human Culture and Social Sciences, NIIGATA University*)

The large scale cultivation by machine was begun about 50 years in Mongolian steppe land. The rectangle field pattern is easy to recognize from the air and space images, but their history of land use is not so simple based on the ground survey. There are some sustainable wheat fields which have irrigation system and have been cultivated for 5 years and rested for 5 years alternately. There are some abandoned wheat fields which have no irrigation system and the stripes were used every two years, and some of abandoned fields are changed to hay field.

1. はじめに

モンゴルの耕地の分布の図化と評価を行う手法を検討中である。半乾燥のため、耕作に適さず、食料生産の多くを牧畜にたよるモンゴルにも耕作地は古くからある。漢族ほかによる耕作が持続可能であったかどうかに興味をもたれる。最近のモンゴル草原における人為的な裸地化は、大型機械による耕地化と車の轍である。モンゴルの大規模機械耕作が行われるようになって、約 50 年になる。その間に、灌漑設備をもち固定的に継続利用された地区と、天水にたよって、後に放棄された地区とがある。前者は地力が維持可能かどうか、後者は草地（牧草地あるいは放牧地）としての復元速さが問題となろう。矩形の土地割の検出は容易であるが、その利用形態は実に多様である。

今回は空中写真と LANDSAT 画像が対比できる地区で現地観察と聞き取りを行った事例を報告する。モンゴル中東部のヘンタイ県デルゲルハーン地区（耕作放棄地）、中西部のハラホリン地区（灌漑施設をもち継続的に経営の行われている）の事例である。

1. 資料と調査の方法

モンゴルの耕作地の分布に関する資料としては、次のものがある；

- ・ 1940 年代の 1/100,000 地形図には耕地地割りが描かれていない。
- ・ 1/3,000,000 土地利用図 (MPR ATLAS, 1991 所収, 統計年次不記)
- ・ 1/500,000 植生図をもとにした土地利用図 (モンゴル環境省作成中の 7 種の主題図 G I S から)
- ・ 1960 年代以降の 1/32,000 空中写真 (同一地区の繰り返し撮影は少ない。モノクロームである。現在は撮影されていない、もしくは公開されていない)
- ・ 人工衛星画像 (LANDSAT ではモンゴル東部を除いて、わが国から直接受信ができないが、一部地域では考古遺跡探査に関わって図化公表されたもの (東海大学情報センター, 1991・94 読売新聞社・モンゴル科学アガミ) などが利用できる。
- ・ 現地調査での問題は、継続経営されているところはよいけれども、放棄された耕作跡の履歴に関する情報は、人口希薄かつ経済自由化の影響もあって聞き取りが難しい。

3. 調査結果

- 1. モンゴルの耕地分布の概況 (井戸灌漑を除く、図 1) は、MPR ATLAS の 1/3,000,000~1/

6,000,000 の主題図類（土地利用図，地形分類図，傾斜区分図，年降水量図）にもとづくと、おおよそ次のようなる；分布はモンゴル北半分の、年間降水量 200mm 以上の範囲であり、高度にはかわらない。地域傾斜はおおよそ 6° 以下，タルと呼ばれる広い谷に沿った平原と丘陵の麓のごく緩い斜面が選ばれている。河川のはんらん原（無堤の蛇行帯）や開析谷を避けている。

これらの条件を満たし、かつ気温の条件（農業気候図より、 10° 以上積算温度 1000-2000 $^{\circ}$ ，7 月平均気温 13-19 $^{\circ}$ ，低温の無い期間 70-110 日など）を満たす土地を、潜在的可耕地として 1:3,000,000 図に表すことはできる。現実の分布はこの気候条件をさらに越えている。

-2. 耕地の利用形態は、聞き取り調査によれば、灌漑をしながら 5 年間の休耕（牧草）をはさんで継続的に利用されているもの、天水にたよって隔年耕作を行った後に放棄されたもの、さらに牧草地として刈り取りが継続されているものなどがあり、矩形パターンの内容は実に多様である。

ハラホリン：1956 年から国営で始まる。大規模開発のひとつ。1961-63 年に 3000 人の中国人が入植し 8000ha を開墾、水路と発電所を建設。1980 年からソ連の援助で、水路と地割りを改め、新たに 4600ha を開墾。最終的に 31,000ha。小麦が主。ソ連の技術導入により年間小麦収量は 2.7 t/ha（1988 年）。散水機械は 3 種類（直径または幅が 18, 45, 460m）。72 年と 89 年の空中写真がある。5 年間連作し、5 年間は飼料用の「むらさきうまごやし」などを作って休ませる。1996, 97 は干ばつ。1980 年から化学肥料を使用，92-95 年は肥料を使わず，現在は有機肥料を使用。現在 3 つの会社に分割されて経営。

ヘンテイ県デルゲルハーン：1962 よりロシアの機械 MASR にて開墾。ネグデルで 11,000ha を経営，最大るとき 100 ~200 人。64 年の空中写真あり。肥料は使用せず。小麦と牧草を隔年耕作。1974 か 1975 に耕作をやめる。天水が少ないためである。現在も牧草を刈っている部分は畑の形になるであろう。90 年 LANDSAT 画像にあり。

ヘンテイ県デルゲルハーン南方サリ川下流：1940 ないし 50 年頃からジャガイモと野菜。1980 年代にロシア人とモンゴル人が水路を作り，85 年頃ロシア人が野菜を作った。小麦は作らなかった。64 年の空中写真にあり，90 年 LANDSAT 画像ではみえない。現地では耕作跡区画がわかる。

-3. 耕作地と耕作跡地の検出：LANDSAT 画像では、耕作跡は矩形のパターンとして容易に検出できる。大型機械によって行われる耕地単位の大きさは一辺の長さが 0.3~2 km 程度と大きい。

聞き取りでは、大きな矩形単位で 5 年間の耕作と休耕をくりかえすものと、矩形内部が幅数 10m の帯状に分けられているものがある。

-4. 時期を異にする耕地の重なりは、空中写真では検出される。LANDSAT 画像ではむずかしい。切りあい・重なりあいの方向性は、土地が平坦であるためあまり制約をうけず、かつ計画的でない。

-5. 生産性・荒廃程度の評価は、空中写真では、モノクローム写真であるため難しい。

人工衛星画像は季節変化と耕地単位の平均的反射として評価できる可能性をもつ。ただし空中写真の精度では、草原と帯状耕地とが混在するところもあることがわかる。

耕作深さは、侵食面では基岩の組織が、堆積面では微地形が読み取れる程度であり、浅い。

-6. 生産性に関する問題は、雹害と、天水依存の畑の干害である。

-7. 土壌侵食の問題：一般にはごく平坦地が選ばれているために、ガリ侵食は、生じていない。

ハラホリンの一部の傾斜地で雷雨の後の表土流出を観察した。今後、傾斜地の利用に及べば土壌侵食は起こり得る。

-8. 風食は、耕作地も放棄地も、あまり問題とされていない。

-9. 古い小さな矩形地割り：ヘンテイ県デルゲルハーン地区のサリ川下流で約 20km²の範囲にわたって、人手で耕されたと考えられるごく小規模な矩形の土地割が空中写真でのみ認識できる。地表の観察ではまったくわからない。現代の放棄された矩形地割りも、今後長期にわたって空中からは検出されるはずである。

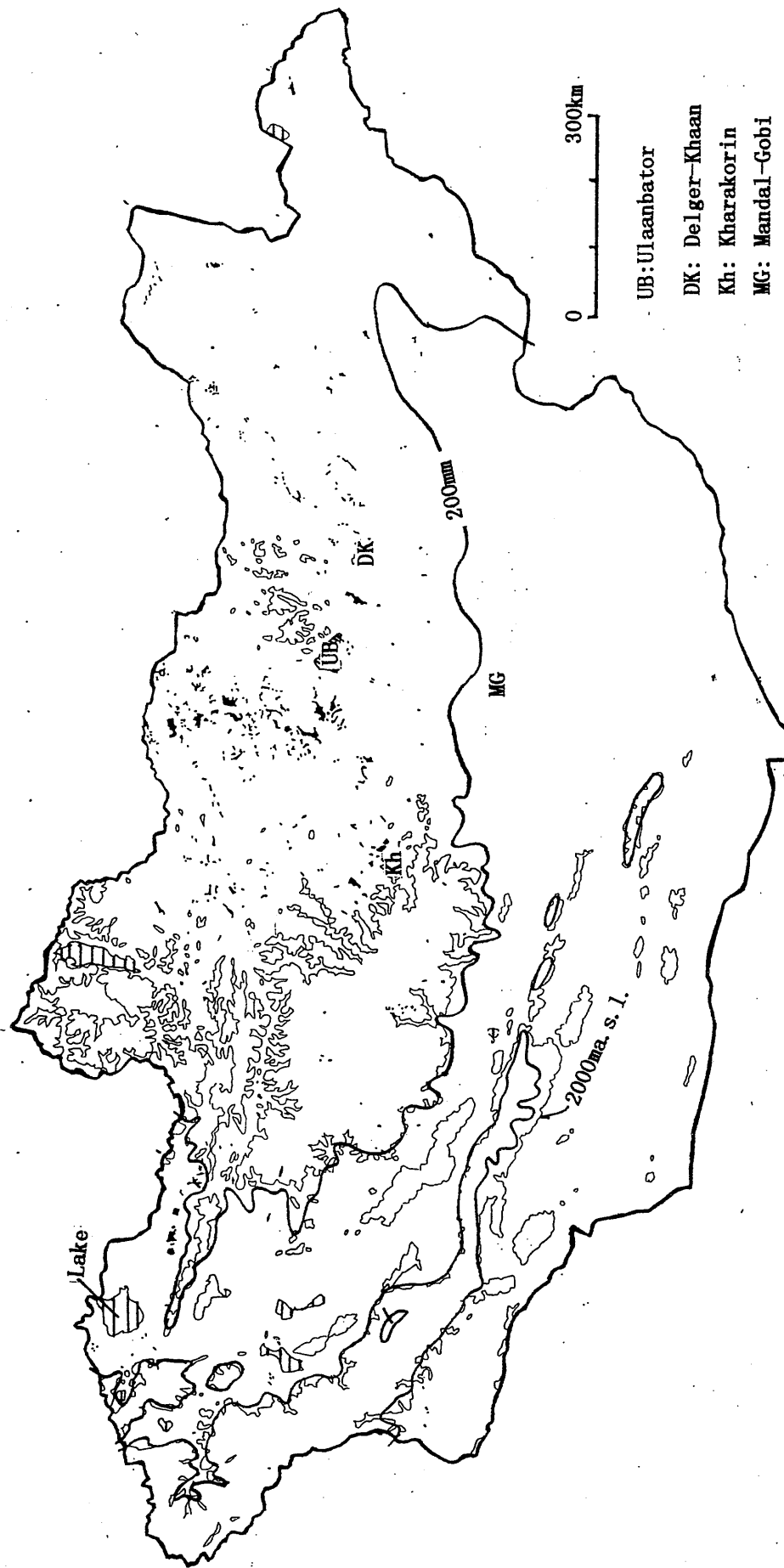


Fig.1 Distribution of cultivated field in Mongolia based on MPR ATLAS, 1990 .

Black Spots : Cultivated field from Sheet 165 (1: 3,000,000 Land-use map),

Fine line: 2000m a.s.l. contour line from Sheet 3(1: 3,000,000 Topographic map)

Broad line : Annual precipitation 200mm line from Sheet 64(1:6,000,000 Precipitation)

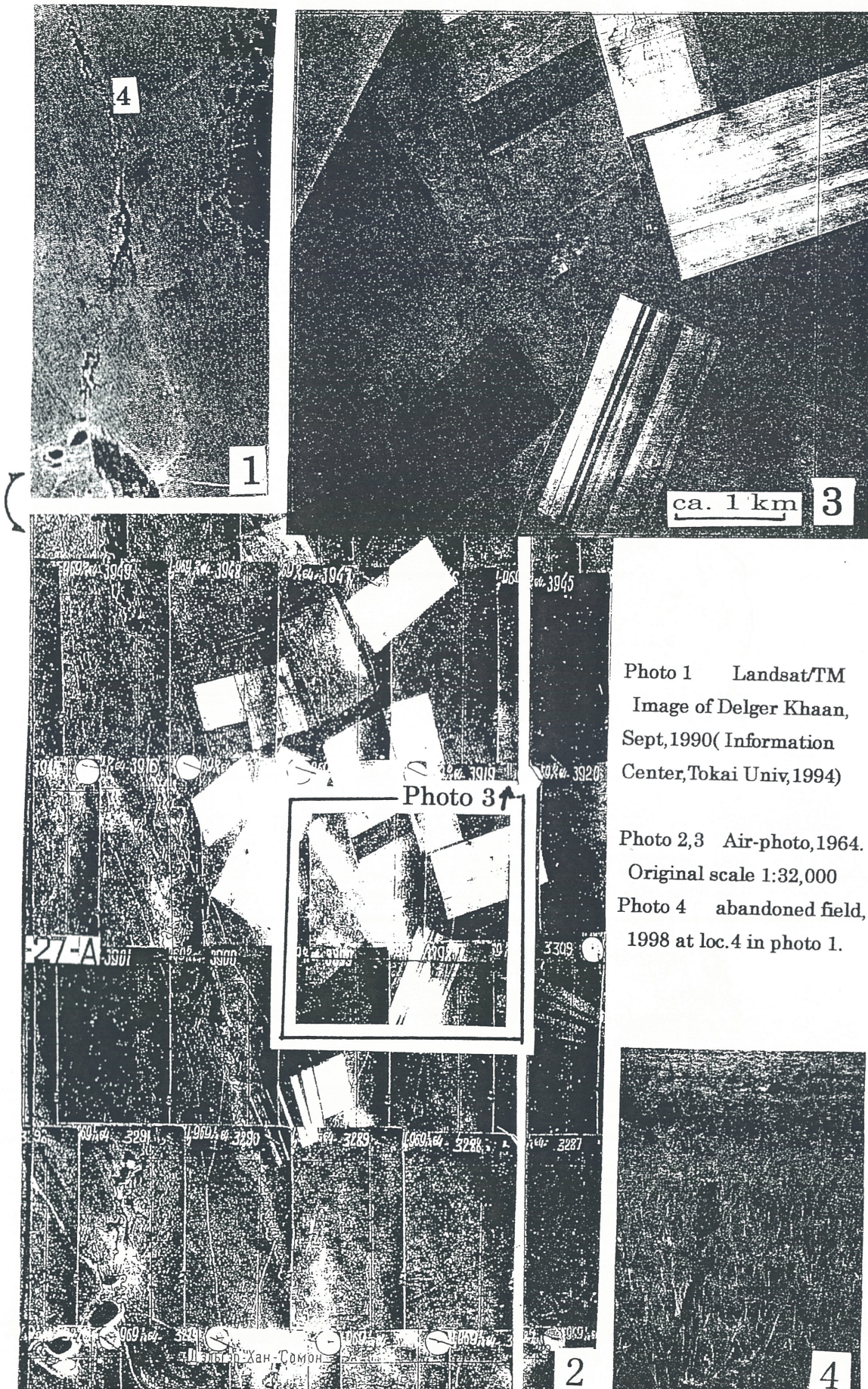


Photo 1 Landsat/TM
Image of Delger Khaan,
Sept, 1990(Information
Center, Tokai Univ, 1994)

Photo 2,3 Air-photo, 1964.
Original scale 1:32,000

Photo 4 abandoned field,
1998 at loc. 4 in photo 1.

CEReS 共同利用研究 (10-23) であり、現地調査ほかで本多嘉明先生、梶原康司先生をはじめ学生諸君のお世話になりました。記して謝意を表します。

GMS 赤外・水蒸気画像によるチベット高原東方の上層雲日変化の解析

児玉安正（弘前大・理工）・高橋美奈子（弘前大・理，現在：NTT山形）

・中井専人（防災科学技術研究所）

1. はじめに

対流圏上部にあらわれる雲（上層雲）は氷晶からできており，日射を比較的よく透過し地表面からの赤外放射をかなり吸収するので，温室効果があることが知られている．このため，上層雲の動態や上層雲の維持機構を明らかにしておくことが，今後の気候温暖化の定量的予測のために必要である．特に，背の高い積雲対流に伴って現れる上層雲は，しばしば顕著な日変化を示す．上層雲が放射過程に及ぼす影響は，雲の日変化と日射の日変化の位相関係により変化するので，上層雲の日変化は雲が気候に及ぼす影響を考える上で重要な情報である．この情報を得るには，短い時間間隔で観測できる静止気象衛星データの利用が適している．

チベット高原は，年間を通じて積乱雲が発達し，上層雲の日変化の著しい場所として知られている．暖候期（4～9月）の3時間毎のGMS（ひまわり）の赤外雲画像の解析により，Asai et al. (1998)は，チベット高原上で日変化に伴う上層雲の極大が18時頃（現地時間，以下同様）に現れるが，それより東方の中国大陸の平野部ではチベット高原から離れるほど日変化の極大が現れる時間が遅れることを示した．また，位相の規則的な遅れは盛夏期（7～8月）には不明瞭になることが示され，この原因として，盛夏期にチベット高原を越える偏西風が弱まることと，平野部で対流活動が活発になることが考えられた．

本研究は，Asai et al. (1998)に引き続くもので，早春期のGMS赤外画像水蒸気画像を解析した．チベット高原東方での上層雲の日変化の位相の遅れは早春期でも観測されることを示し，位相の遅れが生ずるメカニズムの考察を行なった．

2. 結果

解析に用いた資料は，防災科学技術研究所で受信された1997年3月の毎日の3時間毎のGMS赤外画像（11.5～12.5 μm ）と水蒸気画像（6.5～7.0 μm ）である．

2-1. 赤外画像の解析

まず，赤外画像からTBBが235 K以下の領域を上層雲域として抽出した．次に，上層雲の日変化の位相分布を示すため，各時刻毎に上層雲域出現頻度（以下，上層雲量）の月平均値を求め，全期間の平均値（日変化が除かれている）からの偏差を図示した（図1）．チベット高原では，10～13 UTC（現地時間16～19時）に大きな正偏差が現れ，

従来から指摘されてきたように上層雲量が夕方に顕著に増大する。16 UTC以降、高原上の雲量は減少を始めるが、代わって高原のすぐ東方（東経103度付近）に雲量の正偏差域が現れる。この正偏差域は、1日につき経度 ~ 20 度（位相速度 $\sim 25\text{ m/s}$ ）で東に移動し、この移動は日本付近まで追跡できる。これは、Asai et al. (1998)が指摘した上層雲の日変化位相の規則的な遅れに相当し、この現象が早春期にもみられることを示している。

2-2. 水蒸気画像の解析

早春期にも、チベット高原上では積乱雲が活発に発達することが知られているが、チベット高原以外では背の高い積乱雲が出現することは少ないので、高原東方の上層雲量日変化の原因を高原上で発達した積乱雲群の東進に求めることは難しい。しかし、積乱雲は対流圏の下層から上層に水蒸気を輸送するので、チベット高原上の対流圏上層では、積乱雲の発達する夕方に、周囲よりも水蒸気量の多い空気塊が形成されると考えられる。この空気塊が高原上を通る偏西風によって東に輸送されれば、高原の東方で対流圏上層の水蒸気量に日変化が生じるので、それが上層雲量の日変化をもたらすことが考えられる。実際、上層雲量日変化の位相速度（ 25 m/s ）は、400 hPa面の平均風速とほぼ一致していた。

そこで、GMSの水蒸気画像を用いて、対流圏中上層の水蒸気量分布を調べてみた。GMSの水蒸気画像のTBBは気温と対流圏中上層の水蒸気量により変化するが、気温が一定ならば水蒸気量が多いほどTBBが小さい値を示す。ただし、上層雲がある場合にはTBBは上層雲の雲頂温度に近い値となり、上層雲より下方の水蒸気量を反映しない。そこで、岩崎と谷田貝(1997)を参考に水蒸気画像のTBBが235 K以下の領域を上層雲域としてあらかじめ除去し、それ以外の領域のTBB値を解析した。3月の全期間の平均分布（図2）には、チベット高原上とその東方にTBBの低い領域がみられ、高原上から東方への水蒸気輸送が示唆された。

参考文献

- Asai, T., S. Ke, and Y.-M. Kodama: Diurnal variability of cloudiness over East Asia and the western North Pacific ocean as revealed by GMS during the warm season. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 675-684.
- 岩崎博之・谷田貝亜紀代：GMS 4 データを用いたチベット高原上の可降水量推定法の開発（I）。1997年日本気象学会秋季大会講演予稿集，59.

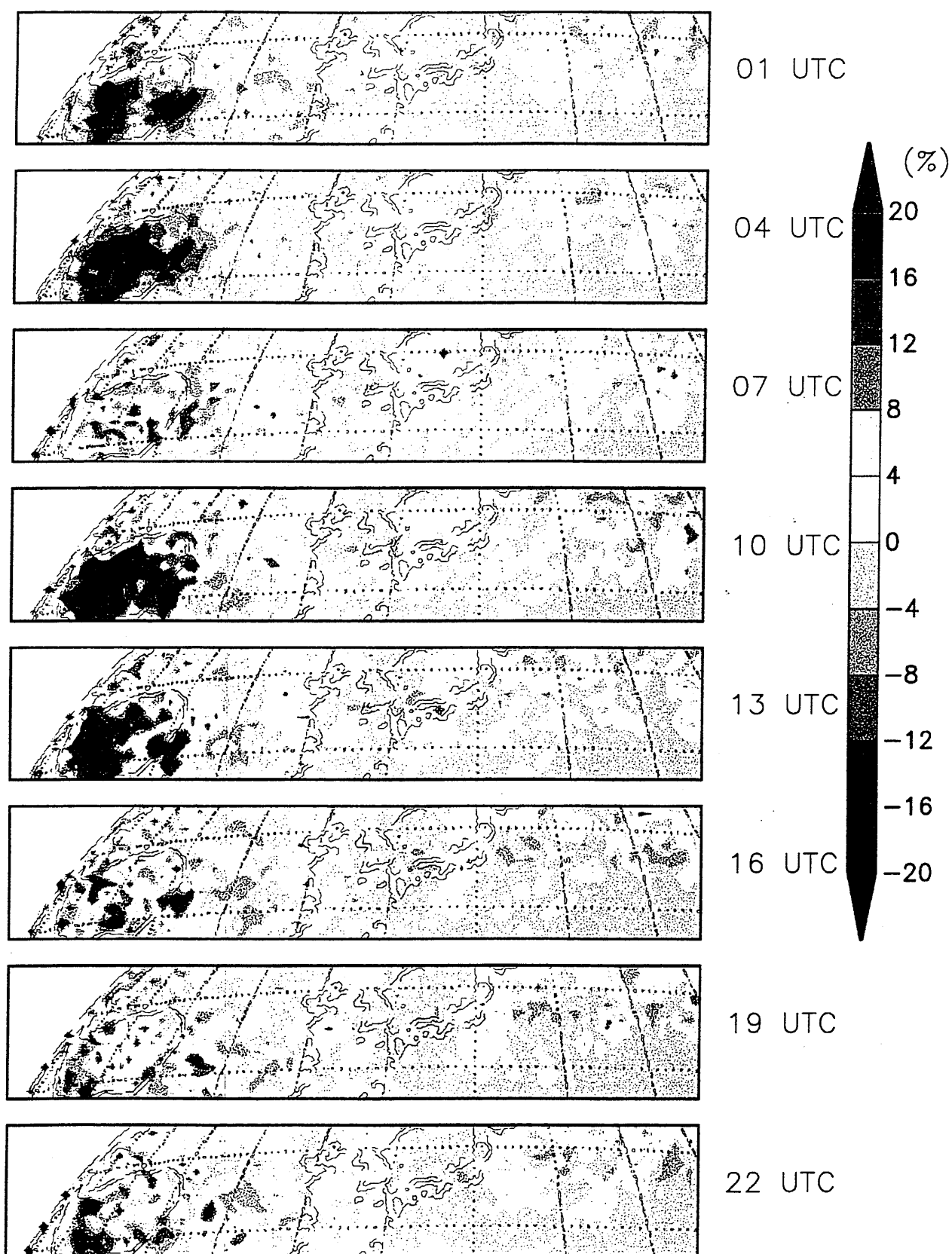


図1 3時間毎に平均した上層雲量 (TBBが235 K以下の領域の出現頻度) の全期間
 平均値 (日変化が除かれている) からの偏差 (%). 期間は1997年3月.

GMS Water Vapor Channel

March 1997 (monthly mean)

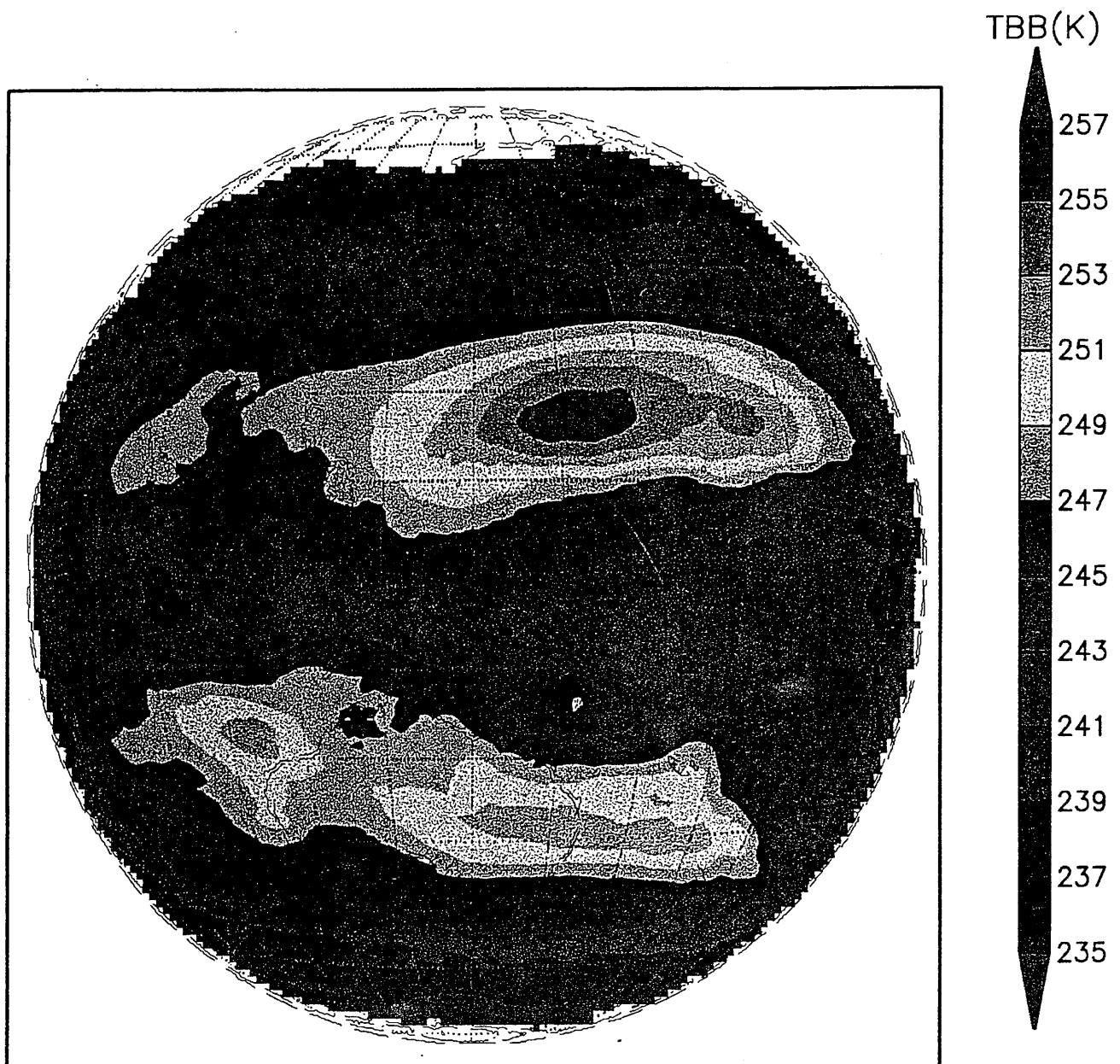


図2 1997年3月の水蒸気画像のTBBの月平均値(K)。ただし、上層雲の影響を除き水蒸気分布をみるため、平均値を求める前に各画像でTBBが235K以下の領域をあらかじめ除いた。

空間周波数領域における回転不変モーメント量を用いる リモートセンシング画像の教師つきテクスチャ分類

Supervised texture classification of remotely sensed imagery using rotation invariant moments in spatial frequency domain

奥村 浩, 成田常晃 (長岡技科大), 梶原康司 (千葉大 CEReS), 張 熙, 吉川敏則 (長岡技科大)

Hiroshi Okumura, Tsuneaki Narita (Nagaoka Univ. Tech.), Koji Kajiwara (CEReS, Chiba Univ.),

Xi Zhang and Toshinori Yoshikawa (Nagaoka Univ. Tech.)

Abstract

A method for representation of textures within a small part of image is proposed. This method consists of the following procedures: 1) histogram stretching based on statistical characteristics of the target area; 2) windowing with Hanning function for reduction of edge effect on the FFT; 3) calculation of power spectrum using the 2D-FFT; 4) quantification of the spatial spectrum pattern by using various orders and repetitions of Zernike moments; and 5) normalization by Euclidean distance from the origin in the Zernike moment space. Consequently, the texture of the target area can be uniquely represented as a vector from the origin to a point on the surface of the unit hypersphere in the Zernike moment space. The method has invariant property for image translation and rotation. In this article, we describe the details of the method, and also demonstrate that the method can make supervised texture classification effective more than conventional classification method.

Keywords

texture classification, complex Zernike moment, power spectrum, normalized Zernike moment vector

1. はじめに

近年のセンサの高解像度化により、精細な情報が画像の形に収められるようになった。しかしながら、従来のリモートセンシング画像分類手法では、主として分光(スペクトル)情報や空間(形状)情報が利用されているため、本来同一カテゴリに分類されるべき場所が、輝度のわずかな違いで別のカテゴリに分類されてしまうといった新たな問題が生じるようになった。そこで、本研究では、従来の分光情報や空間情報に加えて、テクスチャ情報を利用することにより、画像分類を、より人間に近い感覚で行うことを目的としている。本稿では、画像の空間パワースペクトル分布パターンに基づく新しいテクスチャ定量化法を提案する。この手法では、画像の空間パワースペクトル分布パターンを、さまざまな次数や繰返し数の Zernike モーメント^{7),8)}を用いて定量化し、得られた複数の Zernike モーメントを要素とする大きさ1のベクトルを考え、このベクトルを新しいテクスチャ特徴量と考える。このベクトルの各要素は互いに直交しており、画像のテクスチャは、Zernike モーメントで張られる直交空間の、原点から半径1の超球面上のある1点へのベクトルとして表現できる。本手法は、画像の平行移動や回転に対して不変性を有する。ここでは、本手法の詳細を記述するとともに、Brodatz の写真集や航空機搭載センサ画像を用いた数値実験の結果を報告する。

2. リモートセンシング画像のテクスチャ定量化

画像のテクスチャ¹⁾は、通常ある程度の広さの領域を対象に定義される。そこで、本稿では、画像中のある大きさの正方形の視野内に入る部分のテクスチャについて定量化を行うことにする。以後、この視野を正方視野と呼ぶことにする。リモートセンシング画像のテクスチャの定量化の際に重要なことは、同じテクスチャであれば、正方視野内での位置や、テクスチャ回転角度の大きさに関わらず、同一のテクスチャとして扱われなければならない点である。従来のテクスチャ定量化手法の代表として、画像から得られる同時生起行列から特徴量を求める手法²⁾が挙げられるが、同時生起行列自体が方向、ステップサイズ、画像の大きさといったパラメータにより多様に変化する上、この文献²⁾で紹介されている14種類の特徴量も、同時生起行列が有する特徴の一部を表現しているに過ぎない。また、この手法の最大の問題点は、同時生起行列が画像の絶対座標系上で求められる関係で、

リモートセンシング画像のテクスチャの定量化に必要な、テクスチャの回転に不変な特徴量を得にくいことである。そこで、本研究では、正方視野内での位置や、テクスチャ回転角度の大きさに不変な特徴を有する新しいテクスチャ定量化手法を提案する。本手法では、パターンの平行移動成分の影響を抑えるため、画像そのものではなく、2次元FFTを用いて画像を空間パワースペクトル分布に変換した上で、回転に対する影響を抑えるために、回転不変量として知られている Zernike モーメント^{7),8)}を適用している。

3. Zernike モーメント

複素 Zernike 多項式は、F.Zernike により導入された直交関数群で、自分が考案した位相コントラスト法における円形の鏡の形状の検査や、そこで起きる回折現象の解析に用いられ³⁾、後にレンズや鏡の収差の表現⁴⁾や、波面関数の解析⁵⁾に応用されている。複素 Zernike 多項式 $V_{nl}(x, y)$ は次のように定義される。

$$V_{nl}(x, y) = V_{nl}(r \cos \theta, r \sin \theta) = R_{nl}(r)e^{il\theta} \quad (1)$$

複素 Zernike 多項式系 $\{ V_{nl}(x, y) \}$ は単位円内 $x^2 + y^2 \leq 1$ で完備な直交関数系を構成する⁶⁾。ここで、 $R_{nl}(r)$ は動径多項式と呼ばれ、

$$R_{nl}(r) = \sum_{s=0}^{(n-|l|)/2} (-1)^s \cdot \frac{(n-s)!}{s! \left(\frac{n+|l|}{2} - s\right)! \left(\frac{n-|l|}{2} - s\right)!} r^{n-2s} \quad (2)$$

で定義される。複素 Zernike モーメントは、通常の幾何モーメントにおける座標による重みづけの替わりに、式(1)、式(2)を用いることにより、以下のように定義できる⁷⁾。

$$A_{nl} = \frac{n+1}{\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^1 [V_{nl}(r, \theta)]^* \cdot f(r \cos \theta, r \sin \theta) r dr d\theta \quad (3)$$

ここで、 $*$ は複素共役を意味し、 n, l はそれぞれ、次数、繰り返し数と呼ばれるパラメータである。次数 n は、正の整数であり、繰り返し数 l は、 $n - |l| = \text{even}$ ($|l| \leq n$) なる条件を満たす整数である。こうして得られる複素 Zernike モーメントの絶対値 $|A_{nl}|$ は、元の画像の座標の回転に対する不変性を有する⁸⁾。

4. 処理手順

本手法は、次の5つの手順からなっている。

- 1) 異常値の置換およびヒストグラムストレッチ：正方視野中にノイズが混入してる可能性があるため、画素の輝度値分布ヒストグラムの両端5%を異常値と見なし、隣接8画素の輝度値の平均で置換した後、ヒストグラムをストレッチする。
- 2) 窓処理：2次元FFTを適用する際の境界効果を回避するために、窓処理を行う。ここでは、Hanning 関数を採用した。
- 3) 空間パワースペクトルの算出と正規化：2次元FFTにより、正方視野内の画像の空間パワースペクトルを算出し、DC成分以外の値を正規化する。
- 4) Zernike モーメントの算出：空間パワースペクトル分布から複素 Zernike モーメントの絶対値 $|A_{nl}|$ を算出する。なお、次数 n は、計算量や各次数のモーメントの情報寄与の大きさから考えて、 $0 \leq n \leq 20$ の範囲を用いることとし、さらに、空間パワースペクトルの対称性から偶数次のみを用いる。また、複素モーメントの絶対値を用いるため、繰り返し数 l は n 以下の正数のみを用いた。
- 5) Zernike モーメントベクトルの正規化：算出した66種類の Zernike モーメントをまとめてひとつのベクトルと考え、このベクトルの大きさが1になるように正規化を行う。これは、Zernike モーメント算出の際に空間パワースペクトル分布を単位円へ写像するため、各 Zernike モーメントがほぼ一律に正方視野の大きさの影響を受けるためである。

以上の手順で得られた正規化 Zernike モーメントベクトルを定量化されたテクスチャと考える。前述のように、このベクトルの各要素は互いに直交している。従って、画像のテクスチャは、用いた Zernike モーメントで張られる 66 次元直交空間の、原点から半径 1 の超球面上のある 1 点へのベクトルとして一意に表現できる。

この定量化法をリモートセンシング画像の教師付き分類に適用する際に重要な他のテクスチャとの相互識別には、各テクスチャから得られた正規化 Zernike モーメントベクトルで形成される偏角を利用し、最小角度を示す教師カテゴリに分類を行う。

5. 数値実験

本定量化手法の有効性を評価するために、実際の画像への適用実験を行った。

まず、Brodatz の写真集⁹⁾から Fig.1 に示すような 15 種類の写真を選び、フラットベッドスキャナ上で 15 度刻みで回転させた画像 (これらには、各々若干の平行移動も加わっている) を作成した。画像の大きさ、正方視野の大きさは、ともに 256×256 である。回転のない 15 種類の画像を教師と考え、教師を含めた 360 種類の画像がどの教師に分類されるか実験を行ったところ、画像中に様々な平行移動や回転が含まれているにもかかわらず、100% の分類精度が得られた。また、回転を加えた画像を教師と考えた場合についても同様の結果が得られた。以上のことから、本定量化手法は、テクスチャの回転や平行移動に不変な特徴量を提供することがわかる。

次に、実際の航空機搭載センサ画像を用いた結果を示す。用いた画像は、愛知県渥美郡渥美町福江地区のもので、飛行高度は 1450 フィート、観測波長帯は近赤外域である。画像の大きさは 256×256、正方視野の大きさは 32×32 である。Fig.2(a) に原画像を、(b) に教師画像をそれぞれ示す。Fig.3 は教師付き分類法を適用した結果である。(a) は分光情報のみに着目した従来の手法 (ここでは最ゆう法を採用した) で、(b) は提案手法である。この結果を見ると、本手法による処理結果は必ずしも満足のできるものではないが、ビニールハウスの分類結果で明らかにテクスチャパターンの平行移動や回転にかなりロバストであり、最ゆう法と比較して、ビニールハウスの日なたと日陰をまとめて「ビニールハウス」と認識している点で、人間の感覚に近い分類がなされていると考えられる。本手法による分類精度低下の原因としては、正方視野内に複数のテクスチャが混在する場合があることが挙げられる。

6. まとめ

本稿では、画像のテクスチャを、空間周波数パワースペクトル分布から得られる正規化 Zernike モーメントベクトルを用いて定量化する手法を提案し、この手法をリモートセンシング画像の教師付き分類への適用を試みた。その結果、本手法は、テクスチャパターンの平行移動や回転の影響を受けにくく、従来の教師付き分類手法にはない、人間の感覚に近い分類が行えるという潜在能力を有していることがわかった。しかしながら、本手法を実用的な手法に改良するには、画像中の着目している領域内に複数のテクスチャが混在する場合の検討が不可欠である。

なお、本研究は千葉大学環境リモートセンシング研究センター共同利用研究 (10-44) により行われたものである。

参考文献

- 1) F.Tomita and S.Tsuiji: Computer Analysis of Visual Textures, pp.1-33, Kluwer Academic Publ., 1990
- 2) R.M.Haralick, K.Shanmugam and Its'hak Dinstein: Textural Features for Image Classification, IEEE Trans. SMC, 3, No.6, pp.610-621, 1973
- 3) F.Zernike: Beugungstheorie des Schneidenver-Fahrens und Seiner Verbesserten Form: Der Phasenkontrast-methode, Physica, 1, pp.689-704, 1934
- 4) A.B.Bhatia and E.Wolf: On The Circle Polynomials of Zernike and Related Orthogonal Sets, Proc. Camb. Phil. Soc., 50, pp.40-48, 1954
- 5) M.Born and E.Wolf: Principles of Optics 5th Ed., Chapter 9, Pergamon Press, 1975

- 6) J.Y.Wang and D.E.Silva: Wave-Front Interpretation with Zernike Polynomials, Applied Optics, 19, 9, pp.1510–1518, 1980
- 7) M.R.Teague: Image Analysis via the General Theory of Moments, J. Opt. Soc. Amer., 70, 8, pp.920–930, 1980
- 8) C.H.Teh and R.T.Chin: On Image Analysis by the Methods of Moments, IEEE Trans. PAMI, 10, 4, pp.496–513, 1988
- 9) P.Brodatz: Textures : A Photographic Album for Artists and Designers, DoverPubl. Inc., 1966

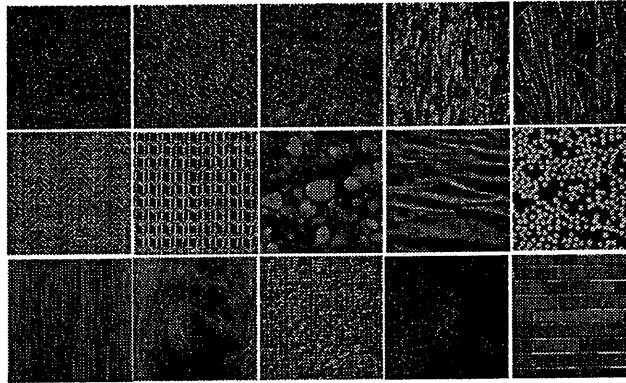


Fig.1 Sample images from Brodatz's album.

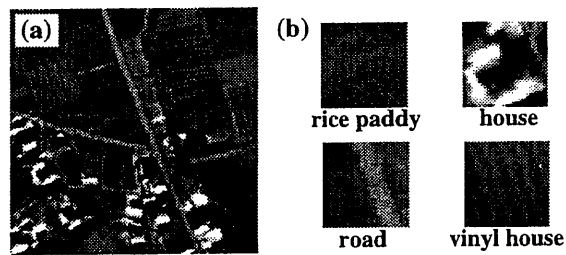


Fig.2 Original image(a) and supervisor images(b).

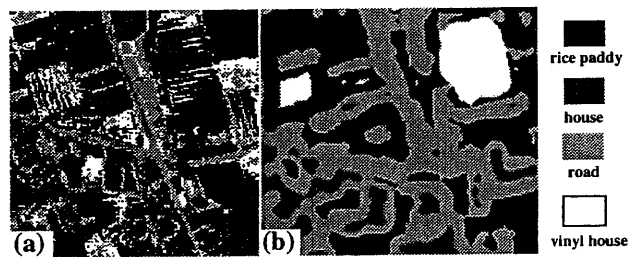


Fig.3 Result by MLH(a) and by the proposed method(b).

複雑地表面の熱収支を推定するには どここの表面温度を測ればよいか？

防衛大学校地球科学科 菅原広史

1、はじめに — 都市の複雑さと熱収支の推定 —

現実の地表面は様々な土地利用から構成されており（複雑地表面）、熱収支の測定は非常に困難である。ここでは例として都市の熱収支を取りあげる。都市はビルや住宅、公園といった様々な土地利用から成り立っており、複雑地表面の代表であるといえる。

一方で社会的な側面から、現実の地表面での熱収支を推定する必要がある。都市に関してはエネルギー消費量・二酸化炭素排出量をいかに減らすか、そしてその方法を都市計画の中でどのように実現するかといった問題である。そこでは細かな熱収支の分布とともに、都市全体での評価も必要とされている。

数値モデルにおいて複雑地表面のパラメータを設定する際に使われるのが、領域内の土地利用ごとにパラメータを決定し、それぞれの面積の重みをつけて平均する方法である。しかし都市の中で同じ土地利用に分類される区域でも、周囲の環境やその区域内の不均質性により熱収支は大きく異なる。この方法では、必ずしも現実の熱収支が得られるわけではない。ここには次の2つの問題があると考えられる。仮に東京23区全体の熱収支を推定するとしよう。

- ひとつの土地利用、例えば緑地・公園、についてその平均的な熱収支を求めることができるか？（緑地・公園というカテゴリ区分が正しいか？小さな公園と皇居を同じ緑地として扱ってよいのか？）
- 同じ土地利用でも周囲の環境によって熱収支が異なる効果をどう重みづけるか？（例えば郊外の住宅に囲まれた公園と、新宿の高層ビルに囲まれた公園では熱収支が異なって当然である。）

都市気候の研究においてはマイクロスケールの観測・モデル計算が盛んに行われており個々の土地利用についての研究はかなり蓄積がある。しかしそれらを統合し都市全体について議論した研究はそう多くはない。このような問題は都市だけでなく、植生地の研究においても存在する。問題点を端的に表現すると「マイクロスケールの知見をいかに積分しメソスケールにつなげるか？」ということになる。

2、メソスケールから見る — 複雑さの回避 —

ここでは以上のような複雑さを回避するため、より大きなスケールで都市を見ることにする。都市全体のスケールでみれば、ビルも粗度物体のひとつではない。このことを利用し都市全体で熱収支がどうなっているかを観測的に求め、マイクロスケールの知見とつなげるのが本研究の目的である。都市全体の

スケールを考える時、面的な分布が測定できる利点を持つリモートセンシングが有力な武器となる。しかも面積平均値を測定するのが目的であるため、必ずしも高い解像度を必要としない。

3、顕熱フラックスの推定と表面温度の定義

東京都心部を対象地域とした航空機観測を行い、地表面温度の分布を測定した。図1に対象領域を示す。観測は1996年3月11～13日に行い、地上での気温分布測定やパイロットバルーンによる風速観測と同期させた。

地表面熱収支の解析は次のような方法で行った。対象地域全体を粗な地表面として扱うため地表面を建物の高さ（都市キャノピー上端）にとった。日射量として気象庁（大手町）にて測定されたビル屋上での値を使用し、地中への熱フラックスは Force-restore 法を用いて表現した。顕熱・潜熱フラックスの推定にはバルク法を用い、バルク係数（顕熱輸送係数）は熱収支式から計算される表面温度と観測された表面温度とが一致するように与えた。バルク法に必要な気温と風速は東京タワーの地上高度107mにおける値を使用した。同時に測定された気温・風速分布などから大気境界層全体の熱収支を推定し、地表面熱収支から求めた顕熱輸送量が妥当な値であることを確認した。

（Sugawara,1998）

植生キャノピーにおける熱収支の推定に関しては Kondo and Watanabe (1992)や Matsushima (1997)などにより熱収支に対して有効な表面温度を使用するが指摘されている。一般に放射温度計などで測定される表面温度はある限られた面（例えばキャノピー上端の葉）の温度である。したがって測定される表面温度がキャノピー全体の熱収支を代表している保証はなく、もっとキャノピーの底の部分の情報も含む必要がある。しかし実際にどこの部分の表面温度が熱収支に有効なのかは未解決である。Voogt (1997)は都市キャノピーにおける温度として “Complete Surface Temperature” という温度を提案した。これは都市キャノピーを構成する全ての面の温度を、面積の重みをつけて平均したものである。

今回の観測では2種類のセンサーにより表面温度を測定した。ひとつは放射温度計（NEC三栄TH2101）であり、もうひとつは長波放射計（Epply PIR）である。いずれの器材も航空機から真下を向くように取り付けられているため、放射温度計は「屋根」と「道路」の表面温度を、長波放射計は「屋根」、「道路」に加えて「壁面」の温度も測定している。ここではこれらの温度をそれぞれ Spot Surface Temperature、Global Surface Temperature と呼ぶことにする。Global Surface Temperature は先の Complete Surface Temperature に近い意味を持つ。この視野角の違う2つのセンサーによって観測される上向き長波放射量は大きな違いがあることが Takamura, et. al. (1996) により明らかにされている。

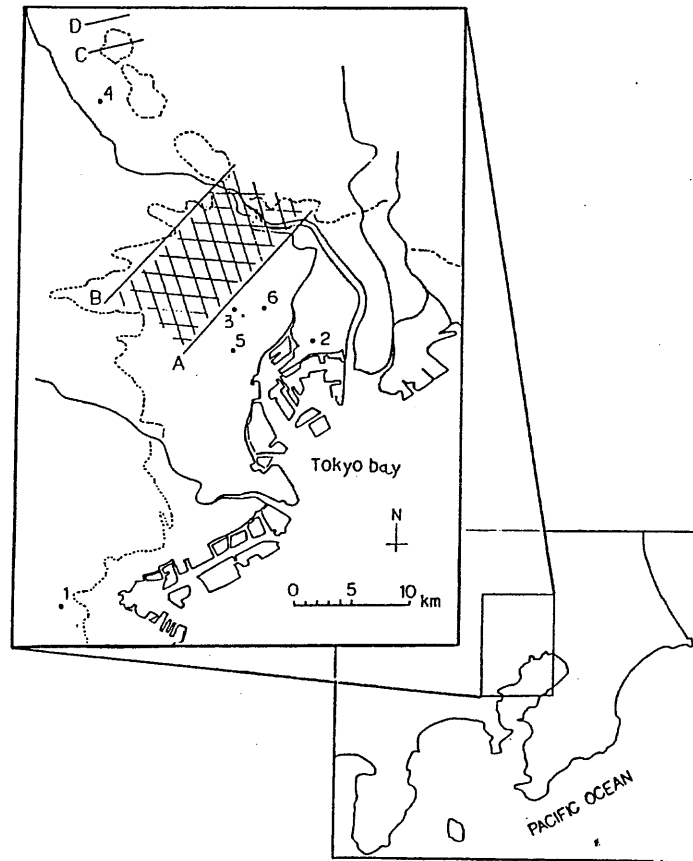


図1 対象領域

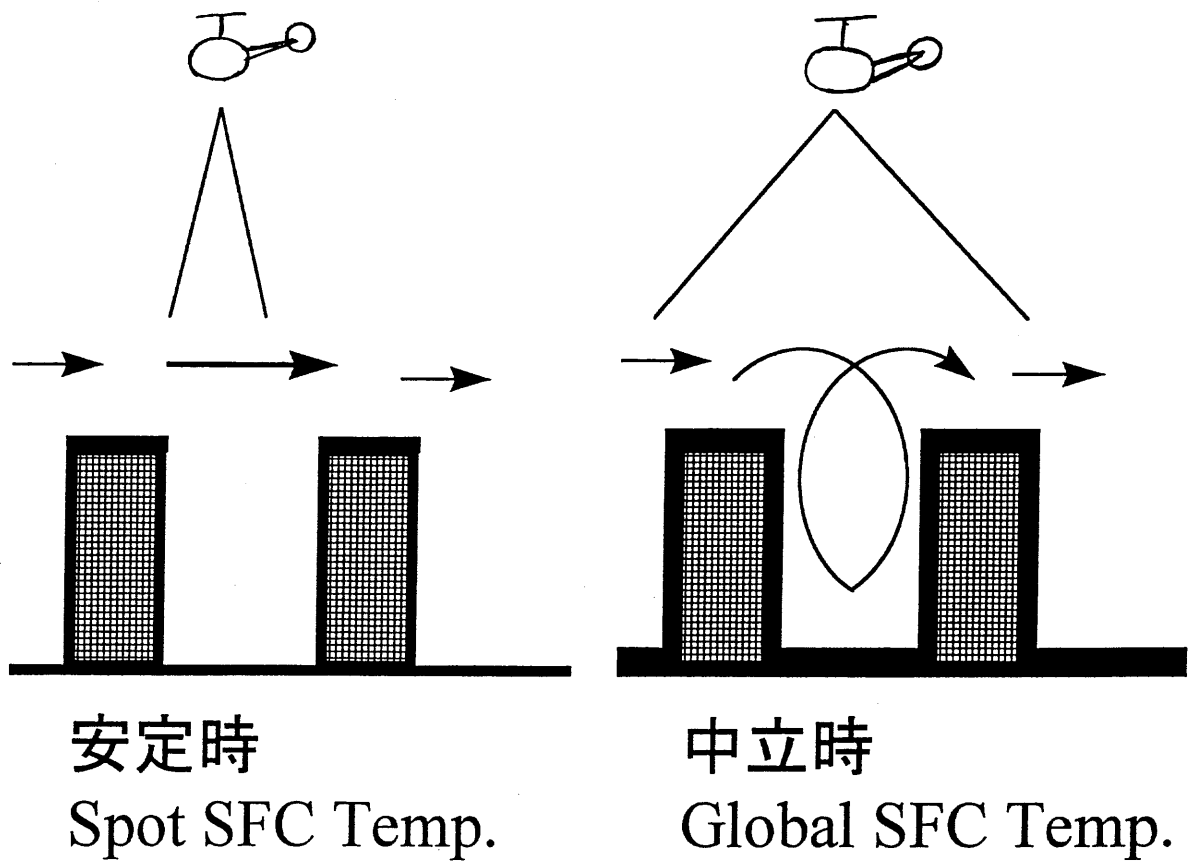


図2 地表面温度の概念図

この2つの温度を使って熱収支を解析したところ次のような結果になった。

- 12日はGlobal Surface Temperatureが観測された表面温度をよく再現した。
(強風日)
- 13日は逆にSpot Surface Temperatureの方が観測値を再現した。(静穏日)

このように日によって熱収支を表現する温度が異なったのは次のような理由による。東京タワーで測定された気温を見ると13日は建物高さ付近に安定層が存在する。これは日射により加熱された屋上面からの顕熱によって形成されたものである。この安定層によって都市キャノピー内外の熱交換が阻害され、都市全体のスケールで見たときは屋上面での熱交換が主であったと考えられる(図2概念図)。一方12日は風が強くこのような安定層は存在しない。そのため都市キャノピー内部では風の通りがよく、壁面からの顕熱もキャノピー外部へ効率よく交換されたと考えられる。したがって12日については壁面の情報を含んだGlobal Surface Temperatureが熱収支を表すのに適しており、13日はその逆であったと考えられる。

以上のことからリモートセンシングを利用して複雑地表面の熱収支を推定する際には、キャノピー層上端での安定度やキャノピー内外の乱流の強さなどに注意する必要があることがわかった。

参考文献

- Kondo J. and T. Watanabe, 1992: Studies on the bulk transfer coefficients over a vegetated surface with a multilayer energy budget model. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 2183-2199.
- Matsushima, D. and J. Kondo, 1997: A proper method for estimating sensible heat flux above a horizontal-homogeneous vegetation canopy using radiometric surface observations. *J. Appl. Meteor.*, **36**, 1696-1711.
- Sugawara, 1998: Estimation of the sensible heat flux on the urban complex surface, *Proc. 2nd Urban Environment Symp.*
- Takamura, T., K. Kobayashi, and H. Sugawara, 1996: Upward longwave radiation and radiation temperature by airborne sensors over urbanized area. *Proc. Int. Radiation Symp.*
- Voogt, J. A. and T. R. Oke, 1997: Complete urban surface temperature, *J. Appl. Meteor.*, **36**, 1117-1132.

NDVI と輝度温度に見られる地表面の特徴

Surface characteristics obtained from relationship
between NDVI and surface radiative temperature

松田咲子, 大手信人, 西田顕郎 (京都大学大学院農学研究科)

Sakiko Matsuda, Nobuhito Ohte, and Kenlo Nishida

(Graduate School of Agriculture, Kyoto University)

We propose a model that describes the relationship between NDVI and radiative surface temperature obtained from NOAA/AVHRR data based on surface energy balance. The model is applied for deciduous and evergreen forests in Thailand with referring observed energy balance information by GAME-T project. The model simulation results show a utility of the model for theoretical understandings of the NDVI-temperature relationship considering climate condition, soil water status, and vegetation activities.

1. はじめに

近年、植生のある地表面の広域的な解析に、リモートセンシングによる植生指標（主に正規化植生指標、以下 NDVI）と輝度温度（以下 T_s ）を組み合わせた研究が数多くされており、この両者の関係は、植生の群落抵抗や土壌水分状態などを反映するという結果が報告がされている（例えば Nemani *et al.*, 1989, 1992; Goward *et al.*, 1989; 金子ら, 1993）。しかし、この両者の関係を上記のような地表面状態と理論的に関連付ける知見はまだ乏しい。そこで本研究では、この NDVI と T_s の関係を地表面の熱収支の観点から表現するモデルを作り、簡単な数値実験によってその妥当性を検証をした。

2. モデルの提示

本研究では、空間分解能が約 1km と比較的粗い、NOAA/AVHRR による衛星リモートセンシングデータにおける NDVI と T_s の関係を記述するモデルを提案する。本章ではこのモデルの導出について述べる。

2-1 基本の式

本モデルにおいてはまず単純に、植生地を対象とする NOAA/AVHRR データの各ピクセルは植生面と土壌面の二つの要素からなる混合ピクセル（ミクセル）であると仮定し、各ピクセルの輝度温度は Price(1990)により次式で決定されるとした。

$$T_s = \alpha T_{s_{veg}} + (1 - \alpha) T_{s_{soil}} \quad (1)$$

$(T_s$:ピクセルの輝度温度, $T_{s_{veg}}$:植生面上の輝度温度, $T_{s_{soil}}$:土壌面上の輝度温度, α :植被率)

また、植生面と土壌面における熱収支式をそれぞれ (2) 式, (3) 式のように立てた。

$$(1 - ref_{veg}) S \downarrow + L \downarrow = \sigma T_{s_{veg}}^4 + H_{veg} + \lambda E_{veg} + G_{veg} \quad (2)$$

$$(1 - ref_{soil}) S \downarrow + L \downarrow = \sigma T_{s_{soil}}^4 + H_{soil} + \lambda E_{soil} + G_{soil} \quad (3)$$

$$\left(\begin{array}{l} \text{ref}_{\text{veg}}, \text{ref}_{\text{soil}} : \text{植生面と土壌面のアルベド, } S \downarrow : \text{入力短波放射, } L \downarrow : \text{入力長波放射,} \\ \sigma : \text{ステファン・ボルツマン定数, } H_{\text{veg}}, H_{\text{soil}} : \text{植生面上, 土壌面上の顕熱輸送量,} \\ \lambda E_{\text{veg}}, \lambda E_{\text{soil}} : \text{植生面上, 土壌面上の潜熱輸送量, } G_{\text{veg}}, G_{\text{soil}} : \text{植生面, 土壌面の地中熱流量} \end{array} \right)$$

顕熱輸送量はバルク係数を用いてそれぞれ次のように表されるとした。

$$H_{\text{veg}} = c_p \rho C_{H\text{veg}} U_{\text{veg}} (T_{\text{sveg}} - T_{\text{air}}) \quad (4) \quad H_{\text{soil}} = c_p \rho C_{H\text{soil}} U_{\text{soil}} (T_{\text{ssoil}} - T_{\text{air}}) \quad (5)$$

$$\left(\begin{array}{l} T_{\text{air}} : \text{気温, } C_{H\text{veg}}, C_{H\text{soil}} : \text{植生上, 土壌上での顕熱のバルク係数, } c_p \rho : \text{空気の体積熱容量} \\ U_{\text{veg}}, U_{\text{soil}} : \text{植生上, 土壌上での風速} \end{array} \right)$$

ここで気温は土壌面上と植生面上で等しいとした。

(1)～(5) 式が、本モデルの基本となる式である。

2-2 モデルの導出

(1) 式は次式のように書き直せる。

$$T_s = \alpha \times (T_{\text{sveg}} - T_{\text{ssoil}}) + T_{\text{ssoil}}$$

ここで、ピクセルの空間分解能が約 1km と粗い場合の $NDVI$ は主に植被率を反映すると仮定して、 $\alpha = f(NDVI)$ とおくと、

$$T_s = f(NDVI) \times (T_{\text{sveg}} - T_{\text{ssoil}}) + T_{\text{ssoil}} \quad (6)$$

となり、 $NDVI$ と T_s を関係づける式が得られる。

次に (2) 式、(3) 式中の顕熱輸送量の項に (4) 式、(5) 式を代入し、更に (3) 式から (2) 式を引く。

$T_{\text{ssoil}}^4 - T_{\text{sveg}}^4 \approx 3T_{\text{ssoil}}^3 (T_{\text{ssoil}} - T_{\text{sveg}})$ と近似し、また $T_{\text{sveg}} - T_{\text{air}} \leq 1$ と考えると次式を得る。

$$\begin{aligned} (-\text{ref}_{\text{soil}} + \text{ref}_{\text{veg}}) S \downarrow &= (3\sigma T_{\text{ssoil}}^3 + c_p \rho C_{H\text{soil}} U_{\text{soil}}) (T_{\text{ssoil}} - T_{\text{sveg}}) \\ &\quad - c_p \rho (C_{H\text{veg}} U_{\text{Hveg}} - C_{H\text{soil}} U_{\text{soil}}) + \lambda (E_{\text{soil}} - E_{\text{veg}}) + (G_{\text{soil}} - G_{\text{veg}}) \end{aligned}$$

上式を $T_{\text{ssoil}} - T_{\text{sveg}}$ についてまとめると、

$$T_{\text{ssoil}} - T_{\text{sveg}} = \frac{-\lambda (E_{\text{soil}} - E_{\text{veg}}) + (-\text{ref}_{\text{soil}} + \text{ref}_{\text{veg}}) S \downarrow + c_p \rho \delta - (G_{\text{soil}} - G_{\text{veg}})}{3\sigma T_{\text{ssoil}}^3 + c_p \rho C_{H\text{soil}} U_{\text{soil}}} \quad (7)$$

となる。ここで、 $\delta = C_{H\text{veg}} U_{\text{Hveg}} - C_{H\text{soil}} U_{\text{soil}}$ である。

(7) 式を (6) 式に代入すると、(8) 式を得る。

$$T_s = f(NDVI) \times \frac{\lambda (E_{\text{soil}} - E_{\text{veg}}) + (-\text{ref}_{\text{soil}} + \text{ref}_{\text{veg}}) S \downarrow - c_p \rho \delta + (G_{\text{soil}} - G_{\text{veg}})}{3\sigma T_{\text{ssoil}}^3 + c_p \rho C_{H\text{soil}} U_{\text{soil}}} + T_{\text{ssoil}} \quad (8)$$

(8) 式が本研究で提示する、 $NDVI$ - T_s 関係を記述するモデルである。

3. モデルの検証及び考察

$NDVI$, T_s はそれぞれ以下の式によって算出した。なお, T_s の算出式は Price(1984)による。

$$NDVI = \frac{ch2 - ch1}{ch2 + ch1} \quad T_s = ch4 + 3.3 \times (ch4 - ch5)$$

$ch1, ch2, ch4, ch5$ は NOAA/AVHRR のバンド 1, 2, 4, 5 の値

また, $f(NDVI)$ には Calson *et al.* (1997)による次式

$$f(NDVI) = (NDVI^\circ)^2 \quad NDVI^\circ = \frac{NDVI - NDVI_0}{NDVI_s - NDVI_0}$$

$NDVI_0$: 植被率0%の時の $NDVI$, $NDVI_s$: 植被率100%の時の $NDVI$

を用いた。プロットに用いたリモートセンシングデータは NOAA/AVHRR によるタイのチャオプラヤ川流域における, 1992 年と 1993 年の 10 日コンポジットのデータである。対象地として常緑樹林(北緯 17.80 度, 東経 98.36 度), 落葉樹林(北緯 16.71 度, 東経 98.58 度)を一ヶ所づつ選び, それぞれについて 5×5 ピクセル (約 5km 四方) の $NDVI$ と T_s の値をプロットした。時期は常緑樹林が 3 月 6 日~3 月 15 日 (dry), 1 月 6 日~1 月 15 日 (moist), 落葉樹林が 2 月 24 日~3 月 5 日 (dry), 12 月 7 日~12 月 16 日 (moist) のデータである。なお, 対象地の選定は, 1989 年と 1990 年の Landsat データに 1990 年実施のグランドトゥールスデータを組み合わせて作成された土地利用図 (空間分解能は約 140m) を参考にして行った。

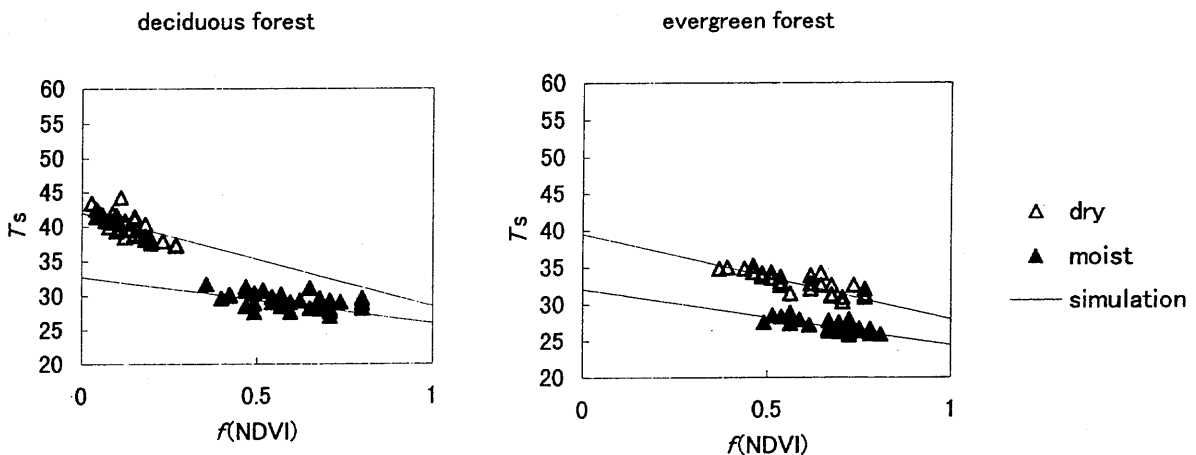


Fig.1 $NDVI$ - T_s plots from NOAA/AVHRR data and model simulation

図 1 に, 適当なパラメーター (表 1) を与えた (8) 式による $NDVI$ - T_s 関係のシミュレーション結果と, NOAA/AVHRR データによる $NDVI$ - T_s のプロットを重ねて示す。

用いたパラメーターのうち, 潜熱, アルベド, 短波放射, T_{soil} は GAME-T(GEWEX-Asian Monsoon Experiment-Tropics) プロジェクトによって現地で野外観測された実測値に基づいて, NOAA/AVHRR データの $NDVI$ - T_s プロットが再現されるように試行錯誤によって決定した。バルク係数と風速は文献 (近藤, 1994) から適当と思われる値を引用した。

また, 簡略化のため, $G_{soil} - G_{veg} \approx 0$ と仮定した。

なお dry, moist で示した乾湿条件は, 常緑樹林については moist は雨季の終盤 12 月 25 日の 86.3mm/day の降雨直後の状態を示し, dry はその後約 3 ヶ月間無降雨期間を経た状態を示す。落葉樹林については moist は雨季の終盤 11 月 23 日の 13.4mm/day の降雨直後の状態を示し, dry は 12 月 24 日に一度 61.7mm/day の降雨があり, その後約 2 ヶ月間無降雨期間を経た後の状態を示す。

Table 1 Fitting parameters

	deciduous forest		evergreen forest	
	dry	moist	dry	moist
λE_{soil} (Wm^{-2})	70	290	88	305
λE_{veg} (Wm^{-2})	385	395	385	418
ref_{soil}	0.25	0.1	0.25	0.1
ref_{veg}	0.03	0.03	0.03	0.03
$S \downarrow$ (Wm^{-2})	1000	1000	1000	1000
T_{soil} (K)	315	305.7	312.5	305.1
$c_p \rho$ ($\text{JK}^{-1}\text{m}^{-3}$)	1005	1005	1005	1005
$T_{\text{veg}} - T_{\text{air}}$ (K)	1	1	1	1
U (msec^{-1})	2	2	2	2
C_{Hsoil}	0.0015	0.0015	0.0015	0.0015
C_{Hveg}	0.01	0.01	0.01	0.01

図1及び表1にみられるように、地表面での観測データに基づく現実的なパラメーターの値を用いて、本モデルにより NOAA/AVHRR データの $NDVI-T_s$ 関係が良好に再現されることが示された。既往の報告では、群落抵抗や土壌水分と $NDVI-T_s$ プロットの傾きとに相関が見られるとあるが、群落抵抗や土壌水分は土壌面と植生面の潜熱およびアルベドの差、そして T_{soil} に影響を及ぼす要因である。この潜熱およびアルベドの差と T_{soil} は本モデル(8式)において $NDVI-T_s$ プロットの傾きを表現する $f(NDVI)$ の係数項にあり、それらの傾きへの影響は上記の報告と論理的に矛盾しない。また、この係数項には下向き短波放射、風速、バルク係数が入っており、本モデルによれば $NDVI-T_s$ 関係には気象条件も反映することが示される。このように本モデルは $NDVI-T_s$ 関係を、植生の活性度や土壌水分条件、気象条件といった地表面の熱収支を決定する要素から定量的に説明できることが示された。

4. 結論

NOAA/AVHRR データに現われる $NDVI-T_s$ 関係を地表面の熱収支的観点から説明するモデルを提示し、その検証を行った。その結果本モデルの妥当性が示され、本モデルを用いて $NDVI-T_s$ 関係を理論的に解釈できる可能性が示された。今後はモデル中の各パラメーターについて感度分析を行い、このモデルに基づいて NOAA/AVHRR データから地表面状態に関する情報を得るための指針を整理したい。

5. 謝辞

本研究は GAME-T プロジェクトの一環として行われた。データの収集に関して、NOAA/AVHRR データ及び土地利用図については、それぞれ東京大学生産技術研究所の越智士郎さんと仲江川俊之さんにお世話になりました。また野外観測データについては、京都大学大学院農学研究科の大学院生戸田求さんにお世話になりました。ここに厚くお礼申し上げます。

6. 参考文献

- Carlson, T. N. and Ripley, A., Remote Sens. Environ., Vol. 62, 241-252 (1997).
 Goward, S. N. and Hope, A. S., Adv. Space Res., Vol. 9, No. 7, 239-249 (1989).
 Nemani, R. R., and Running, S. W., J. Appl. Meteor., Vol. 28, 276-284 (1989).
 Nemani, R. R., Pierce, L., Running, S. W., and Goward, S., J. Appl. Meteor., Vol. 32, 548-557 (1992).
 Price, J. C., J. Geophys. Res., Vol. 89, 7231-7237 (1984).
 Price, J. C., IEEE Trans. Geosc. Remote Sens., Vol. 28, No. 5, 940-948 (1990).
 金子大二郎, 日野幹雄, 日本リモートセンシング学会誌, 13(1), 1-13, 1993.
 近藤純正編著: 水環境の気象学, 朝倉書店, p. 10, p. 226, 1994.

多波長ライダーによるエアロゾル観測と衛星データの大気補正

Lidar measurement of Atmospheric Aerosols for Satellite-data

Atmospheric Correction

久世宏明、竹内延夫

千葉大学 環境リモートセンシング研究センター

千葉市稲毛区弥生町 1-33 (〒263-8522)

hkuze@rsirc.cr.chiba-u.ac.jp

1. はじめに

千葉大学環境リモートセンシング研究センターのセンサ/大気放射研究部門では、現在の衛星データの精度を制限する最大の要因である「大気補正」を理論と観測に基づいて研究しており、衛星リモートセンシングデータの解析手法や、その基礎となる大気の光学的リモートセンシング手法を確立し、衛星データの解析に利用することが部門の目標となっている。センサ研究分野では、観測目的に適合する物理量を有効に導出できる高精度地球観測センサの基礎研究として、大気補正用多波長ライダー（レーザーライダー）による衛星同期観測、各種大気モデルに基づいた大気補正シミュレーション、差分吸収ライダーや太陽・月を光源として利用する大気微量気体の観測法の開発、ファイバーレーザーセンサや光共振器を利用した超高感度の大気微量気体検出法の研究などを行っている。本講演では、これらの諸テーマのうち、とくに多波長ライダー装置による対流圏エアロゾルの観測¹⁻⁵⁾と、この観測データを利用した衛星データの大気補正⁶⁻⁸⁾について報告する。

太陽光を光源として利用する衛星リモートセンシングにおいては、大気中の分子によるレイリー散乱とエアロゾルによるミー散乱の影響が避けられない。人工衛星のデータから地表面反射率（アルベド）を正しく算出するにあたっては、これらの効果を適切に評価して取り除く、いわゆる大気補正の手続きを行う必要がある。分子については、レイリー散乱の断面積が波長の4乗に反比例することから短波長で影響が大きい、大気分子の鉛直分布とその散乱特性はよくわかっており、補正は比較的容易である。一方、エアロゾルは時間的な分布の変動が大きく、また構成成分の種類や粒径分布の様子によって散乱特性も異なる。人工衛星からの観測によってエアロゾルの影響を評価する試みもなされているが、この方法は一般に反射率の低い海面上に適用され、陸域の大気補正への拡張は困難を伴う。

このような事情から、地上観測によってエアロゾルの光学的な特性を評価するとともに、こうした観測によって地域的・季節的な特徴を考慮したエアロゾルのモデルを作ることが望まれる。その際、単に大気全体での光学的な減衰を取り扱うのみに留まらず、エアロゾルの成分や粒径分布についての知識に立脚したモデルであれば更に良い。エアロゾルは大気補正において重要であるばかりでなく、地球的な規模での放射収支の観点からも、精度の高い観測データの集積が喫緊の課題となっている。

2. 多波長ライダー装置とエアロゾル観測

ライダーは、指向性のよいパルスレーザー光を大気中に照射し、大気中の分子やエアロゾルによる後方散乱光を大口径の望遠鏡で受信して解析する装置である。サンフォトメータなどの放射計と比較した場合、ライダーは光学的厚さ $\tau_1 = \tau_1(z, \lambda)$ を距離に対して微分した量であるエアロゾルの消散係数 $\alpha_1(z, \lambda)$ を測定できるという特徴をもっている⁵⁾（添字1はエアロゾルに対して用い、添字2は分子に対して用いる）。

環境リモートセンシング研究センターの大気補正用ライダーでは、1064nm、756nm、532nm、および355nmの4波長を同時に射出・計測を行い、対流圏のエアロゾルについて波長依存性まで含めた高度分布情報が得られる。⁴⁾光源としては、ネオジウム・ヤグ(Nd:YAG)レーザー1台から基本波、2倍・3倍高調波を発生させ、また、別のネオジウム・ヤグレーザーにより波長可変の固体レーザーの一種であるチタン・サファイアレーザーを励起して756nmを得ている。それぞれの波長はパルスあたり100mJから数100mJのエネルギーを有し、繰り返しは10Hz、パルス幅は6ns程度である。4波長のビーム径(約30mm)と方向を揃えて鉛直上方に射出し、散乱されて戻ってきた光を直径80cmのニュートン型望遠鏡で受光する。雲の有無などの条件にもよるが、地上

数千メートルまでのエアロゾルからの光を受けることができる。受信した光は順次、各波長成分に分けられ、昼間でも観測が可能であるよう幅の狭い (3nm) フィルターを通して光電子増倍管で電子信号に変換される。⁴ チャンネル、2GS/s の高速デジタル・オシロスコープによって数千パルスの積算平均を行う。平均された波形 (その形状から、A スコープという) は GPIB によってパソコンに取り込まれ、処理される。最近の信号波形は <http://ume.cr.chiba-u.ac.jp/lidar> で見ることができる。信号はバックグラウンドを適切に処理した後、距離 2 乗補正を行い、大気分子によるレイリー散乱光の成分を取り除く方式のライダー方程式の解法 (Fernald 法) によってエアロゾルのプロファイルに変換する。^{2,7)} 衛星の上空通過に同期した観測を行うことにより、信頼性の高い大気補正を行うことが可能となる。

測定されたエアロゾルの消散係数分布の例を図 1 に示す。ライダーでは、一般に検出器の飽和を避けるために望遠鏡近辺での散乱光を遮断するような光学系を用いているため、距離 2 乗補正信号が最大値をとる高度以下では一定の消散係数を仮定している。^{1,2)} 図 1(a)、(c) はともにエアロゾル消散係数の高度分布を示しているが、(a) の方が接地対流層およびその直上のエアロゾル層が (c) に比べて高い位置にある。(c) では接地対流層の分布が下がりきらないうちに 1.3~1.8 km にかけて新たな層があるが、(a) では 1.7~2.7 km に独立した層の存在が認められる。各高度での消散の波長依存性を比較するため、波長に対して消散係数をプロットしたのが図 1 (b)、(d) である。(b) では波長依存性の大きな低層と小さな高層への明確な分離が見られるのに対し、(d) では低層から高層への変化は連続的に起こっていることが分かる。このような波長依存性を、地上観測での粒径分布や組成 (屈折率に影響) からミー散乱による計算で得られるものと比較することにより、エアロゾルの季節変化や高度変化など適切なモデル構築の基礎データが得られる。

なお、実際のライダーデータの解析に当たっては、積分の開始点である遠方でのエアロゾル消散係数の初期値の取り方と、消散係数 α_1 と後方散乱係数 β_1 の比として次のように定義される S_1 パラメータをどのようにとるかを決める必要がある。

$$\begin{aligned} S_1 &= \alpha_1 / \beta_1 \\ &= \sigma / \left(\frac{d\sigma}{d\Omega} \right)_{\theta=\pi} \end{aligned} \quad (1)$$

ここで、 σ はエアロゾルの散乱断面積、 $d\sigma/d\Omega$ は微分断面積である。このため、成分を考慮したミー散乱理論による計算や、地上設置機器 (サンフォトメータやネフエロメータ) との同時計測²⁾ が重要になる。

3. 人工衛星データの大気補正

人工衛星のセンサが地表面で反射して大気を透過してきた太陽光を検出するとき、検出光の強度に対して支配的な因子は地表面反射率および大気の光学的厚さである。この直接地表面反射成分 (記号 L_{gd}) は次のように与えられる:

$$L_{gd} = (E_{ext} / \pi) \rho \cos \theta_z \exp[-\tau(1 + \sec \theta_z)] \quad (2)$$

ここで E_{ext} は大気圏外の太陽光放射照度、 ρ は地表面アルベド、 θ_z は太陽天頂角である。放射伝達を扱う代表的な計算機コードの一つである MODTRAN3 では、直接反射成分以外に、大気による単散乱成分 (単散乱光路輝度、記号 L_{ps})、多重散乱成分 (多重散乱光路輝度、記号 L_{pm})、および間接的地表面反射成分 (記号 L_{gi}) を計算することができる。エアロゾルとしては、各種モデルによるほか、ユーザー指定モードを用いて前章に述べたような観測されたプロファイルを入力することが可能である。われわれは、隣接地表面からの反射光が大気で散乱されて光路に加わる、いわゆる にじみ効果による成分をより正確に考慮するため、多重散乱成分と間接地表面反射成分をそれぞれ 2 つの部分に分け、標的となるピクセル (アルベド ρ) から反射される成分と、より広い領域 (平均的アルベド $\bar{\rho}$) から反射される成分とに分離して計算を行った。図 2 に各成分の説明と、地表面アルベドへの依存性の例を示す。

このように定義した 6 成分を用いた大気補正の計算手順の概略^{7,8)} は以下のものである。最初に、適当なアルベドの値を仮定してピクセルの輝度値 L_{pix} から第 1 近似のアルベド $\rho^{(1)}$ を計算する。

$$\rho^{(1)} = \rho \frac{L_{pix} - L_0}{L_{total} - L_0}, \quad (3)$$

ここで、

$$\begin{aligned} L_{total} &= L_{ps} + L_{pm1} + L_{pm2} + L_{gi1} + L_{gi2} + L_{gd} \\ L_0 &= L_{ps} + L_{pm1} \end{aligned} \quad (4)$$

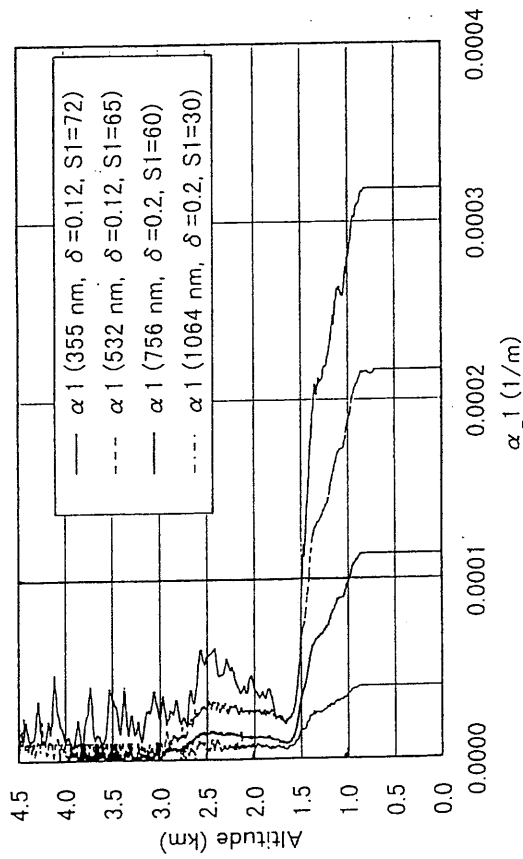
である。(1) 式の分母は近似的に ρ に比例するため、最初のアルベドとしては適当な値を仮定してよい (例えば 0.2)。次に、にじみ効果を考慮して、適当な領域で $\rho^{(1)}$ の平均値 $\bar{\rho}^{(1)}$ を計算し、次式により第 2 近似のアルベドを各ピクセルについて求める:

$$\rho^{(2)} = \rho^{(1)} + \frac{L_p - L_0}{L_g} (\rho^{(1)} - \bar{\rho}^{(1)}). \quad (5)$$

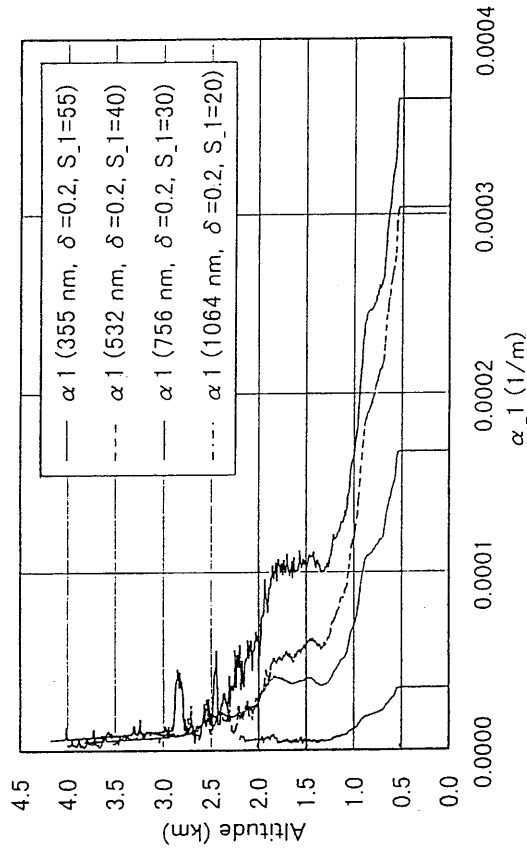
ここで

$$L_p = L_0 + L_{pm2} \quad (6)$$

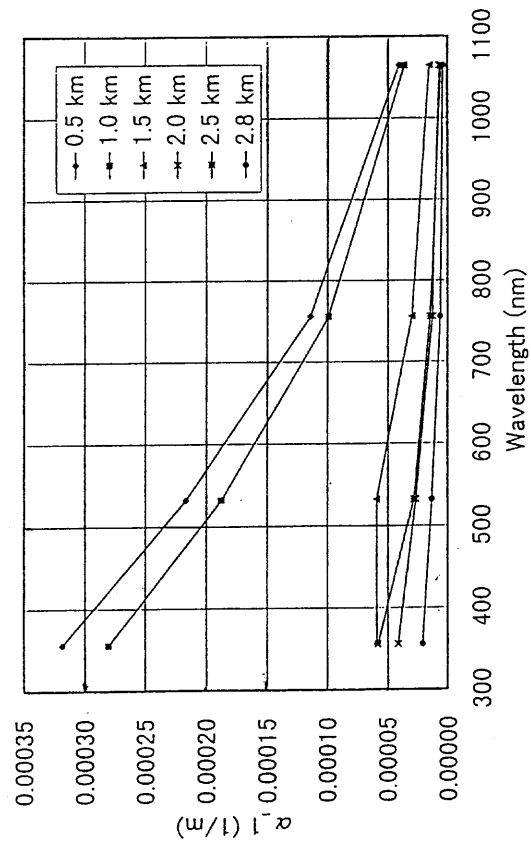
Extinction Coefficient (980410, 15:05)



Aerosol Extinction (981002, 14:57)



Wavelength Dependence of Aerosol Extinction (980410, 15:05)



Wavelength Dependence of Aerosol Extinction (981002, 14:57)

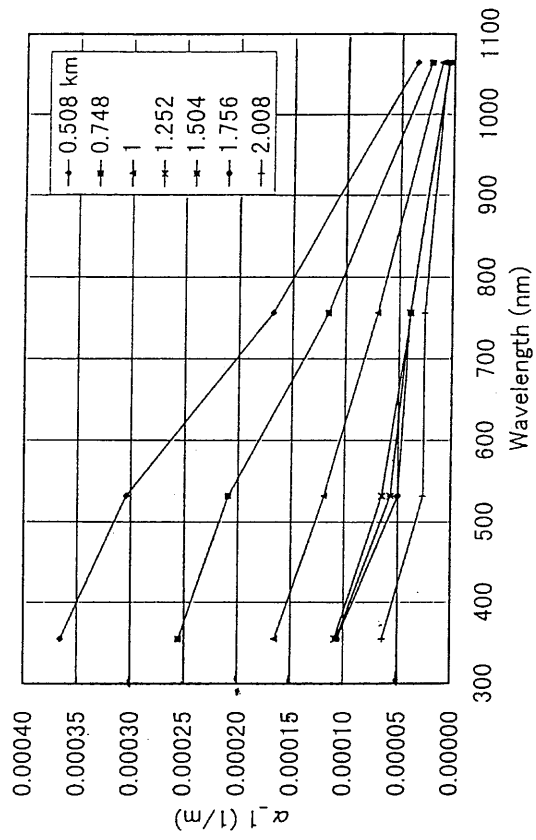


Fig.1 Aerosol profile observed with the multiwavelength lidar. (a) Extinction profile on April 10, 1998, (b) its wavelength dependence, (c) profile on October 2, 1998, and (d) its wavelength dependence.

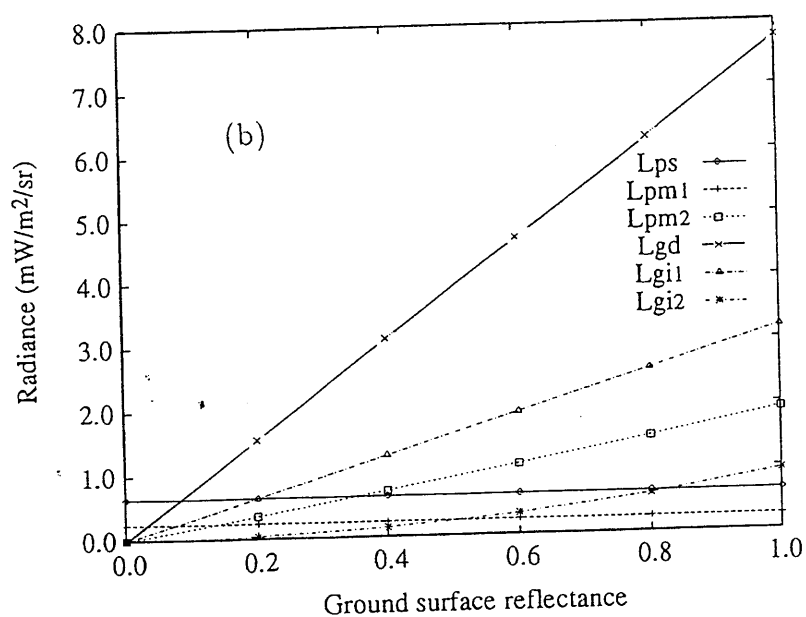
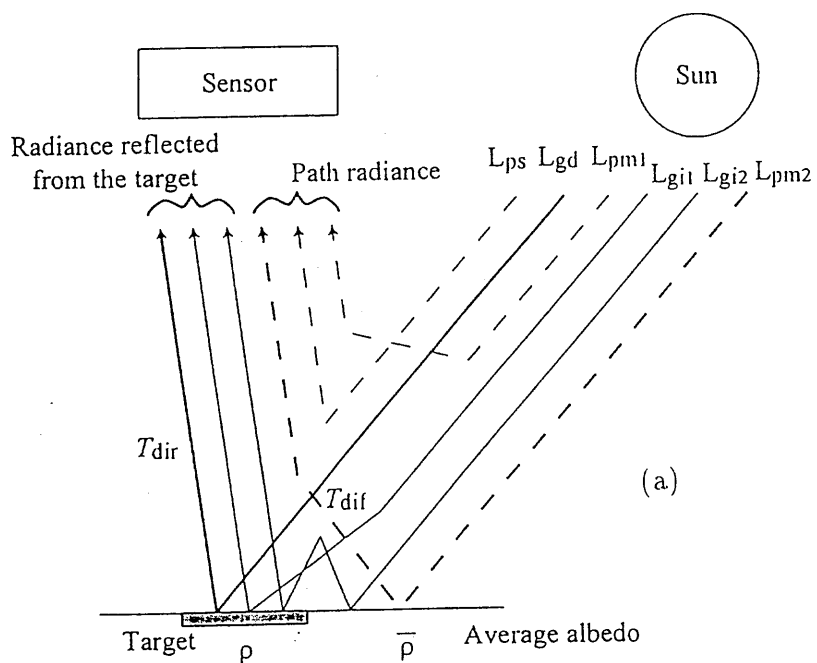


Fig.2 Radiance components used in the MODTRAN3. calculation. (a)Definition and (b)albedo dependence.

$$L_g = L_{gd} + L_{gi1} + L_{gi2}$$

である。最後に、標的ピクセルの反射率に $\rho^{(2)}$ 、周辺のピクセルからのにじみ効果の計算に $\bar{\rho}^{(1)} = \bar{\rho}^{(2)}$ を用いた式

$$\rho^{(3)} = \rho^{(2)} \frac{L_{pix} - L_0}{L'_{total}(\rho^{(2)}, \bar{\rho}^{(1)}) - L_0}, \quad (7)$$

によって、最終的なアルベドを計算する。ここで、 L'_{total} は

$$\begin{aligned} L'_{total}(\rho^{(2)}, \bar{\rho}^{(1)}) = & L_{ps} + L_{pm1} + \\ & L_{pm2}(\bar{\rho}^{(1)}) + L_{gd}(\rho^{(2)}) + \\ & L_{gi1}(\rho^{(2)}) + L_{gi2}(\rho^{(2)}, \bar{\rho}^{(1)}). \end{aligned} \quad (8)$$

によって与えられる。すなわち L_{pm2} の計算では平均アルベドを用い、 L_{gi2} の計算では平均アルベドと標的アルベドの第2近似値の値を用いる。

実際に、ライダーデータを使って千葉地域を中心とする南関東のNOAA-AVHRR (ch.1 および ch.2) 画像の補正を行っている。ライダーデータとしては、衛星飛来に同期した観測により得られたエアロゾル高度分布を使用し、MODTRANに入力する。比較のため、MODTRANコードに標準で採用されている都市型エアロゾルモデルにおいて、光学的厚さ τ をライダーと同じ値にして計算を行った。現在までに明らかになった事柄をまとめると、次のようになる。

- (1) $\rho^{(1)}$ と $\rho^{(2)}$ の差は、海陸の境界などアルベドが急に変化する領域で現れる。これは、にじみ効果の性質から当然予想される事柄である。
- (2) two-streamの計算を行う限り、 $\rho^{(2)}$ と $\rho^{(3)}$ の差は殆ど認められない。これは、放射伝達のプロセスが光学的厚さ τ のみを変数として記述されるためである。
- (3) MODTRAN3ではDISORT (Discrete Ordinates Models) のオプションが導入され、多重散乱の計算精度が向上した。8-stream、16-streamの計算を行うと、 $\rho^{(2)}$ と $\rho^{(3)}$ の間に有意の差が生じる。
- (4) 同様に、ライダーデータと(同じ光学的厚さの)都市型エアロゾルモデルを比較すると、two-streamでは差が生じないが、8-stream、16-streamでは大気補正のにじみ効果において違いが現れる。
- (5) 現在は、コードの制約から多波長のエアロゾルデータをそのまま入力するのではなく、550nmに内挿して高度プロファイルを入力している。これを改良し、355nm、1064nmのライダーデータを入力して各高度での波長依存性を計算に取り入れることが望まれる。
- (6) 同時に、現在のコードでは最大の大気層の数が34に制約されており、これにともなって距離分解能力が低層で150mと、ライダーの高い分解能を生かすことができていない。層状大気モデルの妥当性を見地から層の数はあまり多くすることは適当ではないが、現状よりは細かい層状プロファイルを考慮した計算が望まれる。

参考文献

- 1) H. Kuze, H. Kinjo, Y. Sakurada, and N. Takeuchi, "Field-of-view dependence of lidar signals by use of Newtonian and Cassegranian telescopes", *Appl. Opt.* **37**, 3128-3132 (1998).
- 2) H. Kinjo, H. Kuze, Y. Sakurada, and N. Takeuchi, "Calibration of the lidar measurement of tropospheric aerosol extinction coefficients", *J.J. Appl. Phys.* **38**, in press.
- 3) H. Kinjo, H. Kuze, H. Matsushima, and N. Takeuchi, "Calibration of the vertical lidar measurement of tropospheric aerosol extinction coefficients", *CEReS International Symposium on Atmospheric Correction of Satellite Data and Its Application to Global Environment*, pp.295-298, Chiba, Jan. 21-23, 1998.
- 4) N. Takeuchi, H. Kuze, T. Takamura, S. Murata, A. Abe, and S. Moody, "Construction of a multi-wavelength lidar system for satellite data atmospheric correction", *Advances in Atmospheric Remote Sensing with Lidar* (Selected Papers from 18th ILRC), 71-74 (Springer, Berlin, 1997).
- 5) 久世宏明、強 敏、櫻田安志、竹内延夫、「ミー散乱ライダーにおける雑音条件の検討」、千葉大学環境科学研究報告、21, 38-44 (1995).
- 6) H. Kuze, Q. Min, T. Takamura, and N. Takeuchi, "Lowtran-7 simulation of a multi-wavelength lidar applied to the atmospheric correction of satellite data", *Advances in Atmospheric Remote Sensing with Lidar* (Selected Papers from 18th ILRC), 75-78 (Springer, Berlin, 1997).
- 7) 久世宏明、「地上検証と大気モデル - エアロゾル」、(竹内延夫、久世宏明、高村民雄編) *CEReS 共同利用研究会報告集第2号 環境リモートセンシングにおける大気と大気補正*、65-73 (1998).
- 8) M. Minomura, J. Ru, H. Kuze, and N. Takeuchi, "Atmospheric Correction of satellite data using aerosol information derived from multi-wavelength lidar observation", *CEReS International Symposium on Atmospheric Correction of Satellite Data and Its Application to Global Environment*, pp.102-105, Chiba, Jan. 21-23, 1998.

アジア地域におけるエアロゾルキャラクタリゼーションとライダーネットワーク

Aerosol Characterization in Asian Area

and Lidar Network for Aerosol Monitoring

竹内延夫、久世宏明、劉 文清[†]

千葉大学 環境リモートセンシング研究センター

千葉市稲毛区弥生町 1-33 (〒263-8522)

takeuchi@rsirc.cr.chiba-u.ac.jp

1. はじめに

センターの中心課題であるアジアの環境危機問題の研究の一環として、センサ/大気放射研究部門センサ研究分野では、アジア地域を対象として、衛星データの大気補正、衛星データから大気情報の抽出、アジアの大気汚染の研究を行っており、アジアのライダー研究グループの協力を得ている。大気補正に関しては久世ら[1]によって述べられている。ここではエアロゾル(浮遊粒子状物質:SPM<suspended particulate matters>と同義語に用いる)を中心とした大気情報を衛星データから抽出することに関連し、アジアにおけるエアロゾルの光学的性質およびライダー観測地を結んだネットワーク観測の研究および研究計画について述べる。

2. アジアの環境と大気汚染

インド・パキスタンから東側の東アジアは、面積的には全世界の15.3%であるが、人口は全世界の53%を占める。地勢学的にはインドネシア、マレーシア、インドといった熱帯地方から、ヒマラヤの大山岳地帯を含んで中国、日本といった温暖帯からモンゴル、シベリアといった亜寒帯までを含む。特に最近、工業化に伴い、アジアからの浮遊粉塵の発生量は21世紀に入っても増大し続け、2000年頃には北半球の自然発生源からの発生量を越し、2020年にはその2倍に達することが予想されている[2]。浮遊粉塵の発生は単に都市の視程を悪化させ、健康被害をもたらすだけでなく、地球の放射収支に影響を及ぼし、地球規模の気候、温暖化等に重要な影響をもたらす、異常気象の一因ともなる[3]。これらの状況を理解するために21世紀初頭(2001年~2003年)に国際共同観測ACE(Aerosol Characteristic Experiment)-Asiaが予定されている。エアロゾルの起源には、大きく分けて、自然発生源のものと人工発生源のものに分けられる。後者は大気汚染等の元凶であるが、窒素酸化物、2酸化硫黄、2酸化炭素、などと異なり、その発生量の試算は難しく、きちんと把握されていない。SPMは大気汚染物質であり、その環境基準は各国で異なるものの、日平均値が

100 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (日本における環境基準)が一つの目安となる。中国では環境基準が3段階に分れており、このレベルを超すと慢性・急性の中毒を引き起こすという第三級基準(日平均250 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ 、瞬間値で700 $\mu\text{g}/\text{m}^3$)[4]を越す都市が1997年度において10都市あった。世界でSPMによる汚染が深刻な20都市の内、3/4がアジアに存在する。このようにアジアにおける大気環境は工業の進展と関連し、危機的な状況を迎えている[5]。また、中国大陸には内陸のタクラマカン砂漠やゴビ砂漠からの砂漠砂塵の舞い上がりである黄砂の現象があり、SPM濃度を高めている原因の一つである。黄砂はサハラダストの約1/3の規模であるが、韓国の春先のSPMが高濃度な現象は黄砂によるものである。しかし、砂漠地帯を植林することにより、黄砂の影響を軽減することが可能である。このようにエアロゾルの振舞いは分かっていないことも多く、衛星やライダーを用いた研究が期待される分野である。

3. エアロゾルの光学的性質

広域のエアロゾルの状態を調べるには衛星データの利用が望ましいが、陸上では地表面の反射によって戻ってくる輝度が大きく、衛星データから大気中の浮遊粉塵の情報を得ることは難しい。しかし、海上(水面上)では赤外領域において海表面からの反射が無視でき、衛星データに現れる輝度値は大気中の浮遊粉塵(エアロゾル)による散乱が大きな成分となる。これを定量的に扱うにはエアロゾルの光学的性質を知る必要がある。エアロゾルの光学的性質は散乱特性、特に、散乱の位相関数が分かると、それから単一散乱アルビードも、異方性因子も求めることができる。粒子が球形であると仮定して、ミー散乱理論を用いると、位相関数は計算できるが、これには、エアロゾルの複素屈折率と粒径分布が必要となる。

エアロゾルは粒径(直径 d)によって nucleation mode ($d < 0.2\mu\text{m}$)、accumulation mode ($0.2\mu\text{m} < d < 2.0\mu\text{m}$)、coarse particle ($d > 2.0\mu\text{m}$)に分けられる。一般に自然発生源のエアロゾル(土壌粒子、海塩粒子など)は粒径が大きく(coarse particle)、人工発生源(都市型エアロゾル、

自動車排ガス起源、工場からの排出起源)のものは、小粒子のものが多く、エアロゾルの光学的性質に大きな寄与をするのには accumulation mode($0.2\mu\text{m} < d < 2.0\mu\text{m}$) のエアロゾルである。また、森林火災等に起因する biomass burning は小粒子のものが多く。

4. ライダー観測ネットワーク

ライダー観測ネットワーク関連のメンバーは表1に示す通りである。図1に表1のライダーの所在地を示した(日本国内は省略した)。これは成層圏エアロゾル観測用のライダーを除いたほとんどのシステムが含まれる。図から分かるように、ライダーの観測地点はアジア大陸の東海岸に沿って、中緯度から熱帯まで広がっている。これらのライダーが存在している地点は環境汚染の原因となっているSPMを大量に発生している大都市が多い。

表1には日本におけるライダー研究グループは省略している。日本には十余のライダー観測グループがあり、春先の黄砂の発生時には同時観測によって日本列島を黄砂が長崎方面から次第に東に移動して、次第に減衰していく様子を異なる地点のライダーによって観測する組織が既に結成されている[6]。黄砂は中国内においても活発に研究されている。砂塵嵐の発生頻度は春先に多くなるが、9-10月を除いてほぼ一年中、発生している[7]。中国におけるSPMの高濃度汚染も黄砂の寄与が大きく、内陸部では降雨が少ないとSPM濃度も高い。前出の汚染濃度の高い10都市も黄砂の影響がある中国中部から北部にかけて多く存在し、南部では少ない。

中国内部の自然発生源、人工発生源のエアロゾルの分布状況を考えると、観測地点としては西の蘭州の他、その東南の西安、成都、武漢あたりにライダーを含めて観測点が欲しい。

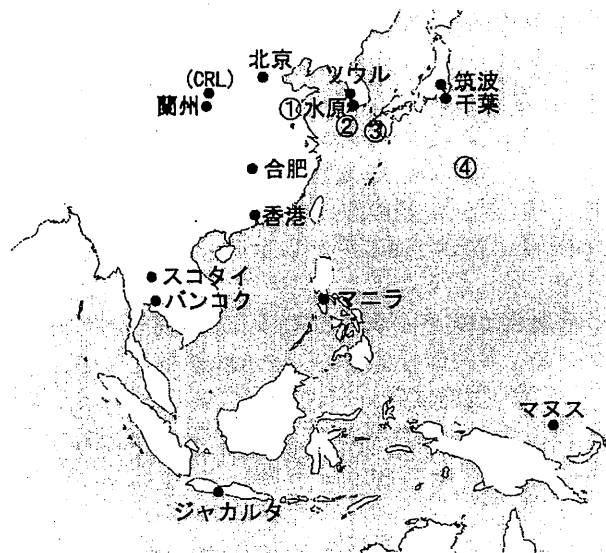


図1 アジアのライダーネットワーク

共通の観測を行うためには、共通の測定器を用いることがデータの互換性の観点からも望ましい。Spinmhirne (NASA/GSFC)によって開発され、米国エネルギー省の観測プロジェクト ARM (Atmospheric Radiation Moni-

表1 アジアライダーネットワークの構成メンバー

都市	国	機関名	担当者(敬称略)
合肥	中国	安徽光学精密機械研究所	・ 胡 敏陵 ・ 周軍 ・ 劉文清
北京	中国	大気物理研究所	・ 邱 金桓
Seoul	韓国	Seoul 国立大学	・ S.C. Yoon
水原	韓国	京熙大学	・ C.H.Lee
香港	中国	香港市城大学	・ 梁 鏡明
マニラ	フィリピン	Atene de Manilla 大学	・ M. Alarcon
MPL のサイト			
つくば	日本	気象研究所	
Sukhothai	タイ	千葉大	
マヌス島	Papua-Newguinea	NASA/GSFC (ARM-site)	
その他、関連機関			
Phitsanulok	タイ	Naresuan 大(Det)	エアロゾル
バンコック	タイ	KMIT-L(Apinan)	CRL-L
Jakarta	インドネシア	インドネシア大(Zain) KIM-LIPI(Mego)	大学間協定 ODA-L
蘭州	中国	砂漠研究所(劉新民) 高原物理研究所(王介民)	CRL-L 大気汚染
青島	中国	海洋大学(陳 衛標)	エアロゾル
シンガポール	シンガポール	Singapore 大(Lin Hock) 南洋大学	衛星データ 大気汚染

toring)に採用された MPL (Micro Pulse Lidar)[8]は市販製品としてはスイッチを入れればデータがハードディスクに溜まるという、思想で作られたおそらく初めて装置である。アジアでは、中国の合肥、韓国のソウル、つくばの気象研、タイのスコタイ(千葉大が運用)と、パプア・ニューギニアのマヌス島その他、赤道域の2島に設置されている。また、対流圏の観測を主としたライダーとしては郵政省通信総合研究所(CRL)によるライダーが中国蘭州郊外の内蒙古(砂漠研究所が管理)、バンコック(タイ) (KMIT-L が管理)にある。また、ODA援助によってジャカルタ(インドネシア)市の大気汚染を海岸から内陸に向かって3ヶ所で観測するシステム(KIM-LIPI が管理)も設置されている。

以上、アジアにおけるライダー研究機関と大気環境との関係を述べてきたが、広域のエアロゾル分布を求めるには、衛星データを利用することが望ましい。そのためには、エアロゾルの光学的性質を観測することが重要であるが、これはライダーデータを有効に利用することのためにも有効である。このためには、粒径分布と化学組成を知ることが必要である。アジアのライダー研究グループでは観測手法を統一してエアロゾルの性質を調べることを検討している。

5. アジア各地における雲・高濃度エアロゾル観測とモニタリング

以上の方針にそって、センサ／大気放射研究部門センサグループでは、大気放射グループや東京大学気候システム研究センター、安徽光学精密機械研究所と協力して、以下の観測を行ってきた。

(1) スコタイとつくばにおけるライダー(MPL)観測

1997年7月～1998年1月、1999年1月復帰予定
スコタイでは東大／中島 Gr 及び 千葉大／高村 Grによって、放射の常時測定が行われている。

(2) 千葉、スコタイにおけるエアロゾルの定常観測

千葉: 1996年より、夏・冬の関東1都7県(山梨県を含む)の浮遊粒子状物質調査に参加。

1997年5(7)月より千葉、スコタイ、ピサノローで毎月サンプリング。

1998年 7-8月 モンゴルのエアロゾルのサンプリング

(3) シンガポール、ジャカルタ郊外におけるインドネシア山林火災時の大気観測(エアロゾル、放射の観測)

シンガポール大学: 1997年10月12日～12月8日

ビダダリ(インドネシア): 1997年 11月9日～18日

スルボン(インドネシア): 1997年 11月19日

～12月10日

(4) 中国におけるエアロゾル観測データの収集

1998年 9～10月に訪問・調査

以下、観測例を順に示す。

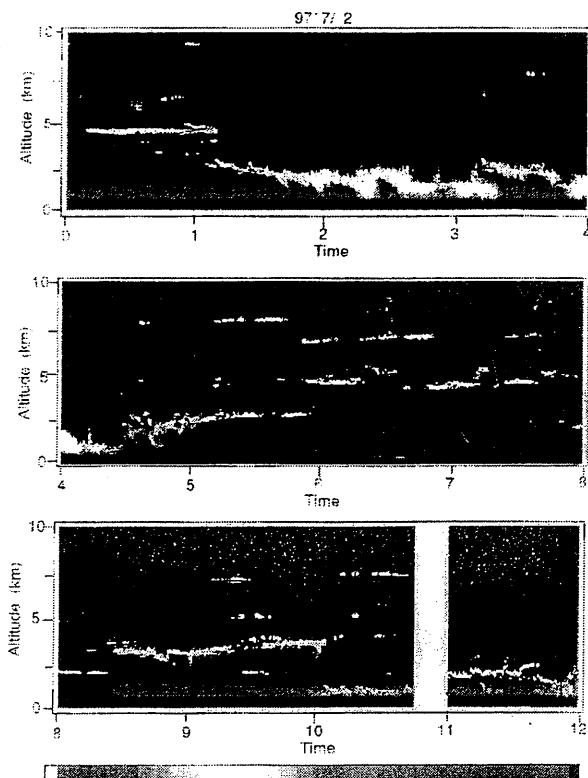


図2-a スコタイのMPL観測例(1997年7月2日 0-12時)

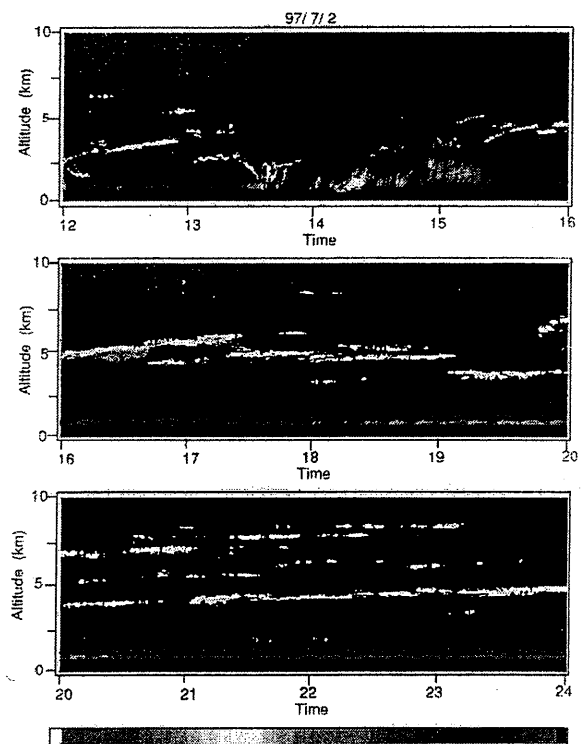


図2-b スコタイのMPL観測例(1997年7月2日 13-24時)

5. 1 スコタイにおけるライダー観測

図2にスコタイにおける1997年7月2日のMPLの観測データを示す。スコタイの気象を図3に示す。7月は既に雨季に入り、かなりの降雨量が見られ、高湿な気候である。地表面の濃いエアロゾル層の出現以外に、雲の運動も活発で10kmまでの高層に4層に渡る雲が見られた。また、濃い層雲が地表面に接地する様子も図2aに示されている。同様な現象が午後早い時刻にも見られる。1997年8月の多層構造を考慮した雲底高度の統計を図4に示す。図4では1kmまでを0.1km刻みで、5kmまでを0.5km刻みで、それより上を1km刻みで分けている。雨季である8月は雲が見える確率はほぼ90%に達し、雲底高度は、1-3kmと3-9kmの2層に分かれ、前者に雲底があるときに全体のほぼ60%、後者に雲底があるときに全体の56%(後者は最下層の雲により隠されているときもあるので、実際はこの数字よりも大きい)であることが分かる。(図4で述べ頻度が100%を超えているのは、多層構造の雲底をそれぞれ数えているため。)

5. 2 エアロゾルの定常観測

前述のように、エアロゾルの光学的な性質(散乱の位相関数など)を得るためには、エアロゾルの粒径分布と複素屈折率が分かれば球形を仮定してミー散乱理論を用いて位相関数を計算できる。しかし、複素屈折率(実数部)は直接測定する方法が無いので、通常、化学組成を測定してモデルにしたがって、計算する。

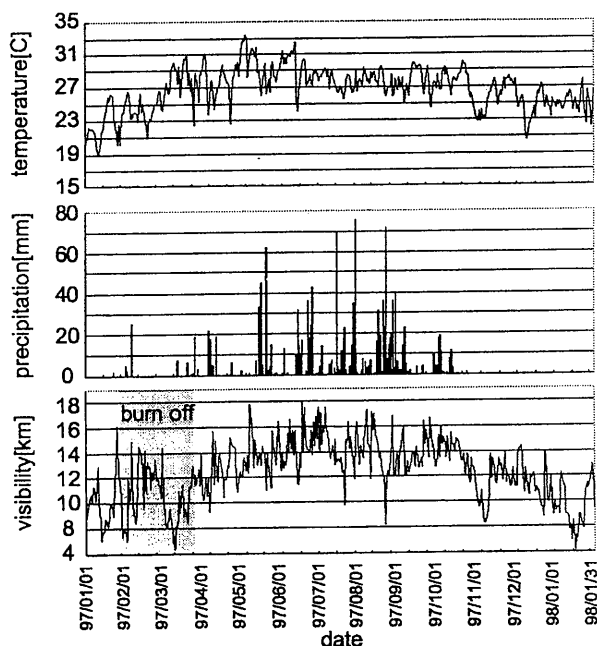


図3 スコタイの気候

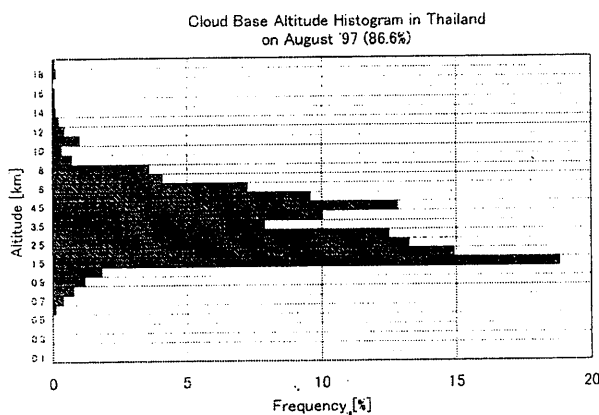


図4 スコタイの1997年8月における雲底高度の統計

センサグループでは、太田氏(北大)、千葉県らの協力を得て、夏・冬の関東1都7県3市の浮遊粒子状物質調査に参加するとともに、独自にも同じ手法で千葉及びスコタイで定期的な観測を行っている。

解析には太田氏(北大)や関東地方の地方自治体で使用している手法を採用した。これは光学的な吸収の主要因となる原子炭素と有機炭素を石英フィルターを用い、他の水溶性イオンや金属元素をポリフロン・フィルターを用いて、直径 $2.2\mu\text{m}$ を境として2段に段数を減らしたアンダーセン・ローボリュームサンプラーで48~96時間、捕集し、熱分析法、イオンクロマト法、原子吸光法などで分析する。本手法は、地上のエアロゾルをサンプリングするので大気補正に必要な柱状濃度との関係が明確でない、吸引時間が2~4日にまたがるので短時間の変化に対応しない、サンプリング後乾燥状態で測定する(乾燥重量)ので必ずしも大気中の状態と対応しない、等の問題点があるが、最も広く行われている方法である[9]。

図5に千葉、スコタイ(Sri-Samrong)、ピツアヌロー

(Naresuan)、モンゴルの成分分析結果を示す。原子炭素(EC)が複素屈折率の虚数部に寄与し、量の多い NH_4 イオン、 SO_4 イオンが全体の屈折率(実数部)を支配する。タイでは有機炭素が多く、千葉では SO_4 、 NH_4 が多く、原子炭素(主として自動車排ガス)が多いことが特徴である。

5.3 インドネシア山林火災時の大気観測

同じ観測をインドネシア山林火災に伴うバイオマスバーニングの観測にも用いた。観測は予算の関係から山林火災も山を越えた10月(シンガポール大学屋上)、11月(ビダダリ島/ジャカルタ沖、スルボン/ジャカルタ南郊)に行われた。インドネシアの山林火災の観測ではサンフォトメータやスカイラチオメータなどの放射観測も同時に行われた。分析結果を図6に示す。観測時期にもよるが、山林火災の風下側のシンガポールでは $100\mu\text{g}/\text{m}^3$ を超す高濃度の排煙が観測されているのに対し、風上側のビダダリ、スルボン(いずれもインドネシア)では濃度は $1/3$ 以下である。(シンガポールも雨季の始まった12月は急激に濃度が減少した)

図7にエアロゾルの成分分析結果から複素屈折率を求める方法を図で示した。成分毎に複素屈折率と粒径分布を仮定して、位相関数を求めて、その和と等しくなるように複素屈折率を決める。このようにして得られたインドネシア山林火災の排煙の光学的性質を用いて、図8に示す白枠内の領域に対して、エアロゾルの空間分布を求めた。陸上や他の高濃度領域の解析を行うには雲との識別、高濃度のときの感度テストなど、まだ解決すべき問題が多い。

5.4 中国におけるエアロゾル観測データの収集

衛星データを解析して、エアロゾルの濃度分布を求めるにはそれぞれの対象地域でのエアロゾルの光学的性質を予め知っておく必要がある。そこで、既に観測されたデータを収集するために、1998年9~10月に中国の訪問・調査を行った。その結果、中国ではかなりの地点で日本の海外援助(ODA)によって観測が行われているが、データは関係者以外では北京の国家環境総局に属する環境科学センターに集められ、そこで留められて、極一部の資料以外は予算の提供者であるJICAにも報告されていないのが実状であることが判明した。なお、幾つかのデータは学術誌に出版されており、これらは公開されたデータであるので、最も信頼性のあるデータと言える。

6. 今後の国際観測計画

アジアのエアロゾルの国際共同研究としてACE(Aerosol characteristic Experiment)-Asiaが繰り広げられつつある。本プロジェクトは昨年(1997年)名古屋で第1回の打ち合わせがもたれ、本年8月にシアトルでの第2回目の打ち合わせの後、11月に済州島(韓国)で第3回のプランニング・ミーティングが開かれた。本グループから

も竹内が出席した。2001年から2003年に掛けて本格的な観測が行われ、ライダーによる空間構造の解明が大きな課題となっている。現在、中国の青島(図1の地点①)、韓国の済州島(同②)、日本の長崎(同③)、父島・母島(同④)、米国のウェーキ、ミッドウェー、ハワイにライダーをおく計画が検討されている。

関連するエアロゾルのアジア地域の対流圏エアロゾル・雲の国際協力プロジェクトとしては米国EOS-AMのMODISやADEOS2搭載のGLIの地上検証計画、2001年打ち上げ予定のミッション実証試験衛星(MDS)2号搭載の宇宙ライダー ELISE の実証試験等があげられる。

[参考文献]

1. 久世、竹内、多波長ライダーによるエアロゾル観測と衛星データの大気補正、本シンポジウム予稿集
2. B. J. Huebert, : ACE-Asia White Paper, 1998, Aug.
<http://www.cmdl.noaa.gov/aerosol/aceasia/>
3. P.V. Hobbs, ed. :Aerosol-Cloud-Climate Interactions, Academic Press, (1993)
4. 井村、勝原: 中国の環境問題、東洋経済新報社(1995)
5. 大気汚染研究会編: 地球大気環境問題とその対策、オーム社 (1993)
6. 村山、他: 日本における黄砂のライダーネットワーク観測 1998、第 19 回レーザーセンシングシンポジウム、D3、(1998.6.4-5、秩父)
7. 王式功、楊徳保、他: 我西北地区黒風暴的成因和対策、中国沙漠 vol.15, No.1, 19-30 (1995)
8. J. D. Spinhirne: Micro Pulse Lidar, IEEE Trans. Geosc. Remote Sensing, 31 48-54 (1993).
9. 浮遊粒子状物質対策検討会: 浮遊粒子状物質汚染予測マニュアル、東洋館出版社、(1997)

中国科学院安徽光学精密機械研究所、光学環境監測研究室
" 厳密には SPM は $10\mu\text{m}$ より粒径が小さいエアロゾルを指す。

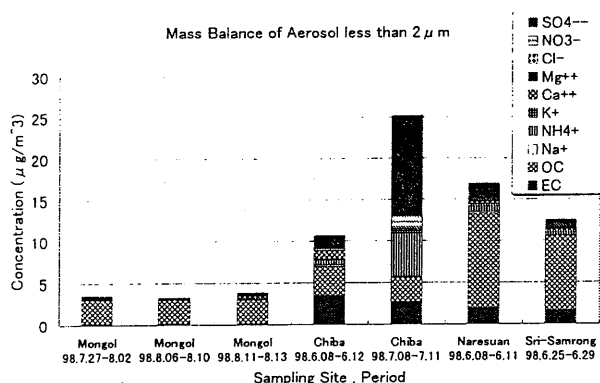


図5 千葉、モンゴル、スコタイ、ピサノローのエアロゾルの分析結果。

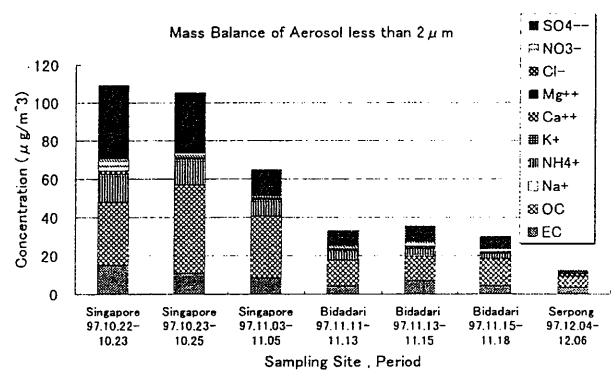


図6 インドネシア山林火災時のシンガポール、ビダダリ、セルボンでの化学組成の分析結果

Estimation of optical properties of fine particle.

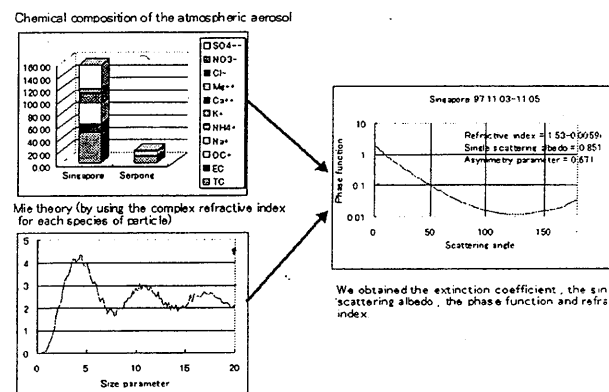


図7 化学成分と粒径分布からミー散乱理論を用いて複素屈折率を求める手法の説明。

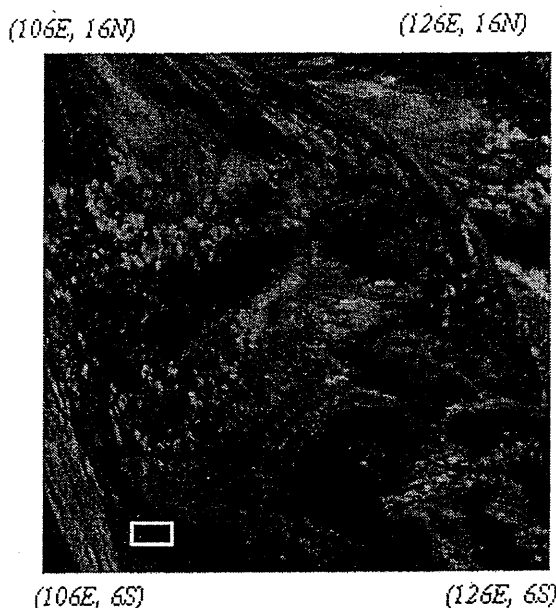


図8 インドネシア山林火災による排煙の影響の大きい10月8日のNOAA14号の衛星データ。幾何補正によって緯度・経度座標に変換してある。左下の白枠内の排煙濃度を求めた。

化学組成分析に基づく大気エアロゾルの 光学的特性の推定法の検討

北海道大学大学院工学研究科

太田 幸雄・長谷川 就一・池内 和泉

1. はじめに

大気エアロゾルは太陽放射を散乱・吸収することにより気候に大きな影響を与える（大気エアロゾルのアルベド効果）。特に近年の二酸化炭素等の増加に伴う地球温暖化問題において、この大気エアロゾルによる温暖化抑制効果（冷却効果）の見積もりが大きな課題となってきた。また、人工衛星による海色や地表面アルベド等のリモートセンシングにおいては、大気エアロゾルによる散乱・吸収効果を補正するいわゆる大気補正が必須な作業となってきた。

以上のような大気エアロゾルのアルベド効果の評価、および衛星リモートセンシングにおける大気補正においては、大気エアロゾルの光学的特性（複素屈折率と粒径分布、あるいは単一散乱アルベドと散乱の角度分布関数）の正確な把握が決定的に重要である。筆者等はこれまでこの大気エアロゾルの光学特性を化学組成分析に基づいて決定する手法を開発してきた。今回、これまでの研究の概要と、1997年12月～1998年4月に千葉大学環境リモートセンシング研究センターの屋上において行なった、大気エアロゾルの化学組成分析結果およびそれに基づいて決定された光学的特性について報告する。

2. 大気境界層内のエアロゾルの化学組成分析

地球上の大気エアロゾルは、おおよそ高度10km以上の成層圏エアロゾルと高度2～10kmの自由対流圏エアロゾルおよび地表から高度約2kmまでの大気境界層エアロゾルの3つに分類できる。このうち成層圏エアロゾルと自由対流圏エアロゾルについてはこれまでにその複素屈折率 m が測定され、ほぼ成層圏エアロゾルは $m = 1.55 - 10^{-8}i$ 、自由対流圏エアロゾルは $m = 1.55 - 0.01i$ と考えられている。しかし大気境界層内のエアロゾルは地表面付近の影響を強く受けるために複素屈折率や粒径分布等は地域毎に大きく異なっており、現地での実測が必要となる。

筆者等はこれまで、この大気境界層内のエアロゾルについてその化学組成分析を行い、その結果に基づいて、光学特性を推定してきた。図1は、札幌において捕集された粒径 $2\mu\text{m}$ 以下の大気エアロゾル（微小粒子）の組成分析結果である。図に示されているように大気エアロゾルはほぼ黒色純炭素（EC）、有機物（Organics）、硫酸イオン（ SO_4^{2-} ）、硝酸イオン（ NO_3^- ）、塩化物イオン（ Cl^- ）、アンモニウムイオン（ NH_4^+ ）、海水中的陽イオン（SS, Ci）、土壌粒子（Soil）および水分（Water）の9成分から構成されている（これら9成分の濃度の合計が、エアロゾル全体の総重量濃度（TPM）の90～116%を占めている）。

また図2に、米国アリゾナ州ツーソン市郊外のレモン山山頂（標高2,700m）において捕集された大気エアロゾル（微小粒子）の化学組成分析結果を示す。札幌と同様にほぼ上記の成分で大気エアロゾルが構成されていることが分かる。

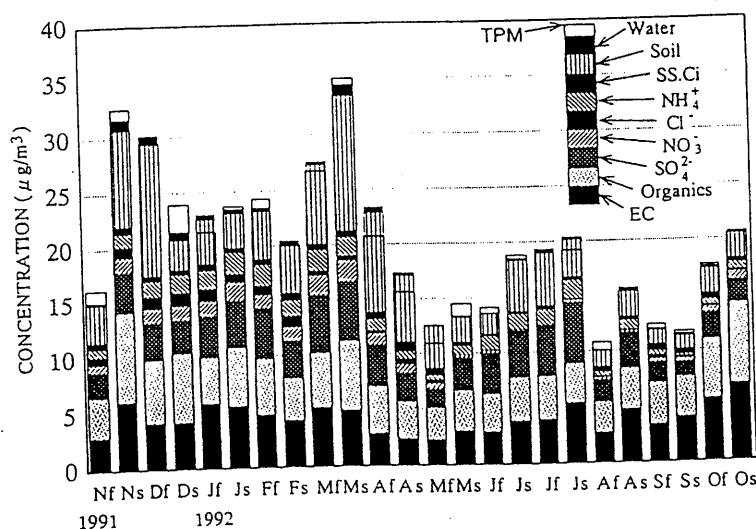


図 1. 札幌における微小大気エアロゾルの組成分析結果

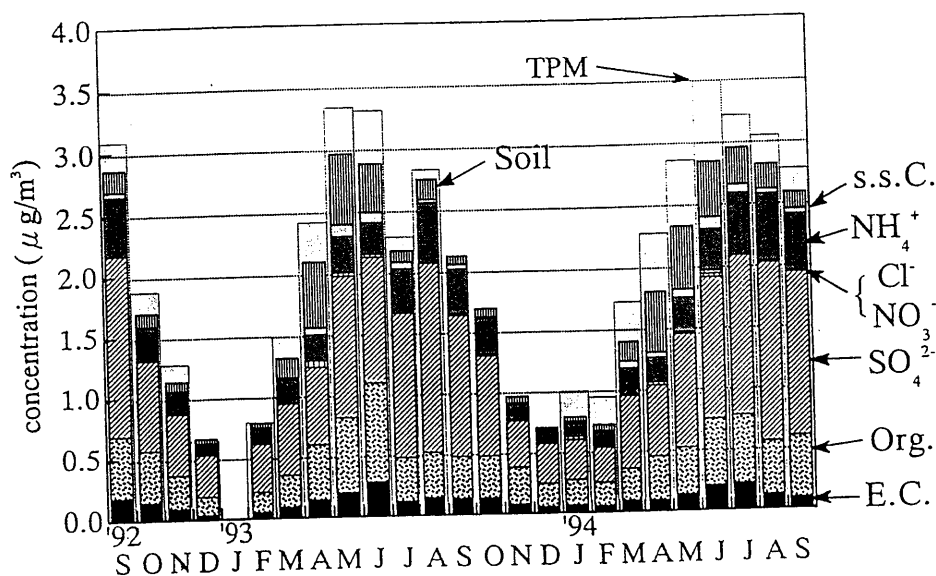


図 2. アリゾナ州レモン山山頂における微小大気エアロゾルの組成分析結果

3. 化学組成分析に基づく大気エアロゾルの光学的特性の推定

以上のような化学組成分析に基づき、以下に示すような手法で大気エアロゾルの光学特性を推定した。まず、大気エアロゾルは、黒色純炭素粒子、有機物粒子、硫酸アンモニウム $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 粒子、硝酸アンモニウム (NH_4NO_3) 粒子、海塩粒子 (Sea salt)、土壌粒子 (Soil) および混合粒子 (Mixed particle) から構成されているものとする。なお混合粒子とは、黒色純炭素を核としてその上を硫酸アンモニウム成分が覆っている粒子である。

これらの各成分粒子のうち、黒色純炭素粒子、有機物粒子、硫酸アンモニウム粒子、硝酸アンモニウム粒子及び混合粒子は微小粒子に属し、海塩粒子および土壌粒子は粗大粒子に属するものとし、各々、次のような個数濃度 N に対する対数正規分布

$$dN/d\ln r = [N_0 / (\sqrt{2\pi \ln \sigma g})] \cdot \exp[-(\ln r - \ln r_{gN})^2 / (2 \ln^2 \sigma g)]$$

をなすものとして、幾何平均半径 r_{gN} は、微小粒子については $0.055 \mu\text{m}$ 、粗大粒子は $0.49 \mu\text{m}$ 、幾何標準偏差 σg については、微小粒子は 2.10、粗大粒子は 2.15 を与えた。また各化学成分粒子について、乾燥状態での密度 ρ および波長 500nm における複素屈折率 m を表 1 のように与えた。

Particles	ρ (g/cm ³)	m
Elemental C	1.00	1.75 - 0.55 i
Organics	1.40	1.55
(NH ₄) ₂ SO ₄	1.76	1.55
NH ₄ NO ₃	1.66	1.55
Sea salt	2.16	1.55
Soil	2.00	1.55 - 0.008 i

表1. 各化学成分の乾燥状態における密度 ρ および波長500nmにおける複素屈折率m

以上の値を基に、Mie散乱理論により、各化学成分粒子（成分i）の体積消散係数 σ_{ext}^i および体積散乱係数 σ_{sca}^i を求め、それらの総和として大気エアロゾル全体の体積消散係数 σ_{ext} および体積散乱係数 σ_{sca} を求める。

$$\sigma_{ext} = \sum \sigma_{ext}^i, \quad \sigma_{sca} = \sum \sigma_{sca}^i.$$

単一散乱アルベド ω は、これらの比として求められる。

$$\omega = \sigma_{sca} / \sigma_{ext}.$$

図3に、アリゾナにおける大気エアロゾルの組成分析結果（図2）を基に、上記の手法で算出された単一散乱アルベドおよび体積消散係数を示す。ただし、黒色純炭素粒子の半分と硫酸アンモニウム粒子の半分が混合粒子を構成しているものと仮定している。この状態をInternal half mixture と呼ぶ。一方、各成分粒子が各々独立に存在しており混合粒子を全く含まない場合を、External mixture と呼ぶ。

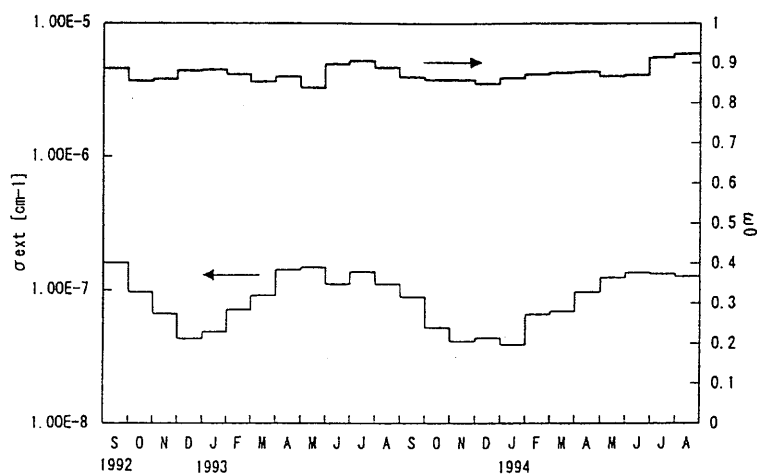


図3. アリゾナにおける波長500nmでの大気エアロゾルの単一散乱アルベド ω と体積消散係数 σ_{ext} .

4. 千葉（千葉大学CEReS屋上）における大気エアロゾルの組成と光学特性

千葉大学環境リモートセンシング研究センターの屋上において、1997年12月から1998年4月までに測定された微小エアロゾルの組成分析結果を、図4に示す。炭素エアロゾルすなわち黒色純炭素および有機物粒子がかなりの割合を占めていることがわかる。

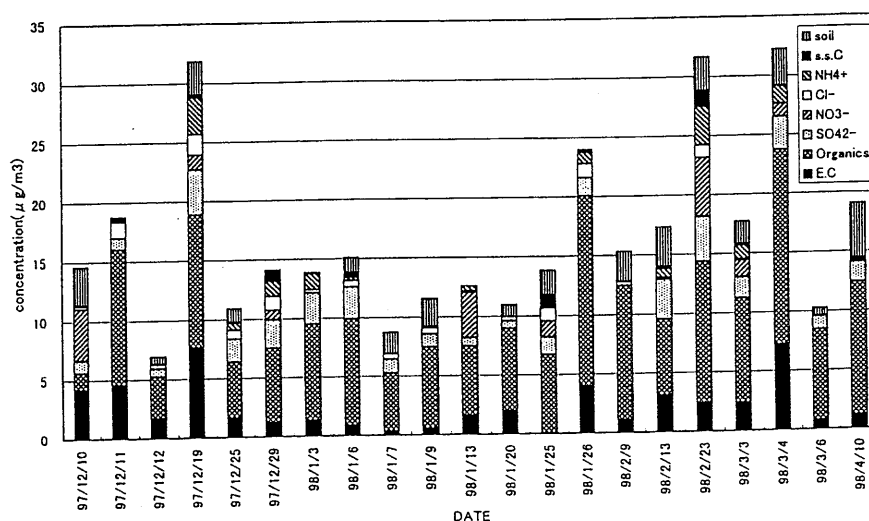


図4. 千葉大学 CEReS 屋上における大気エアロゾルの組成.

図5に、図4の千葉における微小粒子エアロゾルをInternal half mixture と仮定した場合の、大気エアロゾルの単一散乱アルベドおよび体積消散係数を示す。大気エアロゾルの吸収の大きさを示す単一散乱アルベドは、0.73~0.92 の値を示している。

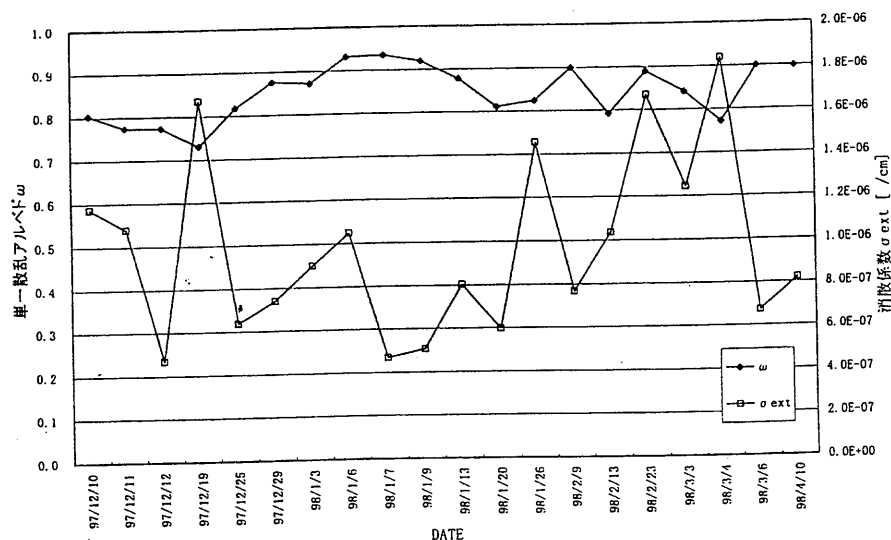


図5. 千葉大学 CEReS 屋上における大気エアロゾルの波長510nmにおける単一散乱アルベド ω と体積消散係数 σ_{ext} .

5. 今後の課題

以上、化学組成分析に基づく大気エアロゾルの光学特性の推定法について述べた。しかし、以上の手法では、混合粒子の存在割合が異なる場合、すなわちExternal mixture と Internal half mixture の各々について算出された単一散乱アルベドが、0.03~0.05 程度異なる。この値は、大気エアロゾルのアルベド効果やリモートセンシングにおける可視域での大気補正においては無視し得ない大きさである。また、各成分粒子の粒径分布を変えた場合にも、得られる単一散乱アルベドは大きく変化する。そのため、今後、大気中の混合粒子濃度の実測、および各成分粒子の粒径分布の実測が重要な課題となる。

18. 対流圏エアロゾルのキャラクタリゼーション

東京理科大学理学部

古江 大介、中江 茂、三浦 和彦、

1. はじめに

大気エアロゾルは、直接的または間接的に地球の放射収支に影響を及ぼし、その光学的性質を知ることが、大気科学に重要で、各分野で精力的に研究が続けられている。ここでは、対流圏エアロゾルの、可視および近赤外領域での質量吸収係数の情報を、光音響分光法によって得ることができたので、その結果について報告する。

2. 実験方法

(1) 測定原理の概要

各種の測定法があるが、光吸収量の直接測定には、光音響測定法が最も適していると思われる。エアロゾルを集め、それを密閉容器に入れて断続する単色光に当てると、光りはエアロゾルに吸収され、非励起無放射過程により熱に変換される。この断続的な熱流はエアロゾル表面から気体境界層へ伝わり、密閉容器内の圧力変化、即ち音響信号を発生する。これをマイクロホンで受ければ光吸収量を音響波として受信することができる。

(固体試料における光音響効果)

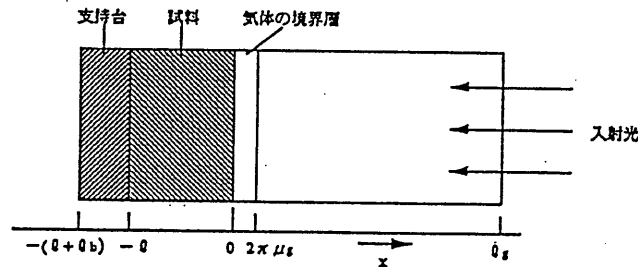


図1 1次元モデルの光音響セル

図に示すように、エアロゾル試料(厚さ l)を支持台(厚さ l_s)に乗せ密閉容器に封入する。空気層の厚さを l_g とする。入射する光強度を $I=(1/2)I_0(1+\cos\omega t)$ とすると、光の線吸収係数を β とし、 x 点における熱密度は光の吸収により $(1/2)\beta I_0 \exp(\beta x)(1+\cos\omega t)$ で与えられる。したがって試料中の熱拡散方程式は次式で与えられる。

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} = \frac{1}{\alpha_s} \frac{\partial \phi}{\partial t} - A \exp(\beta x) [1 + \exp(j\omega t)], \quad \text{for } -l \leq x \leq 0, \quad (1)$$

ここに A は、 $A=\beta I_0 \eta / 2k_s$ であり、 ϕ は温度、 η は吸収光の熱への変換効率でこの場合1とした。 α_s は熱拡散係数である。この熱は試料前後へそれぞれの熱拡散係数に依存して伝搬する。上式の一般解に、試料前後の熱流束の連続性を考慮した境界条件を代入して、試料と空気の境界面($x=0$)温度の複素振幅 θ を得る。

周期的な熱拡散は、気体へ周期的な温度変化をもたらすが、この変動成分は

$$\phi_{ac}(x, t) = \theta \exp(-\sigma_g x + j\omega t). \quad \text{で与えられ、実数部を取って実際の温度変化は、}$$

$$T_{ac}(x, t) = \exp(-a_g x) [\theta_1 \cos(\omega t - a_g x) - \theta_2 \sin(\omega t - a_g x)],$$

で与えられる。 θ_1, θ_2 は、 θ の実数部虚数部である。これらの様子を図2に示しておく。

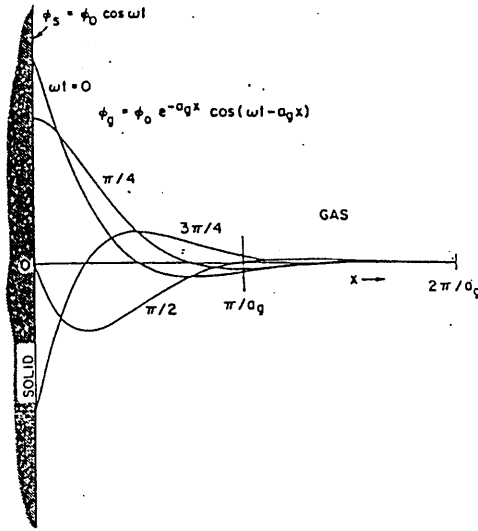


図2. 表面境界層の温度変化。

距離 x が、 $2\pi/a_g = 2\pi\mu_g$ (μ_g : 熱拡散長) 以内で振動は止まり、これが図1の境界層を示している。この境界層内の平均温度の時間変化は、気体の膨張、収縮を招き、このピストンの断熱変位からセル内の圧力変化が、断熱変化の関係式 PV^γ から導かれる。

$$\delta P(t) = Q \exp[j(\omega t - \frac{1}{2}\pi)],$$

$$Q = \frac{\gamma P_0 \theta}{\sqrt{2} l_g a_g T_0}.$$

ここに γ は比熱比であり、 Q は圧力変化の振幅を示すが、温度の複素振幅 θ を代入して周期的な圧力変化を求めることができる。

結果を次に示しておく。

$$Q = \frac{\beta I_0 \gamma P_0}{2\sqrt{2} k_s l_g a_g T_0 (\beta^2 - \sigma_s^2)} \left(\frac{(r-1)(b+1) \exp(\sigma_s l) - (r+1)(b-1) \exp(-\sigma_s l) + 2(b-r) \exp(-\beta l)}{(g+1)(b+1) \exp(\sigma_s l) - (g-1)(b-1) \exp(-\sigma_s l)} \right),$$

$$b = k_b a_b / k_s a_s, \quad g = k_g a_g / k_s a_s, \quad r = (1-j)\beta / 2a_s, \quad \sigma_s = (1+j)a_s,$$

この圧力変化を、試料が光吸収長 $\mu_B = 1/\beta$ より短い(透明)場合に適応すると、適当な近似を用いて次式で与えられる

$$Q \approx \frac{(1-j)\beta l}{2a_s} \frac{\mu_b}{k_b} \gamma \propto \beta l \omega^{-1}$$

光学的に不透明な試料(試料の厚さ $l > \mu_B$) の場合には、同様の近似で次式が得られる。

$$Q \approx \frac{1-j}{2a_s} \frac{\mu_s}{k_s} \gamma \propto \omega^{-1}$$

これを、前式の試料の厚さが無限の場合に相当すると考え、 Q_{max} とすると、上2式より、

$$\begin{aligned} Q &= \dot{Q}_{max} \times \beta l \\ &= Q_{max} \times \{1 - \exp(-\beta l)\} \end{aligned}$$

と書くことができる。しかし捕集したエアロゾルの厚さ l を測定することは難しいので、質量吸収係数 δ を使用して次のように改める。

$$Q = Q_{max} \{1 - \exp(-\delta L)\}$$

ここに L は面積質量であり、 ρ は粒子密度である。したがって、複素屈折率の虚数部 n_2 は、

$$n_2 / \rho = \delta \lambda / 4\pi \quad \text{の関係式から求めることができる。}$$

(2)実験装置

Xeランプを光源として使用した。適当な光学フィルターを通して分光器で希望する波長 λ の光を取り出すが、光に周期性を与えるため、さらにチョッパーを通過させ断続光として光音響セルへ導く。この光りはミラーで反射させ石英窓を通してセルに入り、フィルターに捕集したエアロゾルへ照射される。発生する圧力波は高感度コンデサーマイクロホンで受け、増幅の後、チョッパーからの参照信号と共にロックインアンプへ入力される。システムの構成図を以下に示しておく。

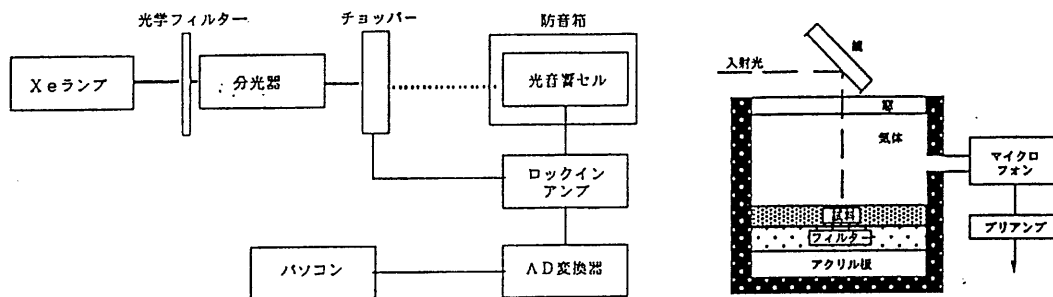


図3: 装置構成

光音響セル

3. 実験結果

(1)光音響信号の周波数依存性

エアロゾル試料をアンダーセンエアサンプラーで、6、15、24時間捕集し、それぞれの光音響信号の周波数依存性を調べた結果を図4に示す。試料吸引量は 28.3 l/min である。

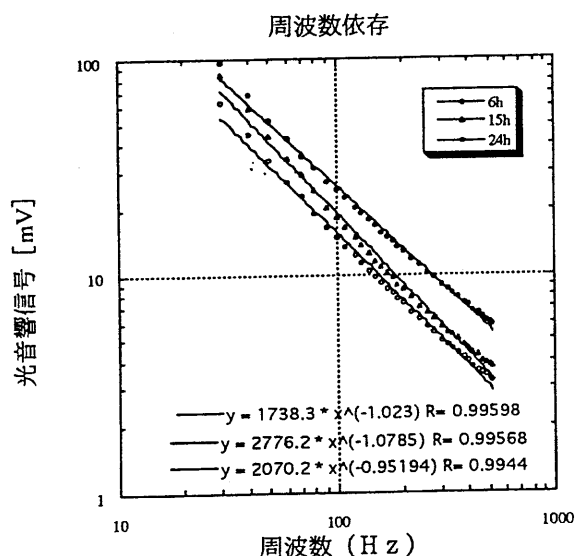


図4: 光音響信号の周波数特性

(2)試料のサンプリング

試料はアンダーセンエアサンプラーを用いて、エアロゾル粒子径 $2\mu\text{m}$ 以下の微小粒子を流量 28.3 l/min で捕集し、可視光領域 $400\sim 700\text{ nm}$ を 10 nm 間隔、近赤外領域 $700\sim 2000$

光の波長 $\lambda = 500\text{ nm}$ において、図に示すようにチョッパ周波数 ω の逆数に比例し、捕集時間、すなわち試料の面積質量の増すほど光音響信号も大きくなる。これは試料が光吸収長より短く(薄く)、光学的に透明で信号強度が試料の厚さに比例する($\sim \beta l$)事を示しており、測定原理の項で説明した近似を満足していることがわかる。従って、光学的に透明で熱的にも薄い試料であり、(7)または(8)式で結果を解析することが妥当であることを示す。

nmを25nm間隔で走査した。水分の影響が考えられ、すべて湿度30%の条件で測定している。
得られた試料の捕集期間、サンプル数、捕集時間、試料の重量など以下に示しておく。

期間	サンプル数 (個)	捕集時間 (h)	試料の重さ (mg)
95年11月～12月	10	24～196	0.34～7.06
97年11月～12月	10	19～147	0.76～9.31
98年3月～4月	9	16～151	0.52～6.02
98年7月～8月	10	18～167	0.63～2.85
98年9月～10月	10	21～210	0.55～5.71

図5: 分析試料表

(3)音響信号の質量依存性

幾つかの試料に対する音響信号の、面積質量(g/cm^2)への依存性を図6に示しておく。
使用した波長、1000nm, 1500nmの例である。この飽和値から信号の最高値 $Q_{\max}$ が求まり、
増大曲線から質量吸収係数 δ が求まる。

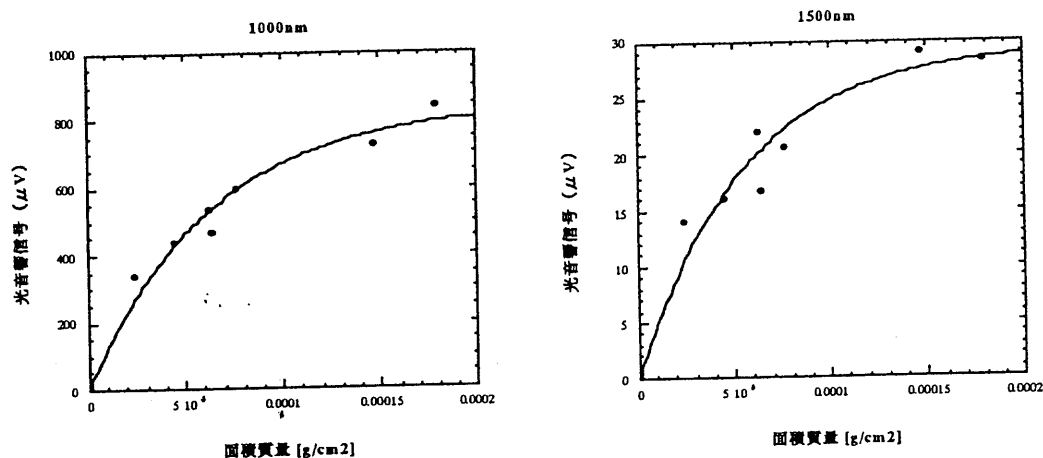
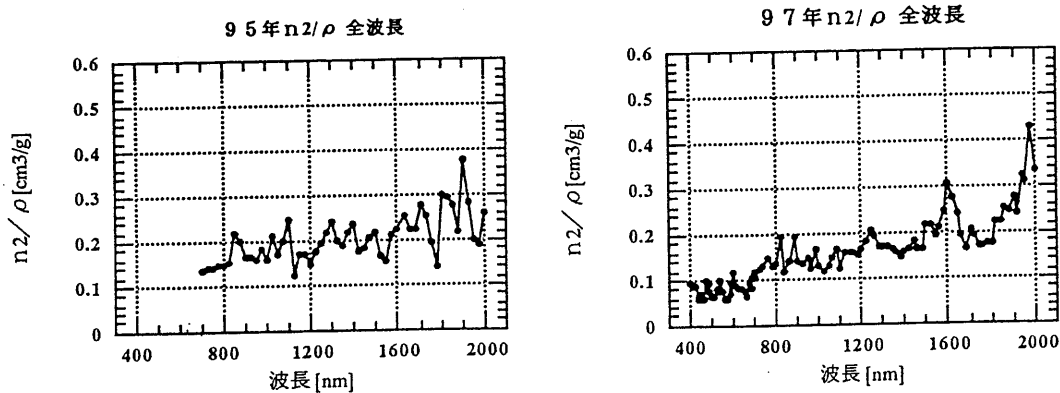
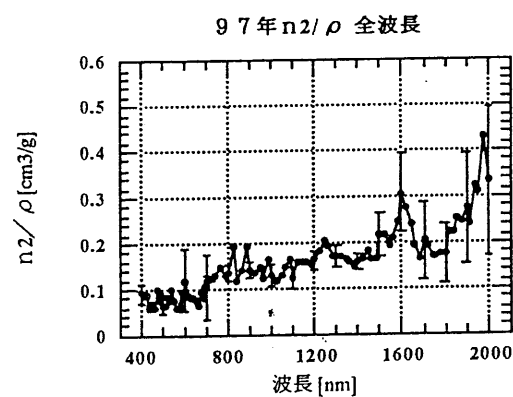
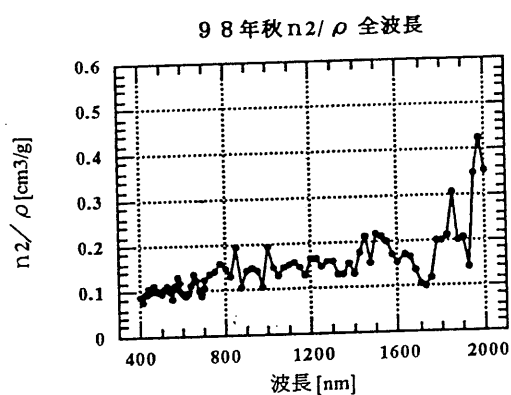
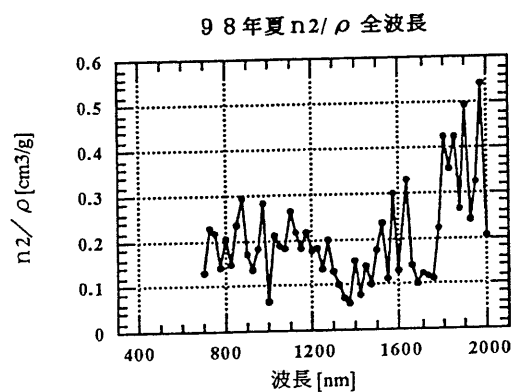
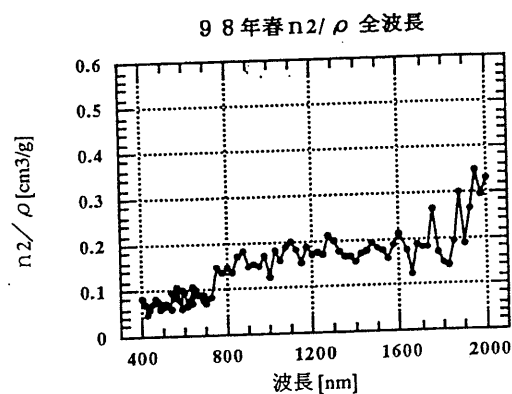


図6. 音響信号の質量依存性

(4) n_2/ρ の測定

粒子密度 ρ の値が正確でないので、粒子の複素屈折率の虚数部 n_2 を ρ で除した値を求めた。以下その結果を示す。





4. おわりに

95年、97年、98年に得られた東京都心でのデータは、波長400～2000nmの範囲で、 n_2/ρ の値が、おおむね0.1～0.2であることを示した。エアロゾルの密度が明らかでないが、他のデータを参考にして、 $\rho=1.5\sim2.0\text{g/cm}^3$ の程度とすると、エアロゾルの複素屈折率の虚数部 n_2 の値は0.2～0.3となることが見込まれる。これは燃料燃焼で発生する煤の値に近い。幾分その値が大きすぎるようにも思われるが、エアロゾル中のカーボン成分の多いことを示唆しており、都心での特徴を示していると思われる。

現在、このようなことから、粒子密度を見積もる実験と、エアロゾルの組成分析を行っており、その値を検証しようとしているところである。

Coherence of Light by Atmospheric Turbulence Chamber

Hiroshi Okayama and Li-Zhong Wang

Center for Environmental Remote Sensing, Chiba University,
1-33 Yayoi cho, Inage-ku Chiba 263-8522 Japan

The spatial coherence of light influenced by temperature and aerosol is measured. An atmospheric turbulence chamber is used in experiments. The spatial coherence of light degrades with increase of turbulence in accordance with the rise of temperature and the increase of aerosol. In the experiment for wavelength dependency, the degradation is larger for a shorter wavelength. The experimental results are in good agreement with theoretical results currently available.

INTRODUCTION

The resolving power of an astronomical telescope is limited by atmospheric turbulence, which corrupts propagating optical wave fronts. In remote sensing, the information detected by a satellite needs correction of effects by atmospheric turbulence. In particular, the decrease of coherence degrees in the data obtained by a microwave coherent sensor makes interference worse, and causes to lessen the information quantity.

Several studies have been made by Ho (1970), Lutomirski (1971), Yura (1972), Ronald (1974), and Andrews (1994) on turbulence. There are theoretical papers discussing the degradation of coherence degrees by turbulence, but very few papers have been published on experimental results. In this paper we have designed and built a simple atmospheric turbulence chamber and measured spatial coherence degrees of light influenced by turbulence in accordance with different temperatures and aerosol quantities.

ATMOSPHERIC TURBULENCE CHAMBER

We have designed and built a simple atmospheric turbulence chamber. The chamber and its optical system is shown in

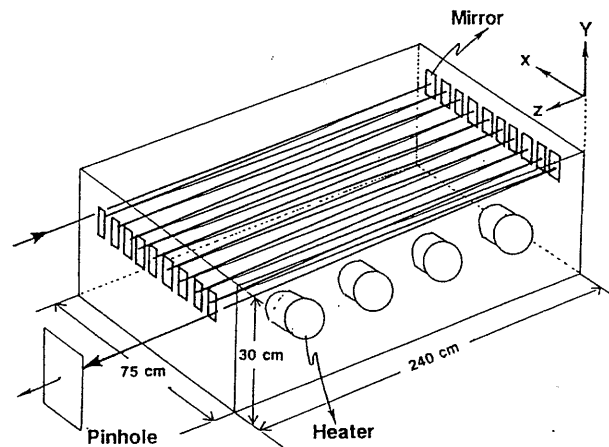


Figure 1. A simulator of atmospheric turbulence with optical system of multiple reflection.

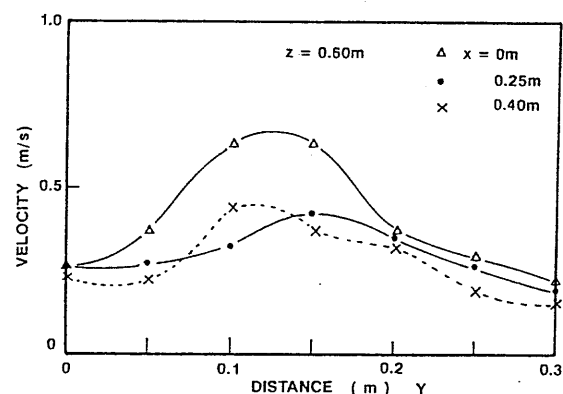


Figure 2. Average wind velocity within the turbulence chamber is shown as a function of the distance X.

Figure 1. The size of the chamber is 240 cm $\times$ 75 cm $\times$ 30 cm . The light is multiscattering between the mirrors set on both sides in the chamber . The whole length of the multiscattering path is about 40 m . Four blowers are set to make turbulence. Hot wind is sent by four blowers in the chamber to make turbulence. Steel and styrene filters are set to obtain uniform air in the chamber.

The laser light after passing through the chamber passes through a pinhole and then through double slits, causing interference fringes. The coherence by the double slits was reported by Saxena (1994). This interference fringes and the step tablet are photographed on a film at the same time. The visibility of the interference fringe on the film is measured by a microdensitometer. The relationship between the visibility V and the coherence γ of the interference fringes is shown in the following equation :

$$V = \frac{I_{\max} - I_{\min}}{I_{\max} + I_{\min}} = \frac{2(I_1 \cdot I_2)^{\frac{1}{2}}}{I_1 + I_2} |\gamma_{12}|,$$

where $I_{\max}$ and $I_{\min}$ are maximum and minimum values of the effective exposure, respectively, which is the time when the interference fringes are exposed. I_1 and I_2 are intensities of the laser, but in this experiment, $I_1 = I_2 = I$. Here the visibility V of the interference fringes represents the degree of coherence $\gamma_{12} = \gamma$ and it depends on the degree of turbulence.

To know the characteristics of the chamber, the velocity of the wind and its temperature distribution in the chamber were measured. The results are shown in Figures 2, 3 and 4. Figure 2 is the distribution of the wind velocity. Measurements were taken along the flowing direction of the wind. As the wind velocity decreases only slightly toward the end, it can be regarded as uniform. Figure 3 is the wind velocity distribution in a vertical direction in the chamber. Figure 4 is the temperature distribution, which is more uniform sooner than that of wind velocity.

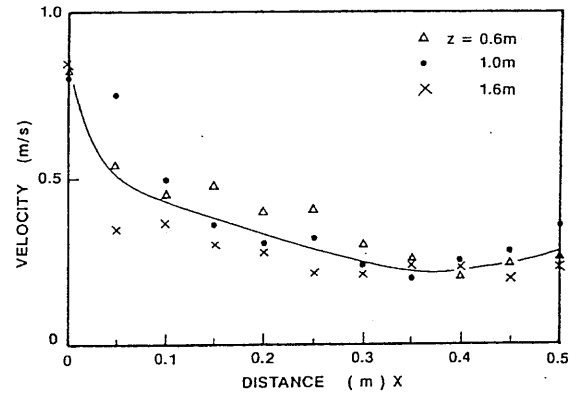


Figure 3. Average wind velocity within the turbulence is shown as a function of the height Y with respect to distance $Z = 0.6$ m.

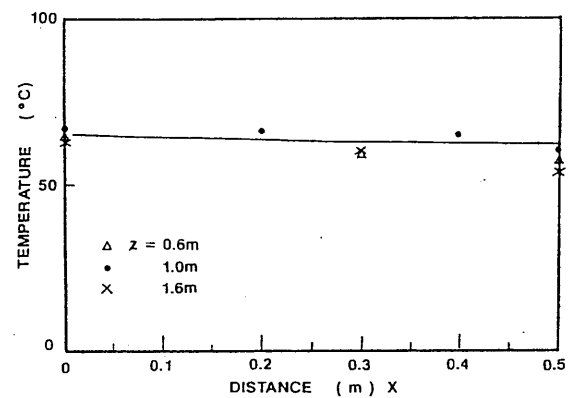


Figure 4. Average air temperature within the turbulence chamber is shown as a function of the distance X .

EXPERIMENTS

The theoretical analyses of the degradation of spatial coherence of light by the turbulence of atmosphere were reported by Andrew (1994), and Ho (1970). The theoretical results represented by Ho show the decrease of the coherence degree with increase of the turbulence. And the coherence degree decreases with decrease of the wavelength of the light. To verify these theoretical results, we have made experiments. First we measured the change of the spatial coherence by the optical path of Ar-laser. The measurement result are shown in Figure 5. The spatial coherence degrades as the optical path is longer. The experiment of turbulence was made when the optical path is 33.82m.

Secondly the spatial coherence by the temperature change was measured. The characteristics of turbulence when the temperature in the chamber is changed from 28 ° C to 50° C are shown in Figures 6. When the temperature in the chamber rises, that is, the turbulence increases, the spatial coherence degrades. This results are in very good agreement with the theoretical results.

Next the wavelength dependency of the spatial coherence by turbulence is measured, using wavelengths of 632.8 nm of He-Ne laser and 480 nm of Ar laser. The measurement results are shown in Figure 7. With a shorter wavelength the coherence degree decreases faster than with a longer one.

Finally the experiments on spatial coherence of light influenced by the quantity of aerosol were made. We used cigarette smoke as an example of aerosol. There are 20 mg of particles in a piece of cigarette and their sizes are 0.1 ~ 0.2 μm (small) and about 1 μm (large), and the average particle size is 0.5 μm . The quantity of the smoke in a piece of cigarette is about 500 mg. The measurement results are in Figure 8, which shows that when the quantity of aerosol increases, the spatial coherence decreases.

The degradation of coherence by the change of temperature and quantity of aerosol is

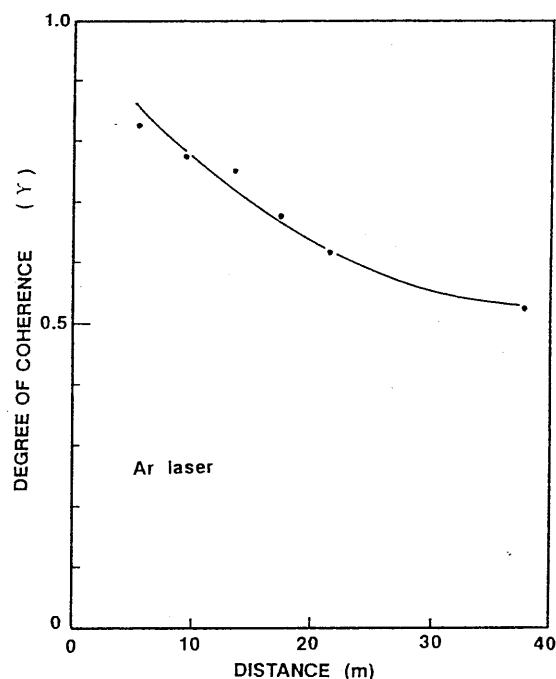


Figure 5. Degree of coherence by change of optical path.

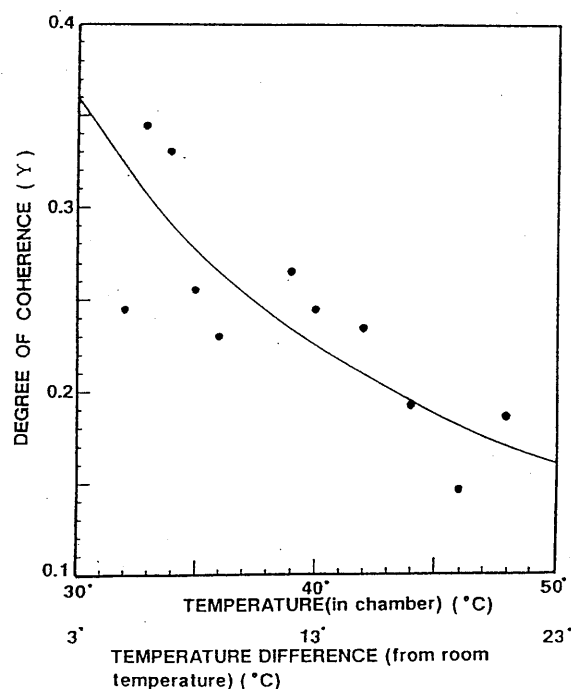


Figure 6. Degree of coherence of the light influenced by turbulence of temperature.

estimated from Figures 6 and 8. From Figure 6 the degree of coherence is $0.011 / 1^\circ \text{ C}$ at 35° C . In the case of aerosol it is $0.007 / 1 \text{ mg}$ from Figure 8. Also the dependency of coherence degree on the length of optical path is about $0.010 / 1 \text{ m}$. The degradation of the spatial coherence by turbulence shows a similar tendency to that by the length of optical path of a laser. The effects on the coherence degree by aerosol are smaller than those by temperature.

CONCLUSIONS

The experiments of degradation of spatial coherence of light influenced by turbulence were made. The factors of temperature and aerosol are considered as a cause of increasing turbulence. We used the smoke of cigarettes as an example of aerosol. From the experimental results, when the turbulence increases, that is when the temperature rises and the aerosol increases, the spatial coherence of laser was recognized to degrade. These results are in very good agreement with the theoretical results. In the experiments to know the degradation of spatial coherence by different wavelengths, the shorter wavelength laser show larger degradation. This result also verifies the theoretical results.

In remote sensing, the general satellite uses natural light, while there are satellites which have microwave sensors on board. The analytical data from such satellites represent the interference fringes of the earth's surface influenced by earthquakes. These fringes are created by the interference of microwaves. As microwave sensors are affected by turbulence by atmosphere, the coherence decrease is a problem. As the wavelengths of microwave are longer than those of laser, the effect of coherence of microwave will be smaller than that of the laser.

REFERENCES

Andrews, L.C. (1994), Spatial coherence of a Gaussian-beam wave in weak and strong optical turbulence, *J. Opt. Soc. Am. A*, 11, 1653-1660.

Ho, T. L. (1970), Coherence Degradation of Gaussian Beams in a Turbulent Atmosphere, *J. Opt. Soc. Am.*, 60, 667-673.

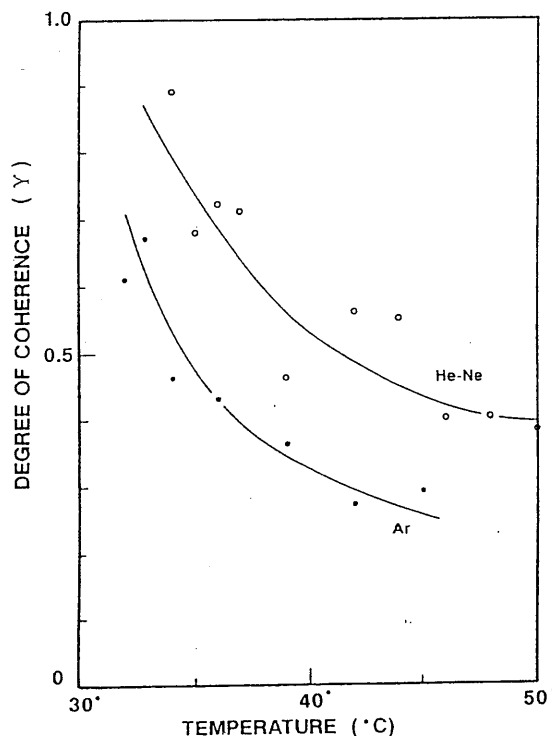


Figure 7. Dependency of degradation of coherence degree on wavelength and turbulence.

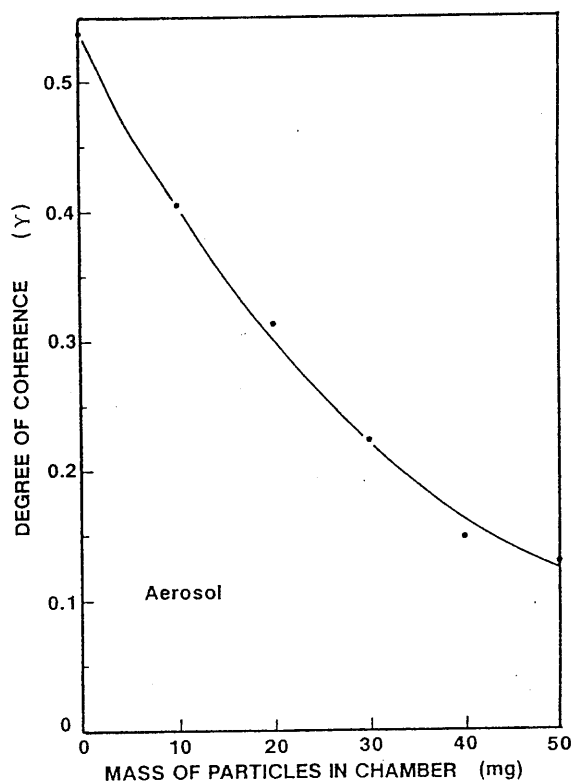


Figure 8. Degree of coherence of the light influenced by turbulence of aerosol.

Mapping of Indonesian Shallow Water Bottom Types Using Landsat TM

Winardi^{1,2} & K. Kouzai¹

1. Kobe Univ. of Mercantile Marine, Dept. of Ocean-Mechanical Eng.

Fukae minami machi 5-1-1, Higashi nada-ku, Kobe 658, Japan

2. PPPO-LIPI, Jl. Pasir Putih I, Ancol Timur, Jakarta 14430, Indonesia

Key words : shallow water bottom types, Landsat TM digital data, classification

Abstract

Due to the status as Sea Conservation Area selected by the Indonesian government, Takabonerate waters have been surveyed in order to map bottom types. Landsat TM digital data covering the region was assessed to identify bottom type variations. Water reflectance model and ratioing algorithm based on the depth of penetration (DOP) zone were employed to correct the Landsat TM digital data for each channel before using as an input to the supervised multispectral classification processes. Classification accuracy assessment was conducted, and as a result classification based on the water reflectance model has higher accuracy (83.87%) than the ratioing algorithm (51.61%). Based on these results Takabonerate bottom type mapping was performed with the input data corrected by the water reflectance model.

1. Introduction

In the last decade marine ecosystem such as coral reefs in Indonesia are paid much attention by the government. As a consequence research activities in marine environment are increasing. One of these is the assessment of satellite imageries for bottom type mapping in shallow water regions.

Bottom type survey commonly done in Indonesia utilizes ships with long period of observation. As a result it needs time and cost. Alternative method like implementing remote sensing technology should be considered. The use of optical remote sensing data, especially Landsat TM visible data due to depth penetration capability, has been established and assessed. However, the digital interpretation of Landsat image is impeded by the fact that bottom color differences are not easily distinguished from water depth variations or another elements such as water column upwelling and surface reflection. Fortunately the use of digitally recorded multispectral scanner data permits corrections

to be made to those effects. This paper will discuss two types of correction to reduce those effects over Landsat TM digital data for each band before use as an input for multispectral classification processes to map bottom types.

2. Study Area and Method

This study was carried out in the area of Takabonerate Islands waters of South Sulawesi Province, Indonesia. This area included in eastern Indonesian waters was selected by the Indonesian government as Sea Conservation Area, especially for protecting *green turtle* (*Eretmochelys imbricata*). For Indonesian oceanologist, Takabonerate is well known as the third big atoll in the world next to Kwajelein atoll in Marshall Islands and Suvadiva atoll in Maladeva Islands. Because of that status studying this region was given high priority by the government.

A survey was done in October, 1995. During the field work, sea bottom types were investigated and recorded as well as depths. Water condition during the field work was

clear. Sea bottom covers were dominated by association of coral and seagrass ecosystems and sand. Bathymetric map sheet number 372 published by Hydro-Oceanographic Department of Indonesian Navy was used for the base map and the field work. Part of the field data was used for sea bottom cover classification reference. The remaining was used for evaluation.

Two types of correction used in this study are as follows :

2.1. Water Reflectance Model

Ideally different bottom types have different reflectances depending on their characteristics. In fact emitted radiation from sea surface recorded by TM sensor is not only related to the surface but also depending on bottom types. There are many factors contributing to the radiance received at the satellite sensor and can simply define as the simple water reflectance model^(1,2). According to this model, the radiance in given wavelength band i can be written as :

$$L_i = L_{i\infty} + L_{i0} R_{ib} \exp(-2K_i Z), \quad (1)$$

where L_i is radiance at the satellite in channel i ; $L_{i\infty}$ is the average of radiance observed over deep water (due to atmospheric scattering, upwelling, and reflection from water surface); L_{i0} is a constant which includes the solar irradiance, the transmittance of the atmosphere and the water surface, and the reduction of the radiance due to refraction at the water surface; R_{ib} is the bottom reflectance; K_i is the downward irradiance attenuation coefficient of the water; and Z is the water depth.

Base on the above equation, it is able to extract bottom reflectance if K_i and Z are known. Both data can be measured in the field directly or maybe available as the secondary data. In order to extract bottom reflectance for single channel, we just modify Eq. (1) as follows :

$$L_{i0} R_{ib} = X / [\exp(-2K_i Z)], \quad (2)$$

where X is the difference of L_i and $L_{i\infty}$. Because of L_{i0} is a constant, so that $L_{i0}R_{ib}$ value is directly relate to R_{ib} value. That means it is agreeable to use $L_{i0}R_{ib}$ value as R_{ib} value

representation. In this study, channel 1, 2, 3, and 4 of Landsat TM digital data are corrected using this model and then used as input for multispectral classification processes. Bathymetric digital data is derived from analog bathymetric map combined with depths data which are gained from the field. K value is taken from Jerlov⁽⁶⁾ with the assumption that the study area waters are classified as the type II.

2.2. Ratioing Algorithm

In land area ratioing algorithm is usually addressed to reduce the effect of topographic conditions, shadows, or seasonal changes in sunlight illumination angle and intensity⁽³⁾. For sea region, Martinez et.al.⁽⁴⁾ have used ratioing algorithm in order to improve the correspondence between illumination and depth. For depth ranges between 4 - 16 meters, they found that the relationship between ratio green/blue channel and depth was better than the relationship for single band. According to their finding we can then know that green channel reflectance for this range of depth is mostly influenced by depth variations. On the other hand the blue channel is mostly influenced by bottom type variations. From this, by reversing that ratio the bottom type variation reflectances may be enhanced.

Jupp⁽⁵⁾ has developed depth of penetration (DOP) algorithm which addressed for mapping (especially depth) in shallow waters. Base on the water type classified by Jerlov⁽⁶⁾, he was developing and making classification of DOP zone for Landsat and SPOT data. Every channel has its own DOP zone. By performing ratioing algorithm based on DOP zone and employing it, the depth perturbation may be reduced. That means the bottom type differences is enhanced. In this study, the ratio of channel blue / green, green / red, and red / near infra red are employed and used as input for multispectral classification.

3. Result and discussion

Based on the clasification accuracy

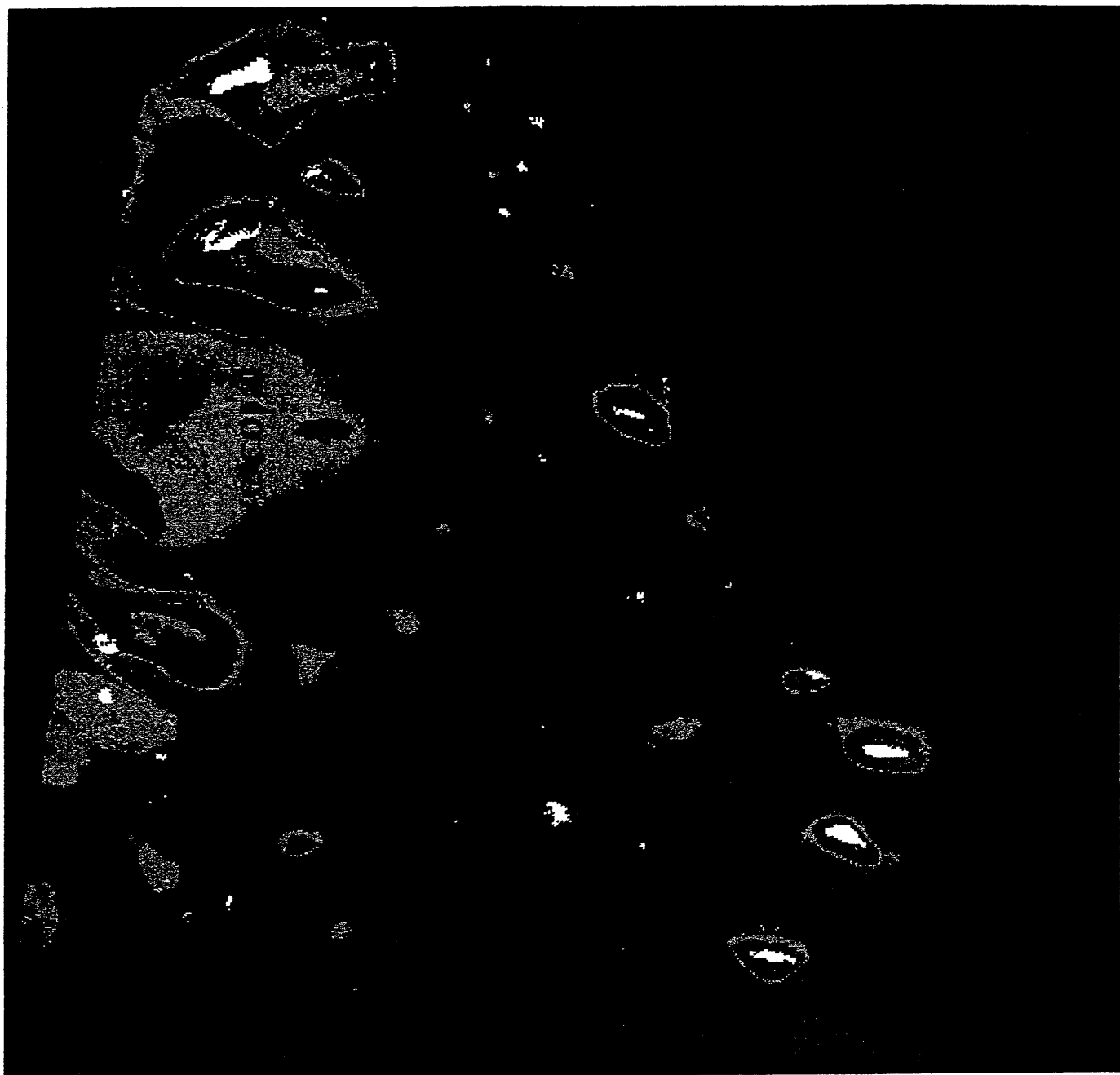


Fig.1 Result of multispectral classification based on Landsat TM.

assessment that has been conducted using 31 points for evaluation data, classification with the input data from ratioing algorithm has poor accuracy when compared to the water reflectance model. The ratioing algorithm has accuracy of 51.61% and the water reflectance model has accuracy of 83.87% (see Tabel 1. below). This result indicated that water reflectance model could enhance bottom type reflectance variations better than the ratioing algorithm. In the water reflectance model all factors that influenced to the reflectance recorded by the Landsat TM have been taken into account in the model. But for the ratioing algorithm that were not explained. It was may be the reason why water reflectance model has higher accuracy.

Tabel 1. Error matrix of the classification based on water reflectance model

	SD	LC	DC	SG	SW	Total
SD	9	-	-	-	-	9
LC	1	7	-	-	1	9
DC	2	-	5	-	-	7
SG	-	-	1	3	-	4
SW	-	-	-	-	2	2
Total	12	7	6	3	3	31

where : horisontal column is classification result, vertical column is reference, SD is sand, LC is live coral, DC is dead coral, SG is seagrass, and SW is sea weed. Correct percentage is the sum of the diagonal entries (26) per total observations (31) i.e. 83.87%.

From the above table we can see the misclassified bottom type. The sources which caused imperfect correction may come from the digital bathymetric data or the K_i value or other factors. In order to improve the accuracy of the classification result, we suggest to use in situ K_i data. Figure 1 indicates the result of multispectral classification based on Landsat TM.

References

1. Clark, R. Kent, Temple H. Fay, Charles L. Walker; "Bathymetry using Thematic Mapper Imagery"; SPIE Vol. 925, Ocean Optics IX : pp.

229 - 231 (1988).

2. Lizenga, David R.; "Passive remote sensing techniques for mapping water depth and bottom features"; Applied Optics Vol. 17 No. 3 : pp. 379 - 383 (1978).

3. Jensen, John R.; Introductory Digital Image Processing : A Remote Sensing Perspective; Prentice Hall, New Jersey (1986).

4. Martinez, Andrew B., Richard T. Joy, Maria K. Kalcic, Greg Terrie and Stephen P. Haimbach; "Adaptive estimation of water depth using multispectral remote sensing"; SPIE Vol. 925, Ocean Optics IX : pp. 222 - 228 (1988).

5. Jupp, David L.B.; "Background and Extensions to Depth of Penetration (DOP) Mapping in Shallow Coastal Waters"; Proceeding of The Symposium on Remote Sensing of the Coastal Zone, Queensland (1988).

6. Jerlov N.G.; Marine Optics; Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam (1976).

衛星搭載海色センサーによる基礎生産力推定について

浅沼 市男 (海洋科学技術センター)

1 まえがき

近年、地球の温暖化傾向が問題となり、温暖化にともなう極域の氷山の倒壊と海面レベルの上昇が危惧されている。この地球の温暖化の最も大きい原因として考えられているものが、人類の活動に伴い排出される炭酸ガスと海洋から供給される炭酸ガスが大気中に蓄積され、大気圏外への熱の放射を抑制する温室効果である。人類の活動に伴い排出される炭酸ガスは、化石燃料の消費による炭酸ガスの排出、また、焼き畑農業に見られるような植物の燃焼による炭酸ガスの排出が主な原因である。海洋においては、炭酸ガスを多く含む海洋の深層水が湧昇し海洋表層に現れる海域において、炭酸ガスが大気中へ供給される。一方、陸上の植物と海洋中の植物プランクトンは大気中の炭酸ガスを固定するが、その固定能力はいまだに正確に評価されていない。一部の海域においては、植物プランクトンによる炭酸ガスの固定能力の報告もあるが、海洋からの炭酸ガスの供給と海洋の炭酸ガスの固定能力は気候変動と強い関係を持つため、経年変動を含む長期に渡る観測研究が必要である。

海洋中の植物プランクトンは、大気中から海水へ溶け込んだ炭酸ガスあるいは深層から供給される炭酸ガス、栄養塩そして太陽照明光を得て、光合成を行い有機物としての細胞体を形成する。この植物プランクトンは、無機炭素としての炭酸ガスを有機物として固定し、食物連鎖の頂点に立つ。植物プランクトンは、動物プランクトンにより摂食され、さらにその動物プランクトンは大型の魚類により摂食され、食物連鎖の大元を担う。また、食物連鎖へ貢献せずに死滅し、腐敗した植物プランクトンは、海水中を沈降し、海底へ沈殿し、有機物として蓄積される。

衛星搭載の海色走査計によるリモートセンシングによる植物プランクトン現存量の観測が行われてきた。1978年から1986年まで稼働した実験気象衛星 NIMBUS-7 搭載の CZCS (沿岸域海色走査計) は、初めて海色観測による植物プランクトン現存量の観測を実現した。この間、米国における衛星計画に関し、効率的な観測の要求から観測計画の見直しが行われ、海色観測は長期にわたるブランクの期間をおいた。この後、1996年8月に打ち上げられ、1997年6月まで稼働した実験衛星 ADEOS 搭載の OCTS (海色熱赤外走査計) が、全球ベースの高解像度の海色観測を実現した。さらに、これに続き、1997年8月に打ち上げられた海洋観測衛星 SeaSTAR 搭載の SeaWiFS (海色走査計) が、OCTS と同様に全球ベースの植物プランクトン観測を継続している。これらの衛星搭載センサーによる植物プランクトン観測は、海洋表層に限定されるが、全球ベースの植物プランクトン現存量を観測可能である。このため、地球規模の気候変動への海洋の植物プランクトンの貢献度を評価するためには、非常に有効な手段である。

ここでは、植物プランクトンの赤道域における観測を通して、衛星による観測データを基にした基礎生産力推定のモデル化を試みた。

2. 衛星搭載海色センサーによる植物プランクトン観測手法

(1) OCTS による植物プランクトン観測

1996年8月に宇宙開発事業団から改良型地球観測衛星 ADEOS (Advanced Earth Observation Satellite) が打ち上げられ、搭載センサーのひとつとして OCTS が海洋表層の植物プランクトン観測を実現した。残念ながら、1997年6月末に太陽電池パネルの問題のため ADEOS が機能を停止し、以降の観測が困難となった。OCTS は、センサーとしてコンカルスキャンとアレー検出器を採用しているため、バンド間の位置精度、校正、ストライプなどの問題を残したが、貴重な全球ベースのクロロフィル-a 分布の観測データを残した。

OCTS は、可視から近赤外及び熱赤外の波長帯域に観測バンドを有し、海面近傍のクロロフィル-a 色素濃度、消散係数、海表面温度を与えるセンサーである。太陽同期の軌道を取り、ローカルタイムの 10:30 に観測を行う。

OCTS は 1997年6月末に機能を停止したが、全球ベースの高分解能の貴重なクロロフィル-a 分布の観測データを残した。宇宙開発事業団における OCTS データ処理のアルゴリズム更新により、クロロフィル-a 濃度の確度の高いデータセットが提供されている。

(2) SeaWiFS による植物プランクトン観測

1997年8月に、NASA から極軌道衛星 OrbView-2 搭載の海色センサー SeaWiFS が打ち上げられた。この衛星計画は、米国の衛星計画の予算削減のあおりを受け、ORBIMAGE 社と NASA との共同開発、打ち上げ、運用となった。

SeaWiFS は、可視から近赤外の波長域に観測バンドを有し、海面近傍のクロロフィル-a 色素濃度、消散係数の物理量を与えるセンサーである。衛星は 705km の飛行高度を取り、太陽同期の軌道により、ローカルタイム 12:00 に観測を行う。空間分解能は鉛直下において 1.13km である。地上走査角度は 58.3 度である。走査幅は、± 20 度のチルト角度により変化するが、約 2000km である。

衛星は、オンボード・テープレコーダにより高分解能のデータを記録できるが、全球をカバーする容量を持たない。全球ベースでは、4 km の GAC データをテープレコーダへ記録する。一方、衛星はリアルタイムで HRPT (High Resolution Picture Transmission) 信号を放送しており、NOAA/HPRT 受信局は高分解能のデータを受信することができる。ただし、SeaWiFS のデータは、水産業への応用が可能であるため、無制限の利用を避け、商業利用者からの使用料を得るため、スクランブル化されている。

3. 基礎生産力モデル

これまで、衛星観測データにより与えられるクロロフィル-a の現存量から観測対象海域の基礎生産力を推定するため、経験式を用いた経験式モデルと、観測海域の条件を組み込んだ解析モデルが提案されてきた。

(1) 経験式モデル

これまで、Berger(1989)等により、 ^{14}C を用いた基礎生産力の計測結果とクロロフィル-a の現存量との関係から、基礎生産力の経験式モデルが提案されてきた。この経験式は、一日の、単位水柱当たりの基礎生産量(PPdpc (mgC.m⁻².day⁻¹))を与える。

$$\text{Log(PPdpc)} = 2.973 + 0.559 \text{ Log(Kc)} \dots\dots (1)$$

ここで、Kc は現場海域のクロロフィル-a 濃度を示す。この経験式は、多くの基礎生産力の計測結果を基に作成されたものである。この経験式の問題点は、海域により、クロロフィル-a 濃度の鉛直分布が異なり、常に水柱の構造が異なるため、大まかな基礎生産量のみを与える限界がある。

(2) 解析モデル

解析モデルは、生物因子、物理因子を組み合わせ、モデル化を進めたものである。代表的なモデルとして、Platt(1986)、Morel(1991)の解析モデルがある。

これらの解析モデルは、

ア クロロフィル濃度の鉛直分布をモデル化する。

イ クロロフィル濃度の鉛直分布に基づき、照度の鉛直分布をモデル化する。

ウ クロロフィル濃度及び照度の鉛直分布に基づき、深度ごとの基礎生産力を求める。

の手順を踏み、単位期間当たり、単位面積の基礎生産力を求める。これらの解析モデルでは、クロロフィル濃度の鉛直分布にそれぞれ特異性を持つ。共通する点は、表層のクロロフィル濃度に対して、鉛直方向に正規分布の濃度分布を示す。さらに、Platt et al は、海域ごとのルックアップ・テーブルを用意し、正規分布のパターンを決定するものがある。一方、Morel(1991)は、栄養塩の濃度に応じ、正規分布のパターンを選択するものである。二つのモデルは、海域によりクロロフィル濃度の鉛直分布を変化させ、基礎生産力の計算を行うものである。これらのモデルをもとに、さらに研究を進展させるためには、モデルの目的を明確にし、目的に応じた精度で基礎生産力を計算する必要がある。

(3) 太平洋赤道域における観測データをベースに開発した基礎生産力モデル

この基礎生産力モデルは、解析モデルであり、約5年間に及ぶ太平洋赤道域における船舶による観測データをもとに構築した。

① クロロフィル-a と光合成有効照度の深度分布のモデル化

クロロフィル-a と光合成有効照度の深度分布のモデルは、船舶による過去の観測データから構築した。

図1は、1995年12月に赤道直下東経151度の測点において観測されたクロロフィル-a 濃度(Chl-a)、光合成有効照度(EdP)の深度分布を示す。この測点は、暖水プールに位置し、表層から100mまで30度近くの高い水温の海水が成層をなした。特徴として、表層から100m近くまで硝酸塩が枯渇状態にあり、この層における植物プランクトンの生産が抑制されていた。クロロフィル-a 濃度は、表層において0.08 mg/m³と低い値を示し、70mから100mに深層極大を示した。クロロフィル-a の深層極大層は、光合成有効照度の表面に対し3%から1%の深度に対応した。極大層以深では、光合成有効照度の減衰に対応し、クロロフィル-a 濃度が減少した。

図2は、1997年1月に赤道直下西経167度の測点において観測された、クロロフィル-a 濃度及び光合成有効照度の深度分布を示す。この測点は、赤道湧昇水の西端に位置し、表面から150m付近まで約27℃の混合層を示した。塩分濃度及び密度共によく混合された状態にあった。硝酸塩も赤道湧昇水によって表面まで十分に供給され、他の栄養塩と同様に表層混合層においてよく混合された状態にあった。クロロフィル-a は表面において0.3 mg/m³の濃度を示し、50mから70mに極大層を形成した。クロロフィル-a の極大層は、光合成有効照度の表面に対し、4%から1%の深度に対応した。極大層以深では、光合成有効照度の減衰に対応し、クロロフィル-a 濃度が減少した。

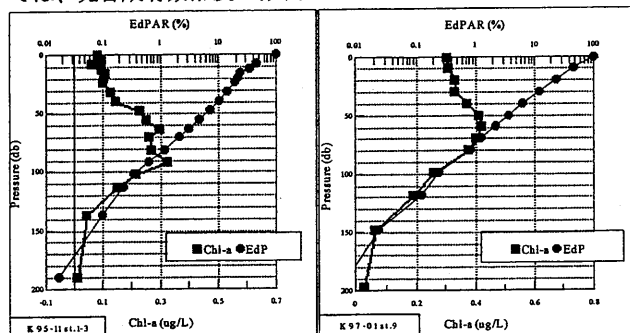


図1 (左) クロロフィル-a 及び光合成有効照度の深度分布
K95-11 (95年12月、0N、151E)

図2 (右) クロロフィル-a 及び光合成有効照度の深度分布
K97-01 (97年1月、0N、167W)

ア 光合成有効照度の深度分布

図1及び2のように、赤道直下の海域において観測される暖水プール及び赤道湧昇水のクロロフィル-a と光合成有効照度は深度に対して強い相関を示し、表面のクロロフィル-a 濃度を関数として、光合成有効照度の深度分布をモデル化

することができる。(Asanuma et.al.(1996))表面のクロロフィル-a 濃度と光合成有効照度の深度分布は次式により与えられる。

$$\text{Log}\{\text{EdPAR}(z)\} = \{-0.025 \text{ Chl-a}(0) - 0.017\} Z + 2.0 \quad \text{.....(2)}$$

ここで、EdPAR(z)は海表面に対する深度Z mにおける光合成有効照度比(%）、Chl-a(0)は海表面におけるクロロフィル-a 濃度(mg/m3)を示す。

イ クロロフィル-a 濃度の深度分布

光合成有効照度の深度の関数として、クロロフィル-a 濃度の深度の関数を経験的に求めた。これまでの、Platte 及び Morel によるクロロフィル-a 濃度の深度分布は正規分布を当てはめてきたが、実際の海域におけるクロロフィル-a 濃度の深度分布を正規分から求めることが困難である。ここでは、光合成有効照度と基礎生産力の関係と、クロロフィル-a 濃度の深度分布と光合成有効照度の関係が近いと考え、基礎生産力の式に変更を加え用いた。次式にここで得られた経験式を示す。

$$\text{Chl-a}(z) = \text{Chl-a}(\text{max}_z) \{1 - c \cdot \exp(-a \cdot \text{EdPAR}(z) / \text{Chl-a}(\text{max}_z))\} \exp(-b \cdot \text{EdPAR}(z) / \text{Chl-a}(\text{max}_z) + \text{Chl-a}(0)) \quad \text{.....(3)}$$

ここで、Chl-a(z)は、深度z(m)におけるクロロフィル-a 濃度(mg/m3)、Chl-a(max_z)は、クロロフィル極大層のクロロフィル-a 濃度(mg/m3)、c は、極大層以深のクロロフィル-a 濃度減少を示す係数、a は、c と同様に極大層以深のクロロフィル-a 濃度の減少を示す係数、b は、表層側のクロロフィル-a 濃度の照度が高くなったときの係数、Chl-a(0)は表層のクロロフィル-a 濃度(mg/m3)を示す。a、b、c は共に、表層のクロロフィル-a 濃度の関数として経験的に与えられる。

② 基礎生産力のモデル化

ア 光合成有効照度の関数としての基礎生産力(P vs I)

各深度ごとの基礎生産力を求めるため、これまでの海域実験において得られた光合成有効照度の関数として与えられる光合成有効照度と基礎生産力の式をモデルへ加えた。これは、¹³C を用いた現場法による基礎生産力の計測結果である。基礎生産力の計測は、午前9時から10時までの間に、採水、分注、試薬の添加、現場への展開を済ませ、その後3時間の現場培養を行い、結果を時間当たりの基礎生産力として求めたものである。この計算式は、赤道海域においてのみ摘要できる。

$$PP = 2.2 \{1 - \exp(-0.13 \text{ EdPAR}/2.2)\} \exp(-0.0001 \text{ EdPAR}/2.2) \quad \text{.....(4)}$$

ここで、PPは単位クロロフィル-a 濃度、単位時間当たりの基礎生産力(mgC.mgChl-a.hour-1)である。

イ 基礎生産力の日周変化

光合成の日周変化をモデル化するため、実際に計測されたレーザ励起蛍光 FIL(t)の時間変化を次式を提案する。これは、レーザ励起蛍光の日周変化の微分値に現れる1日あたり4回の周期性を満たす関数として求めることができた。

$$\text{FIL}(t) = \sin\{(t-a)\pi\} + \sinh[b \cdot \sin\{(t-a)\pi\}] \quad \text{.....(5)}$$

ここで、tはジュリアン日、aはこの観測のためのオフセット日、bは関数の振幅を示す。

日中、レーザ光は、光合成が最大限行われているため、光合成を行っていない部分のクロロフィル-aにおいて光合成に利用され、そのクロロフィル-aから受光エネルギーの剰余分がレーザ励起蛍光として発光される。また、光合成を行っているほとんどのクロロフィル-aから自然蛍光が発せられる。夜間、レーザ光は、全てのクロロフィル-aに対して、光合成を行う形で作用するが、光合成能力が低下しているため、受光エネルギーのほとんどは蛍光として外部に発光される。夜間の最も蛍光強度が強い時間を最も光合成能力が低い時間とすると、日周期を持つ光合成活性度 Pr(t)は、(5)式の蛍光強度(FIL(t))の変化量として次式に示される。

$$\text{Pr}(t) = \max\{\text{FIL}(t)\} - \text{FIL}(t) \quad \text{.....(6)}$$

ここで、maxは最大値を求める関数を示す。

(4)式の照度と基礎生産力の関係を最も光合成が盛んな時間から求め、(6)式の光合成活性度を掛け合わせることで、1日当たりの基礎生産力が求められる。

(4) 衛星データへの基礎生産力モデルの摘要

この研究により開発した基礎生産力推定モデルを、OCTS のデータ、及び SeaWiFS のデータへ適用した。ここでは、この研究において開発したモデルと、Berger(1989)の経験式モデルを衛星データに適用し、比較を行った。OCTS はバージョン3のデータを、SeaWiFS は1998年1月のバージョン1を用いた。残念ながらOCTSとSeaWiFSとのクロロフィル-a濃度は異なるアルゴリズムを用いているため、また、アルゴリズムの改修途中であるため、整合性を持つものではない。特に、概要のクロロフィル-a濃度の常に低いところで、OCTSが0.1mg/m3であるのに対して、SeaWiFSが0.05mg/m3の値を示し、

システマティックな差を持つ。このため、現在のところ、連続データとしての比較が困難である。

図3は1997年1月のOCTSによるクロロフィル-a濃度の月間合成画像に、この研究で開発した基礎生産力モデルを適用した基礎生産力分布図である。図4は同じデータについてBergerの基礎生産力モデルを適用した基礎生産力分布図である。0から1000 mgC.m⁻².day⁻¹の基礎生産力の範囲を寒色から暖色まで配色した。図5は、図3及び図4の赤道に沿った基礎生産力のカラム・プロファイルを重ねて示した。

図3と図4とを比較すると、本研究で開発した基礎生産力モデルによる基礎生産力がBergerの基礎生産力モデルより大きな値を示したが、オーダーとして同じ値を示した。クロロフィル-a分布と同様に、赤道湧昇水が広がった赤道上のキリバス諸島付近まで基礎生産力が高い。また、東太平洋の北緯10度から15度の西経130度付近までにも基礎生産力の高い海域が存在した。図5のカラム・プロファイルを見ると、東太平洋から日付変更線を越えキリバス諸島付近まで基礎生産力が高く、本研究のモデルが400 mgC.m⁻².day⁻¹、Bergerのモデルが300 mgC.m⁻².day⁻¹の値を示した。基礎生産力の最も低い暖水プールの東経150度から170度付近においては、本研究のモデルが250 mgC.m⁻².day⁻¹、Bergerのモデルが200 mgC.m⁻².day⁻¹の値を示した。経験式モデルは、表層からクロロフィル-a極大を含み深度方向のクロロフィル-a濃度分布を一定と考えるため、深度方向の極大の強い海域において過小評価となる。

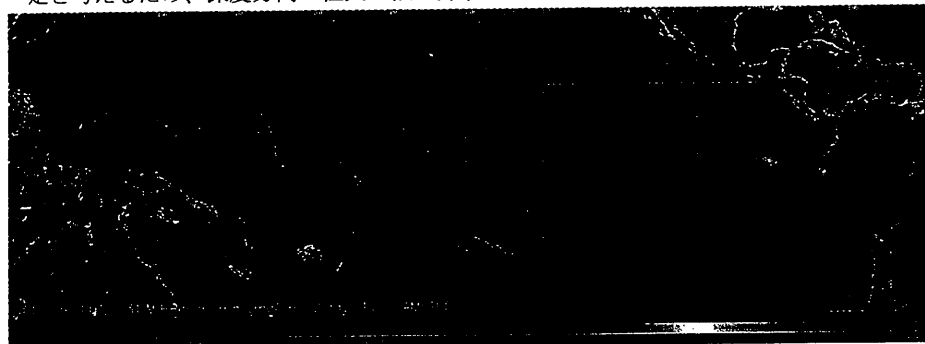


図3 1997年1月のOCTSのクロロフィル-a濃度を基礎とする基礎生産力分布図。

本研究において開発した基礎生産力モデルによる結果。
(mgC.m⁻².day⁻¹)

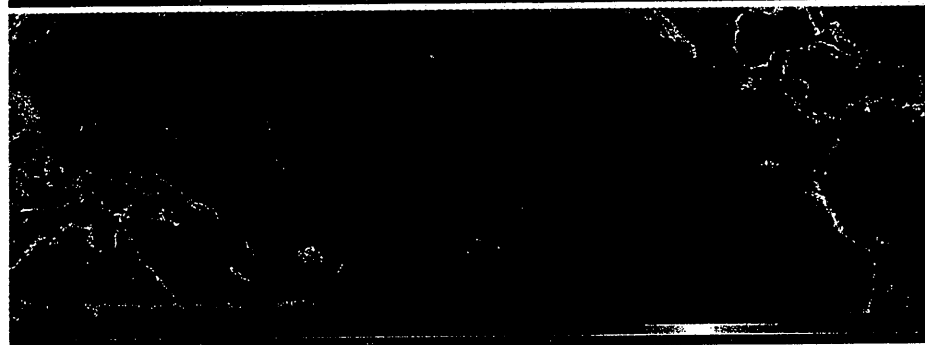


図4 1997年1月のOCTSのクロロフィル-a濃度を基礎とする基礎生産力分布図。

Bergerの基礎生産力モデルによる結果。
(mgC.m⁻².day⁻¹)

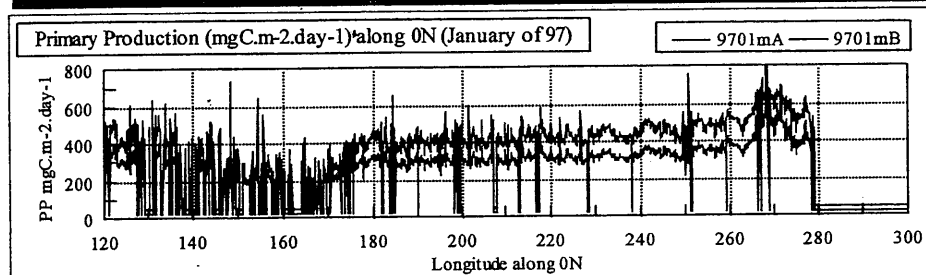


図5 基礎生産力の赤道に沿ったカラム・プロファイルによる比較

赤線：本研究の基礎生産力モデル。
緑線：Bergerの基礎生産力モデル。

4 まとめ

この研究の基礎生産力モデルが既存の汎用の経験式モデルと近い値を出したことは、光合成有効照度、クロロフィル-a深度分布、PvsI 曲線、光合成効率を組み合わせ構築した基礎生産力モデルが、現実の基礎生産機構に近いことを示すと考えられる。特にクロロフィル-a濃度が0.2から0.4 mg/m³の範囲において、既存のモデルより大きな基礎生産力を示したが、このモデルでは海域特有の植物プランクトンの鉛直分布、光合成有効照度等の海域依存性を考慮しており、より精度の高い計算結果であると考えられる。今回の計算では、太陽照度を一定としているため、精度の限界があり、今後の検討課題として残った。

5 参考文献

- Asanuma, I., K. Matsumoto, T. Kawano, C. Saitoh, M. R. Lewis, and S. D. McLean, (1996), Chlorophyll maximums controlled by under water current and solar irradiation, *Ocean Optics XIII*, SPIE Vol. 2963, 828-833.
- Berger, W. H., (1989), Appendix-Global maps of ocean productivity, in *Productivity of the Ocean Present and Past*, W. H. Berger, V. S. Smetacek, and G. Wefer, Eds., John Wiley and Sons, New York, 429-455.
- Morel, A., (1991), Light and marine photosynthesis: a spectral model with geochemical and climatological implications. *Prog. Oceanogr.*, 26, 263-306.
- Platt, T., (1986), Primary production of the ocean water column as a function of surface light intensity: algorithms for remote sensing, *Deep-Sea Res.*, 33, 149-163.

GPSとマイクロ波放射計で得られた可降水量の比較

※岩崎博之（群馬大学）・木村富士男（筑波大学）・中川清隆（上越教育大学）
・高村民雄（千葉大CEReS）

1. はじめに

衛星データを使ったりリモートセンシング技術の開発と検証のためには、地上観測でtruth dataを得ると同時に、利用している波長域に影響を及ぼす水蒸気量も観測することが重要になる。しかし、時間・空間変動の激しい水蒸気の実態を把握するには、気象庁のラジオゾンデ観測から得られる水蒸気データでは充分とは言えない。

最近、GPS（Global Positioning System）データから可降水量（鉛直積分した水蒸気量）を見積もる手法が開発されている。GPS衛星からの電波が地上のGPS受信機に届くまでの時間から、衛星-GPS受信機の距離を測定して、GPS受信機の位置を精密に測定するのがGPS測位である。大気には水蒸気が存在するため、水蒸気の総量（可降水量）に対応して、電波の伝播速度が遅くなる。これは湿潤遅延量と呼ばれ、測位解と一緒に計算する事が出来る。つまり、GPSデータの解析から得られた湿潤遅延量を可降水量に変換することができる。

この方法を日本で用いる利点は、国土地理院が全国に約20km間隔、約1000点のGPS観測網を有し、常に連続観測しているため空間分解能に優れていることである。また、国土地理院から生データ（Rinexデータ）の提供を受け、独自に解析解析することにより、30分の分解能で可降水量を計算することも可能である。つまり、検証データとして重要な空間分解能と時間分解能を十分に満たすことができる。更に、マイクロ波放射計と異なり、雨の影響を受けない全天候型であることも特徴の一つである。

しかし、日本のような水蒸気が多い地域でのGPSデータから求めた可降水量（以後、GPS可降水量）の検証が充分に行われていない。更に、GPS可降水量の計算において、水蒸気は一様に分布し、計算期間内で時間変化しないことを仮定しているが、山岳と海に隣接した地域が多い日本では局地循環に伴い水蒸気は時間・空間的に大きく変動している。これがGPS可降水量の見積もり誤差に与える影響については、観測に基づく考察がなされていない。

本研究では、マイクロ波放射計で得られた可降水量を真値と見なして、GPS可降水量の精度について検証する。特に、水蒸気の非一様性がもたらすGPS可降水量の推定誤差に注目して考察を行う。

2. データと解析法

1998年7月24日から8月24日まで、群馬大学（▲）にGPS受信機（Ashutech）とマイクロ波放射計を設置し、気象ゾンデ観測を行った。更に、その群馬大学を囲む3地点（●：沼田、倉渕、伊勢崎）にGPS受信機（Trimble）を設置した（図1）。気象ゾンデから得られた可降水量を使ってマイクロ波放射計のキャリブレーションを行った。生データは2分間隔で得られるが、GPS可降水量の時間分解能に合わせるためにWVR可降水量の30分間平均値をもちいた。

GPSデータの解析にはBernese Ver.4.0を用いた。観測地点を上海・イルクーツク・グアム・フェアバンクスの4地点で囲み、30分毎に湿潤遅延量の計算を行った。静水圧遅延量の計算には、群馬大学で観測された気圧・気温を用いた。標高の異なる周囲3地点の気圧と気温は、静力学平衡と $-6.0^{\circ}\text{C}/\text{km}$ の気温減率を仮定して求めた。そして、全地点のGPS可降水量を30分間隔で推定した。

3. 可降水量と水蒸気勾配の定義

マイクロ波放射計のビーム幅は約5度であるため、周囲の水蒸気分布の影響は無視できる。この研究では水蒸気の非一様性の影響に注目するため、放射計可降水量を真の可降水量と見なす。

一方、水蒸気のscale heightを3km、GPS受信機のcutoff angleを15度とすれば、GPS受信機は半径約11kmの範囲の水蒸気を観測することになる。そのため、ビーム幅の狭いマイクロ波放射計とは異なり、水蒸気が一様に分布していないと、GPS可降水量が正確に評価できないことになる。ここでは、GPS可降水量と

放射計可降水量との差 (dPW) が水蒸気の非一様性に起因する誤差であると見なして、議論を進める。

個々のGPS観測地点は20-30kmは離れているので、GPS受信機は別々の領域の水蒸気を観測していると考えられ、図1の3地点 (●) のデータから、群馬大学 (▲) 上空の可降水量勾配の情報を抽出できる。この3地点には標高差 (～400m) があるため、可降水量勾配を求める際に、まず、各地点の可降水量の偏差を求める。次に、水蒸気量の偏差が平面の式で近似できると考え、可降水量偏差の勾配を計算する。この値を水蒸気勾配の指標とする。

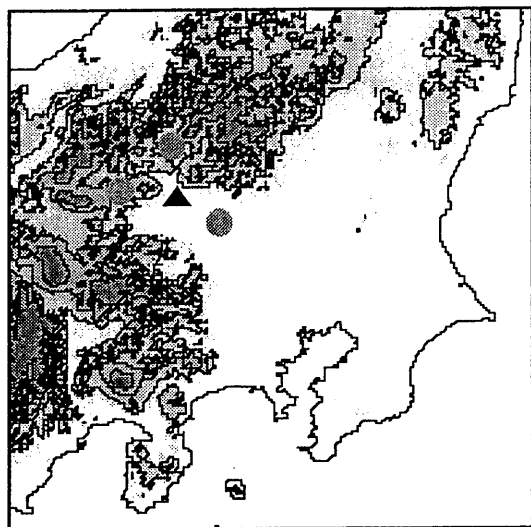


図1：GPS受信機とマイクロ波放射計の配置
群馬大学 (▲) においてGPS、マイクロ波放射計とゾンデの同時観測を行った。

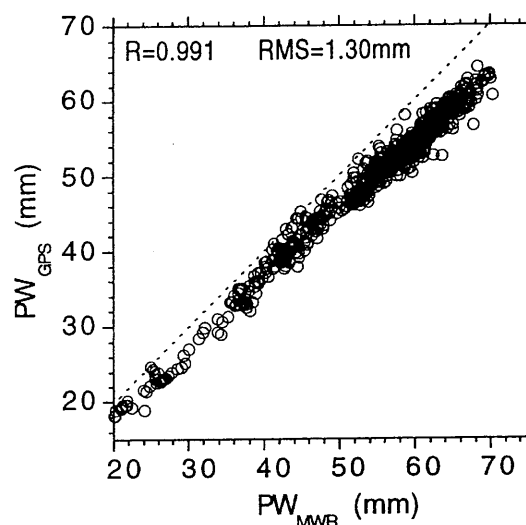


図2：GPS可降水量とWVR可降水量の比較
50mmのWVR可降水量を境に回帰直線の傾きが大きく異なる。その傾きを表1にまとめた。

4. GPS可降水量とマイクロ波放射計可降水量の比較

GPS可降水量とマイクロ波放射計可降水量 (以後、WVR可降水量) の関係を図2に示す。相関係数は0.991, RMSは1.30mmと非常に良い一致を示す。しかし、図2を細かく見ると、① GPS可降水量がWVR可降水量に比べて、5mmほど過小評価される。②放射計可降水量50mmを境に回帰式の傾きが異なる。つまり、可降水量50mm未満では、回帰式の傾きは、0.977であるが、50mm以上では0.865と異なっている (表1)。③放射計可降水量が60-70mmの範囲では、回帰直線から極端に外れる点が見られる。

5. GPS可降水量とWVR可降水量の差 (dPW) と水蒸気勾配 (PW_X・PW_Y) の比較

ここでは簡単のために、GPS可降水量とWVR可降水量の差 (dPW) が水蒸気の非一様性に伴う推定誤差を意味すると考える。図3は、群馬大学でのGPS可降水量、可降水量偏差勾配の東西成分 (PW_X) と南北方向 (PW_Y) 及び、GPS可降水量とWVR可降水量の差 (dPW) の時系列である。「PW_Y=0.1」は、1km北に向かうにつれて南北方向の偏差が1mm増加することを意味している。

まず、GPS可降水量の推定誤差であるdPWには、二つの時間スケールの変動が認められる。一つは、DOY=215から226のように、約5mmの振幅を持つ数日スケールの変動である。これは総観規模擾乱の通過に対応し、群馬大学でのGPS可降水量の変動にも同じ位相の変動を見ることができる。dPWと水蒸気勾配の指標であるPW_X・PW_Yを比較すると、水蒸気偏差勾配が増加 (減少) すると、逆位相でdPWは減少 (増加) していることが認められる。そして、可降水量偏差勾配の東西成分 (PW_X) に比べて、南北成分 (PW_Y) との対応が良く、全期間のPW_YとdPWには相関係数=-0.342の対応が見られる (図4)。換言すれば、北に向かうにつれて可降水量の偏差勾配が増加すると、GPS可降水量はより過小評価される傾向にある。dPWの時間変化は、後述するように、可降水量50mmを境に回帰直線の傾きが変わるのは、この数日スケールのdPWの変動が主な原因である。

もう一つのdPWの変動は、前線などの通過に対応した数時間スケールの変動である。DOY=219や226

のように数時間でdPWが急激に変化し、その変動幅は10mmに及ぶこともある。数日スケールの変動とは異なり、多くの場合はdPWと PW_Y との相関は見られない。前節で述べた放射計可降水量60-70mmで回帰直線から大きく外れる点が見られたが、この数時間スケールの変動が主な原因である。

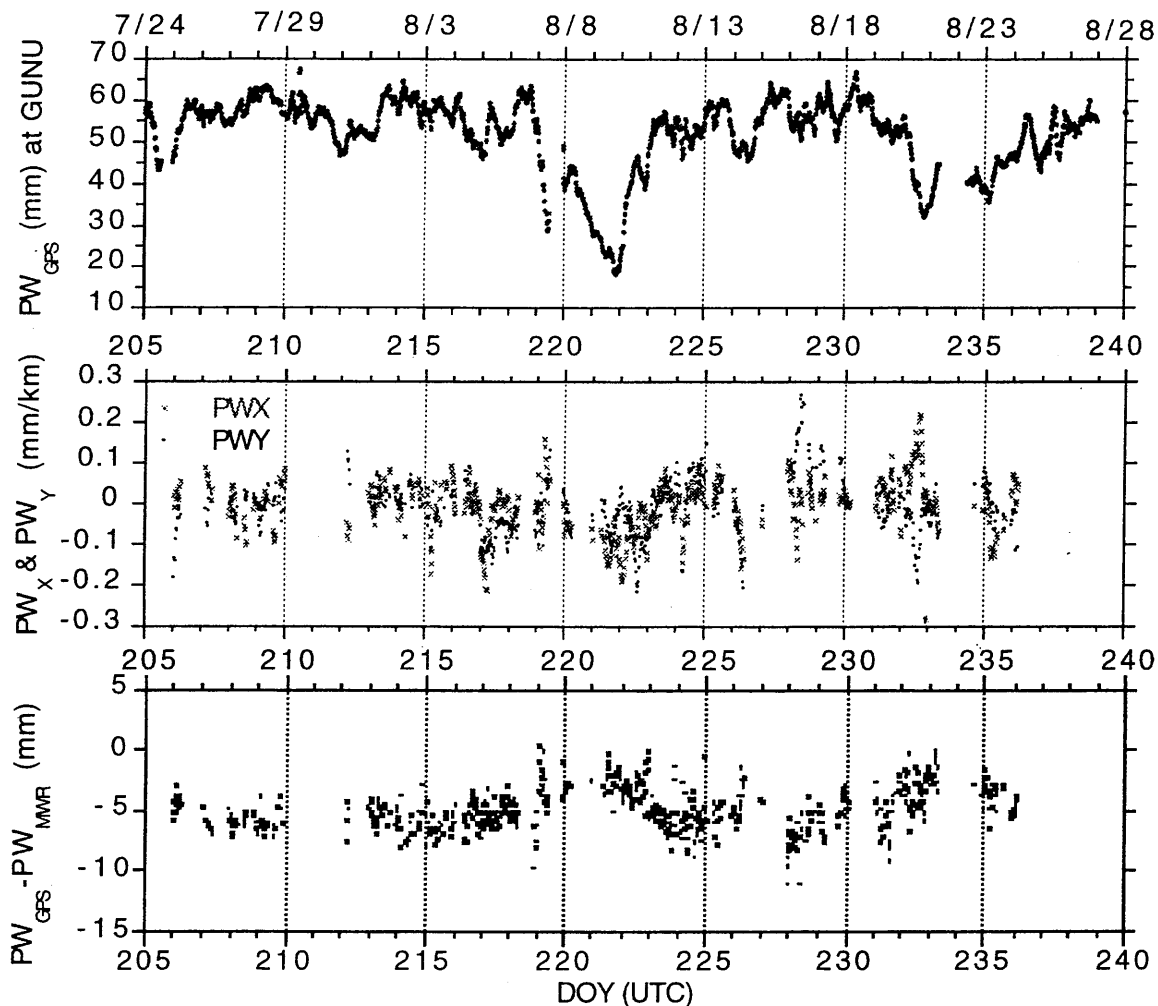


図3：群馬大学におけるGPS可降水量（上），可降水量偏差勾配の南北成分（ PW_Y ）と東西成分（ PW_X ）（中），及びGPS可降水量と放射計可降水量（dPW）（下）の時系列

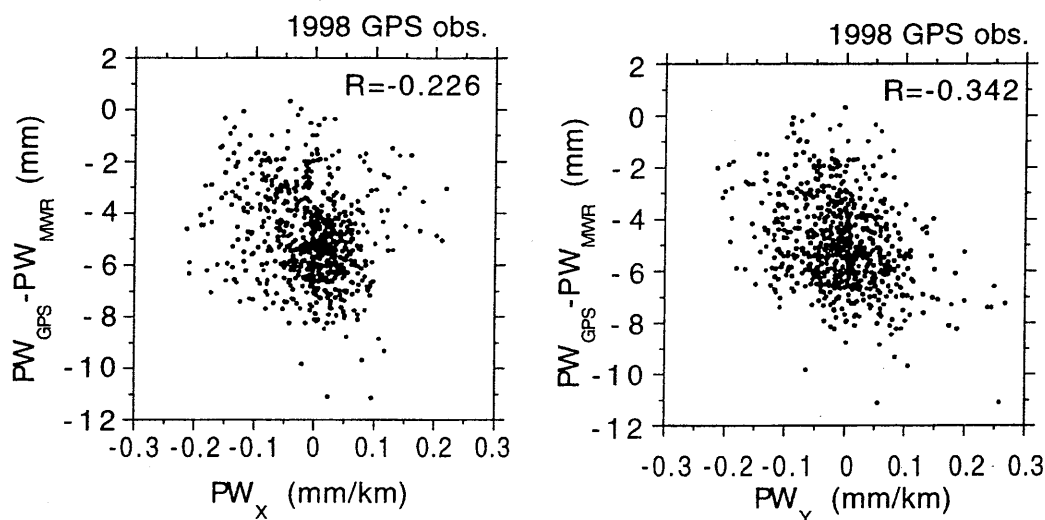


図4： PW_X （右）・ PW_Y （左）とdPW（ $=PW_{GPS}-PW_{WVR}$ ）の分散図

7. 水蒸気勾配と推定誤差に関する考察

マイクロ波放射計のビーム幅は約5度なので、常に天頂方向の水蒸気を観測している。しかし、日本付近で55度の軌道傾斜角を持つGPS衛星を観測すると、天球に配置されるGPS衛星の数は北天で少なく、南天で多くなる。そのため、GPS可降水量は真の可降水量よりも観測地点の南側の可降水量に敏感になると考えられる。つまり、南側で水蒸気が多ければ（少なければ）、GPS可降水量は過大評価（過小評価）されると考えられる。これは、図3と図4に示した水蒸気の偏差傾度（ $PW_X \cdot PW_Y$ ）とGPS可降水量の推定誤差（ dPW ）が数日スケールで逆位相の変動を示すことと矛盾しない。

図4（右）に示した dPW と PW_Y の関係が常に成立していると仮定すれば、回帰式を得ることで、水蒸気勾配の影響を補正することができる。両者が直線近似できると考えると、次の式（1）が得られる。

$$dPW = -5.00 - PW_Y \cdot 8.63 \quad \cdots (1),$$

この式（1）を使って、GPS可降水量を南北方向の水蒸気勾配を使って補正した結果を図5に示す。図2に見られる可降水量50mmを境にした回帰直線の傾きの違いは解消されていることが分かり（表1）、その原因が水蒸気の非一様性に起因していたと考えることができる。

一方、回帰直線から大きく外れた数時間スケールの誤差に対応した点については、この補正が有効ではないことも分かる。しかし、これらの多くの点は可降水量の時間変化が大きな期間に対応することから、リモートセンシングの検証を行う場合に、可降水量の時間変化変が大きな期間のデータを使用しないことで、この数時間スケールの推定誤差を排除することができる。

6. まとめ

マイクロ波放射計可降水量を真の値と見なし、GPS可降水量と比較し、以下の結果を得た。

1. GPS可降水量と放射計可降水量の相関係数は0.991、RMSは1.30mm。
2. 次の二つの時間スケールで、水蒸気勾配がGPS可降水量の推定に影響すると考えられた。
 - a) 数日スケール：総観規模の緩やかな水蒸気変化に対応する。水蒸気が北に少なく（多く）、南に多い（少ない）状態では、GPS可降水量は過大（過小）評価される傾向にある。この見積もり誤差は、周囲のGPS可降水量の勾配によって補正できると考えられる。
 - b) 数時間のスケール：前線などの通過に伴う急激な水蒸気変化に対応する。推定誤差は短時間に大きく変化し、可降水量偏差勾配との相関係数は認められない。
3. リモートセンシングの検証データとして用いる場合は、可降水量の時間変化が小さな期間のデータを使うことにより、短時間スケールの誤差の影響は避けられると思われる。

表1： 水蒸気勾配の補正の効果

	$PW < 50\text{mm}$	$PW > 50\text{mm}$
補正前	0.977	0.865
補正後	0.960	0.905

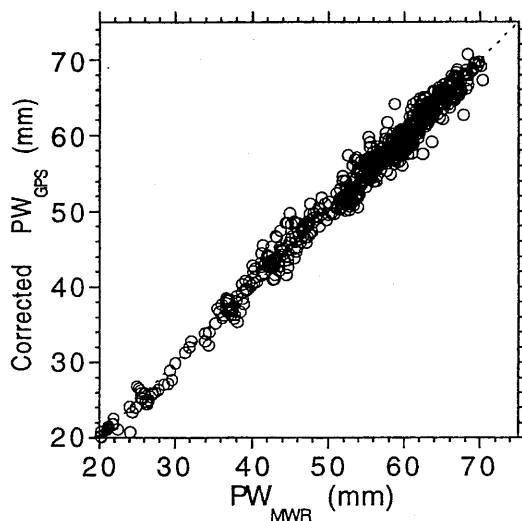


図5：補正したGPS可降水量とWVR可降水量

分光反射係数測定による水稻収量の推定

Spectral Observations for the Estimation of the Yield of Paddy Rice

谷本俊明 (広島県立農業技術センター)

Toshiaki Tanimoto (Hiroshima Prefectural Agriculture Research Center)

The purpose of this study is to develop the estimation method of the yield of paddy rice in the variety of Hinohikari, Airoman, Nakateshinsenbon, using portable spectroradiometer in panicle formation stage.

Hinohikari ; R675 (reflectance of paddy rice at 675nm) was best correlated with the yield. The correlation coefficient was -0.826 **.

Akiroman ; R450 was best correlated with the yield. The most effective spectral index for the estimation of the yield was the value of $(R950-R625)/(R950+R625)$. The correlation coefficient was 0.547 *.

Nakateshinsenbon ; R850 was best correlated with the yield. The most effective spectral index for the estimation of the yield was the value of $R850/R650$. The correlation coefficient was 0.794 **.

1. 目 的

水稻の安定・高品質生産には、生育や栄養状態さらには収量を迅速に把握、推定して、適切な栽培管理を行う必要がある。そこで、水稻の可視光線と近赤外域の分光反射係数の測定により収量の推定を行った。

2. 方 法

試験場所は広島県立農業技術センター内圃場で行った。用いた品種は「ヒノヒカリ」、「あきろまん」、「中生新千本」である。移植(稚苗、機械植え)は、全品種5月18日に行った。収種は、ヒノヒカリ・あきろまんについては10月1日、中生新千本は9月30日に行った。窒素の施用は、基肥は0、0.4kg/aの2処理、中間追肥は0、0.2kg/aの2処理、穂肥は0、0.1、0.2、0.3kg/aの4処理で行った。1区の面積は24m²である。

分光反射係数の測定は幼穂形成期(ヒノヒカリ：7月27日、あきろまん：7月24日、中生新千本：7月21日)に450、550、625、650、675、700、750、850、950nmの反射係数を標準白色板を基準(100%)として、視野角10° 高さ1.7m、俯角30° で、午前11時から午後2時頃の間に分光放射計(阿部設計2703型)を条方向に向けて測定した。

3. 結果および考察

精玄米重(収量)は、窒素施用量が多いほど増加する傾向が認められた。品種間で比較する

と、あきろまんが最も高収で、わら重、もみ重も最も大きな値を示した（表1）。幼穂形成期の各品種の分光反射係数は、可視域ではヒノヒカリの反射係数が最も高く、あきろまんと中生新千本の間にはほとんど差がなかった。近赤外域では、あきろまんの反射係数が最も高かく、中生新千本の反射係数が最も低かった（表2）。

表1 品種別の幼穂形成期の乾物重と収穫期の全重、わら重、もみ重、玄米重（平均値）(kg/a)

品 種	乾物重 ¹⁾	全 重	わら重	もみ重	もみ/わら	粗玄米重	精玄米重
ヒノヒカリ	60.2	148.1	87.3	60.8	0.70	49.4	47.7
あきろまん	45.9	155.3	93.0	62.3	0.67	49.7	48.5
中生新千本	37.1	121.8	65.2	56.7	0.87	47.1	46.4

1) 乾物重：幼穂形成期乾物重

表2 品種別の幼穂形成期の反射係数（平均値）(%)

品 種	450nm	525nm	550nm	625nm	650nm	675nm	700nm	850nm	950nm
ヒノヒカリ	3.2	15.2	19.3	10.1	6.8	4.8	21.0	70.3	67.7
あきろまん	2.9	12.3	16.3	7.7	5.4	4.2	17.7	74.1	71.6
中生新千本	3.1	12.9	15.7	7.8	5.6	4.4	17.2	63.4	60.8

幼穂形成期の分光反射係数と乾物重との相関は、ヒノヒカリ、あきろまんについては認められなかった。中生新千本は950nmの反射係数（以下、R950とする）との間に正の相関が認められた。反射係数間の演算値を用いると、ヒノヒカリ、あきろまんはR850とR700の差と和の比、中生新千本はR850とR650の差との間にそれぞれ正の相関が認められた（表3）。

ヒノヒカリの幼穂形成期の分光反射係数と収穫期の全重、わら重、もみ重、粗玄米重および精玄米重との相関は、R650あるいはR675との間に正の相関が認められた。さらに、全重、わら重については反射係数間の演算値（R850とR675の比）を用いることにより相関係数が高くなった（表3）。R675と精玄米重の関係を図1に示す。

あきろまんの幼穂形成期の分光反射係数と収穫期の全重、わら重、もみ重、粗玄米重および精玄米重との相関は、いずれもR450との間に負の相関が認められた。さらに、反射係数間の演算値（R850あるいはR950とR625あるいはR650の差と和の比）を用いることにより相関係数が高くなった（表3）。

中生新千本の幼穂形成期の分光反射係数と収穫期の全重、わら重、もみ重、粗玄米重および精玄米重との相関は、いずれもR850との間に正の相関が認められた。さらに、反射係数間の演算値（R850あるいはR950とR650の比）を用いることにより相関係数が高くなった。反射係数間演算値「R850/R650」と精玄米重の関係を図2に示す。

表3 幼穂形成期の分光反射係数・反射係数間の演算値と幼穂形成期の乾物重、収穫期の全重、わら重、もみ重、玄米重との相関

品種	項目	反射係数	相関係数	反射係数間の演算値	相関係数
ヒ	乾物重 ¹⁾ kg/a	—	—	$(R850-R700)/(R850+R700)$	0.568**
ノ	全重 kg/a	R650	-0.606**	R850/R675	0.651**
ヒ	わら重 kg/a	R675	-0.469*	R850/R675	0.505*
カ	もみ重 kg/a	R675	-0.822**	$(R850-R700)/(R850+R700)$	0.709**
リ	粗玄米重 kg/a	R675	-0.820**	$(R850-R700)/(R850+R700)$	0.732**
n=20	精玄米重 kg/a	R675	-0.826**	$(R850-R700)/(R850+R700)$	0.724**
あ	乾物重 ¹⁾ kg/a	—	—	$(R850-R700)/(R850+R700)$	0.478*
き	全重 kg/a	R450	-0.628**	$(R950-R650)/(R950+R650)$	0.665**
ろ	わら重 kg/a	R450	-0.673**	$(R850-R650)/(R850+R650)$	0.752**
ま	もみ重 kg/a	R450	-0.508*	$(R950-R625)/(R950+R625)$	0.523*
ん	粗玄米重 kg/a	R450	-0.505*	$(R950-R625)/(R950+R625)$	0.553*
n=20	精玄米重 kg/a	R450	-0.498*	$(R950-R625)/(R950+R625)$	0.547*
中	乾物重 ¹⁾ kg/a	R950	0.853**	R850-R650	0.859**
生	全重 kg/a	R850	0.760**	R850/R650	0.874**
新	わら重 kg/a	R850	0.712**	R950/R650	0.905**
千	もみ重 kg/a	R850	0.773**	R850/R650	0.803**
本	粗玄米重 kg/a	R850	0.778**	R850/R650	0.803**
n=19	精玄米重 kg/a	R850	0.771**	R850/R650	0.794**

1) 幼穂形成期の乾物重

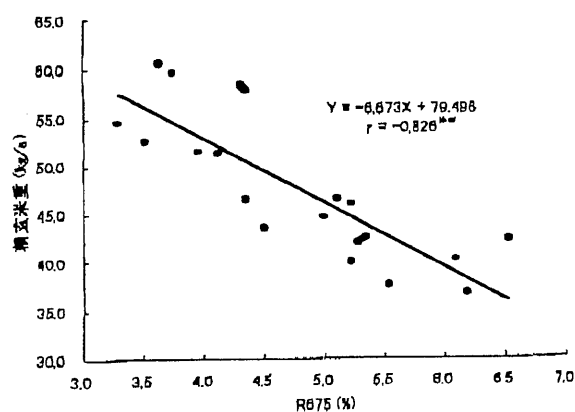


図1 幼穂形成期のR675と精玄米重の関係
(ヒノヒカリ)

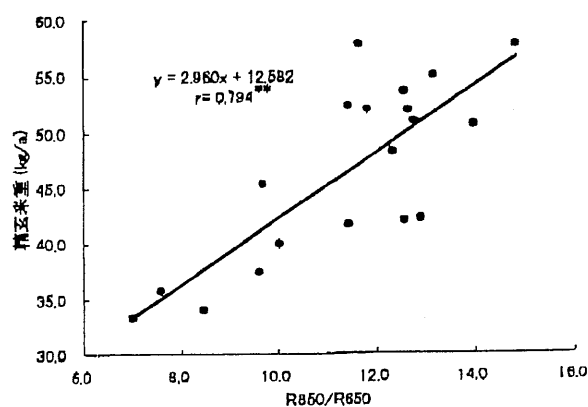


図2 幼穂形成期の反射係数間演算値
「R850/R650」と精玄米重の関係
(中生新千本)

表4 幼穂形成期の乾物重と収穫期の全重、わら重、もみ重、玄米重との相関

品 種	全 重kg/a	わら重kg/a	もみ重kg/a	粗玄米重kg/a	精玄米重kg/a
ヒノヒカリ	0.635**	0.630**	0.541*	0.562**	0.548*
あきろまん	0.490*	0.643**	0.279	0.286	0.267
中生新千本	0.761**	0.796**	0.690**	0.690**	0.683**

以上のように収穫約70日前の幼穂形成期に可視光線と近赤外域の反射係数を測定することにより収量の推定が可能である。しかし、推定の精度は品種間で異なり、ヒノヒカリが最も高く、あきろまんが最も低かった。

ヒノヒカリと中生新千本は幼穂形成期の乾物重、すなわち茎葉の重さと精玄米重との間には正の相関が認められ、幼穂形成期に生育の良いものほど高収であることを示している（表4）。しかし、あきろまんについては、幼穂形成期の乾物重と精玄米重との間には相関は認められず、幼穂形成期以降の生育、栄養状態が精玄米重に及ぼす影響が大きいものと考えられた。このため、あきろまんの幼穂形成期の分光反射係数と精玄米重との相関が低かったものとする。

Statistical data analysis on wind velocity for useful database construction

Masaaki Taguri (Chiba Univ.)

Hirohito Sakurai (Chiba Univ.)

Abstract

We investigate useful database construction for detecting the structure of satellite data from a statistical viewpoint and analyze wind velocity data as an example. The primary interest is whether the measurements by the satellite can be trusted. This is done by comparing the measurements by the satellite with those of the meteor radar, based on the first and second-order polynomial trend (state space) models. The overall difference is expressed as the differences between the areas under two smoothed curves which are obtained by using the Kalman filter and bootstrap method. Further we consider statistical hypothesis testing based on the areas for testing the difference of the two measurement mechanisms.

1. はじめに

本研究の目的は、与えられる人工衛星データの特徴抽出のために有効な要約統計量、および各種統計グラフの選定と、その解析システムの構築の1つの方法を、具体例によって与えることである。ここで取り上げるデータは、人工衛星 (HRDI) と地上の流星レーダー (Radar) という2種類の方法によって測定された高度80~90kmの14日分の風速データ (詳細については、例えば Burrage *et al.* (1996), 津田 (1996), Hasebe *et al.* (1997) などを参照) であり、それに対しての解析を行う。

本発表では、特に、上記2種類の測定値の間の統計的有意差検定を行うことを最終目標とする。これらの定式化のために、様々な準備的解析によって得られた情報を可能な限り母数効果モデル、および変量効果モデルに反映させる。次にこれらを状態空間モデルを用いて表現する。

状態空間モデルはこれまで主に時系列の分野で用いられ、観測値を発生させた時点間の相関関係を考慮したモデリングを行っている。本研究では観測高度を仮想的に時間であると考え、隣り合う観測高度間の相関関係を考慮に入れたモデリングを行う。

次にこのようにして構成したモデルに対して、カルマンフィルター、平滑化の手法を適用し、上記2種類の測定方法の特徴を表すと考えられる量 (状態の推定値) を求める。最後に、このようにして得られた各測

定方法の状態の推定値、およびそれらをつなぎ合わせた推定曲線に基づいて、上記2種類の測定法の間の統計的有意差検定をブートストラップ法 (例えば Efron *et al.* (1993) を参照) を適用して行う。

2. 静的モデルによる定式化

ここで一般に、次のような形の縦断的データを考える。

$$(y_{(g)i,t}) = \begin{pmatrix} y_{(1)1,1} & \cdots & y_{(1)1,T} \\ \vdots & & \vdots \\ y_{(1)n,1} & \cdots & y_{(1)n,T} \\ y_{(2)1,1} & \cdots & y_{(2)1,T} \\ \vdots & & \vdots \\ y_{(2)n,T} & \cdots & y_{(2)n,T} \end{pmatrix}. \quad (1)$$

ただし、(1) の観測値 $y_{(g)i,t}$ の3つの添字 g, i, t は人工衛星とレーダーの風速データの場合にはそれぞれ、

g : 観測機器に対応する添字;

$g = 1 \leftrightarrow$ 人工衛星, $g = 2 \leftrightarrow$ レーダー,

i : 観測日に対応する添字; $n = 14$,

t : 観測高度に対応する添字; $T = 11$,

$t = 1 \leftrightarrow 80\text{km}, \dots, t = 11 \leftrightarrow 90\text{km}$

を表す。

本章では、(1)のような風速データの構造を表すモデルとして、まず母数効果モデル (Fixed Effect Model) と変量効果モデル (Random Effect Model; Fahrmeir *et al.* (1994) の第7章参照) の2つを考える。

2-1 母数効果モデルの場合

このモデルでは、第 i 日目の t 番目の観測高度における風速は次のように表せる。

$$y_{(1)i,t} = \theta_{(1)t} + \varepsilon_{(1)i,t} \quad (\text{HRDI}) \quad (2)$$

$$y_{(2)i,t} = \theta_{(2)t} + \varepsilon_{(2)i,t} \quad (\text{Radar}) \quad (3)$$

ただし、 $\theta_{(g)t}$ は t 番目の高度における各機器で測定した風速に対応する母数とする。ここで $\varepsilon_{(g)i,t}$ は観測誤差で、 $\varepsilon_{(g)i,t} \stackrel{i.i.d.}{\sim} N(0, \sigma_g^2)$ を仮定する。

2-2 変量効果モデルの場合

上と同様の記法によれば、この場合のモデルは次のように表せる。

$$y_{(1)i,t} = \theta_{(1)t} + \gamma_i + \varepsilon_{(1)i,t} \quad (\text{HRDI}) \quad (4)$$

$$y_{(2)i,t} = \theta_{(2)t} + \gamma_i + \varepsilon_{(2)i,t} \quad (\text{Radar}) \quad (5)$$

ただし γ_i は、高度と観測機器に依存しない第 i 日目の観測日の random effect を表す。ここで、 $\gamma_i \stackrel{i.i.d.}{\sim} N(0, \tau^2)$ を仮定する。

3. 状態空間モデルによる定式化

ここでは観測高度を仮想的な時間であると考え、前章で得られた静的モデルから状態空間モデルを構成する。

3-1 母数効果モデルに対応する場合

母数効果モデルに対応する場合の状態空間モデルとして、

$$[\text{観測方程式}]: y_t = F\theta_t + \varepsilon_t \quad (6)$$

$$[\text{状態方程式}]: \theta_t = \theta_{t-1} + \xi_t \quad (7)$$

を考える。ただし、

$$y_t = (y_{(1)1,t}, \dots, y_{(1)14,t}, y_{(2)1,t}, \dots, y_{(2)14,t})',$$

$$\varepsilon_t = (\varepsilon_{(1)1,t}, \dots, \varepsilon_{(1)14,t}, \varepsilon_{(2)1,t}, \dots, \varepsilon_{(2)14,t})',$$

$$F = \begin{bmatrix} \mathbf{1}_{14} & \mathbf{0}_{14} \\ \mathbf{0}_{14} & \mathbf{1}_{14} \end{bmatrix}$$

とし、 $\mathbf{0}_p = (0, \dots, 0)'$ と $\mathbf{1}_p = (1, \dots, 1)'$ はそれぞれ p 次の列ベクトル、 $\theta_t = (\theta_{(1)t}, \theta_{(2)t})'$ の成分は各計測機器で測定したそれぞれの特徴を表す量、 $\xi_t = (\xi_{(1)t}, \xi_{(2)t})'$ は (7) の誤差項で、 $\varepsilon_t \sim N_{28}(\mathbf{0}_{28}, \Sigma_\varepsilon)$ 、 $\xi_t \sim N_2(\mathbf{0}_2, \Sigma_\xi)$ を仮定する。

3-2 変量効果モデルに対応する場合

状態空間モデル (6), (7) における F , θ_t , ξ_t を、それぞれ

$$\tilde{F} = \begin{bmatrix} F & \begin{bmatrix} I_{14} \\ I_{14} \end{bmatrix} \end{bmatrix},$$

$\tilde{\theta}_t = (\theta_t', \gamma_1, \dots, \gamma_{14})'$ 、 $\tilde{\xi}_t = (\xi_{(1)t}, \xi_{(2)t}, \mathbf{0}_{14}')'$ と取り直すことにより、変量効果モデルに対応する場合の状態空間モデル

$$[\text{観測方程式}]: y_t = \tilde{F}\tilde{\theta}_t + \varepsilon_t \quad (8)$$

$$[\text{状態方程式}]: \tilde{\theta}_t = \tilde{\theta}_{t-1} + \tilde{\xi}_t \quad (9)$$

が得られる。ただし I_{14} は 14 次の単位行列である。

3-3 2 次の多項式トレンドモデル

3-1 節と 3-2 節では 1 次の多項式トレンドモデルを仮定して観測高度間の相関を考慮してきた。しかしここでは、データのもつ情報をより正確に反映させるために、2 次の多項式トレンドモデル (West *et al.* (1997) の第7章参照) を仮定し、上で得られた状態空間モデルにおける状態方程式の精密化を行う。この場合のモデルは以下のようなものである。

$$[\text{観測方程式}]: y_t = \mu_t + \varepsilon_t, \quad (10)$$

$$[\text{状態方程式}]: \mu_t = \mu_{t-1} + \beta_{t-1} + \omega_{1,t}, \quad (11)$$

$$\beta_t = \beta_{t-1} + \omega_{2,t}. \quad (12)$$

ここで

$$\mu_t = \begin{cases} F\theta_t & (\text{母数効果モデルの場合}) \\ \tilde{F}\tilde{\theta}_t & (\text{変量効果モデルの場合}) \end{cases}$$

とし、 β_t は μ_t に対応した適当な次数の列ベクトルとする。また ε_t は $\varepsilon_t \sim N(0, V_t)$ を満たす適当な次数の多次元正規分布に従う確率ベクトル、 $\omega_t = (\omega_{1,t}, \omega_{2,t})'$ は $\omega_t \sim N(0, W_t)$ を満たす適当な次数の多次元正規分布に従う確率ベクトルと仮定する。

ところでこのデータの場合、予備的な解析結果によれば、図1のように、観測値の2階の階差 $\Delta^2 y_t$ はほぼ

0であるが、 $\Delta^2 y_1$ から $\Delta^2 y_9$ までを順番に折れ線で結んでみると、特徴的な構造のあることが分かっている。

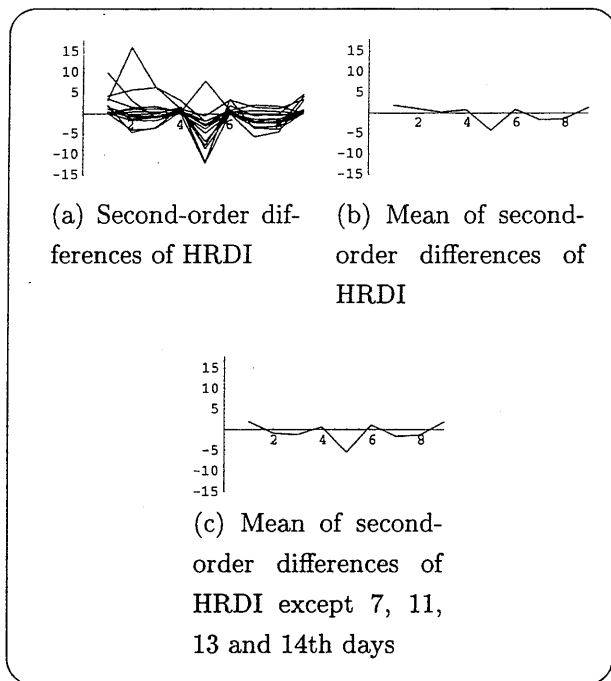


図 1: Second-order differences of HRDI

(a) では人工衛星データの 14 日分の風速観測値の 2 階の階差を、(b) では 14 日分の 2 階の階差の平均値を、(c) では 7, 11, 13, 14 日目の観測値を除いた場合の 2 階の階差の平均値をプロットしている。縦軸と横軸はそれぞれ、 $\Delta^2 y_t$ と添字 t を表す。レーダーのデータに対しても同様な図が得られる。

一方、(10), (11), (12) より、

$$\begin{aligned}\Delta^2 y_t &= y_{t+2} - 2y_{t+1} + y_t \\ &= (\mu_{t+2} - 2\mu_{t+1} + \mu_t) \\ &\quad + (\varepsilon_{t+2} - 2\varepsilon_{t+1} + \varepsilon_t) \\ &= (\omega_{1,t+2} - \omega_{1,t+1} + \omega_{2,t+1}) \\ &\quad + (\varepsilon_{t+2} - 2\varepsilon_{t+1} + \varepsilon_t) \\ &\approx 0\end{aligned}$$

が得られる。これより上のモデル (10), (11), (12) は、観測値の 2 階の階差の特徴を考慮に入れたものであることが分かり、したがってこのデータを解析するのにより適したモデルである可能性がある。これを行列表示すると、

$$[\text{観測方程式}]: y_t = G\eta_t + \varepsilon_t \quad (13)$$

$$[\text{状態方程式}]: \eta_t = H\eta_{t-1} + \omega_t \quad (14)$$

となる。ただし、 G, H は適当な次数の計画行列で、 $\eta_t = (\mu'_t, \beta'_t)'$ である。

4. 2 種類の測定方法の差の検定のためのブートストラップ法

第 3 章で扱った状態空間モデルは、計画行列、状態ベクトル、および誤差項の取り方を調整することにより、いずれも (13), (14) のような式によって表すことができる。

ここで、本稿で考察するような縦断的データ (1) を状態空間モデルによって表現しておく、各状態の推定には、カルマンフィルターおよび平滑化の手法を適用することができる。これより、人工衛星と地上のレーダーという 2 種類の測定値に対応する状態の推定値が得られ、これから、図 2 のような 2 つの平滑化曲線が得られる。

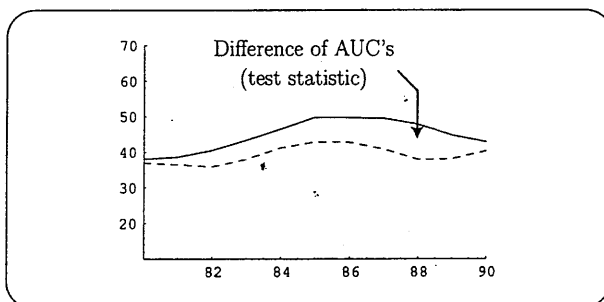


図 2: Comparison of two smoothed curves and definition of test statistic

母数効果モデルに基づく 1 次の多項式トレンドモデルによる 2 つの平滑化曲線の比較を行っている。実線が HRDI、点線が Radar の平滑化曲線を表しており、縦軸が状態の推定値を、横軸が観測高度を表している。2 種類の測定方法間の差の検定を行うための検定統計量として、2 つの平滑化曲線の間に挟まれた部分の面積を考える。変量効果モデルに基づく 1 次の多項式トレンドモデルや 2 次の多項式トレンドモデルに基づく平滑化曲線の場合も、ほぼ同様な図が得られる。

本章では得られた 2 つの平滑化曲線に基づいて、人工衛星と地上のレーダーという 2 種類の測定方法の間に差があるか否かの検定問題を考える。

一般に、2 つの曲線が等しいと見なせるか否かという問題に対する検定統計量はあまり知られていない。これに関連する尺度としては、薬動態学 (Pharmacokinetics) の分野において用いられる曲線の下の方面積を表す Area Under the Curve (AUC) がある (例えば Crowder *et al.* (1990), Gibaldi *et al.* (1982) など参照)。

ここでは、ある意味でこれを修正した 2 つの曲線に挟まれる部分の面積を、2 種類の測定値 (曲線) 間の差

を検定するための検定統計量と考えることにする(図2を参照)。しかしこの統計量の標本分布を解析的に求めることは難しい。そこでここでは、ブートストラップ法というリサンプリング法を用いて統計量の標本分布の近似を行う。

本解析では特に、時系列の分野で使われている moving block によるリサンプリング法(Künsch, 1989)を、非定常過程の場合にも使えるように工夫した方法によってリサンプリングを行う。検定方法の詳細については、Sakurai *et al.* (1998) を参照されたい。

例えば、図2の母数効果モデルに基づく1次の多項式トレンドモデルによる2つの平滑化曲線に対して検定を行うと、リサンプリング回数を2000回とした場合の達成有意水準は0.025となる。ここで有意水準を5%とすると、2種類の測定方法間に差がないという帰無仮説は棄却される。その他の3つの場合も同様である。したがって、この結果から2つの測定方法の間には、差があるといえよう。

5. まとめと今後の課題

本稿では、統計学的な観点から考えた人工衛星データのデータベースの構築法についての考察を行った。

人工衛星の測定値だけでは、その測定精度に関する客観的な信頼性の評価を行えないと考えたため、ここでは補助的な情報を活用することを試みた。すなわち、人工衛星データに対応する地上の流星レーダーのデータとの比較を行い、まず両者の測定値間に統計的有意差が認められるか否かの検討を行った。

その結果、両者の間には統計的有意差が認められ、したがって測定値のバイアスを補正すべきであることが示唆されている。もちろん人工衛星の測定値のバイアスだけではなく、レーダーの測定値のバイアスについての検討も必要であろう。

しかし一般には、与えられている1組のデータからバイアスの推定を行うことは難しいので、今後この推定には、リサンプリング法などを適用して研究を進めていく予定である。また真の風速の推定に関しては、データベースにどのような測定項目を追加すると、より正確な推定が可能となるかについても今後の検討課題としたい。

参考文献

M. D. Burrage, W. R. Skinner, D. A. Gell, P. B. Hays, A. R. Marshall, D. A. Ortland,

A. H. Manson, S. J. Franke, D. C. Fritts, P. Hoffman, C. McLandress, R. Niciejewski, F. J. Schmidlin, G. G. Shepherd, W. Singer, T. Tsuda & R. A. Vincent, "Validation of mesosphere and lower thermosphere winds from the high resolution Doppler imager on UARS", *Journal of Geophysical Research*, Vol.101, 10365-10392 (1996).

Martin J. Crowder & Davis J. Hand, "Analysis of Repeated Measures", Chapman and Hall, London (1990).

Bradley Efron & Robert J. Tibshirani, "An Introduction to the Bootstrap", Chapman and Hall, London (1993).

Ludwig Fahrmeir & Gerhard Tutz, "Multivariate Statistical Modelling Based on Generalized Linear Models", Springer Series in Statistics, Springer-Verlag, New York (1994).

Miro Gibaldi & Donald Perrier, "Pharmacokinetics, 2nd ed., Revised and Expanded", Marcel Dekker, New York (1982).

F. Hasebe, T. Tsuda, T. Nakamura & M. D. Burrage, "Validation of HRDI MLT winds with meteor radars", *Annales Geophysicae*, Vol.15, 1142-1157 (1997).

Hans R. Künsch, "The jackknife and the bootstrap for general stationary observations", *The Annals of Statistics*, Vol.17, 1217-1241 (1989).

Hirohito Sakurai, Jinfang Wang & Masaaki Taguri, "Comparison of two measurement mechanisms by state space modelling and a modified moving block bootstrap", 平成10年度科研費シンポジウム「複雑非線形現象の統計理論の開発と応用」(代表者: 柳川 堯), 研究論文集, 1998.

津田 敏隆: 流星レーダーによる熱圏下部の大気運動の解明, *天気*, 43 (1), 9-23, 1996.

Mike West & Jeff Harrison, "Bayesian Forecasting and Dynamic Models, 2nd ed.", Springer Series in Statistics, Springer-Verlag, New York (1997).

MONITORING SURFACE MOISTURE AND VEGETATION STATUS BY NOAA AND GMS OVER NORTH CHINA PLAIN

A. Kondoh¹, S. Shindo¹, Y. Sakura² and C. Tang¹

¹Center for Environmental Remote Sensing, Chiba Univ., 1-33 Yayoi, Inage, Chiba 263-8522, JAPAN

²Faculty of Science, Chiba Univ., 1-33 yayoi, Chiba 263-8522, JAPAN

ABSTRACT

North China Plain(NCP) is the main granary in China, however, NCP is confronted with water shortage problem that may lead to the fall of the crop production. Thus monitoring NCP from space is very important to know how hydrologic environment affects the crop production. NCP has been monitoring by using NOAA/AVHRR for vegetation conditions. As a result, it is clarified that surface hydrological conditions clearly affect the crop production rate revealed by NDVI. Then the surface wetness is estimated by NOAA/AVHRR and GMS/S-VISSR. The slope parameter in the scattergram between vegetation index and surface temperature is examined for NOAA/AVHRR data. The difference in brightness temperatures between 8:00AM and 10:00AM(LT) is also investigated for GMS data. Both of which are considered to be the index of surface moisture condition. The distributions of surface wetness obtained from both methods well agree with each other. The results will be used for water management such as proper irrigation practice.

INTRODUCTION

North China Plain(NCP) is a granary of P.R.China, of which population is the largest in the world. The food situation in NCP is crucial for the future world food provision problem(Brown and Halweil,1998). The food problem in NCP is also water problem. Water for irrigation is supplied from surface water and groundwater. Recent news tell us that Yellow river does not flow to its mouth for most of the year. It is of course due to over extraction of surface water for irrigation in the upper streams. Groundwater is thus exploited for irrigation as another convenient water resource, however, water level has been declining for past several tens of years and it raises the cost of withdrawal. The price of grain may rise in near future because of the increase in irrigation cost or decrease in production by water shortage itself.

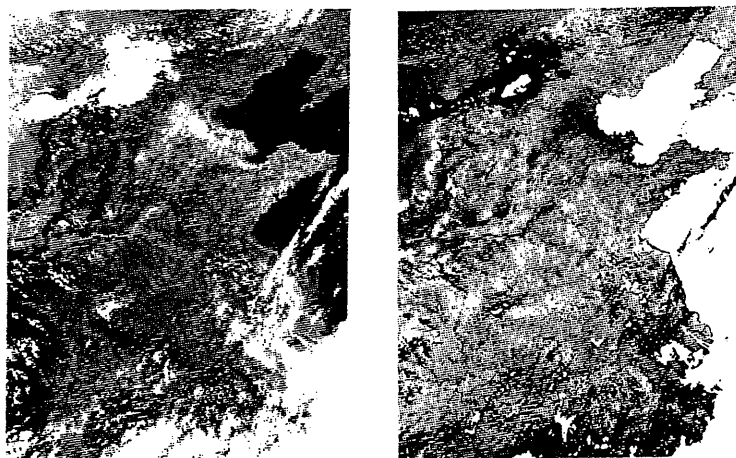


Fig.1 Visible (left) and NDVI (right) images of NOAA/AVHRR on 10 August, 1997.

Monitoring the NCP is thus very important for the various environmental and economical perspectives. The solution of water problem in NCP can only be attained by corporative research with various fields of scientists, however, the understandings of the real situation of hydrologic cycle and continuous monitoring of NCP are at least necessary. CEReS(Center for Environmental Remote Sensing, Chiba University) started to receive NOAA and GMS from 1997, and NCP is within the range. Continuous monitoring of NCP is attempted to monitor crop conditions and surface moisture status.

DATA

Since April 1997, NOAA/AVHRR and GMS/S-VISSR image data are available in CEReS. The images are geocoded to longitude and latitude coordinate and resampled to one km grid. The data are stored in the very large capacity archive system(100TB). The local dataset of North China Plain(N42,110E-N28,123E) has been creating from the archived data. Figure 1 shows a NOAA/AVHRR NCP image on 10 August, 1997. The images cover the whole NCP, south of Great Wall, east of Taihan mountains and north of Huaihe river. In the middle of the image, Yellow river flows from west to north-east. Because of its worse hydrological condition, some hydrologist refer to NCP as the north of Yellow river.

METHODS TO MONITOR SURFACE MOISTURE STATUS

NOAA/AVHRR has two visible and near infrared bands and three thermal bands. GMS5 has one visible band, two thermal bands and one water vapor band. Considering the bands available, following two methods are selected to monitor surface moisture conditions in NCP.

- 1) Ts-VI method: Slope in surface temperature(Ts)-vegetation index(VI) relationship(Nemani and Running,1989)
- 2) dTs method: Increase rate of surface temperature(Ts) during morning(Wetzel et al. ,1984)

Kondoh *et al.*(1998) applied Ts-VI method to Huai-he plain, south of NCP, with NOAA/AVHRR/GAC data(4km resolution), and get very good correlation between the slope parameter and antecedent precipitation index(API). In this paper, NOAA/AVHRR/LAC(1km resolution) data are used to get the distributions of slope parameter. In the dTs method, the difference in digital count of thermal band of GMS between 8LST(Local Standard Time) and 10LST is regarded as a surface wetness index. This method is based on the concept that the difference in Ts is small when surface is in wet, and large when dry. These two methods are applied at the same time. The consistency of two independent methods will confirm the accuracy of the methods.

RESULTS

Crop Condition

The main crops in NCP are winter wheat and maize in summer. Figure 2 shows the time series of the NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) for selected locations. There are two peaks in Vegetation Index at May and August which

correspond to the growing of wheat and maize. It was a drought year in 1997, and crop growth was not satisfactory except for the area where much irrigation water was available.

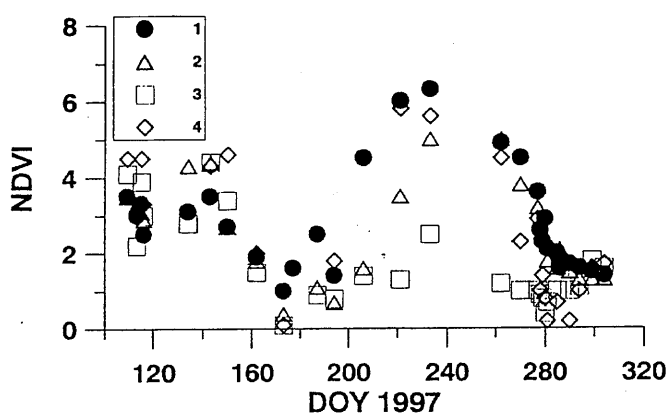


Fig.2 The seasonal trend in NDVI for selected locations.
1:116.6E,37.8N 2:116.0E,37.8N 3:115.1E,37.5N
4:114.5E,37.9N.

Fig.1b is a NDVI image on 10 August, 1997. There recognizes less vegetated area in Haihe catchment plain(northern half of NCP). Less vegetated area is recognized in Figure 1a as bright area. Figure 3 shows the distribution of total dissolved solid(TDS) in shallow groundwater in the north of NCP(Fei, 1997). There are regions with high TDS along Bohai Bay, and the high TDS zone extending northeast to southwest is recognized. It is considered that high TDS reduces the crop growing, and it is reflected on the NDVI image.

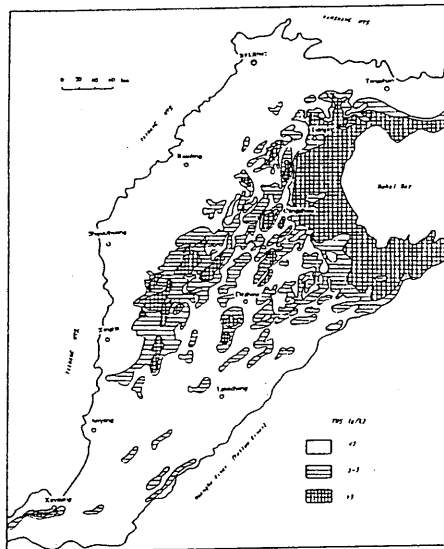


Fig.3 Distribution of Total Dissolved Solid(TDS) in shallow ground water(after Fei,1997).

Table 1. Precipitation of antecedent week

	Taiyuan	Shijiazhuang	Tianjin	Huimin
25 JUL.	60.2	33.0	21.1	22.1
18 SEP.	25.9	32.0	4.1	66.0

The coastal zone actually suffers the salinization, and it decreases the crop production. In the interior part, there exists topographic depressions, probably formed by fluvial process, where water table is shallow and easily suffers salinization. The low NDVI is the result of high salt density in the subsurface water. This means that surface and subsurface conditions reflects the crop production, and it can be seen from space. It shows the usefulness of satellite remote sensing for crop monitoring.

Monitoring Surface Moisture Status

Fig.4 shows the surface wetness estimated by Ts-VI and dTs methods. Wetness is expressed by grey scale. Black(intensity 0) in Ts-VI method denotes the area that could not calculate the slope parameter. Black(0) and white(255) in dTs method are the area where cloud prevent the application of the method.

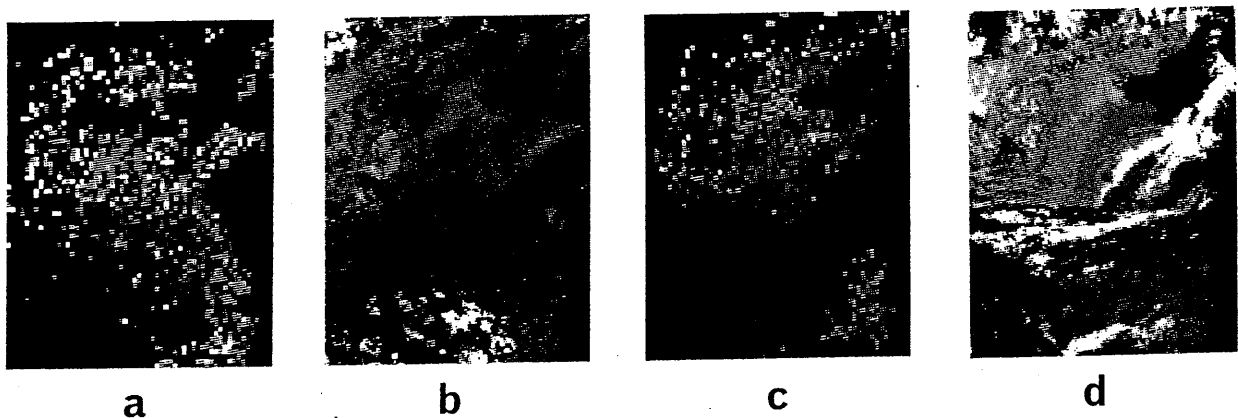


Fig.4 Surface wetness estimated by Ts-VI and dTs methods on 25 Jul. and on 18 Sep. Brightness denotes the dryness, and black(0) and white(255) are out of range. a:Ts-VI 25 Jul., b:dTs 25 Jul., c:Ts-VI 18 Sep., d:dTs 18 Sep.

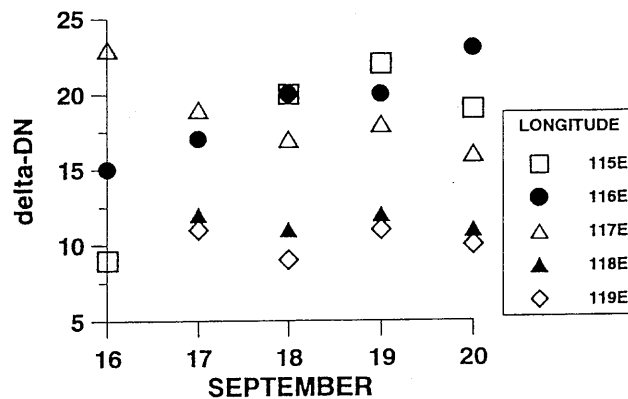


Fig.5 Time changes in dTs along the 38N latitude line.

Table 1 shows the amount of precipitation during last one week. Antecedent precipitation is large enough in entire region on 25 July. There seems little difference in surface wetness in both methods(Figure 4a). It reveals that the ground is relatively moist condition on 25 July. Clear wet and dry contrast is recognized in Haihe Catchment Plain, north of Yellow river, on 18 September case. The contrast is more distinct in dTs method, and Ts-VI method also detects the dry condition near Tianjing and its northwestern part of NCP. Huimin(near the mouth of Yellow river) had 66 mm of rain, however, Tianjing only received 4.1mm during last one week. The distribution of antecedent precipitation thus supports the estimated wetness.

Figure 5 shows the time series of dTs for selected sites along 38N latitudinal line after 16 Sep., 1997. The antecedent rain was received between 9th and 14th in NCP(Table.1). At 115E and 116E, dTs is increasing after precipitation. It is considered as a signal on surface drying. Eastern part where much rain had fallen, there is little change in dTs. Therefore, the two methods used in this study clearly catch the surface moisture condition.

These two wetness distributions are obtained from two independent methods. The sufficient consistency of both results reveals the accuracy of the methods. The important point is that both of NOAA and GMS are the most practical satellite to monitor the land surface. Practical methods are sometimes more useful than other sophisticated method.

CONCLUSION

Monitoring of surface vegetation(crop) condition and moisture status over NCP are attempted by using NOAA/AVHRR and GMS/S-VISSR. The NDVI image by AVHRR clearly explains that subsurface condition affects the crop production. Two methods to estimate surface wetness are applied independently and get consistent results. It reveals the usefulness of NOAA/AVHRR and GMS/S-VISSR to monitor surface moisture status.

ACKNOWLEDGMENTS

The work was supported by the grant of the Ministry of Education, Science and Culture of Japan. The authors appreciate Prof.Yasuda and colleagues in CERE_S for their effort to manage receiving and archiving system of NOAA and GMS.

REFERENCES

- Brown,L,R. And Halweil,B., China's water shortages could shake world food security, *World • Watch*, July/August, pp.10-18, (1998).
- Fei., J., Groundwater of the North China plain, *Proc. Int'l. Symp. On hydro-Environment in Asia*, CERE_S, Chiba University, pp.25-32(1997).
- Kondoh,A., Higuchi,A., Kishi,S., Fukuzono,T., and Li,J., The Use of Multi-Temporal NOAA/AVHRR Data to Monitor Surface Moisture Status in the Huaihe River Basin, China. *Advances in Space Research*, (printing) .
- Nemani, R. And Running, S., Estimating regional surface resistance to evapotranspiration from NDVI and thermal-IR AVHRR data, *J. Appl. Meteorol.*, **28**, pp.276-284(1989).
- Wetzel., P. J., Atlas, D. And Woodward, R.H., Determining soil moisture from geosynchronous satellite infrared data: A feasibility study, *J. Clim. and Applied Meteorol.*, **23**, pp.375-391, 1984.

環境ストレスを受けた植物葉水分状態の分光反射スペクトルによる評価 Estimation of Plant Leaves Water Status under Environmental Stresses Based on Spectral Reflectance Characteristics

于 貴瑞*・三輪卓司**・中山敬一*・松岡延浩*・今 久*

* 千葉大学園芸学部, ** 千葉大学環境リモートセンシング研究センター

Gui-Rui YU*, Takuji MIWA**, Keiichi NAKAYAMA*, Nobuhiro MATSUOKA* and Hisashi KON*

* Faculty of Horticulture, Chiba University, ** Center for Environmental Remote Sensing, Chiba University

Abstract

In this study, we dealt with the relationships between water status parameters of plant leaves and characteristic spectral reflectance (R_λ) as well as reflectance ratio (R_λ/R_{1430} , R_λ/R_{1650} , R_λ/R_{1850} , R_λ/R_{1920} , R_λ/R_{1950}) based on the experimental results of soybean (*Glycine max* Merr.), maize (*Zea mays* L.), yellow poplar (*Liriodendron tulipifera*) and viburnum (*Viburnum awabuki*) plants. The water status parameters include leaf water content per unit leaf area (LWC), specific leaf water content (SWC), leaf moisture percentage on fresh weight (LMP), relative leaf water content (RWC) and relative leaf moisture percentage on fresh weight basis (RMP). Furthermore, effective spectral reflectance and reflectance ratio were identified for estimating the LWC, SWC, LMP, RWC and RMP. Using these spectral indices, we discussed the modeling approaches to estimating LWC, RWC and RMP, and eventually presented a universal model for estimating the leaf moisture condition of both grass and woody plants as mentioned above. Moreover, these experimental formulas could be used to estimate the leaf moisture conditions of the soybean under nutrition and water stresses, but satisfactory results were not reached for the case of maize. For the reason, it was judged to be that the influence of maize leaf vein resulted in the measurement errors for spectral reflectance and leaf moisture conditions. About this further examination, however, remains to be made.

1. はじめ

葉の水分含量状態を表すパラメータは重要な生体情報であり、様々の生理・生態学的研究に使われている。しかし、これらの測定はほとんど破壊的測定法しかないため、同一の葉について経時的な推移を測定することができない。最近では葉の分光反射スペクトル特性からそれらのパラメータを遠隔的に計測しようとする試みが多くなされてきた(Carlson et al., 1971; Gausman et al., 1971; Thomas et al., 1971; Tucker, 1980; Hunt et al., 1987; 青木ら, 1988; Inoue et al., 1993)。ところが、生理・生態学的研究では、よく使われている様々のパラメータの生理的意味が異なり、データの取得の便利さも異なるので、各々の推定に有効な反射指標の

確立又はその差異に関する総合的な比較研究が要求されている。また、環境リモートセンシングの立場では、草本や木本に関わらず、植物葉の水分状態を評価することに有効な共通モデルが望まれているが、関連研究が見当たらない。

2. 材料及び方法

2.1 採集葉の風乾実験

供試植物はダイズ(*Glycine max* Merr.)の2品種(エンレイとサヤムスメ)、トウモロコシ (*Zea mays* L., ハニーバンタム)、サンゴジュ(*Viburnum awabuki*)、ユリノキ(*Liriodendron tulipifera*)を用いた。各種毎に7枚ずつ選び、茎から切取って、実験に供した。切り取った4葉を2時間に吸水させてから室内に置いてやく1時間

ごとに分光反射スペクトルと生体重の測定を行なった。残った3枚を吸水させながら、1時間ごとに生体重を測り、飽和状態になったことが確認できたとき、飽和状態での葉の分光反射スペクトルと生体重を測定した。各時点の葉の含水量はその時点の葉の生体重と実験終了後の乾物重及び測定葉の面積から求めた。

分光反射スペクトルの測定は、分光反射計 (Analytical Spectral Devices, Field Spec FR) を用いた。分光反射スペクトルはハロゲンランプ2個の人工照明に対する350~2500 nm 領域の標準白板に対するものである。また、ランプからの熱の影響を避けるために測定葉を固定する前に氷等で固定台を冷却した。

2.2 水・肥処理実験

1998年の6月末頃、大豆(サヤムスメ)とトウモロコシ(ハニーバンタム)を播いて、7月24日に間引きし、少肥(N0)、中肥(N1)と多肥(N2)区を設け、それぞれ0, 3, 9 g/pot の888複合肥料を追肥した。なお、8月上旬から電子秤による重量測定に従って、各肥料区毎に圃場含水量からしおれ点までの6段階(S1, S2..., S6)の土壤水分ストレス状態に調整した。大豆は1998年8月21日、トウモロコシは8月22日で、それぞれ午前と午後で2回の測定を行なった。測定は1ポット毎に2枚の葉で行ない、分光反射スペクトルを終了したら、直ぐ葉を切り取って、その含水量を測定した。測定は、各肥料区毎に水ストレスの弱い順に行われた。

3. 結果及び考察

3.1 葉の風乾過程における反射スペクトルの変化

葉の風乾過程に伴う葉の分光反射スペクトルの変化は可視光域の反射率は小さく、近赤外域と中間赤外域では反射率が高いことが確認できた。可視光域では680 nm で最大の吸収が生じ、550 nm で可視光域の最大反射率となっている。中間赤外域では、1430 と 1950 nm 付近での強い水の吸収くぼみが明らかに現れ、1100, 1650 と 2200 nm 付近では反射率のピークが見られた。その他、950, 1150, 1750, 2150 と 2300 nm 付近では小さい反射率の谷がみられ、850, 1300 と 1850 nm 付近では小さい反射率のピークが見られた。さらに、葉の風乾過程が進むに連れて、可視光域、近赤外域と中間赤外域とも反射率が高まり、1430 と 1950 nm 付近での水吸収くぼみも浅くなり、1100, 1650 と 2200 nm 付近での反射率のピークが高くなることが明らかになった。

3.2 葉水分状態の推定に有効な分光反射率

葉の水分状態の推定に有効な分光反射率を把握するため、ここでは今までの研究を踏まえ、 $\lambda \in \{522, 550, 570, 650, 680, 708, 800, 1100, 1121, 1200, 1367, 1430, 1483, 1600, 1650, 1850, 1860, 1910, 1920, 1950, 2010, 2150, 2200, 2250, 2300, 2450\}$ nm 波長における分光反射率(R_λ)を用いて検討を行なった。葉の水分状態

を示すには、葉の含水比 (SWC), 単位面積当たりの含水量 (LWC) と葉の含水率 (LMP) を使用した。

$$SWC = (FW - DW) / DW \quad (\text{gH}_2\text{O g}^{-1} \text{dry mass}) \quad (1)$$

$$LWC = (FW - DW) / SL = \rho_L SWC \quad (\text{mgH}_2\text{O cm}^{-2}) \quad (2)$$

$$LMP = 100(FW - DW) / FW \quad (\%) \quad (3)$$

ここで、FW は生体重、DW は乾物重、SL は葉面積、 ρ_L は比葉重である。

各波長 λ における分光反射率(R_λ)と SWC, LWC, LMP との関係を解析した結果、いずれの波長領域においても R_λ が SWC, LWC の対数関数

$$R_\lambda = a \ln(SWC \text{ or } LWC) + b \quad (4)$$

となるが、LMP に対しては直線関数となった。

$$R_\lambda = a + b LMP \quad (5)$$

Fig. 1 はダイズの R_λ と SWC, LMP, LWC との関係についての回帰式の決定係数であり、可視光域よりも、近赤外域、さらに中間赤外域との相関性が高いことが示された。全体的に見れば、SWC, LMP よりも LWC との R^2 が高かった。4種の植物のデータを1セットにした場合、 R_λ と SWC, LMP との関係には植物種類によるバラツキが生じたので、SWC, LMP の推定効果が極めて悪くなった。

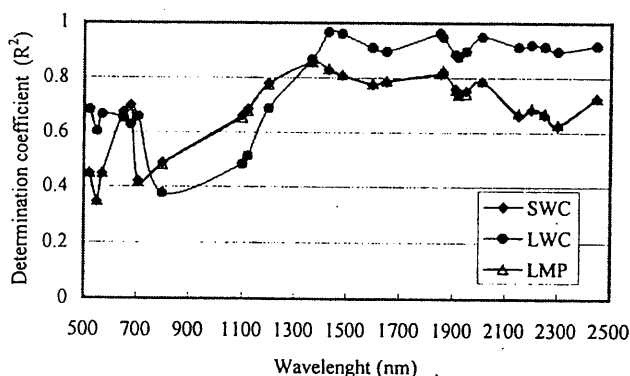


Fig. 1 Coefficient of determination(R^2) of the regression formulas for remote sensing of leaf water content per unit leaf area (LWC), specific leaf water content (SWC) and leaf moisture percentage on fresh weight basis (LMP) by the characteristic spectral reflectance (R_λ). The diagram is based on the data set of cultivators A and B of soybean. The degree of freedom is 67.

ここではさらに相対含水量(RWC, %)と相対含水率(RMP, %)を用いて検討を行なった。

$$RWC = 100(FW - DW) / (SW - DW)$$

$$= 100 SWC / SWCs = 100 LWC / LWCs \quad (6)$$

$$RMP = 100 LMP / LMPs \quad (7)$$

SWCs, LWCs と LMPs は SWC, LWC と LMP の飽和値である。それで、 R_λ と RWC, RMP との関係は植物種類によるバラツキが小さくなり、式(4)と式(5)と同様な関数で表すことができた。Table 1 は、LMP, RWC と RMP の推定に有効な実験式を示し、これらの式が高い推定精度があることが示されている。表中の RMAE と RRMSE は次式で定義されている。

Table 1 Empirical equations for estimating leaf water content per unit leaf area (LWC), relative specific leaf water content (RWC) and relative leaf moisture percentage on fresh weight basis (RMP) using spectral reflectance (R_λ) based on the data set of four plants, *Glycine max*, *Zea mays*, *Liriodendron tulipifera* and *Viburnum awabuki*.

	Empirical equations	R^2	RMSE	RRMSE
LWC (mgH ₂ Ocm ⁻²)	LWC = 49.7 exp(-7.1936 R_{1483}) (12.1)	0.838	2.69	22.9
	LWC = 40.4 exp(-6.8534 R_{1430}) (12.2)	0.832	2.81	23.8
	LWC = 27.7 exp(-8.0455 R_{2010}) (12.3)	0.810	3.25	27.6
RWC (%)	RWC = 204.98 exp(-6.5103 R_{1430}) (13.1)	0.903	10.43	16.7
	RWC = 246.57 exp(-6.7819 R_{1483}) (13.2)	0.896	10.80	17.4
	RWC = 144.039 exp(-7.663 R_{2010}) (13.3)	0.889	10.86	17.5
RMP (%)	RMP = -191.21 R_{1430} + 121.68 (14.1)	0.896	5.95	7.2
	RMP = -198.72 R_{1483} + 127.00 (14.2)	0.884	6.28	7.5
	RMP = -222.85 R_{1850} + 147.76 (14.3)	0.864	6.81	8.2

R^2 is the coefficient of determination of the regression formulas. RMSE denotes the root mean square error(mgcm⁻² or %) and RRMSE the relative root mean square error(%). The free degree is 137 for all regression formulas.

Table 2 Empirical equations for estimating leaf water content per unit leaf area (LWC), relative specific leaf water content (RWC) and relative leaf moisture percentage on fresh weight basis (RMP) using reflectance ratio (R_λ/R_λ) based on the data set of four plants, *Glycine max*, *Zea mays*, *Liriodendron tulipifera* and *Viburnum awabuki*.

	Empirical equations	R^2	RMSE	RRMSE
LWC (mgH ₂ Ocm ⁻²)	LWC = 271.76exp(-5.3929 R_{1483}/R_{1650}) (15.1)	0.910	1.77	15.0
	LWC = 6.8718 R_{1100}/R_{1430} - 6.7227 (15.2)	0.902	1.91	16.3
	LWC = 6.9767 R_{1121}/R_{1430} - 6.8636 (15.3)	0.901	1.92	16.3
RWC (%)	RWC = 612.23exp(-4.3521 R_{1430}/R_{1650}) (16.1)	0.909	11.49	18.5
	RWC = 2229.2exp(-5.4911 R_{1430}/R_{1850}) (16.2)	0.907	12.69	20.4
	RWC = 1052.1exp(-4.8368 R_{1483}/R_{1650}) (16.2)	0.884	12.85	20.7
RMP (%)	RMP = 159.96Ln(R_{2200}/R_{1430}) + 74.01 (17.1)	0.897	6.24	7.5
	RMP = -126.8 R_{1430}/R_{1650} + 153.25 (17.2)	0.885	6.65	7.1
	RMP = 405.44Ln(R_{1483}/R_{1430}) + 40.76 (17.3)	0.870	6.92	8.0

R^2 is the coefficient of determination of the regression formulas, RMSE denotes the root mean square error(mgcm⁻² or %) and RRMSE the relative root mean square error (%). The free degree is 137 for all regression formulas.

Table 3 Applicability of the empirical equations with the spectral reflectance (R_λ) and reflectance ratio (R_λ/R_λ) as variables, for estimating the leaf water content per unit leaf area (LWC), relative specific leaf water content (RWC) and relative leaf moisture percentage on fresh weight basis (RMP) of soybean under stresses of water and nutrition.

	Spectral reflectance (R_λ)				Spectral reflectance ratio (R_λ/R_λ)			
	Eqs.	R^2	RMSE	RRMSE	Eqs.	R^2	RMSE	RRMSE
LWC (mg cm ⁻²)	(12.1)	0.816	1.22	9.3	(15.1)	0.903	1.44	10.9
	(12.2)	0.782	1.34	10.3	(15.2)	0.880	0.99	7.6
	(12.3)	0.563	1.59	12.2	(15.3)	0.887	0.99	7.6
RWC (%)	(13.1)	0.679	7.67	11.7	(16.1)	0.729	9.08	13.8
	(13.2)	0.685	8.57	13.1	(16.2)	0.708	11.53	17.6
	(13.3)	0.513	8.40	12.9	(16.3)	0.727	12.07	18.4
RMP (%)	(14.1)	0.743	4.09	4.7	(17.1)	0.592	4.84	5.5
	(14.2)	0.727	4.43	5.1	(17.2)	0.774	4.35	5.0
	(14.3)	0.587	4.98	5.7	(17.3)	0.374	7.71	8.8

R^2 is the coefficient of determination of the regression formula $Y_{\text{mes}} = bY_{\text{est}}$. RMSE denotes the root mean square error (mg cm⁻² or %) and RRMSE the relative root mean square error(%). Y_{mes} and Y_{est} are the measured and predicted values, respectively.

The free degree is 71

$$RMSE = \left[\frac{1}{N-1} \sum (Y_{est} - Y_{mea})^2 \right]^{1/2} \quad (8.1)$$

$$RRMSE = 100 RMSE / \bar{Y}_{mea} \quad (8.2)$$

ここで、 Y_{est} は推定値、 Y_{mea} は実測値、 $\bar{Y}_{mea}$ は実測値の平均値である。LWC、RWC と RMP の R^2 の差異がそれほど大きくないが、RRMSE を比較すると、その相対推定誤差が RMP の方が最も小さく、LWC が大きいことが分かった。

3.3 葉の水分状態の推定に有効な比反射率(R_λ/R_λ)

葉の水分状態の推定には比反射率(R_λ/R_λ)が良く使われている。ここで、幾つかの比反射率(R_λ/R_{1430} , R_λ/R_{1650} , R_λ/R_{1850} , R_λ/R_{1920} , R_λ/R_{1950})と SWC, LMP, LWC との関係を検討した。その結果、これらの比反射率とそれぞれの含水指標との関係は以下のような異なる関数で表現できることが分かった。

$$R_\lambda/R_{1430} = b(SWC \text{ or } LWC) + a \quad (9.1)$$

$$R_\lambda/R_{1430} = a \exp(b \text{ LMP}) \quad (9.2)$$

$$R_\lambda/R_{1650} = b(SWC \text{ or } LWC) + a; \lambda \leq 1367 \text{ nm} \quad (10.1)$$

$$R_\lambda/R_{1650} = b \ln(SWC \text{ or } LWC) + a; \lambda \geq 1430 \text{ nm} \quad (10.2)$$

$$R_\lambda/R_{1650} = b \text{ LMP} + a \quad (10.3)$$

$$R_\lambda/R_{1850} = b(SWC \text{ or } LWC) + a; \lambda \leq 1367 \text{ nm} \quad (11.1)$$

$$R_\lambda/R_{1850} = b \ln(SWC \text{ or } LWC) + a; \lambda \geq 1430 \text{ nm} \quad (11.2)$$

$$R_\lambda/R_{1850} = a \exp(b \text{ LMP}); \lambda \leq 1367 \text{ nm} \quad (11.3)$$

$$R_\lambda/R_{1850} = b \text{ LMP} + a; \lambda \geq 1430 \text{ nm} \quad (11.4)$$

なお、 R_λ/R_{1920} と R_λ/R_{1950} の場合、SWC と LWC に対して全領域に渡って、2 次曲線で表現できるが、LMP の場合、 $\lambda \leq 1367 \text{ nm}$ 時、指数関数となるが、 $\lambda \geq 1430 \text{ nm}$ 時、直線関数となる。

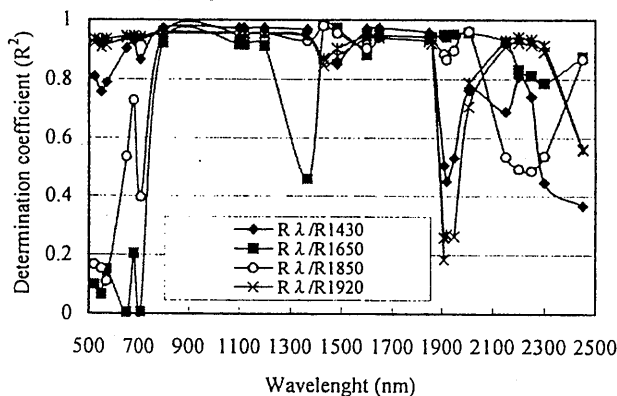


Fig. 2 Coefficient of determination(R^2) of the regression formulas for remote sensing of leaf water content per unit leaf area (LWC) by the characteristic reflectance ratio (R_λ/R_{1430} , R_λ/R_{1650} , R_λ/R_{1850} , R_λ/R_{1920} , R_λ/R_{1950}). The diagram is based on the data set of cultivators A and B of soybean. The degree of freedom is 67.

Fig2 は、比反射率(R_λ/R_{1430} , R_λ/R_{1650} , R_λ/R_{1850} , R_λ/R_{1920} , R_λ/R_{1950})とダイズの LWC との関係式に対する決定係数の変化を示した。LWC の推定に R_λ/R_{1920} と R_λ/R_{1950} よ

りも R_λ/R_{1430} , R_λ/R_{1650} または R_λ/R_{1850} の方が有効なものであることが Fig.2 から読み取れる。

4 つの植物を対象とした LWC, RWC または RMP と、 R_λ/R_{1430} , R_λ/R_{1650} または R_λ/R_{1850} との関係については、式(9.1)–(11.4)と同様な関数で表現できる。回帰分析により得られた最も有効な実験式を Table 2 に示した。LWC と RWC よりも、RMP の R^2 が若干低かったが、RWC の RRMSE が最も大きく、RMP の方が最も小さいことが明らかになった。また、Table2 と 3 を比較すると、反射率を用いた経験式よりも、比反射率を用いたものがよりよく葉の水分状態を推定できることがわかる。

3.3 経験式の有効性に関する検証

水と栄養ストレスを受けたダイズとトウモロコシ葉の葉の反射スペクトル変化については、土壌の含水量の減少に伴う葉の水分量の減少につれて、全領域における分光反射率が高くなり、その変化特性は風乾過程における変化傾向と同じであった。その観測データを用いて、Table 1 と Table 2 で提示した経験式の有効性を検討した。Table 3 はこれらの実験式で、水と栄養ストレスを受けたダイズの LWC, RWC と RMP を推定した効果を示した。これにより、それらの経験式はダイズ葉の水分状態の推定に十分な精度がえられることが分かる。しかしながら、トウモロコシの LWC, RWC と RMP を推定した場合、満足できる結果が得られなかった。その理由については、トウモロコシ葉脈が白く厚く、その幅も大きいので、分光反射スペクトルや葉の含水量の測定誤差が生じ易いと考えている。

4.まとめ

本研究では、ダイズ、トウモロコシ、ユリノキとサンゴジュを対象にして、葉の水分状態を表すパラメータである LWC, SWC, LMP 及び RWC, RMP と特徴的な分光反射率(R_λ), 比反射率(R_λ/R_{1430} , R_λ/R_{1650} , R_λ/R_{1850} , R_λ/R_{1920} , R_λ/R_{1950})との関係を明らかにした。また、LWC, SWC, LMP 及び RWC, RMP の推定に有効な分光反射率、比反射率が特定され、それらを用いた LWC, RWC と RMP の推定モデルを検討し、植物葉水分状態の普遍的な評価モデルが提示された。さらに、これらの実験式は、水と栄養ストレスを受けたダイズの葉の水分状態をよく推定できたが、トウモロコシの場合、満足できる結果が得られなかった。

謝辞

この研究を実行するあたり、環境立地研究室海外研究員 荻 傑、4 年生小田健一郎、佐藤大輔、漆崎隆剛等の協力を得た。記して謝意を表します。

参考文献(略)

平成 10 年 12 月 9 日

第 1 回 CEReS 環境シンポジウム

於：千葉大学けやき会館

森林気象に関する現地観測とモデリング

○藤野 毅（埼玉大学大学院理工学研究科）

近藤昭彦（千葉大学環境リモートセンシング研究センター）

小葉竹重機（群馬大学工学部）

深見和彦（建設省土木研究所水文研究室）

1. はじめに

植生内の微気象を評価するためには、土壌—植生—大気間の熱・水分移動について解かなければならない。また、植生の群落構造によって、外部条件である日射や風の植生内外に与える影響は大きく変化し、現象の理解を複雑なものにさせている。今回は、こうした複雑な森林キャノピー内外の微気象および熱・水分収支を評価するためのモデルを開発し、モデルの妥当性を検討するための実測を行い、いくつかの結果を示したものである。

2. 現地観測

観測は、茨城県つくば市内にある小規模の雑木林(約 100 a)内にタワーを建てて行った。主な観測項目は、樹冠内外日射、樹冠内外気温・相対湿度、樹冠上の風速、L A I、葉面からの蒸散量(1 時間毎、それぞれ 30 枚ずつ)、茎内ヒートパルス速度、地中温度、土壌水分量などである。対象とした樹木は、落葉樹（カバノキ科）である。

3. 観測結果

葉面の蒸散を支配する要因の中で、最も重要なのが日射量である。本観測結果より、日射のプロファイルはほぼ指数関数で近似できた（図 1）。葉面からの蒸散量は、樹冠の上層、中層、下層で大きく異なることがわかる（図 2）。また、日中よく晴れた日の蒸散のコンダクタンスのピークは午前中に生じている（図 3）。

4. 数値計算

観測で得られた気象条件、パラメーターを用いて、1 次元森林キャノピー微気象モデルに適用した。方程式は次ページに示す。モデルの境界条件として、計算領域上端において日射、気温、湿度、風速を与え、10 秒の時間ステップで計算を行った。葉面温度や気孔コンダクタンスは観測結果を再現しており、葉面での熱収支が妥当に見積もられた（図 4、図 5）。このようにして、樹冠の全体の熱収支を見積もることを可能にした（図 6）。

参考文献

T.Asaeda,V.T.Ca,T.Fujino and H.Kodama: A numerical model for the plant canopy microclimate, 23rd Conf. on Agri. and Forest Meteor.,233-236,A.M.S.,1998.

方程式一覧

植生の熱・水分輸送

葉面温度

$$\rho_{cp} c_{cp} \frac{dT_{cp}}{dt} = R_n - a(z)H_c(z) - a(z)Le_c(z)$$

ρ_{cp}, c_{cp} : 葉の密度および比熱; R_n : 正味放射; $a(z)$: 葉面積密度; H_c, Le_c : 葉面-大気間の顕熱輸送および潜熱輸送

根・茎の樹液流ポテンシャル:

$$C_p \frac{\partial \psi_p}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_p \frac{\partial (\psi_p + z)}{\partial z} \right) - S_p(z)$$

C_p : 植生全体の比水容量; K_p : 樹液流の透水係数; S_p : 葉からの蒸散または根からの水分吸収速度

森林キャノピー内の運動量・熱・水分分布

風速分布:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left[(\nu + \nu_m(z)) \frac{\partial u}{\partial z} \right] = \begin{cases} -a(z)\tau_c(z)/\rho_a & \text{for } 0 \leq z \leq h_c \text{ (within canopy)} \\ 0 & \text{for } z > h_c \text{ (over canopy)} \end{cases}$$

気温分布:

$$\frac{\partial T_a}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left[(\kappa_h + K_h'(z)) \frac{\partial T_a}{\partial z} \right] = \begin{cases} a(z)H_c(z)/c_p \rho_a & \text{for } 0 \leq z \leq h_c \text{ (within canopy)} \\ 0 & \text{for } z > h_c \text{ (over canopy)} \end{cases}$$

水蒸気分布:

$$\frac{\partial q_a}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left[(\kappa_m + K_m(z)) \frac{\partial q_a}{\partial z} \right] = \begin{cases} a(z)\tau_e(z)/\rho_a & \text{for } 0 \leq z \leq h_c \text{ (within canopy)} \\ 0 & \text{for } z > h_c \text{ (over canopy)} \end{cases}$$

$a(z)$: 葉面積密度; h_c : キャノピー高さ; ρ_a, C_p : 大気密度および比熱; ν, ν_m : 動粘性係数, 運動量乱流拡散係数; κ, K : 分子温度(水蒸気)拡散係数, 熱・水蒸気に対する乱流拡散係数;

$\nu_m(z), K(z)$: Kondo & Watanabe(1992) $\tau_c(z) = \rho_a c_d u^2$: 抵抗による減速効果

$H_c(z) = c_p \rho_a c_h u (T_{cp} - T_a)$: 顕熱輸送量 $e_c(z) = \rho_a c_e (q_{*cp} - q_a)$: 潜熱輸送量

$c_e(z) = g_0 \cdot g(I) \cdot g(\delta e) \cdot g(\psi_p) \cdot g(T)$: 気孔コンダクタンス

キャノピー内の放射

日射分布:

$$R_S(j) = R_{S0} \exp\left(-0.35 \times \sum_{i=1}^{j-1} LAI(i) \cdot dz\right)$$

長波放射:

j -層下側から発する下向き長波放射,

$$R_{Ld}(j) = R_{Ld}(j+1)[1 - L_s(j-1)] + \sigma T_{cp}^4(j-1)L_s(j-1)$$

j -層下側から発する上向き長波放射,

$$R_{Lu}(j) = R_{Lu}(j+1)[1 - L_s(j)] + \sigma T_{cp}^4(j)L_s(j)$$

j -層における正味放射,

$$R_{Ln}(j) = R_{Ld}(j) - R_{Ld}(j+1) + R_{Lu}(j+1) - R_{Lu}(j)$$

R_{s0} : キャノピー上の日射; $L_s(j)$: j -層における葉面積指数; σ : Stefan-Boltsman 定数

土壌内水分・熱移動

根による水分吸収:

$$S_p(\text{root}) = \frac{\theta}{\theta_s} \zeta_r l_r (\psi_s - \psi_r)$$

θ : 土の含水比; θ_s : 孔隙率; ψ_s, ψ_r : 土壌および根内部によける水分ポテンシャル; ζ_r : 根の透水係数; l_r : 単位体積当りの全根長さ

水分輸送方程式:

$$\left[\left(1 - \frac{\rho_v}{\rho_l} \right) \frac{\partial \theta}{\partial \psi} + \frac{\theta_a}{\rho_l} \frac{\partial \rho_v}{\partial \psi} \right] \frac{\partial \psi}{\partial t} + \left[\left(1 - \frac{\rho_v}{\rho_l} \right) \frac{\partial \theta}{\partial T} + \frac{\theta_a}{\rho_l} \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \right] \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla \cdot [(K + D_{\psi}) \nabla \psi + (D_{Tv} + D_{Ta}) \nabla T] + \frac{\partial K}{\partial z} - S_p$$

熱輸送方程式:

$$\left[C + L\theta_a \frac{\partial \rho_v}{\partial T} - (\rho_l W + \rho_v L) \frac{\partial \theta}{\partial T} \right] \frac{\partial T}{\partial t} + \left[L\theta_a \frac{\partial \rho_v}{\partial \psi} - (\rho_l W + \rho_v L) \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \right] \frac{\partial \psi}{\partial t} = \nabla \cdot [\lambda \nabla T + \rho (LD_{\psi} + gTD_{Ta}) \nabla \psi] - C_l q_m \nabla T$$

土壌空隙内の水蒸気密度:

$$\rho_v(\psi, T) = \rho_v(T) \exp\left(\frac{\psi g}{RT_K}\right)$$

ρ_v : 飽和水蒸気密度; ψ : マトリック圧; ρ_l : 液体水密度; θ_a : 空隙率; T : 土壌温度; K : 透水係数; $D_{\psi v}$: matric head diffusivity; D_{Tv} : 温度変化に伴う水蒸気拡散係数; D_{Ta} : 温度勾配に伴う液体水輸送; C : 体積比熱; W : 濡れ熱; λ : 熱伝導率.

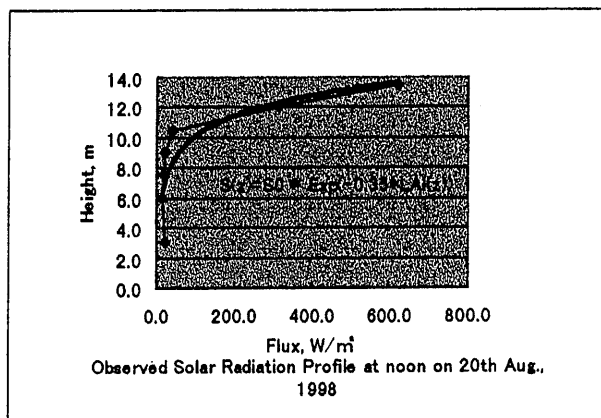


图 1

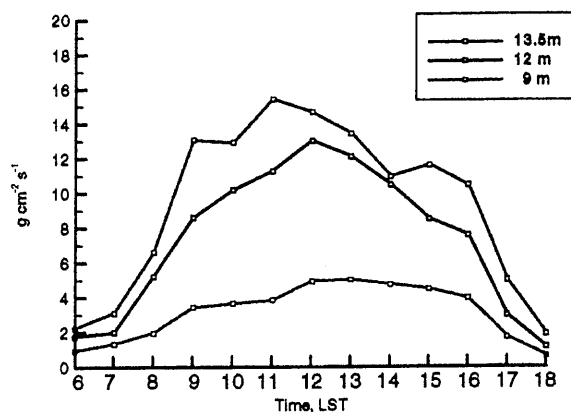


图 2

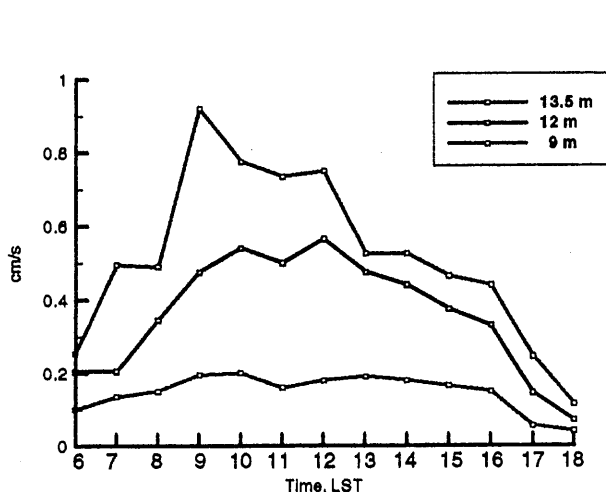


图 3

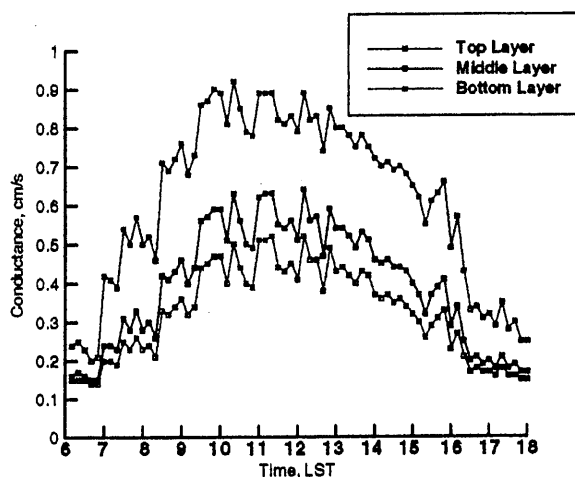


图 4

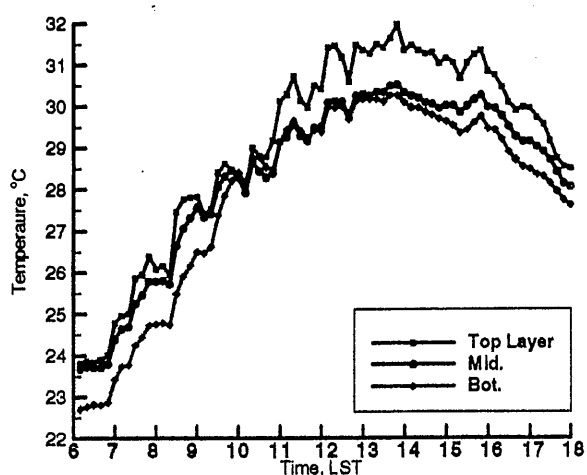


图 5

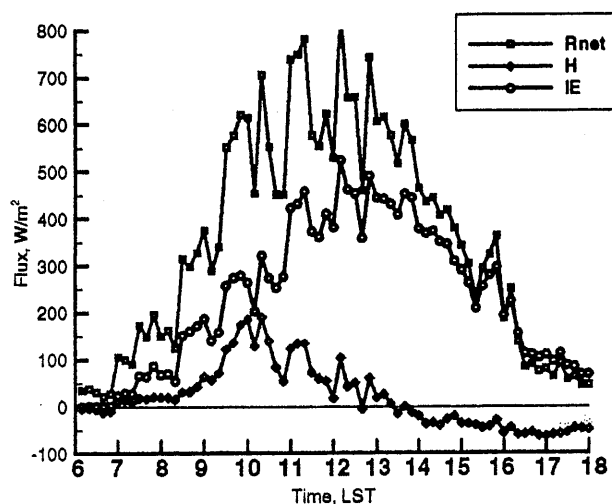


图 6

樹木葉のスペクトルについての実験的考察 ; 反射・透過率と含水率の関係の検討

A consideration on spectra of leaves by spectrophotometric experiment;
Consideration on relation between reflectance or transmittance
and water content of leaves.

三輪卓司 (千葉大学環境リモートセンシング研究センター)
Takuji MIWA (Center for Environmental Remote Sensing, Chiba Univ.)

Abstract: Relation between water content and various quantities representing NIR reflectance or transmittance have been examined systematically. Relation between the WC (ratio of water weight to raw leaf weight) or the water ratio:WR (ratio of water weight to dried leaf weight) and various spectral quantities were examined. It was confirmed that the correlation between the WR and 2200nm transmittance: 22T was better than the correlation between WC and 22T but each kind tree data makes a block on the plot. It is also confirmed that this block point is brought to settlement by relation on spectral quantity ratio at two wave lengths.

keywords: spectral data of leaf, relation between water content and spectral quantities, ground truth

1. はじめに

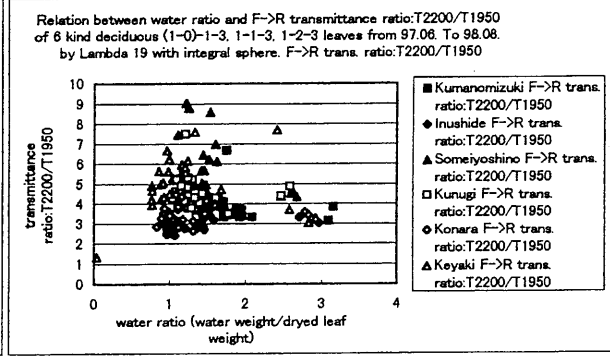
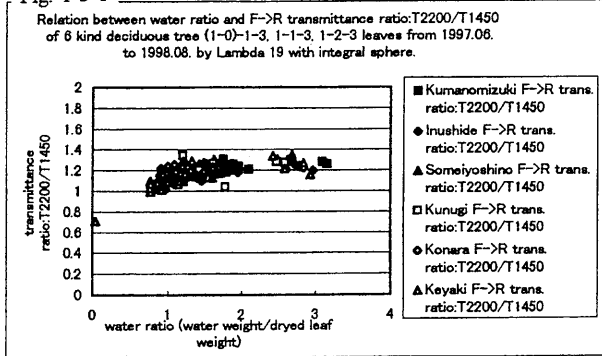
落葉・常緑樹12種の定位置の葉を定期的に継続して採取し、葉中の水含量を表す2種の量(含水率、含水比)と種々の反射率・透過率から得た量との相関関係を系統的に調べる。落葉樹葉の含水率は、2200nmの葉の表、裏側の反射率と負の、透過率と正相関関係を示すが、常緑樹葉の含水率は、裏側の反射率とは負の相関関係を示すが、表側の反射率とは非常に複雑な相関を示し、透過率と明瞭な正相関関係を示す事を確認される。含水比と2200nmの透過率の正の相関関係は、含水率との相関関係より良好である事が確認されるが、何れにおいても樹種毎に明瞭なブロックを形成する。これは樹種判別への利用の可能性を示すが、葉中の含水量とスペクトル値の関係としては欠点と見なせる。2波長のスペクトル値の比を用いる事により、このブロック化はほぼ解消出来る事が確認される。

2. 実験

落葉広葉樹6種(クヌギ: *Quercus acutissima*:QA, コナラ: *Quercus serrata*:QS, イヌシデ: *Carpinus Tschonoskii*:CT, クマノミズキ: *Cornus brachypoda*:CB, ケヤキ: *Zelkova serrata*:ZS, ソメイヨシノ: *Prunus x yedoensis*:PY), 常緑広葉樹6種(シラカシ: *Quercus myrsinaefolia*:QM, アカガシ: *Quercus acuta*:AQ, スダジイ: *Castanopsis cuspidata* var. *Sieboldii*:CS, マテバシイ: *Pasania edulis*:PE, タブノキ: *Persea Thunbergii*:PT, クスノキ: *Cinnamomum Camphora*:CC)の定位置の葉を定期的に、継続して採取し、水含量、葉の表と裏側の葉1枚の反射スペクトル、葉の表側から裏側への透過スペクトルを、Lambda 19に積分球を付けて測定した。水含量は、採取直後と80°Cのエアオーブン中で約2日間乾燥後の重量差から求めた。含水率:WCは、水含量の生葉重に対する比(water weight/raw leaf weight)、含水比:WRは、水含量の乾燥葉重に対する比(water weight/dried leaf weight)として定義し、反射率・透過率から得られる種々の量との相関関係を調べた。また、種々の2波長のスペクトル値の比とWC,WRの相関関係も調べた。

3. 結果

Fig. 1-3-1



Relation between water ratio and spectral data ratio of 6 kind deciduous tree (1-0)-1-3, 1-1-3, 1-2-3 leaves from 1997.06. to 1998.08. by Lambda 19 with integral sphere.

Fig. 2-1-1

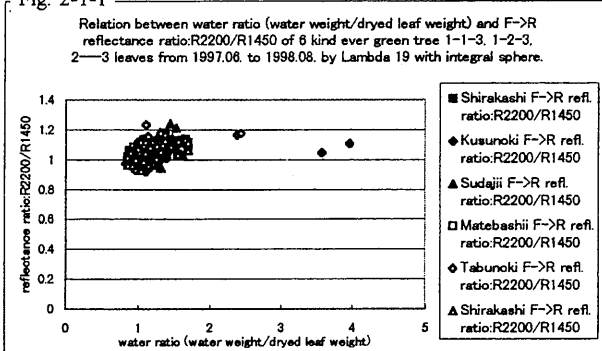


Fig. 2-1-2

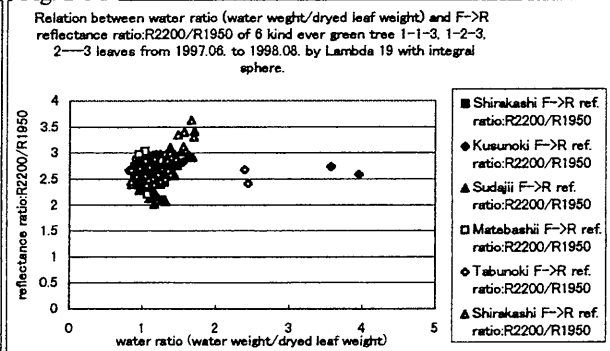


Fig. 2-2-1

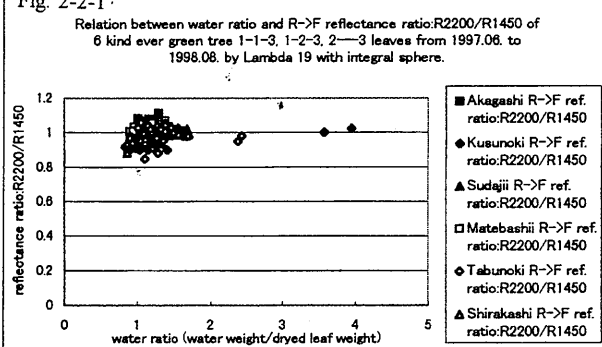


Fig. 2-2-2

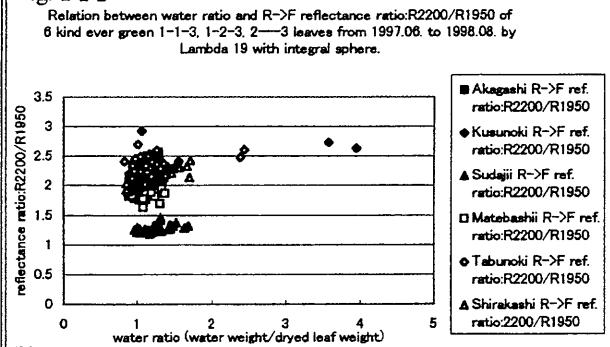


Fig. 2-3-1

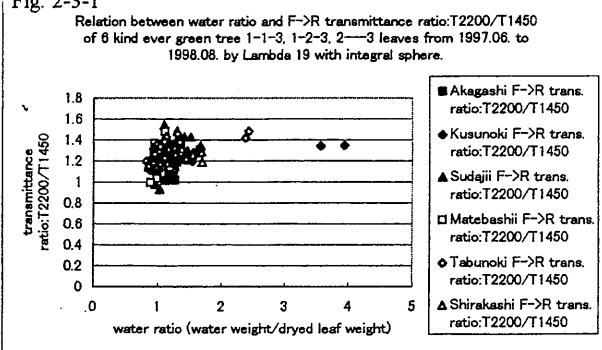
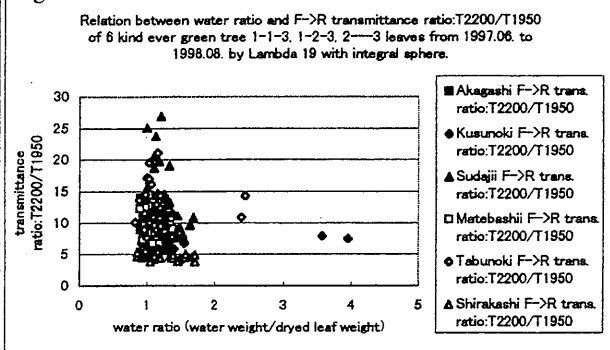


Fig. 2-3-2



Relation between water ratio and spectral data ratio of 6 kind ever green tree 1-1-3, 1-2-3, 2—3 leaves from 1997.06. to 1998.08. by Lambda 19 with integral sphere.

土地被覆メタデータベース

千葉大学環境リモートセンシング研究センター
建石隆太郎

**Request your contribution to Global Studies
by sending meta-data of your land use/cover and related data**

Ryutaro Tateishi
Center for Environmental Remote Sensing(CEReS), Chiba University, Japan
Fax: +81-43-290-3857 Email: tateishi@rsirc.cr.chiba-u.ac.jp

DIS(Data and Information System) sub-committee of the Japan National Committee for IGBP (International Geosphere and Biosphere Program) under the Science Council of Japan has developed AWLC(Asia-Wide Land use and Cover) meta-database.

(1) What is the AWLC meta-database?

The AWLC meta-database is a database of meta-data of land use, land cover, and other land surface variables in Asia. Land use is a social classification of land which describes how a man utilize land. Land cover is a physical classification of land which describes what type of surface, especially vegetation type, covers a land. Other land surface variables include vegetation cover percentage, forest cover percentage, area of land cover change, area of desertification etc. They are any kinds of variables which describe land surface characteristics. They may be category-type discrete representation of land or continuous variables of land.

(2) Why do we need the AWLC meta-database?

Land surface characteristics is one of key environmental variables for global change studies and local environmental studies. However we do not have unified detail knowledge about land use and land cover of global area which meets the needs for global change studies. Since land cover of global area varies a lot by continent, land use and land cover of each continent should be investigated first. The AWLC meta-database is focused on Asia. Though we can get land use and land cover information from satellite image, the lack of more reliable information (or ground truth) than satellite extracted one is a common problem. On the other hand, there are many projects and individual studies which provide land use or land cover information as a final product or by-product. But, unfortunately, in most cases, these information can not be accessed by other researchers just because producer of these products think that they are only for their own project, organization or sponsor. The main reason of the development of the AWLC meta-database is to remove barrier which avoid to use the pre-acquired knowledge of land use and land cover of Asia. In other words, the AWLC meta-database changes closed knowledge of land use and land cover to open or common knowledge for Asian scientists.

This common knowledge is a common property of Asian scientists and it promotes the understanding of the environment of Asia. Your contribution would be highly appreciated not only by the initiator of this project but also by Asian people who live in Asian environment.

(3) Web-site address of AWLC meta-database

<http://oblbwww.cv.noda.sut.ac.jp/awlc/index2.htm>

(4) Method of registration of your meta-data

You can contribute to the AWLC meta-database by sending meta-data of land use, land cover, or other land surface variables in Asia by the method described below. It would be appreciated if you could send the image data or browse image data of land use/cover or other land surface variable.

Methods to send meta-data or image data:
(Either of the following three methods is acceptable.)

a. From web site

Meta-data and image data could be directly registered from the web site:

<http://oblbwww.cv.noda.sut.ac.jp/awlc/index2.htm>

The file name of image data can be registered at the above web site, but the image data itself should be sent by the method (2) or (3).

b. By E-mail or ordinary mail

Meta-data written in English language in a TEXT file (file name: xxxxx.txt) or HTML file (file name: xxxxx.htm) and image data as a GIF file (file name: xxxxx.gif) or a JPEG file (file name: xxxxx.jpg) are acceptable. These data can be sent to the address at the bottom of this page by data media such as a DOS format floppy disk, a 8mm tape, a MO, or a CD-ROM. These data can be also sent by e-mail message or its attached file to the address at the bottom.

c. From your FTP site

We can also directly download both meta-data and image data from your FTP site. For this method, please let us know the IP address of your FTP site and the file name of the meta-data and the image data beforehand by e-mail to the bottom address.

Address for sending data and for questions:

Dr. Hirohito Kojima
Remote Sensing Lab., Faculty of Science and Technology
Science University of Tokyo
2641 Yamazaki Noda-City Chiba 278-8510 Japan
Phone : +81-471-24-1501(ext.5014)
Fax : +81-471-23-9766
e-mail : kojima@ir.noda.sut.ac.jp

(5) Example of meta-data

Example

1. Name of the dataset (Example) Land cover dataset of Gifu prefecture
2. Location
 - Latitude of the north end (Example) 36 deg 30 min N
 - Latitude of the south end (Example) 35 deg 00 min N
 - Longitude of the west end (Example) 136 deg 15 min E
 - Longitude of the east end (Example) 137 deg 45 min E
 - Name of the place (Example) Gifu prefecture, Japan
3. Attribute
 - Land use / land cover class
 - Land surface variable (Example) Land cover class
Forest, Paddy field, Agricultural field, Grass land,
Urban area, Bare ground, Water
"the detail definition of land cover class" (*****.txt)
4. Source information (Example) Landsat TM, 28 July 1995
5. Data
 - Raster Grid size
 - Vector Original scale (Example) Grid size : 30 meter and 1 second
6. Any description about the dataset (Example) This dataset was produced as one of the products sponsored by xxxxxx.
7. Availability (Example) Available
8. Contact (Example)
Ryutaro Tateishi
Center for Environmental Remote Sensing(CEReS)
Chiba University
1-33 Yayoi-cho Inage-ku Chiba 263 Japan
Phone: +81-43-290-3850
Fax: +81-43-290-3857
Email: tateishi@rsirc.cr.chiba-u.ac.jp
URL: http://*****
9. Documentation/Web site about this dataset
(Example 1)
Hirohito Kojima, Land cover classification of Gifu prefecture, International Journal of Remote Sensing, Vol.xx, No.xx, pp.xx-xx, 1998
(Example 2) "Related report" (http://*****)
10. This dataset is produced by (Example)
Obayashi Shigeyuki
Remote Sensing Laboratory
Science University of Tokyo
11. This meta-data is contributed by (Example)
Hirohito Kojima
Remote Sensing Laboratory
Science University of Tokyo
12. "Browse image of the dataset" (*****.gif)

新しい植生指標 NATVSP と植生被覆率の関係について

小黑剛成（広島大学学校教育学部）

石山 隆（千葉大学環境リモートセンシング研究センター）

1. はじめに

従来の植生指標の多くは、植生に対して吸収の大きい可視赤バンドと反射の大きい近赤外バンドの2バンドを用い、これらのバンド間演算から植生量を評価している。代表的な植生指標として、NDVI (Normalized Difference Vegetation Index)¹⁾、背景の土壤反射の影響を考慮した SAVI (Soil-Adjusted Vegetation Index)²⁾、予め設定したしき値で NDVI と SAVI を使い分ける最適植生指標 OPVI (Optimum Vegetation Index)³⁾ などが報告されている。しかし、これらの植生指標でオーストラリアの半乾燥地などで見られる赤色土壌域の疎らな植生を評価すると、植生に対して吸収されるはずの可視赤バンドの値が背景の赤色土壌の反射により上昇し、正しい植生評価が行えない。

そこで、我々は赤色土壌地域の植生を正確に評価するために、可視緑バンド、可視赤バンド、近赤外バンドの3バンドを用いた新しい植生指標 NATVSP (Normalized Area of Triangle for Vegetative Spectral Pattern)⁴⁾ を提案した。また、本方法は従来の多くの衛星が観測しているバンド（可視緑～近赤外）を利用しているので、過去のデータと現在のデータを比較する上でも有効な指標であると考えられる。

本報告では、Alunite, Kaolinite, Gypsum の3つの変質鉱物試料、オーストラリア Alice Springs の赤色土壌、中国 Taklimakan 砂漠の珪質砂の5種類の土壌サンプルに対して室内実験を行い、各植生指標と植生被覆率の関係を明らかにする⁵⁾。

2. 室内実験によるスペクトル測定

使用したスペクトルメータは米国 GER. 社の IRIS Mark V、光源はハロゲンランプ、植物試料としてカンナの葉を用いた。室内実験では、植生被覆率の違いによるスペクトル反射の傾向を調べるために、各土壌サンプルの上に葉を置き、葉で覆われた面積を少しずつ変化させながらスペクトル測定を行った。また、葉の透過率がスペクトル測定に与える影響を調べるために、各土壌サンプルを一枚の葉で覆った場合と三枚重ねの葉で覆った場合を測定した。

図1はオーストラリアの赤色土壌に対して植生被覆率を変化した時のスペクトル測定結果、同様に図2は中国タクラマカン砂漠の砂に対する測定結果である。また、左図は葉一枚で土壌を覆った場合、右図は葉を三枚重ねて土壌を覆った場合の測定結果である。

図1と図2を比較すると、植生被覆率の少ない場合は特に可視域から近赤外域で土壌の色がスペクトル測定に大きく関与することがわかる。また、左図と右図を比較すると、同じ植生被覆率でもスペクトル測定結果が異なることから、葉の透過率もスペクトル測定に大きな影響を及ぼすことがわかる。

図3はオーストラリアの赤色土壌に対するスペクトル測定結果から、擬似的な TM バンドデータを生成する過程を示したものである。まず、TM の各バンド幅に相当するガウス

フィルタの応答関数（バンド幅： 3σ ，図中の斜線部分）をスペクトル測定結果に掛け合わせ，その結果を各バンドの中心波長上に疑似TMバンドデータとして示した．図中の○印が植生被覆率100%の場合（観測範囲が全て葉で覆われた状態），□印が植生被覆率0%の場合（完全な裸地）を示している．図3より，可視域から近赤外域の範囲ではTMの離散的なバンドデータでもかなり実際の連続スペクトルの状態を表していることがわかる．

3. 植生被覆率と植生指標の関係

図4は，葉一枚で土壌を覆った場合の植生被覆率と植生指標の関係，同様に図5は葉を三枚重ねて土壌を覆った場合の結果である．

まず，図4より植生被覆率が0%～70%の範囲では植生被覆率と植生指標の間に何らかの線形関係が見られるが，植生被覆率が70%を越えると植生指標の値が急激に大きくなる傾向が見られる．また，同じ植生指標を用いる場合でも観測域の土壌の違いによって植生指標の値が異なるので，異なる土壌地域の植生被覆率を植生指標から推測する場合には注意が必要である．ここで，NDVIよりもSAVIやOPVI，更にNATVSPRの方が土壌による植生指標のばらつきが少なく，異なる地域の植生を比較する場合には従来のNDVI以外のより新しい植生指標を用いた方がより適切な値が得られる．さらに，提案するNATVSPRは，オーストラリアなどの赤色土壌に対して植生被覆率と植生指標がほぼ完全な線形関係にあることが確認された．

つぎに，図5より植生被覆率が0%～70%の範囲では植生被覆率と植生指標の間に何らかの線形関係が見られるが，図4と比較すると線形関係が若干劣化し非線形になっている．また，植生被覆率が70%を越えると図4の場合と同様に植生指標の値が大きくなる傾向が見られる．さらに，同じ植生指標を用いる場合でも観測域の土壌の違いによって植生指標の値が異なるが，土壌によるばらつきは若干少なくなっている．即ち，単位体積当たりの植生が豊富な森林や樹木を観測する場合，植生指標によりある程度安定した植生評価が行えることがわかる．逆に，草原地帯のような平面的な植生を観測する場合にはその地域の土壌の違いが植生指標に対して大きく関与し，特に植生が疎らな乾燥地では土壌の影響が大きいことを示唆している．

4. おわりに

一般的な植生指標であるNDVIや改良された植生指標（SAVI，OPVI，NATVSPR）に対して植生被覆率と植生指標の関係を調べた結果，異なる地域の植生被覆率を植生指標から推測する場合，観測地域の土壌の種類が植生指標の値に大きく影響することがわかった．また，同じ植生指標で同じ土壌地域の植生を調査する場合，植生被覆率と植生指標が完全な線形関係とはならず，もし植生指標が2倍になったからといって安易にその地域の植生被覆率が2倍であるとは言い切れないことがわかった．さらに，観測地域の単位面積当たりの植生量も植生指標に大きな影響を与え，植生の豊富な森林地帯を調査する場合と草原地帯を調査する場合では植生指標の示す意味が異なることがわかった．

以上の結果から，植生指標から調査地域の植生を評価する場合にはより注意を払う必要があり，植生指標についてその基本的な特性を検討する余地がある．

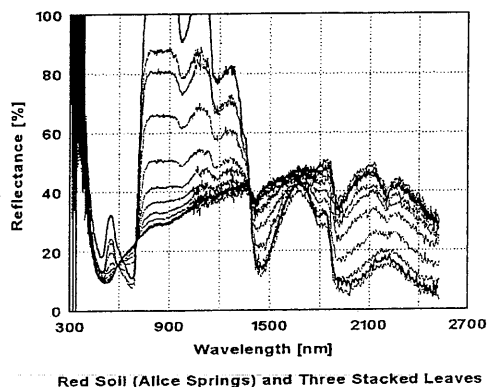
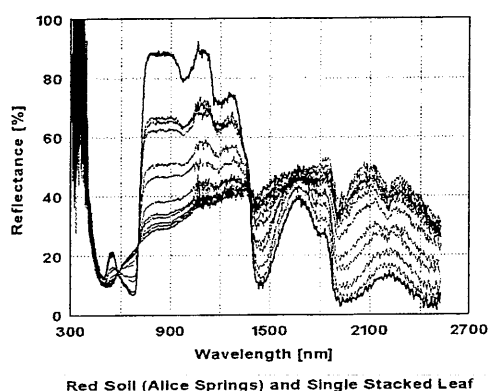


図1. オーストラリアの赤色土壌に対して植生被覆率を変化した時のスペクトル測定結果
(左) 葉一枚で土壌を覆った場合 (右) 葉を三枚重ねて土壌を覆った場合

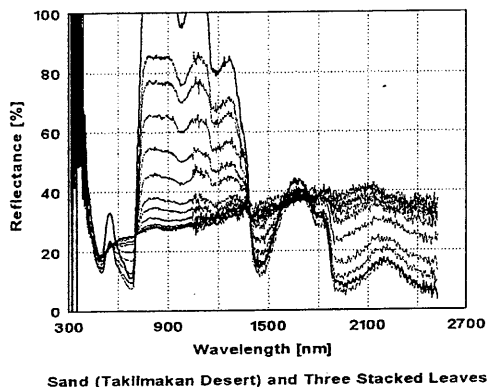
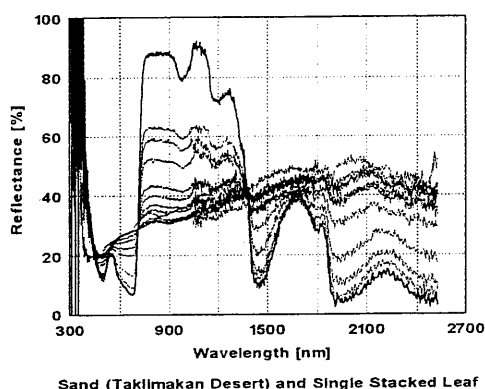


図2. 中国タクラマカン砂漠の砂に対して植生被覆率を変化した時のスペクトル測定結果
(左) 葉一枚で土壌を覆った場合 (右) 葉を三枚重ねて土壌を覆った場合

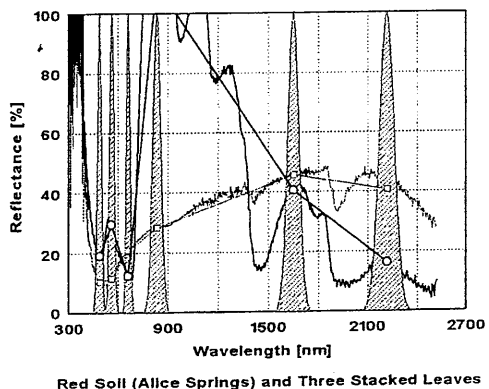
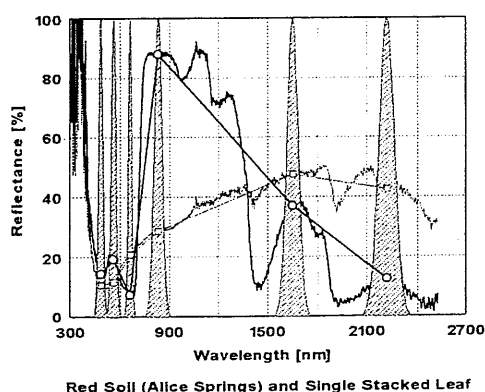


図3. オーストラリアの赤色土壌に対して植生被覆率を変化した時のスペクトル測定結果と擬似TMバンドデータ (○印: 植生被覆率100%, □印: 植生被覆率0%)
斜線部分は擬似TMバンドデータを生成するためのバンドフィルタの応答関数.
(左) 葉一枚で土壌を覆った場合 (右) 葉を三枚重ねて土壌を覆った場合

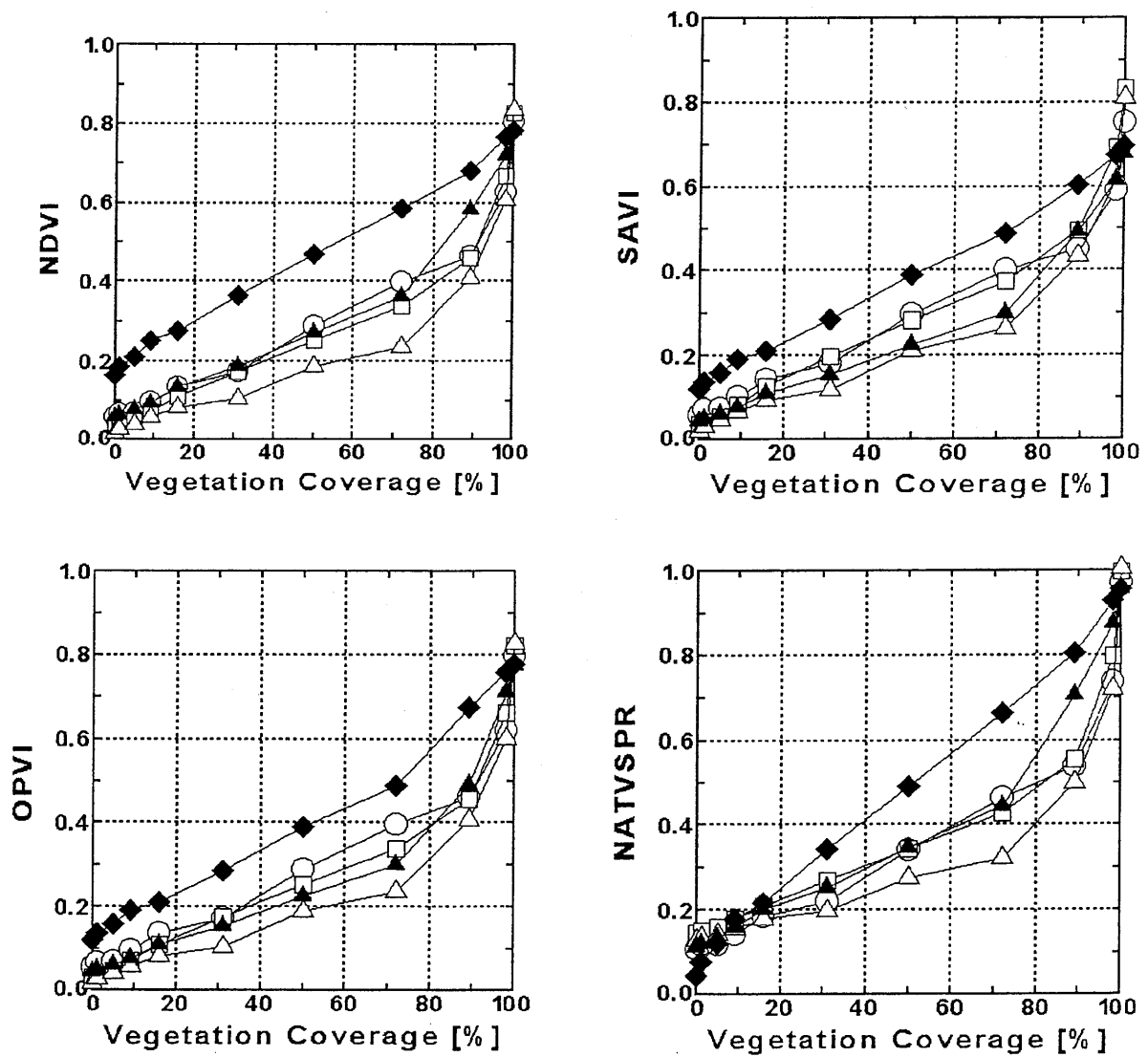


図4. 葉一枚で土壌を覆った場合の植生被覆率と植生指標の関係 (○:Alunite, □:Kaolinite, △:Gypsum, ◆:Alice Springs Red Soil, ▲:Taklimakan Dessert Sand) .

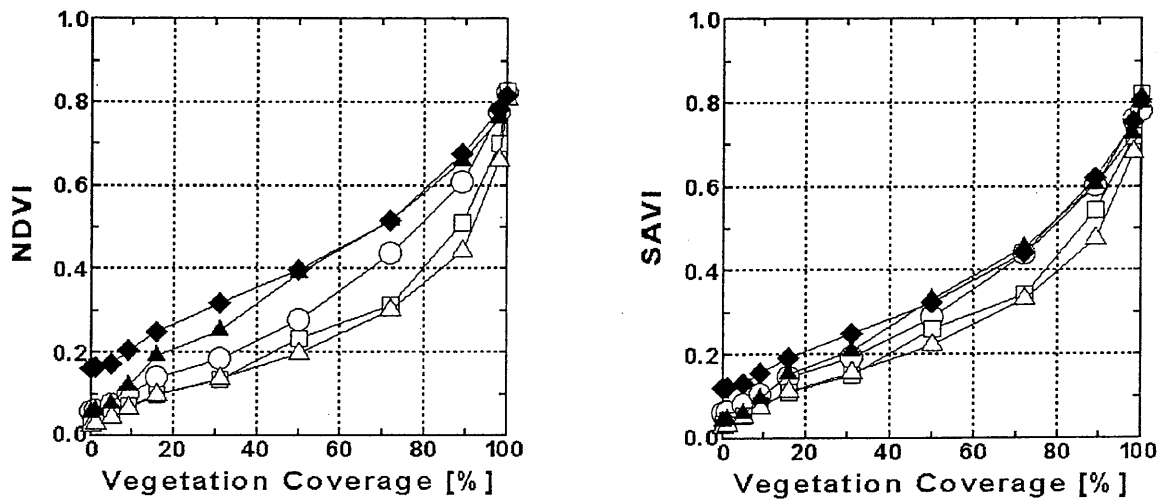


図5. 葉を三枚重ねて土壌を覆った場合の植生被覆率と植生指標の関係 (○:Alunite, □:Kaolinite, △:Gypsum, ◆:Alice Springs Red Soil, ▲:Taklimakan Dessert Sand) .

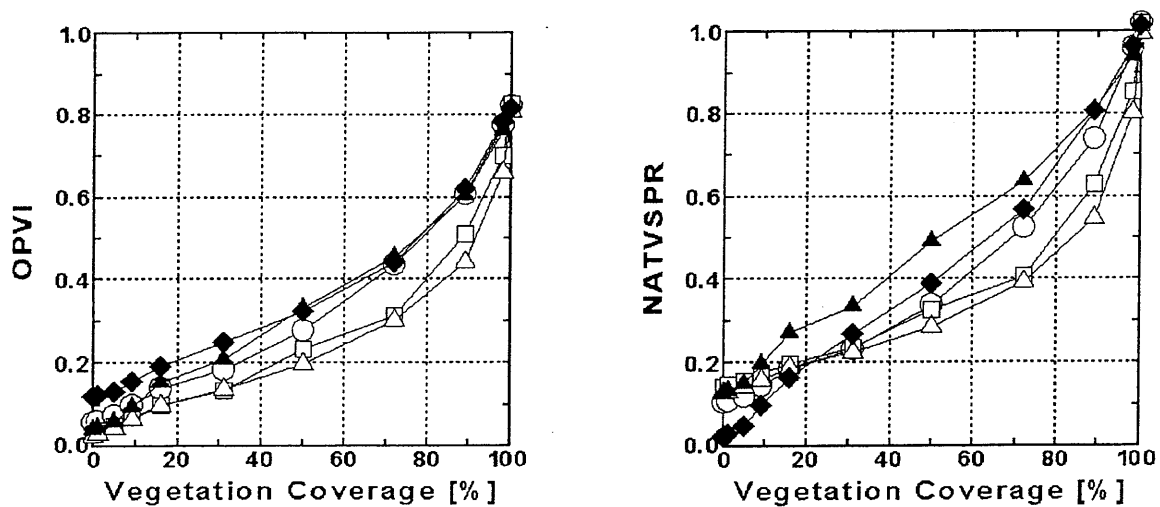


図5. 葉を三枚重ねて土壌を覆った場合の植生被覆率と植生指標の関係 (○:Alunite, □:Kaolinite, △:Gypsum, ◆:Alice Springs Red Soil, ▲:Taklimakan Desert Sand) の続き.

参考文献

- 1) Townshend, J. R. G., and Justice, C. O.: Analysis of the African Vegetation using the Normalized Difference Vegetation Index, Int. J. Remote Sens., 7, 11, p. 1435-1445 (1986).
- 2) Huete, A. R.: A Soil-Adjusted Vegetation Index (SAVI), Remote Sens. of Env., 25, p. 295-309 (1988).
- 3) 石山隆, 中島康裕, 梶原康司: 乾燥地の植生モニタリングに適した植生指数アルゴリズム, 日本沙漠学会誌, 沙漠研究, 6, 1, p. 35-47 (1996).
- 4) 小黑剛成, 菅雄三, 土屋清: 新しい植生指標 NATVSP の検証, 日本リモートセンシング学会第24回学術講演論文集, A14, p. 35-38 (1998).
- 5) 小黑剛成, 石山隆, 田中壮一郎, 菅雄三, 竹内章司, 土屋清: 新しい植生指標 NATVSPR と植生被覆率の関係, 日本リモートセンシング学会第25回学術講演論文集, A25, p. 67-68 (1998).

第1回 C E R e S 環境リモートセンシングシンポジウムプログラム
12 月 8 日 (火) 1998

10:00

挨拶 環境リモートセンシング研究センター , センター長 安田嘉純
(都市化, 土地利用, 水循環)

1. 洪積台地における都市化に伴う水循環の変化

近藤昭彦, 西山 淳*

千葉大学環境リモートセンシング研究センター , * 千葉大学自然科学研究科

2. 土地利用変化に基づく微地形・地盤・地震被害の推定

中井正一

千葉大学工学部都市環境システム学科

3. 東北タイの地理情報データベース構築と農業的土地利用可能性の評価

山田康晴

農林省国際農林水産研究センター

11:20

4. A Model of Water Balance in Yanji Oasis, Xinjiang, China

Zhao Jing-Feng *, Hideki Nagashima *, and Takashi Ishiyama **

* Tokyo University of Fisheries, ** Chiba University, Center for Environmental Remote Sensing.

5. インドネシア, 西ジャワ, Ciliwung-Cisadane 流域における土地利用変化に伴う水収支の変化

アグン ブデイ ハルト, 近藤昭彦*, 佐倉保夫**

千葉大学自然科学研究科, * 千葉大学環境リモートセンシング研究センター,
** 千葉大学理学部

昼休み

13:00

(砂漠化)

6. 中国ムウス砂漠の砂漠化・緑化地図の作成に関する研究

佐々木直人, 小林達明, 上山明良, 楊 劼*, 呂 向榮**, 蘇 世平**, 廖 汝棠***

千葉大学園芸学部, * 内蒙古大学, ** 陝西省治沙研究所, *** クイーンズ大学

7. モンゴルの耕作地の検出の問題点

阿子島功, 古谷尊彦^{*}, 白石典之^{**}
山形大学, ^{*} 千葉大学理学部, ^{**} 新潟大学

(画像解析・データベース)

8. GMS 赤外・水蒸気画像によるチベット高原東方の上層雲日変化の解析

児玉安正, 高橋美奈子^{*}, 中井専人^{**}
弘前大学(理工), ^{*} 弘前大学(理), ^{**} 防災科学技術研究所

9. 空間周波数領域における回転不変モーメント量を用いるリモートセンシング画像
の教師付きテクスチャ分類

奥村 浩
長岡技術科学大学

10. 分光反射係数測定による水稻収量の推定

谷本俊明
広島県立農業センター

休憩

15:00

(輝度温度分布)

11. 複雑地表面の熱収支を推定するにはどここの地表面温度を測ればよい?

菅原広史
防衛大地球科学科

12. 可視・赤外リモートセンシングによる地表面の乾湿状況の推定手法の LANDSAT
/ TM 画像への適用

西山 淳, 近藤昭彦^{*}
千葉大学自然科学研究科, ^{*} 千葉大学環境リモートセンシング研究センター

13. NDVI と輝度温度に見られる地表面の特徴

松田咲子, 大手信人, 西田顕郎
京都大学大学院農学研究科

14. 特別講演 (1 時間) 水収支と植生の季節変化

野上道男
都立大学理学部

懇親会 (17:00)

12 月 9 日 (水) 1998

10:00

(エアロゾル・ライダー)

15. 多波長ライダーによるエアロゾル観測と衛星データの大気補正

久世宏明, 竹内延夫

千葉大学環境リモートセンシング研究センター

16. アジア地域におけるエアロゾルキャラクタリゼーションとライダーネットワーク

竹内延夫, 久世宏明, 劉文清

千葉大学環境リモートセンシング研究センター

17. 化学組成分析に基づく大気エアロゾルの光学的特性の推定法の検討

太田幸雄, 長谷川就一, 池内和泉

北大工学研究科

休憩

11:15

18. 対流圏エアロゾルのキャラクタリゼーション

中江 茂, 三浦和彦

東京理科大学

19. Coherence of Light by Atmospheric Turbulence Chamber

Hiroshi Okayama and Li-Zhong Wang

Chiba University, Center for Environmental Remote Sensing.

昼休み

13:00

(水域)

20. Mapping of Indonesian Shallow Water Bottom Types Using Landsat TM

Katsutoshi Kozai

Kobe University of Mercantile Marine.

21. 衛星搭載海色センサによる基礎生産力の推定について

浅沼市男

海洋科学技術センター

22. GPS とマイクロ波放射計で得られた可降水量の比較

岩崎博之, 木村富士男^{*}, 中川清隆^{**}, 高村民雄^{***}
群馬大学, ^{*} 筑波大学, ^{**} 上越教育大学, ^{***} 千葉大学環境リモートセンシング研究センター

(植生)

23. Statistical data analysis on wind velocity for useful database construction

田栗正章, 桜井裕仁^{*}
千葉大学理学部, ^{*} 千葉大学自然科学研究科

24. NOAA と GMS による中国, 華北平原の植生・水分状態量の推定

近藤昭彦, 新藤静夫, 唐 常源^{*}, 佐倉保夫^{**}
千葉大学環境リモートセンシング研究センター, ^{*} 千葉大学自然科学研究科,
^{**} 千葉大学理学部

25. 環境ストレスを受けた植物葉水分状態の分光反射スペクトルによる評価

于 貴端, 三輪卓司^{*}, 中山敬一, 松岡延浩, 今 久
千葉大学園芸学部, ^{*} 千葉大学環境リモートセンシング研究センター
休憩

15 : 15

26. 森林気象に関する現地観測とモデリング

藤野 毅
埼玉大学大学院理工学研究科環境制御工学専攻

27. 樹木葉のスペクトルについての実験的考察

三輪卓司
千葉大学環境リモートセンシング研究センター

28. 土地被覆メタデータベース

建石隆太郎
千葉大学環境リモートセンシング研究センター

29. 新しい植生指標 NATVSP と植生被覆率の関係について

小黒剛成, 石山 隆^{*}
広島大学, ^{*} 千葉大学環境リモートセンシング研究センター

30. 光エネルギー量と生産種の再生産能力

大賀宣彦, 三輪卓司^{*}
千葉大学理学部, ^{*} 千葉大学環境リモートセンシング研究センター

閉会の辞

出席者名簿

1. Agung Budi Harto 環境リモートセンシング研究センター
千葉大学
2. 阿子島功 人文学部
山形大学
3. 朝隈康司 自然科学研究科
千葉大学
4. 浅沼市男 海洋科学技術センター
5. 池田正一 自然科学研究科
千葉大学
6. 石橋広道 スモンリサーチ（株）
7. 石山 隆 環境リモートセンシング研究センター
千葉大学
8. 岩崎博之 教育学部
群馬大学
9. 于 貴端 園芸学部
千葉大学
10. 上園哲治 自然科学研究科
千葉大学
11. 王 利中 自然科学研究科
千葉大学
12. 大田圭一 自然科学研究科
千葉大学
13. 太田幸雄 環境資源工学専攻
大学院工学研究科
北海道大学
14. 岡沢理華 自然科学研究科
千葉大学
15. 岡山 浩 環境リモートセンシング研究センター
千葉大学
16. 奥村 浩 電気系
長岡技術科学大学

- | | |
|-----------|---------------------------|
| 17. 温 成剛 | 自然科学研究科
千葉大学 |
| 18. 梶原康司 | 環境リモートセンシング研究センター
千葉大学 |
| 19. 金田真一 | 自然科学研究科
千葉大学 |
| 20. 川添芳治 | 長崎県衛星公害研究所 |
| 21. 金城秀樹 | 自然科学研究科
千葉大学 |
| 22. 久世宏明 | 環境リモートセンシング研究センター
千葉大学 |
| 23. 黒沢 夕 | 自然科学研究科
千葉大学 |
| 24. 桑原 洋 | 長崎県衛星公害研究所 |
| 25. 黄 少博 | 環境リモートセンシング研究センター
千葉大学 |
| 26. 香西克俊 | 神戸商船大学 |
| 27. 古賀隆治 | 電気電子工学科
工学部
岡山大学 |
| 28. 児玉安正 | 地球環境学科
弘前大学理工学部 |
| 29. 近藤昭彦 | 環境リモートセンシング研究センター
千葉大学 |
| 30. 近藤和弘 | 自然科学研究科
千葉大学 |
| 31. 佐倉保夫 | 理学部地球科学科
千葉大学 |
| 32. 佐々木直人 | 緑地植物学研究室 園芸学部
千葉大学 |
| 33. 佐藤愛樹 | 自然科学研究科
千葉大学 |

- | | |
|-----------|---------------------------|
| 34. サドリイ | 情報工学科
千葉大学 |
| 35. 篠崎昭彦 | (EDCビル)
中野区中野5-62-1 |
| 36. 新藤静夫 | 環境リモートセンシング研究センター
千葉大学 |
| 37. 須貝浩子 | 宇宙技術開発株式会社 |
| 38. 菅原広史 | 地球科学科
防衛大学校 |
| 39. 杉森康宏 | 環境リモートセンシング研究センター
千葉大学 |
| 40. 鈴木興司 | 世田谷区砧 4-13-15-302 |
| 41. 高村民雄 | 環境リモートセンシング研究センター
千葉大学 |
| 42. 竹内延夫 | 環境リモートセンシング研究センター
千葉大学 |
| 43. 竹村英幸 | 自然科学研究科
千葉大学 |
| 44. 田栗正章 | 数学・情報数理学科
理学部
千葉大学 |
| 45. 武田明知 | 中江研究室 理学部物理学科
東京理科大学 |
| 46. 只石 彰 | 自然科学研究科
千葉大学 |
| 47. 建石隆太郎 | 環境リモートセンシング研究センター
千葉大学 |
| 48. 谷口琴代 | 環境リモートセンシング研究センター
千葉大学 |
| 49. 谷本俊明 | 広島県立農業技術センター |
| 50. 田 少奮 | 地球フロンティア研究システム
防災科学研究所 |

51. 唐 常源 環境リモートセンシング研究センター
千葉大学
52. 千賀康弘 環境リモートセンシング研究センター
千葉大学
53. 中井正一 都市環境システム学科
工学部
千葉大学
54. 中江 茂 理学部物理学科
東京理科大学
55. 中西僚太郎 社会・地理学研究室
教育学部
千葉大学
56. 成田 祥 環境科学研究室
応用化学科
慶応大学理工学部
57. 西田顕郎 森林水分学研究室
農学研究科
京都大学
58. 野上道男 理学部
都立大学
59. 橋本俊昭 環境リモートセンシング研究センター
千葉大学
60. 羽田野祐子 計算科学研究室
理化学研究所
61. 藤野 毅 理工学研究科
埼玉大学
62. 藤原秀一 (財)海中公園センター
三興森ビル
63. 古江大今 伊勢崎市沼目 2-10-2
64. 朴 鐘木 環境リモートセンシング研究センター
千葉大学
65. 本多嘉明 環境リモートセンシング研究センター
千葉大学
66. 本郷千春 環境リモートセンシング研究センター
千葉大学

- | | |
|-----------|------------------------------|
| 67. 松岡真如 | 自然科学研究科
千葉大学 |
| 68. 松田咲子 | 森林水分学研究室
農学研究科
京都大学大学院 |
| 69. 前田和仁 | 自然科学研究科
千葉大学 |
| 70. 三浦和彦 | 理学部物理学科
東京理科大学 |
| 71. 美濃村満生 | 自然科学研究科
千葉大学 |
| 72. 宮下春奈 | 中江研究室 理学部物理学科
東京理科大学 |
| 73. 三輪卓司 | 環境リモートセンシング研究センター
千葉大学 |
| 74. 安田嘉純 | 環境リモートセンシング研究センター
千葉大学 |
| 75. 矢吹政教 | 自然科学研究科
千葉大学 |
| 76. 山田康晴 | 海外情報部
農林水産省 国際農林水産業研究センター |
| 77. 山本尉太 | 自然科学研究科
千葉大学 |
| 78. 俞 宁 | 自然科学研究科
千葉大学 |
| 79. 吉田大輔 | 自然科学研究科
千葉大学 |
| 80. 力石国男 | 理工学部
弘前大学 |