

東京大学審査学位 論文

陸域における熱赤外マルチスペクトルデータの  
実用的大気補正アルゴリズムの開発

Development of practical atmospheric correction algorithms  
for thermal infrared multispectral data over land

外 岡 秀 行

Hideyuki TONOOKA

平成 12 年

審査委員会委員

主査 東京大学大学院 工学系研究科 六川修一 助教授

副査 東京大学大学院 工学系研究科 佐藤光三 助教授

東京大学大学院 工学系研究科 徳永朋祥 助教授

東京大学生産技術研究所 安岡善文 教授

東京大学大学院 工学系研究科 山富二郎 教授

(アイウエオ順)

平成12年 3月24日 論文申請

同年 7月27日 本審査

同年 9月21日 論文認定

# 目次

1	序論	14
2	基礎理論	19
2.1	地表面の熱赤外放射特性	19
2.1.1	放射の基本量	19
2.1.2	黒体放射と太陽・地球放射	20
2.1.3	固体の放射率, 反射率, BRDF	22
2.1.4	地表面物質の熱赤外分光特性	24
2.2	熱赤外域における放射伝達	26
2.2.1	放射伝達の基礎	26
2.2.2	赤外域の気体吸収帯と透過関数	29
2.2.3	吸収線データベースと放射伝達コード	30
2.2.4	大気上端での熱赤外放射輝度	31
2.3	熱赤外センサによる LST の観測	33
2.3.1	陸域観測における主な熱赤外センサ	33
2.3.2	センサの観測放射輝度	36
2.3.3	差分吸収アルゴリズムによる SST 推定	37
2.3.4	差分吸収アルゴリズムによる LST 推定	41
2.3.5	昼夜アルゴリズムによる LST 推定	43
2.3.6	単バンドアルゴリズム及び TE 分離による LST 推定	45
2.3.7	ASTER/TIR の標準大気補正アルゴリズム	48
2.3.8	LST 推定アルゴリズムの現状と課題	49
3	シミュレーションモデルの構築	51
3.1	概要	51
3.2	大気モデル化	52
3.3	観測ジオメトリのモデル化	54
3.4	LST のモデル化	58

3.5	放射率のモデル化	59
3.6	観測放射輝度の計算	60
<b>4</b>	<b>全球解析データに基づく単バンドアルゴリズムの検証</b>	<b>63</b>
4.1	シミュレーションモデルに基づく検証	63
4.2	日本周辺の AVHRR データに基づく検証	65
4.2.1	霞ヶ浦におけるフィールド実験に基づく検証	66
4.2.2	衛星直下画素を用いた MCSST との比較検証	70
4.2.3	GPS 可降水量データを利用した検証	76
4.2.4	まとめ	80
<b>5</b>	<b>放射率の不確定性を考慮した陸域観測のための差分吸収アルゴリズム</b>	<b>83</b>
5.1	マルチチャンネル法の拡張と水蒸気量依存係数の導入	83
5.1.1	EMC 法	83
5.1.2	MC/WVD 法及び EMC/WVD 法	84
5.2	シミュレーションモデルに基づく検証	85
5.2.1	総水蒸気量の不確定性のモデル化	85
5.2.2	海洋観測における精度と他の計算例との比較	85
5.2.3	放射率の不確定性に対するロバスト性評価	86
5.2.4	誤差因子の寄与率	94
5.2.5	モデル条件の感度解析	99
5.2.6	モデル要素別の誤差解析と $\delta$ LST 依存アルゴリズム	99
5.2.7	観測角の影響	112
5.3	まとめ	113
<b>6</b>	<b>灰色画素を用いた段階的回帰分析に基づく大気補正アルゴリズム</b>	<b>115</b>
6.1	手法の原理	115
6.1.1	透過率・光路輝度の推定	115
6.1.2	天空輝度の推定	117
6.2	シミュレーションに基づく手法の実用性評価と処理フロー	121

6.2.1	大気効果パラメータのチャンネル間相関	121
6.2.2	シミュレーションに基づく2つのアプローチの実用性評価	123
6.2.3	大気効果パラメータ・LST・放射率推定の処理フロー	130
6.2.4	灰色画素の抽出法	131
6.2.5	欠損領域における大気効果パラメータの水平内挿	133
6.3	シミュレーションに基づくGP法の検証	135
6.3.1	領域内の大気効果パラメータの不均質性に伴う誤差の挙動	135
6.3.2	非灰色画素の混入に伴う誤差の挙動	139
6.4	まとめ	142
7	全球解析データの高精度化に基づく実用的大気補正アルゴリズム	144
7.1	WVS法	144
7.1.1	原理	144
7.1.2	灰色画素の抽出法	146
7.1.3	スケーリングファクター $\gamma$ と透過率・光路輝度の計算	148
7.1.4	天空輝度の計算	151
7.1.5	スケーリングファクター $\gamma$ の水平内挿	153
7.1.6	実装のための高速計算アルゴリズム	154
7.2	グレーピクセルモデルに基づくWVS法の検証	157
7.2.1	シミュレーションの方法	157
7.2.2	スケーリングファクター $\gamma$ のチャンネル依存性と最適決定法	158
7.2.3	3つのケースに対する従来アルゴリズムとの比較検証	159
7.3	一般化モデルに基づくWVS法の検証	166
7.3.1	シミュレーションの方法	167
7.3.2	3つのケースに対する従来アルゴリズムとの比較検証	169
7.4	AVHRRデータに基づくWVS法の検証	172
7.4.1	テストエリア	173
7.4.2	従来手法による大気効果パラメータの計算	175
7.4.3	WVS法の適用	175

7.4.4	WVS法と従来手法の比較評価	181
7.5	まとめ	188
8	結論	192
	謝辞	195
	参考文献	196
	略語	206
	付録	211
A.1	NCEP / GDAS とそのプロダクト	211
A.2	ASTER/TIR の標準 TES アルゴリズム	212
A.3	国土地理院の GPS 連続観測網データを用いた可降水量の推定	214

## 目 次

1	Relationships among chapters in the present thesis. . . . .	17
2	Radiance (left) and radiant flux density (right). . . . .	20
3	Spectral radiances at the Earth surface from the Sun and the Earth in the case that the Sun and the Earth are assumed to be black bodies at 5770K and 288K respectively. Atmospheric effects are not included. . . . .	21
4	Emissivity spectra of granite and water (Salisbury <i>et al.</i> , 1992). . . . .	26
5	Atmospheric transmission functions at view angle 180° for the Midlatitude summer model. . . . .	32
6	Thermal infrared bands of typical sensors, and atmospheric transmission function at view angle 180° for the Midlatitude summer model. . . . .	33
7	Simulation-based method for validating an atmospheric correction algorithm. . . . .	53
8	Response functions of AVHRR (channels 4 and 5) and ASTER (channels 10 to 14), and atmospheric transmittance of the Midlatitude Summer model calculated by MODTRAN3.7. . . . .	53
9	Positions of atmospheric profiles selected from CDAS monthly mean products for January and July. . . . .	55
10	Distribution of the elevation. . . . .	55
11	Distribution of the total water vapor amount. . . . .	56
12	Distribution of the transmittance for AVHRR channel 4. . . . .	56
13	Distribution of the path radiance for AVHRR channel 4. . . . .	57
14	Plot of the transmittance versus the path radiance for AVHRR channel 4. . . . .	57
15	Distribution of the surface air temperature. . . . .	59
16	Minimum emissivity of each emissivity sample for AVHRR and ASTER. . . . .	60
17	Deployed positions for Lake Kasumigaura buoys on September 9, 1998. . . . .	66
18	Comparison between the satellite-derived lake surface temperature and the <i>in-situ</i> buoy temperature; (left) low temperature and cloud-free, (center) high temperature and cloud-free, and (right) high temperature and cloud-contaminated. . . . .	70
19	Comparison between the satellite-derived lake surface temperature and the <i>in-situ</i> skin temperature; (left) low temperature and cloud-free, (center) high temperature and cloud-free, and (right) high temperature and cloud-contaminated. . . . .	71
20	AVHRR channel 4 image and the nadir pixels of the satellite at 14:39 JST on September 9, 1998. . . . .	72
21	Cloud cover and land/sea mask for the nadir pixels. . . . .	72
22	Transmittance derived from the GDAS profiles for the nadir pixels. . . . .	73

23	Difference of sensor brightness temperature between AVHRR channels 4 and 5 for the nadir pixels. . . . .	73
24	Sea surface temperatures derived from the MCSST method and the single band algorithm with GDAS profiles for the nadir pixels. . . . .	74
25	Difference of sea surface temperature between the MCSST method and the single band algorithm with GDAS profiles for the nadir pixels. . . . .	75
26	Differential image between AVHRR channels 4 and 5. The local water vapor anomaly is shown in the white box. . . . .	76
27	Comparison of the precipitable water vapor amounts derived from the GPS wet delay data and from the GDAS profiles for 850 GPS stations. A regression line is also shown. The differential RMS of them is 5.54 mm. . . . .	78
28	145 cloud-free and homogeneous sea areas selected for the validation study. . . . .	79
29	Plots of the SST derived from the single band algorithm with GDAS profiles versus the MCSST for the 145 selected areas for AVHRR channels 4 and 5. (original) Original water vapor profiles were used; (GPS-scaled) Water vapor profiles were scaled to fit to the GPS precipitable water vapor amounts. . . . .	81
30	Twenty emissivity samples with the lower limit of emissivity greater than or equal to 0.95 for AVHRR. . . . .	87
31	Ten emissivity samples with the lower limit of emissivity greater than or equal to 0.95 for ASTER. . . . .	88
32	The number of emissivity samples for each lower limit of emissivity. . . . .	90
33	Mean and standard deviation of transmittance at each AVHRR channel. . . . .	91
34	Mean and standard deviation of transmittance at each ASTER channel. . . . .	91
35	Plots of the water vapor amount versus the RMSE of the EMC/WVD method for AVHRR (top: ch.4, bottom: ch.5). The lower limit of emissivity is 0.95. . . . .	102
36	Plots of the water vapor amount versus the bias error of the EMC/WVD method for AVHRR (top: ch.4, bottom: ch.5). The lower limit of emissivity is 0.95. . . . .	103
37	Plots of the water vapor amount versus the RMSE of the EMC/WVD method for ASTER (top: ch.10, middle: ch.12, bottom: ch.14). The lower limit of emissivity is 0.95. . . . .	104
38	Plots of the water vapor amount versus the bias error of the EMC/WVD method for ASTER (top: ch.10, middle: ch.12, bottom: ch.14). The lower limit of emissivity is 0.95. . . . .	105
39	Plots of the minimum emissivity versus the RMSE of the EMC/WVD method for AVHRR (top: ch.4, bottom: ch.5). The lower limit of emissivity is 0.95. . . . .	106

40	Plots of the minimum emissivity versus the bias error of the EMC/WVD method for AVHRR (top: ch.4, bottom: ch.5). The lower limit of emissivity is 0.95. . . . .	107
41	Plots of the minimum emissivity versus the RMSE of the EMC/WVD method for ASTER (top: ch.10, middle: ch.12, bottom: ch.14). The lower limit of emissivity is 0.95. . . . .	108
42	Plots of the minimum emissivity versus the bias error of the EMC/WVD method for ASTER (top: ch.10, middle: ch.12, bottom: ch.14). The lower limit of emissivity is 0.95. . . . .	109
43	Plot of the path radiance at nadir view versus the sky radiance for AVHRR channel 4. . . . .	118
44	Plot of the path radiance at nadir view versus the sky radiance for ASTER channel 10. . . . .	119
45	Comparison between the mean radiance of atmosphere for view angle $\theta$ and that for view angle $40^\circ$ for AVHRR channel 4. . . . .	120
46	Comparison between the transmittance at nadir and the transmittance powered by $\sec \theta$ ( $\theta = 10, 20, 30, 40$ degrees). . . . .	120
47	Comparison of the transmittance between AVHRR channels 4 and 5. . . . .	122
48	Comparison of the transmittance between ASTER channels 12 and 11/13. . . . .	122
49	Comparison of the transmittance between ASTER channels 13 and 14. . . . .	123
50	Flow chart of the GP method. . . . .	132
51	Plot of the surface radiance versus the observed radiance in a heterogeneous atmospheric condition. The line A is a high transmittance line, the line B is a low transmittance line, and $B_i(T_x)$ is the intersection point. . . . .	137
52	Plot of the transmittance versus the mean atmospheric radiance for AVHRR channel 4. . . . .	138
53	Plot of the surface radiance versus the observed radiance in a heterogeneous atmospheric condition for case 1; (A) a high transmittance line, (B) a low transmittance line, (C) a correction line based on the GP method, (0) a gray pixel at low LST, and (1) a gray pixel at high LST. . . . .	138
54	Plot of the surface radiance versus the observed radiance in a heterogeneous atmospheric condition for case 2; (A) a high transmittance line, (B) a low transmittance line, (C',C'') a correction line based on the GP method, (0) a gray pixel at low LST, and (1-3) a gray pixel at high LST. . . . .	139
55	Basic flowchart of the water vapor scaling (WVS) method. Bold boxes mean input data. . . . .	147
56	Comparison of $\tau(0.9)$ between MODTRAN outputs and estimates from Eq. ( 7.9) for AVHRR channel 4. . . . .	152
57	Comparison of $\tau(1.3)$ between MODTRAN outputs and estimates from Eq. ( 7.9) for AVHRR channel 4. . . . .	153

58	Flowchart of the WVS method with the fast calculation algorithm. Bold boxes mean input data. . . . .	156
59	Plot of RMSE versus $\gamma_{true}$ with $\gamma_a=1.0$ and $\gamma_b=0.7$ for the WVS and the normal methods for AVHRR channels 4 and 5. . . . .	162
60	Plot of RMSE versus $\gamma_{true}$ with $\gamma_a=1.0$ and $\gamma_b=0.7$ for the WVS and the normal methods for ASTER channels 10, 12 and 14. . . . .	163
61	The relative bias error of a water-vapor profile giving the same error on atmospheric correction with the absolute bias error of an air-temperature profile for ASTER channels for the midlatitude summer model. . . . .	166
62	Plot of RMSE versus $\gamma_{true}$ with $\gamma_a=1.0$ and $\gamma_b=0.7$ for the WVS and the normal methods for ASTER channels 10, 12 and 14. The general model was used. . . . .	170
63	Location of the test area in the AVHRR channel 1 data on September 9, 1998. . . . .	173
64	Elevation data for the test area extracted from GTOPO30. . . . .	174
65	Transmittance at AVHRR channel 4 calculated from original GDAS profiles and GTOPO30. . . . .	176
66	Column water vapor amounts calculated from original GDAS profiles and GTOPO30. . . . .	177
67	Scene classification map produced from VNIR images and GTOPO30. white: sea or vegetation, gray: other land surfaces, black: clouds. . . . .	178
68	Scaling factor $\gamma$ image for the test area. . . . .	180
69	Difference of the surface brightness temperature at ground level between the WVS and the normal methods. . . . .	182
70	Error map of the sea surface emissivity at channel 5 derived from the WVS method. The truth is the laboratory emissivity for sea water (= 0.9859). . . . .	185
71	Error map of the sea surface emissivity at channel 5 derived from the normal method. The truth is the laboratory emissivity for sea water (= 0.9859). . . . .	186
72	Frequency distribution of the error of the sea surface emissivity at channel 5 derived from the WVS and the normal methods. The EMC/WVD equation for the lower limit of emissivity of 0.95 was used. . . . .	187
73	Frequency distribution of the error of the sea surface emissivity at channel 5 derived from the WVS and the normal methods. The EMC/WVD equation for the lower limit of emissivity of 0.97 was used. . . . .	187
74	Emissivity at channel 5 of vegetation surfaces derived from the WVS method. Emissivity at channel 4 of vegetation surfaces was assumed to be 0.97. . . . .	189
75	Emissivity at channel 5 of vegetation surfaces derived from the normal method. Emissivity at channel 4 of vegetation surfaces was assumed to be 0.97. . . . .	190

76	Frequency distribution of the emissivity at channel 5 of vegetation surfaces derived from the WVS and the normal methods. Emissivity at channel 4 of vegetation surfaces was assumed to be 0.97. The EMC/WVD equation for the lower limit of emissivity of 0.95 was used. . . . .	191
77	Geopotential height at 850 hPa pressure level from GDAS product for 1998/9/9/00Z. . . . .	212
78	Air temperature at 850 hPa pressure level from GDAS product for 1998/9/9/00Z. . . . .	213
79	Relative humidity at 850 hPa pressure level from GDAS product for 1998/9/9/00Z. . . . .	213

# 表 目 次

1	Summary of differential absorption algorithms for estimating LST ( $T_s$ , $T_4$ and $T_5$ are in Kelvin, $T_0 = 273.15\text{K}$ , $\epsilon = (\epsilon_4 + \epsilon_5)/2$ , $\Delta\epsilon = (\epsilon_4 - \epsilon_5)$ ).	43
2	Accuracy of the profiles of air temperature and water vapor measured by radiosonde or sounder [49]. T: temperature, W: water vapor, h: horizontal, v: vertical, t: time, MPL: mandatory pressure levels.	46
3	List of samples included in the emissivity model.	61
4	Change in the sensor brightness temperature for 50% increase in the total ozone amount for the six standard model atmospheres (sensor altitude: 100km, surface altitude: 0km, looking angle: $0^\circ$ , LST: surface air temperature + 10K).	62
5	RMSE [K] of the surface brightness temperature at surface level derived by atmospheric correction as a function of a typical error on input profile.	65
6	Error on input profile giving the impact of 1K to the RMSE of the surface brightness temperature at surface level.	65
7	Summary of the AVHRR data and the field experiments at Lake Kasumigaura; ELV is the satellite elevation, WV is the total water vapor amount along the optical path, $N_{buoy}$ is the number of buoys available, and $\Delta T$ is the skin temperature measurement.	67
8	The lake surface meteorological data, the buoy temperature and the skin effect $\Delta T$ at each overpass time. The air temperatures and the wind speeds in () were measured by the Automated Meteorological Data Acquisition System (AMeDAS) at Tsuchiura, and the relative humidities in () were measured by the Aerological Observatory at Tateno. The unit of temperature is in degree C.	69
9	RMSE (K) of each algorithm under the conditions of sea observations. The specification of NE $\Delta T$ is 0.12 K for AVHRR and 0.3 K for ASTER.	87
10	RMSEs [K] of the MC and the EMC methods for AVHRR and ASTER for various lower limits of emissivity. The upper limit of emissivity is unity for all cases.	89
11	RMSEs [K] of the MC/WVD and the EMC/WVD methods for AVHRR and ASTER for various lower limits of emissivity. The upper limit of emissivity is unity for all cases. The uncertainty of water vapor amount is 1.0 g/cm <sup>2</sup> .	92
12	Coefficients of each method for AVHRR. The lower limit of emissivity is 0.65.	93
13	Coefficients of each method for ASTER. The lower limit of emissivity is 0.65.	94
14	Coefficients of each method for AVHRR. The lower limit of emissivity is 0.95.	95
15	Coefficients of each method for ASTER. The lower limit of emissivity is 0.95.	95
16	Coefficients of each method for AVHRR. The lower limit of emissivity is 0.98.	96

17	Coefficients of each method for ASTER. The lower limit of emissivity is 0.98. . . . .	96
18	Contribution ratios of various factors to the error of each method in the case that the lower limit of emissivity is 0.65; $\epsilon_{min}$ , $\epsilon_{avg}$ and $\epsilon_{stdev}$ are the minimum, the mean and the standard deviation of emissivity respectively, $W$ is the water vapor amount, elev is the elevation, $T_a$ is the air temperature at surface, and $\delta LST$ is LST minus $T_a$ . . . . .	97
19	Contribution ratios of various factors to the error of each method in the case that the lower limit of emissivity is 0.95. Each factor is the same with that in Table 18. . . . .	98
20	Contribution ratios of various factors to the error of each method in the case that the lower limit of emissivity is 0.98. Each factor is the same with that in Table 18. . . . .	98
21	RMSE [K] of water-vapor-dependent algorithms for various uncertainties of the water vapor amount. The lower limit of emissivity is 0.95. . . . .	100
22	RMSE [K] of the MC and the EMC equations for various LST offset ranges. The lower limit of emissivity is 0.95. . . . .	100
23	RMSE [K] of the MC/WVD and the EMC/WVD equations for various LST offset ranges. The lower limit of emissivity is 0.95. . . . .	100
24	RMSE [K] of the MC and the EMC equations for various NE $\Delta$ Ts. The lower limit of emissivity is 0.95. . . . .	100
25	RMSE [K] of the MC/WVD and the EMC/WVD equations for various NE $\Delta$ Ts. The lower limit of emissivity is 0.95. . . . .	101
26	Errors [K] of the EMC/WVD method as a function of $\delta LST$ for AVHRR channels 4 and 5. The lower limit of emissivity is 0.95. . . . .	110
27	Errors [K] of the EMC/WVD method as a function of $\delta LST$ for ASTER channels 10, 12 and 14. The lower limit of emissivity is 0.95. . . . .	111
28	RMSE [K] of the $\delta LST$ -independent and the $\delta LST$ -dependent EMC/WVD methods for AVHRR channels. The lower limit of emissivity is 0.95. . . . .	111
29	RMSE [K] of the $\delta LST$ -independent and the $\delta LST$ -dependent EMC/WVD methods for ASTER channels. The lower limit of emissivity is 0.95. . . . .	111
30	RMSE [K] of the MC and the EMC equations optimized to view angle $0^\circ$ as a function of view angle for AVHRR and ASTER. The lower limit of emissivity is 0.95. . . . .	112
31	RMSE [K] of the MC/WVD and the EMC/WVD equations optimized to view angle $0^\circ$ as a function of view angle for AVHRR and ASTER. The lower limit of emissivity is 0.95. . . . .	112
32	Regression coefficients and RMSE of Eq. ( 6.7) for AVHRR and ASTER. The unit of RMSE is in $W/m^2/sr/\mu m$ . . . . .	117

33	RMSE of Eq. ( 6.12) for several channel-combinations for AVHRR. The unit of the radiance is in $W/m^2/sr/\mu m$ . . . . .	124
34	Coefficients of Eq. ( 6.12) for several channel-combinations for AVHRR. The unit of the radiance is in $W/m^2/sr/\mu m$ . . . . .	124
35	RMSE of Eq. ( 6.12) for several channel-combinations for ASTER. The unit of the radiance is in $W/m^2/sr/\mu m$ . . . . .	125
36	Coefficients of Eq. ( 6.12) for several channel-combinations for ASTER (transmittance). . . . .	126
37	Coefficients of Eq. ( 6.12) for several channel-combinations for ASTER. (path radiance). The unit of the radiance is in $W/m^2/sr/\mu m$ . . . . .	127
38	Coefficients of Eq. ( 6.12) for several channel-combinations for ASTER. (sky radiance). The unit of the radiance is in $W/m^2/sr/\mu m$ . . . . .	128
39	RMSE [K] of the approach 1 for several standard deviations of $\delta LST$ . The mean of $\delta LST$ is +5K. Emissivity sample is no. 92 (see Table 3). . . . .	130
40	RMSE [K] of the approach 2 for several standard deviations of $\delta LST$ . The mean of $\delta LST$ is +5K. Emissivity sample is no. 92 (see Table 3). . . . .	131
41	Comparison between the temperature $T_x$ at an intersection and the surface air temperature $T_{air}$ for 6 model atmospheres for AVHRR channel 4 in the case that an area has two elevations 0km and 0.5km. The model case (see Figs. 53& 54) for each atmosphere with $\delta LST = 0$ is also shown. TRM: Tropical model, MLS: Midlatitude summer, MLW: Midlatitude winter, SAS: Subarctic summer, SAW: Subarctic winter, USS: 1976 US standard. . . . .	140
42	10 model cases that an area has one or two surface materials. The average and the standard deviation of $\delta LST$ were given for each material (unit: Kelvin). $S$ is the number of $\delta LST$ generated. rock: granite.h1 (no.2), soil: mollisols (no.74), veg.: white pine (no.81), water: distwater (no.93). . . . .	141
43	Channel emissivity for each material. The minimum emissivity is shown in bold face. . . . .	141
44	RMSE [K] of the GP method with the EMC/WVD method for the 10 model cases. After the atmospheric effect parameters at each channel were estimated for each case, the RMSE was calculated using the original emissivity model. . . . .	142
45	Band model parameter $a$ and RMSE of $\tau(0.9)$ for AVHRR and ASTER. . . . .	152
46	RMSE of the WVS method based on; (1) using the $\gamma$ of specific channel, (2) using the average of $\gamma$ among channels, and (3) using $\gamma$ of each channel (channel-dependent). The $\gamma$ values for $P_{true}$ , $P_a$ and $P_b$ are 0.7, 1.0 and 0.7 respectively. The sensor is AVHRR, and the NE $\Delta$ T is 0.12 K. . . . .	160

47	RMSE of the WVS method based on; (1) using the $\gamma$ of specific channel, (2) using the average of $\gamma$ among channels, and (3) using $\gamma$ of each channel (channel-dependent). The $\gamma$ values for $P_{true}$ , $P_a$ and $P_b$ are 0.7, 1.0 and 0.7 respectively. The sensor is ASTER, and the NE $\Delta$ T is 0.3 K. . . . .	160
48	RMSE of the WVS and the normal methods for AVHRR and ASTER as a function of $\gamma_{true}$ with $\gamma_a=1.0$ and $\gamma_b=0.7$ . . . . .	162
49	RMSE of the WVS and the normal methods for AVHRR and ASTER as a function of $\gamma_{true}$ with $\gamma_a=0.7$ and $\gamma_b=1.0$ . . . . .	163
50	RMSE of the WVS and the normal methods for 6 cases that water-vapor and air-temperature profiles include errors. . . . .	165
51	RMSE of the WVS and the normal methods in the case that true profiles are different in shape from profiles given atmospheric correction. . . . .	166
52	RMSE of the WVS and the normal methods for ASTER channels as a function of $\gamma_{true}$ with $\gamma_a=1.0$ and $\gamma_b=0.7$ . The general model was used. . . . .	170
53	RMSE of the WVS and the normal methods for ASTER channels as a function of $\gamma_{true}$ with $\gamma_a=0.7$ and $\gamma_b=1.0$ . The general model was used. . . . .	171
54	RMSE of the WVS and the normal methods for 6 cases that water-vapor and air-temperature profiles include errors. The general model was used. . . . .	172
55	RMSE of the WVS and the normal methods in the case that true profiles are different in shape from profiles given atmospheric correction. The general model was used. . . . .	172

# 1 序論

近年、地球温暖化や砂漠化、オゾン層の破壊、酸性雨といった地球規模の環境変動の問題が取りざたされており、コンピュータシミュレーションによるそれらの将来予測への期待が高まっている。しかしながら、現在人類が持ち合わせている地球システムに対する理解は信頼し得る予測を行うためには不十分であり、このことは米国航空宇宙局 (NASA) の提唱する“ 惑星地球へのミッション ”(MTPE) [1] の基本理念にも表れている。MTPE では上記の正しい現状認識の下、地球上の基本的な物理学的・化学的・生物学的現象に注目し、地球の様々な物質や状態量を総合的に観測することにより、地球システムを正しく理解することを目指している。そして、MTPE の最も重要なプロジェクトである“ 地球観測システム (EOS) ”では、15 年に渡って 14 機 (中型 9 機, 小型 5 機) の地球観測衛星を順次打ち上げ、それらから得られる膨大な観測データを効率良く処理して貯え、地球システムの理解に貢献することを目指している。

このような情勢の下、いまや地球観測の中核技術となった衛星リモートセンシングに対しては、従来にも増して高精度なデータの提供が要求されている。衛星リモートセンシングは広域性や同時性、反復性といった他の観測手段に無い優れた特長を有しており、とりわけ、2 次元分布を瞬時に観測できる点や全球をくまなく観測できる点は他の観測手段の追従を許さない優れた特長である。しかし、一般にセンサの観測パラメータは多くのユーザーが必要とする大気や地表の諸パラメータとは異なり、これらを得るには、通常、逆解析 (inversion) が必要となる。そして、ユーザーの精度に対する要求が高まるほど、ハードウェアの高性能化と共にデータ処理技術の高度化も要求される。本論文で扱うリモートセンシングによる地表温度 (LST) 観測もそうした経緯を辿ってきている。

LST は様々なスケールにおいて地表面の物理過程を支配し、大気・地表間の様々な相互干渉や放射収支を決定づける上で極めて重要であることから、大気や地表を扱う多くの分野で必要とされるパラメータである [2]。LST は熱赤外域 (波長  $8 \sim 14 \mu\text{m}$  付近) を利用するリモートセンシングによって観測することができ、そのデータは気象学 [3]、気候学 [4], [5]、水文学 [6]、地理学 [7]-[9]、火山学 [10]、農学 [11], [12]、地質学 [13], [14]、都市工学 [15] など、様々な分野に利用されてきた。そして、これら諸分野での研究が進むにつれ、提供される LST データもより高い品質であることが要求されてきている。例えば EOS プロジェクトでは地球システムの理解をより深めるための LST の精度として 1K を要求している [1]。

この 1K という精度は、実際のところ、気象衛星 NOAA 搭載の AVHRR などの従来センサによる実績を考慮するとかなり厳しい要求である [16]。熱赤外センサの観測輝度には大気の影響が少なからず含まれているため、表面温度を得るにはこの効果を除去する“ 大気補正 (atmospheric correction) ”が必要であ

るが、上記の理由は LST 観測における大気補正の困難さに関係している。具体的には、LST 観測では海面温度 (SST) 観測で極めて有効な大気補正法であるスプリットウィンドウ (SW) 法 [17]、あるいはその拡張であるマルチチャンネル (MC) 法 [18] が単純には利用できないことに関係している。この主たる原因は陸域における表面放射率 (surface emissivity) の多様性にある。つまり、これらの手法は大気吸収の異なるチャンネル間の観測輝度温度差がそのときの大気効果を説明することを根拠とするものであるが、大気効果と同様に放射率のチャンネル依存性もまた観測輝度温度差に大きく寄与してしまうため、海域と違って放射率が多様である陸域では大きな誤差を生じてしまうのである。Becker (1987) は AVHRR の熱赤外 2 チャンネルを使った SW 法によって LST を 0.5K の精度で得るためには、2 チャンネルの放射率の平均値を 0.005 の精度で、チャンネル間の放射率の差を 0.0007 の精度で事前に知っていなくてはならないことを述べ、その困難さを示した [19]。この放射率の寄与に対しては、その後、Ottlé ら (1992) がもう少し小さいことを示したが [20]、Becker の研究は LST 推定アルゴリズムの研究者に改めて放射率効果の重要性を示した。これまでに開発された LST 推定アルゴリズムのうち、SW 法を改良したタイプのもは、いずれも放射率の高精度な事前情報を必要としているが [21]-[27]、陸水域や雪氷域、密な植生域等を除く地域では放射率は一般に未知であり、また放射率は風化や含水量によっても変動することから [28]、[29]、これらの手法を定常処理システムへ実装することは困難であると考えられる。一方、1 つの画素を複数の入射角で観測することにより大気補正を行う手法で、原理的には SW 法と等価な手法 [30] であるデュアルアングル (Dual Angle) 法 / マルチアングル (Multi-angle) 法は、ERS 搭載の ATSR に対する大気補正において利用されているが [31]、[32]、これらの方法に対しても放射率の角度依存性 [33] による同種の問題があるのに加えて、陰影効果による LST の角度依存性の問題 [34] やミスレジストレーションの問題など、固有の問題も無視できない。なお、本論文では SW 法 / MC 法やデュアルアングル法 / マルチアングル法を総称して差分吸収アルゴリズム (Differential absorption algorithm) と呼ぶことにする。

上記以外の大気補正法には、昼夜の衛星データを組み合わせる Li ら (1993) や Wan ら (1997) の昼夜アルゴリズム (Day/night algorithm) [35]、[36]、そして単バンドアルゴリズム (Single band algorithm) [37]-[40] がある。昼夜アルゴリズムは放射率が昼夜間で変動しないと仮定することによって未知数を減らし、観測方程式を連立させることによって LST を含む種々のパラメータを同時に解くもので、空間分解能が 1km 程度の AVHRR や EOS / Terra 搭載の MODIS を対象に開発された。昼夜アルゴリズムは放射率も同時に得られるという長所の反面、大気補正に 2 回の観測データが必要である問題や両データ間のミスレジストレーションによる誤差の問題、2 時刻間で放射率を一定と置く仮定の妥当性の問題などがある。ミ

スレジストレーションの問題については、空間分解能が 90m の Terra / ASTER のような高空間分解能センサの場合には著しく誤差を生む可能性があり、これを避けるには空間平均などが必要である [35]。また、放射率に対する仮定の妥当性の問題については、例えば降雨や夜間の結露のような放射率を変える自然現象によって精度が低下することが予想される。さらに、昼夜アルゴリズムは、太陽の反射光を含む 3.5 ~ 4.2 $\mu\text{m}$  帯のチャンネルを効果的に利用することを意図しているため、この帯域にチャンネルを持たない ASTER のようなセンサには適用は難しい。

一方の単バンドアルゴリズムは、観測時の大気情報を基に放射伝達計算する方法で、大気補正後に温度・放射率分離 [38],[41]-[48] を行えば LST が得られる。放射伝達計算上重要な水蒸気及び気温の各プロファイルは、通常、ラジオゾンデ [37],[38] やサウンダ [20],[39] の各観測データや全球解析データ [40] が利用される。ラジオゾンデは最も精度が高い観測手段であるが、定常観測の頻度が全球で 1 日 2 回であるのと観測所の地域的な偏りが大きいことから [49]、全球対応の定常処理には適さない。サウンダは観測データに地域的な偏りはあまり無く、同一衛星にサウンダが搭載されていればこれを利用することによって、そうでなければ複数の衛星のサウンダを有機的に利用することによって定常処理に組み込み得るが、誤差相関による精度低下や荷重関数の広がりによる鉛直分解能の低下 [49]、観測時刻の違いによる誤差などに注意する必要がある。一方、全球解析データは、様々な観測値と予報値を高度な品質管理に基づいて融合し、各解析時刻における全球の各解析点に対して最も信頼度の高い大気情報を例外なく与える。こうした特長から定常処理に適し、ASTER/TIR の標準大気補正でも 1 オプションとして NOAA / NCEP の全球データ同化システム GDAS [50] のプロダクトを採用している [40]。但し、全球解析データには、解析時刻が 6 時間間隔で解析点の水平格子間隔が最高でも 0.56° 程度 [51] と時空間分解能が低いことや場所によってデータの信頼度が異なることなどの問題があるが、現状ではそれを用いた単バンドアルゴリズムの検証はほとんど成されておらず、その有効性については不明な点が多い。

以上をまとめると次のようになる。

- 差分吸収アルゴリズムを LST 推定に利用するには放射率の高精度な事前情報が必要であるが、このような適用上の制約条件は定常処理システムへの実装に不利である。
- 昼夜アルゴリズムでは、大気補正を行うために 2 回の観測データを必要とすること、ミスレジストレーションによって誤差を生じやすいこと、昼夜間で放射率を一定とする仮定の妥当性に問題があること、3.5 ~ 4.2 $\mu\text{m}$  帯のチャンネルを必要とすること、などの特徴が一般センサに対する定常処理システムへの実装に不利である。

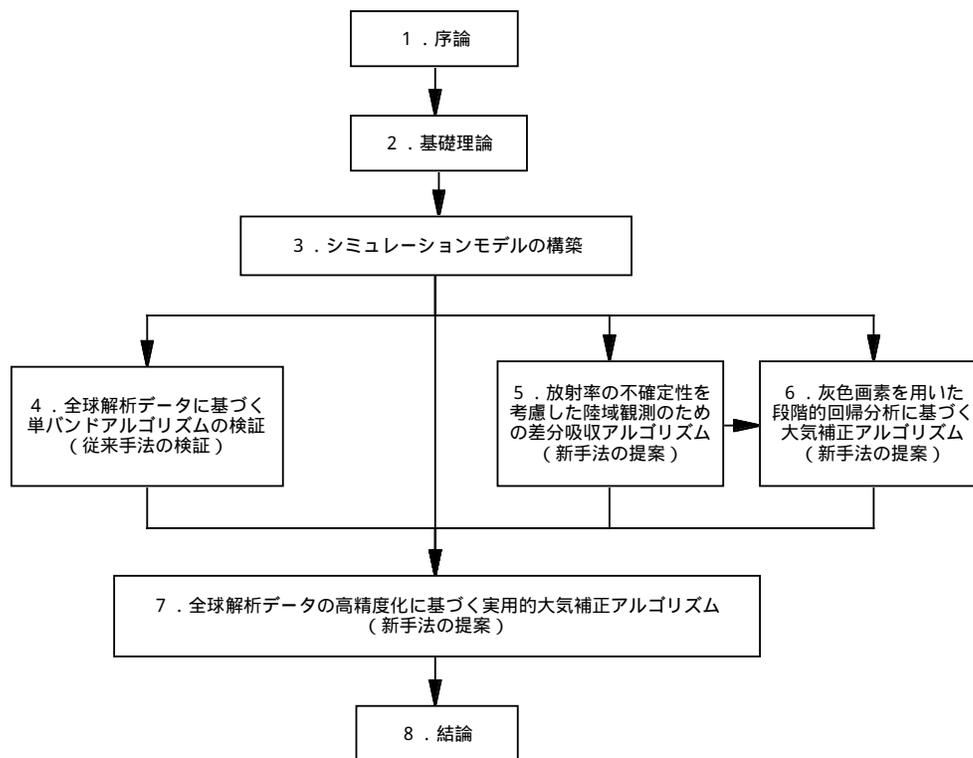


Figure 1: Relationships among chapters in the present thesis.

- 単バンドアルゴリズムは観測時の大気情報をいかに与えられるかが適用性を考える上で最も重要なポイントである。定常処理システムに最も適した大気データは全球解析データであるが、このデータに基づく単バンドアルゴリズムは精度にやや疑問があり、また実際に検証した例も無い。

こうした背景を踏まえ、本論文では、ASTER/TIR などの高分解能型センサも含む熱赤外マルチスペクトルセンサの陸域観測データに適用可能で、高い精度と高い適用性を持つ実用的な大気補正法を開発することを目的とする。なお、開発する手法は実用性を考慮して 1 回の観測データに対して適用できるものとし、また、大気補正後に TE 分離処理を行うことで LST と共に放射率の推定も可能なものとする。

本章に続く第 2 章では、熱赤外リモートセンシングの原理とそのデータ処理について述べる。特にこれまでに提案された LST 推定アルゴリズムについて詳細に述べる。第 3 章では、本論文の各所で使用するシミュレーションモデルの構築を行う。第 4 章では、高い適用性を持つが、精度検証がほとんど成されていない「全球解析データに基づく単バンドアルゴリズム」について、その精度をシミュレーション及び AVHRR データに基づいて検証する。第 5 章では、陸域観測に適用可能な差分吸収アルゴリズムとして「EMC 法」や「EMC/WVD 法」などを新たに提案し、それらの精度をシミュレーションに基づいて検証する。第 6

章では、灰色画素（水や植生，一部の土壌等が占める画素）に「EMC 法」又は「EMC/WVD 法」を適用して回帰分析を行うことにより大気効果パラメータ（本論文では，透過率，光路輝度，天空輝度の総称）を自己推定する「Gray Pixel (GP) 法」を新たに提案し，その精度をシミュレーションに基づいて検証する。第 7 章では，従来手法の「全球解析データに基づく単バンドアルゴリズム」，本論文で新たに提案する「EMC/WVD 法」及び「GP 法」，さらに数値予報における客観解析法の 1 つである「最適内挿法」の 4 手法を融合した「Water Vapor Scaling (WVS) 法」を新たに提案し，その精度をシミュレーションや AVHRR データに基づいて検証する。WVS 法は全球解析データに含まれる誤差を画素単位で除去して大気効果パラメータを計算する手法であり，高い精度と高い適用性を兼ね備えた最も実用的な手法として本論文が提案するものである。そして最後に，第 8 章で結論を述べる。以上で述べた各章の繋がりを Fig. 1 に模式的に示す。

## 2 基礎理論

### 2.1 地表面の熱赤外放射特性

#### 2.1.1 放射の基本量

放射の強さを記述する基本物理量は放射束 (radiant flux)  $\Phi$  であり, 単位時間当りの放射エネルギー (単位は watt [W]) として定義される。単位波長当りの放射束を分光放射束 (spectral radiant flux) といい,  $\Phi_\lambda$  [ $\text{W } \mu\text{m}^{-1}$ ] で表す。

微小面  $dA$  を通してその面法線と角度  $\theta$  をなす方向の微小立体角  $d\Omega$  内を進む放射束 (Fig. 2 参照) を放射輝度 (radiance) といい,  $I$  [ $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$ ] で表す。

$$I = d^2\Phi / \cos\theta dAd\Omega \quad (2.1)$$

また, 単位波長当りの放射輝度を分光放射輝度 (spectral radiance) といい,  $I_\lambda$  [ $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ ] で表す。

$$I_\lambda = dI/d\lambda \quad (2.2)$$

微小面  $dA$  を通してその面法線を天頂軸とする上半球 (立体角  $2\pi$ ) 内を進む放射束 (Fig. 2 参照) を放射束密度 (radiant flux density) といい,  $F$  [ $\text{W m}^{-2}$ ] で表す。

$$F = d\Phi/dA \quad (2.3)$$

また, 単位波長当りの放射束密度を分光放射束密度 (spectral radiant flux density) といい,  $F_\lambda$  [ $\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$ ] で表す。

$$F_\lambda = dF/d\lambda \quad (2.4)$$

放射束密度は半球内から微小面に入射する放射に対しては放射照度 (irradiance), 微小面から半球内に射出する放射に対しては放射発度 (radiant exitance) とも呼ばれる。放射束密度  $F$  は放射輝度  $I$  を用いて次式で表される。

$$F = \int_h I \cos\theta d\Omega = \int_{\varphi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi/2} I(\theta, \varphi) \cos\theta \sin\theta d\theta d\varphi \quad (2.5)$$

ここで,  $h$  は半球を表し,  $\varphi$  は方位角である。  $I$  が方向によって変わらない場合を等方性放射といい, このとき式 (2.5) の関係から  $F = \pi I$  が成立する。  $F$  と  $I$  の間のこれらの関係は分光の場合もそのまま成立する。

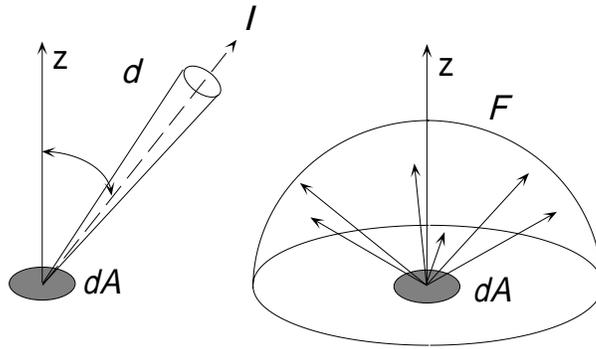


Figure 2: Radiance (left) and radiant flux density (right).

### 2.1.2 黒体放射と太陽・地球放射

絶対0度以外の全ての物体は常に放射をしている。あらゆる波長の電磁波を吸収し、かつその温度における最高のエネルギーを放射する理想物体を黒体 (black body) と呼ぶ。黒体放射は空洞に小さい孔を開けることによって得られ、その分光放射輝度は波長  $\lambda$  [ $\mu\text{m}$ ] 及び温度  $T$  [K] の関数として次式で表される。

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 [\exp(hc/k\lambda T) - 1]} \quad (2.6)$$

ここで、 $h = 6.6260755 \times 10^{-34}$  [J s] はプランク定数、 $k = 1.380658 \times 10^{-23}$  [J K<sup>-1</sup>] はボルツマン定数、 $c = 2.99792458 \times 10^8$  [m s<sup>-1</sup>] は真空中の光の速さである。式 (2.6) をプランク関数 (Planck's function) と呼ぶ。

ある放射について、それと等価なエネルギーを発する黒体の温度をその放射の輝度温度 (brightness temperature) と呼ぶ。輝度温度はプランク関数の  $T$  に関する逆関数によって計算され、一般に波長の関数である。

黒体の放射束密度、すなわち黒体の単位面積から半球内に放射される全エネルギーは、式 (2.6) を全波長及び全半球空間で積分することによって得られる次式によって与えられる。

$$F = \sigma T^4 \quad (2.7)$$

式 (2.7) をステファン・ボルツマンの法則 (Stefan-Boltzmann's law) と呼び、 $\sigma = 5.67051 \times 10^{-8}$  [Wm<sup>-2</sup>K<sup>-4</sup>] をステファン・ボルツマン定数と呼ぶ。

プランク関数には各温度  $T$  で極大を取る特有な波長  $\lambda_{\text{max}}$  が存在する。この  $\lambda_{\text{max}}$  は  $(\partial B_{\lambda}(T)/\partial \lambda)_T = 0$  から導出される次式によって与えられる。

$$\lambda_{\text{max}} T = 2897.79 \text{ } [\mu\text{m K}] \quad (2.8)$$

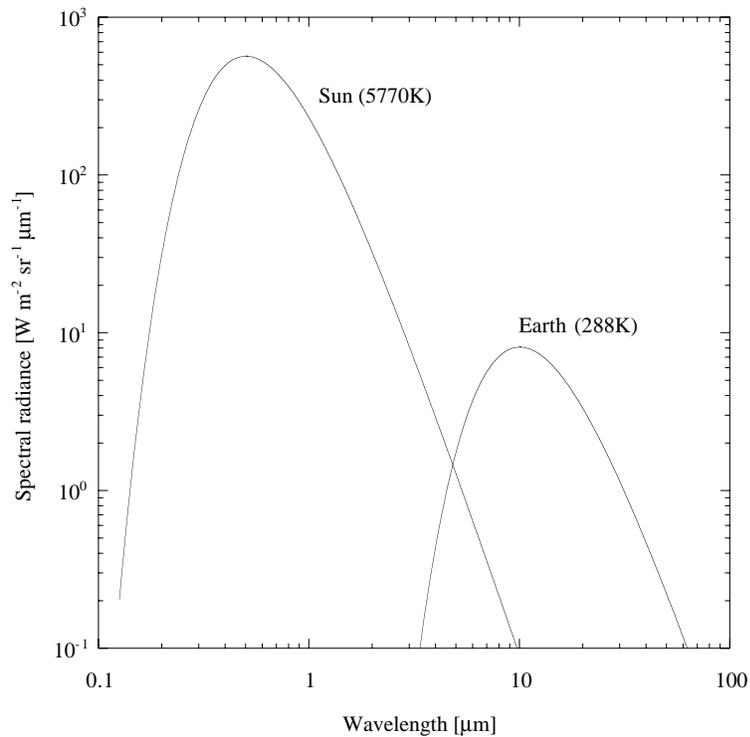


Figure 3: Spectral radiances at the Earth surface from the Sun and the Earth in the case that the Sun and the Earth are assumed to be black bodies at 5770K and 288K respectively. Atmospheric effects are not included.

式 ( 2.8 ) をウィーンの変位則 ( Wien's displacement law ) と呼ぶ。式 ( 2.8 ) より、プランク関数では  $\lambda_{\max}$  と  $T$  は反比例の関係にあり、温度が高いほど極大を取る波長が短波長側へシフトすることが分かる。このことは次に述べるように光学リモートセンシングの原理に重要な関わりを持っている。すなわち、自然界に存在する電磁波を情報伝達媒体として利用する受動型リモートセンシングでは、利用可能な電磁波の放射源は太陽及び地球に限られる。今、太陽及び地球をそれぞれ 5770K 及び 288K の黒体と見なすと、地球表面における太陽放射と地球放射のエネルギーの強さ ( 放射輝度 ) は Fig. 3 のようになる ( ここでは大気の影響は考慮していない )。図より、波長  $4\mu\text{m}$  付近を境にして短波長側では太陽放射が、長波長側では地球放射が支配的であることが分かる。このことは、例えば波長  $0.4 \sim 1\mu\text{m}$  付近を観測する可視・近赤外リモートセンシングでは太陽が主たる放射源であり、波長  $8 \sim 14\mu\text{m}$  付近を観測する熱赤外リモートセンシングでは地球が主たる放射源であることを意味している。

### 2.1.3 固体の放射率，反射率，BRDF

実在物体による電磁波の放射は黒体のそれより小さい。黒体に対するその放射効率を記述する量を放射率 (emissivity)  $\epsilon$  と呼び，“物体と等温の黒体が射出する放射束密度”に対する“物体が射出する放射束密度”の比として定義される。また，分光放射率 (spectral emissivity)  $\epsilon_\lambda$  も同様に物体と黒体の分光放射束密度の比として定義される。一方，反射率  $r$  (reflectance)，吸収率  $\alpha$  (absorptance)，透過率  $\tau$  (transmittance) はそれぞれ“物体に入射する放射束”に対する“反射，吸収，透過する放射束”の比として定義される。同様に分光放射束を用いて定義したものが分光反射率  $r_\lambda$  (spectral reflectance)，分光吸収率  $\alpha_\lambda$  (spectral absorptance)，分光透過率  $\tau_\lambda$  (spectral transmittance) である。

今，物体が熱力学的平衡状態にあるとすると，物体の放射率  $\epsilon$  と吸収率  $\alpha$  は等しい ( $\epsilon = \alpha$ )。この関係をキルヒホッフの法則 (Kirchhoff's law) という。反射率  $r$ ，吸収率  $\alpha$ ，透過率  $\tau$  の間には，エネルギー保存則によって  $r + \alpha + \tau = 1$  が成立するので，地表面のような不透明体 ( $\tau = 0$ ) と見なせる物体については次式が成立する。

$$\epsilon = 1 - r \quad (2.9)$$

なお，これらの関係は分光の場合も同様である。

さて，固体の放射や反射の現象を一般的に記述するにはそれらの角度依存性も考慮する必要がある。まず，式 (2.1) より，微小面  $dA$  にその面法線と角度  $\theta_i$  をなす方向の立体角  $d\Omega_i$  内から入射する放射束  $d\Phi_i$  を次式によって表す。

$$d\Phi_i = I_i \cos \theta_i dA d\Omega_i \quad (2.10)$$

ここで  $I_i$  は入射光の放射輝度である。完全鏡面反射を除く一般的な場合では，放射束  $d\Phi_i$  の反射光は半球内 (立体角  $2\pi$ ) に分布する。放射束  $d\Phi_i$  の  $(\theta_r, \varphi_r)$  方向への反射光の放射束  $d\Phi_r$  は次式で表わされる。

$$d\Phi_r = dI_r \cos \theta_r dA d\Omega_r \quad (2.11)$$

ここで  $dI_r$  は放射束  $d\Phi_i$  の反射光の放射輝度であり，正味の放射輝度は半球内の他の放射源からの放射束の反射光の放射輝度を加えたものとなる。ここで，式 (2.10) と式 (2.11) の比を取ることによって得られる反射率を  $dr$  とすると次式が成り立つ。

$$dr = \frac{d\Phi_r}{d\Phi_i} = \frac{dI_r \cos \theta_r dA d\Omega_r}{I_i \cos \theta_i dA d\Omega_i} = f(\theta_i, \varphi_i, \theta_r, \varphi_r) \cos \theta_r d\Omega_r \quad (2.12)$$

ここで  $f$  [ $sr^{-1}$ ] は双方向反射分布関数 (BRDF) であり, 入射光の放射束密度に対する反射光の放射輝度の比として定義される。

$$f(\theta_i, \varphi_i, \theta_r, \varphi_r) \equiv \frac{dI_r}{I_i \cos \theta_i d\Omega_i} = \frac{dI_r}{dF_i} \quad (2.13)$$

BRDF は入射光の強度やジオメトリに依存せず, 媒質のみに依存するパラメータである。なお, BRDF に  
は次の性質が知られている。

$$f(\theta_1, \varphi_1, \theta_2, \varphi_2) = f(\theta_2, \varphi_2, \theta_1, \varphi_1) \quad (2.14)$$

媒質上のある点の BRDF とその点への入射光の放射輝度  $I_i$  の角度分布が与えられているとき,  $(\theta_r, \varphi_r)$   
方向への反射光の放射輝度  $I_r$  は次式で表わされる。

$$I_r(\theta_r, \varphi_r) = \int_h f(\theta_i, \varphi_i, \theta_r, \varphi_r) I_i(\theta_i, \varphi_i) \cos \theta_i d\Omega_i \quad (2.15)$$

一方,  $(\theta_i, \varphi_i)$  方向からの入射光に対する半球内への反射光の比  $r_{di}$ , 及び半球からの等方入射光に対する  
 $(\theta_r, \varphi_r)$  方向への反射光の比  $r_{dr}$  はそれぞれ次式を満たす。

$$r_{di}(\theta_i, \varphi_i) = \int_h f(\theta_i, \varphi_i, \theta_r, \varphi_r) \cos \theta_r d\Omega_r \quad (2.16)$$

$$r_{dr}(\theta_r, \varphi_r) = \int_h f(\theta_i, \varphi_i, \theta_r, \varphi_r) \cos \theta_i d\Omega_i \quad (2.17)$$

さらに式 (2.14) の関係から, 次式が成り立つ。

$$r_{di}(\theta, \varphi) = r_{dr}(\theta, \varphi) = r_d(\theta, \varphi) = \int_h f(\theta', \varphi', \theta, \varphi) \cos \theta' d\Omega' \quad (2.18)$$

$r_d$  は方向性反射率 (directional reflectance) である。

式 (2.9) のキルヒホッフの法則は同一方向についてのみ成立する。すなわち,

$$\epsilon_d(\theta, \varphi) = \alpha_d(\theta, \varphi) = 1 - r_d(\theta, \varphi) = 1 - \int_h f(\theta', \varphi', \theta, \varphi) \cos \theta' d\Omega' \quad (2.19)$$

である。ここで,  $\epsilon_d$  は方向性放射率 (directional emissivity),  $\alpha_d$  は方向性吸収率 (directional absorptance)  
である。

なお, 半球からの等方入射光に対する全反射率  $r$  は方向性反射率  $r_d$  を用いて次式で表わされる。

$$r = \frac{d\Phi_r}{d\Phi_i} = \frac{dA \int_h I_r \cos \theta d\Omega}{dA \int_h I_i \cos \theta d\Omega} = \frac{I_i \int_h r_d(\theta, \varphi) \cos \theta d\Omega}{I_i \int_h \cos \theta d\Omega} = \frac{1}{\pi} \int_h r_d(\theta, \varphi) \cos \theta d\Omega \quad (2.20)$$

また, 反射率の角度依存性がない場合, すなわち BRDF 及び方向性反射率が角度に依存しない場合には,  
任意の角度分布を持つ入射光に対して, BRDF  $f$ , 方向性反射率  $r_d$ , 全反射率  $r$  の間には次式が成り立つ。

$$r = r_d = \pi f \quad (2.21)$$

上式を満たす表面をランバート面 (Lambertian surface) と呼ぶ。

#### 2.1.4 地表面物質の熱赤外分光特性

地表面物質の熱赤外分光特性については、1965年に発表された Lyon の岩石に対する研究 [52] がその後の一連の研究に大きな影響を及ぼしたと言える。そして、1980年代後半から1990年代前半にかけては Salisbury らのグループを中心に研究が進められ、また分光データのデータベース化が進められた [28], [53]-[55]。ここでは、これらの研究報告を基に、代表的な地表面物質の熱赤外分光特性についての概略を述べる。

まず、最も多様な熱赤外分光特性を示す地表面物質は岩石である。熱赤外域に振動吸収を有する鉱物はケイ酸塩、炭酸塩、硫酸塩、燐酸塩、酸化物、水酸化物などであるが、このうち地殻の主要鉱物であるケイ酸塩が岩石の熱赤外分光特性に顕著な影響を与えることが知られている。ケイ酸塩の振動吸収は、Si-O の基準伸縮振動に基づいている。ケイ酸塩の構造中では  $\text{Si}^{4+}$  は常に4個の  $\text{O}^{2-}$  によって配位されて  $\text{SiO}_4$  四面体を形成しているが、 $\text{SiO}_4$  四面体は縮合が進むに連れて孤立群構造から鎖状構造、層構造、立体構造へと発達し、Si-O の密度が増加するとともに結合力が強くなる。従って、石英などの二酸化ケイ素の固有振動は  $9.0\mu\text{m}$  とケイ酸塩の中では最も短波長側にある。固有振動数付近では残留線 (Reststrahlen) [56] により反射率は極大を、従って放射率は極小を示す。岩石のうち、火成岩については、酸性岩が最も短波長側に固有振動を持ち、中性岩、塩基性岩、超塩基性岩の順に長波長側にシフトし、その波長範囲は  $9\sim 11\mu\text{m}$  帯に分布する。すなわち、火成岩は  $9\sim 11\mu\text{m}$  帯に放射率の極小を持ち、その位置は一般に  $\text{SiO}_2$  の含有率が高いほど短波長側にあるといえる。一方、堆積岩については、堆積環境すなわち堆積物の種類が分光特性に影響する。石英などのケイ酸塩鉱物を多く含む碎屑性堆積岩では、Si-O の伸縮振動による  $9.0\mu\text{m}$  付近の反射率の極大が分光特性において支配的であるが、炭酸塩岩では  $\text{CO}_3$  の変角振動 (はさみ振動) による  $11.2\mu\text{m}$  付近の反射率の極大が支配的となる。また、変成岩についても同様に、主にその起源である岩石の種類が分光特性に影響し、Si-O の伸縮振動や  $\text{CO}_3$  の変角振動による反射率の極大などが支配的となる。再結晶作用により Reststrahlen が強くなる場合もある。なお、自然の岩石は風化及び破碎によって細片化するが、Lyon (1965) は、岩石表面の粗さが分光特性に及ぼす影響は複雑な波長依存性があるのに対して、粒度の違いは分光コントラストに影響を及ぼすものの特性波長のシフトを起こすことはないと述べている [52]。

土壌については、一般的にその主成分である石英による Reststrahlen が支配的な分光特性を持つ。なお、

粘土やシルトなどの微細粒子の含有率、有機物の含有率、含水率などは、石英による Reststrahlen の分光コントラストを低下させる効果を持つことが知られている [28], [29]。

植生については一般にほとんど分光コントラストを持たないことが知られている。草木の葉はクチクラ<sup>1</sup>の組成の違いにより、種類ごとに異なる分光特性を持つが、そのコントラストは最も大きいものでも数%であり、多くの場合、2%程度である。また、しおれてくると反射率が上昇し、セルロースの分光特性に収束する傾向がある。樹皮の分光特性はその主成分であるリグニンあるいはリグニン質セルロースのものに近く、一般に葉よりも反射率が高い。葉や枝が落ちるとセルロースの分光特性に近くなるが、それらが腐り始めると分光反射率はフラットになり、低下していく。なお、リモートセンシングによる植生の観測では、葉の多重散乱による分光コントラストの低下により、黒体に近い分光特性を持つことが知られている。

水については、熱赤外域において高い吸収係数を持ち、通常、黒体と見なされるが、 $11.2\mu\text{m}$ より長波長側では黒体から外れる。海水の分光特性は蒸留水のものごとくわずかだが異なる。また、風による表面形状の変化により放射率が低下することも知られている [57]。一方、氷の分光特性は組成（塩分など）によっても変化するが、表面状態（粗さや割れ目など）による変化が大きい。表面が滑らかな場合には Reststrahlen が現われ、組成によって異なる分光特性が見られるが、表面が粗い場合には Reststrahlen はなく、組成による違いも小さい。

セメントやアスファルト、レンガなどの人工物については、ケイ酸塩鉱物を多く含む砂利や小石、土壌などを原材料として使っている場合には、石英による Reststrahlen が支配的な分光特性を持つ [58]。

なお、地表面物質の熱赤外放射率の角度依存性については幾つかの研究例があり、一般に観測角が増加するにつれて放射率が低下することが知られている [33], [57], [59]-[61]。Labad ら (1991) は、 $\text{SiO}_2$  の砂と土壌について角度変化に伴う放射率の低下を実験的に調べた結果、砂の放射率の低下は波長  $11\mu\text{m}$  付近では小さく、観測角  $60^\circ$  まで 1.5%を超えないが、Reststrahlen 帯では顕著であること、土壌の放射率の低下は波長依存性は小さいが、その度合いは観測角  $60^\circ$  で 5%程度と大きいことなどを報告した [60]。

Fig. 4 は花崗岩及び水の分光放射率の室内分光測定例である [55]。これらのオリジナルデータは反射率で、キルヒホッフの法則によって放射率に変換した。花崗岩の放射率には波長  $8\sim 10\mu\text{m}$  付近に Si-O 結合の Reststrahlen に基づく放射率の顕著な極小帯が見られるのが分かる。一方、水の放射率はフラットで黒体に近いことが分かる。

<sup>1</sup> 植物の表面を保護する脂肪状あるいはろう状の物質でできた薄膜

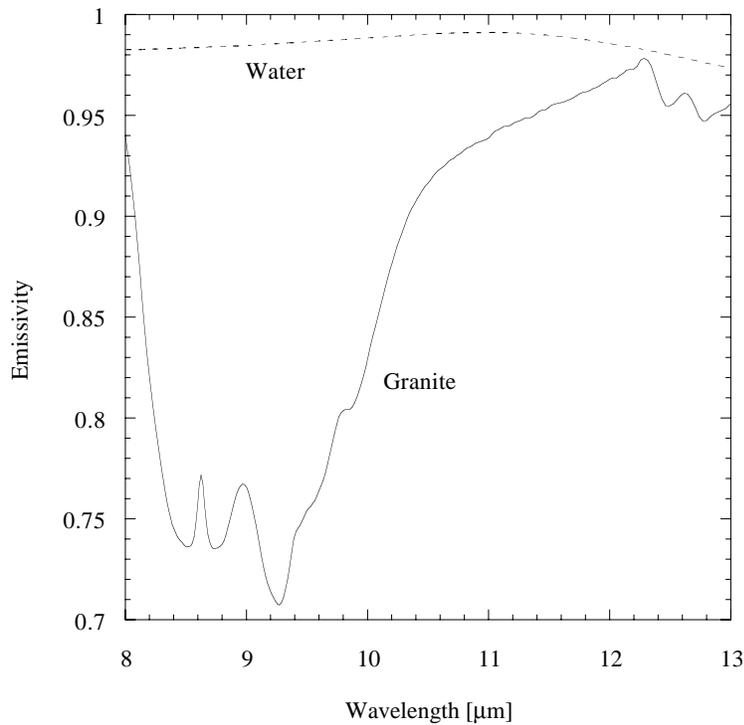


Figure 4: Emissivity spectra of granite and water (Salisbury *et al.*, 1992).

## 2.2 熱赤外域における放射伝達

### 2.2.1 放射伝達の基礎

大気層を通過する電磁波は大気分子やエアロゾル、水滴・氷晶などの様々な大気粒子による吸収・散乱によって減衰される。まず、これらの現象の概略について述べる。

物質による電磁波の吸収は量子化されたエネルギー準位間の遷移に基づいて起こる。エネルギー準位間の遷移には様々なメカニズムがあるが、主として紫外や可視の領域では電子の電荷分布の変化、赤外領域では原子や分子の振動状態の変化、マイクロ波領域では分子の回転状態の変化に基づく。

一方、散乱は電磁波を吸収せず、その進行方向のみを変える過程である。一般に散乱のされ方と程度は入射する電磁波の波長に対する散乱粒子の大きさによって非常に異なる。散乱粒子が電磁波の波長より非常に小さい場合、すなわち大気分子による散乱の場合はレイリー (Rayleigh) 散乱に従う。この散乱は波長に関して連続的に起こり、散乱強度は波長の4乗に反比例し、前方散乱と後方散乱の割合は等しい。一方、散乱粒子が電磁波の波長と同程度の場合、すなわちエアロゾルによる散乱の場合はミー (Mie) 散乱に従う。この散乱も波長に関して連続的に起こるが、散乱強度の波長に対する依存性はレイリー散乱より小さく、前方散乱が後方散乱より卓越する。更に、散乱粒子が電磁波の波長よりかなり大きい場合、すな

わち水滴や氷晶などによる散乱の場合は幾何光学的な振る舞いをする。

なお、地表観測を目的とする受動型リモートセンシングの場合には、利用できる波長帯は大気の吸収や散乱による減衰を受けにくい帯域に限られる。このような大気の透過性が高い帯域は一般に“大気の窓”と呼ばれる。

次に放射伝達を理論的に計算する手法について述べる。

今、気層中を進む放射の放射輝度が距離  $ds$  を進む間に  $I_\lambda$  から  $I_\lambda + dI_\lambda$  になったものとする。このときのエネルギー収支は次式で表される。

$$dI_\lambda = -\kappa_\lambda I_\lambda \rho ds + j_\lambda \rho ds \quad (2.22)$$

ここで、 $\rho$  は気層の密度、 $\kappa_\lambda$  は質量消散係数、 $j_\lambda$  は射出係数であり、右辺の第1項は減少成分、第2項は増加成分を表す。ここで  $\kappa_\lambda$  に対する  $j_\lambda$  の比を放射源関数 (source function)  $J_\lambda$  と定義すると、式 (2.22) は

$$\frac{dI_\lambda}{\kappa_\lambda \rho ds} = -I_\lambda + J_\lambda \quad (2.23)$$

となる。式 (2.23) を放射伝達方程式 (radiative transfer equation) という。なお、大気中の放射伝達を考える場合には、大気各パラメータが水平方向に一樣な大気、すなわち平行平板大気を仮定すると扱いやすい。このとき、式 (2.23) 中の距離  $s$  を高度  $z$  に置き換えた次式が用いられる。

$$\mu \frac{dI_\lambda(z, \mu, \varphi)}{\kappa_\lambda \rho dz} = -I_\lambda(z, \mu, \varphi) + J_\lambda(z, \mu, \varphi) \quad (2.24)$$

ここで、 $\mu$  は  $z$  方向から測った天頂角  $\theta$  の余弦 ( $\mu = \cos \theta$ )、 $\varphi$  は方位角である。

放射伝達方程式に大気条件や幾何条件を与えることにより、種々の放射伝達に対応した解が得られる。例えば、大気上端 (高度  $Z$ ) における上向き放射輝度は次式で与えられる。

$$I_\lambda(Z, \mu, \varphi) = I_\lambda(0, \mu, \varphi) e^{-\xi_\lambda(0)/\mu} + \int_0^Z J_\lambda(z, \mu, \varphi) e^{-\xi_\lambda(z)/\mu} \kappa_\lambda \rho dz / \mu \quad (2.25)$$

ここで、 $\xi_\lambda(z)$  は光学的厚さ (optical thickness) で

$$\xi_\lambda(z) = \int_z^\infty \kappa_\lambda \rho dz \quad (2.26)$$

で定義される。式 (2.25) は宇宙から地表 (高度 0) を観測するセンサの観測放射輝度に対応する。

式 (2.25) の右辺第1項は地表からの放射の到達成分を表す。同項中の

$$\tau_\lambda(\xi) = \exp(-\xi/\mu) \quad (2.27)$$

は宇宙・地表間の透過率 (transmittance) で、地表からの放射が直達光路を減衰されずに通過できる割合を示す。透過率は、均質大気を通過する放射輝度が光路に比例して指数関数的に減衰を受けることを示し、これをランバート・ブーゲー・ビーアの法則 (Lambert-Bouguer-Beer law) と呼ぶ。また、地表がランバート面である場合 (式 (2.21))、同項中の  $I_\lambda(0, \mu, \varphi)$  は次式で表される。

$$I_\lambda(0, \mu, \varphi) = \epsilon_\lambda B_\lambda(T_0) + r_\lambda F_\lambda^\uparrow(0)/\pi \quad (2.28)$$

ここで、 $T_0$ 、 $\epsilon_\lambda$ 、 $r_\lambda$  はそれぞれ地表の温度、分光放射率、分光反射率、 $F_\lambda^\uparrow(0)$  は地表における下向き放射照度である。 $F_\lambda^\uparrow(0)$  を天空照度 (sky irradiance)、 $F_\lambda^\uparrow(0)/\pi$  を天空輝度 (sky radiance) と呼ぶこともある。式 (2.28) の右辺第 1 項は地表の上向き射出成分、同第 2 項は地表における下向き放射の反射成分である。可視・近赤外リモートセンシングの場合には第 1 項は無視できる。なお、前項で述べたように実際の地表の放射・反射特性には角度依存性があるため、 $I_\lambda(0, \mu, \varphi)$  を表す式は式 (2.28) より複雑な形となる。

一方、式 (2.25) の右辺第 2 項は直達光路中の大気からセンサ方向へ射出・散乱される放射の到達成分を表し、光路輝度 (path radiance) と呼ばれる。積分中の放射源関数  $J_\lambda$  は一般には次式で表される。

$$J_\lambda(z, \mu, \varphi) = \frac{a_\lambda}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 p_\lambda(\Theta) I_\lambda(z, \mu', \varphi') d\mu' d\varphi' + (1 - a_\lambda) B_\lambda(T(z)) \quad (2.29)$$

ここで、 $a_\lambda$  は入射エネルギーに対する散乱エネルギーの比で単一散乱アルベド (albedo for single scattering) と呼ばれる。入射エネルギーは  $(1 - a_\lambda)$  の割合で媒質に吸収されるが、 $a_\lambda = 1$  の場合には散乱に伴うエネルギー損失は無く、完全散乱と呼ばれる。また、 $p_\lambda(\Theta)$  は  $(\mu', \varphi')$  方向と  $(\mu, \varphi)$  方向とのなす角度  $\Theta$  に対する散乱確率を与える関数で位相関数 (phase function) と呼ばれる。可視・近赤外リモートセンシングの場合には、式 (2.29) の右辺第 2 項は無視できる。これは  $B_\lambda(T(z))$  が十分に小さいためで、 $a_\lambda = 1$  が成り立つことを意味するわけではない。一方、熱赤外リモートセンシングの場合には、気層が局所的な熱力学的平衡状態<sup>2</sup>にあると仮定して同第 1 項を無視する場合が多い。この場合は  $a_\lambda = 0$  であり、放射源関数はプランク関数となる。

なお、雲が存在する場合については以下ようになる。まず、可視・近赤外域では、放射源関数にミー散乱の過程を含めることになり、それは雲粒の粒度分布や雲水量などの雲の微物理特性を考慮して大変複雑なものとなる。放射に対する吸収反射特性を計算するには、微物理特性はもとより高度も重要な因子となる。一方、熱赤外領域では、ある程度の雲水量を持つ下層雲に対してはほとんどの放射が吸収されてほぼ

<sup>2</sup> 大気分子間の衝突に伴うエネルギー単位間の遷移が充分速やかで放射に伴うそれを上回っている場合、近似的に空間内の平衡が保たれ、これを局所熱力学的平衡 (local thermodynamic equilibrium) という。地球大気の場合、高度約 40km 以下について同平衡状態を仮定することができる。

黒体と見なせるので、放射源関数はプランク関数に近似できる。しかし、雲水量が少ない下層雲や透過率が50%を超えることも多い巻雲については同様の近似は適当ではなく、扱いが難しい。一般に光学リモートセンシングで地表をターゲットとする場合には、雲と判定される画素は解析から除外されるのが普通で、従って大気補正においても最初から晴天域のみを対象として雲の効果を含めないのが一般的である。

## 2.2.2 赤外域の気体吸収帯と透過関数

前項で述べたように、赤外域では主に原子や分子の振動状態の変化によって電磁波が吸収される。ここでは、まず、それについてもう少し詳細に述べる。

2原子以上の分子では、それを構成する原子が様々な振動運動や回転運動を行う。そして、それらの運動は赤外領域にそれぞれ固有の周波数を持ち、それらの周波数は量子化されている。ある周波数と他の周波数のエネルギー準位間の差が1本の吸収線に対応し、周波数の組み合わせが無数にあることから、結果的に非常に多くの吸収線が存在する。但し、電磁波を吸収（あるいは放射）するには、分子は電気双極子モーメントを持つ必要があるため、 $N_2$  や  $O_2$  の様な等核2原子分子による吸収線は赤外領域には存在せず、主として  $CO_2$  や  $H_2O$ 、 $O_3$  などの吸収線が支配的となる。一般的には振動準位の遷移エネルギーが回転準位のそれを上回るため、振動吸収の各固有周波数付近に回転吸収による吸収線が密集した吸収帯を生じ、これを振動回転帯と呼ぶ。但し、永久電気双極子モーメントを持つ  $H_2O$  などの分子では回転準位の遷移のみに基づく純回転吸収帯も存在する。

実際の吸収線は1本の線ではなく、ある広がりを持っており、その原因には(1)エネルギー準位の不確定性によって生じる自然広がり(natural broadening)(2)圧力に伴う気体分子間の衝突による広がり(pressure broadening)(3)分子運動と観測者の相対的な関係から生じるドップラー効果による広がり(Doppler broadening)の3つがある。(1)は気体分子間の衝突が少ない高層大気においてのみ顕著に現れる。(2)の形状はローレンツ線型(Lorentz line shape)で表され、その半値幅は圧力に比例し、温度の平方根に反比例する。(3)については、分子の速度分布がマックスウェル・ボルツマン分布に従うことから、その形状は正規分布型のドップラー線型(Doppler line shape)となり、その半値幅は温度の平方根に比例する。(2)と(3)の効果(半値幅)がほぼ等しくなるのは約40km程度の高度になり、それより下層では(2)が、それより上層では(3)が支配的となる。両者が共存する場合には、両者を数学的に合成したボイド型(Voigt shape)が用いられる。

一方、上記の線吸収(line absorption)とは別に広い波長範囲で連続的に見られる吸収もあり、これを連

連続吸収 (continuum absorption) と呼ぶ。その原因には上で述べた圧力に伴う吸収線の広がりのほか、 $\text{H}_2\text{O}$  については 2 量体 (dimer) の効果も知られている。 $\text{H}_2\text{O}$  の連続吸収は熱赤外域での放射伝達計算上、重要である。このメカニズムと温度依存性については近年の研究で進展が見られているが、まだ理論的に値を決定できる段階ではなく、放射伝達計算では室内測定値の経験式に頼っているのが実情である [36]。これまでに報告された  $\text{H}_2\text{O}$  連続吸収係数の精度は約 10% であり、しかも 280K 以下の温度条件については十分に測定されていないことが問題点として指摘されている [36]。

### 2.2.3 吸収線データベースと放射伝達コード

吸収線の位置や強度については幾つかの機関でデータベース化が進められている。米国空軍 AFRL が開発を進めている HITRAN の 1996 年版には、37 種類の気体についての計約 1,000,000 本の吸収線情報が含まれており [62]、個々のデータには分子番号、同位体番号、吸収線の中心波数、吸収線強度、ローレンツ半値幅、基底状態エネルギーなどの情報が記載されている。そして、これらの吸収線データベースを参照し、放射伝達計算を吸収線ごとに行うモデルを LBL モデルといい、AFRL の FASCODE、オックスフォード大の GENLN2、世界気象機関 ICRCM の LBLRTM などが開発されている [63]。

LBL の計算は、各吸収線が波数によって変化するのに加えてその形状も大気中の温度や圧力によって変化するため、大変複雑なものとなる。そこで、ある波数範囲での平均的な吸収係数を扱う平均的な透過関数 (transmission function) が考えられた。 $\kappa$  を波数とすると、平均透過関数は次式で表される。

$$\tau_{\Delta\kappa}(\xi) = \frac{1}{\Delta\kappa} \int_{\Delta\kappa} \exp(-\xi\kappa/\mu) d\kappa \quad (2.30)$$

波数範囲  $\Delta\kappa = 0$  の場合が単波数に対する透過関数であり、式 (2.27) に対応する。吸収帯における透過関数は適当な関数形で近似され、これに基づいて放射伝達計算を行うモデルをバンドモデル (band model) と呼ぶ。バンドモデルに基づく放射伝達コードには、AFRL の LOWTRAN<sup>3</sup> / MODTRAN やフランス・リール科学技術大学等の 6S<sup>4</sup> などが有名である [64]-[66]。LOWTRAN7 及び MODTRAN はそれぞれ  $5\text{cm}^{-1}$  及び  $1\text{cm}^{-1}$  の波数間隔で平均化された透過関数を用いており、前者は FASCODE の種々の計算値に対する最小二乗近似、後者は HITRAN から直接得た独自のバンドモデルに基づいている。

FASCODE と LOWTRAN / MODTRAN を比較すると、前者は正確だが計算に時間がかかり、後者はその逆である。精度に関しては、例えば MODTRAN3 と FASCODE3 を比較すると差の RMS はたかだか

<sup>3</sup> 1972 年から始まった LOWTRAN シリーズは 1988 年にリリースされた LOWTRAN7 を以て開発が終了し、その後、MODTRAN シリーズに引き継がれている。

<sup>4</sup> 6S は LOWTRAN7 をベースとしたモデルである。

2~3%で5%を超えることはほとんど無いと言われるが [67] , 各吸収線は本来ランバート・ブーゲー・ピーアの法則を満たすのに対して , バンドモデルである LOWTRAN / MODTRAN は定義上一般にこれを満たさない [63]。これを避けるために LOWTRAN / MODTRAN の結果を指数関数和近似 ( exponential-sum fitting ) [68] によって展開する方法などを用いることもある [36]。しかしながら , 計算速度という点以外にも , 全光路に対する量を計算する場合は FASCODE より LOWTRAN / MODTRAN の方が向いていることなどから [63] , 熱赤外域における放射伝達計算では LOWTRAN / MODTRAN などが多く使われている [20]-[22] , [25] , [26] , [38]-[40]。また , MODTRAN と FASCODE の 2~3% という差が H<sub>2</sub>O 連続吸収係数の約 10% という精度に比べてはるかに小さい点もバンドモデルの実用性を裏付ける根拠となっている。

#### 2.2.4 大気上端での熱赤外放射輝度

晴天下の平行平板大気において , 大気上端での上向き放射輝度を透過関数を用いて成分別に表すと次式となる。

$$\begin{aligned}
 I(\lambda, \mu) = & \tau_1(\lambda, \mu)\epsilon(\lambda, \mu)B(\lambda, T_s) + I_s^\uparrow(\lambda, \mu, \mu_0, \varphi_0) + I^\uparrow(\lambda, \mu) \\
 & + \tau_2(\lambda, \mu, \mu_0)\mu_0 F_0^\downarrow(\lambda) f(\mu; \mu_0, \varphi_0) \\
 & + \int_0^{2\pi} \int_0^1 \mu' f(\mu; \mu', \varphi') \\
 & \times [\tau_3(\lambda, \mu) I_s^\downarrow(\lambda, \mu, -\mu', \varphi') + \tau_4(\lambda, \mu) I^\downarrow(\lambda, \mu, -\mu', \varphi')] d\mu' d\varphi' \quad (2.31)
 \end{aligned}$$

ここで ,  $\mu$  は観測天頂角の余弦 ,  $\epsilon(\lambda, \mu)$  は地表面放射率 ,  $B(\lambda, T_s)$  は表面温度  $T_s$  の黒体放射輝度 ,  $I_s^\uparrow(\lambda, \mu, \mu_0, \varphi_0)$  は太陽の直達光及び散乱光による光路輝度 ,  $I^\uparrow(\lambda, \mu)$  は熱放射による光路輝度 ,  $F_0^\downarrow(\lambda)$  は大気上端での太陽放射照度 ,  $\mu_0$  は太陽天頂角の余弦 ,  $\varphi_0$  は観測方位角と太陽方位角の間の相対方位角 ,  $f(\mu; \mu_0, \varphi_0)$  は BRDF ,  $I_s^\downarrow(\lambda, \mu, -\mu', \varphi')$  は太陽の散乱光による下向き放射輝度 ,  $I^\downarrow(\lambda, \mu, -\mu', \varphi')$  は大気の熱放射による下向き放射輝度である。また ,  $\tau_i(\lambda, \mu)$  ( $i = 1, \dots, 4$ ) は各成分の透過関数で ,  $\tau_1$  は地表の熱放射に対する透過関数 ( 地表 大気上端 ) ,  $\tau_2$  は太陽の直達光に対する透過関数 ( 大気上端 地表 大気上端 ) ,  $\tau_3$  は太陽の下向き散乱光の地表反射成分に対する透過関数 ( 地表 大気上端 ) ,  $\tau_4$  は大気の下向き熱放射の地表反射成分に対する透過関数 ( 地表 大気上端 ) である。透過関数を別々に表しているのは各成分の入射放射が波長的に異なった性質を持つためであり ,  $\tau_1, \tau_3, \tau_4$  は厳密にはわずかに異なるが ( $\tau_3 > \tau_1$  及び  $\tau_4 < \tau_1$ ) , LOWTRAN や MODTRAN などの多くのバンドモデルでは  $\tau_1 = \tau_3 = \tau_4$  が仮定されており , 従来の大気補正アルゴリズムにおける研究でもこの差は無視されている。この差についても現時点での

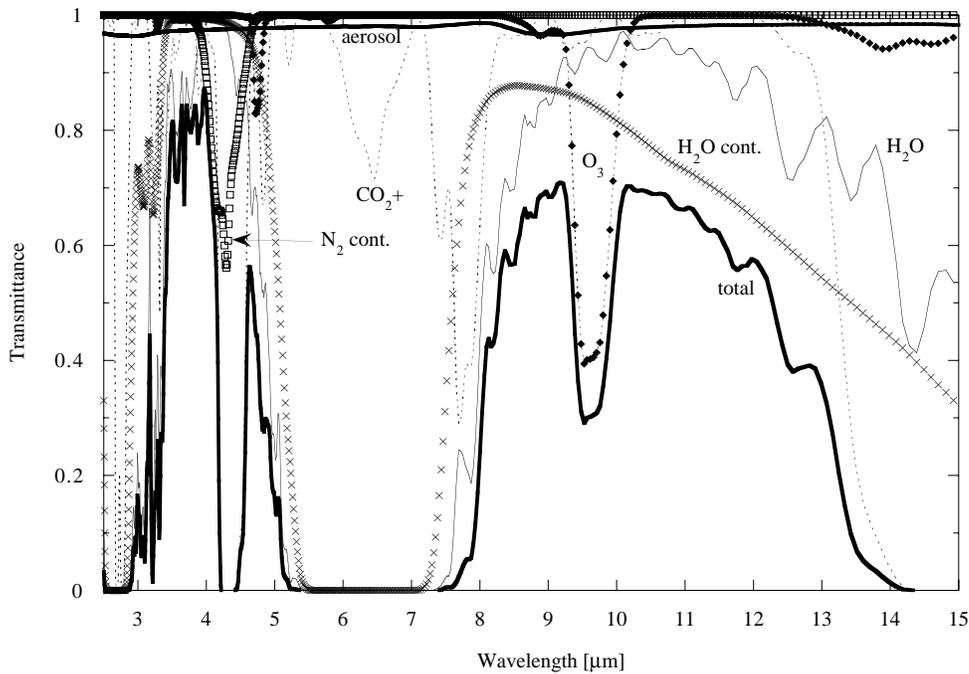


Figure 5: Atmospheric transmission functions at view angle  $180^\circ$  for the Midlatitude summer model.

$H_2O$  連続吸収係数の精度を考慮すれば、十分に  $\tau_1 \approx \tau_3 \approx \tau_4$  と近似して差し支えないとされている [36]。なお、透過率と透過関数を特に区別しなくても実用的には差し支えないことから、以降では透過関数についても“透過率”と表記する。

さて、熱赤外領域では、太陽の効果は地表や大気の熱放射の効果に比べて十分小さいため、これを無視することができる<sup>5</sup>。また、大気の下向き放射輝度 ( $I^\downarrow$ ) は地表面放射輝度に比べて小さく、またこの帯域における地表の反射率は全般にかなり小さいため、地表面をランバート面と仮定して放射伝達計算しても大きな誤差を生じない。そこで、これらの仮定を式 (2.31) に用いることにより次式を得る。

$$\begin{aligned}
 I(\lambda, \mu) &= \tau(\lambda, \mu)\epsilon(\lambda)B(\lambda, T_s) + I^\uparrow(\lambda, \mu) + \frac{1 - \epsilon(\lambda)}{\pi}\tau(\lambda, \mu)F^\downarrow(\lambda) \\
 &= \tau(\lambda, \mu)\epsilon(\lambda)B(\lambda, T_s) + I^\uparrow(\lambda, \mu) + (1 - \epsilon(\lambda))\tau(\lambda, \mu)I^\downarrow(\lambda)
 \end{aligned} \tag{2.32}$$

$F^\downarrow(\lambda)$  は大気の熱放射による下向き放射照度 (天空照度),  $I^\downarrow(\lambda)$  は大気の熱放射による下向き放射輝度 (天空輝度) である。

Fig. 5 は, MODTRAN3.7 によって計算した, 中緯度夏標準大気モデルにおける大気上端 (高度 100km) から地表 (高度 0km) までの透過率で, 大気成分ごとに表示している (観測方向は直下)。表示した帯域における全透過率 (total) は,  $3.5\mu\text{m}$  付近と  $8\sim 13\mu\text{m}$  付近が大きく, 地表観測を目的とするリモートセ

<sup>5</sup>  $3.5\sim 4.2\mu\text{m}$  帯を利用する場合にはこの効果も考慮しなくてはならない

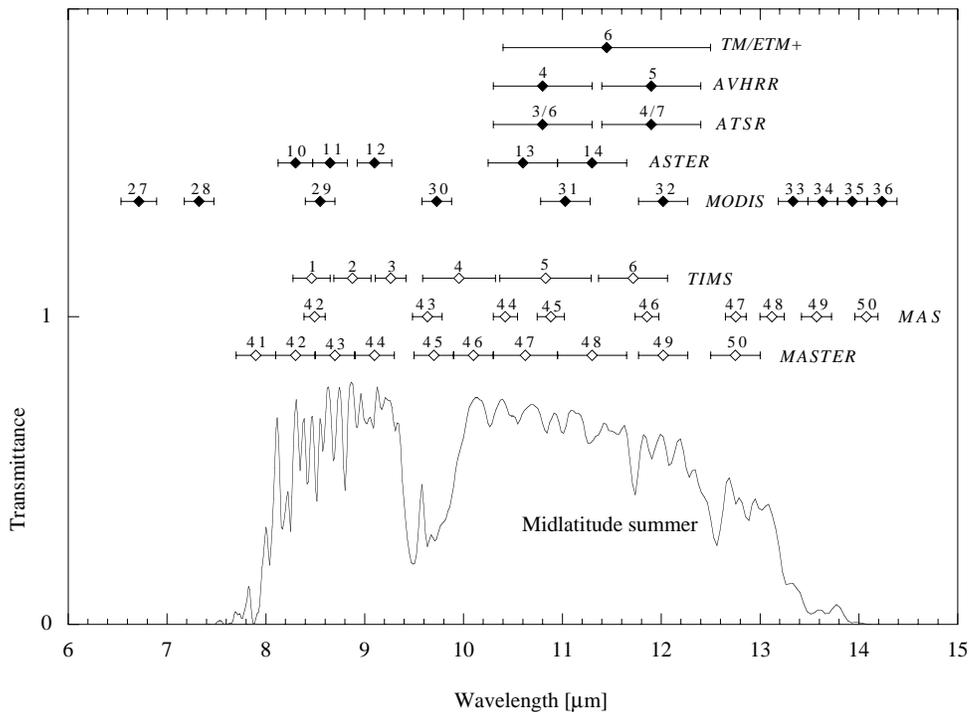


Figure 6: Thermal infrared bands of typical sensors, and atmospheric transmission function at view angle  $180^\circ$  for the Midlatitude summer model.

ンシングによく利用される。但し、 $3.5\mu\text{m}$  付近は、日中は太陽の反射光が多く含まれるので注意が必要である。後者の熱赤外域では、 $9.6\mu\text{m}$  付近のオゾンの吸収帯を除けば、重要な吸収物質は水蒸気であるのが分かる。水蒸気は時空間的に最も激しく変動する分子なので、放射伝達計算での取扱いは厄介である。エアロゾルの寄与は全体に小さい。二酸化炭素は  $12\mu\text{m}$  付近より長波長側では寄与が大きくなるが、均質に存在する分子なので放射伝達計算での取扱いは難しくない。

## 2.3 熱赤外センサによる LST の観測

### 2.3.1 陸域観測における主な熱赤外センサ

Fig. 6 に、陸域観測における主な熱赤外センサのチャンネル配置と MODTRAN3.7 によって計算した中緯度夏モデルの透過率を示す。

従来、植生や鉱物の調査を始めとする陸域観測に用いられてきた主な衛星熱赤外センサは、LANDSAT4, 5 に搭載された TM / Ch.6 (波長  $10.4\sim 12.5\mu\text{m}$ ) である (開発: NASA) [7]-[10], [12]。刈幅  $185\text{km}$  で空間分解能  $120\text{m}$  を持ち、この波長帯の衛星センサとしては高空間分解能の部類に入るが、量子化が 8bit、雑音等価温度差 (NE $\Delta$ T) が  $0.5\text{K}$  とラジオメトリック性能はやや落ちる。ディテクタには MCT (HgCdTe)

を用い、放射クーラーによって冷却を行う（85K）。画像の両端において、シャッター上のトロイダルミラーを通して黒体（3 温度制御可）からのエネルギーを受け、オフセットの補正を行う [69]。1999 年 4 月 15 日に打ち上げられた LANDSAT7 の ETM+は、TM に幾つかの改良<sup>6</sup>が成され、Ch.6 では空間分解能が 120m から 60m に向上されている [70]。

TM / ETM+と同様の流れを組む高分解能型の衛星熱赤外センサに、1999 年 12 月 18 日に打ち上げられた NASA の地球観測衛星 Terra の ASTER / TIR (Ch.10 ~ 14; 波長 8.125 ~ 11.65 $\mu\text{m}$ )がある (開発: 通産省)。ASTER / TIR は、刈幅 60km で空間分解能 90m を持ち、量子化が 12bit, NE $\Delta$ T が 0.3K である [71]。最も大きな特徴は、このタイプの衛星センサとしては初めてこの帯域に 5 チャンネルを持つことであり、これにより放射率の分光特性の観測が可能になる。ディテクタには MCT を用い、リニア駆動スターリングクーラーによって冷却を行う (80K)。白金抵抗温度計で温度測定される平板ハニカム構造の黒体 ( $\epsilon > 0.99$ ) を持ち、通常は 270K に制御される。観測電圧から放射輝度への変換は 2 次関数によって行い、オフセット項は望遠鏡温度、チョッパ温度、レンズ温度の関数により、1 次係数及び 2 次係数はディテクタ温度の関数により決定する。但し、オフセット項は 1 シーンの観測の前<sup>7</sup>にポインティングミラーを通して黒体を観測することによって補正され (短期校正)、1 次係数の関数は 16 日に一度<sup>8</sup>、黒体をヒーターによって通常温度の 270K から 340K まで 35 分間かけて加熱し、この間、複数の温度で黒体を観測することによって補正される (長期校正) [72]。270K ~ 340K 以外の温度領域では外挿される。

上記の TM / ETM+や ASTER は空間分解能が高く、刈幅が小さいため、グローバルよりもローカルな観測に適している。これに対して、逆に空間分解能が低く、刈幅が大きいセンサは、グローバルな観測に適しており、このような目的の陸域観測で主に用いられてきた衛星熱赤外センサは、NOAA シリーズの AVHRR / Ch.4~5 (10.8 $\mu\text{m}$  帯と 12 $\mu\text{m}$  帯) である (開発: NASA)。但し、TIROS-N 及び NOAA6, 8, 10 では Ch.5 を持たない計 4 チャンネル、NOAA7, 9, 11~14 では Ch.4 及び 5 を持つ計 5 チャンネル、1998 年 5 月 13 日に打ち上げられた NOAA15 (NOAA-K) では更に日中観測用の Ch.3 (Ch.3A) を加えた計 6 チャンネルの各タイプが搭載された [73]。AVHRR / Ch.4~5 は、刈幅 3000km で空間分解能 1.1km (直下) を持ち、量子化が 10bit, NE $\Delta$ T が < 0.12K である。ディテクタには MCT を用い、2 ステージの放射クーラーによって冷却を行う (105K / 107K)。4 つの白金抵抗温度計で温度測定する黒体シャッターを 1 つ持ち、各ラインごとに黒体と深宇宙を観測することにより、ゲインとオフセットの補正をおこなう [74]。校

<sup>6</sup> バンクロマチックバンドの追加, ゲインレンジの追加, Ch.6 の空間分解能の向上, 太陽キャリブレーションの追加等

<sup>7</sup> 運用時には観測の前のみに変更された。

<sup>8</sup> 運用時には 17 日に一度に変更された。

正係数の非線形成分はプレフライト値に基づいて補正される。熱赤外域に 2 チャンネルを持つ AVHRR は、海洋観測では、後述するスプリットウィンドウ法により高精度に大気補正を行うことが可能である。

AVHRR と同様の熱赤外チャンネルを持ちながら、幾つかの修正を行った衛星センサに、ERS-1, 2 及び ENVISAT の ATSR がある（開発：ESA）。ERS-1 の ATSR-1 では Ch.3~4 が、ERS-2 の ATSR-2 及び ENVISAT の AATSR では Ch.6~7 が、それぞれ AVHRR の Ch.4~5 に対応する。ENVISAT は 21 世紀初頭に打ち上げ予定である。ATSR の最も大きな特徴はコニカルスキャンによって同一地点を 2 つの異なる方向（直下と天頂角  $55^\circ$ ）から観測可能なことだが、その分、幾何補正は複雑である。刈幅は 500km、空間分解能は直下で 1km、前方視で  $1.5\text{ km} \times 2\text{ km}$  である。ディテクタには MCT を用い、スターリングクーラーによって冷却を行う（95K 以下）。黒体は 2 つ持ち、ラインごとにゲインとオフセットの補正が可能で、 $NE\Delta T$  は  $< 0.05\text{K}$  である。校正係数の非線形成分はプレフライト値に基づいて補正される [75]。

AVHRR と同程度の空間分解能で 36 チャンネルを持ち、サウダとしての機能を持つ衛星センサに、Terra / MODIS がある（開発：NASA）。 $0.4\text{--}3.0\mu\text{m}$  帯に 20 チャンネル、 $3.5\text{--}14.4\mu\text{m}$  帯に 16 チャンネルを持つ。刈幅は 2330km、空間分解能は 250m (Ch.1~2)、500m (Ch.3~7)、1000m (Ch.8~36) で、昼夜連続観測が可能であり、最短 2 日ごとに地表のあらゆる場所の観測が可能である。量子化は 12bit、 $3.5\text{--}14.4\mu\text{m}$  帯の各チャンネルの  $NE\Delta T$  は 0.05K (Ch.20, 29, 31, 32)、0.07K (Ch.22, 23)、0.25K (Ch.24, 25, 27, 28, 30, 33, 34, 35)、0.35K (Ch.36)、2.00K (Ch.21) で、絶対校正精度は 1% 以下である。 $1.2\mu\text{m}$  より長波長のチャンネルではディテクタに MCT を用い、3 ステージの放射クーラーによって冷却を行う（83K）。V 字溝黒体 ( $\epsilon > 0.992$ ) を 1 つ持ち、各ラインごとに黒体と深宇宙を観測してゲインとオフセットの補正を行う。なお、黒体は通常 273K で運用されるが、315K まで加熱することも可能である [76], [77]。

次に、航空機搭載型の熱赤外センサについて述べる。航空機搭載型の熱赤外多バンドセンサとして最も有名なものは TIMS である（開発：JPL）。1960 年代半ばより、熱赤外域でのマルチバンド観測が岩相識別に有効であることが叫ばれ [52]、1970 年代には航空機センサを用いた実験によりその有効性が実証された [78]。それらの成果を受け、より識別能力を高めるべく開発されたセンサが TIMS で、1982 年に初飛行を行った。 $8.2\text{--}12.2\mu\text{m}$  に 6 つのチャンネルを持ち、ディテクタには MCT を用い、冷却は液体窒素によって行う。分光は回折格子によって行う。2 つの  $20.3\text{cm}$  角の銅板黒体を持ち、ラインごとにゲインとオフセットを得ることができる。量子化は当初は 8bit であったが、現在は 16bit に向上している。視野角は  $76.56^\circ$ 、IFOV は  $2.5\text{mrad}$  で、スキャン速度は 4 段階（7.3, 8.7, 12, 25 Hz）に切り替えられる。搭載する航空機

は、SSC の Lear jet のほか、ARC の C-130 や ER-2 が利用される。ER-2 の場合には、AVIRIS や TMS との同時観測が可能である [79]。

MAS は、MODIS と類似した分光データを得るべく 1992 年に Daedalus Enterprises 社の Wildfire スペクトロメータを改造して作られたセンサで、波長  $0.55 \sim 14.3 \mu\text{m}$  に 50 チャンネルを持つ（開発：ARC, Daedalus Enterprises, Berkeley Camera Eng.）。熱赤外チャンネルのディテクタには MCT を用い、量子化は 8/10bit から 12bit を経て、現在は 16bit である。サーミスタで温度測定する黒体を 2 つ持ち、通常、1 つは外気温度に、もう 1 つは温度レンジを考慮してより高い温度に設定される。スキャン速度は 6.25Hz、視野角は  $85.92^\circ$ 、IFOV は  $2.5 \text{ mrad}$  である。ARC の ER-2 に搭載され、高度 20km から刈幅  $37.25 \text{ km}$ 、空間分解能  $50 \text{ m}$  でデータを取得する [80]。

MASTER は MAS を改造して作られたセンサで、波長  $0.44 \sim 13.0 \mu\text{m}$  に 50 チャンネルを持つ（開発：JPL, ARC）。MAS との違いは、チャンネル配置が ASTER と MODIS の両方により適合するように変更されたこと、ER-2 のほかに KingAir 社の Beachcraft B200 にも搭載されること、スキャン速度が可変であること（ $6.25 \sim 25 \text{ Hz}$ ）、等である。1998 年に初飛行を行った後、黒体の放射率の調整やエアダムの追加などの改良を重ね、1999 年 1 月には良好な試験データが得られた。現在、ASTER / MODIS のアルゴリズム開発・検証や校正などに利用されている [81]。

### 2.3.2 センサの観測放射輝度

センサのチャンネルは光学フィルタや回折格子によって分光された特定波長範囲の平均的な放射輝度を観測する。各チャンネルについて、波長ごとの応答を表したものを応答関数（response function）といい、通常、相対値で表す。今、チャンネル  $i$  の応答関数を  $\phi_i(\lambda)$  としたとき、ある関数  $x(\lambda)$  のチャンネル  $i$  での平均値  $x_i$  は次式で表される。

$$x_i = \frac{\int_0^\infty \phi_i(\lambda) x(\lambda) d\lambda}{\int_0^\infty \phi_i(\lambda) d\lambda} \quad (2.33)$$

式 (2.32) の各変数に式 (2.33) を適用して得られる

$$I_i(\mu) = \tau_i(\mu) \epsilon_i B_i(T_s) + I_i^\uparrow(\mu) + \tau_i(\mu) (1 - \epsilon_i) I_i^\downarrow \quad (2.34)$$

は厳密には成り立たないが、一般に良い近似であり [82]、熱赤外リモートセンシングデータ処理で良く使われる式である。本論文においても、基本的に上式を利用する。

式 (2.34) に示すように、センサが観測する放射輝度には大気の吸収・放射効果が含まれている。この効

果は、通常の条件では観測輝度温度を SST / LST より小さくする方向に働き、熱帯のような大気効果が大きい条件ではその差が 10K 程度になる場合もある [18]。従って、観測輝度温度から SST / LST を得るためには、大気効果の除去、すなわち大気補正が不可欠である。次項以降では、これまでに提案されている SST / LST 推定アルゴリズムについて述べる。

### 2.3.3 差分吸収アルゴリズムによる SST 推定

Anding ら (1970) らは、2つの異なる熱赤外チャンネルの観測値を組み合わせて SST を推定できることを示し、その精度が  $\pm 0.2\text{K}$  であることを報告した [83]。一方、Saunders (1967) は、2つの異なる観測角の観測値を組み合わせて SST を推定できることを示し、その精度が  $\pm 0.2\text{K}$  もしくはそれより良いことを報告した [84]。そして、McMillin (1975) は、これら2つのアプローチが本質的に同じであることを理論的に示した [30]。また、Deschamps ら (1980) は、2つあるいはそれ以上のチャンネルの観測輝度温度の線形和により SST を推定できることを理論的に示し、各係数の理論式についても示した [18]。本研究では、これら一連の手法を差分吸収アルゴリズム (Differential absorption algorithm) と呼ぶことにする。また、2つあるいはそれ以上のチャンネルを利用する方法をマルチチャンネル (MC) 法、その中で特に  $10 \sim 13\mu\text{m}$  の大気の窓領域における2つのチャンネルを利用する方法をスプリットウィンドウ (SW) 法、2つの観測角を利用する方法をデュアルアングル法、2つあるいはそれ以上の観測角を利用する方法をマルチアングル法と呼ぶ。以下では主に SW 法 / MC 法について述べるが、デュアルアングル法 / マルチアングル法も同様の原理を持つ。

まず、Deschamps ら (1980) に従って MC 法を導出する [18]。

大気上端での上向き放射輝度は、気圧  $p$  を用いて次のように書くことができる。

$$I_{\lambda} = \tau_{\lambda}(0, P_0) I_{0\lambda} - \int_0^{P_0} B_{\lambda}(T(p)) d\tau_{\lambda}(0, p) \quad (2.35)$$

ここで、 $I_{0\lambda}$  は地表面放射輝度、 $P_0$  は地表気圧、 $\tau_{\lambda}(0, p)$  は気圧レベル 0 (大気上端) と気圧レベル  $p$  の間の透過率、 $T(p)$  は気圧レベル  $p$  での気温である。SST 観測においては、 $T_s$  を SST として

$$I_{0\lambda} \approx B_{\lambda}(T_s) \quad (2.36)$$

と近似できるので、式 (2.35) は次式のように変形できる。

$$\Delta I_{\lambda} = B_{\lambda}(T_s) - I_{\lambda}$$

$$= - \int_0^{P_0} [B_\lambda(T_s) - B_\lambda(T(p))] d\tau_\lambda(0, p) \quad (2.37)$$

また，SST と観測輝度温度の差  $\Delta T_\lambda (= T_s - T_\lambda)$  は次式で表される。

$$\Delta T_\lambda = \Delta I_\lambda \left/ \left( \frac{\partial B_\lambda}{\partial T} \right)_{T_s} \right. \quad (2.38)$$

今，大気による吸収は次式を満たすほど，十分に小さいものとする。

$$d\tau_\lambda(0, p) = -k_\lambda dU(p) \quad (2.39)$$

ここで， $k_\lambda$  は吸収係数， $U(p)$  は気圧レベル 0 と  $p$  の間の吸収物質質量，である。また， $B_\lambda(T(p))$  が  $T_s$  について級数展開の 1 次までの項で近似できるものとする。

$$B_\lambda(T(p)) = B_\lambda(T_s) + \left( \frac{\partial B_\lambda}{\partial T} \right)_{T_s} (T(p) - T_s) \quad (2.40)$$

このとき，式 (2.37) ~ (2.40) から， $\Delta T_\lambda$  は次式で表される。

$$\begin{aligned} \Delta T_\lambda &= k_\lambda \int_0^{P_0} [T_s - T(p)] dU(p) \\ &= k_\lambda f(T(p)U(p)) \end{aligned} \quad (2.41)$$

関数  $f(T(p)U(p))$  は波長によらず，大気のみ関数であり，2 つ以上の波長があれば消去できる。波長  $\lambda$  をチャンネル  $i$  に置き換え， $n$  個のチャンネル間で  $f(T(p)U(p))$  を消去し， $T_s$  について解くと次式となる。

$$T_s = a_0 + \sum_{i=1}^n a_i T_i \quad \text{with} \quad \sum_{i=1}^n a_i = 1 \quad (2.42)$$

ここで， $i$  はチャンネル， $n$  は使用するチャンネル数， $T_i$  は観測輝度温度， $a_i$  ( $i = 1, \dots, n$ ) は各チャンネルの吸収係数  $k_i$  のみに依存する係数， $a_0$  は表面反射や  $\text{CO}_2$  の放射のようなほぼ一定と見なせる効果を説明する係数である。SW 法のような 2 チャンネルの観測では，

$$\begin{aligned} a_1 &= k_2 / (k_2 - k_1) \\ a_2 &= -k_1 / (k_2 - k_1) \end{aligned} \quad (2.43)$$

である。このとき，式 (2.42) は次式の形で表される。

$$T_0 = T_1 + A(T_1 - T_2) + B \quad (2.44)$$

また、3チャンネルの観測では、

$$\begin{aligned}a_1 &= k_2 k_3 / (k_3 - k_1)(k_2 - k_1) \\a_2 &= -k_1 k_3 / (k_3 - k_2)(k_2 - k_1) \\a_3 &= k_1 k_2 / (k_3 - k_2)(k_3 - k_1)\end{aligned}\tag{2.45}$$

である。

通常、これらの係数は、衛星観測値と船・ブイ等の実測水温<sup>9</sup>とのマッチアップデータや、放射伝達シミュレーションによって生成したマッチアップデータを用いた回帰分析によって決定される。そして、式(2.43)や式(2.45)のような係数間の理論的な拘束条件を設けずに、式(2.42)中の各係数をそれぞれ回帰分析によって決定することも多い。例えば、2チャンネルの観測では、式(2.44)の代わりに

$$T_0 = a_0 + a_1 T_1 + a_2 T_2\tag{2.46}$$

を使うことも多く、この場合、式(2.44)をスプリットウィンドウ関数(SWF)型、式(2.46)を2変数関数(DVF)型と呼んで区別することもある[85]。式(2.42)や式(2.44)、式(2.46)の精度は、対象センサや使用するチャンネルと同様に使用するマッチアップデータセットにも依存するが、およそ0.7K程度と言われている[31]、[86]。

衛星観測値と船・ブイ等の実測水温のマッチアップデータを用いる場合には、実測水温がバルク水温(bulk temperature)と呼ばれる水深1m程度の水温であるのに対し、衛星観測のような放射計測による水温は無限小の厚さ(10 $\mu$ m程度)での水温である表皮水温(skin temperature)であることに注意する必要がある。表皮水温は条件にもよるがバルク水温より0.1~1K程度低温であることが多く、その差(表皮効果)の変動が回帰分析の誤差要因となる。また、船やブイの測定値自身の誤差が1K[49]とも2K以上[86]とも言われており、同様に誤差要因となる。さらに、衛星データとの場所・時刻のずれによる誤差もあり、距離10kmのずれ、あるいは2時間のずれが0.2KのRMS誤差を生むとも言われている[86]。一方、放射伝達シミュレーションによって生成したマッチアップデータを用いる場合には、シミュレーション条件の与え方や放射伝達計算の誤差に注意する必要がある。後者では、特にH<sub>2</sub>O連続吸収係数に含まれる10%程度の誤差が回帰分析の誤差要因となり得る[36]。

SW法/MC法の誤差については、上記以外にも手法自身に起因するものもある。まず、式(2.39)で用いた透過率が1に近いとする仮定は大気の窓領域であっても非現実的であり、透過率が小さい多湿な大気

<sup>9</sup> NOAAのCOADSと呼ばれるデータセットがある。

では誤差が大きくなる（係数の水蒸気量依存性の問題）[32], [86]。同様に，観測角が  $45^\circ$  程度を超えると観測角の影響を考慮する必要があるとされている [27], [31], [86]。また，エアロゾルの効果は定数項として表現されるが，例えば 1982 年のエルチヨン（El Chichón）火山の噴火によって成層圏に大量に放出された硫酸塩エアロゾルが SW 法の精度を 2K 程度まで低下させたことが報告されており [87], [88]，最近では 1991 年のピナツボ（Pinatubo）火山の噴火により NOAA / NESDIS が SST 推定式を修整した例がある [73]。衛星データの放射量校正による誤差もあり，例えば AVHRR/2 の校正係数の非線形性を考慮しないと 2K までの誤差を生むとも言われている [89]。

AVHRR データの定常処理を行っている NESDIS では，1981 年より SW 法 / MC 法による SST プロダクト生成を行っており，適宜，推定式の改良も行っている [73]。夜間のデータに対しては， $3.7\mu\text{m}$  帯の Ch.3 を含めると精度が向上することから [18]，Ch.4 と 5 の組み合わせ以外にも，Ch.3, 4, 5 の組み合わせ，もしくは Ch.3, 4 の組み合わせによる推定式が利用されている<sup>10</sup>。観測角の補正については 1985 年より行われている。次式は Ch.4, 5 を使う SW 法の例である。

$$T_s = a \cdot T_4 + b \cdot (T_4 - T_5) + c \cdot (T_4 - T_5) \cdot (\sec(\theta) - 1) + d \quad (2.47)$$

ここで， $T_4$ ,  $T_5$  は AVHRR の Ch.4, 5 の観測輝度温度， $\theta$  は観測角（直下が  $0^\circ$ ）である。また，主にノイズに対する解の安定化のため，1990 年の 1 年間は係数に観測輝度温度の 1 次式の比を含む CPSST アルゴリズム，1991 年からは SST 初期推定値を係数に含む NLSST アルゴリズムを使っている。これらはいずれも温度について非線形であり，これらに対して線形のタイプ（式 (2.42)，式 (2.44)，式 (2.47) 等）は MCSST と呼んで区別している。なお，回帰係数の決定は，最近の例ではグローバルな移動式ブイ及び熱帯大平洋における固定式ブイの実測水温と衛星観測値の間のマッチアップによって決定されている [73]。

一方，先に述べた SW 法における係数の水蒸気量依存性の問題については，これを考慮した手法が数多く提案されており，大きく分けると以下ようになる。

1. 地域や緯度帯に最適化した SW 係数を使う [20],[90]
2. 水蒸気量の区分ごとに最適化した SW 係数を使う [27]
3. SW 係数を水蒸気量や透過率の関数で表現する [32],[86],[91],[92]
4. SW 式に観測輝度温度の非線形項を導入する [25],[32],[93]

<sup>10</sup> NESDIS では，チャンネルの組み合わせにより推定式の呼び名を変えており，Ch.3, 4, 5 を使用するものを Triple，Ch.3, 4 を使用するものを Dual，Ch.4, 5 を使用するものを Split と呼んでいる。

1 のアプローチは、その地域や緯度帯の中での水蒸気量の変動に対応できない点が問題である [32]。

2 のアプローチは、Wan ら (1996) が LST 推定を目的として提案した。外部の水蒸気量プロダクトを用い、その水蒸気量が属する区分に最適な係数を使うものである (実際には SW 係数は放射率を変数として含む) [27]。他にも “LST と地表気温の差” と観測角に最適化することも提案している。外部プロダクトに基づいて大気・地表の特徴付けをいかに精度良くできるかがポイントである。

3 と 4 のアプローチについては、François ら (1996) が各アプローチに基づく手法を提案し、比較評価を行っている [32]。3 のアプローチの手法は Harris ら (1992)[91] や Sobrino ら (1993) [86] らの手法の流れをくむもので、各 SW 係数を水蒸気量の 2 次関数で表現し、WVD 法と呼ばれる。WVD 法は次式で表される。

$$T_s = a'_0 + a'_1 T_1 + a'_2 T_2 \quad (2.48)$$

ここで、 $T_s$  は表面温度、 $T_1$  及び  $T_2$  は ERS / ATSR あるいは NOAA / AVHRR のそれぞれ  $11\mu\text{m}$  帯及び  $12\mu\text{m}$  帯のチャンネル (AVHRR は Ch.4 及び 5) の観測輝度温度であり、 $a'_0 \sim a'_2$  は総水蒸気量  $W$  に依存する係数で

$$a'_j = p_j + q_j W + r_j W^2 \quad (j = 0, 1, 2) \quad (2.49)$$

で表される。 $p_j$ 、 $q_j$ 、 $r_j$  は回帰係数である。一方、4 のアプローチの手法は Coll ら (1994) [25] の手法の流れをくむもので、観測輝度温度の 2 次の項を含み、QUAD 法と呼ばれる。QUAD 法は次式で表される。

$$T_s = T_1 + a(T_1 - T_2) + b(T_1 - T_2)^2 + c \quad (2.50)$$

ここで、 $a$ 、 $b$ 、 $c$  は回帰係数である。1761 のラジオゾンデデータを含む TIGR データベース [94] を用いたシミュレーションによる評価では、WVD 法及び QUAD 法の標準誤差はそれぞれ 0.1K 及び 0.2K であり、前者の方がとりわけ放射率が 1 から離れたり  $W$  が大きい時に精度が高いと報告している。WVD 法は、既知変数として  $W$  を必要とするが、この精度は  $0.5\text{g}/\text{cm}^2$  程度で十分であるとしており、AVHRR の 2 チャンネルの観測輝度温度の空間分散の比から水蒸気量を推定する SWVR 法 [95] を用いることなどを提案している。

#### 2.3.4 差分吸収アルゴリズムによる LST 推定

陸域では一般に放射率が多様性に富んでいるため、式 (2.36) のような単純な近似ができない。そのため、陸水域や密な植生域を除けば差分吸収アルゴリズムをそのまま適用することは難しい。Becker (1987)

は、NOAA/AVHRR の熱赤外 2 チャンネル (Ch.4, 5) を用いた SW 法において、式 ( 2.36) のような黒体の近似を置かずに式 ( 2.34) を近似展開し、放射率を含む SW 法の理論式として次式を導いた [19]。

$$\begin{aligned}
T_s &= \frac{T_4 + T_5}{2} + \frac{T_4 - T_5}{2} \cdot \frac{C + 1}{C - 1} \\
&+ \frac{1 - \epsilon}{\epsilon} \left( \frac{L_4 + L_5}{2} + \frac{C + 1}{C - 1} \cdot \frac{L_4 - L_5}{2} \right) \\
&- \frac{\Delta\epsilon}{\epsilon} \left( \frac{C + 1}{C - 1} \cdot \frac{L_4 + L_5}{4\epsilon} + \frac{C\beta \cos \theta}{(C - 1)^2 \gamma} (T_4 + T_5) \right)
\end{aligned} \tag{ 2.51}$$

ここで、 $\epsilon_4$  及び  $\epsilon_5$  はそれぞれ AVHRR の Ch.4 及び Ch.5 の放射率、 $\epsilon = (\epsilon_4 + \epsilon_5)/2$ 、 $\Delta\epsilon = \epsilon_4 - \epsilon_5$ 、 $C = k_5/k_4$  ( $k_4, k_5$  は吸収係数)、 $\beta = 1/\cos \theta + 2$  ( $\theta$  は観測角) であり、 $\gamma$  は

$$\gamma_i = 2(1 - \epsilon_i) \cos \theta + 1 \tag{ 2.52}$$

のチャンネル平均、 $L_i$  は  $\lambda_i$  をチャンネル  $i$  の代表波長として

$$L_i = B_{\lambda_i}(T_i)/(dB_{\lambda}(T)/dT)_{\lambda_i, T_i} \tag{ 2.53}$$

で表される。そして、式 ( 2.51) に典型的なパラメータを代入することにより、黒体地表面に対する SW 式 (ここでは式 ( 2.44) の係数  $B$  を 0 とした式) を LST 推定にそのまま用いた時の誤差として

$$\delta T_0 \approx 50(1 - \epsilon)/\epsilon - 300\Delta\epsilon/\epsilon \tag{ 2.54}$$

を示した。Becker は式 ( 2.54) より、LST を 0.5K の精度で得るためには、 $\epsilon$  を 0.005 の精度で、 $\Delta\epsilon$  を 0.0007 の精度で事前知っておく必要性を述べた。この放射率の寄与に対してはその後、Ottlé ら ( 1992 ) がもう少し小さいことを示したが [20]、Becker の研究は LST 推定アルゴリズムの研究者に改めて放射率効果の重要性を示した。

こうした背景により、差分吸収アルゴリズムに基づいて LST を推定するアルゴリズムは、係数を放射率の関数とするものが一般的になっている。これまでに提案された LST 推定式の例を Table 1 に示す。同表で、Sobrino *et al.* (1993) 及び Wan and Dozier (1996) の各式の係数が水蒸気量の関数となっているのは、前項で述べた SW 係数の水蒸気量依存性の問題に対応したものである。これらのアルゴリズムの長所は地表面の放射率が分かれば画素単位の大気補正が可能であるが、問題はその放射率をいかに精度良く事前に推定しておくかである。Becker ら ( 1990 ) は放射率のスペクトルライブラリがあれば可視近赤外データに基づく土地利用図を利用して放射率が得られるとしており [21]、Wan ら ( 1996 ) はそれに加えて植生被覆率 [24] も利用できることを述べているが、仮に土地利用図が利用できたとしても、画素内は多

Table 1: Summary of differential absorption algorithms for estimating LST ( $T_s$ ,  $T_4$  and  $T_5$  are in Kelvin,  $T_0 = 273.15\text{K}$ ,  $\epsilon = (\epsilon_4 + \epsilon_5)/2$ ,  $\Delta\epsilon = (\epsilon_4 - \epsilon_5)$ ).

Author or Group	Algorithm
Price (1984)[37]	$T_s = [T_4 + a(T_4 - T_5)](b - \epsilon_4)/c + d \cdot T_5 \Delta\epsilon$
Ulivieri <i>et al.</i> (1985)[96]	$T_s = T_4 + a(T_4 - T_5) + b - c \cdot \epsilon$
Becker and Li (1990)[21] <sup>a</sup>	$T_s = a + P(T_4 + T_5)/2 + M(T_4 - T_5)/2$
Prata and Platt (1991)[97]	$T_s = a(T_4 - T_0)/\epsilon_4 - b(T_5 - T_0)/\epsilon_5 + c(1 - \epsilon_4)/\epsilon_4 + T_0$
Sobrino <i>et al.</i> (1991)[22] <sup>b</sup>	$T_s = T_4 + A(T_4 - T_5) + B$
Sobrino <i>et al.</i> (1993)[86]	$T_s = T_4 + a(T_4 - T_5) + b(T_4 - T_5)^2 + c(1 - \epsilon_4) - c\Delta\epsilon$
Ulivieri <i>et al.</i> (1994)[98]	$T_s = T_4 + a(T_4 - T_5) + b(1 - \epsilon) - c\Delta\epsilon$
Wan and Dozier (1996)[27] <sup>c</sup>	$T_s = a + R(T_4 + T_5)/2 + S(T_4 - T_5)/2$

<sup>a</sup>  $P = 1 + a_1(1 - \epsilon)/\epsilon + a_2\Delta\epsilon/\epsilon^2$ ,  $M = a_3 + a_4(1 - \epsilon)/\epsilon + a_5\Delta\epsilon/\epsilon^2$

<sup>b</sup>  $A = f_1 + f_2(1 - \epsilon_4) + f_3\Delta\epsilon$ ,  $B = (1 - \epsilon_4)/\epsilon_4 T_4 [f_4 + f_5\Delta\epsilon] - (1 - \epsilon_5)/\epsilon_5 T_5 [f_6 + f_7\Delta\epsilon]$ , where  $f_i = \alpha + \beta W$  and  $W$  is the water vapor amount along the path.

<sup>c</sup>  $R = a_0 + a_1(1 - \epsilon)/\epsilon + a_2\Delta\epsilon/\epsilon^2$ ,  $S = a_3 + a_4(1 - \epsilon)/\epsilon + a_5\Delta\epsilon/\epsilon^2$ . Each coefficient is defined based on the ranges of the view angle and the water vapor amount.

くの場合複数の物質から構成されており（ミクセル），また放射率は風化や含水量によっても変動することから [28], [29]，土地利用図とライブラリの組み合わせからどの程度高精度に画素の放射率を推定できるかは疑問である。なお，MODIS の LST プロダクトでは，2 つの標準アルゴリズムのうちの 1 つはこの種の手法が採用された [99]。これはこの種の手法を初めて定常処理システムへ組み込むものである。シミュレーションベースではうまく行くことが示されているが [27], [99]，上記のような問題もあるため，実データに対して実際に正しく機能するかは不明である。

### 2.3.5 昼夜アルゴリズムによる LST 推定

昼夜アルゴリズムには，Li ら（1993）の方法 [35] と Wan ら（1997）の方法 [36] がある。それぞれについて概略を述べる。

Li らの方法は AVHRR の昼夜のデータセットを組み合わせる手法である。アルゴリズム中には  $TISI$  [82] と呼ばれる指標を用いる。AVHRR の Ch.3~5 の 3 チャンネルに対する  $TISI$  は

$$TISI = M \frac{B_3(T_{g3})}{B_4(T_{g4})^{a_4} B_5(T_{g5})} \quad (2.55)$$

で，また，AVHRR の Ch.4~5 の 2 チャンネルに対する  $TISI$  は

$$TISI_{45} = M \frac{B_4(T_{g4})}{B_5(T_{g5})^{a_5}} \quad (2.56)$$

で表される。ここで， $a_4$ ， $a_5$ ， $M$  は定数である。また， $T_{gi}$  は地上レベルでの地表輝度温度で次式で定義

される。

$$T_{gi} = B_i^{-1}(\epsilon_i B_i(T_s) + (1 - \epsilon_i) I_i^\downarrow) \quad (2.57)$$

$B_i^{-1}(\ast)$  はプランク関数の逆関数である。 $TISI$  は温度に対する依存性が小さく、チャネル間の分光変化を反映する量である。

Li らの昼夜アルゴリズムの流れは以下の通りである。

1. 昼データ及び夜データ（必ずしも同じ日でなくてよい）を、ゾンデ、サウンダ等のデータや標準大気モデルを使った単バンドアルゴリズムによって近似的に大気補正し、 $T_{g3}^d, T_{g4}^d, T_{g5}^d, T_{g3}^n, T_{g4}^n, T_{g5}^n$  の一次推定値を得る（ $d$  は昼データ、 $n$  は夜データを示す）。
2. 両画像の位置合わせ（レジストレーション）を行う。
3. 式 (2.55) より  $TISI_d$  及び  $TISI_n$  を計算し、式 (2.56) より  $TISI_{45}^d$  及び  $TISI_{45}^n$  を計算する。
4.  $TISI_d, TISI_n$ 、太陽照度、非等方性ファクター  $F$  を用いて  $\epsilon_3$  を計算する。 $F$  は次式で表される。

$$F(\theta_s, \theta) = \frac{\pi f_3(\theta_s, \theta)}{r} \quad (2.58)$$

ここで、 $\theta_s$  及び  $\theta$  はそれぞれ太陽入射角及び観測角、 $f_3(\theta_s, \theta)$  は BRDF（方位角依存性は考慮していない）、 $r$  は全反射率である。

5.  $\epsilon_3, TISI_n, TISI_{54n}$  を使って  $\epsilon_4$  と  $\epsilon_5$  を推定する。
6.  $\epsilon_5$  が 1 を超えていればノーマライズする。
7. ローカルスプリットウィンドウ（Local Split Window）法の式（Table 1 の Becker and Li (1990)）の係数を決定して、LST を推定する。また、もし正確な大気プロファイルが得られていれば、単バンドアルゴリズムによって大気補正を行い、上で得られた放射率を使って LST を推定する。

1 の近似大気補正は LST や放射率の絶対値へのインパクトは大きいですが、相対値である  $TISI$  への影響はとも小さいとしており、シミュレーションによる評価では、この手法の精度は典型的なケースで 0.5K 程度であるとしている。なお、昼夜データ間のミスレジストレーションの誤差はとりわけターゲットが不均質だとインパクトが大きいですが、これについては幾つかの画素を平均化することにより減らすことができるとしている。

一方, Wan ら (1997) は MODIS の昼夜のデータセットを組み合わせる手法を提案した。これは, MODIS の 20, 22, 23 (3.5 ~ 4.2  $\mu\text{m}$ ), 29, 31 ~ 33 (8 ~ 13  $\mu\text{m}$ ) の計 7 チャンネルの昼夜のデータ (合計 14 個の観測値) を用いて、各チャンネルの放射率 (7 個, 昼夜で共通)、昼夜の LST (1 個  $\times$  2 時刻)、昼夜の気温プロファイルオフセット (1 個  $\times$  2 時刻)、昼夜の水蒸気プロファイルスケールリングファクター (1 個  $\times$  2 時刻)、非等方性ファクター (1 個, 昼夜で共通, 方位角依存性も考慮) の合計 14 個の未知数からなる非線形方程式を解くものである。まず線形回帰法で初期値を推定し、次に最小 2 乗フィッティング ( $\chi^2$  フィッティング) により反復的に解を得る。気温プロファイルオフセットと水蒸気プロファイルスケールリングファクターは地表から高度 9km までの各基準プロファイルに対する修正量 (前者が差, 後者が比) で、基準プロファイルは大気プロファイルデータベースの平均等を用いる。また、線形回帰法と最小 2 乗フィッティングを組み合わせるのは、前者は精度は低いがロバストであるのに対して、後者は精度は高いがローカルミニマムに陥る可能性があることによる。シミュレーションによる検証では、MODIS の校正エラーが 0.5% の条件下では、LST の標準誤差が 0.4 ~ 0.5K、チャンネル 31 及び 32 の放射率の標準誤差が 0.009、LST の最大誤差が 2 ~ 3K であったとしている。

Li らや Wan らの昼夜アルゴリズムは、放射率も同時に得られるという長所の反面、両データ間のミズレジストレーションによる誤差の問題や 2 時刻間で放射率を一定と置く仮定の妥当性の問題などがある。前者の問題については、空間分解能が 90m の ASTER / TIR のような高空間分解能センサの場合、著しく誤差を生む可能性があり、これを避けるには空間方向の平均化が必要となる [35]。また、後者の問題については、例えば降雨や夜間の結露のような放射率を変える自然現象によって精度が低下することが予想される。さらに、3.5 ~ 4.2 $\mu\text{m}$  帯のチャンネルを必要とするため、これを持たない ASTER のようなセンサには適用は困難である。

### 2.3.6 単バンドアルゴリズム及び TE 分離による LST 推定

単バンドアルゴリズムは旧来より用いられているオーソドックスな大気補正法で、以下の手順より成る [37]-[40]。

1. 観測時の大気プロファイル (気圧, 気温, 水蒸気, オゾン, 二酸化炭素, エアロゾル等) を RTC に入力し, 対象チャンネルを十分カバーする波長 (波数) 範囲内の透過率  $\tau(\lambda, \mu)$ , 光路輝度  $I^\uparrow(\lambda, \mu)$ , 天空輝度  $I^\downarrow(\lambda)$  を, 適当な波長 (波数) 間隔で計算する。

Table 2: Accuracy of the profiles of air temperature and water vapor measured by radiosonde or sounder [49]. T: temperature, W: water vapor, h: horizontal, v: vertical, t: time, MPL: mandatory pressure levels.

Category	Sensor	Accuracy	Resolution
Radiosonde	RS2-91	T: 1K, W: 7-10%	h: 200-300km, v: MPL, t: 12hrs
Sounder	NOAA (~14)/TOVS	T: 1.5-3K, W: 20%	h: 120km, v: MPL, t: 6hrs
	NOAA(15~)/ATOVS	T: 1-2K, W: 10-20%	h: 15-40km, v: MPL, t: 6hrs
	METOP/IASI	T: 1K, W: 10%	h: 25km, v: 1-30km
	EOS-PM/AIRS	T: 1K, W: 10%	h: 13.5km (nadir), v: 1km

2.  $\tau(\lambda, \mu)$ ,  $I^\uparrow(\lambda, \mu)$ ,  $I^\downarrow(\lambda)$  のそれぞれについて, 各チャンネルごとの応答関数  $\phi_i(\lambda)$  を用いて式 ( 2.33) から  $\tau_i(\mu)$ ,  $I_i^\uparrow(\mu)$ ,  $I_i^\downarrow$  を計算する。

3.  $\tau_i(\mu)$ ,  $I_i^\uparrow(\mu)$ ,  $I_i^\downarrow$  を式 ( 2.34) に与えて地表パラメータを計算する。

オゾンの吸収が顕著な  $9.6\mu$  帯を除く熱赤外波長域では, 入力するプロファイルのうち, 重要なものは水蒸気及び気温である。特に前者は一般に時空間変動が激しいため, 扱いが厄介である。二酸化炭素についてはほぼ均一と見なせる。また, エアロゾルについては, この波長域では散乱より吸収効果が大きい, 平均的なものを与えても大きな誤差にはならないことから [36], 適当なモデルが仮定されることが多い。

こうして, 単バンドアルゴリズムでは, 観測時の水蒸気及び気温のプロファイルを如何に精度よく与えるかが重要である。このデータソースには, 通常, 以下の3つのいずれかが用いられることが多い。

- ラジオゾンデ [37], [38]
- サウンダ [20], [39]
- 全球解析データ [40]

ラジオゾンデ及びサウンダの観測精度を Table 2 に示す。

ラジオゾンデは気球を用いて大気パラメータの鉛直分布を測定する観測器で, 気球にセンサを取り付けることによって気圧や気温, 水蒸気等の鉛直分布を求めたり, 気球の動きを追跡することによって風向・風速の鉛直構造を求めることが可能である。直接測定であるため, 最も精度が高い観測手段と言えるが, 定常観測の頻度が全球で1日2回であるのと, 観測所の地域的な偏りが大きいことが問題で, 全球的にはヨーロッパ, アジア, 北アメリカ, オーストラリアなどは密であるが, 海洋上や南半球は全般に疎らである [49]。フィールド実験では, 衛星や航空機の観測に同期してラジオゾンデを打ち上げて大気プロファイ

ルを取得し、これを RTC に与えて大気補正することがよく行われるが [38]、定常処理システムでは、時空間分解能が悪いために利用されることはほとんど無い。

サウンダは気温や水蒸気、大気化学物質の鉛直分布を測定するセンサである [49]。通常、赤外やマイクロ波の領域を用い、二酸化炭素や酸素による吸収の強さを複数の波長で測ることによって気温の鉛直分布を求めたり、水蒸気による吸収を測ることによって水蒸気の鉛直分布を求めることが可能である。誤差相関の問題や荷重関数の広がりによる鉛直分解能の低下の問題などにより、直接観測であるラジオゾンデと比較すると精度が落ちるものの、ラジオゾンデ観測の空白域を埋めるのに有効である。表中、METOP/IASI 及び EOS-PM/AIRS は今後打ち上げ予定のセンサであり、従来のサウンダより高性能で、精度の改善が期待されている。Ottlé ら (1992) はサウンダデータが大気補正に利用可能であることを述べているが、定常処理で利用するには観測時刻のずれや上述の誤差因子などに注意する必要がある。

全球解析データは全球大気各 3 次元格子点ごとに種々の気象パラメータを持つデータセットで、数値予報モデルに初期条件や境界条件を与えるものである [51]。同データは世界標準時 0 時と 12 時の 1 日 2 回を中心とする世界中の地上観測所やラジオゾンデ、人工衛星、船舶、航空機等による大気と地表の 3 次元気象観測データを取り込むことによって作成される。この際、各気象観測データは空間分布やデータ数、頻度、精度がそれぞれ異なるため、様々な品質管理処理を通じてより信頼度を上げる工夫が成される。現在では 6 時間予報値を新たな観測値として取り込む 4 次元データ同化と呼ばれる手法の普及により、同データの誤差と観測データの誤差は同等であると言われている [51]、単バンドアルゴリズムを使用する場合には、プロダクトの時間分解能が 6 時間であるのに加え、空間分解能（水平及び垂直）が低いことに注意する必要がある。1993 年現在で最も高分解能な全球数値予報モデルは ECMWF の 31 層 T213 スペクトルモデル<sup>11</sup>で、格子間隔が  $0.5625^\circ$  である [51]。当然ながら、これらの分解能より小さい時空間スケールの気象現象についてはプロダクトからは得られず、大気補正では誤差要因となる。但し、ゾンデやサウンダの観測空白域についても予報モデルに基づく解析値が得られることが大きな長所であり、例外なく定常処理システムへ大気情報を取り込めることから、ASTER/TIR の標準大気補正法 (2.3.7 項参照) では 1 オブションとして NCEP の GDAS プロダクト (付録 A.1 参照) を採用している [40]。

なお、単バンドアルゴリズムでは、式 (2.34) に透過率  $\tau_i(\mu)$  及び光路輝度  $I_i^\uparrow(\mu)$  を与えることにより、式 (2.57) を得ることができるが、これから LST を得るためには放射率の影響を除去しなくてはならない。今、 $I_i^\downarrow$  は既知であるので、観測チャンネル数が  $N$  の時、式 (2.57) は 1 画素につき  $N$  個得られるが、未知

<sup>11</sup> T213 は、スペクトルモデルの切断が三角形で、切断波数が 213 であることを意味する。

数は各チャンネルの放射率 ( $N$  個) と LST (1 個) の計 ( $N + 1$ ) 個となり、解析的に解くことはできない。この underdetermined 逆問題を解くことを温度・放射率分離 (TES, TE 分離) と呼び、これまでに様々な手法が開発されている [38], [41]-[48]。その典型的な方法は、地表面の放射率の分光特性に見られる経験的な特徴を方程式によって表し、これを連立方程式に加えることによって全ての解を得る方法である。例えば、スペクトル正規化法 [42] と呼ばれる手法は、各画素の最大放射率をシーン全体で一定値であると仮定する式 ( $\epsilon_{max} = \text{const.}$ ) を連立方程式に加える。また、ASTER/TIR の標準 TES アルゴリズム [46] では、同様のアプローチに基づく MMD 法と呼ばれる手法をベースにしている (付録 A.2 参照)。MMD 法は分光放射率のチャンネル間の最大差 (最大値と最小値の差) と平均値の間の線形関係に基づく TES であり、最大差の代わりに標準偏差、平均値の代わりに最小放射率を使用することも可能である。

### 2.3.7 ASTER/TIR の標準大気補正アルゴリズム

ASTER / TIR の標準大気補正アルゴリズム [40] では、以下の理由により差分吸収アルゴリズムを採用せず、単バンドアルゴリズムを採用している。

- ASTER / TIR の各チャンネルは、大気効果を受けにくい大気の窓の最も透明な波長域に配置されていること。
- 一般に陸域の分光放射率は未知であり、また、組成や植生被覆、含水率を含む多くの因子によって変動すること。
- 差分吸収アルゴリズムは、機器に起因する観測ノイズと各チャンネルの精度にとってもセンシティブであること。

以下に、ASTER / TIR の標準大気補正アルゴリズムについて、ATBD[40] に従って述べる。

単バンドアルゴリズムに使用する RTC は、MODTRAN の最新版を使用する (現在の最新版は MODTRAN4)。

MODTRAN に入力する大気データは、温度・水蒸気プロファイル、オゾン、エアロゾルである。これらのうち最も重要な温度・水蒸気プロファイルのソースは、MODIS の各プロダクトの優先度が最も高く、次いで GDAS 及び NASA / GEOS-1 の同化システムの各プロダクトが続く。但し、MODIS プロダクトがミッション開始から 18ヶ月は検証により利用できないことから、ミッション初期は GDAS プロダクトの利用がベースとなる。オゾン及びエアロゾルについては ASTER の場合それほど重要ではないが、オゾ

ンについては MODIS、TOVS、SAGE、TOMS の各プロダクト（プロファイルもしくは総量）や NOAA / EMC のプロダクト（プロファイル）を、エアロゾルについては MISR や MODIS のプロダクト（光学的厚さ）を利用する。

標高データについては ETOPO5[100] や GTOPO30[101] などの利用がメインになる。

なお、大気及び標高データの空間分解能が ASTER / TIR の空間分解能 90m より低いため、ASTER シーンを幾つかの格子（例えば 15km 間隔）に区切った後、各格子点の大気プロファイルを補間して求め、そのプロファイルについて周囲の代表的な幾つかの標高値に対して大気効果パラメータ（透過率、光路輝度、天空輝度）を求めておき、それらから緯度経度及び標高をキーとする補間によって各画素ごとの大気効果パラメータを求める方法が採用されている。

### 2.3.8 LST 推定アルゴリズムの現状と課題

SW 法や MC 法を始めとする差分吸収アルゴリズムは SST 観測では極めて実用的な手法であり、定常処理システムにも実装されているが、LST 観測の場合には放射率を入力パラメータとして必要とすることがネックとなって、未だ実用的とは言い難い面がある。また、LST を直接推定するため、放射率の同時推定はできない。

Li ら（1993）や Wan ら（1997）によって開発された昼夜アルゴリズムは放射率の同時推定が可能であるが、1 回の大気補正を行うには昼夜のデータセットが必要であること、両データのレジストレーション誤差が推定精度に大きく影響すること、放射率を昼夜間で一定と置く仮定の妥当性にやや問題があることなど、全球対応の定常処理システムへの実装には幾つかの不利な点がある。

一方、単バンドアルゴリズムと TES を組み合わせる手法は LST と同時に放射率も推定可能であるが、観測時の大気プロファイルをいかに精度良く与えるかが問題である。精度的にはラジオゾンデデータが最も優れているが、定常的には全球で 1 日に 2 回しか観測されておらず、また観測点も極めて不均質である点で適用性に問題がある。また、全球解析データは格子間隔以下の局所的な気象現象や時間変化の大きい気象現象に対しては原理的に対応できないことや、定常気象観測点の疎らな南半球では精度が一般に悪いなど、精度上の問題点が幾つかあるが、解析時刻（6 時間ごと）における全球の各格子点での大気情報を例外なく提供する点で適用性に極めて優れているため、ASTER/TIR の定常処理システムでは同データが利用されている。なお、前述の通りその精度についてはやや問題があるものの、実際にそれを検証した例はほとんど無く、これは早急に取り組むべき課題である（これについては、本論文の第 4 章にて扱う）。

こうして、現在は全球解析データを用いた単バンドアルゴリズムが最も実用的であると考えられるが、理想的には同アルゴリズムの高い適用性とラジオゾンデデータを用いた単バンドアルゴリズムの高い精度を併せ持つアルゴリズムであり、その開発が待たれている。本論文の第7章では、第4章～第6章の成果に基づいてそれらの特徴を併せ持つアルゴリズムの開発を行う。

### 3 シミュレーションモデルの構築

#### 3.1 概要

大気補正アルゴリズムを検証する方法には、大きく分けて、シミュレーションモデルに基づく方法と実データに基づく方法がある。前者の方法は、まず大気、放射率、LST、観測ジオメトリについてそれぞれ複数の条件を仮定し、これらを互いに組み合わせて式 ( 2.34) を用いた放射伝達計算を行うことにより、様々な条件に対する観測放射輝度を計算する。そして、各観測放射輝度を大気補正して地表パラメータを計算し、これと実際に与えた地表パラメータを比較することによって大気補正アルゴリズムを検証する手法である。Fig. 7 にその概念図を示す。一方、後者の方法は、衛星センサが実際に観測した放射輝度値を大気補正して地表パラメータを計算し、これと同期観測による地表パラメータを比較することによって大気補正アルゴリズムを検証する手法である。後者の方法は実際に観測された値を使用する点で検証結果に説得力を持つが、限定された観測条件の下での検証であることや、検証結果が地表パラメータの実測値の精度に依存するなどの問題点を持つ。一方、前者の方法はこれと逆の特徴を持つが、特に観測条件を自在にコントロールできる点は大きなメリットであり、大気補正アルゴリズムの開発段階では最もよく利用される検証手法である。本論文ではこれら 2 つの方法を組み合わせる種々の評価を行うが、本章では、まずその準備として、前者の検証方法に使用するためのシミュレーションモデルを構築する。

シミュレーションモデルの構築に当たって最も注意を要するのが、与える観測条件の妥当性である。与える条件が異なると得られる結果に違いが生じることは明白である。本研究では、全球的な陸域観測を想定して、これにより適合したシミュレーションモデルの構築を試みる。

なお、観測放射輝度をシミュレートする際に放射伝達計算が必要であるが、これらは全て MODTRAN3.7 を使用して行った。この際、計算時の波数間隔は  $1\text{cm}^{-1}$  とし、三角波窓関数の半値幅 ( FWHM ) は  $2\text{cm}^{-1}$  とした。また、本論文では主に AVHRR の Ch.4 ~ 5 及び ASTER/TIR を例として大気補正アルゴリズムを検証するため、大気効果パラメータや放射率等の波長の関数については、各チャンネルの応答関数を式 ( 2.33) に与えることにより、チャンネル相当値に変換した。

Fig. 8 に使用した各センサの応答関数を示す。AVHRR の Ch.4 と ASTER の Ch.13 ~ 14 がほぼオーバーラップしているのが分かる。図には参考のため、MODTRAN3.7 による中緯度夏モデルに対する透過率 ( センサ高度 100km, 地表高度 0km, 直下観測の場合 ) も示してある。図では分かりにくいですが、ASTER の Ch.11 及び Ch.12 は  $9.6\mu\text{m}$  付近のオゾンの吸収帯にやや掛かっており、これについては 3.6 節で改めて

述べる。

### 3.2 大気モデル化

大気モデル化については、特定地域のラジオゾンデデータのみを用いた研究例や LOWTRAN・MODTRAN などに付属する標準大気モデルを用いた研究例が少なからず見られるが、全球に対応させるには不十分である。近年の研究では、150,000 以上の全球のラジオゾンデデータから統計的に選定した 1,800 の大気プロファイルを含む TIGR と呼ばれるデータベース [94] を使う例があり [32], [86], 信用性がかなり高いものになっているが、TIGR は HIRS と MSU による大気プロファイル（気温や水蒸気量等）推定における初期推定値を与えるために開発されたものであり、特徴的な大気プロファイルをもれなく含むことが本来の目的であるため、必ずしも全球大気の統計的性質を持っている訳ではないことに注意しなくてはならない。

本論文では、全球大気の統計的性質をより反映する様にするため、米国 NCEP のリアルタイム全球再解析システム CDAS による 1979 年から 1995 年までの 1 月及び 7 月の月平均プロダクトを用いることとした [102]。1 月と 7 月は LOWTRAN・MODTRAN などに付属する標準大気モデルの冬モデル及び夏モデルに対応する月である。今回使用したプロダクトには、 $2.5^\circ$  間隔の緯経度座標系で指定気圧面における各種大気パラメータの月平均値が含まれており、本論文では同プロダクトからジオポテンシャル高度、気温、相対湿度を抽出して用いた。なお、緯経度座標系の値をそのまま使用すると高緯度地方の重みが大きくなってしまいうため、熱帯付近では緯経度  $5^\circ$  間隔でデータを抽出し、この面積比率に近くなるように緯度  $5^\circ$  ごとに間引き率を変化させながらデータを抽出して、構成を現実の面積分布に近いものとした。また、陸域観測を主目的とするアルゴリズムの評価において、地球表面の約 7 割を占める海洋の大気条件を与えると回帰係数がより海洋観測にチューニングされ、陸域観測に対する精度が低下する可能性が考えられる。そこで、上記で再構成した大気モデルから、更に陸域上にあるもののみを取り出した。これにより、各月 482 プロファイル、計 964 プロファイルから構成される大気モデルが得られた。Fig. 9 は抽出された 482 地点を緯経度座標系で示す。高緯度ほど間引き率が大きくなっているのが分かる。

エアロゾルについては、この帯域では平均的なものを与えても大きな誤差にはならないことから [36], MODTRAN 内臓の Rural-VIS=23km モデルを用いた。また、CDAS プロダクトに含まれない高高度のプロファイルや、オゾンや二酸化炭素等の水蒸気以外の大気分子のプロファイルは、緯度帯と月を考慮し、以下のように MODTRAN の標準大気モデルより与えた。

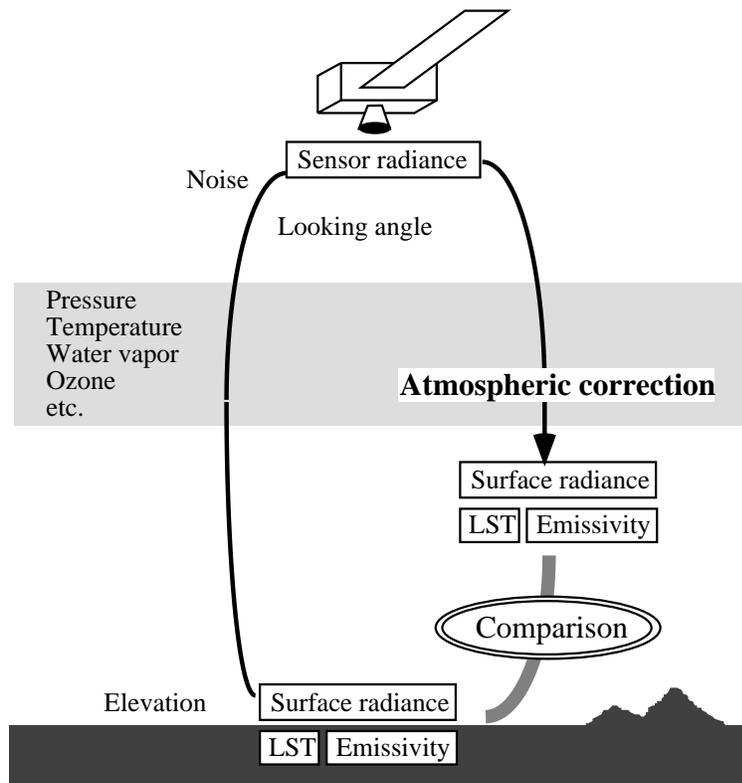


Figure 7: Simulation-based method for validating an atmospheric correction algorithm.

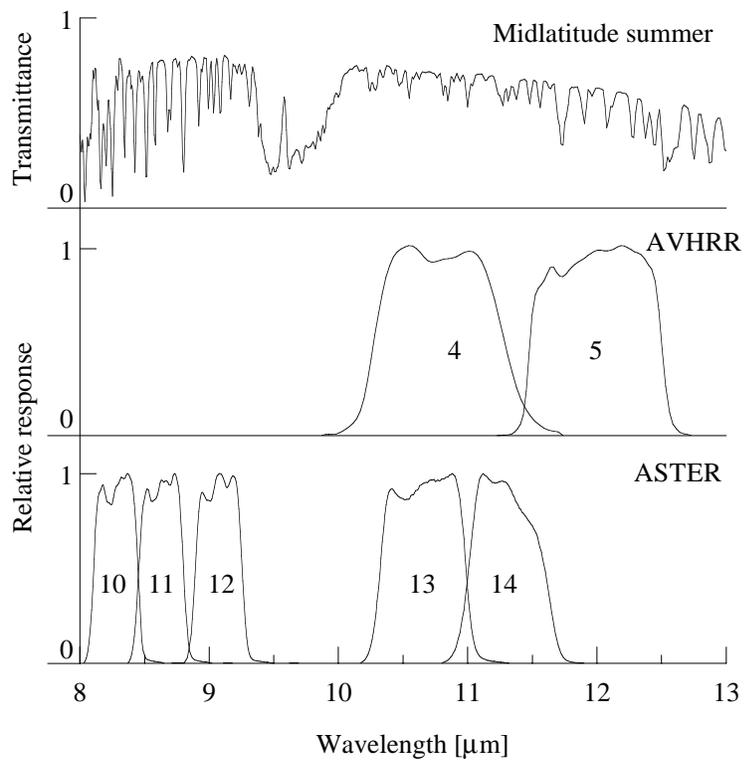


Figure 8: Response functions of AVHRR (channels 4 and 5) and ASTER (channels 10 to 14), and atmospheric transmittance of the Midlatitude Summer model calculated by MODTRAN3.7.

- 90°N ~ 60°N : 亜北極冬 ( 1月 ), 亜北極夏 ( 7月 )
- 60°N ~ 30°N : 中緯度冬 ( 1月 ), 中緯度夏 ( 7月 )
- 30°N ~ 30°S : 熱帯 ( 1月 , 7月 )
- 30°S ~ 60°S : 中緯度夏 ( 1月 ), 中緯度冬 ( 7月 )
- 60°S ~ 90°S : 亜北極夏 ( 1月 ), 亜北極冬 ( 7月 )

また, 大気モデルの構築に当たっては地表の高度も同時に扱う必要がある。本論文では, より現実に近い分布を与えるため, 米国 USGS が編集した全球の 30 秒間隔の DEM である GTOPO30[101] から, 大気モデルにおける 964 プロファイルの各地点に対応する標高をそれぞれ取り出して与えた。Fig. 10 は与えられた標高の分布である。ここでは, 1月と7月により, 同一地点が2回カウントされている。なお, 本論文では, 特に断らない限り, 964 プロファイルに各地点の標高を加味したものを大気モデルと呼ぶことにする。

Fig. 11 は構築した大気モデルの総水蒸気量の分布である ( 単位は  $[g/cm^2]$  )。また, Fig. 12 は, 大気モデルから計算された AVHRR / Ch.4 の透過率の分布である。観測方向は直下とした。透過率は第1近似的には総水蒸気量によって決定されるため, 総水蒸気量の分布と左右対称に近い分布が得られていることが分かる。一方, Fig. 13 は, AVHRR / Ch.4 の光路輝度の分布である。光路輝度は水蒸気量と気温の各プロファイルに依存するが, Fig. 14 に示すように透過率と光路輝度の相関は極めて高いことが分かる。これは, 気温が高いほど飽和水蒸気量が大きくなることから, 一般に乾燥地域を除く地域では気温と水蒸気量の間には正の相関が見られるためである。従って, 地球大気に対しては光路輝度も第1近似的には総水蒸気量によって説明できると考えて良い。

### 3.3 観測ジオメトリのモデル化

観測ジオメトリのモデル化は考慮する衛星・センサによって大きく異なるが, 本論文では, AVHRR 及び ASTER の両センサに対し, 衛星高度を 100km, 観測角を  $0^\circ$  としてモデル化した。

衛星高度として与えた 100km は実際の AVHRR や ASTER の高度 ( 前者は 850km, 後者は 705km ) とは異なるが, 放射伝達計算において大気上端として扱われることが多い高度であり, 実際の高度との違いはここでの放射伝達計算上は完全に無視して良い。

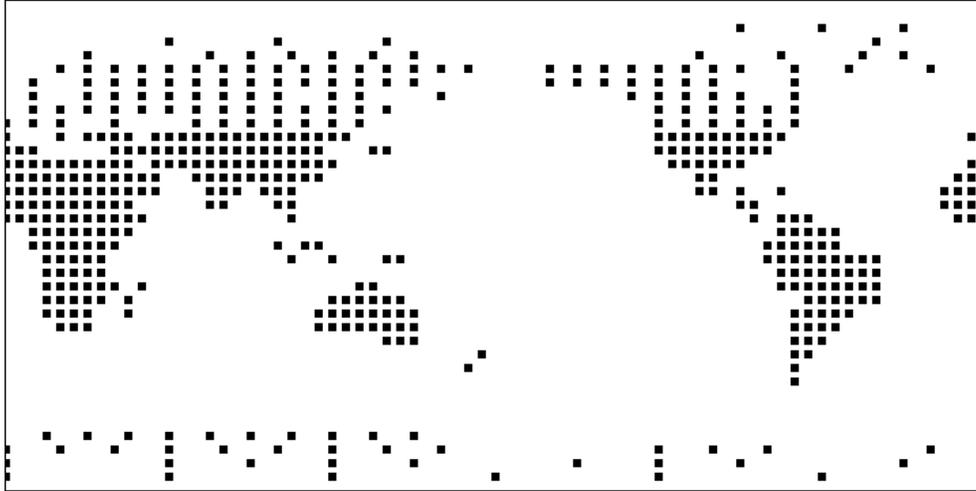


Figure 9: Positions of atmospheric profiles selected from CDAS monthly mean products for January and July.

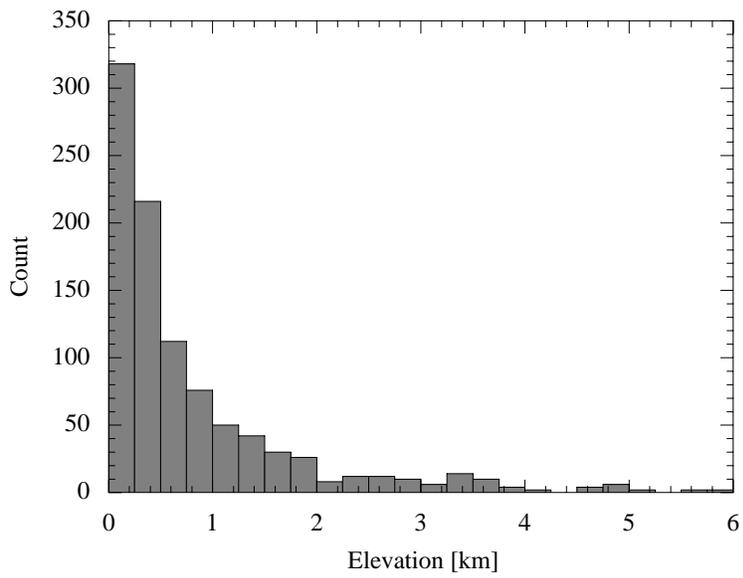


Figure 10: Distribution of the elevation.

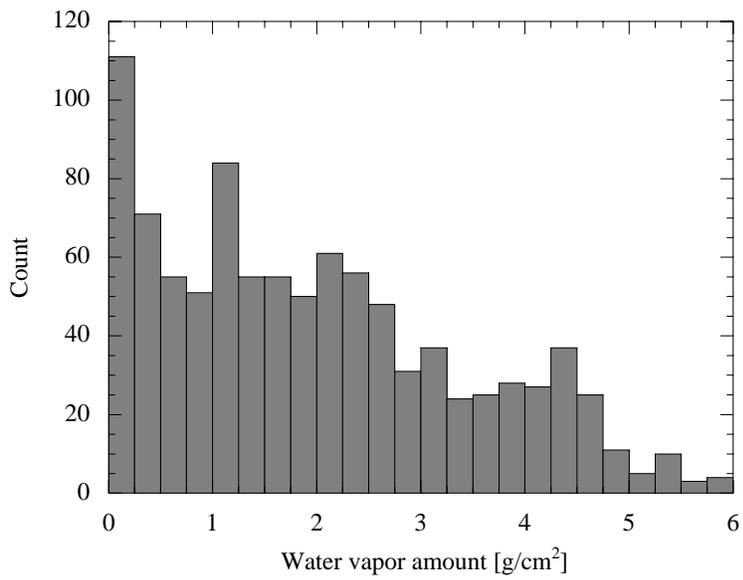


Figure 11: Distribution of the total water vapor amount.

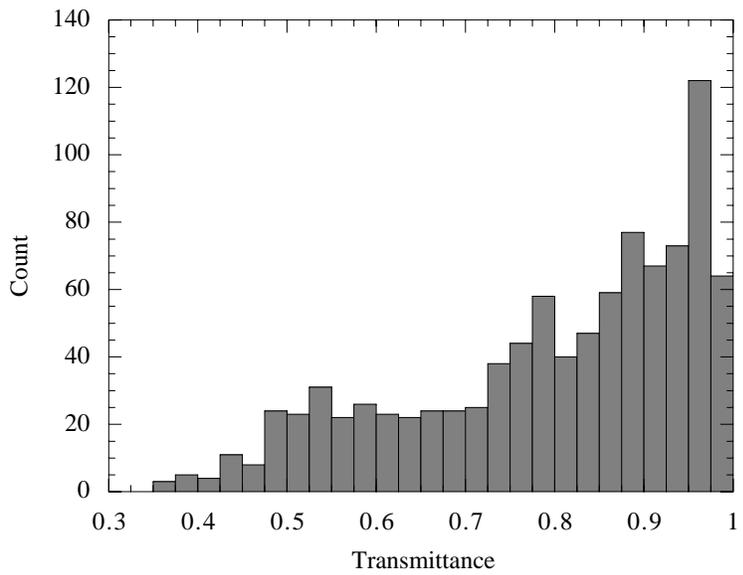


Figure 12: Distribution of the transmittance for AVHRR channel 4.

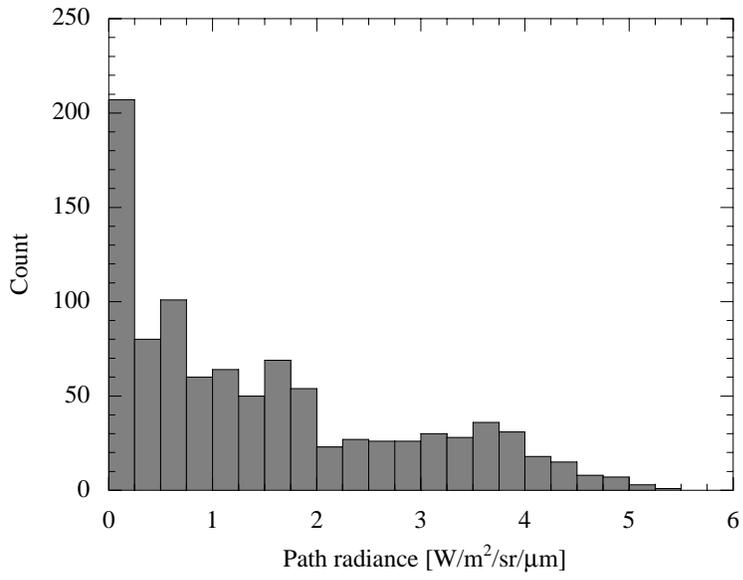


Figure 13: Distribution of the path radiance for AVHRR channel 4.

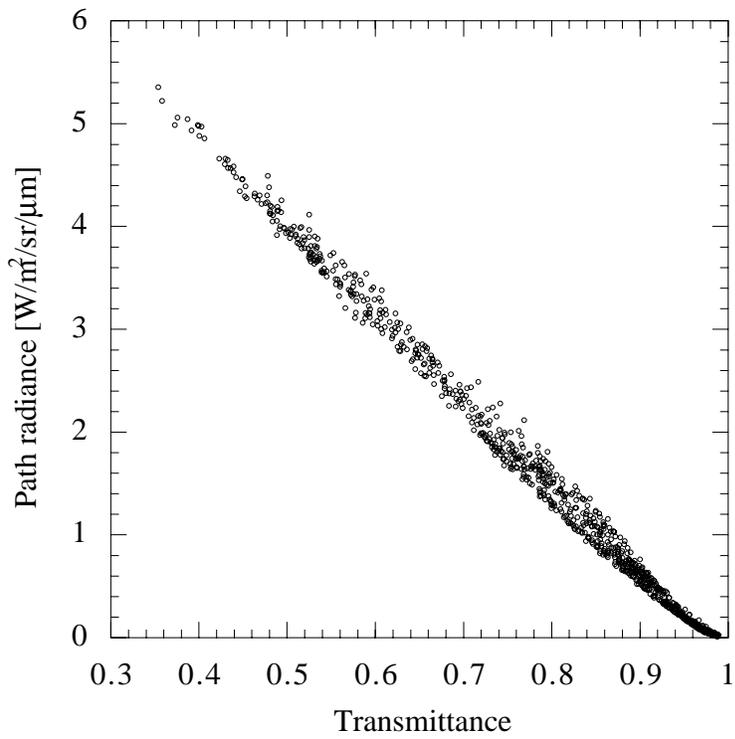


Figure 14: Plot of the transmittance versus the path radiance for AVHRR channel 4.

一方の観測角については、ASTER の場合は刈幅が 60km と狭く、最大  $8.55^\circ$  のポインティングを行っても観測角はたかだか  $10^\circ$  程度にしかならないため、これを全て  $0^\circ$  として評価しても大きな誤差にはならないが、AVHRR の場合は最大で  $55.4^\circ$  に達する観測角を持つため、観測角を全て  $0^\circ$  とする評価は充分ではない。しかしながら、大気補正アルゴリズムの観測角依存性は観測角ごとにアルゴリズムをチューニングすることによって解決できること [27]、本論文で扱う大気補正アルゴリズムの主たる対象は ASTER のような高空間分解能型センサであることなどの理由から、AVHRR に対しても同様に観測角を  $0^\circ$  のみとした。但し、本論文中、AVHRR に対する一部の評価では、観測角依存性を確認するために他の観測角を考慮する場合もある。ちなみに AVHRR に対する SW 法の場合、 $45^\circ$  以下の観測角に対しては係数に角度依存性がほとんど現れないと言われており [31]、観測角として  $0^\circ$  のみを与えた評価でもおよそ 80% の画素に対して有効であると考えられる。

### 3.4 LST のモデル化

LST のモデル化については、大気モデルの地表気温に複数のオフセット（本論文では、 $\delta$ LST と記述する）を与えることによって行われる場合が多く [27], [36]、本論文でもこの方法を採用した。この方法の場合、 $\delta$ LST の与え方の妥当性が問題となる。Fig. 15 は 3.2 節の大気モデルにおける地表気温の分布である。本論文では、これらに対して、 $-5, +0, +5, +10, +20$ K の 5 つの  $\delta$ LST を与えることを基本として LST をモデル化し、必要に応じて他の  $\delta$ LST も考慮した。これらは主に日中観測を想定しており、地表気温に比較的近い  $-5$ K から  $+10$ K までを 5K 刻みで与え、これにやや大きい  $\delta$ LST として  $+20$ K を加えた構成となっているが、ここでその妥当性について言及することは難しい。理想的には陸域における  $\delta$ LST の統計分布に基づいてモデル化すべきあるが、本論文では割愛する。

なお、Wan ら (1996, 1997) は昼間及び夜間のそれぞれに異なる  $\delta$ LST のレンジを設けてシミュレーションしており、1996 年の論文 [27] では昼間に対して  $-2 \sim +16$ K、夜間に対して  $-16 \sim +2$ K、1997 年の論文 [36] では昼間に対して  $+0 \sim +24$ K、夜間に対して  $-13.5 \sim +4.5$ K を与えている。これらのレンジの導出根拠については不明だが、本論文で与えた  $\delta$ LST のレンジは Wan らによる昼間のレンジに近いものとなっている。

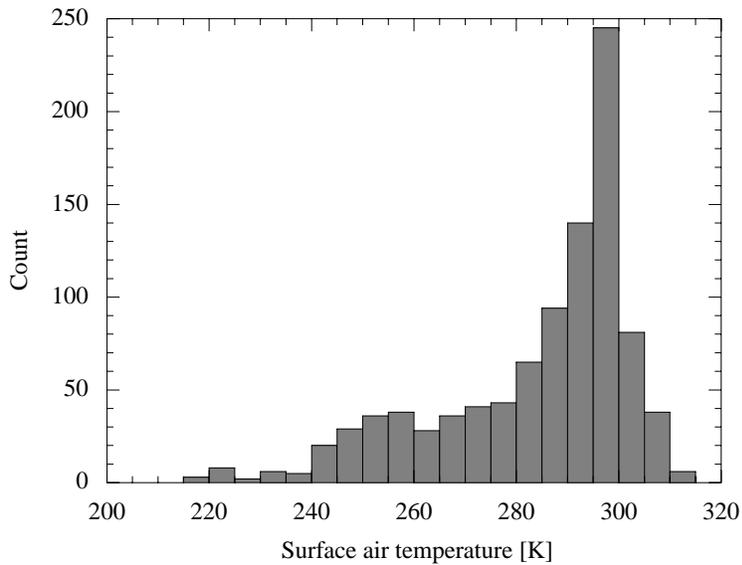


Figure 15: Distribution of the surface air temperature.

### 3.5 放射率のモデル化

放射率のモデル化については、現時点では放射率の詳細な全球分布が得られていないので、より現実の分布に即して行うことは難しい。差分吸収アルゴリズムは放射率の影響を顕著に受けるので、多様な分光特性を持つ岩石を多く取り入れた構成にすれば LST 推定の精度は悪くなり、逆に黒体に近い分光特性を持つ水氷や植生等を多く取り入れた構成にすれば精度は良くなる。最近では、室内分光測定に基づく様々な地表面物質のスペクトルライブラリ [53], [55] が整備されつつあり、これらから各研究者の基準に従ってサンプルを選び出す方法が多い [27], [36]。この方法はかなり主観的な作業であり、問題も多いが、他に有効な方法が無いので、本論文においてもこの方法に基づいて放射率のモデル化を行った。

本論文では、Salisbury らによって整備されたスペクトルライブラリ [53], [55] から、なるべく多様な放射率パターンから構成される様、特に岩石のサンプルデータを多く選び、計 97 サンプルから成る放射率モデルを構築し、これを基本モデルとした。そして、必要に応じて基本モデルから一部のサンプルを選び、検証に使用した。なお、スペクトルライブラリのオリジナルデータは波長ごとの反射率であるため、キルヒホッフの法則を使用して放射率に変換した後、式 (2.33) の方法によって各センサのチャンネルごとの放射率 (チャンネル放射率) に直した。

Table 3 は選択された 97 サンプルのリストである。サンプルナンバーの小さい方から火成岩 (34 サンプル)、堆積岩 (12 サンプル)、変成岩 (15 サンプル)、岩石コーティング (8 サンプル)、土壌 (9 サンプル)、植生 (13 サンプル)、水氷 (6 サンプル) の順に並んでいる。また、Fig. 16 は、AVHRR 及び

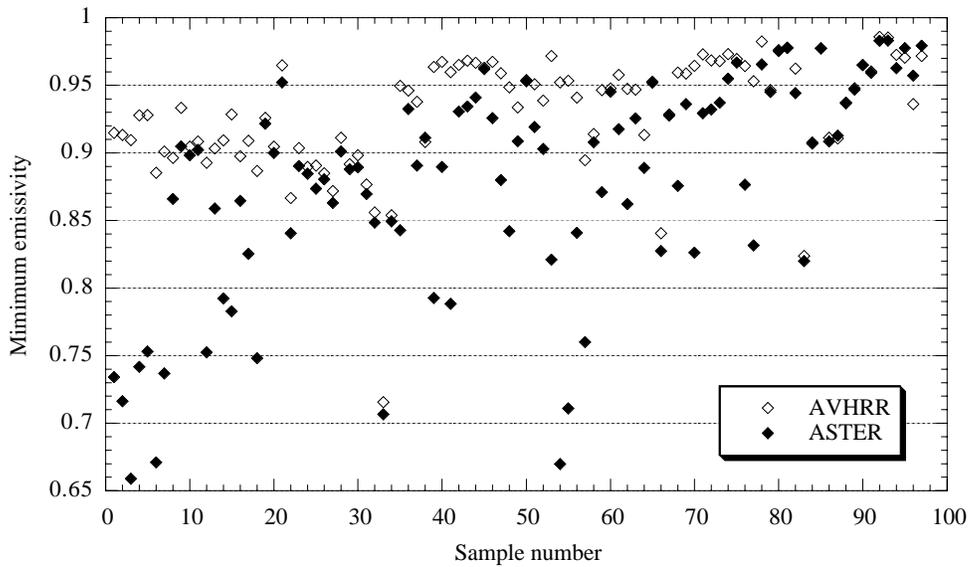


Figure 16: Minimum emissivity of each emissivity sample for AVHRR and ASTER.

ASTER に対する各サンプルの最小放射率を示したものである。AVHRR より ASTER の方が全体に最小放射率が小さいのは、ASTER の Ch.10 ~ 12 が Si-O の主要極小帯域に位置するためである。ASTER/TIR に対する地表面物質のチャンネル放射率については、最小放射率が小さいものほど平均放射率が小さく、分散が大きいことが知られており [46], [103], これらのパラメータによってその物質がどの程度黒体に近い放射率特性を持つかが分かる。図に示すように、サンプルナンバーの小さい岩石では全体に最小放射率が小さく、従って黒体から大きく外れた分光特性を持つが、逆にサンプルナンバーの大きい植生や水氷は最小放射率が大きく、従って黒体に近い分光特性を持つことが分かる。

### 3.6 観測放射輝度の計算

前節までに述べた大気モデル (964 通り), LST モデル ( $\delta LST$ , 5 通り), 放射率モデル (97 通り) を互いに組み合わせることにより, 計 467,540 通りの観測条件が得られる。そして, これらの各条件について, まず, 大気モデル及び観測ジオメトリを MODTRAN3.7 に与えて各波長ごとの透過率, 光路輝度, 天空輝度を計算し, これらを各チャンネルごとの値に変換した後, これらと LST 及びチャンネル放射率を式 (2.34) に与えることによって各チャンネルごとの観測放射輝度を計算した。

ところで, 実際のセンサにはランダムな観測誤差が存在し, その程度は  $NE\Delta T$  によって示される。この効果を考慮するため, 各観測輝度温度には, 平均値が 0K で標準偏差が当該チャンネルの  $NE\Delta T$  の仕様値 (ASTER は 0.3K, AVHRR は 0.12K) である正規乱数によって生成した値を誤差として付加した。

Table 3: List of samples included in the emissivity model.

sample no.	sample name	type of material	sample no.	sample name	type of material
1	Aplite.h1	igneous rock	50	Marble.h2	metamorphic rock
2	Granite.h1	igneous rock	51	Marble.h3	metamorphic rock
3	Granite.h2	igneous rock	52	Marble.h4	metamorphic rock
4	Granite.h3	igneous rock	53	Quartzite.h1	metamorphic rock
5	Granite.h5	igneous rock	54	Quartzite.h4	metamorphic rock
6	Obsidian.h1	igneous rock	55	Quartzite.h6	metamorphic rock
7	Rhyolite.h1	igneous rock	56	Schisit.h3a	metamorphic rock
8	Andesite.h1	igneous rock	57	Schist.h6a	metamorphic rock
9	Andesite.h2	igneous rock	58	Schist.h7	metamorphic rock
10	Andesite.h4	igneous rock	59	Slate.h1a	metamorphic rock
11	Diorite.h1	igneous rock	60	Slate.h2a	metamorphic rock
12	Granodiorite.h1	igneous rock	61	Slate.h3	metamorphic rock
13	Granodiorite.h2	igneous rock	62	Rhyolite.f	fresh rough surface
14	Monzonite.h1	igneous rock	63	Rhyolite.v	desert vanish coated rock
15	Monzonite qtz.h1	igneous rock	64	Basalt.f	fresh rough surface
16	Syenite.h1	igneous rock	65	Basalt.v	desert vanish coated rock
17	Syenite neph.h2	igneous rock	66	Ijolite.f	fresh rough surface
18	Tonalite.h1	igneous rock	67	Ijolite.v	desert vanish coated rock
19	Anorthosite.h1	igneous rock	68	Crustose.10	lichens coated rock
20	Basalt.h1	igneous rock	69	Crustose.65	lichens coated rock
21	Basalt.h2	igneous rock	70	Entisols	Soil
22	Basalt.h5	igneous rock	71	Vertisols	Soil
23	Basalt.h7	igneous rock	72	Inceptisols	Soil
24	Basalt.h9	igneous rock	73	Aridisols	Soil
25	Diabase.h1	igneous rock	74	Mollisols	Soil
26	Diabase.h2	igneous rock	75	Spodosols	Soil
27	Gabbro.h1	igneous rock	76	Alfisols	Soil
28	Ijolite.h1	igneous rock	77	Ultisols	Soil
29	Lamprophyre.h1	igneous rock	78	Oxisols	Soil
30	Norite.h1	igneous rock	79	Red oak	veg. green foliage
31	Norite.h2	igneous rock	80	Conifer	veg. decomposing litter
32	Dunite.h1	igneous rock	81	White pine	veg. green foliage
33	Picrite.h1	igneous rock	82	Indian grass	veg. green foliage
34	Picrite.h2	igneous rock	83	Senbeech	veg. senescent foliage
35	Greywacke.h1	sedimentary rock	84	Senredoak.h1	veg. senescent foliage
36	Limestone.h1	sedimentary rock	85	Senpine	veg. senescent foliage
37	Limestone.h2	sedimentary rock	86	Senryegrass	veg. senescent foliage
38	Limestone.h3	sedimentary rock	87	Oakbark.1	veg. tree bark
39	Sandstone.h1	sedimentary rock	88	Ypoplarbark	veg. senescent foliage
40	Sandstone.h2	sedimentary rock	89	Pinebark.1	veg. tree bark
41	Sandstone.h4	sedimentary rock	90	Wood	veg. decomposing litter
42	Shale.h3	sedimentary rock	91	Deciduous	veg. decomposing litter
43	Shale.h5	sedimentary rock	92	Seawater	water
44	Shale.h6	sedimentary rock	93	Distwater	water
45	Siltstone.h1	sedimentary rock	94	Seaice.smooth	ice
46	Siltstone.h2	sedimentary rock	95	Seaice.100grit	ice
47	Gneiss.h1a	metamorphic rock	96	Distice.smooth	ice
48	Gneiss.h3a	metamorphic rock	97	Distice.100grit	ice
49	Gneiss.h4	metamorphic rock			

Table 4: Change in the sensor brightness temperature for 50% increase in the total ozone amount for the six standard model atmospheres (sensor altitude: 100km, surface altitude: 0km, looking angle: 0°, LST: surface air temperature + 10K).

model	total ozone amount [m atm-cm]	ASTER channel				
		ch.10	ch.11	ch.12	ch.13	ch.14
Tropical model	277.4	-0.02	-0.23	-0.43	0.00	0.00
Midlatitude summer	331.7	-0.03	-0.27	-0.51	-0.01	0.00
Midlatitude winter	376.8	-0.03	-0.33	-0.62	0.00	0.00
Subarctic summer	344.9	-0.03	-0.28	-0.50	-0.01	0.00
Subarctic winter	375.7	-0.03	-0.34	-0.63	-0.01	0.00
1976 US standard	343.6	-0.03	-0.30	-0.55	-0.01	0.00

また、ASTERの一部のチャンネルはオゾンの吸収帯に掛かっているため、3.2節の方法によってモデル化したオゾン量と実際のオゾン量が異なる場合には、観測輝度温度にオフセットを生じる可能性がある[40]。そこで、MODTRAN内臓の6つの標準大気モデルについて、全オゾン量を50%増加させた時のASTER/TIRの各チャンネルの観測輝度温度の変化を計算した。この際、衛星高度は100km、地表高度は0km、観測方向は直下、LSTは各モデルの地表気温に10Kを加えた値とした。Table 4に得られた結果を示す。表より、オゾン量に対する感度はCh.12が最も大きく、 $-0.43 \sim -0.63\text{K}$ 、次いでCh.11で、Ch.12の半分程度の $-0.23 \sim -0.34\text{K}$ である。他のチャンネルの感度についてはNEATを考慮すると十分に無視できることが分かる。1961~1990年の国立天文台の統計[104]によると、オゾン量の月平均値の年間変動は、つくばで273~353 m atm-cm(変化率29%)、昭和基地で276~335 m atm-cm(変化率21%)であるから、月平均値で見ると、つくばは中緯度夏・冬の、昭和基地は亜北極夏・冬の各オゾン量の $\pm 50\%$ 以内に十分に収まっている。そこで、本論文では、実際のオゾン量はモデルで与えた量のたかだか $\pm 50\%$ 以内に収まるものと考え、Table 4の結果から、Ch.12の観測輝度温度には $\pm 0.5\text{K}$ の範囲で一様乱数による誤差を与え、Ch.11にはその1/2を誤差として与えることとした。

こうして、AVHRR/Ch.4~5及びASTER/TIRのそれぞれについて、ある観測条件(大気プロファイル、LST、放射率、観測ジオメトリのある組み合わせ)とそれに対する各チャンネルの観測放射輝度を1セットとする計467,540セットから構成されるシミュレーションモデルが得られた。本モデルは次章以降のシミュレーションベースの評価・検証において基本モデルとして使用される。

## 4 全球解析データに基づく単バンドアルゴリズムの検証

全球解析データは例外なく全球の各点での大気情報を与えることから、定常処理システムにおける単バンドアルゴリズムの大気ソースとして優れており、ASTER / TIR の標準大気補正アルゴリズムにおいても全球解析データの1つである NCEP/GDAS プロダクトを用いた単バンドアルゴリズムが採用されている。同データを単バンドアルゴリズムに利用する場合には上記のような大きなメリットがあるものの、反面、同データの解析時刻が通常 6 時間間隔で解析点の水平格子間隔が最高でも  $0.56^\circ$  程度 [51] と時空間分解能が低いことや、同データの信頼度が場所によって異なることなどの問題に注意する必要がある。しかしながら、現状では同データに基づく単バンドアルゴリズムの検証はほとんど成されておらず、その有効性については不明な点が多い。これは、LST や地表面放射率のプロダクトを定常運用で供給するプロジェクトが EOS プロジェクト以前には無かったため、全球解析データを敢えて利用する必要性が無かったことが原因の1つであろう。

そこで本章では、全球解析データに基づく単バンドアルゴリズムについて、シミュレーションや実データに基づく複数のアプローチによって検証した結果について述べる。

### 4.1 シミュレーションモデルに基づく検証

全球解析データに基づく単バンドアルゴリズムは、各指定気圧面におけるジオポテンシャル高度、気温、水蒸気量（相対湿度）を全球解析データから抽出し、これと DEM を用いて放射伝達計算を行うことにより大気補正を行う手法である。本手法において、大気補正誤差の要因として最も大きなインパクトを持つと考えられるのが、全球解析データ自身が持つ誤差である。上記の3つのパラメータのうち、ジオポテンシャル高度の誤差は、1000 ~ 500hPa で約 10m 前後であると言われており [51], [105]、放射伝達計算では十分に無視して良いので、気温及び水蒸気量の誤差に注意する必要がある。

一般的に全球解析データにおける気温の誤差は約 1.5 ~ 2K 程度 [51]、水蒸気量の誤差は大気下層の比湿度で約 1.5g/kg 程度 [105] などの数字があるが、これらの値は場所や季節に大きく依存することが考えられ、また、全球解析データより空間分解能がはるかに高く、かつ一瞬で観測が完了する熱赤外センサデータの大気補正に使用する場合には、任意の時刻における局所スケールでの誤差を考慮する必要がある。現在、客観解析の精度は観測精度と同等であると言われるが [51]、大気補正への利用を考慮すると全球解析データの各パラメータの精度は観測精度と高々同等で、通常それより低いと考えた方がよく、特に時空間変動が激

しい気象要素である水蒸気量の精度はあまり高くないものと考えた方が良いと思われる。ちなみに、気温の観測精度はラジオゾンデで 1K 程度であり、近い将来に利用可能となる新型サウンダ (EOS-PM/AIRS や METOP/IASI) も同程度のパフォーマンスが期待されている [49]。また、水蒸気量 (相対湿度) の観測精度はラジオゾンデで 7 ~ 10% 程度、上記のサウンダで 10 ~ 20% 程度と言われている [49]。

こうした気温及び水蒸気量のプロファイルに含まれる誤差が単バンドアルゴリズムの精度に及ぼす影響については幾つかの研究例があるが [40], [106], ここでは 3 章で作成したシミュレーションモデル (964 プロファイル × 97 サンプル × 5δLST = 467,540 条件) を用いて評価を行った。

まず、AVHRR 及び ASTER の各チャンネルについて、各シミュレーション条件ごとの観測放射輝度に対し、

- 各観測放射輝度を計算する際に与えた大気プロファイル (オリジナルプロファイルと呼ぶ) を用いて各観測放射輝度を大気補正する場合
- オリジナルプロファイルのうち、気温プロファイルのみに系統的に +2K の絶対誤差を付加したプロファイルを用いて各観測放射輝度を大気補正する場合
- オリジナルプロファイルのうち、水蒸気プロファイルのみに系統的に -20% の相対誤差を付加したプロファイルを用いて各観測放射輝度を大気補正する場合

のそれぞれについて地上レベルの地表輝度温度 (式 (2.57) 参照) を計算し、各場合ごとに全 467,540 条件に対する結果から RMSE を計算した。なお、前述したように全球解析データの誤差については不明な点も多いが、気温における 2K や水蒸気における 20% の誤差は、ここでは全球解析データのプロファイル誤差の典型値として与えた。

得られた結果を Table 5 に示す。オリジナルプロファイルを用いた場合でも誤差があるのは、NEΔT 及びオゾン量誤差 (ASTER / Ch.11, 12) のため、従って ASTER の方が AVHRR より RMSE が大きくなっている。また、Table 5 の値を元に RMSE を 1K 増加させる効果がある気温及び水蒸気プロファイルの系統誤差を計算した結果を Table 6 に示す。これらの値は大気補正誤差に対する感度を示すもので、チャンネルによってもかなり異なることが分かる。これらの結果と上記で与えた全球解析データのプロファイル誤差の典型値を考慮すると、全球解析データを用いた大気補正では、水蒸気プロファイルの誤差が主たる誤差因子となり得ることが分かる。なお、前述したように水蒸気量は一般に時空間変動が最も激しい気象要素であるため、大気補正に対してはここでの評価より更に大きな誤差を持つ可能性もある。

Table 5: RMSE [K] of the surface brightness temperature at surface level derived by atmospheric correction as a function of a typical error on input profile.

input profile	error	AVHRR		ASTER				
		ch.4	ch.5	ch.10	ch.11	ch.12	ch.13	ch.14
(no change)	—	0.16	0.19	0.47	0.45	0.52	0.39	0.42
air temperature	+2K	0.89	1.67	1.22	0.88	0.77	0.92	1.17
water vapor	-20%	1.55	2.94	1.65	1.12	0.95	1.51	2.01

Table 6: Error on input profile giving the impact of 1K to the RMSE of the surface brightness temperature at surface level.

input profile	AVHRR		ASTER				
	ch.4	ch.5	ch.10	ch.11	ch.12	ch.13	ch.14
air temperature	2.7K	1.4K	2.7K	4.7K	8.0K	3.8K	2.7K
water vapor	14.4%	7.3%	16.9%	29.9%	46.5%	17.9%	12.6%

## 4.2 日本周辺の AVHRR データに基づく検証

本節では、全球解析データに基づく単バンドアルゴリズムを日本周辺の9月及び12月の AVHRR データ (Ch.4 及び Ch.5) を使用して検証した結果について述べる。検証は、以下の3つの異なるアプローチにより行った。

1. 霞ヶ浦におけるフィールド実験に基づく検証
2. 衛星直下画素を用いた MCSST との比較検証
3. GPS 可降水量データを利用した検証

上記のいずれのアプローチにおいても、比較や参照のため、SW 法を用いた。これは、SW 法がこれまでの多くの研究により [107]、その性質が比較的良好に分かっているため、特に日本周辺海域における研究例 [108],[109] は本研究と最も条件に近い点で参考になると考えたためである。

以下では、全球解析データは ASTER/TIR の標準大気補正において採用された米国 NCEP の GDAS プロダクトを用いた。具体的には、各衛星通過時刻を挟む前後2時刻の GDAS プロダクト (水平格子間隔  $1^\circ \times 1^\circ$ , 気圧ベース) を入手し、それらの時空間内挿によって各衛星通過時刻における注目地点でのジオポテンシャル高度・気温・湿度の各鉛直プロファイルを求めて使用した。ここで、時空間内挿は各気圧レベルごとに行い、水平方向については共1次内挿法を、時間方向については線形内挿法を用いた。上記以外

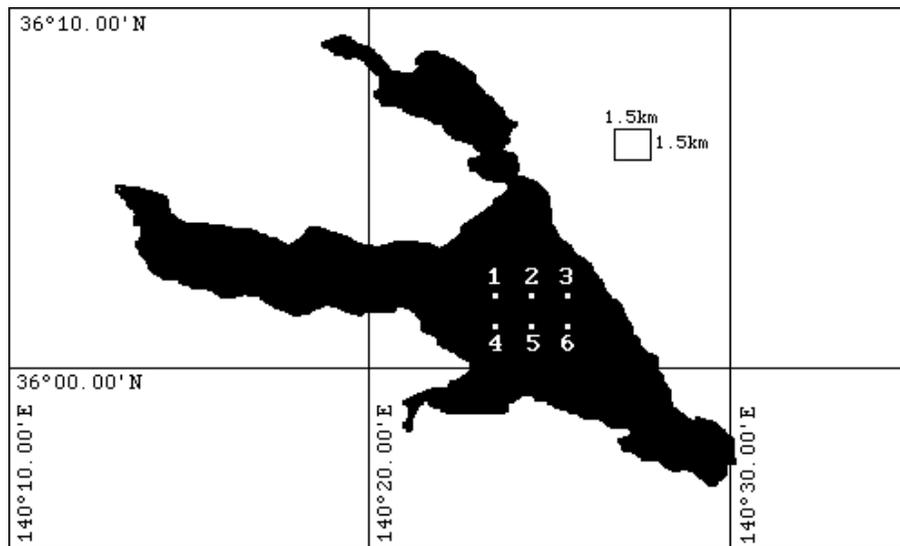


Figure 17: Deployed positions for Lake Kasumigaura buoys on September 9, 1998.

の大気プロファイル（二酸化炭素やオゾン等）については，9月のデータには中緯度夏モデルのものを，12月のデータには中緯度冬モデルのものを与え，エアロゾルについては，この帯域では平均的なものを与えても大きな誤差にはならないことから [36]，Rural-VIS=23km モデルを与えた。標高データは GTOPO30 を用いた。また，各チャンネルにおける水の放射率は，室内測定による反射率データ [55] をキルヒホッフの法則によって放射率に変換し，応答関数 [73] を与えてチャンネルごとの値としたものを用いた。

#### 4.2.1 霞ヶ浦におけるフィールド実験に基づく検証

##### (1) 概要

1997年12月13～14日と1998年9月7～12日の2回，霞ヶ浦にて AVHRR との同期観測実験を行った。これらの実験では，主に 14:00JST 付近の NOAA14 の通過に同期して湖上に展開した複数のブイによってバルク水温を計測し，同時にそのうちの1ヶ所で表皮水温や湖上気象データを計測した。なお，97年の実験では衛星通過時のみにブイを配置したが，98年の実験では9月7～9日と10～12日の各3日間ずつ連続配置した。Fig. 17は98年の実験におけるブイの配置である（97年の実験での配置は多少異なる）。

ブイは NASA / JPL のグループが使っているものを参考に自作したもので，水面下 4cm の水温をサーミスタにより計測するものである。ロガーには Onset StowAway XTI を用い，温度分解能は約 0.1 であり，誤差は仕様では 0.3 程度であるが，JPL のグループがカリフォルニア大学 Davis 校の校正用水槽を用いて検証した結果では，5～30 の温度範囲で基準温度計との差はほぼ  $\pm 0.1$  以内であり，またオフ

Table 7: Summary of the AVHRR data and the field experiments at Lake Kasumigaura; ELV is the satellite elevation, WV is the total water vapor amount along the optical path,  $N_{buoy}$  is the number of buoys available, and  $\Delta T$  is the skin temperature measurement.

AVHRR data	date/time (JST)	NOAA No.	ELV (deg)	WV (mm)	cloud	$N_{buoy}$	$\Delta T$
97-D1	97.12.13/14:03	14	55.8	8.5	free	6	
98-N1	98.09.09/03:15	14	61.6	33.5	free	5	×
98-D1	98.09.09/14:39	14	42.3	39.9	free	5	
98-D2	98.09.09/16:42	12	46.9	36.8	contam.	5	
98-N2	98.09.11/02:53	14	82.9	31.1	contam.	4	×

セットを生じるものについてはこれを補正することにより精度が増すことを確認している。なお、ここで  
のブイ水温は、SW 法の開発・検証で通常使われる外洋ブイによる水面下 1m でのバルク水温 [108],[109]  
より表皮に近い分だけ表皮水温との相関がより高いことが期待される [110]。

表皮水温は放射温度計により 10 秒間隔で計測し、温度ドリフトの補正のため、数分間隔で自作の黒体  
(黒体塗料を塗布した銅板の円錐型炉で、水循環によって温度安定を図るタイプ)を用いた校正データも  
取得した。放射温度計は試験目的もあって 97 年の実験では 4 台 (3 機種) を、98 年の実験では 2 台 (2  
機種) を用意したが、温度ドリフトの気温依存性が大きかった機種や校正の信頼性が低かったものを除く  
と、97 年の実験は 3 台 (Minolta 505 × 2 台及び Minolta IR0510: いずれもセンサは焦電素子で 0.1 分  
解能)、98 年の実験は 1 台 (TASCO THI-500: センサはサーモパイルで 0.1 分解能) となり、以降では  
これらのデータのみを用いた。

湖上気象データについては、97 年の実験では熱電対による気温観測を行っただけであるが、98 年の実験  
では同観測に加え、Kanomax Climomaster 6511 による気温・相対湿度・風速の観測を行った。

湖での実測データが得られた AVHRR データのうち、比較的天候条件が良かったものは 97 年 12 月 13  
日 14:03JST (97-D1)、98 年 9 月 9 日 3:15JST (98-N1)、14:39JST (98-D1)、16:42JST (98-D2)、9 月  
11 日 2:53JST (98-N2) の 5 データで、これらを処理対象とした (略号の D は昼を、N は夜を表す)。目  
視判読では 98-D2 と 98-N2 はブイエリア上にわずかな雲の混入が見られたが、参考用として処理した。各  
AVHRR データに対する観測角や水蒸気量、実測データの取得状況等を Table 7 に示す。

## (2) データ処理

各 AVHRR データに対して GDAS プロダクトベースの大気補正を行い、各ブイ地点での表皮水温を計算した。具体的には、時空間内挿した GDAS プロファイルとジオメトリ条件を MODTRAN に与えて透過率、光路輝度、天空照度を計算し、応答関数を適用して各チャンネルごとの値とした後、水の放射率及び各ブイ地点での AVHRR の観測放射輝度と共に式 ( 2.34 ) に与えて計算した ( 以降では “GDAS による” 表皮水温と呼ぶ )。また、比較のため、SW 法による水温 MCSST も計算した。MCSST 推定式は NOAA / NESDIS のものを用い、昼のデータは Day MCSST/split、夜のデータは Night MCSST/triple とした [73]。

$$(12 \text{ 号}) \quad MSCCT = 0.96356T_4 + 2.5792(T_4 - T_5) \\ + 0.24260(T_4 - T_5)(\sec \theta - 1) + 10.14 \quad (4.1)$$

$$(14 \text{ 号}) \quad MSCCT = 1.0173T_4 + 2.1396(T_4 - T_5) \\ + 0.77971(T_4 - T_5)(\sec \theta - 1) - 5.28 \quad (4.2)$$

ここで、 $T_4$  及び  $T_5$  は Ch.4 及び Ch.5 の観測輝度温度 ( 温度の単位は全て Kelvin )、 $\theta$  は観測角であり、式 ( 4.2 ) については、標準誤差が 0.57 K であると報告されている [73]。

一方、実測に基づく表皮水温は次のようにして得た。まず、各放射温度計の温度ドリフト補正後の値  $T_c$ 、水の放射率  $\epsilon_r$ 、MODTRAN による天空輝度  $I_r^\downarrow$  を次式に与え、放射温度計ごとに表皮水温  $T_s$  を計算した。

$$T_s = B_r^{-1} \left( \frac{B_r(T_c) - (1 - \epsilon_r)I_r^\downarrow}{\epsilon_r} \right) \quad (4.3)$$

ここで、添字  $r$  は各放射温度計の応答関数を用いて式 ( 2.33 ) により重み付けた値を表す。 $B_r^{-1}(\ast)$  はプランク関数の温度に関する逆関数である。理想的には表皮水温は放射温度計が異なっても同じ値が得られるはずだが、実際は測定誤差等のため、必ずしもそうならない。そこで 97-D1 については、3 台の放射温度計による表皮水温を単純平均した。次に、最も近い位置のブイ水温を上記の表皮水温から差し引くことにより、表皮効果  $\Delta T$  を求めた。そして、全てのブイ水温に  $\Delta T$  を加えることによって、全てのブイ地点での表皮水温を求めた。以降では、これらを全て実測表皮水温と呼ぶことにする。なお、 $\Delta T$  が空間的に不均一であることも考えられるが、ここではブイエリア内の各種気象パラメータが衛星通過時には均一であったと仮定して考慮しない。

Table 8 は、各衛星通過時刻について、表皮水温計測点付近の湖上気象データ ( 気温、相対湿度、風速 )、

Table 8: The lake surface meteorological data, the buoy temperature and the skin effect  $\Delta T$  at each overpass time. The air temperatures and the wind speeds in ( ) were measured by the Automated Meteorological Data Acquisition System (AMeDAS) at Tsuchiura, and the relative humidities in ( ) were measured by the Aerological Observatory at Tateno. The unit of temperature is in degree C.

AVHRR data	air temp.	humid. (%)	wind (m/s)	buoy temp.	$\Delta T$
97-D1	9.3	(43)	(1.0)	9.67 ~ 10.07	+0.36
98-N1	(21.0)	(100)	(0.0)	24.17 ~ 24.49	N/A
98-D1	24.9	82.9	7.4	24.83 ~ 25.01	-0.74
98-D2	24.5	86.2	6.6	24.68 ~ 24.84	-0.59
98-N2	(19.9)	(100)	(2.0)	24.54 ~ 24.83	N/A

ブイ水温の空間的ばらつきの範囲，そして  $\Delta T$  を示したものである。気温及び風速の欠測データは土浦のアメダス値を，相対湿度の欠測データは館野の高層気象台の観測値を括弧付きで示した。 $\Delta T$  自身の検証には日射量等の測定も不可欠だが，外洋では  $\Delta T$  は  $\pm 1$  程度の範囲と言われており [111]，今回の  $\Delta T$  はいずれもこの範囲には収まっている。

### (3) 検証結果

Fig. 18 は，GDAS による表皮水温 (Ch.4 及び Ch.5) 及び MCSST をブイ水温に対してプロットした図で，低水温 (97-D1)，高水温で雲無し (98-N1, 98-D1)，高水温で雲有り (98-D2, 98-N2) の3つに分けて示した。また，Fig. 19 は， $\Delta T$  を計測した 97-D1, 98-D1, 98-D2 について，横軸を表皮水温として示した図である。

97-D1 では，GDAS による表皮水温，MCSST 共に実測値と良く合っており，特に実測表皮水温とは  $\pm 0.5$  程度で合っている。これは光路水蒸気量が少なく，大気効果が小さかったことが理由として挙げられる。逆に光路水蒸気量が極めて多かった 98 年の各実験データでは，実測値との一致度が全体にやや落ちる。

MCSST は全体に良く一致している。表皮水温よりもブイ水温との一致度が全体に高いのは，各 MCSST 推定式がバルク水温とのマッチアップによって得られたことを考えると納得がいく。雲が少々混入しているデータ (98-D2, 98-N2) でも良い精度が得られている。一方，GDAS による表皮水温では雲の少々の混入が大きな負の残差を生む傾向があり，前処理としてのより厳密な雲除去の必要性を示している。

GDAS による表皮水温のチャンネル間の比較では，明らかに Ch.5 の方が Ch.4 より精度が悪い。これは，Ch.5 の帯域では水蒸気吸収がより大きいことから，GDAS の水蒸気プロファイルの誤差がより大きく増

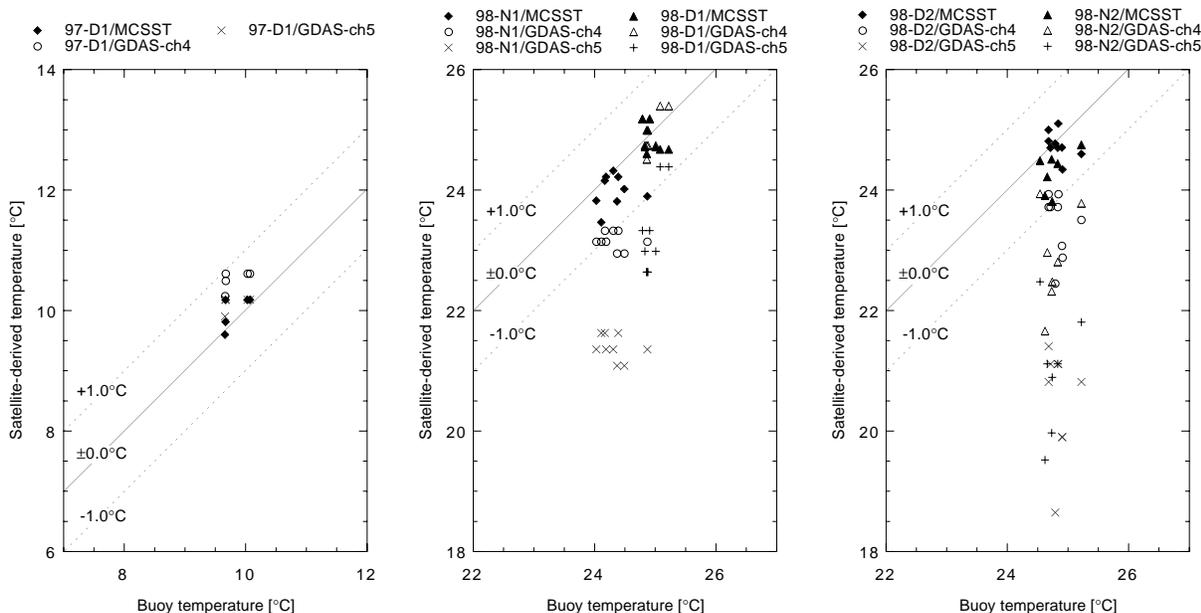


Figure 18: Comparison between the satellite-derived lake surface temperature and the *in-situ* buoy temperature; (left) low temperature and cloud-free, (center) high temperature and cloud-free, and (right) high temperature and cloud-contaminated.

幅されることが主な原因として考えられる。また、Ch.5 の帯域は水蒸気の連続吸収がより大きく、現在の RTC における水蒸気の連続吸収係数の精度が悪い ( $\approx 10\%$ ) ために [36]、仮に GDAS の水蒸気プロファイルが正しくても連続吸収係数の誤差の影響をより受けやすいこと等も原因として挙げられる。

なお、Fig. 18 において、98-N1 は 98-D1 と比べてブイ水温との一致度が低いが、夜間で気温が水温よりかなり小さかったために表皮効果が大きな負の値を持っていた可能性があり [112]、これを補正して表皮水温で比較すれば一致度は高まるものと思われる。

#### 4.2.2 衛星直下画素を用いた MCSST との比較検証

次に、1998 年 9 月 9 日 14:39JST 頃に日本上空を通過した NOAA14 号の AVHRR データの衛星直下画素を用いた検証結果について述べる。

Fig. 20 は Ch. 4 画像（幾何補正前）における衛星直下ラインを示す。南側（太平洋側）から北側（日本海側）に向けて 0 から 1541 までのライン番号を振ってある。衛星直下ラインは衛星の姿勢等により画像の中心ラインとは必ずしも一致しないため、ここでは以下のようにして求めた。まず、観測時における衛星の軌道要素から、各スキャンの観測時刻における衛星の直下座標を緯度経度で計算した。次に、各衛

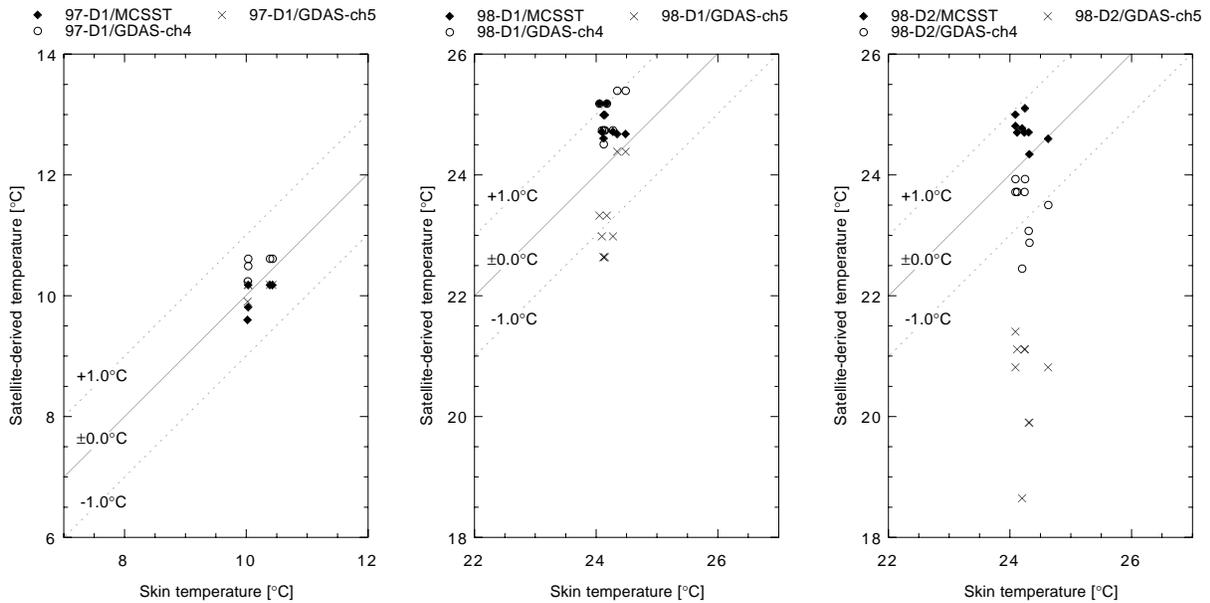


Figure 19: Comparison between the satellite-derived lake surface temperature and the *in-situ* skin temperature; (left) low temperature and cloud-free, (center) high temperature and cloud-free, and (right) high temperature and cloud-contaminated.

星直下座標における標高を GTOPO30 から抽出した。GTOPO30 では海洋の標高は値  $-9999$  で表現されるため、これにより海と陸の区別ができる。そして、画像中心ラインを平行移動して得られる海陸分布と、上記で得られた衛星直下ラインの海陸分布が最も適合する平行移動量を決め、画像における衛星直下ラインを定めた。

Fig. 21 は、衛星直下ラインの海陸分布及び被雲率である。海陸分布は上記の方法で得たものであり、また被雲率は GDAS の被雲率プロダクトを時空間内挿して得たものである。なお、GDAS の被雲率プロダクトの信頼性は時空間分解能やモデル化の問題によってあまり高くなく、実際、Ch.1 や Ch.4 の AVHRR 画像を判読した結果、GDAS プロダクトでは被雲率が  $0$  となっているライン番号  $300$  付近に薄い雲の広がりが認められた。

Fig. 22 は、衛星直下ラインの透過率である。ライン上の各点ごとに時空間内挿した GDAS プロファイルを MODTRAN に与えて計算した。計算に必要な陸域の標高値には GTOPO30 を使用した。

Fig. 23 は Ch.4 の観測輝度温度から Ch.5 の観測輝度温度を引いた値である。陸域又は被雲率が  $0$  より大きい画素は除いてある。SW 法の原理から、図に示す値は大気効果の程度を示し、大きな値ほどその画素における大気効果が大きいことを示す。例えば、ライン番号が小さい南側ではこの値が相対的に大きいため、大気効果も大きいと言える。

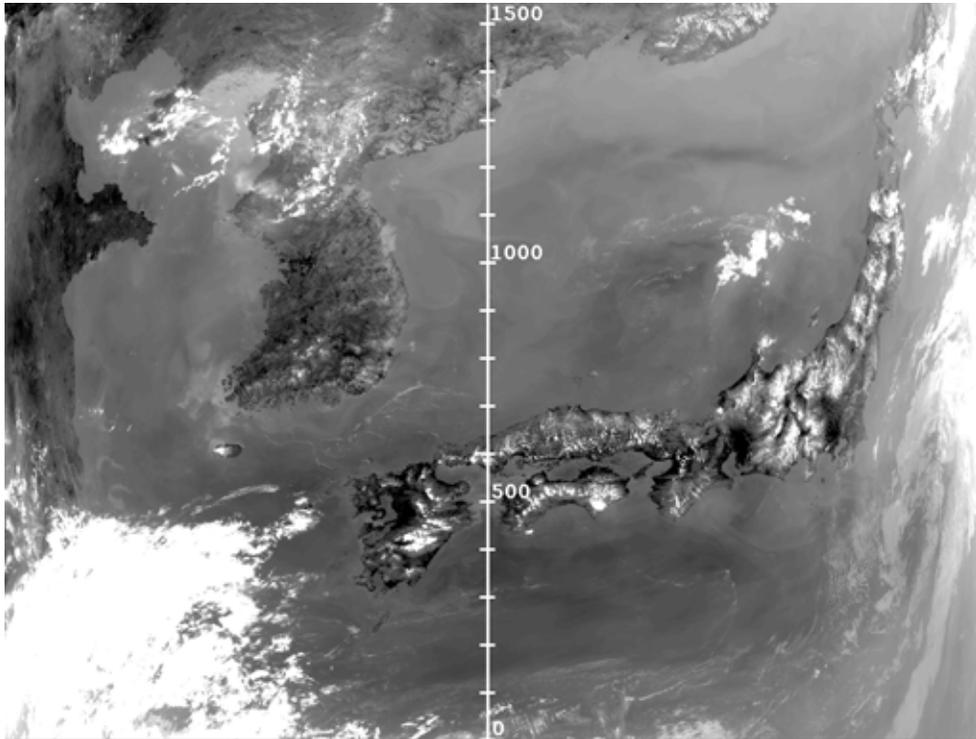


Figure 20: AVHRR channel 4 image and the nadir pixels of the satellite at 14:39 JST on September 9, 1998.

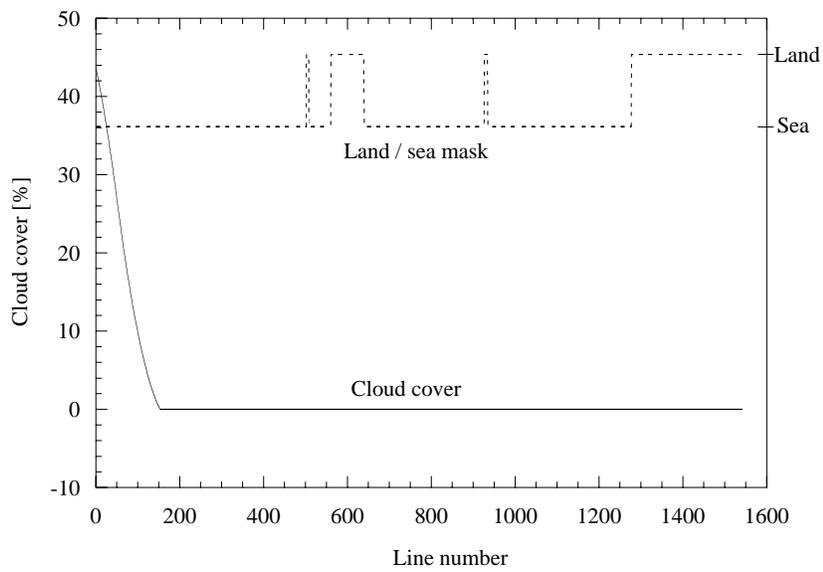


Figure 21: Cloud cover and land/sea mask for the nadir pixels.

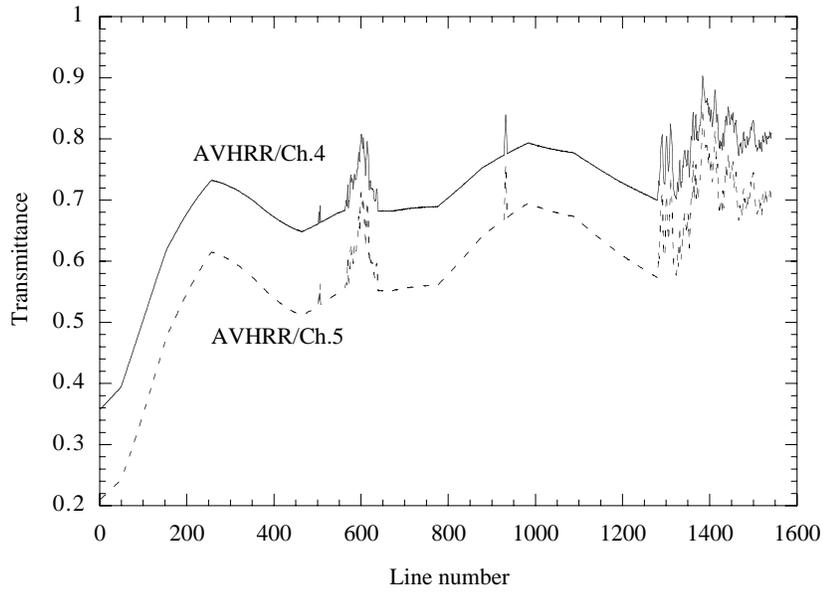


Figure 22: Transmittance derived from the GDAS profiles for the nadir pixels.

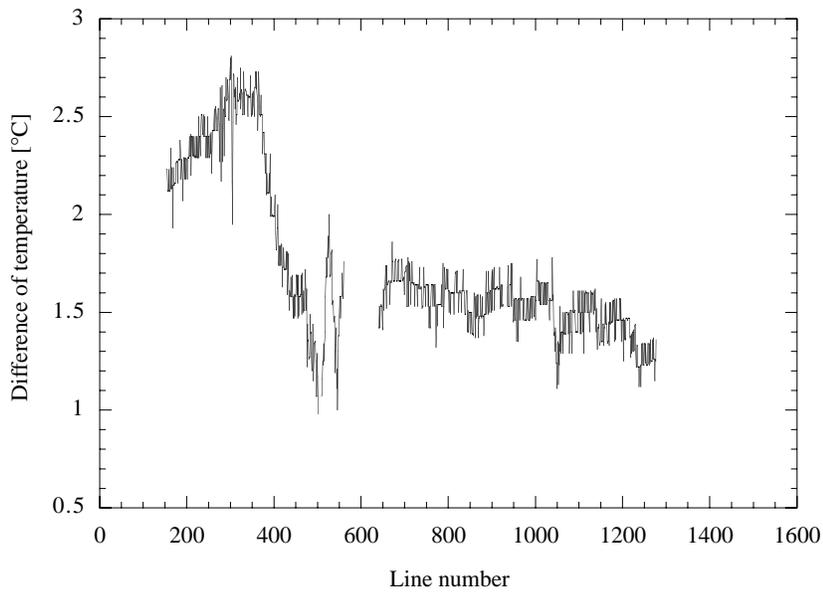


Figure 23: Difference of sensor brightness temperature between AVHRR channels 4 and 5 for the nadir pixels.

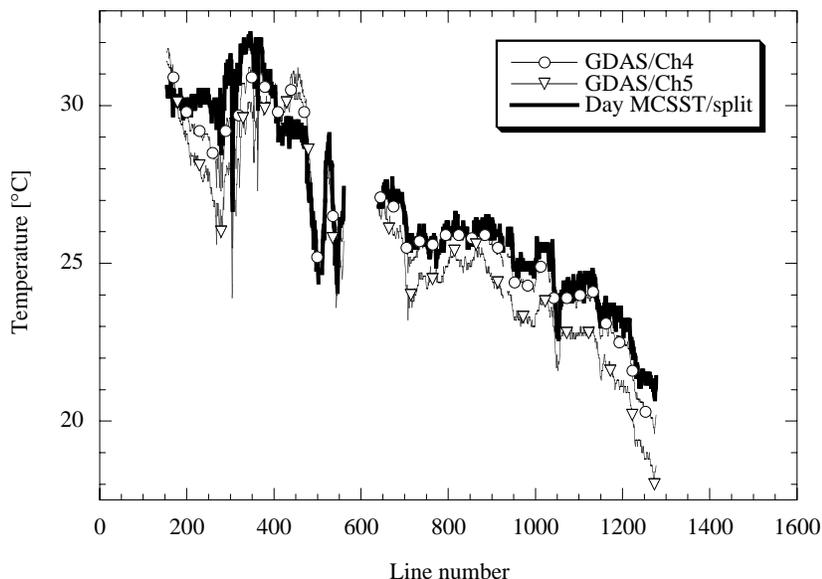


Figure 24: Sea surface temperatures derived from the MCSST method and the single band algorithm with GDAS profiles for the nadir pixels.

Fig. 24 は、各チャンネルの GDAS による SST と MCSST である。また、Fig. 25 は各チャンネルの GDAS による SST から MCSST を引いたものである。MCSST の式は NESDIS の Day MCSST/split を使用した。

Fig. 25 を見ると、まず、前項と同様に本項の結果においても、GDAS による大気補正の誤差（ここでは MCSST との差）は Ch.5 の方が Ch.4 より大きい。MCSST の誤差がそれほど大きくないものとする、この原因としては、前項で述べたように、Ch.5 では GDAS の水蒸気プロファイルの誤差が大きく増幅されること、RTC における水蒸気連続吸収係数の精度が悪いことなどが挙げられる。

次に、ライン番号 300 付近を見ると、いずれのチャンネルとも大きな負の残差を持ち、Ch.4 で  $-1 \sim -2$ 、Ch.5 で  $-3 \sim -4$  程度に達していることが分かる。逆に、ライン番号 450 付近では、いずれのチャンネルとも大きな正の残差を持ち、Ch.4 で  $+1$  程度、Ch.5 で  $+2$  程度であることが分かる。MCSST にも表皮効果や水蒸気量依存性 [86] に伴う誤差が含まれていることが考えられるが、上記の 2ヶ所の相違は顕著である。まず、前者については前述したように雲の存在が認められた領域である。GDAS による大気補正が SW 法より雲の影響を顕著に受けることは前項で示したが、雲域は通常大気補正の対象としないため、ここでは考察の対象から除外する。一方、後者については、Ch.1 や Ch.4 の AVHRR 画像の判読からはこの領域に特に雲や霧などの存在は認められなかった。むしろ、Fig. 23 が示すように、この領域では Ch.4 と Ch.5 の観測輝度温度差が周囲より小さいことから大気効果が小さかったことが分かり、大気中の水蒸気量が周囲より少なかった可能性が考えられる。Ch.4 と Ch.5 の差画像 (Fig. 26) が示すこの“局所アノマ

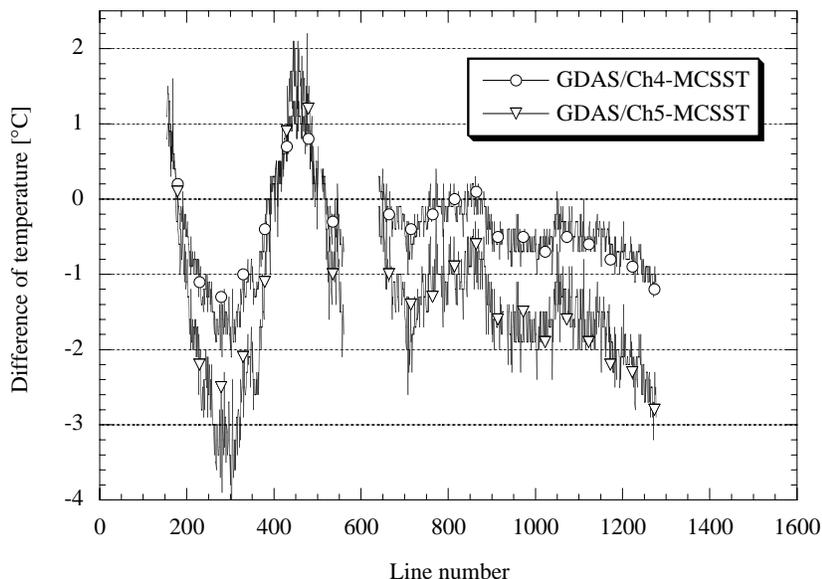


Figure 25: Difference of sea surface temperature between the MCSST method and the single band algorithm with GDAS profiles for the nadir pixels.

“リー”のサイズは数 10km 四方であり、GDAS の格子サイズ（約 100km 間隔）より小さい気象現象であったため、仮にこの現象が時間的に安定していたとしても GDAS プロダクトには反映されず、結果的にこれを用いた大気補正では大気効果が大きめに見積もられたことが、図における正の残差の原因であると考えられる。この数 10km 四方というサイズは ASTER では 1 シーンのサイズとほぼ同じであることに注意する必要がある。なお、“局所アノマリー”の原因については不明であるが、この付近は海底からの湧昇流によって海面付近に低水温帯が形成されているものと考えられ、これが蒸発を抑えることによって境界層の水蒸気量が周囲より少なくなっている可能性も考えられる。

一方、ライン番号 700 ~ 1300 付近の日本海の領域を見ると、前述の 2 ケ所ほど MCSST との差は見られないものの、いずれのチャンネルとも全体に負の方向に片寄っている。GDAS による SST が表皮水温を、MCSST がバルク水温を反映していると考えれば、水蒸気吸収がより小さい Ch.4 に見られる負の残差は負の表皮効果によってある程度説明できる。但し、Sakaida ら（1992）は、1988 年 11 月 ~ 1989 年 12 月の期間に日本周辺海域で得られた MCSST とブイ水温の組 計 122 個を調査した結果、夏季の日本海において MCSST が正のバイアス誤差（一部は 1 °C 以上）を持っていたことを指摘した [109]。この現象が夏季の日本海の気象・海象条件に起因するものならば、本研究における MCSST にも同様のバイアス誤差が生じている可能性があり、そしてこれは Fig. 25 の日本海領域にやはり負の残差を生じる原因となり得る。

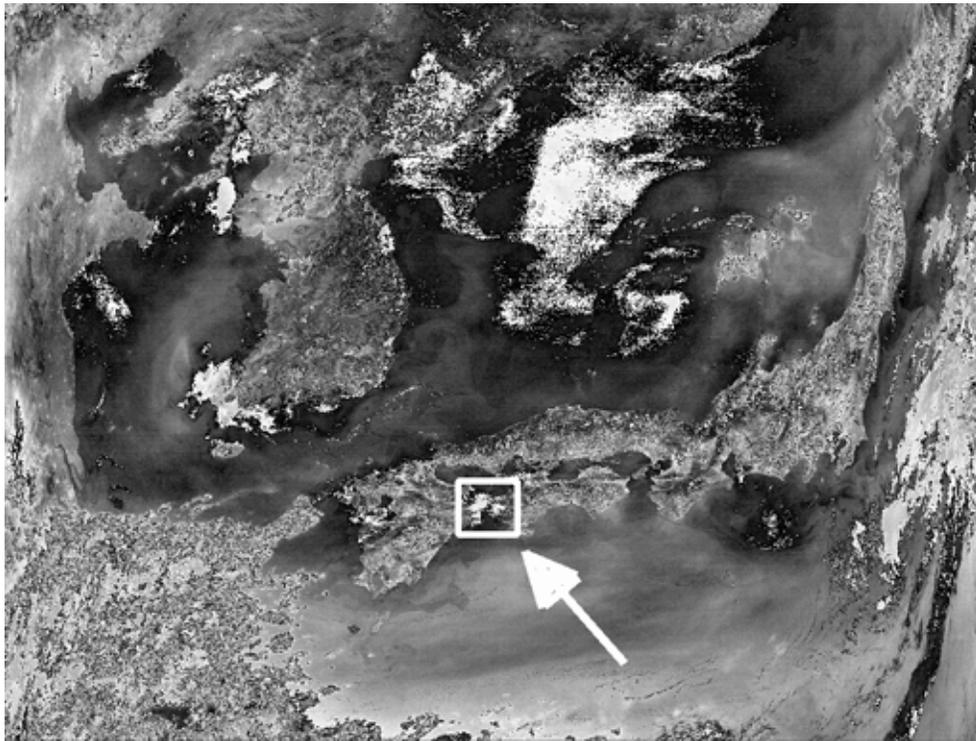


Figure 26: Differential image between AVHRR channels 4 and 5. The local water vapor anomaly is shown in the white box.

#### 4.2.3 GPS 可降水量データを利用した検証

GPS 衛星から地上受信局に到達する信号は大気により遅延する。この遅延量のうち、水蒸気による遅延を湿潤遅延と呼び、湿潤遅延量から逆に可降水量を高精度に推定することができる [113]。その誤差はラジオゾンデとほぼ同等であると言われ、数値予報モデルの 6 分の 1 と言われている [114]。日本には国土地理院所管の 1000 点を越える GPS 連続観測点があり、各観測点における基線解析データの 3 時間平均値が国土地理院より配布されている。SINEX (又は TRP) と呼ばれるこの解析データ中に湿潤遅延に関係した量 ( $zcorr$ ) が含まれており、これを用いて各観測点における 3 時間ごとの可降水量を求めることができる。 $zcorr$  から可降水量を計算する手順は以下の通りである [115]。

1. GPS 観測点の高度 (楕円体高) を用いてモデル大気 (Saastamoinen) に対する天頂大気遅延量  $ztd0$  を計算する。
2.  $ztd0$  と SINEX ファイル中の  $zcorr$  を用いて真の天頂大気遅延量  $ztd$  を計算する ( $ztd = ztd0 + zcorr$ )。
3. 地上気圧を用いて天頂静水圧遅延量  $zhd$  を計算する。
4.  $ztd$  及び  $zhd$  を用いて天頂湿潤遅延量  $zwd$  を計算する ( $zwd = ztd - zhd$ )。

5. *zwd* と地上気温を用いて可降水量を計算する。

詳細は付録 A.3 を参照されたい。

国土地理院の GPS 連続観測システムデータから得られる可降水量は GDAS プロダクトより高い時空間分解能を持ち、また精度も高いと推察される。そこで、1998 年 9 月 9 日 14:39JST を含む GPS 連続観測システムデータを入手し、上記の手順に従って、各 GPS 観測点における可降水量を計算した。計算に必要な各 GPS 観測点での地上気圧及び地上気温については、それぞれ同時刻を含む気象官署の地上気圧データ及びアメダスの地上気温データを入手し、これらに 3 時間平均、水平内挿、高度補正を行うことによって得た。こうして得られた各 GPS 観測点での GPS 可降水量を用いて GDAS による大気補正の検証を以下の手順で試みた。なお、以下では、4.2.2 項と同じ AVHRR データを緯経度座標系で 1 画素 30arcsec となるように最近隣内挿法により再配列したデータを使用した。

まず、850 の GPS 観測点について、GPS から得られた可降水量と GDAS プロファイルから得られたそれとを比較した。結果を Fig. 27 に示す。図から分かるように、相関はそれほど高くなく ( $R = 0.448$ )、回帰直線も  $45^\circ$  からやや傾いている。小スケールの雲の影響も考えられるが、晴天域のみを集めてもこの結果はそれほど変わらなかった。また、両者の差の RMS は 5.54mm であった。GPS の可降水量の誤差は、米国における検証では 1~2mm 程度、日本における検証では 3.7mm であったことが報告されており [116]、まだ不確定な面があるが、GDAS プロダクトの時空間分解能が GPS のそれに比べて低いことを考慮すると、図中のばらつきは GDAS プロダクトの誤差に起因している部分が少なくないものと推察される。

次に、MCSST と GPS 可降水量を組み合わせた複合的な検証を行うため、SW 法を適用可能で、かつ GPS 可降水量が利用可能なエリアの抽出を行った。今回はそのようなエリアとして、Fig. 28 の左上に示すように、晴天下の GPS 観測点からの距離が 9km である晴天下の海面域とした。ここで、晴天下とは、Ch.1 データに適切な閾値を与えて推定した雲域から 10km 以上離れていることを条件とした。また、海面域の選定には GTOPO30 を利用した。海岸に近接した海面の混入を避けるため、3 画素 × 3 画素内の観測輝度温度の最大差 (Max - Min) が Ch.4 及び Ch.5 共に 0.5 以内のエリアのみを選び、9 画素の平均値をそのエリアでの観測輝度温度とした。なお、1 つの GPS 観測点に対しては 1 つのエリアのみを与えた。この結果、Fig. 28 の海岸線に沿って 示される計 145 のエリアが選定された。

Fig.29 は、上記の 145 エリアについて、GDAS による SST と MCSST (前項までと同じ式を使用) の関係を示したもので、“original” と書かれたプロットは GDAS の水蒸気プロファイルをそのまま使用した結果、一方の “GPS-scaled” と書かれたプロットは、GDAS の水蒸気プロファイルを各エリアの GPS 可降水

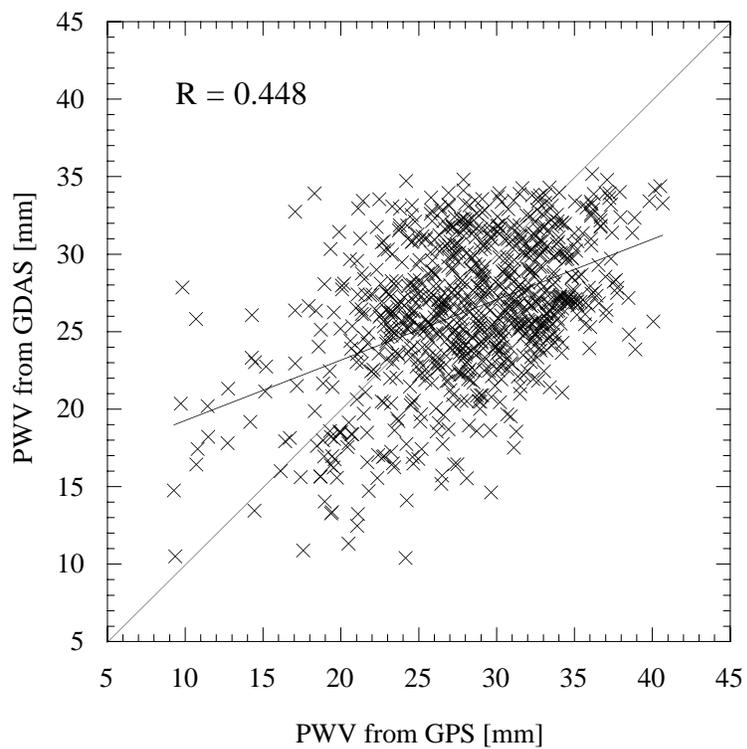


Figure 27: Comparison of the precipitable water vapor amounts derived from the GPS wet delay data and from the GDAS profiles for 850 GPS stations. A regression line is also shown. The differential RMS of them is 5.54 mm.

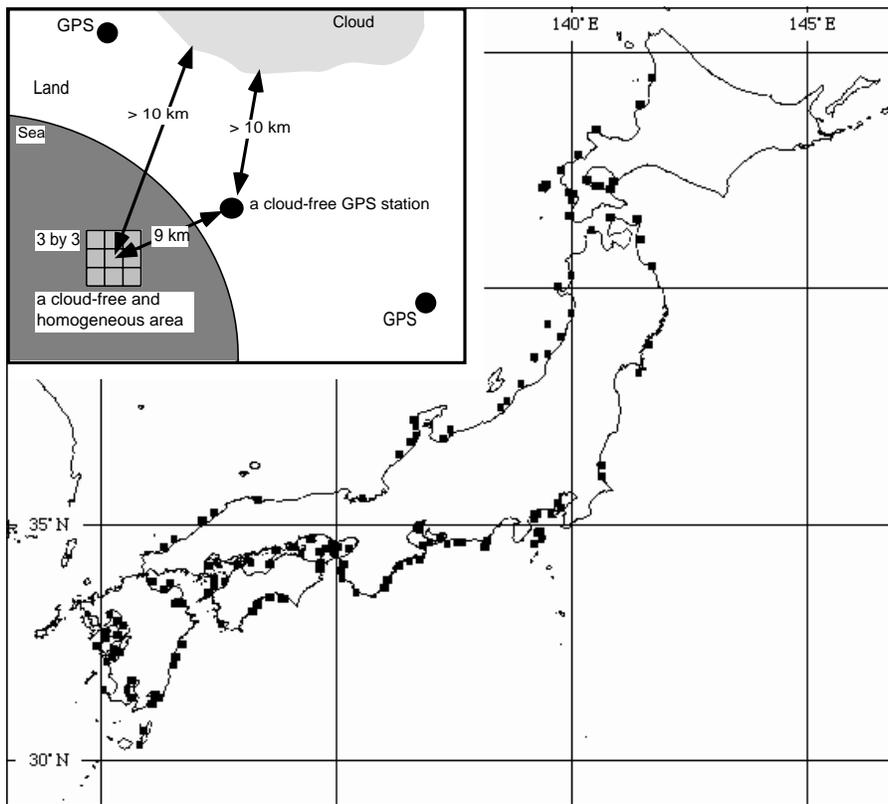


Figure 28: 145 cloud-free and homogeneous sea areas selected for the validation study.

量に適合するようにスケーリング（全高度に一律の係数を掛ける）したものを使用した結果である。気温プロファイル等、他のプロファイルは同じものを使用している。

GPS 可降水量による水蒸気プロファイルのスケーリングによって、MCSST から大きく外れた幾つかのエリアでの値が MCSST に近くなって全体的に相関がやや上がり、Ch.4 では MCSST との差がおよそ  $\pm 1$  程度に収まっているのが分かる。実際、MCSST との差の RMS は、Ch.4 が 0.888 から 0.642 に、Ch.5 が 1.793 から 1.519 に、それぞれスケーリングによって小さくなっている。ただし、MCSST にも当然誤差は含まれているため、これらの値が GDAS による大気補正の誤差とは一致しないことに注意する必要がある。しかしながら、これらの事実は、一部のエリアで GDAS の水蒸気プロファイルが大きな誤差を持っており、これらが GPS 可降水量を用いたスケーリングによって適切に修整されたと考えるのが妥当であろう。但し、Ch.5 はスケーリング後も依然としてばらつきは大きく、これは前項までに述べた Ch.5 の誤差因子（GDAS の水蒸気プロファイルの誤差と RTC の水蒸気連続吸収係数の誤差）が主たる原因であると思われる。なお、Ch.4 についても同様にスケーリング後もばらつきが見られるが、これは、表皮効果や水蒸気量依存性に伴う MCSST 自身の誤差、GPS 可降水量の誤差、スケーリングの不完全性、気温プロファイルの誤差、RTC 自身に起因する誤差などが考えられる。

#### 4.2.4 まとめ

GDAS プロダクトを用いた単バンドアルゴリズムについて、AVHRR データを用いた 3 つのアプローチによる検証結果を見ると、AVHRR/Ch.4 に対する大気補正精度は、日本の夏場でおおよそ  $\pm 1$  程度、冬場でおおよそ  $\pm 0.5$  程度であったが、日本周辺は定常気象観測点が密であるため、今回の条件は湿潤とは言え、GDAS プロダクトの精度自体は全球の中では良い方であることを考慮しなくてはならない。特に霞ヶ浦にはすぐ近くに高層気象台があるため、客観解析の精度はかなり高いものと推察される。一方、いずれのアプローチにおいても、GDAS ベースの大気補正では Ch.4 より Ch.5 の方が精度が明らかに悪く、これは、Ch.5 が水蒸気吸収の強い帯域に位置するために、GDAS プロダクトの誤差（特に水蒸気プロファイルの誤差）が増幅されること、また Ch.5 が水蒸気連続吸収の強い帯域に位置し、現在の RTC の水蒸気連続吸収係数の精度が悪いため、同係数の誤差が加わること、などが主たる要因であると思われる。このような大気補正精度のチャンネル依存性は、特に地表のスペクトル解析に大きな影響を及ぼすので、十分な注意が必要である。また、GDAS プロダクトの時空間分解能以下の局所的な気象現象によって大気補正誤差を生じる例も示した。これはこの手法の原理的な問題で、これを改善するには、より高い時空間分解能を

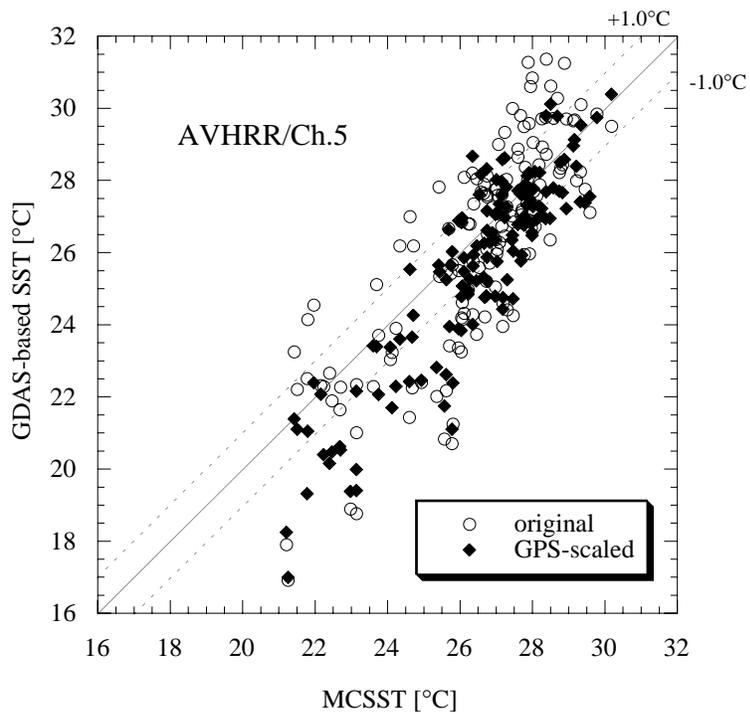
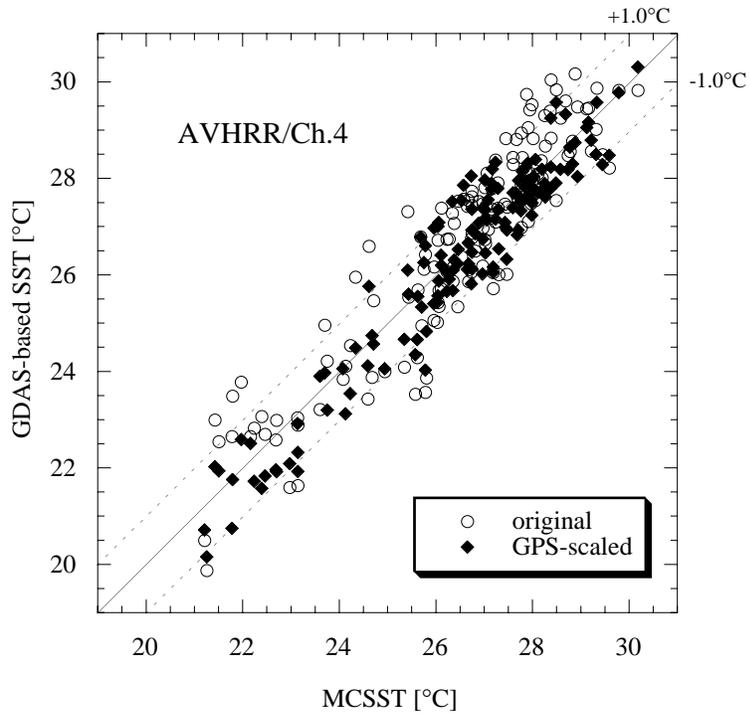


Figure 29: Plots of the SST derived from the single band algorithm with GDAS profiles versus the MCSST for the 145 selected areas for AVHRR channels 4 and 5. (original) Original water vapor profiles were used; (GPS-scaled) Water vapor profiles were scaled to fit to the GPS precipitable water vapor amounts.

持つデータを同化させる以外に方法は無い。更に、雲の少々の混入により大きな負の残差を生じることも示した。前処理としての雲除去は SW 法より厳密に行う必要がある。

## 5 放射率の不確定性を考慮した陸域観測のための差分吸収アルゴリズム

差分吸収アルゴリズムは外部の大気情報を使わずに画素単位の大気補正を可能にする大気補正アルゴリズムであるが、実用的に利用されているのは SST 観測に限られ、LST 観測については様々な手法が提案されているものの、未だ実用的とはいいがたい状況にある。この最も大きな理由は、差分吸収アルゴリズムが地表面放射率の影響を顕著に受けることから [19]、これまでに提案された陸域用の差分吸収アルゴリズム [21]-[27] がいずれも各画素の放射率をあらかじめ十分な精度で知っておく必要があったためである。すなわち、現時点では十分な精度を持つ放射率の全球マップが存在しておらず [24]、また、放射率は空間的不均質性、含水量や表面形状・被覆の変化に伴う経時変化 [28], [29]、角度依存性 [33] 等により本来不確定なパラメータであるため、これを既知パラメータとする制約はアルゴリズムを定常処理システムへ実装する上での大きな障壁となっているのである。

こうした背景を踏まえ、本章では、放射率を既知パラメータとして含まずに不確定な因子として扱う陸域観測用の差分吸収アルゴリズムを新たに提案する。まず、5.1 節では、MC 法の目的変数を各チャンネルごとの地上レベルの地表輝度温度とする拡張マルチチャンネル (EMC) 法を、そして MC 法及び EMC 法の係数を水蒸気量の関数とする MC/WVD 法及び EMC/WVD 法を新たに導入する。これらはいずれも放射率を既知パラメータとして含まない差分吸収アルゴリズムである。そして、5.2 節では、MC 法、EMC 法、MC/WVD 法、EMC/WVD 法について、シミュレーションに基づいて陸域観測における実用性を比較評価し、EMC/WVD 法がこの中で最も実用的な手法であることを述べる。

### 5.1 マルチチャンネル法の拡張と水蒸気量依存係数の導入

#### 5.1.1 EMC 法

式 (2.42) で示される MC 法は、物理モデルに基づいて導出することができるが、目的変数を表面温度、説明変数を各チャンネルの観測輝度温度とする回帰モデルと見ることもできる。ここで、説明変数は MC 法と同様のままで、目的変数をチャンネル  $i$  における地上レベルの地表輝度温度  $T_{gi}$  とする新たな回帰モデルを構築する。

$$T_{gi} = a_{i0} + \sum_{k=1}^m a_{ik} T_k \quad (5.1)$$

$k$  はチャンネル、 $m$  はチャンネル数、 $T_k$  はチャンネル  $k$  の観測輝度温度、 $a_{ik}$  ( $i = 0, \dots, m; k = 0, \dots, m$ ) は回帰係数である。上式を Extended Multichannel (EMC) 法と呼ぶことにする。EMC 法の有効性について

は、後でシミュレーションに基づいて評価する。目的変数である  $T_{gi}$  が説明変数の観測輝度温度と同様に放射率に依存するため、回帰の過程で放射率の効果がキャンセルされて、MC 法よりも放射率に伴う誤差が小さくなる可能性がある。このことは後でシミュレーションに基づいて検証する。

### 5.1.2 MC/WVD 法及び EMC/WVD 法

2.3.3 項で述べたように、SW 法は水蒸気依存性があるため、湿潤な大気下では誤差が大きくなる問題がある [32],[86]。そこで、これを改善するための手法が数多く提案されている [20],[25],[27],[32],[86],[90]-[93]。

MC 法及び EMC 法は SW 法の拡張であるため、SW 法と同様に水蒸気依存性を持つことが考えられる。従って、それに対応することにより SW 法と同様に精度を改善できる可能性がある。そこで、MC 法及び EMC 法に François らの WVD 法の考えを導入した MC/WVD 法及び EMC/WVD 法を提案する。MC/WVD 法は次式で表される。

$$T_s = (a_0 + b_0 W + c_0 W^2) + \sum_{i=1}^n (a_i + b_i W + c_i W^2) T_i \quad (5.2)$$

同様に EMC/WVD 法は次式で表される。

$$T_{gi} = (a_{i0} + b_{i0} W + c_{i0} W^2) + \sum_{k=1}^m (a_{ik} + b_{ik} W + c_{ik} W^2) T_k \quad (5.3)$$

これらの有効性については、後でシミュレーションに基づいて評価する。

ここで、WVD 法を採用した理由は (1) QUAD 法タイプはマルチチャンネルに拡張しにくい、WVD 法タイプは極めて容易に拡張できること (2) QUAD 法は放射率が 1 から離れると精度が低下するが、WVD 法は比較的良い精度を持つ性質があり [32]、陸域への適用に向いていること、などである。但し、WVD 法における放射率の影響については、François らは 2 チャンネル間でそれが同じ場合のみしか評価していない。放射率は SW 法に極めて大きな誤差を生むため [19]、より一般性のある評価を行う必要がある。また、MC/WVD 法及び EMC/WVD 法は既知変数として  $W$  を必要とするが、SWVR 法は陸域では放射率の波長変化の影響を受けて適用は難しいことや、AVHRR 以外のセンサへの適用、定常処理システムへの実装等を考慮し、本論文では、 $W$  のデータソースの 1 つとして NOAA/NCEP の GDAS プロダクト [122] に代表される全球解析データを利用することを提案する。この場合、 $W$  の精度はやや落ちることが予想されるが、定常的に全球の各点における  $W$  の情報が得られるメリットが大きい。但し、全球解析データにおける  $W$  の不確定性も考慮した評価を行う必要がある。

## 5.2 シミュレーションモデルに基づく検証

本節では、AVHRR 及び ASTER の各熱赤外チャネルを使用する場合における MC 法、EMC 法、MC/WVD 法、EMC/WVD 法の有効性をシミュレーションに基づいて検証する。なお、AVHRR に対する MC 法は SW 法と同一であり、AVHRR に対する MC/WVD 法は François らによって提案された WVD アルゴリズムと同一である。

### 5.2.1 総水蒸気量の不確定性のモデル化

MC/WVD 法及び EMC/WVD 法において既知変数として必要な総水蒸気量  $W$  は実運用時には不確定性を持つので、本論文における計算では、各大気プロファイルの水蒸気プロファイルから計算される  $W$  に  $\pm 1 \text{ g/cm}^2$  以内の誤差を一様乱数によって付加したものを与えた。但し、誤差を付加した後の  $W$  が負の値になる場合には  $0 \text{ g/cm}^2$  とした。SSM/I や TOVS 等のサウンダによる  $W$  の精度が  $0.3 \sim 0.5 \text{ g/cm}^2$  であり [86]、また François らはシミュレーション結果に基づいて WVD 法における  $W$  の要求精度を  $0.5 \text{ g/cm}^2$  以下としたが、ここでは全球解析データの利用も考慮してやや大きい誤差を与えた。この値は予報モデルの誤差に近く [114]、全球解析データの利用を想定する場合には妥当であると考えられる。以降では、特に断らない限り、MC/WVD 法及び EMC/WVD 法の  $W$  には上記によって生成した値を与えた。

### 5.2.2 海洋観測における精度と他の計算例との比較

本論文における計算を従来の計算例と比較検証するため、まずは海洋観測に近い条件を与え、MC 法、EMC 法、MC/WVD 法、EMC/WVD 法の各推定式を重回帰分析で決定した。これらの手法のうち、従来の計算例と比較できる手法は、MC 法 (AVHRR 及び ASTER) と MC/WVD 法 (AVHRR) のみである。与えた条件は、大気が 964 プロファイル、放射率が 2 サンプル (No.92 の海水と No.93 の蒸留水)、 $\delta LST$  が  $-5, +0, +5\text{K}$  の 3 つで、計 5,784 条件である。また、MC/WVD 法及び EMC/WVD 法に与える総水蒸気量  $W$  の誤差及び  $NE\Delta T$  は、これらを考慮しない場合も合わせて計算した。

得られた各式の RMSE を Table 9 に示す。MC 法及び MC/WVD 法は  $T_s$  の RMSE を、EMC 法及び EMC/WVD 法は  $T_{gi}$  の RMSE を示してある。まず、AVHRR の MC 法 (すなわち SW 法) を見ると、 $NE\Delta T = 0.12\text{K}$  の場合で  $0.78\text{K}$  の精度が得られている。AVHRR の SW 法の精度はおよそ  $0.7\text{K}$  と言われているから [31],[86]、本論文における結果と整合している。次に、ASTER の MC 法を見ると、 $NE\Delta T = 0\text{K}$

の場合に 0.46K,  $NE\Delta T = 0.30K$  の場合に 0.91K の精度が得られている。松永 (1996) が標準大気モデルや日本周辺の大気モデル [117] を用いて評価した結果では、前者の場合に 0.15 ~ 0.48K, 後者の場合に 0.56 ~ 1.07K であり、いずれの場合も本論文における結果と整合している。一方, AVHRR の MC/WVD 法は François らの WVD 法と同一であり, 本論文における結果では,  $W$  の誤差が  $0 \text{ g/cm}^2$  かつ  $NE\Delta T = 0K$  の場合に 0.45K であるが, François らの結果は同様のケースで 0.06K (標準誤差) である。この 0.39K の差の原因の 1 つは  $\delta LST$  の与え方にあると思われ, 計算を  $\delta LST = +0K$  のみとして行うと RMSE が 0.23K となり, 差は 0.17K に縮まる。他の原因としては大気モデルの違いなどが考えられるが, 0.17K という値はセンサの  $NE\Delta T$  レベルであることと, 上述のように MC 法については他の研究例とよく一致していること, François らの示した誤差は一般に小さすぎるきらいがあることなどから, ここではこの差についてこれ以上の言及はしない。以上より, 従来の計算例との整合性は高いと言える。

さて, 同表で  $NE\Delta T$  を考慮した場合について見ると, 本論文で提案した MC/WVD 法及び EMC/WVD 法は, それぞれ MC 法及び EMC 法の精度を 0.2 ~ 0.3K 程度改善していることが分かる。 $W$  の誤差が  $1 \text{ g/cm}^2$  の場合でもそれほど大きな精度の低下は見られない。地球システムを理解するためには SST を 0.3K, LST を 1K の精度で観測する必要があると言われており [27], この 0.2 ~ 0.3K の改善効果は決して小さくない。これらのことは海洋観測における MC/WVD 法及び EMC/WVD 法の有効性を示すものと言える。

なお, 本論文で使用した大気モデルには標高の効果が含まれているため, 海洋観測の条件とはやや異なるが, 後述するように, これは精度の計算にはほとんど影響を及ぼさない。

### 5.2.3 放射率の不確定性に対するロバスト性評価

以降では陸域観測を想定する。

まず, 差分吸収アルゴリズムの主たる誤差因子である放射率の不確定性に対して, 各アルゴリズムがどの程度ロバストであるかを評価するため, 放射率の不確定性の範囲を様々に変え, 各範囲に属する放射率モデルのサブセットごとにそれぞれの最適式を最小 2 乗法により計算し, RMSE を求めた。ここで, 放射率の不確定性の範囲は, 上限を 1.00 に固定し, 下限を 0.98 から 0.65 までの 0.01 刻みの変数として与えた。Fig. 30 及び Fig. 31 は, それぞれ AVHRR 及び ASTER について, 放射率の下限値が 0.95 のサブセットに含まれるサンプルの放射率パターンの例である。

また, Fig. 32 は, AVHRR 及び ASTER について, 0.98 から 0.65 までの 0.01 刻みの各下限値に対する放射率モデルのサブセットのサンプル数である。各サブセットには, 全てのチャンネルの放射率が各下限値

Table 9: RMSE (K) of each algorithm under the conditions of sea observations. The specification of  $NE\Delta T$  is 0.12 K for AVHRR and 0.3 K for ASTER.

NE $\Delta T$	AVHRR			ASTER					
	MC	EMC		MC	EMC				
		4	5		10	11	12	13	14
0	0.67	0.47	0.62	0.46	0.32	0.32	0.33	0.32	0.32
spec.	0.78	0.64	0.75	0.91	0.87	0.86	0.87	0.86	0.86
	MC/ WVD	EMC/WVD		MC/ WVD	EMC/WVD				
		4	5		10	11	12	13	14
Error of $W = 0 \text{ g/cm}^2$									
0	0.45	0.24	0.35	0.31	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19
spec.	0.55	0.41	0.46	0.61	0.53	0.54	0.53	0.54	0.54
Error of $W = 1 \text{ g/cm}^2$									
0	0.49	0.30	0.43	0.34	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22
spec.	0.59	0.46	0.55	0.68	0.62	0.61	0.61	0.62	0.63

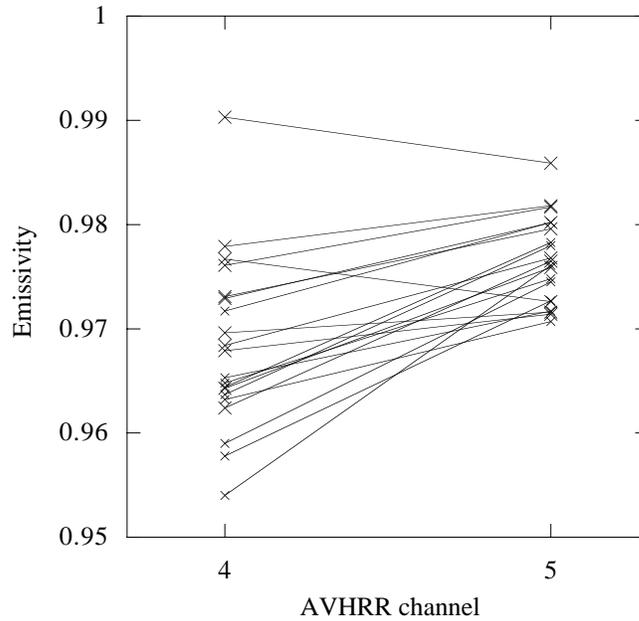


Figure 30: Twenty emissivity samples with the lower limit of emissivity greater than or equal to 0.95 for AVHRR.

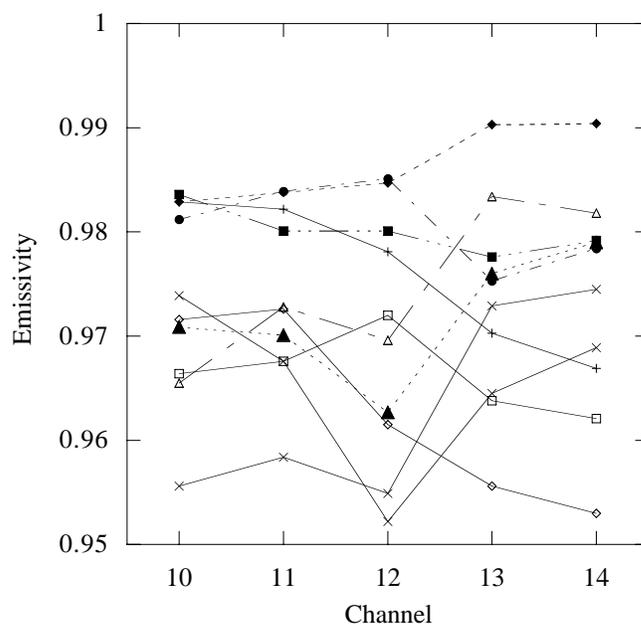


Figure 31: Ten emissivity samples with the lower limit of emissivity greater than or equal to 0.95 for ASTER.

以上であるサンプルのみが属するため、同じ下限値のサブセットであっても Si-O の主要極小帯域に位置するチャンネルを持つ ASTER (Ch.10 ~ 12 が相当) の方がこれらのチャンネルを持たない AVHRR より相対的にサンプル数が少ない。例えば波長  $8 \sim 10 \mu\text{m}$  の放射率が 0.85, 波長  $10 \sim 13 \mu\text{m}$  の放射率が 0.95 であるような仮想的な物質を考えた場合, 両波長域にチャンネルを持つ ASTER では下限値が 0.85 以下のサブセットのみにこの物質が含まれるのに対し, 後の波長域のみにチャンネルを持つ AVHRR では下限値が 0.95 以下の各サブセットに含まれる。なお, 下限値が 0.65 以下であれば, いずれのセンサにおいてもサブセットと元の放射率モデルが一致する。

Table 10 は, 各センサに対する MC 法の RMSE (LST) 及び EMC 法の RMSE (各チャンネルの  $T_{gi}$ ) である。まず, いずれの手法も放射率の不確実性が増すにつれて精度が低下することが分かる。そして, いずれのセンサの場合も, MC 法の方が各チャンネルの EMC 法よりも低下の度合いが大きいことが分かる。これは先に述べたように, EMC 法では目的変数が放射率の関数であるために, 説明変数に含まれる放射率変動に伴う誤差を回帰の過程である程度吸収するためと思われる。また, センサ間の比較では, ASTER の方が AVHRR より  $NE\Delta T$  が大きいにも関わらず, 全体的傾向として ASTER の方が誤差が小さい。ASTER は大気透過性が比較的良好な波長帯にチャンネルを持つため, 必ずしも差分吸収アルゴリズムの適用に有利ではないと言われるが [40], マルチチャンネル化が放射率変動に対するロバスト性の向上に効果があるものと考えられる。

Table 10: RMSEs [K] of the MC and the EMC methods for AVHRR and ASTER for various lower limits of emissivity. The upper limit of emissivity is unity for all cases.

lower limit of $\epsilon$	AVHRR			ASTER					
	MC	EMC		MC	EMC				
		ch.4	ch.5		ch.10	ch.11	ch.12	ch.13	ch.14
0.98	0.95	0.84	0.96	1.09	1.05	1.07	1.09	1.09	1.08
0.97	1.21	1.02	1.31	1.13	1.10	1.09	1.09	1.11	1.14
0.96	1.26	0.97	1.23	1.17	1.10	1.10	1.10	1.17	1.20
0.95	1.37	1.00	1.29	1.26	1.17	1.15	1.11	1.22	1.31
0.94	1.50	1.05	1.39	1.33	1.24	1.19	1.12	1.25	1.35
0.93	1.67	1.21	1.66	1.38	1.32	1.23	1.15	1.31	1.44
0.92	1.83	1.27	1.77	1.49	1.38	1.28	1.16	1.33	1.48
0.91	2.02	1.34	1.90	1.51	1.39	1.28	1.17	1.36	1.54
0.90	2.29	1.46	2.11	1.72	1.62	1.42	1.24	1.45	1.72
0.89	2.43	1.51	2.20	1.81	1.66	1.44	1.24	1.46	1.74
0.88	2.50	1.54	2.25	1.92	1.72	1.47	1.26	1.48	1.77
0.87	2.55	1.56	2.28	2.01	1.74	1.47	1.26	1.51	1.80
0.86	2.58	1.56	2.29	2.11	1.81	1.50	1.28	1.54	1.84
0.85	2.65	1.60	2.37	2.14	1.82	1.51	1.29	1.55	1.86
0.84	2.69	1.61	2.38	2.22	1.89	1.54	1.30	1.62	1.92
0.83	2.69	1.61	2.38	2.22	1.89	1.54	1.30	1.62	1.92
0.82	2.74	1.60	2.37	2.27	1.92	1.56	1.31	1.64	1.95
0.81	2.74	1.61	2.37	2.27	1.93	1.56	1.31	1.65	1.96
0.80	2.74	1.61	2.37	2.26	1.93	1.56	1.31	1.65	1.96
0.79	2.74	1.61	2.37	2.32	1.95	1.56	1.32	1.66	1.98
0.78	2.74	1.61	2.37	2.37	1.97	1.57	1.32	1.68	2.01
0.77	2.74	1.61	2.37	2.37	1.97	1.57	1.32	1.68	2.01
0.76	2.74	1.60	2.37	2.42	2.04	1.60	1.35	1.73	2.06
0.75	2.74	1.61	2.37	2.49	2.07	1.61	1.35	1.75	2.10
0.74	2.74	1.61	2.37	2.55	2.09	1.62	1.36	1.77	2.12
0.73	2.74	1.61	2.37	2.60	2.16	1.64	1.38	1.81	2.16
0.72	2.74	1.61	2.37	2.60	2.16	1.64	1.38	1.81	2.16
0.71	2.95	1.70	2.54	2.62	2.16	1.64	1.38	1.81	2.16
0.70	2.95	1.70	2.54	2.69	2.16	1.64	1.38	1.81	2.16
0.69	2.95	1.70	2.54	2.69	2.16	1.64	1.38	1.81	2.16
0.68	2.95	1.70	2.54	2.69	2.16	1.64	1.38	1.81	2.16
0.67	2.95	1.70	2.54	2.69	2.19	1.67	1.38	1.83	2.18
0.66	2.95	1.70	2.54	2.69	2.18	1.66	1.38	1.84	2.18
0.65	2.95	1.70	2.54	2.72	2.19	1.67	1.39	1.84	2.19

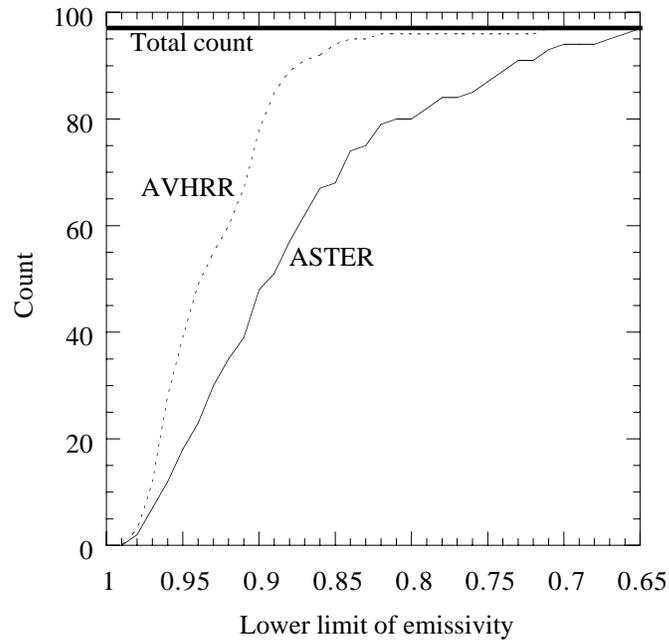


Figure 32: The number of emissivity samples for each lower limit of emissivity.

一方、EMC 法についてチャンネル間の比較をすると、放射率の不確かさが小さい場合（すなわち、下限値が 1 に近い場合）ではチャンネル間の差はほとんど見られないが、不確かが大きくなるとチャンネル間の精度の差が顕著になることが分かる。AVHRR では Ch.4、ASTER では Ch.12 の精度が全体的に高く、放射率に対して最もロバストであることが分かる。大気透過性が高いチャンネルほど精度が高いように思われるが、Fig. 33 及び Fig. 34 に示す各チャンネル透過率の平均と標準偏差より、第 1 近似的にこのことは妥当であることが示されるものの、例えば ASTER の Ch.11 と Ch.13、14 を比較すると必ずしもこのことが当てはまらないことが分かる。

一方、Table 11 は、MC/WVD 法及び EMC/WVD 法に対する Table 10 と同様の表である。Table 10 と比較すると、MC/WVD 法及び EMC/WVD 法は放射率に対するロバスト性が大きく向上していることが分かる。例えば、AVHRR の MC 法は放射率の下限値が 0.98 から 0.65 になると RMSE が 2.00K 増加するが、MC/WVD 法は 1.28K の増加である。こうした結果は、François らが述べた WVD 法の特徴（放射率が 1 から離れても精度が良い）と整合する（但し、前述したように François らは AVHRR の 2 チャンネルに同じ放射率を与えた場合しか評価していない）。また、AVHRR の Ch.4 や ASTER の Ch.12 の EMC/WVD 法については、放射率の下限値が 0.65 の場合でも 0.9K 程度の RMSE が得られており、このことは地表被覆を問わず 1K より高精度に  $T_{gi}$  を推定可能であることを示している。

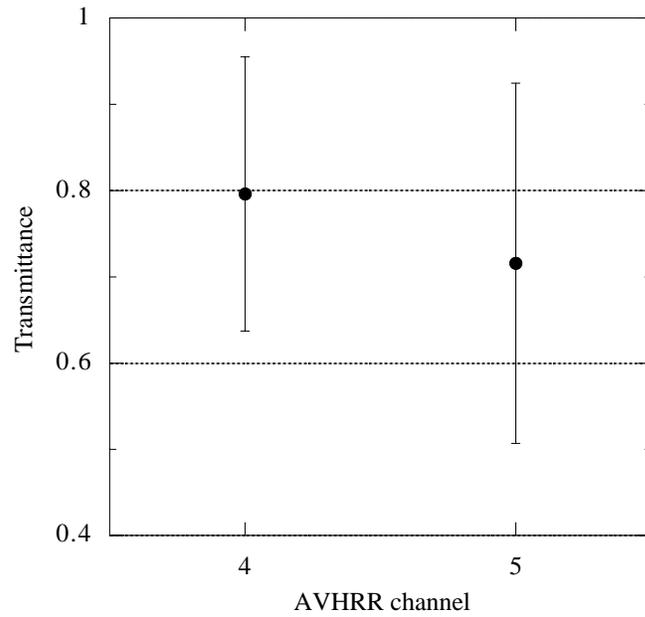


Figure 33: Mean and standard deviation of transmittance at each AVHRR channel.

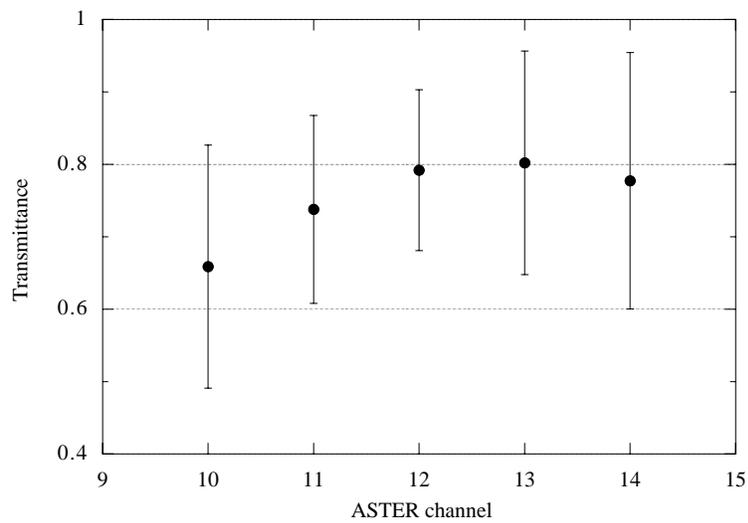


Figure 34: Mean and standard deviation of transmittance at each ASTER channel.

Table 11: RMSEs [K] of the MC/WVD and the EMC/WVD methods for AVHRR and ASTER for various lower limits of emissivity. The upper limit of emissivity is unity for all cases. The uncertainty of water vapor amount is 1.0 g/cm<sup>2</sup>.

lower limit of $\epsilon$	AVHRR			ASTER					
	MC/ WVD	EMC/WVD		MC/ WVD	EMC/WVD				
		ch.4	ch.5		ch.10	ch.11	ch.12	ch.13	ch.14
0.98	0.68	0.57	0.67	0.78	0.74	0.76	0.76	0.76	0.76
0.97	0.82	0.65	0.87	0.83	0.80	0.79	0.79	0.78	0.79
0.96	0.88	0.63	0.84	0.88	0.82	0.80	0.81	0.81	0.82
0.95	0.96	0.64	0.87	0.94	0.86	0.84	0.81	0.83	0.87
0.94	1.04	0.66	0.92	1.00	0.91	0.87	0.82	0.83	0.89
0.93	1.14	0.72	1.06	1.04	0.94	0.88	0.83	0.86	0.94
0.92	1.23	0.75	1.11	1.12	0.99	0.92	0.84	0.88	0.96
0.91	1.39	0.78	1.18	1.15	1.00	0.92	0.85	0.89	0.99
0.90	1.55	0.83	1.28	1.27	1.13	0.99	0.87	0.92	1.08
0.89	1.62	0.85	1.34	1.34	1.15	1.00	0.87	0.93	1.09
0.88	1.66	0.86	1.36	1.41	1.19	1.01	0.88	0.94	1.10
0.87	1.69	0.87	1.38	1.47	1.20	1.01	0.89	0.95	1.12
0.86	1.71	0.87	1.38	1.53	1.24	1.03	0.89	0.96	1.14
0.85	1.74	0.89	1.42	1.54	1.24	1.02	0.89	0.97	1.15
0.84	1.77	0.89	1.43	1.59	1.26	1.04	0.89	1.00	1.18
0.83	1.77	0.89	1.42	1.59	1.27	1.04	0.90	1.00	1.18
0.82	1.85	0.89	1.43	1.62	1.28	1.05	0.90	1.01	1.19
0.81	1.85	0.89	1.42	1.64	1.29	1.04	0.90	1.01	1.20
0.80	1.85	0.89	1.43	1.65	1.29	1.04	0.90	1.01	1.19
0.79	1.85	0.89	1.42	1.68	1.30	1.05	0.90	1.02	1.20
0.78	1.85	0.89	1.43	1.71	1.30	1.05	0.91	1.03	1.21
0.77	1.85	0.89	1.43	1.71	1.30	1.05	0.91	1.02	1.22
0.76	1.85	0.89	1.43	1.72	1.33	1.05	0.91	1.04	1.23
0.75	1.85	0.89	1.43	1.76	1.34	1.06	0.91	1.05	1.24
0.74	1.85	0.89	1.43	1.79	1.35	1.06	0.91	1.06	1.25
0.73	1.85	0.89	1.43	1.81	1.38	1.06	0.92	1.07	1.27
0.72	1.85	0.89	1.42	1.81	1.38	1.06	0.92	1.08	1.27
0.71	1.96	0.93	1.50	1.82	1.38	1.06	0.92	1.08	1.27
0.70	1.96	0.92	1.51	1.91	1.38	1.06	0.92	1.07	1.27
0.69	1.96	0.93	1.51	1.91	1.38	1.06	0.92	1.07	1.27
0.68	1.96	0.93	1.51	1.91	1.38	1.06	0.92	1.08	1.27
0.67	1.96	0.93	1.51	1.91	1.39	1.07	0.92	1.08	1.28
0.66	1.96	0.93	1.50	1.91	1.39	1.08	0.92	1.08	1.27
0.65	1.96	0.93	1.50	1.93	1.39	1.07	0.92	1.08	1.28

Table 12: Coefficients of each method for AVHRR. The lower limit of emissivity is 0.65.

method	ch.	$W$	1	$T_4$	$T_5$	RMSE[K]
MC	—	—	-21.51700	1.02566	0.07167	2.95
EMC	4	—	-9.68798	2.01858	-0.97512	1.70
	5	—	-18.93579	1.39572	-0.31447	2.54
MC/WVD		1	-9.85880	-0.53510	1.58178	1.96
		$W$	-6.61271	0.32823	-0.29904	
		$W^2$	-5.62178	0.05283	-0.03473	
EMC/WVD	4	1	-3.99320	0.94934	0.06804	0.93
		$W$	-4.23490	0.24404	-0.22531	
		$W^2$	-2.34909	0.04127	-0.03405	
	5	1	-6.79266	-0.10267	1.13105	1.51
		$W$	-8.15743	0.32873	-0.29408	
		$W^2$	-3.65337	0.04350	-0.03205	

Table 12 及び Table 13 は、それぞれ AVHRR 及び ASTER に対する各手法の係数で、放射率の下限値が 0.65 (オリジナル放射率モデルを使用) の場合のものである。また、Table 14 及び Table 15 は下限値が 0.95 の場合、Table 16 及び Table 17 は下限値が 0.98 の場合の係数である。各チャンネルの EMC 法の係数は MC 法のものに近いものとなっており、EMC 法は MC 法による LST 推定に放射率及び天空輝度の効果分を加味したものであると解釈できる。EMC 法の精度が高い AVHRR の Ch.4 及び ASTER の Ch.12 では、いずれも符号が正で絶対値が最も大きいという共通点が見られる。すなわち、放射率の効果が目的変数と説明変数の間でキャンセルされやすくなっており、放射率に対するロバスト性が高い原因と考えられる。

Table 13: Coefficients of each method for ASTER. The lower limit of emissivity is 0.65.

method	ch.	$W$	1	$T_{10}$	$T_{11}$	$T_{12}$	$T_{13}$	$T_{14}$	RMSE[K]
MC	—	—	-22.58538	-0.35534	0.85405	-0.16544	0.17473	0.59432	2.72
EMC	10	—	-27.08757	-0.20722	0.94372	0.29477	-0.00885	0.09174	2.19
	11	—	-17.98722	-0.79202	1.54021	0.30773	0.11892	-0.09672	1.67
	12	—	-10.87525	-0.68332	0.51610	1.20657	0.15087	-0.14084	1.39
	13	—	-8.00332	-0.88748	0.53989	0.21574	1.24166	-0.07471	1.84
	14	—	-11.56097	-0.87958	0.58662	0.16433	0.58811	0.58997	2.19
MC/WVD	—	1	-15.76864	0.72588	0.04657	-0.35356	-0.19194	0.84696	1.93
	—	$W$	2.57630	-0.37830	0.27149	0.06001	-0.12401	0.16442	
	—	$W^2$	-9.05170	0.05378	-0.02221	-0.01174	0.08706	-0.07611	
EMC/WVD	10	1	-17.35097	0.81608	0.14115	0.11149	-0.25604	0.26158	1.39
		$W$	-2.51927	-0.38837	0.30361	0.03997	-0.08822	0.14462	
		$W^2$	-6.58964	0.06931	-0.02732	-0.00866	0.05605	-0.06682	
	11	1	-13.03703	0.01958	0.90645	0.14184	-0.08002	0.06932	1.07
		$W$	0.47852	-0.36221	0.29313	0.02734	-0.03711	0.07876	
		$W^2$	-5.47111	0.06732	-0.03721	0.00237	0.03742	-0.05107	
	12	1	-9.11208	-0.01264	0.05645	1.00563	0.01585	-0.02434	0.92
		$W$	2.25481	-0.29118	0.15863	0.09041	-0.05566	0.09094	
		$W^2$	-4.54074	0.04623	-0.01204	-0.00668	0.03680	-0.04873	
	13	1	-4.79801	-0.06235	0.00191	0.05895	0.79839	0.22357	1.08
		$W$	4.72888	-0.27065	0.14257	0.04383	0.01030	0.05911	
		$W^2$	-6.20493	0.02164	-0.00559	-0.00465	0.05290	-0.04319	
	14	1	-5.62238	0.07226	-0.05565	-0.00962	0.05496	0.96177	1.28
		$W$	3.89092	-0.32335	0.18107	0.04719	-0.00874	0.09256	
		$W^2$	-7.14435	0.03831	-0.00942	-0.01010	0.07119	-0.06561	

#### 5.2.4 誤差因子の寄与率

Table 18 は、放射率の下限値を 0.65（すなわち、オリジナル放射率モデル）として求めた各推定式について、幾つかの因子の誤差に対する寄与率（%）を示す。ここで考慮した因子は、放射率モデルの各サンプルにおけるチャンネル放射率の最小値  $\epsilon_{min}$ ・平均値  $\epsilon_{avg}$ ・標準偏差  $\epsilon_{stdev}$ 、大気モデルにおける各プロファイルの総水蒸気量（ $W$ ）・標高（ $elev$ ）・地表気温（ $T_a$ ）、 $\delta LST$ 、 $LST$  である。

まず、AVHRR について見ていくと、MC 法では、放射率パラメータ（ $\epsilon_{min}$ 、 $\epsilon_{avg}$ 、 $\epsilon_{stdev}$ ）の寄与率が 30.3~38.1%と最も大きく、次いで  $\delta LST$  の 18.1%が続く。これら以外のパラメータの寄与率は極めて小さく、特に標高や地表気温はほとんど誤差に寄与しないことが分かる。EMC 法は、MC 法と比べると放射率パラメータ及び  $\delta LST$  の寄与率が下がるが、総水蒸気量については逆に少し大きくなっている。放射率パラメータの寄与率はチャンネルによって大きく異なっており、この差が RMSE の差となって表れている。MC/WVD 法は、MC 法と比べると、予想されるように総水蒸気量の寄与率が小さくなっているが（1/10 程度）、他のパラメータ、特に放射率パラメータの寄与率も小さくなっているのが特徴的である。EMC/WVD 法についても同様の傾向を持っているが、放射率パラメータの寄与率の減少が更に大きく、EMC 法の 1/2 程度になっており、RMSE を大きく改善する要因となっている。

Table 14: Coefficients of each method for AVHRR. The lower limit of emissivity is 0.95.

method	ch.	$W$	1	$T_4$	$T_5$	RMSE[K]
MC	—	—	-1.87793	2.80977	-1.79351	1.37
EMC	4	—	1.37194	3.06580	-2.06731	1.00
	5	—	-0.84359	2.95756	-1.94957	1.29
MC/WVD		1	-10.73052	0.42040	0.62930	0.96
		$W$	-2.41748	0.85978	-0.85064	
		$W^2$	0.19328	-0.02792	0.02651	
EMC/WVD	4	1	-5.43854	1.16606	-0.14232	0.64
		$W$	-2.27907	0.63612	-0.62725	
		$W^2$	0.75298	-0.01336	0.01019	
	5	1	-7.96047	0.47736	0.55678	0.87
		$W$	-4.33026	0.85638	-0.83987	
		$W^2$	1.01481	-0.03070	0.02650	

Table 15: Coefficients of each method for ASTER. The lower limit of emissivity is 0.95.

method	ch.	$W$	1	$T_{10}$	$T_{11}$	$T_{12}$	$T_{13}$	$T_{14}$	RMSE[K]
MC	—	—	-5.58739	-1.23003	1.11929	1.18489	0.61016	-0.65376	1.26
EMC	10	—	-4.51599	-1.23794	1.04193	1.29722	0.60104	-0.67835	1.17
	11	—	-4.22959	-1.23760	1.05549	1.31320	0.57238	-0.68072	1.16
	12	—	-2.77161	-1.23588	0.91029	1.40551	0.63620	-0.69982	1.11
	13	—	1.57817	-1.41863	0.79077	1.24987	1.06302	-0.68749	1.22
	14	—	2.05440	-1.53089	0.87381	1.29406	0.76554	-0.40706	1.31
MC/WVD	—	1	-13.26652	0.03129	0.33103	0.09200	0.27130	0.33409	0.94
		$W$	9.29695	-0.72109	0.26994	0.40724	0.18872	-0.18007	
		$W^2$	-4.99863	0.12892	-0.02015	-0.03518	-0.03155	-0.02401	
EMC/WVD	10	1	-9.53303	-0.08818	0.27269	0.26244	0.26679	0.32867	0.85
		$W$	5.95958	-0.58867	0.26380	0.35807	0.18255	-0.23807	
		$W^2$	-4.17964	0.10820	-0.01805	-0.03155	-0.03130	-0.01224	
	11	1	-9.30016	-0.11274	0.29562	0.29962	0.23037	0.32870	0.84
		$W$	6.39833	-0.60171	0.27055	0.35026	0.18768	-0.23090	
		$W^2$	-4.28135	0.11268	-0.02092	-0.03014	-0.03121	-0.01495	
	12	1	-7.99046	-0.17432	0.18809	0.43067	0.31386	0.27735	0.81
		$W$	6.83233	-0.56801	0.23670	0.35722	0.18113	-0.23269	
		$W^2$	-4.20175	0.10767	-0.01442	-0.03266	-0.03299	-0.01240	
	13	1	-4.92752	-0.15161	-0.07148	0.06074	0.69300	0.49074	0.82
		$W$	8.22348	-0.66547	0.26710	0.42241	0.25310	-0.30797	
		$W^2$	-4.22583	0.11567	-0.00975	-0.03452	-0.04901	-0.00700	
	14	1	-4.71641	-0.16248	-0.05296	-0.00801	0.31405	0.92945	0.88
		$W$	8.24520	-0.71163	0.30443	0.47313	0.25357	-0.35020	
		$W^2$	-4.24927	0.12536	-0.01804	-0.04069	-0.03936	-0.01182	

Table 16: Coefficients of each method for AVHRR. The lower limit of emissivity is 0.98.

method	ch.	$W$	1	$T_4$	$T_5$	RMSE[K]
MC	—	—	2.61135	3.26783	-2.27516	0.97
EMC	4	—	4.19884	3.35964	-2.37500	0.85
	5	—	3.51494	3.35077	-2.36391	0.96
MC/WVD	—	1	-8.10728	1.15733	-0.12143	0.70
		$W$	0.26957	0.75660	-0.75873	
		$W^2$	0.81698	-0.03253	0.02943	
EMC/WVD	4	1	-4.69441	1.49925	-0.47886	0.59
		$W$	-0.62614	0.62364	-0.62211	
		$W^2$	1.10904	-0.02038	0.01628	
	5	1	-5.39931	1.19437	-0.17143	0.67
		$W$	-2.64648	0.73203	-0.72339	
		$W^2$	1.74333	-0.02970	0.02339	

Table 17: Coefficients of each method for ASTER. The lower limit of emissivity is 0.98.

method	ch.	$W$	1	$T_{10}$	$T_{11}$	$T_{12}$	$T_{13}$	$T_{14}$	RMSE[K]
MC	—	—	-5.82208	-1.06116	0.87310	1.38674	0.80722	-0.97536	1.13
EMC	10	—	-5.00828	-1.09087	0.90061	1.42213	0.78697	-0.99308	1.08
	11	—	-3.82664	-1.11254	0.86112	1.43927	0.79723	-0.96407	1.07
	12	—	-4.67314	-1.08233	0.87595	1.43744	0.78840	-0.99518	1.08
	13	—	-3.84628	-1.11966	0.86234	1.44798	0.82704	-0.99619	1.06
	14	—	-4.10196	-1.09417	0.80957	1.48110	0.80816	-0.98217	1.09
MC/WVD	—	1	-6.34652	-0.13376	-0.15605	-0.00163	0.62901	0.68962	0.79
		$W$	8.09570	-0.62500	0.33144	0.54010	0.24808	-0.52352	
		$W^2$	-4.91658	0.12131	-0.01322	-0.05302	-0.06463	0.02727	
EMC/WVD	10	1	-2.60016	-0.30511	-0.10258	0.08384	0.62329	0.71119	0.76
		$W$	4.47142	-0.47082	0.31795	0.48816	0.22627	-0.57627	
		$W^2$	-4.14903	0.09656	-0.01307	-0.04649	-0.06012	0.03795	
	11	1	-3.13041	-0.28397	-0.10786	0.08136	0.65202	0.67112	0.76
		$W$	6.42813	-0.54209	0.27575	0.55708	0.19032	-0.50350	
		$W^2$	-4.49845	0.11266	-0.00035	-0.06046	-0.05798	0.02239	
	12	1	-2.91567	-0.31718	-0.04931	0.08884	0.60602	0.68365	0.76
		$W$	4.98322	-0.45994	0.23071	0.52871	0.22808	-0.54472	
		$W^2$	-4.16246	0.09740	0.00219	-0.05590	-0.05865	0.02997	
	13	1	-1.98617	-0.34482	-0.13056	0.11757	0.65885	0.70751	0.75
		$W$	5.31632	-0.51208	0.33986	0.51383	0.19887	-0.55845	
		$W^2$	-4.38226	0.11360	-0.02092	-0.05038	-0.05474	0.02819	
14	1	-2.55763	-0.28604	-0.13168	0.06819	0.65323	0.70704	0.77	
	$W$	5.29155	-0.52797	0.32669	0.53075	0.19075	-0.53818		
	$W^2$	-4.23542	0.11052	-0.01968	-0.05103	-0.05076	0.02616		

Table 18: Contribution ratios of various factors to the error of each method in the case that the lower limit of emissivity is 0.65;  $\epsilon_{min}$ ,  $\epsilon_{avg}$  and  $\epsilon_{stdev}$  are the minimum, the mean and the standard deviation of emissivity respectively, W is the water vapor amount, elev is the elevation,  $T_a$  is the air temperature at surface, and  $\delta LST$  is LST minus  $T_a$ .

sensor	method	ch	RMSE [K]	contribution ratio [%]							
				$\epsilon_{min}$	$\epsilon_{avg}$	$\epsilon_{stdev}$	W	elev	$T_a$	$\delta LST$	LST
AVHRR	MC	—	2.95	38.1	37.3	30.3	4.2	0.2	0.1	18.1	2.0
	EMC	4	1.70	20.3	16.5	24.7	5.4	0.5	0.1	15.4	1.7
		5	2.54	28.0	23.0	33.2	8.3	0.4	0.0	12.7	1.8
	MC/WVD	—	1.96	29.7	32.8	16.2	0.5	0.0	0.6	15.5	0.9
	EMC/WVD	4	0.93	10.5	8.6	12.5	0.6	0.3	0.9	15.7	0.6
5		1.50	15.4	12.7	18.0	1.0	0.1	0.7	14.5	0.7	
ASTER	MC	—	2.72	24.3	24.6	19.1	3.8	0.2	0.4	20.2	1.7
	EMC	10	2.19	9.4	9.7	4.9	8.3	0.9	0.3	15.6	1.3
		11	1.67	5.8	5.6	3.3	5.3	1.0	0.6	19.1	1.2
		12	1.39	2.3	2.6	0.8	2.8	0.7	0.9	20.1	1.0
		13	1.84	8.4	8.9	5.2	9.1	0.5	0.1	11.1	1.2
		14	2.19	10.6	11.3	6.8	11.2	0.5	0.0	10.0	1.3
	MC/WVD	—	1.93	22.0	21.7	19.3	0.3	0.0	0.7	16.3	0.9
	EMC/WVD	10	1.39	3.4	3.4	1.4	0.8	0.7	1.3	17.9	0.5
		11	1.07	1.3	1.0	0.7	0.5	1.1	1.6	18.8	0.4
		12	0.92	0.0	0.1	0.0	0.2	1.0	1.6	16.0	0.3
		13	1.08	2.4	2.5	1.4	1.1	0.1	0.7	11.1	0.4
14		1.28	4.1	4.5	2.6	1.4	0.1	0.6	11.6	0.5	

一方、ASTER について見ていくと、MC 法は AVHRR のそれと比較して放射率の寄与率が小さくなっているのが特徴的で、マルチチャンネル化が放射率による影響を抑える効果があることが分かる。EMC 法についても AVHRR の場合と同様の傾向を持つが、放射率の寄与率のチャンネル依存性はより顕著になり、特に Ch.12 での改善が著しい。Ch.12 における放射率の寄与率は総水蒸気量などの寄与率と同程度まで小さくなっている。但し、いずれのチャンネルにおいても、 $\delta LST$  の寄与率に改善はほとんど無く、従って  $\delta LST$  の効果が相対的に高くなっている。また、AVHRR の場合と同様に、MC 法及び EMC 法ともに水蒸気依存型にすることによって、ほぼ全てのパラメータの寄与率が小さくなり、とりわけ放射率については顕著である。Ch.12 では、EMC/WVD 法を使うことにより、もはや放射率の効果はほとんど無視できると言える。

Table 19 及び Table 20 は、それぞれ放射率の下限値を 0.95 及び 0.98 とした場合の Table 18 と同様の表である。いずれのセンサも、放射率の不確かさが小さく（すなわち、下限値が大きく）なるに伴い、 $\delta LST$  の寄与率が顕著に低下することが注目される。また、ASTER では同様に放射率の寄与率も顕著に低下するが、AVHRR にはこれは見られない。

Table 19: Contribution ratios of various factors to the error of each method in the case that the lower limit of emissivity is 0.95. Each factor is the same with that in Table 18.

sensor	method	ch	RMSE [K]	contribution ratio [%]							
				$\epsilon_{min}$	$\epsilon_{avg}$	$\epsilon_{stdev}$	W	elev	$T_a$	$\delta LST$	LST
AVHRR	MC	—	1.37	33.9	29.8	13.9	0.0	0.2	0.4	9.3	0.4
	EMC	4	1.00	14.8	10.9	11.2	0.8	1.0	0.0	3.5	0.4
		5	1.29	22.7	16.9	16.7	1.3	0.8	0.0	2.9	0.4
	MC/WVD	—	0.96	36.3	34.4	10.5	0.0	0.6	0.6	7.8	0.2
	EMC/WVD	4	0.64	9.7	7.3	7.0	0.3	1.7	0.4	5.2	0.2
		5	0.87	17.7	13.4	12.4	0.3	0.9	0.4	5.4	0.2
ASTER	MC	—	1.26	5.7	8.9	1.3	0.7	1.4	0.6	10.4	0.4
	EMC	10	1.17	1.5	2.7	0.1	2.6	2.3	0.2	5.8	0.3
		11	1.15	1.4	2.4	0.2	2.1	2.1	0.3	6.7	0.3
		12	1.11	0.0	0.3	0.2	2.1	2.1	0.3	6.5	0.3
		13	1.22	0.0	0.1	0.7	4.0	1.5	0.0	3.0	0.3
		14	1.31	0.0	0.4	1.1	5.2	1.4	0.0	2.2	0.3
	MC/WVD	—	0.94	12.6	15.7	5.3	0.2	1.2	0.7	9.0	0.2
	EMC/WVD	10	0.86	3.9	4.5	1.2	0.5	1.8	0.6	7.2	0.2
		11	0.84	3.8	4.0	2.1	0.5	1.7	0.6	7.7	0.2
		12	0.81	0.3	0.4	0.1	0.5	1.7	0.6	7.1	0.2
		13	0.83	0.0	0.1	0.0	0.8	0.6	0.3	4.3	0.1
		14	0.87	0.1	0.7	0.3	0.9	0.4	0.2	4.0	0.1

Table 20: Contribution ratios of various factors to the error of each method in the case that the lower limit of emissivity is 0.98. Each factor is the same with that in Table 18.

sensor	method	ch	RMSE [K]	contribution ratio [%]							
				$\epsilon_{min}$	$\epsilon_{avg}$	$\epsilon_{stdev}$	W	elev	$T_a$	$\delta LST$	LST
AVHRR	MC	—	0.95	28.5	29.5	16.9	0.9	1.7	0.0	0.9	0.2
	EMC	4	0.84	17.7	18.4	10.9	2.9	2.6	0.2	0.0	0.2
		5	0.96	32.5	33.6	19.3	4.3	2.5	0.3	0.1	0.2
	MC/WVD	—	0.68	24.9	25.7	14.5	0.3	2.2	0.2	2.9	0.1
	EMC/WVD	4	0.57	11.9	12.4	7.3	0.6	2.9	0.1	1.7	0.1
		5	0.67	29.2	30.1	17.3	0.7	2.2	0.1	1.5	0.1
ASTER	MC	—	1.09	0.0	0.0	0.0	0.3	2.0	0.8	11.0	0.3
	EMC	10	1.05	0.0	0.0	0.0	1.4	2.8	0.4	7.2	0.3
		11	1.07	0.0	0.0	0.0	1.1	2.7	0.5	8.0	0.3
		12	1.09	0.0	0.0	0.0	1.3	2.0	0.4	7.4	0.3
		13	1.09	0.0	0.0	0.0	1.2	2.2	0.4	7.2	0.3
		14	1.08	0.1	0.1	0.1	1.4	2.2	0.4	7.3	0.3
	MC/WVD	—	0.78	0.0	0.0	0.0	0.4	1.1	0.4	5.1	0.1
	EMC/WVD	10	0.74	0.0	0.0	0.0	0.7	1.3	0.2	3.8	0.1
		11	0.76	0.0	0.0	0.0	0.7	1.1	0.3	4.2	0.1
		12	0.76	0.0	0.0	0.0	0.7	0.9	0.3	4.2	0.1
		13	0.76	0.0	0.0	0.0	0.6	0.9	0.3	4.2	0.1
		14	0.76	0.1	0.1	0.1	0.6	0.7	0.3	4.4	0.1

### 5.2.5 モデル条件の感度解析

水蒸気依存型の推定式を導出する際に与えた総水蒸気量  $W$  の誤差,そして全ての推定式を導出する際に与えた  $\delta LST$  と  $NE\Delta T$  について,これらを変化させることにより,得られる各推定式の RMSE がどの程度変化するかを調べた。放射率モデルは,次章以降の解析を考慮して,最小放射率が 0.95 以上のサンプル (AVHRR は 39 サンプル, ASTER は 18 サンプル) のみを使用した。

Table 21 は,水蒸気依存型の推定式において, $W$  の誤差を  $0 \text{ g/cm}^2$  (常に正確な  $W$  を入手できるケース) から  $0.5 \text{ g/cm}^2$  刻みで  $1.5 \text{ g/cm}^2$  まで変化させ,各誤差ごとに得られた推定式の RMSE である。表より, $W$  の精度が  $0.5 \text{ g/cm}^2$  を超えると RMSE の上昇率がやや大きくなる傾向が読み取れる。この非線形的な増加傾向は, François らが同様の解析を行って得た結果と整合する。

Table 22 及び Table 23 は, $\delta LST$  の範囲 ( $\delta LST$  レンジ) と RMSE の関係で,前者が MC 法及び EMC 法,後者が MC/WVD 法及び EMC/WVD 法に対する結果である。 $\delta LST$  レンジは最小値を  $-5K$  に固定し,最大値を  $-5K$  (すなわち  $\delta LST$  は  $-5K$  のみ) から  $+25K$  まで  $5K$  刻みで変化させて与えた。各  $\delta LST$  レンジには  $5K$  刻みで  $\delta LST$  を与えたので,例えば  $-5 \sim +10K$  の  $\delta LST$  レンジでは与えた  $\delta LST$  は  $-5K$ ,  $+0K$ ,  $+5K$ ,  $+10K$  の 4 つとなる。まず,表間の比較より,推定式を水蒸気依存型にすることが  $\delta LST$  レンジに対する感度を大きく  $1/2$  程度まで下げる効果があることが分かる ( $\delta LST$  レンジと前項の誤差因子  $\delta LST$  とは意味が異なることに注意する必要がある)。陸域では地表被覆物質の違いや陰影により  $\delta LST$  レンジが一般に大きいので,このことより,陸域観測には水蒸気依存型推定式が極めて有利であると言える。また,各手法ごとをセンサ間で比較すると,ASTER の  $\delta LST$  レンジに対する感度は AVHRR のそれより小さく,マルチチャンネル化の有効性が伺える。

Table 24 及び Table 25 は, $NE\Delta T$  と RMSE の関係で,前者が MC 法及び EMC 法,後者が MC/WVD 法及び EMC/WVD 法に対する結果である。 $NE\Delta T$  に関してはセンサ間の違いはあまり見られないが,EMC 法及び EMC/WVD 法の方が MC 法及び MC/WVD 法よりも  $NE\Delta T$  に対する感度が多少大きいことが分かる。

### 5.2.6 モデル要素別の誤差解析と $\delta LST$ 依存アルゴリズム

前項までで EMC/WVD 法の陸域観測への有用性が示された。そこで本項では,EMC/WVD 法について,大気,放射率,LST の各モデルの要素別の誤差傾向について調べた。放射率モデルは,最小放射率が

Table 21: RMSE [K] of water-vapor-dependent algorithms for various uncertainties of the water vapor amount. The lower limit of emissivity is 0.95.

Uncertainty of WV [g/cm <sup>2</sup> ]	AVHRR			ASTER					
	MC/WVD	EMC/WVD		MC/WVD	EMC/WVD				
		ch.4	ch.5		ch.10	ch.11	ch.12	ch.13	ch.14
0.0	0.84	0.52	0.72	0.83	0.73	0.73	0.70	0.68	0.71
0.5	0.88	0.56	0.77	0.87	0.78	0.77	0.74	0.73	0.77
1.0	0.96	0.64	0.87	0.94	0.85	0.84	0.81	0.82	0.88
1.5	1.05	0.71	0.96	1.01	0.92	0.91	0.87	0.90	0.97

Table 22: RMSE [K] of the MC and the EMC equations for various LST offset ranges. The lower limit of emissivity is 0.95.

LST offset range [K]	AVHRR			ASTER					
	MC	EMC		MC	EMC				
		ch.4	ch.5		ch.10	ch.11	ch.12	ch.13	ch.14
-5	0.77	0.38	0.58	0.72	0.54	0.53	0.52	0.48	0.52
-5 ~ +0	0.91	0.59	0.82	0.85	0.75	0.74	0.72	0.72	0.77
-5 ~ +5	1.07	0.74	0.99	1.00	0.92	0.91	0.88	0.91	0.98
-5 ~ +10	1.20	0.86	1.12	1.12	1.04	1.02	0.99	1.05	1.14
-5 ~ +15	1.30	0.95	1.23	1.20	1.13	1.11	1.07	1.16	1.25
-5 ~ +20	1.39	1.03	1.32	1.27	1.19	1.17	1.13	1.25	1.35
-5 ~ +25	1.47	1.10	1.40	1.32	1.24	1.22	1.17	1.31	1.42

Table 23: RMSE [K] of the MC/WVD and the EMC/WVD equations for various LST offset ranges. The lower limit of emissivity is 0.95.

LST offset range [K]	AVHRR			ASTER					
	MC/WVD	EMC/WVD		MC/WVD	EMC/WVD				
		ch.4	ch.5		ch.10	ch.11	ch.12	ch.13	ch.14
-5	0.68	0.28	0.39	0.64	0.43	0.42	0.43	0.38	0.39
-5 ~ +0	0.73	0.41	0.55	0.71	0.58	0.58	0.58	0.54	0.56
-5 ~ +5	0.79	0.49	0.67	0.79	0.69	0.69	0.67	0.65	0.67
-5 ~ +10	0.85	0.55	0.75	0.85	0.76	0.76	0.73	0.72	0.76
-5 ~ +15	0.92	0.61	0.83	0.90	0.82	0.81	0.78	0.79	0.84
-5 ~ +20	0.97	0.65	0.89	0.95	0.87	0.86	0.82	0.84	0.90
-5 ~ +25	1.03	0.70	0.95	0.98	0.91	0.89	0.86	0.89	0.95

Table 24: RMSE [K] of the MC and the EMC equations for various NE $\Delta$ Ts. The lower limit of emissivity is 0.95.

NE $\Delta$ T [K]	AVHRR			ASTER					
	MC	EMC		MC	EMC				
		ch.4	ch.5		ch.10	ch.11	ch.12	ch.13	ch.14
0.0	1.31	0.89	1.21	0.81	0.75	0.71	0.74	0.80	0.94
0.1	1.36	0.97	1.26	0.99	0.90	0.87	0.84	0.93	1.06
0.2	1.47	1.16	1.40	1.14	1.04	1.02	0.97	1.07	1.19
0.3	1.62	1.39	1.58	1.26	1.17	1.16	1.11	1.22	1.31
0.4	1.79	1.62	1.77	1.38	1.30	1.29	1.25	1.36	1.44
0.5	1.95	1.83	1.95	1.49	1.43	1.42	1.39	1.49	1.56

Table 25: RMSE [K] of the MC/WVD and the EMC/WVD equations for various NE $\Delta$ Ts. The lower limit of emissivity is 0.95.

NE $\Delta$ T [K]	AVHRR			ASTER					
	MC/WVD	EMC/WVD		MC/WVD	EMC/WVD				
		ch.4	ch.5		ch.10	ch.11	ch.12	ch.13	ch.14
0.0	0.91	0.53	0.80	0.61	0.55	0.52	0.55	0.47	0.57
0.1	0.95	0.61	0.85	0.76	0.68	0.65	0.63	0.59	0.68
0.2	1.05	0.79	0.96	0.86	0.77	0.76	0.72	0.72	0.79
0.3	1.17	0.97	1.10	0.94	0.85	0.84	0.81	0.82	0.88
0.4	1.28	1.13	1.22	1.00	0.93	0.92	0.90	0.91	0.96
0.5	1.39	1.27	1.33	1.06	0.99	0.99	0.97	0.99	1.03

0.95以上のサンプル（AVHRRは39サンプル、ASTERは18サンプル）のみを使用した。

Fig. 35は、AVHRRの各チャンネルに対するEMC/WVD法について、大気モデルを構成する964の各プロファイルごとのRMSEを各プロファイルの総水蒸気量を横軸として示したプロットである。EMC/WVD法は総水蒸気量に伴う誤差を低減した手法であるが、総水蒸気量が小さい範囲では、総水蒸気量が増加するにつれて顕著にRMSEが増加する傾向が見られる。しかしながら、総水蒸気量が2.5 g/cm<sup>2</sup>付近に達するとほぼ横ばいになるのが特徴的で、特にCh.5ではそれが著しい。Fig. 36はバイアス誤差を示したものであるが、バイアス誤差はほぼ0Kを中心に分布していることが分かる。

一方、Fig. 37及びFig. 38は、ASTERのチャンネル10、12、14に対するEMC/WVD法について、上記と同様の結果を示したものである。いずれもAVHRRの場合と同様の傾向が得られている。

Fig. 39は、AVHRRの各チャンネルに対するEMC/WVD法について、各サンプルの最小放射率とRMSEの関係を示したものである。RMSEは最小放射率にはあまり依存しないことが分かる。一方、Fig. 40は、同様にバイアス誤差との関係を示したものである。最小放射率が大きいサンプルでは正のバイアス誤差、小さいサンプルでは負のバイアス誤差を持つ明瞭な傾向が見られる。

Fig. 41及びFig. 42は、ASTERのチャンネル10、12、14に対するEMC/WVD法について、上記と同様の結果を示したものである。RMSEについては、AVHRRと同様に最小放射率に対する依存性はあまり見られないが、バイアス誤差についても同様に最小放射率にあまり依存しておらず、この点はAVHRRとは異なっている。このことは、放射率のバイアス誤差に対してはマルチチャンネル化が有利であることを示しており、5.2.4項の結果と整合する。

Table 26は、AVHRRの各チャンネルについて、EMC/WVD法の式を決定する際に使用した-5、+0、+10、+20Kの各 $\delta$ LSTごとにRMSE及びバイアス誤差を計算したものである。また、Table 27は、ASTERのCh.10、12、14に対する同様の結果である。まず、バイアス誤差と $\delta$ LSTの間には明瞭な負の相関があ

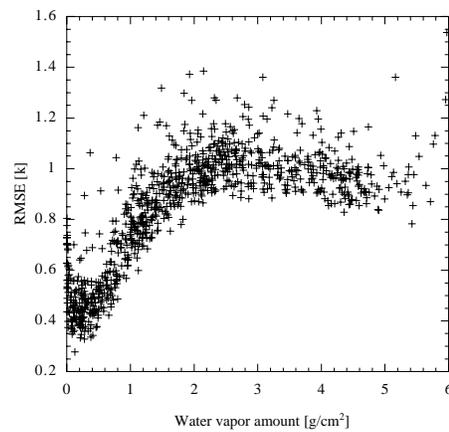
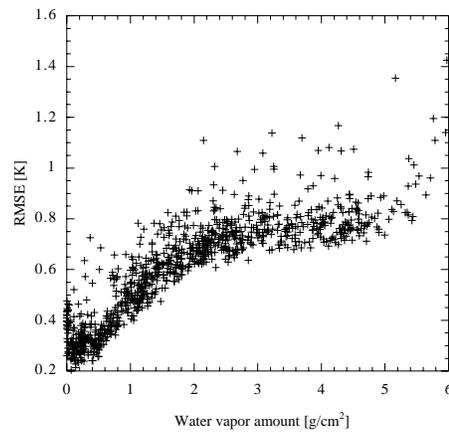


Figure 35: Plots of the water vapor amount versus the RMSE of the EMC/WVD method for AVHRR (top: ch.4, bottom: ch.5). The lower limit of emissivity is 0.95.

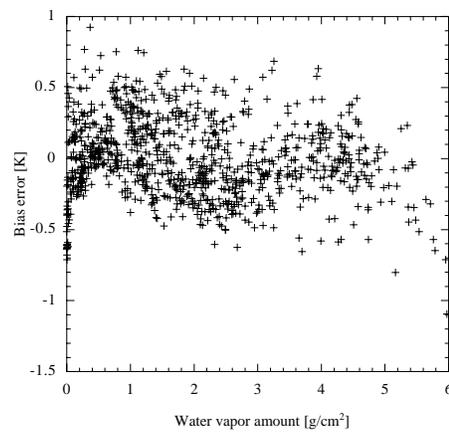
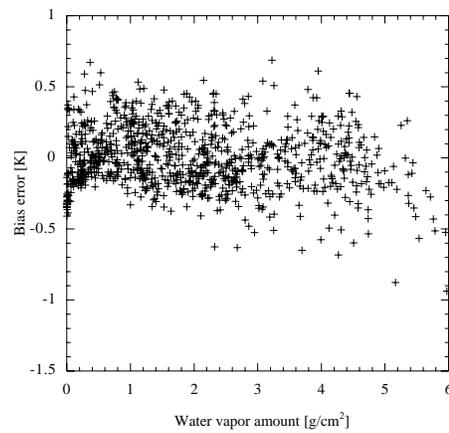


Figure 36: Plots of the water vapor amount versus the bias error of the EMC/WVD method for AVHRR (top: ch.4, bottom: ch.5). The lower limit of emissivity is 0.95.

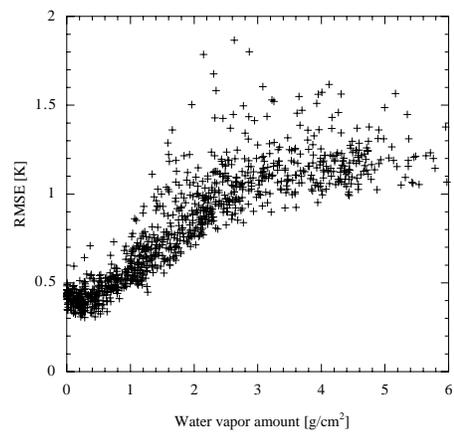
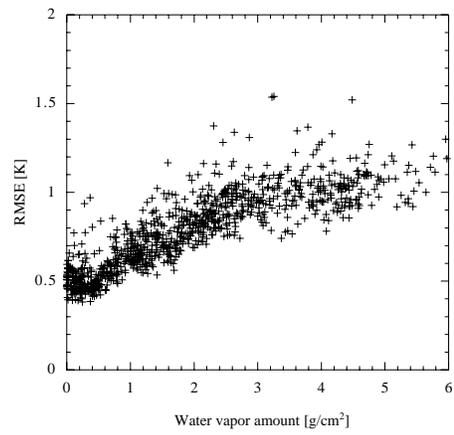
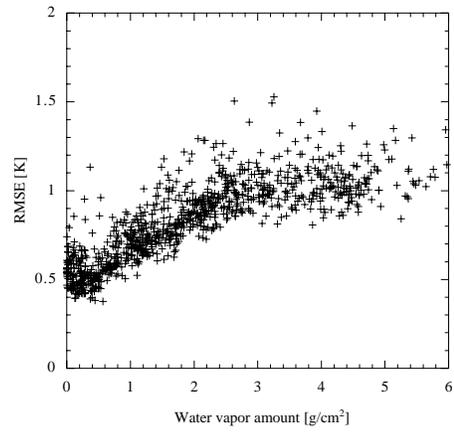


Figure 37: Plots of the water vapor amount versus the RMSE of the EMC/WVD method for ASTER (top: ch.10, middle: ch.12, bottom: ch.14). The lower limit of emissivity is 0.95.

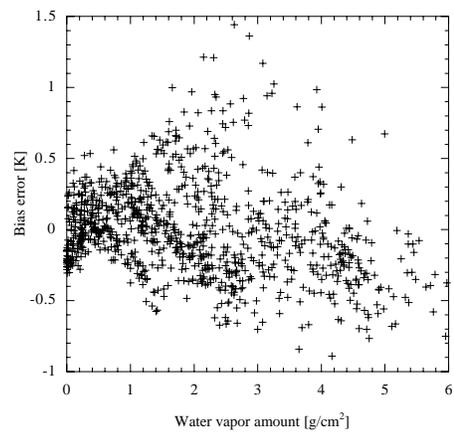
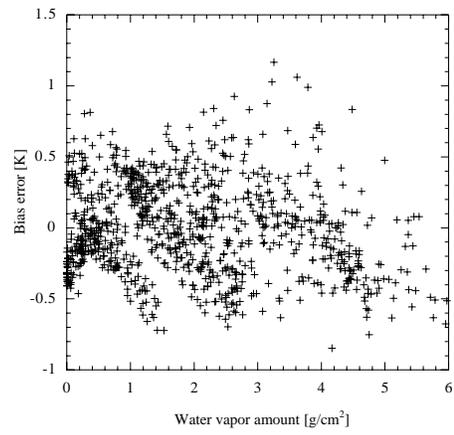
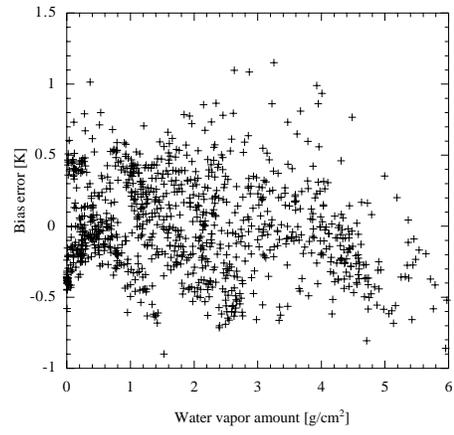


Figure 38: Plots of the water vapor amount versus the bias error of the EMC/WVD method for ASTER (top: ch.10, middle: ch.12, bottom: ch.14). The lower limit of emissivity is 0.95.

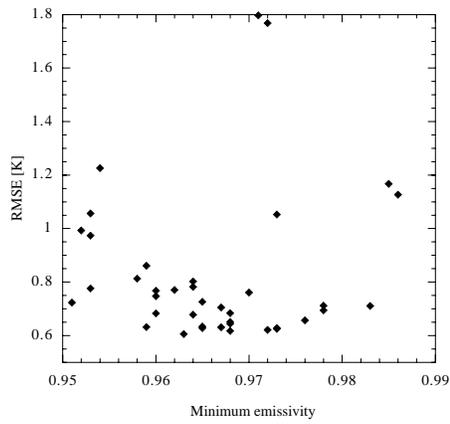
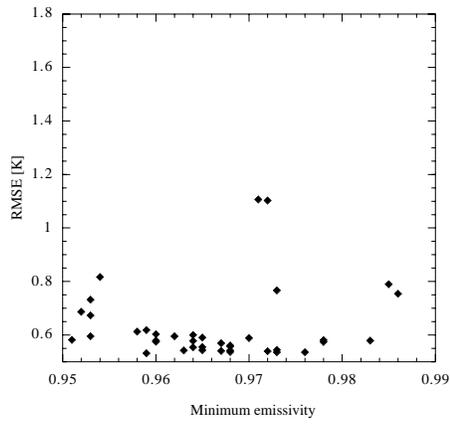


Figure 39: Plots of the minimum emissivity versus the RMSE of the EMC/WVD method for AVHRR (top: ch.4, bottom: ch.5). The lower limit of emissivity is 0.95.

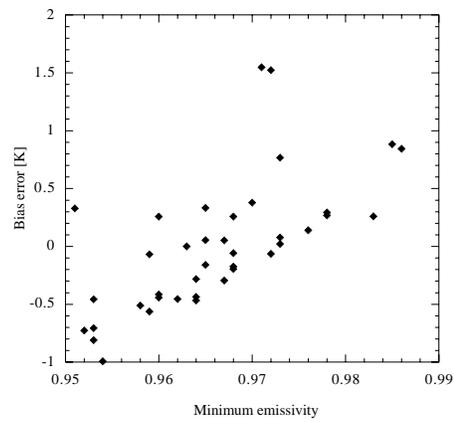
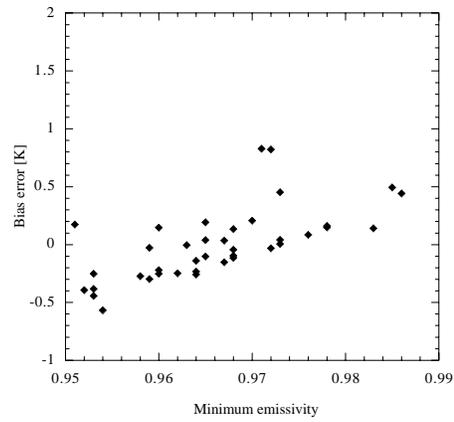


Figure 40: Plots of the minimum emissivity versus the bias error of the EMC/WVD method for AVHRR (top: ch.4, bottom: ch.5). The lower limit of emissivity is 0.95.

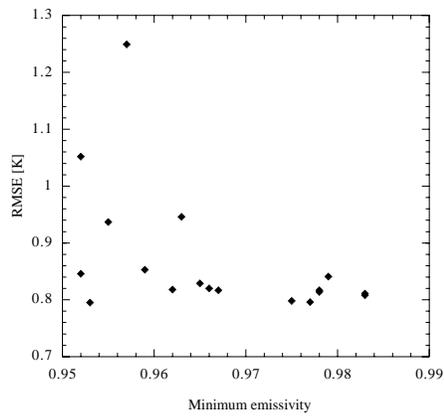
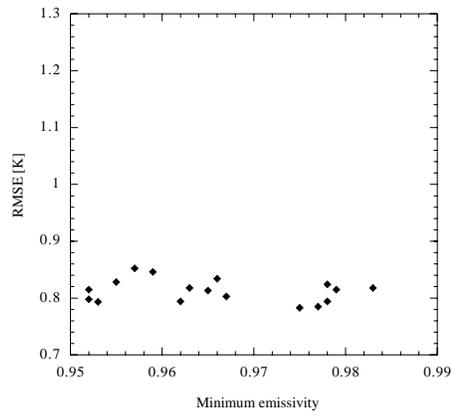
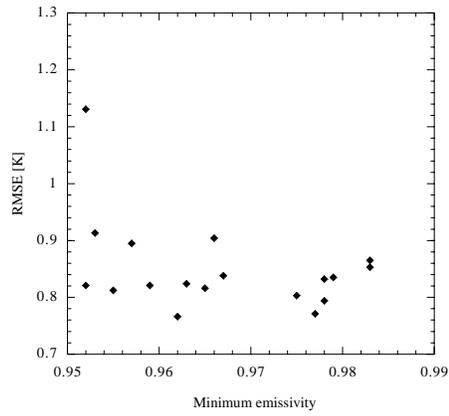


Figure 41: Plots of the minimum emissivity versus the RMSE of the EMC/WVD method for ASTER (top: ch.10, middle: ch.12, bottom: ch.14). The lower limit of emissivity is 0.95.

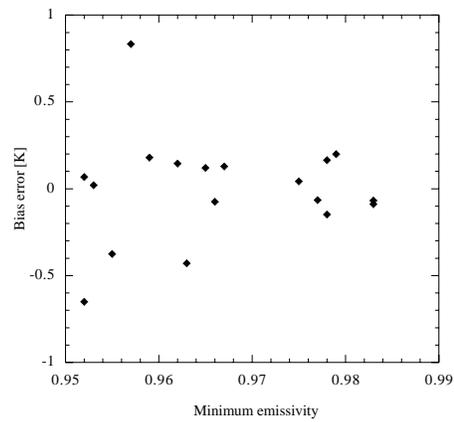
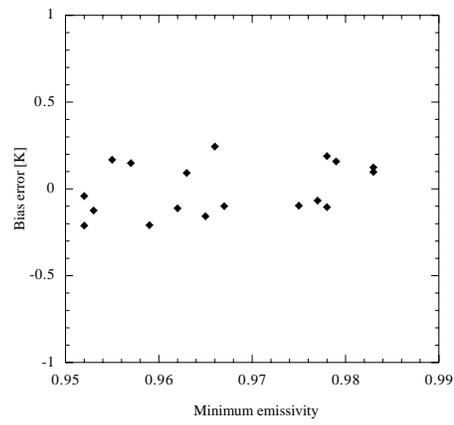
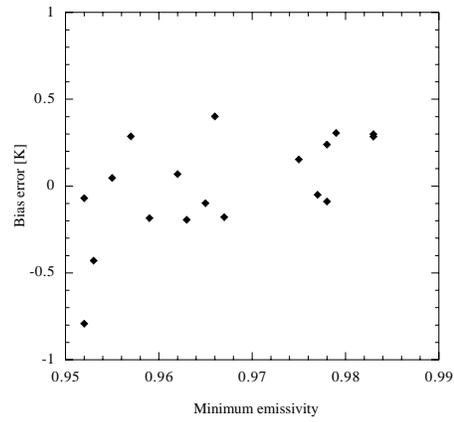


Figure 42: Plots of the minimum emissivity versus the bias error of the EMC/WVD method for ASTER (top: ch.10, middle: ch.12, bottom: ch.14). The lower limit of emissivity is 0.95.

Table 26: Errors [K] of the EMC/WVD method as a function of  $\delta$ LST for AVHRR channels 4 and 5. The lower limit of emissivity is 0.95.

$\delta$ LST	ch.4		ch.5	
	RMSE	bias	RMSE	bias
-5	0.59	0.23	0.78	0.31
+0	0.53	0.09	0.72	0.13
+5	0.56	-0.02	0.76	-0.02
+10	0.63	-0.10	0.86	-0.13
+20	0.85	-0.20	1.16	-0.29

ることが分かる。そして与えた  $\delta$ LST レンジの中心付近である 0 ~ 5K 付近（すなわち LST が気温付近）の RMSE が最も小さく、それから離れると RMSE が大きくなっている。このように EMC/WVD 法の精度は  $\delta$ LST に大きく依存する。

このような  $\delta$ LST に依存する誤差を軽減する 1 つの方法は  $\delta$ LST レンジを幾つかのサブレンジに区切り、各サブレンジごとに推定式を最適化する方法である。これは Wan ら（1996）によって提案された AVHRR 及び MODIS に対する一般化 SW 法にも含まれている手法で [27]、適当なサブレンジに対する式を用いて計算した LST とその時の気温との差から  $\delta$ LST を計算し、その値を元に適切なサブレンジを持つ推定式を決定して LST を再計算する反復解法である。EMC/WVD 法の場合には LST を直接計算しないが、次章以降で述べる手法により LST を得ることができる。また、気温データが必要であり、Wan らは HIRS/2 や MODIS のプロダクトを使用することを提案しているが、全球解析データの使用も可能であると考えられる。こうして、同アプローチを EMC/WVD 法に適用することは可能である。

Table 28 は、AVHRR の各チャンネルの EMC/WVD 法について、-5, +0, +5, +10, +20K の各  $\delta$ LST ごとに最適化した推定式の RMSE ( $\delta$ LST dependent) と、Table 26 中の RMSE ( $\delta$ LST independent) の比較である。また、Table 29 は、ASTER の Ch.10, 12, 14 に対する同様の結果である。実際には、LST の一次推定値や気温データの誤差を考慮すると、各  $\delta$ LST ごとに推定式を最適化することは無く、狭いサブレンジを複数設けて、各サブレンジごとに推定式を求める方法が実用的であるため、ここで示した各  $\delta$ LST ごとの最適式よりは RMSE は大きくなる。しかしながら、このように  $\delta$ LST 依存とすることにより、EMC/WVD 法における  $\delta$ LST に伴う誤差をある程度軽減することが可能である。特に  $\delta$ LST が -5K の場合に対しては、改善効果が著しい。

Table 27: Errors [K] of the EMC/WVD method as a function of  $\delta$ LST for ASTER channels 10, 12 and 14. The lower limit of emissivity is 0.95.

$\delta$ LST	ch.10		ch.12		ch.14	
	RMSE	bias	RMSE	bias	RMSE	bias
-5	0.81	0.34	0.78	0.32	0.76	0.25
+0	0.75	0.14	0.72	0.15	0.74	0.11
+5	0.77	-0.01	0.74	-0.01	0.78	0.01
+10	0.85	-0.14	0.80	-0.13	0.89	-0.10
+20	1.05	-0.33	1.00	-0.32	1.15	-0.27

Table 28: RMSE [K] of the  $\delta$ LST-independent and the  $\delta$ LST-dependent EMC/WVD methods for AVHRR channels. The lower limit of emissivity is 0.95.

$\delta$ LST	$\delta$ LST-independent		$\delta$ LST-dependent	
	ch.4	ch.5	ch.4	ch.5
-5	0.59	0.78	0.28	0.39
+0	0.53	0.72	0.36	0.50
+5	0.56	0.76	0.48	0.66
+10	0.63	0.86	0.59	0.81
+20	0.85	1.16	0.77	1.05

Table 29: RMSE [K] of the  $\delta$ LST-independent and the  $\delta$ LST-dependent EMC/WVD methods for ASTER channels. The lower limit of emissivity is 0.95.

$\delta$ LST	$\delta$ LST-independent					$\delta$ LST-dependent				
	ch.10	ch.11	ch.12	ch.13	ch.14	ch.10	ch.11	ch.12	ch.13	ch.14
-5	0.81	0.81	0.78	0.74	0.76	0.43	0.42	0.43	0.38	0.39
+0	0.75	0.75	0.72	0.70	0.74	0.51	0.50	0.50	0.47	0.51
+5	0.77	0.76	0.74	0.74	0.78	0.64	0.62	0.62	0.62	0.66
+10	0.85	0.83	0.80	0.83	0.89	0.75	0.73	0.72	0.75	0.80
+20	1.05	1.04	1.00	1.06	1.15	0.92	0.89	0.86	0.93	1.01

Table 30: RMSE [K] of the MC and the EMC equations optimized to view angle  $0^\circ$  as a function of view angle for AVHRR and ASTER. The lower limit of emissivity is 0.95.

view angle [deg]	AVHRR			ASTER					
	MC	EMC		MC	EMC				
		ch.4	ch.5			ch.10	ch.11	ch.12	ch.13
0	1.37	1.00	1.29	1.26	1.17	1.16	1.11	1.22	1.31
10	1.38	1.01	1.30	1.27	1.18	1.16	1.12	1.23	1.32
20	1.42	1.05	1.33	1.31	1.22	1.20	1.16	1.26	1.36
30	1.50	1.13	1.41	1.42	1.33	1.32	1.27	1.36	1.45
40	1.69	1.33	1.59	1.69	1.60	1.59	1.54	1.58	1.66

Table 31: RMSE [K] of the MC/WVD and the EMC/WVD equations optimized to view angle  $0^\circ$  as a function of view angle for AVHRR and ASTER. The lower limit of emissivity is 0.95.

view angle [deg]	AVHRR			ASTER					
	MC/ WVD	EMC/WVD		MC/ WVD	EMC/WVD				
		ch.4	ch.5			ch.10	ch.11	ch.12	ch.13
0	0.96	0.64	0.87	0.94	0.85	0.84	0.81	0.82	0.88
10	0.97	0.65	0.88	0.95	0.86	0.85	0.82	0.83	0.88
20	1.00	0.68	0.90	0.99	0.91	0.90	0.87	0.87	0.93
30	1.08	0.76	0.99	1.15	1.07	1.06	1.03	1.00	1.06
40	1.30	0.99	1.21	1.53	1.47	1.46	1.41	1.32	1.37

### 5.2.7 観測角の影響

本論文では、観測角  $0^\circ$  の場合に対してシミュレーションを行ってきたが、前述した通り、実際には最大で AVHRR が  $55^\circ$  程度、ASTER が  $10^\circ$  程度の観測角を持つ。そこで、MC 法、EMC 法、MC/WVD 法、EMC/WVD 法の各手法について、観測角  $0^\circ$  の場合における推定式を、観測角  $0^\circ$ 、 $10^\circ$ 、 $20^\circ$ 、 $30^\circ$ 、 $40^\circ$  の各データセットに適用した時の誤差を計算した。各データセットは、観測角以外の条件は全て同じとした。

Table 30 に MC 法及び EMC 法に対して得られた結果を、Table 31 に MC/WVD 法及び EMC/WVD 法に対して得られた結果を示す。表より、いずれの手法も観測角  $20^\circ$  付近までは誤差の増加が小さいが、それを超えると非線形的に大きくなることが分かる。これより、観測角が  $20^\circ$  を超えるケースでは、いずれの手法も式を改めて構築する必要があることが分かる。また、観測角に対しては ASTER の方が AVHRR よりセンシティブである。しかしながら、ASTER では観測角は最大でも  $10^\circ$  程度なので、実データに対しては観測角の影響を考慮する必要は無い。

なお、観測角の影響を除去する方法としては、NESDIS の MCSST 推定式のように式自体に観測角を含める方法 [73] や、Wan ら (1996) の一般化 SW 法のようにあらかじめ各観測角ごとに最適な係数を計算しておく方法 [27] がある。

### 5.3 まとめ

本章で提案した EMC 法はマルチチャンネル法よりも放射率に対する感度が小さい。また、その精度はチャンネル依存性を持っており、AVHRR では Ch.4、ASTER では Ch.12 に対する各 EMC 法の精度が最も良く、特に ASTER/Ch.12 の EMC 法では放射率の影響をほとんど受けない。係数が総水蒸気量の 2 次関数で示される WVD アルゴリズム [32] を MC 法及び EMC 法に応用した MC/WVD 法及び EMC/WVD 法は、それぞれ元の手法と比べると放射率に対する感度が小さく、また  $\delta LST$  に対する感度も小さく、精度が高い。一方、ASTER は

- AVHRR より  $NE\Delta T$  が大きい
- 各チャンネルは大気透過性が比較的高い波長帯に配置されている
- Ch.11 ~ 12 はオゾンの吸収効果を受ける

等の差分吸収アルゴリズムの適用上の短所を持つにも関わらず、ASTER の各手法は AVHRR のものと同程度の精度が得られており、このことはマルチチャンネル化が有効であることを示している。以上より陸域観測においては (1) MC 法より EMC 法 (2) 水蒸気依存型 (3) マルチチャンネル化、がそれぞれ有利であると言える。例えば、総水蒸気量が  $\pm 1 \text{ g/cm}^2$  以内の精度で利用可能な条件下において ASTER/Ch.12 の EMC/WVD 法を用いることにより、最小放射率が 0.95 以上の物質のみに適用する場合は 0.81K、全ての地表被覆物質に適用する場合は 0.92K の RMSE で地上レベルの地表輝度温度を推定可能である。但し、EMC/WCD 法の精度は  $\delta LST$  によって大きく変化することに注意する必要があるが、これについては推定式を  $\delta LST$  依存型とすることによってある程度改善することが可能である。

なお、地上レベルの地表輝度温度は LST と共に放射率及び天空輝度の関数であるため、EMC 法や EMC/WVD 法を利用して LST を得るためには、これらのパラメータの分離が必要である。このことは LST を直接推定する MC 法や MC/WVD 法に比べるとやや扱いにくい印象を受けるが、天空輝度を何らかの方法で推定できれば、TES と組み合わせることにより、LST ばかりでなく、放射率も同時に推定できる可能性がある。但し、EMC 法や EMC/WVD 法は、精度がチャンネルごとに大きく異なることに注意する必要がある。例えば、ASTER について EMC/WVD 法を全ての地表被覆物質に適用する場合、Ch.12 では RMSE が 0.92K であるのに対して、Ch.10 では 1.39K になってしまう。これは地表のスペクトル解析などを行う場合には特に大きな影響を及ぼす可能性がある。こうした点を踏まえて次章以降では、本章

で提案した EMC 法や EMC/WVD 法を手法の一部として含む，より実用性の高い大気補正アルゴリズムの開発を試みる。

## 6 灰色画素を用いた段階的回帰分析に基づく大気補正アルゴリズム

前章で提案した EMC 法や EMC/WVD 法は、従来のマルチチャンネル法に比べて陸域観測への適用性が高いことが示されたが、地表被覆を問わずに高い精度でこれらを適用できるのは一部のチャンネルに限られ、また、それらのチャンネルから LST を得る場合にも天空輝度及び放射率を何らかの方法で別に与えなければならない問題があった。そこで本章では、灰色画素（放射率の下限値が 1 に近い画素）に EMC 法あるいは EMC/WVD 法を適用し、更に段階的に回帰分析を適用することによって各チャンネルごとの大気効果パラメータを推定する大気補正アルゴリズムを提案する。提案手法は、EMC 法を利用すれば外部の大気データや標高データを必要としない自己推定型アルゴリズムとなり、また EMC/WVD 法を利用する場合も外部データとして水蒸気量の概算値さえあれば良く、それ以外の大気データは必要としない。また、TES と組み合わせることによって LST 及び放射率を導出することも可能である。

本章の前半では提案手法の原理を理論的に導出し、その有効性をシミュレーションに基づいて評価する。そして後半では、シミュレーションに基づき、提案手法の誤差挙動について解析する。

### 6.1 手法の原理

#### 6.1.1 透過率・光路輝度の推定

一般に陸域では、擾乱の激しい大気下や標高変化の大きい地域を除けば、大気効果パラメータの水平方向の空間変動は地表パラメータのそれより十分に小さい。そこで、観測シーンを複数の領域に区切り、各領域内では大気効果パラメータ（透過率、光路輝度、天空輝度）が画素に依存しないものと仮定すると、式 (2.34) は次式に書き換えられる。

$$I_{ij}(\mu) = \left[ \epsilon_{ij} B_i(T_{sj}) + (1 - \epsilon_{ij}) I_i^\downarrow \right] \tau_i(\mu) + I_i^\uparrow(\mu) \quad (6.1)$$

ここで  $j$  は画素番号である。式 (6.1) は次の線形モデルに帰着する。

$$Y_{ij}(\mu) = \tau_i(\mu) X_{ij} + I_i^\uparrow(\mu) \quad (6.2)$$

ここで、

$$Y_{ij}(\mu) = I_{ij}(\mu) \quad (6.3)$$

$$X_{ij} = \epsilon_{ij} B_i(T_{sj}) + (1 - \epsilon_{ij}) I_i^\downarrow = B_i(T_{gij}) \quad (6.4)$$

である。

一般に  $Y_{ij}(\mu)$  は既知であるのに対し、 $X_{ij}$  は未知である。しかし、領域内に  $X_{ij}$  が既知で互いに異なる画素が 2 個以上あれば、その領域における透過率及び光路輝度は線形回帰法によって推定できる。すなわち、

$$\tau_i(\mu) = \frac{\sum_{j=1}^n [Y_{ij}(\mu) - Y_{i\bullet}(\mu)][X_{ij} - X_{i\bullet}]}{\sum_{j=1}^n [X_{ij} - X_{i\bullet}]^2} \quad (6.5)$$

$$I_i^\uparrow(\mu) = Y_{i\bullet}(\mu) - \tau_i(\mu) X_{i\bullet} \quad (6.6)$$

ここで  $X_{i\bullet}$  と  $Y_{i\bullet}(\mu)$  はそれぞれ  $X_{ij}$  が既知の画素における  $X_{ij}$  と  $Y_{ij}(\mu)$  の平均値であり、 $n$  はそれらの画素の数である。

$T_{gij}$  は EMC 法あるいは EMC/WVD 法によって推定可能である。EMC/WVD 法の場合は外部データとして水蒸気量の概算値を必要とするが、精度的には EMC 法より有利である。

さて、5 章で述べたように、EMC 法及び EMC/WVD 法にはチャンネルごとに精度が大きく異なる問題がある。上述の方法において、この問題をクリアするためのアプローチとしては次の 2 つが考えられる。

1. 式 (6.5) 及び (6.6) では、必ずしも全ての画素の  $T_{gij}$  を必要としない。そこで、放射率の下限值が 1 に近い画素のみを選び出し、これらに EMC 法（あるいは EMC/WVD 法）を適用すれば、いずれのチャンネルにおいても比較的高い精度で  $T_{gij}$  を推定できる。例えば、放射率の下限值が 0.95 の画素のみを選び出して EMC/WVD 法を適用すれば、AVHRR では 0.64~0.87K、ASTER では 0.81~0.87K の精度でそれぞれ  $T_{gij}$  を推定可能である (Table 11 参照)。なお、放射率の下限值が 1 に近い画素を本論文では灰色画素 (gray pixel) と呼ぶことにする。
2. 一部のチャンネルに対しては地表被覆を問わずに比較的高い精度で EMC 法（あるいは EMC/WVD 法）を適用可能であり、例えば、AVHRR / Ch.4 では 0.93K、ASTER / Ch.12 では 0.92K の精度で  $T_{gij}$  を推定できる (Table 11 参照)。9.6 $\mu$ m 付近のオゾン吸収帯を除く熱赤外波長帯では、吸収が大きく時空間変動が大きい大気分子は水蒸気のみであるため、一般に大気効果パラメータはチャンネル間で高い相関があることが予想される。従って、EMC 法（あるいは EMC/WVD 法）の精度が高いチャンネルの大気効果パラメータを式 (6.5) 及び (6.6) から求め、残りのチャンネルについては大気効果パラメータのチャンネル間相関に基づいて推定できる可能性がある。

アプローチ 1 では、放射率の不確実性が小さい植生や陸水、雪氷などが占める画素が画像中の各領域内に複数存在する必要があるため、手法の適用条件がシーンに大きく左右されることが大きな問題である。領域

Table 32: Regression coefficients and RMSE of Eq. ( 6.7) for AVHRR and ASTER. The unit of RMSE is in  $W/m^2/sr/\mu m$ .

sensor	channel	$a_0$	$a_1$	$a_2$	RMSE
AVHRR	ch.4	0.020472	1.727892	-0.078670	0.0321
	ch.5	0.030730	1.602954	-0.059783	0.0357
ASTER	ch.10	0.028093	1.453320	-0.007765	0.0641
	ch.11	0.032534	1.512337	-0.019799	0.0380
	ch.12	0.021223	1.635675	-0.051936	0.0214
	ch.13	0.019626	1.729266	-0.078847	0.0305
	ch.14	0.024840	1.702252	-0.074895	0.0343

内の灰色画素が 1 個以下の場合には本アプローチの適用は不可能であり，この場合には，周囲の領域からの内挿によって大気効果パラメータを決定するなどの処理が必要となる。一方のアプローチ 2 では，その精度が，大気効果パラメータのチャンネル間相関の程度に大きく依存する。但し，アプローチ 1 と異なり，灰色画素が無くても適用可能である点は実用上有利である。

なお，実際に精度的に有効なのはアプローチ 1 のみであり，アプローチ 2 は EMC 法や EMC/WVD 法の精度とほとんど変わらない。これについては次節でシミュレーションに基づいて示す。

### 6.1.2 天空輝度の推定

6.1.1 項で提案した手法により透過率と光路輝度を推定できるが，LST 及び放射率を推定するための大気補正には，天空輝度も必要である。そこで本項では，6.1.1 項の方法で得られた透過率及び光路輝度を用いて天空輝度を推定する方法について述べる。

Fig. 43 は，3 章で与えた大気モデル（964 プロファイル）について，AVHRR / Ch.4 の直下観測での光路輝度と天空輝度間の関係を示したものである。また，Fig. 44 は，ASTER / Ch.10 に対する同様の図である。これらの図より，天空輝度は直下観測の光路輝度と非常に良い相関関係があることが分かる。従って，この性質を利用して天空輝度を回帰推定することが可能である。関数形には様々なものが考えられるが，非線形性への対応と簡略性から，ここでは 2 次関数を採用する。すなわち，

$$I_i^\downarrow(0) = a_0 + a_1 I_i^\uparrow(0) + a_2 I_i^\uparrow(0)^2 \quad (6.7)$$

により，直下観測の光路輝度を用いて天空輝度を推定する手法を提案する。Table 32 は，AVHRR 及び ASTER の各チャンネルにおける回帰係数と RMSE を示す。

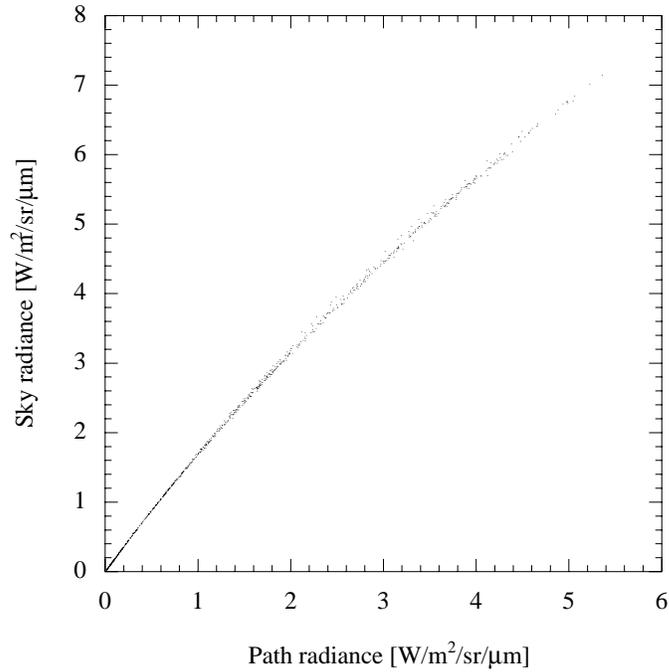


Figure 43: Plot of the path radiance at nadir view versus the sky radiance for AVHRR channel 4.

式 ( 6.7) において、光路輝度を直下観測の場合のものに限定している理由は、光路輝度が観測角によって変化する量であるのに対して、天空輝度は観測角には依存しない量であるため、観測角が変化すると両者の回帰精度が低下するためである。6.1.1 項で述べた方法で計算される光路輝度は任意の観測角に対する値であるため、これを式 ( 6.7) にそのまま与えることはできない。従って、同一大気下における直下観測に対する光路輝度を計算する方法が必要である。ここでは、任意の観測角に対する透過率及び光路輝度を用いて直下観測の光路輝度を推定する方法を提案する。

まず、光路輝度を平均値の定理によって次のように変形する [30]。

$$\begin{aligned}
 I_i^\uparrow(\theta) &= \int_{\tau_{0i}(\theta)}^1 B_i(T) d\tau(\theta) \\
 &= B_i(T_a)(1 - \tau_{0i}(\theta))
 \end{aligned}
 \tag{ 6.8}$$

ここで、 $\tau_{0i}(\theta)$  は観測角  $\theta$  における宇宙 地表間の透過率、 $B_i(T_a)$  は大気平均放射輝度である。Fig. 45 は、964 の大気プロファイルについて、観測角  $0^\circ$  及び  $40^\circ$  における  $B_i(T_a)$  を各観測角における透過率及び光路輝度からそれぞれ計算し、比較したものであるが、図より、ここで与えた観測角の範囲では、 $B_i(T_a)$  は観測角にはほとんど依存しない量であることが分かる。すなわち、少なくとも  $40^\circ$  までの観測角に対す

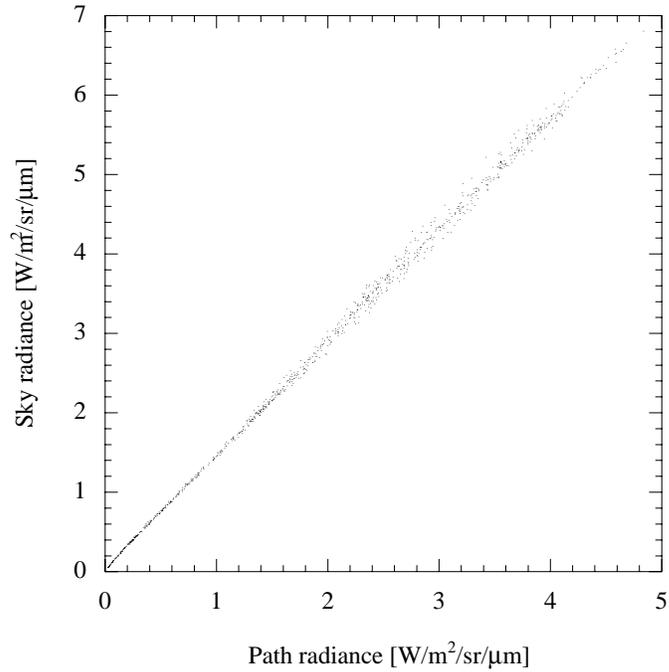


Figure 44: Plot of the path radiance at nadir view versus the sky radiance for ASTER channel 10.

る光路輝度と同一大気下の直下観測での光路輝度は、極めて良い近似で次式の関係がある。

$$I_i^\uparrow(0) = I_i^\uparrow(\theta) \cdot \frac{1 - \tau_{0i}(0)}{1 - \tau_{0i}(\theta)} \quad (6.9)$$

一方、宇宙 地表間の観測において、観測角  $0^\circ$  の気体総量 (air mass) に対する観測角  $\theta$  の気体総量の比は、 $\theta$  が  $60^\circ$  までならば 1% 以内の精度で  $\sec \theta$  と一致する [121]。従って、 $60^\circ$  までの観測角に対する透過率と同一大気下の直下観測での透過率は、良い近似で次式を満たす。

$$\tau_{0i}(0) = \tau_{0i}(\theta)^{\cos \theta} \quad (6.10)$$

Fig. 46 は、964 プロファイルについて、AVHRR / Ch.4 における観測角  $10^\circ$ ,  $20^\circ$ ,  $30^\circ$ ,  $40^\circ$  の透過率を式 (6.10) により観測角  $0^\circ$  での値に変換したものと、観測角  $0^\circ$  での真の透過率を比較したものである。両者が極めて良く一致することが分かる。

最後に、式 (6.10) を式 (6.9) に与えることにより、次式が得られる。

$$I_i^\uparrow(0) = I_i^\uparrow(\theta) \cdot \frac{1 - \tau_{0i}(\theta)^{\cos \theta}}{1 - \tau_{0i}(\theta)} \quad (6.11)$$

こうして、式 (6.11) により、観測角  $\theta$  での透過率及び光路輝度から直下観測での光路輝度を計算することが出来る。そして、得られた値を式 (6.7) に与えれば、天空輝度を計算できる。

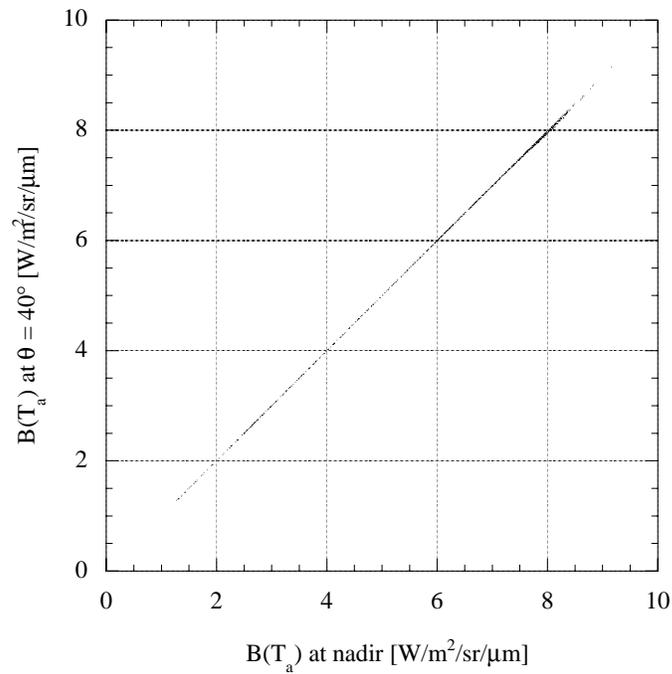


Figure 45: Comparison between the mean radiance of atmosphere for view angle  $0^\circ$  and that for view angle  $40^\circ$  for AVHRR channel 4.

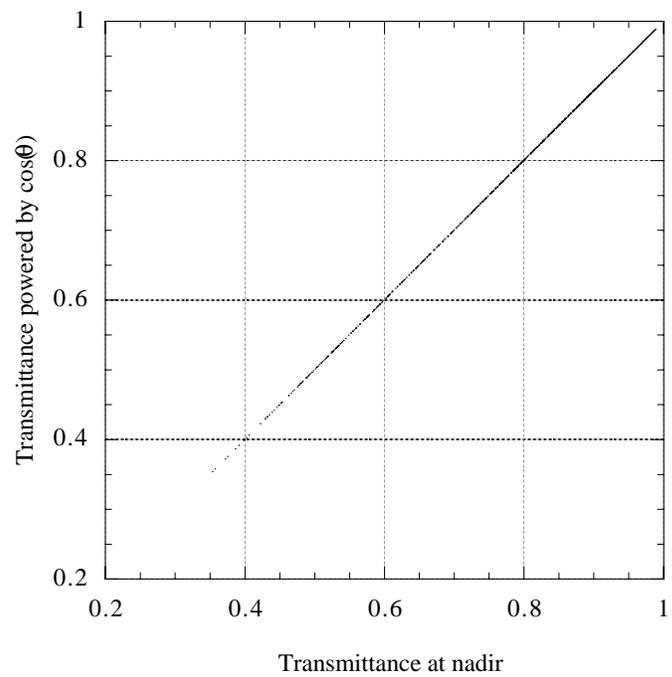


Figure 46: Comparison between the transmittance at nadir and the transmittance powered by  $\sec \theta$  ( $\theta = 10, 20, 30, 40$  degrees).

## 6.2 シミュレーションに基づく手法の実用性評価と処理フロー

### 6.2.1 大気効果パラメータのチャンネル間相関

6.1.1 項のアプローチ 2 は大気効果パラメータのチャンネル間相関を仮定している。そこで、まず、この仮定がどの程度成立するかについて検討する。

Fig. 47 は、3.2 節の大気モデルについて、観測角が  $0^\circ$ 、 $10^\circ$ 、 $20^\circ$ 、 $30^\circ$ 、 $40^\circ$  の場合における AVHRR の Ch.4 と Ch.5 の透過率間の関係を示したものである。観測角に関係なく、両者の間には極めて良い相関関係が有ることが分かる。光路輝度、天空輝度の場合も同様である。

一方、Fig. 48 は、同じ大気モデルについて、観測角が  $0^\circ$  の場合における ASTER の Ch.12 と Ch.11、Ch.12 と Ch.13 の透過率間の関係を示したものである（ASTER の場合は観測角が小さいため、ここでは観測角として  $0^\circ$  のみを与えている）。図より、いずれの組み合わせも相関は高いが、Ch.12 と Ch.11 の組に比べ、Ch.12 と Ch.13 の組はやや相関が下がっている。また、Fig. 49 は Ch.13 と Ch.14 の透過率間の関係であるが、Ch.12 と Ch.13 の関係と比べると極めて相関が高いことが分かる。ASTER について他の組み合わせも同様に調べた結果、Ch.10 ~ 12 の間では互いに相関が高く、また Ch.13 と Ch.14 の間でも相関が高いが、両グループ間の相関はやや低下することが分かった。これは両グループ間で水蒸気吸収機構がやや異なり、前者が線吸収、後者が連続吸収が支配的であることに起因していると考えられる。光路輝度、天空輝度の場合も同様の傾向を示した。

このように、チャンネルの組み合わせによっては大気効果パラメータのチャンネル間の相関は極めて高く、一方のチャンネルの値を用いて他方のチャンネルの値を推定することが可能である。なお、この場合の回帰関数には様々なものが考えられるが、本論文では単純性を考慮して多項式を採用することとした。また、種々のケースに対して、広いレンジに渡って適合性の良い最小次数を検討した結果、次数 3 以下では水蒸気量が非常に多い条件に対して適合性が悪いケースが見られたため、ここでは次数 4 を採用することとした。すなわち、チャンネル  $i$  の大気効果パラメータ  $x_i$  は、チャンネル  $ref$  の同パラメータ  $x_{ref}$  を用いて次式により計算する。

$$x_i = a_0 + a_1 x_{ref} + a_2 x_{ref}^2 + a_3 x_{ref}^3 + a_4 x_{ref}^4 \quad (6.12)$$

Table 33 は、AVHRR の Ch.4 の各パラメータをレファレンスとして Ch.5 の各パラメータを推定する場合及びその逆の場合について、それぞれの回帰式の RMSE を示す（光路輝度及び天空輝度の単位は  $[W/m^2/sr/\mu m]$ 、観測角は  $0 \sim 40^\circ$ ）。また、Table 34 は、各回帰式の係数である。例えば、Ch.4 及び Ch.5

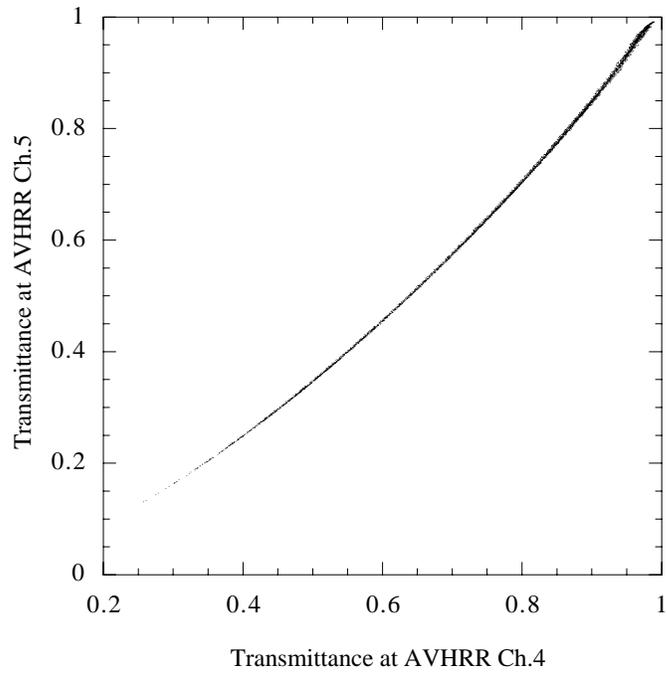


Figure 47: Comparison of the transmittance between AVHRR channels 4 and 5.

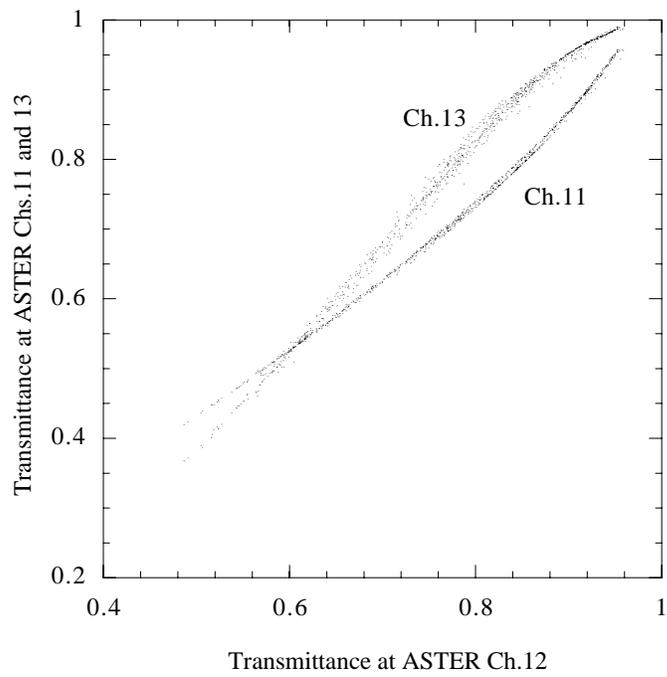


Figure 48: Comparison of the transmittance between ASTER channels 12 and 11/13.

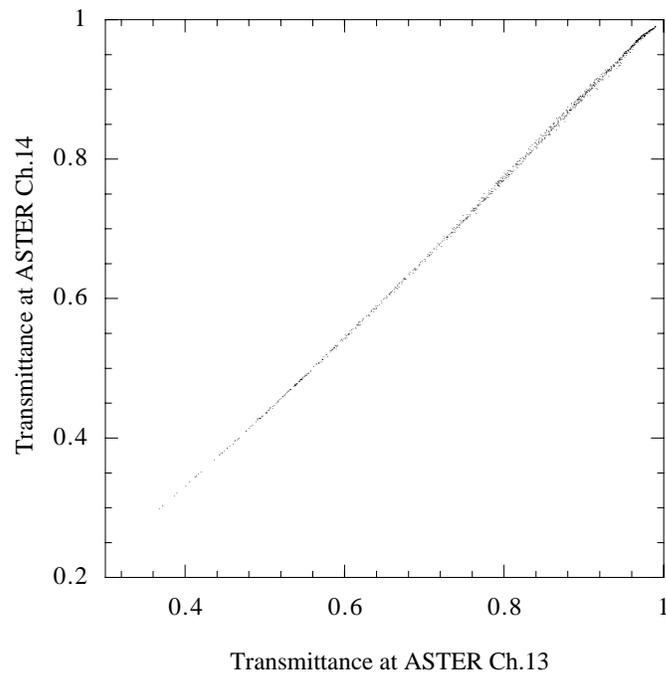


Figure 49: Comparison of the transmittance between ASTER channels 13 and 14 .

の透過率について、使用した大気モデルの水蒸気プロファイルを系統的に 10%変動させた時の変動は平均的に 0.03 程度であることから、Table 33 における各 RMSE は極めて小さな値であると言える。

一方、Table 35 は、ASTER について同様の計算を行った結果である（観測角は  $0^\circ$  のみ）。また、Table 36 ~ 38 は、それぞれ透過率、光路輝度、天空輝度に対する各回帰式の係数である。前述したように、Ch.10 ~ 12 のグループと Ch.13 ~ 14 のグループの間で回帰推定を行う場合にやや精度が悪くなることが示されており、レファレンスチャンネルの選び方には注意する必要があると言える。また、Ch.11 ~ 12 はオゾンの吸収効果を受けるため、例えば Ch.12 をレファレンスチャンネルとする場合、その誤差が他のチャンネルに伝播することが予想されるが、この効果についてはここでの評価には含まれていない。これらの効果を含めたシミュレーションによる評価結果は次項で述べる。

## 6.2.2 シミュレーションに基づく 2 つのアプローチの実用性評価

### 6.1.1 項で述べた 2 つのアプローチ、すなわち

1. 灰色画素を選び出し、これらだけに EMC 法（あるいは EMC/WVD 法）を適用するアプローチ
2. EMC 法（あるいは EMC/WVD 法）の精度が高いチャンネルのみに手法を適用し、他のチャンネルは大気効果パラメータのチャンネル間相関を利用するアプローチ

Table 33: RMSE of Eq. ( 6.12) for several channel-combinations for AVHRR. The unit of the radiance is in  $W/m^2/sr/\mu m$ .

parameter	reference ch.	estimated ch.	
		ch.4	ch.5
transmittance	ch.4	—	0.0028
	ch.5	0.0018	—
path radiance	ch.4	—	0.0143
	ch.5	0.0123	—
sky radiance	ch.4	—	0.0175
	ch.5	0.0137	—

Table 34: Coefficients of Eq. ( 6.12) for several channel-combinations for AVHRR. The unit of the radiance is in  $W/m^2/sr/\mu m$ .

reference	estimated	$a_0$	$a_1$	$a_2$	$a_3$	$a_4$
transmittance						
ch.4	ch.5	0.091111	-0.445582	3.076654	-2.947273	1.244076
ch.5	ch.4	0.075541	1.573492	-1.335887	1.088295	-0.413167
path radiance						
ch.4	ch.5	-0.021662	1.647498	-0.182293	0.02784	-0.002225
ch.5	ch.4	0.019234	0.571825	0.080359	-0.012047	0.001223
sky radiance						
ch.4	ch.5	-0.022311	1.550008	-0.136366	0.017645	-0.00113
ch.5	ch.4	0.022501	0.608392	0.070263	-0.008619	0.000659

Table 35: RMSE of Eq. ( 6.12) for several channel-combinations for ASTER. The unit of the radiance is in  $W/m^2/sr/\mu m$ .

parameter	reference ch.	estimated ch.				
		ch.10	ch.11	ch.12	ch.13	ch.14
transmittance	ch.10	—	0.0033	0.0048	0.0126	0.0168
	ch.11	0.0045	—	0.0025	0.0098	0.0136
	ch.12	0.0082	0.0031	—	0.0078	0.0112
	ch.13	0.0137	0.0085	0.0058	—	0.0026
	ch.14	0.0164	0.0107	0.0073	0.0023	—
path radiance	ch.10	—	0.0421	0.0756	0.2097	0.2547
	ch.11	0.0464	—	0.0346	0.1501	0.1903
	ch.12	0.0880	0.0366	—	0.1025	0.1384
	ch.13	0.1787	0.1133	0.0725	—	0.0249
	ch.14	0.2011	0.1313	0.0882	0.0220	—
sky radiance	ch.10	—	0.0711	0.1246	0.3095	0.3662
	ch.11	0.0772	—	0.0550	0.2160	0.2686
	ch.12	0.1414	0.0574	—	0.1436	0.1921
	ch.13	0.2675	0.1660	0.1046	—	0.0375
	ch.14	0.2996	0.1925	0.1286	0.0340	—

のそれぞれの実用性を，EMC/WVD 法を用いる場合を例としてシミュレーションに基づいて検証した。

アプローチ 1 は灰色画素のみに適用するため，ここでは，シミュレーションにおける放射率モデルとして，サンプルナンバー 92 の Distwater のみを与えた (Table 3 参照)。そして，使用する EMC/WVD 法の式は，AVHRR 及び ASTER の各チャンネルに対し，放射率の下限値を 0.95 として最適化した式を用いた (Table 11 の下限値 0.95 の行に対応)。一方のアプローチ 2 では，レファレンスチャンネルを AVHRR では Ch.4，ASTER では Ch.12 とし，使用する EMC/WVD 法の式はこれらのチャンネルにおいて放射率の下限値を 0.65 として最適化した式を用い (Table 11 の最下行に対応)，チャンネル間相関の式はこれらのチャンネルをレファレンスとする各式を用いた。但し，アプローチ 1 との比較のため，アプローチ 1 と同様にシミュレーションにおける放射率モデルはサンプルナンバー 92 の Distwater のみを与えた。以上の条件に加えて，両アプローチとも，大気モデルには 964 の大気プロファイル， $\delta LST$  には平均が 5K で標準偏差を変数とした正規乱数によって生成した 100 個のセット ( $\delta LST$  セット) を与え，大気プロファイルと  $\delta LST$  の各組み合わせごとに観測放射輝度を計算した。従って，各センサの各チャンネルについて，1 つの大気プロファイルにつき 100 個の観測放射輝度が計算されたことになる。ここで， $\delta LST$  の標準偏差 (以下では， $\delta LST_{stdev}$  と記す) を変数とした理由は，式 ( 6.5) が  $\delta LST_{stdev}$  に大きく依存することが予想されるため

Table 36: Coefficients of Eq. ( 6.12) for several channel-combinations for ASTER (transmittance).

reference	estimated	$a_0$	$a_1$	$a_2$	$a_3$	$a_4$
ch.10	ch.11	0.131178	0.75768	1.20854	-1.991521	0.870334
ch.10	ch.12	0.142223	1.034852	0.91537	-2.018091	0.890068
ch.10	ch.13	0.225512	-1.131262	7.956759	-9.72803	3.674123
ch.10	ch.14	0.358613	-2.656771	11.804041	-13.367769	4.860156
ch.11	ch.10	-0.74419	5.119923	-9.863249	9.924439	-3.396019
ch.11	ch.12	0.095825	0.660921	1.021831	-0.940136	0.134863
ch.11	ch.13	0.977715	-5.797049	15.15546	-12.820881	3.472045
ch.11	ch.14	1.267758	-7.675799	18.253184	-14.37014	3.506253
ch.12	ch.10	1.139236	-7.207276	19.427506	-21.062086	8.83111
ch.12	ch.11	1.023332	-5.505107	14.657135	-14.909499	5.783671
ch.12	ch.13	-0.795912	5.67928	-12.939499	16.16251	-7.113818
ch.12	ch.14	-1.544754	10.328519	-24.699215	29.030876	-12.131376
ch.13	ch.10	2.669094	-16.785523	42.681713	-45.470312	17.900993
ch.13	ch.11	1.640035	-9.190235	24.312376	-26.062641	10.27199
ch.13	ch.12	0.83934	-3.523344	10.774247	-11.891688	4.766611
ch.13	ch.14	-0.239876	2.17689	-3.056515	3.493526	-1.370394
ch.14	ch.10	1.403285	-8.844412	25.182856	-28.808815	12.047646
ch.14	ch.11	0.939818	-4.628369	14.218431	-16.502545	6.934481
ch.14	ch.12	0.576075	-1.558077	6.358682	-7.760446	3.343075
ch.14	ch.13	0.120325	0.623782	1.094725	-1.483975	0.641477

Table 37: Coefficients of Eq. ( 6.12) for several channel-combinations for ASTER. (path radiance). The unit of the radiance is in  $\text{W}/\text{m}^2/\text{sr}/\mu\text{m}$ .

reference	estimated	$a_0$	$a_1$	$a_2$	$a_3$	$a_4$
ch.10	ch.11	0.024107	0.759909	-0.060124	0.02783	-0.002132
ch.10	ch.12	0.033475	0.534421	-0.046702	0.034469	-0.002541
ch.10	ch.13	-0.036406	0.537529	-0.145183	0.108149	-0.011058
ch.10	ch.14	-0.055075	0.602809	-0.173626	0.130813	-0.014366
ch.11	ch.10	-0.03976	1.361937	0.085105	-0.067102	0.008308
ch.11	ch.12	0.020219	0.676012	0.030877	0.020314	-0.00313
ch.11	ch.13	-0.027002	0.535105	0.061874	0.095415	-0.016772
ch.11	ch.14	-0.039654	0.568262	0.097054	0.10316	-0.019833
ch.12	ch.10	-0.100018	2.191498	-0.322732	-0.001944	0.005844
ch.12	ch.11	-0.033723	1.523977	-0.194598	0.021042	-0.00012
ch.12	ch.13	-0.021671	0.619993	0.402205	-0.05333	-0.000958
ch.12	ch.14	-0.030794	0.63371	0.527401	-0.087037	0.0009
ch.13	ch.10	0.027444	2.678148	-1.035003	0.225898	-0.017916
ch.13	ch.11	0.055784	1.860192	-0.659718	0.147831	-0.011732
ch.13	ch.12	0.054281	1.293236	-0.36705	0.083728	-0.006494
ch.13	ch.14	-0.011177	1.067555	0.062921	-0.019988	0.001602
ch.14	ch.10	0.059816	2.460262	-0.923339	0.193517	-0.014499
ch.14	ch.11	0.078079	1.711546	-0.595493	0.12783	-0.00951
ch.14	ch.12	0.069612	1.194368	-0.343573	0.07537	-0.005439
ch.14	ch.13	0.010879	0.935987	-0.047478	0.013524	-0.000956

Table 38: Coefficients of Eq. ( 6.12) for several channel-combinations for ASTER. (sky radiance). The unit of the radiance is in  $\text{W}/\text{m}^2/\text{sr}/\mu\text{m}$ .

reference	estimated	$a_0$	$a_1$	$a_2$	$a_3$	$a_4$
ch.10	ch.11	0.033863	0.829196	-0.068346	0.018584	-0.00108
ch.10	ch.12	0.041381	0.636145	-0.053198	0.019471	-0.001076
ch.10	ch.13	-0.073294	0.601311	-0.059324	0.039934	-0.00315
ch.10	ch.14	-0.101986	0.660048	-0.066326	0.04574	-0.003875
ch.11	ch.10	-0.051161	1.232447	0.119609	-0.044675	0.003697
ch.11	ch.12	0.018725	0.752396	0.010161	0.009025	-0.000915
ch.11	ch.13	-0.067721	0.60013	0.095995	0.021536	-0.003619
ch.11	ch.14	-0.090401	0.637163	0.122722	0.020495	-0.004109
ch.12	ch.10	-0.113625	1.802713	-0.02929	-0.039897	0.004778
ch.12	ch.11	-0.030289	1.363392	-0.068297	-0.000926	0.000659
ch.12	ch.13	-0.06046	0.692177	0.263721	-0.032053	0.000443
ch.12	ch.14	-0.078436	0.71615	0.329694	-0.046009	0.001033
ch.13	ch.10	0.056738	2.255362	-0.513797	0.07315	-0.003776
ch.13	ch.11	0.107403	1.633809	-0.355918	0.055096	-0.002942
ch.13	ch.12	0.101098	1.219329	-0.21745	0.034774	-0.001782
ch.13	ch.14	-0.015117	1.048986	0.039241	-0.008862	0.000466
ch.14	ch.10	0.094233	2.125244	-0.490355	0.069827	-0.003517
ch.14	ch.11	0.134411	1.539512	-0.341002	0.051813	-0.002623
ch.14	ch.12	0.121217	1.150206	-0.21382	0.033299	-0.001577
ch.14	ch.13	0.015062	0.9532	-0.031614	0.006412	-0.000287

で、特に  $\delta LST_{stddev}$  が小さい場合には同式の分母が小さくなり、解が不安定になる可能性があるためである。今回は、 $\delta LST_{stddev}$  として 0.4, 0.6, 0.8, 1, 1.5, 2, 3, 5, 7, 10K の 10 通りを与え、評価した。また、衛星高度、観測方向、NEAT、オゾンの不確定性誤差等の与え方は 3 章と同様としたが、オゾンの不確定性誤差は各大気プロファイルごとに同一のものを与えた（すなわち、1 つの大气プロファイルに対して生成した 100 個の観測放射輝度には同一のオゾン誤差が与えられた）。

こうして、アプローチ 1 及び 2 のそれぞれについて、1 つの大气プロファイルに対して生成した 100 個の観測放射輝度から 1 つの透過率及び 1 つの光路輝度を計算した。この作業は、ある大气下における 100 個の水域の観測放射輝度から、その大气の透過率及び光路輝度を推定することに相当する。そして、実際には水域のみから推定された大气効果パラメータは他の任意の地表被覆物質が占める画素の大气補正に利用されることから、上記で得られた各大気プロファイルごとの透過率及び光路輝度の推定値を用いて 3 章のシミュレーションモデル（964 大气プロファイル、 $-5, +0, +10, +20K$  の  $\delta LST$ 、97 サンプルの放射率モデル）の各観測放射輝度を大气補正し、得られた地上レベルの地表輝度温度を真値（実際に与えた値）と比較して RMSE を計算した。なお、透過率及び光路輝度の推定に用いられる大气プロファイルと大气補正される観測放射輝度の大气プロファイルはここでは同一としたが、これは領域内では大气プロファイルが水平方向に均一であるという手法自体の仮定に基づくものである。

Table 39 はアプローチ 1 を用いた場合の結果で、AVHRR 及び ASTER の各チャンネルについて、 $\delta LST_{stddev}$  ごとの RMSE を示している（単位は Kelvin）。表より、 $\delta LST_{stddev}$  が小さい場合には RMSE が極めて大きく、大气補正法として機能しないことが分かる。これは、上述したように、式 (6.5) の分母が 0 に近くなって解が不安定性になるためである。 $\delta LST_{stddev}$  が 2~3K 以上になると全体的に解が安定している。しかしながら、水域は熱容量が大きいために一般に温度の時空間変動が小さく、水域のみの観測データを用いて 2~3K 以上の  $\delta LST_{stddev}$  を得ることは現実的には困難であると思われる。従って、植生等、他のカテゴリとの組み合わせによって大きな  $\delta LST_{stddev}$  を得る必要があると言える。このようなケースに対する評価は、6.3.2 項にて行う。なお、3K 以上の  $\delta LST_{stddev}$  については、ASTER では Table 11 から予想される精度（0.81~0.87K）が得られているが、AVHRR では同表から予想される精度（0.64~0.87K）と比較してやや悪い精度が得られている。これは、AVHRR による EMC/WVD 法では、氷水のサンプルに対する精度があまり良くないことに関係している（Fig. 39 及び Fig. 41 において、最も最小放射率が大きい 2 つのサンプルがナンバー 92 及び 93 の Distwater 及び Seawater である）。

Table 39: RMSE [K] of the approach 1 for several standard deviations of  $\delta\text{LST}$ . The mean of  $\delta\text{LST}$  is +5K. Emissivity sample is no. 92 (see Table 3).

$\delta\text{LST}_{stddev}$	AVHRR		ASTER				
	ch.4	ch.5	ch.10	ch.11	ch.12	ch.13	ch.14
0.4	4.03	18.82	36.79	5.21	4.55	6.45	21.66
0.6	2.22	8.15	16.55	2.94	2.69	3.63	14.28
0.8	1.43	3.82	6.39	1.89	1.76	2.29	7.75
1	1.05	2.35	3.52	1.36	1.27	1.59	3.80
1.5	0.75	1.39	1.53	0.92	0.85	0.92	1.49
2	0.70	1.20	1.05	0.83	0.76	0.76	0.98
3	0.69	1.13	0.87	0.82	0.75	0.70	0.77
5	0.70	1.13	0.85	0.83	0.76	0.70	0.74
7	0.71	1.14	0.86	0.83	0.76	0.70	0.74
10	0.73	1.16	0.87	0.84	0.76	0.70	0.74

一方, Table 40 はアプローチ 2 を用いて得られた結果である。 $\delta\text{LST}_{stddev}$  が 2K 付近でいずれも解が安定しているが, それらの値はいずれのチャンネルも Table 11 の最下行のものと同値となっていることが分かる。すなわち, アプローチ 2 は EMC/WVD 法の精度改善に寄与していないと言える。この傾向はレファレンスチャンネルを変えた場合も同様で, このことは, レファレンスチャンネルにおける大気効果パラメータに含まれる誤差が式 (6.12) を通じて伝播した値と, そのチャンネルでの EMC/WVD 法の誤差がほぼ等価であることを意味している。

以上の結果, EMC/WVD 法の精度を改善する効果があり, 実用手法として利用できる可能性があるのは, アプローチ 1 のみであると結論付けることができる。EMC 法についても同様である。

### 6.2.3 大気効果パラメータ・LST・放射率推定の処理フロー

本章におけるこれまでの結果に基づき, 大気効果パラメータを推定するアルゴリズムとして以下を提案する。

1. 対象シーンを適当な領域に分割する。
2. 各領域から灰色画素を抽出する。この手法については 6.2.4 項で述べる。
3. 灰色画素数が基準を超える各領域について, EMC 法 (あるいは EMC/WVD 法) と式 (6.5) 及び式 (6.6) を適用して透過率及び光路輝度を推定する (EMC/WVD 法を利用する場合は全球解析データ

Table 40: RMSE [K] of the approach 2 for several standard deviations of  $\delta LST$ . The mean of  $\delta LST$  is +5K. Emissivity sample is no. 92 (see Table 3).

$\delta LST_{stddev}$	AVHRR		ASTER				
	ch.4	ch.5	ch.10	ch.11	ch.12	ch.13	ch.14
0.4	1.66	3.24	8.60	3.52	1.51	5.89	7.24
0.6	1.15	2.11	5.32	1.91	1.12	3.76	5.47
0.8	1.01	1.77	3.00	1.30	0.97	2.05	3.59
1	0.97	1.67	1.86	1.11	0.91	1.31	2.19
1.5	0.97	1.61	1.45	1.02	0.89	1.00	1.30
2	0.98	1.61	1.42	1.02	0.89	0.99	1.24
3	0.99	1.62	1.42	1.02	0.90	1.00	1.24
5	1.00	1.63	1.42	1.02	0.90	1.02	1.26
7	1.01	1.64	1.42	1.03	0.91	1.02	1.27
10	1.03	1.67	1.41	1.03	0.91	1.04	1.29

等から総水蒸気量の概算値を得る必要がある)。但し、EMC法（あるいはEMC/WVD法）による地上レベルの地表輝度温度の分散が基準値よりも小さい領域は解が不安定になる可能性があるため、灰色画素数が基準を超えない領域と同様に計算を行わない。このように計算を行わない領域を欠損領域と呼ぶことにする。

4. 透過率及び光路輝度が得られた各領域について、6.1.2項の方法により天空輝度を推定する。
5. 欠損領域における大気効果パラメータを周囲の推定値からの水平内挿によって求める。この方法については6.2.5項で述べる。

上記の方法を、本論文ではGray Pixel (GP)法と呼ぶことにする。本手法の精度や問題点については、次節でシミュレーションに基づいて検証する。

GP法によって推定される大気効果パラメータを用いて大気補正を行い、TE分離を施せばLST及び放射率を推定することが可能である。処理のフローをFig. 50に示す。

#### 6.2.4 灰色画素の抽出法

6.2.3項で述べた処理手順2における灰色画素の抽出については、例えば次のような方法を用いる。

1. 簡易大気補正及びTE分離による放射率の概算値を使用する方法

全球解析データが利用可能であるなら、これらに基づいて簡易大気補正を行い、更に適当なTE分離

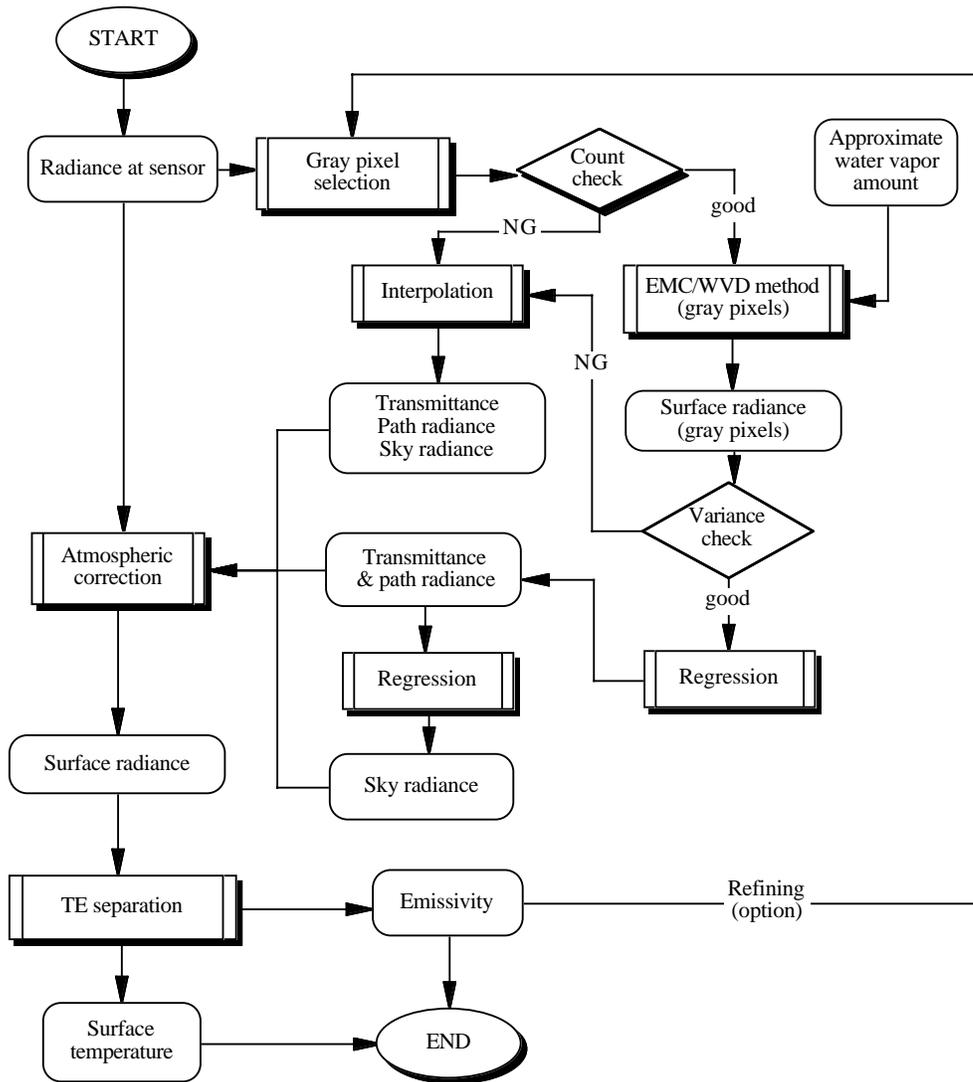


Figure 50: Flow chart of the GP method.

を施すことにより放射率の概算値が得られる。そして、これに基づいて灰色画素を選定する。Fig. 50の Refining はこの方法に基づいて灰色画素の抽出精度を上げるプロセスであり、GP 法を1回適用して大気補正及びTE分離を行い、得られた放射率に基づいて再び灰色画素を選定するものである。もし、全球解析データが無ければ最初に全ての画素を灰色画素と見なしてGP法を適用し、Refiningプロセスにより灰色画素を再抽出することも可能である。但し、この場合、シーン全体に灰色画素が多く存在していることが前提条件となる。

## 2. 放射率マップを使用する方法

同一地域をモニタリングする場合など、既に対象地域の放射率マップが得られている場合には、これに基づいて灰色画素を選定することができる。この方法の場合、ミスレジストレーションや表面状態（被覆や含水量等）の変化に伴う放射率の時間的変動に注意する必要がある。

## 3. 土地被覆分類画像を使用する方法

可視近赤外データ等と併用して土地被覆分類を行い、水域や植生域等、灰色画素が占めるカテゴリーに属する画素を選定する。この方法の場合、ミスレジストレーションの問題に加え、分類カテゴリーと放射率の対応付けの妥当性に注意が必要である。

### 6.2.5 欠損領域における大気効果パラメータの水平内挿

6.2.3項の処理手順5における欠損領域の水平内挿は、数値予報における客観解析と同様の手順で行うことができる。数値予報における客観解析法には、多項式法、修正法、最適内挿法、スペクトル法、変分法などがあり [118]、現在の主流は最適内挿法である。最適内挿法は、観測値だけでなく、観測誤差や格子点と観測点との距離、観測データの空間分布とデータ同士の相関などの情報を解析値に反映することができる優れた解析手法である [49]。現在、数値予報の分野では最適内挿法から変分法に移行されつつあるが、変分法は運動方程式や静力学の式などの予測方程式や診断方程式を使い、これを満足する解析値を決める手法であり、ここでの水平内挿処理には馴染まない。こうした理由から、本項では最適内挿法に基づいて欠損領域における大気効果パラメータを推定する手法を提案する。

最適内挿法は、ある点における解析値の初期値からの偏差を周囲の観測値の初期値からの偏差の線形結合によって表現する。すなわち、解析点  $k$  における解析値を  $x_k$ 、初期値を  $x_{0,k}$  とし、周囲に  $n$  個の観測

点があるものとして、観測点  $i$  における観測値を  $x_i$ 、初期値を  $x_{0,i}$  とすると、 $x_k$  は次式で表される。

$$x_k = x_{0,k} + \sum_{i=1}^n p_i (x_i - x_{0,i}) \quad (6.13)$$

ここで、 $p_i$  は解析値の平均 2 乗内挿誤差が最も小さくなるように理論的に与えられる係数で、最適荷重と呼ばれる。最適荷重  $p_i$  の関係式は次式で与えられる [119]。

$$\sum_{j=1}^n \mu_{ij} p_j + \lambda_i p_i = \mu_{ki} \quad (6.14)$$

ここで、 $\mu_{ij}$  は  $i, j$  の 2 点間における解析要素の相関係数、 $\lambda_i$  は観測値の誤差分散  $\eta_i$  を初期値の誤差分散  $m$  で除した値で観測値の品質を示すパラメータである。一般には、2 点間の相関係数は 2 点間の距離だけの関数であると仮定されることが多い。式 (6.14) を  $i = 1, 2, \dots, n$  で連立させることにより、解析点  $k$  に対する最適荷重  $p_1, p_2, \dots, p_n$  が得られる。

次に、最適内挿法に基づく大気効果パラメータの水平内挿の手順を示す。以下では、客観解析における観測点、解析点と同じ意味で観測画素、解析画素という言葉を用いる。また、下記の処理は各チャンネルの各大気効果パラメータごとに行う。

1. 全ての非欠損領域について、大気効果パラメータの各推定値を各領域の中心画素における値とし、これらを観測画素と見なす。
2. 中心画素以外の非欠損領域内の画素と欠損領域内の全画素について、適当な初期値（例えば観測画素の値の平均値等）を与え、これらを解析画素とみなす。
3. 各解析画素について、影響半径  $R_e$  以内にある観測画素を全て選択し、式 (6.14) によって各観測画素の最適荷重を決め、式 (6.13) によって大気効果パラメータを計算する。ここで式 (6.14) における相関係数  $\mu_{ij}$  については、2 点  $i$  及び  $j$  の間の距離  $r_{ij}$  の関数として表現する。この関数については様々なものが考えられるが、例えば、以下の Cressman の荷重関数 [74] などが利用できる。

$$\mu_{ij} = \begin{cases} \frac{R^2 - r_{ij}^2}{R^2 + r_{ij}^2} & \text{if } 0 \leq r_{ij} \leq R \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases} \quad (6.15)$$

上式では、距離  $R$  が大きいほど周囲との相関が大きくなる。ここで、 $R_e$  や  $R$ 、 $\lambda_i$  は、これを客観的に定める基準選びが難しいため、実データに基づいて経験的に定める必要がある。

4. 全ての解析画素の大気効果パラメータを決定できない時は、大気効果パラメータが得られた解析画素を新たな観測画素と見なして再度 3 に進む。この作業を全ての解析画素の大気効果パラメータが得られるまで繰り返す。

この方法では、少なくともシーン中に非欠損領域が 1 つあれば全画素の大気効果パラメータを得ることができる。非欠損領域が全く存在しない場合には、エラーとなる。

### 6.3 シミュレーションに基づく GP 法の検証

GP 法は以下のようなケースで誤差が大きくなることが予想される。

1. 灰色画素が極めて少ないケース
2. EMC 法（あるいは EMC/WVD 法）を適用する灰色画素間の LST 変動が小さいケース（式 ( 6.5) の分母が小さくなり、解が不安定になる）
3. 領域内の大気効果パラメータが不均質であるケース（擾乱の激しい大気や標高変化の大きい地域で生じる）
4. 選定した灰色画素の中に非灰色画素が多数含まれるケース

ケース 1 については灰色画素数に閾値を定めることにより、検知することができ、欠損領域として扱うことになる。シーン内の全ての領域が欠損領域である場合にはアルゴリズムの適用は不可能である。ケース 2 については 6.2.2 項で既に評価した通りであり、安定解を得るためには LST の標準偏差として 2~3K 以上が必要である。以上を踏まえ、本節では、ケース 3 及び 4 における GP 法の誤差挙動について述べることにする。

#### 6.3.1 領域内の大気効果パラメータの不均質性に伴う誤差の挙動

GP 法は領域内の大気効果パラメータが均質であることを仮定しているため、これが成り立たない場合には誤差の原因となる。例えば、領域内に雲塊が存在する場合にはその近傍で大気状態は大きく変化する。また、大気プロファイルが水平方向に一様であっても標高変化の激しい地域では、大気効果パラメータは標高変化に依存して大きく変動する。

例として領域内の大気効果パラメータが2種類存在する場合には、地表放射輝度(式(6.4))と観測放射輝度との散布図はFig. 51のようになる。ラインAが透過率が高い側の画素の位置を示し、ラインBが透過率が小さい側の画素の位置を示す。各ラインの傾きが透過率であり、y切片が光路輝度である。一般には透過率が小さいほど光路輝度が大きくなるため、図のような交点が存在する。今、交点における地表放射輝度を $B_i(T_x)$ とし、ラインA,Bに対応する透過率及び大気の影響放射輝度(式(6.8)参照)をそれぞれ $\tau_{Ai}$ 及び $B_i(T_{Ai})$ 、 $\tau_{Bi}$ 及び $B_i(T_{Bi})$ としたとき、交点上では以下の式が成り立つ。

$$\tau_{Ai}B_i(T_x) + (1 - \tau_{Ai})B_i(T_{Ai}) = \tau_{Bi}B_i(T_x) + (1 - \tau_{Bi})B_i(T_{Bi}) \quad (6.16)$$

ゆえに、

$$B_i(T_x) = B_i(T_{Ai}) + (B_i(T_{Bi}) - B_i(T_{Ai})) \frac{1 - \tau_{Bi}}{\tau_{Ai} - \tau_{Bi}} \quad (6.17)$$

Fig. 52は964プロファイルについてAVHRR / Ch.4における透過率と大気の影響放射輝度の関係を示したものであり、透過率が小さいほど大気の影響放射輝度は大きくなる傾向が見られる。従って、式(6.17)の右辺第2項は、多くの場合、正の値を取る。すなわち、 $B_i(T_x)$ は $B_i(T_{Ai})$ より大きな値を取る。また、 $B_i(T_x)$ は、A及びBの大気の影響放射輝度の差が同じならば、Bの透過率がAの透過率に近いほど大きな値を取る。

GP法では、この $B_i(T_x)$ とEMC法(あるいはEMC/WVD法)による $B_i(T_{gi})$ の間の相対的な関係によって誤差の取り方が変わってくる。ここでは、大気が安定している場合でも大気効果パラメータの不均質性の原因となり得る標高変化について、誤差との関係を考察する。

今、GP法を適用する領域内に2つの標高が存在するものとする。一般には標高が高いほどLSTが小さくなるため、低温側の灰色画素は標高の大きい側、すなわち透過率が高いFig. 51のラインA上に存在し、高温側の灰色画素は標高の小さい側、すなわち透過率が小さい同図のラインB上に存在するものとする。こうして、これらを組み合わせて回帰分析を行うことにより、透過率及び光路輝度が1つずつ推定される。ここで、ラインA上にある低温側の灰色画素が $B_i(T_x)$ より高温側にあるか低温側にあるかによって誤差の取り方が変わってくる。

低温側の灰色画素が $B_i(T_x)$ より高温側にある場合の模式図をFig. 53に示す(Case 1)。ここで、数字の0は低温の灰色画素が存在している位置を示す。一方、数字の1は、高温の灰色画素存在している位置を示す。この時、GP法によって得られる大気補正ラインはラインCのようになる。すなわち、A及びBのいずれよりも、透過率は小さく、光路輝度は大きく推定される。なお、図から明らかなように、この誤

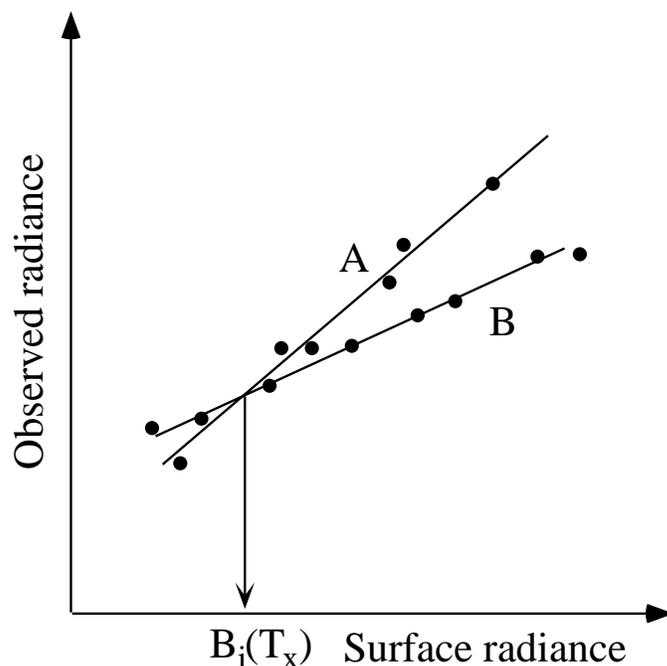


Figure 51: Plot of the surface radiance versus the observed radiance in a heterogeneous atmospheric condition. The line A is a high transmittance line, the line B is a low transmittance line, and  $B_i(T_x)$  is the intersection point.

差は、低温及び高温の灰色画素の温度差が大きいほど小さくなる（但し、 $\delta LST$  が大きい場合には、EMC法（あるいは EMC/WVD 法）の誤差が増加することに注意が必要である）。

一方、低温側の灰色画素が  $B_i(T_x)$  より低温側にある場合はもう少し複雑である（Case 2）。Fig. 54 に模式図を示す。図のように、低温の灰色画素の位置 0 は  $B_i(T_x)$ （交点）より低温側に存在する。一方、高温側の灰色画素の位置は、 $B_i(T_x)$  に対して低温側、同じ、高温側の 3 通りが考えられ、順に図の 1, 2, 3 に相当する。1 の場合の大気補正ラインは C' であり、この場合は、A 及び B のいずれよりも、透過率は大きく、光路輝度は小さく推定される。2 の場合の大気補正ラインはライン A に一致し、透過率及び光路輝度は A に対するものと同じとなる。3 の場合の大気補正ラインは C' であり、この場合の透過率及び光路輝度は、A 及び B の中間的な値を取る。

MODTRAN3.7 内臓の 6 つの標準大気モデルについて、GP 法を適用する領域内に 0km と 0.5km の 2 つの標高が存在する場合に、交点に対応する温度  $T_x$  と各標高の地表気温  $T_{air,0}$ ,  $T_{air,0.5}$  の関係を調べた。得られた結果を Table 41 に示す。表には、各標高の灰色画素の LST が各地表気温に等しい場合（すなわち、 $\delta LST$  が 0 の場合）に、各大気モデルが Fig. 53 及び Fig. 54 で示したケースのどれに対応するかについても示してある。温暖湿潤な大気では  $T_x$  が相対的に大きく、Fig. 54 で示した Case 2 に対応しており、

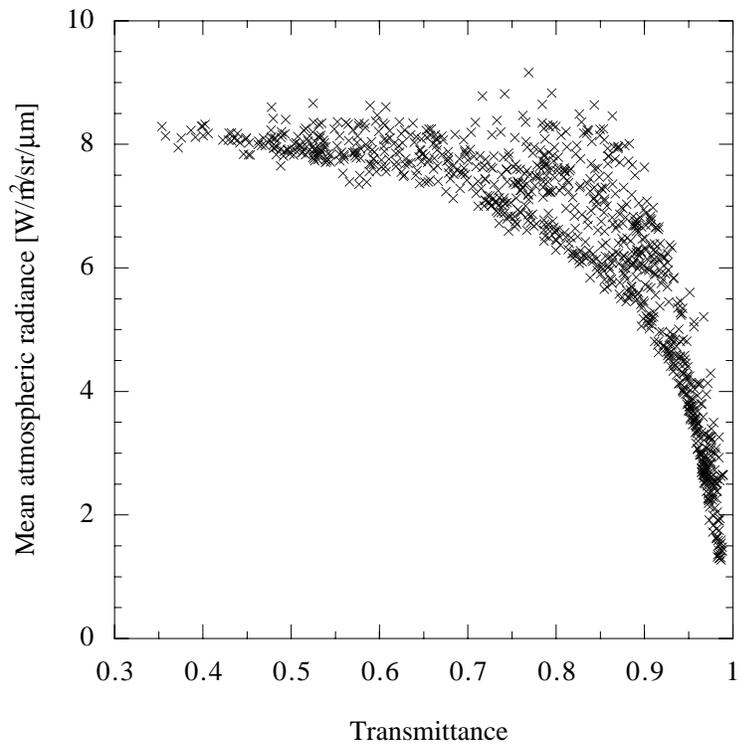


Figure 52: Plot of the transmittance versus the mean atmospheric radiance for AVHRR channel 4.

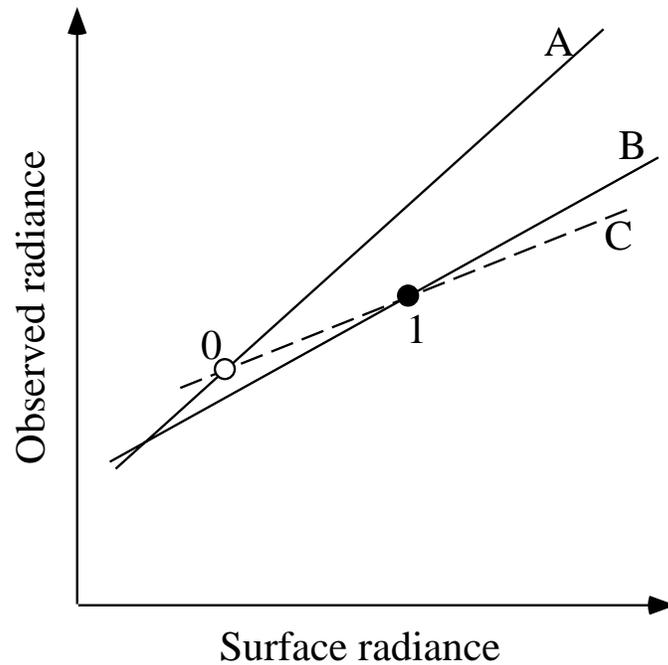


Figure 53: Plot of the surface radiance versus the observed radiance in a heterogeneous atmospheric condition for case 1; (A) a high transmittance line, (B) a low transmittance line, (C) a correction line based on the GP method, (0) a gray pixel at low LST, and (1) a gray pixel at high LST.

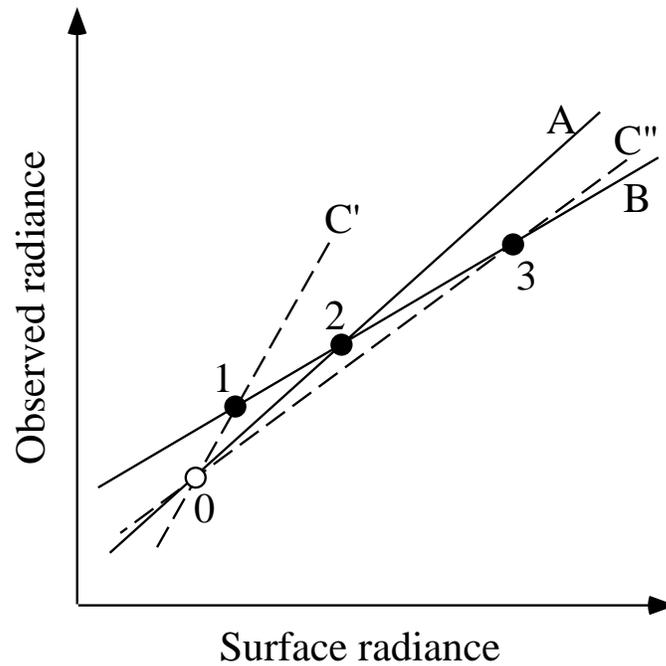


Figure 54: Plot of the surface radiance versus the observed radiance in a heterogeneous atmospheric condition for case 2; (A) a high transmittance line, (B) a low transmittance line, (C',C'') a correction line based on the GP method, (0) a gray pixel at low LST, and (1-3) a gray pixel at high LST.

寒冷乾燥な大気では  $T_x$  が相対的に小さく、Fig. 53 で示した Case 1 に対応している。従って、例えば、熱帯モデルでは透過率を overestimate する傾向があり、亜北極冬モデルでは透過率を underestimate する傾向があることが分かる。但し、これらの傾向は  $\delta LST$  が異なれば変わることには注意する必要がある。

### 6.3.2 非灰色画素の混入に伴う誤差の挙動

GP 法では、精度の向上のため、灰色画素（例えば放射率の下限値が 0.95 以上の画素）に対して最適化された EMC 法（あるいは EMC/WVD 法）の式を用いる。従って、抽出した灰色画素の中に非灰色画素が混入している場合には誤差を生じる。そこで、本項では、以下に示す手順によりそのようなケースに対する評価を行った（基本的手順は 6.2.2 項の冒頭で示したものと同様である）。ここでは EMC/WVD 法を用いる場合について評価を行い、放射率の下限値 = 0.95 に対して最適化した式を使用した（Table 11 の下限値 0.95 の行に対応）。

1. 放射率モデルより、 $n$  個のサンプル  $N_{\epsilon,j}$  ( $j = 1, 2, \dots, n$ ) を選ぶ。
2. 各サンプルに対し、 $\delta LST$  の平均が  $\delta LST_{avg,j}$ 、標準偏差が  $\delta LST_{stdev,j}$  である正規乱数により、 $S_j$

Table 41: Comparison between the temperature  $T_x$  at an intersection and the surface air temperature  $T_{air}$  for 6 model atmospheres for AVHRR channel 4 in the case that an area has two elevations 0km and 0.5km. The model case (see Figs. 53 & 54) for each atmosphere with  $\delta LST = 0$  is also shown. TRM: Tropical model, MLS: Midlatitude summer, MLW: Midlatitude winter, SAS: Subarctic summer, SAW: Subarctic winter, USS: 1976 US standard.

	TRM	MLS	MLW	SAS	SAW	USS
$T_{air,0}$	299.7	294.2	272.2	287.2	257.2	288.2
$T_{air,0.5}$	296.7	291.95	270.45	284.45	258.15	284.95
$T_x$	298.06	292.48	266.73	284.41	248.94	283.66
$T_{air,0} - T_x$	1.64	-0.53	3.72	0.04	9.21	1.29
$T_{air,0.5} - T_x$	-1.36	-0.53	3.72	0.04	9.21	1.29
model case	Case 2-3	Case 2-1	Case 1-1	Case 1-1	Case 1-1	Case 1-1

個の  $\delta LST$  セットを生成する。なお、 $\sum_{j=1}^n S_j = 100$  とする。

- 964 の各大気プロファイルごとに、 $n$  個のサンプルを組み合わせた計 100 個の  $\delta LST$  セットから、各チャンネルにつき 100 個の観測放射輝度データセットを作成する。各種条件等は 6.2.2 項の手順と同じとする。
- 964 の各大気プロファイルについて、100 個の観測放射輝度データセットに対して GP 法を適用し、透過率及び光路輝度の推定値を得る。
- 3 章と同じシミュレーションモデルに対し、4 で得た透過率及び光路輝度の推定値を用いて地上レベルの地表輝度温度を計算し、実際に与えた値と比較して誤差を計算する。そして RMSE を計算する。

$n$  個のサンプルの選び方や各サンプルに与える  $\delta LST_{avg,j}$ ,  $\delta LST_{stdev,j}$ ,  $S_j$  を変えることにより、非灰色画素の様々な混入状況をシミュレートすることができる。Table 42 は、今回検討した画素構成のリストである。表中の rock, soil, veg., water は、それぞれ Table 3 中の No.2 (Granite.h1), No.74 (Mollisols), No.81 (White pine), No.93 (Distwater) に対応している。 $\delta LST_{avg,j}$  及び  $\delta LST_{stdev,j}$  は、rock には 2 セット、他には 1 セットを与え、両変数とも一般的な状況を考慮して  $water \leq veg. \leq soil \leq rock$  を満たすように与えてある。構成物質の数は、case 1 から 5 までは 1 つ、case 6 から 10 までは rock, soil, water のうちの 1 つに veg. を加えた計 2 つになっている。case 6 から 10 における 2 物質の混合比は、case 8 以外では全て 50 : 50、case 8 では 5 : 95 で veg. を多くしてある。case 6 と 7 では rock の  $\delta LST_{avg,j}$  及び  $\delta LST_{stdev,j}$  の値のみが異なり、case 7 と 8 では混合比のみが異なる。2 種類の異なる  $\delta LST$  セットを混合する case 6 から 10 については、混合後の  $\delta LST_{stdev}$  (計算値) も示してある。

Table 42: 10 model cases that an area has one or two surface materials. The average and the standard deviation of  $\delta LST$  were given for each material (unit: Kelvin).  $S$  is the number of  $\delta LST$  generated. rock: granite.h1 (no.2), soil: mollisols (no.74), veg.: white pine (no.81), water: distwater (no.93).

case	component 1				component 2				total
	material	$\delta LST_{avg}$	$\delta LST_{stdev}$	$S$	material	$\delta LST_{avg}$	$\delta LST_{stdev}$	$S$	$\delta LST_{stdev}$
1	rock	15	5	100		—			—
2	rock	5	3	100		—			—
3	soil	5	3	100		—			—
4	veg.	3	2	100		—			—
5	water	0	1	100		—			—
6	rock	15	5	50	veg.	3	2	50	7.5
7	rock	5	3	50	veg.	3	2	50	2.9
8	rock	5	3	5	veg.	3	2	95	2.1
9	soil	5	3	50	veg.	3	2	50	2.9
10	water	0	1	50	veg.	3	2	50	2.3

Table 43: Channel emissivity for each material. The minimum emissivity is shown in bold face.

material	sample name	sample no.	AVHRR		ASTER				
			ch.4	ch.5	ch.10	ch.11	ch.12	ch.13	ch.14
rock	granite.h1	2	<b>0.913</b>	0.952	0.775	0.731	<b>0.716</b>	0.908	0.936
soil	mollisols	74	<b>0.973</b>	0.980	0.956	0.958	<b>0.955</b>	0.973	0.975
veg.	white pine	81	<b>0.978</b>	0.982	0.984	0.980	0.980	<b>0.978</b>	0.979
water	distwater	93	0.991	<b>0.985</b>	<b>0.983</b>	0.984	0.985	0.991	0.990

Table 43 は、AVHRR 及び ASTER の場合の各サンプルのチャンネル放射率である。各サンプルにおける太字で示した値は各センサにおける最小放射率である。いずれのセンサにおいても、rock のみが灰色画素の条件（最小放射率が 0.95 以上）を満たしていないことが分かる。

得られた結果を Table 44 に示す。同表には、各センサの各チャンネルについて、case 1 ~ 10 に対する GP 法の RMSE を示してある。まず、case 1 及び 2 の結果より、rock では、 $\delta LST$  に関係なく著しく大きな誤差を生じることが分かる。灰色画素かつ  $\delta LST$  の標準偏差が 2K 以上である case 3 及び 4 では、良好な結果が得られているが、灰色画素であっても  $\delta LST$  の標準偏差が 1K である case 5 では精度が大きく低下しており、これは 6.2.2 項で示した結果と同じである。case 6 及び 7 は veg. と rock が同じ比率で混在するケースであり、rock における  $\delta LST$  のパラメータのみが異なる場合であるが、case 1 及び 2 の結果と同様に  $\delta LST$  に関係なく大きな誤差を生じている。一方、case 8 は、case 7 とは混合比のみが異なり、rock の

Table 44: RMSE [K] of the GP method with the EMC/WVD method for the 10 model cases. After the atmospheric effect parameters at each channel were estimated for each case, the RMSE was calculated using the original emissivity model.

case	AVHRR		ASTER				
	ch.4	ch.5	ch.10	ch.11	ch.12	ch.13	ch.14
1	1.54	2.62	4.91	3.20	3.11	5.95	7.02
2	1.47	2.51	4.60	4.15	4.25	5.78	6.76
3	0.42	0.57	0.86	0.79	0.78	0.80	0.91
4	0.48	0.77	0.97	0.76	0.72	0.73	0.95
5	1.23	3.30	3.58	1.38	1.18	1.53	3.85
6	1.22	2.15	6.64	2.91	2.80	8.64	12.00
7	1.56	2.92	6.15	2.51	1.47	15.24	24.65
8	0.69	1.17	3.14	1.55	1.13	4.41	6.35
9	0.44	0.62	0.85	0.76	0.73	0.73	0.81
10	0.65	1.02	0.92	0.87	0.81	0.76	0.93

割合が5%と少ないケースである。case 7 と比較すると誤差が大幅に小さくなっているが、特に ASTER では実用的な精度には至っていない。従って、rock がわずかに5%の場合でも精度に対して大きなインパクトを与えると考えて良い。従って、GP 法の前処理である灰色画素の抽出処理はより正確に行う必要があり、特に非灰色画素の混入を極力避けるようにする必要がある。case 9 及び 10 は灰色画素同士が混在するケースであるが、いずれも良好な結果が得られている。AVHRR の case 10 でやや精度が悪いのは、EMC/WVD 法の精度が水氷に対してやや悪いこと（5.2.6 項）に起因していると思われる。

## 6.4 まとめ

灰色画素に段階的な回帰を適用して大気効果パラメータを推定する自己推定型大気補正アルゴリズムグレーピクセル（GP）法を提案した。この手法は（1）観測シーンを複数の領域に区切る（2）各領域から灰色画素を抽出する（3）灰色画素に EMC 法（あるいは EMC/WVD 法）を適用して地上レベルの地表輝度温度を求める（4）これと観測放射輝度の間で回帰を取り、各領域の透過率及び光路輝度を推定する（5）これらを用いた回帰により天空輝度を推定する、という手順から成る。

GP 法の精度が灰色画素における  $\delta LST$  のばらつきに依存することは理論的に明らかであるが、AVHRR や ASTER に対する評価では、 $\delta LST$  の標準偏差が 2K 未満では誤差が大きく実用的で無いが、これが 2~3K を超えると精度がほぼ一定の値に収束することを確認した。これより、一般に LST の空間変動が小さ

い水域のみに本手法を適用すると誤差が生じやすいため、植生等、他の灰色画素カテゴリと組み合わせで  $\delta LST$  の標準偏差を大きく取るようにした方が良い。

領域内の大気効果パラメータが不均質である場合に生じる誤差については、2つの異なる標高が存在するケースについて考察を行った。その結果、このようなケースでは大気状態によって誤差挙動が異なり、一般的な傾向として温暖湿潤大気では透過率を overestimate、寒冷乾燥大気では underestimate することが分かった。

また、抽出した灰色画素に非灰色画素が混入した場合における誤差については、混入の仕方を変えた 10通りのケースについて評価した。その結果、灰色画素のみから構成され、 $\delta LST$  の標準偏差が 2K を超える 4 ケースでは、AVHRR で 0.42 ~ 1.02K、ASTER で 0.72 ~ 0.97K の良好な大気補正精度が得られたが、非灰色画素が混入することによる精度低下は大きく、非灰色画素をわずか 5%含むケースでも実用精度に達しないことを確認した。これより、GP 法の前処理である灰色画素の抽出処理はより正確に行う必要があり、特に非灰色画素の混入を極力避けるようにする必要があると言える。

このように GP 法は、領域内に十分な LST のばらつきを持つ十分な数の灰色画素があって、かつ領域内の大気効果パラメータが均質である時、正確な大気データや標高データを使わずに実用的精度で大気補正を行えるという大きな長所を持つと言える。しかしながら、こうした適用上の制約条件は全球に対応した定常処理システムへの実装には不利であり、例えば、灰色画素が一般に少ない乾燥地域や表面温度の空間変動が一般に小さい海域などでは、本手法の適用は困難であると思われる。従って、本手法は灰色画素が一般に多く存在する湿潤地域等でのモニタリング用に向いていると考えられる。

## 7 全球解析データの高精度化に基づく実用的大気補正アルゴリズム

全球解析データは全球大気の3次元情報を定期的に与えるため、定常処理システムの大気補正における大気データソースとして好都合である反面、4章で述べたようにデータ(気温及び水蒸気プロファイル)の精度に問題がある。特に、4.1節で述べたように、水蒸気プロファイルに含まれる誤差については放射伝達計算に大きなインパクトを与えるため、オリジナルのプロファイルをそのまま使用した場合には実用的な大気補正精度が得られない場合もある。

一方、5章で提案した EMC/WVD 法は、水蒸気量の概算値を与えれば比較的高精度に画素単位の大気補正を行うことが可能であるが、放射率の不確定性が大きい場合には精度がチャンネル間で大きく異なる問題がある。また、LST や放射率を推定するためには、天空輝度を別に与える必要がある。

また、6章で提案した GP 法は、正確な大気データや標高データを使わずに大気効果パラメータを推定することができるが、適用領域中に LST が適度にばらついた灰色画素をある程度必要とし、また適用領域内では大気効果パラメータは均一であることが必要である。そのため、適用性に問題があり、全球の定常処理システムへの実装には不向きである。

これらの成果を受けて本章では、上記の各手法と数値予報における客観解析を組み合わせることにより、高い適用性と高い精度を合わせ持つ実用的な大気補正アルゴリズムを提案し、検証する。提案手法は原理的には全球解析データの精度を画素単位で修整して放射伝達計算するもので、その適用性は全球解析データに基づく単バンドアルゴリズムと同等であり、その精度はラジオゾンデデータに基づく単バンドアルゴリズムと同等以上である。まず、7.1節では提案手法の原理や実装のための高速化などについて述べ、7.2節及び7.3節ではシミュレーションに基づく検証結果について述べる。そして7.4節では AVHRR データに基づく検証結果について述べる。

### 7.1 WVS 法

#### 7.1.1 原理

以降では、簡単化のため、観測角は省略して表記する。

まず、水蒸気プロファイルに対するスケールリングファクター  $\gamma$  を導入する。 $\gamma$  は水蒸気プロファイルの全高度に乗ずる一定の係数である。今、ある水蒸気プロファイル  $P'$  が水蒸気プロファイル  $P$  をファクター

$\gamma$  でスケールリングして得られたものとする、次式が成り立つ。

$$\gamma = \frac{U'}{U} = \frac{w'(z)}{w(z)} \quad (7.1)$$

ここで、 $U$  及び  $U'$  はそれぞれ  $P$  及び  $P'$  の総水蒸気量、 $w(z)$  及び  $w'(z)$  はそれぞれ  $P$  及び  $P'$  の任意高度  $z$  での水蒸気量である。 $P$  と  $P'$  が一致する場合には、 $\gamma$  は 1 である。

今、全球解析データにおいて、水蒸気プロファイルのみをファクター  $\gamma$  でスケールリングして計算されるチャンネル  $i$  の透過率及び光路輝度をそれぞれ  $\tau_i(\gamma)$ 、 $I_i^\uparrow(\gamma)$  とする。 $\tau_i(1)$  及び  $I_i^\uparrow(1)$  はそれぞれオリジナルの全球解析データに対する透過率及び光路輝度である。ここで、観測放射輝度  $I_i$  を  $\tau_i(\gamma)$  及び  $I_i^\uparrow(\gamma)$  を用いて大気補正した時の地上レベルの地表輝度温度を  $T_{gi}(\gamma)$  とする。すなわち、

$$B_i(T_{gi}(\gamma)) = \frac{I_i - I_i^\uparrow(\gamma)}{\tau_i(\gamma)} \quad (7.2)$$

5.2 節で述べたように、灰色画素に対しては、EMC/WVD 法はいずれのチャンネルにおいても精度よく  $T_{gi}$  を推定できる。例えば、総水蒸気量が  $\pm 1 \text{ g/cm}^2$  の精度で利用可能である場合、最小放射率が 0.95 以上の画素に対しては、AVHRR で 0.64~0.87K、ASTER で 0.81~0.87K の RMS 誤差で  $T_{gi}$  を推定可能である (Table 11 参照)。そこで、灰色画素において、全球解析データから計算される  $T_{gi}$  と EMC/WVD 法から計算される  $T_{gi}$  が一致する様に全球解析データ中の水蒸気プロファイルをスケールリングする (すなわち、両者の  $T_{gi}$  が一致する様に式 (7.2) の  $\gamma$  を選ぶ) ことにより、水蒸気プロファイル中のバイアス誤差を低減できると考えられる。ここで、水蒸気プロファイルのバイアス誤差に注目したのは、4.1 節で述べたように水蒸気プロファイルの誤差が単バンドアルゴリズムに大きなインパクトを与えることを考慮したためであるが、実際には、水蒸気プロファイルにはバイアス誤差以外にもランダム誤差があり、また気温やオゾン等の他の気象要素にも誤差が存在する。しかしながら、上記のようにして決定した  $\gamma$  は  $T_{gi}$  が EMC/WVD 法の結果と整合するに決定されるため、これら様々な誤差の効果は全て  $\gamma$  に集約される。すなわち、ここで決定される  $\gamma$  は厳密には実際の水蒸気プロファイルのバイアス誤差に対応するのではなく、種々の誤差の総和と等価な水蒸気プロファイルのバイアス誤差に対応するものである。これについての詳細は、7.2 節にて改めて述べる。なお、複数のチャンネルからそれぞれ  $\gamma$  を計算すると、 $\gamma$  の推定誤差や EMC/WVD 法のチャンネル依存性などにより、必ずしもチャンネル間で  $\gamma$  が一致しない問題があるが、これについては 7.1.3 項にて述べる。

さて、全球解析データの誤差が系統的であるならば、同じ大気プロファイル下において得られる  $\gamma$  は、定義上標高には依存しない。こうして、仮にある領域の大気状態が真値及び全球解析データ共に水平方向

に一様であるならば、その領域内の  $\gamma$  は灰色画素・非灰色画素に関わらず同じ値を取るようになる。こうして、画像内の灰色画素に対して求められた  $\gamma$  を一種の気象観測値とみなし、数値予報のデータ同化で行われている客観解析と同様の手順により水平内挿することにより、画像内の全ての画素の  $\gamma$  を決定することができる。そして、これを元に水蒸気プロファイルをピクセル単位で修整することにより、単バンドアルゴリズムの精度を向上できるものと考えられる。但し、灰色画素の  $\gamma$  は  $NE\Delta T$  によるランダム誤差などの影響を受けるため、上記で得られる  $\gamma$  の分布図には高周波誤差が乗る可能性がある。 $\gamma$  は大気現象を反映することから、近傍ならばそれほど大きく変化しないと予想されるため、高周波誤差を除去するために水平内挿の前後にメジアンフィルタなどを用いた  $\gamma$  の平滑化を行うと良い。

上記で提案した手法を Water Vapor Scaling (WVS) 法と呼ぶことにする。Fig. 55 は、WVS 法の基本的な処理フローである。ここでは、平滑化処理は水平内挿の後に行っている。太線で囲んだデータは入力データである。なお、次項以降では、灰色画素の抽出法、 $\gamma$  と透過率・光路輝度の計算、天空輝度の計算、 $\gamma$  の水平内挿、実装のための高速計算アルゴリズムについて述べていくが、これらを含んだ詳細な処理フローは Fig. 58 で示す。

### 7.1.2 灰色画素の抽出法

灰色画素の抽出については GP 法と同様の手順 (6.2.4 項) で行えば良い。以下に示す各手法は、GP 法のそれらと基本的に同じである。

#### 1. 簡易大気補正及び TE 分離による放射率推定値を使用する方法

オリジナルの全球解析データに基づいて簡易大気補正を行い、これに適当な TE 分離を施すことによって得られる放射率の近似値に基づいて灰色画素を選定する。この方法の場合、全球解析データに含まれる誤差によっては灰色画素の一部が抽出されないケースや一部の非灰色画素が灰色画素として抽出されるケースが生じる可能性がある点に注意する必要がある。

#### 2. 放射率マップを使用する方法

同一地域をモニタリングする場合など、既に対象地域の放射率マップが得られている場合には、これに基づいて灰色画素を選定することができる。この方法の場合、ミスレジストレーションや表面状態 (被覆や含水量等) の変化に伴う放射率の時間的変動に注意する必要がある。

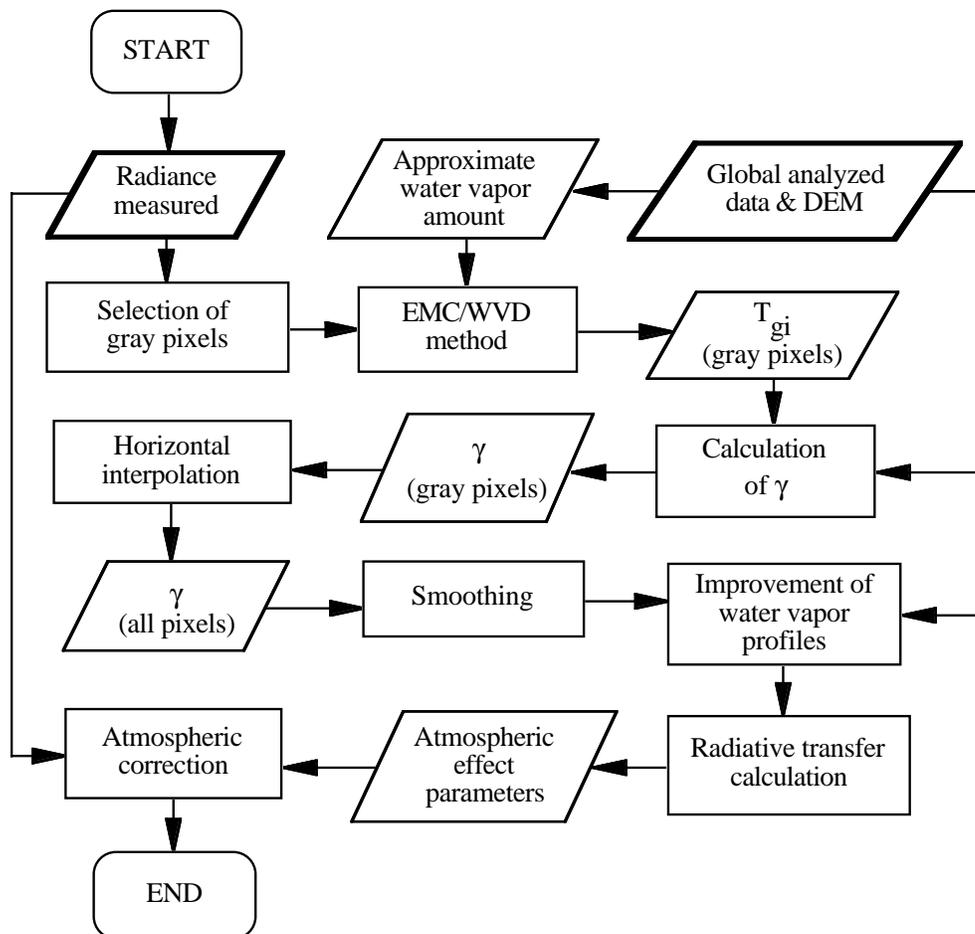


Figure 55: Basic flowchart of the water vapor scaling (WVS) method. Bold boxes mean input data.

### 3. 土地被覆分類画像を使用する方法

可視近赤外データ等と併用して土地被覆分類を行い、水域や植生域等、灰色画素が占めるカテゴリーに属する画素を選定する。この方法の場合、ミスレジストレーションの問題に加え、分類カテゴリーと放射率の対応付けの妥当性の問題がある。

上で述べたように、手法2や手法3にはミスレジストレーションや放射率の時間変動などの問題がある。一方、手法1にはそれらの問題は無く、手法2や手法3のように放射率マップや可視近赤外データなどの新たな外部データを必要としない点では定常処理システムに実装しやすいものと考えられる。但し、上述したように全球解析データの誤差による抽出精度の低下に注意が必要であり、この問題については7.3節でシミュレーションに基づいて評価する。

#### 7.1.3 スケーリングファクター $\gamma$ と透過率・光路輝度の計算

本項では、EMC/WVD法による地上レベルの地表輝度温度を用いて  $\gamma$  を計算する方法と、こうして得られた  $\gamma$  を用いて透過率及び光路輝度を計算する方法について述べる。ここでは簡単化のため、チャンネル及び観測角を省略して表記する。

さて、LOWTRANで用いられている Pierluissi の2重指数バンドモデル関数は、次式によって吸収分子の透過率を計算する [121]。

$$\tau = \exp\{-(CW)^a\} \quad (7.3)$$

ここで、 $C$  はバンドモデル吸収係数、 $a$  は吸収物質及び波長帯に依存するパラメータ、 $W$  は荷重吸収物質で気圧  $P$ ・気温  $T$  の関数として

$$W = (P/P_0)^n (T_0/T)^m U \quad (7.4)$$

によって表される。 $P_0$  及び  $T_0$  は標準状態の気圧及び気温 (1 atm, 273 K)、 $m$  及び  $n$  は吸収物質及び波長帯に依存するパラメータ、 $U$  は吸収物質で密度及び光路長の積に比例する。

まず、RTCによって計算されるバンドモデル透過率を、水蒸気に依存する成分  $\tau_w$  とその他の成分  $\tau_o$  の積で表し、 $\tau_w$  を Pierluissi のモデルを用いて近似する。

$$\tau = \tau_o \tau_w \approx \tau_o \exp\{-(CW)^a\} = \tau_o \tau_w' \quad (7.5)$$

$\tau_w$  には水蒸気のバンド吸収成分と連続吸収成分が含まれている。一般にこれらの成分は異なる関数で記述

されるため、式 ( 7.5) は厳密には正しくないが、ここで扱う透過率の精度の範囲内で上式が成立するもの  
と考える。こうして、水蒸気プロファイルをファクター  $\gamma$  でスケーリングして得られる透過率  $\tau(\gamma)$  は、式  
( 7.5) を用いると次のように表される。

$$\tau(\gamma) = \tau_o \cdot (\tau_w')^{\gamma^a} \quad (7.6)$$

次に、2つの異なるスケーリングファクター  $\gamma_1$  及び  $\gamma_2$  について RTC により計算された透過率  $\tau(\gamma_1)$  及  
び  $\tau(\gamma_2)$  を用いることにより、 $\tau_o$  及び  $\tau_w'$  は

$$\tau_o = \tau(\gamma_1)^{-\gamma_2^a/(\gamma_1^a-\gamma_2^a)} \cdot \tau(\gamma_2)^{\gamma_1^a/(\gamma_1^a-\gamma_2^a)} \quad (7.7)$$

$$\tau_w' = \tau(\gamma_1)^{1/(\gamma_1^a-\gamma_2^a)} \cdot \tau(\gamma_2)^{-1/(\gamma_1^a-\gamma_2^a)} \quad (7.8)$$

のように書ける。従って、式 ( 7.6) ~ ( 7.8) より、ある  $\gamma$  に対応する透過率  $\tau(\gamma)$  は、 $\tau(\gamma_1)$  及び  $\tau(\gamma_2)$  を用  
いて次式により計算できる。

$$\tau(\gamma) = \tau(\gamma_1)^{(\gamma^a-\gamma_2^a)/(\gamma_1^a-\gamma_2^a)} \cdot \tau(\gamma_2)^{(\gamma_1^a-\gamma^a)/(\gamma_1^a-\gamma_2^a)} \quad (7.9)$$

逆に、ある  $\tau(\gamma)$  に対応する  $\gamma$  は次式により計算できる。

$$\gamma = \left( \frac{\ln(\tau(\gamma)^{\gamma_1^a-\gamma_2^a} \cdot \tau(\gamma_1)^{\gamma_2^a} \cdot \tau(\gamma_2)^{-\gamma_1^a})}{\ln(\tau(\gamma_1)/\tau(\gamma_2))} \right)^{1/a} \quad (7.10)$$

一方、光路輝度については、まず平均値の定理によって次のように変形する [30]。

$$\begin{aligned} I^\uparrow &= \int_{\tau}^1 B(T) d\tau \\ &= B(T_a)(1 - \tau) \end{aligned} \quad (7.11)$$

ここで、 $B(T_a)$  は大気平均放射輝度である。 $B(T_a)$  は水蒸気スケーリングの過程で変化しないことから、  
光路輝度  $I^\uparrow(\gamma)$  は、 $\tau(\gamma)$ 、 $\tau(\gamma_1)$  及び  $I^\uparrow(\gamma_1)$  を用いて次式で表される。

$$I^\uparrow(\gamma) = \frac{1 - \tau(\gamma)}{1 - \tau(\gamma_1)} \cdot I^\uparrow(\gamma_1) \quad (7.12)$$

従って、式 ( 7.9) 及び ( 7.12) を式 ( 7.2) に与えることにより次式が得られる。

$$\begin{aligned} B(T_g(\gamma)) &= \frac{1}{\tau(\gamma)} \left( I - \frac{I^\uparrow(\gamma_1)}{1 - \tau(\gamma_1)} \right) + \frac{I^\uparrow(\gamma_1)}{1 - \tau(\gamma_1)} \\ &= \tau(\gamma_1)^{-\frac{\gamma^a-\gamma_2^a}{\gamma_1^a-\gamma_2^a}} \cdot \tau(\gamma_2)^{-\frac{\gamma_1^a-\gamma^a}{\gamma_1^a-\gamma_2^a}} \cdot \left( I - \frac{I^\uparrow(\gamma_1)}{1 - \tau(\gamma_1)} \right) + \frac{I^\uparrow(\gamma_1)}{1 - \tau(\gamma_1)} \end{aligned} \quad (7.13)$$

こうして、2つの異なる  $\gamma$  に対する透過率とそのうちの1つの  $\gamma$  に対する光路輝度があれば、ある任意の  $\gamma$  に対する  $T_g(\gamma)$  を式 (7.13) を用いて計算できる。逆にある  $T_g(\gamma)$  に対する  $\gamma$  は、式 (7.13) を  $\gamma$  について解いた次式によって得られる。

$$\gamma = \left( \frac{\ln \left( \left( \frac{B(T_g) - I^\dagger(\gamma_1)/(1-\tau(\gamma_1))}{I - I^\dagger(\gamma_1)/(1-\tau(\gamma_1))} \right)^{(\gamma_1^a - \gamma_2^a)} \cdot \frac{\tau(\gamma_2)\gamma_1^a}{\tau(\gamma_1)\gamma_2^a} \right)}{\ln(\tau(\gamma_2)/\tau(\gamma_1))} \right)^{1/a} \quad (7.14)$$

この式は、WVS 法において EMC/WVD 法の  $T_g$  に一致する  $\gamma$  を見つける際に利用できる。この場合には、例えば、全球解析データのオリジナルプロファイルと適当な  $\gamma$  でスケールしたプロファイルに対して透過率及び光路輝度を RTC で計算しておき、これらを上式の  $\gamma_1$  及び  $\gamma_2$  の各パラメータに対応させれば良い。但し、式 (7.14) は、 $\tau(\gamma_1)$  及び  $\tau(\gamma_2)$  が互いに近い値を取る時には右辺の分母が 0 に近くなり、RTC の誤差に対する感度が非常に大きくなることに注意する必要がある。これは、 $\gamma_1$  と  $\gamma_2$  が非常に近い値だったり、透過率が 1 に近いケースで生じる可能性がある。従って、 $\gamma_1$  と  $\gamma_2$  の差は十分に取るようにし、透過率が 1 に近い場合にはそもそも全球解析データの誤差が大気補正誤差に与える影響は非常に小さいので適用から除外した方が良い。

なお、 $\gamma$  は本来各画素ごとに一意に定まるが、式 (7.14) による  $\gamma$  の計算は各チャンネルごとに実行可能であり、これが種々の誤差因子の影響を受けるため、得られる  $\gamma$  は必ずしもチャンネル間で一致しない。そこで、この問題に対しては、例えば以下のような方法により対処する。

- ある特定のチャンネルの  $\gamma$  を使用する (特定チャンネル法)
- 全チャンネルから得られた  $\gamma$  の平均値を用いる (平均値法)
- チャンネルごとにそれぞれの  $\gamma$  を使用する (チャンネル依存法)

明らかに 3 番目の方法では  $\gamma$  が 1 つの画素で一意に定まらないため、水蒸気プロファイルも一意に定まらないが、ここでは、最適解を得るための 1 つの方法として挙げた。7.2.2 項では、シミュレーションに基づいて上記手法の比較評価を行い、結果として特定チャンネル法が有効であることを示す。

こうして、EMC/WVD 法の  $T_g$  に一致する  $\gamma$  を見つけたら、式 (7.9) 及び式 (7.12) を用いることにより、その  $\gamma$  に対する透過率及び光路輝度を計算することができる。

さて、式 (7.13) や式 (7.14) 中のパラメータ  $a$  は、あらかじめ各チャンネルごとに最適値を決定しておく必要がある。また、上述の方法による  $\gamma$  の決定精度は、式 (7.5) の精度に依存する。そこで、3 章で与え

た大気モデル (964 プロファイル) を用いて AVHRR 及び ASTER の各チャンネルにおけるパラメータ  $a$  の最適値を求め、それらを用いた時の  $\gamma$  の決定精度を評価することにした。

各チャンネルに対する  $a$  は次のように計算した。まず3つの異なるスケールリングファクター  $\gamma_1, \gamma_2, \gamma_3$  を設定し、各プロファイルごとに透過率  $\tau(\gamma_1), \tau(\gamma_2), \tau(\gamma_3)$  を計算した。次に、各プロファイルごとに  $\tau(\gamma_1)$  及び  $\tau(\gamma_2)$  を式 (7.9) に与えて  $\tau(\gamma_3)$  を計算した。そして、RTC による  $\tau(\gamma_3)$  と式 (7.9) による  $\tau(\gamma_3)$  の差を全プロファイルで計算し、その2乗和が最小となる  $a$  を計算した。ここで注意すべきことは、1より大きい  $\gamma$  を与えた場合、大気プロファイルによってはある高度での水蒸気量が飽和水蒸気量を超えてしまい、正しい  $\tau(\gamma)$  が得られないことである。そこで、各チャンネルに対する  $a$  の計算にあたっては、 $\gamma_1 = 0.7, \gamma_2 = 1.0, \gamma_3 = 0.9$  として計算を行った。

Table 45 は得られた各チャンネルの  $a$  と RMSE ( $\tau(0.9)$  の推定誤差) を示す。表より、各 RMSE は極めて小さく (MODTRAN の場合、透過率の出力は標準で小数点以下4桁である)、これより式 (7.5) が極めて良い近似であることが分かる。得られた  $a$  の値は、LOWTRAN で採用されている水蒸気のバンド吸収に対する値 ( $350 \sim 1000 \text{ cm}^{-1}$  で  $0.5299, 1005 \sim 1640 \text{ cm}^{-1}$  で  $0.5416$ ) [121] と比較するとかなり大きい。これは本論文の  $a$  はバンド吸収に加えて連続吸収の効果が含まれているためである。

Fig. 56 は、AVHRR / Ch.4 の  $\tau(0.9)$  について、MODTRAN3.7 による計算値と式 (7.9) による計算値 ( $\gamma_1 = 0.7, \gamma_2 = 1.0$  とし、上で得られた  $a$  を使用) を比較したもので、両者は非常によく一致している。一方、Fig. 57 は同様に  $\tau(1.3)$  について比較したもののだが、式 (7.9) の計算値の方が MODTRAN による計算値より小さな透過率を与えている例が幾つか見られる。これらは  $\gamma = 1.3$  でスケールリングすることにより一部の高度で飽和水蒸気量に達したプロファイルであり、MODTRAN の計算上では水蒸気量が  $\gamma = 1.3$  より少なく扱われたために式 (7.9) の計算値と食い違っているのである。実際に式 (7.9) を適用する場合には、各プロファイルの  $\gamma$  に上限値があることに注意しなくてはならない。

#### 7.1.4 天空輝度の計算

天空輝度  $I^\downarrow$  については、7.1.3 項の方法で得られた透過率  $\tau$  と光路輝度  $I^\uparrow$  を用いて計算できる。この方法は 6.1.2 項で述べた方法と同様で、以下の式を用いる ( $\theta$  は観測角)。

$$I^\downarrow = a_0 + a_1 \left( I^\uparrow \cdot \frac{1 - \tau^{\cos \theta}}{1 - \tau} \right) + a_2 \left( I^\uparrow \cdot \frac{1 - \tau^{\cos \theta}}{1 - \tau} \right)^2 \quad (7.15)$$

Table 45: Band model parameter  $a$  and RMSE of  $\tau(0.9)$  for AVHRR and ASTER.

sensor	channel	parameter $a$	RMSE
AVHRR	4	1.892888	0.000273
	5	1.851900	0.000427
ASTER	10	1.278345	0.000505
	11	1.445515	0.000435
	12	1.654055	0.000330
	13	1.899760	0.000271
	14	1.899311	0.000311

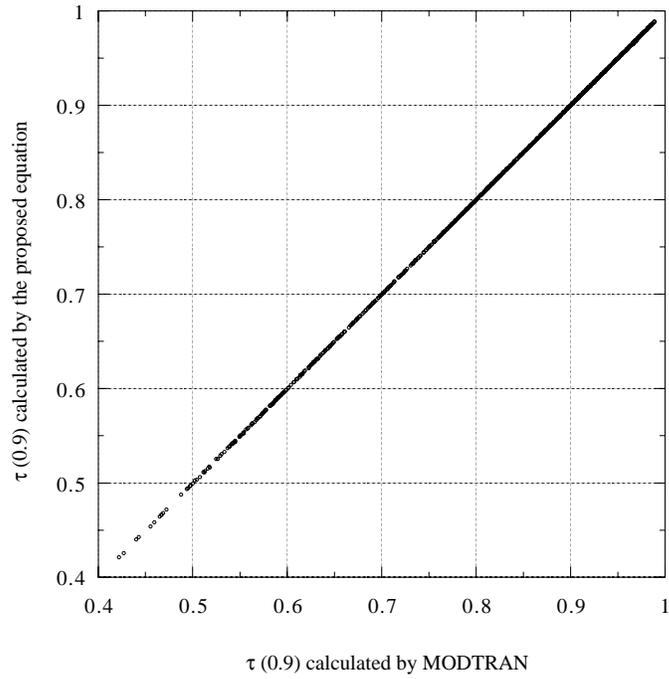


Figure 56: Comparison of  $\tau(0.9)$  between MODTRAN outputs and estimates from Eq. ( 7.9) for AVHRR channel 4.

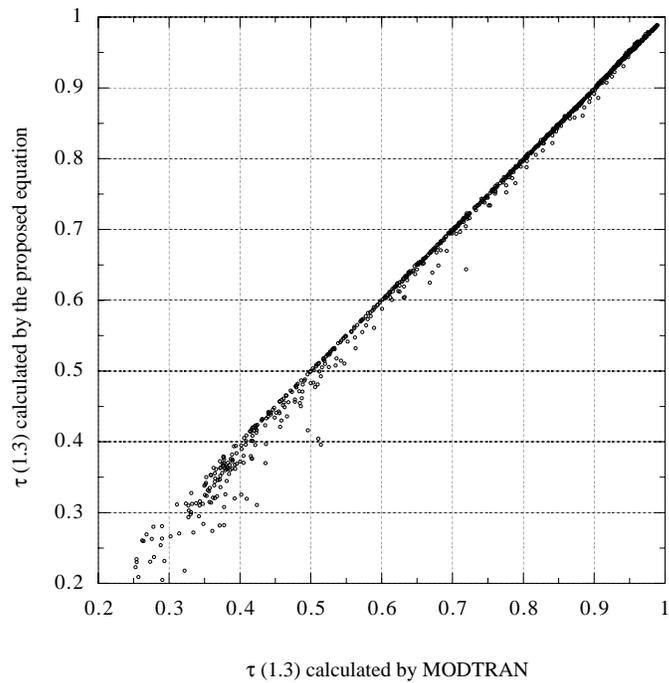


Figure 57: Comparison of  $\tau(1.3)$  between MODTRAN outputs and estimates from Eq. (7.9) for AVHRR channel 4.

AVHRR 及び ASTER の各チャンネルに対する回帰係数  $a_0, a_1, a_2$  と上式の精度は Table 32 に示されている。

#### 7.1.5 スケーリングファクター $\gamma$ の水平内挿

非灰色画素の  $\gamma$  を得るための水平内挿には、数値予報における客観解析法を利用できる。GP 法における欠損領域の水平内挿 (6.2.5 項) と同様に、本項においても最適内挿法を採用し、これをアレンジした以下の手法により  $\gamma$  の水平内挿を行う。

1. 全画素について、 $\gamma$  の初期値を 1 とする (すなわち、オリジナルの全球解析データが大気の初期状態)。
2. 各灰色画素について、EMC/WVD 法と式 (7.14) から  $\gamma$  を計算する。
3. 各非灰色画素について、影響半径  $R_e$  以内にある灰色画素を全て選択し、式 (6.14) によって各灰色画素の最適荷重を決め、式 (6.13) によって  $\gamma$  を計算する。ここで式 (6.14) における相関係数  $\mu_{ij}$  については、2 点  $i$  及び  $j$  の間の距離  $r_{ij}$  の関数として表現する。この関数については様々なものが考

えられるが、例えば、以下の Cressman の荷重関数 [74] などが利用できる。

$$\mu_{ij} = \begin{cases} \frac{R^2 - r_{ij}^2}{R^2 + r_{ij}^2} & \text{if } 0 \leq r_{ij} \leq R \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases} \quad (7.16)$$

上式では、距離  $R$  が大きいほど周囲との相関が大きくなる。ここで、影響半径  $R_e$  や距離  $R$  は、これを客観的に定める基準選びが難しいため、実データに基づいて経験的に定める必要がある。また、品質パラメータ  $\lambda_i$  は、EMC/WVD 法と全球解析データの  $\gamma$  の誤差分散の比であるが、これは全球解析データの誤差特性や地表カテゴリ、大気条件などによっても変化すると思われる。これらについては不明な点も多いため、現実的には全画素で一定の経験値を使用する方法が無難であると思われる。

4. 全ての非灰色画素の  $\gamma$  を決定できない時は、 $\gamma$  が得られた非灰色画素を新たな灰色画素と見なして再度 3 に進む。この作業を全ての非灰色画素の  $\gamma$  を決定するまで繰り返す。

この方法では、少なくともシーン中に灰色画素が 1 個あれば全画素の  $\gamma$  を得ることができる。灰色画素が全く存在しない場合には、全画素の  $\gamma$  を初期値（すなわち、 $\gamma = 1$ ）のままとする。この場合はオリジナルの全球解析データを修整せずにそのまま大気補正に使うことを意味する。すなわち、シーン中に灰色画素が少なくとも 1 個あれば WVS 法によるプロファイル修正が可能であり、最悪、灰色画素が 1 個も無い場合でもオリジナルの全球解析データに基づく大気補正が可能である。以上のシナリオにより、WVS 法は全球解析データに基づく単バンドアルゴリズムと同等の極めて高い適用性を持つことになる。

#### 7.1.6 実装のための高速計算アルゴリズム

全球解析データに基づく単バンドアルゴリズムは、各格子点の大気プロファイルを各画素に水平内挿し、各画素ごとに放射伝達計算を行うものである。この処理はリモートセンシングデータの一般的な画素数を考慮すると極めて計算時間を要すること、衛星熱赤外センサデータの典型的な空間分解能が 100 ~ 1000m 程度であるのに対して全球解析データの格子間隔は 50 ~ 250km 程度と 2 ~ 3 桁低いことなどを考慮すると、このような 1 画素ごとの放射伝達計算は非常に効率が悪く、無駄が多い。また、WVS 法では、各灰色画素ごとに 2 つの異なる  $\gamma$  に対する 2 回の放射伝達計算が必要であるため、更に多くの計算時間が必要となる。

この問題に対し、ASTER / TIR の標準大気補正アルゴリズムでは高速計算アルゴリズムを採用している [40]。その概略は以下の通りである。

1. 対象シーンを幾つかの格子（例えば 15km 間隔）に区切る。
2. 各格子点について、全球解析データからの水平内挿によって大気プロファイル（気温、相対湿度、ジオポテンシャル高度）を求める。
3. 各格子点について、上で得られた大気プロファイルと周囲の代表的な幾つかの標高値を組み合わせ、各標高値ごとに大気効果パラメータを放射伝達計算する。
4. シーン中の各画素について、緯度経度及び標高値をキーとして、近傍の格子点から大気効果パラメータを水平内挿する。

WVS 法においても同様のアプローチにより計算を高速化することができる。以下に、その手法を示す。

1. 対象シーンを幾つかの格子（例えば 15km 間隔）に区切る。
2. 各格子点について、全球解析データからの水平内挿によって大気プロファイル（気温、相対湿度、ジオポテンシャル高度）を求める。以下、このプロファイルを  $P_a$  と記す。 $P_a$  は全球解析データに  $\gamma_a = 1$  を与えて作成したプロファイルと見なす。
3. 各格子点について、プロファイル  $P_a$  に適当な  $\gamma_b$ （例えば 0.7）を与えてプロファイル  $P_b$  を作る。
4. 各格子点について、プロファイル  $P_a$  と周囲の代表的な幾つかの標高値を組み合わせ、プロファイル  $P_a$  の各標高値に対する透過率及び光路輝度を放射伝達計算して求める。プロファイル  $P_b$  についても同様に行う（但し、光路輝度は求めなくても良い）。
5. 対象シーンから晴天下にある灰色画素を抽出する。
6. 各灰色画素について、緯度経度及び標高値をキーとする 4 近傍格子点からの水平内挿により、 $\gamma_a$  に対する（すなわち、プロファイル  $P_a$  に対する）透過率  $\tau_a$  及び光路輝度  $I_a^\uparrow$  を計算する。同様にして、各灰色画素における  $\gamma_b$  に対する透過率  $\tau_b$  を計算する。
7. 各灰色画素について、観測放射輝度、EMC/WVD 法による地上レベルの地表輝度温度、 $\gamma_a$ 、 $\gamma_b$ 、 $\tau_a$ 、 $I_a^\uparrow$ 、 $\tau_b$  を式 (7.14) に与え、 $\gamma$  を計算する。
8. 7.1.5 項で述べた  $\gamma$  の水平内挿法により、全ての画素の  $\gamma$  を計算する。また、 $\gamma$  の高周波誤差を除去するため、メジアンフィルタなどによる平滑化を行う。

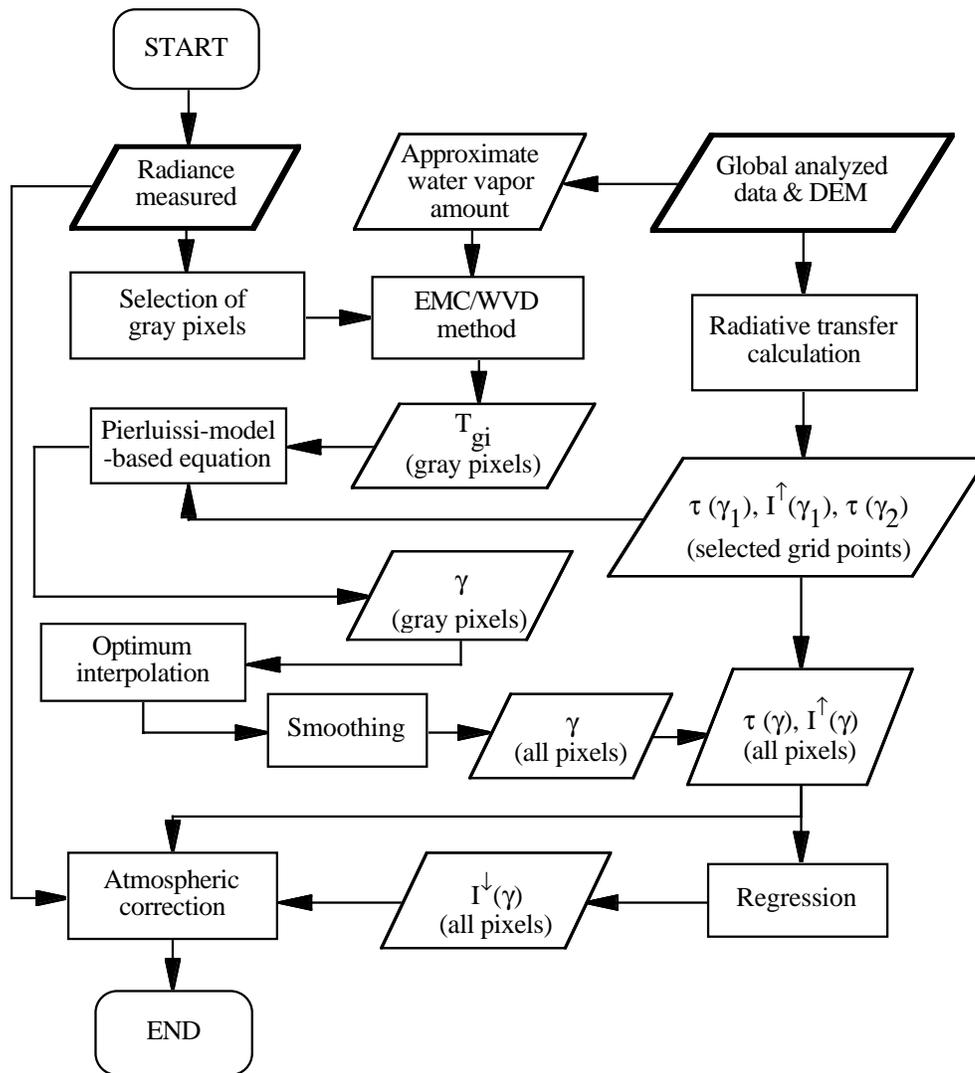


Figure 58: Flowchart of the WVS method with the fast calculation algorithm. Bold boxes mean input data.

9. 各画素について、6 と同様にして  $\tau_a$ ,  $I_a^\uparrow$ ,  $\tau_b$  を水平内挿し、これらの値と  $\gamma_a$ ,  $\gamma_b$ , 上で得られた  $\gamma$  を式 (7.9) 及び式 (7.12) に与えて修正後の透過率及び光路輝度を計算する。

10. 各画素について、7.1.4 項の方法により、透過率及び光路輝度から天空輝度を推定する。

以上、これまでに述べた WVS 法の処理フローをまとめると Fig. 58 のようになる。太線で囲んだデータは入力データである。

## 7.2 グレーピクセルモデルに基づく WVS 法の検証

本節では、3章で作成したシミュレーションモデルから灰色画素のみで構成されるサブセット—グレーピクセルモデル—を作成し、これに基づいて WVS 法の有効性を検証する。また、 $\gamma$  の計算値がチャンネル依存性を持つ問題 (7.1.3 項) に対し、これを一意に決定する最適な方法を評価する。

### 7.2.1 シミュレーションの方法

本節では、グレーピクセルモデルに基づいて WVS 法と従来手法 (全球解析データに基づく単バンドアルゴリズム) の比較評価を行う。グレーピクセルモデルとは、3章で作成したシミュレーションモデル (964 プロファイル  $\times$  97 サンプル  $\times$   $5\delta$ LST = 467,540 条件) のサブセットで、灰色画素のみから構成される。本論文では、チャンネル放射率の最小値が 0.95 以上の画素を灰色画素と定める。この基準によると、3章の放射率モデル (97 サンプル) のうち、グレーピクセルモデルを構成するサンプルは AVHRR では 39 サンプル、ASTER では 18 サンプルとなり、AVHRR では計 187,980 条件 (964 プロファイル  $\times$  39 サンプル  $\times$   $5\delta$ LST)、ASTER では計 86,760 条件 (964 プロファイル  $\times$  18 サンプル  $\times$   $5\delta$ LST) となる。グレーピクセルモデルに基づく評価では、灰色画素の抽出誤差は含まれず、灰色画素に対する大気補正精度が検証される。すなわち、灰色画素が正確に抽出されていることを前提とし、これらの灰色画素に対して WVS 法による大気補正精度の改善効果がどの程度あるかを評価する。灰色画素の抽出誤差と非灰色画素における大気補正誤差も考慮した検証は 7.3 節にて行う。

本節では、幾つかのケースに対して WVS 法と従来手法を比較評価するが、いずれのケースにおいても以下を基本処理としている。

1. ある選択した  $\gamma_{true}$ ,  $\gamma_a$ ,  $\gamma_b$  をグレーピクセルモデルの大気プロファイルに与えて、 $P_{true}$  (真のプロファイル),  $P_a$  (全球解析データの大気プロファイル),  $P_b$  (WVS 法において、 $P_a$  とペアで使用するプロファイル) を作成する。 $P_{true}$  と  $P_a$  は評価するケースによっては別の大気プロファイルから作成することもあるが、 $P_b$  はいずれのケースも  $P_a$  と同一の大気プロファイルから作成する。
2.  $P_a$  に対する透過率  $\tau_a$  及び光路輝度  $I_a^\uparrow$ ,  $P_b$  に対する透過率  $\tau_b$  を計算する。
3.  $\delta$ LST を  $-5, +0, +5, +10, +20$ K から 1 つ選び、放射率サンプルを AVHRR の場合は 39 サンプルの中から 1 つ、ASTER の場合は 18 サンプルの中から 1 つ選ぶ。

4. 選択した  $P_{true}$  ,  $\delta LST$  , 放射率サンプルに対する各チャンネルの観測放射輝度  $I$  を 3.6 節の方法により計算する (NE $\Delta$ T やオゾン量の不確定性誤差も含む)。また、真の地上レベルの地表輝度温度  $T_{g,true}$  も計算する。
5. EMC/WVD 法による地上レベルの地表輝度温度と  $\tau_a$  ,  $I_a^\uparrow$  ,  $\tau_b$  ,  $\gamma_a$  ,  $\gamma_b$  を式 ( 7.14) に与え、 $\gamma$  を計算する。ここで、EMC/WVD 法に与える水蒸気量は  $P_a$  から得られる値を使用する。
6.  $\tau_a$  ,  $I_a^\uparrow$  ,  $\tau_b$  ,  $\gamma_a$  ,  $\gamma_b$  ,  $\gamma$  を式 ( 7.9) 及び式 ( 7.12) に与え、修正後の透過率  $\tau_{wvs}$  及び光路輝度  $I_{wvs}^\uparrow$  を計算する。
7.  $\tau_{wvs}$  及び  $I_{wvs}^\uparrow$  を観測放射輝度  $I$  に与えることにより、WVS 法による地上レベルの地表輝度温度  $T_{g,wvs}$  を計算する。また、 $\tau_a$  及び  $I_a^\uparrow$  を観測放射輝度  $I$  に与えることにより、従来手法による地上レベルの地表輝度温度  $T_{g,org}$  を計算する。これらを  $T_{g,true}$  と比較することにより、それぞれの大気補正誤差を計算する。
8. 上記の処理を、大気プロファイル数 ( 964 )  $\times$   $\delta LST$  数 ( 5 )  $\times$  放射率サンプル数 ( AVHRR は 39 , ASTER は 18 ) の各組み合わせに対して実行し、WVS 法及び従来手法のそれぞれについて、大気補正誤差を集計して RMS 誤差を計算する。

ところで、実際の WVS 法では  $\gamma$  の平滑化により NE $\Delta$ T の影響が減じられる。この処理をシミュレートするため、各条件について、観測放射輝度  $I$  を 25 個ずつ生成してそれぞれから  $\gamma$  を計算し ( NE $\Delta$ T によりそれらは互いに多少異なる ) , 25 個の  $\gamma$  のメジアンをその条件に対する  $\gamma$  とした。また前述したように、透過率が 1 に近いケースでは式 ( 7.14) の精度が悪くなる可能性があり、また大気効果もそれほど大きくないので、この場合には一律  $\gamma = 1$  とした ( 詳細は次項で述べる ) 。さらに品質チェックのため、 $0.3 \leq \gamma \leq 2$  を満たさない  $\gamma$  は上記のメジアン計算の過程で除外し、25 個全ての  $\gamma$  がこの範囲にない場合には  $\gamma = 1$  とした。

## 7.2.2 スケーリングファクター $\gamma$ のチャンネル依存性と最適決定法

7.1.3 項で述べたように、式 ( 7.14) による  $\gamma$  の計算結果は、種々の誤差因子により、必ずしもチャンネル間で一致しない。本項では、以下の 3 つの  $\gamma$  決定法について、シミュレーションに基づく比較評価を行った。

- ある特定のチャンネルの  $\gamma$  を使用 ( 特定チャンネル法 )

- 全チャンネルから得られた  $\gamma$  の平均値を使用（平均値法）
- チャンネルごとにそれぞれの  $\gamma$  を使用（チャンネル依存法）

なお、7.1.3 項でも述べたように、チャンネル依存法では  $\gamma$  が 1 つの画素で一意に定まらないため、水蒸気プロファイルも一意に定まらないが、最適解を得るための 1 つの方法としてここでは検討した。

本評価では、AVHRR 及び ASTER の各チャンネルについて、 $P_{true}$  を 964 の各プロファイルの  $\gamma = 0.7$  のものとし、 $P_a$  をそれぞれ同じプロファイルの  $\gamma = 1$  のものとして、上記の各手法ごとに WVS 法を適用し、その RMSE を計算した。このケースでは、全てのプロファイルに対して  $\gamma = 0.7$  を推定できれば、誤差が最も小さくなるはずである。なお、透過率が 1 に近いケースにおいて  $\gamma$  の計算が不安定になることへの対処方法として、平均値法ではチャンネル間の最大透過率が 0.93 を超えるプロファイルに対して、また特定チャンネル法及びチャンネル依存法では当該チャンネルの透過率が 0.93 を超えるプロファイルに対してそれぞれ  $\gamma = 1$  とし、スケーリングを行わないものとした。

AVHRR について、上記の各アプローチに対して得られた結果を Table 46 に示す。まず、同表中の RMSE と、Table 11 中の放射率下限値 = 0.95 に対する EMC/WVD 法の RMSE を比較すると、ほぼ同程度の精度が得られており、WVS 法の有効性が示される。次に、各  $\gamma$  決定法の RMSE を比較すると、それぞれの誤差の間にそれほど大きな違いは見られないが、多少 Ch.5 を使う特定チャンネル法の誤差が小さいと言える。一方、Table 47 は ASTER に対する同様の表であるが、こちらは  $\gamma$  決定法の RMSE の間に明瞭な差が見られる。明らかに Ch.10 を使う特定チャンネル法の精度が最も良く、逆に最も精度が悪いのは Ch.12 を使う特定チャンネル法である。これはどのチャンネルの RMSE も同様の傾向を持っており、このことは、例えば Ch.12 自身から得た  $\gamma$  を用いて Ch.12 の補正をするよりも Ch.10 から得た  $\gamma$  を用いて Ch.12 の補正をする方が精度が高いことを物語っている。従って、平均値法やチャンネル依存法は必ずしも最適であるとは言えない。以上の結果より、以降では、 $\gamma$  決定法として、AVHRR では Ch.5 を使う特定チャンネル法を、ASTER では Ch.10 を使う特定チャンネル法を採用する。

### 7.2.3 3つのケースに対する従来アルゴリズムとの比較検証

本項では、グレーピクセルモデルを用い、以下の 3 つのケースについて WVS 法及び従来手法の比較評価を行った。

#### 1. 水蒸気プロファイルの系統誤差のみを持つケース

Table 46: RMSE of the WVS method based on; (1) using the  $\gamma$  of specific channel, (2) using the average of  $\gamma$  among channels, and (3) using  $\gamma$  of each channel (channel-dependent). The  $\gamma$  values for  $P_{true}$ ,  $P_a$  and  $P_b$  are 0.7, 1.0 and 0.7 respectively. The sensor is AVHRR, and the NE $\Delta$ T is 0.12 K.

method	RMSE [K]	
	ch4	ch5
specific (ch4)	0.58	0.97
specific (ch5)	0.55	0.89
average	0.56	0.92
channel-dependent	0.58	0.89

Table 47: RMSE of the WVS method based on; (1) using the  $\gamma$  of specific channel, (2) using the average of  $\gamma$  among channels, and (3) using  $\gamma$  of each channel (channel-dependent). The  $\gamma$  values for  $P_{true}$ ,  $P_a$  and  $P_b$  are 0.7, 1.0 and 0.7 respectively. The sensor is ASTER, and the NE $\Delta$ T is 0.3 K.

method	RMSE [K]				
	ch10	ch11	ch12	ch13	ch14
specific (ch10)	0.92	0.65	0.62	0.66	0.81
specific (ch11)	1.26	0.83	0.72	0.91	1.16
specific (ch12)	1.48	0.95	0.79	1.05	1.35
specific (ch13)	1.29	0.86	0.74	0.85	1.08
specific (ch14)	1.18	0.79	0.70	0.76	0.95
average	1.16	0.76	0.67	0.80	1.01
channel-dependent	0.92	0.83	0.79	0.85	0.95

## 2. 水蒸気及び気温プロファイルの系統誤差のみを持つケース

## 3. プロファイル形状が異なるケース

### (1) 水蒸気プロファイルの系統誤差のみを持つケース

964の各大気プロファイルごとに、 $P_{true}$ は $\gamma_{true} = 0.7, 0.8, 0.9, 1.0$ を、 $P_a$ 及び $P_b$ は $\gamma_a = 1.0$ 及び $\gamma_b = 0.7$ を与えて作成し、WVS法と従来手法を比較評価した。

Table 48に、各 $\gamma_{true}$ におけるWVS法及び従来手法の大気補正誤差(AVHRR及びASTERの各チャンネルにおける地上レベルの地表輝度温度のRMSE [K])を示す。例えば真のプロファイルが全球解析データのプロファイルの $\gamma = 0.8$ である時、これをそのまま用いてAVHRR / Ch.4の大気補正を行うとRMSEが1.67Kであるのに対して(従来手法)、WVS法を用いると0.51Kということになる。Fig. 59及びFig. 60は、それぞれAVHRR(Ch.4及びCh.5)及びASTER(Ch.10, 12, 14)について、横軸を $\gamma_{true}$ として表の値をグラフ化したものである。これらの結果に示すように、従来手法では全球解析データの水蒸気プロファイルの系統誤差が大きくなると著しく大気補正誤差が増加するのに対して、WVS法では系統誤差に対する感度が極めて小さい。また、従来手法では、系統誤差に対する感度はチャンネルによって大きく異なるが、WVS法ではチャンネル間の差がとても小さく、この特徴は特に地表のスペクトル解析を行う場合には大変都合が良い。なお、全球解析データのプロファイルが真のプロファイルに極めて近い場合には、両手法の精度が逆転する。但し、精度の逆転が生じるためには、全球解析データの水蒸気プロファイルの誤差が数%以内であることが必要であり、これはラジオゾンデの最も良い場合の精度に相当する。従って、実際の全球解析データがこの精度を満足することは考えにくく、このことはWVS法の優位性を示すものである。

次に、 $\gamma_a = 0.7$ 、 $\gamma_b = 1.0$ とし、その他は全て先ほどと同じ条件を与えて比較評価を行った。先ほどの例では、 $P_{true}$ の方が $P_a$ より水蒸気量が少ない(又は同じ)ケースを想定したが、ここでは逆に $P_{true}$ の方が $P_a$ より水蒸気量が多い(又は同じ)ケースを想定するものである。Table 49に得られた結果を示す。WVS法の精度はほとんど $\gamma_{true}$ に依存しないが、従来手法の精度は $\gamma_{true}$ が $\gamma_a$ の値である0.7から離れるに従って大きく低下しており、Table 48の結果と同様(但し、増減の方向は逆)の結果が得られている。なお、WVS法において、 $\gamma_{true}$ が0.7の場合の方が1.0の場合よりわずかに精度が悪いのは、EMC/WVD法の式が元のプロファイル( $\gamma = 1.0$ )に対して最適化されているためと考えられる。

Table 48: RMSE of the WVS and the normal methods for AVHRR and ASTER as a function of  $\gamma_{true}$  with  $\gamma_a=1.0$  and  $\gamma_b=0.7$ .

method	$\gamma_{true}$	AVHRR		ASTER				
		ch4	ch5	ch10	ch11	ch12	ch13	ch14
WVS	0.7	0.55	0.89	0.92	0.65	0.62	0.66	0.81
	0.8	0.51	0.81	0.84	0.63	0.62	0.62	0.75
	0.9	0.48	0.74	0.79	0.64	0.64	0.60	0.72
	1.0	0.47	0.71	0.79	0.66	0.67	0.64	0.77
normal	0.7	2.43	4.47	2.59	1.75	1.45	2.36	3.09
	0.8	1.67	3.02	1.76	1.22	1.06	1.64	2.13
	0.9	0.87	1.53	0.96	0.73	0.70	0.90	1.14
	1.0	0.16	0.19	0.46	0.44	0.52	0.39	0.41

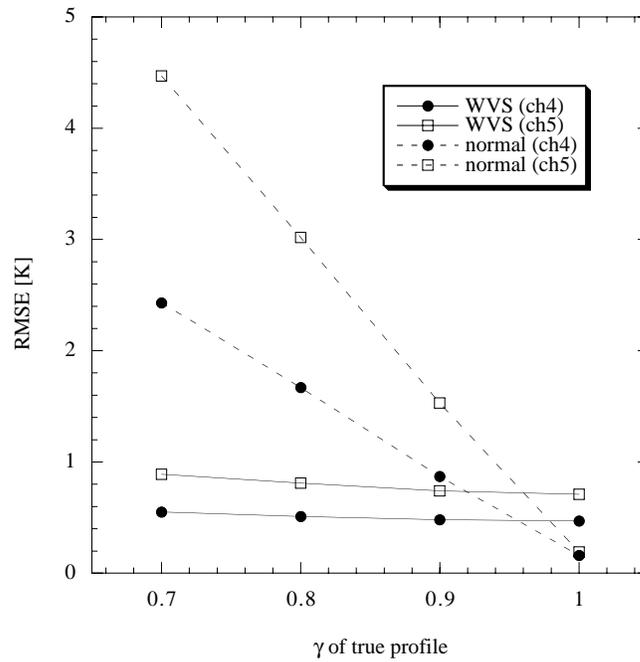


Figure 59: Plot of RMSE versus  $\gamma_{true}$  with  $\gamma_a=1.0$  and  $\gamma_b=0.7$  for the WVS and the normal methods for AVHRR channels 4 and 5.

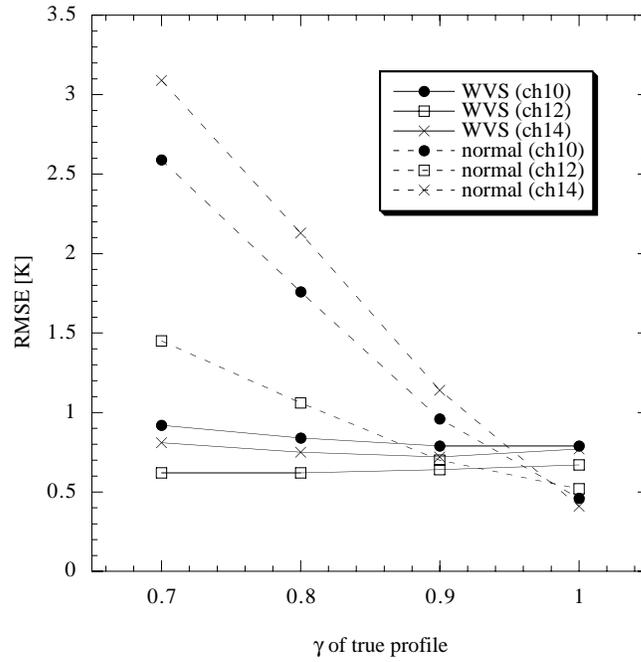


Figure 60: Plot of RMSE versus  $\gamma_{true}$  with  $\gamma_a=1.0$  and  $\gamma_b=0.7$  for the WVS and the normal methods for ASTER channels 10, 12 and 14.

Table 49: RMSE of the WVS and the normal methods for AVHRR and ASTER as a function of  $\gamma_{true}$  with  $\gamma_a=0.7$  and  $\gamma_b=1.0$ .

method	$\gamma_{true}$	AVHRR		ASTER				
		ch4	ch5	ch10	ch11	ch12	ch13	ch14
WVS	0.7	0.59	0.89	0.92	0.74	0.71	0.72	0.87
	0.8	0.56	0.81	0.83	0.72	0.73	0.69	0.82
	0.9	0.54	0.74	0.78	0.71	0.75	0.67	0.80
	1.0	0.56	0.71	0.79	0.72	0.78	0.70	0.85
normal	0.7	0.14	0.15	0.41	0.41	0.48	0.34	0.35
	0.8	0.63	1.04	0.84	0.64	0.62	0.69	0.83
	0.9	1.28	2.09	1.52	1.08	0.92	1.27	1.57
	1.0	1.96	3.16	2.23	1.56	1.30	1.92	2.37

## (2) 水蒸気及び気温プロファイルの系統誤差のみを持つケース

前述のケースでは、水蒸気プロファイルのみに系統誤差があるケースについて検証したが、実際には気温プロファイルにも誤差が含まれていることが一般的である。そこで、ここでは、水蒸気プロファイルに加えて気温プロファイルにも系統誤差がある幾つかのケースに対して、WVS法と従来手法の比較評価を行った。

Table 50 に示す結果は、いずれも  $\gamma_a = 1.0$ ,  $\gamma_b = 0.7$  とし、 $P_{true}$  として以下の各条件を与えて WVS 法及び従来手法の RMSE を計算したものである。なお  $\delta T_{true}$  は、元の気温プロファイルに加える全高度共通のオフセット値である。

- $P_a$  と同じ ( $\gamma_{true} = 1.0/\delta T_{true} = +0$ )
- 水蒸気プロファイルは同じ、気温プロファイルは +3 K ( $\gamma_{true} = 1.0/\delta T_{true} = +3$ )
- 水蒸気プロファイルは 0.9 倍、気温プロファイルは +1 K ( $\gamma_{true} = 0.9/\delta T_{true} = +1$ )
- 水蒸気プロファイルは 1.1 倍、気温プロファイルは -1 K ( $\gamma_{true} = 1.1/\delta T_{true} = -1$ )
- 水蒸気プロファイルは 0.8 倍、気温プロファイルは -2 K ( $\gamma_{true} = 0.8/\delta T_{true} = -2$ )
- 水蒸気プロファイルは 0.8 倍、気温プロファイルは +2 K ( $\gamma_{true} = 0.8/\delta T_{true} = +2$ )

表より、WVS 法は上記のいずれの条件に対してもほぼ同様の精度を持つものに対して、従来手法では一部の条件で大きな誤差を持つことが分かる（例えば、 $\gamma_{true} = 0.8/\delta T_{true} = +2$  のケースなど）。これらの結果より、WVS 法は本来は水蒸気プロファイルの系統誤差を除去する手法であるが、気温プロファイルの系統誤差も除去する性質を持つことが分かる。

このような性質を持つ理由の 1 つは、 $\gamma$  が EMC/WVD 法による地上レベルの地表輝度温度と整合する様に決められるためである。すなわち、WVS 法では、水蒸気や気温などの誤差が全て水蒸気プロファイルのバイアス誤差と見なされ、その“集約された水蒸気プロファイル誤差”に対する“有効スケーリングファクター”として  $\gamma$  が決定されるためである。従って、仮に水蒸気プロファイルに誤差が含まれていない場合でも他の誤差によって  $\gamma$  は必ずしも 1 にはならず、それらの誤差を効果的に除去する様な  $\gamma$  が選ばれるのである。

理由のもう 1 つは、水蒸気プロファイルによる大気補正誤差と気温プロファイルによるそれとが類似したチャンネル依存性を持っているためである。このことは Fig. 61 に端的に示されている。同図は、中緯度夏

Table 50: RMSE of the WVS and the normal methods for 6 cases that water-vapor and air-temperature profiles include errors.

method	$\gamma_{true}/\delta T_{true}$	AVHRR		ASTER				
		ch4	ch5	ch10	ch11	ch12	ch13	ch14
WVS	1.0/+0	0.47	0.71	0.79	0.66	0.67	0.64	0.77
	1.0/+3	0.49	0.74	0.89	0.66	0.63	0.62	0.74
	0.9/+1	0.47	0.75	0.82	0.63	0.63	0.59	0.71
	1.1/-1	0.63	0.93	0.93	0.74	0.74	0.81	1.03
	0.8/-2	0.53	0.80	0.78	0.64	0.65	0.64	0.76
	0.8/+2	0.50	0.82	0.93	0.64	0.61	0.60	0.74
normal	1.0/+0	0.16	0.19	0.46	0.44	0.52	0.39	0.41
	1.0/+3	1.32	2.47	1.72	1.18	0.98	1.29	1.69
	0.9/+1	1.21	2.22	1.39	0.98	0.87	1.21	1.57
	1.1/-1	1.32	2.37	1.47	1.04	0.92	1.32	1.69
	0.8/-2	1.12	1.90	1.09	0.82	0.79	1.14	1.43
	0.8/+2	2.22	4.15	2.56	1.72	1.39	2.15	2.83

モデルを例として，ASTER / TIR の各チャンネルについて気温プロファイル誤差とそれと等価な水蒸気プロファイル誤差を示したものであり（誤差はいずれもバイアス），これがチャンネル間であまり変わらないことを示している。例えば，+1K の気温プロファイル誤差と等価な水蒸気プロファイル誤差は  $-8.4 \sim -6.8\%$  の範囲に収まっている。

これらの結果として，気温プロファイル誤差は良い精度で水蒸気プロファイル誤差の一部として見なされ，“有効スケーリングファクター”によって水蒸気プロファイル誤差と共に精度よく除去されるのである。

### (3) プロファイル形状が異なるケース

これまでは水蒸気や気温のプロファイルが系統誤差を持つケースのみを扱った。これは  $P_a$  と  $P_{true}$  がほぼ同じプロファイル形状を持つことを想定するものであるが，実際には両者のプロファイル形状が大きく異なるケースも考えられる。そこで，964 の各プロファイルについて， $P_a$  と  $P_{true}$  をそれぞれ別の大気プロファイルから作成することにより，このようなケースに対する評価を行った。但し，例えば極域に熱帯のプロファイルが存在することなどは非現実的であるため，ここでは1月及び7月の各月の各緯度ごとに1つのプロファイルを選び，それをその月のその緯度における  $P_{true}$  と定めた。なお，この方法でも，例えば乾燥地域のプロファイルが湿潤地域の  $P_{true}$  として使用されるなど，必ずしも現実的ではない組み合わせも生じ得ることを述べておく。なお， $P_b$  は  $P_a$  と同一のプロファイルに  $\gamma_b = 0.7$  を与えて作成し，標

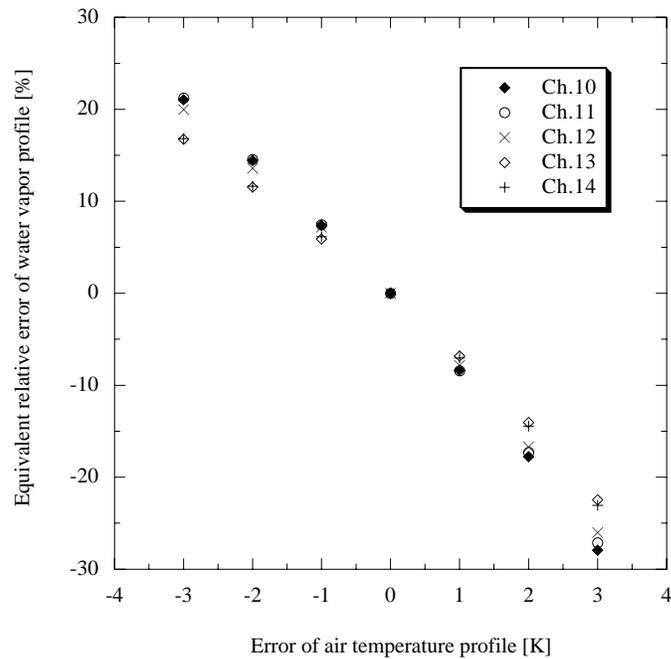


Figure 61: The relative bias error of a water-vapor profile giving the same error on atmospheric correction with the absolute bias error of an air-temperature profile for ASTER channels for the midlatitude summer model.

Table 51: RMSE of the WVS and the normal methods in the case that true profiles are different in shape from profiles given atmospheric correction.

method	AVHRR		ASTER				
	ch4	ch5	ch10	ch11	ch12	ch13	ch14
WVS	0.82	1.44	1.22	0.82	0.72	0.77	0.92
normal	2.79	5.17	3.23	2.10	1.68	2.70	3.58

高は各点ごとの真値を与えた。

Table 51 に WVS 法及び従来手法の RMSE を示す。WVS 法の結果をこれまでの結果と比較すると、両センサともやや精度が低下している。特に水蒸気に敏感な AVHRR / Ch.5 や ASTER / Ch.10 においてやや大きな誤差が生じている。しかしながら、従来手法の誤差が極めて大きいことを考慮すると、WVS 法がこのようなプロファイル形状が異なるケースに対しても誤差を大きく低減する効果を持つことが分かる。

### 7.3 一般化モデルに基づく WVS 法の検証

7.2 節のグレーピクセルモデルに基づく検証では、灰色画素が正確に抽出されていることを前提とし、これらの灰色画素に対して WVS 法による大気補正精度の改善効果がどの程度あるかを評価した。従って、灰

色画素の抽出に伴う誤差（灰色画素が抽出されなかったり、非灰色画素が灰色画素として抽出されることに伴う誤差）や、灰色画素から推定した  $\gamma$  を非灰色画素の大気補正に使用する場合の精度については扱わなかった。

そこで本節では、より一般性を高めるため、3章で作成したオリジナルのシミュレーションモデル（964プロファイル×97サンプル×5 $\delta$ LST = 467,540条件、ここでは一般化モデルと呼ぶ）を使用し、更に全球解析データによる簡易大気補正とTE分離に基づく灰色画素の抽出処理（7.1.2項の手法1）を含めて前節と同様の検証を行った結果について述べる。なお、AVHRRの熱赤外域2チャンネルについてはTE分離が確立されていないため、ここではASTER / TIRに対してのみ検証を行い、TE分離法としてはASTER / TIRの標準TESアルゴリズム（付録A.2参照）を構成するMMD法を使用した。

### 7.3.1 シミュレーションの方法

本項におけるシミュレーションの方法は、以下の点を除けば前節のものと同様である。

- 一般化モデルを使用する。
- $P_a$  を用いた簡易大気補正とMMD法に基づいて灰色画素を判定する。
- 大気条件ごとに  $\gamma$  を集計して平均を取り、それをその大気条件に対する  $\gamma$  とする（非灰色画素にも  $\gamma$  を与えるため）。
- 非灰色画素も含めて大気補正誤差を計算する。

以下に具体的な処理手順を示す。

1. ある選択した  $\gamma_{true}$ ,  $\gamma_a$ ,  $\gamma_b$  を一般化モデルの大気プロファイルに与えて、 $P_{true}$ ,  $P_a$ ,  $P_b$  を作成する。これらの作成基準は前節と同様である。
2.  $P_a$  に対する透過率  $\tau_a$ , 光路輝度  $I_a^\uparrow$ , 天空輝度  $I_a^\downarrow$ ,  $P_b$  に対する透過率  $\tau_b$  を計算する。
3.  $\delta$ LST を  $-5, +0, +5, +10, +20$ K から1つ選び、放射率サンプルを97サンプルの中から1つ選ぶ。
4. 選択した  $P_{true}$ ,  $\delta$ LST, 放射率サンプルに対する各チャンネルの観測放射輝度  $I$  を3.6節の方法により計算する（NE $\Delta$ Tやオゾン量の不確定性誤差も含まれる）。また、真の地上レベルの地表輝度温度  $T_{g,true}$  も計算する。

5. 観測放射輝度  $I$  に  $\tau_a$  及び  $I_a^\uparrow$  を与えて地上レベルの地表放射輝度を計算し、これと  $I_a^\downarrow$  を MMD 法に与えて各チャンネルの放射率を計算する。そして、最小放射率が 0.95 以上であれば灰色画素、そうでなければ非灰色画素と判定する。
6. 灰色画素ならば、EMC/WVD 法による地上レベルの地表輝度温度と  $\tau_a, I_a^\uparrow, \tau_b, \gamma_a, \gamma_b$  を式 (7.14) に与え、 $\gamma$  を計算する。ここで、EMC/WVD 法に与える水蒸気量は  $P_a$  から得られる値を使用する。また、前節と同様に  $\gamma$  は 25 データのメジアンとする。 $\gamma$  の拘束条件等についても前節と同様である。
7. 1つの大気条件について、上記の処理を  $\delta$ LST (5 条件)  $\times$  放射率 (97 条件) = 485 条件行い、灰色画素の  $\gamma$  を集めて平均を取り、その大気条件に対する  $\gamma$  とする (すなわち、その大気条件を持つ 485 条件は全て同じ  $\gamma$  を持つ)。灰色画素が 1 つも存在しない大気条件については、以降の誤差の算出処理からは除外する。
8. 各大気条件について、 $\tau_a, I_a^\uparrow, \tau_b, \gamma_a, \gamma_b, \gamma$  を式 (7.9) 及び式 (7.12) に与え、修正後の透過率  $\tau_{wvs}$  及び光路輝度  $I_{wvs}^\uparrow$  を計算する。
9. 各条件について、大気条件ごとに共通の  $\tau_{wvs}$  及び  $I_{wvs}^\uparrow$  を観測放射輝度  $I$  に与えることにより、WVS 法による地上レベルの地表輝度温度  $T_{g,wvs}$  を計算する。また、 $\tau_a$  及び  $I_a^\uparrow$  を観測放射輝度  $I$  に与えることにより、従来手法による地上レベルの地表輝度温度  $T_{g,org}$  を計算する。そして、これらを  $T_{g,true}$  と比較することにより、それぞれの大気補正誤差を計算する。
10. WVS 法及び従来手法のそれぞれについて、大気補正誤差を集計して RMSE を計算する。

2.3.6 項で述べたように、MMD 法は分光放射率のチャンネル間の最大差 (最大値と最小値の差) と平均値の間の線形関係に基づく TE 分離である (付録 A.2 参照)。ここでは、最大差  $MMD$  と平均値  $\epsilon_{mean}$  の関係式として次式を使用した。

$$\epsilon_{mean} = 1.00037967 - 0.38671709 \times MMD^{0.61478072} \quad (7.17)$$

上式の関数形は ATBD に記載されているものと同じであるが [46]、各係数値は Table 3 に含まれる 37 サンプル (火成岩 12 サンプル、堆積岩 4 サンプル、変成岩 4 サンプル、土壌 9 サンプル、植生 4 サンプル、水氷 4 サンプル) の放射率データを用いた回帰分析により今回計算した値である。

### 7.3.2 3つのケースに対する従来アルゴリズムとの比較検証

本項では、7.2.3項と同様の以下の3つのケースについて、一般化モデルに基づくWVS法及び従来手法の比較評価を行った。

1. 水蒸気プロファイルの系統誤差のみを持つケース
2. 水蒸気及び気温プロファイルの系統誤差のみを持つケース
3. プロファイル形状が異なるケース

#### (1) 水蒸気プロファイルの系統誤差のみを持つケース

Table 52 及び Fig. 62 は、964の各大気プロファイルについて、 $\gamma_{true} = 0.7, 0.8, 0.9, 1.0$ 、 $\gamma_a = 1.0$ 、 $\gamma_b = 0.7$ を与えた場合の結果である。また、Table 53 は、各プロファイルについて、同様の $\gamma_{true}$ と $\gamma_a = 0.7$ 、 $\gamma_b = 1.0$ を与えた場合の結果である。これらの結果より、灰色画素の抽出誤差や非灰色画素の大気補正誤差を含めた場合でも前節と同様にWVS法の優位性が示されたと言える。

ところで、例えばFig. 62を見ると、WVS法の精度がEMC/WVD法から期待される精度(0.8~0.9K)よりも一部かなり良い精度が得られており、いわゆる従来手法との精度の逆転が $\gamma_{true} = 1$ に極めて近い所で生じているのが分かる。このようにWVS法の精度が高くなっている理由は、ここでのシミュレーションでは各大気条件ごとに $\gamma$ を平均するため、EMC/WVD法に起因するランダム誤差が低減されるためである。また、従来手法の精度も全体に7.2.3項の精度より高くなっているが(例えば、 $\gamma_{true} = 0.7$ に対するCh.10のRMSEは、7.2.3項では2.43Kであるが、ここでは1.91Kである)、これは灰色画素が得られなかった大気条件についてはここでの誤差の計算からは外されるためである。このように7.2.3項のシミュレーション結果とは $\gamma$ の計算方法や誤差を計算する条件構成に違いがあるため、比較する場合には注意が必要である。

なお、今回、このように大気条件ごとに $\gamma$ を平均化したのは、実際の処理と同様に非灰色画素にも $\gamma$ を与えて大気補正誤差の計算に含めるためであるが、実際の処理でこうした $\gamma$ の平均化による高精度化を得るには、 $\gamma$ の水平内挿処理においてなるべく多様な地表条件(放射率、LST)から $\gamma$ を計算し、平均化する必要がある。これは地表条件にも大きく依存する処理であるため、実際のWVS法の精度はここでの結果より多少低下するかも知れない。

Table 52: RMSE of the WVS and the normal methods for ASTER channels as a function of  $\gamma_{true}$  with  $\gamma_a=1.0$  and  $\gamma_b=0.7$ . The general model was used.

method	$\gamma$ of $P_{true}$	ch10	ch11	ch12	ch13	ch14
WVS	0.7	1.09	0.69	0.54	0.77	0.98
	0.8	0.88	0.60	0.49	0.69	0.87
	0.9	0.63	0.48	0.43	0.50	0.60
	1.0	0.56	0.47	0.42	0.47	0.54
normal	0.7	1.91	1.23	0.93	1.51	2.00
	0.8	1.50	1.00	0.79	1.31	1.73
	0.9	0.91	0.65	0.55	0.83	1.06
	1.0	0.46	0.40	0.38	0.39	0.42

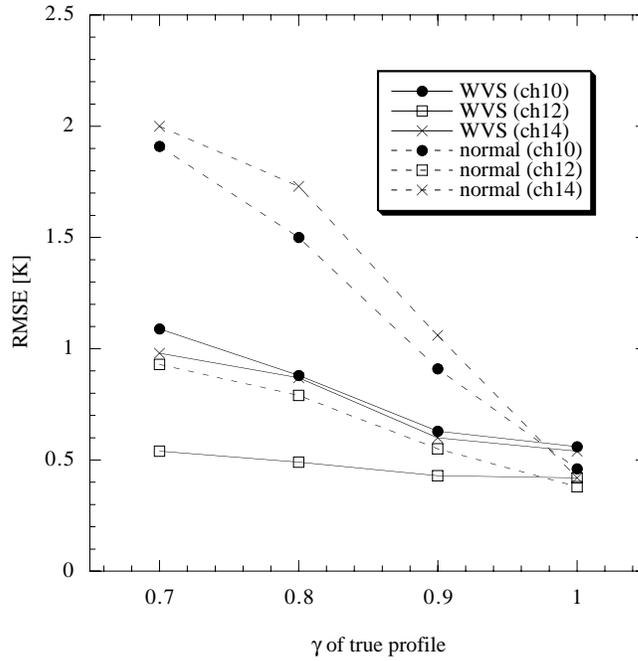


Figure 62: Plot of RMSE versus  $\gamma_{true}$  with  $\gamma_a=1.0$  and  $\gamma_b=0.7$  for the WVS and the normal methods for ASTER channels 10, 12 and 14. The general model was used.

Table 53: RMSE of the WVS and the normal methods for ASTER channels as a function of  $\gamma_{true}$  with  $\gamma_a=0.7$  and  $\gamma_b=1.0$ . The general model was used.

method	$\gamma$ of $P_{true}$	ch10	ch11	ch12	ch13	ch14
WVS	0.7	0.71	0.56	0.49	0.56	0.67
	0.8	0.55	0.47	0.44	0.45	0.52
	0.9	0.73	0.53	0.47	0.64	0.79
	1.0	1.21	0.78	0.64	1.07	1.37
normal	0.7	0.41	0.37	0.35	0.35	0.35
	0.8	0.80	0.58	0.48	0.64	0.78
	0.9	1.43	0.97	0.76	1.17	1.49
	1.0	2.10	1.41	1.10	1.76	2.24

### (2) 水蒸気及び気温プロファイルの系統誤差のみを持つケース

次に、水蒸気と気温の両プロファイルに系統誤差があるケースについて検証を行った。7.2.3 項と同様に以下の条件を与えた。

- $P_a$  と同じ ( $\gamma_{true} = 1.0/\delta T_{true} = +0$ )
- 水蒸気プロファイルは同じ、気温プロファイルは +3 K ( $\gamma_{true} = 1.0/\delta T_{true} = +3$ )
- 水蒸気プロファイルは 0.9 倍、気温プロファイルは +1 K ( $\gamma_{true} = 0.9/\delta T_{true} = +1$ )
- 水蒸気プロファイルは 1.1 倍、気温プロファイルは -1 K ( $\gamma_{true} = 1.1/\delta T_{true} = -1$ )
- 水蒸気プロファイルは 0.8 倍、気温プロファイルは -2 K ( $\gamma_{true} = 0.8/\delta T_{true} = -2$ )
- 水蒸気プロファイルは 0.8 倍、気温プロファイルは +2 K ( $\gamma_{true} = 0.8/\delta T_{true} = +2$ )

得られた結果を Table 54 に示す。まず WVS 法の結果を見ると、RMSE が条件にはあまり依存しなかった 7.2.3 項の結果と比べ、条件による違いがやや見られるが、いずれの条件に対しても実用レベルの精度が得られていると言える。一方、従来手法は一部に極めて大きな誤差を持つ条件があり(例えば、 $\gamma_{true} = 0.8/\delta T_{true} = +2$  のケース)、7.2.3 項で見られたものと同様の傾向が見られる。

### (3) プロファイル形状が異なるケース

次に、プロファイル形状が異なるケースに対する検証を行った。 $P_{true}$ 、 $P_a$ 、 $P_b$  の与え方は 7.2.3 項と同様である。得られた結果を Table 55 に示す。

Table 54: RMSE of the WVS and the normal methods for 6 cases that water-vapor and air-temperature profiles include errors. The general model was used.

method	$\gamma/\delta T_{true}$	ch10	ch11	ch12	ch13	ch14
WVS	1.0/+0	0.56	0.47	0.42	0.47	0.54
	1.0/+3	0.99	0.70	0.57	0.65	0.76
	0.9/+1	0.72	0.51	0.43	0.50	0.60
	1.1/-1	1.02	0.70	0.58	0.88	1.14
	0.8/-2	0.89	0.67	0.60	0.84	1.04
	0.8/+2	0.91	0.59	0.44	0.51	0.61
normal	1.0/+0	0.46	0.40	0.38	0.39	0.42
	1.0/+3	1.62	1.11	0.87	1.14	1.46
	0.9/+1	1.28	0.87	0.69	1.05	1.36
	1.1/-1	1.40	0.96	0.77	1.21	1.57
	0.8/-2	1.01	0.74	0.65	1.02	1.30
	0.8/+2	1.83	1.19	0.88	1.26	1.65

Table 55: RMSE of the WVS and the normal methods in the case that true profiles are different in shape from profiles given atmospheric correction. The general model was used.

method	ch10	ch11	ch12	ch13	ch14
WVS	1.31	0.90	0.70	0.95	1.20
normal	1.56	1.06	0.80	1.12	1.41

7.2.3 項の結果と同様に、系統誤差のみを考慮した場合と比べると WVS 法の精度がやや低下している。一方、従来手法については、誤差計算の違いにより、7.2.3 項の結果よりやや高い精度が得られている。従って、WVS 法の精度と従来手法の精度の違いが 7.2.3 項の結果よりは小さくなっているものの、7.2.3 項と同様に、やはり全てのチャンネルにおいて WVS 法が優位であることが示されている。

#### 7.4 AVHRR データに基づく WVS 法の検証

本節では、豊後水道周辺領域における AVHRR の Ch.4 及び Ch.5 の観測データを用いて WVS 法及び従来手法（全球解析データに基づく単バンドアルゴリズム）の比較検証を行った結果について述べる。

使用した全球解析データは、ASTER/TIR の標準大気補正アルゴリズムにも採用されている NCEP の GDAS プロダクトのうち、気圧ベースで水平分解能が  $1^\circ$  のものである（付録 A.1 参照）。放射伝達計算には MODTRAN3.7 を使用し、GDAS プロダクトに含まれないオゾンや二酸化炭素等のプロファイルや高高度のプロファイルは中緯度夏モデルのものを与え、エアロゾルは Rural-VIS=23km モデルを与えた。

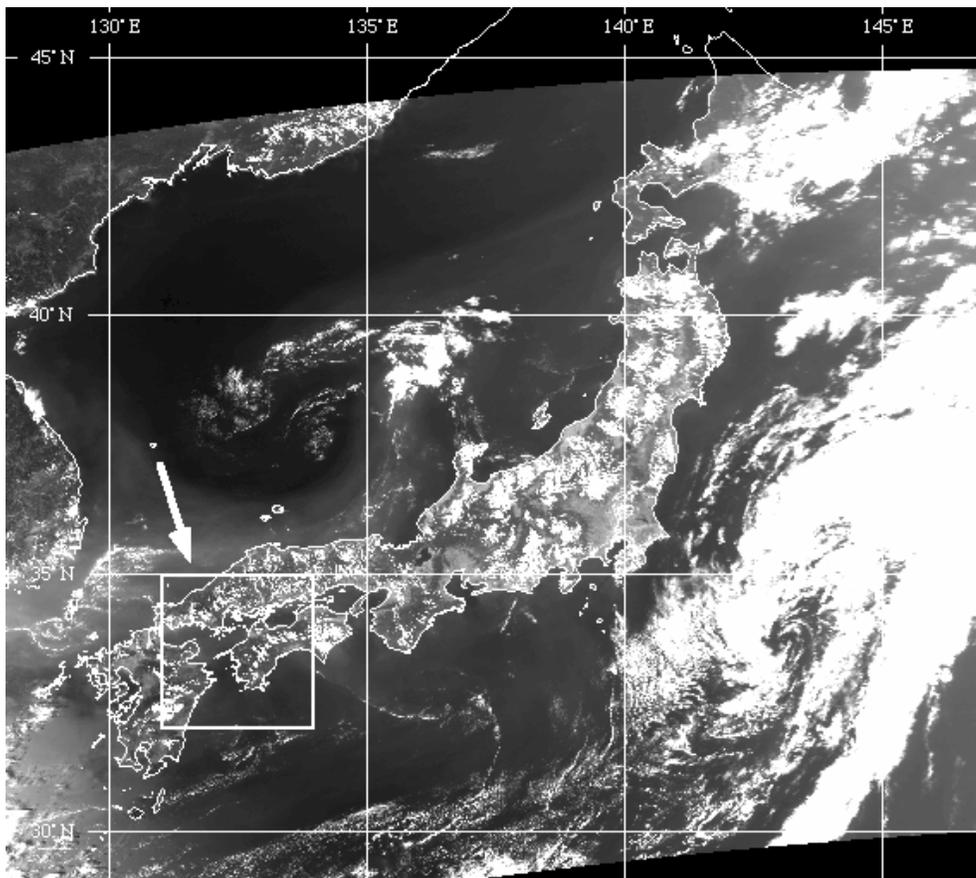


Figure 63: Location of the test area in the AVHRR channel 1 data on September 9, 1998.

#### 7.4.1 テストエリア

本節で使用した AVHRR データは、1998 年 9 月 9 日 14 時 39 分頃 (JST) に日本上空を通過した NOAA14 号による観測データである。このデータから、今回は豊後水道付近を中心とする緯経度  $3^{\circ}$  四方の領域 ( $131^{\circ}\text{E} \sim 134^{\circ}\text{E}$ ,  $32^{\circ}\text{N} \sim 35^{\circ}\text{N}$ ) をテストエリアとして選定した。まず AVHRR データを緯経度座標系で 1 画素が  $30\text{arcsec}$  となるように最近隣内挿法により再配列した後、テストエリア部分の切り出しを行った。この場合、切り出し画像のサイズは 360 カラム  $\times$  360 ラインとなる。

Fig. 63 は Ch.1 の観測画像 (最近隣内挿法による再配列後) で、画像中の白い四角で囲んだ領域がテストエリアである。テストエリアはほぼ衛星の直下に位置し、エリア内の観測角は最大でも  $14^{\circ}$  程度である。

Fig. 64 は、GTOPO30 より抽出したテストエリアの標高データである。見やすくするため、海域は白く表示されている。テストエリア内の標高は、同データでは  $0 \sim 1759\text{m}$  の範囲にある。

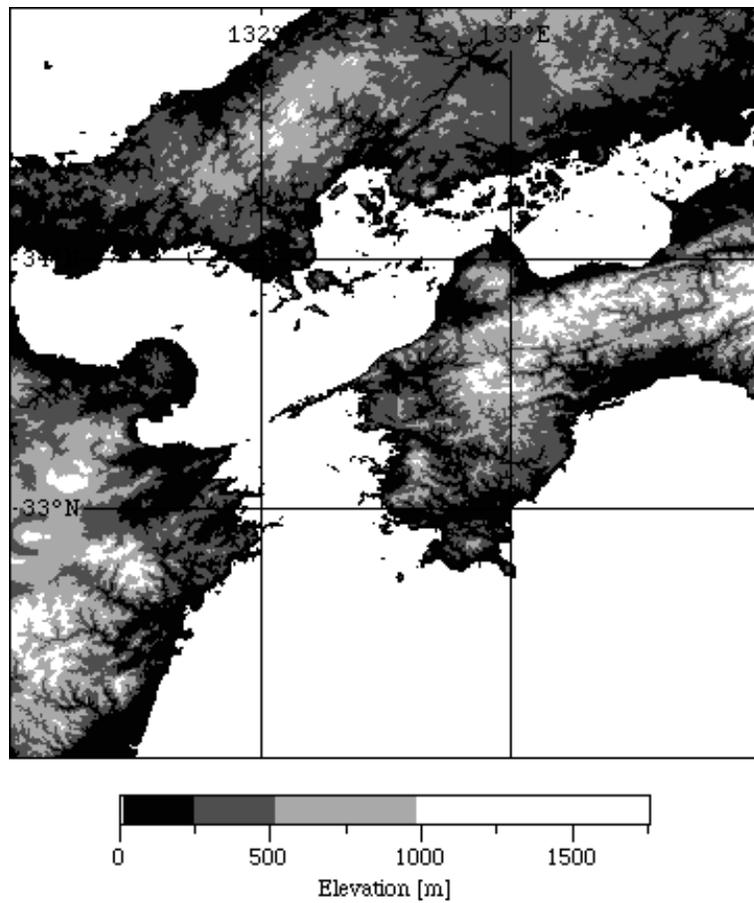


Figure 64: Elevation data for the test area extracted from GTOPO30.

#### 7.4.2 従来手法による大気効果パラメータの計算

まず、従来手法により、AVHRR データの各画素ごとの大気効果パラメータ（透過率，光路輝度，天空輝度）を計算した。これらのパラメータは、まず AVHRR の観測時刻における注目画素での GDAS プロファイルを水平内挿して求め、次にこれと標高及び観測角を RTC に与えることにより計算できるが、GDAS プロダクトの水平分解能が  $1^{\circ}$  であることや観測方向がほぼ直下であること、そして計算の効率化を考慮して、ここでは以下の手順により計算した。

1. GDAS プロダクトの各格子点（ $1^{\circ}$  刻み，以下では GDAS 格子点と記す）について，注目時刻（1998 年 9 月 9 日 14:39JST）を挟む 2 時刻（同日の 9:00JST 及び 15:00JST）の GDAS プロファイルから時刻に関する線形内挿を行うことにより，注目時刻での GDAS プロファイルを計算する。ここで，時刻に関する線形内挿は，プロファイルの各気圧レベルごとに行う。
2. 各 GDAS 格子点について，上で得られたプロファイルを用いて 7 つの標高（0～1800m まで 300m 刻み）に対する大気効果パラメータを RTC により計算する。
3. テストエリア内の各画素について，4 近傍の GDAS 格子点における標高別の各大気効果パラメータから緯度・経度・標高をキーとする線形内挿を行うことにより，各大気効果パラメータを決定する。

Fig. 65 は，上記の方法によって得られたテストエリアにおける Ch.4 の透過率分布図である。

#### 7.4.3 WVS 法の適用

##### (1) 総水蒸気量の計算

WVS 法を適用するための準備として，まず，EMC/WVD 法を適用する際に与える総水蒸気量の分布図を GDAS プロダクトを用いて作成した。作成方法は 7.4.2 項における大気効果パラメータの計算手順と同様で以下の通りである。

1. 各 GDAS 格子点について，注目時刻を挟む 2 時刻の GDAS プロファイルから時刻に関する線形内挿を行うことにより，注目時刻での GDAS プロファイルを計算する。
2. 各 GDAS 格子点について，上で得られたプロファイルを用いて 7 つの標高（0～1800m まで 300m 刻み）に対する総水蒸気量を計算する。

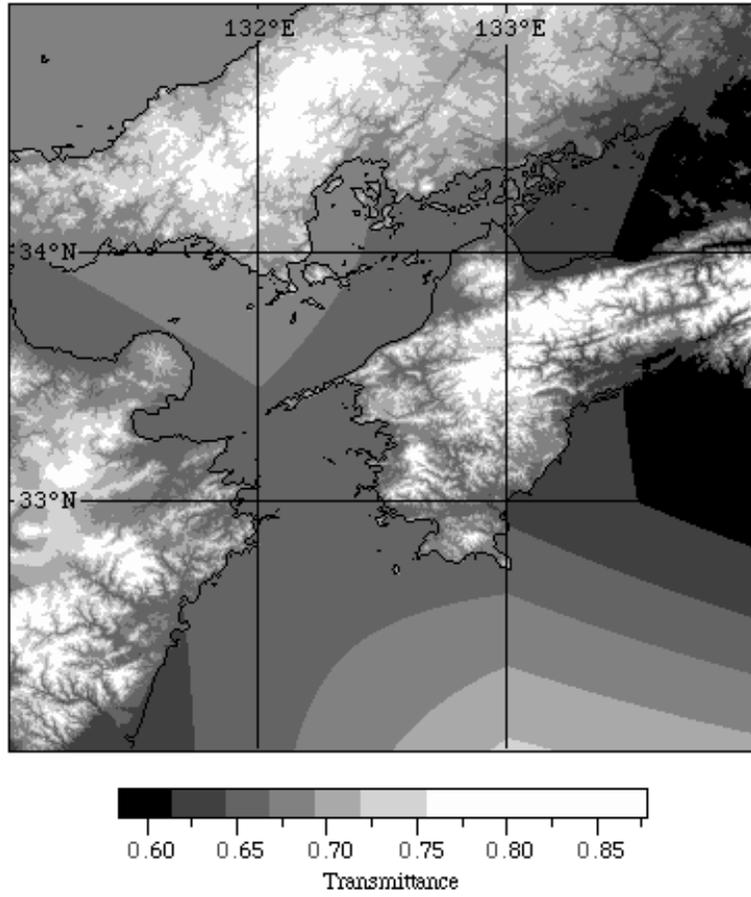


Figure 65: Transmittance at AVHRR channel 4 calculated from original GDAS profiles and GTOPO30.

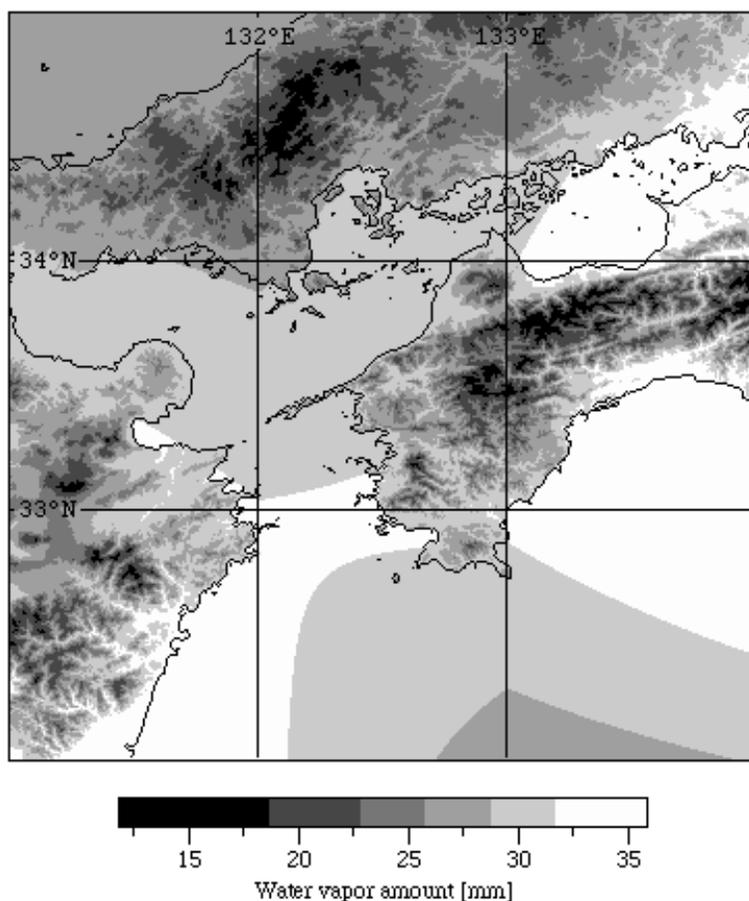


Figure 66: Column water vapor amounts calculated from original GDAS profiles and GTOPO30.

3. テストエリア内の各画素について、4近傍のGDAS格子点における標高別の総水蒸気量から緯度・経度・標高をキーとする線形内挿を行うことにより、総水蒸気量を決定する。

Fig. 66 は、上記の方法によって得られたテストエリアにおける総水蒸気量の分布図である。

## (2) 灰色画素の抽出

次に、灰色画素の抽出を行った。AVHRR データは熱赤外チャンネルが2チャンネルと少なく、TE分離の精度があまり期待できないため、ここではAVHRRのCh.1及びCh.2の観測データとGTOPO30を使用することによって次のように行った。

1. Ch.1のDN値がある閾値を超えたものを雲域画素と判定する。ここで、閾値は目視判読によって決定した。
2. 雲域以外の画素について、GTOPO30のno dataを意味するコード-9999を基に海域画素を抽出

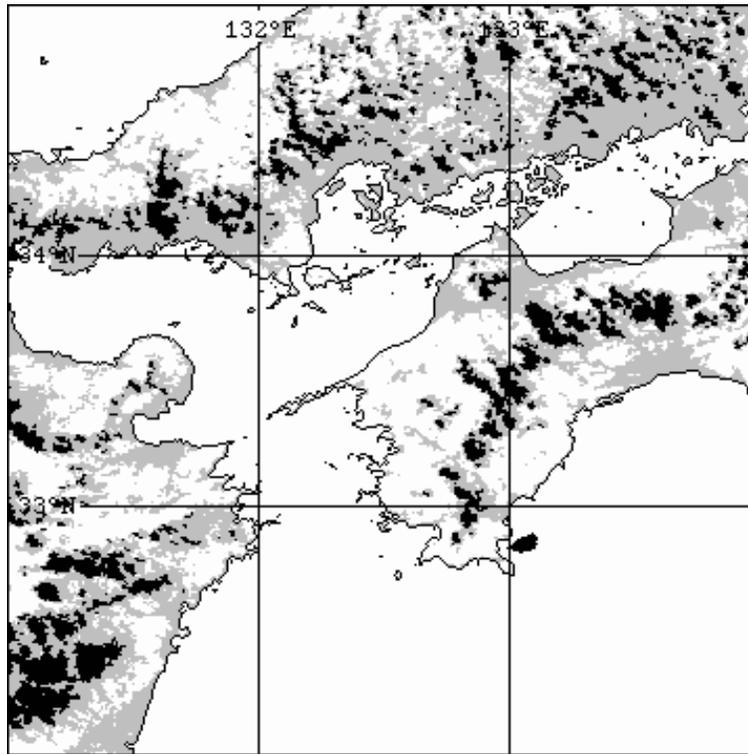


Figure 67: Scene classification map produced from VNIR images and GTOPO30. white: sea or vegetation, gray: other land surfaces, black: clouds.

する。

3. 雲域及び海域以外の画素について、Ch.1 及び Ch.2 の DN 値（それぞれ、 $R$  及び  $IR$  と記す）を次式に与えて正規化植生指標（NDVI）を計算し、閾値を超えたものを植生域画素と判定する。

$$NDVI = \frac{IR - R}{IR + R} \quad (7.18)$$

ここで、閾値は文献 [120] を参考に 0.4 と定めた。

4. 雲域，海域，植生域以外の画素をその他の画素とする。このうち，海域と植生域のみを灰色画素とする。

なお，ここでは簡単化のため上記の方法を用いたが，雲域や植生域の判定に使用した閾値は大気状態や太陽入射角などによって変動するため，定常処理システムで上記の方法を用いることは難しい。

Fig. 67 は，上記の方法によって得られたテストエリアにおけるシーン分類図である。白色で示された画素が灰色画素（海域又は植生域）を示し，灰色又は黒色で示された画素が非灰色画素（灰色が植生域以外の陸域，黒色が雲域）を示す。

### (3) WVS 法による大気効果パラメータの計算

まず、7.4.2 項で作成した透過率及び光路輝度の各分布図を、7.1.6 項における  $\tau_a$  及び  $I_a^\uparrow$  の各分布図と考える。すなわち、 $\gamma_a = 1.0$  である。次に、各 GDAS 格子点について、時間補間した GDAS プロダクトの水蒸気プロファイルを  $\gamma = 0.7$  でスケールリングして新たなプロファイルを作成し、このプロファイルに 7.4.2 項と同様の手順を適用してテストエリアにおける透過率の分布図を計算した。これを 7.1.6 項における  $\tau_b$  の分布図と考える。すなわち、 $\gamma_b = 0.7$  である。これらを基に、テストエリアの各画素における  $\gamma$  の計算を以下の手順で行った。

1. Fig. 67 で灰色画素と判定された各画素について、EMC/WVD 法を適用して地上レベルの地表輝度温度を推定する。ここで、EMC/WVD 法の式は放射率の下限値が 0.95 の式を、総水蒸気量のデータは Fig. 66 で得たものを用いる。
2. 各灰色画素について、観測放射輝度、EMC/WVD 法による地上レベルの地表輝度温度、 $\gamma_a (= 1.0)$ 、 $\gamma_b (= 0.7)$ 、 $\tau_a$ 、 $I_a^\uparrow$ 、 $\tau_b$  を式 (7.14) に与え、 $\gamma$  を計算する。但し、 $0.5 \leq \gamma \leq 2$  を満たさないものは異常値と見なして除外する。
3. 7.1.5 項で述べた手順により、灰色画素の  $\gamma$  から非灰色画素の  $\gamma$  を水平内挿する。ここで、今回は影響半径  $R_e$  を 5 画素とし、品質パラメータ  $\lambda_i$  を 0.25 とする。
4.  $5 \times 5$  のオペレータサイズのメジアンフィルタを用いて  $\gamma$  の平滑化を行う。

今回のテストデータの場合、海域の占める割合が大きかったために、水平内挿前に  $\gamma$  が得られた画素数は全 129,600 画素中 89,583 画素であり、約 69%に達した。残りの 31%の画素の  $\gamma$  は計 5 回の反復 (7.1.5 項の手順 4 を参照) により全て水平内挿された。

Fig. 68 は、上記の方法によって得られたテストエリアにおける  $\gamma$  の分布図である。全体に  $\gamma$  は 1.0 より大きい値が得られており、これは GDAS の水蒸気プロファイルを全体に湿潤側にシフトする必要性を示している。特に大きな値が得られている画素は主に雲域である。雲域は非灰色画素として扱われるため、EMC/WVD 法はそもそも適用されないが、このように雲域の  $\gamma$  が全体に大きいのは、雲域として判定されなかった雲の縁辺部からの水平内挿によるものである。雲の縁辺部が大きい  $\gamma$  を持っていることは、これらの領域が周囲の晴天域より水蒸気量が極めて多い事実と整合するものであり、WVS 法が正しく機能していることを示すものである。

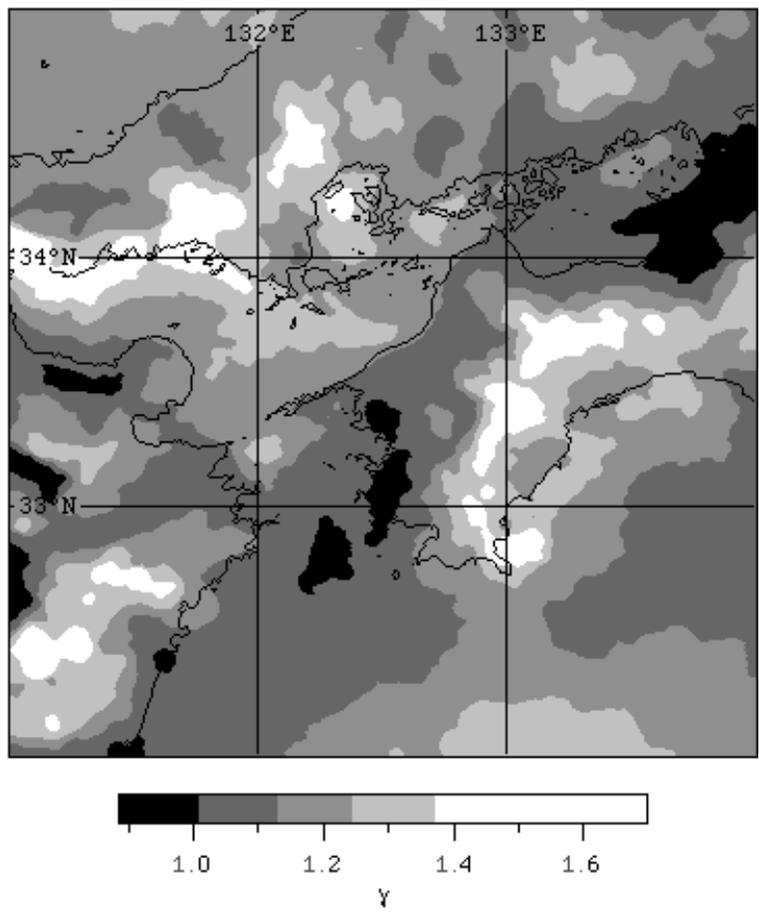


Figure 68: Scaling factor  $\gamma$  image for the test area.

こうして、全画素の  $\gamma$  を決定した後、各画素ごとに  $\tau_a, I_a^\uparrow, \tau_b, \gamma_a, \gamma_b, \gamma$  を式 (7.9) 及び式 (7.12) に与えることにより、各画素における修正後の透過率及び光路輝度を推定した。

#### 7.4.4 WVS 法と従来手法の比較評価

##### (1) 地上レベルの地表輝度温度に基づく比較評価

まず、WVS 法と従来手法のそれぞれから得られた大気効果パラメータを用いて大気補正を行い、各チャンネルの地上レベルの地表輝度温度をそれぞれ計算した。Fig. 69 は、Ch.4 に対する地上レベルの地表輝度温度の手法間の差 (WVS 法の値から従来手法の値を引いたもの) である。雲域を無視すると、WVS 法による推定値は従来手法による推定値と比べて同程度か、もしくは 3K 程度までの範囲で大きい値を示している。WVS 法による推定値が特に大きい領域は、Fig. 67 で示した雲の周辺領域であるケースが多いが、例えば (32°N, 133°E) 付近などでは、Fig. 67 に雲は見られない。Fig. 66 を見ると、GDAS プロダクトではこの領域の総水蒸気量が周囲より少なくなっており、WVS 法ではこれを補う様に大きい  $\gamma$  を与えているのが分かる (Fig. 68 参照)。同様の傾向は国東半島沖の海域にも見ることができる。これらは GDAS プロダクト側にある誤差を WVS 法が正しく低減していることを示しているのであるが、この根拠については後述する。

##### (2) 海面放射率に基づく比較評価

上では、地上レベルの地表輝度温度が両手法間で全体的に 0~3K 程度異なることを示したが、この結果のみから各手法の絶対精度について言及することはできない。そこで、次に海面放射率に基づく比較評価を行った。

海面温度 (表皮水温) は風や日射などの気象条件によって大きく変動するため、これに基づいて大気補正アルゴリズムを評価するには、通常、衛星観測に同期した高精度な表皮水温計測データが必要である。一方、海面放射率は観測角や海上風によって多少変動するものの、それらの影響は小さく、特に今回のテストデータのように全体に直下観測に近い場合には十分に小さいと考えて良い [57]。従って、海面放射率を用いることにより、大気補正アルゴリズムの性能評価を高い精度で行うことが可能である。今回、テストエリアとして海域を多く含む領域を選定した最も大きな理由は、このような海面放射率ベースの検証を行うためである。なお、ここで検証するいずれの大気補正法も本来の主たるターゲットは陸域であるが、

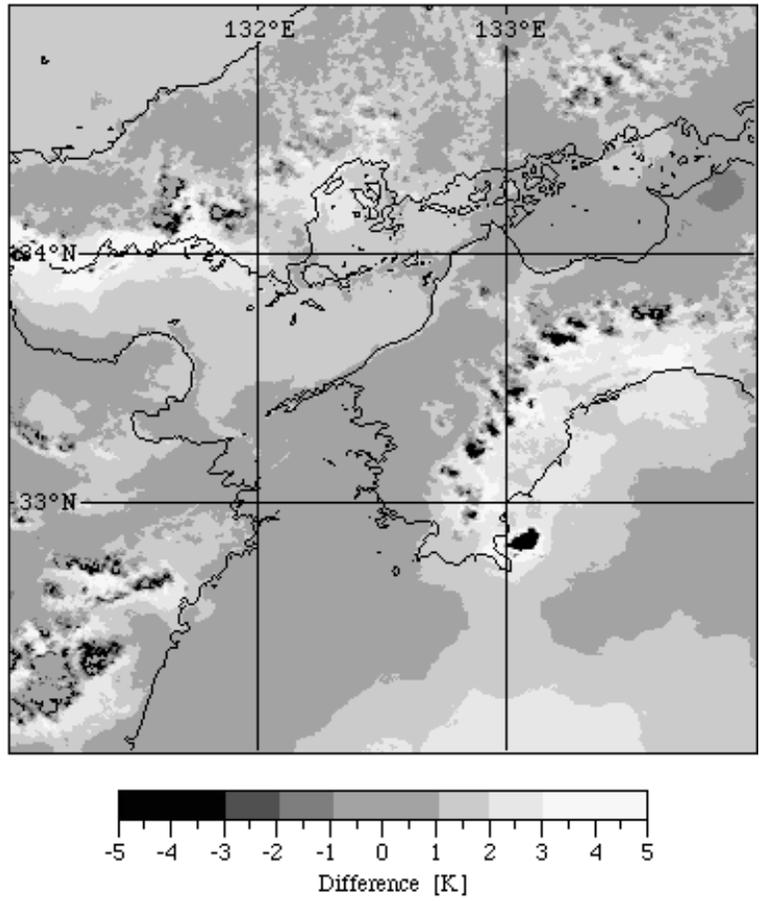


Figure 69: Difference of the surface brightness temperature at ground level between the WVS and the normal methods.

いずれの手法も陸域・海域を問わずに同様の論理で適用可能であること、また海面放射率を用いることによって陸域よりも精度の高い検証が可能であることから、ここでは海域を用いた評価を行った。この場合、陸域に特徴的な条件である地表被覆、LST、標高等の大きな空間変動の影響を評価に取り込むことはできないが、全球解析データの誤差の影響や WVS 法によるその改善効果は十分に評価可能である。

まず、Fig. 67 に基づいて晴天下の海域にある画素を選定した。同図に示すように、今回のデータでは海域の大部分は晴天下にある。そしてこれらの画素に対し、WVS 法及び従来手法のそれぞれから得られた大気効果パラメータを用いて、以下の処理を行った。

1. Ch.4 について、地上レベルの地表輝度温度、海水の室内測定放射率 (= 0.9903) (Table 3 のサンプル No.92)、天空輝度を用いて海面温度を計算する (式 (2.57) を参照)。ここで、天空輝度は、WVS 法の場合は式 (7.15) を用いた計算値、従来手法の場合は RTC を用いた計算値を使用する。
2. Ch.5 について、地上レベルの地表輝度温度、天空輝度、そして上で得た海面温度を用いて海面放射率を計算する。
3. Ch.5 について、上で得た海面放射率と海水の室内測定放射率 (= 0.9859) の差を計算する。

こうして得た Ch.5 における海面放射率の誤差は、大気補正アルゴリズムの誤差の程度を表す指標となる。但し、大気補正誤差によっては、海面温度は正しくないが海面放射率が偶然に正しくなる可能性もあるため、今回のようにチャンネル数が少ない場合には多少の注意が必要である。

Fig. 70 及び Fig. 71 は、それぞれ WVS 法及び従来手法による結果 (Ch.5 の海面放射率の誤差) である。これらの図を見て最初に気付くのは、Fig. 70 は全体に海面放射率の誤差が均一であるのに対して、Fig. 71 はかなり不均一であることである。これは、従来手法による大気補正精度が場所によって大きく異なっているのに対し、WVS 法による大気補正精度は均一であることを示している。また、Fig. 69 において地上レベルの地表輝度温度が手法間で大きく異なっている領域に注目すると、Fig. 71 の従来手法による結果では海面放射率が極めて小さく推定されているのが分かる。これより、Fig. 69 で見られた手法間の差は、従来手法側に誤差があり、WVS 法側に誤差がほとんど無いことによって生じたと考えられることができる。

ところで、Fig. 70 における海面放射率の誤差は、均一性が高いものの、全体に正のバイアスが乗っている。実際、WVS 法と従来手法による海面放射率の誤差をそれぞれ度数分布で示すと、Fig. 72 のようになる (雲域には一部極めて大きな誤差が含まれるため、 $-0.1 \sim 0.1$  の範囲についてのみ示した)。図より、

WVS法の分布は分散がかなり小さくなっているものの、そのピークは0.01~0.02程度正の方向に片寄っている。実際、 $-0.1 \sim 0.1$ の範囲について、海面放射率の誤差の平均値及び標準偏差を求めると0.013及び0.011となる(ちなみに従来手法ではそれぞれ $-0.012$ 及び $0.021$ であり、バイアスは負の方向に同程度、標準偏差は約2倍である)。このようにWVS法の結果にやや正のバイアスが生じているのは、Fig. 40に示したように、AVHRRに対するEMC/WVD法が大きい最小放射率を持つ物質に対して正のバイアスを生じる傾向を持つためである(Fig. 40では、最小放射率が最も大きい2つの点が蒸留水及び海水のサンプルである)。従って、水域の割合が大きい今回のテストエリアでは、EMC/WVD法が全体に正のバイアスを持ち、結果として海面放射率も正のバイアスを持ったと言える。なお、5.2.6項でも述べたように、EMC/WVD法におけるこうしたバイアスの傾向はチャンネル数が少ないAVHRRに特有のものであり、チャンネル数が多いASTERでは、最小放射率はほとんどバイアスに影響しない(Fig. 38参照)。

Fig. 73は、放射率下限値 = 0.97に対するEMC/WVD法の式(使用した放射率は12サンプル)を用いて得られた、Fig. 72と同様の図である。このように放射率の不確定性をやや狭める(すなわち灰色画素の基準をやや厳しくすることにより、バイアスがほぼ除かれることが分かる。実際、 $-0.1 \sim 0.1$ の範囲について誤差の平均値及び標準偏差を求めるとそれぞれ0.0022及び0.0098となり、従来手法のそれら( $-0.012$ 及び $0.021$ )と比べて、バイアスは $1/5$ 以下、標準誤差は $1/2$ 以下となっている。

なお、特にAVHRRにおけるこうした放射率下限値の選び方の問題に対しては、最初に簡単な土地被覆分類を行い、分類項目ごとに放射率下限値の異なるEMC/WVD推定式を適用する方法が有効かも知れない。また、上述のように、ASTERの場合はEMC/WVD法の精度は地表被覆物質にあまり依存しないが、放射率下限値についてはやはり実データに基づいてチューニングする必要があるだろう。

### (3) 植生放射率に基づく比較評価

植生については、前述の水域のように室内測定放射率を真値と仮定することは難しい。その理由は、植生の場合には空間密度や表面形状、植生の種類の違いなどによって放射率が異なるためである。しかしながら、一般には密な植生域の放射率は多重散乱効果により近似的に黒体に近い性質を持つことが知られていることから、ここでは陸域上での手法の比較検証を行うため、Fig. 67で植生と判定された画素が密な植生域であると考え、さらにCh.4の放射率として一律0.97を仮定して、前述の水域と同様の手順によって検証を行った。この0.97という数値に誤差があると、これを用いて得られるCh.5の放射率にも誤差が派生するが、対象とする各画素が密な植生域であるならば、Ch.5の放射率に派生する誤差はバイアス的で、

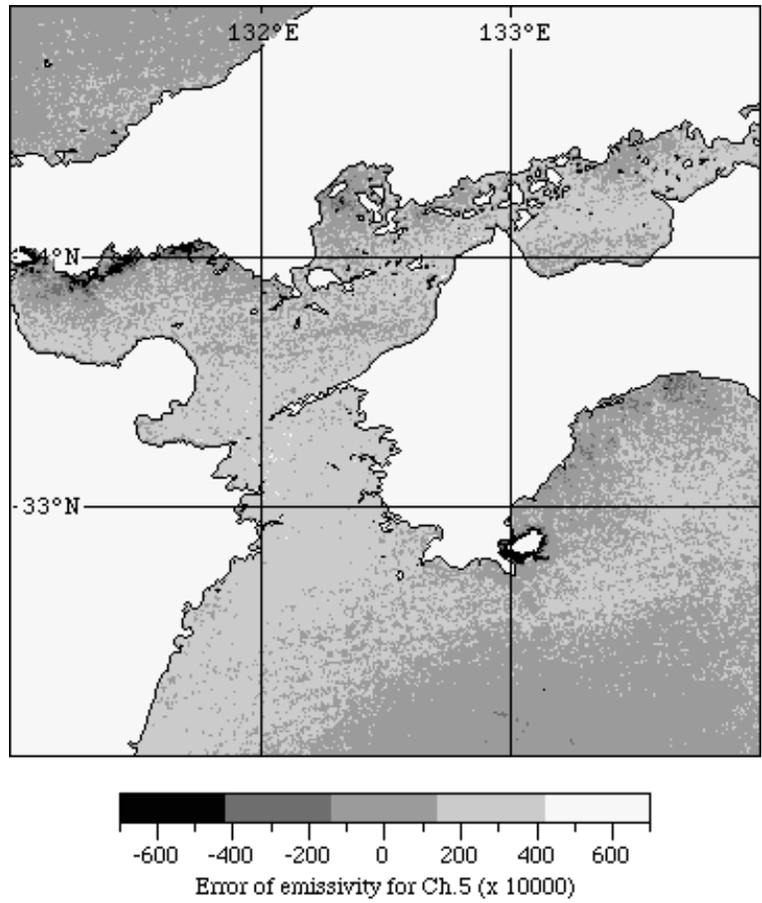


Figure 70: Error map of the sea surface emissivity at channel 5 derived from the WVS method. The truth is the laboratory emissivity for sea water ( $= 0.9859$ ).

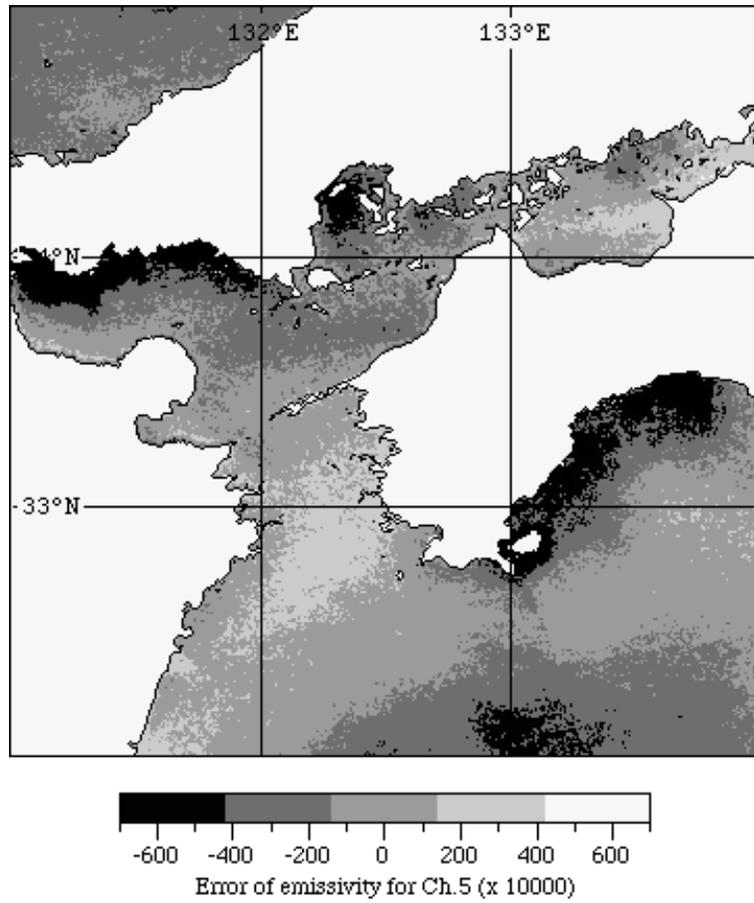


Figure 71: Error map of the sea surface emissivity at channel 5 derived from the normal method. The truth is the laboratory emissivity for sea water (= 0.9859).

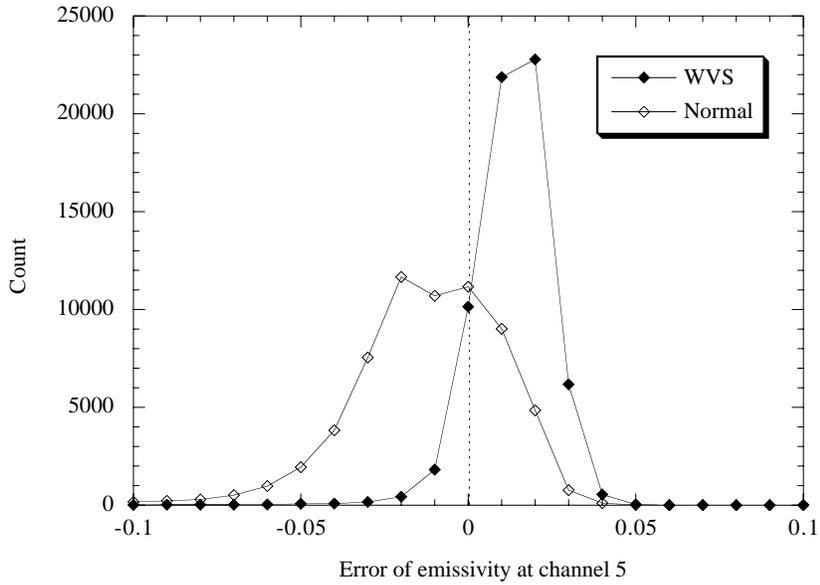


Figure 72: Frequency distribution of the error of the sea surface emissivity at channel 5 derived from the WVS and the normal methods. The EMC/WVD equation for the lower limit of emissivity of 0.95 was used.

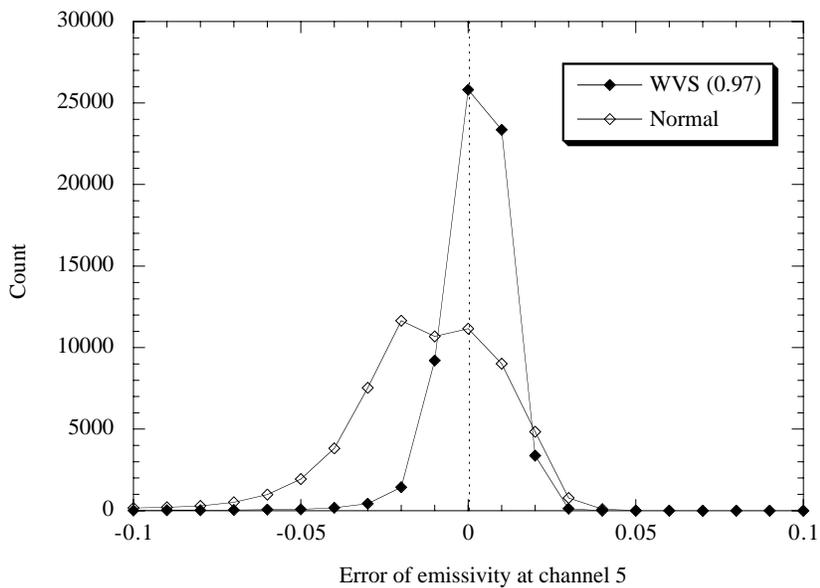


Figure 73: Frequency distribution of the error of the sea surface emissivity at channel 5 derived from the WVS and the normal methods. The EMC/WVD equation for the lower limit of emissivity of 0.97 was used.

ばらつきはそれほど大きくなるものと考えられる。

Fig. 74 及び Fig. 75 は、それぞれ WVS 法及び従来手法による結果 (Ch.5 の放射率) である。植生以外の画素は白抜きしてある。両図を比較すると、WVS 法による放射率の方が従来手法による放射率より空間的ばらつきがやや小さいように見受けられる。これをより明確に示すため、Ch.5 の放射率の度数分布を示したものが Fig. 76 である。同図より、明らかに WVS 法の方が Ch.5 の放射率のばらつきが小さいことが分かる。このように、Ch.5 の放射率のばらつきが一方の手法のみでより大きく表れていることは、従来手法側に大気補正誤差が多く含まれていることを示していると考えるのが妥当である。また分布のピークに注目すると、WVS 法では Ch.4 の放射率値 (= 0.97) に極めて近いのに対し、従来手法ではそれより小さい側にややずれている。このように、WVS 法において Ch.4 と Ch.5 の放射率が近い値を持ったことは、Ch.4 の放射率として与えた 0.97 という値が妥当であったことを示している。なお、Ch.5 の放射率の平均値及び標準偏差は、WVS 法がそれぞれ 0.9683 及び 0.0108、従来手法がそれぞれ 0.9540 及び 0.0183 である。前述の海面放射率に基づく検証と同様に、陸上においても WVS 法の標準誤差は従来手法の 1/2 程度となっている。

## 7.5 まとめ

全球解析データの高精度化に基づく実用的な大気補正アルゴリズムとして WVS 法を提案した。この手法は、シーン内に最低 1 個の灰色画素があれば全球解析データの精度を改善でき、また、仮に灰色画素が全く無い場合でもオリジナルの全球解析データに基づく大気補正が可能であるため、全球の定常処理システムに実装可能な極めて高い適用性を持つ手法である。

シミュレーションに基づいて WVS 法と従来手法 (全球解析データに基づく単バンドアルゴリズム) の比較評価を行った結果では、WVS 法の精度はラジオゾンデデータに基づく単バンドアルゴリズムの精度と同等もしくはそれ以上であり、将来型サウンダ (EOS-PM/AIRS や METOP/IASI) に基づく単バンドアルゴリズムの精度より高いことが示された。また、本手法は水蒸気プロファイルのバイアス誤差を除去することを目的に設計されたが、気温プロファイルのバイアス誤差も同様に除去する効果があり、またバイアス以外の誤差にも対応できることが示された。さらに、豊後水道付近を中心とする緯経度  $3^{\circ}$  四方の AVHRR データを用いた検証結果では、従来手法が大きな誤差を生じた雲の縁辺部などにおいても WVS 法は良い精度を維持し、海面放射率に基づく評価では、従来手法と比べてバイアス誤差が 1/5 以下、標準誤差が 1/2 以下であった。また、密な植生域を用いた陸上での比較検証においても海上と同様の結果が得

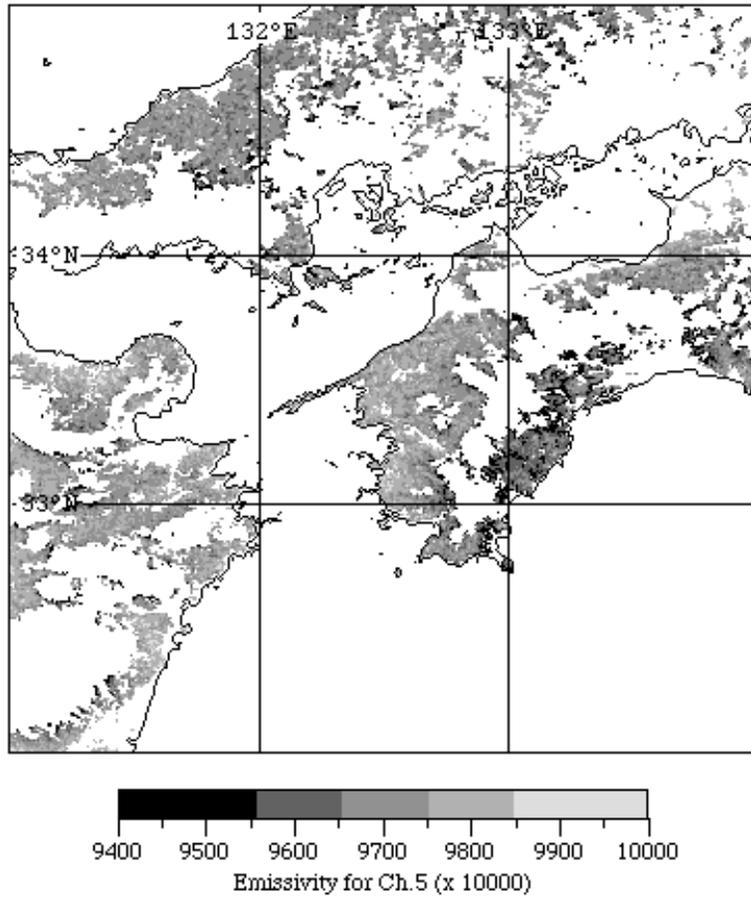


Figure 74: Emissivity at channel 5 of vegetation surfaces derived from the WVS method. Emissivity at channel 4 of vegetation surfaces was assumed to be 0.97.

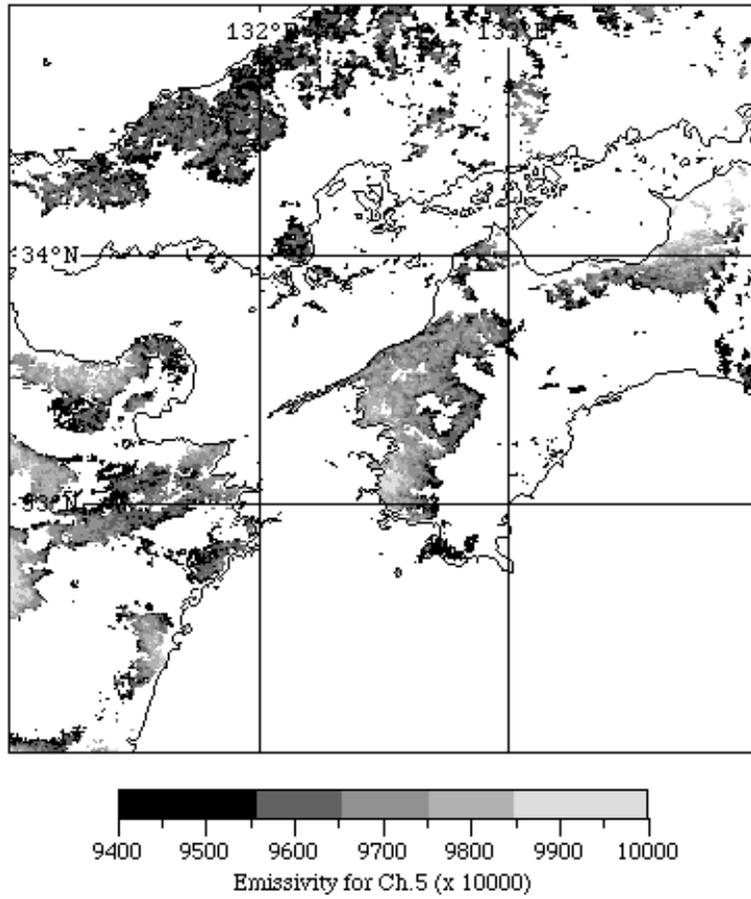


Figure 75: Emissivity at channel 5 of vegetation surfaces derived from the normal method. Emissivity at channel 4 of vegetation surfaces was assumed to be 0.97.

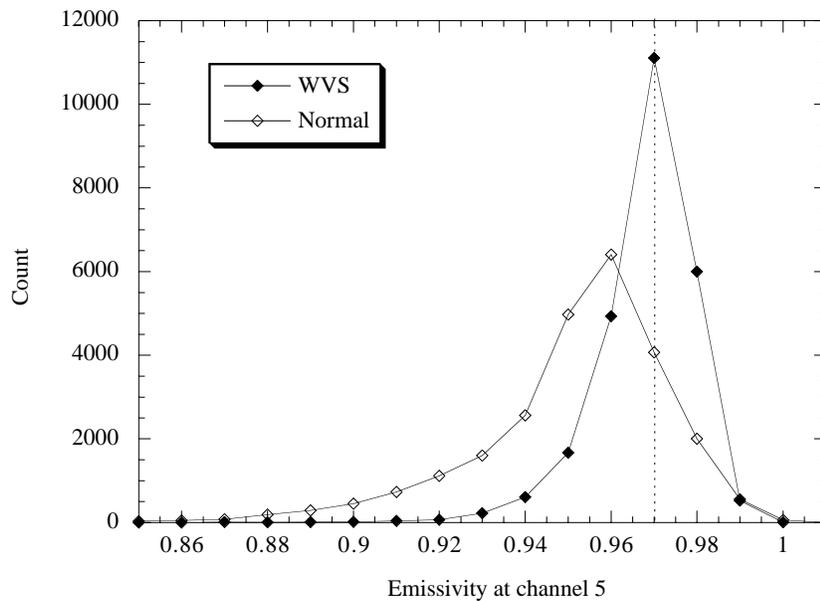


Figure 76: Frequency distribution of the emissivity at channel 5 of vegetation surfaces derived from the WVS and the normal methods. Emissivity at channel 4 of vegetation surfaces was assumed to be 0.97. The EMC/WVD equation for the lower limit of emissivity of 0.95 was used.

られた。

なお、上では WVS 法の精度はラジオゾンデデータに基づく単バンドアルゴリズムの精度と同等もしくはそれ以上と述べたが、これはラジオゾンデの観測精度を根拠にしている。本論中には延べてないが、WVS 法は熱赤外データ自身を大気補正に使うため、除去される大気効果は各画素の観測光路内の大気分子による効果に時間的・幾何的に完全に一致しているのに対し、ラジオゾンデの場合は、各画素の観測光路に沿ったプロファイル観測を衛星観測に同期して瞬時に行うことは到底できるものではない。このように、大気補正における「光路の完全一致性」と「完全同期性」という点からも、WVS 法の有効性を述べる事ができる。

以上を総合して、本章で提案した WVS 法は極めて実用的な手法であると結論付けることができる。

## 8 結論

本論文は、熱赤外マルチスペクトルセンサによる陸域観測データのための実用的な大気補正アルゴリズムを開発することを目的とした。

まず、従来のアルゴリズムの中で最も実用的である全球解析データに基づく単バンドアルゴリズムについて、シミュレーションモデル及び日本周辺の AVHRR データに基づく検証を行った。シミュレーションモデルに基づく検証では、気温及び水蒸気の各プロファイル誤差の典型値に注目し、水蒸気のプロファイル誤差が大気補正における主たる誤差因子となり得ることを示した。また、AVHRR データに基づく検証では、霞ヶ浦におけるフィールド実験に基づく検証、衛星直下画素に基づく検証、GPS 可降水量データに基づく検証を行った。それらの結果からは、AVHRR/Ch.4 において、日本の夏場でおよそ  $\pm 1$  程度、冬場でおよそ  $\pm 0.5$  程度の大気補正精度が得られたが、水蒸気吸収、特に連続吸収が大きい Ch.5 では Ch.4 より精度がかなり悪いことを示し、こうした大気補正精度のチャンネル依存性が地表のスペクトル解析に大きな影響を及ぼす可能性を指摘した。更に、全球解析データの時空間分解能以下の局所的な気象現象によって大気補正誤差を生じることや、雲の少々の混入により大きな負の残差を生じること示した。また、定常気象観測点が希薄な南半球では今回の結果より精度が更に悪くなる可能性も述べた。

次に、放射率の不確定性を考慮した陸域観測のための差分吸収アルゴリズムの開発を行った。最初に導入した EMC 法は観測輝度温度のチャンネル間の線形和によって地上レベルの地表輝度温度を推定する手法であり、MC 法に比べて放射率の不確定性に対するロバスト性が高い特徴を持つことを示した。また、EMC 法に François らの WVD アルゴリズムを取り入れた EMC/WVD 法は、EMC 法より更に種々の誤差因子に対してロバストであり、放射率が不確実な条件下でも高精度に地上レベルの地表輝度温度を推定可能であることを示した。一般に ASTER / TIR は ( 1 ) 大気透過性の良い波長帯に各チャンネルが配置されている ( 2 ) NE $\Delta$ T が 0.3K とやや大きい ( 3 ) 一部のチャンネルがオゾン吸収帯に位置している、などから差分吸収アルゴリズムが適さないと言われているが、例えば水蒸気量が  $\pm 1 \text{ g/cm}^2$  以内の精度で利用可能な条件下において ASTER/Ch.12 に対して EMC/WVD 法を用いた場合、最小放射率が 0.95 以上の物質のみに適用する場合は 0.81K、全ての地表被覆物質に適用する場合は 0.92K の RMSE で地上レベルの地表輝度温度を推定可能であり、十分に実用レベルの精度が得られることを示した。但し、地上レベルの地表輝度温度は LST と共に放射率及び天空輝度の関数であるため、EMC/WVD 法を利用して LST を得るためにはこれらのパラメータの分離が必要であること、また EMC/WVD 法の精度はチャンネル間で大きく異なること、などの問題点も指摘した。

次に提案した GP 法は、観測シーンを複数の小領域に区切った後、各領域内の灰色画素を抽出して EMC 法あるいは EMC/WVD 法を適用し、地表放射輝度と観測放射輝度の間で回帰を取ることによって各領域ごとの透過率及び光路輝度を推定すると共に、透過率及び光路輝度の各推定値に基づいて天空輝度を回帰推定する手法である。EMC 法を使う場合には外部の大気データや標高データを必要としない自己推定型アルゴリズムであるというメリットがあり、また EMC/WVD 法を使う場合も総水蒸気量の概算値さえあれば大気効果パラメータの推定が可能で、精度的には EMC 法を使う場合より有利である。但し、灰色画素における LST の標準偏差が 2K 未満のケースでは誤差が大きくなるため、水域のように LST の空間変動が小さい灰色画素カテゴリーに対しては他のカテゴリー（植生等）と組み合わせて LST のばらつきを大きく取る必要がある。また、原理的に小領域内で大気効果パラメータが不均質なケースでは誤差を生じるが、例えば 2 つの標高が存在するケースでは、温暖湿潤大気では透過率を overestimate、寒冷乾燥大気では透過率を underestimate する傾向があることが示された。また、抽出した灰色画素の中に非灰色画素がわずか 5%程度混入するケースでも実用精度に達しない可能性があるため、前処理である灰色画素の抽出処理は正確に行う必要がある。以上より、GP 法は自己推定型であるというメリットを持つ反面、上記のような精度低下を引き起こす幾つかの要因により、全球対応の定常処理システムへの実装には向いていない。

以上のような成果を受けて最後に開発した手法は、全球解析データの高精度化に基づく大気補正アルゴリズム - WVS 法 - である。この手法は、上記の各手法と数値予報における最適内挿法を組み合わせた手法で、シーン内に最低 1 個の灰色画素があれば全球解析データの精度を改善でき、また、仮に灰色画素が全く無い場合でもオリジナルの全球解析データに基づく大気補正が可能であるため、全球の定常処理システムに実装可能な極めて高い適用性を持つ。また、同時に提案した高速計算アルゴリズムにより、実用時間で処理を実行できる。精度においては、水蒸気プロファイルの系統誤差ばかりでなく、気温プロファイルの系統誤差も同様に大きく低減する効果が認められ、従来手法（全球解析データに基づく単バンドアルゴリズム）よりもこれらの誤差に対する感度が極めて小さいことが示された。そして、その精度は、水蒸気プロファイルが数%程度の精度で利用可能なケースにほぼ匹敵し、これはラジオゾンデによる同期観測データを使用する場合と同等もしくはそれを上回る精度で、将来型サウンダの観測データを使用する場合よりも精度が高いものである。プロファイル形状が全く異なるケースに対しても、多少の精度の低下はあるものの、従来手法に比べて極めて高い精度を持つことが示された。また、AVHRR データを利用した検証では、従来手法が大きな誤差を生じるケースに対しても WVS 法は良い精度を維持し、海面放射率に基づく評価では前者の手法と比べてバイアス誤差が  $1/5$  以下、標準誤差が  $1/2$  以下であり、植生放射率に基

づく評価でも同様の結果が得られた。更に、WVS 法には「光路の完全一致性」と「完全同期性」という大気補正アルゴリズムに有利な2つの特徴も持っている。

以上を総合して、本論文で開発した WVS 法は、陸域における熱赤外マルチスペクトルデータの実用的な大気補正アルゴリズムであると結論付けることができる。

## 謝辞

本研究を進めるに際して東京大学大学院工学系研究科の六川修一助教授には多大なる御指導及び御鞭撻を賜った。また、第4章及び第7章で使用した AVHRR データの一部について、御提供を賜った。

ASTER サイエンスチーム会議の場では、本論文を執筆するに当たって様々な御助言を頂いた。特に、NASA/JPL の F. Palluconi 氏、アリゾナ大学の K. Thome 氏、佐賀大学の新井康平氏、元気象研究所の高島勉氏、長崎大学の森山雅雄氏、東京工業大学の松永恒雄氏、地質調査所の土田聡氏、カリフォルニア大学サンタバーバラ校の Z. Wan 氏などの諸氏には多くの有意義な御助言を頂いた。

本論文の全般で使用したスペクトルライブラリは元米国ジョーンズホプキンス大学の J. Salisbury 氏より御提供を賜った。また、ASTER の応答関数は ASTER サイエンスチームを通じて富士通（株）より御提供頂いたプレフライトモデル測定データを使用した。

第4章で使用した AVHRR データの一部は環境庁国立環境研究所情報解析室の御厚意により、GPS 連続観測システムデータは国土地理院測地観測センターの御厚意により御提供を賜った。また、霞ヶ浦におけるフィールド実験は ASTER プロジェクトの一部として実施され、(財) 資源・環境観測解析センターには多大なる御支援を賜った。同センター調査研究部の町田晶一元研究員、土肥直之研究員、東京大学大学院生の作野裕司氏、茨城大学学生諸氏には同実験データ取得時に甚大なる御支援を頂いた。また、GPS 可降水量の計算については、筑波大学大学院生の佐々木太一氏より有意義な情報を頂いた。

以上の各位に対し、ここに深甚なる感謝の意を表する次第である。

## 参考文献

- [1] Asrar, G., and R. Greenstone, 1995 MTPE/EOS reference handbook, NASA/Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, 277p, 1995.
- [2] Sellers, P. J., F. G. Hall, G. Asrar, D. E. Strelbel, and R. E. Murphy, The first ISLSCP Field Experiment (FIFE), *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, Vol.69, No.1, pp.22-27, 1988.
- [3] Schmugge, T. J., W. P. Kustas, and K. S. Humes, Monitoring land surface fluxes using ASTER observations, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, Vol.36, No.5, pp.1421-1430, 1998.
- [4] 中根和郎, 幾志新吉, NOAA AVHRR の GAC データを用いたアジア各地の月平均気温の推定, 日本リモートセンシング学会誌, Vol.13, No.1, pp.14-26, 1993.
- [5] Shinha, A., Relative influence of lapse rate and water vapor on the greenhouse effect, *J. Geophys. Res.*, Vol.100, No.D3, pp.5095-5103, 1995.
- [6] Zhang, L., R. Lemeur, and J. P. Goutorbe, A one-layer resistance model for estimation regional evapotranspiration using remote sensing data, in *Agricul. and Forest Meteorol.*, Vol.77, pp.241-261, 1995.
- [7] 金子大二郎, 日野幹雄, TM と国土数値情報を用いた海風による地表温度低下効果の解析, 日本リモートセンシング学会誌, Vol.13, No.3, pp.1-14, 1993.
- [8] 近藤昭彦, 菅野洋光, 三上岳彦, ランドサット TM 夜間熱映像と DTM の重ね合わせによる斜面温暖帯の解析, 日本リモートセンシング学会誌, Vol.12, No.2, pp.33-42, 1992.
- [9] 近藤昭彦, 栗原昭子, 三上岳彦, ランドサットデータによる関東平野の諸都市のヒートアイランド強度の解析, 日本リモートセンシング学会誌, Vol.13, No.2, pp.32-42, 1993.
- [10] 浦井稔, 磯部一洋, 夜間ランドサットデータによる雲仙火山の表面温度の推移, 日本リモートセンシング学会誌, Vol.15, No.1, pp.3-15, 1995.
- [11] 堀口郁夫, 劉大力, 谷宏, 町村尚, NOAA/AVHRR データによる森林火災地の植生指数と地表面温度による回復状況の解析, 日本リモートセンシング学会誌, Vol.14, No.2, pp.14-23, 1994.
- [12] 金子大二郎, 日野幹雄, 蒸発散に伴う森林温度の低下に関する TM による実態把握, 日本リモートセンシング学会誌, Vol.13, No.1, pp.1-13, 1993.
- [13] 川村政和, 山口靖, 宮城県鬼首地域における赤外線熱映像調査 地熱探査技術試験等検証調査栗駒地域, 物理探鉱, Vol.35, No.6, pp.13-29, 1982.

- [14] Watson, K., Regional thermal-inertia mapping from an experimental satellite, *Geophys.*, Vol.47, No.12, pp.1681-1687, 1982.
- [15] 梅干野晃, 飯野秋成, ひとまとまりの面積ごとにみた都市緑被の放射温度分布の実態, 日本リモートセンシング学会第 17 回学術講演会論文集, pp.9-10, 1994.
- [16] Dozier, J., and Z. Wan, Development of practical multiband algorithms for estimating land-surface temperature from EOS/MODIS data, *Adv. Space Res.*, Vol.14, No.3, pp.381-390, 1994.
- [17] Prabhakara, C, G. Dalu, and V. G. Kunde, Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11- to 13- $\mu\text{m}$  window region, *J. Geophys. Res.*, Vol.79, No.33, pp.5039-5044, 1974.
- [18] Deschamps, P. Y., and T. Phulpin, Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11 and 12 $\mu\text{m}$ , *Bound. Layer Met.*, Vol.18, pp.131-143, 1980.
- [19] Becker, F., The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite, *Int. J. Remote Sens.*, Vol.8, No.10, pp.1509-1522, 1987.
- [20] Oettle, C., D. Vidal-Madjar, Estimation of land surface temperature with NOAA9 data, *Remote Sens. Environ.*, Vol.40, pp.27-41, 1992.
- [21] Becker, F., and Z.-L. Li, Towards a local split window method over land surfaces, *Int. J. Remote Sens.*, Vol.11, No.3, pp.369-393, 1990.
- [22] Sobrino, J. A., C. Coll, and V. Caselles, Atmospheric correction for land surface temperature using NOAA-11AVHRR channels 4 and 5, *Remote Sens. Environ.*, Vol.38, pp.19-34, 1991.
- [23] Vidal, A., Atmospheric and emissivity correction of land surface temperature measured from satellite using ground measurements or satellite data, *Int. J. Remote Sens.*, Vol.12, No.12, pp.2449-2460, 1991.
- [24] Kerr, Y. H., J. P. Lagouarde, and J. Imbernon, Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with use of an improved split window algorithm, *Remote Sens. Environ.*, Vol.41, pp.197-209, 1992.
- [25] Coll, C., V. Caselles, J. A. Sobrino, and E. Valor, On the atmospheric dependence of the split-window equation for land surface temperature, *Int. J. Remote Sens.*, Vol.15, No.1, pp.105-122, 1994.
- [26] Sobrino, J. A., Z. L. Li, M. P. Stoll, and F. Becker, Improvements in the split-window technique for land surface temperature determination, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, Vol.32, No.2, pp.243-253, 1994.

- [27] Wan, Z., and J. Dozier, A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, Vol.34, No.4, pp.892-905, 1996.
- [28] Salisbury, J. W., and D. M. D'Aria, Infrared (8-14 $\mu$ m) remote sensing of soil particle size, *Remote Sens. Environ.*, Vol.42, No.2, pp.157-165, 1992.
- [29] 浦井稔, 松永恒雄, 石井武政, 中国モウズ砂漠で採取された砂丘砂の土壤水分量と熱赤外域分光放射率との関係, *日本リモートセンシング学会誌*, Vol.17, No.4, pp.14-23, 1997.
- [30] McMillin, L. M., Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption, *J. Geophys. Res.*, Vol.80, No.36, pp.5113-5117, 1975.
- [31] Barton, I. J., A. M. Zavody, D. M. O'Brien, D. R. Cutten, R. W. Saunders, and D. T. Llewellyn-Jones, Theoretical algorithms for satellite-derived sea surface temperatures, *J. Geophys. Res.*, Vol.94, No.D3, pp.3365-3375, 1989.
- [32] François, C., and C. Ottlé, Atmospheric corrections in the thermal infrared: global and water vapor dependent split-window algorithms - applications to ATSR and AVHRR data, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, Vol.34, No.2, pp.457-470, 1996.
- [33] Becker, F., P. Ramanantsizehena, and M. Stoll, Angular variation of the bidirectional reflectance of bare soils in the thermal infrared band, *Appl. Opt.*, Vol.24, No.3, pp.365-375, 1985.
- [34] Kimes, D. S., and J. A. Kirchner, Directional radiometric measurements of row crop temperatures, *Int. J. Remote Sens.*, Vo.4, pp.299-311, 1983.
- [35] Li, Z.-L., and F. Becker, Feasibility of land surface temperature and emissivity determination from AVHRR data, *Remote Sens. Environ.*, Vol.43, No.1, pp.67-85, 1993.
- [36] Wan, Z., and Z.-L. Li, Physics-based algorithm for retrieving land-surface emissivity and temperature from EOS/MODIS data, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, Vol.35, No.4, pp.980-996, 1997.
- [37] Price, J. C., Land surface temperature measurements from the split window channels of the NOAA 7 Advanced Very High Resolution Radiometer, *J. Geophys. Res.*, Vol.89, No.D5, pp.7231-7237, 1984.
- [38] Hook, S. J., A. R. Gabell, A. A. Green, and P. S. Kealy, A comparison of techniques for extracting emissivity information from thermal infrared data for geologic studies, *Remote Sens. Environ.*, Vol.42, No.2, pp.123-136, 1992.

- [39] Ottlé, C. , and M. Stoll, Effect of atmospheric absorption and surface emissivity on the determination of land surface temperature from infrared satellite data, *Int. J. Remote Sens.*, Vo.14, No.10, pp.2025-2037, 1993.
- [40] Palluconi, F., G. Hoover, R. Alley, M. J. Nilsen, and T. Thompson, An atmospheric correction method for ASTER thermal radiometry over land, ASTER Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) Rev.2, 1996.
- [41] Kealy, P.S. and A.R.Gabell, Estimation of Emissivity and Temperature Using Alpha Coefficients, *in Proc. of the Second Thermal Infrared Multispectral Scanner (TIMS) Workshop*, JPL Publication 90-55, pp.11-16, 1990.
- [42] Realmuto, V. J., Separating the effects of temperature and emissivity : Emissivity spectrum normalization, *in Proc. of the Second Thermal Infrared Multispectral Scanner (TIMS) Workshop*, JPL Publication 90-55, pp.31-35, 1990.
- [43] Stoll, M., Land surface temperature and emissivity retrieval from passive remote sensing measurements, *in Proc. of the Third Thermal Infrared Multispectral Scanner (TIMS) Workshop*, JPL Publication 91-29, pp.10-13, 1991.
- [44] Kahle, A. B., and R. E. Alley, Separation of temperature and emittance in remotely sensed radiance measurements, *Remote Sens. Environ.*, Vol.42, No.2, pp.107-112, 1992.
- [45] 松永恒雄, 熱赤外分光放射率の平均及び最大, 最小値の経験的關係を用いた温度 放射率分離手法, *日本リモートセンシング学会誌*, Vol.14, No.3, pp.230-241, 1994.
- [46] Gillespie, A. R., S. Rokugawa, S. J. Hook, T. Matsunaga, and A. B. Kahle, Temperature / Emissivity separation, ASTER Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) Ver.2.0, 1995.
- [47] Barducci, A., and I. Pippi, Temperature and emissivity retrieval from remotely sensed images using the 'grey body emissivity' method, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, Vol.34, No.3, pp.681-695, 1996.
- [48] Schmugge, T., S. J. Hook, and C. Coll, Recovering surface temperature and emissivity from thermal infrared multispectral data, *Remote Sens. Environ.*, Vol.65, pp.121-131, 1998.
- [49] 気象庁, 数値予報のための衛星データ同化, 数値予報課報告-別冊第 45 号, 132p., 1999.
- [50] Kalnay, E., M. Kanamitsu, and W. E. Baker, Global numerical weather prediction at the National Meteorological Center, *Amer. Meteorol. Soc.*, Vol.71, No.10, pp.1410-1428, 1990.
- [51] 時岡達志, 山岬正紀, 佐藤信夫, 気象の数値シミュレーション, 東京大学出版会, 247p., 1993.

- [52] Lyon, R. J. P., Analysis of rocks by spectral infrared emission (8 to 25 microns), *Econ. Geol.*, Vol.60, pp.715-736, 1965.
- [53] Salisbury, J. W., L. S. Walter, and D. D'Aria, Midinfrared (2.5 to 13.5  $\mu\text{m}$ ) spectra of igneous rocks, USGS Open File Report 88-686, Reston, VA, 126pp, 1988.
- [54] Salisbury, J. W., and N. M. Milton, Thermal infrared (2.5- to 13.5- $\mu\text{m}$ ) directional hemispherical reflectance of leaves, *Photogram. Engrg. Remote Sens.*, Vol.54, No.9, pp.1301-1304, 1988.
- [55] Salisbury, J. W., and D. M. D'Aria, Emissivity of terrestrial materials in the 8-14 $\mu\text{m}$  atmospheric window, *Remote Sens. Environ.*, Vol.42, No.2, pp.83-106, 1992.
- [56] 中川一朗, 日本分光学会測定法シリーズ 16 振動分光学, 学会出版センター, 261p., 1987.
- [57] Masuda, K., T. Takashima, and Y. Takayama, Emissivity of pure and sea waters for the model sea surface in the infrared window regions, *Remote Sens. Environ.*, Vol.24, No.2, pp.313-329, 1988.
- [58] 外岡秀行, 衛藤秀章, 星仰, 二宮芳樹, 松永恒雄, 山口靖, 熱赤外域における建設材料の分光特性に関する基礎的研究, 日本リモートセンシング学会第 17 回学術講演会論文集, pp.119-120, 1994.
- [59] Dozier, J., and S. G. Warren, Effect of viewing angle on the infrared brightness temperature of snow, *Water Resources Res.*, Vol. 18, No.5, pp.1424-1434, 1982.
- [60] Labed, J., and M. P. Stoll, Angular variation of land surface spectral emissivity in the thermal infrared - Laboratory investigations on bare soils, *Int. J. Remote Sens.*, Vol.12, pp.2299-231, 1991.
- [61] Rees, W. G., and S. P. James, Angular variation of the infrared emissivity of ice and water surfaces, *Int. J. Remote Sens.*, Vol.13, No.15, pp.2873-2886, 1992.
- [62] <http://www.hitran.com/>
- [63] Anderson, G. P., F. X. Kneizys, J. H. Chetwynd, J. Wang, M. L. Hoke, L. S. Rothman, L. M. Kinball, and R. A. McClatchey, FASCODE / MODTRAN / LOWTRAN : Past/Present/Future, in *Proc. of The 18th Annual Review Conference on Atmospheric Transmission Models*, 1995.
- [64] Kneizys, F. X., E. P. Shettle, L. W. Abreu, J. H. Chetwynd, G. P. Anderson, W. O. Gallery, J. E. A. Selby, and S. A. Clough, Users guide to LOWTRAN 7, AFGL-TR-88-0177, Air Force Geophys. Lab., HANSCOM AFB, MA, 137pp, 1988.
- [65] Berk, A., L. S. Bernstein, and D. C. Robertson, MODTRAN: A moderate resolution model for LOWTRAN 7, Spectral Sciences Inc., Burlington, MA, 48pp, 1989.

- [66] Vermote, E., D. Tanre, J. L. Deuze, M. Herman, and J. J. Morcrette, Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6S), 6S User Guide Ver. 1.7.
- [67] Wang, J., G. P. Anderson, H. E. Revercomb, and R. O. Knuteson, Validation of FASCODE3 and MODTRAN3: Comparison of model calculations with ground-based and airborne interferometer observations under clear-sky conditions, *Appl. Opt.*, Vol.35, No.30, pp.6028-6040, 1996.
- [68] Wiscombe, W. J., and J. W. Evans, Exponential-sum fitting of radiative transmission functions, *J. Comput. Phys.*, Vol.24, No.,4, pp.416-444, 1977.
- [69] Thome, K., B. Markham, P. Slater, and S. Biggar, Radiometric calibration of Landsat, *Photogram. Engrg. Remote Sens.*, Vol.63, No.7, pp.853-858, 1997.
- [70] Mika, A. M., Three decades of Landsat instruments, *Photogram. Engrg. Remote Sens.*, Vol.63, No.7, pp.839-852, 1997.
- [71] 藤定広幸, ASTER センサシステムの概要, 日本リモートセンシング学会誌, Vol.15, No.2, pp.8-15, 1995.
- [72] Thome, K., K. Arai, S. Hook, H. Kieffer, H. Lang, T. Matsunaga, A. Ono, F. Palluconi, H. Sakuma, P. Slater, T. Takashima, H. Tonooka, S. Tsuchida, R. M. Welch, and E. Zalewski, ASTER preflight and inflight calibration and the validation of level 2 products, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, Vol.33, No.4, pp.1161-1172, 1998.
- [73] Kidwell, K. B., NOAA polar orbiter data users guide, U.S. Government Printing Office: 1995-630-673, 1995.
- [74] 気象衛星センター, TOVS データ処理システムの解説, 気象衛星センター技術報告特別号, 156p., 1983.
- [75] Mutlow, C., ATSR-1/2 User Guide, 27p., 1998.
- [76] Barbieri, R., Draft of the MODIS level 1B algorithm theoretical basis document ver. 2.0 (ATBMOD-01), 70p., 1997.
- [77] <http://ltpwww.gsfc.nasa.gov/MODIS/MODIS.html>.
- [78] Kahle, A. B., and L. C. Rowan, Evaluation of multispectral middle infrared aircraft images for lithologic mapping in the East Tintic Mountains, Utah, *Geology*, Vol.8, pp.234-239, 1980.
- [79] Palluconi, F. D., and G. R. Meeks, Thermal Infrared Multispectral Scanner (TIMS): an investigator's guide to TIMS data, JPL Publication 85-32, 1985.
- [80] <http://ltpwww.gsfc.nasa.gov/MAS/Home.html>.

- [81] <http://masterweb.jpl.nasa.gov/>.
- [82] Becker, F., and Z.-L. Li, Temperature-independent spectral indices in thermal infrared bands, *Remote Sens. Environ.*, Vol.32, pp.17-33, 1990.
- [83] Anding, D., and Kauth, R., Estimation of sea surface temperature from space, *Remote Sens. Environ.*, Vol.1, pp.217-220, 1970.
- [84] Saunders, P. M., Aerial measurement of sea surface temperature in the infrared, *J. Geophys. Res.*, Vol.72, p.4109-4117, 1967.
- [85] 横山隆三, 丹波澄雄, 渡辺孝志, Split Window 法による海表面温度推定式の係数項の性質について, 日本リモートセンシング学会誌, Vol.12, No.3, pp.21-27, 1992.
- [86] Sobrino, J. A., Z.-L. Li, and M. P. Stoll, Impact of the atmospheric transmittance and total water vapor content in the algorithms for estimating satellite sea surface temperature, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, Vol.31, No.5, pp.946-952, 1993.
- [87] Strong, A. E., Monitoring El Chichón aerosol distribution using NOAA-7 satellite AVHRR sea surface temperature observations, *Geofisica Intl.*, Vol.23, No.2, pp.129-141, 1984.
- [88] Walton, C., Satellite measurement of sea surface temperature in the presence of volcanic aerosols, *J. Climate Appl. Meteorol.*, Vol.24, No.6, pp.501-507, 1985.
- [89] Weinreb, P. M., G. Hamilton, and S. Brown, Nonlinearity corrections in calibration of Advanced Very High Resolution Radiometer infrared channels, *J. Geophys. Res.*, Vol.95, No.C5, pp.7381-7388, 1990.
- [90] Minnett, P. J., The regional optimization of infrared measurements of sea surface temperature from space, *J. Geophys. Res.*, Vol.95, pp.13497-13510, 1990.
- [91] Harris, A. R. , and I. M. Mason, An extension to the split-window technique giving improved atmospheric correction and total water vapour, *Int. J. Remote Sens.*, Vol.13, No.5, pp.881-892, 1992.
- [92] Yu, Y., and I. J. Barton, A non-regression-coefficients method of sea surface temperature retrieval from space, *Int. J. Remote Sens.*, Vol.15, No.6, pp.1189-1206, 1994.
- [93] Walton, C. C., Nonlinear multichannel algorithm for estimating sea surface temperature with AVHRR satellite data, *J. Appl. Meteor.*, Vol.27, pp.115-124, 1988.

- [94] Chédin, A., N. A. Scott, C. Wahiche, and P. Moulinier, The improved initialization inversion method: A high resolution physical method for temperature retrievals from TIROS-N series, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, Vol.24, pp.128-143, 1985.
- [95] Jedlovec, G. J., Precipitable water estimation from high-resolution split window radiance measurements, *J. Appl. Meteorol.*, Vol.29, pp.863-877, 1990.
- [96] Ulivieri, C. and G. Cannizzaro, Land surface temperature retrievals from satellite measurements, *Acta Astronautica*, Vol.12, No.12, pp.997-985, 1985.
- [97] Prata, A. J., and C. M. R. Platt, Land surface temperature measurements from the AVHRR, in *Proc. of 5th AVHRR Data Users Conference*, June 25-28, Tromso, Norway, EUM P09, pp.433-438, 1991.
- [98] Ulivieri, C., M. M. Castronuovo, FR. rancioni, and A. Cardillo, A split window algorithm for estimating land surface temperature from satellites, *Adv. Space Res.*, Vol.14, No.3, pp.59-65, 1994.
- [99] Wan, Z., and W. Snyder, MODIS Land-Surface Temperature Algorithm Theoretical Basis Document (LST ATBD) (Version 3.2), NAS5-31370, 75p., 1996.
- [100] NGDC/WDC/MGG-ETOPO5 Documentation, <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo5.HTML>.
- [101] U.S. Geological Survey, GTOPO30 Documentation, Sioux Falls, SD, U.S. Geological Survey, EROS Data Center, <http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/README.html>, 1997.
- [102] NCEP/NCAR CDAS, Reanalysis Project Home Page, <http://wesley.wwb.noaa.gov/reanalysis.html>.
- [103] 外岡秀行, 六川修一, 地表面物質の分光放射率に見られる線形性と温度・放射率分離手法, 日本リモートセンシング学会第 15 回学術講演会論文集, pp.169-172, 1993.
- [104] 国立天文台編, 理科年表 (第 71 冊), 丸善, 1998.
- [105] Experimental web site of Suranjana Saha at the Global Modeling Branch, EMC, NCEP, USA, <http://lnx40.wwb.noaa.gov/>.
- [106] 外岡秀行, 六川修一, 石井吉徳, 温度・放射率分離手法における大気補正誤差の影響評価とその低減手法, 日本リモートセンシング学会誌, Vol.13, No.2, pp.33-43, 1993.
- [107] Barton, I. J., Satellite-derived sea surface temperatures: Current status, *J. Geophys. Res.*, Vol.100, No.C5, pp.8777-8790, 1995.

- [108] Yokoyama, R., and S. Tanba, Estimation of sea surface temperature via AVHRR of NOAA-9 - comparison with fixed buoy data, *Int. J. Remote Sens.*, Vol.12, No.12, pp.2513-2528, 1991.
- [109] Sakaida, F., and H. Kawamura, Estimation of sea surface temperatures around Japan using the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) /NOAA-11, *J. Oceanogr.*, Vol.48, pp.179-192, 1992.
- [110] 丹波澄雄, 深澤昌彦, 横山隆三, 海表面鉛直温度観測システムデータに基づいた衛星海表面温度の精度検証, 第 22 回日本リモートセンシング学会学術講演会論文集, pp.39-42, 1997.
- [111] 鳥羽良明編, 大気・海洋の相互作用, 東京大学出版会, 336p, 1996.
- [112] 丹波澄雄, 相馬孝志, 渡辺孝志, 横山隆三, Split Window Function による海表面温度推定誤差と気象・海象条件, 日本リモートセンシング学会誌, Vol.11, No.4, pp.21-32, 1991.
- [113] Bevis, M., S. Businger, T. A. Herring, C. Rocken, R. A. Anthes, and R. H. Ware, GPS meteorology: remote sensing of atmospheric water vapor using the global positioning system, *J. Geophys. Res.*, Vol.97, No.D14, pp.15787-15801, 1992.
- [114] 畑中, 辻, 市川, 木股, 萬納寺, 野村, 青梨, 柴田, 内藤, 第 1 回 GPS 気象学ワークショップ報告, 天気, Vol.43, pp.181-186, 1996.
- [115] 万納寺信崇, 国土地理院 SINEX ファイルから可降水量を計算する方法, [http://db00.cr.chiba-u.ac.jp/gps\\_met/GpsHome.j.html](http://db00.cr.chiba-u.ac.jp/gps_met/GpsHome.j.html), 1998.
- [116] 大谷竜, 辻宏道, 萬納寺信崇, 瀬川爾朗, 内藤勲夫, 国土地理院 GPS 観測網から推定された可降水量, 天気, Vol.44, pp.317-325, 1997.
- [117] 有山俊朗, 六川修一, レーウィンゾンデに基づく日本の大気モデルの作成と ASTER TIR の大気補正における水蒸気量プロファイルの影響評価, 日本リモートセンシング学会誌, Vol.15, No.3, pp.2-15, 1995.
- [118] 清水喜允, 数値予報(下) 客観解析法, 気象研究ノート, 134号, pp.251-272, 1978.
- [119] 増田善信, 気象学のプロムナード3 数値予報, 東京堂出版, 1981.
- [120] Running, S. W., C. Justice, V. Salomonson, D. Hall, J. Barker, Y. Kaufman, A. Strahler, A. Huete, J.-P. Muller, V. Vanderbilt, Z. Wan, and P. Teillet, Terrestrial remote sensing science and algorithms planned for EOS/MODIS, *Int. J. Remote Sens.*, Vol.15, No.17, pp.3587-3620, 1994.
- [121] Kneizys, F. X., L. W. Abreu, G. P. Anderson, J. H. Chetwynd, E. P. Shettle, A. Berk, L. S. Bernstein, D. C. Robertson, P. Acharya, L. S. Rothman, J. E. A. Selby, W. O. Gallery, and S. A.

Clough, The MODTRAN 2/3 report and LOWTRAN 7 model, Phillips Laboratory, Geophysics Directorate: F19628-91-C-0132, 1996.

[122] Huang, F., Description of NOAA/NMC gridded data products, [http://spsosun.gsfc.nasa.gov/nmc\\_rev4.html](http://spsosun.gsfc.nasa.gov/nmc_rev4.html), 1995.

[123] <ftp://nic.fb4.noaa.gov/pub/fnl/fnl.inventory>.

[124] WMO, Guide to GRIB, <http://www.wmo.ch/web/www/reports/Guide-binary-2.html>.

[125] Spectral ratio method for measuring emissivity, *Remote Sens. Environ.*, Vol.42, No.2, pp.113-116, 1992.

[126] AIUB Bernese GPS Software Page, <http://www.cx.unibe.ch/aiub/bernese.html>.

[127] GPS MET/JAPAN DATABASE, <http://133.82.233.178/gpsmet/>.

#### その他、第2章で引用した文献

Nicodemus, F. E., Directional reflectance and emissivity of an opaque surface, *Appl. Optics.*, Vol.4, No.7, pp.767-774, 1965.

会田勝, 大気と放射過程, 東京堂出版., 1982.

小倉義光, 一般気象学, 東京大学出版会, 1984.

櫛田孝司, 光物性物理学, 朝倉書店, 1991.

工藤恵栄, 分光の基礎と方法, オーム社, 1985.

近藤純正編著, 水環境の気象学 地表面の水収支・熱収支, 朝倉書店, 1994.

(財) 資源・環境観測解析センター編・発行, 新編リモートセンシング用語辞典, 1996.

高木幹雄, 下田陽久監修, 画像解析ハンドブック, 東京大学出版会, 1991.

土屋清編著, リモートセンシング概論, 朝倉書店, 1990.

物理学辞典編集委員会編, 物理学辞典, 培風館, 1992.

## 略語

**AATSR** Advanced Along Track Scanning Radiometer

**AFRL** Air Force Research Laboratory

**AIRS** Atmospheric Infrared Sounder

**AMeDAS** Automated Meteorological Data Acquisition System

**ARC** Ames Research Center

**ASTER** Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer

**ATBD** Algorithm Theoretical Basis Document

**ATOVs** Advanced TOVS

**ATSR** Along Track Scanning Radiometer

**AVHRR** Advanced Very High Resolution Radiometer

**AVIRIS** Airborne Visible InfraRed Imaging Spectrometer

**BRDF** Bidirectional Reflection Distribution Function

**CDAS** Climate Data Assimilation System

**COADS** Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set

**CPSST** Cross Product SST

**DEM** Digital Elevation Model

**DN** Digital Number

**DVF** Double Variable Function

**ECMWF** European Centre for Medium Range Weather Forecasts

**EMC** Environmental Modeling Center

**EMC** Extended Multichannel

**EMC/WVD** Extended Multichannel / Water Vapor Dependent

**ENVISAT** Environmental Satellite

**EOS** Earth Observing System

**EOS-PM** Earth Observing System - Post Meridiem

**ERS** European Remote Sensing Satellite

**ESA** European Space Agency

**ETM+** Enhanced Thematic Mapper Plus

**ETOPO5** Earth Topographic Five Minute Grid

**EUMESAT** EUropean organization for exploitation of MEteorological SATellites

**FASCODE** Fast Atmospheric Signature Code

**FWHM** Full Width at Half Maximum

**GDAS** Global Data Assimilation System

**GENLN2** General Line-by-Line atmospheric transmittance and radiance model

**GEOS** Goddard EOS

**GP** Gray Pixel

**GPS** Global Positioning System

**GRIB** GRIdded Binary

**GTOPO30** Global Topographic Thirty Arcsecond Grid

**HIRS** High Resolution Infrared Sounder

**HITRAN** HIgh TRANsmission

**IASI** Improved Atmospheric Sounding Interferometer

**ICRCCM** InterComparison of Radiation Codes used in Climate Models

**IFOV** Instantaneous Field of View

**JPL** Jet Propulsion Laboratory

**JST** Japan Standard Time

**LANDSAT** Land Remote Sensing Satellite

**LBLRTM** Line-by-line radiative transfer model

**LBL** Line-by-Line

**LOWTRAN** Low Resolution Transmittance Code

**LST** Land Surface Temperature

**MASTER** MODIS / ASTER Airborne Simulator

**MAS** MODIS Airborne Simulator

**MC** Multichannel

**MC/WVD** Multichannel / Water Vapor Dependent

**MCSST** Multichannel SST

**MCT** Mercury Cadmium Telluride

**METOP** METeorology OPERational satellite

**MISR** Multi-Angle Imaging Spectroradiometer

**MMD** Mean and Max-Min Difference

**MODIS** Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

**MODTRAN** Moderate Resolution Transmittance Code

**MP** Multi-Pixel

**MP/GP** Multi-Pixel / Gray Pixel

**MPL** Mandatory Pressure Levels

**MP/RC** Multi-Pixel / Reference Channel

**MSU** Microwave Sounding Unit

**MTPE** Mission To Planet Earth

**NASA** National Aeronautics and Space Administration

**NCEP** National Centers for Environmental Prediction

**NDVI** Normalized Difference Vegetation Index

**NE $\Delta$ T** Noise Equivalent Delta Temperature

**NESDIS** National Environmental Satellite, Data and Information Service

**NLSST** Non-linear SST

**NOAA** National Oceanic and Atmospheric Administration

**QA** Quality Assurance

**QUAD** Quadratic

**RMSE** Root Mean Square Error

**RTC** Radiative Transfer Code

**SAGE** Stratospheric Aerosol and Gas Experiment

**SINEX** Software-INdependent EXchange format

**SST** Sea Surface Temperature

**SSC** Stennis Space Center

**SSM/I** Special Sensor Microwave / Imager

**SW** Split Window

**SWF** Split Window Function

**SWVR** Split Window Variance Ratio

**TES** Temperature and Emissivity Separation

**TE** Temperature and Emissivity

**TIGR** TOVS Initial Guess Retrieval

**TIMS** Thermal Infrared Multispectral Scanner

**TIROS** Television and InfraRed Observation Satellite

**TIR** Thermal Infrared

**TISI** Temperature-independent Spectral Index

**TMS** TM Simulator

**TM** Thematic Mapper

**TOMS** Total Ozone Mapping/Monitoring System/Spectrometer

**TOVS** TIROS Operational Vertical Sounder

**USGS** United States Geological Survey

**WMO** World Meteorological Organization

**WVD** Water Vapor Dependent

**WVS** Water Vapor Scaling

## 付録

### A.1 NCEP / GDAS とそのプロダクト

NCEP の GDAS[50],[122]-[123] は、ラジオゾンデ、航空機、船、人工衛星、地上観測所などの気象観測データの客観解析と数値予報モデルを組み合わせた典型的な 4 次元データ同化システム（現業解析モデル）であり、他の全球モデルに対して最適な初期値を提供することを目的としている。解析時刻は 00Z, 06Z, 12Z, 18Z の 1 日 4 時刻で（Z は UTC 時刻を示す）、観測データの入電打ち切り時刻は 00Z が 0600Z, 06Z が 0930Z, 12Z が 2000Z, 18Z が 2200Z である。

水平方向の離散化は球面調和関数を用いたスペクトル法によって行い、解像度は T126 のものと T62 のものがある。ここで、T126 及び T62 は、スペクトルモデルの切断が三角形で、切断波数がそれぞれ 126 及び 62 であることを示し、T126 が約 105km, T62 が約 209km の解像度に相当する。また、鉛直方向の離散化は地表から約 2.7hPa までを  $\sigma$  座標ベースで 28 層に区切っている。計算時間ステップは約 10 分である。なお、1998 年より T170 / 42 層への移行作業が進められている様である（T170 は約 80km の解像度に相当）。

プロダクトの解析パラメータには、ジオポテンシャル高度、温度、相対湿度、東西風速、南北風速、鉛直  $p$  速度、渦度などがあり、これらが全球の各水平格子点の各鉛直レベルに対して与えられる。また、SST、氷密接度、積雪深、被雲率などのプロダクトもある。プロダクトの水平格子間隔は、緯経度で  $1^\circ \times 1^\circ$  のものと  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  のものがあり、基本的に T126 システムは前者を、T62 システムは後者を生成する様だが、例外もある<sup>12</sup>。鉛直レベルの取り方には、気圧ベース（1000 ~ 10hPa）のものと温位ベース（270 ~ 650K）のものがある。 $\sigma$  ベースのものもあるが、これはモデルの直接出力（スペクトル係数）を与えるものである。プロダクトのフォーマットは、一部プロダクトを除いて WMO の GRIB[124] が採用されている。これらのプロダクトはインターネットを通じて入手が可能である。URL の例を以下に示す。

- [http://wesley.wwb.noaa.gov/ncep\\_data/index\\_sgi62.html](http://wesley.wwb.noaa.gov/ncep_data/index_sgi62.html)
- [ftp://larry.gsfc.nasa.gov/pub/ncep\\_data/](ftp://larry.gsfc.nasa.gov/pub/ncep_data/)
- <ftp://nic.fb4.noaa.gov/pub/fnl/>

なお、GDAS プロダクトには、上記に述べた 4 つの解析時刻に対するプロダクト以外に統計値プロダク

<sup>12</sup> 例えば、T126 システムによる  $1^\circ \times 1^\circ$  プロダクトからの内挿によって  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  プロダクトを作ることも行われている [122]。また、解析パラメータによって異なるケースもある。

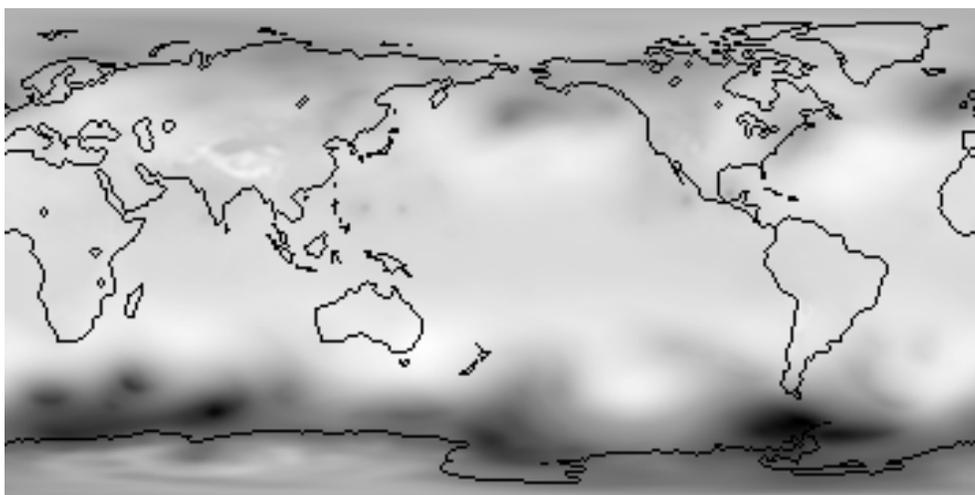


Figure 77: Geopotential height at 850 hPa pressure level from GDAS product for 1998/9/9/00Z.

トがあるが、現時点でインターネットを通じて利用可能なのは  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  の日平均プロダクトのみの様である。実際、このような統計値プロダクトについては、NCEP ではGDAS より再解析モデルの CDAS[102]の方が充実している。水平格子間隔は  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  と粗いが、各種解析パラメータの日平均や月平均、解析時刻別月平均などの統計値プロダクトが古いものでは1950年前後から現在まで作成されており、インターネットを通じて以下の URL より入手可能である。

- <http://wesley.wwb.noaa.gov/reanalysis.html>

Fig. 77 ~ 79 はそれぞれ GDAS プロダクトから抽出されるジオポテンシャル高度、気温、相対湿度の全球分布の例で、本論文で使用した1998年9月9日00ZにおけるGDASプロダクトから抽出した850hPa気圧面における各パラメータの全球分布である。

## A.2 ASTER/TIR の標準 TES アルゴリズム

ASTER/TIR の標準 TES アルゴリズムの概要について ATBD に従って述べる [46]。

ASTER の標準 TES アルゴリズムは、ASTER/TIR の5つのチャンネルにおける地表直上の上向き分光放射輝度及び下向き分光放射照度を主な入力データとし、地表面温度と5つの地表面分光放射率を主な出力データとするアルゴリズムである。本アルゴリズムは以下の3つのTESアルゴリズムを組み合わせたものである。

1. 改良型最大放射率正規化法 [42]

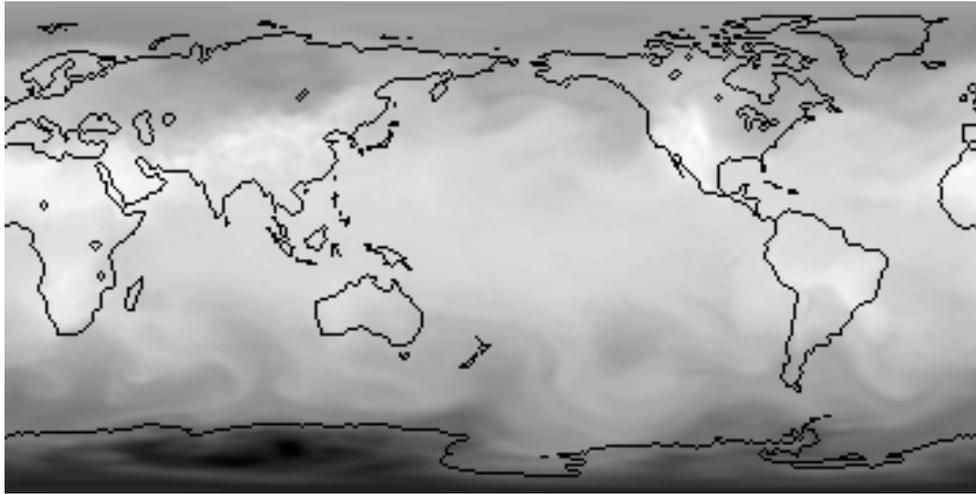


Figure 78: Air temperature at 850 hPa pressure level from GDAS product for 1998/9/9/00Z.

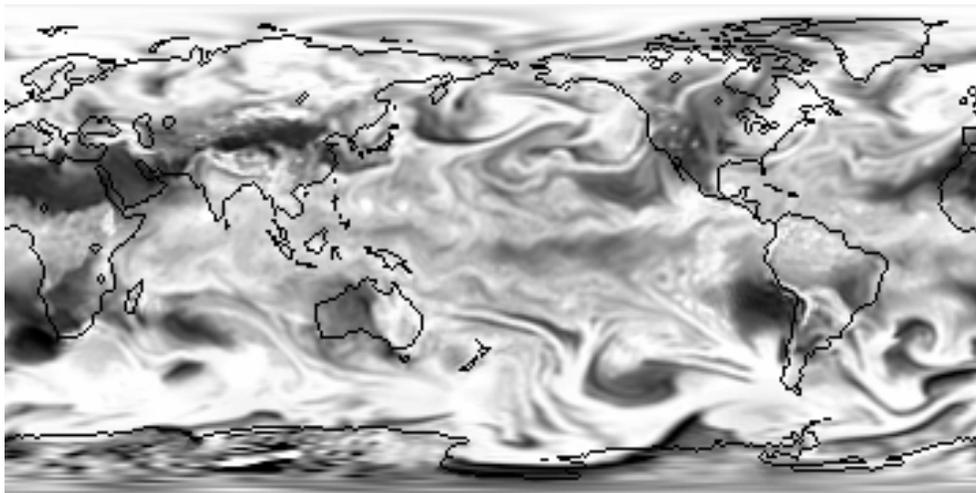


Figure 79: Relative humidity at 850 hPa pressure level from GDAS product for 1998/9/9/00Z.

2. 比放射率法 [125]

3. MMD 法 [45]

アルゴリズムを構成するモジュール群について述べる。

前処理モジュール 変数の初期値入力，地表面反射分の除去を行う。

改良型最大放射率正規化法モジュール 最大放射率正規化法は 5 チャンネルの分光放射率の中の最大値（最大放射率）を一定値と仮定して未知数を減らす TES である。ここで採用している改良型最大放射率正規化法は，従来の最大放射率正規化法に地表面反射分の除去や最大放射率の修正処理を加えたものである。

比放射率法/MMD 法モジュール 比放射率法は本来は分光放射率の絶対値ではなく，分光放射率の比を計算することによって地表面温度の影響を除去し，分光放射率の情報を取り出す手法である。ここでは，最大放射率正規化法で得られた分光放射率をその平均値で除することにより平均値が 1 に正規化された放射率を計算する。MMD 法は分光放射率のチャンネル間の最大差（最大値と最小値の差）と平均値の間の線形関係に基づく TES である。ここでは，最大差の代わりに標準偏差，平均値の代わりに最小放射率を使用するオプションもある。また経験式は，非線形性を考慮したものを使用する。

反復判断モジュール 収束判定を行い，収束であれば後処理モジュールへ，未収束の場合は再び改良型最大放射率正規化法モジュールに進む。

後処理モジュール 品質保証（QA）データ作成を行う。これは，プロダクトの推定精度や TES アルゴリズムの実行状態等のデータを含むものである。QA には，全プロダクト共通の QA 及びプロダクト独自の QA がある。また，それぞれについて，シーン全体の統計的 QA 及びピクセルごとの QA がある。

### A.3 国土地理院の GPS 連続観測網データを用いた可降水量の推定

GPS 衛星からの電波伝播は地球大気により遅れが生じる。この遅れ時間に光速を乗じて計算される伸長距離を大気遅延量と呼ぶ。大気遅延量には伝播経路の屈折による幾何学的な遅延量と大気分子による速度的な遅延量があるが，通常，GPS の場合には低空の障害物やマルチパスの影響を避けるなどの目的で仰角  $10^\circ$  以上の衛星のみを利用するので前者の影響は無視でき，後者の遅延量のみを考慮すればよい。一方，後者による遅延量は乾燥大気分子による遅延量（静水圧遅延量）と水蒸気による遅延量（湿潤遅延量）に分

けられるが、海拔 0m でのそれらの値は前者がおよそ 2m 程度、後者が数 cm ~ 数 10cm 程度と前者の方がはるかに大きい。しかしながら、前者は地上気圧値から高精度に推定することができるのに対して後者は水蒸気の時空間変動のために推定することが難しいため、GPS による精密測位では後者が主たる誤差因子となる。

さて、天頂方向<sup>13</sup>での湿潤遅延量（天頂湿潤遅延量） $ZWD$  と可降水量  $PWV$  は次のように比例関係にある。

$$PWV = \Pi \times ZWD \quad (\text{A.1})$$

ここで、

$$\Pi = \frac{10^6}{R_v(k + k'/T_m)} \quad (\text{A.2})$$

$$T_m = \frac{\int P_v/T dz}{\int P_v/T^2 dz} \quad (\text{A.3})$$

であり、 $R_v$  は水蒸気の気体定数、 $k$  及び  $k'$  は実験的に定められる係数、 $P_v$  は水蒸気分圧、 $T$  は気温、 $z$  は高度である。 $T_m$  は気温プロファイルの水蒸気分圧プロファイルで重み付けた平均気温であり、水蒸気分圧が大きい高度の気温をより反映した値を持つ。一般に気温の変動は下層で大きく、また水蒸気も多いので、 $T_m$  は地上気温と良い相関があり、地上気温を用いた回帰式による推定も可能である。

こうして、まず、GPS の天頂大気遅延量から地上気圧に基づいて天頂静水圧遅延量を差し引いて天頂湿潤遅延量を求め、次に  $T_m$  を地上気温などから求めて比例係数  $\Pi$  を計算することにより可降水量を計算することができる。

現在、国土地理院では、各 GPS 電子基準点における RINEX ファイルと呼ばれる受信データをスイス・ベルン工科大学の基線解析ソフト Bernese[126] によって解析し、3 時間平均の結果を配付している。出力ファイルの SINEX ファイル、もしくはそれから対流圏部分のみを切り出した TRP ファイルの中にモデル大気に対する大気遅延量に加えるべき補正量  $zcorr$  が含まれており、この値から各 GPS 電子基準点における可降水量の 3 時間平均値を計算することができる。 $zcorr$  から可降水量を計算する手順は以下の通りである [115]。

1. GPS 電子基準点の高度（楕円体高）とモデルパラメータ（参照高度とそこでの気圧、気温、湿度で、SINEX ファイル中に記述されている）を用いてモデル大気 Saastamoinen に対する天頂大気遅延量  $ztd0$  を計算する。

<sup>13</sup> 大気遅延量は GPS 衛星の仰角に依存して変化するが、扱いを容易にするため、通常はマッピング関数と呼ばれる関数を用いて全て天頂方向の大気遅延量に変換して取り扱う。

2. 上記の  $ztd0$  に SINEX ファイル中の  $zcorr$  を加算することにより、真の天頂大気遅延量  $ztd$  を計算する。
3. 実際の地上気圧の観測値を用いて天頂静水圧遅延量  $zhd$  を計算する。地上気圧については、現在、各 GPS 電子基準点での観測が行われていないので、近傍の気象官署の観測値や数値予報モデルなどの値から内挿して与えることになる。可降水量を 1mm 以下の誤差で求めるためには地上気圧の誤差は約 3hPa 以下であれば良いので、一般にはこうした計算による誤差は大きなものではない。
4.  $ztd$  から  $zhd$  を差し引くことにより、天頂湿潤遅延量  $zwd$  を計算する。
5. 式 (A.1) より、 $zwd$  と地上気温から可降水量を計算する。地上気温についても、現在、GPS 電子基準点での観測が行われていないので、近傍のアメダスの観測値や数値予報モデルなどの値から内挿して与えることになる。地上気温の 10K の差は比例係数に高々3%程度の変化しか与えないので、この計算の誤差はそれほど大きくない。

なお、現在、日本の GPS 気象学のプロジェクトにより GPS 可降水量の解析結果のデータベース化が進められており [127]、これが利用できるようになれば上記の処理を一般ユーザーが行う手間は省けるものと思われる。