

海上大気の光学的特性に関する研究 (第1報)

— 上向放射の伝達過程における定性的考察 —

佐々木保徳^{*1} 浅沼市男^{*1} 宗山 敬^{*1}

本研究は、上向放射が海水中、海面近傍、大気中と進むにつれて、どのように変化するかを、主としてCIE色度座標値の上から検討したものである。

検討は、海中上向放射の色度座標値と季節的海況の関係、海面直上上向放射中における海面反射放射の寄与および大気中の放射消散物質（特に水蒸気）と見かけの海面反射率の関係などを中心に行った。

得られた結果は以下のとおりである。

- 海水中での上向放射の主波長は、生物活動度の高くなる夏期にはやや長波長側へ移行し、主波長のスペクトル純度も高くなる。
- 海面反射成分の寄与により、海面直上上向放射は海面直下上向放射より相当程度白色化する。下向放射のCIE色度座標値は、海面通過前後でほとんど変わらない。
- 大気中の水蒸気量は、パスラディアンズを評価するうえで無視できない重要な要素である。

Studies on the Optical Properties of the Atmosphere above the Ocean (First Report) — Qualitative Discussions on the Upwelling Radiative Transfer Process —

Yasunori Sasaki^{*2}, Ichio Asanuma^{*2}, Kei Muneyama^{*2}

This report discusses how upwelling radiation changes in terms of property with propagation underwater, the sea surface, and the atmosphere.

Mainly discussed are the relation of underwater upwelling radiation to the seasonal marine environment, the contribution of the specularly reflected component of downwelling radiation at the sea surface to total upwelling radiation just above the sea surface, and the relation of atmospheric attenuators (especially water vapor content) to apparent sea surface reflectance.

^{*1} 海洋保全技術部

^{*2} Marine Environment Department

The conclusions are as follows:

1. The dominant wavelength of underwater upwelling radiation shows a slight shift (40–50nm) to the longer side and has higher spectral purity in the summer season with increased biological activities.
2. The upwelling radiation just above the sea surface has a locus more adjacent to that of the equal-energy stimulus ($X=Y=0.333$) than upwelling radiation just beneath the sea surface does in the CIE chromaticity diagram because of the contribution of the specular reflection of the downwelling radiation incident on the sea surface. The CIE chromaticity coordinates of downwelling radiation just beneath the sea surface are not significantly different from those of downwelling radiation just above the sea surface.
3. Water vapor content in the atmosphere is one of the significant factors to be taken into account in evaluating path radiance.

1. はじめに

海洋のリモートセンシングにおける光路輝度（以下パスラディアンズという）の評価の重要性については、あらためて述べる必要はないであろう。

パスラディアンズの原因となるものは、大別すると、気体分子と大気中の浮遊粒子である。後者は通常、エアロゾル粒子と呼ばれ、吸湿性エアロゾル粒子、非吸湿性エアロゾル粒子、混合核エアロゾル粒子に分けられる。気体分子とエアロゾル粒子とでは、光の散乱様式も大きく異なり、それぞれ Rayleigh 散乱、Mie 散乱と呼ばれる散乱様式を示す。

気体分子数は通常、大気量に置き換えられることが多い。地表から無限大の高度までの鉛直大気柱中の総気体分子数は、多少の変動を示すが小さい変動であるため無視することも多く、その場合、これを1大気量とする。これに対して、エアロゾル粒子濃度は、鉛直的にも水平的にも、また時間的にも大きく変化する。さらに、形状、粒度組成、成分、屈折率などが絶えず変化するため、散乱を評価することは容易ではない。

海洋のリモートセンシングにおいて、海中の情報をもたらすとされているのは、海面直下の上向光である。このため、われわれがリモートセンサーの観測値から回復しようとするのはこの光である。そのために、今日までに多くの研究者が努力を傾けてきたが、今なお未解決の問題が少なくない。

これまでに、放射の伝達を水中から大気中に至るまで、同一時刻における十分なるデータに基づいて一貫して取扱った報告はほとんど見られない。これは、船舶、航空機、人工衛星のような特別なプラットフォームをはじめとして、海水中および大気中での放射、気象・海象要素、水質要素などを観測するための特殊な測器を必要とするため、多大な労力や費用を必要とすることによる。

われわれは幸いにも、海面下15m から海面上6600 フィートの間の上向きおよび下向きの放射量をはじめとして、海水中と大気中の諸量を観測することができた。本報告では、上向放射が、海面下15m から海面上6600 フィートの高度に到達するまでの過程を、測光工学的な面と、CIE色

度座標値をもとにした視学工学的な面とから追跡し、どのように変化するかを調べた。また、エアロゾル粒子のうちのあるものは、大気中の水蒸気量の変化に呼応して消長するという報告もあるため、大気中での放射については、見掛けの海面の反射率増加と可降水量に換算した水蒸気量との関係を調べた。

本来、海洋のリモートセンシングを実施するための気象および海象条件としては、晴天で静穏海面が良いとされているが、本報告中の実験日は、必ずしもこれら二つの条件を満足していないため、本報告では、定性的考察を中心に2, 3の検討を加えるにとどめる。

2. 観測方法およびデータ解析法

2.1 観測点および観測日時

本報告において使用したデータは、すべて東京湾において観測したものである。観測は図1に示すA点、B点および第2海堡（近傍）において、船舶、航空機およびヘリコプターにより行った。観測は、1977年8月7～9日および1977年11月20～21日の計5日行った。観測を実施した時間帯は、8月7～9日は概ね8時30分～10時、11月20～21日は概ね10時30分～15時30分である。8月は、太陽高度が高くなる時刻が早いため、サングリッターを観測しないように早朝に実施した。また、11月の15時頃の観測データは、太陽高度が低い（約14°）ため光学データに関する限り参考程度にとどめ、本報告中での議論には用いていない。

また、本報告中では、各観測データに対しその都度、観測場所と観測時刻を併記する。

なお、8月9日の観測時には、海面近傍大気中には濃いヘイズがかかっており、海面へ入射する全下向光の大部分は拡散光で、太陽直達光の占める割合は小さい。一方、11月21日の観測時は、目視観測では特に濃いヘイズの存在は認められなかった。日中の天候は、両日とも晴天であった。

また、海面については、8月9日は比較的静穏であったが、11月21日は波高約50cm程度の波があった。なお、両日ともホワイトキャップその他は認められなかった。

2.2 観測項目

観測項目を表1に示す。

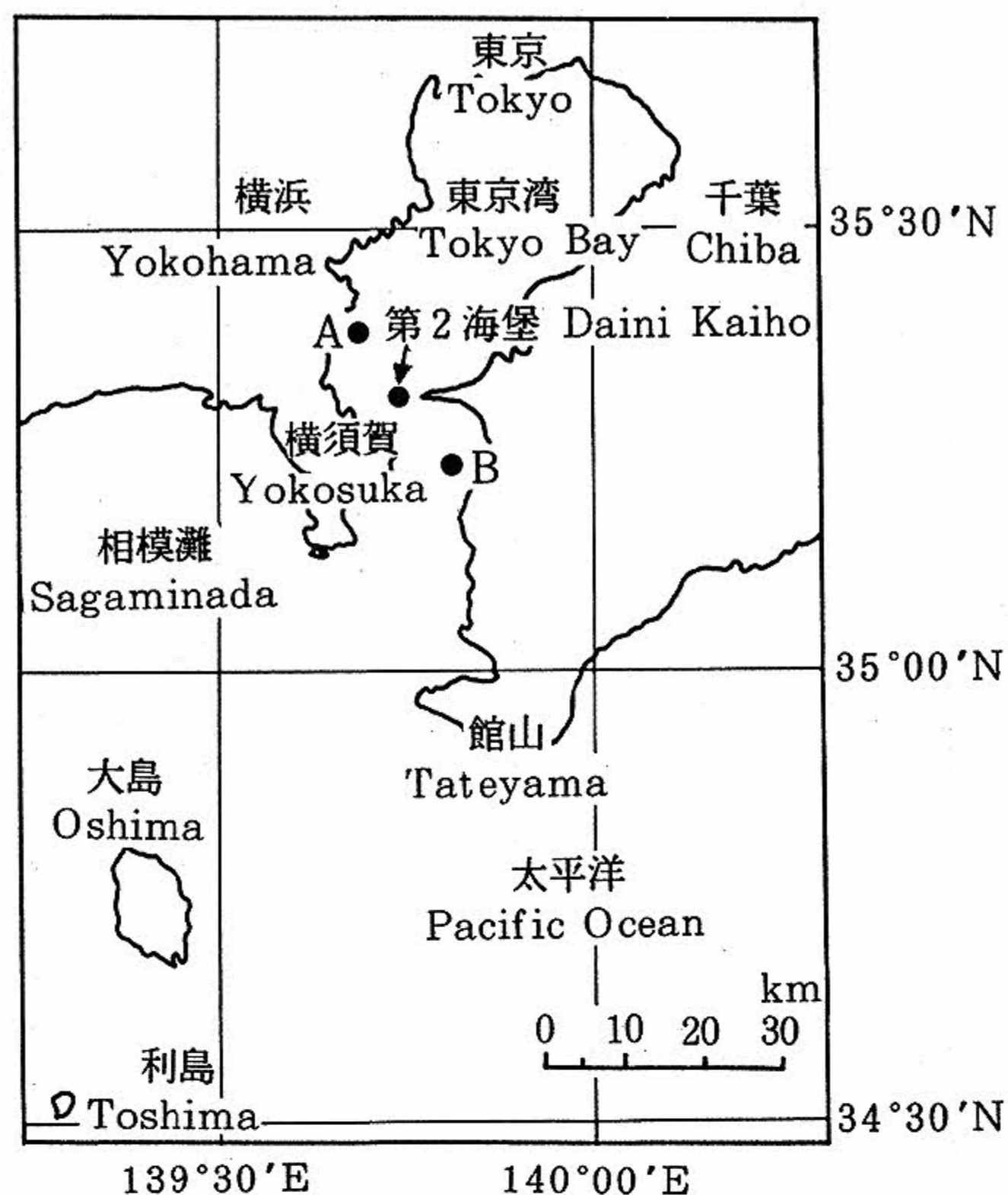


図1 観測点

Observation sites

A; (35° 20' 10" N, 139° 40' 30" E)

B; (35° 15' 25" N, 139° 48' 20" E)

第2海堡 (Daini Kaiho)

; (35° 18' 30" N, 139° 44' 45" E)

2.3 観測方法

2.3.1 上向放射輝度および水中放射照度

上向放射輝度観測は、海面直上（2 m）、800, 1600, 3300, 5000 および 6600 各フィートの6高度で実施した。海面直上での観測は船舶で、800～6600 フィートの間の観測はヘリコプターでそれぞれ実施した。なお、ヘリコプターによる観測では、大気状態、その他の理由により5高度すべてにわたる上向放射輝度観測は、5日間中数回実施し得たにとどまる。

水中放射照度観測では、海面直上0.5 m、海面下0, 1, 2, 3, 5, 7.5, 10および15各mの深度で、上向きと下向きの放射照度をそれぞれ観測した。

表1 観測項目

Oceanic, atmospheric and radiometric measurements

観測プラットフォーム		光観測・大気観測	その他の観測	観測方法	備考
船舶	実験母船	◎海面放射輝度 ◎水中放射照度 (上向・下向) ◎気象・海象観測 ・風向 ・風速 ・気温 ・湿度 ・雲量 ・波高 ・波向	◎海洋観測 ・水温 ・塩分 ・電気伝導度 ・全有機炭素量 ・クロロフィル量 ・全懸濁物量 ・透明度 ・植物プランクトン ・水色	◎分光放射輝度計 (海面上 2 m) ◎水中分光放射照度計 [海面上 0.5 m および海面下 0, 1, 2, 3, 4, 5, 7.5, 10, 15 各 m]	A点およびB点
	補助船		◎海洋観測 ・水温 ・塩分 ・全懸濁物量 ・全有機炭素量 ・クロロフィル量 ・植物プランクトン ・透明度 ・水色	◎表層のみ	A点とB点の間で約12点
ヘリコプター		◎上向放射輝度 ◎気象観測 ・乾湿球温度 ・気圧		◎分光放射輝度計 [海面上 800, 1600, 3300,) 5000 および 6600 各 feet] ◎ 5000 feet または 6000 feet まで, 約 200 feet ごとに。	A点, B点および第2海堡(近傍)
航空機		◎海面光		◎マルチスペクトルスキャナー (高度 3000 m)	A点とB点を結ぶコース

2.3.2 反射率 ^{*注1}

ここでは、ヘリコプターによる上向放射輝度の観測値をもとに、各高度別の見かけの海面反射率を求めた。

ヘリコプターによる測定では、上向放射輝度の測定と同時に海面上およびそれぞれの高度において硫酸バリウム粉末を塗布した白色板面の放射輝度測定を実施することはできない。そのため、陸上の、ある程度の広がりや光学的な一様性をもつ場所の反射率を予め求めておき、ヘリコプターによる上向放射輝度の測定時に、この場所の上向放射輝度を測定した。そして、それぞれの高度における下向光強度の近似値を求めた。白色板に代わる陸上の場所として、海洋科学技術センター構内のコンクリート敷地部分を利用した。なお、コンクリート敷地部分の反射率は30%近くあり、地表とそれぞれの高度間でのパスマディアンス（コンクリート敷地部分においては、5000フィートの高度でさえ、全上向放射輝度中のパスマディアンスの比率は10%以下である。）や反射放射の消散を無視すれば、それぞれの高度での下向光強度が近似的に求められる。

2.4 データ解析法

2.4.1 CIE表色系色度座標値の計算

海水中での上向きおよび下向きの放射照度、海面放射輝度、ヘリコプターにより測定した上向放射輝度につき、それらのCIE表色系色度座標値を計算し比較した。各CIE表色系色度座標値（X, Y, Z）の計算は次式によった。

$$X = \int_{\lambda=400\text{nm}}^{\lambda=700\text{nm}} E(\lambda) \cdot \bar{x}(\lambda) \cdot d\lambda \quad \dots\dots\dots(1)$$

$$Y = \int_{\lambda=400\text{nm}}^{\lambda=700\text{nm}} E(\lambda) \cdot \bar{y}(\lambda) \cdot d\lambda \quad \dots\dots\dots(2)$$

$$Z = \int_{\lambda=400\text{nm}}^{\lambda=700\text{nm}} E(\lambda) \cdot \bar{z}(\lambda) \cdot d\lambda \quad \dots\dots\dots(3)$$

ここで、 λ は波長、 $E(\lambda)$ は各波長での放射強度（照度または輝度）の測定値は、 $\bar{x}(\lambda)$, $\bar{y}(\lambda)$ および $\bar{z}(\lambda)$ はそれぞれ各波長におけるCIE表色系三刺激値である。

2.4.2 水蒸気圧、混合比および可降水量の算出

通風乾湿計で気温を測定した場合、水蒸気圧 e (mb)は、次のSprungの公式で与えられる。

$$e = E_w - A(T_d - T_w) \cdot \frac{P}{755} \quad \dots\dots\dots(4)$$

ただし、

T_d ; 乾球温度 (°C)

T_w ; 湿球温度 (°C)

E_w ; T_w (°C)における飽和水蒸気圧(mb)

A ; Sprungの定数(ここでは0.5である)

P ; 測定時の気圧 (mb)

である。今回の測定では、気圧計の海面較正をしたのち、日本標準大気に基づいて各高度での気圧 P (mb)を定め、水蒸気圧 e (mb)を求めた。

また、大気中の水蒸気の混合比 q (1kgの乾燥空気と共存する水蒸気の質量(g)をいい、単位はg/kgである)は、次式で与えられる。

$$q = \frac{622e}{P-e} \quad \dots\dots\dots(5)$$

さらに、気圧 P_1 と P_2 の間の鉛直大気柱中の可降水量 E_e (cm)は、次式で与えられる。

$$E_e = \frac{1}{g} \int_{P_1}^{P_2} q \cdot dP \quad \dots\dots\dots(6)$$

ただし、 g ; 重力加速度

T_d と T_w は、上向放射輝度測定を実施した高度での測定だけでは不十分である。これは、水蒸気量の空間的分布が極めて複雑であることによる。本研究では、約200フィートごとに測定した。

なお、気圧の算出に用いた日本標準大気の数値を表2に示す。

表2 日本標準大気
Japan Standard Atmosphere

地上気圧	760 mm Hg (1013.25mb)
地上気温	15°C
対流圏の気温減率	0.65°C/100 m
圏界面高度	1100 m
圏界面温度	-56.5°C
重力加速度	980 cm/sec ²

3. 結果および考察

本報告では

- (1) 気象要素の鉛直分布
- (2) 海水中での放射の挙動
- (3) 大気中での放射の挙動

(4) 気象要素と大気中での放射の挙動の関係を中心に、8月（夏期）と11月（秋期）とのデータの比較、検討に主眼をおく、そのため、以下の議論では、両時期の海況、大気の特徴および放射の挙動を十分に代表していると思われる8月9日と11月21日のデータを比較しつつ検討を加える。

3.1 気温の鉛直分布

1977年8月9日と11月21日のA、B両点上空における気温の鉛直分布を図2に示す。11月21日の気温減率が8月9日のそれよりもやや大きい程度で、いずれの場合も気温は高度の増加とともにほぼ直線的に低下している。

また、気温については、大気はほぼ成層しており、逆転現象はほとんど認められない。

なお、A、B両点上空における気温および気温減率は、8月9日、11月21日の両日とも、ほぼ等しい値を示しており、大気が水平的にも均一であったことを示している。

3.2 水蒸気の混合比の鉛直分布

1977年8月9日と11月21日のA、B両点上空における水蒸気の混合比の鉛直分布を図3に示す。8月9日は、A、B両点上空ともに、高度の増加とともに水蒸気の混合比の低下（かなりのバラツキはあるものの、ほぼ直線的）が見られる。一方、11月21日は、A、B両点上空ともに、高度の増加に対して水蒸気の混合比はほぼ一定の値を示して

いる。（ただし、かなりのバラツキはある）。

3.3 上向放射輝度の鉛直分布

1977年8月9日と11月21日のA、B両点上空における上向放射輝度（見掛けの海面放射輝度）の鉛直分布を図4に示す。上向放射輝度は、いずれの図とも、見掛け上は酷似した形状を示しており、これだけからは、これ以上の推論はできない。なお、8月9日の上向放射輝度は、11月21日の上向放射輝度の約2倍になっている。これには、太陽高度のみならず、大気中の光消散物質（吸収物質、散乱物質）の種類と濃度、太陽高度の違いによる光散乱物質の散乱位相関数の違い等、大気物質の特性まで複雑に関与しているため、ここでは一義的に判断することはできない。

3.4 水中放射照度および上向放射輝度のCIE色度座標値

1977年8月9日と11月21日のA、B両点における水中放射照度、海面直上での下向放射照度および上空での上向放射輝度の測定値から求めたそれぞれのCIE色度座標値を図5に示す。

○と●は、それぞれ水中放射照度計による下向きおよび上向放射照度から求めたCIE色度座標値を示し、添字1～9は○に、1'～9'は●に対応している。1と1'は、海面直上（0.5 m）、2と2'以降はともに、海面下での値を示し、それぞれ順に0、1、2、3、5、7.5、10および15各mの深度での値である。

△は、海面へ入射する全下向光の色度座標値である。全下向光は、硫酸バリウム粉末を塗布した白色板面の輝度として測定した。

▲は、ヘリコプターにより観測した800フィートから6600フィートまでの上向放射輝度から求めたCIE色度座標値である。

海水中における上向光**注2と下向光**注2のCIE色度座標値は、各測定ともにほぼ平行している。8月9日のA、B両点では、上向光と下向光の主波長は深度の増加とともに、いずれも565～570 nmに近づいている。これに対し、11月21日の上向光と下向光の主波長は、深度の増加とともに、A点では540 nmに近づき、B点では510～515 nmに近づく。これら主波長の違いは、夏季には生物の活動が活発で生物性懸濁物や溶存有機物が増大し、冬季にはともに減少するという水質

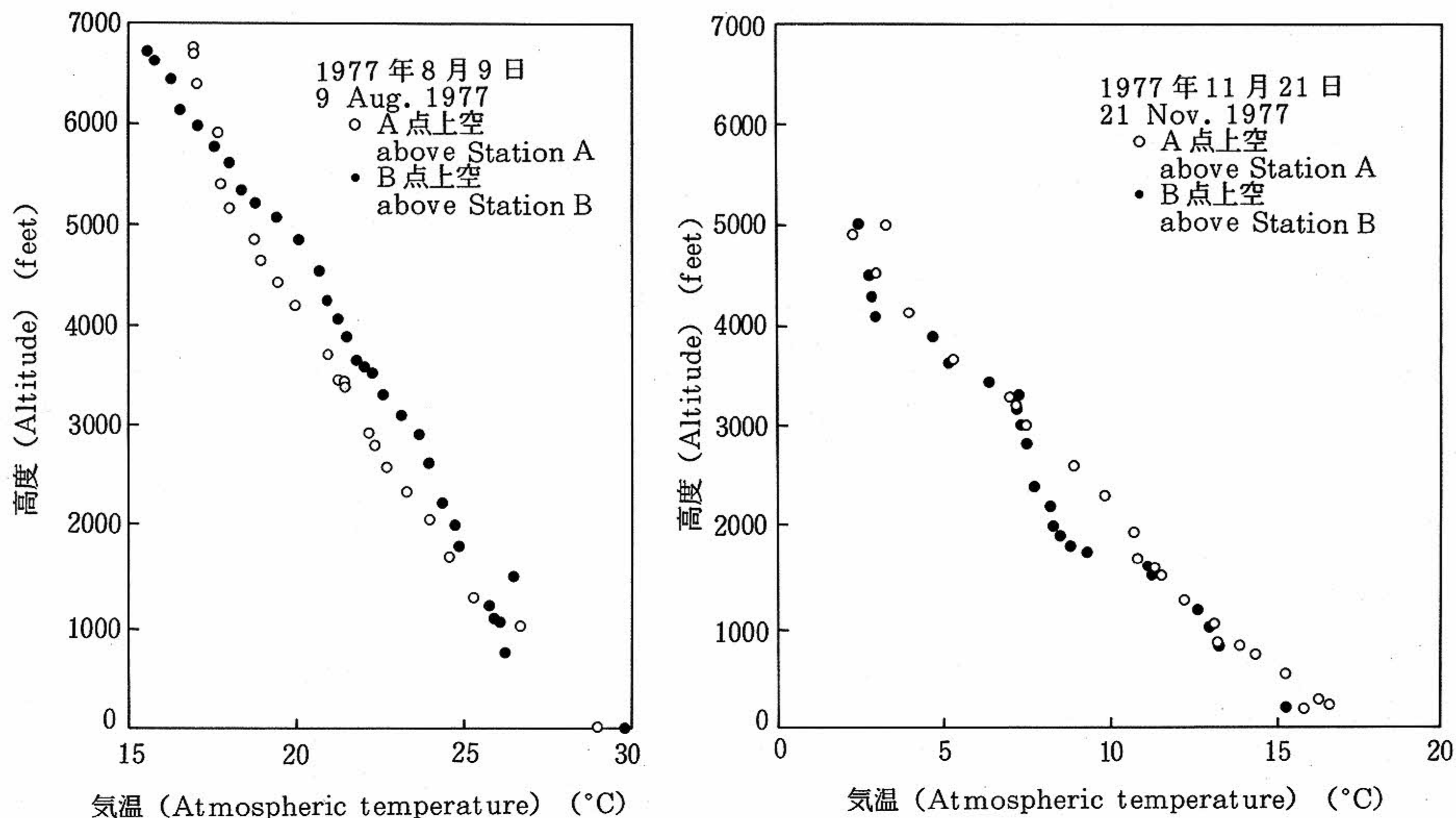


図2 気温の鉛直分布

Vertical profiles of atmospheric temperature

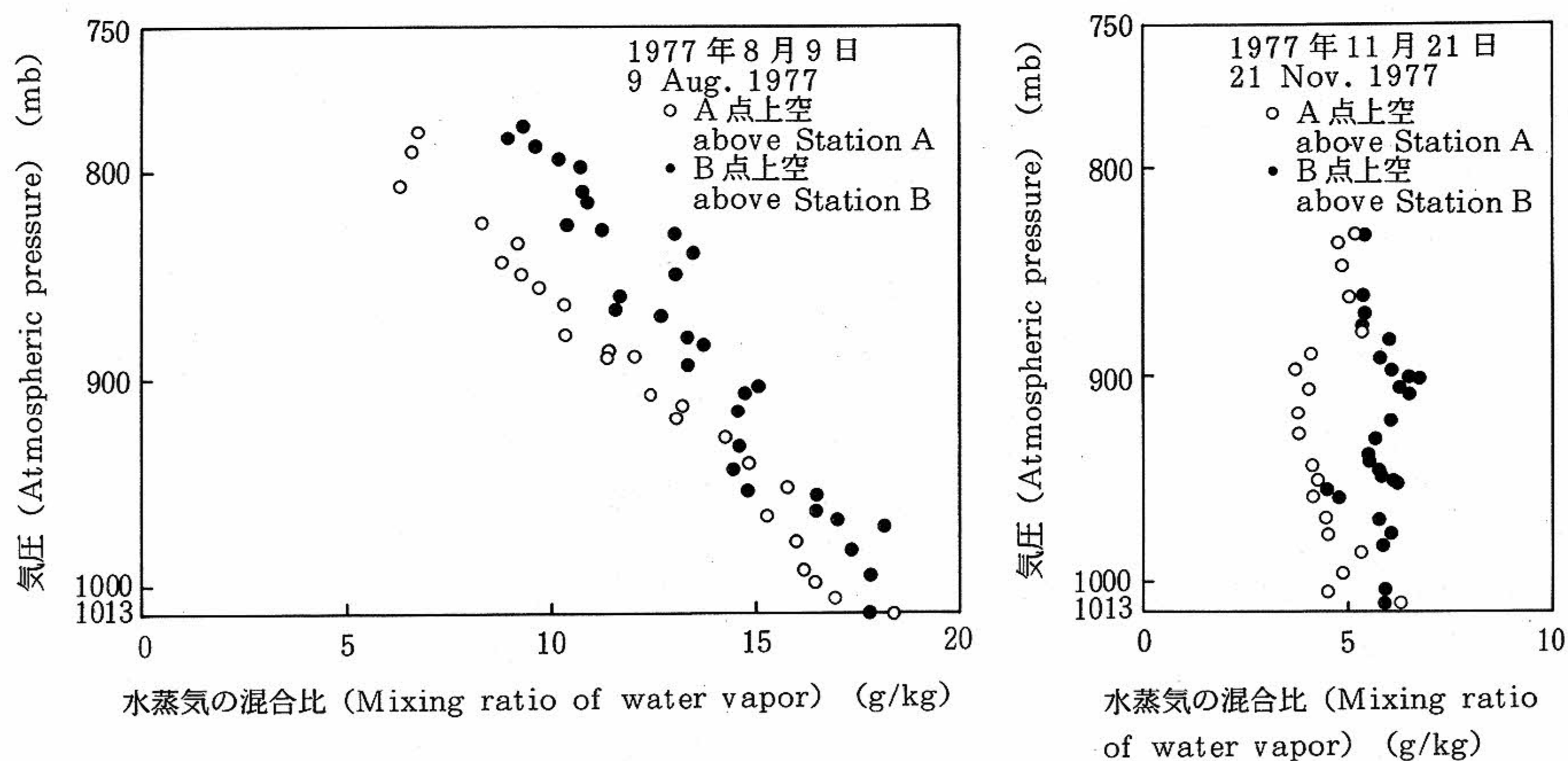


図3 水蒸気の混合比の鉛直分布

Vertical profiles of mixing ratio of water vapor

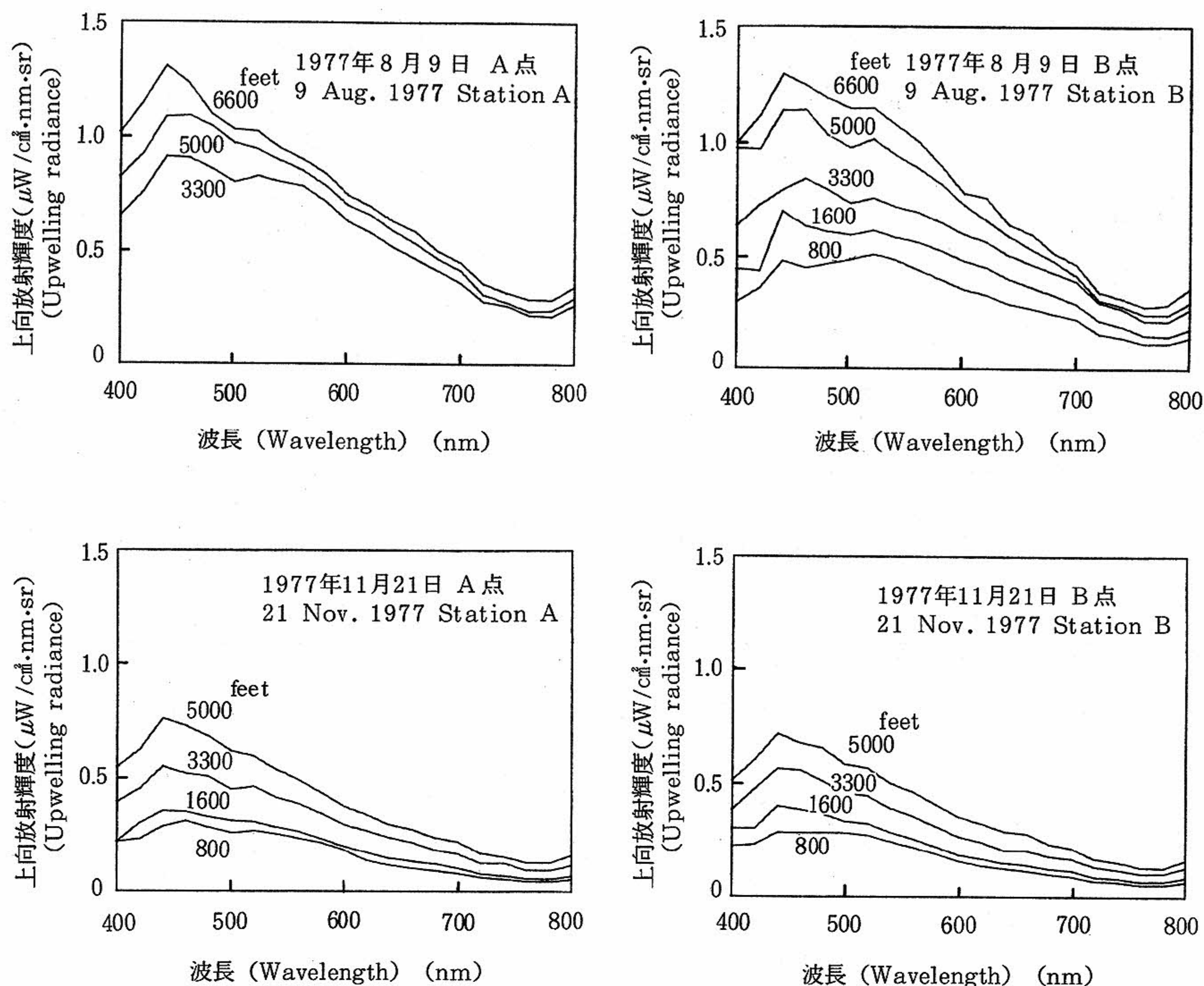


図4 上向放射輝度の鉛直分布

Vertical profiles of upwelling radiance

の違いを反映している。

また、15mの深度における上向光の主波長のスペクトル純度は、8月9日が0.90～0.94であるのに対して、11月21日は0.34～0.55である。同様に、すべての深度について、8月のスペクトル純度が11月のスペクトル純度より高いことが認められる。このことは、8月9日は11月21日よりも懸濁物や溶存有機物が多いことにより、下向光の消散が大きいいため、それだけより浅い深度において水質を反映したスペクトル強度分布に達することを示しているものと考えられる。

海面直上と海面直下とでの光の色度座標値を比較すると、下向光についてはほとんど近接してお

り、しかも白色点の近くに位置している。このことは、下向光のスペクトル強度分布は、海面通過の前後ではほとんど変わらず、海面の影響に関しては波長特性がほとんどないと考えられる。これに対して、上向光においては、海面直上ではほとんど白色点近くに位置しているのに対し、海面直下では白色点から相当隔った位置に存在している。これは、海面直上では、海表面における天空光や太陽直達光の鏡面反射成分が加わるからにはほかならない。以上の事実は、われわれが上向光から海水中の情報を得ようとする場合、海面直下での上向光を回復して用いる方が望ましいという従来の見解を裏付けている。さらに、深度が大きいほど

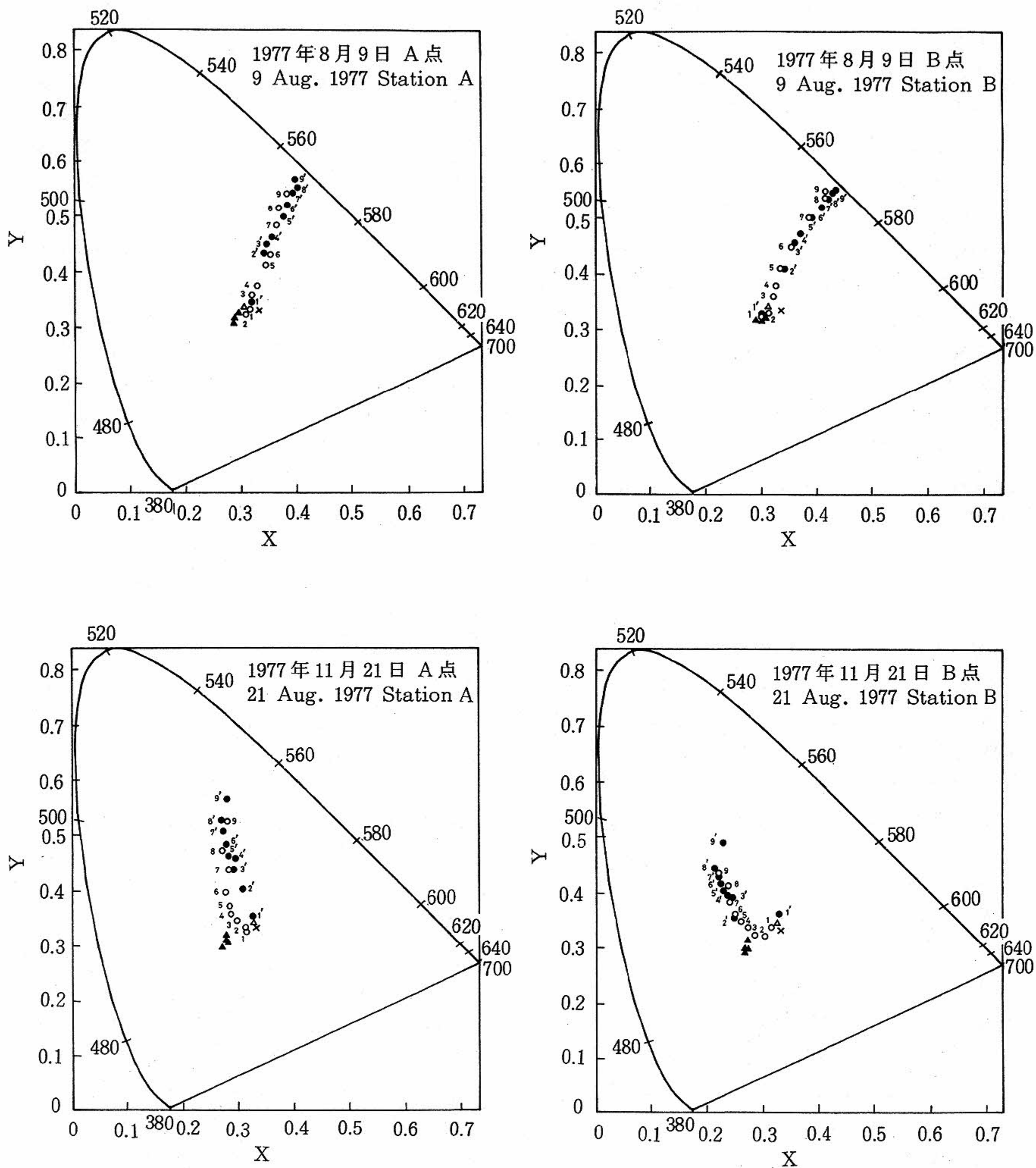


図5 上向および下向放射の CIE 色度座標値
CIE chromaticity co-ordinates of upwelling and
downwelling radiations

上向光の主波長が明確になり、主波長のスペクトル純度も高いことから、大きい深度の上向光ほど海水中の情報の把握に好都合と言えるであろう。

一方、ヘリコプターにより観測した上向光のCIE色度座標値は、全高度とも、全図において特定の部分に集積している。そして、高度とCIE色度座標値の間には明瞭な関係は認められない。また、ヘリコプターにより観測した上向光のCIE色度座標値は、海面直上での上向光のCIE色度座標値よりもいずれも480 nmに近い方へややずれている。これは、大気中の光散乱物質による散乱光のスペクトル強度分布が、短波長側に片寄っているためであろう。

われわれがリモートセンシングにおいて観測する光は▲（ただし、低高度の場合）であり、▲から●^{1'}を推定し、さらに●^{1'}から●^{2'}を推定するという過程をたどっている。しかし、海水中の情報を直接反映する●^{2'}から●^{1'}へ移行するとき、海表面での天空光や太陽直達光の鏡面反射成分の一部が大きく影響し、●^{1'}はかなり白色化している。しかも、リモートセンサーの高度の増加とともに、大気中のパスラディアンズが増加し、上向光の主波長偏移がおこるため、海面直下での上向光の回復は至難であると言わざるを得ない。

3.5 見掛けの海面反射率と可降水量の関係

1977年8月9日および11月21日のA、B両点上空における見掛けの海面反射率（CIEで定める反射係数）の鉛直分布を図6に示す。

また、両日の大気中の可降水量と見掛けの海面反射率の関係を図7に示す。図7中の直線はすべて任意に引いたものであり、何らの統計的手法にもよらない。図7は、図6の反射率の鉛直分布をもとに、幾つかの高度における400、500、600、700および800 nmでの反射率を、海面からそれぞれの高度までの大気中の全可降水量に対してプロットしたものである。

図7から明らかなように、可降水量の増加とともに見掛けの海面反射率も増加している。ただし、反射率増加には、海面光の所与高度到達成分および高度の増加に伴う大気の厚みの増加による空気分子のRayleigh散乱光の増加分の寄与が含まれている。しかし、われわれの経験では、比較的大

気状態の良い場合のパスラディアンズ中で空気分子によるRayleigh散乱光の占める割合は、400 nmおよび500 nmで35～40%，600 nmで30～35%，700 nmで20～30% 800 nmで10～15%程度を限度とすることがわかっている。以上のことから、それぞれの高度でのパスラディアンズ中では、空気分子のRayleigh散乱によるパスラディアンズよりエアロゾル粒子のMie散乱によるパスラディアンズが卓越しており、この傾向は波長が長いほど顕著である。そして、空気分子およびエアロゾル粒子による散乱を1回散乱と仮定し、さらに大気の厚みがそれぞれの高度に近似的に比例すると仮定すれば、図7のように見掛けの海面反射率が可降水量に対して直線的に増加するとき、エアロゾル粒子濃度は可降水量、すなわち大気中の水蒸気量に対してほぼ比例的関係にあったと考えられる（通常、海面の反射率は小さいため、ここでは無視している）。ある種のエアロゾル粒子（吸湿性エアロゾル粒子、混合核エアロゾル粒子、水滴粒子などが考えられる）濃度は、大気中の湿度あるいは水蒸気の混合比に並行して変化するという報告があり、前述の事実はこれを裏付けるものである。

また、エアロゾル粒子の濃度が可降水量にほぼ比例すると考えるならば、8月9日のエアロゾル粒子濃度は11月21日のそれに対して3～4倍の大きさにあると考えられるため、同一高度での見掛けの海面反射率は、8月9日の方が11月21日のその約3～4倍の大きさにあることになる。しかし、そのような事実は認められなかった。図7から明らかなように、むしろ可降水量が多いときの方が低い見掛けの海面反射率を示している。このことは、エアロゾル粒子濃度の増加（散乱効果の増加）と水蒸気量の増加（下向入射光および散乱光に対する吸収効果の増加に寄与する。エアロゾル粒子自身による吸収効果および多重散乱効果の増加も当然考えられる）がある程度相殺しあっていることも考えられる。ここに述べたような単純な推論が成立するのは、やはりエアロゾル粒子濃度および水蒸気の混合比がともに低い場合であると考えるのが妥当であろう。

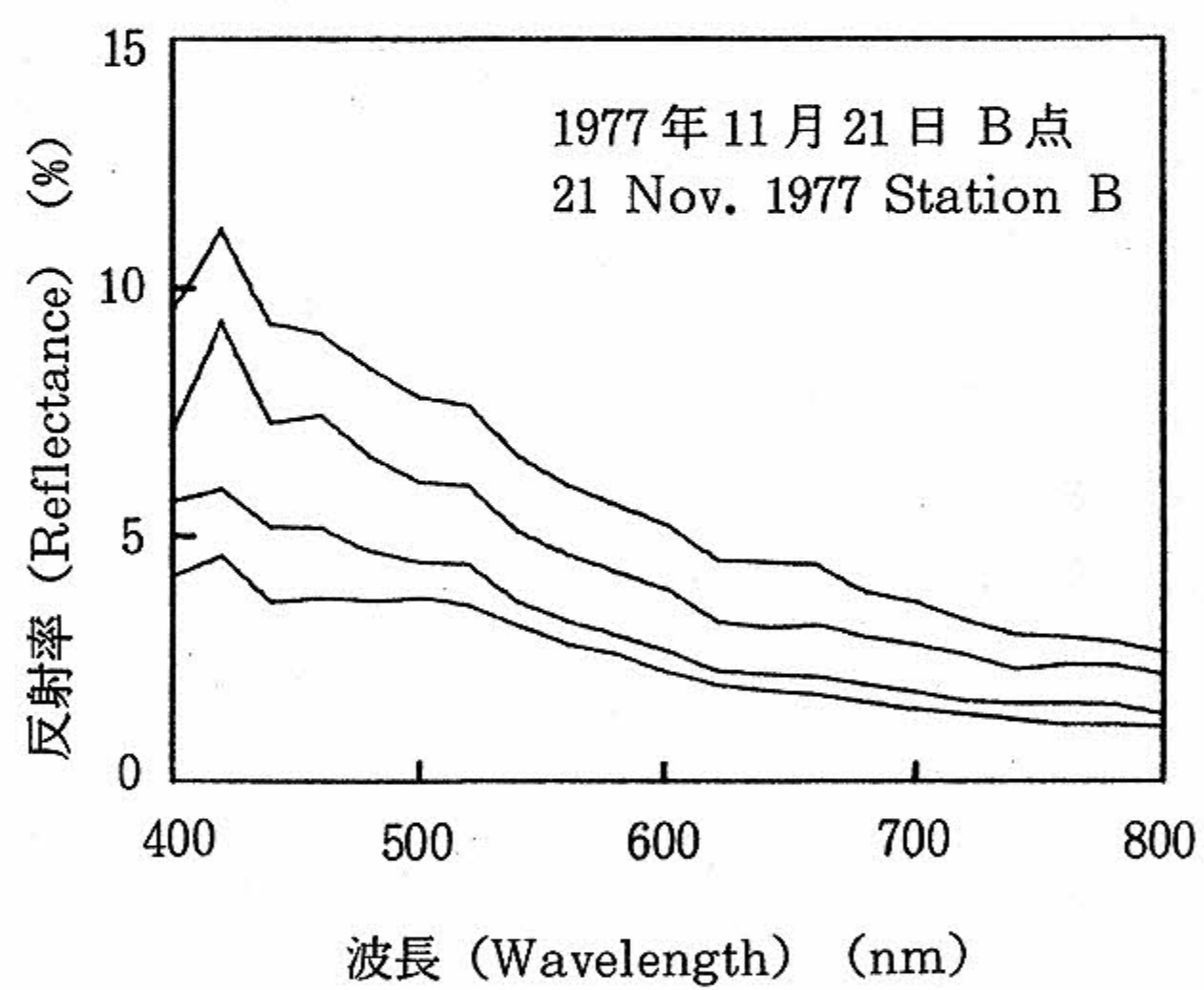
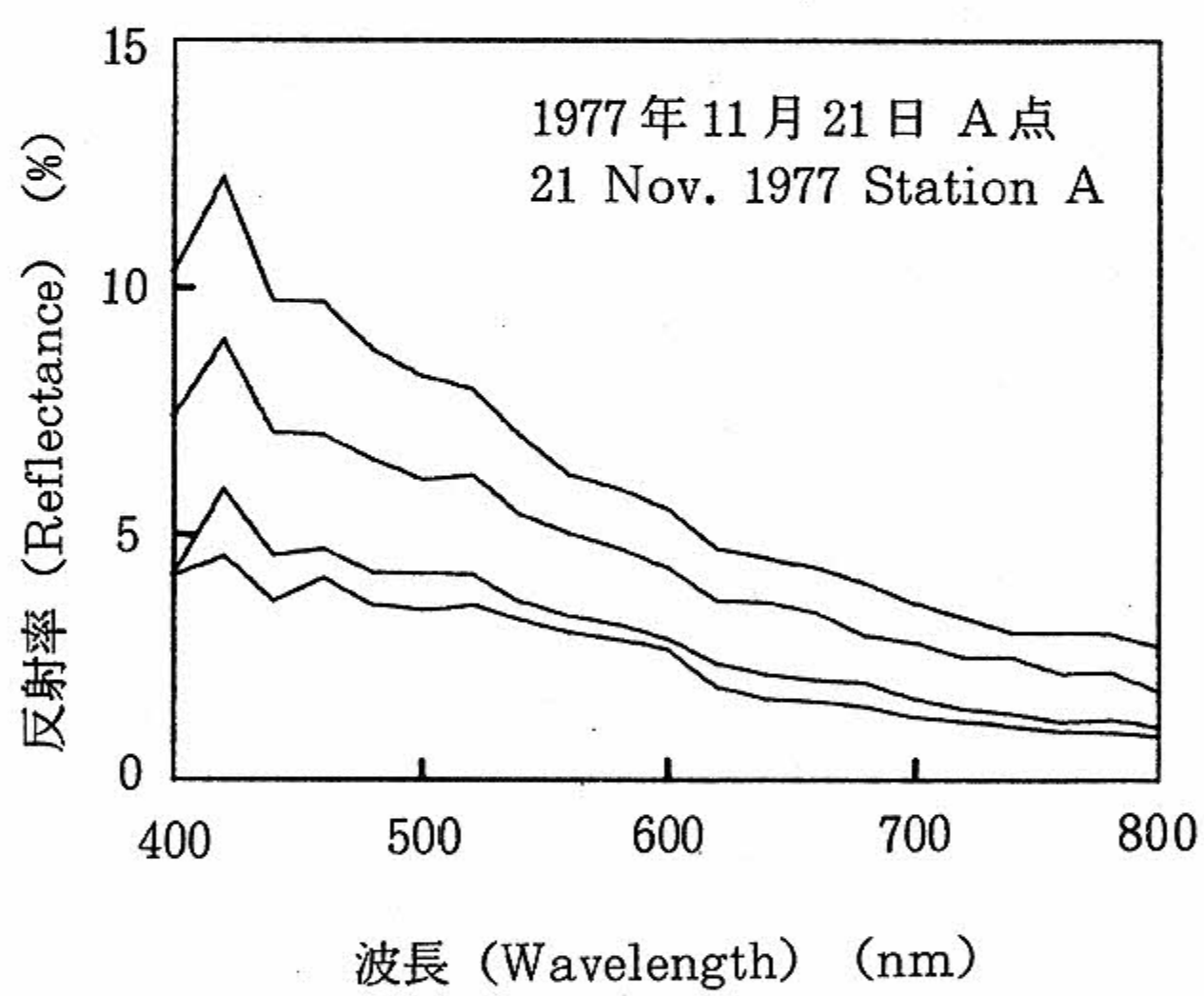
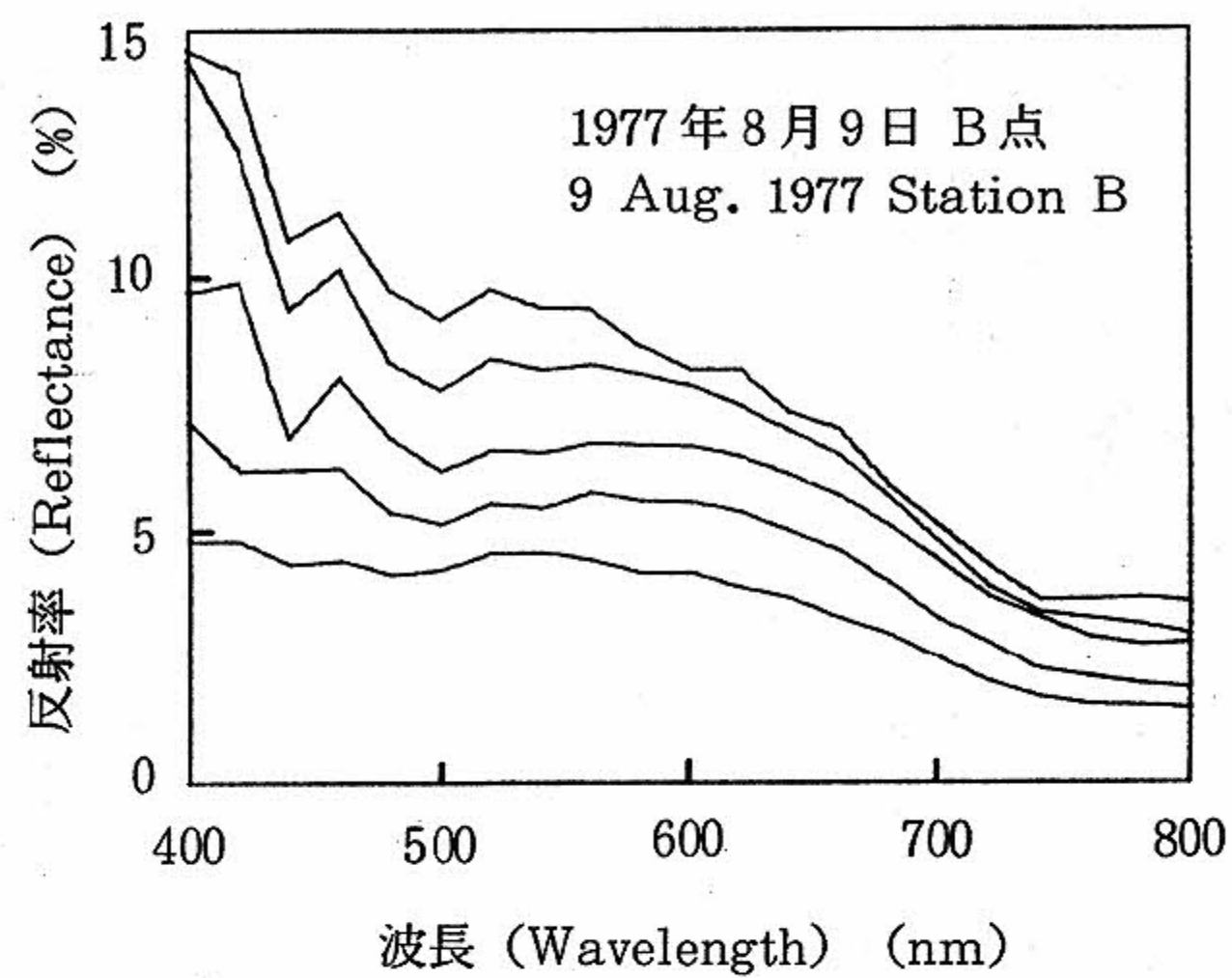
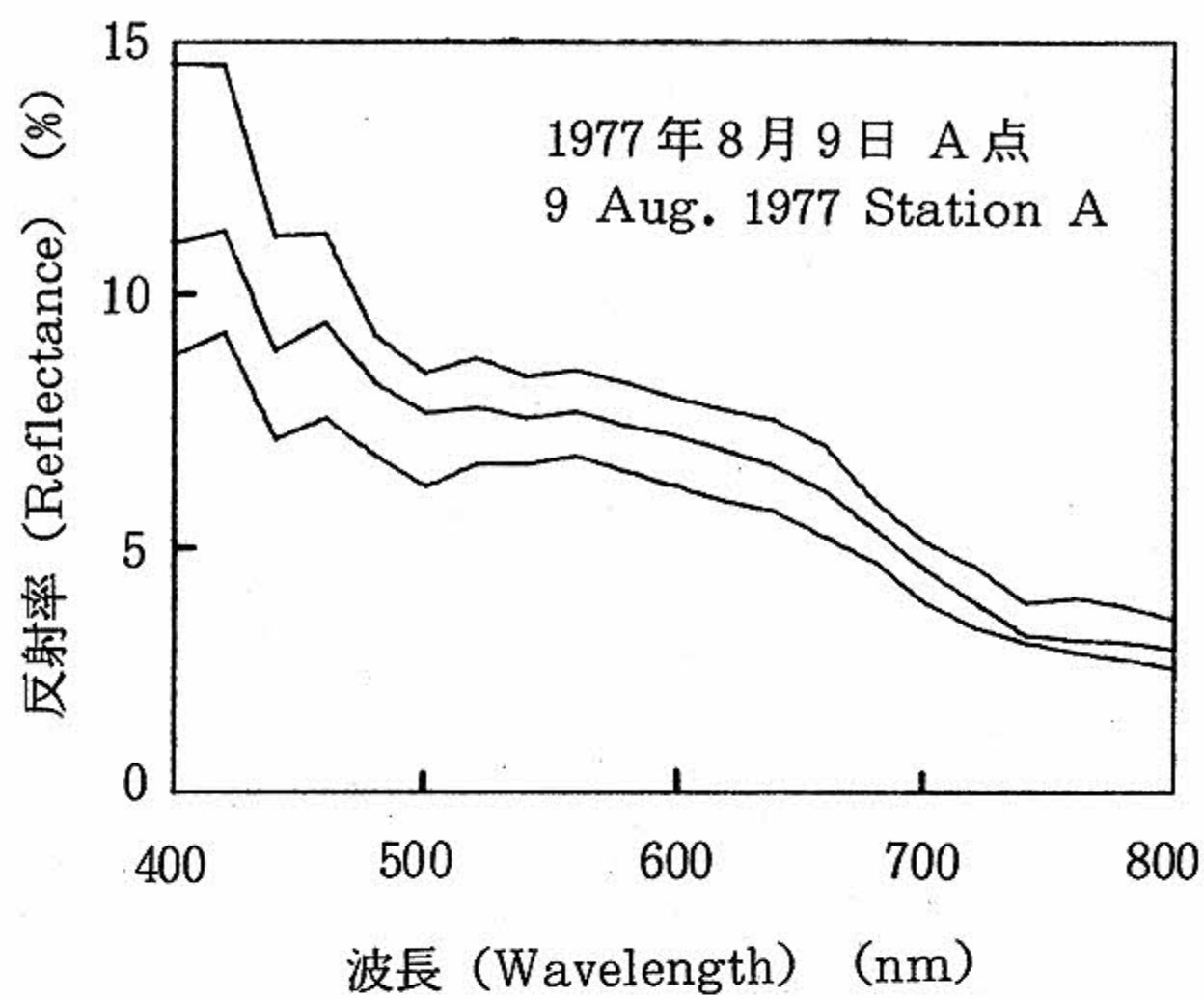
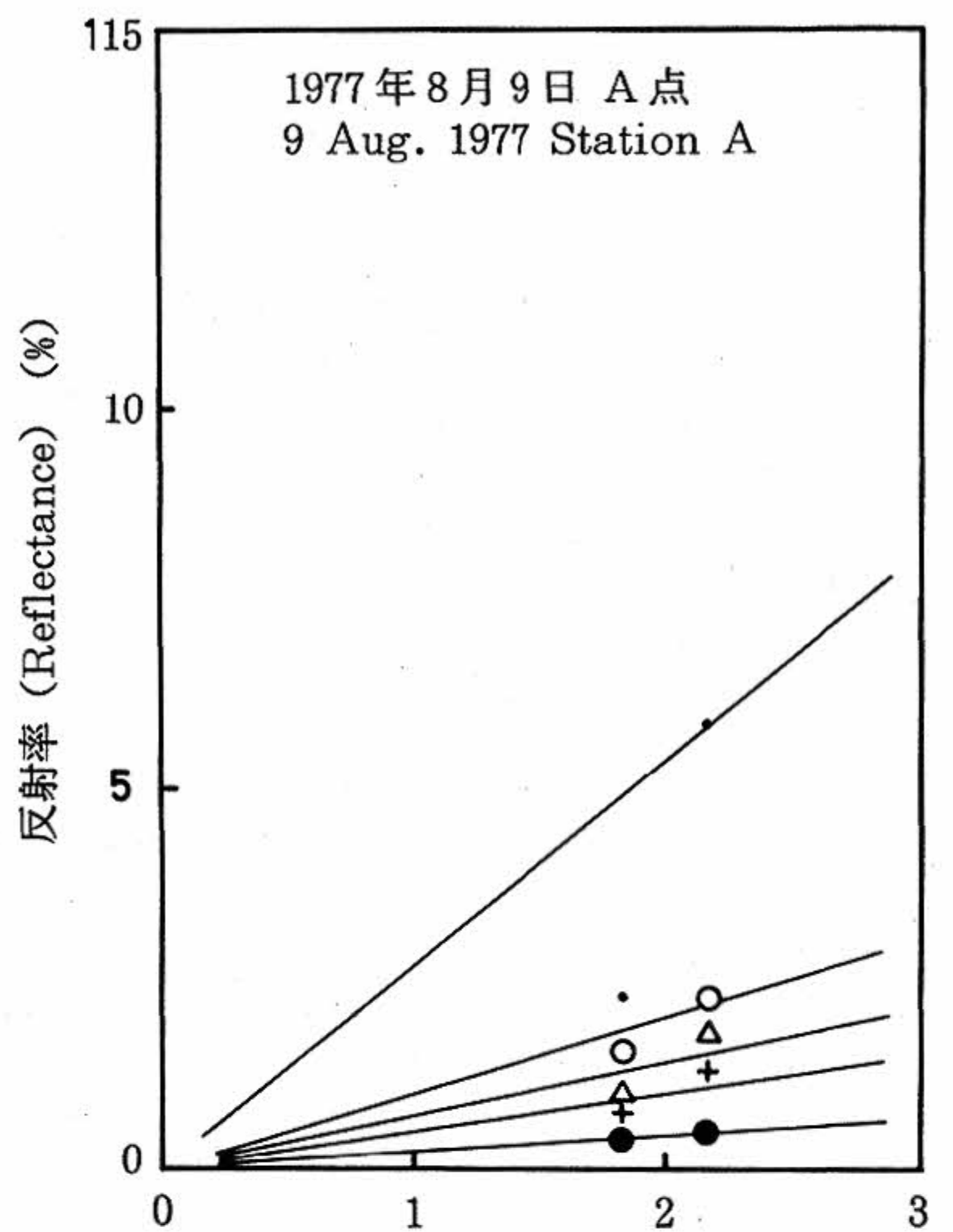
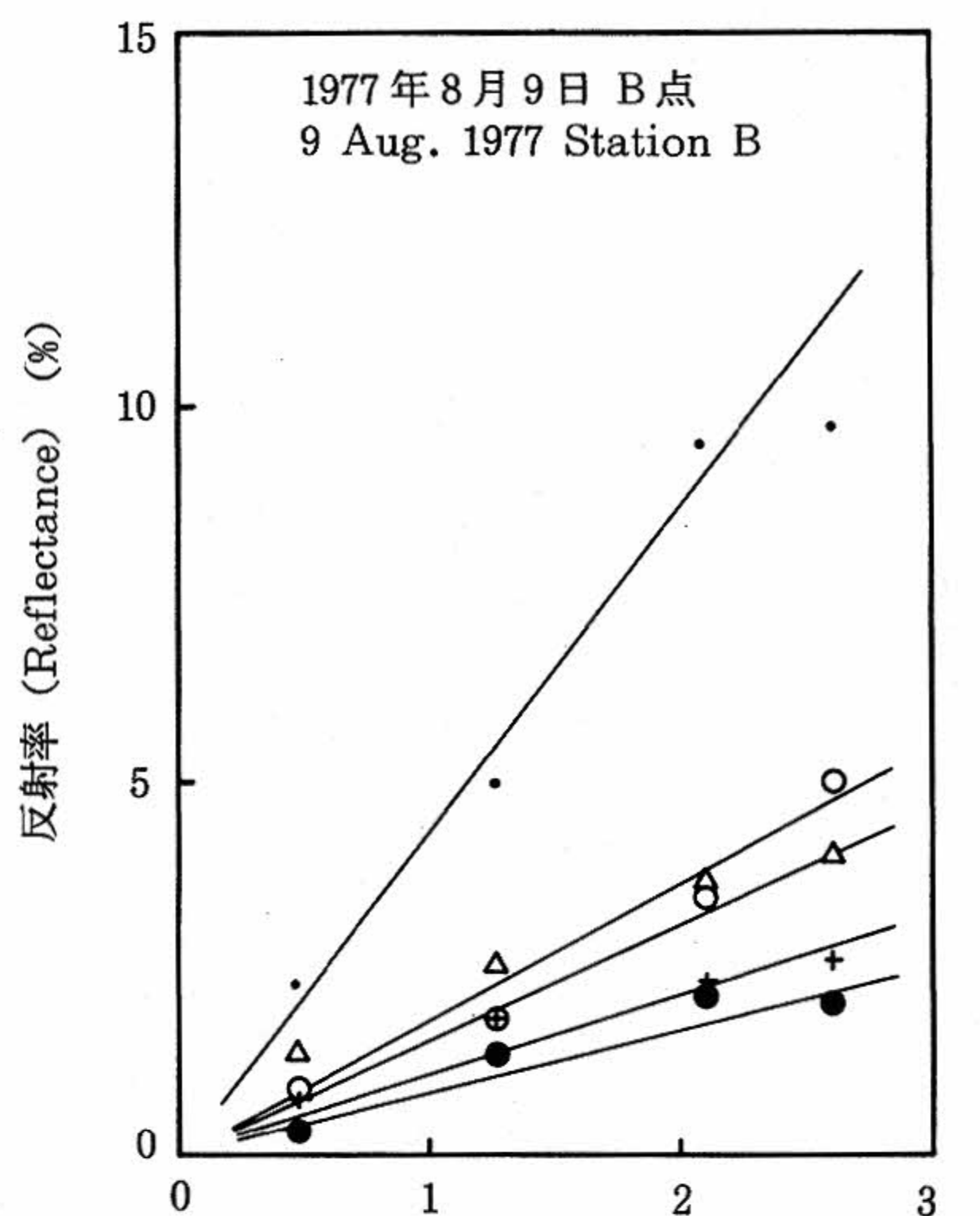


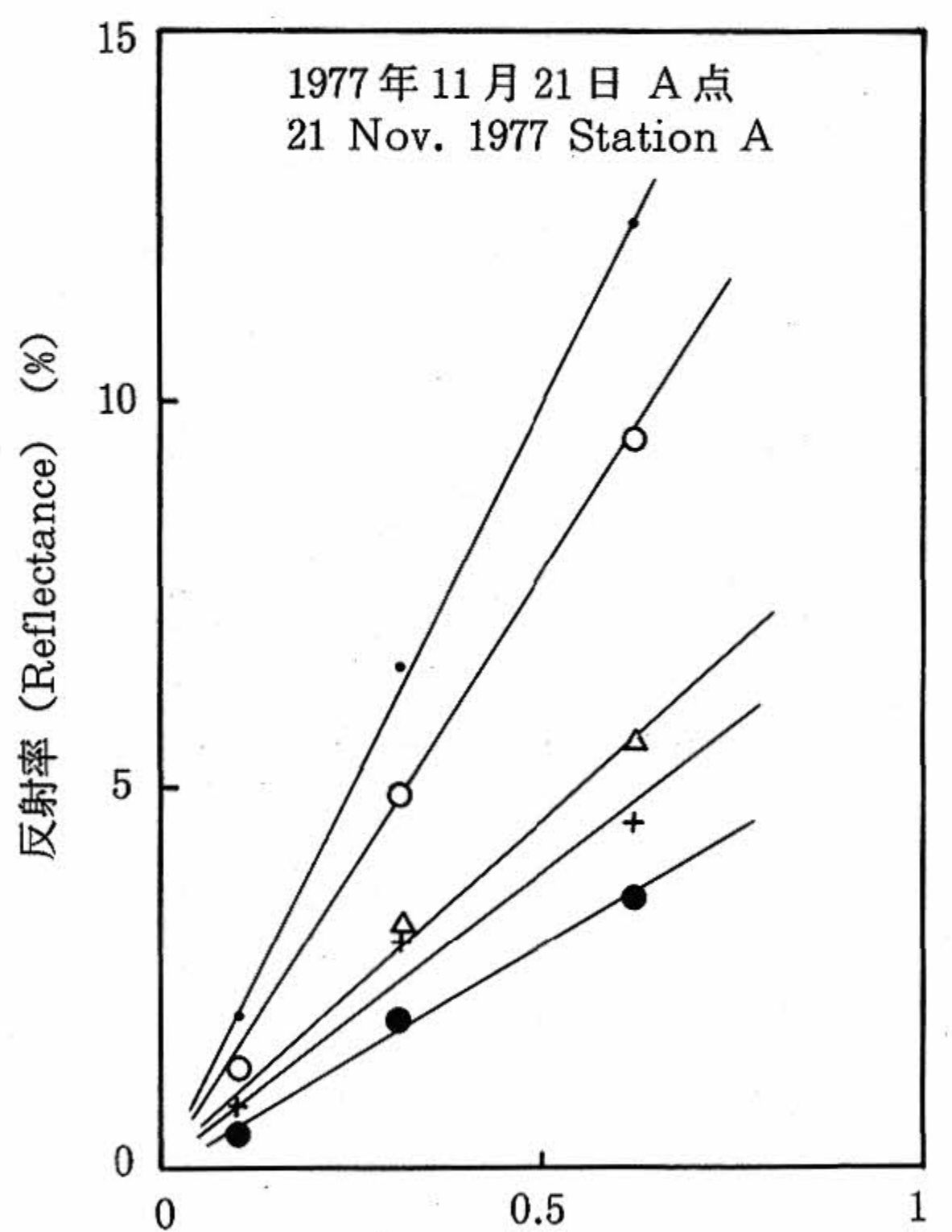
図6 見かけの海面反射率の鉛直分布
Vertical profiles of apparent reflectance of
sea-surface



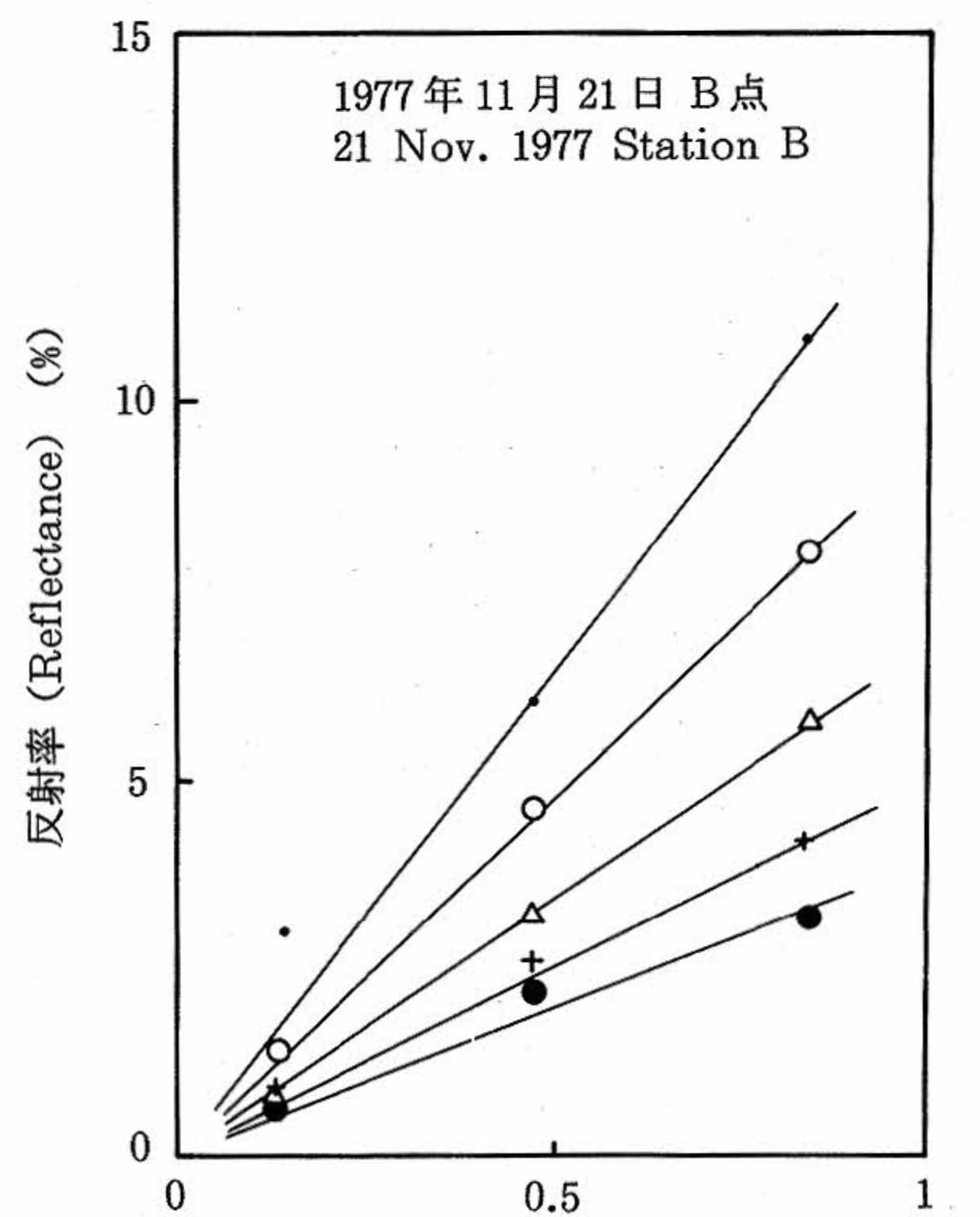
可降水量(Precipitable water amount) (cm)



可降水量(Precipitable water amount) (cm)



可降水量(Precipitable water amount) (cm)



可降水量(Precipitable water amount) (cm)

- 400 nm + 700 nm
- 500 nm ● 800 nm
- △ 600 nm

図7 可降水量と反射率の関係

Relation between reflectance and
precipitable water amount

4. まとめ

本報告における検討から得られた定性的結論をまとめると以下のとおりである。

(1) 海水中の所与の深度での上向光と下向光のCIE色度座標値の変化はほぼ並行し、それらの主波長はほぼ一致する。また、深度の増加に伴い、両者の一致は良くなる。

(2) 海面を通過したのちの見掛けの海面直下での上向光は、海表面での太陽直達光および天空光の鏡面反射成分の一部が加わることにより、かなり白色化する。

(3) 800～6600フィートでの上向光は、すでに相当程度白色化しており、CIE色度座標値と高度の間に明瞭な関係を見出すことはできなかった。

(4) 大気中の水蒸気量は、光の消散に寄与する大気物質（主としてエアロゾル粒子）との間に何らかの関係を有するかもしれない。ただし、現段階ではこれ以上の言及はできない。また、水蒸気量の増加に伴い、それ自身による消散効果の増加が予想されるが、これについても現段階では不明である。

5. おわりに

大気中の水蒸気が大気中での光の消散に寄与する物質の1つであることは、かねてより知られているところであった。しかし、それはあくまで吸収効果において寄与するというところであった。今回は、大気中の光散乱物質とパステラディアンスの関

係を論じるにさいして、大気中の水蒸気量とある種の光散乱物質（たとえばある種のエアロゾル粒子）量との間に何らかの量的関係が存在するかもしれないという示唆が図らずも与えられたことは大いに意義がある。従来のリモートセンシングにおける人工衛星データの大気補正処理において、水蒸気量の把握が困難であるため、これによる効果の補正が行われたという報告はまだ見られない。しかし、このような示唆が与えられたということで、将来、水蒸気による効果を補正する方法を検討するうえでの糸口が与えられたと言えるかもしれない。

また、海面直下での上向光が海面を通過するさいに受ける白色化の過程では、海面へ入射する下向光中の太陽直達光と天空光の比率や、海面の波浪状況、その他、関係する要因は非常に多い。海洋のリモートセンシングで特に急務の課題は海面の波浪と海面反射の関係をすることである。そのために、海面の波浪をどのような物理量からとらえるべきか検討中である。

謝 辞

本報告中で用いたデータの観測のうち特に放射観測は、アジア航測株式会社研究部の横田道夫、菅原由紀夫ならびに高橋佳昭の3氏のご協力に負うところが大きい。ここに深く感謝申し上げる。

なお、本報告中で用いたデータのうち、特に海中光については理化学研究所との共同研究として実施した海洋観測において得たものである。

* 注 1

ここでいう反射率とは、厳密にはCIE（国際照明委員会）で定めた反射係数に相当するものであり、同じくCIEで定めた反射率とは異なる。

CIEの定義では、反射率は入射放射束に対する反射放射束の比である。厳密な意味での反射率は、ある対象面について入射・反射したすべての放射束を測定することにより得られるものであり、測定がかなり困難である。

一方、CIEでは反射率とともに反射係数という指標を定めている。反射係数は、物体の任意の一点に関しその点を頂点とする任意の円錐内の反射束に関するもので、一定の円錐内の対象物体からの分光反射放射束と、同一条件下の完全拡散放射体からの同一方向、同一立体角の分光反射放射束との比として定義されている。したがって、本報告中で用いている反射率とは、CIEで定める反射係数に相当している。

本研究では、反射率（CIEで定める反射係数）を求めるために、完全拡散反射体に近いも

のとして硫酸バリウム粉末を塗布した白色板を用いた。測定対象面の反射率 $R(\lambda)$ は次式により求められる。

$$R(\lambda) = \frac{N(\lambda) \cdot L}{N_w(\lambda)}$$

ここで、

- λ ; 波長
- $N_w(\lambda)$; 白色板の輝度
- $N(\lambda)$; 測定対象面の輝度
- L ; 照明光（全下向入射光）の変動に対する補正係数

である。

また、実際上は $N(\lambda)/N_w(\lambda)$ を求めることなく、記録計の記録紙上の出力から $R(\lambda)$ を求めることもできる。この場合は

$$R(\lambda) = \frac{D(\lambda) \cdot r_1 \cdot k(\lambda)}{D_w(\lambda) \cdot r_2 \cdot k_w(\lambda)}$$

となる。

ここで

- $D(\lambda), D_w(\lambda)$; 記録紙上の出力
- r_1, r_2 ; X-Y 記録計の入力レンジ
- $k(\lambda), k_w(\lambda)$; 分光放射輝度計の光学系効率

である。

このようにして算出された反射率は、前提として次の2点を含むことに留意しなければならない。

- i) 白色板表面は、反射にさいしてわずかではあるが角度依存性を有する。そのため、反射光強度の角度分布は太陽高度（太陽直達光の入射角）に関係する。
- ii) 算出される反射率は、白色板を対象とした出力に対する比率であり、白色板の反射光による出力値をもって反射率を 100 % とする。

**注2

可視光の取り扱いについては測光工学系と視覚工学系があり、必然的に用語が異なる。通常、単に照度あるいは輝度という場合は後者における照度あるいは輝度をさすことが多く、前者ではこれと区別してそれぞれ放射照度および放射輝度という。照度および輝度に対する英語表現としては、視覚工学ではそれぞれ Illuminance および Luminance が、また、測光工学ではそれぞれ Irradiance および Radiance が用いられる。

本稿では、CIE 色度座標値はすべて測器により測定した値から計算したものであるが、上（下）向放射照（輝）度の CIE 色度座標値という表現はやや不適当と考えられるので、単に上（下）向光とした。

文 献

- 1) 山本義一, “気象学概論(改訂新版)”, (1958) 朝倉書店
- 2) Gordon, H. R. and O. B. Brown, 1973, “Irradiance Reflectivity of a Flat Ocean as a Function of the Optical Properties”, *Applied Optics*, 12 (7), 1549 – 1551
- 3) Judd, D. B. and G. Wyszecki, “Color in Business, Science and Industry (3rd ed.)”, (1975), John Wiley & Sons
- 4) Fraser, R. S., et al, “Interaction Mechanism-within the Atmosphere” (Manual of Remote Sensing Vol. 1), 1975, Am. Soc. Photogram. 181–233
- 5) 土屋 清, “リモートセンシング資料に及ぼす大気の影響” 和達清夫ほか, リモートセンシング, (1976), 朝倉書店 132–161
- 6) Tyler, J. E., “Light in the Sea” (1977), Dowden, Hutchinson & Ross Inc.
- 7) 和達清夫, “気象の事典”, (1977), 東京堂出版
- 8) 江森康文, 1980, “色の物理と表示”, 化学教育, 28 (2), 105–118
- 9) 佐々木保徳, 宗山 敬, 1981, “海水の光学的特性に関する研究(第6報) — 反射率に及ぼす波, 雲量および太陽高度の影響に関する定性的考察 —”, *JAMSTECTR* (6), 91–100
- 10) Okami, N., et al, 1983, “Analysis of Ocean Color Spectra (II) — Effect of Reflected Skylight —”, *J Oceanogr. Soc. Japan*, 38 (5), 300–306