

COMS/GOCI 관측값의 대기 에어러솔의 특성에 대한 민감도 분석

이권호*† · 김영준**

*Earth System Science Interdisciplinary Center, University of Maryland, **광주과학기술원 환경공학과

Sensitivity of COMS/GOCI Measured Top-of-atmosphere Reflectances to Atmospheric Aerosol Properties

Kwon Ho Lee*† and Young Joon Kim**

*Earth System Science Interdisciplinary Center (ESSIC), University of Maryland (UMD)

**Dept. of Environmental Science & Engineering, Gwangju Institute of Science & Technology (GIST)

Abstract : The Geostationary Ocean Color Imager (GOCI) on board the Communication Ocean Meteorological Satellite (COMS), the first geostationary ocean color sensor, requires accurate atmospheric correction since its eight bands are also affected by atmospheric constituents such as gases, molecules and atmospheric aerosols. Unlike gases and molecules in the atmosphere, aerosols can interact with sunlight by complex scattering and absorption properties. For the purpose of qualified ocean remote sensing, understanding of aerosol-radiation interactions is needed. In this study, we show micro-physical and optical properties of aerosols using the Optical Property of Aerosol and Cloud (OPAC) aerosol models. Aerosol optical properties, then, were used to analysis the relationship between theoretical satellite measured radiation from radiative transfer calculations and aerosol optical thickness (AOT) under various environments (aerosol type and loadings). It is found that the choice of aerosol type makes little different in AOT retrieval for AOT<0.2. Otherwise AOT differences between true and retrieved increase as AOT increases. Furthermore, the differences between the AOT and angstrom exponent from standard algorithms and this study, and the comparison with ground based sunphotometer observations are investigated. Over the northeast Asian region, these comparisons suggest that spatially averaged mean AOT retrieved from this study is much better than from standard ocean color algorithm. Finally, these results will be useful for aerosol retrieval or atmospheric correction of COMS/GOCI data processing.

Key Words : COMS/GOCI, aerosol, OPAC, AOT.

요약 : 세계 최초의 정지 궤도 해양관측 센서인 Geostationary Ocean Color Imager (COMS/GOCI) 가 측정하는 가시광선 영역의 파장대 (0.4-0.9 μ m)는 대기 구성성분(기체상 또는 입자상)에 의하여 영향을 받기 때문에 이에 대한 보정이 필요하다. 특히, 대기중에 존재하는 미세입자인 에어러솔은 그 물리 화학적 특성의 다양함으로 인하여 태양광과 반응하는 과정이 상당히 복잡하게 나타나므로, 정확한 해양 관측을 위하여 대기 에어러솔과 복사 과정의 상호작용에 대한 정확한 이해가 필요하다. 본 연구에서는 알려진 대기 에

어러솔 특성 자료를 이용하여 에어러솔의 물리적, 광학적 특성을 분석하였다. 여기서 얻어진 에어러솔 특성 값들은 복사전달 모델을 이용하여 다양한 환경 조건하(에어러솔의 종류와 양)에서 위성센서가 측정하는 이론적인 복사광과 에어러솔의 관계를 분석하는데 사용되었다. 복사전달모델 분석결과, 위성 자료 분석에서 잘못된 에어러솔의 광학 특성값의 사용으로 인한 오차는 에어러솔 광학 두께(τ)가 0.2보다 작은 범위에서는 비교적 작은 값을 나타내나 0.2보다 크게 되는 경우 지속적으로 증가하였다. 추가로 위성 관측값과 복사전달 모델에 의하여 계산된 값의 차이가 최소인 에어러솔 타입의 광학 특성값을 이용하여 τ 와 ångström exponent 를 도출한 결과는 기존의 표준 알고리즘보다는 지상관측자료와의 비교적 잘 일치하고 있는 것으로 나타났다. 따라서 위성 관측자료에서 에어러솔 분석함에 있어서 에어러솔 타입에 따른 광학적 특성값의 중요성은 매우 크다고 할 수 있다. 이러한 결과들은 궁극적으로 향후 발사될 COMS/GOCI의 관측 자료를 이용한 대기 에어러솔 분석이나 대기 효과 보정에 있어서 도움이 될 것이다.

1. 서론

대기 중 존재하는 입자상 성분, 즉 대기 에어러솔은 태양 복사 에너지를 흡수, 산란하는 특성으로 인해 복사 강제효과(radiative forcing effect) 및 기후변화(climate change)의 한 원인이 되고 있는 것으로 알려져 있다(IPCC, 2007). 이러한 대기 에어러솔의 두 가지 주요한 광학특성(광 산란과 흡수)은 지상관측(육지 및 해양)을 대상으로 하는 원격탐사에서 방해 인자로 작용하며, 지구 대기를 대상으로 하는 원격탐사에 있어서는 주요 관심 대상이 되기도 한다. 따라서 위성자료를 이용한 원격탐사 기법에 있어서 대기중의 에어러솔의 특성과 복사전달(radiative transfer)과정에서 어떠한 역할을 하는지에 대한 이해도를 높이는 것이 필수적이다.

인공위성의 탑재 센서 중 해양 관측을 주 목적으로 하고 있는 해양 센서가 측정하는 물리량은 주로 대기에 의한 간섭이 없는 조건하에 가시광~근적외선 영역에서의 복사 휘도(Radiance)를 측정하며, 여기서 대기 및 해수면에서의 간섭이 제거된 water-leaving radiance (L_{wl})를 추출하여 해양에서의 생물학적 또는 광학적 정보를 제공하게 된다. 일반적으로, 해양센서가 측정하는 파장범위에서의 복사량은 해수면에서 반사되는 양이 비교적 적은 반면, 대기 에어러솔의 영향이 상대적으로 크다. 특히 한반도 지역은 대륙으로부터 발생하는 각종 에어러솔(황사 또는 오염물)에 의한 영향을 많이 받고 있으므로 해양 관측에 있어서 대기 에어러솔의 의한 기여도를 평가하고, 그 영향을 제거 하는 과정(대기보정)은 매우 중요한 일이다.

지난 수세기 동안 미국, 유럽, 일본을 중심으로 해양

관측 위성(CZCS, SeaWiFS, MODIS, MERIS, OCTS 등)이 발사되었으며, 여기서 관측된 자료를 이용한 해양 및 대기의 파라미터를 분석하는 연구가 수행 되었다(King *et al.*, 1999, Lee *et al.*, 2008). 국내의 경우, 세계 최초의 정지 궤도 해양 관측 센서인 Communication Ocean Meteorological Satellite (COMS)/ Geostationary Ocean Color Imager (GOCI)의 발사계획으로 해양/대기 분야에 있어 활발한 연구활동이 기대되고 있다. GOCI 는 기존의 해양관측 센서와 비슷한 체인의 분광 해상도를 가지고 있으면서 정지궤도 관측으로 인하여 보다 높은 시·공간적 해상도를 가지고 있다(Table 1). 그러나 GOCI 가 측정하는 가시광선 영역의 파장대(0.4-0.9 μ m) 역시 대기 구성성분(기체상 또는 입자상)에 의하여 영향을 받기 때문에 해양관측에 있어 이러한 방해인자를 제거하는 과정이 필요하다. 특히, 대기중에 존재하는 미세입자인 에어러솔은 그 물리 화학적 특성으로 인하여 태양광과 반응하는 과정이 상당히 복잡하게 나타나므로 정확한 해양 관측을 위하여 대기 에어러솔과 태양 복사광의 상호작용에 대한 정확한 이해가 요구된다.

한편, 해양 센서의 대기보정(atmospheric correction)을 위한 가장 대표적인 알고리즘은 Gordon and Wang (1994) 에 의하여 제시되었다. 이 방법은 해양 반사 및 대기 중 기체 성분의 영향이 약한 두 개의 파장(765, 865nm)에서 측정된 위성 반사도의 비율을 이용하여 에어러솔의 특성을 도출한다. 이 경우, 비교적 입자의 광 흡수성이 적고(non-absorbing) 입자의 크기가 큰 해양성 에어러솔의 경우에는 적용성이 양호 하지만, 입자의 크기가 적고 광 흡수성이 큰 대륙성 에어러솔의 경우 만

Table 1. Specifications of COMS/GOCI and SeaWiFS

Band	GOCI			SeaWiFS		
	Wavelength[nm]	Band Width[nm]	SNR	Wavelength[nm]	Band Width[nm]	SNR
1	412	20	1000	412	20	646
2	443	20	1090	443	20	794
3	490	20	1170	490	20	976
4	555	20	1070	510	20	1013
5	660	20	1010	555	20	953
6	680	10	870	670	20	833
7	745	20	860	765	40	857
8	865	40	750	865	40	767

감도가 떨어진다. 따라서 본 연구에서는 이러한 문제점을 극복하기 위하여, 현재 알려진 대기 에어러솔 특성 자료를 이용하여 에어러솔의 광학적, 물리적 특성을 분석하였으며, 복사전달 모델을 이용하여 다양한 환경 조건하(에어러솔의 종류와 양)에서 위성센서가 측정하는 이론적인 복사량과 에어러솔의 관계를 분석하였다.

2. 대기 에어러솔의 물리적 · 광학적 특성

대기중에 존재하는 에어러솔은 그 발생원과 대기중에서의 여러 물리 화학적 프로세스에 따라 매우 다양한 물리 화학적 조성을 가지게 되며, 그 결과 조성에 따른 광학특성 또한 매우 다양하게 나타난다. 에어러솔 광학 특성 값은 실지 관측(in-situ)을 통하여 구하는 것이 가장 정확한 방법일 수 있지만, 관측치의 신뢰도 및 다양한 지역에서의 장기간 관측의 어려움 등으로 인하여 일반적으로 잘 알려진 특성값 자료를 사용하기도 한다. 여기에서는 대표적인 에어러솔 모델인 Optical Properties of Aerosols and Clouds (OPAC; Hess *et al.*, 1998)에서 제공하는 대기 에어러솔 특성 테이블을 사용하였다. 본 연구에서는 에어러솔의 광학특성인 에어러솔 광소산계수(extinction coefficient, σ_{Ext}), 단산란 알베도(single scattering albedo, ω_0), 비대칭 인자(asymmetry parameter, g), 산란 위상함수(scattering phase function, $P(\Theta)$)를 에어러솔의 타입에 따라 어떻게 변하는지를 가시광선~근적외선 영역에 초점을 두어 분석하였다. 이 과정에서 선행되어야 할 입자 크기분포함수에 대한 조사도 수행되었다.

에어러솔의 조성에 따른 광학적 특징은 주로 입자의 크기분포(물리적 특성)와 파장별 굴절률(화학적 특성)로 결정된다. 입자의 크기분포는 대기 중에 존재하는 입자의 개수를 입자의 크기로 표현한 것으로, 다음과 같은 로그 노말(log-normal) 분포 함수로서 표현된다.

$$\frac{dV_i(r)}{d \ln r} = \frac{V_i}{\sqrt{2\pi}\sigma_i} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln r - \ln r_{m,j}}{\sigma_i} \right)^2 \right] \quad (1)$$

$$\frac{dN_i(r)}{d \ln r} = \frac{3}{4\pi r^3} \frac{dV_i(r)}{d \ln r} \quad (2)$$

여기서 N_i , V_i , r_m , σ_i 는 각 모드 i 에서의 입자의 총 개수, 총 부피, 평균 입자 크기, 표준편차이다. OPAC에서 제공되는 7가지 주요 에어러솔 타입(continental clean (CC), continental average (CA), continental polluted (CP), urban (UB), desert dust (DD), maritime clean (MC), maritime polluted (MP))에 대한 크기분포함수는 Fig. 1.a-b와 같이 나타내어지며, 여러 가지 에어러솔 타입 가운데 CC, CA, CP, UB는 대륙기원의 에어러솔 성분이 주를 이루며 탄소 성분의 함유율에 따라 구분이 된다. 이들의 입자 크기분포는 Fig. 1a에 보이는 것과 같이 상호간 비슷한 쌍봉분포(bi-modal)를 나타낸다. 이에 비해 입자의 크기가 보다 큰 DD, MC, MP의 경우는 삼봉모드(tri-modal)로 나타내어지며, 주로 입자의 반경이 $1\mu\text{m}$ 보다 큰 영역에 위치하고 있다. 입자의 크기는 복사광의 파장과 밀접한 관계를 가지는데, 이에 대한 자세한 사항은 본 연구 범위를 벗어 나므로 Mie 이론 (Mie 1908; Bohren and Huffman, 1983)을 참고하기 바란다.

입자의 σ_{Ext} , $P(\Theta)$, g 및 ω_0 와 같은 에어러솔의 광학 특성은 각 에어러솔의 타입별 입자의 크기분포 함수, 파

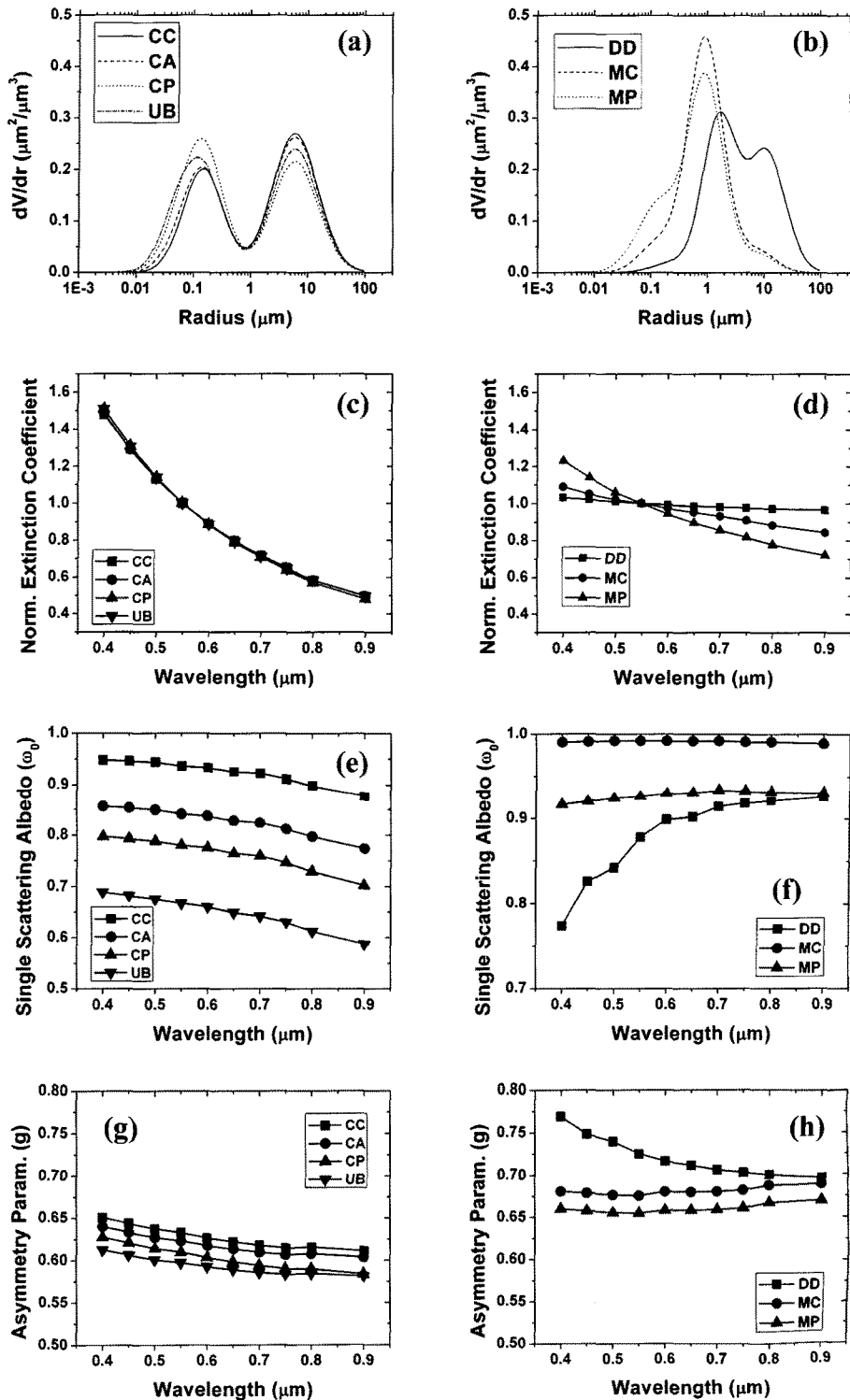


Fig. 1. Aerosol size distributions (a, b), normalized extinction coefficients (c, d), single scattering albedos (e, f), and asymmetry parameters (g, h) for aerosol types in OPAC dry aerosol particles (RH=0%).

장별 굴절률 자료를 입력 변수로 하는 Mie 산란 이론 (Mie scattering theory)을 적용하여 이론적으로 계산할 수 있다 (Bohren and Huffman, 1983). Mie 산란 이론에서 입자의 소산 (σ_{Ext}), 산란 (σ_{Sca}), 흡수 계수 (σ_{Abs})는 다음과 같이 계산된다.

$$\sigma_{Ext,Sca,Abs}(\lambda) = \int_{r=0}^{r=\infty} \pi r^2 \cdot Q_{Ext,Sca,Abs}(\lambda, r, m) \cdot \frac{dN}{d \ln r} d \ln r \quad (3)$$

여기서 Q 는 파장 λ , 입자의 크기 r 과 굴절률 m 에 의하여 결정되는 소산 또는 산란 효율함수이다. 그리고 소산 계수는 산란 계수와 흡수계수의 합과 같다.

$$\sigma_{Ext}(\lambda) = \sigma_{Sca}(\lambda) + \sigma_{Abs}(\lambda) \quad (4)$$

Mie 산란 이론에 따르면 입자의 크기에 따라 복사광의 산란효율이 다르게 나타나므로, 에어러솔 타입에 따른 입경 크기 차이로 인하여 광학특성이 서로 다른 결과를 나타낼 것으로 예상된다. 이러한 차이는 결국, 위성영상에서 관측되는 복사량은 에어러솔의 타입에 따라 영향이 다르게 나타남을 의미한다. 한편, 에어러솔의 광학적 특성을 나타내는 파라미터는 다음과 같은 식으로 계산되며 복사전달모델의 입력값으로 사용되기도 한다.

$$\text{단 산란 알베도: } \omega_0(\lambda) = \frac{\sigma_{Sca}(\lambda)}{\sigma_{Ext}(\lambda)}, \quad (5)$$

$$\text{산란 위상 함수: } P(\lambda, \Theta) = \int_{r=0}^{r=\infty} \pi r^2 \cdot F(\lambda, r, m, \Theta) \cdot \frac{dN}{d \ln r} d \ln r, \quad (6)$$

$$\text{비대칭 인자: } g(\lambda) = \frac{\int \cos \Theta \cdot P(\lambda, \Theta) \cdot d \cos \Theta}{\int P(\lambda, \Theta) \cdot d \cos \Theta} \quad (7)$$

여기서 $F(\lambda, r, m, \Theta)$ 는 파장, 입경, 굴절률, 그리고 산란각 Θ 에 따른 산란 강도함수이다.

Mie 산란 계산 결과로 얻어진 파장별 σ_{ext} , $P(\Theta)$, g 및 ω_0 는 Fig. 1c-h에 나타내었다. Fig 1c-d의 σ_{ext} 는 550nm에서의 σ_{ext} 값으로 정규화된 값으로 에어러솔에 의하여 파장별로 소산되는 복사량을 상대적으로 알 수 있다. 여기서 파장별 소산계수 σ_{ext} 는 입자의 크기와 파장의 함수인 크기 모수(size parameter, $x=2\pi r/\lambda$)의 함수이므로 가시광선 영역에서 입자의 크기가 작고 파장이 짧을수록 크게 나타난다. 반대로 입자의 크기가 커질수록 민감도가 적어지게 됨을 알 수 있다. ω_0 는 입자에

의한 광 흡수성을 나타내며 탄소입자의 함유량이 많을수록 낮은 값을 나타내는데 OPAC의 대륙성 입자의 경우는 CC 부터 UB까지 일정 비율로 적어지는 값을 나타내지만 MC의 경우는 0.99의 거의 일정한 값을 나타내고 있다. DD의 경우엔 있어서는 해양성 에어러솔과는 달리 짧은 파장대에서 낮은 비슷한 ω_0 값을 보이고 있다. g 는 전방과 후방산란의 비율로서, 입자에 의하여 산란되는 주 방향을 알 수 있게 해준다. Fig 1g-h에서는 약 0.65의 값을 경계로 했을 때, 입자 크기가 적은 에어러솔 타입은 주로 후방산란이, 입자 크기가 큰 에어러솔 타입은 주로 전방 산란이 많이 나타나고 있다. 입자의 크기가 다른 타입보다 큰 DD의 경우 파장이 짧은 영역에서도 전방산란이 매우 크게 나타나고 있다.

Fig. 2 a-b 는 산란각에 따른 산란강도인 $P(\Theta)$ 를 나타내며, 어떠한 픽셀에서 태양의 기하 위치와 위성의 관

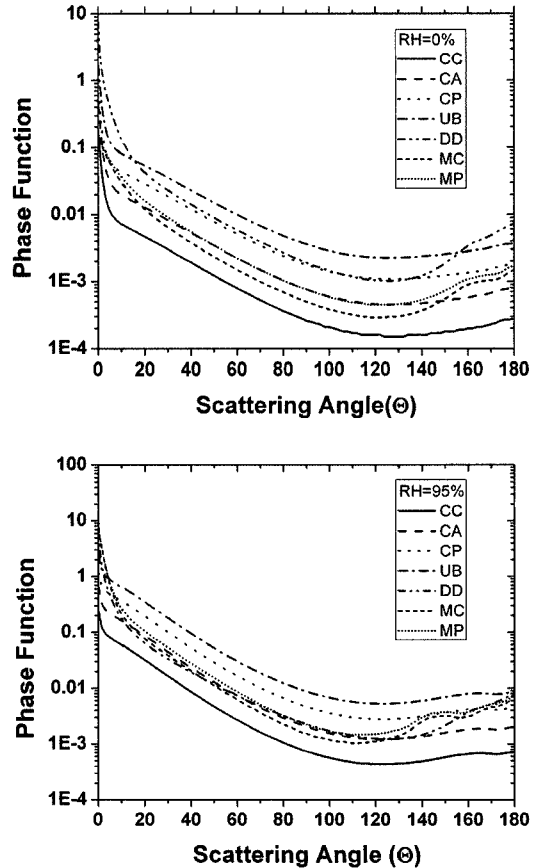


Fig. 2. Aerosol scattering phase function for OPAC dry (RH=0%) and wet (RH=95%) aerosol particles.

측위치에 따른 에어러솔에 의한 복사량의 변화를 알 수 있다. $P(\Theta)$ 는 입자의 크기에 상관없이 산란각이 0도인 경우 최대이고, 산란각이 증가할수록 감소하여 약 120도 근처에서 최저값을 나타낸다. 입자의 크기가 비교적 큰 DD나 MC, MP 같은 경우는 120~180도 사이의 산란각도는 오히려 증가하고 있다. 한편, 해양의 경우는 일반적으로 습도가 높은 환경이므로 이에 대한 영향을 고려하여 상대습도가 95%인 경우에 $P(\Theta)$ 를 Fig 2b에 나타내었다. 여기에서는 입자의 흡습 성장(humidity growth), 즉 입자의 표면에 물 분자의 수가 증가하여 입자 크기가 증가함으로 인하여 산란 강도가 증가하는 것을 증명하고 있다.

결국 이러한 결과들이 제시하는 바는, 첫째, 에어러솔 타입에 따른 광학 특성이 위성관측 값에 대한 기여도를 간접적으로 유추할 수 있게 하며, 둘째, 에어러솔의 광학특성은 타입에 따라 고유한 값을 가지므로 위성관측 값에서 역으로 에어러솔 타입을 찾을 수 있게 한다.

3. 위성관측 자료에 대한 민감도 분석

2장에서 다루었던 에어러솔의 광학 특성 값은 복사 전달모델의 입력값으로 활용되어 위성센서가 측정하게 되는 복사량을 이론적으로 계산할 수 있다. 여기서는 대표적인 복사 전달 모델인 Santa Babara Disort Radiative Transfer (SBDART, Ricchiazzi *et al.*, 1998)를 사용하였다. 모델 입력값으로서 파장 조건은 GOCI의 각 밴드별 중심파장과 파장범위를 이용하였고, 해양 반사도는 해수에서의 산란(Morel, 1998), 파도에 의한 Fresnel 반사(Cox and Munk, 1956)등의 다양한 물리적 파라미터 조건을 고려한 양방향 반사도 분포 함수 (BRDF: Bi-directional reflectance distribution function)를 이용한 모델값을 사용하였다.

Fig. 3은 비교적 대기의 영향이 적은 865nm 채널에서의 해수면 BRDF의 한 예로서, 해수면의 반사도는 해수의 성분이나 기상 상태의 함수이지만 위성과 태양의 위치에 따라서도 크게 영향을 받는 것을 알 수 있다. 특히 sun glint 영역이 나타나게 되는 영역 (방향각(ϕ) < 약 40°)에서는 해수 반사도가 매우 높게 되어 대기의 효과가 상대적으로 적어지게 되므로 에어러솔의 분석에 적

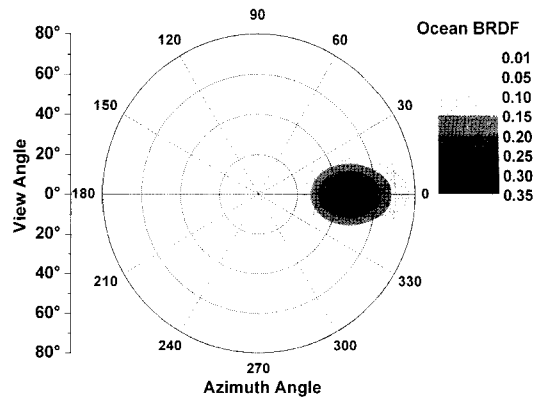


Fig. 3. Ocean bi-directional reflectance distribution function (BRDF) at 865nm (solar zenith angle=40°).

합하지 않은 조건이 되므로 주의해야 한다.

복사 전달 모델의 주요 입력값으로서 대기 조성 값은 실제의 대기 구성 및 연직 분포 자료의 획득에 어려움이 있기 때문에, 일반적으로 널리 사용되는 US 표준대기 모델을 사용하였다. 에어러솔에 대한 입력에 대해서는, 2장에서 사용된 모든 에어러솔 광학 특성 값과 함께 에어러솔의 상대적인 양을 나타내는 에어러솔 광학두께 (Aerosol Optical Thickness; AOT, τ)로서 0~5사이의 조건값을 이용하였다. τ 는 σ_{Ext} 를 고도 z 에 대해 적분하여 얻어지는 무차원의 값으로 에어러솔의 상대적인 양을 나타낸다.

$$\tau(\lambda) = \int \sigma_{ext}(\lambda) dz \quad (8)$$

기하 조건들은 각각 태양 천정각(solar zenith angle, $\theta_0=0^\circ \sim 80^\circ$, $\Delta=10^\circ$), 위성 관측각(satellite view angle, $\theta_s=0^\circ \sim 80^\circ$, $\Delta=5^\circ$), 상대 방위각(relative azimuth angle, $\phi=0^\circ \sim 180^\circ$, $\Delta=15^\circ$) 로서, 총 계산 회수는 8 bands \times 12 $\tau \times$ 9 $\theta_0 \times$ 17 $\theta_s \times$ 13 $\phi = 169,728$ 회가 된다. SBDART 계산 결과는 파장별 복사량($L_{TOA}(\lambda)$)으로 나타나며, 다음과 같은 식을 이용하여 반사도로 전환된 값을 사용한다.

$$\rho_{TOA}(\lambda) = \frac{\pi L_{TOA}(\lambda)}{F_0(\lambda) \cos \theta_0} \quad (9)$$

여기서 $F_0(\lambda)$ 는 대기권 밖에서 지구로 입사하는 태양 복사량이고, 에어러솔에 의한 반사도 ρ_{Aer} 는 대기 중에 에어러솔이 존재하지 않는 조건($\tau=0$)에서의 반사도의 차로서 구할 수 있다.

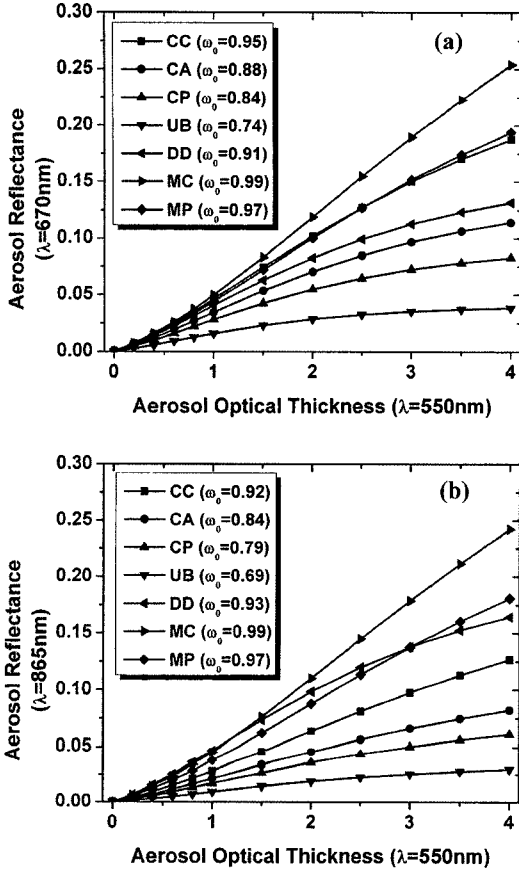


Fig. 4. Aerosol reflectances at (a) 670 and (b) 865 nm as a function of aerosol optical thickness at 550 nm (SZA=30°, Viewing angle=20°, Azimuth angle=60°, RH=50%).

$$\rho_{Aer}(\lambda) = \rho_{TOA, \tau}(\lambda) - \rho_{TOA, \tau=0}(\lambda) \quad (10)$$

Fig. 4a-b는 SBDART 계산 결과인 ρ_{Aer} 와 τ 의 관계를 나타낸다. 주어진 위성 관측 조건에서 에어러솔 타입에 상관없이 위성이 관측하게 되는 복사량은 τ 가 커질수록 (에어러솔의 양이 증가할수록) 증가한다. 이것은 에어러솔의 양이 많을수록 입자당 산란되는 복사량이 증가하기 때문이다. 여기에서 τ 에 대한 에어러솔 반사도의 증가율($\Delta\rho_{Aer}/\Delta\tau(\lambda)$)이 에어러솔 타입별로 다르게 나타나는 이유는 에어러솔의 고유한 광학 특성 중 광흡수/광소산 비율인 ω_0 가 다르게 때문이다. 이러한 결과는 다음과 같이 해석할 수 있다. 대기중 존재하는 에어러솔의 양이 증가 할수록 위성 관측값이 증가하지만, 동시에 그 증가율은 에어러솔의 광 흡수성에 따라 다르게 나타나므로 해양 원격탐사에 있어서 에어러솔의 간섭효과가

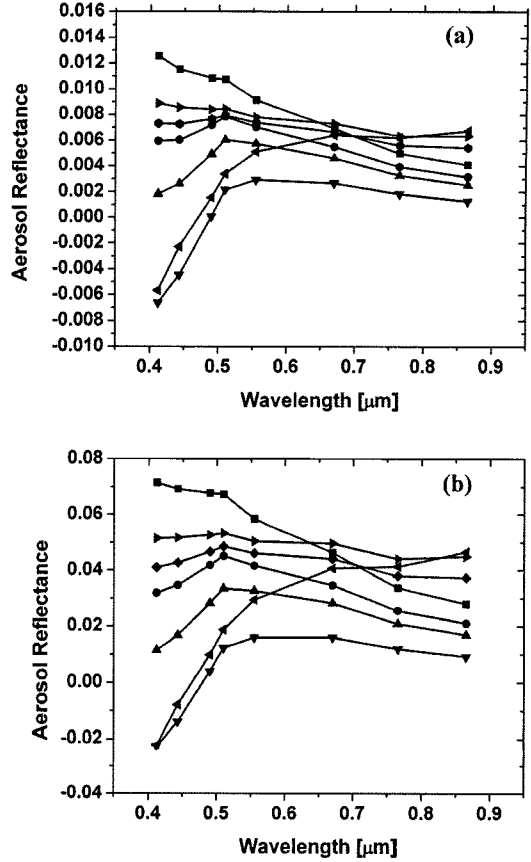


Fig. 5. Comparison of aerosol reflectances at each wavelength by different aerosol models under the relatively (a) clear ($\tau=0.2$) and (b) hazy ($\tau=1.0$) cases.

매우 복잡해짐을 알 수 있다.

Fig. 5a-b는 비교적 에어러솔의 양이 적은 경우 ($\tau=0.2$)와 많은 경우($\tau=1.0$)에 있어서 파장별 ρ_{Aer} 와 τ 의 관계를 나타낸다. 여기서는 같은 τ 조건인 경우에 에어러솔 타입별 ρ_{Aer} 는 매우 다르게 나타남을 알 수 있다. 특히, 파장이 짧은 영역에서 ω_0 가 적은 에어러솔 타입의 경우 음의 ρ_{Aer} 값이 나타나는 것은 광 산란이 흡수보다 적기 때문에 나타나며 위성영상 분석에서 이러한 에어러솔의 특성을 고려하지 않으면 매우 큰 오차를 유발할 가능성이 있다.

위성 관측 값으로부터 τ 를 구하기 위해서는 Fig 4에서와 같이 $\langle\rho_{Aer} - \tau\rangle$ 관계를 나타낸 곡선을 이용하는데, 이때 에어러솔 타입별로 $\langle\rho_{Aer} - \tau\rangle$ 관계가 다르므로 한 가지 위성 관측관측값 (ρ_{Aer})으로부터 다양한 τ 값이 도출될 수 있다. 따라서 정확한 에어러솔 모델의 사용은 보

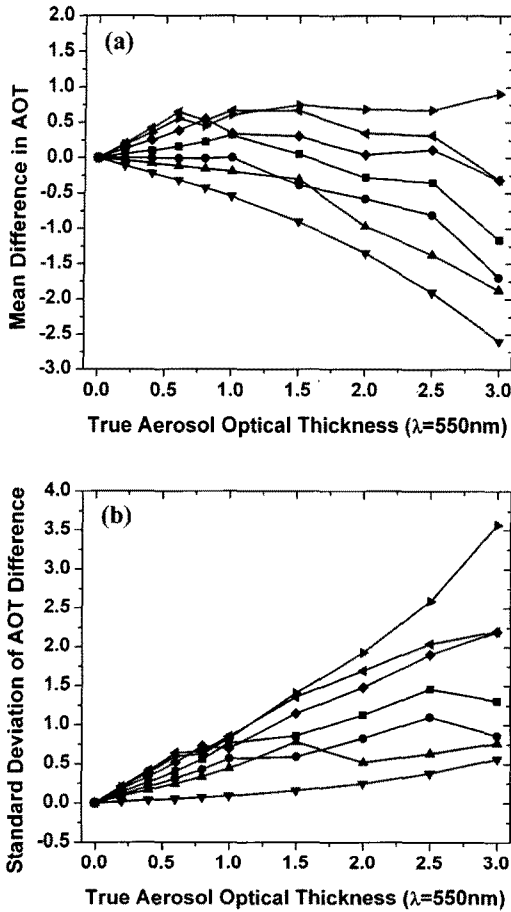


Fig. 6. (a) Mean differences and (b) standard deviations between true AOT and retrieved AOT for each aerosol model.

다 정확한 τ 값을 도출하기 위해서는 필수적이다. 이러한 영향을 알아보기 위하여, 어떠한 주어진 ρ_{Aer} 값에서 실제 에어러솔 타입(OPAC의 7가지 에어러솔 타입중 어떠한 한가지)에 의한 τ 를 τ_j^{true} 라고 가정하고, OPAC의 나머지 6가지 에어러솔 타입에 의한 τ 를 $\tau_k^{retrieved}$ 라고 하면 다음 식에 의하여 τ 에 대한 에어러솔 타입의 민감도를 계산할 수 있다.

$$MD_j = \frac{\sum_{k=1}^6 (\tau_j^{true}(\rho_{Aer}) - \tau_k^{retrieved}(\rho_{Aer}))}{6} \quad (11)$$

$$SD_j = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^6 [(\tau_j^{true}(\rho_{Aer}) - \tau_k^{retrieved}(\rho_{Aer})) - MD_j]^2}{6}} \quad (12)$$

Fig. 6a-b는 865nm 밴드에서 각각의 에어러솔 타

입별 평균 오차 MD_j 와 상대오차 SD_j 를 τ_j^{true} 의 함수로 나타낸 그래프이다. MD_j 는 τ_j^{true} 가 작은 범위에서는 비교적 작은 값을 나타내나 0.2보다 크게 되는 경우 지속적으로 증가하고 있다. 결국 위성 관측자료에서 에어러솔 분석함에 있어서 에어러솔 타입에 따른 광학적 특성 값의 중요성은 매우 크다고 할 수 있다.

4. 위성 관측 자료에 응용

3장에서 SBDART에 의하여 계산된 각각의 대기, 기하 조건에서의 반사도와 τ 의 관계를 이용하여 위성이 실제 관측한 반사도 값으로부터 τ 를 역으로 찾을 수 있다. 그러나 이러한 과정을 수행하기 위해서는 정확한 에어러솔 타입에 대한 적용이 필요하다. 위성 관측값에서 직접적으로 에어러솔의 타입을 찾는 과정은 쉽지 않지만 파장대별 반사도 특성을 이용하면 대략적인 정보를 얻을 수도 있다(Lee *et al.*, 2007). 본 연구에서는 앞서 2장 및 3장에서 제시된 것과 같이 파장에 따른 ρ_{Aer} 값이 에어러솔 타입별로 다르게 나타나는 특성을 이용하였다. 즉, 위성으로 관측한 값을 ρ_{Aer}^{Set} , 모델에 의하여 계산된 값을 ρ_{Aer}^{Cal} 라고 할 때, 해양반사도의 영향이 적은 3 채널(670, 765, 865nm)에서의 두 물리량의 차이($\Delta\epsilon_j$)가 가장 적은 에어러솔 타입(j)을 최종적으로 τ 를 구하는데 이용하였다. 이러한 과정을 위하여 다음 식을 이용하였다.

$$\Delta\epsilon_j = \sqrt{\frac{1}{3} \sum_{i=1}^3 \left(\frac{\rho_{Aer}^{Set}(\lambda_i) - \rho_{Aer}^{Cal}(\lambda_i)}{\rho_{Aer}^{Cal}(\lambda_i)} \right)^2} \quad (13)$$

여기에서는 Eq (13)을 이용하여 실제 인공위성 관측자료로부터 τ 를 구하고, 일반적으로 사용되는 표준 에어러솔 알고리즘에 의한 τ 및 지상관측자료와 비교를 통하여 실제 적용 결과의 정확도를 알아보고자 하였다.

위성관측 자료에서 분석된 τ 의 정확도를 분석하기 위해서는 지상에서 관측된 sunphotometer 자료와 비교하는 것이 일반적이다. 이 경우에는 장기간의 위성관측 자료와 다양한 지리적 위치에서의 지상관측자료가 필요하나, 본 연구의 범위를 벗어나므로 여기에서는 사례연구로서, COMS/GOCI의 관측영역을 포함하며 비교적 구름이 적게 나타나는 2004년 6월 13일에 관측된 MODIS와 SeaWiFS 자료를 이용하였다. Fig. 7a-f는 2004년 6

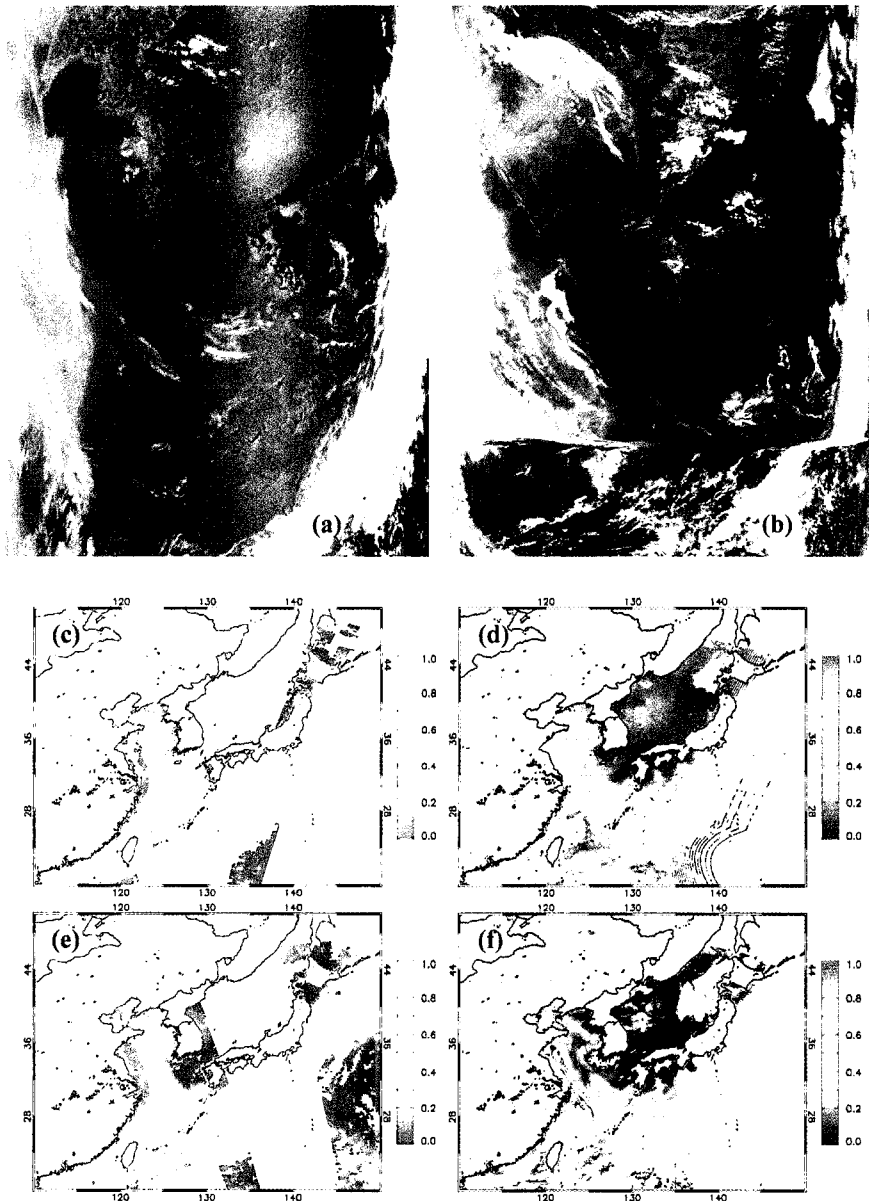


Fig. 7. (a) Terra/MODIS and (b) SeaWiFS color composite RGB imagery and aerosol optical thickness at 550nm retrieved from (c) Terra/MODIS L2 (UTC 02:15), (e) Aqua/MODIS L2 (UTC 05:25), (d) SeaWiFS L2 (UTC 04:02), and (f) this study by SeaWiFS L1 data on June 13, 2004.

월 13일의 관측된 MODIS와 SeaWiFS 칼라합성 영상과 NASA 표준 알고리즘에 의한 Level 2 τ , 그리고 앞에서 언급된 방법에 의한 SeaWiFS τ 결과를 보여준다. Fig. 7a-b의 칼라 합성 영상에서는 한반도 주변에 비교적 구름이 적고 중국 동부 해안과 서해안에 연무현상이 보이고 있다. 여기서는 3가지 다른 위성 관측(Terra/MODIS: 오전 11시경, SeaWiFS: 오후 1시경, Aqua/

MODIS: 오후 2시경)을 통하여 시간대별 τ 의 분포 특성 및 유사성을 비교할 수 있다. MODIS L2 τ (Fig. 7c,e)의 경우 Sun glint 영역에서는 분석이 불가능하여 해양에서의 에어로솔 분석에 어려움이 있으나 비교적 정확한 정확도($\Delta\tau = \pm 0.03 \pm 0.05\tau$)를 가지고 있는 것으로 알려져 있다(Remer *et al.*, 2005). 실제로, 이권화와 김영준(2008)은 한반도 인근 지역에서의 MODIS L2 τ 자

Table 2. Comparisons of ground based sunphotometer measured and satellite retrieved AOT as shown in Fig 7.

Location	Time (hr, UTC)	AERONET	MODIS L2	SeaWiFS L2	SeaWiFS (this study)
Gosan	04	0.199 ± 0.044	-	0.204 ± 0.035	0.189 ± 0.047
Gosan	05	0.130	0.133 ± 0.009	-	-
Anmyon	02	1.087	1.003 ± 0.080	-	-
Anmyon	04	0.799	-	-	0.656 ± 0.115
Osaka	04	0.058	-	0.253 ± 0.033	0.076 ± 0.018

Geographical locations of AERONET sites used here are Anmyon (E 126.330°, N 36.539°), Gosan (E 126.162°, N 33.292°), and Osaka (E 135.591, N 34.651), respectively.

Table 3. Same as table 2 but angstromm exponent

Location	Time (hr, UTC)	AERONET	MODIS L2	SeaWiFS L2	SeaWiFS (this study)
Gosan	04	1.295 ± 0.040	-	0.0379 ± 0.040	1.276 ± 0.001
Gosan	05	1.224	1.404 ± 0.013	-	-
Anmyon	02	1.306	1.302 ± 0.028	-	-
Anmyon	04	1.342	-	-	1.266 ± 0.001
Osaka	04	1.403	-	0.567 ± 0.027	1.266 ± 0.001

료가 알려진 정확도내에서 지상관측자료와 일치하고 있는 것을 보였다. SeaWiFS L2 τ (Fig. 7d)자료의 경우 분석 알고리즘이 ±10%의 정확도를 가지는 것으로 보고되었으나(Gordon and Wang, 1994), 한반도 인근지역에서 지상관측자료와 비교한 경우는 보고된 적이 없다. Fig. 7f에서 보이는 것과 같이 본 연구에서 사용된 SeaWiFS τ (Fig. 7d) 자료는 MODIS τ 분포 패턴과 유사하며 기존의 SeaWiFS L2보다 낮은 결과를 보여주고 있다.

한편, 연구 대상 지역내의 지상에서 관측된 sunphotometer 자료는 AERONET 관측 지점인 안면도와 제주도 고산, 그리고 일본 오사카의 관측자료를 이용하였다. Table 2와 3에서는 Fig. 7의 위성관측 자료 분석 결과와 sunphotometer 관측결과를 나타낸다. 표 2에서 MODIS L2 τ 는 비교적 지상 관측자료와 잘 맞고 있고 (절대오차=0.003(고산), 0.084(안면)). SeaWiFS 경우 L2 τ 는 오사카에서 매우 큰 오차(절대오차=0.195)를 보이고 있으나, 본 연구의 SeaWiFS τ 는 비교적 잘 일치하고 있는 것으로 나타난다. ångström exponent 값도 MODIS L2와 본 연구의 SeaWiFS는 지상관측자료와 비교적 일치하나 SeaWiFS L2는 전혀 다른 값을 보이고 있어 알고리즘에서 사용된 에어러솔의 광학특성 값에 문제가 있음을 알 수 있다. 따라서 한반도 인근 지

역을 대상으로 기존의 표준 에어러솔 알고리즘의 사용하는 데에는 보다 다양한 에어러솔의 특성 값 또는 한반도 지역에서 관측된 정보를 이용하는 것이 보다 정확한 결과를 얻을 수 있는 것으로 기대된다.

5. 결론 및 요약

알려진 대기 에어러솔의 특성 자료를 이용하여 에어로졸 타입에 따른 물리적·광학적 특성을 비교 분석하였다. 그 결과 입자의 크기분포와 조성에 따라 다양한 광학적 특성이 나타나며, 대기중에 존재하는 에어러솔의 광학 특성이 해양 원격탐사에 있어서 관측 파장영역과 조건 (기하 조건)에 따라 매우 다양하게 나타남을 알 수 있었다. 이러한 결과는 대기중에서 에어러솔에 의한 복사전달과정 및 해양 센서가 측정하는 복사량을 미리 모수화 하는데 이용 할 수 있다. 복사전달 모델 결과를 통하여 얻어진 τ 과 위성이 관측하게 되는 ρ_{Aer} 과의 관계는 에어러솔 타입에 따라 서로 다르게 나타나므로, 위성 관측값의 분석에 있어서 잘못된 에어러솔 광학특성값이 사용되는 경우 큰 오차를 유발할 수 있다. 따라서 COMS/GOCI 관측 자료의 분석에 있어서 다양한 에어러솔의 광학특성을 고려하는 것이 필요하다. 실제로

COMS/GOCI와 제원이 비슷한 SeaWiFS 관측자료를 이용하여 τ 를 분석한 결과 기존의 NASA 표준 알고리즘에서 사용되고 있는 에어러솔 특성값이 한반도 인근지역에서는 오차가 있는 것으로 나타났다. 이러한 결과는 향후 COMS/GOCI 를 이용한 대기 에어러솔 분석 및 대기 보정과정에 있어 매우 유용할 것이다.

감사의 글

이 연구는 한국해양연구원의 “정지궤도 해석위성 (GOCI) 활용 연구지원 (1단계)” 사업 위탁과제 지원으로 수행되었습니다.

참고문헌

- 이권호, 김영준, 2008. Collection 4와 Collection 5 MODIS 에어러솔 분석 자료의 차이와 지상관측 자료와의 비교, 대한원격탐사학회지, 24(4), 369-379.
- Bohren, C. F. and D. R. Huffman, 1983. Absorption and scattering of light by small particles, John Wiley & Sons.
- Cox, C. and W. H. Munk, 1956. Slopes of the sea surface deduced from photographs of sun glitter. *Bulletin of the Scripps Institution of Oceanography*, 6(9): 401-487.
- Gordon, H. R. and M. Wang, 1994. Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm, *Appl. Opt.* 33, 443-452.
- Hess, M., P. Koepke, and I. Schult, 1998. Optical Properties of Aerosols and clouds: The software package OPAC, *Bull. Am. Met. Soc.*, 79: 831-844.
- King, M. D., Y. J. Kaufman, D. Tanré, and T. Nakajima, 1999. Remote sensing of tropospheric aerosols from space: Past, present, and future. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 80: 2229-2259.
- Lee, K. H., Z. Li, Y. J. Kim, and A. Kokanovsky, 2008. Aerosol monitoring from satellite observations: a history of three decades, *Atmospheric and Biological Environmental Monitoring*, Y. J. Kim, U. Platt, M. B. Gu, H. Iwahashi (Eds.), *Springer* (in print).
- Lee, K. H., Y. J. Kim, W. von Hoyningen-Huene, and J. P. Burrows, 2007. Spatio-Temporal Variability of Atmospheric Aerosol from MODIS data over Northeast Asia in 2004, *Atmos. Environ.*, 41(19), 3959-3973. doi:10.1016/j.atmosenv.2007.01.048
- Mie, G., 1908. Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen, Leipzig, *Ann. Phys.*, 330: 377-445.
- Morel, A., 1988. Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (Case-I Waters), *J. of Geophys. Res.*, 93(C9): 10749-10768.
- Ricchiazzi, P., S. Yang, C. Gautier, and D. Sowle, 1998. SBDART: A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the Earth's atmosphere, *Bull. Am. Met. Soc.*, 79(10): 2101-2114.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2007. Climate Change 2007: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, S. Solomon et al. (Eds.), Cambridge Univ. Press, New York.
- Remer, L. A., Y. J. Kaufman, D. Tanré, S. Mattoo, D. A. Chu, J. V. Martins, R. R. Li, C. Ichoku, R. C. Levy, R. G. Kleidman, T. F. Eck, E. Vermote, and B. N. Holben, 2005. The MODIS aerosol algorithm, products and validation, *J. Atmos. Sci.* 62: 947-973.