

해양 표적을 이용한 대기 상단 가시영역에서의 복사휘도 모의와 위성 센서 검보정에의 활용 가능성 연구

김정근* · 손병주*[†] · 정의석* · 전형욱* · 서애숙** · 김금란** · 오미림**

*서울대학교 지구환경과학부, **기상청

Simulation of TOA Visible Radiance for the Ocean Target and its Possible use for Satellite Sensor Calibration

Jungun Kim*, Byung-Ju Sohn*[†], Eui-Seok Chung*, Hyoung-Wook Chun*,
Ae-Sook Suh**, Kum-Lan Kim**, and Milim Oh**

*School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University, **Korea Meteorological Administration

Abstract : Vicarious calibration for the satellite sensor relies on simulated TOA (Top-of-Atmosphere) radiances over various targets. In this study, TOA visible radiance was calculated over ocean targets which are located in five different regions over the Indian and Pacific ocean, and its possible use for the satellite sensor calibration was examined.

TOA radiances are simulated with the 6S radiative transfer model for the comparison with MODIS/Terra and SeaWiFS measurements. Geometric angles and sensor characteristics of the reference satellites were taken into account for the simulation. AOT (Aerosol Optical Thickness) from MODIS/Terra, pigment concentrations from SeaWiFS, and ozone amount from OMI measurements were used as inputs to the model. Other atmospheric input parameters such as surface wind and total column water vapor were taken from NCEP/NCAR reanalysis data.

The 5-day averaged radiances over all targets show that the percent differences between simulated and observed radiances are within about $\pm 5\%$ in year 2005, indicating that the calculated radiances are in good agreement with satellite measurements. It has also been shown that the algorithm can produce the SeaWiFS radiances within about $\pm 5\%$ uncertainty range. It has been suggested that the algorithm can be used as a tool for calibrating the VIS bands within about 5% uncertainty range.

Key Words : TOA radiances, MODIS, SeaWiFS, AOT, vicarious calibration, ocean targets.

요약 : 위성 센서의 대리 검정은 다양한 표적을 이용하여 모의된 대기 상단의 복사휘도를 이용하여 수행된다. 본 연구에서는 인도양과 태평양상에 있는 다섯 개의 해양 표적을 통해 대기상단 가시영역에서의 복사휘도를 계산하고, 위성 센서 검보정에의 활용 가능성에 대해서 알아보았다.

복사전달모델인 6S를 통해 계산된 대기상단의 복사휘도를 MODIS/Terra와 SeaWiFS 관측 값과 비교하였으며, 모의를 위하여 이들 위성의 기하정보와 복사계의 특징들이 사용되었다. MODIS/Terra의 에어로솔 광학적 두께 (AOT: Aerosol Optical Thickness)와 SeaWiFS의 pigment concentrations, OMI의 오존

자료가 모델 입력 값으로 사용되었고 NCEP/NCAR 재분석 자료로부터 바람과 총가강수량에 대한 정보를 얻었다.

전 표적 지역에 대해서 5일 평균한 결과, 2005년 한 해 동안 계산된 복사휘도와 관측된 복사휘도와의 백분율 차이는 약 $\pm 5\%$ 의 수준으로 나타났고 이것은 계산된 복사휘도가 위성에서의 관측 값과 잘 일치함을 의미한다. 또한 동일 알고리즘으로 약 $\pm 5\%$ 의 오차 수준 이내의 결과를 SeaWiFS를 통해 얻을 수 있었다. 이러한 결과는 위성의 가시채널 검보정이 본 연구의 복사휘도 모의 방법을 통해서 $\pm 5\%$ 의 오차범위 안에서 이루어질 수 있음을 보여준다.

1. 서론

위성 센서에 도달한 빛은 정수 형태의 digital count (DC)값으로 관측되며 이것을 사용하기 위해서는 물리적 의미를 지닌 복사휘도(radiance)로 바꾸어 주는 복사 검보정(radiometric calibration) 과정이 반드시 필요하다(한국해양연구원, 2002). 성공적인 복사 검보정의 수행이 전제되어야 위성 산출물의 신뢰성도 보장되므로 정확한 센서 검보정 방법의 개발과 검증이 위성 운용시에 요구 된다(기상연구소, 2005). 한편, 측정 센서의 특성은 위성 발사 전 일련의 실험을 통해 알려지는데 발사 순간이나 위성 운용 기간 동안 외부의 영향으로 변형될 수 있다(Murakami *et al.*, 2005). 이는 운용 기간 동안 센서의 장기간 성능 저하에 대한 감시와 이것을 보상해주는 절대 검보정(absolute calibration)이 지속적으로 수행되어야 함을 의미하며(Govaerts and Clerici, 2004), 이를 통하여 복사 검보정 과정에서의 오차 유발을 최소화할 수 있다.

정확한 복사 검보정을 위한 이상적인 방법은 위성 탑재체내에 복사 검보정을 위한 일정한 광원을 확보하는 것이다. 그러나 기술적/경제적인 문제로 인해 내부 표준 광원의 확보가 제한될 경우 위성체 외부의 값으로 검보정을 수행할 수 있다(Kriebel and Amann, 1993). 활용 가능한 외부 값으로는 특성이 잘 알려진 타 위성 관측 자료를 이용하거나 센서의 관측 지점 및 시간에 대응하는 이론적인 복사 휘도 값을 사용하는데 이를 이용한 대리 검보정(vicarious calibration)방법으로 복사 검보정이 가능하다(Koepke, 1982; Thome, 1999).

대리 검보정 방법 중 이론적으로 정확한 복사 휘도 산출을 위해 사용할 수 있는 대상은 맑은 사막이나 심층 대류운 등이 있으며, 해양은 검보정식에서 정확한 오프셋(offset)을 찾는데 사용됨으로써(Moulin *et al.*,

1996; Moulin and Schneider, 1999), 관측된 DC와 계산된 복사휘도 간의 일관성과 신뢰도를 검증하는데 이용된다(Govaerts *et al.*, 2004).

해양을 이용한 위성 검보정은 해색(ocean color)을 알고자 하는 해양센서에서 특히 중요하기에 정확한 센서 검보정을 위한 노력들도 꾸준히 진행되고 있다. 대표적인 해양센서인 SeaWiFS (Sea-Viewing Wide Field-of-view Sensor)와 MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) 해색 밴드의 경우에는 MOBY (Marine Optical Buoy)를 통해 측정된 해수면 상하에서의 복사량과 sun-photometer 관측으로부터 얻은 에어로솔 특성들을 사용하였으며(Eplee *et al.*, 2001), OSMI (Ocean Scanning Multi-Spectral Imager)와 GLI (Global Imager)의 해색 밴드 검보정에서도 동일하게 직접 관측을 통한 방법으로 해양에서의 위성 센서 검보정을 수행하였다(Sohn *et al.*, 2000; Yoshida *et al.*, 2005). 이와 같이 해양 표적에서의 정확한 반사 특성을 알기 위해서는 지속적 혹은 집중적인 필드 관측을 수행하는 것이 바람직하나 많은 노력과 예산이 소요된다. 따라서 해양 센서가 아닌 경우, 해양 정보의 획득을 위해 해수상향복사량(수출광량, water-leaving radiance)을 직접 관측하고 검증하는 과정 없이 Govaerts *et al.* (2004)이 EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites)의 MSG (Meteosat Second Generation) 대리검보정 수행에 사용한 방법처럼 대양에서의 대형 표적을 선정한 후 기후 값과 관측 값을 이용하여 가시채널 검보정을 실시할 수 있다.

본 논문에서는 2009년 발사 예정인 통신헬양기상위성의 운영에 앞서 우리나라에서 적용할 수 있는 해양을 이용한 위성의 가시채널 검보정 기법을 개발하여 실제 위성 운용 시 필요한 검보정계수 산출과 검보정 감시 활

동에 사용 가능한 위성 관측 고도에서의 가시영역 복사휘도를 정확하게 모의하고자 한다. 해양과 대기 시스템 상에서의 복사 전달 과정은 기 개발된 복사전달모델(RTM: Radiative Transfer Model)을 사용하여 계산하였으며, 모델에 필요한 입력 변수들은 타 위성의 관측값과 재분석 자료를 사용하였다. 계산 알고리즘의 검증은 자료의 신뢰도가 높은 타 위성을 사용하고 그 관측값과 모델 계산 값을 비교함으로써 이루어진다.

2. 연구 방법

1) 검보정식과 복사전달식

대리 검보정 방법은 관측된 DC 와 대기상단의 복사휘도 L_t 를 사용하여 다음과 같은 1차식으로 간단하게 표현된다(Moulin *et al.*, 1996; Sohn *et al.*, 2000; Govaerts *et al.*, 2004).

$$L_t = C_f(DC - DC_0) \quad (1)$$

(1)식에서 DC_0 는 우주 공간을 바라보았을 때의 신호이며, 비례상수 C_f 가 구하고자 하는 검보정계수이다. 검보정계수 산출을 위해서는 정확하게 계산된 L_t 가 필요하며, 이를 위해서 위성 관측 시와 동일한 대기와 지면 반사도 상태, 다양한 입력 값들이 복사전달모델 상에서 모의되어야 한다.

태양에서 출발해 대기 상단에서 지표로 입사한 빛은 다양한 광행로를 거쳐 위성 센서에 감지되며, 대기-해양 시스템에서 복사전달 방정식은 다음과 같이 간단히 표현할 수 있다(Gordon and Wang, 1994).

$$L_t(\lambda) = L_r(\lambda) + L_a(\lambda) + L_{ra}(\lambda) + T(\lambda)L_g(\lambda) + \tau(\lambda)L_{wc}(\lambda) + \tau(\lambda)L_w(\lambda) \quad (2)$$

빛의 경로 상에 간섭을 일으키는 요소는 크게 대기와 해양 두 가지로 나누어 생각할 수 있다. 식 (2)에서 $L_r(\lambda)$, $L_a(\lambda)$, $L_{ra}(\lambda)$ 는 각각 지구대기를 구성하는 기체 분자의 레일레이산란과 에어로솔에 의한 산란, 그 둘 사이의 상호작용에 의한 다중산란을 나타내며, $L_g(\lambda)$, $L_{wc}(\lambda)$, $L_w(\lambda)$ 는 태양빛의 직접반사에 의한 선글린트(sunglint)와 바다 포말 형성에 의한 반사, 해양상향복사량을 각각 나타낸다. 마지막으로, $T(\lambda)$, $\tau(\lambda)$ 는 위성센서 방향으로의 대기에 의한 직접, 분산 투과도를 의미한다.

대기분자의 복사전달과정은 비교적 잘 알려져 있으며 모델 안에서 정확한 계산이 가능하다. 그러나 에어로솔은 시·공간적 분포와 특성이 다양하고 불확실성이 높으므로 정확한 대기상태의 기술을 위하여 정확한 이해와 처리가 필요하다. 또한 해양은 그 표면 형태가 바람에 의해 결정됨으로써 태양과 센서의 위치에 따라 다른 표면 반사도를 가지며, 해수에 용해되어 있는 물질의 종류와 양에 따라 해수면의 상향복사량도 달라진다. 그러므로 바람과 해수의 색소농도(pigment concentration)에 대한 정보가 실제 대기-해양 사이에서 일어난 광학적 상태를 정확히 모의하기 위해서 필요하다.

이렇게 대기와 해양에 의한 다양한 간섭을 거쳐 센서에 도달한 빛은 지표와 대기의 성질에 대한 정보를 가지고 있으므로, 무차원 정수 형태로 감지된 위성의 초기 관측 값을 복사휘도로 변환함으로써 우리가 원하는 물리량으로 바꿀 수 있다. 이때 변환에 사용하는 상수 g 식 (1)에서의 검보정계수이며 $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}/COUNT$ 의 단위를 갖는다.

2) 자료 처리

Fig. 1은 이러한 검보정과정에서의 자료 처리 흐름을 나타내고 있다. 해양을 이용한 센서검보정 기법의 개발과 검증은 이미 성공적으로 임무를 수행하고 있는 위성을 선정 후 위성에서 관측한 기하정보와 동일 시간대의 보조 입력 자료(ancillary data) 즉, 타 위성의 관측 자료와 재분석 자료를 복사전달모델(radiative transfer model, RTM)에 입력하여 대기 상단에서의 복사휘도를 산출하는 것이 우선적으로 이루어져야한다. 이 때 선정된 해양 표적의 해당 픽셀에서 구름과 선글린트(Sun glint), 과도한 풍속에 의한 영향을 제거하는 품질검토(quality control, QC)과정을 거친다. 이렇게 계산된 복사휘도 값과 검증된 위성에서 관측한 복사휘도 값의 비교를 통해서 계산된 복사휘도의 정확도를 확인해 볼 수 있으며 개발된 알고리즘의 신뢰도가 확보되었을 때 우리가 검보정하고자 하는 위성의 원시 관측값과 계산된 값을 이용하여 센서 특성의 변화를 보정해 줄 검보정계수를 구해낼 수 있다.

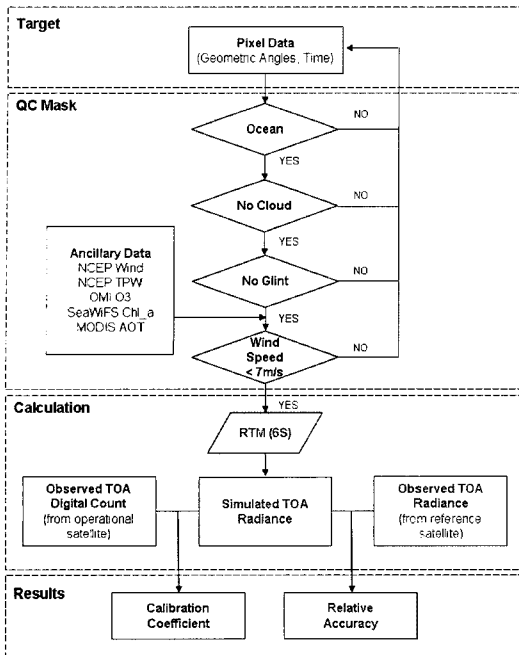


Fig. 1. Flowchart for simulated TOA radiance and its applications.

3. 자료 및 복사전달모델

1) 복사전달모델

대기상단에서의 복사휘도를 계산하기 위해 Laboratoire d'Optique Atmosphérique에서 개발한 6S (Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum)를 사용했다(Vermote *et al.*, 1997). 6S는 0.25 μm 에서 4.0 μm 영역 안에서의 대기 복사 전달 과정을 SOS (Successive Order of Scattering) 알고리즘을 이용하여 복사휘도와 반사도의 형태로 모의한다. 이전 버전인 5S (Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum)에서 비행기관측, 표적고도설정, non-Lambertian 표면, 새로운 흡수기체(CH_4 , N_2O , CO)에 대한 고려가 추가되었고 각 고도에서의 온도와 압력, 수증기, 오존을 고려한 9종류의 대기 프로파일, 13개의 에어로솔 모델과 23개의 다양한 지표 특성을 제공한다. 본 연구에서는 McClatchey *et al* (1972)의 1962년 미국 표준대기 모형(US62)을 가정하였고, 총 가강수량(TPW: Total Precipitable Water)과 총 오존량에 대해서는 외부 자료를 사용하며, 복사전달모델에서 제공하는 Shettle and Fenn (1979)의 해양성

(maritime) 에어로솔모델과 표면 반사도를 구하기 위한 해양모델을 사용했다.

2) 입력 자료

(1) MODIS 자료

대기 상단에서의 이론적인 복사휘도를 모의하기 위해 개발한 알고리즘을 검증하기 위해서는 이미 검증이 된 신뢰할 만한 인공위성의 관측 자료와 센서 특성을 이용하여 알고리즘의 타당성을 확인해보아야 한다. MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)는 Terra와 Aqua 위성에 탑재된 센서로써 각각 1999년 12월 18일, 2002년 5월 2일에 발사되어 약 705 km 고도에서 관측이 이루어지고 있다. Terra/Aqua는 98.8분의 궤도 주기를 가진 태양동기(sun-synchronous) 극궤도 위성으로 1 ~ 2일 내에 전구를 관측한다. 36개 밴드는 각각 250 m (1 ~ 2밴드), 500 m (3 ~ 7밴드), 1 km (8 ~ 36밴드)의 공간 분해능을 가지고 있다 (Seemann *et al.*, 2003). 본 연구를 위해 MODIS/Terra 밴드 1 (610 nm - 685 nm)의 반응함수와 관측한 대기 상단의 복사휘도(MOD021KM), 기하정보들과 land mask (MOD03), 구름과 선글린트 마스크(MOD35_L2), 10km 해상도의 에어로솔 자료(MOD04_L2)를 사용하였다.

(2) SeaWiFS 자료

MODIS/Terra의 가시채널 반응함수와 관측된 자료를 이용하여 복사전달모델에서 계산된 값과 실제 위성에서 관측한 값의 비교를 통해 기대 수준의 정확도를 확보하였다면, 다른 위성의 반응함수와 관측 자료를 이용하여 알고리즘의 타당성을 다시 검증해 볼 필요가 있다. SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field of view Sensor)는 SeaStar Spacecraft에 탑재된 8개의 관측 밴드를 가진 극궤도 해양 위성으로 1997년 8월 1일 발사된 이후부터 지금까지 다양한 해양 정보들을 제공해주고 있다(Barnes *et al.*, 2001). 연구를 위해서 통신해양기상 위성에 탑재된 기상영상기(MI : Meteorological Imager)의 가시채널 파장대로 계획된 550 nm에서 800 nm 영역안에 있는 밴드 5 (555 nm), 6 (670 nm)과 근적외 채널인 밴드 7 (765 nm)의 센서 반응 함수와 4.5 km 공간해상도를 가진 레벨-1A GAC (Global

Area Coverage) 자료를 사용한다. 자료처리 프로그램을 통해서 레벨-1A GAC 자료를 계산하면 위성에서 관측한 복사휘도와 각종 기하정보는 물론 육지, 구름, 선글린트에 대한 정보를 동시에 얻을 수 있다.

(3) 에어로솔

에어로솔은 대기-해양 시스템에서 대기 상단의 복사휘도를 결정하는데 중요한 요소로 작용한다. 위성 고도에서의 복사휘도는 에어로솔의 크기분포, 굴절지수와 같은 특성들에 의해 영향을 받으며 이러한 특성은 에어로솔의 최초 생성 지역 및 바람에 의한 이동 경로에 크게 의존한다. 해양 표적을 육지와 멀리 떨어진 대양을 선택함으로써 주로 maritime의 에어로솔 특성이 해양 표적에 시·공간적으로 동일하고 균질하게 작용하리라 기대할 수 있다(Govaerts *et al.*, 2004).

에어로솔 특성 뿐 만 아니라 에어로솔 광학적 두께(AOT: Aerosol Optical Thickness)도 계산 결과에 큰 영향을 미치는데 앞서 밝힌 바와 같이 MODIS에서 제공하는 육지와 해양에서의 550 nm에서 AOT 자료를 연구에 이용한다. 또한 본 연구에서는 AOT의 경계 값을 0.1 이하로 설정함으로써 에어로솔이 계산에 미치는 영향을 줄이고자 한다(Gordon, 1998).

(4) 풍속과 풍향

대기-해양 시스템에서 바람이 일으키는 파도는 특정 방향으로의 해수면 반사도와 굴절률을 변화시켜 대기 상단에서 관측되는 복사휘도의 양에 영향을 미치는데, 표적 픽셀의 기하정보와 풍속, 풍향을 알면 해수 표면에서 센서방향으로의 반사도를 계산할 수 있고, 적절한 경계 값을 설정함으로써 선글린트에 의한 오염도 막을 수 있다(Cox and Munk, 1954). 또한 풍속이 어느 경계치를 넘으면 바다 거품이 발생하게 되므로(Mouahan and O' Muirheartaigh, 1980) 풍속이 7 m/s 이상인 지역과 시간은 계산과정에서 제외함으로써 포말에 의한 오염과 불확실성을 줄일 수 있다(Koepke, 1984; Govaerts *et al.*, 2004; Yoshida *et al.*, 2005).

NCEP (National Centers for Environmental Prediction)의 재분석 자료는 다양한 관측수단으로부터 얻은 현재의 대기 상태와 과거로부터 축적된 자료를 바탕으로 새로운 대기 상태를 분석 가능케 하는데 지표 10

m 상공에서의 각각 위·경도 방향 바람에 대한 성분을 제공 받았다. MODIS/Terra와 SeaWiFS의 표적 상공 통과 시간대의 바람 정보를 얻기 위해서 6 시간 간격의 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 전구자료를 사용하였으며 시간 및 공간에 대하여 내삽하여 사용하였다.

(5) 해색과 오존, 가강수량

바닷물의 광학적 특성은 해수내의 플랑크톤과 그것이 변질되거나 파생된 물질, 혹은 무기물질들에 의해 결정된다. 해수의 상향복사량은 이러한 해수 내 용해된 물질과 물 분자에 의해 빛이 후방 산란되는 양인데, 그 양에 따라 해수의 광학적 상태는 나누어지며 이것은 특히 엽록소 a (chlorophyll_a)의 양과 밀접한 관계가 있다(Jerlov, 1951; Morel and Prieur, 1977; Smith and Baker, 1978). 엽록소 a는 SeaWiFS로부터 관측한 월별 기후 값을 사용한다.

대기의 오존과 총가강수량에 대한 정보는 OMI (Ozone Monitoring Instrument)와 NCEP 재분석 자료로부터 제공받았다. 오존은 일변화가 크지 않음을 가정하여 $1^\circ \times 1.5^\circ$ 해상도 자료를 공간에 대해서만 내삽하였으며 총가강수량은 바람정보와 동일하게 6시간 간격의 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 공간 해상도 자료를 시·공간적으로 내삽하여 사용하였다. 이 두 입력 값과 US62 대기 모형으로 관측 당시의 대기의 상태를 기술하였다.

앞에서 언급한 복사 전달 모델에 입력되는 세부 입력 변수들을 Table 1에 정리하였다.

3) 민감도 검사

대기 상단에서의 복사휘도 계산을 위해서 각각의 모델 입력 값들이 결과에 어느 정도의 영향을 미치는지 정량적으로 확인하고 가장 민감하게 영향을 주는 입력 변수가 무엇인지 알기 위해 MODIS 밴드 1 (620 - 670 nm)의 반응함수와 태양과 위성의 천정각을 각각 33° , 40° , 방위각을 160° , 75° 로 고정시킨 상태에서 입력 변수들의 값을 변화시켜 각각의 민감도를 확인해 보았다. 이 때 입력 변수들의 기준 값으로 AOT (550 nm)는 0.07, 오존은 310 DU, 총가강수량은 3.5 로 정했으며, 풍속과 풍향은 각각 5 m/s, 300° (정북으로부터 시계방향), 엽록소 a 의 농도는 0.01 로 하였다.

복사 전달 모델에서 제공하는 각각의 대기 프로파일

Table 1. Input data for the radiative transfer model

Input Data			
Item	Parameter	Source	Spatial resolution
Geometrical Conditions	Solar Zenith Angle	MODIS/Terra and SeaWiFS	MODIS : 1 km SeaWiFS : 4.5km
	Solar Azimuth Angle		
	Viewing Zenith Angle		
	Viewing Azimuth angle		
Spectral Band	647 nm (50 nm)	MODIS/Terra band 1 (VIS)	1 km
	555 nm (20 nm)	SeaWiFS band 5 (VIS)	4.5 km
	670 nm (20 nm)	SeaWiFS band 6 (VIS)	4.5 km
	765 nm (40 nm)	SeaWiFS band 7 (NIR)	4.5 km
Atmospheric Model	Ozone	OMI	1°
	Total Precipitable Water	NCEP	2.5°
Aerosol Model	AOT at 550 nm	MODIS/Terra	10 km
Ocean Model	Wind Speed	NCEP	2.5°
	Wind Direction	NCEP	2.5°
	Pigment concentraton	SeaWiFS monthly climatology	9 km

을 이용하여 민감도 검사를 실시하였다. 대기의 흡수 가스에 의한 영향을 배제했을 경우 가장 큰 계산 결과가 나타나며 건조한 대기 일수록 작은 결과가 나타난다. 하지만 각 대기 모델마다 다른 압력·온도의 연직분포 차는 결과에 영향을 미치는 결정적 요소로는 작용하지 않는다. 마찬가지로 6S 모델 내부에 있는 7가지 에어로솔 모델(Continental, Maritime, Urban, Desertic, Biomass, Stratospheric)에 대해서 민감도 검사를 실시하였다. 각각의 다른 모델에 따라 에어로솔에 의한 흡수와 산란 정도가 다르므로 계산 결과도 다르지만 AOT가 낮을 경우 큰차이를 보이지 않았다.

Fig. 2 (a)는 AOT가 증가함에 따라 계산된 복사휘도의 증가를 보여주고 있다.

AOT가 0.1 이하의 아주 깨끗한 대기 상태에서도 작은 AOT의 변화는 급격한 복사휘도의 변화를 가져오므로 시·공간적으로 정확한 AOT의 사용 여부가 계산 결과를 크게 좌우할 것이라 생각할 수 있다. 또한 모델 계산을 수행 할 때 0.1의 경계 값을 정하여 경계 값 이하인 픽셀만 사용함으로써 에어로솔로부터 오는 불확실성을 최소화 해야한다.

Fig. 2 (b)는 풍속의 변화에 따른 결과를 나타내었다. 풍속이 특정한 값을 넘게 되면 계산 값이 급격하게 증가하는 모습을 볼 수 있으며 일반적으로 시간에 대한 큰 변동폭과 관측오차를 가지지만, 7 m/s의 경계 값을 줌으로써 허용 가능한 범위의 비교적 작은 오차만 고려

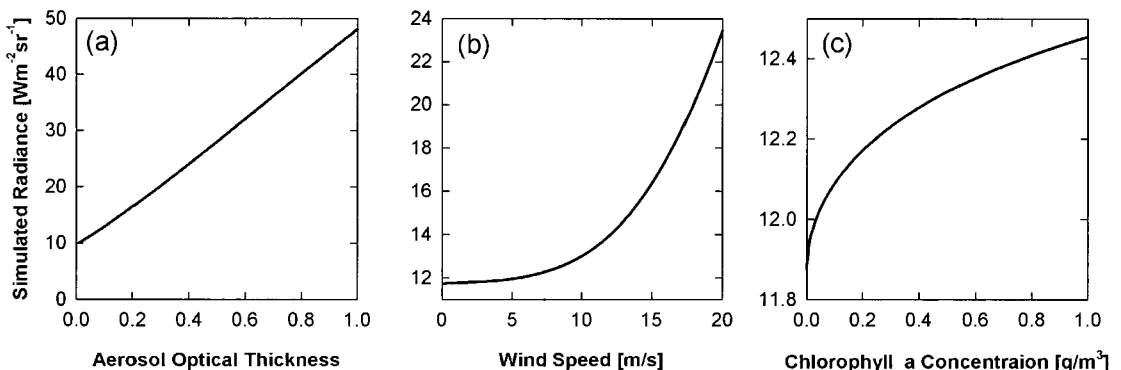


Fig. 2. Simulated TOA radiance as a function of (a) aerosol optical thickness at 500 nm, (b) wind speed, and (c) chlorophyll_a concentration.

될 수 있다.

엽록소 a에 대한 민감도는 Fig. 2 (c)를 통해 확인해 볼 수 있다. 계산 결과는 맑은 해수일 때 작은 변화에도 민감하게 반응하지만 해수가 탁해질수록 변화가 결과에 미치는 영향은 줄어들어 특정한 값으로 수렴하는 모습을 보인다. 본 연구에서는 SeaWiFS에서 제공하는 level-3 mapped monthly climatology chlorophyll_a concentration 자료에서 0.2 이하의 맑은 대양 지역에 대해서만 계산을 수행하였다.

오존과 총가장수량은 대표적인 흡수 기체로서 대기 상단에서의 복사회도를 감소시킨다. 그러나 오존의 경우 시·공간적인 변동의 폭이 크지 않으며 총가장수량과 함께 결과에 미치는 영향도 작음을 알 수 있다. 풍향과 바닷물의 염도는 또한 그 영향을 무시할 수 있는 수준이며 위성과 태양의 기하학적 정보들은 정확한 값의 획득이 가능하고 모델 계산에 의해서 쉽게 모의되므로 결과에 오차를 일으키는 불확실성으로 작용되지 않는다.

Table 2를 통해 전체 입력 값들의 민감도를 확인할 수 있다. 풍속은 +1.1 m/s, AOT는 +0.0037의 변화가 계산 결과의 1% 증가를 가져온다. 이것을 통해서 AOT와 풍속이 결과의 오차를 유발할 수 있는 가장 큰 요인으로 작용하고 있음을 알 수 있으며, 특히 매우 높은 품질의 AOT가 입력 자료가 요구된다.

4) 표적 선정

대양 표적은 에어로솔의 영향을 받지 않는 광학적으로 깨끗한 대기 상태를 가지고 식물성 플랑크톤이나 다

른 부유물질이 적은 맑은 해수를 가진 지역이 적당하다. 또한 구름의 영향을 적게 받음으로써 구름에 의한 오염 가능성이 낮고 입력 자료의 확보가 용이한 지역이 타당하다. 이러한 세 요소가 시·공간적으로 보장받을 수 있는 지역을 다음과 같은 방법으로 알아보았다.

MODIS/Terra에서 제공받은 $1^\circ \times 1^\circ$ 공간 해상도를 가진 월평균 자료 (MOD08_M3)를 이용하여 지난 5년간(2001년 ~ 2005년) 인도양과 대서양상에서의 평균 AOT, cloud fraction을 확인해 보았다. 이와 함께 SeaWiFS에서 구한 8년간(1998년 ~ 2005년)의 평균 엽록소 a를 이용하여 표적으로써 활용 가능한 지역을 알아보았다.

태평양과 인도양 해상의 적도 지역과 남반구의 중위도 지역이 평균 AOT가 0.1 이하로써 광학적으로 얇은 대기 상태를 가지며 적도 지역에 비해 중위도 지역이 구름의 분포가 적게 나타나는 것을 알 수 있었으며 북태평양 지역과 남반구의 인도양 지역이 지속적으로 맑은 해수를 가진 것으로 나타났다.

엽록소 a 농도가 0.2 이하이며 구름의 상대적 양이 0.8 이하인 지역에서 AOT의 분포를 살펴보면 오스트레일리아 주변 태평양 해상과 인도양의 적도, 남반구 중위도 지역에서 0.1 이하의 낮은 값을 보이므로 좋은 해양 표적의 대상이 될 수 있다(Fig. 3). 이 중 다섯 표적을 선정하여 Fig. 3에 붉은색 박스로 나타내었다. 더불어 각 표적에서 AOT, 구름 비율(cloud fraction), 엽록소 a의

Table 2. RTM input parameters used for sensitivity test

Input Parameter	Reference Conditions	Required Accuracy (+1%)	Remark
Solar Zenith Angle	33°	-1.46°	
Viewing Zenith Angle	40°	+1.57°	
Solar Azimuth Angle	160°	-2.7°	
Viewing Azimuth Angle	75°	+2.7°	
Column Ozone Amount	310 DU	-55 DU	
Aerosol Optical Thickness	0.07	+0.0037	+0.018 (+5%)
Wind Speed	5 m/s	+1.1 m/s	+3.6 m/s (+5%)
Chlorophyll_a concentration	0.01	+0.07	
Total Precipitable Water	3.5	×	
Wind Direction (Clockwise)	300°	×	

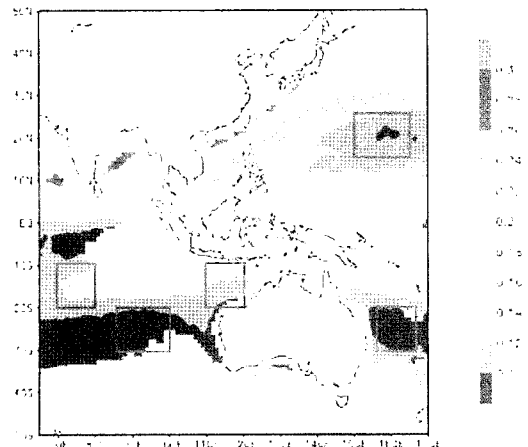


Fig. 3. Color bar means the aerosol optical thickness over the ocean where both chlorophyll_a and cloud fraction is less than 0.2 g/m^3 and 0.8, respectively. And red rectangles indicate selected ocean target areas.

장기 변화를 살펴보았다(Fig. 4). 다섯 개의 표적이 70° 이내의 다양한 위성 천정각을 가지며 AOT, 구름 비율, 엽록소 a 농도가 앞서 언급한 표적 선정 조건에 적합함을 확인할 수 있다.

간적인 크기는 전체 70E ~ 165E, 25N ~ 30S의 도메인을 가진다.

② SeaWiFS

SeaWiFS의 관측과 동일한 시간과 위치에 해당하는 대기상단의 복사휘도 값을 얻기 위해서 앞서 밝힌 바와 같이 4.5 km 공간 해상도를 지닌 GAC 자료를 사용한다. 레벨-1A GAC 자료는 IDL (Interface Definition Language) 기반의 SeaDAS (SeaWiFS Data Analysis System)에 의해서 자료의 처리와 분석, 디스플레이 및 품질 검사까지 이루어질 수 있다. SeaWiFS 자료도 MODIS와 동일하게 기 선정된 해양 표적 상에서 기하정보와 위성에서 관측된 복사휘도를 사용하게 된다. 또한 자료처리로 구해진 각종 마스크 정보를 이용

5) 입력 자료 준비

(1) 위성자료

① MODIS

넓은 해양 영역의 자료를 필요로 하는 알고리즘의 특성상 MODIS에서 제공하는 고해상도 자료는 처리하는데 있어 시간 및 저장 용량의 효율성이 떨어진다. 그러므로 기 선정된 해양 영역에서 0.1° × 0.1° 해상도로 평균하여 사용한다. 하루 간격으로 매일 관측된 자료의 공

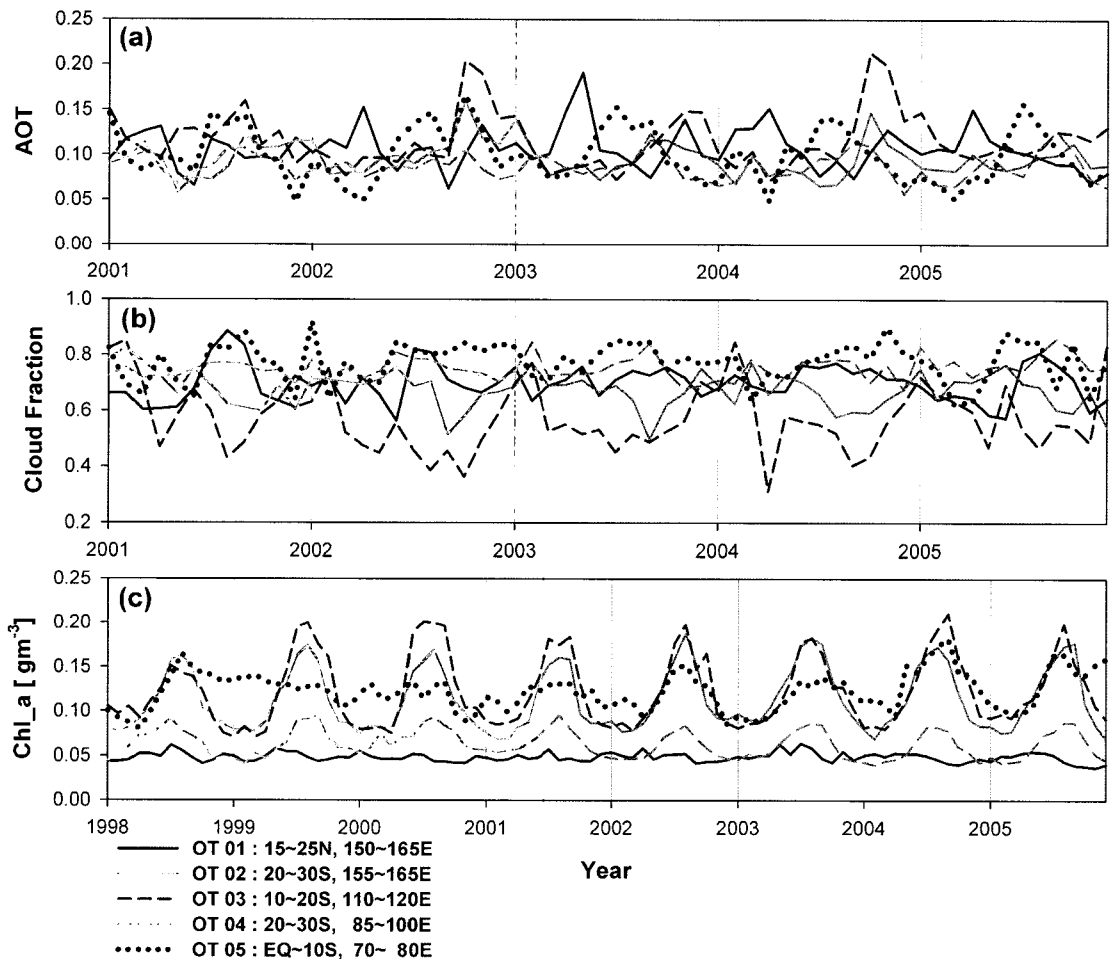


Fig. 4. The temporal variability of (a) aerosol optical thickness, (b) cloud fraction and (c) chlorophyll_a concentration at selected 5 targets.

하면서 MODIS와 같이 하루 동안 관측된 70E ~ 165E, 25N ~ 30S 공간 안의 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 해상도로 모델 계산을 수행한다.

4. 연구 결과

복사 전달 모델 상에서 계산된 대기 상단에서의 복사휘도와 이미 검증된 다른 위성으로부터 실제 관측한 복사휘도를 비교함으로써 가시 검보정 알고리즘을 검증하고 대리검보정에 대한 적용 가능성을 판단해 볼 수 있다. MODIS는 0.41에서 2.1 파장 영역대의 RSB (Reflective Solar Bands) 복사휘도에 대해서 $\pm 5\%$ 수준의 검보정 정확도를 가지며(Xiong and Barnes, 2006), SeaWiFS도 맑은 해수에서의 복사량의 정확도는 $\pm 5\%$ 수준이다(Hooker *et al.*, 1992). 이처럼 MODIS와 SeaWiFS 가시채널 센서들은 현재까지 지속적인 현장 관측 및 검보정을 위한 다양한 노력들에 의해 신뢰할 수 있는 품질의 관측 자료를 생산하고 있으므로 이러한 위성들의 가시 채널들을 본 연구에 사용하였다. Fig. 5는 연구에 사용한 MODIS 밴드 1 (620 nm ~ 670 nm)과 SeaWiFS의 밴드 5 (545 nm ~ 565 nm), 밴드 6 (660 nm ~ 680 nm), 밴드 7 (745 nm ~ 785 nm)의 반응함수를 나타내었으며 각 채널의 특징과 MODIS, SeaWiFS 운용에서의 쓰임은 다음과 같다.

MODIS 밴드 1의 중심파장은 647 nm로 주로 육지와 구름, 에어로솔의 경계를 얻기 위해 사용된다(Barnes *et al.*, 1998). SeaWiFS의 가시채널 중 555 nm에 중심파장을 둔 밴드 5는 pigments와 sediments, 광학적 특성들을 파악하는데 사용되며 670 nm의 중심파장을 가

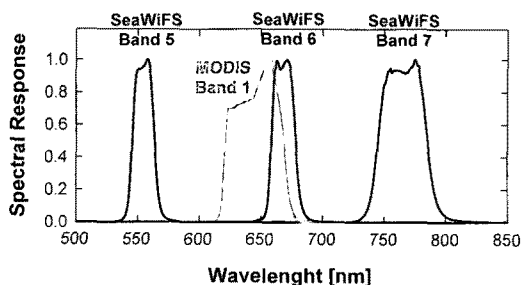


Fig. 5. SeaWiFS and MODIS relative spectral response function.

진 밴드 6은 대기보정에 이용된다. 마지막으로 밴드 7은 근적외 채널로서 765 nm에 중심 파장이 있고 대기보정과 에어로솔에 의한 복사휘도를 계산하기 위해 사용된다(Figueras *et al.*, 2004).

1) 시간과 공간 평균

3.5절에서도 언급했듯이 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 해상도의 입력 자료를 만들 때에 해당 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 공간 내에 구름이나 선글린트에 의해 오염된 픽셀이 하나 이상 존재한다면 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 구역 전체를 계산에서 제외시킴으로써 신뢰할 수 있는 입력 자료의 품질을 유지했다. 이를 이용하여 기 선정된 표적들에 대해서 계산이 완료되면 다시 전체 표적 지역을 공간 평균하게 된다. 다시 말해 품질 관리를 위한 과정을 거친 후 다섯 개의 대형 해상 표적들의 자료를 전체 평균하게 되는데 이렇게 공간 평균을 취함으로써 표적 지역의 특성에 기인하여 발생할 수 있는 오차와 위성과 태양의 기하학적 위치에 의해 발생할 수 있는 오차 요인을 최소화한다.

공간에 대한 평균과 함께 시간에 대해서도 평균을 할 필요가 있다. 센서의 기기적인 노이즈와 대기의 상태를 기술하는데 있어 존재하는 불확실성은 시간에 따른 우연오차 (random error)와 관계가 있다. 수 일 동안의 관측 자료를 평균함으로써 이러한 우연오차가 상쇄되어 해당 오차의 영향이 줄어들 것을 기대할 수 있다.

2) MODIS를 이용한 검증 결과

2005년 1년 동안의 전 영역에 대한 계산 결과를 Fig. 6을 통해 확인할 수 있다. Fig. 6(a)에서 6S에 의해 계산된 대기상단 복사휘도는 붉은 실선으로, MODIS의 관측된 복사휘도의 값은 푸른 실선으로 나타내었으며 이 두 값의 차가 아래쪽의 검은 실선으로 표시되었다. 전체 해양 표적에 대해서 MODIS 채널 1에서 관측되고 계산된 대기상단의 복사휘도는 대부분 10에서 $20 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}$ 사이의 값을 가지는 것을 알 수 있으며 계절에 대한 변동도 나타남을 볼 수 있다. 즉 북반구에 위치한 한 개의 표적에 의해 북반구 겨울철의 복사휘도가 조금 줄어드는 경향이 있고 남반구에 있는 네 개의 표적에 의해서 남반구 겨울철의 평균한 복사휘도가 줄어드는 것을 볼 수 있다. 결국 전체적으로 보았을 때 복사휘도 값이 특정 표적에서 계산된 자료의 수와 계절에 따른 태양 일사

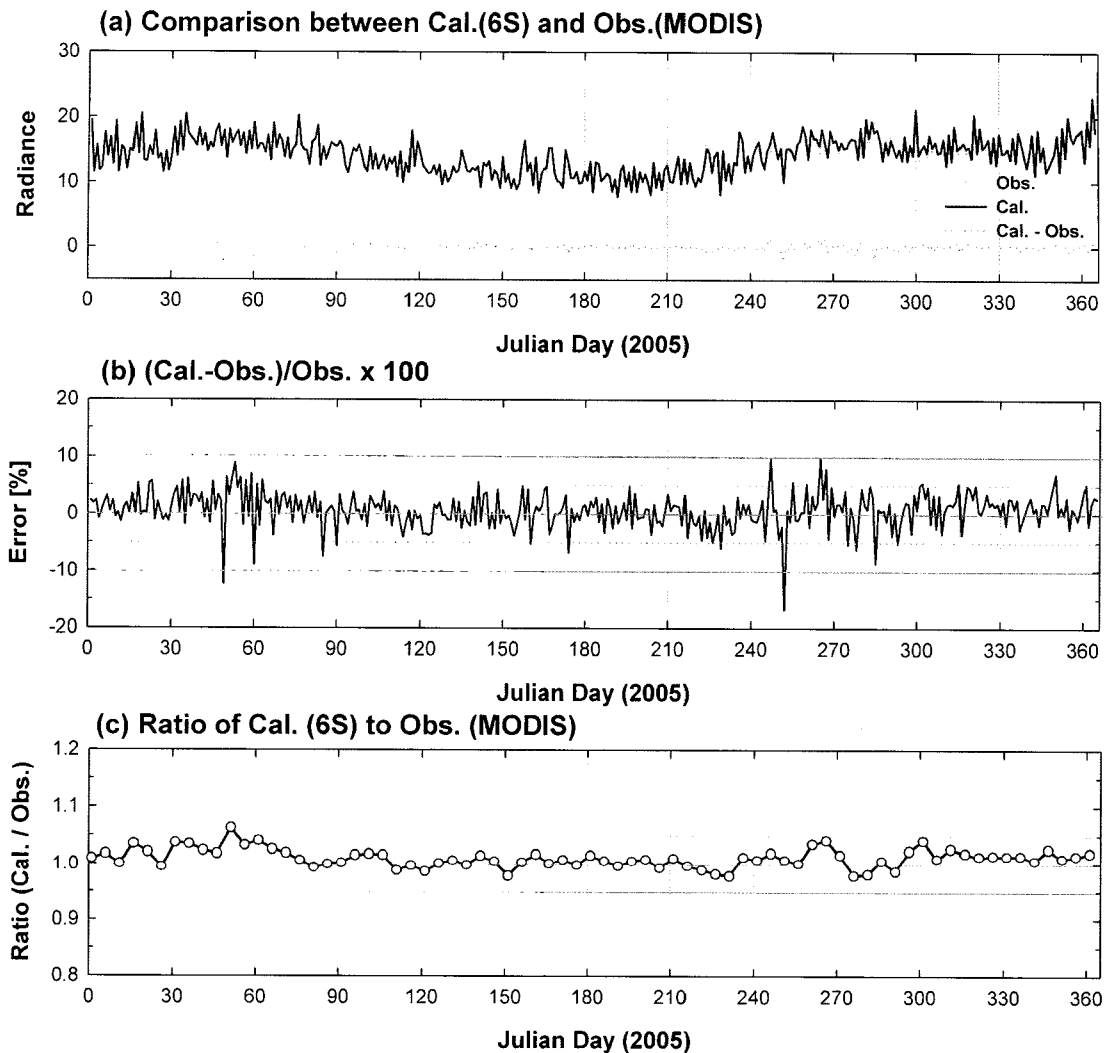


Fig. 6. (a) 1-day averaged observed radiances and calculated radiances from MODIS over ocean target in 2005. (b) 1-day averaged error and (c) 5-day averaged ratio between calculation and observation during the same time period.

량의 차에 의해 영향을 받는다고 할 수 있다.

계산 값과 관측 값의 일치 여부를 명확히 확인해 볼 필요가 있는데, 계산된 값이 관측된 값에 비해 어느 정도의 크기를 가지고 있는지를 알기 위해 그 상대적인 차를 식 (3)과 같은 방법으로 표현하였다.

$$\text{Error} = \frac{\text{Calculation} - \text{Observation}}{\text{Observation}} \times 100 \quad (3)$$

식(3)에서 observation은 MODIS와 같이 검증된 위성의 관측 값이며 참 값(true value)을 의미한다. Calculation은 우리가 검증하고자 하는 실험값인 복사 전달모델로부터 계산된 값이며 100을 곱함으로써 알기 쉽게 백분율로 표현되었다. Fig. 6(a)의 관측과 계산 값

의 차를 Fig. 6(b)에서 나타내었다. 전 기간에 걸쳐 대부분의 경우 $\pm 5\%$ 이내의 수준에서 값의 차이가 나타났고 특정한 날의 경우 10% 이상의 차이를 보이는 날도 있지만 이는 1년의 기간 중 적은 기간일 뿐이다.

한편, 4.1절에서 설명했듯이 통계적으로 이용 가능한 관측 자료의 수를 확보하고 각각의 자료에 존재하는 오차의 영향을 줄이기 위해 EUMETSAT의 Meteosat과 같이 시간에 대해서 5일간 평균한 자료를 이용하였다 (Moulin and Schneider, 1999). 5일 단위의 계산 값과 관측 값과의 비를 Fig. 6(c)에서 나타내었고 그 결과 전 기간에서 대부분이 0.95에서 1.05사이의 값을 가지며 이것은 이 두 값의 상대적인 차이가 $\pm 5\%$ 이내의 수준에

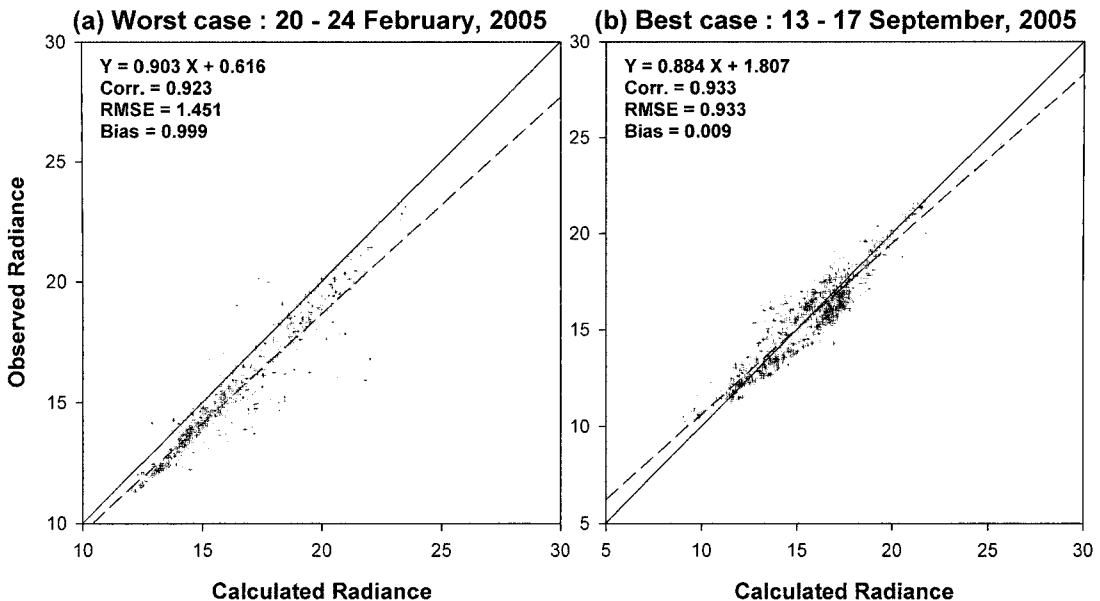


Fig. 7. Scatter plot and static values between calculated radiances and observed radiances for (a) the worst case and (b) the best case.

서 존재함을 나타낸다.

Fig. 7은 Fig. 6(c)에서 계산 값과 관측 값 사이의 차이가 가장 큰 2월 20일부터 24일까지의 기간과 차이가 가장 작은 9월 13일에서 17일까지의 자료에 대한 산포도와 회귀선, 통계 값들을 보여주며 이를 통해 관측 값과 계산 값 사이의 관계를 쉽게 파악할 수 있다. 먼저 2월 20일에서 24일까지의 경우, RMSE (Root Mean Square Error)가 1.451로서 오차의 편차가 비교적 크게 나타났으며, 평균오차(bias) 역시 0.999로서 약간의 차이를 가짐을 알 수 있다. 반면 상관계수는 0.923으로 계산 값과 관측 값 사이가 높은 상관관계에 있다고 말할 수 있다. 한편 9월 13일에서 17일까지 기간의 경우, RMSE는 0.933, 평균오차는 0.009, 상관계수는 0.933으로서 모델 계산 값과 위성 관측 값 사이에 높은 일치성이 나타난다.

두 기간 모두 관측과 계산 결과 사이의 상관관계가 0.9 이상, 평균오차 (bias)는 1.0 이하의 값으로 나타났다. 그러므로 나머지 다른 기간에 대해서도 위의 두 경우에서의 통계적 수치와 유사한 수준의 값을 가질 것이라 생각할 수 있다.

3) SeaWiFS를 이용한 검증 결과

결과에 가장 민감하게 작용하는 변수가 AOT임을 생

각했을 때 MODIS에서 제공하는 AOT를 사용하여 MODIS의 복사휘도를 다시 모의 할 경우 그 결과가 잘 일치한다고 하더라도 동일한 알고리즘이 다른 위성에 적용가능한지 확신할 수 없다. 즉 MODIS의 에어로솔 산출물은 MODIS의 복사휘도에서 계산 된 것이므로 MODIS의 관측된 복사휘도를 이용하여 관측 값과 계산 값의 비교를 통해 일치성을 확인한 후 검증이 잘 이루어진 MODIS 이외의 타 위성 센서를 이용한 검증 과정이 추가로 필요함을 뜻한다. SeaWiFS는 1997년 이후부터 지금까지 해양에서 좋은 자료를 생산하고 있으며 이 자료들을 근거로 많은 해양과 관련된 연구들이 이루어져 왔다. 그러므로 대표적인 해양센서인 SeaWiFS로 해양에서의 대기상단 복사휘도를 모의하고 그 결과를 SeaWiFS 관측 값과 비교해 봄으로써 알고리즘의 신뢰도를 높일 수 있다.

SeaWiFS를 이용한 자료처리 또한 MODIS 자료 이용에서와 같이 AOT가 0.1 이하일 경우만 사용함으로써 에어로솔의 불확실성에서 오는 오차의 영향을 최소화하고, 전체 표적에 대한 공간 평균과 5일 동안의 시간 평균을 실시함으로써 오차를 줄인다. Fig. 8(a)에서 파장이 짧은 555 nm 가시 영역의 밴드 5는 $30 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}$ 의 값을 가지며, 670 nm의 밴드 6은 10에서 $13 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}$,

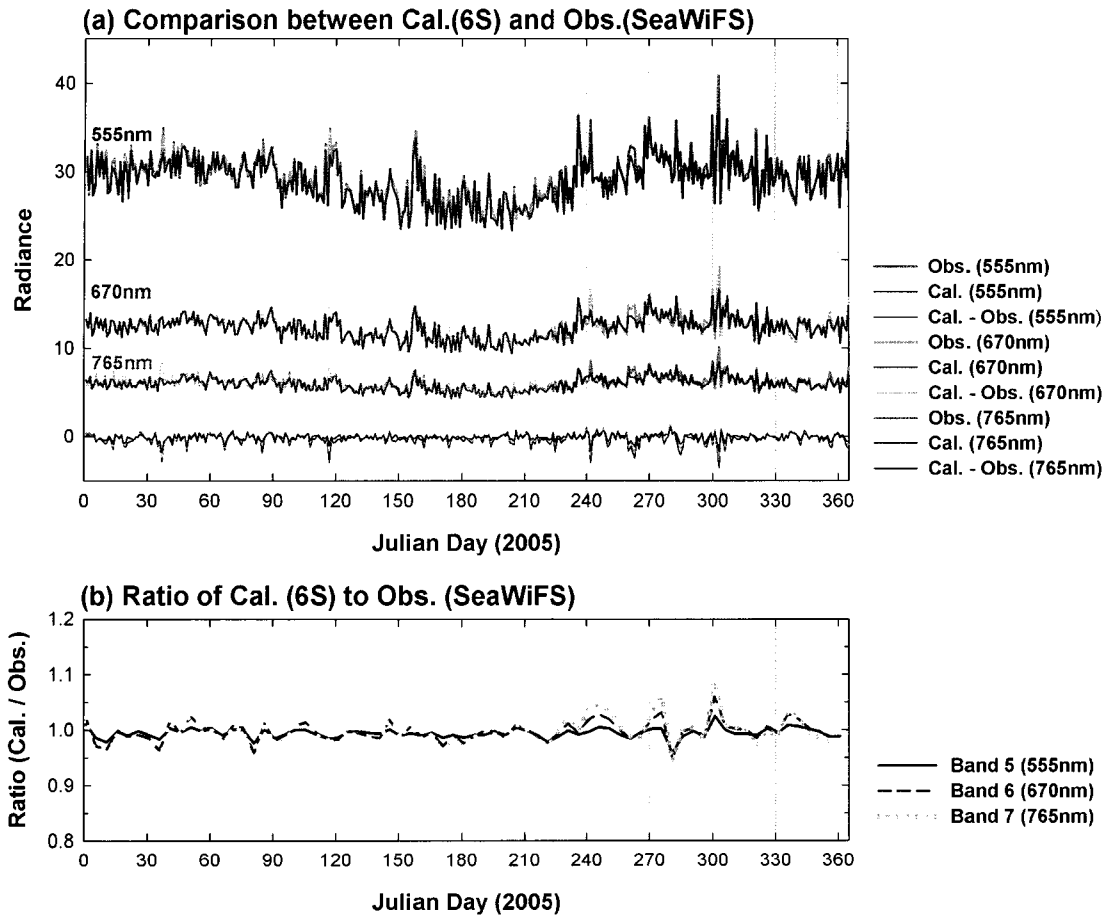


Fig. 8. (a) 1-day averaged observed radiances and calculated radiances from SeaWiFS (VIS band 5, 6 and NIR band 7) over ocean target in 2005. (b) 5-day averaged errors between calculation and observation at the same time period.

파장이 긴 765 nm NIR (Near-infrared) 영역의 밴드 7은 $10 Wm^{-2}sr^{-1}$ 이하의 매우 낮은 복사 회도로 나타남을 볼 수 있으며 각 밴드에서 관측 값과 계산 값의 차도 같은 그림 내에서 동시에 볼 수 있다. SeaWiFS에서도 MODIS의 경우와 마찬가지로 표적 위치와 계절 변화에 의한 복사회도의 변화 경향이 나타나며 그 형태도 MODIS와 동일하다.

계산 값과 관측 값의 비율 4.2절의 MODIS에서와 같은 방법으로 Fig. 8(b)에서 나타내었는데 그 결과 대부분의 기간이 0.95에서 1.05내의 값을 보임으로써 높은 일치성을 보여준다. 특이할만한 점은 NIR 쪽의 긴 파장 영역 보다 짧은 가시영역에서의 변동이 적고 더 정확한 결과가 나타났는데 이러한 파장에 따른 차는 복사 전달 모델 내부의 계산 과정에서의 에어로솔 특성(산란계수, 흡수계수)과 실제 에어로솔 특성과의 차이에 기인한 것

으로 생각된다. 즉 6S 내에서 가정된 Shettle and Fenn (1979)의 maritime 에어로솔 모델과 관측당시 존재한 실제 대기 에어로솔 특성의 불일치에 의한 것이리라 여겨진다. 또한 낮은 복사회도로 인한 오차 크기 증가와 MODIS, SeaWiFS 사이에 있는 관측시간의 차에서 비롯한 영향도 있으리라 본다. 그러나 에어로솔의 시·공간적 분포와 그 변동의 특성상 내삽을 하더라도 큰 정확도 향상을 기대하기는 힘든 점이 있으며 앞으로 MTSAT-1R과 같은 정지궤도 위성을 사용해 본다면 좀 더 개선된 검증 결과를 얻을 수 있으리라 기대한다.

5. 요약 및 결론

위성 사업에 있어서 정확한 위성 산출물을 얻기 위해

서는 왜곡된 위치 정보를 보정하는 기하보정과 원시 입력 데이터를 의미 있는 물리량으로 바꾸는 복사검보정 작업이 수행되어야 한다. 위성센서의 민감도는 발사 이후에도 내·외부의 여러 요인에 의해 달라지므로 복사검보정과정은 위성의 수명이 다할 때까지 꾸준히 실시되어야 하며 개선 발전시켜야한다. 이러한 복사검보정을 위한 여러 가지 기법들이 개발되었고, 검보정에 사용되는 표적은 시·공간적으로 특성의 변동이 적은 지역이 이용된다. 그 중 해양은 과거 검보정을 위해 자주 사용되어 왔지만 해양에서 오는 빛의 양은 대기의 신호에 비해 10% 수준으로 매우 약하기 때문에 정확한 대기의 상태를 알지 못하면 좋은 결과를 기대하기 힘든 특성이 있다. 그러므로 본 연구에서는 해양을 표적으로 하는 가시영역에서의 위성 센서 검보정 알고리즘 기법을 확립하고 타 대리검보정 기법과 함께 사용되었을 때 위성의 발사 후 성공적인 가시채널 센서의 복사검보정이 이루어지도록 하고자 한다.

모델 계산을 위해서 여러 외부의 신뢰할 수 있는 입력 값들을 사용했으며, 복사전달 모델을 이용하여 대기상단에서의 복사휘도를 모의해 보았다. 이렇게 계산된 복사휘도가 우리가 원하는 참값이라면 검증을 하고자하는 센서의 원시 관측 값과의 선형적인 관계를 통해서 센서 검보정 알고리즘의 산출 결과물인 검보정계수를 얻을 수 있다. 이렇듯 실제 검보정 알고리즘이 현업에 이용되기 위해서는 계산된 복사휘도 값의 신뢰성이 확보되어야 한다. 이를 위한 첫 번째 과정으로써 결과에 가장 큰 영향을 주는 AOT를 제공하는 MODIS를 이용하여 알고리즘을 검증하였고, 그 후 해양센서인 SeaWiFS를 이용하였다.

2005년 한 해 동안 MODIS와 SeaWiFS의 실제 위성 관측 값을 사용하여 비교한 결과 5일 평균한 MODIS와 SeaWiFS의 계산 값이 파장이 짧은 가시 영역에서 대부분의 기간 $\pm 5\%$ 내·외의 정확도를 가지는 결과를 얻을 수 있었다. 이러한 대기 상단 복사휘도의 모의 결과는 매우 낮은 해양의 반사도, 에어로솔의 양과 특성에 있어 존재하는 시·공간적 불확실성에도 불구하고 다른 표적(사막, 구름 등)들과 함께 사용되었을 때 센서 검보정에 적용하는데 있어 긍정적이라고 생각된다. 또한 해당 파장에 맞는 정확한 AOT가 모델 내에서 모의 되고 정지 궤도위성을 이용하여 AOT에 대한 자료를 제공하는

MODIS와 동일한 관측 시간대의 자료를 이용한다면 더 개선된 결과를 얻을 수 있으리라 본다. 더 나아가서 해양과 대기의 광학적 상태에 대한 필드 관측도 동시에 이루어진다면 좀 더 신뢰할 수 있는 대기 상단에서의 복사휘도 모의가 가능하리라 여겨진다.

사 사

이 연구는 기상청 지원 통신해양기상위성 (COMS) 기상자료처리 시스템 구축 과제의 지원으로 수행되었습니다.

참고문헌

- 기상연구소, 2005. 통신해양기상위성 1호 개발사업(II), 기상자료처리시스템 개발(II), 2차년도보고서, 기상연구소/기상청: 23-34.
- 한국해양연구원, 2002. OSMI 해양활용 및 검보정, 최종보고서, 과학기술부: 169-171.
- Barnes, R. A., R. E. Eplee, G. M. Schmidt, F. S. Patt, and C. R. McClain, 2001. Calibration of SeaWiFS. I. Direct techniques. *Appl. Opt.*, 40: 6682-6700.
- Barnes, W. L., T. S. Pagano and V. V. Salomonson, 1998. Prelaunch characteristics of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on EOS-AM1. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 36: 1088-1100.
- Cox, C., and W. Munk, 1954. Measurements of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter. *J. Opt. Soc. Am.*, 44: 838-850.
- Eplee, R. E., W. D. Robinson, S. W. Bailey, D. K. Clark, P. J. Werdell, M. Wang, R. A. Barnes, and C. R. McClain, 2001. Calibration of SeaWiFS. II. Vicarious techniques. *Appl. Opt.*, 40: 6701-6718.
- Figueras, D., A. Karnieli, A. Brenner, and Y. J. Kaufman, 2004. Masking turbid water in the southeastern Mediterranean Sea utilizing the

- SeaWiFS 510 nm spectral band. *Int. J. Remote Sens.*, 25: 4051-4059.
- Gordon, H. R., 1998. In-orbit calibration strategy for ocean color sensors. *Remote Sens. Environ.*, 63: 265-278.
- 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.
- Govaerts, Y. M., and M. Clerici, 2004. Evaluation of radiative transfer simulations over bright desert calibration sites, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 42: 176-187.
- Govaerts, Y. M., M. Clerici, and N. Clerbaux, 2004. Operational calibration of the Meteosat radiometer VIS band. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 42: 1900-1914.
- Hooker S. B., W. E. Esaias, G. C. Feldman, W. W. Gregg, and C. R. McClain, 1992. An overview of SeaWiFS and ocean color. In: NASA Tech. Memo. 104566, Vol. 1, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD: 24.
- Jerlov, N. G., 1951. Optical studies of ocean water. *Rep. Swedish Deep-Sea Exped.*, 3: 1-59.
- Koepke, P., 1982. Vicarious satellite calibration in the solar spectral range by means of calculated radiances and its application to Meteosat. *Appl. Opt.*, 21: 2845-2854.
- Koepke, P., 1984. Effective reflectance of oceanic whitecaps. *Appl. Opt.*, 23: 1816-1824.
- Kriebel, K. T., and V. Amann, 1993. Vicarious calibration of the Meteosat visible. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 10: 225-232.
- McClatchey, R. A., R. W. Fenn, J. E. A. Selby, F. E. Volz, and J. S. Garing, 1972. Optical properties of the atmosphere. 3rd ed.. *Environ. Res. Pap 411*, Air Force Cambridge Res. Lab., Bedford, Mass.
- Monahan, E. C. and I. G. O'Muircheartaigh, 1980. Optimal power law description of oceanic whitecap coverage dependence on wind speed. *J. Phys. Oceanogr.*, 10: 2094-2099.
- Morel, A., and L. Prieur, 1977. Analysis of variations in ocean color. *Limnol. Oceanogr.*, 22: 709-722.
- Moulin, C., C. E. Lambert, J. Poitou, and F. Dulac, 1996. Long term calibration of the Meteosat solar (VIS) channel using desert and ocean targets. *Int. J. Remote Sens.*, 17: 1183-1200.
- Moulin, C, and X. Schneider, 1999. Calibration of the Meteosat-5 sensor visible channel. *Int. J. Remote Sens.*, 20: 195-200.
- Seemann, S. W., J. Li, W. P. Menzel, and L. E. Gumley, 2003. Operational retrieval of atmospheric temperature, moisture, and ozone from MODIS infrared radiances. *J. Appl. Meteor.*, 42: 1072-1091.
- Shettle, E. P. and R. W. Fenn, 1979. Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties. Air Force Geoph. Lab., Environmental Research Papers, 676, AFGL-TR-79-0214, USAF: 94.
- Smith, R. C., and K. S. Baker, 1978. The bio-optical state of ocean waters and remote sensing. *Limnol. Oceanogr.*, 23: 247-259.
- Sohn, B. J., D. H. Kim, S. J. Yoo, and Y. S. Kim, 2000. Examining a vicarious calibration method for the TOA radiance initialization of KOMPSAT OSMI. *J. Korean Soc. Remote Sens.*, 16: 305-313.
- Thome, K. J., 1999. Validation plan for MODIS level 1 at-sensor radiance, Remote sensing group of the optical sciences center: 34.
- Vermote, E. F., D. Tanre, J. L. Deuze, M. Herman, and J. J. Morcrette, 1997. Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum, 6S: an overview. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 35: 675-686.

Yoshida, M., H. Murakami, Y. Mitomi, M. Hori, K. J. Thome, D. K. Clark, and H. Fukushima, 2005. Vicarious calibration of GLI by ground observation data. *IEEE Trans. Geosci. Remote*

Sens., 43: 2167-2176.

Xiong, X., and W. Barnes, 2006. An overview of MODIS radiometric calibration and characterization. *Adv. Atmos. Sci.*, 23: 69-79.