

정지궤도 해색탐재체(GOCI) 자료를 위한 대기 및 BRDF 보정 연구

민지은* · 유주형*† · 안유환* · Palanisamy Shanmugam** ·
Pierre-Yves Deschamps*** · Zhong-Ping Lee****

*한국해양연구원 해양위성센터

**Department of Ocean Engineering, Indian Institute of Technology Madras

***Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA), Université de Lille 1

****Northern Gulf Institute, Mississippi State University

Atmospheric and BRDF Correction Method for Geostationary Ocean Color Imagery (GOCI)

Jee-Eun Min*, Joo-Hyung Ryu*†, Yu-Hwan Ahn*, Palanisamy Shanmugam**,
Pierre-Yves Deschamps***, and Zhong-Ping Lee****

*Korea Ocean Satellite Center, Korean Ocean Research & Development Institute(KORDI)

**Department of Ocean Engineering, Indian Institute of Technology Madras

***Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA), Université de Lille 1

****Northern Gulf Institute, Mississippi State University

Abstract : A new correction method is required for the Geostationary Ocean Color Imager (GOCI), which is the world's first ocean color observing sensor in geostationary orbit. In this paper we introduce a new method of atmospheric and the Bidirectional Reflectance Distribution Function(BRDF) correction for GOCI. The Spectral Shape Matching Method(SSMM) and the Sun Glint Correction Algorithm(SGCA) were developed for atmospheric correction, and BRDF correction was improved using Inherent Optical Property(IOP) data. Each method was applied to the Sea-Viewing Wide Field-of-view Sensor(SeaWiFS) images obtained in the Korean sea area. More accurate estimates of chlorophyll concentrations could be possible in the turbid coastal waters as well as areas severely affected by aerosols.

Key Words : Atmospheric correction, BRDF correction, GOCI(Geostationary Ocean Color Imager).

요약 : 세계 최초로 정지 상태로 해색을 관측하는 정지궤도해색탐재체(GOCI, Geostationary Ocean Color Imager) 값의 보정을 위해서는 기존의 방법이 아닌 새로운 방법이 요구된다. 본 연구에서는 GOCI의 특별한 특성에 맞는 새로운 대기보정 방법과 양방향성 광반사 분포함수(BRDF, Bidirectional Reflectance Distribution Function) 보정 방법을 소개하고자 한다. GOCI의 대기보정을 위해서 스펙트럼 형태 조화기법(SSMM, Spectral Shape Matching Method)과 Sun Glint Correction Algorithm(SGCA)을 개발하였고,

접수일(2010년 4월 4일), 수정일(1차 : 2010년 4월 20일, 2차 : 4월 23일), 게재확정일(2010년 4월 23일).

† 교신저자: 유주형(jhryu@kordi.re.kr)

BRDF 보정을 위하여 해수의 고유광특성(IOP, Inherent Optical Property) 값을 이용하는 새로운 방법을 개발하였다. 각 방법은 한반도 주변 해역을 관측한 Sea Viewing Wide Field-of-view Sensor(SeaWiFS) 위성 영상을 이용하여 적용하였다. 클로로필 농도 분포 영상을 만들어 본 결과 기존의 방법으로 얻기 어려웠던 탁도 높은 해역과 에어로졸의 영향을 많이 받는 지역에서 보다 정확한 자료를 얻을 수 있었다.

1. 서론

해양으로부터 올라와 센서에 관측되는 에너지는 해양과 센서의 중간에 있는 대기를 통과하면서 에너지 량의 왜곡이 발생되며 태양-해양-센서의 상대적인 위치 변동에 따라 그 값이 변하게 된다. 따라서 위성영상을 이용하여 해양의 정확하고 정밀한 환경 분석을 실시하기 위해서는 이 두 가지 왜곡 발생 요인 대기 효과와 기하학적 구조에 따른 효과를 보정해 주어야 한다. 대부분의 해석 원격탐사를 이용한 정량적인 분석은 식물성 플랑크톤의 양과 분포를 결정하는 것을 기본으로 해양의 생지화학적 과정을 이해하는데 초점이 맞춰져왔다(Gordon *et al.*, 1980; Morel and Andre, 1991; McClain *et al.*, 1998). 대기보정 후 남아있는 신호인 수출 복사량(Water-leaving Radiance, L_w)은 해수의 생지화학 성분에 관한 많은 정보를 담고 있다. 매우 작은 값을 가지고 있는 해양의 광 에너지는 대기보정을 통해 센서에서 관측된 에너지 값의 80 ~ 90%의 신호가 제거되기 때문에 대기보정에서의 작은 차이가 해양의 신호 값에 큰 영향을 줄 수 있다.

위성에서 획득되는 반사도 에너지 값은 아래의 수식(1)과 같이 물리적인 선형 방정식으로 정의된다(Gordon and Wang, 1994).

$$\rho(\lambda) = \rho_r(\lambda) + \rho_A(\lambda) + r(\lambda)\rho_w(\lambda) + \rho_{sg}(\lambda) + \rho_{wc}(\lambda) \quad (1)$$

여기서 $\rho_r(\lambda)$, $\rho_A(\lambda)$, $\rho_w(\lambda)$ 는 각각 레일리(Rayleigh) 산란에 의한 대기층 위에서의 반사도, 에어로졸 반사도, 순수 해양에서의 반사도를 의미하고, $\rho_{sg}(\lambda)$ 와 $\rho_{wc}(\lambda)$ 는 각각 태양광반사(Sun Glint)와 해수면 흰물결(Whitecap)에 의한 반사도 에너지를 의미하는데, 경우에 따라서 고려하지 않기도 한다(Shanmugam and Ahn, 2007; Shi and Wang, 2009). 대기보정의 목적은 $\rho_w(\lambda)$ 를 정확하게 산출하는 것이다. 대표적인 해석 센서인 Sea Viewing Wide Field-of-view Sensor(SeaWiFS)와 Moderate Resolution Imager

Spectroradiometer(MODIS)는 근적외선 및 중적외선 밴드에서의 해양 반사도 신호 값이 거의 '0'에 가까운 값을 가진다는 원리를 이용하여 $\rho_w(\lambda)$ 값을 추정한다(Gordon and Wang, 1994; McClain *et al.*, 2004; Wang *et al.*, 2005; Shi and Wang, 2009). 하지만 이러한 원리는 대양의 맑은 CASE-1 Water 해역과 탁도가 많이 높지 않은 연안 해역에서는 잘 맞지만(Stumpf *et al.*, 2003; McClain *et al.*, 2006) 탁도가 매우 높은 탁한 CASE-2 Water 해역에서는 잘 맞지 않는다(Ruddick *et al.*, 2000; Siegel *et al.*, 2000; Stumpf *et al.*, 2003; Lavender *et al.*, 2005; Wang and Shi 2005; Shi and Wang, 2009). 특히 중적외선 밴드를 이용하는 MODIS 영상의 경우에는 탁한 해역에서의 좋은 대기보정 결과를 얻을 있는 반면, 중적외선 밴드가 없기 때문에 근적외선 밴드만 이용해야하는 SeaWiFS의 경우에는 탁한 해역에서의 대기보정 결과가 MODIS에 비해서 좋지 않다(Shi and Wang, 2009). 중적외선 밴드를 가지고 있지 않는 GOCI의 경우도 SeaWiFS와 같은 탁한 해역에서의 한계점이 있기 때문에 탁한 해역에서의 대기보정을 위한 새로운 방법이 필요하다.

대기보정 이외에도 위성자료를 이용하여 해양 환경의 변화를 해석하고자 할 때 많은 고려해야할 사항들이 있다. 바다표면의 발광의 양, 공기와 물의 투과율, 그리고 물 분자 및 부피의 상호작용(흡수, 산란, 감쇠)을 들 수 있다. 이런 특징은 정지궤도 위성이나 극궤도 위성의 공통적인 특성이라고 할 수 있다. 하지만 GOCI와 같이 정지궤도에서 같은 곳을 연속적으로 관측하는 정지궤도 위성은 극궤도 위성과는 달리 위성의 위치가 고정되어 있기 때문에 태양고도 변화의 영향을 받는다. GOCI의 경우 매 시간 자료를 획득할 수 있고 2500×2500 km²의 관측 영역을 가지고 있기 때문에 시시각각 변하는 태양광과 대기의 특성을 모사하기 위한 양방향성 광반사 분포함수(BRDF, Bidirectional Reflectance Distribution Function)의 개발이 필수적이다. BRDF 보정은 기존에

는 클로로필 농도 값을 이용하는 방법이 사용되었다 (Morel *et al.*, 2002). 클로로필 농도 값만을 알면 계산이 가능하기 때문에 CASE-1 Water 해역에서는 잘 맞지만 여러 가지 구성요소들이 복잡하게 연계되어 있는 연안의 탁도가 높은 CASE-2 Water 해역에서는 잘 맞지 않는다. 따라서 탁도가 높은 해역을 관측하게 될 GOCI를 위해서는 향상된 보정 방법이 요구된다.

정지궤도상에서 한반도 주변의 탁도가 매우 높은 해역(황해 연안, 양자강 부근)을 관측해야 하는 GOCI의 특별한 상황에 맞는 대기보정 및 BRDF 보정 방법의 개발을 위하여 각 분야의 전문가들과 함께 공동연구를 추진하였다. GOCI를 위한 표준 대기보정은 부유퇴적물의 역산란광 정보를 이용하여 탁도 높은 해역에서의 대기 정보를 보다 정확하게 산정하고 맑은 해역에서 얻어진 해양 스펙트럼 정보를 이용하는 스펙트럼 형태 조화기법(SSMM, Spectrum Shape Matching Method) 방법을 Dr. Shanmugam과 공동으로 개발하였다 (Shanmugam and Ahn, 2007). 이 방법은 태양광반사와 화이트캡의 영향이 거의 없다고 가정한 것인데, 이는 바람의 영향이 거의 없을 경우이고(박재익 외, 2005) 실제로 바람의 영향이 있을 경우에는 우리나라 주변 해역에서 태양광 반사의 영향을 받을 수 있다(Steinmetz *et al.*, 2009). 따라서 태양광반사의 영향을 받을 경우를 대비한 Sun Glint Correction Algorithm(SGCA)을 Dr. Deschamps과 함께 공동으로 개발하였다(Steinmetz *et al.*, 2009). GOCI의 BRDF 보정을 위하여 기존의 클로로필을 이용한 방법에서 향상된 고유광특성(IOP, Inherent Optical Property)을 이용하는 새로운 방법을 Dr. Lee와 함께 개발하였다(Lee *et al.*, 2007). 본 연구에서는 각각의 방법을 소개하고 영상에 적용한 결과를 비교하였다.

2. 연구 내용

1) 대기보정

(1) 스펙트럼 형태 조화기법(SSMM) 대기보정

SSMM 대기보정 방법은 반사도 값이 아닌 복사량(Radiance) 값을 이용하여 계산된다. Fig. 1은 GOCI 자

료를 이용하여 수출복사량을 구하기 위한 전체적인 대기보정 흐름도이다. 대기권 밖에서 얻어진 총 복사량인 L_T 는 각 밴드들의 중심파장이 λ_i 에 대해서 아래와 같이 정의될 수 있다.

$$L_T(\lambda_i) = L_{path}(\lambda_i) + t_{(s-o)}L_{sg}(\lambda_i) + t_{(o-sn)}L_{wc}(\lambda_i) + t_{(o-sn)}L_w(\lambda_i) \quad (2)$$

여기서 $L_T(\lambda_i)$ 는 TOA에서의 총 복사량이고, $L_{path}(\lambda_i)$ 는 대기 복사량(Path Radiance)으로 대기에서의 산란과 바다표면에서의 산란에 의한 스펙트럴 반사에 의한 값이다. $L_{sg}(\lambda_i)$ 는 해수면 태양반사 복사량(Sunglint Radiance)이며, $L_{wc}(\lambda_i)$ 는 해수면 흰물결에 의한 복사량(Whitecap Radiance)이고, $L_w(\lambda_i)$ 는 얼고자 하는 수출복사량(Water-leaving Radiance)이다. t_{s-o} 과 t_{o-sn} 는 각각 태양에서 해수, 해수에서 센서로의 대기층의 투과율이다. t_{s-o} 는 강한 풍속시를 제외하면 방향성을 갖는 해수면 태양반사 $L_{sg}(\lambda_i)$ 에 적당하고, t_{o-sn} 는 수출복사량과 해수면 흰물결에 의한 복사량이 거의 일정한 각 분포를 갖는 경우에 적당하다. GOCI의 관측영역은 해수면 태양반사에 의한 영향을 크게 받지 않기 때문에(박재익 등, 2005) L_{sg} 값은 무시하였다. GOCI 영상에서의 해수면 흰물결의 영향은 바다 표면의 풍속의 값을 포함하는 반사도 모델을 사용함으로써 계산될 수 있다(Koepke, 1984). 그러나 관측 값은 해수면 풍속이 7 ~ 8 m/s 보다 클 경우 표준 대기 보정 알고리즘에서 사용된 해수면 흰물결 반사도 보정 모델(Whitecap Reflectance Model)이 큰 오차 값을 유발할 수 있고(Gordon and Wang, 1994), 이는 결과적으로 해수 수출복사량을 작게 유도하게 된다. 이와 같은 잘못된 계산을 피하기 위해서 GOCI 자료의 대기보정을 위한 SSMM에서는 L_{wc} 값을 무시한다.

그러므로 식(2)은 아래와 같이 정리된다.

$$L_T(\lambda_i) = L_{path}(\lambda_i) + t_{(o-sn)}L_w(\lambda_i) \quad (3)$$

여기서 $L_{path}(\lambda_i)$ 는 다음과 같이 레일리 대기(Rayleigh)와 에어로졸(Aerosol)의 2개 성분으로 나뉜다.

$$L_{path}(\lambda_i) = L_{ra}(\lambda_i) + L_{as}(\lambda_i) \approx \gamma_{ra}(\lambda_i) + \gamma_{as}(\lambda_i) \quad (4)$$

$L_{ra}(\lambda_i)$ 는 대기 중에 존재하는 공기 분자에 의한 레일리 복사량(Rayleigh Radiance)이고, $L_{as}(\lambda_i)$ 는 대기 에어로졸에 의하여 산란된 복사량(Aerosol Radiance) 이

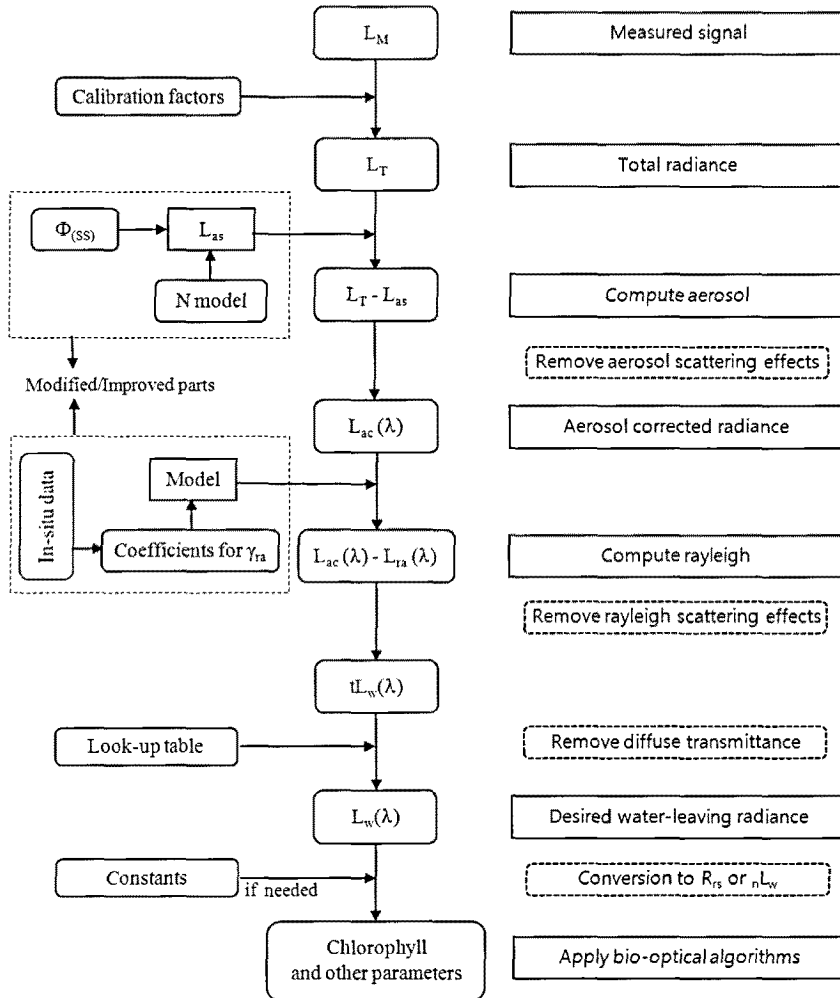


Fig. 1. Flowchart of atmospheric correction scheme to retrieve water-leaving radiance from GOCI data (Shanmugam and Ahn, 2007).

다. γ 는 복사량에 대응되는 반사도 값을 나타내는 것으로서 $\gamma_{ra}(\lambda_i)$ 는 레일리 반사 에너지(Rayleigh Factor)이고, $\gamma_{as}(\lambda_i)$ 는 에어로졸 반사 에너지(Aerosol Factor)를 나타낸다. $L_{ra}(\lambda_i)$ 과 $L_{as}(\lambda_i)$ 의 정확한 추정을 위해서는 각 영상 획득시기의 에어로졸 타입, 광학 두께, 기압, 오존층의 광학 두께, 바람, 수증기 등의 현장조사 자료가 요구되나 이들 관측 자료는 직접 얻기 매우 어렵다. 대안적으로 복사 전달 모델을 사용할 수 있는데 이 방법은 복사 전달 모델에서 얻어진 자료의 정밀도가 문제이다 (Song *et al.*, 2000). 에어로졸의 산란과 흡수는 시공간적으로 다양하게 변하기 때문에 특성화하기 어렵다. 따라서 대기의 광학적 특성을 모델링 하는 것은 한계가 있

으므로 본 연구에서는 모델을 사용하는 대신 영상 자체를 이용한 SSMM 방식을 제안하고자 한다. 먼저 SSMM은 아래의 식을 이용하여 두 번째 근적외선 밴드에서의 에어로졸 성분 값($\gamma_{as}(\lambda_{NIR2})$)을 추정한다.

$$\gamma_{as}(\lambda_{NIR2}) = Q(\lambda_{NIR2}) \times (L_T(\lambda_{NIR2}), \Lambda(\lambda_{NIR1}, \lambda_{NIR2})) - C \times \Phi_{(SS)}(\lambda_{NIR2}) \quad (5)$$

여기서 $L_T(\lambda_{NIR2})$ 는 λ_{NIR2} 파장에서의 전체 복사량이다. $\Lambda(\lambda_{NIR1}, \lambda_{NIR2})$ 는 λ_{NIR1} 파장의 L_T 와 λ_{NIR2} 파장의 L_T 의 비 값이고, $(L_T(\lambda_{NIR2}), \Lambda(\lambda_{NIR1}, \lambda_{NIR2}))$ 는 두 번째 근적외선 밴드에서의 $L_T(\lambda_{NIR2})$ 와 $\Lambda(\lambda_{NIR1}, \lambda_{NIR2})$ 의 비 값이다. 그리고 $\Phi_{(SS)}(\lambda_{NIR2})$ 는 λ_{NIR2} 에서의 부유티적물(SS)의 후방산란에 의한 값이다. 두 개의 미지수

$Q(\lambda_{NIR2})$ 와 C 는 각각 $(L_T(\lambda_{NIR2}), \Lambda(\lambda_{NIR1}, \lambda_{NIR2}))$ 와 $\Phi_{(SS)}(\lambda_{NIR2})$ 에 의해 반복 수렴 방법으로 결정되어진다. $Q(\lambda_{NIR2})$ 는 에어로졸 타입 $(L_T(\lambda_{NIR2}), \Lambda(\lambda_{NIR1}, \lambda_{NIR2}))$ 에 의한 값이고, C 는 부유퇴적물질을 고려한 상수 값이다. 천해 해역의 경우 적은 양이지만 $\gamma_{as}(\lambda_{NIR2})$ 에 부유퇴적물질을 의한 후방산란신호를 포함하고 있다. 따라서 $\Phi_{(SS)}(\lambda_{NIR2})$ 값은 가시광 영역의 값을 추정하기 전에 근적외선 밴드로부터 추정하여 전체 밴드에서 제거되어야 한다.

에어로졸 보정된 복사량은 두 번째 근적외선 파장에서의 대기권 밖에서 얻어진 전체 복사량에서 첫 번째로 계산된 에어로졸 복사량인 $C \times \Phi_{(SS)}(\lambda_{NIR2})$ 를 제거함으로써 얻어진다. 에어로졸 보정된 영상의 히스토그램으로부터 $\Phi_{(SS)}$ 의 값은 맑은 해역에서는 거의 0으로 정의되고 탁수 픽셀에 대해서는 변수로 인식된다. $\gamma_{as}(\lambda_{NIR2})$ 의 새로운 값을 얻기 위해서 수식(5)에 재적용함으로써 $\Phi_{(SS)}(\lambda_{NIR2})$ 의 값을 유도할 수 있다. 결과적으로 얻어진 $\gamma_{as}(\lambda_{NIR2})$ 를 이용하여 아래의 수식(6)과 같이 $Q(\lambda_i)$ 값을 이용하여 가시광 밴드의 값을 추정할 수 있다.

$$\gamma_{as}(\lambda_i) = Q(\lambda_i) \times \gamma_{as}(\lambda_{NIR2}) \quad (6)$$

위성에서 얻어진 $L_T(\lambda_i)$ 에서 수식(6)로부터 얻어진 에어로졸 광량을 빼주면 아래와 같은 에어로졸 보정된 복사량을 얻을 수 있다.

$$L_{ac}(\lambda_i) = (L_T(\lambda_i) - L_{as}(\lambda_i)) = L_{ra}(\lambda_i) + t_{(o-sn)}L_w(\lambda_i) \quad (7)$$

에어로졸 보정이 끝난 다음에는 레일리 대기에 의해 얻어진 복사량을 계산하여 제거하는 방법으로 레일리 보정이 이루어진다. 에어로졸과 다르게 레일리 산란 성분은 공간적으로 거의 안정하기 때문에(Gordon and Wang, 1994), 간단한 선형 방정식을 사용하여 $L_{ac}(\lambda_i)$ 로부터 근사치를 구할 수 있다. SSMM은 맑은 해역의 수출광량 스펙트럼 형태는 탁도가 높은 연안해역에 비하여 매우 안정적이라고 가정한다. 그리고 측정된 해수의 수출광량을 이용하여 $L_{ra}(\lambda_i)$ 로부터 $L_{ac}(\lambda_i)$ 를 추정한다.

$$L_{ra}(\lambda_i) = L_{ac}(\lambda_i) - t_{(o-sn)}L_w(clear)(\lambda_i) \quad (8)$$

상대적으로 맑은 해수의 위성자료와 일치되는 현장 관측 수출복사량은 식(8)에 의해 한 지점에서 계산된 $L_{ra}(\lambda_i)$ 의 처음 추정치를 만드는데 사용될 수 있다. Gould and Arnone(2002)는 $L_{path}(\lambda_i)$ 을 $L_T(\lambda_i)$ 에서

$L_w(clear)(\lambda_i)$ 을 뺀 차이로 계산하였는데, $L_{path}(\lambda_i)$ 는 상수로서 전체 영상에 적용가능하며 대기는 전체 영상이서 균질하다고 가정하였다. 이는 항공센서인 Compact Airborne Spectrographic Imager(CASI)와 같이 낮은 고도를 갖는 센서에 유효하나 넓은 지역을 관측하는 극궤도 위성자료에는 효과적이지 못하다. 따라서 GOCI 영상의 픽셀에 대하여 L_{ra} 성분의 영향을 파악하기 위해서는 $L_{ra}(\lambda_i)$ 와 $L_{ac}(\lambda_i)$ 의 관계를 이용한 일련의 단순 선형 방정식이 유도되어야 한다.

$$\gamma_{ra}(\lambda_i) = \alpha[L_{ac}(\lambda_i)] + \beta \approx L_{ra}(\lambda_i) \quad (9)$$

$\gamma_{as}(\lambda_i)$ 는 레일리 복사량에 비례하며 λ_i 에서 관측된 신호의 감도에 의해 한 픽셀에서 다른 픽셀로 변한다. 각 밴드에 대한 경험적 계수인 α, β 는 GOCI 발사 후에 수정 및 보완될 예정이다. 이러한 계수들은 정오 전후에 얻어진 자료와 한국과 중국의 연안과 같이 서로 다른 해수 타입에서 얻어진 SeaWiFS 측정값에 대하여 더욱 잘 맞는다. 이제 식(4) ~ (9)을 식(3)로 바꾸어 다음과 같이 수출 복사량을 산출할 수 있다.

$$L_w(\lambda_i) = \frac{[L_T(\lambda_i) - L_{ra}(\lambda_i) - L_{as}(\lambda_i)]}{t_{(o-sn)}(\lambda_i)} \quad (10)$$

수식(2) ~ (10)에서는 해수 표면으로부터 센서까지 수출광을 전파시키고 산란 및 흡수에 의해 야기되는 복합적 효과를 갖는 해양-센서 방향의 투과율($t_{(o-sn)}(\lambda_i)$)은 $t_{(o-sn)}(\lambda_i)L_w(\lambda_i)$ 로부터 $L_w(\lambda_i)$ 를 정확하게 복구시키기 위하여 정밀하게 산출되어야 한다. 그러나 일반적으로 투과에 의한 증폭 효과에 대한 정밀한 보정은 대기의 광학 두께에 대한 현장조사 자료가 요구된다(Moran et al., 1992). 여기서 대기의 광학 두께는 각 위성이 관측하는 동안 항상 실제로 관측하기 어렵기 때문에 가시광선 파장의 다른 스펙트럴 밴드와 다른 대기조건에 의해 계산된 평균의 투과율을 위성자료의 대기보정에 사용한다(Chavez, 1996; Wu et al., 2005). SeaWiFS 위성자료를 위한 표준대기보정에서는 지수함수를 이용한 25,000 개의 시뮬레이션 데이터 표로부터 $t_{(o-sn)}(\lambda_i)$ 의 근사치를 산출한다.

$$t_{(o-sn)}(\lambda_i, \theta) = X(\lambda_i, \theta) \exp[-Y(\lambda_i, \theta)\tau_{as}(\lambda_i)] \quad (11)$$

여기서, $\tau_{as}(\lambda_i)$ 는 에어로졸 광학 두께이고, $X(\lambda_i, \theta)$ 와 $Y(\lambda_i, \theta)$ 는 SeaWiFS의 8개의 스펙트럴 밴드에 대한

계수로 12개의 에어로졸 모델, 그리고 다양한 태양각과 시야각에 대한 정보를 포함한다. SeaWiFS 위성자료를 위한 $t_{o-zn}(\lambda_i, \theta)$ 자료는 0.1%의 정확도를 가진다(Wang, 1999). GOCI 위성 자료의 투과율 계산을 위해 우선 이 표를 사용할 예정이다. 추출해낸 수출광량은 수식(11)을 사용하여 반사도로 변환할 수 있다.

$$\rho(\lambda_i) = \frac{\pi L(\lambda_i)}{F(\lambda_i) \cos \theta_0} \quad (12)$$

(2) SGCA 대기보정

SGCA는 GDPS에서 추가적으로 제공되는 GOCI 대기보정 알고리즘으로서, 여름철에 태양 고도가 높을 때 GOCI 관측영역의 남쪽 해역에서 태양 해수면 반사효과가 발생할 수 있다는 가정 하에 이 해수면 반사 효과를 제거하는 방법을 포함하고 있는 대기보정 방법이다. SGCA는 MERIS 대기보정 알고리즘인 POLYMER를 기반으로 한다(Steinmetz *et al.*, 2009). 먼저 수식(12)를 이용하여 GOCI Level1 radiance 자료를 대기권 밖에서의 태양광 방사도($F(\lambda_i)$, Solar Extraterrestrial Spectral Irradiance)을 이용하여 반사도($\rho(\lambda)$)로 변환해 준다. 다음 단계로 아래의 수식을 이용하여 대기에 의한 흡광과 레일리 산란을 보정해준다.

$$\rho'(\lambda) = \rho_{TOA}(\lambda)/t_{oz} - \rho_m(\lambda) - \rho_{gm}(\lambda) \quad (13)$$

여기서 t_{oz} 은 오존에 의한 흡광도를, $\rho_m(\lambda)$ 은 레일리 산란(Molecular Scattering)을, $\rho_{gm}(\lambda)$ 은 해수 표층에서의 프레넬 반사(Fresnel Reflection)에 대한 것이다. $\rho_m(\lambda)$ 과 $\rho_{gm}(\lambda)$ 값은 Successive Orders of Scattering (SOS)를 사용하여 표준 대기압과 몇몇의 바람 세기에서 계산된 값을 사용하였다(Steinmetz *et al.*, 2009). 대기 흡광 및 레일리 산란에 대한 보정이 끝난 반사도 값에서 구름 지역을 제거해준다.

위의 반사도 에너지 값은 아래와 같이 모델링 될 수 있다. 에어로졸 산란과 태양반사광 보정 및 해양에 의한 산란을 보정하기 위해 아래의 모델을 사용한다.

$$\rho'(\lambda) = \rho_{ag}^{mod}(\lambda) + T_m(\lambda) * \rho_{w+}^{mod}(\lambda, chl, Bb_i) + \varepsilon(\lambda) \quad (14)$$

여기서 $\rho_{ag}^{mod}(\lambda)$ 은 에어로졸 산란 및 태양반사광 보정을 위한 모델이고, $\rho_{w+}^{mod}(\lambda, chl, Bb_i)$ 은 해양표층 바로 위에서의 반사도 값 계산을 위한 모델이고, $T_m(\lambda)$ 은 전

체 대기 투과도를 나타낸다. $\rho_{ag}^{mod}(\lambda)$ 은 아래와 같이 과정 값을 이용하여 계산될 수 있다. 여기서 C_0, C_1, C_2 는 알고리즘에 의해서 계산되는 상수이다.

$$\rho_{ag}^{mod}(\lambda) = C_0 + C_1 \lambda^{-1} + C_2 \lambda^{-4} \quad (15)$$

$\rho_{w+}^{mod}(\lambda, chl, Bb_i)$ 는 클로로필 농도(chl)와 부유퇴적물의 역산란 계수(Bb_i)의 두 개 계수에 의한 함수로서 모델링 된다(Morel and Maritorena, 2001). 따라서 $\rho'(\lambda)$ 는 C_0, C_1, C_2, chl, Bb_i 의 총 5개 계수를 갖게 된다. 각 픽셀별로 최소제곱법(LSM, Least Square Minimization) 기법을 적용하여 5개 계수에 대한 값을 구해낸다. 결과적으로 표층 바로 위에서의 반사도 값과 수출광량 값은 아래의 수식을 이용하여 얻을 수 있다.

$$\rho_{w+} = (\rho'(\lambda) - (C_0 + C_1 \lambda^{-1} + C_2 \lambda^{-4})) / T_m(\lambda) \quad (16)$$

$$L_w = \rho_w \cos(\theta_s) F(\lambda) / \pi \quad (17)$$

2) BRDF 보정

해수 수출광의 기하학적 체계는 Fig. 2와 같고, 수학적으로는 $L_w(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)$ 로 표현될 수 있다. 여기서 θ_s 는 태양천정각이고, θ_v 는 수직방향에서의 센서 관측 각이고, ϕ 는 센서의 방위각이다. $L_w(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)$ 는 같은 해수일지라도 해수의 흡수 및 산란 계수 뿐만 아니라 태양-센서의 기하학적인 위치와 태양 조도의 변화에 영향

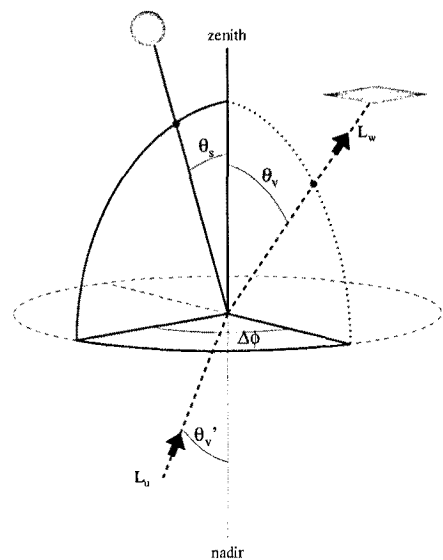


Fig. 2. Geometry of the water-leaving radiance at the sea level.

을 받는다. 따라서 다른 시간, 위치, 기하학적 구조에서 측정된 $L_w(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)$ 의 상대적인 비교가 어렵기 때문에 정확한 양의 비교를 위해서 정규 수출복사량(Normalized Water-leaving Radiance, L_{wN})을 이용해야 한다 (Morel and Gentili, 1996; Gondon and Voss, 1999). L_{wN} 는 입사되는 태양 에너지가 대기의 영향을 받지 않고 바로 수직방향으로 입사한다고 가정할 때의 수직 방향으로 나오는 수출복사량으로서 광학적 환경에 따라 변하지 않는 고유한 값이기 때문에 위성에서 관측된 L_w 는 L_{wN} 으로 변환하여 해석 분석에 사용된다. L_{wN} 에서 L_w 를 정확하게 산출하기 위해 BRDF 보정이 필요하다.

$L_w(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)$ 는 아래의 수식과 같이 해수면 바로 아래에서 올라오는 광량을 이용하여 표현될 수 있다.

$$L_w(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi) = \frac{1 - \rho(\theta, \phi)}{n^2} L_u(0^-, \theta_s, \theta_v, \phi) \quad (18)$$

여기서 ρ 는 프레넬 반사를 나타낸다.

Morel and Gentili(1993)는 해수표층 바로 아래에서의 윗 방향의 해수 복사량과 아래 방향의 방사도와의 관계를 다음 수식(19)와 같이 정의하였고, 해수 표층 바로 아래에서의 반사도를 수식(20)과 같이 정의하였다.

$$L_u(0^-, \lambda, \theta_s, \theta_v, \phi) = \frac{E_u(0^-, \lambda, \theta_s)}{Q(0^-, \lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)} \quad (19)$$

$$R(0^-, \lambda, \theta_s) = \frac{E_u(0^-, \lambda, \theta_s)}{E_d(0^-, \lambda, \theta_s)} \quad (20)$$

따라서 $L_w(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)$ 는 수식(18) ~ (20)을 이용하여 다음과 같이 정리할 수 있다.

$$L_w(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi) = \frac{1 - \rho(\theta, \phi)}{n^2} E_d(0^-, \lambda, \theta_s) \frac{\rho(0^-, \lambda, \theta_s)}{Q(0^-, \lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)} \quad (21)$$

$E_d(0^-, \lambda, \theta_s)$ 값은 프레넬 반사 보정($\mathfrak{R}(\theta_0, \theta) = ((1 - \rho(\theta, \phi))(1 - \rho(\theta_0))) / n^2$; Morel *et al.*, 2002)을 통해 표층위에서의 하향 방사도($E_d(0^-, \lambda, \theta_s)$)으로 변환 할 수 있다.

$$L_w(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi) = E_d(0^-, \lambda, \theta_s) \mathfrak{R}(\theta_0, \theta) \frac{\rho(0^-, \lambda, \theta_s)}{Q(0^-, \lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)} \quad (22)$$

Morel and Gentili(1993)가 제안한 바에 의해 표층 바로 아래에서의 반사도 $R(0^-, \lambda, \theta_s)$ 는 b_b/a 의 함수로 표현될 수 있다.

$$\rho(0^-, \lambda, \theta_s) = f(\lambda, \theta_s) \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda)} \quad (23)$$

따라서 수식(22)은 아래와 같이 표현될 수 있고, 흡광(a)과 역산란(b_b)의 중요한 고유광특성(IOP) 값에 의해서 결정되어 질 수 있다.

$$L_w(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi) = E_d(0^-, \lambda, \theta_s) \mathfrak{R}(\theta_0, \theta) \frac{f(\lambda, \theta_s)}{Q(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)} \frac{b_b}{a} \quad (24)$$

Morel *et al.*(2002)은 L_{wN} 을 다음과 같이 정의하였는데, 이 식에서 F 는 알고 있는 값이고, $E_d(0^-, \lambda, \theta_s)$ 는 계산될 수 있으며, \mathfrak{R} 값의 영향은 매우 작기 때문에 무시할 수 있다(Gordon, 2005). 따라서 L_{wN} 는 fQ 의 변화에 의해 결정되어 진다.

$$L_{wN} = \frac{F}{E_d(0^-, \lambda, \theta_s)} \frac{\mathfrak{R}_0}{\mathfrak{R}(\theta_0, \theta)} \frac{Q_0}{f_0} \frac{Q(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)}{f(\lambda, \theta_s)} L_w(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi) \quad (25)$$

BRDF 보정을 위해서는 fQ 값을 모델링하여 적용함으로써 L_{wN} 를 구할 수 있는데, 이 방법은 Case-1 Water 해역에만 적용할 수 있다는 단점이 있다. 또한 Case-1과 Case-2를 명확하게 나눌 수 없으며 구별하기 위해서는 클로로필 농도 뿐만 아니라 해수내 광학적 특성도 알아야 한다는 문제가 있다. GOCI의 관측 영역은 황해 및 남해 연안 해역, 중국 양쯔강 하구 해역 등 탁도가 높은 Case-2 해역을 많이 포함하고 있기 때문에 이 방법을 적용하기에는 한계가 있으므로 고유한 특성인 IOP를 이용하여 BRDF를 보정하는 방법을 GOCI의 BRDF 보정 방법으로 선택하였다.

Fig. 3은 IOP 기반의 BRDF 보정에 대한 모식도이다. IOP 값을 이용한 BRDF 보정 방법은 위성에서 얻어진 원격반사도 값으로부터 IOP 값을 추출하고 얻어진 IOP 값으로부터 규격화된 원격반사도 값을 역으로 추정하는 방법이다. 표층 바로 아래에서의 원격반사도는 다음과 같이 정의 될 수 있다.

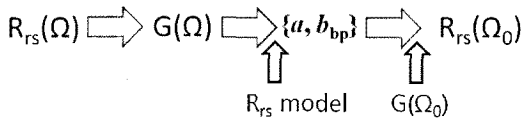


Fig. 3. Flowchart for the IOP-based BRDF correction.

$$r_{rs}(\lambda, \theta_v, \theta_s, \phi) = \frac{L_w(0^-, \lambda, \theta_v, \theta_s, \phi)}{E_{ii}(0^-, \lambda)} \quad (26)$$

수식(22)은 아래와 같이 나타낼 수 있으며 L_w 는 $FR_0[r_{rs}(\lambda)]_N$ 이다.

$$L_w(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi) = E_d(0^+, \lambda, \theta_s) \mathcal{R}(\theta_0, \theta) r_{rs}(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi) \quad (27)$$

여기서 $[r_{rs}(\lambda)]_N$ 는 규격화된 원격반사도 값을 나타낸다. 위성자료로부터 $L_w(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)$ 을 계산한 다음 수식(27)을 이용하여 $r_{rs}(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)$ 을 구할 수 있다. 그 다음 단계는 $r_{rs}(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)$ 로부터 $[r_{rs}(\lambda)]_N$ 를 추정해 내는 것이다. 원격반사도는 해수의 IOP와 태양-센서 간의 기하학적 구조에 의해 결정된다(앞으로 $(\theta_s, \theta_v, \phi)$ 를 Ω 로 표시함).

$$r_{rs}(\lambda, \Omega) = f(\alpha(\lambda), \beta(\lambda), \Omega) \quad (28)$$

여기서, $\beta(\lambda)$ 는 해수의 Volume Scattering Function (VSF)의 계수이다. 단일 산란이 일어나는 해수에서는 r_{rs} 가 복사전달식(RTE, Radiative Transfer Equation)에 의해서 쉽게 계산될 수 있지만 실제 해수는 매우 복잡한 광학 구조를 이루고 있기 때문에 계산이 쉽지 않다. 최근 Lee et al.(2004)는 복잡한 해수에 대한 원격반사도를 아래와 같이 모델화하였다.

$$r_{rs}(\lambda, \Omega) = g_w(\Omega) \frac{b_{bw}}{a + b_b} + g_p(\Omega) \frac{b_{bp}}{a + b_b} \quad (29)$$

이 식에서 b_b 는 b_{bw} 와 b_{bp} 를 합한 전체 역산란 계수를 나타내고, b_{bw} 와 b_{bp} 는 각각 순수한 물 분자와 부유물질의 역산란 계수를 나타낸다. g_w 와 g_p 는 태양-센서의 기하학적 구조(Ω)에 따른 모델 파라미터 이고, g_p 는 Particle Phase Function(PPF)을 이용하여 a 와 b_b 의 함수로 구현할 수 있다. $g(\Omega)$ 는 $\mathcal{R}(\Omega)$ 를 이용하여 표층 위의 대기에서의 값($G(\Omega)$)으로 변환할 수 있으며, $G(\Omega)$ 는 아래와 같이 $b_b/(a + b_b)$ 에 의한 함수로 표현될 수 있다.

$$G(\Omega) = Fun\left(\frac{b_b}{a + b_b}\right) \quad (30)$$

대기보정된 R_{rs} 값으로부터 위의 원격반사도 모델을 이용하여 a 와 b_b 값을 산출한 다음, 얻어진 a 와 b_b 값을 이용하여 $G(\Omega)$ 값에 대입하여 수직 방향의 기하학적 구조일 때의 원격반사도 값을 역으로 구함으로써 BRDF 보정을 실시할 수 있다.

3. 결과

1) 대기보정

SSMM 대기보정 방법을 우리나라 주변 해역을 촬영한 SeaWiFS 위성영상에 적용하였다. Fig. 4는 2000년 4월 6일과 2001년 3월 21일에 얻어진 SeaWiFS 영상들(a & d)과 SSMM 대기보정 방법을 적용하여 얻어진 수출광량 영상들(b & e), 그리고 대기보정 결과 영상을 이용하여 분석한 클로로필 농도 분포도(c & f)를 보여 준다. 2000년 영상은 열은 구름이 많이 분포하고 있고 한반도 북쪽 해역에 약간의 황사가 존재하고 있었으며, 2001년의 영상은 남쪽으로는 많은 구름이 분포하고 황해와 동해 지역으로는 많은 양의 황사가 분포하고 있었다. 이러한 영상에 SSMM 방법을 적용한 결과 에어로졸이나 황사에 의한 영향이 효과적으로 제거된 것을 확인할 수 있었다. 이러한 결과를 이용하여 클로로필 알고리즘을 적용하여 C, F와 같은 클로로필 분포 영향을 얻을 수 있었다. 탁도가 높은 우리나라 황해 및 남서해 연안 및 중국의 양쯔강 하구역에서도 클로로필 값을 정확하게 얻어낼 수 있었다.

Fig. 5는 1998년 10월 23일 SeaWiFS 위성영상을 이용하여 SeaWiFS 표준 대기보정 알고리즘과 SSMM 두 가지 방법을 적용하여 밴드별 결과를 비교한 그림이다. a, b, c는 표준 대기보정 방법을, d, e, f는 SSMM 대기보정 방법을 적용한 결과이고, a와 d는 412nm, b와 e는 555nm, c와 f는 865nm밴드에서의 결과 영상이다. 표준 대기보정을 사용한 경우에는 연안의 탁도가 매우 높은 해역의 대부분이 자료가 대기보정 결과로 인해 삭제된 것을 볼 수 있었다. 반면에 SSMM을 적용하였을 경우에는 연안의 탁도가 매우 높은 해역에서도 대기보정이 성공적으로 잘 수행된 것을 확인할 수 있었다.

Fig. 6는 SGCA 대기보정 방법을 2000년 9월 19일

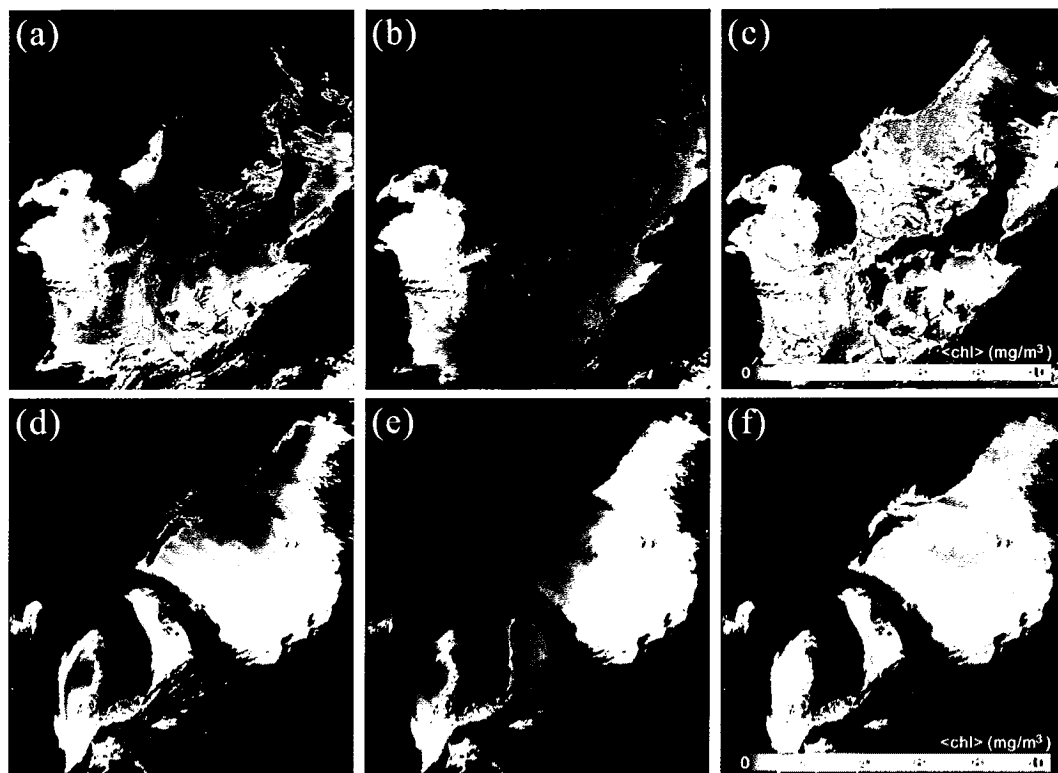


Fig. 4. Color composite images (a & d) from the top-of-atmosphere (TOA) radiance and (b & e) from water-leaving radiances L_w retrieved by SSMM atmospheric correction scheme in SeaWiFS bands (B841) centered at 865nm (Red), 490nm (Green) and 412nm (Blue) on April 6, 2000 and March 21, 2001. (c & f) Chlorophyll concentration retrieved by the SSMM-OC2 algorithms (Shanmugam and Ahn, 2007).

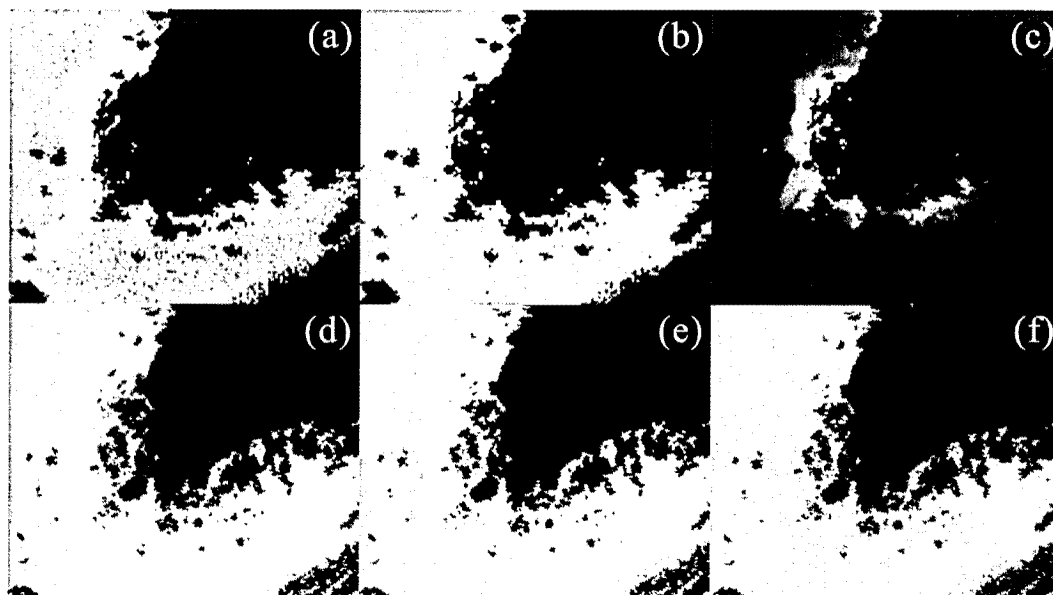


Fig. 5. Comparison of the water-leaving radiances at three wavelengths of (a & d) 412nm, (b & e) 555nm and (c & f) 865nm retrieved from SeaWiFS imagery (October 23, 1998) using the (a, b, c) SAC and (d, e, f) SSMM algorithms (Shanmugam and Ahn, 2007).

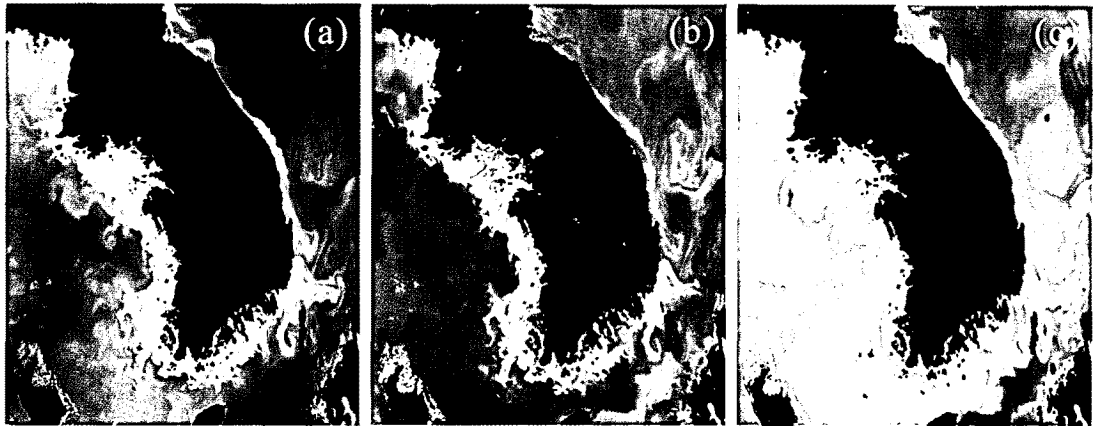


Fig. 6. (a) Color composite image from the top-of-atmosphere (TOA) radiance in SeaWiFS bands (B652) centered at 670nm (Red), 555nm (Green) and 443nm (Blue) on September 19, 2000. (b) The corresponding image of water reflectance at 490nm retrieved by SGCA atmospheric correction scheme. (c) Chlorophyll concentration retrieved by SGCA (Steinmetz *et al.*, 2009).

한반도 주변을 촬영한 SeaWiFS 위성영상에 적용한 결과이다. a는 670nm(red), 555nm(green), 443nm(blue) 밴드 영상자료를 이용하여 칼라 합성한 영상이고, b는 SGCA 대기보정의 결과로 얻어진 490nm 밴드에서의 반사도 영상 나타내고, c는 대기보정 결과 자료를 이용하여 분석된 클로로필 농도 분포 영상을 보여준다. 연안의 탁도가 높은 해역에서의 대기보정이 효과적으로 잘 이루어진 결과 클로로필 농도를 정확하게 산출할 수 있었다. 하지만 해당 영상은 해수면 태양반사광을 포함하고 있지 않았기 때문에 해수면에서의 태양광반사를 보

정하기 위한 SGCA의 목적을 검증하기에는 한계가 있다. 따라서 우리나라 지역은 아니지만 실제로 태양반사광 효과를 가지고 있는 영상을 선택하여 SGCA 방법을 적용하였다(Fig. 7). Fig. 7의 (a)는 지중해 해역에서 2005년 6월 6일에 관측된 MERIS 위성영상의 865nm 밴드에서의 대기보정 전 반사도 영상이고, (b)는 대기보정 결과로 얻어진 영상을 분석하여 얻어진 클로로필 농도 분포 영상을 나타낸다. (a)영상에서 보이는 태양반사광의 영향이 (b)에서 완벽히 제거되어 클로로필 농도에 영향을 미치지 않는 것을 확인할 수 있었다.

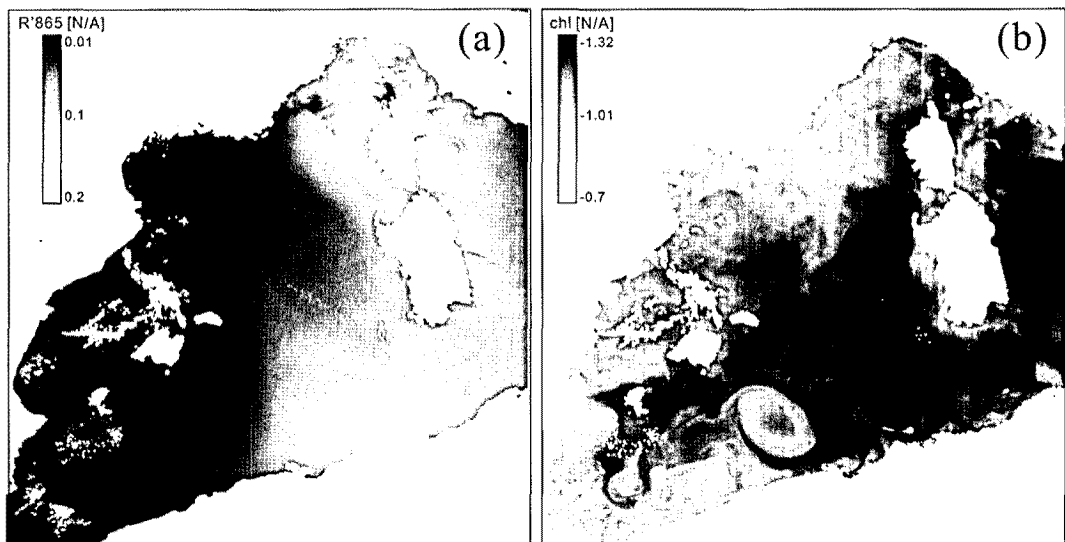


Fig. 7. (a) Top of atmosphere reflectance image in MERIS band centered at 865nm over the Mediterranean with sun glint pattern on June 6, 2005. (b) Chlorophyll concentration retrieve by SGCA (Steinmetz *et al.*, 2009).

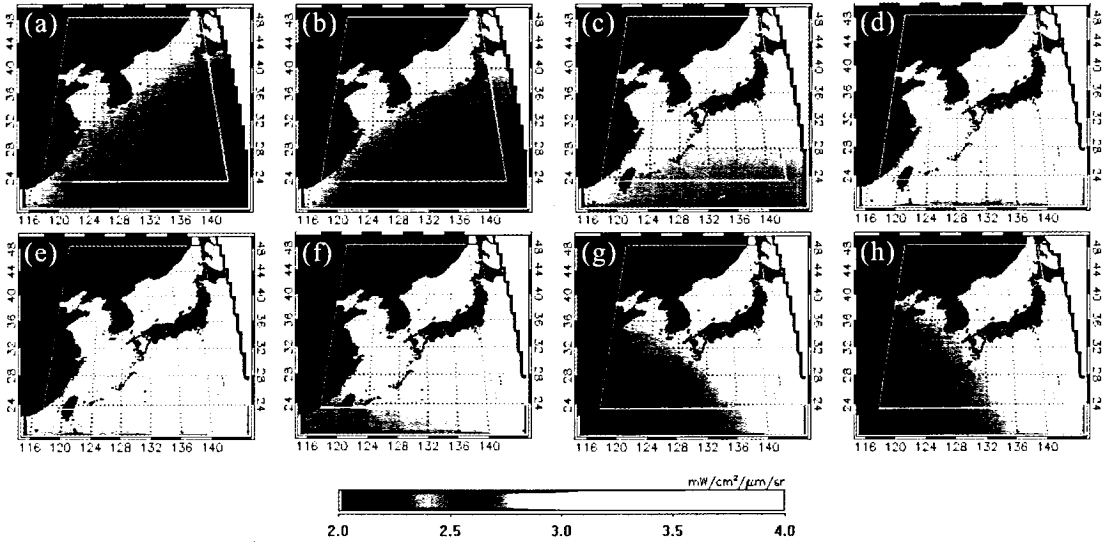


Fig. 8. The hourly variation of normalized water-leaving radiance on March 21 at the sea area around the Korea (a: 9h, b: 10h, c: 11h, d: 12h, e: 13h, f: 14h, g: 15h, h: 16h, red box: GOCI observing area).

2) BRDF 보정

개발된 BRDF 보정 모델을 이용하여 일년 365일 동안의 9시부터 16시까지의 GOCI 관측영역에서의 규격화된 수출광량 (L_{wN})의 변화를 도출하였다. Fig. 8은 555nm 파장 밴드에서의 맑은 대기 상태 ($\tau_r=0.03$)이고, 클로로필 농도가 0.1인 맑은 해수 상태인 경우의 3월 21일 9시부터 16시까지의 L_{wN} 의 변화를 시간별로 나타낸 결과이다. 시간별, 위치별로 L_{wN} 값이 다르게 나타나는 것을 볼 수 있다. 태양의 위치가 변함에 따라 L_{wN} 값의 차이가 크게는 $1.5 \text{ mW/cm}^2/\mu\text{m/sr}$ 정도 생기는 것을 확인할 수 있었다. 향후 대기보정이 끝난 GOCI 자료에 이 BRDF 모델링 값을 적용함으로써 각 픽셀 별로 태양-해양-센서의 상대적인 위치에 의한 수출광량 에너지의 차이를 효과적으로 보정할 수 있을 것으로 판단된다.

4. 결론 및 토의

본 논문에서 2010년 5월 발사 예정인 GOCI를 위한 대기보정 방법과 BRDF 보정 방법을 소개하였다. GOCI는 세계 최초로 정지궤도에서 해색을 관측하는 위성으로서 기존의 방법을 적용하기에는 한계가 있기 때문에 본 연구에서 GOCI의 특성에 맞는 새로운 향상된

방법을 제안하였다. 대기보정을 위해 표준 대기보정 방법인 SSMM과 추가적으로 태양반사광의 영향을 제거해 주는 SGCA 방법을 소개하였다. 그리고 BRDF 보정을 위한 IOP 기반의 방법을 소개하였다. 각 방법을 영상에 적용해 본 결과, 기존의 표준 대기보정 알고리즘을 사용하였을 때 연안의 탁도 높은 해역에서의 자료 손실이 많았지만 SSMM을 이용하면 그 손실을 줄이고 탁도가 매우 높은 해역에서도 대기보정이 효과적으로 수행되어 자료의 손실 없이 연안에서의 해양 반사도 값을 얻을 수 있었다. 태양반사광의 영향을 제거해 주기 위한 SGCA 역시 우리나라 해역에 적용하였을 경우 연안의 탁도 높은 해역에서 좋은 결과를 보였으며, 태양반사광 영향을 받는 해역의 위성영상으로 분석한 결과 태양반사광의 영향이 효과적으로 제거되었음을 확인할 수 있었다.

본 논문에서 제안한 BRDF 보정 방법은 기존의 클로로필 농도 값만을 이용한 방식의 한계점을 보완하는 새로운 방법이다. 원격반사도 모델을 이용하여 센서에서 얻어진 원격반사도 값으로부터 해수 중의 고유광특성인 a 와 b_b 값을 계산해 내고, 이렇게 얻어진 a 와 b_b 값을 이용하여 역으로 수직에서 관측하는 구조의 원격반사도도 역 변환해 주면 기하학적 왜곡이 없는 원격반사도 값으로 변환될 수 있다. 기존의 클로로필 농도 값만을 이용하여 보정하였을 때 보다 훨씬 정확한 보정이 가능하고

연안의 탁도 높은 해역에도 적용할 수 있다는 장점이 있다. 하지만 원격반사도 모델을 이용하여 고유광특성을 도출하는 중간 과정을 거치게 되기 때문에 사용되는 원격반사도 모델의 정확성에 영향을 많이 받게 된다. 따라서 정확한 원격반사도 모델의 구축이 매우 중요할 것이다. 향후 정확도 높은 원격반사도 모델을 구축한다면 BRDF 보정의 정확도를 향상시킬 뿐만 아니라 IOP 산출 알고리즘으로 또한 활용될 수 있을 것으로 기대된다.

위성영상의 정확한 보정을 위해서는 실제로 관측된 위성자료가 필요하다. 하지만 현재는 GOCI가 올라가기 전이기 때문에 영상 자료를 얻을 수 없으므로 GOCI의 대기보정을 위한 계수로서 대표적인 해색 센서인 SeaWiFS 영상 자료의 알고리즘 계수를 대신 사용하였다. 향후 GOCI가 영상을 획득하기 시작하면 GOCI 영상을 이용하여 알고리즘에 필요한 계수들을 새롭게 업데이트할 계획이다. GOCI의 표준 대기보정 방법인 SSMM은 해수면 태양반사와 화이트캡에 의한 영향이 없다고 가정한 방법이기 때문에 실제 이러한 영향을 받을 경우 오차가 발생될 가능성이 있다. 해수면 태양반사에 의한 영향은 SGCA 방법을 이용하여 추가적으로 보정해 줄 수 있지만 화이트캡의 보정은 어려운 실정이다. 이 값을 무시했을 경우 수출광량이 과대평가되어 환경 분석 값에 영향을 미칠 수 있으므로 추후 화이트캡 영향의 보정을 추가함으로써 대기보정 방법을 향상시킬 계획이다. 또한 MODIS나 SeaWiFS 등의 다른 해색 위성 자료를 활용하여 SSMM과 SGCA, 그리고 새로운 BRDF 보정 방법 등을 적용하여 비교 검증한다면 더욱 향상될 것으로 기대된다.

사 사

본 연구는 국토해양부의 정지궤도 해양위성(GOCI) 활용연구지원 사업(PM55660)과 한국해양연구원의 해양위성센터 운영 및 기능고도화 사업(PE98492)의 지원으로 수행되었다.

참고문헌

- 박재익, 최규홍, 박상영, 유주형, 안유환, 박재우, 김병수, 2005. 통신해양기상위성에서의 태양광 반사점(sun-glint) 위치예측, 한국항공우주학회지, 22(3): 263-272.
- Chavez, P. S., 1996. Image-based atmospheric corrections-Revisited and improved. *Photogrammetry Engineering and Remote Sensing*, 62: 1,025-1,036.
- Gordon, H. R., D. K. Clark, J. L. Muller and W. A. Hovis, 1980. Phytoplankton pigments from the Nimbus-7 coastal Zone Color Scanner: Comparisons with surface measurements, *Science*, 210: 63-66.
- Gordon, H. R. and M. Wang, 1994. Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm, *Applied Optics*, 33: 443-452.
- Gould, R. W. and R. A. Arnone, 2002. Coastal optical properties estimated from airborne sensors. Reply to the comments by Hu and Carder, *Remote Sensing of Environment*, 79: 138-142.
- Koepke, P., 1984. Effective reflectance of oceanic whitecaps, *Applied Optics*, 23: 1,816-1,824.
- Lavender, S. J., M. H. Pinkerton, G. F. Moore, J. Aiken and D. Blondeau-Patissier, 2005. Modification to the atmospheric correction of SeaWiFS ocean color images over turbid waters, *Continental Shelf Research*, 25: 539-555.
- Lee, Z. P., K. L. Carder and K. P. Du, 2004. Effects of molecular and particle scatterings on model parameters for remote-sensing reflectance, *Applied Optics*, 43: 4,957-4,964.
- Lee, Z. P., A. Weidemann, J. Kindle, R. Arnone, K. L. Carder and C. Davis, 2007. Euphotic zone depth: Its derivation and implication of ocean-color remote sensing, *Journal of Geophysical*

- Research*, 112, C03009, doi:10.1029/2006JC003802.
- McClain, C. R., M. L. Cleave, G. C. Feldman, W. W. Gregg, S. B. Hooker and N. Kuring, 1998. Science quality SeaWiFS data for global biosphere research, *Sea Technology*, 39: 10-16.
- McClain, C. R., G. C. Feldman and S. B. Hooker, 2004. An overview of the SeaWiFS project and strategies for producing a climate research quality global ocean bio-optical time series, *Deep-Sea Research. Part 2. Topical Studies in Oceanography*, 51: 5-42.
- McClain, C. R., S. B. Hooker, G. C. Feldman and P. Bontempi, 2006. Satellite data for ocean biology, biogeochemistry, and climate research, in *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 87: 337-343.
- Moran, M. S., R. D. Jackson, P. N. Slater and P. M. Teillet, 1992. Evaluation of simplified procedures for retrieval of land surface reflectance factors from satellite sensor output, *Remote Sensing of Environment*, 41: 169-184.
- Morel, A., Antoine, D. and Gentili, B., 2002. Bidirectional reflectance of oceanic waters: accounting for Raman emission and varying particle scattering phase function, *Applied Optics*, 41: 6,289-6,306.
- Morel, A. and Gentili, B., 1993. Diffuse reflectance of oceanic waters (2): Bi-directional aspects, *Applied Optics*, 32: 6,864-6,879.
- Morel, A. and Gentili, B., 1996. Diffuse reflectance of oceanic waters, III, Implications of bi-directionality for the remote sensing problem, *Applied Optics*, 35: 4,850-4,862.
- Morel, A. and J. M. Andre, 1991. Pigment distribution and primary production in the Western Mediterranean as derived and modeled from Coastal Zone Color Scanner observations, *Journal of Geophysical Research*, 96C: 12,685-12,698.
- Morel A. and S. Maritorena, 2001. Bio-optical properties of oceanic waters: a reappraisal, *Journal of Geophysical Research*, 106(C4): 7,163-7,180.
- Siegel, D. A., G. M. Wang, S. Maritorena and W. Robinson, 2000. Atmospheric correction of satellite ocean color imagery: the black pixel assumption, *Applied Optics*, 39: 3,582-3,591.
- Shanmugam, P. and Y. H. Ahn, 2007. New atmospheric correction technique to retrieve the ocean colour from SeaWiFS imagery in complex coastal waters, *Journal of Optics A: Pure and Applied Optics*, 9: 511-530.
- Shi, W. and M. Wang, 2009. An assessment of the black ocean pixel assumption for MODIS SWIR bands, *Remote Sensing of Environment*, 113: 1,587-1,597.
- Song, C., C. E. Woodcock, K. C. Seto, M. P. Lenney and S. A. Macomber, 2000. Classification and change detection using Landsat TM data: When and how to correct atmospheric effects?, *Remote Sensing of Environment*, 75: 230-244.
- Steinmetz, F., P. Y. Deschamps and D. Ramon, 2008. Sun glint atmospheric correction applied to GOCI, Final report for GOCI project, Jan. 26. 2009, HYGEOS, centre d'Innovation CIEL, Villeneuve d'Ascq, France.
- Stumpf, R. P., R. A. Arnone, R. W. Gould, P. M. Martinolich and V. Ransibrahmanakul, 2003. A partially coupled ocean-atmosphere model for retrieval of water-leaving radiance from SeaWiFS in coastal waters, SeaWiFS Postlaunch Technical Report Series, Vol. 22, NASA Tech. Memo. 2003-206892, S. B. Hooker and E. R. Firestone, Eds., p51.59, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland.
- Ruddick, K. G., F. Ovidio and M. Rijkeboer, 2000. Atmospheric correction of SeaWiFS imagery

- for turbid and inland waters, *Applied Optics*, 39: 897-913.
- Wang, M., 1999. A sensitivity study of the SeaWiFS atmospheric correction algorithm: Effects of spectral band variations, *Remote Sensing of Environment*, 67: 348-359.
- Wang, M., K. D. Knobelspiesse, and C. R. McClain, 2005. Study of the Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor (SeaWiFS) aerosol optical property data over ocean in combination with the ocean color products, *Journal of Geophysical Research*, 110, D10S06, doi:10.1029/2004JD004950.
- Wang, M. and W. Shi, 2005. Estimation of ocean contribution at the MODIS nearinfrared wavelengths along the east coast of the U.S.: Two case studies, *Geophysical Research Letters*, 32, L13606, doi:10.1029/2005GL022917.
- Wu, J., D. Wang and M. E. Bauer, 2005. Image-based atmospheric correction of QuickBird imagery of Minnesota cropland, *Remote Sensing of Environment*, 99: 315-325.