



표면도달일사량  
알고리즘 기술 분석서

Code:NMSC/SCI/ATBD/INS  
Issue:1.0 Date:2012.12.21  
File: NMSC-SCI-ATBD-INS\_v5.0.hwp  
Page : 1/33



**국가기상위성센터**  
National Meteorological Satellite Center

표면도달일사량(INS: Insolation)  
알고리즘 기술 분석서  
(INS-v5.0)

NMSC/SCI/ATBD/INS, Issue 1, rev.0  
2012.12.12



표면도달일사량  
알고리즘 기술 분석서

Code:NMSC/SCI/ATBD/INS  
Issue:1.0 Date:2012.12.21  
File: NMSC-SCI-ATBD-INS\_v5.0.hwp  
Page : 1/33

REPORT SIGNATURE TABLE

Function	Name	Signature	Date
Prepared by			
Reviewed by	Kyung-Soo Han (한경수)		2012.12.28
Authorised by			

DOCUMENT CHANGE RECORD

Version	Date	Pages	Changes
5.0	2012.12.28		누락 된 테이블 목차 추가
			누락 된 그림 목차 추가
		8	Oznoe 값 수정, Ozone 값 적용시 1,000을 나누어 계산
		11	Cloud Factor 산출을 위한 관측치 정보 수정
		12	Fig .1, 새로 작성한 그래프로 교체
		13	Table. 3 추가, 지상관측지점 정보 Fig. 2 새로 작성한 그래프로 교체
		14	Fig. 3 새로 작성한 그래프로 교체 Cloud Factor 산출을 위한 Sample 선정 및 분포 결과 수정
		15	Fig. 4., Fig.5 새로 작성한 그래프로 교체 LUT 조건표 구간 설명 수정

## 차 례

1. 개요
2. 배경 및 목적
3. 알고리즘
  - 3.1 이론적인 배경 및 근거
  - 3.2 산출방법
  - 3.3 산출과정
  - 3.4 검증
    - 3.4.1 검증방법
    - 3.4.2 검증자료
    - 3.4.3 시공간일치방법
    - 3.4.4 검증결과분석
4. 산출결과 해석방법
5. 문제점 및 개선 가능성
6. 참고문헌

## List of Tables

- Table 1. Parameter used in INS process system
- Table 2. Insolation attenuation coefficient diagram with respect to albedo and TBB from Kawamura (1998)
- Table 3. Location information of 33 meteorological stations
- Table 4. Quality Test Result
- Table 5. Detailed Input and Output data for the INS algorithm
- Table 6. Location information and fixed satellite viewing angles of 22 meteorological stations for the study
- Table 7 Content of the INS Quality flag

## List of Figures

- Fig. 1. Reference Data set for produced Cloud Penetration Coefficient (Condition 1,2)
- Fig. 2. Reference Data set for produced Cloud Penetration Coefficient (Condition 3)
- Fig. 3. Scatter Distribution for Cloud Penetration Coefficient
- Fig. 4. Regression for Cloud Penetration Coefficient
- Fig. 5. Result of Validation between Modeled SSI and Measured SSI
- Fig. 6. Total synopsis of the INS algorithm
- Fig. 7. Detailed flowchart of the INS estimates
- Fig. 8. The location of 22 pyranometer sites over Korea peninsula
- Fig. 9. Scatter plots between the satellite estimates and the ground measurements over all sky condition
- Fig. 10. The insolation variation according to time value over ground-based measurement (green line) and INS from CMDPS (blue line) for cloudy cases
- Fig. 11. Scatter plots for INS (blue dot) and pyranometer (red dot) on 10:00 LTC and 17:00 LTC.
- Fig. 12. Scatter plots between modelled INS and pyranometer using adjusted hour angle information
- Fig. 13. Scatter plots between the satellite estimates and the ground measurements over all sky condition
- Fig. 14. Scatter plots between the satellite estimates and the ground measurements over clear sky condition
- Fig. 15. (a) RMSE, (c) Bias for INS model-pyranometer comparisons for clear sky condition (black bars) and all sky condition (grey bars) according to month; (c) RMSE, (d) Bias for INS from CMDPS-pyranometer comparisons over clear (black bars) and all sky condition (grey bars) according to solar zenith angle variation
- Fig. 16. Insolation estimate for COMS scan area
- Fig. 17. Quality flag corresponding to Insolation estimate for COMS scan area

## List of Acronyms

AQC	Auto Quality Control
COMS	Communication, Ocean, and Meteorological Satellite
CF	Cloud Factor
DSSF	Downwelling Surface Solar Flux
GOCI	Geostationary Ocean Color Imager
GMS	Geostationary Meteorological Satellite
INS	INSolation
MI	Meteorological Imager
NWP	Numerical Weather Prediction
OMI	Ozone Monitoring Instrument

## 1. 개요

태양 내부의 핵융합 과정에서 기인한 태양 복사는 지구에서 사용하는 대표적인 자연 에너지 중 하나이다. 태양 복사는 전자기복사로서 태양 표면에서 대부분 발산한다. 일반적으로 표면도달일사량(INS)은 주어진 지표 화소 내 입사하는 태양 복사에너지를 의미한다. 이러한 표면도달일사량은 대기와 해양을 포함한 모든 지구유체운동의 원동력이며, 대기-육지 및 대기-해양 상호간의 열에너지 교환 조절한다. 따라서 지구에너지 시스템 연구, 기후변화, 농업 생산량 추정, 그리고 지표 증발산 산출등과 같은 다양한 연구를 위해서 고해상도 시·공간적인 특성을 가지는 일사량 자료가 필요하다. 하지만 현재 국내 현업에 운용되고 있는 지표 일사계는 관측 특성상 앞에서 언급한 연구 요구조건은 충족하지 못한다. 즉, 지상에서 관측되는 표면도달일사량은 농업기상, 해양 특성 연구, 그리고 수치 모델에서 요구하고 있는 만큼의 공간적 해상도를 가지는 지상관측 값을 산출하기는 어렵다. 특히 해양에서의 직접적인 관측은 거의 불가능하다. 일반적으로 해면에서 일사량을 관측하는 장비는 거의 없을 뿐더러, 한반도 주변 해양의 특성을 관측하기 위해 사용되는 가장 대표적인 장비인 부이는 일사량을 관측하지 않는다. 과거에 이러한 문제를 해결하기 위해 관측이 용이한 운량과 같은 다른 기상 요소를 이용하여 해양에서의 일사량을 산출하였다. 하지만 경험식에서 필요한 운량자료로 사용되었던 선박 관측 자료는 자료의 양과 질이 매우 떨어질 뿐만 아니라, 시·공간적으로 균질하지 못하다는 단점을 가지고 있다. 이러한 문제를 해결하기 위해 최근에는 기상위성을 이용하여 표면도달일사량을 산출하는 방법이 보편적으로 사용되고 있다. 위성은 그 관측 범위가 매우 넓고 시·공간적으로 고해상도의 자료를 제공할 수 있다. 특히 산악지역이나, 해양지역과 같은 관측이 어려운 곳에서는 매우 유용하게 사용되고 있기 때문에 위성을 이용하여 일사량을 산출하는 방법이 주를 이루고 있다.

표면도달일사량에 가장 큰 영향을 미치는 요소는 태양천정각과 구름이다. 표면도달일사량의 일변화를 보면 태양천정각이 낮은 낮 시간대에 일사량 값이 가장 높게 나타나고, 반대로 태양천정각이 높은 오전과 오후 시간대에는 일사량 값이 낮게 나타난다. 우리나라는 북반구에 중위도 지역에 위치하고 있기 때문에, 여름에는 태양천정각이 낮아지고 겨울에는 높아지는 경향을 가진다. 구름은 태양에서 방출되어 지표면에 도달하는 복사 에너지를 산란, 반사, 흡수 과정을 통해 에너지를 감쇠시키는 주요 대기 구성 요소이다. 일반적으로 기상위성자료를 이용하여 표면도달일사량을 산출할 때, 먼저 구름의 유무를 판별하고 구름이 존재 할 경우에는 구름의 알베도, 태양천정각에 따른 구름 투과 길이, 그리고 운정 온도 등과 같은 구름 특성을 분석하여 그에 따른 감쇠효과를 적용하여 최종 표면도달일사량 값을 산출하게 된다.

본 알고리즘 기술 분석서는 총 6부분으로 이루어져 있다. 앞에서 언급한 알고리즘 개요 및 필요성에 대하여 언급 하였고, 2단원에서는 알고리즘 배경 및 목적에 대해서 기술

하였다. 3단원에서는 일사량 이론적 배경 및 근거, 산출방법, 산출과정 그리고 검증에 대해서 기술한다. 산출결과 해석방법은 4단원에서 언급되었으며, 끝으로 INS 산출 시 발생할 수 있는 문제점 및 이후 개선 요구 사항에 대해서 구성하였다.

## 2. 배경 및 목적

### 2.1 해당 산출물의 물리적인 배경

표면도달일사량은 기후변화 모니터링, 농업기상, 태양에너지 시스템 연구, 곡물생산 예보 등과 같은 다양한 학문의 기초자료로서 사용된다. 따라서 지속적이고 정확한 일사량 모니터링이 필요하다. 하지만, 앞에서 언급한 것과 같이 현재 구축되어 있는 지상 관측망으로는 일사량 공간적 분포 특성을 파악하기에 많은 어려움이 있다. 그래서 과거에는 비교적 관측이 용이한 운량과 같은 다른 기상 요소를 활용하여 일사량을 추정하는 다양한 경험식이 사용되었다. 하지만 경험식을 이용한 표면도달일사량 산출은 지상 자료의 시·공간적 불일치와 지역적 특성에 민감도가 높은 특징 때문에 많은 문제점을 가지고 있었다. Vonder Haar and Ellis (1978)는 위성 자료를 이용하여 표면도달일사량 값을 산출할 수 있다는 가능성을 제시했지만, 극례도 자료를 이용하여 실제 구름의 시간적 변동성에 따른 일사 특성 제시하는데 많은 어려움을 가지고 있었다. Tarpley (1979)는 정지기상위성인 GOES 자료를 이용하여 통계학적 표면도달일사량을 산출하였다. 산출된 일사량은 일일 평균 지면 일사계와 비교했을 때 약 10%의 차를 보였다. 회귀식에 사용되는 총 11개의 각기 다른 계수값을 이용하여 청천시와 구름 존재시를 구분하여 표면도달일사량을 산출하였다. 물리적 모델 이용한 일사량 산출 방법은 Gautier, Diak and Masse (1980)와 Kizu (1995), Kawamura (1998)등에 의해서 연구가 수행되었다. 물리 모델은 지표면에 입사하는 태양 에너지의 감쇠정도를 물리적으로 계산함으로써 일사량 값을 산출한다. 따라서 물리 모델은 대기 요소에 의한 대기 투과도를 얼마나 정확하게 수식으로 표현하느냐가 산출되는 일사량의 정확도를 결정한다. Gautier et al., (1980)은 GOES 정지기상위성의 가시 채널자료를 이용하여 표면도달일사량 값을 산출하였다. 이후 Frouin and Chertock (1991), Kawamura (1998)등과 같은 많은 연구자들에 의해서 보다 향상되고 구체적인 대기 모수화 수식들이 제시되면서, 현재 대부분 사용되고 있는 일사량 산출 주 모델은 경험식에 의한 것이 아니라, 물리 모델을 이용하는 방법이다. 이전 연구에서, 일일 일사량에 대한 정확도는 약 10% ~ 15%를 보였으며, 시간당 일사량에 대해서는 청천역에서 5% ~ 10%, 구름 존재 시에는 15% ~ 30%의 정확성을 가졌다 (Schmetz et al., 1989; Pinker et al., 1995).

본 알고리즘에서는 Kawamura가 제시한 물리모델을 기본으로 하여 표면도달일사량 값을 산출하였다. Kawamura 모델은 동아시아 지역에 대해서 모델이 최적화 되었으며, 그

정확성 또한 다른 모델과 크게 다르지 않기 때문에 Kawamura가 제시한 방법을 이용하였다. 또한 MSG위성에서 사용되는 일사량산출 모델 (DSSF: Downwelling Surface Solar Flux)의 대기 모수화 방식과 Kawamura 모델에서 사용하는 방식은 거의 유사하다. 국내에서는 최근까지 표면도달일사량은 산출하기 위해서 일본 기상청에서 운용했던 GMS-5 위성을 이용하여 일사량은 산출해 왔었다. 하지만 최근 GMS-5의 노후화로 인해 차세대 위성인 MTSAT-1R이 2006년 1월 18일에 발사되어, GMS-5가 담당했던 관측업무를 수행하고 있다. 정지기상위성 자료를 이용한 표면도달일사량을 산출하는 방법은 물리 방정식을 이용한 대기 모수화 방법이 수행되었는데, 실제 대기 모수화 과정에서 입력되는 몇몇 변수들은 경험식에 의존한 단순한 상수 값을 이용하여 계산되고 있기 때문에 그 정확도가 떨어진다. 국외에서 산출하고 있는 표면도달일사량 산출방법은 앞에서 언급한 과정과 크게 다르지는 않다. 타 위성알고리즘 또한 대기 투과도를 계산할 때 입력되는 변수들의 입력치의 정확성을 높이는 다양한 시도가 이루어지고 있다. 유럽에서 운용되는 MSG의 경우, 입력 자료의 정확성을 높이기 위해 NWP 자료를 이용하고 있지만, 에어러솔에 의한 대기 산란도는 여전히 시정 (constant=20 km) 값을 이용하여 산출한다. 본 알고리즘에서는 모수화 과정에서 입력되는 자료의 정확성 (OMI Ozone , TPW from Split window method)을 확보하여 보다 신뢰도 높은 값을 산출하였을 뿐만 아니라 COMS 채널 특성에 최적화 되어 있는 대기 모수화 방법을 결정하였다.

위성자료를 이용하여 산출된 표면도달일사량 (INS)은 수치모델이나 기후모델의 입력 자료로 사용되며, 특히 농업기상, 임업 등에서 그 활용성이 매우 높다. 농업 생산에 가장 중요한 요소는 시간적으로 급변하는 기상 및 기후변화와 가장 많은 연관성을 가지고 있다. 특히 강우, 온도, 일사량 등의 기상 요소는 농업 생산량은 결정짓는 중요한 변수이다. 따라서 이러한 요소들을 모니터링 하는 것은 농업 기상에서 중요하다. 유광층 (euphotic zone)에 존재하는 플랑크톤은 입사하는 태양 복사에너지를 이용하여 대기 중의 이산화탄소를 흡수하여 산소를 생산하는 역할을 담당한다. 이러한 해양 표층 플랑크톤이 번식하기 위해 필요한 중요 기상 변수 중의 하나가 해면일사량이다. 따라서 해면도달일사량을 활용하여 표층수의 해양환경 특성 (광합성조건)을 파악하여, 실제 표층 플랑크톤에 의해 소비되는 이산화탄소량을 산출할 수 있으며, 나아가 현재 전 세계 가장 큰 이슈로 떠오르고 있는 지구 온난화 연구의 기초 자료로서 활용 될 수 있다.

### 3. 알고리즘

#### 3.1. 이론적인 배경 및 근거(Theoretical Background)

표면도달일사량은 정지기상위성의 반사도 자료와 휘도온도 (TBB: Brightness

Temperature) 자료를 이용하여 산출 할 수 있다. 먼저 일사량을 산출함에 있어 가장 기본적인 것은 대기투과도를 구하는 것이다. 일반적으로 대기 상단에 입사하는 일사량은 천문학적 법칙에 의해 비교적 간단하게 계산되어진다. 하지만 지표면까지 도달하는 태양 에너지는 대기 중에 존재하는 공기분자, 에어로솔, 오존, 구름 등과 같은 요소들에 의해서 산란, 반사, 흡수되기 때문에 지면에서의 일사량은 추정하는 것은 쉽지 않다. 따라서 표면도달일사량을 산출하기 위해서는 대기 중에 존재하는 각 요소의 영향들을 모수화 하는 것이 중요하다.

결론적으로 표면도달일사량을 산출하기 위해서는 먼저 대기 상단의 입사하는 일사량을 산출한 이후, 대기 요소들에 의한 산란, 반사, 흡수 등의 영향에 의해 감소되어 지면에 도달한 일사량 값을 산출해야 한다. 여기서 구름이 존재할 경우, 위성 자료를 이용하여 구름의 특성을 파악하고 그 특성에 따라 구름에 의한 감소효과를 적용함으로써 흐린 날에 대한 일사량을 산출 할 수 있다. 구름의 복잡한 물리적 특성 때문에 실제 위성자료를 이용하여 구름에 의한 감소 효과를 산출하는 것은 대단히 어렵다. 따라서 일반적으로 맑은 날보다 흐린 날에 산출된 일사량 값의 오차가 더 높다.

대기 상단에 입사하는 일사량은 다음과 같이 산출할 수 있다.

$$S = I \cdot (d_M/d)^2 \cdot \cos \Theta \quad (1)$$

위 식에서  $I$ 는 태양 상수 ( $1367 \text{ W/m}^2$ )를 의미하고,  $(d_M/d)^2$ 는 지구와 태양 사이의 타원 이심률이다. 북반구에서 타원 이심률은 겨울이 가장 작고 여름에 가장 크다. 또한 우리나라는 중위도에 위치하고 있기 때문에 태양천정각은 여름에 가장 낮게 나타나며, 최고 일사량이 관측된다. 여기서  $d_M$ 은 지구와 태양사이의 평균 거리이고,  $d$ 는 지구와 태양사이의 실제 거리이다. 타원 이심률은 다음 식으로 이용하여 계산 할 수 있다.

$$(d_M/d)^2 = 1.00011 + 0.034221 \times \cos \Theta_0 + 0.00128 \times \sin \Theta_0 + 0.000719 \times \cos 2\Theta_0 + 0.000077 \times \sin 2\Theta_0 \quad (2)$$

위 식에서  $\Theta_0$ 은 일각 (day angle)으로 율리우스 일 (Julian day)을 이용하여 산출할 수 있다. 최종적으로 대기 모수화 과정이 이후 산출되는 각 대기 요소에 대한 대기 투과도를 이용하여  $S_T$  총 일사량은 다음 식과 같이 산출 할 수 있다.

$$S_T = S_I + S_R + S_A \quad (3)$$

여기서  $S_I$ 는 직달 일사량,  $S_R$ 은 레일리 산란에 의한 일사량,  $S_A$ 는 에어로솔 산란에 의

한 일사량이다. 구름은 대기 모수화 과정 중 가장 어려운 요소이다. 왜냐하면 시·공간 변동성이 큰 구름을 일정한 패턴으로 모수화 하는 것은 상당히 어렵기 때문이다. 위성에서는 산출된 구름 반사도와 운정 온도를 이용하여 구름 감쇠율을 계산한다. 청천 표면도달 일사량 값에서 구름에 의한 감쇠율을 곱함으로써 최종 표면도달일사량 값을 산출한다. 다음 식을 이용하여 구름 존재 시 표면도달 일사량을 산출할 수 있다.

$$S = (S_I + S_R + S_A) \cdot (1 - a \cdot A) \quad (4)$$

$$A = \frac{R}{\cos \theta} \quad (5)$$

여기서 A는 알베도 값이고, a는 구름에 의한 일사량 감쇠 계수 값을 나타내고 있다. 식에서 보면, 청천에서의 총 일사량 값에 구름 감쇠율을 곱함으로써 값을 산출하고 있다. 즉, 구름이 없는 맑은 날일 경우에는 구름 알베도가 0이기 때문에 총 일사량 값이 표면도달일사량 값이 되고, 반대로 구름이 존재 할 때는 청천 일사량 값에 구름 감쇠율을 곱한 값이 표면도달일사량 값으로 산출된다. 본 INS 산출 알고리즘에서는 기존의 방식 (Kawamura et al., 1998; Tanahashi et al., 2001; Kawai et al., 2005)과 다르게 CF (Cloud Factor)를 이용한 구름감쇠계수 산출기법을 사용하였다. 변경된 Cloud Factor에 대한 구체적인 식은 다음과 같다.

$$S = (S_I + S_R + S_A) \cdot CF \quad (6)$$

새롭게 제시된 Cloud Factor에 관한 구체적인 방법은 3.3.3.2에 서술하였다.

다음은 실제 표면도달일사량 산출 시 적용되는 물리 방법에 대해 간략하게 정리하면 다음과 같다.

- o 표면도달일사량을 산출하기 위한 대기 투과도 계산
  - 일사량을 감쇠시키는 각 요소에 대한 대기 투과도를 계산
  - 대기 투과도를 계산하기 위해서는 오존, 에어로솔, Rayleigh 산란, 수증기, 그리고 구름에 대한 대기 모수화 과정이 필요
- i) 오존의 투과도 모수화
  - ▶ 수직 오존층 두께 값 필요 (OMI ozone 자료 활용)
- ii) 수증기 투과도 모수화
  - ▶ 가장수량 (Total Precipitable Water, w') 자료를 이용한 대기 중 수증기 투과도 모의 (Split-window 알고리즘을 이용)

- ▶ TPW 경우에는 CMDPS 내에 TPW 팀에서 산출되는 값을 이용하여 수증기에 의해 대기 투과도를 모수화
- ▶ TPW 팀에서 산출하는 결과값 뿐만 아니라, 품질 정보를 적극 활용하여 고품질의 값을 적용

iii) 에어로솔 투과도 모수화

- ▶ 상수 가시도 (constant=20) 값을 이용하여 모의

iv) Rayleigh 산란에 의한 투과도 모수화

- ▶ 산란하는 입자가 구형이고 반경이  $2\lambda$  m 이하이며 산란 시 입자들이 서로 독립적으로 산란한다는 가정 하에 모의

### 3.2. 산출방법(Methodology)

정지 기상위성 자료로부터 표면도달일사량을 산출하기 위해 무엇보다 가장 중요한 것은 대기 투과도를 어떻게 계산하느냐이다. 대기 상단에서 지표면까지 도달하는 태양에너지에 영향을 미치는 요소는 구름, 오존, 에어로솔, Rayleigh 산란, 수증기 등이 있다.

#### 3.2.1. 대기투과도 계산

대기 요소에 따른 대기 투과도는 다음에서 제시된 모수화 식을 이용하여 모의할 수 있다. 표면도달일사량을 구하기 위해 사용된 변수는 표 1에 정리하였다.

1) 상대 공기 질량 (Relative air mass : m)

각 대기 요소에 대한 모수화 이전에 가장 먼저 산출되어야 할 변수는 상대 공기 질량 (Relative air mass)이다. 일반적으로 태양 에너지는 대기를 투과 할 때 대기 중에 존재하고 있는 분자들에 의해서 감쇠된다. 그러한 감쇠 정도는 분자의 형태와 수에 따라서 결정되어 진다. 따라서 태양 에너지가 지면에 도달할 때까지 반응하는 분자의 양은 무엇보다 태양 광선이 지나가는 경로의 길이에 관계되어 있다. 이러한 길이를 정량적으로 나타내기 위해서 상대 공기 질량 값을 산출한다. 상대 공기 질량은 Bouguer transmission law을 이용하여 산출 한다 (Rahman and Dedieu 1994).

$$m = l / \cos(\theta_s) + l / \cos(\theta_v) \quad (6)$$

여기서  $\theta_s$ 는 태양천정각으로 다음과 같이 산출 할 수 있다.

$$\cos \Theta_s = \sin \phi \cdot \sin \delta + \cos \phi \cdot \cos \delta \cdot \cos \omega \quad (7)$$

$\phi$ 는 위도 값이고,  $\delta$ 는 태양의 적위 (solar declination)로서

$$\gamma = \frac{2\pi(JD-1)}{365} \quad (8)$$

JD는 Julian Day이다.

$$\delta = 23.45 \sin \left[ \frac{2\pi}{365} (JD + 284) \right] \quad (9)$$

식 (7)에서  $\omega$ 는 시간각으로서

$$\omega = 15 |ZENTIME - ZTIME| \quad (10)$$

ZTIME는 지상에서 관측되는 시간이고, ZENTIME는 태양 남중 시간이다.

## 2) 오존 흡수도 모수화

오존에 의한 흡수는 Lacis and Hansen(1974)이 제시한 식을 이용한다. 이 식은 현재 유럽 MSG 위성에서 사용되고 있는 DSSF 모델의 사용한 방식과 같은 식이다.

$$\begin{aligned} \tau_o = & 1 - 0.02118(Um)/(1 + 0.042(Um) + 3.23 \\ & \times 10^{-4}(Um)^2) - 1.082U/(1 + 138.6(Um))^{0.805} \\ & - 0.0658(Um)/(1 + (103.6(Um))^3) \end{aligned} \quad (11)$$

이전의 연구에서, U는 수직 오존층의 두께이고, m은 상대 공기질량이다. 앞에서 언급한 것처럼, 표면도달일사량의 정확도를 개선하기 위해서는 무엇보다 대기 요소에 의한 투과도를 정확하게 모수화 하는 것이 필요하다. 기존의 Kawamura 방정식에서는 오존에 의한 대기 투과도를 산출하기 위해 사용하였던 입력치는 상수값을 이용하였다. 왜냐하면 이전의 많은 연구에서 태양천정각이 60° 이상이 되는 지역에 대한 오존에 의한 흡수는 2~3% 정도로 매우 적은 영향을 미치고 있다는 연구 결과가 있다 (Robinson et al., 1962, Kizu 1995). 비록 오존에 의한 흡수가 다른 대기 기체보다 낮은 영향을 가지지만, 보다 정확한 표면도달일사량 산출을 위해서 현재 OMI (Ozone Monitoring Instrument)에서 제공하는 최근접일 자료 (Daily data)를 입력 자료로 이용하여 표면도달일사량을 산출 한다.

본 연구에서는 OMI ozone 자료와 COMS 일사량 자료의 공간 분해능이 다르기 때문에 오존 값의 Resampling을 통하여 COMS 연구영역에 맞은 오존값을 재분배 하였다. Resampling 방법은 최근접 위치 오존자료를 채택하는 방식을 사용하였고, 보정 속도를 위해 0.005° 이내 값을 우선적으로 선택하는 방식을 사용하였다.

OMI ozone 자료는 Dobson Unit(DU)으로 제공되기 때문에 알고리즘 수행 시 단위 변환을 위하여 OMI ozone 값에 1,000을 나누어 계산 하여야 한다.

### 3) Rayleigh 산란에 의한 투과도 모수화

Bird and Hulstorm (1981)이 제시한 식(12)을 이용하여 산출 하였다.

$$\tau_R = \exp[-0.0903m^{0.84}(1.0 + m - m^{1.01})] \quad (12)$$

### 4) 에어로솔에 의한 투과도 모수화

에어로솔에 의한 투과도는 다음 식을 이용하여 산출한다 (Frouin et al., 1991).

$$\tau_A = \exp(-(0.066 + 0.704/20)/\cos zen) \quad (13)$$

에어로솔에 의한 산란을 모수화 하는 방법은 대체적으로 시정과의 관계를 이용하여 연구가 이루어진다. 위에서 언급한 계수 값은 시정이 약 20 km라는 가정 하에 산출한 값이다.

### 5) 수증기 투과도 모수화

구름이 없을 때 수증기 투과도를 모수화 하는 방법은 다음과 같다.

$$\alpha_w = 2.9 Wm / ((1 + 141.5 Wm)^{0.635} + 5.925 Wm) \quad (14)$$

여기서 W는 가강수량으로서, 위성에서 관측된 휘도온도를 이용하여 분리대기창 법 (Split window method; Chester et al., (1987))을 통해 산출 할 수 있다. 본 알고리즘은 CMDPS 내에서 산출되는 TPW자료를 이용하여 가강수량을 입력 자료로 사용한다. TPW 산출 팀에서 이용한 식은 아래 식을 기본으로 COMS 채널 특성에 맞게 개선된 계수 값을 활용하였다. 따라서 보다 정확하고 COMS 특성에 최적화된 TPW를 이용하여 값을 산출 한다.

$$W = (1/0.095) [ (1/\sec \Theta) \ln [ (T_1 - T_a) / (T_2 - T_a) ] - 0.025 ] \quad (15)$$

표 1은 각 표면도달일사량 산출 시 사용되는 물리 변수에 대한 대략 적인 설명을 나타냈었다.

Table 1. Parameter used in INS process system.

Parameters	Values	References								
$a$	구름에 의한 일사량 감쇠 계수	0-1.4								
$A$	알베도(= $R/\cos \Theta$ )	0-1								
$d$	태양과 지구와의 거리	Spencer(1971)								
$d_M$	태양과 지구와의 평균 거리 (annual mean)	Spencer(1971)								
$F_c$	전 산란에 대한 전방산란의 비	Robinson(1962)								
$I$	태양 상수	1367( $W/m^2$ )								
$m$	상대 공기 질량	Fröhlich and Wehrli(1981)								
$R$	반사도	0-1								
$S_T$	총 일사량 (= $S_I + S_R + S_A$ )									
$S_A$	에어로솔에 의한 산란 일사량	Paltridge and Platt(1976)								
$S_I$	직달 일사량	Paltridge and Platt(1976)								
$S_R$	레일리 산란에 의한 일사량	Paltridge and Platt(1976)								
$T_1$	IR1의 밝기온도									
$T_2$	IR2의 밝기온도									
$T_a$	기온(= $T_2 - 2.2$ )	Chester et al.(1987)								
$U$	수직 오존층의 두께	0.238-0.414 cm								
$W$	가 강수량	Suzuki(1996)								
$\alpha_W$	수증기에 의한 흡수	Chester et al.(1987)								
$\lambda$	일사계에 의해 관측되는 일사량의 파장	Lacis and Hansen (1974)								
$\Theta$	태양 천정각 ( )°	0.3-2.8 $\mu m$								
$\tau_A$	에어로솔에 의해 감쇠되는 투과도	Nagasawa(1985)								
$\tau_O$	오존 흡수에 의한 투과도	Frouin et al., 1991								
$\tau_R$	레일리 산란에 의한 투과도	Bird and Hulstorn(1981)								
$\omega_O$	단일 산란알베도	Kizu(1995)								
$F_c$ , 전 산란에 대한 전방산란의 비										
$\Theta$	0	10	20	30	40	50	60	70	80	85
$F_c$	0.92	0.92	0.90	0.90	0.90	0.85	0.78	0.68	0.60	0.50

결론적으로, 앞에서 제시된 대기 투과도식을 이용하여 표면도달일사량이 산출되어진다.

$$S_T = S_I + S_R + S_A$$

(16)

$$S_I = S \cdot (\tau_0 \cdot \tau_R - \alpha_w) \cdot \tau_A$$

(17)

$$S_R = S \cdot \tau_0 \cdot (0.5 \cdot (1 - \tau_R)) \cdot \tau_A$$

(18)

$$S_A = S \cdot (\tau_0 \cdot \tau_R - \alpha_w) \cdot F_C \cdot \omega_0 (1 - \tau_A)$$

(19)

여기서  $S_T$ 는 총일사량,  $S_I$ 는 직달 일사량,  $S_R$ 는 Rayleigh 산란에 의한 일사량이고,  $S_A$ 는 에어로졸에 의한 산란 일사량이다. 각 식의 요소는 대기에 의해 흡수, 반사, 산란되는 값들로  $\tau_0$ 는 오존 흡수에 의한 투과도,  $\tau_R$ 는 레일리 산란에 의한 투과도,  $\alpha_w$ 는 수증기에 의한 흡수율,  $\tau_A$ 는 에어로졸에 의해 감소되는 투과도,  $F_C$ 는 전 산란에 대한 전방산란의 비,  $\omega_0$ 는 단일산란 알베도이다. 각각의 일사량 값을 이용하여 산출된 총 일사량 값은 청천일 때 대기 모수화를 통해 산출된 일사량 값이다 (Tanahashi et al., 2001).

### 3.2.1.1. 구름이 존재 시 표면도달일사량 산출

구름이 있는 경우는 식 (3)에서 구한 일사량 값에서 구름에 의한 흡수, 반사도에 의한 효과를 고려한다.

$$S = (S_I + S_R + S_A) \cdot CF$$

(20)

*CF: CloudFactor*

(21)

여기서 CF (Cloud Factor)는 구름에 감쇠 정도를 나타내는 계수이다. 기존의 구름에 의한 감쇠 정도를 산출하는 방식은 구름의 운정 온도에 따른 구름에 의한 흡수값을 나타낸다. 구름에 의한 감쇠율을 계산하는 여러 가지 방법 중 본 단원에서는 Kawamura et al., 1998에 제시한 조건표 (Look Up Table) 방법을 COMS 특성에 맞게 최적화 하여 값을 산출한다. 기존의 제시된 Kawamura LUT 방법은 구름 알베도와 휘도 온도 특성을 이용하여 구름 특성을 반영 하였다 (표 2).

Table 2. Insolation attenuation coefficient diagram with respect to albedo and TBB from Kawamura (1998)

TBB(K)	Albedo(%)							
	10	20	30	40	50	60	70	80
200								1.2
210							1.2	1.2
220						1.2	1.2	1.2
230					1.16	1.18	1.2	1.2
240				1.14	1.16	1.18	1.2	1.2
250			1.12	1.14	1.16	1.18	1.2	1.2
260		1.1	1.12	1.14	1.16	1.18	1.2	
270		1.1	1.1	1.12	1.16	1.18	1.2	
280	0.7	0.9	1.06	1.1	1.13	1.16	1.18	
290	0.5	0.7	1.05	1.1	1.13	1.16	1.18	
300	0.3	0.5	0.9					

### 3.2.1.2. 새롭게 제시된 Cloud Factor를 이용한 구름감쇠계수 산출방법

Kawamura가 제시한 LUT는 구름의 감쇠를 제대로 반영하지 못하여 산출된 일사량이 만족할만한 정확도를 가지지 못한다. 따라서 본 연구에서는 새로운 구름감쇠계수를 산출하였다. 정확한 구름감쇠계수를 산출하기 위해서 먼저 참조 데이터를 선정하였다. 3가지 조건식을 사용하였으며, 1, 2번째 조건은 관측치와 모델 산출치의 차이를 기준으로 하였다. 첫 번째, 두 번째 조건식을 사용하여 그림 2와 같이 참조 데이터가 선택되었다. 세 번째는 구름이 존재 시 관측치를 청천 모델 산출치로 나누었을 때 88% 이상의 값 (경험값)들을 그림 3과 같이 제외 하였다. Cloud Factor 산출을 위한 관측치는 2011년 4월 1일부터 2012년 3월 31일 까지 기상청에서 관측한 자료를 기준으로 작성하였으며, 모델 산출치는 동일 시기의 천리안 위성자료를 이용하였다. 관측치에 대한 위치와 정보는 표 3과 같다.

조건 1.  $| \text{관측치} - \text{모델 산출치} | < 45\text{W/m}^2$

조건 2.  $| \text{관측치} - \text{모델 산출치} | / \text{관측치} < 25\%$

조건 3.  $\text{관측치} / \text{모델 산출치} < 88\%$

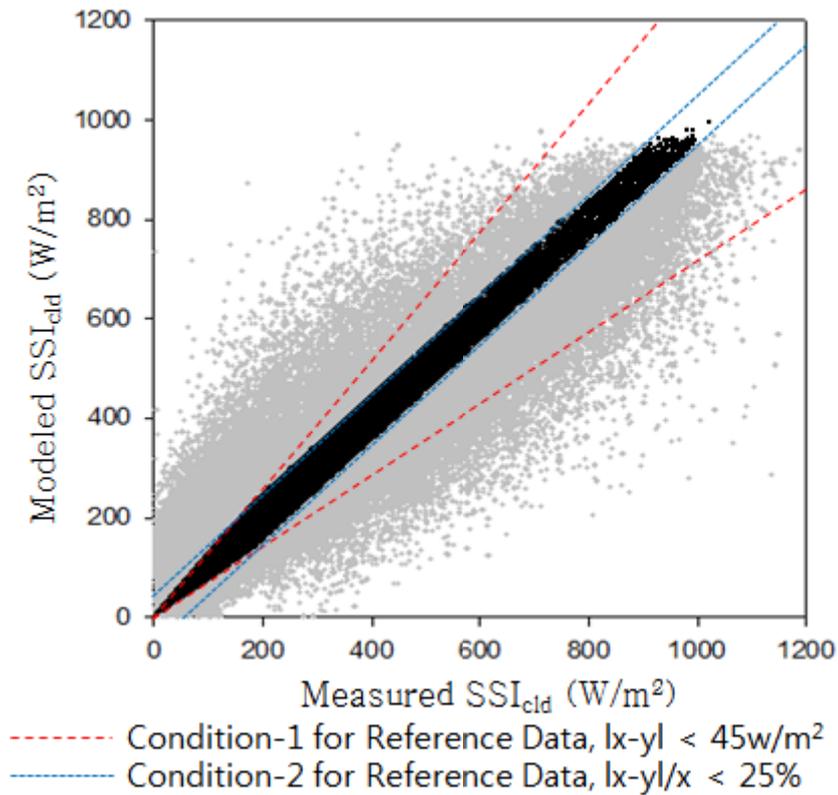


Fig. 1. Reference Data set for produced Cloud Penetration Coefficient (Condition 1,2)

Table 3. Location information of 33 meteorological stations.

No.	Station	Lat.	Lon.	No.	Station	Lat.	Lon.
100	대관령	37.677	128.718	155	창원	35.170	128.572
101	춘천	37.902	127.735	156	광주	35.172	126.891
104	북강릉	37.804	128.855	159	부산	35.104	129.032
105	강릉	37.751	128.890	165	목포	34.816	126.381
108	서울	37.571	126.965	170	완도	34.395	126.701
112	인천	37.477	126.624	184	제주	33.514	126.529
114	원주	37.337	127.946	192	진주	35.163	128.040
119	수원	37.272	126.985	253	김해시	35.226	128.893
129	서산	36.776	126.493	255	북창원	35.226	128.672
130	울진	36.991	129.412	257	양산시	35.307	129.02
131	청주	36.639	127.440	258	보성군	34.763	127.212
133	대전	36.372	127.372	263	의령군	35.322	128.288
135	추풍령	36.220	127.994	264	함양군	35.511	127.745
136	안동	36.572	128.707	266	광양시	34.943	127.691
138	포항	36.032	129.379	276	청송군	36.432	129.042
143	대구	35.885	128.619	283	경주시	35.817	129.200
146	전주	35.821	127.154				

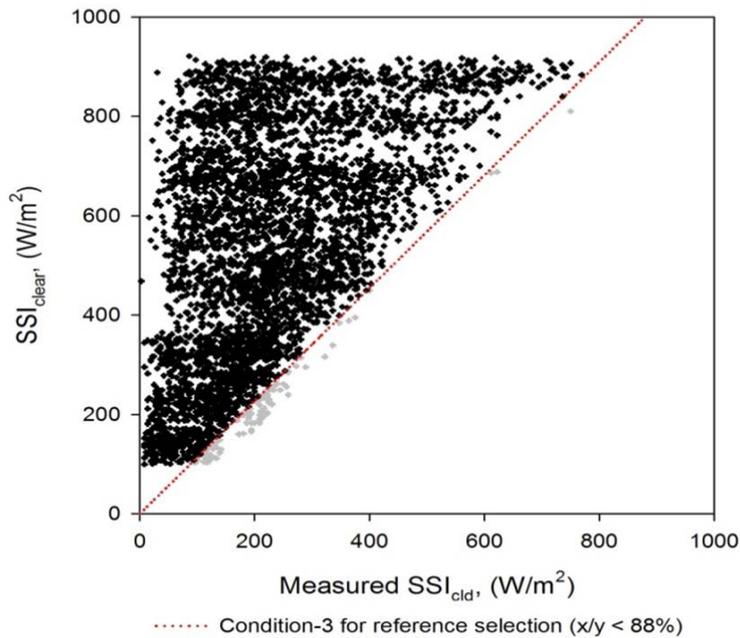


Fig. 2. Reference Data set for produced Cloud Penetration Coefficient (Condition 3)

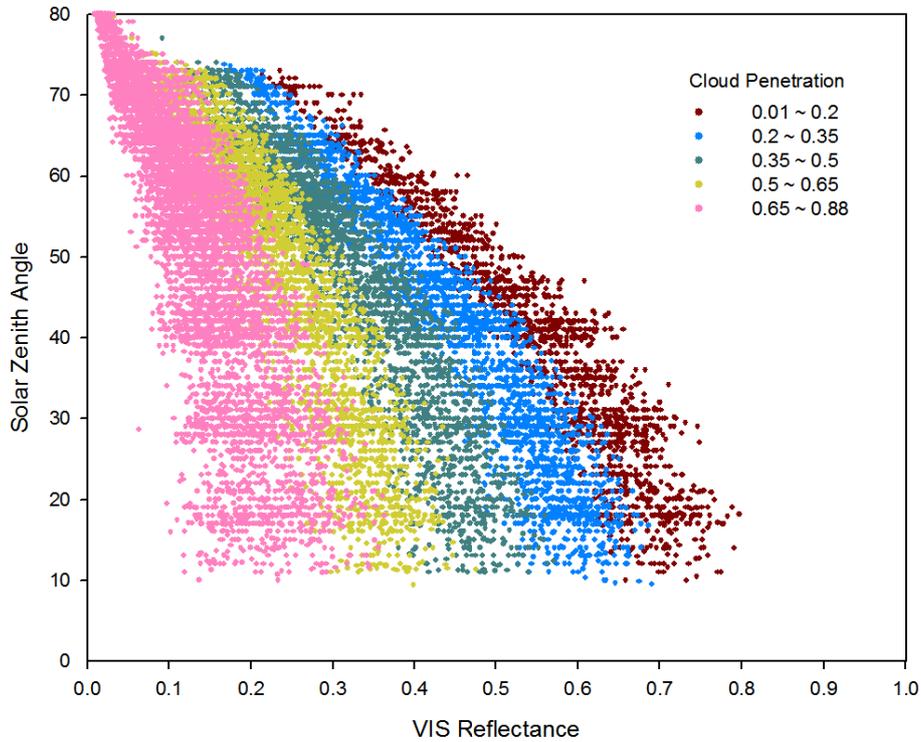


Fig. 3. Scatter Distribution for Cloud Penetration Coefficient

총 100,737개의 samples에서 3 가지 조건식을 사용하여 필터링 후, 18,256개 자료가 선정되었다. 선택된 자료들의 투과도와 반사도, 태양천정각 간의 관계를 알아보기 위해 그림 3과 같이 산점도를 나타내었다. 투과도는 태양천정각과 반사도에 따라 선형적인 변화를 보이고 있었다. 여기서 TBB는 제외하였는데, 실제 TBB의 영향이 미비하며 이전 연구들 (Tanahashi et al., 2001; Kawai et al., 2005)에서도 제외되었다. 그림 3에 나타난 선형성을 근거로, 투과도의 2차원적 분포를 알아보기 위해서 contour로 나타내었다 (그림 4). contour 결과 투과도가 태양천정각과 반사도에 따라 2차원적 분포 특성을 가지고 있었으며, 투과도는 반사도와 태양천정각에 영향을 받아 분포하고 있는 것을 알 수 있다. 이 분포 특성을 이용하여 새로운 LUT (Look Up Table)을 만들었다.

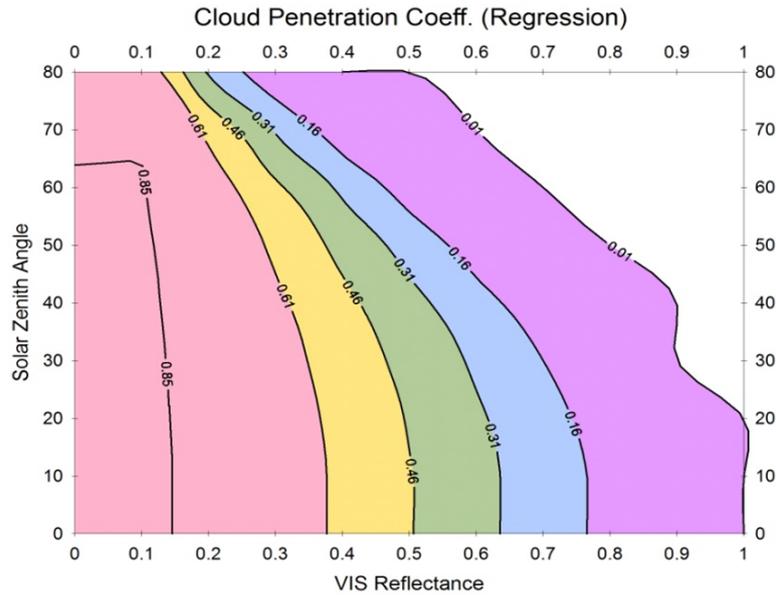


Fig. 4. Regression for Cloud Penetration Coefficient

LUT는 반사도와 태양천정각을 각각 0.01, 1° 구간으로 나누어서 각 구간별로 회귀 분석을 하여 계수를 산출하였다. 산출한 조건표를 이용한 일사량은 기존의 Kawamura LUT보다 RMSE와 Bias 수치 면에서 정확도가 개선되었다. LUT는 단순 내삽 방법을 사용하여, 100 (vis)×80 (Angle)으로 세분화 하였다. 세분화한 LUT를 사용한 일사량은 RMSE가 93.58 Bias가 3.45로 산출 되었다. (그림 5).

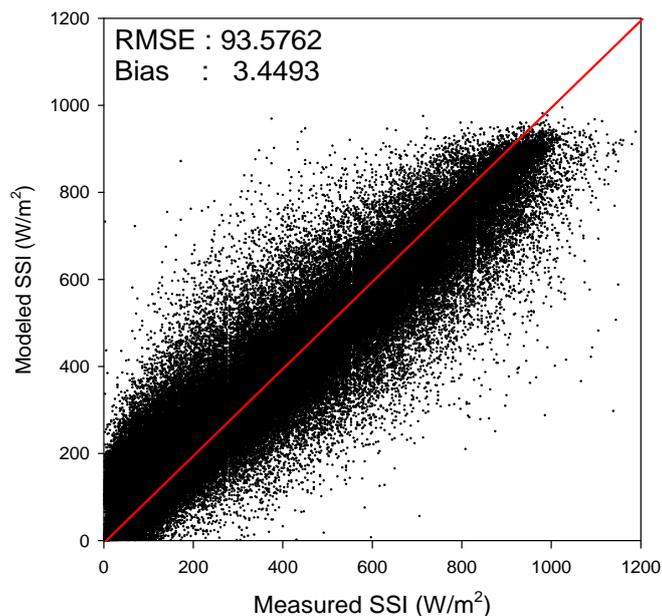


Fig. 5. Result of Validation between Modeled SSI and Measured SSI

### 3.2.1.3. INS 품질정보 (Quality Control Flag)

Table 4. Quality Test Result

QUALITY		TEST RESULT	
Parameter	Value	Meaning	
INS	1	excellent	Clear, 100 % Confidence level from Cloud quality flag
	2	excellent	Cloudy, 100 % Confidence level from Cloud quality flag
	3	acceptable	Clear, 75 % Confidence level from Cloud quality flag
	4	acceptable	Cloudy, 75 % Confidence level from Cloud quality flag
	5	bad	Clear, 50 % Confidence level from Cloud quality flag
	6	uncertainty	Cloudy(clear), less than 50 % Confidence level from Cloud quality flag
	7	bad quality-value lower than INS_MIN	Compared climate INS_MIN value
	8	bad quality-value higher than INS_MAX	Compared climate INS_MAX value
	9	Fog_detected	Fog pixel detected from FOG flag
	10	Snow_detected	Snow pixel detected from SSI flag
	11	Input_missing_Ozone	OMI Ozone data missing (previous data used)
	12	sun-glint condition	sun glint condition in processing pixels was detected
	13	night (SZA>80°)	Night time, Not illuminated pixels (INS=0)
	14	outside (VZA>80°)	Out of viewing pixels (INS=0)
	15	unavail	out of INS process range

### 3.3. 산출과정

그림 6은 표면도달일사량 산출을 위해 적용되는 전체자료처리시스템에 대한 모식도이다. 그림에서 나타난 것처럼 위성 자료 전처리 과정 그리고 실제 INS 값을 산출 하는 자료처리 과정 그리고 산출된 자료의 정확도를 평가하는 후처리 과정을 나눠진다.

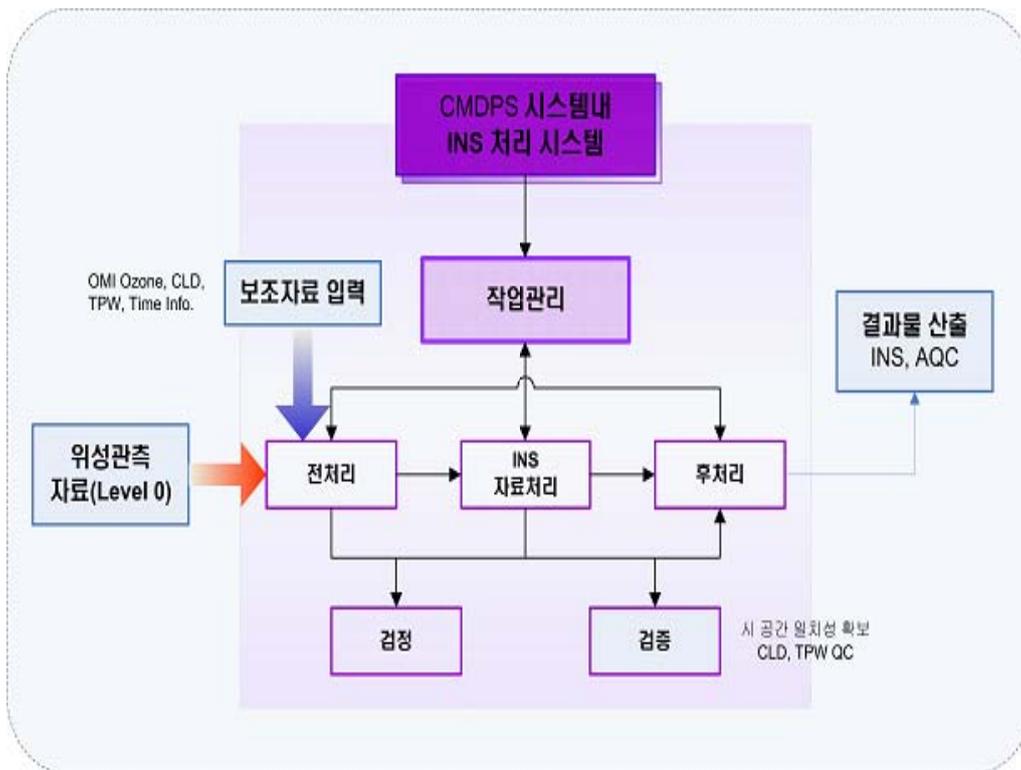


Fig. 6. Total synopsis of the INS algorithm.

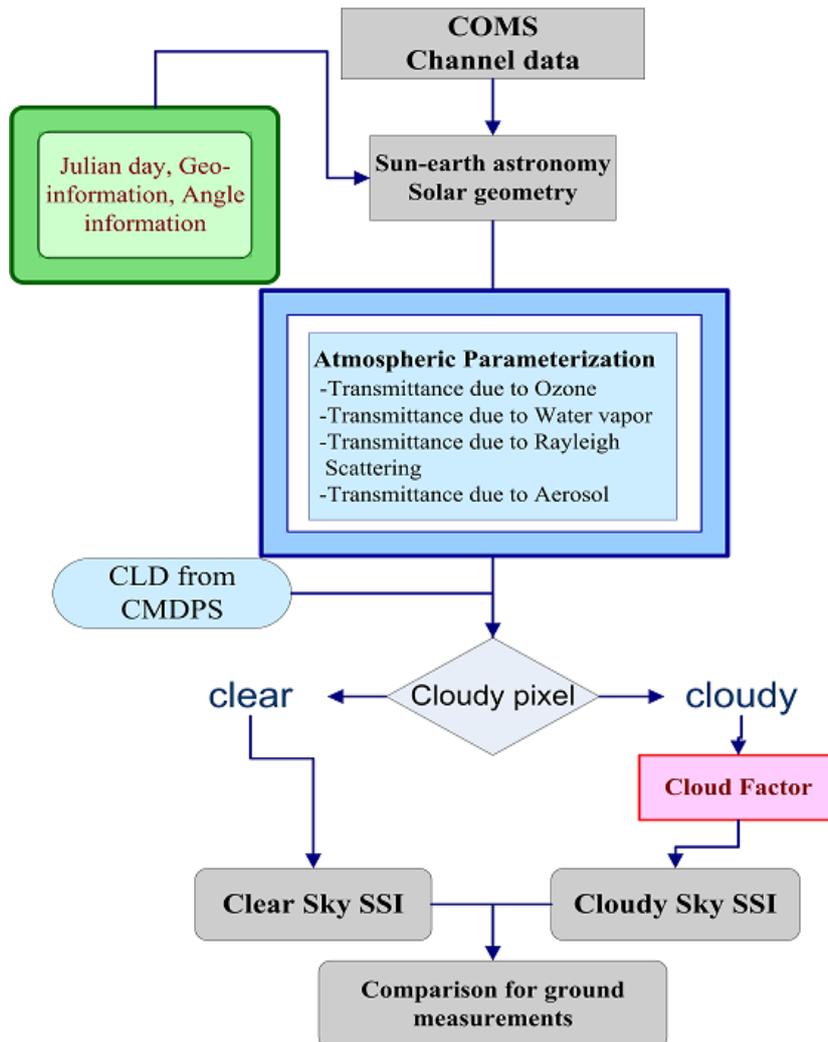


Fig. 7. Detailed flowchart of the INS estimates

본 알고리즘에서 사용되는 보조 입력 자료에 대한 정보는 아래 표 5에 제시되었다. 또한 표면도달일사량 산출 모식도는 그림 7에 나타나 있다. 표면도달일사량을 산출하기 위해 사용되는 채널 자료는 VIS, IR1, IR2 밴드 자료가 사용된다. 사용된 위성 관측 자료는 청천 시, 대기 중에 존재하는 수증기량을 보수화하기 위해 대기창 영역의 IR1과 IR2 채널 자료가 사용된다. 구름 존재 시에는 위성 채널 및 보조 자료를 이용하여 구름의 존재유무 판별, 운정 온도, 구름 알베도 등과 같은 구름의 물리 특성을 이용하여 구름에 의한 태양복사에너지 감쇠 정도를 간접적으로 모의한다. 위성 채널 및 각도 자료를 이용하여 모의된 구름 특성을 이전에 제시된 LUT를 이용하여 각 화소에 대한 구름 감쇠 계수를 산출한다. 만약 사용되는 위성 관측 자료가 입력되지 않는 비상시에는 구름 물리적 특성을 파악 할 수 없기 때문에 구름 감쇠 계수를 산출 할 수가 없다. 따라서 구름 존재 시 표면도달일사량을 산출 할 수 없다. 참고로 표면도달일사량은 CLD에서 산출되는 구름 정보 유무 및 QC 정보에 의해서 정확성이 결정되는 산출물이다. 앞에서 언급한 것처럼, 표면도달일사량은 구름 정보

유무에 따라서 사용되는 알고리즘이 다르다. 따라서 청천인데 구름으로 분류 했을 때와 구름이 존재하는데 청천으로 분류하여 값을 산출 하였을 경우 심각한 오차 값을 가지게 된다. 따라서 최종적으로 표면도달일사량 값과 지상 관측값과의 비교 시 CLD에서 제공되는 품질 정보를 최대한 활용하여 검·보정을 수행하고, 알고리즘 개선을 통해 산출물의 정확도를 향상시켜야 한다.

Table 5. Detailed Input and Output data for the INS algorithm.

INPUT DATA								
Parameter	Mnemonic	Units	Min	Max	Prec	Acc	Res	Source
Reflectance for visible channels	VIS	%	0	100	0.1	0.1	pixel	Level 1.5 data
cloud detection	CLD	-	0	1	1	1	pixel	Level 1.5 data
Brightness temperature	TBB_10.8 TBB_12.0	k	170	350	0.1	0.1	pixel	Level 1.5 data
Total precipitable water	TPW	-	0	3	1	1	pixel	Level 1.5 data
OMI Ozone	TOZ	cm	0	2	0.1	0.1	pixel	Forecast
Satellite zenith angle	sat_zenith	degrees	0	90	0.1	0.1	pixel	Level 1.5 data
Solar zenith angle	sol_zenith	degrees	0	90	0.1	0.1	pixel	Level 1.5 data

본 알고리즘에 적용된 대부분의 대기 모수화 식은 타 위성에 적용된 모수화 알고리즘과 그 기원이 같다. 물론 Rayleigh 산란에 의한 대기 영향 산출을 위해 적용된 식은 다른 방법을 이용하였다. 실제 대기 성분들에 의한 감쇠 정도는 수증기와 에어로솔에 의한 영향이 가장 크다. 나머지 오존에 의한 흡수 및 Rayleigh 산란이 대기 감쇠에 미치는 영향은 적다. 앞에서 언급한 것과 같이, 보다 정확한 표면도달일사량을 위해서는 대기 모수화 과정 시 사용되는 입력 자료의 정확도를 높이는 것이 무엇보다 중요하며 위성 선진국에서도 이러한 노력이 진행 중이다. 본 알고리즘에서는 daily OMI ozone과 CMDPS 내에서 개선된 TPW를 사용함으로써 표면도달일사량 산출시 정확도를 개선시켰다. 향후 고정된 가시도 (constant=20km)를 이용한 에어로솔에 의한 대기 모수화 부분을 개선하기 위해서는 보다 개선된 위성 관측 및 지상 자료가 필요하다. 현재 탑재되어 있는 채널만으로는 정확한 에어로솔 특성을 파악하는데 많은 어려움이 있다.

### 3.4. 검증

#### 3.4.1. 검증방법

본 알고리즘에서 사용된 통계 방법 (RMSE, Bias, R)은 다음과 같다.

$$RMSE(\text{Root mean square error}) : RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (y_i - x_i)^2}{N}} \quad (22)$$

$$\text{Bias} : \text{Bias} = \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - x_i)}{N} \quad (23)$$

$$R(\text{correlation coefficients}) : R = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{N S_x S_y} \quad (24)$$

여기서  $y_i$ 는 지상관측 일사량 값,  $x_i$ 는 CMDPS INS 모듈에서 산출한 표면도달일사량 값을 나타낸다. N은 전체 대응하는 샘플링의 수이며,  $S_x$ 와  $S_y$ 는 각 변수에 대한 표준편차를 각각 나타낸다.

#### 3.4.2. 검증자료

산출된 표면도달일사량을 위한 검증자료는 한반도 22지점 관측소에서 관측한 시간 일사량 값을 이용하였다. 주로 사용되는 일사계는 전천일사계 (pyranometer)로서 0.3~4  $\mu\text{m}$  파장 범위의 태양 단파 복사를 관측한다. 22개 지점에 대한 관측소의 위치는 그림 9에 나타나 있다.

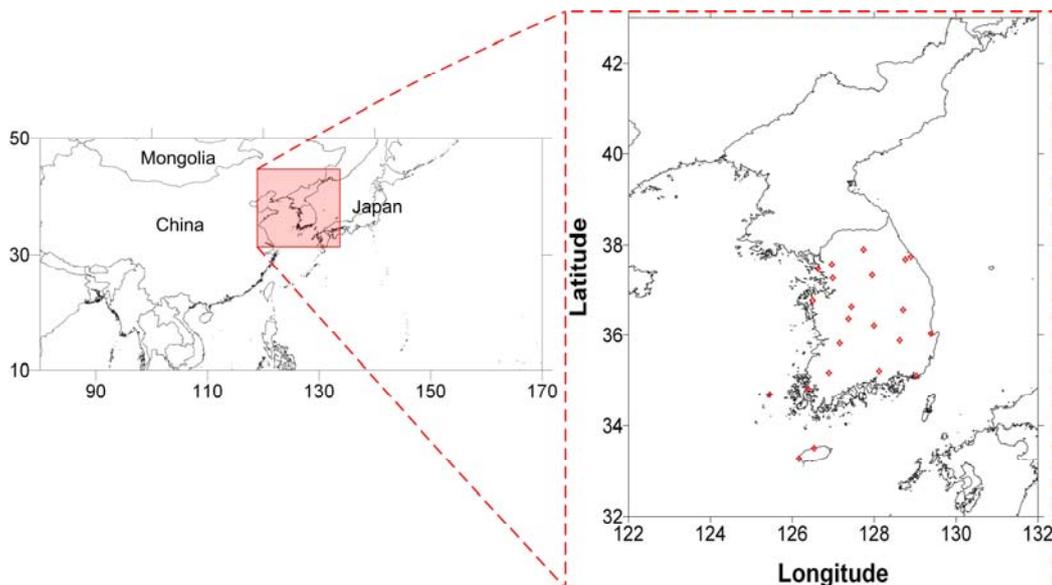


Fig 8. The location of 22 pyranometer sites over Korea peninsula.

### 3.4.3. 시공간일치방법

#### - 공간적 일치방법

지상 관측값과 모델에 의해 산출된 일사량 값을 비교하기 위해서 13×13화소의 평균값을 이용하였다. 지상에서 관측하는 일사계 값은 위성 단위 픽셀 (COMS의 경우: 1km×1km에서 4km×4km으로 변경)영역보다 더 넓은 지역의 일사값을 포함하고 있는 전천 일사량이기 때문에 단위 화소간의 직접 비교보다는 다중화소의 평균값을 이용하여 분석하는 것이 필요하다. 또한 구름의 경우, 시·공간적 변동성이 크기 때문에 단일 화소만을 이용한 검증은 수행하면 주변 구름의 영향을 받은 지상 일사값과 위성에서 대상화소 내에서만 산출된 청천 일사값을 비교하는 경우도 발생하게 된다. 즉, 지상 관측점에 대응되는 화소의 구름 정보가 청천지역으로 분류되었어도 실제 지상 관측소 주변으로 구름이 존재하면 지면에서 관측하는 일사량은 주변 구름의 값을 모두 포함한 값이기 때문에 비교 시 큰 오차가 발생 될 수 있다. 따라서 지상 관측값과 위성 산출 값을 비교하기 위해서는 단위 화소 비교가 아닌 일정 영역내의 다중 화소를 이용하여 최종 산출 일사량의 품질을 비교·검증 하였다.

#### - 시간 일치 방법

CMDPS에서 산출된 표면도달일사량과 지상 관측값과의 비교·검증을 하기 위해서는 같은 관측 시간대를 이용하는 것이 가장 효율적인 방법으로 알려져 있다. 따라서 대부분의 이전 연구에서 일사량 검·보정을 위해, 정시 위성 산출 일사값과 동 시간대 지상 일사 관측값을 서로 비교하여 검증을 수행하였다. 하지만 본 알고리즘에서 사용된 비교 방법은 지상 관측 일사값의 대표값을 고려한 검·보정을 수행하였다. 현재 기상청에서 제공하는 지상관측 일사계는 시간 일사량 값과 일평균 일사량 값을 제공한다. 지상에서 관측하는 모든 일사계는 2분마다 관측되는 값을 평균하여 정시에 관측 대푯값을 배포하는 시스템을 가지고 있다. 이러한 일사계 관측 방법으로 제공된 정시 일사값은 정시 대표 일사량 값이 아닌 이전 시간과 배포 시간 동안의 평균값이다. 하지만 위성 관측 일사량은 정시 순간관측 (instantaneous measurement) 채널 자료를 이용하여 일사량 값을 제공한다. 따라서 이러한 시간적 불일치를 제거하기 위해 본 알고리즘에서는 시간 지연 방법을 이용하였다. 시간 지연 방법은 정시 관측 지상 일사계 값과 정시 보다 30분 빠른 위성 관측 일사값을 서로 비교함으로써 관측 기기 차이에 기인한 오차를 줄일 수 있다. 그림 10은 기존의 방법처럼 정시 관측 일사와 정시 관측 일사계를 비교했을 때 산점도를 나타내고 있다. 사용된 자료는 2005년 8월부터 2006년 7월까지 구름이 없는 case에 대해서 비교하였다. 그림에서 나타난 것처럼, 낮은 일사량을 가지는 지역에 대해서 일대일 선을 중심으로 값이 두 개 클래스로 나뉘지는 것을 볼 수 있다. 두 클래스에 대해서 분석해 본 결과, 위성과 일사계의 관측 시간적 불일치로 인해서 발생한 것을 알 수 있었다.

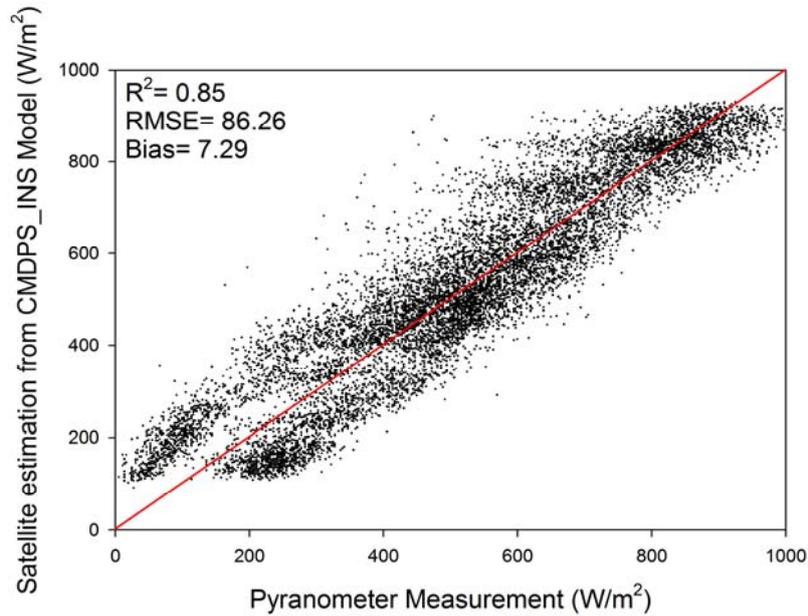


Fig. 9. Scatter plots between modelled INS and pyranometer using on time value.

그림 11은 같은 지점 하루 중 청천인 case에 대해서 두 관측값의 시간적 변동성을 나타내었다. 그림 11에서 파란색은 CMDPS내 일사량 모델에서 산출된 값이고, 녹색선은 지상일사계에서 관측된 일사량 시간 변동값을 나타낸다. 13:00 LTC를 기준으로 두 값이 차이가 나는 것을 보인다. 오전의 경우에는 위성 관측 일사값이 높게 나타나고, 반대로 오후의 경우에는 낮게 나타나는 경향을 보인다. 또한 그림 12는 오전 10시와 오후 17의 경우에 대해서 태양천정각에 따른 두 관측값의 산점도를 나타내었다. 그림에서 보이는 것처럼 두 값이 차이가 나는 것을 볼 수 있다. 이것은 앞에서 언급한 것과 같이 두 관측기기의 관측 방법 차이에 의해서 발생한 것을 알 수 있다. 그림 13은 위성 관측 일사량과 지상 관측 일사량을 비교 할 때, CMDPS INS의 시간각 조정을 통해서 시간적 일치를 시킨 경우이다. 그림에서 나타난 것처럼, 낮은 일사 지역에서 나타나는 불연속이 없어진 것을 알 수 있다. 특히 청천의 경우, RMSE값도  $86.26 \text{ W/m}^2$ 에서  $71.68 \text{ W/m}^2$ 까지 감소하였다.

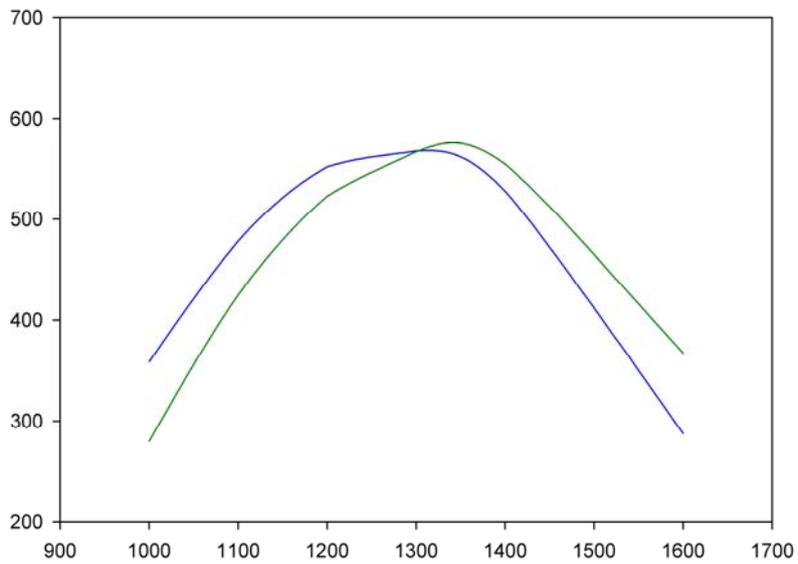


Fig. 10. The insolation variation according to time value over ground-based measurement (green line) and INS from CMDPS (blue line) for cloudy cases.

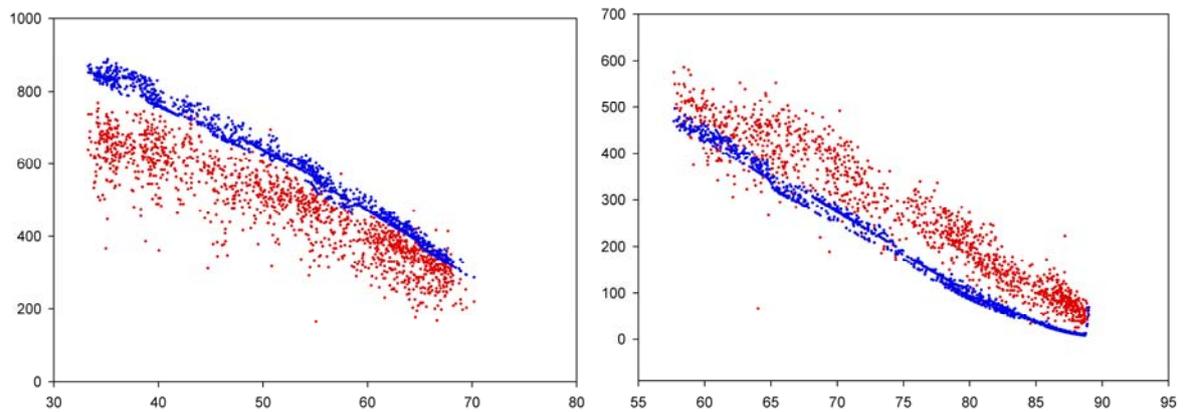


Fig. 11. Scatter plots for INS (blue dot) and pyrameter (red dot) on 10:00 LTC and 17:00 LTC.

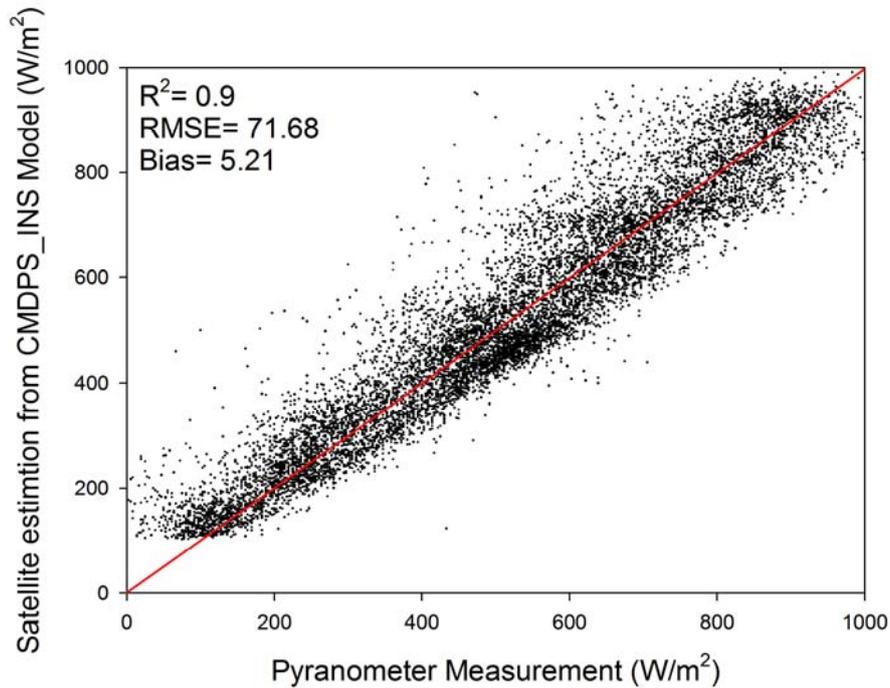


Fig. 12. Scatter plots between modelled INS and pyranometer using adjusted hour angle information.

### 3.4.4. 검증결과분석

표면도달일사량 성능 평가를 위해 사용되는 검증 결과 분석 방법은 지상 일사계의 비교를 통해서 수행된다. 현재 아래 제시된 결과 값은 2005년 8월부터 2006년 7월동안 MTSAT-1R 자료를 이용하여 값을 계산하였다. 향후 IOT (in orbit test) 기간 중 COMS 채널을 이용한 검증결과 분석이 필요할 것으로 사료된다. 사용된 지상관측자료는 기상청에서 제공한 22개 지점의 일사계 관측 자료를 이용하여 비교 검증이 수행되었다. 각 지상 관측소에 대한 정보는 표 6에 나타나 있다.

Table 6. Location information and fixed satellite viewing angles of 22 meteorological stations for the study.

Station Name	Latitude (°N)	Longitude (°W)	Satellite Viewing Angle (°)	Station Name	Latitude (°N)	Longitude (°W)	Satellite Viewing angle(°)
Seoul	37.57	126.97	45.64	Jeonju	35.82	127.16	43.77
Incheon	37.47	126.63	45.65	Gwangju	35.17	126.89	43.15
Suwon	37.27	126.99	45.37	Mokpo	34.81	126.38	42.97
Chuncheon	37.90	127.74	45.79	Heuksando	34.68	125.45	43.22
Wonju	37.33	127.95	45.10	Jeju	33.51	126.53	41.57
Gangneung	37.75	128.89	45.28	Gosan	33.28	126.17	41.48
Daegwan	37.68	128.76	45.23	Andong	36.57	128.71	44.07
Cheongju	36.64	127.44	44.55	Daegu	35.88	128.62	43.39
Chupung	36.22	128.00	43.91	Pohang	36.03	129.38	43.33
Seosan	36.77	126.50	45.01	Busan	35.10	129.03	42.39
Daejeon	36.37	127.37	44.26	Jinju	35.21	128.12	42.80

그림 14 와 15는 CMDPS INS와 지상 관측소의 일사량 값과의 산점도를 나타낸다. 그림 14는 청천 일 때, 그리고 그림 15는 청천과 구름이 존재 하는 모든 case에 대한 산점도를 나타내고 있다. 그림에서처럼 청천일 때가 더 낮은 RMSE와 Bias를 가진다. 아래 그림에서 이미 언급된 검증 통계수치와 산점도는 INS의 능력을 평가하기 위한 가장 효율적인 도구로서 사용되고 있다. 따라서 본 알고리즘 기술 분석서에서도 제시된 방법을 통하여 검·보정을 수행 하였다.

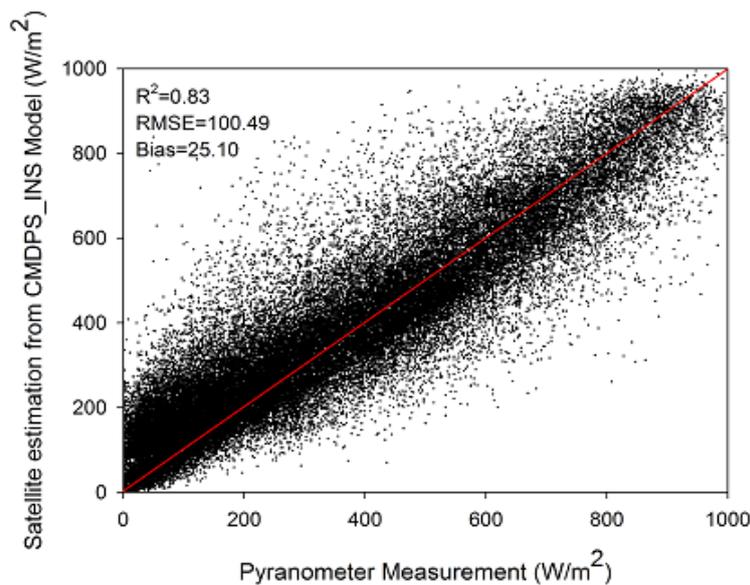


Fig. 13. Scatter plots between the satellite estimates and the ground measurements over all sky condition.

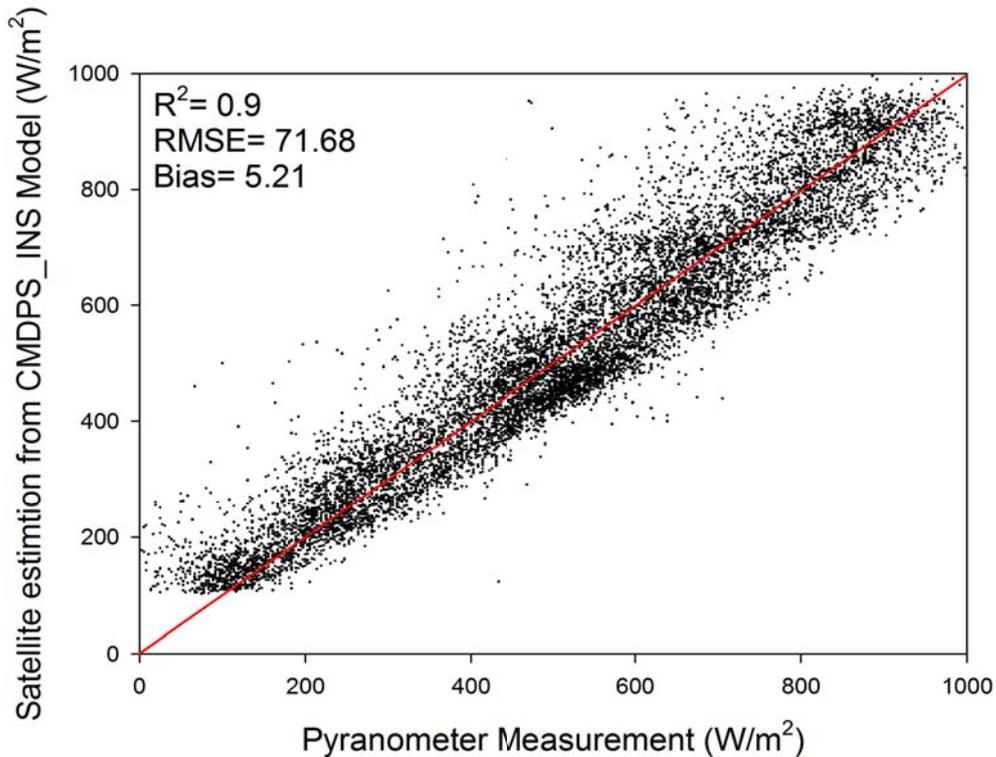


Fig. 14. Scatter plots between the satellite estimates and the ground measurements over clear sky condition.

그림 16은 월별 그리고 태양천정각별 RMSE와 Bias의 변동성을 나타낸다. 그림 16 (a)에서처럼 태풍과 장마가 발생하는 여름에 가장 낮은 정확도를 보인다. 불안정한 날씨 패턴을 가지는 한반도 여름의 경우, 구름 발생 빈도가 높기 때문에 이러한 결과를 나타낸 것으로 사료된다. 즉 일사량 산출시 가장 큰 오차 원인으로 고려되는 구름이 많이 존재 할 경우, 구름 분류 및 정보 산출시 발생하는 오차 값이 최종적으로 산출되는 표면도달일사량 값에도 영향을 미치는 것을 알 수 있다. Bias의 경우에도 청천과 구름 존재 시 모두 높은 Bias를 보여준다. 반면, 비교적 안정적인 날씨 경향을 가지는 가을과 봄의 경우 낮은 Bias를 보인다. 태양천정각에 따른 RMSE와 Bias는 비교적 낮은 변동성을 가진다. 전체적으로 태양천정각이 낮아짐에 따라 RMSE와 Bias가 감소하는 경향이 있다.

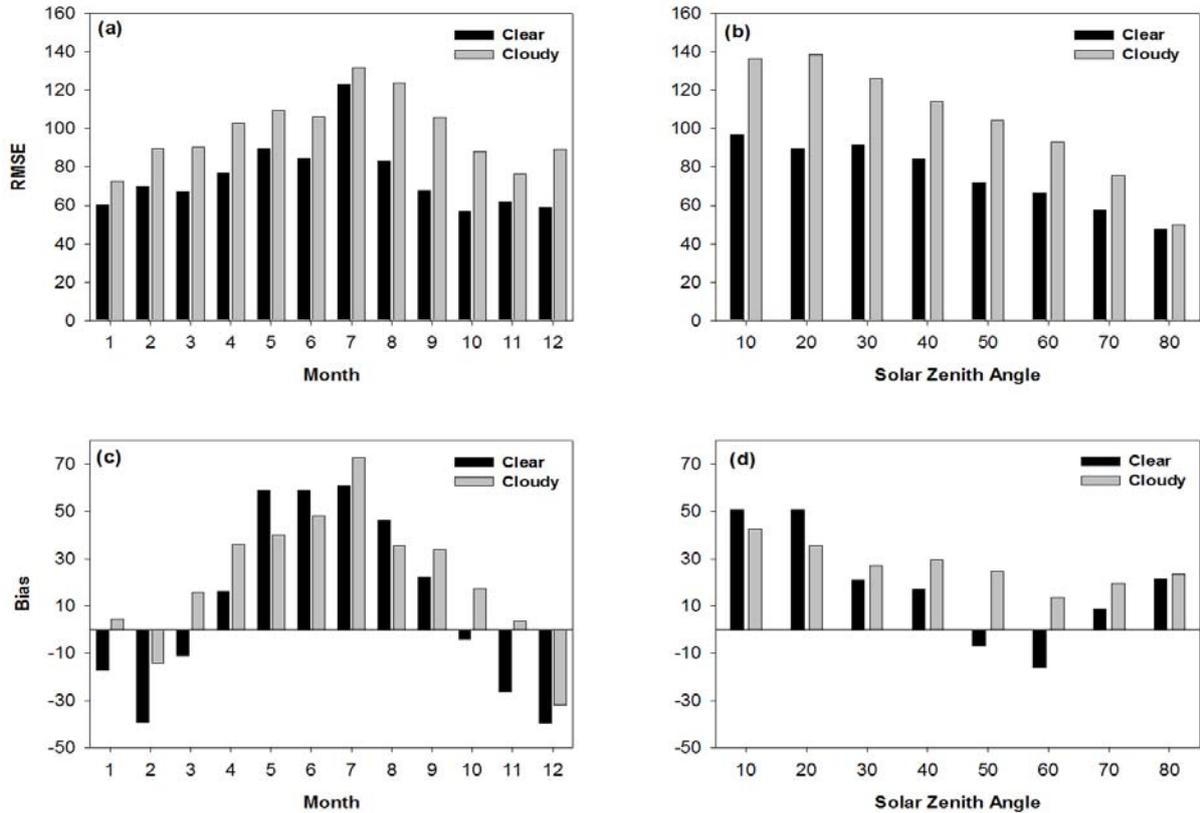


Fig. 15. (a) RMSE, (c) Bias for INS model-pyranometer comparisons for clear sky condition (black bars) and all sky condition (grey bars) according to month; (b) RMSE, (d) Bias for INS from CMDPS-pyranometer comparisons over clear (black bars) and all sky condition (grey bars) according to solar zenith angle variation.

#### 4. 산출결과 해석방법

그림 17은 최종적으로 산출된 표면도달일사량 반구 영상을 보여준다. 그림에서처럼 구름이 존재하는 지역은 구름 감쇠 효과에 의해서 낮은 일사 값을 보여준다. 태양천정각과 위성천정각의 영역을 벗어나는 지역에 대해서는 값을 산출하지 않는다. 전체적으로 표면도달일사량은 태양천정각이 낮은 지역에 대해서 높은 값을 가지고, 천정각이 높은 지역에 대해서는 낮은 값을 가지는 것을 보여준다. 그림 18은 최종적으로 산출되는 표면도달일사량의 AQC (Auto Quality control)을 보여준다. 표 7 은 최종적으로 산출되는 표면도달일사량 및 AQC의 자료 특성에 대해서 나타나 있다.

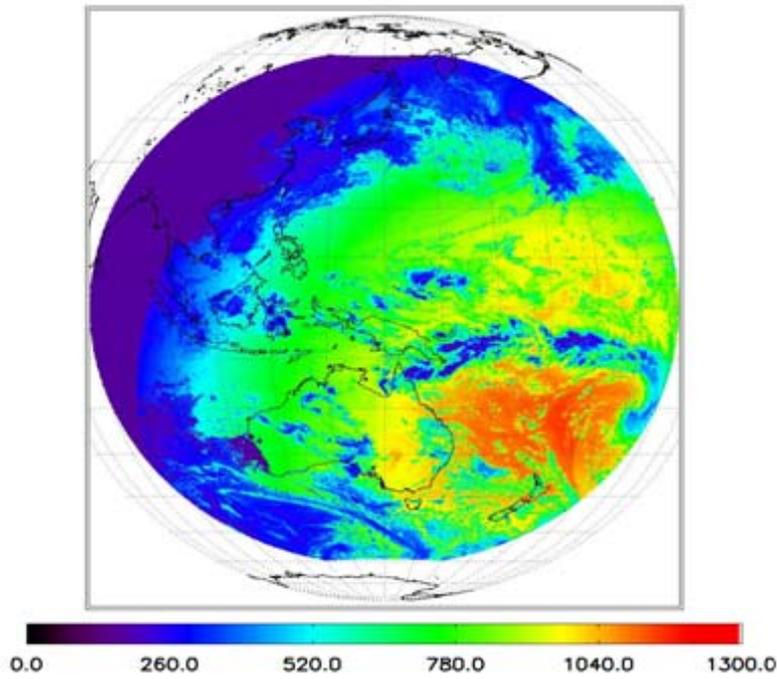


Fig. 16. Insolation estimate for COMS scan area

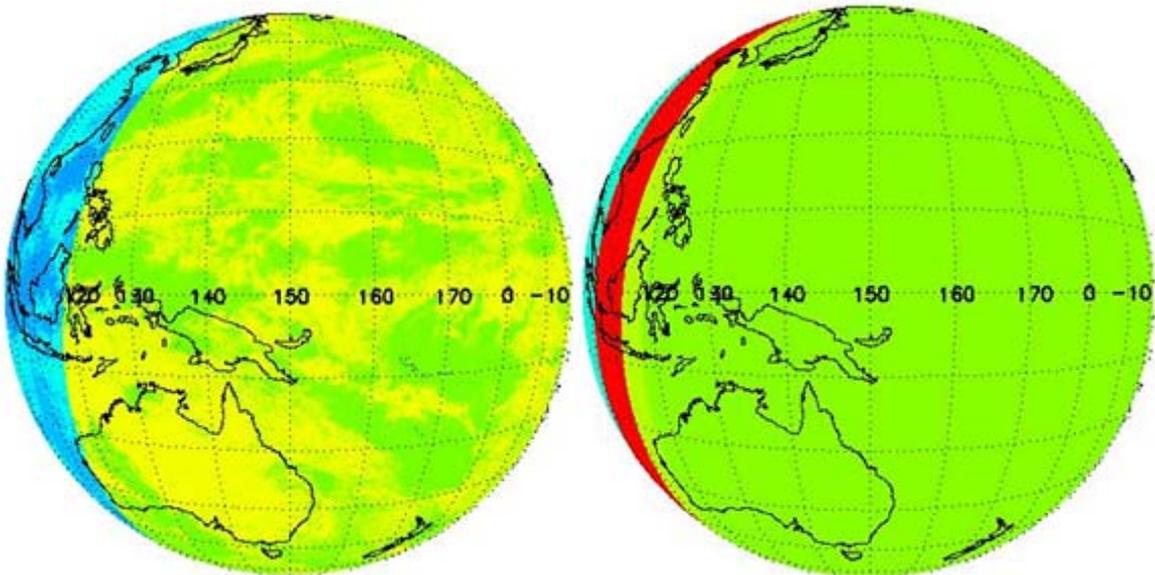


Fig. 17. Quality flag corresponding to Insolation estimate for COMS scan area

Table 7. Content of the INS Quality flag

Parameter	Dataset name	Unit	Range	Variable Type
F ↓	INS	W/m <sup>2</sup>	[0, 1300]	4-Byte Float
Quality Flag	AQC_1	None	[0, 255]	4-Byte Float
Quality Flag	AQC_2	None	[0, 255]	4-Byte Float

## 5. 문제점 및 개선 가능성

표면도달일사량의 정확도를 높이기 위해 고려되어야 할 사항은 보다 정확한 구름 정보 값 산출과 입력자료 정확도 향상으로 나눌 수 있다. 앞에서 언급한 것과 같이, 보다 정확한 구름 정보는 보다 개선된 표면도달일사량 값으로 연결된다. 따라서 향후 추가 채널 확보 시에는 다양한 위성 채널값들을 활용하여 개선된 구름 특성 분석 및 구름 감소 계수 산출이 필요하다. 또한 대기 모수화 과정 시 입력되는 자료의 정확도를 향상 시키는 노력들이 필요하다. 그리고 제한된 COMS 채널의 한계성에 의해 정확하게 산출될 수 없었던 입력 자료 정확도 향상이 필요하다.

## 6. 참고문헌

- Bird, R. E. and R. L. Hulstrom, (1981): A simplified clear sky model for direct and diffuse insolation horizontal surface. SERI/TR-642-761. Solar energy research institute, Golden, Colorado.
- Chester, W. D., Robinson and L. W. Uccellini, (1987): Optimized retrievals of precipitable water from the VAS "Split window". Journal of climate and applied Meteorology, 26, 1059-1066.
- Frohlich, C. and C. Wehrli, (1981): Spectral Distribution of Solar Irradiance from 25,000 nm to 250 nm. World Radiation Center, Davos, Switzerland (cited from Iqbal, 1983).
- Frouin, R. and B. Chertock, (1991): A technique for Global Monitoring of net Solar Irradiance at the Ocean Surface. Part I : Model. J. Appl. Meteor., vol. 31, 1056-1066.

- Gautier, C., G. Diak and S. Masse, (1980): A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data. J. Appl. Meteor., 19, 1005–1012.
- Kawamura, H. (Ed.). (1995a): Yamase. Meteorological research note, Meteorological Society of Japan, vol. 183, (pp. 153–179).
- Kawamura, H., S. Tanahashi and T. Takahashi, (1998): Estimation of insolation over the Pacific Ocean off the Sanriku Coast. Journal of Oceanography, 54, 457–464.
- Kizu, S. (1995): A study on thermal response of ocean surface layer to solar radiation using satellite sensing. Doctoral Thesis. Tohoku University. (pp.100).
- Lacis, A. A. and J. E. Hansen, (1974): A parameterization for absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. Journal of the Atmospheric science, 31, 118–133.
- Paltridge, W. G. and C. M. Platt, (1976): Radiative Processes in Meteorology and Climatology, Elsevier, Amsterdam, 318pp.
- Tarpley, J. D., (1979): Estimating incident solar radiation at the surface from geostationary satellite. Journal of Applied Meteorology, 18, 1172–1181.
- PINKER, R. T., R. FROUIN and Z. LI, (1995): A review of satellite methods to derive surface short-wave irradiance. Remote Sensing of the Environment, 51, 108–124.
- Rahman, H., and Dedieu, (1994): SMAC: a simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in solar spectrum, International Journal of Remote Sensing, VOL., 15, NO. 1, 123–143.
- Robinson, G. D., (1962): Absorption of solar radiation by atmospheric aerosol as revealed by measurements from ground. Archive. Meteor. Geophys. Bioklimatol., Ser. B, 12. 19–40.
- SCHMETZ, J., (1989): Towards a surface radiation climatology: Retrieval of downward irradiance from satellite. Atmospheric Research, 23, 287–321.
- Spencer, J. W., (1971): Fourier series representation of the position of the sun. Search, 2(5), 172
- Suzuki, N., (1996): Rika nenpyo (Chronological Scientific Tables), ed. by national Astronomical Observatory, Maruzen Co. Ltd, Tokyo, 1045pp.
- Tanahashi, S., H. Kawamura, T. Matsuura, T. Takahashi and H. Yusa, (2001): A system to distribute satellite incident solar radiation in

real-time. Remote Sensing of Environment, 75, 412-422.

Vonder H., T. H. and Ellis, J. S., (1978): Determination of the solar energy microclimate of the United States using satellite data. Final Report, NASA Grant NAS5-22372, Colorado State University.

Appendix A: 한반도 식생에 대한 MODIS 250m 자료의 BRDF 효과에 대한 반사도 정규화