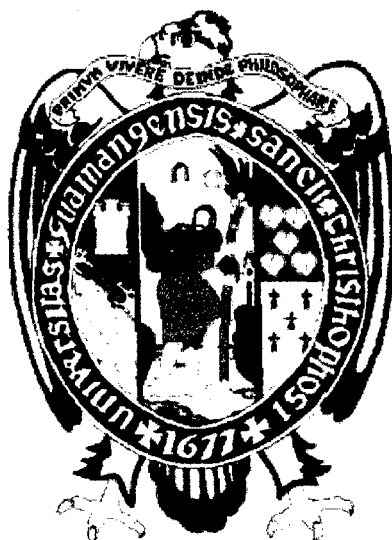


UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN CRISTOBAL DE HUAMANGA
FACULTAD DE INGENIERÍA DE MINAS, GEOLOGÍA Y CIVIL
ESCUELA PROFESIONAL DE CIENCIAS FÍSICO
MATEMÁTICAS



Corrección Atmosférica SMAC para Imágenes
del Sensor OLI del Satélite Landsat-8

Tesis Para Optar el Título de Licenciado en Ciencias Físico -
Matemáticas en la Especialidad de Física

Presentado por:

Bach. RENATO SOCA FLORES

Asesor:

Mg. Walter Mario Solano Reynoso

AYACUCHO - PERU

2017

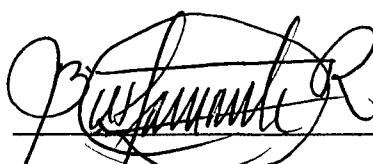
**“CORRECCIÓN ATMOSFÉRICA SMAC PARA IMÁGENES DEL SENSOR OLI
DEL SATÉLITE LANDSAT-8”**

RECOMENDADO : 13 de abril de 2017

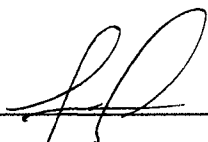
APROBADO : 5 de mayo de 2017



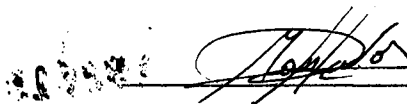
Mg. Avelino T. Palma Gutiérrez
(PRESIDENTE)



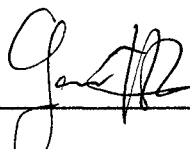
Mg. Jaime H. Bustamante Rodríguez
(MIEMBRO)



MSc. Kleber Janampa Quispe
(MIEMBRO)



Lic. Wilmer Moncada Sosa
(MIEMBRO)

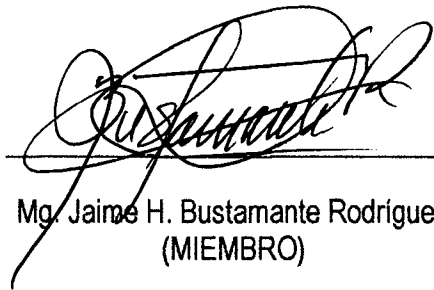


Lic. Gilberto Ramírez Quispe
(SECRETARIO DOCENTE)

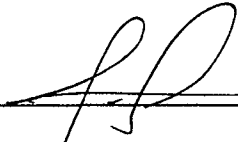
Según el acuerdo constado en el acta levantado el 5 de mayo de 2017, en la sustentación de Tesis presentado por el Bachiller en Ciencias Físico Matemáticas, Sr: **Renato SOCA FLORES**, con la tesis titulada “**CORRECCIÓN ATMOSFÉRICA SMAC PARA IMÁGENES DEL SENSOR OLI DEL SATÉLITE LANDSAT-8**”, fue calificada con la nota de **DIECISÉIS** (16), por lo que se da la respectiva **APROBACIÓN**.



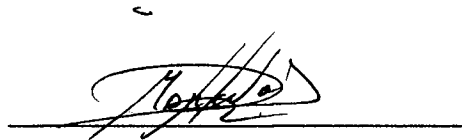
Mg. Avelino T. Palma Gutiérrez
(PRESIDENTE)



Mg. Jaime H. Bustamante Rodríguez
(MIEMBRO)



MSc. Kleber Janampa Quispe
(MIEMBRO)



Lic. Wilmer Moncada Sosa
(MIEMBRO)



Lic. Gilberto Ramírez Quispe
(SECRETARIO DOCENTE)

Dedicatoria

A Dios, por darme la fuerza para seguir adelante día a día y por estar siempre a mi lado.

A mis padres y hermanas, por brindarme su apoyo incondicional y por estar siempre conmigo.

Agradecimientos

A mi alma mater la “Universidad Nacional de San Cristóbal de Huamanga” por haberme brindado la formación profesional.

A la Escuela Profesional de Ciencias Físico Matemáticas que a través de sus docentes me brindó conocimientos y enseñanzas para el mejor desenvolvimiento en mi vida profesional.

Al Mg. Walter Mario Solano Reynoso, asesor del presente trabajo por su orientación y enseñanza.

Al Dr. Joel Rojas Acuña por sus sabias enseñanzas en el campo de la teledetección.

A los integrantes del Laboratorio de Teledetección (LABTEL) de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, por haberme brindado su amistad y ayuda en el aprendizaje de la teledetección.

Resumen

El objetivo del presente trabajo de tesis es implementar el modelo físico de corrección atmosférica SMAC, para estimar la reflectancia de la superficie terrestre a partir de las imágenes del sensor OLI a bordo del satélite Landsat-8. En esta investigación el modelo SMAC se implementó en el lenguaje de programación ILD y se utilizó dos imágenes del sensor OLI de fechas 28-09-2015 (path=05, row=69) y 16-08-2016 (path=10, row=65); estas imágenes se encuentran en un nivel de procesamiento básico de L1T, en números digitales de 16 bits, resolución espacial $30m \times 30m$ y una resolución temporal de 16 días. El procesamiento de imágenes OLI inicia con la corrección radiométrica que implica el cálculo de la radiancia espectral y la reflectancia TOA, seguidamente se procede con la corrección atmosférica, siendo este el objetivo de la tesis. El modelo SMAC utiliza algoritmos matemáticos de transferencia radiativa para relacionar la reflectancia TOA y la reflectancia estimada en la superficie del suelo; la obtención de la reflectancia de la superficie del suelo requiere información de los ángulos de cenit y acimut del Sol y el sensor, y las condiciones atmosféricas del área en estudio como la concentración de la cantidad de vapor de agua, ozono, espesor óptico y la presión sobre el suelo. Se ha comparado visualmente el modelo SMAC con los modelos de corrección atmosférica FLAASH y ATCOR, como resultado se obtuvo que los valores de la reflectancia del suelo coinciden hasta el orden de las decimas para las 7 bandas. Para la validación del modelo se realizó 5 mediciones in-situ de la reflectancia de la superficie del suelo con el espectroradiómetro (FieldSpec 4 Standard-Res) en INIA – Ayacucho, obteniendo como resultado coeficientes de correlación de 0.99 para las 5 mediciones. Con este trabajo de tesis se pretende ayudar la obtención de los parámetros biofísicos con precisión a partir de las imágenes del sensor OLI.

Palabra Clave: Corrección Atmosférica, SMAC, OLI - Landsat-8.

Acrónimos

6S Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum

ACORN Atmospheric CORrection Now

ASTER Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer

ATCOR Atmospheric and Topographic Correction Model

AVHRR Advanced Very High Resolution Radiometer

DEM Digital Elevation Model

DOS Dark Object Subtraction

COST COSine Theta

ENVI Environment for Visualizing Images

ETM+ Enhanced Thematic Mapper Plus

FLAASH Fast Line-of-Sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes

GDEM Global Digital Elevation Model

GIOVANNI Geospatial Interactive Online Visualization ANd aNalysis
Infrastructure

GPS Global Positioning System

GTOPO30 Global Topographic Data

IDL Interactive Data Language

INIA Instituto Nacional de Innovación Agraria

MODIS MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer

MODTRAN Moderate-Resolution Atmospheric Transmittance and Radiance Code

NASA National Aeronautics and Space Administration

ND Número Digital

NIR Near Infrared

OLI Operativo Land Imager

QWIPs Quantum Well Infrared Photodetectors

RGB Red, Green and Blue

RSR Relative Spectral Response

SMAC Simplified Method for the Atmospheric Correction

SRTM Shuttle Radar Topography Mission

SWIR Shortwave Infrared

TIRS Thermal Infrared Sensor

TM Thematic Mapper

TOA Top of the Atmosphere

USGS United States Geological Survey

UTM Universal Transverse Mercator

VNIR visible and Near-Infrared

WGS-84 World Geodetic System 84

Índice general

Dedicatoria	I
Agradecimientos	II
Resumen	III
Acrónimos	IV
Índice general	VI
Índice de figuras	x
Índice de cuadros	xv
1. Introducción	1
1.1. Fundamentación	1
1.2. Antecedentes	2
1.3. Identificación del problema	5
1.4. Hipótesis	5
1.5. Objetivos de la tesis	6
1.5.1. Objetivo General	6
1.5.2. Objetivos Específicos	6
1.6. Organización de la tesis	6
2. Fundamento Físico de la Teledetección por Satélite	8
2.1. Introducción	8
2.2. Componentes de un sistema de Teledetección	8

2.3. Radiación electromagnética	10
2.3.1. El espectro electromagnético	11
2.4. Magnitudes radiométricas básicas	12
2.5. Interacciones de la energía en la atmósfera	14
2.5.1. Scattering	14
2.5.2. Absorción	16
2.5.3. Scattering y Absorción	18
2.6. Interacciones de la energía con la superficie de la Tierra	19
2.7. Comportamiento espectral de los materiales de la superficie terrestre	27
2.7.1. Reflectividad de la vegetación	27
2.7.2. Reflectividad de los suelos	28
2.7.3. Reflectividad del agua y nieve	30
3. Satélite Landsat-8	31
3.1. Sensores del Landsat-8	33
3.1.1. Sensor OLI	34
3.1.2. Sensor TIRS	36
3.2. Órbita y adquisición de datos del Landsat-8	37
3.3. Funciones de respuesta espectral relativa (RSR)	37
4. Modelos de corrección atmosférica de imágenes ópticas	39
4.1. Introducción	39
4.2. Interacción de la radiación electromagnética con la atmósfera	39
4.3. Efectos atmosféricos en las observaciones por satélite	41
4.4. Corrección atmosférica método SMAC	47
4.4.1. Descripción de las funciones analíticas para el algoritmo “SMAC”	50
4.5. Corrección atmosférica modelo FLAASH	54
4.6. Corrección atmosférica modelo ATCOR	56
5. Área de estudio y datos utilizado	57
5.1. Introducción	57
5.2. Ubicación del área de estudio	57

5.3. Datos Imágenes	58
5.3.1. Datos imágenes OLI - Landsat-8	58
5.3.2. Datos imágenes GDEM ASTER	59
5.3.3. Datos del software web GIOVANNI	61
5.3.3.1. Resolución de los datos de GIOVANNI	61
5.3.3.2. Niveles de procesamiento de los datos GIOVANNI	61
5.3.3.3. Datos productos de GIOVANNI utilizado	62
5.4. Datos de medición in-situ	62
5.4.1. GPS (Global Positioning System)	62
5.4.2. Espectroradiómetro	63
5.4.2.1. Medición de la reflectancia del suelo con el espec- troradiómetro	65
5.4.2.2. Muestreo de Firmas Espectrales	67
6. Pre-Procesamiento de Imágenes OLI	71
6.1. Introducción	71
6.2. Corrección Geométrica	72
6.3. Corrección radiométrica	73
6.3.1. Conversión de números digitales (ND) a valores de radiancia espectral	73
6.3.2. Conversión de radiancia espectral a reflectancia en el techo de la atmósfera (TOA)	75
6.4. Corrección atmosférica en el espectro visible	76
6.4.1. Corrección atmosférica modelo FLAASH	77
6.4.1.1. Parámetros que requiere el módulo FLAASH	78
6.4.2. Corrección atmosférica modelo SMAC	81
6.4.2.1. Ángulos para el modelo SMAC	81
6.4.2.2. Condiciones Atmosféricas para el modelo SMAC	82
6.4.3. Corrección atmosférica módulo ATCOR	84
6.4.3.1. Parámetros de terreno para el módulo ATCOR	84
6.4.3.2. Parámetros de ingreso al módulo ATCOR	85
6.5. Software utilizado	87

7. Resultados	88
7.1. Introducción	88
7.2. Diagrama de dispersión del SMAC vs FLAASH de la imagen OLI del satélite Landsat-8	88
7.3. Comparación de histogramas de reflectancia de la superficie del sue- lo estimado por SMAC y FLAASH.	92
7.4. Validación del modelo de corrección atmosférica SMAC	96
8. Conclusiones y recomendaciones	114
8.1. Conclusiones	114
8.2. Recomendaciones	115
Bibliografía	116
A. Geometría esférica	124
B. Programas desarrolladas	126

Índice de figuras

2.1. Componentes de un sistema de teledetección.	9
2.2. Representación esquemática de la radiación electromagnética como una onda. Campo eléctrico ($\mathbf{E}$) y campo magnético ($\mathbf{B}$) perpendiculares entre sí.	10
2.3. El espectro electromagnético en términos de frecuencia, número de onda y longitud de onda.	12
2.4. Función de scattering.	15
2.5. Definición de extinción.	17
2.6. Flujo de energía incidente, reflejado, absorbido y transmitido en la superficie terrestre.	20
2.7. Distintos tipos de superficie en virtud del grado de difusión.	21
2.8. Ilustración de un ángulo sólido diferencial y su representación en coordenadas polares.	22
2.9. Definición del ángulo sólido Ω , donde σ denota el área y r es la distancia.	23
2.10. Esquema gráfico de la posición del Sol con respecto a una superficie horizontal.	26
2.11. Curva de reflectividad de la vegetación	28
2.12. Comportamiento espectral de cinco suelos minerales. a) Alto contenido en material orgánica y fina estructura, b) bajo contenido en materia orgánica y bajo contenido en hierro, c) bajo contenido en materia orgánica, contenido medio en hierro, d) alto contenido orgánico, grado de textura medio, e) alto contenido en hierro, textura fina.	29

2.13. Curva de reflectividad para distintos tipos de nieve.	30
3.1. Ubicación de los sensores OLI y TIRS en el satélite Landsat-8. . . .	34
3.2. Funciones de Respuesta Espectral Relativa (RSR) del sensor OLI, para las bandas 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 y 9.	38
3.3. Funciones de Respuesta Espectral Relativa (RSR) del sensor TIRS, para las bandas 10 y 11.	38
4.1. Efectos atmosféricos en la señal captada por el sensor.	40
4.2. Radiación solar exoatmosférica y en la superficie.	42
4.3. Efectos atmosféricos en la iluminación de la superficie y reflectancias medidas en el satélite.	46
4.4. Geometría del problema: θ_s ángulo cenit del Sol, θ_v ángulo cenit de visión, $\Delta\phi$ acimut relativo y $\mathbf{n}$ la normal de la superficie.	49
5.1. Ubicación de las dos área de estudio.	58
5.2. Espectroradiómetro FieldSpec 4 Standard-Res del Laboratorio de Teledetección y Energías Renovables	63
5.3. Medición in-situ de la reflectancia del suelo desnudo para el punto Suelo-01 con coordenadas UTM (586228 E – 8544614 N).	65
5.4. Medición in-situ de la reflectancia de la alfalfa (fase de gran creci- miento) para el punto Vegetación-01 con coordenadas UTM (586143 E – 8544531 N).	66
5.5. Medición in-situ de la reflectancia de la alfalfa (fase de ahijamiento) para el punto Vegetación-02 con coordenadas UTM (586137 E – 8544490 N).	66
6.1. Bandas 7, 5 y 2 en RGB de la imagen OLI del satélite Landsat-8 con un nivel de procesamiento L1T.	72
6.2. Representación gráfica de radiancia espectral (L_λ) vs ND.	74
6.3. Ventana del módulo FLAASH del software ENVI 5.1.	79
6.4. En (a) y (b) se muestran los procesos para calcular la pendiente, aspecto, vista aérea y sombra en el software ERDAS IMAGINE. . .	85

6.5.	En (a) y (b) se muestran la especificación de los parámetros de ingreso al módulo ATCOR.	86
6.6.	En (a) y (b) se muestran los procesos para finalizar el módulo ATCOR.	86
7.1.	Composición de color RGB-754 de la imagen del sensor OLI del satélite Landsat-8 de fecha 16-08-2016 (paht=10, row=65). La delimitación de color rojo representa el área (1819 × 2780 pixeles) que se tomó para realizar el diagrama de dispersión e histograma.	89
7.2.	Diagrama de dispersión de reflectancia de la superficie del suelo estimado por el algoritmo SMAC vs el módulo FLAASH para las bandas 1, 2 y 3 de la imagen del sensor OLI de fecha 16-08-2016 (paht=10, row=65).	90
7.2.	Diagrama de dispersión de reflectancia de la superficie del suelo estimado por el algoritmo SMAC vs el módulo FLAASH para las bandas 4, 5, 6 Y 7 de la imagen del sensor OLI de fecha 16-08-2016 (paht=10, row=65).	91
7.3.	Histogramas de reflectancia de la superficie del suelo estimado por el algoritmo SMAC (curva rojo) y del modelo FLAASH (curva azul) para las bandas 1, 2, 3 y B4 de la imagen del sensor OLI de fecha 16-08-2016 y (paht=10, row=65).	94
7.3.	Histogramas de reflectancia de la superficie del suelo estimado por el algoritmo SMAC (curva rojo) y del modelo FLAASH (curva azul) para las bandas 5, 6 y 7 de la imagen del sensor OLI de fecha 16-08-2016 (paht=10, row=65).	95
7.4.	Ubicación de los cinco puntos de las mediciones in-situ de la reflectancia de la superficie del suelo en INIA con el espectroradiómetro, el 28 de setiembre del 2015. La imagen de la izquierda corresponde al sensor OLI de fecha 28/09/2015 y la imagen de la derecha tomada de Google Earth.	97
7.5.	Comportamiento espectral para el punto Suelo-01, por los tres métodos SMAC (color azul), FLAASH (color verde), ATCOR (color amarillo) y la medición in-situ con el espectroradiómetro (color rojo). 99	

7.6. Gráficas de dispersión para el punto Suelo-01, de la reflectancia de la superficie del suelo para un área de suelo desnudo, estimado por los tres métodos de corrección atmosférica vs la medición in-situ del espectroradiómetro. 100

7.7. Comportamiento espectral para el punto Suelo-02, por los tres métodos SMAC (color azul), FLAASH (color verde), ATCOR (color amarillo) y la medición in-situ con el espectroradiómetro (color rojo).102

7.8. Gráficas de dispersión para el punto Suelo-02, de la reflectancia de la superficie del suelo para un área de suelo desnudo, estimado por los tres métodos de corrección atmosférica vs la medición in-situ del espectroradiómetro. 103

7.9. Comportamiento espectral para el punto Vegetación-01, por los tres métodos SMAC (color azul), FLAASH (color verde), ATCOR (color amarillo) y la medición in-situ con el espectroradiómetro (color rojo).105

7.10. Gráficas de dispersión para el punto Vegetación-01, de la reflectancia de la superficie del suelo para un área con cultivo de alfalfa, estimado por los tres métodos de corrección atmosférica vs la medición in-situ del espectroradiómetro. 107

7.11. Comportamiento espectral para el punto Vegetación-02 por los tres métodos SMAC (color azul), FLAASH (color verde), ATCOR (color amarillo) y la medición in-situ con el espectroradiómetro (color rojo).109

7.12. Gráficas de dispersión para el punto Vegetación-02, de la reflectancia de la superficie del suelo para un área con cultivo de alfalfa, estimado por los tres métodos de corrección atmosférica vs la medición in-situ del espectroradiómetro. 110

7.13. Comportamiento espectral para el punto Vegetación-03 por los tres métodos SMAC (color azul), FLAASH (color verde), ATCOR (color amarillo) y la medición in-situ con el espectroradiómetro (color rojo).112

7.14. Gráficas de dispersión para el punto Vegetación-03, de la reflectancia de la superficie del suelo para un área con cultivo de alfalfa, estimado por los tres métodos de corrección atmosférica vs la medición in-situ del espectroradiómetro.	113
A.1. Relación de los ángulos: cenit del Sol, cenit del sensor, acimut del Sol y acimut del sensor en coordenadas esféricas.	124

Índice de cuadros

2.1. Magnitudes radiométricas básicas relativas al campo de radiación	13
2.2. Características de Scattering de Rayleigh, Scattering de Mie y Scattering No Selectivo (dp : diámetro de la partícula y λ : longitud de onda de la radiación).	14
2.3. Coeficientes del cálculo de la distancia Tierra – Sol y el ángulo de declinación.	25
3.1. Especificaciones de productos Landsat-8 a Nivel 1.	33
3.2. Rango espectral y tamaño de pixel de las bandas del sensor OLI.	35
3.3. Rango espectral y tamaño de pixel de las bandas en el sensor TIRS.	37
5.1. Características de las imágenes del sensor OLI del satélite Landsat-8, de las fechas 2016/08/16 y 2015/09/28.	59
5.2. Características del GDEM ASTER versión-2	60
5.3. Especificaciones técnicas de FieldSpec 4 Standard-Res	64
5.4. Las 5 mediciones in-sitos de la reflectancia del suelo con el FieldSpec 4 Standard-Res en INIA – Ayacucho con sus respectivas coordenadas UTM.	65
6.1. Valores de M_L y A_L de la imagen OLI del satélite Landsat-8 extraídas del archivo metadata (Imagen de fecha 2016/08/16 con Path=10 y Row=65).	74
6.2. Valores de M_ρ y A_ρ de la imagen OLI del satélite Landsat-8 extraídas del archivo MTL (Imagen de fecha 2016/08/16 con Path=10 y Row=65).	77

6.3. Parámetros de ingreso al módulo FLAASH para la imagen OLI del satélite Landsat-8 de fecha 2016/08/16 con Path=10 y Row=65. . .	80
6.4. Detalle de los ángulos de la imagen OLI del satélite Landsat-8 de fecha 2016/08/16 con Path=10 y Row=65.	82
6.5. Condiciones atmosféricas para el modelo SMAC.	83
7.1. Estadística de las 7 bandas de la imagen del sensor OLI, corregida atmosféricamente mediante el algoritmo SMAC.	92
7.2. Estadística de las 7 bandas de la imagen del sensor OLI, corregida atmosféricamente mediante el módulo FLAASH.	92
7.3. Coordenadas UTM de los puntos tomados en INIA con el espectroradiómetro, para la validación de la corrección atmosférica SMAC. .	96
7.4. Valores de la reflectancia del suelo para el punto Suelo-01 de coordenadas UTM (E=586228 m - N=8544614 m) para las 7 bandas de la imagen OLI (28/09/2015) estimadas mediante los métodos de SMAC, ATCOR, FLAASH y la medición in-situ con el espectroradiómetro (28/09/2015).	98
7.5. Valores de la reflectancia del suelo para el punto Suelo-02 de coordenadas UTM (E=586216 m - N=8544558 m) para las 7 bandas de la imagen OLI (28/09/2015) estimadas mediante los métodos de SMAC, ATCOR, FLAASH y la medición in-situ con el espectroradiómetro (28/09/2015).	101
7.6. Valores de la reflectancia del suelo para el punto Vegetación-01 de coordenadas UTM (E=586143 m - N=8544531 m) para las 7 bandas de la imagen OLI (28/09/2015) estimadas mediante los métodos de SMAC, ATCOR, FLAASH y la medición in-situ con el espectroradiómetro (28/09/2015).	104
7.7. Valores de la reflectancia del suelo para el punto Vegetación-02 de coordenadas UTM (E=586137 m - N=8544490 m) para las 7 bandas de la imagen OLI (28/09/2015) estimadas mediante los métodos de SMAC, ATCOR, FLAASH y la medición in-situ con el espectroradiómetro (28/09/2015).	108

7.8. Valores de la reflectancia del suelo para el punto Vegetación-03 de coordenadas UTM (E=586123 m - N=8544498 m) para las 7 bandas de la imagen OLI (28/09/2015) estimadas mediante los métodos de SMAC, ATCOR, FLAASH y la medición in-situ con el espectroradiómetro (28/09/2015). 111

Capítulo 1

Introducción

1.1. Fundamentación

En estos últimos años, con el avance de la ciencia y tecnología se han conseguido fabricar sensores abordo de los satélites con diferentes resoluciones espaciales desde bajas resoluciones hasta muy alta resolución que son utilizados en diferentes investigaciones en la actualidad.

Los datos de imágenes OLI del satélite Landsat-8 de mediana resolución espacial se vienen utilizando hoy en día, en distintas investigaciones como en la agricultura de precisión, investigaciones ambientales, contaminación, exploración petrolera, minera y gasoductos, etc (*Gorgan et al.*, 2012). Una de las dificultades del análisis de estos resultados es debido a que la energía que llega a la superficie terrestre es reflejada hacia el sensor, la que está perturbada por dos fenómenos atmosféricos, la absorción y scattering por moléculas gaseosas y aerosoles. La modelización de estos factores es el paso más delicado y prolijo de la corrección radiométrica, implica el conocimiento del estado de la atmósfera en el momento preciso de la toma para minimizar sus efectos a nivel de suelo (*Jensen*, 2005). Hoy en día es considerado la corrección atmosférica como una de las principales dificultades en la investigación por teledetección.

La teledetección tiene por finalidad identificar y caracterizar los materiales de la superficie terrestre y los procesos que en ella ocurren a partir de la radiación electromagnética emitida por la propia superficie terrestre como la reflejada de la

que llega del Sol (*Gilabert et al.*, 1997). Por este motivo la reflectancia del suelo es de mayor interés que la reflectancia obtenida en el sensor, de ahí la importancia de realizar la corrección atmosférica (*Goslee*, 2011).

EL proceso de eliminar la interferencia atmosférica de la señal registrada por el sensor del satélite se denomina corrección atmosférica, la que se puede realizar a través de diversos métodos, tales como, métodos empíricos, métodos semi-físicos y modelos de transferencia radiativa atmosférica (*Vishal et al.*, 2014).

La mayoría de los algoritmos de corrección atmosférica se basan en las ecuaciones de transferencia radiativa como por ejemplo el modelo Moderate-Resolution Atmospheric Transmittance and Radiance Code (MODTRAN) (*Berk et al.*, 2008), Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6S) (*Vermote et al.*, 2006), etc., y otros modelos semi-empíricos como Dark Object Subtraction (DOS) y CO-Sine Theta (COST) propuesto por Chavez (*Chavez et al.* (1991); *Chavez* (1988); *Chavez* (1996)). Entre los software de corrección atmosférica comerciales tenemos el modulo FLAASH (*QUAC*, 2009), ATCOR (*Richter*, 2014) y ACORN que están basados en MODTRAN.

En este trabajo de tesis se implementa el modelo de corrección atmosférica Simplified Method for the Atmospheric Correction (SMAC) para las imágenes del sensor OLI del satélite Landsat-8. Una ventaja del modelo SMAC es el ahorro del tiempo en el procesamiento de datos imágenes y la automatización. Este modelo relaciona la reflectancia estimada en la cima de la atmósfera y la reflectancia estimada en la superficie del suelo utilizando algoritmos matemáticos de transferencia radiativa, dispersión de Rayleigh, dispersión de aerosoles, etc (*Rahman and Dedieu*, 1994). Para la validación de la corrección SMAC se realizó mediciones in-situ de la reflectancia de la superficie del suelo con el espectroradiómetro FieldSpec 4 Standard-Res. Además se utilizó los software de corrección atmosférica FLAASH y ATCOR para realizar la comparación con el modelo SMAC.

1.2. Antecedentes

Richter et al. (2006), realizó un Método de Corrección Atmosférica Automática, para este estudio se emplearon imágenes de los sensores TM y ETM+ de los

satélites Landsat-5 y Landsat-7 respectivamente, solo se utilizó las cuatro primeras bandas. La validación de esta técnica de corrección atmosférica fue con el método de Sustracción de Píxel Oscuro, donde los resultados muestran que la desviación entre ambos métodos es menor de 0.005 unidades.

Se aplicó los modelos de corrección atmosférica: reflectancia aparente (AR), DOS y COST a 4 imágenes (TM Landsat-5) de la misma ubicación espacial pero distintas en el tiempo, se comprueba que los modelos DOS y COST producen datos corregidos homogéneos. El modelo COST presenta globalmente mejor comportamiento salvo en la banda 4 donde el valor de la ordenada al origen de la regresión es alto (*Brizuela et al.*, 2007).

En Brasil, *Nascimento and Zullo* (2010) aplicó la corrección atmosférica Sistema de Correção Radiométrica de Imagens de Satélite (SCORADIS) basado en el modelo de transferencia radiativa 5S, para obtener la reflectancia real de la superficie del suelo, en las bandas 1 y 2 del sensor AVHRR. Mostraron resultados consistentes después de eliminar los efectos de la absorción y scattering atmosférica de las bandas 1 y 2. Los parámetros atmosféricos de ingreso para la corrección atmosférica fue proporcionadas por el sensor MODIS/TERRA.

Para extraer información cuantitativa y con precisión de imágenes ETM+, la corrección atmosférica es un paso necesario. *Liang et al.* (2001), presenta un nuevo algoritmo que puede estimar la distribución espacial de aerosoles atmosférico y recuperar la reflectancia de la superficie de ETM+ tomando en cuenta los efectos de adyacencia. Varios ejemplos demostraron que este nuevo algoritmo funciona muy bien bajo una variedad de condiciones atmosféricos y de superficie.

En el proyecto Human Dimensions of Amazonia: Forest Regeneration and Landscape Structure en el programa de NASA/IMPE's Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA), los autores *Lu et al.* (2002) para el desarrollo del proyecto utilizaron 30 imágenes TM del satélite Landsat-5, para realizar la corrección atmosférica de estas imágenes por no contar con información in situ de la atmosférica utilizaron el modelo estadístico DOS, dejando de usar el 6S y LOWTRAN7 que son modelos precisos pero que requieren la información atmosférica in situ al mismo tiempo de vuelo del satélite.

Trabajos realizado por *Vishal et al.* (2014) nos da información de los resultados de un estudio comparativo llevado a cabo en los datos RS2-AWiFS para comparar el resultado de tres modelos de corrección atmosférica con respecto a mediciones in situ. El modelo 6SV resultó ser el mas adecuado para la corrección atmosférica con un coeficiente de determinación 0.85, seguido de SACRS2 Y FLAASH con coeficientes de determinación de 0.82 y 0.79, respectivamente.

Los autores *Guanter et al.* (2009) realizaron una discusión amplia y completa sobre el uso de MODTRAN4 para simulaciones de transferencia radiativa en la teledetección óptica, además se discute los parámetros atmosféricos necesarios para calcular la reflectancia TOA, teniendo en cuenta la formulación de direccionalidad, la corrección topográfico, efectos de adyacencia y la parte computacional.

Por su parte *Adler-Golden et al.* (1999), realizó una corrección atmosférica en imágenes en el espectro de onda corta basada en MODTRAN4, para estimar la reflectancia de la superficie, mapas de columna vapor de agua y mapas de elevación, además desarrollaron un algoritmo automatizado para recuperar la visibilidad.

Proud et al. (2010), con el objetivo de obtener datos de alta calidad procedió a realizar la corrección atmosférica sobre las perturbaciones que actúan sobre las medidas de reflectancia de la superficie terrestre. En este trabajo describe un método diseñado para mejorar la calidad del algoritmo de corrección atmosférica SMAC a través de un ligero aumento de su complejidad computacional. La validación fue realizado con el modelo de alta precisión 6S, los datos imágenes fueron del sensor SEVIRI abordo de Meteosat Segunda Generación.

Para las imágenes de mediana resolución espacial como TM (Landsat-5), ETM+ (Landsat-7) y HRV (Spot-5) según *Richter* (1997), es necesario métodos combinados de corrección atmosférica y topográfica, incluyendo la dependencia de la altura de las funciones de radiancia y transmitancia atmosférica, simulados en ambientes tridimensionales utilizando un Modelo de Elevación Digital (DEM) para obtener información sobre la elevación de la superficie, pendiente y orientación.

Zullo et al. (1996) describe la influencia de la atmósfera en dos tratamientos básicos realizados con imágenes de satélite y que son de gran importancia en las aplicaciones prácticas: cálculo del índice de vegetación y clasificación.

Vermote et al. (1997) describe detalladamente el algoritmo de corrección atmosférica para el cálculo de la reflectancia de la superficie a partir de las imágenes MODIS, para las bandas del visible e infrarrojo medio.

Nazeer et al. (2014) experimentó cinco métodos de corrección atmosférica diferentes, incluyendo tres métodos físicos basados en RTM (6S, FLAASH, ATCOR) y dos métodos estadísticos basados en imágenes (DOS y ELM), se evaluaron sobre la arena, césped artificial, hierba y agua usando mediciones in situ. Entre los cinco métodos, 6S resultó ser consistente, más precisa para la estimación de la reflectancia del suelo.

1.3. Identificación del problema

Las imágenes que provienen de sensores ubicados en satélites, captan las radiaciones electromagnéticas emitidas por el Sol; esta radiación electromagnética realiza un recorrido del Sol a la Tierra y de la Tierra al satélite, el cual se refleja o emite en diferentes longitudes de onda. Sin embargo, la atmósfera de la Tierra no es completamente transparente, ya que los gases existentes en ella, como el vapor de agua, ozono, NH_4 , CO_2 , N_2O , entre otros, absorben y dispersan la radiación en determinadas longitudes de onda. Por otro lado también los aerosoles suspendidos en la atmósfera, absorben y dispersan la luz en diferentes longitudes de onda, dependiendo del tamaño de las partículas en suspensión. Por esta razón es necesario realizar una corrección atmosférica con la finalidad de obtener los valores reales de reflectancia o emitancia de la radiación electromagnética.

1.4. Hipótesis

Mediante la implementación del modelo físico de corrección atmosférica SMAC en el lenguaje de programación IDL para las imágenes del sensor OLI del satélite Landsat-8, es posible estimar los valores de la reflectancia de la superficie del suelo.

1.5. Objetivos de la tesis

1.5.1. Objetivo General

Implementar el modelo físico de corrección atmosférica SMAC para el sensor OLI del satélite Landsat-8, para estimar la reflectancia a nivel de la superficie terrestre.

1.5.2. Objetivos Específicos

- Analizar y desarrollar una metodología que permita la corrección atmosférica de las imágenes del sensor OLI abordo del satélite Landsat-8.
- Verificar y validar, el gran potencial del modelo de corrección atmosférica SMAC mediante las mediciones in-situ de la reflectancia del suelo, con el espectroradiómetro FieldSpec 4 Standard-Res.
- Analizar la relación entre la corrección atmosférica SMAC y los software de corrección atmosférica FLAASH y ATCOR.

1.6. Organización de la tesis

La estructura de la tesis se describe brevemente a continuación:

En el capítulo 1, se presento la fundamentación, antecedentes y los problemas de investigar la corrección atmosférica, para luego plantear la hipótesis y finalmente definir los objetivos. En el capítulo 2, se describe los fundamentos físicos de la teledetección por satélite. A partir de una breve introducción sobre los componentes de un sistema de teledetección, las interacciones de la energía en la atmósfera y en la superficie de la Tierra. En el capítulo 3, se presenta la información sobre el Satélite Landsat-8 y de sus sensores a bordo OLI y TIRS. Además, sobre las funciones de respuesta espectral relativa del OLI y TIRS. En el capítulo 4, se hace una descripción detallada del fundamento físico del modelo de corrección atmosférica SMAC, también se menciona las correcciones atmosféricas de FLAASH y ATCOR. En el capítulo 5, se trata sobre el área de estudio, los datos imágenes

utilizados para el desarrollo de la tesis y los datos de medición in-situ con el espectroradiómetro FieldSpec 4 Standard-Res para la validación de los resultados. En el capítulo 6, se presenta el método del pre-procesamiento de los datos imágenes (sensor OLI) y la corrección atmosférica SMAC, siendo el principal objetivo de la tesis. Además se describe la metodología para la corrección atmosférica FLAASH y ATCOR. En el capítulo 7, se proporciona la interpretación y el análisis de los resultados obtenidos. Finalmente en el Capítulo 8 se presenta las conclusiones de la investigación y las recomendaciones para las futuras investigaciones.

Capítulo 2

Fundamento Físico de la Teledetección por Satélite

2.1. Introducción

Desde el punto de vista físico, la teledetección parte del principio de la existencia de una perturbación, en este caso la energía electromagnética, que el sistema observado produce en el medio. Esta energía se transmite al sistema receptor que capta una señal que será registrada, almacenada y posteriormente interpretada. Desde el punto de vista práctico, la teledetección tiene por objeto el reconocimiento de las características de la superficie terrestre y los fenómenos que en ella tienen lugar a partir de los datos registrados por el sensor. En el ámbito de la teledetección confluyen especialistas procedentes de diversos campos; sin embargo, corresponde a los físicos el estudio de los principios de la radiación, su interacción con la superficie terrestre y el desarrollo de modelos de corrección de las distintas perturbaciones a la señal registrada (*Jimenez, 2005*).

2.2. Componentes de un sistema de Teledetección

El fenómeno de la Teledetección es posible gracias a la interacción de la energía electromagnética con las cubiertas terrestres. Estas tienen un componente reflec-

tivo variable, condicionado tanto por factores externos (ambientales) como por sus propias características físico químico en el momento de la toma de la imagen (Pérez and Muñoz, 2006).

Los manuales describen un sistema de “Teledetección” como un conjunto de componentes imprescindibles que permiten aproximarnos al conocimiento de esta técnica. El primer de estos componentes es una fuente generadora de radiación electromagnética, el Sol. La energía originada por esta fuente se refleja en las distintas cubiertas terrestres, y tras atravesar la atmósfera, es recogida por sensores ópticos-electrónicos situados a bordo de vehículos espaciales (Pérez and Muñoz, 2006).

Dicha información es transmitida a Tierra, como una señal digital, en forma de matriz numérica. En los sistemas de recepción se lleva a cabo un primer tratamiento de la imagen, gracias al cual son depurados algunos errores de índole geométrico o radiométrico antes de ser distribuida a los usuarios (Figura 2.1). Por último, la imagen es formato analógico o digital es analizada por los usuarios. Estos realizan procesos de tratamiento visual o digital, tras los cuales se obtienen unos nuevos datos que pueden cobrar forma de mapas temáticos o de tablas estadísticas que recogen el comportamiento de una determinada variable espacial (Pérez and Muñoz, 2006).

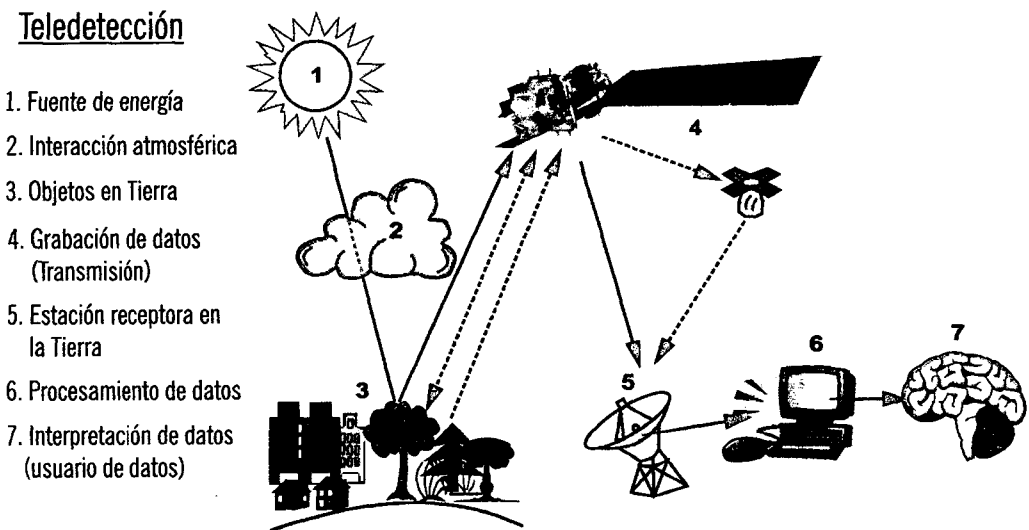


Figura 2.1: Componentes de un sistema de teledetección.

2.3. Radiación electromagnética

La radiación electromagnética es una forma de energía transmitida. La radiación electromagnética es llamada así debido a que tiene campos eléctricos y magnéticos que oscilan simultáneamente en planos mutuamente perpendicular entre si y a la dirección de propagación a través del espacio (Figura 2.2). La radiación electromagnética exhibe la doble naturaleza: como un conjunto de ondas electromagnéticas (según lo predicho por la teoría de ondas electromagnéticas) o como un conjunto de paquetes de energía sin masa, llamados fotones (según lo predicho por la mecánica cuántica) (Modest, 2013).

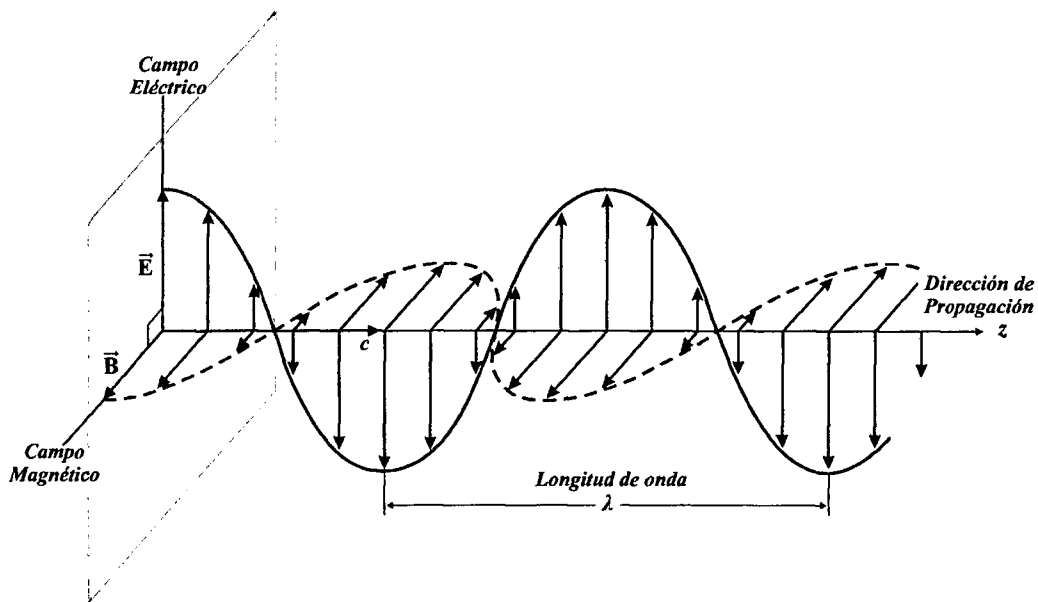


Figura 2.2: Representación esquemática de la radiación electromagnética como una onda. Campo eléctrico ($\mathbf{E}$) y campo magnético ($\mathbf{B}$) perpendiculares entre sí.
(Adaptado de Modest (2013))

La naturaleza de onda de la radiación: la radiación puede ser considerado como una onda caracterizada por su longitud de onda (o frecuencia, o número de onda) y la velocidad. La velocidad de la luz en el vacío es $c = 2.9979 \times 10^8 \text{ m/s} \cong 3.00 \times 10^8 \text{ m/s}$.

La longitud de onda (λ), es la distancia entre dos picos consecutivos o valles en una onda la unidad más común utilizada es el μm o nm ; frecuencia (f), se define como el número de onda (ciclos) por segundo que pasan por un punto dado en el

espacio su unidad es $1/s = 1Hz$; número de onda (η), se define como un recuento del número de crestas de onda (o canales) en una unidad dada de longitud. La relación entre ellas están dada por:

$$\eta = \frac{f}{c} = \frac{1}{\lambda} \quad (2.1)$$

La naturaleza de partículas de la radiación: la radiación puede también ser descrito en términos de partículas de energía, llamadas fotones. La energía de un fotón es:

$$E_{foton} = hf = h\frac{c}{\lambda} = hc\eta \quad (2.2)$$

donde h es la constante de Plank's ($h = 6.6256 \times 10^{-34} \text{ Js}$).

2.3.1. El espectro electromagnético

Es la distribución de la radiación electromagnética de acuerdo a la energía (o equivalente, de acuerdo con la longitud de onda, número de onda o la frecuencia). Los sensores utilizados en los sistemas de teledetección permiten extender nuestro dominio de exploración desde el visible hasta las microondas. Debido a que los mecanismos físicos de interacción de la radiación electromagnética con la materia son diferentes en los distintos intervalos espectrales, podemos por tanto pensar que la teledetección nos aportará informaciones suplementarias sobre el estado de los suelos y de la atmosfera. La energía electromagnética es el medio por el cual ésta información se transmite de un objeto hacia el sensor a bordo de un satélite. Esta información se propaga a la velocidad de la luz por radiación electromagnética directamente desde la fuente a través del espacio libre o indirectamente por reflexión, dispersión o reradiación hacia el sensor. La interacción de las ondas electromagnéticas con las superficies naturales y la atmósfera depende fuertemente de la frecuencia de las ondas. Las ondas en las diferentes bandas espectrales tienden a excitar los diferentes mecanismos de interacción electrónicos, moleculares o conductivos. La Figura 2.3 representa el espectro electromagnético, los diferentes tipos de radiación se clasifican en función de su longitud de onda y su frecuencia

(Sobrino, 2000).

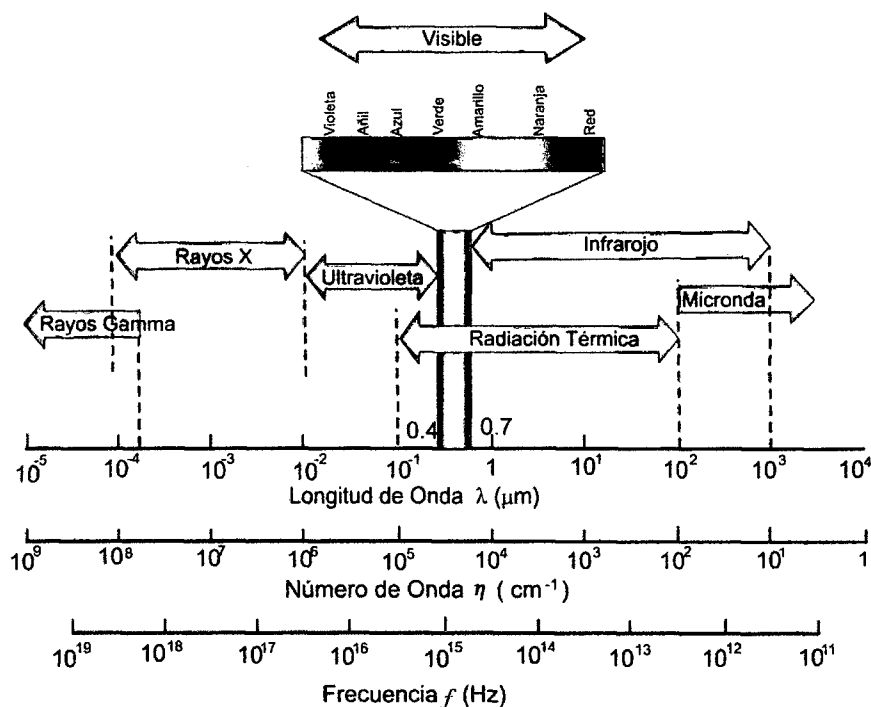


Figura 2.3: El espectro electromagnético en términos de frecuencia, número de onda y longitud de onda.

(Adaptado de *Modest* (2013))

La Figura 2.3 muestra los intervalos de onda más utilizados en teledetección son los correspondientes a la región óptica del espectro, formado por la radiación visible e infrarrojo.

2.4. Magnitudes radiométricas básicas

El campo radiativo es el campo electromagnético transportado por una onda entre la fuente emisora y el detector. La energía asociada con la onda electromagnética se denomina energía radiante (Q) y viene dada en julios (J). A la energía radiante por unidad de tiempo se le conoce como flujo radiante, $\Phi = dQ/dt$, y se mide en watts (W). En la teoría electromagnética, Φ es el flujo del vector de Poynting. Esta magnitud no proporciona ninguna información sobre la distribución ni la dirección de la radiación. Así, se define la densidad de flujo radiante como $F = d\Phi/dS$, que es el flujo radiante que atraviesa un elemento de superficie dS . F se mide en watts por metros cuadrados (Wm^{-2}). Esta magnitud, llamada

irradiancia (E) cuando la superficie recibe la radiación o emitancia radiante (M) cuando la radiación es emitida por una fuente, sigue sin proporcionar información acerca de la dirección (*Jimenez*, 2005).

Por ello se define la intensidad radiante $I = d\Phi/d\Omega$, que es el flujo radiante transportado dentro de un ángulo sólido $d\Omega$, y se mide en watts por estereorradián ($W(sr)^{-1}$). Esta magnitud no es muy utilizada, excepto para caracterizar la emisión de fuentes puntuales, por lo que se define la radiancia $L = (d^2\Phi)/(d\Omega dS \cos \theta)$, que es el flujo radiante en un determinado ángulo sólido $d\Phi$ que atraviesa una superficie perpendicular ($dS \cos \theta$) a la dirección de propagación (θ) de la radiación. L se mide en watts por metro cuadrado y estereorradián ($Wm^{-2}(sr)^{-1}$). La radiancia $L(\mathbf{R}, \mathbf{n})$, en función del punto considerado $\mathbf{R}$ y de la dirección $\mathbf{n}$, proporciona una descripción completa del campo radiativo. En general, en teledetección se suele utilizar la radiancia espectral, que no es más que la radiancia por unidad de longitud de onda, $L_\lambda = dL/d\lambda$, medida en watts por metro cuadrado, estereorradián y micrómetro ($Wm^{-2}(sr)^{-1}(\mu m)^{-1}$). El Cuadro 2.1 muestra un resumen de todas estas magnitudes. En los procesos mencionados a continuación, las magnitudes dependerán de la longitud de onda, pero se omitirá en la notación por simplicidad (*Sobrino*, 2000).

Cuadro 2.1: Magnitudes radiométricas básicas relativas al campo de radiación

MAGNITUD	SÍMBOLO	DEFINICIÓN	UNIDAD S.I.
Energía radiante	Q	—	J
Flujo radiante	ϕ	dQ/dt	W
Emitancia radiante	M	$d\Phi/dS$	Wm^{-2}
Irradiancia	E	$d\Phi/dS$	Wm^{-2}
Intensidad radiante	I	$d\Phi/d\Omega$	wsr^{-1}
Radiancia	L	$d^2\Phi/(d\Omega dS \cos \theta)$	$Wm^{-2}sr^{-1}$
Radiancia espectral	L_λ	$dL/d\lambda$	$Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$

(*Sobrino*, 2000)

2.5. Interacciones de la energía en la atmósfera

Independientemente de su fuente, toda la radiación detectada por sensores remotos pasa a través de la atmosfera, en consecuencia de la cual sufre diferentes efectos, la transferencia de la energía electromagnética en diferentes longitudes de onda. En este capítulo, vamos a introducir, principalmente el hecho de que el ambiente puede tener un profundo efecto en la intensidad y composición espectral de la radiación que llega a un sistema de teledetección. Estos efectos son causados principalmente por scattering y la absorción atmosférica (*Lillesand et al.*, 2000).

2.5.1. Scattering

Es el proceso por el cual la radiación electromagnética interactúa y es redireccionada por las partículas de la atmósfera. Se presentan tres tipos de scattering dependiendo de los tamaños de las partículas interactuada con la energía electromagnética que son: Scattering de Rayleigh, Scattering de Mie y Scattering No Selectivo (Cuadro 2.2) (*Lillesand et al.*, 2000).

Cuadro 2.2: Características de Scattering de Rayleigh, Scattering de Mie y Scattering No Selectivo (dp : diámetro de la partícula y λ : longitud de onda de la radiación).

$dp \ll \lambda$	Scattering de Rayleigh
$dp = \lambda$	Scattering de Mie
$dp \gg \lambda$	Scattering No Selectivo

El scattering implica la desaparición de ciertas cantidades de radiancia en la dirección de propagación, si bien en este caso la energía reaparece en forma de radiancia en otras direcciones. Definimos el coeficiente de dispersión en volumen σ_s (en m^{-1}), podemos escribir (*Lenoble*, 1993):

$$dL = -\sigma_s L dx \quad (2.3)$$

Realizando la integración de la ecuación (2.3) a lo largo del camino finito entre x_1 y x_2 , llegamos a la expresión

$$L(x_2) = L(x_1) \exp(-\delta_s) \quad (2.4)$$

Donde δ_s representa el espesor óptico de scattering, definida como

$$\delta_s = \int_{x_1}^{x_2} \sigma_s(x) dx \quad (2.5)$$

Ahora consideremos un pequeño scattering de volumen dV (ver Figura 2.4), vamos a caracterizar convenientemente el haz incidente por la irradiancia E en dV , el flujo radiante scattered por dV en dirección $\mathbf{s}$ a un ángulo θ con respecto a la dirección de incidencia $\mathbf{s}_0$ dentro de un ángulo sólido $d\Omega$ puede ser escrita

$$d^2\Phi = f(\theta) E dV d\Omega \quad (2.6)$$

donde $f(\theta)$ (en $m^{-1}sr^{-1}$) es la función de scattering, que caracteriza la distribución angular de los fotones scattered. Se asumió implícitamente que las partículas no introducen ninguna asimetría en torno a la dirección de incidencia, que es el caso más frecuente, de lo contrario la función de dispersión también dependerá de ángulo acimutal (*Lenoble, 1993*).

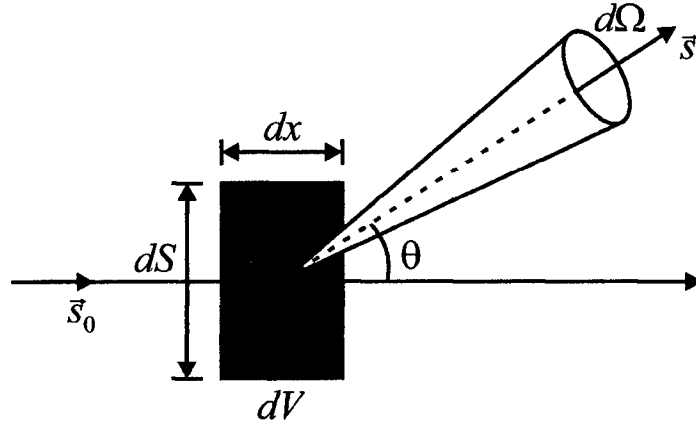


Figura 2.4: Función de scattering.
(*Lenoble, 1993*)

El plano definido por la dirección de incidencia $\mathbf{s}_0$ y la dirección del scattering de $\mathbf{s}$ se denomina como el plano de scattering y θ como el ángulo de scattering. El flujo total perdido del scattering se obtiene mediante la integración de la ecuación (2.6) sobre $d\Omega$ para todas las direcciones. Por lo tanto, el flujo incidente Φ en

dV se cambia a $\Phi + d\Phi$, donde

$$d\Phi = -EdV \iint_{\text{espacio}} f(\theta) d\Omega \quad (2.7)$$

El volumen es $dV = dSdx$, y el flujo radiante incidente en dS es $\Phi = EdS$. Usando la ecuación (2.3), escrito para el flujo, la reducción del flujo incidente es

$$d\Phi = -\sigma_s \phi dx = \sigma_s EdV \quad (2.8)$$

comparando la ecuación (2.7) y (2.8) conduce a

$$\sigma_s = \iint_{\text{espacio}} f(\theta) d\Omega \quad (2.9)$$

que da la relación entre la función de scattering y el coeficiente de scattering. Es conveniente introducir una función de fase normalizada $p(\theta)$ relacionada con la función de scattering por

$$p(\theta) = \frac{4\pi}{\sigma_s} f(\theta) \quad (2.10)$$

la normalización de la ecuación (2.9) es

$$\iint_{\text{espacio}} = p(\theta) \Omega = 4\pi \quad (2.11)$$

o también

$$\int_0^\pi p(\theta) \sin \theta d\theta = \int_{-1}^{+1} p(\mu) d\mu = 2 \quad (2.12)$$

la función de fase depende de las características de las partículas scattered, pero no en su densidad numérica, que refleja sólo en σ_s (Lenoble, 1993).

2.5.2. Absorción

La absorción atmosférica es la pérdida efectiva de la energía por los componentes atmosféricos. Esto normalmente implica la absorción de la energía en una longitud de onda dada. Los absorbedores más eficientes de la radiación solar en

este sentido son el vapor de agua, dióxido de carbono y ozono (*Lillesand et al.*, 2000).

Consideremos un medio no scattered por el que se propaga la radiación electromagnética y tomemos una capa de espesor dx situado perpendicularmente a la dirección de propagación de la radiancia L (ver la Figura 2.5). Como consecuencia del fenómeno de la absorción ocurre una pérdida de la energía asociada a la onda debido a su conversión en otras formas de energía (procesos fotoquímicos, calefacción, etc.), de modo que la radiancia incidente sufre un cambio en su magnitud y pasa a ser $L + dL$, con (*Lenoble*, 1993).

$$dL = -\sigma_a L dx \quad (2.13)$$

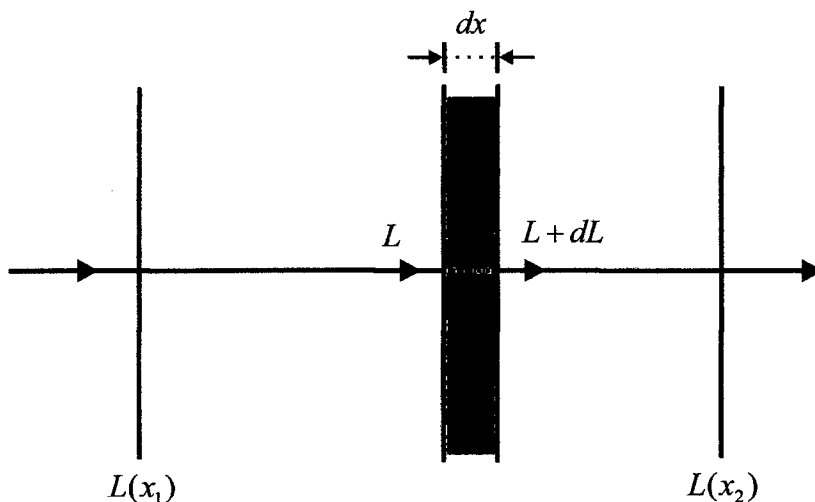


Figura 2.5: Definición de extinción.
(*Lenoble*, 1993)

La ecuación (2.13) define el coeficiente de absorción en volumen σ_a (medido en m^{-1} que nos informa de la fracción de energía incidente que es absorbida en el medio. Si realizamos la integración de la ecuación (2.13) a lo largo de una trayectoria finita entre x_1 y x_2 tenemos (*Lenoble*, 1993):

$$L(x_2) = L(x_1) \exp(-\delta_a) \quad (2.14)$$

donde

$$\delta_a = \int_{x_1}^{x_2} \sigma_a(x) dx \quad (2.15)$$

δ_a es el espesor óptico de absorción entre x_1 y x_2 , es una cantidad adimensional, es importante en los estudios de teledetección ya que informa de la opacidad que presenta el medio a la transmisión de la señal. A la ecuación (2.14) se conoce como la ley de Beer y conduce a la definición de la magnitud adimensional transmisividad de la capa entre x_1 y x_2 a lo largo de la dirección de propagación se define como (*Lenoble, 1993*):

$$\tau = \frac{L(x_1)}{L(x_2)} = \exp(-\delta_a) \quad (2.16)$$

Cuando la radiación se mide en x_1 y x_2 , δ_a se pueden derivar por

$$\delta_a = -\ln \tau \quad (2.17)$$

la energía radiante transmitida no es absorbida, y el grado de absorción de la capa (x_1, x_2) es

$$\alpha = \frac{L(x_1) - L(x_2)}{L(x_1)} = 1 - \tau \quad (2.18)$$

El coeficiente de absorción es proporcional a la masa de material absorbente por unidad de volumen (o densidad) ρ , así como al número de absorción de moléculas por unidad de volumen (o densidad de número) N .

2.5.3. Scattering y Absorción

Tanto el scattering y absorción se producen simultáneamente, porque todo material dispersada, al menos a través de sus moléculas, y adsorben, incluso si esta absorción sólo puede ser detectado por caminos extremadamente largos. La atenuación de la energía radiante en un medio real, se expresa por un coeficiente de extinción σ_e definido por la suma de los coeficientes de absorción y scattering (*Lenoble, 1993*).

$$\sigma_e = \sigma_a + \sigma_s \quad (2.19)$$

del mismo modo, el espesor óptico total es

$$\delta = \delta_a + \delta_s \quad (2.20)$$

la importancia relativa del scattering y la absorción se caracteriza por el albedo de scattering simple

$$\bar{\omega} = \frac{\sigma_s}{\sigma_e}, \quad 1 \geq \bar{\omega} \geq 0 \quad (2.21)$$

que conduce a

$$\sigma_s = \bar{\omega}\sigma_e \quad y \quad \sigma_a = (1 - \bar{\omega})\sigma_e \quad (2.22)$$

En el caso límite $\bar{\omega} = 1$ es referido al caso de la conservación, ya que no hay pérdida de energía radiativa. Sin embargo, como se mencionó anteriormente, un caso puramente conservativo nunca se alcanzará, es sólo una aproximación para medios con una absorción muy baja, y esta aproximación tiene que ser usado con mucho cuidado, cuando el scattering múltiple conduce a caminos muy largos (*Lenoble, 1993*).

Por otro lado, los valores pequeños de $\bar{\omega}$ corresponden a casos en que el scattering se puedan despreciar en comparación con la absorción, esto se consigue en realidad incluso para valores de $\bar{\omega}$ definitivamente mayor que cero.

2.6. Interacciones de la energía con la superficie de la Tierra

Cuando la energía electromagnética incide sobre la superficie de la Tierra, el flujo total de la energía incidente (Φ_i), una parte de esta radiación es reflejada y, por tanto, es devuelta al medio del que procede, originando así un flujo reflejado (Φ_r). Otra parte es absorbida por el propio objeto, constituyendo un flujo de

absorción (Φ_a). Por último, una fracción del flujo incidente será transmitida (Φ_t), normalmente en otras formas de energía. La Figura 2.6, muestra un esquema de la transformación que sufre el flujo incidente al interaccionar con la superficie (*Sobrino, 2000*).

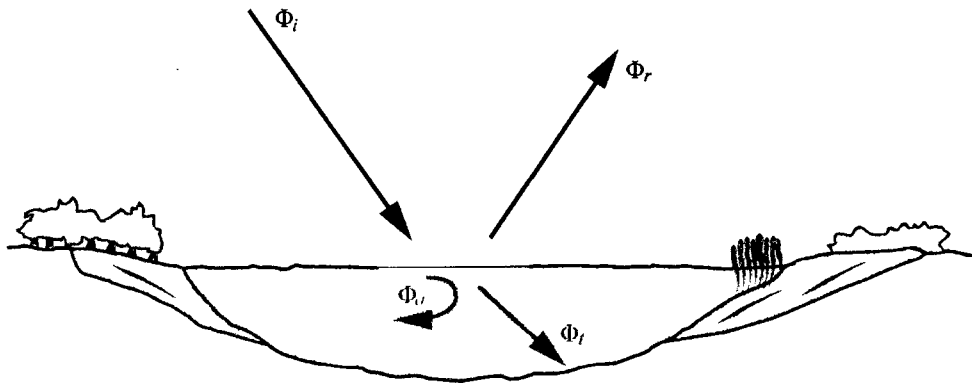


Figura 2.6: Flujo de energía incidente, reflejado, absorbido y transmitido en la superficie terrestre.

(Adaptado de *Lillesand et al. (2000)*)

De este modo la radiación que recibe la superficie puede descomponerse en tres términos:

$$\Phi_i = \Phi_r + \Phi_a + \Phi_t \quad (2.23)$$

Sin embargo, es habitual expresar la ecuación (2.23) en unidades relativas, para ello se divide por el flujo incidente, de forma que se llega a la relación:

$$1 = \frac{\Phi_r}{\Phi_i} + \frac{\Phi_a}{\Phi_i} + \frac{\Phi_t}{\Phi_i} = \rho + \alpha + \tau \quad (2.24)$$

Donde, ρ es la reflectividad, α absorptividad y τ la transmisividad. El interés en la interacción solar con las superficies naturales está orientado al análisis de los datos que capta un sensor exterior a ellas, que opera habitualmente en el intervalo espectral de 0.3 a $3 \mu m$, nos centraremos en la radiación reflejada en dicho intervalo por los distintos tipos de superficie (*Sobrino, 2000*).

Cuando la superficie sobre la que incide el flujo incidente es suficientemente lisa en relación con la longitud de onda incidente, la reflexión es especular y su magnitud depende del índice de refracción complejo del material y del ángulo de incidencia de la radiación. Generalmente la reflexión no es especular, presentando

un grado de difusión más o menos acentuado dependiendo de la rugosidad de la superficie. En virtud del grado de difusión se distinguen distintos tipos de superficie: perfectamente difusa, difusa, pseudoespecular o especular. Figura 2.7 se ilustra el comportamiento de los distintos tipos de superficie. Se dice que un reflector de radiación es completamente difuso o lambertiano cuando refleja igual cantidad de energía en todas las direcciones. Muchas superficies naturales son lambertianas hasta ángulos cenitales próximos a 40° , sin embargo, la mayor parte de superficies discrepan de este comportamiento para ángulos superiores. Respecto del ángulo acimutal la radiación presenta menores variaciones, aunque existen excepciones notables como los cultivos en fila. En teledetección se está experimentando actualmente un intenso interés por el estudio de los efectos angulares de la reflectividad (Sobrino, 2000).

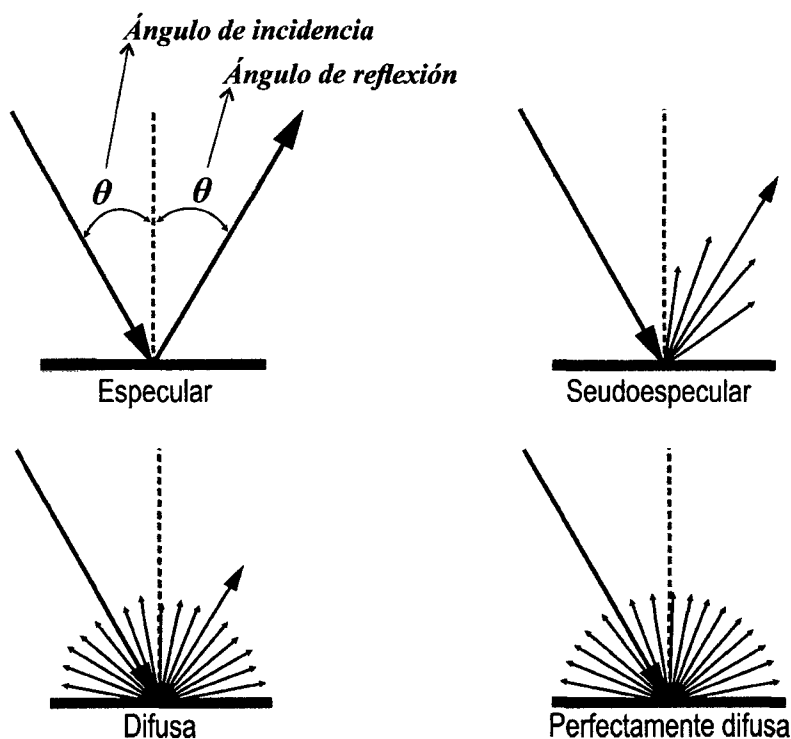


Figura 2.7: Distintos tipos de superficie en virtud del grado de difusión.
(Adaptado de Sobrino (2000))

Las características del fenómeno de reflexión por parte de un objeto sobre la superficie terrestre pueden ser cuantificadas midiendo la porción de energía incidente sobre el objeto que es reflejada por éste. Podemos entonces definir la reflectividad como (Lillesand et al., 2000):

$$\rho = \frac{\Phi_r}{\Phi_i} \quad (2.25)$$

donde Φ_r es el flujo radiante reflejado y Φ_i es el flujo radiante incidente. La medida de la reflectividad puede hacerse considerando toda la semiesfera superior de una determinada superficie, en este caso se habla de reflectividad hemisférica (ρ_h). De este modo si se considera una superficie elemental lambertiana (dS), Figura 2.5, iluminado por una irradiancia (E), el flujo difundido por ello bajo la dirección (θ), se puede expresar como (Sobrino, 2000).

$$d^2\Phi = L d\Omega dS \cos \theta \quad (2.26)$$

donde L es la radiancia y Ω es el ángulo sólido.

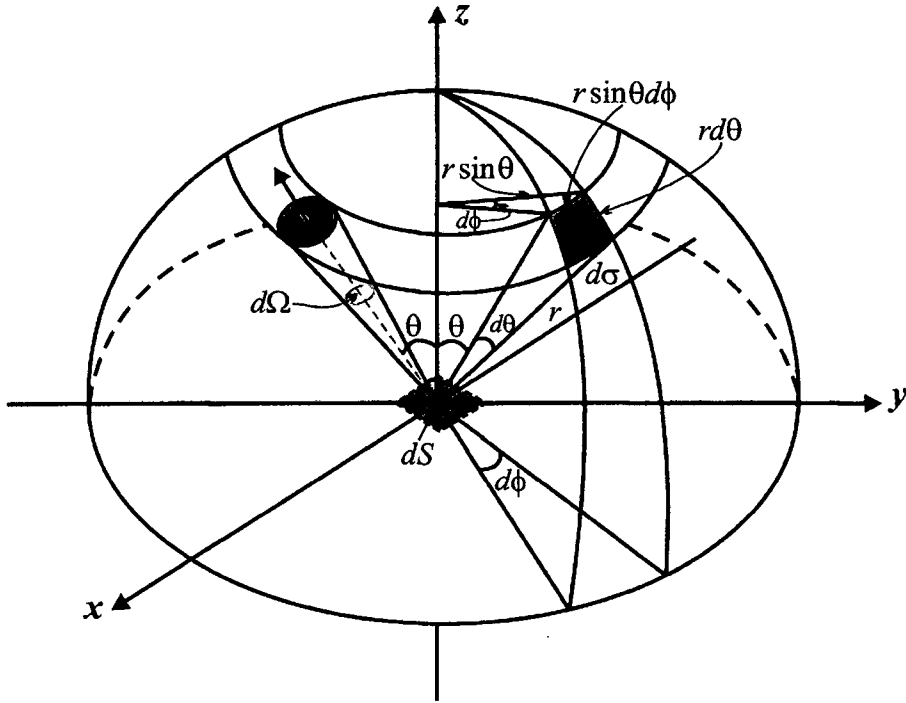


Figura 2.8: Ilustración de un ángulo sólido diferencial y su representación en coordenadas polares.

(Adaptado de Liou (2002))

El ángulo sólido está definida como la razón del área total (σ), de una superficie esférica al cuadrado del radio de la esfera (r), Figura 2.9.

$$\Omega = \frac{\sigma}{r^2} \quad (2.27)$$

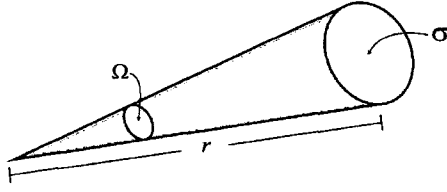


Figura 2.9: Definición del ángulo sólido Ω , donde σ denota el área y r es la distancia.

(Adaptado de *Liou* (2002))

En forma diferencial

$$d\Omega = \frac{d\sigma}{r^2} \quad (2.28)$$

de la Figura 2.8 se puede observar que

$$d\sigma = (r \sin \theta d\phi)(r d\theta) \quad (2.29)$$

reemplazando (2.29) en (2.28) obtenemos

$$d\Omega = \sin \theta d\theta d\phi \quad (2.30)$$

dónde θ es el ángulo cenit y ϕ es el ángulo acimut. Para el flujo total hemisférico difundido por la superficie ($d\Phi_h$), se tiene

$$d^2\Phi_h = L(\sin \theta d\theta d\phi) dS \cos \theta$$

$$\int d^2\Phi_h = L dS \int_0^{2\pi} d\phi \int_0^{\pi/2} \sin \theta \cos \theta d\theta$$

$$d\Phi_h = L dS (2\pi) \left(\frac{1}{2}\right)$$

$$d\Phi_r = d\Phi_h = \pi L dS \quad (2.31)$$

como se sabe que la irradiancia esta expresada como

$$E = \frac{d\Phi}{dS}$$

y para el flujo incidente lo podemos expresar como

$$d\Phi_i = EdS$$

por la reflectividad hemisférica de una superficie lambertiana.

$$\rho_h = \frac{d\Phi_r = d\Phi_h}{d\Phi_i}$$

Finalmente obtenemos la reflectividad hemisférica de una superficie lambertiana.

$$\rho_h = \frac{\pi L}{E} \quad (2.32)$$

La cantidad πL es la densidad de flujo radiante reflejado desde la superficie, que es equivalente a la excitación radiante M de la fuente auto emisora.

$$M = \pi L$$

En caso general la reflectividad hemisférica es función de los ángulos cenit (θ) y acimut (ϕ); es decir que la radiancia L depende de θ y ϕ ($L(\theta, \phi)$). Por lo tanto la reflectividad hemisférica se expresa como (Sobrino, 2000).

$$\begin{aligned} \rho_h &= \frac{d\Phi_r = d\Phi_h}{d\Phi_i} = \frac{\int L dS \sin \theta \cos \theta d\theta d\phi}{EdS} \\ \rho_h &= \frac{\int_0^{\pi/2} \int_0^{2\pi} L(\theta, \phi) dS \sin \theta \cos \theta d\theta d\phi}{EdS} \end{aligned} \quad (2.33)$$

La ecuación (2.33) es la reflectividad hemisférica espectral de la superficie. La radiación que llega al exterior de la atmosfera es de la forma

$$E = E_o \varepsilon_o \quad (2.34)$$

donde ε_o es el factor de corrección de la excentricidad de la órbita de la Tierra.

Distancia Tierra-Sol

La distancia Tierra-Sol posee una magnitud que varía con la posición de la Tierra

en la órbita para un instante de tiempo. La distancia Tierra-Sol promedio (r_0) es llamada como una unidad astronómica que es igual a (*Iqbal*, 1983).

$$1UA = 1.496 \times 10^2 \text{ km} \quad (2.35)$$

Cuadro 2.3: Coeficientes del cálculo de la distancia Tierra – Sol y el ángulo de declinación.

n	a_n	b_n	c_n	h_n
0	1.000110	0	0.006918	0
1	0.034221	0.001280	-0.399912	0.070257
2	0.000719	0.000077	-0.006758	0.000907
3	—	—	-0.002697	0.000148

(*Liou*, 2002)

La distancia Tierra-Sol en función de la excentricidad está dada por (*Liou*, 2002).

$$\varepsilon_o = \left(\frac{r_o}{r}\right)^2 = \sum_{n=0}^2 (a_n \cos nt + b_n \sin nt) \quad (2.36)$$

donde r es la distancia entre la Tierra y el Sol en cualquier día del año y t es expresado de la forma

$$t = \frac{2\pi(d_n - 1)}{365} \quad (2.37)$$

donde d_n es el número del día del año, que va desde 1 de enero hasta 365 el 31 de diciembre. El ángulo de declinación puede evaluarse a partir de (*Liou*, 2002).

$$\delta = \sum_{n=0}^2 (c_n \cos nt + h_n \sin nt) \quad (2.38)$$

La distancia Tierra – Sol actual en un tiempo dado también puede ser expresada de la siguiente forma

$$r = d = (1 - 0.01672 \times \cos(\text{radian}(0.9856(d_n - 4)))) \quad (2.39)$$

de esta forma tenemos que

$$\varepsilon_o = \left(\frac{r_o}{r}\right)^2 = \left(\frac{1}{d}\right)^2 = \frac{1}{d^2} \quad (2.40)$$

La irradiancia solar extraterrestre (E) es definida como la energía incidente sobre la unidad de superficie en el borde exterior de la atmósfera en la unidad del tiempo, cuya unidad normalmente empleada es en (Wm^{-2}).

$$E = \varepsilon_o E_o \sin \alpha = \varepsilon_o E_o \cos \theta_s \quad (2.41)$$

donde E es la irradiancia solar extraterrestre sobre un plano horizonte, E_o es la constante solar, ε_o es el factor de corrección de la excentricidad de la órbita terrestre, θ_s es el ángulo cenit y α es el ángulo altitud solar (Figura 2.10).

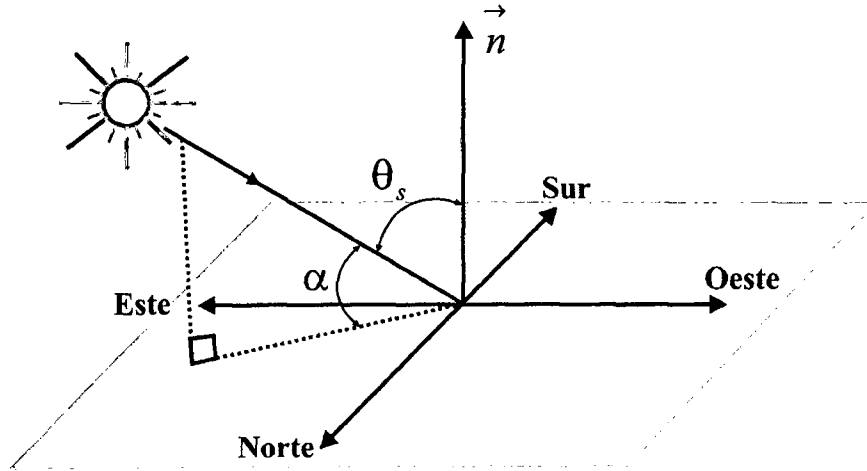


Figura 2.10: Esquema gráfico de la posición del Sol con respecto a una superficie horizontal.

(Adaptado de Iqbal (1983))

Reemplazando (2.34) en (2.35) obtenemos la reflectancia planetaria, es dada por la siguiente expresión.

$$\rho_p = \frac{\int_0^{\pi/2} \int_0^{2\pi} L(\theta, \phi) dS \sin \theta \cos \theta d\theta d\phi}{\varepsilon_o E_o \cos \theta_s dS} \quad (2.42)$$

En caso general la radiancia $L(\theta, \phi)$ depende de θ y ϕ es muy poco conocido, y por consiguiente, en la ausencia de modelos angulares teóricos satisfactorios o resultados observados, se asume la isotropía, es decir, $L(\theta, \phi) = L$ por tanto

(Sobrino, 2000):

$$\rho_p = \frac{\pi L}{\varepsilon_o E_o \cos \theta_s} \quad (2.43)$$

y en función de la distancia Tierra – Sol sería

$$\rho_p = \frac{\pi L d^2}{E_o \cos \theta_s} \quad (2.44)$$

2.7. Comportamiento espectral de los materiales de la superficie terrestre

La superficie de la Tierra está recubierta por un conjunto heterogéneo de materiales repartidos de modo igualmente heterogéneo sobre ella, y con un comportamiento espectral diverso. Cada sustancia, ser vivo, y mezcla de los mismos, refleja y emite energía electromagnética de modo diferente. A continuación se examina como ejemplo el comportamiento espectral de tres grandes tipos de cubiertas presentes en la superficie de la Tierra (Pérez and Muñoz, 2006).

2.7.1. Reflectividad de la vegetación

Para la vegetación sana (hojas verdes), la respuesta espectral típica puede verse en la Figura 2.11 y se puede distinguir tres dominios espectrales.

Visible ($0.4 - 0.7 \mu m$), aquí la reflectividad es inferior al 10 %. La mayor parte de la radiación es absorbida por la clorofila $\alpha_\lambda = 65 \%$ que debido a sus bandas de absorción produce dos mínimos en la banda del azul ($0.45 \mu m$) y el rojo ($0.66 \mu m$). Por eso las hojas parecen verdes ya que su máxima relativo está en $0.55 \mu m$ (vegetación amarilla-verde) (Sobrino, 2000).

Infrarrojo próximo ($0.7 - 1.3 \mu m$), en este intervalo la longitud de onda se absorbe muy poco radiación incidente ($\alpha_\lambda < 10 \%$) debido a que los pigmentos foliales y la celulosa que constituyen las paredes celulares son transparentes. La radiación es por tanto reflejada o transmitida, la reflectividad pasa rápidamente de 1 % a más de un 50 %. Se dispersa (hacia arriba) entre el 40 % y el 60 % de la

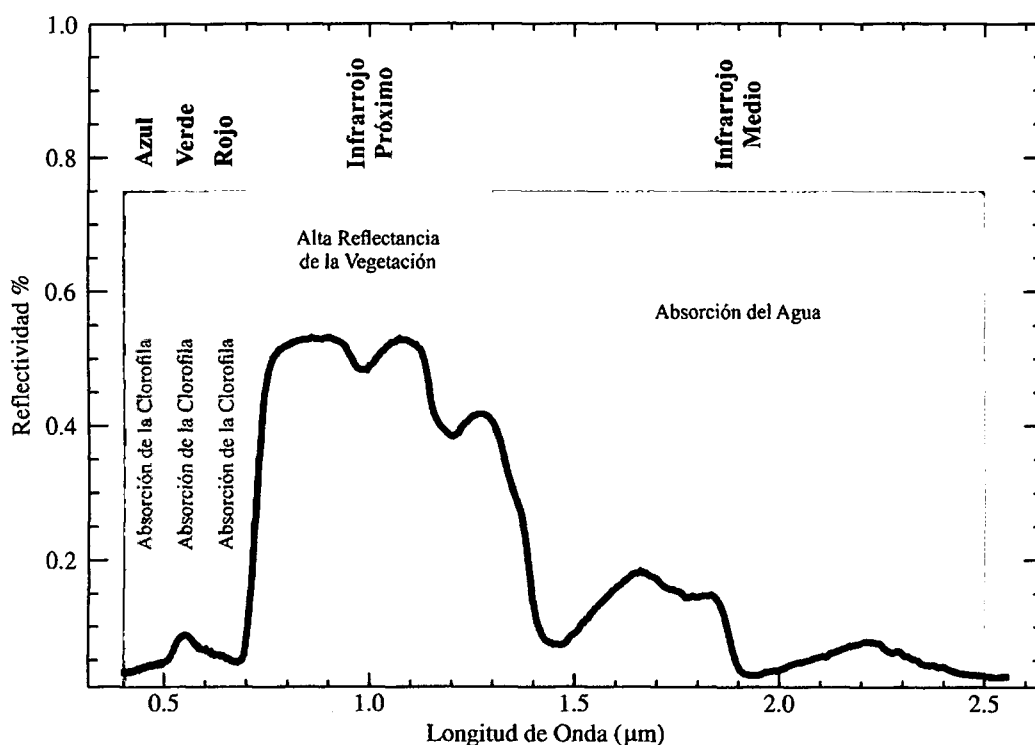


Figura 2.11: Curva de reflectividad de la vegetación .
(Elaboración propio)

radiación incidente y el resto se transmite (hacia abajo).

Infrarrojo medio ($1.3 - 2.5 \mu m$), esta zona se denomina hídrica ya que en ella las propiedades ópticas de las hojas vienen determinadas principalmente por su contenido en agua. Más allá de los $1.3 \mu m$, existen fuertes bandas de absorción debido al agua ($1.45, 1.95$ y $2.5 \mu m$).

2.7.2. Reflectividad de los suelos

Los suelos están compuestos por estratos denominados "horizontes" que se distinguen por sus diferencias en color, textura (distribución tamaño partícula) y estructura (distribución partículas). En teledetección importa el estrato más superficial (el que se ve). Pero es esencial conocer las propiedades de los estratos más profundos sobre todo cuando tienen lugar procesos de erosión, ya que entonces el primer horizonte habrá desaparecido. Las curvas de reflectividad de los suelos son como veremos menos complejas que las de la vegetación debido a que en los suelos no existe transmisión. En general la reflectividad de los suelos aumenta con

la longitud de onda. Sin embargo la textura, el contenido en agua, la cantidad de materia orgánica, el contenido en óxido de hierro y la rugosidad de los suelos hacen que varíen las curvas de reflectividad de los suelos (Figura 2.12). Los suelos desnudos (sin vegetación) muestran una curva casi horizontal pero suavemente ascendente desde el visible al infrarrojo próximo. La respuesta espectral presenta cierta variabilidad según las propiedades físico-químico del suelo (*Sobrino, 2000*).

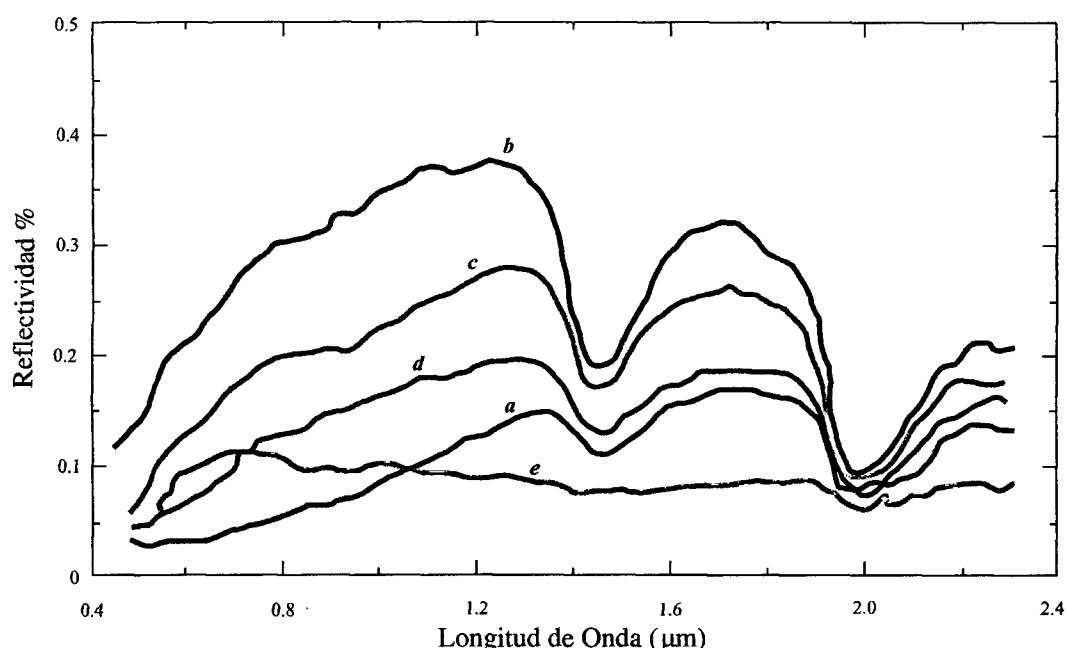


Figura 2.12: Comportamiento espectral de cinco suelos minerales. a) Alto contenido en material orgánica y fina estructura, b) bajo contenido en materia orgánica y bajo contenido en hierro, c) bajo contenido en materia orgánica, contenido medio en hierro, d) alto contenido orgánico, grado de textura medio, e) alto contenido en hierro, textura fina.

(Adaptado de *Sobrino (2000)*)

Composición química: el contenido en óxido de hierro y materia orgánica influye en el calor del suelo y en su reflectividad.

Textura: % de arena, limo y arcilla, determina la capacidad de retención de agua. La reflectividad es mayor para suelos más finos y apelmazados.

Contenido de humedad: los suelos secos generalmente son más brillantes (mayor reflectividad) que los suelos húmedos.

Rugosidad: la mayoría de los factores se hallan relacionados: i) suelo arcilloso (poco permeable y de textura fina, tener alto contenido en humedad) lo que implica una reflectividad baja, ii) suelo arenoso (muy permeable y de textura grosera,

tiende a tener bajo contenido en humedad) por lo tanto una alta reflectividad.

2.7.3. Reflectividad del agua y nieve

Las superficies de agua absorben o transmiten la mayor parte de la radiación visible y prácticamente toda en longitudes de onda superiores a los $0.7 \mu m$. Las bandas del infrarrojo próximo resultan fundamentales para discriminar las superficies acuosas. La variabilidad en la reflectividad del agua depende de la profundidad, el contenido en materiales disueltos (clorofilas, arcillas, nutrientes) y la rugosidad de la superficie. La nieve posee una reflectividad muy alta en el visible (casi 100% en longitudes inferiores a los $0.8 \mu m$) y en el infrarrojo próximo, con valores próximos al 0% a partir de los $1.5 \mu m$. La reflectividad de la nieve disminuye con su edad, la nieve fresca tiene una reflectividad mayor que la nieve helada (Figura 2.13) (Sobrino, 2000).

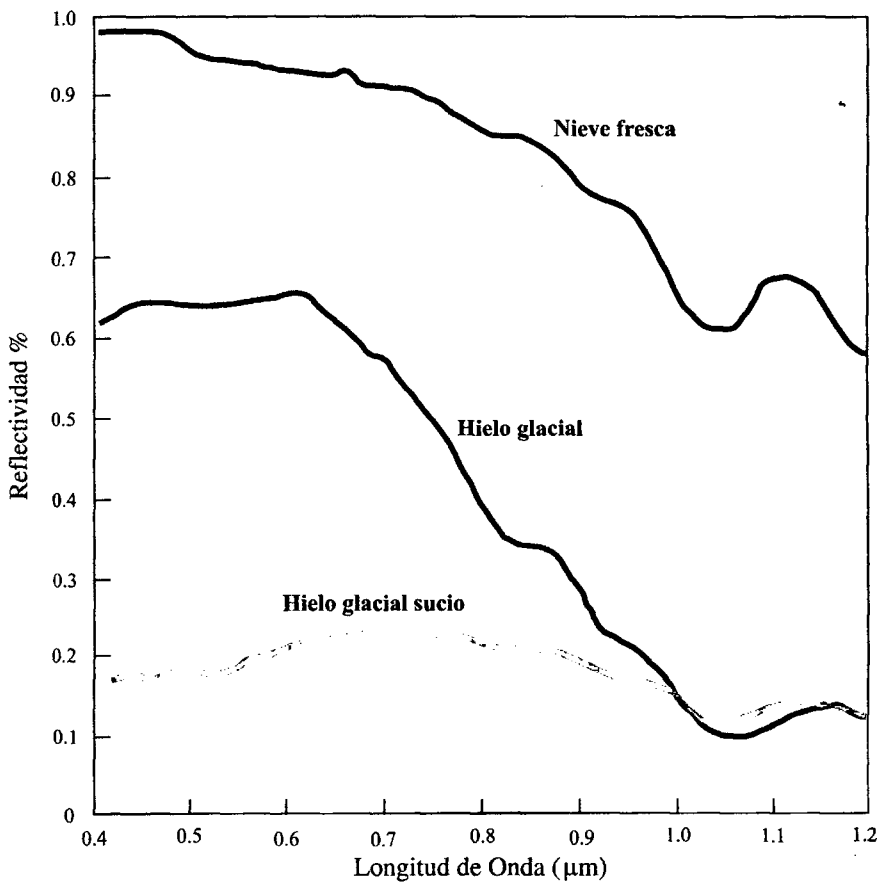


Figura 2.13: Curva de reflectividad para distintos tipos de nieve.
(Adaptado de *Sobrino* (2000))

Capítulo 3

Satélite Landsat-8

El programa Landsat ha revolucionado la forma de ver y estudiar nuestro planeta. Esta serie de datos, que se inició en 1972, es la más larga de la historia y continua registrando los cambios en la superficie terrestre desde el espacio. Landsat ha sido el único sistema de satélite diseñado y operado para observar repetidas veces la cubierta de la tierra con una resolución moderada; de manera general cada pixel en su imagen tiene un tamaño con el que se podría cubrir un campo de béisbol (*NASA and USGS*, 2013).

Landsat-8 fue lanzada al espacio el 11 de febrero del 2013 desde Vandenburg Air Force Base, California, fue desarrollado en alianza interinstitucional entre la National Aeronautics and Space Administration (NASA) y el United States Geological Survey (USGS), adquiere mediciones globales de resolución moderada de las regiones terrestres y polares de la Tierra en el espectro electromagnético del visible, infrarrojo cercano, infrarrojo de onda corto y del infrarrojo térmico. Landsat-8 extiende el notable récord de los satélites Landsat proporcionando información por más de 40 años. Landsat-8 ha mejorado con respecto a sus antecesores incluyendo nuevas bandas espectrales un canal profundo en el azul visible para estudios de recursos hídricos e investigación en zonas costeras, un canal en el infrarrojo para la detección de nubes cirrus, una banda de control de calidad y en el térmico la adición de una nueva banda (*USGS*, 2015a).

La resolución espacial moderada del Landsat-8 nos permite estudiar los cambios antropogénicos y naturales en el ámbito local a escala global y la serie temporal de

datos permite ver los cambios de la superficie del suelo real, además han demostrado capacidades para el mapeo y monitoreo de la cobertura biofísica y propiedades geofísicas de la superficie terrestre (*NASA and USGS*, 2013).

Landsat-8 cuenta con dos sensores a bordo, el Operativo Land Imager (OLI) y el Thermal Infrared Sensor (TIRS), los datos recogidos por estos instrumentos están disponibles para descargar de forma gratuita en las páginas webs del Glovis, EarthExplorer, o a través del Visor LandsatLook dentro de las 24 horas de recepción (*USGS*, 2015a).

Los datos de productos Landsat-8 son totalmente compatibles con todos los datos de los productos estándar a nivel 1 (ortorectificado) creados usando Landsat-1 al Landsat-7; a continuación se describen algunas de sus especificaciones generales (Cuadro 3.1):

Cuadro 3.1: Especificaciones de productos Landsat-8 a Nivel 1.

Procesamiento	■ 1 T – Corrección geométrica.
Tamaño de pixel	■ Bandas OLI multiespectrales 1-7, 9 : 30-metros. ■ Banda OLI pancromático 8: 15-metros. ■ Bandas TIRS 10, 11: tomadas en 100 metros, pero remuestreadas a 30 metros para que coincida con las bandas multiespectrales de OLI.
Características de los datos	■ Formato de datos GeoTIFF. ■ Remuestreo por convolución cúbica (CC). ■ Norte arriba (MAP) de orientación. ■ Proyección cartográfica: Universal Transversal Mercator (UTM) (estereográfica polar de la Antártida). ■ Datum al Sistema Geodésico Mundial (WGS) 84. ■ 12 metros de error circular, 90 % de confianza exactitud global para OLI. ■ 41 metros de error circular, 90 % de confianza exactitud global para TIRS. ■ Los valores de píxel en 16 bits.
Entrega de datos	■ comprimido .Tar .gz y de descarga a través de HITP.
Tamaño de archivo	■ 1 GB (comprimido), aproximadamente 2 GB (sin comprimir).

(Fuente *USGS* (2015b))

3.1. Sensores del Landsat-8

Los sensores a bordo del satélite Landsat-8 (Figura 3.1) son el OLI y el TIRS representan avances evolutivos en la tecnología de sensores remotos y en su rendimiento. OLI y TIRS miden la superficie terrestre en el visible, infrarrojo cercano,

infrarrojo de onda corta, e infrarrojo término con una resolución moderada entre 15 y 100 metros dependiendo de la longitud de onda espectral. La distribución de la energía observada en estas longitudes de onda revela información sobre la reflexión y emisión de superficie (*NASA and USGS, 2013*).

El OLI proporciona dos nuevas bandas espectrales, una especialmente adaptada para la detección de nube cirrus y la otra para las observaciones de las zonas costeras. TIRS recoge datos de otras dos bandas espectrales en la región térmica, anteriormente cubierto por una única banda de ancho espectral en Landsat-4-7, midiendo la región térmica de la superficie de la tierra (*USGS, 2015a*).

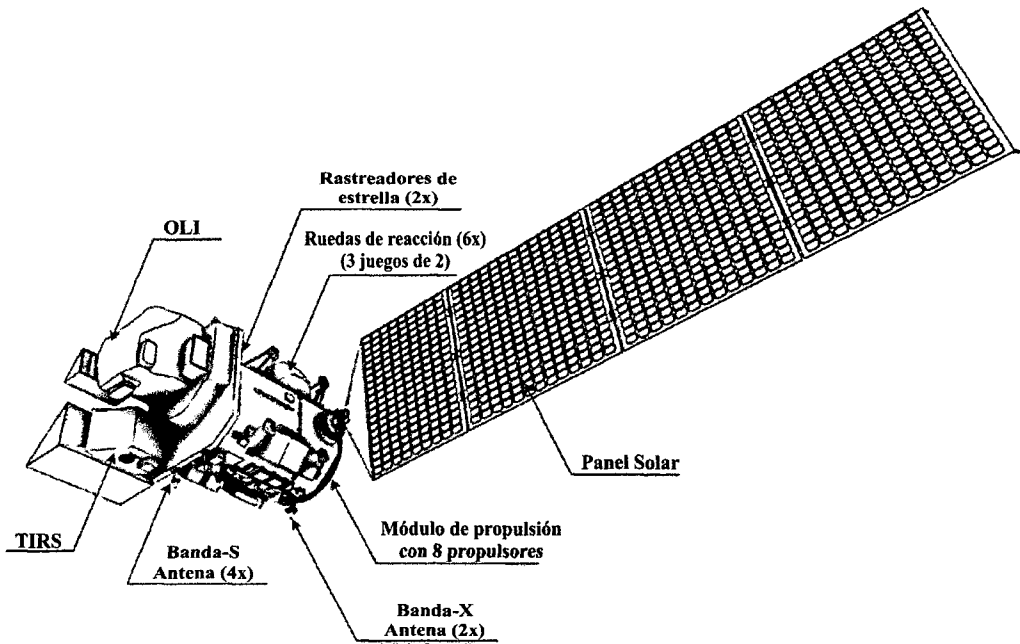


Figura 3.1: Ubicación de los sensores OLI y TIRS en el satélite Landsat-8. (Adaptado de *NASA and USGS (2013)*)

3.1.1. Sensor OLI

El sensor OLI avanza en la tecnología de sensores Landsat. En el comienzo los satélites landsat estaban equipados con sensores “whiskbroom” los cuales empleaban espejos de exploración como instrumentos visión para barrer el campo espectral a través de un ancho de banda superficial y transmitir la luz a unos detectores. A diferencia de OLI, el cual utiliza un sensor del tipo “pushbroom” compuesto por una serie de baterías larga de detectores, con más de 7000 detec-

tores por banda espectral, alineados en su plano focal en su respectivo ancho de banda. El diseño de “pushbroom” lo hace un instrumento más sensible proporcionado una mejor información de la superficie terrestre con menos partes móviles. Sus imágenes tienen una resolución espacial de 15 metros (pancromáticas) y 30 metros (incluido el visible, infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta) a lo largo de 185 kilómetros de ancho de imagen, cubriendo así amplias zonas de la tierra mientras que proporciona una resolución suficiente como para distinguir las características tales como centros urbanos, granjas, bosques y otros tipos de cubiertas del suelo (*NASA and USGS, 2013*).

El OLI fue diseñado para tener una vida útil de cinco años y detectará las mismas bandas espectrales de los anteriores instrumentos del Landsat (es decir sensores, TM y ETM+), con la excepción de una banda en el infrarrojo término. Además de las 7 bandas multiespectrales del anterior Landsat (seis de los cuales han sido refinadas) OLI agregará dos nuevas bandas espectrales, una banda azul “costero” (banda 1) y una banda en el infrarrojo de onda corta “cirros” (banda 9). Estas nuevas bandas, ayudaran a los científicos a medir la calidad de agua y facilitar la detección de nubes altas y delgadas que previamente han sido difíciles de observar en las imágenes Landsat (*USGS, 2015a*).

Todas las bandas del sensor OLI se pueden adquirir en 12 bits de resolución radiométrica, 8 bandas serán de 30 metros y 1 de las bandas, la banda pancromática, es de 15 metros (Cuadro 3.2).

Cuadro 3.2: Rango espectral y tamaño de pixel de las bandas del sensor OLI.

Nº Bandas	Descripción	Longitud de onda (μm)	Resolución (m)
1	Aerosol costero	0.43-0.45	30x30
2	Azul	0.45-0.51	30x30
3	Verde	0.53-0.59	30x30
4	Rojo	0.64-0.67	30x30
5	NIR	0.85-0.88	30x30
6	SWIR1	1.57-1.65	30x30
7	SWIR2	2.11-2.29	30x30
8	Pancromático	0.50-0.68	15x15
9	Cirrus	1.36-1.38	30x30

(Fuente *USGS (2014)*)

3.1.2. Sensor TIRS

Todo en la Tierra emite radiación térmica infrarroja, término comúnmente conocido como calor. La física nos dice que la radiación emitida es proporcional a la temperatura del objeto. El sensor térmico infrarrojo (TIRS) fue añadido a la carga útil del Landsat-8 cuando se hizo evidente que los gestores de los hídricos se basaban en las mediciones de alta precisión de la energía térmica de la tierra obtenidas por los predecesores del Landsat-8 (el TM del satélite Landsat-5 y TME+ del Landsat-7) con el fin de hacer un seguimiento del uso de la tierra y el agua. La decisión de añadir el sensor TIRS se hizo después de que el diseño de la misión se había iniciado. Los ingenieros tenían menos de cuatro años para diseñar y construir TIRS por lo que recurrieron a una nueva tecnología desarrollada por la NASA llamada Quantum Well Infrared Photodetectors (QWIPs) (*USGS*, 2015a).

Los detectores QWIPs están hechos de un material que es compatible con el procesamiento de silicio, lo que significa que son las mismas herramientas que utilizan en las instalaciones para hacer chips de computadora. QWIPs son muy fiables, uniformes, y muy adecuados a las necesidades del sensor TIRS. El diseño QWIPs opera en los complejos principios de la mecánica cuántica. Chips semiconductores atrapan electrones en un estado de energía “well” hasta que los electrones se elevan a un estado superior por la luz infrarroja térmica de una determinada longitud de onda. Los electrones elevados crean una señal eléctrica que puede medirse y registrarse para crear una imagen digital (*NASA and USGS*, 2013).

Los satélites Landsat anteriores miden la temperatura superficial del suelo utilizando una sola banda térmica para detectar longitudes de onda larga de la luz emitida por la superficie de la tierra. Los QWIPs en el TIRS sin embargo, detectan dos segmentos del espectro infrarrojo térmico, ambos incluidos dentro de una ventana de transmisión atmosférica, con el fin de producir mejores estimaciones de la temperatura superficial (*Irons et al.*, 2012).

Al igual que el sensor OLI, el TIRS es también un sensor “Pushbroom” con un 185 kilómetros de campo de visión (Cross-track). Con una resolución espacial de 100 metros de ancho (Cuadro 3.3), esta resolución espacial del TIRS está diseñada para captar las mediciones de consumo de agua en los campos de riego,

particularmente a través de las grandes llanuras de los Estados Unidos.

Cuadro 3.3: Rango espectral y tamaño de píxel de las bandas en el sensor TIRS.

Nº Bandas	Descripción	Longitud de onda (μm)	Resolución (m)
10	Thermal 1	10.60-11.19	100x100
11	Thermal 2	11.50-12.51	100x100

(Fuente *USGS* (2014))

3.2. Órbita y adquisición de datos del Landsat-8

El satélite Landsat-8 orbita alrededor de la Tierra en órbita circular polar heliosincrónica, a 705 km de altura, con una inclinación de 98.2° con respecto al ecuador geográfico, cruzando el ecuador a las 10:00 am (± 15 min) hora local (modo descendiente) y un periodo orbital de 98.9 minutos. Landsat-8 cuenta con una resolución temporal de 16 días y su resolución radiométrica de 16 bits. Los datos del Landsat-8 se adquieren en franjas de 185 km y son segmentadas en escenas de 185 km x 180 km, cuentan con un nivel de procesamiento denominado L1T (Level 1 terrain-corrected) es decir con una corrección geométrica sistemática para ello se utilizaron modelos de elevación digital (DEM) y puntos de control terrestre (GPS). Los productos L1T se definen en Universal Transverse Mercator (UTM) y en coordenadas geográficas World Geodetic System 84 (WGS-84) (*Roy et al.*, 2014).

Los productos estándar L1T, son productos que se encuentran en formato de números digitales (ND) enteros. Estos se pueden convertir a valores de reflectancia en el techo de la atmósfera (TOA) – (bandas 1-9) o radiancia (Bandas 1-11) con factores de escala previstas en el metadatos productos (*Roy et al.*, 2014).

3.3. Funciones de respuesta espectral relativa (RSR)

Las funciones de Respuesta Espectral Relativa (RSR) son librerías espectrales diseñadas para los sensores de un satélite antes de su lanzamiento. La RSR de cada

banda de un sistema de sensor se caracteriza por la eficiencia cuántica espectral efectiva, que indica la sensibilidad espectral de las bandas en cada longitud de onda (Forestier et al., 2009).

Las curvas de respuesta espectral relativa de las bandas del sensor OLI y del sensor TIRS del satélite Landsat-8 se muestran en la Figura 3.2 y Figura 3.3 respectivamente.

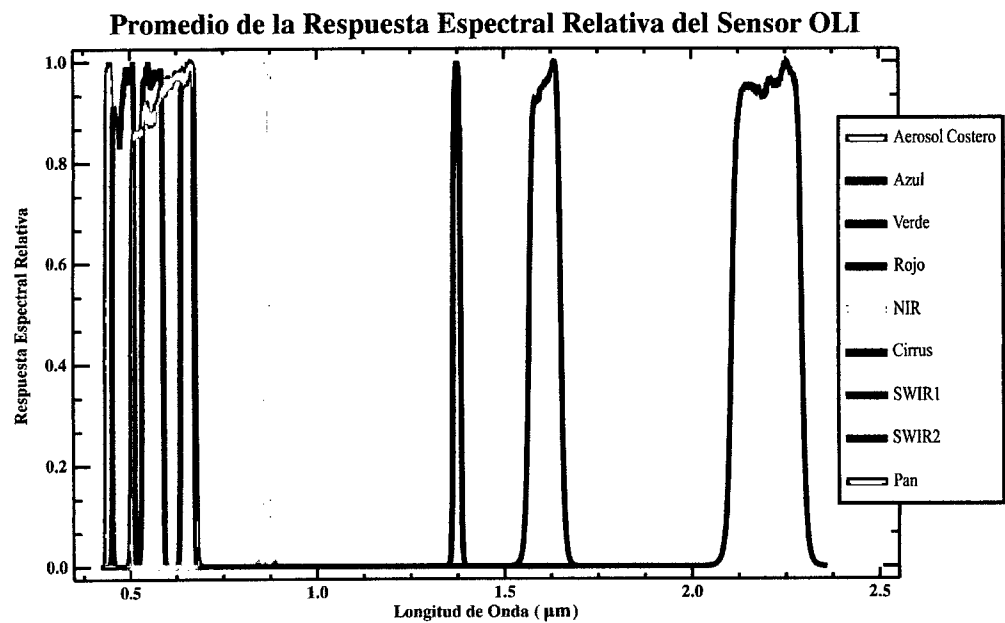


Figura 3.2: Funciones de Respuesta Espectral Relativa (RSR) del sensor OLI, para las bandas 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 y 9.

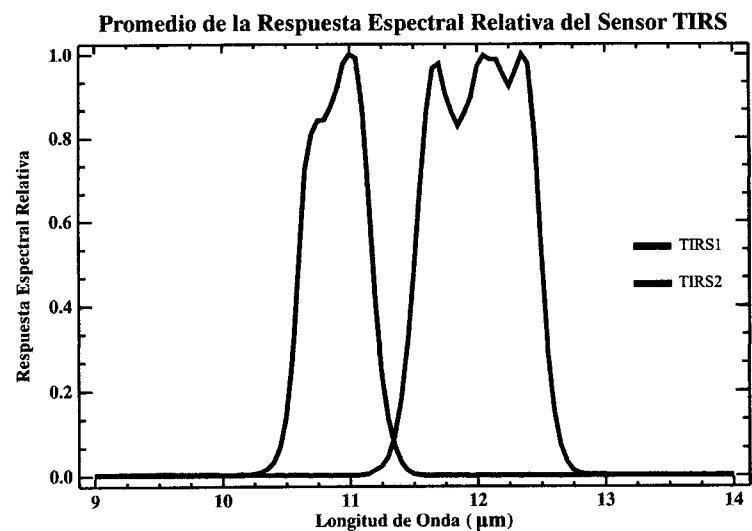


Figura 3.3: Funciones de Respuesta Espectral Relativa (RSR) del sensor TIRS, para las bandas 10 y 11.

Capítulo 4

Modelos de corrección atmosférica de imágenes ópticas

4.1. Introducción

Las imágenes de la superficie terrestre, adquiridas en el espectro solar y que son tomadas por satélite de observación, se encuentran contaminadas por la luz solar dispersada hacia el sensor por las moléculas atmosféricas, los aerosoles y las nubes en suspensión. Además, la energía solar que es reflejado desde la Tierra se encuentra atenuada por los efectos atmosféricos. Estos efectos atmosféricos son dependientes de la longitud de onda, siendo variables en tiempo y espacio, así mismo de la reflectividad de la superficie y su variación espacial. La corrección de estos efectos atmosféricos puede producir señales de teledetección que se encuentran mejor correlacionadas con las características de la superficie (*Borengasser et al.*, 2008).

4.2. Interacción de la radiación electromagnética con la atmósfera

El estudio de la atmósfera es importante, ya que influye en el paso de la radiación electromagnética en dos etapas (fuente-objeto y objeto-sensor). Los sensores ubicados en satélite captan la radiación del espectro solar que reflejan la atmósfera

y de los objetos sobre la superficie de la Tierra. Esta señal depende de las características ópticas de la superficie, pero también se ve afectado por dos procesos atmosféricos, la absorción gaseosa y scattering por moléculas y aerosoles. En la Figura 4.1. se presenta de manera esquemática, la interacción de la energía radiante proveniente del Sol, su paso por la atmósfera, su reflejo en la superficie terrestre y las captaciones de la energía resultante de estas interacciones por un sensor ubicado en un satélite (*Vermote et al.*, 2006).

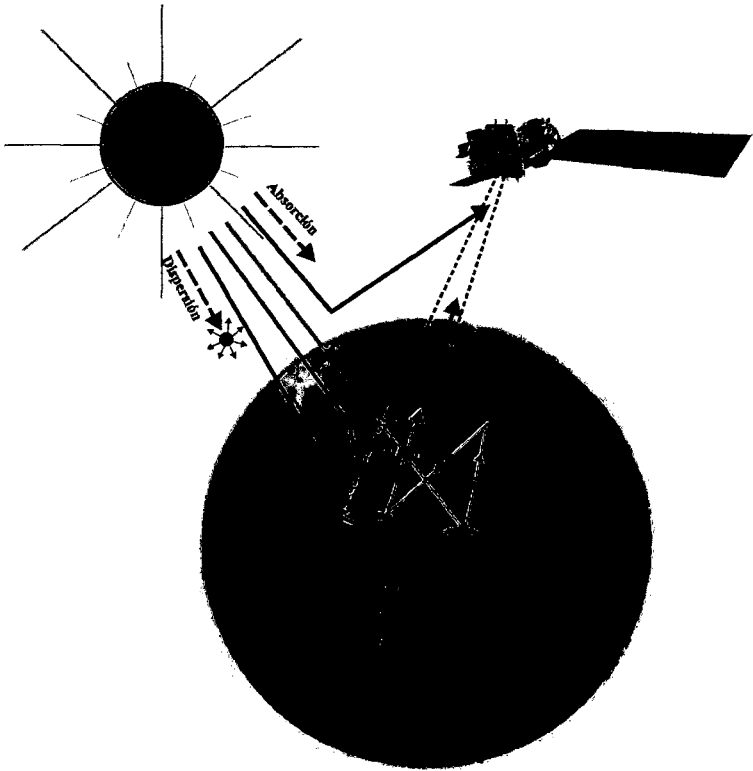


Figura 4.1: Efectos atmosféricos en la señal captada por el sensor.
(Fuente: Adaptado de *Vermote et al.* (2006))

La **absorción** es el proceso mediante el cual la energía radiante incidente, es trasformada a otro tipo de energía, o a energía de otra frecuencia, por las moléculas gaseosas y partículas suspendidas en el aire. Por otro lado, **scattering** es el proceso mediante el cual la energía incidente reaparece en otras direcciones como radiación dispersa, por la interacción con moléculas y partículas de la atmosfera (*Chandrasekhar*, 1960).

Parte de la radiación electromagnética incidente, sólo interactúa con la atmósfe-

ra, en la cual disminuye por efecto de la absorción y scattering en todas las direcciones. Este fenómeno es la causa de que la atmósfera tenga un color azul la mayor parte del día y sea de tonos rojizos al amanecer y atardecer, dependiendo de la masa de atmósfera y sus componentes que atraviesa la radiación emitida por el Sol. La señal de esta radiación dispersa que capta el sensor, se denomina radiancia de trayectoria y sólo lleva consigo información de los componentes atmosféricos.

También algunos fotones que interactúan con la superficie terrestre en las cercanías de la zona de interés, son desviados por los componentes atmosféricos y se detectan por el sensor del satélite. Este tipo de radiación se denomina radiancia ambiental y lleva consigo información de objetos de la superficie terrestre cercanos a la zona de interés.

Finalmente, los fotones que atraviesan la atmósfera, son reflejados por la superficie de interés y se captan en el sensor, se denomina radiancia directa. Ese tipo de radiación es la que interesa al analista, ya que lleva consigo información de los objetos terrestres de interés.

4.3. Efectos atmosféricos en las observaciones por satélite

En el manual del 6S por *Vermote et al.* (2006) define los efectos atmosféricos como el cambio en la intensidad de radiación electromagnética en una determinada longitud de onda, por efectos de la absorción y scattering por las moléculas y aerosoles presentes en la atmósfera. La absorción por los gases atmosféricos en el espectro solar se debe principalmente a:

- Oxígeno (O_2)
- ozono (O_3)
- Vapor de agua (H_2O)
- Dióxido de carbono (CO_2)
- Metano (CH_4)

- Óxido nitroso (N_2O)

El O_2 , CO_2 , CH_4 , N_2O se pueden considerar constantes y uniformemente mezclados en la atmósfera, la concentración de H_2O y O_3 , dependen de la ubicación y el tiempo. Los gases absorben la radiación mediante cambios en los estados rotacionales, vibratorios o en el nivel de energía de los electrones. La energía de rotación es débil y corresponde a la emisión o absorción de fotones de frecuencia amplia, que se ubica en la porción de microondas e infrarrojo lejano del espectro electromagnético. La transición vibratoria es más fuerte que la rotación y extiende su rango de absorción hacia el infrarrojo cercano. Finalmente la transición de los estados de energía de los electrones es muy fuerte lo que provoca bandas de absorción en la porción ultravioleta y visible del espectro electromagnético. Dado que las transiciones en los niveles de energía ocurren en valores discretos (saltos cuánticos), los coeficientes de absorción varían rápidamente con la frecuencia y presentan una estructura compleja, se muestran como líneas de absorción del espectro electromagnético.

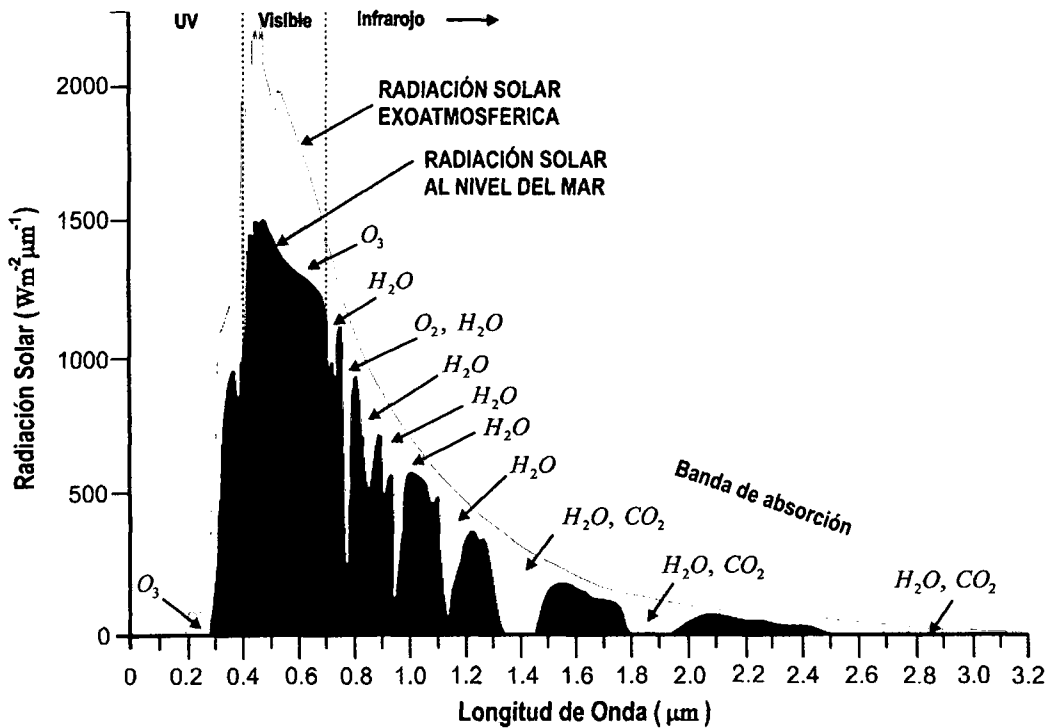


Figura 4.2: Radiación solar exoatmosférica y en la superficie.
(Fuente: Adaptado de Liou (2002))

La Figura 4.2 muestra las bandas de absorción de los principales gases atmosféricos. Sin embargo no se aprecia el N_2O que presenta dos bandas de absorción alrededor de 2.9 y 3.9 μm . Una vez determinadas la posición, forma e intensidad de cada línea en las bandas de absorción, el valor del factor de absorción puede calcularse exactamente mediante una integración, línea por línea (*Vermote et al.*, 2006).

Para la descripción del efecto de scattering, se supone que la superficie tiene la propiedad de reflectancia lambertiana, esto es, que la reflectancia es uniforme en todas las direcciones. También se supone que la atmósfera es homogénea en el plano horizontal y varía verticalmente en capas paralelas. Los valores medidos en el satélite se expresarán en términos de la reflectancia equivalente ρ_b^* que es justificado detalladamente en el Capítulo 2, la cual se define de la siguiente forma:

$$\rho_b^* = \frac{\pi d^2 L_b}{E_s^b \mu_s} \quad (4.1)$$

dónde, L_b es la radiancia medida en el satélite integrado en la banda espectral b (Wm^{-2}), E_s es la irradiancia exoatmosférica solar en la parte alta de la atmósfera integrado en la banda espectral b (Wm^{-2}), d es la distancia de la Tierra al Sol en unidades astronómicas, $\mu_s = \cos \theta_s$ es el coseno del ángulo cenit del sol y θ_s es el ángulo cenit del Sol.

La dirección de visión se describirá con el ángulo cenit de visión θ_v y el ángulo acimut de visión ϕ_v , y los ángulos del Sol como el ángulo cenit del Sol θ_s y el ángulo acimut del Sol ϕ_s , (Figura 4.4).

A continuación, se traduce y resume de manera breve las diferentes interacciones de la radiación proveniente del Sol con la atmosfera y la superficie terrestre según el manual de 6S (*Vermote et al.*, 2006). Con el fin de simplificar las ecuaciones no se considera el subíndice de banda espectral, pero no se debe olvidar la dependencia de estas interacciones con el intervalo de longitud de onda de la banda de muestreo.

Para la iluminación de la superficie se tiene en magnitudes decrecientes:

1. La atenuación del flujo de radiación hacia abajo por la atmósfera terrestre

$$E_{sol}^{dir}.$$

$$E_{sol}^{dir} = \mu_s E_s e^{\frac{-\tau}{\mu_s}} \quad (4.2)$$

donde, τ representa el espesor óptico atmosférico, como se puede apreciar en la ecuación (4.2), es un coeficiente de atenuación de la intensidad de radiación. El término $e^{\frac{-\tau}{\mu_s}}$ se le denomina transmitancia directa y resulta de la normalización de la iluminación directa.

2. El flujo de radiación difusa hacia abajo E_{sol}^{dif} ; el cual es independiente de las condiciones de la superficie y será descrita por el factor de transmitancia difusa $t_d(\theta_s)$ definido como:

$$t_d(\theta_s) = \frac{E_{sol}^{dif}(\theta)}{\mu_s E_s} \quad (4.3)$$

3. Un segundo flujo de radiación difusa resultante de un efecto de trampa (referencia); depende del ambiente que rodea al objetivo y corresponde a múltiples reflejos y scattering entre la atmósfera y la superficie. Si el albedo esférico de la atmósfera se representa por S , y la reflectancia del objetivo como ρ_o , este término se puede escribir como:

$$\left[e^{\frac{-\tau}{\mu_s}} + t_d(\theta_s) \right] \left[\rho_o S + \rho_o^2 S^2 + \dots \right] \quad (4.4)$$

La serie infinita de la expresión (4.4) se puede simplificar utilizando una serie geométrica, por lo que se puede escribir de la siguiente manera:

$$\left[\rho_o S + \rho_o^2 S^2 + \dots \right] = \frac{1}{1 - \rho_o S} - 1 \quad (4.5)$$

Si se define la transmitancia total como:

$$T(\theta_s) = e^{\frac{-\tau}{\mu_s}} + t_d(\theta_s) \quad (4.6)$$

y se suman los tres términos, la iluminación total normalizada a nivel superficial se puede escribir como:

$$\frac{T(\theta_s)}{1 - \rho_o S} \quad (4.7)$$

A nivel satélite, la radiancia detectada resulta de:

1. La contribución de la radiación solar total (directa + difusa), reflejada por la superficie y transmitida directamente al satélite, expresada como transmitancia directa:

$$e^{\frac{-\tau}{\mu_v}}, \quad \text{donde} \quad \mu_v = \cos \theta_v \quad (4.8)$$

2. La radiancia intrínseca atmosférica, expresada en función de reflectancia, denominada reflectancia de trayectoria:

$$\rho_a(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v) \quad (4.9)$$

3. La contribución ambiental que refleja el flujo total (directo + difuso) hacia abajo, los fotones llegan al sensor mediante dispersión por la atmosfera, la cual se expresa como:

$$t'_d(\theta_v) \quad (4.10)$$

Si los términos $t_d(\theta_s)$ y $t'_d(\theta_v)$ se consideran idénticas por el principio de reciprocidad, la reflectancia aparente a nivel del satélite se puede expresar como:

$$\rho^*(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v) = \rho_a(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v) + T(\theta_s)T(\theta_v)\frac{\rho_o}{1 - \rho_o S} \quad (4.11)$$

con

$$T(\theta_v) = e^{\frac{-\tau}{\mu_v}} + t_d(\theta_v) \quad (4.12)$$

En la Figura 4.3 se presenta de manera esquemática las interacciones de los fotones con la atmósfera y la superficie terrestre. En la parte superior se encuentran las tres componentes de la iluminación de la superficie, mientras que en la parte inferior se muestran los componentes de reflectancia medidos por el sensor del satélite.

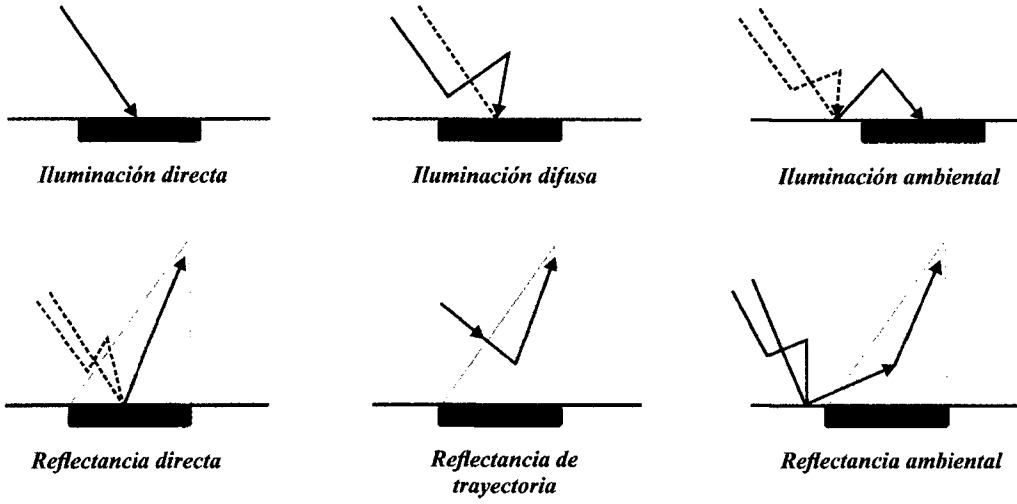


Figura 4.3: Efectos atmosféricos en la iluminación de la superficie y reflectancias medidas en el satélite.

(Fuente: Adaptado de *Vermote et al.* (2006))

Supongamos que la reflectancia de la superficie no es uniforme. En primer lugar, consideramos un pequeño objeto M de reflectancia $\rho_c(M)$ con un entorno uniforme de reflectancia ambiental $\rho_e(M)$. En este caso la ecuación (4.11) se puede escribir como:

$$\rho^*(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v) = \rho_a(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v) + \frac{T(\theta_s)}{1 - \rho_e S} \left[\rho_c(M) e^{\frac{-\tau}{\mu_s}} + \rho_e(M) t_d(\theta_v) \right] \quad (4.13)$$

Si se agrega el efecto de la absorción gaseosa al introducir la transmisividad de los gases, la ecuación (4.13) se convierte en:

$$\rho^*(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v) = t_g(\theta_s, \theta_v) \left\{ \rho_a(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v) + \frac{T(\theta_s)}{1 - \rho_e S} \left[\rho_c(M) e^{\frac{-\tau}{\mu_s}} + \rho_e(M) t_d(\theta_v) \right] \right\} \quad (4.14)$$

Al despejar (ρ_c) de la ecuación (4.14) se obtiene la reflectancia en la superficie terrestre del objeto de interés.

4.4. Corrección atmosférica método SMAC

Este método SMAC (método simplificado para las correcciones atmosféricas) toma el código “6S” como modelo de referencia para el desarrollo de la técnica.

El código 6S estima la reflectancia aparente en la cima de la atmósfera (TOA). El modelo toma en cuenta los efectos de absorción gaseosa, scattering por moléculas, aerosoles e inhomogeneidades espaciales en la reflectancia superficial.

Si ρ_c es la reflectancia superficial espectral del objeto, rodeado por un ambiente homogéneo de reflectancia espectral ρ_e , la reflectancia espectral TOA, ρ^* , al nivel del satélite se puede expresar de la ecuación (4.14) como (Vermote et al., 2006):

$$\rho^*(\theta_s, \theta_v, \Delta\phi) = t_g(\theta_s, \theta_v) \left\{ \rho_a(\theta_s, \theta_v, \Delta\phi) + \left[e^{\frac{-\tau}{\mu_s}} + t_d(\theta_s) \right] \frac{\left[\rho_c e^{\frac{-\tau}{\mu_v}} + \rho_e t_d(\theta_v) \right]}{1 - \rho_e S} \right\} \quad (4.15)$$

Estrictamente hablando, esta ecuación es válida solo para el caso monocromático, la referencia a la longitud de onda ha sido omitida para una mejor claridad. Usamos las siguientes relaciones. forma similar al entorno align, y su sintaxis es la siguiente:

$\mu_s = \cos(\theta_s)$, coseno del ángulo cenit de observación.

$\mu_v = \cos(\theta_v)$, coseno del ángulo cenit de observación.

$\Delta\phi$ = acimut relativo entre el Sol y la dirección del satélite.

t_g = transmitancia total gaseosa la cual toma en cuenta varios gases absorbentes.

ρ_a = reflectancia atmosférica la cual es una función de las propiedades ópticas moleculares y aerosoles.

τ = espesor óptico atmosférico.

$t_d(\theta_s)$, $t_d(\theta_v)$ = transmitancias difusa atmosférica.

S = albedo esférico de la atmósfera.

El termino $(1 - \rho_e S)$ toma en cuenta el scattering múltiple entre la superficie y la atmósfera. Para un objeto grande, típicamente mayor que $1km$, el efecto ambiental puede ser despreciado ($\rho_e \approx \rho_c$) y la ecuación (4.15) se simplifica a:

$$\rho^*(\theta_s, \theta_v, \Delta\phi) = t_g(\theta_s, \theta_v) \left\{ \rho_a(\theta_s, \theta_v, \Delta\phi) + T(\theta_s)T(\theta_v) \frac{\rho_c}{1 - \rho_c S} \right\} \quad (4.16)$$

con

$$T(\theta) = e^{\frac{-\tau}{\mu}} + t_d(\theta) \quad (4.17)$$

con $\theta = \theta_s$ ó θ_v y $\mu = \cos(\theta_s)$ ó $\cos(\theta_v)$

Como se muestra en las ecuaciones (4.15) y (4.16), el código 6S trata los procesos de absorción y scattering separadamente ya que la transmisión gaseosa es un factor en una serie de términos la cual describen la dispersión. Las contribuciones del scattering molecular y por aerosol son también tratadas separadamente. La reflectancia atmosférica totales es obtenida por una simple adición de las reflectancia atmosféricas de Rayleigh y por aerosoles. El código 6S es un modelo de capacidad simple donde las variaciones verticales en la función de fase son ignoradas. La función de fase de scattering es el término medio de las funciones de fase molecular y por aerosoles, ponderado por los espesores ópticos moleculares y de aerosol.

Las ecuaciones (4.15) y (4.16) son definidas para cálculos monocromáticos. Para una banda espectral dada 6S calcula cada término en la ecuación (4.15) a un paso de $5nm$ dentro del intervalo espectral, calcula la reflectancia espectral TOA, y entonces integra la reflectancia espectral TOA sobre toda la banda espectral, conduciendo a la reflectancia aparente. Estas integraciones de cada parámetro de la ecuación (4.15) sobre la banda espectral demandan un tiempo de cálculo. Los resultados de estas integraciones, para cada parámetro de (4.15), es uno de los resultados del código 6S. Por ejemplo, la transmisión gaseosa de un gas dado, t_{gi} es calculada usando:

$$t_{gi} = \frac{\int_{\Delta\lambda} t_{gi}(\lambda) R(\lambda) E_s(\lambda) d\lambda}{\int_{\Delta\lambda} R(\lambda) E_s(\lambda) d\lambda} \quad (4.18)$$

Donde $R(\lambda)$ es la respuesta espectral del sensor, λ es la longitud de onda, $t_{gi}(\lambda)$ es la transmisión monocromática y $E_s(\lambda)$ la constante solar monocromática. Para el canal visible del Meteosat (0.4–1.1 μm), la integración numérica es realizada sobre 141 longitudes de onda y se repite para cada parámetro de (4.15).

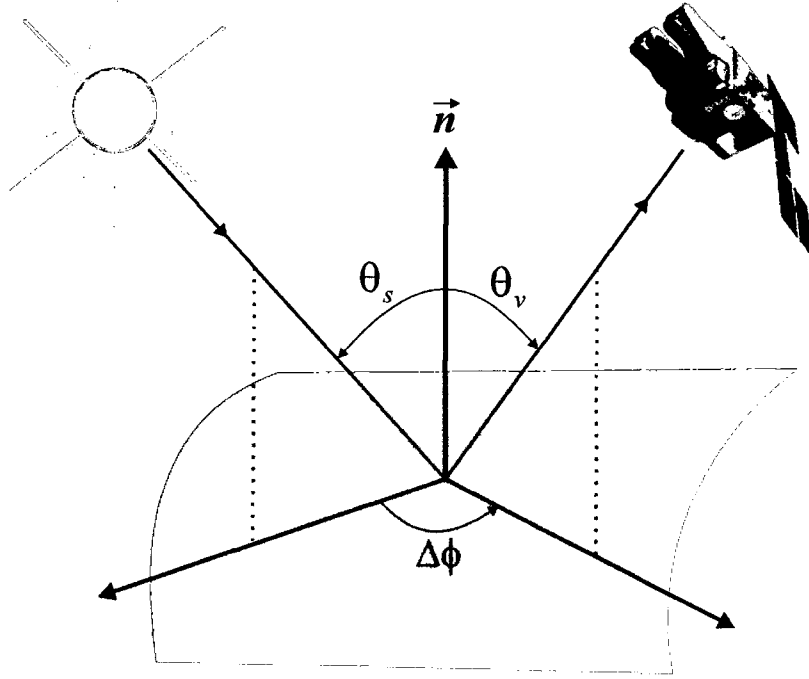


Figura 4.4: Geometría del problema: θ_s ángulo cenit del Sol, θ_v ángulo cenit de visión, $\Delta\phi$ acimut relativo y $\mathbf{n}$ la normal de la superficie.

(Fuente: Adaptado de *Rahman and Dedieu* (1994))

La estimación de la reflectancia aparente en la cima de la atmósfera necesita las siguientes especificaciones:

- ángulo del Sol y ángulo de observación.
- calcular la absorción gaseosa y la componente de Rayleigh para lo cual es necesario un modelo atmosférico definido por la presión, temperatura, vapor de agua y contenido de ozono a niveles específicos de altitud de la atmósfera.
- Calcula las funciones atmosféricas requieren el contenido de aerosol y parámetros ópticos, por ejemplo, la función de fase, factor de asimetría y albedo de dispersión simple.
- Debido a las simplificaciones implementadas para el bien de cálculos rápidos, 6S decrece en exactitud si (a) los ángulos solar y de observación son mayores

que 60° y 50° respectivamente, o (b) la visibilidad horizontal es menor que 5 km , la cual corresponde a un espesor óptico mayor que 0.8 a 550 nm para un aerosol continental.

Un problema adicional surge con la recuperación de la reflectancia superficial aparente a partir de las medidas de satélite. En este caso, debemos asumir que (4.15) es aun válida para una banda espectral suficientemente estrecha. Cada término de (4.15) es calculado e integrado sobre la banda espectral, usando (4.17), y, asumiendo que la superficie es un cuerpo gris, esto es usado para invertir las ecuaciones (4.15) ó (4.16).

4.4.1. Descripción de las funciones analíticas para el algoritmo “SMAC”

La descripción de la interacción de la radiación solar con la atmósfera requiere la profundidad óptica, el albedo de scattering simple de la atmósfera, el factor de asimetría, y las funciones de fase del scattering (*Rahman and Dedieu, 1994*).

a) Dos maneras de la transmisión gaseosa

El doble camino de transmitancia gaseosa, t_{gi} , para un gas dado es una función de la cantidad de absorción y la masa de aire. La ecuación es similar a la ley de transmisión de Bouguer y puede ser escrito como:

$$t_{gi}(\theta_s, \theta_v) = e^{a(mU)^n} \quad (4.19)$$

donde m es la masa de aire dada por

$$m = \frac{1}{\cos(\theta_s)} + \frac{1}{\cos(\theta_v)} = \frac{1}{\mu_s} + \frac{1}{\mu_v}$$

U es la cantidad absorbente integrada verticalmente. Para una banda espectral dada a y n son constantes y son ajustadas a los resultados del 6S para cada uno de los gases separadamente. Los coeficientes a y n varían con la banda espectral. Para varios gases, la transmitancia es obtenida multiplicando cada una de las transmisiones individuales:

$$t_g = \prod_1^n t_{gi} \quad (4.20)$$

b) Albedo esférico atmosférico

El albedo esférico es independiente de la iluminación o de la geometría de observación y es una función de la profundidad óptica. Utiliza la siguiente fórmula (caso monocromático) (*Tanré et al.*, 1990):

$$S = \frac{b\tau(1 + e^{-b\tau})}{(2 + b\tau)} \quad (4.21)$$

Donde τ es la profundidad óptica del scattering total de la atmósfera y b es un factor de retrodispersión la cual solamente depende de la forma de la función de fase. A partir de los experimentos numéricos, encontramos que el albedo esférico (Rayleigh + aerosoles), promediado sobre una banda espectral, puede ser escrito como una función empírica del espesor óptico del scattering de los aerosoles a 550 nm:

$$S = 1 - \frac{1}{(a_o + a_1\tau_{550})} \quad (4.22)$$

Donde a_o y a_1 son constantes a ser ajustados para una banda espectral y para un modelo de aerosol dado. En esta ecuación, cuando $\tau_{550} = 0$, el albedo esférico corresponde al scattering de Rayleigh. Sin embargo, en este caso, la exactitud depende del rango de profundidades ópticas de aerosoles usadas para ajustar los coeficientes de (4.22).

c) Transmisión atmosférica total

Usamos una aproximación empírica para la transmisión difusa total y expresamos como una función del espesor óptico del scattering de aerosoles total a 550 nm y del ángulo solar y de observación:

$$T(\theta) = a_o + \frac{a_1\tau_{550}}{\cos(\theta)} + \frac{a_2}{(1 + \cos(\theta))} \quad (4.23)$$

Donde a_o , a_1 , a_2 son tres constantes a ser ajustadas para una banda espectral

y un tipo de aerosol. Esta transmisión toma en cuenta ambos la dispersión de Rayleigh y aerosoles. Cuando $\tau_{550} = 0$, la transmisión corresponde al scattering de Rayleigh, pero, en este caso, la exactitud depende del rango de profundidades ópticas de aerosoles usadas para ajustar los coeficientes de (4.23). La absorción de aerosoles, si existe, es implícitamente tomada en cuenta en el coeficiente a_1 , dependiendo del modelo de aerosol. Para tratar los efectos del entorno (4.15), la transmitancia difusa es calculada por (*Rahman and Dedieu, 1994*):

$$t_d(\theta) = T(\theta) - e^{-\frac{\tau}{\mu}} \quad (4.24)$$

Donde τ es la profundidad óptica promediada para: scattering molecular, scattering y absorción de aerosoles.

d) Reflectancia atmosférica

Siguiendo el código 6S se usa dos ecuaciones separadas para el cálculo de la reflectancia atmosférica molecular y de aerosoles. La reflectancia atmosférica total es obtenida por simple suma de los dos términos.

e) Scattering de Rayleigh

Para una atmósfera molecular, usamos la formulación 6S para el scattering de primer orden, a partir de la cual la reflectancia atmosférica de Rayleigh es dada por.

$$\rho_{ar} = \frac{\tau_r p_r(\xi)}{4\mu_s \mu_v} \quad (4.25)$$

Donde $p_r(\xi)$ es la función de fase del scattering molecular. La función de fase específica del scattering angular de luz por la atmósfera que da la probabilidad diferencial de la radiación dispersada en una dirección dada. El espesor óptico molecular τ , es una constante para una banda espectral dada y puede ser directamente tabulada a partir de los resultados del 6S. Una corrección para la variación de la presión debe ser introducida por.

$$\tau_r(P) = \tau_r(P_o) \frac{P}{P_o} \quad (4.26)$$

Donde $\tau_r(P_o)$ es la profundidad óptica molecular a algún nivel de referencia ($P_o = 1013.25 \text{ hpa}$ para condiciones estándar) y P es la presión observada (*Teillet*, 1990). De acuerdo a *Tanré et al.* (1990), la función de fase del scattering molecular es aproximada por la siguiente ecuación:

$$P_r(\xi) = 1.5 \frac{(1-\delta)}{2+\delta} \left(1 - \cos^2(\xi) \right) + \frac{3\delta}{2+\delta} \quad (4.27)$$

donde δ es el factor molecular de despolarización ($\delta = 0.0139$), y ξ es el ángulo del scattering calculado a partir de la siguiente ecuación:

$$\cos(\xi) = - \left[\mu_s \mu_v + \sqrt{(1 - \mu_s^2)(1 - \mu_v^2)} \cos(\Delta\phi) \right] \quad (4.28)$$

f) Scattering de aerosoles

La reflectancia atmosférica por aerosoles sobre una banda espectral es calculada a partir de la siguiente ecuación:

$$\begin{aligned} \rho_{ap}(\mu_s, \mu_v, \phi_s, \phi_v) = & \frac{1}{\mu_s \mu_v} \left\{ \frac{X \mu_v}{1 + \kappa \mu_v} \left(1 - e^{-\frac{\tau_p(1+\kappa\mu_v)}{\mu_v}} \right) \right. \\ & + \left\{ \frac{Y \mu_v}{1 + \kappa \mu_v} \left(1 - e^{-\frac{\tau_p(1-\kappa\mu_v)}{\mu_v}} \right) \right. \\ & \left. \left. + [Z + P(\xi)] \frac{\mu_v \mu_v}{\mu_s + \mu_v} \left(1 - e^{-\tau_p(\frac{1}{\mu_s} + \frac{1}{\mu_v})} \right) \right\} \right\} \end{aligned} \quad (4.29)$$

con

$$\kappa^2 = (1 - \omega_o)(3 - \omega_o \beta_1)$$

donde

$$\beta_1 = 3g$$

donde g es el factor asimétrico y ω_o es el albedo del scattering simple de la atmósfera. Para un tipo de aerosol dado y una banda espectral dada g y ω_o son constantes. X , Y , Z son funciones complicadas de ω_o , β_1 , μ_s , μ_v . La profundidad óptica de aerosol promedio para una banda espectral dada, τ_p , es calculada a partir

de la profundidad óptica dada a 550 nm usando una ecuación lineal como sigue

$$\tau_p = a_o + a_1\tau_{550} \quad (4.30)$$

donde a_o y a_1 son los coeficientes ajustadas para una banda espectral dada. La función de fase de aerosol es obtenida a partir de una ecuación polinómica de segundo orden del ángulo de fase, ξ , en grados:

$$P_p(\xi) = a_o + a_1\xi + a_2\xi^2 \quad (4.31)$$

donde a_o , a_1 , a_2 , son coeficientes a ser ajustada para una banda espectral dada. La reflectancia atmosférica total es finalmente dada por una simple suma de los dos términos:

$$\rho_a = \rho_{ar} + \rho_{ap} \quad (4.32)$$

4.5. Corrección atmosférica modelo FLAASH

El algoritmo de corrección atmosférica Fast Line-of-Sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes (FLAASH) fue desarrollado por Spectral Sciences Inc. (SSI) y el laboratorio de investigación de la fuerza aérea norteamericana, AFRL/VS, Hanscom AFB. Combina el código de transferencia radiactiva de MODTRAN4 (Moderate resolution atmospheric Transmittance and radiance code) y ha sido modificado en esta base. FLAASH es una herramienta para la corrección atmosférica de primer principio, que es capaz de corregir en el espectro visible, infrarrojo cercano e infrarrojo de onda corta y también puede eliminar la mayor parte de la influencia que tiene el aire y la luz y otros factores de la reflectancia; para obtener parámetros más precisos de la reflectividad, emisividad, temperatura de la superficie y otros modelos físicos reales, características de la superficie (*ITT Visual Information Solutions*, 2009).

FLAASH comienza con una ecuación estándar de radiancia espectral de un pixel recibido por el sensor, en plano lambertiana estándar (o casi un plano lambertiana), que se basa en el espectro del sol (no incluye la radiación térmica), la

ecuación es la siguiente.

$$L = \left(\frac{A\rho}{1 - \rho_e S} \right) + \left(\frac{B\rho_e}{1 - \rho_e S} \right) + L_a \quad (4.33)$$

donde L es la radiancia de un píxel recibida por el sensor; ρ es la reflectancia de la superficie para el píxel; ρ_e es la reflectancia promedio del píxel y de las regiones vecinas; S es el albedo esférico de la atmósfera; L_a es el radiancia que corresponde a la dispersión de la atmosférica; A, B son coeficiente independientes de la superficie y que varía con las condiciones atmosféricas y geométricas (Kawishwar, 2007).

$\left(\frac{A\rho}{1 - \rho_e S} \right)$, indica la energía de radiación que ingresa en el sensor directamente las características de la superficie y $\left(\frac{B\rho_e}{1 - \rho_e S} \right)$ indica la cantidad de radiación de la superficie que es dispersado por la atmosfera hacia el sensor. La diferencia entre ρ y ρ_e explica “efecto de proximidad” (radiación mixta entre píxeles cercanos) causada por la dispersión atmosférica, con el fin de ignorar este efecto de proximidad, establecemos $\rho = \rho_e$. Sin embargo, no habrá errores significativos cuando hay niebla o un fuerte contraste entre la superficie. De acuerdo con la ecuación (4.33), reflectancia de la superficie se puede calcular píxel por píxel. FLAASH utiliza radiancia promedio espacial, ignorando el “efecto de proximidad”, para obtener la ecuación aproximada (4.34) y para estimar la reflectancia promedio espacial. Dentro de esto, L_e es la imagen de la radiación promedio espacial generada por convolución con la imagen de radiación y la función de ponderación espacial (Guo and Zeng, 2012).

$$L_e = \left(\frac{(A + B)\rho_e}{1 - \rho_e S} \right) + L_a \quad (4.34)$$

La mayoría de los parámetros de corrección atmosférica de este algoritmo son utilizados los archivo de cabecera de datos de imágenes, los valores de A, B, S y L_a son determinados por el código MODTRAN4 a partir del ángulo acimut y de elevación del Sol, del ángulo de visión del satélite, de la elevación promedio del área de estudio, del modelo atmosférico y aerosoles elegido y finalmente de la altura de visibilidad. Después de obtener los parámetros deseados, la verdadera reflectancia de la superficie de toda la imagen se calcula píxel por píxel mediante el uso de la ecuación (4.33) y la ecuación (4.34).

4.6. Corrección atmosférica modelo ATCOR

Atmospheric and Topographic Correction Model (ATCOR) es un método para la corrección atmosférica y topográfica de imágenes ópticas de teledetección, fue desarrollado originalmente por el Dr. Rudolf Richter (German Aerospace Center, Wessling, Germany) y la empresa Geosystems adoptó los algoritmos para ERDAS IMAGINE, pero el software está disponible para PCI Geomatica y como software independiente basado en IDL (*Neubert end Neinel*, sf).

Se han desarrollado el ATCOR2 que permite una corrección atmosférica bidimensional, ATCOR3 permite una corrección atmosférica y topográfica tridimensional incluye el uso de un DEM. Además está disponible una versión para la corrección de sensores de drones (ATCOR4), que tiene en cuenta adicionalmente el ángulo de exploración.

ATCOR permite la corrección de imágenes de teledetección óptica en el rango espectral solar entre 0.4 - 2.5 μm y así como en el rango térmico entre 8 - 14 μm . El método ATCOR se puede utilizar para las imágenes de Landsat, SPOT, ASTER, IKONOS, QuickBird, etc. El software utiliza una base de datos del código MODTRAN-4 para diferentes parámetros atmosféricos de entrada (*(Richter, 1998)*).

Capítulo 5

Área de estudio y datos utilizado

5.1. Introducción

En el presente capítulo se describe el área de estudio, los datos imágenes OLI del satélite Landsat-8, las imágenes GDEM ASTER, el software web GIOVANNI, y el espectralradiómetro (FieldSpec 4 Standard-Res) tanto sus características técnicas del equipo y los procedimientos de la medición in-situ de las firmas espectrales.

5.2. Ubicación del área de estudio

Para el desarrollo de la tesis se escogió dos áreas de estudio a la Costa Norte Peruana y a la Sierra Centro Sur Peruana (Figura 5.1). El área de la Costa Norte Peruana, incluye a una parte de los departamentos de Lambayeque, Cajamarca y La Libertad como se muestra en la Figura 5.1, con latitud (-8.28857, -6.17614) y longitud (-81.04268, -78.97932); su entorno físico presenta un suelo llano de suave pendiente en dirección descendiente NE a SO y con pequeñas elevaciones; el clima es cálido templado durante las estaciones de primavera, otoño e invierno, y caluroso en la época de verano, esto es regulado por la cadena occidental de los Andes, la corriente marina de Humboldt y la corriente marina El Niño. La segunda área elegida, la Sierra Centro Sur Peruana incluye a una parte de los departamentos de Ayacucho, Huancavelica, Junín, Cusco y Apurímac (Figura 5.1), con latitud (-14.06258, -11.96217) y longitud (-74.61056, -72.50345); su relieve es

muy accidentado con pequeños valles, se extiende por regiones de sierra y selva, por lo tanto cuentan con un clima variado. La validación de los resultados de esta tesis se realizó en las áreas de experimento del Instituto Nacional de Innovación Agraria (INIA) – Ayacucho, ubicada en el departamento de Ayacucho, provincia de Huamanga y distrito de Ayacucho con coordenadas UTM de 586016.84 m E y 8544513.98 m S y con una altitud promedio de 2730 msnm.

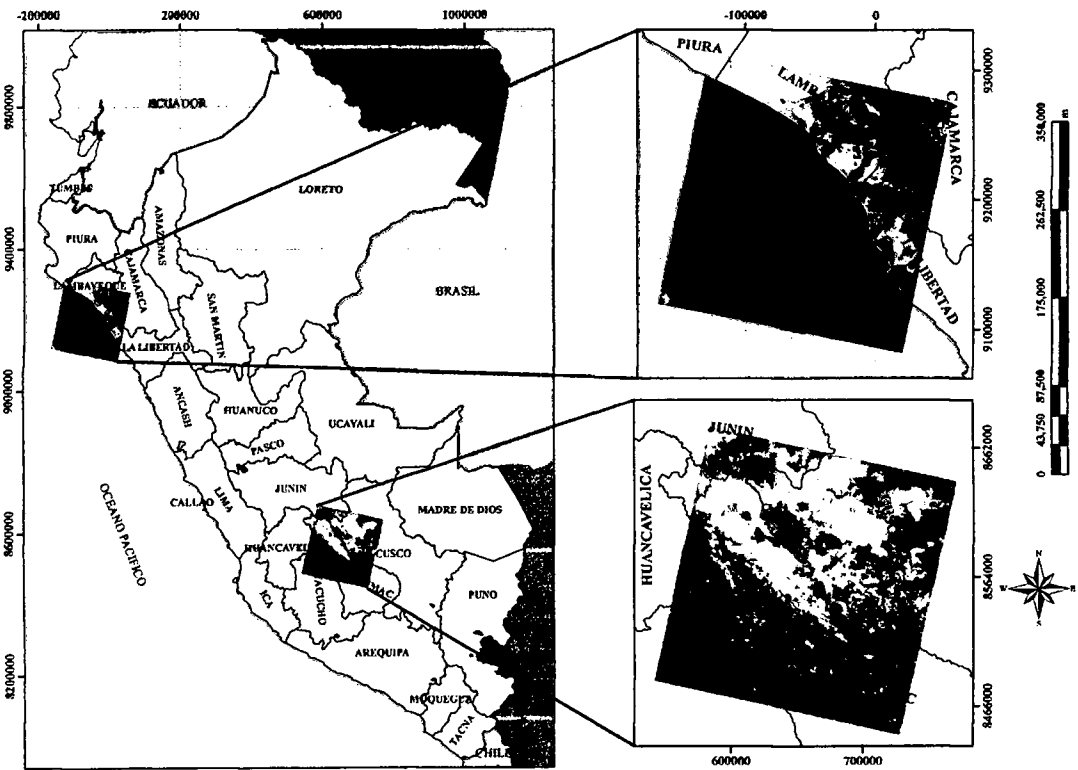


Figura 5.1: Ubicación de las dos área de estudio.
(Fuente: Elaboración propia)

5.3. Datos Imágenes

5.3.1. Datos imágenes OLI - Landsat-8

Los datos imágenes del sensor OLI del satélite Landsat-8 utilizados en el presente trabajo de tesis, es la imagen de fecha 2016/08/16 que corresponde a la costa norte del Perú (Lambayeque) y la otra imagen de fecha 2015-09-28 que corresponde a la sierra del Perú (Ayacucho) que se utilizó para la validación del modelo de corrección atmosférica SMAC. Las imágenes fueron descargados de la página web

<http://glovis.usgs.gov/> [acceso de 20 noviembre 2016] y sus características se detalla en el Cuadro 5.1. La característica con más detalle sobre estas imágenes del sensor OLI del satélite Landsat-8 se describe en el Capítulo 3.

Cuadro 5.1: Características de las imágenes del sensor OLI del satélite Landsat-8, de las fechas 2016/08/16 y 2015/09/28.

Imagen de Fecha 2016/08/16	Satélite	Landsat-8
	Sensores	OLI -TIRS (L1T)
	Metadato	<i>LC80100652016229LGN00_MTL</i>
	Path - Row	10 - 65
	Hora de adquisición	15:28:22.4538440Z
	Ángulo de elevación solar	54.58082221
	Ángulo de acimut solar	54.31947229
	Nubosidad ¹	2 %
Imagen de Fecha 2015/09/28	Satélite	Landsat-8
	Sensores	OLI -TIRS (L1T)
	Metadato	<i>LC80050692015271LGN00_MTL</i>
	Path - Row	05 - 69
	Hora de adquisición	14:58:59.9879908Z
	Ángulo de elevación solar	61.59380392
	Ángulo de acimut solar	69.51196560
	Nubosidad	59 %

5.3.2. Datos imágenes GDEM ASTER

NASA (National Aeronautics and Space Administration) de Estados Unidos y METI (Ministry of Economy, Trade, and Industry) de Japón lanzaron la segunda versión de GDEM (Global Digital Elevation Model) ASTER versión 2 el 03 de octubre de 2011. Se genera a partir de los datos recogidos del sensor ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) a bordo del satélite TERRA, donde la Tierra es observada desde un instrumento óptico del satélite. La versión 2 tiene la misma estructura de grillado y de mosaico (Tile) que la versión 1, pero la versión 2 del GDEM ASTER se desarrolló, utilizando un algo-

ritmo avanzado para mejorar la resolución y exactitud de la elevación del DEM, se generó de un total de 1.5 millones de datos recogidos de ASTER, incluyendo 250 000 escenas adicionales adquiridos después de la versión 1 (*Cook et al.*, 2012). La precisión de esta última versión es validada por el esfuerzo de la colaboración entre Japón y Estados Unidos, que muestra mejoras significativas respecto a la versión 1. El GDEM ASTER versión 2 fue lanzado oficialmente como una actualización de la versión 1, el 17 de octubre de 2011, puesta a disposición para la comunidad científica en la página web <https://earthexplorer.usgs.gov/> [acceso 15 de octubre 2016]. Estos datos descargados contienen el archivo “Dem” y el “Num” o archivo QA (Quality Assessment), donde el archivo “Dem” representa al modelo de elevación digital y el “Num” es el archivo de garantía de calidad que indica que tipo de información se utilizó en las zonas de cobertura de nubes o anomalías que son reemplazados por otras fuentes (*Arefi and Reinartz*, 2011). A continuación se muestra las características del GDEM ASTER versión 2 en el Cuadro 5.2.

Cuadro 5.2: Características del GDEM ASTER versión-2

GDEM ASTER versión-2	
Tamaño de mosaico (Tile Size)	3601 × 3601(1° × 1°).
Tamaño del pixel	1 Arc-Segundo (30m × 30m).
Sistema de coordenadas geográficas	Latitud / Longitud.
Formato se salida del DEM	GeoTIFF, valores de pixel de 16 bits, en unidades de metros, la vertical referenciado al geoide WGS84.
Valores espaciales de ND	-9999 para píxeles vacíos, y 0 para cuerpos de agua del mar.
Cobertura	Norte 83° a Sur 83° / Oeste 180° a Este 180°.

Fuente: (*Athmania and Achour*, 2014)

En la tesis desarrollada se utilizó la imagen GDEM ASTER, para realizar las correcciones atmosféricas del modelo FLAASH y ATCOR, para lo cual se descargó las imágenes del GDEM ASTER, que cubran a las imágenes del sensor OLI utilizados.

5.3.3. Datos del software web GIOVANNI

GIOVANNI (“Geospatial Interactive Online Visualization ANd aNalysis Infrastructure”) es una aplicación sobre la web que proporciona un método simple e intuitivo de visualizar, analizar y acceder a productos incluidos en distintas áreas temáticas de las ciencias de la Tierra, obtenidos mediante teledetección. En definitiva, es una plataforma online auspiciada por la NASA, a través de la cual se puede acceder a estos productos de un modo gratuito.

La página web principal de GIOVANNI es <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/> [acceso 25 de noviembre de 2016]. La selección de los datos deseados se puede realizar de la siguiente manera: primero, seleccionar el tipo de gráfico que desea por ejemplo “Time Series”; segundo, seleccionar la zona deseada, para este paso se puede escribir la longitud y latitud del área de estudio o en la opción “Show Map” puede seleccionar el área deseado con un clic y arrastrarlo el mouse; tercero seleccionar la variable, la selección de la variable se realiza mediante la elección de los atributos deseados, ubicado al lado izquierda de la página web o puede escribir la variable deseada en el cuadro de búsqueda; cuarto elegir un intervalo de fecha, para esto tenga en cuenta la relación entre el rango de la fecha y de la variable seleccionada (*Manual de uso Giovanni Online*, 2016).

5.3.3.1. Resolución de los datos de GIOVANNI

Existen varios niveles de resolución espacial de los datos de GIOVANNI: la alta resolución espacial comprende un área de $250m \times 250m$, $500m \times 500m$, $1km \times 1km$ o $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ (por ejemplo “MODIS True Color Imagery”, RGBs); la resolución espacial moderada que engloba un área de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (por ejemplo productos de OMI); finalmente, la resolución $1^\circ \times 1^\circ$ que la gran parte de los productos GIOVANNI poseen (por ejemplo la temperatura superficial del aire de AIRS) (*Reyes*, 2010).

5.3.3.2. Niveles de procesamiento de los datos GIOVANNI

Existen varios niveles de procesamiento de datos: el Nivel 1, constituido por los datos de radiancia medidos sin calibrar (1A) y radiancias calibradas (1B). El Nivel

2, constituido por los datos de variables geofísicas derivadas, con la misma resolución y localización que la fuente de datos en el Nivel 1 (después de haber aplicado correcciones atmosféricas, etc.). El Nivel 2G, constituido por datos rasterizados en mapas sobre celdillas de espacio y tiempo uniforme. El Nivel 3, constituido por variables geofísicas representadas en mapas de celdillas de espacio y tiempo uniformes, con resoluciones de derivados espaciales y/o temporales (por ejemplo datos de lluvia acumulada con resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ y temporal de 3 horas) (Reyes, 2010).

5.3.3.3. Datos productos de GIOVANNI utilizado

Los datos productos utilizados de GIOVANNI fueron del Nivel 3, para realizar la corrección atmosférica SMAC para la imagen del sensor OLI del satélite Landsat-8. Los productos utilizados fueron los siguientes:

- a) **Ozono:** Los datos productos de ozono, utilizado del software web GIOVANNI se adquirió del sensor OMI del satélite EOS-Aura de resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$.
- b) **Vapor de agua atmosférico:** Los productos relativos a vapor de agua atmosférico, disponibles en GIOVANNI, se Adquirió del sensor MODIS del satélite Terra de resolución espacial de $1^\circ \times 1^\circ$.
- c) **Espesor óptico:** Para obtener el espesor óptico se utilizaron, los datos disponibles en GIOVANNI, del sensor MODIS del satélite Terra (Aerosol Optical Depth at $550nm$) de resolución espacial de $1^\circ \times 1^\circ$.

5.4. Datos de medición in-situ

5.4.1. GPS (Global Positioning System)

Instrumento que permite determinar en toda la Tierra la posición de una persona u objeto en cualquier horario y condiciones climáticos. Para determinar la posición de un punto determinado, el GPS calcula el valor de la Longitud, Latitud y Altitud. El instrumento se utilizó para la validación de los resultados y para ello

se tomaron puntos GPS de ubicación en donde se realizaron las mediciones con el espectroradiómetro, para que nos permita ubicar de manera exacta dentro de los pixeles que forman las imágenes del sensor OLI. Se usó un GPS Garmin – eTrex 20, que pertenece al autor de la tesis.

5.4.2. Espectroradiómetro

El espectroradiómetro utilizado para la medición in-situ de la reflectancia del suelo es de modelo “FieldSpec 4 Standard-Res”, que pertenece al Laboratorio de Teledetección y Energía Renovable (Escuela Profesional de Ciencias Físico Matemáticas) de la Universidad Nacional de San Cristóbal de Huamanga.

FieldSpec 4 Standard-Res (Figura 5.2), es un espectroradiómetro de alta resolución espectral diseñado para la medida de datos espectrales más rápidos, más precisos y para una amplia gama de aplicaciones de teledetección, análisis agrícola, estudios de nieve y hielo. Además, incluyendo en la verificación y calibración de sensores.

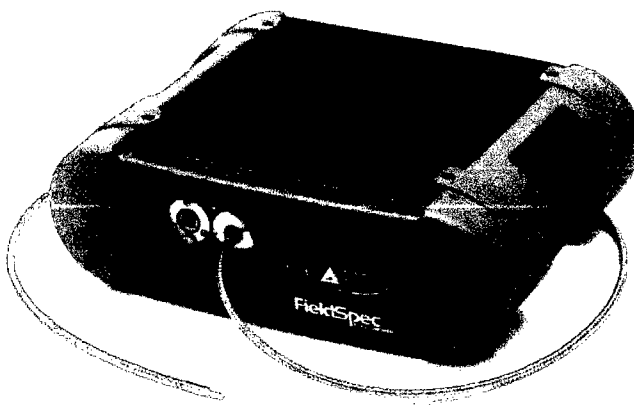


Figura 5.2: Espectroradiómetro FieldSpec 4 Standard-Res del Laboratorio de Teledetección y Energías Renovables

(Fuente: <https://www.asdi.com/>).

El $3nm$ en VNIR y los $10nm$ en SWIR de resolución espectral del espectroradiómetro FieldSpec 4 Standard-Res proporcionan un rendimiento espectral superior a través del espectro de la radiación solar gama completa ($350nm - 2500nm$). La resolución espectral mejorada en el rango SWIR ($1000nm - 2500nm$) es particularmente útil para la detección y la identificación de compuestos con características

espectrales estrechas en las mayores longitudes de onda tales como la mineralogía, alteración y gases para el análisis atmosférica (*User Manual FieldSpec 4*, 2012).

Además, la resolución de 10nm cumple o excede la resolución espectral de la mayoría de los sensores hiperespectrales que hacen el espectroradiómetro FieldSpec 4 Standard-Res una excelente opción para la validación del sensor y la calibración, así como la verificación sobre el terreno y la construcción de librerías espectrales. El Cuadro 5.3 muestra las especificaciones Técnicas del equipo.

Cuadro 5.3: Especificaciones técnicas de FieldSpec 4 Standard-Res

Referencia	Especificaciones
Resolución Espectral	3nm en VINR, 10nm en SWIR
Rango Espectral	350nm – 2500nm VINR: 350nm–1000nm SWIR 1: 1001–1800nm SWIR 2: 1801–2500nm
Muestra Espectral (Ancho de banda)	1nm desde 350 a 2500nm
Temperatura de operación	0 a 40°C
Fore Optics (lentes)	1° grado 5° grado 10° grado
Formato de exportación	ASCII
Datos que puede medir	ND (Número digital) Reflectancia Transmitancia Radiancia Absorción
Dimensiones	Altura: 12.7cm Ancho: 36.8cm Largo: 29.2cm
Peso	5.44kg

Fuente: (*User Manual FieldSpec 4*, 2012)

5.4.2.1. Medición de la reflectancia del suelo con el espectroradiómetro

Las mediciones in-situ de la reflectancia del suelo se realizaron en las áreas de cultivo del INIA – Ayacucho el día 28 de setiembre del 2015 a partir de las 10:00 am hasta las 12:30 pm. El total de mediciones realizadas fueron 5, en el Cuadro 5.4 se muestran con sus respectivas coordenadas UTM y en las Figuras 5.3, Figura 5.4 y Figura 5.5 se muestran la toma realizadas para los puntos Suelo-01, Vegetación-01 y Vegetación-02 respectivamente.

Cuadro 5.4: Las 5 mediciones in-sitos de la reflectancia del suelo con el FieldSpec 4 Standard-Res en INIA – Ayacucho con sus respectivas coordenadas UTM.

Puntos	E(m)	S(m)	Z(m)
Suelo-01	586228	8544614	2743
Suelo-02	586216	8544558	2741
Vegetación-01	586143	8544531	2747
Vegetación-02	586137	8544490	2750
Vegetación-03	586123	8544498	2751



Figura 5.3: Medición in-situ de la reflectancia del suelo desnudo para el punto Suelo-01 con coordenadas UTM (586228 E – 8544614 N).

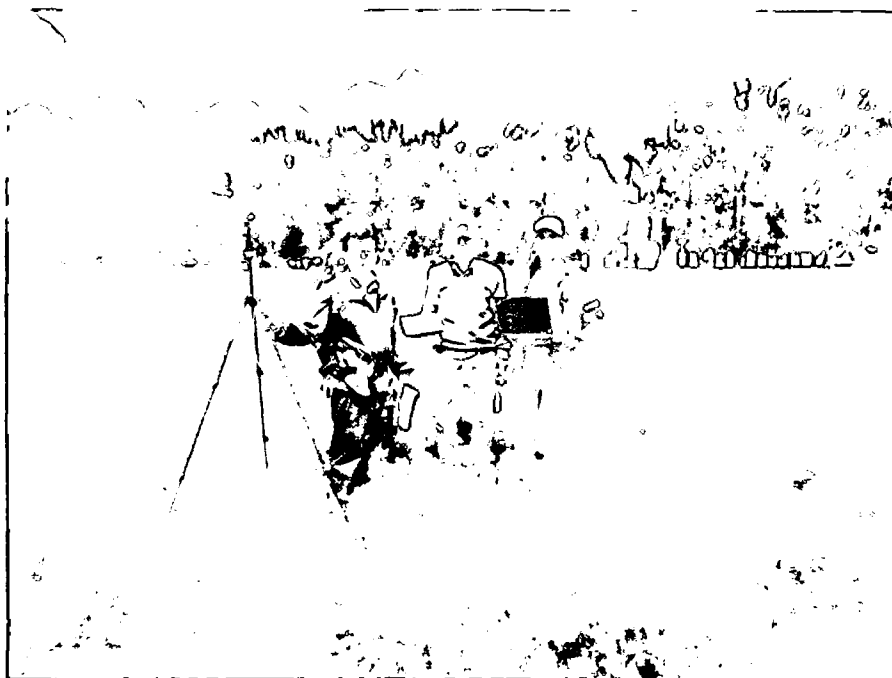


Figura 5.4: Medición in-situ de la reflectancia de la alfalfa (fase de gran crecimiento) para el punto Vegetación-01 con coordenadas UTM (586143 E – 8544531 N).



Figura 5.5: Medición in-situ de la reflectancia de la alfalfa (fase de ahijamiento) para el punto Vegetación-02 con coordenadas UTM (586137 E – 8544490 N).

5.4.2.2. Muestreo de Firmas Espectrales

Para obtener los datos in-sitos de las firmas espectrales con el FieldSpec 4 Standard-Res, se siguió los siguientes pasos:

1. El equipo de trabajo debe estar conformado por un grupo mínimo de tres personas, cada uno con asignaciones específicas, las cuales no deben ser cambiadas durante el día de trabajo para evitar errores de inconsistencias en los datos recogidos.
2. Las mediciones se deben realizar entre las 10:00 de la mañana y las 2:00 de la tarde, esto para garantizar que la elevación del sol este lo más cerca al nadir posible con un máximo de 30° a 45° de inclinación sobre la vertical.
3. Uno de los primeros requerimientos tanto como para el cuidado y el uso general del equipo es la accesibilidad y el traslado al sitio de la medición, el equipo viene almacenado en una caja de seguridad a prueba de golpes y del traspaso de agua. Sin embargo se recomienda que durante el traslado, la caja no sufra ningún tipo de lesión o daño que pueda debilitar las características de la misma.
4. Al llegar al lugar de las mediciones se debe colocar el aparato en un lugar firme y estable donde no corra riesgos de mal trato, coloque debajo un plástico o cualquier superficie de color para evitar la pérdida de piezas pequeñas o cualquier objeto importante, (esto debido a que por lo general los lugares de muestreo no son superficies limpias).
5. Montaje y conexión del espectroradiómetro

5.1. Montaje en la mochila de campo.

- Se realiza el montaje del espectroradiómetro en la mochila de campo, verificando que los ventiladores no estén tapados y la salida de la fibra óptica esté ubicada en el lateral izquierdo de la mochila.
- Colocar las baterías en los bolsillos laterales de la mochila, conectar al equipo con el conector de batería.

- Montar el sujetor de Fibra óptica en la mochila y colocar la fibra óptica en el mismo.
- Encender el equipo de 15 a 30 minutos previo a la medición.

5.2. Armado del espectralon, acople de la fibra óptica en el Pistol grip con FOV.

Se coloca el espectralon (blanco de referencia) en el trípode, en el lugar de la medición, en seguida se coloca la fibra óptica en el Pistol grip.

5.3. Conexión con el computador

Encendido el computador, el equipo se conecta de dos maneras:

- Por defecto de forma inalámbrica vía Wireless, de existir demasiada interferencia,
- Podemos usar el cable para conectar el equipo de forma directa al computador, esta configuración se recomienda para mediciones en campo.

6. Configuración y calibración del Equipo

Finalizado el armado y conexiones del equipo, se procede a calibrar el equipo con el software Rs3 (*User Manual RS3 TM*, 2008).

6.1. Comprobar la conexión del equipo con Rs3

Abrir Rs3 High Contrast en el computador, en la parte inferior izquierda de la pantalla verificar la conexión del Rs3 con el equipo mediante el icono Connection Status (Estado de conexión) sea la correcta para una adecuada comunicación con el espectraloradiómetro, vía Wireless o por cable el programa lo hará automáticamente.

6.2. Configuración de Spectrum Save

En la barra de menú seleccionamos Control y nos dirigimos a la opción Spectrum Save, se abrirá una ventana que nos permite configurar los siguientes aspectos: Path Name, Base Name, Starting spectrum Num, Number of files to save, Interval between saves y Coments. A continuación, se selecciona la opción Save as a new file format, esta nos permite

almacenar los archivos en formato .asd los que nos permite una fácil conversión en el programa View spec pro a reflectancia, transmitancia y radiancia.

6.3. Optimización y configuración para el muestreo de espectros.

Primero se optimizará el equipo para lo cual daremos clic en el botón OP ubicado en la barra de herramientas, seguido en la barra de menú seleccionamos Control y elegimos Configuration donde realizaremos los siguientes cambios:

- Foreoptic: seleccionar con qué tipo de lente se está trabajando.
- Number of Sample: se escribe el número de muestras que se van a tomar para la calibración del equipo en el caso de Dark current (Corriente oscuro) y White reference (Blanco de referencia), y las muestras que se van a promediar para la obtención de la firma espectral para Spectrum (Espectro), para el caso de muestras en campo se colocara de la siguiente manera: Spectrum=100, Dark Current=150 y White reference=150.

Clic en aceptar y automáticamente el equipo comenzara con el calibrado, para lo cual nos pedirá tomar el blanco de referencia, con el pistol grip se debe apuntar al espectralon de forma perpendicular al mismo, evitando cualquier interferencia a la emisión directa de luz solar por efectos de sombra ocasionada por la vegetación o el operador, durante el tiempo que nos pida el equipo. Al finalizar este procedimiento el equipo estará listo para capturar los espectros de los cuerpos elegidos.

7. Muestreo de espectros

Armado y calibrado el equipo, los muestreos se deben realizar tomando en cuenta los siguientes aspectos:

- 7.1. El operador debe controlar la geometría de la interacción (hombre, planta y sensor), lo recomendable es usar un trípode para el sensor (la pistola con el lente) de esta forma se mantiene la altura y el ángulo constante.

De no contar con este, se debe fijar una altura y mantenerse durante todo el muestreo.

- 7.2. El sensor debe estar orientado en la misma posición relativa respecto al Sol, de esta forma no se proyectan sombras sobre la superficie donde se está midiendo.
 - 7.3. Al realizar el muestreo, el operador debe observar constantemente la respuesta obtenida, si se observa un cambio brusco en la firma que se va generando por el espectroradiómetro o si se saturado por la cantidad de energía recibida, se deben eliminar esos espectros y volver a tomar la medida del blanco de referencia (Spectralon) y continuar con la toma de muestras.
 - 7.4. Durante la toma de muestras el operador debe estar siempre acompañado de su equipo de trabajo, para evitar el mal uso del equipo por enredo o torcedura de los cables, pérdida de material de protección para los cables, caída de cualquier herramienta (la pistola, la laptop entre otros), caída del operador (por ningún motivo el espectroradiómetro debe golpearse), las personas que acompañen al operador deben mantener una distancia prudente para evitar afectar la medición.
8. Procesamiento de la información Finalizada la toma de los espectros, visualizaremos la firma espectral con el software View Spec Pro para su análisis (*User Manual ViewSpec Pro TM*, 2008).

Capítulo 6

Pre-Procesamiento de Imágenes OLI

6.1. Introducción

El Pre-procesamiento de las imágenes de satélite consiste en las correcciones que se deben realizar sobre las imágenes y tienden a eliminar los ruidos causados a la señal que llega al satélite luego de haber atravesado la atmósfera, el efecto de la distorsión de la señal produce errores en la localización como en los ND de los píxeles. Pueden presentar alteraciones radiométricas y geométricas de forma que no coincida con el tono, posición y tamaño de los objetos. Algunas técnicas, para corregir estos efectos, son incorporadas, de modo rutinario por las estaciones receptoras de las imágenes, pero en otros casos se requieren correcciones más detalladas como en los estudios multitemporales o cuando se requiere incorporar información auxiliar. La atmósfera puede afectar la naturaleza de las imágenes de sensores remotos de diferentes formas. Los efectos atmosféricos pueden ser sustanciales por lo que se ofrecen varios enfoques para la corrección atmosférica (*Brizuela et al.*, 2007).

Básicamente, los tratamientos iniciales en teledetección, con mayor o menor grado de complejidad, pasan por: i) Corrección geométrica de la imagen, o transformación del formato imagen a un formato proyectado en un sistema cartográfico ii) Calibración radiométrica de los niveles digitales que proporciona el sensor

(transformación a magnitudes físicas) y iii) Corrección de los efectos atmosféricos para estimar la reflectancia de la superficie para comparar con magnitudes reales de la superficie (Sánchez, 2009).

6.2. Corrección Geométrica

Las imágenes del sensor OLI del satélite Landsat-8 no son necesarias realizar la corrección geométrica, son imágenes que se encuentran en un nivel de procesamiento básico L1T, que significa que tiene una corrección estándar de terreno. Este nivel de procesamiento exige la intervención de un operador sobre una imagen corregida con puntos de control en Tierra y también utiliza un modelo de elevación digital (DEM) para la exactitud topográfica. Los puntos de control utilizados para la corrección L1T provienen del conjunto de datos GLS 2000 y los modelos de elevación digital son del SRTM, NED, CDED, DTED y GTOPO30 de esta forma contando con una precisión geodésica exacta. El producto final consiste en una imagen ortorectificada (USGS, 2014b). Las imágenes adquiridas del Landsat-8 son de nivel L1T, la Figura 6.1 muestra una imagen del sensor OLI de corrección L1T.

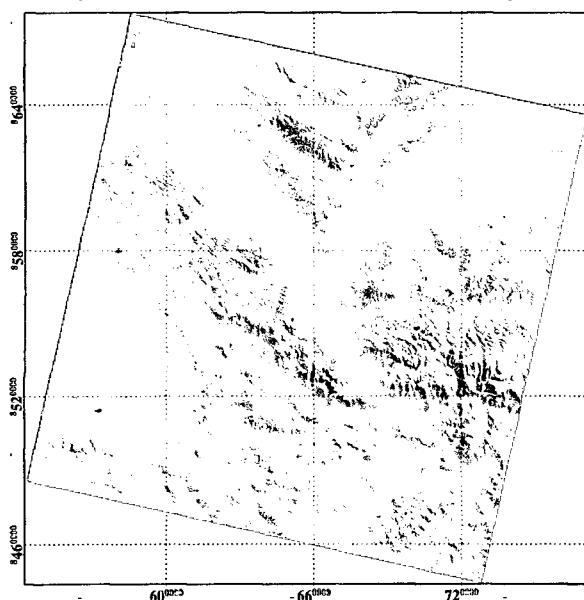


Figura 6.1: Bandas 7, 5 y 2 en RGB de la imagen OLI del satélite Landsat-8 con un nivel de procesamiento L1T.

(Elaboración propia)

6.3. Corrección radiométrica

La corrección radiométrica consiste en la calibración de los datos del sensor y la corrección atmosférica. Ello implica la conversión de los niveles digitales de la imagen a valores físicos de radiancia, reflectividad y la corrección de los efectos atmosféricos. La corrección atmosférica es un paso imprescindible en los estudios multitemporales, en los que un mismo píxel terreno se recoge bajo diferentes condiciones de iluminación, atmosfera y observación.

6.3.1. Conversión de números digitales (ND) a valores de radiancia espectral

Las imágenes obtenidas del sensor OLI a bordo del satélite Landsat-8 contienen números digitales de 0 a 65535 (Q_{cal}). El proceso de conversión de números digitales a valores de radiancia espectral requiere de la información del factor multiplicativo (M_L^1) y del factor aditivo (A_L^2) del sensor para cada banda. Estas constantes forman parte de un conjunto de información técnica que acompañan a las imágenes llamado *L1_METADATA_FILE* en formato .txt en el Cuadro 6.1 se muestra estas constantes de las imágenes del sensor OLI.

¹En la metadata se encuentra como *RADIANCE_MULT_BAND_x*, donde x es el número de banda.

²En la metadata se encuentra como *RADIANCE_ADD_BAND_x*, donde x es el número de banda.

Cuadro 6.1: Valores de M_L y A_L de la imagen OLI del satélite Landsat-8 extraídas del archivo metadata (Imagen de fecha 2016/08/16 con Path=10 y Row=65).

Nº	Nombre de las	Rango espectral	M_L	A_L
Bandas	Bandas	(μm)		
1	Aerosol costero	0.433–0.453	0.012249	-61.24387
2	Azul	0.450–0.515	0.012543	-62.71447
3	Verde	0.525–0.600	0.011558	-57.79085
4	Rojo	0.630–0.680	0.0097465	-48.73250
5	NIR	0.845–0.885	0.0059644	-29.82186
6	SWIR1	1.560–1.660	0.0014833	-7.41643
7	SWIR2	2.100–2.300	0.00049995	-2.49973
8	Pancromático	0.500–0.680	0.011030	-55.15178
9	Cirrus	1.360–1.390	0.0023310	-11.65506

El valor del M_L representa la pendiente de la recta de calibración que se muestra en la Figura 6.2 mientras que el A_L define la radiancia espectral del sensor para un valor de ND igual a cero.

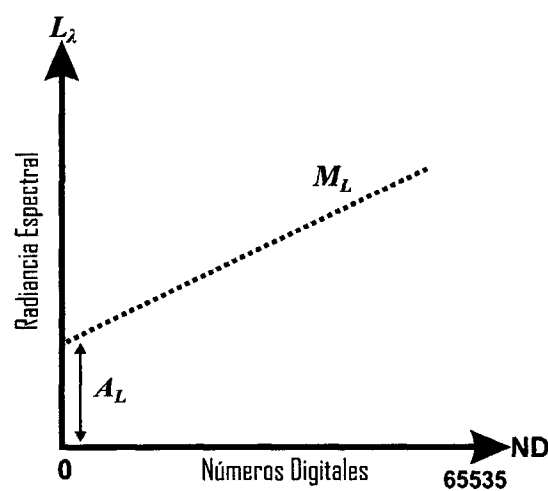


Figura 6.2: Representación gráfica de radiancia espectral (L_λ) vs ND. (Elaboración propia)

Los valores de la radiancia espectral para cada pixel se calculan mediante la Ecuación 6.1 propuesto por *USGS* (2015c), expresada como

$$L_\lambda = M_L(Q_{cal}) + A_L \quad (6.1)$$

Donde L_λ es el valor de radiancia espectral medida en valores de $(W/m^2.sr.\mu m)$, M_L es el factor multiplicativo de escalado específico, A_L es el factor aditivo de escalado específico y Q_{cal} producto estándar cuantificado por valores de pixel (ND) este valor refiere a cada una de las bandas de la imagen.

Las imágenes del sensor OLI del satélite Landsat-8, para la conversión de los números digitales a valores de radiancia espectral se empleó un programa en IDL con nombre de archivo *RAD_landsat8.pro* que se encuentra en el Apéndice B(Programa B.1). Este programa hace la conversión para las bandas 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 del sensor OLI, las bandas 8 y 9 no fueron utilizados.

6.3.2. Conversión de radiancia espectral a reflectancia en el techo de la atmósfera (TOA)

Una segunda magnitud física es denominada reflectancia aparente o reflectancia al nivel del sensor, llamada también reflectancia planetaria. Este valor engloba la reflectancia de la superficie y de la atmosfera, es adimensional y sus valores se encuentran entre 0 y 1. Para las imágenes del sensor TM y ETM+ de los satélites Landsat-5 y Landsat-7 respectivamente es descrita según la ecuación 6.2 (*Chander et al.*, 2009).

$$\rho_{TOA} = \frac{\pi L_\lambda d^2}{ESUN_\lambda \cos \theta_s} \quad (6.2)$$

Donde ρ_{TOA} es la reflectancia TOA, d es la distancia Tierra-Sol en unidades astronómicas (1UA) se calcula bajo la ecuación $d = (1 - 0.01672 \cos(RADIAN(0.9856(d_n - 4))))$, d_n es el día del año, L_λ es la radiancia espectral de cada banda en unidades $(W/m^2.sr.\mu m)$, $ESUN_\lambda$ es la irradiancia solar exoatmosférica medida en $(W/m^2.\mu m)$, θ_s es el ángulo cenit del Sol (en radianes) $\theta_s = (90 - \theta_e) \frac{\pi}{180}$ donde θ_e es el ángulo de elevación.

Para el caso de las imágenes del sensor OLI pueden ser convertidas de la radiancia espectral a reflectancia en el techo de la atmosfera, usando los coeficientes

de reflectancia reescalados y el ángulo cenit del Sol, suministrados en el archivo de metadata MTL. Los valores de la reflectancia en el techo de la atmosfera para cada pixel se calculan mediante la ecuación 6.3 propuesto por *USGS* (2015c), expresada como

$$\rho_{TOA} = \frac{M_p(Q_{cal}) + A_p}{\cos \theta_s} \quad (6.3)$$

Donde ρ_{TOA} es el valor de la reflectancia planetaria o en el techo de la atmosfera TOA, M_p es el factor multiplicativo de escalado específico por banda obtenida del metadato, A_p es el factor aditivo de escalamiento específico por banda obtenido del metadato, Q_{cal} es el producto estándar cuantificado para valores de pixel (ND) este valor se refiere a cada una de las bandas de la imagen, θ_s es el ángulo cenit del Sol $\theta_s = (90 - \theta_e)$ donde θ_e es el ángulo de elevación.

Los ángulos de elevación y azimut entre otros, aparecen incluidos dentro de los atributos de la imagen en el archivo de metadato. Los valores de M_p ³ y A_p ⁴ de la imagen OLI se muestran en el Cuadro 6.2 extraídas del archivo MTL.

Las imágenes del sensor OLI del satélite Landsat-8, para la conversión de la radiancia espectral a reflectancia planetaria se empleó un programa en IDL con nombre de archivo *TOA_landsat8.pro* que se encuentra en el Apéndice B (Programa B.2). Este programa hace la conversión para las bandas 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 del sensor OLI.

6.4. Corrección atmosférica en el espectro visible

La radiación solar es absorbida o scattered por la atmósfera durante su transmisión a la superficie de la Tierra, mientras que la radiación emitida o reflejada por el objeto de interés también es absorbida o scattered por la atmósfera antes de que sea captada por el sensor. Un sensor recibirá no sólo la radiación directamente

³En la metadata se encuentra como *REFLECTANCE_MULT_BAND_x*, donde x es el número de banda.

⁴En la metadata se encuentra como *REFLECTANCE_ADD_BAND_x*, donde x es el número de banda.

Cuadro 6.2: Valores de M_ρ y A_ρ de la imagen OLI del satélite Landsat-8 extraídas del archivo MTL (Imagen de fecha 2016/08/16 con Path=10 y Row=65).

Nº	Nombre de las	Rango espectral	M_ρ	A_ρ
Bandas	Bandas	(μm)		
1	Aerosol costero	0.433–0.453	0.00002	-0.100000
2	Azul	0.450–0.515	0.00002	-0.100000
3	Verde	0.525–0.600	0.00002	-0.100000
4	Rojo	0.630–0.680	0.00002	-0.100000
5	NIR	0.845–0.885	0.00002	-0.100000
6	SWIR1	1.560–1.660	0.00002	-0.100000
7	SWIR2	2.100–2.300	0.00002	-0.100000
8	Pancromático	0.500–0.680	0.00002	-0.100000
9	Cirrus	1.360–1.390	0.00002	-0.100000

reflejada o emitida de un objeto de interés, sino también la radiación scattered del objeto de interés y la radiación scattered de la atmósfera, por lo tanto, si se desea obtener información sobre la superficie terrestre, es necesario realizar una corrección atmosférica de los datos imagen.

6.4.1. Corrección atmosférica modelo FLAASH

El módulo FLAASH es una herramienta de corrección atmosférica que viene incorporado en el software ENVI 5.1. FLAASH corrige en las longitudes de onda del visible, infrarrojo cercano y en el infrarrojo medio hasta los $3\mu m$.

El módulo FLAASH incluye las siguientes características: Corrección del efecto de adyacencia (mezcla de píxeles debido al scattering de la radiación reflejada de la superficie), una opción para calcular la visibilidad en la escena media (cantidad de aerosol/neblina). FLAASH utiliza las técnicas más avanzadas para el manejo de las condiciones atmosféricas, tales como la presencia de nubes.

FLAASH soporta sensores hiperspectrales (como HyMAP, AVIRIS, HYDI-CE, HYPERION, etc.) y sensores multispectrales (como ASTER, IRIS, Landsat, RapidEye, SPOT, etc.).

6.4.1.1. Parámetros que requiere el módulo FLAASH

El módulo FLAASH del software ENVI 4.5, viene representado por un interfaz gráfico en donde se establecen todos los parámetros de entrada (Figura 6.3). Requiere como ingreso imágenes que se encuentre en radiancia espectral de punto flotante en unidad de $\mu W/(cm^2.sr.nm)$ y en formato de bandas Intercaladas por Líneas (BIL) o Formato de bandas Intercaladas por Pixel (BIP). Las imágenes del sensor OLI del satélite Landsat-8 se divide entre el factor de escala de 10 para pasar de $W/(m^2.sr.\mu m)$ a $\mu W/(cm^2.sr.nm)$ (ITT Visual Information Solutions, 2009).

Además del archivo de la imagen que debe corregirse, FLAASH también necesita información sobre la coordenada geográfica del centro de la imagen, la fecha y hora del momento en que fue capturado y la altura en que se encuentra el sensor. Estas informaciones deben ser introducidas por el usuario. El sensor se puede especificar de una extensa lista de sensores multiespectrales y hiperespectrales para los que se conocen sus funciones de respuesta espectral relativa. Desconocidos sensores también se puede seleccionado, pero las funciones de respuesta espectral relativa se debe proporcionar por separado.

La elevación del terreno se debe proporcionar para cada imagen, y se puede encontrar por ejemplo a partir del “Google Earth” o de un modelo de elevación digital (DEM).

Se debe seleccionar un modelo atmosférico en función del clima (latitud y época del año). Si la imagen contiene una banda de absorción de agua, FLAASH puede estimar la columna de vapor de agua; de lo contrario el vapor de agua se toma del modelo atmosférico. El modelo de aerosoles debe ser seleccionado dependiendo del tipo esperado de aerosoles presentes. Para sensores con las bandas necesarias, FLAASH puede llevar a cabo la recuperación de aerosol a partir de la imagen. De lo contrario, se utilizan los valores por defecto del modelo de aerosoles. En cualquier caso, se debe establecer un valor inicial para la visibilidad. En la mayoría de los casos FLAASH proporciona valores predeterminados para las bandas que se utilizarán para el vapor de agua y la recuperación de aerosoles, pero en algunos casos debe ser especificado por el usuario (Rudjord and Due, 2009).

FLAASH Atmospheric Correction Model Input Parameters

Input Radiance Image

Output Reflectance File

Output Directory for FLAASH Files

Rootname for FLAASH Files

1

Scene Center Location

DD <-> DMS

2

Sensor Type

UNKNOWN-MSI

6

Flight Date

Jan

1

2000

Lat

0

0

0.00

3

Sensor Altitude (km)

705.000

7

Flight Time GMT (HH:MM:SS)

0

:

0

:

0

Lon

0

0

0.00

4

Ground Elevation (km)

0.000

5

Pixel Size (m)

0.000

8

Atmospheric Model

Tropical

10

Aerosol Model

Rural

Water Retrieval No

11

9

Water Column Multiplier

1.00

Aerosol Retrieval

2-Band (K-T)

11

Initial Visibility (km)

40.00

Apply

Cancel

Help

Multispectral Settings...

Advanced Settings...

Save..

Restore..

Figura 6.3: Ventana del módulo FLAASH del software ENVI 5.1.

(Elaboración propia)

Los parámetros requeridos y usados para la corrección atmosférica FLAASH para las imágenes del sensor OLI del satélite Landsat-8 se muestra en el Cuadro 6.3:

Cuadro 6.3: Parámetros de ingreso al módulo FLAASH para la imagen OLI del satélite Landsat-8 de fecha 2016/08/16 con Path=10 y Row=65.

#	Parámetros del módulo FLAASH	Datos (OLI)
1	Coordenada del centro de la imagen de entrada	Lat:−7°13′59.11″ Lon:−80°0′31.48″
2	Tipo del sensor	Multiespectral – Landsat-8 OLI
3	Altitud del sensor	705.00 km
4	Elevación promedio del área de la imagen de entrada	0.241 km ⁵
5	Tamaño del pixel de la imagen de entrada	30.00 m
6	Fecha de la toma de la imagen de entrada	2016-08-16
7	Tiempo de vuelo central de la imagen de entrada	15h:28min:22.4538440s
8	Modelo atmosférico	Tropical
9	Condiciones de la columna de vapor de agua	1.00
10	Modelo de aerosol	Rural
11	Visibilidad	40 km

6.4.2. Corrección atmosférica modelo SMAC

El modelo de corrección atmosférica denominada “Simplified Method for the Atmospheric Correction” (SMAC) es un modelo que describe la transferencia radiativa en la atmosfera que fue desarrollado por *Rahman and Dedieu* (1994). Este modelo consiste en determinar la relación entre la reflectancia estimada en la cima de la atmosfera y la reflectancia estimada en la superficie del suelo, utilizando un conjunto de ecuaciones matemáticas con coeficientes, que se determinan en función de las bandas espectrales del modelo del sensor y aerosoles.

Los datos que se requiere para ejecutar el algoritmo SMAC son: espesor óptico del aerosol, la concentración de ozono, la columna de vapor de agua, presión superficial, archivos de coeficiente del sensor OLI del satélite Landsat-8 y los ángulos (cenit del sensor, cenit del Sol, acimut del Sol y acimut del sensor). Las diversas fuentes y métodos utilizados para estimar estos datos, se describen a continuación.

6.4.2.1. Ángulos para el modelo SMAC

En la metadata (*LC80100652016229LGN00_MTL.txt*) de la imagen del sensor OLI del satélite Landsat-8, se encuentra las siguientes informaciones con respecto a los ángulos:

- * Ángulo acimut del Sol (*SUN_AZIMUTH*): 54.31947229 en grados
- * Ángulo de elevación del Sol (*SUN_ELEVATION*): 54.58082221 en grados

El Cuadro 6.4 muestra los ángulos que requiere el modelo SMAC.

Cuadro 6.4: Detalle de los ángulos de la imagen OLI del satélite Landsat-8 de fecha 2016/08/16 con Path=10 y Row=65.

Ángulos de ingreso al modelo SMAC	
Fecha de la imagen	2016-08-16
Tiempo local	15h:28min:22.4538440s
θ_v^a	0.0
ϕ_v^b	0.0
θ_s^c	35.41917779
ϕ_s	54.31947229
ϕ_r^d	54.31947229

donde θ_v es el ángulo de incidencia vista del sensor (ángulo cenit del sensor), θ_s es el ángulo cenit del Sol, ϕ_s es el ángulo acimut del Sol, ϕ_v es el ángulo acimut del sensor y ϕ_r es el acimut relativo.

- ^a El ángulo cenit del sensor tiene valor de 0.0, debido a la geometría de visión del sensor OLI del satélite Landsat-8.
- ^b El ángulo acimut del sensor tiene valor de 0.0, debido que el ángulo cenit del sensor es 0.0, con más detalle se puede ver en el Apéndice A.
- ^c El ángulo cenit del Sol es determinado 90°- el ángulo de elevación del Sol.
- ^d El ángulo acimut relativo es determinado entre la diferencia del ángulo acimut del Sol y el ángulo acimut del sensor.

6.4.2.2. Condiciones Atmosféricas para el modelo SMAC

Para el modelo SMAC se necesita conocer la concentración de la cantidad de vapor de agua (H_2O_{atm}), ozono (O_3), espesor óptico a 550nm (τ_{550}) y presión sobre el suelo (hPa), que dependen de la ubicación y el tiempo.

Para cuyo fin se utiliza los datos productos del software web GIOVANNI (<http://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/> [Acceso: 20 de agosto 2016]). La región geográfica que engloba a la imagen del sensor OLI del satélite Landsat-8 de fecha 2016/08/16 corresponde a la latitud (-8.28857, -6.17614) y longitud (-81.04268,

-78.97932), luego se calcula la serie temporal de promedios mensual de la región asignada, dando como resultado en el Cuadro 6.5 para el mes de agosto del año 2016.

Cuadro 6.5: Condiciones atmosféricas para el modelo SMAC.

Parámetro	Valor
Ozono durante condiciones de verano en latitudes medias O_3	0.27063 <i>cm.atm</i>
Vapor de agua medida en verano H_2O_{atm}	2.23340621 <i>g.cm⁻²</i>
Espesor óptico a 550nm(τ_{550})	0.204753486
Presión sobre el suelo (<i>hPa</i>)	1013.25

Los archivos de coeficientes del sensor OLI del satélite Landsat-8 fueron descargados de la página web (<http://www.cesbio.ups-tlse.fr/us/serveurs4.htm> [Acceso: 20 de agosto 2016]) para todas las bandas. Estos coeficientes se encuentran en extensión *.DAT y está dado para cada tipo de atmósfera.

Parámetros de ingreso al modelo SMAC

1. Imagen de reflectancia en el techo de la atmosfera (TOA)
2. Ángulo cenit del sensor o también llamado de visión
3. Ángulo cenit del Sol
4. Ángulo acimut del Sol
5. Ángulo acimut del sensor
6. Contenido de ozono
7. Contenido de vapor de agua⁶
8. Espesor óptico
9. Presión sobre el suelo

⁶<http://www.remss.com/measurements/atmospheric-water-vapor> [Acceso: 20 de agosto 2016]

10. Coeficientes del sensor OLI del satélite Landsat-8.

Estos parámetros fueron ingresados al modelo SMAC implementada en el lenguaje de programación IDL, cuyo nombre de archivo es *SMAC_landsat8.pro* que se encuentra en el Apéndice B (Programa B.3), este programa se utilizó para las siete bandas de la imagen OLI.

6.4.3. Corrección atmosférica módulo ATCOR

El módulo ATCOR del software ERDAS IMAGINE, es un método para la corrección atmosférica y topográfica de imágenes ópticas de teledetección, corrige en las longitudes de onda visible, infrarrojo cercano y en el infrarrojo medio es decir desde 0.4 a 2.5 μm , y en la región térmica desde 8 a 14 μm . Emplea una base de datos del resultado de los cálculos de transferencia radiativa basado en el código MODTRAN-4. Se admite una amplia gama de condiciones climáticas y geometrías solares (*Liang et al.*, 2012).

6.4.3.1. Parámetros de terreno para el módulo ATCOR

Un parámetro de terreno es una medida descriptiva de la forma de la superficie (como la pendiente, el aspecto o el índice de humedad), con un arreglo continuo de valores que describen la superficie del terreno en una muestra local (*Correa*, 2012).

Para el cálculo de los parámetros de terreno se debe contar con un modelo de elevación digital (DEM ⁷) que cubra toda la imagen como se muestra en la 6.4(a) y estar en metros, luego en la ventana “Generate Terrain Files from DEM” se ingresa el DEM, el tamaño del pixel del DEM y los ángulos cenit del Sol y acimut del Sol de la imagen que va ser corregida. Ingresando estos parámetros se calcula pendiente (Slope), aspecto (Aspect), vista aérea (Skyview) y sombra (Shadow) ver la 6.4(b), que será utilizado más adelante en la corrección atmosférica con el módulo ATCOR.

⁷El modelo de elevación digital utilizado fue el GDEM ASTER, de una resolución espacial de 30 m $\times$ 30 m

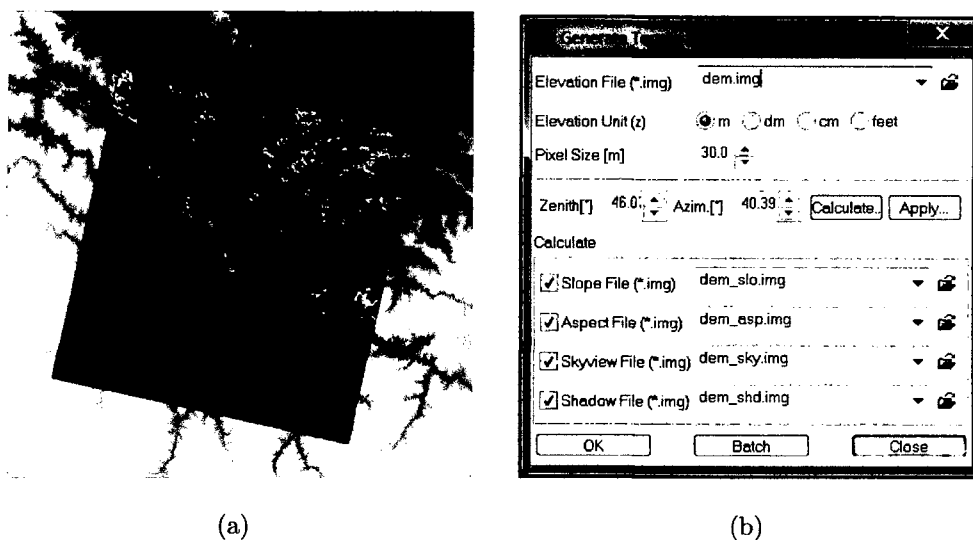


Figura 6.4: En (a) y (b) se muestran los procesos para calcular la pendiente, aspecto, vista aérea y sombra en el software ERDAS IMAGINE.

(Elaboración propia)

6.4.3.2. Parámetros de ingreso al módulo ATCOR

El módulo ATCOR del software ERDAS IMAGE, viene representado por un interfaz gráfico en donde se establecen todos los parámetros de entrada. Requiere como ingreso imágenes que se encuentren en el mismo sistema de referencia que el DEM es decir en metros (UTM) en la ventana “ATCOR3 For ERDAS IMAGINE 2014 Workstation Main Menu radiancia” en la opción Specification (Figura 6.5 (a)) en 1) **Input Raster File**, se ingresa la imagen que va ser corregido en este proceso le pedirá que ingrese el día, mes y año de la toma de la imagen, a continuación le pedirá que ingrese el DEM, Slope, Aspect, Skyview) y Shadow que fueron determinados anteriormente y finalmente se muestra la cantidad de bandas de la imagen; 2) **Output Raster File**, en esta opción se direcciona para guardar la imagen corregido; 3) **Sensor**, se selecciona el tipo de satélite y el sensor (Landsat-8 OLI); 4) **Calibration File** se selecciona el archivo de calibración landsat8_oli_example.cal; 5) **Solar Zenit**, se ingresa el ángulo cenit del Sol de la imagen que se encuentra en la metadata de forma similar en 6) **Solar Azimut** se ingresa el ángulo de acimut del Sol. En la opción Atmospheric Selections (Figura 6.5 (b)) 7) **Visibility**, en Scene Visibilidad (km)se ingresa 15.0 y en 8) **Aero-**

soltype para el Model for Solar Región se escoge rural y dry_rural y click en Run Correction, se desplaza la ventana Constant Atmosphere Module (Figura 6.6 (a)) y en 9) **Atmospheric Correction** click, para finalizar se desplaza la venta final BRDF Correction seleccionar como se muestra en la Figura 6.6 (b) y click en OK, con este proceso la corrección atmosférica con el módulo ATCOR finaliza.

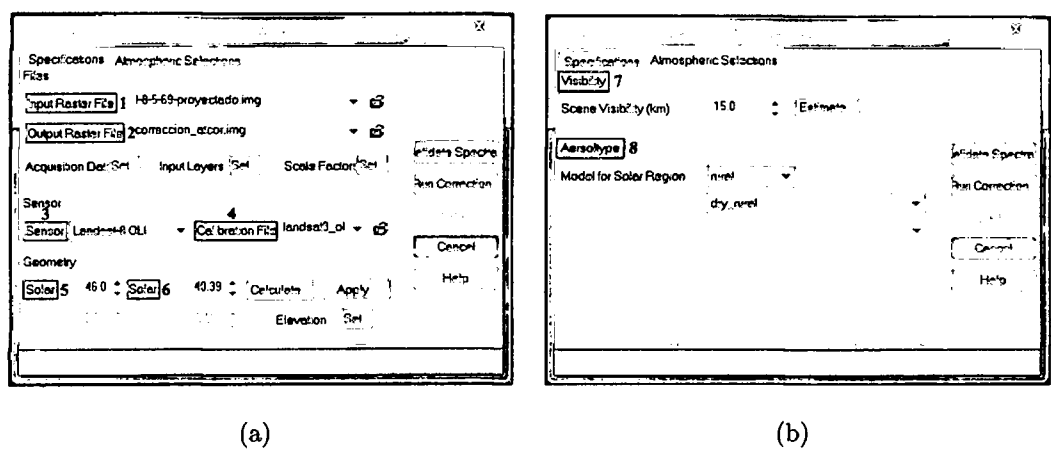


Figura 6.5: En (a) y (b) se muestran la especificación de los parámetros de ingreso al módulo ATCOR.

(Elaboración propia)

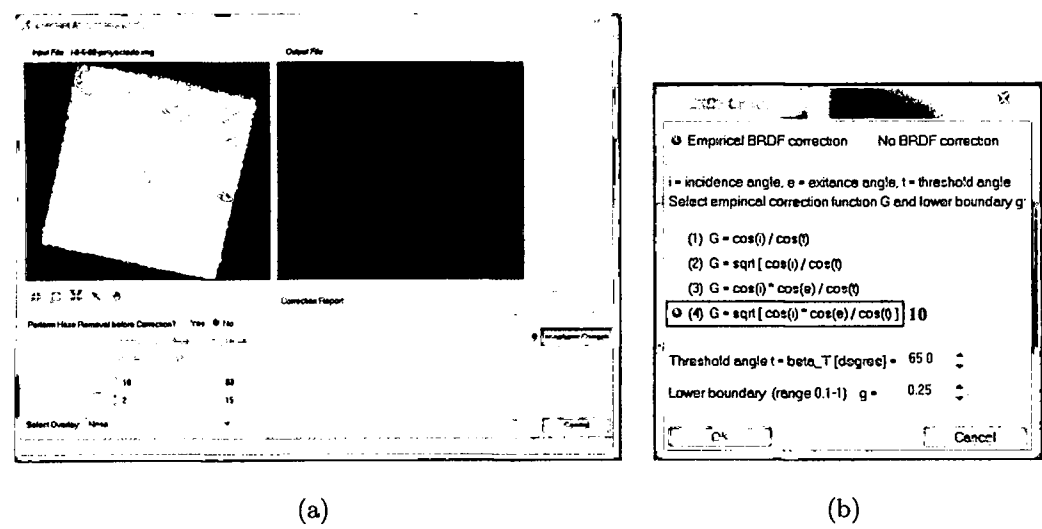


Figura 6.6: En (a) y (b) se muestran los procesos para finalizar el módulo ATCOR.

(Elaboración propia)

6.5. Software utilizado

IDL 8.3 (“Interactive Data Language”)

Lenguaje de programación especializado para la computación y visualización científica, usado para la ejecución de los algoritmos de calibración de imágenes y el algoritmo de SMAC (*Canty*, 2014).

ENVI 5.1 (“Environment for Visualizing Images”)

Software diseñado para la visualización, análisis, y presentación de imágenes en formato digital, usado para el procesamiento de las imágenes, mosaicos, calibración radiométrica, filtros, componentes principales, cálculos estadísticos, etc (*Canty*, 2014).

ERDAS Imagine - 2014

Software diseñado para el análisis y procesamiento de imágenes de teledetección.

ArcGis 10.1

Software utilizado para la presentación final de algunos mapas.

Capítulo 7

Resultados

7.1. Introducción

En este capítulo se presenta los principales resultados obtenidos en esta tesis. En la primera sección se hace la comparación del modelo SMAC con el modelo FLAASH, utilizando la imagen del sensor OLI del satélite Landsat-8 de fecha 16-08-2016 con $paht=10$ y $row=65$ que corresponde a la costa norte del Perú. Se realizó la corrección atmosférica por ambos métodos, para estimar la reflectancia de la superficie del suelo.

En la segunda sección se realiza la validación de la corrección SMAC con mediciones in-situ, de la reflectancia del suelo con el espectroradiómetro, tomado en las áreas de experimentación INIA-Ayacucho el día 28-09-2015 a las 10:00 am. Para la validación se utilizó la imagen del sensor OLI de fecha 28-09-2015 con $paht=5$ y $row=69$ que corresponde al departamento de Ayacucho, además se hace la comparación con dos modelos de corrección atmosférica, FLAASH y ATCOR; que vienen incorporados en los softwares ENVI 5.1 y ERDAS Image 2014 respectivamente.

7.2. Diagrama de dispersión del SMAC vs FLAASH de la imagen OLI del satélite Landsat-8

El diagrama de dispersión es la herramienta gráfica más usada, sencilla y muy buena para analizar la relación que puede existir entre dos variables. En consecuen-

cia, el interés radica en el punto de vista didáctico, ya que el resumen numérico de los datos no es suficientes para captar todas las características de la relación existente entre las variables. Un diagrama de dispersión sugiere la manera en que se relacionan dos variables, es decir, si la relación es lineal, cuadrática o de otro tipo. Para realizar el diagrama de dispersión se tomó un área que contiene un total de 1819×2780 píxeles como se muestra en la Figura 7.1 (marco de color rojo). No es conveniente realizar el diagrama de dispersión con todos los datos de una escena completa de una imagen OLI, por esta razón en esta tesis se escogió un área libre de nubes y sombras, que englobe superficies con cultivos, vegetación silvestre, ríos, mar, ciudades, suelos desnudos, desiertos, etc.

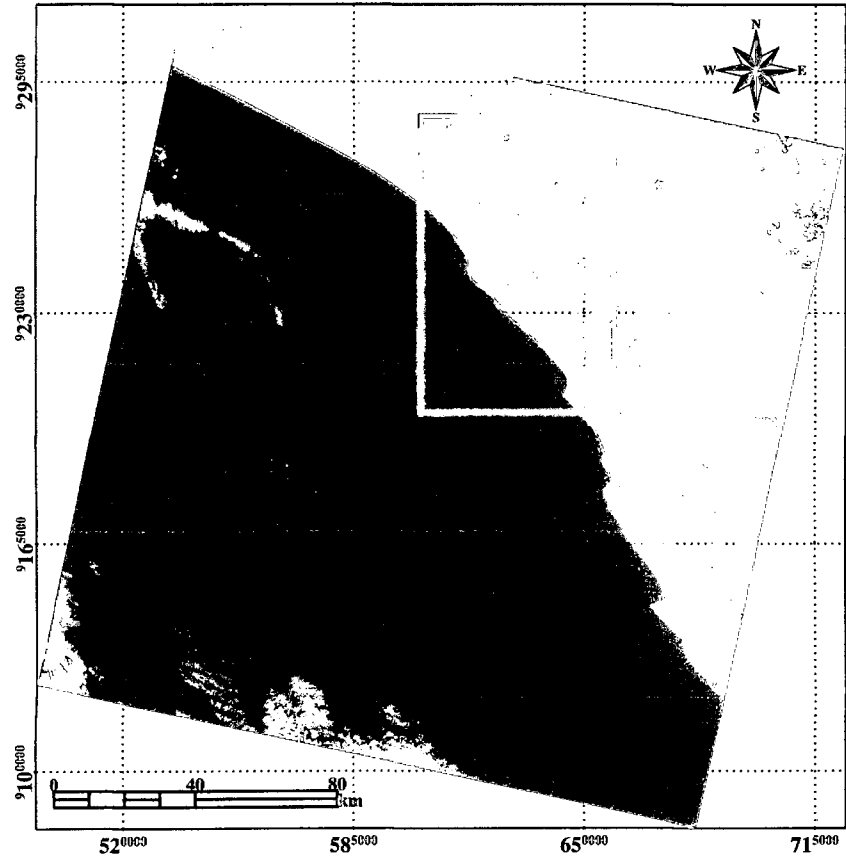


Figura 7.1: Composición de color RGB-754 de la imagen del sensor OLI del satélite Landsat-8 de fecha 16-08-2016 (paht=10, row=65). La delimitación de color rojo representa el área (1819×2780 píxeles) que se tomó para realizar el diagrama de dispersión e histograma.

En esta sección, se presenta los diagramas de dispersión de la reflectancia de la superficie del suelo para las 7 bandas de las imágenes del sensor OLI abordo del

satélite Landsat-8 estimados por los algoritmos de corrección atmosférica, modelo SMAC desarrollada en esta tesis y el módulo FLAASH que viene incorporado en el software ENVI 5.1, para un tamaño total de 1819×2780 pixeles (5056820 datos). En la Figura 7.2, la distribución de los puntos corresponden a la reflectancia de la superficie del suelo estimados por el modelo SMAC y módulo FLAASH, se observa una alta linealidad es decir tienen una relación lineal. De la Figura 7.2, se puede concluir que la corrección atmosférica SMAC realizada en esta tesis a las imágenes del sensor OLI del satélite Landsat-8 es satisfactorio.

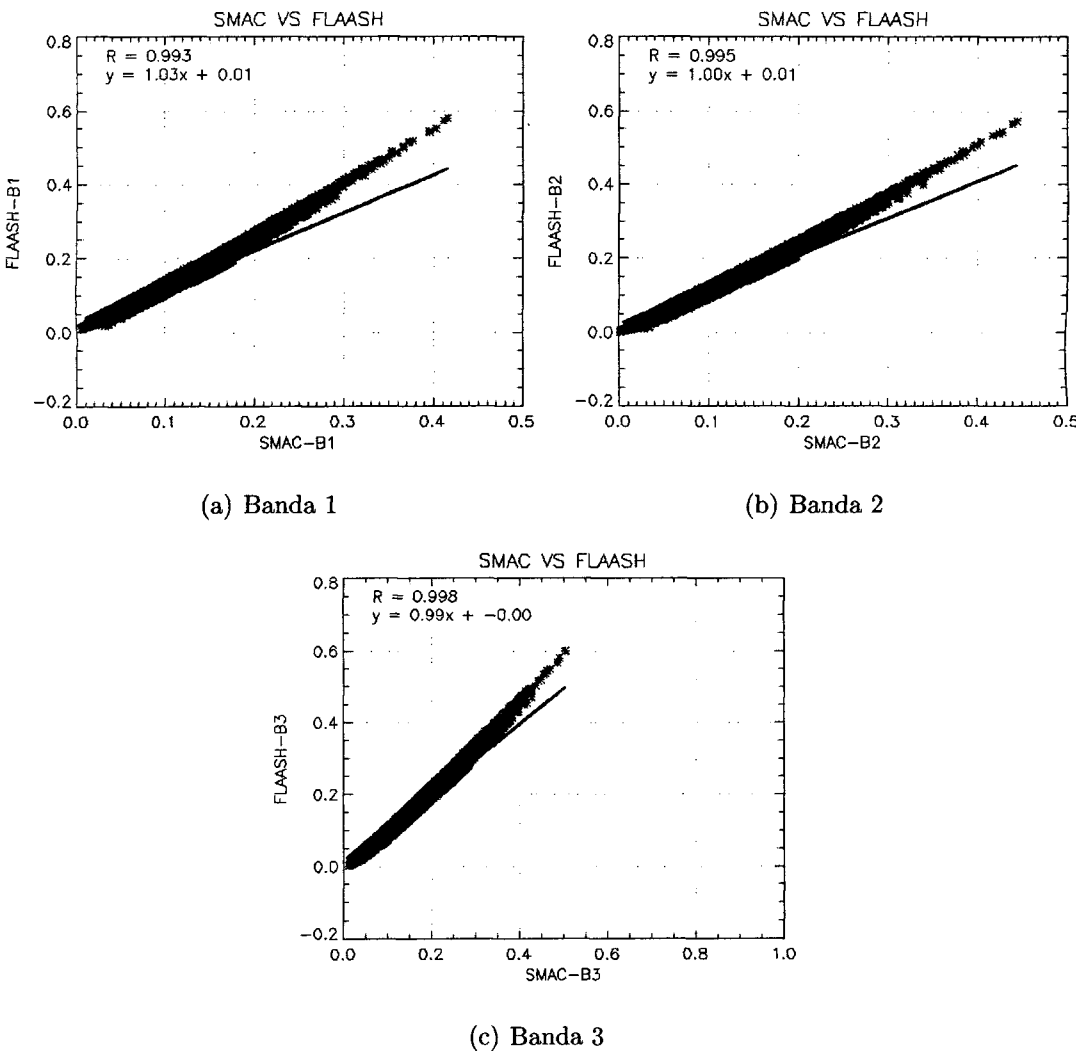


Figura 7.2: Diagrama de dispersión de reflectancia de la superficie del suelo estimado por el algoritmo SMAC vs el módulo FLAASH para las bandas 1, 2 y 3 de la imagen del sensor OLI de fecha 16-08-2016 (paht=10, row=65).

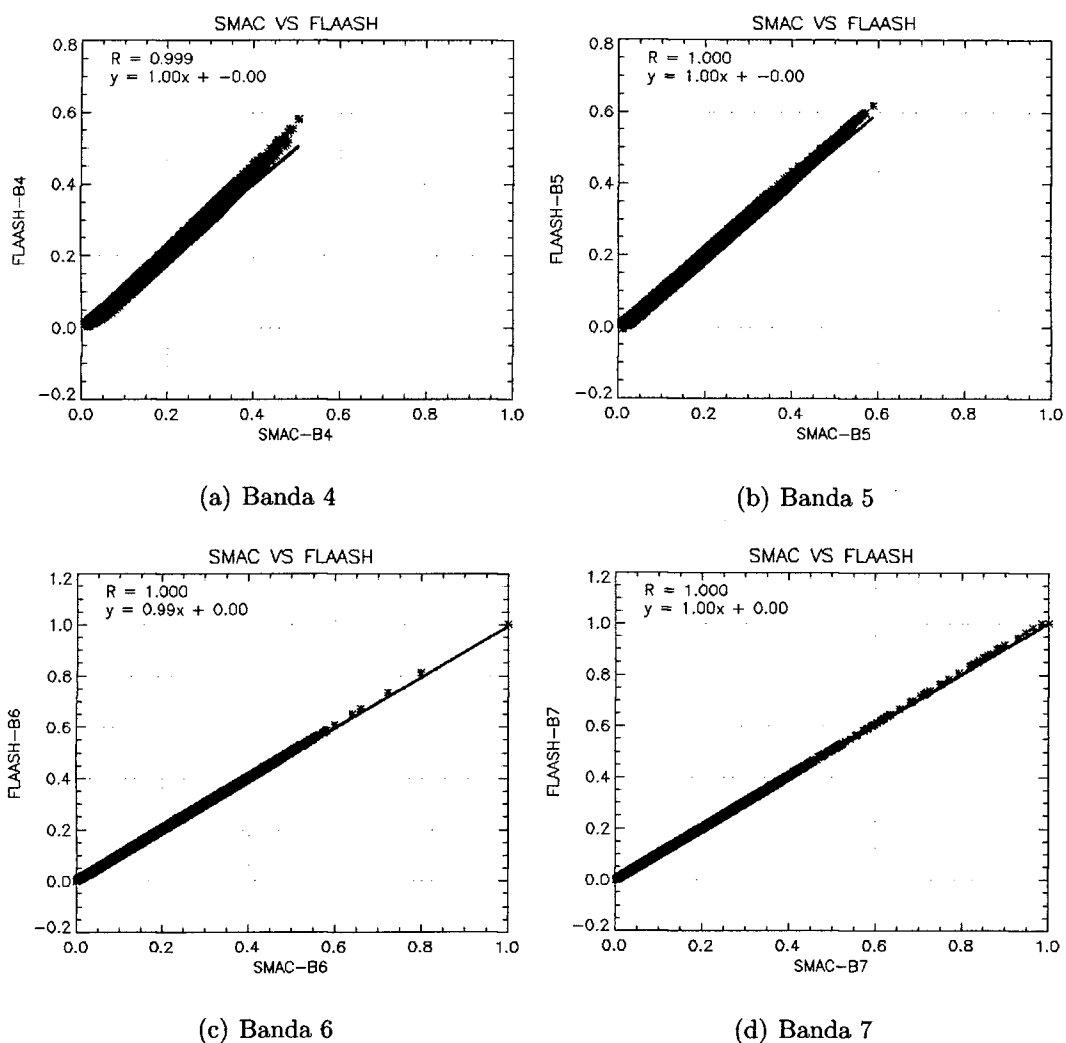


Figura 7.2: Diagrama de dispersión de reflectancia de la superficie del suelo estimado por el algoritmo SMAC vs el módulo FLAASH para las bandas 4, 5, 6 Y 7 de la imagen del sensor OLI de fecha 16-08-2016 (paht=10, row=65).

En los Cuadros 7.1 y 7.2, se representa el resumen de la estadística realizada para las 7 bandas de la imagen del sensor OLI, tanto para la estimación de reflectancia de la superficie del suelo por el modelo SMAC y del modelo FLAASH. Estos resultados se calcularon mediante el uso del software ENVI 5.1.

Cuadro 7.1: Estadística de las 7 bandas de la imagen del sensor OLI, corregida atmosféricamente mediante el algoritmo SMAC.

Bandas	Longitud de Onda central	Mínimo	Máximo	Media	Desviación estándar
Banda 1	0.4430 μm	0.008000	0.579500	0.075315	0.034062
Banda 2	0.4826 μm	0.000200	0.572600	0.072085	0.039039
Banda 3	0.5613 μm	0.002050	0.598900	0.097798	0.060459
Banda 4	0.6546 μm	0.000100	0.579700	0.112412	0.081321
Banda 5	0.8646 μm	0.000934	0.617000	0.170148	0.114606
Banda 6	1.6090 μm	0.000874	0.807659	0.178874	0.123132
Banda 7	2.2010 μm	0.000200	0.977948	0.144289	0.104390

Cuadro 7.2: Estadística de las 7 bandas de la imagen del sensor OLI, corregida atmosféricamente mediante el módulo FLAASH.

Bandas	Longitud de Onda central	Mínimo	Máximo	Media	Desviación estándar
Banda 1	0.4430 μm	0.005074	0.416661	0.060362	0.032886
Banda 2	0.4826 μm	0.001242	0.444222	0.063796	0.038911
Banda 3	0.5613 μm	0.011772	0.504584	0.100122	0.060893
Banda 4	0.6546 μm	0.006390	0.505048	0.113735	0.081062
Banda 5	0.8646 μm	0.004177	0.587783	0.170980	0.115061
Banda 6	1.6090 μm	0.000282	0.797918	0.179937	0.124181
Banda 7	2.2010 μm	0.002288	0.984399	0.143960	0.104197

7.3. Comparación de histogramas de reflectancia de la superficie del suelo estimado por SMAC y FLAASH.

La Figura 7.3 representa los histogramas de reflectancia de la superficie del suelo de las 7 bandas de la imagen del sensor OLI, estimados por el modelo SMAC

(curva de color rojo) y modelo FLAASH (curva de color azul) para un área total de 1819×2780 píxeles (ver Figura 7.1). En los histogramas, se muestra la distribución de píxeles en función de la reflectancia de la superficie del suelo, estimado por ambos métodos SMAC y FLAASH. Los histogramas del modelo SMAC y FLAASH para la banda 1 y 2 muestran una baja similitud mientras para las bandas 3, 4, 5, 6 y 7 muestran una buena similitud.

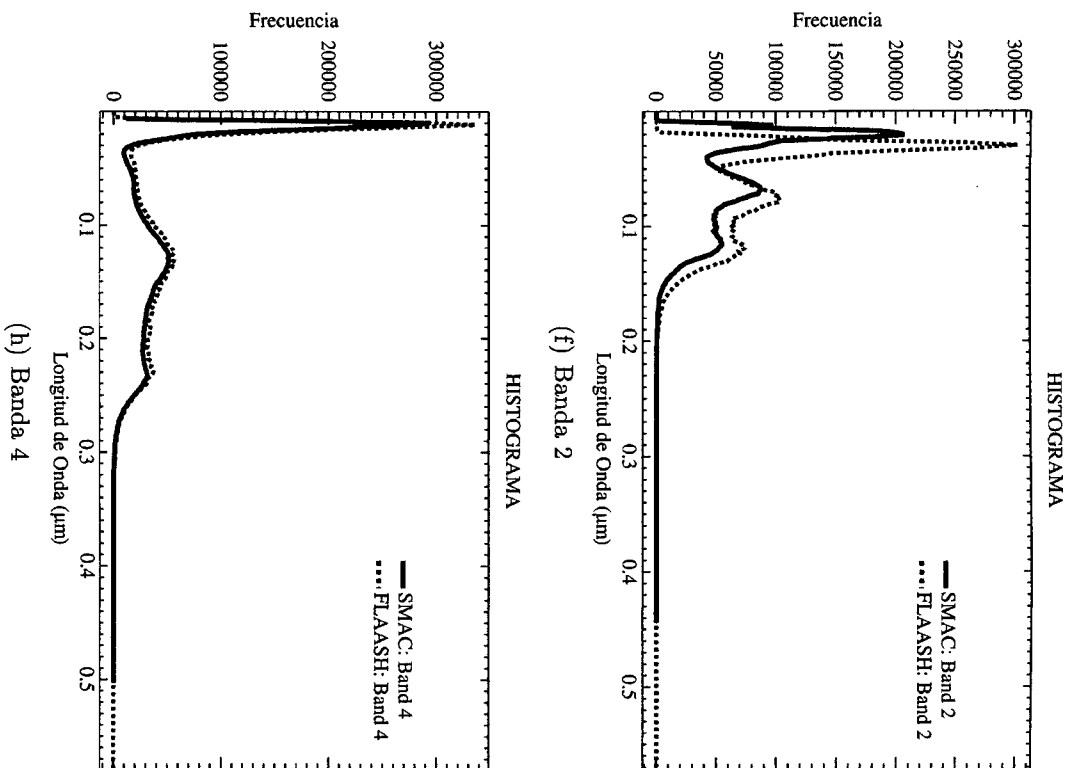
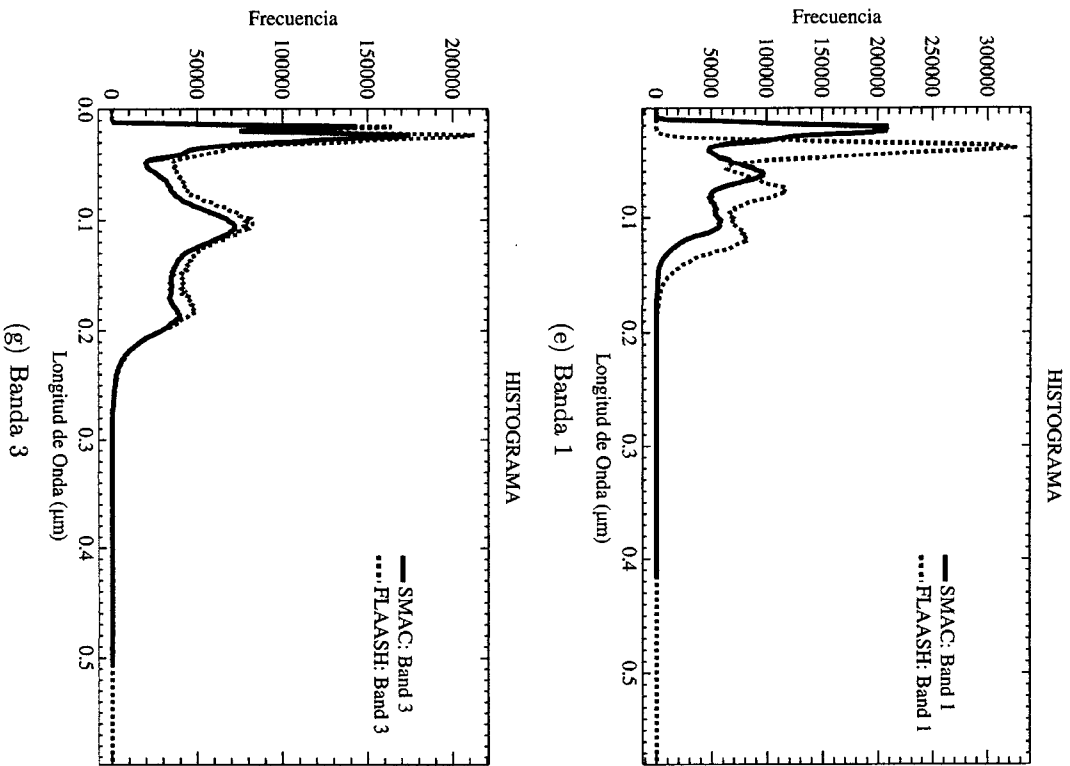
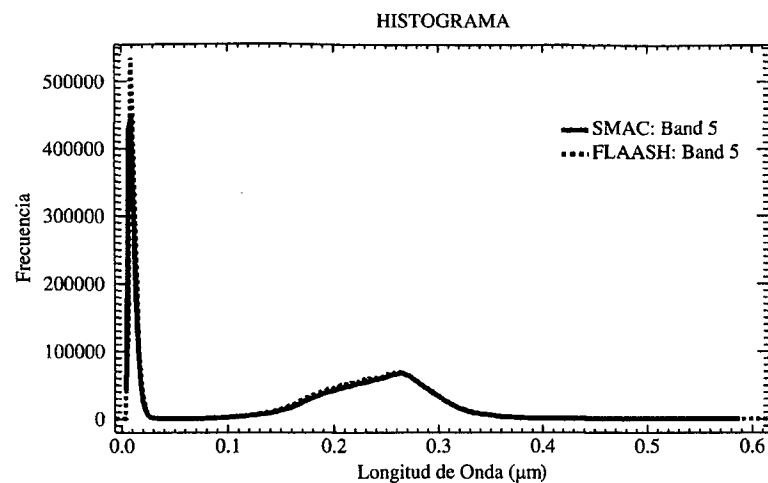
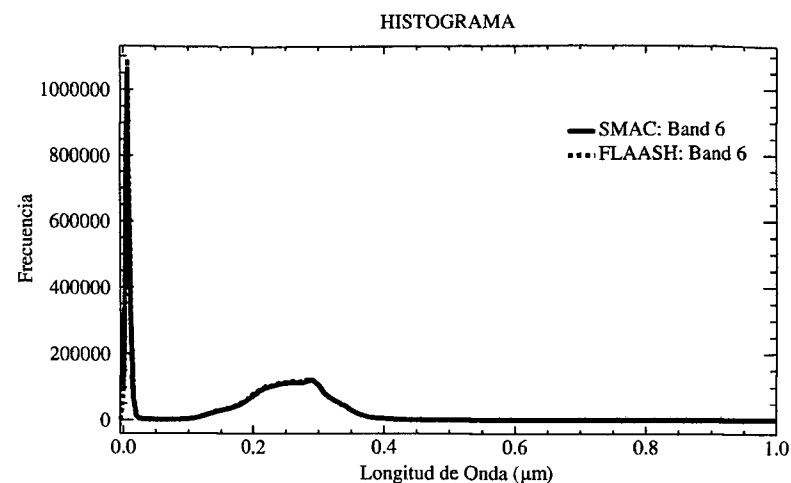


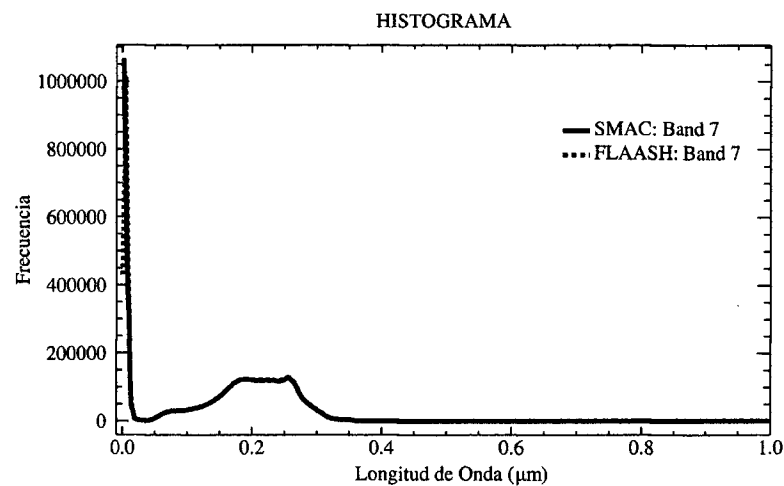
Figura 7.3: Histogramas de reflectancia de la superficie del suelo estimado por el algoritmo SMAC (curva rojo) y del modelo FLAASH (curva azul) para las bandas 1, 2, 3 y B4 de la imagen del sensor OLI de fecha 16-08-2016 y (paht=10, row=65).



(a) Banda 5



(b) Banda 6



(c) Banda 7

Figura 7.3: Histogramas de reflectancia de la superficie del suelo estimado por el algoritmo SMAC (curva rojo) y del modelo FLAASH (curva azul) para las bandas 5, 6 y 7 de la imagen del sensor OLI de fecha 16-08-2016 (paht=10, row=65).

7.4. Validación del modelo de corrección atmosférica SMAC

Para la validación del modelo de corrección atmosférica SMAC se utilizó un espectroradiómetro del Laboratorio de Teledetección y Energías Renovables de la Universidad Nacional de San Cristóbal de Huamanga, cuyas mediciones se realizaron en las áreas de cultivo del Instituto Nacional de Innovación Agraria (INIA) - Ayacucho el día 28 de setiembre del 2015 a las 10:00 a.m. Se realizó 2 mediciones de la reflectancia del suelo desnudo y 3 mediciones de la reflectancia de los cultivos de alfalfa, cuyas coordenadas de los puntos de medición se muestran en el Cuadro 7.3. También se utilizó la imagen del sensor OLI del satélite Landsat-8 de fecha 28/09/2015 al cual se le realizó un pre-procesamiento, aplicando el modelo de corrección atmosférica SMAC, además a la misma imagen se le realizó dos métodos de corrección atmosférica el ATCOR y FLAASH que vienen incorporados en el software ERDAS Image 2014 y ENVI 5.1 respectivamente, con la finalidad de comparar los tres modelos de corrección atmosférica y las mediciones in-situ.

Cuadro 7.3: Coordenadas UTM de los puntos tomados en INIA con el espectroradiómetro, para la validación de la corrección atmosférica SMAC.

Puntos	E(m)	S(m)	Z(m)
Suelo-01	586228	8544614	2743
Suelo-02	586216	8544558	2741
Vegetación-01	586143	8544531	2747
Vegetación-02	586137	8544490	2750
Vegetación-03	586123	8544498	2751

En la Figura 7.4, se muestra los puntos en los cuales se tomó la reflectancia de la superficie del suelo in-situ con el espectroradiómetro, el día 28 de setiembre de 2015. Las coordenadas UTM de los mismos puntos se registraron con la ayuda de un GPS Garmin.

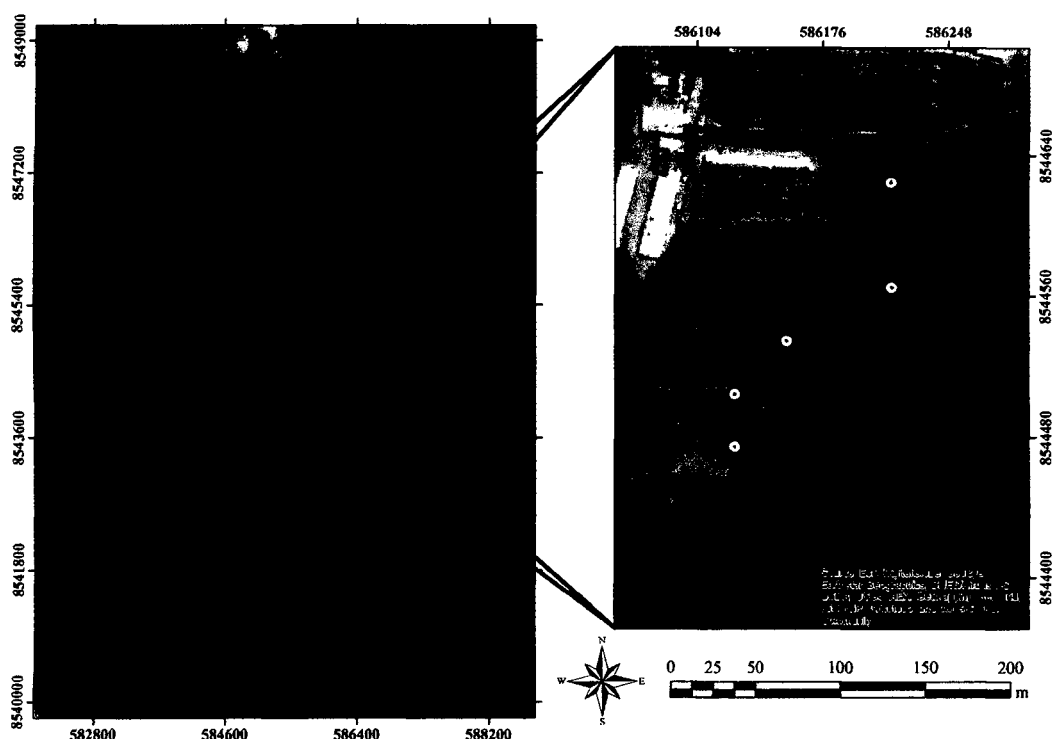


Figura 7.4: Ubicación de los cinco puntos de las mediciones in-situ de la reflectancia de la superficie del suelo en INIA con el espectroradiómetro, el 28 de setiembre del 2015. La imagen de la izquierda corresponde al sensor OLI de fecha 28/09/2015 y la imagen de la derecha tomada de Google Earth.

En el Cuadro 7.4 se muestra los valores extraídos de la reflectancia espectral de las bandas 1, 2, 3, 4, 5, 6 y 7 del sensor OLI corregidos atmosféricamente por el modelo SMAC y los modelos ATCOR y FLAASH, para el punto Suelo-01 con coordenadas UTM (E=586228 m - N=8544614 m), también muestra los valores de la reflectancia del suelo tomada con el espectroradiómetro en INIA que corresponde a la misma longitud de onda de cada banda del sensor OLI. Para obtener los valores de reflectancia espectral de cada banda de las imágenes se utilizó la coordenada UTM del punto Suelo-01, de esta forma se ubicaron en las imágenes de reflectancia de la superficie del suelo estimadas por SMAC, ATCOR y FLAASH, para luego extraer los valores de los pixeles que representa la ubicación de este punto. Todo este proceso se realizó con la ayuda del software ENVI 5.1.

Cuadro 7.4: Valores de la reflectancia del suelo para el punto Suelo-01 de coordenadas UTM (E=586228 m - N=8544614 m) para las 7 bandas de la imagen OLI (28/09/2015) estimadas mediante los métodos de SMAC, ATCOR, FLAASH y la medición in-situ con el espectroradiómetro (28/09/2015).

Bandas	Longitud de Onda central	SMAC	ATCOR	FLAASH	Espectroradiómetro
B1	0.4430 μm	0.0669	0.0600	0.0938	0.0723
B2	0.4826 μm	0.0705	0.0712	0.0932	0.0828
B3	0.5613 μm	0.1159	0.0988	0.1174	0.1100
B4	0.6546 μm	0.1544	0.1388	0.1555	0.1466
B5	0.8646 μm	0.2200	0.2007	0.2220	0.2060
B6	1.6090 μm	0.2777	0.2632	0.2767	0.2682
B7	2.2010 μm	0.2375	0.2148	0.2281	0.2396

Del Cuadro 7.4, realizando la comparación entre el modelo de corrección atmosférica SMAC planteado en esta tesis, con los datos medidos in-situ con el espectroradiómetro se observa que en el orden de las décimas cuentan con el mismo valor y a partir de las centésimas empiezan a variar en las bandas 1, 2, 4, 5 y 6 pero en la banda 3 y 7 cuentan con el mismo valor. De forma similar si comparamos el SMAC con los métodos de corrección atmosférica ATCOR y FLAASH también coinciden en los valores de las decimas excepto en la banda 3 corregido con el modelo ATCOR y a partir de las centésimas varían los valores.

La Figura 7.5 muestra la curva de las firma espectrales para el punto de nombre Suelo-01 generados a partir del Cuadro 7.4, y se observa que tienen el mismo comportamiento tanto el modelo de corrección atmosférica SMAC (color azul), la medición in-situ en campo con el espectroradiómetro (color rojo) y los modelos de corrección atmosférica de ATCOR (color amarillo) y FLAASH (color verde).

La firma espectral del suelo desnudo aumenta progresivamente la reflectancia desde la banda B1 (Ultra azul) de longitud de onda central 0.4430 μm hasta la banda B6 (SWIR-1: Infrarrojo de onda corta) de longitud de onda central 1.6090 μm y disminuye en la banda B7 (SWIR-2: Infrarrojo de onda corta) de longitud de onda central 2.2010 μm debido a la absorción del agua.

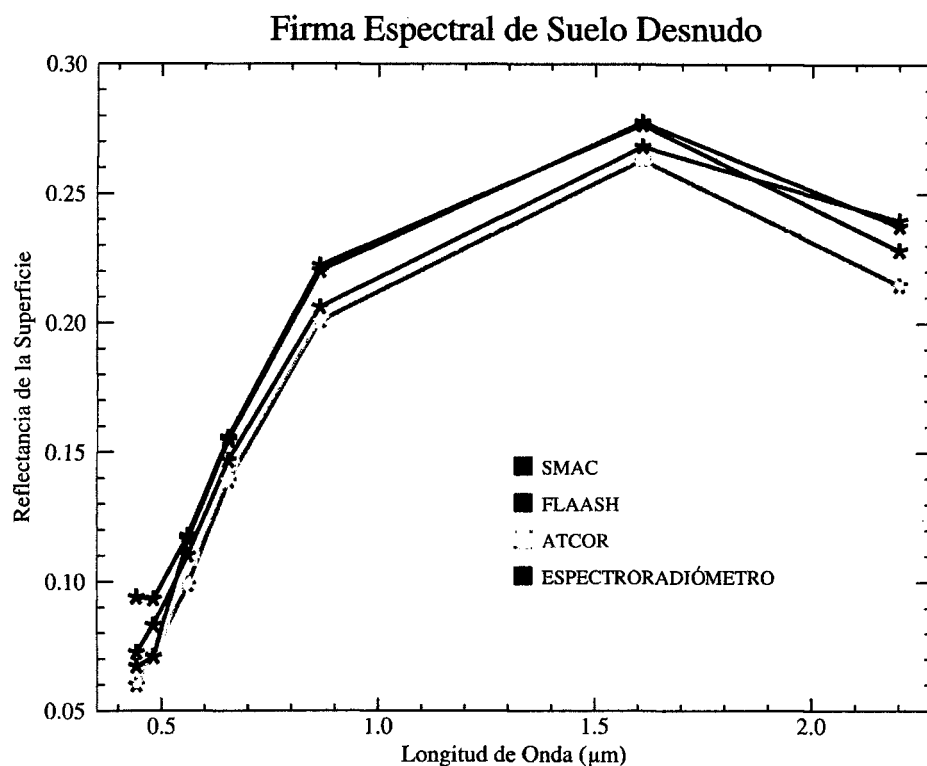
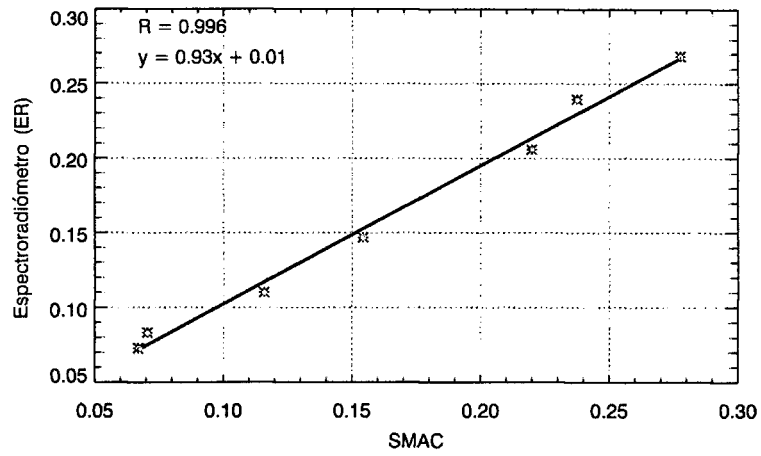
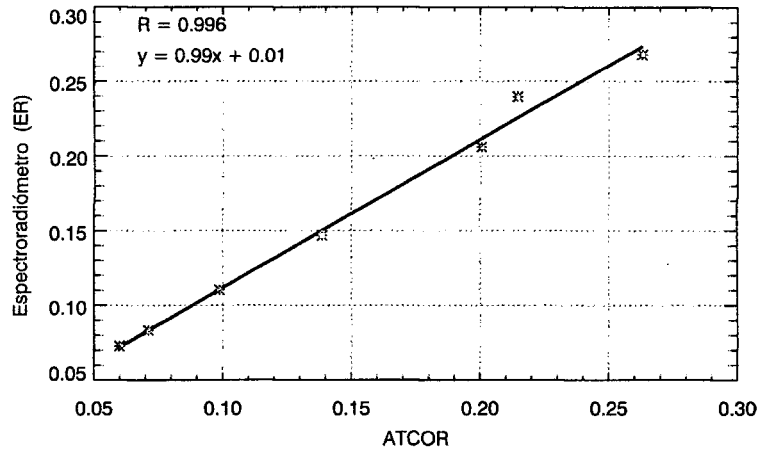


Figura 7.5: Comportamiento espectral para el punto Suelo-01, por los tres métodos SMAC (color azul), FLAASH (color verde), ATCOR (color amarillo) y la medición in-situ con el espectroradiómetro (color rojo).

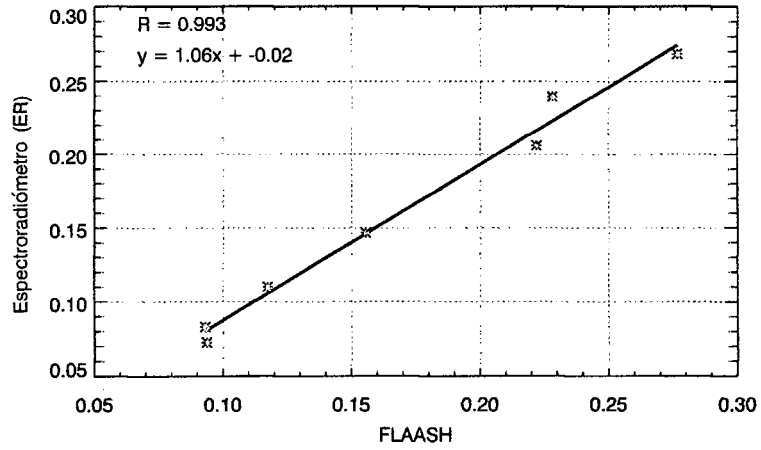
La Figura 7.6, muestra las gráficas de dispersión para el punto Suelo-01, con sus respectivos modelos de regresión lineal. Las gráficas de dispersión muestran la reflectancia del suelo estimado a partir de la imagen del sensor OLI (28/09/2015), mediante los modelos de SMAC, ATCOR y FLAASH versus la medición in-situ de la reflectancia del suelo del punto Suelo-01, con el espectroradiómetro. Los datos usados para realizar los diagramas de dispersión es del Cuadro 7.4. Se observa que el modelo SMAC cuenta con una buena relación con la medición in-situ, con un coeficiente de correlación lineal de $R=0.996$. De forma similar el ATCOR y FLAASH cuenta con una buena correlación.



(a) SMAC vs Espectroradiómetro



(b) ATCOR vs Espectroradiómetro



(c) FLAASH vs Espectroradiómetro

Figura 7.6: Gráficas de dispersión para el punto Suelo-01, de la reflectancia de la superficie del suelo para un área de suelo desnudo, estimado por los tres métodos de corrección atmosférica vs la medición in-situ del espectroradiómetro.

De forma similar para el punto Suelo-02 de coordenadas UTM (E=586216 m - N=8544558 m), se tomó la misma metodología del punto Suelo-01 y los resultados se muestran en el Cuadro 7.5. Si comparamos el modelo de corrección atmosférica SMAC con la medición in-situ (espectroradiómetro) se observa que en el orden de las décimas cuentan con el mismo valor las bandas 1, 2, 4, 6 y 7, y a partir de las centésimas todas las bandas cuentan con valores distintos. Ahora si comparamos el SMAC con los métodos de corrección atmosférica ATCOR y FLAASH en el orden de las décimas coinciden los valores de todas las bandas y a partir de las centésimas empiezan a variar los valores de la reflectancia del suelo para cada longitud de onda.

Cuadro 7.5: Valores de la reflectancia del suelo para el punto Suelo-02 de coordenadas UTM (E=586216 m - N=8544558 m) para las 7 bandas de la imagen OLI (28/09/2015) estimadas mediante los métodos de SMAC, ATCOR, FLAASH y la medición in-situ con el espectroradiómetro (28/09/2015).

Bandas	Longitud de Onda central	SMAC	ATCOR	FLAASH	Espectroradiómetro
B1	0.4430 μm	0.0699	0.0629	0.0974	0.0596
B2	0.4826 μm	0.0746	0.0755	0.0980	0.0691
B3	0.5613 μm	0.1219	0.1051	0.1242	0.0934
B4	0.6546 μm	0.1624	0.1471	0.1645	0.1246
B5	0.8646 μm	0.2295	0.2100	0.2325	0.1778
B6	1.6090 μm	0.2900	0.2724	0.2892	0.2249
B7	2.2010 μm	0.2464	0.2208	0.2368	0.2060

La Figura 7.7 muestra la curva de las firmas espectrales para el punto Suelo-02 generados a partir del Cuadro 7.5, se observa que tienen el mismo comportamiento tanto el modelo de corrección atmosférica SMAC (de color azul), la medición in-situ en campo con el espectroradiómetro (de color rojo) y los modelos de corrección atmosférica de ATCOR (de color amarillo) y FLAASH (de color verde), sin embargo el módulo FLAASH en las bandas 1 y 2 no posee el mismo comportamiento con la medición in-situ (espectroradiómetro), SMAC y ATCOR.

La firma espectral del punto Suelo-02 aumenta progresivamente la reflectancia

desde la banda 1 (Aerosol costero) de longitud de onda central $0.4430\ \mu\text{m}$ hasta la banda 6 (SWIR-1: Infrarrojo de onda corta) de longitud de onda central $1.6090\ \mu\text{m}$ y disminuye en la banda 7 (SWIR-2: Infrarrojo de onda corta) de longitud de onda central $2.2010\ \mu\text{m}$ debido a la absorción del agua.

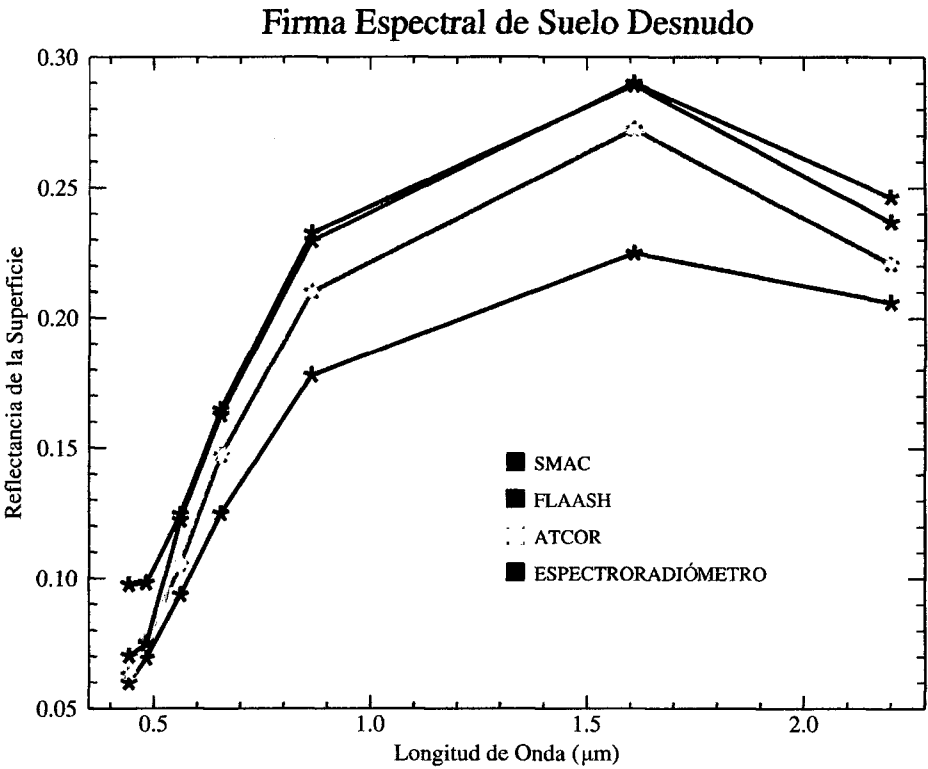
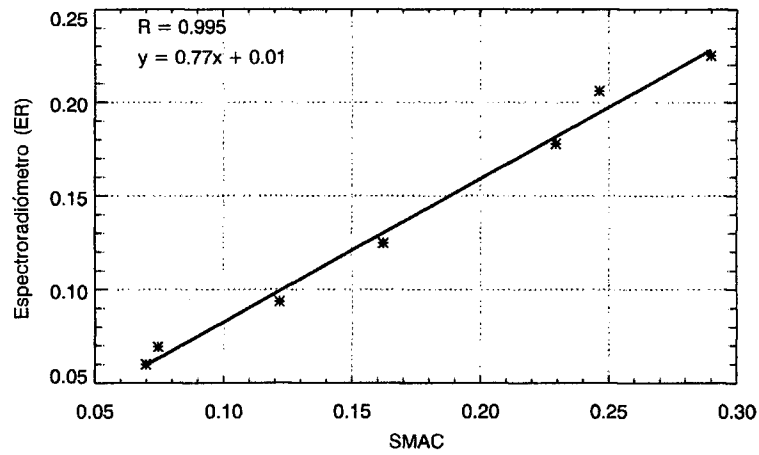
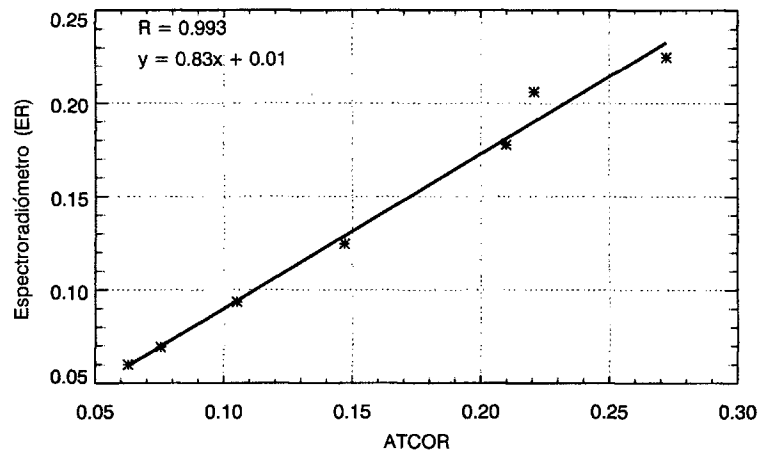


Figura 7.7: Comportamiento espectral para el punto Suelo-02, por los tres métodos SMAC (color azul), FLAASH (color verde), ATCOR (color amarillo) y la medición in-situ con el espectroradiómetro (color rojo).

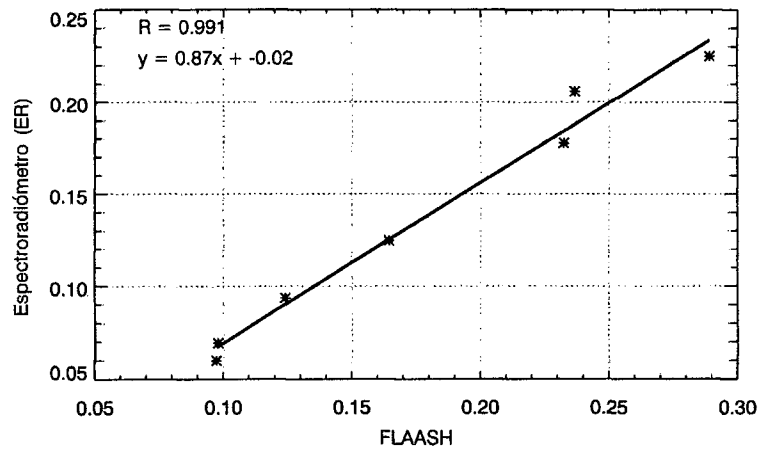
La Figura 7.8, muestra las gráficas de dispersión para el punto Suelo-02 a partir de los datos del Cuadro 7.5, con sus respectivos modelos de regresión lineal. Las gráficas de dispersión muestran la reflectancia del suelo estimada a partir de la imagen del sensor OLI (28/09/2015), mediante los modelos de SMAC, ATCOR y FLAASH versus la medición in-situ de la reflectancia del suelo del punto Suelo-02 con el espectroradiómetro; tal como se observa el modelo SMAC planteado en esta tesis tiene una buena relación con la medición in-situ, con un coeficiente de correlación lineal de $R=0.995$. De forma similar el ATCOR y FLAASH también cuentan con una buena correlación.



(a) SMAC vs Espectroradiómetro



(b) ATCOR Vs Espectroradiómetro



(c) FLAASH Vs Espectroradiómetro

Figura 7.8: Gráficas de dispersión para el punto Suelo-02, de la reflectancia de la superficie del suelo para un área de suelo desnudo, estimado por los tres métodos de corrección atmosférica vs la medición in-situ del espectroradiómetro.

El punto Vegetación-01 de coordenadas UTM (E=586143 m - N=8544531 m) corresponde al cultivo de alfalfa, para la extracción del valor del pixel de la coordenada mencionada se tomó la misma metodología de los puntos Suelo-01 y Suelo-02, los resultados se muestran en el Cuadro 7.6. Comparando entre el modelo de corrección atmosférica SMAC con los datos in-situ medido con el espectroradiómetro se observar que en el orden de las décimas cuentan con el mismo valor en todas las bandas. Las bandas 1 y 2 en el orden de las centésimas tienen el mismo valor, mientras las demás bandas cuentan con valores distintos. Ahora, si comparamos el SMAC con los métodos de corrección atmosférica ATCOR y FLAASH en el orden de las décimas coinciden los valores de las bandas 1, 2, 3, 4, 6 y 7, mientras que la banda 5 no coincide; en el orden de las centésimas empiezan a variar en todas las bandas, excepto en la banda 6 que cuentan con el mismo valor de reflectancia del suelo.

Cuadro 7.6: Valores de la reflectancia del suelo para el punto Vegetación-01 de coordenadas UTM (E=586143 m - N=8544531 m) para las 7 bandas de la imagen OLI (28/09/2015) estimadas mediante los métodos de SMAC, ATCOR, FLAASH y la medición in-situ con el espectroradiómetro (28/09/2015).

Bandas	Longitud de Onda central	SMAC	ATCOR	FLAASH	Espectroradiómetro
B1	0.4430 μm	0.0352	0.0195	0.0559	0.0348
B2	0.4826 μm	0.0325	0.0235	0.0493	0.0388
B3	0.5613 μm	0.0871	0.0670	0.0847	0.0781
B4	0.6546 μm	0.0754	0.0489	0.0675	0.0593
B5	0.8646 μm	0.3916	0.4104	0.4108	0.3718
B6	1.6090 μm	0.2348	0.2316	0.2331	0.2173
B7	2.2010 μm	0.1402	0.1317	0.1336	0.1314

La Figura 7.9 muestra la curva de las firmas espectral para el punto Vegetación-01 generado a partir del Cuadro 7.6. Se observa que tienen el mismo comportamiento tanto el modelo de corrección atmosférica SMAC (de color azul), la medición in-situ en campo con el espectroradiómetro (de color rojo) y los modelos de corrección atmosférica de ATCOR (de color amarillo) y FLAASH (de color

verde).

Si analizamos la firma espectral del punto Vegetación-01 (Figura 7.9) en el espectro electromagnético, se observa que la mayor parte de la energía electromagnética en el visible (B1 (Ultra azul), B2 (Azul), B3 (Verde), B4 (Rojo)) tienen una baja reflectividad y transmitividad, esto se debe al efecto absorbente de los pigmentos de las hojas, principalmente las clorofilas, xantofila y caroteno; en la banda B3 (verde) el efecto de la absorción es menor con respecto a las bandas B1, B2 y B4, y gracias a este efecto nuestros ojos perciben la vegetación vigorosa. Por otra parte la energía electromagnética en el infrarrojo cercano (NIR) banda B5, no es afectado por esos pigmentos y la cantidad de radiación absorbida es muy pequeña, mientras que la reflejada y transmitida es grande. En el infrarrojo de onda corta de las bandas B6 (SWIR-1) y B7 (SWIR-2) hay una intensa absorción de la radiación electromagnética debido al contenido de agua en las hojas.

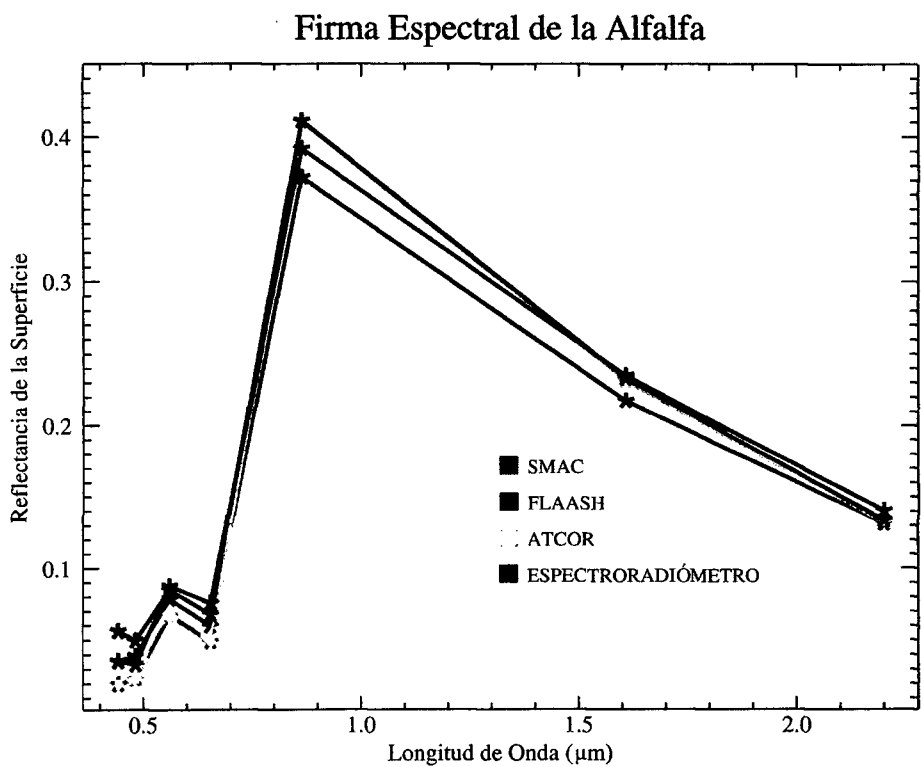
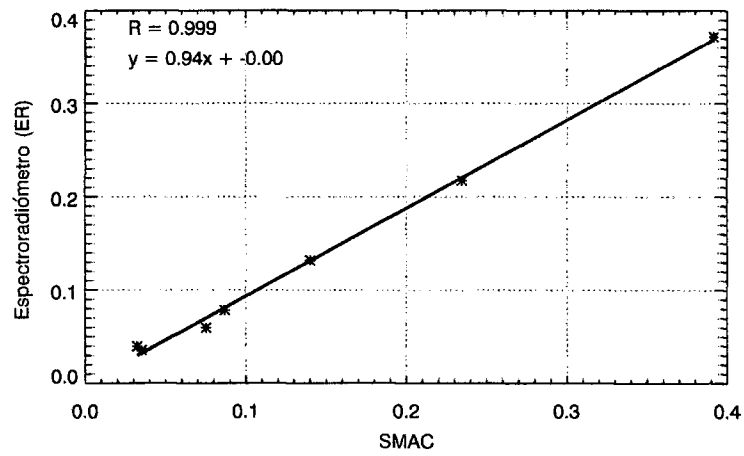


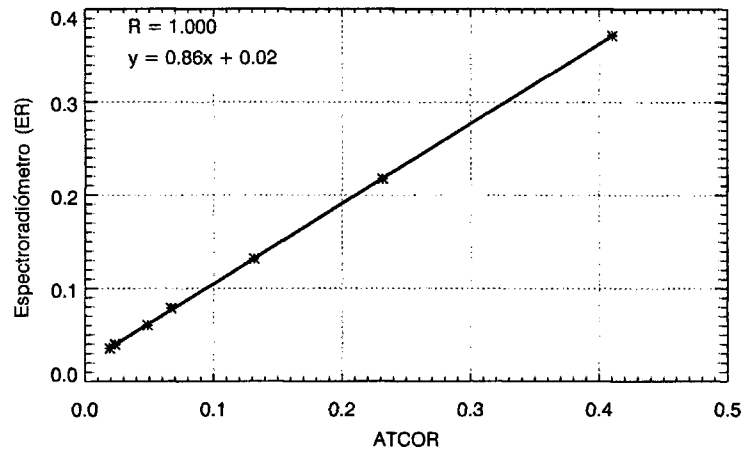
Figura 7.9: Comportamiento espectral para el punto Vegetación-01, por los tres métodos SMAC (color azul), FLAASH (color verde), ATCOR (color amarillo) y la medición in-situ con el espectroradiómetro (color rojo).

En la Figura 7.10 se muestran las gráficas de dispersión para el punto Vege-

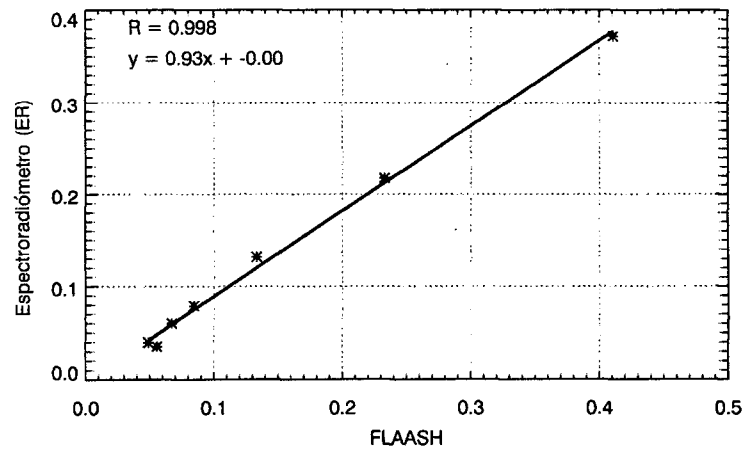
tación-01 a partir de los datos del Cuadro 7.6, con sus respectivos modelos de regresión lineal. Las gráficas de dispersión muestran la reflectancia del suelo a partir de la imagen del sensor OLI (28/09/2015), mediante los modelos SMAC, ATCOR y FLAASH versus la medición in-situ de la reflectancia del suelo del punto Vegetación-01, con el espectroradiómetro; como se observa el modelo SMAC planteado en esta tesis tiene un buen relación con la medición in-situ, con un coeficiente de correlación lineal de $R=0.999$. De forma similar el ATCOR y FLAASH también cuentan con una buena correlación.



(a) SMAC vs Espectroradiómetro



(b) ATCOR Vs Espectroradiómetro



(c) FLAASH Vs Espectroradiómetro

Figura 7.10: Gráficas de dispersión para el punto Vegetación-01, de la reflectancia de la superficie del suelo para un área con cultivo de alfalfa, estimado por los tres métodos de corrección atmosférica vs la medición in-situ del espectroradiómetro.

El punto Vegetación-02 de coordenadas UTM (E=586137 m - N=8544490 m) corresponde a cultivo de alfalfa, la extracción del valor del pixel de la coordenada mencionada, se muestran en el Cuadro 7.7. Comparando el modelo de corrección atmosférica SMAC con los datos in-situ medido con el espectroradiómetro se observar que en el orden de las décimas cuentan con el mismo valor todas las bandas y en el orden de las centésimas solo la banda 3 cuenta con el mismo valor mientras las demás bandas con valores distintos. Si comparamos el SMAC con los métodos de corrección atmosférica ATCOR y FLAASH en el orden de las décimas todas las bandas coinciden, mientras que en el orden de las centésimas solo las banda 2 y 6 coincide.

Cuadro 7.7: Valores de la reflectancia del suelo para el punto Vegetación-02 de coordenadas UTM (E=586137 m - N=8544490 m) para las 7 bandas de la imagen OLI (28/09/2015) estimadas mediante los métodos de SMAC, ATCOR, FLAASH y la medición in-situ con el espectroradiómetro (28/09/2015).

Bandas	Longitud de Onda central	SMAC	ATCOR	FLAASH	Espectroradiómetro
B1	0.4430 μm	0.0382	0.0236	0.0236	0.0400
B2	0.4826 μm	0.0377	0.0305	0.0305	0.0467
B3	0.5613 μm	0.0948	0.0771	0.0771	0.0964
B4	0.6546 μm	0.0958	0.0741	0.0741	0.0785
B5	0.8646 μm	0.3295	0.3386	0.3386	0.3813
B6	1.6090 μm	0.2346	0.2314	0.2314	0.2296
B7	2.2010 μm	0.1524	0.1433	0.1433	0.1792

La Figura 7.11 muestra la curva de las firmas espectrales para el punto Vegetación-02 generado a partir del Cuadro 7.7. Se observa que tienen el mismo comportamiento tanto el modelo de corrección atmosférica SMAC (de color azul), la medición in-situ en campo con el espectroradiómetro (color rojo) y los modelos de corrección atmosférica de ATCOR (color amarillo) y FLAASH (color verde).

Si analizamos la firma espectral del punto Vegetación-02 (Figura 7.11) en el espectro electromagnético, se observa que muestra el mismo comportamiento que en el punto Vegetación-01 y la interpretación de su firma espectral también es

similar. La diferencia radica en la banda 4 (Rojo) que cuenta con mayor valor, esto se debe que en la toma (Vegetación-01), el cultivo se encontraba en la fase de gran crecimiento, por lo tanto el espectroradiómetro solamente captó un solo elemento planta, mientras en la toma (Vegetación-02) el cultivo se encontraba en la fase de ahijamiento por lo tanto el espectroradiómetro captó dos elementos planta y suelo.

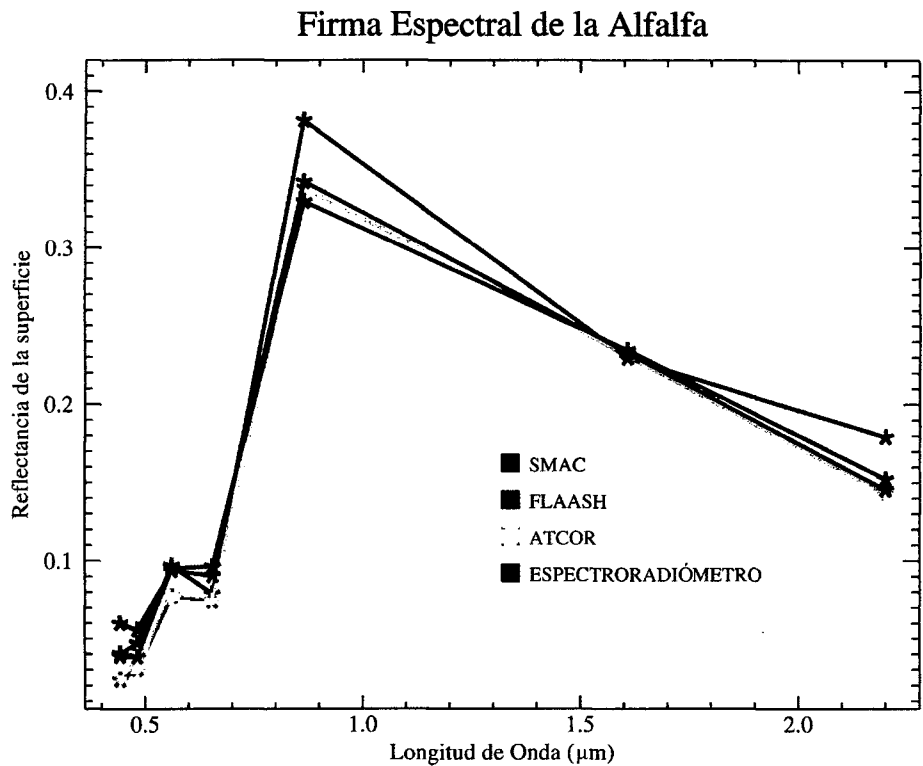
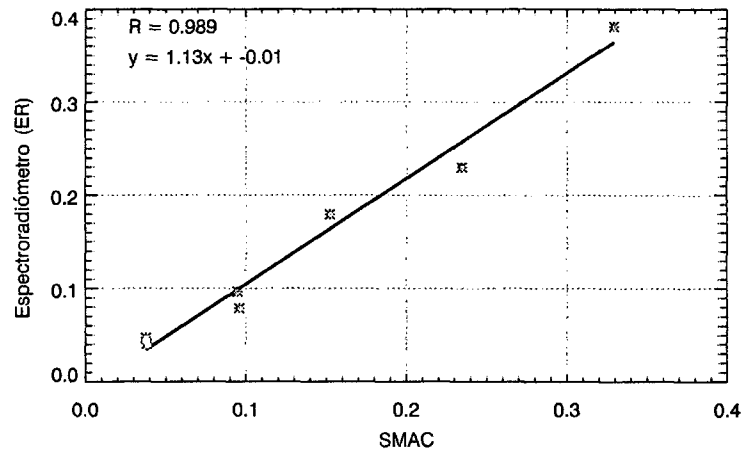
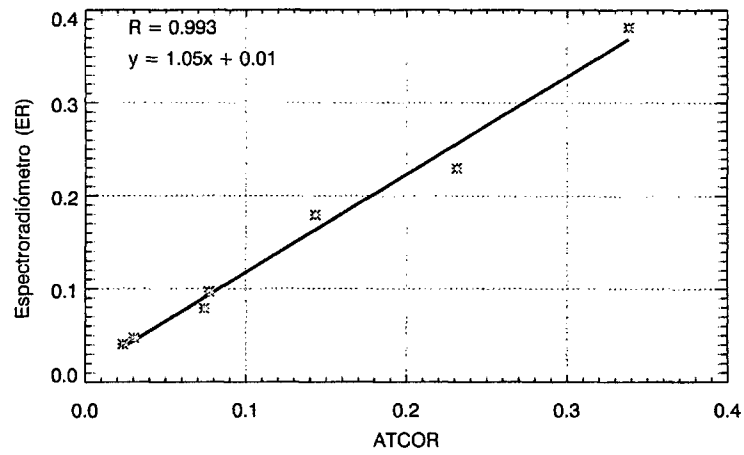


Figura 7.11: Comportamiento espectral para el punto Vegetación-02 por los tres métodos SMAC (color azul), FLAASH (color verde), ATCOR (color amarillo) y la medición in-situ con el espectroradiómetro (color rojo).

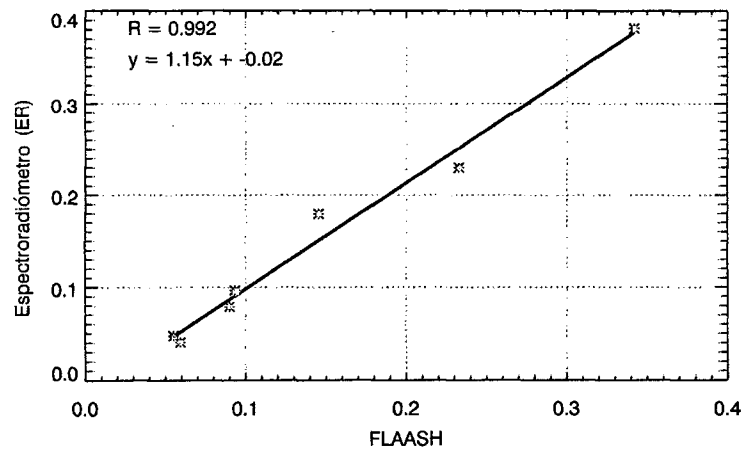
La Figura 7.12, muestra las gráficas de dispersión para el punto Vegetación-02 a partir de los datos del Cuadro 7.7, con sus respectivos modelos de regresión lineal. Las gráficas de dispersión muestran la reflectancia del suelo a partir de la imagen del sensor OLI (28/09/2015), mediante los modelos de SMAC, ATCOR y FLAASH vs la medición in-situ de la reflectancia del suelo del punto Vegetación-02, como se observan el modelo SMAC tiene una buena relación con la medición in-situ, con un coeficiente de correlación lineal de $R=0.989$. De forma similar el ATCOR y FLAASH también cuentan con una buena correlación.



(a) SMAC vs Espectroradiómetro



(b) ATCOR Vs Espectroradiómetro



(c) FLAASH Vs Espectroradiómetro

Figura 7.12: Gráficas de dispersión para el punto Vegetación-02, de la reflectancia de la superficie del suelo para un área con cultivo de alfalfa, estimado por los tres métodos de corrección atmosférica vs la medición in-situ del espectroradiómetro.

El punto Vegetación-03 de coordenadas UTM (E=586123 m - N=8544498 m) corresponde al cultivo de alfalfa, la extracción del valor del pixel de cada banda de la coordenada mencionada, se muestran en el Cuadro 7.8. Comparando el modelo de corrección atmosférica SMAC con la medición in-situ (espectroradiómetro) se observar que en el orden de las décimas cuentan con el mismo valor las bandas 1, 2, 3, 4, 6 y 7, mientras la banda 5 se muestra con un valor distinto; en el orden de las centésimas todas las bandas cuenta con valores distintos. Si comparamos el SMAC con los métodos de corrección atmosférica ATCOR y FLAASH en el orden de las décimas todas las bandas coinciden, mientras que en el orden de las centésimas solo la banda 6 coincide.

Cuadro 7.8: Valores de la reflectancia del suelo para el punto Vegetación-03 de coordenadas UTM (E=586123 m - N=8544498 m) para las 7 bandas de la imagen OLI (28/09/2015) estimadas mediante los métodos de SMAC, ATCOR, FLAASH y la medición in-situ con el espectroradiómetro (28/09/2015).

Bandas	Longitud de Onda central	SMAC	ATCOR	FLAASH	Espectroradiómetro
B1	0.4430 μm	0.0408	0.0279	0.0626	0.0248
B2	0.4826 μm	0.0403	0.0349	0.0583	0.0256
B3	0.5613 μm	0.0912	0.0738	0.0893	0.0717
B4	0.6546 μm	0.0914	0.0700	0.0852	0.0291
B5	0.8646 μm	0.3346	0.3505	0.3479	0.4403
B6	1.6090 μm	0.2267	0.2267	0.2248	0.2191
B7	2.2010 μm	0.1417	0.1350	0.1350	0.1064

La Figura 7.13, muestra la curva de las firmas espectrales para el punto Vegetación-03 generado a partir del Cuadro 7.8. Si analizamos la firma espectral del punto Vegetación-03 (Figura 7.13) en el espectro electromagnético, se observa que muestra el mismo comportamiento que los puntos Vegetación-01 y Vegetación-2 y la interpretación de su firma espectral también es similar. La diferencia radica en la banda 4 (Rojo) y Banda 5 (NIR) de la toma con el espectroradiómetro que cuentan con un valor menor y mayor respectivamente con respecto a los valores de SMAC, ATCOR y FLAASH, debido que en la toma Vegetación-03 el espectro-

radiómetro captó la firma espectral de un cultivo en la fase de gran crecimiento mientras que en el caso del SMAC, ATCOR y FLAASH los valores extraídos son un promedio de un pixel de 30m × 30m (900 m²), en este pixel se encuentran cultivos en la fase de ahijamiento y de gran crecimiento.

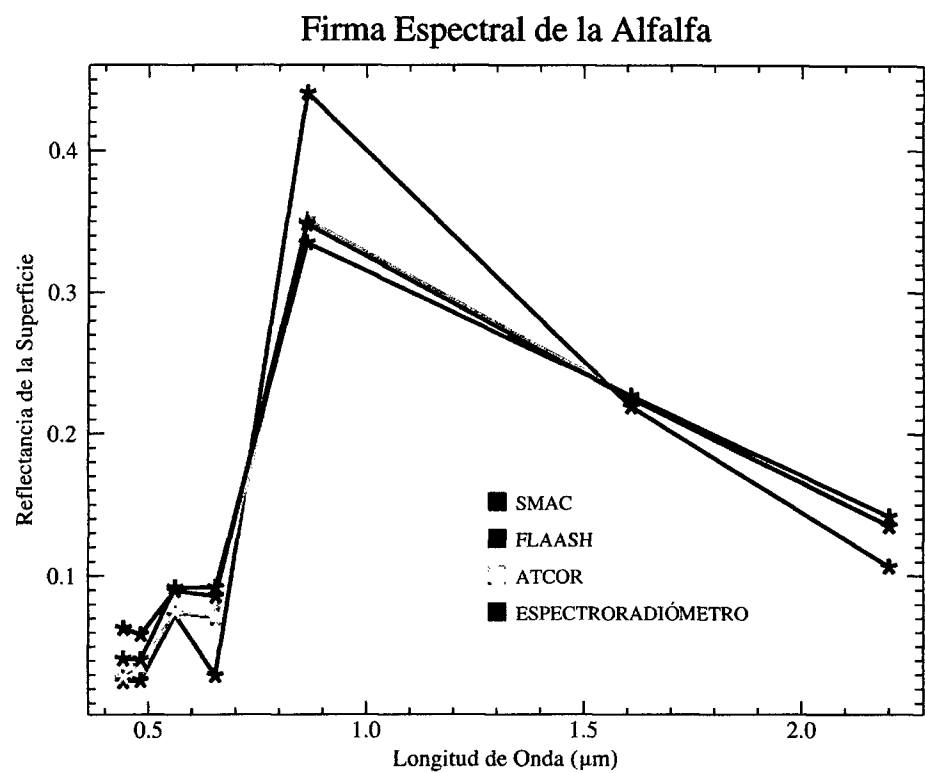
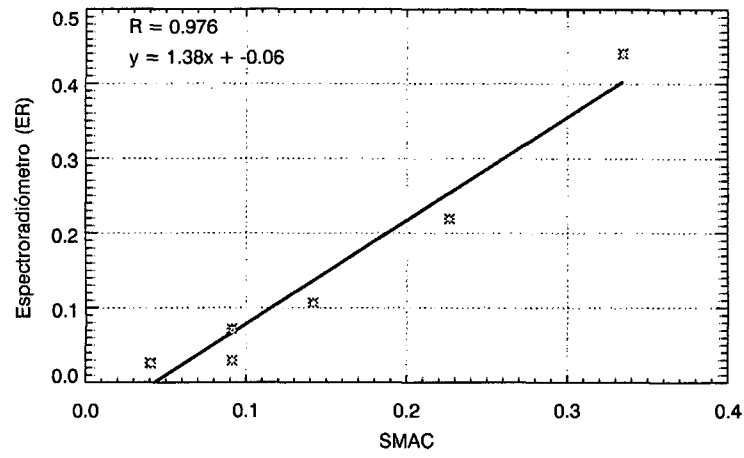
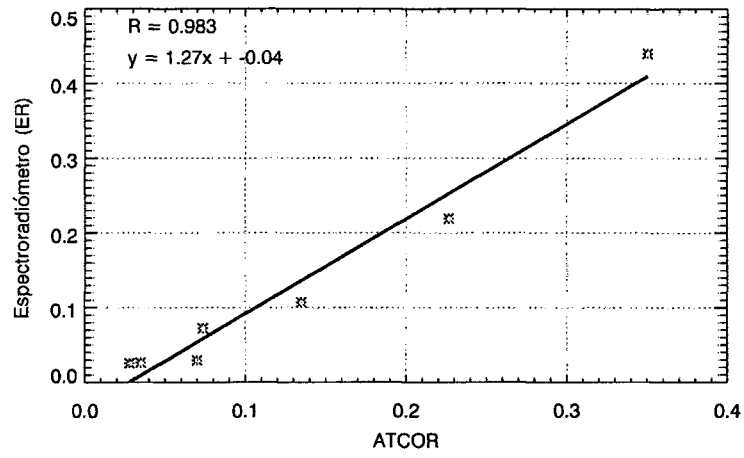


Figura 7.13: Comportamiento espectral para el punto Vegetación-03 por los tres métodos SMAC (color azul), FLAASH (color verde), ATCOR (color amarillo) y la medición in-situ con el espectroradiómetro (color rojo).

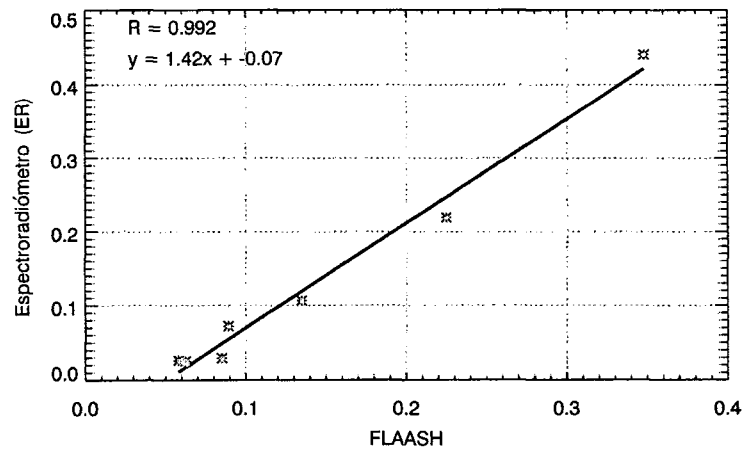
La Figura 7.14, muestran las gráficas de dispersión para el punto Vegetación-03 a partir de los datos del Cuadro 7.8, con sus respectivos modelos de regresión lineal. Las gráficas de dispersión muestran la reflectancia del suelo a partir de la imagen del sensor OLI (28/09/2015), mediante los modelos de SMAC, ATCOR y FLAASH vs la medición in-situ de la reflectancia del suelo en el punto Vegetación-03, con el espectroradiómetro. Como se observa el modelo SMAC tiene una buen relación con la medición in-situ, con un coeficiente de correlación lineal de R=0.976. De forma similar el ATCOR y FLAASH cuentan con una buena correlación.



(a) SMAC vs Espectroradiómetro



(b) ATCOR Vs Espectroradiómetro



(c) FLAASH Vs Espectroradiómetro

Figura 7.14: Gráficas de dispersión para el punto Vegetación-03, de la reflectancia de la superficie del suelo para un área con cultivo de alfalfa, estimado por los tres métodos de corrección atmosférica vs la medición in-situ del espectroradiómetro.

Capítulo 8

Conclusiones y recomendaciones

8.1. Conclusiones

A partir del análisis realizado en esta investigación, se puede concluir:

- La metodología desarrollada cumplió con el objetivo de implementar la corrección atmosférica SMAC, para las imágenes del sensor OLI del satélite Landsat-8 en el lenguaje de programación IDL, bajo las condiciones atmosféricas para un determinado área de estudio.
- Los parámetros físicos como el ozono, vapor de agua y espesor óptico que figuran en el software web GIOVANNI, son confiables para realizar la corrección atmosférica con el modelo SMAC en las imágenes del sensor OLI del satélite Landsat-8.
- Los diagramas de dispersión del modelo SMAC vs el Módulo FLAASH (ver Figura 7.2), cuentan con alta correlación para las 7 bandas de las imágenes del sensor OLI de fecha 16-08-2016 (paht=10, row=65; de forma similar sus histogramas tienen el mismo comportamiento (Figura 7.3).
- La validación del modelo SMAC con el espectroradiómetro FieldSpec 4 Standard-Res, para las 5 muestras tomadas en el Instituto Nacional de Innovación Agraria (INIA) – Ayacucho, resultó muy satisfactorio (ver las Figuras 7.6, 7.8, 7.10, 7.12 y 7.14). Se obtuvo que la reflectancia de la superficie del

suelo varia a partir de las centésimas (ver los Cuadros 7.4, 7.5, 7.6, 7.7 y 7.8).

- La comparación visual del comportamiento de las firmas espectrales (de las 5 muestras, Figura 7.4) obtenido con el espectroradiómetro FieldSpec 4 Standard-Res y los modelos SMAC, FLAASH y ATCOR muestran el mismo comportamiento para las 7 bandas del sensor OLI de fecha 28-09-2015 (paht=05, row=69) como se visualizan en las Figuras 7.5, 7.7, 7.9, 7.11 y 7.13. Con excepción de la banda 1 del modelo FLAASH. Por lo expuesto, se puede afirmar que el modelo SMAC y ATCOR son mas eficientes, en la corrección atmosférica en la Banda 1.
- En el desarrollo del trabajo de tesis, se ha logrado aprender el manejo y uso del espectroradiómetro FieldSpec 4 Standard-Res.

8.2. Recomendaciones

- Implementar la corrección atmosférica SMAC para las imágenes Sentinel-2.
- Para posteriores investigaciones similares de validación con espectroradiómetro de los modelos de corrección atmosférica se recomienda tomar mediciones en superficies homogénea (desierto, lago, etc).
- Obtener una biblioteca de firmas espectrales de la vegetación de nuestra Región, para su posterior zonificación mediante el uso de imágenes de alta resolución espacial.

Bibliografía

- Adler-Golden, S. M., M. W. Matthew, L. S. Bernstein, R. Y. Levine, A. Berk, S. C. Richtsmeier, P. K. Acharya, G. P. Anderson, G. Felde, J. Gardner, M. Hoke, L. S. Jeong, B. Pukall, A. Ratkowski, and H.-H Burke (1999), Atmospheric Correction for Short-wave Spectral Imagery Based on MODTRAN4, *SPIE Proceedings on Imaging Spectrometry*, 3753, 61–69.
- Arefi H., and P. Reinartz (2011), Accuracy Enhancement of ASTER Global Digital Elevation Models Using ICESat Data, *Remote Sensing*, 3, 1323–1343, doi:10.3390/rs3071323.
- Athmania, D., and H. Achour (2014), External Validation of the ASTER GDEM2, GMTED2010 and CGIAR-CSI-SRTM v4.1 Free Access Digital Elevation Models (DEMs) in Tunisia and Algeria, *Remote Sensing*, 6, 4600–4620, doi:10.3390/rs6054600.
- Berk, A., G. P. Anderson, P. K. Acharya, E. P. and Shettle (2008), *MODTRAN 5.2.0.0 User's Manual*, Avenue Burlington, MA: Spectral Sciences, Inc.
- Borengasser, M., Hungate W. S., and Watkins (2008), *Hyperspectral Remote Sensing Principles and Applications*, CRC Press Taylor & Francis Group – Boca Raton London New York, pp. 119.
- Brizuela, A. B., C. A. Aguirre and I. Velasco (2007), *Aplicaciones de métodos de corrección atmosférica de datos Landsat 5 para análisis multitemporal*, Ed. Martin, pp. 207–214, doi:978-987-543-126-3.
- Canty, M. J. (2014), *Image Analysis Classification and Change Detection in Re-*

- ote Sensing, With Algorithms for ENVI/IDL and Python*, Taylor & Francis Group– Boca Raton London New York, pp: 1–541.
- Chander, G., B. L. Markham, and D. L. Helder (2009), Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors, *Remote Sensing of Environment*, 113, 893–903, doi:10.1016/j.rse.2009.01.007.
- Chandrasekhar, S. (1960), *Radiative Transfer*, Dover Publications, INC. New York – EEUU. pp. 1–393.
- Chavez, P. S. Jr., C. s. Stuart, and J. A. Anderson (1991), Comparison of Three Different Methods to Merge Multiresolution and Multispectral Data: Landsat TM and SPOT Panchromatic, *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 57(3), 295–303.
- Chavez, P. S. Jr. (1988), An Improved Dark-Object Subtraction Technique for Atmospheric Scattering Correction of Multispectral Data, *Remote Sensing of Environment*, 24, 459–479.
- Chavez, P. S. Jr. (1996), Image-Based Atmospheric Corrections - Revisited and Improved, *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 62(9), 1025–1036.
- Cook A. J., T. Murray, A. Luckman, D. G. Vaughan, and N. E. Barrand (2012), A new 100-m Digital Elevation Model of the Antarctic Peninsula derived from ASTER Global DEM: methods and accuracy assessment, *Earth System Science Data*, 4, 129–142, doi:10.5194/essd-4-129-2012.
- Correa, M. N. A. (2012), *Métodos para la caracterización de las formas del terreno en zonas de montaña utilizando Modelos Digitales de Elevación. Caso: Departamento del Cauca*, tesis de M.S., Geoinformación para el uso sostenible de los recursos naturales, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia. [Consulta: 05 de Abril 2016 - web: http://www.bdigital.unal.edu.co/11967/1/795078_2012.pdf]

- Forestier, G., J. Inglada, C. Wemmert, P. Gancarski (2009), Mining spectral libraries to study sensors discrimination ability, *Remote Sensing for Environmental Monitoring, GIS Applications, and Geology IX*, 7478, 1–9.
- Gilabert, M. A, J. González-Piqueras, and J. García-Haro (1997), Acerca de los Indices de Vegetación, *Revista de Teledetección*, 8, 1–10.
- Gorgan, D., V. Bacu, T. Stefanutd, D. Rodila and D. Mihon (2012), Earth Observation application development based on the Grid oriented ESIP satellite image processing platform, *Computer Standards & Interfaces*, 34, 541—548.
- Goslee, S. C (2011), Analyzing Remote Sensing Data in R: The landsat Package, *Journal of Statistical Software*, 43(4), 1—25.
- Guanter, L., R. Richter, and H. Kaufmann (2009), On the application of the MODTRAN4 atmospheric radiative transfer code to optical remote sensing, *International Journal of Remote Sensing*, 30(6), 1407—1424, doi:10.1080/01431160802438555.
- Guo, Y., and F. Zeng (2012), atmospheric correction comparison of spot-5 image based on model flaash and model quac , XXII ISPRS Congress, 25 August – 01 September 2012, Melbourne, Australia, International Archives of the Photogrammetry, *Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Volume XXXIX-B7.
- Iqbbal, M. (1983), *An introduction to solar radiation*, Academic Press, New York, pp. 390.
- Irons, J. R., J. L. Dwyer and J. A. Barsi (2012), The next Landsat satellite: The Landsat Data continuity Mission, *Remote Sensing of Environment*, 112, 11—21, doi:10.1016/j.rse.2011.08.026.
- ITT Visual Information Solutions (2009), *ENVI - Atmospheric Correction Module: QUAC and FLAASH User's Guide*, Version 4.7, pp. 44.
- Jensen, J. R. (2005), *Introductory Digital Image Processing: A Remote Sensing Perspective*, Prentice Hall, United States of America.

- Jimenez J. (2005), *Estimación de la temperatura y la emisividad de la superficie terrestre a partir de datos suministrados por sensores de alta resolución*, Facultad de Física, Departamento de Termodinámica, Universidad de Valencia, pp. 334.
- Kawishwar, P. (2007), Atmospheric Correction Models for Retrievals of Calibrated Spectral Profiles from Hyperion EO-1 Data, Master's thesis, International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation Enschede, the Netherlands and Indian Institute of Remote Sensing, *National Remote Sensing Agency (NRSA)*, Department of Space, Government of India, Dehra Dun, India.
- Lenoble, J. (1993), *Atmospheric Radiative Transfer*, A. DEEPAK Publishing, Hampton, Virginia USA, pp. 530.
- Liang, S., S. Member, IEEE, H. Fang, and M. Chen (2001), Atmospheric Correction of Landsat ETM+ Land Surface Imagery—Part I: Methods, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(11), 2490–2498.
- Liang S., X. Li and J. Wang (2012), *Advanced Remote Sensing: Terrestrial Information Extraction and Applications*, Academic Press - USA, pp: 800.
- Lillesand, T. M., R. W. Keifer and J. W. Chipman (2004), *Remote Sensing and Image Interpretation (Fifth Edition)*, John Wiley & Sons, Inc., Toronto, pp. 763.
- Liou, K. N. (2002), *An Introduction to atmospheric Radiation - Second Edition*, Academic Press – An imprint of Elsevier Science, San Diego, V. 84, pp. 583.
- Lu, D., P. Mausel, E. Brondizio, and E. Moran (2002), Assessment of atmospheric correction methods for Landsat TM data applicable to Amazon basin LBA research, *Int. J. Remote Sensing*, 23(13), 2651—2671, doi:10.1080/01431160110109642.
- Manual de uso Giovanni Online (2016), *NASA – GES DISC (Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center)*. [Consulta: 20 de setiembre 2016 - Web: <https://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni/documents/ag/user-manual>].

- Modest, M. F. (2013), *Radiative Heat Transfer (Third Edition)*, Academic Press is an imprint of Elsevier, The University of California at Merced - USA, pp. 882.
- NASA-National Aeronautics and Space Administration and USGS-United States Geological Survey (2013), *LDCM Landsat Data Continuity Mission*. [Consulta: 17 de Setiembre 2015 - Web: http://www.nasa.gov/pdf/723395main_LDCMpresskit2013-final.pdf].
- Nascimento, C. R., and J. J. Zullo (2010), Impacto da correção atmosférica de imagens AVHRR/NOAA-17 no cálculo do índice de vegetação NDVI, *Revista Brasileira de Ciências Agrárias*, 5(2), 256–264.
- Nazeer, M., J. E. Nichol, and Y.- K. Yung (2014), Evaluation of atmospheric correction models and Landsat surface reflectance product in an urban coastal environment, *International Journal of Remote Sensing*, –(–), 1–21, doi: 10.1080/01431161.2014.951742.
- Neubert, M. and G. Neinel (sf), *Atmospheric and Terrain Correction of Ikonos Imagery Using ATCOR3* [Consulta: 12 de diciembre 2016 - web: https://www.researchgate.net/publication/228927045_Atmospheric_and_terrain_correction_of_Ikonos_imagery_using_ATCOR3]
- Pérez, C. and A. L. Muñoz (2006), *Teledetección Nociones y Aplicaciones*, Copyrighted Material - España, pp. 359.
- Proud, S. R., M. O. Rasmussen, R. Fensholt, I. Sandholt, C. Shisanya, W. Mutero, C. Mbow, and A. Anyamba (2010), Improving the SMAC atmospheric correction code by analysis of Meteosat Second Generation NDVI and surface reflectance data, *Remote Sensing of Environment*, 114, 1687–1698, doi:10.1016/j.rse.2010.02.020.
- QUAC. (2009), *Atmospheric Correction Module: QUAC and FLAASH User's Guide*.
- Rahman, H., and G. Dedieu (1994), SMAC: a simplified method for the atmo-

- heric correction of satellite measurements in the solar spectrum, *International Journal of Remote Sensing*, 15(1), 123–143, doi:10.1080/01431169408954055.
- Reyes, P. S. (2010), *Análisis y descripción general de la Plataforma GIOVANNI*, Tesis de Master en Geofísica y Meteorología, Universidad de Granada – España, pp. 1–124.
- Richter, R. (1997), Correction of atmospheric and topographic effects for high spatial resolution satellite imagery, *Remote Sensing of Environment*, 18(5), 1099–1111, doi:10.1080/014311697218593.
- Richter, R. (1998), Correction of satellite imagery over mountainous terrain, *Applied Optics*, 3718, 4004–4015.
- Richter, R., D. Schl  pfer, and A. M  ller (2006), An automatic atmospheric correction algorithm for visible/NIR imagery, *International Journal of Remote Sensing*, 27(10), 2077–2085.
- Richter, R. (2014), *ATCOR-2/3 User Guide, Version 8.3.1*.
- Roy, D. P., M. A. Wulder, T. R. Loveland, C. E. Woodcock, M. C. Anderson, D. Helder, J. R. Irons, D. M. Johnson, R. Kennedy, T. A. Scambos, C. B. Schaaf, J. R. Schott, Y. Sheng, E. F. Vermote, A. S. Belwardo, R. Bindschadler, W. B. Cohen, F. Gao, J. D. Hipple, P. Hostert, J. Huntington, C. O. Justice, A. Kilic, V. Kovalsky, Z. P. Lee, L. Lymburner, J. G. Masek, J. McCorkel, Y. Shuai, R. Trezza, J. Vogelmann, R. H. Wynne and Z. Zhu (2014), Landsat-8: Science and product vision for terrestrial global change research, *Remote Sensing of Environment*, 145, 154–172, doi:10.1016/j.rse.2014.02.001.
- Rudjord and Due (2012), *Evaluation of FLAASH atmospheric correction*, SAMBA/10/12, Norsk Regnesentral - Norwegian Computing Center, pp. 24.
- Sánchez, N. M. (2009), *Teledetección   ptica aplicada a un modelo distribuido de balance hídrico (hidromore) para el cálculo de evapotranspiración y humedad de suelo*, Tesis Doctoral, Departamento & Ingeniería Cartogr  fica y del Terreno (Universidad de Salamanca – España), pp. 1–410.

- Sobrino, J. A. (2000), *Teledetección*, Universitat de Valencia (ISBN 84-370-4220-8), Valencia (España), pp. 468.
- Tanré, D., Deroo, C., Duhaut, P., Herman, M., Morcrette, J. J., Perbos, J., and Deschamps, P. Y. (1990), Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum: the 5S code, *International Journal of Remote Sensing*, 11, 659–668.
- Teillet, P. M. (1990), Rayleigh optical depth comparisons from various sources, *Applied Optics*, 29(13), 1897–1900.
- User Manual FieldSpec 4 (2012), *ASD Document 600979*, Rev. B, ASD Inc. (www.asdi.com).
- User Manual RS3 TM (2008), *ASD Document 600545*, Rev. E, ASD Inc. (www.asdi.com).
- User Manual ViewSpec Pro TM (2008), *ASD Document 600555*, Rev. A, ASD Inc. (www.asdi.com).
- USGS-United States Geological Survey (2014), Frequently Asked Questions about the Landsat Missions, *U.S. Department of the Interior - U.S. Geological Survey*. [Consulta: 9 de Setiembre 2015 - Web: https://landsat.usgs.gov/band_designations_landsat_satellites.php].
- USGS- United States Geological Survey (2014b), *Landsat Processing Details*, U.S. Department of the Interior - U.S. Geological Survey [Consulta: 15 de Enero 2016 - Web: http://landsat.usgs.gov/Landsat_Processing_Details.php]
- USGS-United States Geological Survey (2015a), *USGS Landsat User Services*, 1–97. [Consulta: 8 de Setiembre 2015 - Web: <https://landsat.usgs.gov/documents/Landsat8DataUsersHandbook.pdf>].
- USGS-United States Geological Survey (2015b), Landsat-8, *U.S. Department of the Interior - U.S. Geological Survey*. [Consulta: 9 de Setiembre 2015 - Web: <http://landsat.usgs.gov/landsat8.php>].

- USGS- United States Geological Survey (2015c), *Using the USGS Landsat 8 Product*, U.S. Department of the Interior - U.S. Geological Survey [Consulta: 16 de Enero 2016 - Web: http://landsat.usgs.gov/Landsat8_Using_Product.php]
- Vermote, E. F., N. El Saleous, C. O. Justice, Y. J. Kaufman, J. L. Privette, L. Remer, J. C. Roger, and D. Tanré (1997), Atmospheric correction of visible to middle-infrared EOS-MODIS data over land surfaces: Background, operational algorithm and validation, *Journal of Geophysical Research*, 102(D14), 17,131–17,141.
- Vermote E., D. Tanré, J. L. Deuzé, M. Herman, J. J. Morcrette, and S. Y. Kotchenova (2006), *Second Simulation of a Satellite Signal in the Solar Spectrum - Vector (6SV)*, 6S User Guide Version 3, part 1, pp. 1–55.
- Vishal, N. P., M. R. Pandya, D. B. Shah, H. J. Trivedi, K. D. Patel, V. N. Sridhar, and R. P. Singh (2002), INTER COMPARISON OF ATMOSPHERIC CORRECTION MODELS - SACRS2, FLAASH AND 6SV USING RESOURCESAT-2 AWIFS DATA, *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 40(8), 881—884 doi:10.5194/isprsarchives-XL-8-881-2014.
- Zullo, J. J., P. B. Cesar, G. Guyot, and X. Gu (1996), Importância Prática da Correção Atmosférica, *Anais VIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, 14(19), 977–978.

Apéndice A

Geometría esférica

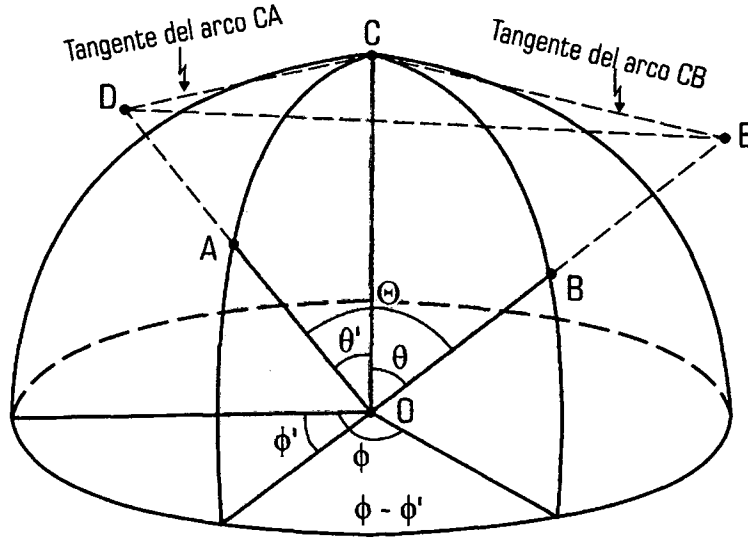


Figura A.1: Relación de los ángulos: cenit del Sol, cenit del sensor, acimut del Sol y acimut del sensor en coordenadas esféricas.

(Adaptado de *Liou* (2002))

De la Figura A.1, se define (*Liou*, 2002):

$$\overline{CD} = \overline{CO} \tan \theta', \quad \overline{OD} = \overline{CO} \sec \theta' \quad (\text{A.1})$$

$$\overline{CE} = \overline{CO} \tan \theta, \quad \overline{OE} = \overline{CO} \sec \theta \quad (\text{A.2})$$

donde $\overline{CD}$ y $\overline{CE}$ son la línea tangente de los arcos CA y CB , respectivamente, para el triángulo $\triangle CDE$, encontramos

$$\overline{DE}^2 = \overline{CD}^2 + \overline{CE}^2 - 2\overline{CECD} \cos DCE \quad (\text{A.3})$$

para el triangulo $\triangle ODE$, tenemos

$$\overline{DE}^2 = \overline{OD}^2 + \overline{OE}^2 - 2\overline{ODOE} \cos DOE \quad (\text{A.4})$$

sustituyendo las ecuaciones A.1 y A.2 en las ecuaciones A.3 y A.4, obtenemos

$$\overline{DE}^2 = \overline{CO}^2 [\tan^2 \theta' + \tan^2 \theta - 2 \tan \theta' \tan \theta \cos(\phi - \phi')] \quad (\text{A.5})$$

$$\overline{DE}^2 = \overline{CO}^2 [\sec^2 \theta' + \sec^2 \theta - 2 \sec \theta' \sec \theta \cos \Theta] \quad (\text{A.6})$$

resulta que

$$\begin{aligned} \tan^2 \theta' + \tan^2 \theta - 2 \tan \theta' \tan \theta \cos(\phi - \phi') \\ = \sec^2 \theta' + \sec^2 \theta - 2 \sec \theta' \sec \theta \cos \Theta \end{aligned} \quad (\text{A.7})$$

pero $\sec^2 \theta - \tan^2 \theta = 1$, así la ecuación A.7 se convierte

$$2 - 2 \sec \theta' \sec \theta \cos \theta = -2 \tan \theta' \tan \theta \cos(\phi - \phi') \quad (\text{A.8})$$

así, tenemos

$$\begin{aligned} \cos \Theta &= \cos \theta \cos \theta' + \sin \theta \sin \theta' \cos(\phi - \phi') \\ &= \mu \mu' + (1 - \mu^2)^{1/2} (1 - \mu'^2)^{1/2} \cos(\phi - \phi') \end{aligned} \quad (\text{A.9})$$

donde $\mu = \cos \theta$ y $\mu' = \cos \theta'$.

Apéndice B

Programas desarrolladas

A continuación se presentan los programas elaborados durante la tesis, para la corrección atmosférica SMAC de las imágenes OLI del satélites Landsat-8, utilizando el lenguaje de programación IDL.

Programa B.1

```
1 ;-----
2 ; NOMBRE DEL PROGRAMA: RAD_landsat8.pro
3 ; PROPOSITO: CONVIERTE DE NUMEROS DIGITALES A RADIANCIA ESPECTRAL.
4 ;-----
5
6 PRO RAD_landsat8
7
8   dirname=dialog_pickfile(/directory , title="Seleccionar la metadata
   landsat -8")
9   cd , dirname
10  file_mkdir , 'RADIANCIA '
11  mtlfile=findfile( '*MIL.txt ' )
12  header = strarr(204)
13  openr , lun , mtlfile , /get_lun
14  readf , lun , header
15  junk=""
16  rows=0
17
18  reads , header(149) , junk , Gain_1 , FORMAT='(A26,x,F8.3) '
```

```

19 reads , header(150) , junk , Gain_2 , FORMAT='(A26,x,F8.3)'
20 reads , header(151) , junk , Gain_3 , FORMAT='(A26,x,F8.3)'
21 reads , header(152) , junk , Gain_4 , FORMAT='(A26,x,F8.3)'
22 reads , header(153) , junk , Gain_5 , FORMAT='(A26,x,F8.3)'
23 reads , header(154) , junk , Gain_6 , FORMAT='(A26,x,F8.3)'
24 reads , header(155) , junk , Gain_7 , FORMAT='(A26,x,F8.3)'
25
26 reads , header(160) , junk , Bias_1 , FORMAT='(A25,x,F8.3)'
27 reads , header(161) , junk , Bias_2 , FORMAT='(A25,x,F8.3)'
28 reads , header(162) , junk , Bias_3 , FORMAT='(A25,x,F8.3)'
29 reads , header(163) , junk , Bias_4 , FORMAT='(A25,x,F8.3)'
30 reads , header(164) , junk , Bias_5 , FORMAT='(A25,x,F8.3)'
31 reads , header(164) , junk , Bias_6 , FORMAT='(A25,x,F8.3)'
32 reads , header(166) , junk , Bias_7 , FORMAT='(A25,x,F8.3)'
33 free_lun , lun
34
35 ML_1=Gain_1*1/100
36 AL_1=Bias_1
37 ML_2=Gain_2*1/100
38 AL_2=Bias_2
39 ML_3=Gain_3*1/100
40 AL_3=Bias_3
41 ML_4=Gain_4*1/100
42 AL_4=Bias_4
43 ML_5=Gain_5*1/1000
44 AL_5=Bias_5
45 ML_6=Gain_6*1/1000
46 AL_6=Bias_6
47 ML_7=Gain_7*1/10000
48 AL_7=Bias_7
49
50 ML=[ML_1, ML_2, ML_3, ML_4, ML_5, ML_6, ML_7]
51 AL=[AL_1, AL_2, AL_3, AL_4, AL_5, AL_6, AL_7]
52
53 lista=findfile('*.tif')
54 print , n_elements(lista)
55 for num=0, n_elements(lista)-1 do begin
56     B=read_tiff(dirname+lista[num] , geotiff=GIMODELTYPEGEOKEY)

```

```

57     img_tmp=read_tiff(dirname+lista[0], geotiff=GIMODELTYPEGEOKEY)
58     dimension=size(img_tmp)
59     ny=dimension[1]
60     nx=dimension[2]
61     L=bytarr(ny,nx)
62     L=temporary((ML[num])*B + AL[num])
63     WRITE.TIFF, dirname+path_sep()+ 'RADIANCIA'+path_sep()+ 'RAD_'+
        strtrim(string(num+1),1)+'.tif', L, geotiff=GIMODELTYPEGEOKEY,
        /FLOAT
64     endfor
65     print, '##### FIN DEL PROCESO #####'
66     HELP, L
67
68 end

```

Programa B.2

```

1 ;-----
2 ; NOMBRE DEL PROGRAMA: TOA_landsat8.pro
3 ; PROPOSITO: CONVIERTE RADIANCIA ESPECTRAL A REFLECTANCIA APARENTE (
   TOA).
4 ;-----
5
6 PRO TOA_landsat8
7
8     dirname=dialog_pickfile(/directory, title="Seleccionar Metadato")
9     cd, dirname
10    mtlfile=findfile('*MTL.txt')
11    header = strarr(204)
12    openr, lun, mtlfile, /get_lun
13    readf, lun, header
14    junk=""
15    rows=0
16
17    reads, header(70), junk, phi_s, FORMAT='(A17,x,F8.3)';SUN_AZIMUTH
        =0.0

```

```

18 reads , header(71) , junk , theta_e , FORMAT='(A19,x,F8.3) ' ;
    SUN_ELEVATION
19 reads , header(72) , junk , d , FORMAT='(A24,x,F8.3) ' ;
    EARTH_SUN_DISTANCE
20
21 reads , header(172) , junk , REF_MULT_BAND_1 , FORMAT='(A29,x,F8.3) '
22 reads , header(173) , junk , REF_MULT_BAND_2 , FORMAT='(A29,x,F8.3) '
23 reads , header(174) , junk , REF_MULT_BAND_3 , FORMAT='(A29,x,F8.3) '
24 reads , header(175) , junk , REF_MULT_BAND_4 , FORMAT='(A29,x,F8.3) '
25 reads , header(176) , junk , REF_MULT_BAND_5 , FORMAT='(A29,x,F8.3) '
26 reads , header(177) , junk , REF_MULT_BAND_6 , FORMAT='(A29,x,F8.3) '
27 reads , header(178) , junk , REF_MULT_BAND_7 , FORMAT='(A29,x,F8.3) '
28
29 reads , header(181) , junk , REF_ADD_BAND_1 , FORMAT='(A28,x,F8.3) '
30 reads , header(182) , junk , REF_ADD_BAND_2 , FORMAT='(A28,x,F8.3) '
31 reads , header(183) , junk , REF_ADD_BAND_3 , FORMAT='(A28,x,F8.3) '
32 reads , header(184) , junk , REF_ADD_BAND_4 , FORMAT='(A28,x,F8.3) '
33 reads , header(185) , junk , REF_ADD_BAND_5 , FORMAT='(A28,x,F8.3) '
34 reads , header(186) , junk , REF_ADD_BAND_6 , FORMAT='(A28,x,F8.3) '
35 reads , header(187) , junk , REF_ADD_BAND_7 , FORMAT='(A28,x,F8.3) '
36 free_lun , lun
37
38 M=[REF_MULT_BAND_1,REF_MULT_BAND_2,REF_MULT_BAND_3,REF_MULT_BAND_4,
    REF_MULT_BAND_5,REF_MULT_BAND_6,REF_MULT_BAND_7]/100000
39 A=[REF_ADD_BAND_1,REF_ADD_BAND_2,REF_ADD_BAND_3,REF_ADD_BAND_4,
    REF_ADD_BAND_5,REF_ADD_BAND_6,REF_ADD_BAND_7]
40
41 dirname=dialog_pickfile(/directory , title="Seleccionar la carpeta de
    las imagenes TIFF.")
42 cd , dirname
43 file_mkdir , 'RTOA'
44
45 lista=findfile('*.tif')
46 print , n_elements(lista)
47 for num=0, n_elements(lista)-1 do begin
48     B=read_tiff(dirname+lista[num] , geotiff=GT_MODELTYPEGEOKEY)
49     img_tmp=read_tiff(dirname+lista[0] , geotiff=GT_MODELTYPEGEOKEY)
50     dimension=size(img_tmp)

```

```

51     ny=dimension[1]
52     nx=dimension[2]
53     L=bytarr(ny,nx)
54     L=temporary((M(num)*B+A(num))/(COS((90-theta_e)*!PI/180)))
55     WRITE_TIFF, dirname+path_sep()+ 'RTOA'+path_sep()+ 'TOA_'+strtrim(
        string(num+1),1)+'.tif', L, geotiff=GT_MODELTYPEGEOKEY, /FLOAT
56 endfor
57 print, '##### FIN DEL PROCESO #####'
58 HELP, L
59
60 end

```

Programa B.3

```

1 ;
2 ; NOMBRE DEL PROGRAMA: SMAC_landsat8.pro
3 ; PROPOSITO: SMAC - CONVIERTE REFLECTANCIA APARENTE (TOA) A LA
   REFLECTANCIA DE LA SUPERFICIE DEL SUELO.
4 ; AUTOR: Beatrice Berthelot CESBIO DECIEMBRE 1998 (Hecho en C)
5 ;
6
7 PRO SMAC_landsat8
8
9     dirname1='D:\LANDSAT8\RTOA\' ; ruta donde estan las imagenes TOA
10    cd, dirname1
11    file_mkdir, 'SMAC' ; se crea una carpeta con nombre SMAC
12    ; ARCHIVOS IMAGENES
13    images1=file_search('*.tif')
14    print, images1
15    ; ARCHIVO COEFICIENTES
16    dirname2='D:\LANDSAT8\COEFICIENTE.SMAC\' ; ruta de los archivos de
        coeficientes
17    file_coef1=STRARR(7)
18    file_coef1(0)=dirname2+'Coef.LANDSAT8.440.1.dat'
19    file_coef1(1)=dirname2+'Coef.LANDSAT8.490.2.dat'
20    file_coef1(2)=dirname2+'Coef.LANDSAT8.560.3.dat'
21    file_coef1(3)=dirname2+'Coef.LANDSAT8.660.4.dat'

```

```

22 file_coef1(4)=dirname2+'Coef_LANDSAT8_860_5.dat'
23 file_coef1(5)=dirname2+'Coef_LANDSAT8_1630_6.dat'
24 file_coef1(6)=dirname2+'Coef_LANDSAT8_2250_7.dat'
25
26 for i=0,6 do begin
27     rtoa1 = temporary(READ.TIFF(images1(i),geotiff=GTIMODELTYPEGEOKEY)
28         )
29     dimension=size(rtoa1)
30     rsup1=fltarr(dimension(1),dimension(2))
31     ;————— Datos de entrada al SMAC —————
32     thetas=90.0-54.5808 ;Angulo cenit solar
33     thetav=0.0          ;Angulo cenit sensor
34     phis=54.3195        ;Angulo acimut solar
35     phiv=0.0           ;Angulo acimut sensor
36     uh2o=2.2334         ;consentracion de vapor de agua
37     uo3=0.2706          ;ozono
38     presion=1013.25     ;Presion sobre el suelo (hPa)
39     tau550=0.2048       ;espesor optico
40     rsup1=temporary(smac_spot(thetas ,thetav ,phis ,phiv ,uh2o ,uo3 ,tau550
41         ,presion ,rtoa1 ,file_coef1(i)))
42     WRITE_TIFF,dirname1+path_sep()+'SMAC' +path_sep()+'SMAC_'+STRTRIM
43         (string(i+1),2)+' .tif',rsup1,geotiff=GTIMODELTYPEGEOKEY, /FLOAT
44     print , 'FIN_DEL_PROCESO_'+STRTRIM(string(i+1),2)
45 endfor
46
47 END
48
49 ;FUNCIONES DEL SMAC
50
51 function smac_spot , tetas , tetav , phis , phiv , uh2o , uo3 , taup550 , pression ,
52     rtoa , file_coef
53 ca=leer_coef_smac( file_coef )
54 Dims=fltarr(7661,7791)
55 crd=180.0/!PI;
56 cdr=!PI/180.0;
57 us = cos(tetas*cdr)
58 uv = cos(tetav*cdr)
59 dphi=(phis-phiv)*cdr

```

```

56 Peq=pression/1013.0
57 m = 1./us + 1./uv
58 taup = (ca.a0taup)+(ca.a1taup)*taup550
59 to3 = 1.
60 th2o= 1.
61 to2 = 1.
62 tco2= 1.
63 tch4= 1.
64 uo2= (Peq^(ca.po2))
65 uco2= (Peq^(ca.pco2))
66 uch4= (Peq^(ca.pch4))
67 uno2= (Peq^(ca.pno2))
68 uco = (Peq^(ca.pco))
69 if (uh2o gt 0.) or (uo3 gt 0.) then begin
70   to3 = exp ((ca.ao3)*((uo3*m)^(ca.no3)))
71   th2o = exp ((ca.ah2o)*((uh2o*m)^(ca.nh2o)))
72   to2 = exp ((ca.ao2)*((uo2*m)^(ca.no2)))
73   tco2 = exp ((ca.aco2)*((uco2*m)^(ca.nco2)))
74   tch4 = exp ((ca.ach4)*((uch4*m)^(ca.nch4)))
75   tno2 = exp ((ca.ano2)*((uno2*m)^(ca.nno2)))
76   tco = exp ((ca.aco)*((uco*m)^(ca.nco)))
77 endif
78 ttetas = (ca.a0T) + (ca.a1T)*taup550/us + ((ca.a2T)*Peq + (ca.a3T))
      /(1.+us)
79 ttetav = (ca.a0T) + (ca.a1T)*taup550/uv + ((ca.a2T)*Peq + (ca.a3T))
      /(1.+uv)
80 s = (ca.a0s)*Peq+(ca.a3s)+(ca.a1s)*taup550+(ca.a2s)*(taup550^2) ;
81 cksi = - ((us*uv)+(sqrt(1.-us*us)*sqrt (1.-uv*uv)*cos(dphi)))
82 if cksi lt -1 then cksi=-1.0
83 ksiD = crd*acos(cksi)
84 ray_phase = 0.7190443*(1.+(cksi*cksi))+ 0.0412742
85 taurz=(ca.taur)*Peq
86 ray_ref=(taurz*ray_phase)/(4.*us*uv)
87 Res_ray= (ca.Resr1)+(ca.Resr2)*taurz*ray_phase/(us*uv)+(ca.Resr3)
      *((taurz*ray_phase/(us*uv))^2)
88 ;10) Reflectancia Atmosferica de Aerosoles
89 aer_phase = (ca.a0P)+(ca.a1P)*ksiD+(ca.a2P)*ksiD*ksiD+(ca.a3P)*
      (ksiD^3)+(ca.a4P)*(ksiD^4)

```

```

90  ak2 = (1. - (ca.wo))*(3.-(ca.wo)*3*(ca.gc))
91  ak  = sqrt(ak2)
92  e   = -3.*us*us*(ca.wo)/(4.*(1. - ak2*us*us))
93  f   = -(1.-(ca.wo))*3.*(ca.gc)*us*us*(ca.wo)/(4.*(1. - ak2*us*us))
94  dp  = e/(3.*us)+us*f ;
95  d   = e+f
96  b   = 2.*ak/(3.-(ca.wo)*3*(ca.gc))
97  del = exp( ak*taup)*(1.+b)*(1.+b) - exp(-ak*taup)*(1.-b)*(1.-b)
98  ww  = (ca.wo)/4.
99  ss  = us / (1. - ak2*us*us)
100 q1  = 2. + 3.*us + (1.-(ca.wo))*3.*(ca.gc)*us*(1.+2.*us)
101 q2  = 2. - 3.*us - (1.-(ca.wo))*3.*(ca.gc)*us*(1.-2.*us)
102 q3  = q2*exp(-taup/us)
103 c1  = ((ww*ss)/del) * ( q1*exp(ak*taup)*(1. + b) + q3*(1. - b))
104 c2  = -((ww*ss)/del) * (q1*exp(-ak*taup)*(1. - b) + q3*(1. + b))
105 cp1 = c1*ak / (3. -(ca.wo)*3.*(ca.gc))
106 cp2 = -c2*ak / (3. -(ca.wo)*3.*(ca.gc))
107 z   = d - (ca.wo)*3.*(ca.gc)*uv*dp + (ca.wo)*aer_phase/4.
108 x   = c1 - (ca.wo)*3.*(ca.gc)*uv*cp1
109 y   = c2 - (ca.wo)*3.*(ca.gc)*uv*cp2
110 aa1 = uv / (1. + ak*uv)
111 aa2 = uv / (1. - ak*uv)
112 aa3 = us*uv / (us + uv)
113 aer_ref = x*aa1* (1. - exp( -taup/aa1))
114 aer_ref = aer_ref + y*aa2*( 1. - exp( -taup / aa2))
115 aer_ref = aer_ref + z*aa3*( 1. - exp( -taup / aa3))
116 aer_ref = aer_ref / ( us*uv )
117 Res_aer= ((ca.Resa1)+(ca.Resa2)*(taup*m*cksi)+(ca.Resa3)*((taup*m*
      cksi)^2))+(ca.Resa4)*((taup*m*cksi)^3)
118 tautot=taup+taurz ;
119 Res_6s= ((ca.Rest1)+(ca.Rest2)*(tautot*m*cksi )+(ca.Rest3)*((tautot
      *m*cksi)^2))+(ca.Rest4)*((tautot*m*cksi)^3)
120 atm_ref = ray_ref - Res_ray + aer_ref - Res_aer + Res_6s;
121 tg      = th2o * to3 * to2 * tco2 * tch4* tco * tno2
122 r_surf=fltarr(7611,7771)
123 for i=0, 7610 do begin
124     r_surf(i,*) = rtoa(i,*)-(atm_ref*tg)
125     r_surf(i,*) = r_surf(i,*)/((tg*ttetas*ttetav)+(r_surf(i,*)*s))

```

```

126  endfor
127  return, r_surf
128 end
129
130 function leer_coef_smac, file_coef
131  data = {ah2o:0d,nh2o:0d,ao3:0d,no3:0d,ao2:0d,no2:0d,po2:0d,aco2:0d,
          nco2:0d,pco2:0d,ach4:0d,nch4:0d,pch4:0d,ano2:0d,nno2:0d,pno2:0d,
          aco:0d,nco:0d,pco:0d,a0s:0d,a1s:0d,a2s:0d,a3s:0d,a0T:0d,a1T:0d,
          a2T:0d,a3T:0d,taur:0d,sr:0d,a0taup:0d,a1taup:0d,wo:0d,gc:0d,a0P
          :0d,a1P:0d,a2P:0d,a3P:0d,a4P:0d,Resa1:0d,Resa2:0d,Resa3:0d,Resa4
          :0d,Resr1:0d,Resr2:0d,Resr3:0d,Rest1:0d,Rest2:0d,Rest3:0d,Rest4
          :0d}
132  OpenR, lun, file_coef, /GETLUN
133  ReadF, lun, data
134  Free_Lun, lun
135  return, data
136
137 END

```