



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

---

## FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS COLEGIO DE GEOGRAFÍA

**Cálculo de la concentración de sedimentos en suspensión en el delta  
y pluma del río Grijalva mediante la calibración de un Algoritmo y  
percepción remota.**

**TESIS**

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:**

**LICENCIADO EN GEOGRAFÍA**

**PRESENTA:**

**Mario Vásquez Ortiz**

**A S E S O R A**

**Dra. Griselda Berenice Hernández Cruz**



**México, CDMX. Septiembre 2016.**



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

## **Dedicatoria**

A mi madre: Isabel Ortiz, por tu amor hacia mí y mis herman@s, porque día a día te esforzaste por cuidarnos sin importar tu sufrimiento, porque sin tu cuidado y educación no sería posible estar aquí y realizar esta tesis. Te amo madre

A mis hermanos: por contar con su ayuda siempre que los necesito, porque en los momentos difíciles siempre están para apoyarme. Los amo hermanos

A mis hermanas: por compartir mi infancia con ellas, por los corajes y diversiones que siempre pasamos, porque son las únicas que me entienden y valoran. Las amo hermanas

A mi padre: por tu cuidado y de vez en cuando tus consejos.

Muchísimas gracias por toda su ayuda a pesar de que no estudie la carrera que ustedes tanto anhelaban.

## **Agradecimientos**

A la Universidad Nacional Autónoma de México por permitirme ser parte de ella y ofrecerme todo lo necesario para poderme desarrollar profesionalmente. Por todas las ventajas y facilidades que otorga estoy muy agradecido.

A la facultad de Filosofía y Letras por contar con características extraordinarias como no pagar ni un solo centavo y permanecer en la universidad.

Al Colegio de Geografía, por existir y cambiarme la forma de pensar que “los geógrafos sólo eran un mito, que aparecían en los libros”.

A mi asesora, Dra. Griselda Berenice Hernández Cruz, por su tiempo, apoyo, paciencia, comprensión, confianza y enseñanza. Por comprometerse y preocuparse desde el primer día con mi tema de investigación, y siempre estar al pendiente de mi investigación. Por su ayuda y sacrificio, para obtener apoyo del instituto para la realización de mi práctica de campo y su valiosísima ayuda durante la misma, además por obtener un laboratorio para la obtención de los resultados y brindarme un espacio en su cubo. La Dra., es un gran ejemplo para mí de entrega y compromiso en lo que se propone.

Al instituto de Geofísica en especial al Dr. Carles Canet Miquel por brindarme apoyo y espacio en su cubo y lo más importante por los recursos para la realización de mi práctica de campo.

A la Dra. Olivia Salmerón García, por la revisión de la tesis y sus acertados comentarios del mismo.

Al maestro en geomática José Mauricio Galeana Pizaña, por la revisión de la tesis y sus acertados comentarios, así como su enseñanza en el conocimiento de percepción remota, sin duda fue cuando más me gusto la ciencia de la PR.

A los sinodales Ing. Marcos Palemón Hernández Sánchez y Lic. Frank Gustavo García Rodríguez por la revisión de la tesis.

Al M. en I. Rodrigo Takashi Sepúlveda Hirose del Departamento de Sanitaria y Ambiental por su ayuda y enseñanza en el proceso y análisis de laboratorio.

A la M.E. Natasha Carime Villaseñor Hernández, coordinadora del laboratorio de sanitaria y ambiental, por su apoyo y atención durante el trabajo de laboratorio.

A la Dra. Ruth Esther Villanueva Estrada y su equipo de trabajo, por el apoyo con el material para el muestreo en campo.

Al Dr. Jorge Prado Molina, por su gran ayuda en el trabajo de campo.

Al Dr. Raúl Aguirre Gómez, por los materiales prestados, en especial por el espectroradiómetro esencial en esta investigación.

A la Dra. María del Carmen, por sus enseñanzas, amistad y por la revisión de mi tesis.

Les agradezco a todos los profesores que me formaron durante mi estancia en la UNAM. Por todas sus enseñanzas, en especial a los que me impartieron las materias de percepción remota y SIG.

Agradezco a los amig@s que conocí en la carrera, por mencionar Jaqueline, Maricarmen, Itzel, Cristina, Oswaldo, Carlo, Juan Carlos, Víctor, Gabo, David, Ricardo, Alfredo, Luis, Edgar, Carlos. Por otro lado a Katy y Sandy, futuras Ingenieras, y al Ing. Zizu, y la Ing. Judith, por su valiosísima amistad.

A la geógrafa Lizbeth Berenice por su amistad y apoyo cuando lo necesito. Además por su gran ayuda durante mi estancia en el Cubo del instituto de geofísica, así mismo a Josep Madondo por su amistad y las pláticas en el Cubo.

A Jonathan Ambrocio Pérez, por la ayuda en el trabajo de laboratorio.

A todos los compañeros de la generación, principalmente al grupo 1122.

# CONTENIDO

<b>INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
<b>OBJETIVOS.....</b>	<b>3</b>
GENERAL.....	3
PARTICULARES.....	3
<b>HIPÓTESIS.....</b>	<b>3</b>
<b>CAPÍTULO I. PRINCIPIOS FÍSICOS DE LA PERCEPCIÓN REMOTA.....</b>	<b>4</b>
I.1. HISTORIA DE LA PERCEPCIÓN REMOTA.....	4
I.1.1. DEFINICIÓN.....	8
I.1.2. APLICACIÓN DE TÉCNICAS DE PERCEPCIÓN REMOTA.....	9
I.2. ORIGEN DE LA RADIACIÓN ELECTROMAGNÉTICA.....	11
I.3. ESPECTRO ELECTROMAGNÉTICO.....	14
I.3.1. TÉRMINOS Y UNIDADES DE MEDIDA.....	16
I.4 FORMACIÓN DE LA RADIACIÓN.....	17
I.4. 1. Cuerpo Negro.....	17
I.5. INTERACCIÓN DE LA RADIACIÓN CON LA ATMÓSFERA.....	21
I.5.1. Tipos de dispersión.....	22
I.5.2. absorción atmosférica.....	23
I.6. INTERACCIÓN DE LA ENERGÍA RADIANTE CON LA SUPERFICIE.....	25
I.6.1. Tipos de reflexión.....	26
I.7. PERCEPCIÓN REMOTA DEL AGUA.....	27
I.7.1. Propiedades ópticas del agua.....	29
I.8. RESPUESTAS ESPECTRALES.....	30
I.8.1. Respuesta espectral del agua.....	31
I.8.2. Respuesta espectral de los sedimentos.....	32
<b>CAPÍTULO II. SENSORES Y SATÉLITES EN PERCEPCIÓN REMOTA.....</b>	<b>35</b>
II.1. TIPOS DE SENSORES.....	35
II.1.1. Sensores activos.....	36
II.1.2. Sensores pasivos.....	36
II.1.2.1. Exploradores de barrido.....	36
II.2. RESOLUCIÓN DE UN SISTEMA DE SENSOR.....	38
II.2.1. Resolución espacial.....	39
II.2.2. Resolución espectral.....	40

II.2.3. Resolución radiométrica .....	41
II.2.4. Resolución temporal .....	42
II.3. PLATAFORMAS SATELITALES .....	42
II.3.1.1. Satélites geoestacionarios .....	43
II.3.1.2. Los satélites heliosíncronos .....	44
II.3.2. Satélites para el estudio de recursos naturales .....	44
II.3.2.1. Programa Landsat .....	44
Características orbitales .....	46
Instrumentos de observación .....	46
II.4. IMÁGENES SATELITALES MULTIESPECTRALES.....	49
<b>CAPÍTULO III. PROCESAMIENTO DIGITAL DE IMÁGENES .....</b>	<b>51</b>
Definición de PDI.....	51
III.1. PRE-PROCESAMIENTO.....	52
III.1.1. Correcciones radiométricas .....	52
III.1.1.1. Restauración de líneas o píxeles perdidos.....	52
III.1.1.2. Corrección de bandeo de la imagen .....	53
III.1.1.3. Cálculo de reflectancias .....	54
III.1.1.4. Reflectancia aparente.....	55
III.1.2. Correcciones atmosféricas .....	58
III.1.2.1. Modelos físicos de transferencia radiativa.....	60
III.1.2.2. Corrección atmosférica a partir de datos de la misma imagen.....	61
III.1.3. Corrección geométrica.....	63
III.1.3.1. Métodos de corrección geométrica .....	64
III.1.3.2. Corrección mediante puntos de control .....	65
III.2. AJUSTES Y REALCES.....	67
III.2.1. Histograma .....	67
III.2.2. Ajuste de contraste.....	68
III.2.2.1. Comprensión del contraste.....	69
III.2.2.2. Expansión del contraste .....	70
III.2.3. Filtros espaciales.....	71
III.2.3.1. Filtros de Convolución .....	72
III.3. TRANSFORMACIONES .....	74
III.3.1. Índices de agua .....	75
III.3.2. Índices de vegetación.....	77
III.3.2. 1. Enmascaramiento de cuerpo de agua.....	77
<b>CAPÍTULO IV. CONCENTRACIÓN DE SEDIMENTOS EN SUSPENSIÓN.....</b>	<b>79</b>
IV.1. DEFINICIÓN DE SEDIMENTOS.....	79

IV.1.1. Definición de sedimentos en suspensión .....	79
IV.2. ESTUDIOS DE LA CONCENTRACIÓN DE SEDIMENTOS A NIVEL INTERNACIONAL .....	82
IV.3. MARCO FÍSICO Y GEOGRÁFICO DEL DELTA DEL RÍO GRIJALVA.....	83
IV.3.1. Localización de la zona de investigación .....	83
IV.3.2. Aspectos sociales.....	84
IV.3.2.1. Población.....	84
IV.3.2.2. Actividades económicas .....	86
IV.3.2.3. Aspectos físicos.....	87
IV.3.2.3.1. Geomorfología.....	87
IV.3.2.3.2. Fisiografía.....	88
IV.3.2.3.3. Geología .....	90
IV.3.2.3.4. Hidrología superficial .....	91
IV.3.2.3.5. Clima .....	92
IV.4. ANTECEDENTES DEL ÁREA DE ESTUDIO .....	93
<b>CAPÍTULO V. CONCENTRACIÓN DE SEDIMENTOS EN SUSPENSIÓN EN EL DELTA DEL RÍO GRIJALVA .....</b>	<b>94</b>
V.1.METODOLOGÍA .....	94
V.1.1. Planeación del proyecto en gabinete .....	94
V.1.2. Trabajo de campo .....	97
V.1.2.1. Sitios de muestreo.....	98
V.1.2.1. Toma de las muestras.....	99
V.1.2.2. Obtención de las respuestas espectrales .....	100
V.1.3. Trabajo de laboratorio.....	101
V.1.4. Procesamiento digital de imágenes.....	103
V.1.4.1 Métodos de corrección atmosférica .....	104
V.1.5. Aplicación del algoritmo .....	106
V.3. RESULTADOS .....	107
V.3.1. Cálculo de la CSS .....	107
V.3.2. Comparación de la respuesta espectral y la medición de css .....	110
V.3.3. Representación cartográfica.....	112
<b>CAPÍTULO VI. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES .....</b>	<b>117</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA .....</b>	<b>122</b>

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. 1 Fotografía aérea de la ciudad de Boston en 1860, Globo para tomas aéreas, y palomas con cámaras fotográficas montadas, (modificado de Khorram <i>et al.</i> , 2012).....	5
Figura 1. 2 Evelyn Pruitt (San Francisco, 1918-2000; Walker, 2010). .....	6
Figura 1. 3. Elementos del sistema de PR para la gestión de algún tema de interés, desde la fuente de energía, hasta su uso final ( modificado de Joseph, 2005). .....	9
Figura 1. 4. Vinculación de observaciones de la Tierra con beneficios sociales ( modificado de Liang, Li, & Wang , 2012). .....	10
Figura 1. 5. Aplicaciones de la observación global de la Tierra, mediante PR (modificado de Liang, Li, & Wang , 2012). .....	10
Figura 1.6. Emisión de radiación en unas frecuencias características para cada tipo de átomo en función de sus niveles energéticos (Pérez & Muñoz, 2006). .....	12
Figura 1. 7. Esquema de la radiación electromagnética (REM; Pérez, 2007). .....	13
Figura 1. 8. Espectro electromagnético y la porción del visible (modificado de Düzgün & Demirel, 2011). ..	14
Figura 1. 9. Realización del cuerpo negro (Burbano de Ercilla, Burbano, & Gracia, 2006).....	18
Figura 1. 10. La cantidad de radiación electromagnética que emite un objeto depende principalmente de su temperatura. <b>Bombilla 1</b> , 27 °C (300 °K, infrarrojo térmico) emite radiación como la superficie del planeta Tierra, <b>bombilla 2</b> , 677°C (950 °K,) emite la mayor parte de su energía en el infrarrojo, y la <b>bobilla 3</b> , 2223 °C (2500 °K) emite luz de color amarillo a naranja, espectro visible (NASA, 2015).....	19
Figura 2. 1. Radiación de un cuerpo negro a diferentes temperaturas en función de la longitud de onda (Pérez, 2007). .....	20
Cuadro 2. 2. Componentes gaseosos de la atmósfera de la Tierra. La tercera columna muestra la fracción en volumen del gas a nivel del mar, y la cuarta columna muestra la masa total de gas que se encuentra en una columna a través de toda la atmósfera ( modificado de Ress, 2001).....	22
Figura 2.3. Ventanas atmosféricas (modificado de NASA, 2015). .....	24
Figura 2. 4. Descomposición del flujo solar incidente (modificado de Chuvieco, 2008). .....	25
Figura 2.5. Tipos de reflexión, ( modificado de Carbonneau & Piégay, 2012).....	26
Figura 2. 6. Componentes de la radiancia registrada por un sensor remoto en un cuerpo de agua, (modificado de Membrillo, 2015).....	28
Figura 2. 7. Comportamiento de las bandas espectrales en agua clara y agua con materiales suspendidos y como estos afectan a la penetración de la luz (CCRS, 2014). .....	31
Figura 2. 8. (a) Respuesta espectrales de agua limpia y agua con varias concentraciones de sedimentos arcillosos suspendidos desde 0 mg/l hasta 1000 mg/l. (b) respuestas espectrales de agua limpia y agua con	

varias concentraciones de sedimentos limosos suspendidos desde 0 mg/l hasta 1000 mg/l, (Jensen , 2007) modificado por (Membrillo, 2015).....	33
Figura 2. 9. Tipos de sensores: sensor activo (a) y sensor pasivo (b) (modificado de CCRS, 2014).....	36
Figura 2. 10. Comparación entre una cámara transportada en un avión (a); y un explorador de barrido (b) cada línea roja corresponde a una línea de barrido, ( modificado de Erdas Imagine, 2015)......	37
Figura 3. 1. Formación de la imagen en los escaneos de barrido con una matriz que permite la grabación de varias longitudes de onda, <i>IFOV</i> , ( modificado de Richards A., 2013).....	37
Figura 3. 2 Comparación entre imágenes, a) Landsat 7 (30 m) y b) Quickbird (2.62 m), de la misma área donde se demuestra la gran diferencia en la resolución espacial entre los dos sensores (modificado de Khorram <i>et al.</i> , 2012). ....	39
Figura 3. 3. Ancho de la banda y comparación de la resolución espectral de landsat 8 y 7 (modificado de Ariza, 2015).....	41
Figura 3. 4. Imágenes con diferente número de bits, (modificado de Khorram <i>et al.</i> , 2012).....	41
Figura 3. 5. Características y parámetros orbitales (Sobrino, 2000). ....	43
Figura 3. 6. satélite geoestacionario a) y satélite heliosíncrono b), (modificado de CCRS, 2014). ....	44
Figura 3. 7. Características técnicas de los datos en una imagen satelital multiespectral, (modificado de Richards A., 2013). ....	49
Figura 3. 8. Distorsión del espectro de reflectancia del material de la superficie por la dependencia espectral de la curva solar y la atmósfera: (a) detección de la curva solar a partir de una superficie perfectamente reflectante en la ausencia de atmósfera, (b) efecto de la atmósfera en la detección de la curva solar, (C) la detección real del espectro distorsionado por la atmósfera y la curva solar ( modificado de Richards A., 2013).....	58
Figura 3. 9. Parámetros de entrada en la herramienta FLAASH para la corrección atmosférica de la imagen correspondiente a esta investigación. ....	61
Figura 3. 10. Ruta del efecto de la radiación resultante de la dispersión atmosférica ( modificado de Richards A., 2013).....	62
Figura 3. 11. Procedimiento para transferir los ND originales a la posición corregida, ( modificado de Chuvieco, 2002). ....	66
Figura 4. 1. Histograma de la banda verde de la zona de estudio (solo representa la parte de agua y CSS), el eje x corresponde al ND, en este caso al valor de la reflectancia y el eje y representa el número total de ese valor.....	68

Figura 4. 2. Expansión lineal del histograma. (a) histograma de imagen antes de la modificación del contraste; (b) una función de transferencia que relaciona valores de píxel de entrada y salida (Perfil de la CLUT); (c) histograma de la imagen después de la aplicación de la función a la imagen original ( modificado de Ress , 2001). .....	70
Figura 4. 3. (a) Imagen antes de la modificación del histograma; (b) función de transferencia para la ecualización del histograma; (c) imagen después de la ecualización del histograma ( modificado de Ress , 2001).....	71
Figura 4. 4. Este tipo de filtros remarca digitalmente los contrastes espaciales entre píxeles vecinos, por lo tanto enfatizan los rasgos lineales presentes en la imagen. Realizada por el autor, imagen original tomada de Esqueda & Palafox, (2005). .....	72
Figura 4. 5. En este tipo de filtros, se trata de asemejar el ND de cada píxel al de los píxeles vecinos, reduciendo la variabilidad espacial de la escena. Realizada por el autor, imagen original tomada de Esqueda & Palafox, (2005). .....	73
Figura 4. 6. Aplicación del filtro de media con un kernel de 3 x 3 a la pluma de sedimentos en suspensión del río Grijalva-Usumacinta. ....	73
Figura 4. 7. La aplicación de este filtro en el caso de la matriz Norte refuerza las líneas situadas este-oeste, mientras la Este refuerza el borde oriental de las líneas norte-sur. ....	74
Figura 4. 8. Filtro direccional norte con un ángulo de 45°, los rasgos lineales se realzan como el límite del cauce del río y los cordones litorales que se localizan relativamente paralela a la línea de costa.....	74
Figura 4. 9 Equipo de trabajo para navegar hacia los puntos de muestreo en la desembocadura del río Grijalva-Usumacinta. ....	97
Figura 4. 10. Anotación del número de punto y toma de la muestra.....	100
Figura 5. 1. Obtención del peso constante de los crisoles. ....	102
Figura 5. 2. Medición de la cantidad de muestra a filtrar y obtención de los sedimentos en suspensión.....	102
Figura 5. 3. Peso final y crisoles con sedimentos.....	103
Figura 5. 4. Respuesta espectral de la imagen del sensor OLI; figura a) con el método de correccion atmosférica FLAASH; b) con el método corrección atmosférica de sustracción del objeto oscuro. Figura c) respuesta espectral tomada con el espectroradiómetro.....	104
Figura 5. 5. Modelo de regresión lineal de la CSS calculado en laboratorio y estimado mediante la imagen de satélite de los puntos de muestreo. ....	109
Figura 5. 6. Respuesta espectral tomada con el espectroradiómetro y la respuestas teóricas inciso a) y b), ( modificados de Jensen , 2007). ....	111
Figura 5. 7. Respuesta espectral, punto extremo de la pluma. ....	112

Figura 5. 8. Transectos de la CSS en la pluma del río Grijalva-Usumacinta. ....	115
Figura 5. 9. Transecto 1 de la desembocadura a la culminación de la pluma de sedimento en suspensión del río .....	115

### LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Historia del programa Landsat: RBV=Return Beam Vidicon, MSS=Multispectral Scanner, TM=Thematic Mapper, ETM=Enhanced Thematic Mapper, ETM+=Enhanced Thematic Mapper Plus, OLI=Operational Land Imager y TIRS=Thermal Infrared sensor. Datos recopilados de (Ariza, 2015), (Harris, 2013) (Maini & Agrawal , 2014) (NASA, 2015) y (USGS, 2015). ....	47
Tabla 2. Información espectral y espacial del sensor OLI y TIRS.....	50
Tabla 3. Coeficientes de calibración de las bandas obtenido del metadato.....	56
Tabla 4. Valores mínimos en los ND de las bandas espectrales correspondiente a la zona de estudio.....	62
Tabla 5. Principales índices de agua, (González, 2014).....	75
Tabla 6. Índices de vegetación (Hanes <i>et al.</i> , 2014).....	77
Tabla 7. Localidades rurales en las inmediaciones del área de investigación. ....	85
Tabla 8. Valores de la CSS en mg/l medido en laboratorio y estimado mediante imágenes de satélite Landsat 8 OLI TIRS.....	108

### LISTA DE MAPAS

Mapa 1. 1. Ubicación de la zona de investigación, infraestructura y localidades pertenecientes al municipio de Centla. El mapa muestra la distribución de la pluma del río Grijalva-Usumacinta.....	84
Mapa 1. 2. Ubicación de las localidades cercanas al área de estudio.....	86
Mapa 1. 3. Ubicación de las subprovincias y representación de los cordones litorales mediante la aplicación de un filtro direccional a la banda infrarroja. ....	89
Mapa 1. 4. Ubicación de las unidades aflorantes según el Servicio Geológico Mexicano SGM 1997, (Carta Frontera E15-5, ). ....	91
Mapa 1. 5 Dinámica de la distribución de la pluma en el delta del río Grijalva-Usumacinta.....	96
Mapa 1. 6. Ubicación de los nuevos puntos de muestreo, medida de la profundidad de cada punto y obtención de la respuesta espectral.....	99
Mapa 1. 7. Distribución geográfica de la CSS en el delta y pluma del río Grijalva-Usumacinta. ....	113

## INTRODUCCIÓN

La evaluación de la concentración de sedimentos en suspensión (CSS) y su distribución es esencial para el estudio de la interrelación entre los sistemas físicos, químicos y biológicos que controlan los procesos ambientales en un cuerpo de agua. En el caso de los ríos, la medición de la cantidad de sedimentos en suspensión es útil para analizar la distribución de organismos, dinámica y tipo de flujo en un canal, así como determinar la posible distribución de contaminantes. Las partes de un río más afectadas por el aumento o decremento de la CSS generalmente son el delta y la pluma, ya que son formas sumamente dinámicas, modeladas por la acción de los sedimentos, así como por el constante oleaje.

La CSS medida en mg/l tradicionalmente se realiza mediante el muestreo *in situ* y el posterior análisis de laboratorio. Este método implica la selección del sitio más adecuado para la toma de la muestra, el transporte de las mismas, el tratamiento de laboratorio y su respectivo análisis. Por lo anterior, se requiere mucho tiempo, inversión económica y sólo proporciona datos concretos del sitio de muestreo.

Para minimizar las desventajas anteriormente descritas, la aplicación de técnicas de percepción remota han mostrado un gran potencial para efectuar un análisis en la evaluación de sedimentos en suspensión con imágenes de satélite multispectrales. Debido a que la percepción remota (PR) de acuerdo a Khorram *et al.*, (2012) se define como la adquisición y medición de la información sobre ciertas propiedades de los fenómenos, objetos o materiales por un dispositivo de grabación que no está en contacto físico con ellos. Por lo tanto ofrece la facilidad de estudiar la CSS de una manera más cómoda.

Para aplicar técnicas de PR para el cálculo de la CSS es necesario utilizar o crear un algoritmo o modelo aplicado a imágenes de satélite, ya que la imagen registra digitalmente la reflectancia del agua en cuya respuesta depende de los sedimentos en suspensión.

Las imágenes del satélite Landsat 8 OLI TIRS cuentan con las características técnicas similares que los anteriores satélites Landsat y presentan el rango espectral adecuado para la cuantificación de la CSS (Topliss *et al.*, 1990; Ritchie, 1991; Roy *et al.*, 2014). Por otro lado la cobertura espacial es buena y la distribución de dicha imagen es gratuita.

La aplicación del algoritmo propuesto por Topliss *et al.*, (1990), aplicado a la pluma del río Mackenzie y aguas costeras de Canadá, será aplicado al delta y pluma del río Grijalva, debido a que es el río de mayor extensión de nuestro país, por su capacidad de volumen de agua transportada, por las actividades económicas que allí se realizan y por la vulnerabilidad que presenta ante los factores físico-geográficos.

En el primer capítulo se presentan los principios físicos, teóricos-conceptuales de la PR, para conocer sus elementos principales, aplicación y beneficio a la sociedad. Además, se expone una breve descripción de la PR del agua y se describe la respuesta espectral de los sedimentos suspendidos.

En el segundo capítulo se realiza una breve descripción de los instrumentos o sensores encargados del registro de la información de los objetos a distancia. Además, se presenta una explicación acerca de las plataformas satelitales haciendo énfasis en el programa Landsat y se describe la imagen satelital multiespectral.

En el tercer capítulo se encuentran las bases teóricas del procesamiento digital de imágenes. Dichos procesamientos están orientados desde la calibración y corrección de los errores presentes en una imagen de satélite. Además, se describe las técnicas de mejoramiento de la imagen y se expone la transformación de las imágenes que sirven para generar nuevas imágenes.

El cuarto capítulo se define los sedimentos en suspensión en un delta y los estudios que se han realizado internacionalmente mediante PR en el cálculo de la CSS. Por otra parte en este capítulo se describe las características físico-geográficas del área de investigación.

En el quinto capítulo se presenta el apartado metodológico para el cálculo de la CSS por muestreo *in situ* así como por medio de imágenes de satélite. Además, se explican los resultados por ambos métodos en tabla, gráficas y mapas para su análisis.

En el capítulo sexto se muestran las discusiones y conclusiones de los resultados obtenidos en la presente investigación. Además, se explica algunas sugerencias para otro tipo de muestreo en campo. Asimismo, se manifiesta la importancia del cálculo de la CSS en el delta y pluma del río Grijalva-Usumacinta.

## **OBJETIVOS**

### **GENERAL**

Determinar la concentración de sedimentos en suspensión en el delta y la pluma del río Grijalva mediante la calibración de un algoritmo empírico propuesto para otros cuerpos de agua en el mundo, utilizando imágenes satelitales multiespectrales del sensor Landsat 8 OLI.

### **PARTICULARES**

- Describir la aplicación de la percepción remota en la cuantificación de la CSS.
- Medir la respuesta espectral de la CSS *in situ* con el espectroradiómetro, para la evaluación del método de corrección atmosférica.
- Elaborar el mapa de distribución de CSS en el delta y pluma del río Grijalva con la imagen de satélite y por el método de interpolación.

## **HIPÓTESIS**

Existe una relación lineal entre la cuantificación de la CSS medido *in situ* y calculado mediante imágenes satelitales multiespectrales del delta y pluma del río Grijalva.

# **CAPÍTULO I. PRINCIPIOS FÍSICOS DE LA PERCEPCIÓN REMOTA**

En este capítulo, se abordarán los principios físicos, teóricos-conceptuales que definen a la percepción remota, para comprender las bases físicas de la presente investigación. En el primer apartado, se retoma una breve historia y evolución de la PR. Posteriormente se define a la percepción remota; sus elementos principales, así como su aplicación y beneficio a la sociedad. Para entender la función de las técnicas de la PR, se abordarán los temas elementales como: el origen y la naturaleza de la radiación electromagnética, el espectro electromagnético, cuerpos negros, la interacción de la radiación electromagnética con la atmósfera así mismo la interacción de la radiación electromagnética con la superficie terrestre. Finalmente se estudian técnicas de PR del agua y se describe las respuestas teóricas del mismo y sedimentos en suspensión. Este último constituye el objetivo de esta investigación.

## **I.1. HISTORIA DE LA PERCEPCIÓN REMOTA**

La PR, se centra sobre la examinación de imágenes de la superficie de la Tierra, su origen se encuentra en los inicios de la práctica de la fotografía, aunque puede remontarse hasta la época de la Grecia clásica, cuando Aristóteles desarrolló experimentos con la cámara oculta. Aquellos experimentos condujeron a los primeros intentos para registrar permanentemente las imágenes que se formaban (Ormeño, 2006). Sin embargo los primeros intentos de formar imágenes con la fotografía datan de principios de 1800, cuando un gran número de científicos, llevaron a cabo experimentos con productos químicos fotosensibles (Campbell & Wynne, 2011).

En 1839 Louis Daguerre, informó públicamente resultados de sus experimentos con productos químicos para fotografía; esta fecha constituye un gran avance para el nacimiento de la fotografía. Al año siguiente (1840), Francois Arago, director de la Academia de las Ciencias Francesa, anunció públicamente el proceso de Daguerre, y abogó por el uso de fotografías para producir mapas topográficos. A pesar de esto, la adquisición de la primera fotografía aérea, ha sido crédito de Gaspard-Félix Tournachon en 1859, cuando capturó una fotografía desde un globo cautivo a 80 m sobre el valle de Bievre en París, Francia (Campbell & Wynne, 2011).

En 1860, James Wallace repitió la experiencia sobre la ciudad de Boston, demostrando el interés de la nueva perspectiva aérea para un conocimiento más detallado de la organización urbana (Chuvienco, 2002).

Durante la última década del siglo XIX y hasta principios del XX, un gran número de personas experimentó con el uso de la fotografía aérea desde globos, cometas e incluso aves (figura 1.1), como un medio eficaz auxiliar en la cartografía y topografía (Khorram *et al.*, 2012).

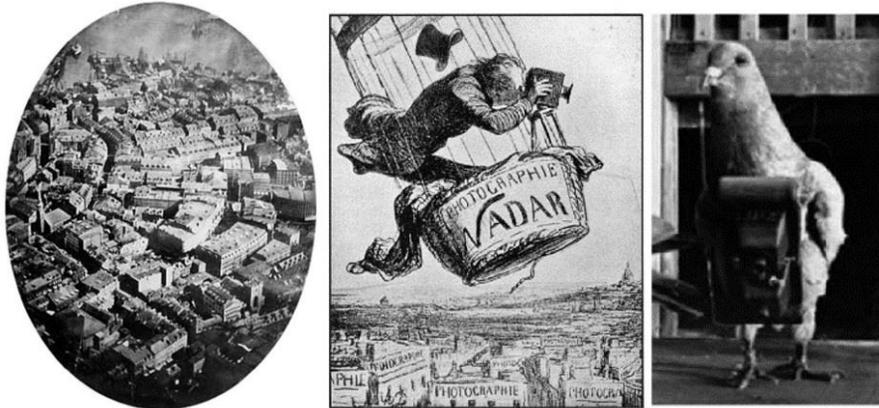


Figura 1. 1 Fotografía aérea de la ciudad de Boston en 1860, Globo para tomas aéreas, y palomas con cámaras fotográficas montadas, (modificado de Khorram *et al.*, 2012).

En 1903 se realizó el primer vuelo exitoso de los hermanos Wright, con un avión. Seis años más tarde, en 1909, Wilbur Wright adquirió la primera fotografía aérea desde un avión, abriendo el camino a una larga historia de observación desde plataformas remotas. La primera cámara aérea, se desarrolló durante la primera guerra mundial, concretamente en 1915, por J. T. C. Moore-Brabazon (Chuvienco, 2002).

En 1921, Fairchild demostró la utilidad de su sistema de cartografía, que emplea a más de 100 imágenes aéreas superpuestas para crear una foto-mosaico de la isla de Manhattan de la ciudad de Nueva York. Posteriormente, durante el periodo comprendido entre la Primera y la Segunda Guerras Mundiales, la fotografía aérea se aplicó también a otros contextos civiles, incluyendo la silvicultura, geología y la agricultura. La fotografía aérea se sometió a refinamiento durante la Segunda Guerra Mundial, período en que se introdujeron los primeros instrumentos infrarrojos sensibles y sistemas de imágenes de radar. La película del falso color infrarrojo fue desarrollada para la detección del camuflaje, pero también se aplicó para el mapeo de la vegetación en la década de 1950 (Khorram *et al.*, 2012).

El término inglés “Remote Sensing”, (percepción remota) fue acuñado a mediados de la década de los cincuenta por la geógrafa Evelyn Pruitt (figura 1.2), durante el tiempo que trabajó en la *Office of Naval Research* (ONR<sup>1</sup>), supuestamente porque el término “aerial photography” (fotografía aérea), no acomodaba suficientemente con la noción de imágenes desde el espacio (Khorram *et al.*, 2012). Este término apareció en el artículo no publicado por Evelyn Pruitt a principios de 1960, “*The office of Naval Research and Geography*” (Jensen, 2007).



Figura 1. 2 Evelyn Pruitt (San Francisco, 1918-2000; Walker, 2010).

El campo más amplio en la PR empezó con la era espacial, una era iniciada con el lanzamiento del primer satélite artificial, Sputnik-1, en 1957 por la Unión Soviética. Después del lanzamiento del Sputnik-1; los Estados Unidos y el gobierno Soviético empezaron a diseñar e implementar nuevas tecnologías relacionadas con el espacio, incluyendo naves espaciales tripuladas y satélites (Khorram *et al.*, 2012).

La primera imagen de satélite de la Tierra fue capturado por el explorador 6 de la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) en 1959, posteriormente el Departamento de Defensa de EE.UU., desarrolló el programa de satélites de reconocimiento CORONA que permaneció activo hasta 1995. En ese periodo, el programa desarrolló una serie de sistemas de cámara cada vez más sofisticados de alta resolución espacial. Durante una década, los satélites CORONA habían mapeado extensamente los Estados Unidos y otras partes del mundo. Antes de que terminará el programa, su equipo científico había comenzado a experimentar con el color (es decir con bandas espectrales) para la fotografía, por lo que sirvió como un precursor de los sensores utilizados por Landsat y los sistemas de imágenes modernas (Khorram *et al.*, 2012). En la década de 1960 y 1970,

---

<sup>1</sup> Oficina de Investigación Naval

los Estados Unidos y la Unión Soviética pusieron en marcha diversos programas de reconocimiento, que incluían poner en órbita satélites meteorológicos y de comunicaciones.

El evento más significativo para la PR moderna se produjo el 23 julio de 1972, cuando la NASA lanzó el satélite ERTS-A (*Earth Resources Technology Satellite-Mission A*), el primero dedicado a la vigilancia de las condiciones ambientales en la superficie terrestre. Poco después de su lanzamiento, el nombre del satélite fue cambiado a ERTS-1, al cual siguieron el ERTS-2 lanzado en enero de 1975 y el ERTS-3 en marzo de 1978. Más tarde, los nombres para estos satélites se cambiaron a Landsat-1,-2,-3 respectivamente. El satélite Landsat sirvió como la principal fuente de imágenes de la Tierra desde el espacio, hasta la década de 1980, cuando otros países comenzaron a desarrollar sus propios programas de satélites de observación terrestre, especialmente Francia, Canadá, Japón, India, Rusia, China y Brasil (Khorram *et al.*, 2012).

Más recientemente y en la actualidad, una serie de empresas privadas se han convertido en proveedores de imágenes de satélite, lo que demuestra la viabilidad de la PR espacial comercial.

En lo que respecta al procesamiento de las imágenes, una de las primeras aplicaciones de las técnicas de proceso de imágenes, fue la mejora en transmisión por cable entre Londres y Nueva York, al principio de los años veinte, con la utilización del sistema de transmisión *Bartlane*<sup>2</sup>, la transmisión de imágenes entre ambos lugares se reducía de varias semanas a menos de tres horas. Los primeros sistemas *Bartlane* codificaban las imágenes en cinco niveles de grises, esta capacidad aumentó a 15 niveles en 1929, también los procesos de impresión mejoraron considerablemente durante este periodo (Ormeño, 2006).

Aunque las mejoras en métodos de proceso para la transmisión de imágenes continuaron durante los siguientes 35 años, fue el desarrollo de las computadoras con los programas espaciales lo que impulsó de manera definitiva el procesamiento digital de imágenes. Estas técnicas se empezaron a implantar en el *Jet Propulsion Laboratory* (Pasadena, California) en 1964, cuando las imágenes de la Luna transmitidas por la sonda *Ranger-7*<sup>3</sup>, se procesaron con el fin de corregir las distorsiones producidas en la adquisición de las mismas. Las citadas técnicas sirvieron como base para la corrección digital de imágenes obtenidas por otros proyectos espaciales posteriores. Desde 1964

---

<sup>2</sup> Técnica inventada en 1920 para transmitir imágenes de periódicos digitalizados, a través de líneas de cable submarino.

<sup>3</sup> Sonda espacial, dispositivo para estudiar cuerpos celestes.

hasta la actualidad, el campo del proceso de imágenes ha experimentado un fuerte crecimiento (Ormeño, 2006).

### **I.1.1. DEFINICIÓN**

La percepción remota o teledetección, desde su origen se asimiló y extendió rápidamente, en parte porque fue promovida por una serie de simposios patrocinados por la ONR y por la Universidad de Michigan. Después de unos pocos años, los programas de Geografía comenzaron a trabajar en los aspectos básicos de la detección remota, tales como el análisis espectral de la radiación y las características de reflectancia de las diversas cubiertas terrestres y la superficie marina, para su estudio.

La PR tiene muchas definiciones así como aplicaciones. De acuerdo a Pruitt (1979) y Khorram *et al.*, (2012); la percepción remota se define como: “la obtención de información sobre un objeto, superficie o fenómeno mediante un análisis de datos adquiridos por un dispositivo que no está en contacto físico directo con el objeto, área o fenómeno que se investiga”. Sin embargo, Chuvieco, (2008) menciona que la PR no engloba sólo los procesos que permiten obtener información, sino también el tratamiento posterior de las imágenes para una determinada aplicación.

Con base en Chuvieco (2008) y Joseph (2005), la PR, incluye los siguientes elementos (Fig. 1.3):

1. Fuente de energía: el origen de la radiación electromagnética que detecta el sensor. Puede tratarse de un foco externo a este, o de un haz energético emitido por el sensor. La fuente más importante y común es el sol.
2. Transmisión de energía: desde la fuente hacia la Tierra y su interacción con la composición de la atmósfera.
3. Interacción de la energía con la superficie terrestre: formada por distintas masas de vegetación, suelos, agua o construcciones humanas, que reciben la señal energética procedente de la fuente, y la cual reflejan o emiten de acuerdo a sus características físicas.
4. Transmisión de la energía reflejada o emitida: energía que llega al sensor colocado en una plataforma, a través de la intervención atmosférica.
5. Sistema sensor: compuesto por el sensor y la plataforma que lo alberga. Tiene como misión captar la energía procedente de las cubiertas terrestres, codificarla y grabarla, convirtiéndola en imagen fotográfica o digital.
6. Sistema de recepción-comercialización: en donde se recibe la información transmitida por la plataforma, se graba en un formato apropiado, y se distribuye a los interesados.

7. Análisis de imágenes digitales: pre-procesamiento de la imagen y extracción de los datos.
8. Colección de información *in situ*: obtención de información de la superficie terrestre y validación de los datos.
9. Interprete: que convierte esos datos en información temática de interés, ya sea visual o digital para facilitar la evaluación del problema en estudio.
10. Usuario final: encargado de analizar el documento, fruto de la interpretación así como de dictaminar sobre los resultados y consecuencias que de él se deriven.

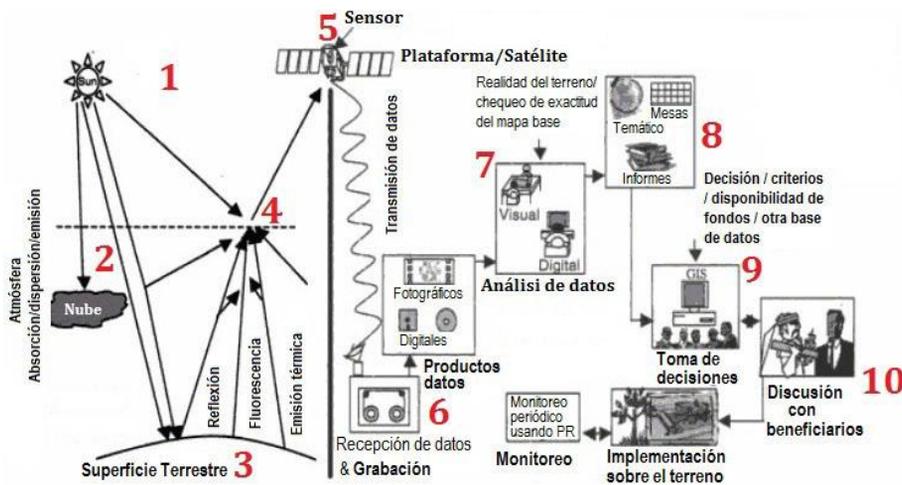


Figura 1. 3. Elementos del sistema de PR para la gestión de algún tema de interés, desde la fuente de energía, hasta su uso final ( modificado de Joseph, 2005).

El empleo de distintos sensores de observación terrestre está originando no sólo una enorme cantidad de información, sino también una nueva forma de estudiar la superficie del planeta. La PR, está brindando nuevas técnicas para ampliar estudios sobre la superficie terrestre, permitiendo disponer de más datos accesibles sobre el espacio geográfico.

### I.1.2. APLICACIÓN DE TÉCNICAS DE PERCEPCIÓN REMOTA

La PR ha generado una gran cantidad de datos ambientales, información y análisis en tiempo casi real. Dichos resultados sirven para una amplia gama de usuarios y empodera a los tomadores de decisiones para responder con mayor eficacia a temas del medio ambiente y desafíos que enfrenta la civilización moderna. La figura 1.4 representa la vinculación y el flujo de información desde observaciones de PR, y otros datos *in situ* para beneficios sociales. Los datos pueden ser utilizados para conducción, la calibración y validación de modelos y herramientas de apoyo a las decisiones (Liang, Li, & Wang , 2012).

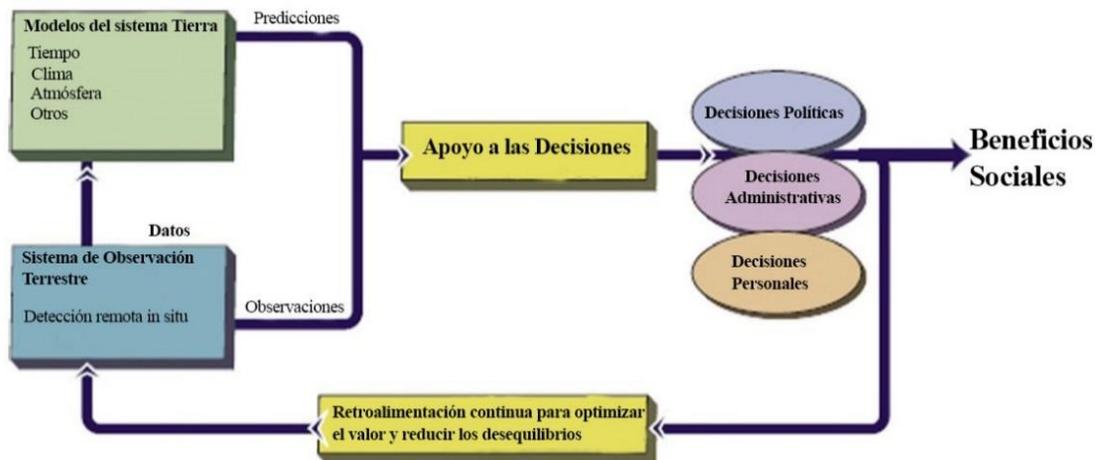


Figura 1. 4. Vinculación de observaciones de la Tierra con beneficios sociales ( modificado de Liang, Li, & Wang , 2012).

Diversos autores plantean una serie de aplicaciones de la PR, sin embargo son muy extensas, debido a esto, la Global Earth Observation System Of Systems<sup>4</sup> (GEOSS), identifica nueve áreas de beneficio social, reconocido claramente por la sociedad, que puede derivarse de un coordinado sistema de observación global. Como se ilustra en la figura 1.5.



Figura 1. 5. Aplicaciones de la observación global de la Tierra, mediante PR (modificado de Liang, Li, & Wang , 2012).

Las nueve áreas de beneficio social son:

- La reducción de la pérdida de vidas y bienes, debido a los desastres naturales o provocados por el hombre.
- La comprensión de los factores ambientales que afectan a la salud y bienestar humano.

<sup>4</sup> Sistema de Observación Global de la Tierra

- Optimizar el uso de los recursos energéticos.
- Entender, evaluar, predecir, mitigar, y propiciar la adaptación a la variabilidad ambiental y al cambio climático.
- Mejorar la gestión de los recursos hídricos mediante una buena comprensión del ciclo del agua.
- Mejorar la obtención de la información meteorológica, para prevenir y advertir a las sociedades de manera oportuna.
- Promover la gestión y protección de los sistemas terrestres, costeros y los ecosistemas marinos.
- Apoyar la agricultura sostenible y la lucha contra la desertificación.
- Entender, monitorear y conservar la biodiversidad.

La PR espacial es una de las pocas fuentes de información de escala global, ya que los sistemas orbitales permiten obtener información prácticamente de la totalidad del planeta. Esta dimensión global resulta de enorme trascendencia para entender los grandes procesos que benefician o afectan al medio ambiente de la Tierra y por ende a la sociedad. Para posteriormente buscar, estudiar, plantear y prevenir los posibles procesos que afecten a la población.

## **I.2. ORIGEN DE LA RADIACIÓN ELECTROMAGNÉTICA**

La mayor parte de la energía que llega al planeta Tierra proviene del Sol. La energía generalmente se transfiere por tres procesos: convección, conducción y radiación. Este último constituye la base de los sistemas de PR (Chuvienco, 2002), ya que es la única forma de transferencia de energía entre el sol y el planeta Tierra.

La energía transportada por las ondas electromagnéticas se llama energía radiante, y el proceso físico por el que ésta se genera, se llama radiación. La radiación electromagnética se genera por la transformación de energía, que inicialmente se encuentra en otras formas, tales como cinética, química, térmica, eléctrica, magnética o nuclear (Ormeño, 2006).

La excitación de las moléculas puede producirse por mecanismos tales como descargas eléctricas y reacciones químicas (Ormeño, 2006). Los electrones en un átomo pueden ocupar, solamente, ciertas orbitas con niveles energéticos determinados, el salto electrónico o cuántico, de una capa a otra de mayor energía produce absorción de energía y de una capa a otra de menor energía se produce liberando radiación electromagnética de una la longitud de onda determinada (Fig. 1.6).

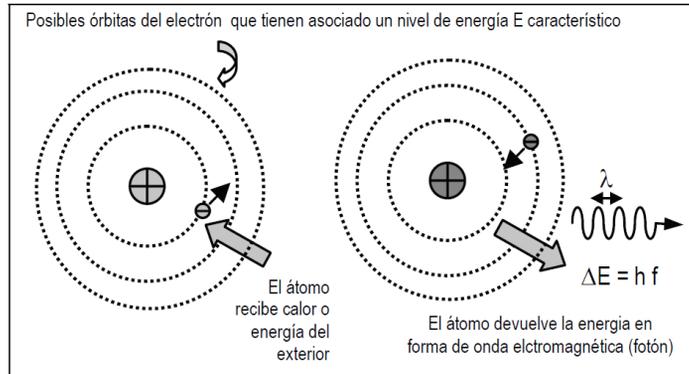


Figura 1.6. Emisión de radiación en unas frecuencias características para cada tipo de átomo en función de sus niveles energéticos (Pérez & Muñoz, 2006).

La radiación electromagnética solar se origina en el interior del sol donde bajo condiciones de altas presiones y temperaturas, el hidrógeno se transforma en helio. En este proceso de fusión nuclear, una gran cantidad de calor es generada y encuentra su vía de escape a través de la convección y conducción hacia su superficie (Strahler & Strahler, 1994), desde donde se transmite en forma de radiación hacia el espacio exterior.

Para entender como la radiación electromagnética se propaga a través del espacio y como interactúa con la materia, es necesario describir dos modelos o teorías diferentes: teoría ondulatoria y teoría cuántica (Jensen, 2007). La radiación presenta ambos comportamientos por lo tanto, los dos modelos se pueden relacionar (Chuvienco, 2008).

**Teoría ondulatoria:** Aquella que concibe a la radiación electromagnética como un haz ondulatorio (Maxwell; Chuvienco, 2008).

Según esta teoría, la energía electromagnética se transmite de un lugar a otro siguiendo un modelo armónico y continuo, a la velocidad de la luz y conteniendo dos campos de fuerzas ortogonales entre sí: eléctrico y magnético (figura 1.7). La característica de este flujo energético puede describirse por dos elementos: longitud de onda ( $\lambda$ ) y la frecuencia ( $\nu$ ). La primera hace referencia a la distancia entre dos picos sucesivos de una onda, mientras que la frecuencia designa el número de ciclos pasando por un punto fijo en una unidad de tiempo. Ambos elementos están inversamente relacionados (Chuvienco, 2008).

$$c = \lambda \nu \tag{1}$$

Donde  $c$ , indica la velocidad de la luz ( $3 \times 10^8$  m/s),  $\lambda$  expresa la longitud de onda generalmente en micrómetros  $1 \mu\text{m}=10^{-6}$  m o nanómetros,  $1\text{nm} = 10^{-9}$  m y,  $\nu$  la frecuencia que se mide en Hertz<sup>5</sup>. Cabe señalar que la longitud de onda y la frecuencia están inversamente relacionadas.

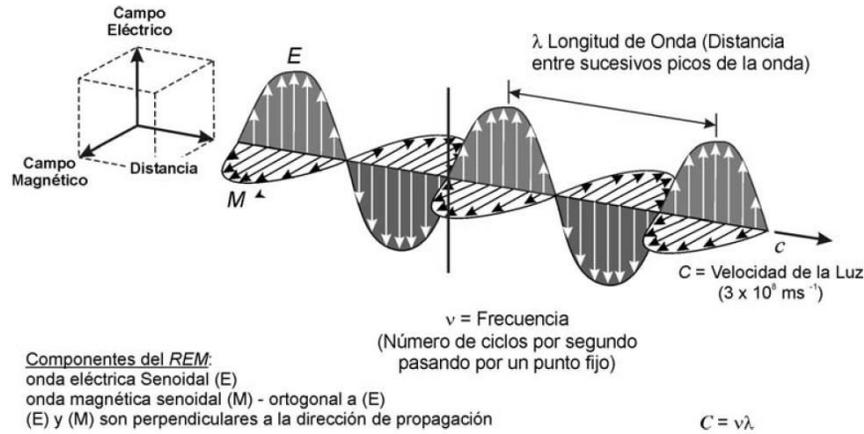


Figura 1. 7. Esquema de la radiación electromagnética (REM; Pérez, 2007).

**Teoría cuántica:** Aquella que considera a la radiación electromagnética, como una sucesión de unidades discretas de energía, llamadas fotones, con una masa igual a cero (Planck, Einstein; Chuvieco, 2008). Con esta teoría podemos calcular la cantidad de energía transportada por un fotón<sup>6</sup>, siempre que se conozca su frecuencia:

$$Q = h \nu \tag{2}$$

Donde  $Q$  es la energía radiante de un fotón (en julios),  $\nu$  la frecuencia y  $h$  la constante de Planck ( $6.6 \times 10^{-34}\text{Js}$ ). Sustituyendo en la ecuación (1):

$$Q = h (c / \lambda) \tag{3}$$

Lo que significa, que a mayor longitud de onda o menor frecuencia, el contenido energético es menor y viceversa. Esto implica que la radiación en longitudes de onda largas es más difícil de detectar que aquella proveniente de longitudes cortas, de ahí que las primeras requieran de medios de detección más refinados (Chuvieco, 2002).

<sup>5</sup> Un Hertz es equivalente a un ciclo por segundo

<sup>6</sup> Fotón: partícula de radiación electromagnética

### I.3. ESPECTRO ELECTROMAGNÉTICO

De acuerdo a la teoría ondulatoria y cuántica cualquier tipo de energía radiante está en función de su longitud de onda y frecuencia.

Aunque la sucesión de valores de la longitud de onda es continua, suelen establecerse una serie de bandas en donde la radiación electromagnética presenta un comportamiento similar. La organización de estas bandas de longitudes de onda o frecuencia, se denomina espectro electromagnético (figura. 1.8). Comprende desde las longitudes de onda más cortas (rayos gamma, rayos X), hasta las kilométricas (telecomunicaciones; Chuvieco, 2008). Las unidades más comunes de medida se relacionan con la longitud de onda. Para las más cortas se utilizan nanómetros o también micrómetros, mientras las más largas se miden en centímetros o metros, incluso en kilómetros y en el caso de las frecuencias en Hertz (HZ) en escala logarítmica.

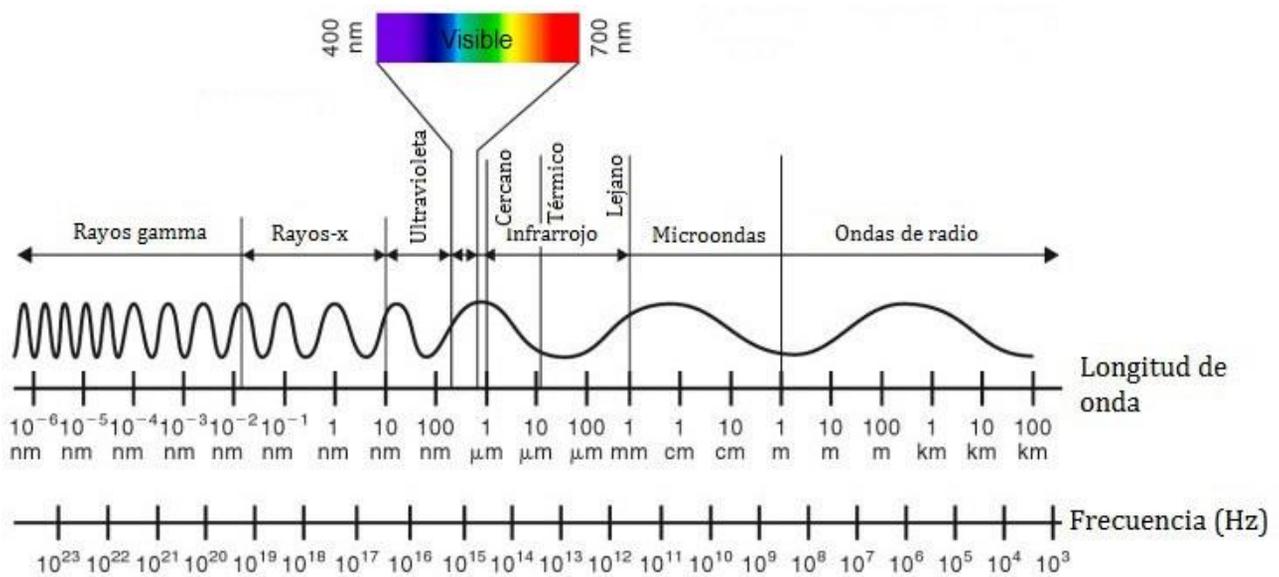


Figura 1. 8. Espectro electromagnético y la porción del visible (modificado de Düzgün & Demirel, 2011).

La PR consiste en la detección de la radiación electromagnética, las regiones espectrales más comunes para esta técnica son las siguientes:

**Espectro visible:** agrupa a la radiación cuya longitud de onda se encuentra en el intervalo de 0.4 a 0.7μm, se denomina así porque es la única que pueden percibir nuestros ojos y coincide con la radiación solar máxima. Dentro de esta región se distinguen las seis bandas: violeta (0.4-0.446 μm),

azul (0.446-0.500  $\mu\text{m}$ ), verde (0.500-0.578  $\mu\text{m}$ ), amarillo (0.578-0.592  $\mu\text{m}$ ), naranja (0.592-0.620  $\mu\text{m}$ ) y rojo (0.620-0.7  $\mu\text{m}$ ; Chuvieco, 2008).

**Región del infrarrojo:** cubre la gama de longitud de onda de aproximadamente 0,7 micrómetros a 1000 micrómetros o 1mm. Esta región es 100 veces más ancha que la del espectro visible (CCRS, 2014). De acuerdo a Chuvieco (2008), esta región se divide en tres partes:

- a) Infrarrojo cercano (IRC: 0.7 a 1.3  $\mu\text{m}$ ). También se denomina infrarrojo próximo o reflejado. Resulta de especial importancia por su capacidad para discriminar masas vegetales y concentraciones de humedad.
- b) Infrarrojo medio (IRM: 1.3 a 10  $\mu\text{m}$ ). En esta región se entremezclan los procesos de reflexión de la luz solar y de emisión de la superficie terrestre. En el primer caso, se trata del infrarrojo de onda corta (Short Wave Infrared, SWIR), que se sitúa entre 1.3 y 2.5  $\mu\text{m}$  y resulta una región idónea para estimar el contenido de humedad en la vegetación o los suelos. La segunda banda de interés está comprendida entre 3 y 5  $\mu\text{m}$ , y suele denominarse como infrarrojo medio (IRM), siendo determinante para la detección de focos de alta temperatura (incendios o volcanes activos).
- c) Infrarrojo lejano (IRT: 10  $\mu\text{m}$  a 1 mm), que incluye la porción emisiva del espectro terrestre, en donde se detecta el calor proveniente de la mayor parte de las cubiertas terrestres (Chuvieco, 2008). Es decir, es la longitud de onda de la radiación electromagnética que genera la superficie terrestre, por estar a una temperatura en promedio de 27°C.

Esta región, también se divide de acuerdo con sus características de radiación: infrarrojo de radiación reflejada e infrarrojo de radiación emitida.

**Microondas:** comprende de 1mm a 1m, y es la porción del espectro de reciente interés para la PR. Cubre las longitudes de onda más largas utilizadas en PR. Las longitudes de ondas más cortas tienen propiedades similares a la región del infrarrojo térmico, mientras que las más largas se acercan a las longitudes de onda utilizadas para las transmisiones de radio (CCRS, 2014).

Esta porción del espectro electromagnético ofrece un gran potencial para estudios de PR, principalmente porque es posible trabajar en distintas condiciones atmosféricas, por ejemplo en zonas cubiertas por nubes o neblina.

### I.3.1. TÉRMINOS Y UNIDADES DE MEDIDA

Para que pueda producirse la observación remota de un sistema es necesario que el sensor detecte un flujo energético proveniente de éste o de la superficie terrestre (Sobrino, 2000). Ese flujo tiene una intensidad determinada, proveniente de, y dirigida a, una unidad de superficie y con una dirección concreta (Lira, 2010). Las unidades y terminologías más empleadas en PR son las siguientes:

- Energía radiante (Q). Indica el total de energía radiada en todas direcciones. Se mide en julios (J).
- Densidad de energía radiante (W). La cantidad de energía transportada, a través de un medio, por una onda electromagnética por unidad de volumen.
- Flujo radiante ( $\Phi$ ). Total de energía radiada en todas las direcciones por unidad de tiempo. Un sensor remoto integra el flujo radiante, por unidad de tiempo, por unidad de ángulo sólido, proveniente de un elemento de la superficie (Lira, 2010). Se mide en Watts (W).
- Emitancia o exitancia radiante (M). Total de energía radiada en todas las direcciones desde una unidad de área y por unidad de tiempo (Chuvieco, 2008). Se mide en Watts por metro cuadrado ( $Wm^{-2}$ ).
- Irradiancia (E). Total de energía radiada sobre una unidad de área y por unidad de tiempo. La irradiancia se refiere a la energía incidente y se mide en ( $Wm^{-2}$ ).
- Intensidad radiante (I). total de energía radiada por unidad de tiempo y por ángulo sólido. Este es un ángulo tridimensional, que refiere a la sección completa de la energía transmitida, y se mide en estéreo-radianes (Chuvieco, 2008). Por lo tanto, la intensidad radiante se mide en Watts por estéreo-radián (W sr).
- Radiancia (L). Total de energía radiada en una determinada dirección por unidad de área y por ángulo sólido de medida. Es un término fundamental en PR, ya que describe precisamente lo que mide el sensor. Se cuantifica en Watts por metro cuadrado y estéreo-radian ( $W m^{-2} sr^{-1}$ ; Chuvieco, 2008).
- Radiancia espectral ( $L_{\lambda}$ ). Indica el total de energía radiada en una determinada longitud de onda por unidad de área y por ángulo sólido de medida (Chuvieco, 2008).

Las magnitudes relativas (adimensionales) es decir, no presentan unidades de medida, son las siguientes:

- Emisividad ( $\epsilon$ ). Relación entre la emitancia de una superficie ( $M$ ), y la que ofrecería un emisor perfecto, denominado cuerpo negro, a la misma temperatura ( $M_n$ ).
- Reflectividad ( $\rho$ ). Relación entre el flujo incidente y el reflejado por una superficie.
- Absortividad ( $\alpha$ ). Relación entre el flujo incidente y el que absorbe una superficie.
- Transmisividad ( $\tau$ ). Relación entre el flujo incidente y el transmitido por una superficie.

Estos últimos términos dependen de la longitud de onda, por lo que se les puede llamar espectral, para referirse a su valor en una banda determinada del espectro.

## 1.4 FORMACIÓN DE LA RADIACIÓN

Se sabe a partir de experimentos que toda la materia emite radiación electromagnética constantemente, excepto los objetos en cero absoluto ( $0 \text{ }^\circ\text{K}$ , o  $-273.15^\circ\text{C}$ ; Kuznetsov *et al.*, 2012). La radiación electromagnética abarca prácticamente todos los rangos de longitud de onda. La intensidad de la radiación de un cuerpo está vinculada con la energía interior de la materia que es directamente proporcional a la temperatura.

### I.4. 1. CUERPO NEGRO

Es un cuerpo hipotético que emite la máxima radiación para la temperatura, no refleja ni transporta la energía incidente y absorbe toda la energía incidente cayendo en todas las longitudes de onda y desde todas direcciones. El modelo del cuerpo negro ideal es una cavidad con paredes muy absorbentes con una pequeña abertura, como se observa en la figura 1.9. Cualquier radiación incidente que entre en la cavidad será completamente absorbida antes de que pueda salir, posteriormente toda esta energía es emitida. La notación de cuerpo negro se rige principalmente por las leyes de Kirchhoff, Wien, Stefan-Boltzmann y Planck y es la clave para la descripción de la transferencia de radiación de calor (Kuznetsov *et al.*, 2012). Por otro lado, de acuerdo a Chuvieco (2002), un cuerpo blanco de igual manera hipotético, es aquel que no absorbe nada de la energía incidente sino que la refleja por completo y los cuerpos grises o reales son aquellos que absorben y emiten energía.

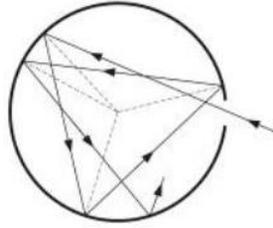


Figura 1. 9. Realización del cuerpo negro (Burbano de Ercilla, Burbano, & Gracia, 2006).

### **Ley de Kirchhoff**

En general una fuente de radiación está rodeada por otras, de modo que además de comportarse como un emisor de radiación también se comporta como un receptor. Su temperatura varía en función de la magnitud de las energías emitida y absorbida. Se dice que existe equilibrio de radiación si éstas son iguales, independientemente de la longitud de onda considerada (Sobrino, 2000).

$$\alpha\lambda = \epsilon\lambda \quad (4)$$

Para cada longitud de onda, el coeficiente de absorción  $\alpha\lambda$  de una superficie dada es igual a la emisividad  $\epsilon\lambda$  de esta misma superficie, a la misma temperatura (Sobrino, 2000). Un cuerpo que absorbe radiación en una longitud de onda emite en esa misma longitud de onda.

Esta ley explica que cuando una superficie está en equilibrio térmico con los alrededores, la absorción espectral es igual a la emisividad, o también a mayor absorción mayor emisión (Chuvienco, 2008). Un ejemplo de esta ley es el caso de la nieve, la superficie de la nieve tiene una alta reflectividad pero poca emisividad, mientras que las poco reflectivas son altamente emisivas debido a que absorben radiación electromagnética, como ocurre con el agua o algún objeto oscuro.

### **Ley de desplazamiento de Wien**

En 1893 el físico alemán Wilhelm Wien ideó una teoría sobre la distribución de energía en la radiación de los cuerpos negros, enunciando que la longitud de onda para la cual la exitancia espectral es máxima, es inversamente proporcional a la temperatura (Ormeño, 2006). La ley define la asociación entre la temperatura del cuerpo negro y la longitud de onda de la radiación emitida.

$$\lambda = \frac{2897.8}{T} \quad (5)$$

En la ecuación (5),  $T$  es la temperatura absoluta en grados Kelvin ( $^{\circ}\text{K}$ ). La ley del desplazamiento de Wien indica que la conversión de longitud de onda larga, hacia ondas cortas, implica un aumento en la temperatura, lo que resulta en un cambio de color, figura 1.10

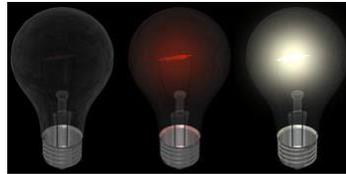


Figura 1. 10. La cantidad de radiación electromagnética que emite un objeto depende principalmente de su temperatura. **Bombilla 1**,  $27^{\circ}\text{C}$  ( $300^{\circ}\text{K}$ , infrarrojo térmico) emite radiación como la superficie del planeta Tierra, **bombilla 2**,  $677^{\circ}\text{C}$  ( $950^{\circ}\text{K}$ .) emite la mayor parte de su energía en el infrarrojo, y la **bobilla 3**,  $2223^{\circ}\text{C}$  ( $2500^{\circ}\text{K}$ ) emite luz de color amarillo a naranja, espectro visible (NASA, 2015).

### Ley de Stefan-Boltzmann

La ley expresa la densidad de energía radiante en el interior de una cavidad de cuerpo negro (figura 1.9) en términos de la temperatura ( $T$ ). Esta ley establece que el poder emisor total del cuerpo negro, por tanto sin consideración de su distribución espectral, es una función de la cuarta potencia de la temperatura del citado cuerpo (Sobrino, 2000). Esta ley define la relación entre la radiación total emitida ( $M_0$ ) y la temperatura.

$$M_0 = \sigma T^4 \tag{6}$$

En la que  $M_0$  es la emitancia del cuerpo negro, siendo  $\sigma$  la constante de Stefan-Boltzmann, cuyo valor es  $\sigma=5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^{-4}$ . Esta ley define la relación entre la radiación total emitida ( $M_0$ ) y  $T$  la temperatura; por lo tanto, si un cuerpo se calienta más, emitirá más radiación.

### Ley de Planck

Para describir el comportamiento de un cuerpo negro, Planck usó una gran esfera a la que le realizó un pequeño orificio (figura 1.9). Teniendo en cuenta que la superficie de la abertura es mucho menor que el área total de la esfera, si una cantidad pequeña de energía penetra a través de dicho orificio es prácticamente imposible que vuelva a salir al exterior. Dado que el comportamiento es similar al de un cuerpo negro, se llega a una expresión para la cantidad de radiación emitida en función de su longitud de onda a una temperatura dada (Miguélez, 2002), la ley tiene la siguiente expresión matemática simplificada:

$$M_{\lambda} = \frac{C_1}{\lambda^5 [e^{\frac{C_2}{\lambda T}} - 1]} \tag{7}$$

Donde,  $M_\lambda$  es la emitancia;  $C_1=3.74 \times 10^{-6} \text{ Wm}^{-2}$ ;  $c_2= 1.44 \times 10^{-2} \text{ m}^\circ\text{K}$ ;  $\lambda$ =longitud de onda;  $T$ =temperatura.

La representación de la ecuación (7), en función de la longitud de onda a diferentes temperaturas ( $^\circ\text{K}$ ), se puede observar en la figura 2.1.

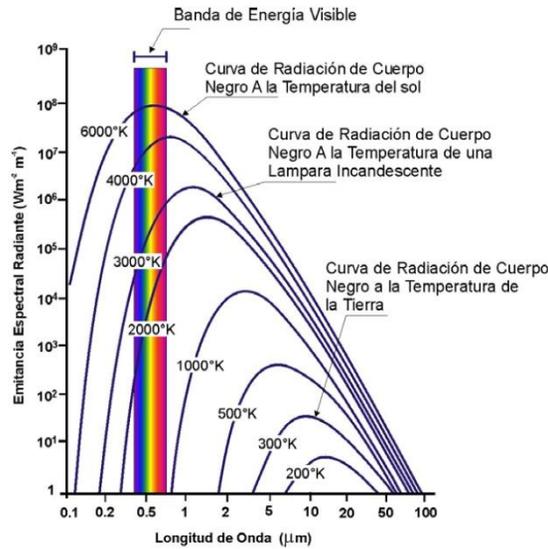


Figura 2. 1. Radiación de un cuerpo negro a diferentes temperaturas en función de la longitud de onda (Pérez, 2007).

De acuerdo a Miguélez (2002), con la inspección visual de esta gráfica se deduce que:

1. Cualquier cuerpo que este a una temperatura distinta del cero absoluto radia energía en diferentes longitudes de onda.
2. Por mucho que aumente la temperatura el cuerpo no radia más allá de una determinada longitud de onda. A partir de la región ultravioleta.
3. La cantidad total radiada, es proporcional al área bajo la curva, y es mucho mayor a medida que aumenta la temperatura (Ley de Stefan-Boltzmann).
4. El máximo de radiación o pico de la curva, se desplaza hacia longitudes de onda menores a medida que aumenta la temperatura de radiación (ley del desplazamiento de Wien).
5. El sol tiene su máximo de emisión en el rango visible del espectro electromagnético, más o menos entre 0,4 y 0.7  $\mu\text{m}$ , justo en el rango en el que nuestros ojos son capaces de captar radiación y transformarla en imágenes.

6. Los incendios que podemos situar a partir de una temperatura de 400 °K, se detectan mejor en torno a las 3.6  $\mu\text{m}$  que en el visible.
7. La Tierra, en torno a los 300 °K (27 °C), presenta su máximo de emisión en torno a las 10-12  $\mu\text{m}$ .

La distribución espectral para un cuerpo negro a 6000 °K se aproxima mucho a la curva de emisividad espectral del sol, mientras que la Tierra puede considerarse un cuerpo negro a 300 °K.

Un cuerpo de agua pura se comporta aproximadamente como un cuerpo negro (Lira, 2010). Por lo tanto en una imagen de satélite, los cuerpos de agua pura se observan negros debido a que absorben casi toda la radiación incidente, calentándose de esta manera y emitiendo radiación. Pero, cuando el agua lleva sedimentos en suspensión disminuye la absorción y se genera la reflexión, que puede ser registrada en la respuesta espectral.

## **I.5. INTERACCIÓN DE LA RADIACIÓN CON LA ATMÓSFERA**

Cuando la radiación electromagnética parte de la fuente emisora en este caso del sol, atraviesa la atmósfera, llega a la superficie terrestre y posteriormente viaja hacia el sensor. Entonces la radiación electromagnética atraviesa la atmósfera de la Tierra dos veces. Debido a esto, hay una interacción con los gases y partículas que la componen.

La atmósfera es una mezcla de varios gases, líquido suspendido e impurezas sólidas (cuadro 2.2). Está compuesta principalmente de oxígeno, nitrógeno, y varios gases inertes, que en conjunto representan el 99.9% del aire total. Excluyendo el dióxido de carbono y vapor de agua, otras composiciones de estos gases son estables en la tropósfera. El vapor de agua y la concentración de dióxido de carbono varían con las condiciones de la región, la temporada y condiciones climáticas. El gran número de partículas sólidas y líquidas suspendidas en la atmósfera son llamados aerosoles, que suelen incluir bruma, humo, polvo, niebla, entre otros (Liang, Li, & Wang, 2012).

A nivel del mar, los principales constituyentes de la atmósfera, son moléculas de elementos y compuestos que se presentan en el cuadro 2.2 (Ress, 2001)

Gas	Fórmula Química	Fracción de volumen	Masa total kg m <sup>-2</sup>
Nitrógeno	N <sub>2</sub>	0.7808	7797
Oxígeno	O <sub>2</sub>	0.2095	2389
Argón	Ar	9.34 × 10 <sup>-3</sup>	133
Dióxido de carbono	CO <sub>2</sub>	3.5 × 10 <sup>-4</sup>	5.6
Neón	Ne	1.8 × 10 <sup>-5</sup>	0.13
Helio	He	5.2 × 10 <sup>-6</sup>	7.5 × 10 <sup>-3</sup>
Metano	CH <sub>4</sub>	1.8 × 10 <sup>-6</sup>	1.0 × 10 <sup>-2</sup>
Kriptón	Kr	1.1 × 10 <sup>-6</sup>	3.4 × 10 <sup>-2</sup>
Monóxido de carbono	CO	0.06 – 1 × 10 <sup>-6</sup>	0.06 – 1 × 10 <sup>-2</sup>
Dióxido de azufre	SO <sub>2</sub>	1.0 × 10 <sup>-6</sup>	2.9 × 10 <sup>-2</sup>
Hidrógeno	H <sub>2</sub>	5.0 × 10 <sup>-7</sup>	4.0 × 10 <sup>-4</sup>
Ozono	O <sub>3</sub>	0.01 – 1 × 10 <sup>-6</sup>	5.4 × 10 <sup>-3</sup>
Óxido nitroso	N <sub>2</sub> O	2.7 × 10 <sup>-7</sup>	4.0 × 10 <sup>-3</sup>
Xenón	Xe	9.0 × 10 <sup>-8</sup>	4.0 × 10 <sup>-3</sup>
Óxido nítrico	NO <sub>2</sub>	0.05 – 2 × 10 <sup>-8</sup>	0.02 – 4 × 10 <sup>-4</sup>
Atmósfera seca total		1	1.032 × 10 <sup>4</sup>
Vapor de agua	H <sub>2</sub> O	0.001 – 0.028	6.5 – 180

Cuadro 2. 2. Componentes gaseosos de la atmósfera de la Tierra. La tercera columna muestra la fracción en volumen del gas a nivel del mar, y la cuarta columna muestra la masa total de gas que se encuentra en una columna a través de toda la atmósfera ( modificado de Ress, 2001).

La radiación electromagnética al interactuar con las capas y los componentes de la atmósfera, es afectada por procesos de absorción y dispersión; por este motivo son los dos mecanismos más importantes para la PR.

### I.5.1. TIPOS DE DISPERSIÓN

La dispersión tiene lugar cuando la radiación es reflejada por partículas existentes en la atmósfera, ya sean moléculas de gases, partículas de polvo, o gotas de agua en suspensión (Miguélez, 2002), y hacen que la radiación electromagnética sea redirigida de su trayectoria original.

La dispersión depende principalmente de la relación entre la longitud de onda de la radiación y el tamaño de las partículas presentes en la atmósfera. Se asume que la dispersión no lleva asociada ningún componente de absorción, sino solamente redirección.

Liang, Li & Wang (2012), mencionan que la dispersión atmosférica de las ondas electromagnéticas se dividen principalmente en dos categorías: **dispersión selectiva**, que a su vez se divide en la dispersión de Rayleigh y Mie; y **dispersión no selectiva**.

**Dispersión de Rayleigh:** se presenta cuando el diámetro de una partícula de dispersión atmosférica es más pequeña que la longitud de onda de la radiación electromagnética incidente. Por ejemplo la dispersión de la luz visible (longitud de onda azul) por el oxígeno, el nitrógeno y otras moléculas de

gas en la atmósfera pertenece a esta categoría (Liang, Li, & Wang, 2012). Se produce principalmente en el estrato superior de la atmósfera. Por lo tanto, causa que las longitudes de onda más cortas se dispersen más que la longitud de ondas largas. La dispersión de Rayleigh es la causante del tono azul del cielo (Lira, 2010).

**Dispersión de Mie:** ocurre cuando el diámetro de la partícula atmosférica es igual o similar al de la longitud de onda. Por ejemplo la dispersión por pequeñas partículas y otros aerosoles en suspensión presentes en la atmósfera, pertenecen a esta categoría. En condiciones atmosféricas generales, la dispersión de Rayleigh juega un papel dominante; sin embargo, cuando la dispersión de Mie es superpuesta a la dispersión de Rayleigh, el cielo se vuelve sombrío (Liang, Li, & Wang, 2012). Esta dispersión ocurre en los estratos más bajos de la atmósfera donde las partículas como humo, vapor de agua, afectan a las longitudes de onda más largas.

**Dispersión no selectiva:** se presenta cuando el diámetro de la partícula atmosférica es mayor que la longitud de onda de la radiación incidente. Por ejemplo la dispersión por las nubes, la niebla, las gotas de agua y el polvo en la atmósfera entra en esta categoría (Liang, Li, & Wang, 2012). Esta dispersión hace que las nubes y nieblas se vean de color blanco, ya que dispersan los tres colores primarios en cantidades similares.

La clasificación y nombre de la dispersión selectiva y no selectiva, está dada sobre cómo afectan a las longitudes de onda de la radiación. Es decir, la primera solo afecta a ciertas longitudes de onda “selectiva”, generalmente más cortas, y la segunda afecta a todas las longitudes de onda por igual “no selectiva”.

### **I.5.2. ABSORCIÓN ATMOSFÉRICA**

La absorción es otro mecanismo principal, cuando la radiación electromagnética interactúa con la atmósfera. En contraste a la dispersión, este fenómeno hace que las moléculas presentes en la atmósfera absorban la energía en diferentes longitudes de onda (CCRS, 2014).

De acuerdo a Chuvieco (2002), los principales causantes de esta absorción son:

- a) Oxígeno molecular ( $O_2$ ): filtra las radiaciones ultravioleta por debajo de  $0.1 \mu m$ , así como pequeños sectores en el infrarrojo térmico y las microondas.
- b) Ozono ( $O_3$ ): es responsable de la eliminación de la energía ultravioleta, inferior a  $0.3 \mu m$ , así como en un sector de las microondas.

- c) Vapor de agua: es el gas con mayor capacidad de absorción de todos los compuestos presentes en la atmósfera, en especial en torno a la radiación de longitud de onda de 6  $\mu\text{m}$ , por encima de 27  $\mu\text{m}$  y otras menores entre 0.6 y 2  $\mu\text{m}$ .
- d) Dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ): absorbe en el infrarrojo término ( $> 15 \mu\text{m}$ ), con importantes efectos en el infrarrojo medio, con longitudes de onda entre 2.5 y 4.5  $\mu\text{m}$ .
- e) Aerosoles atmosféricos: absorben principalmente en el espectro visible.

Como consecuencia de esta absorción, la observación espacial se reduce a determinadas bandas del espectro, conocidas como **ventanas atmosféricas** (figura 2.3), en donde la transmisión de la atmósfera es alta (Chuvieco, 2008). Las principales ventanas atmosféricas son:

- Espectro visible e infrarrojo cercano o reflejado (IRC), situada entre 0.35 y 1.35  $\mu\text{m}$
- Varias en el SWIR de 1.5 a 1.8  $\mu\text{m}$ , y de 2.0 a 2.4  $\mu\text{m}$
- En el IRM: 2.9 a 4.2  $\mu\text{m}$ , y de 4.5 a 5.5  $\mu\text{m}$
- En el IRT, entre 8 a 14  $\mu\text{m}$
- En las microondas, por encima de 20 mm, en donde la atmósfera es prácticamente transparente.

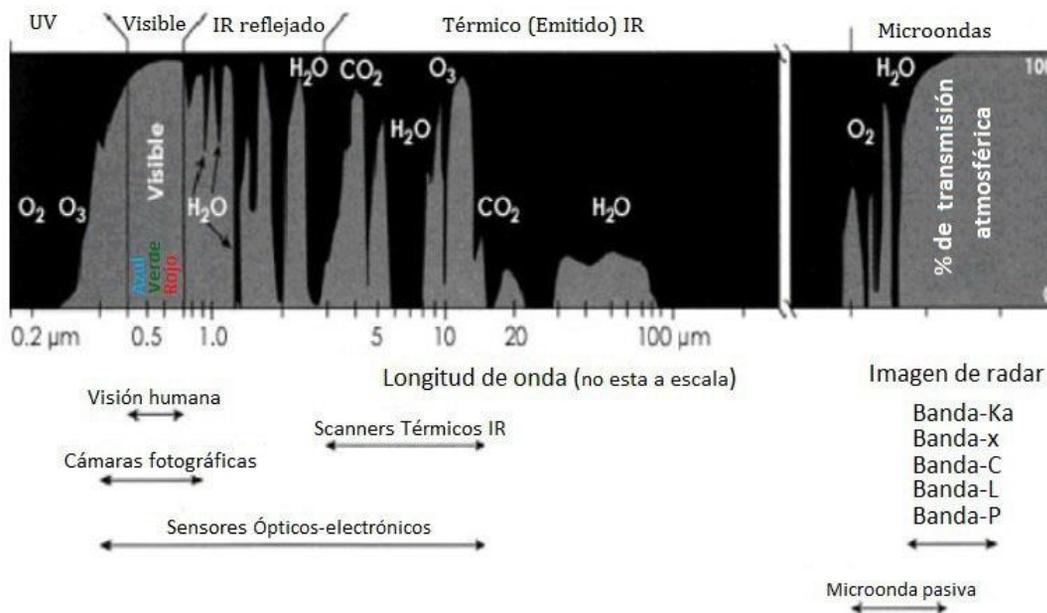


Figura 2.3. Ventanas atmosféricas (modificado de NASA, 2015).

Como se puede observar en la figura 2.3, la atmósfera se comporta como un filtro selectivo a distintas longitudes de onda, de tal forma que en algunas bandas del espectro se elimina prácticamente cualquier posibilidad de observación remota. La importancia de las ventanas atmosféricas está en la aplicación de procesos de PR y para el diseño de los sensores espaciales para que trabajen en esas ventanas y así evitar cualquier interferencia.

### I.6. INTERACCIÓN DE LA ENERGÍA RADIANTE CON LA SUPERFICIE

La radiación que no es absorbida o dispersada por la atmósfera, alcanza e interactúa con la superficie de la Tierra, denominándose flujo incidente. Como se puede observar en la figura 2.4, existen tres formas de interacción que pueden llevarse a cabo cuando la radiación es incidente  $\Phi_i$  encima de la superficie, (Chuvieco, 2008), estas son:

- Flujo reflejado  $\Phi_r$  se produce cuando la radiación es reflejada o redireccionada por la superficie
- Flujo absorbido  $\Phi_a$  cuando la radiación es asimilada por la superficie
- Flujo transmitido  $\Phi_t$  cuando la radiación pasa a través de la superficie.

$$\Phi_i = \Phi_r + \Phi_a + \Phi_t \tag{8}$$

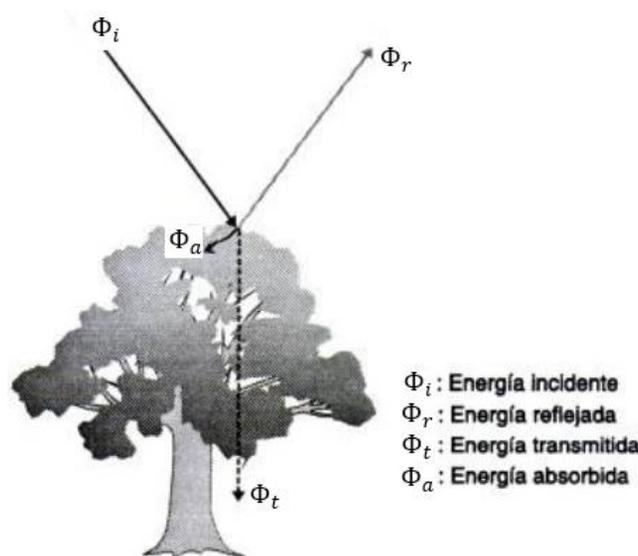


Figura 2. 4. Descomposición del flujo solar incidente (modificado de Chuvieco, 2008).

El flujo incidente también puede expresarse con la fórmula 9, ya que la suma de la reflectancia, absorción y transmisión es igual a 1. La relación entre las tres magnitudes no es constante, sino que varía con la longitud de onda ( $\lambda$ ), el material y el estado del objeto.

$$1 = \rho_\lambda + \alpha_\lambda + \tau_\lambda \quad (9)$$

La proporción del flujo incidente que es reflejado, absorbido y transmitido depende de las características de la superficie que se observa y de la longitud de onda a la que sea observado (Chuvienco, 2008). Para poder caracterizar una determinada cubierta es importante conocer su comportamiento reflectivo en las diversas longitudes de onda, ya que esto facilita discriminarlo frente a cubiertas espectralmente similares. En conclusión lo que más interesa a la PR es la forma de como los objetos reflejan la energía, de acuerdo al tipo de reflexión.

### I.6.1. TIPOS DE REFLEXIÓN

En la PR, la prioridad radica en la medición de la radiación reflejada por los objetos que llega a los sensores a bordo de un satélite o avión. La radiación al interactuar con los objetos o superficie, se refleja principalmente de dos maneras.

- 1) Reflexión especular: cuando la superficie es relativamente plana y toda la energía se refleja ( $\theta_r$ ) con el mismo ángulo del flujo incidente ( $\theta_i$ ), como se muestra en la figura 2.5
- 2) Reflexión difusa o lambertiana. Cuando la superficie es rugosa y la energía se refleja en todas las direcciones, figura 2.5

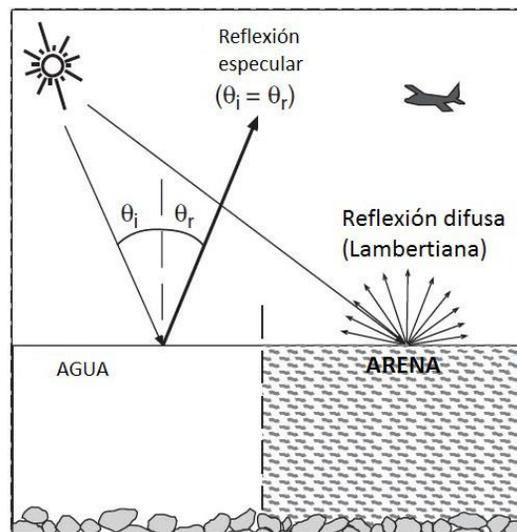


Figura 2.5. Tipos de reflexión, ( modificado de Carbonneau & Piégay, 2012).

En el primer caso, el sensor sólo recibe energía reflejada de la superficie si está situado en la dirección del ángulo de reflexión, y es baja o nula en cualquier otra dirección. En el segundo caso, cuando la reflexión es lambertiana, la radiancia reflejada es constante en cualquier ángulo de reflexión y el sensor recibe energía en cualquier ángulo. La mayor parte de las cubiertas tienden a comportarse de modo intermedio entre los dos casos. En los cuerpos de agua, el comportamiento reflectivo tiende a especular, debido a que la superficie es relativamente plana.

En el espectro visible, el comportamiento reflectivo de los objetos a distintas longitudes de onda es lo que llamamos color, por ejemplo: un objeto es azul si refleja intensamente la energía en esa banda del espectro y poco en el resto, mientras será verde si su reflectividad se centra en esa banda y es baja en otras.

## **I.7. PERCEPCIÓN REMOTA DEL AGUA**

La PR tiene alcances significativos en el estudio del agua, primeramente se busca obtener una apreciación de la interacción de energía electromagnética con la superficie acuática.

La detección remota de las propiedades de una masa de agua se basa en la interacción de la radiación electromagnética con las moléculas de esta masa de agua, ya sean de agua misma, o de la materia diluida o suspendida en ella. Esta interacción, a su vez, depende de la energía de los fotones que componen la radiación electromagnética o, dicho de otro modo, de su longitud de onda,  $\lambda$  (Domínguez *et al.*, 2011).

Un fotón al interactuar con una molécula puede ser absorbido, dispersado o transmitido por ésta (Domínguez *et al.*, 2011). En el rango del espectro visible, el fotón aporta la energía suficiente para que los electrones de la molécula de agua realicen transiciones electrónicas. Como se comentó en el tema: origen de la radiación, las transiciones electrónicas generan emisión de energía, cuando un estado energético decae a otro menos energético en función de un fotón que transporta la diferencia de energías entre dos estados electrónicos. La presencia de este fotón en el espectro emitido o reflejado proporciona información sobre las bandas energéticas y, por lo tanto, sobre la sustancia de la que procede. Esta información de la radiación de la superficie acuática corresponde a la información que capta el sensor.

La radiancia total, ( $L_t$ ) grabada por los sensores está en función de la energía electromagnética detectada a partir de cuatro fuentes identificables, figura 2.6 (Jensen, 2007).

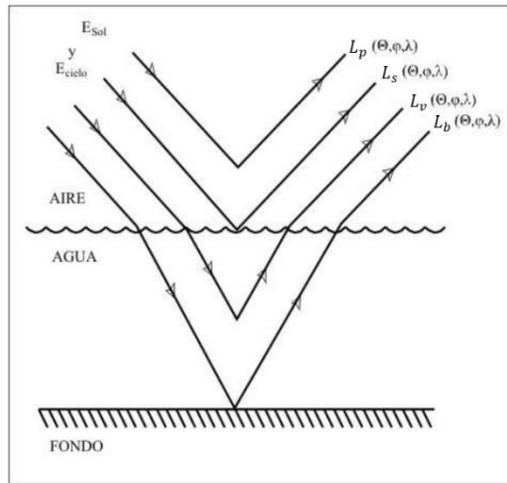


Figura 2. 6. Componentes de la radiancia registrada por un sensor remoto en un cuerpo de agua, (modificado de Membrillo, 2015).

$$L_t = L_p + L_s + L_v + L_b \quad (10)$$

Donde:

- $L_p$  es la porción de la radiancia grabada por un instrumento de PR resultante de la radiación solar ( $E_{\text{sun}}$ ) y del cielo ( $E_{\text{sky}}$ ) que no llega a la superficie del agua.
- $L_s$  es la radiancia descendente solar y la del cielo que llega a la interface aire-agua, pero penetra únicamente unos milímetros y es reflejada de la superficie del agua. Esta energía reflejada contiene información espectral valiosa acerca de las características de la superficie de los cuerpos de agua. Desafortunadamente, si el ángulo cenit solar y el ángulo de visión del sensor son casi idénticos, se puede obtener una reflexión especular pura de la superficie del cuerpo de agua lo que proporciona muy poca información espectral. Este efecto (*Sun glint*) se debe evitar siempre que sea posible. Es por eso que rara vez se recopila datos de PR en el nadir dentro de una o dos horas de mediodía.
- $L_v$  es la radiancia descendente solar y del cielo que penetra la interface aire-agua, interactúa con el agua y los componentes orgánicos e inorgánicos que existen en la columna de agua sin llegar al fondo (llamada radiancia volumétrica subsuperficial). Esta radiancia provee información valiosa sobre las características de la columna de agua.

- $L_b$  es la porción de la radiancia registrada resultante de la radiación descendente solar y del cielo que penetra la interface aire-agua llegando al fondo del cuerpo de agua, se propaga a través de la columna de agua, y luego sale de la columna de agua. Esta radiancia es muy importante cuando se requiere realizar estudios de batimetría. La radiancia del fondo del cuerpo de agua hace muy difícil caracterizar apropiadamente las características de la columna de agua. Fundamentalmente es difícil separar  $L_v$  y  $L_b$  (Jensen , 2007).

El objetivo de la PR acuática es extraer la radiancia de interés a partir de todos los componentes de radiación grabada por el sensor. Por ejemplo, si se desea identificar los constituyentes orgánicos e inorgánicos en la columna de agua como sedimentos en suspensión y clorofila-a, el mayor interés se enfocara en aislar la radiancia volumétrica de la columna de agua calculada como:

$$L_v = L_t - (L_p + L_s + L_b) \quad (11)$$

Esto usualmente involucra correcciones radiométricas cuidadosas de los datos satelitales con la finalidad de remover la atenuación y dispersión atmosférica ( $L_p$ ), el destello superficial (sunlint) y otras reflexiones superficiales ( $L_s$ ), así como la reflectancia del fondo de agua ( $L_b$ ; Jensen , 2007).

### **I.7.1. PROPIEDADES ÓPTICAS DEL AGUA**

Las propiedades ópticas del agua se dividen en dos grupos: propiedades inherentes y propiedades aparentes (Preisendorfer, 1961; Aguirre, 2002).

Las propiedades inherentes son: el coeficiente de absorción ( $a^7$ ), el coeficiente de esparcimiento ( $b^8$ ) y la función de esparcimiento volumétrico<sup>9</sup>. Estas magnitudes dependen únicamente de las sustancias que conforman el medio acuático y no de la estructura geométrica del campo luminoso (Aguirre, 2002; Domínguez *et al.*, 2011).

Las propiedades ópticas aparentes son: los coeficientes de atenuación difusa (suma de la absorción y esparcimiento) y la reflectancia R, entre otros. Estas magnitudes dependen de las propiedades del campo de radiación. La reflectancia R y su variación espectral  $R(\lambda)$  pueden vincularse a las

---

<sup>7</sup> Es la fracción de energía luminosa absorbida cuando un estrecho haz de luz colimado (un rayo de luz) atraviesa un espesor unidad de agua.

<sup>8</sup> Es la fracción de luz transmitida cuando un estrecho haz de luz colimado atraviesa una unidad de longitud en el agua.

<sup>9</sup> Representa la fracción de la energía que pierde un haz de luz colimado cuando avanza una longitud unidad a través del agua.

propiedades inherentes, siempre que el sol se encuentre lejos del horizonte ( $\pm 45^\circ$  alrededor del cenit; Aguirre, 2002).

$$R = F\left\{\frac{b}{a}\right\} \quad (12)$$

Los sedimentos en suspensión están relacionados con el coeficiente de absorción  $a$  y otros elementos como fitoplancton y sustancia amarilla.

Las variaciones espaciales y temporales de los sedimentos suspendidos, fitoplancton, entre otros, en el mar y dependiendo de la dominancia de uno de ellos con relación a los otros, las aguas oceánicas y continentales se clasifican en dos tipos: (Morel & Prieur, 1997; Aguirre, 2002; Domínguez *et al.*, 2011)

- Aguas caso 1 o materia con vida: aquéllas en las que el fitoplancton y sus derivados dominan las propiedades ópticas del mar.
- Aguas caso 2 o materia sin vida: aquéllas en las cuales los sedimentos en suspensión y el material orgánico disuelto dominan las propiedades ópticas del mar.

A este tipo de agua (caso 2), pertenecen las aguas costeras, deltaicas, estuarios, lagunas, y las plataformas continentales extendidas con influencia fluvial y los bancos someros en los cuales se presenta resuspensión.

## **I.8. RESPUESTAS ESPECTRALES**

Los sensores miden la energía reflejada o emitida por los objetos de la superficie terrestre, según el poder de reflectividad y emisividad de cada uno, y también según la longitud de onda. Así como los objetos reaccionan en forma diferente ante la energía solar recibida, cada objeto posee una reflectividad propia llamada respuesta o firma espectral (SADS, 2004).

El conocimiento de las respuestas espectrales es fundamental en PR, no solo para identificar los distintos objetos, sino para elegir las bandas más apropiadas y el sensor más conveniente (Chuvieco, 2008). Para que se logre obtener una discriminación de diferentes cubiertas es necesario que existan diferencias en las reflectancias. Si no existe una diferencia muy significativa se reduce el potencial para discriminar las cubiertas.

La respuesta espectral de una cubierta puede obtenerse a partir de varias fuentes:

1. Medirla con un radiómetro
2. Extraerla de una biblioteca espectral puesta por alguna institución.
3. Extraerla de una imagen hiperespectral

Las respuestas espectrales utilizadas en la presente investigación se obtuvieron de tres fuentes: en la literatura, por medio de un espectroradiómetro y extracción de las bandas espectrales de la escena de la fecha de muestreo.

### I.8.1. RESPUESTA ESPECTRAL DEL AGUA

Las superficies acuáticas absorben o transmiten la mayor parte de la radiación que reciben, siendo la mayor absorción cuanto mayor sea la longitud de onda. La mayor reflectancia del agua clara se produce en el azul, reduciéndose paulatinamente hacia el infrarrojo cercano y medio, donde ya es prácticamente nula como se puede observar en la siguiente figura 2.7. En general, menos del 5% de la radiación visible incidente es reflejada por el agua (Chuvienco, 2008). Así, el agua normalmente se ve azul o azul-verdoso debido a la dispersión y reflexión de la luz en estas longitudes de onda más cortas, y más oscuro si se ve en longitudes de onda roja o del infrarrojo cercano y medio.

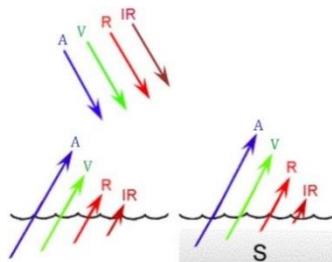


Figura 2. 7. Comportamiento de las bandas espectrales en agua clara y agua con materiales suspendidos y como estos afectan a la penetración de la luz (CCRS, 2014).

La profundidad del agua influye directamente en el aporte de reflectancia derivado de los materiales del fondo. En aguas poco profundas la reflectancia aumenta, por la influencia del fondo. Para imágenes Landsat-TM se estima que la profundidad de agua máxima que puede determinarse alcanza 6.4 m en la banda azul, 3 m en la verde y 2.1 m en la roja (Chuvienco, 2008). Sin embargo, los materiales suspendidos disminuyen la capacidad de penetración de la luz en los cuerpos de agua como se puede apreciar en la figura 2.7.

De acuerdo a Chuvieco (2008), la rugosidad de la superficie favorece la reflexión difusa, y en consecuencia una mayor reflectancia. En el caso de aguas muy tranquilas, la superficie se comporta de modo especular, con valores de reflectividad muy variados en función de la localización del sensor.

### **I.8.2. RESPUESTA ESPECTRAL DE LOS SEDIMENTOS**

Las partículas minerales como sílice, aluminio y óxidos de hierro se encuentran como materia suspendida en la mayoría de los cuerpos de agua. Estas partículas son de diferente forma y tamaño, y van desde el rango de arcillas, limo, arenas de grano fino y arena de grano grueso (Membrillo, 2015).

La variabilidad de los componentes del agua es más detectable en las longitudes de ondas cortas (azul y verde), y se relacionan con su profundidad, contenido de materiales en suspensión y rugosidad de la superficie (Chuvieco, 2008). En la figura 2.8, se puede observar como aumenta la reflectividad en el rango del visible (400 a 700 nm) por la presencia de los sedimentos en suspensión.

La turbidez relacionada con los sedimentos suspendidos en un cuerpo de agua, causa un aumento en la reflexión y dispersión de la radiación visible para distintos diámetros de partícula; principalmente en la banda azul y verde, y provocan una mayor brillantez del agua, similar a las características de reflectancia del suelo. Debido a esto es posible estimar la cantidad de sedimentos suspendidos en el agua mediante datos de PR.

En la siguiente figura 2.8, se muestran las respuestas espectrales del agua clara y agua con diferentes concentraciones de sedimentos de arcilla y partículas de limo. En esta figura se puede observar el aumento en la reflectancia de la luz visible del agua.

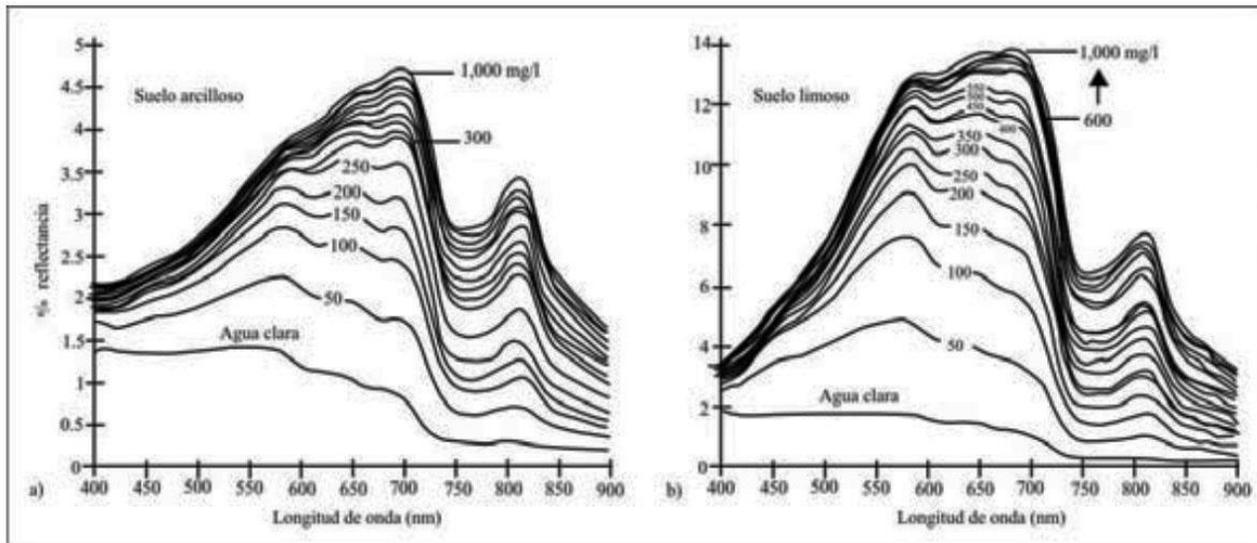


Figura 2. 8. (a) Respuesta espectrales de agua limpia y agua con varias concentraciones de sedimentos arcillosos suspendidos desde 0 mg/l hasta 1000 mg/l. (b) respuestas espectrales de agua limpia y agua con varias concentraciones de sedimentos limosos suspendidos desde 0 mg/l hasta 1000 mg/l, (Jensen , 2007) modificado por (Membrillo, 2015).

La reflectancia espectral de los sedimentos suspendidos en la superficie del agua es una función tanto de cantidades como de las características del material (tamaño de partícula, absorción). Cuando la CSS aumenta la reflectancia en la columna de agua, lo hace casi en todas las longitudes de onda, tanto para sedimentos limosos como arcillas. El suelo arcilloso tiene más materia orgánica y un color oscuro que presenta un 10% menos de reflectancia (figura 2.8 inciso a) en todas las longitudes de onda que el suelo limoso de color claro, figura 2.8 inciso b, (Membrillo, 2015). La reflectancia aumenta en la región del visible y en la región del infrarrojo cercano a medida que más CSS (mg/l) exista en los cuerpos de agua, como se puede observar en la figura 2.8.

Tras los estudios de correlación de datos de PR y la CSS han dado como resultados:

- El rango visible de 580-690 nm puede proporcionar información del tipo de sedimentos en cuanto a su composición. Cuando aumenta la reflectancia en esta región, hay presencia de suelo arcilloso suspendido en aguas superficiales, como se puede observar en la figura 2.8 inciso a).
- El rango de longitudes de onda de 714-880 nm es útil para determinar la cantidad de sedimentos suspendidos en el cuerpo de agua, en el caso en que las partículas minerales son los componentes predominantes, esto es confiable en estudios donde se ha determinado que los sedimentos suspendidos son minerales terrígenos.

Como se ha comentado, a medida que aumenta la CSS en mg/l, aumenta reflectancia en la región del espectro visible y una parte del infrarrojo cercano, y da la posibilidad de estimarla mediante las respuestas espectrales.

## **CAPÍTULO II. SENSORES Y SATÉLITES EN PERCEPCIÓN REMOTA**

Como se comentó en el primer capítulo para que sea posible la aplicación de las técnicas en PR, es esencial por lo menos tres componentes: la fuente de la radiación, el objeto o la superficie terrestre y el sensor. En el capítulo anterior se describió el primer y segundo componente. En este capítulo; en primer lugar, se realiza una breve explicación de los tipos de sensores que existen y las resoluciones que presentan. En segunda instancia se presenta una pequeña explicación acerca de las plataformas satelitales. Por último se expone la descripción de la imagen satelital multiespectral.

La plataforma seleccionada para esta investigación es Landsat, por poseer las características técnicas adecuadas. Además, existen diversas investigaciones de la medición de la CSS con esta plataforma. El algoritmo que se utiliza en la presente investigación está hecho para imágenes de esta plataforma en especial para el sensor TM. Por otro lado, la disponibilidad de las imágenes es gratuita. Debido a esto, los temas se exponen haciendo énfasis en el programa Landsat, especialmente en la última misión Landsat 8, con el sensor OLI.

### **II.1. TIPOS DE SENSORES**

La PR no sería posible sin los “**sensores**”. De acuerdo a Sobrino (2000) son instrumentos susceptibles de detectar la señal electromagnética (radiación reflejada o emitida) que les llega de la Tierra y la atmósfera, para convertirla en una magnitud física que pueda ser tratada y grabada. Los sensores para el estudio de la superficie terrestre a diferencia de los sensores de observación de la atmósfera<sup>10</sup>, son diseñados para captar la señal de las diferentes regiones del espectro electromagnético, siempre y cuando, se encuentren dentro de las ventanas atmosféricas.

Los sensores al captar la señal electromagnética la convierten en un formato analógico (fotografía), o digital (imagen). Las características de la imagen registrada dependen en gran medida de las propiedades del sensor utilizado y de la distancia al suelo desde la cual se realiza la adquisición de datos (Sobrino, 2000). Los sensores pueden incluir cámaras, radiómetros, escáneres multiespectrales, radares, entre otros.

---

<sup>10</sup> Los sensores que observan la atmósfera, los sectores espectrales más convenientes, son aquellos donde la absorción atmosférica es alta.

Los sensores en esta investigación se clasifican de acuerdo a la señal captada, debido a que es el procedimiento por el cual los sensores de la plataforma Landsat reciben la energía.

### II.1.1. SENSORES ACTIVOS

Tienen capacidad de emitir un haz energético (figura 2.9 inciso b) que, posteriormente, recogen tras su reflexión sobre la superficie que se pretende observar entre ellos, el sistema más conocido es el radar, (radiómetro activo de microondas). Estos sensores pueden trabajar en cualquier condición atmosférica, y tiempo, es decir, día o noche (Chuvieco, 2002).

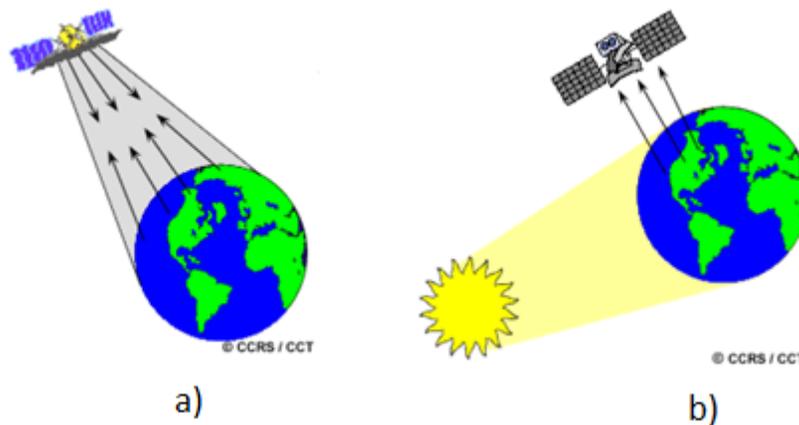


Figura 2. 9. Tipos de sensores: sensor activo (a) y sensor pasivo (b) (modificado de CCRS, 2014).

### II.1.2. SENSORES PASIVOS

Se limitan a recoger la energía electromagnética procedente de las cubiertas terrestres, ya sea ésta reflejada de los rayos solares, o emitida en virtud de su propia temperatura, como se muestra en la figura 2.9 inciso b, (Chuvieco, 2002). Los sensores pasivos de acuerdo al procedimiento que emplean para recibir la radiación procedente de los objetos pueden dividirse en tres grupos:

- Cámaras fotográficas
- Exploradores de barrido y de empuje, y cámaras de vidicon
- Antena (radiómetros de micro-ondas)

En el caso del sensor que utiliza el programa Landsat 8, corresponde al segundo grupo, en específico al explorador de barrido que se describe a continuación.

#### II.1.2.1. EXPLORADORES DE BARRIDO

Son los sensores más utilizados en PR espacial. Consiste en un espejo móvil, que oscila perpendicularmente a la dirección de la trayectoria, que le permite explorar una franja de terreno a ambos lados de la traza del satélite (Chuvieco, 2002). A medida que la plataforma se desplaza,

sucesivos barridos conforman una imagen bidimensional de la superficie terrestre. Así, una línea de barrido del radiómetro equivale a una línea de píxeles en la imagen (Sobrino, 2000).

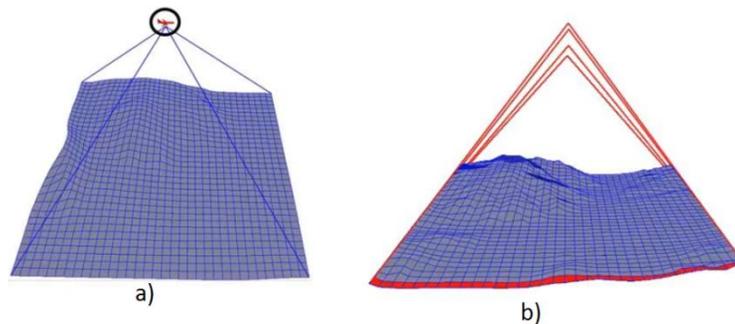


Figura 2. 10. Comparación entre una cámara transportada en un avión (a); y un explorador de barrido (b) cada línea roja corresponde a una línea de barrido, ( modificado de Erdas Imagine, 2015).

Como se puede observar en la figura 2.10 una cámara transportada en un avión (inciso a), se centra en la zona de interés para la toma de la imagen, a diferencia de un sensor de barrido (inciso b), conforme avanza va obteniendo la línea de píxeles y se va formando la imagen.

Los sensores operan en un amplio rango de longitudes de onda, de 0.3 a 14  $\mu\text{m}$ . La radiancia recibida por este componente óptico se dirige a una serie de detectores, que la amplifican y convierten a una señal eléctrica. Ésta, se transforma a un valor numérico que puede almacenarse a bordo o transmitirse a la red de antenas receptoras (Chuvieco, 2002). El valor numérico forma una matriz que da origen a la imagen multispectral como se ilustra en la siguiente figura 3.1.

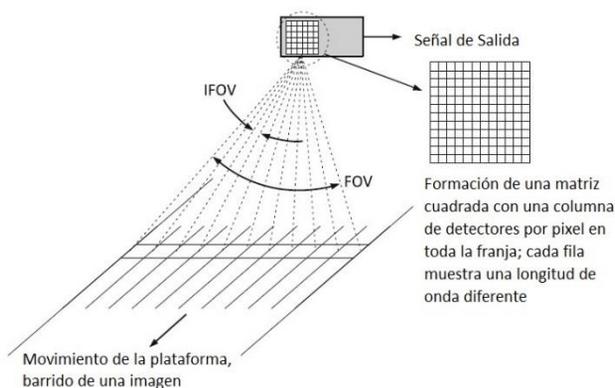


Figura 3. 1. Formación de la imagen en los escaneos de barrido con una matriz que permite la grabación de varias longitudes de onda,  $IFOV^{11}$ , ( modificado de Richards A., 2013).

<sup>11</sup> Instantaneous Field Of View: este término expresa el ángulo exacto de visión que es detectado en cada pauta de observación en un sistema de exploración electrónica. Normalmente se mide en grados o micro-radianes y se relaciona con la superficie real abarcada por el detector (Chuvieco, 2002). Este término está asociado con la resolución espacial.

En general, el sensor convierte la radiación, en un valor digital, para dar origen a las imágenes digitales. Estos valores numéricos pueden traducirse de nuevo, en niveles de reflectancia o temperatura conociendo los coeficientes de calibrado del sensor y las condiciones de adquisición (Chuvienco, 2002). Por lo tanto, es posible realizar la conversión contraria, de valor digital a reflectancia.

De acuerdo a Chuvienco (2002) el número y características de los detectores que incorpora un equipo de barrido es muy importante para explicar las condiciones de la imagen resultante. La señal enviada por el equipo óptico a estos detectores se muestrea a intervalos regulares, de tal forma que, únicamente se graba un valor numérico cada cierta distancia. Ese intervalo marca el tamaño de la unidad mínima de información adquirida por el sensor, que se denomina píxel. Además, en la mayor parte de los equipos de exploración por barrido, cada detector es sensible a cierta longitud de onda del espectro. Entonces, se habla de exploradores de barrido multiespectral, porque detectan la misma superficie de terreno en distintas bandas del espectro. Gracias a esta característica, los equipos de barrido se han incorporado sistemáticamente a las principales misiones de PR desde el espacio, proporcionando imágenes digitales multiespectrales. Los más utilizados han sido los incluidos en los programas Landsat, TIROS-NOA, Nimbus, entre otras.

## **II.2. RESOLUCIÓN DE UN SISTEMA DE SENSOR**

La radiación emitida o reflejada de la superficie terrestre es un fenómeno continuo en cuatro dimensiones: espacio, longitud de onda, radiancia y tiempo. Estas dimensiones definen la resolución de un sensor. De acuerdo a Chuvienco, (2002), la definición más común de resolución de un sensor en PR, es la capacidad de discriminar objetos individuales o características en una imagen capturada o en el mundo real. La discriminación de un sensor se refiere a la capacidad de distinguir un objeto de otros.

Los datos de la PR, generalmente se refieren a las imágenes digitales capturadas por sensores montados en naves espaciales. Estos datos o imágenes se describen principalmente por cuatro tipos de resolución: espacial, espectral, temporal y radiométrica (Khorram *et al.*, 2012).

### II.2.1. RESOLUCIÓN ESPACIAL

Es el nivel de detalle espacial que se representa en una imagen, y se define a menudo como el tamaño de la característica más pequeña posible que puede ser detectado en una imagen. Esta definición implica que sólo los objetos mayores que la resolución espacial de un sensor pueden ser vistos en una imagen. Sin embargo, una característica más pequeña a veces puede ser detectable si su reflectancia domina dentro de una celda en particular o si tiene una forma única (por ejemplo características lineales). Otro significado de resolución espacial es que una característica de la Tierra debe ser distinguible como una entidad separada en la imagen. La resolución espacial está en función de la altitud del sensor, tamaño del detector, distancia focal, y la configuración del sistema (Wang & Weng, 2014). La resolución espacial generalmente está definida por el tamaño del píxel en la imagen, por ejemplo la resolución espacial de las imagen multiespectral de Landsat es de 30 m y de la imagen Quickbird de 2.62 m como se muestra en la siguiente figura 3.2



Figura 3. 2 Comparación entre imágenes, a) Landsat 7 (30 m) y b) Quickbird (2.62 m), de la misma área donde se demuestra la gran diferencia en la resolución espacial entre los dos sensores (modificado de Khorram *et al.*, 2012).

De acuerdo a Domínguez *et al.* (2011) la resolución espacial de los sensores en la aplicación al estudio de las aguas se puede clasificar en:

- Resolución baja: superior a 1000 metros
- Resolución media: Entre 10 y 1000 metros
- Resolución alta: Inferior a 10 metros

Para un proyecto de PR, la resolución espacial de la imagen, no es el único factor necesario para ser considerado. La relación entre la escala geográfica de un área de estudio y la resolución espacial de la imagen de PR debe ser estudiada.

En términos generales, a una escala local, las imágenes de alta resolución espacial, como datos IKONOS, QuickBird, WorldView-1,2 y 3 es más eficaz. A una escala regional, los datos de resolución espacial media como Landsat y ASTER son los más utilizados. A escala continental o global, los datos de resolución espacial baja, como datos AVHRR y MODIS, son los más adecuados. Una resolución alta significa la necesidad de un mayor almacenamiento de datos y mayor costo, además, puede introducir dificultades a la computadora en el procesamiento de imágenes para un área de estudio a gran escala.

Las imágenes Landsat 8, obtenidas por el sensor (OLI) y (TIRS) constan de nueve bandas espectrales con una resolución espacial de 30 metros para las bandas de 1 a 7 y 9. La resolución para la banda 8 (pancromática) es de 15 metros. Las bandas térmicas 10 y 11 se toman a 100 metros de resolución, que posteriormente se remuestran a 30 metros (Ariza, 2015).

## **II.2.2. RESOLUCIÓN ESPECTRAL**

Cada sensor remoto es único con respecto a que partes del espectro electromagnético detecta y registra. La resolución espectral de un sensor por definición, se refiere al número y ancho de las bandas que es capaz de registrar (Wang & Weng, 2014). Dependiendo del número de las bandas, generalmente los sensores se clasifican en:

- Multiespectrales cuando colectan pocos datos, más de 3 pero menos de 20 bandas.
- Hiperespectrales tienen numerosas bandas, es decir más de 20, llegando a 200 bandas o incluso más.

Es importante mencionar que el número de bandas y su localización en el espectro que detecta un sensor depende del objetivo que se pretenda cubrir. En el caso del programa Landsat su enfoque son los recursos naturales.

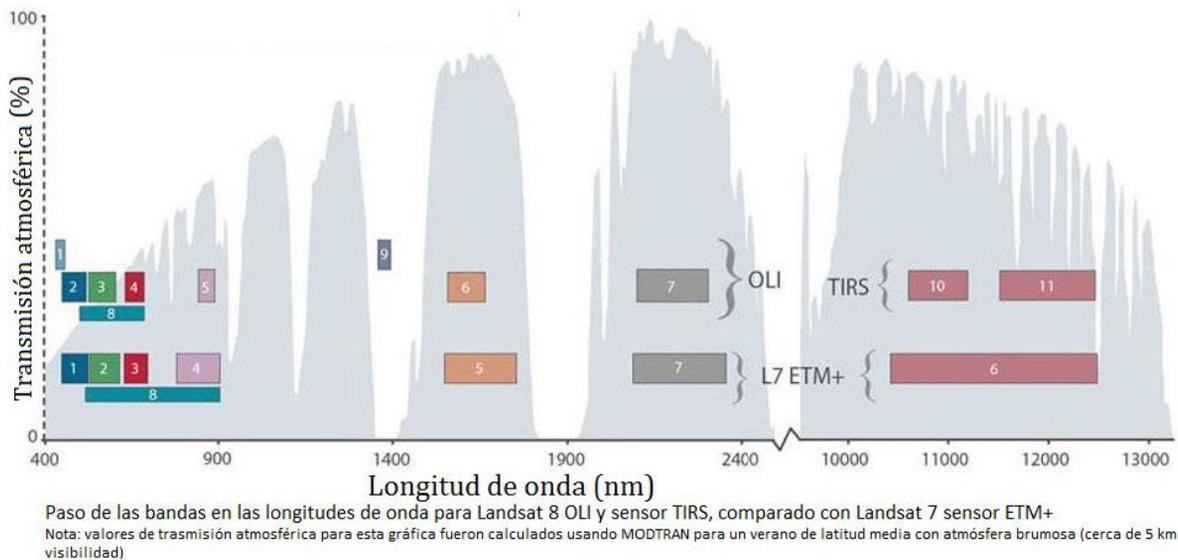


Figura 3. 3. Ancho de la banda y comparación de la resolución espectral de landsat 8 y 7 (modificado de Ariza, 2015).

En la figura 3.3 se compara la resolución espectral de Landsat 8 respecto a Landsat 7, las bandas del primer sensor son más estrechas por lo tanto su capacidad para discriminar cubiertas es mayor, en comparación con los demás sensores del programa Landsat.

### II.2.3. RESOLUCIÓN RADIOMÉTRICA

La resolución hace referencia a la sensibilidad de un sensor y expresa su aptitud en una banda espectral dada para diferenciar señales electromagnéticas de energía diferente (Chuvieco, 2002), es decir, la sensibilidad de un sensor para detectar valores de brillo. En el caso de una imagen satelital está asociado al número de niveles digitales. Suele expresarse mediante el número de bits necesarios que se precisan para almacenarse en cada píxel. Un color oscuro en una imagen satelital representa valores bajos, mientras que un valor alto representa los colores más claros acercándose al blanco, como se muestra en la siguiente figura 3.4.

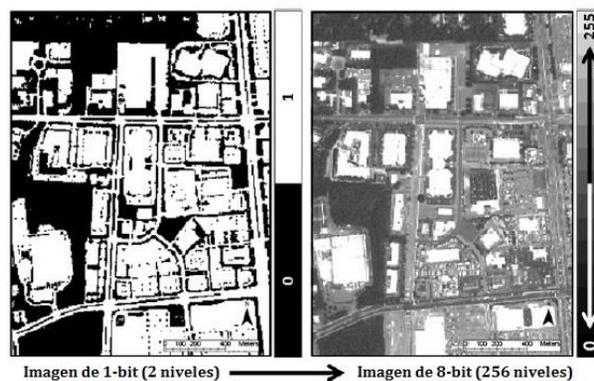


Figura 3. 4. Imágenes con diferente número de bits, (modificado de Khorram *et al.*, 2012).

La calidad de los datos y la resolución radiométrica 12 bits= 4096 niveles de grises (están derivados en 16= 65536 bits) de Landsat 8 OLI y TIRS es más alta que los anteriores instrumentos Landsat (8 bits= 256 niveles de grises para TM y ETM+), proporcionando una mejora significativa en la capacidad de detectar cambios en la superficie terrestre (Ariza, 2015).

#### **II.2.4. RESOLUCIÓN TEMPORAL**

La resolución temporal refiere a la frecuencia de cobertura que proporciona el sensor, esto es, la periodicidad que el sensor adquiere imágenes de la misma porción de la superficie terrestre. El ciclo de cobertura está en función de las características orbitales de la plataforma (altura, velocidad, inclinación) así como del diseño del sensor (ángulo de observación y abertura; Alparone *et al.*, 2015). Generalmente a una mayor resolución espacial disminuye la temporal y también la espectral.

La resolución espacial del satélite landsat 8 OLI TIRS, corresponde a 16 días, es decir cada que se cumple esa cantidad de días pasa por la misma zona geográfica.

### **II.3. PLATAFORMAS SATELITALES**

Una plataforma en PR es el soporte físico que lleva al sensor que hace la recolección de los datos (Sobrino, 2000). Por lo tanto la plataforma podría ser tan simple como un trípode de pie para apoyar un radiómetro, o una nave espacial compleja. Para la plataforma, en general, la resolución espacial disminuye a medida que se incrementa la altura de observación, mientras que la observación aumenta (Joseph, 2005). Por lo tanto, si está más alto la plataforma que soporta al sensor, más grande es la visión pero con resolución espacial baja.

Las plataformas en PR pueden estar de forma aérea, terrestre o satelital. Los sensores en tierra se usan principalmente para registrar información que será comprobada con información colectada por sensores aéreos y satélites. Las plataformas satelitales son las que se encuentran en el espacio, como en el caso de Landsat, por lo tanto, en esta descripción se expone este tipo de plataformas.

Los satélites artificiales constituyen un objeto situado en el espacio que da vueltas alrededor de la Tierra siguiendo una órbita específica. Son las plataformas más adecuadas para obtener una visión de regiones de gran extensión y pueden permanecer mucho tiempo en órbita, permitiendo una visión constante de la Tierra (Sobrino, 2000).

La trayectoria seguida por un satélite se conoce como **órbita**. Las órbitas de los satélites se diseñan de acuerdo al objetivo y capacidad del sensor que llevan (CCRS, 2014). Sus características orbitales (figura 3.5) se definen con la ayuda de los siguientes parámetros:

- **Inclinación:** ángulo definido por la intersección del plano orbital y del plano ecuatorial terrestre. Una órbita polar representa por tanto una inclinación de  $90^\circ$ .
- **Altitud:** es una medida tomada de forma vertical al sensor
- **Periodo de revolución:** es el tiempo que la plataforma tarda en dar una vuelta completa.

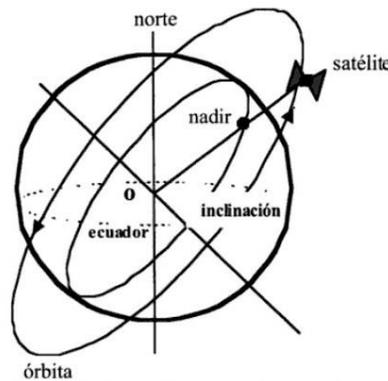


Figura 3. 5. Características y parámetros orbitales (Sobrino, 2000).

Los satélites según su órbita se clasifican en dos grupos, como se describe a continuación:

### II.3.1.1. SATÉLITES GEOESTACIONARIOS

Los satélites geoestacionarios o geosíncronos se desplazan según una órbita ecuatorial, alta aproximadamente 35,900 km. A esa distancia la velocidad orbital del satélite es la misma que la de rotación de la Tierra ( $15^\circ$  de longitud por hora), por ello los satélites parecen estar fijos sobre un punto de la Tierra (figura 3.6 inciso a) y se mueven acompañado a la Tierra en su movimiento (Sobrino, 2000). En PR, ejemplos de satélites geoestacionarios son: los satélites meteorológicos, que están repartidos alrededor del Ecuador, permiten tener una visión de la situación atmosférica global aproximadamente cada media hora. La resolución espacial de este tipo de plataformas es baja, del orden de miles de metros (2500 y 5000 m).

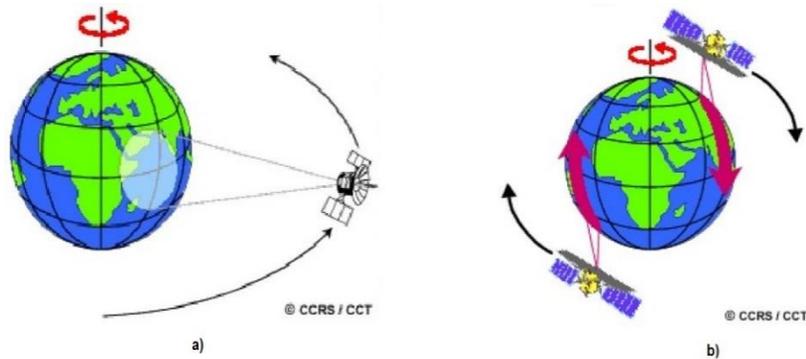


Figura 3. 6. satélite geoestacionario a) y satélite heliosíncrono b), (modificado de CCRS, 2014).

### II.3.1.2. LOS SATÉLITES HELIOSÍNCRONOS

Se sitúan en una órbita heliosíncrona, esto es, el plano de la órbita del satélite se mantiene fijo en relación al plano orbital de la Tierra alrededor del sol. Estas orbitas sólo son posibles entre los 300 y 1500 km de altitud. Para poder observar un área tan grande de la Tierra, la inclinación de la órbita es casi de 90°, es decir, casi polar, de forma que la cobertura de la Tierra visible por el satélite se extiende entre los dos polos. Su periodo de revolución es corto, inferior a 2 horas, y realizan al menos 12 vueltas alrededor de la Tierra en 24 Horas (Sobrino, 2000).

La órbita está diseñada de tal forma que el paso del satélite por un lugar determinado se efectúa siempre a la misma hora local, es decir, el satélite cruza el ecuador siempre a la misma hora. Debido a su menor altitud, la resolución espacial es del orden de metros.

Existen diversas misiones espaciales, sin embargo a continuación se describen las características de la misión espacial Landsat, haciendo énfasis en la última misión Landsat 8 OLI TIRS, útil para este trabajo de investigación.

### II.3.2. SATÉLITES PARA EL ESTUDIO DE RECURSOS NATURALES

Son satélites de órbita polar o heliosincrónica, que fueron diseñados para la observación de la Tierra y la evaluación de sus recursos naturales. El más conocido de ellos es el programa Landsat que se describirá a continuación:

#### II.3.2.1. PROGRAMA LANDSAT

El programa Landsat de los Estados Unidos, es uno de los más exitosos en el mundo, dedicado exclusivamente a la observación de los recursos naturales. El lanzamiento de la serie de satélites Landsat marco el inicio de una nueva era en la PR (Chuvienco, 2002).

La serie de satélites Landsat comenzó en julio de 1972, desde el campo de pruebas occidental de la base Aérea Vandenberg, California (EE.UU), cuando la NASA lanzó ERTS-A, el 23 de julio de 1972, fue el primer satélite dedicado a la vigilancia de las condiciones ambientales de la superficie terrestre. Poco después de su lanzamiento, fue seguido por ERTS-2 lanzado en enero de 1975 y ERTS-3 lanzado en marzo de 1978. Más tarde, los nombres para estos satélites se cambiaron a Landsat-1,-2,-3 respectivamente, (Khorram *et al.*, 2012). Estos tres primeros satélites tenían una forma similar a la de una mariposa, debido a su disposición de paneles solares. Posteriormente se lanzaron los satélites, Landsat-4, -5, -6 y -7, que modificaron su fisonomía y sus características orbitales (Martínez & Ponce, 2005). Dentro de los satélites anteriores el satélite Landsat-6 presentó fallos en la comunicación y se perdió. El proyecto Landsat-7 se realizó bajo programa en el que participan 3 agencias: la NASA es responsable del desarrollo y lanzamiento del satélite y del sector Tierra, la NOAA se encarga de su operación y mantenimiento durante todo el tiempo de vida del satélite, y la USGS recoge, procesa y distribuye los datos y se encarga de mantener los mismos.

En la actualidad el programa se encuentra en su octava versión denominada: “*Landsat Data Continuity Mission*” (LDCM), es el octavo satélite de observación de la serie Landsat. Este programa amplía, mejora y avanza en el registro de imágenes multiespectrales, manteniendo la misma calidad de sus siete predecesores (Ariza, 2015).

La plataforma LDCM, fue construida por la empresa *Orbital Sciences Corporation en Gilbert*, Arizona, tiene una vida útil de 5 años, y lleva suficiente combustible para 10 años de operaciones. La nave orbita de norte a sur durante el día, cruzando el Ecuador a las 10 a.m., hora local, con una órbita aproximada de unas 438 millas (705 km) por encima de la Tierra (USGS, 2015).

El programa LDCM denominado Landsat 8 OLI TIRS, recoge 400 escenas al día, las cuales son cargadas en el servidor USGS con el fin de que se encuentren disponibles para su descarga 24 horas después de su adquisición. Los datos de los productos Landsat 8, son totalmente compatibles con todos los datos de los productos a nivel 1 (ortorectificado) creados usando Landsat 1 al Landsat 7 (Ariza, 2015).

De acuerdo a Roy *et al.*, (2014) la resolución espacial del Landsat 8 OLI, combinado con una alta disponibilidad de datos globales, lo que representa una única oportunidad para proporcionar el primer inventario global hasta la fecha de los lagos del mundo en cuanto al tamaño de una hectárea

o mayor... además de medir la extensión de los cuerpos de agua a partir de los datos del satélite, por otro lado, tiene utilidad para la recuperación de la información de la calidad del agua.

Para conocer las características principales de los satélites Landsat se muestra la tabla 1.

### **CARACTERÍSTICAS ORBITALES**

Los primeros tres satélites Landsat tenían órbita heliosincrónica, casi polar, ligeramente inclinada (99.1 grados). Circundaban la Tierra cada 103 minutos, con lo que realizaba 14 órbitas diarias para volver sobre la misma superficie terrestre a los 18 días. Los dos siguientes Landsat-4 y 5 modificaron su fisonomía y sus características orbitales. Mejoraron el ciclo de recubrimiento, de 18 a 16 días, gracias a un menor periodo orbital (98.9 minutos). Los dos siguientes Landsat-6 y 7 volvieron a cambiar la forma del satélite, aunque se mantienen las características orbitales (Chuvienco,2002).

Landsat -7 tiene una órbita cuasi-polar y heliosíncrona a una inclinación de 98.2°, manteniéndose un área observada de 183 km y un periodo de revisita de 16 días. Para más detalles, estas características se pueden observar en la tabla 1.

Landsat 8 OLI TIRS, tiene una órbita heliosincrónica a una altitud de 705 km, a una inclinación de 98.2°, cuenta con un periodo orbital (98.9 min), lo cual permite obtener una resolución temporal de 16 días, con un área observada de 170 por 184 km (USGS, 2015).

En general las características orbitales determinan la resolución temporal y espacial de un sensor. Para que las plataformas puedan obtener un área estudiada, es necesario que cuenten con sensores o instrumentos de observación. A continuación se describe brevemente el tipo de instrumentos para las misiones del satélite Landsat.

### **INSTRUMENTOS DE OBSERVACIÓN**

**Sensor Return Beam Vidicon (RBV).** Este sensor usado en la misión Landsat-1, -2 y -3. Comprende tres cámaras independientes que operan simultáneamente en tres bandas espectrales, azul-verde (0.47-0.575  $\mu\text{m}$ ), amarillo-rojo (0.58-0.68  $\mu\text{m}$ ), además, el infrarrojo cercano (0.69-0.83  $\mu\text{m}$ ), para detectar la energía solar reflejada desde la superficie (Maini & Agrawal , 2014).

Tabla 1. Historia del programa Landsat: RBV=Return Beam Vidicon, MSS=Multispectral Scanner, TM= Thematic Mapper, ETM=Enhaced Thematic Mapper, ETM+=Enhaced Thematic Mapper Plus, OLI= Operational Land Imager y TIRS=Thermal Infrared sensor. Datos recopilados de (Ariza, 2015), (Harris, 2013) (Maini & Agrawal , 2014) (NASA, 2015) y (USGS, 2015).

No. Satélite	Lanzamiento	Desactivado	Sensor	Altitud del satélite (km)	Inclinación orbital	Periodo orbital (min)	Resolución espacial (m)	Resolución temporal (días)	Resolución espectral (µm)	Resolución radiométrica.	Bandas espectrales
<b>Landsat-1</b>	23 de julio de 1972	6 de enero de 1978	RBV, MSS	917	99°	103	80, 80	18	0.5 - 1.1	6 bit	RBV: 3 MSS: 4
<b>Landsat-2</b>	22 de enero de 1975	25 de febrero de 1982	RBV, MSS	917	99°	103	80, 80	18	0.5 - 1.1	6 bit	RBV: 3 MSS: 4
<b>Landsat-3</b>	5 de marzo de 1978	31 marzo de 1983	RBV, MSS	917	99°	103	40, 80 (VIS-SWIR) 240 (TIR)	18	0.5 - 1.1	6 bit	RBV: 1 MSS: 5
<b>Landsat-4</b>	16 de julio de 1982	TM falló: Agosto de 1993	MSS, TM	705	98.2°	98.9	80, 30 (SWIR), 120 (TIR)	16	0.45 - 2.35, 10.4 - 12.5.	8 bit	TM: 7 MSS: 4
<b>Landsat-5</b>	1 de marzo de 1984	En operación	MSS, TM	705	98.2°	98.9	80, 30 (SWIR), 120 (TIR)	16	0.45 - 2.35, 10.4 - 12.5.	8 bit	TM: 7 MSS: 4
<b>Landsat-6</b>	5 de octubre de 1993	Fracaso de lanzamiento	ETM	705	98.2°	98.9	15 (pancromática), 30 (SWIR), 60 (TIR)	16		8 bit	ETM: 8
<b>Landsat-7</b>	15 de Abril de 1999	En operación	ETM+	705	98.2°	98.9	15 (pancromática), 30 (SWIR), 60 (TIR)	16	0.52 - 0.9 (PAN), 0.45 - 2.35, 10.4 12.5.	8 bit	ETM+: 8 PAN:1
<b>Landsat-8</b>	11 de febrero de 2013	En Operación	OLI, TIRS	705	98.2	98.9	15 (pancromática), 30 (SWIR), 30 (TIR)	16	0.50 - 0.68 (PAN) 0.43 - 2.29, 10.6 - 11.19, 11.5 - 12.51	12 bit	OLI: 8 TIRS:2 PAN: 1

**Multispectral Scanner (MSS).** Los satélites Landsat 1-3, tienen un equipo de barrido (MSS) y un conjunto de tres cámaras de video (RBV). El sensor MSS era un equipo de barrido-electrónico con un campo total de visión de 11.56°, a la altura orbital del satélite, lo que le permitía explorar una franja de terreno de 185 km, divididos a ambos lados de la vertical de la traza. En el diseño del sensor MSS se tuvieron en cuenta las medidas espectrales de laboratorio, de tal forma que se incluyeron 4 bandas. Las bandas visibles, tienen mejores disposiciones para detección de aspectos antrópicos, y a la vez, proporcionan una interesante información sobre la calidad del agua. Las dos bandas en el infrarrojo cercano registraban parámetros vitales en la actividad de las plantas, además de ser sensibles a la humedad (Chuvienco, 2002).

**Thematic mapper (TM).** Se incorporó en el Landsat-4 y 5. El TM, es un equipo de barrido multiespectral, aumenta el número de detectores, de 24 a 100, se aumentan los niveles de codificación y se realiza el barrido en dos direcciones. Todo ello, le permite mejorar la resolución espacial, espectral y radiométrica: de 79 a 30 m, de 4 a 7 bandas, y de 6 a 8 bits (Chuvienco, 2002).

**Enhanced thematic mapper Plus (ETM+).** Mejora las características del TM, añadiéndole una banda pancromática de 15 m de resolución y aumentando la resolución espacial de la banda térmica a 60 m. La inclusión del canal pancromático está siendo de gran utilidad para obtener productos cartográficos de mayor calidad, aplicando técnicas de fusión de datos (Chuvienco, 2002).

**Operational Land Imager (OLI).** Avanza en la tecnología de sensores Landsat. El sensor OLI fue diseñado para tener una vida útil de cinco años y detecta las mismas bandas espectrales que los anteriores Landsat (TM y ETM+), con la excepción de una banda en el infrarrojo térmico. Además de las 7 bandas multiespectrales del anterior Landsat (seis de los cuales han sido refinados) OLI tiene dos nuevas bandas espectrales, una banda azul “costera” (banda 1) y una banda en el infrarrojo de onda corta “cirros” (banda 9). Estas nuevas bandas son útiles para medir la calidad del agua y facilita la detección de nubes altas y delgadas que han sido difíciles de observar en la imágenes Landsat anteriores (Ariza, 2015).

**Thermal Infrared sensor (TIRS).** Se incorporó con el fin de hacer un seguimiento del uso de la tierra y el agua. Los satélites Landsat anteriores miden la temperatura superficial del suelo utilizando una sola banda térmica para detectar longitudes de onda largas de la luz emitida por la superficie de la Tierra. Los TIRS 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 superficie terrestre (Ariza, 2015).

## II.4. IMÁGENES SATELITALES MULTIESPECTRALES

Las imágenes de satélite son el resultado de la adquisición de datos de PR por satélite, se basa en los principios físicos de adquirir, interpretar y extraer información. Se toman a mayor altura permitiendo la cobertura de un área mayor de la superficie, y lo más importante, las imágenes de satélite se adquiere por escáneres electrónicos. Los sensores de satélite normalmente pueden detectar y registrar un rango mucho más amplio de la radiación electromagnética, desde la radiación UV hasta microondas (Wang & Weng, 2014).

La energía electromagnética se registra electrónicamente como una matriz de números en formato digital, lo que resulta ser una imagen digital. En una imagen digital, los elementos que la constituyen son llamados píxeles, están dispuestos en una matriz 2D de columnas y filas, es decir tiene coordenadas (X, Y). Cada píxel tiene un valor de intensidad de brillo y una ubicación en la superficie terrestre. El valor de intensidad puede tener diferentes rangos, dependiendo de la sensibilidad de un sensor a los cambios en la magnitud de la energía electromagnética (Wang & Weng, 2014).

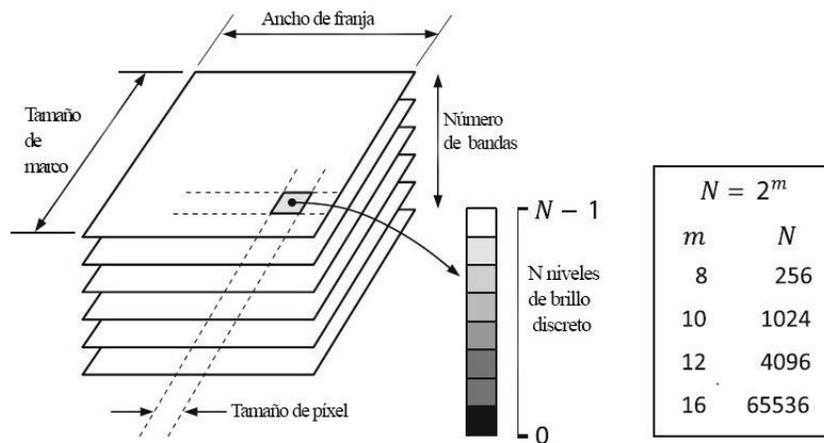


Figura 3. 7. Características técnicas de los datos en una imagen satelital multispectral, (modificado de Richards A., 2013).

Generalmente, los sensores de satélite están diseñados para registrar la energía electromagnética en múltiples canales simultáneamente, dando origen a las imágenes multispectrales como se puede

observar en la figura 3.7 (Wang & Weng, 2014). En una imagen multiespectral, un píxel tiene más de un nivel de gris. Cada nivel de gris corresponde a una banda espectral. Estos niveles de gris pueden ser tratados como vectores de niveles de grises (UC, 2015). En la mayoría de los casos, un valor cero indica que no hay radiación en un lugar determinado, por lo tanto en una imagen corresponde a un color oscuro o negro y el número máximo de grabación del sensor indica el nivel máximo de radiación detectable que en una imagen se muestra de color blanco.

De acuerdo a lo anterior cada canal se puede mostrar como una imagen en blanco y negro en el monitor de la computadora, o podemos combinar y mostrar tres canales/bandas de una imagen digital como una imagen en falso color o color verdadero, mediante el uso de los tres colores primarios de la computadora. En tal caso, los valores digitales de cada canal se representan como uno de los colores primarios de acuerdo con el brillo relativo de cada píxel en ese canal. Tres colores primarios se combinan en proporciones diferentes para producir una variedad de colores como se observa en la pantalla de la computadora.

Las imágenes multiespectrales de la plataforma Landsat 8, del sensor OLI y TIRS, su información espectral y espacial detallada, se especifica en la siguiente tabla 2.

Tabla 2. Información espectral y espacial del sensor OLI y TIRS.

<b>LANDSAT 8 OLI TIRS</b>	<b>Bandas</b>	<b>Longitud de onda (micrómetros)</b>	<b>Resolución (metros)</b>
	Banda 1- Aerosol Costero	0.43-0.45	30
	Banda 2- Azul	0.45-0.51	30
	Banda 3 - Verde	0.53-0.59	30
	Banda 4 - Rojo	0.64-0.67	30
	Banda 5 – Infrarrojo cercano (NIR)	0.85-0.88	30
	Banda 6-SWIR 1	1.57-1.65	30
	Banda 7 – SWIR 2	2.11- 2.29	30
	Banda 8 - Pancromático	0.50-0.68	15
	Banda 9 - Cirrus	1.36-1.38	30
	Banda 10 - Infrarrojo Térmico (TIRS)1	10.60-11.19	100
	Banda 11 - Infrarrojo Térmico (TIRS)2	11.50-12.51	100

## **CAPÍTULO III. PROCESAMIENTO DIGITAL DE IMÁGENES**

Para alcanzar los objetivos de la investigación, en este capítulo se explican y emplean los procedimientos más importantes del procesamiento digital de imágenes (PDI). Para lograr el PDI, primero se explica la necesidad del pre-procesamiento de imágenes digitales para la corrección de sus posibles errores. En segunda instancia se toca el tema de ajustes para mejorar la apariencia de las imágenes de satélite, con la finalidad de ayudar a la interpretación y análisis del mismo. En el tercer apartado se expone la transformación de imágenes digitales, que son operaciones matemáticas que involucran la combinación de las bandas espectrales para la generación de nueva información a partir de las bandas originales.

Para realizar este proceso se extrajeron imágenes de la zona de investigación de la página web <http://glovis.usgs.gov/>, que corresponde al Path (columna) y Row (fila) 22 y 47, pertenecientes a distintas fechas y la correspondiente a la fecha de muestreo 25 de enero de 2016 con el tiempo en la escena central de 16:35:21 horas. El software utilizado en este trabajo para el procesamiento de las imágenes fue ENVI 5.3. A continuación se describen las correcciones necesarias para una imagen de PR y se menciona los procesos realizados a la imagen de la investigación.

### **DEFINICIÓN DE PDI**

Es la aplicación de algoritmos en imágenes digitales para realizar el pre-procesamiento, análisis y extracción de información. El PDI no es solo un paso en el proceso de detección remota, sino un proceso que consta de varios pasos. Es importante conocer el objetivo final del proceso, que consiste en extraer información de una imagen que no es evidente o no está disponible en su forma original. Las medidas adoptadas en el procesamiento de una imagen pueden variar de una imagen a otra por múltiples razones, incluyendo el formato y la condición inicial de la imagen, la información de interés, la composición de los elementos de la escena, entre otros (Bhatta, 2013). El PDI como se mencionó es un tema muy amplio que involucra varios pasos los cuales llevan procedimientos matemáticos sencillos y complejos. Los pasos importantes en el PDI, se describen en los siguientes apartados.

### **III.1. PRE-PROCESAMIENTO**

La energía grabada por el sensor tiene que ser transmitida, en forma electrónica, a un receptor y estación de tratamiento donde los datos se procesan en una imagen. En general, el proveedor aplica ciertos criterios de pre-procesamiento a las imágenes. Las operaciones de pre-procesamiento están destinados a corregir errores radiométricos y distorsiones geométricas del sensor y de la plataforma específica (De Jong & Van, 2006). La corrección radiométrica es necesaria debido a variaciones de iluminación de la escena, las condiciones atmosféricas y el ruido del sensor. La corrección geométrica es necesaria por la geometría de visión, y por la variación de la superficie terrestre. Cada uno de estas puede variar dependiendo del sensor y la plataforma utilizada además de las condiciones durante la adquisición de datos.

#### **III.1.1. CORRECCIONES RADIOMÉTRICAS**

Cuando los datos de la imagen se graban por los sensores a bordo de satélites y aeronaves pueden contener errores en geometría, y en los valores de brillo medidos de los píxeles. Este último hace referencia a errores como radiométricos y puede resultar a partir de, (1) la instrumentación usada para registrar los datos, (2) la dependencia de longitud de onda de la radiación solar, (3) distorsiones provocadas por la rotación terrestre y (4) el efecto de la atmósfera (Richards A., 2013). Estos errores pueden corregirse con la corrección radiométrica, que designa aquellas técnicas que modifican los niveles digitales (ND) originales, para acercarlos a los que habría presentes en la imagen en caso de una recepción ideal. Además, de la obtención de magnitudes físicas y corrección atmosférica de los datos (Chuvieco, 2002). Los ND son convertidos a unidades físicas o biofísicas tratando que sean como en el terreno.

##### **III.1.1.1. RESTAURACIÓN DE LÍNEAS O PÍXELES PERDIDOS**

Un mal funcionamiento del sensor o de la antena receptora de la imagen puede llevar a que esta aparezca con algunas líneas o píxeles perdidos. La forma más lógica de estimar los ND de estos píxeles erróneos se basa en los ND de los píxeles vecinos. De acuerdo al conocido fenómeno de la auto-correlación espacial o también conocido como la primera ley de la geografía, muchas variables geográficas tienden a presentar una fuerte asociación en el espacio (Chuvieco, 2002).

Los criterios de vecindad pueden introducirse de distintas formas:

a) Sustituir el ND de cada línea/píxel por el de los anteriores:

$$N_{i,j} = N_{i-1,j} \quad (13)$$

Donde  $N_{i,j}$  corresponde al nivel digital del píxel de la línea  $i$  (defectuosa) y columna  $j$ , y  $N_{i-1,j}$  indica el nivel digital del píxel situado en la línea anterior.

b) Método de sustitución, promedia los valores de las líneas anterior y posterior a la defectuosa.

$$ND_{ij} = ENT\left(\frac{ND_{i-1,j} + ND_{i+1,j}}{2}\right) \quad (14)$$

Donde  $ENT()$  indica que el resultado de la operación debe convertirse en el número entero más cercano. Este método resulta más arriesgado que el primero, sobre todo en aquellos casos en donde es menos claro asumir auto-correlación espacial.

En cualquiera de los dos algoritmos (13, 14) se asume que las líneas defectuosas ya han sido localizadas. Para ello puede emplearse un método de búsqueda automática, que parte de comparar la media aritmética de cada línea con la de las líneas anterior y posterior (Chuvieco, 2002).

Además existe la recuperación de las líneas defectuosas por medio de otras bandas auxiliares.

### III.1.1.2. CORRECCIÓN DE BANDEO DE LA IMAGEN

Se debe a una mala calibración entre detectores que forman el sensor; esto es, a que alguno de ellos codifique la radiancia que recibe en ND distintos a los demás. El resultado es la aparición de una banda más clara u oscura que el resto (Chuvieco, 2002). Este fenómeno ocurre en las zonas de baja radiancia como por ejemplo en zonas marinas. Es importante mencionar que las imágenes Landsat 7 presentan un bandeo, debido a que se desactivó un dispositivo llamado SLC (*Scan Line Corrector*) del sensor ETM+.

Para corregir el bandeo, de acuerdo a Chuvieco (2002), en caso de no haber error, es decir, si están bien calibrados, para ajustar digitalmente la señal detectada por cada uno de los detectores se asume que todos ellos, tenderían a presentar histogramas similares entre sí y similares al histograma global de la imagen que se toma como referencia. El proceso parte de calcular la media y desviación de cada histograma parcial: esto es, del correspondiente a los píxeles codificados por un determinado detector. Posteriormente, para ajustar estos valores a los encontrados para el histograma de referencia se aplica:

$$b_k = s/s_k \quad (15)$$

$$a_k = ND - b_k ND_k \quad (16)$$

Donde  $s$  y  $s_k$  indican las desviaciones típicas o estándar del histograma de referencia y parcial, respectivamente; y para la ecuación de ajuste:  $ND$  y  $ND_k$  los  $ND$  medios para ambos, y  $a_k$  y  $b_k$  los coeficientes de ajuste. A partir de estos coeficientes puede calcularse el valor corregido, aplicando la fórmula:

$$ND'_{i,j} = a_k + b_k ND_{i,j} \quad (17)$$

En donde el  $ND'$  de salida se calcula a partir de aplicar unos coeficientes de ajuste al  $ND$  de entrada. En esta función se asume que la línea  $i$  ha sido captada por detector  $k$ .

En caso de la utilización de imágenes del sensor ETM+ este procedimiento es útil para corregir este tipo de errores, o también utilizar algoritmos y herramientas incluidas en el software ENVI.

### III.1.1.3. CÁLCULO DE REFLECTANCIAS

Este procesamiento es esencial para las imágenes obtenidas mediante técnicas de PR para obtener una buena aproximación a las variables físicas como están en la realidad.

La conversión de los ND almacenados en una imagen original a variables físicas, es un paso previo que resulta de gran utilidad en múltiples fases de interpretación de imágenes, ya que permite trabajar con variables físicas de significado estándar, comparables en un mismo sensor a lo largo del tiempo, entre distintos sensores y entre la PR espacial y otros métodos de detección de energía electromagnética (Chuvieco, 2002).

Los aspectos fundamentales de por qué es importante realizar las correcciones se mencionan a continuación:

- Cuando se pretende abordar tareas de detección de cambios
- Cuando se requiere obtener parámetros físicos y biofísicos
- Proceso esencial para integrar información espectral procedentes de distintos equipos
- Cuando se quiere comparar datos *in situ* y con técnicas de PR

Efectivamente la información ya está en la imagen, pero de modo relativo. Por ejemplo a mayor ND, mayor reflectividad y viceversa, pero los niveles digitales no son adecuados para ser comparados entre bandas, ni comparar imágenes de distintas fechas o sensores. Por el contrario, la reflectividad o temperatura son variables físicas comparables entre lugares y fechas, lo que hace más sólida la interpretación de datos, garantiza la compatibilidad multitemporal y el análisis integrado con imágenes de distintos sensores (Chuvieco, 2002) esto último siempre y cuando que sean de las mismas bandas del espectro.

La obtención de las variables físicas requieren cumplir con varios factores como: información del propio sensor así como las condiciones de observación (ángulo de iluminación y adquisición), y elementos del ambiente como efecto atmosférico, topográfico, además de la iluminación procedente de otras cubiertas. Para lograr obtener las variables físicas existen correcciones como: reflectancia aparente, correcciones atmosféricas, entre otras. A continuación se exponen las dos primeras correcciones, adecuadas para la zona de estudio de esta investigación.

#### **III.1.1.4. REFLECTANCIA APARENTE**

Para conocer la reflectancia de una superficie es preciso relacionar: la energía reflejada y la energía incidente. A partir de los datos medidos por el sensor podemos obtener la primera, ya que la radiancia espectral medida por este es consecuencia de la reflexión de la radiación solar procedente del suelo (Chuvieco, 2002).

Los productos de Landsat 8 están en ND, según Ariza (2015) están derivados en 16 bits en formato no cifrado y pueden ser reescalados a los valores de reflectancia y/o radiancia en el techo de la atmósfera (TOA<sup>12</sup>), usando para ello los coeficientes radiométricos provistos en el archivo de metadato (MTL.txt) o en tablas específicas del sensor. A continuación se expone la conversión de ND a radiancia y reflectancia para Landsat 8.

---

<sup>12</sup> Top Of Atmosphere (TOA)

### III.1.1.4.1. Conversión a radiancia en el techo de la atmósfera (TOA)

La medición de la radiancia se codifica a un valor numérico (ND), de acuerdo a unos coeficientes de calibración específicos para cada sensor. Debido a que estos coeficientes son conocidos, puede realizarse el proceso inverso, obteniendo los valores de radiancia espectral detectada por el sensor a partir de los ND (Chuvieco, 2002), entonces:

$$L\lambda = B + (G * ND) \tag{18}$$

Donde:

$L\lambda$ = corresponde a la radiancia espectral en el techo de la atmósfera TOA medida en ( $Wm^{-2} sr^{-1} \mu m$ )

$B$  = (Bias) es el factor aditivo de escalado específico obtenido del metadato de la banda (tabla 3)

$G$  = (Gain), es el factor multiplicativo de escalado específico obtenido del metadato de la escena.

$ND$ = corresponde al nivel digital de la imagen en la misma banda. Este valor se refiere a cada una de las bandas de la imagen.

Para la imagen de la presente investigación se realizó este proceso para poder efectuar la corrección atmosférica que se comenta posteriormente. En la tabla 3, se presentan los coeficientes para cada banda obtenidos del metadato de la escena de la investigación:

Tabla 3. Coeficientes de calibración de las bandas obtenido del metadato

<b>G=(Gain)</b>	<b>B=(Bias)</b>	<b><i>Mp</i></b>	<b><i>Ap</i></b>
RAD_MULT_B1 = 0.012956	RAD_ADD_B1 = -64.77940	REFLEC_MULT_B1 = 0.00002	REFLEC_ADD_B1 = -0.100
RAD_MULT_B2 = 0.013267	RAD_ADD_B2 = -66.33490	REFLEC_MULT_B2 = 0.00002	REFLEC_ADD_B2 = -0.100
RAD_MULT_B3 = 0.012225	RAD_ADD_B3 = -61.12704	REFLEC_MULT_B3 = 0.00002	REFLEC_ADD_B3 = -0.100
RAD_MULT_B4 = 0.010309	RAD_ADD_B4 = -51.54577	REFLEC_MULT_B4 = 0.00002	REFLEC_ADD_B4 = -0.100
RAD_MULT_B5 = 0.0063087	RAD_ADD_B5 = -31.54344	REFLEC_MULT_B5 = 0.00002	REFLEC_ADD_B5 = -0.100
RAD_MULT_B6 = 0.0015689	RAD_ADD_B6 = -7.84457	REFLEC_MULT_B6 = 0.00002	REFLEC_ADD_B6 = -0.100
RAD_MULT_B7 = 0.00052881	RAD_ADD_B7 = -2.64404	REFLEC_MULT_B7 = 0.00002	REFLEC_ADD_B7 = -0.100

### III.1.1.4.2. Conversión a reflectancia TOA

La reflectancia es la relación entre la energía reflejada y la energía incidente. Varía entre 0 (superficie perfectamente absorbente) y 1 (superficie perfectamente reflectora).

Los datos del sensor OLI pueden ser convertidos a valores de reflectancia (TOA), usando para ello los coeficientes de reflectancia reescalados, suministrados en el archivo de metadatos MTL (Ariza, 2015). La siguiente ecuación se utiliza para convertir valores de ND a reflectancia TOA:

$$p\lambda' = Mp * Qcal + Ap \quad (19)$$

Donde:

$p\lambda'$  = es el valor de reflectancia TOA planetaria, sin corrección por ángulo solar

$Mp$  = es el factor multiplicativo de escalado específico por banda obtenido del metadato (tabla 3)

$Ap$  = es el factor aditivo de escalado específico por banda obtenido del metadato.

$Qcal$  = es el producto estándar cuantificado para valores de píxel (ND). Este valor se refiere a cada una de las bandas de la imagen

La siguiente ecuación general, es usada para convertir los ND a valores de reflectancia; incluyendo la corrección por ángulo solar por lo tanto quedaría de la siguiente manera:

$$p\lambda = \frac{p\lambda'}{\cos(\theta sz)} = \frac{(Mp * Qcal + Ap)}{\cos(\theta sz)} = \frac{(Mp * Qcal + Ap)}{\sin(\theta se)} \quad (20)$$

Donde:

$p\lambda$  = es la reflectancia planetaria o en el techo de la atmósfera TOA, con corrección por ángulo solar.

$\theta sz$  = es el ángulo solar cenit local, en el caso de la imagen trabajada es 43.7736, provisto en el metadato de la escena de la zona de estudio.

$\theta se$  = es el ángulo de elevación solar. El ángulo del centro de la escena es 0.6918.

El coseno del ángulo cenital solar es igual al seno del ángulo de elevación solar.

Es importante señalar que este procedimiento, de la corrección de los ND a valores de reflectancia es aplicable solo para Landsat 8, ya que para otras misiones es necesario primeramente realizar la conversión de ND a radiancia y posteriormente a valores de reflectancia con su respectiva fórmula.

El proceso de ND a valores de reflectancia aparente cambia la escala de medición a un parámetro físico, sin embargo no permite corregir efectos atmosféricos, o aquéllos debidos a la influencia de cubiertas vecinas, y a las condiciones de iluminación. En definitiva, la reflectancia aparente asume que la observación se realiza en una atmósfera transparente, sobre suelo plano y superficies

perfectamente lambertianas (Chuvienco, 2002), como se observa en la figura 3.8 inciso (a), por lo tanto es necesario realizar correcciones más rigurosas.

### III.1.2. CORRECCIONES ATMOSFÉRICAS

En el tema de la interacción de la radiación electromagnética con la atmósfera (Capítulo 1) se comentó que la atmósfera es una mezcla de varios gases e impurezas en suspensión líquidas y sólidas, y como afectan a la radiación electromagnética que llega al sensor.

El efecto de las condiciones ambientales afecta en la radiometría de la imagen grabada. Por lo tanto los aspectos importantes a considerar de acuerdo a Richards A. (2013) son:

- En una superficie hipotética que refleja toda la luz solar incidente en todas las longitudes de onda. Si se considera que no hay atmósfera por encima de la superficie, tal como se presenta en la figura 3.8 inciso a (Richards A., 2013). En este caso la respuesta espectral de la cubierta no será afectada, y puede realizarse la corrección de reflectancia aparente.
- Suponiendo que hay una atmósfera terrestre normal en el camino entre el sol, la superficie y el sensor. El espectro registrado será modificado por la medida en que la atmósfera dispersa y absorbe selectivamente la radiación solar, lo que complica aún más la señal recibida por el sensor. Los datos registrados por el sensor aparecen, como se muestra en la figura 3.8 inciso b (Richards A., 2013).
- La figura 3.8 inciso (c), muestra cómo puede aparecer el espectro de reflectancia de una superficie real, un ejemplo para la vegetación. El espectro registrado es una combinación del espectro real, de la superficie real modulada por la influencia de la curva solar y distorsionada por la atmósfera (Richards A., 2013).

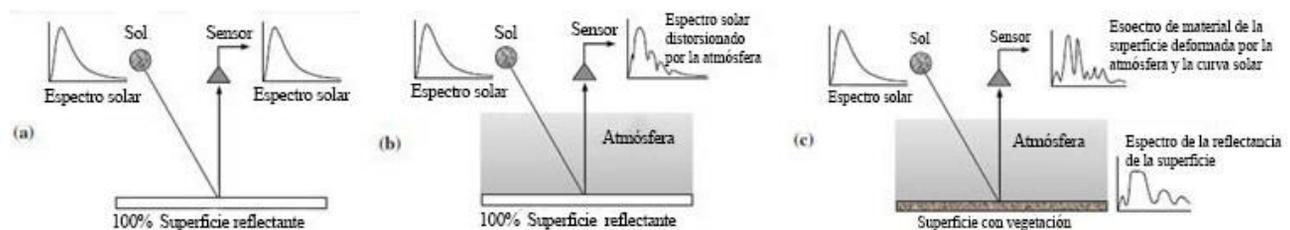


Figura 3. 8. Distorsión del espectro de reflectancia del material de la superficie por la dependencia espectral de la curva solar y la atmósfera: (a) detección de la curva solar a partir de una superficie perfectamente reflectante en la ausencia de atmósfera, (b) efecto de la atmósfera en la detección de la curva solar, (C) la detección real del espectro distorsionado por la atmósfera y la curva solar ( modificado de Richards A., 2013).

Como se puede observar en la figura 3.8 inciso (c), es lo que ocurre en el momento en que el sensor registra los datos en las imágenes digitales. Con el objetivo de tratar de recuperar la verdadera respuesta espectral es necesario corregir dicho efecto atmosférico. Sin embargo, este efecto no es constante ni en el tiempo ni en el espacio en la imagen, por lo que las correcciones atmosféricas solo son aproximaciones a la realidad.

En el caso de la zona de estudio es primordial realizar la corrección atmosférica debido a los aerosoles y vapor de agua presentes en la atmósfera de las zonas costeras. En esta investigación se corrige atmosféricamente las imágenes para poder realizar filtros, índices y la aplicación del algoritmo para la cuantificación de la CSS.

Existen diversas maneras de corregir atmosféricamente las imágenes de satélites. Algunos son relativamente sencillos, mientras que otros son complejos, ya que están basados en principios físicos y además requieren de una gran cantidad de datos en el momento de la toma de la imagen.

Hasta el momento las correcciones atmosféricas se han abordado en cuatro procedimientos (Chuvienco, 2008; Sobrino, 2000):

1. **A partir de medidas *in situ***, ya sean referidas a perfiles de la composición atmosférica mediante radiosondeos, ya a estimaciones cualitativas del espesor óptico (midiendo, por ejemplo, la visibilidad), o mediante mediciones en terreno de la radiancia solar incidente o de la reflectancia en el terreno. Estos métodos resultan, en general, los más precisos, por cuanto facilitan una medición de las condiciones atmosféricas durante la toma de la imagen, pero rara vez están disponibles.
2. **A partir de imágenes de otros sensores**, que permiten estimar el estado de la atmósfera en el momento de adquisición de las imágenes. Pese a la gran lógica de este planteamiento: dos sensores, uno mide los objetos de interés, y otro mide la atmósfera cuando se toman los datos.
3. **A partir de modelos físicos de transferencia radiativa**, que suelen basarse en una serie de atmósferas estándar. La exactitud de los modelos dependerá, de la solidez y de la similitud entre los perfiles teóricos y las condiciones concretas de la atmósfera cuando se toma la imagen.
4. **A partir de datos de la propia imagen**. Este es el método más operativo, pues no requiere de información externa y facilita una corrección completa de los datos. Esta corrección

emplea datos estadísticos de la imagen tales como el promedio o los valores mínimo y máximo de cada banda. La ventaja de utilizar esta técnica es que no hay necesidad de un conocimiento de las características de la superficie y de la composición atmosférica.

De los cuatro procedimientos para corregir atmosféricamente una imagen las dos últimas son las más utilizadas, ya que resultan más accesibles y relativamente fáciles de aplicar.

### III.1.2.1. MODELOS FÍSICOS DE TRANSFERENCIA RADIATIVA

De acuerdo a Chuvieco (2002) existen algunos programas bastante operativos, que realizan la estimación del efecto atmosférico con bastante fidelidad, siempre y cuando se de una buena similitud entre las condiciones atmosféricas de la imagen y las estandar incluidas en el modelo. Por lo anterior el modelo que se elige para la presente investigación corresponde a:

**MODTRAN4:** (*Moderate Resolution Atmospheric Transmittance and Radiance Code*), es un modelo desarrollado por la fuerza aérea norteamericana junto a una empresa privada (Spectral Sciences, Inc). También considera los efectos de reflectividad bidireccional (BRDF<sup>13</sup>) en terreno y de reflectividad de objetos cercanos (Chuvieco, 2002). Diseñado para modelar la propagación atmosférica de la radiación electromagnética y recuperar la reflectancia espectral.

### FLAASH

FLAASH (*Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes*) es un módulo de corrección atmosférica desarrollado por el *Spectral Sciences Institute of Optical Imaging* con el apoyo de *Gas Dynamics Lab* de los EE.UU., y se ha integrado en ENVI. El módulo puede ser utilizado para un rápido análisis de la corrección atmosférica de Landsat, SPOT, AVHRR, ASTER, MODIS, IRS, imágenes aéreas y otros datos multiespectrales e hiperespectrales. Este módulo también se puede aplicar para eliminar eficazmente los impactos de la atmósfera, la iluminación y otros factores en la reflectancia de la superficie, produciendo valores más precisos de la reflectancia, la temperatura superficial, y otros parámetros físicos reales de los modelos. El módulo FLAASH se combina directamente con el código de transferencia radiativa atmosférica MODTRAN4, lo que permite la selección directa de los modelos atmosféricos MODTRAN

---

<sup>13</sup> Cálculo de reflectividad, hace referencia a la atmósfera, usando para ello los coeficientes de reflectancia reescalados, suministrados en el archivo de metadatos MTL (Ariza, 2015). La siguiente ecuación se utiliza para el efecto que los ángulos de observación y de iluminación tienen sobre la reflectividad detectada por el sensor.

estándar y tipos de aerosoles en relación a las imágenes para su uso, y por lo tanto para el cálculo de la reflectancia superficial. El módulo FLAASH se puede aplicar a la corrección del efecto de adyacencia y el cálculo de la visibilidad de toda la imagen (Liang, Li, & Wang , 2012). Por lo anterior es el modulo que se utiliza para las imágenes de la presente investigación.

La corrección por este método se ejecuta después de convertir los ND a valores de radiancia en formato bil., posteriormente con la herramienta de FLAASH (figura 3.9) se configura manualmente especificando los siguientes parámetros: el tipo de sensor y su altitud, el promedio de la elevación del terreno de la imagen, se ingresa la fecha, la hora de la toma, modelo de la atmósfera, modelo de aerosol, el método de recuperación de aerosol de 2 bandas y la visibilidad.

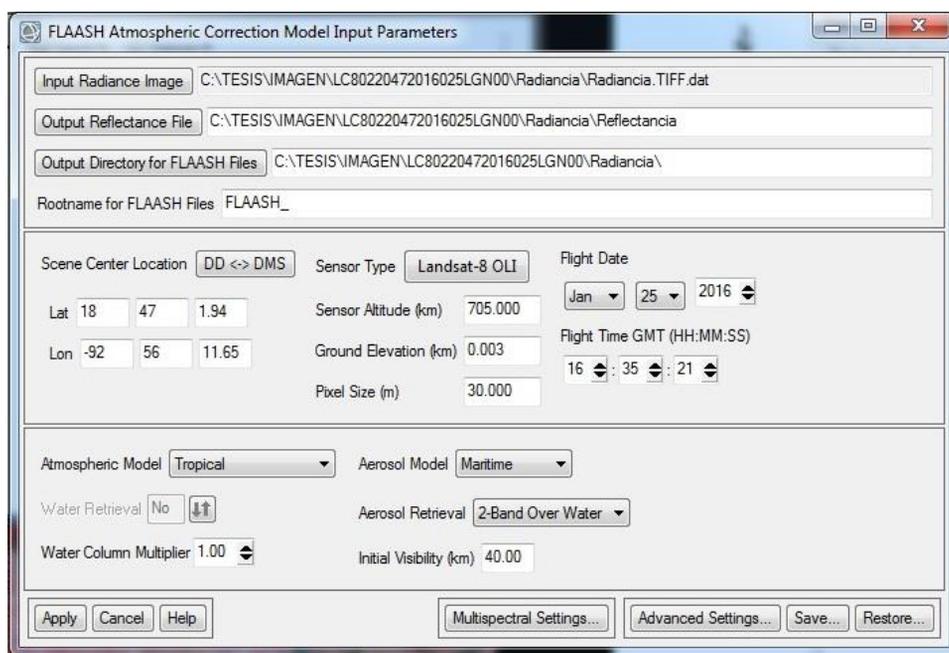


Figura 3. 9. Parámetros de entrada en la herramienta FLAASH para la corrección atmosférica de la imagen correspondiente a esta investigación.

Después del proceso de la corrección atmosférica, con la herramienta *Band Math* (Matemática de bandas) se ajusta el valor de las bandas en un rango de 0 a 1, como la reflectancia aparente.

### III.1.2.2. CORRECCION ATMOSFÉRICA A PARTIR DE DATOS DE LA MISMA IMAGEN.

Esta corrección estima la contribución de la atmósfera a partir de cubiertas que deberían presentar una reflectancia nula. La propuesta inicial de los métodos basados en el objeto oscuro (*dark object*) fue realizada por Chavez en 1975, con mejoras en 1988 y 1996.

Para realizar esta corrección, el punto de partida del método consiste en asumir que las áreas cubiertas con materiales de fuerte absorptividad (agua, zonas en sombra) deberían presentar una radiancia espectral muy próxima a cero. En la práctica, el histograma de los ND de la imagen siempre presenta un mínimo superior a ese valor, que se atribuye al efecto de dispersión atmosférica (Chuvieco, 2002). Asimismo, se observa que ese valor mínimo es mayor en las bandas más cortas, disminuyendo hacia el IRC y SWIR como se puede observar en la figura 3.10.

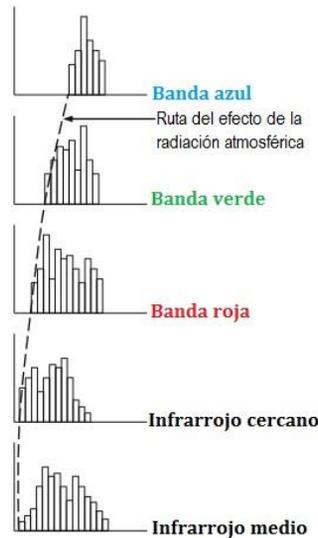


Figura 3. 10. Ruta del efecto de la radiación resultante de la dispersión atmosférica ( modificado de Richards A., 2013).

La dispersión de Rayleigh es la más común y afecta principalmente a las longitudes de onda más cortas, lo que confirma que ese valor mínimo puede corresponder más al efecto de la atmósfera que a la radiación espectral proveniente de la superficie terrestre. Por lo tanto, una sencilla aproximación a la corrección atmosférica consiste en restar a todos los ND de cada banda el mínimo de esa misma banda, situándola en el origen del histograma en cero.

$$ND'_{i,j,k} = ND_{i,j,k} - ND_{mink} \tag{21}$$

Donde  $ND_{mink}$  indica el valor mínimo de cada banda, a partir del histograma. Esta puede ser correcta siempre que se tenga en la imagen zonas con sombras o con agua profunda. La siguiente tabla 4 representa los valores mínimos de las bandas de la imagen de la zona de estudio.

Tabla 4. Valores mínimos en los ND de las bandas espectrales correspondiente a la zona de estudio.

BANDAS	VALOR MÍNIMO
B1	8342
B2	7476

<b>B3</b>	6370
<b>B4</b>	5757
<b>B5</b>	3165
<b>B6</b>	3542
<b>B7</b>	3094

De acuerdo a Chuvieco (2002), el método del objeto oscuro resulta muy sencillo, y es válido para estimar el espesor atmosférico de aerosoles, pero los errores pueden ser notables para valores de reflectividad altos (por encima del 15%), al no considerar las transmisividades del flujo incidente y reflejado.

### **III.1.3. CORRECCIÓN GEOMÉTRICA**

El procesamiento geométrico de imágenes de satélite, es un tema importante en la integración de datos de múltiples fuentes (datos cartográficos de un SIG) y análisis para muchas aplicaciones; por mencionar un ejemplo, la detección de cambios en un análisis multitemporal.

Hay más fuentes de distorsión geométrica de las imágenes, en comparación con la distorsión radiométrica, y sus efectos pueden ser muy graves. Algunos errores para los sensores basados en satélites, pueden estar relacionados con una serie de factores como son: (Richards A., 2013).

- La rotación de la tierra durante la adquisición de la imagen.
- Variaciones en plataforma, altitud, actitud y velocidad.
- El amplio campo de visión de algunos sensores.
- La curvatura de la tierra.
- Efecto del relieve terrestre.

Las imágenes crudas como en el caso de las fotografías aéreas no contienen información georreferenciada, y por ende no pueden ser utilizadas de manera directa, salvo en la interpretación visual. Anteriormente, las distorsiones geométricas no eran tan significantes porque las imágenes tenían resolución baja alrededor. Sin embargo, actualmente con la aparición de imágenes de alta resolución la corrección geométrica es de suma importancia.

Toutin (2004), menciona las características más importantes del proceso de corrección geométrica, para imágenes de sensores analógicos y sensores digitales.

Analógicos

- Los productos resultantes son análogo, en papel.
- La interpretación de los productos finales se realiza de forma visual.
- No existe la fusión e integración de datos multi-fuentes<sup>14</sup> y multiformato<sup>15</sup>.

#### Digitales

- Los productos resultantes del procesamiento son totalmente digital.
- La interpretación de los productos finales se realiza en la computadora.
- La fusión de imágenes de múltiples fuentes (diferentes plataformas y sensores).
- La fusión e integración de datos multi-fuentes y multiformato.

En la actualidad es de suma importancia obtener imágenes de satélite georreferenciadas. A continuación se explica brevemente los métodos de corrección geométrica.

#### **III.1.3.1. MÉTODOS DE CORRECCIÓN GEOMÉTRICA**

Las correcciones geométricas de las imágenes digitales son transformaciones puntuales consistentes en cambiar de posición los píxeles originales de la imagen sin alterar sus ND (Sobrino, 2000).

De acuerdo a Sobrino (2000), el proceso de la corrección geométrica debe llevarse a cabo en dos niveles diferentes:

- 1) Riguroso: mediante el cual se pretende ajustar la imagen a un mapa de la zona o a otra imagen utilizada como referencia. En este caso se utiliza un mapa o imagen georreferenciada como base y se va asignando los puntos de control localizados en la imagen y el mapa. Una vez asignado los puntos deseados, la imagen se moverá a su nueva posición.
- 2) Menos preciso o corrección a partir de modelos orbitales: consiste en corregir solamente las anomalías sistemáticas derivadas de la inclinación de la órbita, del giro de la Tierra y del tiempo de barrido, para lo cual no se requiere el conocimiento del terreno. En este método se precisa del conocimiento de los parámetros orbitales del satélite, posteriormente se realiza la corrección mediante modelos matemáticos (Sobrino, 2000). Estas correcciones resultan adecuados para sensores de baja resolución o que trabajan sobre áreas marinas, en donde resulta muy complicado buscar puntos de control (Chuvieco, 2002).

---

<sup>14</sup> Fusión de imágenes de distintas bandas como pancromáticas y multiespectrales, fusión de datos de distintos sensores

<sup>15</sup> Pasar de un formato a otro de una imagen

A continuación se explica brevemente la corrección por el método riguroso aplicable a las imágenes de resolución media y alta que es útil para la zona de investigación.

### **III.1.3.2. CORRECCIÓN MEDIANTE PUNTOS DE CONTROL**

Los puntos de control son puntos comunes en la imagen y el mapa, frecuentemente situados sobre lugares singulares del terreno, como vértices geodésicos, cruces de carreteras o caminos, esquinas de polígonos, entre otros, de los cuales se conocen o pueden conocerse sus coordenadas respectivas a un determinado sistema de referencia. Las coordenadas de esos puntos en la imagen vienen marcadas por su situación en columnas y líneas de los píxeles correspondientes (Sobrino, 2000).

Sobrino (2000), para que el ajuste sea de la mayor calidad se requiere tener en cuenta tres aspectos en la selección de los puntos de control.

1. Número de puntos de control
2. Localización
3. Distribución

El número de puntos depende de las características del relieve, así como del tamaño de la imagen. La ubicación de los puntos debe ser distinguible y su distribución uniforme en toda la escena, cuidando las zonas donde se presenta una variación altitudinal significativa para incrementar el número de puntos.

La corrección geométrica de la imagen digital se realiza mediante la aplicación de unas funciones que transforman las coordenadas actuales (x,y) de los puntos de control en coordenadas corregidas (u,v) del mapa de referencia en una determinada proyección cartográfica (Sobrino, 2000). A continuación se explican los métodos de movimiento de los píxeles a su nueva posición.

#### **III.1.3.2. 1. Movimiento de posición de los píxeles**

- a) Método del vecino más cercano: este método consiste en aplicar un algoritmo que asigna a cada píxel de la imagen corregida el ND correspondiente al píxel de la imagen transformada cuyo centro este más cercano al de la corregida. Este procedimiento no supone alteración en los ND de la imagen original, sino solamente la traslación a otra localización como se observa en la figura 3.11 (Sobrino, 2000).
- b) Método de interpolación bilineal: el algoritmo de interpolación bilineal asigna al píxel corregido la media ponderada de los ND correspondientes a cuatro píxeles más cercanos de

la imagen transformada, donde el peso asociado a cada nivel digital es proporcional a la cercanía de aquellos, medida la distancia entre los centros de los píxeles como se aprecia en la figura 3.11. Este método produce resultados suavizados, pues las cuatro posiciones más próximas a cada píxel corregido contribuye al nivel del gris de la misma, y es útil cuando se trata de corregir imágenes con información cuantitativa (Sobrino, 2000).

- c) Método de convolución cúbica: es una interpolación muy utilizada que emplea polinomios de tercer orden. El método es similar al anterior, diferenciándose de él solamente en que para realizar la media ponderada se involucran los dieciséis píxeles más cercanos al píxel considerado, en lugar de cuatro como se muestra en la figura 3.11. Los ND de los dieciséis píxeles de la imagen transformada se interpolan linealmente en grupos de cuatro líneas de cuatro píxeles cada una para formar cuatro interpolantes. Posteriormente, se realiza otra interpolación lineal entre cuatro valores obtenidos para asignar el resultante al píxel corregido (Sobrino, 2000).

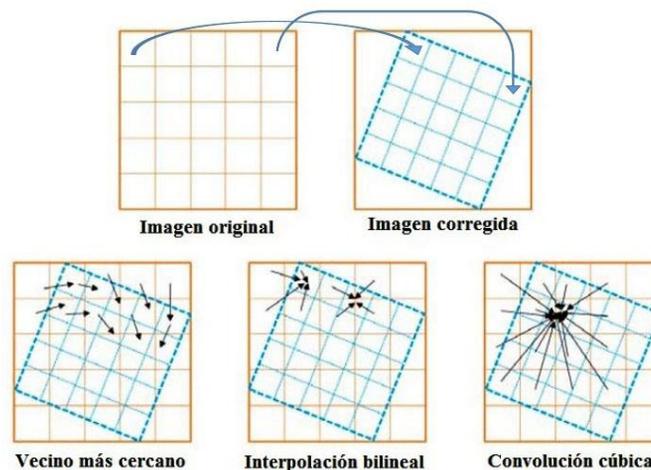


Figura 3. 11. Procedimiento para transferir los ND originales a la posición corregida, ( modificado de Chuvieco, 2002).

La elección entre uno de los tres métodos depende de la finalidad del proceso y de los recursos informáticos disponibles. Si se necesita corregir una imagen con muchos rasgos lineales como carreteras, caminos etc., sería de utilidad realizar la interpolación bilineal. Por otro lado, si se necesita realizar análisis visual, habrá que utilizar la interpolación más elaborada como la convolución cúbica. Cabe destacar que la imágenes “Landsat Level 1 GeoTIFF” ya vienen corregidas geométricamente y con el movimiento de los píxeles por el método de convolución cúbica, debido a esto, ya no es necesario realizar este procesamiento.

## **III.2. AJUSTES Y REALCES**

Al visualizar la imagen de satélite original, en la pantalla de una computadora, se observa deficiencias sobre su aspecto. Estas pueden corregirse mediante las correcciones radiométricas y atmosféricas antes descritas, para conseguir una mejor interpretación de la misma. Sin embargo, en ocasiones el problema no se resuelve del todo y se necesita realizar otras mejoras. Dichas mejoras se concretan en las operaciones de ajuste de contraste y los realces.

El realce consigue, mediante el retoque radiométrico, aumentar la calidad visual de las imágenes haciendo más eficaz su interpretación (Pérez & Muñoz, 2006). Las operaciones que se realizan en este proceso se hacen generalmente píxel por píxel.

Por ajuste se entiende que son todas aquellas técnicas de expansión o compresión del histograma de la imagen original que tienen como finalidad, acomodarlo al rango dinámico del dispositivo de salida: pantalla de la computadora (Pérez & Muñoz, 2006). La utilidad de esta técnica está orientada hacia la mejora de la calidad visual de la imagen. Estas técnicas están basadas en el histograma por lo tanto es importante conocer su definición.

### **III.2.1. HISTOGRAMA**

Es un diagrama que muestra la distribución de frecuencia de píxeles en una imagen respecto a sus niveles digitales. Se puede representar ya sea gráficamente o numéricamente. Un histograma gráfico contiene dos ejes. El eje horizontal se reserva para los píxeles es decir niveles digitales (NDs). El eje vertical representa la frecuencia, ya sea en términos relativos (porcentaje) o términos absolutos (número real de píxeles) figura 4.1. Un histograma gráfico es un medio eficaz para la visualización de la calidad de una banda espectral. Por ejemplo, una curva de histograma amplio significa un contraste razonable, mientras que su posición con respecto al eje horizontal es indicativo del tono general de la banda. Una posición hacia la izquierda, sugiere que la imagen tiende a tener generalmente un tono oscuro. Por otro lado, una posición hacia la derecha muestra que la imagen tiene un tono brillante. A diferencia de un histograma gráfico, un histograma numérico muestra el número exacto de píxeles en cada nivel digital dado. Con el fin de reducir el número de niveles digitales, unos pocos NDs pueden ser combinados. En este caso, la frecuencia se refiere a los píxeles combinados sobre el rango indicado de NDs. Ambas formas de histogramas son esenciales

en la manipulación de contraste de bandas espectrales. Una vista previa del histograma gráfico permite al analista elegir el tipo de método de mejora más apropiado para la imagen. Un histograma numérico proporciona pistas importantes para determinar los umbrales críticos necesarios en la realización de determinados tipos de contraste de la imagen de estiramiento (Gao, 2009).

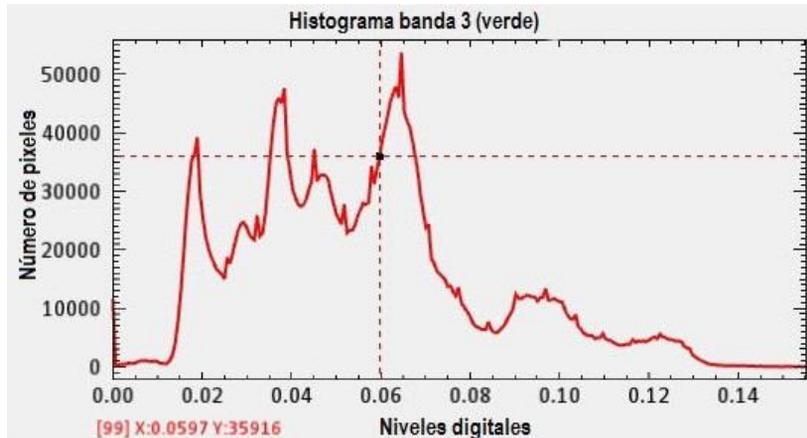


Figura 4. 1. Histograma de la banda verde de la zona de estudio (solo representa la parte de agua y CSS), el eje x corresponde al ND, en este caso al valor de la reflectancia y el eje y representa el número total de ese valor.

Uno de los realces que puede aplicarse a una imagen es el que se refiere a la modificación de su histograma. El principal efecto de ésta es el cambio del contraste de la imagen.

### III.2.2. AJUSTE DE CONTRASTE

Generalmente el contraste en una imagen satelital de acuerdo a Lira (2010), es una propiedad local de la imagen, por lo que se define como la relación de valor que tiene uno o varios píxeles con los vecinos próximos. En cualquier caso el contraste se refiere siempre a la relación de brillantez.

Los procesos de ajuste del contraste tienden a adaptar la resolución radiométrica de la imagen a la capacidad de la pantalla de visualización. Cada sensor codifica la radiancia recibida en un número determinado de ND, de acuerdo a sus características de su diseño. Ese rango digital puede no corresponder con el número de niveles visuales (NV<sup>16</sup>) que facilita la memoria gráfica, por lo que resulta preciso ajustar, por algún procedimiento ambos parámetros: 1) que el rango de ND de la imagen sea menor que el de NV facilitado por el sistema de visualización, y 2) que la imagen presente un mayor número de ND que posibles NV. En el primer caso se deberá aplicar una

---

<sup>16</sup> NV o NG niveles de gris

expansión del contraste original, mientras en el segundo una reducción del mismo (Chuvieco, 2002). Una imagen digital presenta un rango en donde existe una diferencia entre el valor máximo y el valor mínimo de intensidad de los píxeles, o un cambio que tiene un píxel respecto a los de su vecindad, de acuerdo a la resolución radiométrica. Cuando eso ocurre y se necesita una mejor visualización de la imagen se recurre a la expansión o compresión del contraste.

Se puede definir digitalmente el contraste por relación a los ND máximo y mínimo de una imagen. Tal definición puede apoyarse en cualquiera de las medidas de dispersión comúnmente utilizadas en estadística (Chuvieco, 2002).

$$C_1 = ND_{max}/ND_{min} \quad (22)$$

$$C_2 = ND_{max} - ND_{min} \quad (23)$$

$$C_3 = SND \quad (24)$$

Estas son tres definiciones del contraste: el cociente entre el valor máximo y el mínimo (ec. 22), el rango (ec. 23), y la desviación típica de los ND de la imagen (ec.24). A partir de estas medidas puede juzgarse la necesidad de expandir o comprimir el contraste, en función de las capacidades de visualización ofrecidas por la computadora (Chuvieco, 2002).

### III.2.2.1. COMPRESIÓN DEL CONTRASTE

En caso de que el rango del sensor supere al número de niveles de gris que pueden visualizarse en pantalla, resulta preciso comprimir los ND originales, ajustando el rango de la imagen. Estos ajustes son necesarios en dos casos (Chuvieco, 2002):

- Cuando se cuenta con un sistema gráfico de reducida potencia
- Cuando se trabaja con un sensor de gran sensibilidad radiométrica

Al reducirse el contraste de la escena, generalmente los colores se diferencian menos entre sí, reduciéndose la calidad visual.

### III.2.2.2. EXPANSIÓN DEL CONTRASTE

La mayor parte de los sensores actuales es de 8 bits por píxel, en la práctica, ninguna imagen aprovecha todo ese rango, ya que difícilmente en una sola escena se encontrarán todos los posibles valores de radiancia para los que se calibró el sensor. De esta forma, el histograma real de los ND de la imagen nunca satura los 255 posibles ND de la imagen. Visualmente esto implica que haya tonos de gris que no se utilicen, con lo que la imagen aparece en la pantalla de la computadora con poco contraste (Chuvieco, 2002), por lo tanto si se necesita realzar el contraste se realiza lo siguiente.

#### III.2.2.2.1. Expansión lineal

Es la forma más elemental de ajustar el contraste de la imagen al permitido por el equipo de visualización. Basta diseñar una CLUT<sup>17</sup> en la que el ND mínimo y máximo de la imagen tengan asociados un NV de 0 y 255, respectivamente, distribuyendo linealmente el resto entre ambas márgenes (Chuvieco, 2002).

La expansión lineal ocasiona que una imagen aparezca más nítida, mejor contrastada, debido a que el histograma aparece más equilibrada. Las esquinas del histograma original se han alejado en los extremos y todos los valores están bien repartidos, como se puede observar en la siguiente figura 4.2.

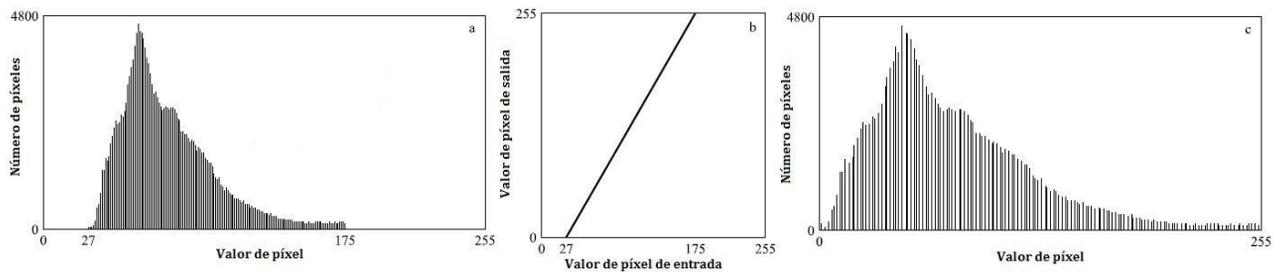


Figura 4. 2. Expansión lineal del histograma. (a) histograma de imagen antes de la modificación del contraste; (b) una función de transferencia que relaciona valores de píxel de entrada y salida (Perfil de la CLUT); (c) histograma de la imagen después de la aplicación de la función a la imagen original ( modificado de Ress , 2001).

---

<sup>17</sup> Color Look Up Table (CLUT), o tabla de color, es una matriz numérica que indica el nivel visual (NV) con el que se representa en pantalla cada uno de los ND de la imagen. Es una matriz numérica de 3 columnas por 256 filas (cuando el rango de codificación va de 0 a 255 o 1 a 256). El orden de la fila indica el ND de entrada, mientras el almacenado en la tabla expresa el NV, con el que ese ND será representado en pantalla. Las tres columnas corresponden a los tres colores elementales (RGB).

### III.2.2.2.2. Ecuación del histograma

El método para producir un histograma uniforme (Richards A., 2013). Aquellos ND con mayor número de píxeles serán los que, proporcionalmente, ocupen un mayor rango de visualización en la pantalla de la computadora. Este proceso ofrece mejores resultados que la aplicación de la comprensión y expansión del contraste, principalmente si la imagen original presenta una distribución gaussiana.

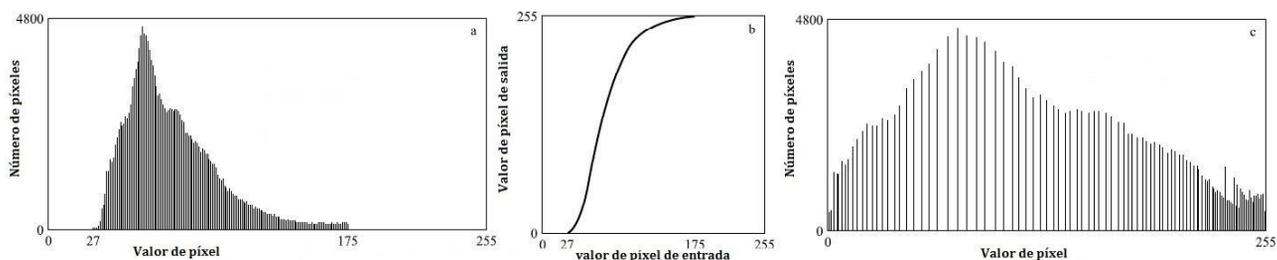


Figura 4. 3. (a) Imagen antes de la modificación del histograma; (b) función de transferencia para la ecuación del histograma; (c) imagen después de la ecuación del histograma ( modificado de Ress , 2001).

El histograma de la imagen muestra una mejor distribución de los ND (figura 4.3), por lo tanto este método supone un realce más equilibrado, mostrando menos contraste entre las zonas de alta y baja reflectancia, ya que los píxeles más frecuentes resultan más ajustados que los menos frecuentes.

### III.2.3. FILTROS ESPACIALES

Para mejorar las bandas espectrales en cuanto a su visualización y corregir algunos problemas que no fueron eliminados en el pre-procesamiento (corrección radiométrica y atmosférica), los filtros pueden ser útiles para ayudar a eliminar aquellos problemas. Pero la mayor importancia de este procesamiento radica en destacar características específicas en una imagen que no resaltan.

Aplicar un filtro a una imagen digital es simplemente aplicar una transformación a la misma mediante operadores locales (Sobrino, 2000), que corresponden a un kernel o matriz (figura 4.3) de  $n \times n$  números que aplican a cada píxel de la imagen.

El objetivo principal de la aplicación de los filtros digitales, es aislar o destacar elementos de interés una vez transformadas los ND originales, bien para aproximar sus valores a los de sus vecinos, bien para diferenciarlos aún más (Sobrino, 2000). Aplicar un filtro siempre se suprime o atenúan aquellos patrones que no son de interés o valor. Por lo tanto siempre se pierde información de la

imagen original, sin embargo es más útil para un propósito específico. A continuación se explican los filtros que se aplican en la imagen de esta investigación.

### III.2.2.1. FILTROS DE CONVOLUCIÓN

Es una forma de filtrado que produce una imagen de salida en la que el ND en un píxel dado es función de una media ponderada de los ND de los píxeles vecinos (Sobrino, 2000). Los filtros utilizados en la presente investigación que pertenecen a este grupo se describen a continuación.

**Filtro de paso alto:** este filtro sirve para eliminar los componentes de baja frecuencia en una imagen. Generalmente se utiliza este tipo de filtrado para realzar los bordes entre diferentes regiones de una imagen digital (Sobrino, 2000). En la figura 4.4 se muestran dos ejemplos de aplicación de este filtro, el primero con un kernel de un tamaño de 3x3 y el segundo de un tamaño de 7x7.

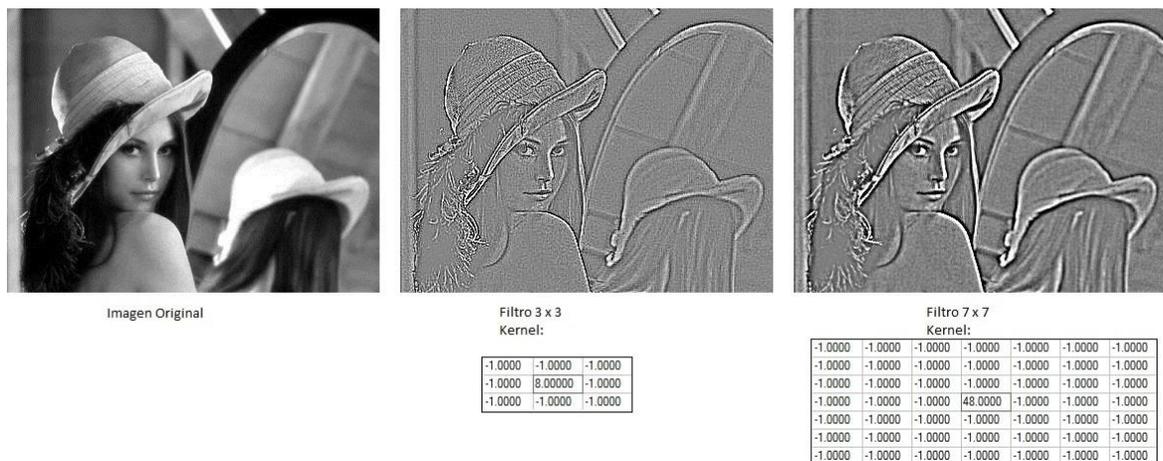


Figura 4. 4. Este tipo de filtros remarca digitalmente los contrastes espaciales entre píxeles vecinos, por lo tanto enfatizan los rasgos lineales presentes en la imagen. Realizada por el autor, imagen original tomada de Esqueda & Palafox, (2005).

Los filtros pasa altas se emplean cuando hay necesidad de realzar bordes, líneas o cualquier rasgo de la imagen asociado con las altas frecuencias espaciales. Dado que estas se encuentran en los bordes donde existe un contraste espacial, como se puede observar en la figura anterior.

**Filtro de paso bajo:** al contrario que el caso del filtro de paso alto, este filtro mantiene los componentes de baja frecuencia y elimina los de alta frecuencia (Sobrino, 2000). En la figura 4.5 se muestran dos ejemplos de aplicación de este tipo de filtros, el primero con una matriz de convolución de un tamaño de 3x3 y el segundo con una matriz de 7x7.



Figura 4. 5. En este tipo de filtros, se trata de asemejar el ND de cada píxel al de los píxeles vecinos, reduciendo la variabilidad espacial de la escena. Realizada por el autor, imagen original tomada de Esqueda & Palafox, (2005).

Estos filtros son utilizados en la eliminación del ruido, también se aplica cuando una imagen presenta problemas de “sal y pimienta”, sin embargo tiene el inconveniente de mantener relativamente el valor de la alta frecuencia. Cuando se aplica un mayor Kernel se suaviza y se reduce o pierde la nitidez de la imagen, en especial en los bordes, como se puede apreciar en la figura 4.5.

**Filtro de media:** se utiliza principalmente para suavizar una imagen, y elimina los ruidos de fondo. En este caso de filtrados, cada píxel centra en una celdilla de 3 por 3 píxeles es sustituido por la media de los 9 píxeles (Sobrino, 2000). Las zonas de filtrado respetan los bordes, pueden ser circunferencias, óvalos, rectángulos etc. La ventaja de este filtro es que da muy buenos resultados en caso del ruido conocido como “sal y pimienta”.

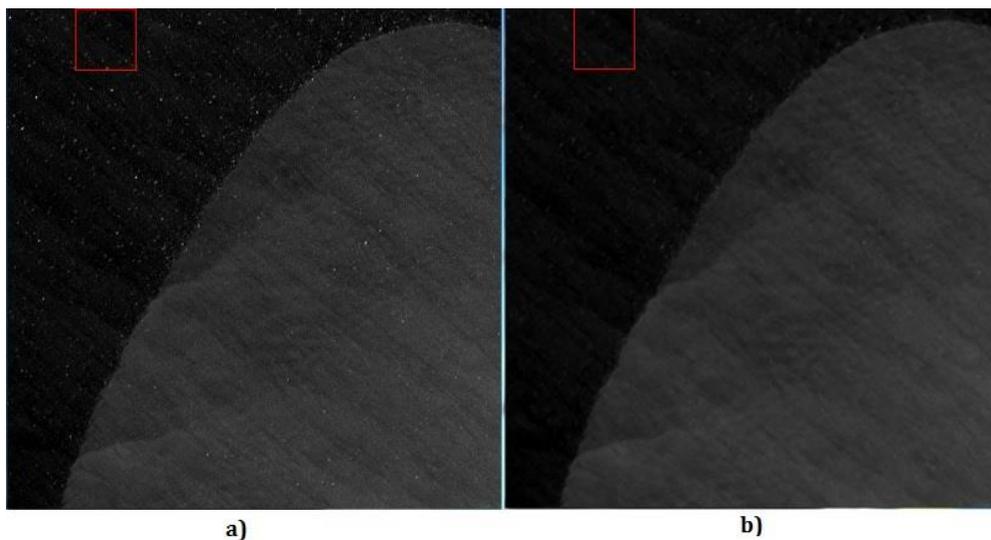


Figura 4. 6. Aplicación del filtro de media con un kernel de 3 x 3 a la pluma de sedimentos en suspensión del río Grijalva-Usumacinta.

Se aplicó este filtro para eliminar el problema de sal y pimienta (puntos blancos; figura 4.6 inciso a) ya que resulta muy conveniente debido a que no afecta los bordes, por lo tanto los límites de la pluma del río no es afectada.

**Filtro direccional:** mejora o realza los límites de una imagen y los elementos rectilíneos o paralelos a una dirección predeterminada. El nombre de estas matrices (figura 4.7) es consecuencia de la dirección del contraste que señalan, y no de la dirección que están realmente realzando, que es precisamente la perpendicular (Chuvieco, 2002).

Filtro Norte			Filtro Sur			Filtro Este			Filtro Oeste		
1.0000	1.0000	1.0000	-1.0000	-1.0000	-1.0000	-1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	-1.0000
1.0000	-2.0000	1.0000	1.0000	-2.0000	1.0000	-1.0000	-2.0000	1.0000	1.0000	-2.0000	-1.0000
-1.0000	-1.0000	-1.0000	1.0000	0.0000	1.0000	-1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	-1.0000

Figura 4. 7. La aplicación de este filtro en el caso de la matriz Norte refuerza las líneas situadas este-oeste, mientras la Este refuerza el borde oriental de las líneas norte-sur.

La utilización de este filtro permite analizar patrones direccionales referidos a vías de comunicación o rasgos geológicos como fallas y lineamientos. Este filtro se aplicó a todas las bandas de la escena de la zona de investigación, para analizar que banda destaca mejor la geomorfología correspondiente a los cordones litorales, presentado buenos resultados en la banda del infrarrojo cercano, como se puede observar en la siguiente figura 4.8 inciso (b).

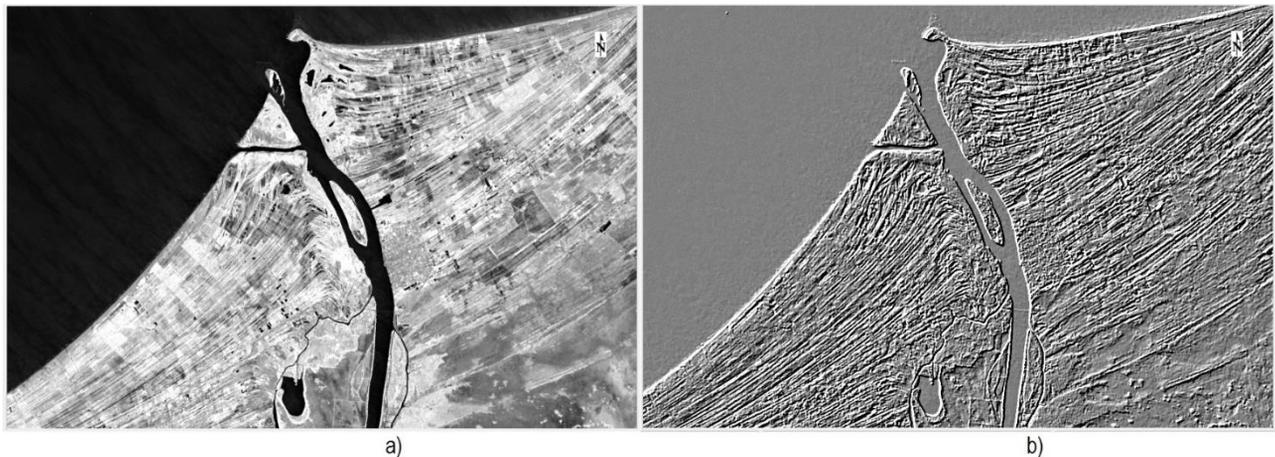


Figura 4. 8. Filtro direccional norte con un ángulo de 45°, los rasgos lineales se realzan como el límite del cauce del río y los cordones litorales que se localizan relativamente paralela a la línea de costa.

### III.3. TRANSFORMACIONES

Para obtener la CSS se utilizan las bandas espectrales del sensor OLI y mediante operaciones matemáticas propuestas por Topliss *et al.*, (1990), se obtiene una nueva imagen en donde se muestra la CSS en mg/l. Para llegar a este resultado es necesario explicar las transformaciones que son esenciales en imágenes de PR para obtener datos con sentido físico o biofísico que no están presentes en las bandas.

Las transformaciones son operaciones matemáticas que por lo general implican el procesamiento combinado de datos múltiples es decir a dos o más bandas espectrales; por ejemplo índices, ratios<sup>18</sup>, transformada de Tasseled Cap, análisis de componentes principales, fusión de imágenes, entre otros (Bhatta, 2013). En una transformación, la misma operación se realiza en cada píxel de la imagen. Esta operación consiste en generar un nuevo valor de celda de alguna combinación matemática de los valores digitales (reflectancia) de las diversas bandas de la imagen (Ress, 2001).

Las transformaciones más usadas de las bandas espectrales es el cálculo de los índices que existen y se describen brevemente en los siguientes apartados.

### III.3.1. ÍNDICES DE AGUA

Se han desarrollado para determinar la calidad del agua. Las características físicas que se identifican es la presencia de sólidos suspendidos, sedimentos en suspensión, turbidez, color, entre otros (González, 2014). Los índices más comunes se presentan en la siguiente tabla 5.

Tabla 5. Principales índices de agua, (González, 2014)

Nombre	Abreviación	Ecuación
Índice de diferencia normalizada de sólidos suspendidos	NDSSI (Azad Hossain <i>et al.</i> , 2006)	$= \frac{P_{blue} - P_{nir}}{P_{blue} + P_{nir}}$
Índice normalizado de material en suspensión	NSMI (Borge <i>et al.</i> , 2011)	$= \frac{P_{red} + P_{green} - P_{blue}}{P_{red} + P_{green} + P_{blue}}$
Relación de bandas (Para determinar sedimentos en suspensión)	BR (Aber, 2011)	$= \frac{P_{green}}{P_{blue}}$
Índice de diferencia normalizada de	NDWI (Hardisky <i>et al.</i> , 1983)	$= \frac{P_{green} - P_{nir}}{P_{green} + P_{nir}}$

<sup>18</sup> Ratio o Cociente: consiste en efectuar una división, píxel a píxel, entre los niveles digitales (ND) almacenados en dos o más bandas de la misma imagen. División entre bandas.

aguas		
Modificación al índice de diferencia normalizada de aguas	MNDWI (Jensen, 2004)	$= \frac{P_{green} - P_{mir}}{P_{green} + P_{mir}}$
Modificación al índice de diferencia normalizada de aguas	MNDWIgao (Wilson <i>et al.</i> , 2002)	$= \frac{P_{nir} - P_{mir}}{P_{nir} + P_{mir}}$

El índice (NDSSI), ha sido utilizado para desarrollar modelos de sedimentos en suspensión en los ríos, lagos, estuarios y muchos otros cuerpos de agua, con las imágenes del sensor Landsat ETM. Los valores obtenidos del índice NDSSI están en un rango de valores de -1 a +1 donde los valores más altos indican la presencia de agua más clara y los valores bajos indican la presencia de agua más turbia, o con mayor contenido de sedimento (González, 2014).

El índice (NSMI), fue desarrollado sobre la base de los principios que el agua limpia tiene un pico de reflectancia en la banda azul, mientras que la presencia de sedimentos promueve un aumento de la reflectancia en todo el espectro visible. La ecuación da valores entre -1 a +1, donde los valores más bajos corresponden a agua más clara, y los valores más altos corresponden a agua con sedimentos (González, 2014).

Índice (BR), la simple relación de bandas de las imágenes Landsat ETM+, es utilizada para determinar sedimentos en suspensión en el agua. De esta ecuación la banda verde se utiliza porque el sedimento aumenta la reflectancia en la zona verde del espectro mientras agua clara tiene el de reflectancia en el azul. El rango de valores va de 0 a infinito, los valores más altos indican la presencia de más sedimentos en suspensión (González, 2014).

Los índices NDWI, MNDWI, Y MNDWIgao, tienen como resultado diferenciar el agua de la vegetación, el suelo y otras cubiertas.

En la imagen de la zona de estudio se aplicaron estos índices, obteniendo buenos resultados con el cociente (BR). Sin embargo los índices antes mencionados generalmente se utilizan para la inspección visual de la distribución de los sedimentos mediante el valor numérico de la imagen resultante, sin representar ninguna cantidad en cuanto al volumen de la concentración.

### III.3.2. ÍNDICES DE VEGETACIÓN

Los índices de vegetación son parámetros calculados a partir de los valores de reflectividad a distintas longitudes de onda con el fin de obtener información relacionada con la vegetación. El índice de vegetación ideal no existe, por lo que los índices documentados son aproximaciones al ideal, todos ellos basados en la utilización de las bandas roja e infrarroja, pues son las que contienen más del 90% de la información espectral de la cubierta vegetal (Pérez & Muñoz, 2006).

Hay una gran variedad de maneras en que dos o más bandas espectrales se pueden combinar, dividir, sumar, multiplicar etc., para cuantificar el contraste NIR-Red como una medida de verdor o humedad del dosel. Todos los índices se relacionan positivamente con el dosel de la planta asociada a propiedades biofísicas (Hanes *et al.*, 2014). En la tabla 6 se presentan algunos índices.

Tabla 6. Índices de vegetación (Hanes *et al.*, 2014).

Nombre	Abreviación	Ecuación
Índice de vegetación de diferencia normalizada	NDVI (Kriegler <i>et al.</i> , 1969)	$= \frac{P_{nir} - P_{red}}{P_{nir} + P_{red}}$
Índice de vegetación diferenciada	DVI (Tucker, 1979)	$= P_{nir} - P_{red}$
Índice de vegetación ajustado al suelo	SAVI (Huete, 1988)	$= \frac{P_{nir} - P_{red}}{P_{nir} + P_{red} + L} (1 + L)$
Cociente simple	SR (Rouse <i>et al.</i> , 1973)	$= \frac{P_{nir}}{P_{red}}$

La operación de estos índices está dada por la baja reflectancia en la banda roja por la absorción de la clorofila y alta reflectancia en la banda infrarroja debido a la escasa absorción de las plantas en esas longitudes de onda. La utilidad del índice de vegetación NDVI en esta investigación, radica en la separación de las diferentes cubiertas y los cuerpos de agua.

#### III.3.2. 1. ENMASCARAMIENTO DE CUERPO DE AGUA

Para trabajar solo con la cobertura de agua en este caso río y mar, para evitar información innecesaria, además de facilitar el procesamiento de la imagen y minimizar el trabajo de la computadora, es posible enmascarar las cubiertas que no pertenecen a los cuerpos de agua. Para evaluar píxeles que corresponden realmente a los cuerpos de agua, es decir, para que no se mezclen

con otras cubiertas, se aplica el índice espectral NDVI, y NDWI ya que tiene precisión al seleccionar píxeles con agua y de otras cubiertas. Esto es útil para delimitar cuerpos de agua al mejorar el contraste del agua con las otras coberturas. Posteriormente para obtener la máscara de las cubiertas se realiza una imagen binaria en donde los cuerpos de agua obtienen un valor de 1 y otras cubiertas un valor de 0. Posteriormente se aplica la máscara a las bandas, donde la reflectancia de la superficie acuática se respeta y la reflectancia de las otras cubiertas queda sin datos.

## **CAPÍTULO IV. CONCENTRACIÓN DE SEDIMENTOS EN SUSPENSIÓN**

La finalidad de este capítulo, es definir los sedimentos, así como sedimentos en suspensión en un delta y los estudios que se han realizado a nivel internacional mediante PR para cuantificarlos, posteriormente se hace una breve explicación de las características físicas y geográficas de la zona de estudio, y por último se exponen los estudios que se han realizado sobre el cálculo de sedimentos en el delta del río Grijalva-Usumacinta.

### **IV.1. DEFINICIÓN DE SEDIMENTOS**

Los sedimentos son las partículas procedentes de las rocas o suelos y que son acarreadas por el agua o el viento. Estos materiales son transportados y depositados a lo largo de los cauces, en lagos o lagunas, en el mar o en las partes bajas de la cuenca, principalmente en las planicies. Los sedimentos se constituyen por una gran variedad de partículas que difieren entre sí en forma, tamaño y densidad (Rivera *et al.*, 2005). Debido al proceso de intemperismo las rocas son fragmentadas en la superficie de la Tierra por factores químicos, físicos y biológicos, y sus fragmentos pueden ser transportados a lo largo de grandes distancias antes de depositarse en el fondo. Las mayores distancias pertenecen a las partículas más pequeñas mientras las más grandes y pesadas se depositan a lo largo del recorrido.

Los sedimentos se clasifican de acuerdo a su diámetro. La escala granulométrica para la medición del tamaño de los sedimentos más utilizada en geología es la escala de Wentworth. En esta clasificación las partículas cuyo diámetro es mayor a 64 mm se clasifican como cantos rodados, las menores a 64 y mayores a 0.0039 mm, corresponden a los guijarros, gránulos, arena y limo, mientras que las de menos de 0.0039 mm a las arcillas.

#### **IV.1.1. DEFINICIÓN DE SEDIMENTOS EN SUSPENSIÓN**

Los sedimentos en suspensión son partículas finas mantenidas en suspensión por los remolinos de la corriente y solo se asientan cuando la velocidad de la corriente disminuye, o cuando el lecho se hace más liso o la corriente descarga (Hudson, 1997).

Las corrientes tienen capacidad para transportar granos de muy diversos tamaños y pueden ser estables (e.g. los ríos) o variar ampliamente de forma periódica (e.g. las mareas) o episódica (e.g. los vientos; Arche, 2010). En el delta de un río el transporte de los granos según su tamaño y su distribución varían periódicamente por la influencia de las mareas y las olas.

La densidad y viscosidad del fluido en que se mueven las partículas tienen una importancia fundamental en la capacidad de transporte de una corriente ya que cuanto más elevados sean estos parámetros, mayor será su capacidad de transportarlas (Arche, 2010). La densidad es la propiedad que domina en la desembocadura de un río por la unión de agua dulce y salada, debido a la diferencia de densidades entre ambos medios:  $1.00 \text{ gr/cm}^3$  para el agua dulce y  $1.02 \text{ gr/cm}^3$  para la salada.

La descarga fluvial es un típico fenómeno alocíclico<sup>19</sup>, ya que depende de factores tales como: 1) el clima del área de drenaje; 2) la composición de la misma; 3) el régimen de descarga, y 4) la carga sólida transportada (Arche, 2010).

El clima del área de drenaje es el factor fundamental ya que controla la descarga total, el tipo de sedimento que aporta el río y la relación carga de fondo/carga en suspensión. En las áreas ecuatoriales y tropicales hay lluvia abundante, que supera con mucho a la evapotranspiración, y un intemperismo intenso del sustrato rocoso, por lo que, con variaciones estacionales, hay una descarga continua y la carga en suspensión supera con mucho a la de fondo (Arche, 2010). En base a lo anterior, los ríos de los climas tropicales como es el caso de la zona de estudio dominan los sedimentos en suspensión.

Las aguas de los ríos pueden ser igual de densas que las aguas marinas. Estos flujos se denominan: flujo homopícnico, hiperpícnico, e hipopícnico (Arche, 2010).

- Flujo homopícnico se da una rápida mezcla tridimensional de aguas cerca de la boca, con rápida sedimentación.
- Flujo hiperpícnico quizás el menos frecuente en condiciones naturales, se forma una corriente densa que puede desplazarse lejos de la desembocadura, por lo que gran parte de los sedimentos que arrastra no hará crecer el delta.

---

<sup>19</sup> Dicho de los fenómenos o eventos que afectan a la totalidad de una cuenca sedimentaria o a escala global.

- Flujo hipopícnico, el más frecuente, las aguas de origen fluvial cargadas de sedimentos forman una pluma superficial que se desplaza sobre las aguas de la cuenca receptora.

Por definición el último flujo es el que predomina en el área de la investigación y se describe brevemente.

### **Flujo hipopícnico**

Generalmente, los grandes deltas se edifican en el mar (son excepciones los de Volga en el Caspio y los de Amur-Darya y Syr-Darya en el Aral) y entonces una masa de agua dulce más o menos cargada de sedimento entra en agua salada más densa. En este caso dominan las fuerzas de flotabilidad y nos encontramos en condiciones de flujo hipopícnico, ya que el aumento de densidad producido por la carga en suspensión del efluente<sup>20</sup> no compensa la diferencia con la del agua salada (Arche, 2010).

El efluente forma una pluma flotante sobre el agua salada y esta se extiende por debajo formando una cuña que alcanza el canal fluvial en condiciones favorables: canal profundo, rango mareal bajo y carga en suspensión dominante (Arche, 2010). Debido a que el agua de mar penetra como cuña hacia el canal se presenta salinidad cerca de la desembocadura.

El efluente desarrolla una circulación secundaria producida por la super-elevación del agua dulce con respecto a la salada, en forma de vórtices que se separan en superficie y se unen en profundidad. En el contacto agua-dulce, agua-salada se producen violentas olas internas que aceleran la mezcla y, sobre todo, hacen perder velocidad al efluente con la consiguiente sedimentación y formación de una barra por debajo. Más allá este efecto desaparece y la pluma superficial puede seguir expandiéndose, transportando aun la mayor parte de la carga fina en suspensión (Arche, 2010). Los sedimentos disminuyen de tamaño de grano de limos hacia arcillas.

La pluma flotante puede ser desviada decenas de kilómetros mar adentro o paralelamente a la línea de costa, por procesos que operan en la cuenca de recepción (corrientes, mareas, entre otras; Arche, 2010). En el caso de la pluma del río Grijalva-Usumacinta de acuerdo a las imágenes de satélite históricas se expanden hasta un poco más de 20 a 40 km o incluso más en años anteriores al 2000.

---

<sup>20</sup> Masa de agua del río que escapa o adentra hacia el mar.

## IV.2. ESTUDIOS DE LA CONCENTRACIÓN DE SEDIMENTOS A NIVEL INTERNACIONAL

En la bibliografía consultada para el cálculo de la CSS a nivel internacional, se encuentran diversos trabajos realizados mediante técnicas de PR a través de imágenes satelitales.

Las imágenes de satélite generalmente son multispectrales, es decir presentan varias bandas del espectro electromagnético. Muchas investigaciones realizadas en diversos cuerpos de agua del mundo utilizan algoritmos, algoritmos de mezcla espectral, mediante la respuesta espectral de los sedimentos en suspensión; para cuantificar la CSS.

El uso de las imágenes de satélite multispectrales para estudiar parámetros físicos ha sido aceptado en los campos de la hidrología y limnología (Topliss *et al.*, 1990). La utilización de imágenes de satélite promete obtener concentraciones de sedimentos en el flujo de los ríos y cuerpos de agua más pequeños, que carecen de medidas directas de carga suspendida. (Topliss *et al.*, 1990; Ritchie 1991).

En 1990 Topliss *et al.*, propusieron tres algoritmos que se pueden derivar para el sensor Landsat MSS, y Landsat 5 TM, usando una respuesta cuadrada, en los rangos espectrales de la banda 4 (500-600 nm), 5 (600-700 nm) y 6 (700-800 nm). Para un mismo intervalo de concentración, la aplicación de *ratios* se realizó usando las bandas 5 y 6 que mostraron un pequeño error, con una expresión cuadrática que da errores de  $\pm 4$  por ciento. Estos algoritmos fueron utilizados para calcular la CSS en la pluma del río Mackenzie, y las aguas costeras de Canadá.

Wang, (2007) realizó un estudio de cuantificación de CSS en el río Yangtzé con diferentes modelos de correcciones atmosféricas. Después del análisis de las mediciones *in situ* y comparándolo con imágenes de satélite encontró que el modelo (Tauz-cos -TZ-) muestra una buena relación lineal para la cuantificación de la CSS. Wang propuso dos ecuaciones lineales. La primera ecuación para el rango de 0 a 900 mg/l de CSS y la segunda para rangos de 0-3000 mg/l.

Long y Pavelsky, (2013), estudiaron el delta del río Peace-Athabasca en Canadá, aplicaron los diversos algoritmos que existen para la cuantificación de la CSS, en imágenes satelitales del sensor MODIS. Demostraron que los algoritmos desarrollados para la detección de CSS, en un solo lugar pueden, en algunos casos, ser trasladados a otro lugar para predecir cualitativamente la CSS sin la necesidad de datos *in situ*. El criterio más importante para hacer dicha transferencia es la necesidad

de utilizar una banda del infrarrojo cercano y una del visible especialmente la banda roja. Por último, sugieren que los modelos no lineales pueden ser más exitoso para predecir la CSS, en una nueva ubicación. Sin embargo, los últimos estudios indican que las relaciones lineales son eficaces para detectar de forma remota la CSS, pero con concentraciones menores de 50 mg/l.

En el año 2014 Qu Liqin, realizó un estudio de la cuantificación de la CSS con datos *in situ* en el Río Amarillo en China, posteriormente mediante la creación de un algoritmo de mezcla espectral. En el algoritmo las bandas 3 y 4 del sensor Landsat 7 ETM+ presentaron la mayor correlación. Este algoritmo de mezcla espectral de acuerdo al autor ha ignorado algunos factores tales como el tamaño de partícula, forma, color y tipo de mineral, así como, material orgánico y clorofila-a. Por lo tanto, las investigaciones de campo deben llevarse a cabo para validar la estimación de la distribución de la CSS a lo largo del río.

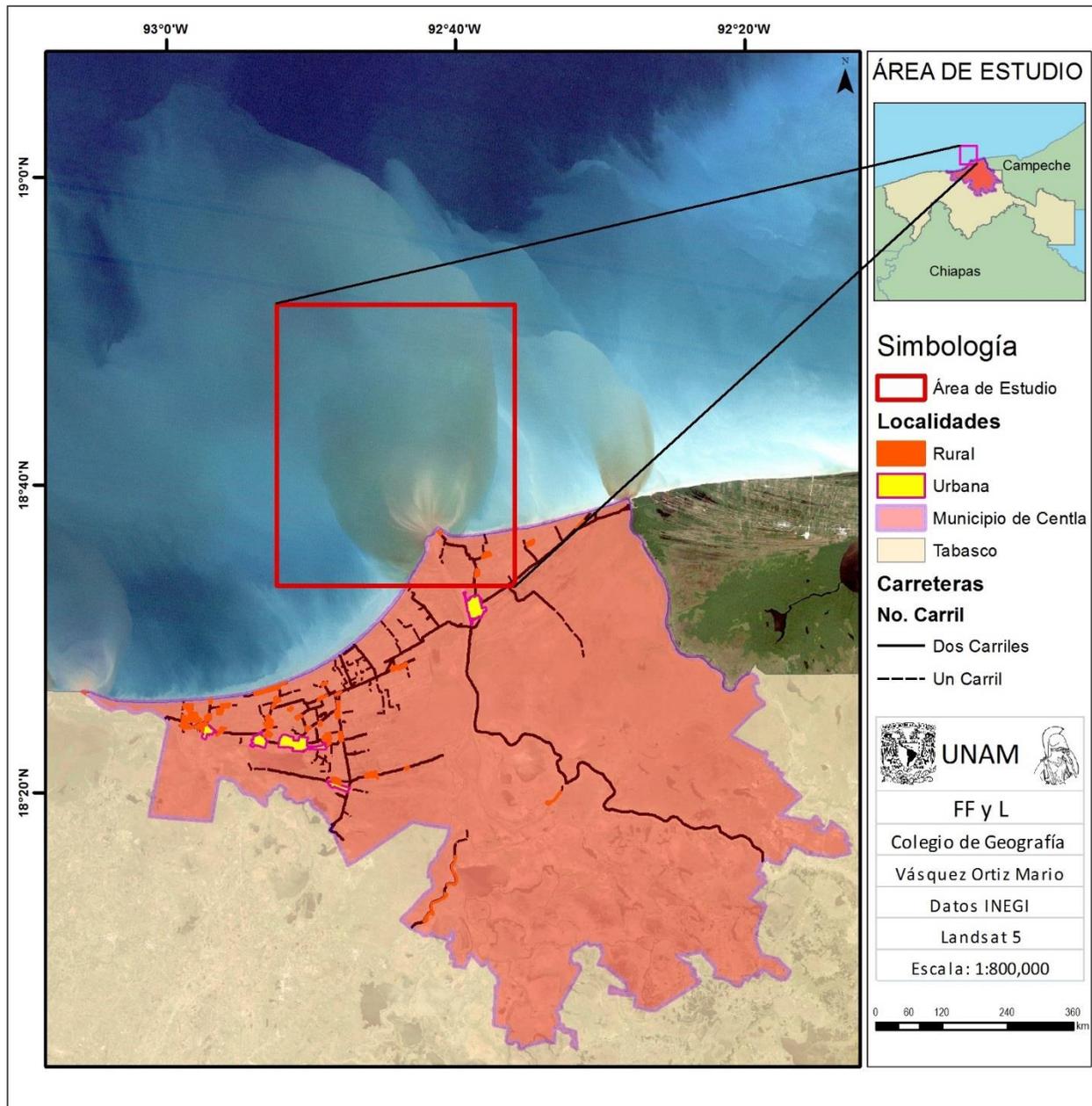
### **IV.3. MARCO FÍSICO Y GEOGRÁFICO DEL DELTA DEL RÍO GRIJALVA**

En este apartado se presenta una breve explicación sobre las características físico-geográficas de la zona de investigación así como de sus inmediaciones.

#### **IV.3.1. LOCALIZACIÓN DE LA ZONA DE INVESTIGACIÓN**

El área de investigación pertenece al delta y pluma del río Grijalva-Usumacinta, se localiza en el sureste del país, en el Estado de Tabasco, al norte del municipio de Centla, específicamente en la localidad de El Bosque (Mapa 1.1), entre los 18°33'27" y 18°51'44" de latitud Norte y entre los 92°35'56" y 92°52'23" de longitud Oeste.

Esta zona pertenece a la provincia fisiográfica Llanura Costera del Golfo, de acuerdo a INEGI 2006. Esta provincia es una planicie que bordea la zona norte del Estado de Tabasco y bordea la costa sur del Golfo de México. Abarca la mayor proporción de superficie en el Estado (70%) y está salpicada en algunas áreas pequeñas con pequeñas ondulaciones o lomeríos suaves con alturas no mayores a 50 msnm con dirección este-oeste (GET, 2006).



Mapa 1. 1. Ubicación de la zona de investigación, infraestructura y localidades pertenecientes al municipio de Centla. El mapa muestra la distribución de la pluma del río Grijalva-Usumacinta.

### IV.3.2. ASPECTOS SOCIALES

Los aspectos sociales más importantes se describen de acuerdo a las poblaciones más cercanas al área de estudio.

#### IV.3.2.1. POBLACIÓN

En las inmediaciones del área de estudio, se encuentran 17 localidades, de acuerdo con los datos recopilados de las cartas topográficas INEGI 2015, la población total de estas localidades es de

2434 habitantes, que representan el 2.29% de la población total del municipio de Centla<sup>21</sup>, y 0.10% de la población del Estado de Tabasco<sup>22</sup>. Con la finalidad de representar el número de la población de cada localidad se expresa la siguiente tabla 7.

Tabla 7. Localidades rurales en las inmediaciones del área de investigación.

Nombre de la Localidad	Número de habitantes	Tipo	Municipal	Estatal
Carlos Rovirosa 1ra. Sección	672	Rural		
La victoria	1162	Rural		
El Bosque	209	Rural		
1) San Carlos	7	Rural		
2) San Francisco	4	Rural		
3) La Holanda (San Pedrito)	15	Rural		
4) San José	7	Rural		
5) El Milagro	6	Rural		
6) El Gorgojo (Santa Rosa)	7	Rural		
7) San Agustín	9	Rural		
8) San Miguel	7	Rural		
9) Isla del Buey	7	Rural		
10) La Punta del Buey	2	Rural		
11) El Recreo (El Tumbo)	1	Rural		
12) Carlos Rovirosa 2da Sección	185	Rural		
13) Carlos Rovirosa 2da Sección (La Costeñita)	134	Rural		
<b>Total</b>	<b>2434</b>		<b>105875</b>	<b>2359444</b>

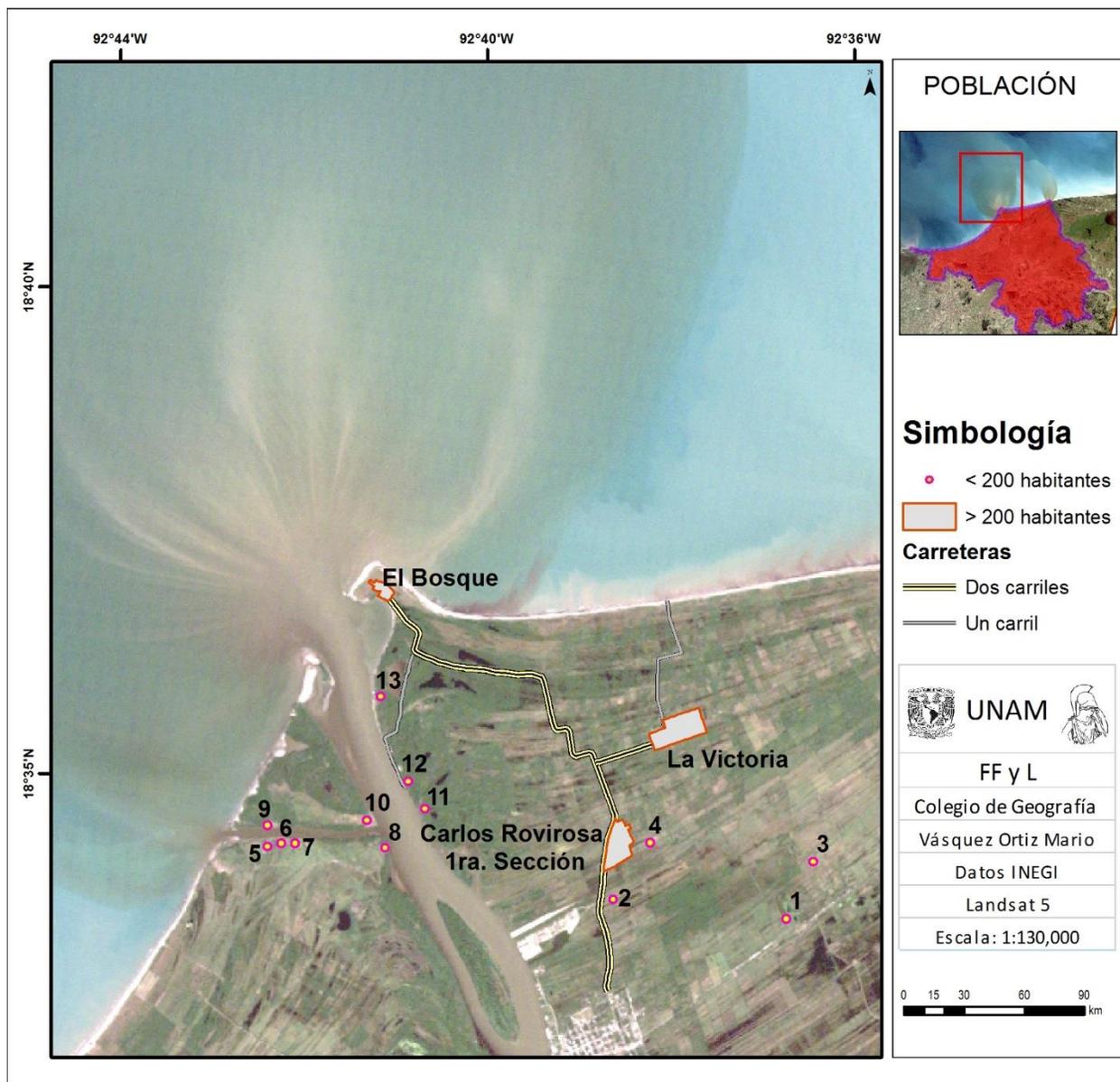
Las tres primeras localidades presentan la mayor cantidad población; sin embargo, todas las localidades son rurales, de acuerdo con el INEGI<sup>23</sup> 2015. La ubicación de estas localidades se pueden observar en el mapa 1.2. Los números están referidos a las localidades enlistadas en la tabla anterior.

---

<sup>21</sup> Población total del municipio de Centla en el año 2015 fue de 105,875 habitantes

<sup>22</sup> Población total del Estado 2,359444 habitantes.

<sup>23</sup> Una población se considera rural cuando tiene menos de 2500 habitantes, mientras que la urbana es aquella donde viven más de 2500 personas.



Mapa 1. 2. Ubicación de las localidades cercanas al área de estudio.

#### IV.3.2.2. ACTIVIDADES ECONÓMICAS

Las principales actividades económicas en estas localidades, según la Secretaria de Marina (SEMAR 2015) son:

- **Turismo:** En lo referente el ecoturismo, por la Reserva de La Biosfera Pantanos de Centla.
- **Agricultura:** se desarrolla bajo 2 condiciones: *Temporal*, en cultivos como maíz, arroz, sorgo y frijol. *Permanentes:* son los cultivos perennes, plantaciones de cacao, coco, caña de azúcar y cítricos.
- **Ganadería:** la más importante pertenece al ganado bovino.

- **Pesca:** esta actividad es la más importante en las localidades por su ubicación en el litoral. Las especies con mayor demanda son: pigua, camarón, robalo y mojarra.

### **IV.3.2.3. ASPECTOS FÍSICOS**

Los aspectos físicos de la zona de estudio se describen de acuerdo a las características que se presentan en ella y en las inmediaciones.

#### **IV.3.2.3.1. GEOMORFOLOGÍA**

La zona de estudio se encuentra en una unidad geomorfológica de delta (Ayala & Gutiérrez, 1990; Aguayo *et al.*, 1997; GET, 2006).

De acuerdo a, Arche (2010) los deltas son sistemas sedimentarios de geometría generalmente convexa, que destacan en una costa frente a la desembocadura de un río y que se forman cuando el aporte de sedimentos procedente de este río supera la redistribución de estos sedimentos por parte de procesos marinos tales como olas, corrientes y mareas.

Los deltas pueden formarse en el mar abierto, lagos y, aunque su morfología final puede ser muy variable, el proceso de formación siempre es básicamente el mismo: las corrientes fluviales, cargadas de sedimentos, desaceleran y se expanden al entrar en cuerpos de agua de grandes dimensiones al dejar estas confinadas, depositan gran parte o la totalidad de su carga sólida; se suele producir una distribución del grano según su tamaño, con los sedimentos más gruesos acumulados cerca de la desembocadura y los más finos en áreas más alejadas (Arche, 2010).

#### **Cordones litorales**

Cerca del delta del río se encuentran los cordones litorales lo cual (Psuty, 1965,1967; Bueno, Álvarez & Santiago, 2005) mencionan que los cordones se formaron con sedimentos aportados por el sistema deltaico Grijalva-Usumacinta, que se han depositado en los últimos 5000 años del Holoceno a partir de la estabilización del nivel del mar actual. En este tiempo la traza de la línea de costa se ha modificado continuamente, formándose los diferentes juegos de cordones que se disponen de acuerdo con la posición original de las desembocaduras o centros de depósito de los sedimentos, mapa 1.3. Estos sedimentos son retrabajados por las corrientes de playa; una vez que el oleaje constructivo edifica una playa acumulativa, ésta es modelada durante las tormentas por la acción del oleaje erosivo, formando una berma o escalón de playa más alto. Cuando este proceso se repite de forma sucesiva por lapsos de tiempo prolongados, se forma la planicie de cordones. La

mayoría de ellos tiene de uno a tres metros de altura; se encuentran separados por depresiones alargadas que forman cavidades con anchura de 20 a 100 m de longitud.

La línea de costa de la zona de estudio, de acuerdo a Hernández *et al.*, (2008) con un estudio realizado mediante la aplicación del método cartográfico histórico-comparativo de documentos correspondientes a los años 1943, 1972, 1984 y 1995, así como por observaciones y mediciones geomorfológicas de campo (2003-2004). Encontraron que el régimen de retroceso de la línea de costa desde el poblado de Sánchez Magallanes es de -3 a -5 m/año y de la desembocadura del río San Pedro y San Pablo de -8 a -9 m/año.

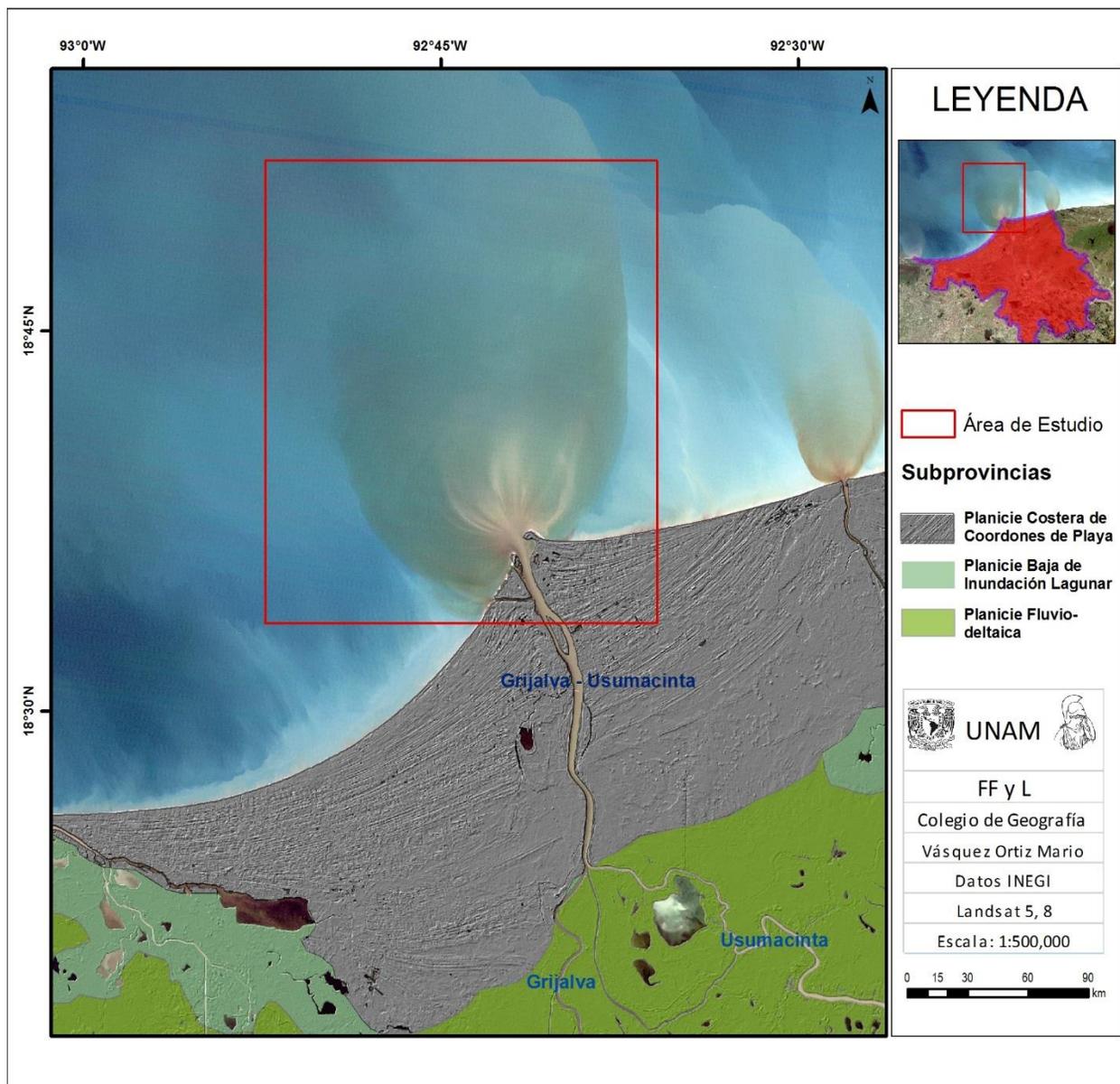
#### **IV.3.2.3.2. FISIOGRAFÍA**

El área de estudio se encuentra dentro de la provincia fisiográfica de la Planicie Costera del Golfo (PCG), la cual es una planicie de composición sedimentaria que se ha formado en su mayor parte por la depositación de minerales de las zonas montañosas de Chiapas y Guatemala, en combinación con un proceso de regresión marina que presenta el océano Atlántico que inició en el terciario inferior. Los lomeríos se han formado por depósitos fluviales que forman cordones a lo largo de las márgenes de los principales ríos como resultado de las inundaciones periódicas (GET, 2006).

A su vez de acuerdo a Bueno, Álvarez & Santiago (2005), el Estado de Tabasco y la PCG se dividen en subprovincias de escala media. La zona de estudio pertenece a la subprovincia (mapa 1.3), que se describe a continuación, además se expone los suelos y la cobertura vegetal presente.

#### **Planicie costera de cordones de playa**

Esta unidad está formada por una serie de cordones de arena paralelos a la línea de costa actual, entre los cuales hay depresiones sujetas a inundación. Estos cordones se extienden a lo largo de la costa por 250 km, desde la desembocadura del río Tonalá hasta el complejo lagunar de Términos formando una franja cuyo ancho de faja es de 150 a 200 m en la región comprendida entre los sistemas lagunares de Machona-Mecoacán y de 25 km en las inmediaciones de la desembocadura del río Grijalva (Bueno, Álvarez & Santiago, 2005).



Mapa 1. 3. Ubicación de las subprovincias y representación de los cordones litorales mediante la aplicación de un filtro direccional a la banda infrarroja.

## Vegetación

Las depresiones entre los cordones están sujetas a inundación temporal o permanente, por lo que la vegetación consiste principalmente de popal y tular. Además, se presentan marismas de manglares en zonas que tienen comunicación con el mar. La cobertura vegetal en los cordones recientes consiste predominantemente de cocotales así como de pastizales inducidos, mientras que en los más antiguos se presenta vegetación hidrófita de tipo popal y tular (Bueno, Álvarez & Santiago, 2005).

## Suelo

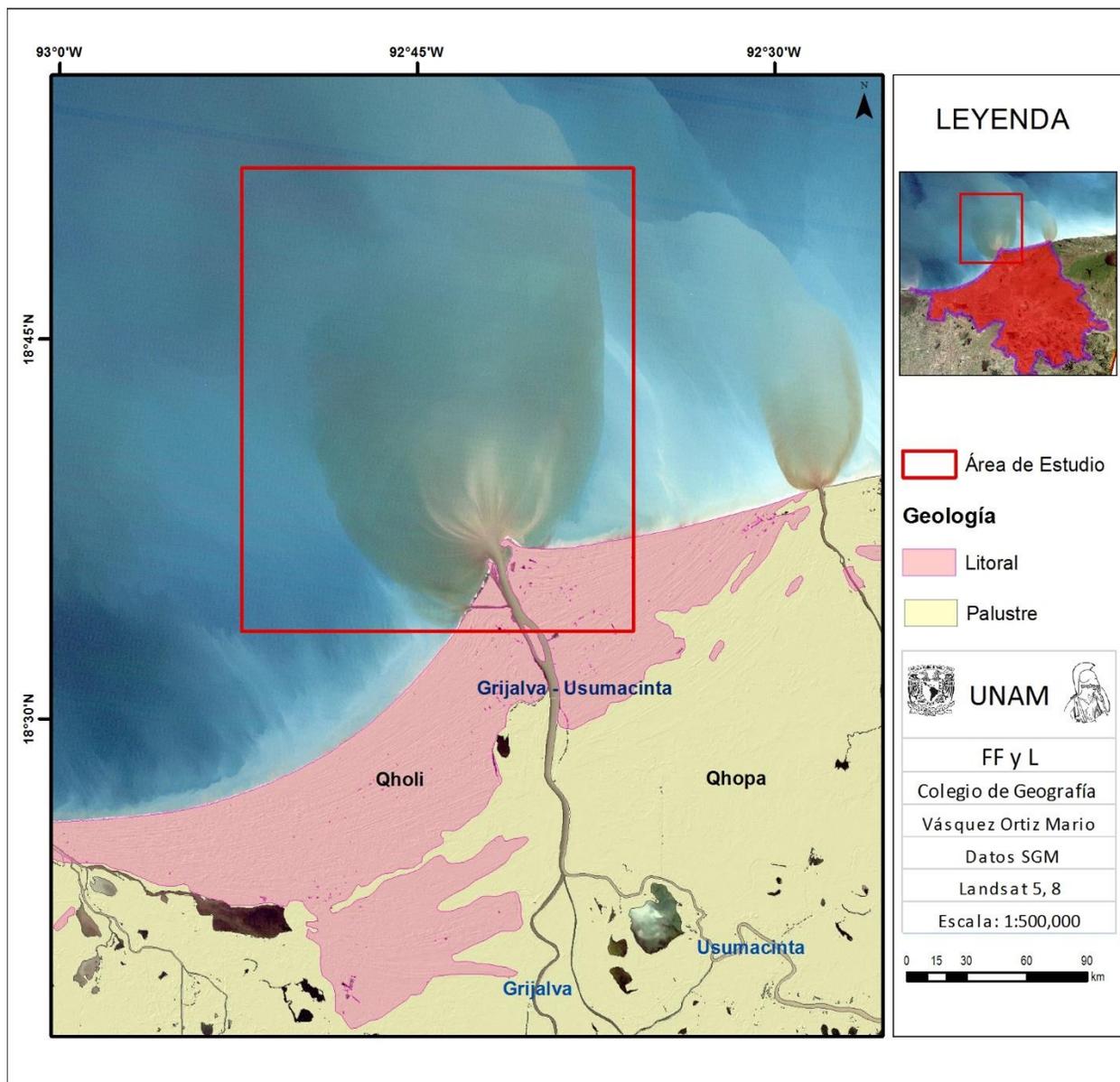
Bueno, Álvarez & Santiago (2005) señalan que los cordones son de edades diferentes, y que los inmediatos a la línea de costa son los más recientes. En función de la edad, los suelos muestran grados distintos de desarrollo, conformando una crono-secuencia de suelos.

- 1) En los cordones inmediatos a la línea de costa se desarrollan suelos de tipo Arenosol y Regosol. Estos suelos presentan un desarrollo muy incipiente, son de texturas arenosas y están muy bien drenados. Sus contenidos de materia orgánica (MO) son bajos (<2%).
- 2) El suelo en los cordones más antiguos, tiene mayores contenidos de MO y texturas franco-arenosas. Presentan un desarrollo más avanzado, mostrado a través de horizontes cámbicos de coloraciones naranjas.

#### **IV.3.2.3.3. GEOLOGÍA**

El área de estudio está relacionada con la evolución tectónica del Golfo de México y está íntimamente ligada con la apertura del mismo (Aguilera *et al.*, 2004). El Golfo de México es un área geológicamente antigua que ha experimentado movimientos verticales descendentes que forma parte de la Placa Norteamericana y cualquier movimiento de esta, se refleja en el Golfo (Ayala & Gutiérrez, 1990).

De acuerdo a, Aguilera *et al.* (2004) las unidades aflorantes en las inmediaciones de la zona de estudio sólo representan las fases más recientes de la evolución a partir del Holoceno. En los alrededores se encuentran depósitos de litoral (Qholi) formados por fragmentos de cuarzo y magnetita; y tierra adentro, depósitos en pantanos (Qhopa) constituidos por limo y arcilla de color oscuro con olor fétido. En el mapa 1.4 se pueden observar la distribución de estas unidades aflorantes.



Mapa 1. 4. Ubicación de las unidades aflorantes según el Servicio Geológico Mexicano SGM 1997, (Carta Frontera E15-5, ).

#### IV.3.2.3.4. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

El Estado de Tabasco es la zona del país donde se localiza la red hidrológica más compleja y se registran las mayores precipitaciones pluviales. La abundancia de escurrimientos superficiales, así como el escaso relieve de la llanura costera, dan lugar a la formación de drenaje anastomosado, meandros, lagunar, pantanos y llanuras de inundación (GET, 2006).

Las características topográficas del terreno, con muy pocas elevaciones o desniveles, condicionan el curso de los ríos y los procesos de sedimentación, por lo que su curso suele ser sinuoso, de tipo

meándrico y con llanuras de inundación, lo que a su vez da lugar a lagunas en las cercanías de los márgenes (GET, 2006).

El área de estudio pertenece a la región hidrológica (RH-30), Grijalva-Usumacinta, la cual abarca territorio mexicano y guatemalteco; en México está limitada al norte por el Golfo de México y al sur por el parteaguas continental de la Sierra de Soconusco (GET, 2006). A su vez, esta región se subdivide en dos cuencas que se describen a continuación enfocándose a la zona de estudio.

#### **Cuenca río Usumacinta**

La temperatura media anual es de 24° a 28°C; la precipitación total anual varía de 1,500 mm a 2,500 mm. El volumen de escurrimiento de la cuenca en el estado es de 702 183 Mm<sup>3</sup> anuales. En esta cuenca los cauces de mayores dimensiones son utilizados como vías de comunicación, abastecimientos a centros poblacionales y en menor escala a la industria (GET, 2006).

#### **Cuenca río Grijalva**

Esta cuenca ocupa la mayor extensión en el Estado de Tabasco. Recibe aportaciones menores de varios ríos, antes de su confluencia con el Usumacinta. La temperatura media anual varía de 24° a 28 °C y la precipitación total anual es de 1,500 a 4,000 mm. El volumen de escurrimiento de la cuenca en el estado es de 10 586.60 Mm<sup>3</sup> anuales (GET, 2006).

#### **IV.3.2.3.5. CLIMA**

El tipo de clima del área de estudio es Am(w), cálido húmedo con lluvias abundantes en verano (GET, 2006), el cual presenta periodos marcados de precipitación y sequía definido por las siguientes características:

##### **Temporada de lluvias**

Abarca de mediados de junio a mediados de septiembre y se origina por precipitaciones de tipo convectivo-orográfico producto de los vientos alisios del este y noreste que cargados de humedad chocan con el terreno (masas de aire caliente húmedo) produciendo lluvias que en general son de corta duración pero intensas. Además, dentro de este periodo se presenta la canícula o sequía intraestival que abarca de la segunda quincena de julio a gran parte del mes de agosto, caracterizada por altas temperaturas y días secos, bochornosos dentro de una fase húmeda (GET, 2006).

##### **Temporada de Nortes**

Ocurren a partir del mes de octubre, cuando la planicie es invadida por vientos anticiclónicos cargados de humedad. Los nortes ocasionan nublados constantes, disminución de la temperatura y lluvias de ligeras a fuertes, que a veces duran varios días e inclusive varias semanas. Los nortes se presentan del mes de septiembre al mes de febrero y raramente se extienden al de marzo (GET, 2006).

### **Época de estiaje**

Este periodo abarca desde febrero hasta principios de junio, se caracteriza por altas temperaturas, ausencia de nubosidad, y lapsos sin lluvia que se prolongan algunas semanas, es común que se presenten vientos cálidos del sur y sureste (GET, 2006). Por lo tanto esta temporada es la adecuada para realizar trabajos con PR debido a la relativa ausencia de nubosidad.

## **IV.4. ANTECEDENTES DEL ÁREA DE ESTUDIO**

La planicie costera del suroeste del Golfo de México, abarca desde Laguna de Términos Campeche, hasta el río Tonalá, Tabasco, comprende alrededor de 350 km, y por sus dimensiones, es la llanura fluvial-deltaica más extensa de México, con un escurrimiento medio anual de 10,560 millones de metros cúbicos (Jiménez & Maderey, 1990). Representa casi 35 % el escurrimiento total de las cuencas hidrográficas del país. El volumen de sedimentos en suspensión acarreados anualmente es de menos de 50 tons/km<sup>2</sup>, (Maderey, 1990).

En el año 2011, investigadores del Instituto de Ingeniería de la UNAM, realizaron un modelo hidrodinámico (YAXUM/3D), para el análisis y modelación del transporte total de sedimentos en el delta del río Grijalva hasta el delta del río San Pedro y San Pablo, la simulación fue del día 1 de marzo y terminó 15 del mismo mes. En esta simulación se registró 100 gr/m<sup>3</sup> de concentración de sedimentos (Herrera & Ramírez, 2012).

## **CAPÍTULO V. CONCENTRACIÓN DE SEDIMENTOS EN SUSPENSIÓN EN EL DELTA DEL RÍO GRIJALVA**

En este capítulo se presenta los materiales y métodos utilizados para cuantificar la CSS en el delta y pluma del río Grijalva-Usumacinta mediante método de laboratorio por muestreo *in situ* y estimación a través de imagen de satélite. En primer lugar se describe la planeación de la campaña de muestreo en campo, posteriormente se expone la metodología usada en el laboratorio para medir la CSS en las muestras de agua y la aplicación del algoritmo a la imagen satelital de la fecha de muestreo obtenida del sensor OLI de Landsat 8, después de aplicarle el PDI, descrito en el capítulo 3. Por último se presentan los resultados de estas actividades.

### **V.1.METODOLOGÍA**

De acuerdo a Qu (2014), para aplicar la tecnología de PR en un río con agua turbia por sedimentos suspendidos y para obtener la relación entre los datos de las imágenes de satélite, la CSS por muestreo *in situ*, así como la reflectancia debe de ser evaluado. Debido a estos factores, esta investigación consta de cuatro procesos esenciales:

- 1) Planeación del proyecto en gabinete.
- 2) Trabajo de campo y recolección de muestras *in situ*.
- 3) Análisis de laboratorio, para cuantificar la CSS en las muestras de agua tomadas en los distintos puntos del área de investigación.
- 4) Aplicación del PDI a la imagen satelital de la fecha de muestreo y empleo del algoritmo para la estimación de la CSS.

#### **V.1.1. PLANEACIÓN DEL PROYECTO EN GABINETE**

La carga de sedimentos en suspensión que transporta un río al llegar a su desembocadura forma una pluma de agua turbia que se extiende mar adentro, dicha pluma se aprecia a través de imágenes de satélite. El contenido de sedimentos aumenta la reflectancia del agua y está es registrada en las imágenes, por lo tanto es posible estimar la cantidad de CSS en mg/l. Para poder realizar esta tarea

fue necesario observar la dinámica de los sedimentos en suspensión mediante el área que cubre la pluma del río, así como su distribución geográfica con base en imágenes de satélite históricas de la familia Landsat.

La metodología del trabajo de gabinete constó de cuatro partes:

- 1) Recopilación y revisión de la información documental sobre el tema
- 2) Obtención de imágenes históricas de Landsat 5-7 y 8, y su respectiva corrección atmosférica con el método FLAASH. Las imágenes seleccionadas para analizar el área de distribución de la pluma del río fueron de fechas similares al día de la campaña en campo.
- 3) Determinación de los puntos de muestreo.
- 4) Selección de los materiales para el trabajo de campo.

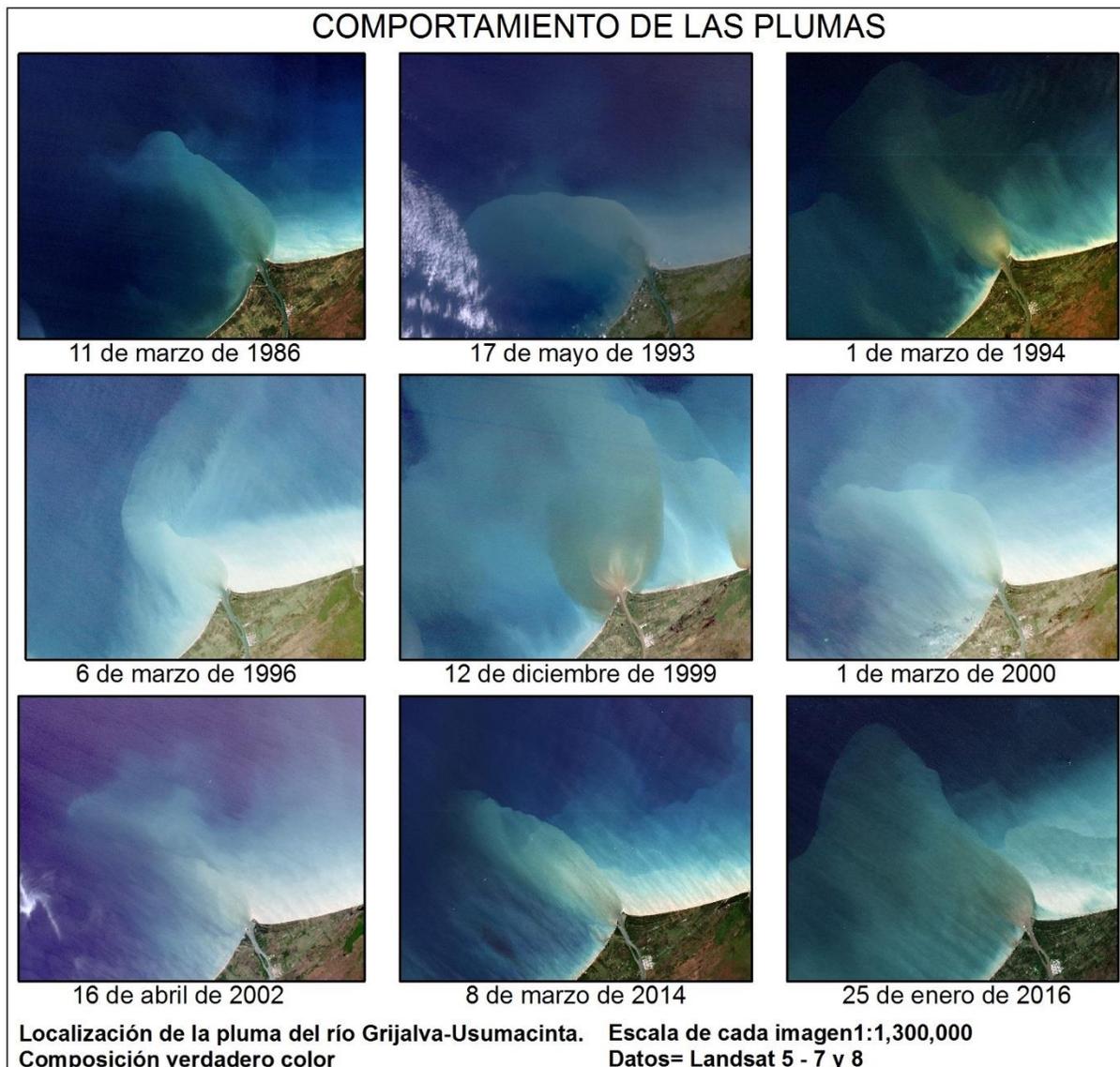
Se procesaron imágenes del satélite Landsat 5-7 y 8, de distintas fechas tomando como base desde 1986 hasta 2015 (mapa 1.5), para observar el comportamiento de la pluma del río Grijalva-Usumacinta. Dicha observación sirvió para delimitar la zona de estudio y posteriormente seleccionar los puntos de muestreo más adecuados mediante el método de muestreo aleatorio simple, debido a la variabilidad espectral que genera el color de la superficie acuática por los sedimentos en suspensión.

La zona de estudio se dividió de acuerdo al método de muestreo en 30 puntos, para obtener las muestras *in situ*. Este número de puntos se eligió debido a la limitación del tiempo de muestreo, correspondiente a 2 horas antes y 2 horas después del paso del satélite (16:35), ya que comúnmente con base en Jensen, (2007) rara vez se recopila datos de PR en el nadir de una a dos horas del mediodía. Los citados puntos fueron elegidos con base a las imágenes de satélite de fechas similares al día de la campaña tomando en cuenta el comportamiento de la pluma que conforma los sedimentos en suspensión. Por otro lado, tratando que los puntos de muestreo estén lejos de la orilla de la desembocadura para evitar el efecto de adyacencia de la reflectividad del suelo, vegetación, así como de otras cubiertas (mapa 1.6).

Una vez obtenido los puntos de muestreo se recopiló el material necesario para adquirir las muestras de campo. Estos materiales son los siguientes:

- 1) Lancha
- 2) Chalecos
- 3) Botellas de 1 litro de capacidad

- 4) Marcador de tinta indeleble
- 5) Tomador de muestra
- 6) Brújulas
- 7) GPS Garmin
- 8) Espectroradiómetro (GER-1500)
- 9) Hieleras
- 10) Instrumento para medir la profundidad (*Speedtech Instruments*).



Mapa 1. 5 Dinámica de la distribución de la pluma en el delta del río Grijalva-Usumacinta.

### V.1.2. TRABAJO DE CAMPO

Se seleccionó el día adecuado para la campaña de acuerdo al calendario del paso del satélite Landsat 8 OLI TIRS, por la zona de estudio. Este día debe de presentar las condiciones meteorológicas adecuadas, es decir libre de nubosidad. Para lograr este objetivo se buscó el día, con base en diversas instituciones y páginas de internet como son: Meteored, CONAGUA, y SAILFLOW (<http://www.sailflow.com/map#18.209,-93.848,6,1,!15959,2> ), tomando como base este último, por presentar un mayor acierto en sus pronósticos.

El día elegido fue el 25 de enero de 2016, por presentar las condiciones meteorológicas adecuadas para la toma de las muestras. Una vez en la zona de estudio, para llegar a los puntos de muestreo se navegó con ayuda de una lancha (figura 4.9) y se localizaron los sitios con brújula y navegadores GPS Garmin. Sin embargo de los 30 puntos mapeados se muestrearon un total de 29 (ver mapa 1.6), no considerando el segundo punto.



Figura 4. 9 Equipo de trabajo para navegar hacia los puntos de muestreo en la desembocadura del río Grijalva-Usumacinta.

Localizado el punto de muestreo de acuerdo a Hudson (1997), la forma más sencilla de obtener la muestra de sedimentos en suspensión consiste en sumergir un recipiente en la corriente, en un punto en el que este bien mezclada.

En el punto de muestreo se tomaron los siguientes datos:

1. Anotación de las coordenadas UTM zona 15, de los puntos de muestreo.
2. Obtención de 0.6 a 1 litro de agua para el análisis de sedimentos suspendidos.
3. Medida de la profundidad desde la superficie, se dispara ondas electromagnéticas mismas que regresan y dan el resultado en pies (ft).

De manera aleatoria y adicional a los datos anteriormente indicados se obtuvo:

4. Obtención de la respuesta espectral del agua con los sedimentos suspendidos, mediante el espectroradiómetro, para la evaluación del método de corrección atmosférica así como la estimación de la CSS.

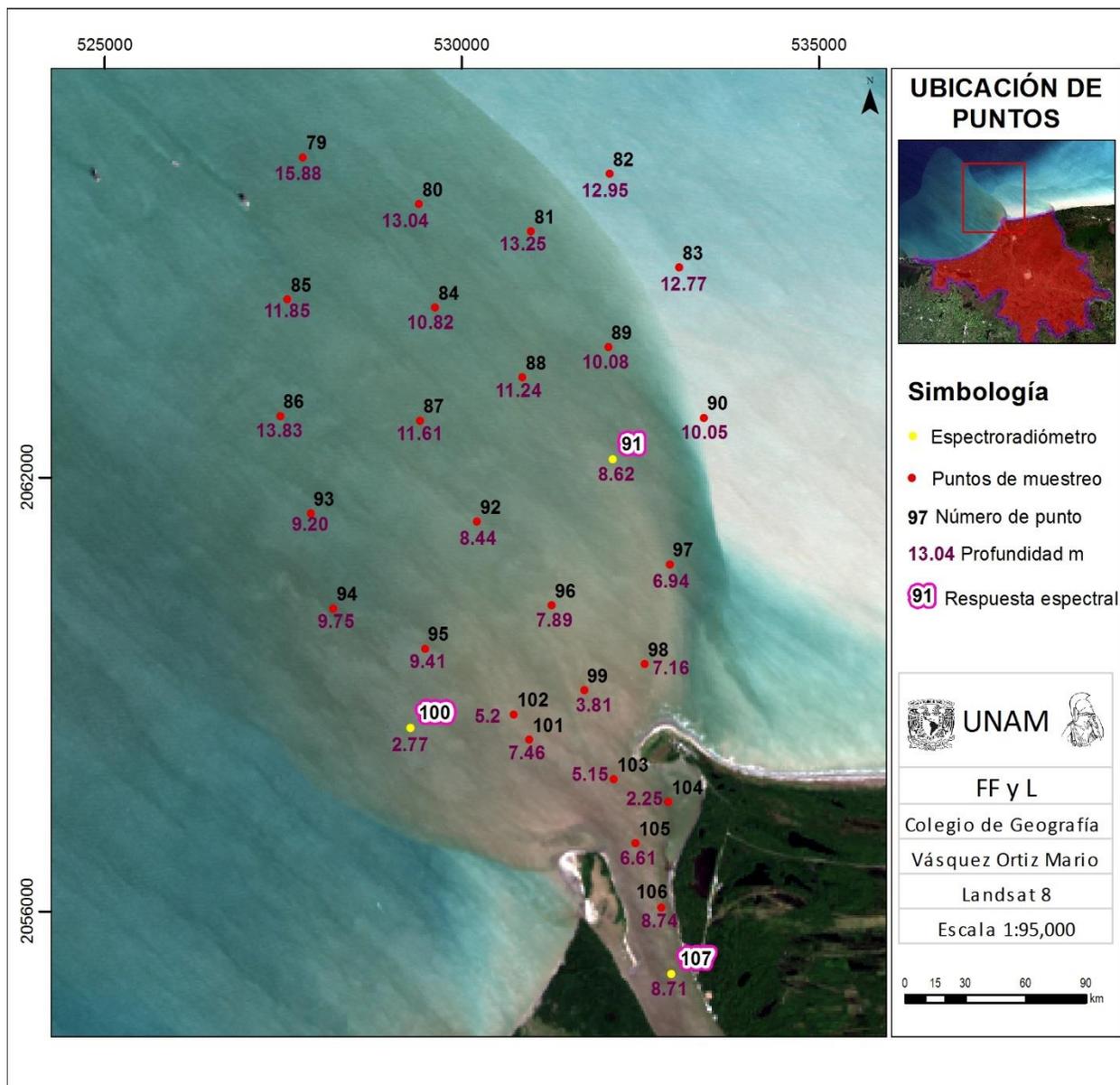
La representación geográfica de los sitios de muestreo se presenta en el siguiente apartado y se indica la obtención de cada uno de los objetivos antes mencionados.

#### **V.1.2.1. SITIOS DE MUESTREO**

En el trabajo de campo se localizaron los puntos de muestreo previamente elegidos en gabinete, sin embargo, se tomaron nuevas coordenadas mediante el GPS Garmin, para comparar las coordenadas tomadas en el área de estudio. En el siguiente mapa 1.6, se localizan los nuevos puntos de muestreo enumerados de menor a mayor (de norte a sur), así como la medida de la profundidad en metros de la capa de agua, y se especifica los puntos en donde se obtuvieron las respuestas espectrales.

De acuerdo a Chuvieco (2002) para las imágenes Landsat, la banda azul se ve afectada por la reflectividad del suelo si la profundidad de la columna de agua es menor a 6.4 m. En la zona de investigación el punto 99, 100, 102, 103 y 104 son afectados por este factor. Para el caso de la banda verde con una penetración de 3 metros, el punto 100 y 104 son afectados, y para la banda roja con una penetración de 2.1 m, ningún punto de muestreo es afectado. Debido a estos factores es importante llevar a cabo una medición de la profundidad de cada punto de muestreo para tratar de evitar la reflectividad del suelo de fondo.

El algoritmo para la estimación de la CSS con concentraciones menores a 100 mg/l, de acuerdo a Topliss *et al.*, (1990) utiliza la banda verde y roja, por lo tanto sólo los puntos 100 (2.77 m) y 104 (2.25 m) pueden estar afectados por la reflectancia del suelo.



Mapa 1. 6. Ubicación de los nuevos puntos de muestreo, medida de la profundidad de cada punto y obtención de la respuesta espectral.

### V.1.2.1. TOMA DE LAS MUESTRAS

En la recolección de las muestras: 1) primero se etiquetó con un marcador indeleble cada botella (figura 4.10) para que sea identificada, 2) se enjuagó el recipiente con el agua del punto a estudiar

para eliminar las impurezas, 3) se tomó la cantidad de agua necesaria, con el tomador de muestra para llenar la botella.



Figura 4. 10. Anotación del número de punto y toma de la muestra.

El volumen de agua para las muestras en cada punto fue de 0.6 a 1 litro. Posteriormente las botellas se colocaron en dos hieleras para su transporte hacia el laboratorio. En este espacio las botellas de las muestras se conservaron refrigerados (4°C) para evitar la actividad de los organismos como el fitoplancton que pueden afectar a la CSS hasta su análisis, el cual comenzó el 27 de enero de 2016.

#### **V.1.2.2. OBTENCIÓN DE LAS RESPUESTAS ESPECTRALES**

Las respuestas espectrales se obtuvieron con un espectroradiómetro cuyo rango de medición es de 296.71 a 1092.08 nm en intervalos de 1.5 nm aproximadamente. Por lo tanto este contiene un total de 511 bandas espectrales. Por lo anterior, este espectroradiómetro es ideal para la medición de la radiación electromagnética que refleja los sedimentos en suspensión.

La obtención de las respuestas espectrales mediante el espectroradiómetro se realizó en los puntos estratégicos (mapa 1.6). Para registrar la respuesta espectral se realizó lo siguiente:

- 1) Se calibra el espectroradiómetro con el cuerpo blanco que es la referencia.
- 2) Posteriormente se mide la respuesta espectral del objetivo, que corresponde al target<sup>24</sup>.

Los datos del espectroradiómetro se obtienen en formato ASCII, que posteriormente se pasan a Excel. Para determinar la reflectancia con los datos, se realiza la división de la energía incidente y

---

<sup>24</sup> El Target corresponde al objetivo, es decir la cubierta a medir la reflectancia

la reflejada. Una vez obtenido la reflectancia se grafica, en donde el eje de las ordenadas (y) corresponde al valor de la reflectancia y el eje de las abcisas (x) a la longitud de onda.

### **V.1.3. TRABAJO DE LABORATORIO**

El sedimento contenido en un volumen medido de agua se filtra, se seca y pesa (Hudson, 1997). Este análisis se realizó los días 27, 28, 29 de enero y 2 de febrero del presente año, en el Laboratorio de Ingeniería Sanitaria y Ambiental del Posgrado en Ingeniería de la Facultad de Ingeniería. Para obtener la CSS es necesario contar con los materiales y realizar el procedimiento adecuado como lo indica la norma NMX-AA-034-SCFI-2015.

La preparación de los materiales para el análisis de la CSS consistió en lo siguiente:

- 1) Marcar los crisoles Gooch para su reconocimiento y la colocación del filtro (Whatman 2 micrómetros).
- 2) Poner en peso constante los crisoles, mediante el secado en la estufa con una temperatura de 105.1 °C.
- 3) Pesar los crisoles las veces necesarias para la obtención del peso constante, con una balanza analítica para obtener datos precisos (figura 5.1).
- 4) Una vez en peso constante, se midió un total de 100 mililitros.
- 5) Obtención de los sedimentos no filtrables de la muestra de 100 ml mediante la fibra de 2 micrómetros previamente colocados en el crisol, y con la ayuda de la bomba de vacío que se conecta al matraz de filtración.
- 6) Se colocan los crisoles con los sedimentos suspendidos en la estufa a 105.1 °C durante el tiempo necesario para el secado.
- 7) Asegurándose de la eliminación de la humedad se realiza el peso final con la balanza.
- 8) Aplicación de la fórmula para la obtención de la CSS.



Figura 5. 1. Obtención del peso constante de los crisoles.

En la figura 5.1, se puede observar los crisoles en el desecador para evitar la humedad durante el peso del mismo. La estufa debe mantenerse a la misma temperatura para acelerar el peso constante de los crisoles. Una vez que los crisoles quedan en peso constante, se procede a medir la cantidad necesaria de agua en este caso de 100 mililitros para recuperar los sedimentos en suspensión a través de la filtración con la bomba de vacío y matraz, como se puede observar en la siguiente figura 5.2.

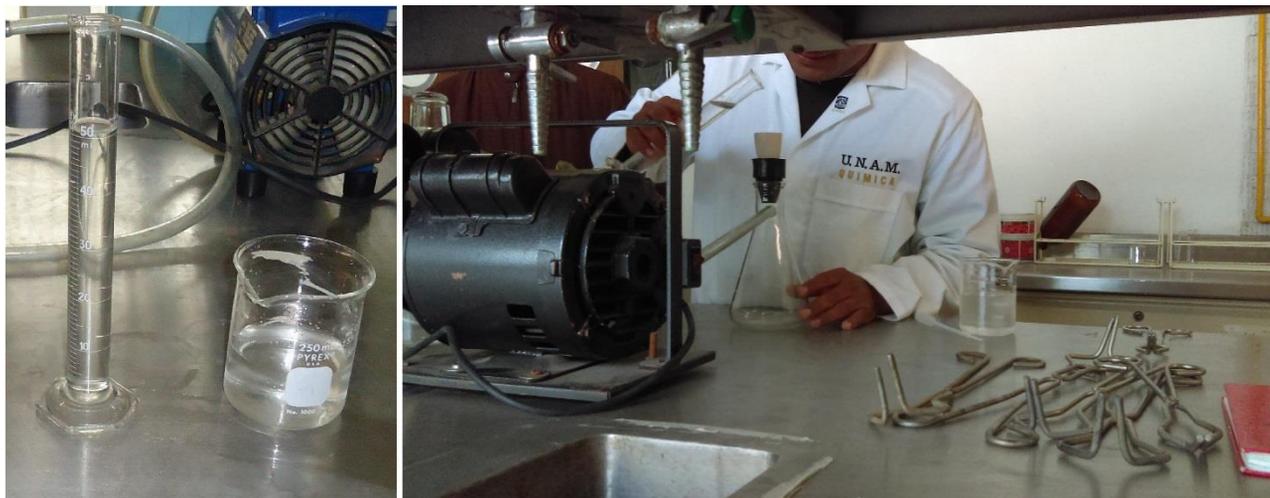


Figura 5. 2. Medición de la cantidad de muestra a filtrar y obtención de los sedimentos en suspensión.

Después de la filtración, se colocaron nuevamente los crisoles en la estufa a 105.1 °C durante el tiempo necesario en este caso fue de más de 12 horas para eliminar la humedad y obtener el peso final como se puede observar en la siguiente figura 5.3.



Figura 5. 3. Peso final y crisoles con sedimentos.

Después de obtener el peso final, mediante la ecuación 25 (Vázquez *et al.*, 2015) se calcula la concentración de sedimentos en suspensión en mg/l.

$$CSS \left( \frac{mg}{l} \right) = \left( \frac{W_{css} (mg) - (W_{cg} + f(mg))}{V_m(l)} \right) * 1000 \quad (25)$$

Dónde:

$CSS$ =concentración de sedimentos en suspensión en mg/l

$W_{css}$ =peso total del crisol Gooch más el filtro con contenidos de sedimentos

$W_{cg} + f$ =peso del crisol Gooch más el filtro

$V_m$ =Volumen de la muestra

Ejemplo con el dato del punto 91

$$CSS \left( \frac{mg}{l} \right) = \left( \frac{19.2425 (mg) - 19.2302(mg)}{0.1(l)} \right) * 1000$$

$$SSC(mg/l) = 123 mg/l$$

#### V.1.4. PROCESAMIENTO DIGITAL DE IMÁGENES

Para obtener la estimación de la CSS de las bandas espectrales de la imagen correspondiente al día de muestreo, previamente se aplicaron las técnicas del PDI, con el software ENVI 5.3.

Primeramente se realizó la corrección radiométrica que consiste en convertir los ND a valores físicos de reflectancia con corrección atmosférica. Para esta última corrección, se utilizaron dos métodos que fueron comparados con la medida de la respuesta espectral *in situ* con el espectroradiómetro.

### V.1.4.1 MÉTODOS DE CORRECCIÓN ATMOSFÉRICA

Para elegir el método de corrección atmosférica se evaluaron las respuestas espectrales tomadas en campo con el espectroradiómetro y se compararon con las firmas obtenidas de la imagen corregida por dos métodos: FLAASH y sustracción de objetos oscuros. Es importante mencionar que la respuesta espectral de Landsat 8 se obtuvo únicamente con 7 bandas y con el espectroradiómetro se utilizaron 316 bandas con intervalos de 1.5 nm aproximadamente. Se compararon las respuestas espectrales de los sitios de muestreo con las firmas de la imagen, aunque solo se presenta como ejemplo el punto 107.

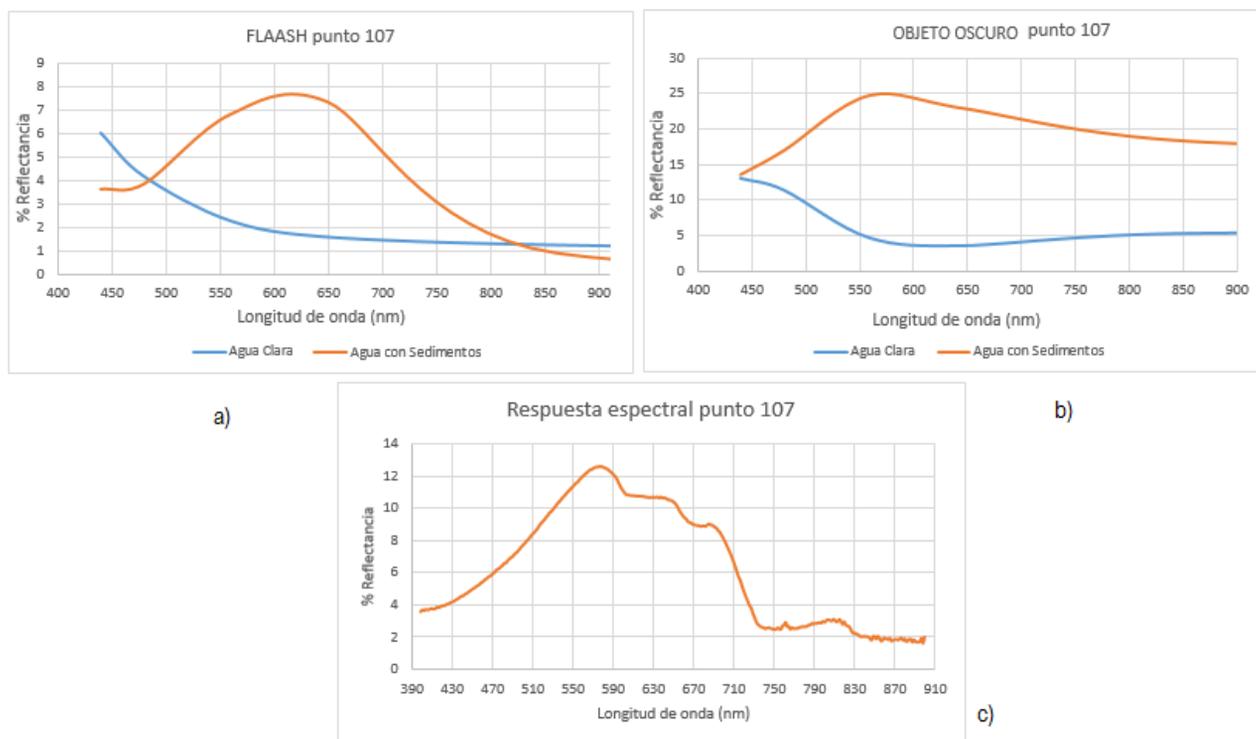


Figura 5. 4. Respuesta espectral de la imagen del sensor OLI; figura a) con el método de corrección atmosférica FLAASH; b) con el método corrección atmosférica de sustracción del objeto oscuro. Figura c) respuesta espectral tomada con el espectroradiómetro.

Como se puede observar en la figura 5.4, la medición de la respuesta espectral *in situ* del punto 107 (figura 5.4 inciso c), presenta en el rango espectral de 550 a 650 nm un mayor valor en porcentaje (2 a 4 %), de la reflectancia que el método FLAASH (figura 5.4 inciso a) debido a que la atmósfera

no influye en el viaje de la radiación electromagnética que capta el espectroradiómetro. Sin embargo, como se puede apreciar en la siguiente figura 5.4 inciso b) el método de sustracción del objeto oscuro presenta en el rango espectral de 450 a 900 nm un mayor porcentaje (3 a 12 %) de reflectancia comparada con la medición mediante el espectroradiómetro.

El método FLAASH presentó una mejor relación con la respuesta *in situ* del mismo punto, como se puede observar en la figura 5.4 (inciso a y c), debido a que considera parámetros importantes como el impacto de la atmósfera y toma el código de transferencia radiativa atmosférica MODTRAN4, lo que permite la selección directa de los modelos atmosféricos estándar y el tipo de aerosoles, presente en la zona. Estos parámetros permiten modelar la atmósfera y corregir el impacto del mismo en la imagen. Sin embargo, como se comentó en el tema de las correcciones atmosféricas, estas tratan de recuperar la reflectancia como sería realmente en superficie. Pero estos modelos atmosféricos son aproximaciones a la realidad por lo tanto en la respuesta espectral obtenida de la imagen presenta valores bajos en porcentajes (2 a 4 %) en la reflectancia.

El método de la sustracción del objeto oscuro no resultó adecuado debido a que presenta mayores valores (3 a 12%) de reflectancia en todas las longitudes de onda, esto debido a que únicamente corrige el efecto de la dispersión del efecto aditivo, es decir, recorre el histograma al origen asumiendo que elimina el efecto atmosférico. Por otra parte la sustracción del objeto oscuro no considera la transmisividad del flujo incidente y reflejado. Además, la respuesta espectral de los sedimentos en suspensión difiere de la respuesta teórica.

También se obtuvo la respuesta espectral del agua clara o pura de la imagen. En esta respuesta la corrección por el método FLAASH también presentó buenos resultados. El punto de ejemplo presenta las coordenadas 442545 E, y 2181405 N, UTM zona 15, en donde la influencia de los sedimentos prácticamente fue nula (figura 5.4 inciso a). Por lo tanto se puede observar que los sedimentos en suspensión influyen en la reflectancia del agua a partir de los 480 nm perteneciente al espectro azul, aumentando los valores entre los 600 y 650 nm y decayendo a partir de los 730 nm, correspondiente al infrarrojo cercano como se puede apreciar en la figura 5.4. Esta característica se puede observar en la respuesta espectral por ambos métodos: *in situ* y estimada con la imagen.

De los dos métodos de corrección atmosférica antes mencionados, la corrección por el método FLAASH presentó una mejor relación en cuanto al valor de la reflectancia de acuerdo a la respuesta

espectral con el espectroradiómetro. Por lo anterior el método FLAASH se utiliza para la aplicación del algoritmo para el cálculo de la CSS.

Posteriormente, de la aplicación de la corrección radiométrica y atmosférica se recortó la imagen para abarcar solamente el área de estudio.

Otro tipo de procesamiento realizado a la imagen fue el de corrección por error de sal y pimienta. Para eliminar este error en las inmediaciones de la pluma, se aplicó un filtro de media con un Kernel de 3 x 3, para suprimir este inconveniente. Posterior al procesamiento se realizaron dos índices (NDVI y NDWI) con el objetivo de tener píxeles con características espectrales propias del agua y agua con sedimentos. La metodología antes mencionada es esencial para eliminar los errores de la imagen como se comentó en el capítulo tercero y llegar al punto de calcular la CSS.

#### V.1.5. APLICACIÓN DEL ALGORITMO

Para el cálculo de la CSS con imágenes de satélite, en este caso de la plataforma Landsat, de acuerdo a Topliss *et al.*, (1990) que propusieron tres algoritmos. Sin embargo el más adecuado para la simulación de datos CSS, se forma a partir de pares de relaciones o expresiones cuadráticas de cocientes, donde:

$$\log_e CSS = pR_1 + qR_1^2 + l \quad (26)$$

Que es igual a

$$\log_e CSS = 9.2 \left( \frac{B4}{B5} \right) + 2.8 \left( \frac{B4}{B5} \right)^2 + 9.4 \quad (27)$$

Topliss *et al.*, (1990) la relación del algoritmo de segundo grado se utiliza con la banda 4 (500-600 nm), la banda 5 (600-700 nm) y la banda 6 (700-800 nm), para las distintas concentraciones. Para determinar concentraciones de 5-100 mg/l, se utiliza la banda 4 y 5, y para valores de concentraciones que van de 100-1000 mg/l, da buenos resultados utilizar la banda 5 y 6. Las bandas antes mencionadas corresponden a la banda 3, 4 y 5 en el caso del sensor OLI.

Las bandas 2, 3, 4 y 5 de Landsat 8 OLI, son utilizadas debido a que en el espectro visible presentan una alta reflectancia por parte de los sedimentos y en el caso del infrarrojo cercano presenta una alta absorción, como es típico en el comportamiento del espectro electromagnético en medios acuáticos.

Una vez aplicados los pre-procesamientos e índices que permiten obtener una imagen con la respuesta espectral propia del agua, se aplicó el algoritmo de acuerdo a la fórmula 27 con la herramienta Band Math de ENVI. Se utilizó la banda 3 (verde, 530-590 nm) y la banda 4 (roja 640 a 670 nm), correspondiente a Landsat 8 OLI, debido a que el 96.55% de los resultados de laboratorio reportó CSS menores a 100 mg/l. La aplicación del algoritmo en el PDI es una transformación que genera una nueva imagen en donde se representa la CSS en mg/l. La representación de la imagen resultante se puede observar en el mapa 1.7.

### **V.3. RESULTADOS**

En el apartado anterior se presentaron las metodologías que se utilizaron para el cálculo de la CSS mediante análisis de laboratorio por muestreo *in situ* y cálculo mediante técnicas de PR. En este apartado se presenta los valores de la CSS medidos en laboratorio y estimado mediante la aplicación del algoritmo a la imagen de satélite Landsat, propuesto por Topliss *et al.* (1990) para las aguas costeras en Canadá y la pluma del río Mackenzie.

La cuantificación de los sedimentos en suspensión permite analizar la distribución geográfica de la pluma, así como la cantidad en mg/l. Por lo anterior, es esencial representar la CSS en gráficas, tablas y la representación cartográfica.

#### **V.3.1. CÁLCULO DE LA CSS**

Los valores de la CSS calculada en laboratorio por muestreo *in situ* y estimado mediante la imagen de satélite para cada uno de los puntos de muestreo se aprecian en la tabla 9. En la columna de diferencia se observa la cantidad en mg/l, que es mayor o menor la medida de laboratorio respecto a la estimada. La fila de color rojo supera con 99.67 mg/l, las filas en color blanco pertenecen a las CSS que superan con más de 20 a 90 mg/l y las filas de color azul de 0 a 20 mg/l; respecto a la estimada por imagen de satélite. Por otro lado las filas de color verde representan las zonas en donde la concentración mediante laboratorio es menor respecto a la estimada por técnicas de PR.

Como se puede observar en la tabla 9, los valores de la CSS medido en laboratorio fueron mayores a los estimados mediante imágenes de satélite, principalmente del punto de muestro 79 al punto 99.

A partir del punto de muestreo número 100, la cantidad de CSS estimado con la imagen de satélite es mayor que el resultado de laboratorio. A excepción del punto 101 y 105.

Tabla 8. Valores de la CSS en mg/l medido en laboratorio y estimado mediante imágenes de satélite Landsat 8 OLI TIRS.

No. PUNTO	COORDENADA X	COORDENADA Y	CSS <i>in situ</i> (mg/l)	CSS con imagen (mg/l)	Diferencia
79	527775	2066435	53	30.81	22.19
80	529401	2065785	66	28.48	37.52
81	530971	2065411	80	27.05	52.95
82	532072	2066206	61	26.36	34.64
83	533047	2064907	95	24.73	70.27
84	529626	2064353	113	27.64	85.36
85	527556	2064465	53	29.01	23.99
86	527457	2062853	62	29.05	32.95
87	529415	2062788	93	26.15	66.85
88	530853	2063386	39	25.73	13.27
89	532053	2063807	55	26.15	28.85
90	533391	2062829	64	21.47	42.53
91	532112	2062253	123	23.33	99.67
92	530212	2061395	61	24.18	36.82
93	527884	2061507	42	27.84	14.16
94	528203	2060188	48	26.08	21.92
95	529486	2059633	59	22.92	36.08
96	531258	2060231	45	21.99	23.01
97	532914	2060800	26	23.05	2.95
98	532565	2059419	55	21.14	33.86
99	531716	2059056	44	20.28	23.72
100	529276	2058538	15	22.76	-7.76
101	530948	2058372	44	19.98	24.02
102	530726	2058723	17	20.38	-3.38
103	532126	2057825	15	19.93	-4.93
104	532894	2057510	14	23.11	-9.11
105	532435	2056940	22	19.74	2.26
106	532794	2056046	11	20.01	-9.01
107	532932	2055129	16	20.33	-4.33

El gráfico de dispersión entre la CSS medida en laboratorio y estimada mediante la imagen de satélite se aprecia en la siguiente figura 5.5.

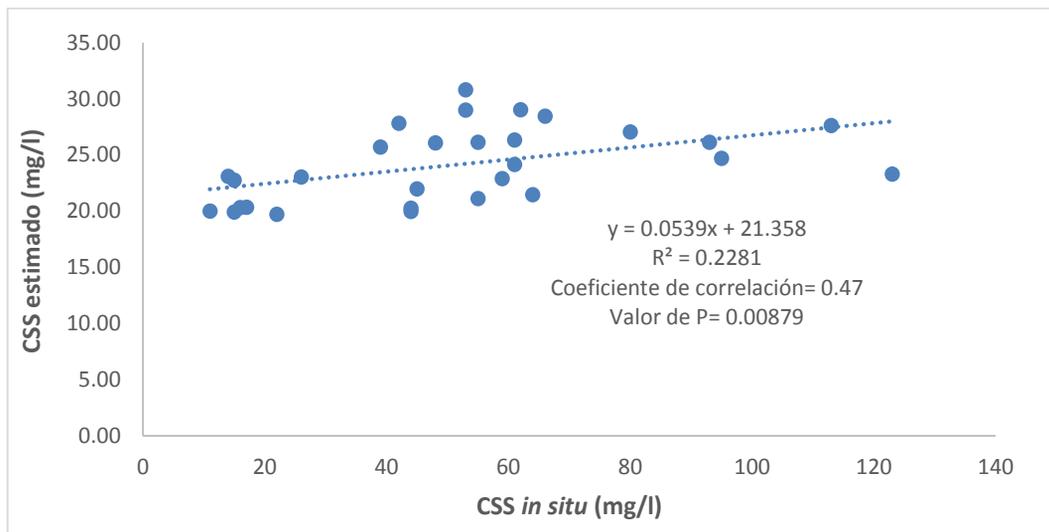


Figura 5. 5. Modelo de regresión lineal de la CSS calculado en laboratorio y estimado mediante la imagen de satélite de los puntos de muestreo.

Del análisis de regresión del cálculo de la CSS en laboratorio y el estimado mediante el algoritmo se obtuvo un coeficiente de correlación de 0.47, por lo tanto la linealidad de estas dos variables no es buena. Asimismo, la confiabilidad del modelo no es adecuado, ya que el coeficiente de determinación fue de  $R^2 = 0.2281$ , lo que sugiere que la varianza explicada por el modelo es de 22%, por consiguiente las variables tienen poca relación entre sí. Para probar la significancia estadística en la correlación se puede utilizar el valor de P, donde, generalmente se elige un nivel de significancia de 0.05. Entonces, según Gonzáles (2007) se plantea el juego de hipótesis:

Ho: si el valor de  $P > 0.05$ , se rechaza Ho, no se puede estimar la CSS con imágenes de satélite.

Ha: si el valor de  $P \leq 0.05$  no se rechaza Ha, si se puede estimar la CSS con imágenes de satélite.

El valor de P en la correlación resultó ser de 0.00879 y no se rechaza Ha, por lo tanto es menor a 0.05 lo que significa que el valor observado de la estadística de prueba es significativa y existe la posibilidad de estimar la CSS mediante imágenes de satélite con el algoritmo.

En la presente investigación se realizaron dos métodos de medición de la CSS; por consiguiente, de acuerdo a Chuvieco (2002), con los datos de referencia (*in situ*), puede calcularse el error de la estimación que se haya realizado a partir de la imagen utilizando pruebas estadísticas de significación. La prueba más común es emplear el error cuadrático medio (ECM):

$$ECM = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(Z_{(si)} - z_{(si)})^2}{n}} \quad (28)$$

Donde  $Z_{(si)}$  es el valor real (medición *in situ*);  $z_{(si)}$  es el valor del modelo (valor de la imagen); y  $n$  es el número de observaciones.

El valor del ECM de los resultados de la CSS es de 38.71 mg/l, lo que indica la diferencia entre el estimador y el valor real, por lo tanto significa que el algoritmo aplicado a la imagen predice las observaciones con una baja precisión como indica el coeficiente de correlación.

### V.3.2. COMPARACIÓN DE LA RESPUESTA ESPECTRAL Y LA MEDICIÓN DE CSS

Para poder analizar la CSS mediante la respuesta espectral tomada *in situ* se compara con la respuesta espectral teórica, en donde se representa el porcentaje de la reflectancia de acuerdo a la CSS.

Con el espectroradiómetro se midió la respuesta espectral *in situ* de los puntos de muestreo 91, 100 y 107. Las respuestas son similares a la respuesta teórica (presentada en el primer capítulo en el tema de respuesta espectral de los sedimentos), debido a la similitud en la reflectancia de los sedimentos en suspensión figura 5.6 inciso a y b. Comparando la respuesta espectral *in situ* y la teórica da una posibilidad de reconocimiento del tipo de tamaño de partícula de los sedimentos que transporta el río, y que lleva la pluma. Se puede observar que dominan las partículas de tamaño de limos ya que la máxima reflectancia de la respuesta espectral tomadas en campo está entre los 550 a 600 nm, tomando como referencia la teórica. Por otro lado el porcentaje de reflectancia tiende a ser similar, ya que no se presentó reflectancias menores al 5% correspondiente a los sedimentos de tamaño de partícula, de tipo arcilla.

El punto 91 presenta el mayor valor en la reflectancia con 16.5% correspondiendo a partículas de tipo limo. Este punto también coincide con el sitio de mayor CSS calculado en el laboratorio con 123 mg/l como se puede apreciar en la tabla anterior 9. Sin embargo la CSS teórica, la cual es de 1000 mg/l aproximadamente (figura 5.6 inciso a). La concentración medida de la muestra de campo y la teórica hay una diferencia de 877 mg/l.

El punto 100 presenta un porcentaje de 8.1% en el valor de la reflectancia, con una concentración de 15 mg/l, sin embargo de acuerdo a la respuesta teórica debería tener una concentración de 100 a

150 mg/l aproximadamente. En este punto la diferencia medida de la muestra de campo y la teórica oscila entre 85 a 135 mg/l.

El punto de muestreo 107 presenta un porcentaje de 12.5 % en el valor de la reflectancia, con una concentración de 16 mg/l, pero en la respuesta teórica correspondería a 500 mg/l aproximadamente. La diferencia entre la concentración de la muestra de campo y la teórica es de 484 mg/l.

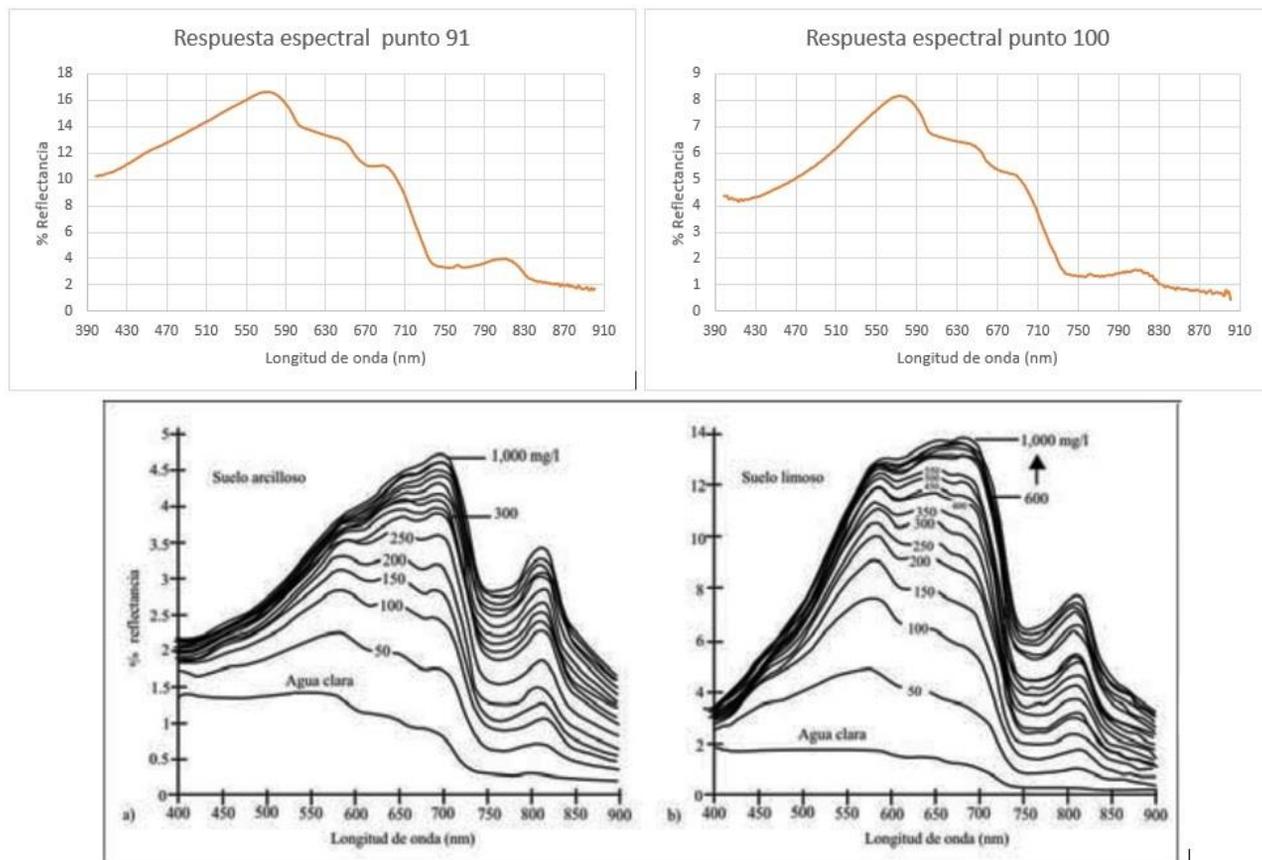


Figura 5. 6. Respuesta espectral tomada con el espectroradiómetro y la respuestas teóricas inciso a) y b), ( modificados de Jensen , 2007).

Para analizar la respuesta espectral de un punto no muestreado. Se obtuvo la respuesta espectral mediante la imagen corregida del punto con coordenadas 505965 O, y 2084175 N UTM zona 15 N. Como se puede observar en la siguiente figura 5.7, en este punto el porcentaje de reflectancia es menor a 5%, correspondiendo al tamaño de las partículas de tipo arcilla. Este punto está ubicado a 35.5 km antes de la culminación de la pluma de sedimentos. Por otro lado la respuesta espectral del agua clara se obtuvo del punto con las coordenadas 452835 O, y 2168385 N UTM zona 15 N a 138.4 km de la desembocadura donde el agua está libre de materiales en suspensión.

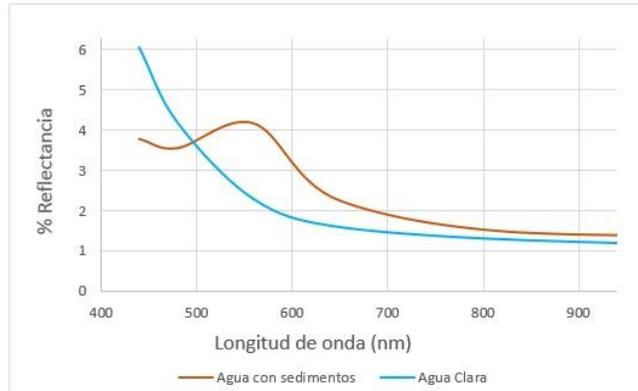


Figura 5. 7. Respuesta espectral, punto extremo de la pluma.

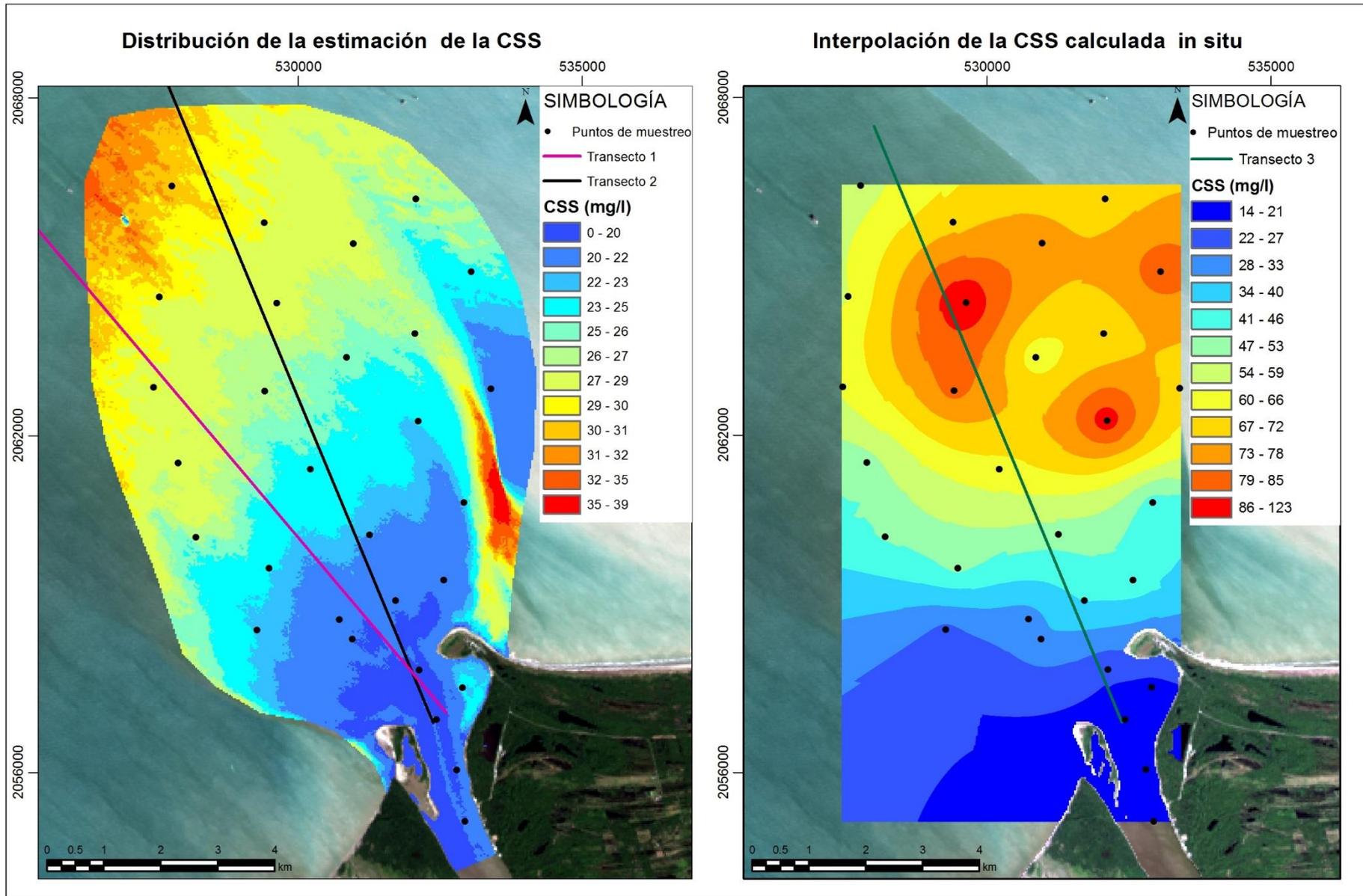
### V.3.3. REPRESENTACIÓN CARTOGRÁFICA

El uso de las imágenes de satélite ayuda en la representación cartográfica de cualquier fenómeno que se estudia. Por lo tanto, en la presente investigación se realiza la representación cartográfica de la distribución de la CSS en el delta y pluma del río.

La distribución de la CSS calculado por ambos métodos el día 25 de enero de 2016, en el delta y pluma se pueden observar en el mapa 1.7. Estos mapas y la tabla anterior muestran que la CSS por los dos métodos en la desembocadura del río es baja, aumentando gradualmente rumbo mar abierto.

La distribución de la CSS estimada mediante técnicas de PR va aumentando gradualmente de acuerdo a la distribución de los sedimentos en suspensión que forma la pluma.

La distribución de la CSS calculado mediante análisis de laboratorio (mapa 1.7) va aumentando gradualmente rumbo mar abierto, sin embargo de acuerdo al método de interpolación Kriging presenta una relación espacial pobre con base a la repartición de los sedimentos suspendidos que forman la pluma. Este fenómeno como se puede observar en el siguiente mapa 1.7 se muestra a partir de la coordenada 2062000 N hacia la coordenada 2066464 N zona 15 UTM. La representación geográfica por medio del método Kriging simula una distribución pobre debido a que la interpolación realiza predicciones sobre un fenómeno en otros lugares donde no se han realizado mediciones. En general la representación de la distribución geográfica de la CSS por medio de este método no presenta una adecuada proporción a partir de las coordenadas antes comentada con base en la forma de la pluma.



Mapa 1. 7. Distribución geográfica de la CSS en el delta y pluma del río Grijalva-Usumacinta.

Como se mencionó anteriormente, ambos métodos *in situ* y estimado cumplen características similares, en cuanto al fenómeno de aumento gradual rumbo mar abierto. Debido a esto se realizó transectos para observar este fenómeno.

Para analizar el comportamiento de la CSS, se trazaron tres transectos (mapa 1.7) los cuales inician en la desembocadura del río. El transecto 1 inicia en las coordenadas 532605 O, y 2057070 N UTM zona 15 y termina en las coordenadas 502199 O y 2093440 N llegando hasta la culminación de la pluma con 47.4 km de longitud. El transecto 2 y 3 inicia en las coordenadas 532374 O y 2056890 N, siguiendo la misma trayectoria, sin embargo el transecto 2 termina en las coordenadas 520997 O, y 2084540 N, presentando 29.8 Km de longitud, mientras el transecto 3 termina en las coordenadas 528015 O y 2067495 N, con 11.4 km de longitud. Estos se realizaron para obtener los gráficos, como se puede observar en la figura 5.8. En los resultados de laboratorio los puntos más alejados a la desembocadura dan concentraciones superiores si se compara con los puntos muestreados en la desembocadura y la parte que corresponde al río. Este resultado puede mostrar que los sedimentos que transporta el río esta dominado por transporte de fondo y al unirse con el agua de mar por diferencia de densidades se elevan los sedimentos y van quedando expuestos en la superficie. Además los resultados de la CSS mediante las imágenes de satélite dan los mismos resultados en cuanto a este fenómeno, como se puede observar en los transectos que se trazaron para analizar esta característica.

La tendencia en el aumento de CSS, cuando nos alejamos de la desembocadura aumenta. La segunda gráfica corresponde al transecto 3 pero con los datos de la interpolación (muestras *in situ*), como se puede observar existe una relación en cuanto al aumento gradual de la concentración.



Figura 5. 8. Transectos de la CSS en la pluma del río Grijalva-Usumacinta.

Los transectos 2 y 1 (figura 5.9) se realizaron con mayor extensión (como se puede observar en las coordenadas del eje X) para analizar cómo se comporta la CSS en las zonas más alejadas del área de muestreo *in situ*.

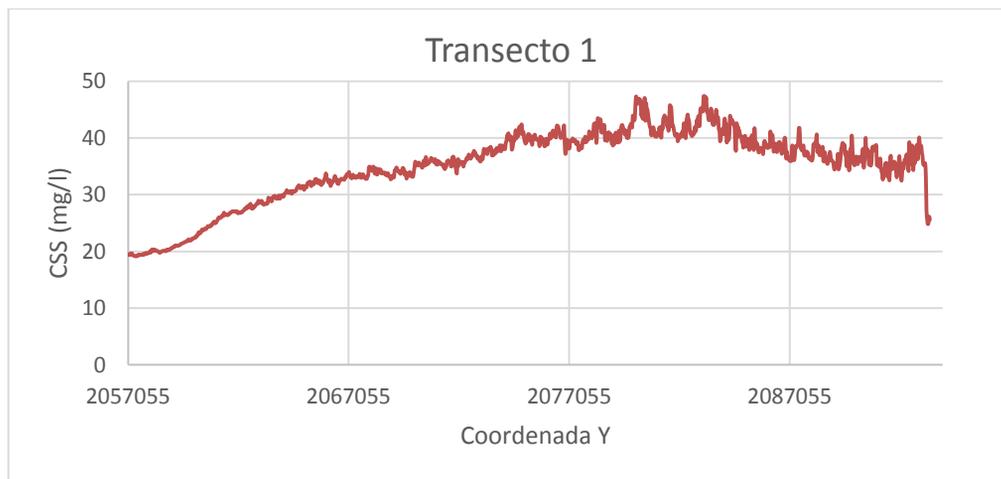


Figura 5. 9. Transecto 1 de la desembocadura a la culminación de la pluma de sedimento en suspensión del río

El transecto 1 se realizó hasta la culminación (47.4 km mar abierto) de la pluma de sedimentos para apreciar el comportamiento de la CSS en el cambio hacia el agua clara. Como se puede observar en

la figura anterior, la línea decae drásticamente cuando no hay presencia de sedimentos suspendidos e inicia el agua clara.

De acuerdo a la respuesta espectral estimada mediante las bandas de la imagen, y con el espectroradiómetro *in situ*, en las inmediaciones de la desembocadura, dominan los sedimentos con tamaño de partícula de limo, mientras que en el punto más alejado la respuesta espectral corresponde a tamaño de partícula de tipo arcilla. Este factor puede indicar que los sedimentos no van superficialmente, y mientras penetran en el mar se van elevando ambas partículas por diferencia de densidades, respecto al agua salada.

Con el análisis de las imágenes históricas de la familia Landsat se observa que la dinámica de la pluma no es constante en el tiempo y espacio ya que presenta diferencias en su orientación durante el año. La orientación más frecuente es noroeste, sin embargo en ocasiones se presenta la orientación norte y oeste (ver mapa 1.5). Asimismo, el tamaño de longitud de la pluma varía constantemente de 20 a 50 km aproximadamente.

## CAPÍTULO VI. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La distribución de los sedimentos en suspensión en la desembocadura de los grandes ríos es muy dinámica en el tiempo y espacio. En esta investigación se aplicaron dos métodos de medición de la CSS, mediante análisis de laboratorio por muestreo *in situ* y la estimación por imágenes de satélite.

Las respuestas espectrales obtenidas *in situ* con el espectroradiómetro, fueron útiles porque permitieron la evaluación de la corrección atmosférica, ya que se puede comparar el valor de la reflectancia como parámetro físico. Tomando como referencia las firmas espectrales obtenidas *in situ*, los valores de reflectividad por el método FLAASH se acerca más a la reflectividad medida en el terreno con pequeñas variaciones de menos de 2 a 4 %. Por otro lado el método de la sustracción del objeto oscuro dio una sobreestimación con un valor de 3 a 12 % en la reflectancia comparado con la medida en terreno. Por lo anterior el método FLAASH fue elegido para el cálculo de la CSS y análisis de respuesta espectral a través de la imagen. Este método funcionó debido a que modela la atmósfera, toma en cuenta el vapor de agua presente en las zonas tropicales y costeras, además permite la selección del modelo de aerosol y evalúa la visibilidad. El método de la sustracción de los objetos oscuros ignora los parámetros antes mencionados que afectan a la radiación en el área de estudio.

Como se comentó en el capítulo 3 en el tema de la corrección radiométrica y atmosférica. Este procedimiento es esencial de convertir los valores digitales a valores físicos de reflectancia para que pueda ser comparado los datos de la imagen de satélite con información de otros sensores, como en este caso con datos del espectroradiómetro.

El espectroradiómetro presenta una alta resolución espectral y permite comparar con las respuestas espectrales extraídas de las imágenes de satélite. En las firmas se pueden observar un aumento de la reflectancia por la presencia de sedimentos en suspensión, así como la ventaja de determinar el tamaño de partícula que va en suspensión. Las respuestas espectrales *in situ*, además, permiten comparar con las firmas que se encuentran en las bibliotecas espectrales que indican el valor de la reflectividad en porcentaje de acuerdo a volumen de CSS en mg/l.

A pesar de tener las respuestas espectrales del espectroradiómetro y comparar con la firma espectral teórica en cuanto a la cantidad de CSS en mg/l, los valores no corresponden con la calculada en

laboratorio por muestreo *in situ*. Sin embargo, si presentan una relación en base al aumento de la reflectancia con el aumento en la CSS.

Como se presentó en los resultados, los valores de la medición de los sedimentos en laboratorio es mayor que los valores calculados mediante el algoritmo propuesto por Topliss *et al.*, (1990). Son dos métodos distintos, el que tiene mayor confiabilidad es el muestreo *in situ*. Este método resulta con mayor acierto no sólo en este tipo de investigaciones sino en cualquier proyecto de investigación, debido a que se está obteniendo resultados de la realidad en el mismo tiempo y espacio.

El método de la cuantificación de la CSS por muestreo *in situ*, los resultados fueron interpolados mediante el método Kriging y comparado con la estimación de la CSS con imágenes de satélite. El método de interpolación en la parte norte del área de estudio no resultó adecuado de acuerdo a respetar la forma de la pluma debido a que realiza predicciones en lugares no muestreados.

Evaluar los dos métodos de distribución espacial de la CSS en el área de investigación, permiten apreciar una relación del aumento gradual de los sedimentos en suspensión rumbo mar abierto, de acuerdo al esparcimiento de la pluma del río. Además, el análisis del comportamiento de la CSS en la pluma a través de transectos lineales. Dichos transectos presentaron una relación adecuada de acuerdo al aumento gradual de la CSS rumbo mar abierto así como analizar el comportamiento del mismo cuando se termina la pluma e inicia el agua clara.

La aplicación del algoritmo con las imágenes de satélite en el cálculo de la CSS en la pluma del río Mackenzie en Canadá arrojó buenos resultados. La cuantificación de la CSS con el mismo algoritmo para las imágenes de satélite en el área de la presente investigación, resultó ser más bajo comparado con el cálculo a través de laboratorio; esto puede explicarse porque el algoritmo puede no ser aplicable a otras zonas o quizá solo en la misma latitud o no tan alejada. Por otro lado el clima en donde se aplicó el algoritmo difiere del clima de la zona de estudio que es trópicos por lo tanto como se mencionó anteriormente en el tema de definición de sedimentos en suspensión, en este clima dominan los sedimentos en suspensión. En un clima frío el transporte de sedimentos está dominado generalmente por la carga de fondo. Por lo tanto la CSS en área de investigación resultó ser más bajo con imágenes de satélite.

Por lo anterior el modelo de regresión lineal entre la cuantificación por medio del algoritmo y la medición *in situ*, no presenta una linealidad buena. El modelo arrojado no es bueno y las variables

tienen poca relación entre sí. Además, el valor del ECM de los resultados de la cuantificación por ambos métodos corresponde a 38.71 mg/l, este valor es aproximadamente la diferencia entre el método *in situ* y cuantificado mediante imágenes de satélite, lo que demuestra la baja relación lineal. Sin embargo la estadística de prueba es significativa y se puede cuantificar la CSS con imágenes de satélite.

Para estimar la CSS por medio de técnicas de PR, además de considerar a los sedimentos, puede ser necesario calcular la clorofila y la sustancia amarilla, para compensar el resultado final de la estimación a través de las imágenes. Ya que dichas sustancias afectan a la óptica y a la radiación, provocando dificultades para observación remota de la CSS.

Cabe destacar que en esta investigación se utilizó el algoritmo como originalmente fue propuesto. Dicha fórmula fue desarrollada para otras misiones del satélite Landsat MSS y TM, pero en este trabajo se utilizó para Landsat 8 OLI que presenta características técnicas similares, sin embargo contiene una mejor resolución espectral y radiométrica, por lo tanto, sería necesaria la calibración y adecuación para este sensor. Asimismo, para calibrar este algoritmo o generar un nuevo modelo ajustado para ésta zona de estudio, es esencial que se realicen diversas campañas de muestreo *in situ* y en diferentes temporadas, para así obtener más datos.

Por otro lado, se sugiere realizar el muestreo por columna de agua de acuerdo a la capacidad de penetración de las bandas del espectro visible para estimar los sedimentos en la columna que transporta el río. Además, de obtener los sedimentos de la columna de agua también se debe muestrear los sedimentos por transporte de fondo en las inmediaciones de los puntos 105 a 107 antes de la desembocadura del río para analizar la relación con los sedimentos suspendidos en los puntos alejados de la desembocadura. En esta investigación se limitó a 10 km de muestro, sin embargo, la pluma de acuerdo a las imágenes históricas se extiende de 20 a 40 o incluso 50 km de la línea de costa. Debido a esto, se recomienda muestrear un área geográfica de mayor extensión.

Debido a la falta de las recomendaciones antes descritas, en esta investigación, sólo se limitó a la utilización del algoritmo como fue propuesto originalmente sin realizarle ninguna modificación o calibración como se comentó en el objetivo y título de la presente investigación, además no se cuentan con los datos suficientes ni el tiempo de monitoreo adecuado.

## CONCLUSIONES

En este trabajo de investigación se utilizó una metodología propuesta por Topliss *et al.*, (1990) para estimar la CSS en el delta del río Grijalva-Usumacinta mediante imágenes del sensor OLI, y el cálculo por muestreo *in situ*.

El muestreo *in situ* mediante análisis de laboratorio y con técnicas de PR son dos métodos muy prometedores para la cuantificación de la CSS. El método más utilizado para la cuantificación y observación de los sedimentos en suspensión es por muestro *in situ*, sin embargo, con la experiencia en este trabajo de investigación, es el método más laborioso, consume mucho tiempo y es el más caro. Por lo tanto, una buena alternativa es la utilización de las técnicas de PR para la cuantificación de los mismos, mediante las imágenes espectrales. La importancia del monitoreo mediante esta técnica es debido a:

- La información espacial y temporal de la distribución de los sedimentos es muy dinámico
- Las mediciones pueden ser continuas de acuerdo al periodo de revisita del satélite, en el caso de Landsat cada 16 días, o en el caso de otros sensores diariamente.
- Monitoreo sinóptico desde gabinete de grandes áreas
- Las imágenes Landsat son gratuitas, lo que ocasiona un bajo costo en el monitoreo
- La posibilidad de mapear la distribución de la sedimentos en suspensión
- Apoyo a las estaciones hidrométricas en la cuantificación de la CSS

Estas son algunas de las ventajas del monitoreo mediante técnicas de PR, pero tiene la inconveniencia de que estas técnicas no proporcionan información de algunos factores importantes tales como: la forma de la partícula, el color y el tipo de mineral dominante que pueden afectar a las propiedades ópticas del agua. Sin embargo, una buena alternativa es el uso del espectroradiómetro ya que permite caracterizar el tamaño de las partículas mediante la reflectancia.

La utilización del espectroradiómetro para la obtención de las respuestas espectrales *in situ* ayuda en la evaluación del método de corrección atmosférica debido a que obtiene los valores reales de la reflectancia de la superficie acuática y permite comparar con los valores de la imagen corregida. En la presente investigación las firmas espectrales obtenidas en campo ayudaron en la elección del método de corrección atmosférica FLAASH para el cálculo de la CSS. Además permitió la caracterización del tamaño de la partícula de los sedimentos que dominan en la zona de estudio.

La representación cartográfica y análisis de transectos de la CSS calculado con la imagen de satélite y a través del método de interpolación con los datos *in situ*, permitieron analizar la relación que existe de acuerdo al aumento gradual rumbo mar abierto de la CSS, a pesar de la baja relación lineal entre las dos variables, así como un ECM de 38.71 mg/l. Dicho análisis se refleja en el valor de P, que ayuda en la significancia estadística del modelo para estimar la CSS mediante técnicas de PR.

Los inconvenientes antes mencionados pueden ser solucionados con más estudios. Por lo tanto, los algoritmos y modelos deben seguirse desarrollando. Las investigaciones de campo deben llevarse a cabo para validar la estimación de la CSS a lo largo de la desembocadura de un río o cualquier cuerpo de agua.

El estudio de la CSS en el delta y pluma del río Grijalva-Usumacinta mediante imágenes de satélite es importante de acuerdo a las siguientes cuestiones:

- Análisis de la distribución espacial de los sedimentos en el delta y pluma
- Distribución y orientación de las sustancias tóxicas que puedan llevar los sedimentos en suspensión y la posibilidad de afectar a los organismos acuáticos.
- Análisis del comportamiento de la cantidad de sedimentos en suspensión en un estudio multitemporal
- Análisis de la CSS antes y después de la construcción de presas aguas arriba de ambos ríos
- Relación de la cantidad de sedimentos con la disminución de la línea de la costa tabasqueña

Estos son algunos ejemplos de la necesidad, de cuantificar la CSS en la zona de estudio, con muestreo *in situ* para calibrar el algoritmo o generar uno nuevo para su utilización en las técnicas de PR en un análisis multitemporal con las imágenes históricas de la familia Landsat.

En conclusión, la utilización de técnicas de PR es una herramienta útil en el monitoreo de la CSS, junto con el trabajo de campo.

## **BIBLIOGRAFÍA**

- Aguayo C., J. E., & et al. (1997). Geodinámica Holocénica y Reciente del sistema Fluviodeltáico Grijalva-Usumacinta, suroeste del Golfo de México. *Sociedad Mexicana de Historia Natural*, 49, 29-44.
- Aguilera Martínez, M. Á., & et al. (2004). *Carta Geológico-Minera Frontera E15-5 Tabasco y Campeche, 1:250000*. Pachuca, Hidalgo, México: Servicio Geológico Mexicano.
- Aguirre Gómez , R. (2002). *Los mares Mexicanos a través de la percepción remota*. D.F., México: Plaza y Valdés.
- Aguirre Gómez, R. (2009). *Conceptos de Geomática y estudios de caso en México*. México, D.F.: Instituto de Geografía UNAM. Recuperado el Octubre de 2015
- Alparone, L., & et. al. (2015). *Remote Sensing Image Fusion*. New York, USA: Taylor y Francis Group.
- Arche , A. (2010). *Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid, España: Consejo Superior de Investigaciones Científicas.
- Ariza, A. (27 de Octubre de 2015). *Instituto Geográfico Agustín Codazzi*. Recuperado el 27 de Octubre de 2015, de Instituto Geográfico Agustín Codazzi: <http://www.un-spider.org/sites/default/files/LDCM-L8.R1.pdf>
- Ayala Castañares, A., & Gutiérrez Estrada, M. (30 de Julio de 1990). Morfología y sedimentos superficiales de la plataforma continental frente a Tabasco y Campeche, México. *Anales del instituto de ciencias del mar y limnología*(680), 50-65. Obtenido de <http://biblioweb.tic.unam.mx/cienciasdelmar/instituto/1990-2/articulo365.html>
- Bhatta, B. (2013). *Research Methods in Remote Sensing*. Kolkata, India: University Jadavpur, Springer.
- Bueno, J., Álvarez, F., & Santiago , S. (2005). *Biodiversidad del Estado de Tabasco*. D.F. México: CONABIO.
- Burbano de Ercilla, S., Burbano García , E., & Gracia Muñoz, C. (2006). *Física General*. Madrid, España: Tebar.
- Campbell, J., & Wynne, R. (2011). *Introduction to Remote Sensing* (5 ed.). New York USA: uilford Press.

- Carbonneau, P. E., & Piégay , H. (2012). *Fluvial Remote Sensing for Science and Management* (1 ed.). Chichester, United Kingdom: WILEY-BLACKWELL.
- CCRS. (2014). *Fundamentals of Remote Sensing*. Canada: Canada Centre for Remote Sensing. Obtenido de [http://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals\\_e.pdf](http://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals_e.pdf)
- Chuvieco, E. (2002). *TELEDETECCIÓN AMBIENTAL la observación de la tierra desde el espacio*. Barcelona, España: Ariel.
- Chuvieco, E. (2008). *Teledetección Ambiental* (3 ed.). Barcelona, España: Ariel.
- Clark , P. E., & Rilee Micjael, L. (2010). *Remote Sensing tools for Exploration*. New York, USA: Springer.
- De Jong, S. M., & Van Der Meer, F. D. (2006). *Remote Sensing Image Analysis: Including The Spatial Domain*. Netherlands : Springer.
- Domínguez , H. (2004). *Nuestra Atmósfera: Como Comprender Los Cambios Climaticos* (1 ed.). D.F., México: Lectorum, S.A. de C.V.
- Domínguez Gómez , J., & et al. . (2011). *Estudio de aguas continentales mediante teledetección*. Madrid: UNED. Recuperado el 4 de Enero de 2016
- Düzgün , S. H., & Demirel , N. (2011). *Remote Sensing of the Mine Environment*. London, United Kingdom: Taylor y Francis.
- ENVI. (25 de Noviembre de 2015). *Geology Indices Background*. Obtenido de <http://www.harrisgeospatial.com/IntelliEarthSolutions/GeospatialProducts.aspx>: <http://www.harrisgeospatial.com/docs/BackgroundGeologyIndices.html>
- Erdas Imagine, G. H. (1 de Diciembre de 2015). *Erdas Imagine*. Obtenido de Erdas Imagine: [http://www.erdas.com.ar/productos\\_imagine.htm](http://www.erdas.com.ar/productos_imagine.htm)
- Gao, J. (2009). *Digital analysis of remotely sensed imagery*. Auckland, New Zealand: McGrawHill.
- GET. (2006). *Programa de Ordenamiento Ecológico del Estado de Tabasco*. Tabasco, México: Gobierno del Estado de Tabasco. Recuperado el 24 de Noviembre de 2015, de [http://www.semarnat.gob.mx/archivosanteriores/temas/ordenamientoecologico/Documents/documentos%20decretados/poet\\_tabasco.pdf](http://www.semarnat.gob.mx/archivosanteriores/temas/ordenamientoecologico/Documents/documentos%20decretados/poet_tabasco.pdf)

- González Caro , M. (2014). Analisis espectral de solidos suspendidos en aguas continentales con presencia de actividades mineras: caso de estudio río sipí, pacifico colombiano. *UNIVERSIDAD MILITAR NUEVA GRANADA*, 3-16. Recuperado el 18 de Noviembre de 2015
- Gonzales Sierra Miguel Á. (2007). Análisis de datos multivariantes: inferencia en poblaciones normales con una y dos muestras. S.C. de Tenerife: universidad de la laguna. 173 pp
- Hanes, J. M., & et.al. (2014). *Biophysical Applications of Satellite Remote Sensing*. Wisconsin, USA: Springer. Recuperado el 18 de Noviembre de 2015
- Harris, A. (2013). *Thermal Remote Sensing of Active Volcanoes*. New York, USA: Cambridge University Press.
- Hernández Santana, J. R., & et al. (2008). Morfodinámica de la línea de costa del estado de Tabasco, México: Tendencias desde la segunda mitad del siglo XX hasta el presente. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM(65)*, 7-21.
- Herrera D. , I. E., & Ramírez León, H. (2012). *Hidrodinámica y transporte de sedimentos en la desembocadura del Río Grijalva*. D.F. México: AMIP. Recuperado el 15 de Septiembre de 2015, de <http://www.amip.org.mx/htm/RevAMIP/A3NUM12/AMIP31204a.pdf>: <http://www.amip.org.mx/htm/RevAMIP/A3NUM12/AMIP31204a.pdf>
- Hudson, N. W. (1997). *Medición sobre el terreno de la erosión del suelo y de la escorrentía*. Roma: FAO.
- Jensen , J. R. (2007). *Remote Sensing of the Environment* (2 ed.). South Carolina USA: Pearson Prentice Hall.
- Jiménez Román , A., & Maderey Rascón , L. E. (1990). *Escurrimiento medio anual. Atlas Nacional de México*. D.F. México: Instituto de Geografía UNAM.
- Joseph, G. (2005). *Fundamental of remote sensing* (2 ed.). Delhi, India: University Press.
- Khorram, S., & et. al. (2012). *Remote Sensing*. California,USA: Springer.
- Kuznetsov, A., & et. al. (2012). *Remote Sensing of the Environment and Radiation Transfer*. German: Springer.

- Liang, S., Li, X., & Wang, J. (2012). *Advanced Remote Sensing*. Netherlands Amsterdam: ELSERVIER.
- Lira Chávez, J. (2010). *Tratamiento digital de imágenes multispectrales*. México, D.F.: Instituto de Geofísica, UNAM.
- Long, C. M., & Pavelsky, T. M. (2013). Remote sensing of suspended sediment concentration and hydrologic connectivity in a complex wetland environment. *Journal Remote Sensing of Environment*, 129, 197-209.
- Lugu Hubp, J. (4 de Julio de 1990). El Relieve de la república Mexicana. *Instituto de Geología*, 9(1), 82-111.
- Maderey Rascón, L. E. (1990). *Volumen medio de sedimentos en suspensión. Atlas Nacional de México*. D.F. México: Instituto de Geografía UNAM.
- Maini, A., & Agrawal, V. (2014). *Satellite Technology: Principles and Applications*. Chichester, United Kingdom: John Wiley Sons Ltd.
- Martínez Muñoz, J., & Ponce Díaz, A. (2005). *Fundamentos de teledetección espacial*. México, D.F.: CONAGUA.
- Meliá Miralles, J. (1991). *La Teledetección en el seguimiento de los fenómenos naturales. Recursos renovables: Agricultura*. Valencia, España: Universidad de Valencia.
- Membrillo Abad, A. (2015). *Estimación del estado trófico del Lago de Chapala, mediante percepción remota*. D.F. México: UNAM (Tesis de maestría).
- Miguélez Pose, F. (2002). *Teledetección de pesquerías y predicción de mareas tóxicas*. La Coruña, España: Instituto Universitario de Estudios Marítimos.
- NASA. (15 de Octubre de 2015). *Remote Sensing*. Obtenido de Earth Observatory: <http://earthobservatory.nasa.gov/Features/RemoteSensing/>
- Ormeño Villajos, S. (2006). *Teledetección fundamental*. España, Madrid: Universidad politécnica de Madrid.
- Palanques, A., & Guillén, J. (1992). Transporte de sedimentos en suspensión en la parte baja del río Ebro (Mediterráneo Occidental). Impacto Ambiental de las presas. *Geogaceta*, 12, 37-40.

Recuperado el 24 de Noviembre de 2015, de <http://www.sociedadgeologica.es/archivos/geogacetas/Geo12/Art12.pdf>

- Pérez Gutiérrez, C., & Muñoz Nieto, Á. L. (2006). *Teledetección: nociones y aplicaciones*. Salamanca: Universidad de Salamanca.
- Pérez, D. J. (2007). *Introducción a los Sensores Remotos-Aplicaciones en Geología*. Buenos Aires: Universidad de Buenos Aires.
- Pruitt, E. L. (1979). The Office of Naval Research and Geography. *Annals, Association of American Geographers*, 69, 103-108.
- Qu, L. (2014). *Remote Sensing suspended concentration in the yellow river*. Doctoral Dissertations. Hartford: University of Connecticut Graduate School. (Tesis de Doctorado).
- Ress, W. G. (2001). *Physical Principles of Remote Sensing* (2 ed.). Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press.
- Richards A., J. (2013). *Remote Sensing Digital Image Analysis* (5 ed.). Berlin, Germany: Springer.
- Ritchie, J. C., Cooper, C. M., & Yongqing, J. (1987). Using Landsat multispectral scanner data to estimate suspended sediments in moon lake, Mississippi. *Remote sensing of environment*, 23, 65-81.
- Ritchie, J. C., & Cooper, C. M. (1991). Algorithm for estimating surface suspended sediment concentrations with Landsat MSS digital data. *Journal of the American Water Resources Association*, 27, 373-379.
- Rivera Trejo, F., & et al. (2005). *La medición de sedimentos en México*. D.F. México: Ediciones IMTA-UJAT.
- Rodríguez Pérez, D., & et al. (2015). *Cuestiones de Teledetección*. Madrid: Universidad Nacional de Educación a Distancia.
- Roy, D. P., & et al. (2014). Landsat-8: Science and product vision for terrestrial global change research. *Remote Sensing of Environment*, 145, 154-172.
- SADS. (2004). *Manual de teledetección*. Buenos Aires: Secretaría de ambiente y desarrollo sustentable.

- Schowengerdt, R. A. (2007). *Techniques for Image Processing and Classifications in Remote Sensing* (3 ed.). Tucson, Arizona, USA: Academic Press. Recuperado el 18 de Noviembre de 2015
- Sobrino, A. J. (2000). *Teledetección*. Valencia, España: Universidad de Valencia.
- Sravanthi, N., & et al. (2013). An algorithm for estimating suspended sediment concentrations in the coastal waters of India using remotely sensed reflectance and its application to coastal environments. *Remote sensing of environment*, 7(4), 841-850.
- Strahler, A., & Strahler, A. (1994). *Geografía Física* (3 ed.). Barcelona: Ediciones Omega, S.A.
- Topliss, B. J., & et al. (1990). Algorithms for Remote Sensing of high concentration, inorganic suspended sediment. *International journal of remote sensing*, 11(6), 947-966.
- Toutin , T. (20 de Mayo de 2004). Review article:Geometric processing of remote sensing images: models, algorithms and methods. *International Journal of Remote Sensing* , 25(10), 1893-1924. Recuperado el 16 de Noviembre de 2015
- UC Berkeley. (29 de Octubre de 2015). *University of California at Berkeley*. Obtenido de Remote sensing and Image Analysis: [http://nature.berkeley.edu/~penggong/textbook/-](http://nature.berkeley.edu/~penggong/textbook/)
- USGS. (2 de Noviembre de 2015). *Landsat USGS*. . Obtenido de Landsat 8 History: [landsat.usgs.gov/about\\_ldcm.php](http://landsat.usgs.gov/about_ldcm.php)
- Walker, J. (2010). Evelyn Pruitt. *Annals of the Association of American Geographers*, 96(2), 432-439.
- Wang , J., & et al. (2007). Retrieval of suspended sediment concentrations in the turbid water of the Upper Yangtze River Using Landsat ETM+. *Chinese Science Bulletin, Springer*, 52, 273-280.
- Wang, G., & Weng, Q. (2014). *Remote Sensing of Natural Resources*. New York: Taylor y Francis Group.
- Weng, Q. (2011). *Advances in Environmental Remote Sensing Sensors, Algorithms, and Applications*. New York: Taylor & Francis Group.