

# Tesis Doctoral

## MODELOS NUMÉRICOS Y TELEDETECCIÓN EN EL LAGO DE IZABAL, GUATEMALA



**Camilo Ernesto Medina Mazariegos**  
**Cádiz, 2009**

**Tesis  
Doctoral**

**MODELOS NUMÉRICOS Y TELEDETECCIÓN EN  
EL LAGO DE IZABAL, GUATEMALA**

**Camilo  
Medina**

**2009**









# **TESIS DOCTORAL**

Modelos Numéricos y Teledetección  
en el Lago de Izabal, Guatemala

Camilo Ernesto Medina Mazariegos  
Cádiz, 2009





# **Modelos numéricos y teledetección en el Lago de Izabal, Guatemala**

Memoria presentada por D. Camilo Ernesto Medina Mazariegos para optar al  
Grado de Doctor por la Universidad de Cádiz.

Fdo. D. Camilo Ernesto Medina Mazariegos

Los directores:

Fdo. Dr. D. José Juan Alonso del  
Rosario

Profesor del Departamento de Física  
Aplicada de la Universidad de Cádiz

Fdo. Dr. D. Jesús Gómez Enri

Profesor del Departamento de Física  
Aplicada de la Universidad de Cádiz







D. JOSÉ JUAN ALONSO DEL ROSARIO, Profesor del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Cádiz, y D. JESÚS GOMEZ-ENRI, Profesor del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Cádiz,

HACEN CONSTAR:

Que el trabajo recogido en la presente Memoria de Tesis Doctoral, titulada “Modelos numéricos y teledetección en el Lago de Izabal, Guatemala”, presentada por el Ingeniero Agrónomo D. Camilo Ernesto Medina Mazariegos ha sido realizado bajo nuestra dirección. Considerando que resume su trabajo de Tesis Doctoral y que reúne todos los requisitos legales, autorizamos su presentación y defensa para optar al grado de Doctor por la Universidad de Cádiz.

Para que así conste a los efectos oportunos firmamos la presente en Puerto Real, a 10 de marzo de 2009.

Fdo. Dr. D. José Juan Alonso del  
Rosario

Fdo. Dr. D. Jesús Gómez-Enri





La presente Tesis ha sido realizada gracias a la concesión de una Beca para extranjeros para realizar Estudios de Doctorado e Investigación en España, de la Agencia Española de Cooperación Internacional para el Desarrollo (AECID) del Ministerio de Asuntos Exteriores y de Cooperación (MAEC). El trabajo se llevó a cabo dentro del Grupo PAI de la Junta de Andalucía, RNM-337: Oceanografía y Teledetección (Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Cádiz). Una parte de la investigación se realizó durante una estancia de investigación en el Departamento di Scienza della Terra, de la Universidad de Ferrara (Italia), bajo la supervisión de Dr. Franco Mantovani.



## AGRADECIMIENTOS

Cuando llegué de Guatemala con el propósito de hacer el doctorado, en varias ocasiones me dijeron que: *Una Tesis Doctoral es un trabajo muy solitario...* Ahora que finalicé esta Memoria de Tesis Doctoral me doy cuenta que no fue así. En el transcurso pude entender que toda Tesis Doctoral no es un trabajo solitario, es un proyecto que requiere de la participación directa o indirecta de muchas personas e instituciones. En este espacio agradezco a todos los que, durante estos tres años, contribuyeron a la realización de la Tesis y a mi formación personal y profesional.

En primer lugar, mi reconocimiento para los doctores Jesús Gómez-Enri y José Juan Alonso del Rosario, los directores, quienes siguieron de cerca la evolución de la investigación. Les expreso mi agradecimiento sincero por su incondicional apoyo, orientación, asesoría y sobre todo por su amistad brindada. También deseo expresar mi gratitud especialmente a Dña. Pilar Villares que, en primer lugar me dio su confianza para poder venir a España a realizar éste Programa de Doctorado y, posteriormente, ha contribuido a mi crecimiento académico y personal, con su apoyo, sus consejos, palabras de ánimo y con su ejemplo. Asimismo agradezco a Franco Mantovani y Marinella por su amabilidad y atenciones durante mi estancia en Ferrara y siempre.

Los datos de campo utilizados en esta Tesis Doctoral fueron suministrados por distintas instituciones guatemaltecas y europeas. Gracias a la Autoridad guatemalteca para el Manejo Sustentable de la Cuenca del Lago de Izabal y Río Dulce (AMASURLI), especialmente al Ing. José Robledo y Lic. Maritza Aguirre. La información meteorológica e hidrológica fue obtenida del Instituto Nacional de Guatemala de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSIVUMEH), especial agradecimiento a los Ing. Mario Bautista y Eddy Sánchez. La información geográfica y las fotografías aéreas utilizadas fueron adquiridas en el Ministerio de Agricultura, Ganadería y Alimentación de Guatemala (MAGA). Los productos de teledetección utilizados fueron proporcionados por la Agencia Espacial Europea (ESA) en el marco de los proyectos de investigación CAT-1 ID: 4245 y 4420.

Mi más sincero agradecimiento a las personas que me apoyaron técnicamente en el desarrollo de los análisis incluidos en la Memoria de Tesis Doctoral. A Juan Carlos Argueta por su incondicional apoyo en los análisis y utilización de los Sistemas de Información Geográfica y elaboración de mapas. A Barbara Corsale por su instrucción y ayuda en el procesamiento de las imágenes SAR. A Albert Kettner por su asesoría en la aplicación y adaptación del modelo HYDROTREND a las condiciones del Lago de Izabal. A Alfredo Izquierdo por la lectura y sugerencias relacionadas con los modelos numéricos aplicados en esta Tesis Doctoral.

Gracias a la Universidad de Cádiz por recibirme en su seno y compartir su calidad académica a través de sus miembros. Ha sido un honor ser miembro de la UCA. Sus distintos sectores me han recibido y atendido de una manera especial. Gracias a sus autoridades: Diego Sales, José María Rodríguez, Francisco López, Laura Howard, Alejandro del Valle, entre otros. A profesores como: Juan Mancera, Enrique Nebot, José Quiroga, José Luis García, Antonio Medina, Gabriel Mourente, Juan Manuel Barragán, Pedro Arenas, Rafael Jiménez, Javier Benavente, Laura del Río y muchos más. Al personal administrativo y de servicios: Paquí, Chema, Pepa, Pili, y otros. Y finalmente a tantos estudiantes de licenciatura, Máster o Doctorado, con quienes compartí momentos muy gratos y me recargaron las energías para continuar con el arduo trabajo de investigación.

Una proporción muy importante de mi formación se la agradezco a los compañeros y compañeras del Departamento de Física Aplicada, de formas distintas y en situaciones distintas, gracias a ustedes he crecido personal y profesionalmente. Gracias a Manolo Catalán, Mike, Rafa, Begoña, Alazne, Beatriz, Oscar Álvarez, Alfredo Izquierdo, Melquíades, Manuel, Juan José Muñoz, Julio, Rufino, Antonio, Emma, Jamal, Manolo Arias, Marina y Jorge y al resto de miembros del Departamento.

Para el alcance de toda meta, es necesario tener las energías suficientes. Así que las horas de comida fueron clave durante estos tres años. De manera que agradezco al personal de la cafetería del CASEM y Ciencias. Siempre compartiendo una sonrisa o bromeando hicieron que los tiempos de comida fueran agradables.

A mis amigos y amigas de Guatemala que me animaron y, a pesar de la distancia, siempre mantuvieron el contacto vía telefónica o internet. Especial mención a Jorge Ramírez, Adolfo Cahueque, Jorge Contreras, Byron Cuellar, Luisa Cahueque, Mario Cahueque, Leidy Cardona, Gabriel Martínez, Belén, Casta, Mónica, Jorge Mario Monzón, Marín, Paty, Raúl Calderón, Lopreto, Adita, Nereida, Wilder, Orden Rodas, Saúl Guerra, Baltasar Moscoso, Gretel, Rubén y Lidia, Leonardo Sandoval, y Willy Villanueva.

Francamente, cuando llegué sabía que iba a encontrar algunos amigos, pero no me imaginé que fueran tantos, tan buenos y que influyeran tanto en mí de manera positiva. Mi profunda gratitud para los que siempre tuvieron su mano abierta para estrecharla, entre otros, menciono a: David Roque, Carlos González, Giorgio y Mari Carmen, Pablo Méndez y Caro, la familia Jiménez Villares, Arístides Ponce, Pepe, Pollo, Ruí, Tiago, los Javis, Alejandra, Fran, Eli, Juanmi, Tito, Camilo Mateo, Simone, Nacho, Varela, Luis Vanegas, Bárbara, Reyes, Natalia, Bismarck, Mari Carmen Talavera, Laura, Susana, Sonia, Cuenca, Dany, Txomin, Lucho, Fabian, Rocío y familia, José Manuel, Cristina, Jenny y Karina.

Este párrafo lo dedico para agradecer a los que han sido y son miembros del DT-44, del círculo y anexos. Compartimos el día a día, el trabajo y el recreo, la felicidad y la tristeza. Calaron en lo más hondo: Jesús, Águeda y Gaby, Vanessa, Maria José, Elena, Montse, Isabel y Jeanette.

Doy gracias a Dios por iluminarme y permitirme vivir la experiencia de tener una formación de calidad, más allá de las fronteras de mi país. Enorme gratitud y dedicación para Guatemala, su gente me ha enseñado a respetar y apreciar la amistad, su pueblo me ha enseñado a creer que unidos se pueden alcanzar mejores niveles de desarrollo, y sus instituciones educativas me han forjado y moldeado, especialmente la Facultad de Agronomía de la Universidad de San Carlos de Guatemala (FAUSAC) donde aprendí a aprender, aprendí a querer, aprendí a hacer y aprendí a ser.

Agradezco a mi papá y a mi mamá por su ejemplo, consejos y amor; a mis hermanos, Efraín y Gladys, con inmenso cariño, gracias por sus visitas que me llenaron de energía y por la comunicación que a pesar de estar lejos, me hicieron sentir que estamos muy cerca. A mi familia, abuelos, abuelas, tíos, tías, primos y primas, porque han sido un ejemplo de trabajo duro, fraternidad y honradez. Por último, manifiesto mi agradecimiento a mis familiares y amigos que me fortalecieron pero que no volveré a ver porque pasaron a una mejor vida. Gracias a los que ya no están físicamente, pero que siguen en mi corazón y su partida marcó muy fuerte mi desenvolvimiento y ejecución de la Tesis.

Este trabajo de Investigación fue hecho con el mayor de los esmeros gracias a todos ustedes.



*A mis padres y a mis hermanos*



<b>CAPITULO I. INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>	
1.1	Objetivos de la Tesis	7
1.2	Estructura de la Memoria	9
<b>CAPITULO II. ANTECEDENTES Y MARCO CONCEPTUAL</b>	<b>13</b>	
2.1	Descripción de la zona	13
2.1.1	Generalidades de Guatemala	13
2.1.2	Recursos hídricos de Guatemala	16
2.1.3	El Lago de Izabal	19
2.1.3.1	Características biofísicas	19
2.1.3.2	Características socioeconómicas	22
2.1.3.3	Dinámica hombre-ambiente en el Lago de Izabal	24
2.2	Procesos físicos estudiados	25
2.2.1	El ciclo hidrológico y balance hídrico	25
2.2.1.1	Componentes del ciclo hidrológico y balance hídrico	26
2.2.1.2	Balance hídrico en lagos	28
2.2.2	Transporte de sedimentos y sustancias	30
2.2.2.1	Proceso de erosión	32
2.2.2.2	Procesos de difusión turbulenta	34
2.2.2.3	Circulación inducida por el viento	36
2.3	Modelos numéricos y teledetección	37
2.3.1	Modelos hidrológicos y transporte de sedimentos	37
2.3.1.1	Modelos de descarga de agua	38
2.3.1.2	Modelos de pérdida de suelo y carga de sedimentos	40
2.3.1.3	Modelos de transporte de sedimentos en el interior de lagos	42
2.3.2	Teledetección aplicada al estudio de lagos	44
2.3.2.1	El Radar Altimétrico	46
2.3.2.2	Radar de Apertura Sintética	47
2.3.2.3	La Misión Topográfica Espacial	49

2.3.2.4	Sensores ópticos	50
---------	------------------	----

**CAPÍTULO III. ESTUDIO DE LOS PARÁMETROS QUE DEFINEN  
EL BALANCE HÍDRICO Y TRANSPORTE DE  
SEDIMENTOS Y SUSTANCIAS** 55

3.1	Introducción	55
3.2	Metodología y datos utilizados	57
3.2.1	Datos meteorológicos	58
3.2.2	Datos edafológicos	59
3.2.3	Datos geomorfológicos	60
3.2.4	Datos de uso de recursos	60
3.2.5	Datos de la Morfometría	62
3.3	Resultados y discusión	63
3.3.1	Variación espacio-temporal de las condiciones meteorológicas	64
3.3.2	Variación espacial de los suelos	67
3.3.3	Geomorfología de la cuenca	70
3.3.4	Uso de los recursos naturales	84
3.3.4.1	Uso del agua y deforestación	84
3.3.4.2	Cobertura y Uso de la Tierra	85
3.3.5	Morfometría del Lago	90

**CAPÍTULO IV. MODELOS NUMÉRICOS PARA ESTIMAR LA  
DESCARGA DE AGUA Y EL TRANSPORTE DE  
SEDIMENTOS** 101

4.1	Introducción	101
4.2	Descripción de los modelos utilizados	103
4.2.1	Modelo de descarga de agua y carga de sedimentos	103
4.2.1.1	Escorrentía superficial	107
4.2.1.2	Dinámica subterránea	108
4.2.1.3	Carga de sedimentos	109
4.2.2	Modelo de erosión	112
4.2.2.1	Erosividad de la lluvia	113
4.2.2.2	Erodabilidad del suelo	114

4.2.2.3	Longitud e inclinación de pendiente	116
4.2.2.4	Cobertura y uso de la tierra	116
4.2.2.5	Prácticas de conservación	117
4.2.2.6	Relación suelo erosionado/carga de sedimentos	118
4.2.3	Modelo de transporte de sedimentos en el lago	119
4.2.3.1	Modelo de difusión-advección	119
4.2.3.2	Modelo de movimiento del agua por arrastre del viento	125
4.3	Resultados y discusión	127
4.3.1	Descarga de agua	128
4.3.1.1	Datos y condiciones de contorno	128
4.3.1.2	Resultados de la simulación	129
4.3.2	Erosión y carga de sedimentos en los ríos tributarios	133
4.3.2.1	Datos de entrada y condiciones de contorno	133
4.3.2.2	Resultados de la simulación	136
4.3.3	Difusión de sedimentos y sustancias en el Lago de Izabal	141
4.3.3.1	Datos de entrada y condiciones de contorno	141
4.3.3.2	Resultados de la simulación	144
4.3.4	Movimiento del agua y circulación debida al viento	151
4.3.4.1	Datos de entrada y condiciones de contorno	151
4.3.4.2	Resultados de la simulación	153
<b>CHAPTER V. WATER VOLUME VARIATIONS OF LAKE IZABAL FROM REMOTE SENSING TECHNIQUES</b>		165
5.1.	Introduction	165
5.2.	Methodology and datasets	167
5.2.1	In-situ dataset	168
5.2.2	Altimetry derived dataset	169
5.2.3	SAR imagery data	172
5.3.	Data processing	173
5.3.1	RA-2 data processing	173
5.3.2	SAR processing for shoreline extraction	175

5.3.2.1	Image pre-processing	177
5.3.2.2	Land-water boundary enhancement and separation	178
5.3.2.3	Vectorization, sharpen and manual tune-up	181
5.3.3	Volume estimation	183
5.4.	Results and discusión	185
5.4.1	RA-2 performance: comparison with in-situ gauges	185
5.4.2	Inundated area variations	188
5.4.3	Lake Izabal water volume timeseries	193
5.4.4	Seasonal and interannual variability	199

**CAPÍTULO VI. TÉCNICAS INTEGRADAS PARA EL ESTUDIO DEL  
BALANCE HÍDRICO Y TRANSPORTE DE  
SEDIMENTOS EN EL LAGO DE IZABAL** 207

6.1	Introducción	207
6.2	El balance hídrico en el Lago de Izabal	209
6.2.1	Metodología	209
6.2.2	Resultados	212
6.2.2.1	Análisis meteorológico	212
6.2.2.2	Aguas superficiales tributarias del Lago de Izabal	214
6.2.2.3	Relación entre componentes del balance hídrico	218
6.2.2.4	Estimación de la salida superficial del agua	221
6.2.3	Discusión de resultados	223
6.2.3.1	Interacción del balance hídrico con cambios climáticos regionales	224
6.3	El transporte de sedimentos y sustancias en el Lago de Izabal	228
6.3.1	Metodología	228
6.3.2	Resultados de la simulación	231
6.3.2.1	Cantidad total de sedimentos transportados hacia el lago	232
6.3.2.2	Simulación del campo de concentración de SPM y partículas en el lago	238
6.3.3	Discusión	245

<b>CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</b>	251
Conclusiones	251
Recomendaciones	255
<b>SUMMARY OF THE THESIS</b>	261
1. Introduction	261
2. Objectives	263
3. Outline of the Thesis work	265
4. Main Results	267
<b>ANEXO. DATOS Y PRODUCTOS UTILIZADOS EN LA MEMORIA DE TESIS DOCTORAL</b>	275
<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	283





## LISTADO DE FIGURAS

---

<b>Figura 1.1</b>	Esquema de integración de los capítulos de la Tesis Doctoral	10
<b>Figura 2.1</b>	A) Ubicación geográfica de la República de Guatemala en Centroamérica. B) Mapa de Guatemala, se muestra la línea divisoria de las tres vertientes hidrográficas. Con el círculo se indica la ubicación del Lago de Izabal	14
<b>Figura 2.2</b>	A) Localización del Lago de Izabal y su cuenca de captación dentro de la República de Guatemala. B) El Lago de Izabal y sus ríos tributarios, se indica la ubicación del Río Polochic (principal afluente) y del Río Dulce (efluente)	19
<b>Figura 2.3</b>	Diagrama de los flujos y componentes del ciclo hidrológico. Se muestra el papel de los lagos en el sistema y su relación con el resto de componentes ( <a href="http://www.jmarcano.com">www.jmarcano.com</a> )	26
<b>Figura 2.4</b>	Diagrama de los factores que afectan los procesos de erosión (Traducido de Saavedra, 2005)	34
<b>Figura 2.5</b>	Descripción conceptual de un modelo hidrológico (Adaptado de Singh, 2002)	39
<b>Figura 2.6</b>	Esquema del principio de medición del radar altímetro RA-2. La escala de los distintos elementos fue adaptada para una mejor percepción visual. Diagrama adaptado de ESA (2002).	47
<b>Figura 2.7</b>	Espectro electromagnético ilustrando las características de las distintas ondas electromagnéticas ( <a href="http://www.innovanet.com.ar">www.innovanet.com.ar</a> )	51
<b>Figura 3.1</b>	Estaciones meteorológicas dentro del área de la cuenca del Lago de Izabal	59
<b>Figura 3.2</b>	Distribución de la precipitación pluvial dentro de la cuenca del Lago de Izabal. Con base en las isoyetas desarrolladas por MAGA (2001)	66
<b>Figura 3.3</b>	Mapa de Series de Suelos dentro de la cuenca del Lago de Izabal	68
<b>Figura 3.4</b>	A) Mapa de las curvas a nivel dentro de la cuenca del Lago de Izabal; por fines estéticos, se presentan únicamente las curvas cada 500 m. B) Mapa de división de sub-cuencas y ríos tributarios	72
<b>Figura 3.5</b>	Modelo de Elevación Digital de la cuenca del Lago de Izabal. Las unidades de elevación están en m.	74
<b>Figura 3.6</b>	Modelos de Elevación Digital de la cuenca del Lago de Izabal. A) obtenido de la interpolación de curvas a nivel. B) obtenido de SRTM. C) Diferencias entre cada fuente de información (curvas-SRTM). Se presentan los estadísticos generales. Unidades en m	76

<b>Figura 3.7</b>	Curvas hipsométricas de cuatro sub-cuencas del Lago de Izabal. A) Mapa de ubicación de las sub-cuencas representadas. B) Complejo Polochic-Cahabón. C) Sub-cuenca Sumache. D) Sub-cuenca San Marcos. E) Sub-cuenca Oscuro	79
<b>Figura 3.8</b>	Perfil de cauce principal de sub-cuenca. A) Río Polochic. B) Río Cahabón. C) Río Sumache. D) Río Oscuro. Las unidades verticales y horizontales están en m	80
<b>Figura 3.9</b>	Mapa de pendientes de la cuenca de Lago de Izabal. Unidades en grados	81
<b>Figura 3.10</b>	Perfil altitudinal de transectos de transectos longitudinal y transversal de la cuenca del Lago de Izabal. A) Mapa de ubicación de los cuatro transectos desplegados. B) Transecto I. C) Transecto II. D) Transecto III. E) Transecto IV	82
<b>Figura 3.11</b>	Ejemplo de análisis de uso de la tierra. A) Mapa de ubicación del área desplegada en B y C. B) Fotografía aérea de alta resolución, la línea roja representa el límite en el mapa base. C) Imagen Landsat de la misma zona	88
<b>Figura 3.12</b>	Mapa de Cobertura y Uso de la Tierra de la cuenca del Lago de Izabal	89
<b>Figura 4.1</b>	Esquema funcional para el cálculo del caudal total del río en HYDROTREND	105
<b>Figura 4.2</b>	Nomograma para el cálculo del factor K (Wischmeier et al. 1971)	115
<b>Figura 4.3</b>	Dominio de aplicación del modelo	122
<b>Figura 4.4</b>	Mapa de la distribución espacial de las series de suelos encontradas en el entorno del Lago de Izabal	124
<b>Figura 4.5</b>	Series temporales del caudal del río Polochic ( $m^3/s$ ) con datos in-situ (azul) y simulación de HYDROTREND (rojo). Las líneas punteadas son medias diarias y las líneas gruesas son las curvas ajustadas. El ajuste es de pesos exponenciales de mínimos cuadrados	130
<b>Figura 4.6</b>	A) Comparación de los histogramas de frecuencia de la descarga de agua del complejo Polochic-Cahabón ( $m^3/s$ ). B) Distribución de frecuencias acumuladas. Las líneas rojas son las simulaciones y las líneas azules son las medidas in-situ	131
<b>Figura 4.7</b>	Series temporales de dos años de descarga de agua del complejo Polochic-Cahabón ( $m^3/s$ ) modelada y medida in-situ. Se presentan el inicio y finalización de cada estación climática	132
<b>Figura 4.8</b>	Serie temporal del promedio anual de carga de sedimentos aportados por el complejo Polochic-Cahabón. Estimación utilizando HYDROTREND	137

<b>Figura 4.9</b>	Mapa de erosión del complejo Polochic-Cahabón, estimado con el modelo RUSLE con base GIS	139
<b>Figura 4.10</b>	Mapa de localización de los puntos de muestreo para las campañas bimensuales que realiza AMASURLI desde 2004	142
<b>Figura 4.11</b>	Campo de concentración de SPM (mg/l) en el Lago de Izabal obtenido con el modelo. A) y C) son simulaciones sin corrientes debidas al viento. B) y D) con corrientes debidas al viento (las flechas indican la dirección del viento). A) y B) con un tiempo de simulación de 6 horas. C) y D) un mes	146
<b>Figura 4.12</b>	Transectos y puntos utilizados para la comparación del efecto del viento en la difusión de SPM	147
<b>Figura 4.13</b>	Series temporales de concentración de SPM en los tres puntos seleccionados: punto 1 (líneas rojas), punto 2 (líneas azules) y punto 3 (líneas verdes). Las líneas sólidas son la simulación sin corrientes y las punteadas, con corrientes	148
<b>Figura 4.14</b>	Campo de concentración de las celdas de los transectos indicados 1 mes después de iniciada la simulación	149
<b>Figura 4.15</b>	Mapa batimétrico del Lago de Izabal. Mapa suministrado por el Consejo Nacional de Áreas Protegidas	152
<b>Figura 4.16</b>	Energía cinética global del Lago de Izabal a partir del agua en reposo hasta la estabilización con viento constante, a partir del modelo de circulación por viento	154
<b>Figura 4.17</b>	Campo de velocidades (m/s) tras un mes de simulación con el modelo desarrollado	155
<b>Figura 4.18</b>	Variaciones del nivel de agua del lago provocadas por el movimiento del agua. Unidades en m	156
<b>Figura 4.19</b>	Campo de velocidades estimado con dirección del viento variable, a una velocidad de 7 km/h. A) Viento proveniente del este. B) Viento proveniente del norte. Unidades en m/s	157
<b>Figura 4.20</b>	Variaciones de elevación del agua respecto al nivel medio en distintos escenarios. A) Viento proveniente del este a 7 km/h. B) Viento del norte a 7 km/h. Unidades en m	158
<b>Figure 5.1</b>	The ENVISAT satellite. It is shown the geometry of RA-2 and ASAR. The nadir-point of RA-2 and the incidence angle of ASAR inhibit simultaneous data acquisition of both instruments in the same point	168

<b>Figure 5.2</b>	Lake Izabal crossed by the ENVISAT RA-2 descending track ~23 km-long segment. Points A and B denote the location of the range measurements. The gauge station used for in-situ measurements located ~25 km away from the altimeter ground track segment is also shown	171
<b>Figure 5.3</b>	Time series comparison of corrected range differences between points A and B using Ocean (red line) and Ice-2 (green line) retrackers. Units are in m	174
<b>Figure 5.4</b>	Block diagram of the Lake Izabal shoreline detection. The steps in rectangles were done with image processing techniques while steps in ovals were done using GIS	177
<b>Figure 5.5</b>	SAR images pre-processing results. A) Raw image acquired on 11-01-2004. B) Georeferenced image after the speckle reduction, the white line is the actual lake shoreline. White points are the Ground Control Points used for orthorectification. C) Orthorectified image	178
<b>Figure 5.6</b>	Summary of the land/water separation step. A) and B) are preprocessed images with low (11-01-2004) and high (21-03-2004) wind-generated noise, respectively (white arrows are the wind direction). C) and D) are the result of histogram equalization applied to A and B. E) and F) are the corresponding histogram plots. G) and H) are the binary images of A and B	180
<b>Figure 5.7</b>	Noise reduction of the processed SAR image acquired on 21-03-2004. A) The high windy noise effects over the lake surface are shown. B) First noise reduction process output. C) Lake Izabal vectorized shoreline (polygon)	182
<b>Figure 5.8</b>	Two examples of pixel misclassification: A) land pixels declared as water and C) water pixels declared as land (image acquired on 21-03-2004). B) and D) show the results of the manual tune-up. The white line is the extracted lake's shoreline	183
<b>Figure 5.9</b>	Imaginary transversal section of a hypothetical lake, showing two water stages, the level change ( $\Delta L$ ), the surface change ( $\Delta S$ ) and the volume change ( $\Delta V$ ). Note that the estimated volume change does not take into account surface distortions found in the shore/bottom	184
<b>Figure 5.10</b>	Time series of water level from in-situ measurements (green line) and RA-2 derived data. (blue line)	186
<b>Figure 5.11</b>	A) Lake Izabal water level from RA-2 data versus in-situ measurements. Also shown the tendency line. B) Double mass analysis: cumulated values from RA-2 data versus in-situ measurements	187
<b>Figure 5.12</b>	Time series of RA-2 derived lake level (blue line) and daily in-situ measurements (green line)	188

<b>Figure 5.13</b>	Examples of Lake Izabal area variations. Three dates of different lake stages are presented together with the corresponding lake's area ( $\text{km}^2$ ) and level ( $\text{m}^2$ )	190
<b>Figure 5.14</b>	Influence of lake shore bathymetry in the relationships area/level variations for a flat bathymetry case (upper frame) and a steep bathymetry case (lower frame). The blue lines are level rise and drop. The dashed black lines indicate the consequent area increase or decrease	191
<b>Figure 5.15</b>	Lake Izabal in-situ water level timeseries (blue solid line). Corresponding SAR derived lake surface (red diamonds)	192
<b>Figure 5.16</b>	A) Line plots of Lake Izabal area in $10^6 \text{ m}^2$ (blue line) and its corresponding paired sample of in-situ measured lake level in m (red line). B) Scatterplot and regression between lake levels and areas. The regression equation and the correlation coefficient are also shown	193
<b>Figure 5.17</b>	Rating curves and correlation coefficients for: A) Area changes vs. volume changes; B) Level changes vs. volume changes; and C) Level changes vs. area changes	194
<b>Figure 5.18</b>	A) Timeseries of Lake Izabal surface (in $10^6 \text{ m}^2$ ) estimations. B) Same as A) but for Lake Izabal water volume (in $10^6 \text{ m}^3$ ). Estimations from RA-2 data (blue/red lines for area/volume), and ASAR imagery (light/dark green circles for area/volume)	197
<b>Figure 5.19</b>	Line plot of the Lake Izabal water volume variations (blue line) and LOWESS fitted curve to highlight the seasonal signal (red line)	201
<b>Figure 5.20</b>	Annual Cahabon River water discharge (2002-2003). In the inserted box, the location of the Cahabon River gauge station in the Lake Izabal catchment is presented. Units are in $\text{m}^3/\text{s}$	202
<b>Figure 5.21</b>	Lake Izabal water volume annual time series. Each year is presented in different color: 2006 (green), 2005 (red), 2004 (yellow) and 2003 (blue). The dashed lines are the 35 days line plots and the solid lines are the adjusted curves	203
<b>Figura 6.1</b>	Esquema de flujo de masa de agua para el cálculo del balance hídrico del sistema del Lago de Izabal	211
<b>Figura 6.2</b>	Climadiagrama de lluvia y evaporación en la cuenca del Lago de Izabal. Promedios de datos de las estaciones meteorológicas ubicadas dentro del área de influencia de la cuenca	213
<b>Figura 6.3</b>	Contribución mensual (A) y diaria (B) de la descarga de agua del complejo Polochic-Cahabón, en relación al total de agua entrando al Lago de Izabal. Ejes verticales en porcentaje	216

<b>Figura 6.4</b>	Serie temporal del agua superficial descargada hacia el Lago de Izabal ( $m^3/s$ ) (línea azul). La línea roja es la curva suavizada utilizando LOWESS	217
<b>Figura 6.5</b>	Series temporales mensuales de volumen de agua entrando al Lago de Izabal ( $m^3$ ). Entradas de agua superficial en línea azul. Entradas de agua por las condiciones meteorológicas (lluvia- evaporación) en línea verde	218
<b>Figura 6.6</b>	Comparación de la variación temporal mensual del volumen de agua almacenada ( $m^3$ ) en el Lago de Izabal (línea verde) y el volumen de agua entrando al lago (línea azul)	220
<b>Figura 6.7</b>	Comparación del caudal total de agua entrando al Lago de Izabal (línea azul) y el caudal de salida a través del Río Dulce (línea roja). Unidades en $m^3/s$	222
<b>Figura 6.8</b>	Regiones oceanográficas que afectan las condiciones climáticas y recursos hídricos del área de influencia del Lago de Izabal	225
<b>Figura 6.9</b>	A) Diagrama de la variación temporal de la anomalía de presión sobre la superficie oceánica en la región SOI. B) Variación temporal de la anomalía de presión sobre la superficie oceánica sobre la región NATL. Las series en línea roja (A y B) son la variación mensual de volumen de agua almacenada en el Lago de Izabal.	226
<b>Figura 6.10</b>	Esquema del flujo de masa para el cálculo del transporte de sedimentos en la cuenca del Lago de Izabal. Se muestra la integración de los modelos de Erosión, Carga de sedimentos, Movimiento del agua y Difusión-Advección	229
<b>Figura 6.11</b>	Esquema de la integración de información geográfica de lluvia, suelos, topografía y uso de la tierra para el cálculo del mapa de riesgo a erosión de la cuenca del Lago de Izabal, utilizando álgebra de mapas en base GIS	233
<b>Figura 6.12</b>	Contribución mensual de la carga de sedimentos aportada por el complejo Polochic-Cahabón, con relación a la carga total de sedimentos entrando al Lago de Izabal	235
<b>Figura 6.13</b>	Comparación de las series temporales de carga total de sedimentos y la descarga de agua total entrando al Lago de Izabal	236
<b>Figura 6.14</b>	Diagrama de dispersión relacionando descarga total de agua y carga total de sedimentos. Elaborado con datos mensuales de los 20 años con disponibilidad de datos de lluvia (1987-2006)	237
<b>Figura 6.15</b>	Entrada del Río Polochic al Lago de Izabal. Nótese la diferencia de coloración de las aguas por alta concentración de sedimentos y partículas en el Río Polochic. Fotografía tomada de Oliva et al. (2004)	239

<b>Figura 6.16</b>	Campo de concentración de SPM obtenido con la simulación del modelo integrado (erosión, carga de sedimentos, difusión-advección y circulación). A) resultado de abril 2005. B) resultado de junio 2006	241
<b>Figura 6.17</b>	A) Mapa de concentración de sedimentos en la zona sur-oeste del Lago de Izabal obtenido por la simulación del modelo integrado (Junio 2006). B) Mapa de distribución de transparencia en la misma zona, obtenido por medidas in-situ (promedio de transparencia de noviembre 2001 a abril 2002) (Pacas, 2002)	244
<b>Figura 6.18</b>	Pluma de sedimentos entrando al Lago de Izabal por la desembocadura del Río Polochic. Tomado de Michot et al. (2002)	247
<b>Figura A.1</b>	Instrumento utilizado para medir las variaciones de nivel de agua del Lago de Izabal	276





## LISTADO DE TABLAS

---

<b>Tabla 2.1</b>	Indicadores demográficos principales de Centro América (PNUD, 1999; CEPAL, 2006)	15
<b>Tabla 2.2</b>	Caudales medios anuales del año 2003 de ríos representativos de cada vertiente hidrográfica (INSIVUMEH, 2003)	18
<b>Tabla 2.3</b>	Algunos modelos hidrológicos que predicen la descarga de agua de cuencas hidrográficas	39
<b>Tabla 3.1</b>	Respuesta de las distintas clases de uso de la tierra recibida por los sensores utilizados (Bruce, 2002)	62
<b>Tabla 3.2</b>	Parámetros comprendidos dentro de la base de datos construida	63
<b>Tabla 3.3</b>	Características físicas y origen geológico de las series de suelos encontradas (Simmons et al. 1959)	69
<b>Tabla 3.4</b>	Parámetros estadísticos para la comparación de los DEM presentados en la Fig. 3.6	77
<b>Tabla 3.5</b>	Extensión de tierra cubierta por cada categoría de uso	89
<b>Tabla 3.6</b>	Parámetros morfométricos de la superficie del Lago de Izabal	93
<b>Tabla 3.7</b>	Parámetros morfométricos de profundidad del Lago de Izabal	95
<b>Tabla 4.1</b>	Valores del factor C asumidos para cada tipo de cobertura y uso de la tierra (Wischmeier y Smith, 1978; Clérico y García, 2001)	117
<b>Tabla 4.2</b>	Principales características de las series de suelos de la costa del Lago de Izabal (Simmons et al. 1959)	124
<b>Tabla 4.3</b>	Valores de entrada seleccionados para los distintos parámetros del modelo HYDROTREND	128
<b>Tabla 4.4</b>	Parámetros utilizados en el modelo HYDROTREND para la simulación de carga de sedimentos, aplicado al complejo Polochic-Cahabón	135
<b>Tabla 4.5</b>	Resultados obtenidos de carga de sedimentos contenidos en el agua del complejo Polochic-Cahabón	137
<b>Tabla 4.6</b>	Resultados obtenidos de la aplicación del modelo RUSLE a la cuenca del complejo Polochic-Cahabón	140
<b>Tabla 4.7</b>	Valores de SPM utilizados para la entrada del modelo	142
<b>Tabla 4.8</b>	Parámetros utilizados en el modelo de difusión-advección	143
<b>Tabla 4.9</b>	Parámetros utilizados en el modelo de movimiento de agua por arrastre del viento	153
<b>Table 5.1</b>	ENVISAT ASAR images used and track-orbit information	172

<b>Table 5.2</b>	Lake Izabal inundated area at different dates from SAR and in-situ lake level	189
<b>Table 5.3</b>	Statistical parameters of the Lake Izabal water level, inundated area and volume estimations. The estimations are based on different data sources: in-situ, RA-2 and ASAR	196
<b>Table 5.4</b>	Annual statistical parameters of the estimated water volume of Lake Izabal	203
<b>Tabla 6.1</b>	Características estadísticas del caudal y área de captación de los ríos tributarios del Lago de Izabal	215
<b>Tabla 6.2</b>	Extensión de terreno y porcentaje de área con respecto al total de la cuenca de captación bajo cada clase de erosión en el sistema del Lago de Izabal	232
<b>Tabla 6.3</b>	Estadísticas de la carga de sedimentos de los ríos tributarios del Lago de Izabal	234
<b>Tabla 6.4</b>	Carga de sedimentos entrando al Lago de Izabal por cada río tributario, a partir de resultados de simulación con el modelo integrado en abril 2005 y Junio 2006	240
<b>Tabla A.1</b>	Características de los datos in-situ utilizados.	275
<b>Tabla A.2</b>	Información geográfica integrada en la base de datos	277
<b>Tabla A.3</b>	Características de los productos de teledetección utilizados	278
<b>Tabla A.4</b>	Características de los datos obtenidos por simulación numérica	279

# CAPÍTULO PRIMERO



## **Introducción**

La disponibilidad de recursos naturales para sostener los medios de vida de las generaciones futuras, depende de que la humanidad asuma modelos de desarrollo que permitan la convivencia armónica con la naturaleza. En la actualidad, el aprovechamiento sostenible, gestión y conservación de los recursos naturales son fundamentales para encarar los retos enmarcados en la agenda ambiental global. Dentro de este marco, el conocimiento de los componentes, procesos y dinámicas del medio ambiente es considerado como una base para la toma de decisiones que sean incluyentes, creativas y pacíficas, y que estén orientadas al alcance de esos desafíos. A inicios del 2005, la Organización de Naciones Unidas (ONU) declaró el 2005-2015, como decenio internacional “El Agua, Fuente de Vida”. Se considera que la investigación en recursos hídricos es una herramienta fundamental para el alcance de los objetivos planteados para ese decenio.

Las aguas continentales sostienen la mayoría de ecosistemas en los cuales se basan las actividades humanas. En el mundo, éstas se pueden encontrar como capas de hielo, nieve, agua subterránea (como humedad del suelo o acuíferos) y superficialmente (como lagos, ríos y humedales). Dentro de las aguas continentales, el estudio de los lagos naturales es fundamental porque estos ecosistemas representan relaciones complejas entre la atmósfera, las aguas subterráneas y la escorrentía superficial. Además de las relaciones mencionadas, se ven afectados por actividades en las partes altas de la cuenca respecto al uso de la tierra y del recurso hídrico, como la agricultura, industria y consumo humano (Cretaux y Birkett, 2006). Con relación al estudio de lagos, el conocimiento de los procesos físicos es de suma importancia ya que estos procesos, generalmente determinan la distribución espacial de las características químicas y biológicas del cuerpo de agua (Hakanson et al., 2000). Además, es necesario contar con información precisa de la cantidad de agua almacenada en lagos para poder tomar decisiones acertadas sobre su manejo (Chiara et al. 2006; French et al. 2006). En general, los procesos físicos que rigen la hidrodinámica de lagos han sido estudiados previamente, por lo que se conoce la

importancia de estos procesos en los ecosistemas (Callieri, 1997; Condie y Webster, 2002; Ambrosetti et al., 2003).

Las técnicas tradicionales utilizadas para estudiar los procesos físicos en lagos requieren la planificación y desarrollo de campañas de campo para la toma de medidas in-situ. Estas técnicas demandan alta inversión de recursos financieros y, además, para la continuidad de las series de datos es necesario que se formalicen programas de seguimiento de variables ambientales. No obstante, el desarrollo científico y tecnológico de las últimas décadas permite contar con medios alternativos y complementarios, que hacen posible la adquisición continua de datos de alta precisión y validez, para el estudio de aguas continentales. Entre estos medios, la modelación numérica y la interpretación de información obtenida en sensores remotos espaciales, han sido ampliamente utilizadas para investigar estos procesos.

En cuanto a la utilización de modelos numéricos para realizar estudios de procesos físicos en aguas continentales, se mencionan trabajos sobre la hidrodinámica de lagos (Lindstrom et al., 1999; Hakanson, et al., 2000; Malmaeus y Hakanson, 2003), la descarga de agua y carga de sedimentos de ríos (Syvitski et al., 1998; Kettner y Syvitski, 2007), el transporte de sedimentos en el interior de lagos (Kjaraan et al., 2004; Tsanis y Saied, 2006), entre otros. Por otro lado, diversos sensores a bordo de distintas misiones satelitales, se han aplicado en estudios hidrológicos, entre los que se destaca: la altimetría para estudiar niveles de lagos (Berry et al., 2006; Crétaux and Birkett, 2006), el Radar de Apertura Sintética (SAR) para detectar las líneas de costa y variación de área (Fleming, 2005; Chiara et al. 2006), la misión topográfica espacial para conocer la geomorfología de las cuencas de captación (Bundela, 2004; Ludwig y Schneider, 2006), e imágenes de la misión Landsat para estudiar el uso de la tierra (Treitz y Rogan, 2004). Es necesario mencionar que la aplicación de modelos numéricos y teledetección debe adaptarse a cada región ya que cada lago presenta distintos matices de acuerdo con la latitud donde se encuentra y su morfología.

Guatemala, al igual que la mayoría de países de América Latina considerados “en vías de desarrollo”, tiene un gran patrimonio natural. El país cuenta con diversidad de ecosistemas, condiciones climáticas, altos índices de biodiversidad y riqueza de recursos naturales que conforman una amalgama de paisajes. Lamentablemente, el país ha vivido una serie de situaciones sociales, derivadas principalmente de problemas económicos y culturales, que han influido en la tenencia de la tierra y el uso de la misma. Esto, unido a tendencias mundiales de degradación ambiental, cambio climático y pérdidas de biodiversidad, ha provocado una cadena de efectos negativos como: la deforestación, erosión, degradación de ecosistemas acuáticos, cambios en el ciclo hidrológico, y aumento en la vulnerabilidad de las poblaciones a sufrir desastres naturales, entre otros. Con relación a los recursos hídricos del país, que comprenden aguas superficiales, subterráneas y de precipitación pluvial, la disponibilidad de agua sobrepasa la demanda. De acuerdo con URL (2005), el país tiene pocas probabilidades de tener problemas de disponibilidad hídrica por su enorme potencial. Sin embargo, la capacidad para administrar estos recursos es deficiente en función de las necesidades de la creciente población. Las aguas continentales guatemaltecas cubren 950 km<sup>2</sup>, incluyendo lagos y lagunas, de los cuales el Lago de Izabal es el de mayor extensión.

La gestión del Lago de Izabal es importante para el país tanto desde un punto de vista biofísico como socioeconómico. La cuenca del Lago de Izabal está constituida por diversas sub-cuencas hidrográficas de diferentes características fisiográficas y edafológicas. Dentro de los límites de la cuenca existen diversos tipos de cobertura vegetal que se unen a una rica biodiversidad dentro del ecosistema. Las principales actividades humanas que se realizan dentro de las cuencas que drenan sus aguas al lago son la agricultura y ganadería, mientras que las comunidades de las partes bajas subsisten con la pesca. Otras actividades económicas que ejercen presión en el ecosistema son el turismo y la industria, donde destacan la minería y la producción de café, con altos impactos ambientales en el entorno. El uso intensivo de los recursos naturales del área de influencia, sin medidas de protección ambiental, ha provocado el deterioro ambiental del Lago de Izabal. Esto unido a la constante amenaza de huracanes y tormentas tropicales provenientes del Mar Caribe, hace que la situación de la población que reside dentro del

área de influencia del lago sea insostenible y realza la importancia de una gestión integral adecuada del ecosistema.

En la última década se han realizado estudios para conocer la calidad física, química y bacteriológica del agua del Lago de Izabal y sus variaciones estacionales (Basterrechea, 1993; Marchorro, 1996; Dix et al., 1999; Arrivillaga, 2002; Pérez et al., 2004). Todas las referencias citadas comparten cierta preocupación debida a los niveles elevados de contaminación observados. En 1998 se creó la Autoridad para el Manejo Sustentable de la Cuenca del Lago de Izabal y Río Dulce –AMARSULI-. Entre otras actividades, AMASURLI se encarga del monitoreo mensual de parámetros de calidad del agua almacenada en el Lago. Aunque se cuenta con información sobre los parámetros de calidad de agua del Lago, se conoce poco acerca de los procesos físicos del ecosistema (URL, 2002). No existen datos consistentes y constantes acerca de la descarga de agua y erosión en las cuencas tributarias del Lago de Izabal y, en general, existe un vacío de información sobre diversos procesos físicos, tales como el balance de masa de agua, el tiempo de residencia, el contenido de calor, la dinámica subterránea, la circulación de agua dentro del lago y el transporte de sedimentos en el sistema.

Esta Tesis Doctoral se delimita, conceptualmente, a la evaluación de dos procesos físicos del Lago de Izabal: el balance hídrico y el transporte de sedimentos. A pesar de que muchos problemas ambientales presentes en el Lago de Izabal están relacionados con estos procesos, aún no se cuenta con información detallada sobre ellos. La razón por la que no se han hecho esfuerzos para estudiar en profundidad los aspectos mencionados, es la falta de recursos para realizar medidas de campo y de tecnología para realizar estimaciones como las que se presentan en esta Memoria. Además, la realización de estimaciones acerca de estos procesos permitirá aumentar el conocimiento de otras variables del Lago de Izabal que están relacionadas con el balance hídrico y el transporte de sedimentos tales como: la calidad de agua del lago, nutrientes, tiempo de residencia, entre otros.



Cada uno de los procesos de interés se abordará de acuerdo a las leyes físicas que los dominan y a sus ciclos naturales. Así, el balance hídrico del lago se evalúa con base en su relación íntima con el ciclo hidrológico. Se analizan las distintas entradas de agua (lluvia, afluentes, aguas subterráneas), salidas (evaporación, agua superficial e infiltración), y su relación con los cambios en el volumen de agua almacenada en el Lago. En cuanto al transporte de sedimentos, se contempla considerando el desprendimiento, transporte y deposición de partículas en la cuenca de captación, y su posterior transporte hacia el interior del Lago por procesos de difusión y movimiento de las aguas. Ambos procesos físicos estudiados y detallados en esta Memoria dependen de los mismos factores: las condiciones meteorológicas, la geomorfología, edafología y cobertura vegetal de la cuenca, y morfometría del lago. Cada uno de estos aspectos influyen en varios sub-procesos hidrológicos (entradas y salidas directas de agua, fuerzas erosivas, capacidad de almacenamiento, velocidad de infiltración, susceptibilidad a la erosión, drenaje superficial, barreras físicas, etc.), todos relacionados con el balance hídrico y el transporte de sedimentos.

Para realizar las estimaciones de los procesos de interés, en esta Tesis Doctoral se propone la combinación de las siguientes técnicas: el desarrollo de modelos numéricos, el análisis e interpretación de productos de sensores remotos, sistemas de información geográfica y datos de campo. Los estudios se extienden por un período de 4 años (2003-2006) debido a la disponibilidad de datos. Las técnicas desarrolladas y presentadas en esta Memoria permitirán realizar estimaciones de manera constante y continua acerca del balance hídrico y el transporte de sedimentos en la cuenca del Lago de Izabal. La información generada a partir de estas metodologías fortalece la base cognitiva para la toma de decisiones respecto a la planificación del manejo, aprovechamiento y conservación de los recursos de la región. Tomando en cuenta que la Tesis Doctoral propone una metodología de bajo costo que provee información valiosa, ésta será presentada como producto ante las instituciones con labores relacionadas en la región del Lago.

Esta Tesis Doctoral se plantea con base en las características biofísicas y socioeconómicas del Lago, la problemática ambiental que aqueja la zona, y la

información existente actualmente. Asimismo, se consideran las ramas de investigación y nuevas tecnologías aplicadas en lagos e hidrología en el contexto global. Con la presente Memoria finaliza una serie de actividades de investigación desarrolladas por un período de tres años (2006-2008) realizadas en el seno del grupo de Oceanografía y Teledetección del departamento de Física Aplicada de la Universidad de Cádiz. Además, una parte de los análisis incluidos en esta Tesis Doctoral se realizaron en el Departamento di Scienza della Terra, de la Universidad de Ferrara (Italia).

## **1.1 Objetivos de la Tesis**

La planificación, desarrollo y realización de esta Tesis Doctoral persiguió el siguiente objetivo general:

**Desarrollar una metodología que combine la aplicación de modelos numéricos, teledetección y datos de campo, que permita la estimación y seguimiento de procesos físicos del Lago de Izabal (el balance hídrico y el transporte de sedimentos).**

Con la consecución de este objetivo, esta Tesis Doctoral pretende ser una contribución para el aumento del conocimiento de la dinámica ambiental del Lago de Izabal y mejora el sistema de gestión del mismo.

Para cumplir satisfactoriamente el objetivo general, fue necesario el planteamiento de algunos objetivos específicos:

- (i) Evaluar la variabilidad temporal y espacial de los parámetros biofísicos que rigen los procesos hidrológicos dentro del ecosistema del Lago de Izabal, tales como: las condiciones meteorológicas, las características geofísicas y edafológicas de la cuenca de captación y el uso de la tierra.
- (ii) Estimar los procesos hidrológicos de descarga de agua, pérdida de suelo, carga de sedimentos y su transporte al interior del Lago de Izabal, mediante el desarrollo y aplicación de modelos numéricos.
- (iii) Cuantificar las variaciones de volumen de agua almacenada en el Lago de Izabal mediante la combinación de variaciones de nivel y área inundada determinadas a partir de productos de sensores remotos.
- (iv) Analizar el balance hídrico y el transporte de sedimentos del sistema del Lago de Izabal, integrando técnicas de teledetección, modelos numéricos y datos in-situ.



## **1.2 Estructura de la Memoria**

A continuación se describen brevemente los seis capítulos de esta Tesis Doctoral, con la intención de ofrecer una perspectiva general de la estructura de la Memoria. Después de esta introducción, en el Capítulo II, se presenta una descripción de la zona del Lago de Izabal, haciendo énfasis en aspectos biofísicos y socioeconómicos. Además, se describe un marco conceptual acerca de los procesos hidrológicos de interés en este trabajo: el balance hídrico y el transporte de sedimentos. Finalmente, se abordan los antecedentes de la aplicación de modelos numéricos y teledetección en lagos ubicados en otras regiones.

El Capítulo III trata sobre la determinación de la variación espacial y temporal de los factores que afectan los procesos hidrológicos estudiados. La descripción de estos aspectos se realizó a partir de análisis de medidas in-situ, una base de información geográfica y la interpretación de productos de sensores remotos (SRTM, Landsat, SAR).

Con base a los factores que afectan a los procesos hidrológicos y en las leyes físicas que los definen, en el Capítulo IV se desarrollan y aplican modelos numéricos capaces de simular distintos sub-procesos del sistema: la descarga de agua, erosión, carga de sedimentos, difusión-advección de partículas y movimiento del agua por fuerza de arrastre del viento.

La cuantificación de las variaciones mensuales de volumen de agua almacenada en el lago se presenta en el Capítulo V. Las variaciones de volumen se determinaron combinando cambios en el nivel de agua con cambios del área de la superficie del lago. Los datos utilizados provienen de medidas in-situ del nivel y productos de los sensores Radar Altimetro (RA-2) y Radar de Apertura Sintética (SAR), ambos a bordo de la misión de observación terrestre ENVISAT.

En el Capítulo VI se integra la modelación numérica con teledetección y medidas in-situ para determinar los procesos de balance hídrico y transporte de sedimentos en el sistema del Lago de Izabal.

Finalmente, se incluye un apartado referente a las conclusiones y recomendaciones producto de esta Tesis Doctoral.

Cada uno de los Capítulos presentados en esta Memoria está integrado con el resto y tiene relación con el objetivo general de la misma. La estructura de la Tesis Doctoral se esquematiza en la Fig. 1.1.

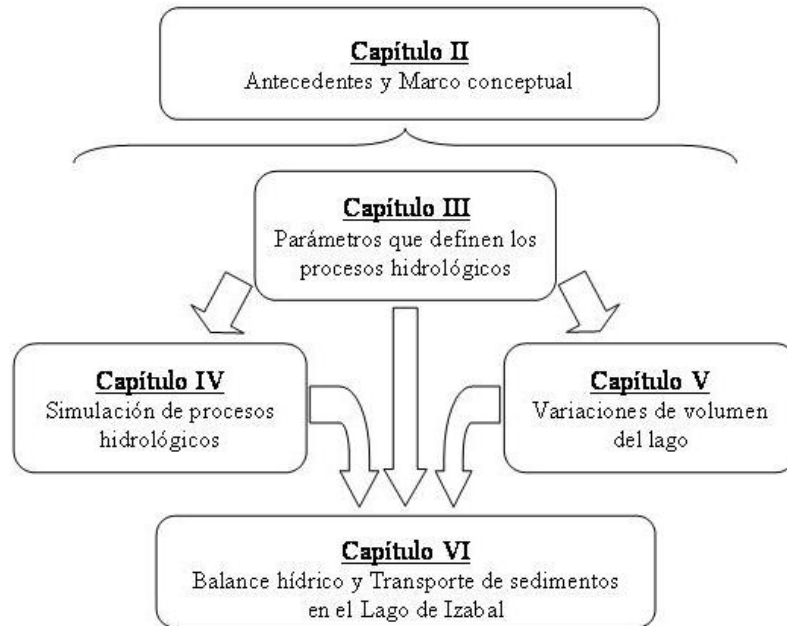


Figura 1.1. Esquema de integración de los capítulos de la Tesis Doctoral.

Como se observa en la Fig. 1.1, el Capítulo II provee un soporte conceptual y referencial de los procesos estudiados. El Capítulo III constituye la base de datos de entrada para los análisis presentados en los Capítulos IV y V. Además, éste proporciona información fundamental para el modelo integrado presentado en el Capítulo VI y genera criterios de interpretación de los resultados obtenidos. En los Capítulos IV/V se presenta la aplicación de modelos/teledetección que producen estimaciones de distintos sub-procesos hidrológicos que se integran en el Capítulo VI. El último Capítulo de esta Memoria (VI), integra los resultados de los Capítulos III, IV y V para determinar el balance hídrico y el transporte de sedimentos en el sistema, a su vez utiliza la base conceptual (Capítulo II) para interpretar los resultados.

# CAPÍTULO SEGUNDO





### **Antecedentes y Marco Conceptual**

#### **2.1. Descripción de la zona**

##### **2.1.1. Generalidades de Guatemala**

La República de Guatemala posee una superficie de 108889 km<sup>2</sup> y una población que asciende a 11.2 millones de habitantes (INE, 2002); esto representa una densidad de población de 103 hab/km<sup>2</sup>, siendo la segunda más alta de Centroamérica, por detrás de El Salvador. El país se encuentra en el centro geográfico del continente americano entre los paralelos 13° 44' y 18° 30' N y los meridianos 87° 30' y 92° 13' W (Fig. 2.1). Por su posición geográfica, origen y características geológicas y topográficas, presenta una diversidad de ecosistemas, conformados por condiciones climáticas variadas y riqueza de recursos naturales; posee relieves que van desde planicies a montañas quebradas. Además, cuenta con una gran biodiversidad. Guatemala es poseedora de una gran riqueza sociocultural expresada en sus distintas etnias y recursos arqueológicos que, junto a su variabilidad biofísica, imprimen al país una riqueza particular y excepcional (URL, 2002).

Las condiciones climatológicas de la zona se ven influenciadas por las interacciones océano-atmósfera del Este del Océano Pacífico y de la zona tropical del Océano Atlántico y Mar Caribe (Restrepo y Kjerfve, 2000; Thattai et al., 2003). Thattai et al. (2003), indican que las variaciones orográficas locales influyen directamente en el comportamiento de la temperatura y de precipitación. En general, las temperaturas medias se han definido en 27 °C para la costa del Océano Pacífico y 28 °C para la del Océano Atlántico. La altitud es el principal factor de variación de temperatura, en general se ha estimado que ésta descende 1 °C por cada 100 m de ascenso (URL, 2002).

Geológicamente, Guatemala es un territorio de topografía irregular, con altitudes que van desde el nivel del mar hasta los 4220 m en el volcán Tajumulco, la cima de mayor altitud en Centro América (URL, 2002). Además cuenta con recursos costeros en el océano Pacífico y Mar Caribe, siendo la distancia interoceánica más corta de 200 km.

Los recursos forestales del país están siendo explotados a una tasa mayor a su recuperación. Considerando los bosques latifoliados, coníferas, mixtos y manglar, en 1999 existía una superficie de bosques de 49466 km<sup>2</sup> (45.4% del territorio). Mientras que en el año 2003, la extensión territorial cubierta por bosques era de 40460 km<sup>2</sup>, que equivale aproximadamente al 37% del territorio nacional (INAB, 2004).

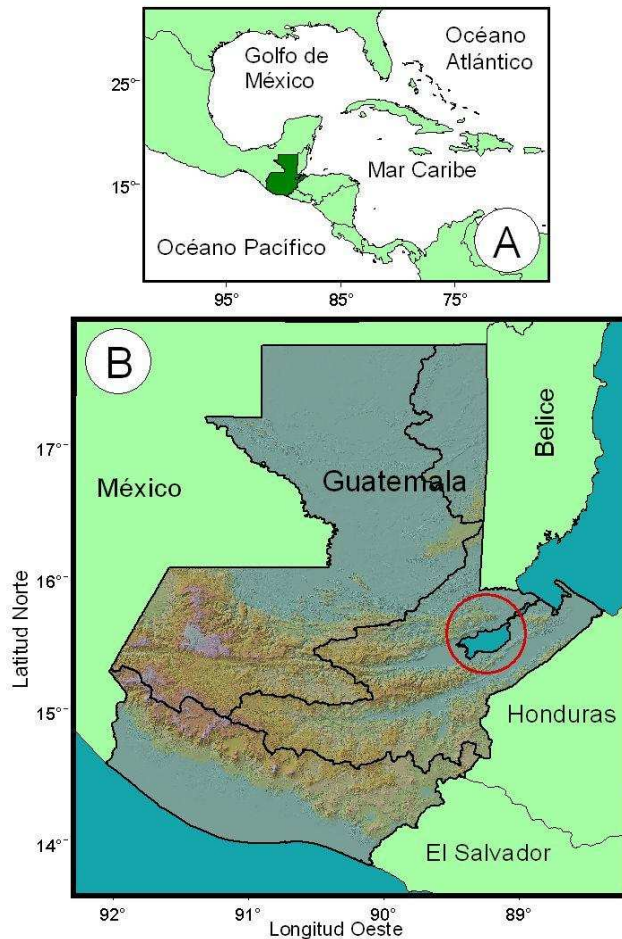


Figura 2.1. A) Ubicación geográfica de la República de Guatemala en Centroamérica. B) Mapa de Guatemala, se muestra la línea divisoria de las tres vertientes hidrográficas. Con el círculo se indica la ubicación del Lago de Izabal.

En cuanto a los aspectos sociales de Guatemala, un rasgo particular de la población es su carácter multiétnico, multilingüe y pluricultural. La tasa global de fecundidad<sup>1</sup> (TGF) de Guatemala es de 5 hijos, la más alta en América Latina (CEPAL,

<sup>1</sup> La tasa global de fecundidad es el número de hijos que, en promedio, tendría cada mujer de una población en período fértil.

2006). El país sufre una de las mayores tasas de analfabetismo en América Latina (32%) (URL, 2002). En la Tabla 2.1 se resumen algunas características de la población de Guatemala comparadas con países de Centro América. Como se observa, los datos demográficos de Guatemala son preocupantes. Es el país con la TGF más alta y menor esperanza de vida. Tiene un grado elevado de inseguridad alimentaria, desnutrición infantil, violencia y narcotráfico, que, unido a la ocurrencia de desastres naturales como inundaciones, deslaves, y huracanes, provoca que la población sea altamente vulnerable.

<b>Indicador</b>	<b>Guatemala</b>	<b>El Salvador</b>	<b>Honduras</b>	<b>Nicaragua</b>	<b>Costa Rica</b>
Territorio miles km <sup>2</sup>	108.9	21	112.1	139	51.1
Población (millones)	13.01	6.9	7.5	5.59	4.4
Densidad (hab/ km <sup>2</sup> )	119.4	328.5	66.9	40.2	86.1
TGF	4.9	3.2	4.3	4.4	2.8
Tasa de mortalidad	0.74	0.61	0.54	0.58	0.39
Esperanza de Vida	64.2	69.4	69.8	68.2	76.5

Tabla 2.1 Indicadores demográficos principales de Centro América (PNUD, 1999; CEPAL, 2006).

La economía del país se basa especialmente en el uso y aprovechamiento de recursos naturales a través de los sectores agrícola, pecuario, forestal e hidrobiológico. Todos ellos ejercen mucha presión sobre los recursos naturales y el medio ambiente. De manera que existe sensibilidad natural y una presión social elevadas sobre el medio ambiente nacional, que se ha venido degradando año tras año. Los principales problemas ambientales de Guatemala son: la deforestación, la erosión y la contaminación.

El problema de la deforestación radica en que la extracción es mayor que la reposición natural y artificial. Las causas principales son el consumo irracional de madera para leña, la colonización, el avance de la frontera agrícola, la extracción ilegal y, en menor grado, los incendios y plagas forestales. Según URL (2002), la situación es alarmante debido a que, además del valor económico del recurso forestal, se está perdiendo el valor ecológico, ya que su función es esencial para: la conservación de suelos, protección contra inundaciones, mantenimiento de áreas productivas para la agricultura, regulación del ciclo hidrológico, contribución a la conservación de la vida silvestre y protección del medio ambiente nacional.

La tasa de deforestación, la alta susceptibilidad de los suelos a la erosión y la intensidad de su uso, entre otros, aumentan las tasas de erosión de Guatemala. En cuanto a erosión, se estima que en Guatemala se pierden alrededor de  $71169159 \times 10^3$  kg de suelo anuales ( $658 \times 10^3$  kg/km<sup>2</sup>/año). Los valores de erosión hídrica se ven aumentados por la afluencia de huracanes, como el Huracán Stan en 2005 que produjo, en dos semanas, una pérdida de  $9027483 \times 10^3$  kg de suelo, equivalentes al 12% de erosión anual (CEPAL/SEGEPLAN, 2005). Tahatti et al. (2003), en el estudio realizado en el Golfo de Honduras, concluyen que entre las cuencas afluentes del Golfo de Honduras, la que tiene la tasa más alta de erosión es la del sistema formado por el Río Polochic, el Lago de Izabal, y el Río Dulce en Guatemala, con un valor de  $1224 \times 10^3$  kg/año/km<sup>2</sup>.

La contaminación de los recursos hídricos se ve influenciada por el uso excesivo de agroquímicos y el vertido de desechos sin tratamiento en los cuerpos de agua. Otra fuente de contaminación de suelos y aguas son los rellenos sanitarios y los vertederos al aire libre de algunos núcleos de población. Además, la actividad comercial e industrial genera residuos que producen contaminación en el aire, el suelo, el agua superficial y el agua subterránea.

### 2.1.2. Recursos hídricos de Guatemala

En cuanto a recursos hídricos, no se poseen datos exactos sobre los volúmenes y la calidad de las aguas superficiales y subterráneas disponibles. Sin embargo, según el URL (2005), el caudal superficial se estima que varía entre 1760 m<sup>3</sup>/s y 3190 m<sup>3</sup>/s, correspondiendo a un volumen de 55.6 y  $100.6 \times 10^9$  m<sup>3</sup>/año, respectivamente. Se calcula un caudal de aguas subterráneas de  $33699 \times 10^6$  m<sup>3</sup>/año. La riqueza hídrica del país incluye siete lagos, 365 lagunas, 780 lagunetas, siete embalses y tres lagunas temporales; que cubren aproximadamente el 0.9% del territorio nacional (950 km<sup>2</sup>).

De acuerdo con URL (2005), el volumen de agua disponible a nivel nacional sobrepasa con creces el uso actual. Sin embargo, según las previsiones, se ve seriamente comprometido con las necesidades y la contaminación para el año 2025. En la actualidad, Guatemala podría ser un país exportador de agua. No obstante, ocurren eventos de

escasez y falta de agua de manera continua debido, principalmente, a dos razones: la temporalidad del recurso agua y su contaminación.

La disponibilidad de recursos hídricos se ve afectada por las condiciones climáticas que, a su vez, dependen de la circulación atmosférica global y sus ciclos anuales e interanuales. De manera que cambios y alteraciones climáticas globales influyen en la disponibilidad de agua en la región (Restrepo, 2005). Aunque la precipitación promedio anual es aproximadamente 2000 mm, su distribución no es homogénea, existiendo regiones secas con precipitaciones anuales de 700 mm y regiones húmedas con hasta 5000 mm. Generalmente se observan dos estaciones: la lluviosa y la seca. La lluvia se concentra en los meses de mayo y noviembre, con una canícula o período de menor precipitación, entre julio y agosto. Además, las condiciones morfológicas de las cuencas hidrográficas y las actividades antropogénicas afectan al almacenamiento de agua y su disponibilidad subterránea.

La disponibilidad hídrica en escorrentía superficial, aguas subterráneas y precipitación pluvial es insumo para la población en diferentes usos (URL, 2005). Los usos principales son: (i) agua potable y saneamiento, (ii) riego, (iii) energía, (iv) otros usos con menor requerimiento hídrico (industria, turismo, transporte, pesca, conservación y recepción de desechos).

Las aguas superficiales de Guatemala drenan en tres vertientes principales: la del Pacífico, la del Golfo de México y la del Mar Caribe (Fig. 2.1.B). La vertiente del Pacífico tiene una extensión de 24237.26 km<sup>2</sup> (22% del territorio), 18 cuencas y un caudal promedio anual de 808 m<sup>3</sup>/s. Los cauces atraviesan la cadena volcánica para drenar finalmente en la planicie costera y llegar al Océano Pacífico. En general las cuencas son angostas, con fuertes pendientes en la parte media y con una pendiente muy suave en la parte baja. Las cuencas de esta vertiente se ven caracterizadas por una respuesta rápida a la precipitación y un alto grado de sedimentación en la planicie costera, incrementado por la disponibilidad de sedimento producto de los volcanes activos. La vertiente del Golfo de México contiene cuencas que cruzan la frontera con dicho país, con un área de 50852.45 km<sup>2</sup> (47% del territorio). Está conformada por 10 cuencas, con un

caudal medio anual de 1372 m<sup>3</sup>/s. Son las cuencas más extensas del país y las más caudalosas, y todas conforman el caudal del río Grijalva en México.

La vertiente del Caribe tiene una extensión de 33799.29 km<sup>2</sup> (31% del país), con 10 cuencas y un caudal promedio anual de 1010 m<sup>3</sup>/s. Incluye los ríos con mayor longitud del territorio guatemalteco. En general, las cuencas están muy bien definidas. En las partes altas tiene fuertes pendientes, que van drenando para convertirse en ríos sinuosos, con valles inundables en las partes más bajas cerca de las desembocaduras. En la Tabla 2.2 se presentan los caudales medios de algunos de los ríos representativos de cada vertiente.

<b>Vertiente</b>	<b>Río</b>	<b>Caudal (m<sup>3</sup>/s)</b>
Pacífico	Suchiate	20.46
	Ocosito	30.38
	Naualate	60.8
	Coyolate	56.4
Mar Caribe	Motagua	201.85
	Cahabón*	164.2
	Polochic*	71.9
	Sarstún	39.39
	Grande Zacapa	28.5
Golfo de México	Salamá	3.36
	La Pasión	322.8
	San Pedro	42.59
	Salinas	551

\* Ríos Tributarios del Lago de Izabal

Tabla 2.2. Caudales Medios Anuales del año 2003 de ríos representativos de cada vertiente hidrográfica (INSIVUMEH, 2003).

Las condiciones biofísicas y socioculturales de Guatemala son muy variables. De manera que las tres vertientes hidrográficas se diferencian entre sí tanto por sus características biofísicas como socioculturales. La presente Memoria de Tesis Doctoral se enfoca en un sistema de la vertiente del Mar Caribe. Los ríos de esta vertiente son tributarios del Golfo de Honduras, que tiene influencia, además, de las cuencas de Belice y Honduras. En la zona se encuentra el complejo lago de Izabal-Río Dulce, que constituye el ecosistema acuático de mayor extensión de Guatemala con aproximadamente 800 km<sup>2</sup>.

### 2.1.3. El Lago de Izabal

El Lago de Izabal es el más grande de Guatemala. Se encuentra ubicado en el noreste del país, a una latitud de 15°30' N y una Longitud de 89°10' W. Cuenta con una superficie de 678 km<sup>2</sup> (Fig. 2.2.B). Se trata de un lago de tierras bajas cuya superficie se encuentra a una altura de unos 10 msnm (Metros Sobre el Nivel del Mar) con referencia al nivel medio del Mar Caribe. Su principal afluente es el río Polochic, el cual proporciona por lo menos el 70% del agua que entra al lago (Basterrechea, 1993). Sus aguas drenan a través del Río Dulce (42 km de longitud), el cual desemboca en la zona Oeste del Mar Caribe. El complejo Lago de Izabal-Río Dulce es afluente del Golfo de Honduras que unido a otras cuencas de Belice y Honduras tienen influencia en la barrera del Arrecife de Meso-América. Es hábitat para una amplia diversidad de especies, siendo el manatí (*Trichechus manatus*) y el cocodrilo Moreleti (*Crocodylus moreletti*) las más importantes, por estar en peligro de extinción.

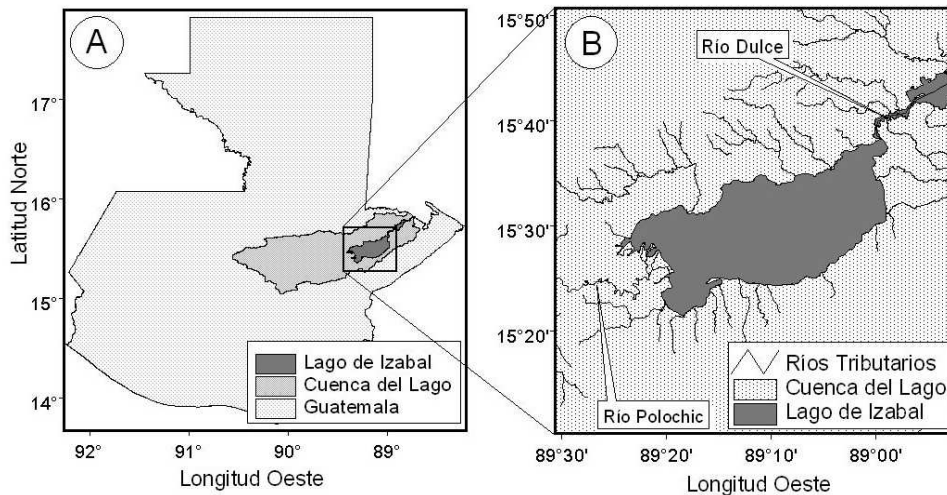


Figura 2.2. A) Localización del Lago de Izabal y su cuenca de captación dentro de la República de Guatemala. B) El lago de Izabal y sus ríos tributarios, se indica la ubicación del Río Polochic (principal afluente) y del Río Dulce (efluente).

#### 2.1.3.1. Características biofísicas

La superficie del lago tiene una forma irregular alargada, orientada de suroeste a noreste. Se localiza entre las cadenas montañosas de Sierra de Santa Cruz en el Norte y la Sierra de las Minas en el Sur. Su cuenca hidrográfica abarca un área de 6862 km<sup>2</sup>, esto

representa una relación de 10:1 entre el área de la cuenca y la superficie del lago (Fig. 2.2.A). La forma de la cuenca hidrográfica es irregular, alargada, y al igual que el lago está orientada de suroeste a noreste (Fig. 2.2.A), confirmando la afirmación de Kalff (2002), quien indica que la forma de los lagos depende de la forma de su cuenca de captación. Cuenta con 18 ríos tributarios, siendo los más importantes los ríos Polochic y Cahabón (Fig. 2.2.B), que antes de desembocar en el lago se unen formando una intercuenca, mientras que la única salida superficial de agua es el Río Dulce (AMASURLI, 2007).

En base a su batimetría el lago presenta cerca del 10% en profundidades menores a los 5 m y contiene un volumen total de  $8300 \times 10^6 \text{ m}^3$  de agua aproximadamente (OTECBIO, 2003). Se estima que el tiempo de residencia del agua en el lago es de 6.6 meses. Un análisis detallado de los volúmenes y caudales de los afluentes al lago se presenta en Brinson y Nordlie (1975). Las aguas del lago siguen un patrón de circulación *cum solem* (anticiclónico), debido probablemente a los efectos combinados de la rotación de la Tierra, los vientos alisios del noreste y el oleaje que estos provocan (Carr, 1971). La profundidad media es de 12 m y la máxima de 18 m. En cuanto a las propiedades del agua del Lago de Izabal, el cuerpo de agua se encuentra en un estado de eutrofización acelerada debido al aumento de nutrientes y sedimentos en los últimos 27 años (Dix et al., 1999). Sus características principales son una temperatura media de 28 °C, lo que demuestra la importancia de la iluminación solar y su efecto térmico; el oxígeno disuelto promedio en el lago y columna de agua es de 6.76 mg/l. En términos generales la columna de agua se mantiene bien oxigenada; el pH se mantiene ligeramente alcalino entre 7.25 y 7.72 y el valor medio de transparencia (Disco de Secchi) es de 2.75 m.

Por la altura de su superficie (10 m sobre el nivel medio del Mar Caribe), la mayoría del volumen de agua del lago se encuentra bajo el nivel del mar (Brinson y Nordlie, 1975). Por lo que el lago de Izabal experimenta una relación íntima tanto con su cuenca aguas arriba como con el ambiente marino aguas abajo. El Río Dulce experimenta los efectos de la penetración de agua salina desde el Mar Caribe, especialmente durante la época seca, cuando el flujo de agua dulce es mínimo y los vientos provienen del noreste. Esto se evidencia en registros históricos que hablan de la presencia de especies netamente



marinas como tiburones (*Carcharodon* sp.) en la región noreste del lago e incluso en el Río Polochic (Thorson et al., 1966). La presencia de mangle rojo y blanco en las riberas del Río Dulce es indicativa de la influencia salina en el área.

Arrivillaga (2002) indica que el lago de Izabal es relativamente sensible a cambios ambientales por su gran extensión y poca profundidad. En épocas de sequía, los diferentes elementos que se pueden encontrar en la columna de agua aumentan su concentración de manera significativa, ocasionando cambios drásticos en el ecosistema. Mientras que en la época de lluvias, la dilución de material disuelto es lo normal. Basterrechea (1993) y Dix (1999) señalan la importancia del ecosistema de bocas del Polochic como amortiguador de nutrientes y sedimentos que llegan al lago de Izabal. Esto puede estar influido por la acción de los vientos del noreste, evitando que la descarga de los ríos se distribuya con mayor facilidad en el lago.

Las cuencas hidrográficas que drenan sus aguas hacia el lago de Izabal están caracterizadas por una topografía montañosa, con altitudes que van desde el nivel del lago hasta más de 2600 msnm. La diferencia de altitudes dentro de la cuenca provocan que existan diversas condiciones climáticas (AMASURLI, 2007). La precipitación media es de 2000 mm/año, los valores más altos se registran en la parte media de la cuenca (3500 mm/año) mientras que los valores más bajos se encuentran a la altura de la superficie del lago (1500 mm/año). La temperatura varía en relación inversa a la altitud, el promedio anual es de 25 °C, con valores promedio de 15 °C en las partes altas y 31 °C en las partes bajas de la cuenca (AMASURLI, 2007). Además, en las partes altas de la cuenca se encuentran condiciones agroecológicas representativas de las zonas de vida Bosque Muy Húmedo Subtropical (templado) y Bosque Pluvial Montano Bajo; en las partes medias se encuentran condiciones de las zonas Bosque Muy Húmedo Subtropical (Cálido) y Bosque Pluvial Subtropical, mientras que en la parte baja la zona de vida es Bosque Muy Húmedo Tropical, según el sistema de clasificación Holdridge (De la Cruz, 1982). El área de la cuenca del lago de Izabal y Río Dulce experimenta una estacionalidad relacionada con los cambios en la precipitación y la temperatura. La época lluviosa es de mayo a diciembre y la época seca es de diciembre a abril. Los valores de precipitación pluvial y evapotranspiración potencial tienen un balance positivo de agua de  $11015 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$

que se transforman en escorrentía superficial, flujo sub-superficial o se infiltra para unirse a las aguas subterráneas de la cuenca (AMASURLI, 2007).

La interacción entre las condiciones geomorfológicas, agroecológicas, antropogénicas y climáticas en las cuencas hidrográficas de los afluentes provoca el arrastre de sedimentos y sustancias hacia el lago de Izabal. El Río Polochic tiene un rendimiento de  $900 \times 10^3$  kg/km<sup>2</sup>/año de sedimentos, existiendo una reducción de hasta 60% de nutrientes y sólidos suspendidos al desembocar en el lago (Pérez et al., 2004).

#### 2.1.3.2. Características socioeconómicas

La población estimada en el área que conforma la cuenca del lago de Izabal es de 570240 habitantes que se reparten en 19 poblados urbanos con una densidad poblacional de 116 habitantes/km<sup>2</sup>. Se estima que el 28% de la población está ubicada en áreas urbanas y el 72% en áreas rurales. El patrón de distribución de los centros poblados depende de la disponibilidad de recursos hídricos, de manera que la población ejerce presión en los ríos, utilizando el agua para distintos fines y vertiendo residuos de distinta naturaleza. La población residente de la cuenca del Lago de Izabal es en su mayoría indígena (73%), principalmente pertenecientes a los grupos étnicos Q'eqchi y Pokomchi. Algunos de los problemas más importantes de la población incluyen el analfabetismo, desempleo, falta de vías de comunicación y comercialización inadecuada de productos. La atención sanitaria es deficiente en toda la región y la mayoría de las comunidades no cuenta con servicios básicos como agua potable, letrización, drenajes, o vertido de desechos.

Tanto la población que habita dentro de la cuenca del lago como la población externa que migra hacia la zona utilizan la tierra para distintos fines. Los fines urbanos son uno de los principales usos de la tierra, que requiere la construcción de viviendas y establecimiento de servicios básicos. Los usos urbanos del territorio requieren cantidades de agua para consumo humano y emiten desechos que finalmente afectan el ecosistema. Aproximadamente un 20% de los hogares tienen acceso a drenaje o fosas sépticas, es decir que el 80% de las viviendas arroja sus aguas residuales directamente a los cuerpos

de agua más cercanos. Además se desarrolla una serie de actividades productivas como producción agrícola (granos básicos, hortalizas, café y banano, entre otros), ganadería, actividades forestales, minería, actividad pesquera y turismo (AMASURLI, 2007). Estas actividades tienen un efecto directo sobre la salud ambiental del lago y ríos, debido al arrastre de sedimentos que se incrementa con la deforestación, y el acarreo de nutrientes por las prácticas agrícolas como el uso de fertilizantes químicos (Arrivillaga, 2002). Las categorías de uso predominantes son el bosque natural con más del 35% del territorio (2745 km<sup>2</sup>) y la agricultura anual con 24% (1958 km<sup>2</sup>) (AMASURLI, 2007). MFEWS (2005) indica que la población que habita en la región del lago de Izabal tiene principalmente dos modos de vida:

(i) Zona Atlántico Oriental: se refiere a la población que habita en la parte baja de la cuenca del Lago de Izabal. En esta zona el medio de vida principal es el cultivo de granos básicos y la agroindustria de banano (*Musa sp.*), la palma africana (*Elaeis guineensis*) y el cultivo del hule (*Hevea brasiliensis*). El comercio y la actividad portuaria emplean entre el 15 y el 25% de la población de la zona. También existen grandes extensiones ganaderas con bovinos de doble propósito. El 25% de la población se concentra en el área urbana y el 75% en el área rural. El 90% de la población es indígena, un 8% garífunas y el 2% restante población ladina.

(ii) Zona Cardamomo y Café: esta zona se extiende desde la zona suroeste del Lago de Izabal hacia las partes altas de la cuenca. La zona se caracteriza por la producción de granos básicos, ganadería y café (*Coffea sp.*) que, debido a la caída de sus precios, está en proceso de sustitución por cardamomo (*Elettaria cardamomum*). El porcentaje de la población rural de la zona es del 66% y 34% urbana. Un 76% de la población es indígena.

Las comunidades que residen en las partes bajas cercanas al Lago de Izabal complementan sus actividades económicas con la pesca artesanal. Sin embargo los pescadores indican que las razones principales de la disminución en las capturas incluyen

la sobrepesca, la deficiente aplicación de la ley, la interrupción del ciclo de vida de los peces y la falta de conciencia y educación de los pescadores (Arrivillaga, 2002).

En relación a las instituciones presentes en la zona, de acuerdo a la legislación vigente en el país, las entidades responsables de la gestión del lago de Izabal y Río Dulce son la Autoridad para el Manejo Sustentable de la cuenca hidrográfica del Lago de Izabal y Río Dulce (AMASURLI) y el Consejo Nacional de Áreas Protegidas (CONAP). AMASURLI es una entidad miembro del Sistema Nacional de Gestión Ambiental, responsable de la gestión y protección de la cuenca y sus mayores afluentes: Río Polochic, Cahabón y Matanzas. Otras instituciones presentes en el área son la Universidad de San Carlos de Guatemala, quien administra el biotopo para la conservación del Manatí “Chocón-Machacas”, la Fundación Defensores de la Naturaleza, quien administra el Refugio de Vida Silvestre de Bocas del Polochic y el Instituto Guatemalteco de Turismo (INGUAT), quien opera el Monumento Histórico del Castillo de San Felipe de Lara. Además existen organizaciones no gubernamentales operando en el área (Arrivillaga, 2002).

#### 2.1.3.3. Dinámica hombre-ambiente en el Lago de Izabal

El lago de Izabal es muy importante por su función ecológica y social. Su importancia económica reside en su alta productividad pesquera y potencial turístico, siendo una vía de comunicación importante, que permite navegar a embarcaciones de calado mediano 75 km tierra adentro y a embarcaciones pequeñas hasta 110 km. También es importante en términos ambientales ya que tiene alta biodiversidad de ecosistemas y especies, formando parte del corredor biológico centroamericano, y actuando como amortiguador para que la contaminación proveniente de las partes altas no llegue con la misma intensidad a las zonas costeras. Sin embargo, el aprovechamiento irracional de los recursos naturales en las cuencas hidrográficas de los afluentes y del lago en sí, y la falta de conocimiento acerca de los procesos ambientales, dificultan la gestión del lago de Izabal y su cuenca.

La integridad de este ecosistema se encuentra amenazada por la presión de las comunidades de su interior, la contaminación del agua desde el Río Polochic y por la propagación de la planta exótica *Hydrilla verticillata*. La Fundación Defensores de la Naturaleza (FDN) (1997), indica que el humedal contribuye al balance hídrico de la zona y la alteración del mismo afectaría al nivel freático de los alrededores.

Basterrechea (1993), Dix et al. (1999) y Arrivillaga (2002), resaltan que la calidad del agua del lago refleja los aportes de nutrientes y sedimentos de sus tributarios, los cuales sufren degradación debido a deforestación resultante del avance de la frontera agrícola y por el uso excesivo de agroquímicos en la agricultura anual y permanente, como la palma africana. Por su parte Pérez et al. (2004), encontraron que la falta de tratamiento de las aguas residuales, la ganadería y agricultura intensivas desde la parte alta de la cuenca, que incluye al Río Polochic, son las causas principales de la contaminación en la cuenca, hallando concentraciones de nitratos y fosfatos dentro del rango de lagos eutróficos. Asimismo, concluyeron que debía implantarse el tratamiento de las aguas residuales que son descargadas directamente a los cuerpos de agua en la cuenca.

Estudios detallados de la calidad del agua del Lago de Izabal conducidos por Brinson (1976), y más recientemente por Dix et al. (1999), concluyen que la contaminación de las fuentes de agua se debe fundamentalmente a la colocación de desechos y residuos de actividades humanas directamente en las aguas superficiales. Recientemente los estudios en el Lago de Izabal se han enfocado al monitoreo y análisis de la calidad de agua del mismo, sin embargo los últimos esfuerzos enfocados al estudio de los procesos físicos del lago se realizaron hace varias décadas (Carr, 1971, Brinson, 1976).

## **2.2. Procesos físicos estudiados**

### **2.2.1. El ciclo hidrológico y balance hídrico**

En general el ciclo hidrológico consiste en: la evaporación del agua de los océanos y de la superficie terrestre, ésta es transportada por la atmósfera en forma de

vapor de agua, precipita otra vez en forma de lluvia o nieve, es interceptada por árboles y otra vegetación, se escurre superficialmente sobre la superficie de la tierra, se infiltra en el suelo, recarga los acuíferos, se descarga en corrientes y ríos y finalmente fluye hacia los océanos, de donde nuevamente se evapora y se reinicia el ciclo (Fig. 2.3). Éste inmenso motor que da movimiento al agua y utiliza como combustible la energía solar, es favorecido por la fuerza de gravedad, y continua interminablemente sin importar la presencia o ausencia de la actividad humana (Maidment, 1993). Según Wetzel (2001), es mayor la cantidad de agua que se evapora de los océanos que la que llueve sobre ellos, mientras que en tierra es mayor la cantidad recibida como lluvia que la que se pierde como evaporación.

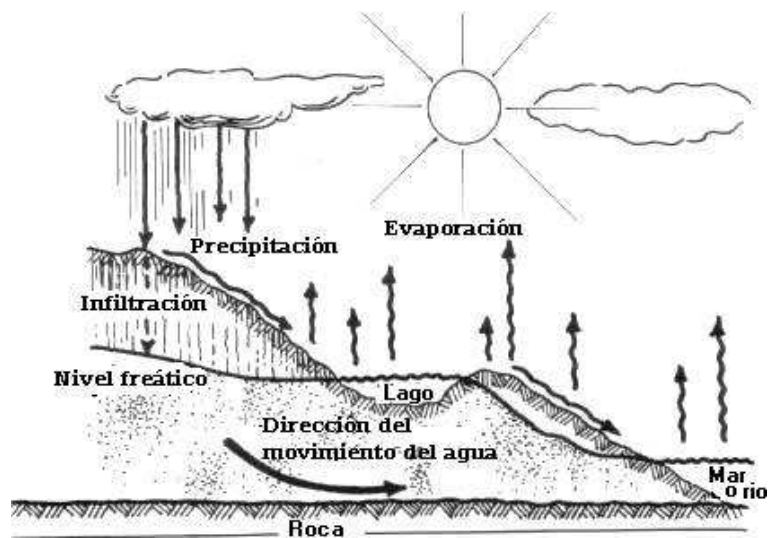


Figura 2.3. Diagrama de los flujos y componentes del ciclo hidrológico. Se muestra el papel de los lagos en el sistema y su relación con el resto de componentes. (Tomado de [www.jmarcano.com](http://www.jmarcano.com))

#### 2.2.1.1. Componentes del ciclo hidrológico y balance hídrico

El ciclo consiste en tres fases principales: la precipitación, evaporación, y el flujo superficial y subterráneo (Wetzel, 2001). El agua que cae a la tierra en forma de precipitación pluvial tiene distintos trayectos, una parte puede ser interceptada o transpirada por las plantas, otra parte puede escurrirse superficialmente y formar parte de ríos y corrientes superficiales, y otra parte se infiltra en el suelo y es almacenada como agua subterránea. Se ha estimado que la mayor parte del agua interceptada por las plantas y de la escorrentía superficial es devuelta a la atmósfera a través de la evaporación (Wetzel, 2001).

La parte de la precipitación caída sobre la cuenca que no es perdida por evaporación o transpiración, saldrá de la cuenca hidrográfica por alguna de las siguientes vías: (i) flujo sub-superficial, (ii) agua subterránea, (iii) escorrentía superficial (Kalff, 2002). La cantidad de agua que se distribuirá en cada vía depende de la capacidad de retención de agua y conductividad hidráulica de la superficie terrestre (Maidment, 1993). La capacidad de almacenamiento del suelo es continuamente liberada por los procesos de evaporación y transpiración (Wetzel, 2001). En cuanto a (i), la mayoría de la precipitación que no se evapora se infiltra en el suelo, en donde se mueve verticalmente hasta la zona de saturación, posteriormente continúa en movimiento curvilíneo horizontal en forma de flujo sub-superficial (Wetzel, 2001; Kalff, 2002). El flujo sub-superficial (horizontal) continúa hasta encontrar suelos saturados y emerge hacia la superficie en forma de flujo de retorno y se une a la red de drenaje superficial (Wetzel, 2001). El nivel hasta donde se encuentra la zona saturada de agua se denomina capa o nivel freático. El flujo sub-superficial ocurre en zonas superiores a la capa freática mientras que el agua que está por debajo del nivel freático se denomina agua subterránea (Wetzel, 2001).

Alguna parte del agua precipitada se va a percolar a sitios más profundos a través de estratos no saturados hasta alcanzar el nivel freático y unirse al agua subterránea o acuífero (ii). El flujo del agua subterránea es lento y sus trayectos largos, de manera que durante periodos de poca o ninguna precipitación, cuando la descarga de agua está por debajo de su valor medio de largo plazo, el agua subterránea provee el agua para la descarga. Este proceso es conocido como caudal base (Wetzel, 2001; Kalff, 2002). Cuando la tasa de precipitación es mayor que la velocidad de infiltración del suelo, se da el fenómeno de escorrentía superficial (iii). Especialmente durante períodos de precipitaciones fuertes y prolongadas, el agua se escurre superficialmente hacia las corrientes, ríos y lagos (Kalff, 2002).

Cada uno de estos procesos de lluvia responde de manera diferente a las variaciones de topografía, suelos e intensidad del evento de precipitación, e indirectamente a variaciones de clima, vegetación y uso de la tierra (Herman y Kjerfve; 1999; Wetzel, 2001). La vegetación juega un papel importante en estabilizar el flujo. La deforestación reduce tanto la infiltración como las tasas de transpiración, lo que permite a

los ríos aumentar rápidamente después de lluvias, pero retornar también rápidamente al caudal base. El tiempo que pasa entre el evento de lluvia y el incremento de las corrientes, cambia entre cada río y depende, entre otros factores, de la humedad del suelo en el momento del evento lluvioso (Kalff, 2002).

A nivel global, cada componente del ciclo hidrológico se encuentra en equilibrio con los restantes. De acuerdo con Kalff (2002), únicamente cerca del 2.6% del volumen de agua mundial consiste en agua dulce. A nivel superficial las aguas frescas se distribuyen en lagos, ríos y humedales, que son las principales fuentes de agua para consumo humano y hábitat para otros organismos. Éstos contienen aproximadamente  $113 \times 10^3 \text{ km}^3$  equivalente al 0.3 % del total de reservas de agua dulce. La cantidad total del caudal de agua superficial y subterránea en Sudamérica es mayor que en otros continentes, casi dos veces por unidad de área que los otros macizos terrestres (Wetzel, 2001).

#### 2.2.1.2. Balance hídrico en lagos

El agua almacenada en lagos, ríos y humedales tiene un balance dado por relaciones hidrológicas básicas en las que los cambios de agua almacenada dependen de la relación entre la tasa de entradas y todas las salidas de masa de agua del sistema (Wetzel, 2001). Las entradas de agua incluyen: (i) Precipitación directa sobre la superficie del lago, (ii) Agua superficial entrando al lago a través de los tributarios, (iii) Entrada de agua a través de flujos subterráneos. Las salidas de agua del lago incluyen: (iv) Pérdida de agua por evaporación de la superficie del lago y evapotranspiración debida a plantas acuáticas (macrófitas), (v) Salida superficial del agua, drenando hacia un río o al mar, y (vi) Percolación subterránea.

La gran mayoría de lagos subtropicales y tropicales están localizados en cuencas de drenaje bien erosionadas y de bajo relieve. Éstos son de bajas profundidades, y altamente afectados por el viento, temperatura, ríos y corrientes que provocan la mezcla de las aguas (Kalff, 2002). Los lagos localizados en cuencas con altas descargas superficiales de agua hacia su interior tienen normalmente una salida superficial y son



conocidos como lagos abiertos. Por el contrario, en lagos de infiltración, la entrada puede ser superficial, pero la salida ocurre a través de las paredes del lago y se denominan cerrados. Las pérdidas por evaporación hacia la atmósfera varían considerablemente en función de las combinaciones de una serie de parámetros físicos como viento, humedad y temperatura (Wetzel, 2001). Kalf (2002) indica que el promedio de pérdidas de agua en los lagos abiertos estudiados se distribuye en 12% como pérdidas por evaporación y 88% como pérdidas a través del drenaje superficial. En lagos de Suramérica, las entradas de agua son 60% como escorrentía superficial y 40% por lluvia en la superficie, y las salidas ocurren en 89% por drenaje superficial y 11% por evaporación. La forma de entradas y salidas de agua varía alrededor de estos valores de acuerdo al desgaste de las rocas y los suelos, de los procesos hidrológicos, el desarrollo del uso de la tierra, el tamaño de la cuenca y su relación con el tamaño del lago.

En cuanto a la forma de medir cada componente del balance hídrico de lagos (entradas, salidas, almacenamiento), cada término se mide con rangos de error que confieren incertidumbre al cálculo del balance del ecosistema (Maidment, 1993; Kalf, 2002). Maidment (1993), indica que la descarga de ríos tributarios es la medida hidrológica que se realiza con mayor precisión, y su determinación es valiosa en el conocimiento de los recursos hídricos. Una forma sencilla de estimar la descarga de agua es a partir de promedios determinados para áreas específicas en atlas hidrológicos. Las tasas de descarga multiplicadas por el área de interés producen el caudal de cada río (Kalf, 2002). Por otro lado, en la determinación indirecta de la evaporación existen dificultades considerables. En el caso de lagos estas dificultades son aún mayores por la necesidad adicional de medir la entrada y salida de agua superficial, y las dificultades en la medición de entrada subterránea y pérdidas por infiltración. Además, la estimación precisa de la precipitación sobre la superficie del lago es problemática no sólo por las probabilidades de cometer errores en la medición, sino que también por la variabilidad espacial asociada a la topografía de las cuencas. Existe una incertidumbre sistemática en la determinación de la evaporación por la posibilidad de pérdidas por infiltración. En este caso es importante reconocer el papel de los niveles de agua subterránea (Maidment, 1993).

La cantidad de agua subterránea se estima normalmente por diferencia a partir de la ecuación del balance hídrico (Kalff, 2002). Sin embargo, los sedimentos de la mayoría de lagos tienen relativamente bajas conductividades hidráulicas y existe poca pérdida/alimentación de los lagos hacia/desde aguas subterráneas. Diversos análisis han demostrado que las contribuciones de aguas subterráneas son insignificantes (Wetzel, 2001). El almacenamiento de agua es muy difícil de estimar de manera fiable y, normalmente, es una fuente de errores importantes a escalas mensuales o semanales (Maidment, 1993). Las variaciones en el almacenamiento de masas de agua en los lagos son un indicador sensible de la lluvia y evaporación, por lo que este parámetro podría ser utilizado para el estudio del impacto del cambio climático en los lagos (Mercier et al. 2002; Cretaux y Birkett, 2006). Las fluctuaciones de agua almacenada pueden ser percibidas como variaciones en el nivel del lago y, por ende, en la extensión de área inundada, dependiendo de las condiciones batimétricas/topográficas de la costa del lago. Indirectamente, las variaciones de volumen de agua de los lagos se pueden medir a partir de combinaciones de esos parámetros (nivel, área inundable, batimetría).

La relación entre la variabilidad de agua almacenada en los lagos y las aguas que los alimentan determina el intercambio de agua (tiempo de residencia). El tiempo de residencia del agua en lagos, es el promedio de tiempo que se requeriría para llenar el mismo, si éste fuera vaciado (Kalff, 2002). La mayoría de parámetros físicos, químicos y biológicos de estos ecosistemas se ven afectados por el tiempo de residencia del agua (Ambrosetti, 2003). El tiempo de residencia es función de la morfometría y tamaño del lago, el tamaño de la cuenca, clima, escurrimiento y características de la cuenca. En el Lago de Izabal el tiempo de residencia ha sido estimado en 6.6 meses (Brinson y Nordlie, 1975). La cantidad, distribución temporal, trayectos y tiempo de residencia de la precipitación en las cuencas, determina la descarga de agua de los ríos y el tiempo de residencia del agua en las cuencas de lagos y humedales (Kalff, 2002).

### 2.2.2. Transporte de sedimentos y sustancias

La naturaleza de los lagos es, la mayoría de las veces, cóncava, y existe una tendencia a ser llenados con sedimentos. Por lo cual, la vida de los lagos pasa por etapas

de juventud, a etapas de madurez, senescencia, y muerte, cuando la cuenca es llenada finalmente (Cole, 1994). Los sedimentos en primer lugar son desprendidos en las partes altas y medias de las cuencas de captación, son transportados por los ríos tributarios hacia el lago, y finalmente, ya en el cuerpo de agua son transportados por las fuerzas de difusión y corrientes internas hacia el interior del mismo.

La pérdida de suelo y su consiguiente transporte hacia zonas costeras o lagos ha sido un asunto de interés para la comunidad hidrológica por sus impactos ecológicos y sociales. El proceso afecta tanto las partes de pérdida de suelo por la reducción de productividad y transformación del territorio, como en los cuerpos de agua que reciben el material erosionado con una serie de efectos negativos en la calidad del agua. En los ecosistemas, el suelo tiene procesos naturales de regeneración, pero cuando la tasa de pérdida de suelo es mayor a la de su formación, el territorio pierde productividad que conduce al empobrecimiento de sus habitantes. El equilibrio natural alcanzado entre los factores formadores de suelo y los que favorecen su erosión posee alta fragilidad. La sobreexplotación de los recursos naturales de algunas zonas causa la degradación del territorio incrementando la pérdida de suelo (Saavedra, 2005). El impacto del aumento de la erosión en el entorno, se manifiesta en el incremento de la carga de sedimentos transportada en los cursos de agua naturales (Mattos, 1999).

El contenido de sedimentos y sustancias dentro de un lago proviene de distintas fuentes: i) El material erosionado en la cuenca y transportado por ríos tributarios o zonas costeras adyacentes al lago, que es denominado material alóctono. y ii) el material que es producido dentro del cuerpo de agua por procesos biológicos (fijación), químicos (mineralización), o físicos (resuspensión); dependiendo de la productividad del lago y que se denomina material autóctono (Lindstrom et al. 1999; Malmaeus y Hakanson, 2003). La distribución de la cantidad de sedimentos y sustancias de cada fuente (alóctona y autóctona) depende de distintas condiciones biofísicas y antropogénicas del sistema, y es variable en cada lago. El campo de concentración de sedimentos y sustancias es variable en cada zona del lago y temporalmente. El transporte de los materiales alóctonos hacia el interior del lago ocurre por distintas fuerzas tales como: i) los procesos de difusión; y ii) las corrientes de agua debidas al arrastre por el viento (Kjaraan et al. 2004; Alonso, 2005;

Tsanis y Saied, 2007). Mientras que los materiales autóctonos sufren desplazamientos debidos a fuerzas de resuspensión y corrientes dentro del lago (Hakanson et al. 2000). En las siguientes sub-secciones se describen los procesos físicos que definen el transporte de sedimentos desde las cuencas de captación hacia el lago y posteriormente dentro del mismo.

#### 2.2.2.1. Proceso de erosión

La erosión es el proceso mediante el cual el material de la superficie terrestre se pierde, disuelve o desgasta, y a la vez es transportado de un lugar a otro (USGS, 2007). La erosión puede ser causada por varias fuerzas, aunque el presente estudio únicamente se enfoca a la erosión causada por la lluvia y la escorrentía superficial, la denominada erosión hídrica. De ahora en adelante, esta Memoria se referirá a erosión o pérdida de suelo, hídrica. El proceso de erosión incluye el desprendimiento, transporte y deposición de partículas de suelo por fuerzas erosivas (Merritt et al., 2003; Saavedra, 2005). Estas fuerzas pueden ser fenómenos naturales como la lluvia o nieve, o artificiales como el riego (Foster, 1982). El proceso sigue la siguiente secuencia. Cuando las partículas de agua golpean la superficie ocurre el desprendimiento de partículas individuales de suelo. A medida que el evento continúa, el agua se infiltra en el suelo a una tasa controlada por la intensidad de caída del agua y la capacidad de infiltración del suelo. El agua que no se infiltra, comienza a estancarse en la superficie. Cuando el agua estancada aumenta, se promueve el flujo en la dirección de la pendiente más pronunciada (escorrentía superficial). Las partículas de suelo se disuelven o suspenden en el flujo y da inicio el proceso de transporte de sedimentos (Saavedra, 2005).

Según el sistema de drenaje de la cuenca, la escorrentía superficial converge formando corrientes cada vez de mayor tamaño, que producen el desprendimiento de partículas adicionales de suelo. Cuando una suficiente cantidad de agua converge, alcanza canales bien definidos (cauce) donde el agua y los sedimentos son transportados hacia las partes bajas de la cuenca. Cuando en alguna parte del cauce la velocidad del flujo disminuye, algunas partículas de suelo precipitan y se depositan. La cantidad final de sedimentos que sale de la cuenca como carga de sedimentos, depende de la relación de

los tres sub-procesos mencionados: desprendimiento, transporte y deposición (Merritt et al., 2003). Dependiendo del grado de progreso de la erosión, el proceso puede ocurrir de varias formas (laminas, cárcavas, zanjas).

De acuerdo con Mattos (1999), los procesos de erosión dependen de diversos factores entre los que se mencionan: características físicas del suelo (textura, estructura, permeabilidad, etc.), morfología del terreno (porcentaje y longitud de pendiente, barreras, etc.), clima (régimen de lluvia, intensidad y duración) y tipo de protección del suelo (cobertura vegetal, prácticas de protección, etc.). La observación y medición de los procesos de erosión durante eventos lluviosos conlleva dificultades por las bajas escalas temporales y diferentes escalas espaciales en las que ocurre la erosión (Saavedra, 2005). A pesar de la dificultad de medir la pérdida de suelo, es posible medir con cierta facilidad y precisión, los factores de los cuales ésta depende. De manera que se hace necesario el uso de modelos de erosión que permitan predecir la pérdida de suelo y transporte de sedimentos (Jetten et al., 2003). La predicción de la distribución espacial e intensidad de la erosión es aún más problemática en zonas con poca disponibilidad de datos experimentales. Es en estos sitios donde la habilidad de extrapolar técnicas, desarrolladas en otras zonas, cobra importancia práctica (Saavedra, 2005). Además, el aumento de la disponibilidad de datos de satélites, con diversos productos, resoluciones espaciales y temporales, provee una significativa fuente de información que complementa los datos de campo. Saavedra (2005) aplicó en Bolivia la integración de datos de campo y datos de teledetección para utilizar modelos de predicción de erosión, desde escalas locales a escala de cuenca hidrográfica.

En la Fig. 2.4, se presenta un diagrama de los factores de los que depende la pérdida de suelo. En general los factores pueden agruparse en 5 clases: clima y precipitación, relieve, suelos, cobertura de la tierra y actividades humanas (Saavedra, 2005). Cada uno de los factores afecta a la erosión en alguno de los tres aspectos mencionados (desprendimiento, transporte y deposición). La susceptibilidad del suelo a ser erosionado se denomina erodabilidad y está relacionada con la facilidad que presentan las partículas del suelo a sufrir desprendimiento y ser transportadas por el agua. Entre las

características que afectan la erodabilidad están: la estructura, textura, permeabilidad, profundidad y el contenido de materia orgánica.

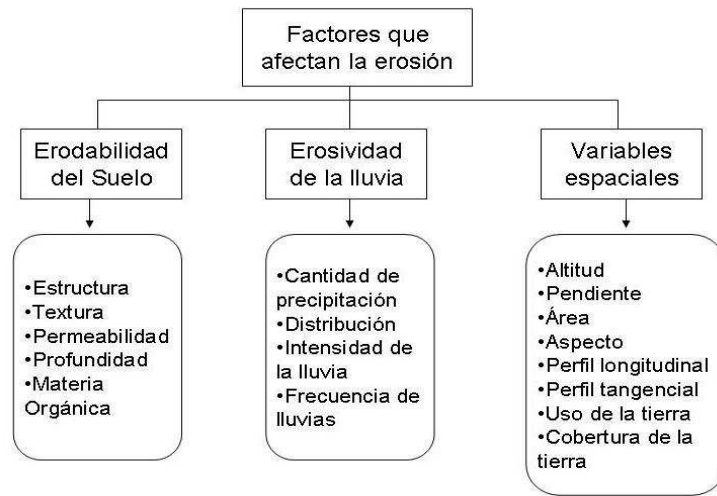


Figura 2.4. Diagrama de los factores que afectan los procesos de erosión (Traducido de Saavedra, 2005).

En cuanto a las fuerzas que determinan la erosividad, no solo afecta la cantidad de lluvia que cae, sino su distribución, intensidad y frecuencia. La erosividad y erodabilidad son complementadas con factores que varían dentro de la cuenca hidrográfica, como la altitud, pendiente, área, perfil longitudinal y transversal, y cobertura y uso de la tierra (Fig. 2.4).

#### 2.2.2.2. Procesos de difusión turbulenta

Bajo el término de difusión se entiende al proceso físico por el que una propiedad y/o sustancia es transportada en el seno de un medio mediante movimientos aleatorios. La sustancia transportada puede ser sedimentos, polen, contaminantes, sal, o puede ser una propiedad como el calor o el momento. El medio en el que se transporta puede estar en cualquiera de los tres estados de la materia (Alonso, 2005). Los procesos de difusión molecular ocurren por gradientes de concentración (difusión de Fick), y los de difusión turbulenta por movimientos macromoleculares del medio donde se difunde. Los procesos de difusión en un lago afectan directamente el transporte de todo tipo de sustancias y

propiedades. La velocidad y forma en que ocurren depende de las características del medio donde se difunde y de lo que se transporta.

El conocimiento sobre el transporte de material suspendido<sup>2</sup> SPM (*Suspended Particulate Matter*) en un lago es importante para la planificación de la gestión del mismo, ya que tiene influencia en procesos biológicos, físicos y ecológicos. Cuando la concentración de SPM de un lago sube, no sólo aumenta la turbidez del agua y disminuye la capacidad de penetración de la luz, sino que también hay daños en la vida acuática (Jurui, 2001). Las rutas de transporte de nutrientes, metales y sustancias tóxicas están directamente relacionadas con los procesos de difusión del SPM. La producción primaria y fuentes de energía del ecosistema son otros factores íntimamente relacionados con el transporte de SPM (Malmaeus y Hakanson, 2003). En lagos con niveles bajos de eutrofización, el contenido de carbón en el SPM es crucial para la vida acuática ya que aporta energía a bacterias, fitoplancton y otros organismos de los primeros niveles de la cadena trófica (Hakanson et al., 2000). El SPM en el agua del lago incluye material aportado por tributarios (alóctono), el material producido en la columna de agua (autóctono), y el material resuspendido (Malmaeus y Hakanson, 2003).

Los procesos de difusión de SPM son complejos, ya que existen muchos agentes involucrados en ellos. Jurui (2001), encontró que las arenas gruesas se depositan cerca de la desembocadura de los ríos hacia el lago, mientras que las partículas finas son transportadas a lugares más lejanos. Además del tamaño de las partículas, la composición química del SPM afecta su difusión. Ésta varía significativamente dentro de un mismo lago, pudiéndose encontrar varios tipos de sustancias como minerales, metales, sustancias orgánicas, colonias de bacterias, plancton y/o nutrientes (Malmaeus y Hakanson, 2003). Lindstrom et al. (1999) hace una división de acuerdo a su composición, en orgánicas e inorgánicas. Desde un punto de vista operacional, en este estudio los SPM se consideran la parte no filtrable de la muestra de agua, y se pueden definir como las partículas que están sujetas a ser precipitadas al fondo por la fuerza de gravedad. Las fuentes de SPM en

---

<sup>2</sup> Para los intereses del estudio se considera como sinónimos los términos: Sólidos Suspendidos, Sedimentos en Suspensión, Partículas en Suspensión y Material en Suspensión. En el resto del documento se utilizarán las iniciales SPM.

un lago son muy diversas: (i) Material aportado por los ríos tributarios; (ii) Material producido en la columna de agua por actividad biológica o química; (iii) Material resuspendido por influencia del viento, el cual es significativo principalmente en profundidades menores a los 2 m (Lindstrom et al., 1999; Malmaeus y Hakanson, 2003). Las distintas composiciones químicas, fuentes y tamaños, provocan que ningún factor por sí mismo pueda explicar el comportamiento dentro de un lago. Esto sería, más bien, una relación de una amplia gama de factores, incluyendo las fuentes, la composición y otros.

### 2.2.2.3. Circulación inducida por el viento

El transporte de sedimentos en el interior del cuerpo de agua se ve afectado además de por los procesos de difusión, por el movimiento turbulento de las aguas del lago. Además, los elementos esenciales para la vida y productividad como el oxígeno, calor y nutrientes, así como contaminantes son transportados y dispersados dentro del lago por las corrientes (Tsanis y Saied, 2007).

La geometría de los lagos revela que las escalas de tamaño horizontal son mucho mayores a las escalas verticales, asimismo las velocidades horizontales son varios órdenes de magnitud mayores que las velocidades verticales, que suelen ser insignificantes (Tsanis y Hurdowar-Castro, 2005). En el plano horizontal, existen dos clases de movimiento bien diferenciados: oleaje de viento y corrientes. Los movimientos de las aguas en lagos, ríos o humedales son siempre de naturaleza turbulenta. La principal fuerza que los impulsa es el viento. Los ríos tributarios generan un aporte importante como fuente de sustancias biológicas y químicas, pero no contribuyen de manera significativa a la energía cinética del lago (Horne y Godman, 1994; Tsanis y Saied, 2007). Las fuerzas que mueven el agua incluyen además del viento, la gravedad, la evaporación y la rotación de la tierra. La rotación produce que las aguas se muevan hacia la derecha en el hemisferio norte siempre que las dimensiones del cuerpo de agua sean extensas. En lagos extensos, las corrientes superficiales fluyen a aproximadamente 45° respecto a la dirección prevaleciente del viento (Horne y Goldman, 1994), como consecuencia del transporte de Ekman en sistemas de profundidad reducida. El oleaje producido por la acción del viento juega un papel importante en los procesos de las costas y en fenómenos



relacionados con las dinámicas de sedimentos en aguas llanas. Las olas producen resuspensión de sedimentos en profundidades menores a los 2 m, en función del diámetro y densidad de los mismos. Asimismo, la existencia de camas de macrófitas afectan la estabilización del sustrato, ya que son un elemento de fricción para el movimiento del agua y atrapan grandes cantidades de SPM (Lepage et al. 2000).

### **2.3. Modelos numéricos y teledetección**

El mantenimiento de una red que genere información constante sobre las características geofísicas e hidrológicas de una cuenca requiere de una alta inversión económica y de tiempo. En países en vías de desarrollo, como Guatemala, la monitorización constante de algunos parámetros se realiza únicamente en algunas de las cuencas más importantes para el país. La información existente ha sido recabada en estudios muy antiguos (Simmons et al. 1959; y De la Cruz, 1982) o se encuentra con escalas espaciales de bajo detalle (MAGA, 2001). Con el desarrollo de técnicas de teledetección y modelos numéricos, es posible la adquisición de información complementaria que permita la actualización de información y mejorar el nivel de detalle de la misma. Además, los paquetes informáticos basados en Sistemas de Información Geográfica (GIS) permiten manipular y analizar la información existente para lograr un mejor aprovechamiento.

La aplicación de modelos numéricos y de técnicas de teledetección contribuirá a encontrar información importante relacionada al balance hídrico y al transporte de sedimentos en la cuenca del Lago de Izabal. Los modelos numéricos y la teledetección han sido aplicados exitosamente como fuente de datos complementarios en otras regiones del mundo con poca disponibilidad de datos in-situ. En esta sección se presenta el estado del arte de la aplicación de modelos numéricos y teledetección en el estudio de los procesos físicos de interés en esta Tesis.

#### **2.3.1. Modelos hidrológicos y transporte de sedimentos**

Los modelos numéricos que se han aplicado en otros lagos con el objetivo de estudiar el balance hídrico y transporte de sedimentos hacia el lago incluye tres tipos de

modelos: (i) modelos para el cálculo automático de la descarga de agua desde las cuencas tributarias; (ii) modelos para el cálculo de la pérdida de suelo o erosión de las cuencas tributarias y su transporte hasta la desembocadura de los ríos afluentes; y (iii) modelos para el transporte de sedimentos en el interior del cuerpo de agua, que combinan difusión y circulación. A continuación se presentan los antecedentes de cada uno de estos modelos.

### 2.3.1.1. Modelos de descarga de agua

Muchas aplicaciones hidrológicas concernientes al manejo de los recursos hídricos o al control de su calidad, requieren de series temporales de descarga de agua. Cuando estas series no están disponibles a partir de medidas in-situ, el uso de modelos hidrológicos es una alternativa viable (Murrone et al. 1997). En la actualidad se han desarrollado una variedad de ellos capaces de predecir la descarga de agua. Según Bundela (2004), éstos tienen distintas bases para su formulación: física, empírica y conceptual. Los de base física usan las ecuaciones de la conservación de masa y flujos de energía y presentan una aproximación realista de la cuenca, adaptándose a distintas situaciones. Sin embargo, requieren la recolección de altas cantidades de datos de campo. En el pasado, no eran muy utilizados debido a la falta de capacidad de manejar grandes cantidades de datos y a la baja capacidad de procesamiento de los ordenadores. En su lugar se usaban modelos empíricos con el inconveniente de ser válidos únicamente para la zona y el tiempo en el que fueron desarrollados. Los modelos conceptuales se basan en una simplificación de los procesos físicos, no requieren mucha eficiencia computacional pero al basarse en procesos aislados puede generar datos erróneos.

En general, el desarrollo de un modelo se basa en definir los datos de entrada, la utilización de las leyes que rigen el proceso a estudiar, el establecimiento de condiciones iniciales y de contorno, y todas ellas considerando las características de la cuenca. En la Fig. 2.5 se esquematiza el concepto de la modelación hidrológica.

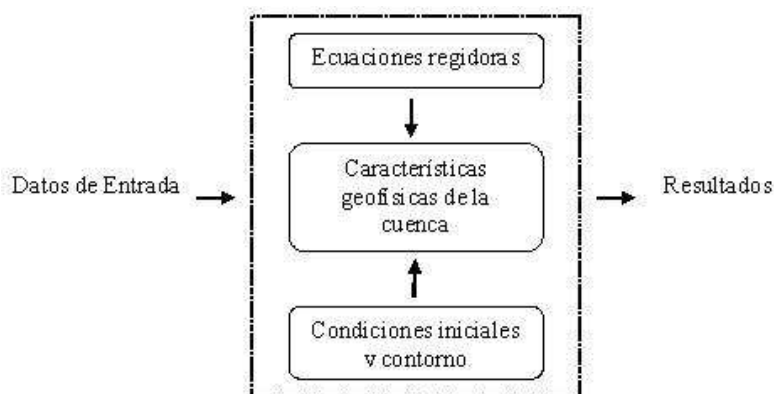


Figura 2.5. Descripción conceptual de un modelo hidrológico (Adaptado de Singh, 2002).

En la Tabla 2.3 se presenta una relación de algunos modelos hidrológicos que han sido aplicados exitosamente en distintas áreas del planeta. Al ser los procesos de descarga de agua y de erosión dos procesos muy vinculados entre sí, la mayoría de modelos hidrológicos proveen resultados para ambos casos. Dentro del conjunto de modelos hidrológicos, algunos han sido desarrollados por empresas de software con fines lucrativos, mientras que otros están disponibles a la comunidad científica sin coste. En cuanto al requerimiento de información de campo también existe diversidad, desde los que necesitan altas cantidades de datos hasta los que se basan únicamente en la localización y datos de lluvia.

Modelo	Tipo	Requerimiento de datos	Escala temporal
HEC-HMS	Físico	Alto	Continuo
AQUALM	Conceptual	Alto	Continuo
IHACRES-WQ	Empírico/conceptual	Bajo	Continuo
CMSS	Empírico	Bajo	Evento puntual
LASCAM	Conceptual	Alto	Continuo
KINEROS-2	Físico	Alto	Evento puntual
HYDROTREND	Conceptual	Moderado	Continuo
MMM	Empírico/conceptual	Moderado	Anual
WATFLOOD	Conceptual/físico	Alto	Continuo
MOSS III	Empírico	Bajo	Continuo

Tabla 2.3. Algunos modelos hidrológicos que predicen la descarga de agua de cuencas hidrográficas.

La selección del modelo a utilizar se realizó considerando las ecuaciones fundamentales de cada uno, el requerimiento de datos, la disponibilidad del modelo sin

coste, y su aplicación exitosa en zonas con características similares a la cuenca del Lago de Izabal.

### 2.3.1.2. Modelos de pérdida de suelo y carga de sedimentos

Como se mencionó en la sección 2.2.2, los términos erosión y sedimentación enmarcan una serie de procesos como la lluvia, la escorrentía superficial, el desprendimiento, transporte y deposición de partículas de suelo. Los factores que determinan cada uno de los procesos de erosión son complejos e interactivos (Toy et al. 2002). La modelación del proceso de erosión ajusta en distintas medidas las relaciones de desprendimiento, transporte y deposición de suelo. La modelación de erosión y transporte de sedimentos es un objetivo que ha mantenido la atención de distintas disciplinas en las últimas décadas. A pesar de que se conoce que la erosión y transporte de sedimentos son influenciados por múltiples factores biofísicos y antropogénicos, aún no se comprende exactamente la variabilidad espacial y temporal de estos procesos. Además, existe incertidumbre del error de las estimaciones que realizan (Saavedra, 2005).

Un modelo matemático para el cálculo automático de la erosión consiste en la formulación de los distintos procesos físicos, la estructura y distribución espacial, la escala temporal, y la escala de aplicación (Bundela, 2004). En general, los modelos de erosión mantienen la descripción conceptual presentada en la Fig. 2.5. para modelos hidrológicos. Las diferencias en información disponible e información que se desea obtener, han provocado el desarrollo de una considerable cantidad de modelos sobre la erosión del suelo. Algunos modelos de erosión se basan en el estudio directo de la pérdida de suelo y posteriormente el cálculo de la carga de sedimentos, mientras que una alta cantidad de modelos se basa en el cálculo de la carga de sedimentos y posteriormente realizan las estimaciones de suelo perdido con base en la carga que sale por el río. La íntima relación que existe entre la carga de sedimentos y el caudal de descarga de un río (Restrepo y Kjerfve, 2000) provocan que, en muchos casos los modelos hidrológicos generen resultados de ambos procesos (descarga de agua y carga de sedimentos).

Los modelos difieren significativamente en términos de su complejidad, requerimiento de información, procesos que representan y la manera en que esos procesos son planteados, la escala de uso y tipo de información que proveen. Los modelos existentes generan resultados adecuados para la situación en que fueron desarrollados, mas no para todas las situaciones. Las técnicas utilizadas adolecen de sobreestimación de parámetros, requerimientos de información no reales y falta de información que permita su validación. La diversidad de intereses de información sobre erosión, con objetivos distintos, no permite la existencia de un criterio de selección que indique un modelo universal (Merritt et al. 2003; Saavedra, 2005).

Al igual que los modelos hidrológicos, los modelos de erosión se pueden formular en tres categorías de base: empíricos, conceptuales y físicos. Se diferencian por los procesos que representan, la forma de representarlos y los datos de los que dependen esos procesos (Bundela, 2004; Saavedra, 2005). Los modelos empíricos se basan en observaciones de erosión o carga de sedimentos en un área y la búsqueda de parámetros que estén relacionados con las observaciones realizadas. Los modelos conceptuales se basan en la representación de la cuenca como un conjunto de subsistemas que representan rutas de flujo y almacenamiento. En términos de complejidad, los modelos conceptuales están entre empíricos y los físicos.

Los modelos físicos se basan en la estima numérica de la solución de las leyes físicas que describen la erosividad de la lluvia y escorrentía superficial y el transporte de los sedimentos. Las ecuaciones estándar se refieren a la conservación de la masa y el momento para el flujo y para sedimentos (Merritt et al. 2003; Saavedra, 2005). Los modelos físicos tienen alta demanda de datos a ser recolectados en el campo. A pesar de las medidas experimentales, los errores en la medición aumentan la incertidumbre de los resultados (Saavedra, 2005). Merritt et al. (2003) presentan una revisión de algunos modelos de erosión y sedimentos. En esta revisión se indica que la distinción de los modelos de erosión dentro de estas categorías no está bien definida, sino que la mayoría de modelos contienen en su formulación, características de cada tipo de modelo. Por ejemplo, mientras la escorrentía superficial de un modelo se estima con base física,

relaciones empíricas podrían utilizarse para el transporte de sedimentos del mismo modelo.

Saavedra (2005) indica que los estudios realizados en la zona montañosa de los Andes, han probado que no existe un modelo de erosión o transporte de sedimentos que pueda ser aplicado universalmente. Existen diversas alternativas de modelos y sus distintas potencialidades y limitaciones deben ser consideradas antes de seleccionar el modelo a aplicar. En términos generales, los modelos son aceptables si alcanzan sus objetivos de diseño. La razonabilidad del modelo y la disponibilidad de datos es la principal guía de selección del mismo. Los modelos físicos generan buenos resultados en cuencas pequeñas, pero su aplicación está limitada en ciertas zonas por la alta demanda de datos (Merritt et al. 2003; Saavedra, 2005). En la revisión realizada por Merritt et al. (2003), se concluye que la mejor alternativa sería la combinación constructiva de modelos empíricos y conceptuales para evitar reducir las limitaciones de ambos. Los criterios de selección de los modelos a aplicar en el presente estudio se basan en las conclusiones de estudios acerca de distintos modelos de erosión y transporte de sedimentos (Foster, 1982; Merritt et al. 2003; Saavedra, 2005), así como la existencia de una baja disponibilidad de datos y características generales de la cuenca del Lago de Izabal.

#### 2.3.1.3. Modelos de transporte de sedimentos en el interior de lagos

Los modelos numéricos para el análisis y predicción de SPM en lagos han sido utilizados ampliamente en distintos lagos alrededor del mundo. Callieri (1997) describe la dinámica estacional de los sedimentos en el lago Maggiore (Italia). En el lago San Francis (Canadá), Lepage et al. (2000) discuten la influencia de eventos atmosféricos, vientos e hidrológicos, variaciones de descarga, sobre la resuspensión, transporte y deposición de sedimentos. Hakanson et al. (2000) desarrollaron un modelo para determinar cómo los cambios de concentración de SPM se ven afectados por las variaciones de nivel del agua del lago Kinneret (Israel). Jurui (2001) utilizó simulaciones numéricas para analizar la concentración y distribución de sedimentos producidos por la escorrentía superficial durante tormentas. Condie y Webster (2002) desarrollaron un modelo (DieCAST) para predecir la circulación y transporte de sedimentos en lagos poco profundos. Los lagos

poco profundos suelen ser homogéneos verticalmente, pero cuando se caracterizan niveles altos de turbidez, la absorción del calentamiento solar por la delgada capa superficial puede producir estratificación térmica.

El modelo desarrollado por Malmaeus y Hakanson (2003) incluye apartados para el agua superficial, el agua profunda, y áreas de sedimentos para la erosión/transporte. Los flujos de SPM incluidos son el influjo de SPM por tributarios, el influjo por la precipitación, la generación asociada a la producción primaria, el efluente, la sedimentación, la resuspensión, la mezcla entre agua profunda y la superficial, y la mineralización de materia orgánica. Las ecuaciones diferenciales que rigen la difusión y transporte de SPM se encuentran en Kjaran et al. (2004), donde se describe la hidrodinámica del lago Myvatn (Islandia). El modelo aplicado fue AQUASEA, que consiste en tres partes: (i) un modelo hidrodinámico de la circulación que se basó en la suposición de que la profundidad del flujo es pequeña comparada con las escalas longitudinales. Incluye la ecuación de continuidad, la definición del parámetro de Coriolis, el parámetro de estrés por fricción del viento, y el estrés por fricción en el fondo debido a las corrientes. (ii) un modelo de oleaje con ecuaciones teóricas y empíricas, que se usó para predecir el ambiente del oleaje en la superficie, que está asociado al estrés de fricción del fondo. (iii) un modelo de transporte y dispersión, que se basó en las ecuaciones de conservación de la materia, pero incorporando un flujo de sedimentos entre el fondo y la columna de agua separado en dos partes: la deposición de sedimentos en el fondo del lago y la erosión de sedimentos por las corrientes de agua.

Tsanis y Saied (2007) desarrollaron dos modelos hidrodinámicos capaces de simular el transporte de contaminantes en el lago Ontario (Canadá). Se basaron en las ecuaciones de Navier-Stokes asumiendo un gradiente parabólico en la velocidad vertical. El modelo utilizado fue el Q3D en una malla de 4 km sobre la superficie del lago para estimar la circulación de la masa de agua debida al viento. En general, los modelos aplicados han consistido en la combinación de un modelo hidrodinámico que predice el movimiento de las masas de agua, y un modelo de transporte de sedimentos debido a la difusión. De acuerdo con estos autores, las sustancias disueltas en lagos son no-conservativas debido a: crecimiento o desintegración biológica de bacterias, reacciones

químicas con el ambiente, precipitación de partículas por la fuerza de la gravedad y resuspensión debido al viento en las zonas poco profundas. Por lo cual, es necesario incluir una velocidad de desaparición de las partículas

Se han obtenido resultados aceptables en la simulación numérica de los procesos de difusión en lagos, pero aún existen varias limitaciones en la precisión de los modelos de transporte de SPM, debido a varias razones: (i) En general la teoría que sustenta los procesos de difusión está muy poco desarrollada en comparación con otros procesos físicos como la circulación. De ahí que el conocimiento de procesos como la deposición y la erosión es incompleto y básicamente está fundamentado en resultados empíricos. (ii) Los modelos de difusión se basan en ciertas simplificaciones que pueden ser fuente de errores. Un ejemplo, asumir la velocidad de desaparición de la sustancia como constante, aunque es sabido, por medidas empíricas, que ésta puede variar dentro de un lago en varios órdenes de magnitud. (iii) los datos disponibles para verificar el modelo son muy limitados, ya que se sabe poco de las características del fondo y de la estratificación (Kjaraan et al., 2004).

### 2.3.2. Teledetección aplicada al estudio de lagos

La teledetección aplicada al seguimiento y control ambiental se basa en servirse de sensores instalados a bordo de plataformas aéreas o espaciales para identificar o medir las propiedades de un objeto con base en las variaciones de la radiación electromagnética que ese objeto emite o refleja (Meaden y Kapetsky, 1992, Mironga, 2004). El sistema de teledetección se compone de la fuente de energía, el sistema sensor, el objetivo observado (medido), el sistema de recepción y el usuario final.

Cuando un haz de radiación electromagnética proveniente de una fuente de energía ilumina un objetivo, la energía experimenta cambios que se resumen a continuación: (i) Una parte de la energía es transmitida a través del cuerpo iluminado sin sufrir disminución significativa; (ii) dependiendo de las propiedades materiales del cuerpo objetivo, una parte de la energía es absorbida; (iii) El resto de energía incidente es reflejada de vuelta hacia la atmósfera con el mismo ángulo al cual se aproximó a la



superficie; pero la naturaleza de la mayoría de objetos hace que la radiación sea dispersada en todas direcciones (Short, 2003). De acuerdo a la fuente de energía con la que operan los sensores remotos, estos pueden ser clasificados como sensores activos o pasivos. Los sensores activos tienen su propia fuente de energía (e.g. señal radar) mientras que los sensores pasivos funcionan con base en la energía solar (Meaden y Kapetsky, 1992). En ambos casos los sensores captan la radiación reflejada por el objeto que se está observando. La radiación captada por el sensor es afectada por la atmósfera y modificada por las características de la superficie terrestre, por lo que es necesario aplicar una serie de correcciones geofísicas al producto final de la teledetección (Short, 2003).

La gama de sensores activos y pasivos que se han utilizado en la determinación de parámetros geofísicos de cuencas hidrográficas de lagos o de los propios lagos es amplia. Los productos de teledetección disponibles en la actualidad pueden detectar diversos parámetros: temperatura, lluvia, elevación, uso de la tierra, calidad del agua, parámetros biológicos, entre otros. En el estudio realizado por Bundela (2004) se utilizó con éxito una combinación de distintos sensores, para caracterizar las cuencas y posteriormente modelar los procesos hidrológicos y de erosión en las mismas. Además de la combinación de productos de sensores remotos, se utilizan bases de datos en un GIS y los modelos numéricos para adquirir un conocimiento global de los componentes del ecosistema. En el desarrollo de la presente Tesis Doctoral se utilizaron diversos sensores activos y pasivos a bordo de distintas misiones satelitales. Los sensores activos que se utilizaron son: El Radar Altimetro (RA-2) y el Radar de Apertura Sintética (SAR) a bordo de la misión ENVISAT; y productos de la misión *Suttle Radar Topography Mission* (SRTM) que opera con dos instrumentos SAR. El sensor pasivo utilizado fue el *Enhanced Thematic Mapper* (ETM) a bordo de la misión Landsat. Los parámetros de la cuenca del Lago de Izabal estimados mediante teledetección incluyen: elevación de la superficie del lago, área inundable, geomorfología de la cuenca, cobertura y uso de la tierra, y color del agua del lago. A continuación se describen los principios de funcionamiento y ejemplos de aplicaciones de los sensores utilizados.

### 2.3.2.1. El Radar Altimétrico

De acuerdo con ESA (2002), el radar altímetro RA-2 es un instrumento de microondas activo que realiza 20 promedios de medidas de la altura de la superficie terrestre respecto del elipsoide de revolución por cada 1.1 s. La distancia entre las medidas es de aproximadamente 400 metros. El dato altimétrico que se utiliza es un promedio de las 20 medidas mencionadas, recorriendo unos 8 km. La línea imaginaria sobre la cual el altímetro sobrevuela la superficie terrestre se denomina traza. El altímetro RA-2 (ENVISAT) opera con un ciclo de repetición de 35 días exactos, que dan una densidad de trazas espaciadas 80 kilómetros en el ecuador. Según Mercier et al. (2002), el espaciado de trazas en el ecuador es cuatro veces más denso que la cobertura de otras misiones con sensor altimétrico como el Topex/Poseidon (T/P) y Jason-1, lo cual hace que el RA-2 pueda ser utilizado para estudiar una gama más amplia de cuerpos de agua continentales. Además, el ciclo de repetición cada 35 días provee suficiente resolución temporal como para obtener información hidrológica de interés, como las variaciones estacionales e interanuales de niveles de lagos.

El principio de medición del altímetro se basa en determinar la altura a la que se encuentra el centro de masas del satélite respecto de la superficie terrestre (denominada *Range* en anglosajón). El altímetro emite una señal radar que viaja hasta llegar a la superficie de la Tierra y es reflejada hacia el instrumento. A partir del tiempo desde que la señal es emitida hasta que es recibida por el sensor, se obtiene el *Range* (admitiendo que la señal viaja a la velocidad de la luz). Un sistema de alta precisión determina la posición del satélite, su altura respecto de un sistema de referencia (elipsoide). Durante el viaje de la señal radar a través de la atmósfera ocurren retrasos producidos por las propiedades físicas de la atmósfera o de la superficie de reflexión, por lo que es necesario aplicar correcciones geofísicas al valor del *Range* (ESA, 2002). En la Fig. 2.6 se observa el esquema del principio de medición del altímetro y en la Eq. (2.1) se indica cómo se obtiene la altura de la superficie respecto al sistema de referencia (geoide) utilizado.

$$\text{Nivel Lago} = \text{Altura de la Órbita} - (\text{Range} - \text{Correcciones geofísicas}) - \text{Geoide} \quad (2.1)$$

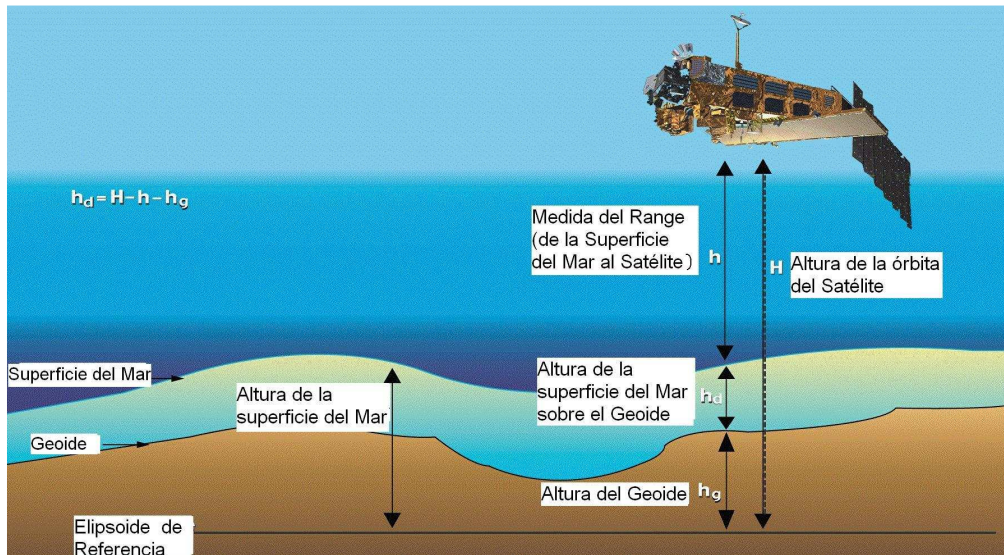


Figura 2.6. Esquema del principio de medición del radar altímetro RA-2. La escala de los distintos elementos fue adaptada para una mejor percepción visual. Diagrama adaptado de ESA (2002).

Tradicionalmente, los niveles de los lagos y sus fluctuaciones, han sido estudiados mediante la toma de medidas in-situ. Originalmente la altimetría fue desarrollada con fines oceánicos, sin embargo se ha comprobado su aplicación exitosa en la determinación de niveles de ríos, lagos y humedales. El desarrollo de técnicas de altimetría radar ha permitido el estudio de las fluctuaciones de nivel de cuerpos de agua continentales desde satélites artificiales (Frappart et al., 2006). En la última década, las fluctuaciones de nivel de agua en ríos, humedales y lagos se han estudiado en toda la Tierra, combinando medidas tomadas con el radar altímetro con medidas tomadas in-situ (Birkett et al. 2002; Crétaux y Birkett, 2006; Frappart et al. 2006, Medina et al. 2007A). Una vez comprobado el funcionamiento del altímetro en aguas continentales, también se han realizado estudios con el altímetro como única fuente de datos (Birkett, 2000; Mercier et al. 2002; Berry et al. 2006). Crétaux y Birkett (2006) evaluaron el funcionamiento de varios altímetros en cuerpos de agua continentales y demostraron el potencial de la altimetría para este tipo de estudios.

### 2.3.2.2. Radar de Apertura Sintética

El principio de medición del Radar de Apertura Sintética consiste en el proceso mediante el cual una señal radar de alta energía, de ancho constante, es emitida desde la

antena del sensor hacia la superficie terrestre a una pequeña inclinación ( $23^\circ$ ) hacia la derecha del satélite. Dado que el satélite vuela a velocidad constante a lo largo de su órbita, es posible procesar las señales recibidas por la antena durante el tiempo de vuelo de la señal radar y ser unidas congruentemente en un solo producto. Este proceso equivale a tener una antena muy larga (Apertura Sintética), es decir que la órbita del satélite funciona como una antena del sensor. La apertura sintética es igual a la distancia que recorre la nave mientras dura el viaje del eco radar (ESA, 2007).

El sensor SAR es un instrumento activo de microondas que produce imágenes al recibir la respuesta de la superficie terrestre (Fleming, 2005; ESA, 2007). Como la fuente de energía es propia (sensor activo), los productos pueden ser adquiridos independientemente de la luz del día. Además, la señal radar emitida se encuentra en el rango de microondas (con una longitud de onda mucho mayor a las ondas visibles o infrarrojas) de manera que las condiciones de nubosidad no afectan la adquisición de las imágenes SAR (Fleming, 2005). Considerando que los sensores SAR son activos, las propiedades de la radiación electromagnética transmitida y recibida pueden ser optimizadas según los objetivos de la misión. El sensor SAR de la misión ENVISAT denominado ASAR (*Advanced*) tiene la capacidad de operar en la banda-C y banda-X de microondas. La respuesta que produce el pulso radar que retorna a la antena es conocida como coeficiente de retrodispersión (Fleming, 2005; ESA, 2007). La fuerza o amplitud de la respuesta de la señal recibida por el sensor, el coeficiente de retrodispersión, es directamente proporcional a la rugosidad de la superficie terrestre y a la constante dieléctrica del material de la superficie. Además, dependiendo del ángulo de incidencia y de la rugosidad de la superficie, el coeficiente de retrodispersión puede tener naturaleza especular, difusa o “reflexión de esquina” (Fleming, 2005).

Con la hipótesis de que los cuerpos de agua tienen una superficie mucho menos rugosa que la superficie terrestre que los rodea, se espera que cada superficie brinde una respuesta distinta a la antena SAR. Las superficies de cuerpos de agua actuarían como un espejo para la señal radar y producen coeficientes de retrodispersión casi nulos (Horrit et al. 2001; Xiaoliang, et al. 2005).

Muchas veces, la información acerca de la extensión de la superficie de lagos es difícil de obtener a partir de técnicas de medición tradicionales debido a que el límite agua-tierra varía en pequeños intervalos de tiempo. De acuerdo con Dellepiane et al. (2004), el método más común para determinar la superficie de un lago se basa en la interpretación visual de fotografía aérea de alta resolución. Esta metodología se compone de tres pasos: (i) Adquisición de las imágenes por medio de sensores a bordo de aviones. (ii) Corrección geométrica de esos datos. (iii) Levantamiento de puntos de control en el campo para corroborar la información. Sin embargo, esta metodología demanda una alta cantidad de recursos financieros. Es aquí donde el uso de la teledetección puede ser una alternativa de bajo costo y alta precisión para reducir esta limitación.

En la determinación de la superficie de lagos a partir de teledetección, es de vital importancia una precisa detección de la línea de costa del cuerpo de agua. Técnicas de teledetección utilizando productos de sensores ópticos y de radar se han utilizado exitosamente con el fin de separar los bordes agua/tierra en zonas costeras y en lagos. (Gupta y Banerji, 1985; Heremans et al. 2003; Tan et al. 2005; Fleming, 2005; Chiara et al. 2006; French et al. 2006). La mayoría de estos autores coinciden en mencionar que el SAR es particularmente apropiado para estos propósitos debido a varias razones tales como la capacidad de adquirir imágenes independientemente de la luz del día y las condiciones climáticas (nubosidad).

### 2.3.2.3. La Misión Topográfica Espacial

El mapeo remoto de características de elevación del terreno ha demostrado ser una alternativa eficiente y de alta calidad para la generación de los Modelos de Elevación Digital (DEM) a nivel de cuencas (Bundela, 2004). Antes del año 2000, la base global de datos topográficos de más alta resolución disponible al público era GTOPO30 (Ludwig y Schneider; 2006), que tenía una resolución espacial de 1 km. Sin embargo, para ciertos estudios a nivel de cuenca esta resolución espacial pierde rasgos importantes para la hidrología. Durante el año 2000 la misión SRTM sobrevoló el planeta, con el objetivo de adquirir un DEM de la tierra entre 60° N y 56° S. SRTM utilizó dos sensores SAR, que había sido utilizado en la generación de datos de elevación terrestre, es el instrumento

utilizado en la misión SRTM. Los datos topográficos son generados en la Banda-C y Banda-X del SAR (Farr et al. 2007). SRTM generó la primera base de datos, homogénea, consistente y de alta resolución de Modelos de Elevación Digital (DEM) a nivel global con una resolución espacial de 3 arc-seg (~90 m) (Ludwig y Schneider, 2006). La misión cobró mayor importancia en zonas carentes de información topográfica, pero aún cuando la topografía esté disponible, SRTM provee uniformidad en calidad y cobertura de los datos (Farr et al. 2007). Además de las aplicaciones geomorfológicas, SRTM ha demostrado aplicaciones en otros campos, por ejemplo, al combinar DEM con curvas de precipitación, se pueden resaltar los controles orográficos en los patrones de lluvia.

Estudios previos han comparado datos de SRTM con modelos de elevación digital de alta resolución obteniendo resultados satisfactorios (Martinez et al. 2005; Hancock et al. 2006; Goteti et al. 2007). Para la comparación se utilizaron descriptores básicos de la geomorfología como la relación área pendiente, la curva hipsométrica y otros. Martinez et al. (2005) concluyó que en cuencas pequeñas (menores de 9 km<sup>2</sup>) los resultados de SRTM brindan una pobre representación de la cuenca. Sin embargo en cuencas de mayor extensión, los datos de SRTM son capaces de representar a detalle las propiedades geomorfológicas de las cuencas. La creciente necesidad de estudios de aguas continentales que necesitan conocimientos topográficos, aumenta la importancia de los DEM provenientes de SRTM. El procesamiento de los datos incluye la conversión de los datos a un formato en malla regular (x, y, z), la referenciación al geoide, construcción de mosaicos que cubran toda la cuenca y la proyección al sistema de referencia utilizado (Ludwig y Schneider, 2006).

#### 2.3.2.4. Sensores ópticos

Los sensores ópticos son pasivos, es decir que funcionan con la luz solar como fuente de energía. La cantidad y el tipo de radiación emitida o reflejada hacia el sensor dependen de la naturaleza de la superficie de la tierra observada y de la interacción de la radiación con la atmósfera (Meaden y Kapetsky, 1992). La energía solar llega a la tierra como una familia de ondas electromagnéticas. Las ondas electromagnéticas tienen distinta longitudes de onda y, por tanto, distintas frecuencias. La distribución energética

del conjunto de ondas es conocida como espectro electromagnético (Fig. 2.7) (Meaden y Kapetsky, 1992; Short, 2003).

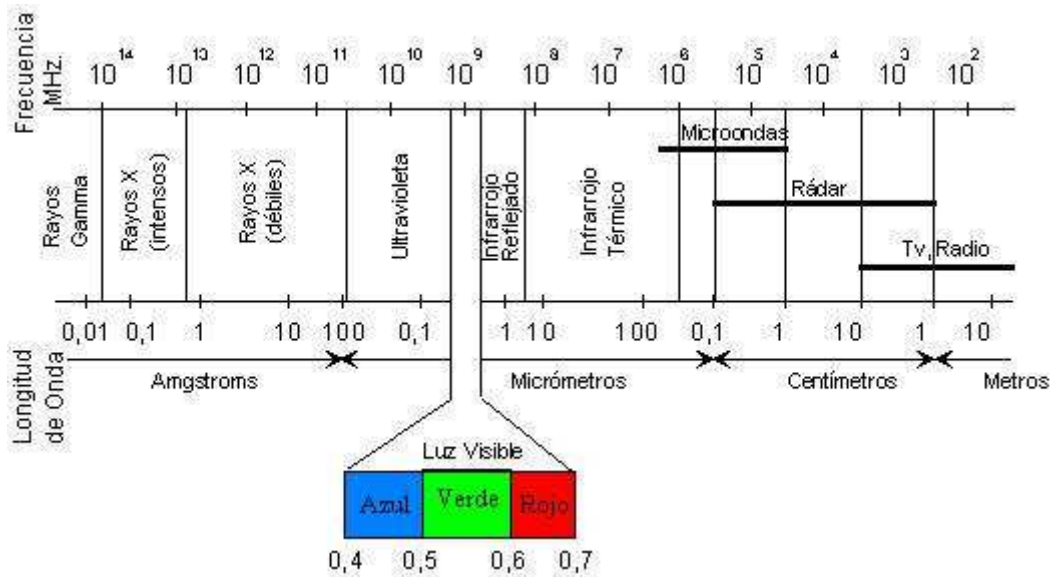


Figura 2.7. Espectro electromagnético ilustrando las características de las distintas ondas electromagnéticas ([www.innovanet.com.ar](http://www.innovanet.com.ar))

Los sensores pasivos tienen la capacidad de percibir la reflectancia del objetivo a distintas longitudes de onda del espectro electromagnético. Cada parte del espectro a la cual opera el sensor se denomina banda o canal, y la cantidad de bandas que posee el sensor es la que se denomina resolución espectral. Cada superficie de la tierra, del océano o de la atmósfera (según sus propiedades) presenta distinta interacción con la energía solar, provocando que la energía sea: transmitida, absorbida y reflejada. Las propiedades y estado actual del objetivo definen el porcentaje de cada partición de la energía. La respuesta que produce cada superficie a cada frecuencia de la onda del espectro se denomina signatura espectral. La signatura espectral permite diferenciar cada superficie entre sí y determinar parámetros geofísicos del objetivo (temperatura, contenido de clorofila, contaminación, contenido de humedad en la atmósfera, contenido de sedimentos en el agua, entre otros) (Short, 2003). Para los objetivos de la presente Tesis Doctoral, se utilizó el ETM (Landsat) para determinar la cobertura y uso de la tierra en la cuenca de captación del lago.

Con relación al instrumento ETM, es un sensor óptico que tiene 8 bandas, tres del rango visible y el resto de mayor longitud de onda. El ETM se encuentra a bordo de la misión Landsat 7, que es una de las misiones más antiguas en la observación de la superficie terrestre desde el espacio. Como su nombre indica, el ETM genera mapas temáticos de la superficie de la tierra y es uno de los más utilizados en el estudio del uso de la tierra. La resolución espacial es de 28.5 m, que se considera suficiente para estudiar las variaciones dentro de cuencas hidrográficas. Diversos autores han utilizado imágenes de la misión Landsat para clasificar la cobertura y uso de la tierra (por ejemplo, De Fries et al. 1998, Helmer, et al. 2002, Rogan y Chen 2004). Además, estudios de uso de la tierra en cuencas han sugerido combinar imágenes de Landsat con imágenes de SAR para mejorar la clasificación (Bruce, 2002).



# CAPÍTULO TERCERO



### **Estudio de los parámetros que definen el balance hídrico y transporte de sedimentos y sustancias**

#### **3.1. Introducción**

Con el objetivo de adquirir una base sólida que permita una mejor comprensión de los procesos físicos y ecológicos que se dan en el cuerpo de agua del Lago de Izabal, es necesario conocer las características de las cuencas tributarias. Los ríos afluentes del Lago de Izabal constituyen un aporte constante de agua y sustancias que arrastran desde las respectivas zonas de captación. De manera que la cantidad y calidad de agua y sustancias que llegan al lago, depende directamente de las características de los terrenos aguas arriba. Además, la morfometría afecta la capacidad del lago en la respuesta a estas entradas de agua y sustancias. Con el estudio descriptivo de los parámetros que definen el balance hídrico y transporte de sedimentos en el sistema del Lago de Izabal se pretende proveer de información básica que sirva de entrada a los modelos hidrológicos y de erosión; asimismo se procura tener bases que permitan comprender los resultados obtenidos.

En general, los factores que afectan la descarga de agua de una cuenca, son los mismos factores que afectan a la pérdida de suelo y la consecuente carga de sedimentos en las aguas superficiales. De acuerdo con Van der Wateren y Hendriks (1997) y Cretaux et al. (2005), la descarga de agua de una cuenca depende principalmente de dos procesos: (i) la cantidad de agua que entra a la cuenca, y (ii) la cantidad de agua que ésta puede retener. A su vez, la cantidad de agua que entra depende de las condiciones climáticas (lluvia, evapotranspiración) y del tamaño de la cuenca. Mientras que la capacidad de retención hídrica de la cuenca depende de la geomorfología, la cobertura de la superficie y las actividades humanas reguladoras. Por otro lado, según Saavedra (2005) y Foster (2005), la pérdida de suelo en una cuenca está determinada por: (i) la intensidad de la lluvia que produce el desprendimiento de las partículas, (ii) la susceptibilidad del suelo a erosionarse, (iii) el relieve de la cuenca, (iv) la cobertura de la superficie que protege al suelo, (v) actividades humanas que incrementan/reducen la pérdida de suelo. A partir de

lo anterior, se deduce que la descarga de agua y pérdida de suelo de una cuenca están afectadas por: las condiciones climáticas locales, la geomorfología de la cuenca y reguladores antropogénicos.

Los factores que afectan los procesos hidrológicos de interés son variables a distintas escalas de espacio y/o tiempo. En este capítulo se describe su variabilidad dentro de la cuenca del Lago de Izabal, agrupadas en cinco ejes: (i) condiciones meteorológicas; (ii) condiciones edafológicas; (iii) geomorfología; (iv) uso de los recursos naturales; y (v) morfometría del lago. Dentro de las condiciones meteorológicas se consideraron los registros históricos (precipitación y temperatura) existentes y su distribución dentro de la cuenca. Los suelos se estudiaron desde el punto de vista de su velocidad de infiltración, retención hídrica y susceptibilidad a la erosión. La descripción geomorfológica comprende la obtención de parámetros que brinden información acerca del relieve de las cuencas y los materiales originarios. La información sobre la elevación del terreno es uno de los requerimientos más importantes en una amplia variedad de análisis espaciales y de modelación de problemas ambientales (Ludwig y Schneider, 2006). El uso de los recursos naturales se enfocó desde la perspectiva del uso y la cobertura del terreno, tasas de deforestación, las prácticas de conservación de suelos y el uso del agua para riego. Por último, se determinaron parámetros morfométricos del cuerpo de agua.

La información generada tiene dos funciones: la primera función es la de entrada en los distintos modelos que permiten simular los procesos de erosión y descarga de agua. En ésta se incluyen todos los factores que puedan afectar directa o indirectamente los procesos mencionados (clima, geomorfología, actividades humanas). La otra función de los datos obtenidos es la de explicar y comprender los resultados obtenidos acerca del balance hídrico y transporte de sedimentos en la cuenca. Estudios previos han combinado distintas fuentes de información para caracterizar cuencas hidrográficas. Treitz y Rogan (2004) indican que los análisis integrados producen mejores resultados en estudios de aguas continentales. Los productos de sensores a bordo de satélites artificiales se pueden combinar con información complementaria de GIS, fotografía aérea y datos recolectados en campañas de campo. Además, los autores indican que este tipo de información puede adaptarse en modelos que permitan la monitorización y predicción de fenómenos

ambientales. Asimismo, Rogan y Chen (2004) afirman que los avances en el procesamiento de imágenes son un componente clave para analizar productos de teledetección y combinarlos con tecnologías de GIS y GPS para contribuir al estudio y planificación del uso de la tierra. Sin embargo, para que las distintas fuentes de información puedan ser combinadas, es necesaria una adecuada corrección geométrica y radiométrica de las imágenes satelitales y que exista coincidencia en los sistemas de referencia horizontal y vertical.

### **3.2. Metodología y datos utilizados**

La metodología consistió, en primer lugar, en desarrollar la base de datos; posteriormente se realizó un análisis exhaustivo de la información existente en la base y por último, se complementó y actualizó esa información con productos de teledetección. La primera actividad realizada fue la de recopilar datos relacionados con los procesos físicos de interés, considerando que en la zona del Lago de Izabal se han realizado distintos estudios que contienen información que puede ser utilizada como base para el estudio. Además, algunas instituciones realizan monitoreos de parámetros biofísicos y la información se encuentra disponible al público. La base de datos generada incluye información hidrológica, climática, geológica e incluso social. Los datos que se utilizaron en este estudio incluyen información geográfica, registros obtenidos in-situ, y productos de varios sensores remotos. La información geográfica proporciona la variabilidad espacial de algunos parámetros, mientras que los productos de teledetección y registros in-situ tienen el objetivo de complementar, actualizar y validar la información, así como aumentar el conocimiento sobre la variabilidad temporal (anual y estacional) de los parámetros estudiados.

Con el fin de acceder a la información que integra esta base de datos, fue necesario entrar en contacto con algunas instituciones guatemaltecas y firmar convenios de intercambio de información entre algunas instituciones y la Universidad de Cádiz. Entre los convenios se destacan el convenio con AMASURLI y con el Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSIVUMEH). La información geográfica utilizada fue digitalizada por el Ministerio de Agricultura, Ganadería y

Alimentación de Guatemala (MAGA) e incluyó mapas nacionales de: drenaje superficial, división de subcuencas, curvas a nivel (100 m), uso de la tierra, series de suelos, geología, lluviosidad y erodabilidad. Los mapas utilizados son de libre acceso, disponibles en MAGA-CATIE-ESPRED (2001) y MAGA (2001). A continuación se describen los datos utilizados en el estudio de los factores que afectan los procesos hidrológicos del Lago de Izabal.

### 3.2.1. Datos meteorológicos

La información climática fue suministrada por el Departamento Meteorológico del INSIVUMEH. Los parámetros considerados fueron Precipitación Pluvial (en mm) y Temperatura Media (en °C). Estos parámetros fueron medidos en estaciones meteorológicas distribuidas en el área de influencia de la cuenca del Lago de Izabal (Fig. 3.1). Se dispone de un conjunto de datos diarios de precipitación pluvial y temperatura media, desde 1987 a 2006. Cada uno de los parámetros climáticos considerados juega un papel en los procesos hidrológicos que se están estudiando. Los registros de lluvia se utilizarán para obtener la cantidad de agua que entra a la cuenca, que posteriormente es transformada en escorrentía superficial, que a su vez es absorbida por los suelos o sale del sistema en forma de vapor. En el caso de la erosión hídrica, la lluvia afecta por la fuerza que ejerce a su caída en las partículas de suelo. La pérdida de suelo es afectada por la intensidad y duración de la lluvia, pero los registros únicamente reportan cantidad de lluvia, por lo que será necesario estimar los otros parámetros utilizando las funciones regidoras. En cuanto a la temperatura media, ésta se utiliza para estimar la evapotranspiración potencial de la cuenca (mm), determinando, por consiguiente, las pérdidas de agua de la cuenca. Además, en la Estación Meteorológica “Las Vegas” se obtuvieron datos de evaporación (mm) que fueron utilizados como evaporación de la superficie del lago; y en la Estación Meteorológica de “Puerto Barrios” se adquirieron datos de velocidad (m/s) y dirección del viento que fueron utilizados en el modelo de circulación desarrollado.

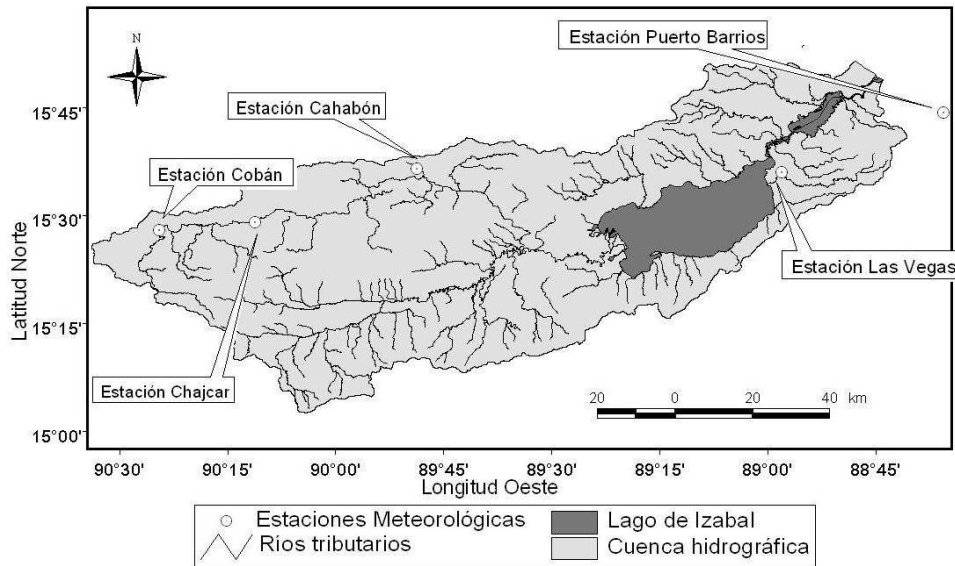


Figura 3.1. Estaciones meteorológicas dentro del área de la cuenca del Lago de Izabal.

Asimismo, se cuenta con el mapa de zonas de vida de Guatemala (De la Cruz, 1982) que brinda información acerca del clima y su variación dentro de la cuenca. Se incluyó en la base de datos el resultado de estudios que han obtenido la variabilidad del clima dentro de la cuenca del Lago de Izabal (AMASURLI, 2007), y se complementaron con datos encontrados en estudios climáticos de la región (Hastenrath, 1984; Giannini et al. 2000; Thattai et al. 2003; Restrepo, 2005).

### 3.2.2. Datos edafológicos

Los datos edafológicos incluyen la variabilidad espacial de los tipos de suelos dentro de la cuenca. La información se basa en la clasificación realizada por Simmons et al. (1959) y actualizada por MAGA-CATIE-ESPRED (2001). En este estudio se recopilaron características físicas de los suelos (textura, estructura, color, profundidad, drenaje) y se agruparon en distintas series que fueron nombradas de acuerdo a su ubicación dentro del territorio de Guatemala. La información que se agrupó en cada serie de suelos es importante por tener influencia en la velocidad de infiltración, retención hídrica y susceptibilidad a la erosión. El estudio de Simmons et al. (1959) se levantó a una escala espacial a nivel de reconocimiento (escala 1:250000, equivalente a un tamaño de celda de 100 × 100 m). Además de la información edafológica, se consideró el

material geológico sobre el que están formados las distintas series de suelos. Finalmente, la base de datos fue complementada con estudios edafológicos acerca de la susceptibilidad a la erosión de los suelos de la cuenca del Lago de Izabal (Basterrechea, 1993; Dix et al. 1999; AMASURLI, 2007).

### 3.2.3. Datos geomorfológicos

La información requerida se obtuvo en el Atlas Geográfico de Guatemala (MAGA-CATIE-ESPREDE, 2001). Los parámetros utilizados fueron: división de las subcuencas tributarias, red de drenaje superficial, y curvas de nivel (cada 100 m). La distribución de los datos geomorfológicos, al igual que de los tipos de suelo, cambia espacialmente pero tienen poca variabilidad temporal. Algunos de estos parámetros, como la red de drenaje sí podrían tener una mayor variabilidad temporal, pero este tipo de información no existe, de manera que todos se consideraron invariables en el tiempo.

La información topográfica levantada en estudios de campo es de alto costo y requiere mucha inversión de tiempo (Bundela, 2004), por lo que se evaluó la posibilidad de utilizar información topográfica producida por el sensor espacial SRTM. De tal manera que para describir el relieve de las cuencas del lago de Izabal, la información geográfica mencionada se combinó con el DEM obtenido por la misión SRTM. Los productos globales de SRTM están disponibles gratuitamente vía Internet en el Centro de Datos del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS) (<http://edc.usgs.gov/srtm/data/obtainingdata.html>). Las características hidrológicas y morfológicas de la cuenca del Lago de Izabal se derivaron a partir de los datos disponibles utilizando GIS, DEM y técnicas de álgebra de mapas.

### 3.2.4. Datos de uso de recursos

Dentro del área de influencia de la cuenca del Lago de Izabal viven aproximadamente 570000 habitantes, con una densidad de 116 habitantes/km<sup>2</sup> (AMASURLI, 2007). Los medios de vida de esta población se basan en el uso de los recursos naturales de la cuenca. Entre las actividades humanas que están estrechamente relacionadas con los procesos físicos de interés, se menciona la agricultura bajo riego y la



cobertura y uso de la tierra. Lamentablemente los registros que existen acerca de estas actividades son escasos y, de existir, poco disponibles. En cuanto a los datos disponibles que se utilizaron, se encuentra el mapa nacional de uso de la tierra (MAGA-CATIE-ESPREDE, 2001). Sin embargo, no se cuenta con las variaciones que el uso de la tierra ha tenido y tiene en distintas épocas. Además, Dix et al. (1999) y AMASURLI (2007) presentan estimaciones de la tasa de deforestación en la región. Con relación a la demanda de agua con fines de riego dentro de la cuenca no existen datos precisos, únicamente URL (2004) da una estimación de requerimiento hídrico a nivel Nacional.

El uso de datos de teledetección permite actualizar, validar y mejorar la escala espacial de la cobertura de la tierra. Para el estudio del uso y cobertura de la tierra se utilizó una combinación de imágenes de satélite de los sensores ETM (Landsat) y ASAR (ENVISAT). El conjunto de datos incluyó tres imágenes ETM y dos SAR que cubrían la totalidad de la cuenca. Las imágenes ETM fueron obtenidas del *Global Land Cover Facility* (GLCF). Las tres imágenes fueron adquiridas en distintas épocas del año 2002 y juntas cubren la totalidad de la cuenca. Las imágenes SAR fueron suministradas por la Agencia Espacial Europea (ESA). El producto utilizado fue obtenido en el modo de imagen de alta precisión (ASA\_IMP\_1P) y fueron adquiridos durante los años 2004 al 2006. Los productos de ambos sensores fueron sometidos a una rectificación radiométrica y geométrica, ya que el éxito del análisis de uso de la tierra mediante teledetección depende de este procedimiento (Treitz y Rogan, 2004). La corrección geométrica se realizó utilizando puntos de control en el terreno. De acuerdo con Bruce (2002), la precisión de la clasificación de cobertura se mejora mediante la fusión de imágenes SAR con imágenes ópticas operando en bandas del visible y del Infrarrojo Cercano (IR). La respuesta de la cobertura del terreno recibida por los sensores utilizados se resume en la Tabla 3.1.

Clase de uso	Reflectancia en Visible y IR	Coefficiente retrodispersión (SAR)
Bosque natural	Característico de la respuesta de vegetación, pero con menos reflectancia en IR que pastos y cultivos	Fuerte respuesta debida a los troncos.
Pastos bajo riego	Alta reflectancia en el IR y absorción del rojo	Baja respuesta en todas las bandas
Construcción	Alta respuesta en las bandas de onda corta (azul visible), reflectancia débil en el IR	Fuerte respuesta, similar al de bosque.
Bosque de Coníferas	Respuesta similar al bosque natural, pero un poco más oscuro	Similar al bosque natural
Matorral con suelo expuesto	Respuesta brillante en todas las ondas, más fuerte en el IR. Muy fuerte reflectancia en sitio rocoso	Baja respuesta. Poca diferencia con pastos bajo riego.
Agua estancada	Pobre reflectancia.	Una superficie suave, presenta un coeficiente de retrodispersión muy bajo

Tabla 3.1. Respuesta de las distintas clases de uso de la tierra recibida por los sensores utilizados (Bruce, 2002).

La respuesta indicada en la Tabla 3.1 se refiere al uso aislado de los sensores. Sin embargo, el presente estudio se realizó con imágenes obtenidas de la fusión de ambos productos. En este caso la respuesta de las distintas clases de uso se combina dependiendo de la respuesta aislada. Posteriormente se utilizaron técnicas de procesamiento de imágenes como segmentación y clasificación, para separar las distintas clases de uso de la tierra encontradas.

Además, se obtuvo un conjunto de fotografías aéreas ortorectificadas de alta resolución adquiridas en 2006 que se combinaron con la información geográfica para mejorar la resolución espacial.

### 3.2.5. Datos de la Morfometría

La información de base para la determinación de los distintos parámetros morfométricos del Lago de Izabal, se obtuvo de distintos estudios previos. La información digital de la línea costera del lago utilizada para determinar el área y los parámetros de superficie proviene de la base de datos desarrollada por MAGA-CATIE-ESPRED (2001). Los datos de volumen y profundidad proceden de información levantada por OTECBIO (2003) y AMASURLI (2007).

En la Tabla 3.2 se presenta el resumen de los parámetros incluidos en la base de datos, y la fuente de donde se obtuvieron. Estos parámetros se analizaron para determinar la influencia de cada uno en el balance hídrico y transporte de sedimentos y sustancias en la cuenca del Lago de Izabal.

Tipo	Parámetro	Fuente
Meteorología	Lluvia	Departamento Meteorológico INSIVUMEH (Fig. 3.1). Hastenrath (1984); Giannini et al. (2000); Thattai et al. (2003); Restrepo (2005).
	Temperatura	
	Viento	
	Evaporación	
Suelos	Geología	MAGA-CATIE-ESPRED (2001) y Simmons et al. (1959)
	Suelos	
Geomorfología	Subcuencas	MAGA-CATIE-ESPRED (2001) y DEM del SRTM
	Red de drenaje	
	Relieve	
Uso de recursos	Uso y cobertura de la tierra	MAGA-CATIE-ESPRED 2001 e imágenes ETM y SAR
	Usos del agua	URL (2002)
	Tasa deforestación	AMASURLI (2006)
Morfometría	Línea costera	MAGA-CATIE-ESPRED (2001)
	Volumen	OTECBIO (2003)
	Profundidad	AMASURLI (2006)

Tabla 3.2. Parámetros comprendidos dentro de la base de datos construida.

La influencia de todos los parámetros en los procesos físicos estudiados depende de la variabilidad espacial de cada uno. Sin embargo, se considera que la variabilidad temporal del balance hídrico y transporte de sedimentos y sustancias dentro de la cuenca, depende únicamente de la variabilidad temporal de las condiciones meteorológicas.

### 3.3. Resultados y discusión

La dinámica ambiental del Lago de Izabal depende de la interacción de los distintos factores considerados. La influencia del clima y las características geofísicas de la captación sobre el lago no puede ser comprendida si se piensa en el lago sin tomar en cuenta su origen (Cole, 1994). De acuerdo con Hutchinson (1957), los lagos pueden ser clasificados según su origen como: cuencas tectónicas, lagos formados por actividad volcánica, formados por deslizamientos de tierra, actividad glacial, lagos de solución, formados por actividad de ríos, formados por actividad del viento, de origen orgánico y formados por actividad de la línea costera. Con base en las características del Lago de

Izabal descritas previamente se considera que este cuerpo de agua es un lago formado por actividad de la línea costera.

Este tipo de lagos se forma cuando la línea costera de un cuerpo de agua mayor, como el mar, posee cierta irregularidad (en este caso el Golfo de Honduras). Así, existe el potencial de formación de barreras a través de depresiones, formando un lago costero. Una corriente que fluye a lo largo de la línea de costa, que arrastre sedimentos hacia una bahía encontrada (en este caso la Bahía de Amatique), deposita el material en forma de una barrera atravesando la boca del cuerpo de agua drenado. Normalmente, la descarga de agua y la actividad de mareas son suficientes para impedir la separación completa entre el lago y el mar. El resultado es una alternancia entre aguas frescas y salinas dentro del lago, y la salinidad depende de la relación entre las entradas de agua fresca y la intrusión de agua salina (Hutchinson, 1957; Horne y Goldman, 1994). De manera que el Lago de Izabal presenta una interacción compleja entre el clima, las condiciones geofísicas aguas arriba y la dinámica de la zona costera. Este lago es simplemente un embalse natural de agua en la parte intermedia del curso de agua desde las cuencas hacia la zona costera del Mar Caribe. Desde su formación, los distintos factores que se describen a continuación, han afectado a los procesos físicos del Lago de Izabal.

### 3.3.1. Variación espacio-temporal de las condiciones meteorológicas

Las condiciones climáticas de la región se ven influenciadas por la interacción océano-atmósfera en el Pacífico Oriental y el Atlántico Norte (Restrepo y Kjerfve, 2000; Thattai et al. 2003). Además, a nivel local, las condiciones climáticas se ven influenciadas por otros factores entre los que se mencionan: altitud, uso de la tierra y geomorfología (Thattai et al. 2003). En esta sección se presenta en primera instancia una descripción del clima local y posteriormente una descripción de la influencia de la interacción océano-atmósfera en las condiciones climáticas locales. La mayor variabilidad climática en la región es debida a la estacionalidad. Únicamente se identifican dos estaciones, la época lluviosa (aproximadamente de Mayo a Noviembre) y la época seca (Noviembre-Abril). Además de las diferencias en lluvia, la época seca difiere de la lluviosa en parámetros como la temperatura, humedad y vientos principalmente. Asimismo, existen variaciones

interanuales manifestadas en la fecha de inicio y finalización de cada estación, y en la magnitud de las lluvias/sequías que ocurren (AMASURLI, 2007).

Los controles orográficos debidos a la diferencia de altitudes dentro de la cuenca (de 0 a 2600 msnm) y cambios constantes en la dirección del viento, generan condiciones climáticas diversas dentro de la cuenca. La precipitación pluvial anual varió en el período de registro (1987-2006) entre 1530 y 3800 mm dentro de la zona de captación. En la parte central se registran los valores más altos (Fig. 3.2). La señal estacional de precipitación pluvial es fuerte, con diferencias en los registros mensuales mayores a los 400 mm mensuales. Por ejemplo, en el año 2000 la Estación Meteorológica Chajcar (Fig. 3.1), registró 15 mm en Marzo y 515 mm en Agosto. Por su parte, la temperatura presenta una relación inversa con la altitud. En las partes altas el valor promedio es de 16 °C, mientras que en las partes bajas se registran valores promedio de 30 °C. Contrario a la precipitación, la señal estacional de la temperatura es débil, con diferencias de  $\pm 4$  °C. En la Estación de Puerto Barrios (Fig. 3.1) en el año 2001 se registró una temperatura promedio mensual de 25 °C en Febrero y 29 °C en Agosto. Este análisis de los datos brutos coincide con la información indicada por AMASURLI (2007) y Thattai et al. (2003). Con base en la información de temperatura se estimó la evapotranspiración potencial por el método de Blaney y Criddle (1950).

Para obtener una mejor comprensión de las condiciones climáticas de la zona, se analizó la distribución de Zonas de Vida (Holdridge, 1967) a partir del mapa nacional desarrollado por De la Cruz (1982). Las Zonas de Vida son provincias bio-climáticas, definidas por la interacción entre la precipitación anual, la evapotranspiración, la biotemperatura, provincias de humedad y pisos altitudinales/latitudinales. De acuerdo a De la Cruz (1982), dentro de la cuenca del Lago de Izabal se encuentran 6 zonas climáticas: Bosque húmedo subtropical (templado), Bosque muy húmedo subtropical (cálido), Bosque muy húmedo subtropical (frío), Bosque muy húmedo tropical, Bosque pluvial montano bajo subtropical, y Bosque pluvial subtropical. Según AMASURLI (2007), en la parte alta de la cuenca predomina el clima de Bosque muy húmedo subtropical (frío), mientras que en la parte baja predomina el Bosque muy húmedo tropical.

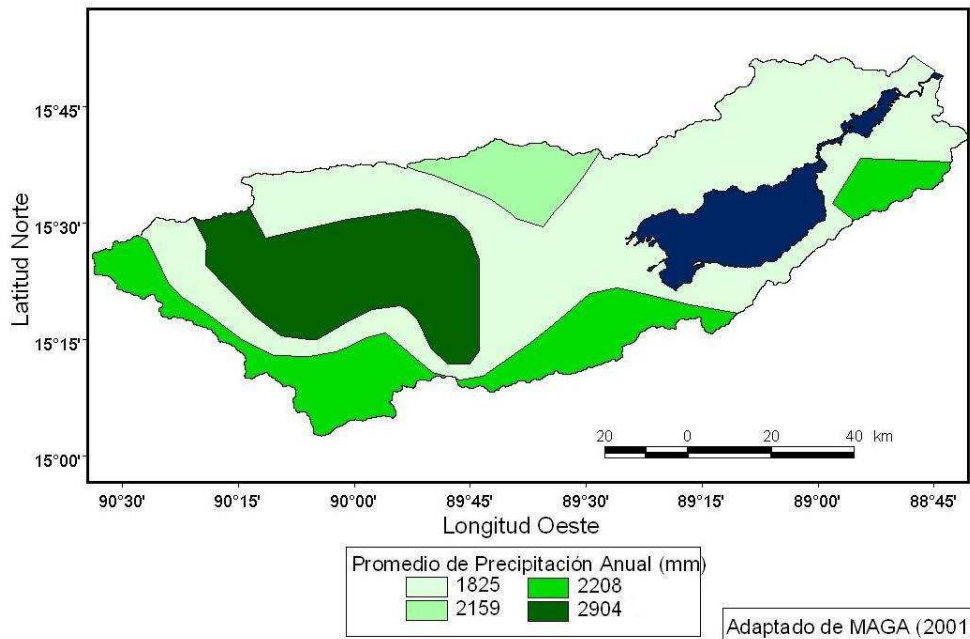


Figura 3.2. Distribución de la precipitación pluvial dentro de la cuenca del Lago de Izabal. Con base en las isoyetas desarrolladas por MAGA, 2001.

Los polígonos presentados en la Fig. 3.2 representan la distribución de la lluvia dentro de la cuenca. Los promedios anuales presentados corresponden a la serie de datos de los años 1987-2006. Cada polígono tiene condiciones similares de precipitación pluvial anual. De acuerdo con AMASURLI (2007), los valores de precipitación pluvial y evapotranspiración potencial producen un balance hídrico positivo de 11,015 millones de m<sup>3</sup>/año. Este volumen de agua es transformado en escorrentía superficial o agua subterránea dependiendo de la capacidad de retención y liberación de agua de la cuenca.

La variabilidad de la interacción océano-atmósfera en el Este del Océano Pacífico y el Norte del Atlántico produce variaciones interanuales y estacionales en las condiciones climáticas de la región (Restrepo y Kjerfve, 2000). El estado de estas cuencas oceánicas está determinado por los fenómenos: Oscilación del Sur de El Niño (ENSO) y anomalía térmica del Nor-Atlántico Tropical (NATL). La variabilidad interanual de la lluvia está afectada por el estado previo de fenómenos oceánicos como ENSO y el contenido de calor del Atlántico Norte (Enfield y Alfaro 1999, Giannini et al. 2000).

Los años que registran eventos fuertes de calentamiento en el Este del Pacífico (El Niño) tienen coincidencia con años de prolongadas sequías, disminución en las lluvias y retraso en la fecha de inicio de la estación lluviosa. Mientras que los años con eventos fuertes de enfriamiento en el Este del Pacífico (La Niña) tienen efectos opuestos en las condiciones climáticas de la región (i.e. aumento en las lluvias y adelanto en la fecha de inicio de las mismas) (Hasternrath, 1984; Giannini et al. 2000). Con relación al NATL, los años de calentamiento/enfriamiento en el Nor-Atlántico Tropical coinciden con años de aumento/disminución en las lluvias (Enfield y Alfaro 1999, Giannini et al. 2000). Además, estos autores mencionan que la interacción entre ENSO y NATL tiene más importancia que el efecto aislado de cada fenómeno oceanográfico. Asimismo Restrepo y Kjerfve (2000), afirman que estos fenómenos oceánicos tienen además efecto en la cantidad de recursos hídricos disponibles en la zona.

### 3.3.2. Variación espacial de los suelos

El conocimiento de las características de los suelos y la geología, así como su distribución dentro de la cuenca del Lago de Izabal es importante debido a que afectan directamente los procesos de descarga de agua y erosión hacia el cuerpo de agua. En el capítulo anterior se estableció que el agua se encuentra en constante movimiento en las distintas fases del ciclo hidrológico. Una vez que el agua cae sobre la superficie terrestre en forma de lluvia inicia la fase del movimiento en el suelo. Las propiedades del suelo que afectan el movimiento del agua en él son la conductividad hidráulica y las características de retención de agua en el suelo (Maidment, 1993).

La conductividad hidráulica determina la facilidad y consecuentemente la velocidad con la que el agua se mueve en el suelo, y depende tanto de las propiedades del suelo como del fluido. La porosidad total, el tamaño de poro, la distribución de poros y su continuidad son algunas de las características de mayor importancia. En cuanto a las propiedades del fluido están la viscosidad y la densidad (Maidment, 1993). Además, el mismo autor indica que la proporción de agua que es almacenada y la forma en que es liberada dependen de las características de retención de agua en el suelo. A su vez, estas características están definidas como la relación entre el contenido de agua que tiene el

suelo en cada instante y la capacidad de succión. Esta relación es dinámica y tiene memoria, es decir que la capacidad de succión y el contenido de agua del suelo varían constantemente conforme el suelo está liberando agua o drenando, y absorbiendo agua o humedeciéndose.

La mejor forma de estimar las propiedades de movimiento de agua en el suelo es con base en curvas de referencia que los relacionan con la textura. (Maidment, 1993). La clasificación de series de suelos de Simmons et al. (1959) incluye, entre otros, datos de la textura del suelo a distintas profundidades. En la Fig. 3.3 se observa la distribución de las series de suelos dentro de la cuenca del Lago de Izabal.

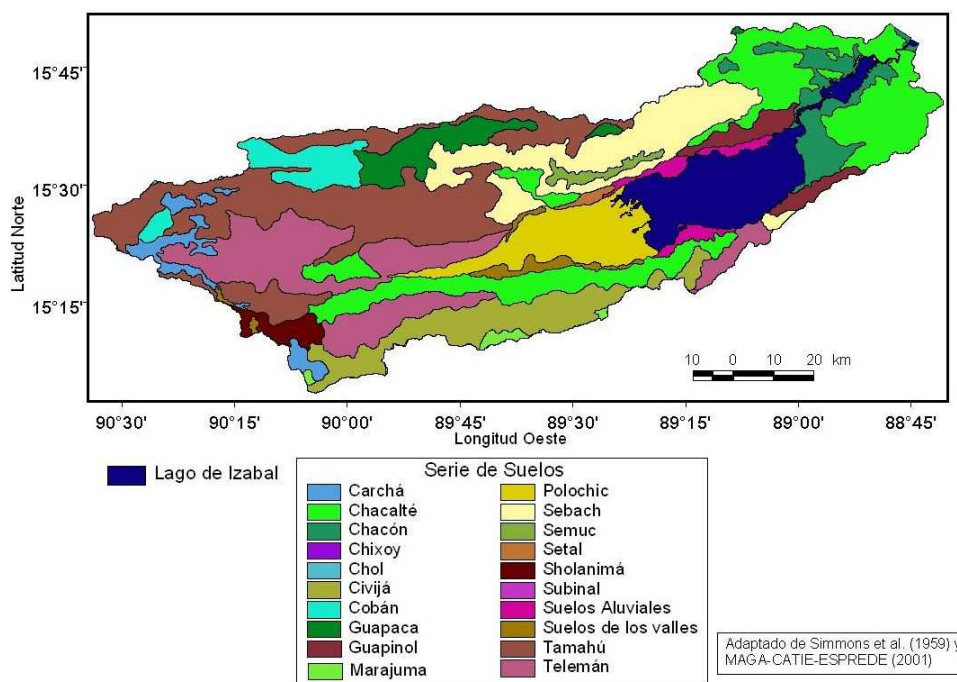


Figura 3.3. Mapa de Series de Suelos dentro de la cuenca del Lago de Izabal.

Cada una de las propiedades de movimiento de agua en el suelo son función de otras propiedades físicas del suelo, como las relacionadas con el tamaño de las partículas del suelo (arena, limo y arcilla), morfológicas (densidad, materia orgánica, tipo de arcilla), y contenido de humedad del suelo, entre otras. El estudio desarrollado por Simmons et al. (1959) presenta una descripción detallada física, química y orgánica de



cada serie de suelos de Guatemala. En la Tabla 3.3 se presentan características de interés de cada serie de suelos encontrada.

Dentro de la cuenca del Lago de Izabal se encontraron 20 series de suelos. Las características de los suelos que se tomaron en cuenta fueron: el tipo de material geológico, la textura (proporción de arena, limo y arcilla), el tipo de drenaje, el contenido de materia orgánica y el riesgo de erosión. El material geológico (roca) que se encuentra debajo de la capa de suelo, afecta directamente a la dinámica de las aguas subterráneas. Principalmente, los materiales calizos favorecen considerablemente la formación de corrientes subterráneas por procesos kársticos (Kiryaly, 2003). Los materiales geológicos afectan además el desprendimiento de partículas de suelo.

<b>Serie Suelos</b>	<b>Geología</b>	<b>Drenaje</b>	<b>Textura *</b>	<b>Riesgo Erosión</b>
Carchá	Ceniza Volcánica	Buen Drenaje	F. Limosa a Arcillosa	Bajo
Chacalté	Caliza	Buen Drenaje	Arcilla	Alto
Chacón	Depósito Marino	Buen Drenaje	F. Limosa	Bajo
Chixoy	Caliza	Drenaje Excesivo	Arcilla	Alto
Chol	Esquisto	Drenaje Excesivo	F. Arcillo-Arenosa	Alto
Civijá	Esquisto	Buen Drenaje	F. Limosa	Regular
Cobán	Caliza	Buen Drenaje	F. Limosa	Alta
Guapaca	Esquisto arcilloso	Buen Drenaje	Arcilla	Regular
Guapinol	Serpentina	Buen Drenaje	F. Arcillosa a Arcilla	Alto
Marajuma	Esquisto	Buen Drenaje	F. Limosa	Alto
Polochic	Aluvión	Drenaje Pobre	F. Arcillo-Limosa	Bajo
Sebach	Serpentina	Buen Drenaje	Arcilla	Alto
Semuc	Serpentina	Buen Drenaje	Arcilla	Bajo
Setal	Material Aluvial	Buen Drenaje	Arcilla	Bajo
Sholanimá	Serpentina	Buen Drenaje	Arcilla	Alto
Subinal	Caliza	Drenaje Excesivo	Arcilla	Muy Alto
S. Aluviales	Aluvión	Buen drenaje	F. arenosa a arena	Bajo
S. de los valles	Depósito aluvial	Buen drenaje	Franca	Bajo
Tamahú	Caliza	Buen Drenaje	Franco a F. Arcillosa	Alto
Telemán	Esquisto	Buen Drenaje	F. Limosa	Alto

\* F = Franco

Tabla 3.3. Características físicas y origen geológico de las series de suelos encontradas (Simmons et al. 1959).

La textura del suelo afecta los dos procesos de interés en este estudio. El tamaño de las partículas y su proporción está directamente relacionado con la velocidad de infiltración del agua, por lo tanto, determina el porcentaje de lluvia que se transforma en

escorrentía superficial o agua subterránea. Además, la textura influye en la fuerza con la que las partículas están adheridas a sí mismas y su resistencia a ser erosionadas por el impacto de la gota de agua.

A pesar de las 20 series de suelos dentro del margen de la cuenca, varias de ellas comparten algunas de las características físicas en estudio. Esta distribución de los tipos de suelo de la cuenca se complementa con lo planteado por AMASURLI (2007), indicando que en la parte baja de la cuenca los suelos son aluviales profundos, mal drenados, franco arcillosos. Esta es un área de deposición de diferentes materiales erosionados en las partes altas. Además, indica que son utilizados para ganadería y agricultura de inundación. En la parte alta las tierras son sedimentarias, suelos poco profundos, bien drenados. Los relieves son inclinados, las texturas son arcillosas, franco arcillosas y en algunos casos franco limosas. Esta descripción de los diferentes tipos de suelos dentro de la cuenca del Lago de Izabal aporta información útil para los modelos que se van a desarrollar posteriormente.

### 3.3.3. Geomorfología de la cuenca

La representación de las características de elevación de un terreno es importante para conocer el comportamiento superficial del agua, ya que una vez sobre el terreno, el agua se mueve por la gravedad y sigue los cursos que le permite la topografía del terreno. Para el análisis espacial con fines hidrológicos de la geomorfología de una cuenca existen, principalmente, tres formas de representar la elevación en modelos digitales: Las curvas a nivel o contornos, el modelo TIN (*Triangular Irregular Networks*) y los DEM (Moore et al. 1991; Bundela, 2004). La representación en curvas a nivel es la menos utilizada en modelos hidrológicos ya que la estructura de los datos es demasiado compleja (Bundela, 2004). En este tipo de modelo, la elevación se representa en líneas que tienen igual altitud (isolíneas), los intervalos de altura entre cada línea son constantes e indican el nivel de detalle del modelo. Cuando las curvas a nivel están horizontalmente más cercanas representan mayores pendientes que curvas a nivel con mayor espaciamiento horizontal. El modelo TIN, es un modelo con resolución espacial variable, basado en puntos, líneas y triángulos con separación irregular que indican distintas

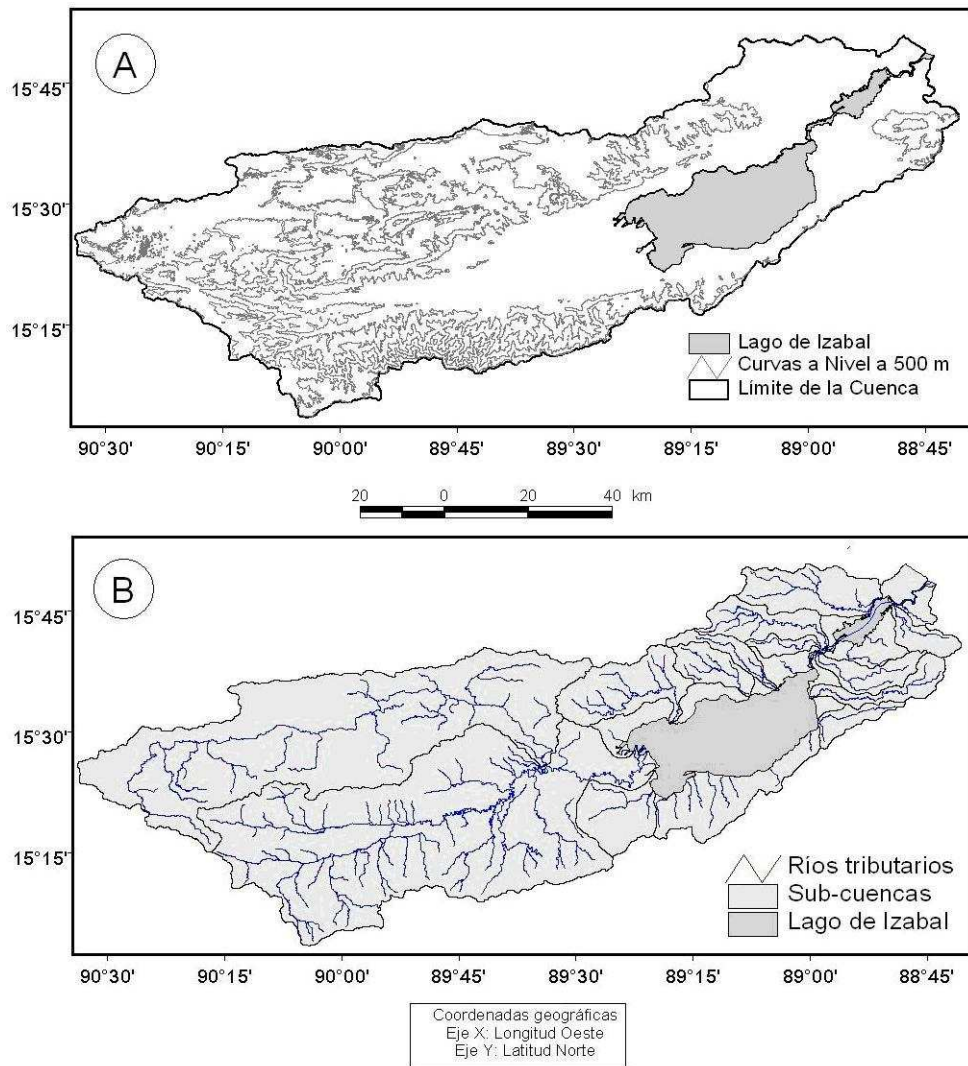
alturas. El modelo TIN se puede generar a partir de curvas a nivel utilizando técnicas GIS. Este modelo tiene mayores ventajas que los otros dos en representar las características topográficas de alto y bajo relieve de los terrenos (Bundela, 2004). Los DEM son modelos simples bidimensionales en formato *grid* con espaciamiento regular. Todas las celdas de un DEM tienen las mismas dimensiones horizontales y a cada una se asigna un valor de elevación.

Los modelos DEM se pueden generar a partir de curvas a nivel, modelos TIN, perfiles, conjuntos dispersos de puntos de campo, u otro método. En comparación con los modelos TIN, los DEM pierden algunas características importantes del terreno, como la dirección de corrientes, terrazas y otros rasgos. Sin embargo, su formato sencillo facilita la manipulación de grandes cantidades de datos, y el cálculo automático de parámetros (Moore et al. 1991), lo que hace que el modelo DEM sea ampliamente utilizado en diversos modelos hidrológicos y geomorfológicos (Martinez, et al. 2005).

La información geográfica disponible sobre la geomorfología de la cuenca del Lago de Izabal incluye los mapas de: sub-división de cuencas hidrográficas, red de drenaje superficial, y curvas de nivel (cada 100 m). Estos mapas fueron extraídos de mapas nacionales desarrollados por MAGA-CATIE-ESPREDDE (2001). En el pasado, el análisis geomorfológico a partir de estos tres mapas requería alto conocimiento y manipulación cartográfica tediosa. No obstante, con el desarrollo de sistemas computarizados con base en GIS, es posible extraer información valiosa desde las curvas a nivel, los cauces de ríos y las sub-cuencas. En la Fig. 3.4 se presentan los mapas base sobre los cuales se realizó el primer análisis de la geomorfología de la cuenca.

A partir del mapa de curvas a nivel (Fig. 3.4.A) se estimó que las altitudes dentro de la cuenca varían desde 10 msnm en las partes bajas, hasta más de 2600 msnm en la parte alta (extremo Sur-Oeste). Con fines estéticos en la Fig. 3.4.A, se presentan únicamente las curvas cada 500 m de altitud, sin embargo el análisis se realizó considerando la densidad completa de curvas a nivel (100 m). Las curvas a nivel permiten conocer la distribución de pendientes según la distancia horizontal entre cada curva. Se

observa que en las zonas del Sur-Oeste de la cuenca las pendientes son mayores, mientras que las partes cercanas al lago son relativamente planas.



Fuente MAGA-CATIE-ESPREDE (2001)

Figura 3.4. A) Mapa de las curvas a nivel dentro de la cuenca del Lago de Izabal; por fines estéticos, se presentan únicamente las curvas cada 500 m. B) Mapa de división de sub-cuencas y ríos tributarios.

Con base en el mapa de sub-cuencas y ríos tributarios (Fig. 3.4.B) se observó que el sistema de la cuenca del Lago de Izabal está formado por tres sub-sistemas, tal como queda indicado por AMASURLI (2007). La sub-cuenca del río Polochic (2874.96 km<sup>2</sup>),

la sub-cuenca del río Cahabón (2451.67 km<sup>2</sup>) y las 17 sub-cuencas pequeñas del Lago (2700 km<sup>2</sup>).

Las sub-cuencas del río Polochic y Cahabón se unen antes de desembocar en el Lago de Izabal y forman una inter-cuenca pequeña en el extremo Sur-Oeste del cuerpo del Lago. De acuerdo con Basterrechea (1993), el complejo Polochic-Cahabón aporta más del 70 % del agua que ingresa al Lago de Izabal. El sub-sistema de las otras subcuencas, está compuesto por una serie de sub-cuencas pequeñas (17) que desembocan alrededor de la costa del Lago.

En Guatemala la información topográfica se encuentra a resoluciones espaciales de bajo detalle (>100 m en vertical y horizontal). Además, esta información no es información actualizada. Sin embargo, se considera válida ya que no se esperan variaciones significativas en la geomorfología en períodos de décadas. El problema del poco detalle de la resolución espacial se mejora al combinarse con la información topográfica de SRTM. De acuerdo con Bundela (2004), el mapeo remoto de rasgos topográficos ha demostrado ser una alternativa de alta calidad para representar la geomorfología de una cuenca. De manera que la información geográfica disponible, se analizó utilizando técnicas basadas en GIS y se complementó con información obtenida de sensores remotos.

Para que la combinación de la información fuese posible, fue necesario tener ambas fuentes de información en el mismo formato (curvas de nivel, TIN, o DEM). Tomando en cuenta que la información obtenida por el SRTM es presentada en formato DEM, fue necesario someter el mapa de curvas a nivel (100 m) a un proceso de transformación a DEM. En primer lugar se realizó la interpolación de las líneas, lo que permitió obtener un TIN. Posteriormente, el TIN fue transformado en malla regular y con esto se obtuvo el Modelo de Elevación Digital de la cuenca del Lago de Izabal. Para obtener una representación gráfica que permita una mejor impresión visual del DEM, se utilizó la herramienta *Hillshade* en el modelo. Esta operación toma como referencia la posición del sol y la orientación del DEM para simular sombras en las montañas, aumentando la impresión de elevación en el plano. La Fig. 3.5 presenta el Modelo de

Elevación Digital de la cuenca. Es necesario mencionar que este proceso de transformación (interpolación de curvas a TIN, y de TIN a DEM) puede producir pérdida del detalle de información acerca de las características topográficas.

El DEM obtenido representa la distribución de elevaciones dentro de la cuenca. El tamaño de celda definido fue de  $100 \times 100$  m. La representación en forma de DEM permite una mejor percepción visual de las fuertes pendientes que existen en las subcuencas del río Polochic y Cahabón, que la percepción que permite el mapa de curvas a nivel (Fig. 3.4. A). Además, mientras que con las curvas a nivel únicamente se identificaron las alturas máximas y mínima (2600 y 10 m respectivamente), con el DEM se extrajo la altitud media de la cuenca (743 m), la desviación estándar de altitudes (647 m) y otros indicadores geomorfológicos que se presentarán posteriormente.

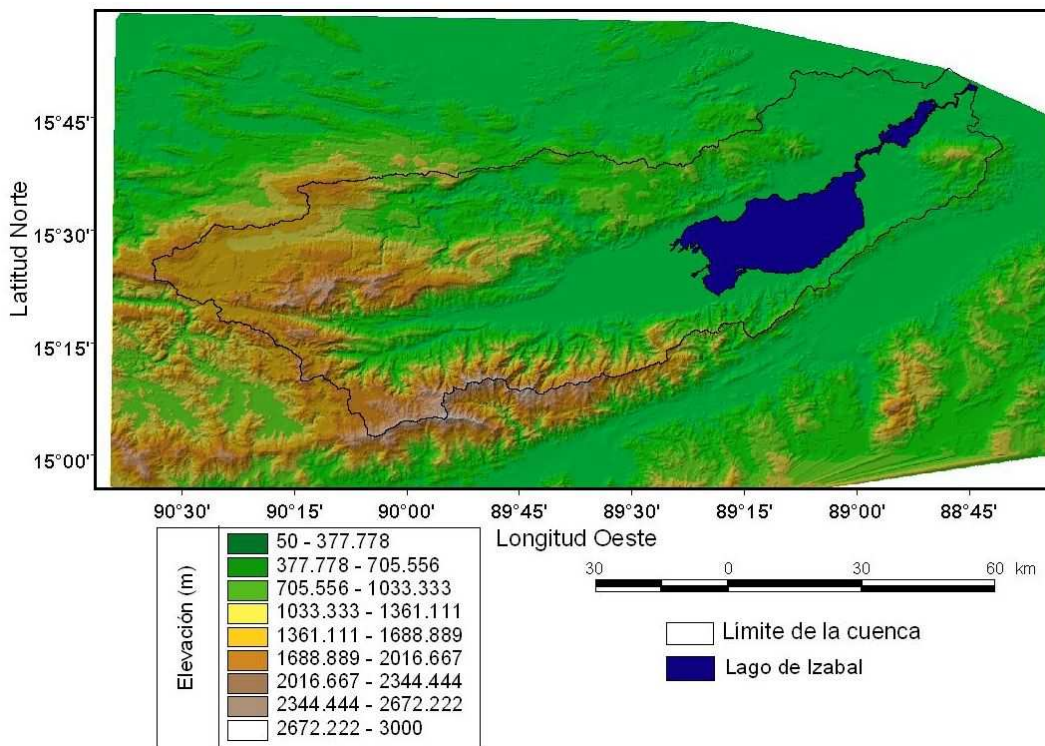


Figura 3.5. Modelo de Elevación Digital de la cuenca del Lago de Izabal. Las unidades de elevación están en m.

Una vez obtenido el DEM a partir de la información de curvas a nivel, es posible su comparación con el DEM producido por la misión SRTM. El producto utilizado de SRTM fue generado en la Banda-C a una resolución espacial horizontal de 3 segundos de arco (aproximadamente 90 m). El procesamiento de los datos incluye la conversión de los datos a formato de malla regular (*grid*), la referenciación al geoide, construcción de mosaicos que cubran toda la cuenca y la proyección al sistema de referencia utilizado (Ludwig y Schneider, 2006).

En la Fig. 3.6 Se presentan el DEM obtenido de SRTM y el obtenido de la interpolación de curvas a nivel. La resolución espacial horizontal de ambas fuentes de DEM es similar: de  $100 \times 100$  m para el modelo derivado de las curvas y de  $90 \times 90$  para el de SRTM, mientras que la resolución espacial vertical del SRTM (de 10 a 15 m) presenta un mayor detalle que el de las curvas a nivel (100 m). La existencia de dos fuentes de datos de elevación permite realizar comparaciones y validar la firmeza de ambos DEM de la cuenca del Lago de Izabal.

Considerando posibles fuentes de error en ambos modelos y la dificultad de conocer los errores presentes en el mapa de curvas de nivel, este estudio únicamente evalúa su similitud y la comparación brinda mayor fiabilidad de ambas.

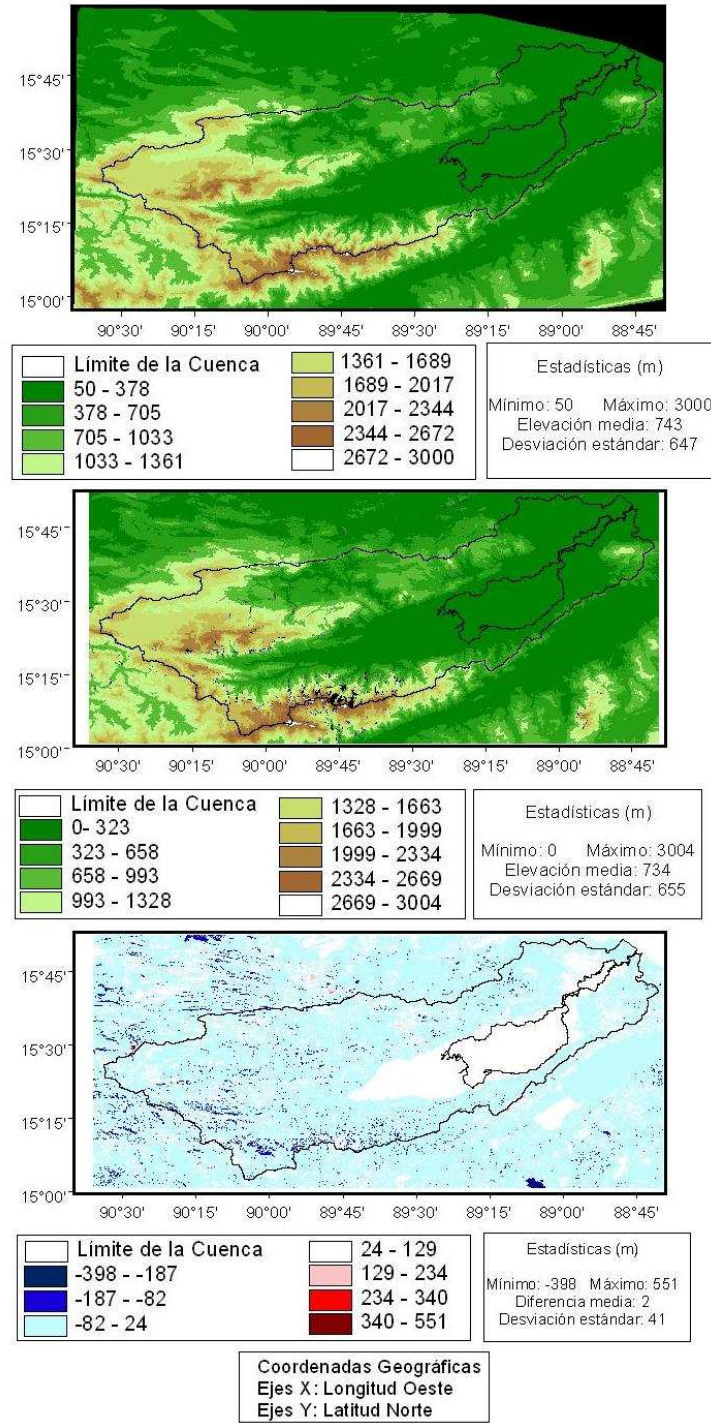


Figura 3.6. Modelos de Elevación Digital de la cuenca del Lago de Izabal. A) obtenido de la interpolación de curvas a nivel. B) obtenido de SRTM. C) Diferencias entre cada fuente de información (curvas-SRTM). Se presentan estadísticos generales. Unidades en m.



En la Fig. 3.6, se observa que la representación topográfica obtenida de SRTM (Fig. 3.6.B) tiene una distribución espacial similar a la obtenida de la interpolación de las curvas a nivel (Fig. 3.6.A). Con fines de comparación entre ambas series, en la Tabla. 3.4 se presentan los parámetros estadísticos calculados para cada DEM, así como los parámetros de las diferencias entre ambos.

Figura	Fuente del DEM	Media	D.E.	Máximo/mínimo
		m		
3.6.A	Base de datos de Guatemala	743	647	3000/50
3.6.B	Producido por SRTM	734	655	3004/0
3.6.C	Diferencias	2	41	551/-398

Tabla 3.4. Parámetros estadísticos para la comparación de los DEM presentados en la Fig. 3.6

El DEM extraído de las curvas a nivel de la base de datos de Guatemala presenta características similares al extraído a partir de SRTM (Fig. 3.6 y Tabla 3.4). Además se aplicó una prueba de hipótesis que indicó que ambos modelos no tienen diferencias significativas. Cabe resaltar en esta comparación los valores mínimos encontrados. Debido a la resolución espacial vertical del DEM extraído de las curvas a nivel (100 m), se espera que éste tenga dificultades en representar la topografía de las partes bajas de la cuenca. En general rasgos del terreno con escalas menores a los 100 m (vertical) no pueden ser representados adecuadamente con el modelo de las curvas a nivel. Esto se aprecia mejor en la distribución de las diferencias entre cada modelo (curvas – SRTM) (Fig. 3.6.C y Tabla 3.4). A pesar que los valores máximo y mínimo obtenidos, fueron extremos (551/-398), en el mapa (Fig. 3.6.C) se observa que las diferencias oscilan predominantemente entre 129 y -82 m.

Considerando la similitud de ambos DEM y el mayor detalle del modelo obtenido remotamente de SRTM, el análisis de los rasgos geomorfológicos de la cuenca del Lago de Izabal se realizó utilizando el modelo de elevación digital de SRTM. Para esto se calcularon algunos indicadores geomorfológicos. Los indicadores considerados son factores que afectan la descarga de agua o la erosión de la cuenca, y que fueron utilizados posteriormente en los modelos desarrollados: relación área/altura de la subcuenca, perfil de cauce principal de cada subcuenca, mapa de pendientes y perfil altitudinal de transectos longitudinal y transversal de la cuenca. El análisis incluyó las tres subcuencas

principales: el río Polochic, el río Cahabón, y los 17 ríos distribuidos alrededor del lago. Para mantener la sencillez, únicamente se presentan los resultados de algunas subcuencas. Las subcuencas que se presentan se seleccionaron por su diversidad de rasgos geomorfológicos. La relación área/altura de una subcuenca se determina mediante la curva hipsométrica de la cuenca. Para esto, se relacionaron incrementos de altura proporcionales y área acumulada bajo esa altura. En la Fig. 3.7 se observan las curvas hipsométricas (altura/área) de algunas de las subcuencas tributarias del Lago de Izabal. Las curvas hipsométricas brindan una buena representación de la distribución de altitudes dentro de una cuenca. Además permite analizar la morfología de las partes altas, medias y bajas de cada subcuenca. Las subcuencas Polochic y Cahabón se analizaron como una sola debido a que las dos se unen antes de desembocar en el Lago de Izabal formando una intercuenca. De esta forma, se asume que desde el punto de vista hidrológico se comportan como un solo sistema. Este sistema tiene un área significativamente mayor al resto (5326.63 km<sup>2</sup>). La curva hipsométrica de esta subcuenca indica altas pendientes en la parte alta de la cuenca (>1500 m), en esta zona la altura se incrementa hasta los 2600 m con bajos incrementos de área (Fig. 3.7.B).

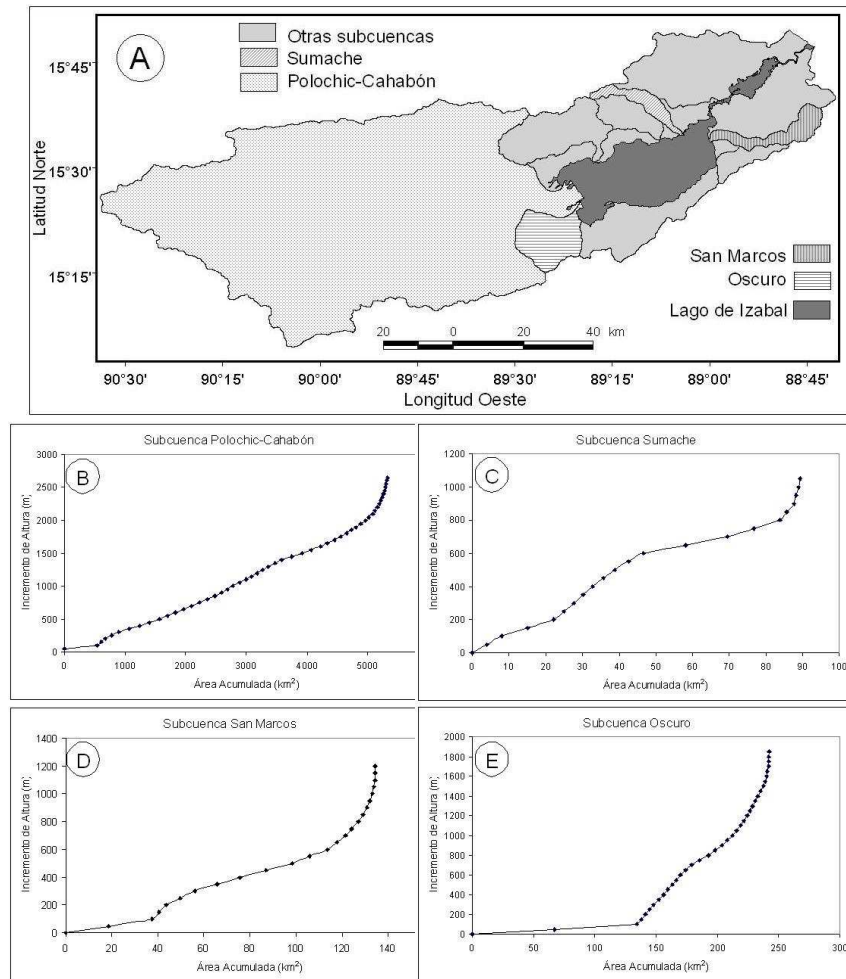


Figura 3.7. Curvas hipsométricas de cuatro sub-cuencas del Lago de Izabal. A) Ubicación de las sub-cuencas representadas. B) Complejo Polochic-Cahabón. C) Sub-cuenca Sumache. D) Sub-cuenca San Marcos. E) Sub-cuenca Oscuro

Las otras tres subcuencas presentadas son pequeñas en comparación con la del Polochic-Cahabón y su comportamiento hipsométrico es variable. La subcuena Sumache presenta altas pendientes en la parte alta y baja, con una amplia meseta de bajas pendientes en la parte media, alrededor de los 600 m (Fig. 3.7.C). La subcuena San Marcos presenta un 20 % de su área en partes bajas y planas, posteriormente su pendiente se incrementa conforme incrementa la altura (Fig. 3.7.D). Finalmente la subcuena Oscuro presenta la mitad de su área en partes bajas y planas, pero posteriormente se incrementa drásticamente la pendiente hasta llegar a los 1850 m (Fig. 3.7.E). Otro factor hidrológicamente importante es la forma de las subcuencas. El sistema Polochic-Cahabón

presenta una forma rectangular, la subcuenca Oscuro tiene forma redonda y las subcuencas de San Marcos y Sumache tienen una forma alargada (Fig. 3.7.A). El factor de forma se determina relacionando el largo con el ancho de la cuenca. Otro indicador geomorfológico muy relacionado con la hidrología de la cuenca es el perfil de los cauces principales de los ríos tributarios. En la Fig. 3.8 se presentan los perfiles de algunos de los cauces principales de ríos tributarios.

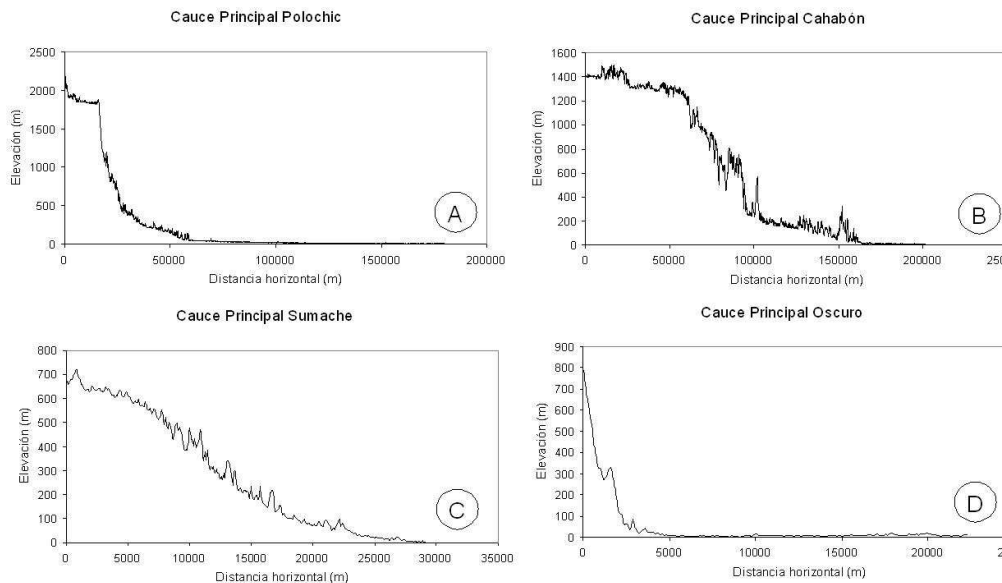


Figura 3.8. Perfil de cauce principal de sub-cuenca. A) Río Polochic. B) Río Cahabón. C) Río Sumache. D) Río Oscuro. Las unidades verticales y horizontales están en m.

Las oscilaciones rápidas observadas en el perfil de los cauces (Fig. 3.8) se debe a diferencias en el nivel de detalle del trazado de los ríos y la información de elevación (SRTM). La pendiente media del cauce de ríos, afecta la velocidad del agua y su turbulencia (Kalff, 2002). Cada perfil es indicador del tipo de relieve de la cuenca, brindando información sobre la velocidad y magnitud del caudal, estando relacionado con procesos de erosión y transporte de sedimentos. La forma del perfil está determinada también por la geología de la región. En este indicador se consideró por separado el río Polochic y el Cahabón por haber encontrado diferencias importantes. Los ríos Polochic y Oscuro presentan fuertes pendientes en su inicio, pero después, gran parte de su trayectoria se encuentra en las partes bajas de la cuenca (Fig. 3.8.A y D). La región de las

partes bajas de estas cuencas se constituye en el humedal Bocas del Polochic (Fig. 3.7.A) (Dix et al. 1999). En las partes altas se esperarían altas tasas de erosión y escorrentía, pero en las partes bajas se favorecería la infiltración y deposición de sedimentos. Por otra parte el río Cahabón (Fig. 3.8.B) presenta poca inclinación en la primera parte de su formación, pero cuando el caudal es de alta magnitud incrementa drásticamente la pendiente produciendo altas velocidades del flujo. Finalmente el río Sumache presenta un perfil con inclinaciones homogéneas durante toda su trayectoria.

Las distintas elevaciones encontradas dentro de la cuenca del Lago de Izabal forman distintas clases de pendiente (definidas por el porcentaje de inclinación). El mapa de distribución de pendientes de la cuenca se presenta en la Fig. 3.9.

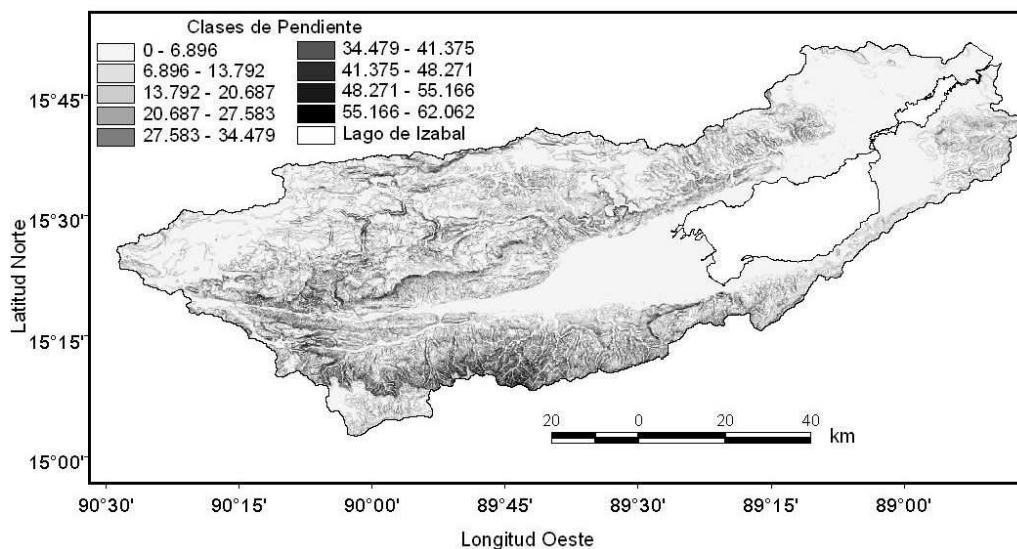


Figura 3.9. Mapa de pendientes de la cuenca del Lago de Izabal. Unidades en grados.

El mapa de pendientes (Fig. 3.9) indica zonas planas alrededor del lago y una zona extensa en el suroeste que es la que forma el delta del complejo Polochic-Cahabón. Esta zona plana produce la deposición de sedimentos y por ende la formación de suelos aluviales (Fig. 3.3). En las partes media y alta de las cuencas se observan pendientes de hasta 60°. El grado de pendiente del terreno afecta la velocidad de infiltración y la velocidad del flujo. Además, la pendiente favorece los procesos de erosión que junto con

la inclinación de la pendiente están influenciados por la longitud de ésta (Saavedra, 2005). Finalmente, los perfiles altitudinales de transectos se presentan en la Fig. 3.10.

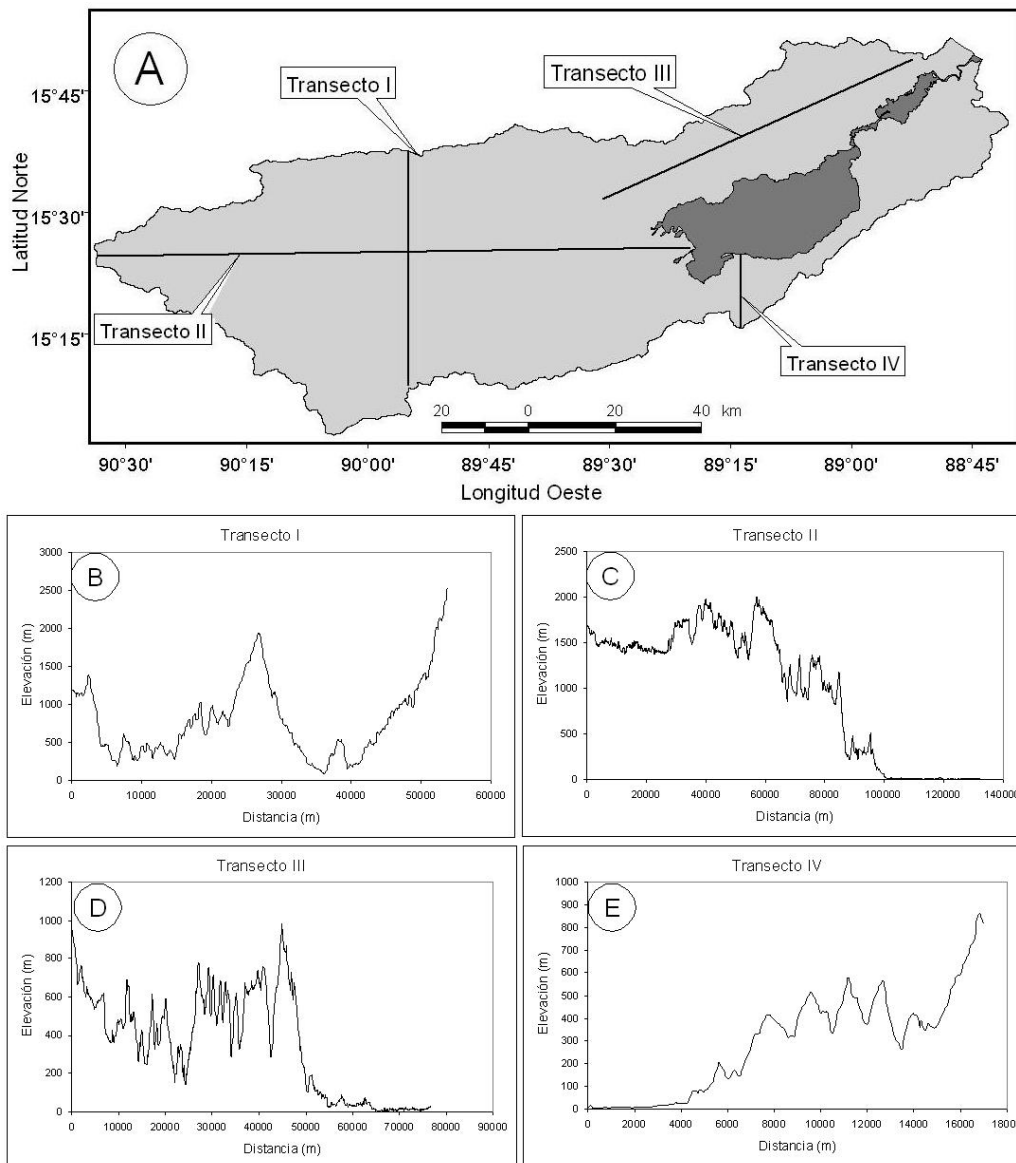


Figura 3.10. Perfil altitudinal de transectos longitudinal y transversal de la cuenca del Lago de Izabal. A) Mapa de ubicación de los cuatro transectos desplegados. B) Transecto I. C) Transecto II. D) Transecto III. E) Transecto IV.

Los perfiles altitudinales de transectos fueron seleccionados para ampliar la información topográfica de ciertas zonas de la cuenca. Los transectos se seleccionaron tomando en cuenta los rasgos geomorfológicos anteriores: mapa de pendientes,

subcuencas, área/elevación, etc. En la Fig. 3.10.A se observa la ubicación de los cuatro transectos seleccionados dentro de la cuenca. Dos transectos son longitudinales y dos transversales. El primer transecto (Fig. 3.10.B) muestra claramente la forma convexa de una sección transversal de las subcuencas de Cahabón (izquierda) y Polochic (derecha). El transecto II (Fig. 3.10.C) muestra una sección longitudinal que abarca los dos mismos ríos del transecto anterior. En la parte alta representa al río Cahabón y en la parte baja al río Polochic. Al igual que la Fig. 3.8.B, muestra las fuertes pendientes localizadas en la parte media del río Cahabón. El transecto III muestra la sección transversal de las cuencas ubicadas en la parte norte del Lago de Izabal. Estas subcuencas tienen características similares (Fig. 3.10D). Conforme la posición sobre el transecto se acerca a la zona costera del Caribe, la pendiente disminuye. Por último el transecto IV muestra una sección longitudinal de la subcuenca de la zona que tributa agua desde la zona sur del Lago de Izabal (Fig. 3.10.E). Las altitudes son menores a los 1000 m con una buena definición de la cuenca alta, media y baja.

Los rasgos geomorfológicos representados unidos al modelo de elevación digital son la base de información utilizada en los modelos de descarga de agua y erosión desarrollados en el Capítulo IV. Las condiciones climáticas y geomorfológicas son los mayores regidores del ciclo hidrológico dentro de la cuenca. Sin embargo el uso de los recursos naturales en las actividades humanas que se desarrollan regulan los procesos. Las características geomorfológicas y edafológicas definen el uso potencial que tiene el territorio. En la cuenca predominan pendientes fuertes (>32%), lo cual manifiesta un territorio frágil (susceptible a desprenderse y sufrir derrumbes). AMASURLI (2007) desarrolló la clasificación de suelos por su capacidad de uso siguiendo la metodología USDA (Klingebiel y Montgomery, 1961). Los suelos que no tienen limitaciones para la agricultura (clase I) cubren el 7.1 % (583.1 km<sup>2</sup>). La clase II, con ciertas limitaciones cubre un 14% (1139.1 km<sup>2</sup>) de la cuenca. La clase III (pendientes onduladas) representa el 12.3% (1003.1 km<sup>2</sup>) de la cuenca, son suelos medianamente profundos con texturas francas a franco arenosas, con pedregosidad superficial. Las clase VI y VII ocupa el 42.8 % (3493.2 km<sup>2</sup>) de la cuenca. Son áreas con relieve muy inclinado y texturas francas. La situación socioeconómica que predomina en la región provoca que las tierras de la cuenca

no sean utilizadas conforme a su uso potencial, existiendo tierras sub-utilizadas y tierras sobre-explotadas.

#### 3.3.4. Uso de los recursos naturales

El uso de los recursos naturales de la cuenca del Lago de Izabal tiene repercusiones en los procesos hidrológicos. Los recursos naturales son la base del desarrollo de las poblaciones humanas. Dentro del efecto que ejercen las actividades humanas usando los recursos naturales en los procesos hidrológicos de la cuenca, se consideraron tres factores: el uso de agua para riego, la tasa de deforestación y la cobertura de la tierra.

De acuerdo con Kalff (2002), el uso del agua en distintas actividades humanas modifica el ciclo hidrológico regional y global. Entre las actividades que pueden afectar el ciclo hidrológico se mencionan: (i) la construcción de presas en ríos, (ii) trasvase de agua de un río a otro, (iii) construcción de pozos para utilización de agua subterránea para consumo, riegos o industria. El uso de agua para riego interrumpe el proceso de drenaje de la cuenca ya que desvía el curso de agua superficial favoreciendo la infiltración y la dinámica subterránea. Además, la cobertura de la tierra influye directamente en la capacidad de infiltración del agua en el suelo y genera una capa protectora del suelo contra los procesos de erosión. La deforestación debida al avance de la frontera agrícola favorece la erosión ya que el bosque genera protección al suelo contra el impacto de la lluvia (Maidment, 1993). Existe mucha dificultad en medir el uso que la población hace de los recursos naturales.

##### 3.3.4.1. Uso del agua y deforestación

Lamentablemente no existen datos específicos acerca del uso del agua y de la deforestación en la cuenca del Lago de Izabal. Estudios previos realizados en la zona cubren de manera indirecta aspectos relacionados al uso del agua y la deforestación (FDN, 1997; Dix et al. 1999; URL, 2002). Entre el año 1994 y 2002, el caudal de época seca del río Polochic se redujo aproximadamente un 40 % (INSIVUMEH, 2002). La razón de esto se podría deber al aumento del establecimiento de sistemas de riego desde



1996. A pesar de la inexistencia de un dato de extensión de tierra que se encuentra bajo riego dentro de la cuenca del Lago de Izabal, puede conocerse el área potencialmente regable. La estimación considerando el DEM indica un área potencial de 580 km<sup>2</sup>. No obstante, es imposible conocer la cantidad exacta de agua utilizada para riego en la cuenca, hasta que se haga un estudio específico con ese fin. Una vez estimado el área bajo riego en la cuenca se puede conocer la cantidad total de demanda de agua para riego. Esta estimación se realizaría con base en la estimación de requerimiento de agua para riego de 0.11 m<sup>3</sup>/s·km<sup>2</sup> (URL, 2005). El uso del agua para riego durante la época seca aumenta la evapotranspiración e infiltración de la cuenca y reduce el caudal del río.

Maidment (1993) indica que uno de los principales cambios hidrológicos provocados por el hombre están relacionados con la deforestación y reforestación. En cuanto a la deforestación, la Fundación Defensores de la Naturaleza indica que entre 1987 y 1995 existió una tasa de deforestación de 1.1 % de la cuenca del río Polochic, equivalente a una pérdida de bosque de 18.6 km<sup>2</sup> al año (FDN, 1997). De acuerdo con Kalff (2002), entre los efectos que produce la deforestación extensiva están: (i) caudales y escorrentías más veloces; (ii) los caudales de los ríos tributarios son reducidos en época seca; (iii) se aumenta la erosión; (iv) se reduce la calidad del agua; (v) se producen desórdenes en las variaciones estacionales del volumen de agua de lagos y humedales; y (vi) se aumenta la carga de sedimentos de los ríos. Mientras que las actividades de reforestación producen otros efectos (Maidment, 1993): (i) aumenta la intercepción de las gotas de lluvia; (ii) aumenta la transpiración; (iii) aumenta la deposición por nubosidad en las partes altas de la cuenca y consecuentemente los caudales de época seca; (iv) se filtra una menor cantidad de nutrientes; (v) aumenta la infiltración; y (vi) se mejora la estabilidad de la pendiente.

#### 3.3.4.2. Cobertura y Uso de la Tierra

El análisis de cobertura y uso de la tierra se basó en el mapa de uso de la tierra de la cuenca del Lago de Izabal estimado a partir del mapa Nacional de uso de la tierra (MAGA-CATIE-ESPRED, 2001). Considerando el bajo nivel de detalle de este mapa y su antigüedad, la cobertura se actualizó mediante imágenes de satélite y fotografía aérea

de alta resolución. La fotografía aérea utilizada tiene una resolución espacial de  $0.5 \times 0.5$  m (MAGA, 2007). La alta resolución de las fotografías permite ajustar los límites de clase que se encuentran en el mapa de uso actual. AMASURLI (2007) indica que el uso actual del territorio de la cuenca del Lago de Izabal presenta las siguientes categorías de uso: agricultura anual, cultivos perennes, potreros, bosques, humedales y centros poblados. Los usos predominantes son el bosque natural 35 % (2745 km<sup>2</sup>) y la agricultura anual con 24 % (1958 km<sup>2</sup>).

Se entiende por cobertura de la tierra a los materiales físicos que se encuentran sobre la superficie de una determinada porción de tierra y uso de la tierra es la actividad humana que se lleva a cabo en ese lugar. El uso de la tierra puede consistir en varias formas de cobertura (Treitz y Rogan, 2004). Estudios previos han demostrado la capacidad de la teledetección aplicada a estudios de uso y cobertura de la tierra (Helmer, et al. 2002; Bundela, 2004; Rogan y Chen, 2004). El uso de la tierra puede clasificarse a partir de sensores que operan en bandas visibles e infrarrojo cercano (NIR) (Helmer, et al. 2002; Bundela, 2004), imágenes de SAR (Rogan y Chen, 2004) o la combinación de varios sensores (Bruce, 2002). La misión Landsat es muy utilizada para estudiar el uso de la tierra por su continuidad temporal y la alta calidad de mapas temáticos. Los datos multiespectrales de alta resolución radiométrica son útiles para este tipo de estudios (Rogan y Chen, 2004).

La fusión de las imágenes se realizó siguiendo el procedimiento indicado por Bruce (2002). El procedimiento constó en la aplicación de los siguientes pasos: (i) se realizaron mosaicos que cubrieran la totalidad del territorio de la cuenca. Se realizó un mosaico utilizando las tres imágenes ETM (Landsat) y otro mosaico con las 2 imágenes ASAR (ENVISAT); (ii) se registraron las imágenes simultáneamente al mismo sistema de referencia; (iii) con el mosaico de Landsat se construyó una imagen RGB (Rojo, Verde, Azul) utilizando las bandas 5, 4, y 1 (visible e infrarrojo); (iv) la imagen RGB se transformó en un sistema a color HSV (Tono, Saturación y Valor); (v) el valor del sistema HSV fue sustituido por el valor del mosaico de ASAR; y (vi) finalmente el nuevo sistema HSV se transforma nuevamente en imagen RGB que tiene la resolución espacial de ASAR, y propiedades de reflectancia de ambos sensores.

El mapa de uso y cobertura de la tierra se sobrepuso a las imágenes de satélite fusionadas y fotografía aérea y los límites de cada clase de uso fueron ajustados. La fotografía aérea utilizada fue adquirida en 2006 y tiene una resolución espacial menor a un metro. En la Fig. 3.11 se presenta un ejemplo del procedimiento realizado con fotografía aérea e imágenes de satélite. La fotografía aérea de alta resolución de la cuenca no cubre todo el territorio. Las fotografías disponibles se utilizaron para validar la información proveniente de imágenes de satélite. La extensión de terreno de la cuenca que no tiene cobertura de fotografía aérea se estudió únicamente con las imágenes satelitales.

Por motivos de sencillez, en la Fig. 3.11.C se presenta la imagen Landsat, sin embargo la clasificación de distintos usos se realizó con las imágenes fusionadas. La zona representada en la Fig. 3.11, muestra la diferencia entre la fotografía aérea y la imagen de Landsat con el mapa base de uso de la tierra. Al sobreponer el mapa base sobre la imagen Landsat o fotografía aérea es posible conocer el error del mapa base. Debido a la mayor resolución de la fotografía aérea e imagen Landsat, se puede generar un mapa de uso de la tierra con mayor detalle. A pesar de que el mapa de uso de la tierra fue desarrollado hace décadas, en la parte de la cuenca representada aún se mantienen los mismos usos al año 2002 (Fig. 3.11.C) y al año 2006 (Fig. 3.11.B). Sin embargo, el mayor nivel de detalle de la imagen y de la fotografía muestra los errores que surgen del nivel de reconocimiento que tiene el mapa base de uso de la tierra, ya que la línea límite que divide cada clase de uso no corresponde con las imágenes utilizadas.

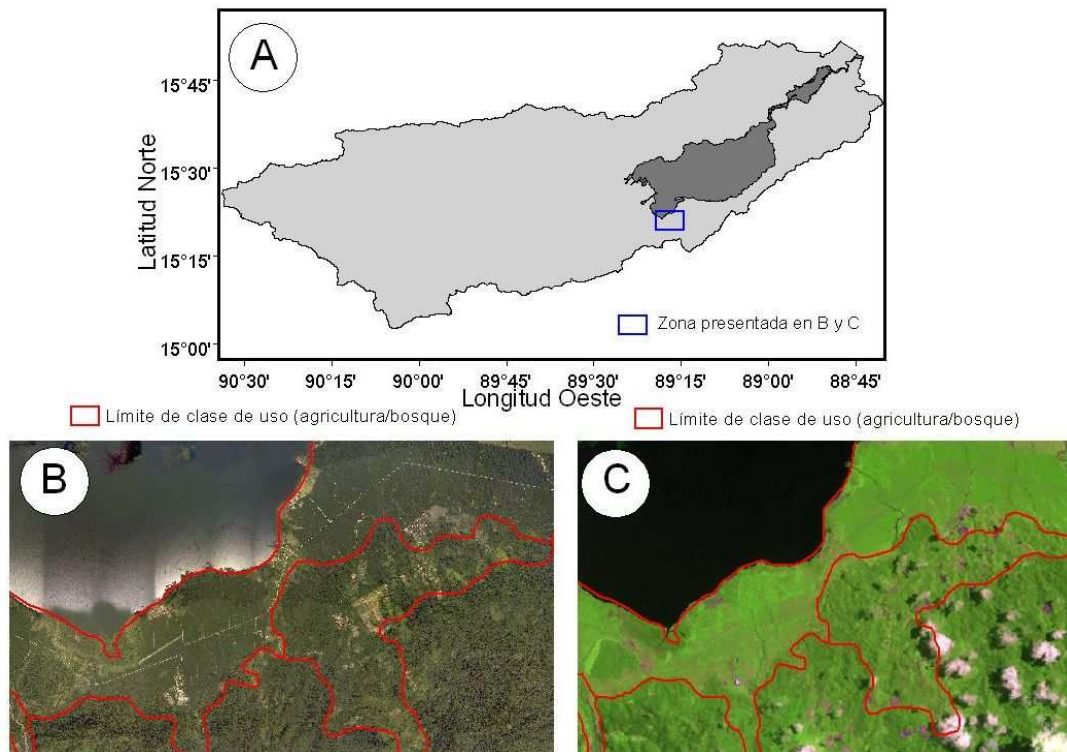


Figura 3.11. Ejemplo de análisis de uso de la tierra. A) Mapa de ubicación del área desplegada en B y C. B) Fotografía aérea de alta resolución, la línea roja representa el límite en el mapa base. C) Imagen Landsat de la misma zona.

Con la fotografía aérea es posible identificar claramente la zona de agricultura bajo riego y la zona de bosque, mientras que con la imagen Landsat únicamente se notan distintos valores de reflectancia. Por lo que la clasificación de uso del terreno se basó en las respuestas de reflectancia de cada sensor y cada tipo de cobertura (Tabla 3.1). La fotografía aérea permite conocer la respuesta de cada banda de la imagen a cada categoría de uso y posteriormente aplicar la clasificación en zonas donde no hay cobertura de fotografía aérea. Con el uso de las imágenes de satélite y la fotografía aérea se logró actualizar y mejorar el mapa base de uso de la tierra de la cuenca del Lago de Izabal (Fig. 3.12). Las categorías de uso utilizadas se seleccionaron de acuerdo a las categorías utilizadas por MAGA-CATIE-ESPRED (2001), que pudieron identificarse mediante teledetección. La cobertura y uso que se hace del territorio fue considerada posteriormente en los distintos modelos desarrollados. Las extensiones de tierra sin ningún tipo de cobertura vegetal no tienen ninguna protección contra los procesos de erosión. En este tipo de uso también se aumenta la tasa de escorrentía superficial. El otro

extremo de uso son las tierras con bosque natural (Selva), el bosque natural protege el suelo contra la erosión por poseer distintas capas defensoras (árboles altos, sotobosque, y hojarasca). En cuanto a la escorrentía superficial, las raíces de los árboles mejoran la estructura del suelo favoreciendo la infiltración. Las otras categorías de uso se encuentran dentro de este rango (suelo expuesto-bosque natural). En la Tabla 3.5 se observa la extensión de tierra ocupada por cada una de las categorías de uso identificadas.

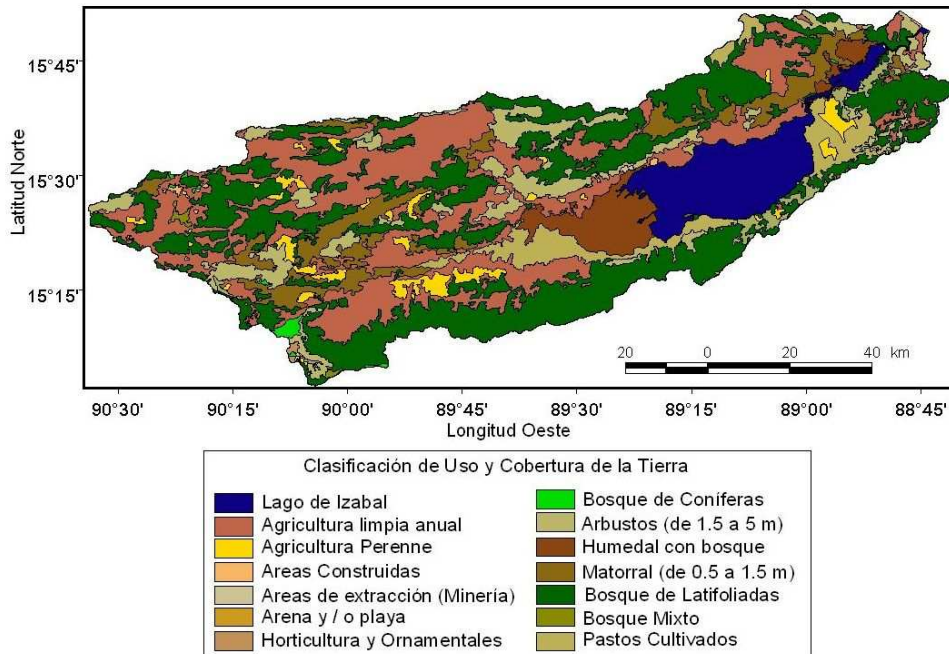


Figura 3.12. Mapa de Cobertura y Uso de la Tierra de la cuenca del Lago de Izabal.

Categoría de Uso	Área (m <sup>2</sup> )	%
Agricultura limpia anual	2330937130.54	29.04
Agricultura Perenne	258264507.07	3.22
Arbustos (de 1.5 a 5 m)	740143461.86	9.22
Áreas Construidas	15566579.48	0.19
Áreas extracción (Minería)	3253675.51	0.04
Arena y / o playa	1163741.30	0.01
Bosque de coníferas	36614624.16	0.45
Horticultura y Ornamentales	8698822.26	0.11
Humedal con bosque	378706351.53	4.72
Bosque de Latifoliadas	2927058202.59	36.47
Matorral (de 0.5 a 1.5 m)	732900149.09	9.13
Bosque Mixto	18130699.95	0.23
Pastos Cultivados	453456326.55	5.65
Otros usos (aldeas dispersas)	121908482.65	1.52

Tabla 3.5. Extensión de tierra cubierta por cada categoría de uso.

De acuerdo a los resultados obtenidos por AMASURLI (2007), los tipos de uso con más cobertura dentro de la cuenca del Lago de Izabal son el Bosque de Latifoliadas (35%) y la agricultura limpia anual (24%). Los datos obtenidos en el presente estudio concuerdan en buena medida con estos. En el caso de la agricultura limpia anual, se detectó un aumento de 5 puntos porcentuales. El incremento detectado en la agricultura limpia anual ha sido en detrimento de otras categorías, aunque no es posible determinar exactamente cuales son éstas. Según Maidment (1993), algunos efectos que produce el incremento de la agricultura son: (i) alteración de tasas de transpiración; (ii) desfase del tiempo entre períodos de lluvia y aumento de caudales; (iii) aumento de fertilizantes; (iv) aumento de erosión en cultivos sin prácticas de conservación; (v) disminución del nivel freático; y (vi) aumento de la pérdida de humedad del suelo en época seca. Además existen efectos indirectos producidos por la tumba y quema de bosques tropicales y su reemplazo por agricultura, tales como: aumento del efecto invernadero, alteración del balance energético del sistema y el flujo de evaporación desde la región donde se localizaba el bosque.

La extensión de cada clase de cobertura y uso de la tierra sirven de indicación para la estimación de los otros factores antropogénicos considerados (deforestación y uso del agua para riego). La distribución espacial de las distintas categorías de uso, se combinará con el resto de información de la cuenca (geomorfología y clima) para conocer su efecto en los procesos hidrológicos y de erosión.

### 3.3.5. Morfometría del Lago

El término morfometría se utiliza para definir al método y técnicas utilizadas para medir y analizar la forma y dimensiones físicas de un lago (Cole, 1994). La morfometría del lago expresa la forma de la superficie, las relaciones con la profundidad y la forma del fondo. La morfología de los lagos está íntimamente relacionada con los eventos físicos, químicos y biológicos dentro de los cuerpos de agua y juega un papel importante en el control del metabolismo del lago. Las dimensiones físicas de un lago se combinan con el clima y las condiciones edáficas circundantes determinando la naturaleza del lago como un ecosistema (Cole, 1994). La forma de los lagos depende de su origen, comúnmente, el

principal determinante de la morfometría del lago es la geomorfología de su cuenca de captación (Kalff, 2002). Además, la geomorfología de las cuencas controla la naturaleza del drenaje, las entradas de nutrientes, y el volumen de las entradas con relación al tiempo de residencia del agua (Wetzel, 2001).

La forma estándar que se utiliza para representar la morfometría de lagos es el mapa batimétrico. Algunos parámetros importantes que se utilizan en morfometría se determinan a partir de la información batimétrica. La metodología convencional para realizar el mapa batimétrico es utilizando sondas, que normalmente son de bajo costo, tal como las utilizadas en pequeños barcos pesqueros o deportivos (Kalff, 2002). Sin embargo, en un número sorprendente de lagos alrededor del mundo, la información batimétrica es ausente, inadecuada u obsoleta, ya que continuamente se producen cambios debidos a la precipitación de sedimentos (Horne, y Goldman, 1994). El único estudio de la batimetría del Lago de Izabal fue realizado hace 4 décadas (Brooks, 1969). Considerando la dinámica de sedimentos transportados principalmente por el río Polochic, se cree que la batimetría del Lago ha sufrido cambios (principalmente en las zonas costeras) por lo que el mapa batimétrico citado es obsoleto. No obstante, algunos parámetros morfométricos pueden ser determinados con base a una apropiada delimitación del borde del lago, aún sin disponer de información batimétrica (Cole, 1994).

De acuerdo a su morfometría, la superficie de un lago puede dividirse en dos grandes regiones: (i) la zona litoral, que cuenta con aguas cálidas, bien mezcladas, ricas en actividad biológica; y (ii) la zona pelágica o limnética, se encuentra alejada de la zona litoral hacia el interior del lago (Horne y Goldman, 1994). Según Cole (1994), las zonas llanas periféricas están sujetas a fluctuaciones en la temperatura y erosión debido a materiales arrastrados por la acción del oleaje. Éstas, normalmente, están bien iluminadas y habitables por plantas de raíz que se extienden al interior del lago, contribuyendo con fragmentos orgánicos en el litoral. Otra división del lago también propuesta por Horne y Goldman (1994), se basa en la influencia de la luz en el agua del lago. La zona hasta donde siempre penetra la luz, se conoce como zona fótica. En la zona afótica, los niveles de luz son muy débiles y no permiten el desarrollo de los procesos de fotosíntesis. La

interacción entre la luz, la temperatura y la mezcla debida al viento establece elementos físicos de la estructura de lagos.

Los parámetros morfométricos que se utilizan en esta Tesis Doctoral representan la morfología del Lago de Izabal. En primer lugar se presentan los índices de la forma de la superficie del lago, posteriormente los índices relacionados con la profundidad y por último parámetros del fondo.

Con relación a los parámetros de la superficie del lago se presentan: (i) área; (ii) largo máximo; (iii) ancho máximo; (iv) ancho medio; (v) longitud de la línea de costa; y (vi) desarrollo de la línea de costa. La información digital de la superficie del Lago de Izabal de MAGA-CATIE-ESPRED (2001), incluye al Río Dulce como parte del lago. Para los fines de esta descripción morfométrica del Lago de Izabal, la superficie del lago se delimitó hasta el inicio del Río Dulce en Latitud Norte 15°38'51.14". El área del Lago de Izabal, excluyendo al Río Dulce es de 673.29 km<sup>2</sup>.

El largo máximo es la distancia, en línea recta, sobre la superficie del lago entre los dos puntos más distantes sobre la costa del lago (Wetzel, 2001). De acuerdo con Cole (1994) y Kalff (2002), la importancia limnológica de conocer el largo máximo del lago radica en que es la distancia sobre la cual el viento puede correr sin barreras que, consecuentemente, determina la altura de ola. El largo máximo del Lago de Izabal es de 47.07 km. La dirección predominante del viento en la zona es noreste a suroeste (vientos provenientes del Mar Caribe). El largo del eje del Lago de Izabal que coincide con la dirección predominante del viento es 40.11 km, la relación largo máximo/largo dirección viento, indica que la superficie del Lago de Izabal tiene alta influencia del viento.

El ancho máximo de un lago es la distancia máxima sobre la superficie del lago formando un ángulo recto a la línea de largo máximo (Cole, 1994; Wetzel, 2001). Mientras que el ancho medio es el área del lago dividido entre el largo máximo. El ancho máximo y medio del Lago de Izabal es 21.77 y 14.3 km respectivamente. Además, el largo de la línea de costa del Lago de Izabal es de 189.22 km.



Finalmente, el parámetro de Desarrollo de la línea de costa ( $DI$ ) es la relación entre la superficie del lago y la línea de costa (Wetzel, 2001; Kalff, 2002). Se estima como la ratio entre la línea de costa y la circunferencia de un círculo de área igual a la del lago (Horne y Goldman, 1994; Kalff, 2002). Este parámetro refleja el grado de irregularidad que tiene la línea de costa y se formula como:

$$DI = \frac{L}{2\sqrt{\pi A}}, \quad (3.1)$$

donde  $L$  es la longitud de la línea de costa y  $A$  es el área del lago. La mayoría de lagos naturales tienen valores entre 1.5 y 2.5 (Kalff, 2002). El Lago de Izabal tiene un  $DI$  de 2.057, indicando una forma del lago sub-circular o elíptico. Cuando los valores son más altos son lagos de forma más alargada y angosta, mientras que valores más cercanos a la unidad son lagos de forma más circular. Cuando la línea de costa es irregular o formas alargadas se infiere que los lagos son altamente dominados por las actividades en las zonas litorales (Kalff, 2002). En la Tabla 3.6 se resumen los parámetros de forma de la superficie del Lago de Izabal.

Parámetro	Valor
Área	673.29 km <sup>2</sup>
Largo máximo	47.07 km
Ancho máximo	21.77 km
Ancho medio	14.3 km
Línea de costa	189.22 km
Desarrollo de la línea de costa	2.057

Tabla 3.6. Parámetros morfométricos de la superficie del Lago de Izabal.

Los parámetros obtenidos proporcionan información sobre los procesos físicos del Lago de Izabal. El tamaño y forma de la superficie del lago determina la relación de las condiciones atmosféricas (viento, lluvia, evaporación) con la superficie. Además, el término  $DI$  en conjunto con los parámetros de profundidad, juega un papel importante en determinar la naturaleza trófica del lago ya que las aguas llanas son más productivas (Cole, 1994).

En cuanto a los parámetros morfométricos que consideran, además de la superficie a la profundidad del lago se presentan: (i) volumen de agua; (ii) profundidad

máxima; (iii) profundidad media; (iv) ratio profundidad media/profundidad máxima; (v) profundidad relativa; y (vi) desarrollo del volumen. Los análisis del volumen de agua del lago se realizan con base en la información batimétrica, construyendo una gráfica que relaciona las áreas del lago a cada profundidad (Kalff, 2002). No obstante, no existe disponibilidad de información batimétrica detallada y actual, por lo que se utiliza el dato oficial sobre el volumen de agua del Lago de Izabal de  $8300 \times 10^6 \text{ m}^3$ , estimado por OTECBIO (2003).

La profundidad máxima del Lago de Izabal es de 18 m (AMASURLI, 2007). De acuerdo con Cole (1994), frecuentemente la profundidad máxima de lagos se encuentra por debajo del geoide marino (nivel medio del mar). Diversos autores (Basterrechea, 1993; Dix et al. 1999; AMASURLI, 2007) indican que la superficie del Lago de Izabal se encuentra aproximadamente a 10 m sobre el nivel medio del mar. De manera que aproximadamente 8 m de profundidad del Lago de Izabal están por debajo del geoide marino. A esta profundidad se le denomina como criptodepresión (Cole, 1994).

La profundidad media de un lago es, probablemente, el parámetro morfométrico de mayor utilidad (Kalff, 2002). Este parámetro se estima dividiendo el volumen de agua almacenado en el lago entre la extensión de su superficie (Cole, 1994; Horne y Goldman, 1994). Además, la ratio de profundidad (profundidad media/profundidad máxima) es un indicador útil sobre la forma del lago (Kalff, 2002). En el caso del Lago de Izabal la profundidad media es de 12.33 m. Según Cole (1994), los lagos con una profundidad media mayor a los 18 m han demostrado tener características oligotróficas, mientras que los menos profundos son más productivos y presentan características de eutróficos. De acuerdo con Wetzel (2001), la alta productividad se debe al mayor porcentaje de contacto entre el agua del lago y los sedimentos del fondo que exhiben las depresiones poco profundas como el Lago de Izabal. En cuanto a la ratio de profundidad, un cono elíptico daría un valor de 0.33, mientras que un elipsoide produce valores de 0.66. Las formas elipsoides caracterizan a los lagos poco profundos con fondos planos (Kalff, 2002). La ratio de profundidad del Lago de Izabal es de 0.68 (forma elipsoide).

La profundidad relativa de un lago relaciona la profundidad con su superficie, es la ratio entre la profundidad máxima, y el diámetro promedio de la superficie del lago (Wetzel, 2001; Kalff, 2002). El valor de éste parámetro se estima con la siguiente relación:

$$Zr = \frac{50Z_{\max} \sqrt{\pi}}{\sqrt{A}} ; \quad (3.2)$$

siendo  $Zr$  la profundidad relativa,  $Z_{\max}$  la profundidad máxima y  $A$  el área de la superficie del lago. La profundidad relativa del Lago de Izabal es de 0.0615. El valor de  $Zr$  obtenido denota la forma de un lago de bastante extensión horizontal pero poco profundo (Kalff, 2002).

Por último, el parámetro de desarrollo del volumen ( $Dv$ ) es un “índice de forma” que compara el volumen del lago con el volumen que tendría un cono invertido de área basal igual al área de la superficie del lago, y de altura igual a la profundidad máxima del mismo (Cole, 1994; Kalff, 2002). El cálculo se realiza aplicando:

$$Dv = \frac{A(\bar{z})}{1/3A(Z_{\max})} = 3 \frac{\bar{z}}{Z_{\max}} ; \quad (3.3)$$

$\bar{z}$  es la profundidad media del lago; los otros términos de la ecuación se definieron en Eq. (3.2). El  $Dv$  del Lago de Izabal es de 2.05. Un valor cercano a 1 es propio de un lago en forma de cono, los valores más altos son representativos de lagos poco profundos y de alta extensión de superficie (Cole, 1994). El valor de desarrollo de volumen de un disco Petri sería de 3 (Kalff, 2002). Los resultados de cada parámetro morfométrico de profundidad se presentan en la Tabla 3.7.

Parámetro	Valor
Volumen	$8300 \times 10^6 \text{ m}^3$
Profundidad máxima	18 m
Profundidad media	12.357 m
Ratio profundidad media/máxima	0.68
Profundidad relativa	0.0615
Desarrollo de volumen	2.05

Tabla 3.7. Parámetros morfométricos de profundidad del Lago de Izabal.

La productividad de un lago está íntimamente relacionada con la profundidad. De acuerdo con Wetzel (2001), además del alto porcentaje de contacto del fondo con el agua, la baja profundidad del lago provoca que sea mayor la cantidad de sedimentos que recibe suficiente luz solar, aumentando los procesos fotosintéticos del sistema. La combinación de la morfometría de la superficie con la del fondo del lago, tiene además impacto en los movimientos turbulentos provocados por el viento y otras fuerzas (Kalff, 2002). De manera que la superficie extensa y baja profundidad del Lago de Izabal afectan su productividad, incidencia de luz y movimientos turbulentos provocados por el viento.

Además de los parámetros estimados de superficie y de profundidad del Lago de Izabal, se calculó un parámetro morfométrico del fondo del lago: la pendiente media del fondo ( $S$ ). Al igual que otros parámetros estimados, este índice considera la superficie del lago como un círculo y representa la relación entre la profundidad del lago y el radio del círculo de área igual a la superficie del lago (Kalff, 2002), expresado en porcentaje:

$$S = 100 \frac{Z_{\max}}{\sqrt{A/\pi}} ; \quad (3.4)$$

los términos de Eq. (3.4) representan los mismos términos de Eq. (3.2). Para el Lago de Izabal el valor obtenido de  $S$  es de 0.123%, este valor depende en gran medida del resto de parámetros de profundidad y superficie estimados. Según Kalff (2002), la pendiente del fondo del lago determina la facilidad con la que se pueden establecer las raíces de las plantas acuáticas residentes del lago.

La morfometría del Lago de Izabal tiene relaciones cercanas con los procesos físicos de interés en ésta Tesis (balance hídrico y transporte de sedimentos). Por mencionar algunos ejemplos: (i) la morfometría de la superficie influye en la relación del lago con el clima (lluvia, evaporación, viento). Esta relación afecta a la cantidad de agua entrando y saliendo del lago, así como a los procesos de circulación que afectan el transporte de sedimentos; (ii) la morfometría de la profundidad está relacionada con la influencia de la luz en el agua del lago, con la cantidad de sedimentos en contacto con el agua, con la productividad del lago y la resistencia del fondo a la fuerza del viento; y (iii) la pendiente del lago afecta el enraizamiento de las plantas acuáticas que, a su vez,

pueden modificar la pérdida de agua por evapotranspiración, y son una barrera física atrapando sedimentos que están siendo transportados hacia el interior del lago. Por lo tanto, la morfometría del Lago de Izabal será importante en la discusión de los resultados obtenidos en esta Memoria.



# CAPÍTULO CUARTO





### **Modelos numéricos para estimar la descarga de agua y el transporte de sedimentos**

#### **4.1 Introducción**

Los procesos ambientales que se están abordando en la presente Tesis Doctoral: balance hídrico y transporte de sedimentos en el ecosistema del Lago de Izabal, se rigen de acuerdo a la combinación de distintos sub-procesos. En el presente capítulo, se aplican modelos numéricos para obtener estimaciones de los siguientes sub-procesos: (i) descarga de agua de los ríos tributarios del Lago de Izabal; (ii) pérdida de suelo de las cuencas y carga de sedimentos y sustancias que aportan los ríos tributarios hacia el lago; y (iii) transporte de sedimentos desde la desembocadura de los ríos hacia el interior del lago.

La descarga de agua de una cuenca es uno de los factores fundamentales para conocer el balance hídrico del ecosistema. Además, el ciclo hidrológico está regulado por el balance hídrico y tiene efectos sobre todos los procesos ecológicos. Desde el punto de vista social es importante conocer la cantidad de agua almacenada/descargada en la cuenca para poder planificar su uso (agrícola, doméstico, energético). A pesar de la importancia de conocer las magnitudes y variación temporal de descarga de agua desde una cuenca, tanto en el Lago de Izabal como en el resto de Guatemala existen medidas de campo deficientes relacionadas con estos parámetros. Las estaciones hidrológicas que administra el INSIVUMEH cubren un porcentaje bajo del total de cuencas hidrológicas del país (10 de 35), además en muchos casos, no existe constancia en la adquisición de los datos.

Con relación a la pérdida de suelo en la cuenca de captación del Lago de Izabal, también es un proceso que no ha sido cuantificado de manera consistente. El suelo es el recurso básico de la sociedad Guatemalteca, ya que los medios de vida de la población recaen en la utilización de recursos naturales (URL, 2002). Sin embargo, no existen datos exactos de la pérdida de suelo en la zona. Se han realizado algunos estudios relacionados con este tema. De acuerdo con Dix et al. (1999), el Lago de Izabal se encuentra en un

proceso de eutrofización acelerada debido al aumento en la cantidad de nutrientes y sedimentos que se arrastran continuamente desde las partes altas, y son descargados por el Río Polochic desde los últimos 27 años, existiendo un aumento significativo durante las épocas lluviosas. Todos los materiales que los ríos tributarios arrastran hacia el lago son transportados hacia el interior por el efecto de los procesos de difusión y el movimiento del agua del lago. Otros estudios resaltan la importancia que tiene la descarga de sedimentos hacia el interior del Lago de Izabal (Basterrechea, 1993; Marchorro, 1996). No obstante, las conclusiones de esos estudios se basan en medidas de campo realizadas durante el período de investigación, ya que no existe un seguimiento constante de la erosión en la cuenca y del campo de concentración de sedimentos en el interior del lago.

El objetivo principal de este capítulo es desarrollar distintos modelos numéricos que posibiliten la simulación de los procesos de descarga de agua, pérdida de suelo y transporte de sedimentos, con base en los procesos físicos que los definen. En primer lugar se desarrolló un modelo hidrológico que hace posible estimar la descarga de agua desde las cuencas tributarias hacia el Lago de Izabal. La existencia de información en registros históricos de la descarga de agua del río Polochic permitió ajustar el modelo numérico para que se adaptara a la información disponible en la zona y que posteriormente fuera aplicado al resto de sub-cuencas tributarias. A continuación, se aplicaron ecuaciones empíricas utilizadas exitosamente, a nivel global, para simular la erosión y carga de sedimentos de los ríos tributarios. La falta de información de campo fue el principal factor que imposibilitó la calibración y validación del modelo desarrollado. Las estimaciones realizadas se compararon con las obtenidas de distintos modelos de erosión, y las estimaciones se cotejaron con un valor de carga de sedimentos anual medido in-situ. Finalmente, el transporte de sedimentos y sustancias hacia el interior del lago se estudió mediante dos modelos: procesos de difusión y movimientos del agua. Ambos modelos fueron desarrollados aisladamente para después ser acoplados entre sí. De esta manera fue posible obtener un modelo que brinda una simulación de la distribución espacial del campo de concentración de sedimentos y/o otras sustancias.

Los modelos desarrollados serán utilizados posteriormente en combinación con datos in-situ y técnicas de teledetección (capítulo VI) para obtener una metodología que

permita el monitoreo constante y predicción de la erosión y la carga de sedimentos hacia el Lago de Izabal, así como el balance hídrico del mismo.

## **4.2 Descripción de los modelos utilizados**

Los modelos utilizados en la presente Tesis Doctoral incluyen: (i) modelo hidrológico de descarga de agua y carga de sedimentos; (ii) modelo edafológico de pérdida de suelo; (iii) modelo de difusión-advección; y (iv) modelo de movimiento del agua debido al arrastre del viento. En general, la metodología se basa en la adaptación de modelos y ecuaciones existentes a las condiciones geofísicas del Lago de Izabal.

### **4.2.1 Modelo de descarga de agua y carga de sedimentos**

En las cuencas tributarias del Lago de Izabal no se ha aplicado ningún modelo hidrológico que permita predecir la descarga de agua con escala de tiempo continua. Considerando la disponibilidad de modelos (Tabla 2.3), sus características, escala de tiempo utilizada, requerimiento de datos y condiciones del Lago de Izabal, se seleccionó un modelo capaz de simular la variación temporal de la descarga de agua y la carga de sedimentos. El modelo seleccionado para realizar esta simulación fue HYDROTREND v. 3.0 (Kettner y Syvitski, 2007). La selección del modelo se basó en la disponibilidad de datos de campo acerca de las características de la cuenca y de los datos climáticos. La descripción de factores de la cuenca realizada en el Capítulo III, produjo datos suficientes para aplicar este modelo, pero no es suficiente para otros modelos físicos.

HYDROTREND es un modelo hidrológico que considera el balance hídrico y transporte de sedimentos como dependencia del clima en una región. Tiene la capacidad de simular la variabilidad natural (diaria, mensual, anual y de mayor escala) en el flujo de agua descargada desde una cuenca (Syvitski y Morehead, 1999). Syvitski et al. (1998) indican que el modelo está escrito utilizando lenguaje de programación FORTRAN-77 y es de uso libre para la comunidad científica. El código base del programa y las ecuaciones básicas de formulación se pueden encontrar en detalle en Syvitski et al. (1998). El modelo está disponible vía Internet (<http://instaar.colorado.edu/deltaforce/models/hydrotrend.html>). La entrada del modelo

incluye la distribución climática de la cuenca (precipitación pluvial y temperatura), información hipsométrica de la cuenca (área bajo cada clase de elevación, gradiente altitudinal de la temperatura) y parámetros hidrogeológicos (topografía, capacidad de almacenamiento de la cuenca, coeficientes de agua subterránea, infiltración y otros). Tiene la característica de poder vincularse directamente con información climática proveniente de medidas in-situ o estimaciones de modelos meteorológicos. Además, los resultados de HYDROTREND pueden ser utilizados como entrada de otros modelos de circulación o balance hídrico en zonas costeras o lagos. El modelo HYDROTREND no es un modelo desarrollado para una cuenca específica y sus características le han permitido ser aplicado exitosamente en diversos ríos (Syvitski y Morehead, 1999).

La simulación de la descarga de agua y la carga de sedimentos de una cuenca se realiza mediante la incorporación conjunta de características de la cuenca y condiciones climáticas. La escala de tiempo utilizada por HYDROTREND es diaria, además el cálculo del caudal final del río,  $Q$ , y de la carga de sedimentos del mismo,  $Q_s$ , está basado en la partición simultánea de 5 procesos hidrológicos de flujo del agua: (i) flujo provocado por la lluvia; (ii) fusión de nieve; (iii) fusión de hielo; (iv) dinámica de aguas subterráneas; y (v) pérdidas por evaporación. Los límites de cada componente son determinados en cada nuevo paso de la simulación. Información detallada sobre el cálculo de cada uno de los procesos de escorrentía se puede encontrar en Syvitski et al. (1998).

La cantidad de precipitación de lluvia, nieve y hielo, que funciona como entrada de masa al sistema, está definida por la curva altitudinal de congelación (FLA). Considerando que en la zona de influencia del Lago de Izabal no se dan acontecimientos de nieve o hielo, el efecto de estos procesos fue eliminado. Para descartar los componentes sólidos (nieve y hielo) se ajustó la FLA a una altitud superior a las máximas alturas encontradas en la cuenca.

De acuerdo con Kettner y Syvitski (2007), el modelo se basa en la ecuación clásica del balance hídrico que considera la precipitación pluvial ( $P$ ), por unidad de área ( $A$ ), reducida por las pérdidas por evaporación y evapotranspiración ( $Ev$ ) y modificado por el almacenamiento y liberación de agua por el suelo ( $Sr$ ). Que se expresa:

$$Q_i = A \sum_{i=1}^n (P_i - Ev_i \pm Sr_i) , \quad (4.1)$$

donde el término  $A$  es constante en el tiempo, los términos  $i$  y  $n$  varían de acuerdo a la escala de tiempo y el período de duración del análisis. En la Fig. 4.1 se presenta el esquema funcional del cálculo del caudal total del río que realiza HYDROTREND.

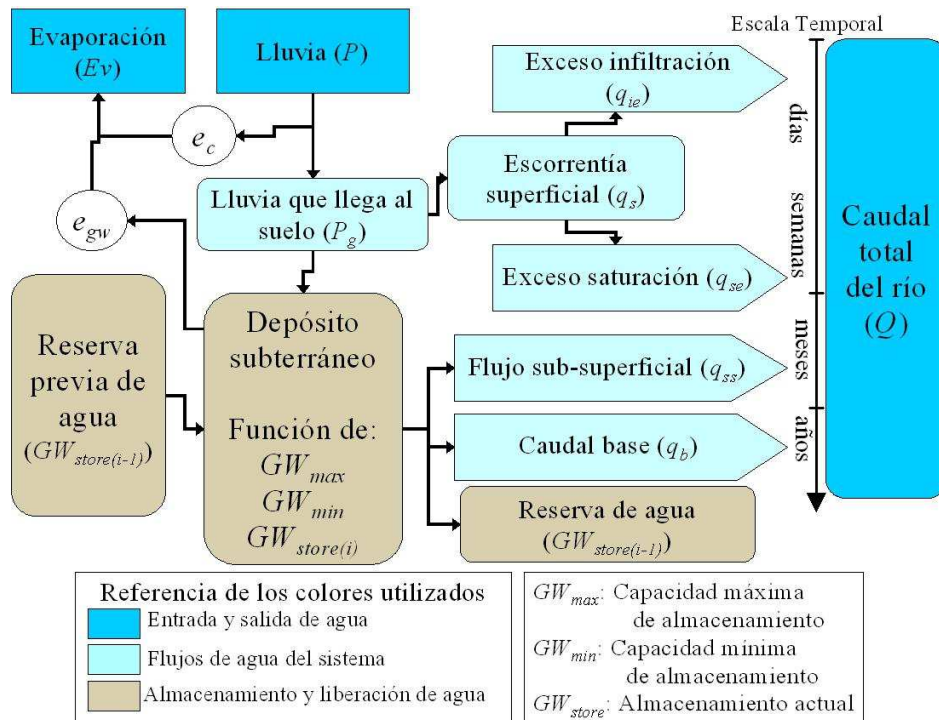


Figura 4.1. Esquema funcional para el cálculo del caudal total del río en HYDROTREND.

Como se indicó anteriormente (Sección 3.3.1), la distribución de los eventos de lluvia que ocurren en la cuenca no es homogénea. El principal control local de la lluvia es la orografía. La cantidad total de masa de agua,  $Q_r$  en  $m^3$ , por unidad de tiempo, que entra al sistema está dada por la siguiente expresión:

$$Q_{r,i} = P_i A_i , \quad (4.2)$$

la lámina de lluvia esta representada por  $P_i$  (m) y es multiplicada por el área de la cuenca sobre la cual cae esa lámina ( $A_i$ ) ( $m^2$ ). Durante el proceso de simulación la cantidad de agua se dimensiona en lámina (mm) o volumen ( $m^3$ ), que están relacionadas con el área

de la cuenca  $A$  (Eq. 4.2). La masa de agua que se encuentra en la cuenca es reducida por procesos de evaporación. Las pérdidas por evaporación ( $Ev$ ) se estiman mediante la unión de dos componentes:

$$Ev = e_c + e_{gw} , \quad (4.3)$$

siendo  $e_c$ , la evaporación de las gotas de agua interceptadas por la cubierta vegetal presente en la zona y  $e_{gw}$  es la evapotranspiración del agua contenida en el depósito de agua subterránea y humedad del suelo. Cada uno de los términos de la Eq. (4.3) depende principalmente de la temperatura, lluvia y humedad.

La primera reducción de la masa de agua ocurre antes de llegar al suelo. La interceptación de la lluvia por las hojas y ramas de la capa alta de la cobertura vegetal y su subsiguiente evaporación disminuyen la cantidad de agua que alcanza el suelo ( $P_g$ ):

$$P_g = P - e_c , \quad (4.4)$$

donde  $P_g$  se expresa en lámina de agua por día (mm/día). Cuando la cantidad de lluvia es mayor que la interceptada, las gotas de agua llegan al suelo siguiendo la siguiente relación:

$$P_g = \begin{cases} \alpha_g + \beta_g P_d & \text{si } \alpha_g + \beta_g P_d > 0 \\ 0 & \text{si } \alpha_g + \beta_g P_d < 0 \end{cases} , \quad (4.5)$$

mientras que cuando la lluvia es mínima, la capa vegetal intercepta toda la lámina de agua caída.  $\alpha_g$  (mm/d) y  $\beta_g$  (adimensional) son coeficientes de interceptación de agua en la capa vegetal protectora del suelo y  $P_d$  es el total de precipitación diaria (mm/d). Los valores típicos de los coeficientes son -0.1 mm/d para  $\alpha_g$  y 0.8-0.9 para  $\beta_g$  (Sivapalan et al. 1996).

Con la masa de agua que llega al suelo ( $P_g$ ) puede: (i) transformarse en escorrentía superficial ( $q_s$ ) cuyo cálculo se describe en la Sección 4.2.1.1, o (ii) infiltrarse al depósito de agua subterránea ( $GW_{store}$ ) e incorporarse a la dinámica de aguas subterráneas, descrita en la Sección 4.2.1.2.

#### 4.2.1.1 Escorrentía superficial

La escorrentía superficial ( $q_s$ ) es un aporte de agua que ocurre solamente durante los eventos de precipitación, su escala temporal es de corta duración, horas y días. La magnitud de la escorrentía superficial ( $q_s$ ) equivale a la suma de dos factores:

$$q_s = q_{se} + q_{ie} , \quad (4.6)$$

donde el agua que excede la saturación del suelo es  $q_{se}$  y el agua que excede la infiltración se representa como  $q_{ie}$ . La escorrentía superficial producida por exceso de saturación del suelo ( $q_{se}$ ) es función de qué tan lleno está el depósito de agua subterránea y la intensidad de la lluvia. Este proceso está gobernado por la siguiente ecuación:

$$q_{se} = \begin{cases} 0 & \text{si } GW_{store} < GW_{min} \\ \alpha_c \left( \frac{GW_{store} - GW_{min}}{GW_{max} - GW_{min}} \right)^{\beta_c} P_g & \text{si } GW_{store} \geq GW_{min} \end{cases} , \quad (4.7)$$

donde  $\alpha_c$  y  $\beta_c$  son, respectivamente, el coeficiente y el exponente de exceso de saturación del suelo y los valores considerados son 0.98 y 1 respectivamente (Sivapalan et al. 1996).  $GW_{max}$  y  $GW_{min}$  son máximos y mínimos de almacenamiento de agua en la cuenca ( $m^3$ ) y  $GW_{store}$  es el almacenamiento de agua presente ( $m^3$ ) (que se calcula en cada paso de solución). Es posible realizar estimaciones sobre la cantidad máxima y mínima de almacenamiento de agua subterránea en una cuenca ya que estos valores dependen del tipo de suelos y materiales geológicos presentes. Considerando las fuentes de error que puede tener la estimación de los datos de almacenamiento subterráneo, la calibración del modelo se enfoca en ellos. Estos valores se fueron modificando tras distintas pruebas del modelo con el propósito de que los procesos se acercarán más a la realidad.

El flujo de agua producido por exceso de la infiltración ( $q_{ie}$ ) depende de la velocidad de infiltración ( $f_s$ ) (mm/día), la cantidad de precipitación que alcanza al suelo ( $P_g$ ) y el exceso de saturación ( $q_{se}$ ). Así, la cantidad de escorrentía producida por exceso de infiltración está definida por:

$$q_{ie} = \begin{cases} 0 & \text{si } P_g - q_{se} - f_s \leq 0 \\ P_g - q_{se} - f_s & \text{si } P_g - q_{se} - f_s > 0 \end{cases} \quad (4.8)$$

La velocidad de infiltración de una cuenca depende de las propiedades físicas del suelo y del contenido de humedad del suelo en ese preciso momento. Cuando la intensidad de lluvia que cae en el suelo es menor a la velocidad de infiltración de la cuenca, entonces toda la lluvia se infiltrará. Mientras que si la intensidad de lluvia es mayor, se fuerza el movimiento superficial de agua. Los detalles sobre el cálculo de la velocidad de infiltración pueden encontrarse en Syvitski et al. (1998).

#### 4.2.1.2 Dinámica subterránea

La cantidad de agua que se infiltra ( $f_s$ ) se une a la reserva previa de agua del depósito subterráneo. La escorrentía superficial ( $q_s$ ), únicamente ocurre durante la lluvia y períodos cortos de tiempo después del evento. Mientras que cuando la lluvia cesa, el caudal de los ríos se va disminuyendo lentamente hasta la siguiente lluvia. El caudal de los ríos que se mantiene después de un acontecimiento de lluvia es debido al flujo de agua proveniente del depósito subterráneo. La dinámica de aguas subterráneas genera un flujo sub-superficial ( $q_{ss}$ ), que es una respuesta hidrológica diaria y semanal, y el caudal base del río ( $q_b$ ) con una escala de tiempo mensual y anual.

El depósito de agua subterránea tiene una capacidad de almacenamiento definido por las características geológicas y condiciona el exceso de saturación ( $q_{se}$ ) (Eq. 4.7). Además, el depósito tiene un almacenamiento actual que sufre modificaciones debidas a: (i) entradas por infiltración ( $f_s$ ), (ii) salidas por evapotranspiración ( $e_{gw}$ ), (iii) salida en forma de flujo sub-superficial ( $q_{ss}$ ), (iv) salidas en forma de caudal base ( $q_b$ ), y (v) entradas/salidas hidrogeológicas en forma de percolación profunda.

Las salidas en forma de evapotranspiración desde el depósito de agua subterránea ( $e_{gw}$ ) están definidas por:

$$e_{gw} = \alpha_{gw} \left( \frac{GW_{store}}{GW_{max}} \right)^{\beta_{gw}}, \quad (4.9)$$



donde  $\alpha_{gw}$  y  $\beta_{gw}$  son coeficiente y exponente de la evapotranspiración del agua subterránea. Estos coeficientes dependen de la profundidad a la que está el depósito subterráneo, de las condiciones climáticas y del tipo y abundancia de la cobertura vegetal de la zona.

El flujo sub-superficial ( $q_{ss}$ ) ( $m^3/s$ ) se ve afectado por la esorrentía superficial, la conductividad hidráulica y almacenamiento subterráneo. Éste se calcula en cada paso de solución del modelo. El flujo ocurre desde el depósito de agua subterránea hacia el cauce del río y está definido por:

$$q_{ss} = \alpha_{ss} \left( \frac{GW_{store} - GW_{min}}{GW_{max} - GW_{min}} \right)^{\beta_{ss}}, \quad (4.10)$$

siendo  $\alpha_{ss}$  y  $\beta_{ss}$  el coeficiente y el exponente de la corriente subterránea generada. Los parámetros ( $GW_{min}$ ,  $GW_{max}$ ,  $\alpha_{ss}$  y  $\beta_{ss}$ ) son ajustados por el modelo utilizando una curva de calibración de los procesos de descarga de agua que ocurren después de eventos de lluvia. Éstos dependen únicamente del flujo sub-superficial de agua hacia el cauce del río.

Finalmente, el caudal base ( $q_b$ ) es el aporte de agua subterránea de largo plazo al caudal total del río  $Q$ . El caudal base define el caudal del río de época seca. En el modelo HYDROTREND es necesario definir un valor de  $q_b$ , para esto se utilizan tablas empíricas o registros históricos, según disponibilidad de cada fuente.

#### 4.2.1.3 Carga de sedimentos

Además de las estimaciones del caudal final del río ( $Q$ ), HYDROTREND v.3.0 (Kettner y Syvitski, 2007) está diseñado para estimar también la carga de sedimentos transportada en el río ( $Q_s$ ). Este cálculo se basa en el hecho de que la descarga de agua y la carga de sedimentos de una cuenca dependen de los mismos factores (Sección 2.3.1). Al igual que la mayoría de modelos de sedimentos, HYDROTREND se basa en la ecuación estándar que relaciona la concentración de sedimentos (masa de sedimentos/volumen de agua) y la descarga de agua del río (volumen de agua/tiempo):

$$C_s = aQ^b, \quad (4.11)$$

donde  $C_s$  es la concentración de sedimentos en el agua ( $\text{kg/m}^3$ ),  $Q$  es el caudal de agua del río ( $\text{m}^3/\text{s}$ ), y  $a$  y  $b$  son los coeficientes que los relacionan. El coeficiente  $a$  indica la cantidad de sedimento por unidad de agua descargada, y el exponente indica la pendiente de la línea que relaciona  $C_s$  y  $Q$  en log-log (Morehead et al., 2003), es decir que  $\ln(a)$  es una concentración base y  $b$  una relación de crecimiento. Como se mencionó anteriormente, en el modelo HYDROTREND, estos coeficientes se calculan para cada componente de flujo de agua: escorrentía superficial ( $q_s$ ), flujo sub-superficial ( $q_{ss}$ ) y caudal base ( $q_b$ ). Es necesario recordar que la línea altitudinal de congelamiento se ajustó a una altura que no permite tomar en cuenta el efecto de la precipitación en forma de hielo y nieve. La carga de sedimentos transportada en el río  $Q_s$  se calcula como la unión de cargas de sedimentos asociada a cada fuente de agua (Syvitski et al. 1998):

$$Q_s = \alpha_1 q_s^{\beta_1} + \alpha_2 q_{ss}^{\beta_2} + \alpha_3 q_b^{\beta_3}, \quad (4.12)$$

$\alpha_j$  y  $\beta_j$  son el coeficiente lineal y el exponente de cada componente hidrológico. La estimación de los valores del coeficiente lineal y el exponente para la carga de sedimentos se basa en la propuesta realizada por Syvitski y Morehead (1999), quienes descubrieron que entre los factores que determinan la carga de sedimentos de una cuenca, los más importantes son el relieve de la cuenca y su extensión. La estimación se basó en datos de una evaluación global de los ríos del mundo y la determinación general de relaciones que permitiera predecir la descarga de agua y carga de sedimentos (Mulder y Syvitski, 1995). Con las mejoras agregadas en la última versión del modelo, HYDROTREND v. 3.0 realiza el cálculo de los coeficientes y exponentes para cada región. Además, la última versión del modelo incluye un término dependiente del tipo de material geológico y de la influencia antropogénica que permite una estimación más real (Kettner y Syvitski, 2007). De manera que el cálculo se basa en la expresión:

$$Q_s = \omega B Q^{-0.31} A^{0.5} R T, \quad (4.13)$$

el término  $Q_s$  es la carga de sedimentos del río ( $\text{kg/s}$ ),  $T$  es la temperatura media anual de la superficie ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $R$  es el relieve medio de la cuenca (m) (altitud media),  $A$  es el área de la cuenca ( $\text{m}^2$ ), y  $Q$  es el caudal total del río ( $\text{m}^3/\text{s}$ ). Los términos  $A$ ,  $R$  y  $Q$  son

transformados en adimensionales para ser utilizados en la Eq. (4.13), siguiendo la metodología propuesta por Kettner, y Syvitski (2007).  $\varpi$  es un coeficiente de proporcionalidad definido con un valor de  $0.2 \text{ kg s}^{-1} \text{ km}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ . Finalmente, el término  $B$  incluye al factor litológico y antropológico, y está definido por:

$$B = MG \cdot (1 - Te) \cdot E_h, \quad (4.14)$$

siendo  $Te$  la eficiencia de humedales y reservorios en atrapar sedimentos,  $MG$  es el factor de litología, y  $E_h$  es el factor de la influencia antropológica. Para el factor litológico, se asume un valor de 0.5 en cuencas que comprenden principalmente rocas metamórficas duras, altamente ácidas, plutónicas; un valor de 0.75 para cuencas de superficie heterogénea, con una mayor proporción de materia dura. Cuando las cuencas son de material volcánico o carbonatado, o similar proporción entre litología dura y suave, se toma un valor de 1.0. Un valor 1.5 se asume en cuencas con materia suave predominante, pero presencia de litología dura.  $MG=2$  en sistemas con una alta proporción de rocas sedimentarias, cobertura sedimentaria sin consolidación o depósitos aluviales. Finalmente, un valor de 3 en cuencas con abundancia de material excepcionalmente débil, muy susceptible a ser erosionado (Syvitski y Millian, 2007). La descripción metodológica para estimar  $Te$  está disponible en Kettner y Syvitski (2007).

La forma recomendada para definir el valor de  $E_h$  en cualquier región se basa en la densidad de población y en el Producto Interior Bruto (PIB) per cápita.  $E_h=0.3$  en cuencas con una alta densidad poblacional ( $>200$  habitantes/ $\text{km}^2$ ), y un PIB/cápita alto ( $>10^4$  €/año). El factor antropológico toma un valor de 1.0 en cuencas con baja influencia humana ( $<50/\text{km}^2$ ).  $E_h$  se asigna entre 2-8 en cuencas donde la población es alta ( $>200$  habitantes/ $\text{km}^2$ ) pero el ingreso es bajo ( $<700$  €/año) (Kettner y Syvitski, 2007). En la sección 4.3.2.1 se presentan los valores de entrada para cada factor.

La carga de sedimentos  $Q_s$  (kg/s) se utilizará para estimar, posteriormente, la cantidad total de suelo erosionado y al estar relacionado con la extensión de la cuenca, se calculará un valor de erosión por unidad de área ( $10^3$  kg/ $\text{km}^2$ /año). De esta manera, los resultados podrán ser comparados con el modelo de erosión que se describe en la siguiente sección.

#### 4.2.2 Modelo de erosión

El modelo de pérdida de suelo se basa en la utilización de la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo (USLE) (Wischmeier y Smith, 1978), que ha sido revisada y actualizada mediante la incorporación de datos de distintas condiciones geográficas (Renard et al. 1997). USLE y su versión revisada (RUSLE) ha sido el modelo empírico de erosión más utilizado y muchos modelos desarrollados posteriormente se basan en el uso de esta ecuación (Merritt et al. 2003). RUSLE se ha validado exitosamente en predicciones hechas dentro de territorio estadounidense, y existe un número creciente de validaciones en regiones tropicales conforme aumenta la existencia de datos disponibles en estas regiones (Thattai et al. 2003). Aunque USLE fue desarrollada para pequeñas laderas, sus actualizaciones han incorporado aplicaciones a modelos de erosión y transporte de sedimentos a escala de cuenca (Merritt et al. 2003). RUSLE calcula la pérdida de suelo total de una cuenca producto de la influencia de la lluvia y la escorrentía superficial asociada. La ecuación incorpora 5 términos que afectan la erosión:

$$Er = R \times K \times L \times S \times C \times Pc , \quad (4.15)$$

donde  $Er$  es la pérdida total de suelo por unidad de área y tiempo ( $10^5 \text{ kg/km}^2/\text{año}$ ),  $R$  es el factor de erosividad debida a la lluvia y la escorrentía superficial ( $10^3 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{h}\cdot\text{MJ}^{-1}\cdot\text{mm}^{-1}$ )<sup>1</sup>,  $K$  es el factor de erodabilidad del suelo ( $\text{MJ}\cdot\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{ha}^{-1}$ ),  $L$  es el factor de longitud de la pendiente,  $S$  es el factor de la inclinación de la pendiente,  $C$  es el factor de la cobertura y uso de la tierra, y  $Pc$  es el factor debido a prácticas de conservación de suelo existentes.  $L$ ,  $S$ ,  $C$  y  $Pc$  son factores adimensionales. Las diferencias entre USLE y RUSLE están en la forma en que son calculados cada uno de los factores de la erosión (Renard et al. 1997). Los distintos modelos, desarrollados con base en RUSLE calculan automáticamente cada uno de los factores, pero tienen altos requerimientos de información de entrada y poca adaptabilidad a regiones distintas a la región para la que se desarrolló. En esta Tesis Doctoral el cálculo de la erosión se basa en la adaptación de las ecuaciones regidoras según la disponibilidad de datos de entrada sin utilizar ningún software previamente desarrollado.

---

<sup>1</sup> ha = hectáreas, unidad de área utilizada de base para el cálculo en RUSLE.  $\text{ha}=10^4 \text{ m}^2$   
h = hora, y MJ = Mega Joule

La erosión se ve influenciada por la heterogeneidad espacial de la topografía, vegetación, suelos, y uso de la tierra. Así, que la utilización de herramientas basadas en Sistemas de Información Geográfica (GIS), que permiten la aplicación de ecuaciones de pérdida de suelo siguiendo la distribución de los factores en el terreno, es la mejor opción para el cálculo de la erosión (Saavedra, 2005). De manera que el modelo desarrollado en este estudio se enmarca en la aplicación de RUSLE con base en la información descriptiva de la cuenca desarrollada en el capítulo III y el uso de técnicas GIS.

#### 4.2.2.1 Erosividad de la lluvia ( $R$ )

El factor  $R$  utilizado en RUSLE es un descriptor numérico de la capacidad que tiene la lluvia para erosionar el suelo (Toy et al., 2002). Originalmente el factor  $R$  se calculaba en base a una relación empírica entre la erosión y la intensidad de tormentas de 30 minutos de duración ( $CI_{30}$ ) (Diodato y Bellocchi, 2007). El término  $CI_{30}$  ( $\text{MJ mm}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{ha}^{-1}$ ) es el producto de la energía cinética de la tormenta ( $C$ ), calculada en base a minutos de intensidad de tormenta constante y la máxima intensidad de 30 minutos ( $I_{30}$ ) (Renard et al. 1997). El valor mensual de  $R$  está dado por la suma de todos los valores  $CI_{30}$  de eventos tormentosos del mes de interés.

Para el cálculo del término  $CI_{30}$ , siguiendo la metodología descrita por Wischmeier y Smith (1978), es necesario el registro de eventos lluviosos a intervalos de tiempo de un minuto. En Guatemala los registros de lluvia realizados por el INSIVUMEH son hechos a intervalos de tiempo diarios. En general, muchos países no cuentan con una base de datos tan detallada de las precipitaciones pluviales, lo que ha provocado la formulación de ecuaciones que produzcan el valor de  $R$  utilizando datos de lluvia diarios (Diodato y Bellocchi, 2007). El Ministerio de Agricultura de Guatemala desarrolló un mapa de erosividad de la lluvia para todo el país (MAGA, 2001). En este estudio se evaluaron algunos modelos desarrollados para estimar el factor  $R$  y se compararon con el mapa desarrollado por MAGA, así como los resultados de erosividad en otras zonas, para definir cuál es el modelo a aplicar en la zona del Lago de Izabal. Los modelos utilizados para calcular la erosividad de la lluvia se basan en pruebas empíricas. Una de las formas

comúnmente utilizada para calcular la erosividad de la lluvia, es establecer relaciones con el índice de Fournier ( $IF$ ) (Fournier, 1960) dado por:

$$IF = \frac{P_m^2}{P_y}, \quad (4.16)$$

donde  $P_m$  es la precipitación mensual (mm) y  $P_y$  es la precipitación anual (mm). Los modelos evaluados son aproximaciones al valor de la erosividad de la lluvia desde el valor de  $IF$ . El modelo de Morais, se basa en una modificación del índice de Fournier y su relación con la erosividad de la lluvia a escala mensual ( $R_m$ ) (Morais et al., 1991):

$$R_m = \psi(IF)^\phi. \quad (4.17)$$

Los valores del coeficiente ( $\psi$ ) y exponente ( $\phi$ ) de Eq. (4.21), fueron estimados mediante regresión logarítmica, en la zona del estudio (36.849 y 1.0852 respectivamente). No obstante, si se dispusiera de datos de campo que permitan calibrar la ecuación, estos valores podrían ser levemente modificados para adaptarse a los datos. La segunda aproximación al valor de erosividad evaluada fue la propuesta por Lombardi y Modenhauer (1992), quienes encontraron que los valores del coeficiente ( $\psi$ ) y exponente ( $\phi$ ) eran 68.73 y 0.841 respectivamente. Se han realizado estimaciones en distintas partes del mundo utilizando distintos valores de  $\psi$  y  $\phi$ , sin embargo, los valores de  $R$  ( $\sum_{i=1}^{12} R_m$ ) en el Lago de Izabal se asumieron utilizando los coeficientes encontrados por Lombardi y Modenhauer (1992), considerando la similitud con otros cálculos realizados en zonas tropicales y la aplicación exitosa en latitudes similares a la del Lago de Izabal. La distribución espacial del factor  $R$  dentro de la cuenca se basó en la distribución espacial de la lluvia (Fig. 3.2).

#### 4.2.2.2 Erodabilidad del suelo ( $K$ )

El factor  $K$  representa la susceptibilidad del suelo a la erosión y también la influencia de las características del suelo en la escorrentía superficial, ya que las características físicas del suelo influyen en la capacidad de infiltración. El factor  $K$  se interpreta como la cantidad de suelo perdida por unidad del factor  $R$ . Por lo tanto, las

unidades del factor  $K$  son:  $10^3 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{h}\cdot\text{MJ}^{-1}\cdot\text{mm}^{-1}$ . La erodabilidad está determinada por características edafológicas como la textura, proporción de materia orgánica, estructura y permeabilidad. En la sección 3.3.3 se detallaron los tipos de suelo, sus características y su distribución espacial dentro de la cuenca (Fig. 3.3, Tabla 3.3). La estimación del valor del factor  $K$  se basó en el nomograma para el cálculo del factor  $K$  presentado por Wischmeier y Smith (1978) (Fig. 4.2). La erodabilidad del suelo asume que el suelo en cuestión se mantiene permanentemente desnudo con laboreo secundario a favor de la pendiente (condiciones de máxima erosión posible) (Clérico y García, 2001). La aplicación posterior del factor de cobertura y uso de la tierra corrige el hecho de haber asumido esa condición.

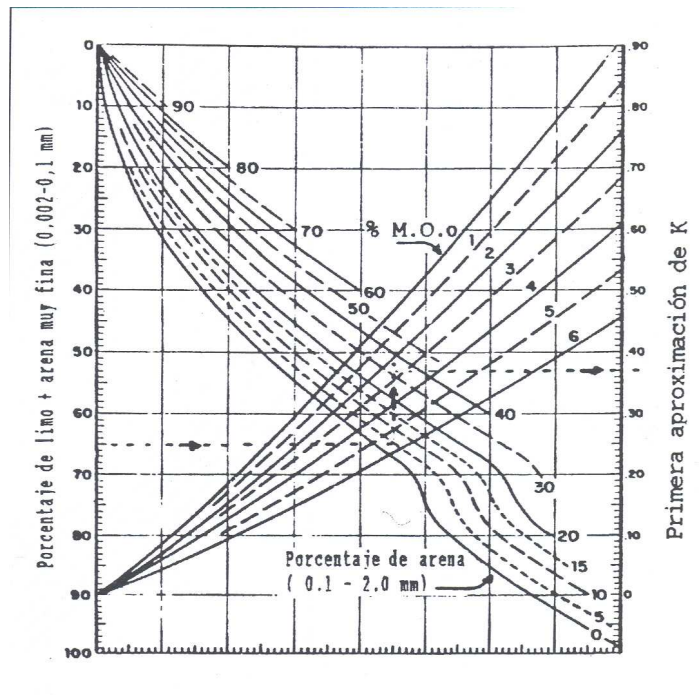


Figura 4.2. Nomograma para el cálculo del factor  $K$ . (Wischmeier et al. 1971).

La metodología se basa en estimar la erodabilidad del suelo como función de la textura y el contenido de materia orgánica (Fig. 4.2). La textura del suelo está definida por el tamaño de las partículas que forman el suelo (arena, limo y arcilla). El tamaño de las partículas facilita o dificulta el desprendimiento y transporte debido a fuerzas de la lluvia. El contenido de materia orgánica reduce la erodabilidad.

#### 4.2.2.3 Longitud e inclinación de pendiente ( $L \cdot S$ )

Usualmente, los factores  $L$  y  $S$  se calculan conjuntamente. El factor  $L$  se refiere a la longitud de la pendiente, y es la relación entre la erosión que ocurre en una longitud de pendiente dada y la que ocurre en la longitud estándar de 22.1 m con igualdad del resto de factores. El factor  $S$  es la inclinación de la pendiente, indica la relación entre la erosión con una inclinación de pendiente dada y la que ocurre en el estándar de 9% de inclinación con igualdad de los demás factores (Clérici y García, 2001). El cálculo de los factores  $L \cdot S$  se basa en la metodología propuesta por Moore y Wilson (1992). La estimación utiliza datos de elevación del terreno y la distribución espacial del relieve. Los datos utilizados se obtuvieron del modelo de elevación digital (DEM) de la cuenca del Lago de Izabal (Fig. 3.6). La información del DEM se analiza utilizando una herramienta GIS que permite el cálculo automático de los factores de interés para cada celda de la cuenca. Los factores  $L$  y  $S$  son adimensionales y sólo representan la modificación de la pérdida de suelo dada por los factores  $R$  y  $K$ .

#### 4.2.2.4 Cobertura y uso de la tierra ( $C$ )

El factor  $C$  representa una relación entre la erosión que ocurre en un terreno con determinada cobertura vegetal y la que ocurre con el suelo totalmente descubierto. Los valores varían entre 0 y 1. El valor 1 indica el suelo desnudo y disminuye conforme aumenta la cobertura del suelo. La cobertura y uso del suelo incluye el efecto de las plantas, altura de caída de la gota de agua, rugosidad de la superficie, material orgánico que cubre el suelo, biomasa subterránea (e.g. raíces) y actividades que se realizan sobre la superficie. El efecto sobre la erosión se da con cobertura permanente y escenarios cambiantes (etapas fenológicas y rotación de cultivos). Se han desarrollado tablas que indican valores del factor  $C$  para cada tipo de cobertura. En este estudio se utilizó el mapa de cobertura y uso de la tierra de la cuenca del Lago de Izabal (Fig. 3.12). Los valores de  $C$  se asumieron de acuerdo a la Tabla. 4.1.



Clase de cobertura y uso de la tierra	Factor C
Forestación artificial	0.05
Bosque natural (selva)	0.02
Agricultura limpia anual	0.4
Hortalizas bajo riego	0.3
Arbustos	0.08
Pastos naturales	0.2
Pastos cultivados	0.1
Matorral	0.18
Terrenos abandonados, potreros	0.7
Café, hule, otros cultivos arbóreos	0.12
Agricultura perenne	0.05

Tabla 4.1. Valores del factor *C* asumidos para cada tipo de cobertura y uso de la tierra (Wischmeier y Smith, 1978; Clérico y García, 2001).

Cada clase de cobertura y uso de la tierra se adapta a la clasificación realizada en el estudio descriptivo de la cuenca del Lago de Izabal (sección 3.3.4). Los valores asumidos del factor *C* se encuentran dentro de los rangos propuestos para cada tipo de cobertura (Renard et al. 1997). La cobertura del bosque natural es la que tiene mayor influencia en la protección del suelo. Esto es debido a que la protección del bosque natural se distribuye en distintas capas, la capa más alta de las hojas, la cobertura directa de la superficie por la materia orgánica y el efecto de las raíces.

#### 4.2.2.5 Prácticas de conservación (*P<sub>c</sub>*)

El efecto de las prácticas mecánicas de apoyo es la relación entre la erosión que ocurre con determinada práctica mecánica y la que acontece con la condición estándar de laboreo a favor de la pendiente, con igualdad de los demás factores (Clérico y García, 2001). Dentro de las prácticas mecánicas de conservación de suelos se incluye el cultivo con curvas a nivel, construcción de acequias y terrazas, establecimiento de barreras vivas o muertas u otras prácticas realizadas con el fin de reducir la erosión. Lamentablemente, la mayor parte de la agricultura practicada en la zona no incluye la aplicación de prácticas de conservación de suelos y no existe información sobre qué extensión de tierra sí utiliza estas prácticas. De manera que se consideró la inexistencia de prácticas de conservación en toda la cuenca y se asumió un valor de 1 para el factor *P<sub>c</sub>*.

#### 4.2.2.6 Relación suelo erosionado/carga de sedimentos

El suelo erosionado dentro de una cuenca hidrográfica, es transportado hacia otras partes dentro del perímetro de la misma. Una parte del suelo que se erosiona es depositado en zonas bajas y otra parte sale de la cuenca en forma de carga de sedimentos del río. La relación existente entre la cantidad de suelo erosionado y la cantidad de suelo que sale en forma de carga de sedimentos está definida por el término SDR (Razón de Expulsión de Sedimentos), expresada como:

$$SDR = \frac{S_Y}{E_T}, \quad (4.18)$$

donde  $S_Y$  es la cantidad de sedimentos que es expulsada de la cuenca hacia el lago y  $E_T$  es la cantidad total de suelo erosionado en la cuenca. Considerando que el objetivo de este estudio es tanto la erosión total que ocurre en la cuenca como la carga de sedimentos que es transportada hacia el Lago de Izabal, ambos procesos se compararán utilizando el SDR. Los valores de SDR se ven afectados por la fisiografía de la cuenca, la fuente de sedimentos, la red de drenaje, textura del material erosionado, cobertura de la tierra, entre otros (Bhattarai y Dushmata, 2007). La estimación de SDR se ha realizado con base en modelos empíricos que han encontrado relaciones con el tamaño de la cuenca, la lluvia y escorrentía superficial, la pendiente y relieve, y el tamaño de las partículas erosionadas (Ouyang y Bartholic, 1997). Estas relaciones se representan como curvas calibradas con base en datos de campo. Uno de los modelos más utilizados es la curva de SDR en base al tamaño de la cuenca, debido a la facilidad de obtener el dato de área. Cuencas de mayor tamaño, generan corrientes principales de mayor longitud que tienen un bajo SDR. Esto es debido a que las áreas extensas tienen altas posibilidades de tener barreras para el transporte, por lo tanto aumentan las posibilidades de que las partículas alcancen la base del canal (Ouyang y Bartholic, 1997). La curva de SDR-área de la cuenca, está definida por:

$$SDR = c \cdot A^d, \quad (4.19)$$

siendo  $A$  el área de la cuenca ( $\text{km}^2$ ) mientras que  $c$  ( $\text{km}^{-2}$ ) y  $d$  (adimensional) son el coeficiente y exponente que determina la forma de la curva. Boyce (1975) estimó que los

valores que mejor se adaptan a la mayoría de cuencas de dicho estudio son  $0.375 \text{ km}^2$  y  $-0.2382$  para el coeficiente y exponente respectivamente. Para las condiciones de la cuenca del río Polochic, se estimó un  $\text{SDR}=0.05$ . Así, la cantidad total de suelo erosionado estimada con RUSLE se reduce por SDR para obtener la carga de sedimentos que llevan los ríos tributarios en forma disuelta o en suspensión.

#### 4.2.3 Modelo de transporte de sedimentos en el lago

El modelo de transporte de sedimentos se basa en el desarrollo, a partir de ecuaciones físicas, de dos modelos: (i) modelo de difusión-advección de partículas; y (ii) modelo de movimiento del agua por el arrastre del viento. Posteriormente, estos modelos se acoplan con el fin de simular los procesos de transporte de sedimentos desde la desembocadura de los ríos tributarios hacia el interior del lago. A pesar de que el transporte de sedimentos hacia el interior del lago puede darse en el plano vertical, los modelos desarrollados en esta sección se formularon en la horizontal (dos dimensiones:  $x$ ,  $y$ ). Esto se justifica por la morfometría del Lago de Izabal (sección 3.3.5) que evidencia una escala horizontal con varios órdenes de magnitud mayor que la escala vertical. En otros lagos con características similares (gran extensión y poca profundidad) se han aplicado modelos en dos dimensiones espaciales (Tsanis y Saied, 2007).

##### 4.2.3.1 Modelo de difusión-advección de partículas

Los procesos de difusión en el Lago de Izabal son gobernados por leyes físicas cuyas ecuaciones han sido utilizadas en la simulación del transporte de partículas (Kjara et al., 2004; Tsanis y Saied, 2007). La ecuación fundamental sobre la cual se basa el desarrollo del modelo es la Ecuación Clásica de la Difusión:

$$\frac{\partial \chi}{\partial t} = D \left( \frac{\partial^2 \chi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \chi}{\partial y^2} \right) = D \nabla^2 \chi , \quad (4.20)$$

donde  $\chi$  es la concentración de los sedimentos y/o sustancias en cada punto del lago que está definido por las coordenadas  $(x, y)$  y  $D$  es el coeficiente de difusión. Este coeficiente ( $D$ ) es característico del soluto y del medio receptor, y representa a la cantidad

de área rellena por unidad de tiempo.  $D$  cambia generalmente según condiciones del medio como variaciones de temperatura o densidad. Para los propósitos de esta Tesis Doctoral, el coeficiente de difusión se consideró constante en tiempo y en espacio. La Eq. (4.20) se basa en el principio de conservación de la masa, considerando que el flujo de la sustancia se debe exclusivamente a gradientes de concentración (Ley de Fick). Una discusión más amplia se puede encontrar en Alonso (2005).

La Ecuación Clásica de la Difusión (Eq. 4.20) fue modificada para ser aplicada al Lago de Izabal, tomando en cuenta que considera una sustancia que se conserva. La modificación incorporada en el modelo desarrollado considera un término sumidero que representa la desaparición de las sustancias que se difunden. De acuerdo con Tsanis y Saied (2007), las sustancias disueltas en lagos son no-conservativas debido a: (i) crecimiento o desintegración biológica de bacterias; (ii) reacciones químicas con el ambiente; (iii) precipitación de partículas por la fuerza de gravedad, y (iv) resuspensión debida al viento en las zonas poco profundas. Kjaran et al. (2004), utilizaron la ecuación con base en la conservación de la masa, pero incorporando un flujo de sedimentos entre el fondo y la columna de agua separado en dos partes: la deposición de sedimentos en el fondo del lago y la erosión de sedimentos por las corrientes de agua.

La otra modificación que se incorporó a la ecuación clásica de la difusión es la inclusión del campo de velocidades. Dentro del lago se encuentran corrientes debidas, principalmente, a la fricción provocada por el viento. Estas corrientes que afectan al transporte de sedimentos hacia el interior del lago fueron estimadas con el modelo de movimiento del agua por arrastre del viento (sección 4.2.5.2). Así, el modelo de difusión se modificó para permitir el acoplamiento con el modelo que estima las corrientes. Por lo tanto, el cálculo del campo de concentración de sedimentos y sustancias se basa en la expresión:

$$\frac{\partial \chi}{\partial t} + u \frac{\partial \chi}{\partial x} + v \frac{\partial \chi}{\partial y} = D \left( \frac{\partial^2 \chi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \chi}{\partial y^2} \right) - \gamma \chi, \quad (4.21)$$

siendo  $u$  y  $v$  las componentes de velocidad de la lámina de agua en los ejes  $x$  e  $y$  respectivamente.  $\gamma$  es el coeficiente de pérdida de sedimentos o sustancias que se

transportan hacia el interior del lago. No fue posible obtener una solución analítica de la Eq. (4.25), ya que sería necesario emplear transformadas integrales (de Laplace o de Fourier), que se aplican a casos sencillos en los que las condiciones de contorno e iniciales lo permitan.

Por ello, se procedió a aproximar la solución numéricamente utilizando un método de diferencias finitas y el esquema ADI (*Alternating Direction Implicit*). El esquema ADI es útil para resolver ecuaciones diferenciales parabólicas formuladas en dos dimensiones. Cada incremento temporal del modelo fue dividido en dos pasos; durante el primer paso se estima el campo de concentración resolviendo en el eje  $x$  y durante el segundo paso se resuelve en el eje  $y$  (Jurui, 2001; Alonso, 2005). Es decir, que el intervalo de tiempo  $t \rightarrow t+1$  fue dividido en la forma  $t \rightarrow t+1/2 \rightarrow t+1$ . La solución de la ecuación correspondiente para cada paso de cálculo se presenta como:

*Solución en  $x(t \rightarrow t+1/2)$*

$$-\lambda \chi_{i-1,j}^{t+1/2} + (1+2\lambda-\lambda_u) \chi_{i,j}^{t+1/2} - (\lambda-\lambda_u) \chi_{i+1,j}^{t+1/2} = \lambda \chi_{i,j-1}^t + (1+2\lambda-\lambda_v) \chi_{i,j}^t + (\lambda-\lambda_v) \chi_{i,j+1}^t \quad (4.22)$$

*Solución en  $y(t+1/2 \rightarrow t+1)$*

$$-\lambda \chi_{i,j-1}^{t+1} + (1+2\lambda-\lambda_v) \chi_{i,j}^{t+1} - (\lambda-\lambda_v) \chi_{i,j+1}^{t+1} = \lambda \chi_{i-1,j}^{t+1/2} + (1+2\lambda-\lambda_u) \chi_{i,j}^{t+1/2} + (\lambda-\lambda_u) \chi_{i+1,j}^{t+1/2} \quad (4.23)$$

Las constantes se han agrupado de tal forma que:

$$\lambda = \frac{D\Delta t}{2\Delta x^2}, \quad \lambda_u = \frac{u\Delta t}{2\Delta x}, \quad \lambda_v = \frac{v\Delta t}{2\Delta y},$$

donde  $\chi_{i,j}^t$  representa la concentración de sedimentos y/o sustancias en el nodo  $i, j$  (ejes  $x$  e  $y$  respectivamente) y en el paso de solución  $t$ .  $\Delta x$  y  $\Delta y$  son los incrementos de espacio en las direcciones  $x$  e  $y$  respectivamente, que se asumieron iguales sobre malla regular. Finalmente,  $\Delta t$  es el incremento de tiempo en cada paso de solución. Con base en las ecuaciones de solución (Eq. 4.22 y Eq. 4.23), se procedió a desarrollar un programa informático para el cálculo automático del campo de concentración en cada punto del lago, producto del aporte de SPM por los ríos tributarios del Lago de Izabal (el programa se desarrolló empleando el lenguaje de programación FORTRAN).

La naturaleza de las Eq. (4.22) y (4.23) provoca que para lograr la estabilidad en los resultados del esquema desarrollado, es necesario que:  $\lambda < 1/6$ . Además, existe el criterio de Courant-Friedrich-Levy (CFL), el cual exige que  $\lambda_u < 1$  y  $\lambda_v < 1$ . Por último, debe cumplirse  $\lambda > \lambda_u$  y  $\lambda > \lambda_v$ , para tener resultados estables. Un método numérico es estable cuando pequeñas perturbaciones en los datos de entrada y/o en el código del modelo producen leves cambios en los resultados (Vadillo, 2003).

Para la aplicación del cálculo automático fue necesario establecer el dominio de solución de las ecuaciones en ambas direcciones, el cual se obtuvo sobreponiendo una malla al espejo de agua del lago de Izabal (Fig. 4.3).

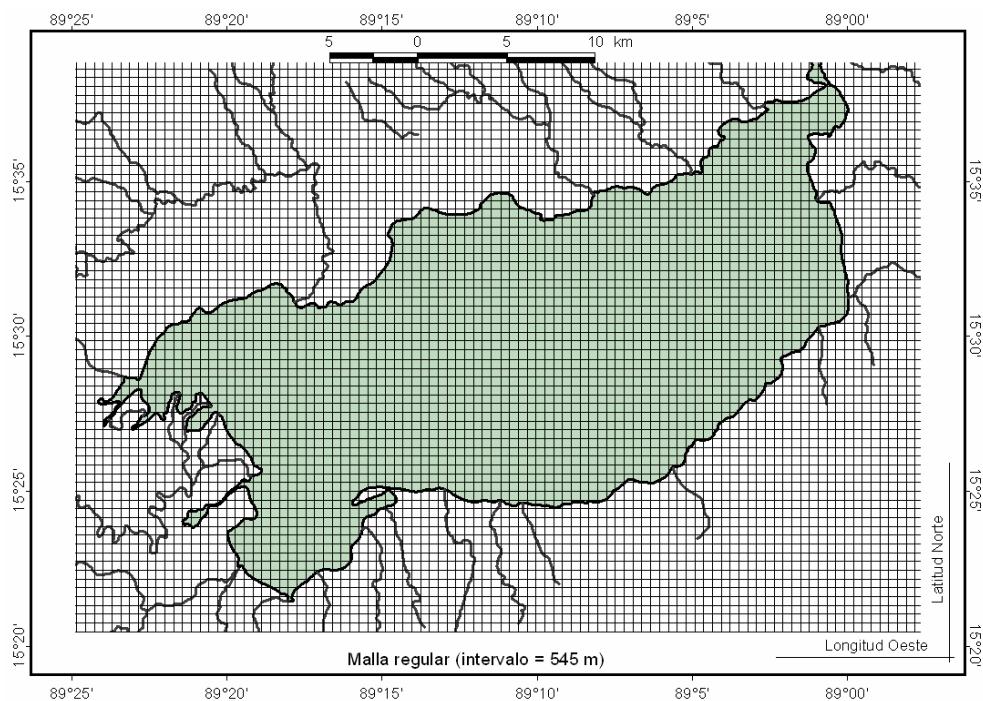


Figura 4.3. Dominio de aplicación del modelo.

De acuerdo con Alonso (2005), los ejes para la solución de las ecuaciones se pueden orientar de cualquier manera, procurando que sean canónicos. Para el caso de esta Tesis Doctoral, la cuadrícula se orientó de manera que coincidiera con los paralelos y meridianos geográficos. El dominio de solución del modelo estuvo constituido por todas las celdas que se ubican dentro de los límites de la costa del lago. Los intervalos de

espacio en ambos ejes de coordenadas se asumieron iguales (malla regular), siendo 545 metros, lo que brindó una cantidad de celdas considerada suficiente para los propósitos de la investigación. El incremento de tiempo ( $\Delta t$ ) se seleccionó de manera tal que se verificaran las normas condicionantes establecidas.

Toda la costa del Lago de Izabal es considerada como contorno; se impusieron tres tipos de condiciones de contorno en este modelo: entrada de las sustancias, fronteras absorbentes y fronteras reflejantes. La entrada de sustancias al Lago de Izabal se da a través de los ríos afluentes del mismo, consideradas como fuentes continuas. Cada celda del contorno del lago que no es una fuente continua, se consideró como frontera del dominio.

Las fronteras absorbentes disminuyen la concentración de sustancias en el dominio ya que, como su nombre indica, cualquier partícula que llega a ella desaparece de la disolución. En el caso de las fronteras reflejantes, ocurre lo contrario ya que las partículas que llegan a ella son reflejadas de nuevo al medio, provocando que la concentración en la barrera sea el doble a la que hubiera si ésta no estuviera presente (Alonso, 2005). Para elegir el tipo de frontera a asignar a cada celda del contorno se utilizó como criterio las condiciones edafológicas de la costa del lago, con base en la variabilidad espacial de suelos (sección 3.3.2).

Alrededor del litoral del Lago de Izabal se han encontrado 6 series de suelos (Fig. 4.4), cada una con distintas características físicas (Tabla. 4.2). El tipo de frontera en el contorno del lago se eligió de acuerdo a la clase de drenaje. Se trabajó bajo el supuesto de que los suelos con buen drenaje funcionarían como frontera absorbente y los suelos con drenaje pobre no lo harían, asignándoseles un tipo de frontera reflejante.

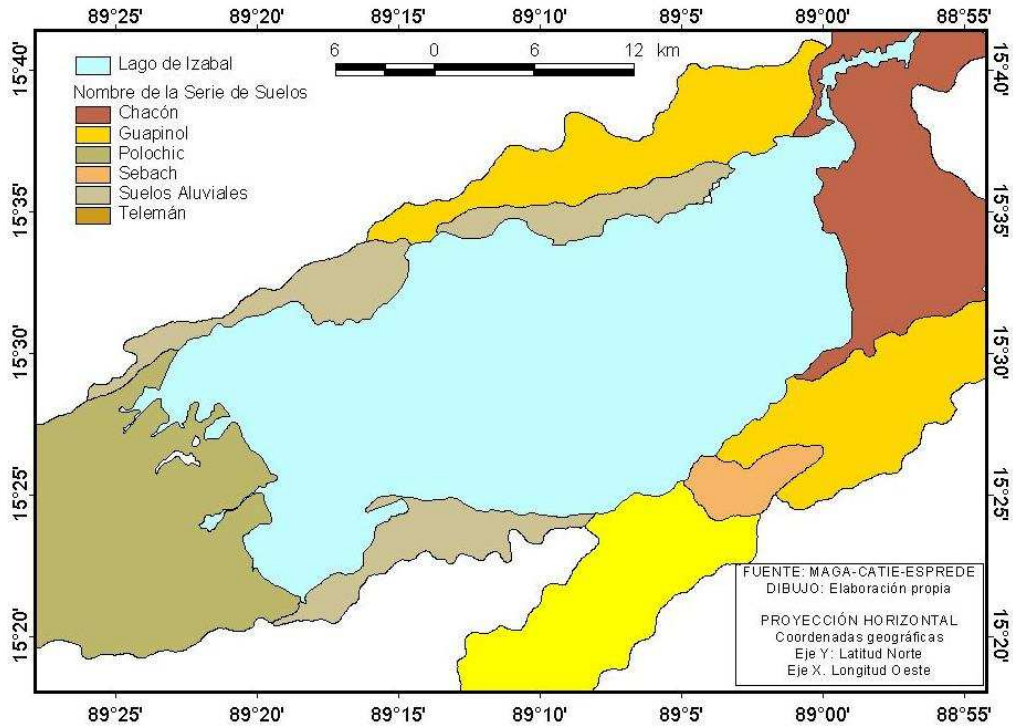


Figura 4.4. Mapa de la distribución espacial de las series de suelos encontradas en el entorno del Lago de Izabal.

Nombre de la serie	Textura del suelo	Material Original	Clase de drenaje	Condición de Frontera
Chacón	Franco limosa	Depósitos Marinos	Bueno	Absorbente
Guapinol	Franco arcillosa	Serpentina	Bueno	Absorbente
Polochic	Arcilla	Aluvión	Muy pobre	Reflejante
Sebach	Arcilla	Serpentina	Bueno	Absorbente
Suelos Aluviales	Franco arenosa	Aluvión	Muy bueno	Absorbente
Telemán	Franco limosa	Esquisto	Bueno	Absorbente

Tabla 4.2. Principales características de las series de suelos de la costa del Lago de Izabal (Simmons et al. 1959).

Los procedimientos seguidos para simular los procesos de difusión-advección, se eligieron siguiendo las metodologías utilizadas en estudios previos (Lindstrom et al., 1999; Hakanson et al., 2000; Jurui, 2001; Varekamp, 2003; Kjaran et al., 2004; Tsanis y Saied, 2007). Una de las características principales del modelo desarrollado, es su capacidad para poder ser acoplado a otros modelos de procesos físicos como el modelo de movimiento del agua del lago por arrastre del viento.



#### 4.2.3.2 Modelo de movimiento del agua por arrastre del viento

De manera similar que el modelo de difusión-advección, el modelo desarrollado en esta sección se plantea en dos dimensiones espaciales. Dada la morfometría del Lago de Izabal se considera que el movimiento de agua en el perfil vertical es insignificante si se compara con el movimiento horizontal. De manera que la ecuación de movimiento vertical se reemplaza por la aproximación de la presión hidrostática. Las ecuaciones en este modelo son las de aguas someras:

$$\frac{\partial}{\partial x}(UH) + \frac{\partial}{\partial y}(VH) + \frac{\partial \xi}{\partial t} = 0, \quad (4.24)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} = -g \frac{\partial \xi}{\partial x} + fV + \frac{\tau_{sx}}{\rho h} - \frac{\tau_{bx}}{\rho h}, \quad (4.25)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} = -g \frac{\partial \xi}{\partial y} - fU + \frac{\tau_{sy}}{\rho h} - \frac{\tau_{by}}{\rho h}, \quad (4.26)$$

donde  $\xi$  es la elevación de la superficie del agua sobre el nivel medio,  $h$  es la profundidad del agua, a nivel medio, en el punto de interés,  $H$  es la profundidad total del agua en el punto de interés (i.e.  $H=h+\xi$ ).  $U$  y  $V$  son las componentes de velocidad a la profundidad media ( $h/2$ ) en las direcciones  $x$  e  $y$  respectivamente.  $g$  es la aceleración de la gravedad. La densidad del fluido del medio está dada por  $\rho$ .  $f$  es el parámetro de Coriolis, definido por:

$$f = 2\omega \sin \varphi, \quad (4.27)$$

siendo  $\omega$  la velocidad angular de rotación de la tierra y  $\varphi$  la latitud media de la zona.

En la Eq. (4.26) los términos  $\tau_{sx}$  y  $\tau_{sy}$  son las tensiones tangenciales debidas a la fuerza de arrastre del viento en las direcciones  $x$  e  $y$  respectivamente. Éstos están expresados en su forma cuadrática como:

$$\tau_{sx} = C_s W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2}, \quad (4.28)$$

$$\tau_{sy} = C_s W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2}, \quad (4.29)$$

el coeficiente de fricción del viento es  $C_s$ , y es determinado por la densidad del aire y las propiedades del agua. Normalmente se encuentra en valores de orden de magnitud de  $10^{-6}$ .  $W_x$  y  $W_y$  son las componentes de la velocidad del viento en las direcciones  $x$  e  $y$  respectivamente.

Los términos de fricción del fondo del lago están representados por  $\tau_{bx}$  y  $\tau_{by}$  en las direcciones  $x$  e  $y$  respectivamente. De manera similar a  $\tau_{sx}$  y  $\tau_{sy}$  (Eq. 4.28 y 4.29),  $\tau_{bx}$  y  $\tau_{by}$  se representan de forma cuadrática como:

$$\tau_{bx} = C_b U \sqrt{U^2 + V^2}, \quad (4.30)$$

$$\tau_{by} = C_b V \sqrt{U^2 + V^2}, \quad (4.31)$$

donde  $C_b$  es el coeficiente de fricción del fondo del lago. Las Eq. (4.30) y (4.31) implican que, cuando las componentes de velocidad media del flujo a profundidad media ( $U$  y  $V$ ) sean cero, los componentes de fricción del fondo son suprimidos. Según las características de las corrientes generadas por la fuerza del viento, se ha concluido que aún cuando las velocidades del flujo a profundidad media son cero, la fricción del fondo no es insignificante y actúa en la misma dirección que la fricción del viento (Koutitas, 1988; Tsanis y Saied, 2007).

De manera que se hizo necesario realizar una mejor aproximación a los términos de fricción del fondo del lago ( $\tau_{bx}$  y  $\tau_{by}$ ). Para la aproximación de los términos convectivos a profundidad media ( $h/2$ ), se deben agregar términos adicionales para la dispersión del momento horizontal en el caso de perfiles verticales de velocidad no lineales (propios de corrientes debidas a la fuerza del viento). La descripción detallada de los términos adicionales se encuentra en Koutitas (1988).

Las ecuaciones del modelo se solucionaron numéricamente con base en un esquema explícito de diferencias finitas. De acuerdo con Tsanis y Saied (2007), el modelado del movimiento de agua en cuerpos de agua cerrados requiere de un conocimiento completo sobre el entorno físico del cuerpo. La geometría de la línea de costa del lago es útil para definir las condiciones de contorno. La línea de costa utilizada en este modelo se obtuvo de la sección 3.3.5. El dominio de solución se definió en las mismas dimensiones que el modelo de difusión-advección de partículas (Fig. 4.2). Al igual que el modelo de difusión-advección, la estabilidad de la solución está definida por el criterio CFL que controla la dimensión de cada paso temporal de acuerdo a (Blaisdell et al. 1991):

$$\Delta t = \frac{\Delta x}{\sqrt{2gh_{\max}}} , \quad (4.32)$$

donde  $h_{\max}$  es la profundidad máxima en el dominio de solución del modelo. Además, es necesario dar seguimiento a la transición entre una condición en reposo hacia una condición hidrodinámica estable. Conforme el cálculo progresa, la energía cinética ( $EK$ ) de cada celda del dominio se calcula a cada paso temporal, sumando el cuadrado de las velocidades de cada celda:

$$EK^t = \frac{1}{8} \sum_{i=1}^{i_{\max}} \sum_{j=1}^{j_{\max}} \left[ (U_{i,j}^t + U_{i+1,j}^t)^2 + (V_{i,j}^t + V_{i,j+1}^t)^2 \right] h_{i,j} \cdot \Delta x^2 , \quad (4.33)$$

los sub-índices  $i$  y  $j$  se refieren a la ubicación espacial de la celda en las direcciones  $x$  e  $y$  respectivamente. El super-índice  $t$  se refiere a la dimensión del tiempo. El estado estable de circulación se alcanza cuando las diferencias de energía cinética entre cada paso temporal se tornan relativamente constantes (normalmente  $<1 \times 10^{-7}$  J) (Tsanis y Saied, 2007).

### 4.3 Resultados y discusión

La aplicación de los modelos descritos en la sección anterior, al sistema del Lago de Izabal se basa en la definición de condiciones de contorno, condiciones iniciales y datos de entrada para cada modelo. Cada característica definida depende de las propiedades físicas y del entorno ambiental del Lago de Izabal. Posteriormente, se

realizaron las simulaciones correspondientes. Cuando fue posible, según disponibilidad, los resultados de las simulaciones fueron comparados con datos de campo. Los datos in-situ de descarga de agua se utilizaron para ajustar el modelo. En cuanto a erosión, la disponibilidad de datos in-situ fue mínima, por lo que únicamente se verificó que las simulaciones estuvieran dentro del mismo orden de magnitud. Finalmente, para los procesos de difusión-advección y movimiento de agua del lago, no hay datos in-situ disponibles, por lo que los resultados de las simulaciones se compararon únicamente con resultados obtenidos en otros lagos con condiciones similares.

#### 4.3.1 Descarga de agua

##### 4.3.1.1 Datos de entrada y condiciones iniciales

La descarga de agua de la cuenca se simuló con el modelo descrito en la sección 4.2.1, HYDROTREND v. 3.0. Inicialmente, se aplicó al complejo de los ríos Polochic-Cahabón para después, tras ser calibrado, adaptarlo al resto de cuencas tributarias del Lago de Izabal. La simulación de la descarga de agua se realizó para 20 años (1987-2006). La razón por la que se eligió el período de simulación es que durante 1987 a inicios de 1994, existió una estación hidrológica midiendo diariamente los caudales descargados. Además, existen registros diarios de lluvia y temperatura para los 20 años.

El complejo de los ríos Polochic-Cahabón forma una intercuenca antes de desembocar en el Lago de Izabal. La zona de captación se extiende en 5326.63 km<sup>2</sup> y sus altitudes varían desde los 10 m en la desembocadura del río hasta los 2700 m. El modelo HYDROTREND necesita tres entradas de datos: (i) variables climáticas; (ii) hipsometría, y (iii) variables generales de la cuenca. La entrada de datos climáticos estuvo compuesta por datos diarios de precipitación y temperatura media. En cuanto a la entrada de datos topográficos, la hipsometría de la cuenca se computó estimando el área debajo de cada estrato de altitud. Estos estratos se definieron cada 50 m. La información utilizada se basa en la descripción de la geomorfología de la cuenca (sección 3.3.3). Los parámetros de entrada del modelo se ajustaron de tal forma que los distintos procesos hidrológicos no tomaran en cuenta los procesos de fusión de nieve y hielo. Con esto se afina el

funcionamiento del modelo para la zona (Medina et al. 2007C). En la Tabla 4.3 se presentan algunos de los valores seleccionados para la ejecución del modelo.

Variable	Valor seleccionado
Año de inicio, período de años e intervalo de promedios	1987, 20, día
Curva de congelación FLA (para nieve y hielo) (m)	4000
Largo de la cuenca (km)	110.73
Máximo/mínimo almacenamiento subterráneo ( $10^6$ m <sup>3</sup> )	2363/552.6
Almacenamiento inicial ( $10^6$ m <sup>3</sup> )	552.6
Velocidad de Infiltración (mm/día)	371.91

Tabla 4.3 Valores de entrada seleccionados para los distintos parámetros del modelo HYDROTREND

En el modelo HYDROTREND, los parámetros presentados en la Tabla 4.3, son elegidos por el usuario del modelo. Como se mencionó anteriormente, la altura de FLA se estableció 1000 m más arriba del valor más alto de la cuenca, para que el modelo no considerara los procesos de fusión de nieve y hielo. Cuando el largo de la cuenca se relaciona con el área de la cuenca ingresada en la hipsometría, brinda información sobre la forma de la cuenca, que influye directamente en la velocidad con la que el agua alcanza la desembocadura del río. En cuanto a la entrada de información concerniente a la capacidad de almacenamiento y liberación de agua de la cuenca, los coeficientes considerados en la infiltración, saturación y almacenamiento subterráneo, se seleccionaron de acuerdo a tablas que toman en cuenta los suelos, la geología, el uso y cobertura de la tierra y factores antropogénicos (Syvitski et al. 1998; Kettner y Syvitski 2007). Considerando, posibles errores cometidos por no considerar la variabilidad espacial de las características de la cuenca, estos parámetros fueron modificados levemente para un mejor ajuste entre los resultados de la simulación y las mediciones in-situ.

#### 4.3.1.2 Resultados de la simulación

El registro histórico de descarga de agua del río Polochic fue brindado por el departamento hidrológico del INSIVUMEH. La serie temporal tiene una frecuencia de medición diaria de la descarga de agua (m<sup>3</sup>/s) y se extendió de 1987 a 1994. Esa base de datos fue utilizada para ajustar los parámetros del modelo y obtener simulaciones que se

adaptan mejor a la región de interés. Teniendo en cuenta que las condiciones topográficas y de suelo tienen poca variabilidad en el tiempo, se asume que el factor principal de variación temporal es el clima (lluvia y temperatura). Así que, después de la aplicación y ajuste del modelo al período 1987-1994, es posible extender la simulación al año 2006 y al resto de cuencas tributarias con el objetivo de conocer la descarga de agua total hacia el Lago de Izabal. Los resultados de caudal diario del río Polochic ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) simulados por el modelo HYDROTREND, se compararon con el registro histórico de datos de caudal suministrado por el INSIVUMEH. La serie temporal diaria de los 7 años (1987-1994) de simulación y la de medidas in-situ se presentan en la Fig. 4.5.

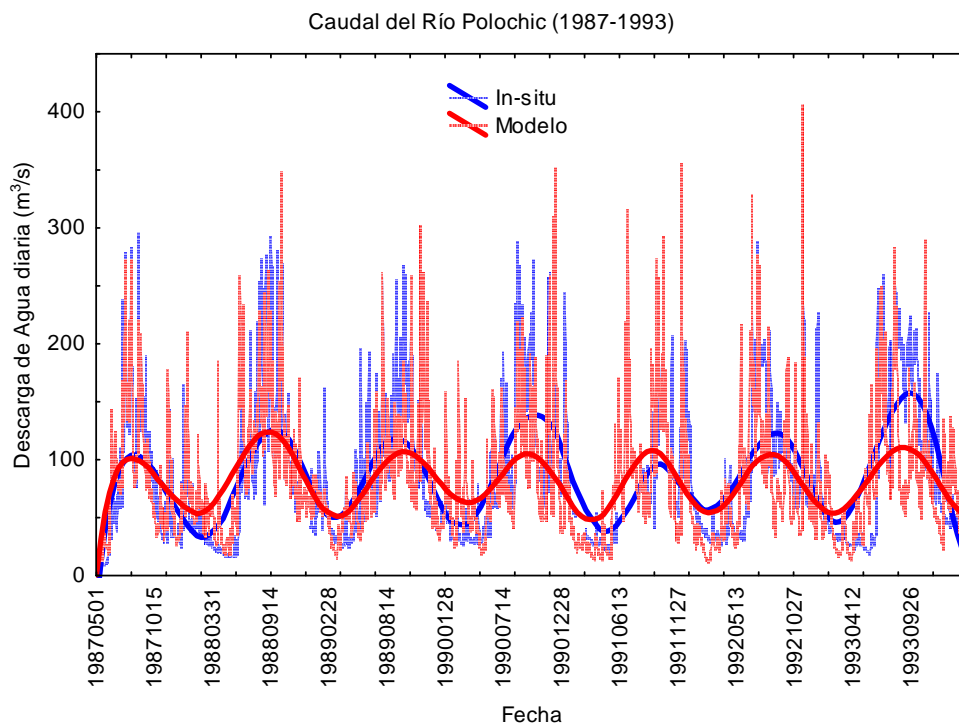


Figura 4.5. Series temporales del caudal del río Polochic ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) con datos medidos in-situ (azul) y simulación de HYDROTREND (rojo). Las líneas punteadas son medias diarias y las líneas gruesas son las curvas ajustadas. El ajuste es de pesos exponenciales de mínimos cuadrados.

Los datos diarios fueron ajustados utilizando un filtro que asigna pesos exponenciales de mínimos cuadrados, de manera que el peso asignado a cada caudal diario decrece exponencialmente con la distancia hacia el valor ajustado. Este ajuste permite que las crecidas fuertes, que normalmente son de período corto ( $<12$  horas), no

afecten demasiado el comportamiento de la curva ajustada. Los valores diarios de caudal del río Polochic estimados con HYDROTREND y los medidos in-situ se encuentran dentro del mismo orden de magnitud. Las series temporales de caudal medido en el campo y simulado con el modelo muestran un patrón de variación similar (Fig. 4.5). En ambas series se nota claramente la señal estacional. La época seca (Diciembre-Abril) presenta caudales de menor magnitud, mientras que durante la época lluviosa (Mayo-Noviembre) se observan caudales promedio diarios mayores. Las crecidas esporádicas del caudal del río Polochic simuladas con HYDROTREND tienden a ser de mayor magnitud que las medidas en la estación hidrológica. Sin embargo, la ocurrencia de estas crecidas es más frecuente en las medidas in-situ. En la Fig. 4.6 se presenta la comparación de los histogramas de frecuencia de caudales simulados y medidos in-situ.

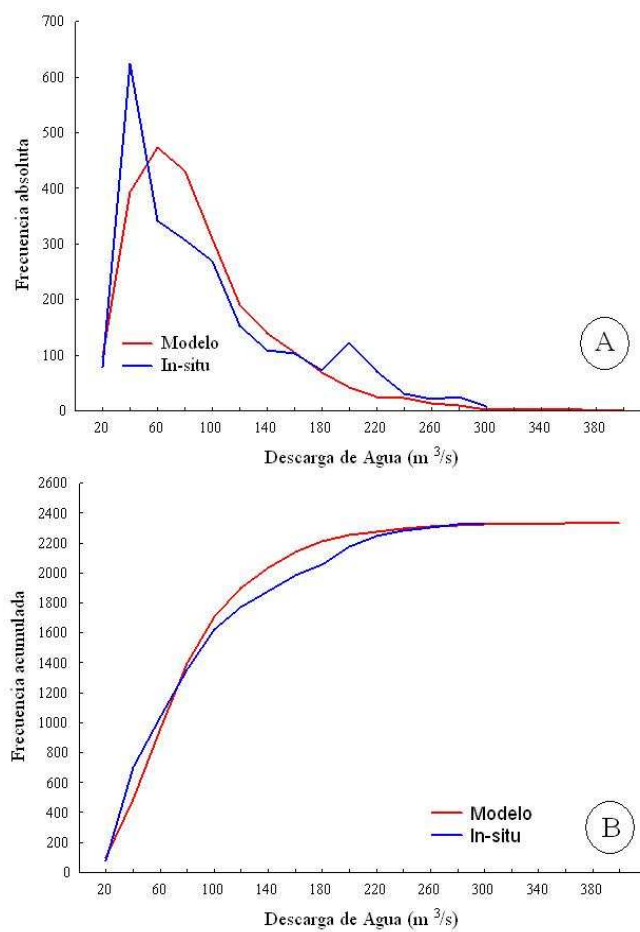


Figura 4.6 A) Comparación de los histogramas de frecuencia de la descarga de agua del complejo Polochic-Cahabón ( $m^3/s$ ). B) Distribución de frecuencias acumuladas. Las líneas rojas son las medidas simuladas y las líneas azules son las medidas in-situ

La comparación de las frecuencias de clases de descarga de agua del complejo Polochic-Cahabón (absolutas y acumuladas) (Fig. 4.6) muestra que los valores de descarga simulados con HYDROTREND, se distribuyen de manera similar a los valores medidos in-situ. Además de las frecuencias se estimaron algunos estadísticos descriptivos con fines comparativos. El promedio diario de descarga de agua del período mencionado fue de 85.7 m<sup>3</sup>/s en las medidas in-situ y de 81.75 m<sup>3</sup>/s en la simulación de HYDROTREND, mientras que los valores máximo/mínimo fueron de 295.9/9.84 m<sup>3</sup>/s y 406.97/12.43 m<sup>3</sup>/s para medidas in-situ y simuladas respectivamente. Las desviaciones estándar fueron de 61.13 m<sup>3</sup>/s (in-situ) y 52.06 m<sup>3</sup>/s (simulación). Además, se aplicaron las pruebas *F* de Fisher para comparar las varianzas y *T* de Student (95% de confianza) para comparar las medias, ambas pruebas indican que tanto la media como la varianza de ambas series temporales son estadísticamente similares.

Aunque la gráfica de las series temporales presentada en la Fig. 4.5 no permite verlo, existe una diferencia en la transición del caudal de época lluviosa al de época seca y viceversa. Para observar mejor lo anterior se presenta la serie temporal in-situ y modelada de los primeros dos años de simulación Fig. 7.

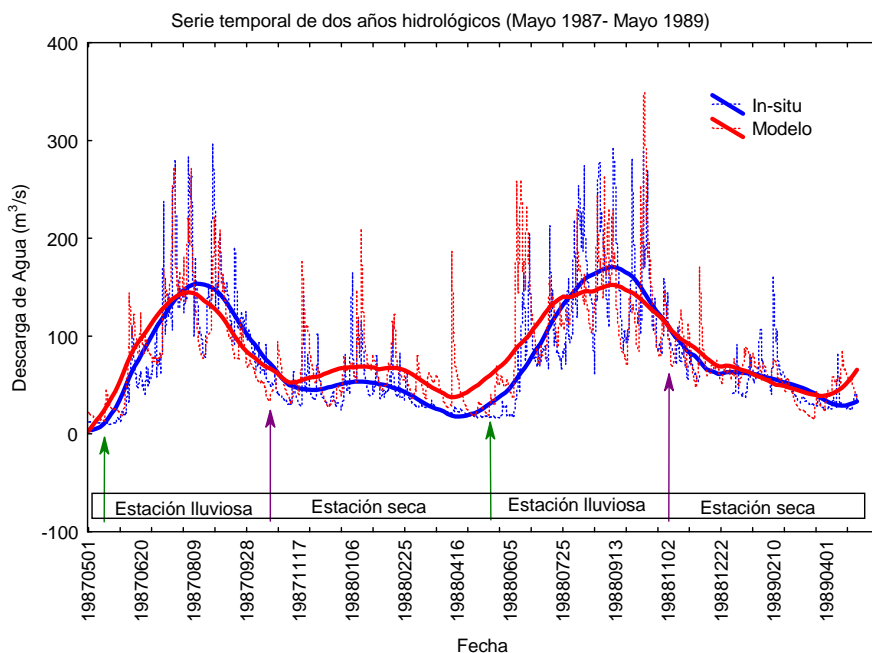


Figura 4.7 Series temporales de dos años de descarga de agua del complejo Polochic-Cahabón (m<sup>3</sup>/s) modelada y medida in-situ. Se presentan el inicio y finalización de cada estación climática.



La transición de caudales de época lluviosa a la seca presenta un descenso de la curva de baja pendiente, ya que los caudales dependen de la liberación de agua almacenada en la cuenca en la época lluviosa. Mientras que en el caso contrario, los caudales de época seca van aumentando con una curva de pendiente más pronunciada debido a que los inicios de época lluviosa permiten incrementar la humedad de los suelos y la escorrentía superficial (Fig. 4.7). Ambos procesos hidrológicos tienen distintas escalas temporales.

A pesar de algunas diferencias que se encuentran en la comparación de descarga simulada e in-situ, se considera que para los fines de esta Tesis Doctoral (estimación del balance hídrico), los datos simulados tienen suficiente grado de similitud con los datos medidos. Posteriormente, el modelo HYDROTREND fue utilizado para extender la simulación de la descarga de agua del río Polochic a los 20 años de disponibilidad de datos de lluvia (1987-2006) y disponer de datos de caudal para el análisis del balance hídrico del Lago de Izabal (Capítulo VI). El complejo Polochic-Cahabón es el único tributario con registros de caudal, el resto de tributarios (18 ríos permanentes) y la salida de agua superficial (Río Dulce), no tienen disponibilidad de registros. El complejo Polochic-Cahabón contribuye con más del 70% del agua que entra al Lago de Izabal (Basterrechea, 1993). Considerando que el resto de ríos tributarios son parte de un mismo sistema hidrogeológico, y que el modelo simula adecuadamente la descarga de agua del complejo Polochic-Cahabón, es posible realizar simulaciones utilizando las características (área y relieve) del resto de ríos tributarios, para ser incluidas en el análisis del balance hídrico del Lago de Izabal (Capítulo VI).

#### 4.3.2 Erosión y carga de sedimentos

##### 4.3.2.1 Datos de entrada y condiciones iniciales

Teniendo en cuenta que los únicos registros existentes de erosión y/o carga de sedimentos han sido realizados en el complejo Polochic-Cahabón, los modelos fueron aplicados únicamente a la región de captación de dicho sistema hidrológico. Los modelos utilizados estiman la erosión y carga de sedimentos de las cuencas tributarias enfocados desde distintos procesos físicos (desprendimiento, transporte, y deposición de partículas).

Se tomó la decisión de utilizarlos debido que han sido aplicados exitosamente en regiones con condiciones similares a las del Lago de Izabal.

Considerando la cantidad de datos de campo mínima, no es posible la validación de los modelos. Por lo tanto la utilización de dos modelos de distinta naturaleza y su confrontación con el dato de campo puede indicar que las simulaciones se encuentran dentro de rangos de magnitud físicamente lógicos. La concepción de cada modelo se basa en la dependencia del proceso a estudiar en distintos factores: (i) el modelo HYDROTREND (sección 4.2.1) estima la carga de sedimentos como una variable dependiente de la descarga de agua; y (ii) el modelo de erosión RUSLE (sección 4.2.2) se basa en el cálculo de los factores de los que depende la pérdida del suelo. Ambos modelos se relacionan entre sí por medio del término SDR que asume que no todas las partículas de suelo que sufren erosión en un punto determinado de la cuenca, son expulsadas por la boca del río en forma de carga de sedimentos (Saavedra, 2005).

En la sección 4.3.1, se demostró que el modelo HYDROTREND v. 3.0 es capaz de estimar el caudal total que el complejo Polochic-Cahabón aporta al Lago de Izabal y su variación temporal a escala diaria. Syvitski y Morehead (1999) manifestaron la dependencia íntima entre los procesos de descarga de agua y carga de sedimentos, asimismo demostraron que las simulaciones de HYDROTREND proveen estimaciones aceptables de ambos procesos en la región de California. Debido a lo anterior, existen altas probabilidades de que las estimaciones de carga de sedimentos en el Lago de Izabal se encuentren dentro de rangos posibles. Además, resultados provenientes del análisis de registros históricos de descarga de agua y carga de sedimentos en cuencas colombianas (con condiciones similares a las del Lago de Izabal) han demostrado relaciones cercanas entre ambos parámetros (Restrepo y Kjerfve, 2000).

Al igual que para el cálculo de la descarga de agua, el modelo HYDROTREND utiliza tres fuentes de datos de condiciones de entrada y contorno para el cálculo de la carga de sedimentos: (i) datos climáticos; (ii) datos de hipsometría, y (iii) variables generales de la cuenca. La información de entrada y contorno se extrajo de la descripción

de la cuenca (sección 3.3). En la Tabla 4.4, se presentan algunos parámetros utilizados para la simulación de la carga de sedimentos.

Parámetro	Valor
Gradiente del cauce en el delta (m/m)	0.0001
Velocidad media del río (m/s)	1
Fracción de sedimentos atrapados en delta	0.5
Factor litológico	1.0
Factor antropogénico	1.1

Tabla 4.4. Parámetros utilizados en el modelo HYDROTREND para la simulación de carga de sedimentos, aplicado al complejo Polochic-Cahabón.

La información de área y relieve ingresada como datos de hipsometría determina la susceptibilidad de la cuenca a sufrir procesos de erosión. Las condiciones climáticas indican las fuerzas externas que generan el desprendimiento y transporte de partículas de suelo. Mientras que los valores presentados en la Tabla 4.4, unidos a la hipsometría de la cuenca, son útiles en la simulación del transporte y deposición de partículas. Finalmente, integrando el desprendimiento, transporte y deposición, HYDROTREND provee las simulaciones de carga de sedimentos hacia el Lago de Izabal. La importancia de este modelo es que la mayoría de cuencas de Guatemala poseen información limitada. Sin embargo, apoyándose en las técnicas de teledetección y GIS, es posible obtener los datos utilizados como condiciones de entrada y contorno.

Con relación al modelo de erosión RUSLE, se utilizó como datos de condiciones de entrada y contorno la descripción presentada en la sección 3.3. Originalmente, la ecuación de RUSLE se diseñó de manera que no tuviera restricciones geográficas, aunque las limitaciones de la ecuación estriban en la necesidad de que los factores se tienen que estimar de forma precisa. Con la disponibilidad limitada de información existente en la cuenca del Lago de Izabal, la estimación de los factores se realizó de manera aproximada, considerando validaciones en regiones similares.

La información con base GIS permite conocer la variabilidad espacial de los procesos de erosión dentro de la cuenca. El modelo RUSLE (Renard et al. 1997) (sección 4.2.4) se aplicó mediante un análisis espacial con la información de los parámetros que afectan la erosión: (i) erosividad, (ii) erodabilidad, (iii) relieve, (iv) cobertura de la tierra,

y (v) prácticas de conservación. La información de entrada se preparó en formato de malla regular ( $x, y$ ), con un tamaño de celda de  $100 \times 100$  m. Esto posibilita calcular la erosión con RUSLE para cada celda dentro del dominio de la cuenca. La mayor variabilidad temporal de los factores de entrada se encuentra en la erosividad provocada por la lluvia (i), en el resto de factores (ii a v) no se esperan variaciones significativas en la escala de tiempo utilizada. La aplicación del modelo RUSLE se basó en promedios mensuales y anuales de lluvia. Sin embargo los resultados de pérdida de suelo que se presentan son un promedio anual de erosión.

#### 4.3.2.2 Resultados de la simulación

No existe un seguimiento constante de la erosión o de la carga de sedimentos hacia el Lago de Izabal a pesar de su importancia ecológica y social. La información de campo existente ha sido obtenida de estudios previos. Además de la falta de constancia en la medición de los parámetros de interés, la escala temporal a la que se ha recolectado la información ha sido anual y con base en estimaciones. El único dato in-situ se utilizó para verificar que el orden de magnitud de las simulaciones realizadas fuese similar al orden de magnitud de la medida en campo. Dix et al. (1999) realizaron un estudio profundo de la influencia de las cuencas del río Polochic y Cahabón en el Lago de Izabal, indicando que durante el año hidrológico Mayo 1998 – Mayo 1999, la carga de sedimentos arrastrada por el río Polochic hacia el Lago de Izabal fue de  $1.53 \times 10^9$  kg/año. Con fines de contrastar este dato con las estimaciones realizadas con el modelo, la carga de sedimentos ( $Q_s$ ) será transformada en concentración de sedimentos en el agua ( $C_s$ ), producción de sedimentos ( $S_{pr}$ ) y velocidad de pérdida de suelo ( $T_E$ ), de acuerdo a las siguientes ecuaciones:

$$C_s = \frac{Q_s}{Q}, \quad (4.34)$$

$$S_{pr} = \frac{Q_s}{A}, \quad (4.35)$$

incorporando el concepto de SDR (Eq. 4.18) se obtiene:

$$T_E = \frac{S_{pr}}{\rho_s \times SDR} , \quad (4.36)$$

donde  $Q$  es el caudal total del río,  $A$  es el área de la cuenca, y  $\rho_s$  es la densidad promedio del suelo. Los distintos términos utilizados en las Eq. 4.34 a 4.36, se deben normalizar para evitar conflictos con el uso de distintas unidades. Así, la carga de sedimentos ( $Q_s$ ) medida in-situ ( $1.53 \times 10^9$  kg/año) es equivalente a una concentración promedio de  $0.426$  kg/m<sup>3</sup>. Estos datos evidencian una producción de sedimentos de  $287 \times 10^3$  kg/km<sup>2</sup>/año y una velocidad de pérdida de suelo de  $4.6$  mm por año.

La simulación realizada en HYDROTREND v.3.0 tuvo un período de 20 años (1987-2006) por la disponibilidad de registros de precipitación pluvial y temperatura diarios. Los resultados se promediaron anualmente, en concordancia con el detalle temporal de la medida in-situ. Los resultados obtenidos se resumen en la Tabla 4.5 y la variabilidad temporal de carga de sedimentos anual para el período de simulación se presenta en la Fig. 4.8.

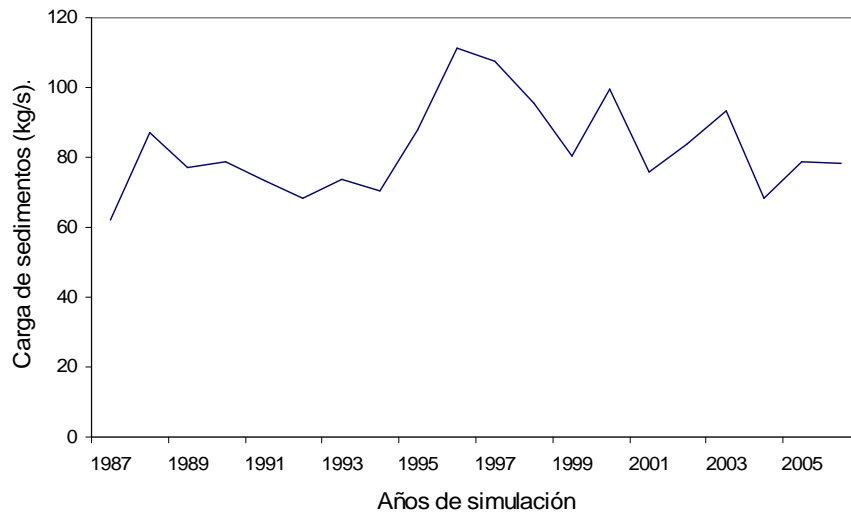


Figura 4.8. Serie temporal del promedio anual de carga de sedimentos aportados por el complejo Polochic-Cahabón. Estimación utilizando HYDROTREND.

Parámetro	Resultado
Carga de sedimentos media (kg/s)	77.8
Carga de sedimentos máxima (año 1996)	111.12
Carga de sedimentos mínima (año 1987)	62.04
Carga anual media ( $10^9$ kg/año)	2.45
Carga anual máxima (año 1996)	3.5
Carga anual mínima (año 1987)	2.08

Tabla 4.5. Resultados obtenidos de carga de sedimentos contenidos en el agua del complejo Polochic-Cahabón.

La carga de sedimentos del mayor tributario del Lago de Izabal durante los 20 años de simulación varía entre 62.04 y 111.12 kg/s. Mientras que la carga anual de sedimentos aportados al Lago de Izabal desde el complejo Polochic-Cahabón varía de 2.08 a  $3.5 \times 10^9$  kg/año. En el período de estudio, los años de máxima/mínima carga de sedimentos fueron los años 1996 y 1987, respectivamente. El valor estimado por Dix et al. (1999) para la carga anual de sedimentos ( $1.53 \times 10^9$  kg/año) se encuentra dentro del mismo orden de magnitud que el valor medio estimado por HYDROTREND ( $2.45 \times 10^9$  kg/año). La capacidad de este modelo de promediar a distintas escalas temporales (día, mes, año) permitirá estimar la variabilidad de carga de sedimentos a menor escala. Posteriormente, la variabilidad temporal de la carga de sedimentos de los ríos tributarios (kg/s) del Lago de Izabal, se utilizará para estimar la variabilidad temporal de pérdida de suelo en la cuenca, utilizando el término SDR (Eq. 4.18).

La siguiente estimación que se realizó fue la pérdida de suelo que sufre el área de captación del complejo Polochic-Cahabón, utilizando el modelo RUSLE. Tomando en cuenta que los factores que afectan la erosión son variables dentro del margen de la cuenca, se considera que la aplicación del modelo RUSLE con base en GIS provee una buena aproximación a los procesos de erosión dentro de la cuenca. Es necesario recordar que el valor in-situ disponible se refiere a la carga de sedimentos aportados al Lago de Izabal. Aplicando las Eq. 4.35 y 4.36 es posible estimar la producción de sedimentos y la velocidad de pérdida de suelo promedio de toda la cuenca, pero no la distribución espacial de la erosión. Así que no existen datos de campo que puedan ser comparados con los estimados por el modelo RUSLE.

RUSLE estima la pérdida de suelo por unidad de área ( $10^5 \text{ kg/km}^2/\text{año}$ ), pero como no existen datos que verifiquen la simulación, los valores estimados se agrupan en clases de riesgo a la erosión, siguiendo la metodología de Saavedra (2005). Con lo cual se obtienen 5 clases de riesgo a la pérdida de suelo: (i) bajo, con valores entre 0 y 2 (ii) medio, entre 2 y 8, (iii) alto, 8 – 32, (iv) muy alto, con pérdidas de suelo entre 32 y 128, y (v) riesgo extremo, con valores  $>128$ ; todos los valores están en  $10^5 \text{ kg/km}^2/\text{año}$ . Los resultados de la simulación de la pérdida de suelo en el área del complejo Polochic-Cahabón con RUSLE se presentan en la Fig. 4.9.

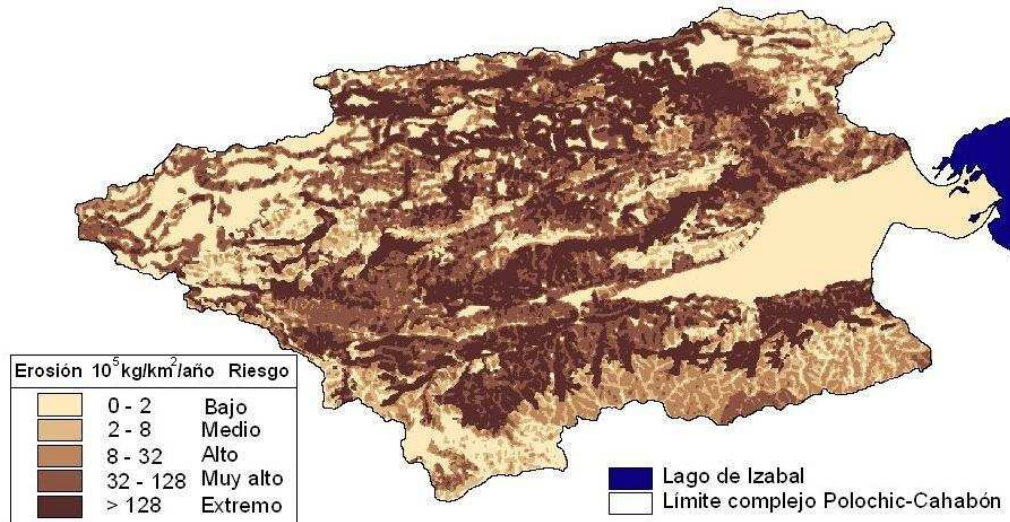


Figura 4.9. Mapa de erosión del complejo Polochic-Cahabón, estimado con el modelo RUSLE con base en GIS.

La estimación realizada produce un valor promedio anual de pérdida de suelo del período estudiado (2004-2006). Con base en la información de pérdida de suelo de cada celda del dominio ( $100 \times 100 \text{ m}$ ), se calcularon algunos estadísticos descriptivos. Se estima que en la cuenca del complejo Polochic-Cahabón existe una pérdida de suelo promedio de  $109.2 \times 10^5 \text{ kg/km}^2/\text{año}$  para el período de estudio. De acuerdo con Saavedra (2005), el valor medio de pérdida de suelo se considera como una erosión muy alta. La desviación estándar presentó un valor de  $195 \times 10^5 \text{ kg/km}^2/\text{año}$  lo cual evidencia una alta variabilidad de los procesos de erosión. Se considera que las partes de la cuenca con valores de erosión cero son lugares donde ocurren procesos de deposición de sedimentos y que los lugares con máxima erosión están en las partes altas y media de la cuenca.

Con base en la Eq. (4.19) se estimó que el factor SDR tiene un valor de 0.048 que indica altas cantidades de deposición de sedimentos en la parte baja de la cuenca. Al observar la topografía del complejo Polochic-Cahabón (sección 3.3.3) se corrobora esta información, ya que la planicie observada en la parte baja de la cuenca se debe a la deposición de materiales erosionados en la parte alta y media de la cuenca durante miles de años (depósitos aluviales). Al relacionar el SDR con la pérdida de suelo estimada con RUSLE, la carga promedio anual de sedimentos produce un valor de  $2.85 \times 10^9$  kg/año. Este valor se encuentra dentro del mismo orden de magnitud que el promedio estimado utilizando HYDROTREND ( $2.45 \times 10^9$  kg/año) y el medido in-situ para el período 1998-1999 ( $1.53 \times 10^9$  kg/año) (Dix et al. 1999). En la Tabla 4.6 se presentan los estadísticos de los resultados de erosión estimados con el modelo RUSLE.

Parámetro	Valor
Erosión media ( $10^3$ kg/km <sup>2</sup> /año)	109.2
SDR	0.048
Carga anual de sedimentos ( $10^9$ kg/año)	2.85
Producción por área ( $10^3$ kg/km <sup>2</sup> )	535.92
ha = hectárea = $10^4$ m <sup>2</sup>	

Tabla 4.6. Resultados obtenidos de la aplicación del modelo RUSLE a la cuenca del complejo Polochic-Cahabón

En cuanto a la producción de sedimentos por área, además del dato de  $287 \times 10^3$  kg/km<sup>2</sup> (Dix et al., 1999), Pérez et al. (2004) indican que para la cuenca del complejo Polochic-Cahabón se ha estimado que la producción de sedimentos anuales puede tener un máximo de  $933 \times 10^3$  kg/km<sup>2</sup>. La estimación realizada a partir de la simulación con RUSLE produjo un valor de  $535.92 \times 10^3$  kg/km<sup>2</sup>. Todos los valores (in-situ y modelados) tienen similares órdenes de magnitud.

Considerando los resultados obtenidos y la información disponible descrita en el capítulo III, el modelo HYDROTREND (variabilidad temporal), puede ser apoyado por el modelo RUSLE (variabilidad espacial) en la estimación de los procesos de erosión. De manera que la combinación entre HYDROTREND y RUSLE es una alternativa viable para simular la variabilidad temporal y espacial de los procesos de erosión y carga de sedimentos en todas las cuencas tributarias del Lago de Izabal. El alto riesgo de pérdida



de suelo en la cuenca contribuye a que los aportes de sedimentos hacia el lago sean elevados. Esto es atribuido a la deforestación acelerada que sufren las partes alta y media de la cuenca del lago (Pérez et al., 2004). Los efectos negativos que esta situación está ejerciendo en el lago, influyen en la penetración de la luz solar en el agua (3 m en promedio), incremento de la carga de nutrientes, aceleración de los procesos de eutrofización y contribución a la reproducción de plantas exóticas, con mayor capacidad para competir por los nutrientes que las autóctonas. Las concentraciones altas de SPM están produciendo además efectos de azolvamiento en el lago (Dix et al., 1999; Pérez, 1999; Pérez et al., 2004). Para conocer mejor los procesos de transporte de los sedimentos hacia el interior del Lago de Izabal se desarrollaron los modelos de difusión-advección (sección 4.3.3) y de movimiento del agua por arrastre del viento (sección 4.3.4).

### 4.3.3 Difusión de sedimentos y sustancias

#### 4.3.3.1 Datos de entrada y condiciones iniciales

En la sección 4.2.5.1 se definieron tres tipos de condiciones de contorno: (i) fuentes continuas, (ii) fronteras absorbentes, y (iii) fronteras reflejantes. La definición de fronteras absorbentes o reflejantes dependió del tipo de suelo que circunda el Lago de Izabal. Mientras que las fuentes continuas de carga de sedimentos en cada afluente se calculó siguiendo la propuesta metodológica de Hakanson et al. (2000), quienes indican que este valor viene dado por el producto de la descarga de agua y la concentración de SPM. Esto brinda un valor de SPM aportado al lago en cada incremento de tiempo transcurrido.

Como datos de entrada al modelo se utilizaron medidas in-situ. Los datos in-situ de SPM proceden de bases de datos de campañas de muestreo realizadas en los últimos años (Basterrechea, 1993; Dix et al., 1999; Pérez et al., 2004). En estas campañas se realizaron medidas de parámetros físicos, químicos y biológicos del agua del Lago de Izabal. Los puntos de muestreo han variado en cada estudio. La mayor cantidad de datos proviene de la campaña realizada por AMASURLI en 2004. Los puntos de muestreo están distribuidos alrededor del lago y en la desembocadura de los principales afluentes (Fig. 4.10).

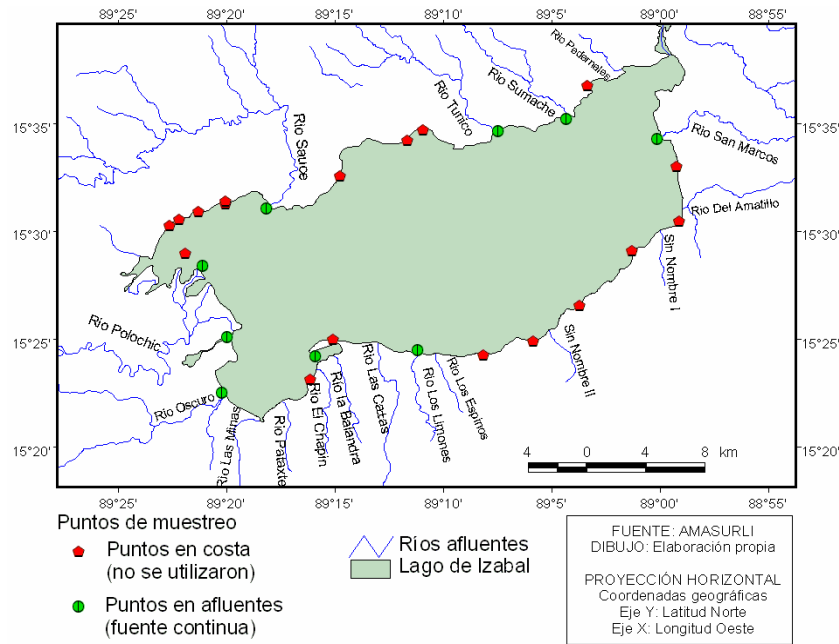


Figura 4.10. Mapa de localización de los puntos de muestreo para las campañas bimensuales que realiza AMASURLI desde 2004.

La carga de sedimentos de los ríos tributarios sin disponibilidad de datos in-situ fue estimada con base en relaciones con el tamaño de las cuencas. Los valores utilizados como datos de entrada del modelo y su fuente se presentan en la Tabla 4.7.

No.	Nombre del río	mg/l	Fuente
1	Río Sauce	109	Basterrechea ,1993
2	Río Tunico	80	AMASURLI, 2004
3	Río Sumache	75	AMASURLI, 2004
4	Río Pedernales	35	Estimado según el tamaño de cuenca*
5	Río San Marcos	60	Basterrechea ,1993; AMASURLI, 2004
6	Río del Amatillo	100	Basterrechea ,1993
7	Sin nombre I	35	Estimado según el tamaño de cuenca*
8	Sin nombre II	53	Estimado según el tamaño de cuenca*
9	Río Los Espinos	42	Estimado según el tamaño de cuenca*
10	Río Los Limones	45	AMASURLI, 2004
11	Río Las Catas	48	Estimado según el tamaño de cuenca*
12	Río Balandra	30	Estimado según el tamaño de cuenca*
13	Río El Chapín	25	AMASURLI, 2004
14	Río Pataxte	35	Estimado según el tamaño de cuenca*
15	Río Las Minas	70	Basterrechea ,1993
16	Río Oscuro	83	Basterrechea ,1993; Pérez et al. 2004
17	Río Polochic Norte	115	Pérez et al. 2004;
18	Río Polochic Sur	120	Basterrechea ,1993

\* La carga de SPM está relacionada directamente con el tamaño de cuenca (Thattai et al., 2003)

Tabla 4.7. Valores de SPM utilizados para la entrada del modelo

El modelo numérico utilizado fue diseñado en dos dimensiones, por lo que no detecta los cambios en la concentración de SPM que se dan a lo largo de la columna de agua. De manera que la profundidad a la que fueron tomadas las medidas (0.5 – 5 m) puede ser fuente de error en el modelo. Una vez definidas las entradas de cada tributario como fuente continua, se procedió a asumir los valores de los distintos coeficientes a utilizar. En cuanto a las condiciones iniciales, se consideró que la totalidad del agua del Lago de Izabal estaba con concentración 0 de SPM, es decir un arranque en frío. Después de algunas iteraciones se puede contar con un campo de concentración de SPM inicial para que sea acoplado al modelo de movimiento de agua.

Posteriormente, se procedió a definir los parámetros que rigen el comportamiento de los procesos de difusión de SPM dentro del agua del lago. Los parámetros que se impusieron en el modelo se presentan en la Tabla 4.8. Los valores se asumieron siguiendo los utilizados en estudios previos (Kjaran et al., 2004; Tsanis y Saied, 2007). Con el objetivo de asegurar que el esquema de difusión-advección se acopla bien al modelo de movimiento de agua, se realizaron dos simulaciones. La primera simulación se realizó considerando el agua del lago en reposo ( $u = v = 0$ ), mientras que la segunda se consideró velocidad constante del agua en la dirección predominante del viento. Los resultados de ambas simulaciones se compararon entre sí.

Para definir los valores de las corrientes se asumió una transferencia de movimiento de 1% del viento al agua, utilizando un promedio de dirección y velocidad del viento de datos de la estación meteorológica de Puerto Barrios (Fig. 3.1). La velocidad del viento promedio fue de 3 m/s con dirección noreste a suroeste (velocidad del agua de 0.03 m/s).

Parámetro	Descripción	Valor
$\Delta x = \Delta y$	Incremento de espacio	545 m
$\Delta t$	Incremento de tiempo	10 s
$D$	Coefficiente de difusión	20 m <sup>2</sup> /s
$U$	Velocidad en x	0.021 m/s
$V$	Velocidad en y	-0.021 m/s
$\gamma$	Coefficiente de desaparición	1.16*10 <sup>-4</sup> m/s

Tabla 4.8. Parámetros utilizados en el modelo de difusión-advección.

Dos de los parámetros críticos del modelo son el coeficiente de difusión ( $D$ ) y el coeficiente de desaparición de la sustancia ( $\gamma$ ). El primero indica la cantidad de área que cubre la sustancia por cada segundo (velocidad de difusión), es decir que afecta directamente al tiempo en que ocurre el proceso. El segundo indica la velocidad con la que las partículas que se difunden se pierden ya sea por procesos físicos, químicos, biológicos o combinación de los anteriores, es decir, que afecta directamente el campo de concentración en cada celda.

Como no existe información acerca de los valores de estos parámetros en el Lago de Izabal, se utilizaron los encontrados en la literatura. Asimismo, se sabe que éstos varían en tiempo y espacio en un mismo lago. Por ejemplo,  $D$  depende de las características inherentes del material que se difunde (tamaño y tipo de partículas), y las características del medio donde se difunde (temperatura, turbulencia, concentración de otras sustancias); mientras que  $\gamma$  varía de acuerdo a los mismos factores y a la capacidad de recuperación. Sin embargo, se consideran como constantes tanto en el tiempo como en el espacio en toda la superficie y profundidad del lago.

#### 4.3.3.2 Resultados de la simulación

No existe disponibilidad de datos in-situ acerca de la concentración de SPM en distintos puntos del interior del lago. Esta situación es justificativa de la necesidad de desarrollar modelos de transporte de sedimentos desde la desembocadura de los ríos, ya que se cuenta con información de los parámetros de calidad del agua del lago sólo en la orilla, de tal forma que deben ser transferidos, mediante la utilización del modelo, hacia el interior del cuerpo de agua.

La escasez de datos en interior de lagos no es un hecho único del Lago de Izabal. De acuerdo con Lindstrom et al. (1999), a pesar que la concentración de SPM es una variable muy importante para los ecosistemas lacustres, normalmente ésta no es medida en los programas regulares de seguimiento de aguas en lagos. No obstante, el desarrollo y validación de modelos de transporte de partículas en cuerpos de agua similares (Hakanson et al., 2000; Jurui, 2001; Malmaeus y Hakanson, 2003; Kjaran et al., 2004;

Tsanis y Saied, 2007) ha permitido conocer el comportamiento que tienen las partículas al transportarse hacia el interior del lago. Por lo tanto, en esta sección, únicamente se observa que los resultados de la simulación de los procesos de difusión-advección de partículas, tengan patrones de transporte similares a los obtenidos en otros lagos.

Una vez verificado el funcionamiento del modelo, se procedió a realizar experimentos que comprobasen la capacidad de acoplamiento del modelo de difusión-advección al modelo de movimiento del agua por arrastre del viento. Para esto se incluyó un campo de velocidades inducidas por la fricción del viento, siguiendo la metodología propuesta por Jurui (2001), quien incluyó el campo de velocidades debidas al viento, analizando registros de la dirección y velocidad del mismo. De acuerdo con datos de las estaciones meteorológicas del INSIVUMEH, los vientos predominantes en la zona son vientos alisios provenientes del Nor-Este (Mar Caribe).

El efecto del viento en las corrientes de los lagos depende de la batimetría, de la forma del lago y de su entorno. Además, el viento varía desde escalas de tiempo horarias hasta estacionales. Sin embargo, considerando que el objetivo de incluir corrientes es únicamente asegurar el acople adecuado con el modelo de movimiento del agua, la influencia del viento se consideró constante en todo el período estudiado y en todo el dominio de solución. Los resultados de las simulaciones realizadas se observan en la Fig. 4.11.

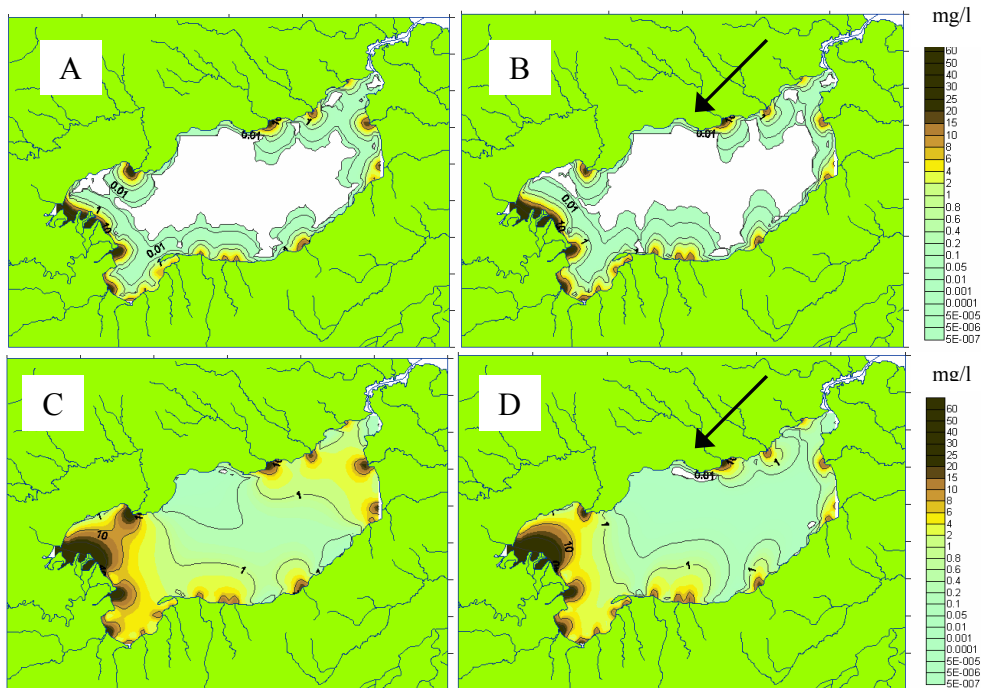


Figura 4.11. Campo de concentración de SPM (mg/l) en el Lago de Izabal obtenido con el modelo. A) y C) son simulaciones sin corrientes debidas al viento. B) y D) con corrientes debidas al viento (las flechas indican la dirección del viento). A) y B) con un tiempo de simulación de 6 horas. C) y D) un mes.

En ausencia de datos suficientes como para dar las condiciones iniciales de SPM en el espejo de agua del lago, las simulaciones numéricas empezaron con condiciones iniciales cero (arranque en frío). Las simulaciones realizadas con y sin la influencia del viento permiten comparar el efecto de las corrientes en los procesos de difusión y transporte dentro del Lago de Izabal.

Uno de los factores más influyentes en los campos de concentración obtenidos, es la definición de las condiciones de frontera de las celdas de la costa del lago (absorbentes o reflejantes) (Fig. 4.4 y Tabla. 4.2). En los resultados de distintos tiempos de simulación (6 horas, y un mes), con y sin viento, se observa la acumulación de SPM en las zonas cercanas a las bocas del río Polochic (Fig. 4.11). Este río, además de ser el afluente con mayor descarga de agua y carga de sedimentos, es una zona con suelos de muy mal drenaje, que motivaron la atribución de condiciones de frontera reflejante. De acuerdo con Alonso (2005), las fronteras reflejantes incrementan la concentración en las celdas cercanas a la barrera.

Para observar el patrón de transporte de partículas por fuerzas de difusión-advección, se realizaron comparaciones de las series temporales de la concentración de SPM, con ambas simulaciones, en tres puntos distintos del lago, así como del comportamiento de la concentración de SPM en dos transectos. Estos transectos se trazaron longitudinal y transversalmente en la superficie del lago, tratando que sus extremos no estuvieran en fuentes continuas de SPM para eliminar efectos directos (Fig. 4.12).

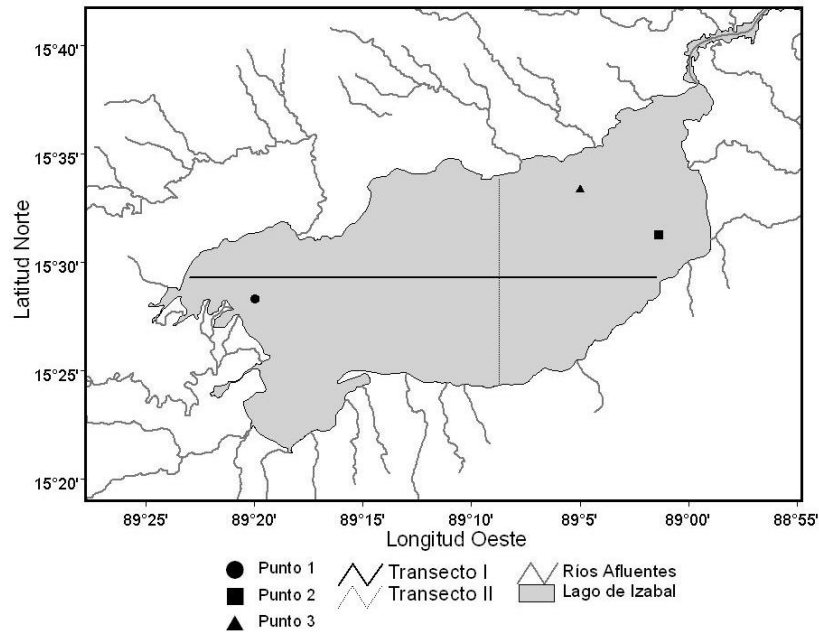


Figura 4.12. Transectos y puntos utilizados para la comparación del efecto del viento en la difusión de SPM

El Transecto I cruza el lago longitudinalmente de oeste a este, mientras que el Transecto II lo cruza transversalmente de norte a sur. La influencia de las corrientes de agua en el transporte de sedimentos se observa en un aumento de la carga de SPM en la zona suroeste del lago a la vez que disminuye en la zona noreste. En las salidas del modelo (Fig. 4.9), se observa que las plumas de los ríos del noreste del lago son menores cuando se incluye la influencia del viento, mientras que las de la zona suroeste aumentan con el efecto de las corrientes producidas por el viento. En la Fig. 4.13 se presentan las series temporales de concentración de SPM en los tres puntos seleccionados, con y sin la influencia del viento. Como las condiciones iniciales fueron un arranque en frío (campo de concentración inicial de 0, en todo el dominio), el campo de concentración de SPM en

cada punto se va incrementando desde cero hasta que llega a un estado estable. La forma de las gráficas se debe a que las fuentes son continuas y los coeficientes de difusión ( $D$ ) y desaparición de sustancia ( $\gamma$ ) son considerados constantes, lo que provoca que en cierto punto se alcance una estabilidad del campo de concentración.

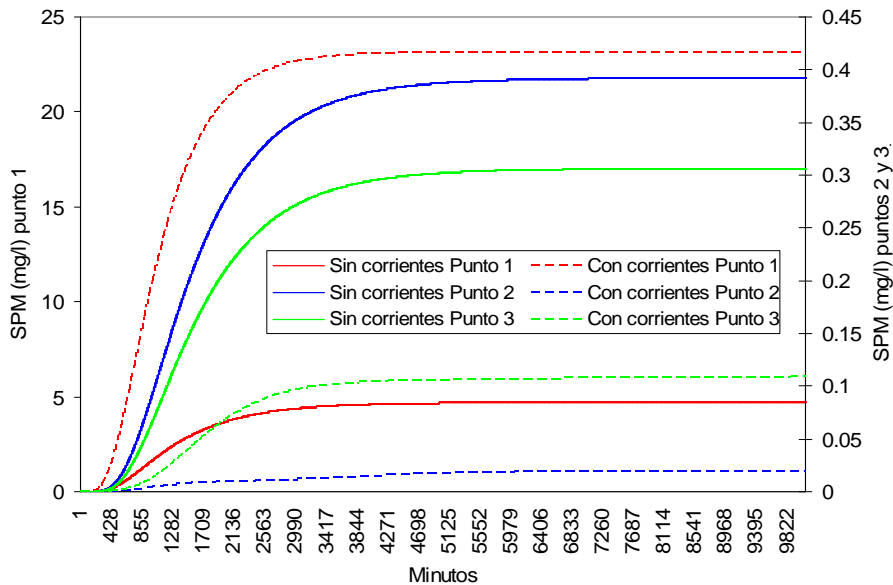


Figura 4.13. Series temporales de concentración de SPM en los tres puntos seleccionados: punto 1 (líneas rojas), punto 2 (líneas azules) y punto 3 (líneas verdes). Las líneas sólidas son la simulación sin corrientes y las punteadas, con corrientes.

En el punto 1, que se encuentra cercano a la desembocadura del río Polochic, se observa que el efecto del viento predominante en la zona (proveniente del noreste) incrementa la concentración de SPM. Las corrientes provocadas por el viento impiden que las sustancias suspendidas en el agua del lago se puedan difundir con normalidad hacia el interior del mismo, aumentando la concentración en las zonas cercanas a la desembocadura de los ríos de esa zona. Situaciones contrarias ocurren en el caso de los puntos 2 y 3, que se encuentran en la zona noroeste del lago. La influencia de las corrientes que se dirigen hacia el otro extremo del lago por la fricción del viento, hacen que se favorezca el transporte de SPM de esos puntos hacia partes interiores del lago y por lo tanto disminuye el campo de concentración en estos puntos. Realizando comparaciones entre el punto 2 y el 3, se observa que sin la influencia del viento, la concentración de sedimentos es mayor en el punto 2, mientras que si se toma en cuenta el



efecto del viento, la concentración baja en los dos puntos, pero en este caso será mayor en el punto 3 (Fig. 4.13). En la ubicación de estos dos puntos se encuentra la explicación a este fenómeno, el punto 2 se ve afectado por ríos ubicados al sur, mientras que el punto 3 está afectado por ríos ubicados al norte; nótese que el viento provoca corrientes de norte a sur (Fig. 4.12). Considerando que el campo de concentración de partículas alcanza cierta estabilidad después de una semana de simulación (4.13), los resultados de los transectos se estimaron a un mes. La distribución del campo de concentración en los transectos se presentan en la Fig. 4.14.

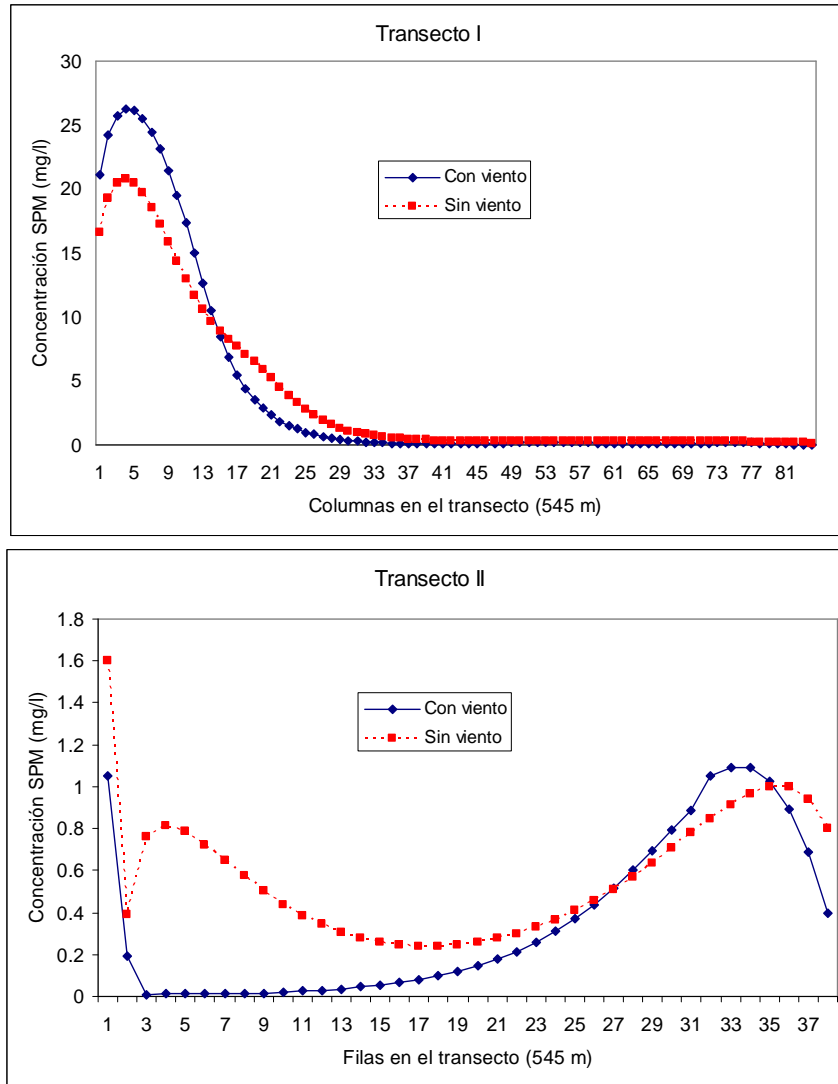


Figura 4.14. Campo de concentración de las celdas de los transectos indicados 1 mes después de iniciada la simulación.

Los transectos se trazaron de oeste a este (Transecto I) y de norte a sur (Transecto II) (Fig. 4.11). En la simulación sin el efecto del viento del Transecto I, se observa que el campo de concentración de SPM es mayor en la zona oeste del Transecto, que es la más cercana a las bocas del río Polochic y del río Sauce (Fig. 4.11). Este comportamiento es producto de la influencia de los sedimentos aportados por los ríos del entorno y por las condiciones de frontera asumidas en el borde suroeste del lago. Cuando la simulación se realizó incluyendo la influencia del viento se observa un incremento de la concentración de SPM en el extremo oeste del Transecto, pasando de 16 a 22 mg/l. El extremo Este del transecto presenta bajas concentraciones de SPM debido a que existe poca influencia de ríos tributarios y a la influencia del viento, que tiende a favorecer el transporte de SPM hacia el oeste del lago.

En el caso del Transecto II (norte a sur), los extremos no se encuentran cerca de fuentes continuas provocadas por desembocaduras de ríos tributarios, así que el campo de concentración de SPM es producto de las plumas de varios tributarios en el entorno (Fig. 4.9). El resultado de la simulación sin la influencia del viento, indica que el campo de concentración es mayor en los extremos debido a la influencia de los afluentes de los alrededores. En el extremo norte se observa una inconsistencia que pudo ocurrir debido a que la metodología utilizada para realizar los contornos se puede ver afectada muy cerca de la costa del lago. Cuando se incluye el efecto de las corrientes forzadas por el viento, se observa que la tendencia es la acumulación de SPM en el extremo sur del Transecto, disminuyendo el campo de concentración en el extremo norte. Al final del extremo sur del Transecto se encontró una pequeña caída de la concentración de sedimentos. Esto se debe a que en buena parte de ese borde no hay descarga de ríos tributarios, y el campo de concentración que afecta esa parte del Transecto es producido por la pluma de otros ríos, las cuales no crecen sobre la costa del lago, sino que se extienden hacia el interior.

Habiendo observado que la concentración de SPM en los puntos y transectos seleccionados, presenta un comportamiento similar al de resultados obtenidos en estudios previos en otros lagos (Kjaraan et al., 2004; Tsanis y Saied, 2007), el modelo de difusión-advención puede ser acoplado al modelo de movimiento del agua por arrastre del viento.

#### 4.3.4 Movimiento del agua y circulación por arrastre del viento

##### 4.3.4.1 Datos de entrada y condiciones iniciales

Como se mencionó en la sección 4.2.5.2, el movimiento del agua por arrastre del viento será analizado únicamente en el plano horizontal. Sin embargo, la transferencia de movimiento que ejerce la velocidad del viento al agua del lago depende de la profundidad en cada punto. El modelo de movimiento del agua por arrastre del viento se basa en la conservación de la masa. Por lo cual, el movimiento se transfiere a las celdas contiguas por incrementos/descensos del nivel provocados por desplazamientos del agua (Koutitas, 1988; Tsanis y Saied, 2007). Esto provoca apilamientos de agua en las zonas hacia las cuales se dirige el agua.

Debido a la naturaleza del modelo, se hizo necesario disponer de información sobre la batimetría del Lago de Izabal. No existen levantamientos recientes de la batimetría del lago. La información disponible fue un mapa batimétrico desarrollado por Brooks (1969) con baja resolución espacial (Fig. 4.15). A pesar de la antigüedad del mapa y de su resolución espacial se utilizó como dato de entrada para el modelo ya que se asume que los cambios que puedan haber ocurrido, son de baja magnitud y no alterarían significativamente la transferencia de movimiento del viento al agua del lago.

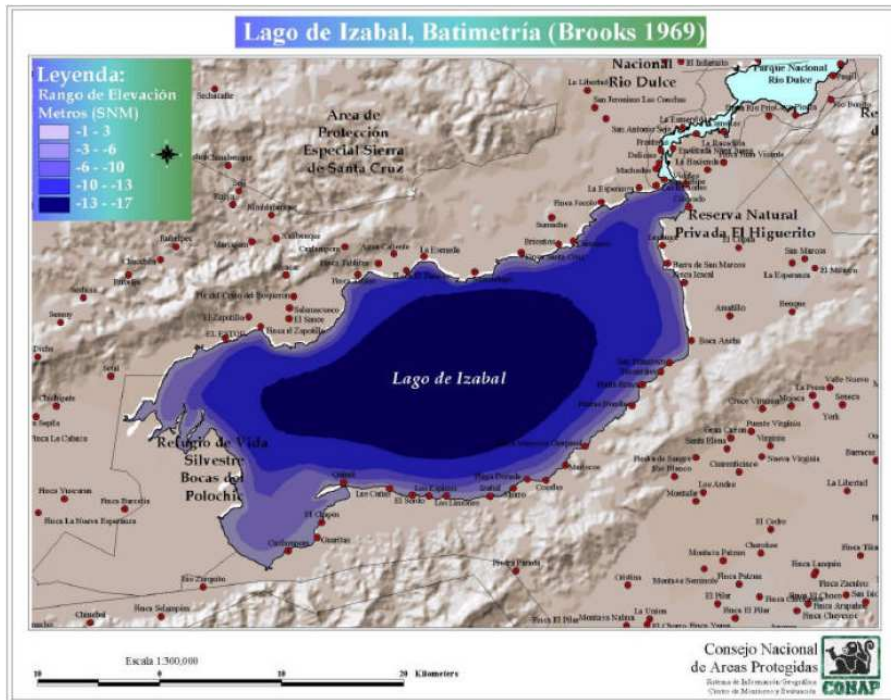


Figura 4.15. Mapa batimétrico del Lago de Izabal. Mapa suministrado por el Consejo Nacional de Áreas Protegidas.

El dominio de solución es el mismo dominio aplicado al modelo de difusión-advección (Fig. 4.2) para lograr un buen acoplamiento de ambos modelos. La malla regular del dominio (Fig. 4.2) fue sobrepuesta al mapa batimétrico (Fig. 4.12) y se extrajo la profundidad en el centro de cada celda.

Tomando en cuenta que no existe conocimiento previo sobre las corrientes en el Lago de Izabal y no existen medidas de campo sobre ese parámetro, las condiciones iniciales se definieron como agua en reposo (arranque en frío). Después, se da seguimiento a la energía cinética del sistema (Eq. 4.37) hasta que ésta alcanza un estado estable con variaciones entre cada paso alrededor de  $1 \times 10^{-7}$  J (Tsanis y Saied, 2007).

En cuanto a las condiciones de contorno, todas las celdas ubicadas en la línea costera del lago fueron consideradas como celdas sin movimiento (fronteras sin flujo), en concordancia con Kjaran et al. (2004). Se mencionó en la sección 2.2.2.3 que el movimiento del agua en ecosistemas lacustres se debe principalmente a las fuerzas del

viento. La influencia de ríos tributarios es importante en el aporte de materiales, pero es insignificante en el aporte de energía cinética al sistema (Horne y Godman, 1994). De manera que las fronteras sin flujo no introducen un error importante y, en cambio, mantienen la sencillez del modelo. En la Tabla. 4.9 se presenta un resumen de los coeficientes y parámetros utilizados para la aplicación del modelo al sistema del Lago de Izabal.

Parámetro	Descripción	Valor
$\Delta x = \Delta y$	Incremento de espacio	545 m
$\Delta t$	Incremento de tiempo	20 s
$\rho$	Densidad del fluido	1000 kg/m <sup>3</sup>
$\omega$	Velocidad de rotación de la tierra	$7.272205217 \times 10^{-5}$ rad/s
$\phi$	Latitud del centro del Lago	15.5 °
$C_s$	Coefficiente de fricción del viento	$2 \times 10^{-6}$ kg/m <sup>3</sup>
$W_x$ y $W_y$ *	Velocidad del viento en $x$ e $y$	-2.12 m/s (ambas direcciones)
* Promedio de medidas de 3 m/s dirección noreste		

Tabla 4.9. Parámetros utilizados en el modelo de movimiento del agua por arrastre del viento.

Los valores asumidos para cada parámetro se encuentran dentro de los rangos utilizados en modelos similares aplicados a otros lagos (Kjaran et al., 2004; Tsanis y Saied, 2007). Las componentes de velocidad del viento se consideraron constantes hasta que se alcanzó la estabilidad de la energía cinética del sistema. Posteriormente, se realizaron modificaciones en el código para incluir cambios de velocidad del viento con base en mediciones de campo.

#### 4.3.4.2 Resultados de la simulación

Tradicionalmente los medios para determinar el módulo y dirección de la velocidad del agua en lagos han sido boyas flotantes, esparcimiento de marcadores y correntímetros (Horne y Godman, 1994). Por distintos motivos, en el Lago de Izabal no se han realizado campañas de campo con el objetivo de recabar información sobre el movimiento del agua. La aplicación de modelos hidrodinámicos en otros lagos, permite tener expectativas sobre los órdenes de magnitud dentro de los que pueden variar los resultados. Además, la influencia de los distintos factores involucrados en el modelo (fricción del viento, fuerzas de Coriolis, gravedad y batimetría) se ve reflejada en el campo de velocidades del lago. El primer factor a considerar es que aplicando una

velocidad del viento constante, el agua del Lago de Izabal alcance estabilidad en la energía cinética. En la Fig. 4.16, se observa la serie temporal de energía cinética del sistema.

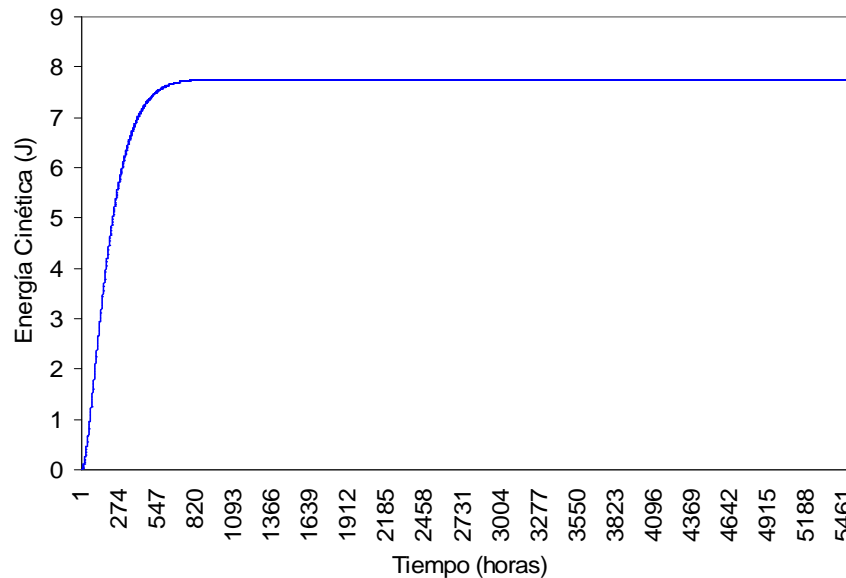


Figura 4.16. Energía cinética global del Lago de Izabal a partir del agua en reposo hasta la estabilización con viento constante, a partir del modelo de circulación por viento

Las condiciones iniciales del modelo se ajustaron suponiendo que el agua estaba en reposo (arranque en frío) y con una velocidad del viento de 11 km/h proveniente del noreste. Como se observa en la Fig. 4.14, la energía cinética comienza con un crecimiento exponencial. La primera simulación se realizó para  $20 \times 10^6$  repeticiones, después de realizadas aproximadamente 99000 iteraciones (550 horas  $\approx$  23 días) la energía cinética se estabiliza en 7.75 J. Como no se introdujeron cambios en la velocidad y dirección del viento, la energía cinética se mantuvo constante hasta el final de la simulación. Koutitas (1988) y Tsanis y Saied (2007) indican que, en lagos, con velocidad de viento constante, el sistema alcanza una estabilización de la energía cinética similar a la obtenida en los resultados de la simulación.

En la Fig. 4.17 se presenta el campo de velocidades que se obtuvo tras un mes de alcanzada la estabilidad energética del sistema, y con la misma velocidad y dirección del

viento. Las velocidades resultantes tienen un rango desde 0.005 hasta 0.075 m/s. Horne y Godman (1994) indican que las corrientes en otros lagos varían desde 0 hasta 0.3 m/s.

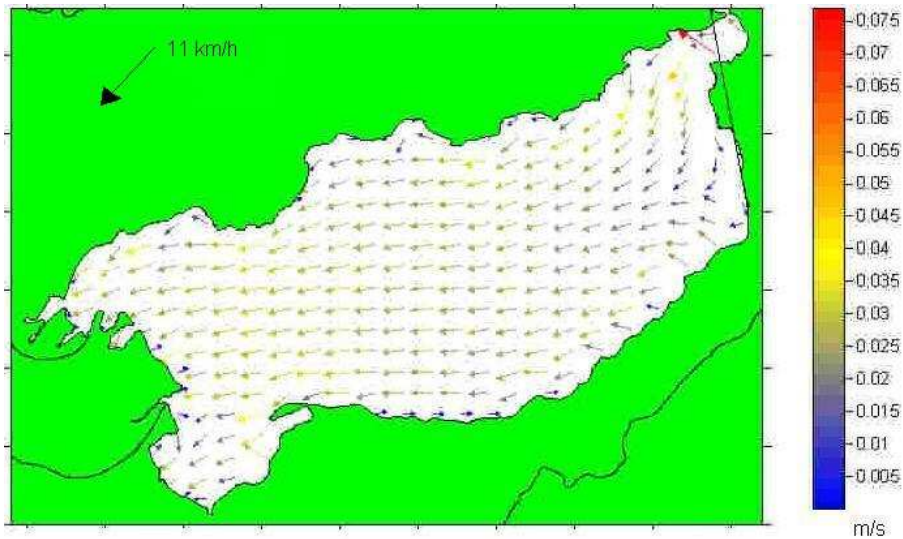


Figura 4.17. Campo de velocidades (m/s) tras un mes de simulación con el modelo desarrollado

Al inicio, en la parte noreste del lago el movimiento sigue la misma dirección que el viento. Después, a partir del centro del lago adopta una dirección al oeste. Se cree que esto se debe a la combinación de la morfometría del lago y al efecto de Coriolis. Las velocidades menores se encuentran en la parte noreste del lago y en los flujos de retorno que se observan en las orillas. En el centro del lago se encontraron movimientos con mayor velocidad (Fig. 4.15). El movimiento del agua provoca variaciones de altura en la columna de agua en cada celda del dominio y a la vez éstas provocan movimiento (Koutitas, 1988). En la Fig. 4.18 se observa la distribución espacial de las variaciones de elevación de la superficie del agua sobre el nivel medio ( $\xi$ ) en el Lago de Izabal.

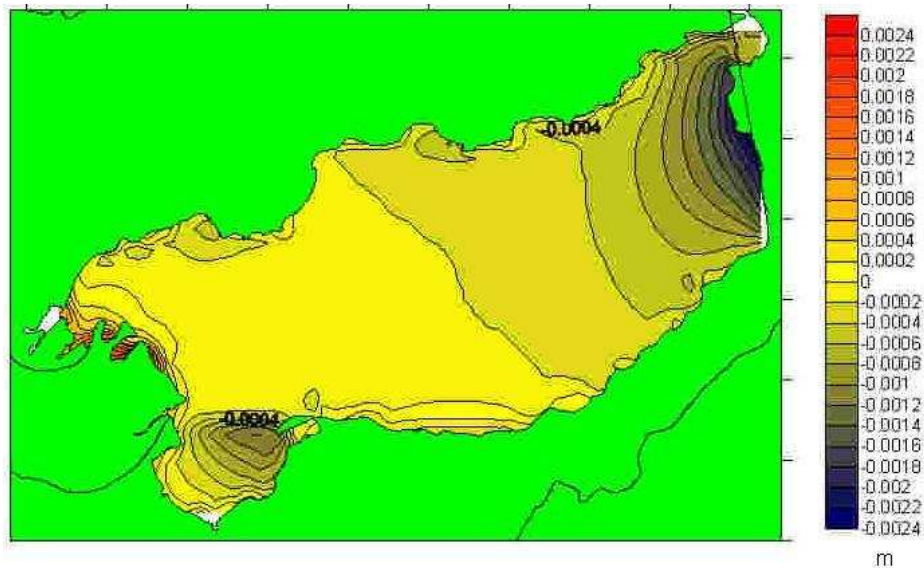


Figura 4.18. Variaciones del nivel del agua del lago provocadas por el movimiento del agua. Unidades en m.

El campo de velocidades que se produce en el lago (Fig. 4.15) por la fricción del viento, hace que en la parte suroeste de la superficie del lago exista apilamiento de agua, mientras que en la parte noreste se da un pequeño descenso del nivel (Fig. 4.15). El apilamiento de agua en ciertas zonas del lago indica que debería existir cierto retorno de agua en capas más profundas, pero el modelo desarrollado no tiene capacidad para reproducir este fenómeno.

Una vez alcanzada la estabilidad de la energía cinética y habiendo obtenido los resultados de un mes de simulación, se procedió a incluir variaciones en la velocidad y dirección del viento. En la Fig. 4.19 se presentan los resultados del efecto en dos escenarios de viento variando su velocidad.



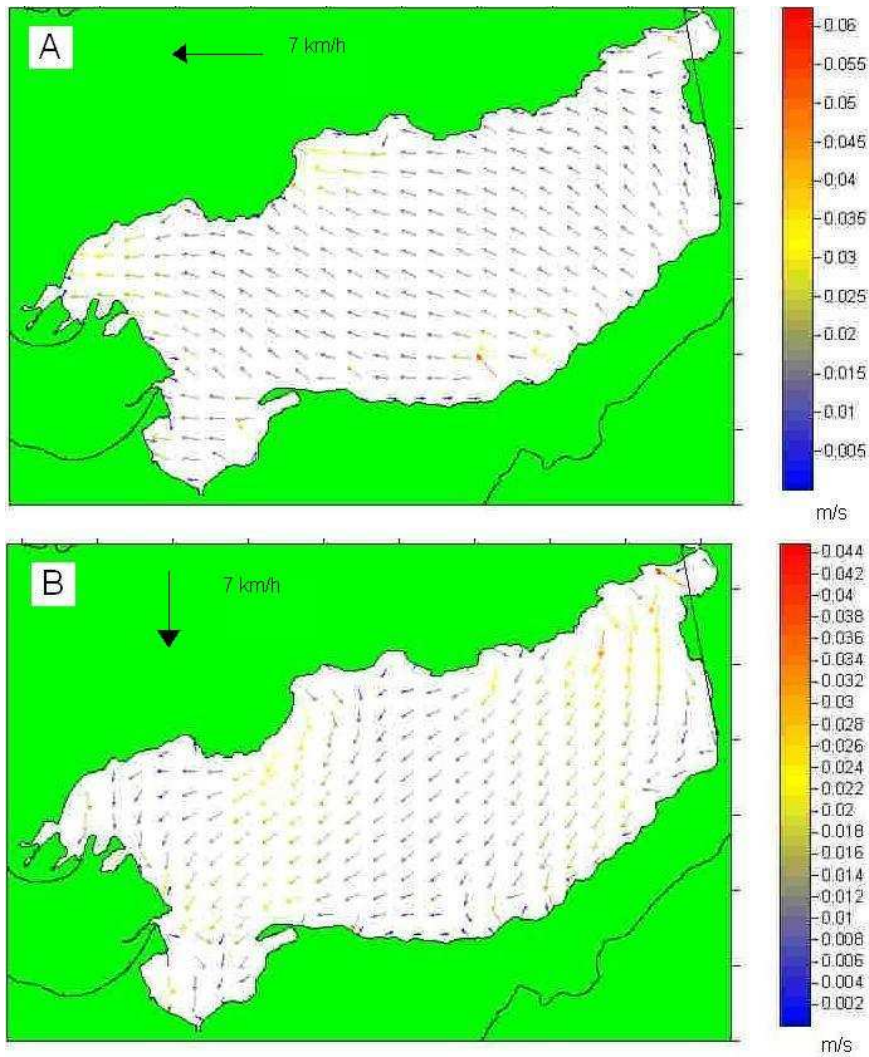


Figura 4.19. Campo de velocidades estimado con dirección del viento variable, a una velocidad de 7 km/h A) Viento proveniente del este. B) viento proveniente del norte. Unidades en m/s

En el primer escenario se definió la velocidad del viento a 7 km/h con dirección este-oeste. El campo de velocidades del agua del lago que resultó del primer escenario se muestra en la Fig. (4.16.A). En este escenario, el movimiento del agua es predominantemente hacia el noroeste. En la parte sur del lago se observa un flujo de retorno (contrario a la dirección del viento) posiblemente provocado por el apilamiento del agua en la zona del suroeste. El otro escenario que se presenta mantiene la velocidad del viento a 7 km/h pero con dirección norte-sur. En este caso, el campo de velocidades observado (máximas de 0.044 m/s) (Fig. 4.16.B) presenta menores magnitudes de

velocidad que el primer escenario (máximas de 0.06 m/s) (Fig. 4.16.A) y que la primera simulación (máximas de 0.075 m/s) (Fig. 4.14). El cambio de dirección y magnitud en la velocidad de las corrientes provoca diferencias en las elevaciones del agua respecto al nivel medio del lago ( $\xi$ ) (Fig. 4.20).

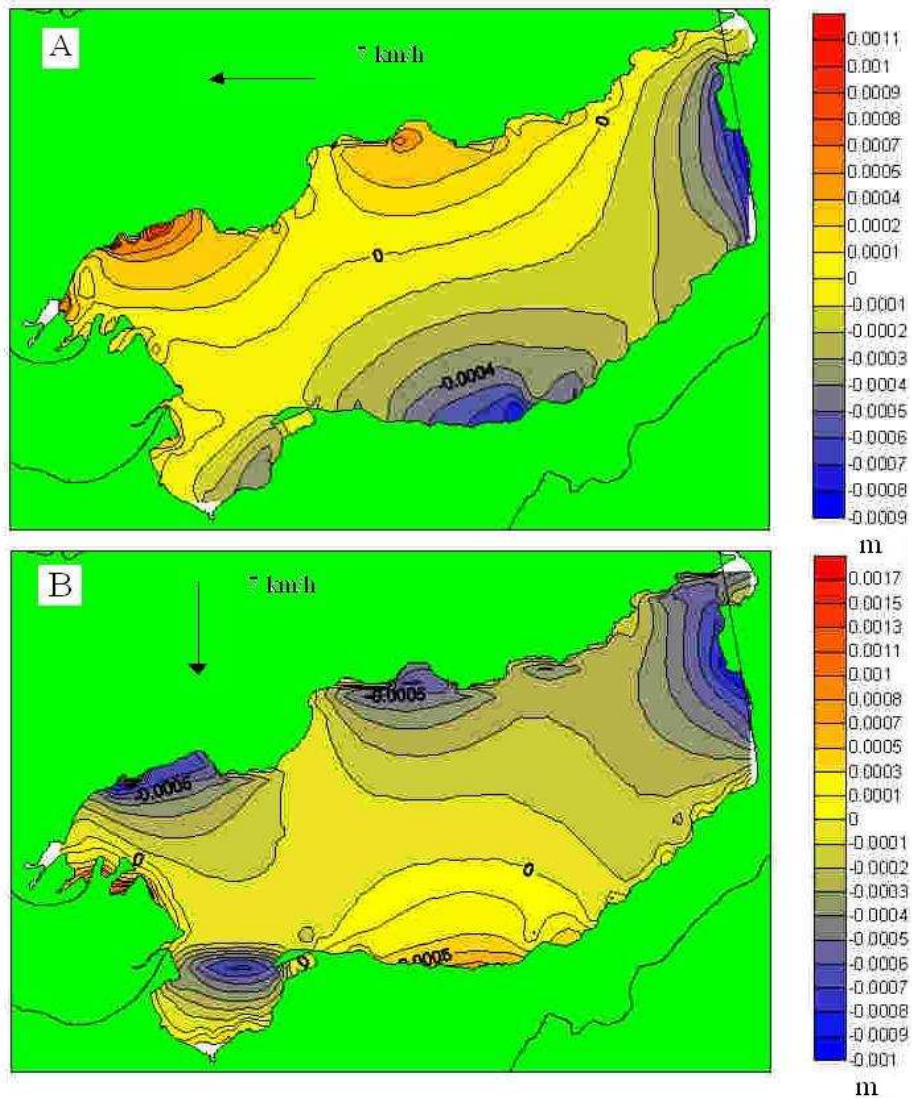


Figura 4.20. Variaciones de elevación del agua respecto al nivel medio en distintos escenarios. A) Viento proveniente del este a 7 km/h. B) Viento del norte a 7 km/h. Unidades en m.

El primer escenario (7 km/h del este) que produjo velocidades hacia el noroeste (Fig. 4.17.A) genera descensos en la elevación respecto al nivel medio en la zona sureste del lago y a la vez un apilamiento de agua en la zona noroeste (Fig. 4.18.A). Mientras que

el segundo escenario (7 km/h del norte) con velocidad en las corrientes hacia el suroeste (Fig. 4.17.B), provoca elevaciones en la parte sur de la superficie del Lago de Izabal, así como bajadas de elevación en distintas partes de la costa norte y este del mismo (Fig. 4.18.B). Se considera que la principal razón de estas diferencias, en el campo de velocidades y en la variabilidad de elevaciones respecto al nivel medio, está en la relación dirección del viento/morfometría del lago. En el caso de la dirección de viento norte a sur, el viento tiene una menor distancia sobre la cual ejercer arrastre (~18 km) que en las direcciones de viento este a oeste (~ 41 km) y noreste a suroeste (~ 40 km).

Aunque para mantener la claridad en la exposición, únicamente se presentan dos escenarios de variabilidad del viento, se realizaron distintos cambios de velocidad y dirección con el fin de comprobar la estabilidad del modelo. Ambos escenarios se basan en condiciones de viento frecuentemente encontradas en el registro de datos de viento proveídos por el INSIVUMEH. En otros lagos del hemisferio norte de similar extensión, las corrientes superficiales fluyen aproximadamente a 45° a la derecha, respecto a la dirección prevaleciente del viento (Horne y Goldman, 1994). Esto se verifica también en el Lago de Izabal. Tanto en los resultados de la primera simulación (Fig. 4.14) como en los campos de velocidad de los escenarios de viento variable (Fig. 4.16), el movimiento del agua que prevalece en la superficie del lago tiene una dirección, ligeramente hacia la derecha de la dirección del viento. La razón de este efecto radica en la combinación de las fuerzas de Coriolis con la morfometría de la superficie del lago y su batimetría (Transporte de Ekman en profundidades reducidas).

Considerando que se cuenta con registros de datos del viento medidos en la estación meteorológica de Puerto Barrios (Fig. 3.1), es posible obtener resultados de magnitud y dirección de las velocidades del agua del Lago de Izabal para cada momento que se desee. Posteriormente, al desarrollo del modelo de movimiento del agua por arrastre del viento se procedió a su acoplamiento con el modelo de difusión-advención. Con el modelo integrado (erosión, carga de sedimentos, difusión-advención, y movimiento del agua) será posible estimar el transporte de sedimentos y sustancias en el ecosistema del Lago de Izabal. La integración de los modelos y la visión completa del proceso se presenta en el capítulo VI.



# CAPÍTULO QUINTO



The contents of this Chapter have been included in the following scientific papers:

- Medina, C., Gomez-Enri, J., Alonso, J. and Villares, P. 2008. Water level fluctuations derived from ENVISAT Radar Altimeter (RA-2) and in-situ measurements in a subtropical waterbody: Lake Izabal (Guatemala). *Remote Sensing of Environment*, 112, 3604-3617.
  
- Medina, C., Gomez-Enri, J., Alonso, J. and Villares, P. 2008. Water volume variations in Lake Izabal (Guatemala) from in-situ measurements and ENVISAT Radar Altimeter (RA-2) and Advanced Synthetic Aperture Radar (ASAR) data products. *Journal of Hydrology*, accepted (moderate revision requested).





### **Water volume variations of Lake Izabal from remote sensing techniques**

#### **5.1 Introduction**

The lake ecosystems show a complex interaction among weather conditions, surface and underground waters. The water stored in lakes is a sensitive proxy for rainfall and could be used to study the combined action of climate change and human impact on water resources (Cretaux and Birkett, 2006). Physical, chemical and biological processes are affected by the water stored in the lakes and its variations (Ambrosetti, 2002). Among others, the water variations have effects on the residence time, nutrients concentration, heat budget, circulation patterns, biologic activities and changes in the trophic chain. In addition, the water mass balance of the lake watershed depends on volume fluctuations. Lake waters have a dynamic behaviour and their variations are an essential subject for water resources research and management. These variations have a wide range of time scales from short-term (daily) to long-term (yearly) scales.

Volume changes are driven by precipitation and evaporation over the lake's surface and their catchments; the latter joint with the catchment features, force the rivers inflow and outflow, and underground inflow and ground seepage (Mercier et al. 2002). It is important to know the relationship between the water mass stored in the lake and the amount of feeding water because it determines, among others, the lake's water exchange. In the Chapter IV, some hydrologic models were developed in order to simulate the surface inflow to the Lake Izabal. Based on the water mass balance, the changes on the surface inflow to the lake would produce fluctuations in the water volume stored in it. These water mass fluctuations are perceived as level and surface extent variations depending on the bathymetry and topography of the lake shore. According to this, the lake water volume variations can be measured indirectly by estimating the variations of the lake level and surface extent. Regarding the lake level changes, they are generated by: fluctuations of the water volume, pressure changes over the surface, circulation, wind events and tides. From all of them, the water volume fluctuations are the main reason of

the water level changes (Mercier et al., 2002). The water stages of lakes have been traditionally gauged in-situ. Nevertheless, field measurements need human and economic resources. Considering that most of the lakes around the world are remotely located, a broad number of them are not being routinely gauged especially in developing countries.

The lake's water volume changes could also be estimated by measuring the water surface variations. In addition, accurate information about the surface extent of lakes is important for their proper management (Chiara et al. 2006; French et al. 2006). Often, the information about the lake surface extent is difficult to retrieve using traditional techniques because water boundaries are fast moving (Chiara et al. 2006). According to Dellepiane et al. (2004), the most common surface area estimation method is based on the use of visual photo-interpretation of high resolution aerial images. This methodology is composed of four steps: (i) acquisition of images from airborne sensors; (ii) their geometric corrections; (iii) in-situ comparison using Ground Control Points (GCP); and (iv) estimation of the surface extent. Nevertheless, this method needs high financial investments, which cannot usually be afforded by developing countries. However, the use of a cheaper data source such as remote sensing data might help to overcome that limitation.

The main objective of this Chapter is to estimate the Lake Izabal water volume variations from space-borne active sensors. To do this, the level fluctuations, derived from in-situ and the ENVISAT Radar Altimeter (RA-2) measurements were combined with the inundated area variations, obtained by extracting the lake shoreline using the ENVISAT Advanced Synthetic Aperture Radar (ASAR) images. Although Lake Izabal is being already monitored by in-situ measurements (ground gauge), the time series is not consistent showing important gaps. Additionally, radar altimetry information is useful to have precise budget errors giving the order of magnitude of confidence for waterbodies with similar geomorphologic characteristics in some other remote areas.

To obtain the inundated area variations from SAR images, a sequence of image processing algorithms was applied. Taking into account that there is not availability of field data related to the inundated area variations, a validation exercise was achieved by

comparing the estimated inundated area variations with simultaneous in-situ level changes (Chiara et al., 2006). The lakes and reservoirs inundated area variations are closely connected with their level changes (Mercier et al. 2002; Chiara et al. 2006). Rating curves relating the Lake Izabal volume/area/level features were developed in order to estimate a time series of volume and area variations for the study period.

## **5.2 Methodology and datasets**

The Lake Izabal water volume variations were obtained by the accomplishment of the following tasks: (i) water level relative fluctuations analysis; (ii) inundated area variations estimation; (iii) development of rating curves between lake level variations and inundated area variations; and (iv) estimation of water volume variations using the set of rating curves obtained.

Firstly, two datasets were used to estimate the Lake Izabal water level fluctuations: water levels from in-situ measurements and derived from RA-2. Note that radar altimetry was initially developed for open ocean oceanographic purposes, but in the recent years has been successfully used in the monitoring of inland water stages. Previous studies have used altimetry to monitor the water levels of a broad variety of such kind of waterbodies either combined with in-situ measurements (Birkett et al., 2002; Crétaux and Birkett, 2006; Frappart et al., 2006), or as the only source of information (Birkett, 2000; Mercier et al., 2002; Berry et al., 2006). Thus, it has been demonstrated that the radar altimeter is a powerful tool for monitoring inland waters stages such as rivers, lakes and wetlands. In addition, Medina et al. (2008A) demonstrated the suitability of the altimeter RA-2 in deriving the Lake Izabal water level changes.

Regarding the inundated area variations, the methodology is based on the lake's shoreline extraction from SAR imagery. Several studies have made approaches to the extraction of the shoreline of inland waters from radar or optical imagery (Alsdorf et al. 2000; Prigent et al. 2001; Tan et al. 2005; French et al. 2006). A number of studies have evaluated continental waters using separately water stages (from gauges and/or altimetry) and inundated area variations derived from remote sensing data (Birkett, 2000; Sarch and

Brikett, 2002; Chiara et al. 2006). However, few works used the combination of both to derive lake water volume variations (Gupta and Banerji, 1985; Zhang et al. 2006).

Once the water levels and inundated areas are estimated, a set of rating curves were built to resume that information. Rating curves were needed due to the geometry of the instruments on-board the ENVISAT spacecraft, since it is not possible to have RA-2 and SAR measurements over the lake surface at the same time (Fig. 5.1).

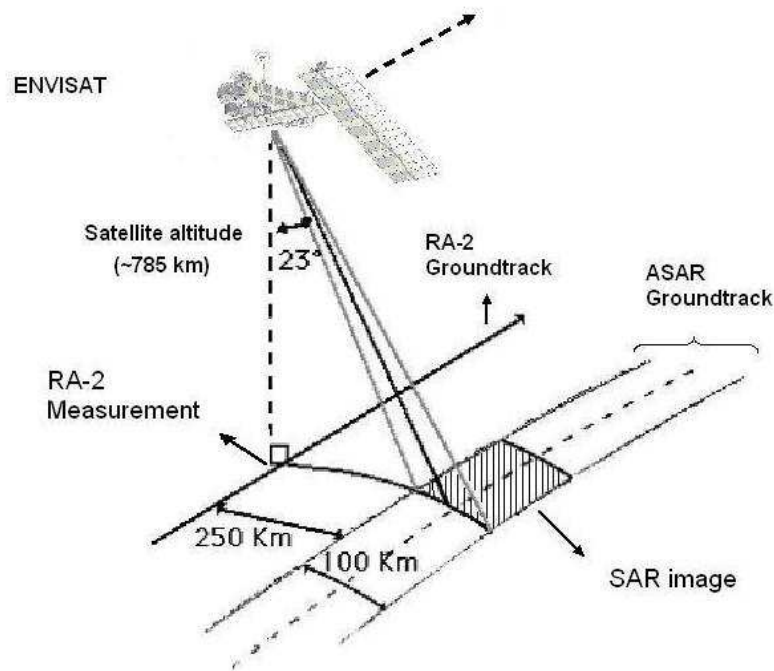


Figure 5.1. The ENVISAT satellite. It is shown the geometry of RA-2 and ASAR. The nadir-point of RA-2 and the incidence angle of ASAR inhibit simultaneous data acquisition of both instruments in the same point.

Finally, the rating curves were used to derive time series of level, inundated area and volume variations of the Lake Izabal. The analyzed time period spans almost four years: February 2003 to December 2006.

### 5.2.1 In-situ dataset

The gauge station used in this work was a moored rule. The gauge station is located in the Northwestern part of Lake Izabal, in the dock called INDE, at [15°31'25" N, 89°19'46" W] (Fig. 5.2). It is located near the main tributary river mouth: the Polochic

River. The in-situ water level measurements are being carried out since 2004 in a daily basis. The dataset was provided by AMASURLI (*Autoridad para el Manejo Sustentable de la cuenca del Lago de Izabal y Rio Dulce*). The daily dataset of Lake Izabal in-situ water level spans three years: January 2004 to December 2006.

From the analysis of the dataset, two potential problems were found: some gaps in the observations and the lack of a reference system. The analysis presented here is focused on seasonal and interannual fluctuations so the small number of daily gaps observed did not significantly affect the final results. Regarding the reference system, the instrument measures the lake surface height from the bottom of the lake in the mooring location and is not referenced to any international reference system. In the RA-2 validation study over inland waters made by Frappart et al. (2006), the gauge stations used were referenced with GPS, and the non-referenced stations were discarded. That gauge stations selection criteria was applied because it was a validation study on absolute water stages rather than relative level fluctuations. Here, the aforementioned non-referenced in-situ dataset was used because of the main objective of this work does not focus on an absolute height validation. The estimation of the water volume variations was based on relative level and area variations.

### 5.2.2 Altimetry derived dataset

The RA-2 on-board ENVISAT was designed to monitor changes in height over ocean and land targets (Frappart et al., 2006; Berry et al., 2006; Crétaux and Birkett, 2006). One of the regional objectives of the ENVISAT mission covers hydrological research and the continental water level monitoring is the RA-2 application (ESA, 2002). The mode switching capability allows the instrument to maintain lock over rapidly varying topography and enhances the suitability of RA-2 to retrieve lake level heights (Berry et al., 2006). The product used was the Geophysical Data Records (GDR). The mission has a repeat cycle of 35 days corresponding to a track-to-track distance of 80 km in the equator (ESA, 2002). The 35 days period provides enough resolution to obtain hydrologic information related with seasonal and interannual variations. A summary of the RA-2 instrument and its principle of measurement was presented in Chapter II.

Lake Izabal is overflowed by the RA-2 descending orbit number 269 along a 23 km-long ground segment (Fig. 5.2). This satellite track segment provides two points with valid data over the lake surface. According to previous studies, the length of the segment is long enough to obtain valid records. Mercier et al. (2002) reported that reliable time series using 1-Hz T/P data require a track length over water of at least 10-15 km long. Crétaux and Birkett (2006) confirmed that the minimum target area (lake) and width attainable to derive inland water heights are about 100 km<sup>2</sup> and 0.5 km, respectively. The GDR product was provided by the European Space Agency (ESA).

The procedure to select the two valid points was the following. Firstly a rectangular window covering the lake was selected and checked the number of tracks within that frame. As mentioned, one track was detected (descending orbit number 269) with four points within the lake. Then the criterion to select the number of valid points was established. It must be noticed that every “1-Hz” measurement available in the GDR cycles is the average of a maximum of 20 “18-Hz” measurements. Only “1-Hz” points obtained with the average of at least 95% of “18-Hz” measurements were selected. Following this, only the two central points of the segment were valid as the first and the last measurements within the orbit segment did not completed the criterion.

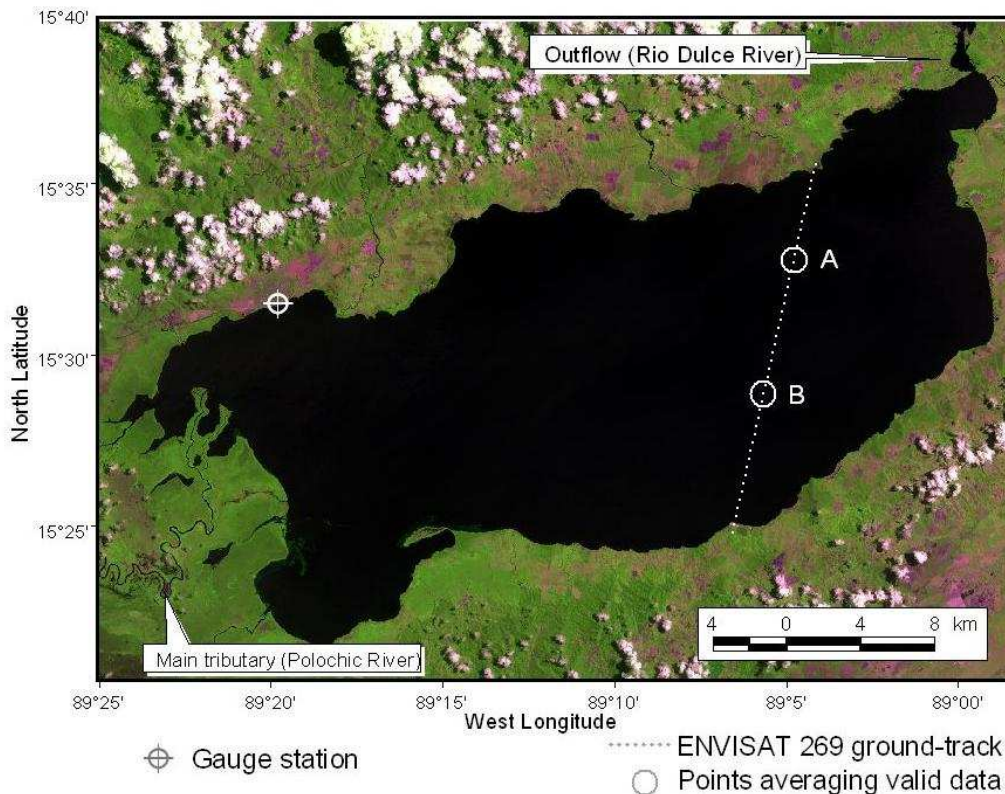


Figure 5.2. Lake Izabal crossed by the ENVISAT RA-2 descending track ~23 km-long segment. Points A and B denote the location of the range measurements. The gauge station used for in-situ measurements located ~25 km away from the altimeter ground track segment is also shown.

The gauge station was located close to the Polo chic river mouth, whereas the RA-2 measurements were close to the lake outflow. This geographic fact could be an error source in the comparison between both datasets (Birkett et al., 2002). Frappart et al. (2006) found biases between RA-2 and in-situ Lake Level Height (LLH) measurements, suggesting that the distance between the gauge stations and the altimeter tracks (several tens of km) could be in the origin of the bias. The differences between both datasets might have been produced by short wavelength geoid undulations not described in the geoid model used and instrumental (altimeters) bias (Faugere et al., 2006). However, in that study, the correlation coefficients between both data records were all higher than 0.95.

### 5.2.3 SAR imagery data

The lake shoreline detection is the main aspect in the monitoring of lake surface extent (Tan et al. 2005). According to Dellepiane et al. (2004), the extraction of the shoreline has been an important research issue in the last years and many algorithms have been developed on the basis of different image processing methodologies. Optical/radar remote sensing imagery has been successfully used to evaluate water/land boundaries such as coastal zones and lakes shorelines (Gupta and Banerji, 1985; Heremans et al. 2003; Tan et al. 2005; Fleming 2005; Chiara et al. 2006; French et al. 2006). All the aforementioned references agree that the SAR instrument is particularly appropriate for shoreline detection mainly thanks to its capability to acquire images independently of daylight and regardless the weather conditions (cloud covering). The predominant cloudy conditions in the Lake Izabal region precluded the use of conventional optical imagery. According to this, the active sensors such as RA-2 and SAR are more appropriate for routine monitoring of the lake conditions (Birkett, 2000; Horrit et al. 2001; Dellepiane et al. 2004; Fleming, 2005; ESA, 2007).

The Lake Izabal inundated area variations were estimated making use of 12 ENVISAT ASAR Image Mode Precision Images (from 15<sup>th</sup> June 2003 to 19<sup>th</sup> February 2006), provided by ESA. Table. 5.1 shows the image characteristics (ESA, 2007). Note the unavailability of images at a constant interval of 35 days.

<b>No.</b>	<b>Acquisition date</b>	<b>Orbit Track (183)</b>
1	15-06-2003	Orbit 6750
2	02-11-2003	Orbit 8754
3	07-12-2003	Orbit 9255
4	11-01-2004	Orbit 9756
5	21-03-2004	Orbit 10758
6	30-05-2004	Orbit 11760
7	04-07-2004	Orbit 12261
8	08-08-2004	Orbit 12762
9	17-10-2004	Orbit 13764
10	19-06-2005	Orbit 17271
11	02-10-2005	Orbit 18774
12	19-02-2006	Orbit 20778

Table 5.1. ENVISAT ASAR images used and track-orbit information.



In addition the temporal resolution (~35 days), the spatial resolution ( $12.5 \times 12.5$  m) and the possibility to identify water-filled pixels in the SAR images were the main considerations taken into account in the selection criteria of this product (Medina et al. 2009).

### **5.3 Data processing**

#### 5.3.1 RA-2 data processing

The range measurements must be corrected taking into account the interaction of the radar signal with the atmosphere and the water surfaces. Thus, a set of geophysical corrections (including some instrumental ones) were applied to the data, considering previous studies regarding inland water levels. The corrections applied were (correction source indicated here in brackets): Dry troposphere (model), wet troposphere (model), ionospheric (DORIS), solid earth tide (model) and pole tide (model). The sea state bias correction was not applied because the lake surface does not behave as the open ocean (Mercier et al., 2002; Crétaux and Birkett, 2006; Frappart et al., 2006). The inverted barometer correction was not applied following Mercier et al. (2002), because the closed basins isostatic response to atmospheric pressure variations has not yet been investigated. Regarding the wet tropospheric correction, the model derived was used because the Micro Wave Radiometer (MWR) correction is applicable only for ocean surfaces (ESA, 2002).

The LLH value was the average of the two points with valid data covering the lake (points A and B in Fig. 5.2), then it was referenced by subtracting the reference geoid (EGM96) altitude to the surface height above the ellipsoid. Note that Crétaux and Birkett (2006) suggested that for continental water bodies, a low-resolution terrestrial geoid like EGM96 can be assumed as a reference system. In addition the short geoid wavelength errors were estimated using the radar altimeter measurements at these two points (A and B) and subtracted to the LLH time series.

There are four retracking algorithms available on the RA-2 instrument to derive the range value: *Ocean*, *Ice-1*, *Ice-2* and *Sea Ice*. Frappart et al. (2006) state that although none of the retracking algorithms for ENVISAT were designed to retrieve water heights

over continental waters, the altimeter RA-2 exhibits instead a strong capability for the monitoring of these kind of targets. They found that the *Ice-1* retracking algorithm provides the most suited ranges for continental hydrologic studies. In the validation study made by these authors, the *Ocean* retracking algorithm yielded the second better results in the root mean square (rms) discrepancies and correlation coefficients between RA-2 derived LLH and in-situ measured water level heights (i.e. 0.1 and 0.09 m for rms, and 0.98 and 0.98 for  $r^2$  for *Ocean* and *Ice-1* respectively).

Afterwards, a comparison of the performance of the four retrackers available: *Ocean*, *Ice-1*, *Ice-2* and *SeaIce* over the Lake Izabal surface was achieved. To do this, the range differences between the corrected ranges at point A and point B were obtained (Fig. 5.2). The criterion was to select the retracker with lesser corrected range differences between the two points. From the physical point of view and considering the water level behaviour of Lake Izabal, two points 8 km away from each other should not produce strong corrected ranges differences between them. The mean of the range differences for *Ice-1* was found to be 0.19 m and the rms of the differences 0.35 m, whereas for the other three retrackers were 0.26 m (mean) and 0.68 m (rms) (*Ocean*), 0.36 m (mean) and 0.75 m (rms) (*Ice-2*) and 0.20 m (mean) and 1.05 m (rms) (*SeaIce*). The time series of differences of the two better algorithms are shown in Fig. 5.3 (for easy interpretation of the results only *Ocean* and *Ice-1* retrackers are presented).



Figure 5.3. Time series comparison of corrected range differences between points A and B using Ocean (red line) and Ice-1 (green line) retrackerers. Units are in m.

Based on these results, Lake Izabal water level fluctuations (LLH) were derived using *Ice-1* retracking algorithm. This result is in agreement with the retracker selected by Frappart et al. (2006).

### 5.3.2 SAR processing for shoreline extraction

Land and water surfaces give different backscatter responses to the SAR antenna (ESA, 2007). The land-water separation is based on the hypothesis that water surfaces are much smoother than surrounding dry land. Thus, water surfaces behave as a specular reflector of the microwave, yielding low backscatter responses (Horrit et al. 2001; Xiaoliang et al., 2005). Since the waterbody surfaces observed by SAR images yield low backscattering coefficients, they appear as dark areas in the images (Ahtonen and Hallikainen, 2005; Chiara et al. 2006). Water surfaces have been conventionally detected by SAR images using the thresholding method. Nevertheless, Lee and Jurkevich (1990) highlighted that shorelines detected by SAR suffer several deficiencies, including the speckle effect and the strong signal return from a wind-roughened wave-modulated water

surface. Besides these effects, aquatic vegetation in the lake surface might also cause more complex responses of the signal (Birkett, 2000).

Wind events coming from the Caribbean Sea (typically ranging between 2-8 m/s) affect the Lake Izabal surface. Strong wind events in the area (up to 55 m/s) are due to hurricanes and tropical storms every year (USGS, 2001). Thus the interpretation of the water surface roughness of Lake Izabal from SAR images could be complicated by wind roughening. The windy effects on ocean surface roughness and its relationship with radar backscatter are well known, but the effect on continental waters is more complex due to the local topography (Horrit et al. 2001). Fleming (2005), after reviewing the existing methods for shoreline detection using SAR images, found that the main problem is the surface roughness caused by strong winds. That effect cannot be easily removed because wind-forced noise is local and its grey level value in the images can be higher than pixel values over land.

Previous studies devoted to the shoreline detection with SAR images have applied different image processing procedures to solve this. Imhoff et al. (1987) used a simple thresholding technique for automatic classification of flooded areas. Lee and Jurkevich (1990) developed an algorithm for the global detection of coastlines based on image-processing steps. Dellepiane et al. (2004) used a methodology taking textural and multi-temporal aspects into consideration. That study pointed out that on roughened water surfaces entirely automatic processing cannot be achieved. The extraction of the coastline proposed by Fleming (2005) included: noise reduction, land-water enhancement and edge detection. Chiara et al. (2006) used a two step procedure: an automatic application of a threshold to the images and then a visual analysis made by the operator in order to tune the shoreline.

After a careful analysis of previous methodologies, the Lake Izabal shoreline was detected following the block diagram presented in Fig. 5.4. The methodology used includes three steps: (i) Image pre-processing; (ii) Land-water boundary enhancement and separation; and (iii) Vectorization, sharpening and manual tune-up. The procedures used in those steps are based on chains of existing image processing algorithms and

geographic systems techniques. However, the functional order of the procedures carried out in order to minimize the wind-roughness effect, is innovative.

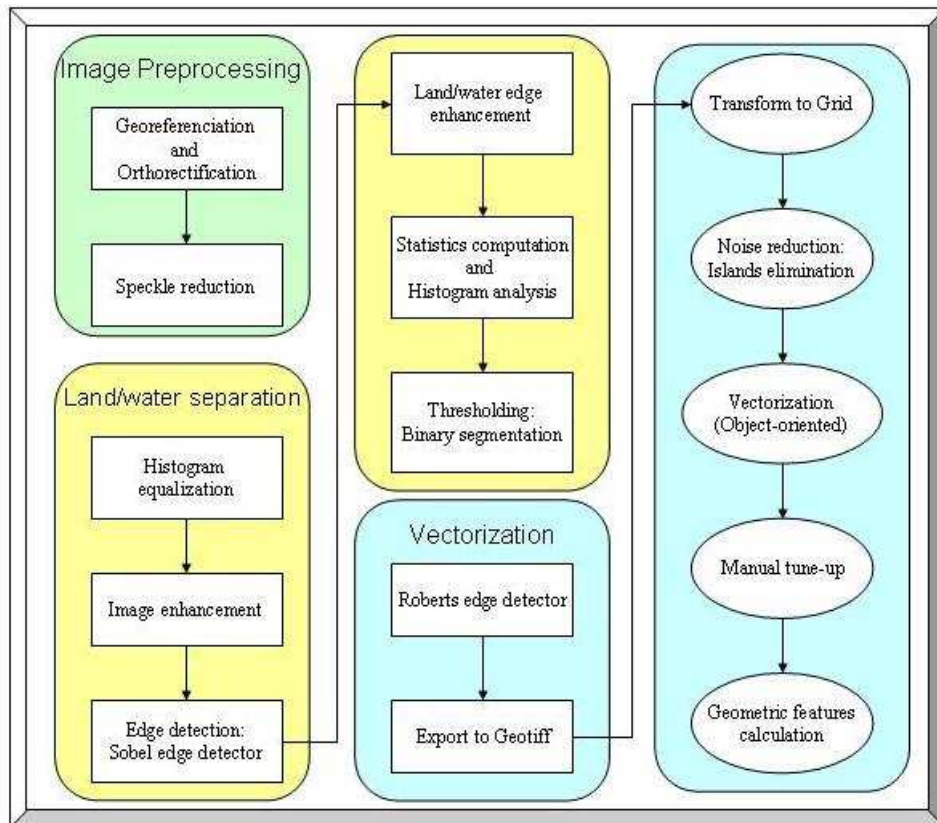


Figure 5.4. Block diagram of the Lake Izabal shoreline detection. The steps in rectangles were done with image processing techniques while steps in ovals were done using GIS.

### 5.3.2.1 Image pre-processing

This first step includes the image subset, speckle reduction and orthorectification. Fig. 5.5 shows the output of a SAR image acquired on 11<sup>th</sup> January of 2004 over the Lake Izabal area. The raw image is presented in Fig. 5.5.A. Any SAR image suffer from a noise effect called speckle (ESA, 2007). High backscatter produced by wind-roughness also contributes to increase the noise level due to the multiplicative nature of SAR noise (Horrit et al. 2001). Therefore, in order to reduce speckle in the images, a speckle filter was applied (Lee and Jurkevich, 1990; Erteza, 1998; Horrit et al., 2001; Fleming, 2005). The Lee filter with a  $3 \times 3$  window was used, following Fleming (2005), who found that

from all the tested filters, the Lee filter yielded better results smoothing the speckle. The selected filter was applied twice to achieve a better result.

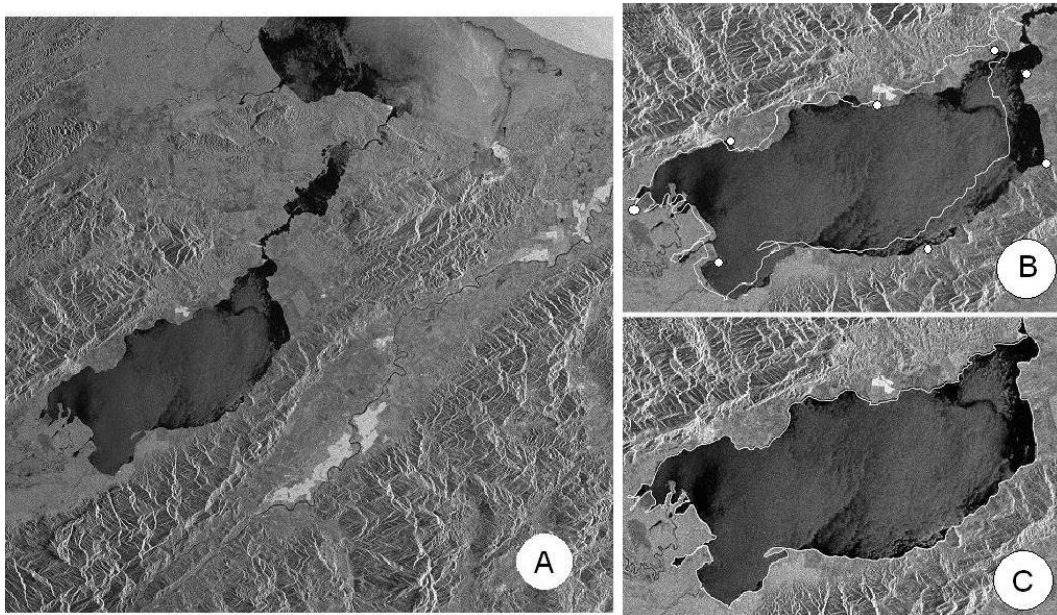


Figure 5.5. SAR images pre-processing results. A) Raw image acquired on 11-01-2004. B) Georeferenced image after the speckle reduction, the white line is the actual lake shoreline. White points are the Ground Control Points used for orthorectification. C) Orthorectified image.

The speckle reduced image was georeferenced to the geographic coordinates system and delimited to the Lake Izabal surface (Fig. 5.5.B). The georeferenced image had a discrepancy with the actual lake shoreline obtained from geographic information. This discrepancy is probably due to the incidence angle of the SAR image (Fig. 5.1). Hence, because the main aim of this study is to determine the water volume variations based on accurate lake surface extension, an orthorectification was needed. This was achieved using 8 GCP (Fig. 5.5.B). The final orthorectified image is presented in Fig. 5.5.C.

### 5.3.2.2 Land-water boundary enhancement and separation

The set of SAR images used in this study were affected by wind in several levels. The topography surrounding the lake makes the wind direction the main factor affecting the surface roughness level. North-West winds have a lesser influence than North-East ones. Fig. 5.6 shows two examples of SAR images with different wind-roughened levels:

acquired on 11<sup>th</sup> January of 2004 (Fig. 5.6.A: low surface roughness) and 21<sup>st</sup> March of 2004 (Fig. 5.6.B: high surface roughness). After the image de-speckling the wind effect is mostly solved through the land-water boundary enhancement and separation step (Fleming, 2005). It includes the successive application of smoothing filters, edge detection algorithms and threshold selection operations.

Some authors directly used thresholding methods (Lee and Jurkevich, 1990; Heremans et al. 2003) but here, the histogram equalization was applied to the images following Erteza (1998) and Fleming (2005). The histogram equalization was applied in order to enhance the land-water boundary. Note that this technique increases the contrast of the image (Fig. 5.6.C and 5.6.D). This procedure reduces the radiometric resolution of the image from 65536 grey levels to 256. According to Fleming (2005), the loss of radiometric resolution can be afforded because the study is focussed only in the land-water boundary rather than land use classification or other objectives which would need more radiometric detail.

After the histogram equalization some pixels from water had high grey level values in comparison with neighbours. To solve this, the images were smoothed by applying a  $3 \times 3$  median filter (Erteza, 1998; Fleming, 2005). This procedure enhances the texture of land and water surfaces.

The next step is a preliminary edge detection using an existing edge detection algorithm. The Sobel edge detector with a  $3 \times 3$  window was used because the edges produced with this detector are strong and consistent (Lee and Jurkevich, 1990; Fleming, 2005). The land-water edge is then enhanced by applying a  $5 \times 5$  Gaussian filter which provides less difference between neighbouring pixels.

The edge enhancement increases the geometric detail of the images (Fleming, 2005). After enhancement, the basic statistics and the histogram of each image were computed (Fig. 5.6.E and 5.6.F). The histogram analysis allowed the estimation of the mean value of pixels from land and water surfaces.

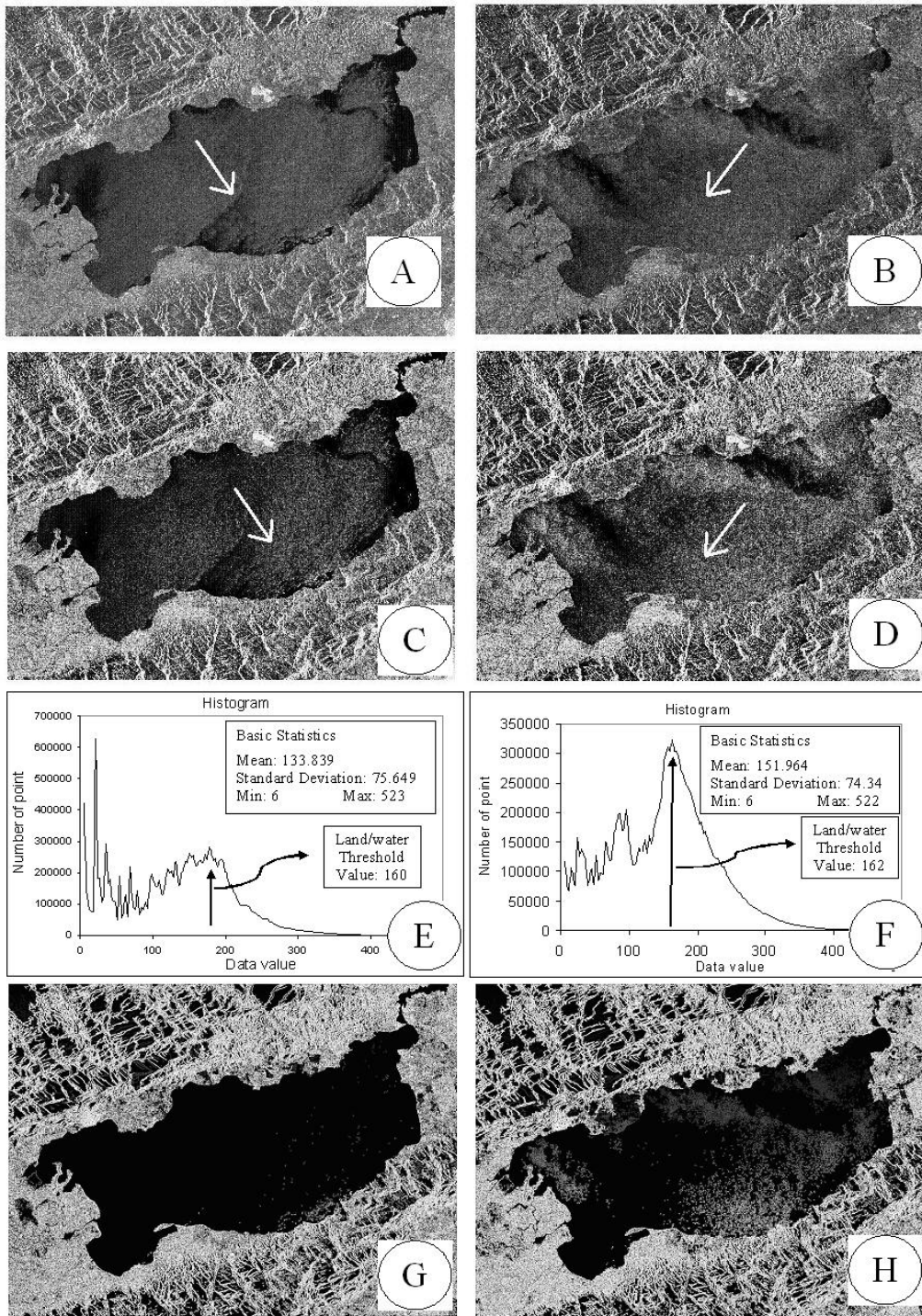


Figure 5.6. Summary of the land/water separation step. A) and B) are preprocessed images with low (11-01-2004) and high (21-03-2004) wind-generated noise, respectively (white arrows are the wind direction). C) and D) are the result of histogram equalization applied to A and B. E) and F) are the corresponding histogram plots. G) and H) are the binary images of A and B.



In order to separate the land-water surfaces, a segmentation procedure was achieved using a threshold value based on the image histograms. The segmentation transforms the grey-level image into a bi-level image conformed by black and white pixels (Heremans, et al. 2003; Fleming, 2005). Prior to the segmentation step the threshold value was determined. According to Fleming (2005) the best way to choose the threshold is the selection of the mean grey value; in addition the histogram must be analyzed to detect the shoreline value. This procedure could not be achieved in a fully automatic way due to wind-generated noise. Thus, the operator has to choose carefully a value that removes the backscatter from wind-roughness and avoids missing land.

The threshold values were set at a pixel value of  $160 \pm 2$  depending on the surface roughness of each image ( $\pm 2$  was decided after a visual analysis of the result). After applying the threshold to the image, the segmentation set all the pixels lower/higher than  $\sim 160$  to zero/one. The binary images obtained (low and high wind-roughness conditions) are presented in Fig. 5.6.G and 5.6.H.

#### 5.3.2.3 Vectorization, sharpening and manual tune-up

The vectorization starts with the application of the Robert's edge operator producing a thinner contour image (Lee and Jurkevich 1990; and Fleming 2005). The Robert's edge operator generates 1-pixel wide edges and makes the edge tracing more precise. The resulting images obtained were exported to Geotiff format for noise reduction, vectorization and manual tune-up. These images still have false edges and islands caused mainly by surface roughness in images acquired during high windy weather conditions.

An outline of the noise reduction procedure applied to the high wind roughened image (21<sup>st</sup> March 2004) is presented in Fig. 5.7. Firstly, the images were transformed into grids (i.e.  $x$ ,  $y$  and  $z$  values) without losing spatial features. The cell size was  $156.25 \text{ m}^2$  ( $12.5 \times 12.5 \text{ m}$ ). The resulting grids were then generalized by removing regions that were smaller than 1000 cells and replace their values with those of their nearest neighbours. The noisy and generalized grids are presented in Fig. 5.7.A and 5.7.B

respectively. Then, the shoreline was vectorized by applying the conversion of the cell-based grid into an object-oriented (polygon) graphic. The Lake Izabal preliminary polygon is presented in Fig. 5.7.C.

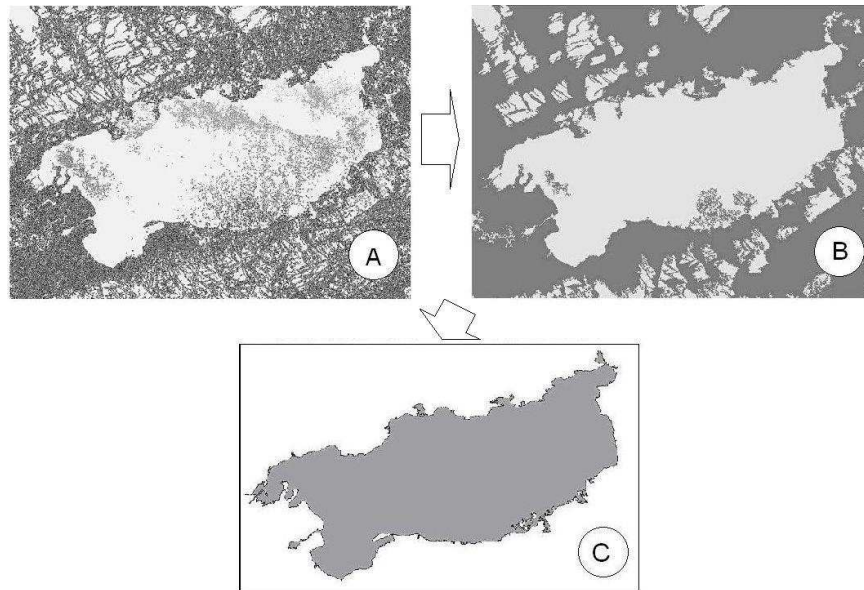


Figure 5.7. Noise reduction of the processed SAR image acquired on 21-03-2004. A) The high windy noise effects over the lake surface are shown. B) First noise reduction process output. C) Lake Izabal vectorized shoreline (polygon).

The bright response of ashore waters and low backscattering of some land pixels affected some shoreline critical areas. In order to solve this problem, a final manual refinement was applied (Fig. 5.8). Previous studies have also sharpen their results with a manual tune-up, because completely automatic shoreline detection could not be achieved in windy roughened surfaces (Ahtonen and Hallikainen 2005; Fleming, 2005; Chiara et al. 2006).

The critical error in the shoreline detection was observed when land/water pixels were wrongly declared as water/land (Medina et al. 2008B). Some areas of the lake's shore showing both types of errors are presented in Fig. 5.8.A and 5.8.C. The manual tune-up was developed by overlying the lake polygon over the respective de-speckled SAR images (Tan et al., 2005), and moving individual vertexes. The results showing the final shoreline are presented in Fig. 5.8.B and 5.8.D. At the end, the Lake Izabal polygons were used to calculate their geometric features (area and perimeter).

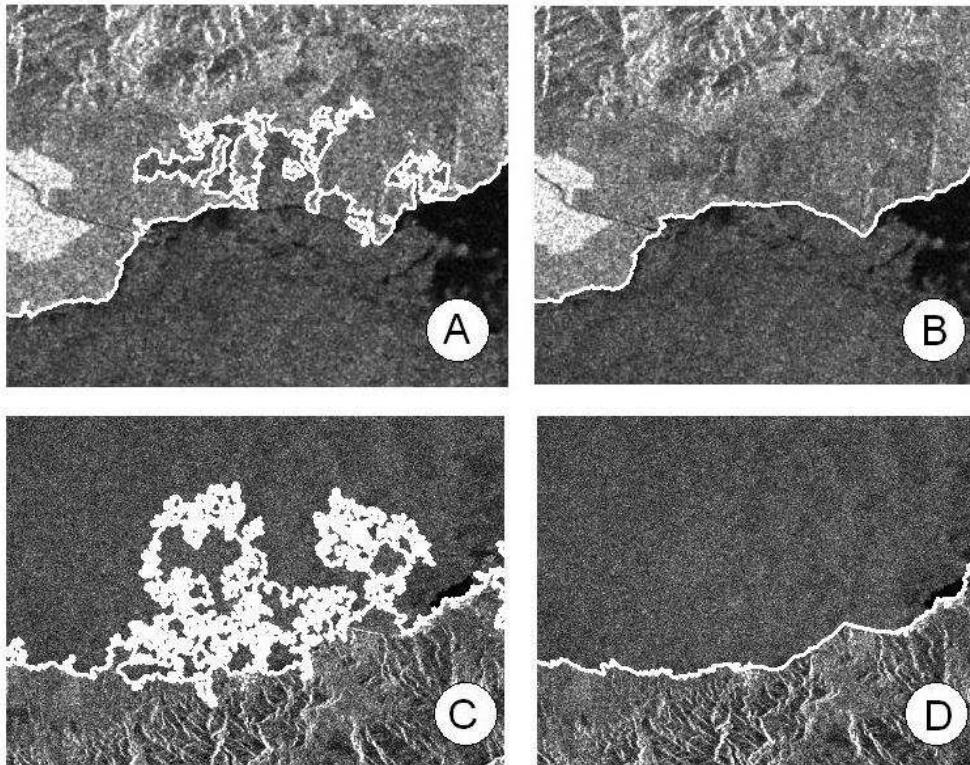


Figure 5.8. Two examples of pixel misclassification: A) land pixels declared as water and C) water pixels declared as land (image acquired on 21-03-2004). B) and D) show the results of the manual tune-up. The white line is the extracted lake's shoreline.

### 5.3.3 Volume estimation

Once the Lake Izabal shoreline was extracted, the area and water volume variations were estimated. Firstly, the area of the lake from the polygons obtained in the shoreline extraction on the dates of the SAR images was estimated. Then the volume variations were estimated combining the level (from in-situ measurements) with the area changes (from SAR polygons). A group of rating curves relating level, area and volume were developed. In order to extend the area and volume estimates to the whole study time period the lake levels from the RA-2 dataset were entered in the rating curves.

The overall water volume of a lake is a function of surface area and lake level, and it is a critical parameter in the water mass budget of a lake catchment (Cretaux and Birkett, 2006). Manmade reservoirs use hypsometric curves or bathymetry maps to transform level into volume, because the inundated area depends on that features. Despite

the lack of the shore topography or bathymetry information in Lake Izabal, the water volume variations can be calculated. Since the objective is focused on relative water volume changes, the lake surface increases/decreases and level rises/drops were used. The water volume changes in the lake were computed using Eq. (5.1).

$$\Delta V(t) = \left[ \frac{S(t) + S(t-1)}{2} \right] \times [L(t) - L(t-1)], \quad (5.1)$$

where:

$\Delta V(t)$  = is the lake volume change as a function of time ( $t$ ) in  $m^3$  per each area/level change

$S(t)$  = is the lake surface as a function of time ( $t$ ) in  $m^2$ , per each level variation

$L(t)$  = is the lake level as a function of time ( $t$ ) in  $m$

Eq. 5.1 estimates the changes in the lake water volume, assuming a perfect trapezium formed by level changes, area changes, and the lake's bottom. Thus, it is rough volume change information which does not take into account small distortions, which otherwise are actually found in the lake's bottom (Fig. 5.9). For this reason, the water volume variations estimated here are considered as a first approximation considering that a precise knowledge of the inundated shoreline topography should be needed for a more precise estimation.

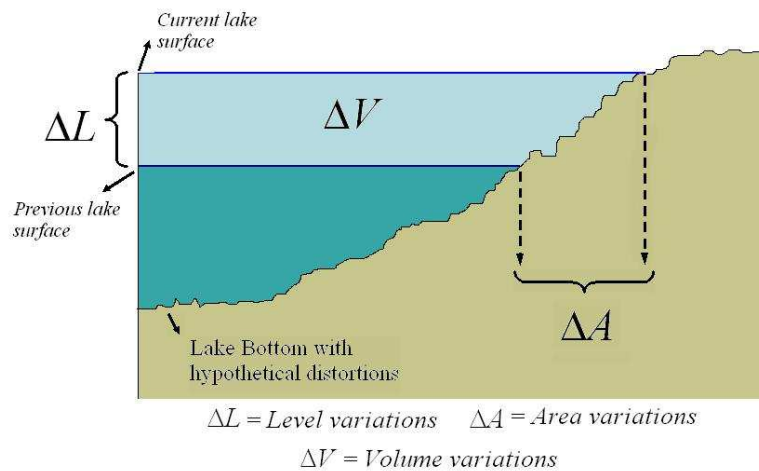


Figure 5.9. Imaginary transversal section of a hypothetical lake, showing two water stages, the level change ( $\Delta L$ ), the surface change ( $\Delta S$ ) and the volume change ( $\Delta V$ ). Note that the estimated volume change does not take into account surface distortions found in the shore/bottom.

The Lake Izabal volume changes obtained in Eq. 5.1 were then compared and related with the other two datasets (lake level and lake surface variations) to develop the rating curves following Medina et al. (2009).

## **5.4 Results and discussion**

### **5.4.1 RA-2 performance: comparison with in-situ gauges**

The analysis was focused on relative lake level variations. The RA-2 data set has a 35 days time scale whereas the in-situ lake levels are gauged daily. For inter-comparison purposes only in-situ measurements coincident in time with the RA-2 LLH were selected. The number of gaps in the in-situ data set were 2 (14<sup>th</sup> August 2004 and 30<sup>th</sup> July 2005) and 1 (10<sup>th</sup> June 2006) in the RA-2 measurements. These gaps were filled up using a linear regression analysis.

Fig. 5.10 presents the lake level comparison between the two data sets showing a similar variation pattern. The fluctuations observed along the whole time period are due to a variety of factors forcing the lake level: climate, soils, catchment morphology, human activities, and their interactions. The most unusual feature found in both time series was an abrupt water level rise in July 2006.

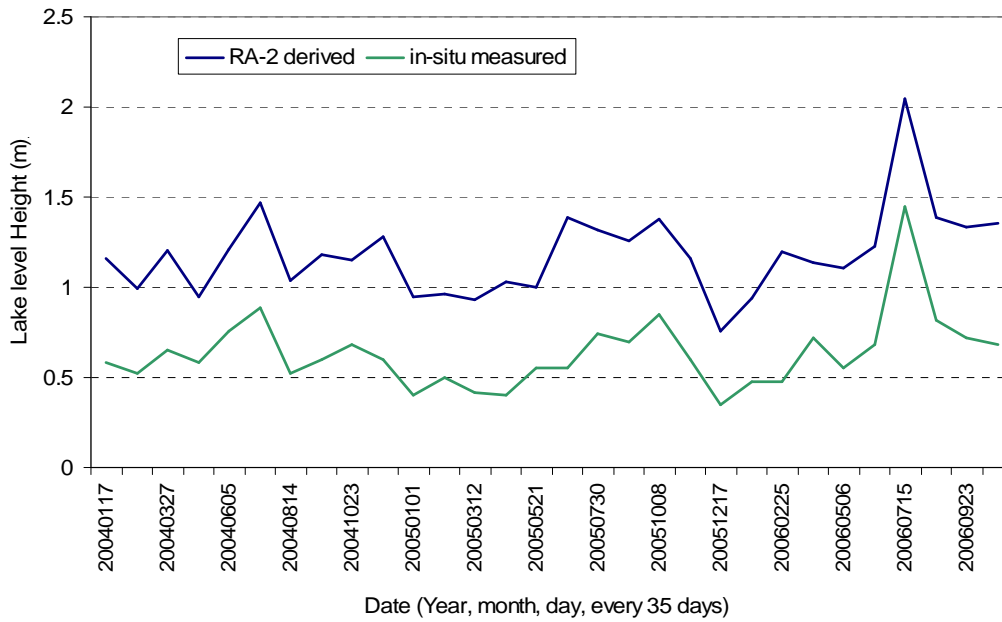


Figure 5.10. Time series of water level from in-situ measurements (green line) and RA-2 derived data. (blue line).

In order to compare both time series in determining the Lake Izabal relative level variations, the following parameters were calculated: a linear regression analysis between both, a double mass test and the rms error of the LLH differences. The correlation coefficient obtained in the regression analysis was 0.83 (Fig. 5.11.A). The double mass analysis yielded a correlation coefficient of 0.99, showing that both data sets have the same distribution pattern (Fig. 5.11.B). The rms error of the differences was 0.09 m, which is the same rms error level obtained by Frappart et al. (2006) in their analysis. The slope of the double mass function (Fig. 5.11.B) is affected by discrepancies in the reference system of both datasets. These results are in agreement with previous studies (Berry et al., 2006; Crétaux and Birkett, 2006; Frappart et al., 2006).

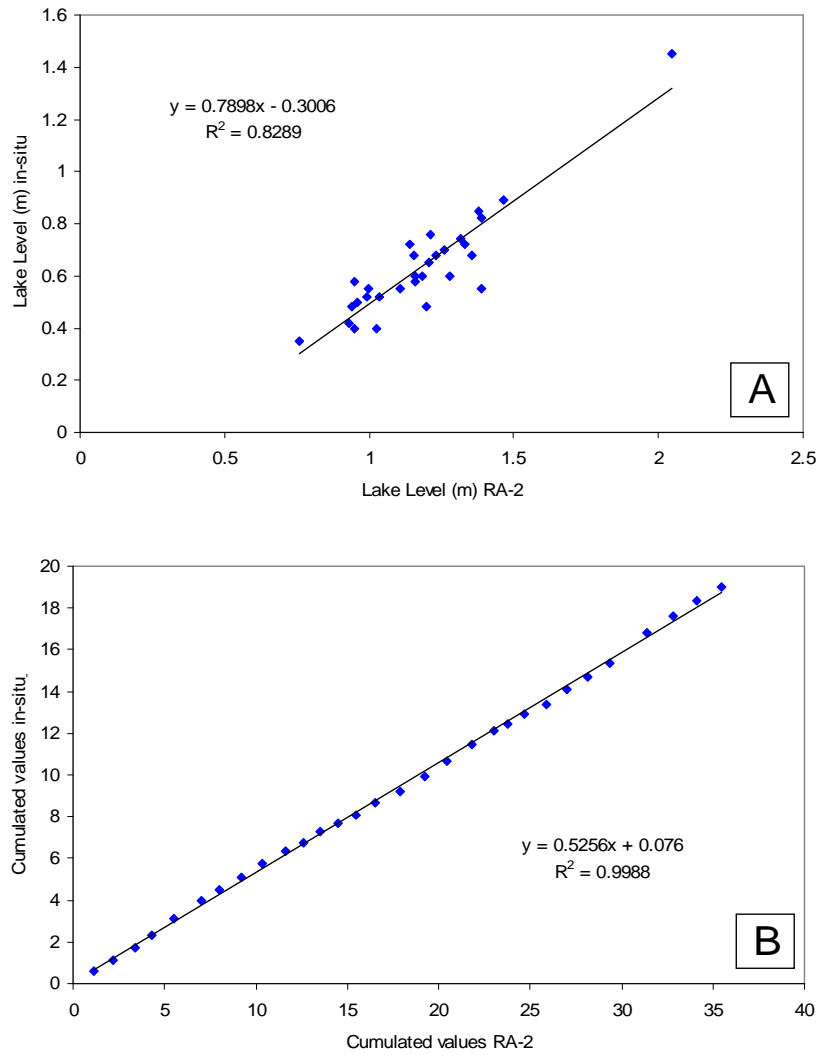


Figure 5.11. A) Lake Izabal water level from RA-2 data versus in-situ measurements. Also shown the tendency line. B) Double mass analysis: cumulated values from RA-2 data versus in-situ measurements.

Fig. 12 shows the comparison between RA-2 LLH and the daily in-situ measurements. Some strong variations observed by the daily data set are clearly unnoticed by the RA-2 LLH (lake level drop in April 2005 and the lake level rise in October 2006).

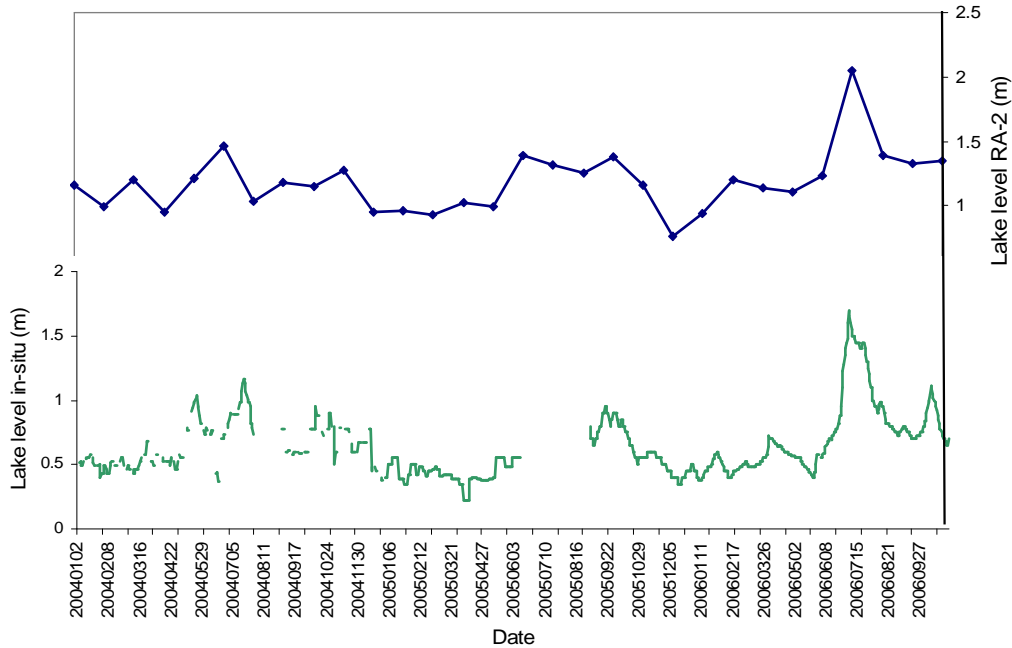


Figure 5.12. Time series of RA-2 derived lake level (blue line) and daily in-situ measurements (green line).

The RA-2 LLH oscillations with frequencies higher than the Nyquist frequency ( $f = 1/[2 \cdot 35] \text{ d}^{-1}$ ) are superimposed to the lower frequencies. Thus the oscillations with periods shorter than the ENVISAT time sampling are not observed in the RA-2 data set. Therefore the high accuracy of RA-2 to derive water levels in Lake Izabal is limited to seasonal and interannual variations. Nevertheless, for fluctuations in shorter periods (monthly, daily) it is necessary the jointly use of in-situ measurements.

#### 5.4.2 Inundated area variations

The literature focused on Lake Izabal shows a disagreement in the lake surface extension. Basterrechea (1993) and Arrivillaga (2002) indicate a surface extent of 717 km<sup>2</sup>; Michot et al. (2002) and URL (2002) indicate an area of only 590 km<sup>2</sup>, whereas the Guatemalan geographic database (MAGA-CATIE-ESPRED, 2001) states that the Lake Izabal surfaces has an extension of 678 km<sup>2</sup>. The most recent study reports 757 km<sup>2</sup> (AMASURLI, 2006). The main reason for these differences might be in the fact that some of the authors included in their estimation part or even the whole outlet: Dulce



River. For the sake of this Thesis, the Lake Izabal was delimited up to North latitude of 15°38'51.14" (~2.5 km downstream in the Dulce River).

Taken into account this limit, the Lake Izabal area from the digitalized shoreline of the Guatemalan geographic database (MAGA-CATIE-ESPREDE, 2001) is 673.29 km<sup>2</sup>. The estimates of the area from the SAR images are presented in Table. 5.2. They are in agreement with the modified area from MAGA-CATIE-ESPREDE (2001).

No.	Date	Season	Area (km <sup>2</sup> )	Lake level (m)
1	15-06-2003	Rainy	674.9392442	
2	02-11-2003	Dry	674.4541308	
3	07-12-2003	Dry	674.7479117	
4	11-01-2004	Dry	674.1800985	0.58
5	21-03-2004	Dry	674.1422903	0.57
6	30-05-2004	Rainy	675.3203361	0.76
7	04-07-2004	Rainy	676.1757707	0.88
8	08-08-2004	Rainy	674.4872373	0.7
9	17-10-2004	Rainy	674.733867	0.75
10	19-06-2005	Rainy	674.3843634	0.65
11	02-10-2005	Rainy	675.4668633	0.9
12	19-02-2006	Dry	673.172776	0.45

Table 5.2. Lake Izabal inundated area at different dates from SAR and in-situ lake level

The shift of the coastline does not have the same magnitude along the whole shore. Higher or lower inundated area changes depend on the topographic features in every precise spot (Medina et al. 2008B). Different stages of inundated lake areas using three different zoom views at three different dates (high, medium and low water stages) are presented in Fig. 5.13.

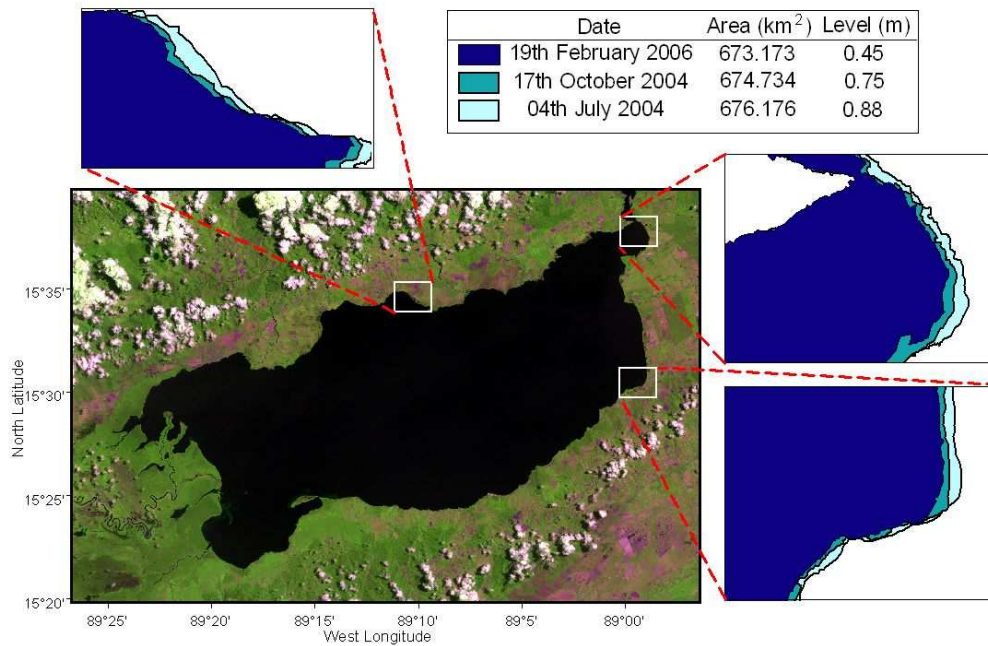


Figure 5.13. Examples of Lake Izabal area variations. Three dates of different lake stages are presented together with the corresponding lake's area (km<sup>2</sup>) and level (m<sup>2</sup>).

Topography around the shoreline of Lake Izabal is varying. Variations in the shore slope would mean higher/lesser inundated area variations per level variation. Flatter (steeper) shores mean greater (smaller) surface changes per level change (Fig. 5.14). Regrettably, information about the shore topography or lake bathymetry does not exist in a detailed scale in Lake Izabal. This information would bring a stronger validation data of the water volume estimations.

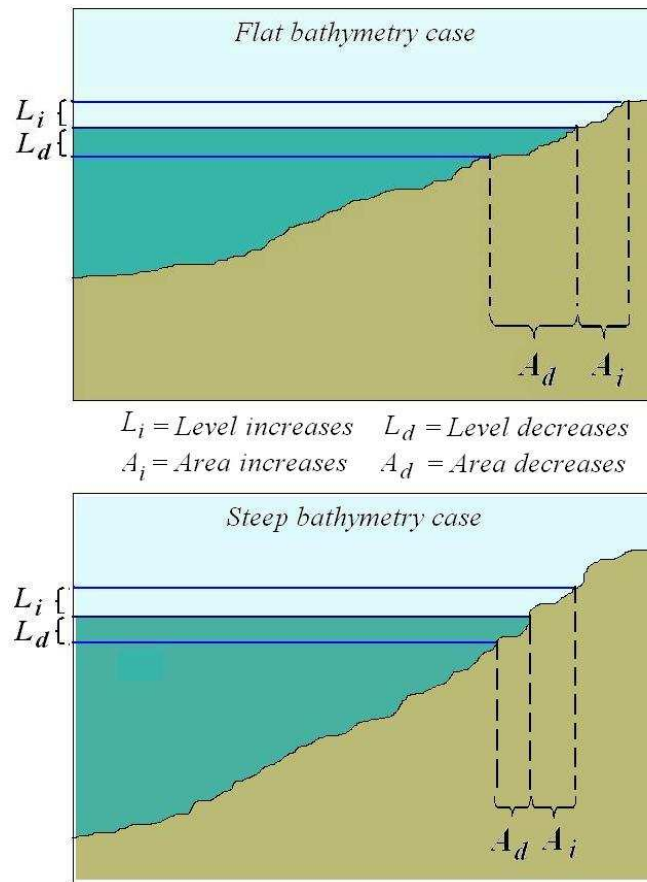


Figure 5.14. Influence of lake shore bathymetry in the relationships area/level variations for a flat bathymetry case (upper frame) and a steep bathymetry case (lower frame). The blue lines are level rise and drop. The dashed black lines indicate the consequent area increase or decrease.

The estimated lake surface areas were validated through the use of in-situ lake level measurements. There is no availability of ground surveys or high resolution aerial photos (taken simultaneously to the SAR images), needed to a more accurate validation exercise. In addition, information about the Lake Izabal bathymetry or shore topography would provide means to relate lake level variations with inundated area variations (Zhang et al., 2006).

The time series of lake area variations (derived from SAR images) and lake levels (from in-situ measurements) were compared and the results presented in Fig. 5.15. In-situ data are presented at 35 days intervals corresponding to the RA-2 repeat cycle dates, whereas the SAR derived lake surface does not have a constant time interval due to data

unavailability (Table 5.1). The Lake Izabal water level follows the climate seasonality, with high water stages occurring during the rainy seasons (May-November), and low water stages during the dry seasons (December-April) (Medina et al., 2008A). The Lake Izabal area variations also follow this pattern. The inundated areas, estimated with images acquired in the rainy seasons, have larger extensions than the inundated areas estimated during low water stages months (Table 5.2, Fig. 5.15). Note that given the geometry of the lake (large area, low depth) the y-axes in Fig. 5.15 were set at different magnitude orders (0.2 m for level and  $1 \times 10^6 \text{ m}^2$  for inundated area).

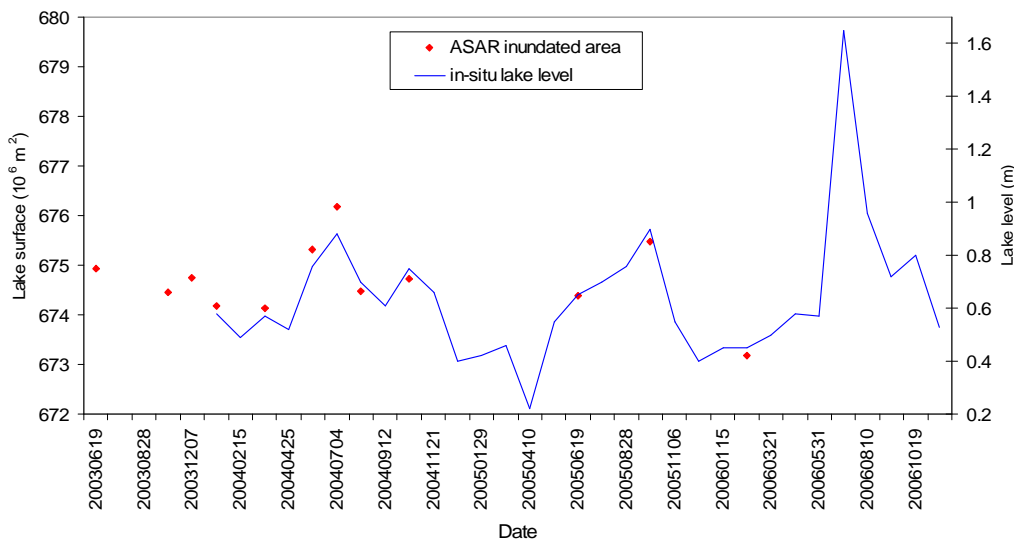


Figure 5.15. Lake Izabal in-situ water level timeseries (blue solid line). Corresponding SAR derived lake surface (red diamonds).

The soundness of the Lake Izabal area estimations from SAR images was analyzed. The simultaneous acquired paired samples of lake level and area were isolated, plotted and statistically analyzed (Fig. 5.16). The lake area and level line plots, regardless the timescale, have a similar behaviour (Fig. 5.16.A). Increases/decreases of the inundated area (from SAR data) coincide with lake level rises/drops (from in-situ measurements). The regression analysis indicates that the relationship between Lake Izabal inundated area and water level has a relationship close to a linear nature (Fig. 5.16.B). The analysis yielded a correlation coefficient of 0.9 indicating a strong statistical relationship between the two variables. The high correlation observed is strengthened by

the agreement among the average of the estimated areas from SAR (674.67 km<sup>2</sup>) and the GIS-based estimated area (673.29 km<sup>2</sup>).

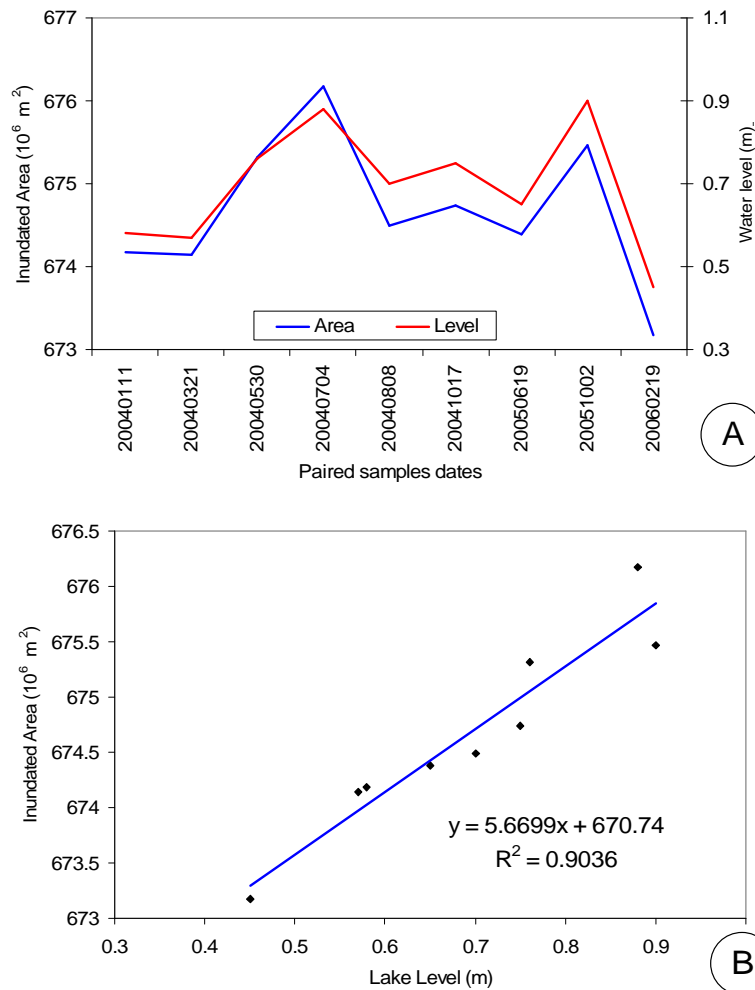


Figure 5.16. A) Line plots of Lake Izabal area in 10<sup>6</sup> m<sup>2</sup> (blue line) and its corresponding paired sample of in-situ measured lake level in m (red line). B) Scatterplot and regression between lake levels and areas. The regression equation and the correlation coefficient are also shown.

### 5.4.3 Lake Izabal water volume timeseries

The water volume dataset was obtained from the Eq. (5.1) using the water level and inundated area paired samples (Table. 5.2). Based on the level, area and volume data, a set of rating curves was developed (Fig. 5.17). Different kinds of relationships were found in the paired datasets.

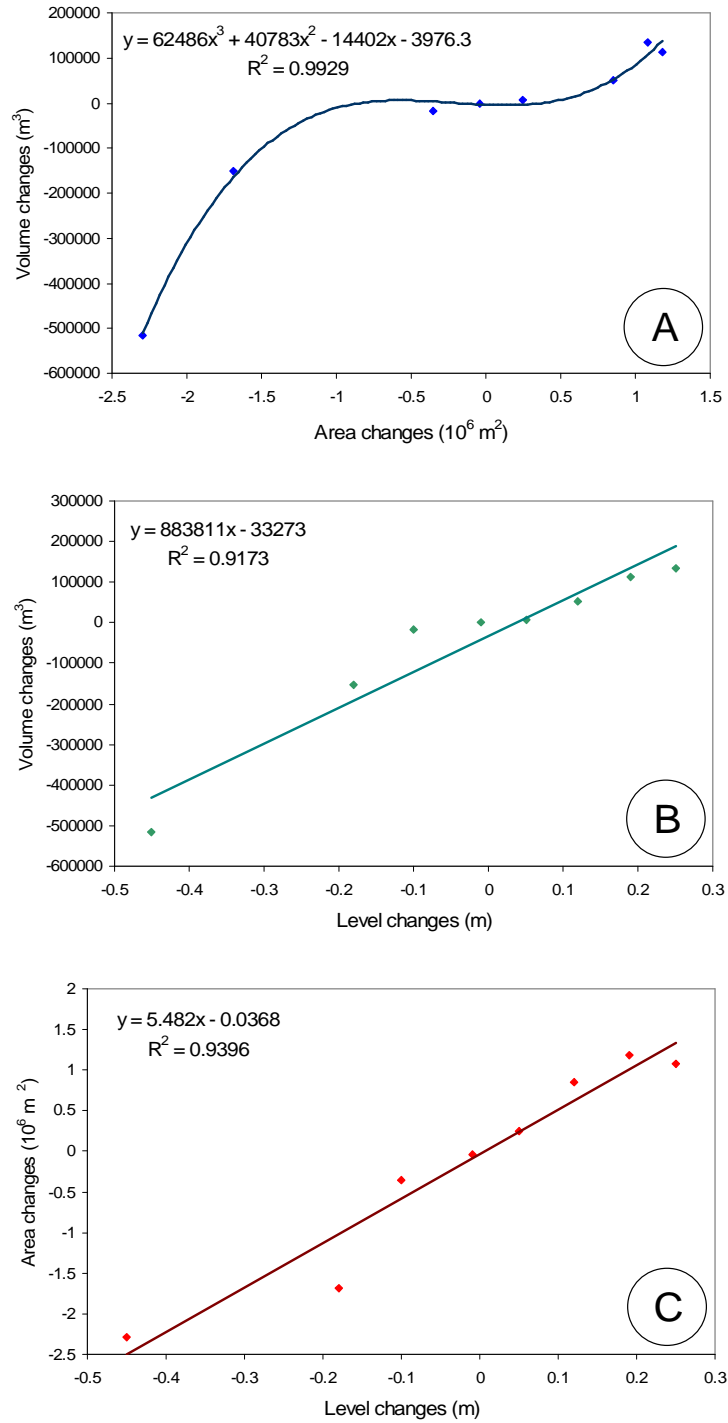


Figure 5.17. Rating curves and correlation coefficients for: A) Area changes vs. volume changes; B) Level changes vs. volume changes; and C) Level changes vs. area changes

The volume changes as a function of area changes presented a third-grade polynomial relationship with a high correlation coefficient of 0.99 (Fig. 5.17.A). The volume changes driven by the lake level variations showed a linear relation with a correlation coefficient of 0.91 (Fig. 5.17.B). Finally, the area changes as a function of level changes yielded a linear relation with a correlation coefficient of 0.94 (Fig. 5.17.C).

The rating curves reveal the relationships between volume/area/level changes of Lake Izabal, which are closely connected with the lake's shore topography and bathymetry. Furthermore, the remotely sensed inundated area estimation could provide, besides the volume changes information, a way of improving our knowledge about the Lake Izabal topography and bathymetry, because the slope of the lake's bottom can be inferred from the inundated area change per unit of level (Medina et al. 2009).

According to Medina et al. (2008A), the altimeter RA-2 is highly accurate in deriving the Lake Izabal water level fluctuations. Although the in-situ level measurements and RA-2 derived level are not referenced to the same system, the RA-2 dataset is suitable to be used in this analysis because the rating curves are based on relative level changes. The RA-2 level rises/drops can be used as input in the rating curves as the in-situ relative level variations are statistically similar to the RA-2 level variations: linear correlation coefficient of 0.83 and the rms of the differences error of 0.09 m (Medina et al., 2008A). Lake level data were converted into water volume and inundated area using the rating curves. The results are presented in Table. 5.3 and Fig. 5.18. The Lake Izabal mean depth as well as the absolute inundated areas (measured and estimated) was considered to estimate the overall water volume variations.

Parameter	Source	Units	Average	Variance	Min.	Max.	Range
LLH	RA-2	m	1.16 <sup>a</sup>	0.0469 <sup>i</sup>	0.76	2.04	1.29
	In-situ		0.63 <sup>b</sup>	0.0408 <sup>i</sup>	0.22	1.7	1.48
Area	RA-2	10 <sup>6</sup> m <sup>2</sup>	674.21 <sup>c</sup>	0.6351 <sup>j</sup>	672.442	677.206	4.76
	ASAR		674.625 <sup>c</sup>	0.6079 <sup>j</sup>	673.173	676.176	3.001
Volume	RA-2	10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	8506.519 <sup>d</sup>	13315.484 <sup>k</sup>	8271.202	9018.153	746.951
	ASAR		8565.579 <sup>d</sup>	9976.769 <sup>k</sup>	8366.911	8762.363	395.453
<sup>a,b,c,d</sup> numbers with same letters are significantly similar, based on t-test of means ( $\alpha=5\%$ )							
<sup>i,j,k</sup> numbers with same letters are significantly similar, based on f-test of variances ( $\alpha=5\%$ )							

Table 5.3. Statistical parameters of the Lake Izabal water level, inundated area and volume estimations. The estimations are based on different data sources: in-situ, RA-2 and ASAR.

The disparity between the LLH from RA-2 data and in-situ measurements (t-test of means) is caused by the referencing differences. However, the variances are statistically similar (f-test of variances). Additionally, the range indicates an interval of around 1.38 (average) between the highest and the lowest lake level. Regarding the area and volume results presented in Table 5.3, the extreme values are farther in the RA-2 estimations, while the average and variance of the area and volume estimations are significantly similar (t-test of means and f-test of variances) in both sources (RA-2 and ASAR).



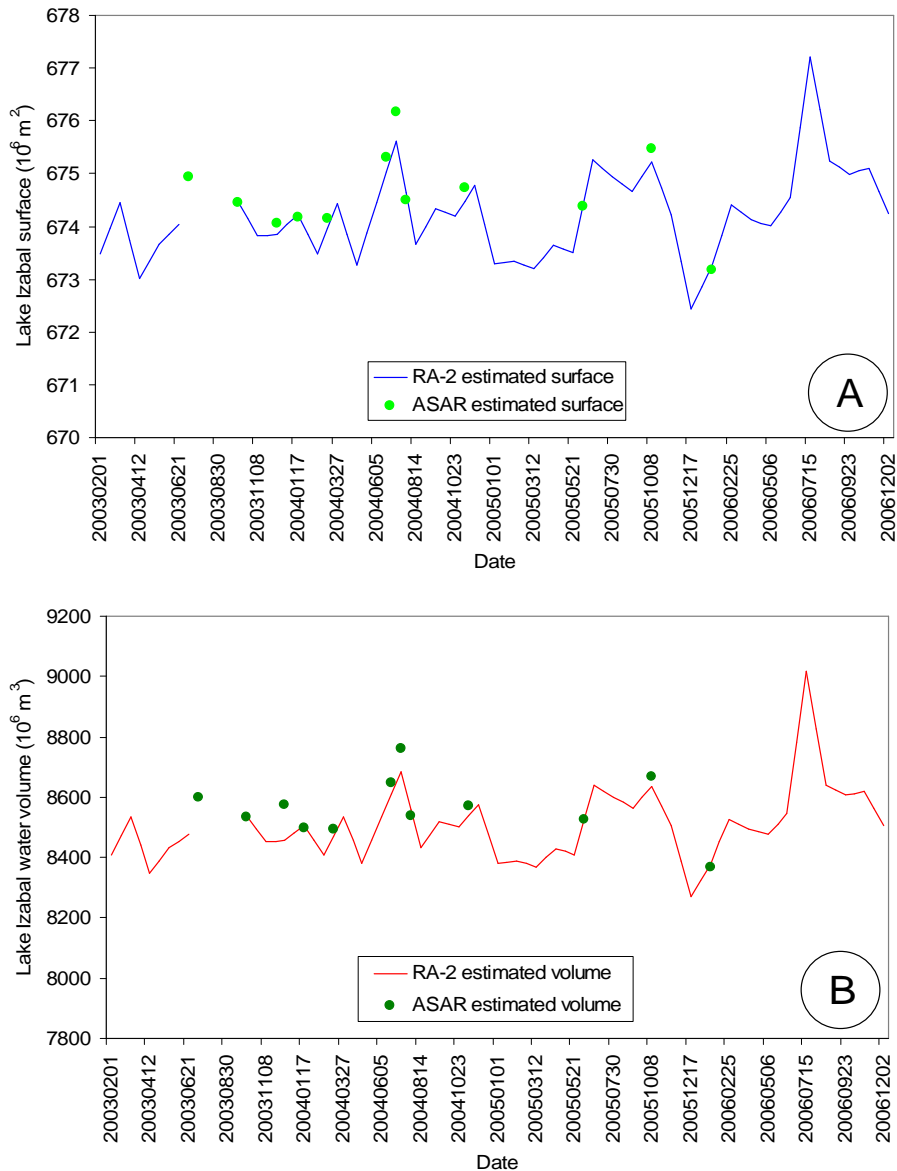


Figure 5.18. A) Timeseries of Lake Izabal surface (in  $10^6 \text{ m}^2$ ) estimations. B) Same as A) but for Lake Izabal water volume (in  $10^6 \text{ m}^3$ ). Estimations from RA-2 data (blue/red lines for area/volume), and ASAR imagery (light/dark green circles for area/volume)

The estimated Lake Izabal water volume variations are important for hydrology and limnology related fields. However, for operational and social purposes, it is important the knowledge about inundated area variations (estimation of flooded areas). Both estimations attained of inundated area and water volume (Table 5.3 and Fig. 5.18), are in good agreement with the available data reported in literature. The inundated area

estimations ( $674.2$  and  $674.6 \times 10^6 \text{ m}^2$  from RA-2 and ASAR respectively) are very similar with the Guatemalan geographic database information ( $673.29 \times 10^6 \text{ m}^2$ ). The most recent estimation of the Lake Izabal water volume found in the literature is  $8300 \times 10^6 \text{ m}^3$  (OTECBIO, 2003), which is also in the same range of the water volume estimations ( $8506.5$  and  $8565.6 \times 10^6 \text{ m}^3$  from RA-2 and ASAR respectively).

There were some strong lake level variations which were out of the rating curves range, for example: the lake level rise in June 2006 and the lake level drop in December 2005. The estimated water volume and inundated area in those dates have another source of error caused by unknown bathymetry changes. However, the analysis of the timeseries assumed homogenous bathymetry. The range of the water volume stored in Lake Izabal estimated during the study period varies between  $8271.2$  ( $17^{\text{th}}$  December of 2005) and  $9018.15 \times 10^6 \text{ m}^3$  ( $15^{\text{th}}$  July of 2006) whereas the inundated area variations from RA-2 levels ranges from  $672.44$  ( $17^{\text{th}}$  December of 2005) to  $677.2 \times 10^6 \text{ m}^2$  ( $15^{\text{th}}$  July of 2006). The timeseries obtained from the rating curves present a strong seasonal signal forced by the weather seasonality. High values of water storage and inundated area are found in the rainy seasons (May-November) while low values are found during the dry seasons (December-April). An important interannual variation was also found with an unclear pattern (Fig. 5.18). A detailed description of the Lake Izabal seasonal and interannual lake level fluctuations can be found in Medina et al. (2008A) and the same analysis for the water volume fluctuations is presented in Section 5.4.4.

The errors budget could not be estimated due to a lack of ground estimates of volume variations. For this reason, the water volume values should be considered with care only as a first approximation to the lake water storage variations. Even though this is a rough approach, it unearths valuable information regarding the Lake Izabal hydrologic dynamics such as the lake's water mass budget. These results of the Lake Izabal water volume variations provide information related with the lake's catchment water mass balance, since they reflect water inputs/outputs rates. The water inputs are the sum of direct rainfall, surface runoff of the tributaries and underground water inputs, whereas the outputs are the joint effect of evaporation rates, ground seepage, and surface outflow

(Birkett, 1995; Cretaux and Birkett, 2006). Moreover, the water inputs/outputs are partially modulated by anthropogenic activities such as irrigation.

The physical properties of the Lake Izabal such as the water volume variations are poorly known and field data are generally scarce and sporadic. The scarcity of field data or ground surveys in the area, are mainly caused by a lack of financial resources. In this Chapter, it has been demonstrated that the remote sensing techniques have arisen as a suitable way for complementing the scarce ground measurements in the area. The water volume changes cannot be directly measured, but as a first approach they were estimated by analyzing the lake level and inundated area variations. Hence, remotely sensed water surface area and/or level can provide a good approach to estimate that (Zhang et al. 2006).

The combination of remote sensing techniques with hydrological and climatic models will bring to light information about other parameters involved in the Lake Izabal water mass balance such as the surface and groundwater input, the surface outlet and seepage. In the Chapter VI, the water volume variations of Lake Izabal will be combined with climate-driven runoff models, in-situ data and climatic analyses in order to find out more information about the water mass balance of the Lake Izabal basin.

#### 5.4.4 Seasonal and interannual variability

Lake water storage dynamics are forced by complex interactions of several factors such as climate, soils, physiography, biology, oceanography and anthropogenic influences. These interactions make the lake water volume to have different time scale variations, including interannual, seasonal, monthly, and daily fluctuations. In this section, the water volume variations are focused on the seasonal and interannual timescales.

Since the interest remains in the lower frequency oscillations (seasonal to interannual), all the fluctuations with higher frequencies were removed from the time series by applying the LOWESS (Locally Weighted Regression Scatterplot Smoother)

filter proposed by Cleveland (1979). LOWESS is a modelling method built on “classical” methods such as linear and non-linear least squares regression. It combines techniques for smoothing with techniques for estimation. Simplicity of linear least squares regression with flexibility of nonlinear regression is merged also (NIST/SEMATECH, 2006). This kind of curve fitting method is known as locally weighted polynomial regression. The polynomial curve is fitted to the data using weighted least squares, but it gives more weight if the value is near to the fitted curve and less weight for data far from it (Cleveland, 1979; NIST/SEMATECH, 2006). The weight function  $W(d)$  is a bi-cubic weight function traditionally used in interpolation modelling methods, and it is expressed as follows:

$$W(d) = \begin{cases} (1 - |d|^3)^3 & \text{for } 0 \leq |d| < 1 \\ 0 & \text{else} \end{cases}, \quad (5.2)$$

where:

$$d_i = |x_0 - x_i| / \max(|x_0 - x_i|), \quad (5.3)$$

$|d|$  denotes the absolute value of  $d$ , which corresponds with the local assignation of weight for each value according to its position.  $x_0$  is the estimated value and  $x_i$  is each observed value. Eq. (5.2) will assign the maximum weight to the estimated value  $x_0$  and the weight decreases with farther values. The results of the fitting procedure are presented in Fig. 5.19.

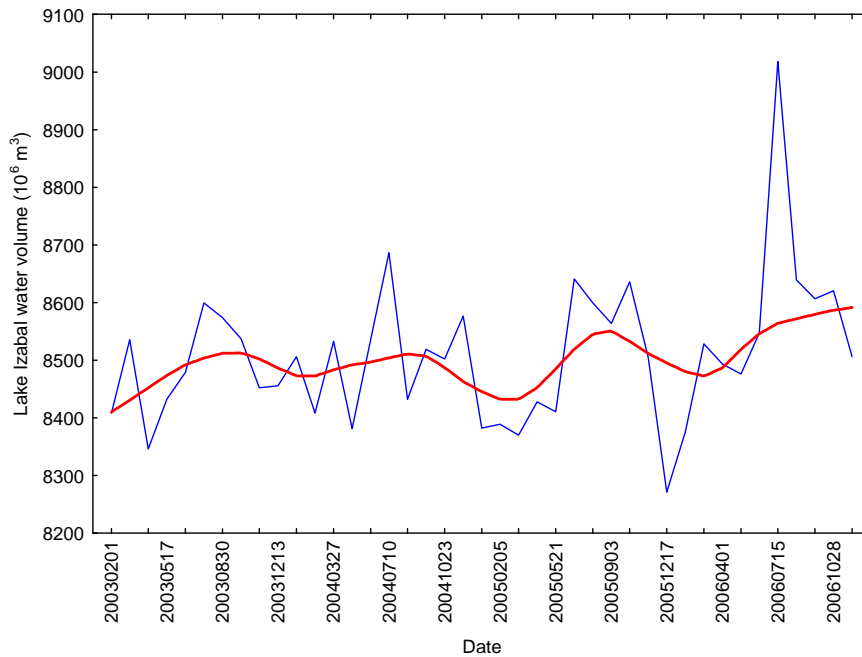


Figure 5.19. Line plot of the Lake Izabal water volume variations (blue line) and LOWESS fitted curve to highlight the seasonal signal (red line)

LOWESS curve fitting procedure allowed us to obtain adjusted curves representing the seasonal fluctuations of the Lake Izabal water volume estimated from RA-2 and ASAR data. A low and a high stage of the lake water storage were found in every year. The first months of the four years studied (January to May) showed low water storage, whereas high water volumes were found from May/June to November/December. This seasonal behaviour of the Lake Izabal water volume is driven by the rainy and dry season's cycle in the area. The rainy season starts around May, diminishing by the end of the year, when the dry season starts. There were found the highest lake volume in June and July of each year in the whole time period analyzed. The reason of that is when the rainy season starts, the rainfall-generated runoff that feeds the lake's bed, depends on soil moisture and other runoff modulators. Thus, the lake mass increase forced by rainfall has a delay of one or two months.

Guatemalan rivers flows, including the Polochic-Cahabon complex, have also a seasonal behaviour following the rainy and dry season's cycle. Fig. 5.20 shows the flow time series for the hydrologic year 2002-2003 of Cahabon River. The seasonality of the

river has the same time distribution of the rainy (May to November) and dry (December to April) seasons.

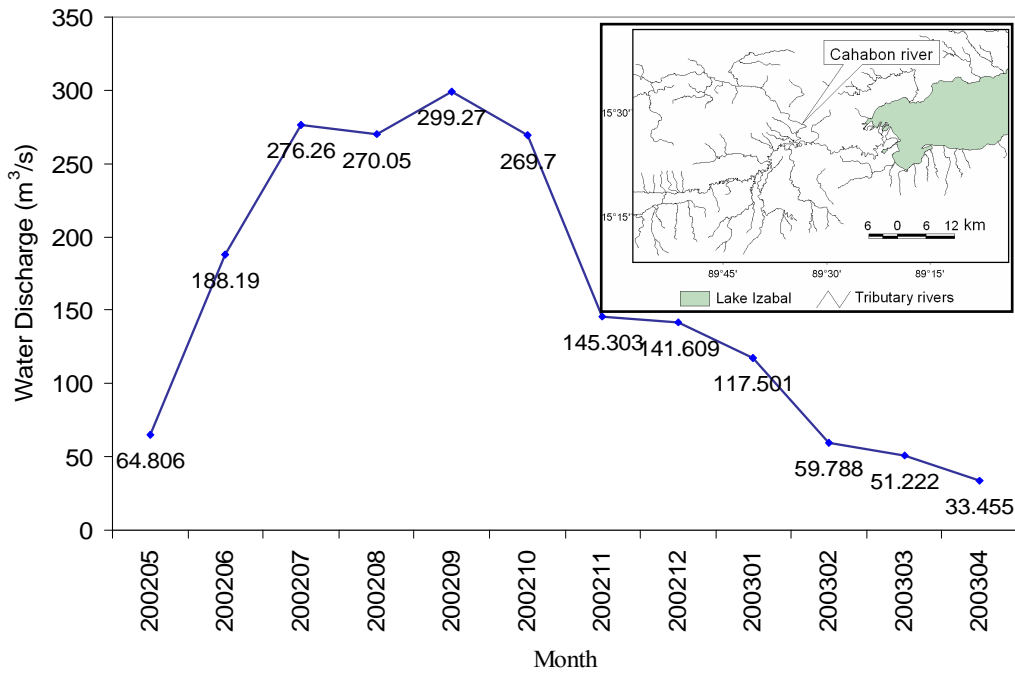


Figure 5.20. Annual Cahabon River water discharge (2002-2003). In the inserted box, the location of the Cahabon River gauge station in the Lake Izabal catchment is presented. Units are in m<sup>3</sup>/s.

Rainy and dry season's cycles do not have the same magnitude or time distribution every year. In order to extract more information about the yearly Lake Izabal water storage dynamics, a year to year comparison was developed. Note that the time period analyzed is considered too short to find a long-term trend of the lake water mass, but some interesting findings were obtained regarding its interannual variability. Fig. 5.21 shows the adjusted time series of the four years study period of the water volume derived from the RA-2 dataset. The descriptive parameters used to compare quantitatively the four years are presented in Table. 5.4.

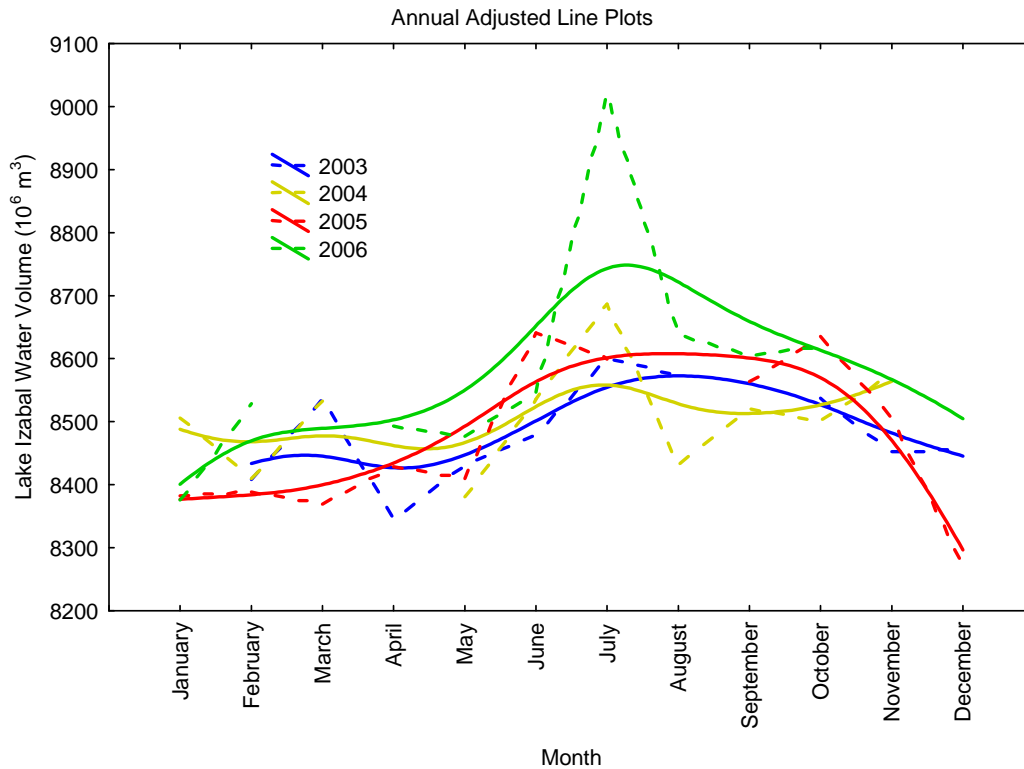


Figure 5.21. Lake Izabal water volume annual time series. Each year is presented in different color: 2006 (green), 2005 (red), 2004 (yellow) and 2003 (blue). The dashed lines are the 35 days line plots and the solid lines are the adjusted curves.

Parameter	Water volume of Lake Izabal (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )			
	2003	2004	2005	2006
Mean	8481.7815	8507.9299	8472.3235	8581.0673
Standard deviation	78.9797	88.1801	123.4729	172.2718
Maximum	8599.1448	8686.6580	8641.0113	9018.1530
Minimum	8346.1441	8380.7941	8271.2023	8375.6538
Range	253.0007	305.8639	369.8090	642.4992

Table 5.4. Annual statistical parameters of the estimated water volume of Lake Izabal

The year with the highest water volume in the study period was 2006, it was significantly higher than 2003 and 2005 (based on t-test of means,  $\alpha=10\%$ ). The maximum lake water storage in that year occurred in July 2006. The annual peak of the rest of years also happened around June-July. The high stage (rainy season) and the low stage (dry season) of 2006 were also higher than the high/low stages of the other three years. The seasonal variance in that year was higher as well, leading to high data dispersion reflected in the range and standard deviation values (Fig. 5.21 and Table 5.4).

The variance of 2006 was significantly greater than 2003 and 2004 (f-test of variance,  $\alpha=5\%$ ). 2005 was the year with the lowest stages, in mean and extreme water volume values. The year 2005 presented besides the minimum water volume of the whole period. However, it was significantly similar to 2003 and 2004 (t-test of means,  $\alpha=10\%$ ).

Concerning the year 2005, the high stage (rainy season) was higher than the 2003 and 2004 high stage volumes, but the 2005 low stage presented lower water volumes than those years. That greater seasonal signal of 2005 is evidenced in the range and standard deviation values. Nevertheless, this years (2003, 2004, 2005) variances were significantly similar (f-test of variance,  $\alpha=5\%$ ). The years 2003 and 2004 showed average values of water volume in comparison with the other years (Table 5.4). Data dispersion through those years was relatively small, being seasonality the main contributor to this feature (Fig. 5.21). In the four years taken into account the lake high and low stages are well defined.

From all the timescales of variations, our results show that the seasonal signal is the strongest. Our analysis show that in the time period of study, the Lake Izabal water volume dynamics follow the rainy and dry season's cycle in the zone. During the period from December to May the lake water height shows a low stage, whereas from June to November shows a high stage. The interannual comparisons made found that 2006 was the year with the highest lake water volumes (average and extremes); 2005 was the year with the lowest values of lake water volume. 2003 and 2004 showed a similar behaviour with low data dispersion and averages between 2005 and 2006.



# CAPÍTULO SEXTO



### **Técnicas integradas para el estudio del balance hídrico y transporte de sedimentos en el Lago de Izabal**

#### **6.1 Introducción**

En el capítulo IV de la presente Memoria de Tesis Doctoral se desarrollaron y aplicaron modelos numéricos para el estudio de procesos físicos en el sistema hidrológico del Lago de Izabal. Por otra parte, en el capítulo V se aplicaron técnicas de teledetección para el estudio de otros procesos físicos del ecosistema mencionado. Finalmente, en este capítulo VI, se utilizan técnicas para integrar modelos numéricos, teledetección y medidas in-situ para estudiar los dos procesos físicos de interés: el balance hídrico y el transporte de sedimentos en el sistema del Lago de Izabal.

Los procesos físicos del balance hídrico y el transporte de sedimentos en la cuenca del Lago de Izabal son procesos clave en la planificación del manejo y uso de los recursos naturales del ecosistema. Su importancia radica en que la mayoría de variables químicas, biológicas y físicas del sistema están relacionadas en distintos niveles con los procesos estudiados. Como se ha mencionado anteriormente, se han realizado muy pocos esfuerzos orientados al estudio de procesos físicos en el Lago de Izabal. Además, los pocos estudios realizados han levantado información de manera puntual, careciendo de series temporales continuas.

El objetivo principal de este capítulo es el de proveer estimaciones acerca de la variabilidad temporal del balance hídrico y el transporte de sedimentos del Lago de Izabal, a partir de la integración de información proveniente de modelos numéricos, teledetección y medidas in-situ. Las estimaciones de ambos procesos físicos estudiados se basan en el principio de conservación de la masa del sistema. De manera que se consideran entradas, almacenamiento y salidas de materia dominadas por sub-procesos hidrológicos. En cuanto al balance hídrico del Lago de Izabal, las estimaciones se basan en la conservación de la masa de agua. Las entradas de agua al sistema son las precipitaciones pluviales sobre el lago y su área de captación, mientras que las salidas

consideradas fueron la evaporación y drenaje superficial a través del Río Dulce. Así que, a partir del balance de masa del sistema, se elaboraron series temporales de cada componente del ciclo hidrológico (lluvia, caudal de ríos tributarios, evaporación, evapotranspiración, variaciones de volumen y salida como flujo superficial). Los resultados obtenidos se interpretaron considerando la descripción física del sistema hidrológico (Capítulo III), y los eventos extremos se relacionaron con cambios climáticos regionales producidos por fenómenos oceanográficos tales como el fenómeno de El Niño y anomalías en el Atlántico Tropical.

Con relación al transporte de sedimentos, el cálculo se basa en la conservación de partículas de suelo y sustancias. La evaluación del transporte de sedimentos considera los subprocesos de desprendimiento, transporte y deposición de partículas en las cuencas hidrológicas tributarias del Lago de Izabal, así como el transporte y precipitación de los sedimentos en el interior del cuerpo de agua. El transporte de sedimentos dentro del sistema, ocurre gracias a la acción de diversas fuerzas como la lluvia, la gravedad, el flujo de agua superficial y subterráneo, la circulación del agua en el lago, y la difusión. La determinación de cada fuerza del proceso se realizó a partir de distintas fuentes de información (in-situ y/o modelos numéricos). Con la integración de modelos numéricos, teledetección y medidas in-situ, se consiguió realizar estimaciones de la cantidad total de partículas aportadas al agua del Lago de Izabal, así como los trayectos que siguen estas partículas una vez entran al lago. Las estimaciones realizadas fueron interpretadas con base en la descripción del sistema hidrológico (Capítulo III). Además, se discute sobre la influencia del humedal de las bocas del complejo Polochic-Cahabón como amortiguador del Lago de Izabal, y el mismo efecto amortiguador que tiene el lago en la zona costera del Caribe Guatemalteco.

La poca disponibilidad de datos in-situ no permitió validar las técnicas empleadas, por lo que los datos obtenidos se consideran únicamente como estimaciones. Sin embargo, estas estimaciones son confiables por encontrarse dentro de valores obtenidos en otras regiones similares y por ser físicamente lógicos. Las estimaciones realizadas dan información valiosa para el manejo del sistema. Tanto el balance hídrico como el transporte de sedimentos son procesos influenciados por una amplia variedad de

factores. Lamentablemente no todos los factores que afectan los procesos mencionados pudieron ser calculados ya sea utilizando modelos numéricos, teledetección o medidas in-situ. De manera que las estimaciones incluyen diversas fuentes de error que pueden afectar el grado de precisión de los valores.

## **6.2 El balance hídrico del Lago de Izabal**

### **6.2.1 Metodología**

En el Capítulo II, se indicaron los distintos componentes del ciclo hidrológico involucrados en el balance hídrico de un lago. Los procedimientos realizados en este capítulo, se basan en la conservación de la masa de agua del sistema y procuran equilibrar las entradas y salidas, con el almacenamiento y flujo del agua. Estudios previos relacionados con el balance hídrico de otros lagos ubicados en distintas regiones geográficas del globo (Wetzel, 2001; Mercier et al., 2002; Cretaux y Birkett, 2006), indican que las entradas y salidas se consideran como parte de distintos sub-procesos hidrológicos: (i) dinámica de las condiciones meteorológicas actuando sobre la superficie del lago ( $\Delta_{meteo}$ ), (ii) Aguas superficiales fluyendo hacia y desde el lago (afluentes y efluentes) ( $\Delta_{SW}$ ), que son influenciados por la naturaleza del suelo, relieve y vegetación de la cuenca de captación, y (iii) Aguas subterráneas infiltrándose hacia y percolándose desde el lago, a través del fondo del mismo ( $\Delta_{GW}$ ). Así, la estimación del balance hídrico del Lago de Izabal se rige de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$\Delta V = \Delta_{meteo} + \Delta_{SW} + \Delta_{GW} , \quad (6.1)$$

donde  $\Delta V$  son las variaciones del volumen de agua almacenada en el Lago de Izabal (con una escala temporal mensual). El primer término de la Eq. 6.1 ( $\Delta_{meteo}$ ), que se refiere a las entradas y salidas de agua debidas a la relación directa entre las condiciones meteorológicas y la superficie del lago está dado por la siguiente expresión:

$$\Delta_{meteo} = A(P - Ev), \quad (6.2)$$

siendo la precipitación ( $P$ ) y la evaporación ( $Ev$ ), las condiciones meteorológicas consideradas, expresadas en lámina de agua (m), y  $A$  se refiere al área inundada por el lago en cada paso del cálculo, en  $m^2$  (Capítulo V). El balance de agua superficial ( $\Delta_{SW}$ )

está definido por los ríos tributarios del Lago de Izabal y la salida superficial que se da a través del Río Dulce, y se representa como:

$$\Delta SW = t(Q_{in} - Q_{out}), \quad (6.3)$$

donde  $Q_{in}$  es la suma del caudal de todos los ríos tributarios del lago (estimado en el Capítulo IV),  $Q_{out}$  es el caudal del Río Dulce drenando hacia el Mar Caribe (desconocido), ambos en  $m^3/s$  y  $t$  es el tiempo durante el que se da el flujo de cada caudal, en s. Los términos  $A$  en la Eq. 6.2 y  $t$  en la Eq. 6.3 son utilizados para transformar cada proceso en cantidad de volumen de agua ( $m^3$ ). Aunque se desconoce con exactitud la magnitud del caudal de salida del Río Dulce, se sabe que depende, básicamente, de las variaciones de volumen de agua del Lago de Izabal, además se ve afectado por su relación con el nivel de la superficie oceánica en la Bahía de Amatique (Costa Caribeña Guatemalteca).

Con relación al punto (iii) ( $GW$ ), Wetzel (2001) indica que el flujo de entrada y salida dominante en la mayoría de lagos ocurre en corrientes superficiales. Esto se debe a que los sedimentos del fondo de la mayoría de lagos tienen, relativamente, baja conductividad hidráulica, por lo que la entrada y pérdida de agua a través del fondo es de baja proporción con relación al volumen total de agua involucrada en el ciclo. El componente de la dinámica de aguas subterráneas se expresa así:

$$\Delta GW = G_{in} - G_{out} \approx 0, \quad (6.4)$$

nótese que, en la Eq. 6.4, el balance de agua subterránea ( $\Delta GW$ ) es cercano a 0, ya que se asume que las entradas y salidas de agua subterránea, además de ser mínimas, son parecidas entre sí. Con esta suposición, se elimina el término  $\Delta GW$  de la Eq. 6.1, que además de ser mínimo, su medición/estimación requiere recursos no disponibles en esta investigación. De acuerdo a Wetzel (2001), un buen número de análisis en otros lagos han demostrado que las contribuciones de aguas subterráneas al volumen total de agua del lago son insignificantes. Además, indica que el flujo de agua subterránea entrando y saliendo de lagos puede fluctuar estacionalmente, dependiendo de la presión atmosférica sobre la superficie, así como variaciones de nivel del lago y nivel freático en los alrededores.

Considerando las distintas expresiones anteriores (Eqs. 6.2, 6.3, y 6.4), la ecuación del balance hídrico del Lago de Izabal (Eq. 6.1), también se puede expresar en términos de entradas y salidas como sigue:

$$\Delta V = Entradas - Salidas \Rightarrow \begin{cases} Entradas = P + Q_{in} \\ Salidas = Ev + Q_{out} \end{cases} \quad (6.5)$$

En la Fig. 6.1 se esquematiza el proceso del balance hídrico del Lago de Izabal, las fuentes de datos y flujo de masa de agua para el cálculo para balancear la ecuación.

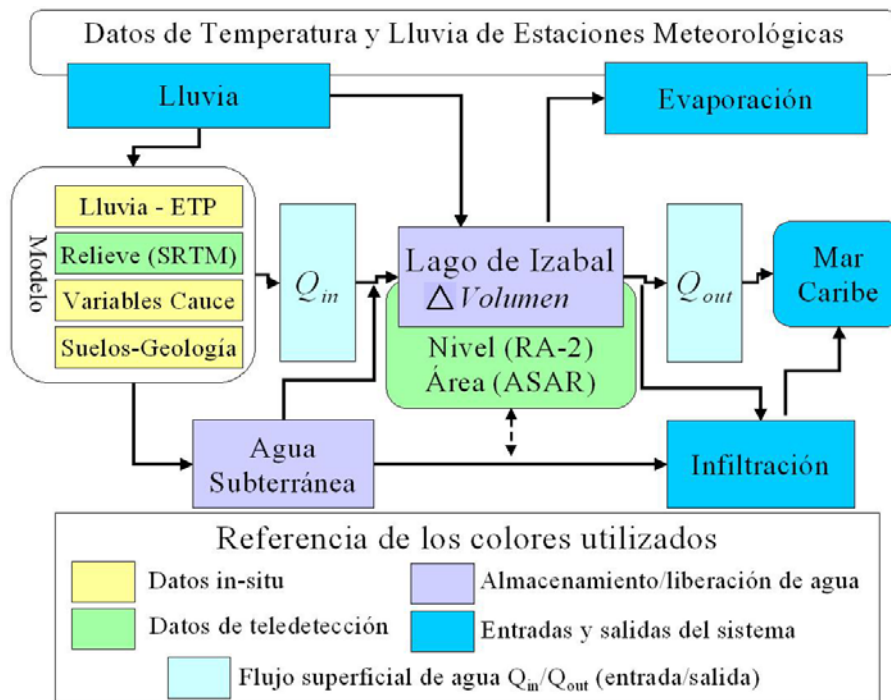


Figura 6.1 Esquema del flujo de masa de agua para el cálculo del balance hídrico del sistema del Lago de Izabal.

Se mencionó que las entradas de agua al lago son la lluvia, ríos tributarios y aguas subterráneas. Sin embargo, con otro enfoque del proceso, la lluvia se constituye en la única fuente de entrada, de manera directa sobre la superficie del lago y de manera indirecta sobre la cuenca de captación. La lluvia que cae sobre el área de captación llega al lago con retrasos a diferentes escalas de tiempo (días, semanas o años después). Una

parte se pierde por evapotranspiración, otra parte es almacenada subterráneamente y el resto de agua es descargada por los ríos y el sistema subterráneo.

Los datos utilizados para determinar el balance hídrico del Lago de Izabal (Eq. 6.5) fueron obtenidos a partir de tres fuentes: (i) medidas in-situ, (ii) simulaciones a partir de modelos hidrológicos, y (iii) estimaciones a partir de productos de sensores remotos. Hasta donde se sabe, esta es la primera vez que se realizan estimaciones acerca del balance hídrico de la cuenca del Lago de Izabal. El análisis se extendió a cuatro años (2003-2006), con un detalle temporal mensual. La frecuencia mensual de las estimaciones de definió con base en la disponibilidad de datos y en los resultados de la variación de volumen de agua almacenada del lago, que indican que la señal más fuerte de variación es la estacional.

## 6.2.2 Resultados

### 6.2.2.1 Análisis meteorológico

Los parámetros considerados en este análisis meteorológico fueron: precipitación pluvial (mm), temperatura media mensual (°C), altitud (m), horas diarias de luz (h), y evaporación (mm) (según disponibilidad de tanque evaporímetro). La escala temporal utilizada fue mensual. Los datos utilizados fueron obtenidos en estaciones meteorológicas ubicadas en la cuenca (Fig. 3.1). La evapotranspiración potencial se calculó a partir de la fórmula de Blaney y Criddle (1950), que considera la temperatura media mensual y el porcentaje de horas de luz solar. Una vez estimada la evapotranspiración potencial se realiza un ajuste de acuerdo a la cobertura y uso de la tierra.

La cantidad total de agua que entra al sistema puede llegar al lago, ya sea por ingreso directo sobre la superficie del lago, escorrentía superficial, infiltración sub-superficial o aguas subterráneas. La magnitud de agua con potencial de llegar al lago en el mes de interés depende de la diferencia entre la precipitación y la evapotranspiración sobre la cuenca de captación. Ésta sigue un patrón estacional (Fig. 6.2).



Los períodos en los cuales la precipitación es mayor que la evapotranspiración (Julio-Noviembre 2004, Junio 2005-Febrero 2006, y Junio-Noviembre 2006), representan un excedente en la cuenca que se transforma en escorrentía superficial o alimenta acuíferos, dependiendo de las condiciones edafológicas. Mientras que los períodos en los que la evapotranspiración potencial es mayor que la precipitación (Marzo-Mayo 2004, Septiembre 2004, Diciembre 2004-Junio 2005, Abril-Mayo 2006) representan períodos de déficit hídrico, donde el caudal de los ríos tributarios depende del agua almacenada en la cuenca en épocas anteriores.

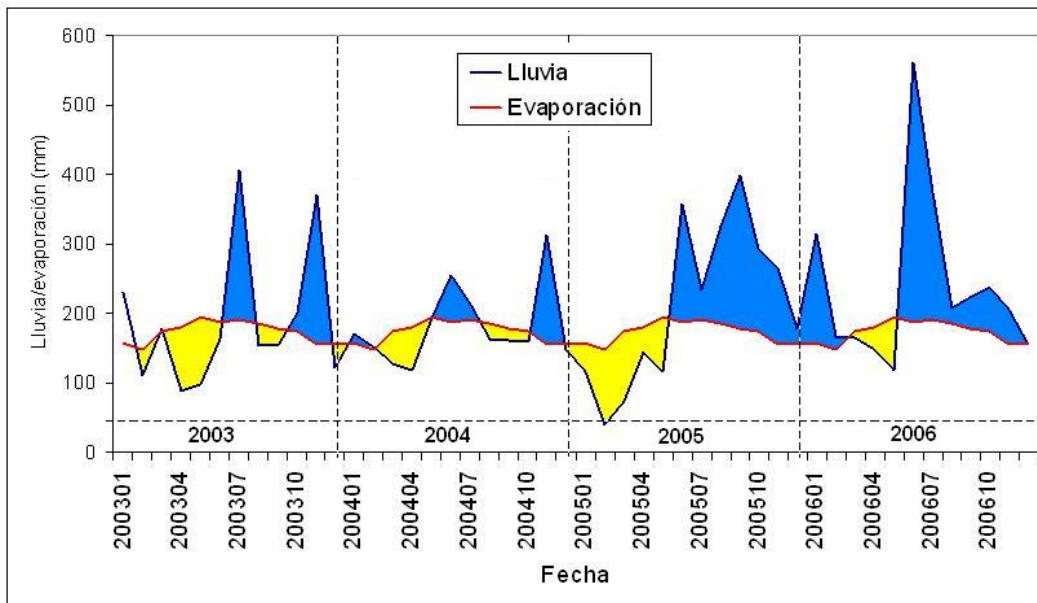


Figura 6.2. Climadiagrama de lluvia y evaporación en la cuenca del Lago de Izabal. Promedios de datos de las estaciones meteorológicas ubicadas dentro del área de influencia de la cuenca.

Además, los períodos de excedente/déficit de agua (áreas azules/amarillas, en la Fig. 6.2), representan un ingreso/egreso directo de masa de agua desde la superficie del Lago de Izabal. Se sabe que las pérdidas por evaporación hacia la atmósfera varían de acuerdo a varios parámetros geofísicos tales como: velocidad del viento, humedad, temperatura del aire y temperatura del agua (Wetzel, 2001). Sin embargo, en esta Memoria, la lluvia/evaporación directa sobre la superficie del lago es considerada uniforme espacialmente por considerarse que las variaciones son de menor orden de magnitud que los de interés para esta Tesis Doctoral.

Como se observa en la Fig. (6.2), las precipitaciones en la zona tienen un comportamiento anual bimodal, es decir, que presentan dos picos de lluvia durante cada época lluviosa. Los eventos climáticos que sobresalen en el período de estudio fueron el extenso suceso de déficit hídrico durante los meses de enero a abril de 2005 y el pronunciado crecimiento de la precipitación pluvial en el mes de julio de 2006. Se considera que estos eventos extremos afectaron el balance hídrico del sistema del Lago de Izabal. Este análisis meteorológico afecta tanto el ingreso/salida (lluvia/evaporación) de agua en la superficie del Lago de Izabal, como el ingreso/salida (lluvia/evapotranspiración) y almacenamiento de agua en la cuenca de captación del lago, que es la base para el análisis de las aguas superficiales que drenan hacia el Lago de Izabal que se presenta a continuación.

#### 6.2.2.2 Aguas superficiales tributarias del Lago de Izabal

A partir del modelo hidrológico presentado en el Capítulo IV de esta Memoria, se realizaron estimaciones del agua superficial total que ingresa al Lago de Izabal. Se aplicó el modelo HYDROTREND (Kettner y Syvitski, 2007) a cada una de las cuencas tributarias del lago. Los datos de entrada que utiliza el modelo (topografía, clima, capacidad de almacenamiento, entre otros) se obtuvieron de la descripción física de la cuenca presentada en el Capítulo III. La relación entre las condiciones climáticas y la geomorfología de las cuencas provee un balance entre la entrada de agua, el almacenamiento y la salida de agua en forma de caudal de cada río. El agua almacenada en la cuenca es liberada hacia el Lago de Izabal con escalas semanales, mensuales y anuales, y su volumen influye en el caudal base (caudal de época seca) que entra al lago.

Murrone et al. (1997), indica que la respuesta de las cuencas hidrográficas a la lluvia consiste en dos componentes principales, uno representa el caudal base y otro la escorrentía directa. Además, se menciona en ese trabajo, que la lluvia efectiva alcanza la desembocadura de una cuenca por tres trayectos: agua subterránea (caudal base), flujo sub-superficial rápido (macroporos), y flujo superficial saturado (drenaje superficial); la escorrentía directa está conformada por los últimos dos.

Considerando que las condiciones climáticas varían relativamente poco, en espacio, dentro de la cuenca, la principal característica que determinó la variabilidad de descarga de agua fue la extensión del área de captación. En la Tabla. 6.1 se presentan estadísticos del caudal de descarga de las principales cuencas tributarias del Lago de Izabal, así como el total de agua descargada en el lago por unidad de tiempo.

Agua superficial drenada hacia el Lago de Izabal	Área captación	Caudal medio	Desviación Estándar	Máximo/mínimo
	km <sup>2</sup>			
Total	6862	417	173	934/168
Complejo Polochic-Cahabón	5326.63	326	134	705/119
Río Sauce	341.64	21	10	57/7
Río Oscuro	241.99	15	7	39/5
Río Tunico	135.41	8	3	20/4
Río San Marcos	134.44	8	3	20/4
Río Sumache	89.24	5	2	12/3
Río Pedernales	67.53	4	1	9/2
Río Amatillo	86.88	5	1	12/3
Resto de Ríos	345.41	21	10	57/7

Tabla 6.1 Características estadísticas del caudal y área de captación de los ríos tributarios del Lago de Izabal.

Como se observa en la Tabla. 6.1, el caudal medio de cada río tributario del Lago de Izabal varía en la misma proporción en que varía el área de captación de los mismos. Asimismo, los rangos y desviación estándar del caudal de cada río se ven influenciados por el tamaño de la cuenca de captación. Brinson (1976), realizó medidas del caudal del complejo Polochic-Cahabón durante noviembre de 1971 a octubre de 1972, obteniendo un valor de caudal medio anual de 323 m<sup>3</sup>/s, siendo muy similar al promedio simulado por HYDROTREND para el período 1987-2006.

Más recientemente, Basterrechea (1993) indicó que el complejo Polochic-Cahabón aporta más del 70% de agua al Lago de Izabal. Aunque no se indica en qué se sustenta la afirmación del mencionado autor, los resultados estimados con el modelo hidrológico concuerdan con ella. El caudal medio del complejo Polochic-Cahabón representa el 78% del caudal medio total descargado hacia el Lago de Izabal. No obstante, la contribución del complejo Polochic-Cahabón, varía en magnitud en cada época del año. En la Fig. 6.3 se presenta la variación mensual (Fig. 6.3.A) y diaria (Fig.

6.3.B) del porcentaje de contribución del complejo Polochic-Cahabón en relación al total de agua fluyendo hacia el Lago de Izabal.

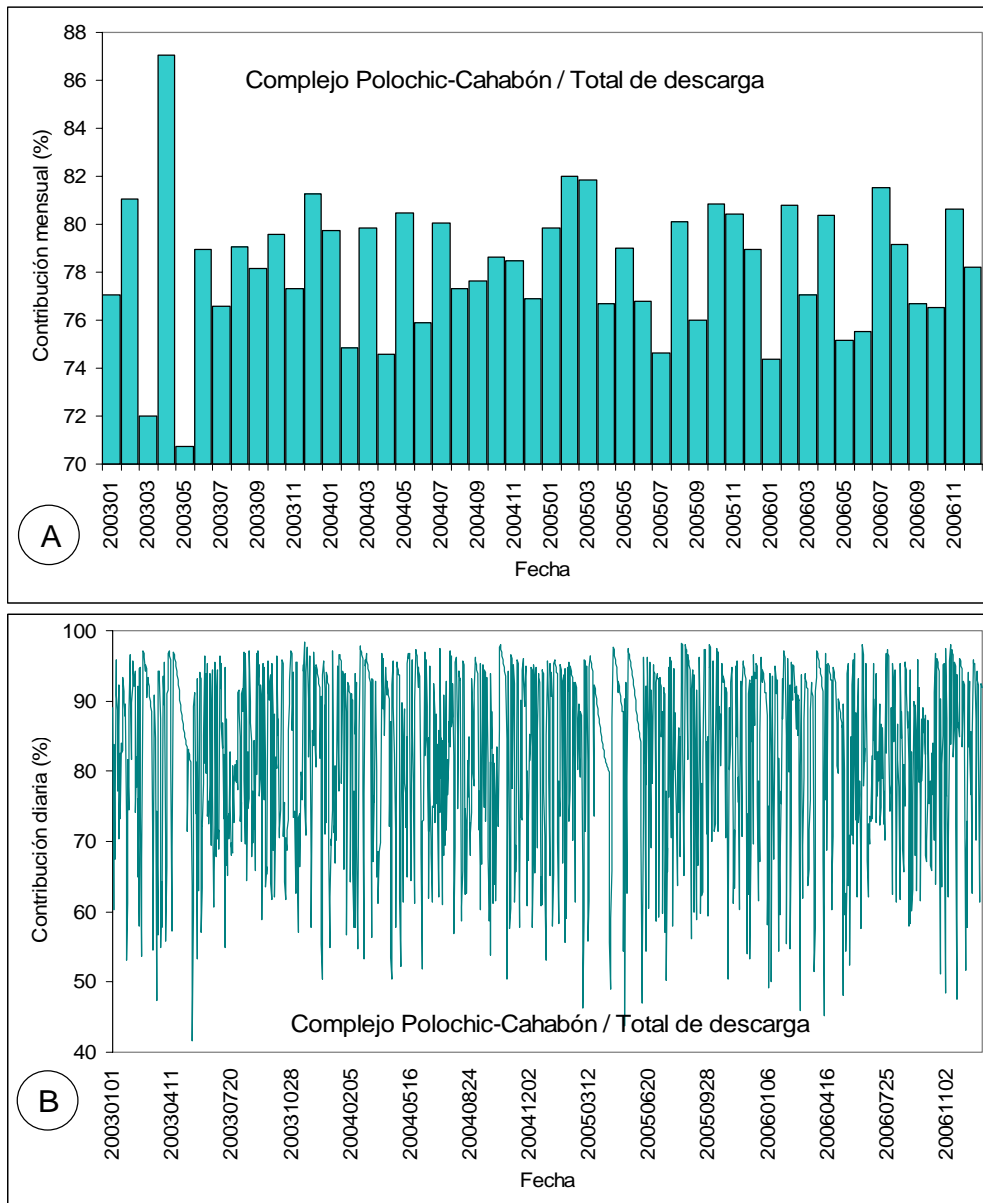


Figura 6.3. Contribución mensual (A) y diaria (B) de la descarga de agua del complejo Polochic-Cahabón, en relación al total de agua entrando al Lago de Izabal. Ejes verticales en porcentaje

En el período de estudio, la contribución del principal tributario (Polochic-Cahabón) varía entre 71% y 87% en promedios mensuales (Fig. 6.3.A) y entre

aproximadamente 45% y 95% en promedios diarios. Brinson (1976) menciona, en referencia a los ríos tributarios del Lago de Izabal, que existen corrientes permanentes (con descarga todo el año) e intermitentes (sin descarga en época seca). Lo anterior provoca que existan períodos en los cuales el complejo Polochic-Cahabón sea casi el único ingreso de agua al Lago de Izabal, y otros períodos en los que el resto de ríos tributarios aumenta su contribución hasta 50%-70% del total. Esto puede deberse a la más alta capacidad de la cuenca de los ríos Cahabón y Polochic para almacenar agua y por lo tanto mantener altos niveles de descarga en épocas de baja precipitación pluvial.

La suma del caudal de todos los ríos tributarios estimados con el modelo hidrológico HYDROTREND se constituye en el total de agua que entra al lago en forma de flujo superficial. En la Fig. 6.4 se presenta la descarga total de agua superficial hacia el Lago de Izabal ( $m^3/s$ ). La variación de la descarga de agua superficial tiene un comportamiento similar a la variación de la lluvia sobre la cuenca de captación (Fig. 6.2).

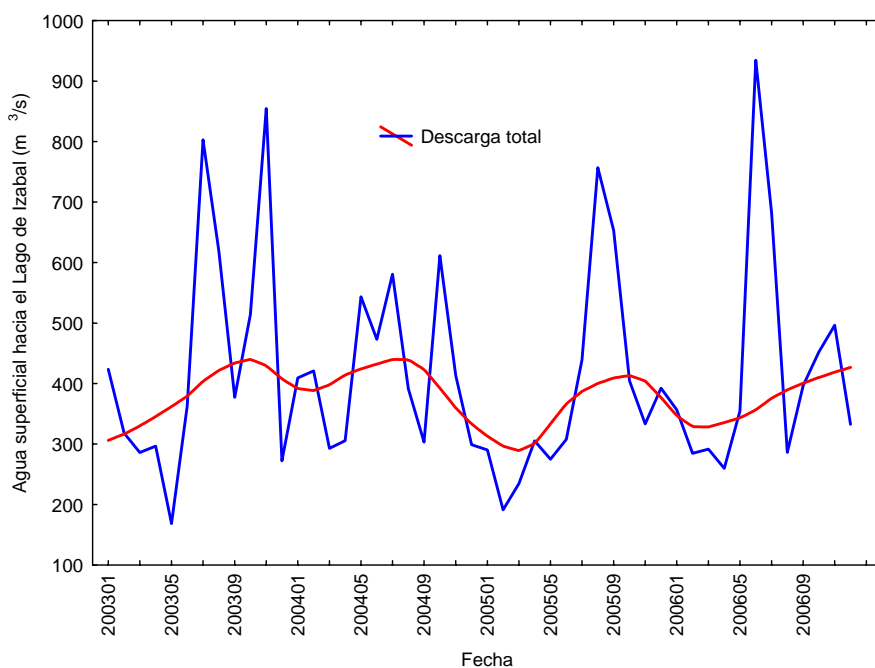


Figura 6.4 Serie temporal del agua superficial descargada hacia el Lago de Izabal ( $m^3/s$ ) (línea azul). La línea roja es la curva suavizada utilizando LOWESS.

Con el objetivo de obtener una mejor percepción de la variación estacional, la serie temporal mensual de descarga total de agua fue ajustada utilizando el filtro

LOWESS descrito en el Capítulo V (línea roja de la Fig. 6.3). La descarga de agua superficial hacia el Lago de Izabal presenta señales de variación interanual, estacional, mensual y de menor escala. Esto se debe a que los distintos componentes del flujo superficial (escorrentía, flujo sub-superficial, caudal base) tienen diferente tiempo de respuesta a los eventos lluviosos (Murrone et al. 1997).

### 6.2.2.3 Relación entre componentes del balance hídrico

Una vez estimados los distintos componentes de las ecuaciones del balance hídrico del sistema del Lago de Izabal (Eq. 6.1 a 6.5), se procedió a realizar comparaciones generales con el objetivo de establecer relaciones entre cada término. En primer lugar se presenta la comparación entre las dos fuentes principales de entrada de agua al Lago de Izabal (agua superficial y lluvia). Se mencionó que las entradas subterráneas no se considerarían por ser insignificantes en comparación con las entradas de lluvia y de flujo superficial (Wetzel, 2001). Las series temporales mensuales de descarga de agua superficial y la relación de entradas/salidas directas de la superficie del lago por lluvia/evaporación se presentan en la Fig. 6.5.

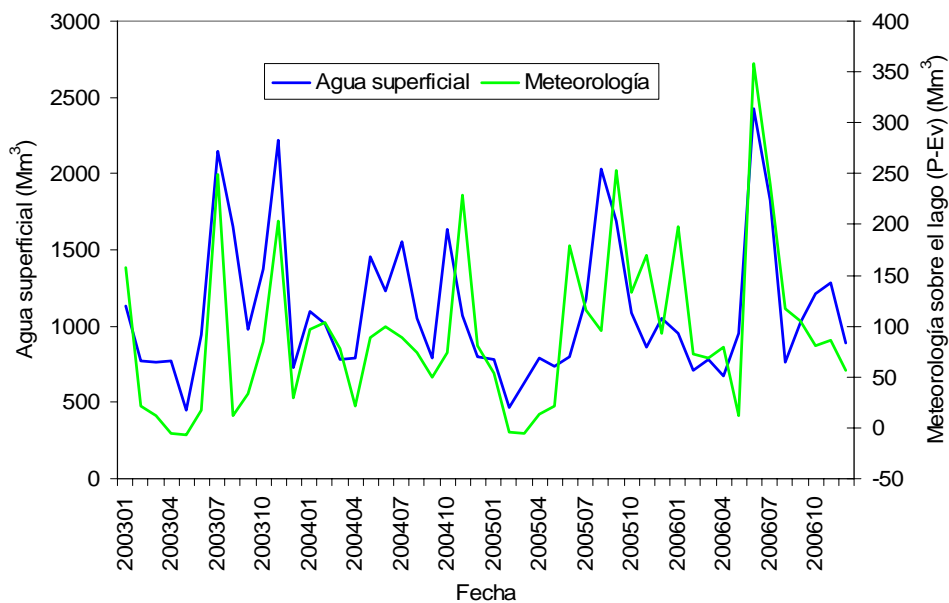


Figura 6.5 Series temporales mensuales de volumen de agua entrando al Lago de Izabal ( $m^3$ ). Entradas de agua superficial en línea azul. Entradas de agua por las condiciones meteorológicas (lluvia-evaporación) en línea verde.

En todo el período de estudio, únicamente durante los meses de marzo a abril de 2003 y 2005 se registraron pérdidas mensuales de agua debidas a la evaporación (Fig. 6.5). En las épocas secas de 2004 y 2006 las pérdidas por evaporación fueron compensadas por eventos lluviosos esporádicos que ocurren en época seca. Lo anterior se debe a que los años 2003 y 2005 presentaron los mayores períodos de déficit hídrico (Fig. 6.2).

Las entradas de agua al Lago de Izabal en forma de flujo superficial son un orden de magnitud superior a las entradas de agua directas sobre la superficie del mismo (Fig. 6.5). Este hecho se debe a la relación entre el tamaño de la cuenca de captación y la superficie del lago, que como se mencionó en el Capítulo II, es de 10:1. El patrón de variación de ambas series es similar, y las diferencias se deben a los factores hidrológicos de los que depende el caudal de los ríos tributarios. En primer lugar, la climatología presenta variaciones en cada cuenca definidas principalmente por la altitud de la cuenca (Thattai et al., 2003).

Restrepo y Kjerfve (2000), en el estudio realizado en los Andes Colombianos, indican que además de la lluvia y temperatura, la escorrentía superficial, la capacidad de almacenamiento y otros parámetros hidrológicos, varían dentro de una misma cuenca hidrográfica. La suma de ambas entradas de agua (meteorología y agua superficial) es la entrada total de masa de agua al sistema hidrológico del lago, cuyas variaciones se relacionan con las variaciones del volumen de agua almacenada en el Lago de Izabal estimadas a partir de teledetección (Capítulo V), y se presentan en la Fig. 6.6.

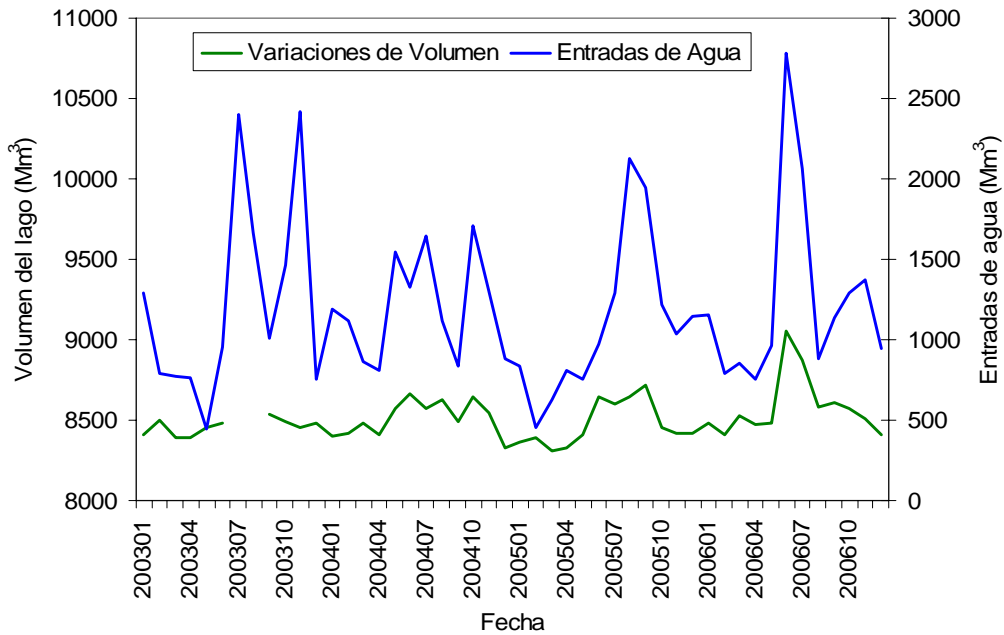


Figura 6.6. Comparación de la variación temporal mensual del volumen de agua almacenada ( $m^3$ ) en el Lago de Izabal (línea verde) y el volumen de agua entrando al lago (línea azul).

El volumen de agua del Lago de Izabal, varía de acuerdo a las variaciones de entrada de agua (Fig. 6.6). En ambas series mensuales se observan incrementos en las épocas lluviosas y descensos en las épocas secas de cada año. El patrón de variación de ambas series es también similar a la variación de las lluvias en la cuenca (Fig. 6.2). Los eventos extremos del volumen de agua del lago y de la entrada de agua al sistema fueron forzados por el incremento fuerte de lluvias en junio de 2006 y el prolongado período de déficit hídrico acaecido en la época seca del 2005. Los períodos de déficit hídricos en la cuenca de mayor intensidad fueron a inicios de 2003 y 2005 (Fig. 6.2). Lo anterior provocó que, a pesar de que la entrada de agua de época lluviosa de 2003 y 2005 fue superior a la de 2004, el almacenamiento de agua en el lago de esos años no fuera significativamente mayor que el 2004 (Fig. 6.6). Esto se debe a que las lluvias de esos años no afectaran tanto el volumen de agua del lago, ya que, por las condiciones de poca humedad del suelo, éstas irían a infiltrarse para recuperar el nivel freático, principalmente en la zona del humedal de las bocas del río Polochic.



#### 6.2.2.4 Estimación de la salida superficial del agua

En la ecuación del balance hídrico (Eq. 6.1), el término de salida de agua superficial no se estimó a partir de teledetección, modelos numéricos, ni se han realizado medidas in-situ sobre su magnitud. No obstante, éste término puede ser aproximado balanceando la ecuación. Continuando con la hipótesis de que las entradas y salidas de agua subterránea son relativamente similares y pequeñas, la salida de agua superficial se estima utilizando la ecuación siguiente, obtenida a partir de Eq.6.5:

$$Q_{out} = (V^{t-1} + Q_{in} + \Delta meteo) - V^t, \quad (6.6)$$

donde  $t$  se refiere al tiempo (variación de volumen en cada mes). De esta manera se estima el caudal de salida de agua superficial del Lago de Izabal hacia el Mar Caribe por el Río Dulce. La Eq. 6.6 agrega la entrada de agua superficial al volumen previo de agua en el lago y agrega/sustraer agua directa desde la superficie del lago según lluvia/evaporación. Como se conoce el volumen del lago después de esas entradas y salidas de agua, por conservación de la masa de agua, se estima la cantidad de agua que salió como flujo superficial. El volumen de agua que sale ( $m^3$ ), se relaciona con el período de tiempo que transcurrió para que se diera esa salida para obtener el caudal medio mensual del Río Dulce ( $m^3/s$ ).

Las estimaciones obtenidas indican que el caudal medio mensual del Río Dulce es de  $452.77 m^3/s$ , con una desviación estándar de  $185.62 m^3/s$  y un rango de variación entre  $141$  y  $949 m^3/s$ . En la literatura únicamente se encontraron dos estimaciones del caudal del Río Dulce, Thattai et al. (2003) estimaron a partir de un modelo numérico un caudal medio de  $313 m^3/s$ , y el INSIVUMEH proveyó un dato de  $400 m^3/s$  obtenido a partir de atlas hidrológicos mundiales; ambos datos se encuentran dentro del mismo orden de magnitud de la estimación presentada en esta Memoria. En la Fig. 6.7 se presenta la serie temporal mensual del caudal mensual del Río Dulce estimado con la Eq. 6.6, y el caudal total de agua superficial de agua entrando al Lago de Izabal.

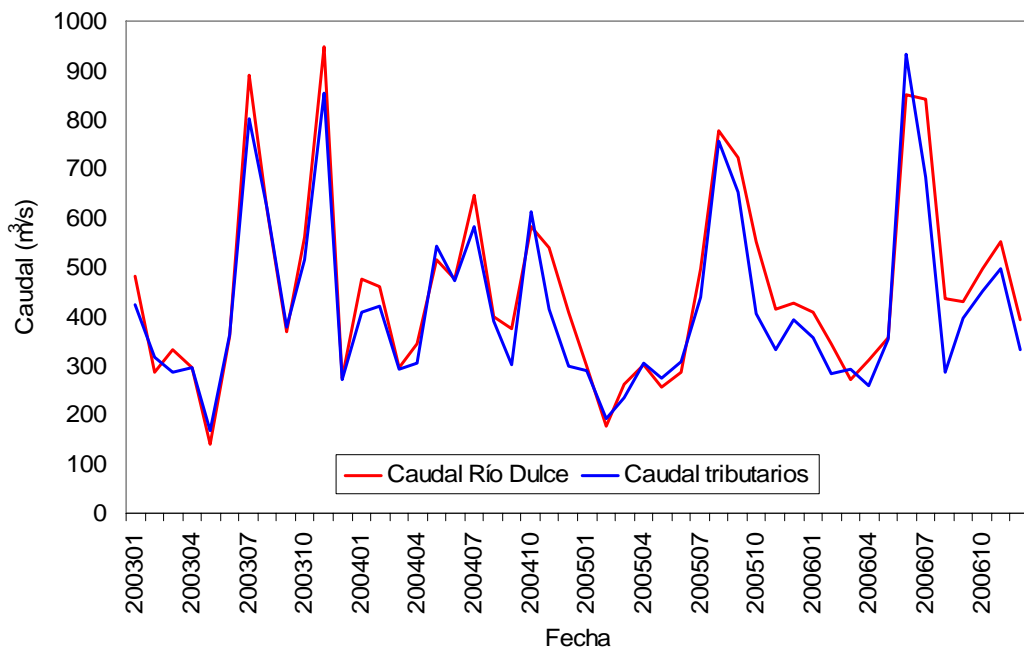


Figura 6.7. Comparación del caudal total de agua entrando al Lago de Izabal (línea azul) y el caudal de salida a través del Río Dulce (línea roja). Unidades en  $m^3/s$ .

La diferencia entre la serie temporal del caudal medio mensual de Río Dulce y el caudal medio mensual total entrando al Lago de Izabal se debe, principalmente, a las variaciones de volumen de agua almacenada en el lago y, en una menor magnitud, a las entradas y salidas hacia y desde la superficie del mismo. El volumen de agua del lago cede aumentando o disminuyendo de acuerdo a las entradas de agua provocando la variación de salida de agua superficial. Es decir, el lago funciona como un amortiguador del flujo de agua hacia la desembocadura del río dulce. Con la estimación del caudal de salida del Río Dulce se finaliza la estimación de cada término de la ecuación del balance hídrico (Eq. 6.1).

### 6.2.3 Discusión de resultados

Con la integración de las técnicas de teledetección (variaciones de volumen), los modelos numéricos (agua superficial) y los datos in-situ (lluvia y evaporación) se consiguió determinar el balance hídrico del sistema del Lago de Izabal. De acuerdo a los resultados obtenidos, se considera que el principal factor que afecta el balance hídrico del lago es el tamaño de la cuenca de captación del mismo y su relación con el tamaño de la superficie (10:1). Esta relación provoca que los procesos hidrológicos de flujo superficial de agua entrando y saliendo del lago sean los de mayor magnitud en comparación con las entradas y salidas directas por la meteorología y las variaciones de volumen de agua almacenada.

Existen distintas fuentes de error en el cálculo realizado entre las que se mencionan: (i) influencia antropogénica por uso del agua para riego, consumo humano, construcción de presas y perforación de pozos, (ii) la invasión de la especie exótica acuática *Hydrilla verticillata* provoca que además de la salida de evaporación desde la superficie del lago se de evapotranspiración de la mencionada planta, (iii) intrusiones de agua salada a través del cauce del Río Dulce que se pueden constituir en otra entrada de agua al sistema y además afecta la salida de agua superficial y subterránea, y (iv) las fuentes de error inherentes a las técnicas de teledetección, la aplicación de modelos numéricos y la realización de medidas in-situ. Aunque estos errores en los que se incursiona son desconocidos, se espera que, a pesar de que afectan el valor detallado de cada estimación, los órdenes de magnitud de cada término del balance hídrico no sufren mayor perturbación.

En las siguiente sub-sección se presenta un análisis realizado con el objetivo de ampliar la información obtenida de los resultados del balance hídrico del sistema del Lago de Izabal.

### 6.2.3.1 Interacción del balance hídrico con cambios climáticos regionales

Las características que más resaltan de las series temporales de los distintos componentes del balance hídrico (Figs. 6.4 a 6.7) son los fuertes incrementos de lluvia, aguas superficiales y volumen de agua almacenada en julio de 2006 y los bajos niveles de agua almacenada y caudales durante el prolongado período de déficit hídrico en los primeros meses de 2005. El análisis de la influencia de cambios climáticos regionales que se presenta aquí, se enfocó a las fechas mencionadas.

Las condiciones climáticas predominantes en la zona de estudio están relacionadas con la circulación océano-atmósfera en el Atlántico Norte y Pacífico Este, específicamente el fenómeno de Oscilación del Sur denominada El Niño (ENSO) (Hastenrath, 1984; Enfield y Alfaro, 1999; Giannini et al., 2000; Restrepo y Kjerfve, 2000; Thattai et al., 2003). Se ha demostrado que aproximadamente el 30% de la variabilidad climática interanual en la región del Lago de Izabal se debe al estado de la interacción océano-atmósfera en las regiones mencionadas (Giannini et al. 2000). Con relación a niveles de lagos, Mercier et al. (2002) encontraron un vínculo cualitativo entre un ascenso abrupto del nivel de 12 lagos africanos, con un calentamiento anormal en el Océano Índico provocado por el evento ENSO. En el presente análisis se compararon los eventos extremos del balance hídrico del Lago de Izabal, con índices climáticos obtenidos en dos regiones oceánicas: (i) la región donde ocurre el fenómeno ENSO, y (ii) la región del Nor-Atlántico Tropical (NATL) (Fig. 6.8).

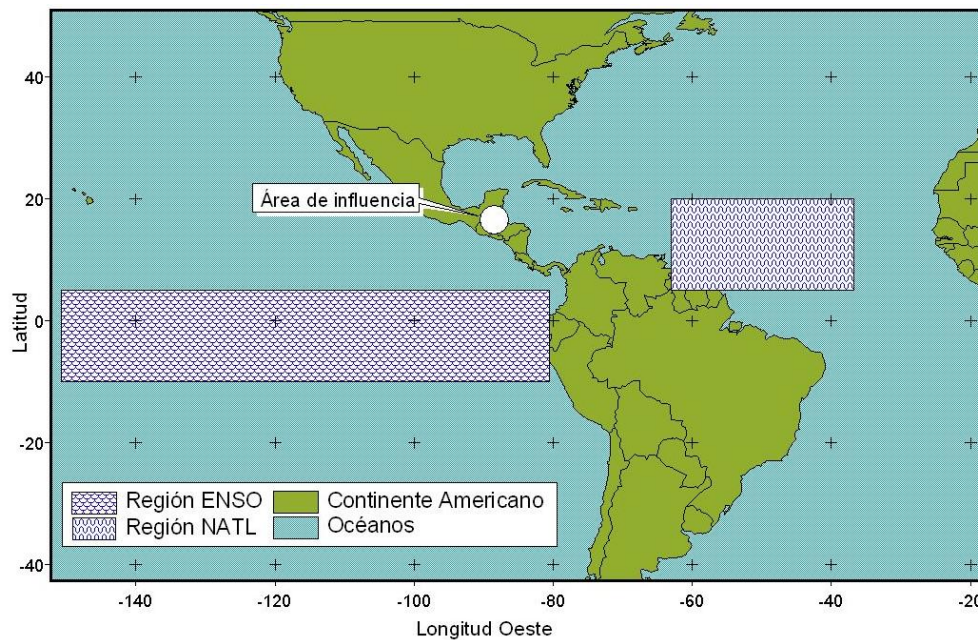


Figura 6.8. Regiones oceánicas que afectan las condiciones climáticas y recursos hídricos del área de influencia del Lago de Izabal.

De acuerdo con NOAA (2007), El Niño y La Niña son fases opuestas del ciclo ENSO. Usualmente se refiere a La Niña como la fase fría y a El Niño como la fase cálida de la oscilación del Sur. Con el análisis que se presenta en esta sección se pretende buscar relaciones entre los eventos extremos identificados, con cambios climáticos locales y regionales forzados por las condiciones oceánicas en el Atlántico Norte y Pacífico Este. Se realizó una comparación visual de los eventos extremos de agua almacenada en el Lago de Izabal con índices climáticos computados en el Centro de Predicción Climática de NOAA. Los índices utilizados son: Índice de Oscilación del Sur (*Southern Oscillation Index* SOI) y el índice del Atlántico Norte (*North-Atlantic index*). La información de los índices climáticos se obtuvo en: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>. En la Fig. 6.9 se presentan las series temporales de los índices climáticos mencionados.

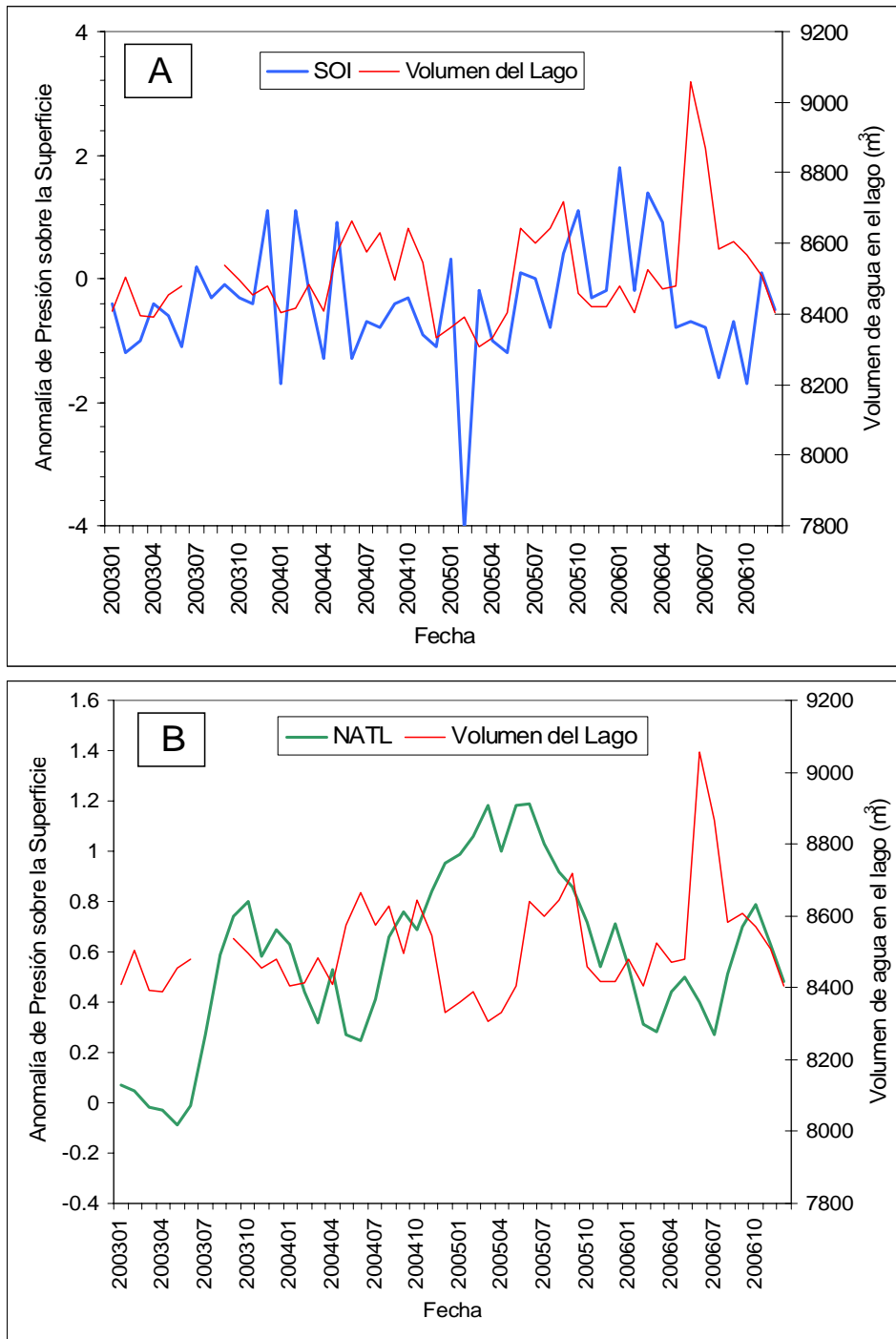


Figura 6.9. A) Diagrama de la variación temporal de la anomalía de presión sobre la superficie oceánica en la región SOI. B) Variación temporal de la anomalía de presión sobre la superficie oceánica sobre la región NATL. Las series en línea roja (A y B) son la variación mensual de volumen de agua almacenada en el Lago de Izabal.

Los valores negativos del SOI corresponden a ocurrencias de la fase de calentamiento del Este del Océano Pacífico (El Niño), mientras que los positivos con la de enfriamiento (La Niña). En la región de estudio, durante los años con características de El Niño, los ríos presentan menores descargas de agua que lo normal. Mientras que en los años con características de La Niña ocurre lo contrario (Restrepo y Kjerfve, 2000). Por su parte, en el Atlántico Norte los valores negativos del índice, representan enfriamiento de la superficie oceánica, mientras que los positivos corresponden, lógicamente con calentamientos de la capa superior del océano en esa zona. De acuerdo con Giannini et al. (2001), el calentamiento del Atlántico Norte genera aumentos en la precipitación en la región del Mar Caribe.

En la Fig. 6.9.A se observa que un evento intenso de El Niño ocurrió a inicios del 2005. Los meses de Febrero a Abril fueron los de mayor déficit hídrico, de acuerdo con el análisis climatológico realizado (Fig. 6.2), y el almacenamiento mínimo de agua que tuvo el Lago de Izabal durante el período estudiado fue en abril del mismo año. De manera que las condiciones climáticas y el subsiguiente descenso de almacenamiento del lago podrían estar relacionadas con el acontecimiento de El Niño. Durante los primeros meses del 2006 se registra la ocurrencia de dos eventos de La Niña (Fig. 6.9.A). Según las predicciones realizadas por Instituciones Nacionales de la región (INSIVUMEH y SNET), el fenómeno La Niña provocaría un inicio adelantado de la época lluviosa y mayor lluvia acumulada durante la misma. Así que, el aumento abrupto de las lluvias y del almacenamiento de agua en el lago en julio de 2006 podría tener vínculos con el estado de la oscilación del Sur en el Océano Pacífico en meses anteriores (Medina et al., 2007B).

La dinámica de las anomalías de la región NATL también parece tener alguna relación con los eventos extremos del Lago de Izabal (Fig. 6.9.B). El valor mínimo encontrado en la serie de datos de nivel coincide con la máxima anomalía positiva que provocó enfriamiento del Atlántico Norte. La fecha en la que ocurrió el ascenso abrupto del almacenamiento de agua en el lago coincide con un aumento en la temperatura del Atlántico Norte. El tiempo de desfase de los eventos oceanográficos del Atlántico Norte es menor que el de los eventos que ocurrieron en el Pacífico, debiéndose profundizar más

en las razones de estos hechos. De acuerdo a la coincidencia de fechas de eventos extremos en las regiones oceánicas analizadas con el máximo y mínimo almacenamiento de agua en el Lago de Izabal así como el exceso y déficit hídrico por condiciones climáticas, no se descartan vínculos con las regiones NATL y ENSO. Además, Giannini et al. (2000) indican que el efecto aislado del estado de la circulación océano-atmósfera en cada región, se ve aumentado por la interacción entre ambas regiones. No obstante, la coincidencia de fechas únicamente indica un vínculo cualitativo, la forma y magnitud en que ocurren estas relaciones está fuera del alcance de los objetivos de esta Tesis Doctoral.

### **6.3 El transporte de sedimentos y sustancias en el Lago de Izabal**

#### **6.3.1 Metodología**

Como se mencionó en el Capítulo II de esta memoria de Tesis Doctoral, el transporte de sedimentos y sustancias en un sistema hidrológico depende de distintos sub-procesos, tales como el desprendimiento, desplazamiento y deposición de partículas. Además, cada sub-proceso está definido por elementos naturales o antropogénicos que los fuerzan, barreras físicas que los detienen, y susceptibilidad de las partículas a ser desprendidas, transportadas o depositadas.

Posteriormente, en el Capítulo III, se describieron detalladamente las características internas y externas del ecosistema del Lago de Izabal que influyen directa o indirectamente en el transporte de sedimentos y sustancias. Entre los elementos descritos se mencionan las condiciones climáticas, relieve de la cuenca, tipo de suelos, geología, uso de la tierra y morfometría del lago. La información se obtuvo de medidas in-situ y productos de sensores remotos. Después, en el Capítulo IV, se utilizaron ecuaciones físicas y/o empíricas para aplicar programas informáticos para la modelación de distintos sub-procesos involucrados en el transporte de sedimentos y sustancias. Los modelos numéricos utilizados para simular el transporte de sedimentos incluyen un modelo de pérdida de suelo o erosión, el modelo de carga de sedimentos, modelo de difusión-advención de partículas y el modelo de circulación de agua en el lago por fuerzas de fricción del viento.



Finalmente, en este Capítulo, se combina la información básica desarrollada previamente con los modelos numéricos aplicados para obtener un modelo integrado que sea capaz de simular el transporte de sedimentos y sustancias en la cuenca del Lago de Izabal. En la Fig. 6.10 se presenta un esquema que demuestra el flujo de masa de los sedimentos y partículas que se utilizó para el desarrollo del modelo integrado. De esta manera es posible estimar a partir de la combinación de factores climáticos, edafológicos, hidrológicos y físicos del lago, un campo de concentración de sedimentos en el interior del mismo. Como se observa en el esquema de flujo (Fig. 6.10), el funcionamiento del modelo integrado necesita datos provenientes de medidas in-situ, de teledetección y de modelos numéricos intermedios.

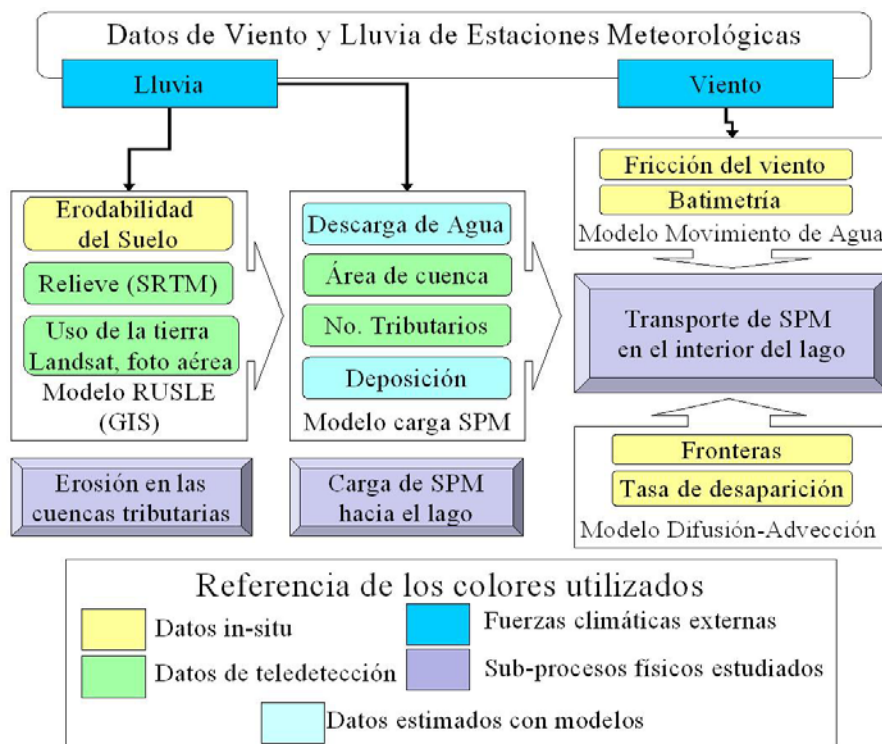


Figura 6.10. Esquema del flujo de masa para el cálculo del transporte de sedimentos en la cuenca del Lago de Izabal. Se muestra la integración de los modelos de Erosión, Carga de sedimentos, Movimiento del agua y Difusión-Advección.

Una vez alcanzada la estabilidad numérica de cada modelo, los resultados de simulaciones se guardan en ficheros intermedios que funcionan como entrada del modelo subsiguiente. Los modelos de erosión y carga de sedimentos desarrollados en el Capítulo IV, fueron aplicados únicamente al complejo Polochic-Cahabón. Tomando en cuenta que

las estimaciones obtenidas en dicho complejo, se encuentran dentro de rangos físicamente lógicos y que la variación temporal está de acuerdo con los procesos de descarga de agua, se procedió a aplicar los modelos mencionados al resto de cuencas tributarias. Así, fue posible simular los procesos en cada cuenca y de esta manera obtener un dato de entrada de sedimentos en cada desembocadura de cada río descargando agua hacia el lago.

Al igual que la simulación de erosión y carga de sedimentos en el complejo Polochic-Cahabón, los datos de entrada para la simulación de los procesos mencionados en el resto de cuencas tributarias provienen de distintas fuentes (Fig. 6.10): (i) variación espacial y temporal de lluvia medida en estaciones meteorológicas, (ii) erodabilidad del suelo de acuerdo a características del suelo medidas in-situ, (iii) variabilidad espacial del relieve a partir del sensor SRTM, (iv) variabilidad de la cobertura de la tierra obtenida de teledetección (SAR, Landsat y fotografía aérea), (v) tamaño y distribución espacial del drenaje superficial de teledetección, y (vi) descarga de agua simulada con el modelo hidrológico. Se consigue así obtener datos de la entrada de SPM (*Sediment Particulate Matter*) en cada desembocadura de cada río tributario por unidad de tiempo.

En cuanto a los modelos de difusión-advección de partículas y movimiento del agua del Lago de Izabal, se realizaron varios ajustes para poder acoplar los modelos entre sí. En primer lugar, se homogenizaron los incrementos de tiempo utilizados en el cálculo automático de los campos de velocidad de corrientes, difusión de partículas y entrada de sedimentos en la desembocadura de los ríos. Considerando el criterio CFL (Courant-Friedrichs-Lewy), no es posible aumentar los incrementos de tiempo en estos modelos porque pierden la estabilidad de las soluciones. Así que el incremento de tiempo para el cálculo automático de cada proceso se mantuvo invariable (i.e. carga de sedimentos: 1 día, movimiento del agua: 20 s, y difusión-advección: 10 s) pero las soluciones obtenidas de cada proceso se promediaron al intervalo de tiempo superior de 1 día. Otro de los ajustes realizados en estos modelos para asegurar el acople fueron las condiciones de inicio. Como se mencionó en el Capítulo IV, las condiciones iniciales de los modelos desarrollados fueron campos de concentración de sedimentos y velocidad iguales a cero (*cold start*). En el modelo integrado las condiciones iniciales para la simulación fueron las estimaciones obtenidas de cada uno de los modelos aislados.

Finalmente, la estabilidad numérica de cada modelo se alcanzó utilizando datos de contorno y fuerzas exteriores constantes en tiempo y espacio (viento, corrientes de agua, entrada de sedimentos en cada desembocadura, entre otros). No obstante, una vez alcanzada la estabilidad numérica de cada modelo, se ajustó el código para incorporar cambios temporales y espaciales de los distintos factores. Así, los ajustes incorporados incluyen: (i) los datos de viento de entrada para el cálculo del movimiento de agua son variables en tiempo según datos obtenidos en estaciones meteorológicas; (ii) las entradas de sedimentos en cada boca de río para ser transportados al interior del lago, varían de acuerdo a las estimaciones realizadas con el modelo de carga de sedimentos HYDROTREND-USLE; y (iii) La velocidad y dirección de corrientes en el modelo de difusión advección ya no es homogénea en espacio, sino que se adapta para asimilar el campo de velocidades producido por el modelo de movimiento del agua.

### 6.3.2 Resultados de la simulación

Considerando los resultados obtenidos en la evaluación del balance hídrico del Lago de Izabal, el análisis del transporte de sedimentos dentro de ese sistema se realizó en el mismo período de estudio (2003-2006). Los resultados de las simulaciones se enfocan en las variaciones estacionales del transporte de sedimentos, así como en los eventos extremos observados en el balance hídrico, es decir: los descensos de almacenamiento de agua y descarga de ríos provocados por el déficit hídrico de los primeros meses de 2005, y los ascensos de descarga de agua y de almacenamiento en el lago provocados por el incremento de lluvia en junio de 2006. Considerando la naturaleza distinta de cada proceso de transporte de sedimentos en el sistema, los resultados de las simulaciones realizadas se presentan agrupados en: (i) cantidad total de sedimentos aportados al Lago de Izabal (proceso dependiente de la cuenca de captación), y (ii) campo de concentración de sedimentos en el interior del mismo (proceso dependiente del cuerpo de agua).

### 6.3.2.1 Cantidad total de sedimentos transportados hacia el lago

El cálculo de la cantidad total de sedimentos transportados hacia el Lago de Izabal, se realizó mediante la aplicación conjunta de los modelos RUSLE e HYDROTREND a las cuencas tributarias que contribuyen con agua y partículas al interior del lago. El modelo RUSLE permitió obtener información acerca de la variabilidad espacial de la pérdida de suelo en el área de captación, mientras que el modelo HYDROTREND se utilizó para adquirir conocimientos sobre la variabilidad temporal de sedimentos y partículas que es transportada por cada río. El mapa de erosión o pérdida de suelo de la cuenca de captación del lago se obtuvo mediante la combinación de los mapas de erosividad de la lluvia, erodabilidad del suelo, relieve y uso de la tierra (Fig. 6.11).

Las estimaciones presentadas en el mapa de erosión representan distintas clases de riesgo a erosión en cada porción del territorio. Considerando la falta de datos para validar las estimaciones realizadas en esta memoria de Tesis Doctoral, los resultados obtenidos no se presentan como valores de pérdida de suelo sino que se agrupan en clases de riesgo a erosión. Saavedra (2005) propone una clasificación de las clases de riesgo a erosión (riesgo bajo, medio, alto, muy alto y extremo). En la Tabla 6.2 se presenta el porcentaje de área y la extensión de territorio de la cuenca del Lago de Izabal bajo cada clase de riesgo a erosión.

Erosión estimada (10 <sup>5</sup> kg/km <sup>2</sup> /año)	Clase de riesgo a erosión	Área (km <sup>2</sup> )	%
0 – 2	Baja	1653.25	24.09
2 – 8	Media	767.84	11.19
8 – 32	Alta	1710.11	24.92
32 – 128	Muy alta	1376.38	20.06
> 128	Extrema	1354.42	19.74

Tabla 6.2. Extensión de terreno y porcentaje de área con respecto al total de la cuenca de captación bajo cada clase de erosión en el sistema del Lago de Izabal

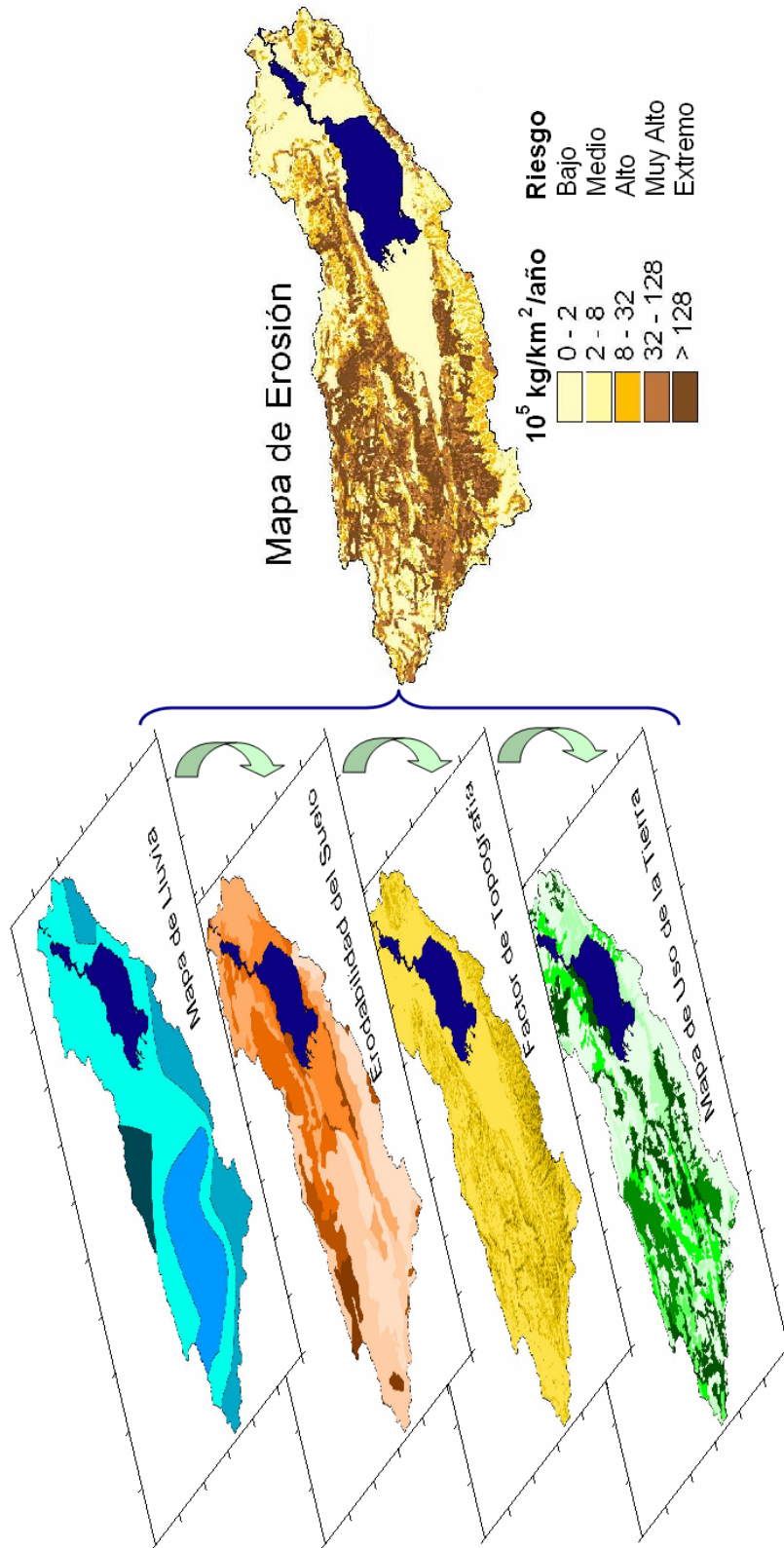


Figura 6.11, Esquema de la integración de información geográfica de lluvia, suelos, topografía y uso de la tierra para el cálculo del mapa de riesgo a erosión de la cuenca del Lago de Izabal, utilizando álgebra de mapas en base GIS.

De acuerdo con la Fig. 6.11, el modelo estima riesgos a erosión altos y muy altos en la partes medias y altas de la cuenca. En promedio la cuenca de captación del Lago de Izabal presentó una pérdida de suelo media de 83.4 con una desviación estándar de 170.3 ( $10^5$  kg/km<sup>2</sup>/año). Sin embargo, el alto riesgo a erosión que tiene la mayoría de la cuenca, es compensado con el alto porcentaje de terreno en las partes bajas con riesgo bajo a erosión (~25% del territorio total) (Fig. 6.11 y Tabla 6.2). Este bajo riesgo a erosión ubicado, principalmente en las partes bajas de la captación aumenta la deposición de partículas antes de ingresar al lago. Así que la relación entre la erosión y la carga de sedimentos transportados por cada río (SDR) se ve afectada por estas zonas de bajo riesgo a erosión.

La descripción de las cuencas hidrográficas (Capítulo III) permitió aplicar los modelos RUSLE e HYDROTREND enfocados a cada cuenca tributaria del Lago de Izabal, para conocer la importancia que tiene cada afluente en su contribución de sedimentos y partículas al sistema. En la Tabla 6.3 se dan algunos estadísticos de la carga de sedimentos aportados por algunos de los ríos más importantes del sistema y el total. Se presenta el área de captación de cada cuenca tributaria por ser uno de los principales factores que afecta a la magnitud de las variables hidrológicas.

Carga de sedimentos depositados hacia el Lago de Izabal	Área captación	Carga media	Desviación Estándar	Máximo/mínimo
	km <sup>2</sup>	kg/s		
Total	6862	129.25	92.95	438.56/33.12
Complejo Polochic-Cahabón	5326.63	77.8	62.03	270.2/15.47
Río Sauce	341.64	9.57	6.99	34.36/1.47
Río Oscuro	241.99	12.57	9.15	45.26/2.13
Río Tunico	135.41	4.39	2.47	12.65/1.25
Río San Marcos	134.44	5.10	2.89	14.82/1.44
Río Sumache	89.24	3.04	1.60	8.37/0.98
Río Pedernales	67.53	2.55	1.12	6.11/1.03
Río Amatillo	86.88	1.96	0.89	4.76/0.74
Resto de Ríos	345.41	12.26	8.54	42.05/2.08

Tabla 6.3 Estadísticas de la carga de sedimentos de los ríos tributarios del Lago de Izabal.

Según las estimaciones realizadas en el período de estudio (2003-2006), la carga total de sedimentos aportada por todos los ríos tributarios del Lago de Izabal asciende a un valor de 129.25 kg/s, que equivale a una deposición anual de  $4.07 \times 10^9$  kg/año y a una producción de sedimentos en la cuenca de  $594 \times 10^3$  kg/km<sup>2</sup>/año. Al igual que la descarga de agua, la carga de sedimentos de cada cuenca tributaria está definida por la extensión de captación de la misma (Tabla 6.1 y 6.3). La mayor influencia de aporte de sedimentos al Lago de Izabal la tiene el complejo Polochic-Cahabón, que en promedio contribuye con el 58%. En la Fig. 6.12 se presenta la variación de contribución de sedimentos del complejo Polochic-Cahabón con relación a la carga total de sedimentos entrando al sistema del lago.

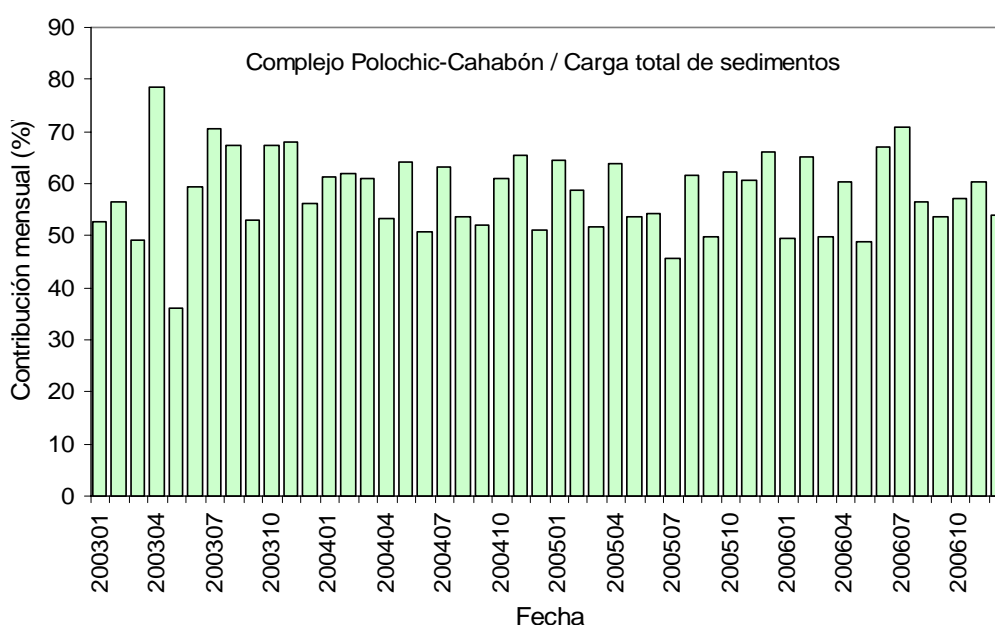


Figura 6.12. Contribución mensual de la carga de sedimentos aportada por el complejo Polochic-Cahabón, con relación a la carga total de sedimentos entrando al Lago de Izabal.

En comparación con la contribución de agua del complejo Polochic-Cahabón (Fig. 6.3), la contribución de sedimentos de ese complejo es menor, según las simulaciones realizadas. En la carga de sedimentos entrando al cuerpo de agua, la contribución del complejo Polochic-Cahabón oscila entre 36% y 78%, mientras que la contribución de ese complejo a la descarga total de agua varía entre 71% y 87%. Lo anterior refleja la relación no lineal entre la carga de sedimentos y la descarga de agua.

La carga total mensual de sedimentos (kg/s) ingresando al Lago de Izabal simulada en el período 2003-2006, tiene un patrón de variación similar a la variación de la descarga total mensual de agua (m<sup>3</sup>/s) (Fig. 6.13). Al comparar con la Fig. 6.2, se observa que ambas variables hidrológicas están altamente relacionadas con la meteorología de la zona, principalmente con la lluvia.

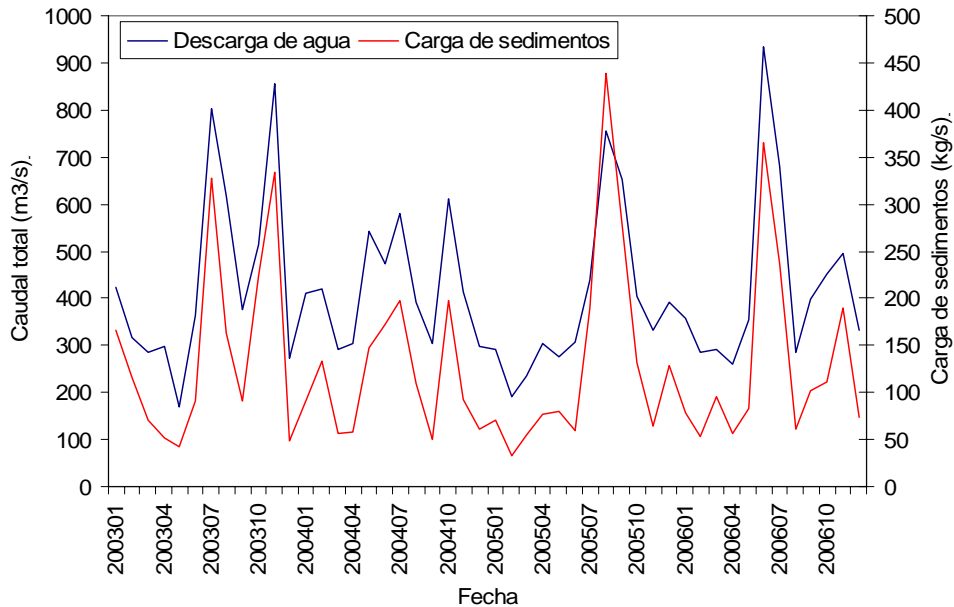


Figura 6.13. Comparación de las series temporales de carga total de sedimentos y la descarga de agua total entrando al Lago de Izabal.

Como se mencionó en el Capítulo II, los factores que afectan la pérdida de suelo y la carga de sedimentos de una cuenca, son los mismos que afectan la infiltración y descarga de agua saliendo del sistema (i.e. tamaño de la cuenca, relieve, lluvia, cobertura de la tierra, suelos, entre otros). De manera que es lógica una fuerte correlación entre las estimaciones para cada proceso. En la Fig. 6.13, es necesario hacer notar que el máximo de carga de sedimentos estimado para el período de estudio no es en julio de 2006 como la descarga de agua, volumen almacenado y lluvia. En el caso de la carga de sedimentos el máximo valor se registró en julio de 2005, evidenciando que aunque el caudal fuera más alto en otras épocas (junio 2003 y junio 2006), en el 2005 existió una mayor concentración de sedimentos en el agua (kg/m<sup>3</sup>) que se tradujo en mayor carga de sedimentos aportados al Lago de Izabal (kg/s). En los meses de época seca de los años



estudiados, la carga de sedimentos de los tributarios oscila entre 50 y 150 kg/s, mientras que las épocas lluviosas la contribución de sedimentos y partículas aumenta significativamente, con picos superiores a los 300 kg/s en promedios mensuales.

En la Fig. 6.14 se presenta el diagrama de dispersión de la descarga total de agua vs. la carga total de sedimentos entrando al Lago de Izabal. Los datos se obtuvieron de la simulación de 20 años (1987-2006).

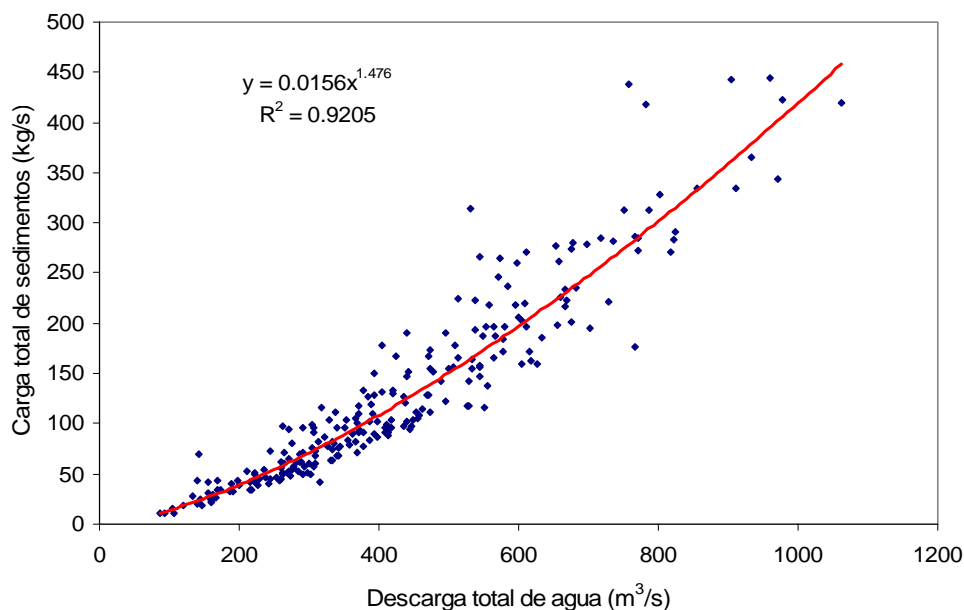


Figura 6.14. Diagrama de dispersión relacionando descarga total de agua y carga total de sedimentos. Elaborado con datos mensuales de los 20 años con disponibilidad de datos de lluvia (1987-2006).

Estudios previos han encontrado relaciones estrechas entre la carga de sedimentos y la descarga de agua, ya sea con datos obtenidos in-situ o simulados con modelos numéricos (Syvitski et al. 1998; Syvitski y Morehead, 1999; Restrepo y Kjerfve, 2000; Thattai, 2003). Todos los autores coinciden en la afirmación de que la relación entre ambas variables tiene una naturaleza exponencial. Como se observa en la Fig. 6.14, la simulación realizada en el Lago de Izabal proveyó un alto coeficiente de correlación (0.92), en una relación exponencial entre las dos variables de interés. Los resultados simulados son similares a los encontrados en estudios previos realizados en otras cuencas.

### 6.3.2.2 Simulación del campo de concentración de SPM y partículas en el lago

El acoplamiento de los modelos de pérdida de suelo, carga de sedimentos, difusión-advección de partículas y movimiento del agua (Fig. 6.10) permite obtener simulaciones del campo de concentración de sedimentos y sustancias en el cuerpo de agua del Lago de Izabal. En la sub-sección anterior se presentaron las estimaciones de la carga total de sedimentos que entra al lago. En esta sub-sección, se da seguimiento al proceso de transporte de estos sedimentos, desde que son depositados en la desembocadura de cada río tributario y, posteriormente, al transporte de las partículas hacia el interior del lago por la acción conjunta de procesos de difusión y de movimientos del agua.

Se ha demostrado en estudios previos que el campo de concentración de los sedimentos y sustancias de un lago provienen de dos fuentes: material autóctono (producido por procesos químicos, físicos y/o biológicos) y material alóctono (transportado desde las cuencas de captación) (Lindstrom et al. 1999; Malmaeus y Hakanson, 2003). En esta Memoria de Tesis Doctoral únicamente se estudian los procesos concernientes al transporte de material alóctono desde los ríos tributarios hacia el interior del lago. En la Fig. 6.15 se muestra que la contribución de sedimentos y sustancias desde los ríos tributarios se nota a simple vista.



Figura 6.15. Entrada del Río Polochic al Lago de Izabal. Nótese la diferencia de coloración de las aguas por alta concentración de sedimentos y partículas en el Río Polochic. Fotografía tomada de Oliva et al. (2004)

Las diferencias de coloración entre las aguas fluyendo hacia el lago y las aguas almacenadas en el mismo (Fig. 6.15), reflejan diferencias en parámetros físicos, químicos y biológicos, incluyendo la concentración de SPM. De acuerdo con Pérez (2004), cuando el Río Polochic desemboca en el Lago de Izabal, existe una reducción de hasta 60% en concentración de nutrientes y sólidos suspendidos. Los gradientes de concentración de sedimentos y sustancias impulsan los procesos de difusión. Además, los movimientos del agua por arrastre del viento afectan el transporte de las partículas hacia el interior del lago.

Una vez acoplados todos los procesos de transporte de sedimentos en un modelo integrado, se realizaron simulaciones sobre la variabilidad temporal y espacial del campo de concentración de sedimentos en el sistema del Lago de Izabal. Con la inclusión de las características biofísicas del sistema (suelos, relieve, uso de la tierra, morfometría del lago) dentro del modelo integrado, las simulaciones dependen de las series temporales de datos meteorológicos (lluvia, temperatura, viento). Los resultados se presentan enfocados

a los eventos extremos del balance hídrico observados en el período de estudio: el período intenso de déficit hídrico en abril de 2005 y el máximo aumento de lluvias en junio de 2006.

En la Tabla 6.4 se presentan las estimaciones de carga de sedimentos (kg/s) de cada afluente del Lago de Izabal. La ubicación de cada río tributario se presentó en la Fig. 4.10.

Río tributario	Carga de sedimentos simulada (kg/s)	
	Abril 2005	Junio 2006
Complejo Polochic-Cahabón	28.02	244.89
Río Sauce	4.5	23.8
Río Tunico	2.45	9.33
Río Sumache	1.78	6.25
Río Pedernales	1.65	4.72
Río San Marcos	1.79	10.9
Río Amatillo	0.93	3.66
Sin nombre I	0.3	3.2
Sin nombre II	0.35	3.1
Río Los Espinos	0.21	3.5
Río Los Limones	0.22	4
Río Las Cañas	0.3	3.2
Río Balandra	0.25	3.1
Río El Chapín	0.31	2.5
Río Pataxte	0.28	3.3
Río Las Minas	0.4	4.1
Río Oscuro	2.5	31.51
Total	46.24	365.06

Tabla 6.4. Carga de sedimentos entrando al Lago de Izabal por cada río tributario, a partir de resultados de simulación con el modelo integrado en abril 2005 y junio 2006

Los campos de concentración de SPM simulados con el modelo integrado, durante las dos situaciones hidrológicas extremas encontradas en el período de estudio se presentan en la Fig. 6.16. Durante el mes de abril 2005, el promedio de velocidad del viento fue de 2.78 m/s, con máximos de 7.8 m/s y direcciones variando entre vientos del norte, noreste y este. Mientras que en junio 2006, la velocidad media del viento fue 1.94 m/s, la máxima de 8.05 m/s y las direcciones tuvieron el mismo patrón de variación.

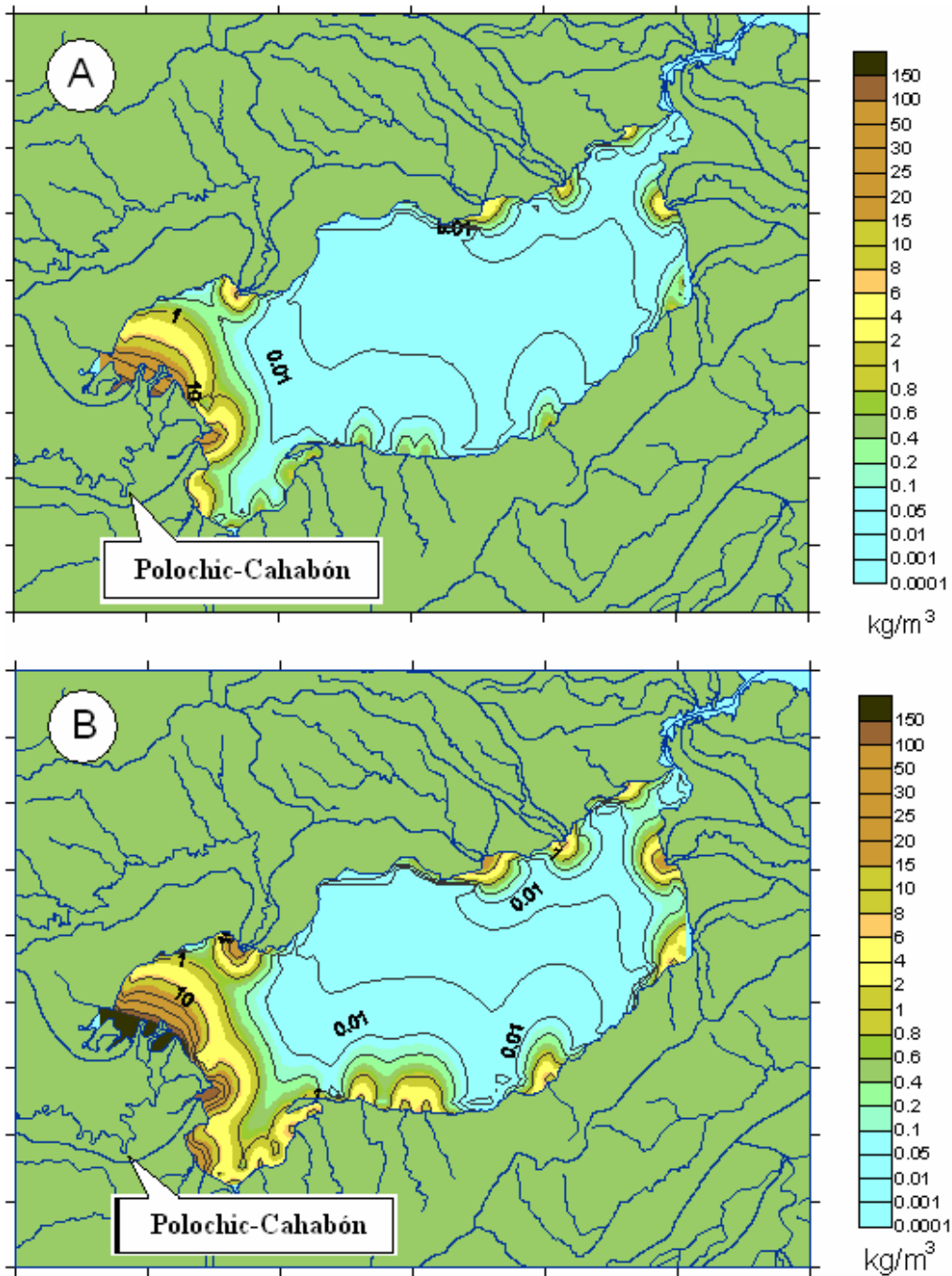


Figura 6.16. Campo de concentración de SPM obtenido con la simulación del modelo integrado (erosión, carga de sedimentos, difusión-advección y circulación). A) resultado de abril 2005. B) resultado de junio 2006

Durante abril de 2005, cuando las fuerzas erosivas de la lluvia y el caudal de los ríos tributarios fue mínimo, el campo de concentración de sedimentos y sustancias del Lago de Izabal se vio afectado casi exclusivamente por el aporte del complejo Polochic-Cahabón (Fig. 6.16. A). Además del aporte reducido del resto de afluentes, el movimiento del agua debido a la fricción del viento evitó que las partículas alóctonas de sedimentos se transportaran hacia el interior del lago. En el otro extremo presentado, en junio de 2006, cuando aconteció el aumento abrupto de lluvias que favoreció el desprendimiento y transporte de partículas, el campo de concentración de sedimentos dentro del lago demuestra una mayor influencia de todos los ríos tributarios (Fig. 6.16.B). Todas las plumas formadas por las cargas de sedimentos depositadas en cada desembocadura se expanden hacia el interior del Lago con concentraciones superiores a  $1 \text{ kg/m}^3$ .

El impacto de la carga de sedimentos del complejo Polochic-Cahabón se incrementa con el efecto del movimiento del agua debida a los vientos del norte, noreste y este. En los todos los casos de dirección de viento, la influencia combinada de la morfología y batimetría del lago, con las fuerzas de Coriolis, es decir, el transporte de Ekman en profundidades reducidas, provoca que las corrientes se dirijan hacia la región suroeste del lago (Fig. 4.17 y 4.19). Con relación al resto de tributarios, el efecto del movimiento de agua favorece la expansión de las plumas en los ríos que desembocan en la costa sur del lago y limita el transporte de sedimentos entrando por el borde norte del mismo (Fig. 6.16).

A pesar que la diferencia de carga de sedimentos entrando al lago en junio de 2006, es aproximadamente, un orden de magnitud mayor a la de abril de 2005 (Tabla 6.4), el efecto en el campo de concentración de SPM en el cuerpo de agua no es de semejante magnitud. Lo anterior se debe principalmente a los procesos de desaparición de las partículas, tales como la deposición forzada por la gravedad. En ambas fechas, según los resultados del modelo integrado, los ríos tributarios que más afectan el campo de concentración de SPM en el Lago de Izabal son los que tienen su desembocadura ubicada en la región suroeste del mismo. En esta zona, además del río Polochic, existen algunos ríos de menor caudal y carga de sedimentos. Éstos no tienen una influencia aislada en el lago, sino que se combina con el campo de concentración que aporta el complejo

Polochic-Cahabón. Entre estos tributarios se menciona el río Sauce, que desemboca en las cercanías del humedal Bocas del Polochic (Fig. 6.16). Éste provoca un aumento significativo en la concentración de SPM en la zona de las bocas del Polochic, ya que al entrar en el lago los sedimentos aportados se suman a los ya existentes provenientes del río Polochic.

Diversos estudios realizados en la zona, resaltan la importancia del humedal de las bocas del complejo Polochic-Cahabón, en amortiguar el impacto de los sedimentos y nutrientes aportados por el mismo en la integridad del Lago de Izabal (Basterrechea, 1993; Dix et al., 1999; Pérez, 2004). Las estimaciones realizadas con el modelo integrado concuerdan con estos estudios, ya que los procesos de difusión y movimiento del agua, no consiguen transportar las partículas hacia el interior del cuerpo de agua.

Pacas (2002) estudió la distribución espacial de varios parámetros físicos, químicos y biológicos en la región suroeste del Lago de Izabal. Aunque este estudio no evaluó la concentración de SPM, sí realizó un análisis de la transparencia del agua del lago, que está directamente relacionada con la concentración de sedimentos. En la Fig. 6.17 se observa la comparación entre el campo de concentración de sedimentos obtenido por el modelo y el mapa de distribución de la transparencia en el área de influencia del complejo Polochic-Cahabón obtenido en ese estudio.

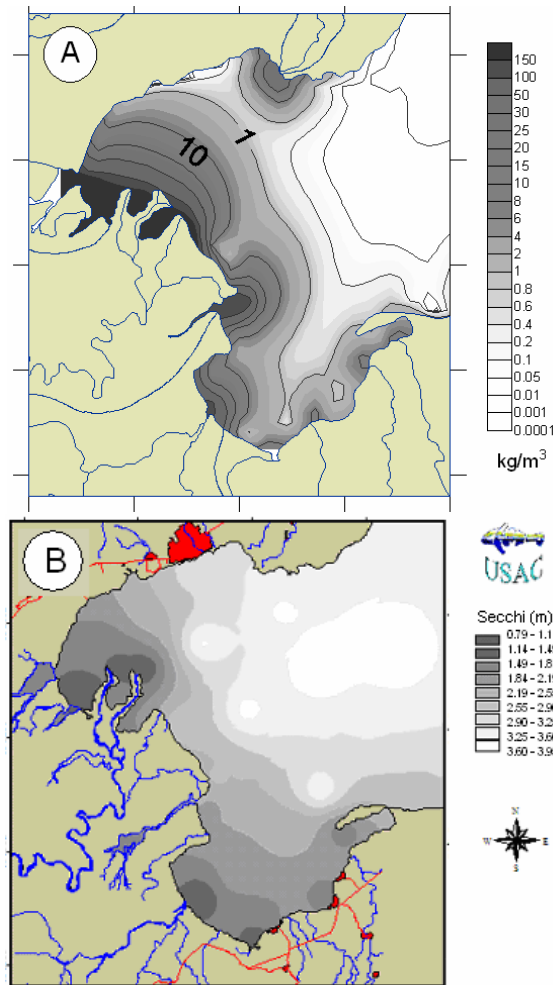


Figura 6.17. A) Mapa de concentración de sedimentos en la zona sur-oeste del Lago de Izabal obtenido por la simulación del modelo integrado (Junio 2006). B) Mapa de distribución de transparencia en la misma zona, obtenido por medidas in-situ (promedio de transparencia de noviembre 2001 a abril 2002) (Pacas, 2002).

La distribución espacial de la transparencia en la región suroeste del Lago de Izabal (Fig. 6.17.B) tiene una forma similar al campo de concentración de sedimentos simulado con el modelo integrado (Fig. 6.17.A). Esta similitud hace inferir que, los procesos de difusión-advección y movimiento del agua, así como las condiciones de contorno establecidas, explican los resultados encontrados por Pacas (2002).



### 6.3.3 Discusión

En cuanto a la variabilidad espacial del riesgo a erosión (Fig. 6.11), se observa un riesgo alto en las partes altas de la cuenca, que genera pérdidas en la productividad y baja capacidad de almacenamiento de agua. Esto se traduce en deficiencia de recursos en época seca, y vulnerabilidad de la población a sufrir desastres naturales en época lluviosa. El impacto antropogénico se evidencia en la franja sur de la cuenca con un riesgo a erosión de bajo a medio (Fig. 6.11). Según el análisis de cobertura de la tierra, en esa región predominan los bosques latifoliados (Fig. 3.12), que protegen el suelo y reducen el riesgo a erosión. La existencia de bosques en esa zona se debe a que es un área protegida, por lo que los núcleos de población presentes en la cuenca hacen poco uso de los recursos de esa franja.

En las partes altas y medias de la cuenca, el riesgo a erosión va de alto a extremo. Sin embargo, aproximadamente el 25% de la cuenca tiene un bajo riesgo a erosión, que generalmente está localizado en las partes bajas de las cuencas tributarias. Lo anterior implica que los sedimentos erosionados que transportan los ríos tributarios, pueden ser atrapados por procesos de deposición. En las zonas bajas, la velocidad de la corriente de agua en los cauces de los ríos disminuye por las bajas pendientes y con ella se reduce la concentración de SPM impulsadas al fondo del cauce de cada río por las fuerzas de gravedad.

Los sedimentos transportados por los ríos tributarios hacia el cuerpo de agua (alóctonos) del Lago de Izabal tienen una influencia mínima en las partes centrales del mismo (Fig. 6.16). Tanto en época seca como en lluviosa, los procesos de transporte de sedimentos hacia el interior del lago (difusión y corrientes del agua), no alcanzan a movilizar las partículas hacia las partes centrales del lago. Así, la presencia de sedimentos y sustancias en el interior del lago se debe a la productividad propia del lago (sedimentos autóctonos).

Lo anterior concuerda con lo establecido por Cole (1994), quien indica que los lagos de profundidades medias menores a los 18 m, como el Lago de Izabal, son

altamente productivos, y la presencia de sedimentos autóctonos cobra importancia. No obstante, el efecto de los sedimentos y sustancias transportadas por los ríos tributarios es de magnitud mucho mayor en las zonas costeras, principalmente en la región suroeste. Además, las estimaciones presentadas en esta Tesis Doctoral se enfocaron únicamente al período 2003-2006. De acuerdo a Dix et al. (1999), el aporte de sedimentos autóctonos en los últimos 27 años, ha afectado la calidad del agua del Lago de Izabal, llevándolo a estar en un proceso de eutrofización acelerada.

La región suroeste del lago de Izabal, área que presentó las mayores concentraciones de SPM, es conocida como humedal Bocas del Polochic. Dix et al. (1999) destacan la importancia de este humedal, ya que a pesar de que el complejo Polochic-Cahabón ingresa una alta carga de nutrientes y sedimentos hacia el Lago de Izabal, la carga es filtrada en el humedal antes de entrar al lago.

La cercanía del Lago de Izabal al Mar Caribe, provoca que la región se vea afectada eventualmente por huracanes y tormentas tropicales (USGS, 2001). La ocurrencia de estos eventos climáticos aumenta los niveles de lluvia y viento, que como se ha demostrado en esta Memoria de Tesis Doctoral, están relacionados fuertemente con el transporte de sedimentos en el sistema. Michot et al. (2002) mencionan que el efecto del huracán Mitch en 1998 en las aguas del Lago de Izabal fue menor de lo esperado. En la Fig. 6.18 se presenta la pluma formada por la carga de sedimentos del complejo Polochic-Cahabón.



Figura 6.18. Pluma de sedimentos entrando al Lago de Izabal por la desembocadura del Río Polochic. Tomado de Michot et al. (2002)

De acuerdo a las simulaciones realizadas con el modelo integrado, el bajo impacto del huracán Mitch en las aguas del Lago de Izabal se debe a varias razones: (i) las zonas de poca pendiente y bajo riesgo a erosión formadas en el delta del complejo Polochic-Cahabón, que atrapan altas cantidades de sedimentos, (ii) el movimiento de agua forzado por los vientos provenientes del caribe (aumentados durante el huracán) que reduce el transporte de partículas hacia el interior, y (iii) los procesos de difusión-advección de partículas no logran que las partículas afecten el interior del lago, ya que la velocidad de pérdida de las partículas en suspensión, hace que éstas sean depositadas en el fondo del lago por efecto de las fuerzas de gravedad. De manera que el humedal Bocas del Polochic, la morfometría del lago y el viento, tienen un impacto beneficioso sobre la calidad del agua del lago y, aguas abajo, en la integridad ecológica de la bahía de Amatique.



# CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES



## **CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**

### **Conclusiones**

1. La combinación de técnicas de teledetección con medidas in situ permitió conocer la variabilidad espacial y temporal de los factores que inciden en los procesos hidrológicos estudiados. Se encontró, a partir de medidas in situ, que la precipitación pluvial anual varía dentro de la cuenca desde 1825 a 2904 mm; con dos estaciones climáticas diferenciadas: época lluviosa (Mayo a Octubre) y seca (Noviembre a Abril). Los suelos de la cuenca son muy diversos, presentando diferentes clases de drenaje y susceptibilidad a la erosión. Mediante datos del sensor SRTM se observó que el relieve de la cuenca del Lago de Izabal varía desde 0 a 3004 msnm, con una elevación media de 734 msnm. La variación de cobertura vegetal y uso de la tierra de la cuenca se determinó mediante la combinación de imágenes de satélite (Landsat y SAR) y fotografía aérea de alta resolución espacial. El principal uso encontrado fue el de bosque denso (36% del área de la cuenca), seguido por agricultura intensiva (29%), y el resto del área distribuida en 12 clases de uso.
2. El modelo hidrológico HYDROTREND v. 3.0, es adecuado para simular la descarga del río Polochic, y por lo tanto, del resto de ríos tributarios. Para evaluar la aplicabilidad del modelo se utilizó la serie temporal de medidas in situ diarias de 7 años (1987-1994) del caudal del río Polochic. Los parámetros obtenidos fueron promedios de 85.7 y 81.7 m<sup>3</sup>/s, desviaciones estándar 61 y 52 m<sup>3</sup>/s para medidas in situ y simuladas, respectivamente. Tanto los promedios como las varianzas son estadísticamente similares ( $\alpha=5\%$ ). La distribución de frecuencias y del patrón de variación estacional también fue similar en ambas series temporales.
3. La simulación de la variación espacial de la pérdida de suelo y temporal de la carga de sedimentos se consiguió a través del uso combinado de los modelos HYDROTREND y RUSLE. Los parámetros de pérdida de suelo y carga de sedimentos se relacionaron mediante el término SDR, que se calculó por su relación con la extensión de la cuenca. En primer lugar se realizó una simulación para el complejo Polochic-Cahabón. El mapa de erosión obtenido produjo un riesgo a erosión muy alto, con una estimación media de  $109 \times 10^5$  kg/km<sup>2</sup>/año. No obstante,

aproximadamente el 25% de la cuenca presentó bajo riesgo a erosión, principalmente en las partes bajas, lo que indica zonas de deposición de partículas. La aplicación de HYDROTREND produjo una serie temporal diaria de carga de sedimentos, mediante la relación de la concentración de SPM con el caudal del río. La firmeza de las estimaciones se verificó únicamente con la comparación de los órdenes de magnitud obtenidos. Lo anterior se debe a la falta de información de campo, solo se encontraron dos datos medidos en campo de carga de sedimentos  $1.53 \times 10^9$  kg/año (1999) y  $4.78 \times 10^9$  kg/año (2004). Los resultados de la simulación de carga anual de sedimentos depositados en el Lago de Izabal con los modelos utilizados fueron  $2.45$  y  $2.85 \times 10^9$  kg/año con HYDROTREND y RUSLE, respectivamente.

4. El modelo de difusión-advección de partículas se basó en la ecuación clásica de la difusión, que fue modificada para incluir un campo de velocidad y una velocidad de pérdida de partículas para sustancias no-conservativas. Las condiciones de contorno se asignaron con base en la costa del lago y las clases de drenaje de los suelos circundantes. Las condiciones iniciales se establecieron a un campo de concentración de SPM de 0 (inicio en frío). Cada río tributario fue considerado como una fuente continua y constante. Se realizaron dos simulaciones, la primera asumiendo que el agua del lago está en reposo y la siguiente incluyendo el efecto de arrastre del viento (3 m/s) con una transferencia de movimiento de 1% (viento-agua). Los campos de concentración de SPM resultantes indican una mayor influencia de sedimentos en la parte suroeste del lago. Los motivos para lo anterior son: la carga de sedimentos aportada por el complejo Polochic-Cahabón, los vientos provenientes del nor-este, las condiciones de frontera establecidas, y la forma de la superficie del lago. En la parte sur-oeste del lago, las concentraciones varían de 20 a 27 mg/l para simulaciones sin y con campo de velocidades, respectivamente. Mientras que en el resto del lago las concentraciones permanecieron por debajo de 1 mg/l.
5. El modelo de movimiento del agua por arrastre del viento se desarrolló utilizando las ecuaciones de Navier-Stokes y la batimetría del Lago de Izabal. En primer lugar se asumió un viento constante (3 m/s) proveniente del nor-este hasta alcanzar estabilidad en la energía cinética del sistema (aproximadamente tras dos meses de simulación). Posteriormente, la velocidad y dirección del viento fue variada cada hora, de acuerdo



a las medidas en la estación meteorológica más cercana. El campo de velocidades obtenido presentó magnitudes entre 0.002 y 0.075 m/s, en el centro del lago se encontraron las mayores velocidades. La dirección de las corrientes simuladas está orientada levemente hacia la derecha de la dirección del viento, debido a la combinación de la morfometría del lago y a las Fuerzas de Coriolis (i.e. transporte de Ekman en profundidades reducidas). El movimiento del agua que, predominantemente, se dirigió hacia el sur-oeste del lago, provocó apilamientos en esta zona del cuerpo de agua.

6. Las fluctuaciones de volumen de agua almacenada en el Lago de Izabal se estimaron mediante la combinación de variaciones relativas de nivel y área del lago. Las variaciones de nivel obtenidas con el sensor RA-2 estuvieron altamente correlacionadas con las medidas in situ ( $r^2=0.83$ ). Asimismo, las variaciones de superficie del lago determinadas a partir del sensor ASAR presentaron alta correlación con medidas de nivel in situ tomadas simultáneamente ( $r^2=0.9$ ). La determinación de variaciones de volumen se realizó mediante el desarrollo de curvas de calibración área/nivel/volumen. En promedio, las estimaciones realizadas de área y volumen del Lago de Izabal fueron  $674.21 \times 10^6 \text{ m}^2$  y  $8506.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ . Estos parámetros variaron de  $672.4 \times 10^6 \text{ m}^2$  a  $677.2 \times 10^6 \text{ m}^2$  para las superficies del lago, y de  $8271.2 \times 10^6 \text{ m}^3$  a  $9018.1 \times 10^6 \text{ m}^3$  para el volumen de agua almacenada. Las series temporales de nivel, área y volumen del lago tuvieron un patrón de variación dominado por las estaciones meteorológicas (época lluviosa y seca). Los eventos extremos de agua almacenada ocurrieron en diciembre 2005 (mínimo) y julio 2006 (máximo).
7. El cálculo del balance hídrico del Lago de Izabal fue posible gracias a la integración de modelos numéricos, técnicas de teledetección y medidas in situ. Las entradas y salidas subterráneas no fueron tomadas en cuenta por considerarse que eran equivalentes y de magnitudes insignificantes al comparar con las otras entradas y salidas. En promedio la cantidad total de agua superficial entrando al lago asciende a  $418 \text{ m}^3/\text{s}$ , donde aproximadamente el 78% es aportada por el complejo Polochic-Cahabón. Las entradas directas por lluvia sobre la superficie promedian  $178 \times 10^6 \text{ m}^3$  mensuales. Es decir, que la entrada como lluvia directa es un orden de magnitud menor al agua que entra en forma de escorrentía superficial ( $1100 \times 10^6 \text{ m}^3$  mensual).

Los datos anteriores representan, un total de agua de  $1278 \times 10^6 \text{ m}^3$  entrando mensualmente al lago en el período de estudio. El volumen de agua almacenada en el lago es casi 7 veces mayor al total de agua entrando mensualmente. Por lo cual, el lago actúa como un amortiguador regulando la salida superficial a través del Río Dulce. Mediante el principio de conservación de la masa de agua del sistema, se estimó que el caudal del Río Dulce es en promedio  $452.7 \text{ m}^3/\text{s}$ . Por lo que en promedio, el agua saliendo mensualmente en forma superficial es  $1228 \times 10^6 \text{ m}^3$  y en forma de evaporación  $50 \times 10^6 \text{ m}^3$ . Esto produce una diferencia entre ellas (96.1 y 3.9%) aún mayor que la diferencia entre entradas superficiales y atmosféricas (86.1 y 13.9%). Además, las fechas en las que ocurrieron los eventos extremos coincidieron con extremos en índices climáticos regionales como el fenómeno El Niño, y el índice del Nor-Atlántico Tropical, lo que indica la posibilidad de que existan vínculos entre el balance hídrico y los cambios climáticos regionales.

8. Los modelos desarrollados previamente (pérdida de suelo, carga de sedimentos, difusión-advección de partículas y movimiento del agua por arrastre del viento) fueron acoplados para simular el proceso de transporte de sedimentos en el ecosistema. El mapa de riesgo a erosión de la cuenca se produjo en un entorno GIS, obteniendo, en promedio, un riesgo a erosión muy alto en el territorio de la cuenca. No obstante, la mayoría de partículas de suelo desprendidas en las partes altas no son transportadas hacia el interior del lago como carga de sedimentos, sino que son depositadas en las partes bajas de la cuenca (riesgo a erosión bajo). La carga total de sedimentos aportada al lago por los ríos tributarios asciende a  $129 \text{ kg/s}$ , de los cuales un promedio de 58% forma la carga del complejo Polochic-Cahabón. Las series temporales de carga de sedimentos y caudal total de agua tienen una relación de naturaleza exponencial, con un coeficiente de correlación de 0.92. El campo de concentración de SPM producido por los modelos de difusión-advección y movimiento del agua, representa las contribuciones foráneas (la producción de SPM autóctona no se estudió en esta Tesis Doctoral). En abril de 2005, el mes con el más intenso período de déficit hídrico (alta evaporación, poca lluvia, poca descarga de agua, etc.), el campo de concentración de sedimentos del lago se debió principalmente a la contribución del complejo Polochic-Cahabón. Lo anterior se debe a la baja carga de sedimentos de los ríos tributarios, y a las corrientes provocadas por

el viento que no permitieron el transporte de partículas hacia el interior del lago. Durante el otro extremo del balance hídrico (Julio de 2006), la influencia de todos los ríos tributarios fue significativamente mayor, con plumas de contaminación con concentraciones sobre  $1 \text{ kg/m}^3$  extendidas hacia el interior del lago. En ambas fechas (máximos y mínimos de carga de sedimentos), la parte suroeste del lago presentó las más altas concentraciones de SPM. Sin embargo, el campo de concentración en el centro del lago no se vio afectado por la carga de sedimentos de los tributarios (incluso en los períodos de máxima carga de sedimentos). Lo que indica que el campo de concentración de sedimentos del Lago de Izabal es principalmente dependiente de la producción autóctona. Los resultados obtenidos concuerdan con estudios previos que resaltan la importancia del humedal de las bocas del Polochic funcionando como amortiguador de la contaminación aportada al Lago de Izabal. En nuestros resultados se observa que además de eso, el Lago de Izabal es amortiguador de la cantidad de agua que drenan los ríos tributarios y regula la salida de agua y sedimentos a través del Río Dulce.

## **Recomendaciones**

1. Además de las estimaciones realizadas, las herramientas desarrolladas permitirán a las instituciones guatemaltecas, poder dar un seguimiento adecuado de los procesos físicos del Lago de Izabal. En el Plan de Acción Integrado de la cuenca del Lago de Izabal y Río Dulce (AMASURLI, 2007), se establece, entre sus prioridades, que se debe desarrollar un sistema de monitoreo ambiental del lago. La instalación del programa de monitoreo ambiental requiere alta inversión económica. Por lo que la aplicación de la metodología desarrollada en esta Tesis Doctoral permitirá el seguimiento de algunas variables hidrológicas con relativo bajo costo y alta confiabilidad. Además, se recomienda utilizar los resultados obtenidos para definir la distribución espacial y temporal de los muestreos incluidos en los estudios de campo que se realicen.
2. Las simulaciones obtenidas de los sub-procesos hidrológicos estudiados se encuentran dentro de rangos físicamente lógicos y dentro de los mismos órdenes de magnitud a los obtenidos en estudios puntuales realizados en la zona. No obstante,

para realizar estimaciones más precisas y obtener los errores cometidos, es necesario llevar a cabo validaciones específicas de cada modelo desarrollado. Así, se recomienda realizar distintas medidas in-situ con fines de validación: (i) parcelas experimentales de erosión en distintas partes de la cuenca para validar el modelo de pérdida de suelo (RUSLE), (ii) estaciones hidrológicas de caudal y carga de sedimentos de los ríos tributarios para el modelo HYDROTREND, (iii) campañas para medir las corrientes del agua del lago a distintas velocidades y dirección del viento, que permitan validar el modelo de movimiento del agua por arrastre del viento, (iv) medidas de concentración de sedimentos en distintas partes del interior del lago y/o uso de teledetección para validar el modelo integrado de transporte de sedimentos (difusión-advección, circulación, carga de sedimentos y pérdida de suelo), y (v) medidas del caudal del Río Dulce para ser comparado con el caudal estimado en el balance hídrico.

3. En esta Memoria de Tesis Doctoral se describe el proceso de transporte de sedimentos desde el desprendimiento en las partes altas y medias del área de captación, hasta el transporte hacia el interior del lago. Sin embargo, el campo de concentración de sedimentos en el interior del lago se debe también, a la producción autóctona del cuerpo de agua. Para estudiar el efecto de los sedimentos en el Lago de Izabal, se recomienda la aplicación y validación de otros modelos que simulen el campo de concentración producido por sedimentos autóctonos. Considerando la baja profundidad del lago, además de los sedimentos autóctonos y alóctonos, se espera que los procesos de resuspensión de sedimentos sean importantes. La simulación de los procesos de producción autóctona de sedimentos y resuspensión se ha realizado en otros lagos (Lindstrom et al., 1999; Hakanson et al., 2000; Malmaeus y Hakanson, 2003). Se recomienda el acople de diversos modelos para simular la dinámica de sedimentos en el interior del lago, que está directamente relacionada con los procesos de eutrofización, entre otros
4. Las técnicas de teledetección tienen diversas aplicaciones para el estudio de aguas continentales como el Lago de Izabal. En esta Tesis Doctoral se estudiaron algunas variables hidrológicas (uso de la tierra, topografía, nivel de agua y área inundada del lago) pero la teledetección ofrece una perspectiva más amplia para aumentar el conocimiento del lago (Schumugge et al. 2002). Entre las variables hidrológicas cuyo

estado se puede observar mediante sensores remotos están: (i) temperatura de la superficie de la tierra, que está directamente relacionada con los flujos de evapotranspiración y puede ser medida utilizando señales en el infrarrojo térmico captadas por radiómetros; (ii) contenido de humedad del suelo en las capas superficiales, que puede estimarse mediante sensores activos o pasivos que operan en las bandas de microondas (la atmósfera es transparente y la vegetación semi-transparente en la longitud de onda de microondas); (iii) cantidad de lluvia obtenida con la misión TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*); (iv) rugosidad del terreno y cobertura vegetal, que afectan la infiltración de agua en el suelo, influyen en la escorrentía superficial y protegen al suelo del impacto de la lluvia; (v) calidad del aguas superficiales (concentración de sedimentos en suspensión, contenido de clorofila y otras sustancias); (vi) estudios de la distribución de macrófitas en el lago. Las variables (iv), (v) y (vi) pueden determinarse con sensores pasivos que operan en las bandas del visible e infrarrojo. Además, se debe establecer el sistema de monitoreo en base de un GIS ya que estos sistemas hacen posible la integración de datos in situ, teledetección y modelación numérica. Un sistema de monitoreo ambiental en base GIS incluye la adquisición de datos, entrada y almacenamiento de la información, procesamiento, salidas del sistema y, finalmente sus aplicaciones. El uso de técnicas de teledetección permite la obtención de información tanto hidrológica, ecológica y física, como información útil para la toma de decisiones sobre el manejo de los ecosistemas. Por último, se recomienda utilizar productos de teledetección para planificar campañas de campo, y los GIS para establecer los sistemas de monitoreo y detección de cambios.



# SUMMARY





## **SUMMARY OF THE THESIS**

---

### **SYNERGY OF IN-SITU MEASUREMENTS, NUMERICAL MODELLING AND REMOTE SENSING FOR THE STUDY OF LAKE IZABAL, GUATEMALA**

#### **1. Introduction**

Fresh inland and coastal waters support the terrestrial ecosystems in which most of human activities are based. Among these, fresh waters can be globally found as ice caps, snow, underground (as soil moisture and underground reservoirs) and surface waters (as rivers, lakes, and wetlands). Among the continental waters, natural lakes are essential study subjects because of their complex relationships between the atmosphere, surface and underground waters. Additionally, lakes are affected by upstream land/water uses for agriculture, industry and/or human consumption (Cretaux and Birkett, 2006). The knowledge of the physical processes on lakes is of utmost importance because these processes determine their chemical, physical and biological spatial distribution (Hakanson et al., 2000). Besides, it is necessary the information about the water mass budget of lakes, in order to improve its water management, (Chiara et al., 2006).

Traditionally, the lake's physical processes study requires field campaigns for the acquisition of in-situ measurements, which demand high financial investments. Moreover, it is necessary the establishment of monitoring programmes in order to obtain continuous time series. Nevertheless, numerical models and remote sensing techniques have been widely used in those environments. Numerical modelling has been used in different works about physical processes in fresh waters, such as lakes hydrodynamics (Lindstrom et al., 1999; Hakanson, et al., 2000; Malmaeus y Hakanson, 2003), rivers water discharge and sediment load (Syvitski et al., 1998; Kettner y Syvitski, 2007), sediment transport processes in lakes (Kjjaran et al., 2004; Tsanis y Saied, 2006), among others. On the other hand, some hydrologic studies have been done by using remote sensing products and techniques: lake levels retrieval from altimetry (Berry et al., 2006; Crétaux and Birkett, 2006; Medina et al., 2008), coastline detection and inundated area estimation from Synthetic Aperture Radar (SAR) images (Fleming, 2005; Chiara et al.

2006; Medina et al. submitted), the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) applied to geomorphologic studies in hydrologic basins (Bundela, 2004; Ludwig y Schneider, 2006), and optical/radar imagery for land use applications (Treitz and Rogan, 2004).

This Doctoral Thesis summarized here was framed on Lake Izabal (Guatemala), the largest of the country. This lake has great importance from scientific, ecological and social points of view. A number of studies have been carried out on the physical, chemical and biological parameters of the lake's water quality in the past (Basterrechea, 1993; Marchorro, 1996; Dix et al., 1999; Perez et al., 2004). However, the physical features of Lake Izabal were still poorly known, until now (URL, 2002). Conceptually, this research work was focused on the assessment of the following lake's physical processes: the water mass balance and the sediment transport. Thus a better knowledge of these processes improves the understanding of other lake's features like the water quality, nutrients distribution, production and residence time, among others. The water mass balance considered the inputs (rainfall, runoff and groundwater), outputs (evaporation, surface outlet, and seepage), and their relationships with the water volume stored in the lake. Likewise, the sediment transport analysis included the particles detachment, transport and deposition within the basin, the total sediment load entering the lake, and the particles transport processes within the lake, such as diffusion-advection and wind-forced water movement.

Taking into account this, the main objective of this Thesis work was the development of a methodology able to estimate the above mentioned processes, combining numerical models simulations, remote sensing products and in-situ data. The study period was extended to four years (2003-2006) because of data availability. The research project was designed based on the Lake Izabal biophysical and social characteristics and the state of the art about the ecosystem. In addition, new techniques and scientific approaches applied to other fresh water systems were used. This Thesis is the result of different research activities carried out in the group on Remote Sensing and Oceanography of the University of Cadiz (Spain). Besides, some of the analysis included in this work were developed in the *Dipartimento di Scienza della Terra*, of the University of Ferrara (Italy).

## 2. Objectives

The main objective of this Doctoral Thesis was:

**The design of a methodology for the assessment of the physical processes in Lake Izabal: the water mass balance and the sediments transport, by combining numerical models simulations, remote sensing techniques and in-situ data.**

Four specific objectives were addressed in order to accomplish the aim of the Thesis:

1. Assessment of the temporal and spatial variability of biophysical parameters involved in the hydrologic processes within the Lake Izabal basin: the weather conditions, catchment geomorphology, land cover and lake's morphometry (Chapter III).
2. Simulation of the hydrologic processes of water discharge, soil losses, sediment load and transport in the water body, through the development and application of numerical models (Chapter IV).
3. Estimation of the volume variations of the water mass stored in Lake Izabal by the joint determination of lake level and inundated area variations derived from remote sensing products (Chapter V).
4. Evaluation of the Lake Izabal water mass balance and sediment transport integrating remote sensing techniques, numerical models application and in-situ measurements (Chapter VI).



### **3. Outline of the Thesis work**

It is presented here, a brief description of the Thesis Memory content. Firstly, Chapter I gives an introduction, the main objective of the Thesis work and enumerates its specific objectives. Chapter II describes the study region settings laying emphasis on the biophysical and socioeconomic aspects. This chapter also presents a conceptual frame of the physical processes addressed: the water mass balance and sediment transport. To conclude, a general view about the state of art of the numerical models and remote sensing techniques applied to other inland waters is summarized.

Chapter III deals with the determination of the temporal and spatial variations of the features influencing the hydrologic processes taken into account in this work. Those features include: climate conditions, catchment geomorphology, soils and land use, and lake's morphometry. The spatio-temporal variations of the aforementioned factors were obtained from in-situ gauges, databases analysis, geographic information systems and interpretation of remote sensing products (SRTM, Landsat and SAR).

In Chapter IV, the numerical models used for the simulation of the analyzed sub-processes of the system are presented: the water discharge of the tributary rivers, soils losses within the catchment, sediment load, particles diffusion-advection, and wind-driven water movement. The models were developed based on the features described in Chapter III and the physical laws governing the processes.

Chapter V outlines all the aspects related with the quantification of the Lake Izabal water volume monthly variations. The lake water volume variations estimations were achieved by combining lake level changes with inundated area fluctuations. Three datasets were used: daily lake level heights gauged in-situ, 35-days lake levels derived from Radar Altimeter (RA-2), and radar imagery of the Advanced Synthetic Aperture Radar (ASAR). Both sensors (RA-2 and ASAR) flight on board the ENVISAT satellite of the European Space Agency (ESA).

Chapter VI joints the results found from the numerical models, remote sensing techniques and in-situ data described previously. It is presented an integrated methodology capable to produce reliable time series of the Lake Izabal water mass balance and sediment transport processes. Finally, the conclusions and recommendations extract from the obtained results are presented.

#### **4. Main Results**

The main findings obtained in this Memory are presented:

- 4.1 Regarding the catchment features, the climate conditions obtained from in-situ measurements evidence that the annual rainfall varies from 1825 to 2904 mm within the basin (during the study period), with two defined seasons: rainy (May to October) and dry (November to April). According to the Guatemalan geo-information database, the basin showed a great variability of soil types, with different drainage and erosion susceptibility classes. Based on the SRTM data, the catchment relief varies from 0 to 3004 m Above Mean Sea Level (AMSL) with an average elevation of 734 m AMSL. The combination of remote sensing images (Landsat and SAR) and high resolution aerial photos made possible the land cover classification of the catchment. The results found that 36% of the area is covered by dense forest, 29% by intensive agriculture and the other 35% of the area is divided in 12 different land cover classes (in average from 2003 to 2006). Finally, the morphometry of Lake Izabal is described as an elongated irregular shape, with high surface extension (673 km<sup>2</sup>) and low depths (mean 12.33 m).
- 4.2 The water discharge of the tributary rivers was simulated with the climate-driven water discharge model, HYDROTREND v. 3.0. Firstly, the suitability of the model was assessed on the Polochic River basin. The 7 years (1987-1994) dataset of daily in-situ gauges was used to assess the soundness of the model estimations. The mean discharge was 85.7/81.7 m<sup>3</sup>/s with standard deviations of 61/52 m<sup>3</sup>/s for in-situ and modelled discharges. Both time series shown a similar variation pattern forced by the rainy and dry seasons. Then, the model was applied for all the tributary rivers in the study period (2003-2006).
- 4.3 The simulation of spatial variations of soil erosion and time variation of sediment load was accomplished by the combination of Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) and HYDROTREND models. The relationship between soil erosion and sediment load was calculated by the Sediment Delivery Ratio (SDR), which was computed from its relationship with the catchment area. The first simulations were run for the Polochic River. The erosion map of the Polochic basin showed a very high erosion risk in average ( $109 \times 10^5$  kg/km<sup>2</sup>/y of modelled soil

loss). However, almost 25% of the Polochic basin area has low erosion risk, mainly in the lowlands, evidencing particles deposition regions. HYDROTREND simulates the sediment load by its relationship with the water discharge. This model produces daily sediment loads of the river. Unfortunately, there is only two in-situ measurements of total annual sediment load of the Polochic Basin:  $1.53 \times 10^9$  kg/y taken in 1999, and  $4.78 \times 10^9$  kg/y in 2003. Thus the reliability of the estimations was limited to verify that the magnitude orders were in the same range of the only gauge. The annual sediment loads modelled were 2.45 and  $2.85 \times 10^9$  kg/y for HYDROTREND and RUSLE respectively. For the in-situ measurements years (1999 and 2003) the modelled values were 2.54 and  $2.94 \times 10^9$  kg/y, respectively.

4.4 The particles diffusion-advection model was developed based on the classical diffusion expression. It was modified by including water velocity components and a decay coefficient for non-conservative particles. The border conditions depended on the lake coastline and the drainage class of the soil in the shore. The initial condition was a concentration field of 0 (sediment mass/water volume) in every cell (cold start). The sources of sediment were considered as a constant input and the value used was based on sediment concentrations from in-situ measurements taken in previous works (in different periods from 1993 to 2004). The resulting sediment concentration maps, after a simulation of one month, indicate greater pollution in the south-western side of the lake, caused by the Polochic river sediment load, the predominant north-eastern winds, and the lake shape. In the southwest of the lake, the concentrations were around 20 mg/l without currents, increasing up to 27 mg/l for a constant speed of 3 m/s of north-eastern winds. The sediment concentrations were below 1 mg/l in the rest of the lake body.

4.5 The wind-forced lake water movement model was based on the Navier-Stokes equations solution, and the Lake Izabal bathymetry. The model was initially run with constant 3 m/s north-eastern winds until achieving the steady state of circulation (approximately after a 2 months simulation time period). The steady state was attained when the difference of kinetic energy between time steps falls almost invariable. Once the steady state was reached, the winds input were hourly changed according to the meteorological station measurements (for a simulation of one year). The lake's water velocity fields presented magnitudes between 0.002 and



0.075 m/s being the highest in the lake center. The flow direction was oriented slightly to the right of the wind direction, due to the combination of lake's morphometry and Coriolis Effect (i.e. Ekman transport for shallow depths).

- 4.6 The water volume fluctuations of the Lake Izabal were determined from the joint estimation of the lake surface height and inundated area variations. The lake level derived from RA-2 yielded a strong correlation with in-situ gauges ( $r^2=0.83$ ). Likewise, the inundated area variations from ASAR imagery presented a high correlation coefficient with simultaneously acquired water level in-situ gauges ( $r^2=0.9$ ). The development of rating curves enabled the estimation of inundated area and stored water volume time series. The average inundated area and stored volume estimations were  $674.21 \times 10^6 \text{ m}^2$  and  $8506.5 \times 10^6 \text{ m}^3$  respectively. The issued features varied from  $672.4 \times 10^6 \text{ m}^2$  and  $677.2 \times 10^6 \text{ m}^2$  for inundated areas and  $8271.2 \times 10^6 \text{ m}^3$  and  $9018.1 \times 10^6 \text{ m}^3$  for water volume storages. These extreme events occurred in a level variations range of 1.5 m from lowest to highest surface heights. The minimum occurred on December 2005 and the maximum in July 2006. The time series of lake level, inundated area and water volume shown seasonal variations forced by the rainy and dry seasons.
- 4.7 The water mass balance of Lake Izabal was computed by combining meteorological in-situ data, water discharge simulations, and stored water volume variations from remote sensing data. The study was extended to four years (2003-2006). The groundwater inputs and outputs were considered to be balanced between them and negligible in comparison with the surface waters and direct rainfall, following other author's results in similar waterbodies. The average of total surface water feeding the lake amounts  $418 \text{ m}^3/\text{s}$ , where approximately 78% of that water is contributed by the complex Polochic-Cahabón. The mean monthly volume of water from direct rainfall over the surface is around  $178 \times 10^6 \text{ m}^3$ . The direct rainfall inputs over the lake are one order of magnitude lesser than the surface water inputs (an average of  $1100 \times 10^6 \text{ m}^3$  per month), giving a monthly total water input of  $1278 \times 10^6 \text{ m}^3$  in average. The water volume stored in the lake is almost 7 times greater than the total water input. Therefore, the lake works like a buffer regulating the surface water outlet (Rio Dulce river). The water mass conservation of the system was equalized in order to determine the surface outlet

flow rate. The Rio Dulce mean water discharge was estimated to be  $452.7 \text{ m}^3/\text{s}$ . The monthly volume of surface water outlet and direct evaporation losses were  $1228 \times 10^6 \text{ m}^3$  and  $50 \times 10^6 \text{ m}^3$ , respectively. The difference between them (96.1 and 3.9%) was greater than the difference between the inputs (86.1 and 13.9% for surface waters and rainfall respectively). In addition, the dates of the extreme events observed coincide with dates of extreme events of regional climate change indexes such as El Niño Southern Oscillation and the Tropical North-Atlantic index, evidencing that some links could exist between the water balance and climate changes.

- 4.8 The sediment transport processes of the Lake Izabal system were studied through the assembling of the developed models (soil loss, sediment load, diffusion-advection and wind-forced water movement). The combination of thematic maps within a GIS environment produced the catchment erosion risk map. The simulation estimated a mean soil loss of  $83 \times 10^5 \text{ kg}/\text{km}^2/\text{y}$ , representing very high erosion risk in the Lake Izabal catchment territory. However, after the particles detachment, most of the sediment particles are deposited in the lowlands (low erosion risk) instead of being transported by the rivers as sediment load. The total tributary rivers sediment load sums  $129.2 \text{ kg}/\text{s}$ . Approximately, 58% of that sediment load entering the lake is contributed by the complex Polochic-Cahabón. The sediment load time series were closely related with water discharge, yielding a correlation coefficient of 0.92 in a relationship of exponential nature. Each tributary river sediment load time series was connected with the diffusion-advection and wind-forced circulation models. The sediment concentration fields simulated for several conditions represent the allochthonous contributions while the autochthonous production remains beyond the scope of this Thesis. During April 2005, when the longest water deficit was found (high evaporation, low rainfall, low water discharge, etc.), the sediment concentration distribution of the lake was mainly forced by the Polochic river sediment load. This was caused by the low sediment loads of the tributary rivers, and the water currents which inhibit the particles to be transported to the lake center. During the other extreme, in June 2006, abrupt erosion forces were found (rainfall and surface runoff) and consequently, sediment loads. The spatial distribution of sediment concentrations,

in this period, demonstrated more influence of all the tributary rivers. All the sediment plumes grow to the lake's center with concentrations above  $1 \text{ kg/m}^3$ . In both extreme periods, the south-western side of the lake presented the highest sediment concentration fields (low and high sediment loads). Thus, the Polochic river mouth works as a buffer for the Polochic river sediment load and the Lake Izabal has the same role preventing the transport of sediments through the Río Dulce River to the Caribbean coast. The sediment plumes of the rivers do not reach the lake center (even during rainy seasons), evidencing that the sediment concentrations of the lake center are mainly caused by autochthonous production.



**ANEXO**



## DATOS Y PRODUCTOS UTILIZADOS EN LA MEMORIA DE TESIS DOCTORAL

Los análisis del balance hídrico y del transporte de sedimentos en el sistema del Lago de Izabal, presentados en esta Tesis Doctoral se realizaron utilizando datos y productos provenientes de distintas fuentes: datos in-situ, información geográfica, productos de teledetección y simulaciones numéricas. En este anexo se describen las características espacio-temporales de los datos y productos utilizados.

En cuanto a los datos in-situ, incluyeron variables meteorológicas, edafológicas e hidrológicas. Los datos in situ utilizados se describen en la Tabla A.1.

	<b>Parámetro</b>	<b>Unidad</b>	<b>Forma de medición</b>	<b>Frecuencia/período</b>
1	Lluvia	mm	Pluviómetro	Diaria, 1987 a 2006
2	Temperatura	°C	Termómetro	Diaria, 1987 a 2006
3	Evaporación	mm	Tanque de evaporación	Diaria, 2003 a 2006
4	Velocidad del viento	km/h	Anemómetro	Horaria, 2003 a 2006
5	Dirección del viento	°	Veleta	Horaria, 2003 a 2006
6	Caudal Polochic	m <sup>3</sup> /s	Estación hidrológica	Diaria, 1987 a 1994
7	Nivel de agua del lago	m	Regla fijada a muelle	Diaria, 2004 a 2006
8	Volumen de agua del lago	m <sup>3</sup>	Relación batimetría	Una medida 2003
9	Series de Suelos	Sin unidad	Muestreo de suelos	Una medida en 1959
10	Carga de sedimentos del Río Polochic	10 <sup>9</sup> kg/año	Cono de sedimentación de Imhoff	Dos medidas, 1999 y 2004
11	Concentración de SPM en ríos tributarios	mg/l	Muestras, secado y pesado de sedimentos	Una medida en cada río en distintas fechas

Tabla A.1. Características de los datos in-situ utilizados.

Con relación a los datos meteorológicos (numerales 1 al 5 de la Tabla A.1), los parámetros de lluvia y temperatura fueron obtenidos en 5 estaciones meteorológicas ubicadas en el área de influencia de la cuenca del Lago de Izabal (Fig. 3.1), mientras que los datos de evaporación, velocidad y dirección del viento, se midieron únicamente en la Estación Meteorológica de Puerto Barrios (Fig. 3.1). Las series de datos fueron

suministradas por el Departamento Meteorológico del INSIVUMEH. Asimismo, el Departamento Hidrológico del mismo Instituto guatemalteco proporcionó la serie de datos de caudal del Río Polochic (número 6 en la Tabla A.1).

En cuanto a los datos de nivel de agua del Lago de Izabal, el Grupo de Oceanografía y Teledetección del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Cádiz firmó un convenio de cooperación científica con AMASURLI. Este convenio permitió el acceso a estos datos, que son medidos diariamente mediante una regla fijada en el muelle denominado Inde ubicado en la zona sur-oeste del lago (Fig. A.1).



Figura A.1. Instrumento utilizado para medir las variaciones de nivel de agua del Lago de Izabal

El resto de datos in-situ utilizados en la Tesis Doctoral se obtuvieron en estudios previos realizados por otros autores: (i) volumen de agua medio almacenado en el lago, estimado por OTECBIO (2003), (ii) las características físicas y químicas de los suelos



relacionadas con las propiedades hidrológicas de la cuenca se obtuvieron en Simmons et al. (1959), (iii) La carga de sedimentos aportada por el Río Polochic se extrajo de dos estudios, Dix et al. (1999) y Perez et al. (2004), únicamente se encontraron dos datos para verificar el funcionamiento de los modelos, y (iv) la concentración de sedimentos de los ríos tributarios se obtuvo de estudios realizados en distintas épocas como (Basterrechea, 1993; Dix et al., 1999; AMASURLI, 2004).

Algunos de los análisis incluidos en la Memoria se realizaron en un ambiente GIS, ya que algunos parámetros hidrológicos varían espacialmente dentro de la cuenca, Además, el sistema GIS permite la integración de datos in-situ, teledetección y modelos numéricos. Las características de la información geográfica integrada en el sistema GIS se presentan en la Tabla A.2.

	<b>Parámetro</b>	<b>Escala</b>	<b>Formato</b>
12	Batimetría del lago	1:250000	Imagen (jpg)
13	Mapa de Suelos	1:250000	ESRI Grid
14	Geología	1:50000	ESRI Grid
15	Curvas a nivel	1:50000, 100 m vertical	Vector (shape)
16	Mapa de uso de la tierra	1:50000	ESRI Grid
17	Línea de costa del lago	1:250000	Vector (shape)
18	Límites de las subcuencas	1:250000	Vector (shape)
19	Red de drenaje superficial	1:250000	Vector (shape)
20	Mapa Nacional de erosividad de la lluvia	1:250000	Imagen (Geo tiff)

Tabla A.2. Información geográfica integrada en la base de datos.

El mapa de batimetría del Lago de Izabal fue obtenido en el Consejo Nacional de Áreas Protegidas de Guatemala (CONAP). La información batimétrica se tomó de Brooks (1969). Los mapas Nacionales incluidos en el atlas geográfico de Guatemala (MAGACATIE-ESPRED, 2001) se utilizaron para extraer la información del interior de la cuenca (numeral 13 al 19, Tabla A.2). Para esto, se utilizaron herramientas GIS que permitieron abstraer únicamente la información del interior del parte-aguas de la cuenca del lago. Finalmente, a partir del mapa Nacional de Erosividad de la lluvia (MAGACATIE-ESPRED, 2001) se obtuvieron los límites de influencia de lluvia de cada estrato pluvial.

Adicionalmente, se utilizaron técnicas de teledetección para obtener información complementaria sobre los procesos físicos estudiados. La Tabla A.3 presenta las especificaciones técnicas de los productos de sensores remotos utilizados.

	<b>Producto</b>	<b>Resolución espacial</b>	<b>Cantidad/Frecuencia</b>
21	DEM de SRTM	90 × 90 m	Un mosaico del área
22	Imágenes Landsat	28.5 × 28.5 m	Tres imágenes (2000 a 2002)
23	Imágenes ASAR	12.5 × 12.5 m	12 imágenes (2003 a 2006)
24	Datos altimétricos RA-2	Traza de 23 km	Datos cada 35 días (2003 a 2006)
25	Fotografía Aérea	1 × 1 m	370 fotos (2006)

Tabla A.3. Características de los productos de teledetección utilizados.

El modelo de elevación digital de la misión SRTM es distribuido por el centro de datos de EROS (*Earth Resources Observation Systems*) del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), y están disponibles vía Internet en: <http://edc.usgs.gov> . Las imágenes del sensor ETM (*Enhanced Thematic Mapper*) de la misión Landsat fueron obtenidas del GLCF (*Global Land Cover Facility*), éstas son distribuidas en Internet en: <http://www.landcover.org> . Por su parte, los productos de los sensores RA-2 y ASAR, de la misión ENVISAT fueron suministrados por la Agencia Espacial Europea (ESA). El acceso a los productos de ESA fue posible gracias a la redacción, aprobación y financiamiento de los siguientes proyectos:

- Proyecto código 4245, título: *Water level fluctuations in Lake Izabal, Guatemala (Centroamérica), from ENVISAT RA-2 and in-situ measurements.*
- Proyecto código 4420, título: *Physical processes in Lake Izabal (Guatemala) using ENVISAT data, numerical models and in-situ measurements.*

Finalmente, la fotografía aérea se obtuvo con el proyecto “Obtención de imágenes digitales a Escala 1:20000 y elaboración de orto-fotos de la República de Guatemala (FINNMAP-PACSO)” y son distribuidas por el Ministerio de Agricultura de Guatemala (MAGA, 2007).

El último conjunto de datos que se maneja en la Memoria proviene de simulaciones numéricas. Las series de datos se describen en la Tabla A.4.

	<b>Datos</b>	<b>Unidad</b>	<b>Características espacio-temporales</b>
26	Descarga de agua ríos tributarios	m <sup>3</sup> /s	Diarios (1987 a 2006), 18 ríos
27	Descarga de agua Río Dulce	m <sup>3</sup> /s	Mensuales (2003 a 2006)
28	Variaciones de volumen de agua almacenada	m <sup>3</sup>	Mensuales (2003 a 2006), relación nivel/área/volumen
29	Mapa de riesgo a pérdida de suelo	kg/km <sup>2</sup> /año	Un mapa para el período de estudio
30	Carga de sedimentos	kg/s	Mensuales (2003 a 2006), 18 ríos
31	Movimiento del agua del lago por arrastre del viento	m/s (en <i>x e y</i> )	Horarios, dato por celda (545 × 545 m), (2003 a 2006)
32	Campo de concentración de sedimentos en el lago	kg/m <sup>3</sup>	Horarios, dato por celda (545 × 545 m), (2003 a 2006)
33	Índices climáticos (SOI y NATL)	atm	Mensual, por región oceánica

Tabla A.4. Características de los datos obtenidos por simulación numérica.

Las variables relacionadas con el balance hídrico y transporte de sedimentos (numeral 26 al 32 de la Tabla A.4), han sido obtenidas con la aplicación y desarrollo de modelos de la Tesis Doctoral. En cuanto a los datos de índices climáticos (SOI, NATL) utilizados en el Capítulo VI, fueron suministrados por el Centro de Predicción Climática de la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), están disponibles vía Internet en: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov>.



REFERENCIAS  
BIBLIOGRÁFICAS



## **REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

---

- Ahtonen, P. y Hallikainen, M., 2005. Automatic detection of water bodies from spaceborne SAR images. *Proceedings in Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS 2005*. 2005 IEEE international. 3845-3848.
- Alonso, J.J., 2005. *Oceanografía Ambiental: Física de la Difusión Turbulenta en el Océano*. Editorial Tébar, S.L. 158 pp.
- Alsdorf, D., Melack, J., Dunne, T., Mertes, L., Hess, L. y Smith L., 2000. Interferometric radar measurements of water level changes of the Amazon floodplain. *Nature*. 404, 174-177.
- AMASURLI. Autoridad para el Manejo Sustentable de la cuenca del Lago de Izabal y Río Dulce. 2007. *Plan de Acción de la Cuenca del Lago de Izabal y Río Dulce*. Informe Técnico. Ministerio de Ambiente y Recursos Naturales, Guatemala. 78 pp.
- Ambrosetti, W., Barbanti, L. y Sala, N., 2003. Residence time and physical processes in lakes. *Journal of Limnology*. 62(suppl. 1), 1-15.
- Arrivillaga, A., 2002. *Evaluación de la presencia de Hydrilla verticillata en la región de Río Dulce y Lago de Izabal: Diagnóstico general de identificación de medidas de control*. Estudio Técnico. OTECBIO/CONAP/FONACON. 29 pp.
- Basterrechea, M., 1993. *Water quality of Lake Izabal*. Final Technical Report. Convenium National Directorate of Nuclear Energy-SHELL. 39 pp.
- Berry, P., Freeman, J., y Benveniste, J., 2006. A decade of global river and lake heights from ESA altimeter missions. *Proceedings in 15 years of progress in Radar altimetry*.
- Bhattarai, R. y Dushmata, D., 2007. Estimation of Soil Erosion and Sediment Yield Using GIS at Catchment Scale. *Water Resources Management*. 21, 1635-1647.
- Blaisdell, M., Tsanis, I. y Krestenitis, Y., 1991. Modeling the steady-state circulation in a distorted physical model of the Windermere Basin. *Canadian Journal of Civil Engineering*. 18 (5), 756-764.
- Birkett, C., 1995. Contribution of TOPEX/POSEIDON to the global monitoring of climatically sensitive lakes. *Journal of Geophysical Research*. 11(C12), 25179-25204.
- Birkett, C., 2000. Synergistic Remote Sensing of Lake Chad: Variability of Basin Inundation. *Remote Sensing of Environment*. 72, 218-236.

- Birkett, C., Mertes, L., Dunne, T., Costa, M. y Jasinski, M., 2002. Surface water dynamics in the Amazon Basin: Application of satellite radar altimetry. *Journal of Geophysical Research*. 107 (D20), 8059, doi:10.1029/2001JD000609, 2002.
- Blaney, H.F. y Criddle, W.D., 1950. *Determining Water needs From Climatological Data*. U. S. Department of Agriculture. Soil Conservation Service. SOS –TP. pp. 8-9.
- Boyce, R., 1975. Sediment routing with sediment delivery ratios. *Present and Prospective Technology for predicting sediment yields and sources*, ARS. U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C. Special publication, ARS-S40, 61-65.
- Brinson, M. M. y Nordlie, F., 1975. Lake Izabal, Guatemala. *Verhandlungen Internationale Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie*. 19, 1468 – 1479.
- Brinson, M., 1976. Organic matter losses from four watersheds in the humid tropics. *Limnology and oceanography*. 21(4), 572-582.
- Brooks, H., 1969. A preliminary report to the Organization of Tropical Studies Inc. On Lake Izabal. *Geology and Hydrology*. 19 pp.
- Bruce, D., 2002. Improved object classification through the combination of VNIR, Multi-frequency SAR and Multi-polarimetric SAR: A case study from South Australia. *23<sup>rd</sup> Asian Remote Sensing Conference, Kathmandu, Nepal*.
- Bundela, D. 2004. *Influence of Digital Elevation Models derived from remote sensing on Spatio-Temporal Modelling of Hydrologic and Erosion Processes*. Tesis Doctoral, Cranfield University, National Soil Resources Institute.
- Callieri, C., 1997. Sedimentation and aggregate dynamics in Lake Maggiore, a large, deep lake in Northern Italy. *International Journal of Limnology*. 56, 37-50.
- Carr III, A.F., 1971. *The commercial snook (Centropomus undecimalis) fishery of Lake Izabal, Guatemala*. Tesis MSc. University of Florida. 103.
- CEPAL/SEGEPLAN. Comisión Económica para América Latina y el Caribe/Secretaría General de Planificación de Guatemala. Guatemala., 2005. *Efectos en Guatemala de las lluvias torrenciales y la tormenta tropical Stan, octubre del 2005 y Perfiles de proyecto*. 122 pp.
- CEPAL. Comisión Económica para América Latina y el Caribe., 2006. *Anuario Estadístico de América Latina y el Caribe 2006*. 82 pp.
- Chiara, G., Bovolin, V., Villani, P. y Migliaccio, M., 2006. Remote sensing technique to estimate the water surface of artificial reservoirs: Problems and potential solutions. *IEEE gold Remote Sensing Conference 2006, Bari, Italy*.



- Clérici, C. y García, F., 2001. Pérdidas de suelo por erosión en Uruguay y la región sur de la cuenca del Río de la Plata. *Agrociencia*, 5(1), 92-103.
- Cleveland, W.S., 1979. Robust Locally Weighted Regression and Smoothing Scatterplots, *Journal of the American Statistical Association*. 74, 829-836.
- Cole, C., 1994. *Textbook of Limnology*. Fourth edition. Waveland Press, Inc. Illinois. 401 pp.
- Condie, S., y Webster, I., 2002. Stratification and circulation in a shallow turbid waterbody. *Environmental Fluid Mechanics, Kluwer Academic Publishers*. 2, 177-196.
- Crétaux, J-F., Kouraev, A.V., Papa, F., Bergé-Nguyen, M., Cazenave, A., Aladin, N.V. y Plotnikov, I.S., 2005. Water balance of the Big Aral sea from satellite remote sensing and in-situ observation. *Journal of Great Lakes Research*. 31, 520-534.
- Crétaux, J-F. y Birkett, C., 2006. Lake studies from satellite radar altimetry. *Internal Geophysics (Applied Geophysics). Comptes Rendus Geoscience*. 338, 1098-1112.
- Cruz de la, J.R., 1982. *Clasificación de zonas de vida de Guatemala a nivel de reconocimiento*. MAGA/INAFOR/Unidad de evaluación y promoción, DIGESA. 42 pp.
- Dellepiane, S., De Laurentiis, R. y Giordano, F., 2004. Coastline extraction from SAR images and a method for the evaluation of the coastline precision. *Pattern Recognition Letters*. 25, 1461-1470.
- Diodato, N. y Bellocchi, G., 2007. Estimating monthly (R) USLE climate input in a Mediterranean region using limited data. *Journal of Hydrology*. 345, 224-236.
- Dix, A., M. Maldonado, M. Dix, O. De Bocaletti, R. Girón, I. De la Roca, A.C. Bailey, K. Herrera, J.F. Pérez, K. Pierola y Rivera, G., 1999. *El impacto de la cuenca del río Polochic sobre la integridad biológica del Lago de Izabal*. Informe Final – Proyecto No. 4. UVG/CONCYT/FDN. 148 pp.
- Enfield, D. y Alfaro, E., 1999. The dependence of Caribbean Rainfall on the interaction of the Tropical Atlantic and Pacific oceans. *Journal of Climate*. 12, 2093-2103.
- Erteza, I., 1998. *An Automatic Coastline Detector for Use with SAR Images*. Signal Processing and Research Department. Sandia National Laboratories [On-Line] 15 October 2007. <http://www.osti.gov/bridge/servlets/purl/1322-XIfWqu/webviewable/>
- ESA. European Space Agency., 2002. *ENVISAT RA2/MWR Product Handbook, RA2/MWR Products User Guide*. 391 pp.

- ESA. European Space Agency., 2007. *ENVISAT ASAR Product Handbook*, ASAR Products User Guide. 564 pp.
- Farr, T., Rosen, P., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., y Umland, J., 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics*. 45, RG2004, doi: 10.1029/2005RG00183.
- Faugere, Y., Dorandeu, J., Lefevre, F., Picot, N. y Femenias, P., 2006. Envisat Ocean Altimetry Performance Assessment and Cross Calibration. *Sensors*. 6, 100-130.
- FDN. Defensores de la Naturaleza., 1997. *I Plan Maestro del Refugio de Vida Silvestre Bocas del Polochic*. Guatemala. 70 pp.
- Fleming, J., 2005. *Design of a semi-automatic algorithm for shoreline extraction using Synthetic Aperture Radar (SAR) images*. M.Sc.E. thesis, Department of Geodesy and Geomatics Engineering, Technical Report No. 231, University of New Brunswick, Fredericton, New Brunswick, Canada. 149 pp.
- Foster, G., 1982. Modelling the erosion processes. *C.T. Haan (Editor), Hydrologic Modelling of Small Watersheds*. ASAE Monograph, 297-380.
- Foster, G., 2005. *Revised Universal Soil Loss Equation Versión 2 (RUSLE 2)*. Science Documentation, Draft. U. S. Department of Agriculture-Agricultural Research Service, Washington, D.C. 286 pp.
- Fournier, F., 1960. *Climat et erosion*. Ed. Presses Universitaires de France. París. 201 pp.
- Frappart, F., Calmant, S., Cauhopé, M., Seyler, F., y Cazenave, A., 2006. Preliminary results of ENVI-SAT RA-2 derived water levels validation over the Amazon basin. *Remote Sensing of Environment*. 100, 252-264.
- French, R., Miller, J., Dettling, C. y Carr, J., 2006. Use of remotely sensed data to estimate the flow of water to a playa lake. *Journal of Hydrology*. 325, 67-81.
- Fries de, R., Hansen, M., Townshend, J. y Sohlberg, R., 1998. Global land cover classifications at 8 km spatial resolution: the use of training data derived from Landsat imagery in decision tree classifiers. *International Journal of Remote Sensing*. 19 (16): 3141-3168.
- Giannini, A. Kushnir, Y, y Cane, M., 2000. Interannual variability of Caribbean rainfall, ENSO, and the Atlantic Ocean. *Journal of Climate*. 13, 297-311.
- Goteti, G., Famiglietti, J. y Asante, K., 2007. Simulation of river and floodplain discharge using SRTM DEM-derived Channel profile information in a continental-

- scale routing model. *American Geophysical Union. Fall meeting 2007. abstract H53K-08.*
- Gupta, R. y Banerji, S., 1985. Monitoring of reservoir volume using Landsat data. *Journal of Hydrology*. 77, 159-170.
- Hakanson, L., Parparov, A. y Hambright, K., 2000. Modelling the impact of water level fluctuations on water quality (suspended particulate matter) in Lake Kinneret, Israel. *Ecological Modelling*. 128, 101-125.
- Hancock, G., Martinez, C., Evans, K. y Moliere, D., 2006. A comparison of SRTM and high-resolution digital elevation models and their use in catchment geomorphology and hydrology: Australian examples. *Earth surface processes and landforms*. 31(11), 1394-1412.
- Hastenrath, S., 1984. Interannual variability and annual cycle: Mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic sector. *Monthly Weather Review*. 112, 1097-1107.
- Helmer, E., Ramos, O., Lopez, T., Quiñones, M. y Diaz, W., 2002. Mapping the forest type and land cover of Puerto Rico, a component of the Caribbean Biodiversity Hotspot. *Caribbean Journal of Science*. 38(3-4), 165-183.
- Heremans, R., Willekens, A., Borghys, D., Verbeeck, B., Valckenborgh, J., Acheroy, M. y Perneel, C., 2003. Automatic detection of flooded areas on ENVISAT/ASAR images using an object-oriented classification technique and an active contour algorithm. *Proceedings of the International conference on Recent advances in Space technologies 2003*. RAST 03. 311-316.
- Heyman, W. y Kjefve, B., 1999. Hydrological and oceanographic considerations for integrated Coastal Zone Management in southern Belize. *Environment Management*. 24, 229-245.
- Holdridge, L. R., 1967. *Life Zone Ecology*, Tropical Science Center, San José, Costa Rica. 206 pp.
- Horne, A. y Goldman C., 1994. *Limnology*. Second edition. McGraw-Hill, Inc. United States of America. 576 pp.
- Horritt, M., Mason, D. y Luckman, A., 2001. Flood boundary delineation from Synthetic Aperture Radar imagery using a statistical active contour model. *International Journal of Remote Sensing*. 22(13), 2489-2507.
- Hutchinson, G., 1957. *Treatise on limnology, V.1*. Geography, Physics and Chemistry. Wiley. 1015 pp.
- Imhoff, M., Vermillion, C., Story, M., Choudhury, A., Gafoor, A. y Polcyn, F., 1987. Monsoon flood boundary delineation and damage assessment using space borne

- imaging radar and Landsat data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*. 53, 405-413.
- INAB. Instituto Nacional de Bosques., 2004. *Boletín de Estadísticas Forestales 1999-2004*. Administración del INAB. Ministerio de Agricultura, Ganadería y Alimentación de Guatemala, 19 pp. disponible en: [www.inab.gob.gt](http://www.inab.gob.gt).
- INE. Instituto Nacional de Estadística., 2002. *Censo Nacional de Población 2002*. [www.ine.gob.gt](http://www.ine.gob.gt)
- INSIVUMEH. Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología., 2002. *Evaluación de Disponibilidad de Agua en las principales cuencas de Guatemala*. INSIVUMEH. Guatemala.
- INSIVUMEH. Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología., 2003. *Cuantificación del recurso agua en Guatemala*. INSIVUMEH. Guatemala.
- Jetten, V., Govers, G. y Hessel, R., 2003. Erosion models: quality and spatial predictions. *Hydrological Processes*. 17, 887-900.
- Jurui, Y., 2001. Simulation of rainstorm runoff suspended sediment in lake. *Proceedings of the congress-international association for hydraulic research*. 9 pp.
- Kalff, J., 2002. *Limnology: Inland water ecosystems*. Prentice Hall, Cop. Upper Saddle River, New Jersey. 592 pp.
- Kettner, A. y Syvitski, J., 2008. HydroTrend version 3.0: a Climate-Driven Hydrological Transport Model that Simulates Discharge and Sediment Load leaving a River System. *Computers & Geosciences*. 34(10), 1170-1183.
- Kiraly, L., 2003. Karstification and Groundwater flow. Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers. *The Virtual Scientific Journal*. 26 pp.
- Kjaran, S., Lárus, S. y Matthew, E., 2004. Lake circulation and sediment transport in Lake Myvatn. *Aquatic ecology*. 38, 145-162.
- Klingebiel, A. y Montgomery, P., 1961. *Land-capability classification*. Agriculture handbook No. 210. U.S. Department of Agriculture. Soil Conservation Service., Washington, D.C. 21 pp.
- Koutitas, C., 1988. *Mathematical Models in Coastal Engineering*, Pentech Press Limited, London. 166 pp.
- Lee, J. y Jurkevich I., 1990. Coastline detection and tracing in SAR images. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*. 28,(4) 662-668.

- Lepage, S., Biberhofer, J. y Lorrain, S., 2000. Sediment dynamics and the transport of suspended matter in the upstream area of Lake St. Francis. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*. 57(1), 52-62.
- Lindstrom, M., Hakanson, L., Abrahamsson, O. y Johansson, H., 1999. An empirical model for prediction of lake water suspended particulate matter. *Ecological modelling*. 121, 185-198.
- Lombardi, N. y Modenhauer, W., 1992. Erosividade da chuva: sua distribuição e relação com perdas de solo em Campinas, SP. *Bragantia*. 51, 189-196.
- Ludwig, R. y Schneider P., 2006. Validation of digital elevation models from SRTM X-SAR for applications in hydrologic modeling. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. 60, 339-358.
- MAGA-CATIE-ESPRED. Ministerio de Agricultura, Ganadería y Alimentación; Centro Agronómico Tropical de investigación y Enseñanza; Estudios para la Prevención de Desastres., 2001. *Atlas geográfico de Guatemala*. Proyecto asistencia técnica y generación de información.
- MAGA. Ministerio de Agricultura, Ganadería y Alimentación., 2001. *Mapa de erosividad de la lluvia de la República de Guatemala*. Laboratorio de Sistemas de Información Geográfica. Disponible en: [http://200.12.49.237/SIG\\_MAGA/amenazasnaturales.html](http://200.12.49.237/SIG_MAGA/amenazasnaturales.html)
- MAGA. Ministerio de Agricultura, Ganadería y Alimentación., 2007. MAGA revoluciona al país con la realización del proyecto de imágenes digitales a escala de detalle. *Revista MAGACTUAL*, Marzo-Abril 2007, año 4, No. 026. Guatemala.
- Maidment, D., 1993. *Handbook of hydrology*. McGraw-Hill, Inc. United States of America. 1400 pp.
- Malmaeus, J.M. y Hakanson, L., 2003. A dynamic model to predict suspended particulate matter in lakes. *Ecological Modelling*. 167, 247-262.
- Marchorro, R., 1996. Water Quality at Lago de Izabal, Guatemala: Geochemical Characterization and Assessment of Trophic Status. Tesis Doctoral, University of Texas, El Paso. 240 pp.
- Martinez, C., Hancock, G., Evans, K. y Moliere., 2005. A catchment based assessment of the 3-arc second SRTM digital elevation data set. *MODSIM 2005 International congress on Modelling and Simulation*, eds Zerger A & Argent RM, Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand, 1409-1415.

- Mattos, R., 1999. *Pequeñas Obras Hidráulicas*. Cap. 3, Erosión y Transporte de Sedimentos. UNESCO/PHI, ISBN 92-9089-069-X, ed. Internet. Consultada en 2007 en: <http://www.unesco.org/uy/phi/libros/obrashidraul/Cap3.html>
- Meaden, G. y Kapetsky, J., 1992. *Los sistemas de información geográfica y la telepercepción en la pesca continental y la acuicultura*. FAO Documento Técnico de Pesca. No. 318. Roma, FAO. 266 pp.
- Medina, C., Gomez-Enri, J., Alonso, J., Villares, P. y Arias, M., 2007A. Water level fluctuations in Lake Izabal, Guatemala, from ENVISAT RA-2. *Proceedings EARSEL, Geoinformation in Europe*.
- Medina, C., Gomez-Enri, J., Alonso, J., Villares, P., Arias, M., Catalan, M. y Labrador, I., 2007B. Interannual water level variations in Lake Izabal, Guatemala, Centroamerica, using radar altimetry, and its relationships with oceanographic features. *Proceedings of SPIE*, 6743: 67430L-1. doi:10.1117/12.737793
- Medina, C., Gomez-Enri, J., Alonso, J., Villares, P., Arias, M. y Catalan, M., 2007C. Lake Izabal water level fluctuations from ENVISAT RA-2. Relationships with water inputs from a numerical runoff model. *Proceedings 2<sup>nd</sup> Space for Hydrology workshop*. ESA.
- Medina, C., Gomez-Enri, J., Alonso, J. y Villares, P., 2008A. Water level fluctuations derived from ENVISAT Radar Altimeter (RA-2) and in-situ measurements in a Subtropical waterbody: Lake Izabal (Guatemala). *Remote Sensing of Environment*, 112, 3604-3617.
- Medina, C., Gomez-Enri, J., Alonso, J. y Villares, P., 2008B. Lake Izabal (Guatemala) shoreline detection and inundated area estimation from ENVISAT ASAR images. *Proceedings of SPIE*, 7104, 710406-1. doi: 10.1117/12.800254.
- Medina, C., Gomez-Enri, J., Alonso, J. y Villares, P., 2009. Water volume variations in Lake Izabal (Guatemala) from in-situ measurements and ENVISAT Radar Altimeter (RA-2) and Advanced Synthetic Aperture Radar (ASAR) data products. *Journal of Hydrology*. submitted.
- Mercier, F., Cazenave, A. y Maheu, C., 2002. Interannual lake level fluctuations (1993-1999) in Africa from Topex/Poseidon: connections with ocean-atmosphere interactions over the Indian Ocean. *Global and Planetary Changes*. 32, 141-163.
- Merritt, W. Letcher, R. y Jakeman, A., 2003. A review of erosion and sediment transport models. *Environmental Modelling and Software*. 18, 761-799.
- MFEWS. Mesoamerican Food Security Early Warning System., 2005. *Perfil de modos de vida de Guatemala*. Financiado por USAID. 124 pp.

- Michot, T., Boustany, R., Arrivillaga, A. y Perez, B., 2002. *Impacts of Hurricane Mitch on water quality and sediments of Lake Izabal, Guatemala*. USGS Open file report 03-180, 20.
- Mironga, J., 2004. Geographic Information Systems (GIS) and remote sensing in the management of shallow tropical lakes. *Applied ecology and environmental research*. 2(1), 83-103.
- Moore, I. D., Grayson, R. B. y Ladson, A. R., 1991. Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological and biological applications. *Hydrological Processes*. 5, 3-30.
- Moore, I. y Wilson, J., 1992. Length-Slope factors for the Revised Universal Soil Loss equation: Simplified Method of Estimation. *Journal of Soil and Water Conservation JSWCA3*. 47 (5), 423-428.
- Morais, L. Silva, V. da, Naschienveng, T. da, Hardoin, P., Almeida, J., Weber, O. dos, Boel, E. y Durigon, V., 1991. Índice EI30 e sua relação com o coeficiente de chuva do sudoeste de Mato Grosso. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. 15, 339-344.
- Morehead, M., Syvitski, J., Hutton, E. y Peckham, S., 2003. Modeling the temporal variability in the flux of sediment from ungauged river basins. *Global and Planetary Change*. 39, 95-110.
- Mulder, T. y Syvitski, J., 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharge to the world oceans. *Journal of Geology*. 103, 285-298.
- Murrone, F., Rossi, F. y Claps, P., 1997. Conceptually based shot noise modelling of streamflows at short time interval. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*. 11, 483-510.
- NIST/SEMATECH. National Institute of Standards and Technology., 2006. *e-Handbook of Statistical Methods*. <http://www.itl.nist.gov/div898/handbook/>
- NOAA. National Oceanic and Atmospheric Administration., 2007. *El Niño theme page: distributed information on El Niño*. <http://www.pmel.noaa.gov/tao/elnino>
- OTECBIO. Oficina Técnica de Biodiversidad., 2003. *Estudio de caso: presencia de Hydrilla verticillata (L.F.) Royle en el sistema hidrológico del Lago de Izabal y Río Dulce, Departamento de Izabal, Guatemala, America Central*.
- Ouyang, D. y Bartholic, J., 1997. Predicting sediment delivery ratio in Saginaw Bay watershed. *Proceedings of the 22nd National Association of Environmental Professionals Conference*. Orlando, FL, 659-671.

- Pacas, L., 2002. *Monitoreo de la calidad del agua en el Refugio de Vida Salvaje Bocas del Polochic RVSBP y sus afluentes*. Centro de Estudios del Mar y Acuicultura CEMA/ USAC, Fundación Defensores de la Naturaleza FDN. 48 pp.
- Pérez, F., 1999. *Situación Actual de la Contaminación del Río Polochic y su Impacto en el Lago de Izabal*. Tesis de Maestría en Estudios Ambientales. Universidad del Valle de Guatemala. 75 pp.
- Pérez F. Oliva, B. Herrera, K., Herrera, K., Juárez, J. y Galindo, C., 2004. *Contaminación fisicoquímica y bacteriológica del Río Dulce y lago de Izabal*. Informe final, Proyecto DIGI-USAC, Guatemala. 91 pp.
- PNUD. Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo., 1999. *Estado de la Región*. Primer Informe de Desarrollo Humano en Centro América y Panamá.
- Prigent, C., Matthews, E., Aires, F. y Rossow, W., 2001. Remote sensing of global wetland dynamics with multiple satellite data sets. *Geophysical research letters*. 28(24), 4631-4634.
- Renard, K., Meyer, L. y Foster, G., 1997. *Predicting soil erosion by water: A guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)*. Agriculture Handbook 703, US Department of Agriculture, 404 pp.
- Restrepo, J. y Kjerfve, B., 2000. Water discharge and sediment load from the western slopes of the Colombian Andes with focus on Rio San Juan. *Journal of Geology*. 108, 17-33.
- Restrepo, J., 2005. *Los sedimentos del río Magdalena: Reflejo de la crisis ambiental*. COLCIENCIAS. Editorial Universidad EAFIT. Colombia. 267 pp.
- Rogan, J. y Chen, D., 2004. Remote sensing technology for mapping and monitoring land-cover and land-use change. *Progress in Planning*. 61, 301-325.
- Saavedra, C. 2005. *Estimating spatial patterns of soil erosion and deposition in the Andean region using geo-information techniques. A case study in Cochabamba, Bolivia*. Wageningen University, The Netherlands. Ph. D. Thesis.
- Sarch, M. y Birkett, C., 2000. Fishing and farming at Lake Chad: Responses to Lake-level fluctuations. *The Geographical Journal*. 166(2), 156-172.
- Schmugge, T., Kustas, W., Ritchie, J., Jackson, T. y Rango, A., 2002. Remote sensing in hydrology. *Advances in water resources*. 25, 1367-1385.
- Short, N., 2003. *The remote sensing tutorial (An online handbook)*. Applied Information Sciences Branch. NASA's Goddard Space Flight center (<http://rst.gsfc.nasa.gov>).



- Simmons, C., Tarano, J., y Pinto J., 1959. *Clasificación de reconocimiento de los suelos de la república de Guatemala*. Guatemala, Ed. José de Pineda Ibarra. 1000 pp.
- Singh, V., 2002. *Computer models of watershed hydrology CD-ROM*. Highlands Ranch: Water resources publications.
- Sivapalan, M., Ruprecht, J. y Viney, N., 1996. Water and SALT balance modelling to predict the effects of land-use changes in forested catchments. I. Small catchment water balance model. *Hydrological Processes*. 10, 393-411.
- Syvitski, J., Morehead, M. y Nicholson, M., 1998. Hydrotrend: A climate-driven hydrologic-transport model for predicting discharge and sediment load to lakes or oceans. *Computers & Geosciences*. 24(1), 51-68.
- Syvitski, J. y Morehead, M., 1999. Estimating river-sediment discharge to the ocean: application to the Eel margin, northern California. *Marine Geology*. 154, 13-28.
- Syvitski, J. y Millian, J., 2007. Geology, geography and humans battle for dominance over the delivery of fluvial sediment to the coastal ocean. *Journal of Geology*. 115, 1-19.
- Tan, Q., Liu, Z., Fu, Z. y Hu, J., 2005. Lake shoreline detection and tracing in SAR images using wavelet transform and ACM method. *Proceedings in Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS 2005*. 2005 IEEE international. 3703-3706.
- Thattai, D., Kjerfve, B. y Heyman, W.D., 2003. Hydrometeorology and Variability of Water Discharge and Sediment Load in the Inner Gulf of Honduras, Western Caribbean. *Journal of Hydrometeorology*. 4, 985-995.
- Thorson, T.B., Cowan, C.M. y Watson, D.E., 1966. Sharks and sawfish in the Lake Izabal – Río Dulce system, Guatemala. *Copeia*. 3, 620-622.
- Toy, T., Foster, G. y Renard, K., 2002. *Soil Erosion: Processes, prediction, measurement and control*. John Wiley and Sons, New York, USA, 338 pp.
- Tsanis, I. y Hurdowar-Castro, D., 2005. A wind-driven three-dimensional pollutant transport model. *Environmental Modelling and Software*. 20, 1323-1333.
- Tsanis, I. y Saied, U., 2007. A wind-driven hydrodynamic and pollutant transport model. *Global Nest Journal*. 9 (2), 117-131.
- Treitz, P. y Rogan, J., 2004. Remote sensing for mapping and monitoring land-cover and land-use change\_ an introduction. *Progress in Planning*. 61, 269-279.
- URL. Universidad Rafael Landivar., 2002. *Perfil ambiental de Guatemala*. Instituto de Incidencia Ambiental. Guatemala. 441 pp.

- URL. Universidad Rafael Landívar., 2005. *Situación del Recurso Hídrico en Guatemala*. Documento técnico del Perfil ambiental de Guatemala. Instituto de Incidencia Ambiental. Universidad Rafael Landívar URL. 30 pp.
- USGS. United States Geological Survey., 2001. *Coral Reefs in Honduras: Status after Hurricane Mitch*. Technical report. Open file 01-33.  
[http://coastal.er.usgs.gov/publications/ofr/01-133/index\\_sp.html](http://coastal.er.usgs.gov/publications/ofr/01-133/index_sp.html)
- USGS. United States Geological Survey., 2007. *Science Topics: Erosion*. Accessed online. <http://www.usgs.gov/science/>
- Vadillo, F., 2003. Matemática Numérica. Sigma: revista de matemáticas = matematika aldizkaria. 22, 115-125.
- Van der Wateren, B. y Hendriks, M., 1997. Quantification of catchment discharge sensitivity to climate variability. *FRIEND '97. Regional Hydrology: Concepts and Models for Sustainable Water Resource Management*. IAHS, Publ. 246.
- Varekamp, J., 2003. Lake contamination models for evolution towards steady state. Residence time in lakes: Science, Management, Education. *Journal of Limnology*. 62(1), 67-72
- Wetzel, R., 2001. *Limnology: Lake and River ecosystems*. Third edition. Academic Press, San Diego. 1006 pp.
- Wischmeier, W., Jonson, C. y Cross, B., 1971. A soil erodibility nomograph for faro land and construction sites. *Journal of Soil and Water Conservation*. 26,189-193.
- Wischmeier, W. y Smith, D., 1978. *Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation planning*. Agriculture Handbook No. 537. U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C.
- Xiaoliang, L., Ronggao L., Jiyuan, L. y Xianfang, S., 2005. Monitoring flood using multi-temporal ENVISAT ASAR data. *Proceedings in Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS 2005. 2005 IEEE international*. 3627-3629.
- Zhang J., Xu, K., Yang, Y., Qi, L., Hayashi, S. y Wantanabe, M., 2006. Measuring water storage fluctuations in Lake Dongting, China, by Topex/Poseidon satellite altimetry. *Environmental Monitoring and Assessment*. 115, 23-37.