



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE
LA SUPERFICIE DEL GLACIAR NORTE
DEL VOLCÁN CITLALTÉPETL
UTILIZANDO SENSORES REMOTOS

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS

P r e s e n t a

Jorge Cortés Ramos

J U R A D O

Dr. Raúl Aguirre Gómez

Dr. Lorenzo Vázquez Selem

Dra. Patricia Julio Miranda

Dr. Sergio Cerdeira Estrada

Director de Tesis: Dr. Hugo Delgado Granados



Septiembre 2009



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



Ciudad Universitaria

Deleg. Goyanón

CP. 04510 México, D.F.

INSTITUTO DE GEOFISICA

Of. No. PCT/ELFM/ 926/09

Asunto: Propuesta de jurado para examen de grado

DR. ISIDRO AVILA MARTINEZ
DIRECTOR GENERAL DE ADMINISTRACION ESCOLAR
U.N.A.M.
P R E S E N T E,

El Comité Académico del Posgrado, reunido en sesión ordinaria el 31 de marzo del año en curso, acordó proponer a los siguientes investigadores como jurado para el examen de grado del estudiante de Maestría en Ciencias, **JORGE CORTES RAMOS**, con número de cuenta 508008720, quien presentará la tesis titulada *"Evolución espacio-temporal de la superficie del Glaciar Norte del volcán Citlaltépetl utilizando sensores remotos"* bajo la dirección del Dr. Hugo Delgado Granados.

PRESIDENTE:	Dr. Raúl Aguirre Gómez
VOCAL	Dr. Lorenzo Vázquez Selem
SECRETARIO:	Dr. Hugo Delgado Granados
SUPLENTE:	Dra. Patricia Julio Miranda
SUPLENTE:	Dr. Sergio Cerdeira Estrada

Sin otro particular por el momento, reciba un saludo cordial.

Atentamente,
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 2 de septiembre de 2009.
COORDINADORA DEL PROGRAMA

DRA. ELSA LETICIA FLORES MÁRQUEZ

ELFM'achg

Dedicada con todo
mi amor a mis padres.

****Gracias por ser mi ejemplo de lucha y perseverancia****

Dedicada también a mis compas,
que son como mi otra familia.
Y a tí, que sufriste y viviste conmigo
los momentos claves de este proyecto.

****Gracias por ser mi Estrella****

No hay ningún sitio
a dónde haya que ir,
nada que se tenga que hacer,
ni nadie que se tenga que ser,
excepto precisamente
quien uno está siendo en este momento.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), que sin su apoyo económico a través de una beca de Posgrado y del plan de Becas Mixtas, mis estudios de Maestría y mi estancia de investigación en Suiza no hubieran sido posibles.

Al Dr. Hugo Delgado Granados por haberme dado la oportunidad de incursionar en un mundo completamente nuevo para mí, el mundo de los glaciares. Así como también, por darme la oportunidad de mejorar mis capacidades de aprendizaje e investigación a través de su apoyo y confianza constante.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM, al permitirme ser parte de esta gran Institución y al apoyarme en todo mi trayecto por la Maestría. Por el apoyo económico prestado para mi estancia en la ciudad de Zurich, Suiza, y por el apoyo para la impresión y encuadernación de esta Tesis.

A todos los miembros del jurado por su gran interés en este trabajo, por sus comentarios y sugerencias las cuales fueron de gran aportación para este trabajo. Al Dr. Sergio Cerdeira por sus consejos y por las charlas tan interesantes que tuvimos.

A las que se convirtieron en mis grandes amigas en el transcurso de estos dos años: Laura y Ana Belem, por los maravillosos momentos compartidos, las largas charlas, los fines de semana de billar y cine, sus sabios consejos y su apoyo constante. A mis amigos Suizos: Christian Huggel, Michael Zemp, Remo, Horst y compañía; por las facilidades prestadas durante mi estancia en su grupo de trabajo, por su compañerismo, su gran experiencia y sobre todo, por abrirme las puertas en su grupo de amigos.

A dos de las mujeres más importantes de mi vida: Miry e Isis, que sin su apoyo a lo largo de todo este tiempo, los momentos difíciles, los retos, las alegrías, las súper aventuras en el D.F. y demás, no hubieran sido iguales. Nunca olvidaré cómo me alegraba saber de su visita, verlas llegar por mí al Instituto y la tristeza que hasta la fecha me da verlas partir.

A mis camaradas Lenin y Emmanuel por dejarme compartir con ustedes estos últimos meses de trabajo, de alegrías, de deporte y de algunas otras experiencias que me hicieron conocerlos aún más de lo que ya sabía de ustedes. Finalmente a todos mis amigos tanto de Puebla como del D.F.: Alfredo, Anita, Jimmy, Chuchox, Memo, Gabriel, Mar, Cecilia, Anaid los compas Físicos de Puebla, el Maxim, Christian R., Christian A. y todos aquellos que de alguna u otra forma llegaron a ser parte de este camino, de esta aventura y que de cada uno de ustedes me llevo lo mejor como personas y como profesionistas.

A todos GRACIAS...

JORGE



Universidad Nacional Autónoma de México

Instituto de Geofísica

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL
DE LA SUPERFICIE DEL GLACIAR
NORTE DEL VOLCÁN
CITLALTÉPETL UTILIZANDO
SENSORES REMOTOS**

Tesis presentada al

Posgrado en Ciencias de la Tierra

como requisito parcial para la obtención del grado de

Maestro en Ciencias de la Tierra

por

Jorge Cortés Ramos

asesor

Dr. Hugo Delgado Granados

México D.F.

Septiembre de 2009

Índice general

RESUMEN	XIII
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Antecedentes	1
1.2. Planteamiento del Problema	5
1.3. Hipótesis	6
1.4. Objetivos	7
2. MARCO CONCEPTUAL	9
2.1. Glaciares	9
2.1.1. ¿Qué es un Glaciar?	9
2.1.2. Las Glaciaciones	11
2.2. Tipos de Glaciares	13
2.2.1. Glaciares de Montaña	13
2.2.2. Glaciares Tropicales	14
2.2.3. Glaciares Mexicanos	18
2.3. Métodos Glaciológicos	19

2.3.1.	Determinación y mapeo de las áreas glaciales	19
2.3.2.	Balance de Masa	22
2.3.3.	Balance de Energía	25
2.3.4.	Mediciones de la Acumulación	28
2.3.5.	Mediciones de la Ablación	29
2.4.	Los Glaciares del Volcán Citlaltépetl	32
3.	METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON	
	IMÁGENES DE SATÉLITE	37
3.1.	Bases de la Percepción Remota	39
3.1.1.	Espectro Electromagnético	41
3.1.2.	Interacción atmósfera y radiación	43
3.1.3.	Interacción radiación y superficie	44
3.1.4.	Firmas espectrales	45
3.1.5.	Composición a color de las imágenes digitales	47
3.2.	Sistemas de adquisición de imágenes satelitales	49
3.2.1.	Sistemas de adquisición activos	49
3.2.2.	Sistemas de adquisición pasivos	49
3.3.	Imágenes ASTER	51
3.3.1.	Nivel ASTER L1B	54
3.3.2.	Adquisición de las Imágenes ASTER	56
3.4.	Procesamiento Digital de las Imágenes ASTER	58
3.4.1.	Características espectrales de la nieve	60
3.4.2.	Características espectrales del hielo	62

3.4.3.	Delineación Manual	62
3.4.4.	Composición en Falso Color	63
3.4.5.	Mapeo de Glaciares	64
3.4.6.	Cálculo de la Reflectancia	66
3.5.	Cálculo de los DEMs y Ortorectificación de las imágenes ASTER . . .	67
3.5.1.	Principios básicos de los pares estereoscópicas de ASTER . . .	67
3.5.2.	Extracción de los DEMs a partir de las imágenes ASTER . . .	70
3.5.3.	Localización de los Puntos de Control	71
3.5.4.	Modelos Digitales de Elevación de SRTM	73
3.5.5.	Ortorectificación	74
3.6.	Descripción del Algoritmo para la estimación del Albedo y la Ra- diación Neta en la Superficie S-SEBI	76
3.6.1.	Cálculo del albedo	79
3.6.2.	Temperatura de Superficie	83
3.6.3.	Radiación Neta	85
4.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	87
4.1.	Resultados	87
4.1.1.	Cambios en el área Glacial	88
4.1.2.	Cambios altitudinales del frente del Glaciar Norte	89
4.1.3.	Cambios Morfológicos	91
4.1.4.	Balance de energía puntual	93
4.1.5.	Distribución de la Radiación neta	95
4.2.	Discusión	97

4.2.1. Validación del Algoritmo de Distribución Superficial de la Radiación Neta (S-SEBI)	98
4.2.2. Errores durante el procesamiento de las Imágenes ASTER . . .	102
4.2.3. Utilidad de las Imágenes ASTER y el DEM de SRTM	103
4.2.4. Retroceso del Glaciar Norte	108
4.2.5. Comparación con el Modelo de Balance de Energía Puntual . .	112
4.2.6. Relación Glaciar-Radiación Solar	113
4.2.7. Indicador Climático	114
4.3. Perspectivas a Futuro	116
5. CONCLUSIONES	119
BIBLIOGRAFÍA	123

Índice de tablas

3.1. Datos técnicos de las imágenes ASTER utilizadas para el cálculo de la radiación neta sobre la superficie del Glaciar Norte. Como puede verse, las tres imágenes son del mes de Marzo, de tal forma que las condiciones climáticas y la orientación del glaciar respecto al Sol en los diferentes años se consideran similares.	77
3.2. Correspondencia en función del rango espectral entre las bandas de ASTER y TM.	80
3.3. Constantes específicas para las bandas ASTER.	81
4.1. Registro del área glacial del Glaciar Norte. El porcentaje respecto al año 2001 representa la fracción de superficie glacial restante respecto al 2001. En cambio, el porcentaje respecto al año anterior, nos indica la fracción de área glacial restante respecto a la medición anterior; de tal forma que se puede observar que tanto cambia el glaciar entre un año y otro.	88
4.2. Cambio en las extensiones glaciales y en el frente glacial del Glaciar Norte. Para 1958 los datos se tomaron del inventario glaciológico realizado por Lorenzo (1964).	90
4.3. Medias anuales de los parámetros meteorológicos medidos en la estación meteorológica ubicada en el volcán Citlaltépetl (5000 msnm.), para cada uno los periodos de muestreo MBP1 y MBP2.	95
4.4. Cambio en las dimensiones del área glacial del Glaciar Norte en el periodo de 1958-2007. Para 1958 los datos se tomaron del inventario glaciológico realizado por Lorenzo (1964).	110

Índice de figuras

2.1. Ubicación de los trópicos meteorológicos y astronómicos. Modificado de Kaser y Osmaston (2002).	17
2.2. En esta figura se muestra el balance de masa más largo que se ha hecho en todo el mundo, realizado para el glaciar Storglaciären, en el norte de Suecia; comprende el periodo de 1945-2001	24
2.3. Balance de calor promedio anual en la atmósfera y la superficie de la Tierra; el valor relativo de la radiación entrante es de 100 unidades, basado en las observaciones convencionales y de satélite (Paterson, 1994).	26
2.4. Perfil de un glaciar mostrando las zonas de acumulación y ablación (Modificado de Hambrey y Alean, 2004).	32
2.5. Ubicación geográfica del Gran Glaciar Norte en el volcán Citlaltépetl. En esta imagen se muestra la corrección hecha de los límites glaciales a una proyección UTM-14N de los calculados por Lorenzo en 1958. La imagen de fondo es una imagen en falso color 321 de ASTER tomada el 03 de febrero del 2003.	36
3.1. Esquematación del espectro electromagnético y las radiaciones usadas en percepción remota (Hetch, 2001).	42
3.2. Diagrama general de la interacción de la radiación con la materia.	44

3.3.	Firmas espectrales de distintos materiales. La gráfica muestra las diferencias de respuesta espectral de distintos tipos de vegetación, del agua y del asfalto.	46
3.4.	Esquema de la percepción remota activa por radar.	49
3.5.	Esquema general del proceso de percepción remota pasiva en plataformas espaciales.	50
3.6.	Sensor ASTER montando en la plataforma EOS-AM1 (Abrams et al., 2008). . .	53
3.7.	Características de los tres sistemas del sensor ASTER.	54
3.8.	Comparación de las bandas espectrales entre los sensores ASTER y Landsat-7 TM.	55
3.9.	Transmisión atmosférica, secciones del espectro óptico y las microondas junto con los rangos espectrales de las bandas de ASTER y ETM+. UV-ultravioleta; VNIR-Visible e infrarrojo cercano; VIS-visible; NIR-infrarrojo cercano; SWIR-infrarrojo de onda corta; TIR-infrarrojo térmico.	60
3.10.	Transmisión atmosférica, secciones del espectro óptico y las microondas junto con los rangos espectrales de las bandas de ASTER y ETM+. Los datos espectrales fueron tomados de la librería espectral de ASTER (Zeng et al., 1983).	61
3.11.	Composición en falso color de las bandas 432 (RGB) de ASTER. Puede verse como la nieve y el hielo se distinguen de los demás tipos de cubiertas de forma considerable. Imagen del volcán Citlaltépetl del 20 de Octubre de 2001.	64
3.12.	Límites Glaciales en el volcán Citlaltépetl para las tres fechas de análisis. Los límites fueron mapeados de forma manual a partir de un cociente de bandas $\frac{3}{4}$ junto con un realce de contraste de las imágenes ASTER en cada fecha.	65
3.13.	Principios de las tomas estereoscópicas del satélite: estereoscópicas de paso-transversal, de izquierda a derecha a partir de diferentes pasos del satélite con una diferencia de tiempo de días o meses (panel izquierdo); estereoscópicas de paso-paralelo, de adelante hacia atrás tomado en un solo paso (panel derecho). Obtenida de Kääb (2005).	68

3.14. Geometría estereoscópica de ASTER y tiempo de adquisición a partir de la banda 3N en el nadir y de la banda con vista del sensor trasera 3B.	69
3.15. Ejemplo de un DEM adquirido mediante un paso a lo largo del trayecto del sensor ASTER (along track). A la izquierda se aprecia la vista en 3D del DEM. A la derecha se ve una composición en falso color de las bandas 321 de la imagen, convertida a escala de grises y sobrepuesta al mismo DEM.	71
3.16. Modelos digitales de elevación (DEM) del volcán Citlaltépetl (ASTER, SRTM y Fotogrametría) utilizados y evaluados para las aplicaciones en estudios glaciológicos.	74
3.17. Relación entre el albedo planetario y el albedo en la superficie. Volcán Citlaltépetl, 18-Marzo-2007.	82
4.1. Cálculo de la altitud del frente glacial y de las dimensiones de la cobertura glacial para el Glaciar Norte, 20 de octubre 2001. Las líneas son perfiles a lo largo de los cuales se obtuvo la altitud del frente glacial.	89
4.2. Límites del Glaciar Norte para el periodo 1958-2007. La imagen de fondo es del 3 de Febrero de 2003.	91
4.3. Coberturas de los glaciares Occidental y Oriental para el periodo 1958-2007. En esta imagen, la topografía de fondo es del 29 de Marzo de 2002.	92
4.4. Ablación de la nieve en el Glaciar Norte para el periodo comprendido entre Mayo de 2006 y Diciembre de 2007. Cálculo realizado en éste trabajo, a partir del sensor de distancia a la nieve de la estación meteorológica ubicada en el Glaciar Norte.	94
4.5. Distribución de la Radiación Neta sobre la superficie del glaciar en el instante de adquisición de las imágenes capturadas por el sensor ASTER.	96
4.6. Comparación entre el albedo superficial (r_0 , albedo modelo) y la temperatura de superficie (t_0 , T_{surf} modelo) calculados con el modelo de distribución de la radiación neta contra el albedo y temperatura de superficie procesados por el equipo de trabajo de ASTER. Estos cálculos son de la imagen tomada el 9 de marzo de 2004.	99

- 4.7. Comparación entre el la radiación neta calculada con el algoritmo S-SEBI y la calculada con los productos de ASTER. La radiación neta se obtuvo de la imagen ASTER del 9 de marzo de 2004. 100
- 4.8. Comparación entre el albedo superficial (r_0) y la temperatura de superficie (t_0) calculados con el modelo de distribución de la radiación neta contra el albedo y temperatura de superficie procesados por el equipo de trabajo de ASTER para la imagen tomada el 18 de Marzo de 2007. 101
- 4.9. Comparación entre el la radiación neta calculada con el algoritmo S-SEBI y la calculada con los productos de ASTER. La radiación neta se obtuvo de la imagen ASTER del 18 de Marzo de 2007. 102
- 4.10. Fluctuaciones del área del Glaciar Norte para el periodo 1958-2007. En el recuadro se muestran sólo los datos 2001-2007. 104
- 4.11. Modelos Digitales de Elevación, SRTM a) y ASTER b). 105
- 4.12. Diferencias de elevación entre un DEM creado con ortofotos y fotogrametría y el DEM extraído de ASTER. Es claro en la imagen que la exactitud del DEM de ASTER falla en superficies con mucha pendiente como en el caso del volcán Citlaltépetl. 107
- 4.13. Evolución temporal de la altitud del frente glacial, desde lo calculado para la pequeña edad de hielo (L.I.A.), hasta lo obtenido con las imágenes ASTER en el periodo 2001-2007. Las altitudes marcadas por L.I.A. (pequeña edad de hielo, por sus siglas en inglés), 1945, 1971/75, 1988, 1994, son las altitudes reportadas por Palacios y Vázquez-Selem (1996). 109

RESUMEN

En México los glaciares son sistemas físicos que quedan determinados tanto por la actividad volcánica como por las condiciones climáticas locales y globales. Debido a la actividad volcánica reciente y a la cercanía con las principales urbes en el territorio nacional, los estudios glaciológicos previos se han enfocado a los glaciares ubicados en los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl y sólo algunos se han realizado a fin de medir los efectos climáticos en los glaciares del volcán Citlaltépetl.

A partir del análisis del balance energético del Glaciar Norte en el volcán Citlaltépetl, realizado con el modelo climático de balance de energía, el presente trabajo continúa con los estudios cuantitativos del comportamiento y evolución del glaciar desarrollando una nueva metodología con base en el procesamiento e interpretación de las imágenes ASTER y el uso de otros sensores remotos. Con estos resultados se complementarán los análisis hechos a partir del modelo de balance de energía puntual implementado con base en los parámetros meteorológicos medidos directamente. Para esto, se determinaron los cambios en el área cubierta por el glaciar en ciertas fechas durante el periodo 1958-2007, además de calcularse el cambio en la distribución de la radiación neta sobre la superficie en las mismas imágenes. A partir de esto, se puede establecer de forma indirecta la relación entre la ablación del glaciar y la interacción de éste con los parámetros climáticos. Dado que la actividad volcánica reciente en el volcán Citlaltépetl es baja, este estudio se centró principalmente en la interacción entre el glaciar y la atmósfera circundante, dejando como factores de peso para el cambio glacial a los parámetros radiativos y su respectiva distribución

espacial sobre la superficie glacial.

Se calcularon los cambios morfológicos y de área ocurridos durante el periodo 2001-2007 empleando el análisis de orto-imágenes obtenidas a partir de imágenes ASTER en las fechas del 20 de octubre 2001, 29 de marzo 2002, 3 de febrero 2003, 9 de marzo 2004, 23 de noviembre 2005 y 18 de marzo 2007. Durante este tratamiento, se valoró la eficiencia de los modelos digitales de elevación (DEM, por sus siglas en inglés) de ASTER y de SRTM (Misión de Topografía por Radar, por sus siglas en inglés) para los procesos de ortorectificación y análisis de la superficie, con el fin de obtener una metodología eficiente que permita medir las deformaciones y evolución de la superficie y la topografía del glaciar.

Finalmente, en este trabajo se determinó de forma simple el régimen glacial predominante, los cambios morfológicos, de área y radiativos sobre la superficie del Glaciar Norte; considerando a las imágenes ASTER como la fuente principal de información para la obtención de los parámetros necesarios en el análisis de los cambios y de la evolución de este tipo de sistemas.

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

1.1. Antecedentes

Las altas montañas, dada su fuerte interacción con las condiciones climáticas locales y globales, representan uno de los mayores ambientes dinámicos sobre la Tierra. El monitoreo de los cambios en el terreno de éstas es necesario para entender los sistemas de transporte de masa y detectar la variabilidad relacionada con el clima. (Kääb, 2002). Las altas montañas son sistemas naturales que involucran superficies de hielo que actualmente cambian a tasas que históricamente no se habían registrado (Kääb, 2005).

Los glaciares son un importante componente del ciclo hidrológico en áreas montañosas y en regiones polares. Éstos, son indicadores del cambio climático además de ser importantes fuentes naturales de información una vez que son monitoreados y manejados adecuadamente.

Actualmente, el monitoreo de los glaciares en alta montaña está siendo tratado con base en nuevas técnicas y metodologías que permiten el estudio de los cambios de estos sistemas. Un nuevo inventario de los glaciares suizos está siendo compilado a partir de los datos de satélite desde el año 2000 (Paul et al., 2002).

El Servicio Global de Mediciones de Hielo Terrestre, GLIMS (por sus siglas en inglés), tuvo la iniciativa de compilar un inventario glacial que abarcara los cambios a lo largo del tiempo usando como fuente principal de información los datos recabados por los sensores Landsat 7 ETM+ y ASTER (Keiffer, 2000).

La Percepción Remota nos proporciona técnicas y métodos que permiten analizar las imágenes multi-espectrales para obtener información sobre el medio ambiente. Principalmente en los últimos años, estas técnicas han evolucionado conforme se han ido desarrollado sensores con mejores y mayores características para la medición de la radiación que refleja o emite la superficie terrestre. Los sensores ETM+ y ASTER permiten en la mayoría de los casos desarrollar estudios evolutivos de la superficie terrestre más detallados.

Usando los límites glaciales obtenidos a partir de la digitalización de los glaciares recopilados en el inventario glacial Suizo de 1973 y las imágenes de Satélite Landsat TM para el periodo de 1985-1999, se han obtenido los cambios en el área glaciada de aproximadamente 930 glaciares alpinos. El análisis de los datos satelitales multi-espectrales indica un retroceso considerable de los glaciares desde la década de los 80's (Paul et al., 2004).

El sensor óptico ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) montado en el satélite Terra ofrece posibilidades para el monitoreo mundial de glaciares, debido a la gran cobertura de adquisición de imágenes sobre los continentes.

Estas nuevas tecnologías para la observación de la tierra junto con la aplicación de los fundamentos de Percepción Remota, permiten a los investigadores adaptar el uso de los sensores remotos y de las fuentes de información automatizadas al monitoreo de zonas de difícil acceso; como es el caso de los glaciares mexicanos.

Los glaciares mexicanos, los cuales se ubican en los volcanes más elevados de México, son sistemas naturales que han ido evolucionando drásticamente debido a

su gran interacción dinámica con otros sistemas como los volcánicos y los fenómenos de la atmósfera que los rodea. A diferencia de otros glaciares, ubicados en zonas geográficas donde las condiciones climáticas permiten mantenerse en equilibrio, éstos por su parte, se ubican en una zona donde las condiciones climáticas son un factor determinante para el desequilibrio y la pérdida consecuente de masa.

El estudio detallado de los glaciares mexicanos no sólo permite determinar el patrón evolutivo de los mismos y sus fluctuaciones, sino también, permite caracterizar de mejor manera el ambiente climático al que éstos pertenecen, ya que a pesar de estar ubicados en latitudes bajas, en sentido estricto, no se pueden clasificar como glaciares tropicales; por lo que caracterizar climáticamente a los glaciares mexicanos permitiría clasificarlos adecuadamente.

Los glaciares mexicanos experimentan también un proceso de retroceso como la mayoría de los glaciares en el mundo, lo cual ha sido asociado con el cambio climático global. Actualmente es posible conocer el comportamiento futuro de un glaciar, teniendo suficientes datos acerca de su condición actual y asumiendo algunos aspectos acerca del clima futuro (Paterson, 1994).

En México, el estudio de los glaciares comenzó en el siglo XVIII cuando el padre José Antonio de Azalte y Ramirez, insigne miembro de la Ilustración en México, realizó por primera vez mediciones barométricas en el volcán Iztaccíhuatl (Lorenzo, 1964). El volcán Citlaltépetl, por su lejanía respecto a la ciudad de México y sus relativas dificultades de acceso, ha sido poco estudiado en su aspecto glaciológico. Así, las primeras menciones encontradas por Lorenzo (1964) son de Waitz (1910) y Blázquez (1957).

Los glaciares de nuestros volcanes son únicos en esta latitud, lo que resulta relevante en términos de la información climática regional que podría obtenerse de su estudio sistemático (Delgado Granados, 1997; Delgado Granados, 2007), ya que no existen datos y estudios sobre glaciares bajo las mismas condiciones climáticas y geográficas en las que los glaciares mexicanos se encuentran.

Los glaciares del volcán Popocatepetl han desaparecido a causa de la acción conjunta del vulcanismo y los factores climáticos tanto regionales como locales pues la atmósfera cercana a este volcán (Delgado Granados, 2007) se encuentra afectada por su cercanía a las ciudades de México y Puebla (Julio Miranda y Delgado Granados, 2003). Por su parte, el volcán Citlaltépetl se encuentra alejado de grandes centros urbanos y por lo tanto, su atmósfera cercana sólo es afectada por factores climáticos de escala regional y global. Además de que este volcán no presenta actividad volcánica importante, lo cual indica que no hay alguna actividad que modifique significativamente el comportamiento del glaciar.

La aplicación de las imágenes ASTER que ha mostrado una eficiencia considerable en el estudio de otros glaciares, como los alpinos (p. ej., Kääb et al., 2003, Kääb et al., 2003a, Kääb, 2005a), se utiliza por primera vez en México para el estudio del Glaciar Norte en el volcán Citlaltépetl donde las condiciones de actividad volcánica reciente son despreciables. De esta forma, un trabajo de este tipo es innovador en el análisis de los glaciares mexicanos ya que el único detonador dinámico del retroceso glaciar es el clima regional y global en la zona. Estos datos, combinados con los respectivos DEM de ASTER y de otras fuentes como SRTM, al ser integrados en un Sistema de Información Geográfica (SIG) permiten conocer cambios morfológicos: cambios del área, cambios altitudinales y longitudinales del frente glaciar.

El balance de energía en la superficie de un glaciar describe la conexión física entre la ablación del hielo/nieve y el forzador climático, (Mölg y Hardy, 2004). En un estudio previo (Ontiveros, 2007) se encontró la relación existente entre el proceso de ablación en la superficie del Glaciar Norte y los parámetros climáticos; de donde la componente radiativa resultó ser el factor de peso para el dominio de ablación. La pérdida de masa del glaciar está estrechamente relacionada con la radiación incidente sobre su superficie.

Los marcados cambios en la ablación de un glaciar pueden explicarse en gran medida por la diferencia en el albedo de la superficie del glaciar (Mölg y Hardy,

2004). Una forma de medir esos cambios y suponiendo que el factor principal para el balance de masa negativo es el cambio en el albedo, es mediante el cálculo directo del albedo superficial y así, la radiación neta superficial del glaciar mediante las imágenes ASTER; lo cual nos daría la información necesaria para detectar las zonas sobre la superficie más vulnerables a la ablación.

La consistencia entre el balance de energía calculado mediante el modelo desarrollado por Ontiveros (2007) y las imágenes, es clave para la calibración del nuevo método.

1.2. Planteamiento del Problema

A lo largo de las últimas décadas el retroceso de los glaciares a nivel mundial se ha venido acelerando. Debido a que los glaciares de alta montaña se encuentran a temperaturas próximas a la temperatura de fusión bajo las condiciones terrestres actuales, puede decirse que los sistemas de transporte del hielo están relacionados con el cambio climático (Kääb, 2002).

En México se han estudiado principalmente los glaciares ubicados en los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl (p. ej., Álvarez y Delgado Granados, 2002; Julio Miranda y Delgado Granados, 2003; Delgado Granados et al., 2006; Schneider et al., 2008). Sin embargo, dada la actividad volcánica reciente y la cercanía de estos glaciares a grandes urbes, el retroceso glacial se aceleró aún más, ocultando la influencia directa del clima sobre su evolución (Delgado Granados et al., 2006).

De los estudios realizados acerca del comportamiento de las superficies glaciales en el volcán Citlaltépetl, como se verá más adelante en la sección de los glaciares del volcán Citlaltépetl, algunos han medido y caracterizado la superficie glacial (ej., Lorenzo, 1964; Palacios y Vázquez-Selem, 1996); y dada la complejidad de los trabajos en campo, no fué posible cuantificar ampliamente la magnitud de los cambios ocurridos a través del tiempo. El Citlaltépetl, es el único volcán que cuenta con

datos climatológicos actuales; por lo que una investigación reciente basada en un modelo climático, demostró que de los factores climáticos presentes, la radiación neta sobre la superficie glacial, es determinante para que se lleven a cabo los procesos de ablación (Ontiveros, 2007).

¿De qué forma se ha dado la evolución de las extensiones y morfología de la superficie del GN? ¿cuál es la tasa de retroceso de este sistema glacial y cómo es que la radiación neta se distribuye sobre su superficie? Las respuestas a estas preguntas nos llevarían a entender de mejor manera la dinámica del glaciar.

Para contestar estas preguntas es necesario definir las técnicas con las que sea posible medir estos cambios, considerando que los estudios de campo son complicados cuando se trata de analizar toda la superficie de un cuerpo de hielo con dimensiones de poco más de 1 km², ubicado a una altitud considerable y donde la experiencia en el trabajo de alta montaña es indispensable; como lo es el caso del Glaciar Norte en el volcán Citlaltépetl.

1.3. Hipótesis

El estudio de los glaciares ubicados en zonas complejas y extensas como los Alpes se ha desarrollado mediante el procesamiento de las imágenes de satélite. Si seguimos una metodología similar, utilizando imágenes ASTER y otros sensores remotos como el de SRTM para la cuantificación de los cambios en las dimensiones del área glacial y la distribución de la radiación neta sobre la superficie del Glaciar Norte, el análisis y procesamiento de imágenes digitales sería una herramienta útil con una exactitud y precisión acordes a la magnitud de los cambios esperados. Estos resultados podrán arrojar luz acerca de la evolución glacial y las causas del retroceso documentado en otros glaciares de México.

1.4. Objetivos

Objetivo General

Determinar los cambios en las dimensiones del área glaciada y la distribución de la radiación neta sobre la superficie del Glaciar Norte en el volcán Citlaltépetl mediante el procesamiento e interpretación digital de las imágenes ASTER para el periodo 2001-2007.

Objetivos Específicos

- Implementar una metodología con base en el análisis de las imágenes ASTER para determinar los cambios en el área glacial para el periodo 2001-2007.
- Determinar los límites del glaciar y los cambios morfológicos del glaciar para el periodo 2001-2007.
- Determinar la tasa de retroceso del glaciar en función de las áreas calculadas.
- Determinar la distribución del albedo en la superficie del glaciar a partir del procesamiento de cada una de las imágenes.
- A partir del cálculo del albedo, determinar de forma cualitativa el régimen glacial calibrando los resultados con lo obtenido del modelo de balance de energía puntual.
- Establecer los efectos de la radiación en los cambios y evolución del glaciar.

Capítulo 2

MARCO CONCEPTUAL

2.1. Glaciares

2.1.1. ¿Qué es un Glaciar?

A continuación se enlistan algunas de las definiciones dadas por distintos autores e instituciones.

Lliboutry (1956)

“Se llama glaciar a toda masa de hielo perenne, formada por acumulación de nieve, cualquiera que sean sus dimensiones y su forma. Cuando el glaciar adquiere cierto espesor, fluye bajo su propio peso hacia las alturas inferiores”.

Considerando lo señalado por Post et al. (1971), esta definición se complica porque:

1. Incluso la nieve invernal o estacional muestra propiedades de flujo.
2. Pueden existir masas de hielo perenne de dimensiones importantes, pero que no evidencian propiedades de flujo.

3. Glaciares anteriormente activos pueden estancarse y cesan de mostrar evidencias de flujo
4. Acumulaciones de hielo perenne alimentado por avalanchas desde glaciares activos colgantes, frecuentemente muestran poco movimiento.

National Snow and Ice Data Center (NSIDC), US

Un glaciar es una masa de hielo que se origina en tierra, por lo general con un área de más de una décima parte de un kilómetro cuadrado; muchos creen que un glaciar debe mostrar algún tipo de movimiento; otros creen que un glaciar puede mostrar pruebas de movimiento pasado o presente (definición obtenida de la página web: <http://www.glaciologia.cl/definicion.html>).

Whittow (1984)

Un extenso cuerpo de hielo que presenta evidencia de movimiento cuesta abajo, bajo la influencia de la gravedad y de las formas de recristalización de la neviza.

Keary (1996)

Una masa de hielo y nieve que se deforma descende cuesta abajo por su propio peso si éste es suficientemente grueso.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 2001)

Una masa de hielo que fluye hacia abajo por acción de la gravedad (mediante deformaciones internas y / o de deslizamiento en la base) y se ve limitada por los esfuerzos en el interior y la fricción en la base y a los lados. Un glaciar se mantiene por la acumulación de nieve a gran altura, equilibrado por la fusión a baja altura o descarga en el mar.

Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS).

Los miembros del GLIMS han propuesto la siguiente definición de un *glaciar* con fines particulares. Por lo que se debe tener en cuenta que la definición que ellos adoptaron se adapta a la percepción remota y por tanto, no implica movimiento de

hielo.

Un glaciar se compone de un cuerpo de hielo y nieve que se observa al final de la temporada de deshielo, o, en el caso de los glaciares tropicales, después de la transición de la nieve cuando se derrite. Esto incluye, como mínimo, todos los afluentes y alimentadores que contribuyen al hielo glaciar principal, además de todos los desechos cubiertos por hielo. Se excluyen todos los expuestos sobre tierra, incluidos los nunataks (definición obtenida de la página web: <http://www.glaciologia.cl/definicion.html>).

Puede verse de las definiciones anteriores, que con base en la línea de investigación que persiguen los diferentes estudios glaciológicos, es como se adopta una definición particular de un glaciar. Puesto que este estudio abarca diferentes aspectos sobre la evolución del Glaciar Norte, la definición más adecuada de un glaciar y la que se ajusta más a los estudios desarrollados y a las dimensiones de la superficie del glaciar, es la dada por el Centro Nacional de Datos de Hielo y Nieve, NSIDC, por sus siglas en inglés; además de que con esta definición podemos manejar el hecho de que el glaciar durante su evolución muestra patrones de movimiento.

2.1.2. Las Glaciaciones

En el tiempo actual, los glaciares cubren aproximadamente el 10% de la superficie de la Tierra. En términos geológicos, estamos viviendo una era glacial la cual empezó en la Antártida hace unos 35 millones de años y que se refleja en las grandes capas de hielo actual de los polos; aunque recientemente nos encontramos en un periodo interglacial de esta era, caracterizado actualmente por el desequilibrio de los sistemas glaciales en el mundo. Viéndolo desde el espacio, nuestro planeta despliega colores azul, verde, café y tonos blancos. Sin embargo, el blanco no sólo indica la presencia de nubes, también muestra la criósfera, es decir, la parte de la Tierra dominada por glaciares, hielo y mares congelados (Hambrey y Alean, 2004).

Tiempos recientes de esta era glacial incluyen muchas alteraciones de los periodos de máximos glaciales y los periodos interglaciales, cuando la extensión del hielo es menor, como hoy en día. Por lo que, dados los cambios en las condiciones climáticas presentes en la Tierra en este periodo interglacial y el aumento del efecto invernadero, la pregunta sería, ¿estos cambios traerán consigo la pérdida masiva de las cubiertas de hielo que quedan hoy día; si es así, cómo? La respuesta a esta pregunta es un reto mayor, ya que las diferentes masas de hielo responden de formas diferentes a los cambios climáticos; teniendo como un común denominador que la tendencia actual de éstas es de retroceso, lo cual indica que se están adelgazando por pérdida de masa. Si estos cambios llegaran a suceder de forma acelerada, los efectos y consecuencias serían dos grandes flujos de agua provenientes de las regiones polares del mundo (Hambrey y Alean, 2004).

A través de la larga historia de la Tierra (4,600 millones de años), ésta ha estado acompañada por varias eras glaciales. Los glaciares de escala continental se desarrollaron ocasionalmente en diferentes etapas sobre todos los continentes. Incluso en el Sahara y la mitad de Australia, que hoy albergan desiertos cálidos y zonas tropicales de Brasil, dejando huellas de que alguna vez estuvieron presentes, al menos hace miles de millones de años. Quizá la más extensa glaciación experimentada por la Tierra fue de alrededor de seiscientos o setecientos millones de años por lo que algunos científicos han coincidido en que existió en esa época una cubierta global de hielo, conocida como “Tierra Bola de Nieve”. La mayoría de los glaciares de montaña actuales se han formado desde la llamada “Pequeña Edad de Hielo” (1750-1850 D.C.). Sin embargo, la tendencia recesional, ligada al aumento de temperaturas, predice que para el año 2100 D.C. se podría perder más de la mitad del volumen de los glaciares ubicados en las montañas de todo el planeta. El hielo glacial presenta aspectos muy importantes para la Tierra y el hombre; muchos de éstos, no necesariamente para su beneficio, pero que han estado presentes a lo largo de su historia. Sin considerar el agua subterránea, los glaciares representan el 80 % del agua dulce del mundo, la cual

podría abastecer zonas de África, el Medio Oriente o Australia (Hambrey y Alean, 2004).

Por lo tanto, el estudio de los glaciares hoy en día marca una línea importante de investigación, ya que el conocimiento y explicación de sus cambios y la relación estrecha con el calentamiento global, el cual tendría un impacto directo sobre la interacción de estos sistemas con los humanos, es el marco para el análisis de los mismos.

2.2. Tipos de Glaciares

Los glaciares son clasificados comúnmente de acuerdo a su forma, a su relación con su entorno y a su topografía, pero algunos están clasificados con base en la distribución de temperatura dentro del hielo. Sin embargo debemos tener en cuenta que esas distinciones no son estrictas y que existen transiciones entre todos esos tipos de glaciares.

De acuerdo a la zona climática en que los glaciares se encuentran, se clasifican en tropicales, de latitudes medias y polares (Hambrey y Alean, 2004). Esta clasificación obedece a la forma en que la radiación solar incide sobre la zona de interés y a la manera en que se comporta la humedad llevada por la circulación de la atmósfera. En secciones posteriores se describe la clase de los glaciares tropicales que es la clase que más se acerca al tipo de los glaciares mexicanos.

2.2.1. Glaciares de Montaña

Los campos de hielo en las zonas altas o **highland icefields** son capas de hielo glacial semicontinuas que ocupan varios kilómetros cuadrados, sepultando muchos de los rasgos del suelo subyacente. Este tipo de glaciares es común en regiones polares y subpolares, tales como el sureste de Alaska, Patagonia y partes de la península

Antártica. Algunos otros más pequeños pueden localizarse en otras áreas de alta montaña en latitudes más templadas, donde las montañas más altas sobresalen por encima del hielo como **nunataks** (picos montañosos que emergen del territorio cubierto por un glaciar sin estar cubierto de hielo él mismo) y donde la superficie del hielo constantemente está variando. Esta superficie de hielo rugoso refleja la topografía que está por debajo. Los **glaciares de valle** o valley glaciers fluyen comúnmente en varias direcciones a partir de los campos de hielo.

El hielo en altitudes grandes puede fluir hacia abajo ya sea proveniente de las capas y placas de hielo (masas de hielo de miles de km² de superficie), de los campos de hielo de tierras altas, o de los **circos** (anfiteatros de montaña formados por un glaciar debido a la erosión que este produce); otra forma es en estructuras conocidas como **glaciares de salida**. Estas lenguas de hielo, típicamente de decenas de kilómetros de longitud fluyen cuesta abajo hacia regiones que están muy por debajo de la línea de la nieve, incluso en regiones de bosques templados lluviosos, como Alaska, Nueva Zelanda y Chile (Hambrey y Alean, 2004). En latitudes altas muchos valles glaciales penetran el mar, donde éstos permanecen juntos, ya sea enterrados o flotando, por lo que se les conoce como **glaciares de intermareas**.

Lugares donde las montañas se despliegan en largos valles o planicies, los glaciares de valle se extienden en extensos lóbulos llamados **glaciares de piedemonte**. El glaciar Malaspina en el sureste de Alaska, mide unos 79 kilómetros y es el mejor ejemplo de lo anterior.

2.2.2. Glaciares Tropicales

El conocimiento que se tiene acerca de los glaciares se ha obtenido directamente del estudio de glaciares como los de los Alpes. Estos estudios han llevado a investigadores a la necesidad de comparar el comportamiento con otros glaciares fuera de los Alpes con la finalidad de obtener un conocimiento acerca de éstos. Sin embargo,

el comportamiento de los glaciares en los Alpes no es comparable con el de otras zonas, ya que las condiciones climáticas y las variaciones propias del lugar hacen que éstos adquieran otra dinámica y presenten diferentes características. Muchos de los glaciares de otras zonas no presentan características marcadas de límites de acumulación y ablación; además de que no son lo típicos glaciares caracterizados sólo por el área de neviza y la lengua. Su comportamiento es tan complejo en los climas de alta montaña que es difícil reconstruirlos con base en las ideas que se tienen de los glaciares alpinos (Kaser y Osmaston, 2002).

Actualmente la situación no ha cambiado mucho, ya que el conocimiento de los glaciares en alta montaña está aún centrado en base a los estudios de los glaciares alpinos; a pesar de los trabajos hechos por Llibutry (1956), Whittow (1984), Hastenrath (1991), Kaser (1999), entre otros. Las preguntas y los problemas se incrementan para la glaciología de las montañas tropicales, sin embargo, éstas son tan importantes como las que surgen para los glaciares en otras regiones del mundo.

Las mediciones y características del clima varían entre las zonas templadas y las zonas de latitudes bajas; particularmente en éstas últimas, la atmósfera es en gran parte homogénea. Esto es particularmente cierto sólo para el carácter térmico de la atmósfera. Por lo que la relación que existe entre los glaciares y el clima en zonas tropicales es difícil de determinar puesto que la precipitación en estas zonas muchas veces está determinada por diversos fenómenos naturales relacionados con la posición geográfica y las anomalías climáticas en las latitudes bajas.

Existen diferentes conceptos y cualidades para caracterizar y delimitar los trópicos; muchos de éstos surgen con el fin de clarificar el punto de vista astronómico y definir mejor las condiciones de frontera. La mayoría de éstos conceptos se basan en las delimitaciones climatológicas de los trópicos.

Desde el punto de vista glaciológico, la geometría de la radiación así como la geometría térmica y las condiciones de humedad son variables de especial interés.

Astronómicamente y geográficamente, los trópicos son latitudes perfectamente bien definidas. El hecho de que sólo una vez por año en los trópicos y dos dentro de éstos el sol alcance el zenit es la principal razón de que la variación anual de la temperatura del aire sea menor que su variación diurna. Esto, comparado con otras delimitaciones térmicas, también es cierto para montañas a grandes altitudes con ningún otro tipo de limitaciones. Debido a los diferentes tiempos de reacción de la temperatura del aire a los porcentajes de calor de las diferentes superficies de la tierra y bajo la influencia de los procesos advectivos en los océanos y la atmósfera, las líneas que tienen igual variación diurna y anual de la temperatura del aire $\Delta T_d = \Delta T_a$, en el hemisferio sur está en su mayor parte al sur del trópico astronómico mientras que ésta está más cerca del trópico en la zona con mayor superficie continental, el hemisferio norte. Esta línea de equilibrio es una delimitación muy usada para la investigación de las temperaturas climatológicas.

La compleja interacción entre las condiciones energéticas y la dinámica de la circulación global lleva a un alto grado de **homogeneidad térmica** de la atmósfera tropical con respecto al tiempo y al espacio (Kaser et al., 2003).

Las condiciones de humedad en los trópicos están estrechamente ligadas con la posición del sol. El ecuador meteorológico es térmica y dinámicamente inducido por la circulación global. En el centro de esta circulación tropical, los procesos ligados predominan; éstos están caracterizados por las variaciones diurnas de la radiación solar, la humedad en el ambiente y el relieve local. Retrasado por unas pocas semanas con respecto a la oscilación del sol, este ecuador meteorológico, llamado la Zona Intertropical de Convergencia (**ITCZ**) (Fig. 2.1), alcanza su punto de retorno una vez al año causando dos estaciones de lluvia más o menos distintas entre estos puntos de retorno (Kaser et al., 2003).

La distribución de las masas de tierra y el agua evita que se dé una oscilación espacialmente uniforme de la ITCZ. Ya que la alta capacidad calorífica del agua restringe la oscilación de la ITCZ, mientras que ésta se extiende aún más sobre las

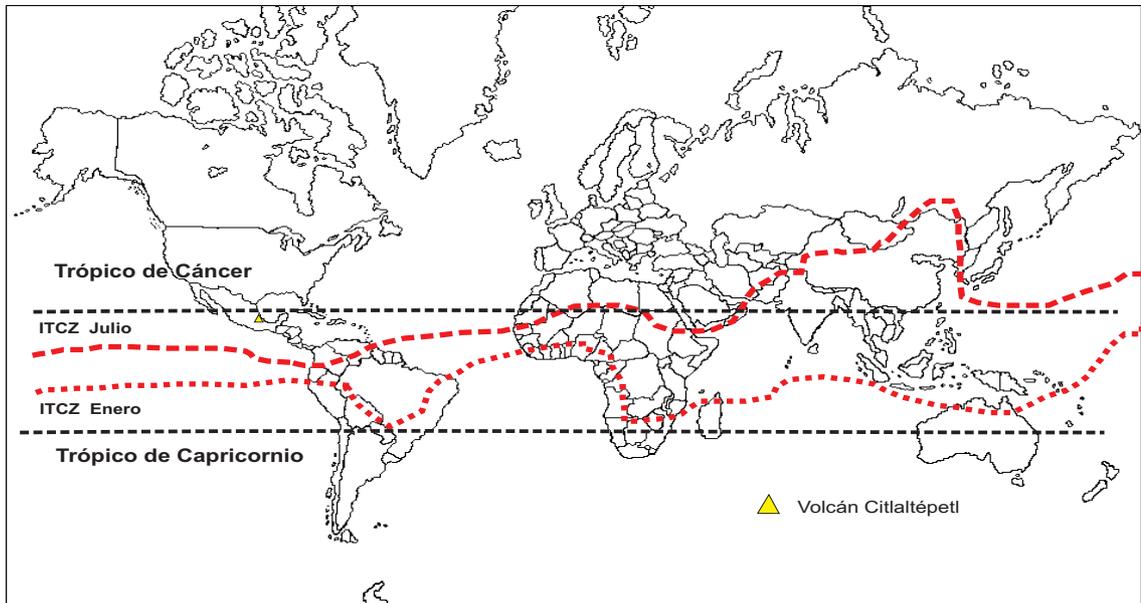


Figura 2.1: Ubicación de los trópicos meteorológicos y astronómicos. Modificado de Kaser y Osmaston (2002).

superficies continentales durante su recorrido anual. Más allá de esta visión simplificada existen, desde luego, procesos en los trópicos más complejos tales como las afluencias de aire frío desde las zonas templadas, la aparición de monzones, las corrientes en chorro de bajo nivel, las ondas del este o el complejo fenómeno de El Niño Oscilación del Sur (ENSO). Sin embargo, un modelo sencillo puede ser eficiente para definir los límites de los trópicos y consecuentemente, una definición de “glaciar tropical”:

- La geometría de la energía solar entrante en los trópicos es claramente diferente de la radiación solar incidente en otras zonas del planeta, ya que en los trópicos se recibe la mayor cantidad de energía solar a lo largo del año.
- En gran medida, la atmósfera tropical en cada altitud es, desde el punto de vista térmico, continuamente homogénea dentro de las líneas donde la variación diurna de la temperatura del aire es igual a la variación anual de la temperatura.

- Este ecuador meteorológico oscilante temporalmente, causa de uno a dos periodos de lluvia y junto con la interacción con las extensas lluvias de los bosques genera áreas que están siempre húmedas.

Por esta razón, los glaciares sólo se llaman tropicales, cuando éstos se ubican en zonas que cumplen claramente con las tres cualidades definidas anteriormente, las cuales caracterizan a la zona intertropical de convergencia. Para todos aquellos glaciares que estén dentro de los trópicos astronómicos pero fuera de la ITCZ, entonces hay que hacer diferentes consideraciones para el porcentaje de masa y energía (Kaser et al., 2003). En tales regiones, la evaporación y la sublimación, entre otras variables, juegan un papel determinante en los procesos de ablación.

Las montañas mexicanas están fuera de la ITCZ (Fig. 2.1), incluso aunque existan estaciones húmedas y secas similares a las de algunas regiones en los trópicos. La razón de esto es que la circulación del hemisferio norte, llega hasta el hemisferio sur durante el invierno del norte, causando condiciones áridas desde diciembre hasta abril. Y los vientos alisios del noreste traen humedad desde el caribe entre mayo y octubre.

Así que, los glaciares mexicanos no son “tropicales” bajo las restricciones definidas anteriormente. En sentido estricto, las posiciones extremas de la ITCZ no siempre se puede definir claramente y éstas no son las mismas cada año, por lo que es mejor definir la posición media de la ITCZ, bajo la cual queda determinada la posición de los glaciares mexicanos.

2.2.3. Glaciares Mexicanos

En México existen glaciares en los volcanes Pico de Orizaba (Citlaltépetl) e Iztaccíhuatl; ya que los glaciares del Popocatépetl han desaparecido en años recientes (Delgado Granados et al., 2006). Con una altitud de 5675 m.s.n.m, los glaciares de mayor extensión son los del volcán Citlaltépetl.

Los volcanes mexicanos, al estar fuera de la zona intertropical de convergencia no se consideran tropicales en términos estrictos, sin embargo, tienen una estación húmeda y una seca como sucede con algunas regiones en los trópicos. La razón de esto, es que la circulación del hemisferio norte causa condiciones secas de diciembre a abril y los vientos del noreste traen humedad del Caribe entre mayo y octubre (Kaser et al., 2003).

El conocimiento de los glaciares mexicanos inició con la realización de inventarios glaciales (Lorenzo, 1964). Sin embargo en años recientes se han realizado estudios para comprender su dinámica y en particular la adquisición de datos meteorológicos enfocados a la determinación del balance de energía (Delgado Granados et al., 2006).

2.3. Métodos Glaciológicos

2.3.1. Determinación y mapeo de las áreas glaciales

Actualmente, el monitoreo de los glaciares en alta montaña está siendo tratado con base en nuevas técnicas. Ya que las altas montañas son sistemas naturales que involucran superficies de hielo que cambian a tasas que históricamente no se habían registrado (Kääb, 2005), es necesario que el monitoreo y las medidas de prevención estén a la par de los cambios presentes, considerando estudios y medidas cada vez más precisos sobre la evolución temporal y dinámica de los glaciares.

Las nuevas tecnologías para la observación de la Tierra y la aplicación de la percepción remota y los SIG, permite a los investigadores adaptarlas al monitoreo de zonas de difícil acceso.

De lo anterior, un aspecto importante en el estudio glaciológico y evolutivo de los glaciares es el mapeo y monitoreo de los límites y extensiones glaciales. Por medio de estos mapeos, es posible contar con inventarios glaciológicos que abarquen tanto los cambios físicos como morfológicos de los glaciares mexicanos en interacción

con el medio. Es necesario aclarar, que a lo largo de este trabajo, los términos de cartografía y cartografiar se hacen referencia en función de los términos coloquiales de mapeo y mapear, respectivamente.

La firma espectral, que es el comportamiento de un objeto al interactuar con la radiación, absorbiendo y reflejando ésta en ciertas longitudes de onda; describe e identifica los diferentes tipos de superficies y coberturas. Mediante el procesamiento de las imágenes satelitales, se pueden clasificar los diferentes tipos de coberturas y superficies (Schowengerdt, 1997; Campbell, 2002), aplicando alguno de los siguientes métodos:

- Clasificación dura y suave.- Basadas en la identificación y definición digital de forma visual de clases o coberturas en el terreno, estableciendo sitios de entrenamiento para cada una de las clases (Kääb, 2005).
- Clasificación manual, supervisada y no supervisada.- Basadas en el agrupamiento de forma digital de las clases espectrales naturales presentes en la imagen (reconocimiento espectral de patrones), las cuales posteriormente son clasificadas por interpretación humana o mediante las firmas espectrales de las diferentes coberturas (Kääb, 2005).
- Clasificación paramétrica y no paramétrica.- Basadas en la distribución estadística de alguna clase en particular. Cuando existe el conocimiento de esta distribución se realiza una clasificación paramétrica y cuando no existe tal, se realiza una clasificación no paramétrica (Kääb, 2005).
- Segmentación espectral y espacial.-Basadas en la relación existente entre píxeles vecinos y píxeles con la misma respuesta espectral (Kääb, 2005).
- Clasificación espectral.-Basada en la respuesta espectral de las diferentes coberturas presentes en la imagen (Kääb, 2005).

El último inventario suizo para 1973 fue compilado a partir de fotografías aéreas sobreponiendo los límites glaciales a mapas topográficos de escala 1:25000 (Müller et al., 1976). A partir de la planimetría manual se pudieron deducir parámetros como el área glacial y mediante las mediciones a partir de los mapas, variables como la longitud y las elevaciones máxima y mínima (Paul et al., 2002).

En México este tipo de estudios se realizó de igual forma mediante la utilización de fotografías aéreas. Sin embargo, los nuevos sensores montados en los satélites nos permiten medir tanto los cambios en el área glacial como los parámetros antes mencionados. El sensor ASTER abordo del satélite TERRA, es un sensor con altas capacidades espectrales, espaciales y estereoscópicas, el cual recientemente se está aplicando al monitoreo y estudio de muchos de los glaciares en el mundo.

Con el procesamiento adecuado de las imágenes producidas con este tipo de sensores y con el tipo de clasificación adecuado al problema, es posible obtener la evolución temporal de los cambios ocurridos en las superficies glaciadas, únicamente considerando desde luego la existencia de estas imágenes en diferentes fechas y la eficiencia de éstas para el caso de glaciares con áreas menores a 1 km².

Estos tipos de sensores están conformados por diferentes bandas que reciben parte del espectro electromagnético en cada una de estas bandas. El sensor ASTER está caracterizado por tener bandas en los espectros visible, infrarrojo y térmico. Con estas bandas y con la óptima clasificación se determinan las extensiones glaciales; en particular mediante el uso de las bandas 3N y 4 (ver la sección 3.3), las cuales cuentan con una resolución espacial de 15 y 30 metros respectivamente, además de que cubren el rango del rojo e infrarrojo cercano en el espectro electromagnético, donde la reflectancia de la nieve presenta porcentajes máximos y mínimos.

Con base en lo mencionado y dado que la superficie cubierta por el Glaciar Norte en el volcán Citlatépetl es pequeña en comparación de glaciares como los de los Alpes, el análisis de las imágenes ASTER para la delimitación manual de los límites del glaciar a partir de una segmentación espacial de las cubiertas de hielo

y nieve en las imágenes, fue la base de la metodología a desarrollar posteriormente para la *determinación* y el *mapeo* del área glacial del Glaciar Norte.

En el análisis y procesamiento de las imágenes de satélite, es factible usar dos de los diferentes métodos que permiten obtener un realce de la imagen; la corrección atmosférica y el cociente de bandas para las imágenes ASTER. La corrección atmosférica es un paso esencial en la extracción cuantitativa de los valores de radiancia absoluta del terreno, debido a la respuesta espectral efectiva de la superficie de estudio (Gong, 2008), pero a su vez, este método sustenta los resultados del procesamiento de las imágenes y realza la respuesta espectral de las bandas en las que la dispersión atmosférica afecta de forma significativa. El cociente de las bandas 3N y 4 del sensor ASTER que están en las longitudes de onda del rojo (0.78-0.86 μm) e infrarrojo cercano (1.60-1.70 μm) del espectro electromagnético (previamente corregistradas), nos permite distinguir las zonas cubiertas por hielo y nieve, ya que la respuesta espectral de estas superficies presenta una marcada absorción de la radiación en las longitudes de onda del infrarrojo cercano y de alta reflectancia en el visible; por lo que además, una corrección atmosférica y un cociente de bandas resaltaría aún más tales rasgos (ver Fig. 3.10).

2.3.2. Balance de Masa

Los glaciares son importantes componentes del ciclo hidrológico en áreas montañosas y en regiones polares. Estos son indicadores del cambio climático y también son importantes fuentes naturales de información que pueden ser monitoreadas y manejadas adecuadamente (Ørstrem, 1991).

Los glaciólogos de diferentes países, en sus estudios del balance de masa, definían de forma diferente términos como: el balance total de masa, el balance de invierno y el balance de verano; lo que hacía difícil la comparación de los resultados obtenidos a partir de cada uno de esos estudios. Actualmente se ha hecho una estandarización

por parte de ciertos autores como Ahlmann en 1949, cuyas definiciones comenzaron a documentarse en los reportes de la UNESCO.

De acuerdo con Ahlmann (1949) la acumulación incluye todos los procesos que incrementan la masa del glaciar; la ablación incluye todos aquellos procesos que retiren masa. Un año de balance puede ser definido como el tiempo entre la formación de dos superficies consecutivas de verano.

De forma general para los glaciares templados, en la primera parte del balance anual, una curva que represente el balance con respecto al tiempo, mostrará una tendencia de incremento. El valor máximo del balance durante un balance anual es llamado el balance de invierno (b_w). El tiempo transcurrido para que este valor sea alcanzado (esto es, el final del periodo de acumulación) divide el año en una estación de invierno y una estación de verano, también llamadas estación de acumulación y de ablación; lo cual es válido tanto para el hemisferio norte como para el hemisferio sur.

Los cambios en la masa durante la estación de verano se les llaman balance de verano (b_s). El balance total local (b_n) (es decir, en un solo punto sobre la superficie) es el cambio en el balance de masa durante un balance anual y puede ser expresado como la suma algebraica del balance de invierno y el balance de verano o la suma de la acumulación total (c_t) y la ablación total (a_t):

$$b_n = b_w + b_s = c_t + a_t$$

El balance de verano (b_s) y la ablación total (a_t) normalmente son negativos y el balance de invierno (b_w) y la acumulación total (c_t) positivos. El balance total puede ser positivo o negativo dependiendo de las condiciones particulares en el año de balance. Todos los valores están dados en metros de agua equivalente (ver Fig.2.2).

Los procesos que cambian la masa del glaciar generalmente tienen lugar en una capa relativamente delgada sobre la superficie del glaciar. Sin embargo, como el balance de masa es la variación en la masa total del glaciar, los procesos sub-glaciales

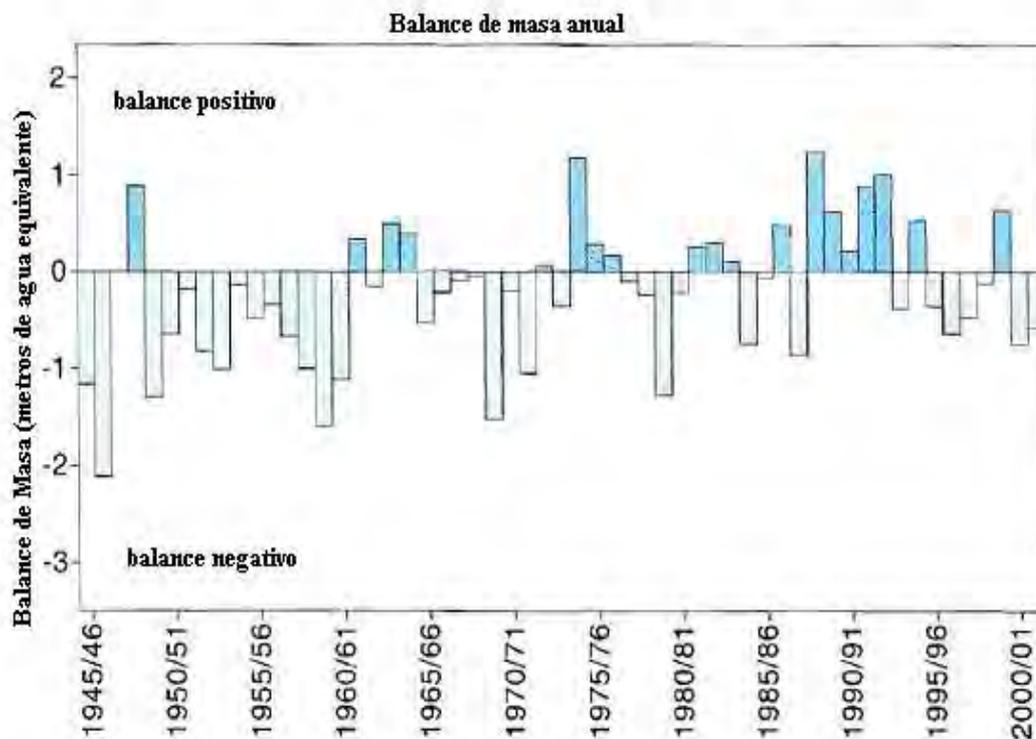


Figura 2.2: En esta figura se muestra el balance de masa más largo que se ha hecho en todo el mundo, realizado para el glaciar Storglaciären, en el norte de Suecia; comprende el periodo de 1945-2001

y sobre-glaciares deberían también ser estudiados.

Para glaciares templados, la acumulación y ablación sub-glacial son muy pequeñas comparadas con los procesos que toman lugar sobre o cerca de la superficie. El proceso más importante que se lleva a cabo bajo la superficie es el transporte vertical de masa, relacionado con el calentamiento del glaciar.

La mayor parte del transporte vertical de masa permanece dentro del cuerpo de nieve que se origina desde la respectiva estación de invierno. Sin embargo, algo del agua que se filtra podría penetrar la superficie de verano y congelarse dentro de la neviza, si la neviza tiene temperaturas bajo cero.

El balance anual normalmente es de diferente valor en varias partes del glaciar,

por lo tanto es necesario la integración del balance de masa en diferentes puntos sobre el glaciar, la cual muchas veces no puede ser definida claramente con respecto al tiempo.

El balance de invierno se observa tan cerca del final de la temporada de invierno como sea posible, para medir con precisión la acumulación de masa y que los procesos de ablación no interfieran en las mediciones. Ya que cuando comienzan a formarse capas de hielo en el cuerpo de nieve, la nieve en estas superficies no se puede mantener estable, por lo que es más importante encargarse de las mediciones de la nieve tiempo antes de que la estación de verano realmente haya comenzado y se formen estas capas de hielo.

2.3.3. Balance de Energía

El sol es la mayor fuente de toda la radiación electromagnética recibida en la superficie terrestre. La cantidad de energía incidente fuera de la atmósfera terrestre a una distancia promedio entre la tierra y el sol es la llamada “constante solar”, cuyo valor es de 1368 W/m^2 . La superficie terrestre recibe siempre menos de esa cantidad ya que algo de esta radiación es dispersada hacia el espacio y otra parte es absorbida por las nubes, por el vapor de agua y el ozono en la atmósfera. También, parte de la radiación recibida en la superficie es reflejada por ésta, lo cual depende del tipo de superficie. La superficie terrestre emite radiación electromagnética de onda larga. Parte de ésta escapa al espacio; lo que resta es re-absorbida en la atmósfera, principalmente por el vapor de agua y el dióxido de carbono. Esta retención de una parte de la energía proveniente del sol es lo que produce el llamado “Efecto Invernadero” (green house effect). Puesto que la Tierra se comporta como un cuerpo negro con su máximo de emisión en el infrarrojo medio ($10 \mu\text{m}$), la radiación electromagnética que llega a la superficie en el rango del infrarrojo es absorbida completamente (Chuvienco, 1996).

CAPÍTULO 2. MARCO CONCEPTUAL
2.3. MÉTODOS GLACIOLÓGICOS

Existen dos procesos que también transfieren calor entre la superficie terrestre y la atmósfera. El primero, por el cual se conduce calor a la superficie si ésta está más fría que el aire que está sobre ésta; por lo que entonces, la superficie pierde calor si ésta está más caliente que el aire que la rodea. A esto se le conoce con el nombre de “calor sensible”. Por otro lado, la superficie gana “calor latente cuando el vapor de agua en la atmósfera se condensa sobre ésta y pierde calor cuando el vapor de agua se separa de ésta. La cantidad de calor transferido por estos procesos se incrementa con el grado de turbulencia en la atmósfera.

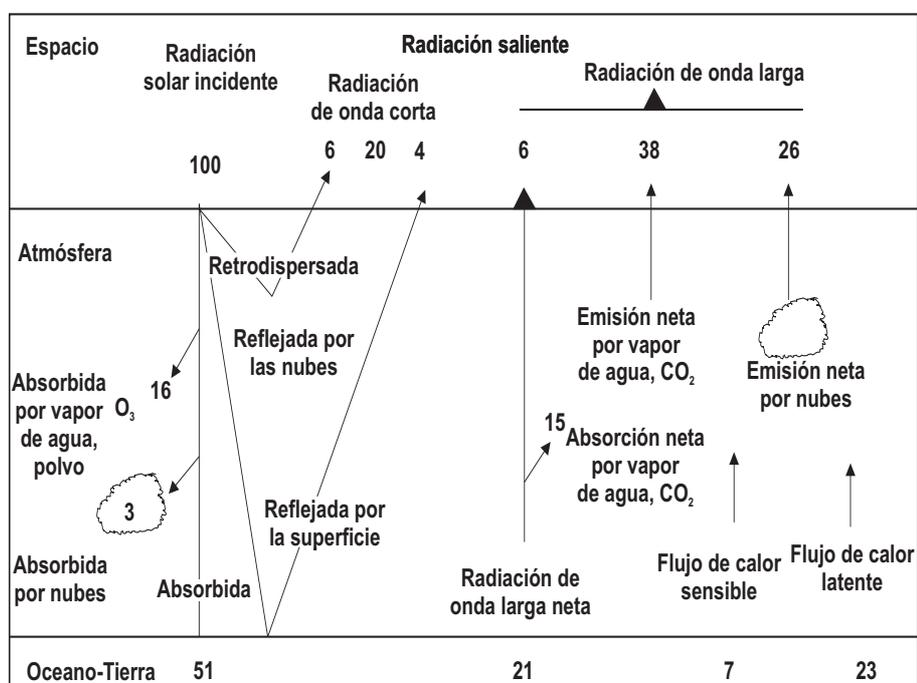


Figura 2.3: Balance de calor promedio anual en la atmósfera y la superficie de la Tierra; el valor relativo de la radiación entrante es de 100 unidades, basado en las observaciones convencionales y de satélite (Paterson, 1994).

La Fig. 2.3 es un diagrama esquemático del balance de calor. La “radiación neta de onda larga” es la diferencia entre la radiación emitida por la superficie y la recibida de las nubes, vapor de agua y dióxido de carbono.

Los números en el diagrama son valores promedio anuales y la radiación solar

absorbida es balanceada por los flujos salientes de la radiación de onda larga, el calor sensible y latente. En periodos cortos de tiempo, los términos no se balancean y por lo tanto la temperatura de la superficie cambia, la nieve y el hielo se derriten o el agua sobre la superficie se congela. Para la nieve y la superficie de hielo, la fracción de radiación solar incidente que es reflejada por la superficie es mucho mas grande que el 4 % mostrado; para nieve fresca puede ser tan grande como un 90 %.

Si no hay transferencia de calor horizontal, la conservación de la energía requiere que, en cualquier punto sobre la superficie en cualquier instante se cumpla:

$$M + \Delta G = R + H - L_v E + L_f P' \quad (2.1)$$

donde:

M=Calor usado para derretir la nieve y el hielo. Si el agua derretida se congela dentro del montón de nieve, este término representa una ganancia de calor, por lo tanto es negativo.

ΔG =Razón de ganancia de calor de la columna vertical desde la superficie a las profundidades en las cuales la transferencia vertical de calor sea despreciable.

R=Radiancia neta

H=Tasa de transferencia de calor desde el aire a la superficie por turbulencia, donde el aire es más caliente que en la superficie. Si la superficie es más caliente que el aire, H es negativa.

L_v =Calor latente de vaporización ($2.8 \times 10^6 \text{ J Kg}^{-1}$).

E=Tasa de evaporización desde la superficie, si la presión de vapor de agua desciende con la altura. Si hay condensación sobre la superficie, E es negativa. La turbulencia incrementa la tasa de transferencia de vapor de agua entre la atmósfera y la superficie.

L_f =Calor sensible de fusión del hielo ($3.34 \times 10^5 \text{ J Kg}^{-1}$).

P'=Tasa de precipitación de lluvia. El calor formado por la lluvia es despreciable

donde la superficie se está derritiendo, pero podría ser significativo si la lluvia se congela.

La radiación neta está dada por:

$$R = Q(1 - \alpha) + I_i - I_0 \quad (2.2)$$

donde

Q=Cantidad de Radiación solar incidente (directa y difusa) en la superficie.

α =Albedo de la superficie (razón entre la radiación solar reflejada y la incidente).

I_i =Cantidad de radiación de onda larga incidente en la superficie.

I_0 =Cantidad de radiación de onda larga emitida por la superficie.

El objetivo directo de estudiar el porcentaje de calor (balance de energía) es medir o estimar los valores de cada término en la Ec. (2.1) sobre un periodo de tiempo, usualmente el de la temporada de ablación, o también para calcular M y así también la ablación a partir de los valores medidos de los otros términos. Las mediciones deben de hacerse durante periodos largos y bajo un gran número de condiciones climáticas.

2.3.4. Mediciones de la Acumulación

El espesor total de la nieve que se acumula sobre la superficie del glaciar debe medirse al final de la estación de invierno. Para muchos de los glaciares en Canadá y el sur de Noruega esto se hace en abril o mayo. Para entonces la nieve comenzará a desaparecer (por evaporación) de la superficie del glaciar debido a la fuerte radiación, aunque la temperatura del aire siga por debajo de los 0°C. Una acumulación adicional de nieve puede darse durante mayo y junio e incrementar el balance de invierno medido en abril/mayo, en el hemisferio norte. Debido a esos pequeños periodos de acumulación a lo largo del año, para estudiar la tasa de acumulación durante el invierno, es necesario hacer muchas visitas a cada glaciar y medir en cada

una de éstas la acumulación. Los métodos son similares a aquellos que se usan al final de la estación de ablación.

La acumulación, o de forma más correcta el balance de invierno tanto para el hemisferio norte como el hemisferio sur, está expresado en unidades de agua equivalente. Por lo que es necesario medir la profundidad de la nieve y aplicar un factor de densidad de la nieve para calcular el agua equivalente en cada punto de medición. Sin embargo, mientras que la densidad de la nieve parece ser relativamente uniforme sobre grandes áreas, la profundidad de ésta varía de forma considerable incluso en áreas pequeñas; esto hace necesario el obtener una gran cantidad de mediciones sobre la profundidad de la nieve en comparación con las pocas mediciones de la densidad de la nieve.

La *profundidad de la nieve* se mide mediante sondeos de ésta o por sondas de medición que son incrustadas en el glaciar en la estación previa de verano o como en nuestro caso, mediante el uso de sensores de distancia que en tiempo real constantemente miden la distancia a la nieve. La *densidad de la nieve* se mide pesando un volumen conocido de nieve, obtenido del cúmulo de nieve reciente, el cual está sobre la superficie de verano o superficie de hielo anterior. Los resultados, en unidades de agua equivalente, determinados en diferentes lugares son usados para calcular el balance de invierno total, expresado en millones de agua equivalente. Esta cantidad, normalmente se divide por el área total del glaciar, para obtener un valor promedio expresado en m. Este es el espesor de la capa de agua, incluso distribuida sobre toda la superficie del glaciar, que representa el “ingreso” total del glaciar de la última estación de invierno.

2.3.5. Mediciones de la Ablación

La ablación del glaciar comprende todo el material existente sobre éste, el cual es removido por derretimiento, desprendimiento, evaporación o erosión del viento.

El componente de ablación más importante sobre los glaciares de montaña es el derretimiento. La ablación en los glaciares templados se da principalmente en su base ya que la temperatura de ésta, por lo general, se encuentra en el punto de fusión, derritiéndose el hielo glacial por los cambios de presión que se dan sobre éste; determinando claramente las zonas de ablación y acumulación de estos. En el caso de los glaciares mexicanos, es su superficie la que se encuentra por lo general a temperaturas cercanas al punto de fusión, permitiendo que la ablación sobre toda su superficie predomine por encima de la escasa acumulación (Delgado Granados, comentario personal). La influencia de los parámetros meteorológicos (temperatura del aire, velocidad del viento, humedad, radiación, etc.) en los procesos de ablación está descrita de forma extensa en la literatura (ver Wallen, 1948; Hubley, 1957).

En las altas montañas, ya sea dentro de las zonas húmedas de los trópicos o fuera de éstas, los flujos radiativos controlan el balance de energía en la estación de deshielo. Sin embargo, a partir de los estudios realizados sobre el glaciar Zongo (Bolivia, 16° Sur), se han encontrado pruebas acerca de la pérdida considerable de masa por sublimación. Esto, dadas las condiciones de extrema aridez del aire en zonas elevadas, la escasa precipitación y el poco contenido de calor del aire, pues éste es muy ligero en zonas de gran altitud (Sicart, 2008; Favier, 2004). Con base en las condiciones antes mencionadas, es importante considerar que los glaciares mexicanos están expuestos a una pérdida de masa glacial debido a la sublimación del hielo glacial, ya que el ambiente seco predomina tanto en la zona del glaciar como en los alrededores, la mayor parte del año.

La cantidad total de masa perdida del glaciar durante el verano, podría llamarse “ablación total”. Sin embargo, durante una temporada de verano, puede existir un poco de acumulación, por ejemplo de las nevadas de verano. Normalmente esta nieve tiende a desaparecer en el mismo verano; por lo que no sólo existe el derretimiento “normal” del material glacial, sino también hay derretimiento “extra” de lo que se acumula después, lo cual desde luego consume energía.

Es importante relacionar a detalle la ablación con los factores meteorológicos, por lo que es necesario registrar las nevadas de verano. Sin embargo, esto puede ser complicado y muy caro. Entonces, para muchos de los glaciares que están en estudio, es posible asumir que la caída de nieve se trate como una lluvia normal en los glaciares templados esto es, asumir que la precipitación líquida se desagüa del glaciar y no tiene alguna influencia en el balance de masa.

La diferencia entre el volumen del glaciar al principio y al final del verano se denomina **balance de verano** y puede obtenerse de las observaciones del cambio relativo de muchos de los puntos sobre la superficie del glaciar. Los cambios de las elevaciones en la superficie también pueden medirse por fotogrametría, el cual es un método aún utilizado para medir el cambio del volumen de un gran número de glaciares en Europa, Norte América y en algunos glaciares de México, como en el área glacial del Popocatepetl (Julio Miranda y Delgado Granados, 2003).

La variación anual en la masa del glaciar que resulta tanto de la acumulación como de la ablación se define como el balance de masa del glaciar (un balance negativo de masa significa que el volumen del glaciar disminuyó; un valor positivo diría que el volumen ha aumentado).

La información sobre la ablación puede obtenerse de la posición de la línea de la nieve (ubicada al borde inferior de la cubierta de nieve del invierno anterior) al final de la estación de ablación; la cual no tiene relación directa con la línea altitudinal de equilibrio o ELA. Bajo condiciones iguales de derretimiento, ésta se situará más alto en un año de poca acumulación de nieve de invierno, lo cual hace difícil los cálculos del balance de verano con base en este concepto. Sin embargo, una serie de fotografías que muestre la posición de la transición de la línea de la nieve a través del verano puede ser útil para la construcción de mapas de ablación. Tales fotografías deben ser tomadas en intervalos durante el verano sobre puntos en tierra bien definidos. También se pueden hacer estas mediciones de forma indirecta con base en las imágenes de satélite de alta resolución como las de ASTER; las

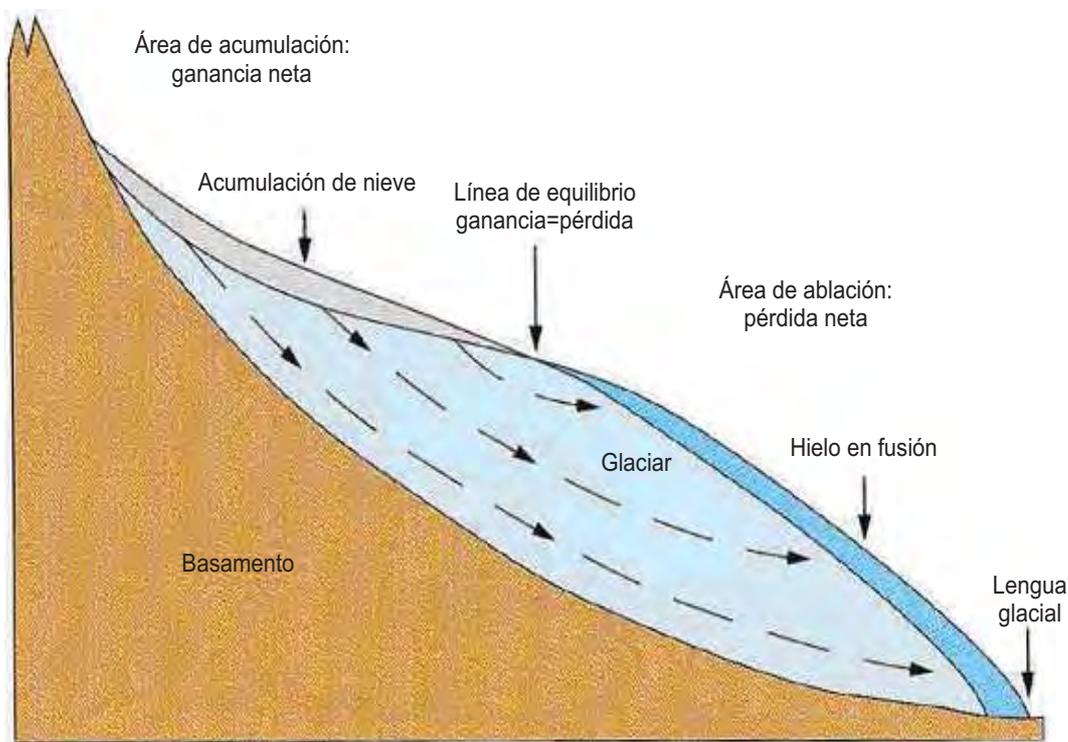


Figura 2.4: Perfil de un glaciar mostrando las zonas de acumulación y ablación (Modificado de Hambrey y Alean, 2004).

cuales, como se muestra en las secciones 3.6, 4.1.5, 4.2.6, nos permiten calcular la radiación neta sobre la superficie, la cual de forma indirecta nos muestra las zonas en la superficie propensas a una mayor ablación, como resultado de los altos valores de radiación neta.

2.4. Los Glaciares del Volcán Citlaltépetl

El volcán Citlaltépetl o “Montaña de la Estrella” como la llamaron los aztecas, también conocido como Pico de Orizaba, es un estratovolcán que se ubica en la parte oriental del Cinturón Volcánico Transmexicano con su cima a 5,675 m sobre el nivel del mar (Fig. 2.5). El cono final de la cima se terminó de formar durante las erupciones que tuvieron lugar entre los siglos XV y XVI (Palacios et al., 1999).

Geográficamente se localiza a los 19° 02' de latitud N y a 97° 17' de longitud O, a menos de 100 km de la costa del Golfo de México y a unos 200 kilómetros al este de la Ciudad de México, en el borde de la Meseta Central. Este cono volcánico sobreyace a la Sierra Madre Oriental y está alineado de forma tal que crea una importante barrera topográfica que separa la alta meseta central de las llanuras costeras del Golfo de México (Carrasco-Nuñez, 2000).

El Citlaltépetl es el pico más alto de México, el volcán activo más alto de Norteamérica y uno de los estratovolcanes más altos del mundo, el cual crece por encima de un relieve asimétrico de aproximadamente 2,900 m al oeste y 4,300 m al este. El material erupcionado de este volcán cubre un área de aproximadamente 1,000 km². Su erupción más reciente ocurrió en 1687, ya que las erupciones que se venían dando entre los siglos XV y XVI se extendieron hasta ese año (Carrasco-Núñez, 2000). La estratigrafía del Citlaltépetl refleja la compleja evolución de este volcán. Las secuencias estratigráficas al rededor del cráter se pueden agrupar en tres etapas principales de formación: **(1)** Crecimiento de un gran estratovolcán ancestral llamado *Torrecillas*, el cual fué resultado de una fase predominantemente efusiva; **(2)** Construcción de un cono superpuesto (*Espolón de Oro*) y la extrusión de varios domos silíceos periféricos; **(3)** Construcción del cono actual (*Citlaltépetl*) y el emplazamiento de varios domos dacíticos sobrepuestos (De la Cruz y Carrasco, 2002). El crecimiento del volcán Torrecillas comenzó hace aproximadamente 650 mil años. El Pico de Orizaba ha tenido actividad eruptiva durante el Pleistoceno Tardío y el Holoceno, de manera que la actividad volcánica y la glacial interactuaron constantemente (Palacios y Vázquez-Selem, 1996).

El avance máximo de los glaciares en el Pico de Orizaba y, de forma general en México, ocurrió hace 10,000 u 8,500 años. A su vez, existen evidencias de dos importantes avances Neoglaciales. El primero identificado por las cadenas de morrenas alrededor de la base del cono final a unos 4,000-4,400 m, las cuales fueron depositadas hace 3,000 y 2,000 años (Heine 1983; 1988). El segundo avance co-

rresponde a la pequeña edad de hielo, la cual terminó en México a mediados del siglo XIX y en la que se formaron una serie de morrenas entre los 4,400 y 4,800 m de altitud en el Pico de Orizaba (Heine, 1983). En ambos episodios Neoglaciales, los glaciares se extendieron principalmente sobre las cuevas norte y oeste. Es importante mencionar que el final del último periodo eruptivo coincide con el comienzo de la pequeña edad de hielo, por lo tanto, si esto no hubiera sido así, la actividad volcánica hubiera derretido las cubiertas glaciales presentes (Palacios y Vázquez-Selem, 1996).

Durante los últimos cien años el retroceso de los glaciares comenzó a ser evidente, principalmente dentro de los valles y las cuencas, las cuales quedan expuestas después que el hielo se retiró, viéndose los procesos erosivos condicionados al tipo de roca volcánica existente (Palacios y Vázquez-Selem, 1996).

Según el informe rendido por la Sección de Glaciología del Comité Nacional de México para el Año Geofísico Internacional, en 1958 se menciona la existencia de cuatro glaciares principales en la superficie del volcán Citlaltépetl; Gran Glaciar Norte (GGN), Glaciar Oriental, Glaciar Occidental y Glaciar Suroeste y numerosas lenguas glaciales, las cuales descendían sobre las vertientes norte y noroeste del volcán (Lorenzo, 1964). La lengua glacial más larga sobre la ladera norte del volcán era la denominada *Lengua de Jamapa*. Esta lengua avanzó durante la pequeña edad de hielo dejando una cadena de morrenas a unos 4395 m de altitud. De acuerdo con Palacios et al. (1999) el frente ha mostrado un retroceso altitudinal, ya que en 1945 se encontraba a 4590 msnm, en 1958 a 4650 msnm (Fig. 2.5), en 1971 a 4655 msnm, en 1988 a 4660 msnm y en 1994 a 4728 msnm.

Como se menciona en la sección 1.2, de los cuatro glaciares principales enunciados arriba, sólo sobreviven a la fecha el llamado Glaciar Oriental y con mayor extensión el Gran Glaciar Norte, el cual emerge a unos 5000 metros en el collado que se forma entre la zona del Sarcófago y el pico de la cumbre; la lengua del Chichimeco ya ha desaparecido, habiendo sido la segunda más prominente después de la de Jamapa, las cuales emergían del Gran Glaciar Norte (Figura 2.5) (Lorenzo, 1964).

En ese mismo año se estimó que la superficie del Gran Glaciar Norte era de aproximadamente 9 km², siendo reportada como el área glaciada más grande de la República Mexicana. Posteriormente, del análisis de los datos reportados por Lorenzo (1964) sobre el área del GN, se detectó un error cartográfico, que al corregirse, da como resultado un área de 2.23 km² (Delgado, com. pers.) y que es la que se emplea en este estudio.

Los glaciares del Citlaltépetl aún son los cuerpos de hielo más grandes del país. La actividad volcánica del Citlaltépetl no es tan importante como en el Popocatepetl o en el Iztaccíhuatl, a la fecha en que se escribe esto; aunque cerca de la cumbre hay alguna actividad fumarólica de baja temperatura. La actividad no es importante para los glaciares del Citlaltépetl y no está rodeado por ciudades grandes como es el caso del Iztaccíhuatl y del Popocatepetl. Entonces la razón principal para el retroceso de estos glaciares debe ser principalmente un cambio en las condiciones climáticas (Delgado Granados et al., 2006).

CAPÍTULO 2. MARCO CONCEPTUAL

2.4. LOS GLACIARES DEL VOLCÁN CITLALTÉPETL

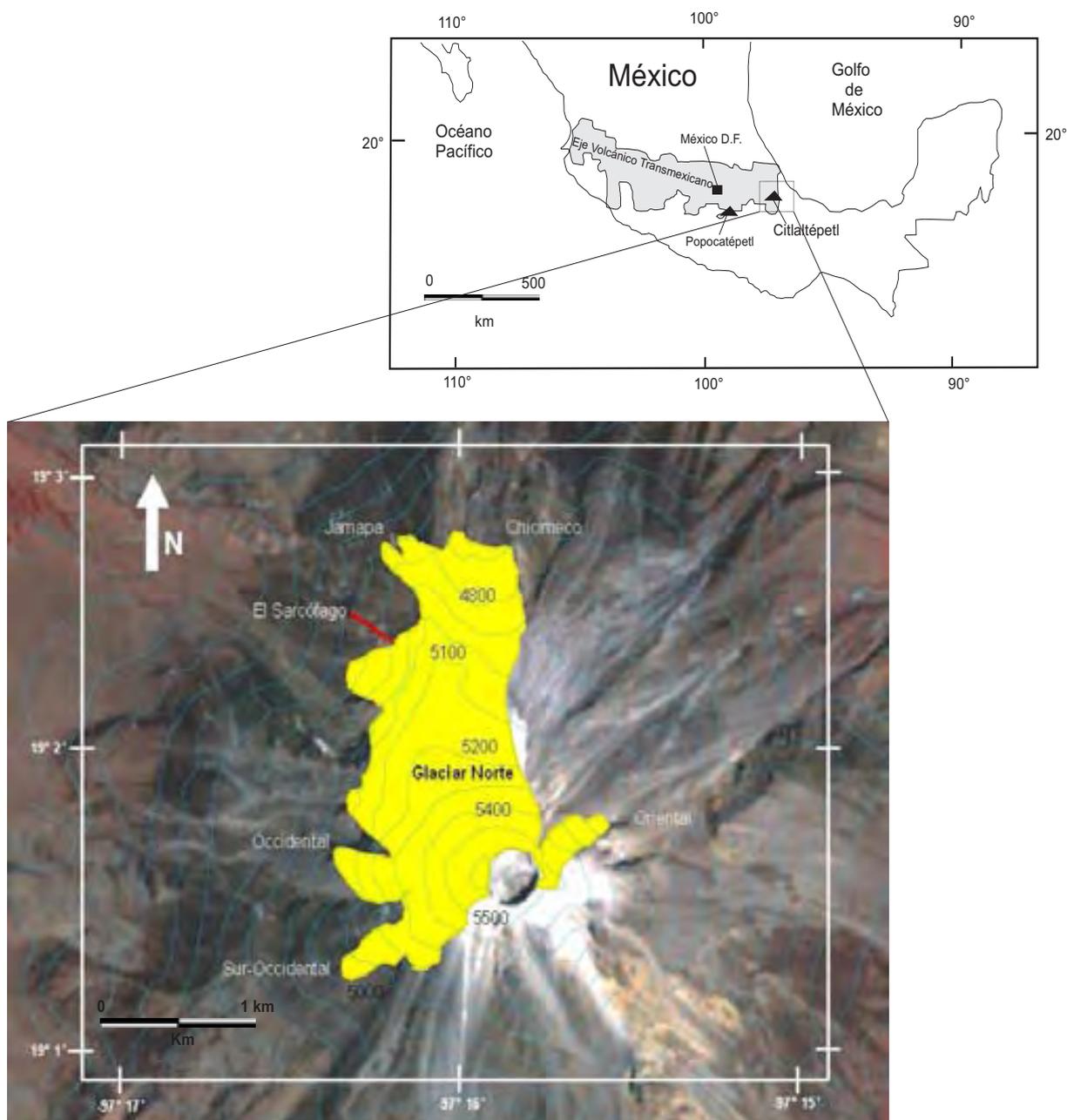


Figura 2.5: Ubicación geográfica del Gran Glaciar Norte en el volcán Citlaltépetl. En esta imagen se muestra la corrección hecha de los límites glaciales a una proyección UTM-14N de los calculados por Lorenzo en 1958. La imagen de fondo es una imagen en falso color 321 de ASTER tomada el 03 de febrero del 2003.

Capítulo 3

METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

Con base en las nuevas tecnologías para la observación de la Tierra y a la creación de mejores sistemas de percepción remota, es posible obtener mejores perspectivas de los cambios ocurridos en la superficie terrestre vistas desde el espacio. Las altas montañas son sistemas naturales cuya superficie involucra cubiertas de hielo que hoy en día cambian a razones que anteriormente no se habían registrado. Por lo tanto, la búsqueda de nuevas y mejores técnicas de monitoreo y estudio de estas superficies de hielo nos ha llevado a nuevos retos en la explotación al máximo de la información obtenida a partir de los sensores remotos.

Por su parte, la Percepción Remota hoy en día nos proporciona herramientas que mejoran la eficiencia y uso de las imágenes de satélite, además de que dichas técnicas están a la par de los nuevos y cada vez mejores sensores que se están desarrollando en los últimos años, cuyas características para la medición de la radiación que refleja o emite la superficie terrestre han aumentado en proporción a su resolución. Los

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

sensores Landsat ETM+ y Terra-ASTER son dos diferentes tipos de sensores que permiten en la mayoría de los casos desarrollar estudios evolutivos y detallados de los cambios acontecidos en la superficie terrestre.

Tales técnicas y herramientas han venido desarrollándose en los glaciares y superficies de hielo ubicadas en la cordillera de los Alpes. De forma tal, que gran parte de éstas han permitido crear un nuevo sistema de monitoreo e inventario glaciológico de todos los glaciares en los Alpes suizos. Este grupo de trabajo a partir del año 2000 ha venido recopilado los datos de satélite con el propósito de medir la eficiencia y funcionalidad de los mismos aplicados a los estudios glaciológicos. Obteniendo como resultado que tanto los sensores ETM+ y ASTER proporcionan un gran detalle de la evolución espacio-temporal de estos sistemas naturales.

Este último, proporciona un número mayor de herramientas las cuales no sólo muestran los cambios ocurridos sobre la superficie, sino también, permiten encontrar los cambios en la topografía del terreno; por lo que es posible medir tanto los cambios morfológicos como topográficos de las superficies glaciales, pudiendo complementar el inventario glacial en dirección de la modelación de los procesos físicos y principalmente en dirección de la prevención de desastres.

En México la aplicación de las imágenes ASTER se ha enfocado en estudios de prevención y análisis de riesgos volcánicos como los lahares. A su vez, un estudio realizado por Schneider et al. (2008), mostró la eficiencia y utilidad de este tipo de imágenes en la reconstrucción de los glaciares ubicados en el volcán Iztaccíhuatl mediante el mapeo de los mismos a partir del análisis de las imágenes ASTER. Esto permitió conocer la magnitud de los cambios acontecidos en la superficie glacial y cómo éstos vuelven al volcán una zona vulnerable para la formación de lahares, debido a las fluctuaciones climáticas actuales.

Los datos de ASTER con alta resolución espacial VNIR 15 m, SWIR 30 m y resolución espacial media TIR 90 m (Toutin, 2002), usualmente no se usan para el mapeo consecutivo de los cambios en la extensión del glaciar a corto plazo con

una alta resolución espacial. Sin embargo, dentro de periodos de varios años, estas imágenes de costo relativamente bajo, son adecuadas sólo si los cambios en la extensión glacial son significativamente más grandes que el tamaño de un pixel (15 m; lo que en nuestro caso sí se cumple).

ASTER no sólo es una herramienta aplicable al monitoreo glacial, sino también, una herramienta complementaria bastante útil para otros sensores y datos, tales como el SRTM y las bases meteorológicas para el estudio climatológico de los glaciares.

3.1. Bases de la Percepción Remota

La percepción remota es la ciencia de adquirir y procesar información de la superficie terrestre desde sensores instalados en plataformas espaciales, gracias a la interacción de la radiación electromagnética con los objetos de la escena (Chuvieco, 1996).

Los aeroplanos y los satélites son las plataformas más comunes desde donde las observaciones remotas son realizadas. El término de percepción remota es restrictivo a métodos que emplean energía electromagnética como medio de detección y medición de las características de un objeto (Sabins, 1978).

El principal emisor de radiación en el sistema solar es el Sol cuya radiación, reflejada por la Tierra y los objetos situados en ella, es la más comúnmente utilizada por los sensores pasivos en percepción remota y es la que nos permite ver los objetos situados a nuestro alrededor. Otra opción como pasa en los radares (sensores activos), es que el sensor remoto incorpora un emisor de radiación electromagnética, como puede ser una antena, la cual emita pulsos de radiación electromagnética en la región de micro-ondas; cuyo reflejo en la superficie del objeto de estudio lo recoge el propio sensor. El objetivo fundamental de la percepción remota es el de analizar las características de la radiación que abandona la superficie terrestre, y que es cap-

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.1. BASES DE LA PERCEPCIÓN REMOTA

tada posteriormente por un sensor situado en un satélite. El análisis de estos datos, permite determinar qué elementos y factores ambientales las han producido.

La historia de la percepción remota se remonta a las primeras plataformas de observación aérea: los globos aerostáticos y a la invención de la fotografía en el siglo XIX. La percepción remota moderna, nace con la fotografía aérea en el siglo XX.

El año que simboliza la entrada de los satélites en el espacio exterior en la era moderna es 1957 con el lanzamiento del satélite Sputnik, primer satélite artificial puesto en órbita alrededor de la Tierra por la Unión Soviética. La observación sistemática de la Tierra desde el espacio se inicia el año 1960 con el lanzamiento del satélite TIROS-I, primer satélite meteorológico con una cámara de televisión de baja resolución, que permitía a los meteorólogos discriminar entre nubes, agua, hielo y nieve. La familia de satélites TIROS, rebautizados como NOAA a partir de 1970, sigue todavía en actividad.

El primer satélite específicamente dedicado a la percepción remota es el satélite norteamericano LANDSAT 1 que fue puesto en órbita el 23 de julio de 1972 y estuvo operativo hasta principios de 1978. El último de la serie, el LANDSAT 7 (ETM+) se lanzó al espacio el 15 de abril de 1999. A partir de los datos suministrados por los LANDSAT, son numerosos los países que han decidido disponer de medios propios de percepción remota. Entre estos destacan los satélites SPOT francés, RADARSAT canadiense, el MOS de Japón, el IRS de la India y el ERS de la Agencia Espacial Europea.

La percepción remota es al mismo tiempo una herramienta de inventario (por ejemplo de la ocupación y uso del suelo), de análisis y predicción (meteorología), de ayuda a la prevención (en agricultura) y de espionaje militar. Actualmente, hay permanentemente en órbita decenas de satélites de observación de la Tierra que generan miles de imágenes cada día para aplicaciones de uso civil y militar.

3.1.1. Espectro Electromagnético

La radiación electromagnética comprende una amplia variedad de frecuencias o de longitudes de onda que abarcan desde los rayos gamma a las ondas de radio (Fig. 3.1). Todas estas emisiones constituyen el denominado espectro electromagnético. Para la percepción remota sólo algunas de estas bandas de frecuencias son utilizadas hoy en día para obtener información de la superficie de la Tierra o de la atmósfera, entre las bandas más utilizadas están:

- Visible (0.38-0.75 μm)
- Infrarrojo cercano (0.75-1.1 μm)
- Infrarrojo medio (1.1-15 μm)
- Infrarrojo lejano o térmico (15-100 μm)
- Microondas (1 mm-30 cm)

Para cualquier proceso de percepción remota siempre es necesario que existan las siguientes condiciones:

- Una fuente de iluminación o energía (el sol en el caso de los sensores pasivos y un emisor de radiación a bordo del satélite en el caso de los sensores activos),
- Influencia de la atmósfera (que modifica la respuesta que recibe el sensor del satélite),
- Interacción con la superficie (que depende en mucho de sus propiedades físico-químicas, su forma y textura),
- Que se registren y procesen los datos,
- Aplicación a un estudio determinado

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.1. BASES DE LA PERCEPCIÓN REMOTA

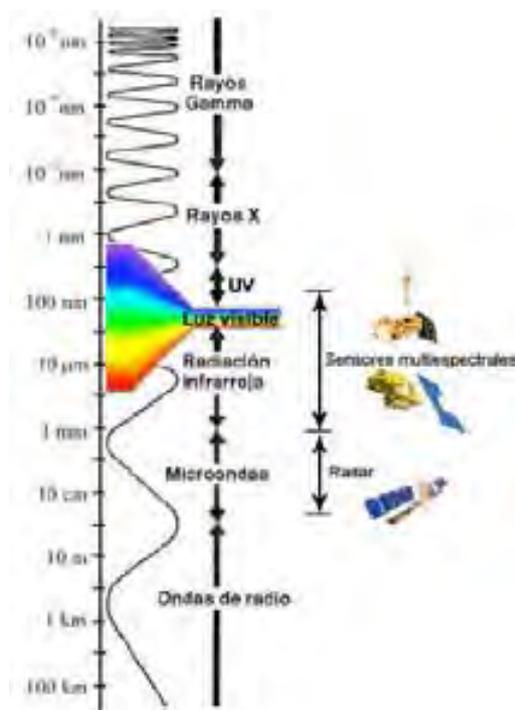


Figura 3.1: Esquematzación del espectro electromagnético y las radiaciones usadas en percepción remota (Hetch, 2001).

La energía que recibe el sensor depende de las propiedades de la superficie, tales como: la reflectividad de la cubierta, las condiciones atmosféricas, y la geometría de la observación, además de la rugosidad de la superficie. De forma general, con respecto a la interacción con la radiación, los diferentes cuerpos se clasifican en:

- Cuerpos negros, como el Sol y la Tierra, los cuales absorben toda la energía que incide sobre éstos.
- Cuerpos grises, los cuales absorben y emiten en forma constante la energía incidente en diferentes longitudes de onda.
- Cuerpos blancos, que significaría el comportamiento ideal de algunas de las diferentes coberturas en la superficie terrestre, ya que estos reflejan completamente la energía incidente.

3.1.2. Interacción atmósfera y radiación

La atmósfera no es un cuerpo transparente en su totalidad; en ella se encuentran pequeñas partículas en suspensión que interactúan con la radiación incidente en función de la longitud de onda. La energía al interactuar con estas partículas puede ser dispersada, absorbida (absorción por CO₂, H₂O, O₃) o emitida dependiendo de la longitud de onda. La dispersión atmosférica depende tanto de la longitud de onda de la radiación incidente como del tipo de interacción con ésta (dispersión de Rayleigh, Mie o no-selectiva); en tanto que la absorción presenta comportamientos más variables. Los rangos de longitudes de onda en el espectro electromagnético donde la radiación no es absorbida por la atmósfera y llega a la superficie de la Tierra se denominan *ventanas atmosféricas* y son de gran importancia para diseñar los sensores de los satélites para captar dentro de estas longitudes de onda.

También la atmósfera emite parte de la energía absorbida en forma de calor y este tipo de energía es registrada principalmente por los sensores diseñados para generar información de las energías electromagnéticas en el infrarrojo térmico (Kääb, 2005).

Los gases y partículas de la atmósfera terrestre interactúan con los flujos de radiación recibidos del Sol y con los emitidos o reflejados por la superficie terrestre. Los principales efectos de la atmósfera terrestre sobre la radiación incidente son:

Dispersión.- Es la refracción de la radiación incidente producida por las partículas presentes en la atmósfera.

Absorción.- En contraste con la dispersión, la absorción resulta en un cambio de energía en la atmósfera. La absorción se produce en longitudes de onda determinadas. El vapor de agua, el dióxido de carbono y el ozono son los principales elementos que absorben la radiación solar.

Los efectos de la atmósfera sobre la radiación electromagnética varían debido a factores como: las diferencias de recorrido, la intensidad de la señal emitida, la longitud de onda y las condiciones atmosféricas al momento de la observación. Por

lo tanto, es necesario realizar correcciones atmosféricas a las imágenes de satélite, para obtener los valores reales de la reflectividad del terreno.

3.1.3. Interacción radiación y superficie

La energía que llega a los cuerpos (no metálicos), puede sufrir tres procesos: ser reflejada (R), absorbida (A) o transmitida (T), por lo tanto la energía incidente (I) será la sumatoria de todos los anteriores procesos (Fig. 3.2).

$$I = R + A + T \quad (3.1)$$

La energía reflejada y la radiación que los cuerpos emiten (donde en particular, el calor se asocia a la radiación en las bandas en el infrarrojo térmico) es la energía que los sensores de los satélites reciben, después de interactuar nuevamente con la atmósfera.

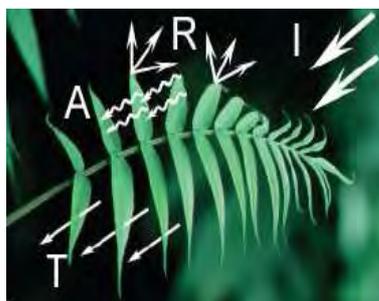


Figura 3.2: Diagrama general de la interacción de la radiación con la materia.

La reflectancia de una superficie se mide por el cociente entre la radiación reflejada por la superficie y la radiación que incide sobre la misma. Cuanto más reflejante es un material en el espectro visible, mayor es su valor de albedo. El albedo anual promedio de la Tierra, incluyendo la atmósfera, es del 34%. El 75% del albedo terrestre está causado por la reflexión de las nubes.

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.1. BASES DE LA PERCEPCIÓN REMOTA

En percepción remota se trabaja normalmente con la reflectancia relativa que se mide comparando la radiación reflejada por el objeto con la que refleja un panel Lambertiano (considerado una superficie reflectante perfecta) en idénticas condiciones de iluminación. El hecho de utilizar la reflectancia relativa en lugar de la absoluta, hace que el resultado no dependa de factores ambientales tales como la cantidad de luz recibida (muy variable en función de la hora de captación), la latitud, la orientación, etc.

La proporción de energía reflejada, absorbida y transmitida varía para los distintos componentes del terreno, dependiendo del tipo de material y de su condición. Estas propiedades específicas de cada cuerpo son sólo algunas de las diferentes características o rasgos particulares del terreno que se aprovechan en percepción remota, para establecer mecanismos de identificación de los distintos elementos geográficos en su ambiente.

Gracias a las medidas de reflexión, absorción y emisión de energía radiante de los distintos tipos de superficies en el espectro visible e infrarrojo, se pueden calcular las firmas espectrales para los distintos tipos de paisaje y cubierta vegetal de la Tierra.

El conocimiento de la firma espectral de una zona de la superficie terrestre facilita mucho la tarea de creación de mapas de vegetación y de usos del suelo; estos últimos son útiles para la gestión del medio ambiente y de los recursos naturales.

3.1.4. Firmas espectrales

El análisis e interpretación de las imágenes de satélite exige conocimientos interdisciplinarios. Una sólida base de física y en especial de radiometría es necesaria para poder entender las imágenes de percepción remota. Todos los elementos geográficos (bosques, cultivos, ríos, lagos, edificios, etc.) transforman de forma diferenciada la radiación electromagnética que reciben del Sol.

Cada tipo de objeto presenta a un nivel de respuesta específico en términos de: %

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.1. BASES DE LA PERCEPCIÓN REMOTA

radiación reflejada + % absorbida + % transmitida.

La variación continua de la reflectancia de un cuerpo en función de la longitud de onda se la denomina firma espectral (Fig. 3.3).

La firma espectral es pues, la forma peculiar de reflejar o emitir energía de determinado cuerpo o cubierta. Está afectada por las características físicas y químicas del objeto que interacciona con la energía electromagnética y varía según las longitudes de onda (Chuvienco, 1996).

Gracias a que los cuerpos tienen una firma espectral diferente, es posible tener una referencia en la imagen del tipo y clase de un objeto, tomando en cuenta sus características espectrales; aunque por lo general el trabajo de caracterizar a un tipo de cubierta no resulte nada fácil.

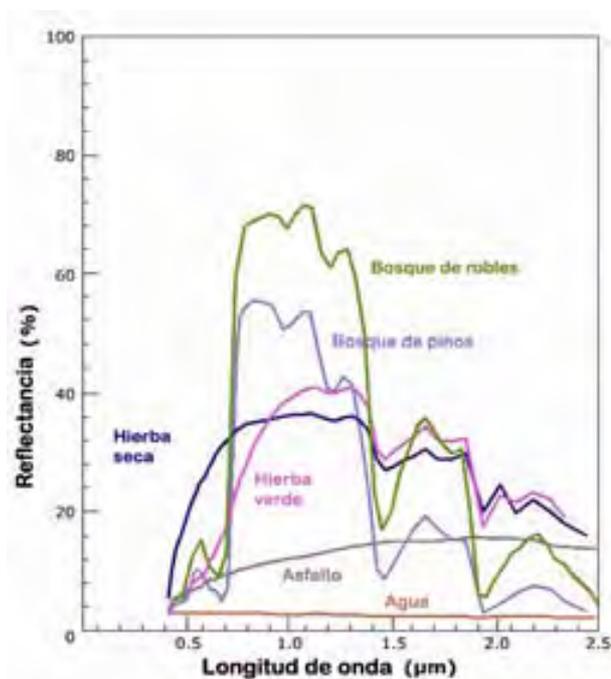


Figura 3.3: Firmas espectrales de distintos materiales. La gráfica muestra las diferencias de respuesta espectral de distintos tipos de vegetación, del agua y del asfalto.

3.1.5. Composición a color de las imágenes digitales

Los datos captados por los satélites de percepción remota se registran en diferentes bandas del espectro electromagnético. Cada banda de un sensor multiespectral, es una imagen monocroma (en blanco y negro) que podemos ver en escala de grises con una paleta de un número dado de tonos. Cada píxel (elemento de la imagen), el cual es la menor unidad homogénea en color, que forma parte de una imagen digital, puede tener un valor que oscila entre el negro (valor 0) y el blanco (valor de 2^n-1 , donde n depende de la resolución radiométrica de cada sensor).

La visualización de las imágenes en percepción remota es mejor cuando se pueden distinguir tonos de color, ya que el ojo humano percibe mejor las diferencias de color que los diferentes niveles de gris. Lo cual facilita notablemente el análisis tanto visual, como la preparación de otros tratamientos digitales.

A partir de la información multi-espectral que generan los sensores espaciales, pueden obtenerse distintas composiciones de color. Sólo basta aplicar cada uno de los tres colores primarios (rojo, verde y azul) a una banda distinta de la imagen, seleccionada bajo un cierto criterio y en el orden que se considere más óptimo. Esto es, una composición a color, permite visualizar simultáneamente, imágenes de distintas regiones del espectro, lo que facilita la delimitación visual de algunas coberturas (Chuvieco, 1996).

La elección de las bandas para realizar la composición y el orden de los colores destinados a cada una, depende del sensor sobre el que se trabaje y de la aplicación final del proyecto. La composición más habitual es la denominada falso color, la cual es el resultado de aplicar los cañones de color rojo, verde y azul sobre las bandas correspondientes al infrarrojo cercano, rojo y verde, respectivamente. Las imágenes compuestas en color real son producto de las combinaciones de las bandas correspondientes al azul en el canal azul, del verde en el canal verde y del rojo en el canal rojo. Esta combinación en color real, tiende a verse más afectada por las

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.1. BASES DE LA PERCEPCIÓN REMOTA

condiciones atmosféricas ya que la longitud de onda del azul es más afectada que las demás por la dispersión atmosférica (Chuvienco, 1996).

El sensor ASTER, dotado de 14 bandas espectrales, permite realizar un amplio número de composiciones coloreadas. Sin embargo, la naturaleza de los objetos que se quieren investigar y principalmente su respuesta espectral representada por su firma espectral, determina la selección de las tres bandas a combinar. Por lo general, en el procesado de imágenes de satélite, se generan a menudo imágenes en falso color porque incrementan la percepción de determinados detalles de la superficie. En algunas aplicaciones de percepción remota, puede ser útil asociar las clases de cobertura del suelo con colores familiares, por ejemplo, la hierba con el color verde. En otros casos, se prefieren los colores contrastados para resaltar objetos de interés en el fondo. La elección de las bandas del sensor ASTER a combinar, las cuales permitan reconocer de mejor forma las cubiertas de hielo y nieve de la imagen, se desarrollará en las siguientes secciones, considerando las respuestas espectrales del hielo y la nieve y sus respectivos máximos de reflexión y absorción.

A diferencia de las composiciones a color que están formadas por la información de tres bandas diferentes, las imágenes visualizadas en pseudocolor, consisten de imágenes monocromas en las que se ha substituido la escala de grises por una tabla o paleta de colores, de tal forma que se pueda obtener una clave de color en una imagen clasificada o cuando se intente realzar el análisis de una imagen, sustituyendo los niveles de gris por tonos de color.

3.2. Sistemas de adquisición de imágenes satelitales

3.2.1. Sistemas de adquisición activos

Los sistemas de adquisición activos, se basan en que proveen su propia fuente de energía que emiten hacia los cuerpos y reciben la señal de retorno (ver Fig. 3.4). Entre los sistemas de adquisición activos más comunes están los radares, que pueden trabajar bajo cualquier condición atmosférica, tanto de día como de noche. Estos sistemas trabajan principalmente en la región de las microondas. Un ejemplo de sensor con este sistema de adquisición es el radar SRTM, con el cual se obtienen Modelos Digitales de Elevación o DEM que para nuestro caso, serán de gran apoyo al momento de obtener las imágenes ortorectificadas a partir de las imágenes de satélite.



Figura 3.4: Esquema de la percepción remota activa por radar.

3.2.2. Sistemas de adquisición pasivos

Los sistemas de adquisición pasivos de percepción remota reciben la señal de una fuente de luz o energía externa reflejada por la superficie de los cuerpos (Fig.

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.2. SISTEMAS DE ADQUISICIÓN DE IMÁGENES SATELITALES

3.5). En este estudio, se utilizó uno de los sensores con sistema de adquisición pasiva de mayor resolución espacial, espectral, radiométrica y temporal; el sensor ASTER de la plataforma TERRA, el cual comenzó a operar a principios del año 2000 y es administrado por la NASA.

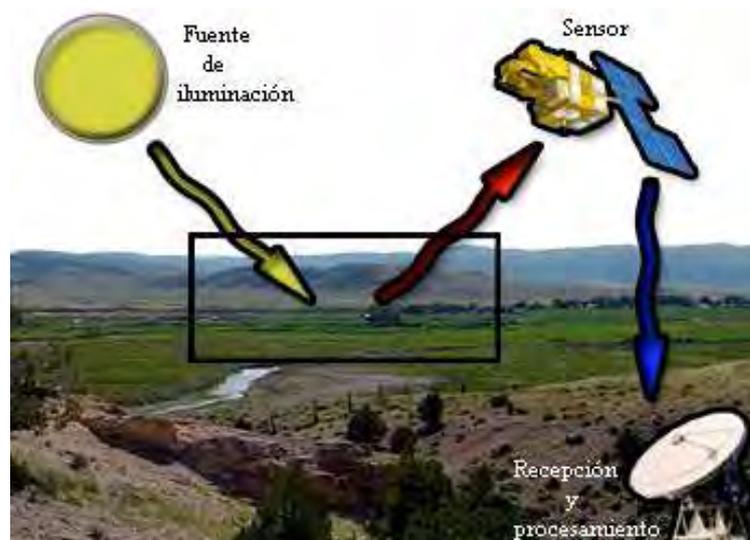


Figura 3.5: Esquema general del proceso de percepción remota pasiva en plataformas espaciales.

La resolución espacial se refiere al objeto más pequeño que puede ser distinguido sobre la imagen, esto es, la distancia correspondiente al tamaño de la mínima unidad de información en la imagen (Chuvienco, 1996); y que para ASTER, la máxima resolución es de 15 m.

La resolución espectral, es el número y el ancho de las bandas espectrales que puede discriminar el sensor. Los satélites pueden clasificarse como monoespectrales para caso de los radares que presenta solo una banda, multiespectrales, de 2 a varias bandas y hiperespectrales capaces obtener información simultánea de cientos de bandas (Chuvienco, 1996).

La resolución radiométrica, es la sensibilidad del sensor, es decir, la capacidad para detectar variaciones en la radiancia espectral que recibe. Determina el número

de niveles de gris y se expresa en niveles por pixel (64-128-256-1024). A mayor resolución radiométrica, mejor interpretación de la imagen (Chuvieco, 1996).

La resolución temporal se refiere a la periodicidad con que el sensor adquiere imágenes de la misma porción de la superficie terrestre. Está en función de las características orbitales de la plataforma (altura, velocidad e inclinación) y del diseño del sensor (ángulo de observación y ángulo de cobertura) (Chuvieco, 1996). El ciclo de recubrimiento es el tiempo que tarda el sensor en pasar sobre la misma porción de la Tierra, el periodo orbital es el tiempo que él tarda en circundar la tierra.

3.3. Imágenes ASTER

El sensor espacial Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) es una avanzada herramienta de captura de imágenes multiespectrales que fue lanzada a bordo de los satélites Terra, en diciembre de 1999 (Fig. 3.6). El sensor ASTER cubre una amplia región espectral con 14 bandas que van desde la parte visible del espectro electromagnético a la parte del infrarrojo térmico (Fig. 3.7), con un alta resolución espacial, espectral y radiométrica (ver Manual de ASTER, Abrams y Hook, 2008) definidas previamente. Una cobertura adicional de la zona posterior en la banda del infrarrojo cercano ofrece una vista estereoscópica de la superficie. La resolución espacial de ASTER es diferente para cada rango del espectro electromagnético que éste cubre: 15 m en el visible e infrarrojo cercano (VNIR), 30 m en el infrarrojo de onda corta (SWIR), y 90 m en el infrarrojo térmico (TIR). En cada escena tomada por el sensor ASTER se cubre un área de 60 x 60 km (Fig. 3.7 y Fig. 3.8).

Terra es el primero de una serie de instrumentos que conforman a los satélites espaciales de la NASA en el Sistema de Observación de la Tierra (EOS). El instrumento EOS consta de varios equipos científicos y un sistema de información de datos (EOSDIS) los cuales están caracterizados por una órbita polar y una inclinación ba-

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.3. IMÁGENES ASTER

ja, desarrollando así satélites de larga duración para las observaciones mundiales de la superficie terrestre, la biósfera, la Tierra sólida, la atmósfera y los océanos. Terra tiene una órbita sincronizada con el sol unos 30 minutos detrás del sensor Landsat ETM+; cruzando el ecuador alrededor de las 10:30 de la mañana en el horario solar local.

El sensor ASTER puede adquirir datos a través de todo el mundo con un promedio del ciclo de servicio de 8 % por cada órbita. Esto se traduce en la adquisición de cerca de 650 escenas por día, que se procesan en el nivel 1A (L1A); de éstas, unas 150 son procesadas a nivel 1B (L1B).

Los datos en el nivel L1A se definen como los datos crudos sin procesar, reconstruidos directamente del instrumento en completa resolución. Estos se componen de los datos de la imagen, los coeficientes radiométricos, los coeficientes geométricos y los coeficientes de otros datos auxiliares sin que éstos estén aplicados a los datos de la imagen, manteniendo así los valores de los datos originales. El nivel L1B, como se desarrollará en la siguiente sección, se refiere a los datos que son generados a partir de la aplicación de estos coeficientes de calibración radiométrica y geométrica a los datos originales. Todas las imágenes adquiridas por el sensor ASTER están en el formato L1A, algunas otras son procesadas en el formato L1B, sin embargo ambas están disponibles en los diferentes catálogos de ASTER soportados por la LP-DAAC (Abrams y Hook, 2008).

Todas las escenas 1A y 1B se transfieren al archivo EOSDIS en el Centro de Datos EROS (EDC, por sus siglas en inglés) del Centro de Distribución de Archivos Activos de los Procesos Terrestres (LP DAAC, por sus siglas en inglés), para su almacenamiento, distribución y transformación a productos con un mayor procesamiento, tales como la reflectancia de la superficie, la emisividad, la temperatura de la superficie, entre otros. Todos los datos producidos de ASTER son almacenados en un formato especial de orden jerárquico llamado HDF-EOS. El formato HDF, es un formato de almacenamiento de datos que comenzó en 1988, con la fi-



Figura 3.6: Sensor ASTER montando en la plataforma EOS-AM1 (Abrams et al., 2008).

alidad de almacenar datos científicos de diversa naturaleza en un formato estándar independiente de la plataforma (Palomo Arroyo, 2006).

El sensor ASTER consiste de un instrumento formado por tres sistemas instrumentales de forma independiente (Fig. 3.6).

El satélite TERRA vuela en una órbita circular cercana al polo a una altitud de 750 km. La órbita está sincronizada al sol, regresando a la misma órbita cada 16 días. Los parámetros de la órbita son los mismos que los del Landsat-7, excepto en el tiempo local del cruce con el ecuador (Abrahams y Hook, 2008).

**CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL
CON IMÁGENES DE SATÉLITE**
3.3. IMÁGENES ASTER

Sub-sistema	Banda No.	Rango espectral (μm)	Resolución espacial, m	Resolución radiométrica
VNIR	1	0.52-0.60	15	8 bits
	2	0.63-0.69		
	3N	0.78-0.86		
	3B	0.78-0.86		
SWIR	4	1.60-1.70	30	8 bits
	5	2.145-2.185		
	6	2.185-2.225		
	7	2.235-2.285		
	8	2.295-2.365		
TIR	9	2.360-2.430	90	12 bits
	10	8.125-8.475		
	11	8.475-8.825		
	12	8.925-9.275		
	13	10.25-10.95		
	14	10.95-11.65		

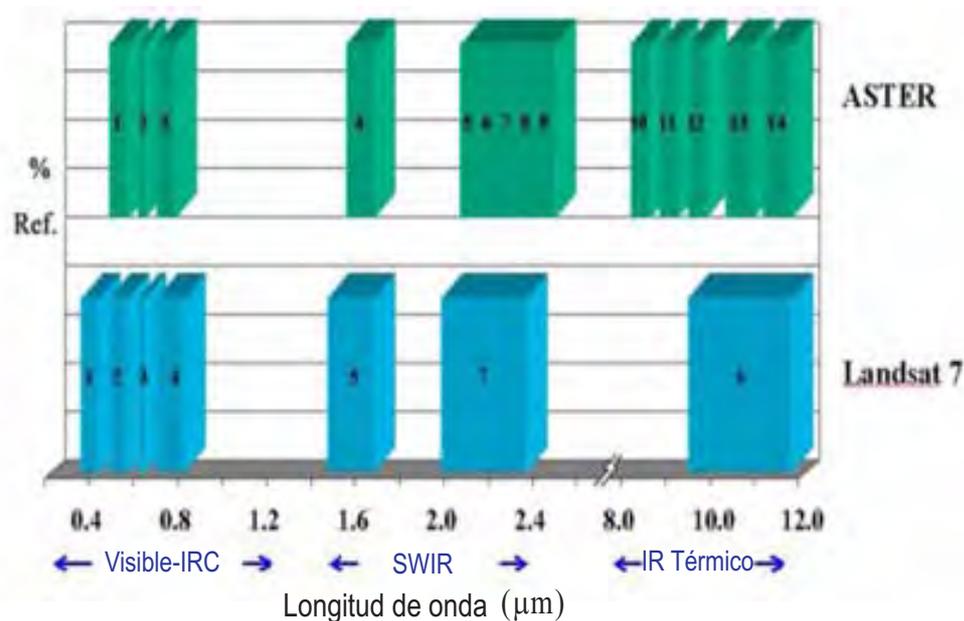
Figura 3.7: Características de los tres sistemas del sensor ASTER.

3.3.1. Nivel ASTER L1B

En este trabajo se utilizaron las imágenes ASTER **procesadas** en el nivel 1B las cuales, como se describió arriba, consisten de las imágenes capturadas por el sensor a las que se les aplicaron los coeficientes para las correcciones geométricas y radiométricas. Todos estos datos se almacenan junto con los metadatos en un archivo HDF. Los metadatos, son datos que dan el tipo y clase de la información, es decir, son datos acerca de datos, que proveen la información necesaria para que los datos puedan ser empleados ágilmente en diferentes aplicaciones.

La imagen L1B está proyectada sobre un mapa geográfico rotado (rotado conforme la “orientación de la trayectoria”) a la más alta resolución del instrumento. Los datos generados en el nivel L1B incluyen tanto los datos registrados en las bandas SWIR, TIR como de las bandas del VNIR. En particular para las bandas del SWIR, los errores de paralaje debido a la ubicación espacial de todas estas bandas

**CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL
CON IMÁGENES DE SATÉLITE**
3.3. IMÁGENES ASTER



IR= Infrarrojo; IRC= Infrarrojo Cercano; SWIR= por sus siglas en inglés, Infrarrojo de Onda Corta

Figura 3.8: Comparación de las bandas espectrales entre los sensores ASTER y Landsat-7 TM.

se han corregido en este nivel. El nivel 1B define una escena centrada en el centro geodésico obtenido del nivel 1A, al cual se le nombra como “Centro de la Escena” en los atributos del metadata en el formato HDF-EOS. Esta definición del centro de la escena para el nivel 1B corresponde al actual centro de las coordenadas ya rotadas (coordenadas L1B) y no a las mismas que en el nivel L1A. Los productos en el nivel L1B vienen dados en una proyección **UTM** respecto a la orientación del campo visual y son remuestreados por una convolución cúbica. Para poder tener datos confiables que posteriormente puedan ser sobrepuestos en mapas o DEM, es necesario rectificar los datos generados en este nivel mediante procesos de ortorectificación (Abrams y Hook, 2008).

3.3.2. Adquisición de las Imágenes ASTER

La plataforma de ASTER, como las demás plataformas satelitales, no fueron diseñadas para una adquisición continua de datos, por lo que la adquisición diaria de datos se hace de una forma programada y calendarizada. Para esto, el equipo de ASTER ha desarrollado una estrategia de adquisición de datos haciendo uso de todas las fuentes de datos disponibles. De esta forma, los pedidos están organizados en la siguiente forma: observaciones locales, monitoreo regional y mapeo global.

Observaciones Locales

Estas se hacen en respuesta a los pedidos de usuarios autorizados por ASTER. Las observaciones locales pueden abarcar por ejemplo, escenas para analizar el uso de suelo, el balance de energía en la superficie o características geológicas locales. Un subconjunto de este grupo de datos consiste de aquellas imágenes de eventos inesperados como eventos volcánicos, inundaciones o incendios; los cuales requieren de observaciones urgentes para su estudio requiriendo que se tenga a la mano la información del evento registrada con las imágenes.

Monitoreo Regional

Este conjunto de datos contiene la información necesaria para el análisis de grandes regiones o incluso para el análisis multitemporal de una región. El equipo de ASTER ha seleccionado un número de ciertos aspectos que se consideran dentro del monitoreo regional, tales como:

- Los glaciares de montaña en el mundo.
- Los volcanes activos en el mundo.
- Los campos de investigaciones ecológicas a largo plazo.

Monitoreo Global

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.3. IMÁGENES ASTER

El conjunto de datos globales son usados por especialistas de diferentes disciplinas para realizar sus respectivos análisis. La alta resolución del Mapeo Global de ASTER complementa los otros datos de baja resolución que son más frecuentes dentro del programa EOS. Este conjunto de datos incluye imágenes de la superficie de la Tierra en su totalidad en todas las bandas espectrales y estereoscópicas del sensor ASTER.

En el presente, aproximadamente un 25 % de las imágenes ASTER están dentro de las Observaciones Locales, 50 % en el Monitoreo Regional y 25 % en el Monitoreo Global. Los conjuntos de datos tanto regionales como globales se adquieren por el equipo de científicos de ASTER en respuesta a los pedidos con el fin de ayudar a la comunidad científica.

La EOSDIS en la LP-DAAC archiva y distribuye los datos de los niveles L1A, L1B, los coeficientes de correlación y los DEM; los otros productos son procesados bajo demanda. En este trabajo, las imágenes de ASTER se adquirieron por medio de uno de los catálogos que están soportados por la NASA y el equipo de ASTER. Esta base de datos de las imágenes de satélite contiene de forma determinada los niveles L1A y L1B y se ubica en la siguiente dirección de la Internet: <http://glovis.usgs.gov/>, en la cual se utiliza un visualizador mundial de las escenas cargadas y guardadas en los archivos (USGS Global Visualization Viewer), para posteriormente seleccionarlas y hacer el pedido; esta página está soportada y organizada por la USGS.

Concluyendo, las imágenes ASTER tienen un significado importante en los estudios glaciológicos debido a su alta resolución espacial en las bandas del VNIR, su par estereoscópico y su ángulo de vista variable de $\pm 8.5^\circ$.

3.4. Procesamiento Digital de las Imágenes ASTER

Uno de los procesos en el procesamiento digital de imágenes, es el de resaltar elementos que son difíciles de percibir o no se pueden distinguir directamente en una imagen (realce de imágenes). En este tipo de procesos, normalmente se utilizan varias bandas espectrales de un mismo satélite.

Cuando se trabaja en modo multibanda se pueden perseguir diferentes objetivos. Por ejemplo: extraer información que sólo puede verse combinando dos o más bandas espectrales, o reducir la cantidad de datos eliminando la información redundante. El procesamiento de imágenes digitales requiere software especializado. Existen abundantes programas comerciales y de software libre, tanto de propósito general en procesamiento de imágenes como específicos para imágenes de percepción remota. Un ejemplo de estos últimos, son ENVI, IDRISI y PCI Geomática, programas sencillos usados en las actividades de este trabajo. Evidentemente, los programas profesionales ofrecen muchas más ventajas.

De las numerosas funciones básicas que los programas de procesamiento digital implementan para el tratamiento de imágenes, se pueden mencionar algunas de éstas:

Efectuar composiciones de color RGB a partir de la combinación de imágenes monocromas.

Generación de histogramas para conocer las características espectrales de las imágenes tratadas.

Efectuar correcciones: Las imágenes de satélite están sometidas a una serie de interferencias o de errores durante su recepción, que perturban la información que quiere analizarse: a) Fallos en los sensores, generan píxeles incorrectos (corrección radiométrica); b) Alteraciones en el movimiento del satélite y el mecanismo de captación y los sensores, generan distorsiones en la imagen global (corrección geomé-

**CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL
CON IMÁGENES DE SATÉLITE**
3.4. PROCESAMIENTO DIGITAL DE LAS IMÁGENES ASTER

trica); c) Interferencias de la atmósfera, que alteran de forma sistemática los valores de los píxeles (corrección atmosférica).

Filtrado: Son métodos para resaltar o suprimir, de forma selectiva, la información contenida en una imagen para destacar algunos de sus elementos, o también para ocultar valores anómalos.

Operaciones con imágenes digitales

La aplicación de una operación a una imagen digital, es parte básica de todo el conjunto de técnicas en el procesamiento de imágenes en percepción remota. De las muchas operaciones que se pueden aplicar a una imagen, tres de las más básicas que existen son: A) Sumas, B) Diferencias, C) Cocientes.

Como su nombre lo indica, un cociente implica efectuar una división, píxel a píxel, entre los números digitales almacenados en dos o más bandas de la misma imagen.

Estos se utilizan ampliamente en dos situaciones: (i) para mejorar la discriminación entre dos cubiertas con comportamiento reflectivo muy distinto en esas dos bandas, por ejemplo para realzar suelos, hielo, nieve y vegetación en el visible e infrarrojo cercano, y (ii) para reducir el efecto de relieve (pendiente y orientación) en la caracterización espectral de distintas cubiertas.

El conocimiento de la respuesta espectral de las diferentes coberturas presentes sobre la superficie, nos permite discriminar los variados tipos de cobertura entre sí. Además, parte de las operaciones que se usan en el procesamiento de imágenes digitales, están limitadas a un cierto rango del espectro electromagnético, lo cual implica conocer el comportamiento y rasgo de los cuerpos en lo que ya denominamos ventanas atmosféricas (Fig. 3.9).

De aquí que la aplicación del cociente de bandas sea una herramienta bastante útil para el realce de los tipos de cobertura. Dos de los tipos de coberturas que nos interesa distinguir en este trabajo son la nieve y el hielo; por lo tanto, daremos

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.4. PROCESAMIENTO DIGITAL DE LAS IMÁGENES ASTER

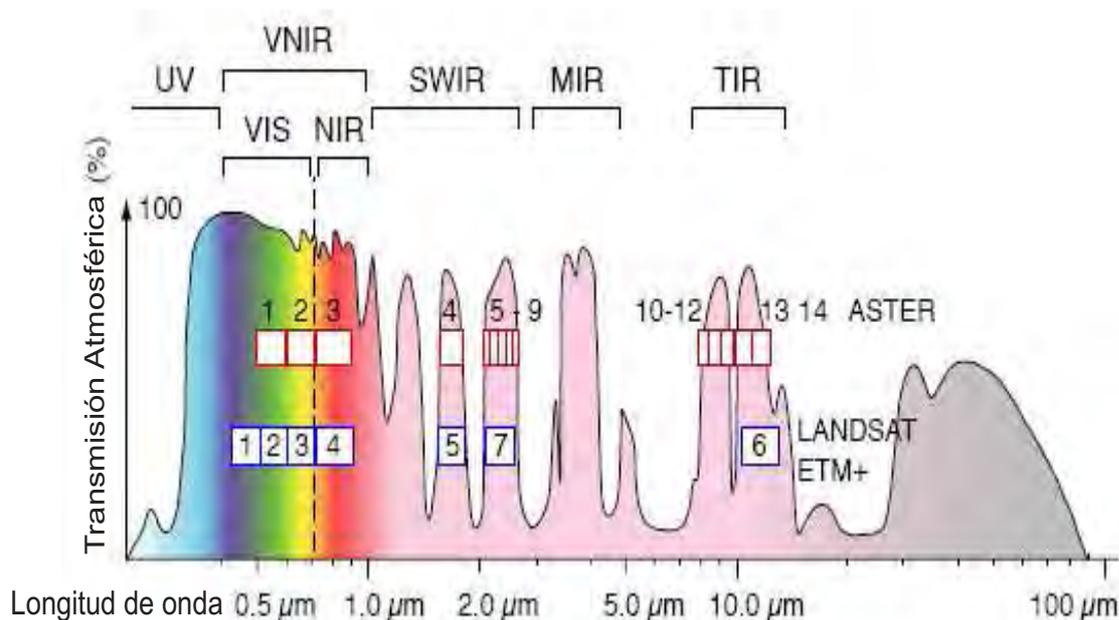


Figura 3.9: Transmisión atmosférica, secciones del espectro óptico y las microondas junto con los rangos espectrales de las bandas de ASTER y ETM+. UV-ultravioleta; VNIR-Visible e infrarrojo cercano; VIS-visible; NIR-infrarrojo cercano; SWIR-infrarrojo de onda corta; TIR-infrarrojo térmico.

una breve descripción sobre su interacción con la radiación solar y en particular, se considerarán las bandas del espectro electromagnético en las que ASTER funciona. Ya que como veremos más adelante, la firma espectral característica de la nieve y el hielo glacial muestra un alto contraste entre la banda del infrarrojo cercano (NIR) ($0.78\text{-}0.86 \mu\text{m}$) y la banda 4 del infrarrojo de onda corta (SWIR) ($1.60\text{-}1.70 \mu\text{m}$).

3.4.1. Características espectrales de la nieve

La nieve fresca, refleja más del 95% de la radiación entrante en el visible (VIS) y aproximadamente el 50.8% en el infrarrojo cercano (NIR); teniendo una reflectancia “casi” Lambertiana, esto es, reflexión isotrópica o lo que es lo mismo, 100% reflexión difusa (Kääb, 2005). En el espectro VIS, la reflectancia de la nieve dis-

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.4. PROCESAMIENTO DIGITAL DE LAS IMÁGENES ASTER

minuye conforme ésta se contamina y aún más cuando el tamaño de los granos de nieve aumentan (Warren, 1982; Hall et al., 1989). En el NIR, la influencia de la contaminación por polvo hace que la reflectancia también disminuya y la influencia del tamaño de los granos de nieve aumenta (ver Fig. 3.10). En el infrarrojo de onda corta, la reflectancia de la nieve es mucho más baja con una marcada dependencia del tamaño de los granos de nieve, pero tiene poca influencia con la contaminación (Dozier, 1989; Bourdelles y Fily, 1993; Salisbury et al., 1994). Este gran contraste en la firma espectral entre el VIS y el SWIR permite ser explotada para la clasificación de la nieve. La emisión en el TIR y la emisión de microondas pasivas de la nieve y el hielo está gobernada principalmente por el hecho de que la temperatura de la superficie está en o por debajo de los 0° C (Fig. 3.10).

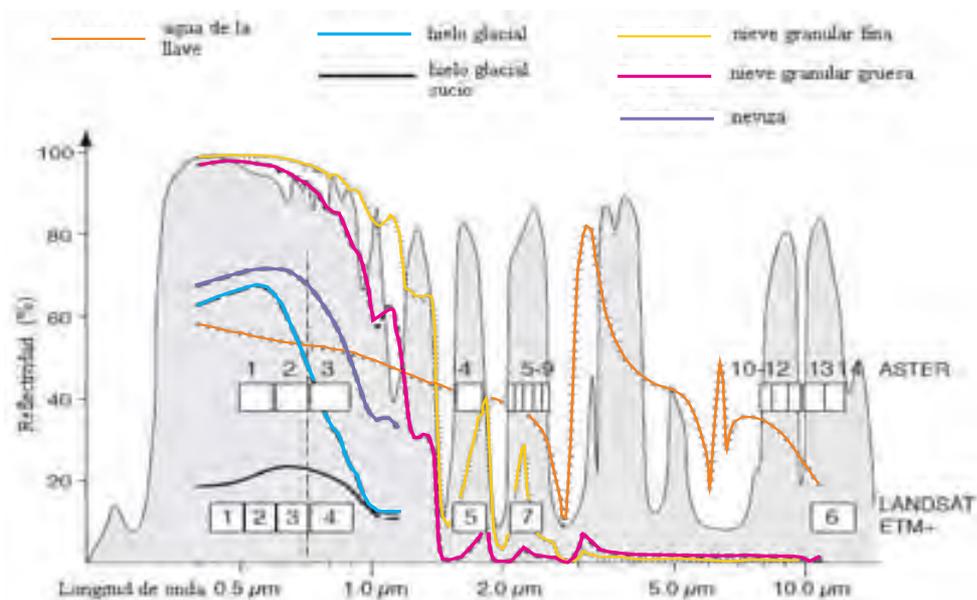


Figura 3.10: Transmisión atmosférica, secciones del espectro óptico y las microondas junto con los rangos espectrales de las bandas de ASTER y ETM+. Los datos espectrales fueron tomados de la librería espectral de ASTER (Zeng et al., 1983).

3.4.2. Características espectrales del hielo

De la Fig. 3.10, el hielo glacial puro tiene una menor reflectancia que la nieve en el espectro VIS debido a la acumulación de contaminantes ópticamente activos y a su estructura interna (granos de nieve comprimidos). Este efecto aumenta en dirección del hielo glacial sucio (Zeng et al., 1983; Koelemeijer et al., 1993). En el NIR y SWIR, la dependencia de la reflectancia en función del tamaño de los granos de la nieve al hielo se da de la misma forma. Por lo que la presencia de agua líquida sobre la superficie del hielo podría reducir la reflectancia en el NIR (Rott, 1976; Winther et al., 1999; König et al., 2001). Para el hielo cubierto por escombros, la firma espectral de los escombros podría sobresalir sobre la del hielo, dependiendo del porcentaje del área cubierta por los escombros. Si la superficie de hielo dentro de un píxel está cubierta de escombros en un buen porcentaje de la superficie, es bastante difícil separar a partir de este píxel los desechos periglaciales o la cama de roca, usando datos multiespectrales.

3.4.3. Delineación Manual

La delineación manual de imágenes pancromáticas o multiespectrales es bastante útil sobre todo en zonas donde existe ambigüedad al momento de clasificar, debido a la mezcla de diferentes coberturas en la zona; donde el conocimiento experimentado es necesario. Mientras que el tratamiento digital se basa, casi exclusivamente, sobre la intensidad radiométrica de cada píxel (en las bandas utilizadas para la interpretación), el análisis visual puede utilizar otros elementos, como son la textura, estructura, emplazamiento o disposición, muy difíciles de definir en términos digitales (Chuvieco, 1996).

Estos criterios nos permiten discriminar categorías con un comportamiento espectral parejo, aunque con un significado temático bien distinto. Por ejemplo, el hielo y la nieve suelen ofrecer una respuesta espectral muy parecida. Sin embargo,

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.4. PROCESAMIENTO DIGITAL DE LAS IMÁGENES ASTER

su significado temático es claramente distinto, y así debe de incluirse en la categoría final. Digitalmente la distinción es compleja, pues los valores numéricos de ambas cubiertas son muy similares. La vectorización manual de la segmentación espacial de las cubiertas de hielo y nieve, permite discriminar ambas cubiertas entre sí, delimitando la extensión del hielo de forma geo-referenciada para análisis de cambios temporales en la cobertura.

En principio, para distinguir glaciares de roca, hielo cubierto de escombros y diferentes tipos de escombros periglaciales, es necesario de un analista capacitado que tenga un amplio conocimiento y sobre todo bastantes reglas lógicas para distinguir y decidir durante el proceso, basándose también en cuestiones no espectrales, esto es, datos multidimensionales u otros para complementar y corregir la clasificación y vectorización que se realiza. Se utiliza la delineación manual (vectorización) para corregir y complementar las clasificaciones automáticas y se ha aplicado esto en la delineación de numerosos estudios glaciológicos (ej., Rott y Markl, 1989; Hall et al., 1992; Williams et al., 1997; Paul, 2002a).

3.4.4. Composición en Falso Color

Las composiciones en Falso Color pueden traer consigo una diferencia notable entre las diferentes firmas espectrales de las categorías que existen en una imagen multispectral (Pohl y Van Genderen, 1998). En principio, en una composición en Falso Color de las bandas de ASTER 4 (1.60-1.70 μm), 3 (0.78-0.86 μm) y 2 (0.63-0.69 μm), respectivamente en los canales del rojo, verde y azul (RGB), la nieve y el hielo son separados claramente de los escombros, las rocas y la vegetación; puesto que la nieve y el hielo muestran un salto significativo de la reflectancia entre el VNIR y el SWIR en comparación de otros materiales (Fig. 3.11). Las composiciones en Falso Color pueden usarse para facilitar la delineación manual. Estas funcionan de forma correcta para el caso de nieve o hielo limpio. Además, las transformaciones IHS (espacios de color) o el ensanchamiento del contraste de las imágenes pueden

ser bastantes útiles para mejorar la eficiencia de las composiciones a color.

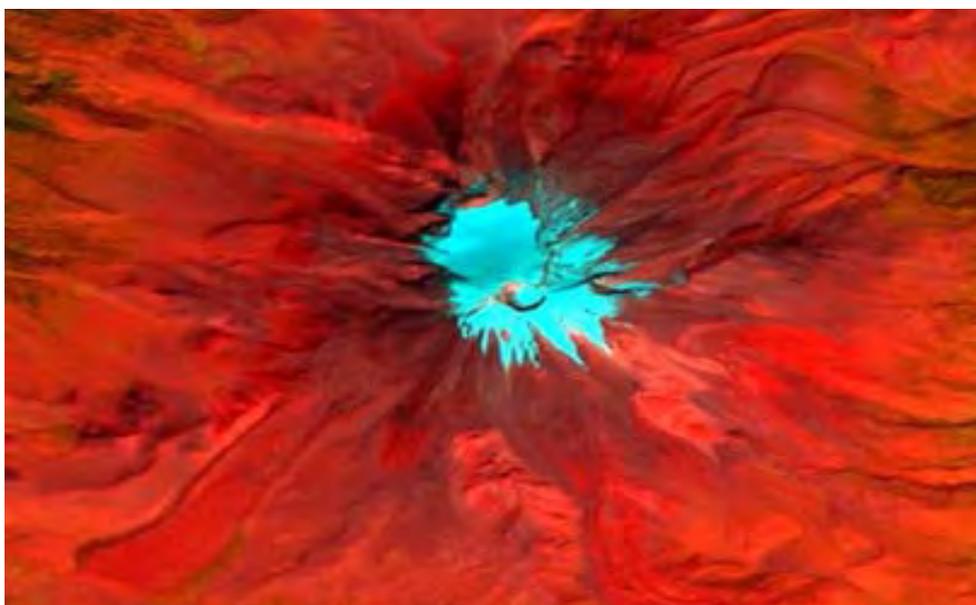


Figura 3.11: Composición en falso color de las bandas 432 (RGB) de ASTER. Puede verse como la nieve y el hielo se distinguen de los demás tipos de cubiertas de forma considerable. Imagen del volcán Citlaltépetl del 20 de Octubre de 2001.

3.4.5. Mapeo de Glaciares

Existen varios algoritmos para determinar de forma automática las fronteras o límites de los glaciares a partir de imágenes multispectrales los cuales han sido probados en diferentes circunstancias. En este trabajo, el procedimiento empleado para mapear los límites del Glaciar Norte en el volcán Citlaltépetl, México, consistió en la delimitación manual de la superficie glacial a partir de seis imágenes ASTER en el periodo 2001-2007; facilitándose la visualización del área glacial para su respectiva delimitación mediante el realce de la imagen hecho con el cociente de bandas: NIR/SWIR, bandas 3N (15m) y 4 del sensor ASTER respectivamente (3/4); remuestreando esta última a 15 m de resolución mediante una interpolación del vecino más cercano. Además de que se aplicó el ensanchamiento y definición del

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.4. PROCESAMIENTO DIGITAL DE LAS IMÁGENES ASTER

contraste de la imagen y un pseudo color para cada uno de los cocientes de bandas calculados. Las áreas cubiertas de vegetación como las que se identifican por el índice de vegetación, así como las áreas cubiertas de hielo y nieve, pueden identificarse por el cociente de bandas NIR/SWIR, ya que la respuesta espectral de estas cubiertas entre el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta presenta un salto considerable, que permite un gran contraste entre estas regiones del espectro. Esto es, como vimos previamente, la nieve y el hielo tienen una alta reflectividad en el rojo-infrarrojo cercano y una alta absorción en el infrarrojo de onda corta, lo cual produce un alto contraste entre estas bandas.

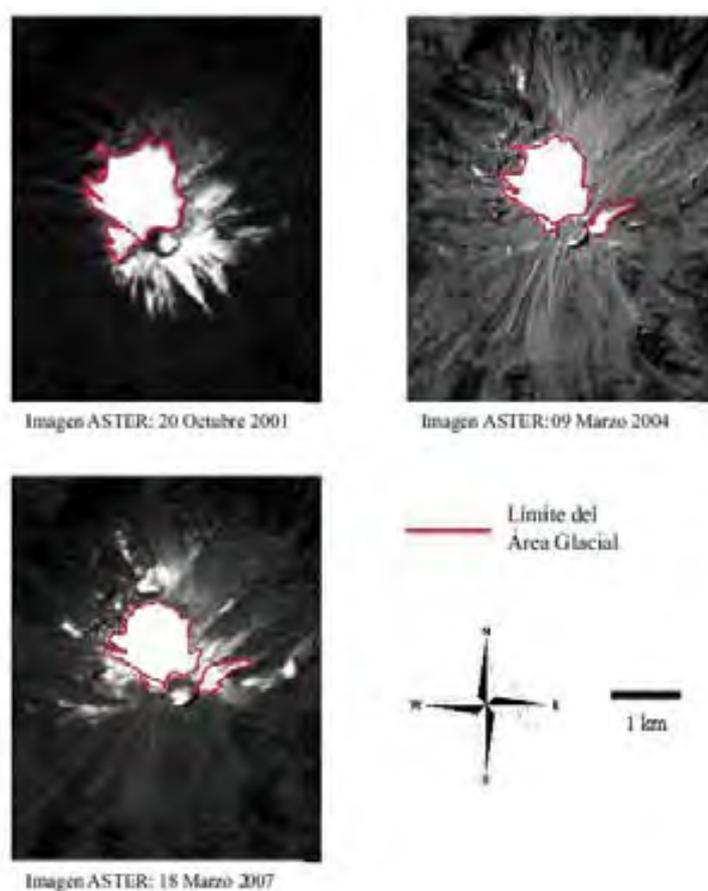


Figura 3.12: Límites Glaciales en el volcán Citlaltépetl para las tres fechas de análisis. Los límites fueron mapeados de forma manual a partir de un cociente de bandas $\frac{3}{4}$ junto con un realce de contraste de las imágenes ASTER en cada fecha.

El resultado del cociente de bandas 3/4 y la delineación manual del área glacial, se puede observar en la segmentación mostrada en la Fig. 3.12, donde la alta resolución espacial de ASTER muestra de forma eficaz detalles que permiten determinar de forma más precisa las extensiones glaciales y su respectiva evolución temporal.

3.4.6. Cálculo de la Reflectancia

El cálculo de la reflectancia del terreno en cada píxel requiere de los siguientes pasos:

1. Cálculo de la reflectancia planetaria efectiva en el sensor a partir de los Números Digitales (DN) de la imagen. Primero, los DN tienen que transformarse en valores de irradiancia al sensor usando los coeficientes de calibración “Gain” y “Offset” (Markham y Barker, 1985).
2. Corrección Atmosférica de la reflectancia debido al contenido de aerosoles suspendidos en la atmósfera, el vapor de agua entre otros (ejemplos, Hall et al., 1989; Hall et al., 1990; Vermote et al., 1997; Bishop et al., 2004). Este paso requiere de la relación del satélite con los respectivos valores de los parámetros meteorológicos propios de cada región.
3. Corrección topográfica atribuida a los efectos de iluminación dados por la pendiente y el aspecto de cada zona del terreno (corrección de la anisotropía de la reflectancia) (Sandmeier e Itten, 1997; Bishop et al., 2004). Los pasos 1-3 pueden sintetizarse como las correcciones radiométricas.
4. Corrección de la imagen con base en otros datos, georreferenciación y/o ortoproyección (también llamada ortorectificación), lo cual representaría a las **correcciones geométricas** de las distorsiones espaciales. Aunque, esto no está relacionado directamente con el cálculo de la reflectancia, es una corrección fundamental.

Comparando directamente los resultados obtenidos por la percepción remota con los obtenidos directamente en campo, es posible interpretar de mejor forma las características de la superficie. Por ejemplo, esta aproximación ha sido bastante utilizada para caracterizar las cualidades del hielo y la nieve o incluso su albedo.

3.5. Cálculo de los DEMs y Ortorectificación de las imágenes ASTER

Un Modelo Digital de Elevaciones (DEM) consiste de una red de valores muestreados en el plano XY con valores de Z en cada nodo de la red. El DEM debe incluir reglas de interpolación para los valores de Z en posiciones arbitrarias XY. La red de datos debe de estar en un formato raster, de diagrama de árbol, red triangular irregular (TIN), o cualquier combinación de las tres. Los DEM permiten la descripción geométrica de la superficie completa de un objeto, es decir, en coordenadas tridimensionales (Julio Miranda y Delgado Granados, 2003). Los DEM pueden obtenerse por diferentes métodos, siendo la fotogrametría una de las más usadas. Un DEM es una herramienta muy importante para el estudio de los glaciares. La combinación de un DEM junto con las técnicas adecuadas para el procesamiento de imágenes nos lleva a una mejor interpretación de los fenómenos glaciares en regiones de difícil acceso o en áreas de alto riesgo (Rentsch et al., 1990).

3.5.1. Principios básicos de los pares estereoscópicas de ASTER

Un par estéreo se genera al combinar imágenes repetidas del terreno con diferentes ángulos de visión, es decir, de diferentes vuelos del satélite a través del terreno (cross-track estéreo), o a lo largo del vuelo por una vista en el nadir y otras vistas hacia adelante y / o hacia atrás-a lo largo del paso del satélite sobre el terreno

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.5. CÁLCULO DE LOS DEMS Y ORTORECTIFICACIÓN DE LAS IMÁGENES ASTER

(Fig. 3.13). Por ejemplo, los datos multitemporales del SPOT que apuntan desde distintos ángulos, han sido ampliamente utilizados para la generación de DEM's en terreno montañoso; pero los datos de otros sensores también se han utilizado (por ejemplo, Toutin, 2002). Las técnicas aplicadas para la extracción de DEM's desde el satélite son mediante pares estereoscópicos comparables a las de las fotos aéreas. En contraste con otros métodos, la rotación de la Tierra, la curvatura de la Tierra, etc., son efectos considerables (Toutin, 1995; Toutin, 2004). Si se cuenta con imágenes de satélite repetidas a diferentes vistas en vuelos a lo largo del paso del satélite sobre el terreno (along track), se pueden desarrollar la mayoría de las aplicaciones en glaciología, dado que los datos pueden ser obtenidos en un terreno marcado durante el tiempo de vuelo sin cambio alguno. Durante tiempos mucho más largos (hasta meses), la situación podría cambiar las condiciones del terreno y complicar significativamente la correlación de las imágenes, por ejemplo, debido a la caída de nieve o nieve derretida.

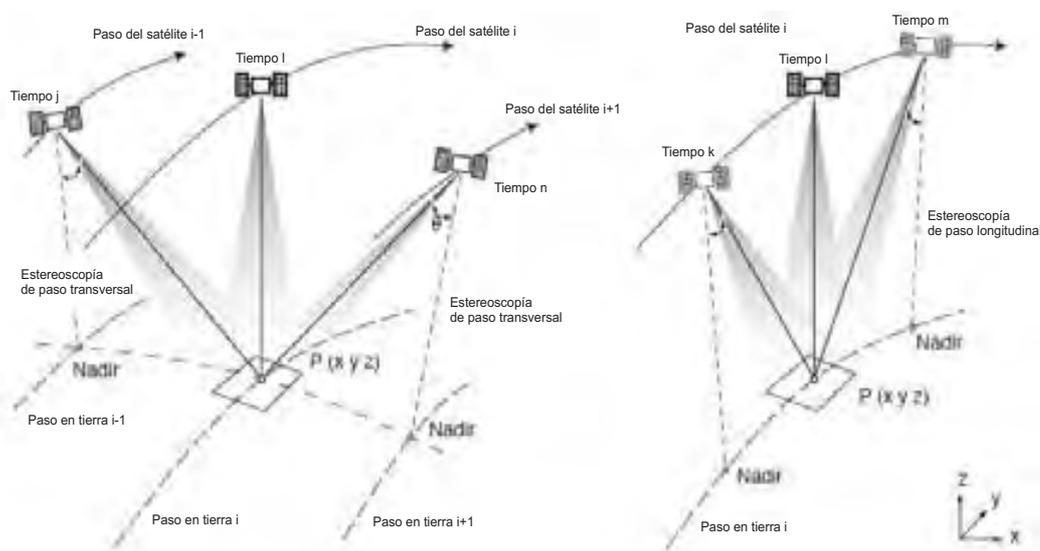


Figura 3.13: Principios de las tomas estereoscópicas del satélite: estereoscópicas de paso-transversal, de izquierda a derecha a partir de diferentes pasos del satélite con una diferencia de tiempo de días o meses (panel izquierdo); estereoscópicas de paso-paralelo, de adelante hacia atrás tomado en un solo paso (panel derecho). Obtenida de Kääb (2005).

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.5. CÁLCULO DE LOS DEMS Y ORTORECTIFICACIÓN DE LAS IMÁGENES ASTER

Instrumentos como los de SPOT-5 (10 m de resolución) o ASTER (15 m de resolución), adquieren sus imágenes estereoscópicas en tomas a lo largo del paso del satélite sobre el terreno (Fig. 3.13), por lo que son aplicables en el estudio de los cambios del terreno en 2 y 3 dimensiones (Kääb, 2005).

La generación de DEM a partir de los datos ASTER se facilita por una banda extra en el visible con resolución espacial de 15 m, la cual está mirando unos 27.6° posteriores al nadir (Fig. 3.14). El satélite Terra dado que tiene un ciclo de repetición de 16 días, un promedio de ciclo del 8% y una cobertura de 60 km, las imágenes ASTER pueden obtener un par estereoscópico cada 44 días aproximadamente (Stevens et al., 2004). Sin embargo, en casos urgentes, como desastres naturales, el periodo de repetición puede reducirse alrededor de 2 días, gracias a los $\pm 8.5^\circ$ de adquisición en paso cruzado del sensor, con una capacidad adicional de una vista a través del paso de $\pm 24^\circ$ sólo en las bandas del VNIR (sólo para el caso de desastres, un ejemplo podría ser Kääb et al. (2003)).

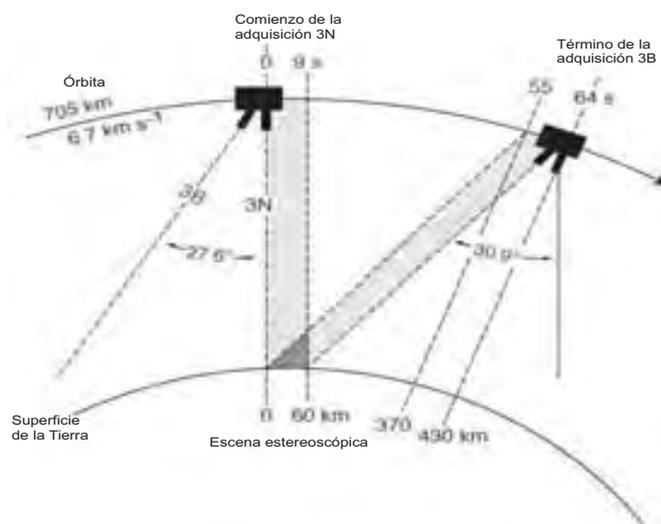


Figura 3.14: Geometría estereoscópica de ASTER y tiempo de adquisición a partir de la banda 3N en el nadir y de la banda con vista del sensor trasera 3B.

En este trabajo, se utilizaron una serie de imágenes ASTER adquiridas dentro del periodo 2001-2002 de la zona del volcán Citlaltépetl, las cuales se procesaron para

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.5. CÁLCULO DE LOS DEMS Y ORTORECTIFICACIÓN DE LAS IMÁGENES ASTER

obtener los pares estereoscópicos correspondientes utilizando el programa ENVI 4.2 y siguiendo el procedimiento abajo descrito. Tanto la extracción de los DEM como la ortorectificación de cada una de las imágenes se realizó utilizando 12 puntos de control adquiridos de una imagen Landsat ETM+ en la banda pancromática y de un mapa topográfico a escala 1:50,000. Mediante una inspección visual y un análisis cuantitativo de los DEM dentro de un SIG, los principales errores de los DEM de ASTER para cada escena se registraron principalmente en las zonas cercanas a la cima del volcán en la ladera norte del mismo, dejando errores verticales considerables, atribuidos principalmente a la exposición del volcán respecto al satélite y a la topografía. La topografía del volcán es abrupta, por lo tanto, la eficiencia del DEM de ASTER resultó inadecuada de tal forma que la mejor opción al momento de la ortorectificación de las imágenes fue utilizar el DEM de SRTM durante el proceso.

Estos errores se pueden esperar si tenemos en mente que las pendientes norte están fuertemente distorsionadas (o incluso totalmente ocultas) en la banda 3B a 27.6° del nadir, tendiendo a formar sombras (Kääb, 2002).

3.5.2. Extracción de los DEMs a partir de las imágenes ASTER

Para la generación de los DEM's por medio de datos ASTER, se pueden utilizar tanto el nivel corregido 1B como el nivel en bruto 1A, el cual debe corregirse usando los parámetros que vienen en la metadata de la imagen. Tanto la orientación de las bandas correspondientes 3N y 3B usando los GCP y los TP colectados (Fig.3.14), como la transformación a la geometría epipolar (parallaxmatching) y la conversión del paralaje al DEM se pueden hacer usando el programa ENVI 4.2.

En las zonas sin suficientes puntos de control en tierra (GCP) la información disponible se calcula directamente a partir de la posición del satélite y de los ángulos de rotación del sistema de posicionamiento. En tales casos, la línea de visión de un

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.5. CÁLCULO DE LOS DEMS Y ORTORECTIFICACIÓN DE LAS IMÁGENES ASTER

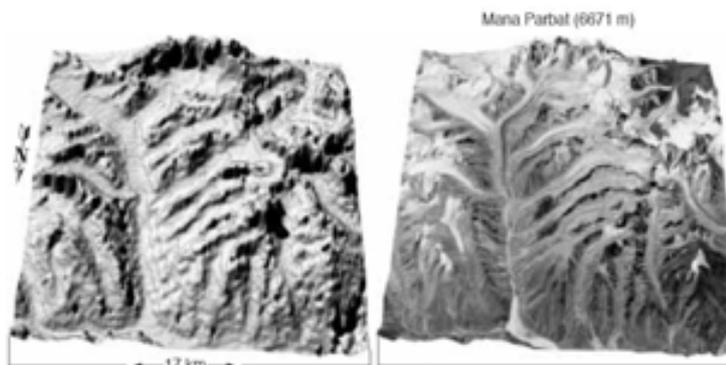


Figura 3.15: Ejemplo de un DEM adquirido mediante un paso a lo largo del trayecto del sensor ASTER (along track). A la izquierda se aprecia la vista en 3D del DEM. A la derecha se ve una composición en falso color de las bandas 321 de la imagen, convertida a escala de grises y sobrepuesta al mismo DEM.

punto individual sobre la imagen se intersecta con el elipsoide de la tierra. La posición resultante en el elipsoide es corregida con su punto de elevación actual, el cual se calcula a partir de la diferencia de paralaje 3N-3B de los GCP. Tales GCP's son, entonces, importados en el programa para realizar el ajuste. Un ejemplo de un DEM derivado de las imágenes ASTER se muestra en la Figura 3.15. (Kääb, 2002; Kääb et al., 2003a; Kääb, 2005a).

Las imágenes epipolares utilizadas en la extracción del DEM, son las respectivas ortoimágenes de las bandas 3N y 3B. Pero para generar las ortoimágenes respectivas a cada escena de ASTER, sólo es necesario utilizar tanto el DEM-ASTER como los puntos de control colectados y aplicar posteriormente el comando de ortorectificación, introduciendo cada uno de estos datos en el software ENVI 4.2.

3.5.3. Localización de los Puntos de Control

Para la elaboración de los DEMs se utilizó un conjunto de 12 puntos de control (GCP) para las bandas del VNIR y SWIR de ASTER, a partir de la localización de puntos sobre una imagen Landsat ETM+ ortorectificada en la banda pancromática

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.5. CÁLCULO DE LOS DEMS Y ORTORECTIFICACIÓN DE LAS IMÁGENES ASTER

(15 m de resolución espacial). Se ubicó cada uno de estos puntos en un mapa topográfico generado por el Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI) a una escala de 1:50,000 para obtener la elevación de cada punto. Tanto las imágenes ASTER, el mapa topográfico, la imagen Landsat y los diferentes DEM están proyectados en la proyección cartográfica UTM zona 14 N con el Datum horizontal WGS84, con la finalidad de ser integrados en un SIG para obtener algunos datos cuantitativos acerca de los cambios en el Glaciar Norte y algunas comparaciones entre los diferentes DEM obtenidos. Una vez obtenidos todos los GCP, se calculó el error de este conjunto de puntos sobre cada una de las imágenes ASTER adquiridas utilizando una de las funciones del programa ENVI 4.2, el cual despliega los errores tanto en la coordenada X como en la coordenada Y. Por lo que el error RMS calculado en este trabajo durante el proceso de extracción de los DEM y la ortorectificación atribuido a los GCP resultó ser de 2 píxeles en promedio para cada escena del sensor ASTER. Después de haber localizado cada punto de control sobre las imágenes, también fue necesario coleccionar puntos de empate que tienen como objeto reducir el paralaje entre cada par 3N y 3B de las escenas ASTER. Siendo un punto de empate (TP), el que representa una característica del terreno, la cual sea fácil de identificar y se vuelva un punto de referencia entre las diferentes imágenes. El cálculo de los TP se hizo directamente del algoritmo que el programa ENVI 4.2 usa para generar los DEM y para ortorectificar las imágenes ASTER; el cual calcula el error de paralaje máximo y permite al usuario modificar los puntos de empate que considere necesarios para disminuir así el error de paralaje. El algoritmo continúa hasta que se cumpla con un error de paralaje mínimo cuyo valor también está en función del número de TP ubicados sobre el par de imágenes. En promedio se utilizó un número de 15 TP por imagen, con un error menor a un pixel (< 15 m).

3.5.4. Modelos Digitales de Elevación de SRTM

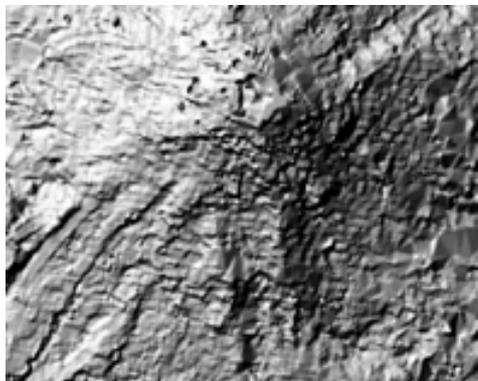
El satélite InSAR con el instrumento SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) a partir de febrero del 2000 proporciona una colección de DEM's únicos, tomados en la mayor parte de los continentes (60 ° N - 54 ° S, por ejemplo: Van Zyl, 2001). Dadas las especificaciones técnicas del sensor, se debe obtener un DEM con una resolución de varias decenas de metros; esto es, una precisión vertical absoluta de ± 16 m, una exactitud vertical de ± 6 m, y una exactitud horizontal de ± 20 m (Rabus et al., 2003). El SRTM incluyó dos sistemas SAR (Synthetic Aperture Radar), que emplean a una banda C-SAR (5.6 cm de longitud de onda, 225 kilómetros de ancho en Tierra), la otra banda X-SAR (3.1 cm longitud de onda, 50 km de ancho en Tierra). La banda C del SRTM DEM está disponible en dos resoluciones espaciales: la SRTM1 con 1 arco segundo (aproximadamente 30 m) y la SRTM3 con 3 arco segundos (aproximadamente 90 m). El sistema de referencia vertical de estos DEM's de SRTM es el geoide WGS84 EGM96.

Las primeras evaluaciones del SRTM cumplieron con las expectativas de la misión (Rignot et al., 2003). Además, en este trabajo se comparó la eficiencia del DEM producido por SRTM (90 m de resolución adquirida en el año 2000) respecto a los DEMs extraídos de las imágenes ASTER, a fin de lograr nuestros objetivos de forma más exacta. Como se esperaba, la exactitud de SRTM en zonas donde la topografía es extremadamente abrupta es bastante útil en la dirección de ser una herramienta importante para el análisis en 3D y la ortorectificación de las imágenes de satélite. El error horizontal de éste DEM respecto a la orto-imágen Landsat ETM+ del 2001 en la zona del volcán y respecto a un DEM producido por fotogrametría de fotos aéreas, resultó ser de ± 10 m; además de que la diferencia vertical máxima entre el DEM de SRTM el DEM calculado con fotogrametría fué de menos de 100 m en las zonas de mayor contraste en el relieve.

Con base en los errores encontrados en el DEM de ASTER se decidió utilizar el DEM de SRTM (resolución de 90 m) para la ortorectificación de las imágenes

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

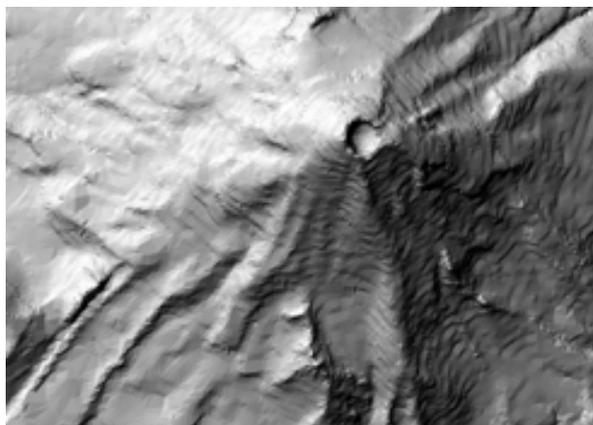
3.5. CÁLCULO DE LOS DEMS Y ORTORECTIFICACIÓN DE LAS IMÁGENES ASTER



DEM ASTER



DEM SRTM



DEM Ortofotos

Figura 3.16: Modelos digitales de elevación (DEM) del volcán Citlaltépetl (ASTER, SRTM y Fotogrametría) utilizados y evaluados para las aplicaciones en estudios glaciológicos.

ASTER; dada su eficiencia y exactitud en terrenos con topografía abrupta (Fig.3.16) y su fácil adquisición en las bases de datos gratuitas. Posterior a esto, se delimitó el glaciar y se cuantificaron los cambios ocurridos en la superficie glacial en el periodo 2001-2007.

3.5.5. Ortorectificación

Las imágenes de satélite deben de ser geométricamente corregidas antes de que éstas sean empleadas para algún tipo de interpretación y/o medición. Distorsiones

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.5. CÁLCULO DE LOS DEMS Y ORTORECTIFICACIÓN DE LAS IMÁGENES ASTER

inherentes al sensor, la curvatura de la Tierra, efectos de refracción o defectos producto del relieve del terreno, deben de ser corregidos o minimizados. Las imágenes ASTER en el nivel 1B, como ya vimos, están corregidas geoméricamente de los efectos atribuidos al paso del satélite y al sensor mismo. Sin embargo, los efectos del relieve y los errores geoméricos dados por la curvatura de la tierra, aún alteran la proyección de la imagen. El proceso de corregir estas distorsiones consiste en remover los desplazamientos sistemáticos del terreno, rectificando la imagen a los valores geográficos reales. Una ortomagen es una imagen digital que ha sido procesada para corregir desplazamientos debido a la perspectiva del sensor y al relieve. La ortorectificación puede ser generada mediante dos métodos:

Monoscópico: Utiliza una imagen en 2D y un Modelo Digital de Elevación 1D (DEM).

Estereoscópico: Utiliza un par estéreo 2D+2D.

El proceso de ortorectificación monoscópico (empleado en este trabajo) requiere de las siguientes entradas: imágenes de satélite, especificaciones del sensor y parámetros de vuelo (los cuales ya se han aplicado y corregido en el nivel 1B de ASTER), un conjunto de puntos de control (GCPs) y un modelo digital de elevaciones (DEM). Posteriormente se aplican los siguientes pasos generales: a) Localización de los GCPs sobre la imagen; b) Rectificación empleando parámetros de transformación matemáticos para establecer la relación entre el terreno y la imagen; c) Una rectificación diferencial adicional empleando las alturas del terreno a partir del DEM en función de obtener los desplazamientos debido al relieve en la imagen.

El resultado de este proceso es una imagen digital planiméricamente corregida la cual tiene una proyección ortogonal y que puede ser sobrepuesta sobre un mapa o incorporarse en un SIG. Como en un mapa, las coordenadas cartográficas de X e Y se pueden extraer de las ortomágenes; esto permite que las imágenes sean utilizadas como información de base exacta para el análisis geoespacial. Sin embargo, las ortomágenes no contienen ningún valor de altura o de la información de Z, que

si es posible obtener directamente del DEM.

3.6. Descripción del Algoritmo para la estimación del Albedo y la Radiación Neta en la Super- ficie S-SEBI

Como se mencionó anteriormente, la metodología para realizar el cálculo de la reflectancia y de la emisión de radiación en onda larga desde la superficie terrestre haciendo uso de los datos de sensores remotos, incluye tanto los procesos de corrección geométrica, radiométrica y principalmente de la validación con respecto a mediciones de las componentes radiativas hechas en campo.

Por lo tanto, en el presente trabajo se emplea un método simple que permite estimar el balance energético en la superficie terrestre mediante el procesamiento de las imágenes ASTER; el cual está basado en un algoritmo que emplea la información contenida en las bandas del sensor ASTER para calcular el albedo y la radiación neta sobre la superficie terrestre. Este modelo fue validado con un estudio de cultivos realizado sobre el área de Piano di Rosi, Italia (Roerink et al., 2000); usando las imágenes Landsat TM . De esta forma, haciendo algunas comparaciones entre los sensores ASTER y Landsat TM, en este nuevo algoritmo se emplean las bandas del sensor ASTER que están en correspondencia (es decir, que cubren de forma similar el mismo rango espectral) con las bandas del Landsat TM (Fig.3.8).

Se encontró de los estudios realizados por Roerink et al. (2000), que este algoritmo es bastante útil, siempre y cuando las condiciones atmosféricas sobre el área de estudios se puedan considerar constantes (zona libre de nubes, gradientes de temperatura y humedad relativa constantes sobre el terreno); pero sobre todo, que el área muestre suficiente contraste en las variaciones de la reflectancia de la superficie; de tal forma que los cálculos arrojen información importante respecto a las

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.6. DESCRIPCIÓN DEL ALGORITMO PARA LA ESTIMACIÓN DEL ALBEDO Y LA RADIACIÓN NETA EN LA SUPERFICIE S-SEBI

características radiativas del terreno.

Para este cálculo, se emplearon las imágenes ASTER que se indican en la Tabla 3.1, tomadas en la zona del Glaciar Norte en el volcán Citlaltépetl para las fechas y horas correspondientes.

Fecha	Hora	Bandas	Sistema de Referencia
29-Marzo-2002	16:55:57 (UTC)	1,2,3 (15 m); 4,5,6,7,8 (30 m); 13,14 (90 m)	UTM 14N
09-Marzo-2004	17:10:57 (UTC)	1,2,3 (15 m); 4,5,6,7,8 (30 m); 13,14 (90 m)	UTM 14N
18-Marzo-2007	17:10:36 (UTC)	1,2,3 (15 m); 4,5,6,7,8 (30 m); 13,14 (90 m)	UTM 14N

Tabla 3.1: Datos técnicos de las imágenes ASTER utilizadas para el cálculo de la radiación neta sobre la superficie del Glaciar Norte. Como puede verse, las tres imágenes son del mes de Marzo, de tal forma que las condiciones climáticas y la orientación del glaciar respecto al Sol en los diferentes años se consideran similares.

Algunas de las ventajas de este método es que no requiere de tantos parámetros meteorológicos para realizar los cálculos, pues como muestra la Ecuación 3.13, sólo es necesario conocer los valores de la radiación exo-atmosférica entrante (K_{sun}^\downarrow) y de la radiación solar de onda larga entrante (L^\downarrow), para la fecha de adquisición de cada imagen. De estos parámetros, la radiación exo-atmosférica se pueden encontrar en tablas pues depende únicamente de la localización geográfica. Y la radiación de onda larga entrante, se puede obtener ya sea de los valores promedios registrados en las bases de datos de la página web del reanálisis (Reanálisis Regional de Norteamérica, NARR, por sus siglas en inglés) o directamente puede ser medida en campo.

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.6. DESCRIPCIÓN DEL ALGORITMO PARA LA ESTIMACIÓN DEL ALBEDO Y LA RADIACIÓN NETA EN LA SUPERFICIE S-SEBI

Con el DEM de SRTM se obtuvieron los valores correspondientes de la pendiente y el aspecto en la zona del Glaciar Norte. Este DEM se remuestró a una resolución de 15 m (de su resolución original) que corresponde a las bandas del VNIR en el sensor ASTER. Todas las imágenes se recortaron de su extensión original de 60×60 km a áreas de 5×5 km considerando únicamente la zona del volcán Citlaltépetl.

La calibración y eficiencia de este método se basa en las correcciones geométricas de las imágenes y en las correcciones atmosféricas de los valores de radiación contenidos en las bandas de cada imagen; generando una combinación lineal de ambas correcciones para obtener imágenes geométrica y radiométricamente corregidas.

Las correcciones atmosféricas de las imágenes se realizaron mediante los algoritmos de corrección atmosférica del programa ENVI 4.2. Este programa emplea algunas sub-rutinas previamente validadas como lo es el caso del DISORT, la cual calcula las condiciones atmosféricas (visibilidad, nubosidad, gradientes de temperatura y humedad, vapor de agua y CO₂) y la función de transferencia con base en los parámetros ópticos en cada fecha. El algoritmo que realiza el cálculo de la dispersión atmosférica de la radiación con base en la función de transferencia, es el llamado MODTRAN; el cual elige los diferentes tipos de atmósferas y condiciones dadas por el DISORT en función de la posición geográfica y de las estaciones del año. Todo el proceso de corrección atmosférica se realiza mediante la rutina FLAASH del programa ENVI 4.2. Esta rutina lo que hace es calcular la radiancia absoluta en cada pixel del sensor como función de la radiancia reflejada por la superficie la cual llega directamente al sensor más la radiancia desde la superficie que es dispersada por la atmósfera hacia el sensor. Es por eso, que la rutina FLAASH requiere de sub-rutinas como MODTRAN las cuales eligen el modelo atmosférico adecuado, la columna de vapor de agua, el tipo de aerosoles y el rango de visibilidad.

Antes de aplicar la subrutina FLAASH a las imágenes ASTER, se consideró que debido a la latitud en la que se ubica el volcán Citlaltépetl, el modelo de atmósfera que maneja FLAASH el cual representa de mejor forma las condiciones climáticas y

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.6. DESCRIPCIÓN DEL ALGORITMO PARA LA ESTIMACIÓN DEL ALBEDO Y LA RADIACIÓN NETA EN LA SUPERFICIE S-SEBI

radiativas en el lugar, es el de una atmósfera tropical. Por otro lado, dada la lejanía de este volcán a las grandes urbes, implica que el modelo de aerosoles que se debía emplear en la subrutina FLAASH era el de las zonas rurales. Otros parámetros que la subrutina FLAASH emplea, como la posición geográfica del centro de la imagen, el tipo de sensor, la altitud del sensor, la elevación, el tamaño del píxel, así como la fecha y hora de la imagen; fueron obtenidos directamente de los metadatos de cada imagen ASTER.

Un paso importante al momento de aplicar la corrección atmosférica, es determinar primeramente la irradiancia de la superficie (Ec. 3.2), transformando directamente los números digitales de la imagen (DN) en valores de irradiancia. Posteriormente, es necesario dividir por un factor de escala de 10 de tal forma que las unidades que se obtienen de dicha transformación ($\text{mW}/\text{cm}^2\mu\text{m sr}$) coincidan con las unidades que manejan los procesos de la subrutina FLAASH ($\mu\text{W}/\text{cm}^2 \text{ nm sr}$).

3.6.1. Cálculo del albedo

El albedo de la superficie se determina a partir de las bandas VNIR y SWIR del sensor ASTER, las cuales miden la reflectancia en los espectros visible e infrarrojo cercano y medio del espectro electromagnético. Para esto, primero es necesario calcular el albedo planetario en todo el ancho de banda de las bandas ASTER, mediante la suma ponderada de los albedos planetarios correspondientes a cada banda (Ec. 3.3), ajustando cada valor en función del ángulo de incidencia del sol. Posteriormente se hace un dispersograma de la imagen que representa el albedo planetario contra la imagen que contiene la información del albedo superficial, es decir, la imagen corregida radiométrica y geoméricamente (Fig. 3.17). De este dispersograma, obtenemos directamente el valor de la transmitancia mediante la dependencia lineal del albedo planetario con respecto al albedo en superficie. Finalmente, de esta relación lineal obtenemos el valor del albedo en cada píxel de la imagen (Ec. 3.4).

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.6. DESCRIPCIÓN DEL ALGORITMO PARA LA ESTIMACIÓN DEL ALBEDO Y LA RADIACIÓN NETA EN LA SUPERFICIE S-SEBI

Como se mencionó arriba, antes de aplicar la corrección atmosférica es necesario transformar los valores en escala de grises de los DN de la imagen en valores de irradiancia. Para ello, sólo se necesita aplicar la siguiente expresión (Manual del Usuario de ASTER, Abrams, 2008):

$$L(\lambda) = \frac{(DN - 1) \times C}{10} \quad (3.2)$$

donde:

$L(\lambda)$ = Radiancia espectral para la longitud de onda λ $\left[\frac{\text{mW}}{\text{cm}^2 \mu\text{m sr}}\right]$

C = coeficiente de transformación para cada banda de ASTER. $[-]$

El coeficiente C , puede obtenerse directamente del manual de usuarios de ASTER, y el cual está en función de los parámetros de ganancia de cada banda de la imagen, registrados en el meta datos de la misma.

Cabe aclarar, que la banda 7 de Landsat TM, se sustituye por el promedio de las bandas 5,6,7,8 del sensor ASTER. Las bandas 2,3,4,5 de Landsat TM, se representan por las bandas 1,2,3,4 del sensor ASTER (Tabla 3.2). Esta relación se hizo mediante la comparación de ambos sensores respecto al rango espectral que cubre cada banda (Abrams, 2008).

ASTER	TM
1	2
2	3
3N	4
4	5
PROM(5,6,7,8)	7
PROM(13,14)	6

Tabla 3.2: Correspondencia en función del rango espectral entre las bandas de ASTER y TM.

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.6. DESCRIPCIÓN DEL ALGORITMO PARA LA ESTIMACIÓN DEL ALBEDO Y LA RADIACIÓN NETA EN LA SUPERFICIE S-SEBI

Una vez que se obtienen los valores de la irradiancia en cada banda de la imagen (Tabla 3.2), se procede a realizar tanto la corrección atmosférica de los valores dados por la ec. 3.2 así como el cálculo de la reflectancia planetaria de cada banda a partir de los valores obtenidos para la irradiancia en cada banda (Ec. 3.3).

$$r_p(b) = \frac{\pi L(\lambda)d^2}{K^\downarrow(b)\cos(\varphi_s)} \quad (3.3)$$

donde

d = distancia relativa Tierra-Sol	[-]
$K^\downarrow(b)$ = radiación de onda corta entrante en el tope de la atmósfera TOA para la banda b	$[\frac{\text{mW}}{\text{cm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}}]$
φ_s = ángulo cenital del sol	[rad]

A partir de los mapas de aspecto y pendiente derivados del DEM de SRTM, es posible determinar de forma correcta el valor del ángulo cenital que proporcionan los meta datos de las imágenes ASTER para superficies planas, considerando entonces la topografía de la zona de estudio.

Banda	$K^\downarrow(b)$	peso
1	182.9	0.274
2	155.7	0.233
3N	104.7	0.156
4	21.93	0.033
PROM(5,6,7,8)	7.452	0.011

Tabla 3.3: Constantes específicas para las bandas ASTER.

Todo este procedimiento básicamente consiste en calcular por un lado, el albedo planetario total en el ancho de banda completo de las imágenes ASTER (VNIR y parte del SWIR), sumando cada una de las reflectancias planetarias (Ec. 3.3) por

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.6. DESCRIPCIÓN DEL ALGORITMO PARA LA ESTIMACIÓN DEL ALBEDO Y LA RADIACIÓN NETA EN LA SUPERFICIE S-SEBI

su respectivo factor de peso (Tabla 3.3). Y por el otro, calcular la reflectancia de la superficie a partir de la corrección atmosférica de las irradiancias (Ec. 3.2); al igual que en el caso de las reflectancias planetarias, la reflectancias que se obtienen por medio de la corrección atmosférica, se suman considerando sus respectivos factores de peso y el resultado se divide entre 100 para finalmente obtener la reflectancia de la superficie.

Como anteriormente se mencionó, una vez que se tienen las imágenes de la reflectancia en la superficie y la reflectancia planetaria, se crea un gráfico de dispersión entre ambas imágenes, para calcular explícitamente la relación lineal que hay entre éstas (Fig.3.17).

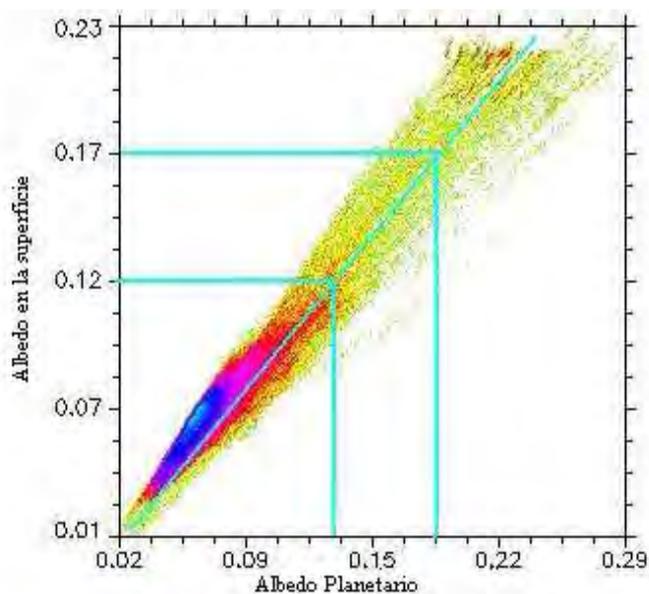


Figura 3.17: Relación entre el albedo planetario y el albedo en la superficie. Volcán Citlaltépetl, 18-Marzo-2007.

Por ejemplo, para la escena del 18 de Marzo de 2007, tenemos que la relación lineal resultante fue:

$$r_0 = 0,999r_p - 0,015 \quad (3.4)$$

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.6. DESCRIPCIÓN DEL ALGORITMO PARA LA ESTIMACIÓN DEL ALBEDO Y LA RADIACIÓN NETA EN LA SUPERFICIE S-SEBI

$$r_0 = \frac{r_p - r_a}{\tau^2} = \frac{r_p - 0,015}{1} \quad (3.5)$$

donde

$$r_0 = \text{albedo de la superficie} \quad [-]$$

$$r_p = \text{albedo planetario} \quad [-]$$

$$r_a = \text{albedo atmosférico} \quad [-]$$

$$\tau^2 = \text{transmitancia de la atmósfera (ambas direcciones)} \quad [-]$$

3.6.2. Temperatura de Superficie

La banda 6 de TM es reemplazada por el promedio de las bandas 13 y 14 de ASTER (Tabla 3.2). Por lo que, para hacer el cálculo de la temperatura en la superficie, es necesario realizar la corrección atmosférica de las bandas 13 y 14 respectivamente. Una vez que aplicamos la corrección atmosférica de los canales térmicos, se hace el promedio de las dos bandas y se dividen entre 10 para obtener las unidades correspondientes a cada valor de los píxeles en $[\text{W}/\text{m}^2]$. Como resultado de la corrección atmosférica, calculamos el valor de la radiancia de onda larga saliente al tope de la atmósfera (TOA) en la longitud de onda promedio de las bandas 13 y 14 ($L_{(13,14),TOA}(\lambda)$); a partir de ésta, se puede derivar la temperatura registrada al satélite (T_{sat}) mediante:

$$T_{sat} = \frac{1260,56}{\ln\left(\frac{60,776}{L_{(13,14),TOA}(\lambda)} + 1\right)} \quad (3.6)$$

Las diferentes constantes en la ecuación 3.6 se pueden encontrar en Markham y Barker (1987). Por lo que, aplicando la ley de Stephan Boltzmann, la radiación saliente de onda larga, L^\uparrow , esta dada por (Roerink et al., 2000):

$$L^\uparrow = \sigma T_{sat}^4 \quad (3.7)$$

donde σ es la constante de Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^2 \text{ K}^4$).

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.6. DESCRIPCIÓN DEL ALGORITMO PARA LA ESTIMACIÓN DEL ALBEDO Y LA RADIACIÓN NETA EN LA SUPERFICIE S-SEBI

La temperatura radiativa en la superficie, T_0^R , se calcula invirtiendo la ley de Boltzmann:

$$T_0^R = \sqrt[4]{(L^\uparrow/\sigma)} \quad (3.8)$$

El siguiente paso es corregir la temperatura radiativa con base en los efectos de emisividad en la superficie:

$$T_0 = \sqrt[4]{(T_0^{R4}/\varepsilon_0)} \quad (3.9)$$

Donde T_0 es la temperatura en la superficie y ε_0 es la emisividad de la superficie, la cual es el resultado de una relación empírica del índice de vegetación normalizado (NDVI) aplicando el método de cobertura vegetal (Valor y Caselles, 1996):

$$\varepsilon_0 = \varepsilon_\nu P_\nu + \varepsilon_g(1 - P_\nu) + 4 < d\varepsilon > P_\nu(1 - P_\nu) \quad (3.10)$$

con:

$$P_\nu = \frac{NDVI - NDVI_g}{NDVI_\nu - NDVI_g} \quad (3.11)$$

Para obtener lo anterior, el índice de vegetación normalizado (NDVI), se calcula como sigue:

$$NDVI = \frac{r_{irc} - r_{red}}{r_{irc} + r_{red}} \quad (3.12)$$

donde r_{red} y r_{irc} son las reflectancias planetarias en las bandas del rojo y el infrarrojo cercano, éste es, las bandas 2 y 3N de ASTER.

Además:

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.6. DESCRIPCIÓN DEL ALGORITMO PARA LA ESTIMACIÓN DEL ALBEDO Y LA RADIACIÓN NETA EN LA SUPERFICIE S-SEBI

ε_ν = emisividad de una cubierta vegetal	[-]
ε_g = emisividad del suelo desnudo	[-]
P_ν = fracción de la cubierta vegetal	[-]
$\langle d\varepsilon \rangle$ = parámetro de la estructura vegetal	[-]
$NDVI_\nu$ = NDVI de cubiertas vegetales	[-]
$NDVI_g$ = NDVI de suelo desnudo	[-]

Sin necesidad de otra información disponible, los parámetros ε_g , ε_ν y $\langle d\varepsilon \rangle$ dentro de la región espectral de 8-14 μm (bandas 13, 14 ASTER) tienen los valores de 0.91, 0.99, 0.02 respectivamente (Valor y Caselles, 1996). A partir del histograma de la imagen que representa los valores del NDVI, para el caso de la imagen tomada el 18 de Marzo del 2007, los valores correspondientes de $NDVI_\nu$ y $NDVI_g$ tomados en la zona del volcán Citlaltépetl son 0.289 y 0.104 respectivamente.

3.6.3. Radiación Neta

La radiación neta, es el resultado de toda la radiación entrante y saliente sobre la superficie. El balance radiativo puede expresarse como:

$$\begin{aligned} R_n &= K^\downarrow - K^\uparrow + L^\downarrow - L^\uparrow \\ &= (1 - r_0)\tau K_{sun}^\downarrow - \sigma\varepsilon_0 T_0^4 + L^\downarrow \end{aligned} \quad (3.13)$$

De donde la radiación de onda corta entrante, K^\downarrow , se calcula como la resultante de la transmisividad atmosférica multiplicada por la radiación solar exo-atmosférica entrante, K_{sun}^\downarrow la cual está determinada por la localización geográfica, la fecha y la hora; esta última se puede obtener de tablas publicadas previamente (Alonso, 2007). La radiación de onda corta reflejada, K^\uparrow , está definida por el albedo y la radiación de onda larga emitida, L^\uparrow , queda definida por la temperatura de la superficie (ecuación de Stephan Boltzmann). El único término que no conocemos en la ecuación 3.13

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO GLACIAL CON IMÁGENES DE SATÉLITE

3.6. DESCRIPCIÓN DEL ALGORITMO PARA LA ESTIMACIÓN DEL ALBEDO Y LA RADIACIÓN NETA EN LA SUPERFICIE S-SEBI

es la radiación de onda larga entrante, L^\downarrow , la cual puede ser medida en campo o como en este caso obtenida de la base de datos de la NARR, en la fecha, hora y localización correspondiente; por ejemplo, para el 18 de Marzo del 2007, ésta tenía un valor de 240 W/m^2 a las 17 hrs (UTC). El valor de K_{sun}^\downarrow obtenido de las tablas para esa fecha y esa zona es de 409.722 W/m^2 .

Capítulo 4

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Resultados

El uso de las imágenes ASTER en combinación con los modelos digitales de elevación SRTM, permitieron obtener los cambios en el área glaciada del Glaciar Norte, además de los cambios en la cobertura y extensión del glaciar a través del tiempo. La distribución de la radiación neta sobre la superficie del glaciar requería de corregir parámetros como el ángulo cenital en función de la pendiente del lugar; lo cual no hubiera sido posible sin tomar en cuenta los datos de la pendiente del DEM de SRTM.

El resultado de los diferentes análisis realizados con las imágenes ASTER y el modelo digital de elevaciones SRTM, además de la valoración de este modelo respecto al modelo digital de elevaciones de ASTER se desarrollarán a lo largo de este capítulo. Sin embargo, si se aplicara un procesamiento más detallado a las imágenes ASTER y una mejor elección de los puntos de control, el DEM ASTER podría dejar mayores aplicaciones tal y como se desarrollará más adelante.

4.1.1. Cambios en el área Glacial

Con base en el procesamiento de las imágenes ASTER para el periodo 2001-2007, se observa una disminución paulatina del área del Glaciar Norte, el cual muestra una reducción considerable de su superficie comparada con las mediciones reportadas por Lorenzo en 1958 (Lorenzo, 1964), esto es, una reducción aproximada del 72 % del área cubierta por el glaciar para esa fecha. De forma cuantitativa, el procesamiento de las imágenes de satélite con base en la segmentación y delimitación manual de las áreas glaciadas, muestran en la Tabla 4.1 los resultados obtenidos para las áreas planimétricas de cada escena.

AÑO	FECHA	ÁREA km^2	No. DÍAS	DIFERENCIA m^2	TASA DE CAMBIO $m^2/año$	% respecto al año 2001	% respecto al año anterior
2001	20-Oct-01	0.932847	—	—	—	—	—
2002	29-Mar-02	0.843372	160	-89,475	204,115	90.4	90.4
2003	03-Feb-03	0.776034	311	-67,338	79,030	83.2	92.0
2004	09-Mar-04	0.727704	400	-48,330	44,101	78.0	93.8
2005	23-Nov-05	0.643303	624	-84,401	49,369	69.0	88.4
2007	18-Mar-07	0.62123	480	-22,073	16,785	66.6	96.6

Tabla 4.1: Registro del área glacial del Glaciar Norte. El porcentaje respecto al año 2001 representa la fracción de superficie glacial restante respecto al 2001. En cambio, el porcentaje respecto al año anterior, nos indica la fracción de área glacial restante respecto a la medición anterior; de tal forma que se puede observar que tanto cambia el glaciar entre un año y otro.

El área glaciada en el 2002 experimentó una ligera reducción del 9.5 % (89,475 m^2) respecto al área calculada para el año 2001, mientras que para el año 2003 ésta disminuyó en un 17 % (67, 338 m^2). Para el año 2007, el área cubierta por el glaciar resulta ser sólo un 67 % del área planimétrica total inicial del 2001 (Fig. 4.2).

Estos resultados muestran una notable reducción en el área glaciada del volcán

Citlaltépetl, ya que las cifras indican que el 33% del área glacial reportada en el 2001 (311,617 m²) se perdió durante los últimos 6 años.

4.1.2. Cambios altitudinales del frente del Glaciar Norte

La pérdida de masa de un glaciar, cuando éste está fuera de equilibrio, se ve reflejada en los cambios de área que éste sufre. Estos cambios en la superficie son más evidentes en el frente del glaciar una vez que comienza a adelgazarse y posteriormente a retroceder.

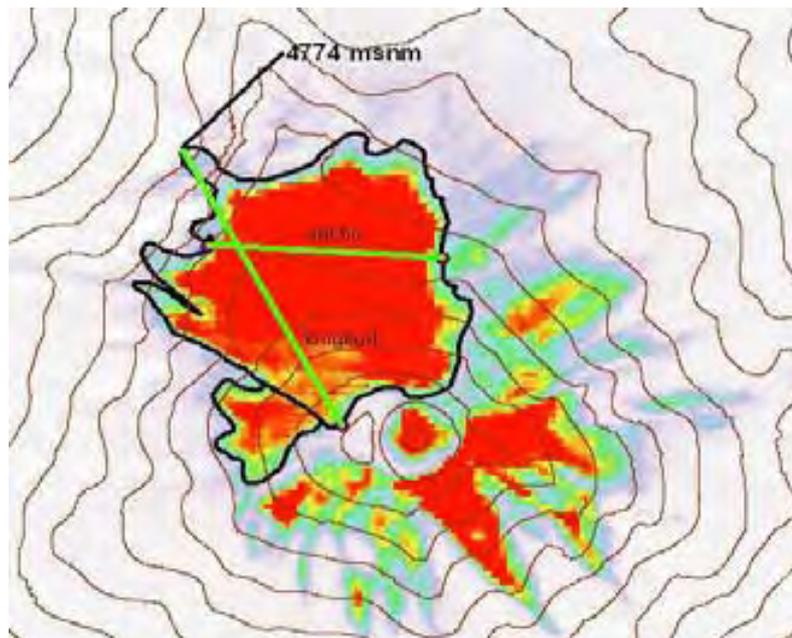


Figura 4.1: Cálculo de la altitud del frente glacial y de las dimensiones de la cobertura glacial para el Glaciar Norte, 20 de octubre 2001. Las líneas son perfiles a lo largo de los cuales se obtuvo la altitud del frente glacial.

Tal y como sucede en el Glaciar Norte, la altitud del frente del glaciar una vez que éste comienza a adelgazarse, se va moviendo hacia altitudes más elevadas; dando como resultado la pérdida de masa glacial. En la Tabla 4.2 se muestran los cambios altitudinales en el frente glacial, medidos con la integración en un SIG de

CAPÍTULO 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. RESULTADOS

las imágenes ASTER y el DEM de SRTM, para el periodo 2001-2007 (Fig. 4.1).

Como podemos ver en la Tabla 4.2, las dimensiones del Glaciar Norte a lo largo y ancho de su superficie han evolucionado de forma similar durante el periodo 2001-2007. Esto es, la longitud del glaciar para el año 2007 representa un 75 % de la longitud calculada para el 2001, mientras que el ancho del glaciar en el 2007 representa el 78 % del ancho calculado para el 2001.

AÑO	ALT. MIN (m)	LON. MAX (km)	ANCHO MAX (km)
1958	4695	2.43	0.90
2001	4774	1.27	0.87
2002	4812	1.18	0.82
2003	4956	1.14	0.73
2004	4961	1.07	0.75
2005	5100	1.06	0.68
2007	5126	0.96	0.68

Tabla 4.2: Cambio en las extensiones glaciales y en el frente glacial del Glaciar Norte. Para 1958 los datos se tomaron del inventario glaciológico realizado por Lorenzo (1964).

La geometría del glaciar en el periodo 2001-2007 no ha cambiado significativamente (Fig. 4.2); sin embargo, si observamos los cambios en el frente glacial en el periodo de 1958-2007, la geometría del glaciar ha evolucionado considerablemente. Tomando en cuenta la parte más baja de todo el frente glacial, para el año de 1958, ésta se ubicaba a una altitud de 4695 msnm; mientras que para el año 2007 ésta se ubicó a una altitud de 5126 msnm (Fig. 4.2). Es claro de la Figura 4.2, cómo la forma de las lenguas glaciales de Jamapa y Chichimeco han evolucionado drásticamente durante el periodo de 1958-2001.

La medición de los cambios en las dimensiones de la cobertura glacial, calculados en el presente trabajo y presentados en la Tabla 4.2, forma parte de la actualización del inventario glaciológico del Glaciar Norte.

4.1.3. Cambios Morfológicos

Durante el periodo 1958-2007 el área glacial del volcán Citlaltépetl se ha modificado de forma considerable principalmente si consideramos la morfología que éste presentaba en 1958, por lo que el adelgazamiento y retroceso del glaciar son muestras del proceso de extinción del mismo.

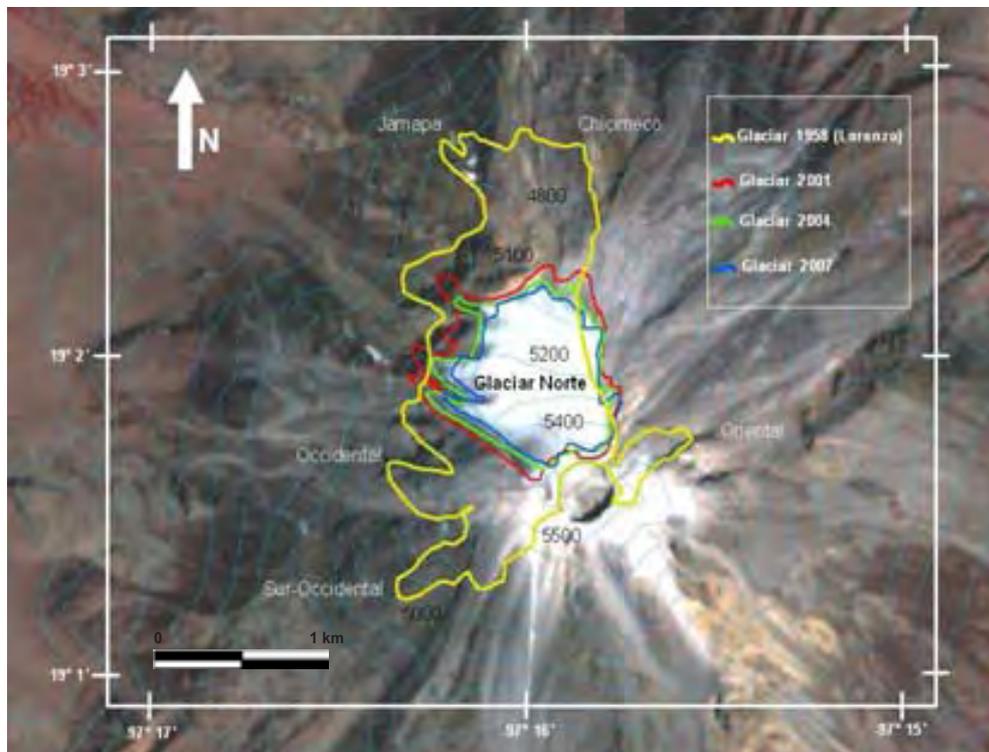


Figura 4.2: Límites del Glaciar Norte para el periodo 1958-2007. La imagen de fondo es del 3 de Febrero de 2003.

De la Fig. 4.2 es claro ver como el frente del glaciar se ha ido moviendo de las partes más bajas a las zonas más altas del edificio volcánico. En este retroceso, las lenguas glaciales del Chichimeco y Jamapa han ido desaparecido casi completamente tal y como se puede apreciar de la morfología del glaciar en el 2001. Estas pérdidas denotan la sensibilidad del glaciar en las partes más expuestas a la radiación y donde las condiciones climáticas actuales no permiten que la estabilidad de la nieve y el

CAPÍTULO 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. RESULTADOS

hielo se dé en zonas más bajas.

La evolución de la superficie glacial en el volcán Citlaltépetl también marca la separación del Glaciar Oriental del cuerpo de hielo del Gran Glaciar Norte (Fig. 4.3). Además, es posible notar cómo el cambio en el área del Glaciar Oriental ha sido menos drástica que el cambio en el área de Glaciar Occidental, el cual bajo las condiciones radiativas a las que está expuesta muestra mayor retroceso.

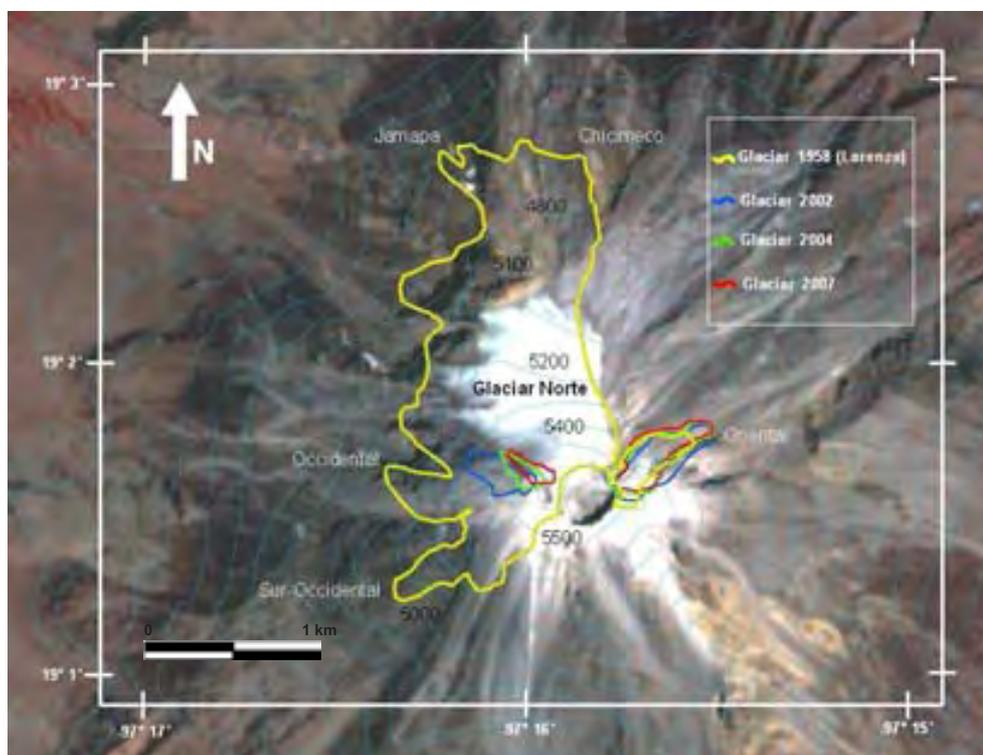


Figura 4.3: Coberturas de los glaciares Occidental y Oriental para el periodo 1958-2007. En esta imagen, la topografía de fondo es del 29 de Marzo de 2002.

El área cubierta por el Glaciar Occidental en 1958 era de mayores dimensiones en comparación con el área cubierta por el Glaciar Oriental en ese mismo año (Fig. 4.3); sin embargo, este último ha presentando pocas pérdidas a lo largo del tiempo. Esto puede verse cuantitativamente considerando que para el año 2007 el Glaciar Oriental sólo perdió un 13 % del área cubierta en el 2002; mientras que el Glaciar Occidental había perdido un 60 % del área cubierta por éste en el mismo periodo de

tiempo.

El retroceso del Glaciar Oriental y su separación del cuerpo de hielo del Glaciar Norte han dejado al descubierto la topografía subyacente a la superficie glacial en la ladera noreste del cono volcánico.

Los cambios sufridos por las diferentes masas glaciales en el volcán Citlaltépetl, muestran la reacción de los glaciares ante las condiciones climáticas y radiativas, siendo evidente el adelgazamiento y fusión desigual de los glaciares: Norte, Oriental y Occidental (Figs. 4.2 y 4.3).

4.1.4. Balance de energía puntual

El modelo de balance de energía puntual empleado para determinar la transferencia de energía entre la superficie del glaciar y la atmósfera, incorpora tanto los flujos radiativos como los flujos de calor latente y calor sensible; calculándolos a partir de los parámetros atmosféricos locales (Ontiveros, 2007). Es del estudio de este modelo donde se concluyó que los flujos radiativos son el factor más relevante en dicha transferencia.

A lo largo de los dos años de mediciones en la superficie glacial, se ha podido inferir la pérdida de masa del glaciar de forma indirecta mediante el intercambio de energía en su superficie. Estos resultados arrojaron que la radiación en sí, es la componente de mayor peso en el gasto de energía hecho por el glaciar y por lo tanto de la pérdida de masa del mismo.

El régimen de intercambio de energía en el glaciar está caracterizado por la existencia de un marcado periodo de ablación durante la primera mitad del año y cuyo inicio en el mes de Enero coincide con la temporada en que las variaciones de la temperatura, la presión barométrica y la humedad relativa alcanzan su mínimo y que a su vez está seguida por un notable aumento en la radiación neta. Este periodo de ablación está seguido de un periodo de acumulación escasa (Ontiveros, 2007).

CAPÍTULO 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. RESULTADOS

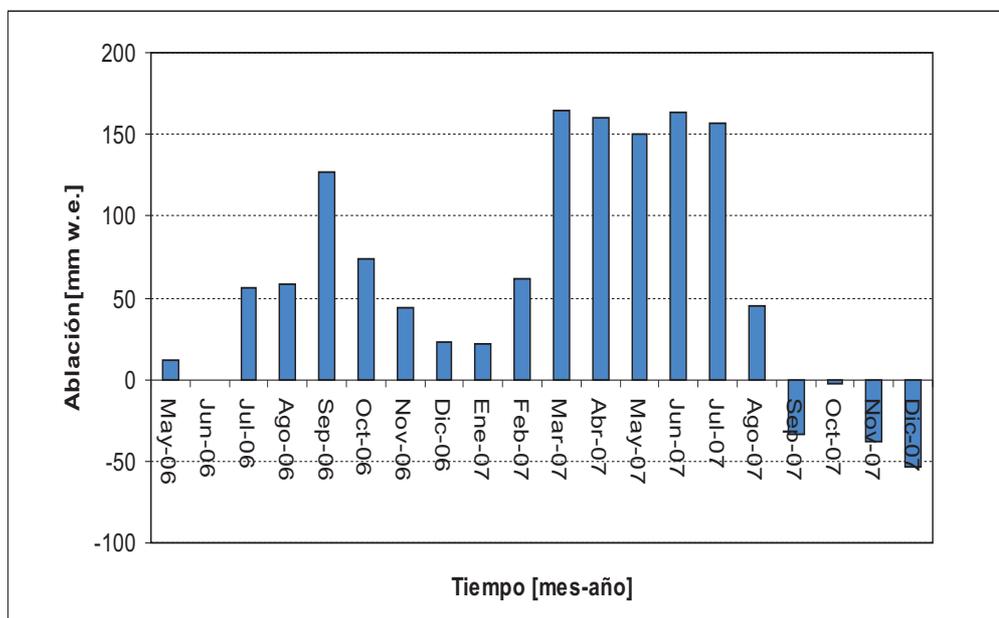


Figura 4.4: Ablación de la nieve en el Glaciar Norte para el periodo comprendido entre Mayo de 2006 y Diciembre de 2007. Cálculo realizado en éste trabajo, a partir del sensor de distancia a la nieve de la estación meteorológica ubicada en el Glaciar Norte.

En la Tabla 4.3, el periodo total de evaluación del modelo de balance de energía se ha dividido en dos periodos de balance, denotados como MBP1 (Mayo 2006-Mayo 2007) y MBP2 (Mayo 2007-Mayo 2008), en los que es posible distinguir el régimen climático característico de los glaciares mexicanos, el cual es diferente del que se presenta en las regiones tropicales y de latitudes medias; ya que de los estudios realizados por Favier et al. (2004) y Sicart et al. (2008), puede verse que el glaciar del volcán Citlaltépetl no recibe demasiada radiación neta, ni tiene una temperatura muy alta a comparación de los valores medidos para el glaciar Antizana 15 (Ecuador). Además la precipitación líquida en el glaciar del Citlaltépetl, es extremadamente pequeña a la que se muestra en glaciares como Zongo en Bolivia y Antizana 15 en Ecuador.

A partir de las medidas realizadas con los sensores de distancia y considerando que la estación se ubica en una zona donde existe una capa de nieve considerable que constantemente se derrite, se calculó la ablación del glaciar tomando como densidad

CAPÍTULO 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. RESULTADOS

Parámetros	Eficiencia	MBP1	MBP2
Radiación Neta W/m^2	—	42.3	27.4
Temp. Aire $^{\circ}C$	± 0.6 $^{\circ}C$	-2.4	-3.0
Presión de vapor de agua hPa	± 1 %	4.4	4.2
Velocidad del viento m/s	± 5 m/s	3.2	3.1
Presión del aire hPa	± 6 mbar	ND	549.3
Precipitación mm	—	1.0	0.3
Distancia a la nieve cm	—	50.1	31.0

Tabla 4.3: Medias anuales de los parámetros meteorológicos medidos en la estación meteorológica ubicada en el volcán Citlaltépetl (5000 msnm.), para cada uno los periodos de muestreo MBP1 y MBP2.

de masa a la densidad de la nieve, $\rho_s = 145$ kg/m^3 (Mölg et al., 2004); $\rho_s = 50$ kg/m^3 (Paterson, 1994).

De la Fig. 4.4 es posible distinguir mejor las diferencias entre un periodo y otro de balance pues a partir de la tabla del régimen climático no podía deducirse alguna diferencia notable (Tabla 4.3). En el segundo periodo de balance, la acumulación de nieve es evidente (Fig. 4.4); lo cual, posiblemente esté relacionado con la disminución de la radiación neta promedio durante el periodo de balance MBP2.

4.1.5. Distribución de la Radiación neta

Haciendo uso del procesamiento de la respuesta espectral de las imágenes ASTER, podemos ver cómo la radiación neta marca las zonas más sensibles a la ablación en el glaciar y cómo éstas son consistentes con el modelo de balance de energía previo, al presentar muestras de que la radiación neta es el factor principal en el régimen del glaciar y de cuya interacción se produce el marcado retroceso del mismo.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. RESULTADOS

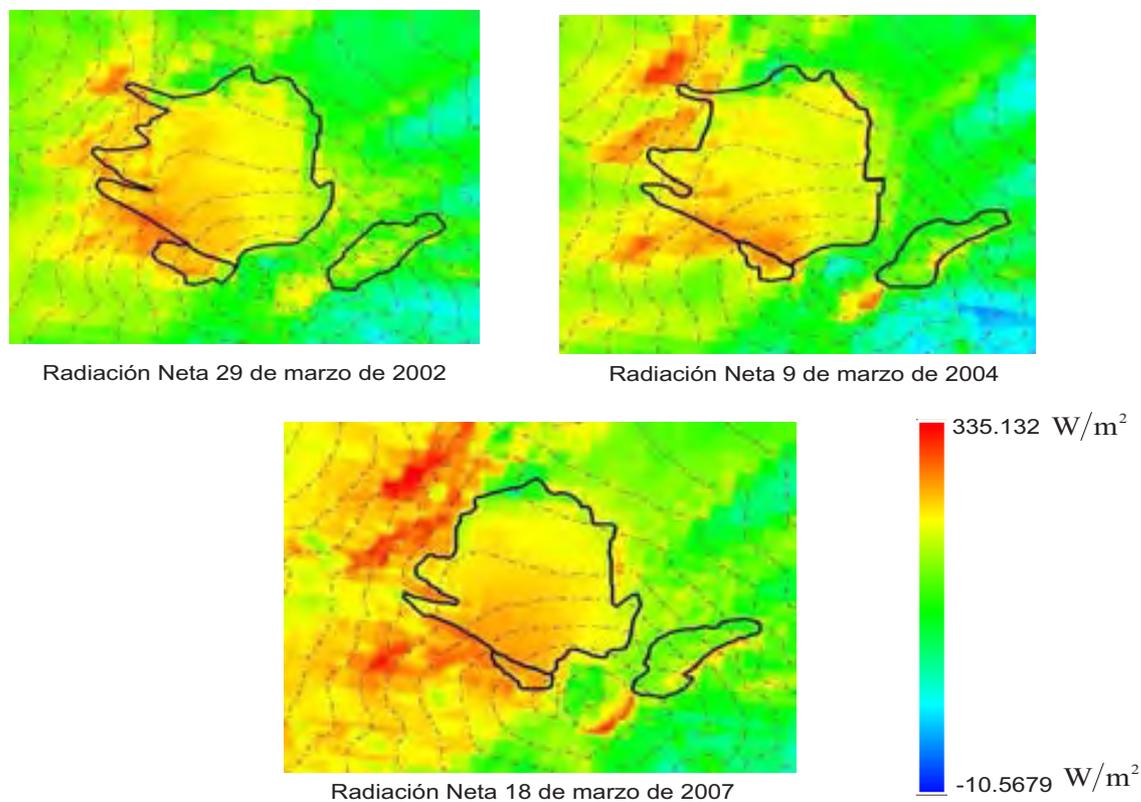


Figura 4.5: Distribución de la Radiación Neta sobre la superficie del glaciar en el instante de adquisición de las imágenes capturadas por el sensor ASTER.

Como se puede ver en los gráficos de la Fig. 4.5, las zonas noroeste, oeste y suroeste del glaciar, la radiación neta en las fechas del 29 de marzo del 2002, 9 de marzo del 2004 y 18 de marzo del 2007 (temporada seca), es visiblemente mayor en comparación de las zonas norte y noreste del glaciar; esto es, poco más de 60 W/m^2 de diferencia. Esta diferencia marca dos zonas donde los retrocesos glaciales están estrechamente relacionados a los valores de la radiación neta sobre la superficie. De forma que la parte occidental del glaciar, dados los valores altos de la radiación neta sobre la superficie, determinan una zona donde los glaciares han retrocedido drásticamente. En cambio, la zona oriental del glaciar, es la zona donde el retroceso glacial no es tan marcado y, por tanto, las masas glaciales se han conservado mejor; tal es el caso del Glaciar Oriental (Fig.4.3).

4.2. Discusión

Con el paso de los años se han desarrollado mejores sensores, los cuales cuentan con una mayor resolución tanto espectral como espacial. Tal es el caso del sensor ASTER, cuya aplicación en el estudio de regiones pequeñas donde la resolución espacial es importante ha creado una nueva herramienta útil para el monitoreo y estudio de los cambios en la topografía, forma y dimensión de las áreas glaciales.

En regiones como la del volcán Citlaltépetl donde la topografía y la altura tornan complicado el trabajo de monitoreo, esta herramienta resulta aún más conveniente, ya que los resultados que se obtienen de este análisis permiten complementar los registros previos de los cambios en las zonas glaciadas y actualizar el inventario glaciológico.

El procesamiento previo de las imágenes es en cierto punto complicado cuando no se dominan la técnica y el software adecuados. Sin embargo, una vez que las bases teóricas y la metodología están bien determinadas, el procedimiento es sencillo y rápido dependiendo de las características del software y del equipo de cómputo disponibles durante el proceso.

De entre todo el catálogo de imágenes ASTER publicadas por la NASA, sólo las imágenes de los días 20 de Octubre de 2001, 29 de Marzo de 2002, 3 de Febrero de 2003, 9 de Marzo de 2004, 23 de Noviembre de 2005 y 18 de Marzo de 2007, cubrían la zona de estudio; las cuales a su vez presentaban los índices de nubosidad más bajos además de que la zona del Glaciar Norte no presentaba una cubierta considerable de nieve que ocultara los límites del glaciar de forma significativa. El error debido a las características visuales de la imagen es mínimo, por lo cual se considera insignificante en comparación con el error geométrico que presentaba la imagen antes de ser ortorectificada.

4.2.1. Validación del Algoritmo de Distribución Superficial de la Radiación Neta (S-SEBI)

El algoritmo para el cálculo de la distribución del albedo sobre la superficie del glaciar, la temperatura y la radiación neta fué desarrollado para las imágenes Landsat 7.

La validez de este algoritmo, al aplicarlo a imágenes ASTER está centrada en el hecho de que las correcciones atmosféricas aplicables a cada una de las imágenes ASTER, nos darán como resultado los valores reales de la radiancia absoluta del terreno. Además, puesto que el rango espectral que cubre cada banda de ASTER, está a la par del rango cubierto por Landsat, nos permite utilizar los valores de la radiancia entrante en el tope de la atmósfera ($K^\downarrow(b)$) y los pesos específicos para cada uno de los rangos espectrales de Landsat.

Por otro lado, la temperatura de superficie, está basada en el cálculo de la temperatura de satélite; por lo tanto, los valores de radiancia absoluta cubiertas por las bandas térmicas de ASTER deben cumplir con la misma relación que la aplicada para Landsat; principalmente, en zonas donde las condiciones atmosféricas no representan una influencia considerable.

Lo anterior puede verse de la Figura 4.6, donde tanto el albedo como la temperatura en la superficie calculadas mediante el algoritmo, presentan una gran similitud y correlación con los valores del albedo y la temperatura desarrollados por el grupo científico de ASTER; los cuales, aplican algoritmos más elaborados a las imágenes para corregir de mejor forma los efectos atmosféricos y topográficos presentes en la escena.

En esta figura es apreciable cómo los valores del albedo calculados con el algoritmo, difieren ligeramente respecto al producto de ASTER; pues existen zonas donde el albedo calculado debería ser mayor al obtenido. Sin embargo, la distribución sobre la superficie es muy parecida y muestra claramente las zonas con mayor

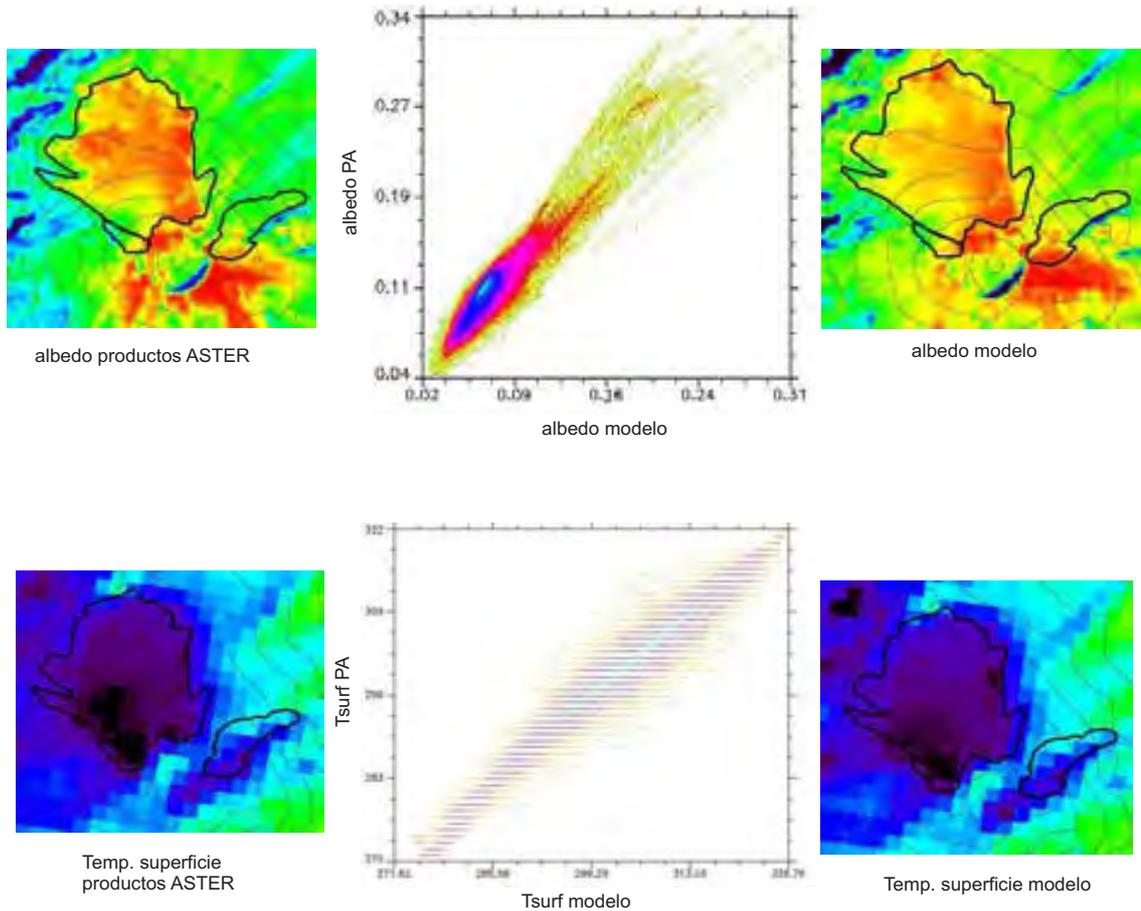


Figura 4.6: Comparación entre el albedo superficial (r_0 , albedo modelo) y la temperatura de superficie (t_0 , Tsurf modelo) calculados con el modelo de distribución de la radiación neta contra el albedo y temperatura de superficie procesados por el equipo de trabajo de ASTER. Estos cálculos son de la imagen tomada el 9 de marzo de 2004.

y menor albedo. La correlación entre la temperatura calculada y la temperatura de los productos ASTER es bastante buena como puede apreciarse en el dispersograma de la Figura 4.6, donde la distribución de ésta es aún más parecida a la del producto ASTER.

Como mencionamos anteriormente, los valores del albedo calculados no muestran algunas zonas donde éste es realmente mayor (tal y como lo muestra el producto elaborado por ASTER), lo cual se ve reflejado directamente en los valores de la radiación neta, ya que la distribución de ésta sobre la superficie marca algunas zonas con una radiación neta ligeramente mayor a la mostrada a partir de los productos

ASTER . No obstante, la distribución resultante de este algoritmo es muy buena ya que indica claramente las zonas donde la radiación neta es muy fuerte y por lo tanto más vulnerables a los procesos de ablación (ver Fig. 4.7). El dispersograma mostrado en la Figura 4.7 nos indica que la radiación neta calculada siguiendo el algoritmo desarrollado en este trabajo es considerablemente buena comparada con la radiación neta calculada con base en los productos elaborados por el equipo ASTER.

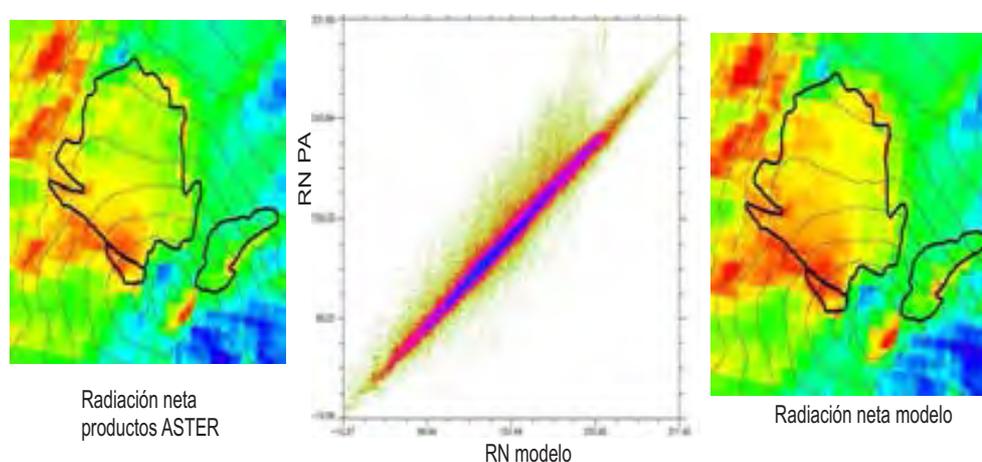


Figura 4.7: Comparación entre el la radiación neta calculada con el algoritmo S-SEBI y la calculada con los productos de ASTER. La radiación neta se obtuvo de la imagen ASTER del 9 de marzo de 2004.

Para el caso de la imagen adquirida el 18 de marzo de 2007 y procesada con este algoritmo, tenemos algo parecido a la escena anterior, ya que la distribución del albedo sobre la superficie también marca zonas de poca reflectancia las cuales, según los valores que arrojan los productos de ASTER, deberían tener un albedo ligeramente mayor, tal y como se muestra en la Figura 4.8. La temperatura de la superficie esta vez marca una ligera diferencia en la zona cercana al cono del volcán lo cual se puede deber al hecho de que los valores de la temperatura calculada con este algoritmo están dados con dos decimales. Sin embargo, observado los dispersogramas de la Fig. 4.8, es posible apreciar cómo la correlación entre estos resultados es buena; indicando una gran exactitud en el modelo.

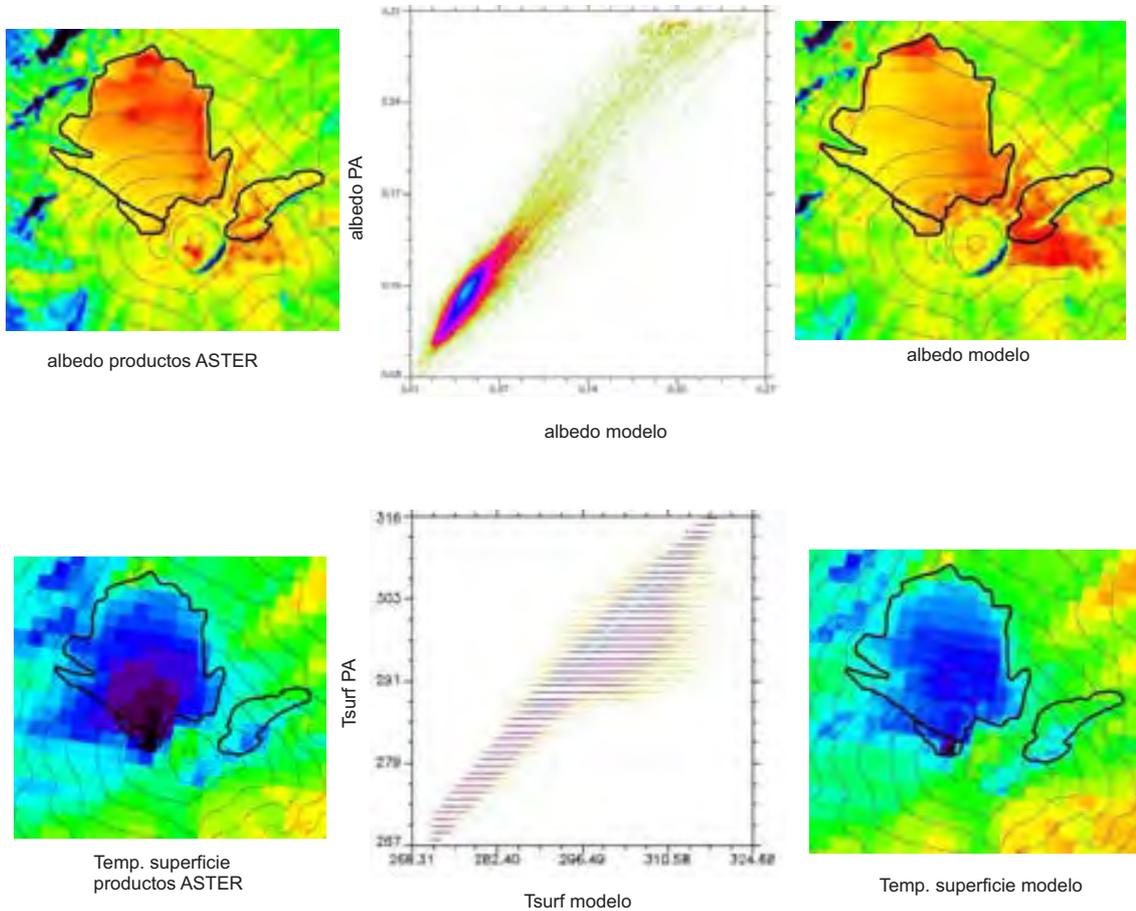


Figura 4.8: Comparación entre el albedo superficial (r_0) y la temperatura de superficie (t_0) calculados con el modelo de distribución de la radiación neta contra el albedo y temperatura de superficie procesados por el equipo de trabajo de ASTER para la imagen tomada el 18 de Marzo de 2007.

Finalmente, es claro como la radiación neta calculada de la imagen ASTER del 2007, es bastante buena (Fig. 4.9); ya que se aproxima bastante a la distribución calculada con los productos ASTER. Esto nos permite que, con un algoritmo bastante simple como el que se desarrolló en este trabajo, sea posible encontrar las zonas con mayor radiación neta; ya que éstas son más vulnerables a la ablación y por lo tanto, un factor de peso en el retroceso glacial del Glaciar Norte.

Con esto, es posible definir la viabilidad del algoritmo en zonas con baja conta-

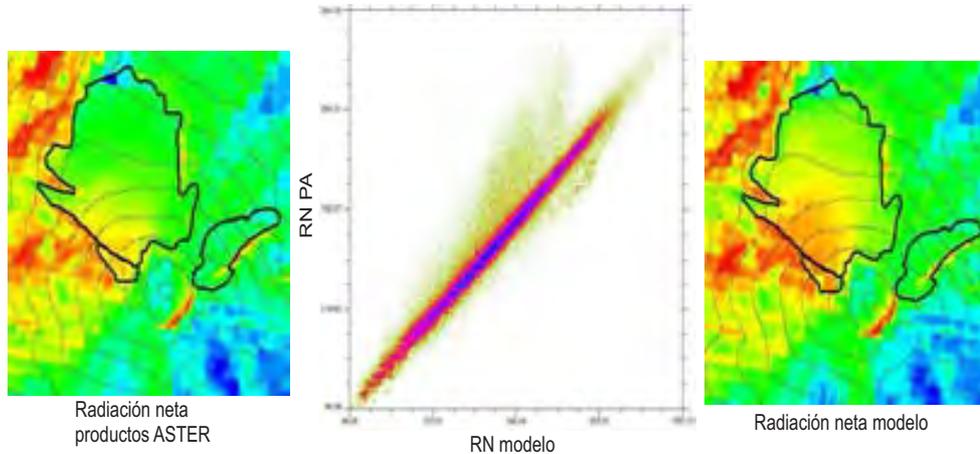


Figura 4.9: Comparación entre el la radiación neta calculada con el algoritmo S-SEBI y la calculada con los productos de ASTER. La radiación neta se obtuvo de la imagen ASTER del 18 de Marzo de 2007.

minación atmosférica, como lo es el caso de las proximidades del volcán Citlaltépetl. Además, de que se tiene la ventaja de poder acortar los gastos, ya que para adquirir los productos de la reflectancia absoluta y la temperatura de la superficie que el grupo de ASTER ofrece en su catálogo, es necesario gastar aproximadamente 160 USD adicionales por cada escena de estudio.

4.2.2. Errores durante el procesamiento de las Imágenes ASTER

El proceso de rectificación de la ortoimagen (método monoscópico) es dependiente de la exactitud del DEM. Por lo tanto, los errores del DEM se propagarán a través de la generación de la ortoimagen y del proceso de extracción de información de los datos. El remuestreo (resampling) es parte de la generación de la ortoimagen, agregando otra fuente del error al proceso, puesto que puede degradar la radiometría y la geometría de la imagen de tal modo que reduzca la interpretabilidad.

Para este estudio, dado que la exactitud horizontal calculada para el DEM de

SRTM resultó ser de ± 10 m y el error RMS del conjunto de los GCPs es de ± 28.6 m para las bandas del visible (de ± 31.2 m para las bandas del infrarrojo), las ortoimágenes obtenidas de cada una de las escenas ASTER en las fechas dadas dentro del periodo 2001-2007 presentan un error aproximado de **± 40 metros**.

Este error es bastante aceptable para el estudio de las fluctuaciones glaciales, ya que éste representa sólo el 0.2% del área total calculada para el 2007 (área mínima) y no altera de forma significativa los resultados obtenidos para las tasas de retroceso glacial y todos los parámetros del inventario glacial.

4.2.3. Utilidad de las Imágenes ASTER y el DEM de SRTM

La utilidad de las imágenes ASTER resultó ser excelente para medir los cambios en la geometría y el área glacial (Fig. 4.10), pues la resolución y exactitud de los resultados obtenidos son bastante buenas, sobre todo para casos como el del volcán Citlaltépetl donde los cambios a corto plazo son paulatinos y se hace difícil identificarlos mediante sensores cuya resolución sea más baja como el caso de las imágenes MODIS, LANDSAT MSS.

Inclusive, el sensor ASTER aventaja a los sensores Landsat TM y ETM+, ya que la adquisición actual de imágenes de buena resolución y sin fallas técnicas en los sensores, es mejor para las imágenes ASTER que para los sensores Landsat, ya que por un lado el sensor ETM presenta errores en la adquisición de las imágenes y por el otro, la base de datos de las imágenes del sensor TM no está tan actualizada como las del sensor ASTER.

A partir de la Fig. 4.10 podemos darnos cuenta de la precisión en los resultados obtenidos con las imágenes ASTER, pues es claro cómo para periodos cortos de tiempo, es posible extraer con precisión y exactitud los cambios en el área cubierta por el glaciar y de esta forma tener una idea clara de cómo se ha venido dando el retroceso del Glaciar Norte. La utilidad de las imágenes ASTER es tal, que es posible

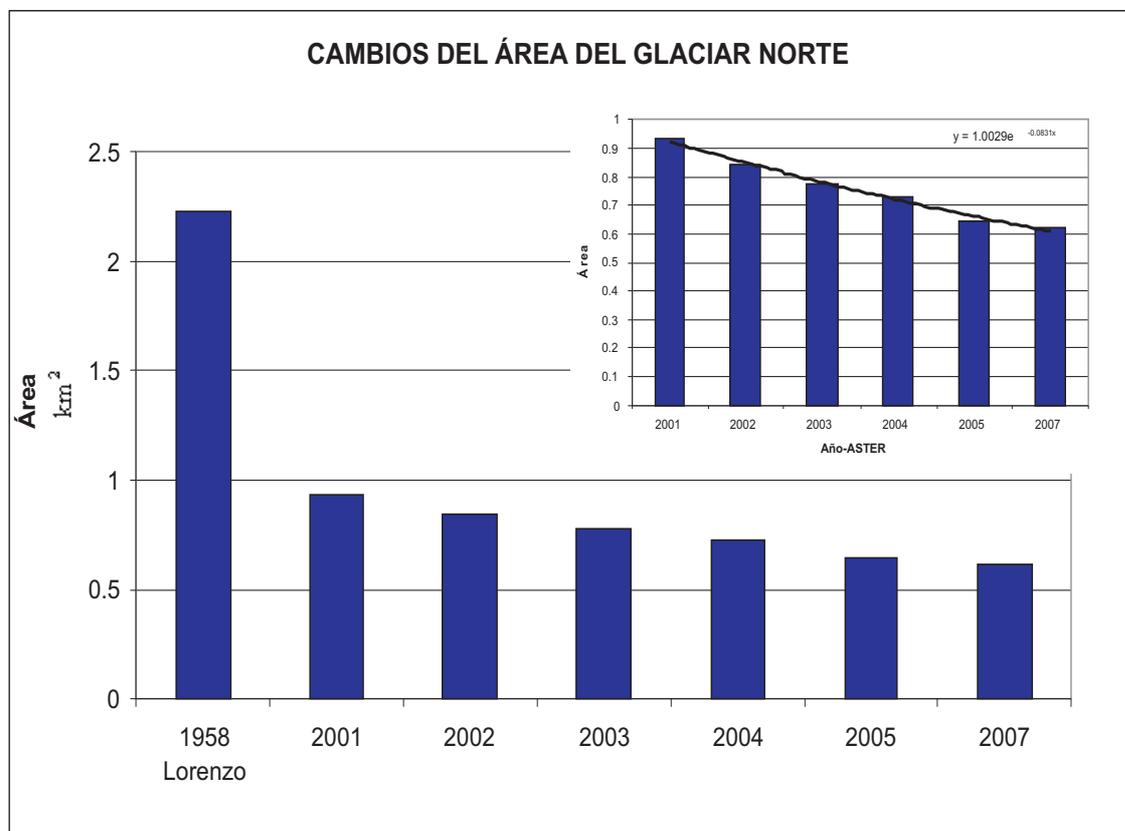


Figura 4.10: Fluctuaciones del área del Glaciar Norte para el periodo 1958-2007. En el recuadro se muestran sólo los datos 2001-2007.

definir de forma simple la tendencia del retroceso glacial que ha experimentado la superficie glaciada del volcán Citlaltépetl en los últimos 6 años (2001-2007). Como lo muestra el recuadro en la Fig. 4.10, la tasa de retroceso glacial, puede ser ajustada a una exponencial, lo cual nos dice, según la gráfica (Fig. 4.10), que el retroceso, aunque paulatino, presenta una tendencia exponencial que para los últimos años ha sido ligera, pero que dada la presencia de otros factores, como los climatológicos, ésta puede tender a una exponencial de mayor pendiente, lo cual significaría un retroceso mayor. Sin embargo a partir de esta tendencia resulta complicado proyectar el tiempo de vida del glaciar. Así que, si consideramos una tendencia lineal de retroceso, se estima que bajo las condiciones de retroceso de los últimos años, el glaciar podría desaparecer dentro de unos 16 años aproximadamente, aunque se ha observado que al

llegar a dimensiones críticamente mínimas, el retroceso adquiere una curva paralela al eje x .

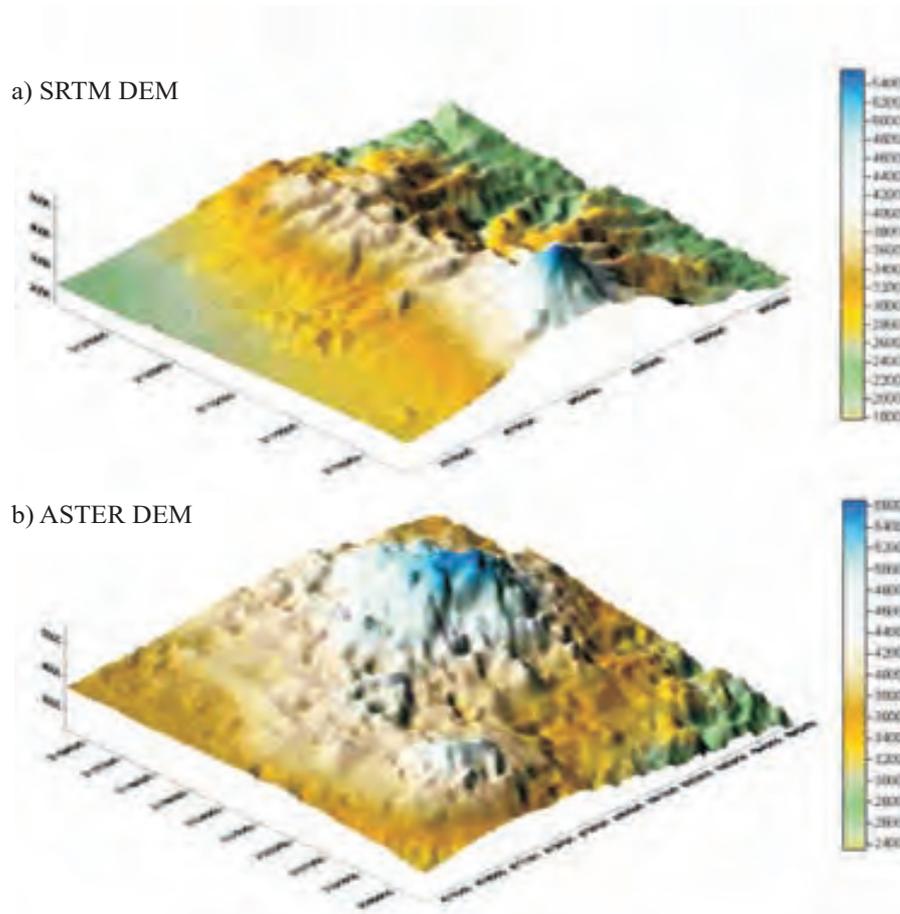


Figura 4.11: Modelos Digitales de Elevación, SRTM a) y ASTER b).

Otro aspecto importante, es que ASTER, dentro de sus utilidades, permite la extracción de Modelos Digitales de Elevación o DEM (por sus siglas en inglés), con los que además de ortorectificar las escenas ASTER en sí, es posible hacer una reconstrucción de la topografía de ciertas áreas a través del tiempo y así, medir los cambios topográficos ocurridos en la zona. Aunque se han publicado trabajos donde la generación de los DEM's permite identificar cambios en la topografía a partir de las imágenes ASTER en zonas donde cuantificar estos cambios es complicado, otros

mencionan el hecho de que para topografías con demasiada pendiente o cambios muy abruptos (Kääb, 2002), la exactitud y resolución de los DEM de ASTER no es recomendable; tal es el caso del volcán Citlaltépetl.

Como se ha visto, uno de los principales requisitos al momento de extraer los DEM de las imágenes ASTER es contar con un número considerable de puntos de control sobre la imagen, de tal forma que la topografía resultante represente de la forma más precisa las condiciones reales del área de estudio. Además, es necesario elegir de forma adecuada los puntos de empate entre ambas imágenes que permitan crear imágenes epipolares con un margen de error de paralaje aceptable. Este procedimiento resultó ser muy complicado para este estudio, ya que al momento de extraer el Modelo Digital de Elevaciones, la falta de suficientes puntos de control sobre el cono volcánico y sus alrededores llevó a incrementar las diferencias respecto a la topografía real del volcán. Un factor que incrementa las diferencias, es el hecho de que la pendiente del cono y su orientación respecto al sensor no permiten ubicar muchos puntos de empate en las imágenes, disminuyendo la eficiencia de los DEMs de ASTER. Esto es resultado de la gran deformación geométrica entre el par epipolar de las bandas 3N y 3B con las que se genera el DEM.

Como se puede ver en la Fig. 4.11, las diferencias en la topografía entre el Modelo Digital de Elevaciones de SRTM y el de ASTER es considerable; de hecho, el rasgo más notable es el cono del volcán, el cual se distingue muy poco en el DEM de ASTER.

La precisión de los DEM's de ASTER es baja en comparación del SRTM, pues la topografía y la falta de buenos puntos de control implican que los DEMs de ASTER no puedan reproducir de forma adecuada la topografía real y la elevación del terreno.

Comparando el DEM de ASTER con respecto a un modelo digital de elevaciones obtenido de un análisis fotogramétrico, el rango máximo de error de éste está entre -400 a 174 m (Fig. 4.12), lo cual es un gran problema principalmente en la zonas cercanas al cono del volcán donde la topografía es abrupta debido a las irregula-

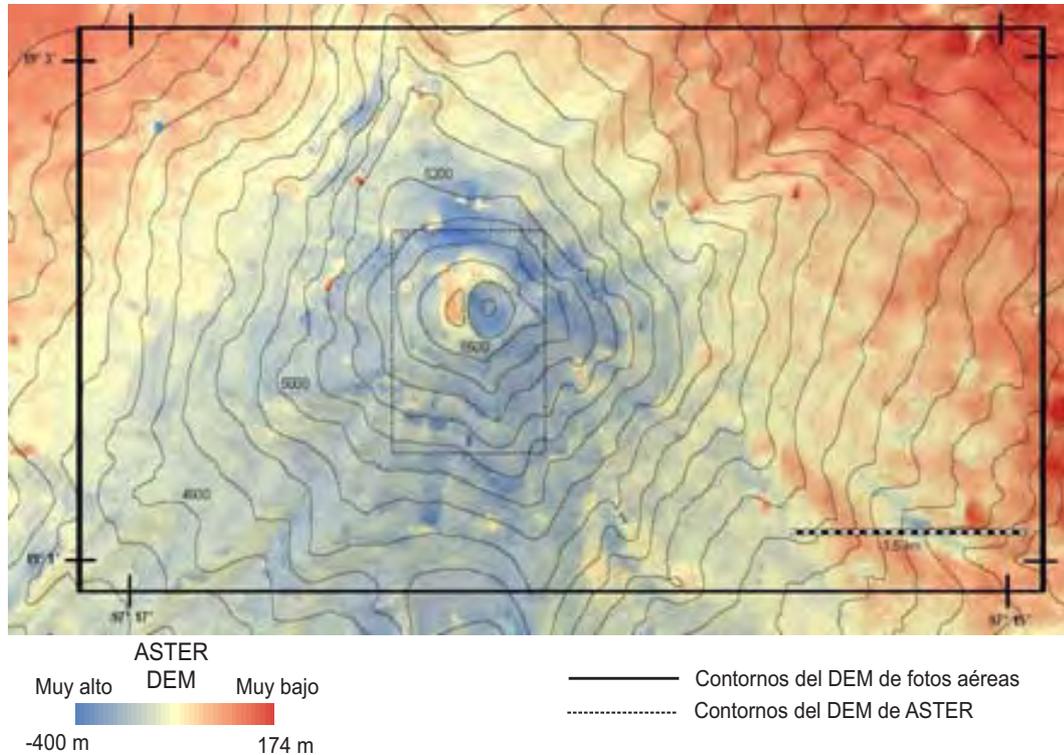


Figura 4.12: Diferencias de elevación entre un DEM creado con ortofotos y fotogrametría y el DEM extraído de ASTER. Es claro en la imagen que la exactitud del DEM de ASTER falla en superficies con mucha pendiente como en el caso del volcán Citlaltépetl.

ridades topográficas y a la fuerte pendiente. Este análisis llevó a la conclusión de que el uso del DEM de SRTM es más adecuado para los propósitos de este trabajo y principalmente con fines de ortorectificación de las imágenes ASTER; pues los errores máximos en las zonas de topografía más complicada son menores a 100 m.

La zona circundante al cráter del volcán Citlaltépetl es la más vulnerable a los errores y fallas del Modelo Digital de Elevaciones de ASTER; pues en esta zona los cambios en la topografía del volcán se vuelven más abruptos generando una mayor deformación del cono volcánico; además de que las sombras del relieve generan errores al momento de relacionar la imagen en las bandas 3N y 3B, pues la perspectiva de esta última no es buena sobre todo en la cara norte del volcán, debido a su inclinación respecto al nadir de 27.6° .

La exactitud de los DEM's de SRTM supera a los generados a partir de las imágenes ASTER, ya que en el caso de estudios más detallados del terreno la extracción de estos DEMs, con menores diferencias, implicaría la selección de mejores pares estereoscópicos y de la identificación de más puntos de control en tierra que permitieran una mayor corrección geométrica; invirtiendo desde luego más tiempo y recursos.

Por lo tanto, hacer uso de los DEM de SRTM para el proceso de ortorectificación de las imágenes ASTER y para el estudio evolutivo a largo plazo de la superficie glacial es más funcional y recomendable; en particular, para los propósitos de este trabajo, los cuáles únicamente involucran la superficie glacial y la identificación y cuantificación de los cambios sobre ésta.

4.2.4. Retroceso del Glaciar Norte

Es claro cómo se ha venido dando el retroceso glacial principalmente en el periodo 1958-2007. La metodología aquí desarrollada permite observar esta evolución y cuantificar los cambios a lo largo del tiempo. Sin embargo, debido al error de ortorectificación, existe una diferencia entre los valores calculados y las observaciones de campo.

La evolución altitudinal del frente glacial en la zona baja de la lengua glacial de Jamapa en el periodo de 1958-2007, calculada a partir de la delimitación del glaciar hecha por Lorenzo para 1958 y a partir de los límites obtenidos con las imágenes ASTER, muestra valores mayores a lo reportado por otras fuentes (Palacios y Vázquez-Selem, 1996) y a las mismas mediciones hechas durante el proceso de instalación de las estaciones meteorológicas. Esto nos lleva a ser cautelosos con los resultados obtenidos por medio de esta metodología ya que es necesario aún, complementar esta información con la obtenida de mediciones y análisis en campo.

A partir de los datos documentados por Palacios y Vazquez-Selem (1996), es

claro lo que se mencionó arriba, pues el límite inferior de la lengua Jamapa del Glaciar Norte en el año de 1958 lo localizan a 4,650 m; mientras que a partir de esta metodología, el límite se ubica a $4,695 \pm 6$ m. Por lo tanto, la delimitación del glaciar realizada con la re-proyección del glaciar delimitado por Lorenzo (1964), es diferente a la obtenida por Palacios y Vázquez-Selem (1996).

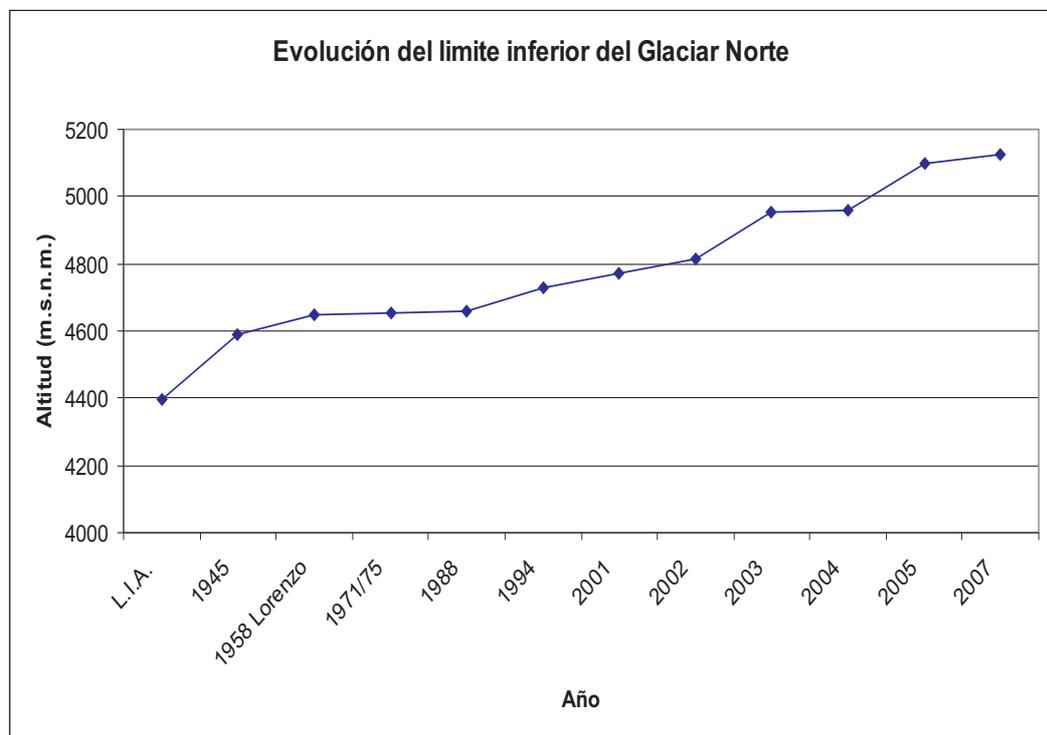


Figura 4.13: Evolución temporal de la altitud del frente glacial, desde lo calculado para la pequeña edad de hielo (L.I.A.), hasta lo obtenido con las imágenes ASTER en el periodo 2001-2007. Las altitudes marcadas por L.I.A. (pequeña edad de hielo, por sus siglas en inglés), 1945, 1971/75, 1988, 1994, son las altitudes reportadas por Palacios y Vázquez-Selem (1996).

En la Fig. 4.13 se puede apreciar el retroceso glacial mostrado a través de los cambios en la altitud mínima del frente glacial del Glaciar Norte. Analizando la Fig. 4.13, se observa que de los datos documentados en el trabajo realizado por Palacios y Vázquez-Selem (1996), la tendencia de retroceso se dió de forma paulatina a partir de la pequeña edad de hielo (L.I.A.) hasta 1994, el glaciar retrocedió casi 400 metros de

CAPÍTULO 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.2. DISCUSIÓN

altitud. Sin embargo, con los datos obtenidos del análisis de las imágenes ASTER, tan sólo en 6 años (2001-2007) este retroceso fue similar al periodo anterior, es decir, el glaciar retrocedió también ~ 300 metros en altitud. Esto podría indicar que en las últimas décadas han acontecido eventos climáticos extremos (como los fenómenos del niño y de la niña), que han afectado de forma directa la evolución del sistema glacial en el Citlaltépetl. Por lo que haciendo una proyección con base en una tendencia lineal de retroceso, el glaciar retrocedería hasta la cima del volcán en aproximadamente 20 años.

Por otro lado, el retroceso glacial mediante el análisis de las imágenes ASTER, arroja valores que sería difícil obtener de forma precisa en el campo, por ejemplo, si consideramos la tasa de retroceso glacial para las fechas indicadas, es notable que en el periodo comprendido entre los años 2001 al 2002 la pérdida de masa fue extremadamente rápida, lo cual puede ser un reflejo directo del aumento en la temperatura y los cambios en las condiciones climáticas en la década de los 90's, tal y como se menciona en el reporte del IPCC (2007). Para el año 2007 (Tabla 4.1), la tasa de retroceso es más baja mostrando un equilibrio en las condiciones sobre el glaciar, además de que para ese periodo existió una marcada fase de acumulación que no se venía presentando en años anteriores.

AÑO	ÁREA (km ²)	No. AÑOS	PÉRDIDA (m ²)
1958	2.23	—	—
2001	0.932847	43	1,297,153
2004	0.727704	3	205,143
2007	0.62123	3	106,474

Tabla 4.4: Cambio en las dimensiones del área glacial del Glaciar Norte en el periodo de 1958-2007. Para 1958 los datos se tomaron del inventario glaciológico realizado por Lorenzo (1964).

Ahora, si comparamos con lo reportado por Lorenzo en 1964 (corregido en este trabajo) donde el área cubierta por el Glaciar Norte en el volcán Citlaltépetl para

1958 era de 2,230,000 m^2 (la superficie glaciada más grande de México), tuvo un retroceso considerable en las últimas décadas, lo cual representa la relación directa de la evolución del glaciar con respecto al clima. Esto significa que considerando un periodo más grande de tiempo, el retroceso es más notorio, ya que las fluctuaciones del área glaciada en el periodo de 1958-2001 (43 años), indican que se perdieron 1,297,153 m^2 de glaciar, lo que representaría una pérdida del 58 % de su superficie para el 2001 (Tabla 4.4).

Es apreciable cómo para un periodo de 43 años, el retroceso es más evidente, sin embargo, la Figura 4.10, no muestra claramente como ha sido ese cambio en el periodo de tiempo de 1958-2001, ya que existe un salto de información bastante grande, lo cual pudiera interpretarse como una pérdida extrema de masa. Esto no es así, ya que datos obtenidos a partir de imágenes Landsat, muestran como el retroceso glacial ha venido dándose de forma similar a lo que muestra el recuadro de la Fig. 4.10, donde el retroceso es claro, se da de forma exponencial y por lo tanto, no existe un periodo de avance glacial.

A pesar de estos cambios, el hecho de que el Gran Glaciar Norte no se haya fragmentado, no significa que la pérdida de masa no se dio de forma considerable ya que ésta está fuertemente influenciada por los procesos naturales de fusión del hielo donde los factores climáticos y radiativos actuales han acelerado su ablación. Y para los 43 años de 1958-2001, el 58 % de pérdida es algo remarcable.

Una prueba de los grandes efectos radiativos en el retroceso del glaciar, es la contrastante pérdida de masa del Glaciar Occidental en comparación con la pérdida de masa del Glaciar Oriental, ya que este último se ha podido conservar más (Fig. 4.3). El glaciar Occidental cubría una gran extensión de área sobre la superficie del volcán Citlaltépetl tal y como lo muestra el inventario glaciológico hecho por Lorenzo en 1958 (Lorenzo, 1964) (Fig. 4.3). Para el año 2001 este glaciar ya había retrocedido de forma considerable en comparación con el Glaciar Oriental ubicado en el lado oriente del cráter del volcán, el cual, aunque muestra índices de retroceso, éste

aún conserva gran parte de su extensión registrada en 1958. En cambio, el retroceso del glaciar Occidental continuó siendo más marcado durante la última década ya que de la superficie de 96,658 m² que cubría el glaciar en el año 2001, para el año 2004 éste sólo cubría una superficie de 23,268 m².

Estos resultados, hacen notorio el impacto de esta metodología para el estudio del retroceso glacial y para evidenciar de forma clara la magnitud de estos cambios.

4.2.5. Comparación con el Modelo de Balance de Energía Puntual

El hecho de que los glaciares mexicanos se ubiquen fuera de la zona intertropical de convergencia implica que las condiciones climáticas de menor humedad a las que éstos se encuentran expuestos aumenten su vulnerabilidad a la extinción, pues al no existir una marcada temporada de acumulación la pequeña masa de hielo de estos glaciares queda expuesta simplemente a la radiación solar.

La radiación neta media en los periodos MBP1 y MBP2 (Sección 4.1.4) es baja (pero no despreciable) a comparación de otros glaciares como los tropicales, donde este parámetro es mayor y en particular su componente radiativa entrante de onda corta (ver Mölg et al., 2004).

La temperatura del aire no difiere mucho entre un periodo y otro (<2 °C), por lo cual es posible argumentar una homogeneidad térmica en la zona. El régimen climático del glaciar Norte en el volcán Citlaltépetl también se caracteriza por una presión atmosférica homogénea, la cual no presenta el ciclo anual. Además, existen precipitaciones sólidas escasas sobre todo en el segundo periodo de balance; sin embargo, las condiciones de temperatura en este periodo y la baja radiación neta contribuyeron a obtener un ligero periodo de acumulación. La presión de vapor de agua y la temperatura del aire presentan un marcado ciclo anual lo cual se vería reflejado en estaciones secas y de lluvia; pero de los análisis estadísticos realizados a

las series de tiempo de los parámetros meteorológicos (lo cual no se muestra en este trabajo), la precipitación no mostró de forma evidente el ciclo anual, por lo que al ser tan escasas estas estaciones, son inhibidas.

La relación entre la radiación neta y los procesos de ablación/acumulación es evidente dada la sensibilidad del glaciar cuando sobre su superficie hay una mayor radiación neta promedio; tal y como lo muestran los resultados de la sección 4.1.4. Si conocemos la distribución espacial de la radiación podemos determinar las zonas más vulnerables del glaciar y así identificar las zonas probables de acumulación y ablación correspondientes; si es que éstas últimas, existen de forma clara.

4.2.6. Relación Glaciar-Radiación Solar

A partir de las imágenes de la Fig. 4.5, se pueden identificar dos zonas marcadas de forma considerable por la radiación neta presente al instante de la captura de éstas; de las cuales una se ubica en la parte superior del glaciar. Dicha zona en la cual la radiación neta es mayor, muestra cómo el lado occidental del glaciar queda completamente expuesto a la radiación solar, dando como resultado que la nieve que se llegue a acumular en esa zona se derrita en muy poco tiempo; llevando así a que el glaciar no acumule masa. Por otro lado, el extremo oriente de la cima del volcán muestra valores de radiación bajos lo cual coincide directamente con el hecho de que el Glaciar Oriental aún se siga conservando. Esto puede deberse a que el gasto de energía para la ablación no es tan marcado como en el lado opuesto conservándose así la masa de hielo local.

Partiendo de estos resultados, es posible comprender el por qué la ablación en el glaciar es mayor que la acumulación; relacionando este hecho como un resultado directo del intercambio energético producido en la superficie del glaciar. A pesar de que en las zonas más elevadas es donde el glaciar recibe mayor radiación, las zonas ubicadas en altitudes menores, también muestran valores relativamente altos en la

radiación neta lo cual podría significar un alto gasto energético en los procesos de fusión de hielo. Dado que el gradiente de la radiación neta en esta zona es más suave por no decir que casi homogéneo, son las temperaturas promedio las que al estar tan cerca del punto de fusión fortalecen el proceso de ablación en el lugar, de tal forma que como se mostró en las secciones anteriores, el glaciar está retrocediendo más fuerte en las partes occidentales del glaciar, que es donde la radiación es mayor.

4.2.7. Indicador Climático

Como resultado de la interacción de la superficie del glaciar con el medio, éste se torna vulnerable a los cambios en el clima local al volcán Citlaltépetl y en las últimas décadas a los cambios a nivel global del clima.

Un ejemplo de esto, son los cambios que pueden apreciarse en las lenguas glaciales de Jamapa y Chichimeco; donde esta última, debido a los cambios en el clima local, para 1994 había desaparecido completamente, mientras que la de Jamapa en las mismas fechas ya estaba a punto de extinguirse (Palacios y Vázquez-Selem, 1996). Para el año 2001, de éstas solamente se aprecian los restos combinados con el mayor cuerpo de hielo, el Gran Glaciar Norte y del cual, para el 2007, ya resulta difícil distinguir las antiguas lenguas glaciales directamente con las imágenes ASTER.

Es un hecho que una de las variables de mayor peso en el comportamiento dinámico del glaciar es la radiación neta sobre la superficie, la cual en el balance de masa es determinante para el proceso de ablación. El balance energético positivo mostrado en estudios previos coincide con los índices de ablación mostrados arriba y más aún con la distribución sobre la superficie de la radiación neta del glaciar. Ya que las zonas con mayor radiación neta sobre su superficie son las más vulnerables a los procesos de ablación; tanto la fusión del glaciar, como la pérdida de masa por sublimación, la cual como se ha visto en estudios realizados en el glaciar del Zongo (Bolivia), es determinante para el balance de masa negativo (Favier et al., 2004).

Sin embargo, de estas zonas, solo la parte occidental (que dada la trayectoria del sol y su cuesta en el occidente, queda expuesta durante periodos más largos de tiempo), es la más afectada y su balance energético es aún mayor, por lo que el balance de masa se torna negativo. Aunque de forma sistemática, pareciera que las zonas orientales son las que reciben mayor radiación durante el día, de la Figura 4.5 se puede observar que la mayor cantidad de radiación sobre la superficie del glaciar se da mientras el sol alcanza el cenit local y por las tardes. Así que, aunque exista una constante concentración de nubes en el lugar, la mayor cantidad de radiación seguirá afectando de mayor forma las zonas occidentales; ya sea por la radiación de onda larga que de las nubes se emite o por la radiación de onda corta cuando el cielo esta despejado.

El retroceso glacial es evidente y su relación estrecha con la radiación también es clara, sobre todo en las partes más bajas de éste. En estas zonas la radiación es similar en cada punto sobre la superficie, por lo que el retroceso glacial es casi homogéneo y está en función de las condiciones climáticas presentes. Esta relación con el factor radiativo que muestra el glaciar es similar al régimen radiativo que presentan los glaciares tropicales. Sin embargo, es necesario realizar mejores mediciones en campo y medidas directas de los cambios en el glaciar a lo largo de un año de balance, para así poder caracterizar de forma más precisa el régimen glacial y las características climáticas del Glaciar Norte.

Es importante mencionar que el comportamiento del glaciar Citlaltépetl tiene semejanzas con glaciares como el Zongo en Bolivia y de cierta forma el Antizana 15 en Ecuador, ya que de los estudios hechos por Sicart et al. (2008), el balance de masa del glaciar Zongo queda determinado principalmente por la radiación neta de onda corta; siendo la variación de la temperatura un factor que no es determinante para que se intensifiquen los procesos de ablación. Además de que las variaciones de la temperatura en el glaciar Norte a lo largo del año son muy pequeñas, como pasa en los glaciares tropicales. Por otro lado, los procesos de ablación por sublimación

se vuelven importantes dadas las condiciones secas en la zona del Glaciar Norte, aumentando así la pérdida de masa en el glaciar, tal y como pasa en el glaciar del Zongo.

También se ha reafirmado que no existe actividad volcánica alguna que afecte significativamente el comportamiento del glaciar, por lo que ha sido posible entender de mejor forma la relación con el clima de estas masas de hielo a estas latitudes, pero sobre todo en zonas de transición y convergencia climática como la cima del Volcán Citlaltépetl donde sabemos convergen diferentes corrientes que determinan el clima local del volcán y más aún el régimen glacial.

4.3. Perspectivas a Futuro

Se han podido medir de forma simple los cambios y la evolución temporal del Glaciar Norte mediante los resultados obtenidos del procesamiento de las imágenes ASTER y el uso de SRTM. Dado que esta metodología ahora puede aplicarse en regiones glaciadas donde existan los estudios y registros previos en campo del balance de masa, el análisis hecho con las imágenes satelitales puede mejorarse de forma tal que a partir de éste se relacionen las tasas de retroceso glacial calculadas con los valores reales del balance de masa.

Con base en lo anterior, se pretende aplicar la metodología de este trabajo a los demás glaciares mexicanos, en particular a los del volcán Iztaccíhuatl, a fin de detallar el inventario glaciológico mexicano combinando el análisis fotogramétrico de las imágenes aéreas previamente hecho y las mediciones realizadas actualmente a partir de las imágenes ASTER.

En el caso del área glacial del volcán Popocatepetl la actividad volcánica fue determinante en su dinámica (Huggel et al., 2008); por lo que se pretende hacer uso de un análisis similar al de este trabajo para determinar cómo los procesos previos a la actividad volcánica influyeron en la dinámica actual del glaciar y cómo estos se

CAPÍTULO 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.3. PERSPECTIVAS A FUTURO

vuelven más vulnerables una vez que tiene lugar la actividad volcánica.

En un marco general, este trabajo nos conduce a desarrollar a futuro los siguientes puntos:

- Medir y parametrizar las componentes radiativas de onda corta y onda larga sobre la superficie del Glaciar Norte en el volcán Citlaltépetl, con el fin de calibrar las radiaciones netas en la superficie del glaciar obtenidas a partir de las imágenes ASTER y así precisar el balance de energía en la misma.
- Desarrollar una metodología que combine el análisis de imágenes satelitales con el análisis fotogramétrico de fotografías aéreas de los glaciares ubicados en los diferentes volcanes de México, complementando así el inventario glaciológico previo.
- Aplicar la metodología desarrollada en este trabajo a imágenes pasadas de los glaciares del Iztaccíhuatl y Popocatépetl, para determinar su comportamiento pasado y presente, como resultado de las condiciones radiativas principalmente.
- Detallar los regímenes glaciales en base a mediciones hechas en campo del balance de masa y del balance energético, junto con las respectivas tasas de retroceso glacial obtenidas por este medio.
- Finalmente, obtener una reconstrucción general de las condiciones pasadas sobre las superficies glaciales de los volcanes mexicanos; distinguiendo cada uno de los diferentes fenómenos que han alterado el comportamiento de los mismos

Capítulo 5

CONCLUSIONES

Considerando los objetivos planteados al inicio de este trabajo, podemos concluir lo siguiente:

- La metodología aquí desarrollada permite observar la evolución espacio-temporal del Glaciar Norte, cuantificando de forma precisa los cambios ocurridos en el periodo 2001-2007 y la distribución de la radiación neta sobre la superficie del glaciar.
- El estudio realizado con las imágenes ASTER en el periodo 2001-2007 muestra claramente una disminución en el área glaciada del volcán Citlaltépetl (33 % en 6 años). Este retroceso es más notable considerando los últimos 49 años, ya que para el 2007, el área del Glaciar Norte había perdido el 72 % de su área respecto al área delimitada por Lorenzo para 1958.
- Los cambios en los límites glaciales durante el periodo de estudio muestran cómo el límite inferior del glaciar se está moviendo hacia altitudes cada vez más elevadas; con una tendencia de unos 59 msnm por año. Además, en el periodo comprendido entre 1958-2007 el área glacial del volcán Citlaltépetl se ha modificado de forma considerable, principalmente si consideramos la

CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES

morfología que éste presentaba para 1958 y la geometría que ahora presenta; observando que son las lenguas glaciales las que han disminuido notablemente su longitud en los últimos años.

- La tasa de retroceso glacial para el periodo 2001-2007 calculada a partir de las áreas obtenidas de las imágenes ASTER, muestra una variabilidad entre los valores de cada año; ya que resulta contrastante como en el periodo 2001-2002, la tasa resultante fue de 204,115 m²/año mientras que para el periodo 2005-2007 fue de unos 16,758 m²/año.
- El procesamiento de la respuesta espectral de las imágenes ASTER, para las tomas adquiridas en la época más seca del año, permitió calcular adecuadamente la distribución del albedo y la radiación neta sobre la superficie del glaciar.
- Los valores de la radiación neta, calculados sobre la superficie del glaciar, concuerdan con el estudio del balance de energía realizado en un punto sobre la superficie, ya que éstos muestran cómo la radiación solar es una componente de peso para el gasto de energía hecho por el glaciar y por lo tanto de la pérdida de masa del mismo.
- La distribución de la radiación neta sobre la superficie del glaciar, muestra cómo las partes más vulnerables al retroceso glacial son la zona occidental y las zonas bajas en la parte norte del glaciar, correspondiendo a las zonas donde se han perdido las lenguas glaciales de Jamapa y el Chichimeco al norte y del Glaciar Occidental al occidente.

Adicionalmente se tiene que:

- El retroceso glacial, en función de los cambios en altitud del límite inferior del glaciar, mostró un retroceso de casi 400 metros en el periodo comprendido entre el máximo de la pequeña edad de hielo (1400-1850) y 1994. En el periodo

de 2001-2007, este retroceso fue del mismo orden de magnitud. Retrocesos cuyo orden de magnitud es similar, pero en periodos de tiempo de 6 y ~ 150 años, evidencian el impacto de factores climáticos de corta duración o que se han intensificado en los últimos ocho años.

- El error de ortorectificación de las imágenes ASTER es mayor si consideramos el uso de los DEM de ASTER, en cambio, utilizando el DEM de SRTM, el error resultante representa solo el 0.2% del área calculada para el 2007; esto es, un error de ± 40 metros.
- Los modelos digitales de elevaciones de SRTM son una herramienta bastante útil y necesaria en el proceso de ortorectificación de las imágenes ASTER y en el cálculo de las extensiones del glaciar como una fuente de información para el cambio en elevación del mismo.
- La relación con la radiación neta sobre la superficie que muestra el glaciar es similar al régimen radiativo que presentan los glaciares tropicales. Sin embargo, es necesario realizar mejores mediciones en campo y medidas directas de los cambios en el glaciar a lo largo de un año de balance, para así poder caracterizar de forma más precisa el régimen glacial y las características climáticas del Glaciar Norte.
- La valoración de estos resultados a partir de la medición de las componentes radiativas de onda larga y onda corta, de la medición de los cambios en la altitud del frente glacial y el cálculo de la ablación anual, directamente en campo; es un punto muy importante en el trabajo futuro, por lo que por el momento, estos resultados deben de manejarse de forma cautelosa y principalmente, considerando la documentación hecha en otros estudios.

BIBLIOGRAFÍA

Abrams M., Hook, S., Ramachandran, B., 2008: *ASTER User Handbook Version 2*.

Ahlmann, H. W., 1949: *The Present Climate Fluctuation*. Journ. Geog., Vol. 112, pp. 165-93.

Alonso, J. A., 2007: *Tabla de radiación solar extraterrestre*. Conseguida de la liga en Internet de la OCW UPM - OpenCourseWare de la Universidad Politécnica de Madrid, Sitio web: <http://ocw.upm.es/ingenieria-agroforestal/climatologia-aplicada-a-la-ingenieria-y-medioambiente/contenidos/tema-3/TABLA%20RADIACION%20SOLAR%20EXTRATERRESTRE.pdf>.

Alvarez, R., Delgado Granados, H., 2002: *Characterization of a tropical ice body on Iztaccíhuatl volcano, Mexico*. Ninth International Conference on Ground Penetrating Radar, S. K. Koppenjan and H. Lee (Eds.), Proceeding of SPIE, v. 4758, pp. 438-442.

Bishop, M.P., Shroder Jr., J.F., 2004: *GIScience and mountain geomorphology: overview, feedbacks, and research directions*. In: Bishop, M.P. and Shroder Jr., J.F., eds., *Geographic Information Science and Mountain Geomorphology*, Springer, Praxis, Chichester, UK, 1-31.

Blázquez, L., 1957: *Estudios Hidrogeológicos: Hidrogeología de la cuenca superior de los ríos Jamapa, Atoyac y una parte del río Blanco*. Anals. del Instituto de Geología, XII; 57-95 México.

Bourdelles, B., Fily, M., 1993: *Snow grain size determination from Landsat imagery*.

Annals of Glaciology, 17, 87-92.

Campbell, J.B., 2002: *Introduction to remote sensing. Third edition.* Taylor and Francis, London. 621 pp.

Carrasco-Núñez, G., 2000: *Structure and proximal stratigraphy of Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), Mexico.* Geological Society of America, Special Paper 334.

Chuvieco, E., 1996: *Fundamentos de teledetección espacial.* Madrid, Rialp, 3a ed., 568pp.

De la Cruz-Reyna, S., Carrasco-Núñez, G., 2002: *Probabilistic hazard analysis of Citlaltépetl (Pico de Orizaba) Volcano, eastern Mexican Volcanic Belt.* Journal of Volcanology and Geothermal Research 113, 307-318.

Delgado Granados, H., 1997: *The glaciers of Popocatepetl volcano (Mexico): changes and causes.* Quaternary International 43: 53-60.

Delgado Granados, H., 2007: *Climate change vs. Volcanic activity: Forcing mexican glaciers to extinguish and related hazards.* Proceedings of the First International Conference on Impact of Climate Change on High Mountain Systems. Instituto de Hidrología, Meteorología y estudios Ambientales. Ideam- Bogotá, Colombia. pp. 153-168.

Delgado Granados, H., Huggel, C., Julio Miranda, P., Cárdenas González, L., Ortega del Valle, S., Alatorre Ibarra, M. A., 2006: *Chronicle of a death foretold: extinction of the small-size tropical glaciers of Popocatepetl volcano (México).* Global and Planetary Change.

Dozier, J., 1989: *Spectral signature of alpine snow cover from Landsat 5 TM.* Remote Sensing of Environment, 28, 9-22.

Favier, V., P. Wagnon, and P. Ribstein, 2004: *Glaciers of the outer and inner tropics: A different behaviour but a common response to climatic forcing.* Geophys. Res. Lett., 31.

- Gong, S., Huang, J., Li, Y., Wang, H., 2008: *Comparison of Atmospheric correction algorithms for TM image in inland waters*. International Journal of Remote Sensing. Vol. 29, No. 8, 2199-2210
- Hall, D., Chang, A.T.C., Foster, J.L., Benson, C.S., Kovalick, W. M., 1989: *Comparison of in situ and Landsat derived reflectances of Alaskan glaciers*. Remote Sensing of Environment, 28, 493-504.
- Hall, D.K., Bindschadler, R.A., Foster, J.L., Chang, A.T.C., Siddalingaiah, H., 1990: *Comparison of in situ and satellite derived reflectances of Forbindels Glacier, Greenland*. International Journal of Remote Sensing, 11, 493 - 504.
- Hall, D.K., Williams, R.S., Bayr, K.J., 1992: *Glacier recession in Iceland and Austria*. EOS Transactions, American Geophysical Union, 73(12), 129,135,141.
- Hambrey, M., Alean, J., 2004: *Glaciers*. Cambridge University, Cambridge, 376p.
- Hastenrath, S., 1991: *Climate Dynamics of the Tropics*. Kluwer Acad., Norwell, Mass.
- Heine, K., 1983: *Mesoformen der Periglazialstufe der semihumiden Randtropen, dargestellt an Beispilen der Cordillera Neovolcanica, Mexiko*. Abh. Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-Physicalische Klasse, Series III, Vol. 35, pp. 403-424.
- Heine, K., 1988: *Late Quaternary glacial chronology of the Mexican volcanoes*. Die Geowissenschaften 6, 197-205.
- Hetch, E., 2001: *Optics*. Addison Wesley, 4 edition.
- Hubley, R. C., 1957: *Analysis of surface energy during the ablation season on Lemon Greek Glacier, Alaska*. Transactions of the American Geophysical Union, Vol. 38, February. 68-95.
- Huggel, C., Schneider, D., Julio Miranda, P., Delgado Granados, H., Käab, A., 2008: *Evaluation of ASTER and SRTM DEM data for lahar modeling: A case study on*

lahars from Popocatépetl Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 170, February, 99-110.

Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007: *Climate Change 2007: Synthesis Report*. <http://www.ipcc.ch/>

IPCC (2001). Intergovernmental Panel on Climate Change glossary

Julio Miranda P., Delgado Granados, H., 2003: *Fast Hazard evaluation employing digital photogrammetry: Popocatépetl glaciers*. Mexico Geofísica Internacional, Vol. 42, Num. 2, pp. 275-283.

Kääb, A., 2002: *Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data*. *Journal of Photogrammetry & Remote Sensing* 57 (1-2), 39-52.

Kääb, A., 2005: *Remote Sensing of Mountain Glaciers and Permafrost Creep*. Schriftenreihe Physische Geographie, 266 pp, 2005, ISBN385543 244 9.

Kääb, A., 2005a: *Combination of SRTM3 and repeat ASTER data for deriving alpine glacier flow velocities in the Bhutan Himalaya*. *Remote Sensing of Environment*, 94(4), 463-474.

Kääb, A., Huggel, C., Paul, F., Wessels, R., Raup, B., Kieffer, H. and Kargel, J., 2003a: *Glacier monitoring from ASTER imagery: accuracy and applications*. *EARSel e Proceedings*, 2, 43-53.

Kääb, A., Wessels, R., Haeberli, W., Huggel, C., Kargel, J.S., Khalsa, S.J.S., 2003: *Rapid Aster imaging facilitates timely assessments of glacier hazards and disasters*. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 13 (84), 117-121.

Kaser, G., 1999: *A review of the modern fluctuations of tropical glaciers*. *Global Planet Change*, 22, 93-103.

Kaser, G., Georges, C., Juen, I., Mölg, T., 2003: *Low Latitude Glaciers: Unique Global Climate Indicators and Essential Contributors to Regional Fresh Water Sup-*

- ply. A Conceptual Approach*. Tropical Glaciology Group, Department of Geography, Innsbruck University, 6020 Innsbruck, Austria.
- Kaser, G., Osmaston, H., 2002: *Tropical Glaciers*. International Hydrology Series-UNESCO; Cambridge University Press. Cambridge, England. Capítulos 1 y 2.
- Keary, P., 1996: *The Penguin Dictionary of Geology*. Penguin books, England, 366p.
- Keiffer, H. H., et al. 2000: *New eyes in the sky measure glaciers and ice sheets EOD Transactions*. American Geophysical Union 81 (24): 265, 270-271.
- Koelemeijer, R., Oerlemans, J., Tjemkes, S., 1993: *Surface reflectance of Hintereisferner, Austria, from Landsat 5 TM imagery*. Annals of Glaciology, 17, 17-22.
- König, M., Winther, J.-G., Isaksson, E., 2001: *Measuring snow and ice properties from satellite*. Reviews of Geophysics, 39(1), 1-27.
- Lliboutry, L., 1956: *Nieves y Glaciares de Chile*. Fundamentos de glaciología. Ediciones de la Universidad de Chile, Santiago, 471p.
- Lorenzo J. L., 1964: *Los glaciares de México*. Universidad nacional Autónoma de México, Monografías del instituto de Geofísica.
- Markham, B.L., Barker, J.L., 1985: *Spectral characterization of the Landsat Thematic Mapper sensors*. International Journal of Remote Sensing, 6(5), 697-716.
- Markham, B. L., Barker J. L., 1987: *Thematic mapper bandpass solar exoatmospheric irradiances*. International journal of remote sensing . vol. 8, no3, pp. 517-523 (18 ref.).
- Mölg, T., Hardy, D. R., 2004: *Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier on Kilimanjaro*. J. Geophys. Res., 109, D16104, doi: 10.1029/2003JD004338.
- Müller, F., Caffish, T., Müller, G., 1976: *Firn und Eis der Schweizer Alpen: Gletscherinventar*. Zürich, Eidgenössische Technische Hochschule. (Geographisches Institut Publ 57).
- Ontiveros, G., 2007: *Balance de Energía en la Superficie del Glaciar Norte del Volcán Citlatépetl*. Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría.

- Ørstrem G., Brugman, M., 1991: *Glacier mass.balance measurements; a manual for field and office work*. National Hidrology Research Institute, 224p.
- Palacios, D., Vázquez-Selem, L., 1996: *Geomorphic Effects of the retreat of Jamapa Glacier, Pico de Orizaba Volcano (Mexico)*. Geogr. Ann. 78 A (1): 19-34.
- Palacios, D., Parrilla, G., Zamorano, J. J., 1999: *Paraglacial and postglacial debris flows on a Little Ice Age terminal moraine: Jamapa Glacier, Pico de Orizaba (Mexico)*. Geomorphology 28, 95–118.
- Palomo Arroyo, M., 2006: *El formato HDF para el almacenamiento de información relativa a imágenes de satélite. Importación y exportación en SOV de ficheros HDF*. www.geocities.com
- Paterson, W.S.B., 1994: *The physics of glaciers 3rd edition Pargamon*. Oxford, Oxford Eng-land. Capítulos 2, 4 y 10.
- Paul, F., 2002a, *Changes in glacier area in Tyrol, Austria, between 1969 and 1992 derived from Landsat 5 Thematic Mapper and Austrian Glacier Inventory data*. International Journal of Remote Sensing, 23(4), 787-799.
- Paul, F., Kääb, A., Maisch, M., Kellenberger, T., Haeberli, W., 2002: *The new remote-sensing derived Siwss glacier inventory: I. Methods*. Annals of Glaciology 34: 355-361.
- Paul, F., Kääb, A., Maisch, M., Kellenberger. T., Haeberli, W., 2004: *Rapid Desintegration of Alpine glaciers observed with satellite data*. Geophysical Research Letters, Vol. 31, L21402, doi:10.1029/2004GL020816.
- Pohl, C., Van Genderen, J.L., 1998: *Multisensor image fusion in remote sensing: concepts, methods and applications*. International Journal of Remote Sensing, 19(5), 823-854.
- Post, A., Richardson, D., Tangborn, W. V., Rosselot, F. L., 1971: *Inventory of glaciers in the North Cascades, Washington*. USGS, Prof. Paper 705-A.

- Rabus, B., Eineder, M., Roth, A., Bamler, R., 2003: *The shuttle radar topography mission a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar*. ISPRS J. Photogramm. and Remote Sens. 57 (4), 241-262.
- Rentsch, H., Welch, W., Heipke, C., Miller, M., 1990: *Digital terrain models as a tool for glaciers studies*. J. Glaciology, 36-124, 273-278.
- Rignot, E., Rivera, A. and Casassa, G., 2003: *Contribution of the Patagonia Icefields of South America to sea level rise*. Science, 302, 434-437.
- Roerink, G. J., Su, Z., Menenti, M., 2000: *S-SEBI: A simple Remote Sensing Algorithm to Estimate the Surface Energy Balance*. Physical Chemistry Earth(B), Vol. 25, No.2, pp. 147-157.
- Rott, H., 1976: *Analyse der Schneeflächen auf Gletschern der Tiroler Zentralalpen aus Landsat-Bildern*. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 12(1), 1-18.
- Rott, H., Markl, G., 1989: *Improved snow and glacier monitoring by the Landsat Thematic Mapper*. Proceedings, Workshop on Landsat Thematic Mapper applications, ESA, SP-1102, 3 - 12.
- Sabins, F. F. Jr., 1978: *Remote Sensing: Principles and Interpretation*. W. H. Freeman and Company, San Francisco. 426p.
- Salisbury, J.W., D'Aria, D.M., Wald, A., 1994: *Measurements of thermal infrared spectral reflectance of frost, snow, and ice*. Journal of Geophysical Research, 99(B12), 24235-24240.
- Sandmeier, S., Itten, K., 1997: *A physically-based model to correct atmospheric and illumination effects in optical satellite data of rugged terrain*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 35(3), 708-717.
- Schneider, D., Delgado Granados, H., Huggel, C., Käab, A., 2008: *Assessing lahars from ice-capped volcanoes using ASTER satellite data, the SRTM DTM and two different flow models: case of study on Iztaccíhuatl (Central Mexico)*. Natural Hazards

and Earth System Sciences, Sci., 8, 559-571.

Schowengerdt, R.A., 1997: *Remote sensing. Models and methods for image processing - second edition*. Academic Press, San Diego and Chestnut Hill.

Sicart, J. E., R. Hock, and D. Six, 2008: *Glacier melt, air temperature, and energy balance in different climates: The Bolivian Tropics, the French Alps, and northern Sweden*. J. Geophys. Res., 113.

Stevens, N.F., Garbeil, H., Mouginiis-Mark, P.J., 2004: *NASA EOS Terra ASTER: Volcanic topographic mapping and capability*. Remote Sens. Environ. 90, 405-414.

Toutin, T., 1995: *Multi-source data integration: comparison of geometric and radiometric methods*. International Journal of Remote Sensing, 16(15), 2795-2811.

Toutin, T., 2002: *Three-dimensional topographic mapping with ASTER stereo data in rugged topography*. IEEE-TGARS, 40, 10, 2241-2247, 2002.

Toutin, T., 2004: *Geometric processing of remote sensing images: models, algorithms and methods*. International Journal of Remote Sensing, 25(10), 1893-1924.

Valor, E., Caselles, V., 1996: *Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, African, and South American areas*. Remote Sensing of Environment; Volume: 57.

Van Zyl, J.J., 2001: *The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM): a breakthrough in remote sensing of topography*. Act Astrona. 48 (5-12), 559-565.

Vermote, E., Tanré, D., Deuze, J.L., Herman, M., Morcette, J.J., 1997: *Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum: an overview*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 35(3), 675-686.

Waitz, P., 1910: *Observaciones geológicas acerca del Pico de Orizaba*. Bol. Soc. Geol. Mex. 7; 67-76.

Wallén, C. C., 1948: *Glacial-meteorological investigations on the Kärnsa Glacier in Swedish Lapland 1942-1948*. Geografiska Annaler, Vol. 30, 451-672.

Warren, S.G., 1982: *Optical properties of snow*. Reviews of Geophysics and Space Physics, 20, 67-89.

Whittow, J., 1984: *The Penguin Dictionary of Physical Geography*. Penguin books, England, 591p.

Williams, R.S., Hall, D.K., Sigurdsson, O., Chien, J.Y.L., 1997: *Comparisson of satellite-derived with ground-based measurements of the fluctuations of the margins of Vatnajökull, Iceland, 1973-1992*. Annals of Glaciology, 24, 72-80.

Winther, J.-G., Gerland, S., Ørbæk, J.B., Ivanov, B., Blanco, A., Boike, J., 1999: *Spectral reflectance of melting snow in a high Arctic watershed on Svalbard: some implications for optical satellite remote sensing studies*. Hydrological Processes, 13(12-13), 2033-2049.

Zeng, Q., Cao, M., Feng, X., Liang, F., Chen, X., Sheng, W., 1983: *A study of spectral reflection characteristics for snow, ice and water in the north of China*. In: Goodison, B., ed., Hydrological applications of remote sensing and remote data transmission, IAHS, 145, 451-462.

<http://www.glaciologia.cl/definicion.html>