



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA

LOCALIZACIÓN APROXIMADA DE PERMAFROST EN EL
VOLCÁN CITLALTÉPETL A PARTIR DE INFORMACIÓN
GEOESPACIAL

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERÍA GEOMÁTICA

PRESENTA:

JUAN MANUEL NIEBLAS PIQUERO

TUTOR:

DR. HUGO DELGADO GRANADOS

MÉXICO, D.F., NOVIEMBRE, 2015

Dedicatoria y Agradecimientos

Dedicado este trabajo a:

Mi madre, por ser mi estrella, mi guía y motor. Mi padre por su confianza, pureza, sensatez y su incondicional amor que me impulsa a ser mejor ser humano. A mis abuelos por ser un recurso de amor y sabiduría inigualable y a mi hermana por ser mi admiración y mejor amiga.

Agradezco a:

Mi universidad por educarme y formarme en todo instante.

El Dr. Hugo Delgado Granados, el Dr. Víctor Soto y al Dr. Jorge Cortés Ramos por el apoyo y la pasión transmitida hacia el estudio criosférico mexicano y por brindarme la oportunidad de ser parte del proyecto para la investigación del cambio climático en el Volcán Citlaltépetl.

La M.C. María Elena Osorio Tai por su apoyo y asesoría inigualable, inspiración y amistad que me es un ejemplo en todo momento. Y al Dr. Jorge Zavala Hidalgo y su equipo en el Centro de Ciencias de la Atmósfera por siempre abrirme la puerta, dejarme contemplar el trabajo sólido de un verdadero equipo y hacerme sentir en familia.

La Dra. Ligia Pérez Cruz por incentivar mi pasión por todo lo que representa mi planeta y ser un ejemplo excepcional de profesionalismo y humanidad.

A toda mi familia, por ser mi elemento natural y universal, a mi primo Mario Obregón por ser un hermano en todo momento mostrándome el valor de la responsabilidad y la camaradería.

A Fer por ser y permitirme aprender.

A los Midnight Vultures, Vokio, Gus-Tav-Clan y Lt. Dan. A mis hermanos del alma Kev a.k.a. Hunahpú (aquí y en Xib'alb'a), Habib Trafa LYLAB, Acuarela Deib, mi querido Rey Lagarto y a Pérez Aarón. Gracias por su amistad sincera.

Índice general

Dedicatoria y Agradecimientos	III
Contenido	IV
Lista de Figuras	VII
Lista de Tablas	IX
Abreviaciones	XI
Resumen	XIII
I Introducción	1
I.1 Área de estudio	2
I.2 Hipótesis	2
I.2.1 Hipótesis Conceptual	2
I.3 Objetivos	3
I.4 Justificación	3
II Marco conceptual	5
II.1 Investigación de permafrost en el mundo	5
II.2 Principales factores que influyen en la temperatura del suelo	8
II.3 Impacto de la información geoespacial en el estudio de permafrost en alta montaña	13
III Percepción remota	15
III.1 Principios de Percepción Remota (Teledetección)	15
III.2 LANDSAT 7	20
III.3 LANDSAT 8	22
III.4 Obtención de Imágenes	24
III.5 Lista de imágenes	25
IV Aplicación al caso del Volcán Citlaltépetl	29
IV.1 Procedimiento del cálculo de temperatura de superficie por tipo de imagen	29
IV.1.1 Landsat 7	30
IV.1.2 Landsat 8	31
IV.2 Análisis SIG de Permafrost	35
IV.3 Criterios: Características y condiciones	38
IV.3.1 Criterios	38
IV.3.2 Características	39
IV.3.3 Ponderaciones	45
IV.3.4 Evaluación de sensibilidad del SIG	47

V Resultados y discusión

49

VI Conclusiones

59

Índice de figuras

II.1	Distribución de permafrost Circumpolar (Brown et al., 2008) en el hemisferio norte y su cambio previsto (2040 a 2060 menos 1975 a 1995) en temperatura media anual del aire en regiones circumpolares en respuesta a la duplicación de CO_2	6
II.2	La relación entre permafrost, la tabla de permafrost, la capa activa, y taliks en supra-, y intra-permafrost	7
II.3	Zonas de Permafrost en el hemisferio Norte (Brown et al., 2008) y la localización de los candidatos de GTNet-P para perforar y monitorear su temperatura (Marzo 1999).	9
II.4	Permafrost alpino, relación entre latitud y altitud	12
III.1	Espectro electromagnético.	16
III.2	Reflectancia de nieve, firn, hielo intermedio, hielo glacial y nieve contaminada. . .	19
III.3	Características del sensor Landsat 7 (ETM+)	21
III.4	Corrección de SLC en Landsat 7	22
IV.1	Distribución de las bandas en OLI y TIRS	32
IV.2	Perfil del Volcán Citlaltépetl	40
IV.3	Localización de la línea del perfil	41
IV.4	Distribución de pixeles de altitud vs. Radiación Solar	42
IV.5	Distribución de pixeles de Altitud vs Pendiente	42
IV.6	Direcciones	43
IV.7	Distribución de pixeles de Altitud vs Dirección de pendiente.	43
IV.8	Método pan-sharpening	44
IV.9	Comparación de imágenes Landsat 8 con y sin pan sharpening	45
V.1	Imágenes de temperatura de superficie del 2000 al 2004	50
V.2	Imágenes de temperatura de superficie del año 2005, 2006, 2007 y 2009	51
V.3	Imágenes de temperatura de superficie del año 2009, 2013 y 2014	52
V.4	Imágenes del año 2015	53
V.5	Resultado del análisis de LST	54
V.6	SIG EMC de ocurrencia permafrost	55
V.7	Combinación de SIG EMC de ocurrencia de permafrost y LST	56
V.8	Área aproximada de ocurrencia de permafrost	57
V.9	Traslape entre la zona glacial y la zona aproximada de permafrost calculada	58

Índice de tablas

II.1	Resumen de los sitios de monitoreo del CALM y permafrost termal por país	8
III.1	Resolución de los sensores satelitales que se emplean en glaciología.	17
III.2	Comparación de bandas en Landsat 7 y 8	23
III.3	Imágenes empleadas	25
IV.1	Criterios de ocurrencia de permafrost del Volcán Citlaltépetl	39
IV.2	Ponderación del criterio de ángulo de Pendiente	45
IV.3	Ponderación del criterio de Radiación Solar	46
IV.4	Ponderación del criterio de Dirección de Pendiente	46
IV.5	Ponderación de criterio de Altitud	46
IV.6	Ponderación de Temperatura de Superficie	46
IV.7	Evaluación de sensibilidad del SIG	47

Abreviaciones

WRF	W eather R esearch and F orecasting model
BTS	B ottom T emperature S now
CIV	C ampo I ntantáneo de V ista
DN	N ivel D igital
EMC	E valuación M ulti C riterio
EROS	S istema de O bservación de R ecursos de la T ierra
INEGI	I nstituto N acional de E stadística y G eografía
LIDAR	L ight D etection A nd R anging
LST	T emperatura de S uperficie de la T ierra
MAAT	P romedio anual de la temperatura de aire
MAGT	P romedio anual de la temperatura de superficie
MDE	M odelo D igital de E levación
MIR	I nfrarrojo M edio
m.s.n.m.	M etros sobre el n ivel del M ar
MSS	S caner M ultiespectral
NASA	N ational A eronautics and S pace A dministration
NIR	I nfrarrojo C ercano
OLI	O perational L and I mager
Radar	R adio D etection and R anging
RGB	C olores primarios (R ojo, v erde y a zul)
SAR	S ynthetic A perture R adar
SC	M étodo de S ingle C hannel
SFIM	S oothing F ilterbased I ntensity M odulation
SIG	S istema de I nformación G eográfica
SLC	C orrector de la línea de escaneo
SWIR	I nfrarrojo de O nda C orta

TIR	Infrarrojo Térmico
TM	Mapeador Temático
TOA	T op of A tmosphere
USGS	Servicio Geológico de los Estados Unidos

Resumen

Se propone un análisis multicriterio en un ambiente de Sistema de Información Geográfica (SIG) para la aproximación de posibles zonas con presencia de permafrost en el Volcán Citlaltépetl con base a la observación de temperaturas superficiales (LST) remotas obtenidas de imágenes satelitales Landsat 7, Landsat 8 y con los criterios de elevación del relieve, área potencial de radiación solar, ángulos y dirección de las pendiente a partir de un Modelo Digital de Elevación (MDE) con mediana resolución.

El conocimiento de ambientes periglaciares en las regiones montañosas de México es escaso y se desconoce dónde está situado el límite inferior del permafrost del volcán Citlaltépetl, siendo el permafrost sensible al cambio de temperatura. La observación del comportamiento de temperaturas a lo largo del nuevo milenio brindará un apoyo a la acción consecuente que es el registro terrestre que brinde datos sobre la interacción suelo-atmósfera para definir estricta y metódicamente un desarrollo de permafrost en un volcán tropical. Al observar el comportamiento principalmente en invierno de las imágenes satelitales se observa una ligera modificación en cuanto a la distribución de temperatura por debajo de los 0°C. Tanto los datos de temperatura superficial como los obtenidos a partir del MDE, indican que la zona más fría y apropiada para el desarrollo del permafrost se encuentra al noroeste del pico. El análisis presentado aproxima geográficamente la localización ideal de permafrost. Cabe hacer notar que la relación clima-topografía se ve reflejada en el análisis y ayuda a profundizar la zona de interés para una probable existencia de permafrost, pero no alcanza una certeza estricta y metódica de su presencia.

Capítulo I

Introducción

En el mundo se localizan regiones montañosas que presentan ambientes periglaciales. Los ambientes periglaciales son aquellos en los que la acción del hielo y/o los procesos relacionados con temperaturas debajo del punto de congelación del agua son dominantes, se refiere a un rango de frío, donde no hay procesos glaciares (French, 2013). Hay dos criterios para diagnosticar un ambiente periglacial: El primero es que exista un congelamiento o descongelamiento cíclico en el suelo. La segunda es la presencia de suelo permanentemente congelado, permafrost o pergelisuelo (Tricart, 1968, p. 830). Péwé (1983) menciona: “El permafrost es el común denominador del ambiente periglacial, y es prácticamente omnipresente en la zona periglacial activa”. Más del 20% del área en el mundo está sujeta a un fenómeno de permafrost. Entre las extensiones más largas se encuentra Rusia, Canadá y China. La distribución de permafrost es controlada por un número de factores como la conductividad térmica y difusividad de los materiales de la tierra, vegetación y cobertura de nieve, topografía, la dirección de sus pendientes, el fuego y cuerpos de agua, pero principalmente es controlado por el clima.

El permafrost o pergelisuelo es definido por la temperatura y es suelo que permanece en o por debajo de los 0°C durante dos o más años (French, 2013). En México, se forma en las cumbres más elevadas del país arriba de los 4600 m.s.n.m (metros sobre nivel del mar) (Heine, 1994) cuyo estudio es muy pobre e importante como referente de cambio climático a través del tiempo. El permafrost es un fenómeno termal y no puede ser medido directamente por métodos de percepción remota, sin embargo, indicadores, procesos o condiciones limitantes y amenazas relacionadas se pueden analizar a partir de la estimación de temperatura superficial (LST). Sofisticados modelos numéricos y físicos, tales como balances de energía, simulaciones tridimensionales, modelos Gaussianos, análisis estadísticos y otras simulaciones numéricas lograron estimar la temperatura

superficial (Weng, 2008) a partir de imágenes satelitales obtenidas por medio de sensores multiespectrales, los cuales obtienen información en el segmento infrarrojo de la luz con una longitud de onda entre 0.7 a 100 μ m. Al realizar un estudio temporal de información térmica transformada en LST con imágenes Landsat 7 y Landsat 8 de los años 2000 al 2015, se aproxima una zona donde las temperaturas se mantuvieron por lo menos dos años por debajo de los 0 °C, haciendo suposición que se presente permafrost representativo del siglo XXI.

Existe una dependencia en cuanto a la influencia de la altimetría en la formación de permafrost, influye en la distribución y la cantidad de energía radiada por el sol que a su vez influye en la temperatura del suelo y del aire porque el vapor de agua y los contenidos de aerosol en la atmósfera disminuyen mientras la elevación incrementa, que, por consecuencia, causa menos cobertura de nube y una mayor transparencia en la atmósfera en elevaciones. Empleando un Modelo Digital de Elevación (MDE) del volcán a una resolución de 15m proporcionado por el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) podemos estimar la elevación, área potencial de radiación solar, ángulos de la pendiente, dirección de la pendiente que serán criterios junto con los registros de LST para la generación de un Sistema de Información Geográfica (SIG) que esté encaminado hacia una aproximación de la probable y posible existencia de permafrost en la zona.

I.1. Área de estudio

El estudio se enfoca en el Volcán Citlaltépetl (en náhuatl: citlal-tepe-tl, ‘estrella-monte’ ‘Monte de la estrella’) o Pico de Orizaba que es un volcán localizado en 19°02’ N y 97°17’ O en el territorio mexicano entre los estados de Puebla y Veracruz. Es el volcán y la montaña más alta de México con una altitud de 5610 msnm, el volcán activo más alto de Norteamérica y uno de los estratovolcanes más altos del mundo con su cima cubierta por nieve durante todo el año. Asimismo un estratovolcán que se ubica en la parte oriental del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (Cortés y Delgado, 2013).

I.2. Hipótesis

I.2.1. Hipótesis Conceptual

Tomando como fundamento teórico lo expresado por Heine (1994), quien propone la presencia de permafrost a partir del límite inferior de los 4600 m.s.n.m., en las montañas ubicadas entre

las latitudes 10° y 20° en México. el presente estudio pretende: Localizar zonas con presencia de permafrost discontinuo a más de 4600 m.s.n.m., en el Volcán Citlaltépetl (19°2'N 97°17' W).

Las imágenes satelitales contienen información que, procesados adecuadamente, permiten ubicar zonas con condiciones que favorecen los procesos periglaciales.

H1.-Existen zonas con las condiciones favorables que justifiquen la presencia de permafrost discontinuo a partir del límite inferior de los 4600 msnm del Volcán Citlaltépetl.

I.3. Objetivos

Señalar zonas que aproximen la identificación de permafrost en el Volcán Citlaltépetl con base en observaciones satelitales entre 2000-2015, mediante técnicas de percepción remota y SIG, así como la creación de un Sistema de Información Geográfica (SIG), que posibilite la evaluación de su distribución y localización para posteriormente realizar un estudio a detalle (en campo).

Objetivos particulares

- Estimar la prevalencia de temperaturas por debajo de los 0°C a partir de los 4600 msnm con de mediciones de temperatura de superficie (LST) con imágenes Landsat 7 y Landsat 8 entre los años 2000-2015.
- Realizar un análisis en ambiente SIG que incorpore información referente a la elevación, área potencial de radiación solar, ángulos de la pendiente, dirección de la pendiente a partir del MDE y las estimaciones de LST que muestre la posible zona con presencia de permafrost del Volcán Citlaltépetl.

I.4. Justificación

La relevancia de este estudio consiste en que la detección de zonas periglaciales en México permitirán evaluar en parte el cambio climático reciente en la región. La información térmica registrada debe ser a partir de mediciones de temperaturas medias diarias (considerando los registros más fríos en la madrugada entre 6 a.m. y 7 a.m. y los más cálidos entre las 15 p.m. y 16 p.m.), mensuales y anuales, una vez tratados aportan un comparativo entre los meses más cálidos y fríos del año; el punto de equilibrio entre estos dos valores señala la presencia de permafrost (French,

2013). Esta vasta información solamente es adquirida con datos de campo de al menos dos años (los cuales no hay). Igualmente la información geoespacial gratuita es limitada y condicionada por calidad y cobertura de nubes que imposibilitan un análisis controlado, el análisis remoto de temperaturas de superficie (una imagen por año) y los criterios de elevación previamente mencionados facilitarán un área aproximada de probable o posible permafrost que se puede visitar en campo y realizar estudios de interacción suelo-atmósfera detallados para poder convenir su existencia. No está claro dónde está el límite inferior de permafrost en la actualidad en el Volcán Citlaltépetl. Tampoco se sabe si el permafrost relictos es parte de un cinturón altitudinal de permafrost proveniente de la Pequeña Edad de Hielo que ocupó las partes libres de glaciación de los volcanes en las alturas por encima de los 4600m (Heine, 1994). El ambiente periglacial es muy sensible al cambio de temperatura, este modifica la morfología y demás condiciones que la montaña tiene. La importancia de obtener estos datos es relevante y un reto. Con sus limitaciones, un análisis de LST por medio de sensores remotos es una opción viable para su comprensión y para la generación de información que aproxime el estudio de la presencia de permafrost en el Volcán Citlaltépetl.

Capítulo II

Marco conceptual

II.1. Investigación de permafrost en el mundo

El permafrost se localiza en latitudes altas alrededor de las zonas Árticas y Antártica, igualmente existe en zonas con grandes altitudes en lugares con latitudes más bajas como zonas alpinas alrededor del mundo. Una de las principales causas de investigación del permafrost es el reflejo del calentamiento climático en el tiempo, afectando la zona circumpolar debido al ciclo del carbón a través de los cambios en fuentes de gases de efecto invernadero y los sumideros asociados a la descongelación o la quema de las turberas (cuencas lacustres de origen glaciario de tipo humedal ácido en el cual se ha acumulado materia orgánica) con permafrost (Robinson and Moore, 2000) como se muestra en la Figura II.1. Además, las grandes cantidades de metano actualmente almacenados en la región del permafrost como los hidratos de gas y su lenta descomposición en respuesta a la advertencia del clima puede tener potenciales retroalimentaciones (Taylos, 1999).

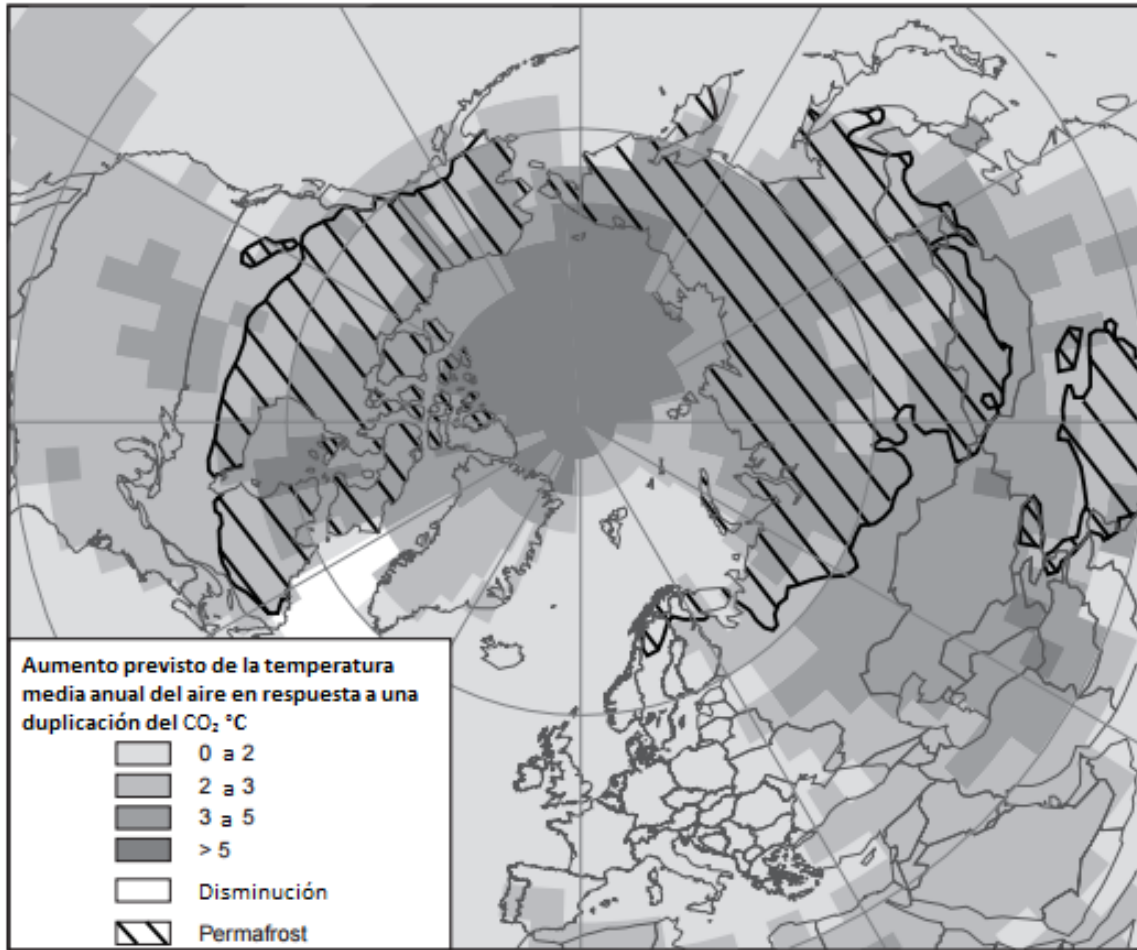


Figura II.1: Distribución de permafrost Circumpolar (Brown et al., 2008) en el hemisferio norte y su cambio previsto (2040 a 2060 menos 1975 a 1995) en temperatura media anual del aire en regiones circumpolares en respuesta a la duplicación de CO₂

En contexto, la superficie superior del permafrost se le denomina tabla, y al suelo por encima de la tabla de permafrost se llama capa supra-permafrost. La capa activa denominada también mollisuelo (medio metro, cuatro metros de espesor hasta de casi un kilómetro en Siberia) es la parte de supra-permafrost que se congela en invierno y se derrite en verano, es decir, ha quedado congelada por estacionalidad. Aunque las heladas estacionales generalmente penetran la tabla de permafrost en la mayoría de la cubierta, en algunas áreas donde el permafrost es relicto (área de permafrost antiguo que se mantuvo a pesar del cambio climático), existe una zona congelada entre el fondo de la helada estacional y la tabla de permafrost. Esta zona no congelada se llama un talik. Zonas no congeladas dentro o por debajo de la tabla de permafrost también se denominan taliks (French, 2013, p. 85) .

El estado térmico del permafrost y la capa activa han sido identificados como una llave clave para el monitoreo de las variable criosféricas Una red internacional, la Red Terrestre Mundial

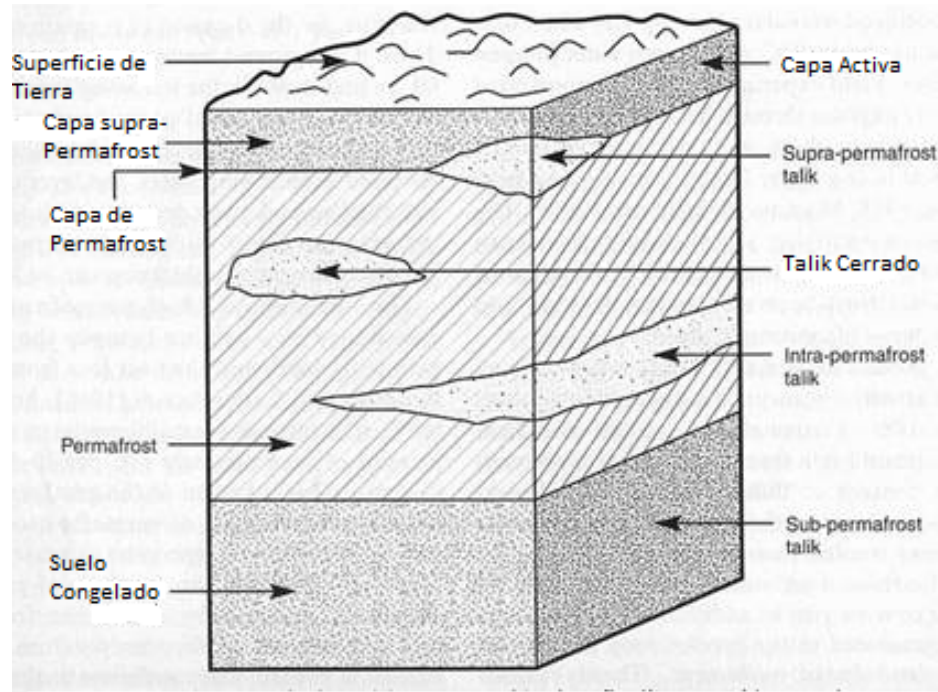


Figura II.2: Las relación entre permafrost, la tabla de permafrost, la capa activa, y taliks en supra-, e intra-permafrost. Cortesía del USGS.

para el Permafrost (GTNet-P) se estableció en el Sistema Global de Observación Climática y ha sido desarrollada por la Asociación Internacional de Permafrost. Se enfoca en el desarrollo de un programa de monitoreo de temperaturas del permafrost, aunque existe una red de pozos regionales de permafrost en sitios en le mundo (Tabla II.1), una red de comprensión global de medidas de temperatura superficial es requerida para proveer observaciones en campo a largo plazo esenciales para la detección de señales de cambio climático, para la evaluación de su impacto al permafrost, y para los indicadores de variabilidad espacial a lo largo de las regiones con permafrost como se muestra en la Figura II.3.

La GTNet-P consiste en dos componentes, 1) la existencia de Programa de Monitoreo Circumpolar de la capa activa (CALM) que se enfoca en las características de la capa activa y 2) La creación de un red de perforaciones para la observación de temperatura que se enfoca en el monitoreo del estado térmico del permafrost.

Tabla II.1: Resumen de los sitios de monitoreo del CALM y permafrost termal por país (basado en una compilación en Marzo 1999)

País	Sitios CALM	Pozos			
		Superficie 0-10 m	Superficial 10-25 m	Intermedia 25-125 m	Profunda >125m
Austria-Rusia	1				
Canadá	20	9(1)	36(2)	14	3
China	2		3(1)	12	1
Dinamarca-Groenlandia	3				
Alemania-Rusia	2				
Alemania-Suiza				1P	
Italia	3	1(1)		1P	
Italia-Antártida		3	1P		
Japón-Rusia			5	2	
Kazakstán	1		3(1)		1
Mongolia		1	3	6	
Noruega				1P	
Noruega-Svalbard				1P	
Polonia-Svalbard	1				
Rusia	21		22(9)	11	15
España				1P	
Sueca	1			1P	
Suecia-Svalbard	1	2(1)			
Suiza	1		1P	6(1) [2P]	
US-Alaska	25	4	1	22(8)	21(6)
US-Antártida			1		1
US-Groenlandia					1

II.2. Principales factores que influyen en la temperatura del suelo

Clima

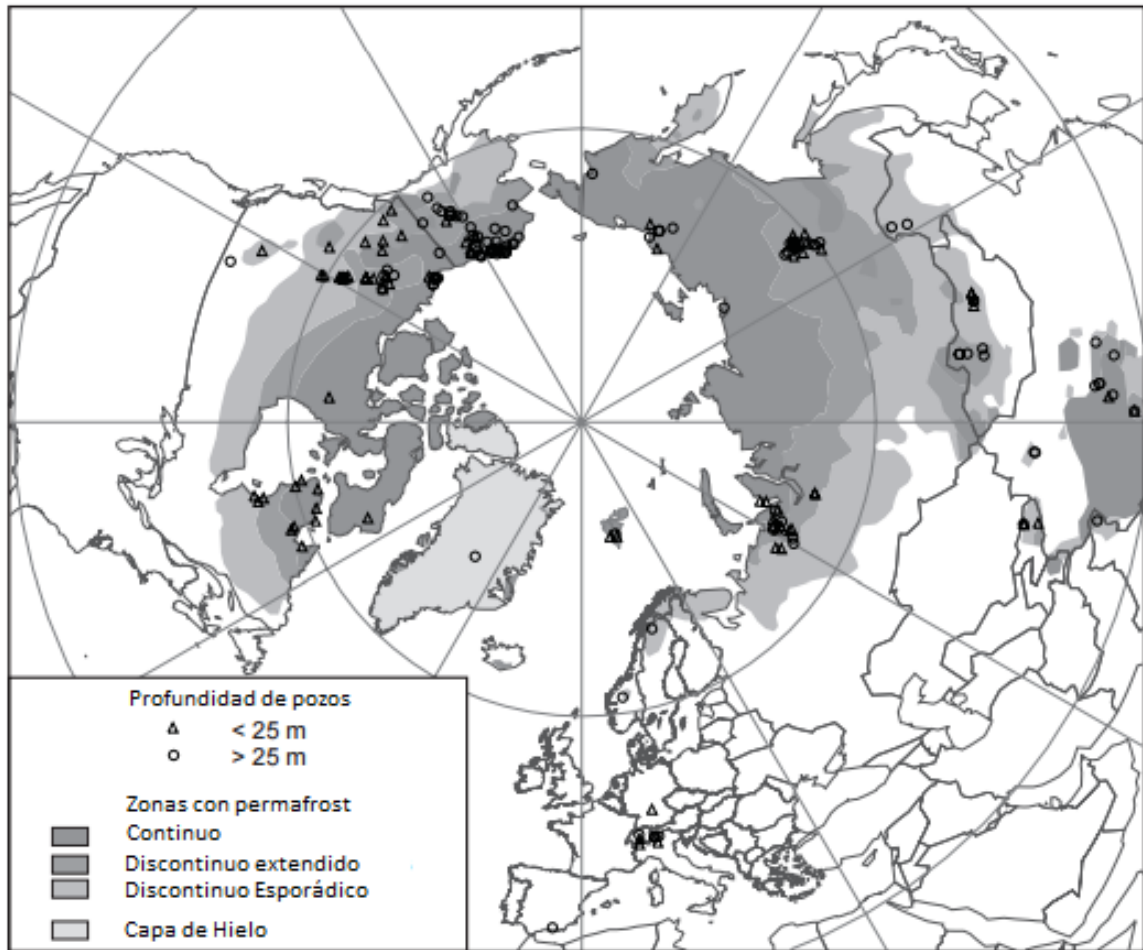


Figura II.3: Zonas de Permafrost en el hemisferio Norte (Brown et al., 2008) y la localización de los candidatos de GTNet-P para perforar y monitorear su temperatura (Marzo 1999).

Características de la temperatura del aire, radiación, precipitación, etc. influenciados por la circulación atmosférica global y fenómenos regionales como efectos orográficos en precipitación, turbidez o la presencia de inversiones de invierno en cuencas intra-montañosas.

Topografía

El campo sinóptico es modificado por la topografía a través de la influencia de la elevación de la temperatura del aire y efectos geométricos de radiación solar; la redistribución de la nieve por avalanchas y vientos; etc.

Suelo

A la escala del suelo, la compleja transferencia de calor en un paquete de nieve y en la capa activa a menudo determina en gran medida la temperatura en profundidad. Se modifica el balance de energía de superficie tal como se determina por las condiciones sinópticas topográficamente alteradas (Gruber et al., 2004).

Existe un número de ambientes climáticos fríos donde la acción de congelamiento es importante. Las temperaturas del suelo son tan relevantes como las temperaturas del aire en la influencia de un ambiente periglacial. La nieve, el viento, la vegetación, tipo de suelo y las propiedades térmicas del suelo influyen en la temperatura del suelo. Mientras la temperatura del aire es una importante característica que define un clima periglacial, las temperaturas del suelo y la superficie son probablemente más importantes en el contexto geomorfológico y para la formación de permafrost. Esta relación definida por Lunardini (1978) como factor-n en funciones de transferencia entre las temperaturas del aire y del suelo superficial, donde se pueden reconocer tres niveles (Smith and Riseborough, 2002):

1. Temperatura del aire, medida como un valor estándar por encima de la cobertura de nieve estacional (MAAT): Expresada como el índice de derretimiento para la temperatura del aire (Derretimiento grados-días, TDD) menos el índice de congelamiento de la temperatura de aire (Congelamiento grados-días, DFF, expresado como un número positivo) dividido por el número de días en el año.
2. Temperatura de suelo superficial (MAGST): Refleja el efecto de la vegetación en verano y el efecto de la cobertura de nieve en invierno. El MAGST excede al MAAT en invierno por esta cobertura y en verano MAGST es menor que la MAAT por los efectos de vegetación.
3. Temperatura en la punta del permafrost (TTOP)

La topografía de alta montaña presenta una fuerte variabilidad espacial en las temperaturas superficiales que se refieren principalmente a las diferencias en la entrada de la radiación solar y la temperatura del aire. Pronunciadas diferencias de altitud influyen en el balance de energía de la superficie en gran parte por el efecto que tiene la temperatura del aire en el flujo de calor y en radiación de onda larga. La mayor parte de la variabilidad espacial introducido por la radiación solar es debido a la geometría de insolación altamente variable en montañas.

La distribución de temperatura del permafrost en profundidad está determinada por la difusión de calor y una condición de contorno transitoria en la tabla del permafrost, así como las propiedades termofísicas del subsuelo (suponiendo que no hay transporte de calor por agua líquida y un flujo constante de calor geotérmico)(Gruber et al., 2004). Un cambio en la temperatura en la tabla del permafrost (que puede ser causada por el cambio de condiciones climáticas) humedece y retrasa al aumentar la profundidad. Esto es importante para la comprensión de las escalas de tiempo y profundidad implicadas en la degradación de un cuerpo de permafrost (Delisle et al., 2003).

A la inversa, un perfil de temperatura-profundidad (llamada perfil $T(z)$) desde perforaciones en permafrost puede utilizarse para inferir los cambios en las condiciones de contorno que pueden ser interpretadas como señales climáticas (Lunardini, 1978).

En el permafrost de montaña, el problema de la tridimensionalidad se complica aún más por la geometría por lo normal complejas y por una fuerte heterogeneidad espacial de las condiciones de la superficie y temperatura. Los efectos transitorios y transferencia de calor por debajo de la topografía compleja descritas por Kohl and Gruber (2003). Los efectos bidimensionales o tridimensionales en la degradación del permafrost son probables que sean de gran importancia en la topografía empinada alpina, con poca atención hasta la fecha (Haeberli, 1990). La derivación de señales climáticas de perfiles $T(z)$ se complica por los efectos tridimensionales en topografía compleja (Kohl and Gruber, 2003).

En particular, el clima alpino periglacial es característico en regiones con tundra por encima de la línea de árboles localizados en latitudes medias. Este ambiente climático experimenta un ritmo tanto diurno como por estación del año en temperatura y precipitación. Como resultado se obtiene una frecuencia alta en la oscilación de temperatura alrededor del punto de congelación. La precipitación es intensa por su orografía o efectos marítimos, la cantidad excede usualmente los 750-1000mm por año, mucho de ello como nieve. El permafrost usualmente es discontinuo o no se presenta en estos ambientes climáticos por su promedio anual de temperaturas altas y por la protección dada a la superficie por la cobertura de nieve presente en invierno (French, 2013). A finales de los 70s aparecieron publicaciones sobre permafrost en latitudes medias y altas en las regiones montañosas (Los Alpes Europeos, los Himalaya y el Tien Shan en Asia, las Montañas Rocosas de Canadá) siendo el principio de la investigación sistemática sobre permafrost en alta montaña que dio lugar a una antesala de investigaciones sobre información general sobre el permafrost de montaña y el clima (Guodong et al., 1983), prospección de permafrost de montaña (King et al., 1992), las interacciones de permafrost de montaña con nieve, glaciares y agua (Harris and Corte, 1992), aspectos especiales de la construcción, riesgos naturales y problemas medioambientales relacionados con el permafrost de montaña (Haeberli, 1990) que describen el amplio campo de investigación y el potencial impacto del calentamiento atmosférico. En La Cordillera de Norte América, la distribución de permafrost varía tanto en altitud como latitud (Péwé, 1983). Se reporta ocurrencias aisladas del suelo congelado que se han registrado en las cumbres de picos volcánicos en las elevaciones de 4500-4800 m.s.n.m. (French, 2013).

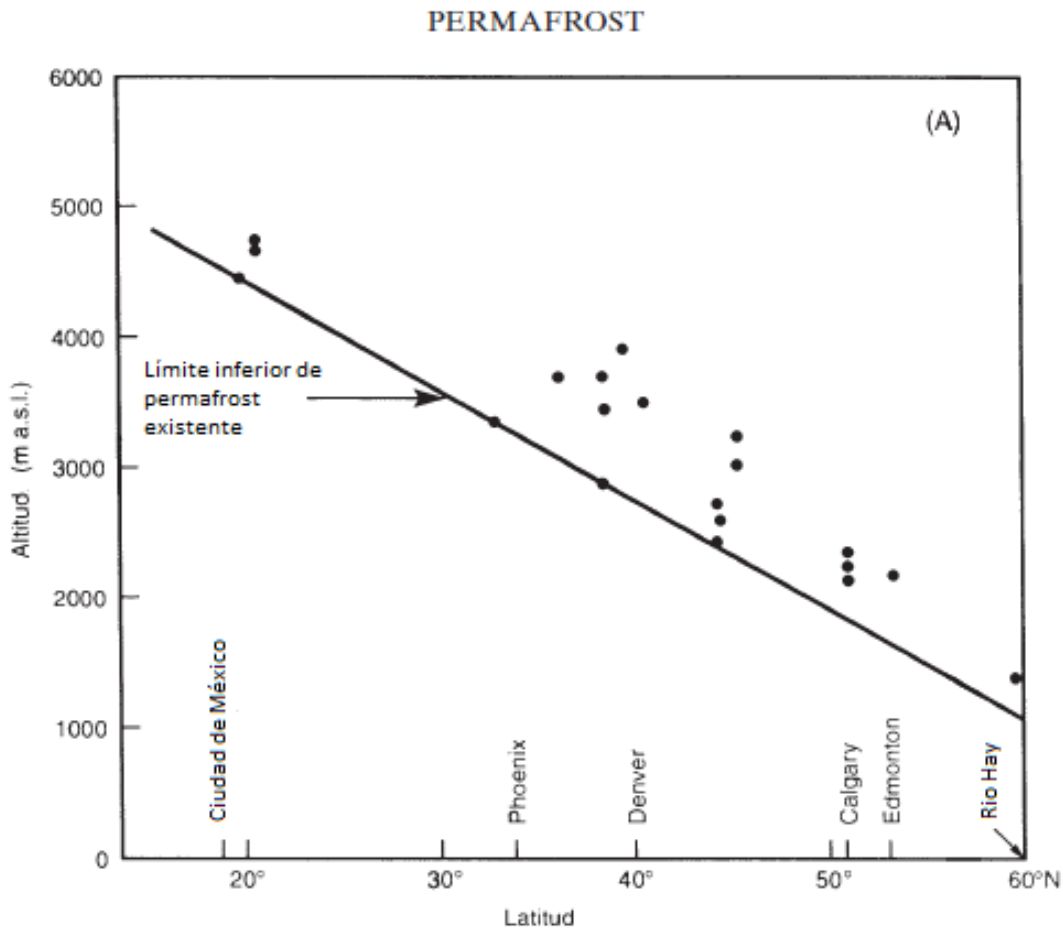


Figura II.4: Permafrost alpino. Relación entre latitud y altitud de permafrost alpino en la Cordillera de Norte América. Los puntos indican localidades donde el permafrost tiene mediciones de temperaturas de suelo o inferido de microclima local o por fenómenos geomórficos. Tomado de Péwé (1983).

El cinturón periglacial alpino de las montañas altas de México está localizado aproximadamente a 4000m (arriba de la línea de árbol) y 5000m (línea de nieve). Entre los 4800m los procesos periglaciales nieve perenne y hielo, se vuelven dominantes. El conocimiento de permafrost en México en regiones alpinas es pobre. Permafrost discontinuo se produce por encima de los 4600 m.s.n.m. y parece ser de la Pequeña Edad de Hielo entre los siglos XVII y XIX. La ocurrencia de permafrost relicto sugiere que en la Pequeña Edad de Hielo el promedio anual de temperatura de suelo tuvo que haber sido de al menos 2°C más frío que ahora a 4600m (Heine, 1994).

II.3. Impacto de la información geoespacial en el estudio de permafrost en alta montaña

El estudio de montaña presenta un gran desafío, el empleo de geoinformación toma un curso innegable debido a la compleja accesibilidad de su estudio remoto. En la actualidad, el monitoreo de los ambientes glaciares y periglaciales de montaña confronta nuevos retos. Los sistemas naturales de la alta montaña que involucran hielo en la superficie y subsuperficie cambian con tasas que no tienen precedencia histórica.

La evolución temporal del permafrost dispara un cambio en la micro-topografía, la hidrología local, y en la vegetación. El seguimiento y la toma de decisiones tienen que responder a la rápida evolución del ambiente. Tecnologías de percepción remota a la Tierra en combinación con geoinformática tienen que adaptarse y ser desarrollados para el monitoreo de permafrost y ambientes criosféricos. El monitoreo de permafrost tiene que convertirse en una parte integral de la observación terrestre mundial que con métodos de teledetección (aéreos y espaciales) formen parte de una red de información para la investigación y fluencia de permafrost en la montaña. La generación de MDE, la detección y cuantificación de cambios en el terreno, el análisis multiespectral conforman métodos que complementan el sondeo de estas regiones remotas.

Los dos tipos de aproximaciones para la medición de permafrost son directa o indirectamente. Los métodos de percepción remota directos pueden proveer información acerca de la variable de interés, como contenido de hielo, la temperatura del permafrost (el mejor indicador para analizar su estabilidad) y el grosor de la capa activa. Los métodos indirectos incorporan modelación y observaciones con percepción remota para estimar información crucial acerca de los cambios en las variables de interés para la evolución en micro-topografía para estimar el contenido de hielo en el permafrost.

Las mediciones de permafrost subsuperficial pueden ser observadas indirectamente por percepción remota al analizar la temperatura de superficie y del aire, la distribución de nieve, y diferentes procesos del suelo. Las observaciones, por ejemplo, obtenidas usando una resolución fina de sistemas satelitales y aéreos, se usan para mapear la cobertura del suelo, topografía, y cambios en el permafrost. Los sensores satelitales ópticos e infrarrojos (IR) se usan para determinar la superficie de la topografía, las propiedades del suelo, las temperaturas de superficie y para mapear el permafrost (Kääb, 2008).

Los retos en el uso de información de satélites con sensores ópticos para el monitoreo e inventario de permafrost son:

- La cobertura de nubes en temporadas de nieve no glaciario
- Parte de los glaciares y cubiertas por escombros
- Definición de la entidad glaciario periglaciario
- La comparación con antiguos inventarios o mediciones de campo

Las ventajas son el acceso a información geoespacial gratuita como la proporcionan Landsat y ASTER que empleando sus sensores se pueden detectar zonas de interés junto con la disposición de MDE. Todo se define en la escala del proyecto, la adquisición de geoinformación de mayor resolución significa un mayor y alto costo. A mayor resolución, la escala de la escena estudiada se reduce, trabajos tan precisos pueden desarrollarse a partir de planes de vuelos fotogramétricos con técnicas LIDAR que elevan el costo pero mejoran la calidad de la investigación.

Los sensores microondas de igual forma se han empleado para monitorear y mapear el permafrost. Los radares de penetración superficial se han usado para mapear el grosor de la capa activa, particularmente durante el invierno antes de que la superficie se derrita, y el hielo enterrado en el permafrost durante invierno y verano (Hubbard et al., 2013).

Un experimento llamado ABoVE (the Arctic-Boreal Vulnerability Experiment, p.s.s.e.i.) desarrollado por la NASA y otras agencias de EE.UU. plantea interesantes opiniones de cómo la percepción remota puede ser usada en el estudio de los procesos y cambios de permafrost. ABoVe está planeado para producir nueva información necesaria para entender cómo es que el cambio climático afecta los ecosistemas en las regiones con latitudes altas y como estos cambios retroalimentan al clima. Para ello, adquieren, procesan, integran y sintetizan información geoespacial generada por la combinación de observaciones satelitales y aéreas con información de campo y su monitoreo para resolver seis objetivos primarios: 1) impactos y respuestas de la sociedad humana al cambio ambiental, 2) Cambios y sus impactos, 3) Derivados de los cambios del permafrost, 5) respuesta de flora y fauna al cambio ambiental, y 6) el mecanismo biogeoquímico que deriva el cambio en suelos con contenido de carbono. Su intención es establecer una sistema de monitoreo relacionado con el permafrost basado en información satelital.

Capítulo III

Percepción remota

III.1. Principios de Percepción Remota (Teledetección)

Gracias a la interacción de la radiación electromagnética que tiene la Tierra con el principal emisor de radiación en nuestro sistema solar, el Sol, cuya radiación está compuesta principalmente de radiación ultravioleta, visible e infrarroja (la mayor parte de la radiación ultravioleta e infrarroja son filtrados por la atmósfera) podemos obtener y procesar información de la superficie terrestre o “escena” gracias a los sensores instalados en “plataformas” fuera del planeta. Estos sensores permiten observar a nuestro planeta desde el espacial igual que un vuelo en aeroplano y así obtener información de la escena sin estar en contacto directo de ella. La técnica y métodos de la percepción remota se restringen a aquellos que emplean energía electromagnética como medio de detección y medición de las características de un objeto (Lira, 1987).

El espectro electromagnético (ver Fig III.1) diferencia a la radiación electromagnética de acuerdo a su longitud de onda. Se le dan nombres convencionales a las diferentes regiones del espectro, más o menos definidos con precisión, y mientras todo el espectro incluye muchos tipos de radiación electromagnética, sólo unos pocos de ellos son importantes en la teledetección. Esencialmente se concentra en la parte del espectro que tiene longitudes de onda entre unas pocas decenas de micrómetro ($1 \mu\text{m}$, una millonésima parte de un metro, usualmente llamado micron), y unos centímetros. Tomando las regiones del visible, infrarrojo y microondas. Las otras fuentes naturales de radiación electromagnética son la radiación térmica, la radiación del cuerpo negro o la radiación de Planck. Esta es la radiación emitida por todos los cuerpos que tienen una temperatura superior al cero absoluto (es decir, por todos los cuerpos), y la distribución de la radiación con la longitud de onda depende de la temperatura del cuerpo. Por ejemplo, para un objeto a 0°C (273K) la

longitud de onda dominante es de alrededor de 11 micras y la mayoría de las temperaturas normales terrestres generan radiación en esta región del espectro.

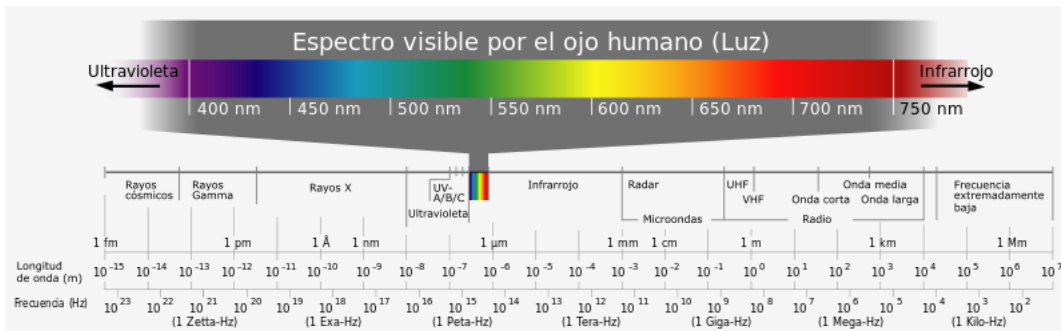


Figura III.1: Espectro electromagnético

Los sensores detectan radiación solar reflejada, la propiedad básica es el resplandor o la radiancia de la radiación que llega al sensor. La radiancia es una medida de la intensidad de la radiación en una dirección en particular, a menudo se especifica como una función de la longitud de onda. Se le denomina radiación espectral cuando refiere a una porción concreta del espectro electromagnético (ecuación definida en el Capítulo IV.1) y en un instrumento típico de teledetección la radiancia se mide para un número de diferentes bandas de frecuencia en todo el espectro visible e infrarrojo cercano. La radiancia se utiliza a menudo para calcular la magnitud derivada, la reflectancia de la superficie desde la que se refleja la radiación. Esto depende de saber cuánta radiación incide en la superficie de la Tierra en la misma banda de frecuencias y la geometría de la observación. La energía que recibe el sensor depende de la reflectividad y rugosidad de la superficie, condiciones atmosféricas y geometría de la imagen.

Los cuerpos que interactúan con la radiación son:

- **Cuerpos Blancos:** Reflejan completamente la energía incidente, sería el comportamiento ideal de las diferentes coberturas de la superficie terrestre
- **Cuerpos Grises:** Que emiten y absorben la energía incidente en diferentes longitudes de onda
- **Cuerpos Negros:** Un ejemplo claro es la Tierra y el Sol, que absorben toda la energía incidente a ellos.

Uno de los conceptos más importantes que se utilizan para evaluar qué tan idóneo es un instrumento en particular para su aplicación es su resolución. En términos generales, esto se relaciona con la capacidad del instrumento para distinguir entre dos cosas similares.

Los cuatro aspectos de la resolución son:

- Resolución espacial: Es más o menos coincidente con el tamaño de píxel o más precisamente el tamaño del elemento en la superficie que se imagen en un solo píxel (elemento de imagen)
- Resolución Espectral: La capacidad de distinguir entre la radiación de diferentes longitudes de onda. Se define a través del número y la anchura de bandas de ondas del instrumento, es decir, rangos espectrales de sensibilidad
- Resolución Radiométrica: La capacidad de distinguir entre dos radiancias similares pero no idénticas. Se consideran dos componentes: El rango de valores de radiancia a la que el instrumento puede responder sin que se sature, y el número de niveles en que esta gama se divide.
- Resolución Temporal: Es la frecuencia de la recolección de información en una misma escena.

Tabla III.1: Tomada del libro Remote Sensing of Glaciers (Rees and Rees, 2013) que muestra la resolución de los sensores satelitales que se emplean en glaciología. VNIR= Infrarrojo cercano-visible, SWIR, Infrarrojo de onda corta, TIR = Infrarrojo térmico

Resolución	Landsat MSS	Landsat TM	Landsat ETM+	SPOT HRV	SPOT 4	ASTER	MODIS	NOAA AVHRR	Ikonos
Espacial (m)	80(VNIR) 240(TIR)	30(VNIR, SWIR) 120(TIR)	30(VNIR, SWIR) 60(TIR)	20(VNIR) 10(PAN)	20(VNIR, SWIR) 10(PAN)	15(VNIR) 30(SWIR) 90(TIR)	250(1-2) 500(3-7) 1000(8-36)	1100	1(PAN) 4(VNIR)
Espectral	5 bandas	7 bandas	7 bandas	3 ban- das	4 bandas	14 bandas	36 bandas	6 ban- das	4 ban- das
Radiometric	6-bits	8-bits	8-bits	8-bits	8-bits	8-bits	12-bits	10- bits	11- bits
Amplitud (km)	185	185	185	60	60	60	2330	2700	11

El concepto de radiancia se aplica a la radiación térmica. Otra forma útil de especificar la radiancia es como temperatura de brillo. Esta es la temperatura de un emisor perfecto teórico (un cuerpo negro) que produciría la misma luminosidad (Rees and Rees, 2013) . Al igual que con las mediciones de la radiación solar reflejada, es necesario distinguir entre temperatura de brillo en

la superficie y en el satélite. Un concepto relacionado es la emisividad, que es la relación de la radiancia real (en la superficie) con la luminosidad de un cuerpo negro a la misma temperatura física. Puesto que ningún objeto real puede emitir más radiación que cuerpo negro a la misma temperatura, la emisividad tiene un valor máximo de 1. Conociendo la temperatura de brillo en la superficie de un cuerpo que su emisividad es conocida permite determinar su temperatura física (Rees and Rees, 2013).

La existencia de glaciares anuncia una existencia de permafrost. La radiación solar al llegar a la superficie del glaciar puede ser reflejada, absorbida o transmitida desde la superficie. La reflectancia es la característica principal para medir estos estándares. Cada zona glaciar tiene sus propias características de reflectancia. La nieve fresca refleja más de 95 % de la radiación entrante en el visible (VIS) y aproximadamente 50.8 % en el infrarrojo cercano (NIR) teniendo una reflexión 100 % difusa o isotrópica. Cuando los granos de nieve aumentan, el espectro VIS disminuye en reflectancia. La influencia de la contaminación por polvo hace que igualmente disminuya en el NIR mientras la influencia del tamaño de los granos de nieve aumente. En el NIR e infrarrojo de onda corta (SWIR), la dependencia de la reflectancia en función del tamaño de los granos de la nieve al hielo se dan de la misma forma. Por lo que la presencia de agua líquida sobre la superficie del hielo podría reducir la reflectancia en el NIR (Rees and Rees, 2013).

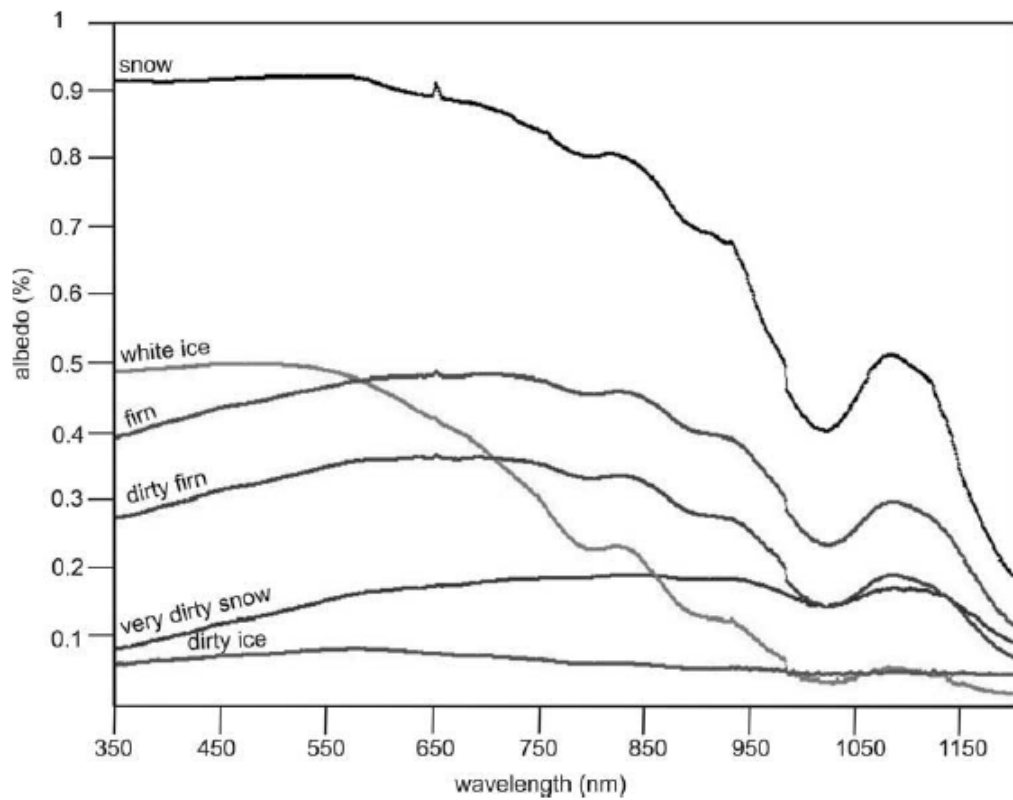


Figura III.2: Reflectancia de nieve, firn (nieve parcialmente compactada, hielo en estadio intermedio entre nieve y hielo glacial), hielo y nieve contaminada medida el 20 de Septiembre del 2002 en Hintereisferner, Austria.

El albedo es la relación de la radiación reflejada desde una superficie a la radiación incidente en esa superficie, y varía entre 1 y 0. Basado en las proporciones de la radiación electromagnética del sol, 41 % de la radiación solar es en las longitudes de onda visible, 9 % en el ultravioleta y el 50 % en el infrarrojo cercano (Rees and Rees, 2013), y el albedo es una relación de toda la radiación solar que incide y refleja en todo el espectro electromagnético, no sólo en el rango visible. Una superficie muy reflejante, como la nieve seca tiene un alto albedo (0.80-0.97) y una superficie oscura como hielo sucio tiene un albedo bajo (0.15-0.25) (Paterson, 1994). El Albedo puede ser un parámetro más apropiado de utilizar en diversas aplicaciones (p. ej. modelado de balance de energía) que la reflectancia espectral en ciertas partes del espectro electromagnético. Cuanto menor sea el albedo, mayor es la transmitancia y la absorción, pero las acciones de reflectancia, absorción y transmisión dependen de la longitud de onda. Un albedo bajo contribuye al derretimiento de un glaciar, especialmente en las longitudes de onda del infrarrojo cercano mientras más energía es absorbida. Esto refiere a que el derretimiento glaciar no sólo es influido por el aumento de temperatura, la energía solar contribuye en su derretimiento (Rees and Rees, 2013).

Dado a que nuestro estudio es sobre permafrost, la LST debe de ser baja y normalmente presente en zona de glaciar del Volcán Citlaltépetl. Existe cierta variación de LST en los glaciares, el agua líquida es más caliente que la nieve, congesta o hielo. La presencia de agua líquida en la superficie del hielo aumenta la absorción en longitudes de onda infrarroja y del color rojo y la nieve húmeda puede detectarse utilizando métodos de teledetección térmica. Además de agua líquida, los escombros y las impurezas pueden causar diferencias de temperatura significativas sobre la superficie del glaciar. Estas temperaturas de superficie se pueden determinar desde las imágenes del infrarrojo térmico del AVHRR o MODIS para escalas grandes, la banda 6 de Landsat 7 TM/ETM+ o las bandas 10 y 11 de Landsat 8 TIRS para escala más finas. Son datos que se debe filtrar la cobertura de nubes y corregir los efectos atmosféricos (Kääb, 2008).

La percepción remota termal es reconocida por ser la mayor fuente de información cuantitativa y cualitativa de procesos superficiales y de su caracterización, análisis y modelado, por ejemplo, para analizar la evapotranspiración y los componentes de estimación de la energía de balance o estudios de recursos de agua, entre otros. la información del infrarrojo térmico (TIR) ha sido tomada de la banda 6 del Mapeador temático (TM) desde las misimoes de Landsat-4 y Landsat 5 y el TM plus abordó del Landsat 7 (Jiménez-Muñoz et al., 2009).

Los satélites Landsat han sido los primeros en operar rutinariamente y en proporcionar datos desde 1978 hasta estos años con sensores más modernos empleados en satélites Landsat 7 y Landsat 8. Para el cálculo de LST se emplearon imágenes de los satélites pasivos Landsat 7 y Landsat 8. Landsat es un acrónimo de “Land Satellite” (Satélite de la Tierra) y representa la colección de información geoespacial continua más grande del mundo a lo largo de cuatro décadas con resolución moderada para la información de percepción remota (NASA). Fue una iniciativa en conjunto con la USGS (U.S. Geological Survey, p.s.s.e.i.) y la NASA siendo sus últimas misiones Landsat 7 (15 de abril de 1999) y más reciente, landsat8 (30 de mayo del 2013) es una fuente de información gratuita en algunas modalidades empleadas en éste estudio.

III.2. LANDSAT 7

El instrumento de observación de la Tierra en el Landsat 7, el ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus, p.s.s.e.i.) replica las capacidades las misiones anteriores de Landsat 4 y 5. Se encuentra a una altitud de 708 Km perigeo y 710 Km apogeo. Su órbita se extiende desde los 81°Lat N hasta los 81°LAT S y en todas las longitudes del globo terrestre en una órbita heliosincrónica, polar. Una órbita es realizada en aproximadamente 99 minutos, permitiendo al

satélite dar 14 vueltas a la Tierra por día y cubrir la totalidad del globo en 16 días. Entre sus características, se encuentra una banda pancromática con una resolución espacial de 15 metros, de apertura total, 5 % de calibración radiométrica absoluta a bordo de un canal térmico IR con resolución espacial de 60m.

LANDSAT TM7		
Resolución Espectral	Banda 1	0.45 a 0.52 μm
	Banda 2	0.53 a 0.61 μm
	Banda 3	0.63 a 0.69 μm
	Banda 4	0.78 a 0.90 μm
	Banda 5	1.55 a 1.75 μm
	Banda 6	10.40 a 12.50 μm
	Banda 7	2.09 a 2.35 μm
	Banda 8	0.52 a 0.90 μm
Elementos de Resolución Espacial (m).	30 * 30	Visible e infrarrojo
	60 * 60	Térmico
	15 * 15	Pancromático
Tamaño de Imagen	7020 * 5760 elementos	
	185 * 170 Km.	
Datos de la Orbita	Altura 705 Km.	
	Angulo e Inclinación 98°	
Ciclo de Repetición	16 días fijos	

Figura III.3: Características del sensor Landsat 7 (ETM+)

Landsat 7 es el satélite de observación de la Tierra calibrado con mayor precisión, es decir, sus mediciones son extremadamente precisas en comparación con las mismas mediciones realizadas en el suelo. Con el scanner TM que proporciona mayor resolución espacial y espectral y el aumento de resolución en el MSS, permite ampliar el rango de aplicaciones operativas facilitando una mayor precisión en la cartografía temática. El TM incorpora información de cuatro bandas (azul, dos en el infrarrojo medio y una en el infrarrojo térmico que no se contemplan en el MSS, detecta la humedad en plantas y suelo con el infrarrojo medio (MIR) y muestra focos de calor con el MIR e infrarrojo térmico (TIR), además de mantener las aplicaciones para el sensor MSS. La excelente calidad de los datos se encuentra desde octubre del 2008 sin costo para todo el público (Landsat, 7).

Todas las escenas de Landsat 7 recogidas desde mayo del 2003 tienen algunas lagunas de datos. Las escenas cuentan sólo con el 78 % de sus píxeles, presentan un error conocido como pérdida

del corrector de línea de escaneo. Este error se aprecia como líneas negras en la imagen, los cuales son datos faltantes que resultan por una falla en el corrector de la línea de escaneo o SLC (Scan Line Corrector, p.s.s.e.i.). Estas líneas de error pueden medir entre 390 a 450 metros; aun así, estos datos siguen siendo uno de los más geométrica y radiométricamente precisos de todos los satélites civiles del mundo.

Para la corrección de este vaneo de las imágenes SLC-off se empleó el software de ENVI 4.7. El llenado debe de ser por cada imagen que representa una banda antes de crear una composición. En ENVI 4.7 al abrir cada banda en su formato .tif con la herramienta de gap-fill se rellena el espacio que falta de la imagen basándose en la interpolación entre celdas adyacentes. Este proceso de gap-fill ayuda a que la imagen esté completa para su procesamiento y con ello poder realizar una composición en RGB (red, green, blue. P.s.s.e.i.) Para su observación. El error originado por la falla en el SLC genera una pérdida de información de aproximadamente 22 %, ya que las líneas sin escaneo pueden medir entre 390 a 450 metros (Landsat, 7).

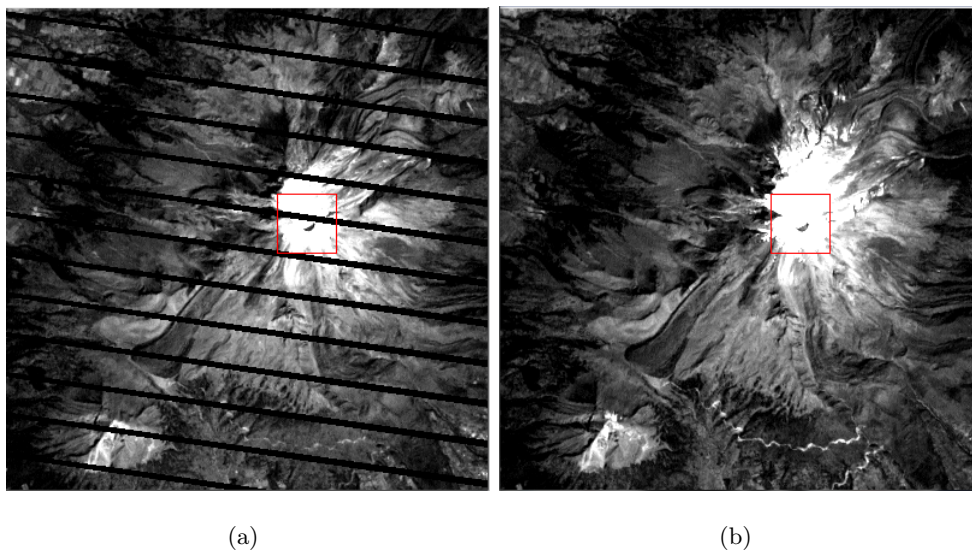


Figura III.4: (a) Landsat 7 SLC-off; (b) Landsat 7 SLC-off corregida

III.3. LANDSAT 8

Landsat 8 es una misión destinada a 5 años de vida, aun así, contiene combustible para estar 10 años consecutivos en operación. La pieza central del observatorio es la operativa OLI (Operational Land Imager, p.s.s.e.i.) que recoge los datos en las regiones de longitud de onda visibles, infrarrojo cercano y de onda corta, así como una banda pancromática. Dos nuevas bandas espectrales han sido añadidas, una banda de azul oscuro para aguas costeras y los estudios de aerosol (Banda 1),

y una banda para la detección de cirros (banda 9). Una banda de garantía de calidad también se incluye para indicar la presencia de sombreado del terreno, artefactos y nubes (NASA).

Tabla III.2: Comparación de bandas en Landsat 7 y 8. *Explicación de diferencias. (A. La banda Coastal fue añadida a petición de los investigadores que usan el color del océano, requieren mayor resolución de las aguas costales en relación con MODIS y SeaWiFS B. Se hicieron refinamientos de ancho de banda para evitar características de absorción atmosférica. C. La banda de Cirrus se agregó para detectar la contaminación de cirros en otros canales. D. TIRS adquirirá los datos de estas dos bandas térmicas)

Landsat 7 ETM+ Bandas	LDCM OLI/TIRS Bandas
	30 m, Coastal/Aerosol, 0.433-0.453 μm (*A) Banda 1
30 m, Blue, 0.450-0.515 μm Banda 1	30 m, Blue, 0.450-0.515 μm Banda 2
30 m, Green, 0.525-0.605 μm Banda 2	30 m, Green, 0.525-0.600 μm Banda 3
30 m, Red, 0.630-0.690 μm Banda 3	30 m, Red, 0.630-0.680 μm (*B) Banda 4
30 m, NIR, 0.775-0.900 μm Banda 4	30 m, NIR, 0.845-0.885 μm (*B) Banda 5
30 m, SWIR-1, 1.550-1.750 μm Banda 5	30 m, SWIR-1, 1.560-1.660 μm (*B) Banda 6
30 m, SWIR-2, 2.090-2.350 μm Banda 7	30 m, SWIR-2, 2.100-2.300 μm (*B) Banda 7
15 m, Pan, 0.520-0.900 μm Banda 8	15 m, Pan, 0.500-0.680 μm (*B) Banda 8
	30 m, Cirrus, 1.360-1.390 μm (*C) Banda 9
100 m, LWIR, 10.00-12.50 μm Banda 6	60 m, LWIR-1, 10.30-11.30 μm (*D) Banda 10
	100 m, LWIR-2, 11.50-12.50 μm (*D) Banda 11

III.4. Obtención de Imágenes

El visualizador global del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, p.s.s.e.i.) GLOVIS es un buscador en línea fácil y rápida de imágenes a partir del satélite seleccionado. El visualizador permite a los usuarios un fácil acceso para navegar por imágenes de múltiples propiedades de datos del Sistema de Observación de Recursos de la Tierra (EROS, p.s.s.e.i.). A través de una pantalla de mapa gráfico, el usuario debe de seleccionar el área de interés e inmediatamente vera todas las imágenes disponibles por el servidor. GLOVIS también ofrece características como los límites de cobertura de nubes, límites de fecha especificados por el usuario y acceso a los metadatos.

El visor permite el acceso a todas las imágenes de exploración disponibles del Landsat 7 ETM+, Landsat TM 5.4, Landsat 1-5 MSS, EO-1 ALI, los conjuntos de datos de Hyperion, MRLC, y Tri-decídales EO-1, así como Aster TIR, Aster VNIR y MODIS navegar por las imágenes del inventario DAAC.

La información que se muestra pertenece a la escena activa mostrada en la pantalla y varía de acuerdo al conjunto de datos seleccionado. Se pueden incluir:

- ID: ID de la escena
- CC: Nubosidad (Nubes estimadas)
- Qlty: Calidad de la imagen con valores que van desde el 0 al 9
- Fecha: La fecha de adquisición
- Estado señalado: Para los datos del EO-1, se indica en donde el sensor señalaba (en el nadir, en el path/row, fuera del path/row)
- Sensor
- Rollo: El número de rollo de la película
- Nombre del proyecto que recoge la escena

A través de una pantalla de mapa gráfico, se selecciona cualquier área de interés e inmediatamente se observan todas las imágenes de exploración disponibles para la ubicación especificada. Desde la página de visualización del navegador el usuario puede navegar para ver las ubicaciones de escenas adyacentes o seleccionar una nueva área de interés. GLOVIS también ofrece características

adicionales, tales como los límites de la cobertura de nubes, los límites de fecha, capa de mapa muestra especificados por el usuario, mantenimiento lista de escenas, y el acceso a los metadatos.

Para descargar imágenes LANDSAT es necesario ingresar a la página <http://glovis.usgs.gov/> o bien ingresar en un buscador de internet “USGS GLOBAL VISUALIZATION VIEWER”.

III.5. Lista de imágenes

Las imágenes descargadas que se emplearon para este estudio fueron las siguientes:

Tabla III.3: Imágenes descargadas

Landsat	FECHA (M/D/Y)	MES	ID	CC	Qty	Product
L7 SLC-on	12/11/2000	DEC	LE70250472000346EDC00	0	9	ETM+L1T
L7 SLC-on	01/28/2001	JAN	LE70250472001028EDC00	0	9	ETM+L1T
L7 SLC-on	02/19/2003	FEB	LE70250472003050EDC00	0	9	ETM+L1T
L7 SLC-off	11/20/2004	NOV	LE70250472004325ASN00	0	9	ETM+L1T
L7 SLC-off	01/07/2005	JAN	LE70250472005007EDC00	0	9	ETM+L1T
L7 SLC-off	01/10/2006	JAN	LE70250472006010ASN00	0	9	ETM+L1T
L7 SLC-off	03/18/2007	MAR	LE70250472007077ASN00	0	9	ETM+L1T
L7 SLC-off	01/02/2009	JAN	LE70250472009002ASN00	0	9	ETM+L1T
L7 SLC-off	03/23/2009	MAR	LE70250472009082ASN00	0	9	ETM+L1T
L7 SLC-off	01/29/2013	JAN	LE70250472013029ASN00	0	9	ETM+L1T
L7 SLC-off	02/17/2014	FEB	LE70250472014048EDC00	0	9	ETM+L1T
L8 OLI	02/09/2014	FEB	LC80250472014040LGN00	0	9	OLI-TIRS-L1T
L8 OLI	01/27/2015	JAN	LC80250472015027LGN00	0	9	OLI-TIRS-L1T
L8 OLI	01/28/2001	APR	LC80250472015091LGN00	0	9	OLI-TIRS-L1T

Se seleccionaron las imágenes mencionadas con la finalidad de observar, analizar y crear una predicción empírica de la distribución del permafrost. Sin datos in situ, el principal objetivo de la percepción remota en este estudio es la obtención de datos sobre temperatura de superficie.

Los principales parámetros que influyen a la LST son la temperatura de aire, la radiación solar y la morfología de la superficie (efectos de la nieve). Estudios en los Alpes Suizos sobre la creación

de modelos del permafrost, mencionan que el promedio anual de la temperatura de superficie o MAGT (Mean Annual Ground Temperature, p.s.s.e.i.) es principalmente determinado por:

- Promedio anual de la temperatura de aire (MAAT, p.s.s.e.i.)
- Radiación Solar
- Cobertura de Nieve

El factor de la capa de nieve es un factor importante en la relación entre la temperatura del aire y la de superficie (Keller, 1992). Una capa de nieve durante el invierno protege la zona de contacto entre la nieve y el terreno subyacente de las temperaturas del aire frío, mientras que una larga duración de la cobertura de nieve previene la penetración de calor durante la primavera, o incluso durante algunos meses de verano. Las avalanchas de nieve tienden a acumularse al pie de las pendientes. En estas situaciones, la influencia de la larga duración cubierta de nieve es más importante que las diferencias de dirección de pendiente.

Las áreas con una fina capa de nieve a principios de otoño muestran condiciones térmicas especiales. Los flujos de calor más altos desde el suelo a la superficie son de esperarse cuando el suelo está cubierto sólo por una fina capa de nieve con una emisividad aproximadamente de 0.99. Durante noches sin nubes, la pérdida de energía a través de emisiones de onda larga es mayor en estas zonas que en las zonas sin nieve. Debido a la baja influencia de aislamiento de la capa de nieve fina, la parte principal de esta energía fluye desde el subsuelo. Si la capa de nieve es más de 40 a 50cm de espesor, los descensos de temperatura de la superficie y la radiación de onda larga se reducen, respetando la ley de Boltzman que establece que un cuerpo negro emite radiación térmica con una potencia emisiva hemisférica total (W/m^2) proporcional a la cuarta potencia de su temperatura. Este efecto de la nieve podría inducir permafrost si se produce repetidamente (Keller et al., 1998) Las temporadas de otoño e invierno que son temporadas donde las condiciones climáticas permiten que la nieve caiga, la zona de permafrost se ve cubierta por esta capa activa incapacitando su estudio directamente, lo cual es recomendable estudiar la zona en temporada de verano que las condiciones hacen que esta capa se derrita y el estudio del permafrost sea idóneo.

La zona del volcán Citlaltépetl en temporadas de primavera y verano presenta muy alta nubosidad, esto reduce la observación de la escena. Las imágenes que se puede observar y que no presentan una amplia nubosidad son principalmente en temporada de invierno (noviembre, diciembre, enero y febrero), no se encontraron imágenes en la temporada de verano con la calidad suficiente para un estudio criosférico, por dada situación el estudio no está realizado en condiciones idóneas para

analizar una existencia de permafrost, pero se verá si las zonas congeladas permanecieron por lo menos 2 años congeladas a partir de las temperaturas de superficies calculadas por imagen.

Capítulo IV

Aplicación al caso del Volcán

Citlaltépetl

IV.1. Procedimiento del cálculo de temperatura de superficie por tipo de imagen

Se procesaron las imágenes de LANDSAT 7 y 8 para obtener la LST estimando datos de media resolución para el estudio térmico del Volcán Citlaltépetl con la finalidad de observar la existencia de permafrost. La LST es un parámetro clave en la física de la tierra a través del área de proceso de la energía y el intercambio de agua con la atmósfera, que juega un papel importante en una amplia variedad de estudios científicos.

El proyecto Landsat proporciona una oportunidad de estudiar un periodo relativamente largo de información que se lanzó desde el Landsat 3 en 1978. Tras búsquedas conducidas principalmente por Jiménez-Muñoz se determinó con precisión la LST usando el método Single Channel (SC, p.s.s.e.i.), se contaba con un sólo canal infrarrojo termal con el que se deriva éste algoritmo. La determinación precisa del método SC para la determinación de LST requiere de alta calidad en la transmitancia atmosférica y el código de radiancia para estimar las características atmosféricas involucradas en la ecuación de transferencia. Los sensores del Landsat 7 sólo tenían una banda termal, mientras que el TIRS del Landsat 8 tiene dos bandas térmicas espectralmente adyacentes, adecuado para el algoritmo de split-window (SW). Este algoritmo utiliza dos bandas térmicas normalmente situados en la ventana atmosférica localizada entre los 10 y 12 μm y su base es que la radiancia de atenuación para la absorción atmosférica es proporcional a la diferencia

de mediciones simultáneas en dos diferentes longitudes de onda, cada uno sujeto a diferentes cantidades de absorción atmosférica. Es el algoritmo más utilizado para la recuperación de LST debido a la simplicidad y robustez.

IV.1.1. Landsat 7

Las imágenes Landsat 7 y Landsat 8 son diferentes al igual que sus correcciones. En el manual de usuario de Landsat 7 (NASA, 2007), proponen las ecuaciones para transformar los números digitales en temperatura superficial en grados Kelvin. Adicionalmente se consultaron los coeficientes de calibración radiométrica recomendados para Landsat 7 y ecuaciones (NASA, 2007).

1era Ecuación.- La siguiente ecuación transforma números digitales a irradiación (emisión o propagación de radiación). Esta ecuación transforma los números digitales de las imágenes que están a 8 bits y que van de 0 a 255, a unidades de radiación cuyas unidades son $\text{watts}(m^2 \cdot \text{srad} \cdot \mu\text{m})$.

$$L_{\lambda} = \left(\frac{L_{\lambda} \text{MAX} - L_{\lambda} \text{MIN}}{QCAL \text{MAX} - QCAL \text{MIN}} \right) * (QCAL - QCAL \text{MIN}) - L_{\lambda} \text{MIN} \quad (\text{IV.1})$$

L_{λ} = Irradiación espectral en la apertura del sensor en $\text{watts}(m^2 \cdot \text{srad} \cdot \mu\text{m})$

QCAL = Valor del pixel cuantificado en ND (número digital)

$L_{\lambda} \text{MIN}$ = Irradiación espectral correspondiente al QCALMIN en $\text{watts}(m^2 \cdot \text{srad} \cdot \mu\text{m})$

$L_{\lambda} \text{MAX}$ = Irradiación espectral correspondiente al QCALMAX en $\text{watts}(m^2 \cdot \text{srad} \cdot \mu\text{m})$

QCALMIN = el valor mínimo de pixel cuantificado (correspondiente a $L_{\lambda} \text{MIN}$) en DN es igual a 1 para productos del LPGS (Level 1 Product Generation System, p.s.s.e.i) y productos del NLAPS (National Landsat Archive Production System, p.s.s.e.i.) procesados después del 4/4/2004, mientras que para productos del NLAPS procesados antes de 4/5/2004 es igual a 0.

QCALMAX = número mayor de pixel cuantificado (correspondiente a LMAX) en DN = 255

2sa Ecuación.- Permite transformar la irradiación a temperatura superficial en grados Kelvin (NASA, 2007).

$$T = \frac{\kappa_2}{\ln \left(\frac{\kappa_1}{L_{\lambda}} + 1 \right)} \quad (\text{IV.2})$$

T = Temperatura en grados Kelvin efectiva en satélite

K2 = Constante de calibración 1 (K)

K1 = Constante de calibración 2 $\text{watts}(m^2 \cdot \text{srad} \cdot \mu\text{m})$

L_λ = Irradiación espectral en la apertura del sensor en $\text{watts}(m^2 \cdot \text{srad} \cdot \mu\text{m})$ Debido a que esta ecuación arroja los valores en grados Kelvin, se convierten los valores obtenidos para tener valores en grados Celsius

IV.1.2. Landsat 8

Cálculo de radiancia (TOA).- En las misiones de la NASA de LANDSAT, se decidió incluir un instrumento TIR a bordo que incluye dos bandas TIR en la ventana atmosférica entre 10 y $12\mu\text{m}$ lo que permite la aplicación de algoritmos. Los algoritmos realizados que permiten estas dos bandas son el SW y el algoritmo de un solo canal SC o las inversiones directas de la ecuación de transferencia radiativa utilizando en los sensores de las anteriores plataformas LANDSAT, con sólo una banda TIR. Las aplicaciones de estos algoritmos se basan en la solución de flujos de calor que intervienen en la ecuación de balance de energía, y en última instancia en la recuperación de la evapotranspiración, que puede ser abordada correctamente si se dispone de datos TIR. En particular, la LST es una variable clave que se estima de los datos TIR. La temperatura de brillo en los sensores LANDSAT suponen que la superficie de la Tierra es un cuerpo negro (el valor de emisividad espectral es de 1), e incluye efectos atmosféricos como la absorción y las emisiones a lo largo de la ruta. A partir de los datos TIR, se transformarán los números digitales de las imágenes de la misión LANDSAT 8 a temperatura de brillo y posteriormente la LST. El conjunto de datos se caracteriza por 11 bandas espectrales que operan en el infrarrojo cercano, regiones visibles, infrarrojo de onda corta y en infrarrojo térmico. Las imágenes se caracterizan por tener una resolución espacial de 30m en las bandas del visible y el infrarrojo de onda corta, 100m para el infrarrojo térmico y 15m de resolución espacial para la banda pancromática.

Landsat 8 Operational Land Imager (OLI) and Thermal Infrared Sensor (TIRS) February 11, 2013	Bandas	longitud de onda (micrómetros)	Resolución (metros)
	Banda 1 - Aerosol costero	0.43 - 0.45	30
	Banda 2 - Azul	0.45 - 0.51	30
	Banda 3 - Verde	0.53 - 0.59	30
	Banda 4 - Rojo	0.64 - 0.67	30
	Banda 5 - Infrarrojo cercano (NIR)	0.85 - 0.88	30
	Banda 6 - SWIR 1	1.57 - 1.65	30
	Banda 7 - SWIR 2	2.11 - 2.29	30
	Banda 8 - Pancromático	0.50 - 0.68	15
	Banda 9 - Cirrus	1.36 - 1.38	30
	*Banda 10 - Infrarrojo térmico (TIRS) 1	10.60 - 11.19	100
*Banda 11 - Infrarrojo térmico (TIRS) 2	11.50 - 12.51	100	

(USGS, 2013)

Figura IV.1: Distribución de las bandas OLI y TIRS

Los datos del sensor TIRS y OLI están derivados en 16 bits en formato no cifrado y pueden ser reescalados a valores de radiancia y reflectancia en el techo de la atmósfera TOA, usando los coeficientes provenientes del archivo de metadato de la imagen.

$$L_{\lambda} = M_L Q_{cal} + A_L \tag{IV.3}$$

L_{λ} = Es el valor de radiancia espectral en el techo de la atmosfera (TOA) medida en valores de watts($m^2 * srad * \mu m$)

M_L = Banda - Es el factor multiplicativo de escalado específico obtenido del metadato (RADIANCE-MULT-BAND-X, donde x es el número de la banda)

A_L = Banda - Es el factor aditivo de escalado específico obtenido del metadato (RADIANCE-ADD-BAND-X, donde x es el número de la banda)

Q_{cal} = Producto estándar cuantificado y calibrado por valores de pixel (DN). Este valor se refiere a cada una de las bandas de la imagen.

Cálculo de Temperatura de Brillo).- Para la obtención de los valores de temperatura de brillo, empleamos los valores de radiancia para la siguiente ecuación:

$$T = \frac{\kappa_2}{\ln\left(\frac{\kappa_1}{L_{\lambda}} + 1\right)} \tag{IV.4}$$

T = Temperatura de Brillo (K)

κ_2 = Constante de calibración (K)

K_1 = Constante de calibración $\text{watts}(m^2 * \text{srad} * \mu\text{m})$

L_λ = Es el valor de radiancia espectral

Cálculo de Temperatura de superficie.- Para el cálculo de la temperatura de superficie, emplearemos 3 métodos:

- Aplicando la siguiente fórmula

$$LST = BT/1 + w * (BT/p) * \ln(e) \quad (IV.5)$$

donde:

BT = A la temperatura del satélite

W = onda de la radiancia emitida (RASTER de banda 10 sin correcciones)

h = Constante de Planck

s = Constante de Boltzmann

c = Velocidad de la luz

$P = 14380\text{mK} = h * c / s$

Para obtener el valor de emisividad (e), emplearemos la Fracción de Cobertura Vegetal (FCV) propuesto por Valor and Caselles (1996). Con él, se permite modelar condiciones de observación de una superficie cualquiera y encontrar una relación entre la emisividad efectiva y la información obtenida con los índices de vegetación. Una superficie es heterogénea y rugosa tanto en temperatura como en emisividad. La relación Carlson and Ripley (1997) es usada para estimar la Fracción de Cobertura Vegetal.

$$NDVI : NIR - RED / NIR + RED \quad (IV.6)$$

$$FCV = \left(\frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right)^2 \quad (IV.7)$$

$$e = 0.004FCV + 0.986 \quad (IV.8)$$

- **Algoritmo SC.-** El algoritmo SC desarrollado por Jiménez-Muñoz et al. (2009) calcula la temperatura de superficie con la siguiente fórmula general:

$$T_s = \gamma \left[\frac{1}{\varepsilon} (\Psi_1 L_{sen} + \Psi_2) + \Psi_3 \right] + \delta \quad (IV.9)$$

donde ε =emisividad

$$\gamma \approx \frac{T_{sen}^2}{b_\gamma L_{sen}} \quad (IV.10)$$

$$\delta \approx L_{sen} - \frac{T_{sen}^2}{b_\gamma} \quad (IV.11)$$

L_{sen} =Radiancia

T_{sen} =Temperatura de brillo

ε : Emisividad=0.98

B_γ =1324 para TIRS-1 y 1199 K para TIRS-2

Ψ_1, Ψ_2, Ψ_3 = Funciones atmosféricas

$\Psi_1=1.0398575$ $\Psi_2=-0.6439625$ $\Psi_3=0.407515$

$\omega=0.5$ g/cm²

Calculadas de la matriz que consiste en la aproximación de las funciones atmosféricas contra el vapor de agua contenida en W para un arreglo de segundo orden.

$$\begin{bmatrix} \Psi_1 \\ \Psi_2 \\ \Psi_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} \\ c_{21} & c_{22} & c_{23} \\ c_{31} & c_{32} & c_{33} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \omega^2 \\ \omega \\ 1 \end{bmatrix} \quad (IV.12)$$

(J. Jimenez-Munoz, J. A. Sobrino, D.Skokovic, C. Mattar, J. Cristobal, 2014)

- **Algoritmo SW**.- La técnica del algoritmo SW usa dos de las bandas de TIR localizadas en la ventana atmosférica entre 10 a 12 μ m. La base de ésta técnica es que la atenuación de la radiancia por la absorción atmosférica es proporcional a la diferencia de radiancia de dos tipos de longitud de onda, cada una asumiendo la diferente cantidad de absorción atmosférica. El algoritmo propuesto está basado en la estructura matemática propuesta por Sobrino y aplicada para diferentes sensores para la observación de la Tierra (Jiménez-Muñoz et al., 2009).

$$T_s = T_i + c_1(T_i + T_j) + c_2(T_i - T_j)^2 + c_0 + (c_3 + c_4\omega)(1 - \varepsilon) + (c_5 + c_6\omega)\Delta\varepsilon \quad (\text{IV.13})$$

Ti= Temperatura de brillo en la banda 10

Tj= Temperatura de brillo en la banda 11

W=0.5g/cm²

$\Delta\varepsilon = 0$ (suponiendo que la emisividad resultó igual en ambas bandas)

$\varepsilon=0.98$

$c_0 = -0.268$

$c_1 = 1.378$

$c_2 = 0.183$

$c_3 = 54.30$

$c_4 = -2.238$

$c_5 = -129.20$

$c_6 = 16.40$

$c_r = 0.984$

IV.2. Análisis SIG de Permafrost

Definición de un SIG

- **ESRI.**- Un sistema de información geográfica (SIG) nos permite visualizar, cuestionar, analizar e interpretar los datos para entender las relaciones, patrones y tendencias.
- **USGS.**- En el sentido más estricto, un SIG es un sistema informático capaz de reunir, almacenar, manipular, y mostrar la información geográficamente referenciada (es decir los datos identificados de acuerdo a sus ubicaciones) . Los profesionales también consideran que el SIG total, incluyendo el personal de operación y los datos que entran en el sistema.
- **National Geographic.**- Un sistema de información geográfica (SIG) es un sistema informático para la captura, almacenamiento, control y visualización de los datos relacionados con las posiciones en la superficie de la Tierra. SIG puede mostrar muchos tipos diferentes

de datos en un mapa. Esto permite a la gente ver fácilmente, analizar y comprender los patrones y relaciones.

Como lo indican las definiciones, un SIG es un sistema para la gestión, análisis y visualización de información geográfica estructurada. Ante todo, el propósito de un SIG es el análisis espacial. Por tanto, tiene capacidad de capturar datos y analizarlos, suele ser un gran apoyo para la toma de decisiones en proyectos específicos y/o zonas geográficas limitadas.

¿Por qué un análisis en ambiente SIG para interpretar la distribución de permafrost?

A lo largo de las última década se han desarrollado modelos de distribución del permafrost por instituciones de investigación en Universidades de Europa como en Zurich y Oslo (e.g. Etzelmüller et al. 2001 , Gruber et al. 2003 , 2004 , Hoelzle et al. 2005 , Etzelmüller et al. 2006 , Riseborough et al. 2008). El modelo original para predecir el permafrost de montaña se desarrolló a mediados de 1970 con base en métodos geofísicos así como morfológicos que describían los cuerpos de permafrost, afloramientos naturales, características de la superficie (vegetación, tamaño de grano) y análisis de las temperaturas de la capa activa, temperatura de agua en primavera y la temperatura en la base de la capa de nieve o BTS (Bottom Temperature Snow, p.s.s.e.i.). Los resultados fueron usados como componentes principales de “La regla de oro para predecir el permafrost alpino” (Haeberli, 1978).

Haeberli (1978) creó una clasificación donde conceptuó tres clases para distinguir el permafrost:

- **Probable Permafrost.**- La mayor parte de esta área se espera que sea sustentada por permafrost.
- **Posible permafrost.**- Dependiendo de las características superficiales locales y la topografía se espera que exista permafrost. Las grandes masas de permafrost, así como áreas con parches solamente aislados son posibles. Sin embargo, no se espera ninguna con espesor (*j* 20m) ni capas de permafrost continuo.
- **No permafrost.**- En general, no se espera permafrost en estas áreas. Sin embargo, las excepciones esporádicas son posibles debido a las condiciones microclimáticas locales.

Un área muy estudiada en referencia al permafrost está localizada en los Alpes suizos. De los tantos estudios realizados, desarrollaron dos modelos de distribución de permafrost para las estimaciones en el rango entre la escala regional y local llamados PERMAKART y PERMAMAP (Hoelzle,

1992), para obtener una visión general del patrón de distribución con el fin de disponer de una herramienta para el mapeo.

PERMAKART (Keller, 1992) es un modelo que se basa en la clave topo-climática empírica usando el Modelo Digital de Elevaciones TOPOPT de Suiza (Swiss Federal Statistical Office, Section Geostat) cuya resolución es de 100m. Relaciona la pendiente, orientación, altitud y la aparición del permafrost que se incluye en las “reglas de oro” originales distinguiendo las categorías atribuidas a Haeberli (1978). En el programa PERMAMAP (Hoelzle, 1992), así como el permafrost, las BTS están en función al MAGT y por lo tanto resulta un balance de energía en la superficie. El permafrost está representado por una relación espacial entre las mediciones de BTS, la temperatura media anual del aire y el potencial de la radiación solar directa (Hoelzle, 1992). Sobre la base de esta relación, el modelo fue implementado igualmente en un software SIG. El modelo distingue entre las dos clases de permafrost, probable y sin permafrost.

Por medio de un SIG se pueden dar las bases teóricas necesarias para corroborar la existencia de permafrost en el Volcán Citlaltépetl que posteriormente pueden ser comprobadas en campo y necesarias para hacer una calibración debida al método en función. Presentando un modelo a partir de datos remotos que se basan en la evidencia física. Áreas potencialmente sustentadas por permafrost basadas en el análisis de la elevación, dirección de la pendiente, el potencial de radiación solar y ángulos de pendientes son determinadas en un entorno SIG. De estos factores la radiación solar y la dirección de la pendiente son los que más influyen en la formación de permafrost en ambientes montañosos (Gruber et al., 2004) y deben tener mayor ponderación en comparación a los otros parámetros. Con un Modelo Digital de Elevación (MDE) es posible formular las relaciones generales para la ocurrencia de permafrost. Son la base del SIG para modelar la distribución del permafrost de montaña y crear un mapa.

En diversos estudios se ha demostrado los efectos de diferentes variables climáticas sobre la presencia de permafrost (Etzelmüller et al., 2001). Una alta correlación entre el potencial de radiación solar directa y BTS fue encontrado por Hoelzle (1992), mientras que entre la temperatura del aire y el BTS no se encontraron correlaciones significativas. Desde 1973, Haeberli reconoció el importante papel que juega la dirección de la pendiente. La dirección de pendiente y la radiación solar son indicadores similares porque la cantidad de radiación solar depende de la dirección que una pendiente enfrenta.

Para estos criterios se empleará un binomio SIG-EMC o SIG Evaluación Multicriterio. Es el conjunto de técnicas que apoyan en el proceso de toma de decisiones dentro de una amplia variedad de posibilidades (Salinero et al., 2000). Esto permite diseñar modelos de adecuación óptima a

partir de una toma de decisiones basándose en conceptos, métodos, aproximaciones o modelos que auxilian a los centros decisores que describen, evalúan, ordenan, jerarquizan, seleccionan o rechazan objetos en función de los criterios y una evaluación expresada por una regla de decisión, puntuaciones, valores o ponderaciones.

Las dificultades para realizar un modelo óptimo que se asemeje a PERMAKART o PERMAMAP fueron grandes (Hoelzle, 1992). Actualmente no se cuenta con estudios de métodos geofísicos así como morfológicos que describan o comprueben la existencia de cuerpos de permafrost, afloramientos naturales, características de la superficie y análisis de las temperaturas de la capa activa, dirección de los vientos, temperatura de agua en primavera y la temperatura en la base de la capa de nieve o BTS (Bottom Temperature Surface) en el área de probable existencia del Volcán Citlaltépetl. Como solución a la dificultad de obtener información en campo, están los datos remotos obtenidos a partir de las imágenes satelitales y un MDE que sirven como una antesala para poder interpretar a partir de análisis estadístico los indicadores morfológicos de permafrost.

IV.3. Criterios: Características y condiciones

Un MDE es una representación visual y matemática de los valores de altura con respecto al nivel medio del mar, caracterizando la altimetría y planimetría. Por medio de la información que comparte el INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía) se obtuvo el MDE en el Continuo de Elevaciones Mexicano 3.0 (CEM 3.0) que es un producto que representa las elevaciones del territorio continental cuya ubicación geográfica se encuentra definida por coordenadas (X,Y) a las que se le integran valores de elevación (Z), espaciados y distribuidos de modo regular en un formato ráster.

El MDE obtenido cuenta con una resolución de 15m del cual se generó la información sobre elevación, ángulo de pendiente, dirección de pendiente, radiación solar anual por medio del software de ArcGIS en la extensión de análisis espacial.

IV.3.1. Criterios

Cinco diferentes relaciones se desarrollan dentro de este modelo basadas en las reglas de oro hechas por Haeberli (1970) y el SIG hecho por Arenson y Jakob (2010) localizado en la frontera de Argentina y Chile. . La ocurrencia Permafrost como una función de:

Tabla IV.1: Criterios de ocurrencia de permafrost del Volcán Citlaltépetl

Categoría	Ocurrencia de permafrost del Volcán Citlaltépetl
Modelo	Modelo de distribución de permafrost de montaña
Objetivo	Definir zonas de probable y posible permafrost de montaña
Datos requeridos	Altitud, área de radiación solar, ángulo de pendiente (Norte), orientación de pendiente y temperatura de superficie
Criterios	<ul style="list-style-type: none"> • C1.- Altitud • C2.- Área de Radiación Solar • C3.- Ángulo de pendiente • C4.- Orientación de pendiente (Norte) • C5.- Temperatura de superficie
Procedimiento de análisis	<ul style="list-style-type: none"> • Probable permafrost = 2 • Posible Permafrost = 1

IV.3.2. Características

Altitud.- Como se mencionó en la hipótesis conceptual, la existencia de permafrost discontinuo entre la latitud 19°2'N longitud 97°17' W, que georreferencia al Volcán Citlaltépetl se encuentra a más de 4600 m.s.m.n. Se considerará como probable permafrost las zonas que se encuentren arriba de esta altitud Guodong et al. (1983).

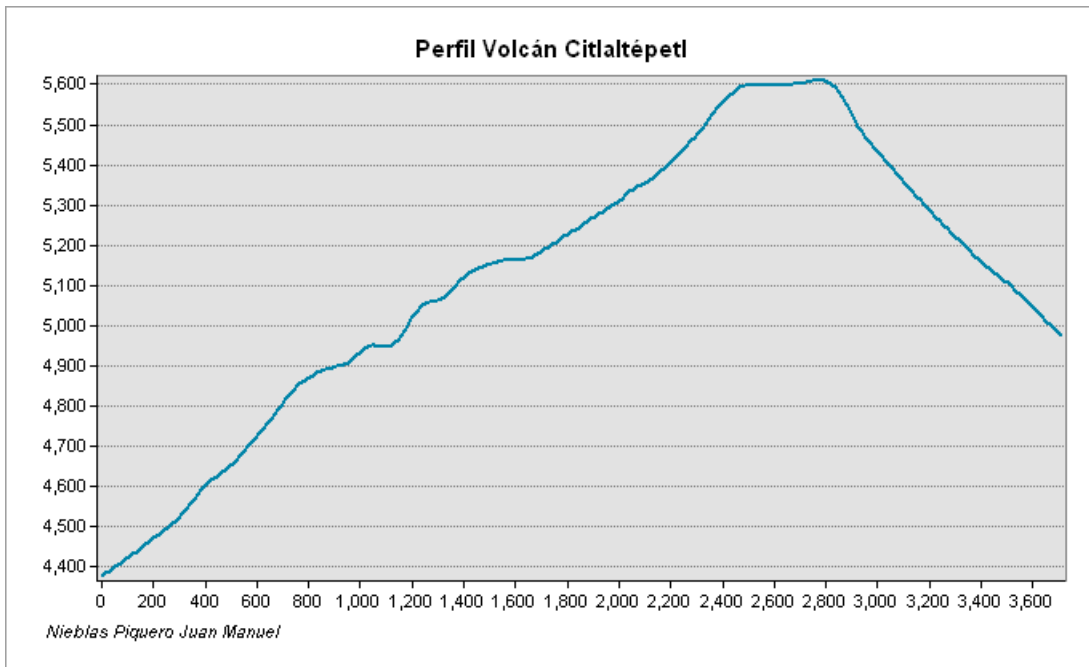


Figura IV.2: Perfil del Volcán Citlaltépetl

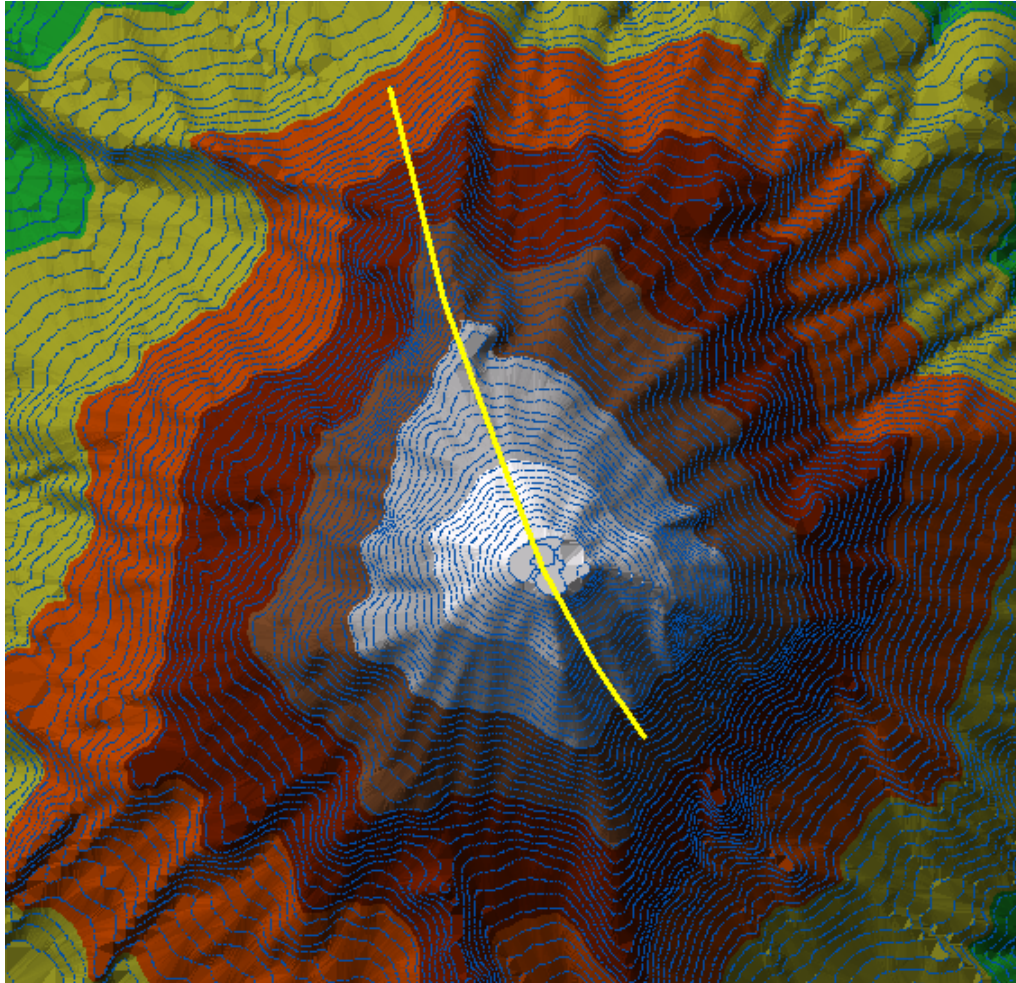


Figura IV.3: Localización de la línea del perfil del Volcán Citlaltépetl

Area de radiación solar.- La radiación solar entrante (insolación) se origina a partir del sol; se modifica por las entidades de superficie y topografía; y se intercepta en la superficie de la tierra como componentes directos, difusos, y reflejados. La herramienta de radiación solar en la extensión de análisis espacial de ArcGIS representa efectos atmosféricos, latitud del sitio y elevación, inclinación y orientación, todos los días y los cambios estacionales del ángulo del sol, y los efectos de sombras proyectadas por la topografía circundante (ESRI 2009). Las áreas con un total anual de radiación solar entrante mayor o igual a 2.5 MW/m² dificultan la probabilidad de un fenómeno de permafrost, anulando su desarrollo.

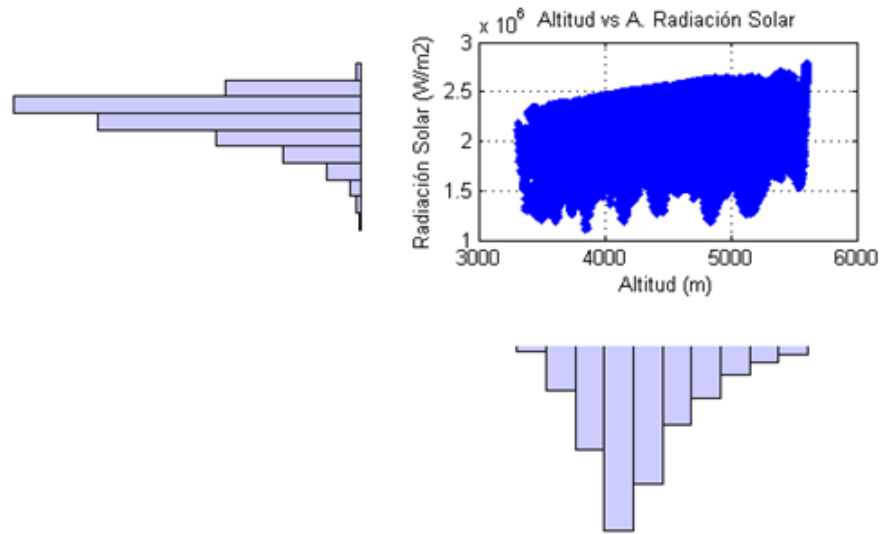


Figura IV.4: Distribución de pixels del MDE representando la Altitud (m) vs Radiación Solar (MW/m2) mostrando sus histogramas de lado izquierdo y debajo de la gráfica

Ángulo de pendiente.- Para cada celda, se calcula la tasa máxima de cambio en el valor de cada celda en comparación a celdas vecinas. El cambio máximo en elevación sobre la distancia entre la celda y sus ocho vecinos más próximos identifica el descenso más empinado cuesta debajo de la celda. Identifica la pendiente (gradiente o tasa de cambio máximo en el valor z) desde cada celda de una superficie de ráster. Según la regla de oro para la predicción de permafrost, la distribución de permafrost se encuentra en pendientes mayores a los 11°, los cambios de inclinación de la pendiente debajo de los 11°son insignificantes.

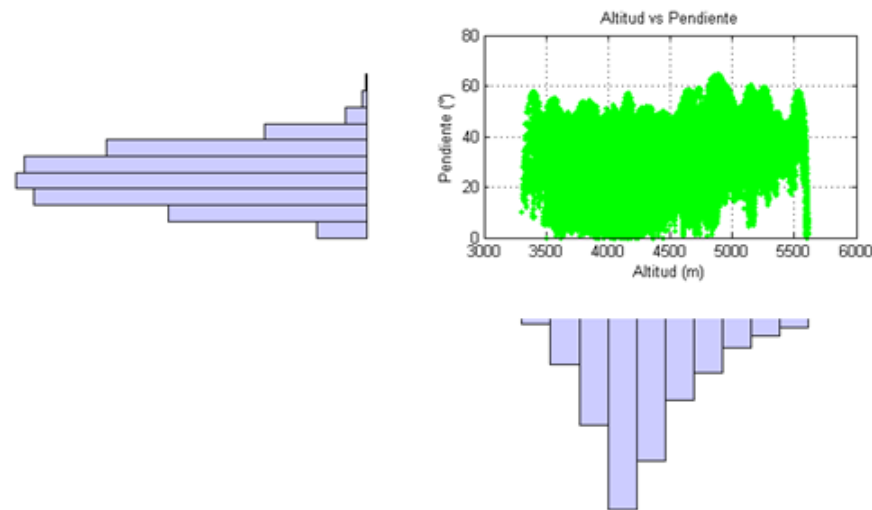


Figura IV.5: Distribución de pixeles del MDE representando la Altitud (m) vs Pendiente (°) mostrando sus histogramas de lado izquierdo y debajo de la gráfica

Dirección de Pendiente (Norte).- Dirección de Pendiente (*aspect*): La orientación identifica la dirección de la pendiente descendente de la tasa de cambio máxima en un valor desde cada celda hacia sus vecinas. Los valores de cada celda del ráster de salida indican la dirección de brújula a la que apunta la superficie en esa ubicación. Se mide en el sentido de las agujas del reloj en grados de 0 (hacia el norte) a 360 (hacia el norte, nuevamente) figura IV.6, formando un círculo completo. Las áreas planas que no tienen dirección de pendiente descendente tienen un valor de -1 (ArcGIS Resource Center). La orientación de la pendiente afecta a la probabilidad de ocurrencia del permafrost a través del forzamiento radiativo con pendientes orientadas al norte (0/360° de ángulo) que muestra la casualidad de permafrost arriba de los 4000 m.s.n.m a diferencia de las elevaciones de laderas orientadas al sur (180°) de orientación. La razón de este contraste es la diferencia significativa de la radiación solar entre estas orientaciones de pendientes. Con el fin de excluir el sesgo debido a la variación de estabilidad causada por la orientación, el análisis se restringió a las direcciones Norte, Noreste y Noroeste.



Figura IV.6: Direcciones

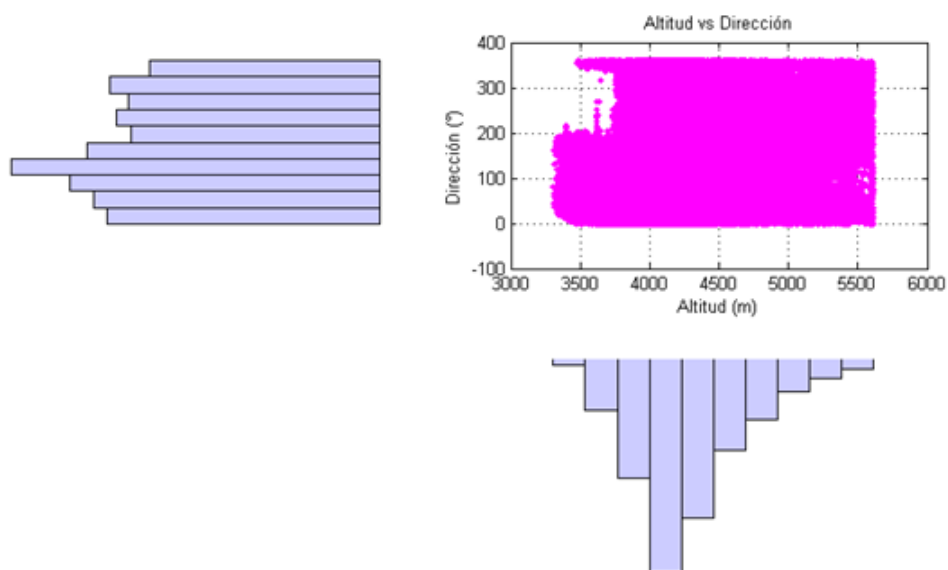


Figura IV.7: Distribución de pixels del MDE representando la Altitud (m) vs Dirección de pendiente (°) mostrando sus histogramas de lado izquierdo y debajo de la gráfica

Temperatura de superficie.- Dado a que el cálculo del área de radiación solar fue determinado durante el 2014, se empleará la imagen LC80250472014040LGN00 de Landsat 8 tomada el 9 de febrero del 2014. Se usará esta imagen con el fin de extraer solamente los datos que marquen una temperatura por debajo de los 0°C, indicando una temperatura ideal para el desarrollo de permafrost. La resolución de 30m que presentan las imágenes Landsat 8 puede crear una discrepancia al estar comparándolas con un MDE de 15m. Los criterios anteriores fueron calculados a partir del MDE y cuentan con una resolución de 15m, por tanto, es importante poder comparar los valores a la misma resolución entre la imagen Landsat 8 de temperaturas de superficie y MDE. Para ello se empleó el algoritmo creado por la Universidad de Gdansk, Polonia que realiza un pre-procesamiento de las imágenes landsat 8. Al crear un shape del área a estudiar (o área de interés), se usa el método pan-sharpening con la preservación de los valores de niveles digitales de las bandas espectrales. Esta herramienta crea una composición de bandas e implementa el pan-sharpened que crea una corrección a todas las bandas. Se usa la técnica de filtro de suavizado o SFIM (smoothing-filterbased intensity modulation, p.s.s.e.i.) (Zhan et al., 2012). La principal ventaja de este método de fusión es la preservación de los valores de nivel digital (DN) en las bandas espectrales. Además crea una composición con las imágenes fusionadas para utilizarlo como una inspección visual

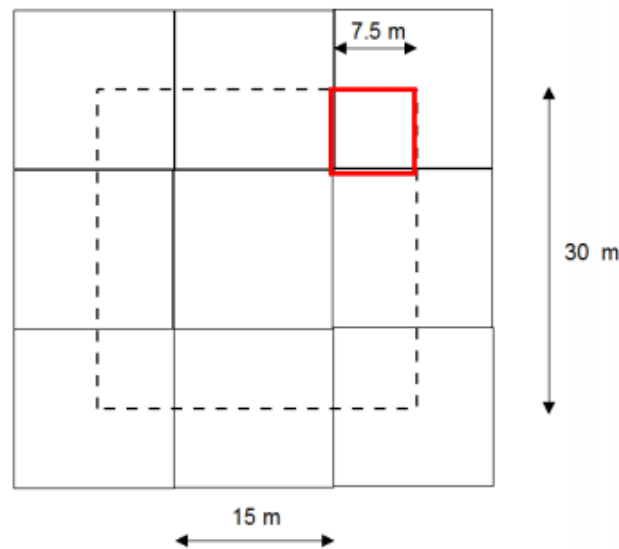


Figura IV.8: Método pan-sharpening para la preservación de los valores de niveles digitales de las bandas espectrales

$$PIXEL_{ps} = \frac{PIXEL_{baja} \times PIXEL_{alta}}{PIXEL_{mean}} \quad (IV.14)$$

$PIXEL_{alta}$ = Pixel de alta resolución (15m CH 8)

$PIXEL_{mean}$ = Pixels suavizados de una imagen de alta resolución en una ventana equivalente a pixels de baja resolución

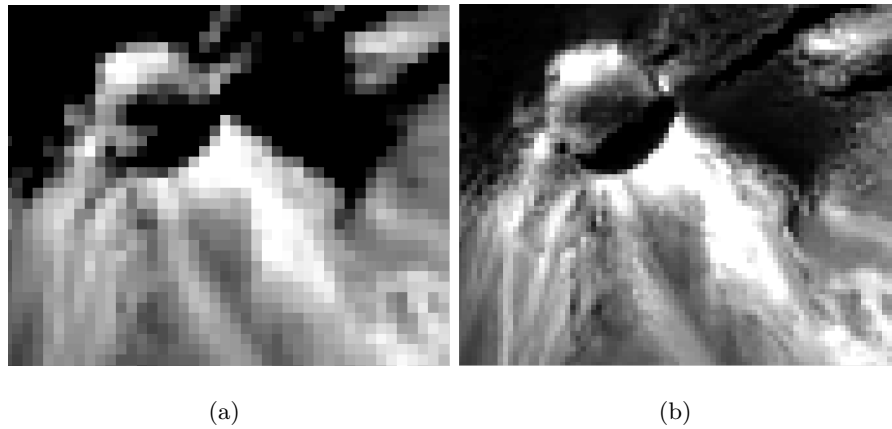


Figura IV.9: Comparación de imágenes Landsat 8 con resolución a (a)30m y (b)15m

Con las bandas transformadas a una resolución de 15m, se realiza el método para la obtención de LST mencionado en el subcapítulo Landsat 8.

IV.3.3. Ponderaciones

Las ponderaciones de cada criterio se calificaron del 0 al 3, siendo 3 la ponderación con más importancia y 0 la de menor trascendencia.

Tabla IV.2: Ponderación de ángulo de pendiente

Rango	Ángulo de pendiente	Ponderación
0 a 4	Plana o Ligeramente Inclinada	1
4 a 8	Moderadamente Inclinada	1
11 a 25	Moderadamente Empinada	3
25 a 50	Empinada	2
¿50	Muy Empinada	2

Tabla IV.3: Ponderación de Radiación Solar

MW/m²	Radiación Solar	Ponderación
0 a 1	Radiación Baja	3
1 a 2.5	Radiación Media	2
>2.5	Radiación Alta	0

Tabla IV.4: Ponderación de dirección de pendiente

Rango	Dirección de pendiente	Ponderación
0 a 22.5	Norte	3
22.5 a 67.5	Noreste	1
67.5 a 112.5	Este	0
112.5 a 157.5	Sureste	0
157.5 a 202.5	Sur	2
202.5 a 247.5	Suroeste	0
247.5 a 292.5	Oeste	0
292.5 a 337.5	Noroeste	1
337.5 a 360	Norte	3

Tabla IV.5: Ponderación de Altitud

N	Altitud	Ponderación
1	0 a 3000	0
2	3000 a 4000	0
3	4000 a 4600	1
4	4600 a 5610	3

Tabla IV.6: Ponderación de Temperatura de Superficie

N	Temperatura de Superficie	Ponderación
1	≥ 0	3
2	0 a 2	1
3	> 2	0

IV.3.4. Evaluación de sensibilidad del SIG

Con el fin de evaluar la sensibilidad del Análisis Multicriterio, se hicieron seis combinaciones diferentes en las ponderaciones. Al cambiar el peso de los parámetros, cambia la importancia de los criterios modificando el análisis en ambiente SIG. Las diferentes combinaciones que hubo fueron las siguientes:

Tabla IV.7: Evaluación de sensibilidad

Criterios	SIG1	SIG2	SIG3	SIG4	SIG5	SIG6
Altitud	20	16	16	17	16	13
Temperatura	20	16	18	17	16	25
Dirección	20	33	25	17	16	25
Radiación Solar	20	19	25	33	19	25
Ángulo de Pendiente	20	16	16	16	33	12
TOTAL	100	100	100	100	100	100

Los resultados de los SIG de análisis de sensibilidad se evaluaron mediante la comparación de la fracción de todos los puntos identificados como permafrost entre las distintas combinaciones de factores de ponderación. Las minúsculas diferencias en la distribución total de los SIG con distintas combinaciones de pesos, marcan una pequeña modificación en comparación en el resultado final elegido. Dándole la mayor peso a la dirección de la pendiente y a la radiación Solar.

Capítulo V

Resultados y discusión

Los datos de temperatura fueron obtenidos gracias al análisis de imágenes de los satélite Landsat 7 y 8. La información obtenida fue previamente corregida y con las fechas de imágenes tomadas (indicadas en el capítulo III.5), se puede observar la distribución de temperaturas menores a los cero grados en la zona norte del volcán, más en específico la zona Noroeste. En las figura 13 se denotan las curvas de nivel que están arriba de los 4600 m.s.n.m. de un color morado. Prácticamente todas las imágenes marcaron la zona debajo de los cero grados por encima de esta altura. Observamos que efectivamente, las imágenes con menores temperaturas son las tomadas en las fechas de invierno, la pocas imágenes tomadas en marzo y abril se aprecia el aumento de temperatura, sin embargo se mantiene en condiciones óptimas para el desarrollo de permafrost.

Las imágenes LC80250472014040LGN00 y LE70250472014048EDC00 de la Figura V.3 fueron imágenes tomadas en el año 2014 pero con diferentes sensores a menos de diez días entre toma y toma. Se puede apreciar que no hay una disminución ni un descontrol de datos analizados en un mismo mes con diferente sensor lo que confirma la buena calidad del producto que brinda Landsat.

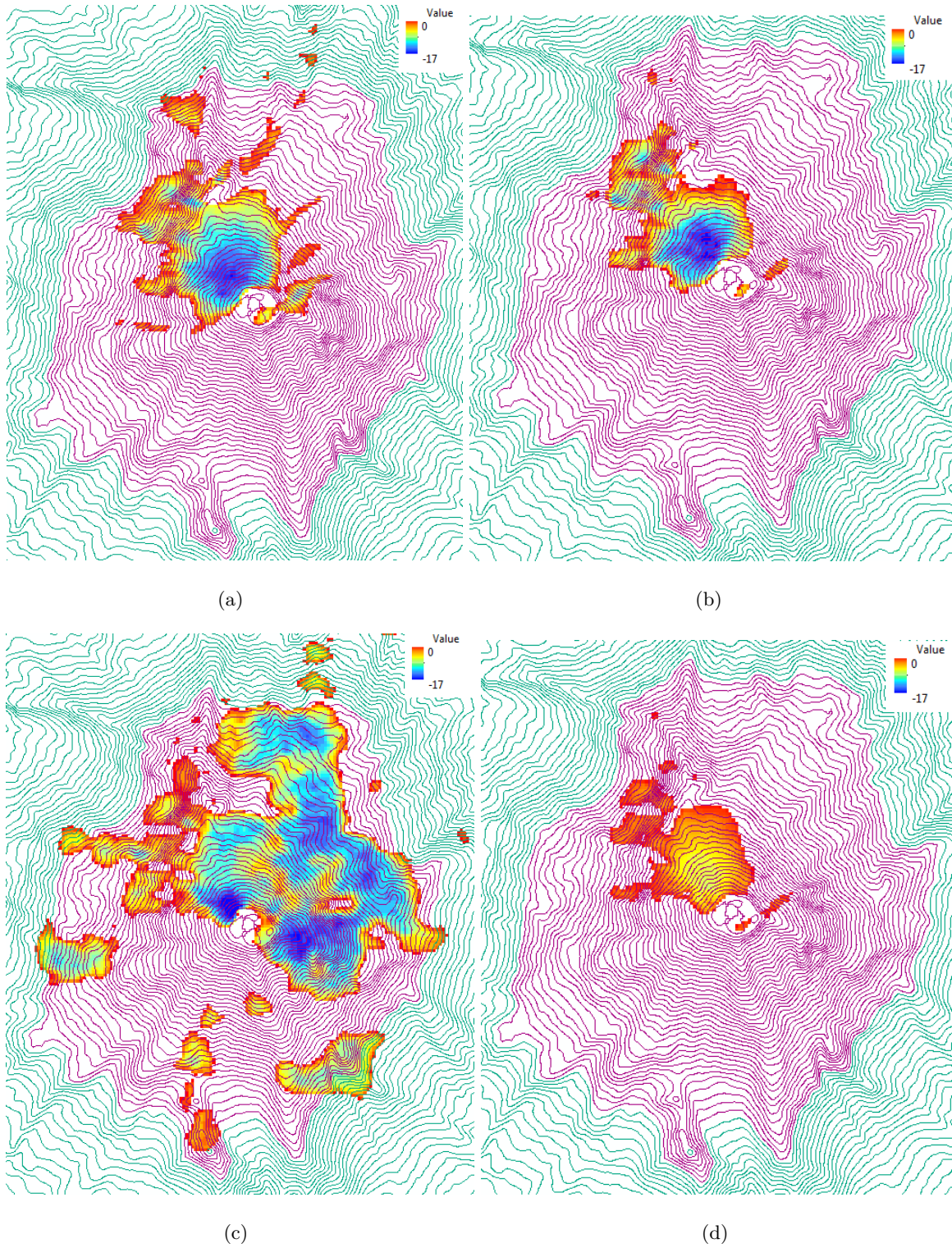


Figura V.1: (a) ID: LE70250472000346EDC00, FECHA: 11 de diciembre del 2000 (b) ID: LE70250472001028EDC00, FECHA: 28 de enero del 2001 (c) ID: LE70250472003050EDC00, FECHA: 2 de febrero del 2003 (d) ID: LE70250472004325ASN00, FECHA: 20 de noviembre del 2004

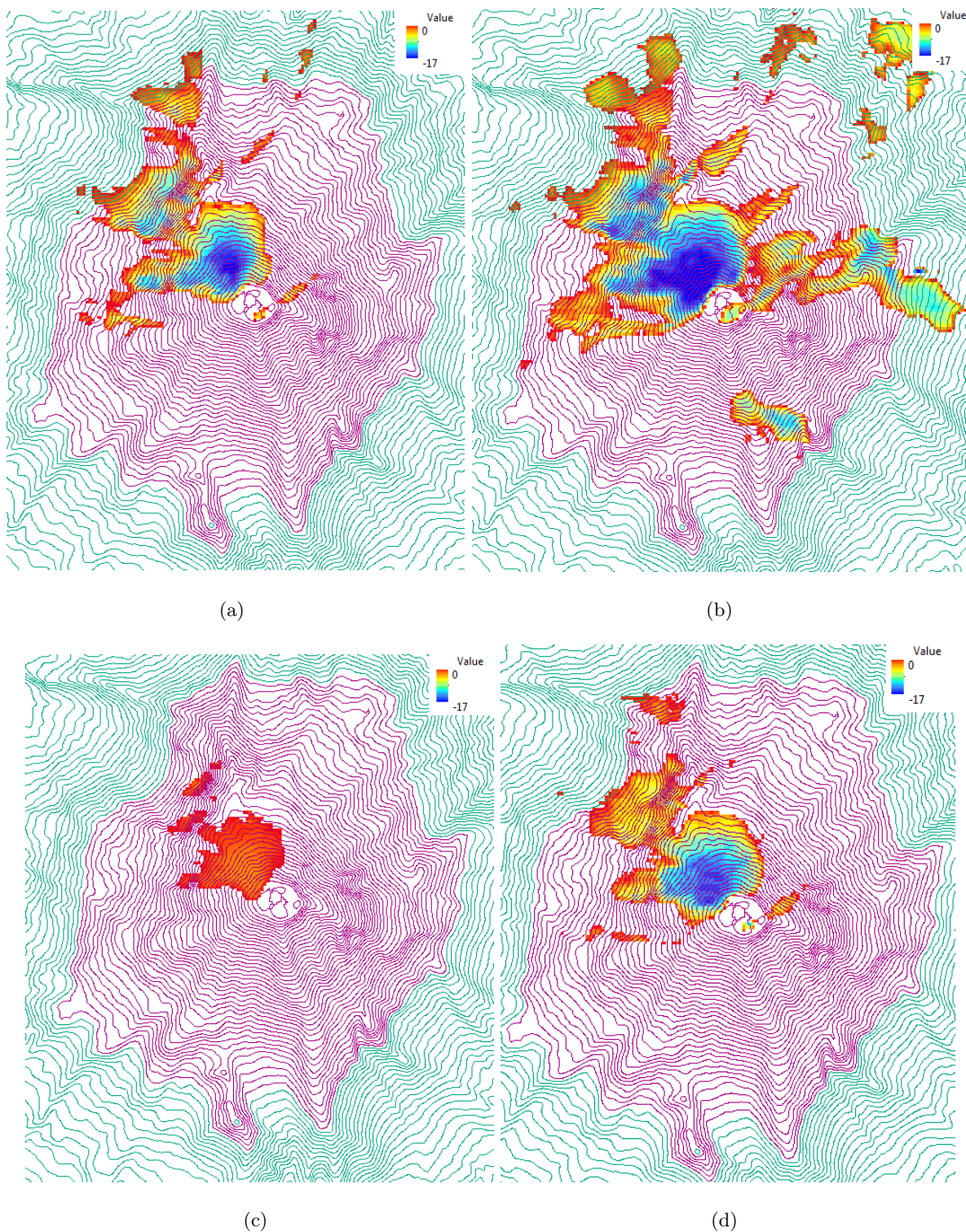


Figura V.2: (a) ID: LE70250472005007EDC00, FECHA: 7 de enero del 2005 (b) ID: LE70250472006010ASN00, FECHA: 10 de enero del 2006 (c) ID: LE70250472007077ASN00, FECHA: 3 de marzo del 2007 (d) ID:LE70250472009002ASN00, FECHA: 2 de enero del 2009

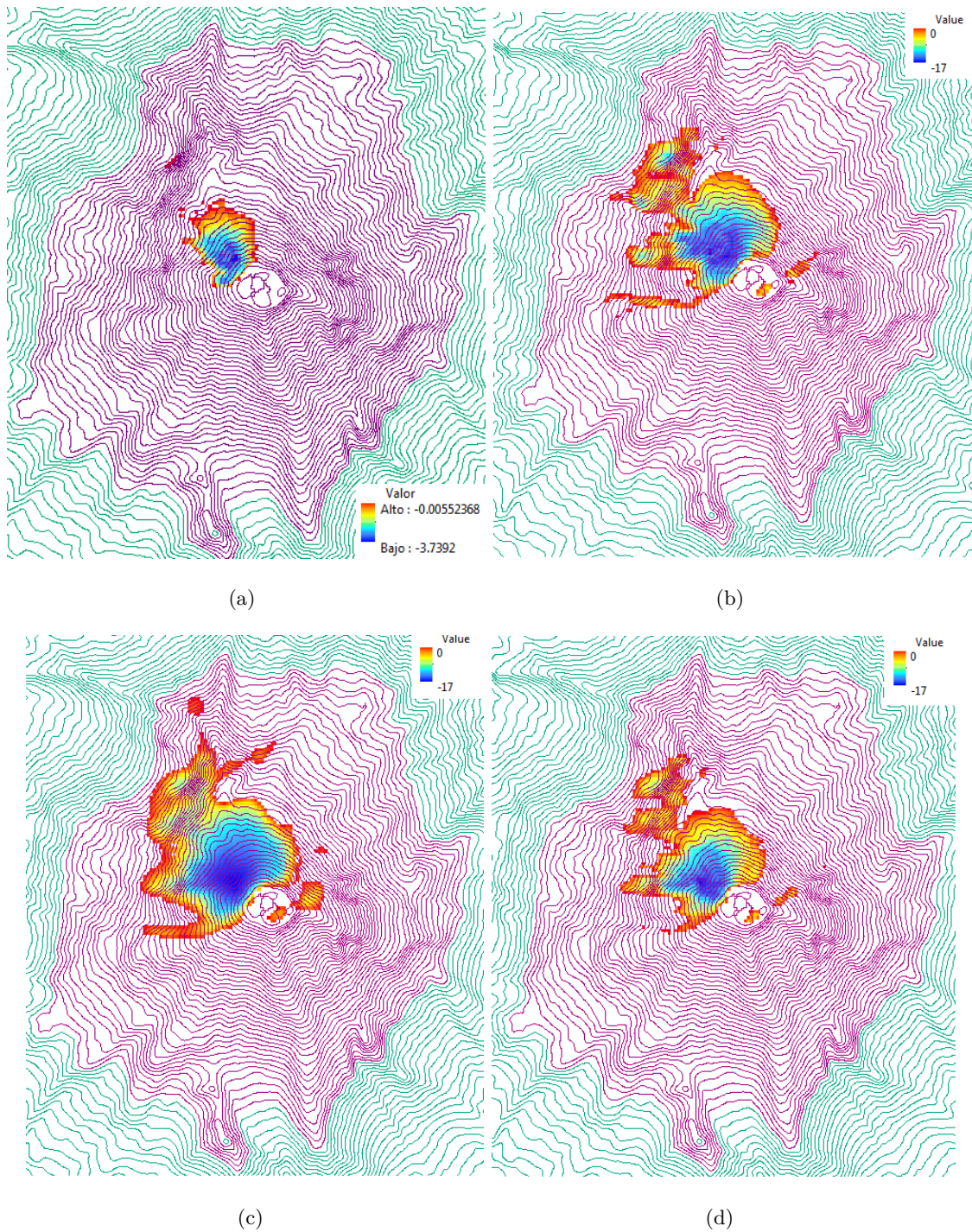


Figura V.3: (a) ID: LE70250472009082ASN00, FECHA: 23 de marzo del 2009 (b) ID: LE70250472013029ASN00, FECHA: 29 de enero del 2013 (c) ID: LC80250472014040LGN00, FECHA: 9 de febrero del 2014 (d) ID:LE70250472014048EDC00, FECHA: 17 de febrero del 2014. Las temperaturas altas se muestran en color rojo, las temperaturas bajas en uno azul.

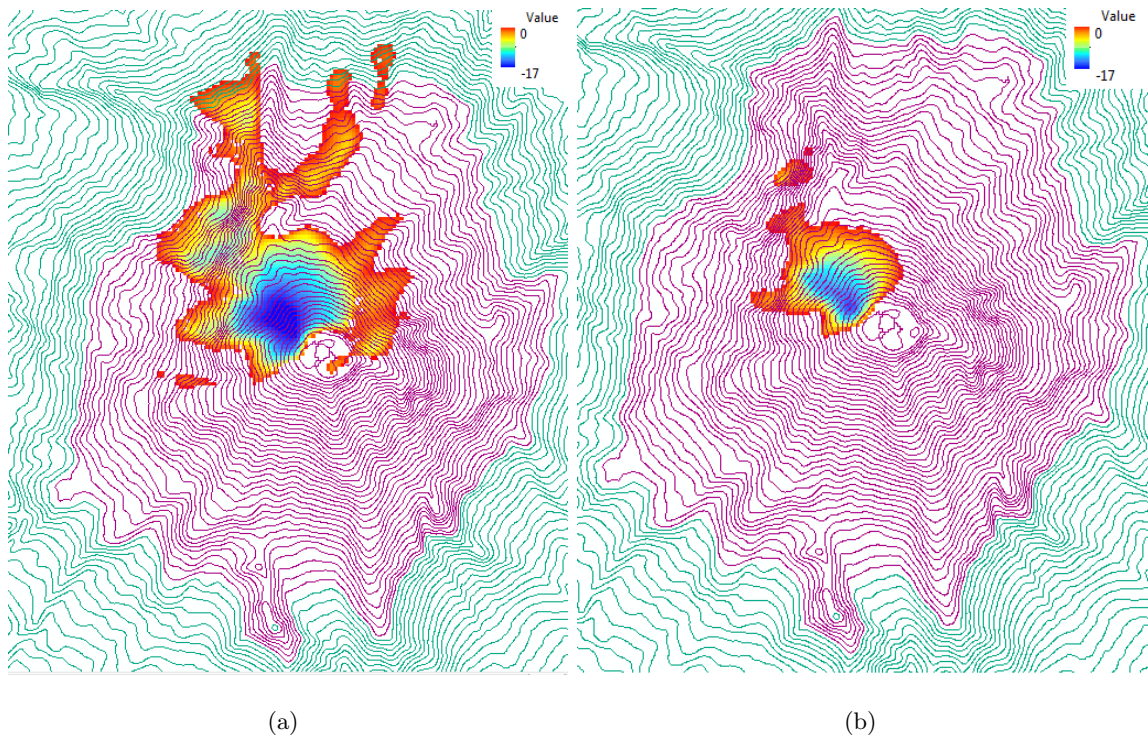


Figura V.4: (a) Imágen de Landsat 7 (b) Imagen de Landsat 8

Las imágenes de la Figura V.4 fueron tomadas el mismo año (2015) pero por diferentes satélites, (a) landsat 7 y (b) Landsat 8, mostrando un patrón similar en la zona más fría del volcán en el tiempo de capturas.

Del compendio de imágenes analizadas, como prioridad está saber qué zonas han estado por debajo de los 0°C y por cuánto tiempo ha estado así, una zona en particular resalta el área que ha mantenido esta condición del 11 de diciembre del 2000 hasta el 1 de abril del 2015. De ser esto factible, oportuno sería su análisis in situ. Como segunda opción, otra zona analizada, que va desde el 29 de enero del 2013 hasta el 1 de abril del 2015, poco más de dos años, los más próximos al presente mostrando un patrón de comportamiento similar al análisis anterior de todos los años analizados; basándose en que la temperatura en esa zona se encuentra con los registros más bajos de temperatura podría llegar a existir permafrost.

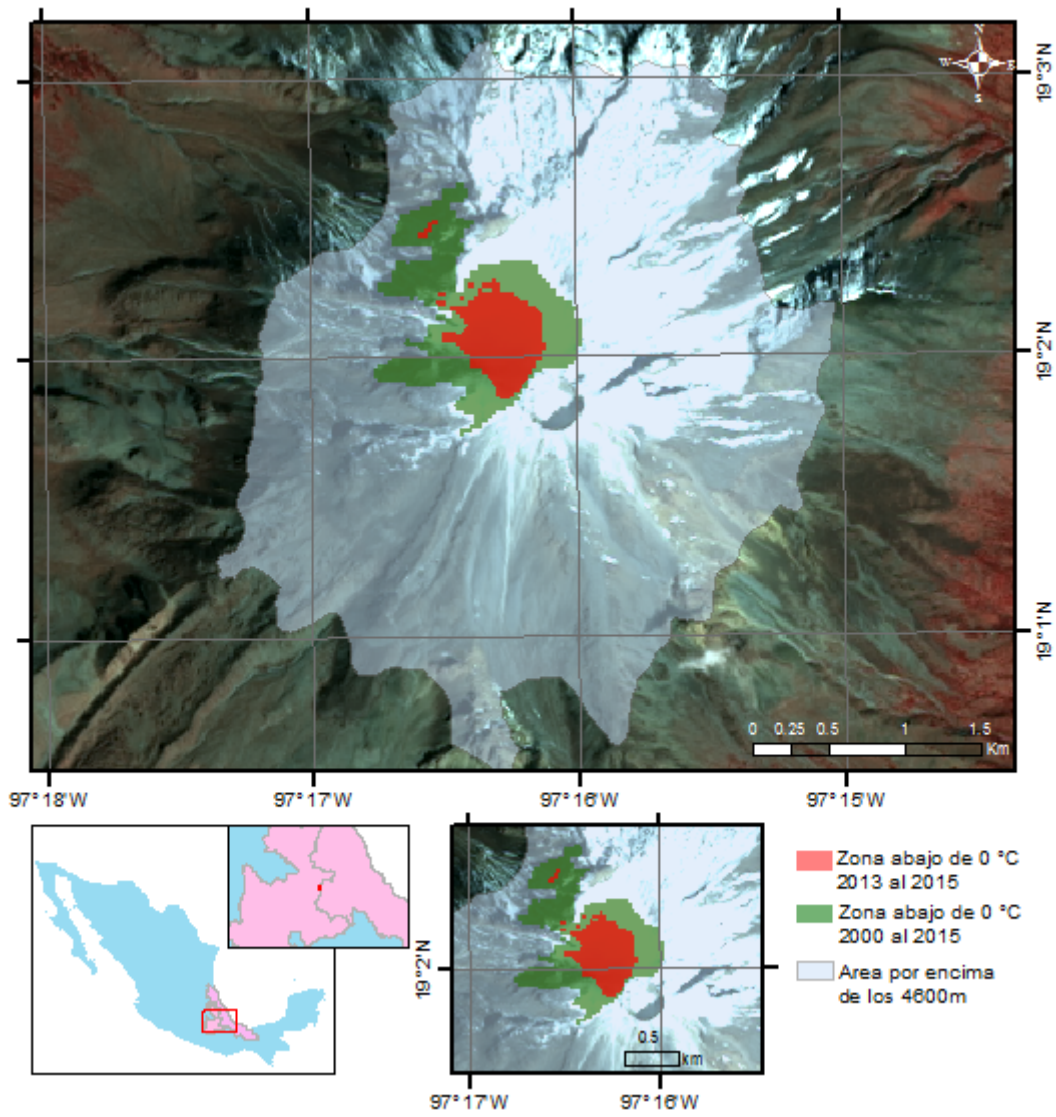


Figura V.5: Resultado del análisis de LST

Se empleó la imagen Landsat con ID LC80250472015027LGN00 usando una composición a color natural a escala 1:100,000 (1) y una composición en Infrarrojo de onda corta a escala 1:250,000 (2) apreciando la zona glaciaria correspondiente a la fecha del 27 de enero del 2015. El caneavá a cada 15" nos muestra que la zona ideal para el desarrollo de permafrost derivada de la temperatura son de 97°16'45"O a 97°16'00"O Long y del 19°01'45"N a 19°02'37.5"N Lat. Se muestra el SIG ponderado para ocurrencia de permafrost en el volcán Citlaltépetl (Fig. V.4) siguiendo todos los criterios anteriormente mencionados:

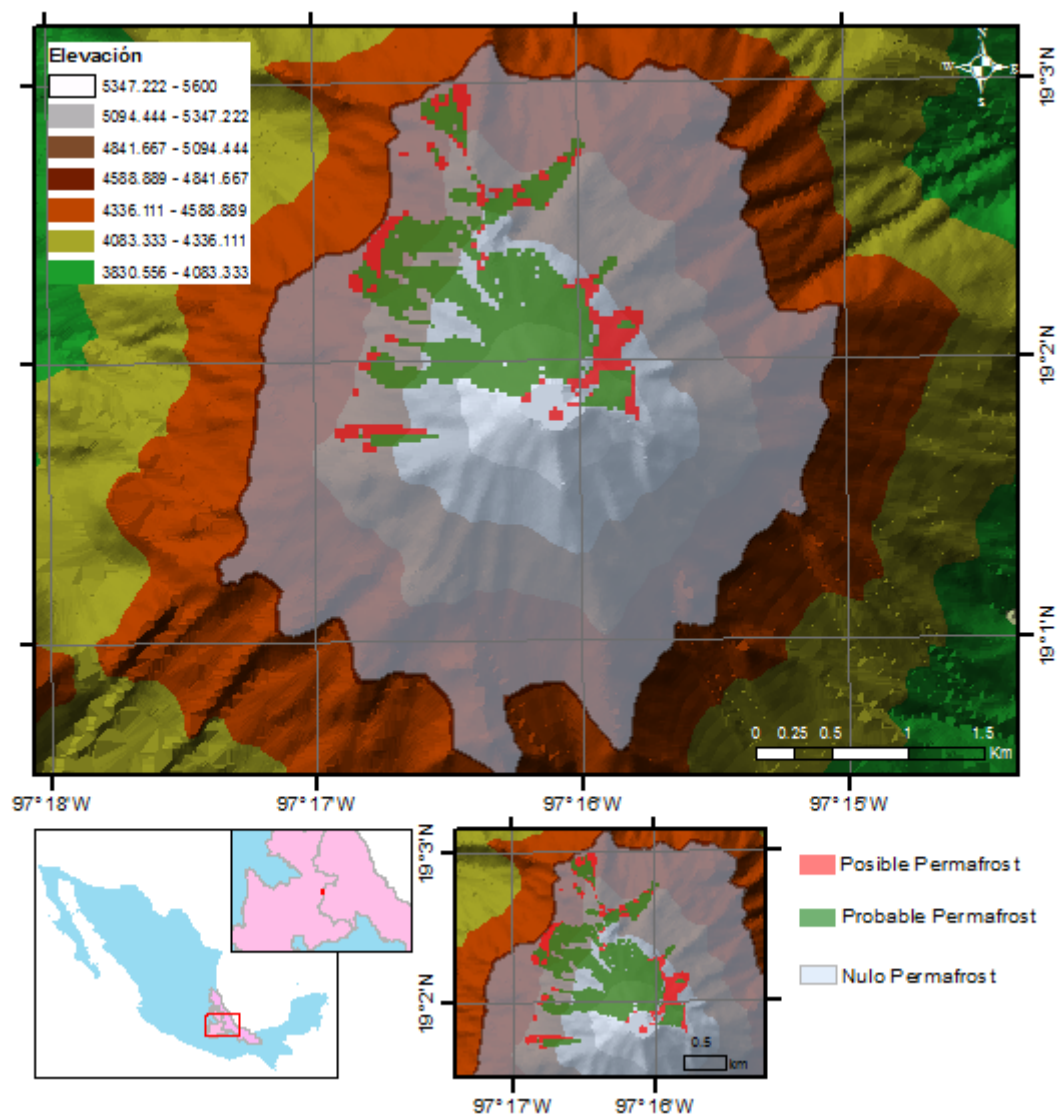


Figura V.6: SIG EMC de Ocurrencia de Permafrost, mostrando posible y probable permafrost bajo los criterios propuestos por Haeberli (1979).

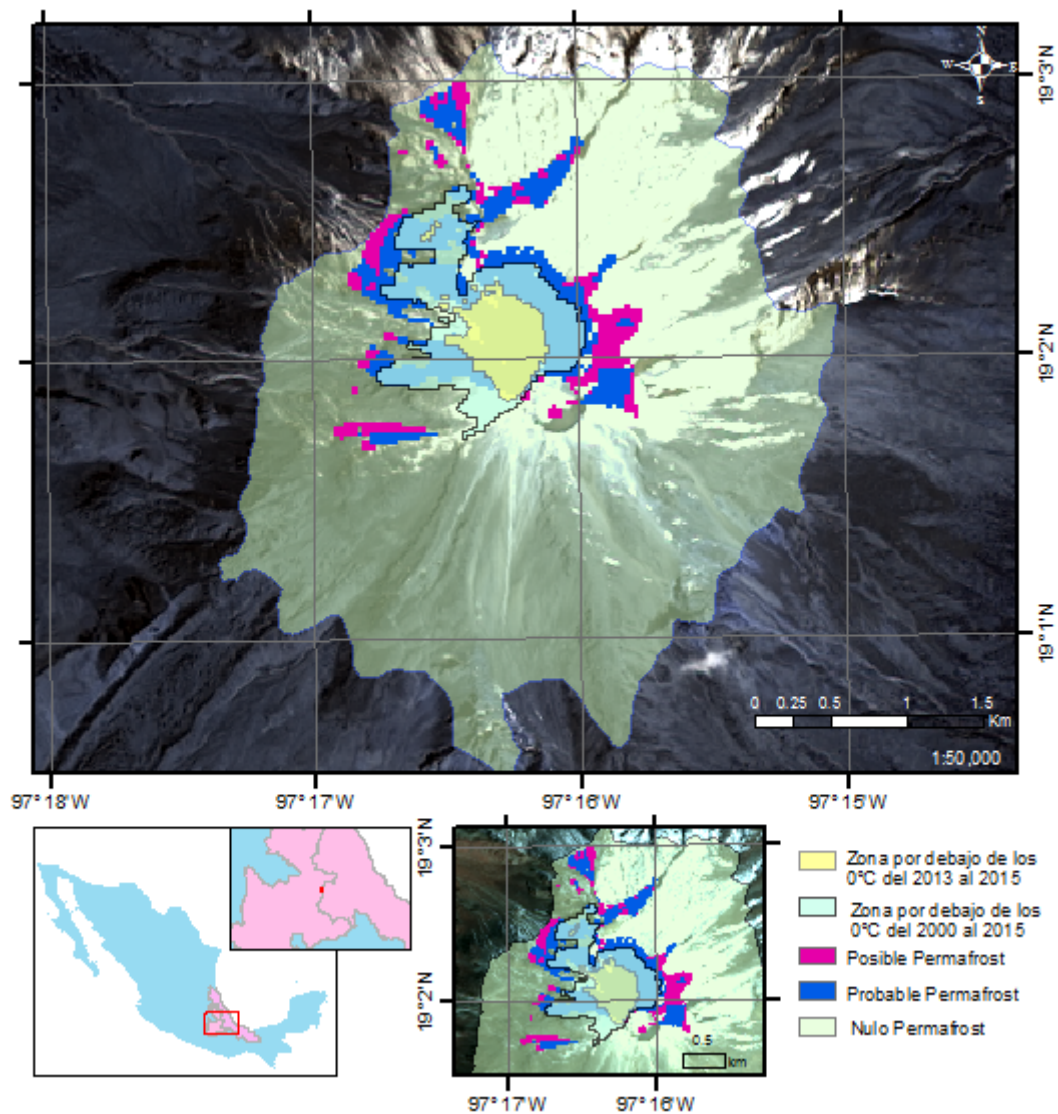


Figura V.7: Combinación de la observación de LST debajo de los 0°C y el SIG de ocurrencia de Permafrost del Volcán Citlaltépetl

Al juntar ambos resultados (Fig. V.5), tanto la observación de temperaturas de superficie debajo de los cero grados y el SIG de probable permafrost, según todos los criterios mencionados y al observar la zona que coincide y se traslapa, la zona ideal (fig. V.6) cuenta con:

- **Área:** 28.4 ha
- **Perímetro:** 4.594 km
- **Coordenada de Centroide X (UTM):** 681924.322641
- **Coordenada de Centroide Y (UTM):** 2105529.84246

De la superficie por encima de los 4600 m.s.n.m. cuya área es de 1234ha, la zona aproximada de presencia de permafrost incluida en esta área representa solo el 2.3%, este reducido porcentaje demuestra la importancia que reviste el estudio realizado con respecto a la cota.

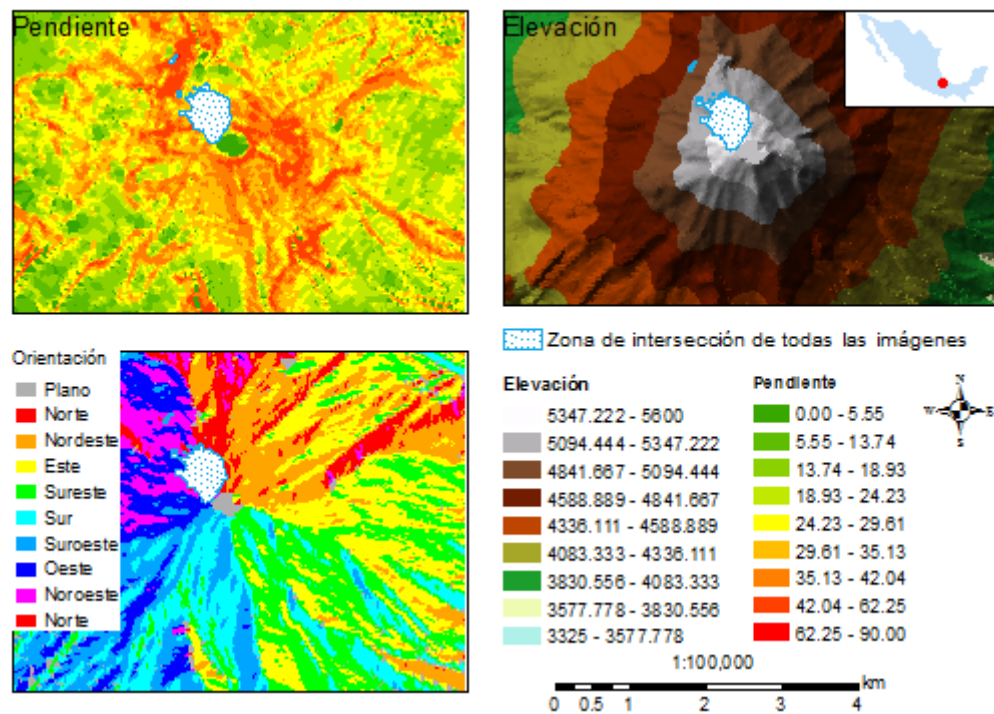


Figura V.8: Área aproximada de ocurrencia de permafrost observando su elevación, orientación y pendiente.

La superficie adquirida a partir de una imagen ASTER del año 2014 por el Dr. Jorge Cortés Ramos, muestra una distribución del Glaciar Norte en el Volcán Citlaltépetl parecida al resultado obtenido de la localización de permafrost.

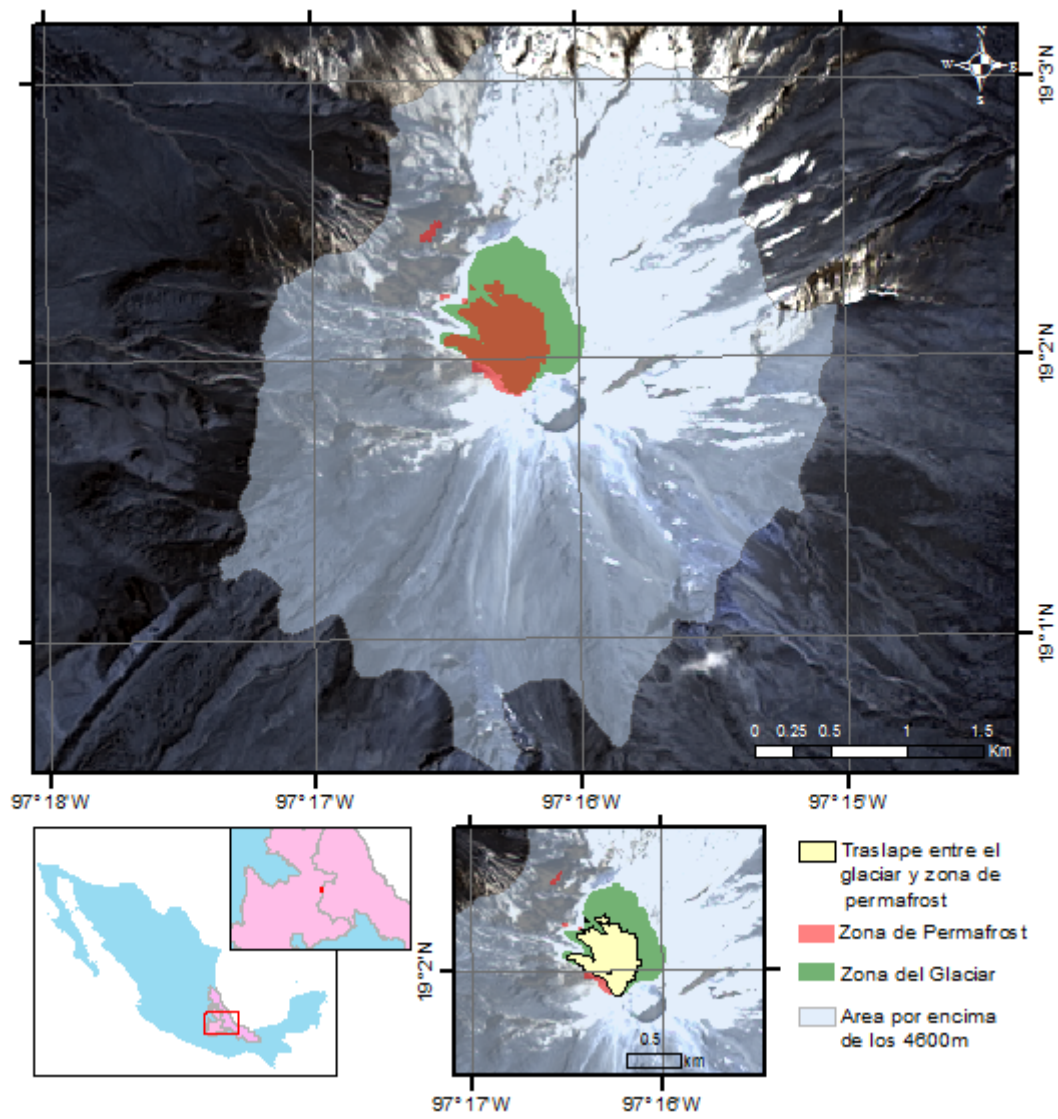


Figura V.9: Traslape entre la zona glacial y la zona aproximada de permafrost calculada

Capítulo VI

Conclusiones

Realizando un pre procesamiento de imágenes satelitales ópticas se derivaron temperaturas de superficie desde el año 2000 al 2015 y con la obtención de un MDE de una precisión de 15m se llegó a cumplir la hipótesis H1 hallando una zona con posible existencia de permafrost en el volcán Citlaltépetl entre las coordenadas geográficas $97^{\circ}16'45''\text{O}$ a $97^{\circ}16'00''\text{O}$ Long y del $19^{\circ}01'45''\text{N}$ a $19^{\circ}02'37.5''\text{N}$ Lat que se encuentran arriba de los 4600 m.s.n.m. (de acuerdo con Guodong 1983) bajo los criterios de altitud, temperatura de superficie, orientación e inclinación de pendiente y la radiación solar, el área aproximada de la zona con posible existencia de permafrost es de 28 ha, contando con 4.594km de perímetro.

El estudio analizó la posibilidad de su existencia a través de un SIG que como resultado, confirma que el permafrost discontinuo en el volcán se encuentra en la latitud $19^{\circ}2'\text{N}$ longitud $97^{\circ}17'\text{W}$. Esta representación es inexacta porque solo nos aporta un acercamiento, no se tienen registros de temperaturas medias diarias, mensuales y anuales y no se muestra la estrecha relación de temperatura aire-suelo adicional al factor relieve que se corrobore con herramientas de exploración geofísica como radar o electromagnéticas donde se aprecie físicamente su presencia o no del hielo subsuperficial. Se adecua a una aproximación que es suficientemente fiel para confirmar bajo los criterios analizados que la zona previamente mencionada es candidata para la profundización de estudio criosférico referente al permafrost.

Bibliografía

- Bamber, J. L. and Rivera, A. (2007). A review of remote sensing methods for glacier mass balance determination. *Global and Planetary Change*, 59(1):138–148.
- Bhardwaj, A., Joshi, P., Sam, L., Singh, M. K., Singh, S., Kumar, R., et al. (2015). Applicability of landsat 8 data for characterizing glacier facies and supraglacial debris. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 38:51–64.
- Brown, J., Smith, S. L., Romanovsky, V., Christiansen, H. H., Clow, G., and Nelson, F. E. (2008). Global terrestrial network for permafrost (gtn-p). *Terrestrial Essential Climate Variables for Assessment, Mitigation and Adaptation*, pages 24–25.
- Brown, R. J. E. (1960). The distribution of permafrost and its relation to air temperature in Canada and the USSR. *Arctic*, 13(3):163–177.
- Carlson, T. N. and Ripley, D. A. (1997). On the relation between ndvi, fractional vegetation cover, and leaf area index. *Remote sensing of Environment*, 62(3):241–252.
- Cortes Ramos, J., Ontiveros-Gonzalez, G., and Delgado Granados, H. (2013). A review of recent glaciological studies at the dormant citlaltépetl volcano (mexico). In *AGU Spring Meeting Abstracts*, volume 1, page 03.
- Delisle, G., Michel, A., Richard, F., Fabrice, C., and Larrivé, É. (2003). Umiujaq, Northern Québec: Innovative techniques to monitor the decay of a lithalsa in response to climate change. *Permafrost Periglacial Process*, pages 375–385.
- Etzelmüller, B., Hoelzle, M., Flo Heggem, E. S., Isaksen, K., Mittaz, C., Mühll, D. V., Ødegård, R. S., Haeberli, W., and Sollid, J. L. (2001). Mapping and modelling the occurrence and distribution of mountain permafrost. *Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, 55(4):186–194.

- Frauenfelder, R., Allgöwer, B., Haeberli, W., and Hoelzle, M. (1998). Permafrost investigations with gis as a case study in the fletschhorn area, wallis, swiss alps.
- French, H. M. (2013). *The periglacial environment*. John Wiley & Sons.
- Gruber, S. and Hoelzle, M. (2001). Statistical modelling of mountain permafrost distribution: local calibration and incorporation of remotely sensed data. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(1):69–77.
- Gruber, S., Hoelzle, M., and Haeberli, W. (2004). Permafrost thaw and destabilization of alpine rock walls in the hot summer of 2003. *Geophysical Research Letters*, 31(13).
- Guodong, C., Boliang, T., and Xuebo, L. (1983). The influence of embankment materials on the permafrost table. *Professional Papers on Permafrost Studies of Qinghai-Xizang Plateau*, pages 195–203.
- Guodong, C. and Dramis, F. (1992). Distribution of mountain permafrost and climate. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2):83–91.
- Haeberli, W. (1978). Special aspects of high mountain permafrost methodology and zonation in the alps. In *Proceedings of the 3rd International Conference on Permafrost*, pages 10–13.
- Haeberli, W. (1990). Glacier and permafrost signals of 20th century warming. *Annals of Glaciology*, 14(99-101).
- Haeberli, W., Noetzli, J., Arenson, L., Delaloye, R., Gärtner-Roer, I., Gruber, S., Isaksen, K., Kneisel, C., Krautblatter, M., and Phillips, M. (2010). Mountain permafrost: development and challenges of a young research field. *Journal of Glaciology*, 56(200):1043–1058.
- Harris, S. A. and Corte, A. E. (1992). Interactions and relations between mountain permafrost, glaciers, snow and water. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2):103–110.
- Heine, K. (1994). Present and past geocryogenic processes in Mexico. *Permafrost and Periglacial Processes*, 5(1):1–12.
- Hoelzle, M. (1992). Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the eastern Swiss Alps. *Permafrost Periglacial Process*, pages 143–147.
- Hoelzle, M. (1996). Mapping and modelling of mountain permafrost distribution in the Alps. *Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, 50(1):11–15.

- Hubbard, S. S., Gangodagamage, C., Dafflon, B., Wainwright, H., Peterson, J., Gusmeroli, A., Ulrich, C., Wu, Y., Wilson, C., Rowland, J., et al. (2013). Quantifying and relating land-surface and subsurface variability in permafrost environments using lidar and surface geophysical datasets. *Hydrogeology Journal*, 21(1):149–169.
- Jiménez-Muñoz, J. C., Cristóbal, J., Sobrino, J., Soria, G., Ninyerola, M., Pons, X., et al. (2009). Revision of the single-channel algorithm for land surface temperature retrieval from landsat thermal-infrared data. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 47(1):339–349.
- Kääb, A. (2008). Remote sensing of permafrost-related problems and hazards. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(2):107–136.
- Kargel, J. S. (2014). *Global Land Ice Measurements from Space*. Springer.
- Keller, F. (1992). Automated mapping of mountain permafrost using the program PERMAKART within the geographical information system ARC/INFO. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2):133–138.
- Keller, F., Lugon, R., and Reynard, E. (1998). *Permafrost map of Switzerland*. Centre d'études nordiques-Université Laval.
- King, L., Gorbunov, A. P., and Evin, M. (1992). Prospecting and mapping of mountain permafrost and associated phenomena. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2):73–81.
- Kohl, T. and Gruber, S. (2003). Evidence of paleotemperature signals in mountain permafrost areas. In *8th International Conference on Permafrost, Extended Abstracts, Zürich*, pages 83–84.
- Landsat, N. (7). Science data users handbook.
- Lira, J. (1987). *La percepción remota: nuestros ojos desde el espacio*. Fondo de Cultura Económica.
- Lunardini, V. (1978). Theory of n-factors and correlation of data. In *Proceedings, 3rd International Conference on Permafrost, Edmont, Alverta, July 10-13, 1978: Naional Research Council of Canada*. Ottawa, 1:1030–1035.
- Noetzli, J., Hoelzle, M., and Haeberli, W. (2003). Mountain permafrost and recent alpine rock-fall events: a gis-based approach to determine critical factors. In *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, volume 2, pages 827–832.
- Paterson, W. (1994). *The physics of glaciers*. Butterworth-Heinemann.

- Pelikka, P. (2007). Monitoring glacier changes within the OMEGA project. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 41(3):3–5.
- Péwé, T. L. (1983). Alpine permafrost in the contiguous United States: a review. *Arctic and Alpine Research*, pages 145–156.
- Racoviteanu, A., Arnaud, Y., Williams, M., and Manley, W. (2015). Spatial patterns in glacier characteristics and area changes from 1962 to 2006 in the Kanchenjunga-Sikkim area, eastern Himalaya. *The Cryosphere*, 9:505–523.
- Rees, G., Brown, I., Mikkola, K., Virtanen, T., and Werkman, B. (2002). How can the Dynamics of the Tundra-Taiga Boundary be Remotely Monitored? *Ambio*, pages 56–62.
- Rees, G. and Rees, W. G. (2013). *Physical principles of remote sensing*. Cambridge University Press.
- Rees, W. (2005). *Remote Sensing of Snow and Ice*. CRC Press.
- Robinson, S. and Moore, T. (2000). The influence of permafrost and fire upon carbon accumulation in high boreal peatlands, northwest territories, canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, pages 155–166.
- Salinero, E. C., Barredo, J. I., and Molina, Z. (2000). Empleo de la teledetección y los sig en estudios de calidad de vida urbana. In *Lecturas geográficas: homenaje a José Estébanez Álvarez*, pages 1211–1221. Editorial Complutense.
- Smith, M. and Riseborough, D. (2002). Climate and the limits of permafrost: a zonal analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13(1):1–15.
- Taylor, A. (1999). Modelling the thermal regime of permafrost and gas hydrate deposits to determine the impact of climate warming, mallik field area. *BULLETIN-GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA*, pages 391–402.
- Tricart, J. (1968). Periglacial landscapes. In *Geomorphology*, pages 829–833. Springer.
- Valor, E. and Caselles, V. (1996). Mapping land surface emissivity from ndvi: Application to european, african, and south american areas. *Remote sensing of Environment*, 57(3):167–184.
- Weng, Q. (2008). Thermal infrared remote sensing for urban climate and environmental studies: Methods, applications, and trends. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, pages 335–3442712–2733.

- Wiscombe, W. J. and Warren, S. G. (1980). A model for the spectral albedo of snow. i: Pure snow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(12):2712–2733.
- Yu, X., Guo, X., and Wu, Z. (2014). Land Surface Temperature Retrieval from Landsat 8 TIRS—Comparison between Radiative Transfer Equation-Based Method, Split Window Algorithm and Single Channel Method. *Remote Sensing*, 6(10):9829–9852.
- Zhan, W., Chen, Y., Wang, J., Zhou, J., Quan, J., Liu, W., and Li, J. (2012). Downscaling land surface temperatures with multi-spectral and multi-resolution images. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 18:23–36.