



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MEXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN GEOGRAFÍA

*“ESTUDIOS PERIGLACIARES EN EL VOLCÁN CITLALTÉPETL:
BÚSQUEDA DE EVIDENCIAS DE PERMAFROST ENTRE LOS AÑOS
2015-2017”*

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN GEOGRAFÍA

PRESENTA:
VÍCTOR HUGO SOTO MOLINA

DIRECTOR DE TESIS: DR. HUGO DELGADO GRANADOS
INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM

CIUDAD DE MÉXICO, MARZO DEL 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

Agradezco:

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por su financiamiento durante los cuatro años de duración del programa de doctorado.

A la UNAM por darme la oportunidad de continuar mis estudios doctorales sobre el conocimiento de la Tierra mediante la Geografía.

A la Coordinación del Posgrado de Geografía por su disposición y apertura en todo lo relacionado a la gestión académica.

Al Programa de Apoyo a los Estudios de Posgrado (PAEP) por su auspicio durante actividades de campo y el viaje al Curso Internacional de Permafrost en Fairbanks, Alaska.

Al Dr. Hugo Delgado Granados por su apoyo, orientación y asesoría que clarificaron mi proyecto de investigación.

A los doctores Esperanza Muñoz Salinas y Lorenzo Vázquez Selem por sus observaciones y sugerencias durante las evaluaciones semestrales.

Al Dr. Darío Trombotto Liaudat por sus opiniones, sugerencias y bibliografía que facilitaron el alcance de los objetivos del trabajo.

Al Dr. Kenji Yoshikawa por aportar parte de su experiencia teórica y práctica mediante su curso, así como durante su visita a México.

A Guillermo Ontiveros por su compañía, apoyo y paciencia en cada una de las etapas de trabajo de campo en el Pico de Orizaba.

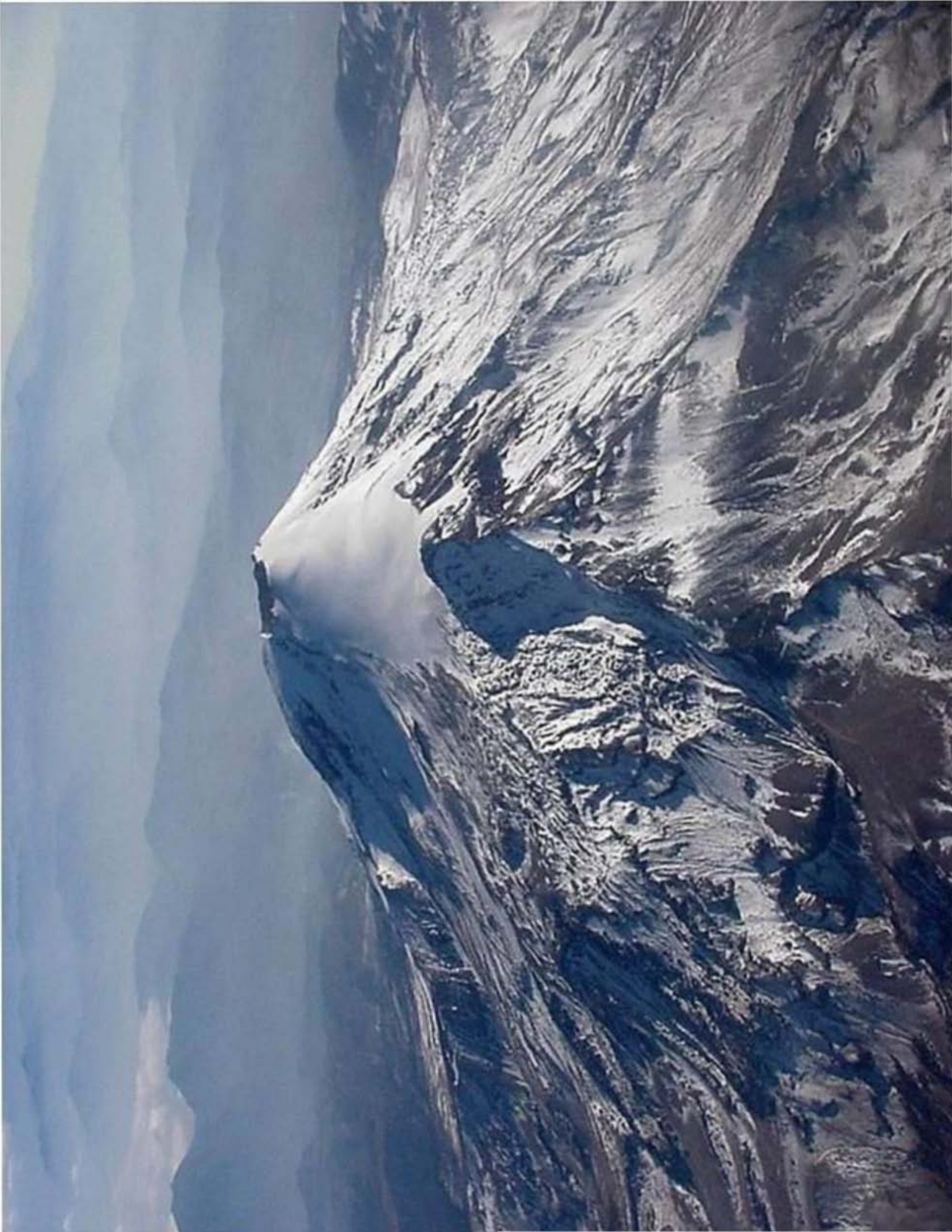
A todos y cada uno de los compañeros de montaña que nos apoyaron en los ascensos al volcán.

De manera especial a mi familia quienes siempre se sintieron orgullosos de mí.

Deseo dedicar este trabajo con todo mi corazón a mis hijos Nadia y Aleksei por quienes me he sentido motivado para continuar mejorando y aprendiendo cada día. Sé que por su edad pueden pensar que su padre está a destiempo de continuar estudiando, sin embargo junto con mi deseo de desarrollo personal lo hago para ejemplificarles que siempre es posible ser un mejor ser humano y que se puede obtener el mayor grado académico en cualquier momento y bajo cualquier circunstancia...tan sólo basta con querer hacerlo.

A mi madre, siempre preocupada durante mis visitas al volcán.

*Con todo mi amor:
Victor*



CONTENIDO:

LISTA DE ABREVIATURAS Y ACRÓNIMOS EMPLEADOS.....	1
LISTA DE TABLAS.....	3
LISTA DE FIGURAS.....	4
RESUMEN.....	7

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN.....	8
PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	11
HIPÓTESIS.....	13
OBJETIVOS.....	13
JUSTIFICACIÓN.....	14

CAPÍTULO II

ANTECEDENTES.....	15
-------------------	----

CAPÍTULO III

ÁREA DE ESTUDIO.....	19
3.1 CONTEXTO CLIMÁTICO GENERAL DE LA REGIÓN DE ESTUDIO	22

3.2 VEGETACIÓN.....	27
3.3 HIDROLOGÍA.....	28
3.4 GEOLOGÍA Y GLACIOLOGÍA.....	28
3.4.1 HISTORIA GEOLOGÓGICA.....	28
3.4.2 HISTORIA GLACIOLÓGICA.....	32
3.4.2.1 EL PERIODO CUATERNARIO Y EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL.....	34
3.4.2.2 EL HOLOCENO Y LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO.....	37
3.4.2.3 CRONOLOGÍA Y HUELLAS GLACIARES CUATERNARIAS DEL FINAL DEL PLEISTOCENO Y HOLOCENO.....	39
3.4.2.4 HOMOLOGACIÓN ESTRATIGRÁFICA Y AVANCES EN EL CITLALTÉPETL.....	46

CAPÍTULO IV

AMBIENTE PERIGLACIAL, TERMINOLOGÍA Y CONTEXTO GENERAL.....	50
4.1 EL CONCEPTO PERIGLACIAL.....	51
4.2 EL CONCEPTO DE PERMAFROST.....	53
4.3 DOMINIO GLACIAR Y PERIGLACAR, UNA RELACIÓN ESTRECHA.....	59
4.4 EL CLIMA PERIGLACIAR.....	63

4.5 AMBIENTE PERIGLACIAR ACTUAL Y LA HERENCIA DE UN CLIMA MÁS FRIO.....	68
4.6 DUALIDAD INSOLACIÓN-SUPERFICIE, UN CONTEXTO BÁSICO PARA COMPRENDER LA TEMPERATURA DEL AIRE Y DEL SUELO.....	72
4.6.1 INTERACCIÓN TÉRMICA AIRE-SUELO.....	72
4.6.2 TRANSFERENCIA DE CALOR HACIA LA ATMÓSFERA.....	77
4.6.2.1 FLUJO DE CALOR EN EL SUELO.....	78
4.6.2.2 PROFUNDIDAD DE PENETRACIÓN Y TIEMPO DE ARRIBO DEL FRENTE DE TEMPERATURA.....	80
4.7 TERMINOLOGÍA DE LOS PROCESOS Y GEOFORMAS PRESENTES EN LA ZONA DE ESTUDIO.....	83

CAPÍTULO V

ESTRUCTURA GENERAL DE LA METODOLOGÍA.....	87
5.1 MÉTODO PARA EL MODELAMIENTO DE LA TEMPERATURA DEL AIRE EN SUPERFICIE DEL CONO VOLCÁNICO CON BASE EN DATOS DE ESTACIONES CLIMATOLÓGICAS CERCANAS.....	88
5.2 MÉTODO PARA LA IDENTIFICACIÓN DE CRIOSTRUCTURAS Y PROCESOS CRIÓTICOS VISIBLES.....	92
5.3 MÉTODO PARA LA DETERMINACIÓN DE CONDICIONES TÉRMICAS PERIGLACIALES Y DE PRESENCIA DE PERMAFROST.....	93

5.3.1. TEMPERATURA DEL AIRE.....	94
5.3.2 TEMPERATURA DEL SUELO.....	96
5.3.3 INCIDENCIA DE LA RADIACIÓN SOLAR.....	98
5.3.4 CORRELACIÓN DE ELEMENTOS.....	98
5.3.5 INSTRUMENTACIÓN EMPLEADA E INSTALACIÓN	102
5.4 MÉTODO PARA LA ESTIMACIÓN DE PERMAFROST BASAL AL INTERIOR DEL GLACIAR.....	107
<i>CAPÍTULO VI</i>	
ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LOS DATOS.....	114
<i>CAPÍTULO VII</i>	
ZONIFICACIÓN ALTITUDINAL DEL VOLCÁN, CLIMA Y AMBIENTE PERIGLACIAL, RESULTADOS.....	138
7.1 ENTORNO CLIMÁTICO GENERAL ACTUAL.....	139
7.2 ÍNDICES DE CONGELAMIENTO DEL AIRE.....	141
7.3 CUANTIFICACIÓN DE DÍAS CON HELADA Y DÍAS CON PRESENCIA DE HIELO EN EL SUELO.....	148
<i>CAPÍTULO VIII</i>	
GEOMORFOLOGÍA PERIGLACIAL, RESULTADOS.....	157
8.1 CRIOSTRUCTURAS Y PROCESOS CRIÓTICOS VISIBLES..	157

CAPÍTULO IX

DETERMINACIÓN DE LA EXISTENCIA DE PERMAFROST.....	182
9.1 PERMAFROST ENTRE EL LIMITE SUPERIOR DEL BOSQUE Y EL GLACIAR.....	182
9.2 PERMAFROST EN EL LECHO DEL GLACIAR.....	214
9.3 CARTOGRAFÍA PERIGLACIAL Y DE PERMAFROST.....	219
DISCUSIÓN GENERAL.....	222
CONCLUSIÓN Y RECOMENDACIONES.....	226
BIBLIOGRAFÍA.....	227
ANEXOS.....	266



LISTA DE ABREVIATURAS Y ACRÓNIMOS EMPLEADOS

ALE Altitud de la línea de equilibrio glaciar

AP Antes del Presente

C¹⁴ Carbono 14

°C Grados Celsius, Centígrados

CLICOM Climate Computing Project

ENVM Eje Neo Volcánico Mexicano

INEGI Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática

Km Kilómetros

ma. Miles de años

Ma. Millones de años

MDE Modelo Digital de Elevaciones

mm Milímetros

m snm Metros sobre el nivel del mar

m metros

MI Fase de Morrena I

MII Fase de Morrena II

MIII Fase de Morrena III

MIV Fase de Morrena IV

MV Fase de Morrena V

OMM Organización Meteorológica Mundial



PEH Pequeña Edad de Hielo

PVC Policloruro de vinilo

SEV Sondeo eléctrico vertical

SIG Sistema de Información Geográfica

SMN Servicio Meteorológico Nacional

SO₂ Bióxido de azufre

T Temperatura

TMAA Temperatura media anual del aire

TMAS Temperatura media anual del suelo

UG Última Glaciación

UMG Último Máximo Glacial

USGS United States Geological Survey



LISTA DE TABLAS

Tabla 1	Comparativo térmico de estaciones a sotavento con relación a Huatusco (barlovento).....	26
Tabla 2	Resumen evolutivo.....	32
Tabla 3	Fases glaciales e interglaciales del Pleistoceno en América del Norte.....	35
Tabla 4	Distintas fases de avance y retroceso glacial durante el UMG.....	45
Tabla 5	Resumen climatológico.....	66
Tabla 6	Número de días al año con condiciones de hielo y deshielo.....	67
Tabla 7	Valores de radiación solar directa (W/hr/m ²) en laderas de montaña a 20°N.....	73
Tabla 8	Datos de las estaciones empleadas.....	89
Tabla 9	Cálculo de gradientes entre pares.....	91
Tabla 10	Variables de correlación.....	99
Tabla 11	Generalidades técnicas del sensor UA-001-64.....	102
Tabla 12	Resumen numérico de las estaciones.....	114
Tabla 13	Proceso de análisis estadístico.....	115
Tabla 14	Relación temperatura-altitud en el Citlaltépetl.....	141
Tabla 15	Comparación de temperaturas obtenidas mediante extrapolación de datos de estaciones cercanas.....	142
Tabla 16	Cuantificación de grados-día e índices de congelamiento anual.....	145
Tabla 17	Días al año con helada promedio anual del suelo (Fd) en la ladera norte durante 2015-2017.....	149
Tabla 18	Promedio anual de días con hielo (ld) en el suelo.....	152
Tabla 19	Valores tipificados.....	155
Tabla 20	Albedo medio.....	208
Tabla 21	Temperatura estimada en relación a la profundidad.....	214



LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Región de estudio.	21
Figura 2	Principales características climáticas entre la cima y la costa.	24
Figura 3	Representación del efecto Foehn sobre el Citlaltépetl.	25
Figura 4	Vestigios de la evolución del volcán.	31
Figura 5	Principales ciclos glaciares durante los últimos 800,000 años.	34
Figura 6	Secuencia de morrenas en el Citlaltépetl según Heine.	47
Figura 7	Los glaciares y lenguas según Lorenzo (1964).	49
Figura 8	Mapa global de cobertura y extensión de permafrost.	56
Figura 9	Perfil térmico del suelo con permafrost.	57
Figura 10	Relación temporal Glaciar-Periglaciar-Templado.	60
Figura 11	Representación típica de la disponibilidad de energía en la superficie.	75
Figura 12	Curva de radiación-temperatura.	76
Figura 13	Mapa de estaciones seleccionadas para el cálculo del GVTT.	89
Figura 14	Diagrama de flujo SIG.	101
Figura 15	Sensor UA-001-64.	103
Figura 16	Instalación de sensores para el suelo y aire.	105
Figura 17	Ubicación de las estaciones de monitoreo.	106
Figura 18	(1 al 5) Gráfica de series temporales.	116
Figura 19	(1 al 5) Pruebas gráficas de probabilidad normal.	119
Figura 20	Análisis de varianza y Dunnett para la cota 4,050 msnm.	122
Figura 21	Análisis de varianza y Dunnett para la cota 4,200 msnm.	123
Figura 22	Análisis de varianza y Dunnett para la cota 4,200 msnm sur.	124



Figura 23 Análisis de varianza y Dunnett para la cota 4,584 msnm.	125
Figura 24 Análisis de varianza y Dunnett para la cota 5,060 msnm.....	126
Figura 25 Ejemplo de descomposición de las series.....	129
Figura 26 Gráficas de homogeneidad para la cota 4,050 m snm.	130
Figura 27 Gráficas de homogeneidad para la cota 4,200 m snm norte.....	131
Figura 28 Gráficas de homogeneidad para la cota 4,200 m snm sur.....	132
Figura 29 Gráficas de homogeneidad para la cota 4,584 m snm.	133
Figura 30 Gráficas de homogeneidad para la cota 5,060 m snm.	134
Figura 31 Mapa del modelamiento de la temperatura media anual del aire en el cono volcánico.	139
Figura 32 Climograma a 5,140 m snm.	140
Figura 33 Distribución gráfica de índices de congelamiento... ..	145
Figura 34 Índices de congelamiento del aire.	147
Figura 35 Gráfica de distribución del número de días con helada en el suelo de la ladera norte.	149
Figura 36 Distribución de días al año con helada en el suelo de la ladera norte.....	151
Figura 37 Gráfica de distribución del promedio anual de días con hielo en el suelo.	152
Figura 38 Distribución de días al año con hielo en el suelo de la ladera norte.....	154
Figura 39 Gráfica comparativa entre los días con hielo en el suelo y el índice de congelamiento del aire.....	156
Figura 40 Protalus rampart.	159
Figura 41 Porciones de hielo glaciario enterrado.	161
Figura 42 Glaciar de escombros.....	163
Figura 43 Procesos de gelifracción.	166
Figura 44 Procesos de solifluxión y gelifluxión.....	168
Figura 45 Manchones de nieve	170
Figura 46 Hielo intrusivo en paredes rocosas.....	172



Figura 47 Levantamiento por congelamiento.	174
Figura 48 Hielo acicular o agujas de hielo.....	176
Figura 49 Talus de escombros.	178
Figura 50 Barranca de Jamapa.....	179
Figura 51 Vegetación circular y anillada.....	181
Figura 52 Detalle litológico del perfil.....	184
Figura 53 Temperatura media mensual por profundidad.	185
Figura 54 Perfil de temperaturas mensuales a 4,050 m snm.....	186
Figura 55 Detalle litológico del perfil.....	188
Figura 56 Comportamiento térmico mensual por profundidad.	189
Figura 57 Perfil de temperaturas mensuales a 4,200 m snm.....	190
Figura 58 Detalle litológico del perfil.....	191
Figura 59 Comportamiento térmico mensual por profundidad.....	192
Figura 60 Perfil de temperaturas mensuales a 4,584 msnm.....	193
Figura 61 Detalle litológico del perfil.....	195
Figura 62 Comportamiento térmico mensual por profundidad.....	196
Figura 63 Perfil de temperaturas mensuales a 5,060 m snm.....	197
Figura 64 Correlación TMAS vs altitud.....	198
Figura 65 Capas temáticas en función del relieve.....	200
Figura 66 Análisis residual de regresión y estimación del límite altitudinal inferior de permafrost.....	202
Figura 67 Detalle litológico del perfil.....	203
Figura 68 Comportamiento térmico mensual por profundidad.....	204
Figura 69 Perfil de temperaturas mensuales a 4,200 m snm ladera SUR.....	205
Figura 70 Suelos claros de pómez en la vertiente sur.....	207
Figura 71 Imagen Landsat-ETM en color verdadero mediante la combinación de bandas 1,2, 3.....	209
Figura 72 Mapa de albedo obtenido mediante las bandas 1, 3, 4, 5 y 7 y la metodología de Liang (2000) y Liang et al., (2002).....	210
Figura 73 Detalle litológico del perfil.....	212



Figura 74 Instalación de sensores a 5,330 m snm, ladera sur, para análisis futuros	213
Figura 75 Distribución de temperaturas.....	215
Figura 76 Mapa de distribución de temperaturas en la base del glaciar.....	218
Figura 77 Distribución de permafrost continuo y discontinuo en el Citlaltépetl, con base en la correlación de variables topoclimáticas	219
Figura 78 Mapa periglacial del Citlaltépetl.....	220
Figura 79 Perspectiva tridimensional.....	221

RESUMEN

A pesar de ser la mayor montaña de México, el ambiente periglacial del volcán Citlaltépetl (19°02 N y 97°16 O) no ha sido estudiado a profundidad. En esta investigación se enfatizó la presencia de permafrost, se definieron sus límites y se señaló su distribución. Mediante un enfoque empírico-estadístico de variables topoclimáticas se encontró que el límite inferior de permafrost continuo se localiza a 4,880 msnm en la vertiente norte y en la sur a 4,963 msnm; una franja de permafrost aislado se ubica por encima de 4,780 y 4,863 msnm al norte y sur respectivamente. Las condiciones de temperatura del suelo y del aire sugieren que la franja de permafrost continuo es de tipo criogénico mientras que el aislado es de origen glaciogénico. El área de permafrost continuo se calculó en 6.13 km² y la franja de porciones aisladas en 2.06 km². Se encontró que su temperatura media anual en el subsuelo con permafrost se ubica próximo a los 0°C al igual que el de diversas montañas tropicales y de latitud media, lo que lo cataloga como “cálido”, condición que lo señala como comprometido desde la perspectiva térmica y potencialmente inestable. Como consecuencia de lo anterior, su extensión se ha reducido notablemente a partir de la década de los 70s cuando fue identificado por primera vez por Heine (1975); no obstante lo anterior, se considera que éste continuará



presente durante algunas décadas aun cuando el glaciar principal pudiera desaparecer como consecuencia de la variabilidad climática de las últimas décadas. Al mismo tiempo se halló una alta correlación entre la temperatura de los perfiles del suelo y la temperatura del aire a su altitud correspondiente. Con este trabajo se complementó la investigación periglacial de las tres mayores montañas de México y se actualizó el estado del permafrost en el volcán más alto de México y de América del Norte. Se espera, por lo tanto, continuar con el monitoreo térmico del suelo para contar en un futuro con una red permanente de observación de este elemento en el país.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

8

De los elementos que integran la criósfera del planeta (Williams, 2012), la nieve estacional, glaciares y permafrost, se encuentran presentes en la parte alta de los mayores volcanes mexicanos: Citlaltépetl, Popocatépetl e Iztaccíhuatl [5,610, 5,500 Y 5,220 metros sobre el nivel del mar (m snm) respectivamente (INEGI, 2017)]. El permafrost se define concisamente como el suelo o roca que permanecen bajo temperaturas de congelamiento por lo menos durante dos años continuos (French, 2018); no obstante, en apartados posteriores el concepto y su origen son discutidos a detalle.

En todo el mundo el paisaje de alta montaña está evolucionando de manera acelerada como consecuencia de la variabilidad climática (Spehn *et al.*, 2005; Ahumada *et al.*, 2010). De sus hielos permanentes (entorno glaciológico), los glaciares se han retraído dramáticamente (Delgado-Granados, 2007; Herrera y Ruiz, 2009) o han quedado extintos durante las últimas décadas, y el permafrost, como elemento del ambiente periglacial, (Williams y



Smith, 2008) se ha degradado en años recientes; incluso, Trombotto (2003) enfatiza que ha variado positivamente al extenderse el ambiente periglacial (región con frecuentes ciclos de congelamiento y descongelamiento) en altitud ocupando zonas anteriormente englazadas. En gran medida, muchas de las áreas de subsuelo que anteriormente se conservaban por debajo del punto de congelación a lo largo del año han pasado a tener un congelamiento estacional con un aumento en el espesor de su capa activa (Harris *et al.*, 2009; Janke *et al.*, 2011). Esta capa activa es la parte más superior del suelo que experimenta congelamiento y descongelamiento estacionales por encima del permafrost. El cambio en el espesor de la capa activa ha ocasionado que el entorno periglacial esté experimentado cambios geomorfológicos de distinta magnitud (Ahumada *et al.*, 2010); desde el incremento en áreas de gelifluxión (Janke *et al.*; 2011) (parte externa de la capa activa que por el deshielo y la pendiente muestra mecanismo de reptación), hasta desprendimientos en paredes de roca y deslizamiento de laderas con resultados catastróficos (Etzelmüller, 2013). Diversas investigaciones (Gruber *et al.*, 2004; Huggel *et al.*, 2010; Clague *et al.*, 2012) documentan que en muchos de los casos el deterioro del permafrost ha sido el principal condicionante.

La importancia de la geocriología (Washburn, 1980), más allá de la descripción paisajística del entorno donde se aplica y de su estrecha relación con los glaciares (Serrano *et al.*, 2009; Ahumada, *et al.*, 2010), radica en la evolución de sus procesos y de la asociación con los riesgos geológicos que puede ocasionar el congelamiento y descongelamiento cíclico de la humedad presente en la roca y coberturas sedimentarias, así como la degradación del permafrost contenido en grietas y poros de las paredes rocosas y en el subsuelo de laderas pronunciadas (Shvetsov, 1958; Williams y Smith, 2008).

El ambiente periglacial en México fue abordado en estudios glaciológicos a partir del final de la década de los 60's (Lorenzo,



1969^a, 1969^b), pero su investigación más metódica y particular inició a partir de 1990 enfocándose especialmente en los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl. Al día de hoy el volcán Citlaltépetl, el mayor del país, ha sido omitido en esos trabajos y sólo existe una referencia descriptiva de su entorno que fue realizada durante 1975 por Heine.

Con este trabajo se pretende llenar ese vacío de investigación en años recientes, documentando el estado actual del ambiente periglacial del Citlaltépetl, cartografiando la existencia del permafrost y calculando por primera vez su cobertura, lo cual permite de inicio, difundir un tema relativamente nuevo y poco conocido en nuestro país; así como comprender en mayor medida los efectos que la variabilidad climática está ocasionado en la alta montaña, no tan sólo en el evidente retroceso glaciar, sino en la degradación del permafrost, cuya característica de ocultamiento (Abramov *et al.*, 2008) ha condicionado el poco conocimiento sobre su existencia y situación actuales.

La investigación se aborda de manera sencilla pero sistemática; permite conocer la historia glaciológica del volcán Citlaltépetl; se crea un modelamiento térmico del aire para el edificio volcánico y se describe a detalle su ambiente periglacial. El mapa de extensión del permafrost se obtiene mediante la correlación de variables topeclimáticas; su validación es por el método de detección directa que consiste en el empleo de perfiles de temperatura en perforaciones hechas en el suelo a distintas profundidades y su límite se establece mediante regresión lineal. Los procesos periglaciales son determinados a través del empleo de imágenes satelitales y fotografía aérea; con la prospección en campo se confirman aquellos elementos identificados de manera indirecta.

La aplicación de los métodos más recientes empleados en países pioneros en geocriología y periglaciario permite obtener una cobertura precisa y actual del permafrost en el volcán Citlaltépetl lo cual es fundamental para estudios periglaciares;



además, con su modelamiento cartográfico se pueden señalar las áreas de suelo permanentemente congelado no perceptible a simple vista y permite el entendimiento de este componente hasta ahora poco conocido en relación a los demás elementos criosféricos. Se pretende, como consecuencia, que los métodos empleados así como los datos obtenidos puedan servir como referencia para las distintas montañas mexicanas que superen los 4,000 metros de altitud a fin de lograr estimar y describir en un futuro cercano el área total del entorno periglacial en México.

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La geocriología es una ciencia relativamente nueva en México. El estudio de su ambiente periglacial comenzó a ser notorio a partir de los años 70's y ha avanzado sustancialmente en años recientes. A pesar de los resultados encontrados por Palacios *et al.*, (1999); Palacios *et al.*, (2007); Andrés *et al.*, (2010); Andrés *et al.*, (2011); y Andrés *et al.*, (2012) para los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl principalmente, el estado del ambiente periglacial en el Citlaltépetl no ha sido investigado recientemente. Tampoco existe cartografía geocriológica de esa región. Es muy probable que esto se deba en parte, a que el Citlaltépetl se encuentra más alejado del centro del país, a diferencia del Popocatepetl y el Iztaccíhuatl. Otro factor importante es la dificultad de acceso y más aún el esfuerzo físico que se requiere para escalar sus laderas portando el equipo de trabajo.

Si bien el trabajo de Heine en 1975 señala un límite inferior para la presencia de suelo helado en el volcán, así como distintas características de hielo en su subsuelo, resulta necesario corroborar, y en su caso actualizar esa información mediante la utilización de métodos más precisos así como de una instrumentación apropiada, los cuales son empleados actualmente a nivel mundial. La importancia del incremento en la temperatura media del aire radica en los efectos que ha ocasionado en el entorno desde entonces a la fecha; el evidente retroceso de su principal glaciar durante las últimas décadas



hace suponer que también el permafrost, señalado por Heine (1975), debiera sufrir cierto grado de degradación, por lo que las características periglaciares del volcán debieran ser distintas a las encontradas por Heine hace más de 40 años. No obstante de tratarse de un volcán activo en reposo, se considera que el calor geotérmico no posee influencia directa que afecte a los elementos criosféricos presentes en el volcán como lo sugieren Abramov *et al.*, (2008) y han comprobado Palacios *et al.*, (2007) en el Popocatépetl.

Las variaciones a largo plazo en el espesor de la capa activa, definida generalmente como la parte superficial del suelo con permafrost que se congela y descongela durante el año de forma cíclica (Trombotto *et al.*, 2014), son indicadores importantes de la afectación del cambio climático; no obstante, sus mediciones son aún muy escasas y esparcidas (Heginbottom *et al.*, 2012). La acción del congelamiento y deshielo diurno como estacional induce a la meteorización de la roca, remoción en masa e inestabilidad de laderas en regiones de alta montaña (Matsuoka *et al.*, 1998; Mutter y Phillips, 2012); por lo que la capa activa es de particular interés debido a que afecta directamente los procesos de ladera (Pogliotti *et al.*, 2015). Mutter y Phillips (2012) señalan que la dimensión del riesgo en laderas con permafrost está asociado al volumen de material sedimentario que está sobre ella. El incremento en el espesor de esta capa es resultado directo de la degradación del hielo permanente ubicado por debajo (Westermann *et al.*, 2010) o del aumento de la temperatura del suelo en la capa de transición (Trombotto-Liaudat, 2007; Trombotto y Borzotta, 2009), por lo que se requiere de un monitoreo continuo que funcione como un sistema de alerta temprana ante la degradación del cuerpo de permafrost y la descompactación subterránea que ocasiona el aumento en el grosor de la capa activa.

Finalmente, al día de hoy la comparación entre el número de investigaciones glaciológicas con las publicaciones hechas sobre periglacialismo en México señala que estas últimas representan



el 20% del total de los trabajos criosféricos que se han llevado a cabo en el país. El resultado de la revisión bibliográfica obliga a señalar que con la excepción de los trabajos de J. Lorenzo en 1969 (a y b) y más recientemente de Castillo-Rodríguez *et al.*, en el año 2007, las investigaciones llevadas a cabo en el ámbito periglacial no han sido encabezadas por investigadores connacionales. Esto motiva a la difusión de la geocriología en el ámbito académico nacional, que a su vez se traduzca en un mayor involucramiento de los investigadores en ciencias de la Tierra tanto actuales como futuros.

HIPÓTESIS

La caracterización del ambiente periglacial a distintas alturas del volcán Citlaltépetl, así como la búsqueda de evidencias de permafrost mediante mediciones térmicas en el suelo, hielo subterráneo y geoformas activas permitirá crear un modelo periglacial de su superficie. El análisis del ciclo de congelamiento y descongelamiento diario y estacional facilitará el entendimiento de la gelifracción de roca involucrada y demás procesos geomorfológicos asociados, como los flujos de detritos y los conos de derrubios, entre otros. La suma de estos mecanismos facilitará determinar la presencia y cobertura del permafrost en el volcán más alto de México. Como consecuencia, se extenderá el entendimiento de este elemento hasta ahora poco conocido, más aún en México, así como su relación con los demás elementos criosféricos, y será una referencia fundamental para otras montañas del país.

OBJETIVOS

General:

- * Buscar evidencias basadas en la temperatura del aire y del suelo, así como de la geomorfología, que permitan documentar, dimensionar y caracterizar la superficie de



permafrost de montaña y demás procesos periglaciares en el volcán Citlaltépetl.

Particulares:

- * Establecer una red de monitoreo térmico del aire y del suelo en el volcán Citlaltépetl.
- * Elaborar un modelo de comportamiento de la temperatura del aire y suelo en el cono volcánico.
- * Identificar las geoformas y los procesos criogénicos principales.
- * Generar una cartografía del permafrost continuo y discontinuo con los procesos periglaciares relacionados.

JUSTIFICACIÓN

El monitoreo de parámetros criosféricos como lo son el balance de masa y la extensión de los glaciares, tiempo de duración del congelamiento y derretimiento del agua de ríos, lagos y mares, la dimensión de la cubierta nival y su equivalencia en agua; al igual que la temperatura del permafrost y el espesor de su capa activa, contribuyen sustancialmente a la investigación en la evolución del clima y al mismo tiempo subraya la necesidad de estudiar la criósfera (Harris y Murton, 2005).

Son diversas las razones que han motivado el desarrollo de la presente investigación; de inicio, obedece a que el entorno periglacial mexicano no ha sido estudiado en su totalidad; no obstante a los estudios realizados en los últimos años en los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl, el volcán Citlaltépetl no fue considerado con ellos, por lo que es necesario cubrir ese vacío de conocimiento.

En segundo lugar, resulta necesaria la actualización de la información aportada por Heine en 1975 debido a que las condiciones climáticas actuales son distintas a las que el autor encontró hace 43 años, así como el instrumental y métodos empleados.



Por otro lado, las recientes investigaciones llevadas a cabo en alta montaña han encontrado que la degradación del permafrost ha sido condicionante en los eventos de desprendimiento de paredes de roca y derrumbes, mientras que el incremento de la capa activa produce un aumento de la geliflujión y otros procesos de ladera; esos mecanismos han sido observados en mayor o menor medida en la zona de estudio.

Por último, se pretende que los métodos empleados y los datos aportados por esta investigación sirvan de referencia para el estudio periglacial de otras montañas mexicanas.

CAPÍTULO II

ANTECEDENTES

Los estudios sistemáticos de la criósfera en México dieron inicio en la segunda mitad de los años 50's por Sidney E. White (1956) y José Luis Lorenzo en 1958 (Lorenzo 1964); éste último significó el primer inventario de glaciares en el país como aportación para el Año Geofísico Internacional 1957/58. A partir de entonces se desarrolló una serie de investigaciones en la alta montaña mexicana, principalmente dentro del ámbito glaciológico.

En 1962, White (White 1962) publica *“El Iztaccíhuatl: Acontecimientos volcánicos y geomorfológicos en el lado oeste durante el Pleistoceno superior”*, esta investigación glaciológica presentó resultados acerca de la actividad volcánica y geomorfológica del volcán. Este trabajo precursor pudo establecer las características de los glaciares del Iztaccíhuatl, del clima que presenta su entorno y los suelos que conforman el cono volcánico; en consecuencia señaló condiciones periglaciales por debajo del límite de sus glaciares. El entorno periglacial, de manera particular, fue abordado más tarde por J. L. Lorenzo que publicó los primeros antecedentes concretos en México sobre el ámbito periglacial de sus volcanes; su trabajo *“Condiciones*



periglaciares de las altas montañas de México” (Lorenzo, 1969a) subraya el límite inferior del ambiente periglacial y del permafrost en los tres mayores volcanes del país, situándolos a una altitud entre los 3,900 y 4,600 msnm; mientras que en *“Minor periglacial phenomena among the high volcanoes of Mexico”* (Lorenzo, 1969b) señala la presencia de hielo relíctico enterrado, como resultado probable del último avance glacial en el Iztaccíhuatl y los grandes volcanes.

Años más tarde, dentro del amplio periodo de investigación llevado a cabo por el Prof. Klaus Heine, desde los inicios de los 70’s, donde el autor pretendía inicialmente encontrar similitudes de los registros glaciológicos de México con sus equivalentes de Europa estudiados en décadas previas, asocia las condiciones climáticas encontradas en las montañas mexicanas con su geomorfología periglacial. Dentro de su publicación *“Variaciones más importantes del clima durante los últimos 40,000 años en México”* (Heine, 1973) son señaladas de manera descriptiva las formas y estructuras periglaciales presentes en la Malinche, a las que nombra “crioturbaciones”. Su trabajo posterior: *“Permafrost am Pico de Orizaba/Mexiko”* (Heine, 1975) indica la presencia de permafrost fósil (relíctico, formado en condiciones más frías que las actuales) entre los 4,600 y 5,000 m snm en el volcán Citlaltépetl. Tres años más tarde, A. P. Gurbonov (1978) en su artículo *“Permafrost investigations in high-mountain regions”* señala cierta coincidencia con Heine al manifestar que en las regiones montañosas del país, éste se ubica a partir de los 4,500 m snm.

Heine (1977) en *“Zur morphologischen Bedeutung des Kammeises in der subnivalen Zone randtropischer semihumider Hochgebirge Beobachtungen aus Mexiko in den Jahren 1971-1975”* describe nuevamente formas y texturas del suelo con condiciones de hielo permanente, pero esta vez su análisis se extiende a todas las altas montañas mexicanas. Posteriormente en *“The late quaternary climate of Mexico as it is deduced from glacial and periglacial sediments of the high volcanoes”* (Heine, 1978)”, el autor señala



que dentro de la cordillera neovolcánica mexicana, el límite inferior del piso periglaciario no se encuentra definido con precisión; sin embargo, podría iniciarse después de los 4,000 m snm donde la vegetación alcanza su límite superior. Menciona además, con base en estudios climáticos y geomorfológicos, la existencia de morrenas terminales que pudieran evolucionar en glaciares rocosos, producto de la mezcla de hielo con escombros. Años más tarde, esos señalamientos son reiterados mediante su trabajo "*Present and past geocryogenic processes in Mexico*" (Heine, 1994a) donde menciona la presencia de glaciares rocosos y de porciones aisladas de permafrost por encima de los 4,600 msnm dentro de la cordillera neovolcánica.

Por su parte, Palacios, Parrilla y Zamorano, en el año de 1999, corroboran lo que señaló Heine en 1978 y 1994. Basándose en el análisis de sedimentos y de temperaturas del suelo, los autores descubren permafrost estudiando una morrena terminal dejada por la lengua glaciar de Jamapa en el Citlaltépetl. Los resultados se publican en su trabajo "*Paraglacial and postglacial debris flows on a Little Ice Age terminal moraine: Jamapa Glacier, Pico de Orizaba (Mexico)*".

Más tarde, Palacios junto a Zamorano y Andrés en su publicación "*Permafrost Distribution in Tropical Stratovolcanoes: Popocatepetl and Iztaccíhuatl Volcanoes (Mexico)*" del año 2007, señalan que de acuerdo a los registros térmicos realizados a las mismas cotas altitudinales, y entre los 10 y 80 cm de profundidad, no se encuentran diferencias significativas entre los dos volcanes a pesar de la actividad vigente del Popocatepetl. Ese mismo año (2007) Castillo-Rodríguez, López-Blanco y Palacios, con el objetivo de elaborar un mapa geomorfológico de la Malinche, publican "*Multivariate analysis of the location of rock glaciers and the environmental implications in a tropical volcano: La Malinche (Central Mexico)*". En este trabajo los autores incluyen la descripción de las geoformas periglaciares encontradas, particularmente las que condicionan el desarrollo de glaciares rocosos, que son grandes masas de roca y sedimentos finos que



contienen porciones de hielo macizo e intersticial y poseen evidencias activas o antiguas de reptación en función de la pendiente (Trombotto et al., 2014).

“Distribución del permafrost e intensidad de los procesos periglaciares en el estratovolcán Iztaccíhuatl (México)” es el título de la publicación que Andrés, Palacios, Zamorano y Vázquez-Selem que realizan en el año 2010. En esta publicación los autores enfatizan la inexistencia de permafrost continuo debido a la altitud del volcán, pero sí reconocen la aparición de manchones aislados y discontinuos entre los 4,600 y 5000 m snm. Al año siguiente (2011), los mismos autores, publicaron *“Shallow ground temperatures and periglacial processes on Iztaccíhuatl volcano, Mexico”* en donde, con base en datos térmicos del suelo, estudian los procesos periglaciares del volcán Iztaccíhuatl y descubren la presencia de permafrost por encima de los 4,900 m snm.

Las investigaciones más recientes en periglaciario del volcán Iztaccíhuatl se realizan durante el año 2012, cuando Andrés, Palacios, Zamorano, Mendoza-Margáin y Vázquez-Selem (2012a) señalan los registros térmicos del suelo en el Popocatepetl para identificar otras zonas de permafrost discontinuo a 200 metros por encima de lo registrado. Estos resultados se publicaron en *“Temperatura del suelo en el volcán Popocatepetl: Implicaciones entre actividad volcánica y degradación”*. Ese mismo año los autores correlacionan la temperatura del aire en el Iztaccíhuatl con los datos térmicos del suelo durante un período de diez años. En el trabajo los autores deducen que la zona periglacial del volcán se inicia a los 4,400 m snm, con regiones de permafrost discontinuo y aislado entre los 4,600 y 5,000 msnm en función de la orientación de las laderas. Estos resultados se publicaron en el artículo *“Diez años de control térmico en el suelo del estratovolcán tropical Iztaccíhuatl (México)”* (Andrés et al., 2012b) que representa la más reciente publicación del tema en México.



El avance logrado en la investigación periglacial del país durante los últimos años se distingue de las descripciones visuales que se realizaron con anterioridad. En la actualidad, no obstante a que el ambiente periglacial se asocia directa o indirectamente con la glaciología (Serrano *et al.*, 2009; Ahumada *et al.*, 2010), existe una marcada línea que diferencia entre ambas ciencias tanto en el objeto como la metodología de estudio (Trombotto, 2000; Trombotto *et al.*, 2014).

Considerando que las investigaciones periglaciales en México ocurren sobre edificios volcánicos, resulta oportuno mencionar que a nivel mundial no hay muchos trabajos que combinan un complejo volcánico con permafrost. Entre otras razones, esto es debido a la dificultad que representa la heterogeneidad del relieve y por la dificultad de acceso a estos sitios. Entre estos trabajos se puede citar por ejemplo el de Abramov *et al.*, (2008). A este respecto, Trombotto Liaudat *et al.* (2014) analizan los perfiles térmicos de las cima del complejo volcánico Peteroa encontrando una correlación entre el sismo importante de Talca y la erupción del año 2010. Los autores proponen que su monitoreo debe ser asociado a los sismos cercanos importantes porque éstos desencadenan, como consecuencia indirecta, cambios térmicos importantes afectando el sistema criosférico.

CAPÍTULO III

ÁREA DE ESTUDIO

El volcán Citlaltépetl con coordenadas 19°02´ N y 97°16´ O (que significa Cerro de la Estrella en idioma Náhuatl) o Pico de Orizaba. Sin embargo, incluso antes de las cultura teotihuacana y azteca, era conocido como Poyauhtecatli (el que está donde adelgaza la neblina). Es un estratovolcán en fase de reposo que pertenece al Eje Neo Volcánico Mexicano (ENVM) en su parte más oriental. Posee una altitud de acuerdo con la fuente oficial mexicana sobre estudios territoriales del país (INEGI) de 5,610 msnm, aunque



al respecto no hay un consenso claro ya que algunos autores (Delgado-Granados, 2007) le atribuyen 5,640 msnm; Macías (2007) le asigna una altitud de 5,675 msnm e incluso Carrasco-Núñez *et al.*, (2006) sugieren que su altitud alcanza los 5,685 msnm. Independientemente del valor verdadero de su altitud entre los anteriores, el Citlaltépetl es el cono volcánico más alto de América del Norte y la tercer altura después de las cimas no volcánicas del Monte Denali, denominado anteriormente Mckinley (6,190 msnm) y el Monte Logan (5,959 msnm). Su edad está datada en ~650,000 años cuando dio inicio la primer etapa de formación a la cual le sucedieron dos fases de evolución más, incluyendo la del cráter actual (Macías, 2005). El más reciente período de actividad importante sucedió hace 330 años y sólo hasta principios del siglo XX dio indicios de ligera actividad fumarólica (Macías, 2007); a partir de entonces parece que el volcán no ha dado muestras sensibles de actividad.

El cono representa una frontera estatal que divide Puebla al poniente y Veracruz al oriente, estados de los cuales los asentamientos humanos en sus faldas utilizan el agua del deshielo de su glaciar para sus necesidades básicas; al mismo tiempo parte de esos escurrimientos son canalizados por el valle de la cuenca del río Jamapa que recibe distintas afluentes tributarias en su recorrido hacia su desembocadura con el Golfo de México.

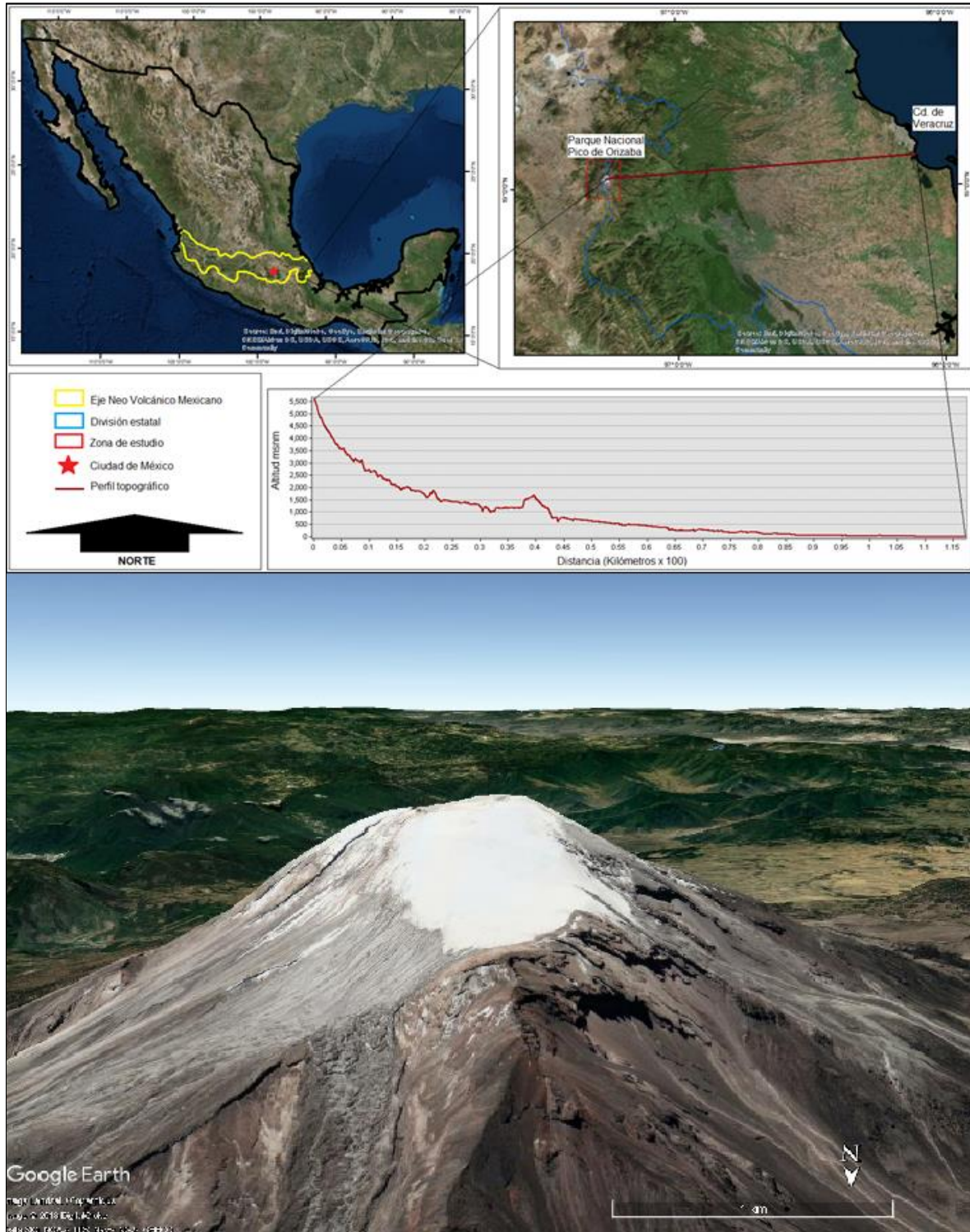
En la cara norte y por encima de los 5,060 msnm inicia el Glaciar Norte que se extiende de forma continua hasta el cráter en la cima del cono; con una longitud de poco más de mil metros y setecientos cincuenta de ancho en promedio posee una forma que asemeja una elipse con el eje mayor expuesto de sur a norte.

En su vertiente oriental puede apreciarse un perfil orográfico que inicia desde la cima y desciende de manera pronunciada e irregular hasta los 700 msnm en un segmento de 45 km; a partir de este punto la pendiente es más suavizada y homogénea a través de 70 km hasta llegar al Golfo de México. La figura 1 muestra la



zona de estudio y una perspectiva oblicua del volcán con su glaciar.

Figura 1. Región de estudio.





3.1 CONTEXTO CLIMÁTICO GENERAL DE LA REGIÓN DE ESTUDIO

Se sabe que la temperatura media del aire es actualmente más cálida que en la antigüedad. A partir del final del UMG e inicio del Holoceno ésta ha aumentado al menos de 3 a 5°C con respecto al valor correspondiente para ese periodo (Braconnot *et al.*, 2007); no obstante, estimaciones más precisas (Annan y Hargreaves, 2013) sugieren que en aquella época la temperatura global era $4 \pm 0.8^{\circ}\text{C}$ en promedio más fría que en la actualidad. Incluso el corto periodo de la PEH fue entre 0.5 y 1°C más frío que la temperatura media actual (Paasche y Bakke, 2010). La normalización en la actividad solar a partir de los mínimos de manchas solares de este último episodio de enfriamiento, aunado a las actividades humanas posterior a la conocida como Revolución Industrial han ocasionado un aumento termal medio global de 0.6°C según el IPCC (2001). Por su parte, el Reporte de Cambio Climático del IPCC (2015) señala de manera contundente y con gran confianza que durante las dos últimas décadas Groenlandia y la plataforma Antártica han perdido masa glaciar al igual que los glaciares de menor latitud; paralelamente confirma que la cubierta nival ha continuado decreciendo en extensión. Con base en esta actualización, cada una de las últimas tres décadas han sido más cálidas sucesivamente a partir de 1850, siendo al parecer el periodo 1983-2012 los treinta años de mayor temperatura en los últimos 1,400 años en el hemisferio norte. Conforme a este último reporte del IPCC, la temperatura combinada del océano y la atmósfera se incrementó 0.85°C entre los años 1880 y 2012. En cuanto al índice de precipitaciones, señala también que para el hemisferio norte se ha incrementado probablemente desde 1901 pero con gran seguridad lo ha hecho desde el año 1951.

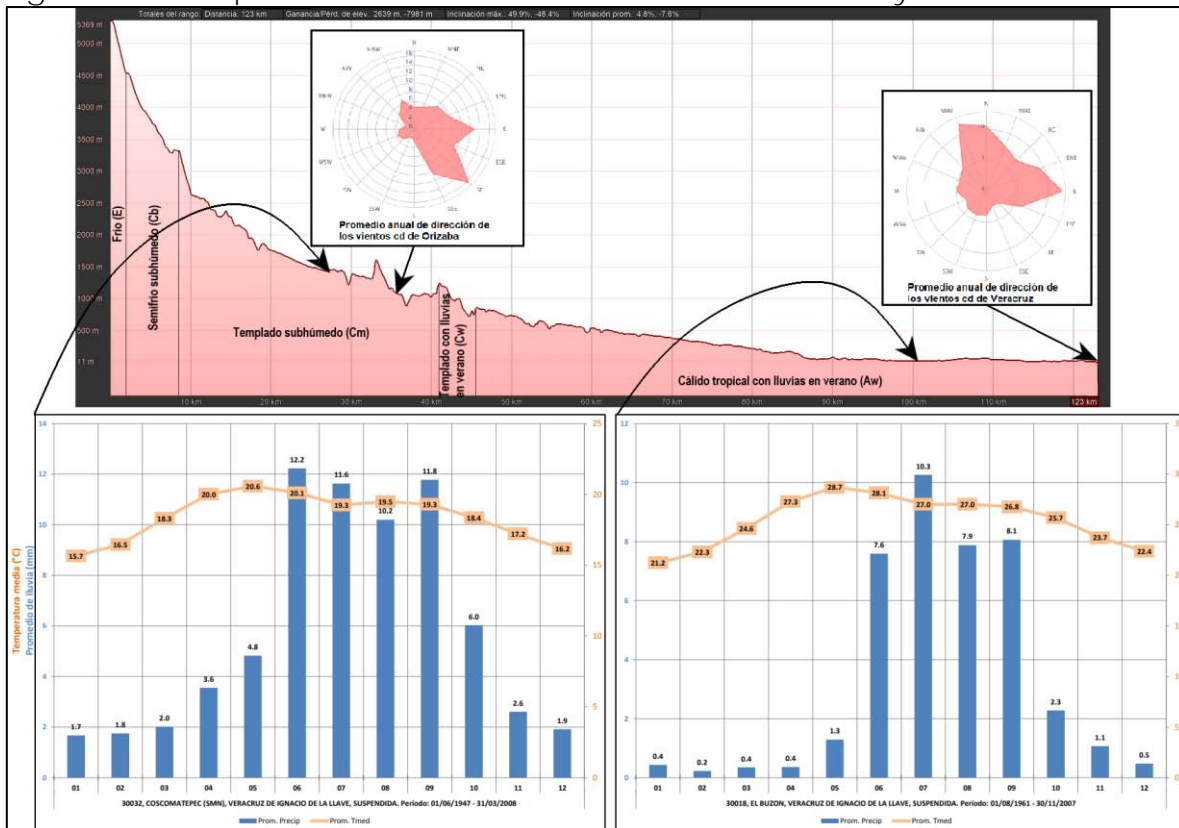
Al encontrarse al extremo este del ENVM, el volcán Citlaltépetl marca un claro gradiente altitudinal entre su cima y la planicie costera adyacente, por lo que tan solo en 120 km lineales que lo separan del Golfo de México existe una diversidad de climas. En



la llanura costera del golfo predomina el clima cálido subhúmedo con lluvias en verano (Aw) que subyace con la Sierra Madre Oriental donde predomina el templado húmedo con lluvias en verano C(m); esta parte oriental del país se encuentra en el cinturón de los vientos alisios (Peresbarbosa, 2005). De acuerdo a Delgado-Granados (2001), en un corte transversal entre el puerto de Veracruz y la Cd de México, los vientos predominantes a nivel de superficie corren del Golfo hacia el centro del país. Este hecho también es constatado a diversas altitudes: a 900 mb (1,000 msnm) predominan vientos mayormente provenientes del Golfo; a 700 mb (3,000 msnm) dominan claramente corrientes del este y sureste, y a 500 mb (5,550 msnm) predominan exclusivamente vientos procedentes del este (Reyes-Coca, 2002). Lo anterior se puede apreciar en el promedio anual marcado dentro de la rosa de los vientos para el observatorio del Puerto de Veracruz donde muestra una incidencia del noreste, con una inclinación mayor hacia el este. Para el caso del observatorio de Orizaba, el viento procede mayormente del sureste; esto puede deberse a dos factores: una desviación ocasionada por la accidentada orografía de su alrededor que se ve reforzada por la zona de baja presión del valle de Perote, y a que la pendiente de los frentes de los "nortes" no alcanza a rebasar la altitud media de la estación (Llanos y Cervantes, 1995). La figura 2 muestra el perfil orográfico en línea horizontal entre la cima del volcán y la costa este. Se indican de forma general los principales climas según la modificación de Enriqueta García (2004) y dos de los climogramas más representativos de la región; del mismo modo la rosa de los vientos anual para el puerto de Veracruz y la cd de Orizaba.



Figura 2. Principales características climáticas entre la cima y la costa.

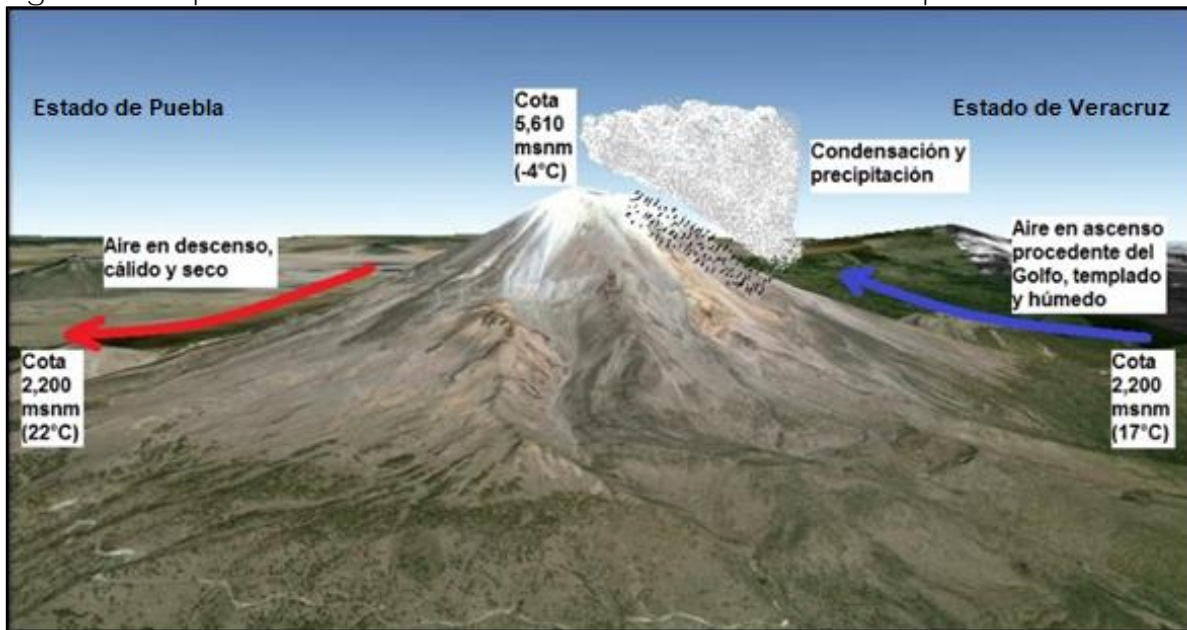


Fuente: elaboración propia con datos del SMN (2018) y Windfinder.com. La altitud del perfil se exageró para mayor apreciación.

Esos vientos son forzados a ascender por la ladera oriental del volcán experimentando un enfriamiento adiabático inicialmente seco que ocasiona condensación y da origen a precipitaciones orográficas; enseguida continúa enfriándose en el adiabático húmedo hasta la cima para posteriormente descender en la ladera opuesta calentándose de acuerdo con el gradiente adiabático seco que ocasionará una mayor temperatura en comparación a la ladera de barlovento; proceso conocido como el efecto Foehn (Donn, 1978; Heartsill et al, 2006).



Figura 3. Representación del efecto Foehn sobre el Citlaltépetl.



Fuente: Elaboración propia.

Las principales características de dicho efecto son: a) Aumento de la temperatura, b) Precipitaciones escasas o nulas, c) Descenso de la humedad relativa, d) Acentuación de la insolación, e) Viento procedente de la parte alta de la zona montañosa (catabático). Quereda (1989) y Alcaraz (2012) mencionan que el efecto Foehn aporta mayor temperatura y sequedad en la zona que afecta. El fenómeno tiene incidencia directa sobre la agricultura, propiciando los cultivos de horticultura (Ugarte, 1982), muy característicos en la región de Puebla al occidente del cono volcánico. Es probable que el efecto Foehn repercuta en buena medida con la carencia de hielo glaciar a sotavento del volcán.

La diferencia de temperatura entre ambos lados de la frontera orográfica, tal como se explicó arriba, puede apreciarse con claridad si se corrigen los valores de temperatura de las estaciones ubicadas a sotavento del volcán a la altitud de Huatusco (1,284 msnm) situada a barlovento del mismo. De este modo, se aprecian las siguientes diferencias:



Tabla 1. Comparativo térmico de estaciones a sotavento con relación a Huatusco (barlovento).

Estaciones a sotavento	Altitud msnm	Temperatura media °C	Temp corregida a 1,284 msnm °C	Temp Huatusco (a barlovento) °C	Diferencia °C
El Seco	2,355	14.7	20.4	19.1	+1.3
Zacatepec	2,375	14.7	20.5	19.1	+1.4
Cd Serdan	2,561	13.8	20.6	19.1	+1.5
Vista Hermosa	2,442	14.7	20.8	19.1	+1.7
Tlachichuca	2,780	13.9	21.8	19.1	+2.7

Fuente: Elaboración propia con base en datos de CLICOM.

Dadas las características de altitud y relieve del cono volcánico, se presentan dos microclimas que en teoría favorecen la permanencia de glaciares, procesos y geformas periglaciares. De acuerdo con la modificación realizada a la clasificación climática de Köppen por García (1973, 2004), existen dos tipos de clima frío en el edificio: el *E(TH)* anteriormente señalado como “clima frío de tundra” o simplemente “clima frío” como lo sugiere la autora y que inicia a partir de los 3,369. El límite superior del *E(TH)* y comienzo del *EFH* o “clima de hielos perpetuos” de Köppen el cual García llama “clima muy frío”, se localiza a partir de los 5,042 msnm con una media anual de -2.3°C y por debajo de los 0°C en promedio durante el mes más caluroso. No obstante las condiciones de temperatura sugeridas por García, éstas serán discutidas más adelante, dentro del apartado de los resultados del trabajo, debido principalmente a que el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) no cuenta con estaciones climáticas en la parte alta del volcán y la de mayor altitud ubicada en su cercanía es San Isidro Canoas (21073) a 3,080 msnm y también a que las estimaciones de la autora fueron realizadas con registros que en el mejor de los casos datan del año 1995; además que estos valores coinciden a los estimados por la misma autora desde 1973.



3.2 VEGETACIÓN

La cubierta vegetal en su entorno está compuesta de bosque mesófilo de montaña por encima de los 600 msnm; dentro de esta zona y por arriba de 1,200 msnm se presentan los juníperos (cipreses) que se entremezclan con la especie pinacea (Estrada-Martínez y Aguirre-Rivera, 1995). Por arriba de los 1,800 msnm comienza la vegetación de tipo pino-encino con presencia de *Pinus patula* y ocote que se extiende hasta cerca de los 3,000 msnm donde comienza la población de coníferas que culmina a poco más de 4,000 msnm. Esta última está compuesta principalmente por *Pinus hartwegii* y oyamel. A partir de esta cota están presentes los matorrales y zacatonales que cubren la zona de manera regular hasta cerca de los 4, 200 msnm. Este ecosistema está compuesto principalmente por *Calamagrostis tolucensis*, *Fetusca tolucensis* y *Muehlenbergia quadridenta* (Lauer y Klaus, 1975). Más arriba de este punto sólo se encuentran de manera aislada hasta los 4,700 msnm donde comienza la zona sin vegetación, es decir tipo tundra.

El caso de la vertiente occidental y sus zonas adyacentes requieren de una descripción particular debido a la variación termal y de humedad que generan los vientos catabáticos, más cálidos y secos. Al igual que en el resto de las laderas, existe presencia de coníferas en la parte superior del bosque, aunque éstas representan sólo una franja de 500-600 m en altitud, ésta cubre entre los 4,000 y 3,400 m snm aproximadamente. Por debajo de este límite aparecen matorrales más esparcidos en comparación con las otras vertientes; éstos se aprecian mezclados espacialmente con plantíos de papa y maíz principalmente (Colin, 1995). Por debajo de 2,500 m snm son comunes los cultivos de hortalizas y de flores ornamentales, que en la mayoría de los casos cuentan con sistemas artificiales de riego; existen también especies de árboles frutales como manzana, durazno y tejocote a lo largo de la altiplanicie, entre los estados de Puebla y Tlaxcala.



3.3 HIDROLOGÍA

Debido a su gran altitud, la cima del volcán representa el parteaguas de varias subcuencas hidrológicas, las cuales reciben sus primeros afluentes a partir de los escurrimientos de la fusión glacial y de la nieve estacional para posteriormente alimentarse a través de los tributarios a lo largo del recorrido de sus cauces principales. Iniciando al norte, en sentido horario, las subcuencas que convergen en su cima son: Jamapa, Atoyac, Papaloapan, Puebla y Huamantla. El área total de cada subcuenca, respectivamente es: 1,644, 1,310, 39,566, 1,585 y 4,286 km² (Conabio, 1998).

Existen en las laderas altas del volcán, a una altitud media de 3,500 m snm, diversos asentamientos humanos en comunidades de 350 habitantes en promedio, todas dependientes de los escurrimientos del glaciar para satisfacer sus necesidades básicas. Soto-Molina (2014) analizó la importancia hídrica del glaciar para las 25 comunidades asentadas al oriente del cono volcánico, cuyos pobladores entuban a lo largo de varios kilómetros la esorrentía hídrica desde las cercanías al glaciar hasta una pileta construida en cada uno de los pueblos; a partir de ésta se ramifican pequeñas mangueras que llevan el agua para cada hogar. Resulta importante señalar, de acuerdo con el autor, que en su gran mayoría los habitantes de estas zonas señalan un aumento en la oferta de agua durante las últimas décadas, pero al mismo tiempo desconocen que la fuente de estos escurrimientos, el glaciar, se encuentre muy comprometido desde la perspectiva hídrica debido a su retracción.

3.4 GEOLOGÍA Y GLACIOLOGÍA

3.4.1 HISTORIA GEOLÓGICA



El Eje Neo Volcánico Mexicano (ENVM) con poco más de 1,000 km de extensión por 200 a 500 km de ancho y que posee al menos 8,000 volcanes, muchos de ellos activos, data principalmente del Mioceno al Cuaternario (Verma, 2015); aunque algunos autores prefieren reducir el periodo de origen al Plioceno y otros prefieren limitarlo exclusivamente al Cuaternario (Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena, 1997). De su extremo más oriental, el Citlaltépetl posee una antigüedad relativamente reciente, del último cuarto de periodo Cuaternario; su compleja historia eruptiva muestra indicios de formación y destrucción de su edificio volcánico (Macías, 2005). De acuerdo a Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena, (1997); Carrasco-Núñez (2000); De la Cruz-Reyna y Carrasco-Núñez (2002); Rossotti y Carrasco-Núñez (2004) y Carrasco-Núñez *et al.*, (2006), los orígenes del cono actual del Citlaltépetl se pueden dividir en tres fases: la primera se remonta hacia la época pleistocénica con el nacimiento del primer volcán conocido como “Torrecillas” cuya formación se inició hace ~650,000 años y culminó hace ~250,000 años (Macías, 2005).

La segunda etapa de formación se inició hace unos 210,000 años con una erupción que impulsó el origen del cono del “Espolón de oro” que se terminó de formar por completo ~150,000 años atrás para terminar colapsado hace aproximadamente 16,500 años. Macías (2005) señala una pequeña fase paralela a la formación del Espolón de Oro, consistente en la creación de diversos domos de lava; a los domos del “Tecomate” y “Colorado” le siguieron el “Sillatepec” y “Chichihuale”, para culminar con el “Chichimeco”. La tercera fase y formación del cono actual tiene que ver con diversos episodios eruptivos de mayor o menor intensidad que iniciaron hace ~16,500 años durante la transición del Holoceno y culminaron hace ~4,000 años (Macías, 2007) dentro de los remanentes del espolón de Oro (figura 2). Las tres mismas fases de formación son señaladas por Palacios y Vázquez-Selem (2013) aunque con distintos periodos evolutivos.



El periodo de actividad eruptiva alrededor del Holoceno estuvo representado por distintas facetas de temporalidad y de actividad, algunas mayores que otras. Según Macías (2007), el episodio de erupciones datado en 16500 AP destruyó el cono del Espolón de Oro que ocasionó una avalancha de escombros conocida como Tetelzingo y que alcanzó 85 km de distancia cubriendo 143 km² de superficie con un volumen total de 1.8 km³ (Carrasco-Núñez et al., 1993). Hacia 13000 AP (Macías, 2007) una erupción produjo flujos piroclásticos de pómez hacia la ladera oriental. Durante el 10600 AP hubo diversas series de flujos de piroclastos. Una serie eventos eruptivos se presentaron entre los años 9000 y 8500 AP; los flujos piroclásticos y de pómez que se generaron se desbordaron en todos los flancos del volcán (Carrasco-Núñez y Rose, 1995); esta etapa está considerada como la más explosiva del Holoceno (Macías, 2007) y los flujos piroclásticos fueron esparcidos hasta una distancia de 30 km alrededor del cráter; el volumen de ceniza depositada fue de 0.26 km³ (Carrasco-Núñez y Rose, 1995). En el año 8630 ±90 AP expulsó un flujo piroclástico de escoria (Carrasco-Núñez, 1993 ap. Macías, 2007). En el 8170 AP se generaron flujos piroclásticos y de ceniza. En el 4100 AP se produjo una destrucción del domo central de lava que ocasionó flujos de bloque y escombros con ceniza hacia el oeste y sureste del edificio. Estos flujos se extendieron a 16 km con un volumen de 0.0048 km³ (Macías, 2007); Carrasco-Núñez (1999) señala que el alcance de los flujos laháricos se canalizaron en los dos principales valles de río al oeste, hacia Tlachichuca y al sureste del cono, hacia la región de Orizaba; según el autor los flujos llegaron hasta 30 km de distancia del cráter y tuvo un volumen total de 0.27 km³. Una explosión pliniana la documenta Hoskuldsson y Robin (1993) cerca del año 3400 AP que formó una gruesa capa de tefra que fluyó al sureste hacia el valle de Orizaba. De nuevo en el 1730 AP hubo flujos de piroclastos; Hoskuldsson y Robin (1993) señalan que este episodio inició alrededor del 2000 AP con la emanación de flujos de bloque y ceniza hacia la parte sur del volcán. En su reciente estudio, Alcalá-Reygosa et al., (2018) actualizan la edad de dos de los principales flujos de lava al sureste del cráter



colocándolos entre 3000 y 1000 años AP, probablemente dentro de este periodo de actividad eruptiva.

Recientemente han habido distintos periodos de actividad eruptiva en el volcán; la fase más importante sucedió en 1687 (Macías, 2007); en ellas existieron al menos siete erupciones de las cuales cuatro fueron efusivas y tres de ligera explosividad (Hoskuldsson y Robin, 1993). De ellas emanaron flujos de lava que crearon el “flujo de lava del Jamapa” por la dirección que tomó hacia noreste. A partir de esta fecha no se documentan mayores episodios de actividad a excepción de un periodo comprendido entre los años 1906 y 1941 donde dio indicios de un posible incremento (Hoskuldsson y Robin, 1993). En la actualidad ha expelido ocasionalmente ligeras emanaciones fumarólicas de SO_2 por lo que se le considera un volcán en fase de reposo (Macías, 2005).

Figura 4. Vestigios de la evolución del volcán.



Ladera oriental. 1) Torrecillas, 2) Espolón de Oro.

La tabla 2 resume las distintas fases evolutivas y los eventos eruptivos asociados:



Tabla 2. Resumen evolutivo.

Fecha inicio	Fecha culminación	Fase evolutiva	Evento	Subproducto	Alcance: distancia/área/volumen
650,000 AP	250,000 AP	¹ Primera fase	Formación de Torrecillas	ND	
210,000 AP	150,000 AP	¹ Segunda fase	Formación del Espolón de Oro		
			Domos de lava:		
			Tecomate		
			Colorado		
			Sillatpec		
			Chichihuale		
			Chichimeco		
16,500 AP	16,500 AP	² Tercera fase	Formación del Citlaltépetl y colapso del Espolón de Oro	Flujo de escombros Tetelzingo	85 km/143 km ² /1.8km ³
13,000 AP	13,000 AP			Flujos piroclásticos orientales	-
10,600 AP	10,600 AP			Flujos piroclásticos	-
9,000 AP	8,500 AP			³ Erupciones secundarias importantes	30 km
8,170 AP	8,170 AP			Flujos piroclásticos	-
4,100 AP	4,100 AP			Destrucción del domo central y flujo de escombros	² 16 km/0.00048km ³
					⁴ 30 km/0.27km ³ (Carrasco-Núñez, 1999)
3,400 AP	3,400 AP	Fase reciente	⁵ Erupción pliniana	Depósito de tefra suroriental	-
2,000 AP	1,730 AP		⁵ Erupción pliniana	Flujos piroclásticos del sur	-
690 AP	690 AP		⁵ Erupción pliniana	Flujos piroclásticos menores	-
1687	1687		^{2,5} Erupción estromboliana	Flujo de lava "Jamapa"	-

¹Macías (2005); ²Macías (2007); ³Carrasco-Núñez y Rose (1995); ⁴Carrasco-Núñez (1999); ⁵Hoskuldsson y Robin (1993).

3.4.2 HISTORIA GLACIOLÓGICA

A través del tiempo geológico la Tierra ha experimentado distintos y variados períodos con flujo de energía incidente que interactúa entre la atmósfera, los cuerpos de agua marinos y continentales, así como en la criósfera. Incluso la actividad volcánica y el flujo de energía interno de la Tierra, en conjunto con lo anterior han condicionado los diferentes episodios climáticos en el planeta, desde el enfriamiento de su corteza y la creación de su primer capa atmosférica y formación de agua,



a partir del Supereon Precámbrico (posterior al Eon Arcaico) (ver Menzies, 2002; Olmos *et al.*, 2011).

La cantidad de energía que arriba al planeta tiene que ver con el volumen emitido por el Sol que a su vez está condicionada por su actividad interna y por el número y las dimensiones de las manchas solares. La distancia Sol-Tierra ha sido otro factor determinante en la intensidad de esa energía incidente así como el ángulo de contacto con la alta atmósfera y con la superficie del planeta; esto último ha variado a lo largo de la historia terrestre (Tarbuck y Lutgens 2005) por razones de la excentricidad de la órbita planetaria y la inclinación de su eje de rotación (Kusky, 2009).

La principal respuesta a las variaciones geofísicas mencionadas ha sido un continuo cambio entre tiempos de calidez y enfriamiento en la superficie terrestre. Según Uriarte (2003), inicialmente las fluctuaciones climáticas eran del orden del 40,000 años como respuesta a la variación en la inclinación del eje de la Tierra; posteriormente esos periodos fueron en aumento y a partir de hace ~600,000 años, en promedio han durado 100,000 años lo cual pudiera obedecer a los cambios de la excentricidad terrestre, No obstante lo anterior, ha habido episodios de enfriamiento que no obedecen a un patrón cíclico evidente (Trombotto, comentario personal).

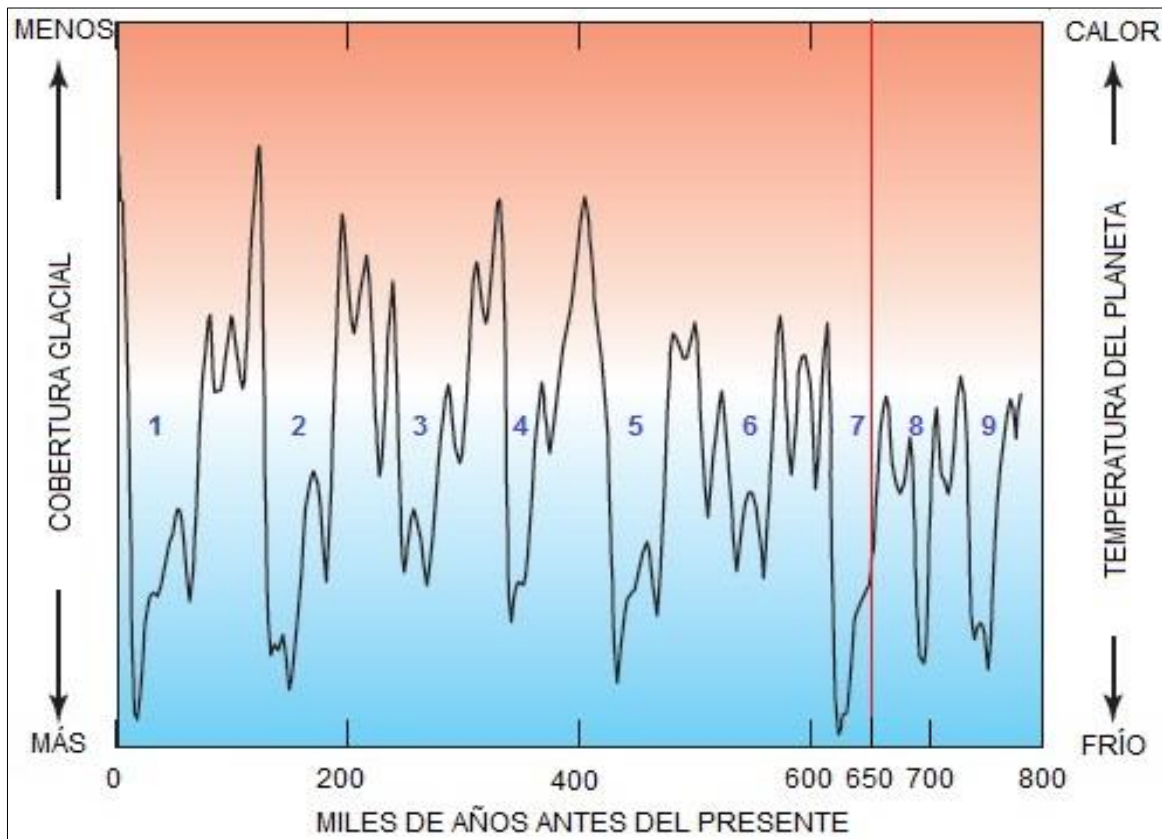
De acuerdo con Uriarte (2003), las grandes glaciaciones dieron inicio con la conocida como Glaciación Huroniana (Era Paleoproterozoica) entre hace 2,400 y 2,100 millones de años (Tang y Chen, 2013) en el Eon Proterozoico hasta llegar al Último Máximo Glacial (UMG) que se desarrolló en un lapso comprendido entre 30,000 y 19,000 años atrás (Vázquez-Selem, 2011) dentro del periodo Cuaternario, el cual incluye la Pequeña Edad de Hielo ya dentro del cálido Holoceno.

Como referencia, es probable que durante la formación del volcán, hace ~650,000 años, el planeta se hubiera encontrado



en transición hacia uno de los últimos siete mayores avances glaciarios del Pleistoceno (Rafferty, 2010) y quizá el más frío de ellos (Thompson, 2012) consecuencia de la variación en la excentricidad de su órbita entorno al Sol. A partir de entonces pueden ser contabilizados al menos seis principales ciclos de crecimiento y retroceso glacial (Thompson, 2012) (figura 5).

Figura 5. Principales ciclos glaciares durante los últimos 800,000 años.



Fuente: Tomado y modificado de Thompson (2012).

No obstante, por cuestiones de interés específico, en este capítulo se abordarán los episodios de glaciación que sucedieron a partir del Último Máximo Glacial en el volcán Citlaltépetl.

3.4.2.1 EL PERIODO CUATERNARIO Y EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL



Las glaciaciones que cuentan con más registros dadas las condiciones de conservación de sus vestigios se ubican dentro del periodo Cuaternario (Deynoux *et al.*, 1994; Jennings, *et al.*, 2007). En este se presentaron avances y retrocesos glaciarios en los polos y en las montañas (Menzies, 2002).

El Cuaternario representa una pequeña fracción de la historia del planeta (0.035%) pero debido a su cercanía temporal y a la acumulación reciente de sus sedimentos adquiere gran valor cronoestratigráfico (Jordá-Pardo, 2009) y climatoestratigráfico (Trombotto, 1994, 1996, 1998, Trombotto & Ahumada, 2005). La primera de las dos partes en que está dividido dio inicio hace aproximadamente 2.5 Ma con el periodo Pleistoceno que culmina hace ~11,000 años (Adams *et al.*, 1999) con el comienzo del Holoceno que permanece al día de hoy.

A escala mundial existen evidencias de glaciaciones durante las etapas temprana, media y final del Pleistoceno aunque no en todas las regiones se presenta con la misma cronología (Ehlers y Gibbard, 2008). Al mismo tiempo que se poseen mayores registros de esas fluctuaciones (Calkin, 2002), se distinguen al menos cuatro principales ciclos de glaciación y retroceso de los cuerpos de hielo que llegaron a cubrir el 30% de las superficie terrestre (Rivera-Olmos *et al.*, 2011); con base en estudios de los depósitos continentales en Norte América esos periodos corresponden cronológicamente a las fases Nebrasquiense, Kansaniense, Illinoiense y Wisconsiense (Tarbuk y Lutgens 2005); estas más detalladas fases de avance se presentaron con sus respectivos periodos de interglaciación y se resumen del trabajo de Collins y Collins (2011):

Tabla 3. Fases glaciales e interglaciales del Pleistoceno en América del Norte.

Glacial	Interglacial	Cronología (ma)	Duración (ma)
	Nebrasquiense	470-330	140



Aftoniano	330-300	30
Kansaniense	300-230	70
Yarmouthiano	230-180	50
Illinoiense	180-128	52
Sangamoniano	128-67	61
Wisconsiense	67-10	57
Holoceno	10-0	10

Fuente: Elaboración propia con datos de Collins y Collins (2011).

Sin embargo, investigaciones más recientes y precisas en sedimentos marinos indican que el Pleistoceno se caracterizó por contar con ciclos más o menos regulares con una duración en promedio de 100,000 años (Tarbuck y Lutgens, 2005; Thompson, 2012).

Durante el Pleistoceno, penúltima Época del Cuaternario, las aguas marinas alcanzaron una fase de gran enfriamiento y las bajas temperaturas en las altas latitudes ocasionaron la acumulación de nieve y su transformación en grandes extensiones de glaciares: los mantos Laurentino en América y Finoescandinavo en Europa (Uriarte, 2003); esta etapa es conocida como el Último Máximo Glacial (UMG), el cual representa el más reciente tiempo de mayor avance con grandes extensiones de hielo por encima de Canadá, norte de Europa y Asia (Rafferty, 2010), es también conocida como la Última Glaciación (UG) (Lambeck *et al.*, 2000). Sin embargo se debe mencionar que durante el Holoceno hay varios episodios fríos en donde los glaciares avanzaron, tal como en la PEH mencionada con anterioridad.

Algunos autores (Fulton y Prest, 1987) hacen referencia a la glaciación Wisconsiana de América del Norte como el equivalente al UMG mientras era ocupada por el manto Laurentino, que de acuerdo con Vázquez-Selem (2011) se alcanzan los mayores volúmenes de hielo. Uriarte (2003) señala que en ese periodo la intensidad de radiación solar incidente a 65°N disminuyó de 550 a 440 W/m². White y Valastro (1984)



mencionan que el enfriamiento del Pleistoceno debió ser entre 5 y 6°C menor al valor actual.

3.4.2.2 EL HOLOCENO Y LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO

De acuerdo con Erickson (1991), la mayoría de los periodos interglaciales en los últimos 2 Ma tuvieron una duración de entre 8 y 12 mil años, lo que hace suponer teóricamente que en la actualidad estaríamos viviendo la recta final de un periodo de calidez antes de iniciar una nueva etapa de enfriamiento y avance glaciario; su validez o no, de acuerdo con el autor, estaría sujeta a las actividades humanas.

El Holoceno marca el final del último episodio frío más importante del Pleistoceno: el episodio glacial denominada Weichsel (Weichsel, Würm) que tiene su apogeo en el UMG. Posteriormente hay breve retorno al avance glaciario con el "Younger Dryas" entre 12.9 y 11.6 mil años atrás (Shakun y Carlson, 2010). Más tarde, a inicios del Holoceno los hielos boreales retrocedieron rápidamente (Gillespie y Molnar, 1995) seguramente debido a los altos niveles de insolación en el Hemisferio Norte como consecuencia de los ciclos de precesión y oblicuidad que llegó a extenderse hasta el año 5000 antes del presente (AP) condicionando temperaturas relativamente cálidas a mediana latitud; esta etapa fue conocida como el "Óptimo Climático" (Wanner *et al.*, 2008). Erickson (1991) señala que el periodo de retroceso glaciario sucedió una vez que las corrientes marinas cálidas comenzaron a circular, lo que ocasionó que la tendencia aumentativa de la temperatura se mantuviera durante 2,000 años con 5°C de aumento. No obstante, aunque de menor intensidad y extensión, dentro de este último interglaciar se registraron nuevos ciclos de avance y retroceso con intervalos de 600 a 900 años de duración y los mayormente marcados sucedieron hace ~5,300, ~2,800 y ~200-350 años atrás (Wanner *et al.*, 2008). Por su parte, el Neoglacial hace referencia a los últimos avances y retrocesos de los glaciares (Mercer, 1976, Mann, 2002; Wanner *et al.*, 2008), que al igual que en muchas regiones de



montaña en el mundo (Konrad y Douglas, 1998), dejó vestigios particularmente ~3,000 y ~2,000 años atrás.

El Holoceno se caracteriza por ser mayormente cálido a pesar de los pequeños avances (Rivera-Olmos *et al.*, 2011) cuyos episodios de enfriamiento fueron alrededor de 1.5 °C de temperatura menor a la actual (White y Valastro, 1984) como respuesta a la disminución en el grado de insolación incidente (Wanner *et al.*, 2008).

El más reciente avance glacial, aunque mucho menor a los anteriores mencionados arriba, se refleja particularmente en los glaciares de montaña y sucedió durante la Pequeña Era de Hielo (PEH) que en promedio experimentó una caída térmica del orden de 0.6°C durante los siglos XV al XIX especialmente en Europa (Mann, 2002) aunque afectó también diversas regiones. Cho (2014) señala que el lapso comprendido entre los años 1550 a 1850 es el mayormente empleado para este periodo, aunque para Vázquez-Selem y Lozano (2008) cubrió desde 1350 a 1850 con un descenso de 1 hasta 2°C en la temperatura a escala global alcanzando su clímax en el siglo XVI. Las causas que la originaron tienen que ver con la disminución de la radiación solar incidente, a cambios en la circulación marina y en menor medida se le atribuye a la actividad volcánica (Rhodes *et al.*, 2012; Cho, 2014). Durante ese periodo los ciclos de actividad solar fueron notablemente anormales con un bajo número de manchas solares durante tres fases identificadas como el Mínimo de Spörer (1400-1510), Mínimo de Maunder (1645-1715) y el Mínimo de Dalton (1800-1860), aunque el enfriamiento sufrido ha sido atribuido esencialmente al Mínimo de Maunder (Erickson, 1991; Cho, 2014); paralelamente a este periodo hubo una inversión del índice de oscilación del Atlántico Norte que favoreció lo anterior (Fagan, 2008). Posterior a la PEH, sucedieron dos episodios de calentamiento; el primero inició a mediados de 1800s y el segundo a partir de 1975 hasta nuestros días (Fagan, 2008). A partir de la segunda mitad del siglo XIX inició la retracción glacial que coincide con el incremento de la



temperatura global a ese periodo atribuido, principalmente, al aumento en el volumen de gases de efecto invernadero (Wanner *et al.*, 2008).

Estos episodios de enfriamiento global, además de condicionar los avances glaciarios señalados previamente, ocasionaron que la extensión de los suelos congelados abarcara grandes zonas. De acuerdo con Saito *et al.*, (2013), durante el clímax del UMG, hace 21 mil años, el área de permafrost continuo en el hemisferio norte llegó a cubrir 17.7 millones de km², alcanzando la latitud 40°, al sur de la región de Los Grandes Lagos. Esta máxima extensión también tuvo repercusiones notorias al sur del ecuador que se manifiesta en la geomorfología de la Patagonia (Trombotto, 2002), tanto en su región sur como norte (Trombotto, 2008).

3.4.2.3 CRONOLOGÍA Y HUELLAS GLACIARES CUATERNARIAS DEL FINAL DEL PLEISTOCENO Y HOLOCENO

Los glaciares, resultado de la recristianización de la nieve (Kusky, 2009) y su compactación, poseen la característica principal de movimiento gravitacional del hielo (Delgado y Brugman, 1995); los indicios de esta dinámica entre los diversos ciclos de glaciación y deglaciación han sido dejados en volcanes superiores a 3,000 msnm del ENVM, entre ellos el Citlaltépetl.

Las condiciones orográficas del Citlaltépetl y su relativo aislamiento (Lorenzo, 1964; White, 2002), pero sobre todo sus periodos de actividad reciente han impedido que se cuente con una buena secuencia de estudios glaciológicos y sus consecuentes depósitos de sedimentos. Sin embargo, las distintas investigaciones que se han llevado a cabo en La Malinche de 4,461 msnm y especialmente en el Iztaccíhuatl con 5,230 msnm funcionan como referencia glaciológica, ya que su pasividad volcánica al final del Cuaternario (Vázquez-Selem, 2011) ha permitido conservar las huellas que han dejado los distintos ciclos de avance y retroceso glacial durante ese periodo y es considerado como un estándar mexicano (White, 1986) que



puede ser empleado en los demás volcanes de México para analizar la interacción de la paleo-climatología con los distintos avances glaciales y las huellas dejadas en el lecho de las altas montañas mexicanas (Vázquez-Selem, 2004). Por lo anterior, a pesar de que el Citlaltépetl no posea una cronología glacial propiamente dicha o al menos lo suficientemente larga debido principalmente a sus episodios eruptivos de los últimos milenios (Vázquez-Selem, 2011), sus recientes vestigios y la asociación de eventos registrados en otros edificios del ENVM pueden ayudar en la reconstrucción de su cobertura glacial sucedida de manera paralela.

Los estudios de la glaciología mexicana están referidos a los últimos 40,000 años dentro de la última época del Pleistoceno, aunque el mejor fechamiento data de los últimos 25,000 años (Vázquez-Selem, 2011) y su transición con el Holoceno, debido a que los depósitos terminales ocasionados por los avances alcanzados en esos periodos se encuentran mejor conservados y más aún en los volcanes extintos de La Malinche e Iztaccíhuatl.

Entre los años ~44000 y ~35000 AP la región central mexicana estaba poblada con diversas especies de pino atribuidas a la presencia de un clima frío y más húmedo que en la actualidad; y a pesar de interactuar posteriormente con otras especies vegetales, su abundancia estuvo presente hasta el inicio del Holoceno (Metcalf *et al.*, 2000). En aquél periodo frío de crecimiento glacial, Heine (1971, 1973) menciona que el avance que alcanzó cotas de altitud más bajas se desarrolló entre los ~39000 y ~26000 años AP y señala la existencia de vestigios que indican que durante este avance las lenguas del glaciar en la Malinche llegaron tan abajo como 2,550 msnm; esto pudiera estar relacionado con las condiciones encontradas por González-Quintero (1986) mediante estudios de polen en la rivera del Lago de Chalco, quien menciona que entre el año 33000 y 23000 AP hubo condiciones de clima templado y húmedo, con un índice de precipitación de 1,500 mm; esto último tiene estrecha correspondencia con el señalamiento de Heine (1984a), para quien en la región del ENVM hace ~36,000 hubo un



periodo de baja temperatura y un incremento en el índice de humedad; estos factores condicionaron que de manera general la línea de nieve alcanzara entre los 3,400 (Caballero *et al.*, 2010) y 3,700 msnm (Heine, 1984b). Dentro de ese periodo, en el Iztaccíhuatl Heine (1971, 1973) y Heine y Heide-Weise (1972) ubican la primera y más antigua fase de depósitos de sedimentos conocida como fase de Morrena I (M I) con fechamiento de 39000 a 21000 años C¹⁴ encontrada a 2,500 msnm; por su parte, White (1962) coloca esta fase en un periodo no preciso pero antes del Wisconsiniano y señala su límite a 2,460 msnm. Simultáneamente en La Malinche, Heine y Heide-Weise (1972) datan la fase de Morrena I en ~21000 años C¹⁴ donde Heine (1971) la coloca a 2,650 msnm aunque subraya que pudo alcanzar cotas más bajas. De manera paralela a la Malinche, Heine (1988) señala que los registros glaciales más remotos en el Citlaltépetl sugieren que la glaciación más antigua le sucedió entre los años 36000 y 32000 años AP. Caballero *et al.*, (2010) señalan que durante el UMG, entre el 26500 y 20000-19000 AP, la región tropical de América registró quizá la mayor depresión de temperatura; a este respecto, Gillespie y Molnar (1995) enfatizan que en ese lapso se incrementó el índice de precipitación y la temperatura de verano se mantuvo baja, así mismo los hielos marinos boreales se incrementaron; con base en lo anterior, el mayor avance de glaciares de montaña en México (Vázquez-Selem, 2011) durante la UMG debió ser en ese periodo. Esto es enfatizado por Vázquez-Selem y Lachniet (2017) quienes ubican el periodo del Último Máximo Glacial Local (UMGL) entre 20 y 14 mil años atrás; este UMGL, refieren los autores, es llamado así debido a que el UMG tuvo distintas cronologías en cada parte de la Tierra. El principal avance del final del Pleistoceno en el Iztaccíhuatl junto con el Ajusco, este último de 3,930 msnm, culminó entre el ~19000 y 18000 AP (Porter, 2001). Posterior al final de este avance no se reportan evidencias inmediatas (Caballero y Lozano-García, 2008; Caballero *et al.*, 2010). La Altiplanicie Central experimenta enseguida un periodo de aumento en la temperatura (Heine 1983) y un receso de humedad considerable; su clímax de recuperación lo alcanza cuando la línea de nieve



se podría haber localizado por encima de los 5,000 msnm (Heine, 1984b), algo muy similar a la altitud que alcanza el día de hoy. A continuación inicia un descenso en la temperatura hasta alcanzar su límite inferior en el año ~15000 AP acompañado de una gradual reducción en el índice de humedad lo que condicionó que el límite de la línea de nieve se mantuviera en una cota alta y sin registro del avance glaciario (Porter, 2001).

El segundo periodo de avance es conocido como “fase de Morrena II” en el Iztaccíhuatl que corresponde a una fecha ubicada entre los años C¹⁴ 15000 y 14000 AP (Heine, 1994b). Esta fase es análoga a lo que White (1962) y White y Valastro (1984) mencionan como crono-estratigrafía Tomicoxco y a la sedimento-estratigrafía Nexcualango en el mismo volcán; de acuerdo a este autor, un área de 103 km² de hielo fue cubierta en el edificio volcánico. White (1981) indica una reducción térmica en ese periodo de 8°C. Según Heine (1984b) el episodio glacial M II fue de corta duración (~200 años), ya que se debió más a la intensa precipitación que por el descenso en la temperatura (Heine, 1983). A pesar de lo anterior, según Metcalfe *et al.*, (2000) no existen datos precisos que indiquen las propiedades del clima cercano a ese periodo, no obstante señala que cerca del 14500 AP se registra una fluctuación vegetal entre roble y pino indicadora de clima frío y húmedo; al respecto Lozano-García y Ortega-Guerrero (1994) mencionan un clima más frío entre el 14000 y 10000 AP. Para Porter (2001) hubo oscilaciones tanto en el índice de humedad como de temperatura presentando un valle en la curva de recuperación térmica. Es posible que esta faceta, al igual que en la parte final del Cuaternario, estuviera asociado a las descargas de agua de fusión de los polos que enfriaron el Golfo de México (Erickson, 1991). Durante este episodio, el límite inferior de glaciación alcanzado fue de 2,750 msnm en promedio (Heine, 1971, 1973). En esta parte final del Pleistoceno el Citlaltépetl debió poseer glaciares de manera radial en su cono (White, 1986) de manera parecida a como sucede en la actualidad con el Cotopaxi. La transición al Holoceno y su consecuente inicio de degradación



en México son atribuidos por Erickson (1991) a la recuperación termal del Golfo de México ya que las descargas de deshielo que anteriormente lo enfriaban, en esta parte sólo llegaron al norte del Atlántico entre el año 11600 y 9900 AP. El mismo autor menciona que en ese periodo no hubo avances glaciares a pesar de encontrarse dentro del pequeño episodio “Younger Dryas” debido probablemente a cambios en las propiedades de las corrientes del Golfo que inhibieron el índice de precipitaciones al interior del país. Vázquez-Selem y Lachniet (2017) hacen referencia a esta situación condicionada por el evento Heinrich-I, acontecida hace ~15,000 años.

La sedimentación glaciaria más reciente, asociada a morrenas terminales, ha sido datada entre ~10000 y ~8500 años antes del actual (Heine, 1994a; Vázquez-Selem y Heine, 2004; Vázquez-Selem, 2011). Este grupo de morrenas M III del Iztaccíhuatl son situadas alrededor del año 10200 AP (Heine, 1994b); Heine (1984b) menciona que dicho límite rebasó el límite inferior de bosque llegando incluso a 3,000 msnm durante las dos etapas que se presentaron entre el 10000 y 9000 AP (Heine, 1971, 1973). Para esta fase, Mayewsky *et al.*, (2004) señalan niveles bajos de insolación invernal en ambos hemisferios que pudieron condicionar el decremento de temperatura de 6 y 5°C respectivamente (White, 1981). Esta etapa tiene correspondencia con la fase crono-estratigráfica Diamantes y sedimento-estratigráfica Hueyatenco I y II de White (1962, 1986) quien menciona que en ese tiempo el Iztaccíhuatl poseía una extensión de 52 km² de hielo glaciario, es decir, la mitad de lo que cubría durante el avance anterior. El final de esta fase hace 9,000 años está asociado nuevamente al restablecimiento de corrientes cálidas en el Golfo que ocasionaron un aumento de 2°C en las temperaturas de verano y la disminución de las precipitaciones (Erickson, 1991); esto lo enfatizan Metcalfe *et al.*, (2000) mencionando una disminución de la cubierta pinácea a consecuencia de condiciones más cálidas. Por su parte Heine (1983, 1994b) marca un aumento de la variable térmica a partir del 8000 AP, paralela a la disminución de humedad llegando a



una temperatura media de 20°C indicada por González-Quintero (1986) lo que condicionó que la línea de nieve se mantuviera nuevamente por encima de los 5,000 msnm según suponen White y Valastro(1984); esta faceta conocida como el “Óptimo Climático” (Erickson, 1991) alcanza su clímax en el año ~5000 AP (White y Valastro1984).

La fase M IV surge entre el 3000 y 2000 AP cuando se presenta un descenso en la temperatura y se incrementa el índice de humedad (Heine, 1994b) durante una etapa mayormente seca (Metcalf et al., 2000); es en La Malinche (Heine, 1971) donde se encuentra mejor identificada (Heine, 1988). Debido a que este avance fue menor en el decremento de temperatura, se debió más bien por el aumento en las precipitaciones; Mayewsky et al., (2004) enfatizan lo anterior con un aumento en el grado de humedad durante el mismo periodo en diversas partes del planeta, por esta razón el avance glaciar sólo se presentó en picos por encima de 4,000 msnm (Heine, 1984b); este episodio está correlacionado con la crono-estratigrafía Alcalican y sedimento-estratigrafía Milpulco de White (1962) para el Iztaccíhuatl. Según Heine (1971, 1973) el límite inferior del avance llegó a 4,000 msnm y debido al enfriamiento de 4°C la ALE se ubicó en ~4,200 msnm (White, 1981) y la superficie de hielo en el Iztaccíhuatl la calculó White (1962, 1986) en 14 km²; es decir, 38 km² menos que en la fase previa y 89 km² menor a la anterior. Posterior al año 2000 AP continúa el incremento de radiación solar incidente (Mayewsky et al., 2004) y entre el 2000 y 500 AP vuelve a incrementarse ligeramente la temperatura con una reducción en el grado de humedad (Heine, 1984b) llegando incluso a ampliarse la zona de aridez intertropical (Metcalf et al., 2000; Mayewsky et al., 2004). Esto ocasionó que el límite de hielo ascendiera nuevamente a 5,000 msnm (Heine, 1984b).

La fase de morrena M V que según Heine (1973) se formó hace ~250-120 años dejó menores pero marcados avances (Heine, 1988; 1994a) y a pesar de que no son apreciadas en la Malinche por su altitud (4,461 msnm), corresponden a la etapa crono-



estratigráfica “Hipotermal” o sedimento-estratigráfica “Ayoloco” de White (1962) en el Iztaccíhuatl y alcanzaron entre 4,300 y 4,700 msnm (Heine, 1984b). Este pequeño avance corresponde al período de La Pequeña Edad de Hielo (PEH) que acuerdo con Metcalfe *et al.*, (2000) y Metcalfe (2006) se caracterizó por grandes variaciones climáticas; aunque generalmente fueron frías y húmedas, la fase final fue más seca. Lozano-García *et al.*, (2005) señalan que con base en análisis lacustres de la cuenca central de México, estas condiciones fueron dadas por el desplazamiento hacia el sur de los vientos; no obstante, en ella hubo un ligero incremento gradual de humedad en la región central del país (Metcalfe *et al.*, 2000). Esto último pudo estar asociado a la baja radiación incidente generada por los “mínimos de Maunder” y “Dalton” que ocasionaron un enfriamiento en el Golfo de México de entre 2 y 3°C (Merodio, 2014). Este último avance creó una geomorfología que favoreció la creación y evolución de sus mayores glaciares (Palacios, 1998). La tabla 4 resume lo anterior:

Tabla 4. Distintas fases de avance y retroceso glacial durante el UMG.

Fase glacial	Fecha inicio	Fecha finalización	Volcán	Posible origen	Límite inferior	Fase cronoestratigráfica	
						Heine ^{1,4}	White ^{6,11}
Avance	~39,000 ¹ AP	~26,000 ¹ - ~19,000 ² AP	Malinche	-Temp y +Hum	~2,550 ¹	MI	No definido
Retroceso	~18,000 ² AP	~15,000 ² AP	-	+Temp y -Hum ³	~5,000 ⁴	-	-
Avance	~15,000 ⁵ AP	~14,000 ⁵ AP	Iztaccíhuatl	-Temp ⁶ y +Hum ³	~2,750 ¹	MII	Tomixcoco
Retroceso	~14,000 ⁵ AP	~11,600 ⁷ AP	-	+Temp ⁷ y -Hum ⁷	?	-	-
Avance	~10,000 ^{5,8,9} AP	~8,500 ^{8,9} AP	Iztaccíhuatl	-Temp ^{6,10}	~3,000 ⁴	MIII	Diamantes
Retroceso	~8,500 ^{8,9} - ~9,000 ⁷ AP	~5,000 ⁷ AP	-	+Temp ^{7,12}	~5,000 ¹⁴	-	-
Avance	~3,000 ⁵ AP	~2,000 ⁵ AP	Malinche ^{1,4} Iztaccíhuatl ¹¹	-Temp ⁵ y +Hum ^{5,10,13}	~4,000 ¹	MIV	Alcalican
Retroceso	~2,000 ¹⁰ AP	~500 ¹⁰ AP	-	+Temp ⁴ y - Hum ^{10,13}	~5,000 ⁴	-	-
Avance	~250 ¹ AP	~120 ¹ AP	Iztaccíhuatl	-Temp ^{13,15,16} y +Hum ^{13,15}	~4,300 ⁴	MV	Hipotermal

¹Heine (1971,1973); ²Porter (2001); ³Heine (1983); ⁴Heine (1984b); ⁵Heine (1994b); ⁶White (1981); ⁷Erickson (1991); ⁸Heine (1994a); ⁹Vázquez-Selem y Heine (2004); ¹⁰Mayewsky *et al* (2004); ¹¹White (1962); ¹²González-Quintero (1986); ¹³Metcalfe *et al* (2000); ¹⁴White y Valastro (1984); ¹⁵Metcalfe (2006); ¹⁶Merodio (2014). Los símbolos “+”, “-” en las variables climatológicas (Temp y Hum) representan aumento y disminución respectivamente.



3.4.2.4 HOMOLOGACIÓN ESTRATIGRÁFICA Y AVANCES EN EL CITLALTÉPETL

Si bien las primeras fases de avance al final del Pleistoceno han sido ampliamente documentadas en La Malinche (White, 1962; 1986; Heine, 1971; 1972; 1975; 1988; 1994b), el Iztaccíhuatl presenta las cinco huellas de cada periodo (Heine, 1988); sin embargo aunque con menor detalle, en el Citlaltépetl según Heine (1973, 1988) y Vázquez-Selem (2011) se aprecian cuatro de las cinco etapas de avance glaciario.

A fin de actualizar los trabajos de White y Heine llevados a cabo durante los años 60s y 70s y homologar algunas diferencias cronológicas encontradas entre ambos autores, Vázquez-Selem (2011) ha perfeccionado cada fechado en cada una de las fases de glaciación antes abordadas mediante un análisis exhaustivo de sedimentación (Vázquez-Selem y Heine, 2004). El autor señala los cinco principales avances conforme a la siguiente cronología:

- * El primero está ubicado entre los años 21000 y 17500 AP dentro de la fase de sedimentos de White (1962) Hueyatlaco I. La altitud media del límite glaciario se ubicó a 3,400 msnm y la altitud de la línea de equilibrio (ALE) a 3,900 msnm.
- * El segundo avance se dio entre el 17000 y 14000 AP en la fase de morrena Hueyatlaco II con condiciones de avance similares al primero aunque aquí el límite de los hielos alcanzó 3,500 msnm y la ALE se posicionó a 4,000 msnm.
- * El final del Pleistoceno marca el límite del tercer avance que sucedió entre los años 12000 y 10000 AP dentro de la fase de depósitos Milpulco I. El límite inferior glaciario descendió a 3,800 msnm y la ALE se ubicó en 4,240 msnm.
- * Dentro ya del Holoceno sucede el primero de los dos últimos avances. Entre el 8500 y 7000 AP los glaciares llegaron a 4,050 msnm y la ALE a 4,420 msnm dentro de la fase de sedimentos Milpulco II.



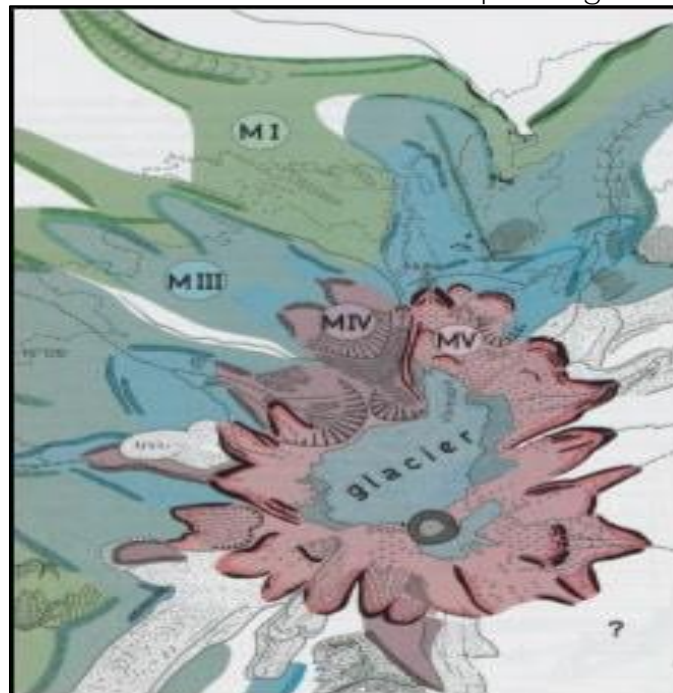
- ❄ Durante la PEH se dio el último de los avances entre los años 1460 y 1860 de nuestra Era. La fase de sedimentación del Ayoloco señala que el límite glaciario se ubicó a 4,450 msnm en promedio y la ALE a 4,720 m snm.

Con base en los avances glaciarios documentadas por Heine (1975, 1984b y 1988) que se revisaron anteriormente, Vázquez-Solem (2011) señala los límites inferiores que alcanzaron los glaciares en el Citlaltépetl conforme a la siguiente estratigrafía sedimentaria:

- ❄ M I a ~3,200 m snm
- ❄ M III-1 y M III-2 a 3,900 m snm
- ❄ M III-3 a ~4,000 m snm
- ❄ M IV a ~4,050 m snm
- ❄ M V a 4,400 m snm

La figura 6 corresponde al mapa de morrenas identificado por Heine (1988):

Figura 6. Secuencia de morrenas en el Citlaltépetl según Heine.



Fuente: Tomado de Heine (1988).



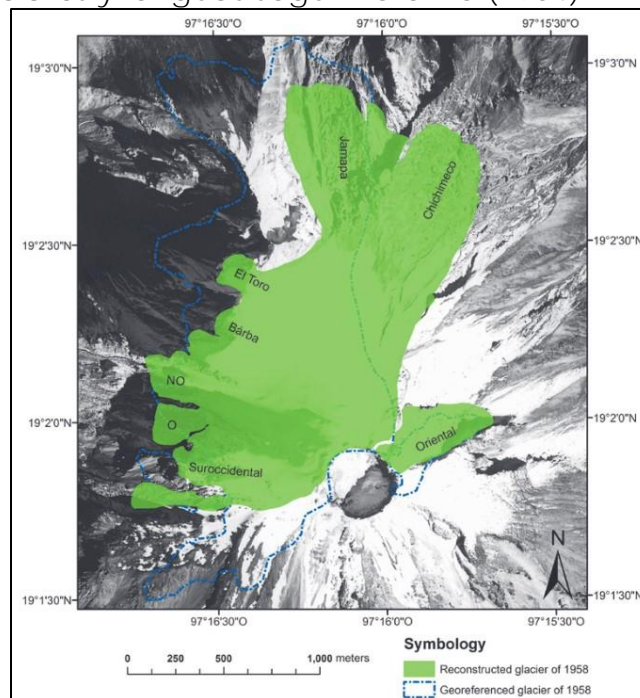
El final del último episodio eruptivo del Citlaltépetl durante el año 1687 que habría extinguido sus glaciares existentes coincidió con el inicio de la Pequeña Edad de Hielo, por lo que los nuevos glaciares que se formaron cubrieron los campos de lava más recientes (Palacios y Vázquez-Selem, 2013). La última formación del glaciar que ha permanecido hasta estos días está asociada por lo tanto a la PEH pero posterior al año de 1687 una vez que culminó el más importante de los recientes periodos de actividad eruptiva (de Marcos y Palacios, 1996) alcanzando su mayor extensión durante la última mitad del siglo XIX cuando la lengua del entonces Glaciar Jamapa se extendió hasta la cota 4,400 msnm. En un periodo de investigaciones estadounidenses de índole ecosistémico llevadas a cabo en el volcán durante el año de 1891 se encontró que en la ladera suroeste se extendía un glaciar que llegaba a 4,950 msnm y poseía algunas lenguas que alcanzaban los 4,800 msnm, mientras que el principal glaciar del norte descendía hasta los 4,570 msnm (Scovell, 1893). A partir de entonces la tendencia ha sido franca hacia el retroceso y la degradación; según Vázquez-Selem (2004), el retroceso glacial más reciente a partir del final del siglo XIX se debió a una disminución en la humedad; posteriormente ha sufrido de periodos de interrupción con pequeños avances mostrados entre 1880-1890, 1900-1910, 1915-1930; Heine (1983) señala esos periodos como de alta humedad. Entre 1930 y 1950 retrocedieron como respuesta al aumento de temperatura y disminución de humedad. Al final de la década de 1970 (de Marcos y Palacios, 1996) sus glaciares experimentaron un ligero avance y estabilización (White, 1981) debido al incremento de la precipitación, pero a partir de la década de 1980 el retroceso se ha debido al aumento de temperatura a pesar de que exista un mayor grado de humedad (Vázquez-Selem, 2004).

Durante el primer inventario de los glaciares que existieron en el volcán durante 1958, Lorenzo (1964) señala que la mayor área de hielo se extendía del cono hacia el norte donde surgían distintas ramificaciones a partir del Espolón de Oro o Sarcófago como se le conoce en la actualidad. Identifica ocho glaciares que son



extensiones del Gran Glaciar Norte y que estaban separadas entre sí por accidentes orográficos, situación distinta para el entonces Glaciar Oriental que presentaba cierto aislamiento del cuerpo principal. Hacia el norte, la cota más baja la alcanzaba la Lengua de Jamapa a ~4,650 m snm; le seguía la Lengua del Chichimeco que descendía hasta los ~4,750 m snm. El sarcófago separaba cinco pequeñas lenguas hacia oeste del cono, siendo la del Glaciar Occidental que descendía hasta ~4,920 m snm; le siguió el Glaciar Suroeste que bajaba a poco menos de 4,950 msnm. Las otras tres lenguas menores en extensión estaban situadas en la zona más escarpada del volcán y dos descendían a poco menos de 4,950 m snm. Por último, el Glaciar Oriental llegaba aproximadamente a 5,070 m snm. La suma total del área de hielo fue cuantificada en ese año en 9.5 km². Estos datos son retomados por White (2002) quien señala la existencia de dos principales cuerpos de hielo glaciar: el Oriental con 0.42 km² y el Glaciar Norte de 9.08 km². El mapa de la figura 7 indica la distribución descrita por Lorenzo (1964).

Figura 7. Los glaciares y lenguas según Lorenzo (1964).



Corrección a la cartografía de Lorenzo. Tomado de Cortés-Ramos y Delgado-Granados (2015).



Sin embargo, tras la corrección a la cartografía realizada por Lorenzo (1964) del principal cuerpo de hielo del volcán, Cortés-Ramos y Delgado-Granados (2015) reportaron que para el año de 1958 la superficie del glaciar era en realidad de 2.04 km². En la actualidad los remanentes de la superficie glaciar que se formó durante la PEH han sido cuantificados en su extensión por Cortés-Ramos y Delgado-Granados (2012) obteniendo una superficie de 0.62 km² para el año 2007.

CAPÍTULO IV

AMBIENTE PERIGLACIAL, TERMINOLOGÍA Y CONTEXTO GENERAL

A diferencia de las regiones circumpolares de Siberia, Canadá y Alaska principalmente, las superficies donde se desarrollan los distintos procesos periglaciares en el resto del planeta están asociadas con la altitud de sus regiones montañosas debido a que están condicionados por un clima frío pero sin llegar a ser del tipo glaciar, tal como lo señala French (2007) y que se discute más adelante. En cordilleras de latitudes medias como el centro y norte de Europa, la altiplanicie tibetana y la región andina de Chile y Argentina el piso periglacial inicia a partir de 3,000 msnm en promedio. A menor latitud, como en el caso de las regiones tropicales que poseen montañas con altura suficiente, éste se ubica por encima de los 4,000 m snm y su límite superior culmina en el límite de los glaciares, que para el caso de México es muy próximo a los 5,000 m snm. Lo anterior significa en primera instancia, que el factor latitud gobierna las condiciones periglaciales del planeta y éstas están favorecidas de forma complementaria por la altitud. Por tal razón, al igual que como sucede con los cuerpos de hielo glaciar, existe una línea imaginaria que representa la altitud del piso periglacial a partir del ecuador que va disminuyendo conforme a la latitud (norte o sur) y se reduce al nivel del mar en las cercanías de los polos. Un



ejemplo de lo anterior sería México (19° N) y Barrow, AK. (71° N) con 3 m snm.

Las condiciones periglaciares actuales, particularmente las asociadas a la presencia de permafrost relicto en las montañas tropicales, si bien son producto de las bajas temperaturas presentes en sus partes más altas, han sido consecuencia de condiciones climáticas más frías en el pasado, sobre todo si se considera que la tendencia al aumento de la temperatura a partir de inicios del siglo XIX ha reducido y degradado aceleradamente la extensión de glaciares y permafrost.

En el capítulo anterior se plantearon las distintas etapas de enfriamiento y recuperación de temperatura que se suscitaron en el país y que condujeron a las últimas fases de avance y retracción glacial en las altas montañas mexicanas durante la parte final del Cuaternario, particularmente en el volcán Citlaltépetl, las cuales han servido en esta sección para comprender las características periglaciares que aún prevalecen. No obstante a lo anterior, el tema del permafrost en el sitio de estudio será abordado a profundidad y con detalle en capítulos posteriores.

4.1 EL CONCEPTO PERIGLACIAL

La primera vez que se empleó el término “periglacial” fue durante el trabajo de von Lozinski en 1909. En él analiza la desintegración de roca en montañas centrales de Rumania (French, 2007) cuyos rasgos nombró como “periglaziale facies” (French, 2018). A partir del XI Congreso Geológico de 1910 en Estocolmo se empleó formalmente el término de “zona periglacial” para señalar las condiciones climáticas y geomorfológicas de áreas periféricas a glaciares y cubiertas de hielo formados durante el Pleistoceno (Washburn (1973). Estas áreas correspondían a una franja de tundra que se extendía al sur hasta la zona de vegetación y estaba comprendida entre el límite del bosque y la línea de nieve de las zonas de montaña (French, 2007); sin embargo, en la



actualidad el término es empleado para referirse a distintas condiciones de clima frío sin considerar necesaria su cercanía con los glaciares y mantos de hielo (Humlum, 2008); así mismo, donde la acción de procesos relacionados al congelamiento y descongelamiento estacional (French, 2007), del ciclo de hielo-deshielo diario (Cruz-Ramos *et al.*, 2009) y la presencia de permafrost están presentes (Slaymaker, 2011), aunque no es estricta su presencia (Washburn, 1973, French, 2007, 2018). No obstante a la presencia continua de temperaturas frías, factores como la humedad y la litología de la zona pueden determinar la clara presencia de estos procesos mientras que en otras pueden no estar presentes; esto es originado principalmente por la respuesta de la acción hielo-deshielo en distintos tipos de roca (French, 2007). De acuerdo con este autor, existen dos criterios para determinar una región periglacial. El primero de ellos señala los ciclos de congelamiento y deshielo del suelo; el segundo indica la presencia de suelo permanentemente congelado o permafrost, al mismo tiempo éste último es el elemento dominante del ambiente periglacial, aunque como se mencionó, no es estricta su presencia. No obstante, en algunas regiones como Sudamérica el concepto sí requiere de su existencia. Para el caso de México, podemos considerar como periglacial al entorno con presencia de ciclos de congelamiento y descongelamiento, diurno y estacional, generalmente ocurridos por arriba de la línea de bosque (~4,000 m snm), en la que la existencia de permafrost puede o no estar presente.

Las respuestas físicas asociadas a la acción del congelamiento en ambientes fríos no glaciológicos son llamadas procesos periglaciares que incluyen la extrusión criogénica, la selección por congelamiento, la crioclastia, la crioturbación y el desarrollo de criotexturas, crioestructuras (Washburn, 1973), así como fábricas criogénicas (Trombotto *et al.*, 2014). Entre los procesos más comunes, adicionales a la formación de permafrost, está la presencia de glaciares rocosos, conformación de suelos ordenados y polígonos, pingos, termokarst, lagos de deshielo, depresiones irregulares, levantamiento por congelamiento,



presencia de agujas de hielo en el subsuelo, solifluxión y conos de talud (Trombotto y Ahumada, 2005); así como la meteorización criogénica en la roca que conduce a su gelifracción formando depósitos de escombros angulares al pie de paredes rocosas. Estas geofomas y procesos son descritos y señalados en el apartado de resultados del trabajo.

Delimitar un ambiente donde se presenten estos procesos periglaciares y definirlo como área o región tal como lo señaló en principio Lozinski pudiera no ser adecuado ya que de acuerdo con French (2007, 2018), sus límites pudieran no estar claros o ser inexistentes; por tal razón, el autor se refiere a periglacial como zonas de clima frío no glacial con presencia, en mayor o menor medida, de nieve, congelamiento permanente o estacional y los resultados que de esta mecánica se derivan y que se mencionan con Trombotto *et al.*, (2014). Para comprender su mecánica se debe recurrir a la geocriología, que es la ciencia que estudia los procesos derivados del ciclo congelamiento-descongelamiento (Trombotto, 1998).

4.2 EL CONCEPTO DE PERMAFROST

Existen variantes en las definiciones de permafrost en algunos países (Yoshikawa, 2013); sin embargo, la idea primordial entorno a sus características es muy similar y el factor físico que lo define (temperatura) es común entre ellos. Siemon W. Muller, en reconocimiento a su trabajo y aportación sobre el tema en Alaska y Canadá es conocido como el padre de la ciencia de permafrost en América del norte. Durante sus trabajos Muller (1943) hace referencia a cierto espesor de suelo, depósito o lecho de roca por debajo de la superficie cuya temperatura ha permanecido bajo el punto de congelamiento continuo durante miles de años al que llamó "suelo permanentemente congelado" que depende exclusivamente de la temperatura, independientemente de su dureza, textura, contenido de agua o característica litológica (Ray, 1951); sin embargo consideró que el término era demasiado largo y ostentoso, por lo que sugirió



llamarlo sencillamente “permafrost”. En Canadá Jenness (1949) se refiere al suelo congelado permanentemente donde la TMAA cerca de la superficie es inferior a 0°C.

Para 1960 el Cuerpo de Ingenieros de Estados Unidos se refiere a los suelos o materiales superiores de la litósfera que se encuentran en congelamiento permanente durante dos a tres años, definición adoptada después por Corte (1983) para la región de Sudamérica. Ya para el año de 1969 el Instituto Geológico de Estados Unidos lo cita como el elemento basado exclusivamente en la temperatura, cuyo suelo o roca con o sin humedad o materia orgánica permanece por debajo de 0°C durante dos o más años (Ferrians *et al.*, 1969). Al parecer hasta hace poco no existía un consenso claro o preciso en la temporalidad requerida para el fenómeno ya que Williams y Smith (1989) definen al permafrost como “suelo que permanece congelado durante más de un año”. Una vez creada la Asociación Internacional de Permafrost (IPA, por sus siglas en inglés) en 1983 fomenta el glosario terminológico que ha prevalecido hasta entonces donde lo define como “suelo o roca que permanece por debajo de los 0°C por lo menos durante dos años”. Aquí hace referencia también como su sinónimo de “suelo permanentemente criótico” (Permafrost Subcommittee, 1988) con la misma conceptualización que mencionaría French (2007) años más tarde, señalando una definición más precisa al considerar la diferencia entre la temperatura y el estado del permafrost; contrastando con Muller (1943), menciona que el permafrost no es estrictamente necesario que sea un “suelo permanentemente congelado” debido a que si existe presencia de agua, por cuestiones químicas o dinámicas, aún por debajo de los 0°C ésta puede permanecer en estado líquido; por lo que asume que un suelo independientemente del contenido de agua o hielo por debajo del punto de congelación debe ser llamado “suelo permanentemente criótico”. En cuanto al permafrost sin presencia de hielo lo menciona como “permafrost seco” (French, 2007, 2018).



Una vez precisada la temporalidad mínima necesaria, al menos para el continente Americano, diversos autores (por ejemplo Trombotto *et al.*, 2014) lo definen como suelo o roca que incluye hielo y materia orgánica que se encuentra bajo 0°C al menos durante dos años, y que de acuerdo con Osterkamp y Jorgenson (2009) consiste de una capa superior en la superficie que se congela y descongela cada año por encima del suelo congelado.

Para nuestro caso de estudio asumimos la conceptualización mayormente consensada a escala global que se deriva de IPA y que considera cualquier material de la litósfera que esté bajo condiciones de congelamiento al menos durante dos años continuos con su correspondiente capa activa; puesto que al ser la temperatura el principal factor determinante, ésta afecta sin distinción cualquier elemento terrestre en función de su conductividad térmica.

De acuerdo con la terminología más reciente publicada por Trombotto *et al.*, (2014), con base en las características de su distribución, el permafrost puede ser dividido en:

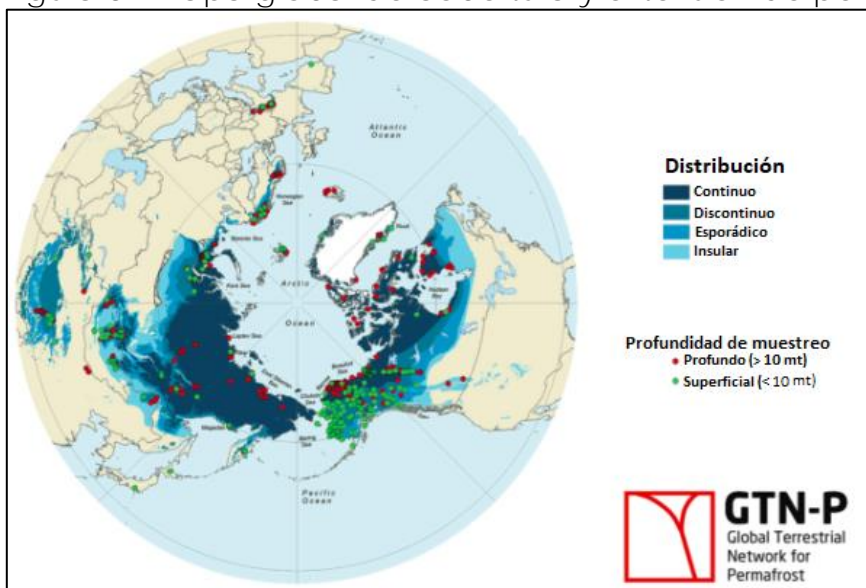
- * Permafrost continuo. Se encuentra por debajo de superficies donde más del 90% del suelo lo presenta de manera regular; se localiza principalmente en las regiones árticas y antárticas.
- * Permafrost discontinuo. Corresponde a superficies cubiertas con un 35 a 90% de permafrost y se localiza entre el límite del permafrost continuo y el esporádico.
- * Permafrost esporádico. Se considera una cubierta de permafrost con rango de 10 al 35% de su superficie donde la mayor parte del terreno no congelado lo rodea.
- * Permafrost insular. Son extensiones menores al 10% de suelos con permafrost que poseen una extensión limitada, rodeadas completamente por suelo no congelado que separa considerablemente una porción congelada de otra.



Aunque los conceptos anteriores explican la distribución global del permafrost, en el caso de zonas montañosas es considerado como “permafrost de montaña” (Trombotto, 2000) debido principalmente a la heterogeneidad del relieve y a los microclimas que se presentan, lo que condiciona la presencia de porciones aisladas y discontinuas de suelo congelado.

A pesar de tratarse de zonas que no competen estrictamente en los intereses de este trabajo, se considera oportuno señalar que a la distribución anterior habría que anexarle las áreas de permafrost oceánico que se ubican mayormente en las costas de Siberia bañadas por el Océano Ártico (Rachold *et al.*, 2007) y las pequeñas porciones del norte de Alaska. La figura 8 señala la distribución espacial a escala global de ese elemento.

Figura 8. Mapa global de cobertura y extensión de permafrost.



Fuente: Tomado y modificado de Global Terrestrial Network for Permafrost; Brown *et al.*, (2008).

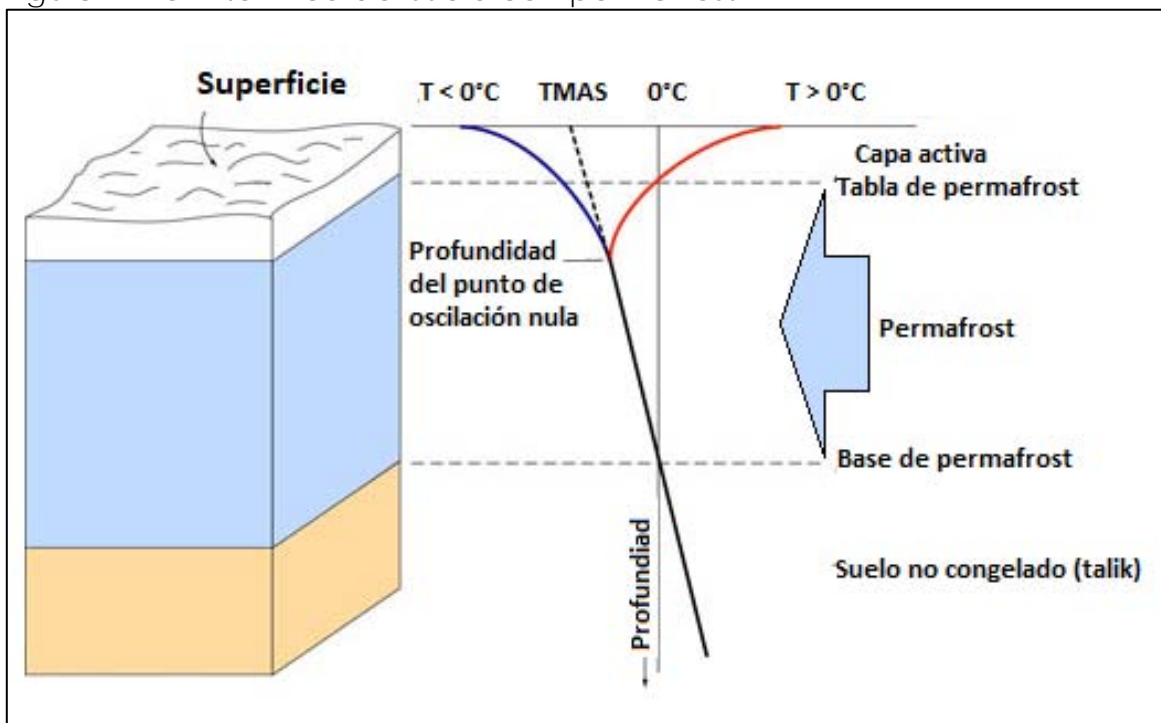
En general no existen diferencias del permafrost ártico con el de montaña aunque en este último caso la zonificación está dada principalmente por la altitud. Debido a que su presencia obedece a grandes altitudes de regiones montañosas, su nombre está dado en función a la zona de su estudio; para el caso del



centro de Europa es conocido como “permafrost alpino”, en Sudamérica está referido como “permafrost andino” y la región del Tíbet lo conoce como “permafrost de altiplanicie”. Su distribución en la montaña está dada además de la altitud, por las características del relieve como el ángulo de las pendientes y su orientación, así como de las sombras y la cobertura de nieve; por lo que su presencia es de inicio esporádica y aislada como ha señalado Trombotto (2000).

Para todos los casos presenciales de permafrost, la figura 9 señala el perfil hipotético de distribución de la temperatura.

Figura 1 Perfil térmico del suelo con permafrost.



Fuente: Tomado y modificado de Noetzli y Gruber (2005).

En la figura 9 se correlaciona el perfil de temperatura media del suelo con su estructura vertical. La curva de color rojo representa el período más cálido del año o temperatura media veraniega del suelo (TMVS) que tiende a disminuir conforme a la profundidad; la curva en color azul representa el período anual más frío o temperatura media invernal del suelo (TMIS) y su valor



se torna más cálido hacia lo profundo del perfil. A la altura donde la TMVS cruza el punto de congelamiento (0°C) se le conoce como el límite inferior de la capa activa la cual se congela en invierno y se descongela en el verano; su espesor está indicado de acuerdo al momento de su intersección con la línea correspondiente a 0°C . Por debajo de la capa activa la TMVS y la TMIS se unen en el rango de temperaturas negativas sin que exista oscilación térmica entre ellas a lo largo del año lo que representa el permafrost, y su profundidad está limitada por el calor geotérmico principalmente; al punto donde la línea de temperatura cruza hacia valores positivos se le conoce como la base del permafrost que marca el límite de su espesor ya que por debajo de esta existe suelo no congelado o talik (Permafrost Subcommittee, 1988).

Como respuesta al grado de exposición de temperaturas bajas, por generalidad existe una relación inversa entre el espesor de la capa activa y la profundidad de la base del permafrost; es decir, entre más grueso sea el espesor del permafrost, más delgada es su capa activa. En Alaska la capa activa posee un espesor medio de entre 40 y 100 cm con una profundidad de la base de permafrost que puede llegar hasta los 600 metros en Prudhoe Bay. Más específicamente, en la zona de Barrow presenta una capa activa de ~40 cm y la profundidad de la base de permafrost es de ~400 mt; en Fairbanks la capa activa es del orden de ~60 cm de grosor y el espesor del permafrost alcanza los ~80 mt (Yoshikawa, 2013). Por otra parte, en la región andina de Mendoza, Argentina, en una porción del glaciar de escombros Morrenas Coloradas (Balcón I) a 3,560 msnm la capa activa alcanza una profundidad superior a 7 m (Trombotto Liaudat *et al.*, 2014) mientras que la base del permafrost en el área se ubica a ~50 mt (Trombotto y Borzotta, 2009). El espesor de la capa activa suele variar de un año a otro debido a variables físicas y químicas; sin embargo, si el equilibrio térmico del permafrost se rompe por el aumento de la temperatura ésta aumenta su espesor de manera constante mientras la temperatura del aire aumente



(Trombotto, 2007; Trombotto y Borzotta, 2009; Trombotto *et al.*, 2014).

Finalmente, en cuanto a los modelos probabilísticos para determinar la presencia de permafrost, Serrano *et al.*, (2009) lo consideran como:

- * Permafrost probable. Cuando existen las condiciones de temperatura favorables que pueden corroborarse mediante evidencias físicas claras.
- * Permafrost posible. Cuando las condiciones de temperatura son las favorables pero no existen evidencias morfométricas precisas.

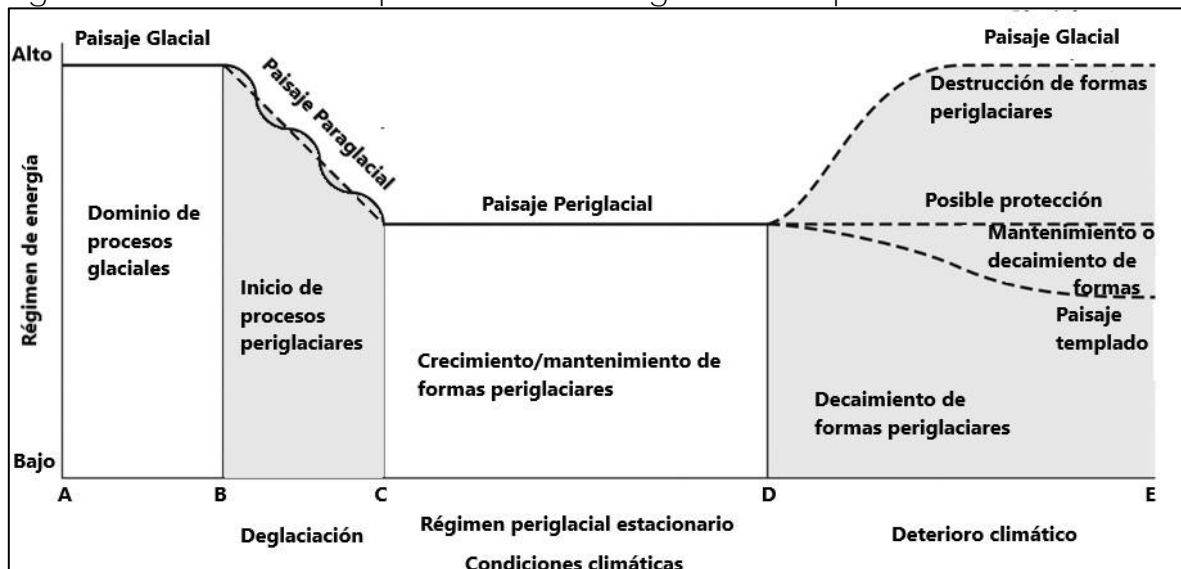
4.3 DOMINIO GLACIAR Y PERIGLACAR, UNA RELACIÓN ESTRECHA

La relación entre la dinámica de los glaciares y el ambiente periglacial es muy fuerte y notoria. En muchos de los casos el paisaje periglacial es el resultado inmediato de la evolución glacial. Incluso desde una perspectiva metodológica, algunos autores (González-Martín, 1986) consideran infructuoso analizar los procesos periglaciares de manera independiente a las manifestaciones glaciares. De acuerdo con French (2007), la retirada de los glaciares dan pie a la formación y el desarrollo de condiciones periglaciares donde la temperatura se convierte en el principal factor de un clima frío no glaciar con constantes ciclos de hielo-deshielo. Esta evolución de la temperatura y sus subsecuentes ciclos de helada y descongelamiento dan como resultado los procesos crióticos que caracterizan la geomorfología del paisaje periglacial (Péwé, 1969). Washburn (1979) por su parte, hace hincapié en los ambientes periglaciales los procesos están relacionados con climas fríos e intensos congelamientos sin considerar la edad o la cercanía de los glaciares.



Por lo señalado con anterioridad, la relación principal entre ambos paisajes puede darse en función del tiempo. La transición de glacial a periglacial y viceversa ha de pasar forzosamente por la etapa paraglacial, una fase de transición marcada por períodos de desequilibrio e inestabilidad (figura 10). Esta transición ha sido conducida por los ciclos de avance y retroceso del Pleistoceno. Dado que el dominio periglacial actual incluye las zonas adyacentes a las cubiertas glaciares recientes, y debido a que recién surgieron a partir de la retracción glacial, se puede decir que no se encuentran en equilibrio geomorfológico (French, 2007, 2018).

Figura 10. Relación temporal Glaciar-Periglacial-Templado.



A a B: Glaciación; B a C: Desglaciación; C a D: Equilibrio Periglacial; D a E: Mejoría climática. Fuente: Tomado y modificado de Thorn and Loewenherz (1987).

No obstante lo anterior, el paisaje periglacial puede también surgir sin necesidad de glaciaciones previas como consecuencia de bajos índices de precipitación. Como ejemplo French (2007) señala las planicies de Beaufort al noroeste de Canadá que están sujetas a fuertes condiciones periglaciares producto de sus bajas temperaturas, pero al menos durante el Pleistoceno estuvieron libres de hielo. De manera similar ocurre en regiones andinas,



donde la presencia de glaciares rocosos en ambientes mayormente secos es característico (Arenson y Jacob, 2010).

Como se señaló previamente, el dominio periglacial puede evolucionar a partir de una morfología glacial previa; particularmente cuando se habla de morrenas terminales, resultado del empuje del hielo glacial al tiempo que alcanza su mayor avance; durante ese desplazamiento y acarreo de sedimentos de roca basal también quedan atrapadas porciones de hielo fracturado y segregado; por esta razón durante el retroceso del cuerpo glacial muchas de estas morrenas conservan entre los sedimentos un alto contenido de hielo. Al replegarse el hielo la dinámica periglacial se vuelve intensa, produciendo derrubios que sepultan el hielo frontal a la línea de fusión y pueden dar pie a la génesis de un glaciar rocoso (Pellicer *et al.*, 2004). A este respecto, Corte (1983) menciona el glaciar de escombros El Salto originado a partir de hielo glacial sepultado y enriquecido por hielo de segregación, y el Tres Dedos formado a partir de la fusión glacial. Por su parte, Gómez-Ortiz *et al.*, (2013) señalan diversos glaciares rocosos desarrollados a partir de formaciones morrénicas en la Sierra Nevada de España y que evolucionaron inmediatamente después de la deglaciación de los valles. Circunstancias similares son señaladas por Lugon *et al.*, (2004) en los Pirineos centrales españoles, vinculando los glaciares de escombros analizados con los depósitos de morrenas de empuje; los autores sugieren que el hielo glacial de la zona en algunas ocasiones suele estar preservado en el interior de los glaciares rocosos; sin embargo la heterogeneidad en la preservación del hielo entre un sitio y otro está dada por los distintos y en algunos casos complejos patrones de hielo residual una vez que el glaciar se ha retraído.

Las zonas adyacentes a los límites glaciares continuamente se ven beneficiadas por los escurrimientos del deshielo los cuales se introducen en el sustrato de suelo o roca y entonces se produce su recongelamiento diurno y estacional o en el mejor de los casos,



si las condiciones son favorables puede formar parte del incremento de la capa de permafrost.

Por otra parte, la interacción entre los dos elementos puede también estar dada por consecuencias evolutivas opuestas entre sí. En el periodo de 1969 al 2012, producto del deshielo glaciar en los Alpes austriacos, Otto y Keusching (2014) muestran zonas en las que el permafrost aumentó a más del doble, pasando de 0.5 a 1.1 km²; según Pellicer y Echeverría (2004), se podría hablar de una relación inversa, ya que mientras se retrae el hielo glaciar aumenta la franja periglacial. Por otro lado, a pesar de que la mayor parte del permafrost de alta montaña se localice cerca de los márgenes de los glaciares debido principalmente a que comparten temperaturas relativamente similares, la principal diferencia entre estos elementos criosféricos radica en que mientras el hielo glaciar responde de manera casi inmediata y evidente a las fluctuaciones térmicas, el permafrost lo hace de manera más retardada y no visible (Otto y Keusching, 2014). La correspondencia en el régimen térmico entre un elemento y otro está enfatizada por Haeberli y Gruber (2008) que hacen constar que diversas líneas de equilibrio en glaciares de los Alpes europeos están ubicadas dentro de las zonas con presencia de permafrost, mostrando aquí que los glaciares de mediana latitud y el permafrost tienen en común un régimen de temperatura muy parecido.

De manera particular, la correspondencia glacial-periglacial en el Citlaltépetl está dada por la cercanía entre ambos entornos. El balance de energía calculado por Ontiveros-González et al., (2015) sugiere que la radiación neta es el principal responsable en el rápido retroceso de su glaciar. El agua producto de su fusión fluye bajo la pendiente no sin antes saturar el suelo y parte de esta introducirse entre sedimentos finos y escombros, generando así una fuerte dinámica de congelamiento y descongelamiento en los primeros centenares de metros por debajo de la zona de ablación; como consecuencia, genera un acelerado índice de fragmentación por crioclastia en las



paredes de los remanentes de fases de evolución previas en el edificio; dando pie a la creación de geoformas por el depósito y rodamiento de esos fragmentos de roca al pie de laderas pronunciadas como los Protalus Rampart (Ballantyne, 1986) y talus de escombros, algunos de estos últimos pueden haber sepultado porciones de hielo abandonado durante el retroceso glaciar. Así mismo, la retracción de la línea de hielo a partir de mediados de la década de 1970 debió haber dejado posiblemente una franja altitudinal de por lo menos 350 metros de permafrost por debajo del límite actual el cual podría ser considerado como reciente.

Finalmente, bajo el mismo criterio se puede asumir que la retracción glaciar ocurrida durante el UMG cuyos vestigios indican haber alcanzado cotas cercanas a los 3,200 msnm en el volcán, estas zonas hoy cubiertas por densa vegetación conífera, arbustiva y de pastizales, incluso de especies comestibles como el maíz y la papa deben contar con elementos periglaciares de un paisaje hoy en día muy evolucionado, convirtiéndose en lo que French llama como un entorno ya templado. Estas huellas periglaciares relictas de hace por lo menos 20 ma debieron ser alteradas o destruidas por las actividades agrícolas de la región y también por la dinámica pluvial.

4.4 EL CLIMA PERIGLACIAR

Se señaló anteriormente que los límites de las zonas periglaciales pueden ser arbitrarios (French, 2007); este autor las define en función de la acción del congelamiento como aquellas donde la temperatura media anual del aire (TMAA) es menor a 3°C; sin embargo, al respecto no existe un consenso global ya que otros autores difieren con base en los procesos derivados tales como la solifluxión y las criofomas del tipo de suelos ordenados en las islas Faerör, por ejemplo, con una TMAA de 6.5°C (Trombotto y Ahumada, 2005) que a pesar de su TMAA deben contener permafrost (Trombotto *et al.*, 2014).



Al igual que como sucede en cualquier otra parte del mundo, el clima del entorno periglacial, al menos en lo que respecta a la temperatura, está dado principalmente por la incidencia de la radiación solar en la superficie, la cual varía en función de la latitud o de la orientación y la pendiente de una ladera, así como la elevación del terreno. Para el caso de tierras planas de alta latitud como Alaska, norte de Canadá y Siberia, el ángulo de incidencia de la radiación ocasionado por la esfericidad terrestre provoca que esta sea repartida en una superficie mayor, contrario al Ecuador donde incide perpendicularmente, provocando así una diferencia de energía recibida por igual unidad de área; esto ocasiona a escala global que la temperatura presente una curva constante que disminuye desde el Ecuador conforme se aproxima a los polos (Corte, 1983). En el caso de montañas, la inclinación de las pendientes ocasiona cierta semejanza con lo que sucede en altas latitudes, aunque aquí habría que considerar otro factor que corresponde al espesor de la atmósfera y la presión que ejerce por encima del lugar. Sin embargo, para todos los casos la temperatura del aire de cualquier lugar está dada en principio por el balance de energía superficial del suelo el cual es calentado por la radiación neta solar de onda corta; en menor medida es afectada por el intercambio de procesos atmosféricos de sitios adyacentes, presencia de vegetación, humedad, así como por las propiedades termo-conductoras del material del subsuelo (Williams y Smith, 1989; Arya, 2001). La temperatura superficial del suelo adquiere una estrecha correlación con la temperatura del aire debido precisamente a ese balance energético (Islam *et al.*, 2015). La superficie caliente irradia energía calorífica de onda larga calentando la capa límite atmosférica, en menor medida la superficie de contacto con el suelo es calentada por conducción; los procesos de convección y advección, si bien no son mecanismos directos de transferencia de calor entre el suelo y el aire, funcionan para equilibrar la temperatura entre masas.

Debido a que la temperatura del aire en la parte baja atmosférica depende del calor que le transmite el suelo y de la



estrecha correlación existente entre ambos elementos, resulta relativamente sencillo suponer una zona periglacial en función de los registros de temperatura media anual que posea, asumiendo que una región con TMAA de 3°C como lo señala French (2007) debiera presentar durante el año suficiente número de días con temperatura constante inferior a 0°C y aún más días con ciclos de hielo-deshielo generando los patrones geomorfológicos y procesos característicos del ambiente periglacial. Resulta necesario considerar sin embargo los factores de humedad y más aún de litología ya que estos pueden marcar diferencias muy significativas, diferenciando un sitio con geformas bien definidas de otro donde pudieran no estar presentes o no ser del todo claras aún con los mismos índices térmicos, debido a que los distintos tipos de roca responden de diferente manera ante los ciclos de helada (Santos-González, 2011). Los materiales del subsuelo que están sujetos a distintos grados de congelamiento suelen ir desde profundidades de algunos metros de espesor en la mayor parte de superficies con permafrost hasta profundidades mayores a 1,000 metros en ciertas áreas limitadas; es sin embargo mucho mayor la extensión con superficies que experimentan ciclos cortos de congelamiento en la parte más superficial del suelo (Williams y Smith, 1989).

De acuerdo a French (2007, 2018), existen cuatro tipos de clima periglacial que están basados conforme a la elevación, insolación y la temperatura:

1. Clima ártico circumpolar. Se encuentra en latitudes polares con débil oscilación térmica diurna y fuerte oscilación estacional; p. ej. Spitsbergen y Sachs Harbour, a 78 y 72° de latitud norte respectivamente.
2. Clima continental. Se localiza en zonas sub-árticas con una oscilación térmica diurna reducida pero anual muy extrema; p. ej. Yakutsk y Dawson City a 62 y 64° de latitud norte respectivamente.



3. Clima alpino. Se ubica en ambientes de montaña de mediana latitud con variación térmica diaria y anual bien marcadas; p. ej. Niwot Ridge y Sonnblick, a 40 y 47° respectivamente.
4. Clima de baja oscilación anual. Posee dos tipos azonales: A) de islas subárticas; p. ej. Jan Mayen y South Georgia a 71 y 54°S respectivamente. B) de montañas de baja latitud; p. ej. El Mitsi y el Mauna Keau, a 16 y 20° latitud norte respectivamente.

Otros dos tipos de clima los señala de manera específica y puntual; el primero en la Altiplanicie Tibetana, de gran elevación y baja latitud con marcado índice de oscilación diurna y estacional; p. ej. Fenghuo Shan a 34° norte. El segundo en las áreas libres de glaciares del continente Antártico con intenso frío y marcada aridez. La tabla 5, modificada de French (2007), muestra los valores anuales de temperatura y precipitación para las zonas mencionadas arriba:

Tabla 5. Resumen climatológico.

Clima	Lugar	Latitud	TMAA (°C)	Oscilación Anual	Precipitación (mm)
<i>Ártico circumpolar</i>	Spitsbergen	78°N	-8	25	298
	Sachs Harbour	72°N	-14	36	93
<i>Continental</i>	Yakutsk	62°N	-10	62	247
	Dawson City	64°N	-5	45	343
<i>Alpino</i>	Niwot Ridge	39°N	-3	22	1021
	Sonnblick	47°N	-7	15	1638
<i>Baja oscilación anual</i>	Jan Mayen	71°N	0	7	1309
	South Georgia	54°S	2	8	365
<i>Altiplanicie tibetana</i>	Fenhuo Shan	34°N	-6	23	345
<i>Antártica</i>	Inexpressible Island	74°S	-18	19	N/A

Fuente: Tomado y modificado de French (2007, 2018).

Con base en la climatología indicada por French (2007) para diversos sitios con ambiente periglaciario de los cuales algunos han sido mencionados arriba, es posible señalar cuantitativamente los



días completos con temperatura constante inferior a 0°C, mayor a 0°C, así como los días con presencia de ciclos hielo-deshielo durante el año:

Tabla 6. Número de días al año con condiciones de hielo y deshielo.

Sitio	Latitud	Altitud msnm	Días T < 0°C	Días T >0°C	Días Hielo- Deshielo
<i>Spitsbergen</i>	78°N	7	215	91	59
<i>Yakutsk</i>	62°N	108	197	126	42
<i>Sonnblick</i>	47°N	3,060	267	35	63
<i>Tuktoyaktuk</i>	69°N	>10	214	108	43
<i>Fenghuo</i>					
<i>Shan, Tíbet</i>	34°N	4,800	0	11	354
<i>El Misti, Perú</i>	16°S	4,760	0	27	337
<i>Summit</i>					
<i>Station, Perú</i>	16°S	5,850	0	323	42
<i>Kerguelen</i>					
<i>Island, South</i>					
<i>Atlantic</i>	49°S	0	20	225	120

Fuente: Elaboración propia con Información obtenida de French (2007).

De la tabla anterior se puede observar que a mayor latitud son más frecuentes los días con temperatura continua por debajo del punto de congelación a lo largo del año, no obstante *Sonnblick*, que si bien se encuentra a una latitud media, pertenece a la región de los Alpes austriacos ubicado a 3,060 msnm; aquí la suma de los factores latitud y altitud propicia que registre el mayor número de días helados del grupo. La región del Tíbet, apenas 10° por arriba del límite tropical no registra días completos con temperatura por debajo de los 0°C, pero a la vez son muy pocos los días en los que excede el punto de congelación, esto significa que la media diaria debe permanecer muy cerca de los 0°C por lo que prácticamente todo el año presenta ciclos de congelamiento y deshielo. En la zona tropical de Perú, no permite registrar días de temperatura continua congelante, pero a 4,760 msnm sucede algo similar al Tíbet con casi todo el año de ciclos hielo-deshielo; en la cima del monte Misti, a 5,850 msnm la temperatura debe permanecer de manera casi constante apenas por arriba del punto de congelación la mayor parte del año, registrando apenas 42 días con ciclos de congelamiento y



deshielo. Por último, es probable que en el caso de Kerguelen Island las corrientes oceánicas jueguen un papel importante en su climatología, ya que a pesar de encontrarse aun dentro de una latitud media y estar ubicada a nivel del mar, registre 20 días de temperatura constante por debajo de 0°C y el equivalente a cuatro meses de ciclos de hielo-deshielo. Es notoria y justificable la presencia de permafrost al menos para Spitsbergen, Yakustk, Sonnblick y Tuktoyaktuk debido a que el número de días helados en la mayoría de los casos supera por mucho el número de días con temperaturas positivas manteniéndolo en relativo balance con el entorno.

Lo anterior pone de manifiesto la estrecha relación suelo-aire en cuestiones de temperatura; enfatiza también que la frecuencia de los días con temperatura constante de congelamiento y el número de ciclos congelamiento y descongelamiento durante el año son determinantes para crear las geoformas y procesos, en algunas litologías más que otras, que caracterizan el paisaje periglacial (Washburn, 1979).

4.5 AMBIENTE PERIGLACIAR ACTUAL Y LA HERENCIA DE UN CLIMA MÁS FRIO

Se ha visto que la temperatura media anual del aire de apenas unos grados por encima de cero con sus consecuentes ciclos diurnos de hielo-deshielo condiciona diversos procesos periglaciares a distintas latitudes, aunque para mantenerse, el permafrost requiere de temperaturas negativas la mayor parte del tiempo. Muchos de estos procesos han sido creados en principio cuando las condiciones climáticas eran más frías de lo que se presentan hoy en día; al menos así está indicado para elementos y procesos como el permafrost y los glaciares de escombros, entre otros, cuya formación y evolución requiere de decenas, cientos o incluso miles de años de condiciones criogénicas continuas. Existen sin embargo algunos tipos de criofomas y procesos que no requieren tanto tiempo o pueden generarse incluso durante el lapso de algunas horas; entre los más



comunes está la formación de agujas de hielo que puede presentarse durante la helada nocturna y algunos tipos de crioturbación pueden ocurrir en horas, días o meses.

De manera análoga a la presencia de glaciares en la Tierra a través de su historia, la existencia del permafrost data de por lo menos 600 millones de años AP (Tarling, 1980). La mayoría del permafrost presente en la actualidad tiene una edad de varios miles de años y se formó durante el UMG del Pleistoceno (Street y Melnikov, 1990; French, 2007). Dadas las condiciones de máximo enfriamiento alcanzado durante el UMG, Vanderberghe *et al.*, (2014) se refieren al periodo entre 25 a 17 mil años AP como el "Último Máximo de Permafrost" debido a que su extensión debió alcanzar su mayor nivel hasta la actualidad y no necesariamente coincidió con el máximo nivel de hielo glaciar durante el UMG. En aquél periodo, considerando una altitud a partir de 1,000 msnm, la cubierta de permafrost continental alcanzó los 35° de latitud norte en América, recorrió el paralelo 45° N desde el norte de España hasta la región del Tíbet donde descendió hasta el norte de la India; en Asia alcanzó la frontera entre China y Corea del Norte. Con base en lo anterior, se supone que regiones del planeta con las mismas características topográficas pero ubicadas más al sur de la línea de permafrost debieron poseer algún tipo de proceso periglacial relacionado con los ciclos de congelamiento y deshielo estacional y diurno.

En regiones circumpolares del sur, particularmente las islas Malvinas o Falklands (51-52°S) con un clima que activa procesos criogénicos sólo en las cimas de sus montañas, Hall (2002) señala depósitos de soliflucción que han sido datados a periodos del final del Pleistoceno. De igual manera, Clark (1972) menciona que los pingos existentes en el lugar son producto del permafrost generado durante el mismo periodo. Ferrians (1994) afirma, que si bien la parte superior del permafrost responde relativamente rápido a la variación de temperatura, se requieren miles de años para afectar la base de los suelos congelados de gran grosor; por tal razón supone que el actual espesor y la extensión de



permafrost de Alaska por ejemplo, refleja condiciones térmicas ancestrales.

Circunstancias similares se encuentran en latitudes menores, ya que evidencias encontradas en la cordillera montañosa del noroeste de Argentina señalan que los escenarios presentes en la actualidad fueron determinados por la variación climática del final del Pleistoceno y principios del Holoceno (Ahumada, 2002); de acuerdo con la autora, durante el Último Máximo Glacial su dinámica periglacial descendió entre 700 y 1000 metros por debajo del límite actual. Lo anterior es enfatizado por Zipprich *et al.*, (1998) quienes identificaron en la misma región tres generaciones de glaciares rocosos que datan del año 27980 ± 190 AP, algunos de ellos activos hasta la actualidad. Por su parte, Grosso y Corte (1992) afirman que la región central de los Andes experimentó al final del Pleistoceno una amplia extensión de permafrost, y deducen que la formación de glaciares de roca, lóbulos de geliflujión y talus se llevó a cabo a inicios del Holoceno. En los andes de Mendoza, Argentina, Trombotto y Ahumada (2005) indican la presencia de permafrost aislado o esporádico en forma de glaciares rocosos que de acuerdo a los autores puede datar y haber sido más extenso durante el UMG.

Para el caso de México, en el volcán Iztaccíhuatl Lorenzo (1969a) ya había señalado la presencia de ciertas formas de suelo ordenado en algunas de las morrenas del volcán que sugiere datan de finales del Pleistoceno. Posteriormente Heine (1975, 1994a) señala que la existencia de glaciares rocosos inactivos se debió a distintas condiciones de permafrost durante el Pleistoceno y Holoceno; así mismo propone que la existencia de permafrost discontinuo pudiera haberse formado durante la Pequeña Edad de Hielo. De acuerdo con el autor, en su trabajo sobre el Citlaltépetl (Heine, 1975), es posible que la mayor parte de permafrost en el volcán se haya formado durante los avances de hielo del UMG y que esos cuerpos de hielo glacial abandonados durante la retracción debieron ser cubiertos por depósitos de escombros y ceniza depositada producto de las



últimas fases de actividad volcánica, lo cual le había permitido subsistir hasta ese entonces. Al mismo tiempo, señala que durante la PEH el permafrost pudo verse beneficiado y extenderse por encima la capa de formación previa, por lo que sugiere que éste sea mayormente relicto. También por su parte White (1986) asocia ciertos procesos periglaciares como glaciares de roca, talus y texturas del suelo para determinar las secuencias glaciares cuaternarias en el Nevado de Toluca, Malinche y Citlaltépetl. Nuevamente Heine (1994a) menciona la existencia de cuatro generaciones de glaciares rocosos inactivos en el Nevado de Toluca, tres de ellas entre el final del Pleistoceno y principios del Holoceno originados en las fases de formación de permafrost de ese periodo, argumentando que las condiciones de menor temperatura y mayor humedad de milenios AP le debieron ocasionar cierto dinamismo; la generación más reciente la coloca dentro de la PEH reiterando la posibilidad de que el permafrost discontinuo haya sido originado más recientemente. Algunos procesos y crioformas como la formación y presencia actual de montículos criogénicos, anillos de roca, glaciares de escombros y procesos de solifluxión en el Nevado de Toluca son atribuidos a los avances glaciares del final del Pleistoceno e inicios del Holoceno por Uribe y Trápaga (1996). Por todo lo anterior, con base en la estratigrafía cronológica de White (1986), Heine (1988), de Vázquez-Selem (2011) y Vázquez-Selem y Heine (2011) de los volcanes mexicanos, y de acuerdo a las temperaturas actuales, es probable que los grupos de morrenas ubicadas entre los 4,600 y 5,000 msnm posean en la actualidad algún tipo de contenido de hielo producto del empuje glacial de los avances del Pleistoceno e inicios del Holoceno, el cual debió verse favorecido hace unos cientos de años dentro de la PEH como lo sugiere Heine (1994b) para permitir aun su presencia.

Si bien es verdad que en las montañas mexicanas las condiciones actuales de la TMAA son ahora más cálidas de lo que se presentaban durante el final del Pleistoceno e inicios del Holoceno, incluso dentro del pequeño episodio de la PEH, existen



por otra parte procesos asociados a la dinámica de los ciclos diarios y estacionales de hielo-deshielo que son por su propia naturaleza de una evolución mucho más corta en función del tiempo y que se llevan a cabo de manera regular por encima del límite de bosque; por lo que se puede afirmar que el ambiente periglacial del país, al igual que en muchas otras partes, está conformado por una mezcla de elementos y procesos antiguos y vigentes.

4.6 DUALIDAD INSOLACIÓN-SUPERFICIE, UN CONTEXTO BÁSICO PARA COMPRENDER LA TEMPERATURA DEL AIRE Y DEL SUELO

4.6.1 INTERACCIÓN TÉRMICA AIRE-SUELO

El Sol determina los procesos biodinámicos que se desarrollan en la Tierra, también condiciona distintos mecanismos fisicoquímicos. Desde la perspectiva geofísica, los principales elementos que emite el Sol hacia el planeta terrestre son: el viento solar, compuesto de materia coronaria, y la energía radiante percibida en forma de luz. Mientras que el primero tiene incidencia directa con la magnetósfera y la ionósfera terrestres, el segundo regula las condiciones del tiempo atmosférico.

Los patrones de temperatura del suelo y como consecuencia del aire son regidos por la radiación solar incidente en cualquier latitud y a cualquier altitud. La mayoría de esa energía recibida por la Tierra es consumida por la dinámica atmosférica (vientos, evaporación, condensación, precipitación) y marina (corrientes oceánicas); estos fenómenos son producto del intercambio energético llevado a cabo por irradiación y convección principalmente; la otra forma de transmisión, la conducción no aplica entre la superficie y el aire ya que para esto es estrictamente necesario que el medio de propagación sea un sólido. Sin embargo, la conducción interviene al interior del subsuelo. Un factor determinante que regula en gran medida la tasa de radiación solar en la superficie del suelo es el albedo,



definido como la porción de radiación solar reflejada (Arya, 2001).

La esfericidad terrestre obliga a que en la zona ecuatorial y hasta los 35° de latitud norte y sur se concentre la mayor cantidad de energía dejando con un déficit a las regiones polares. Este gradiente energético genera flujos de energía térmica y cinética que alcanza su máximo entre los 30 y 40° de ambas latitudes en su camino hacia los polos y es el responsable de las principales dinámicas atmosférica y oceánica (Barry y Chorley, 2009). De acuerdo con parámetros globales, la parte de contacto preliminar de la radiación solar con la Tierra se da con la capa superior de la atmósfera con un valor de Constante Solar $S_0 = 1,368 \text{ W/m}^2$ según estimaciones satelitales más recientes. De ese valor inicial, 383 W/m^2 llegan directo a la superficie; la fracción que ha sido reflejada o desviada y reenviada nuevamente al suelo corresponde a 287 W/m^2 que en suma equivalen a 670 W/m^2 absorbidos por la superficie de un sitio de latitud baja.

De manera análoga a la proximidad de los polos, el flujo de energía incidente en la superficie de montaña está en función del ángulo de sus laderas así como del rumbo de las mismas. Para comprender cómo la orografía de montaña condiciona la incidencia de radiación solar en la superficie en latitudes intertropicales, la tabla 7 muestra los resultados teóricos anuales de Buffo *et al.*, (1972) corregidos y promediados de Cal/seg/cm^2 a W/hr/m^2 en laderas montañosas a 1,500 msnm ubicadas a 20° de latitud norte. Considerando que el centro del cráter del Citlaltépetl se ubica a 19.03°N estos resultados representan una referencia muy apropiada con relación a la incidencia radiativa solar con un cielo totalmente despejado.

Tabla 7. Valores de radiación solar directa (W/hr/m^2) en laderas de montaña a 20°N.

Pendiente (grados)	Orientación				
	N	NE NO	E O	SE SO	S



0	331	331	331	331	331
15	292	301	321	340	348
30	233	256	299	330	341
45	163	204	267	303	312
60	103	154	230	261	263
75	55	110	188	208	198
90	20	75	144	152	129

Fuente: Tomado y modificado de Buffo et al., (1972).

No obstante, el factor de altura juega un papel importante, debido principalmente a una atmósfera más delgada y la dispersión de las moléculas de aire, de partículas líquidas y sólidas, y por la absorción selectiva del vapor de agua entre un punto y la tropopausa (Ångström y Drummond, 1966). La suma de estos factores condiciona un incremento en la radiación a nivel de superficie del 5 a 15 por ciento por cada mil metros de altitud en latitudes medias (Bed-Raj et al., 2016).

El balance de esta energía a nivel de superficie, considerando un estado estacionario por facilidad de comprensión, está representado en su forma más simple por la ecuación:

$$R_N = H + H_L + H_G$$

Donde

R_N es la radiación neta (diferencia entre radiación entrante y saliente),

H es el flujo de calor sensible,

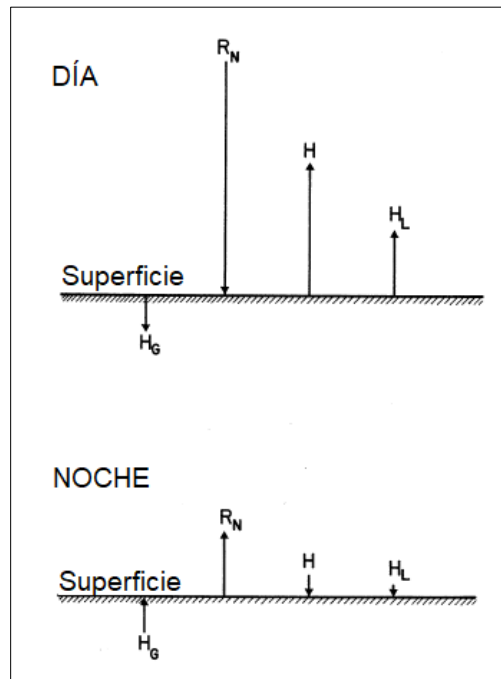
H_L es el flujo de calor latente y

H_G representa el flujo de calor en el suelo desde o hacia el submedio.

De manera esquemática lo anterior puede ser representado vectorialmente y con intensidad relativa como:



Figura 11. Representación típica de la disponibilidad de energía en la superficie.



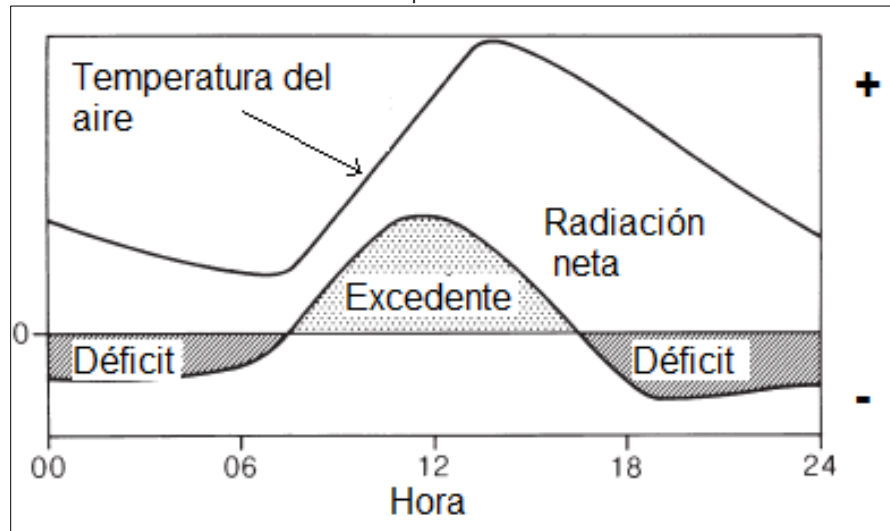
Fuente: Tomado y modificado de Arya (2001).

Al medio día se da el máximo de absorción radiativa R_N en la superficie bajo cielos despejados, y como consecuencia del máximo calentamiento alcanzado éste emite energía de onda larga calentando el aire mediante la componente H o flujo de calor sensible desde su interface con el suelo hasta ~100 metros por encima durante el día; debido al calentamiento gradual por convección la temperatura máxima diurna suele alcanzarse cerca de dos horas después del pico de R_N . A partir de este momento la temperatura del aire comienza a decrecer muy lentamente debido al calor suministrado por parte del suelo (H_G); a causa de ese retardo en la transferencia de calor desde la superficie es por lo cual la temperatura mínima suele alcanzarse justo después de la salida del sol, antes de volver a calentarse por la insolación. Un caso similar ocurre a mayor escala temporal, dando como resultado un retraso estacional y un desfase en la curva de temperatura con relación al ciclo de radiación (Barry, 2008; Barry y Chorley, 2009). Es la capacidad conductora de calor



del suelo la que determina que tan rápido suceden los cambios de temperatura diurna y estacional (Sauer y Horton, 2005).

Figura 12. Curva de radiación-temperatura.



Fuente: Tomado y modificado de Barry y Chorley (2009).

Con lo anterior se tiene entonces que la superficie terrestre irradia energía de onda larga que calienta la atmósfera, la cual, como se comentó, es consecuencia de la incidencia radiante de onda corta. Una parte de la energía reflejada por la superficie es devuelta por las nubes y gases con longitudes de onda larga que se suman al calentamiento del cual sólo una parte de energía es transferida de nuevo a la atmósfera como radiación de onda larga saliente. Lo anterior señalaría un balance positivo en la superficie, el excedente habrá de ser devuelto a la capa límite atmosférica como flujos turbulentos de calor tanto sensible como latente y la diferencia se transmite al subsuelo para ser almacenada por éste y en parte por los elementos con los que tenga contacto directo (edificaciones o plantas) (Foken, 2008), por lo que cuantitativamente el objetivo del sistema suelo-atmósfera será siempre el equilibrio térmico, compensado mediante los procesos atmosféricos previamente señalados.



4.6.2 TRANSFERENCIA DE CALOR HACIA LA ATMÓSFERA

La parte baja de la atmósfera, la tropósfera, se extiende por encima de la superficie del suelo hasta ~10,000 metros, en ella se acumula el 75% de la masa total atmosférica y es donde se desarrollan los fenómenos meteorológicos. De ésta, la capa límite planetaria o capa límite atmosférica con un espesor de alrededor de 1,000 metros en promedio, desde la perspectiva de la micrometeorología adquiere gran valor debido a que está relacionada con el intercambio de energía entre el suelo y la atmósfera propia, aunque otras opiniones prefieren limitar el intercambio energético a la capa superficial que no se extiende a más de 100 m (Arya, 2001).

Se ha comentado que en la parte más superficial de la Tierra el suelo absorbe energía proveniente de la radiación solar, y a su vez éste emite parte de esa energía como energía radiativa, por convección y advección así como por conducción interna. Una vez calentada la superficie se presenta el proceso convectivo a través de los flujos turbulentos H y H_L ; el primero de ellos generalmente en horas del mediodía cuando más caliente se encuentra la superficie y se invierte en horas de la noche. El segundo es resultado de la evaporación o condensación superficial, de las cuales la primera de ellas ocurre mayormente durante el día mientras la otra se presenta generalmente sobre superficies más frías en relación al entorno durante las horas nocturnas; por tal razón, H y H_L condicionan la distribución vertical de la temperatura en la capa límite.

Con base en Foken (2008) la convergencia o divergencia convectiva de H calienta o enfría el aire en función del gradiente vertical y está representado en W/m^2 como:

$$Q_H = -\rho c_p K_H \frac{dT}{dz} \quad (1)$$



Donde Q_H es el flujo de calor sensible, p es la densidad del aire, c_p es el calor específico a presión constante, K_H es su coeficiente de difusión turbulento y T es la temperatura.

Para el caso de H_L , este está representado en mm por la expresión:

$$Q_{H_L} = -p\lambda K_{H_L} \frac{dq}{dz} \quad (2)$$

Donde λ es el calor de evaporación del agua, K_{H_L} es su coeficiente de difusión turbulento y q es la humedad específica.

4.6.2.1 FLUJO DE CALOR EN EL SUELO

La conducción es el proceso principal de transferencia en la litósfera terrestre (Clauser y Huegnes, 1995; Arya, 2001). Lo anterior es un resultado del balance de energía entre éste y la parte baja de la capa límite atmosférica, el cual a su vez es función del balance de radiación, intercambio de humedad y la presencia de vegetación; en menor medida influye la textura del suelo creando una buena correlación térmica aire-suelo (Islam *et al.*, 2015).

La temperatura del suelo varía en profundidad. Durante el año la interface suelo-atmósfera experimenta un mayor rango de oscilación térmica diurna que puede llegar a ser de hasta 50°C en regiones desérticas y libres de nubosidad; conforme aumenta la profundidad disminuye la temperatura así como su rango de amplitud y puede quedar casi constante a profundidades de entre 10 y 15 metros (Arya, 2001; Andújar-Márquez *et al.*, 2016; Cermak y Bodri, 2016) y adquiere un valor casi semejante al de la TMAA. A partir de este límite el calor geotérmico incrementa la temperatura en el orden de ~3°C/100 metros de profundidad (Andújar-Márquez *et al.*, 2016) dependiendo de las características particulares de la roca y su conductividad, así como del manto freático. La diferencia en la capacidad



calorífica existente entre el aire y el suelo, así como la profundidad condicionan que este último experimente cambios en su temperatura mucho menores que los del aire a través del tiempo; como consecuencia ocurre un retardo estacional de su temperatura conforme aumenta la profundidad.

Como se ha mencionado, el flujo de calor en el suelo se basa principalmente en la transferencia molecular de energía y a su vez es proporcional al gradiente térmico (Holman, 1988); por esta razón durante el día sólo unas decenas de centímetros superficiales son calentados, asimismo, la capa superficial posee mayor temperatura durante el verano (Foken, 2008). En regiones de alta montaña donde la superficie está en contacto con una capa más delgada de aire, ésta no permite conservar el calor obtenido por la radiación solar en la superficie, por lo que la energía escapará más fácilmente que a nivel del mar y ocurrirá un enfriamiento de su superficie (Barry y Chorley, 2009).

Para el caso de la transferencia de calor por conducción, condicionado por la diferencia de temperatura entre medios sólidos hasta alcanzar en lo posible un estado de equilibrio térmico (Martín-Domingo, 2015), está dado por la expresión o Ley de Fourier que se señala en la literatura (Serway, 1997):

$$H = -k S \frac{dT}{dx} \quad (1)$$

Donde H es la tasa de transferencia de energía térmica transmitida, k es la conductividad térmica del material en el que se traslada la energía sea en extremos de un mismo cuerpo o por contacto directo con otros (Martín-Domingo, 2015); el signo negativo representa la dirección del flujo hacia una temperatura decreciente. S es la superficie y $\frac{dT}{dx}$ es el gradiente de temperatura T , en el flujo de calor x .

Cuando no existe un contacto directo entre dos cuerpos sólidos para transferir calor entre sí, y si se antepone entre ellos un fluido,



por ejemplo aire, interviene la Ley de enfriamiento de Newton (Barragán, 2009) que se expresa como:

$$\frac{dT}{dt} = -k(T - T_A) \quad (2)$$

Donde T_A representa la temperatura del ambiente.

4.6.2.2 PROFUNDIDAD DE PENETRACIÓN Y TIEMPO DE ARRIBO DEL FRENTE DE TEMPERATURA

De acuerdo a la ecuación del balance de energía superficial y a su representación por medio de la figura 11, la componente H_G es la de menor magnitud por lo que algunas veces suele ser ignorada sin embargo es la responsable de la transferencia de energía desde el suelo tanto en el día como en la noche (Sauer y Horton, 2005).

Para poder comprender claramente la dinámica de la radiación incidente en la superficie y el calentamiento que experimenta el suelo con el tiempo y con la profundidad, de inicio habría que especificar con detalle que el suelo posee tres componentes principales: a) el material del que está compuesto y sustancias incluidas como materia orgánica con una densidad de partículas dispersas [p_s (g/cm³)] y calor específico [c_s (cal/g⁻¹ °C⁻¹)], b) disponibilidad de humedad y c) aire entre las partículas. Con base en las consideraciones de Geiger *et al.*, (1995) el volumen representado en porcentaje de los tres elementos se expresa como v_s , v_w , y v_l respectivamente. La temperatura del suelo no sólo depende de la cantidad de energía recibida, sino de la capacidad calorífica $(pc)_m$, que anteriormente era cuantificado con la constante k ; para determinarla, de acuerdo con los procedimientos del autor que se desarrollan a continuación, habría que calcular la densidad total de la muestra (p_m) como:

$$p_m = 0.01 (v_s p_s + v_w) \quad (1)$$



Donde su valor está dado en g/cm^3 . De igual manera se calcula la capacidad térmica considerando un calor específico del agua (c_w) igual a $1 \text{ cal g}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ como:

$$(pc)_m = 0.01 (v_s p_s c_s + v_w) \quad (2)$$

Con un valor dado en $\text{cal}/\text{cm}^3 \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$. Si el suelo está libre de agua ($v_w=0$), entonces $(pc)_m$ permanece constante y se incrementa si aumenta el contenido hídrico.

Por otra parte, dado que la transferencia de calor en el suelo se da por conducción (B) entre áreas de mayor a menor temperatura (T), su variación es proporcional con la profundidad del perfil, por lo que está dada en $\text{cal cm}^{-2} \text{ seg}^{-1}$ por:

$$B = \lambda dT/dz \quad (3)$$

La constante λ , representada en $\text{cal}/\text{cm}^{-1} \text{ seg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, que controla el flujo de calor en el suelo es la conductividad térmica, y es la cantidad de energía en calorías que fluirá a través de 1 cm de una sustancia en 1 segundo cuando la diferencia de temperatura entre dos áreas sea de 1°C . A su vez, la profundidad (z) modifica la tasa de flujo de la conductividad (B) en $\text{cal}/\text{cm}^3 \text{ seg}^{-1}$ mediante:

$$\frac{dB}{dz} = (pc)_m \frac{dT}{dt} \quad (4)$$

Utilizando la ecuación 4 y ordenando se obtiene:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\lambda}{(pc)_m} \frac{d^2T}{dz^2} \quad (5)$$

La ecuación 5 estima en $^\circ\text{C}/\text{seg}^{-1}$ la relación de la variación de temperatura (T) con respecto al tiempo (t) y la profundidad (z).



El fundamento físico que condiciona los cambios de temperatura en el perfil de suelo se conoce como difusividad térmica (a) expresado en $\text{cm}^2 \text{seg}^{-1}$ como:

$$a = \frac{\lambda}{(\rho c)_m} \quad (6)$$

De este modo, se produce un ritmo de variación de temperatura en la superficie de la Tierra ($z = 0$) por variaciones diarias y anuales. El período de oscilación del ciclo de calor diario convertido en anual es por lo tanto, $t = 86,400$ segundos. La solución de la ecuación diferencial da, este caso, la siguiente relación entre las fluctuaciones diarias de temperatura s_1 y s_2 en profundidades z_1 y z_2 para un perfil de suelo de condiciones y textura similar expresado en $^{\circ}\text{C}$:

$$s_2 = s_1 \exp[(z_1 - z_2) \sqrt{\frac{\pi}{at}}] \quad (7)$$

Donde "exp" tiene su significado habitual de función exponencial ($e = 2.71828$). Si se toma por ejemplo un día en que se midió una variación s_1 de 38°C en la temperatura de la superficie ($Z_1 = 0$) de un suelo arenoso seco ($a = 0.0013 \text{ cm}^2 \text{ seg}^{-1}$). La variación de temperatura diaria en profundidad $Z_2 = 8 \text{ cm}$ funcionaría como $s_2 = 9.97^{\circ}\text{C}$. El intervalo entre los tiempos de llegada de una onda de temperatura a dos profundidades diferentes en un suelo homogéneo está dada en segundos por:

$$t_2 - t_1 = (z_1 - z_2) \frac{t}{2\pi} \sqrt{\frac{\pi}{at}} \quad (8)$$

Donde t_1 es el tiempo de llegada de la temperatura máxima o mínima en la profundidad Z_1 y t_2 corresponde al tiempo de llegada a la profundidad Z_2 . Para este caso, si la temperatura máxima en superficie fue a las 12:30 hrs, esta llegará a los 8 cm de profundidad en 18,398 segundos, es decir, a las 17:37 hrs.



Como se puede advertir, las ecuaciones (7) y (8) permiten determinar la profundidad de penetración de la temperatura superficial diaria y anual de acuerdo con los distintos tipos de sustrato considerando para esto que en ese punto la fluctuación queda reducida a 0.01 del valor de la superficie dentro de los primeros metros subsuperficiales.

4.7 TERMINOLOGÍA DE LOS PROCESOS Y GEOFORMAS PRESENTES EN LA ZONA DE ESTUDIO

❄ Con permafrost:

Protalus Rampart

Son geformas de detrito desarrollados a lo largo de una ladera por debajo de los manchones de nieve continuos; con base en Trombotto *et al.*, (2014) se asume que, por un lado, han sido formados por la acumulación de fragmentos caídos o rodados provenientes de laderas pronunciadas adyacentes (Ballantyne, 1986, 1987) y por otra parte pueden representar una fase en la evolución de un glaciar de escombros debido al contenido de hielo en su interior.

Hielo sepultado

Es una porción de hielo que se formó o ha sido depositado en la superficie y que a través del tiempo ha sido cubierto por sedimentos menores o por escombros; su origen es comúnmente por porciones de glaciar enterrado que han sido abandonadas tras su fragmentación o por bancos de nieve sepultados (Trombotto *et al.*, 2014).

Glaciar de escombros

Es un cuerpo sedimentario formado por bloques de roca y material de granulometría menor que está depositado en una pendiente o un valle y posee hielo intersticial, en lentes, intrusivo o macizo, que muestra señales de movimiento actual o pasado. Es un indicativo claro de permafrost de



montaña con alto contenido de hielo que se desplaza por reptación y deformación plástica ladera abajo. También es conocido como glaciar rocoso o litoglaciar; se pueden distinguir dos tipos según el origen del hielo contenido: Glaciogénico, cuando el hielo de su interior perteneció a cuerpos de glaciares blancos; y criogénico cuando su interior es alimentado por agua de fusión glaciar o de mantos de nieve que une por cementación criogénica los bloques de escombros que contiene (Trombotto y Ahumada, 2005; Trombotto *et al.*, 2014).

❖ Con o sin permafrost:

Gelifracción o crioclastia

Es el resultado de la ruptura y la desintegración mecánica de la roca debido a la presión hidrostática ejercida en poros y fisuras que ocasiona el agua congelada al aumentar su volumen en un 9% en relación a su estado líquido, ocasionando que la roca se rompa al superar la resistencia a la tensión. Se considera que es el proceso de meteorización erosivo más común del paisaje periglacial debido a los ciclos de congelamiento y deshielo.

84

Soliflucción y geliflucción

Es el movimiento de los depósitos sedimentarios de ladera debajo por los escurrimientos de materiales saturados por agua de derretimiento y descongelamiento. El término geliflucción es el utilizado en zonas con permafrost (Trombotto *et al.*, 2014). Es uno de los procesos más frecuentes de las regiones periglaciales, su máxima intensidad se presenta durante la primavera y el verano; otro factor que determina la intensidad es la pendiente del terreno y el porcentaje de agua contenido y disminuye con la profundidad del sustrato (Gutiérrez-Elorza, 2008).

Manchones de nieves perennes y estacionales



Son porciones menores de cobertura de nieve que pueden permanecer por un corto tiempo (estacionales) o ser permanentes cuando la influencia de sombras y la orientación norte de las laderas (en el hemisferio boreal) actúan en su favor. Se ubican en el nivel altitudinal nival con altas probabilidades de permafrost de montaña. Suelen ser catalogados como agentes erosivos o colaboradores de la criometeorización en las zonas de montaña. No suelen tener un patrón estructural definido y las zonas adyacentes a ellos reciben el agua de fusión que posteriormente se infiltra en la roca y procede a la gelifracción ante los ciclos de helada (Trombotto y Ahumada, 2005).

Hielo intrusivo

Es la formación de hielo producto del recongelamiento del agua de deshielo glaciar o de la fusión de nieve que se introduce a través de las cavidades de las paredes rocosas y de las grietas de las rocas mismas (Trombotto et al., 2014); puede ser de un volumen considerable (Lacelle et al., 2004) o estar presente en forma de fragmentos aislados y formarse en zonas de suelo con congelamiento permanente (permafrost) o estacional (French, 2007).

Levantamiento por helada y Gaps

De acuerdo con Trombotto et al., (2014) es el movimiento vertical en la superficie del terreno originado por la formación de hielo en el suelo y la expansión de su volumen en un 9% aproximadamente que a su vez es ocasionado por el congelamiento diurno o nocturno, y corresponde a uno de los procesos de crioturbación más comunes de áreas periglaciares aunque no para su formación no se requiere de la presencia de permafrost. Debido a la heterogeneidad del suelo ese proceso puede ocurrir de manera irregular y no uniforme. Los espacios que se producen entre el suelo y la roca que ha sido levantada por el congelamiento son conocidos como *gaps*.



Hielo acicular

Al igual que el levantamiento por helada y *gaps*, este elemento no requiere de permafrost para desarrollarse. Son estructuras de hielo que crecen de manera perpendicular a la superficie del suelo como respuesta al congelamiento de la humedad del terreno y ocurren con las heladas nocturnas principalmente; el rango de temperatura idóneo es de 0°C a -5°C con un gradiente de entre 0.3 a 0.5 °C/cm en el perfil (Trombotto *et al.*, 2014). La formación de agujas de hielo por debajo de los sedimentos provoca el levantamiento por congelamiento y crecimiento de hielo que es un proceso importante para erosionar los suelos, matar vegetación y ayudar a los fenómenos de soliflucción y geliflucción en capa activa (Trombotto y Ahumada, 2005).

Talus

Son acumulaciones más o menos continuas de clastos angulosos en laderas de áreas de montaña que poseen un ángulo de pendiente de 25 a 40°. Este proceso es el resultado de la desintegración de la ladera por el mecanismo de gelifración; conforme continúa el desprendimiento y la acumulación cónica de los crioclastos las paredes escarpadas continúan retrocediendo. Los clastos de menor tamaño son depositados en la parte superior de la pendiente mientras los mayores se acumulan en la parte más baja del perfil (Gutiérrez-Elorza, 2008). De acuerdo con Trombotto y Ahumada (2005) existen varios tipos dependiendo de su origen y forma: talus de desprendimiento rocoso, por caída y acumulación de crioclastos, aluviales y de avalanchas nivodentríticas, etc.

Flujos de detrito

Se trata de material suelto de tamaño superior a las arenas que fluye pendiente abajo a través de un valle, quebrada o pendiente; el proceso que lo active podría ser el descongelamiento parcial de una pendiente (Trombotto *et al.*, 2014). Estos flujos son capaces de transportar detritos de gran tamaño a grandes distancias, por lo cual pueden



iniciarse en regiones periglaciares y llegar a zonas más bajas con características distintas a las de su origen. La temporada de deshielo suele ser la que presente mayor número de desprendimientos esporádicos y repentinos y que suelen ser fortalecidos por la socavación basal (Gutiérrez-Elorza, 2008).

Vegetación circular

Son porciones de matorrales y zacatales que adquieren la característica de círculos con un diámetro que oscila entre 20 y 200 cm y que encierra sedimentos finos en su interior con una diferencia en altura en relación al material exterior. Si bien no es estricta para entornos con permafrost, son formados por el deslizamiento de masas de soliflucción o geliflucción en laderas de poca inclinación (De la Fuente, 2011).

CAPITULO V

ESTRUCTURA GENERAL DE LA METODOLOGÍA

87

El desarrollo de la investigación se ha llevado a cabo por etapas que abordan el contexto y la problemática a través de metas parciales que conducen hacia los objetivos que han sido planteados con anterioridad. Estas metas han sido logradas de manera independiente pero al mismo tiempo están ligadas unas con otras de forma secuencial y lógica para facilitar el entendimiento de los objetivos parciales y comprender claramente el resultado final. Por tal razón, los objetivos de este trabajo y las metas parciales son abordados y logrados mediante su propia metodología.

Para comprender las condiciones climáticas actuales y particularmente de la temperatura en el Citlaltépetl, en el capítulo VI se abordan los factores condicionantes de la climatología vigente en la zona de estudio y posteriormente, con base en datos de estaciones cercanas se realiza el



modelamiento cartográfico de la temperatura del aire para compararla con los datos hipotéticos sugeridos en la bibliografía revisada. Dentro del capítulo VII se revisan e identifican condiciones específicas de temperatura que favorecen los distintos ciclos de helada y deshielo mediante la obtención de registros aportados por estaciones instaladas *ad hoc*.

La presencia e identificación de crioformas y demás elementos periglaciares son abordadas dentro del mismo capítulo VII mediante actividades de campo y de gabinete que en conjunto han permitido un claro panorama de estos componentes. Para la determinación de la existencia y la extensión del permafrost se han empleado factores topográficos y de temperatura que una vez correlacionados ha sido posible señalar su zonificación y características físicas. Estos resultados se plasman en el capítulo VIII.

5.1 MÉTODO PARA EL MODELAMIENTO DE LA TEMPERATURA DEL AIRE EN SUPERFICIE DEL CONO VOLCÁNICO CON BASE EN DATOS DE ESTACIONES CLIMATOLÓGICAS CERCANAS

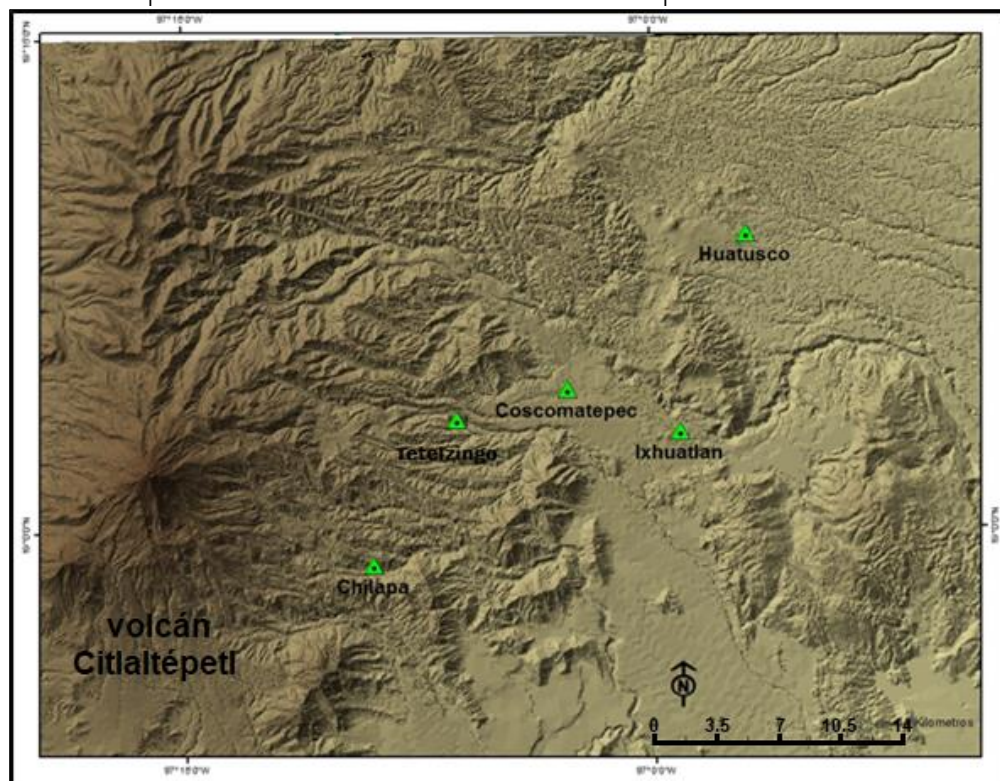
Como se comentó anteriormente, en la parte superior del cono volcánico no existen estaciones climatológicas oficiales que aporten información regular y precisa sobre los datos de temperatura ni de precipitación, y a la vez que constaten lo sugerido por García (2004) quien estimó sus datos con base en estaciones cercanas y otras más distantes como el caso de Jalapa a 70 km en línea recta del edificio volcánico. A fin de visualizar el comportamiento de la TMAA sobre el relieve del volcán considerando sus irregularidades orográficas, en este apartado se modelará cartográficamente.

Con la finalidad de estimar los valores más precisos posibles, el gradiente altitudinal se obtuvo de las estaciones climáticas más cercanas al cono y que al mismo tiempo contaran con la serie temporal más completa. Considerando que los vientos con sus



características físicas proceden del Golfo de México como se señaló previamente (Delgado-Granados, 2001; Reyes-Coca, 2002; Peresbarbosa, 2005), se consideraron cinco estaciones que se ubicaran en la vertiente oriental, las cuales se localizan a una distancia media de 22.8 km, estando la más distante a 35 km en línea recta del cráter de volcán (figura 13). Los valores obtenidos pueden ser más precisos al menos para la vertiente a barlovento, pero por los elementos señalados anteriormente pudiera existir cierto grado de error en la región catabática.

Figura 13. Mapa de estaciones seleccionadas para el cálculo del GVTT.



La tabla 8 muestra los datos generales de las estaciones utilizadas:

Tabla 8. Datos de las estaciones empleadas.

Estación	Clave	Altitud msnm	Distancia al cráter (km)	Temp Media Anual (°C)	Año de Datos continuos
Huatusco de Chicuellar	30066	1,284	35	19.6	93
Ixhuatlán	30072	1,350	29	20.2	29



Coscomatepec	30032	1,530	23	18.4	55
Tetelzingo	30181	2,216	14	10.6	22
Chilapa	30042	2,225	13	15.4	29
Promedios		1721	22.8	16.8	45.6

Fuente: elaboración propia con datos del CLICOM, SMN.

Este proceso se desarrolló en dos partes; en la primer parte, se calculó el gradiente vertical de temperatura troposférica (GVTT) de la zona mediante los datos de las cinco estaciones adyacentes; posteriormente se promediaron las TMAA de las cinco estaciones así como también su altitud para obtener una temperatura y una altitud media de la zona. La segunda parte consistió en utilizar el GVTT obtenido junto con el promedio de la temperatura media de todas las estaciones utilizadas, con la finalidad de extrapolarlo conforme a la altitud del relieve del cono volcánico. La extrapolación conforme a la altura se realizó mediante el uso de un modelo digital de elevaciones para obtener la TMAA en contacto con edificio volcánico; la alta resolución de 2 metros por pixel permite considerar con mayor precisión las características del relieve y su respectivos valores de temperatura superficial.

De acuerdo con Donn (1978) y Garduño (2004), la variación media de la temperatura del aire en la tropósfera es del orden de $-6.5^{\circ}\text{C}/1000\text{ m}$; sin embargo, es necesario calcular con precisión el GVTT de una zona de estudio (Ramos *et al*, 2008); para esto se consideró emplear la información de las cinco estaciones adyacentes ubicadas a barlovento (figura 13, tabla 8). El GVTT fue estimado mediante el método de los gradientes medianos de De Fina y Sabella (Burgos, 1965; Villalobos, 1997; Peláez-Martínez y Santamaría-Ayala, 2010). Las cinco estaciones están ubicadas a distintas altitudes y poseen un promedio de 45 años continuos de datos. La importancia del método de De Fina y Sabela se basa en que el GVTT calculado no es afectado por los valores extremos que pudieran surgir por las combinaciones entre el grupo de estaciones.



El procedimiento consistió en realizar combinaciones entre pares con las cinco estaciones que produjeron diez combinaciones posibles, esto se tradujo en igual número de gradientes. Para obtener cada uno de los gradientes se dividió la diferencia de temperatura entre la diferencia altitudinal para cada una de las combinaciones entre dos estaciones; los 10 gradientes obtenidos se numeran de mayor a menor y el promedio de los dos valores centrales (gradientes quinto y sexto) representó el gradiente mediano del conjunto que a la vez se considera es el GVTT más preciso de la zona (tabla 9).

Tabla 9. Cálculo de gradientes entre pares.

Pares	Altitud msnm		Diferencia Altitud msnm	Temperatura °C		Diferencia Temperatura °C	Gradiente °C/m	Orden Gradiente
	A	B		A	B			
Huatusco-Ixhuatlan	1284	1350	-66	19.1	20.2	-1.1	0.01666667	10
Huatusco-Coscomatepec	1284	1530	-246	19.1	18.4	0.7	-0.00284553	9
Huatusco-Tetelzingo	1284	2216	-932	19.1	10.6	8.5	-0.00912017	8
Huatusco-Chilapa	1284	2123	-839	19.1	15.6	3.5	-0.00417163	7
Ixhuatlan-Coscomatepec	1350	1530	-180	20.2	18.4	1.8	-0.01	4
Ixhuatlan-Tetelzingo	1350	2216	-866	20.2	10.6	9.6	-0.01108545	3
Ixhuatlan-Chilapa	1350	2123	-773	20.2	15.6	4.6	-0.00595084	5
Coscomatepec-Tetelzingo	1530	2216	-686	18.4	10.6	7.8	-0.01137026	2
Coscomatepec-Chilapa	1530	2123	-593	18.4	15.6	2.8	-0.00472175	6
Tetelzingo-Chilapa	2216	2123	93	10.6	15.6	-5	-0.05376344	1

Por lo tanto, el GVTT de la zona es:
$$\frac{(-0.00595084)+(-0.00472175)}{2} = -0.0053 \text{ } ^\circ \text{C/m}$$



Para el modelamiento cartográfico de la TMAA en el cono mediante el uso del MDE, la altitud y temperatura promediadas de la región del área del volcán se recurrió al método de Fries et al., (2012) mediante la ecuación:

$$T_{(x,y)} = T_{Est} + (\Gamma(Z_{(x,y)}^{MDE} - Z_{Est}))$$

Dónde:

$T_{(x,y)}$ Representa el valor de la temperatura en un punto (x, y),

T_{Est} Es la TMAA promediada de las estaciones,

Γ Es el GVTT de la zona,

$Z_{(x,y)}^{MDE}$ Es el valor en altitud de un punto (x, y) en un Modelo Digital de Elevación, y

Z_{Est} Equivale a la altitud media de las estaciones climatológicas.

5.2 MÉTODO PARA LA IDENTIFICACIÓN DE CRIOSTRUCTURAS Y PROCESOS CRIÓTICOS VISIBLES

En esta sección se describen y señalan los principales procesos y geoformas del ambiente periglacial del volcán. La identificación, señalización y caracterización de los principales elementos periglaciares visibles que están presentes en el área se llevó a cabo mediante la identificación de campo y de trabajo de gabinete. Para el primer caso se realizaron recorridos de prospección desde la zona de transición con el bosque continuo hasta el límite con el glaciar. Si bien el entorno periglacial suele traslaparse con los dominios glaciarios, para el caso del glaciar del volcán, éste es tratado en una sección independiente.

Durante la prospección, una vez detectado algún posible elemento de importancia, sus características físicas fueron comparadas con las muestras señaladas en los textos de Trombotto y Ahumada (2005) y Trombotto et al., (2014) para corroborar que se tratara del mismo tipo de elemento sugerido; una vez logrado lo anterior se georeferenció su posición, en lo



posible se cuantificaron sus dimensiones y se tomaron fotografías. Las zonas consideradas como inaccesibles, particularmente la vertiente occidental fueron analizadas mediante sensores remotos. Esta tarea consistió principalmente en el empleo de imágenes satelitales GeoEye-1 mediante la plataforma de Google Earth Pro; la característica de alta resolución de 1.65 metros por pixel en modo de color visible permitió visualizar con gran detalle las características superficiales del área para la identificación de las geoformas de interés. Tanto para las zonas inaccesibles como para la totalidad del edificio volcánico esta herramienta sirvió para visualizar y confirmar en lo posible los elementos identificados en campo.

Una vez determinadas las geoformas, se corroboró que las generalidades de estos elementos fueron coincidentes con base en las descripciones de la “Guía terminológica de la geocriología Sudamericana” de Trombotto *et. al* (2014); “Los fenómenos periglaciales” de Trombotto y Ahumada (2005) y el texto de “Geomorfología” de Gutiérrez-Elorza (2008); posteriormente se describe su ubicación y características propias encontradas.

5.3 MÉTODO PARA LA DETERMINACIÓN DE CONDICIONES TÉRMICAS PERIGLACIALES Y DE PRESENCIA DE PERMAFROST

Para comprender y determinar la presencia de permafrost se requiere de la combinación de modelos y observaciones físicas debido a la variabilidad ocasionada por la orografía del entorno, la cual tiende a ser distinta de un área a otra adyacente (Gruber y Haeberli, 2009). Esta sección se lleva a cabo mediante el trabajo de campo y de gabinete. Se pretende evidenciar y señalar la presencia de permafrost en el cono volcánico mediante un Sistema de Información Geográfica (SIG), a partir de un enfoque empírico-estadístico de variables topo-climáticas según Julián y Chueca (2004), Julián y Chueca (2005), Abramov *et al.*,(2008) y Serrano *et al.* (2009). Así mismo se tienen en cuenta las geoformas presentes en el edificio volcánico y los procesos



criogénicos asociados a las temperaturas negativas (Trombotto *et al.*, 2014).

A fin de determinar las características presenciales de permafrost, las variables a considerar son la temperatura media del aire (TMA), temperatura media del suelo (TMS) en profundidades a partir de 5 cm (interface aire-suelo) y hasta donde las características de las herramientas utilizadas para perforar el sustrato lo permiten. Con base en la profundidad alcanzada, sensores de temperatura se distribuyen de forma equidistante en el perfil. Una parte igual de importante consiste en el análisis de la incidencia de radiación solar directa ya que se ha demostrado (Hoelzle, 1996) que esta variable es la principal determinante en la presencia o ausencia de permafrost, ya que con temperaturas negativas y sombras orográficas el permafrost suele estar presente (Trombotto *et al.*, 2014). Otro parámetro a considerar es el albedo, debido a que condiciona la energía solar incidente en la superficie y a su vez determina la temperatura del suelo (Gruber y Hoelzle, 2001).

Para poder determinar los valores de insolación con mayor precisión es necesario el uso de un MDE con la más alta resolución posible (Hoelzle, 1994); para esto, se ha empleado uno con una resolución de 2 metros por pixel, dentro del cual se han considerado la orientación y pendiente de las laderas, así como las sombras orográficas. Todo lo anterior ha sido reforzado mediante la geoposición de los elementos y procesos identificados previamente.

5.3.1. TEMPERATURA DEL AIRE

Para obtener los valores de temperatura del aire en el volcán se utilizan los datos *in situ* de sensores de temperatura instalados a lo largo de la ladera norte entre la línea de bosque y el glaciar cumpliendo con los estándares de la Organización Meteorológica Mundial (OMM); las características del equipo y de su instalación son descritas en el apartado 5.3.1.4.



El periodo de datos inicia a partir de marzo del 2015 y culmina en diciembre del 2017; se tuvo especial cuidado en extraer y respaldar los datos cada tres meses en promedio para garantizar su continuidad. Posterior a la revisión de la calidad y homogeneidad de los mismos se procedió a separarlos por mes en cada uno de los años; una vez tabulados se prosiguió con acomodarlos de acuerdo con las estaciones extremas del año; es decir, se agruparon las temperaturas del verano y del invierno de cada año y enseguida se promediaron entre sí, obteniendo de esta manera el valor medio para los periodos más fríos y más cálidos durante el tiempo de lecturas. De igual manera se obtuvo el valor para la temperatura media anual durante el mismo lapso. Los datos de temperatura media veraniega, invernal y anual fueron interpolados entre los distintos puntos altitudinales a fin de cubrir la región intermedia de estudio.

Inicialmente se calculó el gradiente de temperatura entre una cota y otra; es decir, la diferencia de temperatura entre una estación y su próxima en función de la altitud de cada una. Una vez obtenido cada uno de los gradientes se emplearon dentro de ArcGIS® 10.4 para la interpolación en altura y considerando el relieve topográfico, lo anterior mediante el empleo de un Modelo Digital de Elevación (MDE) con 2 metros de resolución por pixel y con base nuevamente en la metodología de Fries *et al.* (2012):

$$T_{(x,y)} = T_{Est} + (\Gamma(Z_{(x,y)}^{MDE} - Z_{Est}))$$

Donde:

$T_{(x,y)}$ Representa el valor de la temperatura en un punto (x, y),

T_{Est} Es la temperatura media de un punto (x, y) para cada periodo de estudio,

Γ Es el gradiente de la zona,



$Z_{(x,y)}^{MDE}$ Es el valor en altitud de un punto (x, y) en un Modelo Digital de Elevación, y

Z_{Est} Equivale a la altitud de la ubicación de cada estación.

Adicionalmente, para la posterior correlación entre el grado de congelamiento del suelo con la variable térmica del aire, se analizan los índices de congelamiento y deshielo (Trombotto *et al.*, 2014) de esta última mediante los parámetros numéricos de: a) Grados-día de helada, obtenido por la suma de valores negativos a lo largo del periodo de muestreo. b) Grados-día de descongelamiento, sumando los valores de temperatura positiva en el mismo periodo. c) Días con ciclo hielo-deshielo calculado con base en los días con temperatura máxima superior a 0° y la mínima por debajo de 0°C y d) Días helados, contabilizando el número de días con una temperatura máxima inferior a 0°C.

Los valores obtenidos en los parámetros anteriores se interpolaron sobre el relieve del volcán y se trazaron las isolíneas para plasmar la cobertura de la zona de estudio. Este proceso adquiere suma importancia debido a que se trata de un índice que muestra la duración y magnitud de las temperaturas entorno al punto de congelamiento superficial del aire (Boyd, 1976; Yoshikawa, 2013).

5.3.2 TEMPERATURA DEL SUELO

Los registros de temperatura del suelo se obtienen mediante perforaciones de ~10 cm de diámetro y lo máximo posible de profundidad, éstos están adyacentes a las estaciones para los registros del aire; en cada uno de éstas se introdujo un tubo de PVC de 2 pulgadas de diámetro con una longitud igual a la profundidad alcanzada que fueron sellado en ambos extremos. La colocación de los sensores del suelo se realiza con base en los criterios sugeridos por el manual técnico de PACE (Harris *et al.*, 2001), Trombotto *et al.*, 1999 y el IPA (2008) a profundidades aproximadas de 5, 30, 60 y 100 o más cm distribuidos de manera



homogénea dentro del perfil. Todos los perfiles de medición se realizaron en la ladera norte del cono volcánico entre el límite superior de la línea de bosque (~4,000 m snm) y el límite inferior del glaciar (>5,000 m snm). Considerando que diversos estudios señalan que las temperaturas del aire y del suelo llegan a obtener valores inferiores de hasta 5 y 10 °C respectivamente en laderas norte, en comparación a las que se encuentran de cara al sur (Fu y Rich, 2002), una estación más de temperatura del aire y suelo se instaló en la ladera sur a 4,200 msnm que ha servido como referencia y comparación.

El período de registro de datos ha sido el mismo que el utilizado para la temperatura del aire así como la frecuencia de extracción y respaldo de los mismos; al mismo tiempo se realizaron cambios regulares de sus baterías a fin de evitar cualquier interrupción durante su funcionamiento.

Al igual que con la temperatura del aire, del universo de datos se obtuvieron los valores medios para los periodos de verano, invierno y anual en cada uno de los niveles de profundidad para cada uno de los puntos de muestreo; adicionalmente las temperaturas fueron divididas por mes y se obtuvo el valor medio. De los registros térmicos mensuales, de verano e invierno se obtiene una línea de tendencia que señala la temperatura en relación a la profundidad según Williams y Smith (1989); las líneas para el período más frío y más cálido habrán de unirse en un punto que manifieste la inexistencia de oscilación térmica entre ambas dentro del rango negativo, lo que a su vez indicará la posible presencia de permafrost (van Everdingen, 1985).

La temperatura estimada de los perfiles del suelo se interpoló por correlación para obtener un patrón de comportamiento térmico en el área de estudio. Los valores de temperatura, Abramov et al., (2008) propone correlacionarlos con los valores de radiación solar incidente, condicionados por la pendiente y la orientación de las laderas, para determinar las áreas con existencia probable de permafrost.



5.3.3 INCIDENCIA DE LA RADIACIÓN SOLAR

Para considerar la incidencia de radiación solar (kWh/m^2), se empleó la herramienta *Solar Radiation* de ArcGIS®10.4, la cual se fundamenta en los algoritmos de Fu y Rich (2000, 2002) para una cuenca visual hemisférica. Mediante esta herramienta se calculó, a partir de la radiación solar global menos la radiación difusa, la radiación directa, siendo ésta el principal factor en la distribución del permafrost (Julián y Chueca, 2004; Serrano *et al.*, 2009). La radiación reflejada no está considerada en las ecuaciones debido a que en ambientes topográficos de montaña su proporción es insignificante, esto según Gates (1980); Rich (1989, 1990); Hetrich *et al.*, (1993a, 1993b); Kumar (1997); Rich (1989) y Rich *et al.*, 1994; mencionados por Fu y Rich, (2000). Sin embargo, dada su impotancia como condicionante térmico del suelo y de la presencia de permafrost, el albedo es considerado de manera independiente para este trabajo.

La herramienta y los algoritmos de Fu y Rich consideran desde cualquier ubicación dada, la latitud, altitud, ángulo y orientación de laderas, sombras orográficas, ángulo solar estacional y atenuación atmosférica del terreno. El cálculo de la radiación solar incidente ha sido de igual manera estacional y anual para toda el área de estudio. Este proceso señala las regiones que dada su condición topográfica están sujetas a una menor insolación.

5.3.4 CORRELACIÓN DE ELEMENTOS

Con base en Karte y Liedtke (1981), Garleff y Stingl (1986) y Serrano *et al.*, (2009), la superficie de permafrost puede iniciar a partir del cálculo de las áreas de las crioformas y con el estudio de los procesos criogénicos como indicadores de su presencia en una primera aproximación, debido a que tanto en regiones polares como de alta montaña están presentes. Junto a estos elementos, el principal factor determinante en su distribución es



la radiación solar incidente (Julián y Chueca, 2005) que depende en la montaña de la orientación de las laderas y su ángulo de pendiente.

La combinación de las variables y los factores anteriores que permiten determinar la presencia y extensión de permafrost, dejan diferenciar su grado de incidencia y se traduce al final en los criterios para determinar sus características presenciales. Las variables a considerar y sus respectivos parámetros cuantificables son:

Tabla 1. Variables de correlación.

Número	Variable	Descripción
1	Altitud	Elevación en msnm
2	Orientación de laderas	Exposición en grados
3	Pendiente	Angulo en grados
4	Radiación solar directa (insolación)	W/hr/m ²
5	TMA	Grados Celsius °C
6	TMS	Grados Celsius °C
7	Crioformas	Elementos indicadores
8	Albedo	Porcentaje en decimales

Cada capa de variables y elementos se sobreponen mediante técnicas SIG empleando ArcGis® 10.4 con sus diversas extensiones. A partir de la intersección entre píxeles y polígonos de las diversas capas temáticas en formato ráster y vectorial se obtiene el producto final. Para elaborar el mapa de cobertura de permafrost se correlacionaron todos los elementos de la tabla 10. En primera instancia, la TMS de todos los perfiles se interpoló conforme a su altitud. Cuando la TMS interpolada fuera menor o igual a 0°C a una altitud dada, esta cota marcaría el límite inferior del permafrost. Si dentro de este límite las condiciones orográficas y características del suelo son relativamente homogéneas, es decir, con una orientación y pendiente de laderas que condicionen una tasa de insolación y temperatura semejantes, marcarían a su vez áreas con una cobertura de



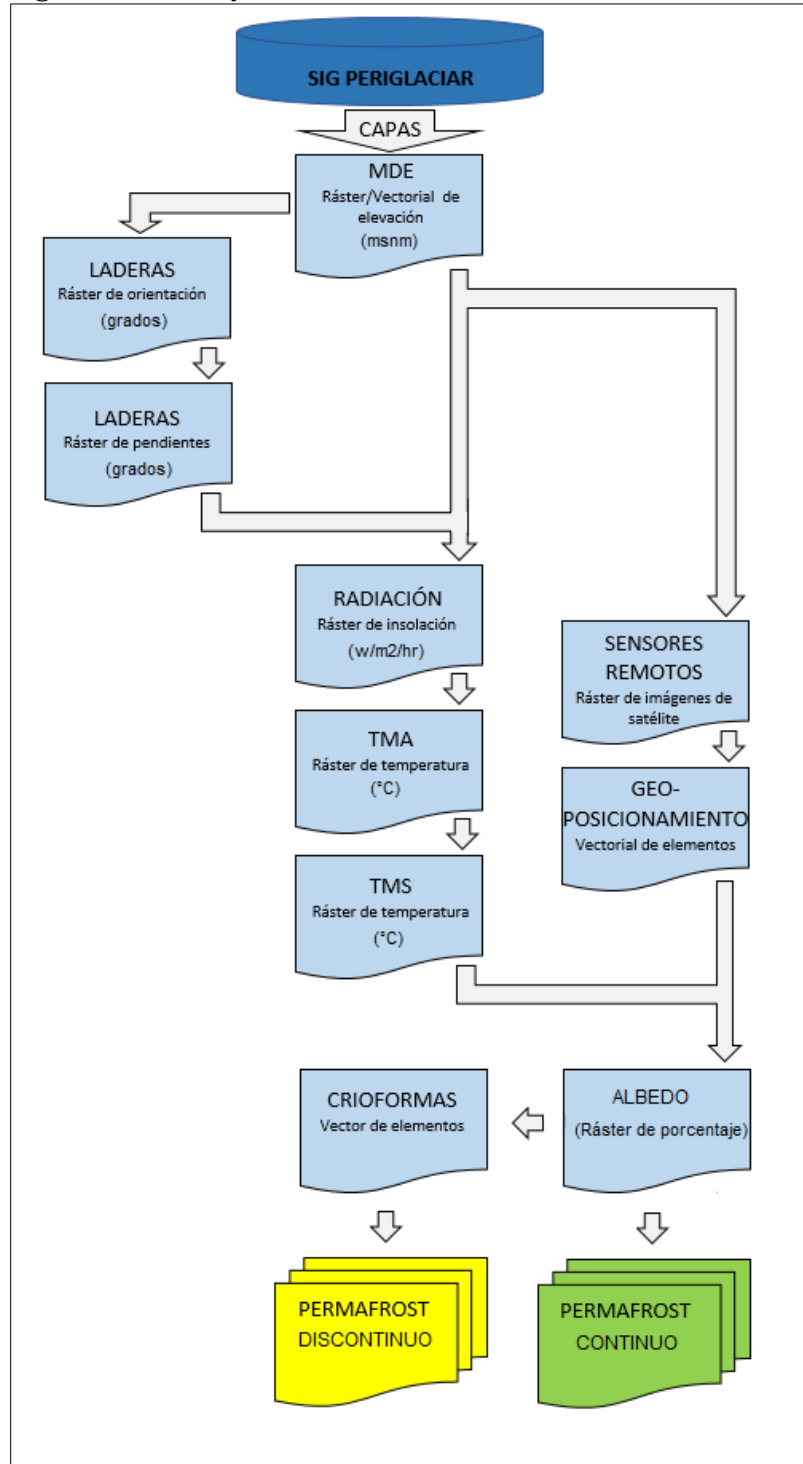
permafrost también homogénea; es decir, presencia de permafrost continuo. Por su parte, en áreas cercanas y por debajo del límite de permafrost estimado como continuo, que posean alguna de las criofomas asociadas a este elemento, corresponderán a superficies de permafrost discontinuo y aislado. La capa temática de albedo permitirá corroborar en gran medida que las áreas previamente delimitadas poseen las propiedades de reflectancia suficientes para ocasionar una temperatura del suelo apropiada para la presencia de permafrost; de manera particular para la vertiente sur, donde las estaciones para el registro de temperaturas son menores. Finalmente los valores de la TMA sirven para confirmar todo lo anterior mediante su correlación con la TMS.

Anteriormente se señaló que para Serrano *et al.*, (2009), la existencia de permafrost “probable” es cuando las condiciones térmicas y los indicadores orográficos y geoformas son favorables y evidentes, y “posible” cuando existen condiciones de temperatura apropiadas pero sin indicadores morfométricos claros. Sin embargo los autores emplean esta caracterización para regiones amplias de montaña como los Pirineos españoles que por razón de extensión presentan un alto grado de heterogeneidad. Debido a la estructura cónica y a la reducida extensión del Citlaltépetl, las partes más altas del volcán poseen características relativamente homogéneas tanto en orografía como en materiales del suelo. Por tal razón, al igual que Palacios *et al.*, (2007), Andrés *et al.*, (2010; 2012) para los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl; Abramov *et al.*, (2008) para volcanes hawaianos que comparten similitud de estructuras con el Citlaltépetl; Andrés *et al.*, (2011) para el Chachani, Perú; así como como otros autores [p. ej. Julián y Chueca (2004)], se emplea la caracterización más común de la IPA: Continuo, Discontinuo, Esporádico o Aislado. Para el resto del área de estudio con ninguna de las anteriores se señala como Ausente o sin permafrost.



El mapa resultante es obtenido mediante el siguiente esquema de flujo:

Figura 14. Diagrama de flujo SIG.





5.3.5 INSTRUMENTACIÓN EMPLEADA E INSTALACIÓN

Tal como se señaló en la estructura de la investigación, dado que el permafrost es un elemento que depende estrictamente del régimen de temperatura del suelo, para poder determinar su existencia resulta indispensable el registro continuo de temperaturas del subsuelo que debe ser llevado a cabo *in situ* con termómetros que permitan el almacenamiento autónomo y prolongado de los datos (*datalogger*) durante lapsos regulares. De igual manera que con el suelo, la temperatura del aire es registrada con el mismo tipo de dispositivo como lo señala Washburn (1979).

Para esta tarea se adquirieron *dataloggers* de la empresa Onset, el modelo Hobo Pendant® 64K UA-001-64 (figura 15) con las características técnicas generales que se señalan en la tabla 11 (ver el anexo 1 para mayor información técnica). La calidad de la información aportada por este tipo de sensores ha sido demostrada en diversos trabajos anteriormente señalados. Todos los sensores fueron nuevos y calibrados desde fábrica.

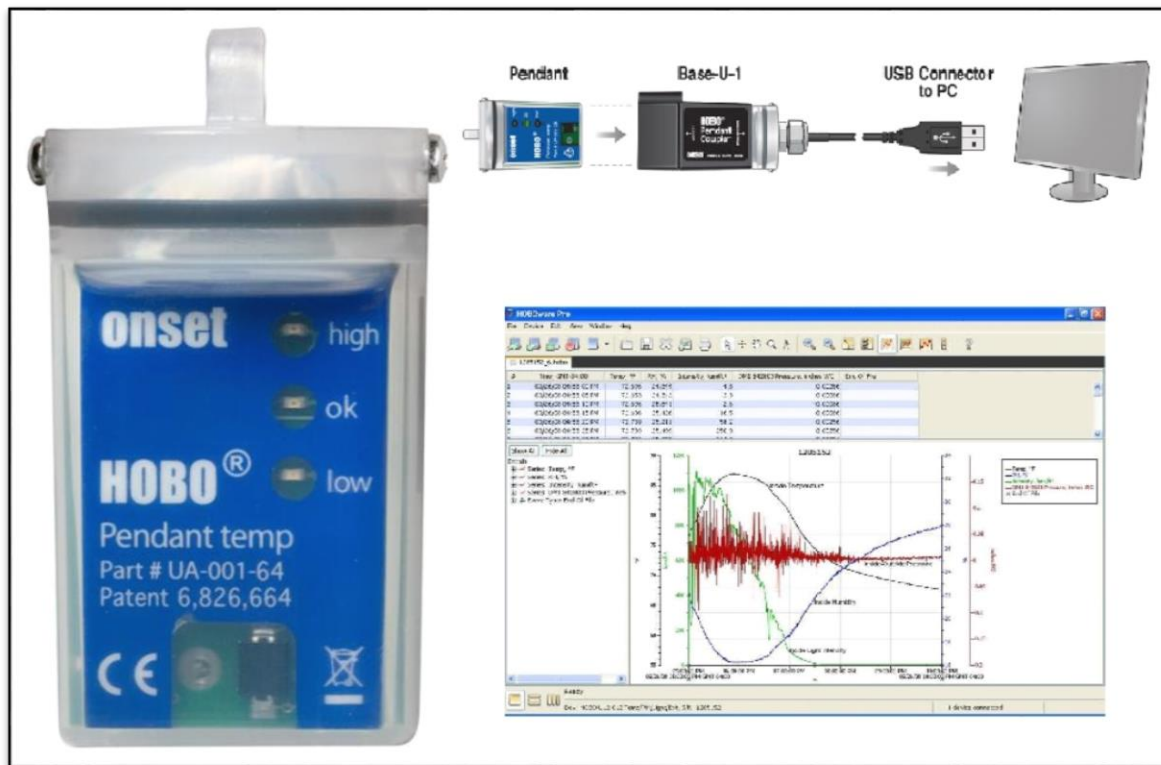
Tabla 2. Generalidades técnicas del sensor UA-001-64.

Rango de medición:	-20° a 70°C
Precisión:	±0.53°C
Resolución:	0.14°C a 25°C
Desviación:	Menos de 0.1°C por año
Rango operativo:	Agua: -20° a 50°C Aire: -20° a 70°C
Rango operativo bajo el agua:	30 metros de -20° a 20°C
Duración de batería:	1 año
Memoria:	64K bytes
Dimensiones:	5.8 x 3.3 x 2.3 cm

Fuente: Onset Computer Corporation.



Figura 2 Sensor UA-001-64.



Fuente: Onset Computer Corporation.

La instalación se ha realizado en la vertiente norte considerando la menor incidencia de la radiación solar y ha sido distribuida a partir del límite superior del bosque hasta el límite inferior del glaciar. El primer punto de registro ha sido colocado a 4,050 msnm, el segundo a 4,200 msnm, el tercero a 4,584 msnm y el cuarto se instaló a 5,060 msnm. Una quinta estación se colocó en la vertiente sur del cono en condiciones similares a la de la cota 4,200 del norte, tanto en altitud como en el tipo de sustrato y condiciones orográficas. Dadas las propiedades físicas del hielo glaciar, como su espesor, se consideró estimar la temperatura al interior mediante un método diferente, el cuál será descrito en una sección más adelante.

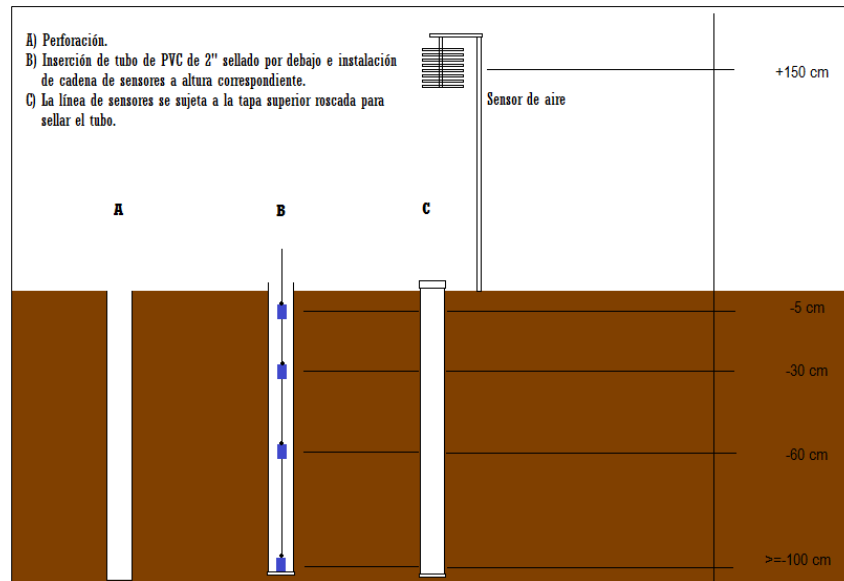
La colocación de los sensores en cada uno de los puntos se realizó mediante la perforación del suelo hasta la profundidad que el sustrato permitiera y de acuerdo a la capacidad de las



herramientas manuales que fueron empleadas para tal propósito; por tal razón los cuatro perfiles perforados fueron de distinta profundidad. A 4,050 msnm se alcanzó una profundidad de 120 cm; a 4,200 msnm se llegó a 175 cm; a 4,584 msnm fue de 100 cm y a 5,060 msnm sólo se alcanzó a perforar 50 cm; la perforación al sur fue de 100 cm. Con base en la profundidad lograda, en cada perfil se introdujeron cuatro sensores que se distribuyeron de la siguiente manera: Para obtener la temperatura de la interface suelo-aire el primero se colocó a 5 cm de profundidad; el cuarto y último sensor se colocó al fondo del perfil y así, los sensores 2 y 3 fueron repartidos en el resto del perfil buscando más o menos una separación homogénea. Adyacente a cada perforación se instaló un quinto sensor para registrar la temperatura del aire a 1.50 metros del suelo; el sensor estuvo protegido de la incidencia directa de la luz solar mediante un abrigo termométrico de polipropileno blanco brillante construido para tal efecto (la fotografía 43 b muestra el abrigo del sensor a 4,200 msnm). Para todos los casos, una vez perforado el perfil se introdujo un tubo de PVC de 2 pulgadas de diámetro sellado del fondo. En su interior se introdujo una línea de hilo de pesca a la que se ataron los sensores en su profundidad correspondiente; la línea de hilo se ató a la tapa que sellaría el tubo en la parte superior. Tan cerca como fuera posible se instaló el sensor para la temperatura del aire. La figura 16 señala una aproximación de la manera en que los sensores han sido colocados en cada punto.



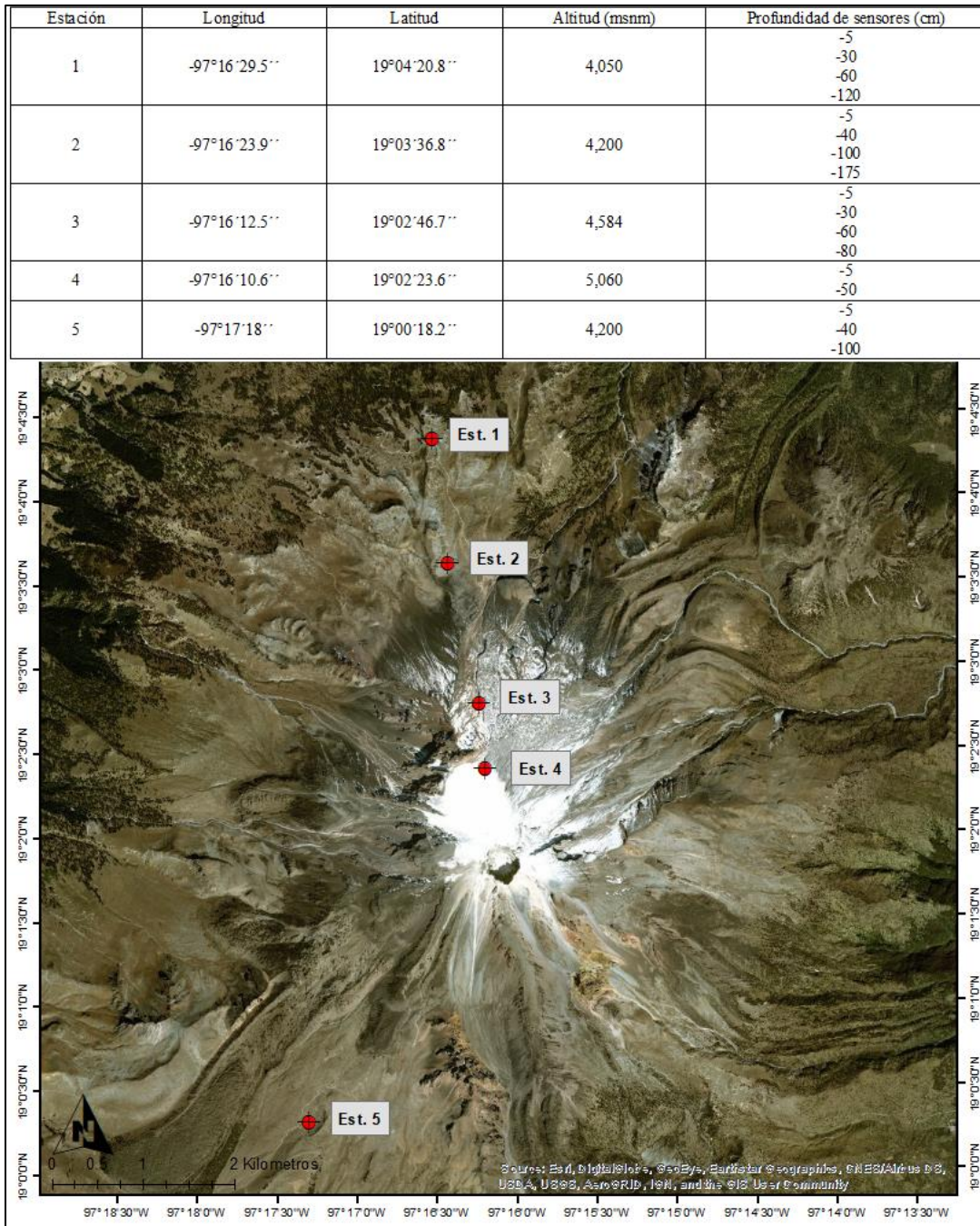
Figura 16. Instalación de sensores para el suelo y aire.



Todos los sensores fueron programados para almacenar los datos en lapsos de una hora, es decir 24 datos por día. Cada 3 meses se extraía la información para su respaldo y se verificaba el estado de las baterías; cada vez que estas marcaban por debajo de un 30% eran sustituidas por otras baterías nuevas para asegurar la continuidad de los registros. La figura 17 muestra con precisión los puntos de instalación para la toma de lecturas de temperatura así como las profundidades de cada sensor:



Figura 3 Ubicación de las estaciones de monitoreo.



Debido a las condiciones del tiempo y como consecuencia de la instalación de sensores, la toma de lecturas dio inicio a la media noche del 12 de marzo del 2015 para el punto de 4,584 msnm; para las altitudes de 4,200 y 5,060 msnm iniciaron el 22 de marzo



del mismo año y para los 4,050 msnm iniciaron su operación el 23 de junio del 2015 junto con la estación de la ladera sur. La fecha en que se extrajeron los últimos datos para todos los puntos de muestreo fue el 11 de diciembre del 2017. Tras la extracción final de datos para este trabajo y el posterior formateo de los sensores, las baterías fueron sustituidas para continuar almacenando registros tanto del suelo como del aire para estudios posteriores. El análisis de la calidad de los datos se realizó a todas las series y para todos los periodos de registro de años completos; esto, para evitar generar cualquier tipo de incertidumbre ocasionada por la utilización de mayor número de datos de verano o de invierno, según el caso. Por lo tanto, al momento de la estimación de las temperaturas el periodo de análisis de datos fue de dos años cumplidos entre el 1 de julio del 2015 al 30 de junio del 2017.

5.4 MÉTODO PARA LA ESTIMACIÓN DE PERMAFROST BASAL AL INTERIOR DEL GLACIAR

Un glaciar de montaña es un cuerpo dinámico cuyas características físicas fluctúan a través del tiempo debido a factores como la altitud y la orografía, así como por procesos internos como el flujo vertical y horizontal de su masa, la compactación y densidad, por la generación de calor por fricción y por presión. El agua interna representa un factor importante que facilita su desplazamiento sobre el lecho rocoso (Paterson, 1995). Al mismo tiempo, tal como sucede con el suelo, la capa límite atmosférica interactúa con su superficie a través de los flujos energéticos y mediante los cambios de estado del agua contenida. La conjugación de estos elementos provoca entre otras respuestas que la disponibilidad de la energía solar neta en su superficie sea distribuida de manera distinta en todo momento, ocasionando que cada glaciar sea único y al mismo tiempo varíe entre estados prácticamente de un día para otro. Por tal razón, pretender calcular la distribución de la temperatura en su interior, así como otros componentes resulta una tarea compleja (Blater y Haeberli, 1984) y su valor calculado sólo sería



válido para un momento dado. No obstante lo anterior, al igual que como sucede con distintos procesos geofísicos, si se cuenta con datos observables de un periodo considerablemente largo es posible estimar valores promediados con la finalidad de contar con un comportamiento dinámico medio.

Una más de las interacciones de los glaciares con el entorno periglacial radica en la que tiene que ver con la protección aislante del hielo entre la atmósfera y el lecho sobre el cual descansa, la cual es debida principalmente a la capacidad de albedo del hielo que va de 0.35 en glaciares inestables y relativamente sucios (Grenfell, 2011); es decir, con adherencia de sedimentos transportados por el viento o por su propia dinámica de arrastre, a 0.55 en hielo limpio (Van den Broeke *et al.*, 2011) en comparación con el 0.25 del suelo desnudo (Ahrens, 2006) y 0.22 en roca continua (Ramírez y Muñoz, 2012); en segunda instancia tiene que ver su capacidad conductora de calor. El albedo repercute de manera directa en la cantidad de energía radiativa neta (R_N) en la superficie que a su vez se traduce en un flujo limitado de calor hacia el interior (H_G) del cuerpo de hielo y al mismo tiempo del estrato sobre el que se posiciona.

Como se señaló en capítulos previos, la ecuación del balance de energía BE en estado de equilibrio, que gobierna el almacenamiento o liberación de calor en el interior de la superficie (Rivas y Ocampo, 2009) en su forma más simple, despreciando la energía de la precipitación por su escasa aportación (por ejemplo Rivas y Caselles, 2004), está dada por la expresión:

$$BE = R_N + H_G + H_L + H_S = 0 \quad (1)$$

Donde la suma de los flujos turbulentos latente H_L y sensible H_S más la radiación neta incidente R_N junto con el flujo interno H_G habrán de dar siempre 0.

Una vez que parte de la R_N disponible en la superficie glaciar se ha ocupado en la evaporación, condensación y sublimación



mediante H_L y el calentamiento o enfriamiento del aire por medio de H_S , la diferencia de H_G habrá de buscar el equilibrio térmico en la columna de hielo. En condiciones generales la distribución de la temperatura interna depende del gradiente térmico que está también equilibrado por el flujo geotérmico, el calor friccional y el calentamiento por presión. Con respecto al calor por flujo geotérmico, existen evidencias de que al menos para los primeros metros de una columna de suelo, el calor procedente del interior de la Tierra sólo comienza a ser perceptible por debajo de algunas decenas de metros, por lo que más que introducirse como flujo de calor hacia el interior del glaciar, su función es la de amortiguamiento; por lo que de esta manera, la temperatura en su base es función del balance calórico entre la capa superior de hielo y la sub-superficie del sustrato (Bennett y Glasser, 2011). De manera más específica, la transferencia de calor interno depende directamente de la capacidad calorífica, la conductividad térmica y la densidad, cuya relación determina la difusividad térmica o velocidad en la que se transmite el calor dentro del cuerpo de hielo.

La complejidad de las características de un glaciar de montaña son muy distintas a los cuerpos de hielo polares debido a la altitud, relieve, inclinación, flujo y balance de masa diferenciales a lo largo del tiempo; esto obliga a estimar sus propiedades basadas en un estado estacionario (Blater y Haeberli, 1984), entre ellas la distribución de la temperatura interna. Esta distribución está dada en sentido horizontal y vertical, no obstante, el gradiente advectivo suele ser tan pequeño que es mayormente desestimado en todos los casos. El modelo de cálculo de temperatura glaciar en estado estacionario representa la forma más sencilla de estimación y brinda una buena aproximación del comportamiento térmico en su interior (Cuffey y Paterson, 2010). Considerando lo anterior, el flujo de energía al interior del glaciar y por consecuencia de su temperatura estaría regido por la ecuación de Fourier en su modo más simple como:

$$Q = kA \frac{T_i - T_f}{z} \quad (2)$$



Donde Q es el flujo de energía en Watts/m², k es la conductividad térmica del hielo por área A , T_i y T_f son las temperaturas inicial y final respectivamente y Z representa la profundidad. Sin embargo, al pretender realizar el cálculo del perfil de temperaturas, este método las considera de manera lineal desde la superficie hasta la base sin considerar la fuerte incidencia que tiene la radiación y las condiciones de temperatura del aire sobre los primeros metros por debajo de la superficie y que ocasiona que la temperatura superficial varíe rápidamente hacia el interior; esta tendencia de variación con un gradiente alto dentro de los primeros metros de profundidad es consecuencia del rango de penetración de la temperatura en relación a la profundidad debido a la variación anual de la temperatura del aire (Cai *et al.*, 1988; Liu *et al.*, 2009) y se presenta entre los 15 y 40 metros donde surge un punto de inflexión hacia un gradiente más suave y decreciente; este umbral de transición es conocido como capa activa (Zagorodnov *et al.*, 2006) y es donde se registra la temperatura más baja del perfil en un glaciar templado). Ésta es totalmente distinta a la del permafrost, la cual se congela y descongela cada año. A partir de este punto de inflexión el gradiente térmico adquiere un comportamiento prácticamente lineal (Robin, 1955), acercándose al punto de fusión por presión en tanto más profundo sea. Esta característica de cercanía con el punto de fusión es lo que caracteriza a los glaciares cálidos de mediana y baja latitud, anteriormente conocidos en la bibliografía como templados (por ejemplo, Fountain, 2011).

Con relación al espesor de un glaciar y debido al efecto aislante del hielo, la temperatura en su base tiende a ser mayor cuanto más gruesa sea la capa de hielo por encima; como respuesta de lo anterior Yoshikawa (2013) hace referencia a que, contrario con lo que sucede en un glaciar de cientos o miles de metros de grosor, un glaciar con apenas decenas de metros de espesor ocasiona que el perfil de temperatura en su interior se conserve dentro del rango negativo y la línea de tendencia se prolongue hasta el basamento; en consecuencia, el lecho se encontrará



también congelado como lo que podría llamarse permafrost basal.

Prácticamente todos los modelos para la estimación presencial de permafrost de alta montaña en las cercanías de cuerpos glaciares están restringidos a las regiones periglaciares, obedeciendo conceptualmente a lo señalado en la bibliografía, dejando de lado las áreas glaciares que sólo son señaladas como tal en la cartografía resultante. No obstante, como se comentó con anterioridad, por debajo de un glaciar de poco espesor relativamente hablando, es latente la posibilidad de existencia de permafrost ocasionado por el congelamiento del sustrato en contacto con el hielo superior. Por lo tanto, en esta sección se pretende corroborar lo anterior a través de la estimación de la temperatura vertical del glaciar con el fin de contar con una buena aproximación del estado térmico al interior del principal cuerpo de hielo en el país.

Considerando que en los modelos empírico-estadísticos para la presencia de permafrost, la temperatura del suelo es considerada únicamente como función del balance de radiación en la superficie y su consecuente flujo energético al interior del suelo despreciando el calor geotérmico, este ejercicio está enfocado a tomar en cuenta los mismos parámetros que gobiernan la tasa de temperatura hacia el interior del glaciar de manera unidireccional y tomando en cuenta un estado constante; es decir, considerando valores promedios de temperatura a través del tiempo así como la consideración de un cuerpo estático, pero al mismo tiempo, son consideradas las propiedades físicas del hielo como la difusividad. Son contempladas también las oscilaciones de temperatura ocasionadas por la variación temporal.

Esta sección se desarrolla con datos meteorológicos de cuatro años continuos a partir de septiembre del 2006 hasta agosto del 2010 proporcionados por la estación automática "Glaciar" ubicada a 5,131 msnm e instalada por encima del cuerpo de



hielo. La estación está equipada con sensores de temperatura del aire y hielo a 0.5 y 1 metro de profundidad ($\pm 0.5^\circ\text{C}$), humedad relativa ($\pm 5\%$), velocidad y dirección del viento, barómetro digital ($\pm 0.2\text{hPa}$) y sensor de radiación neta ($\pm 3\%$); los valores entre paréntesis señalan la precisión de cada sensor. El equipo genera datos cada 30 minutos y valores medios diarios durante el periodo de mediciones y la serie ha sido homogeneizada llenando los pocos vacíos que existían mediante el promedio de los meses próximos. De estos datos, Ontiveros-González *et al.*, (2015) calcularon el balance de energía medio en la superficie durante un periodo de tres años consecutivos de septiembre del 2006 al 2009.

La estimación de la temperatura interna y su distribución son calculadas mediante el método sinusoidal de Kusuda y Achenbach (1965) utilizado ampliamente en el estudio de la temperatura del suelo (p. ej. Givoni y Katz, 1985; Derradji y Aiche, 2014; Yusof *et al.*, 2014; Upadhyay *et al.*, 2014; Muhammad *et al.*, 2016; Hu *et al.*, 2016; Andújar-Márquez *et al.*, 2016) y que ha sido adecuado para este propósito. El modelo se basa en un principio exponencial en relación a la profundidad y de coseno para la variación de la temperatura la cual tiende a presentar el desfase temporal característico en función a la profundidad. La validación del modelo ha sido demostrada con gran precisión (Kusuda, 1968), lo que le otorga un alto grado de confianza en este trabajo.

En el modelo son consideradas la conductividad y capacidad calóricas del hielo, así como su difusividad térmica. Paralelamente son empleadas las temperaturas máximas, mínimas, medias de la superficie y su oscilación térmica. De esta manera es posible estimar la temperatura a cualquier profundidad, en cualquier tiempo durante el ciclo de un año mediante la expresión:

$$T_{(z,t)} = T_m - OA_s * e^{-z\sqrt{\frac{\pi}{365*\alpha}}} \cos\left[\frac{2\pi}{365}\left(t - t_0 - \frac{z}{2}\sqrt{\frac{365}{\pi*\alpha}}\right)\right] \quad (3)$$



Donde:

$T_{(z,t)}$ Representa la temperatura en una profundidad determinada Z para un tiempo t dada en °C.

T_m Es la temperatura media anual de la superficie en °C.

OA_s Es la oscilación térmica anual de la superficie en °C.

Z Es la profundidad de interés en metros.

t Es el tiempo en días en el cual se desea conocer la temperatura.

t_0 Es el desfase en días, número del día en el cual la temperatura superficial es mínima.

Constantes empleadas en la ecuación:

$$\pi = 3.14$$

$$\alpha = 1.09 \text{ (difusividad térmica del hielo a } 0^\circ\text{C)}$$

A partir de los datos de cuatro años continuos se separaron los correspondientes al verano e invierno y se obtuvo el promedio de los valores extremos estacionales. Posteriormente se promediaron los valores de la parte central del invierno y verano de cada año para obtener el valor más representativo para la estación más fría y más cálida; de igual manera se obtuvo la temperatura media anual. La temperatura fue calculada en rangos de 5 metros de profundidad llegando hasta 115 que se encontraron como máximo espesor del glaciar. Los valores a profundidad fueron tabulados y graficados para señalar el comportamiento térmico promediado entre los cuatro años durante el verano y el invierno. Posteriormente, se elaboró una capa ráster del área del glaciar y se interpolaron los valores de temperatura calculados con base en las profundidades estimadas por Ontiveros-González (2018) para el año 2016; el proceso se desarrolló por medio de la herramienta *Map Algebra* de ArcGis® 10.4 para obtener así el mapa de temperatura basal. Finalmente se consideró que la temperatura en la base del glaciar que permaneciera dentro del rango negativo sería indicativo de la posible presencia de permafrost basal.



ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LOS DATOS

Los elementos que integran la atmósfera se caracterizan por ser irregulares debido a su variación y fluctuaciones (Wilks, 2011), sobre todo en la parte baja de la tropósfera. Con base en las condiciones anteriores, la utilización de información climática carente de un análisis previo de su consistencia y homogeneidad entre otros factores, se traduce en un alto grado de incertidumbre con respecto a la validez de los resultados finales de toda investigación (Lobo, 2004). Bajo esta premisa, resulta imperativo una revisión a detalle de la calidad de los datos a utilizar bajo un esquema organizado mediante métodos gráficos y estadísticos cuantitativos que brinde finalmente una alta confiabilidad de los resultados obtenidos (Castro y Carbajal, 2010).

Para este trabajo, el tratamiento estadístico inició con el análisis exploratorio de los datos a través de métodos gráficos para identificar inconsistencias de manera visual y *a priori* una posible distribución o interdependencia de los mismos (Maidment, 1993), tendencias y homogeneidad así como también para señalar la presencia de *outliers* que pudieran afectar la distribución, los valores medios y sus varianzas, y por lo tanto su interpretación. Posterior a la prueba de normalidad de la distribución y el teorema del límite central, la estadística cuantitativa permitió comprobar la homogeneidad y analizar la estabilidad de las medias entre cada grupo y las varianzas de las series temporales manejadas. El resumen de los datos obtenidos se enlista en la tabla 12:

Tabla 3. Resumen numérico de las estaciones.

Piso altitudinal (msnm)	Fecha de inicio de registros	Fecha de finalización de registros	Periodo de extracción de la información	Periodo de cambio de baterías	Problemas presentados	Número de niveles (series)	Número de registros por nivel
4,050	23/06/2015	10/12/2017	2-3 meses	6 meses	ninguno	5	14,764



4,200 nte	22/03/2015	10/12/2017	2-3 meses	6 meses	ninguno	5	15,549
4,584	23/06/2015	10/12/2017	2-3 meses	6 meses	ninguno	5	14,734
5,060	22/03/2015	10/12/2017	3-4 meses	6 meses	ninguno	3	14,925
4,200 sur	23/06/2015	10/12/2017	2-3 meses	6 meses	ninguno	4	14,335

El universo de datos obtenido es analizado conforme a los siguientes pasos dentro de cada plataforma utilizada:

Tabla 4. Proceso de análisis estadístico.

Objetivo	Programa aplicado	Plataforma utilizada
Extracción y almacenamiento de los datos	Lectura de dispositivo	HOBOWare
Gestión y estructura	NA	Excel 2013
Análisis exploratorio de las series	Graph	Minitab 17
Distribución poblacional	Probability plots	Minitab 17
Análisis de interdependencia y varianza	ANOVA-Dunnett	Minitab 17
Pruebas de homogeneidad	Time series Decomposition	Minitab 17
	Runs	SPSS
	Time series analysis	XLSTAT

* Análisis exploratorio de las series

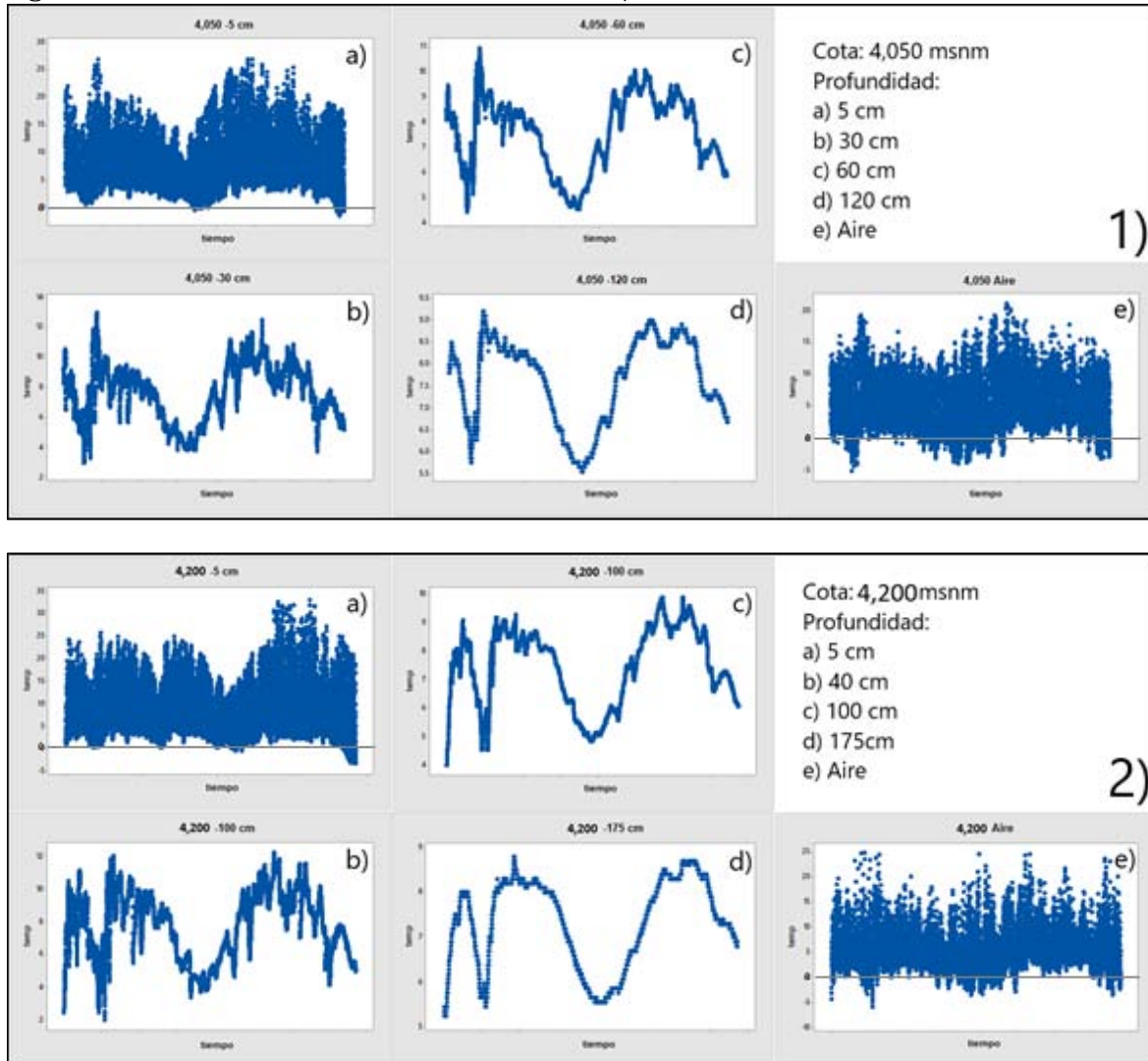
La exploración de los datos de manera gráfica es considerada como el primer paso de análisis estadístico antes de pretender llevar a cabo conclusiones débilmente fundamentadas. Se realiza con la finalidad de notar inconsistencias, tendencias y cambios en las series temporales de manera visual; dentro de los métodos recomendados destaca la gráfica de series de tiempo ordenadas de manera cronológica que además facilitan



observar con claridad la irreversibilidad y la intermitencia de los datos entre otros (Castro y Carvajal, 2010).

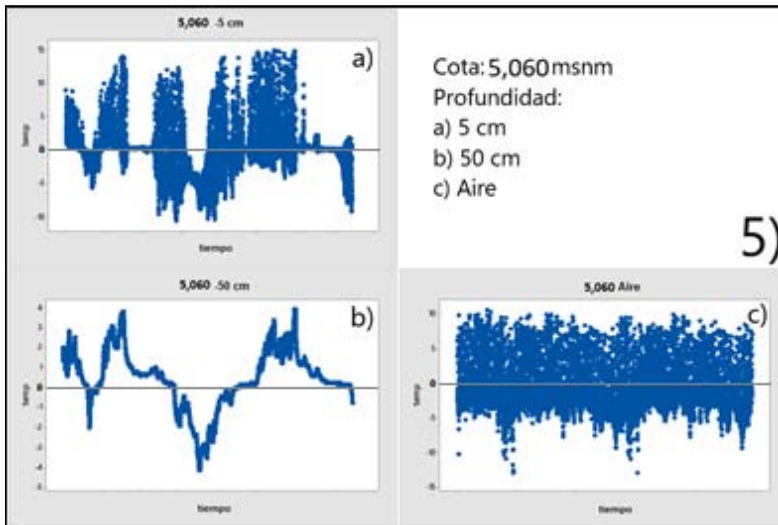
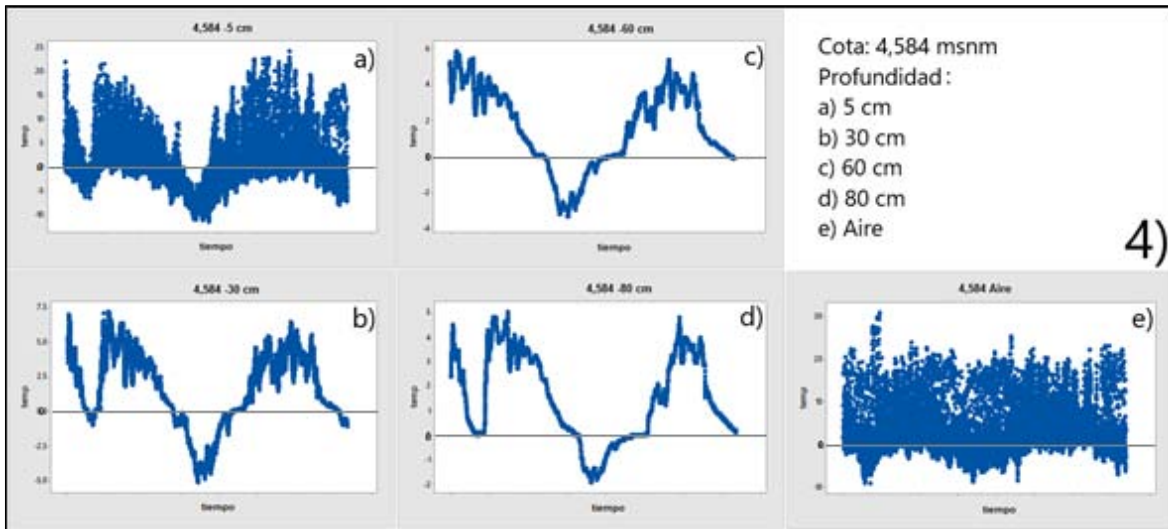
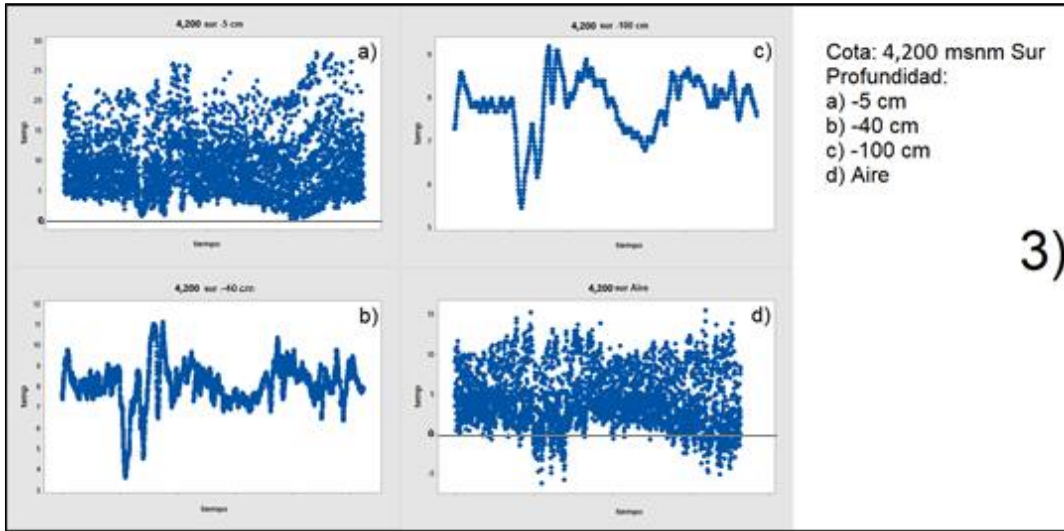
Las gráficas para cada uno de los pisos altitudinales con sus respectivas profundidades son mostradas a continuación:

Figura 18. (1 al 5). Gráfica de series temporales.





ESTUDIOS PERIGLACIARES EN EL VOLCÁN CITLALTÉPETL: BÚSQUEDA DE EVIDENCIAS DE PERMAFROST ENTRE LOS AÑOS 2015-2017





Las curvas de las series en todos los casos de profundidad muestran una clara correspondencia entre todos los niveles y una relación con el tiempo. Es fácil encontrar consistencia entre los grupos basado en el paralelismo de las curvas. Las oscilaciones térmicas poseen también coherencia dado que estas disminuyen conforme a la profundidad. Las curvas correspondientes a la temperatura del aire poseen una marcada oscilación diurna característica del elemento; el rango es seguido por la temperatura en la interface aire-suelo debido a que a 5 cm de profundidad, la superficie manifiesta la transformación energética de la insolación en calor. Algunos de los registros que pudieran ser considerados como *outliers* muestran una tendencia cíclica o estacional, por lo que podría descartarse cualquier efecto anómalo entre esos registros.

❖ Distribución poblacional

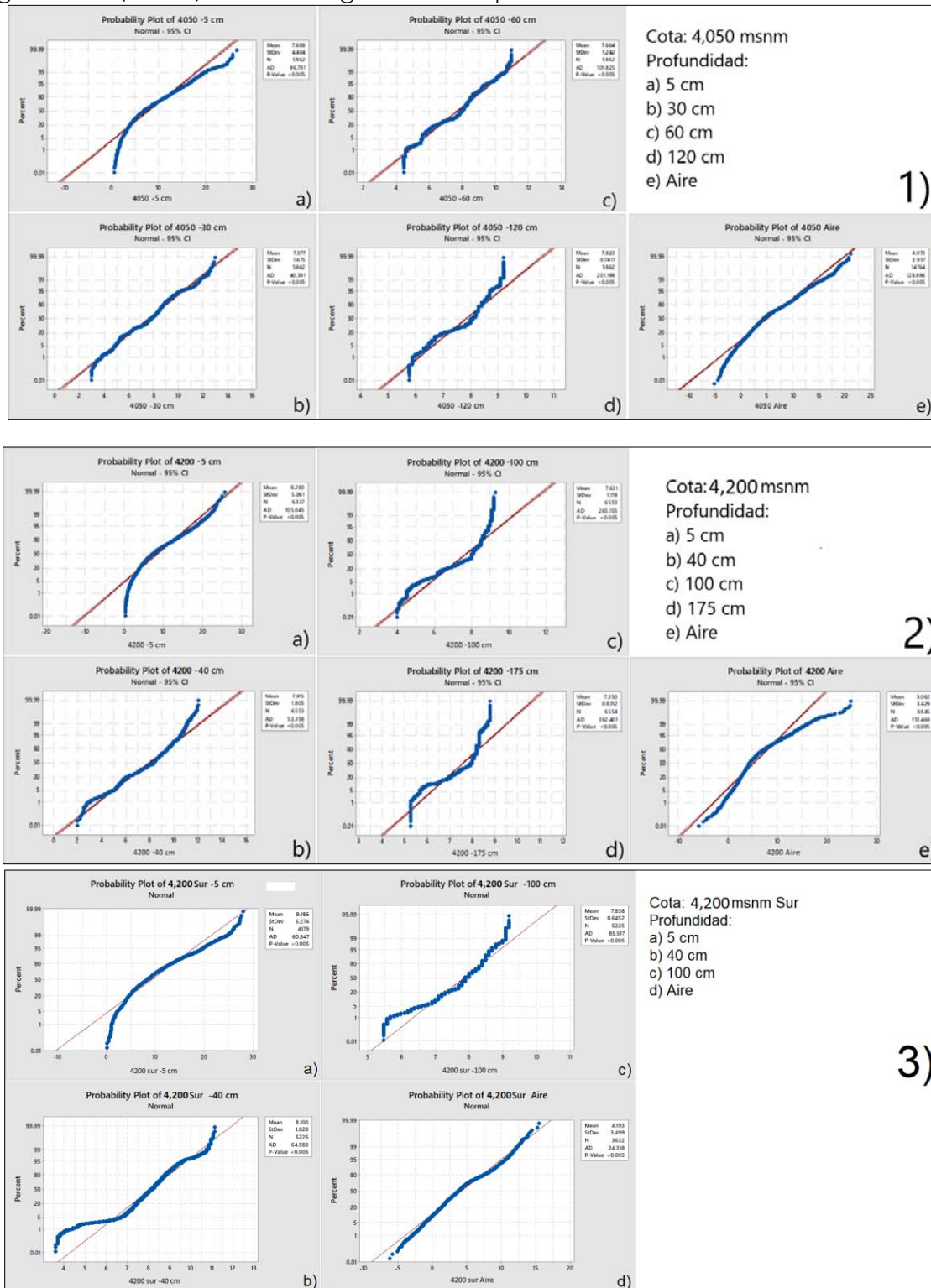
La distribución de probabilidad o de normalidad adquiere un rol importante en la estadística de los datos debido a la cantidad de fenómenos que puede explicar; por lo que pretender trabajar con una población distribuida lo más cercano a la curva gaussiana sería lo ideal para cualquier interpretación de los mismos. No obstante, el hecho de precisar que los valores de la media aritmética, la mediana y la moda sean uno mismo y que el resto de los valores deban estar distribuidos de manera simétrica a su alrededor impide cumplir en la mayoría de los casos con el principio estricto de normalidad.

Para este caso se realizó la prueba gráfica de normalidad cuantil-cuantil (Q-Q) con el fin de observar que tan cerca se encuentran los datos de una distribución ideal (recta diagonal) en función a su distribución. Los resultados encontrados por piso altitudinal y para cada una de las profundidades donde fueron registrados los datos de temperatura del suelo así como del aire se muestran a continuación en orden ascendente de altitud:



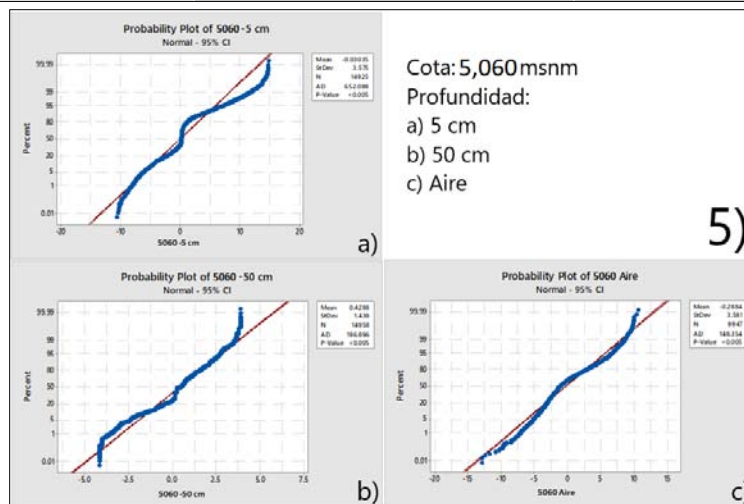
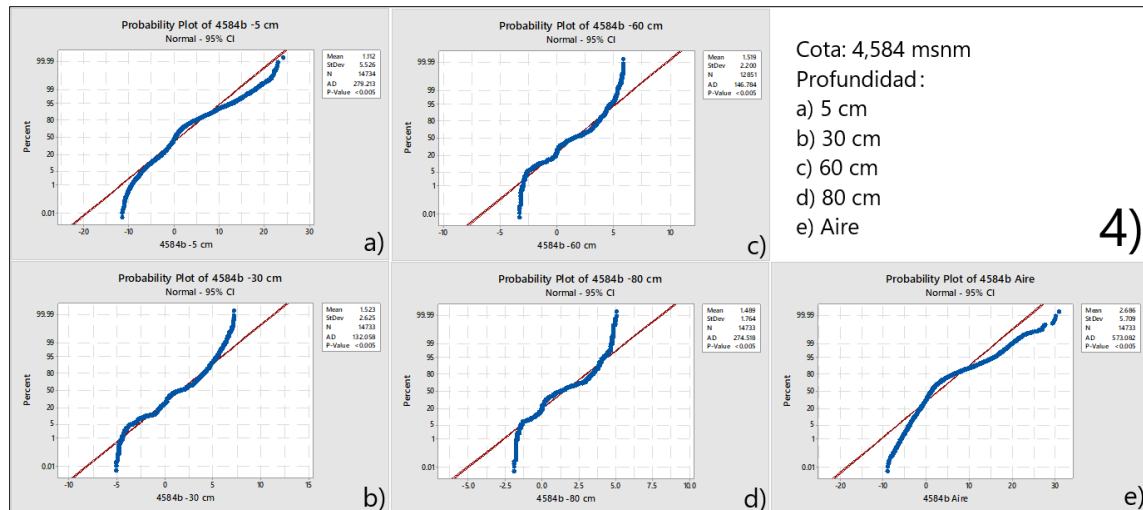
ESTUDIOS PERIGLACIARES EN EL VOLCÁN CITLALTÉPETL: BÚSQUEDA DE EVIDENCIAS DE PERMAFROST ENTRE LOS AÑOS 2015-2017

Figura 19. (1 al 5). Pruebas gráficas de probabilidad normal.





ESTUDIOS PERIGLACIARES EN EL VOLCÁN CITLALTÉPETL: BÚSQUEDA DE EVIDENCIAS DE PERMAFROST ENTRE LOS AÑOS 2015-2017



De acuerdo con los resultados obtenidos para cada una de las poblaciones resulta claro advertir que en ninguno de los casos se cumple con el supuesto de normalidad ($P < 0.005$), hecho que se muestra con claridad en el desfase existente en todos los casos entre la curva de distribución poblacional observada y la recta ideal. Los resultados obtenidos adquieren sentido debido a que en series de datos geofísicos es difícil que la media, moda y mediana sean las mismas dentro de la distribución. Sin embargo, considerar que la distribución de datos diarios de temperatura sea de tipo gaussiana es algo común a pesar de que la mayoría de las veces sea lo contrario (Toth y Szentimrey, 1990). Harmel *et al.*, (2002) encontraron que la variabilidad estacional y los factores geográficos influyen en las desviaciones que presenta la



distribución de temperaturas; de igual manera, Ben-Gai *et al.*, (1998) señalan que la frecuencia de eventos extraordinarios repercuten no tan solo en los valores de la media del grupo de datos, sino que afecta la desviación estándar y ocasiona la asimetría. Sería oportuno considerar también que las condiciones cambiantes del clima manifestadas en series temporales largas ocasionan sesgos en la densidad de distribución. Wilks (2011) enfatiza que aunque la distribución de los datos no fuera de tipo gaussiano, en el tratamiento de variables climatológicas es muy común apoyarse en el “teorema del límite central” debido a que a mayor número de muestras, su distribución tiende a la normalidad (Alvarado y Batanero, 2008), esto es también subrayado por (Allcroft *et al.*, 2001).

❖ Análisis de varianza y diferenciación entre grupos

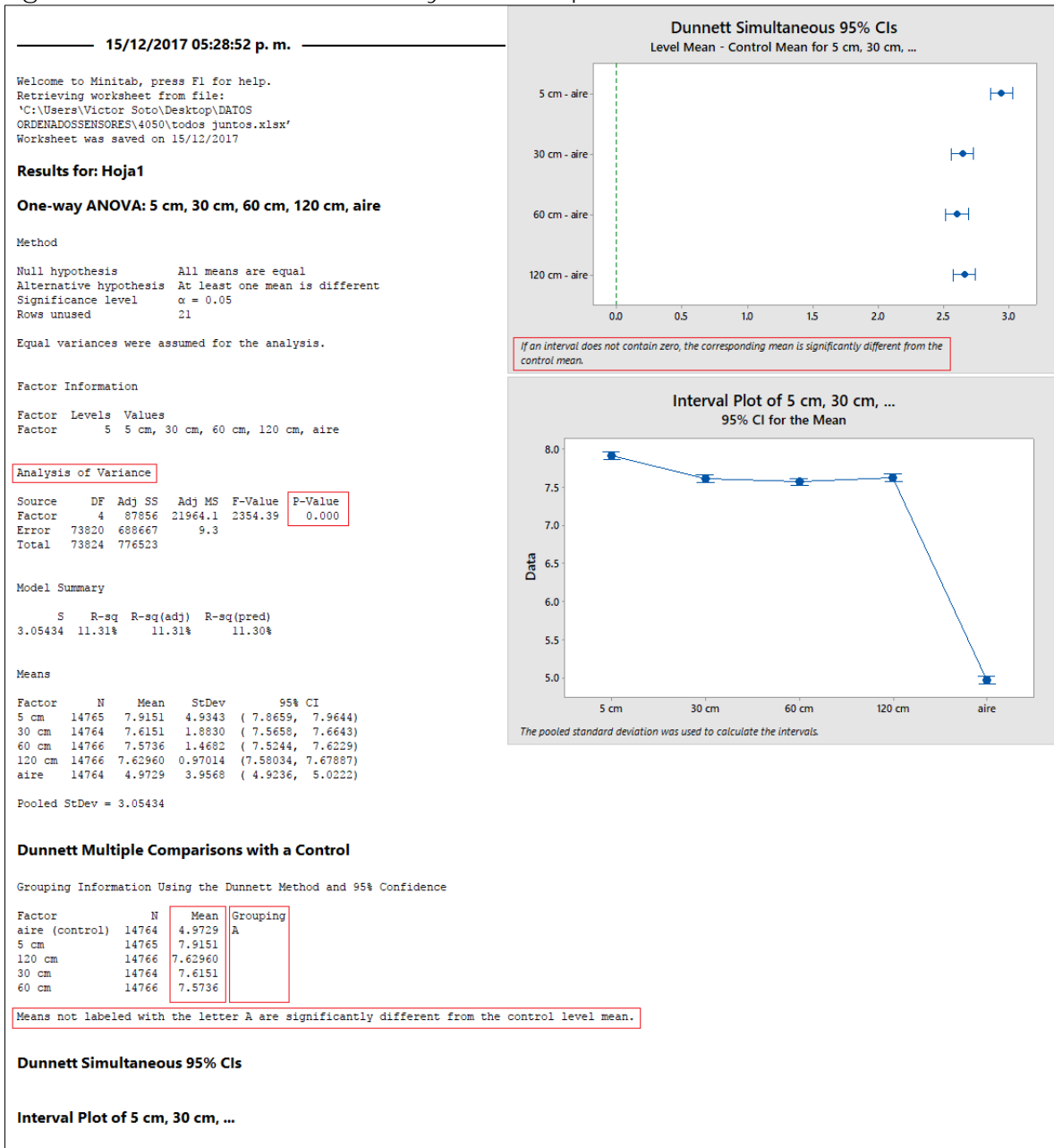
El perfil de temperatura del suelo está estrechamente relacionado con la profundidad, pero al mismo tiempo sus valores deben ser considerablemente diferentes a los de la temperatura del aire por la naturaleza de sus características. Por tal razón, se realizó la prueba de Dunnett y el análisis de varianza para comparar las medias entre cada profundidad y a la vez cada una de estas comparada contra la temperatura del aire que para este caso se consideró como grupo de control y comparación. La hipótesis alternativa (H_1) indica por lo tanto, que los grupos de profundidad han de ser distintos al grupo correspondiente a la temperatura del aire, siendo las medias entre ellos relativamente semejantes.

Los resultados del modelo y su representación gráfica para cada cota se señalan a continuación:



ESTUDIOS PERIGLACIARES EN EL VOLCÁN CITLALTÉPETL: BÚSQUEDA DE EVIDENCIAS DE PERMAFROST ENTRE LOS AÑOS 2015-2017

Figura 20. Análisis de varianza y Dunnett para la cota 4,050 msnm.





ESTUDIOS PERIGLACIARES EN EL VOLCÁN CITLALTÉPETL: BÚSQUEDA DE EVIDENCIAS DE PERMAFROST ENTRE LOS AÑOS 2015-2017

Figura 21. Análisis de varianza y Dunnett para la cota 4,200 msnm.

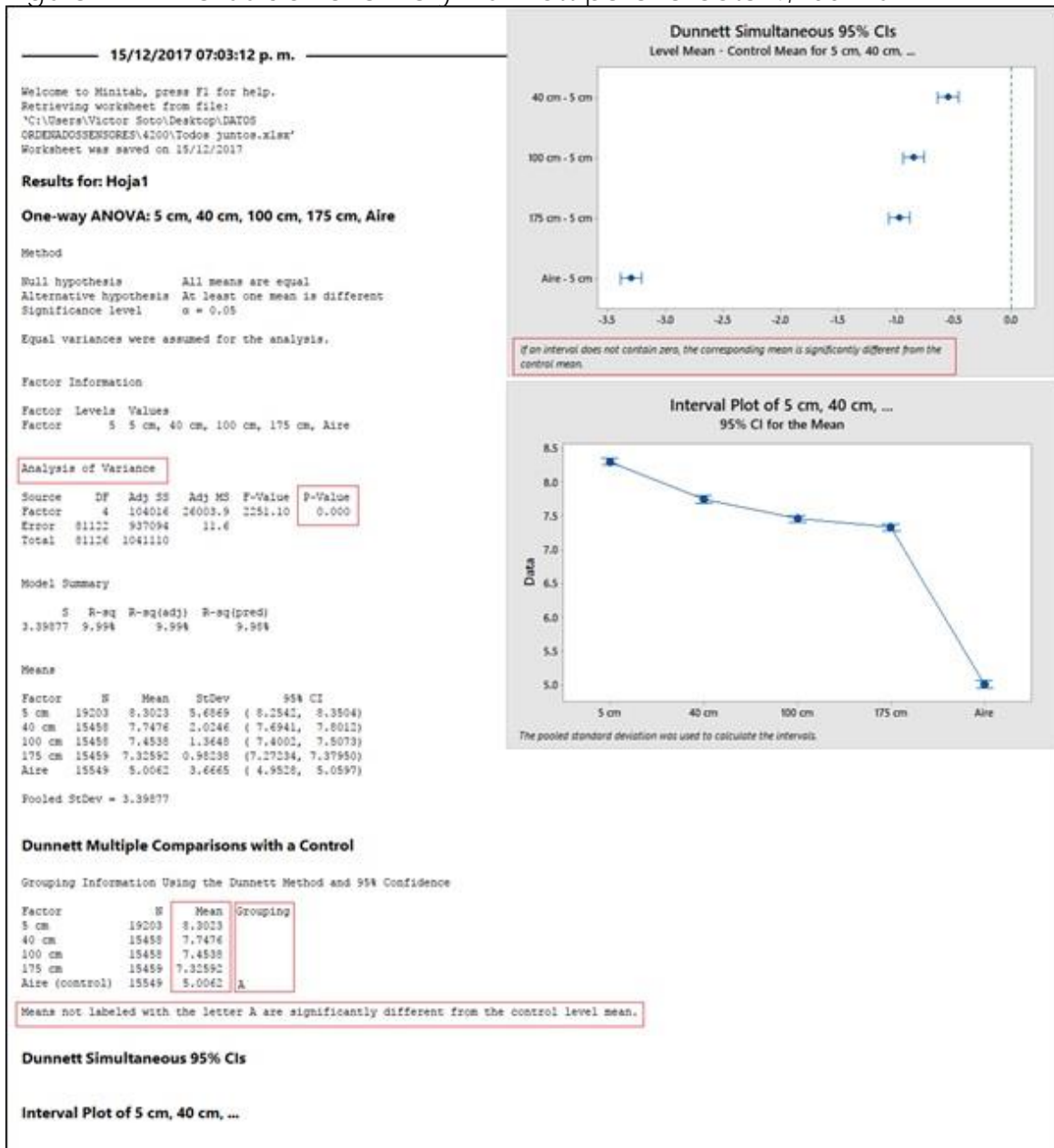




Figura 22. Análisis de varianza y Dunnett para la cota 4,200 msnm sur.

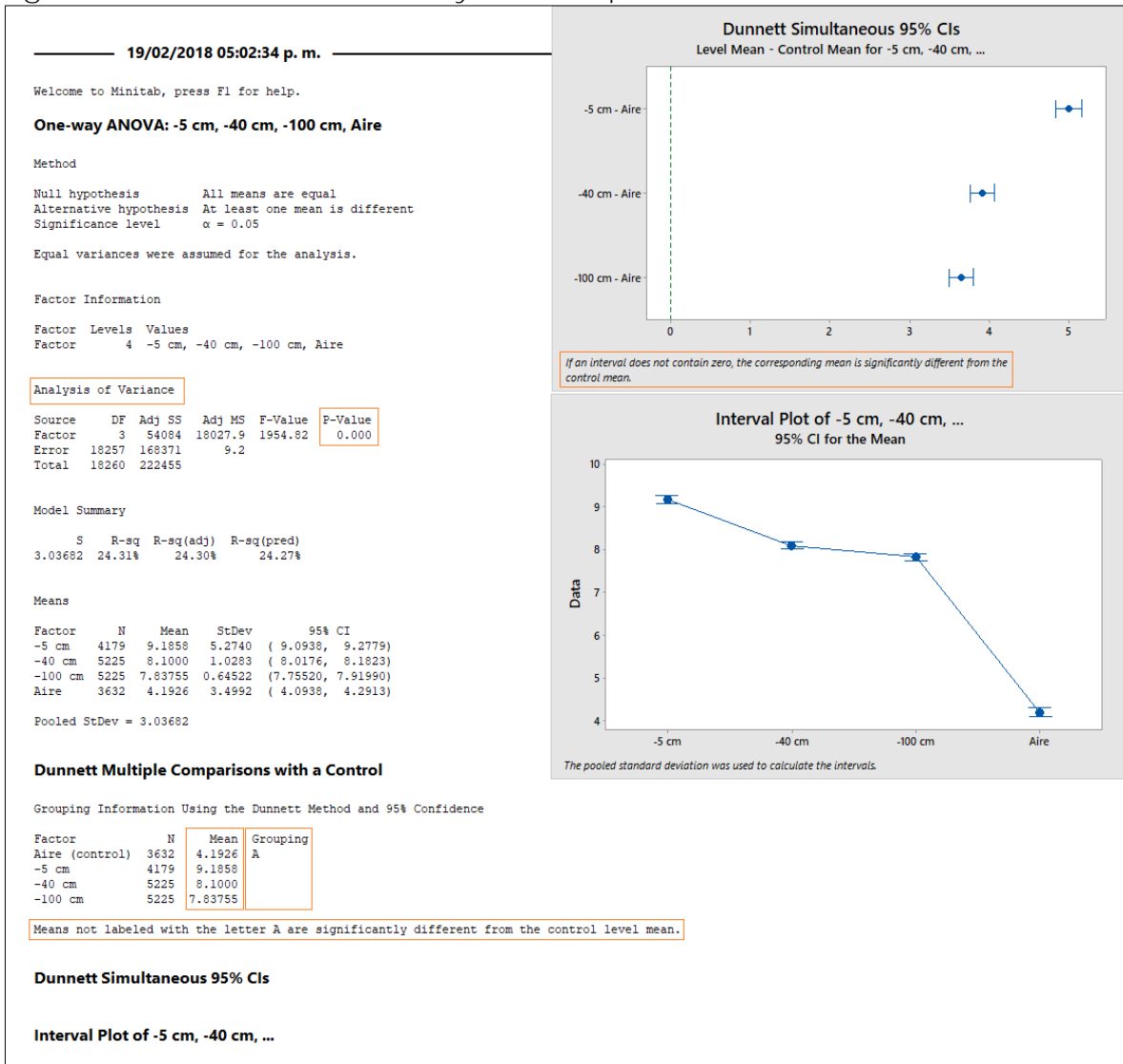




Figura 23. Análisis de varianza y Dunnett para la cota 4,584 msnm.

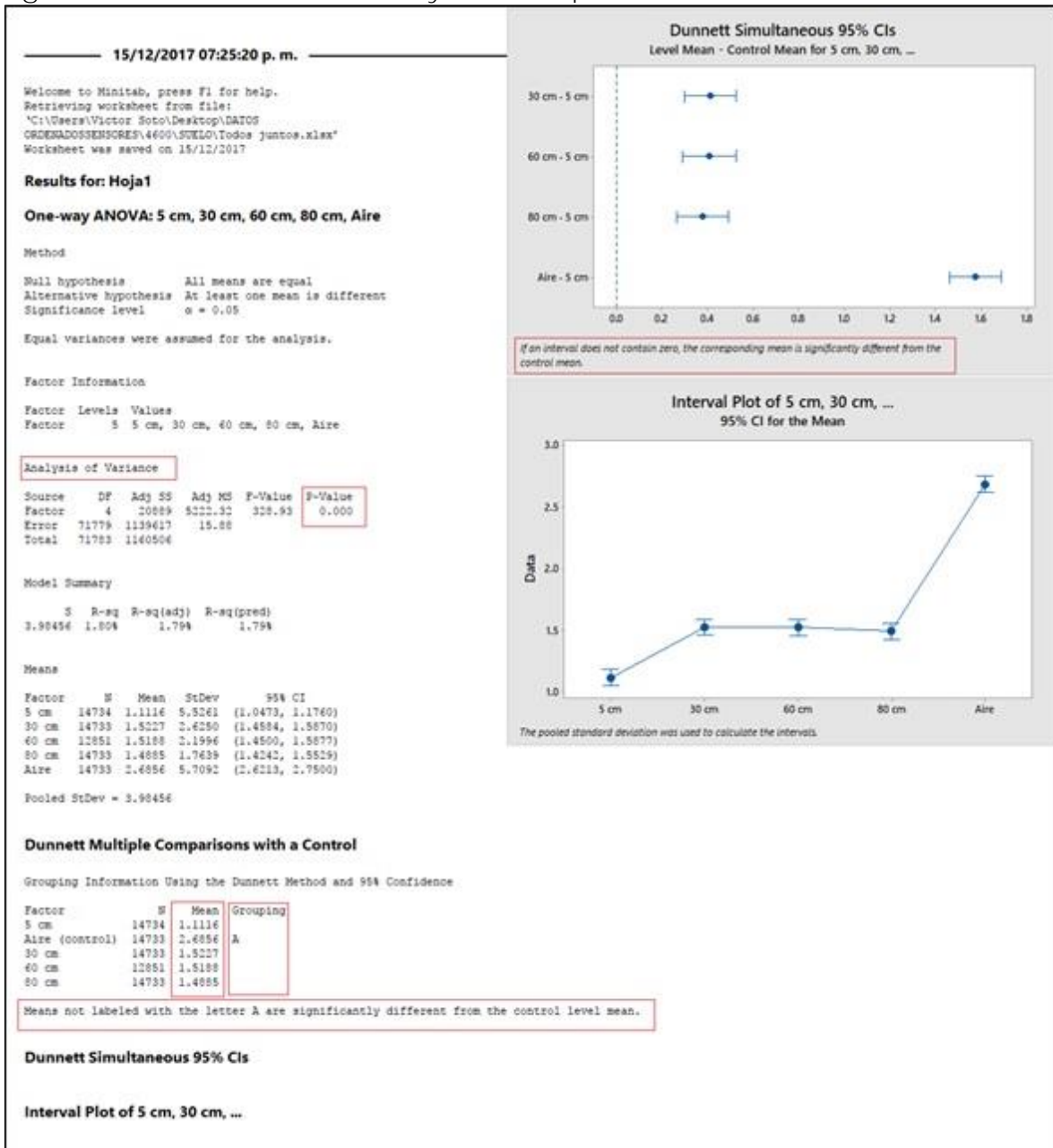
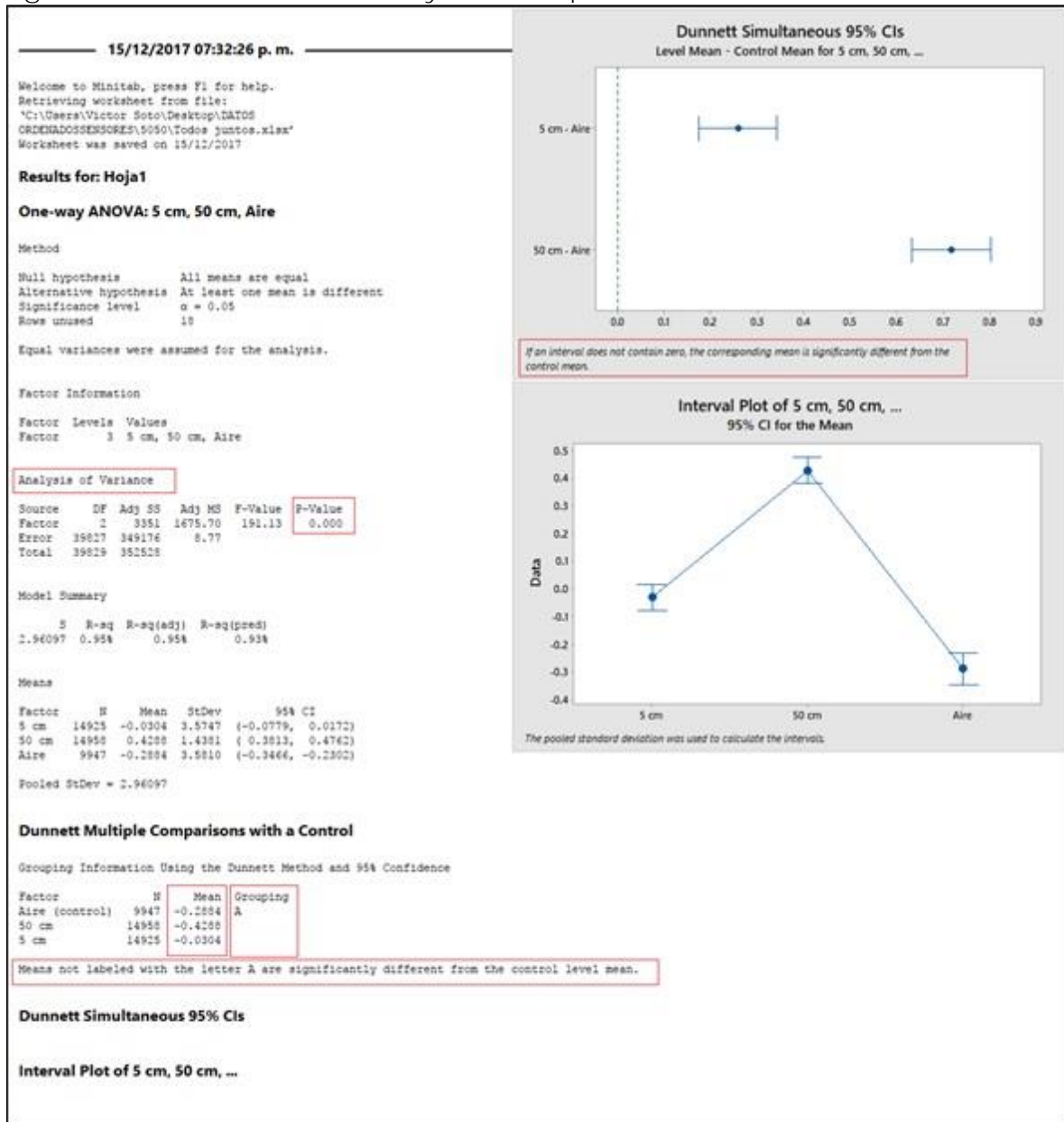




Figura 24. Análisis de varianza y Dunnett para la cota 5,060 msnm.



Los modelos subrayan lo que se anticipó *a priori*. Es decir, que las medias entre los grupos de profundidad en cada piso altitudinal son diferentes al grupo de la temperatura del aire correspondiente, aceptando así H_1 . Al mismo tiempo las medias de los grupos del suelo son más parecidas entre sí que a la media del aire perteneciente a su piso altitudinal.



❖ Homogeneidad de las series

Entre las prácticas para valorar la calidad de una serie climática, sin duda ésta es la más compleja de abordar. Existen al menos dos perspectivas al referirse sobre la homogeneidad de una serie de datos; la primera de ellas se basa en las características cuantitativas del grupo de datos, es decir, tiene que ver con la cantidad de datos que contenga cada serie. Uno de los principales objetivos radica en detectar la presencia de lagunas y datos faltantes; por lo que cuantitativamente una serie es homogénea si no existen vacíos de información a lo largo del tiempo. La segunda y no menos importante está apoyada en el carácter cualitativo de los datos, es decir, radica en la calidad de los mismos. La homogeneidad cualitativa de una serie de datos climatológicos se basa mayormente en la importancia de analizar el cambio de varianza a través de tiempo y las discontinuidades en la media (Downton y Katz, 1993); sin embargo, la mayoría de las series climáticas carecen de esta condición debido a innumerables factores. Muchas veces se requiere la aplicación de criterios prácticos para considerar la homogeneidad cualitativa: e.g. cuando los datos sufren fluctuaciones en respuesta a factores climáticos naturales de la zona de estudio únicamente, libre de sesgos artificiales; como consecuencia, cada serie habrá de ser homogénea si las condiciones del medio ambiente permanecen constantes al igual que la instrumentación de medida (Galán-Gallego y Fernández -García, 1992).

Las pruebas aplicadas para verificar cualitativamente la homogeneidad de los datos climáticos fueron diferenciadas en pruebas de “métodos absolutos” y pruebas de “métodos relativos” (Firat *et al.*, 2012). En el primer caso los test se realizan a cada estación de manera independiente; el segundo se basa en la utilización de otra serie de referencia para comprobar su calidad (Wijngaard *et al.*, 2003). Una forma relativa para detectar la homogeneidad de una serie de temperatura se basa en compararla con otra serie de referencia (Valera-Ledezma *et*



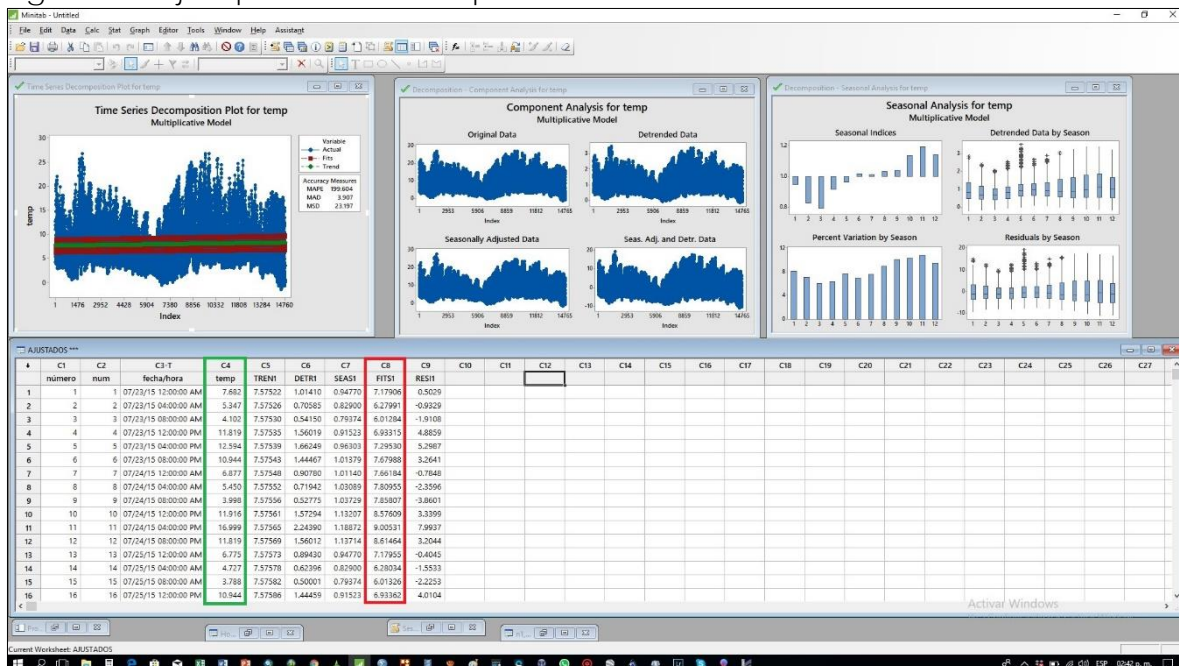
al., 2015) en busca de un comportamiento similar en la variable. En general, la mayoría de estos ejercicios de homogeneización están enfocados principalmente en el relleno de las lagunas y vacíos de las series y además otorgan prioridad en reparar inhomogeneidades causadas por factores ajenos a la variación climática (Aguilar *et al.*, 2003) y cuando se trata de corregir variaciones en la media lo abordan empleando la estación de referencia siempre que ésta posea características similares a la estación de interés; su función primordial está basada en modificar el punto de inflexión a partir de donde la estación referente presenta diferencias en su comportamiento (Li-Juan y Zhon-Wei, 2012). Resulta necesario además señalar que casi todos los modelos están limitados a trabajar en series con una resolución mensual, o a nivel diario, pero no a escala horaria. En este último caso es cuando las oscilaciones térmicas del día, a nivel de superficie, son mucho más notorias que las mensuales y estacionales, lo que conduce, de acuerdo con los autores anteriores, a un análisis muy complejo de homogeneidad. Adicionalmente, Yan *et al.*, (2010) afirman que una serie de escala estacional suele ser más precisa que otra mensual y más aún que en una de resolución temporal menor debido a las perturbaciones en la atmósfera local. No obstante a la complejidad de la tarea, la realización de pruebas de homogeneidad en series de resolución más precisa, como la de datos a escala horaria puede otorgar una confianza más sólida a la hora de su interpretación.

El paso a continuación consistió en la aplicación de pruebas absolutas de homogeneidad. Los test empleados analizando la estabilidad de las varianzas y de la media a lo largo del tiempo fueron la Prueba de Levene, la Prueba de Recorrido, Test de Siegel-Tukey, Prueba de Mann-Whitney, Test de Pettitt y finalmente el Método de Monte Carlo basado en secuencias aleatorias. Las pruebas se aplicaron a las series originales y posteriormente se les eliminó la estacionalidad y la tendencia; al modelo ajustado sin los componentes anteriores se les aplicó nuevamente las pruebas presentando resultados similares en



todos los casos. La figura 25 muestra un ejemplo de la descomposición de la serie 4,050 -5 cm empleando el programa Minitab 17, procedimiento que se aplicó a todas las series; la gráfica superior izquierda muestra en color marrón la representación de los valores corregidos y la columna C8 (enmarcada en rojo) contiene los valores numéricos ajustados por el modelo a partir de los valores originales (enmarcados en verde) a los cuales se les aplicaron nuevamente las pruebas de homogeneidad:

Figura 25. Ejemplo de descomposición de las series.



Posterior a la aplicación de las pruebas, los resultados son mostrados de manera resumida en la secuencia de gráficas expuestas a continuación en orden altitudinal ascendente:



Figura 26. Gráficas de homogeneidad para la cota 4,050 m snm.

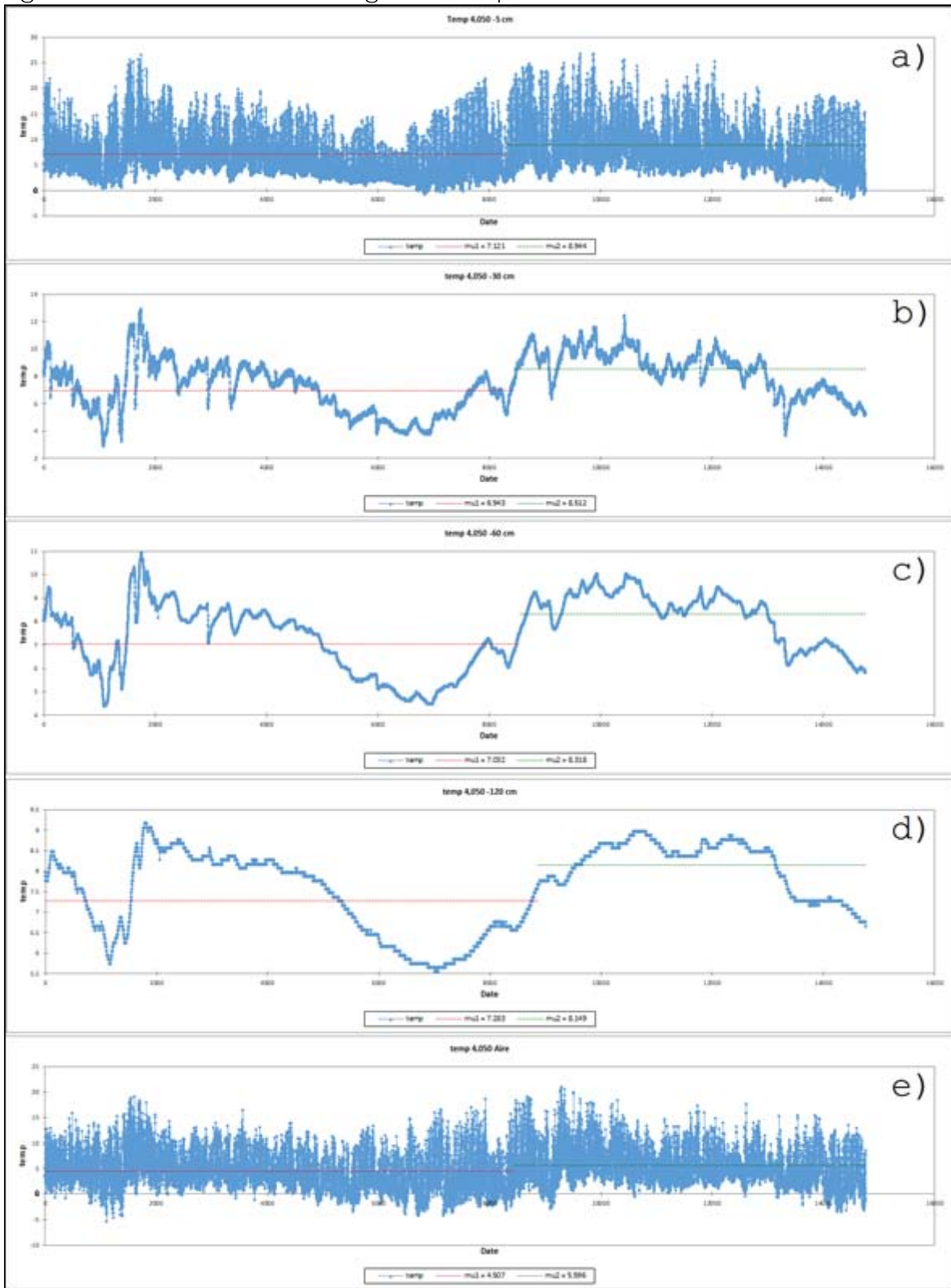




Figura 27. Gráficas de homogeneidad para la cota 4,200 m snm norte.

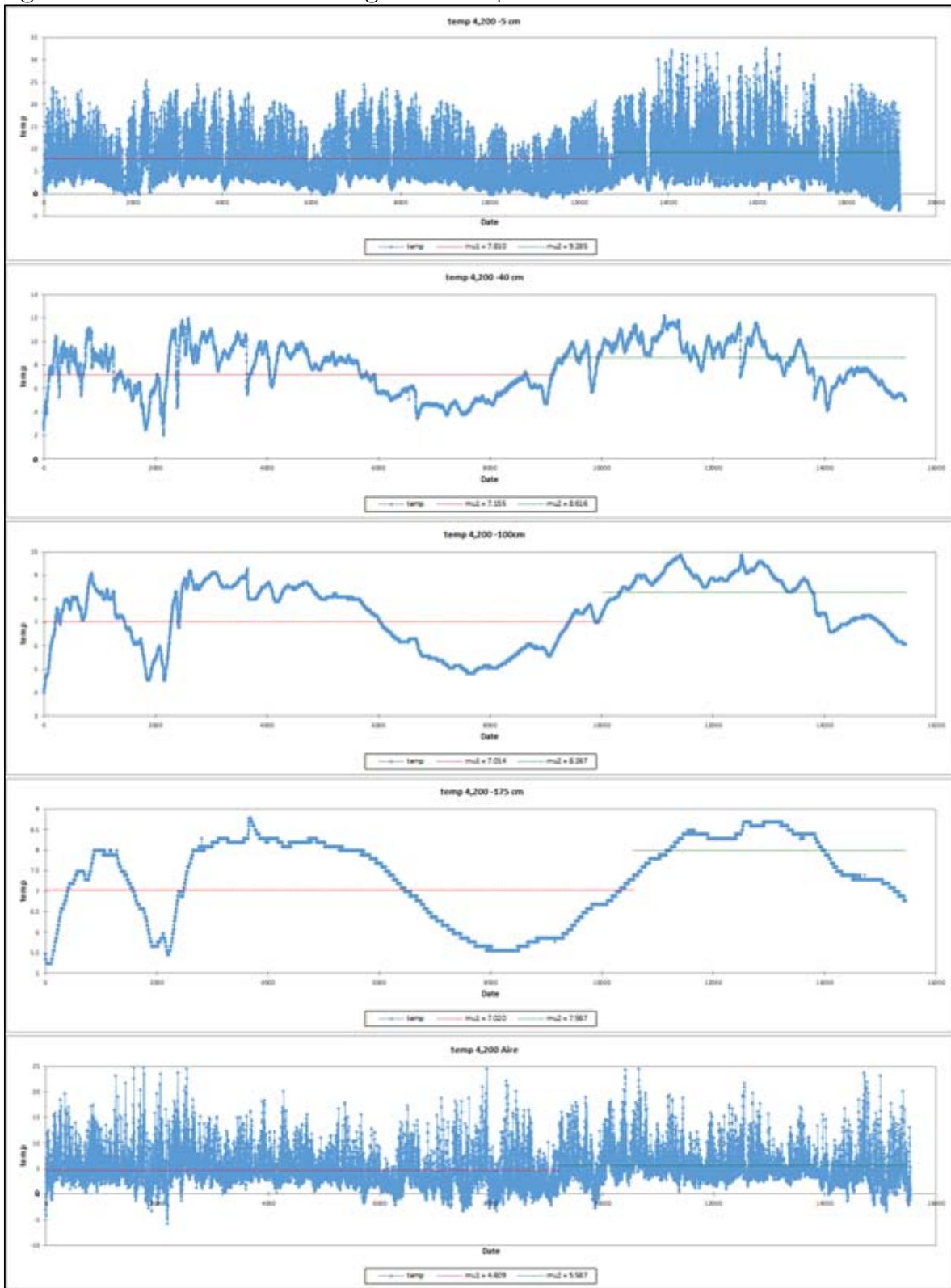




Figura 28. Gráficas de homogeneidad para la cota 4,200 m snm sur.

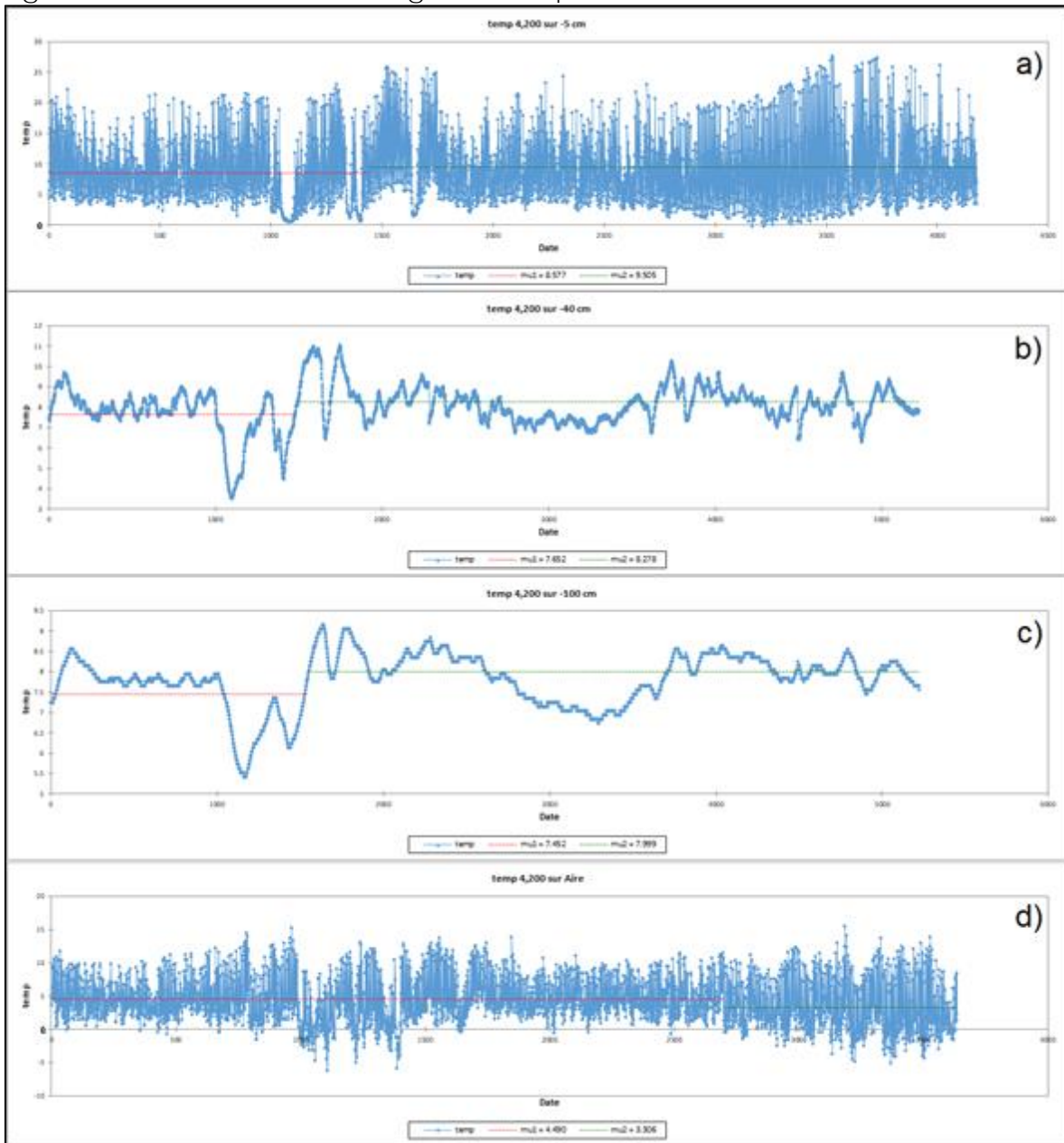




Figura 29. 4 Gráficas de homogeneidad para la cota 4,584 m snm.

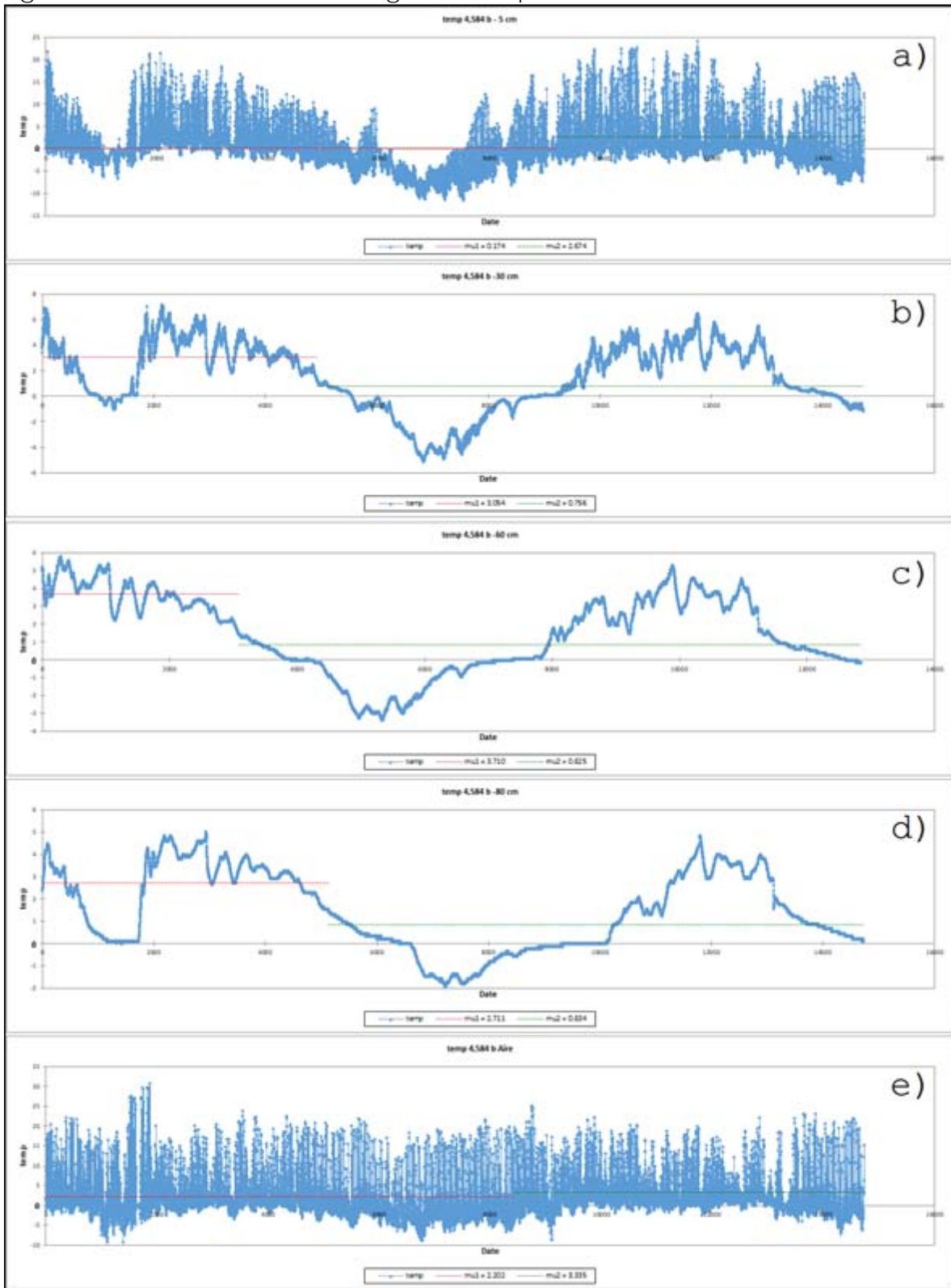
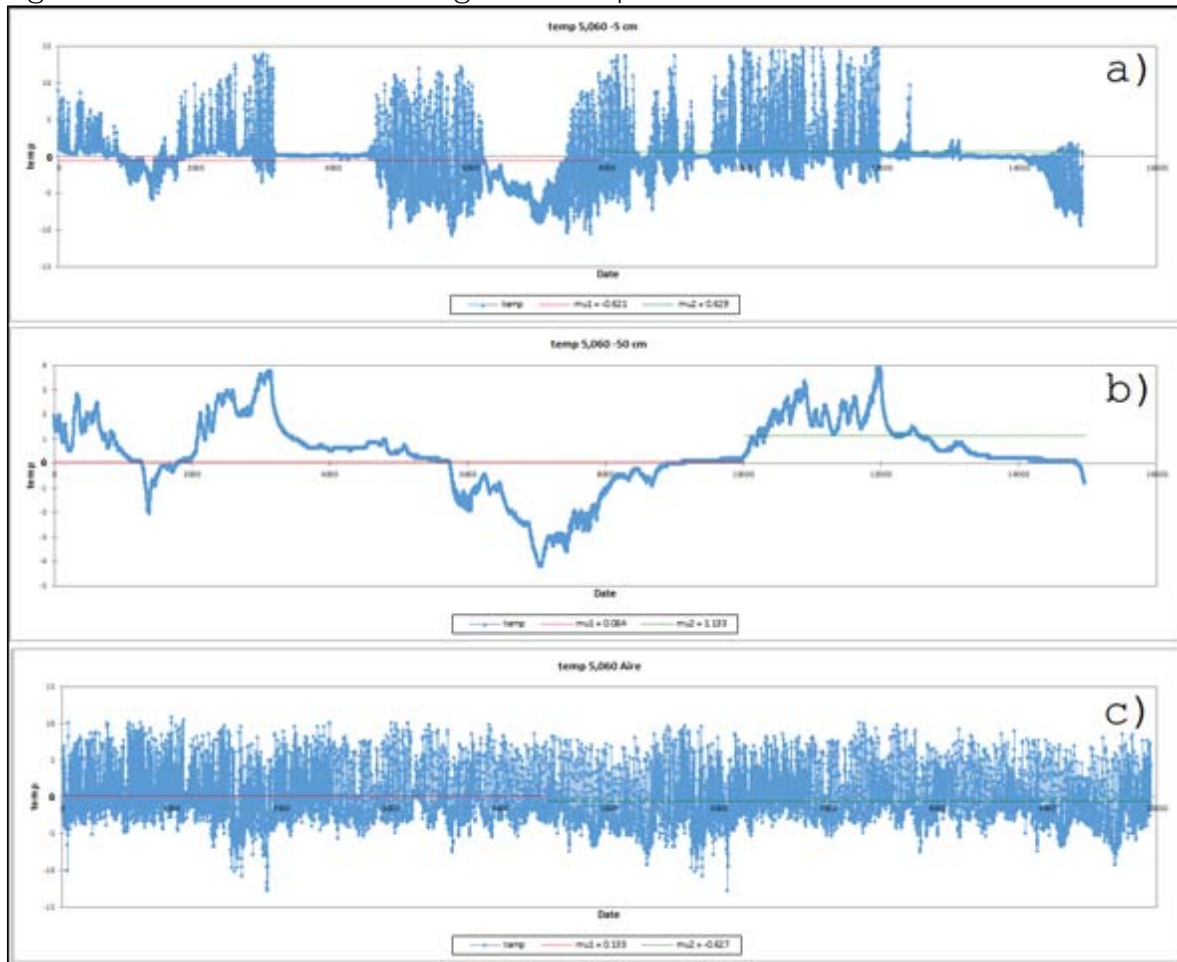




Figura 30. Gráficas de homogeneidad para la cota 5,060 m snm.



Cada una de las pruebas aplicadas a las series originales y posteriormente sin los componentes de estacionalidad y tendencia señalan como resultado que con un porcentaje de significancia $\alpha = 0.05$ ninguna serie cumple con el supuesto de homogeneidad debido principalmente a que la media presenta un salto en algún punto. En la secuencia de gráficas anteriores pueden notarse con claridad las dos líneas medias (colores rojo y verde) indicando el punto donde éstas se separan. Lo anterior podría ser indicativo de que ninguna de las series posee un comportamiento consistente a lo largo del tiempo ya que existe un cambio en la estabilidad de su media correspondiente, lo cual, en primera instancia habría de suponer la necesidad de llevar a cabo correcciones para modificar el comportamiento de



cada una de las mismas. Sin embargo, con base en la “*Guidelines on climate metadata and homogenization*” de la Organización Meteorológica Mundial (OMM) [Aguilar *et al.*, 2003], no es necesario realizar ningún ajuste a los datos cuando se trabaja con series de estaciones gestionadas con alta calidad, sino que suele ser suficiente con identificar las razones físicas que pudieron condicionar la variación en el comportamiento de la serie. Adicionalmente, es necesario tomar en cuenta que las inhomogeneidades de las observaciones meteorológicas ocurren debido esencialmente a cambios en el instrumental de medición y en la metodología empleada, así como el cambio físico del entorno adyacente a la estación; por lo que en caso contrario, si una serie climática está influenciada únicamente por factores atmosféricos, ésta ha de considerarse como homogénea (Firat *et al.*, 2012). Esto último se encuentra **enfaticado dentro de la “Guía de prácticas climatológicas” de la OMM (2011) [pág. 5-2]** donde se señala que las mediciones realizadas con estricto control y sin diferencias en el instrumental deben reflejar las condiciones atmosféricas del sitio considerándose de este modo una serie climatológica cualitativa y cuantitativamente homogénea.

Para nuestro caso existen dos parámetros *a priori* que otorgan de inicio una alta confiabilidad con respecto a la homogeneidad en los conjuntos de datos para cada piso altitudinal con sus respectivos niveles de profundidad. El primero tiene que ver con la inexistencia de datos faltantes debido principalmente a que no hubo interrupción en el registro y almacenamiento de las temperaturas ya que los datos fueron extraídos y respaldados cada tres meses en promedio y en todo momento los sensores fueron formateados y al mismo tiempo se revisaron los niveles de energía de las baterías así como también la memoria de almacenamiento; todo esto con la finalidad de contar con un registro constante y regular de los datos. El segundo está basado en el análisis exploratorio gráfico de las series para cada piso altitudinal con sus respectivas profundidades; en él se aprecia un comportamiento paralelo y de correspondencia entre las curvas



de cada nivel de profundidad como consecuencia de temperaturas y registros congruentes. Por otra parte, como es sabido, las condiciones protectoras del suelo permiten que las oscilaciones térmicas en su interior sean más suavizadas y disminuyan a mayor profundidad (tal como se constatará a la hora de plasmar los resultados en la interpretación de los datos), a excepción de la interface suelo-aire donde el intercambio radiativo y de energía obliga a mostrar un mayor rango diario de temperatura, por lo que considerando el enfoque de homogeneidad relativa, si se compara cada una de las series con su vecina próxima, en este caso tomando de cada piso altitudinal una serie para sobreponerla con la de la profundidad siguiente puede notarse una perfecta correlación por paralelismo entre las curvas creando un perfil térmico consistente y homogéneo. Por lo que volviendo a lo señalado por la OMM (2011) y Aguilar *et al.*, (2003), no existen evidencias que señalen la necesidad de realizar ajustes a las series debido a que todas y cada una de ellas reflejan de manera congruente las condiciones climatológicas de cada punto de medición.

❖ Conclusiones sobre la calidad de los datos:

Se ha señalado que un análisis estadístico robusto aporta un alto grado de confianza en la interpretación de los resultados obtenidos. Tras la revisión y el análisis de la calidad de los datos extraídos para este trabajo es posible concluir que:

1. Las bases de datos de fenómenos geofísicos difícilmente tendrán una distribución ideal considerada como normal o gaussiana, especialmente cuando se trata de índole climático ya que las condiciones cambiantes en la atmósfera de un momento a otro suelen oscilar varias veces al día haciendo que el grado de dispersión entorno a la media sea más amplia.
2. Las series temporales de temperatura con alta resolución, como en este caso a nivel horario, debido a las constantes



- oscilaciones no podrán presentar un patrón constante de comportamiento.
3. Por lo anterior, dado el alto número de las muestras que en promedio alcanzan 14,000 registros por serie y basándose en el teorema del límite central, cada serie debe ser considerada poseedora de una distribución de tipo gaussiana.
 4. Existe una alta correlación entre el comportamiento térmico de una profundidad en relación con la siguiente, mostrando en conjunto un perfil de temperatura congruente y homogénea.
 5. Las temperaturas en el perfil del suelo están correspondidas entre sí, pero son al mismo tiempo distintas de la temperatura del aire debido a que se trata de medios diferentes.
 6. La temperatura superficial experimenta un alto índice oscilatorio en función de la radiación solar incidente, que a su vez se transmite en los primeros metros de la columna de aire, ocasionando que este último posea también una marcada oscilación térmica. Para el caso del suelo, tiende a suavizarse conforme a la profundidad.
 7. A pesar de que las diversas pruebas estadísticas aplicadas señalan la carencia teórica de homogeneidad, con el análisis comparativo de series de referencia se obtiene la homogeneidad relativa necesaria.
 8. El estricto control con respecto al posicionamiento de las estaciones, la invariabilidad del método para la extracción de los datos, la estricta vigilancia en el funcionamiento de los sensores, así como una correcta gestión y tratamiento de la información, otorgan, de inicio, una alta homogeneidad cuantitativa a cada una de las series temporales.
 9. Con estricto apego a los manuales de la OMM y debido a la inexistencia de datos faltantes así como a elementos que pudieran afectar la correcta lectura de la temperatura, nos vemos obligados a considerar que las variantes en el comportamiento térmico de las series obedecen a factores



- estrictamente ambientales, por lo que resultan ser una vez más homogéneas.
10. Considerando que el efecto de salto en la media térmica a lo largo de las series temporales se aprecia de manera proporcional en el resto de las series del mismo piso altitudinal, y al mismo tiempo está presente en el resto de las cotas, pudiera esto sugerir un relativo cambio, probablemente de índole oscilatorio, a corto plazo en la variable.
 11. Por último, conjuntando todo lo anterior se puede confirmar la inexistencia de discrepancias en las series y se fortalece la consistencia de los datos por trabajar, así como la confianza en la interpretación de los resultados obtenidos en el objetivo principal de este trabajo.

CAPITULO VII

138

ZONIFICACIÓN ALTITUDINAL DEL VOLCÁN, CLIMA Y AMBIENTE PERIGLACIAL, RESULTADOS

Los valores de temperatura del aire y suelo fueron calculados. En primera instancia se modeló la temperatura superficial del aire en el volcán a partir de las normales climatológicas de estaciones cercanas. Los resultados muestran una igualdad a 3,369 m snm y una diferencia a 5,042 m snm con respecto a los valores señalados por Enriqueta García. Por otra parte, con datos propios se analizó la variable térmica del aire y suelo en cada una de las altitudes donde existen estaciones de observación. Se encontró que el índice de congelamiento del aire tiende a aumentar con respecto a la altura; por su parte, la presencia de ciclos de congelamiento y descongelamiento alcanzan un mayor número a una altitud de 5,584 m. Finalmente a nivel de suelo, la presencia de días con hielo muestra un patrón

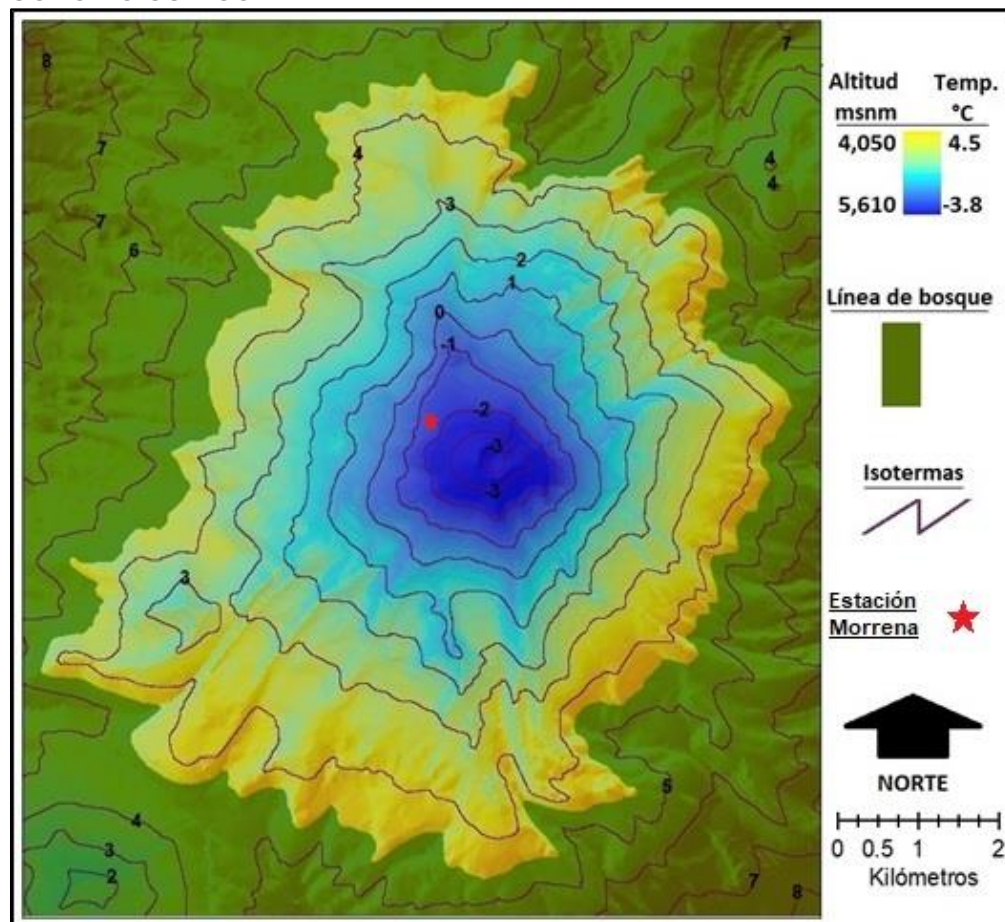


ascendente en función de la altitud. Tanto la temperatura del aire y del suelo están altamente correlacionados.

7.1 ENTORNO CLIMÁTICO GENERAL ACTUAL

Con base al método y proceso descritos con anterioridad, el mapa de temperatura media anual superficial en el cono volcánico está dado en la figura 31. De acuerdo con el mapa, la temperatura media anual en la cima es de -3.8°C ; las isoterma señalan los valores unitarios a partir de 8°C dentro de la zona de bosque, la cual corresponde a la altura de 3,381 m snm. Los valores por altitud pueden verse en la tabla 14.

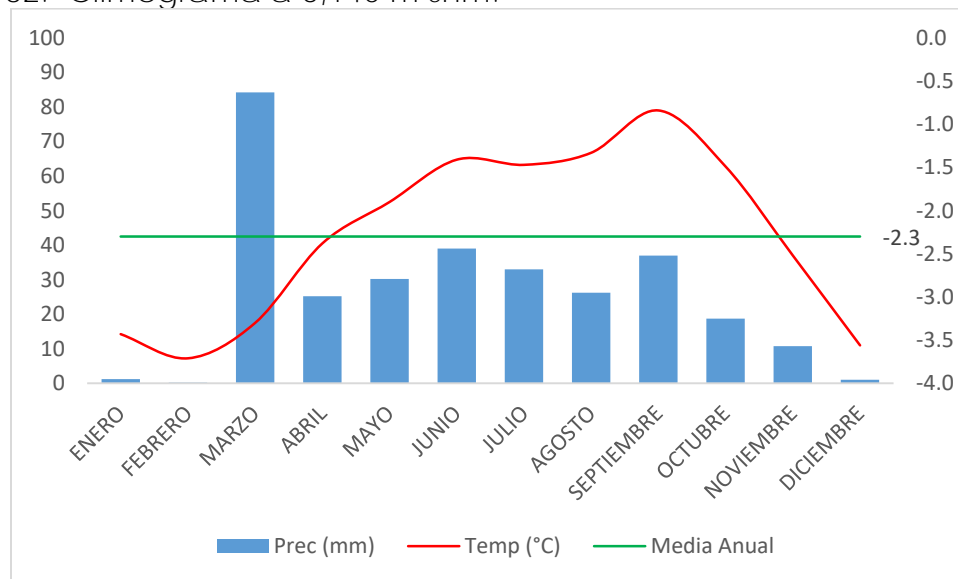
Figura 31. Mapa del modelamiento de la temperatura media anual del aire en el cono volcánico.





Para verificar lo anterior, se emplearon los datos climáticos de una estación instalada para fines glaciológicos en el año 2006 (estación "morrena"). Esta estación se ubica a 5,140 m snm al oeste de la parte baja del glaciar, fuera del cuerpo de hielo y posee datos continuos del 2006 al 2009. Se decidió no emplear los datos de la otra estación colocada por encima del glaciar debido a que durante largos periodos sus sensores estuvieron cubiertos de hielo, por lo que sus registros de temperatura son poco confiables. La figura 32 muestra el climograma de la estación utilizada:

Figura 32. Climograma a 5,140 m snm.



Mediante el proceso de correlacionar cada isoterma con el valor en altitud de cada pixel del modelo digital de elevaciones, es posible tabular el piso altitudinal del cono con su respectivo valor de temperatura.



Tabla 14. Relación temperatura-altitud en el Citlaltépetl.

Temperatura estimada °C	Piso altitudinal Msnm
12.0	2,626
11.0	2,815
10.0	3,004
9.0	3,192
8.0	3,381
7.0	3,570
6.0	3,758
5.0	3,947
4.0	4,136
3.0	4,324
2.0	4,513
1.0	4,702
0	4,890
-1.0	5,079
-2.0	5,268
-3.0	5,456
-3.8	5,610

Las celdas en gris indican el valor medio en las cercanías al límite superior del bosque (4,050 m snm) y la altitud en la que se presenta la isoterma 0°C. Las de color verde muestran el rango altitudinal de la estación "Morrena" y su valor térmico correspondiente.

De acuerdo con la temperatura media anual de -2.3°C registrada en la estación "Morrena" a 5,140 m snm, y comparándolo con la tabla 14, donde le correspondería un valor cercano a -1.5°C, nos arroja una diferencia de ~0.8°C. Esta diferencia resulta aceptable debido a que los valores calculados a través del método de extrapolación sobre el MDE están basados en las normales climatológicas de cada estación utilizada, que en la mayoría de los casos poseen más de 30 años de registros, en comparación con los cuatro años de la estación en cuestión, así como también en el cálculo del GVTT calculado.

Es importante resaltar que los datos de temperatura que sugiere García (1973, 2004) han sido estimados con datos climáticos previos a la década de 1970 los cuales corresponden a la segunda edición de su trabajo, sin embargo para la sexta y más



reciente edición (2004), además de contar con datos que en el mejor de los casos datan hasta 1995, repite los valores de la edición de 1973. No obstante lo anterior, homologando los límites de altitud para facilitar la comparación entre los pisos altitudinales y sus temperaturas correspondientes señalados por la autora, contra los resultados de este trabajo, las diferencias se muestran en la tabla 15:

Tabla 15. Comparación de temperaturas obtenidas mediante extrapolación de datos de estaciones cercanas.

Altitud msnm	Temperatura °C			
	1973	2004	2017	Diferencia
3,369	8.1	8.1	8.1	0
5,042	-2.3	-2.3	-0.1	2.2

Con la tabla anterior se aprecia que al menos para la altitud de 3,369 donde se inicia el “clima frío” indicado por García, no ha habido diferencia de temperatura, contrario a lo que sucede a 5,042 msnm que marca el inicio del “clima muy frío” donde resalta una diferencia térmica de + 2.2°C. Por tal razón, en la actualidad el clima EFH que la autora señala como “muy frío” (-2.0°C) tendría que comenzar, de acuerdo con lo señalado en la tabla 14, por encima de los 5,268 msnm.

7.2 ÍNDICES DE CONGELAMIENTO DEL AIRE

El conjunto de series de temperatura examinados nos permite contar con una base de datos suficientemente sólida para analizar las diferentes fases de congelamiento que se han presentado en el Citlaltépetl entre los años 2015 y 2017. En esta parte de resultados se enfatiza lo que en principio se remarcó con respecto a la interacción del aire con el suelo, una correlación directamente proporcional en la temperatura. Así, en primera instancia se analizan las temperaturas del aire en los cuatro niveles de altitud del cono para entender una de las



aproximaciones más comúnmente aplicadas en regiones de gran latitud con el fin de comprender al mismo tiempo la “intensidad del frío” percibido en un periodo dado y su relación con la presencia y con el estado de conservación del permafrost en esas latitudes, el cual en nuestro caso es determinado más adelante. En la segunda parte se presenta la cuantificación de dos índices relacionados con el grado de congelamiento del suelo a nivel superficial y se realiza la zonificación cartográfica para el edificio volcánico. Por último, se presentan los resultados para la determinación de la presencia de permafrost así como también la cartografía generada.

Se ha comentado ya la estrecha relación existente entre la temperatura del aire y de la superficie del suelo. De esta se genera una fuerte correlación entre la temperatura de los primeros metros sobre la superficie con la del suelo y la profundidad de congelamiento en su interior (Brown, 1964); por lo que la disminución térmica del aire por debajo de los 0°C estaría correspondida por la entrada del frente de congelamiento en el perfil del suelo hasta cierta profundidad (Lachenbruch y Marshall, 1986; Bilotta *et al.*, 2015). Las estimaciones del congelamiento superficial del suelo a través de la interpretación de la temperatura del aire es un método utilizado mayormente en regiones árticas donde la relativa uniformidad del terreno condiciona resultados más precisos, contrario a las áreas de alta montaña donde una atmósfera más delgada experimenta una tasa menor de calor sensible en comparación con una capa atmosférica más gruesa. Según Nelson y Outcalt (1987), los índices de congelamiento y descongelamiento a lo largo del año son útiles para predecir y cartografiar la distribución de permafrost (Washburn (1979).

En general, el índice de congelamiento se define (van Everdingen, 2005) como la suma aritmética de los grados en días con temperatura por debajo del punto de fusión del agua a lo largo del año, cambiando a temperaturas positivas para el caso del índice de descongelamiento; por lo que para el primer caso,



este índice representa cuantitativamente la intensidad del congelamiento y la duración de éste en un lugar durante cierto periodo (Yoshikawa, 2013). De esta manera, regiones árticas con un índice de descongelamiento cercano a la igualdad con el índice de congelamiento pueden ser caracterizadas con cierto contenido aislado de permafrost, mientras que una diferencia mucho más marcada a favor del índice de congelamiento pueden poseer permafrost de tipo continuo (Frauenfeld *et al.*, 2007). Tanto los índices de congelamiento como de deshielo está calculados en series de tiempo de decenas de años, lo que permite contar con un valor suficientemente representativo de las condiciones de suelo congelado en las regiones circumpolares, que como se mencionó, es donde se aplica este método de aproximación.

A pesar de sus restricciones en alta montaña, este modelo se aplicó al edificio volcánico para brindar una aproximación del comportamiento aire-suelo desde la perspectiva periglacial. Debido al corto periodo de registros de temperatura del aire en la zona del Citlaltépetl, en esta sección se adecuó un modelo de distribución de congelamiento superficial mediante la suma aritmética de los grados-día con temperatura inferior a los 0°C dividiéndola entre la suma total de temperaturas a lo largo del periodo de muestreo. Una vez más, con la finalidad de evitar errores de estimación por años o estaciones incompletas, el período de datos analizado fue de dos años-calendario completos. Como los resultados de los grados-día son considerados siempre positivos independientemente de serlo o no (valores absolutos), para el momento de dividir la suma de negativos o positivos entre la suma total de los registros de la serie estos valores deberán también ser considerados positivos. La suma de estos valores absolutos de temperatura es considerada como una unidad para obtener así el índice de congelamiento o deshielo de cada área a partir de la línea de bosque hasta el límite inferior del glaciar mediante interpolación de los resultados obtenidos entre cada estación de registros.



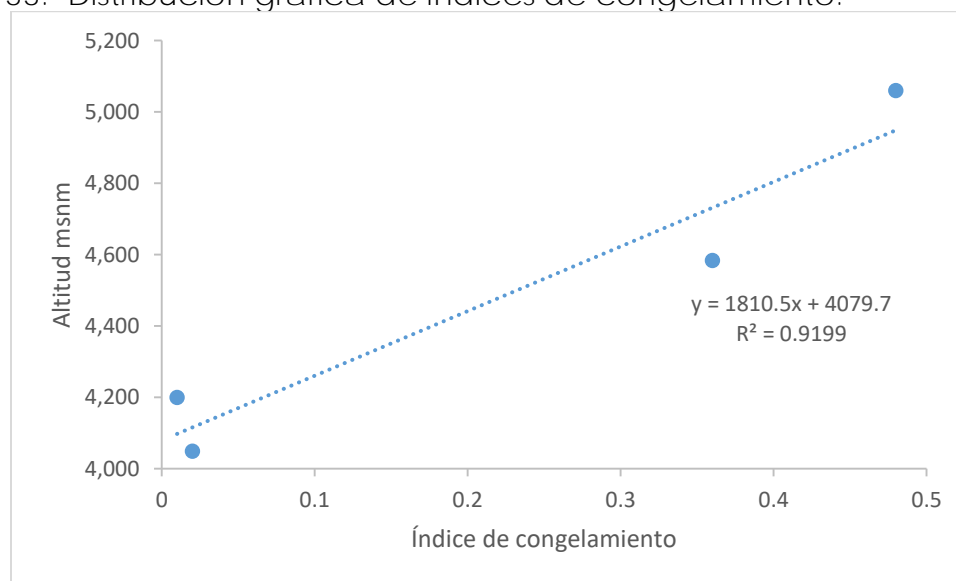
Según los valores arrojados tras el método anterior se tiene entonces la tabla siguiente:

Tabla 16. Cuantificación de grados-día e índices de congelamiento anual.

Altitud	Grados-Día			
	Congelamiento		Descongelamiento	
	Grados	Índice	Grados	Índice
4,050	575.82	0.02	31414.37	0.98
4,200	260.01	0.01	25741.08	0.99
4,584	6565.12	0.36	11794.69	0.64
5,060	9636.94	0.48	10553.99	0.52

Los índices de congelamiento anteriores pueden representarse gráficamente como:

Figura 33. Distribución gráfica de índices de congelamiento.



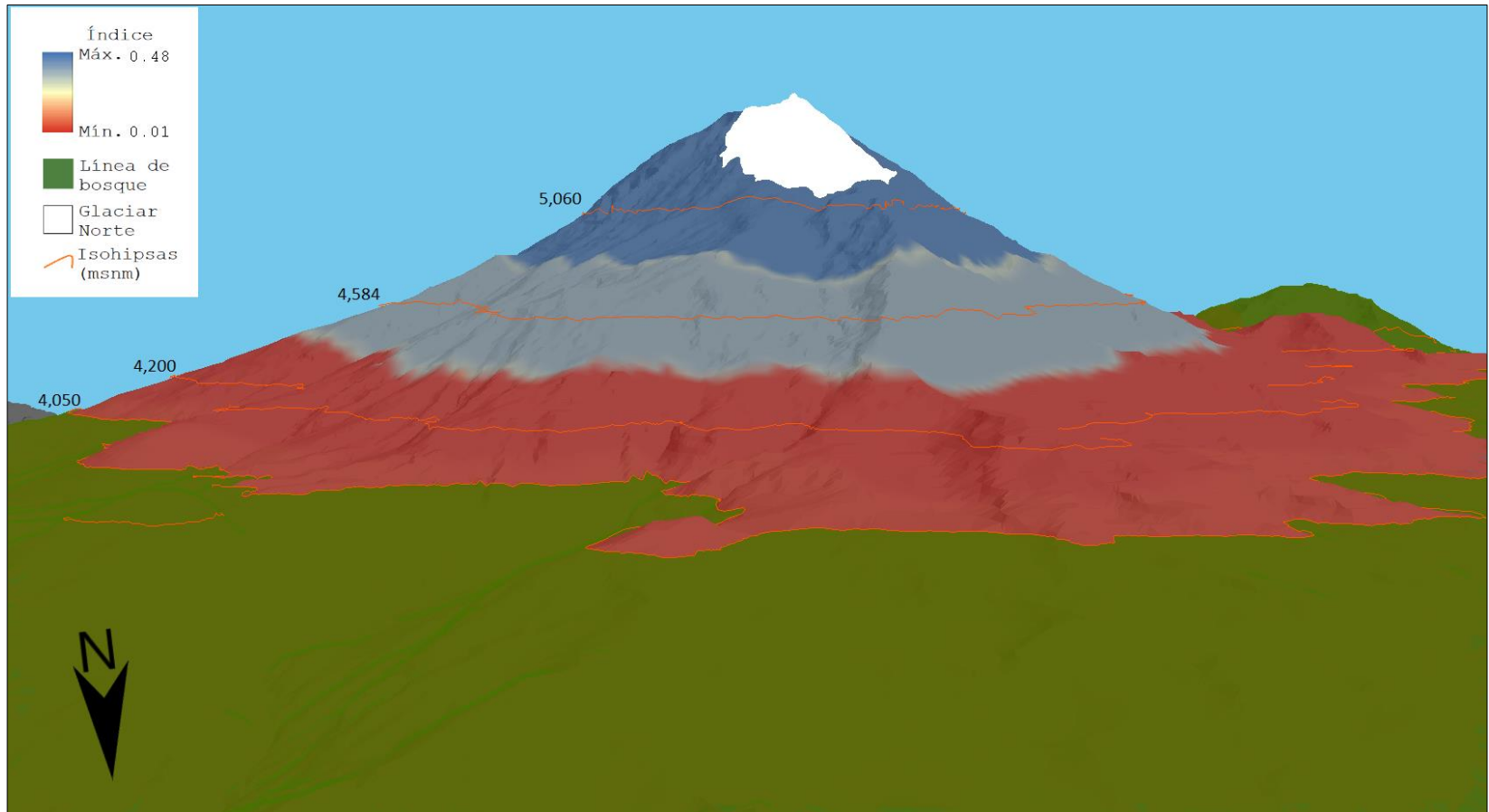
De acuerdo con la gráfica existe una tendencia lineal y con alto valor de ajuste regresivo ($R^2=0.92$). La escasa diferencia altitudinal entre las cotas 4,050 y 4,200 y sus índices respectivos hablan de una ligera inversión térmica durante el periodo de



análisis. El mayor índice de congelamiento en la cota 4,050, en comparación, quizá sea producto de la humedad aportada por la biomasa compuesta por la densa cubierta de pastizal y más aún de la zona de bosque adyacentes. El efecto de enfriamiento del bosque se basa en la absorción de CO_2 , en el consumo de energía por la evapotranspiración del agua retenida por las raíces que enfría la superficie entre otros procesos. Las características refrigerantes del bosque han sido ampliamente documentadas tanto en ambientes rurales como urbanos.

Posterior a los dos primeros pisos altitudinales, tanto los valores para la cota 4,584 y 5,060 presentan una mejor correlación altitud-índice de congelamiento de la zona. De esta manera, matemáticamente mediante la ecuación de regresión o cartográficamente a través de la interpolación inversa ponderada (IDW, por sus siglas en inglés) puede obtenerse cualquier valor estimado del índice de congelamiento de acuerdo con el relieve del edificio volcánico. La figura 34 muestra el modelo de distribución de los índices de congelamiento del aire a nivel de superficie que se describió arriba:

Figura 34. Índices de congelamiento del aire.





7.3 CUANTIFICACIÓN DE DÍAS CON HELADA Y DÍAS CON PRESENCIA DE HIELO EN EL SUELO

Del registro de temperaturas del suelo en la interface suelo-aire (-5 cm) se obtuvieron dos índices asociados con la intensidad del frío experimentado en la superficie, que de acuerdo con el Grupo de Expertos en Detección e Índices de Cambio Climático (ETCCDI por sus siglas en inglés) corresponden a Días con Helada (Fd) y Días con Hielo (Id) [Peterson *et al.*, 2001; Vázquez, 2010]. El primer índice está conformado con los datos para un día dado en el que la temperatura mínima cae por debajo de los 0°C y la máxima es superior a 0°C generando de este modo un ciclo de hielo-deshielo (Páez *et al.*, 2009) o ciclo de congelamiento y descongelamiento. El segundo es cuando la temperatura máxima del día se mantiene por debajo de los 0°C (Pongrácz y Bartholy, 2006) marcando un día continuo de congelamiento o días con congelamiento sin presencia de descongelamiento.

De manera similar a la estimación de los índices de congelamiento del aire, aquí se numeraron los días en los que hubiera presencia de una temperatura mínima congelante y la máxima cruzara el punto de fusión, representando la suma de éstos al número de días con presencia de helada y a la vez el número de días con manifestación de ciclos de hielo-deshielo. Una vez más, los valores fueron calculados durante dos años-calendario consecutivos y evitar así considerar registros veraniegos o invernales de un año incompleto que pudieran alterar el resultado; al final se promedió el resultado entre los dos años para obtener el valor anual. La tabla 15 muestra los promedios anuales estimados para este indicador.

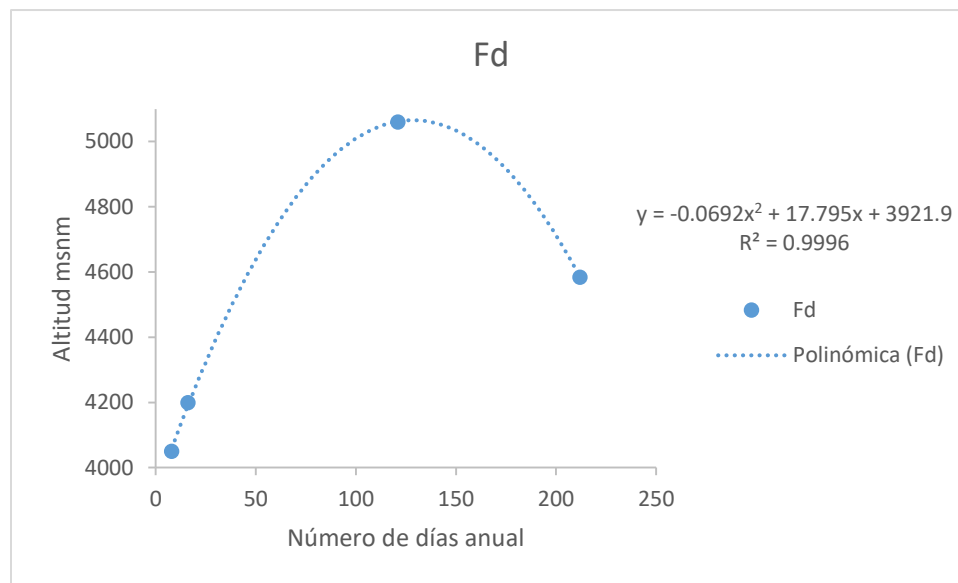


Tabla 17. Días al año con helada promedio anual del suelo (Fd) en la ladera norte durante 2015-2017.

Altitud	Número de días
4,050	8
4,200	16
4,584	212
5,060	121

Si se grafican los datos anteriores se obtiene la figura siguiente:

Figura 35. Gráfica de distribución del número de días con helada en el suelo de la ladera norte.

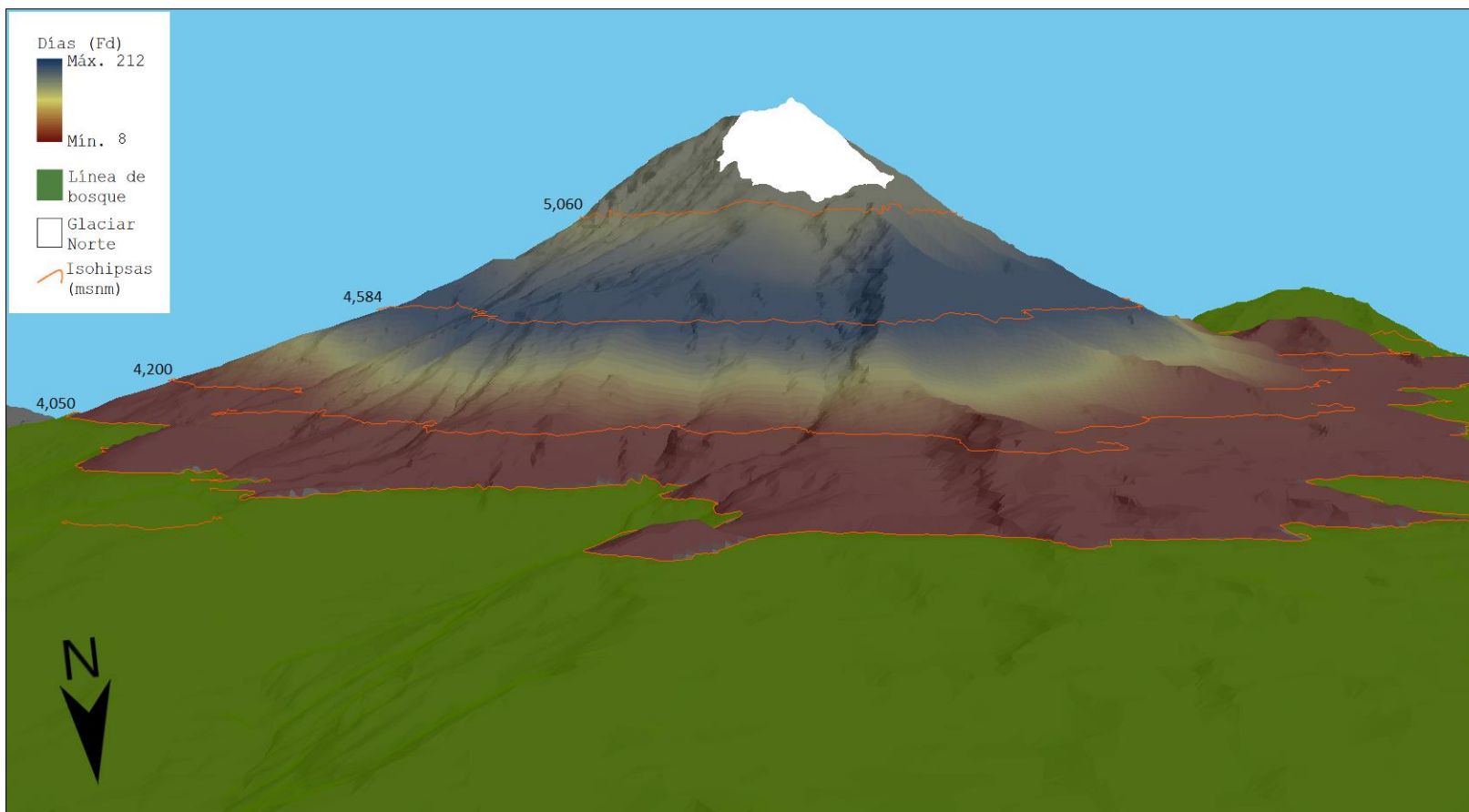


El comportamiento de los resultados adquiere un sentido bien fundamentado. La oscilación térmica es mayor a menor altitud; en la parte más baja las temperaturas mínimas son cercanas a los 0°C la mayor parte del año con apenas unos días de congelamiento, mientras que los picos de máxima llegan a rondar los 15 a 20°C. El número de días con helada se incrementa conforme aumenta la altitud alcanzando el punto máximo y de



inflexión a 4,584 msnm; a partir de este punto el número de días con ciclo hielo-deshielo tiende a disminuir debido a la disminución de la oscilación térmica y al aumento de días con presencia de temperatura máxima dentro del rango negativo. La cantidad de 212 ciclos de hielo-deshielo al año en la parte central del cono volcánico está bien correspondida en la clara manifestación del proceso de gelifracción en las paredes rocosas tanto de los remanentes del Espolón de Oro como del Flujo de lava del Jamapa (ver imágenes de la figura 43). El número de ciclos de helada decrece a mayor altitud a partir de esta cota debido a que disminuye también la amplitud térmica, concentrándose los valores de temperatura cercanos a los 0°C la mayor parte del tiempo y también a que aumenta el número de días completos con temperaturas negativas. La línea de tendencia polinómica explica con una precisión de $R^2=0.99$ la correlación existente entre la altitud y el número de días con helada al año. Estos resultados son mostrados por el mapa de interpolación siguiente (figura 36):

Figura 36. Distribución de días al año con helada en el suelo de la ladera norte.





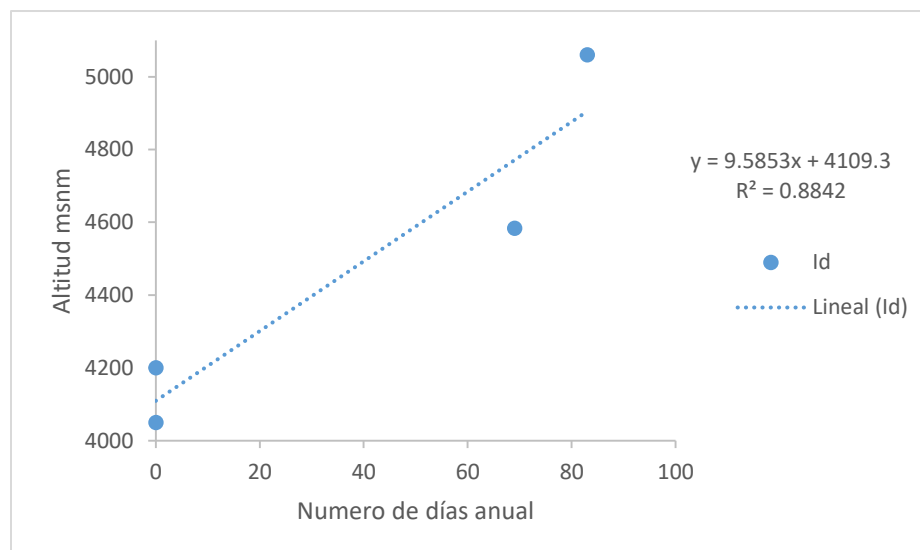
De manera análoga a la estimación de los días con helada fueron calculados los días con presencia de hielo (Id). El promedio anual de la suma de los días donde la temperatura máxima se mantuvo por debajo de 0°C a lo largo de los dos años calendario correspondió al número total de días Id en el año. Los datos obtenidos se muestran en la tabla siguiente:

Tabla 18. Días al año con hielo (Id) en el suelo.

Altitud	Número de días
4,050	0
4,200	0
4,584	69
5,060	83

Graficando lo anterior obtenemos:

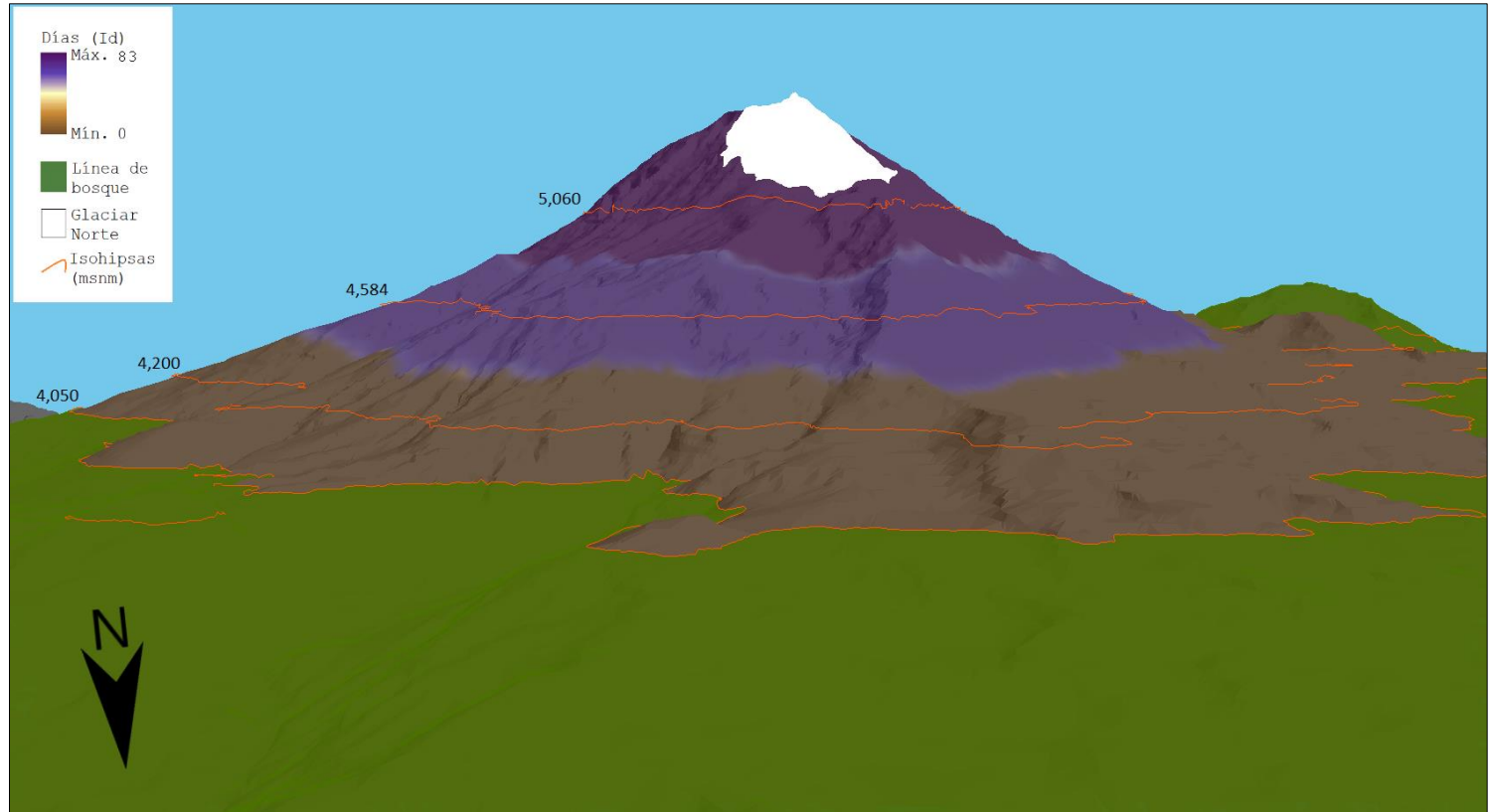
Figura 37. Gráfica de distribución del promedio anual de días con hielo en el suelo.





El comportamiento presentado es igual de representativo a la estimación de los índices de congelamiento del aire. El valor de $R^2=0.88$ explica también con claridad la correlación existente con la altitud de manera lineal. Se aprecia que a 4,050 y 4,200 msnm no hay presencia de días completamente congelados; esto obedece a la alta amplitud térmica diaria presente en ambas cotas a lo largo del año la cual para los 4,050 msnm oscila entre los -1.5 y los 26°C , mientras para 4,200 msnm va desde los -3 a 32°C , siendo en esta franja donde la amplitud termal es mayor. Si bien durante algunos periodos del invierno la temperatura media diaria logra mantenerse en el rango negativo y la máxima apenas cruza por décimas a valores positivos, en el sentido estricto del método y del concepto no pueden ser catalogadas como días Id. A partir de la segunda cota los días Id aumentan conforme a la altitud; a mitad del cono se presenta el equivalente a poco más de dos meses al año de días con continuo congelamiento; por su parte, cercano al límite del glaciar suman casi tres meses el número de días con presencia de hielo a lo largo del año. Es importante señalar adicionalmente que en las dos cotas más altas, especialmente en la de 5,060 msnm existen días con una oscilación térmica diaria muy estrecha con valores continuos inclusive del orden de décimas de grado, lo cual, aunado al número de días Id sugieren la presencia de cobertura nival que favorecería la presencia y permanencia de permafrost. La figura 38 señala la distribución espacial de los días Id:

Figura 38. Distribución de días al año con hielo en el suelo de la ladera norte.





Con los valores del índice de congelamiento del aire y del número de días al año con presencia de hielo, se puede corroborar lo que se ha mencionado en distintas ocasiones: la temperatura del suelo y del aire están estrechamente correlacionadas. Para verificar lo anterior, basta con tipificar los resultados de los índices de congelamiento del aire junto con los de los días con presencia de hielo puesto que ambos son magnitudes distintas entre sí, podemos entonces comparar gráficamente ambos componentes. Para proceder primeramente con la estandarización de ambos conjuntos de valores nos basamos en la expresión:

$$Z_i = \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma}$$

Donde Z_i representa los valores estandarizados o tipificados de cada muestra, x_i es cada una de las muestras, \bar{x} es la media poblacional y σ es la desviación estándar.

Con base en el procedimiento anterior, los resultados tipificados quedan de la siguiente manera:

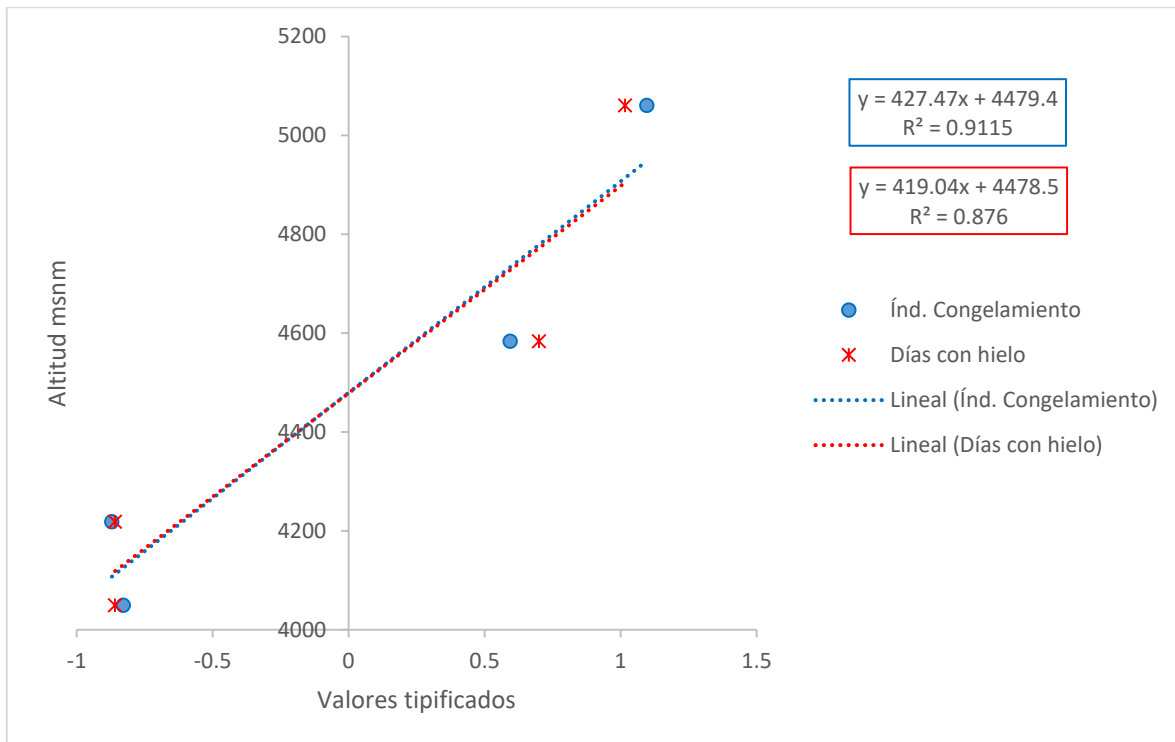
Tabla 19. Valores tipificados.

Altitud	Días con hielo en superficie		Índice de congelamiento del aire	
	Número	Tipificado	Número	Tipificado
4050	0	-0.858770768	0.02	-0.82866468
4200	0	-0.858770768	0.01	-0.87051643
4584	69	0.700576153	0.36	0.59429487
5060	83	1.016965383	0.48	1.09651589
Media	38		0.218	
Desv. Est.	44.24929378		0.23893863	

Con estos valores pueden ser entonces comparadas ambas magnitudes en una misma gráfica (figura 39):



Figura 39. Gráfica comparativa entre los días con hielo en superficie y el índice de congelamiento del aire.



A pesar de que son pocos datos se quiere indicar que los valores se ajustan casi con la misma intensidad sobre la línea de tendencia y a la vez éstas están prácticamente sobrepuestas. Esto es avalado por la poca diferencia existente entre las respectivas ecuaciones de regresión y su correspondiente coeficiente de determinación. Esta prueba remarca que con base en los registros de temperatura del aire es posible también estimar con un aceptable margen de exactitud los valores térmicos del suelo a nivel de superficie (-5 cm) en las altas montañas tropicales. Sin embargo, es probable que las propiedades del suelo modifiquen este patrón de correspondencia a mayor profundidad.



GEOMORFOLOGÍA PERIGLACIAL, RESULTADOS

Las condiciones climáticas de la antigüedad y las que prevalecen actualmente han permitido la creación y el desarrollo de diferentes procesos geomorfológicos en la superficie del edificio volcánico. Éstos son el resultado de la combinación entre la litología del lugar, los distintos tipos de sedimentos y su granulometría, junto con el grado de humedad por precipitación o escorrentía y el régimen de temperatura que se ha señalado anteriormente. Algunas de estas geoformas y procesos han estado presentes o han sido reportadas desde los primeros trabajos de investigación que se han llevado a cabo en esta zona. En esta sección se describen las identificadas durante los distintos recorridos realizados durante este trabajo, las cuales aunado a otros factores corroboran la caracterización periglacial de la zona de estudio.

8.1 CRIOSTRUCTURAS Y PROCESOS CRIÓTICOS VISIBLES

Mediante el análisis ascendente del terreno a partir de los 3,900 msnm, justo por debajo del límite superior de bosque y hasta el pie del glaciar, en las laderas del cono volcánico se pueden identificar distintos elementos, algunos de ellos requieren para su desarrollo y evolución cierto contenido de hielo permanente en su interior (permafrost) y otros pueden estar asociados o no a suelos permanentemente congelados. Éstos son:

- * Con permafrost

Protalus Rampart

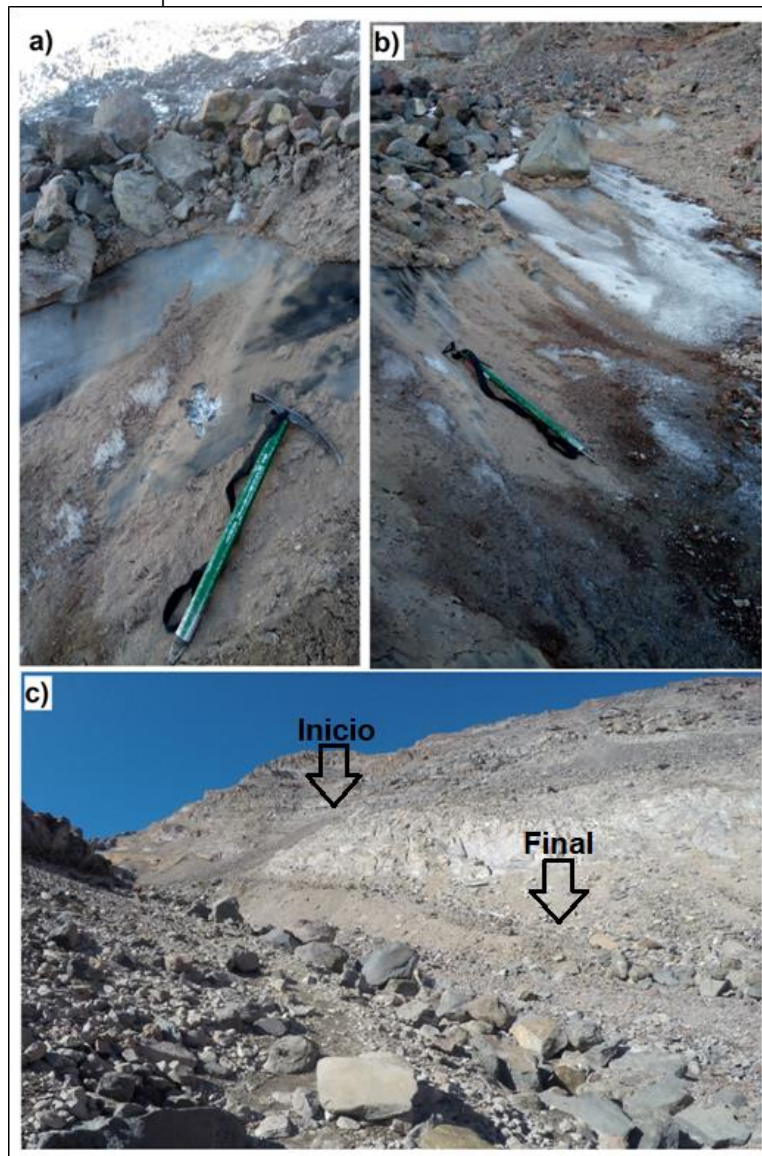
Este tipo de geoforma se ha identificado al menos una vez en la vertiente norte, justo por debajo del conjunto de canaletas nivodentríticas al pie de los restos del Sarcófago. El rico



contenido en hielo en su interior pudiera ser producto de la acumulación nival que ha sido cubierta por detritos a lo largo del tiempo. La figura 40 muestra esta geoforma. La fotografía (a) expone el rico contenido de hielo por la recristalización de la nieve; a la izquierda puede verse una parte del conjunto de canaletas nivodentríticas. La porción expuesta de hielo masivo muestra una forma lobular que se extiende desde la zona media del cuerpo hacia la parte superior del mismo (fotografía b). La fotografía (c) fue tomada a una altitud de 4,700 msnm; exhibe la totalidad de la geoforma que inicia a 4,765 msnm con un aspecto casi angular próximo a la mitad del elemento. La forma adquirida es producto del rodamiento de escombros por gravedad que se vuelcan en el sentido del pequeño valle ladera abajo; esta morfología es una de las características comunes presentadas por Ballantyne (1987). Al igual que en los glaciares de escombros, son importantes para señalar el límite inferior de permafrost de montaña.



Figura 40. Protalus rampart.



Hielo sepultado

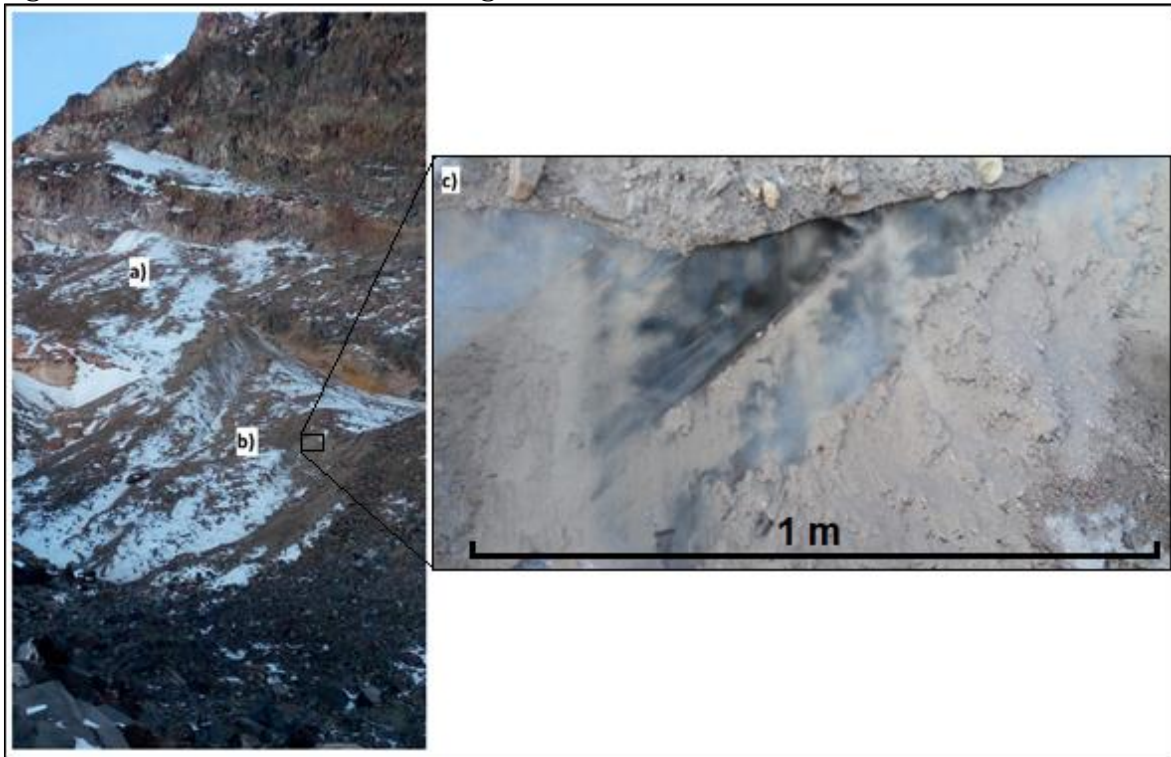
La existencia de bloques de hielo sepultado en el volcán están asociadas a porciones fragmentadas y desconectadas por la dinámica glaciaria durante el retroceso del conocido como glaciar “Lengua del Jamapa” a través del tiempo; por esa razón su presencia está restringida a la vertiente norte donde la principal dinámica de avance y retroceso glaciar se ha dado a partir del glaciar principal. Las fotografías de la figura 41 muestran un ejemplo de lo anterior. La imagen de la izquierda se tomó en



la ladera norte a 4,810 msnm, justo debajo del Espolón de Oro; en ella se aprecian dos porciones aisladas entre sí (a y b) de hielo glaciar sepultado por detritos con un diámetro de 2 a 12 cm. La sección lineal de hielo expuesto de la porción b tiene un espesor de 60 cm y una longitud en sentido de la pendiente de 65 metros aproximadamente. La fotografía (c) muestra en detalle una porción expuesta de hielo sólido por debajo de sedimentos finos y grava de la sección (b). El elemento posee una forma relativamente alargada en sentido de la pendiente, con dimensiones aproximadas de 200 x 90 m. Esta sección debió estar unida al cuerpo principal del glaciar en años relativamente recientes; hay evidencias físicas mediante fotografía aérea de que durante el año de 1975, cuando la extensión de la lengua del glaciar “Jamapa” llegaba a la cota de 4,700 msnm (Cortés-Ramos y Delgado-Granados, 2015), el hielo sepultado hoy en día perteneció a lo que era entonces el límite inferior y más extenso del glaciar. A este respecto, Palacios y de Marcos (1998) manifiestan que aun durante 1995 la mayor de las dos porciones remanentes de la conocida como “Lengua de Jamapa” cubría de manera uniforme entre las cotas 4,800 y 5,000. La ladera por encima de donde se encuentra esta porción de hielo debió ser uno de los factores determinantes para su separación del cuerpo principal y la posterior fragmentación debido a que esta pendiente posee un ángulo superior a 70° y representa la parte baja de un valle acantilado, lo que hace suponer que al ser separado del resto del cuerpo de hielo principal éste quedó en la parte superior del valle como un glaciar colgante al menos durante el tiempo previo a su retroceso.



Figura 41. Porciones de hielo glaciario enterrado.



Glaciar de escombros

La imagen satelital GeoEye-1 de la figura 42 muestra parte de la porción poniente del cono. En ella se puede apreciar el glaciar de escombros alimentado por el desprendimiento de clastos de dacita meteorizada perteneciente a los flujos del cráter Citlaltépetl de la más reciente fase evolutiva del volcán (Macías, 2007). Su inicio se ubica a 4,770 m snm y el límite inferior llega a 4,600 msnm. La longitud del cuerpo es de ~500 metros y el ancho máximo de ~120 metros formando una estructura en forma de "S" alargada; la altura máxima en la porción central de la parte baja alcanza los 21 metros. La parte inferior se encuentra en una pendiente de ~15° mientras que hacia su nacimiento alcanza los ~38° de inclinación. Todos los parámetros anteriores han sido estimados mediante operaciones trigonométricas. El diámetro de los escombros que la componen es del orden de decenas de centímetros con algunas rocas aisladas que llegan a medir hasta 3 metros. La parte frontal posee clastos que dan la apariencia de



haber sido depositados recientemente, por lo que es posible que el glaciar posea cierto grado de dinamismo.

Es notoria la característica de hondonadas y surcos perpendiculares a la dirección del flujo como resultado de la deformación plástica. Debido a las condiciones orográficas entorno a su localización y a la carencia de indicios de presencia glaciar previa, se presume que el origen del cuerpo es de tipo glaciogénico, es decir, que su interior debió estar compuesto de hielo glaciar abandonado, combinado con hielo intersticial producto del recongelamiento de los escurrimientos procedentes del glaciar principalmente, así como de la fusión de la nieve. Dada la zona altitudinal a la que se encuentra y a las condiciones de temperatura media anual alrededor de 1°C que prevalece en su entorno según la estimación de la tabla 12, el glaciar se encuentra en lo que podría llamarse como una fase de transición entre glaciar de escombros activo e inactivo, por lo cual, a fin de determinar con precisión su estado sería necesario realizar un análisis riguroso mediante sondeos eléctricos verticales (SEVs) y de tomografía, análisis de temperaturas en su interior y de una secuencia de imágenes satelitales que permitan asociar su posible avance en relación al flujo a través del tiempo. Todo esto último podría ser tema de una nueva investigación.



Figura 42. Glaciar de escombros.



* Con o sin permafrost

Gelifracción o crioclastia

Posicionados entre manchones de zacatonales, aún dentro de la zona de bosque, a 3,900 m snm es común encontrar cantos rodados aislados que han sido fragmentados por crioclastia; estos fragmentos meteorizados, probablemente como consecuencia de los ciclos de congelamiento y descongelamiento estacional, se vuelven más frecuentes conforme se asciende en altitud. Una vez cruzado el límite de bosque a 4,050 msnm ya con el suelo desnudo la densidad y el tamaño de las rocas meteorizadas se tornan mayores; este proceso se muestra más claro por encima de depósitos de cenizas, donde existen afloramientos rocosos de andesita identificados por Macías (2005) en la parte conocida como “Las lajas” (19° 4'17.54"N, 97°16'30.91"O) donde se distinguen grandes extensiones de roca gelifractada. Estos afloramientos parecen



pertenecer a los flujos de bloque conocidos como Paso de Buey (Carrasco-Núñez, 2000; Macías, 2007) y alcanzan una extensión de ~1.4 km en dirección SSE-NNO, desde Las Lajas hacia el oeste del refugio de Piedra Grande llegando a una altitud máxima de 4,300 msnm.

La gelifracción se encuentra presente por arriba de la línea de bosque en todas las laderas que contienen afloramientos rocosos y que están expuestos a la intensa radiación solar y a las bajas temperaturas. Al oeste y paralela a la Barranca de Jamapa se ubica una franja de dacita (Carrasco-Núñez, 2000; Macías, 2005; Macías 2007) expuesta de ~1.8 km de longitud que corresponde a los remanentes del Espolón de Oro, cuya densidad muy similar a la andesita le permite reaccionar con relativa facilidad ante la crioclastia. Al ser un material de mucha mayor antigüedad que los flujos de Paso de Buey y encontrarse a una altitud por encima de los 4,300 msnm y culminar hasta los 5,150 msnm, en la cima de lo que fue el antiguo volcán Espolón de Oro, mejor conocido en el ámbito montañista como "El Sarcófago", es la porción rocosa más fragmentada por intemperismo periglacial del volcán. Debido a lo anterior y a lo pronunciado de su escarpe, esta cresta con alturas que van desde los 60 hasta 200 metros posee paredes gestoras de gran dinamismo de escombros. Al otro lado de la barranca de Jamapa, casi paralelo a la cresta del Espolón de Oro existe un flujo de dacita mucho más reciente (Macías, 2007); este pertenece a los eventos eruptivos del actual cráter del Citlaltépetl, se le conoce coloquialmente como "Los nidos" y "El laberinto". El proceso de meteorización periglacial en esta porción de rocas se presume de recién inicio debido a que existe el desprendimiento de grandes bloques completos con tamaños que van de 4x4 mt hasta 10x8 m; estos bloques separados no presentan indicios particulares de gelifracción, posiblemente por ser el material más joven.

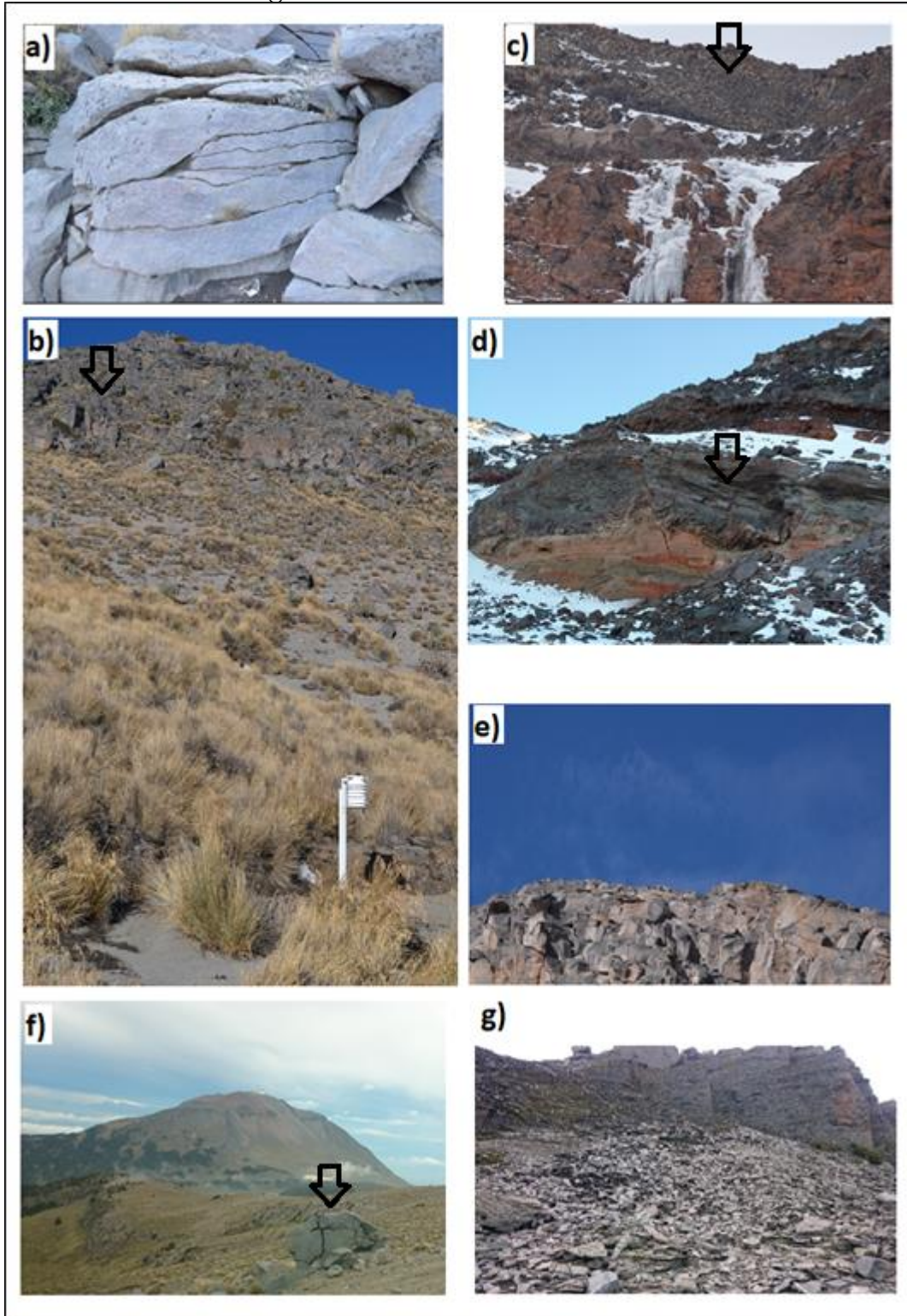
La figura 43 señala en orden ascendente de altitud una serie de fotografías que muestran gelifractos encontrados tanto en la ladera norte como sur del edificio volcánico. La foto(a)



corresponde a las porciones expuestas de andesita en la zona de "Las lajas" justo en el límite de bosque continuo (4,050 m snm) al norte del volcán; la mayor parte del cuerpo rocoso se encuentra en similares circunstancias. La fotografía (b) fue tomada desde la cota 4,200 m snm, corresponde a la continuación del flujo andesítico anterior; puede apreciarse que todo el cuerpo ha sido fragmentado en bloques de pequeñas y medianas dimensiones. La foto (c) está tomada a una altitud de 4,500 m snm y pertenece a los remanentes del "Espolón de Oro"; la dacita luce severamente fragmentada en bloques pequeños en su parte superior mientras que en la parte media los bloques son de un tamaño considerablemente mayor. La imagen (d) se tomó a 4,950 m snm y corresponde a la parte inicia del "Espolón de Oro" que subyace justo por debajo del glaciar principal; una vez más la antigüedad de la roca ha sido determinante para fragmentarse mucho más que los bloques inferiores de andesita. La fotografía (e) pertenece a la cima del "Espolón de Oro" de 5,150 m snm; se estima que los bloques fragmentados visibles son del tamaño de un vehículo pequeño. Las fotografías (f) y (g) han sido tomadas en la ladera sur del cono; la primera muestra una roca rodada a 4,150 m snm con un tamaño de ~4x2.5 mt totalmente dividida a la mitad con otras porciones de menor tamaño, al fondo se aprecia el volcán "Sierra Negra". La ultima toma corresponde a flujos de dacita más recientes emanados de la fase actual del Citlaltépetl (Macías, 2007); la toma a 4,070 m snm muestra la parte baja del flujo que ha sido meteorizada en fragmentos de 20 a 60 cm con algunas porciones de mayor longitud.



Figura 43. Procesos de gelifracción.





El proceso de arrastre de materiales saturados por agua en la gelifluxión está presente en las periferias del glaciar donde la presencia de amplias extensiones de suelo con una granulometría del tamaño de arenas con grava pequeñas facilita su proceso, mientras la solifluxión, dada por el deshielo invernal se ubica en cotas inferiores. La figura 44 muestra ejemplos del fenómeno. La fotografía (a) ha sido tomada a 5,000 m snm cerca del límite glaciar. En ella se aprecia una porción de gelifluxión con clastos por encima de ella que sobresale del relieve; en esta cota es común la presencia de este tipo de escurrimientos de terreno que arrastra consigo porciones rocosas como las de la imagen. La fotografía (b) fue tomada cerca de los 4,200 m snm y en ella se nota con claridad porciones lobulares de solifluxión en un suelo con alto contenido de agua. La fotografía (c) muestra una porción de solifluxión a 4,250 m snm que se ha recongelado durante la helada nocturna; pueden advertirse a la derecha la presencia de gaps producto del levantamiento por la helada entorno a las rocas. Finalmente la toma (d) en la vertiente sur a 4,650 m snm muestra una amplia extensión de lóbulos formados por arenas y gravas de pequeño diámetro que escurren al este del viejo cráter de Torrecillas. La pendiente de esta porción es mucho más suave que el resto de las secciones anteriores.



Figura 44. Procesos de soliflucción y geliflucción.

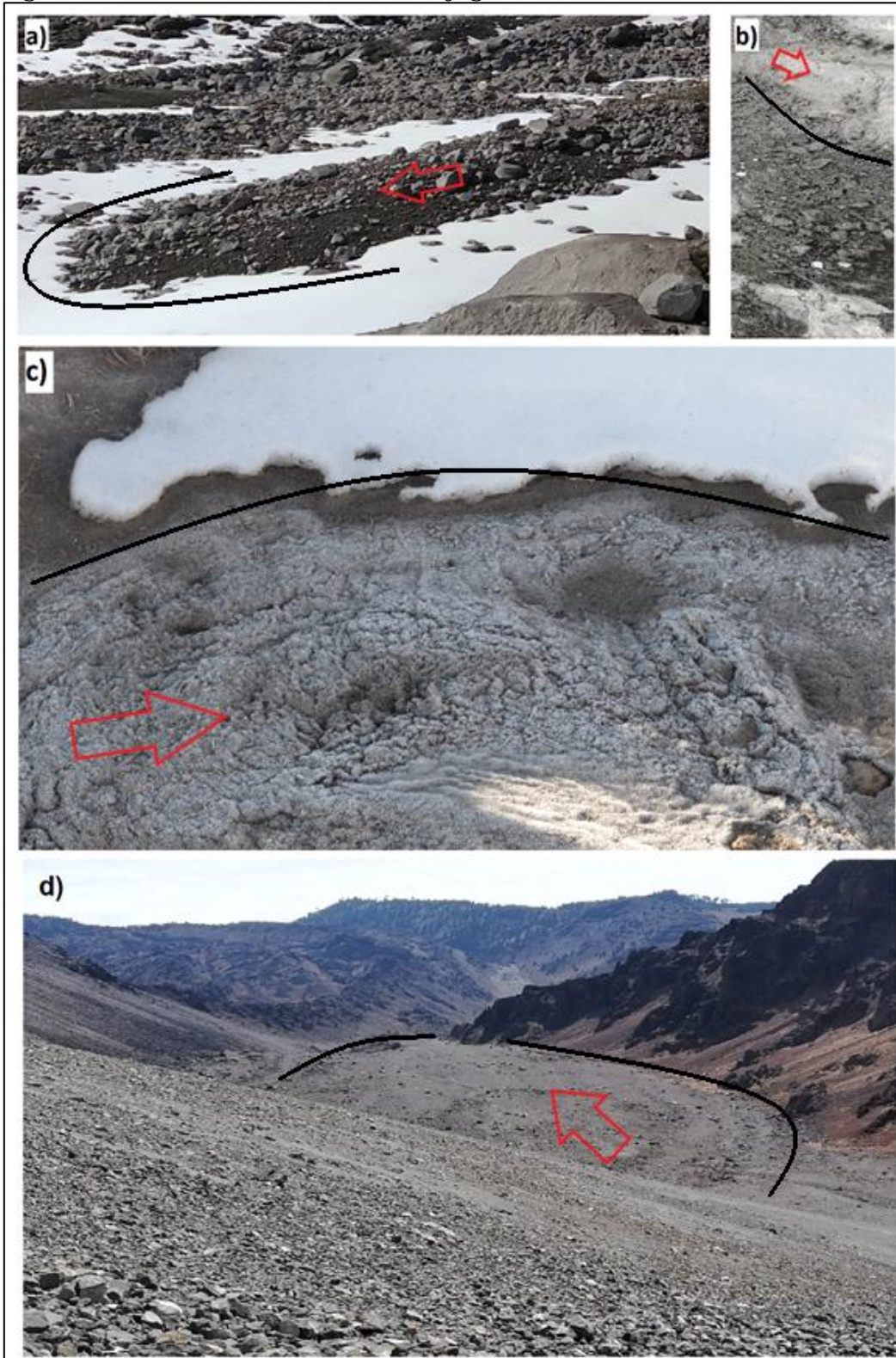


Foto (a) geliflucción; fotos (b) a (d) soliflucción. Las líneas negras delimitan las geoformas y las flechas rojas marcan la dirección del flujo.

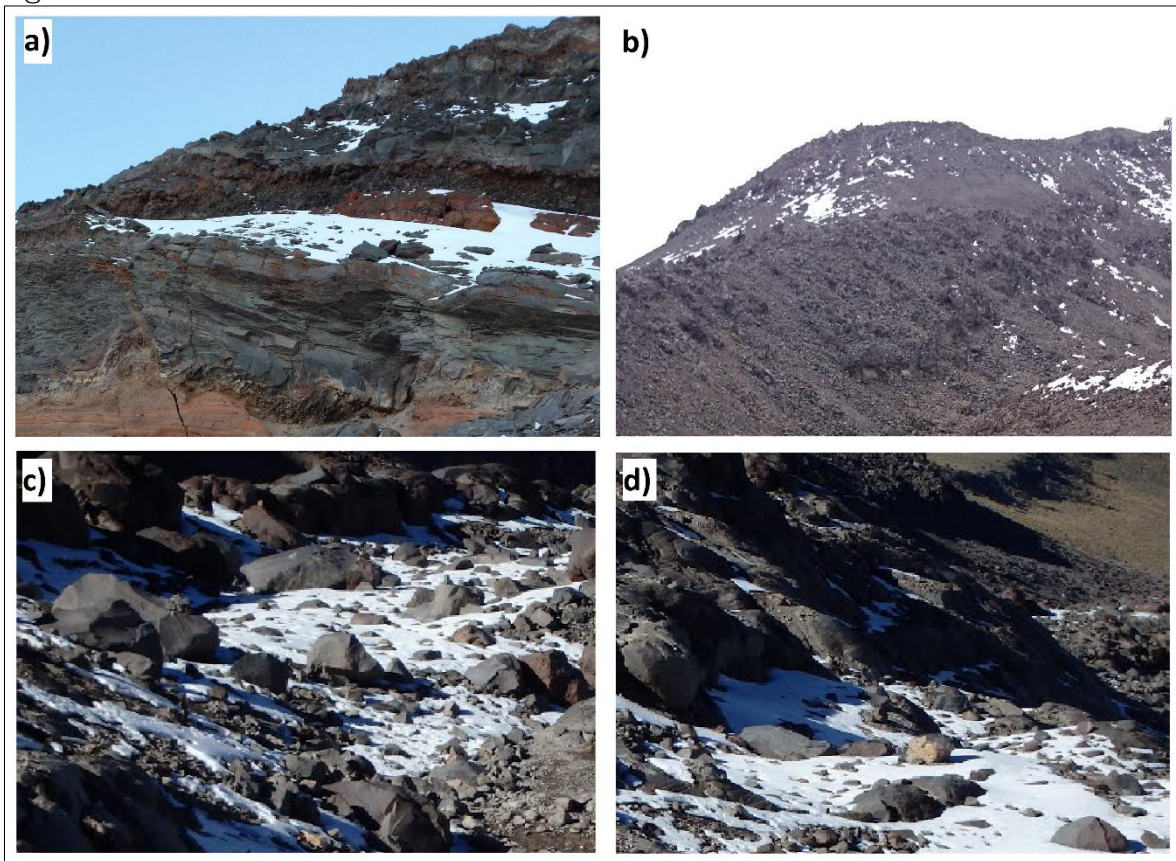


Manchones de nieve perennes y estacionales.

Debido al menor índice de radiación incidente sobre la superficie, estas porciones de nieve se presentan casi únicamente en las laderas de la cara norte del cono, con menor presencia en la vertiente oriental y occidental y tan sólo en los inviernos suelen aparecer por cortas temporadas en la ladera sur. Las zonas de sombras orográficas al norte y por encima de los 4,500 m snm suelen poseer manchones que prevalecen durante el verano de cada año; se encuentran principalmente en las cavidades formadas por la estructura rocosa cercana a “los laberintos” así como en el valle que separa a este flujo de lava de los remanentes del “Espolón de oro” y se caracterizan por tener tonalidades en color pardo debido a la oxidación de la roca y por el arrastre de sedimentos. Por debajo de este límite la cobertura aislada puede estar presente sólo durante el invierno y parte de la primavera. La figura 45 señala muestras de manchones en las laderas norte y sur. En la fotografía (a) que se tomó a 4,300 m snm de la ladera norte muestra porciones estacionales de nieve que prevalecen hasta mediados de la primavera sobre la superficie de la continuación del Espolón de Oro. La toma (b) pertenece a la cara sur a 4,400 m snm y señala porciones aisladas que duran únicamente hasta el invierno. Las fotos (c) y (d) pertenecen a la cara norte justo debajo de la ladera del Espolón de Oro a 4,700 m snm; estos manchones han permanecido durante los últimos tres años continuos que se ha explorado el lugar.



Figura 45. Manchones de nieve.



Estacionales (a) y (b), perennes (c) y (d).

Hielo intrusivo

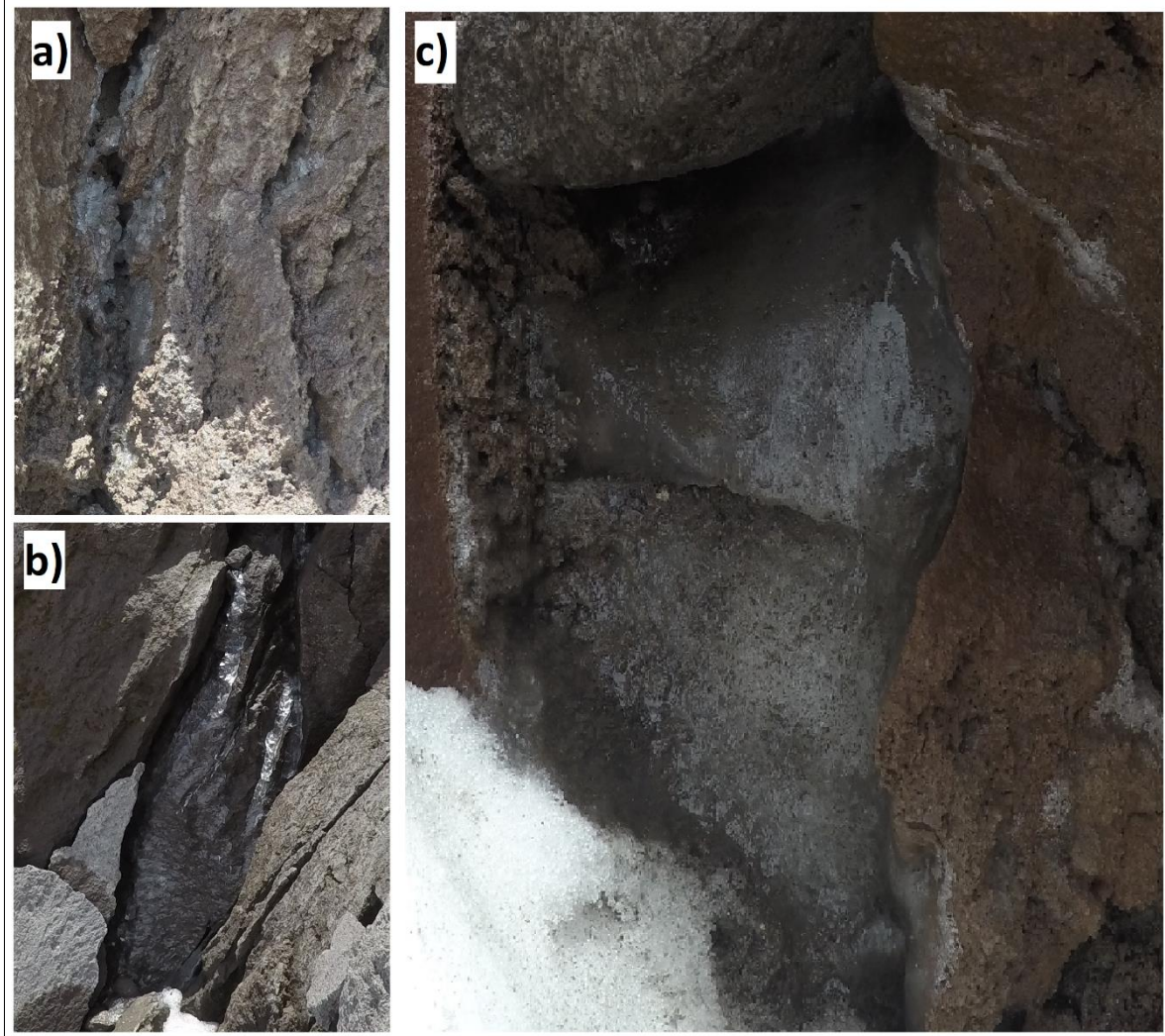
El deshielo y la deglaciación del glaciar en el Citlaltépetl produce escorrentía superficial con un cauce considerable que recorren las laderas hacia los valles y barrancas que los conducen hasta convertirse en riachuelos mediante la ayuda de los tributarios cuenca abajo. Estos escurrimientos son más frecuentes en horas del mediodía debido principalmente a la incidencia de la radiación; en horas finales de la tarde cuando la temperatura y la radiación solar disminuyen éstos se minimizan o desaparecen. En su recorrido, parte de estos flujos se infiltran entre el lecho rocoso y suelen emerger en cotas inferiores a manera de manantiales. A partir de finales de verano, pasando por el otoño y más aún durante el invierno las bajas temperaturas por encima de los 4,700 m snm ocasionan que los escurrimientos se congelen



en su camino hacia abajo creando porciones visibles de hielo intrusivo de distintas morfologías y dimensiones según los espacios y fisuras entre las rocas que pueden llegar a ser vistas a inicios de la primavera siguiente, pudiendo incluso durar más tiempo. La secuencia de fotografías de la figura 46 fue tomada a medio día del 31 de mayo del 2016. La foto (a) se capturó a 4,700 m snm en la porción rocosa conocida como "Los laberintos" y se aprecia a través de las cavidades del lecho rocoso la formación de aglomeraciones de hielo en forma de hojuelas de 1 a 2 cm de diámetro. La foto (b) muestra una porción mayor de hielo que se ha formado por en medio de la separación de bloques de dacita del flujo de "Los laberintos" a 4,780 m snm; puede advertirse la forma acuñada en diagonal de 60 x 20 cm expandida entre los espacios de la roca. La fotografía (c) se capturó cerca de los 4,800 m snm; se aprecia con claridad la parte externa de 90 x 40 cm de una porción sólida de hielo que cubre lo que podría considerarse como parte del cauce de la esorrentía.



Figura 46. Hielo intrusivo en paredes rocosas.



Levantamiento por helada y Gaps

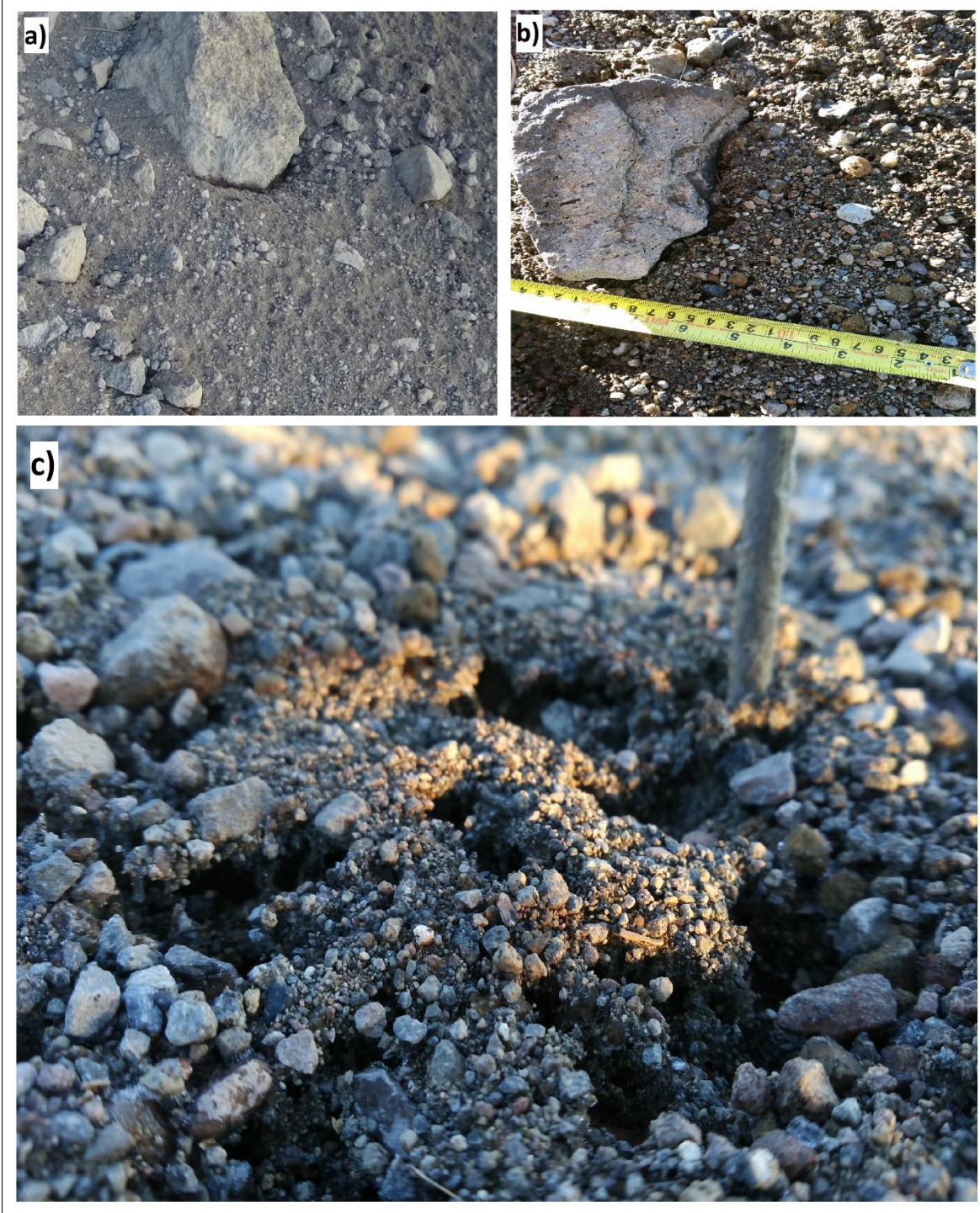
Por tratarse de un fenómeno relativamente común en regiones periglaciares con suelos de granulometría fina como arenas y cenizas, su ocurrencia puede ser en cualquier momento o temporada, en cualquier ladera y a cualquier altitud del volcán siempre que la temperatura permanezca por debajo de los 0°C el tiempo suficiente, al menos unas horas, para poder presentarse; debido a la oscilación térmica son más frecuentes durante la helada nocturna.



La figura 47 muestra ejemplos encontrados del fenómeno. La fotografía (a) corresponde a porciones de ceniza y arenas de dacita a una altitud de 4,450 msnm en la parte norte del edificio volcánico. La imagen (b) fue tomada en la ladera sur a 4,200 msnm y corresponden a una mezcla de cenizas y gravas ligeramente mayores al tamaño de las arenas. Ejemplos como los anteriores son comunes en todas las vertientes, aunque en la cara sur debido a la mayor radiación solar incidente se presentan mayormente durante las horas de la noche. La fotografía (c) es un acercamiento a los sedimentos de ceniza y arena donde se distinguen claramente las oquedades formadas por el efecto del levantamiento superficial.



Figura 47. Levantamiento por congelamiento.





Hielo acicular

Al igual que en el caso del levantamiento por helada este fenómeno se presenta en prácticamente todo el cono del volcán donde la oscilación térmica permite por lo menos unas horas (nocturnas al menos) de temperaturas por debajo de punto de congelamiento. Considerando que el hielo acicular es el ente físico que genera el levantamiento por helada en suelos de granulometría fina, suceden casi de manera paralela y consecutiva. Por esta razón a partir de los 4,000 m snm resulta común encontrar extensiones de ceniza, arenas e incluso gravas menores que presentan filamentos de hielo por debajo de una ligera capa de sedimento especialmente en horas de la noche y madrugada. La figura 48 señala ejemplos de hielo acicular localizados. La secuencia de fotografías (a y b) fueron tomadas a 4,200 m snm durante el amanecer en la ladera norte, a unos metros del refugio de Piedra Grande; en ellas se aprecia la verticalidad del hielo acicular que sostiene el levantamiento de una ligera capa de arenas. La imagen (c) es un acercamiento para apreciar en detalle la forma y estructura de las agujas de hielo de 2 a 5 cm de longitud que han sido movidas para tal propósito.



Figura 48. Hielo acicular o agujas de hielo.



Talus

Las laderas del volcán presentan diversas porciones y tamaños de talus como respuesta al desmoronamiento crioclástico y desprendimiento de la andesita y la dacita que se acumulan al pie de las paredes; algunos de ellos se conservan como

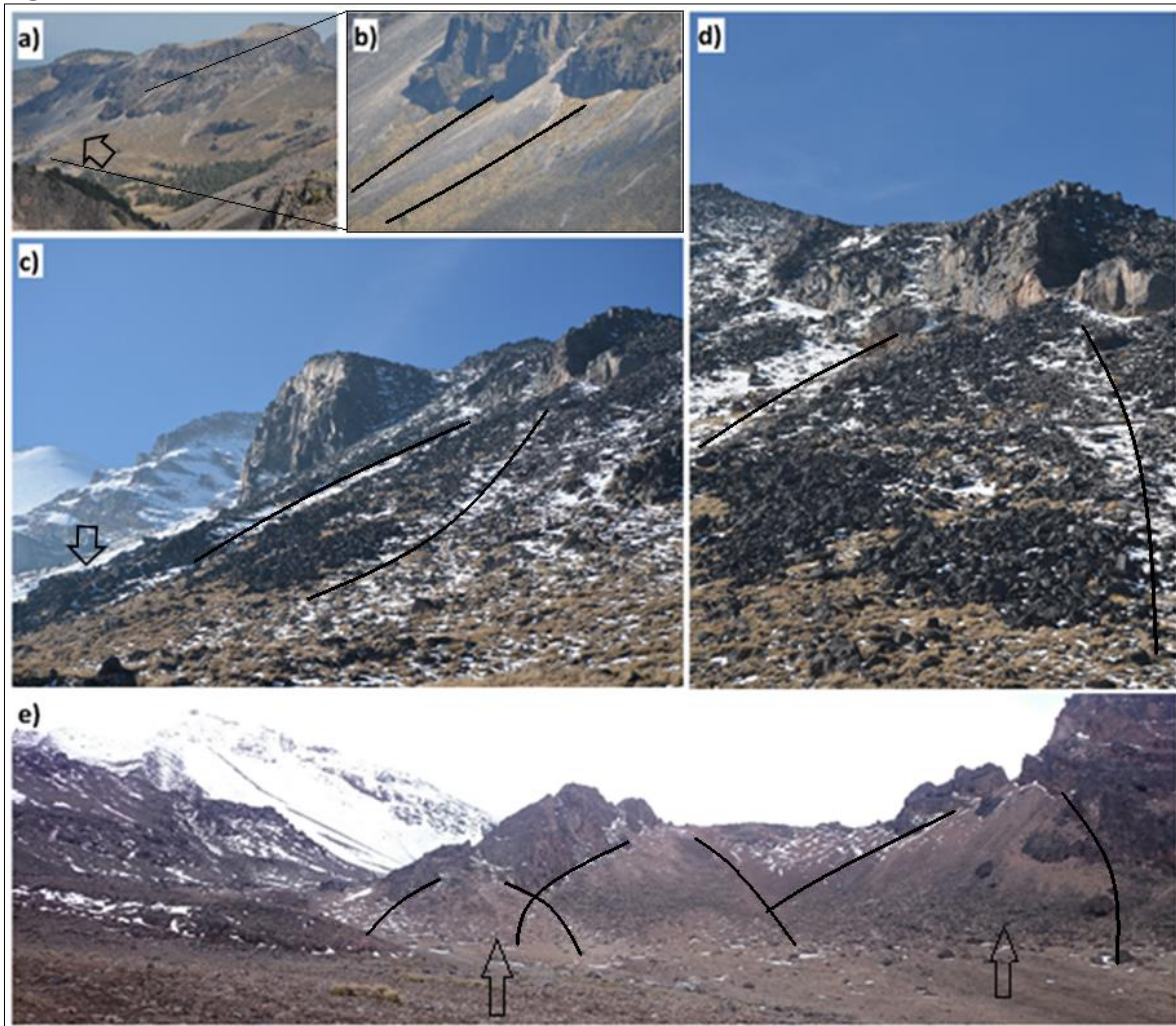


acumulamientos de detritos al pie de la ladera que le da origen y otros son arrastrados por el agua del deshielo nival y durante la lluvia del verano. Los talus aparecen desde los 4,000 m snm hasta altitudes cercanas a los 5,000 m.

La figura 49 señala una secuencia de porciones de talus en la ladera norte y sur. La fotografía (a) muestra a 4,000 m snm talus por acumulación de detritos de tamaño pequeño (gravas del orden de 1 a 5 cm con fragmentos que alcanzan 20 cm) depositados a partir de la desintegración de las terrazas de dacita pertenecientes al complejo Chichimeco (Carraco-Núñez, 2000; Macías, 2007) al norte del cráter; la imagen (b) señala un acercamiento a la misma área. La foto (c) está tomada a 4,350 m snm también en la ladera norte; en ella se aprecia la acumulación detrítica de una granulometría mayor (clastos de 20 a 40 cm); la toma (d) pertenece a la misma porción de la anterior con desprendimiento y acumulación de dacita del Espolón de Oro que ha sido removida y arrastrada por la dinámica ocasionada por el flujo de agua del deshielo y pluvial. Las mediciones de la granulometría se realizaron *in situ* para los sitios con acceso y a través de Google Earth para las partes de difícil acceso. Finalmente, la fotografía (e) fue tomada en la vertiente sur del cono y muestra acumulación de andesita procedente de los remanentes de Torrecillas (Macías, 2007) que son de los más antiguos del edificio volcánico.



Figura 49. Talus de escombros.



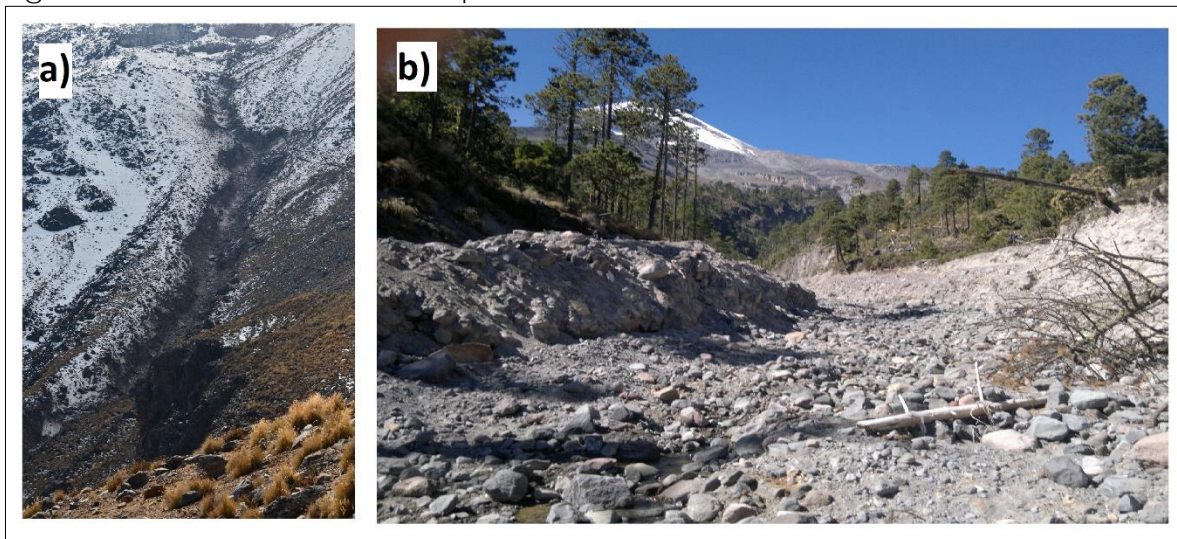
Flujos de detritos

Este proceso de flujo está presente prácticamente en todas las vertientes del cono donde existen valles y barrancas de distinta longitud y profundidad. Muchos de estos valles se convierten en canales de flujo hídrico como consecuencia del deshielo glaciar, los cuales fungen como cauce de ríos a los que se le unen otros afluentes menores o tributarios conforme van avanzando ladera abajo hasta terminar en ríos caudalosos que desembocan en el Golfo de México en el caso de la vertiente oriental.



La figura 50 muestra un ejemplo de lo anterior. La fotografía de la izquierda (a) fue tomada a 4,300 m snm en la ladera norte del volcán. En ella se aprecia el nacimiento de la barranca de Jamapa en la cual convergen los escurrimientos de deshielo glaciar de la porción norte del edificio volcánico. Nace a 4,450 m snm, a partir de este punto y hasta la altitud de 4,100 m snm representa un segmento de 800 m de longitud en el que existe gran dinámica de desprendimiento, convergencia y rodamiento de rocas de distintas dimensiones; este fenómeno se presenta de manera más frecuente durante los meses de verano y en la temporada de lluvias otoñales se nota más acentuada por el desprendimiento de ladera que ocasiona la fuerza de la precipitación. Su profundidad máxima alcanza los 95 metros por debajo del refugio de montaña Piedra Grande. La fotografía (b) pertenece a la continuación de la barranca de Jamapa a una altitud de 2,950 m snm hasta donde llega la dinámica de flujo de escombros que se ve reforzada por la fuerza hídrica del cauce durante los meses de lluvias. Los cantos de los escombros lucen redondeados debido a la fricción rotativa.

Figura 50. Barranca de Jamapa.



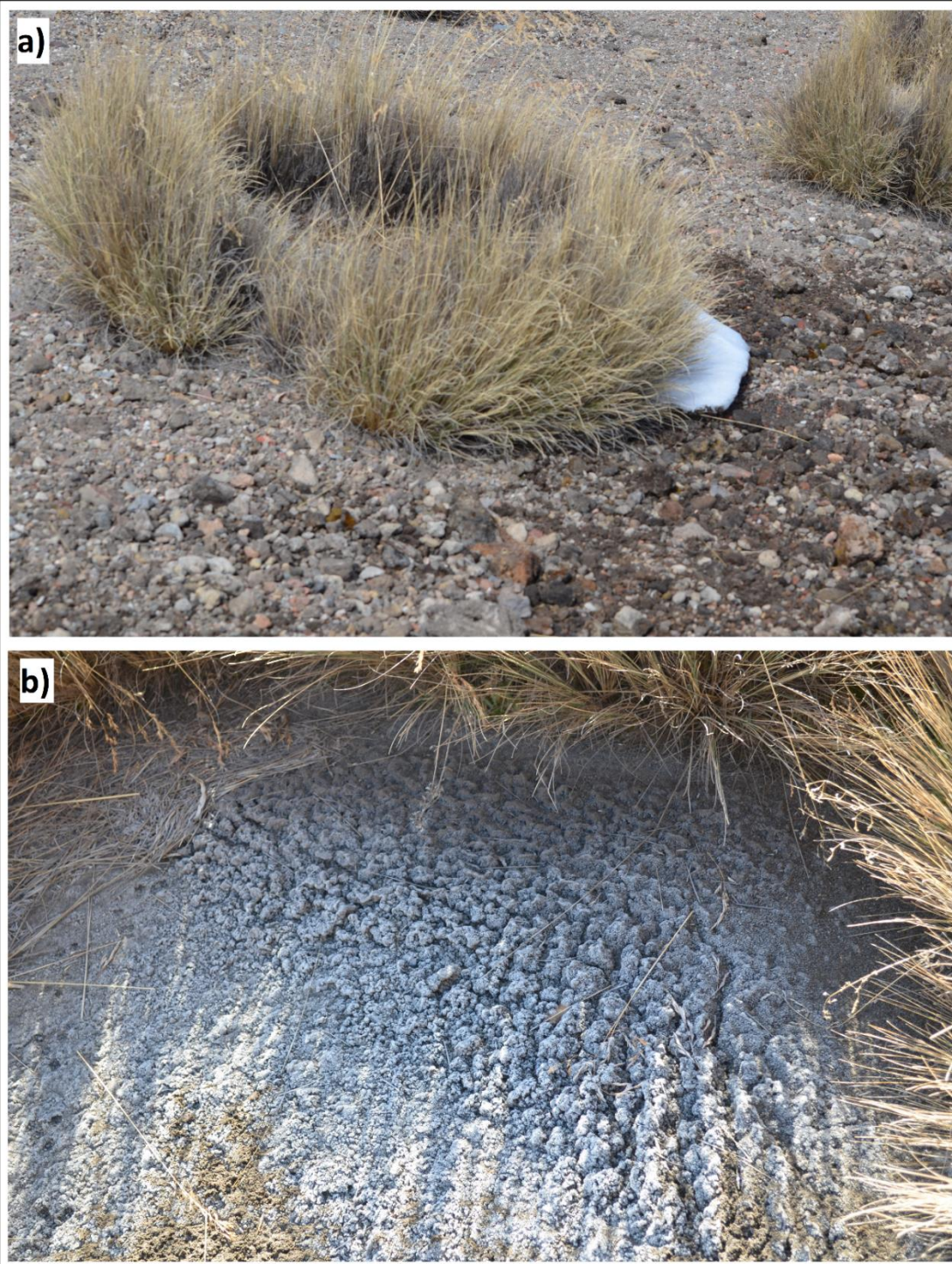


Vegetación circular

La presencia de matorrales y zacatonales inicia de manera regular por encima de los 3,000 m snm mezclada con la población pinácea; por arriba del límite de bosque estos se presentan a manera de manchones con una separación entre uno y otro que puede llegar a ser de varias decenas de metros. Por encima de 4,200 m snm, donde los ciclos de hielo-deshielo comienzan a presentarse los suelos son más claros y con un sustrato compuesto de arenas y cenizas, los manchones adquieren una estructura anillada con material fino en su interior. Estas coronas de vegetación están presentes en laderas de poco ángulo de inclinación y culminan hasta los ~4,600 m snm donde la presencia del lecho rocoso y pendientes de escombros se vuelve abundante. La figura 51 señala ejemplos de lo anterior. La fotografía (a) fue tomada a 4,300 m snm en la ladera norte del cono. Su diámetro cercano al metro encierra gravas similares a las del rededor. La toma (b) se realizó a 4,400 m snm a la mañana siguiente de una noche de helada; puede advertirse el sedimento de cenizas aun escarchado por el hielo y con porciones de levantamiento por agujas de hielo generando una estructura no ordenada en su interior.



Figura 51. Vegetación circular y anillada.



La fotografía (b) muestra al interior de un círculo de vegetación lo que Trombotto (2000) señala como *nubbins*, proceso asociado al levantamiento por agujas de hielo.



DERMINACIÓN DE LA EXISTENCIA DE PERMAFROST

Se señaló la presencia de permafrost en el volcán Citlaltépetl y se actualizó su cobertura. Mediante el análisis empírico-estadístico de variables topo-climáticas y con base en el modelo de regresión lineal fue posible determinar que el límite inferior de permafrost continuo se ubica por encima de 4,880 msnm en la ladera norte y por arriba de 4,963 msnm en su ladera sur; por su parte, porciones discontinuas y aisladas inician a partir de 4,780 y 4,863 msnm al norte y sur del cono volcánico respectivamente. Las condiciones de temperatura del permafrost encontrado permiten considerarlo como “cálido”, tal como sucede en algunas montañas de mediana y baja latitud, y al mismo tiempo se puede clasificar como “comprometido” y potencialmente inestable. No obstante la degradación que presenta a partir de su primera estimación en los años 1970, se estima que este indicador de cambio climático de alta montaña permanezca al menos durante algunas décadas más, incluso si el glaciar del Citlaltépetl termina por extinguirse.

9.1 PERMAFROST ENTRE EL LIMITE SUPERIOR DEL BOSQUE Y EL GLACIAR.

Se ha señalado que las condiciones climáticas de épocas previas a las actuales han sido lo suficientemente frías para que se desarrollaran grandes extensiones de hielo glaciar sobre las partes altas del cono volcánico de las cuales menos de la mitad prevalecen hoy en día; de igual manera las porciones de permafrost que se identificaron entre los años 60 y 70s (según Heine 1975) han sido heredadas de episodios de temperaturas más frías, aunque es probable, que con base en las estimaciones de temperatura realizadas anteriormente, parte de este permafrost posea una génesis reciente. Por otro lado, la



frecuencia e intensidad de los ciclos de congelamiento y descongelamiento poseen el potencial de generar los diversos procesos y geoformas han modificado su geomorfología, los cuales han sido identificados en el capítulo anterior. Esta sección se señala y cartografía la presencia de permafrost en el lecho del cono del Citlaltépetl mediante los procedimientos e instrumentación que han sido descritos previamente.

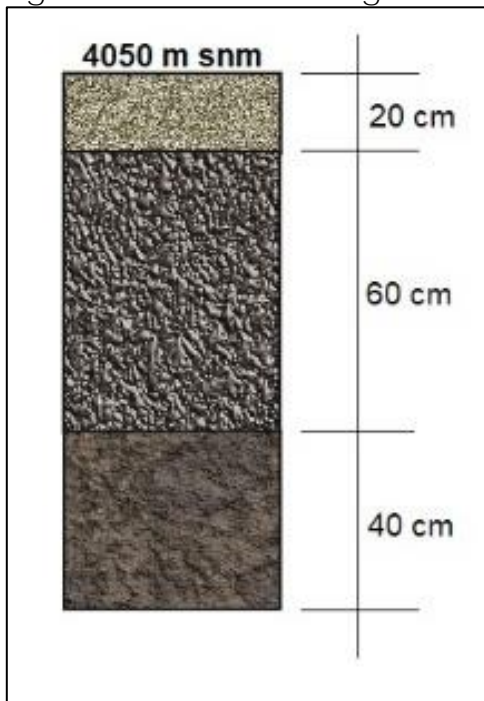
Se ha documentado anteriormente el grado de congelamiento superficial que se presenta en el volcán basado en la temperatura del aire así como en la superficie del suelo de acuerdo con los registros de los primeros 5 cm de profundidad. Corresponde ahora el análisis de la temperatura que se presenta en las distintas capas dentro del perfil del suelo para cada uno de los puntos de muestreo, según la profundidad alcanzada en cada uno de ellos.

Ha sido mencionado que la presencia de permafrost obedece esencialmente a las condiciones térmicas del suelo en profundidad sin considerar la existencia de la humedad y hielo; en este caso se hablaría de permafrost seco (Trombotto *et al.*, 2014). Por esta razón, se aborda de manera independiente cada perfil de suelo y se analiza el comportamiento de la temperatura lo largo del mismo para determinar primeramente bajo el criterio térmico, la existencia de suelo permanentemente congelado en el cono volcánico. Posteriormente, una vez analizados todos los perfiles y determinada la permanencia de temperaturas congelantes en cualquiera de ellos, los elementos y procesos identificados y señalados en el capítulo 8, así como también las características del relieve mencionadas al principio enfatizan la probable existencia de permafrost en el área. Para entender claramente lo anterior, el análisis inicia a partir de la cota 4,050 m snm justo en el límite del bosque continuo para culminar en el límite inferior del glaciar a 5,060 m snm.



Este punto adyacente a la zona de bosque y zacatonales se caracteriza por contar con una capa compuesta de ceniza semi compactada con un espesor de 20 cm como media y de granulometría fina, de algunos milímetros de diámetro. Por debajo de ésta se encuentran sedimentos con una granulometría de un par de centímetros en promedio compuesta de pómez y fragmentos andesíticos mezclados con tefra compactada de unos 60-80 de espesor. Por debajo de esta capa es común encontrar fragmentos mayores de roca incrustados entre depósitos de ceniza compactada. La figura 52 señala el perfil litológico del sitio.

Figura 52. Detalle litológico del perfil.

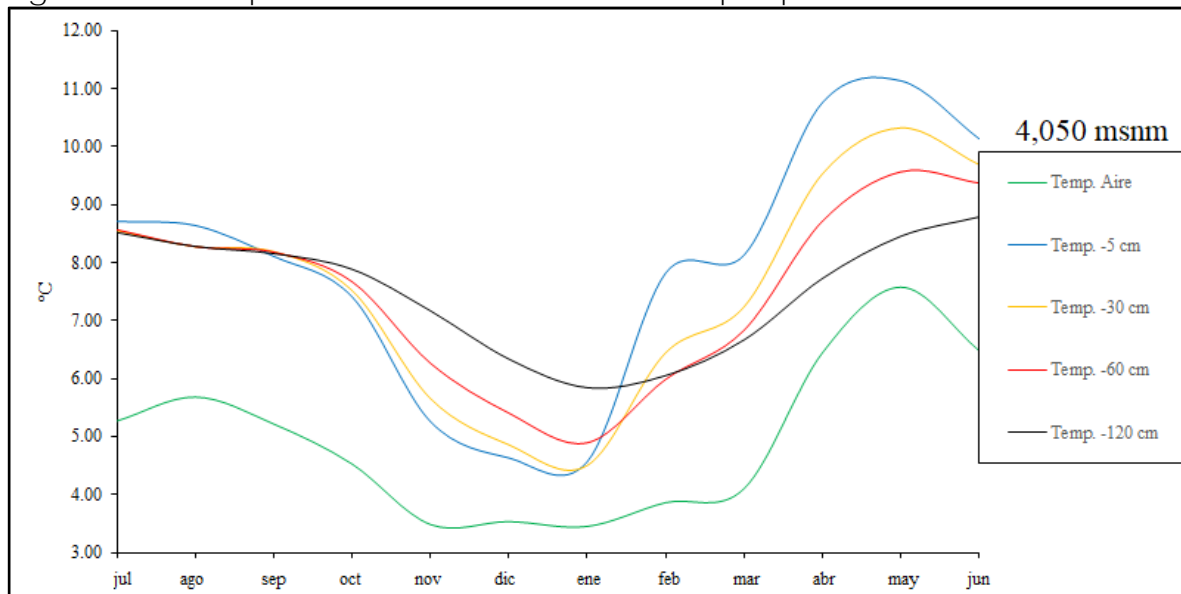


La instalación de sensores se distribuyó en profundidades de -5 cm, -30 cm, -60 cm y -120 cm; a 10 metros de distancia fue colocado el termómetro para registrar la temperatura del aire.



Si se visualizan las series con los promedios mensuales de temperatura en esta cota es posible entender su comportamiento a lo largo del año (figura 53):

Figura 53. Comportamiento térmico mensual por profundidad.

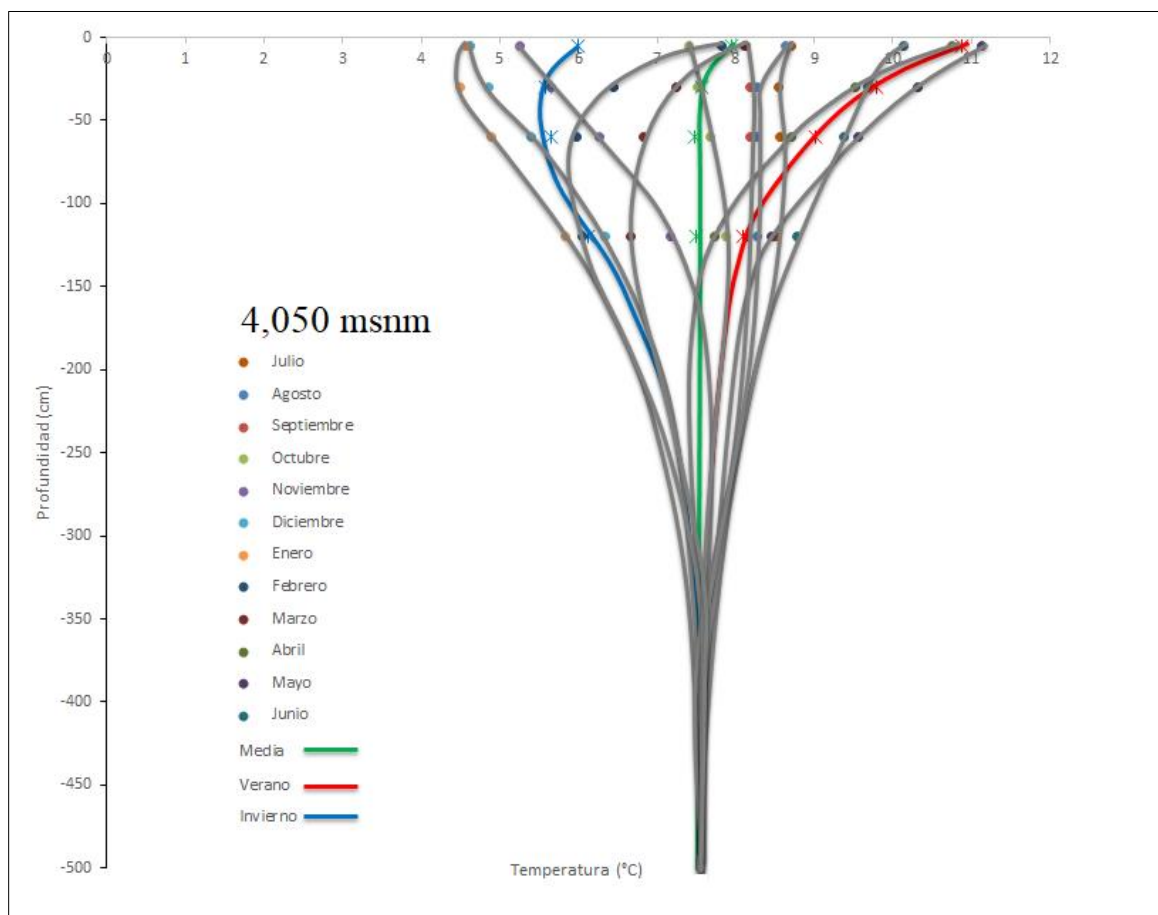


Con base en la gráfica anterior puede advertirse en primera instancia el amplio rango de oscilación térmica del aire y del suelo. Es notoria la temperatura más fría en el aire que se mantiene relativamente homogénea entre los meses de noviembre y marzo. En el suelo, a partir de los 30 cm de profundidad la amplitud termal tiende a suavizarse cada vez hasta alcanzar los 120 cm donde la línea se aprecia menormente accidentada y relativamente más homogénea con las curvas propias de los valores máximos y mínimos a lo largo del año. Se aprecia con claridad la inversión térmica estacional entre los últimos tres niveles de profundidad. Es evidente la inexistencia de congelamiento permanente en el perfil del suelo en esta cota puesto que con la excepción de algunos momentos de congelamiento superficial, la temperatura media se ubica muy por encima del punto de congelación, mostrando valores que van de 7.49 a 7.94°C.



El comportamiento anterior puede ser apreciado con mayor precisión agregando los valores correspondientes a la estación más cálida y fría del año así como la media anual para poder revisar cómo se presentan las curvas correspondientes a través de perfil de profundidad. La imagen 54 muestra la comúnmente conocida como “curva de trompeta” que caracteriza la dinámica termal de un perfil de suelo a lo largo del año (Geiger, 1957; Lachenbruch, 1962; Yoshikawa, 2013):

Figura 54. Perfil de temperaturas mensuales a 4,050 m snm.



De acuerdo con la gráfica la mayor amplitud térmica se presenta, como es de esperarse, en la interface superficie-aire con un rango de entre poco menos de 5°C hasta poco más de



11°C; el rango de amplitud se va reduciendo conforme avanza la profundidad, llegando a ser nula próximo a los 4.5 m. La curva de la media se posiciona en 7.8°C tal como se mencionó con respecto a la gráfica de las series temporales mensuales. Si bien algunos de los meses más cálidos llegan a cruzar la media al interior del perfil, las curvas se ajustan pronto a la media anual sin llegar a alcanzar incluso los 7°C de mínima. Por su parte, los meses más fríos van incrementándose de valor hacia la profundidad convergiendo todos en el mismo punto de oscilación térmica cero. Este perfil, el más bajo en altitud de todos es por lo tanto el que mayores valores de temperatura adquiere y como consecuencia es el que más alejado se encuentra del punto de congelamiento y no presenta permafrost.

Cota 4,200

Ubicado a tan sólo 150 metros por encima de la altitud del primer punto se encuentra el segundo perfil. Éste se encuentra entre grandes extensiones de ceniza con un espesor de 40-50 cm aprox. Por debajo aparecen pequeños fragmentos de roca de entre 0.5 y 1 cm de diámetro mezclados entre depósitos de tefra que se prolongan hasta el fondo del perfil. Los detalles del perfil se observan en la figura 55.



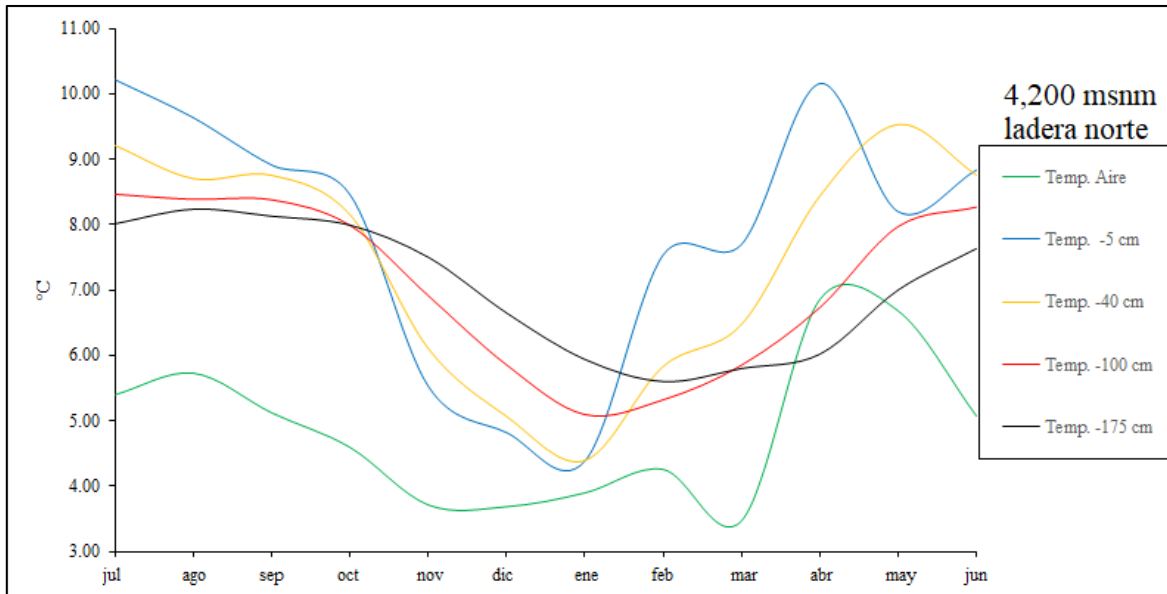
Figura 55. Detalle litológico del perfil.



En esta perforación se instalaron cuatro termómetros distribuidos a -5 cm, -40 cm, -100 cm y -175 cm; a un par de metros fue colocado el sensor de aire. Las series mensuales de temperatura para el aire y cada una de las profundidades se aprecian a continuación:



Figura 56. Comportamiento térmico mensual por profundidad.

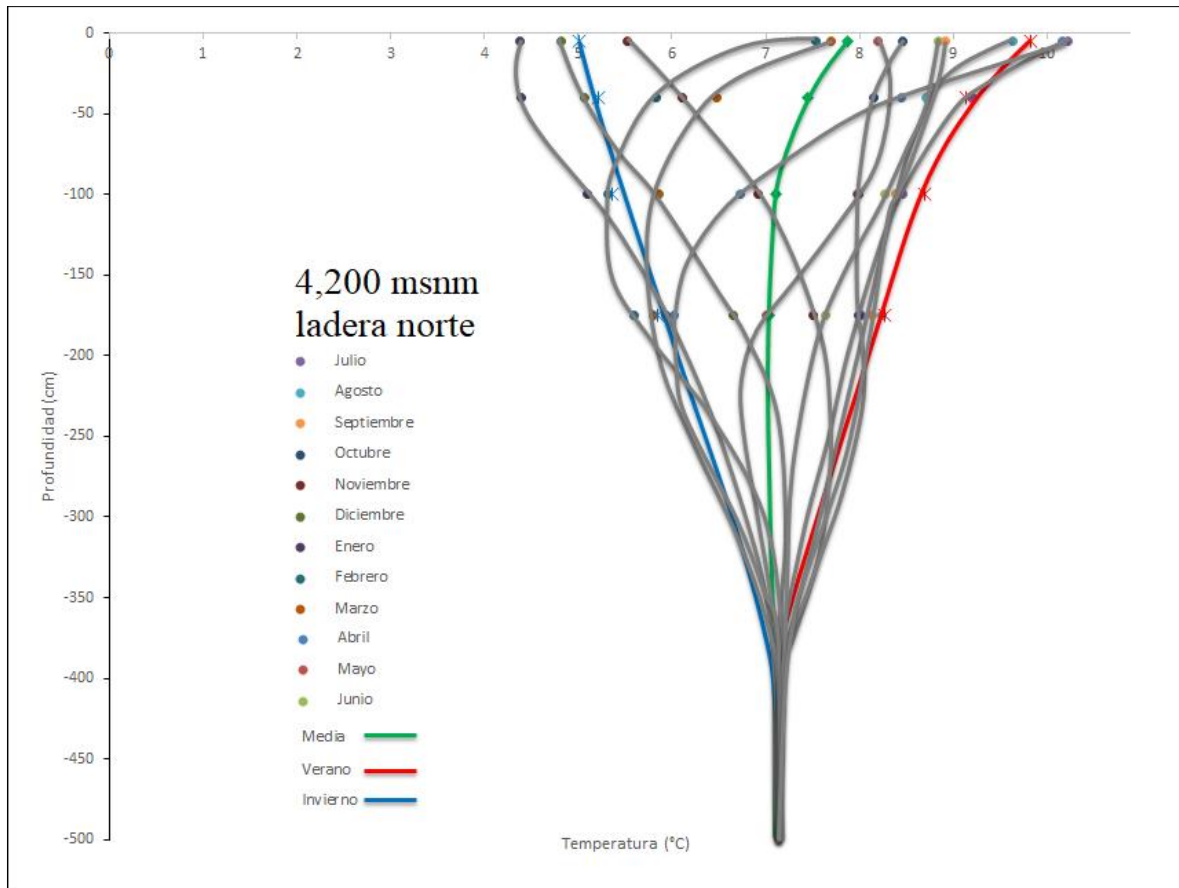


De igual forma que como sucede con el perfil anterior, gran amplitud térmica se presenta en la interface suelo-aire mientras que para el caso del aire posee los valores mínimos de la variable. La temperatura superficial (-5 cm) apenas logra disminuir ligeramente por debajo del punto de congelamiento en mínimas ocasiones y se refleja en la media del mes de marzo con un valor superior a los 3°C. Nuevamente se aprecia la disminución oscilatoria a mayor profundidad incluyendo las inversiones térmicas estacionales. Al mismo tiempo se observa un comportamiento paralelo entre las series en función del tiempo adquiriendo un mayor suavizado en relación a la profundidad. La temperatura media del perfil oscila entre 7.04 y 7.87°C a lo largo del período siendo apenas diferente del perfil inferior.

Una vez más el patrón térmico anterior puede ser desglosado mensualmente, con los registros del verano e invierno, así como la media anual para corroborar de manera más detallada las temperaturas al interior del perfil durante el año:



Figura 57. Perfil de temperaturas mensuales a 4,200 m snm.



El patrón térmico es muy similar al mostrado por el perfil previo. La oscilación térmica a nivel de superficie es próximo a 6.5°C y la zona de amplitud cero se ubica cerca de los 4 mt de profundidad. Al igual como sucede en el piso altitudinal inferior, de acuerdo con los registros de temperatura el sitio se encuentra lejos de presentar algún tipo de congelamiento en profundidad, tan sólo limitándose a pocos días de ciclos de helada al año en la capa superficial. La diferencia con respecto a la estación 4,050 radica en la disminución de la temperatura en el perfil la cual se posiciona en 7°C ; es decir, 0.8°C más frío que el sitio anterior. Por lo anterior se deduce que no hay permafrost en este sitio.

Cota 4,584



La tercera estación de observación se ubica 384 metros por encima de la segunda y 534 de la primera. La zona donde se ha perforado el perfil se encuentra adyacente a la pared de los remanentes del Espolón de Oro los cuales alimentan de escombros de distinto diámetro las partes bajas. En este punto se encuentra una capa de 30 cm de gravas con un diámetro medio menor a 1 cm; por debajo se aprecian fragmentos mayores de roca mezclados con grava menor y depósitos de tefra hasta el límite del perfil. La figura 58 muestra el perfil granulométrico.

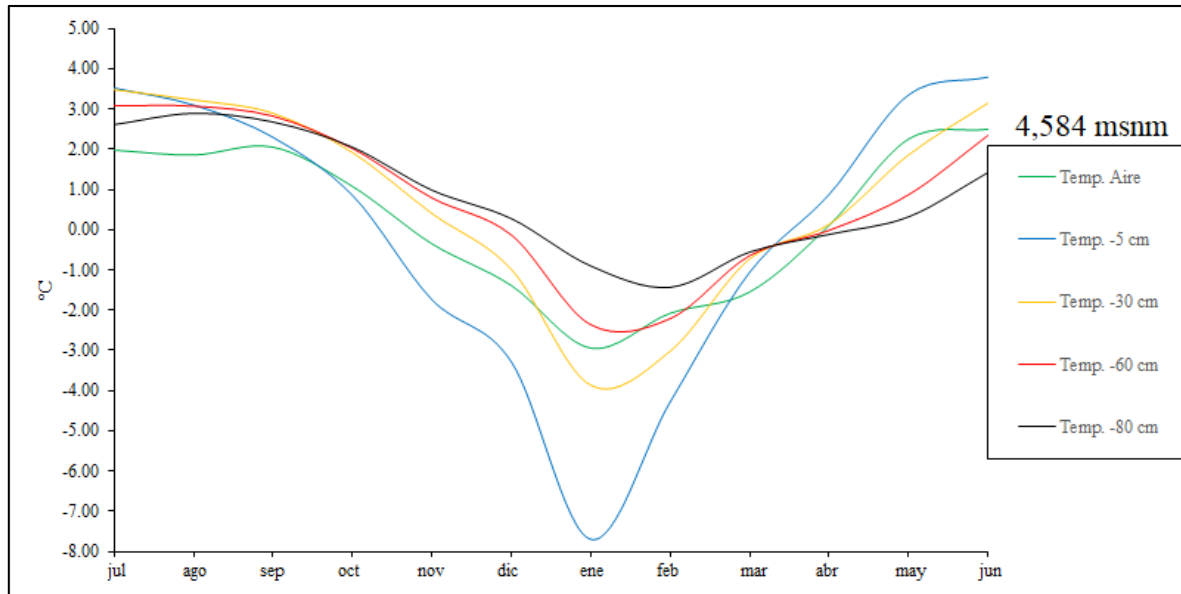
Figura 58. Detalle litológico del perfil.



La profundidad de éste es de 80 cm y en él se colocaron cuatro sensores a -5 cm, -30cm, -60 y -80 cm; a unos metros se ubicó el sensor para la temperatura del aire. Los registros mensuales se muestran en la siguiente gráfica:



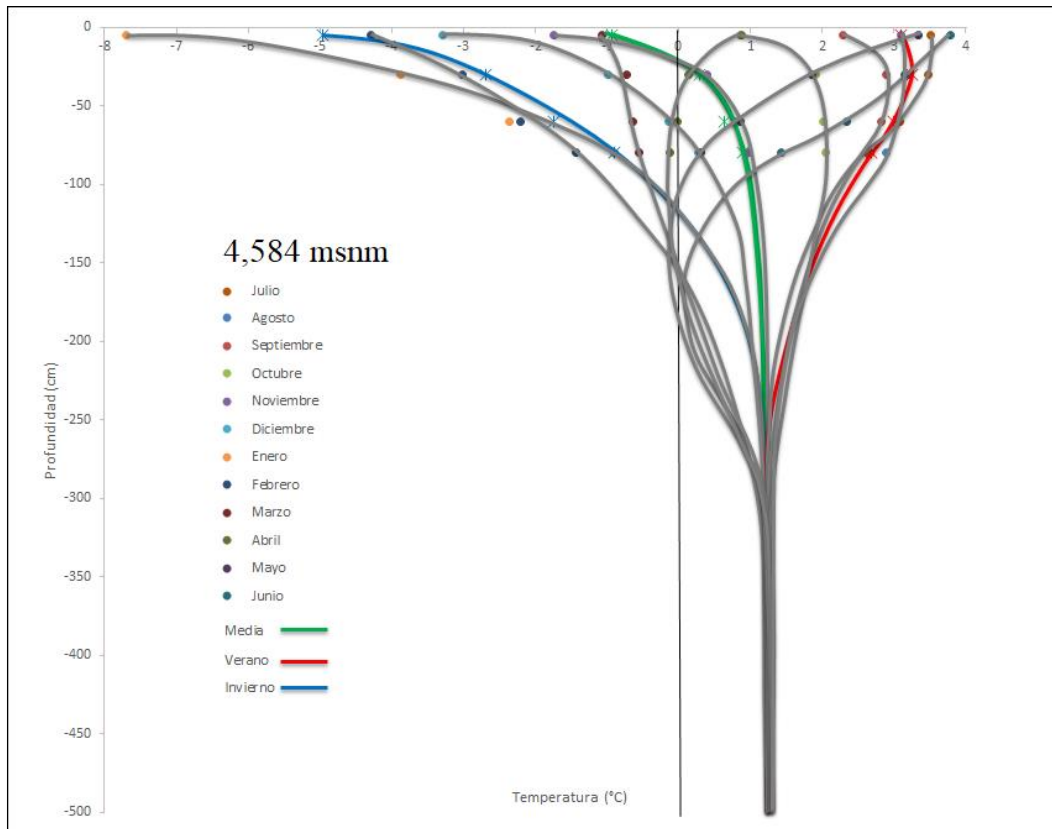
Figura 59. Comportamiento térmico mensual por profundidad.



En este punto las series muestran una reducción considerable en la oscilación térmica en comparación con los dos puntos anteriores. Existe un alto grado de paralelismo entre el grupo de registros con excepción del periodo invernal donde la temperatura superficial cae considerablemente en comparación a la temperatura del aire; esto obedece, entre otras razones, a la permanencia de la cubierta de nieve estacional que mantiene congelada la superficie. Se aprecia también la inversión térmica de los puntos más profundos ocasionada por el retraso estacional a mayor profundidad. Es notable el congelamiento invernal que cubre desde el mes de octubre hasta marzo en la superficie; este rango se va reduciendo conforme a la profundidad. Las temperaturas a profundidad se mantienen próximas al punto de congelamiento, sin embargo se aprecia que no son suficientes para mantener congelado el fondo del perfil a lo largo del año ya que abarca de diciembre a abril. Las curvas verticales constatan lo anterior:



Figura 60. Perfil de temperaturas mensuales a 4,584 msnm.



A diferencia de los dos perfiles anteriores se aprecia mayor cercanía de las temperaturas con el punto de congelamiento. En primera instancia se aprecia el mes de enero como el más frío de todos, pero es al mismo tiempo el que mayor grado de recuperación térmica posee en la profundidad debido principalmente a que la superficie se ve más influenciada por los factores externos y a la vez aísla la parte subsuperficial. Por su parte junio representa el más cálido en la superficie que junto con el mes de mayo presentan una mayor gradiente de enfriamiento, cercano a 3.5°C en sólo 0.75 m . Son sólo tres de los meses los que llegan a cruzar el punto de congelamiento como respuesta al rezago estacional y finalmente convergen a $\sim 3\text{ m}$ de profundidad en la línea del valor térmico medio de 1.1°C . Lo anterior sugiere que, si bien desde la perspectiva térmica no hay indicios de presencia de permafrost en el sitio, éste podría estar relativamente cerca del área puesto que hasta esta altitud el



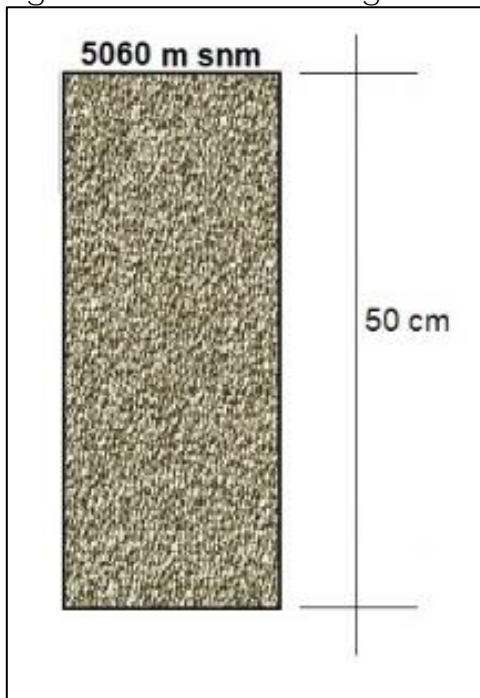
suelo experimenta un enfriamiento más rápido en relación a los puntos más bajos. O pudiera existir una porción relicta de acuerdo a otros parámetros como la exposición. Debido a las características térmicas del perfil y a las sombras orográficas existentes, es probable que por encima de este punto se comiencen a presentar porciones aisladas de permafrost.

Cota 5,060

Cerca del límite inferior del glaciar se ubica el punto más alto para el estudio térmico del suelo. En esta zona el perfil es por mucho más somero que los anteriores debido a que la perforación manual y sin el empleo de equipo motorizado no permitió alcanzar niveles más profundos; paralelamente la dureza del sustrato compuesto por sedimentos de ceniza compactada representó otro reto que en suma limitaron el perfil a 50 cm de profundidad. Aquí se instalaron dos sensores, el primero a -5 cm y el otro a -50 cm. Resulta oportuno mencionar que durante la perforación, casi al fondo de la cavidad las porciones de sedimento congelado dificultaron la labor. La figura 61 muestra el perfil y su litología.



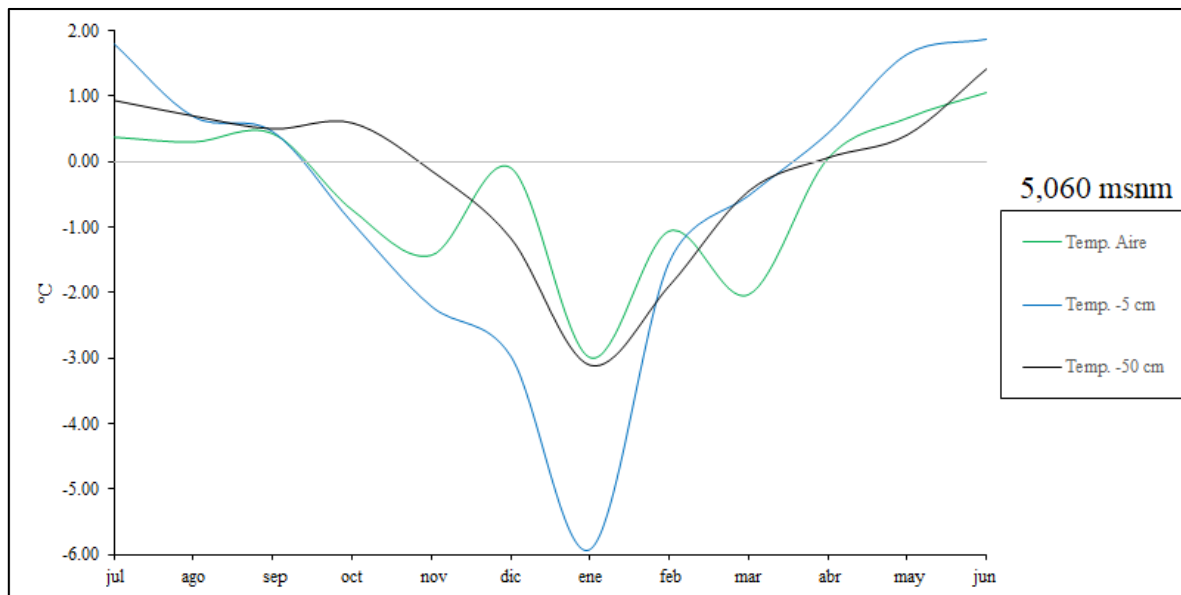
Figura 61. Detalle litológico del perfil.



El sensor de aire se ubicó a 12 metros del perfil. Tanto la temperatura del aire como de los dos niveles de profundidad se pueden visualizar en la gráfica mensual siguiente:



Figura 62. Comportamiento térmico mensual por profundidad.

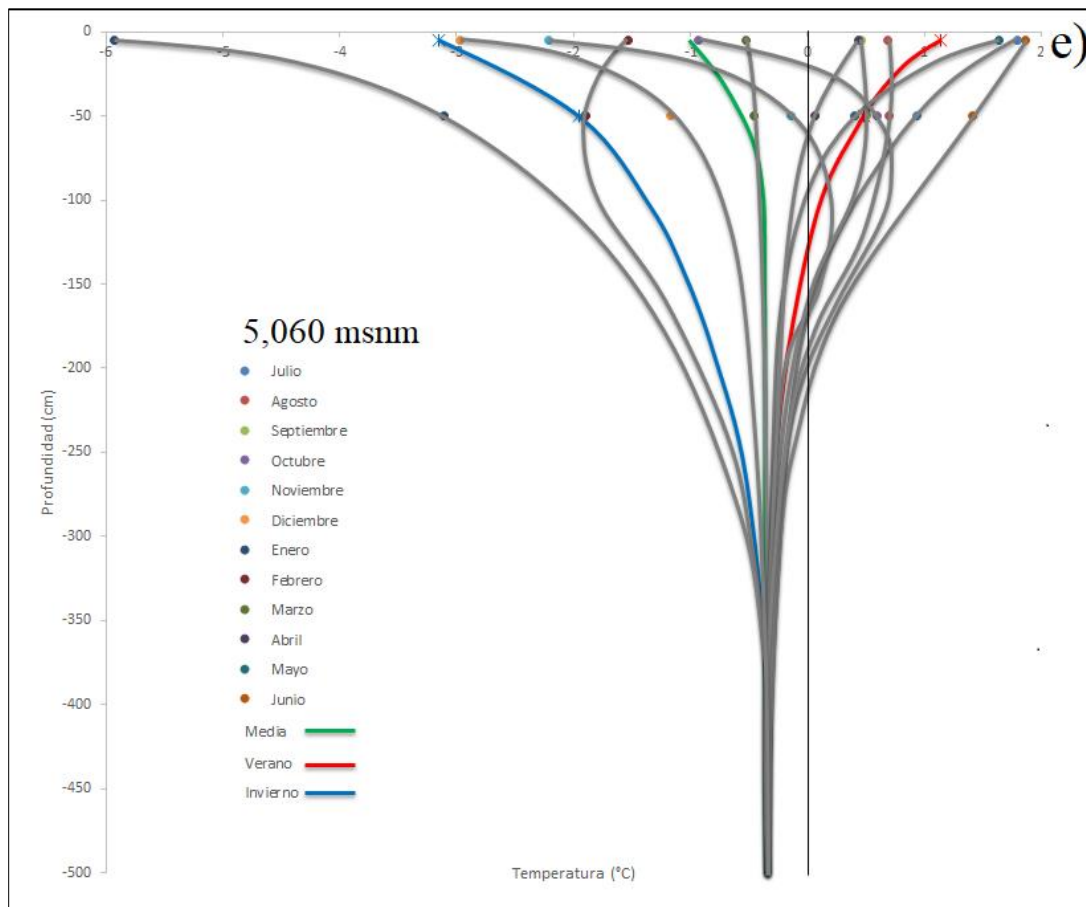


A diferencia de todos los casos anteriores, la temperatura del aire suele ser ligeramente mayor a la del suelo salvo en los periodos cálidos donde registra menor temperatura que la capa superficial. Se aprecian periodos prolongados de temperatura bajo cero casi constante que sugiere ser debido al aislamiento ocasionado por la cubierta nivosa que mantiene la superficie congelada de manera regular y uniforme salvo en dos períodos en los que el valor en superficie se torna más frío que el aire. A través de la gráfica anterior resulta notorio que la oscilación térmica a 5 y 50 cm de profundidad esté más cargada hacia los valores negativos los cuales, para el primer caso llegan hasta -6°C en enero y a los 2°C en junio; de igual manera, aunque el efecto es más suavizado, a 50 cm la temperatura mínima alcanza los -3°C contra poco más de 1°C también en junio. Debido a que el fondo del perfil se encuentra cerca de la superficie sus valores termales presentan cierto grado de oscilación como respuesta al frente térmico que logra alcanzarlo; sin embargo, las medias de ambos se mantienen por debajo del punto de congelación con -0.59°C y -0.18°C a 5 y 50 cm de profundidad respectivamente.



Con la finalidad de analizar con mayor detalle el grado de congelamiento del suelo en esta ubicación, las curvas verticales de cada mes y las correspondientes a los periodos de verano e invierno brindan una idea más clara del comportamiento térmico en el perfil (figura 63).

Figura 63. Perfil de temperaturas mensuales a 5,060 m snm.



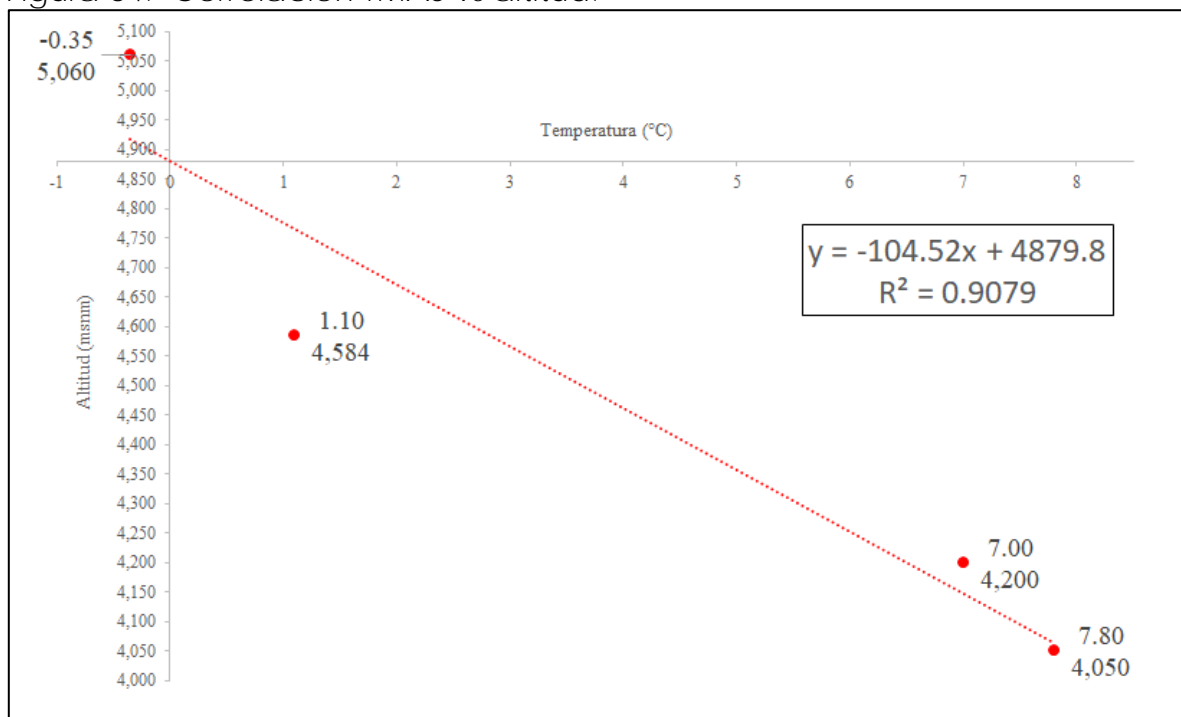
Los meses extremos señalan que en enero la temperatura superficial cae hasta -6°C mientras que agosto no alcanza los 2°C , siendo ésta la máxima temperatura registrada del perfil. El resto de los meses la variable termal es inferior; la oscilación térmica se anula ~ 4 mt de profundidad y a partir de este punto se conserva homogénea. La temperatura para los periodos del verano y el invierno convergen de igual manera en el mismo



punto. Se aprecia por lo tanto que la temperatura media del perfil es de -0.35°C lo cual sugiere desde la perspectiva térmica la permanencia de suelo congelado o permafrost “cálido”. Adicionalmente se aprecia una capa activa la cual en función de los meses y estaciones oscila entre los 1.5 y 2.5 metros de espesor anualmente. Los valores de temperatura encontrados y su comportamiento en profundidad concuerdan muy de cerca con los registros hallados por Andrés *et al.*, (2010, 2011) y señalados por Yoshikawa (2013) en el volcán tropical Chachani, Perú (ver anexo 2). No obstante, sería oportuno considerar que esta comparación puede no ser del todo absoluta, debido a las posibles diferencias geotérmicas entre cada volcán o por el tipo de sedimento que posea.

Por otra parte, si se grafica la temperatura media anual del suelo en el punto donde se anula la oscilación térmica de cada perfil (TMAS) con su respectiva altitud, con la finalidad de identificar el grado de correlación existente obtenemos la siguiente figura:

Figura 64. Correlación TMAS vs altitud.



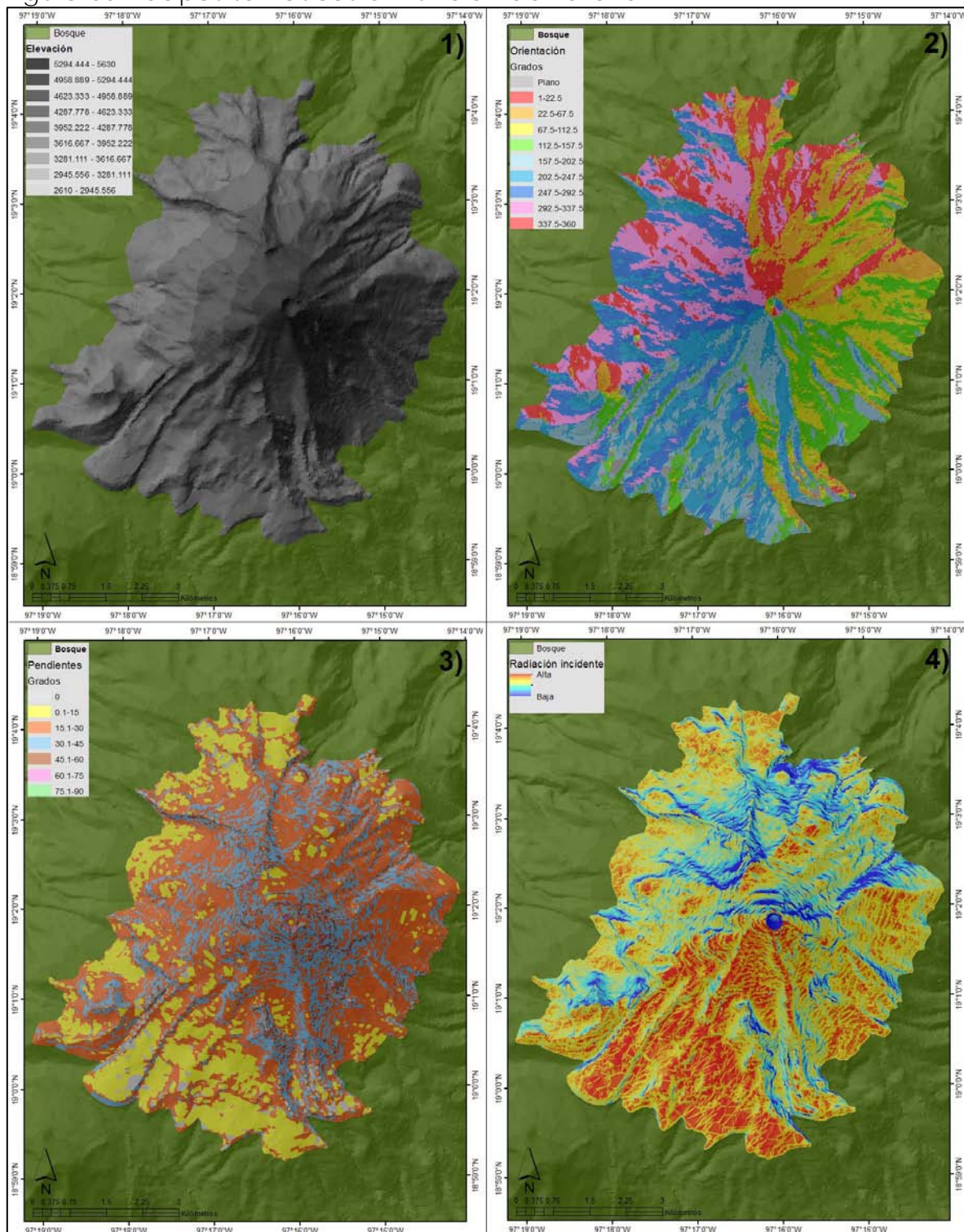


Es notoria la relación lineal existente entre ambas variables; con un grado de ajuste de $R^2=0.9$ presentan una alta correlación según Motulsky y Christopoulos (2003).

Una vez determinada la posible existencia de permafrost a 5,060 msnm con base en las lecturas de temperatura del perfil, resulta necesario delimitar las áreas que lo contienen en función de la correlación con los elementos característicos del relieve que se describieron en apartados anteriores. Para tal efecto el MDE trabajado en ArcGis y QGis da como resultado el grupo de capas temáticas de la figura 65:



Figura 65. Capas temáticas en función del relieve.



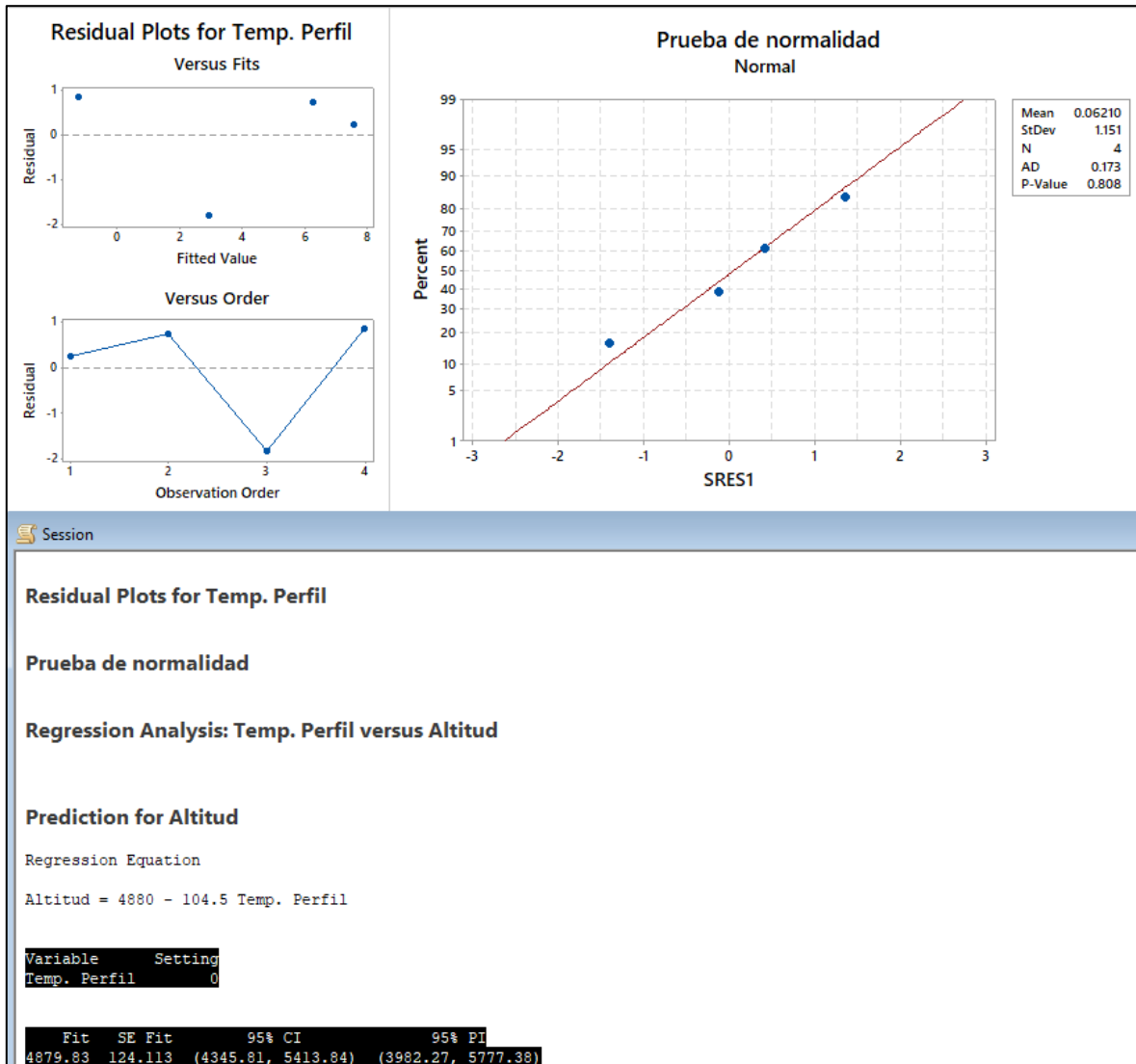
Mapa 1: Altitudes; 2: Orientación de laderas; 3: Pendientes; 4: Insolación.



Se ha señalado bajo el criterio térmico la clara inexistencia de permafrost desde los 4,050 hasta los 4,584 msnm sin embargo, a partir de esta última cota la temperatura del suelo comienza a aproximarse al punto de congelamiento, lo que sugiere que entre esta altitud y los 5060 msnm (donde según el perfil existe presencia de suelo permanentemente congelado) se ubica su límite inferior; esta cota la obtenemos si se utiliza el modelo de regresión de la figura 47 para predecir la altitud en la que la T_{MAS} cruza el valor de 0°. La verificación de la calidad del modelo de regresión se realizó mediante el análisis de los residuales, señalando un resultado confiable a la hora de determinar la altitud del límite inferior de permafrost. En la misma figura 66 se aprecia el resumen del análisis estadístico y la predicción del límite del permafrost (sombreado en negro):



Figura 66. Análisis residual de regresión y estimación del límite altitudinal inferior de permafrost.



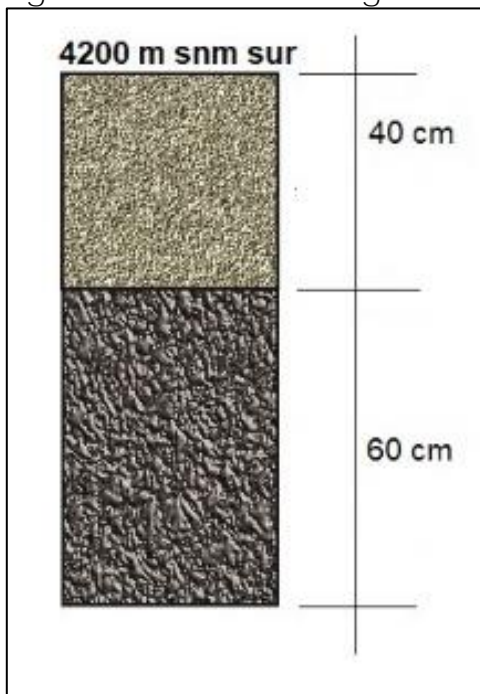
De acuerdo con la predicción, el límite inferior de permafrost se ubica a 4,880 msnm. Paralelamente, si asociamos las capas temáticas de la figura 65 es posible obtener un patrón de insolación y relieve que condiciona la temperatura del suelo en áreas que si bien se ubican a poco menos de 4,880 msnm pero que las características de insolación son las más bajas en función de la orientación y del grado de inclinación de sus laderas, pudieran poseer cierto contenido discontinuo de permafrost. La



identificación de elementos crióticos fortalece la hipótesis anterior.

Por otra parte, de acuerdo con el mapa 4 de la figura 65 queda claro que la menor insolación es recibida por las laderas orientadas hacia el norte y aun con menor intensidad las que dentro de este rango poseen una pendiente más pronunciada. Lo anterior significa que si bien las laderas orientadas hacia el sur reciben mayor radiación solar, debe haber un punto en función de la altitud en el que se homologuen las temperaturas en ambas vertientes; para este efecto comparamos los valores registrados a 4,200 msnm en la vertiente sur con características del terreno similares tanto en orografía como en sustrato a su equivalente de en la ladera norte. La figura 67 señala los detalles de granulometría del perfil.

Figura 67. Detalle litológico del perfil.

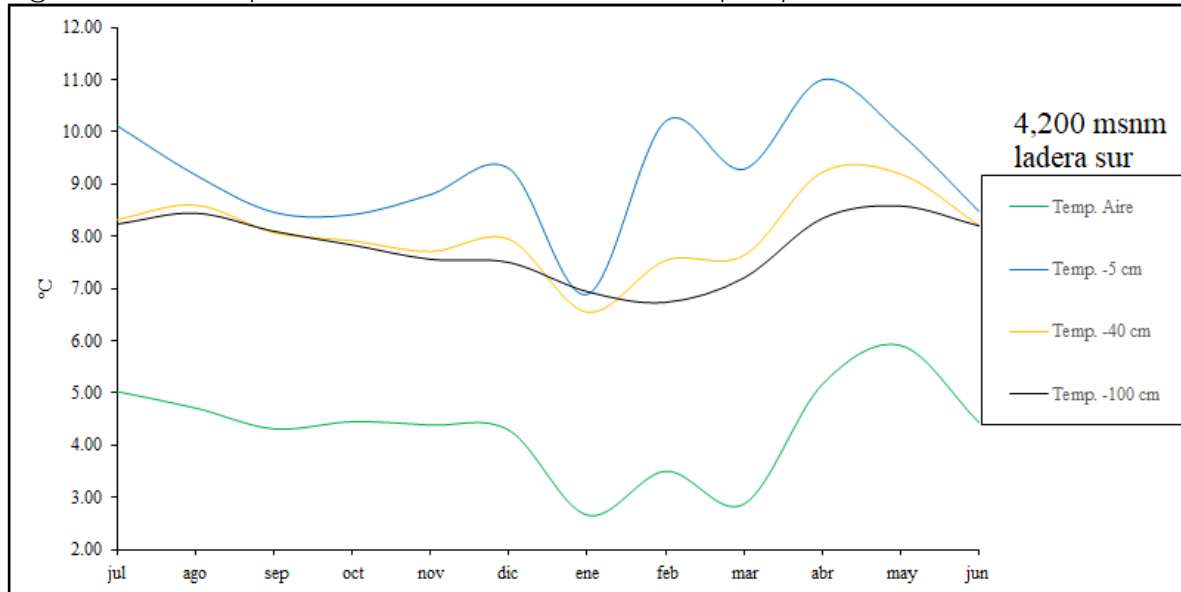


En esta ladera la distancia entre la perforación del suelo y el sensor de temperatura del aire fue de 16 m. El comportamiento



de la variable térmica para cada elemento luce conforme a la figura 68:

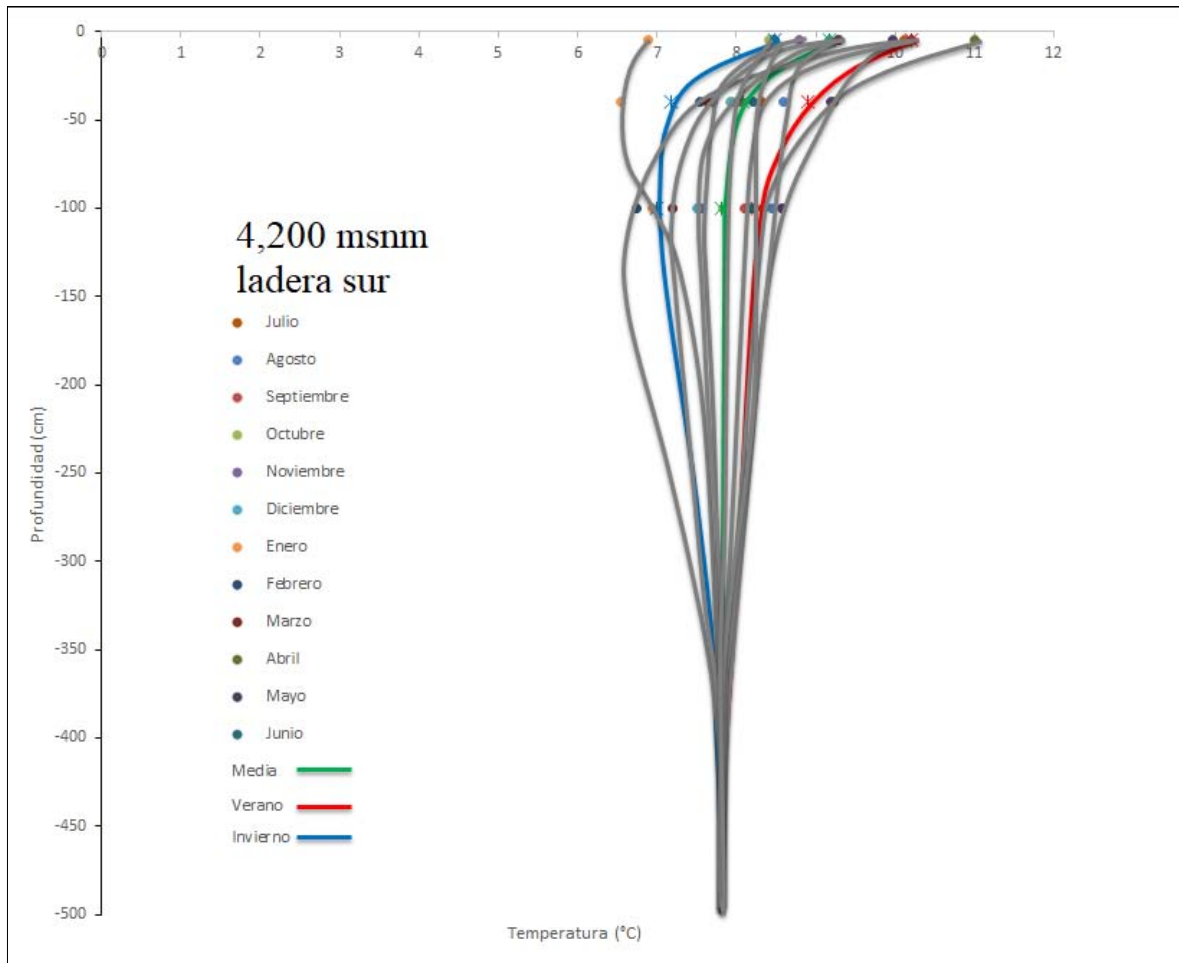
Figura 68. Comportamiento térmico mensual por profundidad.



Los valores térmicos tanto para el aire y el suelo muestran un patrón muy semejante a su equivalente de la vertiente norte. No obstante se aprecia un mayor paralelismo entre el aire y las distintas capas del suelo. Con la finalidad de diferenciar térmicamente ambos perfiles es necesario recurrir a la gráfica de “trompeta” correspondiente. Por lo tanto, la temperatura obtenida se aprecia en la figura 69:



Figura 69. Perfil de temperaturas mensuales a 4,200 m snm ladera sur.



El perfil señala una T_{MAS} de 7.8°C; es decir, 0.8°C más cálido que su similar al norte; esto significa que la temperatura del sur en una altitud dada debe ser 0.8°C más fría en comparación al norte para ubicar el margen inferior de permafrost. De esta manera, empleando una vez más la ecuación de regresión usada anteriormente para ubicar el límite inferior de permafrost, en la que buscando el valor $y = -0.8^{\circ}\text{C}$ se obtiene que éste corresponde a 4,963 m snm; en otras palabras, al ser la vertiente sur 0.8°C más cálida que la norte, el posible límite de permafrost continuo se ubica 83 metros por encima de la cota norte. De igual manera que en la vertiente norte, para determinar las áreas con presencia discontinua de permafrost cercanas a la cota 4,963 en la vertiente sur que posean un menor grado de insolación



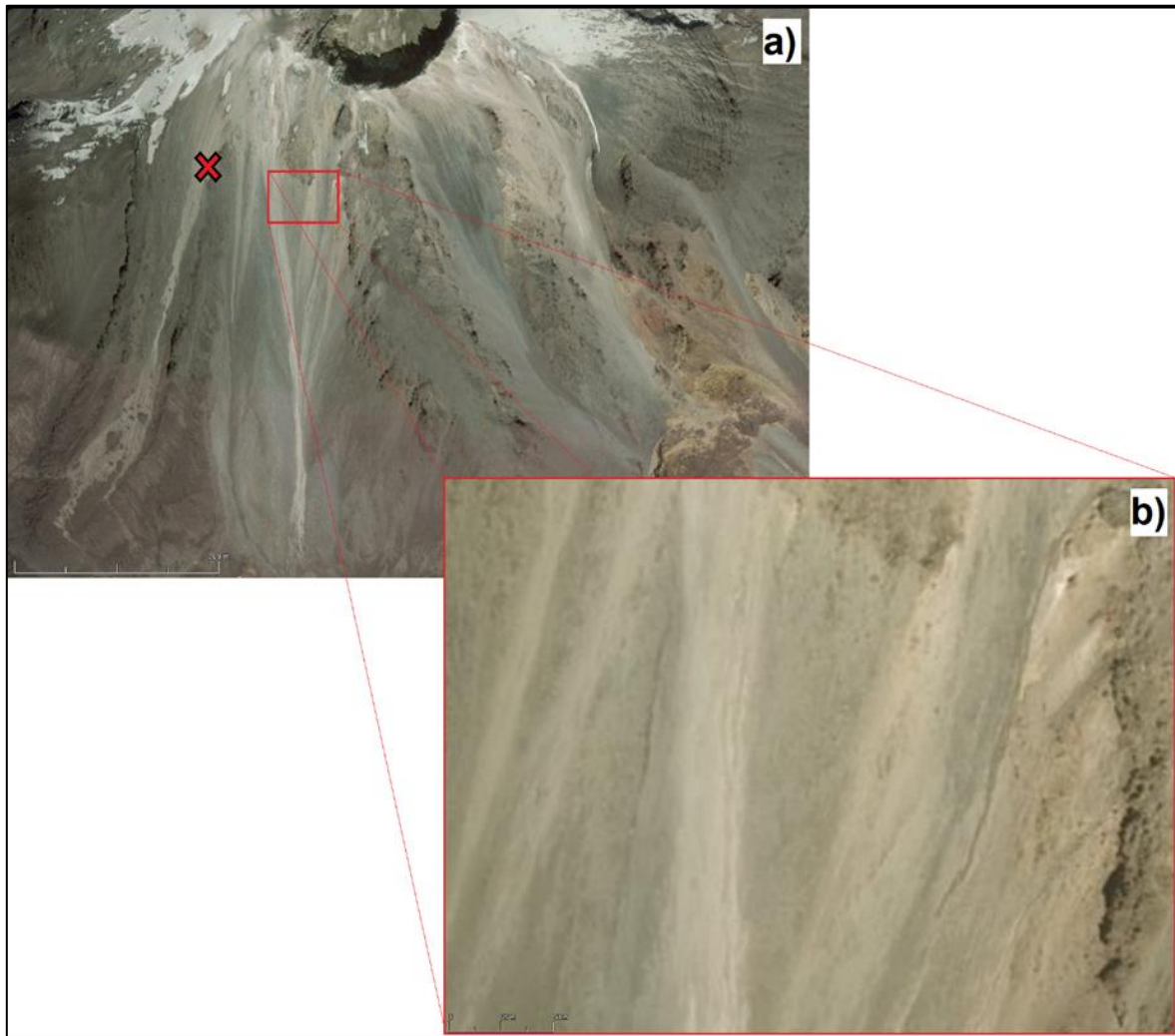
condicionado por paredes orientadas hacia el norte, si se conserva la misma proporción empleada en la cara norte del cono, se obtiene que esta se localiza a 4,863 msnm. Dicho de otro modo, la zona con permafrost continuo comienza al norte a 4,880 y al sur a 4,963 m snm mientras que la región con permafrost discontinuo o esporádico se ubica al norte a 4,780 y al sur a 4,863 m snm.

La presencia de permafrost discontinuo en la ladera de cara al sur por arriba de los 4,863 m snm y de continuo a partir de 4,963 m snm está también fundamentado por un mayor índice de albedo en comparación a la vertiente norte debido a la tonalidad clara del suelo que va de color beige a gris claro producto de un alto contenido de polvo de pumita y de escoria sílica que en conjunto dan una mayor reflectancia en esta parte del volcán. Estos depósitos de pómez corresponden a los periodos de actividad eruptiva sucedidos entre los años 9,000 y 8,500 AP documentados por Carrasco-Núñez y Rose (1995) y Macías (2007) y que han sido descritos en el capítulo 3.

La figura 70 compuesta por imágenes GeoEye-1 de Google Earth muestra en la toma "a" una imagen totalmente libre de nieve estacional en el flanco sur, en ella se aprecian amplias extensiones de suelo más claro que en el resto del edificio; más al norte se observan porciones de hielo pertenecientes al glaciar principal. La imagen "b" muestra en detalle las tonalidades claras de escoria y polvo de pómez; como referencia, el centroide de esta imagen se ubica a 5,350 m snm.



Figura 70. Suelos claros de pómez en la vertiente sur.



Para comprender el grado de reflectancia de esta área, habría que compararlo con el albedo medio de los diferentes elementos terrestres que está señalado por Dobos (2003) y Ahrens (2006) de acuerdo a la tabla siguiente:



Tabla 20. Albedo medio.

Superficie	Albedo
Basalto	0.05
Bosque	0.15
Suelos oscuros	0.15
Nubes delgadas	0.40
Nieve vieja, glaciar	0.40
Suelos claros	0.45
Pómez	0.48
Nubes gruesas	0.75
Nieve nueva	0.9

Con el fin de corroborar lo señalado anteriormente, se ha empleado una imagen Landsat-ETM para determinar el albedo del área mediante la propuesta de Liang (2000) y Liang *et al.*, (2002) a través de la combinación de las bandas 1, 3, 4, 5 y 7 por medio de la expresión:

$$\alpha = \frac{0.356_{p1} + 0.130_{p3} + 0.373_{p4} + 0.085_{p5} + 0.072_{p7} - 0.0018}{0.356 + 0.130 + 0.373 + 0.085 + 0.072}$$

Donde α es el índice de albedo por pixel en la imagen resultante, p es el número de banda y los valores en milésimas corresponden al factor de conversión para cada una de ellas. La imagen LT05_L1TP_025047_20091212_20161017_01_T1 se obtuvo del USGS mediante la plataforma Earth Explorer. Se procuró una imagen en una temporada totalmente libre de cubierta nival, así como también de cubierta nubosa; no obstante, la importancia de la imagen seleccionada radica en que además de cumplir con lo anterior, presenta como referencia y comparativa una porción de nubes cercana al cono volcánico. La imagen satelital en bandas de color verdadero se muestra en la figura 71; en ella se aprecia claramente el contorno del glaciar lo que sugiere la ausencia de nieve estacional en el edificio volcánico, mientras que la figura 72 es el mapa de albedo resultante:



Figura 71. Imagen Landsat-ETM en color verdadero mediante la combinación de bandas 1,2, 3.

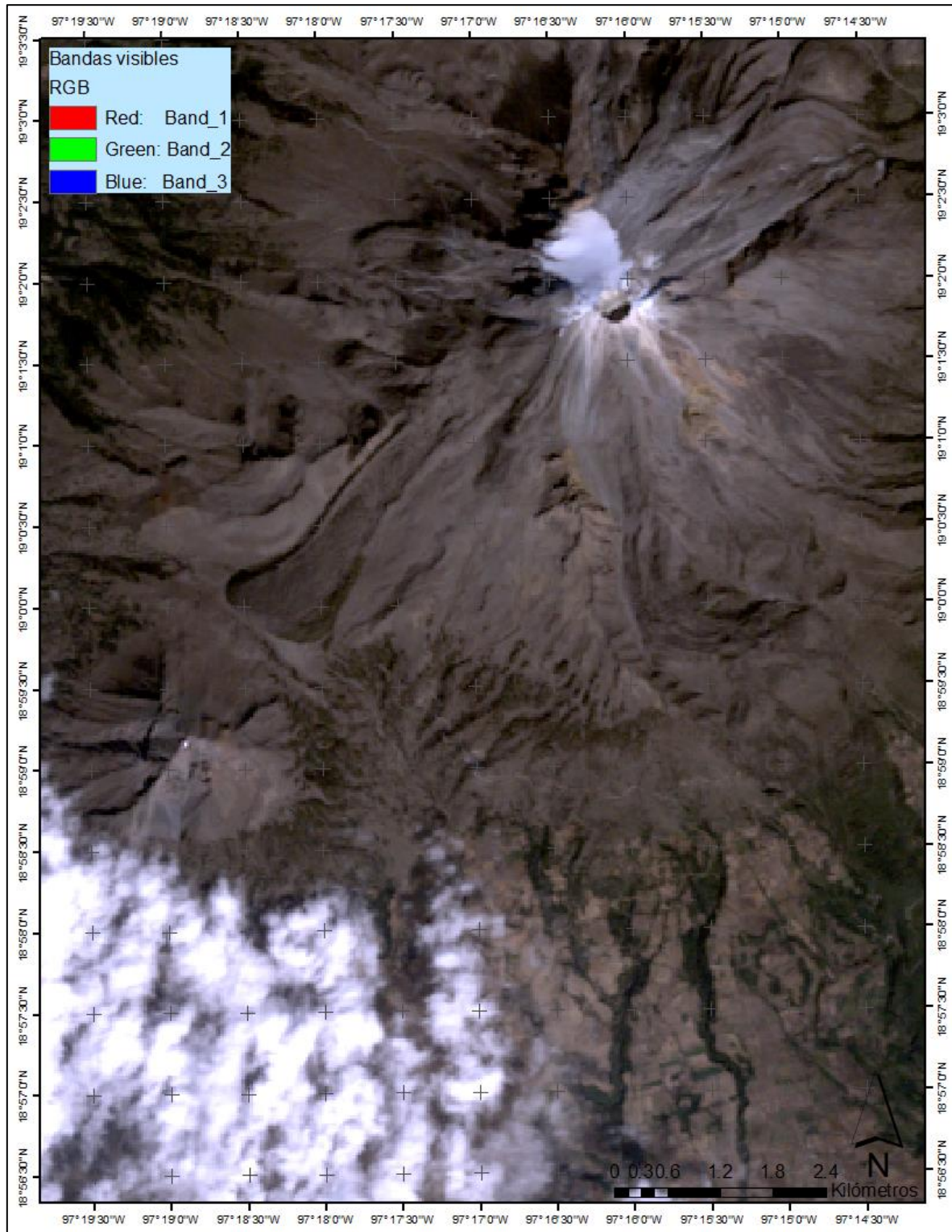
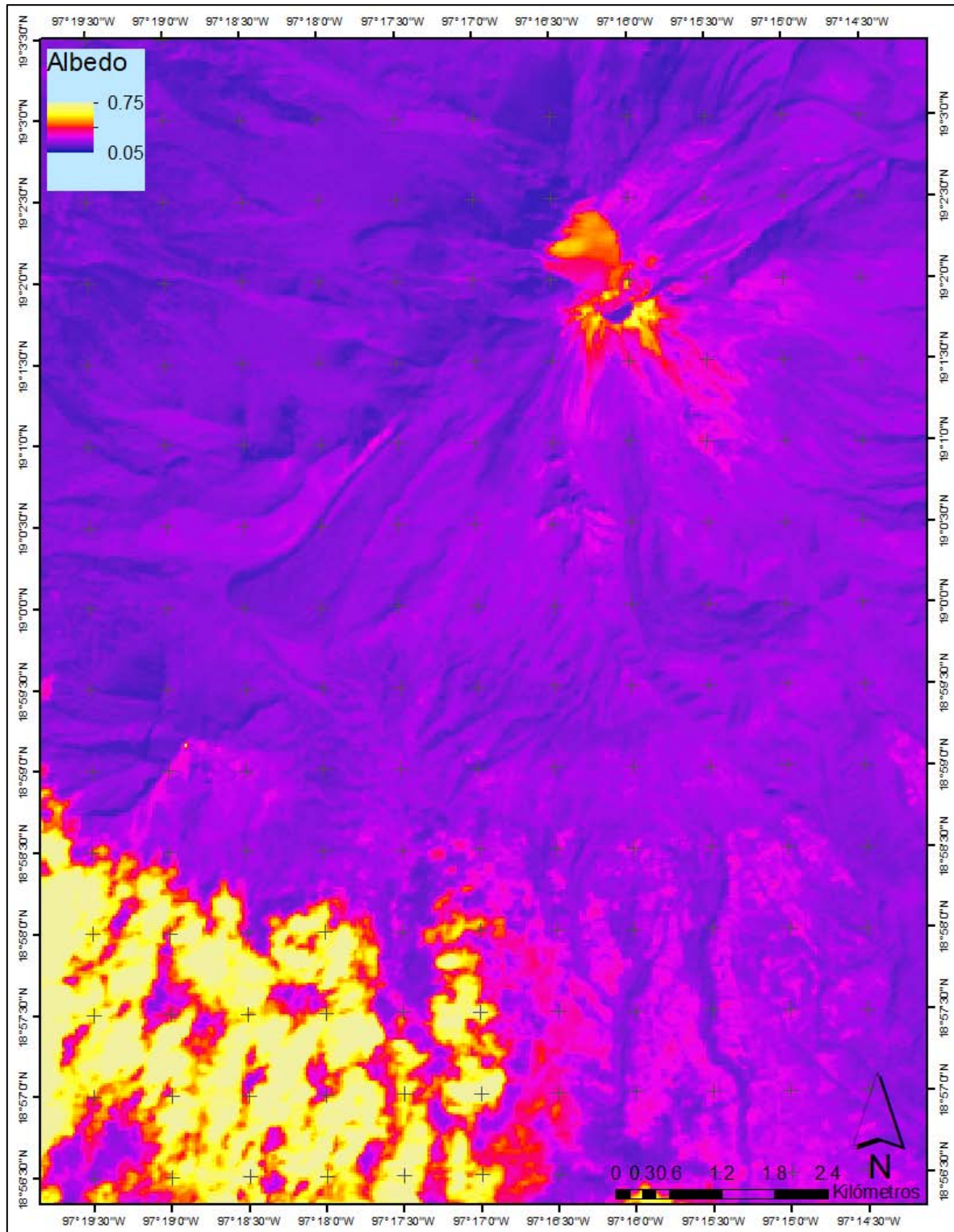




Figura 72. Mapa de albedo obtenido mediante las bandas 1, 3, 4, 5 y 7 y la metodología de Liang (2000) y Liang *et al.*, (2002).



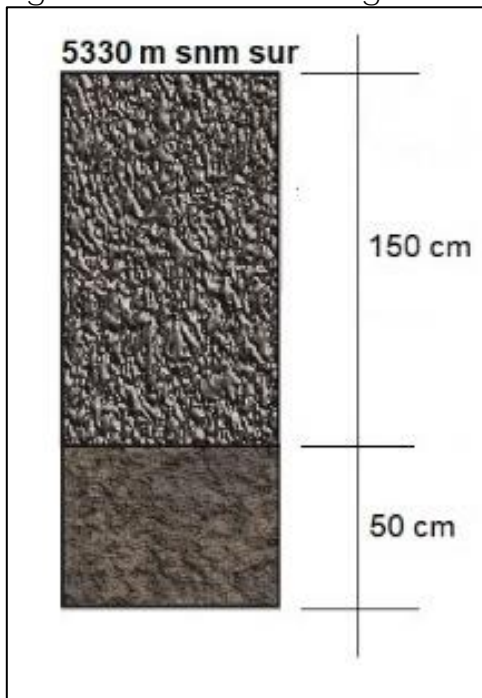


Del mapa de albedo puede advertirse con total claridad la diferencia entre la reflectancia de los suelos claros al sur y sureste del cono contra el resto. Tal como lo señalan Dobos (2003) y Ahrens (2006), existe mucha semejanza reflectora entre los suelos claros compuestos de pumita con el hielo glaciar y las nubes de poco espesor, contrario a los suelos oscuros basálticos o el bosque. Al lado inferior izquierdo del mapa se parecía un conjunto de nubes cumuliformes de mediano espesor que presentan el mayor albedo de la imagen; las más delgadas adquieren un tono más oscuro indicando menor capacidad reflectora. Por otra parte, en la porción norte del cono se distinguen colores más oscuros con los valores de albedo más bajos que corresponden a porciones de roca oscura como la dacita y andesita cuya presencia en el sitio se señaló en capítulos anteriores.

Resulta necesario subrayar por lo tanto que las partes altas de las vertientes sur y sureste del volcán poseen un albedo superior a 0.40 según el valor de los pixeles que se sobreponen a la superficie del volcán, lo cual condiciona que si bien esta parte del cono recibe mayor incidencia de radiación solar, una buena parte de esta es reflejada a la atmósfera lo que de vendría a equilibrar la temperatura en cotas por encima de 4,800 msnm. Para tratar de confirmar lo anterior y determinar la presencia de permafrost en esta vertiente se decidió perforar a mediados de enero del 2018 a 5,330 m snm en las coordenadas lat $19^{\circ}01.622'$ y long $-97^{\circ}16.345'$ (marcado con una cruz roja en la figura 70 a). La profundidad alcanzada con perforadora motorizada fue de 2 metros de los cuales 1.5 mt fueron de sedimentos congelados con una granulometría que oscila entre 0.5 y 3 cm, entremezclado con cenizas; los restantes 0.5 mt correspondieron a roca firme, posiblemente de dacita o andesita. La figura 73 muestra la litología descrita:



Figura 73. Detalle litológico del perfil.



Por su parte, la figura 74 pertenece a la fotografía tomada en el punto; se están insertando nuevos sensores para futuras lecturas una vez realizada perforación descrita con anterioridad.



Figura 74. Instalación de sensores a 5,330 m snm, ladera sur, para análisis futuros.



Por otro lado, la presencia de elementos crióticos descritos previamente en el capítulo 8 como lo son las porciones de hielo enterrado a 4,810 m snm que en su momento pertenecieron al conocido como “Glaciar Jamapa”, el cuerpo de prótalus rampart a 4,765 m snm con un extenso núcleo de hielo, así como las amplias extensiones de hielo intrusivo a partir de los 4,700 m snm con permanencia a lo largo del año, sugieren la posibilidad de cierto contenido de permafrost al menos por encima de 4,780 m snm; sobre todo si se considera que hasta el año de 1975 la lengua del entonces Glaciar Jamapa cubría hasta la cota 4,700 y para el año de 1995, ya en retroceso, su extensión llegaba hasta los 4,800 m snm.



9.2 PERMAFROST EN EL LECHO DEL GLACIAR

Se ha mencionado que en la mayoría de los trabajos se omiten los cuerpos de hielo glaciar al momento de determinar la existencia de suelos permanentemente congelados en el entorno que comparten con el ambiente periglacial; otros por su parte, asumen por defecto su existencia en el lecho rocoso. Lo anterior, tal como se explicó en el apartado metodológico, es consecuencia de lo complejo que resulta estimar la temperatura basal del hielo. No obstante lo anterior, uno de los objetivos colaterales de este trabajo consiste en aportar una estimación de las condiciones termodinámicas intraglaciares. Mediante el método propuesto se ha conseguido una buena aproximación al estado térmico del interior del glaciar y en consecuencia, de su base rocosa.

Una vez aplicada la ecuación 3 del apartado 5.4, para cada profundidad en rangos de 5 metros, los resultados para la estación más fría y más cálida del año, así como la media anual se muestran en la siguiente tabla (21):

Tabla 21. Temperatura estimada en relación a la profundidad.

Profundidad (mt)	Temperatura (°C)		
	Invierno	Verano	Media anual
-5	-4.39	-0.15	-2.27
-10	-4.00	-0.99	-2.50
-15	-3.46	-1.53	-2.50
-20	-3.12	-1.88	-2.50
-25	-2.89	-2.10	-2.50
-30	-2.75	-2.25	-2.50
-35	-2.66	-2.34	-2.50
-40	-2.60	-2.40	-2.50
-45	-2.56	-2.43	-2.50
-50	-2.54	-2.46	-2.50
-55	-2.52	-2.47	-2.50

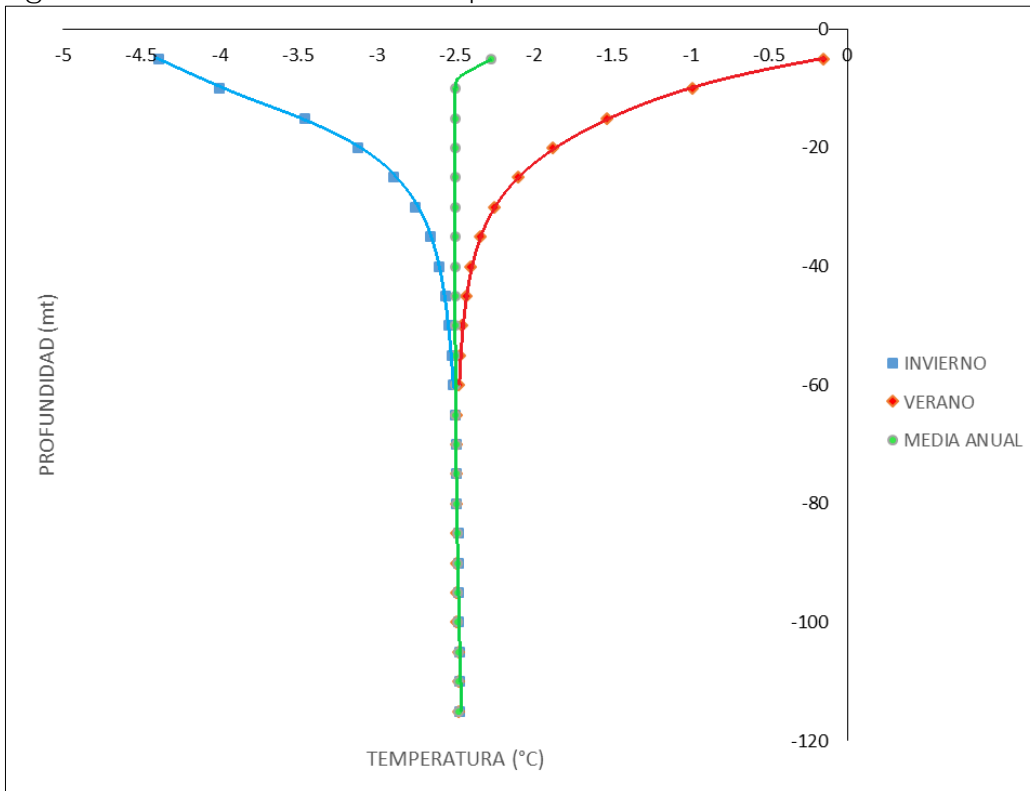


ESTUDIOS PERIGLACIARES EN EL VOLCÁN CITLALTÉPETL: BÚSQUEDA DE EVIDENCIAS DE PERMAFROST ENTRE LOS AÑOS 2015-2017

-60	-2.51	-2.48	-2.50
-65	-2.50	-2.49	-2.50
-70	-2.49	-2.49	-2.49
-75	-2.49	-2.49	-2.49
-80	-2.49	-2.49	-2.49
-85	-2.48	-2.49	-2.49
-90	-2.48	-2.49	-2.49
-95	-2.48	-2.49	-2.49
-100	-2.48	-2.49	-2.49
-105	-2.47	-2.48	-2.48
-110	-2.47	-2.48	-2.48
-115	-2.47	-2.48	-2.48

Del mismo modo, la siguiente gráfica muestra la distribución de cada temperatura calculada:

Figura 75. Distribución de temperaturas.





Los resultados obtenidos muestran una clara incidencia de los efectos de la radiación sobre la superficie del glaciar y la influencia de la temperatura del aire en los primeros metros 40 metros de profundidad hasta donde el gradiente térmico alcanza valores significativos. Resulta clara la disminución del gradiente conforme aumenta la profundidad; en los primeros 15 metros se registra una variación cercana a 0.5°C en promedio cada 5 metros para el verano e invierno. Este fuerte gradiente ha sido enfatizado por Palacios y Marcos (1998) quienes reportaron que durante una medición llevada a cabo durante el mes de octubre de 1995 la temperatura superficial partía de 0°C hasta alcanzar -1.3°C a tan sólo 3 metros de profundidad.

El gradiente se aprecia con mayor claridad hasta los 40 metros en ambos periodos y a partir de este nivel hasta el basamento tiende a ser casi inadvertido. Las temperaturas de verano y del invierno convergen cerca de los 60 metros de profundidad (figura 56), punto donde se considera ya inexistente la oscilación térmica y la línea de tendencia se conserva casi vertical hasta el punto más profundo del glaciar a 115 metros. Para el caso de la temperatura media anual, desde la superficie y hasta los 10 metros de profundidad se registra la existencia de un gradiente suave en comparación con las temperaturas estacionales; en este punto la curva se corta y se convierte en lineal hasta la base, marcando la inexistencia de oscilación térmica. El límite de penetración de la temperatura cercano a los 40 metros de profundidad marca el punto de transición correspondiente a la capa activa glaciaria, señalada previamente para los glaciares cálidos. La figura 76 muestra el mapa de distribución de la temperatura basal del glaciar con sus valores extremos respectivos para cada periodo.

Con base en lo anterior descrito, puede entonces sugerirse la posible existencia de permafrost basal al interior del glaciar principal del Citlaltépetl debido a que el basamento en la parte

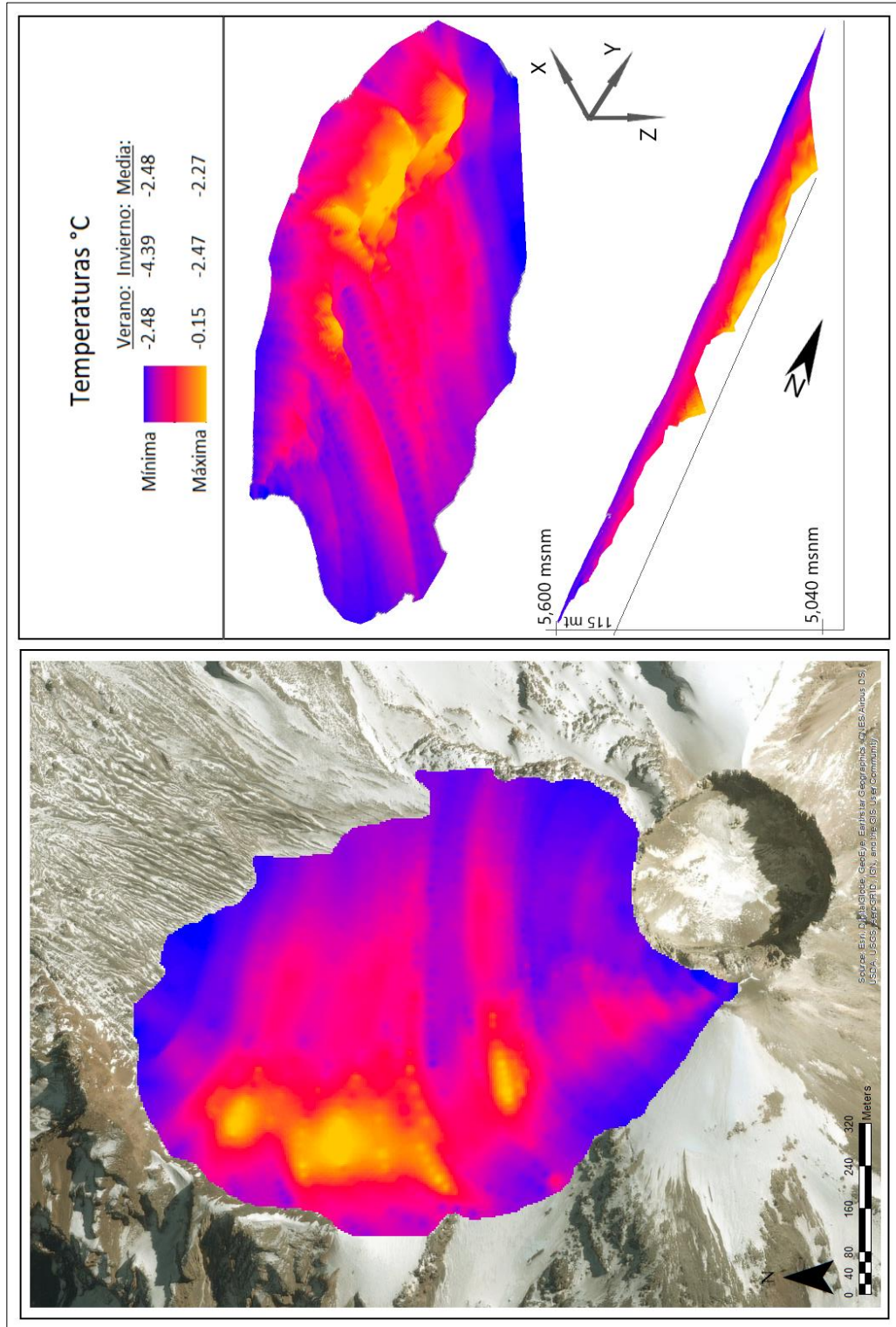


más profunda (115 metros) se conserva a -2.48°C a lo largo del año sin registrar la mínima oscilación de temperatura. Las partes menos profundas son mayormente influenciadas por los rangos de temperatura estacional pero sin cruzar la barrera del punto de fusión.

El modelamiento térmico del lecho rocoso sobre el cual descansa el glaciar se aprecia en la siguiente figura tanto en vista azimutal como en perspectiva tridimensional. El color más oscuro señala una profundidad más superficial y a la vez la temperatura más fría; mientras que el color más claro indica una mayor profundidad y por lo tanto una temperatura relativamente más cálida.



Figura 76. Mapa de distribución de temperaturas en la base del glaciar.

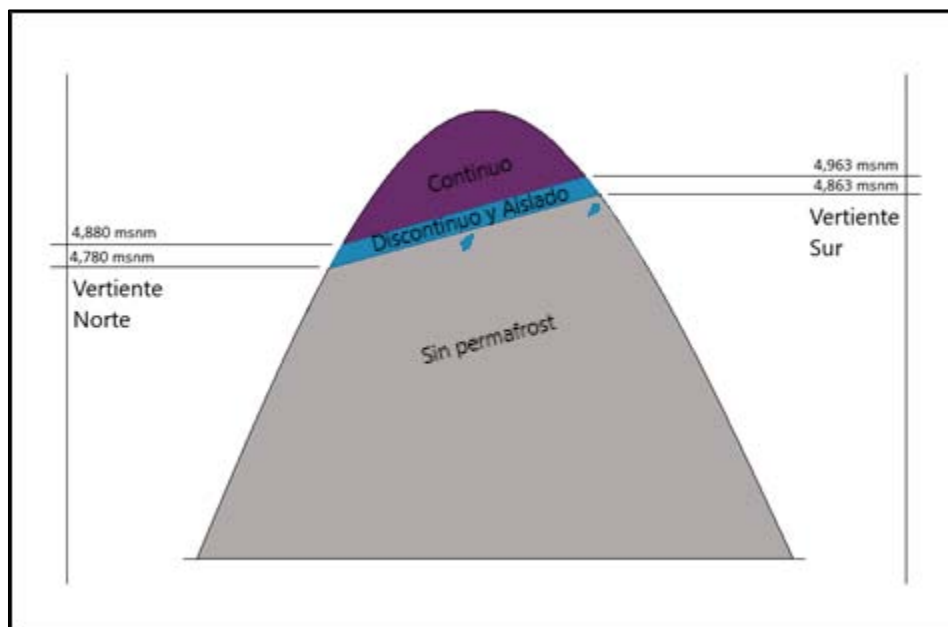




9.3 CARTOGRAFÍA PERIGLACIAL Y DE PERMAFROST

Con base en los datos de temperatura del aire, del suelo y de la base del glaciar, así como en la correlación de las capas temáticas de insolación y albedo, en conjunto con los elementos crióticos documentados, el mapa periglacial para el edificio volcánico queda representado conforme a la figura 77 en la cual se aprecia que debido a la geometría cónica del edificio volcánico, la zonificación periglacial y de presencia de permafrost adquiere un carácter concéntrico y a la vez elíptico.

Figura 77. Distribución de permafrost continuo y discontinuo en el Citlaltépetl, con base en la correlación de variables topoclimáticas.

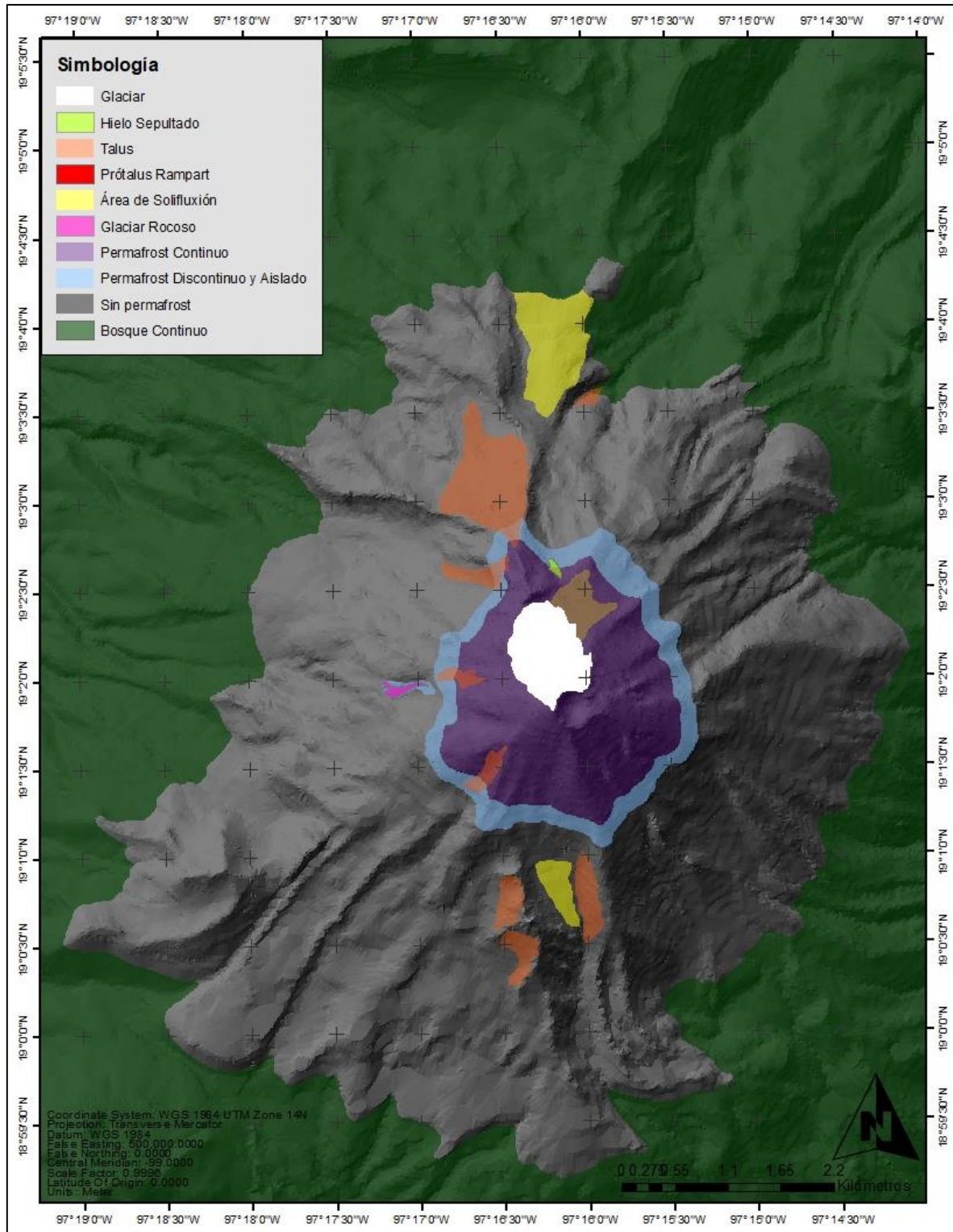


De esta manera, la representación cartográfica queda conforme a la figura 78:



ESTUDIOS PERIGLACIARES EN EL VOLCÁN CITLALTÉPETL: BÚSQUEDA DE EVIDENCIAS DE PERMAFROST ENTRE LOS AÑOS 2015-2017

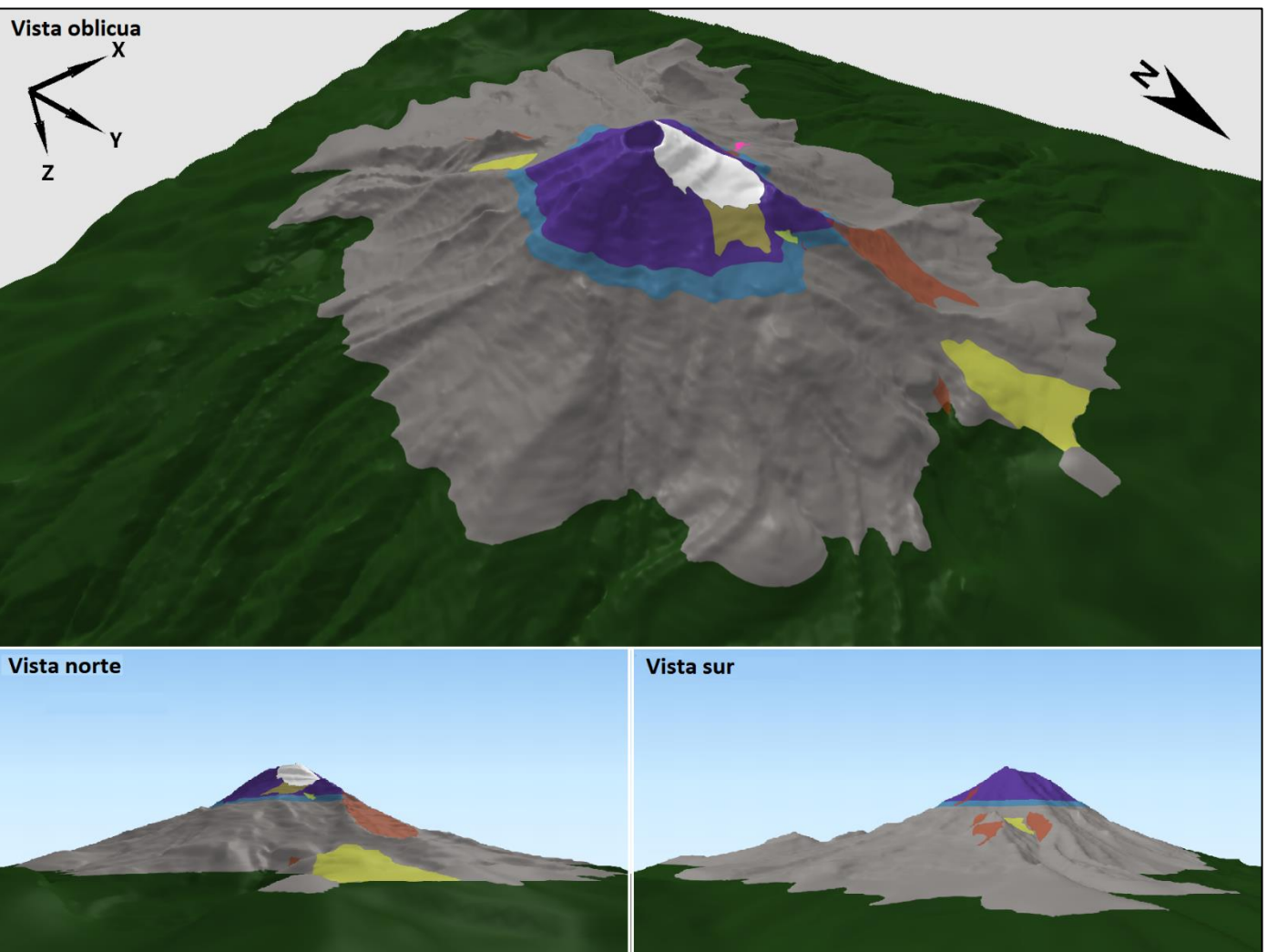
Figura 78. Mapa periglacial del Citlaltépetl.





Si se proyecta el mapa en diferentes perspectivas, luce de la siguiente manera:

Figura 79. Perspectiva tridimensional.





El cono que ocupa la cubierta de permafrost continuo adquiere una forma elíptica con relación a la geometría del volcán, su límite más bajo se ubica a 4,880 y el mayor a 4,963 msnm. Su extensión está calculada en 6.13 km² mientras que la franja de permafrost discontinuo abarca 2.06 km²; esta franja discontinua también la complementan pequeñas porciones aisladas que están condicionadas por el albedo y las sombras orográficas que limitan la insolación en el área. Este caso ocurre con el glaciar de escombros identificado al oeste del cráter y en la cumbre norte de los remanentes del pico Torrecillas, en la vertiente sur del cono.

DISCUSIÓN GENERAL

El permafrost está hoy presente en el volcán Citlaltépetl. Los datos encontrados de insolación y albedo, así como de temperatura del aire y, particularmente, de los perfiles del suelo señalan su presencia a partir de 4700 aprox., así mismo existen evidencias de elementos y procesos crióticos que lo sugieren. A pesar de las claras manifestaciones físicas sobre la tendencia aumentativa de la temperatura del aire y su relación con el continuo retroceso de su glaciar, la extensión de suelo permanentemente congelado, cuya degradación no es fácilmente percibida, también ha sufrido una notoria reducción en cuanto a la altura en que se encuentra, según el límite señalado por Heine (1975) y el encontrado en este trabajo. En este trabajo se ha documentado como límite inferior de permafrost continuo la cota 4,880 msnm y de discontinuo por encima de 4,780 msnm en la vertiente norte del volcán, así como 4,963 y 4,863 msnm respectivamente en la ladera sur. Debido a la altitud de 4,700 msnm de la línea de hielo glaciar hasta el año de 1975 en la cara norte, las porciones aisladas de permafrost discontinuo deben ser producto de ese retroceso glaciar. Al mismo tiempo existen al menos dos porciones aisladas importantes; la primera corresponde al glaciar de escombros al oeste del cráter, cuya dimensión de ~500 x ~120 m se distribuye



de manera alargada y descendente en función de la sombra orográfica del sitio, formando una franja de 0.06 km². Los límites superior e inferior de este glaciar se ubican a ~4,770 y ~4,600 m snm respectivamente. Aquí se pueden discutir dos posibles situaciones: en primera instancia, debido a la altura del límite inferior, podría suponer que este glaciar sea inactivo y carente de hielo en su mayoría; mientras que sólo su parte más alta incluya cierto contenido criótico en fase de transición térmica. En segundo lugar, la muestra de cierto grado de dinamismo relativamente reciente en el frente del glaciar, lo que supondría tratarse de un elemento activo, sugiere que se trata de un glaciar de escombros que alcanza los límites inferiores que durante los años 70s mencionó Heine (1975). Para cualquiera de estos casos, puede resultar necesario un estudio concreto y a detalle de esta geoforma, a través de mediciones de temperatura interna y de exploración geofísica. Por otra parte, la cima del pico Torrecillas, al sur del edificio volcánico posee una pequeña porción de aproximadamente 20 x 10 m en su vertiente norte, la cual se ve favorecida por su verticalidad y consecuente baja insolación. Su área de 200 m² es casi inadvertida en el mapa periglacial resultante. Por lo anterior, se puede señalar que el permafrost en el Citlaltépetl es de tipo glaciogénico en la región discontinua y aislada, mientras que la porción de permafrost continuo, dadas las condiciones actuales de temperatura del aire y del subsuelo, es de tipo criogénico.

Desde la perspectiva cuantitativa, se atribuye el retroceso en la superficie total de permafrost en 4.21 km², pasando de 12.4 km² a 8.19 km²; este cálculo considera la extensión actual donde prevalecen el tipo continuo, discontinuo y aislado, así como en el lecho del glaciar, comparándola contra su equivalente en la mitad de los años 70s cuando Heine señala su límite inferior a 4,600 m snm; aunque existen reservas con respecto a la superficie estimada por el autor, debido principalmente a que en su momento la estimó mediante métodos visuales y sin registros continuos de temperatura. Adicionalmente, en su publicación Heine no describe con precisión las características de la



cobertura encontrada que realizó de manera visual, pero debe suponerse que se tratan de partes aisladas de sustrato congelado que iniciaban por encima de los 4,600 metros; de este modo, tenemos entonces que adicional a la reducción de su superficie, el límite inferior de permafrost se ha elevado posiblemente ~180 metros en altitud durante poco más de 40 años. Esto significa que a diferencia de los 360 metros que ascendió la lengua frontal del glaciar desde el año 1975 cuando llegaba a 4,700 msnm (Cortés-Ramos y Delgado-Granados, 2015), el límite de permafrost ha retrocedido hasta hoy ~180 metros en la vertical durante el mismo periodo. La tasa comparativa de degradación de ambos elementos indica que mientras el glaciar ha retrocedido a un ritmo de 8.6 metros por año, el permafrost lo ha hecho a una velocidad de ~4.3. Esta comparativa adquiere gran sentido con base en la protección aislante ante la variación climática que ofrece el suelo, lo que condiciona que el permafrost sea relativamente más resistente que los glaciares blancos, por lo que permanecerá aun después de la posible extinción del glaciar.

Comparando los resultados de este trabajo con el de Palacios *et al.*, (2007) para los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl, a 144 km de distancia, se aprecia una clara coincidencia con el señalamiento del límite inferior de permafrost continuo a 4,900 m snm. Por otra parte, en la investigación de Andrés *et al.*, (2010) llevada a cabo en el volcán Iztaccíhuatl entre los años 2001-2008, encontramos relativa concordancia en cuanto a la presencia de porciones aisladas de permafrost que los autores posicionan entre 4,600 y 4,700 m snm, así como con respecto al permafrost discontinuo que Andrés y coautores lo marcan a partir de los 4,900 msnm mientras que en esta investigación el permafrost discontinuo fue ubicado por encima de 4,780 m snm al norte y por arriba de 4,863 en la vertiente sur; del mismo modo la presencia continua se posiciona a 4,880 y 4,963 m snm norte y sur respectivamente. En el Iztaccíhuatl, de acuerdo con los autores, su altitud de 5,320 m snm les impide reconocer permafrost de tipo continuo; a este respecto, cabe mencionar que si en el trabajo desarrollado en ese volcán se hubieran considerado las



temperaturas al interior de sus glaciares que ocupan las partes más altas del edificio volcánico, hubiera sido posible, quizá, identificar el permafrost continuo a unos metros de su cima.

El trabajo de Heine (1975), si bien fue el primero en abordar el tema de permafrost en el Citlaltépetl, éste fue de tipo descriptivo basado en testimonios visuales de hielo sepultado y de depósitos de morrenas sin considerar las características térmicas del suelo; adicionalmente no señala un método apropiado para estimar la superficie de cobertura y tampoco señala el periodo de observaciones que le llevaron a documentar su estudio, tan sólo menciona dos fases de observación en años distintos que corresponden a meses de invierno (diciembre y marzo) lo cual hace suponer que parte del suelo congelado que identifica, particularmente en los depósitos morrénicos, podría tratarse quizá de un congelamiento estacional. Este trabajo por lo tanto viene a complementar la que podría ser considerada como una primera aproximación de Heine al estudio de permafrost en el Pico de Orizaba. Paralelamente se cubre el vacío de información actual sobre las condiciones periglaciares en este cuerpo volcánico dejado de lado mientras se investigaban los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl en años más recientes.

La temperatura de permafrost encontrada en este trabajo lo clasifica como **“permafrost cálido”** y coincide muy de cerca con las encontradas por Andrés *et al.*, (2010, 2011) y Yoshikawa (2013) en el volcán Chachani de los Andes peruanos, con volcanes tropicales como el Mauna Kea (Woodcock, 1974) y con algunos de los suelos congelados de mediana latitud en montañas del hemisferio norte (Brown *et al.*, 2010) en la que sus condiciones térmicas, siempre cercanas al punto de fusión, podría permitir catalogarlos como **“comprometidos”** y **potencialmente inestables**.

Se constata que la TMA5 y la TMAA a partir de 5,060 msnm (-0.35 y -0.46°C respectivamente) son relativamente semejantes y concuerdan con lo señalado por Andújar-Márquez (2016) en



cuanto a la paridad aire-suelo; de manera similar, este régimen térmico muy parecido entre ambos elementos coincide con lo indicado por Haeberli y Gruber (2008). Paralelamente, el índice de congelamiento del aire muestra gran congruencia con respecto a la presencia de hielo en la superficie.

No obstante los alcances obtenidos con este proyecto, destaca la necesidad de que en futuras campañas se procure instalar nuevas estaciones para el análisis de nuevos perfiles en altitudes intermedias a los perfiles ya estudiados, y más aún, se requiere de perforaciones más profundas a partir de 4,800 msnm, quizá del orden de 4 a 6 metros para determinar con un mayor grado de precisión las condiciones térmicas de los suelos permanentemente congelados del volcán Citlaltépetl.

CONCLUSIÓN Y RECOMENDACIONES

La presencia de permafrost en el Citlaltépetl perdurará al menos por algunas décadas; ésto debido a su altitud y a la tasa de retroceso vertical estimada en ~4 m/año; inclusive si las anomalías térmicas actuales terminan por extinguir su glaciar. La condición "cálida" lo etiqueta como potencialmente inestable y con alto riesgo de desencadenar eventos de remoción y desprendimiento parcial de laderas que se pueden traducir en peligros para los montañistas que lo frecuentan y para algunos asentamientos humanos ubicados a sus faldas. Es necesario por lo tanto continuar con el programa de control y vigilancia de las temperaturas del subsuelo, así como de los cambios en su cobertura; sobre todo si se considera que una vez que el glaciar haya quedado extinto no existirá un referente visual del aumento continuo de la temperatura en la alta montaña. Resulta imperativo ampliar la red de estaciones de temperatura del suelo y lograr profundidades de entre 4 y 6 metros para reducir el posible sesgo numérico ocasionado por la interpolación de valores de temperatura más superficiales. Del mismo modo,



realizar nuevos perfiles en las vertientes oriental y occidental, así como otros más en la ladera sur.

Es altamente recomendable un estudio a detalle del glaciar de escombros. Se requiere un análisis de su temperatura interna y exploración geofísica para determinar con precisión su condición de activo o inactivo y en su caso, identificar el contenido de hielo interno. Por tratarse posiblemente del único glaciar rocoso activo en el país, esta tarea adquiere un alto valor geográfico.

Es importante también considerar la instalación de estaciones en montañas por encima de 4,600 m snm como el volcán Sierra Negra, el Xinantécatl y el Teyotl para determinar la posible existencia de algún contenido aislado de suelo congelado en sus cimas. Es de suma importancia dar a conocer e impulsar la investigación periglacial y de permafrost dentro del ámbito estudiantil y académico del país con la finalidad de fortalecer este tema relativamente nuevo a escala global y más aún en México.

BIBLIOGRAFÍA:

Ångström, A. K., & Drummond, A. J. (1966). Note on solar radiation in mountain regions at high altitude. *Tellus*, 18(4), 801-805.

Abramov, A., Gruber, S. and Gilichinsky, D., (2008) "Mountain Permafrost on Active Volcanoes: Field Data and Statical Mapping, Klyuchevskaya Volcano Group, Kamchatka, Russia" in *Permafrost and Periglacial Process*. Num. 19, pp. 261-277.

Adams, J., Maslin, M., & Thomas, E. (1999). Sudden climate transitions during the Quaternary. *Progress in Physical Geography*, 23(1), 1-36.



- Aguilar, E., I. Auer, M. Brunet, et al., (2003). Guidelines on climate metadata and homogenization. WMO-TD No. 1186, WCDMP No. 53. WMO, 55.
- Ahrens C., D. (2006) *Meteorology Today, An Introduction to Weather, Climate and Environment*, Eighth edition, Thompson Brooks/Cole (USA).
- Ahumada, A. L., (2002). Periglacial phenomena in the high mountains of northwestern Argentina. *South African Journal of Science*, 98: 166-170.
- Ahumada, A., Ibáñez, G., y Páez S. (2010) "Reconocimiento de permafrost andino en las nacientes del río Santa María, Catamarca" en *Ciencia*, Vol. 5 (13), pp. 95-110.
- Alcalá-Reygosa, J., Palacios, D., Schimmelpfennig, I., Vázquez-Selem, L., García-Sancho, L., Franco-Ramos, O., ... & Keddadouche, K. (2018). Dating late Holocene lava flows in Pico de Orizaba (Mexico) by means of in situ-produced cosmogenic ^{36}Cl , lichenometry and dendrochronology. *Quaternary Geochronology*, 47, 93-106.
- Alcaraz Ariza, F.J. "Factores globales y relieve". En: Creative Commons (ed). *Geobotánica*. Stanford, (2012). p. 1-10.
- Allcroft DJ, Glasbey C, Durban M (2001) Modelling weather data. In: SCRI annual report 2001, pp 192–195.
- Alvarado, H., & Batanero, C. (2008). Significado del teorema central del límite en textos universitarios de probabilidad y estadística. *Estudios pedagógicos (Valdivia)*, 34(2), 7-28.
- Andrés, N., Palacios, D., Úbeda, J. and Alcalá, J., (2010). Ground thermal conditions at Chachani volcano, Southern Peru. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 93, 151–162. DOI: 10.1111/j.1468-0459.2011.00424.x



- Andrés N., Zamorano, J., y Vázquez-Selem, L., (2010) “Distribución del permafrost e intensidad de los procesos periglaciares en el estratovolcán Iztaccíhuatl (México)” en *Eria*, Num. 83, pp. 291-310.
- Andrés, N., Palacios, D., Zamorano, J. J., & Vázquez-Selem, L. (2011). Shallow ground temperatures and periglacial processes on Iztaccíhuatl volcano, Mexico. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22(2), 188-194.
- Andrés de Pablo, N. D., Estremera, D. P., Palenque, J. Ú., & Reygosa, J. A. (2011). Medio periglacial, permafrost y riesgos naturales en un volcán tropical extinto: Nevado Chachani (sur de Perú). *Scripta Nova: revista electrónica de geografía y ciencias sociales*, (15), 376.
- Andrés, N., Palacios, D., Zamorano, J. J., Mendoza_Margain C., y Vázquez-Selem, L. (2012a). “Temperatura del suelo en el volcán Popocatepetl: Implicaciones entre actividad volcánica y degradación”. VIII Reunión Nacional de Geomorfología, Guadalajara, México.
- Andrés, N., Palacios, D., Zamorano, J., Mendoza, C. y Vázquez-Selem, L. (2012b). Diez años de control térmico en el suelo del estratovolcán tropical Iztaccíhuatl (México). En XII Reunión Nacional de Geomorfología (pp. 649-652). Santander, España.
- Andújar Márquez, J. M., Martínez Bohórquez, M. Á., and Gómez Melgar, S. (2016). Ground Thermal Diffusivity Calculation by Direct Soil Temperature Measurement. Application to very Low Enthalpy Geothermal Energy Systems. *Sensors*, 16(3), 306.



- Annan, J. D., & Hargreaves, J. C. (2013). A new global reconstruction of temperature changes at the Last Glacial Maximum. *Climate of the Past*, 9(1), 367-376.
- Arenson, L. U., & Jakob, M. (2010). The significance of rock glaciers in the dry Andes - A discussion of Azócar and Brenning (2010) and Brenning and Azócar (2010). *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(3), 282–285.
- Arya, P. S. (2001). *Introduction to micrometeorology* (Vol. 79). Academic press 420 pp.
- Ballantyne, C. K. (1986). Protalus rampart development and the limits of former glaciers in the vicinity of Baosbheinn, Wester Ross. *Scottish Journal of Geology*, 22(1), 13-25.
- Ballantyne, C. K. (1987). Some observations on the morphology and sedimentology of two active protalus ramparts, Lyngen, northern Norway. *Arctic and Alpine Research*, 19(2), 167-174.
- Barragán, D. (2009). Producción de entropía y ley de enfriamiento de Newton. *Revista Ingeniería e Investigación*, 29(2), 88-93.
- Barry, R. G. (2008). *Mountain weather and climate*. 3rd Edition Cambridge University Press, New York. 532 pp.
- Barry, R. G., & Chorley, R. J. (2009). *Atmosphere, weather and climate*. Routledge.
- Bed Raj, K.C., Khen N. Poudyal & Shekhar G. (2016). Variation of global solar radiation at different altitudes of Mid-Western Region, Nepal. *Research Journal of chemical sciences*, 6(8), 24-28.
- Ben-Gai, T., Bitan, A., Manes, A., Alpert, P., & Rubin, S. (1998). Spatial and temporal changes in rainfall frequency



distribution patterns in Israel. *Theoretical and Applied Climatology*, 61(3), 177-190.

Bennett, M. M., & Glasser, N. F. (Eds.). (2011). *Glacial geology: ice sheets and landforms* 2nd Edition. John Wiley & Sons. West Sussex, UK. 402 pp.

Bilotta, R., Bell, J. E., Shepherd, E., & Arquez, A. (2015). Calculation and Evaluation of an Air-Freezing Index for the 1981–2010 Climate Normals Period in the Coterminous United States. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 54(1), 69-76.

Blatter, H., & Haeberli, W. (1984). Modelling temperature distribution in Alpine glaciers. *Annals of Glaciology*, 5(1), 18-22.

Boyd, D. W. (1976). Normal freezing and thawing degree-days from normal monthly temperatures. *Canadian Geotechnical Journal*, 13(2), 176-180.

231

Braconnot, P., Otto-Bliesner, B., Harrison, S., Joussaume, S., Peterchmitt, J.-Y., Abe-Ouchi, A., Crucifix, M., Driesschaert, E., Fichefet, Th., Hewitt, C. D., Kageyama, M., Kitoh, A., Lainé, A., Loutre, M.-F., Marti, O., Merkel, U., Ramstein, G., Valdes, P., Weber, S. L., Yu, Y., and Zhao, Y. (2007). Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum – Part 1: experiments and large-scale features, *Clim. Past*, 3, 261– 277.

Brown, W. G., (1964): Difficulties associated with predicting depth of freeze or thaw. *Can. Geotechnol. J.*, 1, 215–226, doi: 10.1139/t64-017.

Brown, J., Smith, S., Romanovsky, V., Christiansen, H., Clow, G., and Nelson, F., (2008) "Global Terrestrial Network for Permafrost (GTN-P)" en Sessa y Dolman (eds), *Terrestrial Essential*



Climate Variables for climate change assessment, mitigation and adaptation, FAO, Rome, Italy.

Brown, J., Kholodov, A., Romanovsky, V., Yoshikawa, K., Smith, S. L., Christiansen, H. H., ... & Noetzli, J. (2010, September). The thermal state of permafrost: the IPY-IPA snapshot (2007-2009). In *Proc. 63rd Canadian Geotechnical Conf. and 6th Canadian Permafrost Conf* (pp. 12-16).

Buffo, J., L. J. Fritschen, and J. L. Murphy. (1972). Direct solar radiation on various slopes from 0 to 60 degrees north latitude. *USDA Forest Service Research Paper PNW-142*. Portland, OR.

Burgos, J., (1965) "Estimación del régimen térmico de Venezuela por el método de los gradientes medianos de Defina y Sabella" en *Agronomía Tropical*, Vol. 15, Num. 1-4, pp. 9-26.

Caballero, M., y Lozano-García, S. (2008). La pequeña edad de hielo en el caluroso trópico mexicano, *Ciencia y Desarrollo*, pp. 31-38.

232

Caballero, M., S. Lozano-García, L. Vázquez-Selem, and B. Ortega. (2010). Evidencias de cambio climático y ambiental en registros glaciales y en cuencas lacustres del centro de México durante el último máximo glacial. *Bol. Soc. Geol. Méx.* 62:359–377.

Cai Baolin, Huang Maohuan, and Xie Zhichu. (1988). A preliminary research on the temperature in deep boreholes of Glacier No. I, Urumqi headwaters. *Kexue Tongbao*, 33(24), 2054-2056.

Calkin, P.E. (2002). Global glacial chronologies and causes of glaciation. In Menzies (ed) *Modern and past glacial environments*, Oxford: Butterworth-Heinemann, 15-52.



- Carrasco-Núñez, G., Vallance, J.W., and Rose, W.I., (1993). A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl volcano, Mexico: Implications for hazard assessment: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 59, p. 35–46, doi: 10.1016/0377-0273(93)90076-4
- Carrasco-Núñez, G., & Rose, W. I. (1995). Eruption of a major Holocene pyroclastic flow at Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), México, 8.5–9.0 ka. *Journal of volcanology and geothermal research*, 69(3), 197-215.
- Carrasco-Núñez, G. (1999). Holocene block-and-ash flows from summit dome activity of Citlaltépetl volcano, Eastern Mexico. *Journal of volcanology and geothermal research*, 88(1), 47-66.
- Carrasco-Núñez, G., (2000). Structure and proximal stratigraphy of Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), México. Spec. Pap. - Geol. Soc. Am. Bull. 334, 247–262.
- Carrasco-Núñez, G., and Gómez-Tuena, A. (1997). Volcanogenic sedimentation around Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba) and surroundings, Veracruz, Mexico. *Magmatism and Tectonics in the Central and Northwestern México—a Selection of the 1997 IAVCEI General Assembly Excursions*, 131-151.
- Carrasco-Núñez, G., Díaz-Castellón, R., Siebert, L., Hubbard, B., Sheridan, M. F., & Rodríguez, S. R. (2006). Multiple edifice-collapse events in the Eastern Mexican Volcanic Belt: the role of sloping substrate and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(1), 151-176.
- Castillo-Rodríguez, M., López-Blanco, J., & Palacios, D. (2007). Multivariate analysis of the location of rock glaciers and the environmental implications in a tropical volcano: La



- Malinche (Central Mexico). *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*, 51(2), 39-54.
- Castro, L. M., y Carvajal Escobar, Y. (2010). Análisis de tendencia y homogeneidad de series climatológicas. *Ingeniería de Recursos Naturales y del Ambiente*, (9).
- Cermak, V., and Bodri, L. (2016). Air-Ground Temperature Coupling: Analysis by Means of Thermal Orbits. *Atmospheric and Climate Sciences*, 6(01), 112-122.
- Cho, Ji-Hyung. (2014). The little Ice Age and the coming Anthropocene. *Asian Review of World Histories 2: (1)*, 1-16.
- Clague, J. J., huggel, C., Korup, O., McGuire, B. (2012). Climate change and hazardous processes in high mountains. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69 (3): 328-338.
- Clark R. (1972). Periglacial landforms and landscapes in the Falkland Islands. *Biul. Peryglac.* 21, 33–50.
- Clauser, C., & Huenges, E. (1995). Thermal conductivity of rocks and minerals. *Rock physics & phase relations: A handbook of physical constants*, 105-126.
- Colin, J. P. (1995). Diversidad regional y crisis de la producción de papa en Puebla y Veracruz. *Agroeconomía de la Papa en México. A Biarnes, J Colin, MJ Santiago-Cruz (eds). ORSTOM. Colegio de Posgraduados. Montecillo, México. pp, 35-66.*
- Collins, L. G., & Collins, B. J. (2011). Pleistocene continental glaciers: a single ice age following a Genesis Flood or multiple ice ages? *Reports of the National Center for Science Education*, 31(5).
- Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO), (1998). Subcuencas hidrológicas esc 1:1000000. Disponible en



http://www.conabio.gob.mx/informacion/metadatos/gis/su_bcu1mgw.xml?_httpcache=yes&_xsl=/db/metadatos/xsl/fg_dc_html.xsl&_indent=no. Fecha de consulta: 24 de agosto, 2016.

Corte, A. E. (1983). *Geocriología: el frío en la Tierra*. Ediciones Culturales de Mendoza. Mendoza, Argentina. 398 pp.

Cortés-Ramos, J., y Delgado-Granados, H. (2012). The recent retreat of Mexican glaciers on Citlaltépetl volcano detected using ASTER data. *The Cryosphere Discussions* (6): 3149-3176.

Cortés-Ramos, J., & Delgado-Granados, H. (2015). Reconstruction of glacier area on Citlaltépetl volcano, 1958 and implications for Mexico's deglaciation rates. *Geofísica internacional*, 54(2), 111-125.

Cruz Ramos, R., Goy Goy, J.L. y Zazo Cardaña, C. (2009). El registro periglacial en la Sierra del Barco (Sistema Central) y su relación con el sistema glaciar pleistoceno. *Finisterra*, 44 (87): 9-22.

Cuffey, K. M., & Paterson, W. S. B. (2010). *The physics of glaciers* Fourth edition. Elsevier, Inc. Oxford, UK. 715 pp.

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

De La Fuente, M. V. (2011). Pastizales de la alta montaña cantábrica (zona central). *Pastos*, 11(1), 15-24.

De Marcos, J., y Palacios, D. (1996). Degradación en los grandes estratovolcanes mexicanos en 1994/95. IV Reunión de Geomorfología Grandal d'Anglade, A., y Pagés Valcarlos, J.



(eds). Sociedad Española de Geomorfología. O Castro (A Coruña).

Delgado Granados, H. "Patrones de viento en las cercanías del volcán Popocatepetl, los productos balísticos y sus efectos". En: CENAPRED (ed). *Las cenizas volcánicas del Popocatepetl y sus efectos para la aeronavegación e infraestructura aeroportuaria*. México, D.F.: Instituto de Geofísica, UNAM, (2001). p. 50-80.

Delgado Granados, H., (2007) "Climate change vs. Volcanic Activity: Forcing Mexican Glaciers to Extinguish and Related Hazards. Proceedings of the First Internacional Conference on the Impact of Climate Change on High-Mountain Systems", Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, Bogotá, Colombia, pp. 153-168.

Delgado, H., y Brugman, M. (1995). Monitoreo de los glaciares del Popocatepetl. *Centro Nacional de Prevención de Desastres (Ed.), Volcán Popocatepetl, estudios realizados durante la crisis de, 1995, 221-241.*

Derradji, M., & Aiche, M. (2014). Modeling the soil surface temperature for natural cooling of buildings in hot climates. *Procedia Computer Science*, 32, 615-621.

Deynoux, M., Miller, J. M. G., Domack, E. W., Eyles, N., Fairchild, I. J. and Young, G. M. (eds) (1994). *Earth's Glacial Record*. Cambridge University Press, Cambridge. 266 pp.

Dobos, E. (2003). Albedo, *Encyclopedia of Soil Science*. DOI: 10.1081/E-ESS 120014334

Donn L., William. *Meteorología*. Barcelona, España: Reverté. (1978). 610 p. ISBN: 978-84-291-4054-5.



- Downton, M.W., and R.W. Katz, (1993). A test for inhomogeneous variance in time-averaged temperature data. *Journal of Climate*, 6, 2448–2464.
- Ehlers, J., & Gibbard, P. (2008). Extent and chronology of Quaternary glaciation. *Episodes*, 31(2), 211-218.
- Erickson, J. (1991). *Las edades del hielo “La próxima glaciación”*. McGraw-Hill Interamericana. Madrid, España. 228 pp.
- Etzelmüller, B. (2013). Recent advances in mountain permafrost research. *Permafrost and periglacial Processes*, (24): 99-107.
- Estrada Martínez; J. R. y Aguirre Rivera. (1995). Los recursos del bosque. *Agroproductividad*. pp. 22-26.
- Fagan, B. (2008). *La Pequeña Edad de Hielo. Cómo el clima afectó a la historia de Europa. 1300-1850*, Barcelona, Gedisa, 344 p.
- Ferrians, O. J., Kachadoorian, R., & Greene, G. W. (1969). *Permafrost and related engineering problems in Alaska* (Vol. 678). US Government Printing Office.
- Ferrians, O. J., Jr. (1994). Permafrost in Alaska, in Plafker, G., and Berg, H. C., eds., *The Geology of Alaska: Boulder, Colorado*, Geological Society of America, *The Geology of North America*, v. G-1.
- Firat, M., Dikbas, F., Koc, A. C., & Gungor, M. (2012). Analysis of temperature series: estimation of missing data and homogeneity test. *Meteorological Applications*, 19(4), 397-406.
- Foken, T. (2008). *Micrometeorology* (Vol. 2). ., in Napo (ed) , C. J. Berlin: Springer.



Fountain, A. (2011). Temperate glaciers. In: Singh VP, Haritashya UK, Singh P (eds) *Encyclopedia of snow ice and glaciers*. Springer, Berlin. 1253 pp.

Frauenfeld, O. W., Zhang, T., & Mccreight, J. L. (2007). Northern hemisphere freezing/thawing index variations over the twentieth century. *International Journal of Climatology*, 27(1), 47-63.

French, H.M., (2007). *The periglacial environment* (3rd edition). Wiley and Sons, Chichester, 458 pp.

French, H. M. (2018). *The periglacial environment* (4th edition). John Wiley & Sons. Chichester, 513 pp.

Fries A., Rollenbeck R., Nauß T., Peters T. and Bendix J., (2012) "Near surface near humidity in a megadiverse Andean mountain ecosystem of southern Ecuador and its regionalization" en *Agricultural and Forest Meteorology*. Num. 152, pp. 17-30.

Fu, P., & Rich, P. M. (2000). *The solar analyst 1.0 user manual*. Helios Environmental Modeling Institute, 1616.

Fu, P., & Rich, P. M. (2002). A geometric solar radiation model with applications in agriculture and forestry. *Computers and electronics in agriculture*, 37(1-3), 25-35.

Fulton, R. J., & Prest, V. K. (1987). Introduction: the Laurentide Ice Sheet and its significance. *Géographie physique et Quaternaire*, 41(2), 181-186.

Galán Gallego, E. y Fernández García F. (1992). *Metodología del análisis temporal y espacial de los elementos climáticos*.



- Actas del V Coloquio de geografía cuantitativa. Zaragoza, España. Pp 437-451.
- Garleff, K., & Stingl, H. (1986). Geomorphologische Aspekte aktuellen und vorzeitlichen Permafrostes in Argentinien. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*, 1367-1374.
- García de Miranda, E., & García, E. (1973). *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köeppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana)* (No. QC 981. G37 1973).
- García, Enriqueta. (2004). *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (Para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana) 5ª edición*. Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, México. (No. C/551.6972 G3/2004).
- Garduño, R. (2004). Qué es el efecto invernadero. En *Cambio Climático: Una visión desde México*. Instituto Nacional de Ecología, Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales, México, D.F. pp 29-39.
- Geiger, R. (1957). The climate near the ground. Harvard Univ., Blue Hill Meteorol. Observatory, 494 pp.
- Geiger, R., Aron, R. H., & Todhunter, P. (1995). *The climate near the ground* Fifth edition in Vieweg & Braunschweig (eds). Harvard University Press, Cambridge, Mass. 358 pp.
- Gillespie, A., and Molnar, P. (1995). Asynchronous maximum advances of mountain and continental glaciers. *Reviews of Geophysics*, 33, (3):311-364.
- Givoni, B., & Katz, L. (1985). Earth temperatures and underground buildings. *Energy and Buildings*, 8(1), 15-25.



Global Terrestrial Network for Permafrost. Consultado en línea a través de <https://gtnp.arcticportal.org/> Fecha de consulta Julio 14 del 2017.

Gómez Ortiz, A., Palacios, D., Palade, B., Vázquez-Selem, L., Salvador, F., Tanarro, L., & Oliva, M. (2013). La evolución glacial de Sierra Nevada y la formación de glaciares rocosos. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 61, 139-162.

González Martín, J. A. (1986). Rasgos generales del periglaciario de la Península Ibérica y áreas insulares. IV y V. Dominio pirenaico y dominio subtropical de las Islas Canarias. *Munibe Ciencias Naturales*, 38(unknown), 133-154.

González Quintero, L., (1986). Análisis polínicos de los sedimentos. In: Lorenzo, J.L., Mirambell, L. (Eds.), Tlapacoya: 35,000 Años de Historia del Lago de Chalco. Colección Científica, Serie Prehistoria, Instituto Nacional de Antropología e Historia, pp. 157-166.

240

Grenfell, T. C. (2011). Albedo. In *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers* (pp. 23-35). Springer Netherlands.

Grosso, S. A., and Corte,, A., E.(1992) "Geological processes and geocryogenic effects inthe Central Andes" en *Journal of Glaciology and Geocriology*, Vol.14, Num. 4, pp. 296-315.

Gruber, S., & 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., Haeberli, W. (2004). Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. *Geophysical research letters*, vol. 31, L13504, doi: 10.1029/2004GL020051.



- Gruber, S., y Haeberli, W., (2009) "Mountain permafrost" en R. Margesin (ed), *Permafrost Soils, Soil biology*, Springer-Verlag, Berlin.
- Gorbunov, A. P. (1978). Permafrost investigations in high-mountain regions. *Arctic and Alpine Research*, 283-294.
- Gutiérrez Elorza, M. (2008). *Geomorfología*. Pearson Educación, S.A., Madrid, España. 920 pp. ISBN: 978-84-8322-389-5.
- Haeberli, W. & S. Gruber. (2008): Research challenges for permafrost in steep and cold terrain: an alpine perspective. In: Kane, D.L. & K.M. Hinkel (eds.): *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, 29 June–3 July 2008. Vol. 1: 597–605.
- Hall, K. (2002). Review of present and quaternary periglacial processes and landforms of maritime and sub-Antartic region. *South African Journal of Science*. 98: 71-81.
- Harmel, R. D., Richardson, C. W., Hanson, C. L., & Johnson, G. L. (2002). Evaluating the adequacy of simulating maximum and minimum daily air temperature with the normal distribution. *Journal of applied meteorology*, 41(7), 744-753.
- Harris, C., Haeberli, W., Vonder Muhl, D. & King, L. (2001). Permafrost monitoring in the high mountains of Europe: The PACE Project in its global context. *Permafrost and Periglacial Processes* 12, 3–11.
- Harris, C., & Murton, J.B. 2005. Interactions between glaciers and permafrost: an introduction. In Harris, C., & Murton, J.B. (eds) *Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost*. Geological Society, London, Special Publications, 242, 1-9.



- Harris, Charles; Arenson Lukas U.; Christiansen, Hanne H., Etzelmüller, Bernd; Frauenfelder, Regula; Gruber, Stephan; Haeberli, Wilfried; Hauck, Christian; Hölzle, Martin; Humlum, Ole; Isaksen, Ketil; Kääb, Andreas; Kern-Lütschg, Martina A.; Lehning, Michael; Matsuoka, Norikazu; Murton, Julian B.; Nötzli, Jeanette; Phillips, Marcia; Ross, Neil; Seppälä, Matti; Springman, Sarah M.; Vonder Mühll, Daniel. (2009). Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Reviews*, doi: 10.1016/j.earscirev.2008.12.002.
- Heartsill, S.T., et al. (2006). "Patrones de lluvia, transcolación y flujo de nutrientes en las cuencas de Bisley, bosque experimental de Luquillo, Puerto Rico". *Acta Científica*. vol 20, núm. 1-3, p. 67-88.
- Heginbottom, A., Brown, J., Humlum, O., and Svensson, H. (2012). Permafrost and Periglacial Environments. In Williams Jr., Richard S. And Ferrigno, Jane (eds). *State of the Earth's Cryosphere at the Beginning of the 21st Century: Glaciers, Global Snow Cover, Floating Ice, and Permafrost and Periglacial Environments*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1386-A. 496 pp.
- Heine, K. (1971). Fechas C¹⁴ de los sedimentos del volcán La Malinche. *Anuario de Geografía*, XI, UNAM, México. p. 177-184.
- Heine, K. and Heide-Weise, H. (1972). Estratigrafía del Pleistoceno Reciente y del Holoceno en el Volcán de La Malinche y Región Circunvecina. — *Comunicaciones* 5, Puebla, Pue.
- Heine, K. (1973). Variaciones más importantes del clima durante los últimos 40.000 años en México. *Comunicaciones, Proyecto Puebla-Tlaxcala* (Fundación Alemana de Investigaciones Científicas), 7: 51-58.



Heine, B., (1975) "Permafrost am Pico de Orizaba/Mexiko" en *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Vol 26, pp. 212-217.

Heine, K. (1975). *Studien zur jungquartären Glazialmorphologie mexikanischer Vulkane: mit einem Ausblick auf die Klimaentwicklung* (Vol. 7). Steiner.

Heine, K. (1977). Zur morphologischen Bedeutung des Kammeises in der subnivalen Zone randtropischer semihumider Hochgebirge Beobachtungen aus Mexiko in den Jahren 1971-1975. *Z. Geomorph. NF*, 21, 57-78.

Heine, K. (1978). The late quaternary climate of Mexico as it is deduced from glacial and periglacial sediments of the high volcanoes. *In 10th International Congress of Sedimentology*, 9-14 jul 1978, Abstr. Vol. I: 295-296, Jerusalem.

Heine, K. (1983). Outline of man's impact on the natural environment in Central Mexico. *Jahrbuch f. Geschichte v. Staat, Wirtschaft u. Gesellschaft Lateinamerikas*, 20, 121-131.

243

Heine, K. (1984a). Comment on "Pleistocene Glaciation of Volcano Ajusco, Central Mexico, and Comparison with the Standard Mexican Glacial Sequence" by Sidney E. White and Salvatore Valastro, Jr. *Quaternary Research*, 22: 242-246.

Heine, K. (1984b). The classical late Weichselian climatic fluctuations in Mexico. *In A. Mörner and W. Karlén (eds.) "Climatic changes on a yearly to millennial basis"*, Reidel Publishing Company. Dordrecht. p. 95-115.

Heine, K. (1988). Late Quaternary glacial chronology of the Mexican volcanoes. *Die Geowissenschaften*, 7: 197-205.

Heine, K. (1994a). Present and Past Geocryogenic Processes in Mexico. *Permafrost and Periglacial Processes*, Vol. 5(1): 1-12.



- Heine, K. (1994b). The late-glacial moraine sequences in Mexico: is the evidence for the Younger Dryas event? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 112(1), 113-123.
- Herrera, G., y Ruiz, J. (2009). Retroceso glaciar en la Sierra Nevada del Cocuy, Boyacá-Colombia, 1986-2007. *Perspectiva Geográfica*. Vol. 13: 27-36.
- Hoelzle, M. (1994). Permafrost und Gletscher im Oberangain. Grundaglen und Anwendungsbeispiele für automatisierte Schaätzverfahren. *Mitteilung der VAW-ETH Zürich*, 132. 121 pp.
- Hoelzle, M. (1996). Mapping and modelling of mountain permafrost distribution in the Alps. *Norsk geogr. Tidsskr.* Vol. 50, 11-15.
- Holman, J. P. (1988). *Transferencia de calor* (octava edición). McGraw-Hill, Madrid. 504 pp.
- Hoskuldsson, A., & Robin, C. (1993). Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, eastern Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 55(8), 571-587.
- Hu, G., Zhao, L., Wu, X., Li, R., Wu, T., Xie, C., ... & Cheng, G. (2016). An analytical model for estimating soil temperature profiles on the Qinghai-Tibet Plateau of China. *Journal of Arid Land*, 8(2), 232-240.
- Huggel, C., Fischer, L., Schneider, D., Haeberli, W. (2010). Research advances on climate-induced slope instability in glacier and permafrost high-mountain environments. *Geographica Helvetica* (65): 146-156.
- Humlum, Ole. (2008). Alpine and polar periglacial processes; the current state of knowledge. In Kane, D.L. and Hinkel, K.M.,



eds. Ninth international conference on Permafrost, Fairbanks, AK, June 29-July 3, 2008 [Ninth international conference on Permafrost. International Conference on Permafrost (ICOP) Proceedings, Vol.9, p.753-759].

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, INEGI (2017). Anuario estadístico y geográfico de los Estados Unidos Mexicanos. INEGI c2017. Aguascalientes, Ags. 1066 pp.

Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC (2001). Climate change 2001: The scientific basis. Contribution of working group I to the Third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Technical summary. WMO-UNEP. Cambridge, Cambridge University Press.

International Permafrost Association, IPA (2008). Manual for Monitoring and Reporting Permafrost Measurements, Part 1: Permafrost Borehole Temperatures and Part II Active Layer, draft. <http://www.permafrostwatch.org/>.

Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC. (2015). *Climate change 2014: mitigation of climate change* (Vol. 3). Cambridge University Press.

Islam, K.I., Khan, A. and Islam, T. (2015). Correlation between Atmospheric Temperature and Soil Temperature: A Case Study for Dhaka, Bangladesh. *Atmospheric and Climate Sciences*, 5, 200-208.

Janke, Jason R., Williams, Mark W., Evans Jr., Andrew. (2011). A comparison of permafrost prediction models along a section of trail Ridge Road, Rocky Mountain National Park, Colorado, USA. *Geomorphology*. doi: 10.1016/j.geomorph.2011.08.029.

Jenness, J.L. (1949). Permafrost in Canada. *Arctic*, 2: 13–27.



- Jennings, C. E., Aber, J. S., Balco, G., Barendregt, R., Bierman, P. R., Rovey, C. W., and Mason, J. A. (2007). Mid-Quaternary in North America. *Encyclopedia of Quaternary Sciences*. Amsterdam: Elsevier, 1044-1051.
- Jordá Pardo, J. (2009). El Cuaternario: definición, límite inferior y divisiones. *Zephyrus*, 48. Recuperado de <http://rca.usal.es/index.php/0514-7336/article/view/5049>
- Julián, A., y Chueca, J., (2004) “El permafrost esporádico de la cara norte de la Sierra de Telera (Pirineo Aragonés)” en J.L. Peña, L.A. Longares y M. Sánchez (ed.), *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico. Zaragoza, España.
- Julián, A. y Chueca, J., (2005) “Modelización de la distribución del permafrost en la Sierra de Telera (Pirineo central español) a partir del empleo de Sistemas de Información Geográfica” en *Rev. C. and G.* Vol. 20, Núm. 1-2, pp. 25-46.
- Karte, J., Liedtke, H., (1981). The theoretical and practical definition of the term ‘periglacial’ in its geographical and geological meaning. *Biuletyn Peryglacjalny*, 28, 123–135.
- Konrad Sarah K. and Douglas H. Clark. (1998). Evidence for an Early Neoglacial Glacier Advance from Rock Glaciers and Lake Sediments in the Sierra Nevada, California, U.S.A. *Arctic and Alpine Research*, Vol. 30, (3): 272-284.
- Kusuda, T. y Achenbach, P. R. of United States, Office of Civil Defense. Earth temperature and thermal diffusivity at selected stations in the United States. Building Research Division, National Bureau of Standards, (1965).



- Kusuda, T, (1968). Least squares analysis of annual Earth temperatures cycles for selected stations in the United States. National Bureau of Standards, Gaithersburg (USA).
- Kusky, Timothy M. (2009). Climate change: shifting glaciers, deserts, and climate belts. Hazardous Earth, Facts on File, Inc., New York, USA. 156 pp.
- Lacelle, D., Bjornson, J., Lauriol, B., Clark, I. D., & Troutet, Y. (2004). Segregated-intrusive ice of subglacial meltwater origin in retrogressive thaw flow headwalls, Richardson Mountains, NWT, Canada. *Quaternary Science Reviews*, 23(5), 681-696.
- Lambeck, K., Yokoyama, Y., Johnston, P., & Purcell, A. (2000). Global ice volumes at the Last Glacial Maximum and early Lateglacial. *Earth and planetary science letters*, 181(4), 513-527.
- Lachenbruch, A. H. (1962). Mechanics of Thermal Contraction Cracks and Ice-Wedge Polygons in Permafrost. 70: Mechanics of Thermal Contraction Cracks and Ice-Wedge Polygons in Permafrost, 1–66. doi:10.1130/spe70-p1
- Lachenbruch, A. H., & Marshall, B. V. (1986). Changing climate: geothermal evidence from permafrost in the Alaskan Arctic. *Science*, 234(4777), 689-696.
- Lauer, W., & Klaus, D. (1975). Geoecological investigations on the timberline of Pico de Orizaba, Mexico. *Arctic and Alpine Research*, 315-330.
- Liang, S. (2000). "Narrowband to broadband conversions of land surface albedo algorithms." *Remote Sensing of Environment* 76, 213-238.
- Liang, S., Shuey, C. J., Russ, A. L., Fang, H., Chen, M., Walthall, C. L., ... & Hunt Jr, R. (2002). Narrowband to broadband



conversions of land surface albedo: II. Validation. *Remote Sensing of Environment*, 84(1), 25-41.

Liaudat, D. T. (2014). Profundización del tope de permafrost y tendencias en la dinámica criogénica, a partir de 1989, en el glaciar de escombros compuesto del valle de Morenas Coloradas, Mendoza, Argentina. *Boletín Geográfico*, (30), 71-83.

Li-Juan, C., & Zhong-Wei, Y. (2012). Progress in research on homogenization of climate data. *Advances in Climate Change Research*, 3(2), 59-67.

Liu, Y., Hou, S., Wang, Y., & Song, L. (2009). Distribution of borehole temperature at four high-altitude alpine glaciers in central Asia. *Journal of Mountain Science*, 6(3), 221-227.

Llanos Arias, J. y Cervantes Perez, J. (1995). "Vientos máximos en el estado de Veracruz". *La ciencia y el hombre*. núm. 21, p. 185-208.

248

Lobo, L. (2004). Guía Metodológica para la Delimitación del Mapa de Zonas Áridas, Semiáridas y Subhúmedas Secas de América Latina y el Caribe. Centro del Agua para Zonas Áridas y Semiáridas de América Latina y El Caribe – CAZALAC – UNESCO PHI – Gobierno de Flandes. http://www.cazalac.org/mapa_alc_guia.php.

Lorenzo, J. L. (1964). *Los glaciares de México* (segunda edición). Monografías del Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México.

Lorenzo, J. L., (1969a). Condiciones periglaciares de las altas montañas de México, Instituto Nacional de Antropología e Historia. *Peleoelología*, 4: 1-45.



- Lorenzo, J. L. (1969b). Minor periglacial phenomena among the high volcanoes of Mexico. *The periglacial environment: past and present*, 161-175.
- Lozano-García, M.S., y Ortega-Guerrero, B., (1994). Palynological and magnetic susceptibility records of Lake Chalco, central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 109, 177-191.
- Lozano-García, S., Sosa-Nájera, S., Sugiura, Y., and Caballero, M. (2005). 23,000 yr of vegetation history of the Upper Lerma a tropical high altitude basin in Central Mexico. *Quaternary Research*, v. 64, 70-82.
- Lugon, R., Delaloye, R., Serrano, E., Reynard, E., Lambiel, C., & González-Trueba, J. J. (2004). Permafrost and little ice age glacier relationships, Posets Massif, Central Pyrenees, Spain. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(3), 207-220.
- Macías, J. L. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 379-424.
- Macías, J.L., (2007), Geology and eruptive history of some active volcanoes of México, in Alaniz-Álvarez, S.A., and Nieto-Samaniego, Á.F., eds., *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America Special Paper 422*, p. 183–232, doi: 10.1130/2007.2422(06).
- Maidment, D. (1993). *Handbook of Hydrology* (Vol. 1). McGRAW – HILL, INC. New York, United States of America.
- Mann, M. E. (2002). Little ice age. *Encyclopedia of global environmental change*, 1, 504-509.



- Martín Domingo, A. (2015). Apuntes de transmisión de calor. Departamento de física e instalaciones, Universidad Politécnica de Madrid, España. 71 pp.
- Matsuoka, N., Hirakawa, K., Watanabe, T., Haeberli, W., and Keller, F. (1998). The role of diurnal, annual and millennial freeze-thaw cycles in controlling alpine slope instability. *Permafrost-Seventh International Conference, Yellowknife (Canada), Collection Nordicana no. 55: 711-717.*
- Mayewski, P. A., Rohling, E. E., Stager, J. C., Karlén, W., Maasch, K. A., Meeker, L. D., Meyerson, E. A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Pack, F., Staubwasser, M., Schneider, R. R. & Steig, E. J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary research*, 62(3), 243-255.
- Menzies, J. (2002). *Modern and Past Glacial Environments: Revised Student Edition*. Butterworth-Heinemann. 542 pp.
- Mercer, J. H. (1976). Glacial history of southernmost South America. *Quat. Res.* 6, 125-166.
- Merodio, G. G. G. (2014). Caracterización de la Pequeña Edad de Hielo en el México central a través de fuentes documentales. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía*, 2014(85), 82-94.
- Metcalfe, S.E., O'Hara, S.L., Caballero, M., Davies, S.J., (2000). Records of Late Pleistocene–Holocene climatic change in Mexico – a review: *Quaternary Science Reviews*, 19, 699–721.
- Metcalfe, Sarah, E. (2006). Late Quaternary environments of the northern deserts and Central Transvolcanic Belt of Mexico. *Ann. Missouri Bot. Gard.* 93: 258-273.



- Muhammad, I. S., Baharun, A., & Ibrahim, H. S. (2016). Investigation of Ground Temperature for Heat Sink Application in Kuching, Sarawak, Malaysia. *Journal of Civil Engineering*, 7(1).
- Muller, S. W., (1943). Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems: U.S. Army, Office Chief of Engineers, Military Intelligence Div. Strategic Eng. Study 62, 231 p. Also 1947, Ann Arbor, Mich., Edwards Bros.
- Mutter, E. Z., and Phillips, M. (2012). Active layer characteristics at ten borehole sites in alpine permafrost terrain, Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 23: 138-151.
- Nelson FE, Outcalt SI. (1987). A computational method for prediction and regionalization of permafrost. *Arctic and Alpine Research* 19(3): 279–288.
- Noetzli, J. and Gruber, S. (2005). Alpiner Permafrost – ein Überblick. In: Lintzmeyer, K. (Ed.), *Jahrbuch des Vereins zum Schutz der Bergwelt*, Selbstverlag, Munich, 111-121.
- Olmos, S. R., Espinosa, C. G., Izquierdo, C. V., Zavala, A. T., & Cruz, F. J. G. (2011). Cambio Climático Global a través del tiempo geológico. *Investigación Universitaria Multidisciplinaria: Revista de Investigación de la Universidad Simón Bolívar*, (10): 114-122.
- Onset Computer Corporation. Consultado en línea a través de <http://www.onsetcomp.com/products/data-loggers/ua-001-64>. Fecha de consulta: Abril 12 2014.
- Ontiveros-González, G., Delgado-Granados, H., & Cortés-Ramos, J. (2015). Surface Energy Balance model for high-altitude glacial system at 19° N on Glaciar Norte, Mexico. *Geofísica internacional*, 54(4), 299-314.



- Ontiveros-González, G. (2018). Estudios de la dinámica glacial del Glaciar Norte del volcán Citlaltépetl. Tesis de doctorado. Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM. Cd. De México.
- Organización Meteorológica Mundial, OMM. (2011). Guía de prácticas climatológicas No. 100. ISBN 978-92-63-30100-0. Ginebra, Suiza. 128 pp.
- Osterkamp, T. E., & Jorgenson, M. T. (2009). Permafrost conditions and processes. *Geological monitoring: Geological Society of America*, 205-227.
- Otto, J. C., & Keuschnig, M. (2014). Permafrost-Glacier Interaction–Process Understanding of Permafrost Reformation and Degradation. *Permafrost–Austrian, Permafrost Research Initiative. Final Report, Innsbruck: Institute for Interdisciplinary Mountain Research, ÖAW*, 3-16.
- Páez, M. D. F.; Leal, M. V. E. y Restrepo, B. M., (2009) “Influencia de los ciclos hielo–deshielo en la resistencia del concreto (caso Tunja)”, en *Revista Ingenierías, Universidad de Medellín*, vol. 8, núm. 15, suplemento 1, versión impresa ISSN 1692-3324, Medellín, Colombia.
- Paasche, Ø., & Bakke, J. (2010). Defining the Little Ice Age. *Climate of the Past Discussions*, 6(5), 2159-2175.
- Palacios, D. (1998). Natural Hazards in relation to present stratovolcano degradation: Popocatepetl and Citlaltépetl, Mexico. in Kalvoda, J. and Rosenfeld, Ch. (eds). *Geomorphological hazards in high mountain areas*, Kluwer Academic Publishers, The GeoJournal Library, Springer, Netherlands. 177-209.
- Palacios, D., & Marcos, J. D. (1998). Glacial retreat and its geomorphologic effects on Mexico's active volcanoes, 1994—95. *Journal of Glaciology*, 44(146), 63-67.



- Palacios, D., Parrilla, G., & Zamorano, J. J. (1999). Paraglacial and postglacial debris flows on a Little Ice Age terminal moraine: Jamapa Glacier, Pico de Orizaba (Mexico). *Geomorphology*, 28(1-2), 95-118.
- Palacios, D., Zamorano, J. and Andrés, N., (2007) "Permafrost Distribution in Tropical Stratovolcanoes: Popocatépetl and Iztaccíhuatl Volcanoes (Mexico)" in *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 9, 05615.
- Palacios, D., and Vázquez-Selem, L. (2013). Geomorphic Effects of the Retreat of Jamapa Glacier, Pico de Orizaba Volcano (Mexico). *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, Vol. 78, No. 1 pp. 19-34.
- Peláez Martínez, O. E., y Santamaría Ayala, Y. (2010). Agenda Ambiental del Municipio de Ibagué. CORTOLIMA- Alcaldía Municipal de Ibagué. Ibagué, Colombia. 198 pp.
- Pellicer, F., Echeverría, M. T., Peña Monné, J. L., Longares Aladrén, L. A., & Sánchez Fabre, M. (2004). El modelado glaciar y periglaciar en el Macizo del Moncayo. *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico, Zaragoza*, 173-185.
- Peresbarbosa, R. E. (2005). *Planeación para la conservación de la costa de Veracruz*. Pronatura Veracruz y The Nature Conservancy (ed). Xalapa, 91 pp.
- Permafrost Subcommittee, (1988). Glossary of permafrost and related ground-ice terms. *Associate Committee on Geotechnical Research, National Research Council of Canada, Ottawa*, 156.



- Paterson, W.S.B. (1995). *The physics of glaciers*. Third edition. Elsevier Science Ltd, NY. 486 pp.
- Peterson, T., Folland, C., Gruza, G., Hogg, W., Mokssit, A., & Plummer, N. (2001). *Report on the activities of the working group on climate change detection and related rapporteurs*. Geneva: World Meteorological Organization.
- Péwé T. L., (1969). The periglacial environment. In: *The periglacial environment* (T. L. Péwé, Ed.) McGill-Queen's University Press, Montreal, 1-9
- Pogliotti, P., Guglielmin, M., Cremonese, E., Morra di Cella, U., Filipa, G., Pellet, C., and Hauck, C. (2015). Warming permafrost and active layer variability at Cime Bianche, Western European Alps. *The Cryosphere* (9): 647-661.
- Pongrácz, R., & Bartholy, J. (2006). Tendency analysis of extreme climate indices with special emphasis on agricultural impacts. *Bioklimatológia a voda v krajine. Medzinárodná vedecká konferencia, Strečno, 11(14), 9.*
- Porter, S. C. (2001). Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 20: 1067-1091.
- Quereda Sala, J. (1989). "Efectos orográficos y friccionales en el clima del Levante español". *Revista de Geografía*. Vol. XXIII, p. 61-74.
- Rachold, V.H., Bolshiyarov, D.Y, Grigoriev, M.N., Hubberten, H.-W., Junker, R., Kunitsky, V.V., Merker, F., Overduin, P., and Schneider, W., (2007). Nearshore Arctic subsea permafrost in transition: EOS, Transactions, American Geophysical Union, v. 88, no. 13, p. 139–140.
- Rafferty, J. P. (Ed.). (2010). *Climate and Climate Change*. Britannica Educational Publishing. New York, NY. 367 pp.



- Ramírez, A. Z., & Muñoz, C. B. (2012). Albedo effect and Energy efficiency of cities. In *Sustainable Development-Energy, Engineering and Technologies-Manufacturing and Environment*. InTech.
- Ramos A. R., Máximo R. P. y Borjas H. J. (2008). Modelación de isolíneas meteorológicas y cálculo del gradiente térmico para la ciudad de Puebla durante el periodo junio 2005-2006 con apoyo de imágenes satelitales. *Temas de Ciencia y Tecnología* 12 (34): 25-36.
- Ray, L. L. (1951). Permafrost. *Arctic*, 4(3), 196-203.
- Reyes Coca, Sergio. *Introducción a la Meteorología*. Tomás Di Bella (ed). Mexicali: Universidad Autónoma de Baja California, (2002). 468 p.
- Rhodes, R. H., Bertler, N. A. N., Baker, J. A., Steen-Larsen, H. C., Sneed, S. B., Morgenstern, U., & Johnsen, S. J. (2012). Little Ice Age climate and oceanic conditions of the Ross Sea, Antarctica from a coastal ice core record. *Climate of the Past*, 8(4), 1223-1238.
- Rivas, R. and V. Caselles. 2004. A simplified equation to estimate spatial reference evaporation from remote sensing based surface temperature and local meteorological data. *Remote Sensing of Environment* 93: 68-76.
- Rivas, R., & Ocampo, D. (2009). Comportamiento del balance de energía en un cultivo de Avena sativa L. *Estudios de la zona no saturada del suelo. Área Temática III ZNS'09*, 9, 336-343.
- Rivera-Olmos, S., Gómez-Espinosa, C., Vargas-Izquierdo, C., Tapia-Zavala, A., y Guadarrama-Cruz, F. J. (2011). Cambio Climático Global a través del tiempo geológico, *Investigación Universitaria Multidisciplinaria*, 10: 114-122.



- Robin, G. (1955). Ice Movement and Temperature Distribution in Glaciers and Ice Sheets. *Journal of Glaciology*, 2(18), 523-532. doi:10.3189/002214355793702028
- Rossotti, A. and Carrasco-Núñez G. (2004). Stratigraphy of the 8.5-9.0 ka BP Citlaltépetl pumice fallout sequence. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 21(3), 353-370.
- Saito, K., Sueyoshi, T., Marchenko, S., Romanovsky, V., Otto-Bliesner, B., Walsh, J., ... & Yoshikawa, K. (2013). LGM permafrost distribution: how well can the latest PMIP multi-model ensembles perform reconstruction?. *Climate of the Past*, 9(4), 1697-1714.
- Santos González, J. (2011). Glaciarismo y periglaciarismo en el Alto Sil, provincia de León (Cordillera Cantábrica) (PhD Thesis). Universidad de León, 689 pp.
- Sauer, T. J., & Horton, R. (2005). Soil heat flux. DOI: 10.2134/agronmonogr47.c7 · Source: OAI
- Scovell, J. T. (1893). Mount Orizaba or Citlaltépetl. *Science*, vol. 21, (536): 253-257.
- Serrano, E., Morales, C., González-Trueba, J. y Martín, R., (2009) "Cartografía del permafrost de montaña en los pirineos españoles" en *Finisterra*. Vol. XLIV, Núm. 87, pp. 45-54.
- Serway, R. A. (1997). Física tomo I cuarta edición. McGraw-Hill Interamericana Editores, SA de CV. México, D.F., México. 645 pp.
- Shakun, J. D., & Carlson, A. E. (2010). A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change. *Quaternary Science Reviews*, 29(15), 1801-1816.



- Shvetsov, P. F., (1958). Geocology and its main problems in the USSR; o sodержanii i osnovnykh problemakh geokriologii v SSSR. vol. 4 (46): 394-396.
- Slaymaker, O. (2011). Criteria to distinguish between periglacial, proglacial and paraglacial environments. *Quaestiones Geographicae* 30 (1): 85–94.
- SMN (2018). *Red de Estaciones Climatológicas. Climatología diaria*. México, DF: Servicio Meteorológico Nacional. Recuperado de http://smn.cna.gob.mx/index.php?option=com_content&view=article&id=42&Itemid=75.
- Soto Molina, V. H. (2014). *Glaciar norte del Citlaltépetl y su relevancia hidrológica para las localidades de la parte alta de la Cuenca Jamapa-Cotaxtla*. Tesis de maestría sin publicar. Universidad Veracruzana. Veracruz, México.
- Spehn, Eva; Berge, Erling; Bugmann, Harald; Groombridge, Brian; Hamilton, Lawrence; Hofer, Thomas; Ives, Jack; Jodha, Narpat; Messerli, Bruno; Pratt, Jane; Price, Martin; Reasoner, Mel; Rodgers, Alan; Thonell, Jillian; Yoshino Masatoshi. (2005). Mountain Systems. In Hassan, Rashid; Scholes, Robert and Ash Neville (edts) *Ecosystems and Human Well-being: Current State and Trends, Volume 1*. Island press, Washington, DC. 901 pp.
- Street, R.B. and Melnikov, P.I. (1990). Seasonal snow cover, ice and permafrost. In: Tegart, W.J.McG., Sheldon, G.W. and D.C. Griffiths (eds.). *Climate Change: The IPCC Impacts Assessment* Australian Government Publishing Service, Canberra, pp. 7.1-7.33.
- Tang, H., & Chen, Y. (2013). Global glaciations and atmospheric change at ca. 2.3 Ga. *Geoscience Frontiers*, 4(5), 583-596.



- Tarbutck, E. J. L. y Lutgens, F. K. (2005). *Ciencias de la Tierra: Una introducción a la Geología Física*. 8ª edición. Pearson, Prentice Hall, Madrid, 686 pp.
- Tarling, D. (1980). Gondwanaland revisited. *Nature* 284 (5761), pp. 15-16.
- Thompson, L. G. (2012). Ice cores, high-mountain glaciers, and climate. In Williams Richard S. and Ferrigno Jane G. (edts) *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World, State of the Earth's Cryosphere at the Beginning of the 21st Century: Glaciers, Global Snow Cover, Floating Ice, and Permafrost and Periglacial Environments*. U.S Geological Survey Professional Paper 1386-A, Washington, 448 pp.
- Thorn, C. E., & Loewenherz, D. S. (1987). Spatial and temporal trends in alpine periglacial studies: implications for paleo reconstruction. *Periglacial Processes and Landforms in Britain and Ireland*. Cambridge University Press, Cambridge, 57-65.
- Toth, Z., and T. Szentimrey, (1990). The binormal distribution: A distribution for representing asymmetrical but normal-like weather elements. *J. Climate*, 3, 128–136.
- Trombotto, D. (1994). El permafrost patagónico pasado. *Rev. Museo de Historia Natural de San Rafael*, 229-249.
- Trombotto, D. (1996). The old cryogenic structures of Northern Patagonia: the Cryomere Penfordd. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 40(3), 385-399.
- Trombotto, Darío., (1998). El paisaje criogénico en el cono sud sudamericano. Universidad do Acre, Brasil. 48 pp (inédito).
- Trombotto, D., Buk, E., & Hernández, J. (1999). Rock glaciers in the southern central Andes (approx. 33–34 S), Cordillera Frontal,



Mendoza, Argentina. *Bamberger Geographische Schriften*, 19, 145-173.

Trombotto, D. (2000). Survey of Cryogenic Processes, Periglacial Forms and Permafrost Conditions in South America. *Revista do Instituto Geológico*, Vol. 21, Nr.1/2: 33-55, São Paulo, Brasil.

Trombotto, D. (2002). Inventory of fossil cryogenic forms and structures in Patagonia and the mountains of Argentina beyond the Andes, *S. Afr. J. Sci.*, 98, 171–180.

Trombotto, D. 2003. "Mapping of permafrost and the periglacial environment, Cordón del Plata, Argentina". 8th International Conference on Permafrost. Permafrost, Extended Abstracts, Reporting Current Research and New Information, Edited by W. Haeberli & D. Brandová: 161-162, Zürich, Suiza.

Trombotto Liaudat, D. (2007). "Profundización del tope de permafrost y tendencias en la dinámica criogénica, a partir de 1989, en el glaciar de escombros compuesto del valle de Morenas Coloradas, Mendoza, Argentina". *Boletín Geográfico*, Año XXIX, Nr. 30: 71-83, Neuquén, ISSN 0326-1735.

Trombotto, D. T. y Ahumada, A. L. (2005). Los fenómenos periglaciales, identificación, determinación y aplicación. Ed. Fundación Miguel Lillo. Tucumán, Argentina. 131 pp.

Trombotto, D. (2008). Geocryology of Southern South America. In *Developments in Quaternary Sciences*, 11, edited by: Rabassa, J., ISBN-13: 978-0-444-52954-1, Elsevier, 255–268.

Trombotto, D., & Borzotta, E. (2009). Indicators of present global warming through changes in active layer-thickness, estimation of thermal diffusivity and geomorphological observations in the Morenas Coloradas rockglacier, Central



Andes of Mendoza, Argentina. *Cold Regions Science and Technology*, 55(3), 321-330.

Trombotto, D., Wainstein, P., Arenson, L. (2014) Guía Terminológica de la Geocriología Sudamericana. Terminological Guide of the South American Geocryology. Vázquez Mazzini Editores Fundación de Historia Natural, Buenos Aires. 128 pp.

Trombotto, Liaudat, D., Penas, P., Aloy, G. (2014). "Impact of volcanic processes on the cryospheric system of the Peteroa Volcano, Andes of southern Mendoza, Argentina". *Geomorphology* 208, 74-87. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.11.016>

Ugarte, Félix Ma. (1982). "Observaciones sobre el efecto Föhn en el pie de monte de la Sierra de Aizcorri-Aloña (S. de Guipúzcoa)". *Munibe Sociedad de Ciencias Aranzadi*. Vol. 34, núm 4, p. 289-294.

Upadhyay, G., Kämpf, J. H., & Scartezzini, J. L. (2014). Ground temperature modelling: The case study of Rue des Maraîchers in Geneva. In *Proceedings of the EuroGraphics 2014 on Urban Data Modelling and Visualisation* (No. EPFL-CONF-198754, pp. 1-6). EuroGraphics Digital Library.

Uriarte, C. A. (2003). Historia del clima de la Tierra. Ed. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, Vitoria-Gasteiz. 306 pp.

Uribe, D. M., & Trápaga, M. A. G. (1996). Geomorfología glacial y periglacial del Nevado de Toluca. *CIENCIA ergo-sum*, 3(1), 95-101.

Valera Ledesma, N., Díaz Pereira, Y., y Pomares Ponce, I. (2015). *Control de calidad de las mediciones de temperatura seca y humedad relativa en la estación meteorológica Sancti Spiritus*. *Ciencias de la Tierra y el Espacio*. Vol 16 (1): 29-39.



- Van den Broeke, M., Fettweis, X., and Mölg T. (2011) Surface energy balance. In *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers* (pp. 23-35). Springer Netherlands.
- Van Everdingen, R.O., (1985). Unfrozen permafrost and other taliks, In: Brown, J., Metz, M. C. and Hoekstra, P. (eds), *Proceedings of the Workshop on Permafrost Geophysics*, US Army, CRREL, Special Report, 85-5, 101–105.
- Van Everdingen R (ed.). 1998. (revised 2005). *Multi-Language Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms*. National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology: Boulder, CO.
- Vandenberghe, J., French, H. M., Gorbunov, A., Marchenko, S., Velichko, A. A., Jin, H., ... & Wan, X. (2014). The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere: permafrost extent and mean annual air temperatures, 25–17 ka BP. *Boreas*, 43 (3): 652-666.
- Vázquez, J. L. (2010). Guía para el cálculo y uso de índices de cambio climático en México. *Instituto Nacional de Ecología. México*.
- Vázquez-Selem, L. (2004). Investigaciones de los glaciares y del hielo de los polos. en SEMARNAT, *Cambio Climático: una visión desde México*. México, D.F. 525 pp.
- Vázquez-Selem, L., & Heine, K. (2004). Late quaternary glaciation of Mexico. *Developments in Quaternary Sciences*, 2, 233-242.
- Vázquez-Selem, L., y Lozano García, S. (2008). Estudiar el pasado para comprender el presente, *Ciencia y Desarrollo*, pp 28.
- Vázquez Selem, L., (2011). Las glaciaciones en las montañas del centro de México. En: M. Caballero y B. Ortega Guerrero



(Eds.), Escenarios de cambio climático: registros del Cuaternario de América Latina I. Universidad Nacional Autónoma de México, México, pp. 215-238.

Vázquez-Selem, L. and Heine, K., (2011) "Late Quaternary Glaciation in Mexico" in J. Ehlers, P.L. Gibbard and P.D. Hughes (ed.), *Developments in Quaternary Science*. Vol.15. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.

Vázquez-Selem, L., & Lachniet, M. S. (2017). The deglaciation of the mountains of Mexico and Central America. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 43(2), 553-570.

Verma, S. P. (2015). Origin, evolution, and tectonic setting of the eastern part of the Mexican Volcanic Belt and comparison with the Central American Volcanic Arc from conventional multielement normalized and new multidimensional discrimination diagrams and discordancy and significance tests. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 24(2): 111-164.

262

Villalobos F. R., (1997) "Estimación de la temperatura media mensual en localidades carentes de observaciones termométricas" en *Meteorología y Oceanografía*, Vol. 4, Num. 2, pp. 147-157.

Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J. O., Küttel, M., Müller, S. A., Prentice, I., Solomina, O., Stocker, T. F., Tarasov, P., Wagner, M., and Widmann, M. (2008). Mid-to Late Holocene climate change: an overview, *Quaternary Science Reviews*, 27: 1791-1828.

Washburn, A. L. (1973). *Periglacial processes and environments*. E. Arnold. London. 320 pp.

Washburn A. L. (1979). *Geocryology. A Survey of Periglacial Processes and Environments*. London, 406 pp.



- Washburn, A. L. (1980). *Geocryology: a survey of periglacial processes and environments*. Wiley. New York, 416 pp.
- Westermann, S., Wollshläger, U., and Boike, J. (2010). Monitoring of active layer dynamics at a permafrost site on Svalbard using multi-channel ground penetrating radar. *The Cryosphere* (4): 475-487.
- White, S. E. (1956). Probable substages of glaciation on Iztaccihuatl, Mexico: *Journal of Geology*, v. 64, p. 289–295.
- White, S. E. (1962). Late Pleistocene glacial sequence for the west side of Iztaccihuatl, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 73: 935-958.
- White, S. E. (1981). Neoglacial to recent fluctuations on volcano Popocatepetl, Mexico. *Journal of Glaciology*, 27: 356-363.
- White, S. E., and Valastro, S. (1984). Pleistocene glaciation of Volcano Ajusco, Central Mexico, and comparison with the standard Mexican glacial sequence. *Quaternary Research*, 21: 21-35.
- White, S. (1986). Quaternary glacial stratigraphy and chronology of Mexico. *Quaternary Science Reviews*, vol. 5: 201-205.
- White, S. E. (2002). Glaciers of México. *Satellite image atlas of glaciers of the world*, edited by: Williams, RS, Ferrigno, JG, US Geological Survey, *Professional Paper*, 383-405.
- Wilks, D. S. (2011). *Statistical methods in the atmospheric sciences* 3rd edition (Vol. 100). Academic press. San Diego, CA, USA. 676 pp.



Williams, P. J., & Smith, M. W. (1989). *The frozen earth (Studies in polar research)*. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 306 pp.

Williams, Peter, J., and Smith Michael W. (2008). *The frozen earth, Fundamentals of geocrynology*. Cambridge University Press. Cambridge, Uk. 323 pp.

Williams Jr., Richard S., 2012. Changes in the earth's cryosphere and global environmental change. *In Williams Jr., Richard S. And Ferrigno, Jane (edts). State of the Earth's Cryosphere at the Beginning of the 21st Century: Glaciers, Global Snow Cover, Floating Ice, and Permafrost and Periglacial Envoronments*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1386-A. 496 pp.

WindFinder.com GmbH & Co. KG [en línea]. *Windfinder - Medidas, previsiones y estadísticas de viento, de oleaje y del tiempo de todo el mundo*. Kiel, Alemania: <http://es.windfinder.com/windstats/windstatistic_veracruz_puerto.htm>, y <http://es.windfinder.com/windstats/windstatistic_orizaba.htm> [Consulta: 11 oct. 2017].

Wijngaard JB, Klein Tank AMG, Konnen GP. (2003). Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series. *International Journal of Climatology* 23: 679–692.

Woodcock, A. H. (1974). Permafrost and climatology of a Hawaii volcano crater. *Arctic and Alpine Research*, 6(1), 49-62.

Yan, Z.-W., Z. Li, Q.-X. Li, et al., (2010). Effects of site-change and urbanization in the Beijing temperature series 1977{2006. *Int. J. Climatol.*, 30(8), 1226-1234, doi: 10.1002/joc.1971.



- Yoshikawa, K. (Ed.). (2013). *Permafrost in our time: community-based permafrost temperature archive*. University of Alaska Fairbanks Permafrost Outreach Program.
- Yusof, T. M., Anuar, S., & Ibrahim, H. (2014). Numerical investigation of ground cooling potential for Malaysian climate. *International Journal of Automotive and Mechanical Engineering*, 10, 2081.
- Zagorodnov, V., Nagornov, O., & Thompson, L. G. (2006). Influence of air temperature on a glacier's active-layer temperature. *Annals of Glaciology*, 43(1), 285-291.
- Zipprich M., Reizner B., Veit H., Zech W. and Stingl H. (1998). Upper Quaternary climate and landscape evolution in the Sierra de Santa Victoria (Cordillera Oriental, northwestern Argentina) deduced from geomorphologic and pedologic studies. *Terra Nostra* 5, 180–181.



ANEXO 1

HOBO® Pendant® Temperature Data Logger (UA-001-xx) Manual



The HOBO Pendant Temperature Data Logger is a waterproof, one-channel logger with 10-bit resolution and can record up to approximately 6,500 (8K model) or 52,000 (64K model) measurements or internal logger events. The logger uses a coupler and optical base station with USB interface for launching and data readout by a computer. Onset software is required for logger operation. Visit www.onsetcomp.com/hoboware-free-download.

HOBO Pendant Temperature Data Logger

Models: UA-001-08
UA-001-64

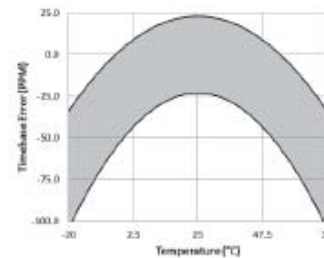
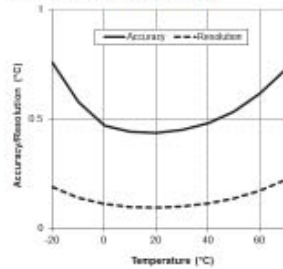
Required Items:

- HOBOWare 2.x or later
- USB cable
- Pendant Optic USB Base Station & Coupler (BASE-U-1)
- Optic USB Base Station (BASE-U-4) or HOBOWaterproof Shuttle (U-DTW-1) & Coupler (COUPLER2-A)

Specifications

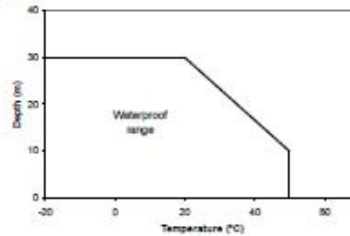
Measurement Range	-20° to 70°C (-4° to 158°F)
Alarms	High and low alarms can be configured for total amount of contiguous or non-contiguous time outside of user-defined limits between -20° and 70°C (-4° to 158°F)
Accuracy	±0.53°C from 0° to 50°C (±0.95°F from 32° to 122°F), see Plot A
Resolution	0.14°C at 25°C (0.25°F at 77°F), see Plot A
Drift	Less than 0.1°C/year (0.2°F/year)
Response Time	Airflow of 2 m/s (4.4 mph): 10 minutes, typical to 90% Water: 5 minutes, typical to 90%
Time Accuracy	±1 minute per month at 25°C (77°F), see Plot B
Operating Range	In water/ice: -20° to 50°C (-4° to 122°F) In air: -20° to 70°C (-4° to 158°F)
Water Depth Rating	30 m from -20° to 20°C (100 ft from -4° to 68°F), see Plot C
NIST Traceable Certification	Available for temperature only at additional charge; temperature range -20° to 70°C (-4° to 158°F)
Battery Life	1 year typical use
Memory	UA-001-08: 8K bytes (approximately 6.5K sample and event readings) UA-001-64: 64K bytes (approximately 52K sample and event readings)
Materials	Polypropylene case; stainless steel screws; Buna-N o-ring
Weight	15.0 g (0.53 oz)
Dimensions	58 x 33 x 23 mm (2.3 x 1.3 x 0.9 inches)
CE	The CE Marking identifies this product as complying with all relevant directives in the European Union (EU).

Passed RTCA DO160G, part 21H



Plot A

Plot B



Plot C



Connecting the Logger

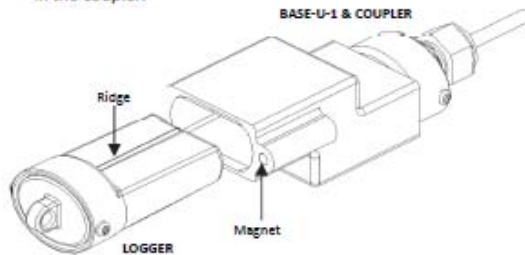
The HOBO Pendant logger requires either of the following to connect to the computer:

- Pendant Optic USB Base Station & Coupler (BASE-U-1); HOBOWare 2.1 or later
- OR**
- Optic USB Base Station (BASE-U-4) or HOBO Waterproof Shuttle (U-DTW-1); coupler (COUPLER2-A); HOBOWare 2.2 or later

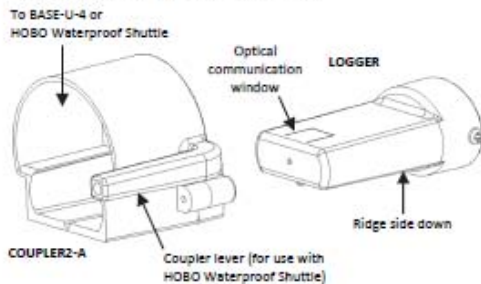
If possible, avoid connecting at temperatures below 0°C (32°F) or above 50°C (122°F).

1. Plug the USB connector on the base station into an available USB port on your computer.
2. Insert the logger and the base station into the coupler, as shown in the following diagrams.

For BASE-U-1, make sure that the logger is inserted in the end of the coupler that has the magnet, and that the ridges on the base station and logger are aligned with the grooves in the coupler.



For BASE-U-4 or the HOBO Waterproof Shuttle, firmly insert the optical end of the base station into the D-shaped end of the coupler, and make sure that the ridge on the logger is aligned with the groove in the coupler.



3. If you are using the HOBO Waterproof Shuttle, briefly press the coupler lever to put the shuttle into base station mode.
4. If the logger has never been connected to the computer before, it may take a few seconds for the new hardware to be detected.
5. Use the logger software to set up the alarms, launch, and read out the logger.

You can read out the logger or check its status while it continues to log, stop it manually with the software, or let it record data until the memory is full. Refer to the software

user's guide for complete details on launching, reading out, and viewing data from the logger.

Important: Do not cover the optical communication window in the logger (shown in diagram above) with a label or sticker as that may interfere with the communications with the base station or shuttle.

Triggered Start

This logger can be configured to start at your command, using the magnet in the coupler to trigger a start.

1. Use HOBOWare to launch the logger with Using Coupler selected. Remove the logger from the coupler.
2. Bring the logger and an empty coupler or strong magnet to the deployment location.

Important: Any magnet can trigger a start. This can be helpful, but it can also cause a premature start. Keep the logger away from strong magnetic fields until you are ready to begin logging.

3. When you are ready for the logger to start logging, insert the logger into the empty coupler (or place it next to a strong magnet) and remove it after three seconds.

Important: The logger will not launch if the base station is in the coupler.

4. Verify that the logger's light is blinking at least every four seconds.

Sample and Event Logging

The logger can record two types of data: samples and internal logger events. Samples are the measurements recorded at each logging interval (for example, temperature every minute). Events are independent occurrences triggered by a logger activity, such as Bad Battery or Host Connected. Events help you determine what was happening while the logger was logging.

Operation

Lights (LEDs) on the front of the logger confirm logger operation. The following table explains when the lights blink during logger operation.

When:	The Lights:
The logger is logging faster than four seconds	Blink at the logging interval: <ul style="list-style-type: none"> • Green LED if temperature is OK • Red LED if high alarm has been triggered • Blue LED if low alarm has been triggered
The logger is logging at four seconds or slower	Blink every four seconds: <ul style="list-style-type: none"> • Green LED if temperature is OK • Red LED if high alarm has been triggered • Blue LED if low alarm has been triggered
The logger is awaiting a start because it was configured to start logging At Interval, On Date/Time, or Using Coupler	Green light blinks once every eight seconds until launch begins



Protecting the Logger

The logger can be damaged if the water depth rating is exceeded. The depth rating is approximately 30 m (100 ft) at temperatures below 20°C (68°F), but is less in warmer water. Refer to Plot C for details.

Do not store the logger in the coupler. Remove the logger from the coupler when you are not using it. When the logger is in the coupler or near a magnet, it consumes more power and will drain the battery prematurely.

Keep the logger away from magnets. Being near a magnet can cause false coupler events to be logged. It can also launch the logger prematurely if it was waiting for a trigger start.

Periodically inspect the desiccant and dry it if it is not bright blue. The desiccant pack is located in the cap of the logger. To dry the desiccant, remove the desiccant pack from the cap and leave the pack in a warm, dry location until the bright blue color is restored. (Refer to the *Battery* section for instructions on removing and replacing the logger cap.)

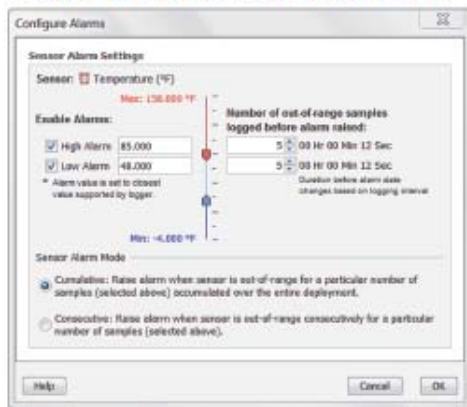
Temperature Range	Desiccant Maintenance Schedule
Less than 30°C (86°F)	Approximately once per year
30° to 40°C (86° to 104°F)	Approximately every six months
Over 40°C (104°F)	Approximately every three months

Note! Static electricity may cause the logger to stop logging. To avoid electrostatic discharge, transport the logger in an anti-static bag, and ground yourself by touching an unpainted metal surface before handling the logger. For more information, search for “static discharge” in on www.onsetcomp.com.

Alarms

Configure alarms to flash a warning on the high or low LEDs if monitored sensor falls outside user-selectable limits.

1. From the Launch Logger window in HOBOWare, click the Alarms button to open the Configure Alarms window.



2. Select the check box for the High Alarm and/or the Low Alarm. Type a value in each box to define the alarm threshold or use the sliders.
3. Type the number of out-of-range samples that are needed to trigger each alarm.

4. Choose an Alarm Mode. If you select Cumulative, the alarm will be triggered after a specific number of samples have been logged above or below an allowed value, even if the samples are not logged consecutively. If you select Consecutive, the alarm will be triggered only when the value has been above or below an allowed value for a specific amount of time. If the value goes back in range before triggering the alarm, the count is reset.
5. Click OK when done.

Battery

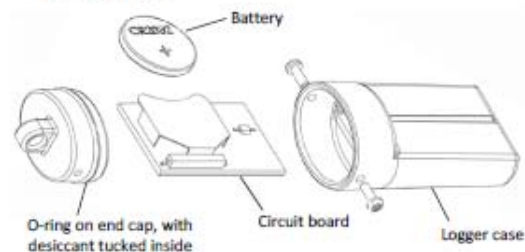
The logger requires one 3-Volt CR-2032 lithium battery. Battery life varies based on the temperature and the frequency at which the logger is recording data (the logging interval). A new battery typically lasts one year with logging intervals greater than one minute. Deployments in extremely cold or hot temperatures, or logging intervals faster than one minute, may significantly reduce battery life. Continuous logging at the fastest logging rate of one second will deplete the battery in as little as two weeks.

Replacing the Battery

You will need a small Phillips head screwdriver and silicone-based O-ring grease, such as Parker Super-O-Lube, to complete these steps (no petroleum-based lubricants). The logger should be wiped clean and dried completely before opening it.

To replace the battery:

1. Avoid electrostatic discharge while handling the logger and internal circuit board; ground yourself by touching an unpainted metal surface. Hold the circuit board by its edges and avoid touching electronics.
2. Working on a clean, dry surface, remove the two screws that secure the end cap to the case and remove the cap.
3. Examine the desiccant pack that is tucked into the cap. If the desiccant is not bright blue, put the desiccant pack in a warm, dry place until the blue color is restored. Or, for faster drying, the desiccant can be dried for two hours in a 70°C (160°F) oven.
4. Gently tap the case to loosen the circuit board and remove it from the case.



5. Carefully push the battery out of the holder with a small, nonmetallic blunt instrument.
6. Insert a new battery, positive side facing up.



7. Return the circuit board and label to the case, carefully aligning the circuit board with the grooves in the case so that the battery faces the ridged side of the case.
8. Remove the O-ring from the end cap. Use the thumb and finger of one hand to hold the cap from the top and bottom, and use the thumb and fingers on your other hand to slide the O-ring to form a loop as shown. Use this loop to roll the O-ring off the cap.

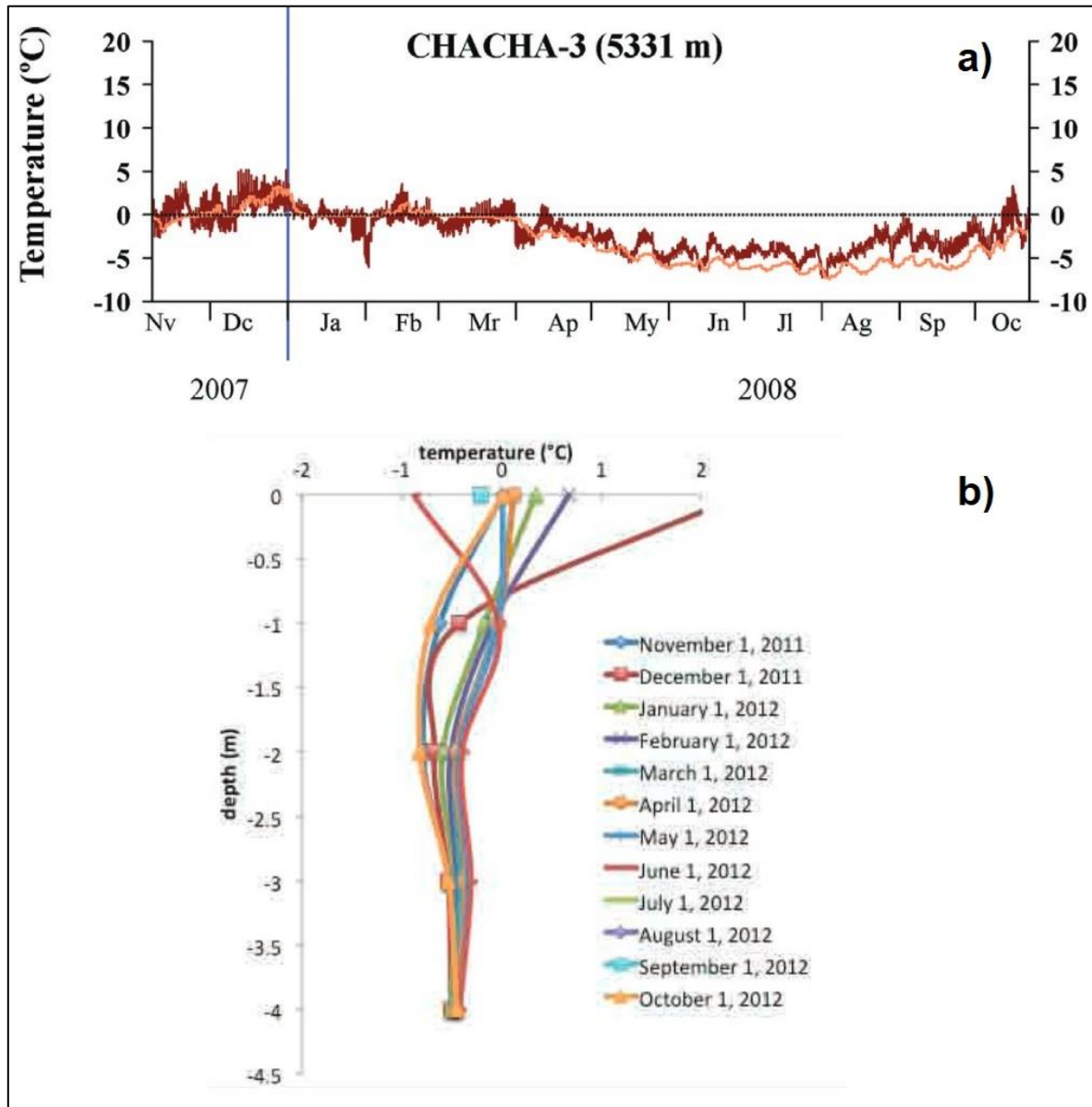


WARNING: Do not cut open, incinerate, heat above 85°C (185°F), or recharge the lithium battery. The battery may explode if the logger is exposed to extreme heat or conditions that could damage or destroy the battery case. Do not dispose of the logger or battery in fire. Do not expose the contents of the battery to water. Dispose of the battery according to local regulations for lithium batteries.

9. Inspect the O-ring for cracks or cuts and replace it if any are detected (the O-ring is included in the Pendant replacement parts kit, UA-PARTSKIT).
10. Using your fingers (not cloth or paper), spread a small dot of silicone-based grease on the O-ring, just enough to moisten it all the way around and making sure that the entire O-ring surface is completely coated with grease. As you work the grease into the O-ring, make sure there is no grit or debris on the O-ring.
11. Place the O-ring back on the end cap, making sure it is fully seated and level in the groove. Make sure the O-ring is not pinched or twisted and that no dirt, lint, hair, or any debris is trapped on the O-ring. This is necessary to maintain a waterproof seal.
12. Very slightly grease the inside rim of the case, especially around the screw holes with the silicone grease, just enough to moisten the inside edges without touching any circuitry. Make sure that there is no excess lubricant that could get onto the logger electronics or label. Make sure there is no debris on this surface.
13. Check that the desiccant pack is tucked into the cap.
14. Carefully push the end cap into the lubricated case until the screw holes are aligned. Visually check that the O-ring forms a uniform seal all around.
15. Re-fasten the screws. Tighten the screws until you feel them hit the bottom of the screw holes, but not so tight that they distort the clear housing.



ANEXO 2



Condiciones térmicas del permafrost en el volcán Chahani, Perú. A): Andrés *et al.*, 2010, 2011. B): Yoshikawa, 2013.



ANEXO 3

Temperaturas medias mensuales por altitud y profundidad

Altitud	Profundidad	Mes												
		julio	agosto	septiembre	octubre	noviembre	diciembre	enero	febrero	marzo	abril	mayo	junio	
4050	Aire	5.3	5.7	5.2	4.5	3.5	3.5	3.5	4.1	3.9	4.1	6.4	7.6	6.5
	-5	8.7	8.6	8.1	7.4	5.3	4.6	4.6	8.1	7.8	8.1	10.8	11.1	10.1
	-30	8.6	8.3	8.2	7.5	5.7	4.9	4.5	7.2	6.4	7.2	9.5	10.3	9.7
	-60	8.6	8.3	8.2	7.7	6.3	5.4	4.9	6.8	6.0	6.8	8.7	9.6	9.4
	-120	8.5	8.3	8.2	7.9	7.2	6.3	5.8	6.7	6.1	6.7	7.7	8.5	8.8
	Aire	5.4	5.7	5.1	4.6	3.7	3.7	3.9	3.5	4.3	3.5	6.9	6.7	5.1
4200 Nte	Aire	10.2	9.6	8.9	8.5	5.5	4.8	4.4	7.7	7.5	10.2	10.2	8.2	8.8
	-40	9.2	8.7	8.8	8.2	6.1	5.1	4.4	6.5	5.8	8.4	8.4	9.5	8.8
	-100	8.5	8.4	8.4	8.0	6.9	5.9	5.1	5.9	5.3	6.7	6.7	8.0	8.3
	-175	8.0	8.2	8.1	8.0	7.5	6.6	5.9	5.8	5.6	6.0	6.0	7.0	7.6
	Aire	5.0	4.7	4.3	4.4	4.4	4.3	2.7	2.9	3.5	2.9	5.2	5.9	4.4
	-5	10.1	9.2	8.5	8.4	8.8	9.3	6.9	9.3	10.2	10.2	11.0	10.0	8.5
4200 Sur	-40	8.3	8.6	8.1	7.9	7.7	7.9	6.5	7.6	7.5	9.2	9.2	9.2	8.2
	-100	8.2	8.4	8.1	7.8	7.6	7.5	6.9	7.2	6.7	8.3	8.3	8.6	8.2
	Aire	2.0	1.9	2.1	1.1	-0.3	-1.4	-2.9	-1.6	-2.1	0.1	0.1	2.3	2.5
	-5	3.5	3.1	2.3	0.9	-1.7	-3.3	-7.7	-1.1	-4.3	0.9	0.9	3.3	3.8
	-30	3.5	3.2	2.9	1.9	0.4	-1.0	-3.9	-0.7	-3.0	0.1	0.1	1.9	3.1
	-60	3.1	3.1	2.8	2.0	0.8	-0.1	-2.4	-0.6	-2.2	0.0	0.0	0.9	2.3
4584	-80	2.6	2.9	2.7	2.1	1.0	0.3	-0.9	-0.6	-1.4	-0.1	-0.1	0.3	1.4
	Aire	0.4	0.3	0.4	-0.7	-1.4	-0.1	-3.0	-2.0	-1.1	0.0	0.0	0.7	1.1
	-5	1.8	0.7	0.5	-0.9	-2.2	-3.0	-5.9	-0.5	-1.5	0.4	0.4	1.6	1.9
	-50	0.9	0.7	0.5	0.6	-0.1	-1.2	-3.1	-0.5	-1.9	0.1	0.1	0.4	1.4