



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFÍA



SISTEMA UNIVERSIDAD ABIERTA Y EDUCACIÓN A DISTANCIA

**RECONSTRUCCIÓN DEL AVANCE DE LOS GLACIARES DURANTE LA
PEQUEÑA EDAD DEL HIELO EN EL VOLCÁN IZTACCÍHUATL**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE **LICENCIADO EN GEOGRAFÍA**

PRESENTA:

ANTONIO MENDOZA HINOJOSA

DIRECTOR DE TESIS:

DR. LORENZO VÁZQUEZ SELEM

CIUDAD UNIVERSITARIA

CDMX, 2023



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Índice

Introducción	1
Capítulo 1. Marco Teórico.....	7
1.1 Los glaciares y sus formas de modelado.....	7
1.1.1 Los glaciares. Definición y características generales	7
1.1.2 Movimiento de los glaciares	9
1.1.3 Tipos de glaciares	10
1.1.4 Erosión glacial	13
1.1.4.1 Tipos de procesos de erosión glacial	15
1.1.4.2 Formas de erosión glacial	16
1.1.5 Transporte y acumulación de material detrítico	21
1.1.5.1 Carga morrénica y su distribución	22
1.1.5.2 Relieve fluvioglacial	26
1.2 La Pequeña Edad del Hielo.....	30
1.2.1 Síntesis general de la PEH (Europa, América y México).....	30
1.2.1.1 La PEH en Europa y Norteamérica	31
1.2.1.2 La PEH en Suramérica	32
1.2.1.3 La PEH en México	32
1.2.2 Factores causales de la PEH	37
1.2.2.1 Ciclos solares.....	37
1.2.2.2 Mínimos de Spörer, Maunder y Dalton	39
1.2.2.3 Corrientes oceánicas y atmosféricas.....	40
1.2.2.4 Actividad volcánica	46
Capítulo 2. Aspectos físico-geográficos del volcán Iztaccíhuatl	49
2.1 Localización.....	49
2.2 Historia volcánica	51
2.2.1 Formación Llano Grande.....	54
2.2.2 Formación Iztaccíhuatl	56

2.3	Evolución glacial	61
2.4	Clima.....	65
2.5	Hidrología	68
2.6	Vegetación.....	70
2.7	Edafología.....	74
Capítulo 3. Materiales y métodos		77
3.1	Análisis bibliográfico	79
3.2	Cartografía geomorfológica	80
3.3	Selección del área de muestreo.....	82
Capítulo 4. Resultados		84
4.1	Mapa Geomorfológico.....	84
4.1.1	Complejo morrénico	84
4.1.1.1	Morrenas terminales	85
4.1.1.2	Morrenas laterales	86
4.2	Superficie glacial durante la PEH.....	87
4.3	Consideraciones finales	91
Capítulo 5. Conclusiones.....		96
Referencias.....		98

Introducción

El clima en la Tierra ha cambiado a lo largo del tiempo. La Paleoclimatología es la ciencia multidisciplinaria encargada del estudio de las condiciones climáticas del pasado; comienza como ciencia reconocida a mitad del siglo XX y, partir de entonces, ha brindado fundamentos metodológicos y técnicos valiosos para reconstrucciones paleoambientales (INECC-PNUD, 2018).

Los estudios paleoclimáticos se basan fundamentalmente en los registros naturales (anillos de árboles, núcleos de hielo, espeleotemas, sedimentos, etc.) y en menor medida instrumentales (estaciones meteorológicas, documentos históricos), gracias a los cuales se pueden obtener datos de cambios en la atmósfera, criósfera y biósfera, así como de la interacción entre ellos en el pasado. Estas fuentes de información son más precisas para reconstruir el clima de los periodos más recientes de la historia de la Tierra, como el Cuaternario, ya que es factible su conservación.

Por su parte, la Geografía Física se enfoca en el estudio, análisis y comprensión de los fenómenos y procesos del medio físico (atmósfera, biósfera, litósfera e hidrósfera), su interrelación y las interacciones con la sociedad (Strahler y Strahler, 1994). Uno de los elementos del medio físico es el relieve, que es objeto de estudio de la Geomorfología. Según Muñoz (1995), la Geomorfología se centra en el estudio de las formas del relieve, en donde se incluye la explicación y clasificación de las distintas formas y procesos que tienen lugar en la superficie terrestre. Una especialidad relevante de la Geomorfología vinculada con el clima es la Geomorfología Climática, ésta analiza el impacto que tiene el clima sobre la superficie de la Tierra. Cabe destacar que dentro de dicha rama se encuentran los glaciares y sus formas de modelado, correspondiéndose dichos estudios con la Geomorfología Glaciar.

Los glaciares, además de ser representativos de condiciones climáticas específicas, son causantes de formas de modelado particulares. La erosión glacial, como consecuencia del deslizamiento de la masa de hielo sobre una superficie rocosa, produce elementos en el relieve como los circos glaciares o los valles glaciares. Asimismo, su acción de transporte y deposición de material detrítico es responsable de la creación de formas morrénicas y, en consecuencia, las morrenas son una evidencia directa de la existencia pasada de glaciares (Elorza, 2008).

El estudio de las morrenas, en cuanto a posiciones, morfología, erosión y presencia, así como su datación, permite una reconstrucción cronológica de procesos geomorfológicos de ambientes glaciares. Además, la cronología glacial es una prueba importante de los cambios climáticos que han ocurrido en los trópicos durante el periodo Cuaternario (Vázquez-Selem y Heine, 2011). Por tanto, el análisis de los depósitos glaciares (en este caso de morrenas) es una manera eficaz de reconstruir la dinámica glacial en el pasado, lo que permite, a su vez, determinar cómo han evolucionado las condiciones climáticas a través del tiempo.

En el Iztaccíhuatl, se tienen identificadas con detalle las fases glaciares ocurridas durante el Cuaternario (Vázquez-Selem y Heine, 2011). Entre otros, se reconocen las correspondientes a la Pequeña Edad de Hielo (PEH). White (1962) presenta una cartografía sobre depósitos glaciares del Pleistoceno tardío en el flanco oeste del Iztaccíhuatl, mientras que Heine (1988) realiza una cronología glacial de volcanes mexicanos en donde data indirectamente depósitos glaciares del Iztaccíhuatl, Citlaltépetl, Nevado de Toluca y La Malinche y los relaciona con el periodo de interés de esta investigación.

Parte del presente trabajo tiene como base las investigaciones realizadas por White (1962), Lorenzo (1964), White (1981a, 1981b), Heine (1988) y, el más reciente, Vázquez-Selem y Heine (2011). Estos autores presentan información

sobre glaciaciones del Pleistoceno tardío y Holoceno temprano en varias montañas. No obstante la ausencia de dataciones absolutas de las morrenas relacionadas con la PEH en el Iztaccíhuatl, los trabajos mencionados muestran cronologías glaciares muy importantes, que incluyen depósitos glaciales de ésta edad (White, 1962; Lorenzo, 1964; Heine, 1988) y cálculos de la magnitud del retroceso glacial (White, 1981a, 1981b; Delgado-Granados et al., 2005), además de la cartografía referente a glaciaciones pasadas, tanto en el Iztaccíhuatl como en otros volcanes mexicanos que presenta Vázquez-Selem y Heine (2011).

Las imágenes satelitales de Google Earth® 2023, en conjunto con trabajo de campo, son las herramientas que se utilizaron para comprender e interpretar la morfología del relieve de la zona de estudio. Con ellas, se delimitaron *a priori* las morrenas de la PEH en el Iztaccíhuatl y, posteriormente, se configuró un mapa geomorfológico a detalle (escala 1:20 000). Todo ello mediante un Sistema de Información Geográfica (QGIS 3.28). Esta investigación, además de aportar información para el estudio climático, servirá para establecer, comparar y mejorar las estimaciones de los avances glaciares de la PEH en la zona de estudio.

Cartografiar los depósitos de la PEH en el Iztaccíhuatl aportará información valiosa sobre el clima de México en los últimos siglos, misma que es muy relevante para comprender la sensibilidad del centro del país ante fluctuaciones climáticas planetarias.

La PEH es conocida como una de las fases más frías del Holoceno, registrando en términos globales temperaturas de 2° C por debajo del promedio actual (Oliva et al., 2018). Cabe destacar que la temporalidad y magnitud de la PEH varía en función de la región estudiada. En términos globales se establece entre los siglos XIV y XIX, mientras que en la región central de México algunas investigaciones estiman que comenzó a partir de 1550 y finalizó en 1850 (Garza Merodio, 2014). Desde un punto de vista climático, la PEH se caracterizó por marcados contrastes, produciendo sequías, inundaciones y ondas de frío/calor que tuvieron grandes

variaciones espacio-temporales (Oliva et al., 2018). En México se ha detectado una fase fría y húmeda seguida de otra fría y seca (O'Hara y Metcalfe, 1997; Garza Merodio, 2014; Cuna et al., 2014).

Los factores causales generales que regularon el enfriamiento climático durante la PEH se relacionan con un incremento en la actividad volcánica y una reducción de la incidencia de radiación solar (mínimos de Spörer, Maunder y Dalton) sobre la superficie terrestre. Los factores mencionados se vinculan con cambios en la circulación oceánica y una influencia de éstos sobre los comportamientos climáticos regionales (Thirumalai et al., 2018). Existen estudios enfocados a explicar las razones de dichas variaciones en las corrientes oceánicas. Sin embargo, se ha demostrado una correlación entre temperaturas oceánicas frías del Atlántico norte y las cambiantes etapas de la PEH (Thirumalai et al., 2018).

Problema de investigación

La información correspondiente al inventario glacial para el Iztaccíhuatl es escasa a partir del año 2015. Ampliar el conocimiento actual sobre la extensión que tuvieron los glaciares a partir de la PEH resulta importante y necesario para comprender de manera más amplia su comportamiento. De esta manera, determinar superficies glaciares y velocidades de retroceso de los frentes glaciares a través del tiempo brinda información útil para la toma de decisiones relacionadas con el clima.

Pregunta de investigación

¿Los avances glaciares del Iztaccíhuatl relacionados con la Pequeña Edad del Hielo son compatibles con las oscilaciones climáticas que ocurrieron en otras partes del mundo en esa fase?

Objetivo general

Realizar el mapa geomorfológico detallado de las morrenas relacionadas a la PEH en el volcán Iztaccíhuatl y caracterizar sus avances.

Objetivos específicos

- Identificar las morrenas concordantes altitudinalmente con las morrenas del valle de Ayoloco a partir de la interpretación de imágenes satelitales (Landsat/Copernicus; Airbus Digital Globe 2023 de Google Earth®).
- Corroborar en campo las morrenas seleccionadas.
- Elaborar una cartografía detallada (escala 1:20 000) de la extensión del glaciar durante la PEH y
 - para determinar la magnitud de dicho avance en el Iztaccíhuatl.
- Comparar los resultados obtenidos sobre el avance glaciar de la PEH en el Iztaccíhuatl con los de otras montañas de México y del planeta para obtener patrones de comportamiento de glaciares y del clima.

Estructura de la investigación

El resultado de esta investigación se logra mediante el trabajo expuesto en 5 capítulos. El primero, engloba el marco teórico conceptual y la explicación de la Pequeña Edad de Hielo en México (factores y dinámicas que afectaron el clima en el México central).

El segundo capítulo, expone los principales aspectos físico-geográficos del volcán Iztaccíhuatl, siendo estos su localización, evolución volcánica y glaciar, clima, hidrología, vegetación y edafología.

El tercer capítulo, se centra en los materiales y métodos (cartográficos y geomorfológicos) utilizados en este trabajo, incluyendo el trabajo de campo y la posterior verificación del trabajo de gabinete.

El cuarto capítulo, presenta los resultados de la investigación: el mapa geomorfológico detallado del área de estudio y la magnitud del retroceso glaciar a partir de la PEH en el Iztaccíhuatl y su relación temporal con otras montañas de México y del planeta.

Por último, en el quinto capítulo se presentan las conclusiones.

Capítulo 1. Marco Teórico

1.1 Los glaciares y sus formas de modelado

1.1.1 Los glaciares. Definición y características generales

Los glaciares son masas de hielo compactas que presentan como característica en común un desplazamiento en función de su peso (Huggett, 2011). Son corrientes de hielo canalizadas con un potencial morfogenético importante pues ejercen un trabajo de transporte de material, así como acciones de erosión y acumulación que, en conjunto, crean morfologías específicas.

Las condiciones climáticas necesarias para que un glaciar se forme son aquellas en donde la humedad y temperatura permiten que exista una mayor acumulación nival que una fusión. De esta manera, el proceso conocido como diagénesis ocurre cuando la nieve, que es ligera y porosa, se compacta y, posteriormente, se transforma en hielo. Vázquez-Selem (2020) explica cómo los glaciares tienen una zona de acumulación y una zona de ablación, divididas por una Línea de Equilibrio Glaciar (LEG); la primera es la parte superior en donde la acumulación nival es mayor que la fusión y, la segunda, existe gracias a que el balance es contrario (Fig. 1).

Los glaciares de montaña presentan una LEG, definida por Serrano y González-Trueba (2004) como la altitud teórica que separa la zona de acumulación de la zona de ablación (Fig. 1). En ella, la acumulación anual de nieve es igual a la ablación, de tal forma que el balance de masa es igual a 0. La LEG depende fundamentalmente de los niveles de precipitación invernal y temperaturas estivales que son los factores principales que permiten la acumulación y ablación, respectivamente. Al mismo tiempo, la topografía, orientación, hipsometría del glaciar y/o sobrealimentación nival son otros factores que pueden contribuir a cambios tanto en el balance de masa como en la LEG.

A partir de la LEG se pueden diferenciar dos partes fundamentales en los glaciares de montaña: colector o circo y difusor o lengua (Muñoz, 1995; Gutiérrez, 2008). El circo glaciar, que se da por encima de la LEG, es la cabecera de un glaciar y la superficie en donde se encuentra es cóncava, de tamaños y formas variadas en la zona de cumbres y laderas montañosas. Es la zona que recibe y acumula la mayor cantidad de nieve y donde se produce la mayor cantidad de hielo que después alimenta a la lengua glaciar. Toda vez que se mantengan las condiciones climáticas apropiadas para el desarrollo de los glaciares, la acumulación nival en el circo siempre será mayor que la fusión (Muñoz, 1995; Lugo-Hubp, 2011). La lengua glaciar se encuentra generalmente por debajo de la LEG, en la zona de ablación. Es una masa de hielo canalizada, que se desplaza valle abajo y presenta niveles de fusión importantes que crean escorrentía que se canaliza en el glaciar y culmina en ríos y lagos glaciares (Gutiérrez, 2008; Vázquez-Selem, 2020).

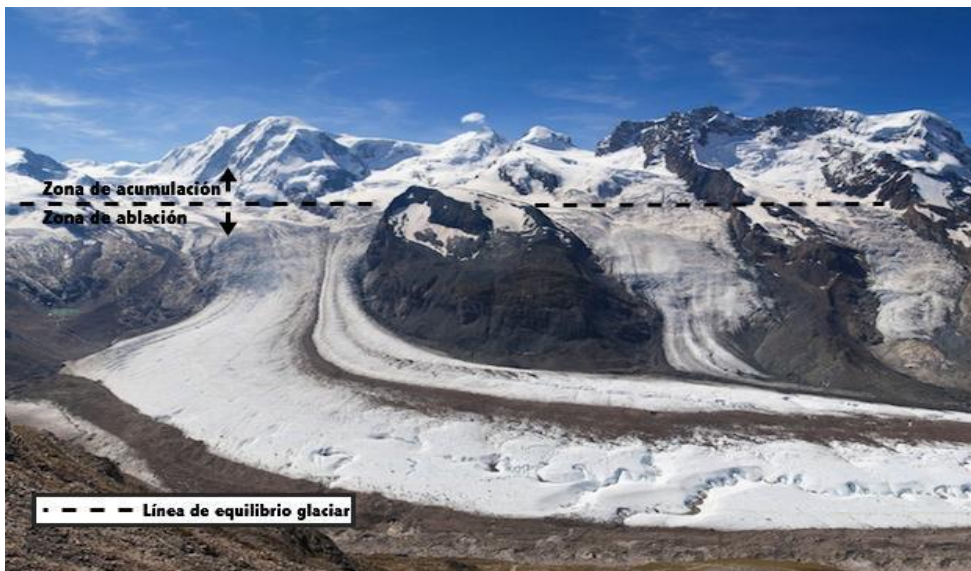


Fig. 1. Zona de acumulación y ablación glaciar separada por la LEG. Glaciar Gorner, Suiza. Fuente: Modificado de Gómez de Salazar (2017).

1.1.2 Movimiento de los glaciares

La movilidad de un glaciar se encuentra en función de su densidad y de la pendiente por la cual se desplaza (Muñoz, 1995; Huggett, 2011; Lugo Hubp, 2011). Según Huggett (2011), los mecanismos del movimiento glaciar son tres: deformación interna, deslizamiento basal y deformación del lecho subglacial o deslizamiento por recongelación.

La deformación interna es un movimiento reptante en donde el deslizamiento intergranular, la recristalización y el deslizamiento sucede a partir de planos de las redes de los cristales de hielo (Huggett, 2011). El deslizamiento basal es el desplazamiento del hielo sobre el lecho rocoso que en ocasiones implica rodear los obstáculos; a esta acción, Huggett (2011), le denomina flujo plástico basal. Por último, el deslizamiento por recongelación sucede con los cambios de presión en el lecho del glaciar y generalmente se da en glaciares templados; cuando existe un aumento de presión en los umbrales situados aguas arriba sucede una fusión del lecho del glaciar y, posteriormente, una recongelación, por una reducción de presión, aguas abajo (Huggett, 2011; Gutiérrez, 2008)(Fig. 2.).

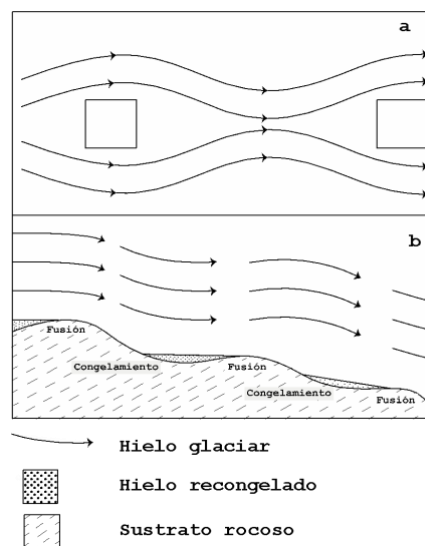


Fig. 2. a) Flujo plástico basal. b) Deslizamiento por recongelación. Elaboración propia con información de Gutiérrez (2008).

1.1.3 Tipos de glaciares

Existen diferentes maneras de clasificar los glaciares. Muñoz (1995) los clasifica en dos grandes tipos: A) glaciares regionales o inlandsis, con base en su génesis y su dinámica y B) glaciares locales o de montaña, con base en su dimensión y su configuración. La clasificación de Lugo-Hubp (2011) divide a los glaciares en tres tipos principales en función de los regímenes de temperatura y precipitación: 1) fríos, 2) intermedios y 3) templados.

A) Inlandsis o glaciares regionales

Los inlandsis o glaciares regionales se encuentran ligados con las condiciones de climas polares y subpolares y se caracterizan por tener grandes dimensiones y una forma externa que es independiente de la configuración de la superficie que acoge sus hielos (Gutiérrez, 2008). Este tipo de glaciares también son conocidos como casquetes de hielo continentales y presentan una forma cómica en donde la acumulación de hielo es mayor en el centro, buzan suavemente en la superficie y la pendiente aumenta progresivamente en los márgenes. Generalmente mantienen sepultada la topografía subyacente, sin embargo, en ocasiones el sustrato rocoso logra aflorar por encima del hielo, denominándose nunataks a dichas prominencias de roca (Gutiérrez, 2008).

Los casquetes de Groenlandia y la Antártida son los únicos glaciares regionales o inlandsis existentes en la actualidad y representan el 97% de la superficie cubierta por glaciares en la Tierra, así como el 99% del hielo que existe en el planeta (Muñoz, 1995; Huggett, 2011). La temperatura del hielo en los inlandsis oscila entre los -20° y -40° C, lo que es determinante para que exista una reducida sublimación (Muñoz, 1995).

B) Glaciares locales o de montaña

Los glaciares locales o de montaña son mayores en cantidad pero menores en extensión y en espesor que los inlandsis. Su forma se adapta a la configuración del relieve en el que se forman y en la mayoría de los casos su extensión máxima es de decenas de km². Asimismo, con aproximadamente 450,000 km² representan el 3% de la superficie cubierta por hielo glaciar en el planeta (Muñoz, 1995).

Los glaciares locales o de montaña se alimentan de una importante aportación nival, sus temperaturas se encuentran poco alejadas de los 0° C y son afectados por fenómenos de fusión que producen una escorrentía intraglaciaria y subglaciaria que resulta de gran importancia en el modelado del relieve. Generalmente su formación y persistencia se debe a las aportaciones nivales y a condiciones favorables de orientación, altura y topografía en donde se encuentran. Éstos glaciares se pueden diferenciar internamente por tener un órgano colector o circo glaciar donde se alimentan y un órgano difusor o lengua glaciar que se alimenta del circo glaciar (Muñoz, 1995).

A partir de las morfologías que adoptan, Muñoz (1995) los subdivide en tres tipos principales: a) glaciares de tipo escandinavo, b) glaciares de tipo pirenaico y c) glaciares de tipo alpino.

a) Los glaciares de tipo escandinavo, de plataforma o de fjell son aquellos que ocupan las topografías planas situadas por encima del nivel de la LEG, presentando la forma de un pequeño casquete convexo. Éstos glaciares, en su circo, reciben una abundante y estable alimentación nival que permite un trabajo de diagénesis importante y que, posteriormente, es suficiente para alimentar las lenguas glaciares que, en ocasiones, llegan a descender a alturas relativamente bajas y lejanas del circo (Muñoz, 1995; Lugo-Hubp, 2011).

b) Los glaciares de tipo alpino o de valle son aparatos de forma alargada acogidos en valles que se enmarcan por paredes rocosas y, en ellos, se puede diferenciar de manera marcada un circo y su(s) lengua(s). Se caracterizan por tener una gran alimentación nival en la sección más alta, una topografía que favorece dicha acumulación y la diagénesis, así como un régimen termo-nivométrico con marcada estacionalidad gracias al cual existen niveles de fusión importantes (Muñoz, 1995; Gutiérrez, 2008). Los glaciares alpinos se diferencian claramente de los demás por tener un circo y una o varias lenguas que en conjunto forman un aparato alargado acogido por topografías cóncavas (Bennett y Glasser, 2010).

c) Los glaciares de tipo pirenaico o glaciares de circo se caracterizan por tener un tamaño muy reducido y poco o nulo desarrollo de lenguas glaciares. Son la consecuencia de un glaciar de valle atrofiado en donde una muy baja acumulación nival permite solamente la diagénesis en su circo o, en el mejor de los casos, la prolongación de una lengua corta y de poco espesor. Se localizan en los bordes del límite altitudinal de las nieves perpetuas en donde la topografía y características microclimáticas permiten su prevalencia (Muñoz, 1995). Este tipo de aparato glaciar es el que prevaleció en una sección de la zona de estudio hasta el año 2018 (Glaciar de Ayoloco), cuya desaparición es consecuencia del impacto del calentamiento global (DGCS, 2021).

En relación con la clasificación de Lugo-Hubp (2011), basada en los regímenes de temperatura y precipitación, se distinguen los siguientes tres tipos de glaciares:

1) Glaciares fríos

Los glaciares fríos se encuentran en los polos (Groenlandia y Antártida) a temperaturas muy por debajo de los 0° C, gracias a las cuales es posible su conservación y desarrollo. Aunque tienen alimentaciones nivales muy escasas,

son masas de hielo de gran tamaño que derivan de las glaciaciones del Pleistoceno.

2) Glaciares intermedios

Este tipo de glaciares presentan variaciones estacionales de temperatura. Durante el invierno tienen unas temperaturas parecidas a los glaciares fríos, mientras que en verano se asemejan más a los glaciares templados. En ambientes subpolares son casquetes de hielo y en latitudes medias y altas se encuentran en las altas montañas.

3) Glaciares templados

Los glaciares templados se encuentran en condiciones cercanas al punto de fusión del hielo. La transformación de nieve-neviza-hielo se da relativamente rápido (en el orden de un año en adelante), y cuentan con regímenes importantes de fusión, teniendo habitualmente tanto escorrentía superficial como interna. Debido a los cambios estacionales (verano-invierno) en las áreas de montaña de latitudes medias y bajas en las cuales se encuentran, son sensibles a los cambios de temperatura y precipitación presentando importantes variaciones anuales en el balance de sus masas de hielo.

1.1.4 Erosión glaciar

Los glaciares son agentes erosivos efectivos sobre la superficie de la Tierra, realizan labores de abrasión y excavación, además de transportar y depositar material detrítico (como arenas, limos, gravas y bloques de distintos tamaños) hasta cientos de kilómetros de su punto de origen (Gutiérrez, 2008; Benn y Evans, 2010).

Las masas de hielo actúan como agentes erosivos al fluir bajo la acción de la gravedad y de su propio peso, modifican sustancialmente el relieve subyacente, crean, entre otras formas, circos y valles glaciares (Muñoz, 1995). La acción erosiva glacial está sujeta a tres factores principales según Gutiérrez (2008): las características del sistema glacial (temperatura y cantidad de hielo), las características litológicas del sustrato rocoso y la geometría de este último. Las características del sistema glacial influyen en el grado de acción erosiva sobre la superficie dependiendo de la temperatura basal del hielo. Una temperatura próxima al punto de fusión producirá mayores efectos erosivos sobre el roquedo debido a que dicha temperatura facilita la existencia de una película de agua en la interfase hielo-roca que hace, por un lado, que aumente la velocidad de desplazamiento del hielo y, por consecuencia, el transporte y desalojo de fragmentos de roca y, por otro, una mayor presencia de clastos de diferentes tamaños produce mayor fricción sobre la superficie rocosa (Muñoz, 1995).. Por otro lado, una mayor cantidad de hielo supondrá un mayor peso y, por ende, mayor fuerza ejercida sobre la superficie rocosa. Por último, características litológicas como dureza y planos de discontinuidad, la forma, rugosidad y pendiente del sustrato rocoso influyen en las variaciones de intensidad de los procesos abrasivos y de excavación glacial.

La acción erosiva glacial tiene lugar en la interfase hielo-roca. Según Tricart y Callieux (1962, mencionado por Gutiérrez, 2008) la mayor intensidad de la erosión glacial generalmente se localiza en las primeras fases del avance glacial, ya que una meteorización previa de la superficie rocosa permite la formación de regolito que es fácilmente movilizadado por las masas de hielo.

1.1.4.1 Tipos de procesos de erosión glaciar

Abrasión

La abrasión es la acción de desgaste de las rocas del sustrato ejercido por elementos subglaciares (clastos, agua de deshielo, presión y temperatura que ejerce el glaciar, diaclasas e hipsometría del relieve subglaciar etc.), creando microformas de erosión glaciar como las estrías, acanaladuras y pulido glaciar (Benn y Evans, 2010).

La abrasión se considera constante pero no homogénea debido a las diferencias de resistencia que presenta la litología sobre la que se desplaza un glaciar. Sumado a lo anterior, la actividad abrasiva se hace notar aún más en los sectores donde el lecho rocoso se dispone en contrapendiente, debido a que la topografía ofrece una mayor resistencia al paso del hielo; por el lado contrario, la abrasión se reduce al mínimo cuando la pendiente va a favor de la dirección de la masa de hielo.

Sobreexcavación

Este tipo de proceso erosivo es aquel en donde los glaciares realizan acciones de movilización y desalojo de fragmentos de roca de mediano y gran tamaño, profundizando el lecho con intensidades variadas según las características del roquedo y del flujo de hielo (Muñoz, 1995). La diferencia de resistencia que tiene el material rocoso crea cubetas en donde el material es más deleznable y umbrales en donde su resistencia es mayor.

Fracturación

La fracturación glaciar es una de las meteorizaciones mecánicas más eficaces. Existe como consecuencia de la congelación y el deshielo del agua acogida en

los huecos superficiales de las rocas sobre las que se encuentra el glaciar (Muñoz, 1995). Puede existir una fracturación litológica previa a la acción glaciar (termoclastia, hidroclastia o haloclastia), la cual depende de los procesos mecánicos a los cuales ha sido sometida la roca y de su composición.

En este sentido, el tamaño y densidad de las fracturas preexistentes a la acción glaciar son factores importantes para determinar la resistencia de las rocas (Benn y Evans, 2010). Benn y Evans (2010) mencionan que la presión y tensión cortante que ejerce la masa de hielo sobre el roquedo son factores determinantes para fracturar las rocas, mientras que Gutiérrez (2008) añade el régimen térmico de los glaciares como factor influyente dentro del proceso de fracturación.

1.1.4.2 Formas de erosión glaciar

Las formas de modelado en ambientes glaciares representan información útil para reconstruir la posición de los glaciares a través del tiempo. Durante los periodos de deglaciación aparecen huellas en el terreno que evidencian los límites y dirección de un glaciar, proporcionando una valiosa información paleoclimática (Bennett y Glasser, 2010).

En relación con la intensidad de la erosión glaciar, se diferencian formas específicas en el relieve, entre las cuales destacan: estrías, acanaladuras, umbrales, rocas aborregadas, cubetas, circos, horns y valles o artesas. Las dos primeras son formas menores de erosión, mientras que las demás son formas mayores (Gutiérrez, 2008).

Estrías y acanaladuras

Las estrías son hendiduras alargadas de milímetros de ancho que son generadas por la fricción de los detritos que acarrea el glaciar sobre el lecho rocoso. Las

estrías son una evidencia del paso de un glaciar sobre el roquedo e indican el sentido del flujo que tuvo el hielo (Muñoz, 1995).

Las acanaladuras son surcos de diferentes tamaños producidos en las rocas que superan un metro de longitud (Fig. 3). La dirección de las acanaladuras es concordante con la dirección del flujo glaciar y, su origen, según Gutiérrez (2008), es dado por el rozamiento de grandes fragmentos sobre la roca.

Rocas aborregadas y pulidas

Las rocas aborregadas son consecuencia de la abrasión realizada por las partículas y el hielo tanto en el fondo como en los márgenes del lecho glaciar. Son relieves positivos, generalmente alineados, de poca altura y agrupados asimétricamente en donde la ladera que mira hacia el glaciar, generalmente, es suave y, la contraria, es más empinada, irregular y fragmentada. Tienen superficies lisas y limpias con perfiles ligeramente convexos (Muñoz, 1995; Gutiérrez, 2008; Lugo-Hubp, 2011) (Fig. 3).



Fig. 3. Pulido glaciar, estrías y acanaladuras producidas por la abrasión glaciar. Pico de Orizaba, México. Enero, 2022.

Umbrales

El umbral es una morfología producida por la abrasión y la sobreexcavación y tiene lugar cuando el roquedo es más resistente a la erosión. Es una superficie positiva que se emplaza de manera transversal a la dirección del flujo de hielo, representando una obstrucción para el mismo (Lugo Hubp, 2011).

Cubetas

Las cubetas son depresiones en el lecho rocoso ocasionadas por los glaciares. Al deslizarse por superficies rocosas meteorizadas, los glaciares excavan y movilizan fragmentos de roca incorporándolos a su masa. Su origen es explicado desde variaciones de resistencia de la litología y/o por espacios de fracturación en donde, con una previa meteorización, se facilita la movilización del material rocoso por el glaciar y, con ello, se crean depresiones en el relieve (Gutiérrez, 2008; Lugo Hubp, 2011).

Circo glaciar

El circo es el órgano colector de un glaciar. Presenta una forma de semicírculo y paredes escarpadas, se sitúa en la cabecera del glaciar, recibe la mayor cantidad de nieve y es la zona principal donde se produce la diagénesis del hielo (Muñoz, 1995). La formación de un circo comienza con una primera acumulación nival sobre una depresión preexistente. Posteriormente, ocurre la fase de nivación, misma que consta de procesos de acumulación y compactación de nieve y procesos posteriores de gelifracción y evacuación de partículas en los periodos estivales. Este conjunto de procesos constituye la fase incipiente y el resultado es que se agranda la depresión y se genera un nicho de nivación. Paulatinamente, la nieve se convierte en neviza, al encontrarse en una depresión lo suficientemente grande para que perdure más de un año (fase de neviza), y,

posteriormente, se convierte en hielo, originando un circo embrionario (Gutiérrez, 2008; Anderson y Anderson, 2010; Andrés de Pablo y Estremera, 2010) (Fig. 4).

El proceso de evolución de los circos continúa si las condiciones ambientales son favorables para ello. Los principales factores que afectan el desarrollo de un circo glaciar son la duración y el número de glaciaciones (determinan la aportación nival), la latitud en la que se encuentra (polar, subpolar o templada), estructura y litología sobre la que se emplaza (determinan la resistencia del roquedo para el desarrollo del circo y su morfología), orientación (determina la cantidad de insolación que recibe) y el clima (tiempo de permanencia del hielo) (García Ruíz et al., 1999; Gutiérrez, 2008).

Según Gutiérrez (2008), los procesos erosivos en los circos glaciares se dividen en dos tipos principales: la abrasión y sobreexcavación que se efectúa en el contacto hielo-roca y la crioclastia; los dos procesos mencionados son consecuencia de la actividad glaciar y periglacial. Las paredes del circo generalmente se encuentran diaclasadas, mientras que su base es lisa y con menores evidencias de erosión glaciar (Gutiérrez, 2008). Son de tamaños variados, sin embargo, en ellos siempre existen huellas de abrasión y, en diferente medida, de sobreexcavación.

Según su tamaño y configuración, Muñoz (1995) los divide en 5 tipos: circos de pared, circos en embudo, circos en cubeta, circos de cabecera y circos de tramo alto. Los primeros tres los define como circos de escaso desarrollo, poca o nula presencia de un órgano difusor y poca cantidad de hielo activo, mientras que los circos de cabecera y de tramo alto tienen en común una importante extensión y profundidad además de que el modelado glacial afecta las paredes hasta una altura importante.

Los circos de pared se encuentran emplazados en pendientes escarpadas, su fondo es poco marcado y carecen de un umbral de salida. Los circos de embudo

se encuentran cercanos a las líneas de cumbres y tienen forma de un semicono invertido; son de tamaño pequeño o mediano y no tienen un fondo topográficamente definido. Los circos en cubeta presentan un fondo definido y plano o una suave concavidad rodeada por paredes escarpadas y se encuentran limitados por un umbral de salida (Muñoz, 1995).

Los circos de cabecera son modelados por glaciares alpinos. Presentan formas de hemiciclos con kilómetros de anchura y su fondo se encuentra bien definido. Aunque no muestran evidencias de una intensa sobreexcavación, siempre hay huellas de abrasión glaciaria. Los circos de tramo alto ocupan el tramo superior de los valles y poseen un fondo definido por la sobreexcavación. Tienen un fondo cóncavo, enmarcado por grandes laderas verticales que cierran la totalidad del circo con un umbral bien definido. Debido a su configuración cóncava y el umbral definido, suelen contener (tras la fusión de los hielos) cuerpos de agua de gran extensión y profundidad (Muñoz, 1995).

Horn

Cuando la acción glaciaria incrementa su amplitud pueden existir varios circos que dejan de ser formas aisladas y se organizan como un conjunto de circos en una parte mayoritaria de zonas de alta montaña. En estos casos, las paredes que los enmarcan suelen ser escarpadas y de gran altura y, debido a la sobreexcavación glaciaria, las paredes que delimitan dichos circos forman picos piramidales o aristas que se denominan horn (Muñoz, 1995; Huggett, 2011) (Fig. 4).

Artesa o valle glaciario

Los valles o artesas glaciares representan una morfología característica de los ambientes glaciares. Se crean cuando los aparatos glaciares, gracias a unas condiciones topoclimáticas propicias, alcanzan grandes dimensiones y se canalizan fuera de su órgano colector. Las masas de hielo canalizadas excavan

profundas aristas y modifican el relieve formando valles con una geometría transversal en forma de “U” (Muñoz, 1995; Gutiérrez, 2008) (Fig. 4).



Fig. 4. En la parte superior se encuentran los circos glaciares; la contigüidad entre ellos permite la formación de aristas o “horns” y por donde se canaliza el hielo, laderas abajo, existe trabajo de sobreexcavación que crea valles glaciares. Fuente: Banco de Imágenes Geológicas (2007).

1.1.5 Transporte y acumulación de material detrítico

Las acciones de evacuación, transporte y acumulación de material detrítico son una de las funciones principales y características de los glaciares. Los detritos son rocas descompuestas en fragmentos más pequeños y su transporte puede llevarse a cabo en tres ambientes distintos (Gutiérrez, 2008; Huggett, 2011): supraglaciares, endoglaciares y subglaciares. El material transportado en la superficie del hielo constituye los detritos supraglaciares; aquellos que se encuentran diseminados en el interior de la masa de hielo son propios de ambientes endoglaciares; y aquellos que pueden derivar del lecho glaciar, o bien,

el material que se acumula en grietas y túneles son los detritos subglaciares. Por otro lado, los detritos pueden ser transportados en los márgenes del glaciar, depositarse en el lecho o incorporarse al agua de fusión mediante el deshielo supraglaciar o subglaciar (Gutiérrez, 2008).

El material detrítico transportado y/o depositado por los glaciares da lugar a una morfología específica que recibe el nombre de morrenas y tills (Goudie, 2004). La morrena es el conjunto de material detrítico transportado y, si se da el caso, depositado por los glaciares; el término de till es utilizado para denominar a esta misma carga glaciar cuando aún está siendo transportada o cuando su deposición es reciente y mantiene sus características y disposición originarias (Muñoz, 1995).

1.1.5.1 Carga morrénica y su distribución

Las formas morrénicas permiten entender la posición y movimientos que ha tenido un glaciar a través del tiempo debido a que cuando un glaciar se detiene, el material que transporta se deposita para crear configuraciones geomorfológicas específicas (Price, 1973; Oliva et al. 2018). La carga morrénica se clasifica de acuerdo con la posición que tiene respecto al glaciar (Goudie, 2004), puede ser superficial, interna o de fondo (Lugo Hubp, 2011).

La carga superficial o externa son fragmentos de rocas que se encuentran sobre y en torno a un glaciar (Lugo Hubp, 2011). Los fragmentos pueden proceder de la topografía accidentada que circunda al glaciar en donde, gracias al trabajo periglacial, se desprenden y se distribuyen en el cuerpo supraglaciar. Generalmente, la morrena superficial se encuentra en los márgenes de la lengua glaciar (morrena lateral) o en la terminación de ella (morrena frontal) Gutiérrez, 2008; Bennett y Glasser, 2010). La carga interna es el material detrítico que se encuentra dentro del glaciar y se transporta conforme el movimiento de éste; en ocasiones, este tipo de depósitos, dependiendo de su tamaño, peso y

temperatura¹ pueden llegar a descender hasta convertirse en morrenas de fondo. Por último, la carga de fondo es conformada por material sólido en contacto con la base rocosa y realiza trabajos importantes de modelado del relieve según su tamaño y composición (Michiel, 1995; Muñoz, 1995; Gutiérrez, 2008; Bennett y Glasser, 2010).

El material que transporta un glaciar puede depositarse cuando éste se detiene o retrocede. Según la posición en que se deposita el material detrítico con respecto al glaciar, Tarbuck y Lutgens (2005) distinguen las morrenas de fondo, laterales, centrales y terminales, mientras que Hernández-Cerón (2015) suma las morrenas recesionales a dicha clasificación.

Morrena de fondo

Es el material detrítico situado por debajo de la capa de hielo. Los fragmentos de roca que la conforman provienen de la alteración y destrucción del lecho rocoso como consecuencia del movimiento del hielo y los detritos que transporta. Cuando un glaciar retrocede, las morrenas de fondo quedan expuestas (Lugo Hubp, 2011) (Fig. 5).



Fig. 5. Morrenas de fondo en el valle de Ayoloco. Iztaccíhuatl, México. Año 2008 (izquierda) y 2019 (derecha). Fuente: Archivo Dr. Lorenzo Vázquez Selem.

¹ Temperatura en función de su capacidad para captar y retener energía calorífica proveniente de la radiación solar.

Morrena lateral

Las morrenas laterales o cordones morrénicos laterales son acumulaciones de material detrítico localizadas en los márgenes de la lengua de hielo que pueden ir desde la salida de la zona de alimentación hasta el comienzo del arco morrénico (Muñoz, 1995) (Fig. 6).



Fig. 6. Morrena lateral derecha en el valle de Ayoloco. Iztaccíhuatl, México. Diciembre 2021.

Morrena central

Este tipo de morrena se forma cuando dos glaciares alpinos se unen y crean una sola corriente de hielo. Son morrenas de poca potencia y suelen ser superficiales (Tarbuck y Lutgens, 2005; Gutiérrez, 2008).

Morrena terminal

La morrena terminal, conocida también como morrena frontal o arco morrénico, es el material detrítico que se acumula en el límite altitudinal más bajo de una lengua glaciar. Tiene forma de arco y surge cuando un glaciar se estabiliza o retrocede (Tarbuck y Lutgens, 2005; Lugo Hubp, 2011) (Fig. 7).



Fig. 7. Morrena terminal que delimita el máximo avance glaciar del glaciar Atzintli. Iztaccíhuatl, México. Abril 2019. Fuente: Archivo Dr. Lorenzo Vázquez Selem.

Morrena recesional

Los glaciares, al estar en un proceso de retroceso de deglaciación, depositan sus sedimentos detríticos en el término del frente del hielo o en sus márgenes. A este tipo de morrenas se les denomina recesionales (Hernández-Cerón, 2015). Las morrenas recesionales aparecen a lo largo del lecho, desde el frente hasta la cabecera (Fig. 8).

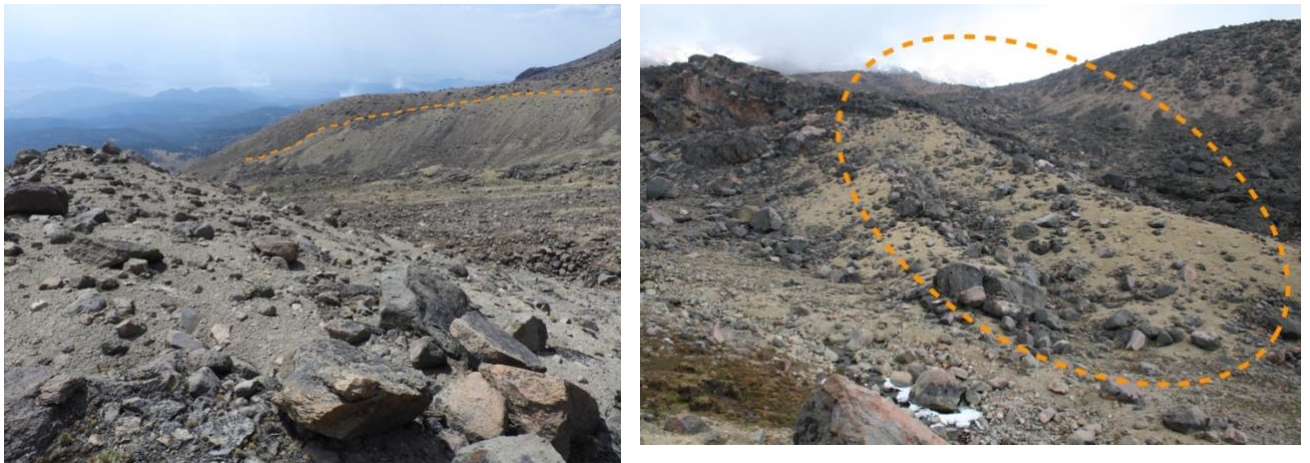


Fig. 8. Morrenas recesionales en el valle de Ayoloco. Iztaccíhuatl, México. Abril 2019 (izquierda); mayo, 2008 (derecha) Fuente: Archivo Dr. Lorenzo Vázquez Selem.

1.1.5.2 Relieve fluvio-glacial

El deshielo glaciar es responsable de la creación de morfologías fluvio-glaciales con una importante acción erosiva y sedimentológica, realizando labores de movilización de enormes cantidades de material (Huggett, 2011). Las aguas de deshielo crean canales desde la zona de fusión hasta zonas lejanas en donde depositan parte del material transportado. Los procesos principales que generan dichas morfologías tienen lugar principalmente en las zonas de fusión y en las zonas situadas inmediatamente después de estas, conocidas como zonas proglaciares (Muñoz, 1995). Sumado a ello, Huggett (2011), menciona también que, después de que ocurre un retroceso glaciar, se crean morfologías paraglaciales. Una vez que desaparece el hielo, las laderas rocosas de un valle glaciar quedan descubiertas y vulnerables ante diversos fenómenos y procesos (avalanchas de nieve, erosión eólica, fluvial y gelifracción), siendo comunes las caídas de escombros y los desprendimientos de laderas.

A partir de la acción transportadora de los ríos, los procesos paraglaciales contribuyen a la formación de sistemas aluviales, lacustres y costeros. Lo anterior lo atribuye Gutiérrez (2008) a la existencia de lagos, lo que es común en sistemas fluvio-glaciares, sobre todo en zonas proglaciares ya que los ríos, al descargar el material que contienen, originan playas y deltas glaciolacustres. Si los lagos se drenan posteriormente, sus depósitos de fondo representan llanuras lacustres; También se forman lagos donde los valles tributarios quedan represados por un valle glaciar principal, y los depósitos de morrena se intercalan con depósitos marginales fluviales y lacustres. Por último, cuando existen glaciares próximos al mar, la descarga de aguas de deshielo en estuarios, fiordos y bahías alimenta la acumulación de sedimentos, creando en ocasiones playas, deltas y lodos de fondo glacio-marinos.

Dentro de las formas que se relacionan directamente con las aguas de fusión de los glaciares, Muñoz (1995) resalta los drumlins, eskers, urstromtäler y lagos y lagunas de margen. Por otro lado, dentro de las formas que se producen delante del frente de las zonas de fusión (zona proglacial), este mismo autor identifica los kames y sandur como las más significativas.

Los drumlins son cerros con una planta de forma ovoide que se encuentran alineados en dirección al flujo que tuvo el glaciar. Compuestos por un núcleo de roca *in situ* y depósitos desgastados de origen morrénico, son resultado de la obstaculización producida por afloramientos que retienen la carga de fondo acarreada por la escorrentía subglaciar y, generalmente, se encuentran en ambientes proglaciares (Muñoz, 1995; Lugo-Hubp, 2011) (Fig. 9).

Los eskers se refieren a una cresta alargada y ondulada constituida por arenas, gravas y guijarros (Lugo-Hubp, 2011). Se originan en canales subglaciares, endoglaciares, supraglaciares y marginales después de un importante pico de descarga de verano, cuando la velocidad de los canales con agua de fusión disminuye y permite la deposición del material entre las paredes de hielo (Gutiérrez, 2008) (Fig. 10).



Fig. 9. Drumlins y lagunas en Múlajökull, Islandia. Fuente: Cook (2018)



Fig. 10. Esker en Svalbard, Noruega. Fuente: Thompson (2014).

Los *urstromtäler* son canales de drenaje en sentido de la esorrentía glaciar y son producidos por los caudales de fusión sobre un roquedo suave o deleznable en la parte frontal de los glaciares de montaña (Muñoz, 1995).

Los lagos y lagunas de margen son cuerpos de agua situados en depresiones alargadas poco profundas que acogen aguas de deshielo y generalmente están enmarcadas por eskers y/o drumlins (Muñoz, 1995) (Fig. 9 y 11).



Fig. 11. Lago glaciar producido por agua de deshielo. Skaftafell, Islandia. Noviembre, 2022.

En la zona proglacial se realizan acciones de modelado de superficies con poca inclinación en donde, dependiendo de la configuración de los depósitos, se crean kames (Fig. 12) y sandur (Fig. 13 y 14). Los kames son pequeños depósitos compuestos por arenas y gravas estratificadas que presentan forma de abanico y se encuentran en zonas de acumulación subglacial (Muñoz, 1995). Por otro lado, los sandur son grandes llanuras deposicionales constituidas por arenas y gravas que son transportadas por las aguas de deshielo. Estos depósitos pueden distribuirse desde los límites del frente del glaciar hasta zonas muy distantes del mismo y el tamaño de sus partículas disminuye conforme se alejan del glaciar (Muñoz, 1995; Gutiérrez, 2008).



Fig. 12. Kames en Alberta, Canadá. Fuente: Geograstur (2020).



Fig. 13. Sandur en Skaftafell, Islandia. Fuente: Geograstur (2020).



Fig. 14. Sandur en Þjóðvegur, Islandia. Noviembre, 2022.

1.2 La Pequeña Edad del Hielo

El clima de la Tierra, a través del tiempo, ha presentado diversas variaciones que van desde grandes calentamientos hasta glaciaciones. El periodo Cuaternario es la última subdivisión en la escala de tiempo geológica que abarca los últimos 2.6 millones de años (Ma). A su vez, se subdivide en dos épocas o series cronoestratigráficas: Pleistoceno y Holoceno (International Commission on Stratigraphy, 2023). El Pleistoceno se ha caracterizado por una sucesión recurrente de periodos glaciares, en los que se producía un enfriamiento severo del clima y una expansión del dominio glaciario, e interglaciares, caracterizados por condiciones más cálidas y, por tanto, por un retroceso del dominio glaciario (Balvanera et al., 2016). Por su parte, el Holoceno, que comenzó hace 11,700 años, es el último periodo interglaciario.

Durante el último milenio ha habido fases de calentamiento abrupto como el Periodo Cálido Medieval y de enfriamiento y avance de los glaciares como el de la Pequeña Edad de Hielo (PEH). La PEH, de manera general, tuvo lugar entre los siglos XIV y XIX, caracterizándose por condiciones climáticas moderadamente frías y tormentosas alternadas con condiciones extremas esporádicas que formaban parte de una secuencia más amplia de cambios en donde se intercalaban periodos fríos y cálidos de corta duración (Fagan, 2009). Estos periodos climáticos tuvieron implicaciones sociales, políticas y económicas que interesan para la comprensión del desarrollo histórico de la sociedad.

1.2.1 Síntesis general de la PEH (Europa, América y México)

Las investigaciones referentes a la PEH son variadas y multidisciplinarias. Entre ellas se encuentran estudios dendrocronológicos, sedimentológicos, oceanográficos, paleolimnológicos, geomorfológicos, glaciológicos, histórico-documentales, entre otros. Sin embargo, aunque en México existen estudios paleoclimáticos enfocados en el Holoceno, la bibliografía referente a la PEH no es

muy extensa. A continuación, se menciona la información de mayor utilidad para caracterizar la PEH en Europa, Norteamérica, Suramérica y México.

1.2.1.1 La PEH en Europa y Norteamérica

La mayor parte de la información de la PEH ha sido obtenida a partir de investigaciones realizadas en Europa y Norteamérica. Oliva et al. (2018) enmarcan a la PEH en la Península Ibérica entre el año 1300 CE y 1850 CE, caracterizándose como un periodo en donde predominaron condiciones frías y variaciones climáticas contrastadas como sequías, inundaciones y olas de frío/calor con importantes variaciones espacio-temporales en los sitios de alta montaña. De tal manera, los autores mencionados detectaron distintas fases dentro de la PEH, entre las que destacan las siguientes: disminución de la temperatura con oscilaciones moderadas entre 1300 y 1480; condiciones relativamente más cálidas entre 1480 y 1570; enfriamiento gradual entre 1570 y 1620; entre 1620 y 1715 es el periodo más frío con temperaturas de 2°C por debajo de las actuales, especialmente durante el mínimo solar de Maunder; temperaturas más cálidas y menor presencia de condiciones extremas entre 1715 y 1760; deterioro climático y aumento de condiciones extremas entre 1760 y 1800; elevadas fluctuaciones climáticas con periodos de estabilidad y de inestabilidad entre 1800 y 1850; y, a partir de 1850, ha sucedido un incremento gradual de la temperatura, con una disminución de la extensión de los procesos característicos de los climas fríos.

Los estudios desarrollados sitúan a la PEH entre los siglos XIV y XIX aunque se reportan algunas diferencias temporales entre unas regiones y otras. Metcalfe et al. (2015), mediante registros continentales y marinos y la aplicación de modelos climáticos describen la PEH en la zona donde afecta el monzón de Norteamérica como un periodo frío con marcadas variaciones climáticas que tuvo lugar entre 1400 y 1850 CE. García-Ruíz et al. (2014), mediante mapeos geomorfológicos, datación de depósitos glaciares por medio de isótopos cosmogénicos e

información de sedimentos lacustres, concuerdan con Oliva et al. (2018) en la caracterización de la PEH. Los autores mencionados caracterizan la PEH como un periodo de clara expansión glaciaria en donde se detectan dos periodos de glaciación separados por uno de calentamiento y un paulatino aumento de la temperatura a partir de 1850.

1.2.1.2 La PEH en Suramérica

De igual manera, en Suramérica se ha estudiado la PEH mediante distintas metodologías; entre ellas destacan estudios de paleolimnología, liquenometría, documentos históricos (iconografía, fotografía, documentos escritos y cartografía), procesos geomorfológicos glaciares y medición de núcleos de hielo (Rabatel et al., 2005; Polissar et al., 2006; Espizua y Pitte, 2008; Araneda et al., 2009; Vimeux et al., 2009; Malonne et al., 2015). Dichos estudios se han realizado en la región de los Andes de Venezuela, Perú, Bolivia, Argentina y Chile y, gracias a ellos, se establece que la PEH tuvo lugar entre los siglos XVI y XIX y se caracterizó por un descenso de la temperatura atmosférica de entre 1° y 3°C por debajo del promedio actual, así como una significativa variación climática regional. Rabatel et al. (2005), Polissar et al. (2006), y Rabatel et al. (2013) relacionan las variaciones climáticas de la PEH en los Andes suramericanos con una disminución en la actividad solar causada por los Mínimos de Maunder y Dalton, al mismo tiempo que establecen que la etapa de menor temperatura sucedió durante el siglo XVII. Asimismo, Espizua y Pitte (2008) y Vimeux et al. (2009) relacionan los avances glaciares con los cambios de temperatura y precipitación producidos por una presencia de eventos de El Niño, Oscilación del Sur (ENSO).

1.2.1.3 La PEH en México

En el caso de México, se han realizado investigaciones que contribuyen a la reconstrucción paleoclimática del país a partir de estudios paleolimnológicos, de

espeleotemas, fuentes documentales, registros paleoceanográficos, paleopalinológicos y de geomorfología glacial.

En el campo de la paleolimnología, se hace notar la variabilidad regional en cuanto al inicio de la PEH y sus características climáticas. Los estudios realizados en la Laguna de Juanacatlán (Estado de México) indican que la PEH fue un periodo de oscilación climática en donde prevalecieron condiciones secas y frías entre 1400 CE y 1600 CE, mientras que durante el siglo XVIII existieron periodos húmedos con sequías periódicas (Metcalf y Davies, 2007; Metcalf et al., 2010). Además, Cuna et al. (2014) sitúan la PEH entre 1350 y 1850 CE, en consonancia con avances glaciares en zonas de alta montaña del centro de México. Según este estudio, entre 1660 y 1760 CE tuvo lugar el periodo más frío y seco, relacionado con el Mínimo de Maunder. Posteriormente, a partir de 1760 CE, la temperatura se incrementa paulatinamente y en 1810 CE aumenta aún más. Otros autores que han estudiado la PEH mediante sedimentos marinos y lacustres, sugieren que en el sureste del país prevaleció el frío y la humedad en estrecha relación con los Mínimos de Maunder y Spörer, así como con la migración austral de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) y los eventos de ENSO (Hodell et al., 2005; Lozano García et al., 2010). Los estudios paleolimnológicos en México concuerdan que la PEH fue una etapa de alta variabilidad climática con un descenso general de la temperatura relacionado con los mínimos de la actividad solar. Sin embargo, el inicio de este periodo no está bien definido pues Lozano-García (2007) menciona que comenzó en 1350 CE, Gutiérrez-Ayala et al. (2012) en 1450 CE y Carrillo-Bastos et al. (2013) y Aragón-Moreno (2012) en 1300 CE.

Las investigaciones a través de fuentes documentales de O'Hara y Metcalf (1997) y Garza Merodio (2014) resultan de gran importancia para la reconstrucción regional de la PEH en México. De acuerdo a O'Hara y Metcalf (1997), a partir de 1350 CE y hasta 1640 CE el centro de México tuvo condiciones de mayor humedad, mientras que de 1640 CE a 1720 CE prevalecieron condiciones de sequía y frío que afectaron a las actividades económicas y

religiosas como la agricultura y las ceremonias eclesiásticas. Por su parte, Garza Merodio (2014) logra una reconstrucción regional del clima a partir del análisis de los registros de ceremonias de rogativa de los archivos eclesiástico y civil de las ciudades que fueron sedes obispales (Ciudad de México, Morelia, Puebla, Mérida, Guadalajara, Durango y Oaxaca). De su investigación se concluye que la PEH en México estuvo marcada por intensas fluctuaciones climáticas, diferenciándose una etapa fría y seca (1550 CE-1720 CE) seguida de una fría y húmeda (1720 CE- 1850 CE). Cabe resaltar que los periodos más extremos coinciden con los Mínimos de Maunder y Dalton, respectivamente.

Por último, se encuentran las investigaciones sobre procesos glaciales que contribuyen a la caracterización de la PEH en México. White (1962) reporta una secuencia de depósitos glaciales en el flanco oeste del Iztaccíhuatl en donde propone unidades estratigráficas para los eventos de glaciación que afectaron al volcán durante y después del Pleistoceno tardío. Lorenzo (1964), en su monografía “Los glaciares de México”, representa cartográficamente y describe la superficie que tuvieron los glaciares en 1958 CE. Por otro lado, White (1981a), estudia las fluctuaciones Neoglaciales del Popocatepetl, estimando la altitud del frente de los glaciares en dicho volcán en distintas fechas a partir del siglo XVI y las compara con el frente de tres glaciares del Iztaccíhuatl. De igual manera, White (1981b) realiza cálculos de las líneas de equilibrio glaciar (ver capítulo 1) a partir del Pleistoceno tardío en el México Central en donde, además, menciona magnitudes de retroceso glaciar en el Iztaccíhuatl entre 1898 y 1960 y que fueron comparadas con los resultados de esta investigación. También, Heine (1988) presenta una cronoestratigrafía glacial en La Malinche, Tláloc, Nevado de Toluca, Iztaccíhuatl y Citlaltépetl que abarca desde el Pleistoceno tardío hasta la época relacionada con la PEH. Palacios (1995) estudia la evolución geomorfológica del Popocatepetl mediante referencias históricas, fotografías aéreas tomadas a partir de 1947 y trabajo de campo. Además, compara los resultados con los avances glaciares de otros volcanes de México (Iztaccíhuatl, Ajusco, Nevado de Toluca, Táyotl y La Malinche) y concluye que tuvieron lugar dos máximos avances

glaciares en los últimos 2,000 años, uno de ellos correspondiente a la PEH. También se encuentra la investigación de Palacios y Vázquez-Selem (1996) sobre el glaciar Jamapa, en el Citlaltépetl, y su retroceso a partir del término de la PEH. Ahí se demuestra una intensa deglaciación a partir de la PEH. Otro estudio referente a la PEH realizado por Palacios et al. (1999) en una morrena terminal del glaciar de Jamapa en el Citlaltépetl, también muestra que a mediados del siglo XVIII el glaciar había descendido a una altitud mínima de 4395 msnm.

Vázquez-Selem y Heine (2011) proporcionan una reconstrucción detallada de las fases glaciares que han tenido lugar en distintos volcanes mexicanos (Iztaccíhuatl, Malinche, Nevado de Toluca y Cofre de Perote) desde el Cuaternario tardío, aportando información derivada de métodos morfoestratigráficos, tefrocronológicos y la datación mediante el isótopo cosmogénico ^{36}Cl de 94 muestras de roca obtenidas de morrenas y superficies pulidas y estriadas. En dicha investigación, se delimita *a priori* el glaciar de Ayoloco, estimando que descendió hasta una altitud mínima de 4510 msnm mientras que su LEG se emplazó a 4715 ± 75 msnm. Además, se reconocen 4 morrenas recesionales y se considera que la más joven se formó durante la primera mitad del siglo XX (Fig. 15).

Otro estudio realizado por Vázquez-Selem (1997) sobre las glaciaciones del volcán Téyotl durante el Cuaternario tardío a partir de evidencias geomorfológicas y estratigráficas establece una relación temporal y altitudinal de la expansión de los glaciares en diferentes montañas mexicanas (Iztaccíhuatl, La Malinche y Nevado de Toluca) durante la PEH. Además, en los procesos de deglaciación en México y América Central mencionados por Vázquez-Selem y Lachniet (2017), destacan las morrenas formadas en el valle de Ayoloco, Iztaccíhuatl, relacionando su formación, *a priori*, durante la PEH. Con relación a ello, Schneider et al. (2008) menciona un retroceso glaciar significativo en el Iztaccíhuatl desde la PEH mediante percepción remota, Sistemas de Información Geográfica y modelos de simulación de lahares combinado con trabajo de campo.

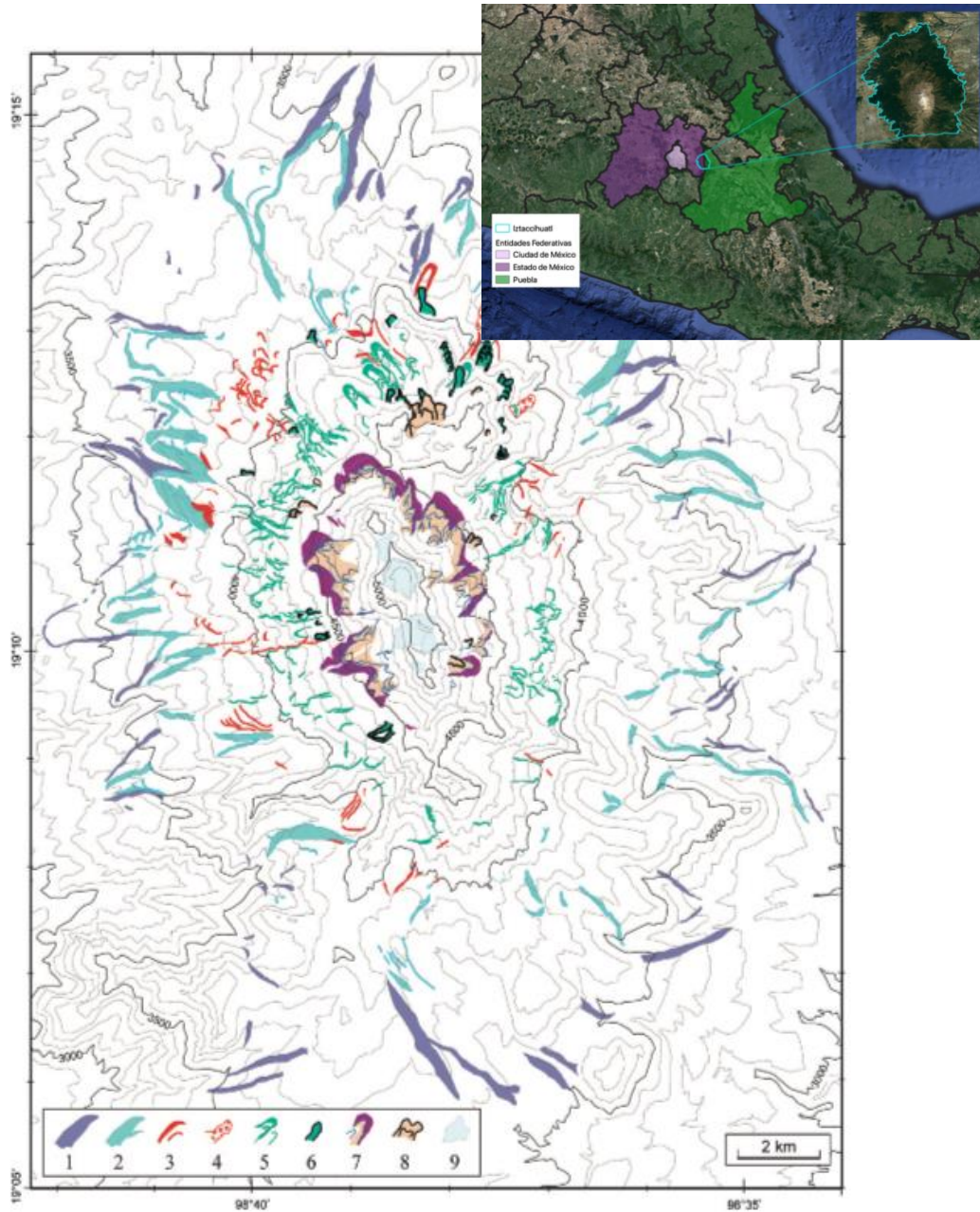


Fig. 15. Glaciares del Pleistoceno tardío y Holoceno del volcán Iztaccíhuatl. 1) Morrena Hueyatlaco-1. 2) Morrena Hueyatlaco-2. 3) Morrena Milpulco-1. 4) Glaciar rocoso Milpulco-1 5) Morrena Milpulco-2. 6) Glaciar rocoso Milpulco-2. 7) Morrena Ayoloco. 8) Glaciar rocoso Ayoloco 9) Glaciar en 1983 CE. Fuente: Vázquez-Selem (2011) y elaboración propia de croquis de localización.

Existen investigaciones sobre la actividad glacial más reciente y su relación con el calentamiento actual del clima que enriquecen el estado del conocimiento sobre el tema. Delgado-Granados et al. (2015) realizan un recorrido por el estado del

arte actual, en donde presentan información muy relevante sobre estudios glaciales y periglaciales en México, mencionando, entre otras cosas, cronologías glaciales de distintos volcanes mexicanos, tasas de retroceso y altitudes de frentes glaciares en distintas fechas y distintas montañas de México, compilando información tanto de la PEH como de otros eventos de glaciación. Otras investigaciones enfocadas en la criósfera mexicana y su relación con el clima fueron consultadas, sin embargo, no presentan información relevante sobre la PEH (Cortés-Ramos y Delgado-Granados, 2012; Cortés-Ramos y Delgado-Granados, 2013; Cortés-Ramos y Delgado-Granados, 2015; Cortés-Ramos, J., 2016).

1.2.2 Factores causales de la PEH

La evolución del clima durante los últimos 1,000 años se encuentra en investigación constante. Se ha propuesto desde diferentes disciplinas científicas que la combinación de diferentes factores como los ciclos solares (Mínimos de Spörer, Maunder y Dalton), la variabilidad de corrientes marinas y atmosféricas y la actividad volcánica son las principales causas que provocaron la PEH (Fagan, 2009; Lehner et al., 2013).

1.2.2.1 Ciclos solares

Los cambios climáticos de los últimos 1,000 años se relacionan con la variación en la intensidad de la radiación solar, debido a que el Sol es la principal fuente de energía externa de la Tierra (Andrés Agosta, 2004; Uriarte, 2010). Estos cambios han sido estudiados a partir de metodologías, entre las cuales se encuentran las observaciones telescópicas, recuentos de las manchas solares, dataciones de núcleos de hielo y estudios de anillos de árboles, entre otras. Así, el Sol se encuentra en estrecha relación con los cambios en el clima terrestre y se ha

identificado la relación de una disminución en las manchas solares con los periodos fríos de la PEH (Hathaway, 2015).

Las manchas solares son zonas oscuras y relativamente más frías de la fotosfera solar² (5,800°K). Estas zonas, al encontrarse cientos de grados más frías que el conjunto de la superficie solar, emiten menos energía de la normal, pero las zonas que las rodean (fáculas solares) son más brillantes y emiten mayor cantidad de energía. Como resultado, cuanto mayor sea la cantidad de manchas solares mayor será la energía que emite el Sol (Uriarte, 2010). La actividad de las manchas solares se sitúa dentro de un ciclo de 11 años (ciclo de Schwabe) en donde las primeras manchas aparecen cercanas a los polos y, en los años siguientes, surgen más manchas que se van acercando al ecuador solar hasta completar el ciclo. Además del ciclo de Schwabe, parecen existir otros, como el ciclo de Geissberg que tiene una duración de 87 años (Uriarte, 2010; Silverman y Hayakawa, 2021).

Según Uriarte (2010), existe una relación entre la cantidad de manchas solares y la intensidad del flujo de radiación solar que incide en la Tierra conocida como insolación solar; ésta incide y afecta a las capas altas de la atmósfera. La evolución de las manchas solares y de la actividad solar se ha deducido a partir de estudios dendrocronológicos (concentración de ¹⁴C) y de sondeos de hielo (concentración de ¹⁰Be, CO² y CH⁴) indicando que a través del tiempo han existido periodos de debilidad solar. Entre dichos periodos de mínima actividad solar destacan los de Wolf, Spörer, Maunder y Dalton que sucedieron aproximadamente en el 1300 CE, 1500 CE, 1645-1715 CE y 1800-1830 CE, respectivamente. Es probable que los periodos de mínima actividad solar de la PEH fuesen precedidos por uno de mayor actividad denominado Máximo Solar Medieval (Uriarte, 2010), mismo que coincide con el periodo cálido conocido como Periodo Cálido Medieval.

² Superficie visible del sol (Uriarte, 2010).

1.2.2.2 Mínimos de Spörer, Maunder y Dalton

Existen algunas investigaciones mediante estudios multiproxy de polen, diatomeas y sedimentos lacustres que relacionan un aumento de la humedad atmosférica con los mínimos solares de Maunder y Spörer en determinadas regiones mexicanas (Lozano-García et al, 2007; Metcalfe y Davies, 2007; Metcalfe et al., 2010; Thirumalai et al., 2018) Por el contrario, Gutiérrez-Ayala et al. (2012) muestran que en Yucatán existieron fases de sequía derivadas de una disminución del número de manchas solares, cambios de luminosidad solar y en los vientos solares que corresponden específicamente al mínimo de Maunder.

El mínimo de Spörer se establece, según Walker (2013), entre 1390 y 1550 CE y se caracterizó por una disminución de las manchas solares y una concordancia temporal con oscilaciones de las condiciones climáticas en la Tierra.

El mínimo de Maunder, ocurrido entre 1645 y 1715 CE, es el periodo más anómalo y mejor conocido de los citados anteriormente. Durante este mínimo solar, las manchas solares casi desaparecieron y Uriarte (2010) calcula que la constante solar fue entre un 23% y un 24% menor a la actual. Aunque la influencia de las variaciones de la radiación solar resulta insuficiente para explicar de manera directa los cambios en la temperatura global que prevalecieron durante el periodo más frío de la PEH, se afirma que el descenso de la temperatura invernal en los polos derivada de los cambios en la radiación solar pudo provocar cambios en la circulación atmosférica y oceánica, potenciando su influencia sobre el clima de la Tierra (Lean et al. 1995; Uriarte, 2010).

En su relación con la circulación atmosférica, las variaciones en la radiación de rayos ultravioleta pueden impactar indirectamente sobre el clima al modular la capa de ozono y, con ello, afectar al acoplamiento entre la estratósfera y la tropósfera (Lean et al., 1995). La disminución de la actividad solar repercute en

una disminución de la emisión de rayos ultravioleta que, a su vez, resultan en una menor producción de ozono en la estratosfera. Asimismo, durante el Mínimo de Maunder ocurrió una disminución de O₃ que, según Lean et al. (1995), fue lo suficientemente importante para enfriar la baja estratósfera y modificar la circulación estratosférica. De igual forma, Andrés Agosta (2004), proporciona diversos resultados que muestran cómo la reducción de la radiación solar que existió durante el Mínimo de Maunder estuvo acompañada por una intensificación del impacto de los Rayos Cósmicos Galácticos³ en la atmósfera lo que provocó una disminución de la temperatura global.

Por último, el Mínimo de Dalton es el periodo de mínima actividad solar que tuvo lugar entre 1797 y 1827 CE. Aunque existe poca información sobre su incidencia en el clima terrestre, se ha comprobado mediante la observación directa de manchas solares y auroras boreales así como mediante el análisis del registro de los isótopos cosmogénicos ¹⁴C y ¹⁰Be que hubo una disminución de manchas solares durante dicho periodo (Silverman y Hayakawa, 2021).

1.2.2.3 Corrientes oceánicas y atmosféricas

El océano es un receptáculo que almacena calor, regulando el clima a corto y largo plazo (Iglesias, 2010). Los principales procesos de interacción atmósfera-océano incluyen transferencias de calor, intercambios de agua dulce desde la atmósfera hacia el océano, variaciones de densidad, evaporación y cizalladuras del viento. Estos hechos provocan que el océano se estratifique verticalmente en capas según su temperatura y densidad⁴ (Fig. 16). La energía que transfiere la

³ Revelado a partir de isótopos cosmogénicos de ¹⁰Be y ¹⁴C producidos en la atmósfera (Andrés Agosta, 2004).

⁴ Capa estacional o de mezcla: capa superior de los océanos en contacto directo con la atmósfera. Su profundidad varía en función de su temperatura y salinidad. Al ser la capa que absorbe mayor radiación solar, es la responsable de actuar sobre el clima. Capa Termoclina: disminuye su temperatura drásticamente con la profundidad. Es permanente en los trópicos, variable en climas templados y débil o inexistente en

atmósfera a la capa de mezcla del océano es la responsable de conducir la circulación oceánica superficial que, a su vez, actúa dentro de un ciclo en donde el océano regresa parte de su energía a la atmósfera, afectando la circulación atmosférica, al tiempo y al clima.



Fig. 16. Capas oceánicas en función de su densidad y temperatura

Existe un cinturón de corrientes superficiales que son conducidas por el viento y la rotación de la Tierra⁵, conociéndose esta dinámica como Circulación Termohalina (CTH) (Lozier, 2012). El movimiento de la CTH (Fig. 17) responde a las diferencias de temperatura y densidad del agua oceánica, influyendo en el clima terrestre. Si la temperatura del agua disminuye, su densidad aumenta, disponiendo así las aguas más cálidas encima de las más frías (Iglesias, 2010) (Fig. 16.). Dentro de la CTH, en el Atlántico Norte, destacan las corrientes del

regiones polares. Impide la mezcla vertical de aguas entre la capa de mezcla y la profunda. Capa profunda: contiene el 80% del agua oceánica y sus movimientos de agua se realizan en función de variaciones de densidad, lo que se conoce como movimiento termohalino (Iglesias, 2010).

⁵ Según Iglesias (2010), la atmósfera se encuentra estrechamente relacionada con la hidrósfera en donde, al poseer un peso, densidad, diferencias de presión y el efecto rotacional de la Tierra, se generan flujos de aire que se mueven en dirección oeste-este, afectando la capa de mezcla oceánica.

Golfo, la Noratlántica y la Noruega que son responsables de transportar agua cálida desde el Golfo de México hacia el norte y forman parte de un proceso conocido como Atlantic Meridional Overtuning Ciculation (AMOC) o, en español, Circulación de Retorno Meridional del Atlántico (CRMA) (Lozier, 2012). La CRMA es un proceso compuesto por corrientes superficiales cálidas y saladas que se desplazan hacia el norte y

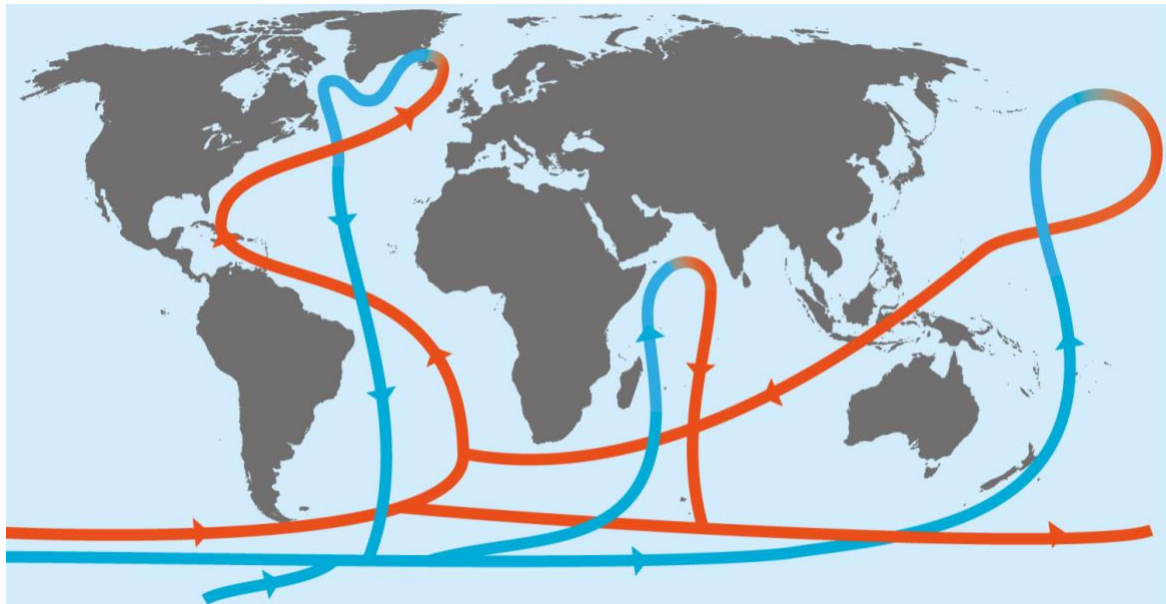


Fig. 17. Circulación alrededor del mundo. Rojo: CTH superficial cálida; Azul: CTH fría profunda. Fuente: Lozier (2012).

profundas más densas y frías que viajan hacia el sur en el Océano Atlántico. La circulación de agua tiene lugar principalmente en los meridianos y el retorno de las aguas más frías y densas es en dirección norte-sur (Fig. 18). La CRMA regula en gran medida la temperatura atmosférica que se encuentra en contacto con las aguas superficiales (Prado González, 2017).

Algunos trabajos como el de Lehner et al. (2013) identifican una retroalimentación hielo-océano que amplificó el enfriamiento oceánico concordante con los patrones climáticos de la PEH. Al inicio de dicho periodo, el hielo Ártico se expandió movilizándolo el exceso de hielo hacia el Atlántico Norte y derritiéndose posteriormente, lo que debilitó la convección oceánica. Consecuentemente, el

transporte de calor oceánico se redujo, reforzando la expansión del hielo hacia zonas más australes y causando un enfriamiento general en el hemisferio norte del planeta. Según Fagan (2009), éstos hechos se han comprobado a partir de estudios dendrocronológicos y de núcleos de hielo, en donde se revela que el enfriamiento de la PEH comenzó en Groenlandia y el Ártico cerca del año 1300 CE.

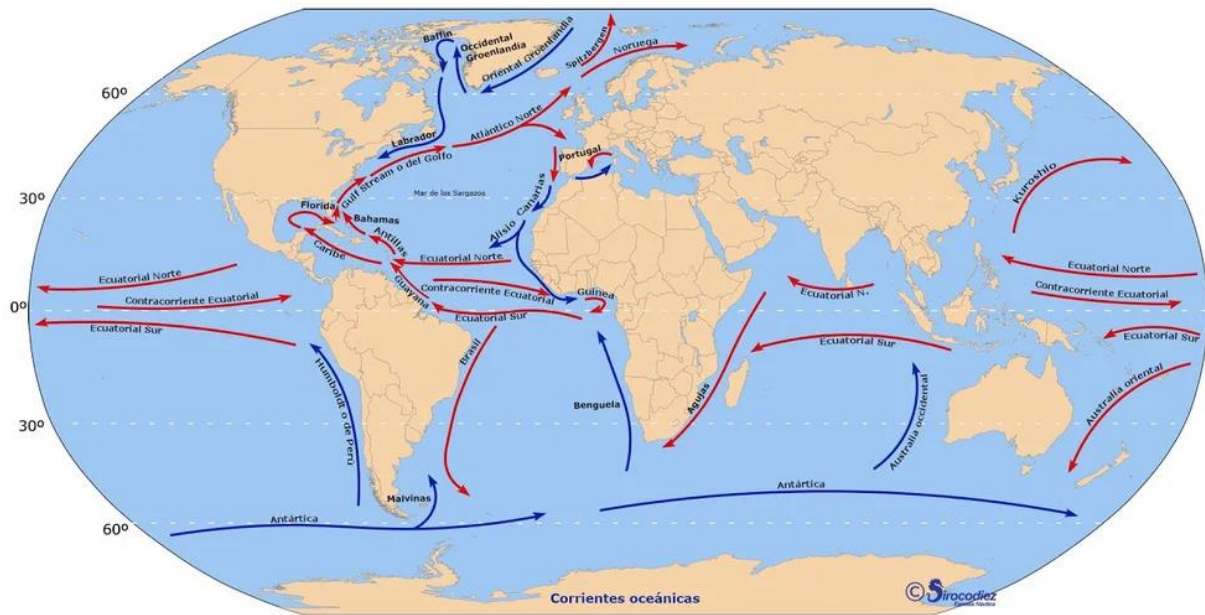


Fig. 18. Corrientes oceánicas superficiales. Rojo: corrientes cálidas; azul: corrientes frías Fuente: Salinas et al. (2021).

Por su parte, el Golfo de México y el Mar Caribe son la principal fuente de humedad de la mayor parte de América Central, de la mitad septentrional de México y, probablemente, del suroeste de EE. UU. Esto es debido, por un lado, a la presencia de masas de aire provenientes del Golfo de México y del Océano Pacífico y, por otro, a la topografía mexicana (Metcalf et al., 2015). Todo ello permite la formación del Monzón de Norteamérica (NAM) (Metcalf et al., 2015), que se caracteriza, a pequeña escala, por tener un régimen de precipitación unimodal (lluvias en verano), pero, a mayor escala, por una distribución de los niveles de precipitación controlados por la topografía y la continentalidad; la topografía accidentada de México permite que existan áreas de mayor convección

atmosférica y limita flujos de aire en alturas bajas, creando una precipitación orográfica. Además, la forma de embudo del Istmo de Tehuantepec facilita el intercambio de masas de aire cargadas de humedad entre el Golfo de México y el Pacífico en la parte sur, concentrándose ahí la mayor humedad y provocando un aislamiento de fuentes de precipitación para la parte norte de México y sur de Estados Unidos (Lozano-García et al., 2007; Richey et al., 2009; Metcalfe et al., 2015; Thirumalai et al., 2018).

A partir de ello, Richey et al. (2009), Metcalfe et al. (2015) y Thirumalai et al. (2018) caracterizan a la PEH en Norteamérica como un periodo con inviernos más fríos y húmedos en su mitad septentrional vinculados con una mayor incidencia de eventos ENSO⁶, mientras que Lozano-García et al. (2007) añade que en la parte central y sur existieron condiciones generalmente más secas debido a un enfriamiento de las temperaturas de la superficie oceánica del Caribe y del Golfo de México. Lozano-García et al. (2007), Metcalfe et al. (2015) y Thirumalai et al. (2018) resaltan la importancia del NAM y de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) para la explicación de variaciones paleoclimáticas debido a que ambos fenómenos regulan los niveles de precipitación. La posición de la ZCIT responde, en escalas de tiempo prolongadas, a la incidencia de la radiación solar, desplazándose al sur cuando la radiación es menor; por otro lado, en escalas de tiempo cortas, la posición de la ZCIT se relaciona con la temperatura de la superficie oceánica que proviene del hemisferio norte, desplazándose al sur con temperaturas frías y al norte con temperaturas más cálidas (Fig. 19). Por lo tanto, un enfriamiento de la temperatura de la superficie oceánica en el Golfo de México durante la PEH produjo un desplazamiento de la ZCIT hacia posiciones más meridionales. A su vez, al existir poca incidencia solar, dicho desplazamiento fue

⁶ El Niño Oscilación del Sur (ENSO) es un evento climático natural que se manifiesta, de manera general, por un aumento de la temperatura superficial del mar y una disminución de los vientos alisios provenientes del Pacífico, generando un aumento en las precipitaciones (Maturana et al., 2004).

reforzado y, consecuentemente, se produjo una reducción significativa de los niveles de precipitación y un descenso de la temperatura atmosférica.

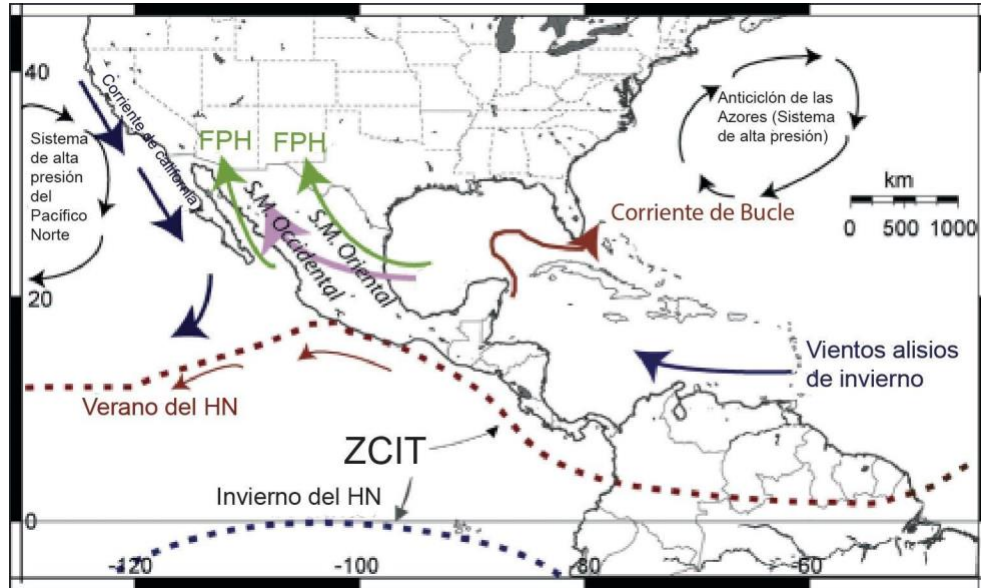


Fig. 19 Los factores principales para que exista el NAM. Se muestran flujos de poca humedad (FPH) que entran al suroeste de EE. UU. provenientes del Golfo de México y Golfo de California. La Sierra Madre Occidental canaliza estos flujos hacia el norte de México y suroeste de EE. UU. La posición septentrional de la ZCIT, gracias a temperaturas oceánicas cálidas, permite una mayor precipitación en México y sur de EE. UU. Fuente: Metcalfe et al. (2015) [Traducción al español propia].

Thirumalai et al. (2018) explican una relación entre las variaciones en los patrones de circulación oceánica que existieron durante la PEH y las anomalías en la precipitación y el clima de dicho periodo. Estos autores sugieren que, durante la PEH, un debilitamiento de la corriente de bucle⁷ produjo anomalías en las temperaturas de la superficie oceánica del Golfo de México al grado de presentar un descenso de la temperatura de $\sim 1^{\circ}\text{C}$. De igual manera, sugieren que dichos cambios en las temperaturas oceánicas pueden darse tanto por factores externos

⁷ La corriente de bucle (“loop current”) es el proceso físico dominante en las aguas del Golfo de México. Es una corriente de agua cálida que comienza al sur de la Península de Yucatán, desplazándose dentro del Golfo de México y saliendo por el estrecho de Florida. Trae consigo fuertes corrientes que cargan grandes masas de agua cálida (Hamilton et al., 1999; The National Academies, 2018).

(incidencia de radiación solar y vulcanismo) como por factores internos (cambios en la CTH), y que cualquiera de los dos puede desencadenar un desplazamiento austral de la ZCIT provocando variaciones de la temperatura atmosférica y las precipitaciones.

Por último, Lozano-García et al. (2007) concuerdan con los planteamientos anteriores al explicar que las bajas temperaturas oceánicas que prevalecieron durante la PEH guardan relación con un intenso flujo oceánico meridional (norte-sur) durante el invierno debido a una mayor presencia de masas de aire polar, un desplazamiento austral de la ZCIT y un aumento de la precipitación invernal.

1.2.2.4 Actividad volcánica

La actividad volcánica, conjuntamente con los ciclos solares, al tener efectos sobre la circulación oceánica y atmosférica, es uno de los factores causales de las oscilaciones climáticas que caracterizaron a la PEH (Andrés Agosta, 2004; Crowley, 2008; Uriarte, 2010). Existen investigaciones que coinciden en que una disminución de la radiación solar seguida de eventos volcánicos poco espaciados fueron causantes del inicio de la PEH al provocar un descenso de la temperatura atmosférica y una expansión del hielo Ártico. El desplazamiento del hielo marino hacia el sur redujo la convección oceánica y debilitó la AMOC (Anderson et al., 2008; Crowley et al., 2008; Uriarte, 2010; Miller et al., 2012)

La actividad volcánica dentro de periodos menores a 10 años puede producir mayor enfriamiento global que un simple evento volcánico aislado debido a que el tiempo de recuperación de la capa mixta del océano es de 10 años (Schneider et al., 2008). De igual manera, la actividad volcánica emite SO_2 y cuando éste logra alcanzar la estratósfera los aerosoles sulfatados permanecen ahí durante varios años absorbiendo la radiación solar y destruyendo el ozono (O_3). Las nubes sulfatadas dificultan el paso de la radiación solar y permiten el enfriamiento de la superficie terrestre, mientras que el CO_2 permite el paso de la radiación solar,

pero, al ser opaco frente a la radiación infrarroja terrestre, produce un efecto invernadero, reteniendo la energía calorífica. Robock (2000) añade que los aerosoles posteriores a una gran erupción producen un calentamiento en la estratosfera y un enfriamiento sobre la superficie.

Se ha encontrado en sondeos de hielo de Groenlandia y la Antártida una acidez anómala que se atribuye a la presencia de material piroclástico. Las variaciones en la conductividad eléctrica de los núcleos de hielo permiten datar deposiciones de aerosoles sulfatados volcánicos (Uriarte, 2010). Además de la intensidad y altura de las eyecciones, la localización geográfica de las erupciones resulta de gran importancia para determinar alguna incidencia con el clima; si los aerosoles sulfatados de las erupciones localizadas en latitudes tropicales alcanzan la estratosfera pueden distribuirse por todo el globo gracias a las corrientes de viento que circulan de la zona tropical hacia los polos, mientras que si las erupciones ocurren en los polos el enfriamiento ocurre regionalmente (Uriarte, 2010).

Con relación a la actividad volcánica durante la PEH, Crowley et al. (2008) presentan una importante reconstrucción volcánica basada en el estudio de núcleos de hielo. En ella, se demuestra la erupción de 16 volcanes que coincide con los eventos fríos sucedidos entre 1630 y 1850 CE. La reconstrucción volcánica que realizaron muestra que entre 1641 y 1694 CE hubo una sucesión de erupciones volcánicas en latitudes tropicales que coinciden temporalmente con la fase más fría de la PEH (Mínimo de Maunder).

De igual manera, Toohey y Sigl (2017) realizaron una reconstrucción de inyecciones de sulfuro volcánico estratosférico en donde destacan tres erupciones coincidentes temporalmente con la PEH: Yasur en 1458 CE, Laki en 1783 CE; y Tambora en 1815 CE. Con relación a ello, Rabassa (2010) y Cuchí (2015) mencionan la relación de dichas erupciones con los descensos de temperatura atmosférica de la PEH.

Cuchí (2015) resalta la repercusión climática del volcán islandés Laki al emitir 14 km² de lava, 8 millones de toneladas de ácido fluorhídrico, 120 millones de toneladas métricas de anhídrido sulfuroso y 0.91 km³ de cenizas, además de que, debido a su bajo índice de explosividad, dos tercios de los gases que emitió se quedaron atrapados en la troposfera. Sumado a ello, en el mismo año, los volcanes Strómboli, Etna, Vesubio y Asama presentaron erupciones con claros efectos climáticos que dieron lugar a veranos europeos muy cálidos, fuertes tormentas y granizadas.

De igual manera, Garza Merodio (2014), además de las dinámicas climáticas influenciadas por el comportamiento solar y retroalimentaciones océano-atmósfera, distingue el Mínimo de Dalton por dos eventos volcánicos de importantes consecuencias en distintas partes del planeta: erupciones del Laki (1783) y Tambora (1815). En lo que respecta a México, la erupción del primero provocó sequías y heladas mientras que el segundo provocó tormentas durante el mes de la erupción, además de que pudo influir en las sequías de los años siguientes. Por último, Luterbacher (2000, mencionado por Garza Merodio, 2014) propone que los eventos eruptivos sucedidos entre 1400 y 1850 CE influyeron alrededor del 18 - 23 % en la variación decadal de la temperatura promedio del hemisferio norte debido a que sus latitudes son muy sensibles a estos hechos, calentándose en invierno y sucediendo lo contrario en el verano posterior a la erupción.

Capítulo 2. Aspectos físico-geográficos del volcán Iztaccíhuatl

2.1 Localización

El volcán Iztaccíhuatl se localiza a 60 km al sureste de la Ciudad de México (Fig. 20). Forma parte de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y se encuentra en la parte central de la Sierra Nevada. La FVTM es un arco volcánico con orientación oeste-este (Nixon, 1989) que se extiende desde las costas del Pacífico, en San Blas, Nayarit, hasta las costas del Golfo de México, en Palma Sola, Veracruz (Suárez-Mota et al., 2013). Es el resultado de la subducción de las placas de Cocos y Rivera, formada entre los 19° y 20° de latitud norte, por debajo del margen suroccidental de la Placa Norteamericana (Gómez-Tuena et al., 2005).

Debido a los regímenes tectónicos y volcánicos, la FVTM es una estructura geológica variable en cuanto a su composición química, geología, morfología y estructura, tanto así que Gómez-Tuena et al. (2005) la describen como uno de los sistemas tectónicos convergentes más complejos del planeta. En relación a ello, Ferrari (2000) resalta la variabilidad de su estilo volcánico y de la composición química de sus productos, la oblicuidad de su parte central y oriental con la trinchera y la variación del ancho del arco como sus principales características. Cabe resaltar que en este arco volcánico se encuentran los picos más elevados del país, destaca el complejo volcánico de la Sierra Nevada (Yarza de la Torre, 2003): Popocatepetl (5,452 msnm), Iztaccíhuatl (5,286 msnm), Tláloc (4,150 msnm) y Telapón (3,996 msnm).

El volcán Iztaccíhuatl es la tercera montaña más alta de México. Se trata de un estratovolcán orientado de norte a sur originado por diferentes etapas eruptivas y con tres cimas principales: Cabeza (5,140 msnm), Pecho (5,286 msnm) y Rodillas (5,000 msnm) (Lugo Hubp, 1984). Se considera que es un volcán inactivo cuyo modelado está ligado a procesos gravitacionales y glaciares (Delgado Granados et al., 2005).

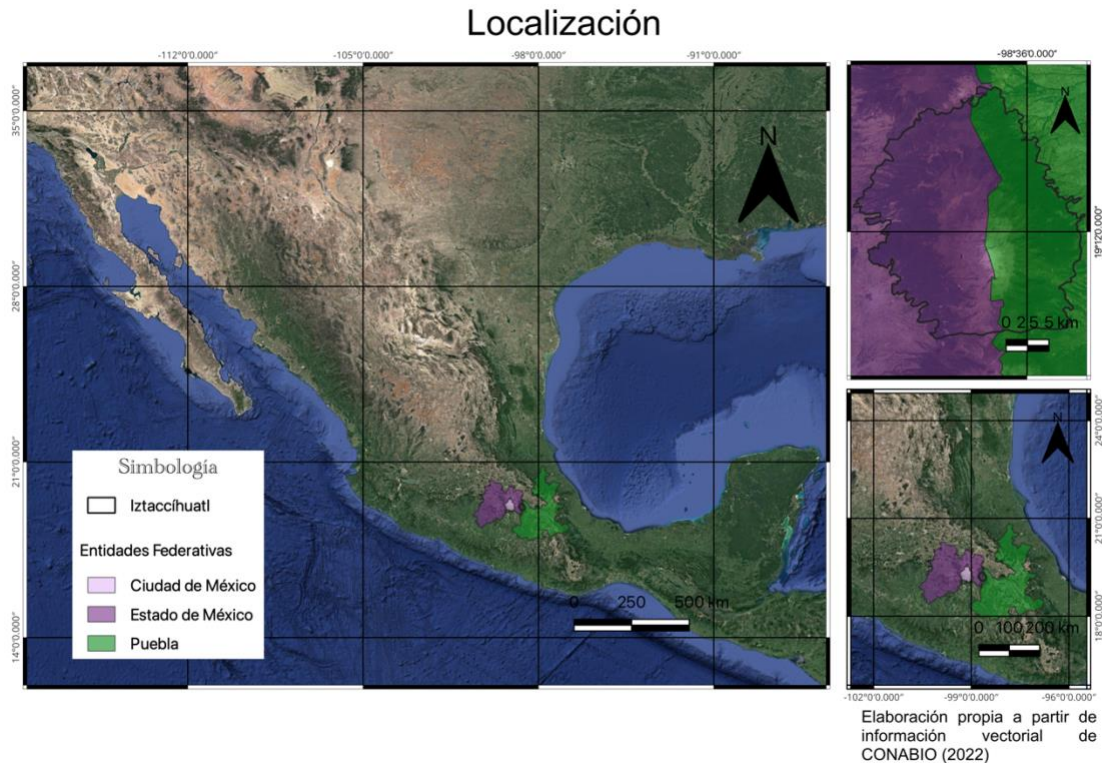


Fig. 20. Localización del volcán Iztaccíhuatl. Información vectorial de CONABIO (2022) y Google Satellite®

El área de estudio se corresponde con el sector ocupado por los glaciares durante la PEH, como referencia es el sitio donde se encontraba el glaciar de Ayoloco, entre la Panza y Rodillas, en la franja occidental del Iztaccíhuatl entre los 19° 10' 3" y 19° 9' 57" de latitud norte y los 98° 38' 25" y 98° 38' 23" de longitud oeste, alcanzando una altitud máxima de 5,100 msnm (Fig. 21).

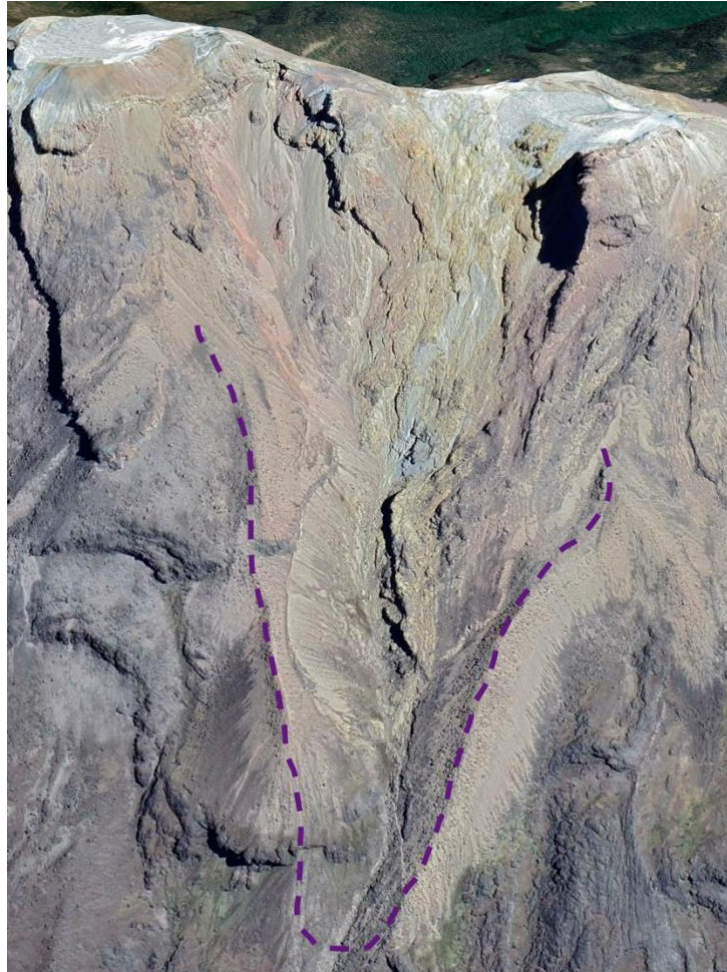


Fig. 21. Valle de Ayoloco en el flanco occidental del Iztaccíhuatl enmarcado por la línea morada punteada. Fuente: Edición imagen satelital de Google Earth Pro®.

2.2 Historia volcánica

El volcán Iztaccíhuatl ha tenido dos fases eruptivas principales que dieron lugar a 5 estructuras volcánicas: Cabeza, Pecho, Rodillas, Pies y el Téyotl (Nixon, 1989). A partir de estudios de campo y fechamientos por medio de K-Ar, este autor

distingue las Series Volcánicas Antiguas (SVA) y las Series Volcánicas Jóvenes (SVJ), que exhiben materiales de composición andesita-basáltica y dacítica (Fig. 22). La particular morfología del volcán ha sido construida por el vulcanismo que se inició hace 2.84 Ma y por procesos glaciales (Nixon, 1989; Cadoux et al. 2011).

Las SVA son subdivididas por Nixon (1989) en un grupo de Andesitas y Dacitas Antiguas (“Older Andesites and Dacites”) que forman la mayor parte de los edificios volcánicos de Llano Grande y Pies Ancestrales (Fig. 23); otro grupo es conformado por lavas localizadas en el flanco norte de Llano Grande, denominado por el mismo autor como Actividad Antigua de los Flancos (“Older Flank Activity”). Llano Grande representa el comienzo constructivo del Iztaccíhuatl con una edad de entre 2.85 Ma y 0.6 Ma. La última etapa de actividad de la formación Llano Grande causó el colapso de su cima, creó una gran caldera donde surgió una pequeña estructura llamada Cerro La Trampa. Simultáneamente con dichas erupciones y con una menguante actividad del volcán Llano Grande, comenzó a formarse otro centro eruptivo en el flanco sur denominado Pies Ancestrales (Nixon, 1989).

Después de una etapa de erosión intensa, comenzó la fase de la Serie Volcánica Joven hace 0.6 Ma que dio lugar a varios centros eruptivos alineados del norte-noroeste hacia el sur-sureste: la Cabeza, el Pecho, las Rodillas y la cima de los Pies (Fig. 22). En la sección sur de los Pies fueron extruidas lavas y brechas piroclásticas que cubrieron la mayor parte de los Pies Ancestrales.

Las lavas y brechas piroclásticas que forman las cimas del Iztaccíhuatl son nombradas por Nixon (1989) como Serie Somital (Summit Series). Los fechamientos realizados por medio de K-Ar de flujos piroclásticos de las Rodillas arrojaron una edad de 0.58 ± 0.11 Ma, y se asume una sincronía con la formación del resto de aparatos que conforman la Serie Somital. Por otro lado, Nixon (1989) reconoce escoria basáltica y andesítica cerca de La Joya datada en 0.27 Ma de

antigüedad. La formación del aparato más joven se corresponde con el Táyotl que data de hace 0.08 Ma.

Durante el último gran periodo glacial (glaciación de Wisconsin), el Iztaccíhuatl cesó su actividad. Nixon (1989) estima que el Iztaccíhuatl tiene 450 km³ de lava sólida de las que un 50% se corresponden con el volcán Llano Grande, y un 28% con la Serie Somital.

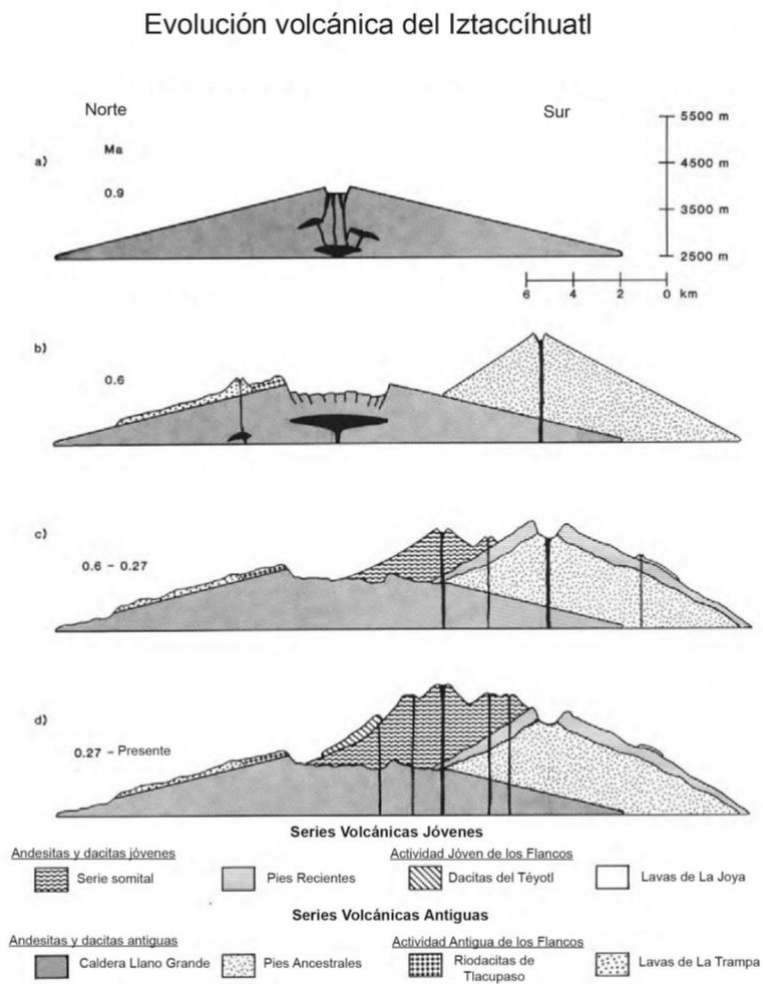


Fig. 22. Evolución volcánica del Iztaccíhuatl. Fuente: Nixon (1989). [Traducción al español propia]

2.2.1 Formación Llano Grande

Esta etapa eruptiva se caracteriza por una actividad efusiva predominante, aunque también explosiva (formación de Caldera Llano Grande), que comenzó a finales del Plioceno Tardío y principios del Pleistoceno y es la fase inicial de formación del volcán (Sánchez, 2018). El resultado fue la construcción de un volcán escudo de 24 km de diámetro con un volumen aproximado de 220 km³ y una posterior destrucción que originó una estructura caldérica. En relación con dichos eventos se formaron, además, tres centros eruptivos superpuestos en la periferia: Púlpite del Diablo, Caldera Llano Grande y Los Pies Ancestrales. Los flancos de la Formación Llano Grande contienen domos y lavas fisurales que conforman las estructuras de La Trampa y Tlacupaso (Nixon, 1989; Macías et al., 2012) (Fig. 23). La mitad sur de Llano Grande ha sido sepultada por lavas jóvenes provenientes del Táyotl, así como por derrames de lava y material morrénico provenientes de la Serie Somital (Nixon, 1989). De manera general, sus rocas están conformadas de andesitas, riocacitas a riolitas conformando un volumen aproximado de 508 km³ que representa poco más del 50% del complejo volcánico Iztaccíhuatl (García-Tenorio, 2002).

2.2.2.1 Púlpite del Diablo

Se corresponde con la primera fase de vulcanismo del Iztaccíhuatl y se caracterizó por la emisión de un flujo dacítico de hornblenda y hornblenda-augita de entre 50 y 300 m de espesor. El foco de emisión, localizado en la ladera occidental del Iztaccíhuatl, fue un domo que, debido a las acciones erosivas glaciares y gravitacionales, se transformó en una plataforma a manera de púlpite con un área estimada de 13.96 km² y un volumen de 25 km³ (García-Tenorio, 2002) (Fig. 23).

2.2.2.2 Caldera Llano Grande

La Caldera Llano Grande tiene una edad aproximada de 0.6 Ma y su origen está asociado con el colapso de un volcán escudo de composición andesítica y dacítica (Nixon, 1989).

En la sección occidental del Iztaccíhuatl, García-Tenorio (2002) identifica dos unidades pertenecientes a esta misma formación que denomina Unidad Llano Grande I y Unidad Llano grande II. Estas dos unidades presentan en común flujos de bloques y cenizas con espesores mayores a 5 m, así como capas de lava con espesores de 80 cm y 2 m. Ambas unidades están constituidas por dos tipos de clastos, andesíticos y dacíticos (García-Tenorio, 2002).

2.2.2.3 La Trampa y Tlacupaso

La Trampa y Tlacupaso son dos estructuras periféricas derivadas de la emisión de varias lavas. Las lavas de La Trampa presentan una textura fanerítica y porfídica de grano fino a medio y cubren 30 km² de las laderas noroccidentales de la Caldera Llano Grande (Nixon, 1989). Por su parte, Tlacupaso forma una cresta en dirección NE-SO que se encuentra a 4 km al noroeste de la Caldera Llano Grande y está compuesta por riolacitas con textura fanerítica (Nixon, 1989; García-Tenorio, 2002) (Fig. 23).

2.2.2.4 Pies Ancestrales

Los Pies Ancestrales representan la etapa final de formación de Llano Grande distinguiéndose dos fases eruptivas separadas por un periodo de reposo (Nixon, 1989). La primera fase construyó el cono de Pies Ancestrales y erupciones subsecuentes correspondientes a la segunda fase produjeron las lavas y rocas piroclásticas de las laderas del sector suroeste del Iztaccíhuatl.

García-Tenorio (2002) identificó dos unidades correspondientes a Pies Ancestrales, denominándolas Pies Ancestrales 1 y Pies Ancestrales 2:

Pies Ancestrales 1: fase constructiva en la que se emitieron derrames lávicos de composición andesítica-dacítica con espesores desde 500 m hasta más de 900 m.

Pies ancestrales 2: esta unidad se caracteriza por la superposición de brechas, derrames de lava y flujos piroclásticos que se emplazan desde las partes altas del volcán hasta el piedemonte.

Miembro	Edad K-Ar (ma) (Nixon, <i>op. Cit</i>)	Tipo de estructura o actividad	Volúmen (Km ³)	Litología
Zacaltepec		Central	0.6	Andesitas
Ocosintla	0.58±0.12	Fisural y Domo	3.3	Andesitas
Tlacopaso		Domo	0.3	Riodacitas
Cerro Gordo		Domos	2.5	Dacitas
La Trampa		Lava Domos	11.5	Andesitas, Dacitas, Riodacitas
Ocotepec		Domo	8	Andesitas
Pien Ancestrales		Central	120.3	Andesitas, Dacitas
Llano Grande el Alto	0.9±0.07	Central, Caldera	336.8	Andesitas, Dacitas
Dacitas Púlpito del Diablo		Central	25	Dacitas

Fig. 23. Unidades estratigráficas de la Formación Llano Grande. Fuente: García-Tenorio (2002).

2.2.2 Formación Iztaccíhuatl

Después de un periodo de calma en su actividad volcánica, el Iztaccíhuatl reinicia su vulcanismo hace 0.58 Ma para conformar la última etapa de formación en donde se configuró la mayoría del relieve actual (Nixon, 1989). Debido a un cambio en la composición del magma, se crearon nuevas estructuras caracterizadas por el emplazamiento de una secuencia de conos alineados NNO-SSE y por la emisión aislada de lavas en los extremos norte y sur del volcán (García-Tenorio, 2002).

García-Tenorio (2002) subdivide esta etapa en cinco fases eruptivas denominadas: A) Serie Somital, B) Pies Recientes, C) La Joya, D) Téyotl y E) Buenavista (Fig. 25).

A) Serie Somital

Según Nixon (1989) en la Serie Somital se reconocen un conjunto de centros eruptivos que conforman las cimas del Iztaccíhuatl: a) Cabeza (5,146 msnm), b) Pecho (5,286 msnm) y c) Rodillas (5,100 msnm) (Fig. 24). Desde estos edificios se emitieron lavas que se desplazaron decenas de kilómetros hacia el este y noreste, cubriendo parte de la SVA y una sección de la Caldera Llano Grande. En conjunto, su espesor oscila entre 20 y 30 m con un área expuesta que sobrepasa los 120 km² y un volumen mínimo de 125 km³ (Nixon, 1989).

A continuación, se describen con detalle las características principales de cada edificio:

- a) Cabeza: se sitúa en la parte norte del volcán y se eleva hasta los 5,140 msnm. Es un centro de emisión que rellenó la parte meridional de la Caldera Llano Grande (Sánchez, 2018).
- b) Pecho: representa la cima más alta del aparato volcánico (5,286 msnm). Sus lavas, además de haber obstruido su centro de emisión, cubren gran parte de la sección noreste y algunas partes de las vertientes oriental y occidental del Iztaccíhuatl (Sánchez, 2018).
- c) Rodillas: en las Rodillas se diferencian dos centros eruptivos de 5,040 y 5,100 msnm que presentan una alineación NNO-SSE en la porción central del Iztaccíhuatl. Las bocas de ambos edificios se encuentran obstruidas por lavas viscosas aunque otros derrames lávicos fluyeron por las vertientes oriental y occidental sin alcanzar a cubrir extensiones

tan grandes como lo hicieron los centros de emisión de la Cabeza y Pecho (Sánchez, 2018).

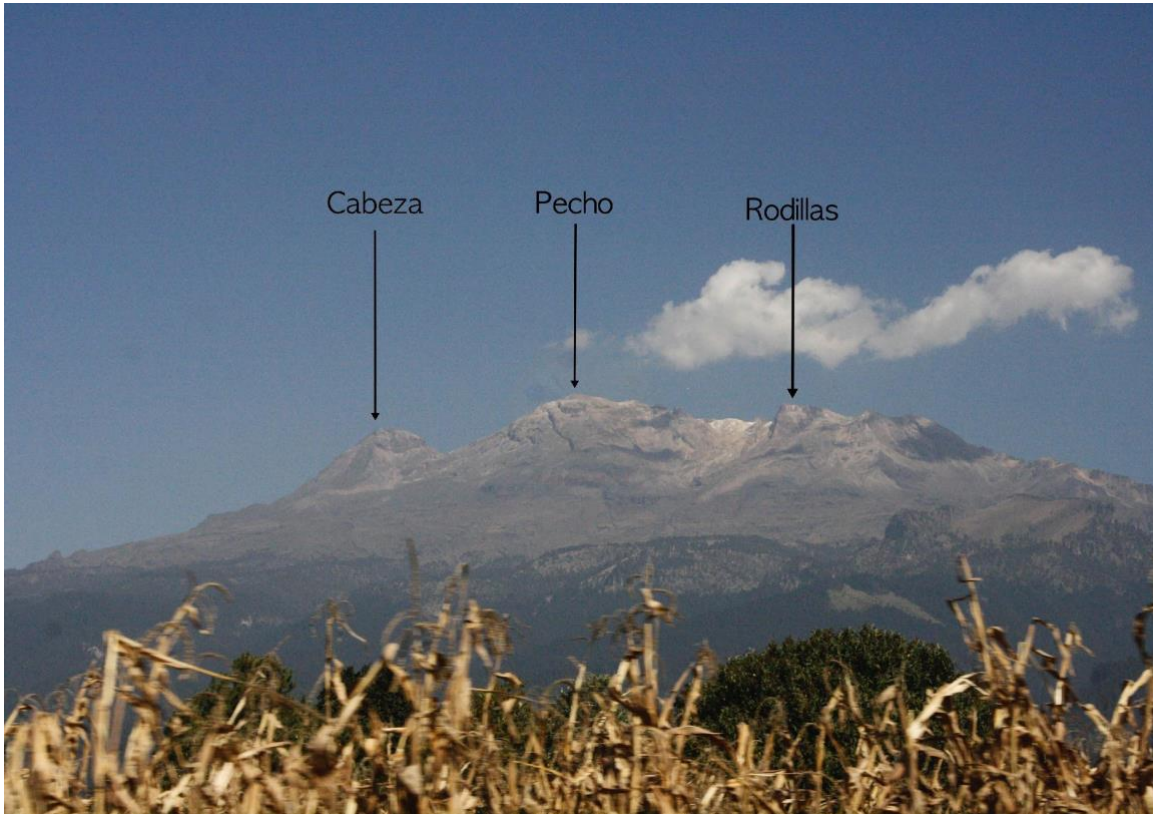


Fig. 24. Cabeza, Pecho y Rodillas son los edificios que conforman las cimas del volcán Iztaccíhuatl, denominados por Nixon (1989) como Serie Somital. Diciembre, 2021.

B) Pies Recientes

Tras un periodo de denudación de los Pies Ancestrales, se produjo el desarrollo de un cono volcánico que emitió lavas y brechas piroclásticas dando lugar a los Pies Recientes. La mayor parte de las lavas de esta estructura fluyeron hacia el este y sur del volcán, cubriendo el antiguo cono y extendiéndose alrededor de 55 km² (Nixon, 1989). Esta fase constructiva data aproximadamente de 0.41-0.45 Ma tras la cual ocurrió, al sureste del volcán, actividad explosiva que destruyó parte de la cima.

A partir de lo anterior, se forma un cráter con forma de herradura de 1.2 km de diámetro y un depósito de avalancha de escombros y flujos piroclásticos en su base (Nixon, 1989; García-Tenorio, 2002). Las paredes escarpadas del cráter tienen entre 200 y 300 m de altura y se encuentran sobre una ladera en la que se conservan depósitos glaciares, signos de erosión y rocas sueltas. Al noreste de la cresta del cráter, se formaron lavas que muestran estrías glaciares (Nixon, 1989), y en la base de los Pies Recientes se encuentran expuestas lavas delgadas y oxidadas intercaladas con brechas y áreas alteradas hidrotermalmente (Macías et al., 2012).

C) La Joya

En esta fase eruptiva fueron emitidos escorias basálticas y lavas andesíticas que conformaron una estructura pequeña pero bien diferenciada de aproximadamente 8 km² de extensión y un volumen de 0.4 km³. Dicha estructura se ubica en las laderas suroccidentales de los Pies y se estima que se formó hace 0.27 Ma, aproximadamente (Nixon, 1989).

El avance de los glaciares durante la glaciación Wisconsin pulió y fracturó la superficie de las lavas de La Joya y destruyó sus centros de emisión (Nixon, 1989). Los centros de emisión se han inferido a partir de la morfología y se intuye que se emplazaron sobre una fractura (García-Tenorio, 2002).

D) Téyotl

Téyotl es un edificio volcánico de 4660 m de altitud constituido por potentes lavas dacíticas y andesíticas. Las lavas de la sección sureste son las más jóvenes y han sido datadas en 0.08 Ma (Vázquez-Selem, 1997).

Las lavas que conforman este edificio se originaron a partir de centros de emisión que se encuentran ocultos bajo el Cerro Téyotl; éstas fluyeron unos 3 km hacia el

este y al oeste, intercalados con flujos provenientes de la Cabeza y los Pies, mientras que al norte se desplazaron cerca de 6.5 km. Asimismo, esta formación cubre un área aproximada de 24 km² y tiene un volumen de 5 km³. Sus frentes presentan formas lobulares con pendientes escarpadas y con evidencia de erosión glaciaria (Nixon, 1989).

E) Buenavista

Esta fase terminó hace 9 ka y representa la última actividad que ha tenido el Iztaccíhuatl (Macías et al., 2012). Es una colada de lava dacítica emitida al sur de Cerro Gordo, desplazándose 5 km al este desde su punto de emisión, y pasando a la altura de Paso de Cortés. Tiene una estructura masiva de lava en bloques con un grosor promedio de 40 m y un volumen estimado de 0.2 km³. Su superficie se encuentra cubierta por bosque y por tefra proveniente del Popocatepetl (Nixon, 1989).

Miembro	Unidad	Edad K-Ar (Ma.) Nixon, 1989.	Tipo de estructura o actividad (Modificado de Nixon, op.cit)	Volumen (Km ³)	Litología
Dacitas Buenavista		◊ 8,990-9,475 BP	Fisural	0.2	Dacitas
Dacitas Téyotl		0.08±0.02	Central	5	Dacitas
Andesitas basálticas La Joya	Tzotquitzinco	0.27±0.02	Fisural	2.3	Andesitas-basálticas y andesitas
	Alcalican				
	Amalacaxco				
	La Joya				
Serie Somital	Lávica Cabeza	• 0.13	Central, con cráteres en las Rodillas	95	Andesitas, Dacitas
	Lávica Pecho				
	Lávica Rodillas	0.58±0.11			
Los Pies Recientes	Los Pies Recientes 2	* >25,000 BP	Central con cráter de colapso	43.3	Andesitas, Dacitas
	Los Pies Recientes 1	0.34±0.04 0.41±0.14			

*edad relativa •edad consogénica in situ ◊edad 14C

Fig. 25. Unidades estratigráficas de la Formación Iztaccíhuatl. Fuente: García-Tenorio (2002) y Prado-Lallande (2017).

2.3 Evolución glacial

La historia glacial de los volcanes mexicanos ha sido ampliamente reconstruida por White (1962), White y Valastro 1986) y por Heine (1975, 1988, 1994). Estos estudios han representado la base para posteriores investigaciones y revisiones sobre el tema que han sido llevadas a cabo principalmente por Vázquez-Selem (1997, 2000), Vázquez-Selem y Heine (2011) (Fig. 26) y Vázquez-Selem y Lachniet (2017). Cabe destacar que a partir de dichos estudios se sabe que los glaciares mexicanos descendieron cerca de 1000 m por debajo de los límites altitudinales actuales durante el Último Máximo Glacial (UMG) (Vázquez-Selem y Heine, 2011; Vázquez-Selem y Lachniet, 2017).

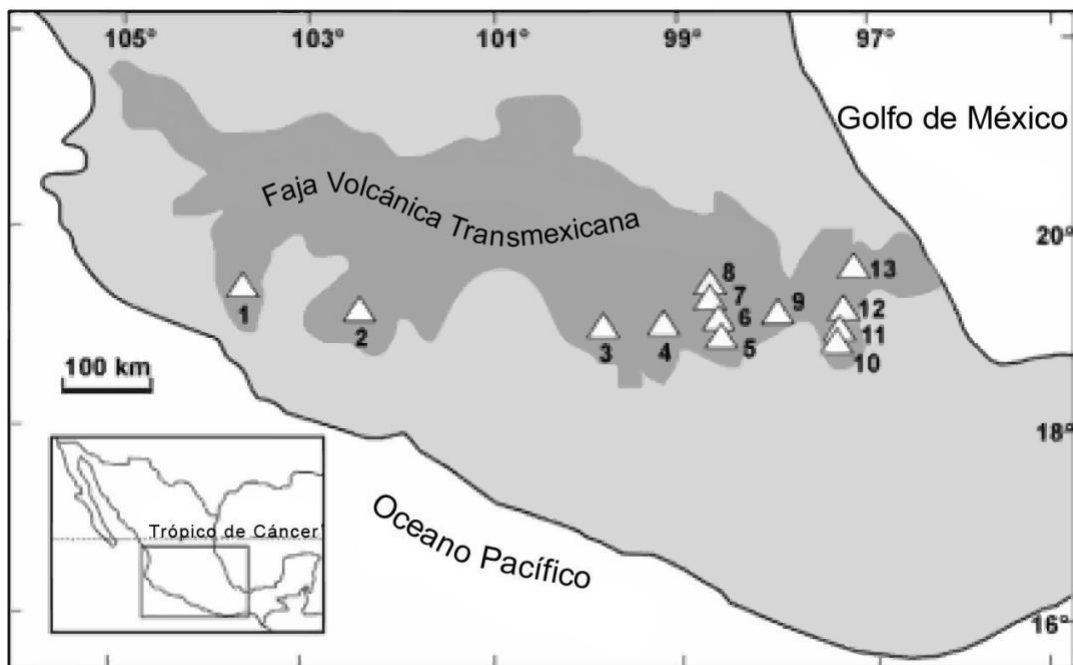


Fig. 26. Localización de los volcanes mexicanos con evidencias de glaciación. 1. Nevado de Colima. 2. Tancítaro (3,842 msnm). 3. Nevado de Toluca (4,690 msnm). 4. Ajusco (3,952 msnm). 5. Popocatepetl (5,452 msnm). 6. Iztaccíhuatl (5,286 msnm). 7. Telapón (4,090 msnm). 8. Tláloc (4,2120 msnm). 9. La Malinche (4,461 msnm). 10. Sierra Negra (4,600 msnm). 11. Pico de Orizaba (5,675 msnm). 12. Las Cumbres (3,950 msnm). 13. Cofre de Perote (4,282 msnm). Fuente: Vázquez-Selem y Heine, (2011) [Traducción al español propia].

Debido a la inactividad que ha presentado el Iztaccíhuatl desde hace 6 ka AP, es el volcán que presenta un mejor registro de los eventos fríos que han afectado a México. White (1956, 1962, 1978) y Heine (1988) mencionan la existencia de cinco secuencias glaciales en el Iztaccíhuatl, pero las edades que cada uno determina para cada evento no son coincidentes. En relación con esto, Vázquez-Selem (2000) establece una nueva cronología glacial del Iztaccíhuatl que, posteriormente Vázquez-Selem y Heine (2011) modifican, siendo ésta última la más reciente y precisa hasta el momento.

Así, Vázquez-Selem y Heine (2011), a partir de la secuencia establecida por White (1962), cartografían cinco generaciones de depósitos morrénicos correspondientes a los avances glaciales y calculan la ELA para cada evento en el Iztaccíhuatl. Estos autores identifican a Nexcoalango como el depósito glacial más antiguo del volcán (205-275 ka AP), aunque mencionan que posiblemente fue cubierto por lavas de un evento volcánico posterior que eliminó parte de los registros glaciares. La cronología glacial que plantean los autores mencionados es la siguiente: dos avances glaciares entre 20 y 14 ka AP (denominados Hueyatlaco-1 y Hueyatlaco-2, respectivamente); un retroceso glacial acelerado entre 14 y 13 ka AP; un avance glacial y posterior retroceso entre ~12 y ~10.5 ka AP (Milpulco-1); un pequeño avance que alcanzó su pico hace 8.2 ka AP (Milpulco-2), con posteriores retrocesos hasta 7.3 ka AP; y un nuevo avance glacial identificado *a priori* con una antigüedad menor a 1 ka AP (Ayoloco) y relacionado con la PEH.

Hueyatlaco-1

Este avance glacial es el más extenso del Pleistoceno tardío y se corresponde con el UMG. Con un avance máximo hace 20 ka AP, las masas de hielo descendieron hasta los 3,390 msnm y la LEG se situó a 3940 ±130 m. Las evidencias de Hueyatlaco-1 se muestran en depósitos morrénicos remanentes (bloques de 10-20 m de ancho) y morrenas masivas (40 m de amplitud y entre 40

y 120 m de longitud) (Vázquez-Selem, 2000; Vázquez-Selem y Heine, 2011). Las morrenas pertenecientes a Hueyatlaco-1 abarcan entre 2 y 4 km de ancho en donde las morrenas laterales presentan grandes alturas mientras que las morrenas terminales se encuentran fuertemente erosionadas (Nixon, 1989).

Hueyatlaco-2

El avance Hueyatlaco-2 ocurrió hace ~17 y 14.5 ka AP. El glaciar se encontraba avanzando cuando se depositó una capa de pómez proveniente del Popocatepetl hace aproximadamente 17.1 ka AP. Los máximos avances sucedieron aproximadamente hace 14-15 ka AP, cuando el glaciar alcanzó los 3500 msnm y la LEG descendió a 4040 ± 130 m al mismo tiempo que se formaron morrenas laterales masivas. Además, se depositaron 3 morrenas recesionales entre los 3400-3800 msnm hace 14.5 y 13.5 ka AP, indicando un periodo de probable inestabilidad climática.

La primera mitad del Younger Dryas⁸ parece haber sido coincidente con el último retroceso glaciar de Hueyatlaco-2, mientras que la segunda mitad del Younger Dryas probablemente es coincidente con un pequeño avance correspondiente a Milpulco-1 (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

Milpulco-1

El máximo avance glaciar de Milpulco-1 ocurrió hace 12 ka AP. En ese tiempo, el glaciar descendió a una altitud de 3,810 msnm y la LEG se estableció a $4,240 \pm 60$ m. Existen dos morrenas recesionales pertenecientes a esta etapa que se

⁸ Periodo corto, estable y frío que tuvo lugar hace 13 ka AP y prevaleció hasta el 11.5 ka AP, aproximadamente (Uriarte, 2010). Algunos estudios sugieren que las temperaturas superficiales oceánicas fueron de aproximadamente 3°C por debajo del promedio actual, el nivel del mar aumentó durante este periodo y, a su término, ocurrió un ascenso abrupto de la temperatura (Rincón y Martínez, 2004; Abdul et al., 2016).

desarrollaron hace ~11 y ~10 ka AP, respectivamente, además de un retroceso masivo que se inició hace ~9.5 ka AP (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

Los depósitos morrénicos de Milpulco-1 forman montículos pequeños y de baja altura con crestas poco pronunciadas intercalados con lavas en forma de bloques. Algunas de sus morrenas terminales y laterales se encuentran en el Valle de Milpulco entre los 3,650 y 4,100 msnm, de ahí el nombre del evento glaciar. De igual manera, se encuentran morrenas de este periodo en Tlaltipitongo entre los 3800 y 3735 msnm, entre los Pies y las Rodillas y sobre las lavas del Téyotl (éstas últimas son las mejor preservadas) (Nixon, 1989).

Milpulco-2

La máxima expansión glaciar correspondiente a Milpulco-2 ocurrió aproximadamente hace 8 ka. Sus frentes glaciares alcanzaron una altitud máxima de 4,050 msnm y la LEG se estableció a $4,420 \pm 120$ m. Se localizaron hasta cinco morrenas recesionales que evidencian una extensión glaciar de 29 km². Las morrenas de Milpulco-2 tienen hasta 40 m de ancho y longitudes de entre 4 y 50 m (Vázquez-Selem, 2000; Vázquez-Selem y Heine, 2011).

Desde hace 7 ka, todas las áreas por debajo de los 4300-4400 msnm se encontraban libres de hielo. A partir de 5.7 ka todas las morrenas y las superficies con huellas glaciares erosivas (pulidas y estriadas) fueron cubiertas por capas de pómez emitidas por el Popocatépetl (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

Ayoloco

Las morrenas terminales masivas que rodean las cumbres del Pecho y las Rodillas del Iztaccíhuatl caracterizan el avance glaciar Ayoloco (White, 1962; Nixon, 1989) (Fig. 27). Durante el máximo avance glaciar Ayoloco, los frentes glaciares alcanzaron altitudes de 4510 msnm y la LEG se emplazó a 4715 ± 75

msnm. Dentro del Valle de Ayoloco, se identificaron al menos cinco morrenas recesionales, de las cuales cuatro han sido relacionadas con la PEH, mientras que la más reciente se estima que se depositó durante la primera mitad del siglo XX (Lozano-García y Vázquez-Selem, 2005). Esta cronología deriva de la ausencia de una capa de pómez fechada en aproximadamente 1 ka que procede del Popocatépetl sobre las morrenas Ayoloco.



Fig. 27. Morrenas masivas Ayoloco de la PEH en el Valle de Ayoloco. Se observa la morrena lateral derecha principal y un poco más abajo, adosada a ella, la recesional. Diciembre, 2021.

2.4 Clima

Alrededor del Iztaccíhuatl se encuentra una red de estaciones meteorológicas pertenecientes al Sistema Meteorológico Nacional de México que cubren los datos del Parque Nacional Izta-Popo, pero no existen estaciones a una altitud mayor de

los 4,000 msnm, por lo cual es difícil encontrar registros precisos de las zonas más altas del volcán.

El Iztaccíhuatl, debido a su topografía y ubicación, presenta diferentes climas que van del templado húmedo al frío y muy frío, dependiendo en gran medida de la altitud (la temperatura disminuye del orden de 0.68°C cada 100 m). Debido a la latitud en la que se encuentra el Iztaccíhuatl, en invierno se ve afectado por tiempos propios de latitudes medias como los frentes fríos y la intrusión de masas de aire polar continental; por otro lado, en verano se ve influido por tiempos propios de zonas tropicales como huracanes y ondas tropicales. También se encuentra en la región de influencia de los vientos alisios en donde predominan circulaciones de tipo convectivo local que permiten una estabilidad meteorológica durante casi todo el año (CONANP, 2013).

De acuerdo con García (1986, 2004) (Fig. 28), en el Iztaccíhuatl se definen cuatro tipos de climas: $C(w_1)$, $C(w_2)$, $Cb'(w_2)$ y $E(T)CHw$.

$C(w_1)$: localizado en las partes bajas del volcán y hasta los 3,000 msnm. Este tipo de clima es templado pero el más húmedo de los subhúmedos, con una temporada lluviosa estival. Se registra una precipitación media anual de 970.6 mm, una temperatura media anual de 14.6°C y su media de temperatura para el mes más frío (enero) es de 11.6°C y 22°C para el mes más cálido (mayo).

$C(w_2)$: localizado entre los 3,000 y 4,000 msnm se caracteriza por ser el más frío de los climas templados. Los meses más lluviosos son en verano mientras que en invierno se registra alrededor del 10% de la precipitación anual. La temperatura media anual oscila entre -3°C y 18°C y la precipitación media anual es menor a 1,000 mm.

$Cb'(w_2)$: este tipo de clima existe en altitudes mayores a los 4,000 msnm. Se puede denominar el clima de los pastizales de altura, aunque también coincide

con el límite superior del bosque donde los pastizales se intercalan con el bosque de coníferas. La temperatura media mínima es de -2°C , la temperatura media máxima es de 18°C y la temperatura media anual oscila entre $5-12^{\circ}\text{C}$.

E(T) CHw: se corresponde con pequeñas áreas de la cima del volcán, situadas a altitudes mayores de 5,000 m. Presenta una temperatura media anual de 0°C con una oscilación promedio de 2.8°C . El mes más cálido es abril con una temperatura media de 9.2°C . La precipitación anual es de 800 - 1,200 mm y se produce en formas de lluvia, granizo, nieve o aguanieve. En ocasiones y de manera transitoria pueden registrarse precipitaciones en forma de nieve por debajo de los 4,000 msnm y conservarse varios días (Mandujano, 2013).

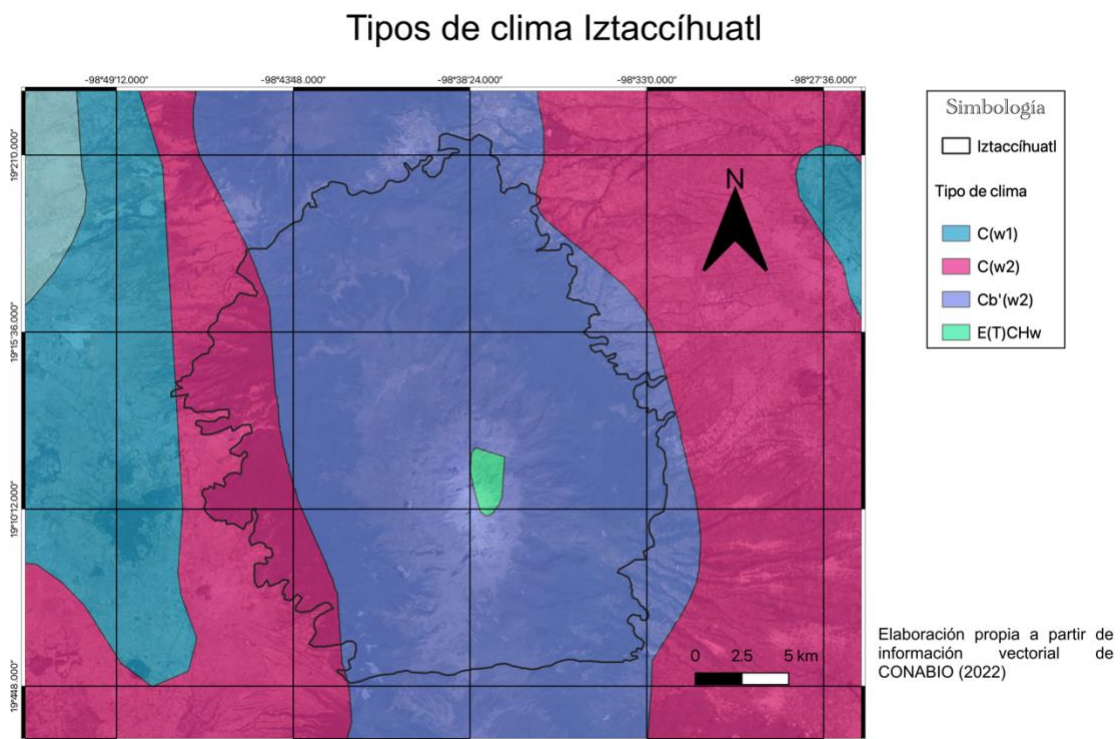


Fig. 28. Mapa de climas en el Iztaccíhuatl. Información vectorial de García.-CONABIO (1998) y Google Satelite®

2.5 Hidrología

El Iztaccíhuatl se localiza dentro de la Subregión Hidrológica Alto, perteneciente a la Región Hidrológica 18 Balsas (DOF, 2010). La Región Hidrológica 18 Balsas comprende la totalidad del estado de Morelos y parcialmente los estados de Tlaxcala, Puebla, México, Oaxaca, Guerrero, Michoacán, Jalisco, CDMX, y Veracruz. A su vez, se subdivide en las Subregiones Hidrológicas Alto, Medio y Bajo Balsas. La Subregión Hidrológica Alto Balsas es conformada por las cuencas Río Libres Oriental, Río Alto Atoyac, Río Nexapa, Río Bajo Atoyac, Río Mixteco y Río Tlapaneco (INEGI, 2001). El río Atoyac es el principal colector que integra la Región Hidrológica 18 Balsas y está formado por varios escurrimientos provenientes de la vertiente sur de la FVTM y que, en gran medida, provienen de los deshielos del Iztaccíhuatl que descienden desde altitudes mayores a los 4,000 msnm. También, por su margen occidental recibe aguas del río Mixteco que, en conjunto con los escurrimientos provenientes del Iztaccíhuatl, crean el río Balsas (INECC, 2007; INEGI, 2019a) (Fig. 29).

Las laderas occidentales del Iztaccíhuatl drenan hacia la Cuenca de México, una cuenca endorreica. En el sector sur-occidental del Parque Nacional Izta-Popo (PNIP), correspondiente a las laderas del Popocatepetl, se forman los ríos Cuautla y Yautepec y en la sección oriental se encuentran las cuencas de los ríos Atoyac y Nexapa. Los recursos hídricos generados en el Parque Nacional Izta-Popo proceden principalmente del deshielo de los glaciares y de una abundante precipitación pluvial regional. Las corrientes superficiales pueden ser permanentes o intermitentes, además de que se produce una infiltración que alimenta a los acuíferos que abastecen de agua a parte de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México, del Valle de Puebla y Tlaxcala (CONANP, 2013).

De acuerdo con Guerra-Peña (1980), el patrón de drenaje que se observa en la región donde se encuentra el Iztaccíhuatl es subdendrítico⁹, típico de laderas volcánicas¹⁰. La configuración topográfica resulta importante para comprender la distribución hidrológica debido a que por encima de los 4,500 msnm se encuentran pendientes pronunciadas que se van atenuando conforme disminuye la altitud. En sus cimas o parteaguas la precipitación cae en forma de nieve o granizo permitiendo la acumulación nival, misma que sufre procesos de ablación constantes y es la principal fuente de alimentación de las corrientes de agua. Por debajo de los 4,000 msnm los escurrimientos, alimentados por las aguas de deshielo, adquieren velocidad y volumen y provocan trabajos importantes de erosión (CONANP, 2013).

⁹ Patrón de drenaje en donde las corrientes que alimentan el río principal se unen a él en ángulos agudos debido al efecto empinado de las laderas sobre las cuales se desarrollan las corrientes del río (Pérez Pons, 2015).

¹⁰ Los cuerpos tributarios son controlados estructuralmente por materiales volcánicos en conjunto con su afluente principal que fluye por un fondo plano compuesto por sedimentos fluvioglaciares y que presenta menor control estructural (Mandujano, 2013).

Red hidrográfica y regiones hidrológico-administrativas del Iztaccíhuatl

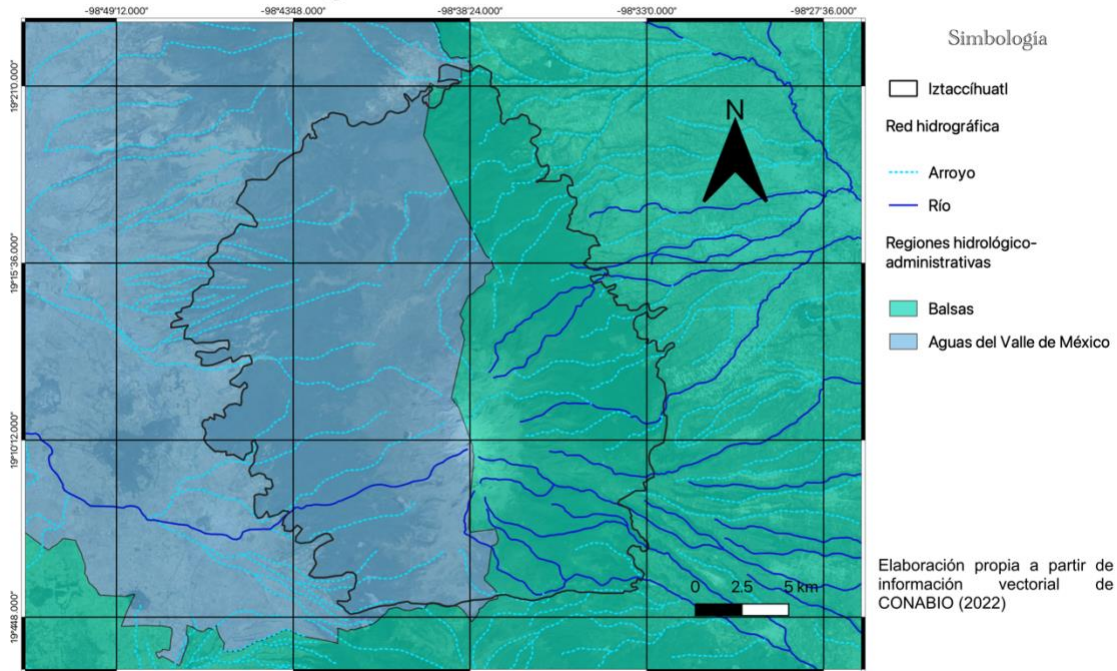


Fig. 29. Mapa de la red hidrográfica y regiones hidrológicas en el Iztaccíhuatl. Información vectorial de CONABIO (2021) y Google Satellite®.

2.6 Vegetación

De acuerdo con El Programa de Manejo Parque Nacional Izta-Popo (CONANP, 2013), esta región representa el remanente más importante de bosque de coníferas y praderas de alta montaña del centro del país. Cabe destacar que tiene una gran extensión de bosques de coníferas en buen estado de conservación¹¹ y una elevada diversidad de su flora y fauna.

A lo largo del gradiente altitudinal del volcán, la vegetación se distribuye en una serie de pisos con bosques de encino (*Quercus spp.*) hasta los 2,800 msnm, bosques de oyamel (*Abies religiosa*) y mixtos (*Quercus sp.*, *Pinus sp.*, *Allnus*

¹¹ El bosque de coníferas abarca 21 ha o 52.33% de la superficie total del Parque (CONANP, 2013).

zorullensis) hasta los 3,400 msnm, bosques de pino (*Pinus hartwegii*) hasta los 4,000 msnm y zacatonal y enebros de montaña (*Juniperus monticola*) hasta los 4,500 msnm. En los pisos del *Pinus hartwegii* y del zacatonal se hacen notar las variaciones diarias de temperatura, siendo comunes los procesos de soliflucción y crioturbación (Giménez de Azcárate et al., 2009).

Por su parte, la Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (2013) distingue tres tipos principales de vegetación dentro del PNIP que se distribuyen en función de las condiciones bioclimáticas marcadas por la altitud. Los bosques de coníferas representan la vegetación dominante, seguidas por las praderas de alta montaña o pastizal alpino; entre estas dos zonas se encuentra un ecotono constituido por una franja de aproximadamente 100 metros. Ahí, la jarilla (*Digitalis sp.*), el cardo santo, (*Lupinus sp.*) y el gordolobo (*Verbascum thapsus*) son las principales especies que lo componen. Además, se menciona una alta diversidad de hongos localizada entre la primera zona y el ecotono.

Bosque de coníferas

Según Flores et al. (1976), el conjunto de bosques de coníferas en México ocupa cerca del 15% del territorio y más del 90% de esta superficie se corresponde con los bosques de *Pinus* o de *Pinus* y *Quercus*, seguidos en extensión por los bosques de *Juniperus* y *Abies*.

Los pinos mexicanos se distribuyen en las regiones montañosas por encima de los 500 msnm, resultando poco común que superen los 3,000 msnm. Los bosques de pino del PNIP se caracterizan por ser bosques maduros y en buen estado de conservación además de representar zonas de importancia para la regeneración natural (CONANP, 2013).

En el Iztaccíhuatl, por debajo de los 4,500 msnm existen de manera aislada individuos de *Juniperus monticola*. En el límite superior del bosque, ubicado

alrededor de los 4,000 msnm, con frecuencia se desarrolla un bosque achaparrado y abierto de *Pinus hartwegii*. Entre los 4,000 msnm y los 3,600 msnm se establece el bosque denso de *Pinus hartwegii*, que es tolerante a las bajas temperaturas y nevadas (Prado, 2017). De acuerdo con Holtmeier (2009, mencionado por Soto et al. (2021), el límite superior del bosque está caracterizado por la disminución de la densidad de la vegetación y la escasa altura de los individuos que lo componen y es determinado a partir de los regímenes de precipitación y temperatura y por las características del sustrato geológico y edafológico. Para estos autores, el promedio del límite altitudinal del bosque discontinuo (Treeline) en el Iztaccíhuatl se encuentra a una altitud de 4,170 msnm mientras que el límite del bosque denso (Timberline) está a 4,120 msnm (Fig. 30).



Fig. 30. Individuo de *Pinus hartwegii* (izquierda) y bosque achaparrado de la misma especie a los 4,100 msnm en el área de Paso de Cortés (derecha). Diciembre, 2021

Las asociaciones de bosques de encino en el PNIP son complejas, al entremezclarse con otros tipos de vegetación. Entre los 2,400 y 3,100 msnm se

distribuyen especies de *Quercus laurina*, *Quercus rugosa* junto con abetos (*Abies religiosa*), madroños (*Arbutus tessellata*), cedros (*Cupressus* sp.) y pinos (*Pinus* sp.) (CONANP, 2013).

Pastizal alpino

El pastizal alpino es una comunidad vegetal perteneciente a las gramíneas que se reúnen bajo el nombre coloquial de pastizal, zacatal o zacatonal (Rzedowski, 1978). El pastizal alpino en México se desarrolla entre los 3,950 msnm y los 4,750 msnm y abarca un total de 18 especies (Arredondo-Amezcuca et al., 2016). A partir de lo anterior, de acuerdo con Rzedowski (1978) este tipo de pastizal solamente se encuentra en México en aquellas montañas que superan o se acercan a los 4,000 msnm (Pico de Orizaba, Sierra Negra, Popocatepetl, La Malinche, Iztaccíhuatl, Nevado de Toluca, Tacaná, Nevado de Colima, Cofre de Perote, Tancítaro, Ajusco y Tláloc).

Los pastizales de alta montaña que se distribuyen por el PNIP se encuentran entre las cotas de los 2,700 msnm y 4,500 msnm y resultan de una combinación de zacatonales primigenios (Fig. 31) mezclados con zacatonales secundarios que han sido introducidos con fines ganaderos. Dentro de dichas comunidades vegetales, la CONANP (2013) distingue dos tipos: zacatonal y el pastizal alpino/subalpino.

Las especies dominantes de zacatonal que no superan los 30 cm de altura se encuentran de manera mayoritaria entre los 3,400 msnm y los 4,350 msnm y son gramíneas o estoloníferas de los siguientes géneros: *Agrostis*, *Bromas*, *Calamagrostis*, *Festuca*, *Muhlenbergia* y *Poa*.

El pastizal subalpino/alpino distribuido mayoritariamente por encima del timberline está constituido por las siguientes especies: *Calamagrostis tolucensis*, *Festuca hephaestophila*, *Festuca lívida*, *Festuca tolucensis*, *Muhlenbergia macroura* y *M.*

quadridentata. Los pastizales subalpinos/alpinos dentro del PNIP, tienen una altura de entre 60 y 120 cm y, dependiendo de la altitud y características edafológicas, se agrupan en cinturones con fisonomías definidas.



Fig. 31. Las zonas de zacatonal primigenio localizadas por encima del timberline conforman una parte de los pastizales alpinos del Iztaccíhuatl. Diciembre, 2021

2.7 Edafología

De acuerdo con INIFAP-CONABIO (1995), en el Iztaccíhuatl predominan 5 tipos de suelos: andosol húmico, litosol, regosol éutrico, regosol dístrico y cambisol húmico.

La mayor parte del edificio volcánico del Iztaccíhuatl se encuentra cubierto por regosoles dístricos con textura media. Este tipo de suelo se distribuye desde la zona de cumbres hasta aproximadamente los 3,100 msnm. En la Panza, Rodillas y Pies predominan los litosoles mientras que en un sector septentrional del volcán se encuentran andosoles húmicos alternados con unas pequeñas áreas de cambisoles húmicos; y, por último, en una pequeña sección al sur y oeste del Iztaccíhuatl se desarrollan regosoles éutricos (Fig. 32). A continuación, se exponen las características principales de cada tipo de suelo según la clasificación de la FAO (2008):

Andosol húmico: se desarrolla sobre eyecciones o vidrios volcánicos bajo casi cualquier tipo de clima (excepto condiciones híper-áridas). Son suelos negros característicos de paisajes volcánicos. La meteorización rápida de vidrios o eyecciones volcánicas produce una acumulación de complejos órgano-minerales estables. El carácter húmico se le da por tener al menos un 1% de contenido de materia orgánica en los primeros 50 cm de profundidad.

Litosol: suelos someros y pedregosos que se desarrollan sobre roca fresca. Se desarrollan en todas las zonas climáticas, son susceptibles a la erosión y se localizan en áreas montañosas con más de un 40% de pendiente. Sus espesores no superan los 25 cm y en más de un 80% están formados por gravas y bloques.

Regosol dístrico: los regosoles forman un grupo taxonómico remanente que contiene todos los suelos que no pudieron acomodarse en alguno de los otros GSR¹². Generalmente son suelos poco desarrollados en materiales no consolidados, no son someros ni son ricos en gravas. Se extienden sobre terrenos erosionados de zonas áridas, semi-áridas y/o montañosas. El carácter dístrico aparece en aquellos con una saturación en bases¹³ de por lo menos un 50% entre los primeros 20 y 100 cm del suelo o, en algunos casos, entre los primeros 20 cm y la roca continua.

Regosol éútrico: este tipo de suelo se desarrolla en materiales no consolidados, con una susceptibilidad a la erosión moderada-alta; posee un único horizonte A claro, con poca materia orgánica, muy delgado y, al secarse es duro y sin salinidad. El subtipo éútrico presenta un grado de saturación de bases del 50% o

¹² Grupo de Suelos de Referencia.

¹³ La saturación con bases es la cantidad de iones cargados positivamente que son absorbidos en la superficie de las partículas del suelo y se expresa por medio de un porcentaje. Proporciona información sobre la acidez, disponibilidad de nutrientes y fertilidad del suelo. Se relaciona con el pH del suelo y se dirige a conocer la cantidad de limo requerida en un suelo ácido para neutralizarlo (FAO, 2021).

más en los 20-50 cm superficiales y no cuenta con una presencia importante de carbonato de calcio.

Cambisol húmico: son suelos jóvenes con acumulaciones moderadas de Ca, Fe, Mn y arcilla. Presentan al menos un horizonte superficial incipiente. Se evidencia la transformación del material parental cuando se observa una formación de estructura y decoloración parduzca, incremento de arcilla y/o remoción de carbonatos. Este tipo de suelos se desarrollan sobre materiales de origen eólico, aluvial y coluvial. Generalmente presentan poca susceptibilidad a la erosión y son de buena calidad para su uso con fines agrícolas. El carácter húmico lo obtiene cuando existe más de un 1% de materia orgánica en los primeros 50 cm desde la superficie.

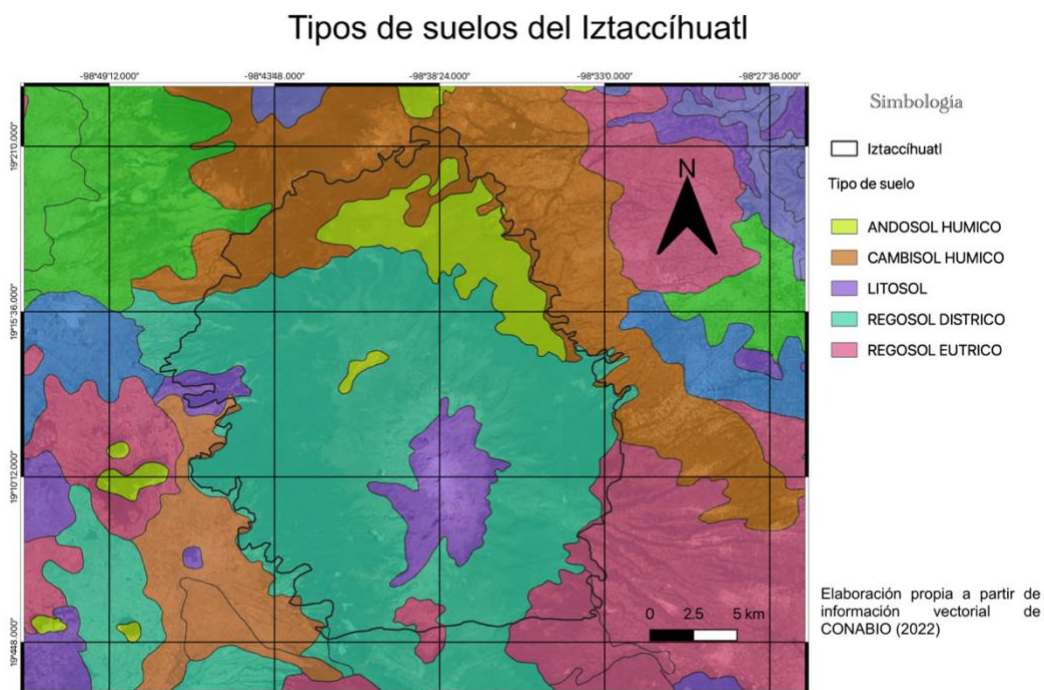


Fig. 32. Mapa edafológico en el Iztaccíhuatl. Información vectorial de CONABIO (2021) y Google Satelite®.

Capítulo 3. Materiales y métodos

La metodología para llevar a cabo esta investigación se dividió en dos partes (Fig. 33): trabajo de gabinete y trabajo de campo.

El trabajo de gabinete, a su vez, se dividió en dos partes: investigación bibliográfica y análisis de imágenes satelitales.

La recopilación y análisis de bibliografía especializada se enfocó en tres temas principales: los glaciares y sus formas de modelado, la PEH (dinámicas y procesos influyentes) y la caracterización de aspectos físico-geográficos de la zona de estudio.

El análisis de imágenes se dividió en dos partes: las imágenes satelitales obtenidas de GoogleEarth® (Landsat/Copernicus; Airbus Digital Globe 2023 de Google Earth®) y la sobreposición del mapa “El Iztaccíhuatl con la posición de sus glaciares” de Lorenzo (1964) sobre la misma plataforma. Las imágenes satelitales permitieron realizar un primer mapa geomorfológico a detalle para delimitar las morrenas pertenecientes al avance glaciar de la PEH sobre el valle de Ayoloco, en el volcán Iztaccíhuatl y, de esta forma, obtener criterios para seleccionar los cordones morrénicos pertenecientes a la etapa de interés sobre todos los flancos del volcán (Fig. 35).

Posteriormente, la sobreposición del mapa de Lorenzo (1964) sobre las imágenes satelitales de Google Earth® permitió calcular la superficie ocuparon los glaciares en el volcán en el año 1958 CE. Además, dicho mapa representa otro punto de referencia para el cálculo del retroceso glaciar en el Iztaccíhuatl a través del tiempo.

El trabajo de campo consistió en correlacionar la información recopilada (análisis bibliográfico) y la información generada durante el trabajo de gabinete (mapa geomorfológico preliminar) con las estructuras geomorfológicas de interés en el

volcán: las morrenas relacionadas con la PEH. La información recopilada sobre los avances glaciares (tanto del Iztaccíhuatl como de otros volcanes del centro de México), el primer mapa geomorfológico y el conocimiento personal de los sitios de más fácil acceso, permitieron definir los sitios para la visita de campo. Durante el trabajo de campo se visitaron los valles de Ayoloco y Atzintli para corroborar las formas morrénicas delimitadas previamente, además de que dicha visita fue provechosa para obtener material fotográfico que enriqueció la investigación (principalmente tipos de vegetación y formas de modelado glaciar), además de que se verificó la altitud de algunos de los frentes glaciares actuales para su posterior corroboración en la segunda parte del trabajo de gabinete.

Fue de gran utilidad dicha visita debido a que complementó la información existente, permitió corregir algunas formas morrénicas delimitadas previamente y, de manera complementaria, se generó material fotográfico que enriqueció la parte descriptiva de la investigación.

El trabajo cartográfico consistió, por un lado, en la interpretación de imágenes satelitales de Google Earth Pro® (2023) y la delimitación de las morrenas de interés en la misma plataforma, posteriormente se digitalizaron dichos polígonos sobre un Sistema de Información Geográfica (QGIS 3.28). Para calcular el área de la superficie glaciar de 1958 CE, se utilizó la técnica de interpretación de imágenes, en donde se sobrepuso la imagen del mapa de Lorenzo (1964) sobre la plataforma de Google Earth Pro®, se trazaron los polígonos que representan los glaciares para esa fecha y se digitalizó en el mismo Sistema de Información Geográfica (SIG) para, finalmente, poder calcular la superficie correspondiente en QGIS 3.28. El mismo proceso de interpretación y digitalización se realizó para calcular el área que ocupan los glaciares actuales. Esta parte de la investigación, en conjunto con el trabajo de campo, permitieron realizar una delimitación final de las morrenas de interés, así como reconstruir la extensión de los glaciares durante la PEH, 1958 CE y el mapa geomorfológico final que incluye el cálculo de superficies glaciares en las distintas fechas, así como la magnitud del retroceso de los frentes glaciares a partir de la PEH.

A continuación, se detalla la metodología utilizada en la presente investigación:

Trabajo de gabinete	Trabajo de campo
<p>Recopilación y análisis bibliográfico:</p> <ul style="list-style-type: none"> - Los glaciares y sus formas de modelado (Bibliografía tanto general como específica sobre los procesos glaciares). - Dinámicas y procesos influyentes en la PEH, en México y en el mundo. - Caracterización físico-geográfica del Iztaccíhuatl. <p>Primer análisis de imágenes satelitales:</p> <ul style="list-style-type: none"> - Delimitación de morrenas en el área de estudio a través de Google Earth®. 	<p>Visita de campo:</p> <ul style="list-style-type: none"> - Identificación de morrenas en el valle de Ayoloco. - Toma de fotografías de cordones morrénicos en los valles. De Ayoloco y Atzintli.

Análisis de geomorfología glaciar y cartografía geomorfológica

<p>Análisis de geomorfología glaciar de interés:</p> <ul style="list-style-type: none"> - Revisión de morrenas y valles glaciares previamente delimitados en el trabajo de gabinete. 	<p>Cartografía geomorfológica:</p> <ul style="list-style-type: none"> - Delimitación de polígonos correspondientes a la superficie glaciar durante el máximo avance de la PEH. - Delimitación de polígonos correspondientes a la superficie glaciar en 1958 CE a partir de la sobreposición del mapa de Lorenzo (1964). - Cálculo de la morfometría de morrenas y de las superficies glaciares para las tres fechas.
---	---

Resultados

- Mapa geomorfológico de las morrenas de la PEH y de la extensión de los glaciares en la PEH, en 1958 CE y actual.
- Superficie glaciar correspondiente a la PEH, 1958 CE y actual.
- Media altitudinal del frente de los glaciares para cada fecha.
- Retroceso del frente de los glaciares a partir de la PEH.

Fig. 33. Estructura de la investigación.

3.1 Análisis bibliográfico

Las fuentes bibliográficas utilizadas para la investigación fueron obtenidas a partir de artículos científicos, tesis, documentos gubernamentales y libros especializados referentes a los temas de interés que permitieran contextualizar la

zona de estudio.

El análisis de dichas fuentes de información permitió tener un marco teórico referencial para conocer las dinámicas y procesos glaciares tanto en montañas mexicanas como de otros países, así como el contexto climático y los factores causales de la PEH en México y en el mundo (principalmente Europa, Norteamérica, Centroamérica y Suramérica). También, el análisis bibliográfico representó una referencia para conocer las distintas metodologías de fechamiento en montañas con evidencias paleoglaciares que se relacionan tanto con la PEH como con eventos anteriores de glaciación.

Al tener referencias de la zona de estudio, se plasmó la información más relevante sobre los aspectos geológicos, geomorfológico-glaciares, climáticos, hidrológicos y edafológicos del Iztaccíhuatl, lo que hizo posible analizar los resultados cartográficos y obtener conclusiones.

3.2 Cartografía geomorfológica

La cartografía geomorfológica es un documento gráfico en donde se representan de manera sintética las formas del relieve de una región; es una interpretación subjetiva del paisaje geomorfológico que debe ser fácilmente referenciable sobre la superficie terrestre según los intereses de la investigación (Peña Monné, 1997).

El análisis del complejo morrénico referente a la PEH en el Iztaccíhuatl se llevó a cabo mediante la interpretación de imágenes satelitales de Google Earth Pro® y la elaboración de un mapa geomorfológico detallado (escala 1:2 0000) derivado de la interpretación de las imágenes y de la corroboración en campo. Se utilizaron imágenes satelitales debido a que su resolución de 15 metros por píxel resulta suficiente para analizar las morrenas del Iztaccíhuatl.

La identificación y delimitación de las morrenas siguieron los criterios utilizados por White y Valastro (1984) y el mapa de cronología glaciár del Iztaccíhuatl realizado por Vázquez-Selem y Heine (2011). De tal manera, se consideró principalmente la morfología de los depósitos y su distribución con relación a la posición altitudinal a la que se encuentran. Así, dentro de las cotas de los 4,315 y 4,850 msnm, se identificaron cordones morrénicos que enmarcan a valles glaciares en todos los flancos del volcán.

Se obtuvo el área de los glaciares actuales con base en Google Earth Pro®; y de los glaciares en 1958 CE mediante la sobreposición, en Google Earth Pro®, del mapa de extensión de los glaciares elaborado por Lorenzo (1964) (Fig.34). Luego, se compararon las superficies glaciares del máximo avance de la PEH, de 1958 CE y las actuales para analizar la magnitud del retroceso que han sufrido los frentes glaciares a partir de la PEH.

Para la realización de los mapas geomorfológicos se utilizaron los criterios de Guerra Peña (1980) y Lugo Hubp (1988). Se trabajó sobre la plataforma de Google Earth Pro® para digitalizar las morrenas identificadas, los glaciares en 1958 CE y los glaciares actuales, creándose un archivo KMZ que fue exportado a QGIS 3.28 para, posteriormente, calcular el área con coordenadas UTM que abarcaron los hielos glaciares referentes a la PEH en el Iztaccíhuatl y, de esta manera, poder realizar los cálculos correspondientes.

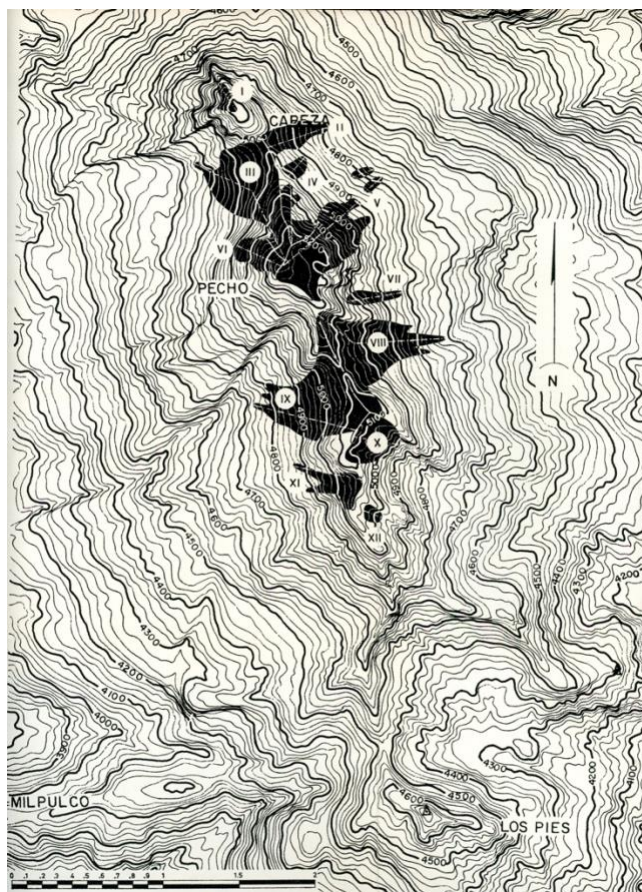


Fig. 34. El Iztaccíhuatl con la posición de sus glaciares. Fuente: Lorenzo (1964).

3.3 Selección del área de muestreo

Posterior a la delimitación del área de estudio en el trabajo de gabinete, los criterios para seleccionar los sitios para la visita de campo fueron los siguientes: por un lado, formas morrénicas prominentes dentro de las cotas altitudinales mencionadas y, por otro lado, que fueran sitios con buena accesibilidad.

A partir de ello, se determinó el valle de Ayoloco como el óptimo para la visita de campo (Fig. 35).

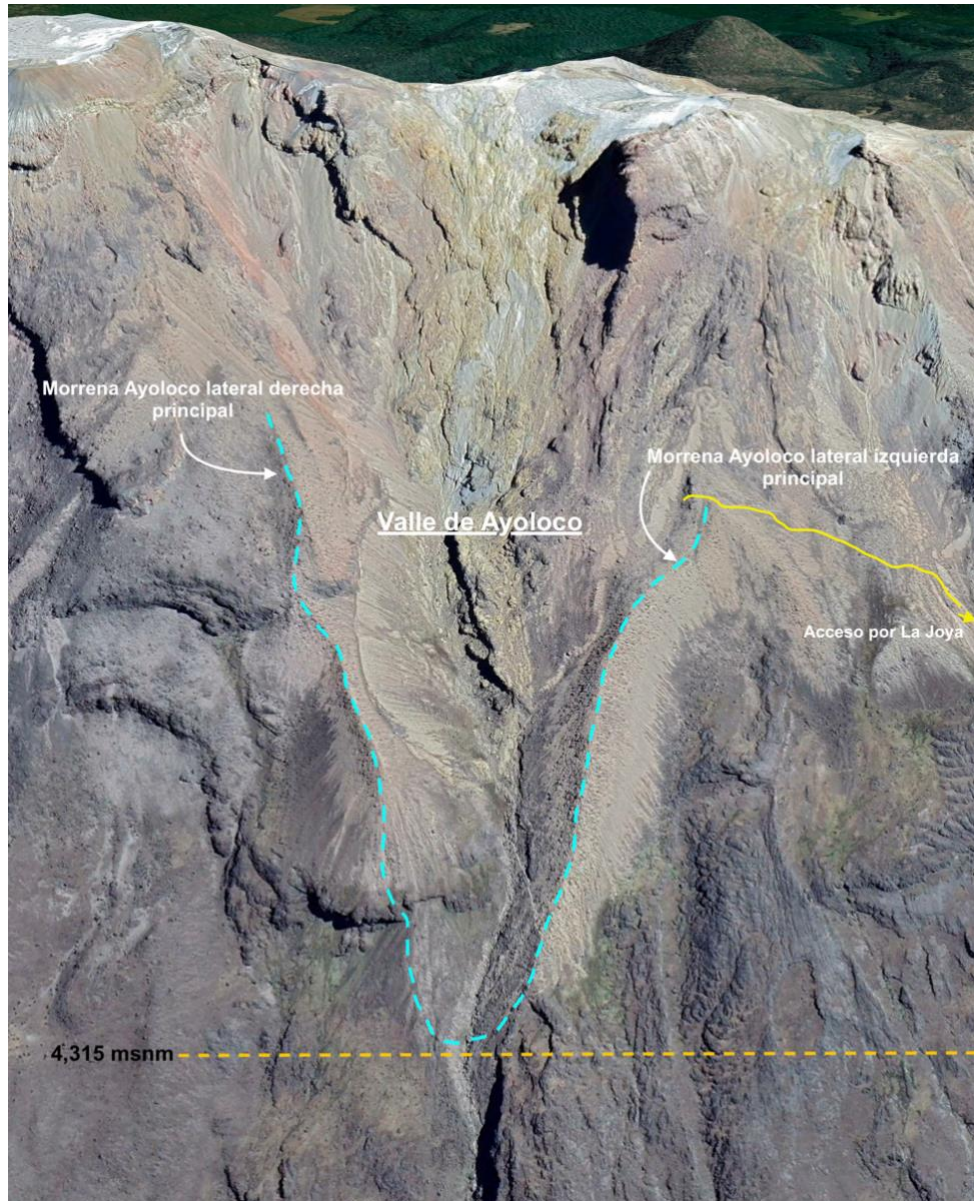


Fig. 35. Formas morrénicas que reunieron los criterios del área de muestreo: formas prominentes que se localizadas en sitios viables para acceder y a partir de los 4,315 msnm. Fuente: Edición propia a partir de imagen satelital tomada de Google Earth®.

Capítulo 4. Resultados

4.1 Mapa Geomorfológico

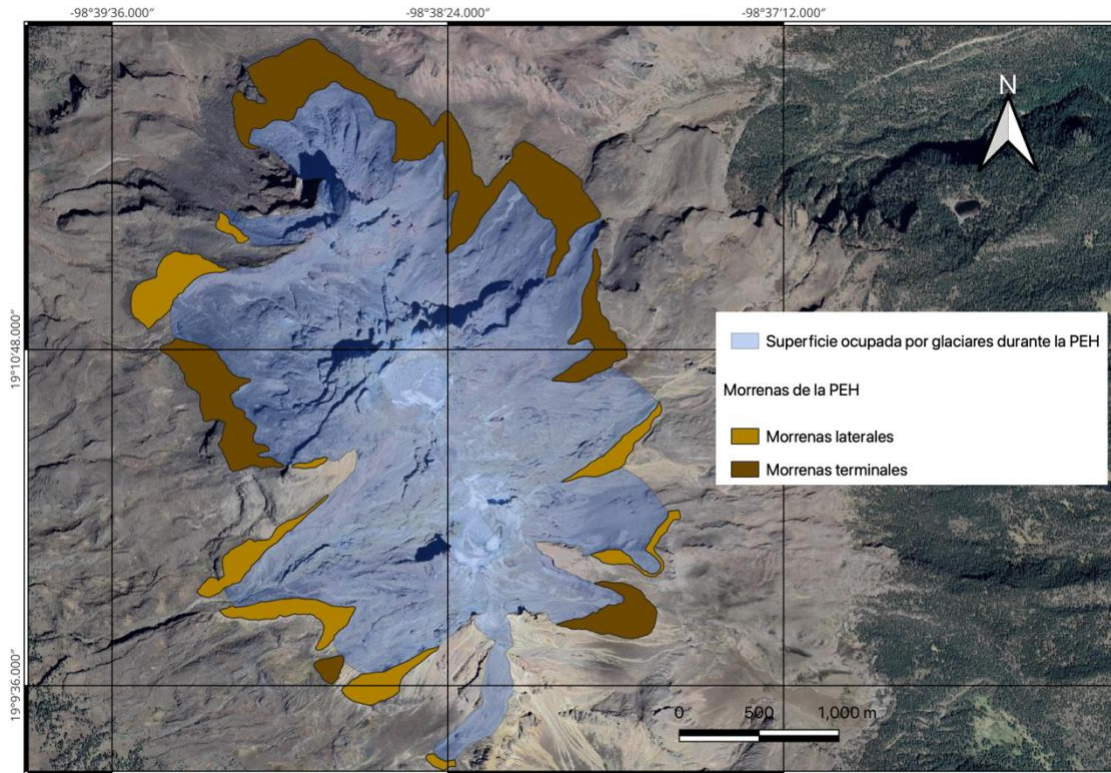
El mapa geomorfológico que se muestra del Iztaccíhuatl, con escala 1:20,000, se focaliza en el complejo morrénico formado durante el máximo avance glacial ocurrido en la PEH (Fig. 38). Se localizaron 14 morrenas correspondientes a dicha etapa, de las cuales 5 son morrenas terminales (MT) y 9 morrenas laterales (ML) (Fig. 36). A partir de las morrenas mencionadas, se reconstruyó el glaciar que prevaleció durante la PEH. Además, se sobrepuso el mapa presentado por Lorenzo (1964) donde se muestra la superficie ocupada por glaciares en 1958 CE en el Iztaccíhuatl y, así, se comparó el retroceso que han sufrido los frentes de los glaciares desde la PEH hasta la actualidad en dicho volcán.

4.1.1 Complejo morrénico

Las morrenas se localizan de manera mayoritaria en los flancos Norte, Este y Oeste, siendo el flanco sur el que presenta menor cantidad de morrenas referentes a la etapa de interés. Se calculó un área total para el complejo morrénico de 1,779,018 m² (1.779 km²) y se localiza dentro de las cotas de los 4,315 msnm y los 4,850 msnm, teniendo una altitud media de 4,582.5 msnm. La morrena que presenta la mayor superficie es la MT4 con 766,434 m², mientras que la de menor superficie es la ML6 con 7,823 m². Este complejo morrénico se correlaciona altitudinalmente con morrenas del Citlaltépetl mencionadas por Palacios et al. (1999) y las datadas por Bonilla (2023); de igual manera, concuerda con las morrenas del Iztaccíhuatl, identificadas *a priori*, de la PEH por Vázquez-Selem y Heine (2011).

Debido a que la actividad volcánica del Iztaccíhuatl cesó desde hace 0.08 Ma (Nixon, 1989), los registros morrénicos del volcán se encuentran en muy buen

estado de conservación y, gracias a ello, su identificación es posible y clara mediante imágenes satelitales.



4.1.1.1 Morrenas terminales

A partir de la geometría semicircular que tienen las morrenas terminales (ver capítulo 1) y mediante las imágenes satelitales de Google Earth Pro® y Google Satelite®, se identificaron 5 morrenas terminales o frontales (MT) que cubren una superficie total de 1,252,262 m². La máxima altitud a la que se encuentran este tipo de morrenas es de 4,834 msnm y la mínima altitud es de 4,315 msnm, siendo los 4,574.5 msnm su media altitudinal. La morrena terminal de mayor superficie es la MT4 con 766,434 m², mientras que la de menor superficie es la MT1 con

22,571 m² (Tabla 1); éstas se encuentran en los flancos NNE y SO, respectivamente (Fig. 36).

Morrena terminal	Coordenadas (centroide)	Altitud máxima (msnm)	Altitud mínima (msnm)	Altitud media (msnm)	Orientación	Área (m ²)	Perímetro (m)	Ancho máximo (m)
MT1	19° 09'39.41"N -98°38'49.53"O	4598	4516	4557	SO	22571	597	78
MT2	19° 9'52.19"N 98°37'49.94"O	4834	4550	4692	SE	113740	1970	341
MT3	19°10'55.32"N 98°37'53.62"O	4775	4505	4640	E	126468	2588	338
MT4	19°11'28.98"N 98°38'30.77"O	4745	4315	4530	NE	766434	9306	316
MT5	19°10'36.12"N 98°39'12.43"O	4759	4449	4604	O	223047	3117	428

Tabla 1. Morfometría de morrenas terminales en el Iztaccíhuatl.

4.1.1.2 Morrenas laterales

Las morrenas laterales presentan una geometría lineal que puede ir desde la salida de la acumulación glaciar hasta el comienzo de una morrena frontal (ver capítulo 1). En el Iztaccíhuatl se identificaron 9 morrenas laterales (ML) que cubren una superficie de 526,756 m². La máxima altitud a la que se encuentran este tipo de morrenas es de 4,850 msnm y la mínima altitud es de 4,333 msnm, siendo los 4,591.5 msnm su media altitudinal. La morrena lateral de mayor superficie es la ML5 con 129,513 m², mientras que la de menor superficie es la ML6 con 7,822 m² (Tabla 2); éstas se encuentran en los flancos NO y O, respectivamente (Fig. 36).

Morrena lateral	Coordenadas	Altitud máxima (msnm)	Altitud mínima (msnm)	Altitud media (msnm)	Orientación	Área (m ²)	Perímetro (m)	Ancho máximo (m)
ML1	19° 9'19.62"N 98°38'25.51"O	4592	4533	4562.5	SO	10403	484	63
ML2	19°10'6.52"N 98°37'43.74"O	4810	4522	4666	SSE	41658	2083	98
ML3	19°10'28.25"N 98°37'48.86"O	4811	4501	4656	E	60846	1770	136
ML4	19°11'14.13"N 98°39'10.19"O	4703	4600	4651.5	NNO	15961	638	105
ML5	19°11'0.72"N 98°39'21.41"O	4645	4407	4526	NO	129513	1781	259
ML6	19°10'23.73"N 98°38'53.63"O	4833	4787	4810	O	7822	503	56
ML7	19°10'5.83"N 98°39'3.64"O	4769	4333	4551	O	85022	2321	181
ML8	19° 9'49.20"N 98°38'58.31"O	4694	4391	4542.5	O	99927	2187	223
ML9	19° 9'38.15"N 98°38'36.27"O	4850	4516	4683	SSO	75597	1534	240

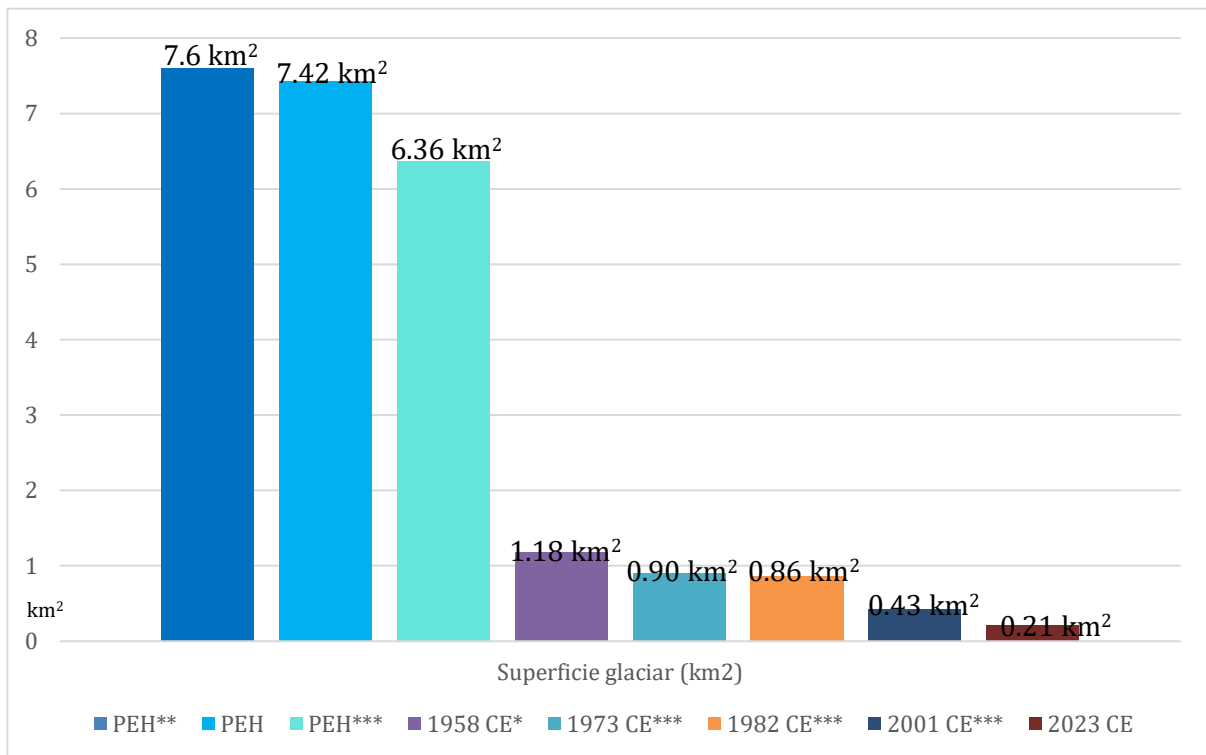
Tabla 2. Morfometría de morrenas laterales en el Iztaccíhuatl.

4.2 Superficie glaciaria durante la PEH

Los depósitos morrénicos encontrados en el Iztaccíhuatl que se localizan a partir de los 4,315 msnm y hasta los 4850 msnm permitieron realizar una reconstrucción aproximada de los glaciares formados durante la PEH en dicho volcán (Fig. 37).

A partir del máximo avance glaciario propio de la PEH, las masas de hielo del Iztaccíhuatl han retrocedido drásticamente. Con el apoyo de imágenes satelitales (Google Earth®, 2023; Google Maps®, 2023) se obtuvo la superficie actual que ocupan los glaciares (Gráfica 1) y, a partir de ello, se calculó la magnitud del retroceso que han sufrido desde la PEH hasta la actualidad. Además, mediante la

superposición del mapa realizado por Lorenzo (1964), donde cartografió la extensión que tuvieron los glaciares en 1958 CE (Fig. 34), los datos de superficies glaciales de Vázquez Selem (2011), los datos compilados por Delgado-Granados et al. (2015) y la superficie glacial actual presentada en este trabajo, se muestra la superficie ocupada por glaciares en la PEH, 1850 CE¹⁴, 1958 CE, 1973 CE, 1982 CE, 2001 CE y 2023 CE.



Gráfica 1. Superficie ocupada por glaciares durante la PEH, 1958 CE, 1973 CE, 1982 CE, 2001 CE, y 2023 CE.

* Cálculo a partir de Lorenzo (1964)

** Vázquez Selem (2011)

***Delgado-Granados et al. (2015)

La superficie calculada para la máxima extensión glacial durante la PEH es de 7.421 km² (7,421,857 m² (Fig. 37). La superficie calculada para los glaciares del

¹⁴ Delgado-Granados et al. (2015) consideran que el máximo avance glacial de la PEH ocurrió en 1850 CE. Debido a ello, en este trabajo los datos de Delgado-Granados et al. (2015) de 1850 CE equivalen a PEH de la presente investigación.

Iztaccíhuatl en 1958 CE es de 1.180 km² (1,180,664 m²) mientras que los datos presentados por Delgado-Granados et al. (2015) son de 6.36 km² para 1850 CE, 0.90 km² para 1973 CE, 0.86 km² para 1982 CE y 0.43 km² para 2001 CE, y la superficie actual calculada es de 0.210 km² (210,268 m²) (Fig. 35). El porcentaje referente a la disminución de superficie ocupada por hielo glaciar entre la PEH y 2023 CE en el Iztaccíhuatl es de un 97.18%. Esto significa que existen 7.21 km² menos de hielo glaciar que durante el máximo avance de la PEH.

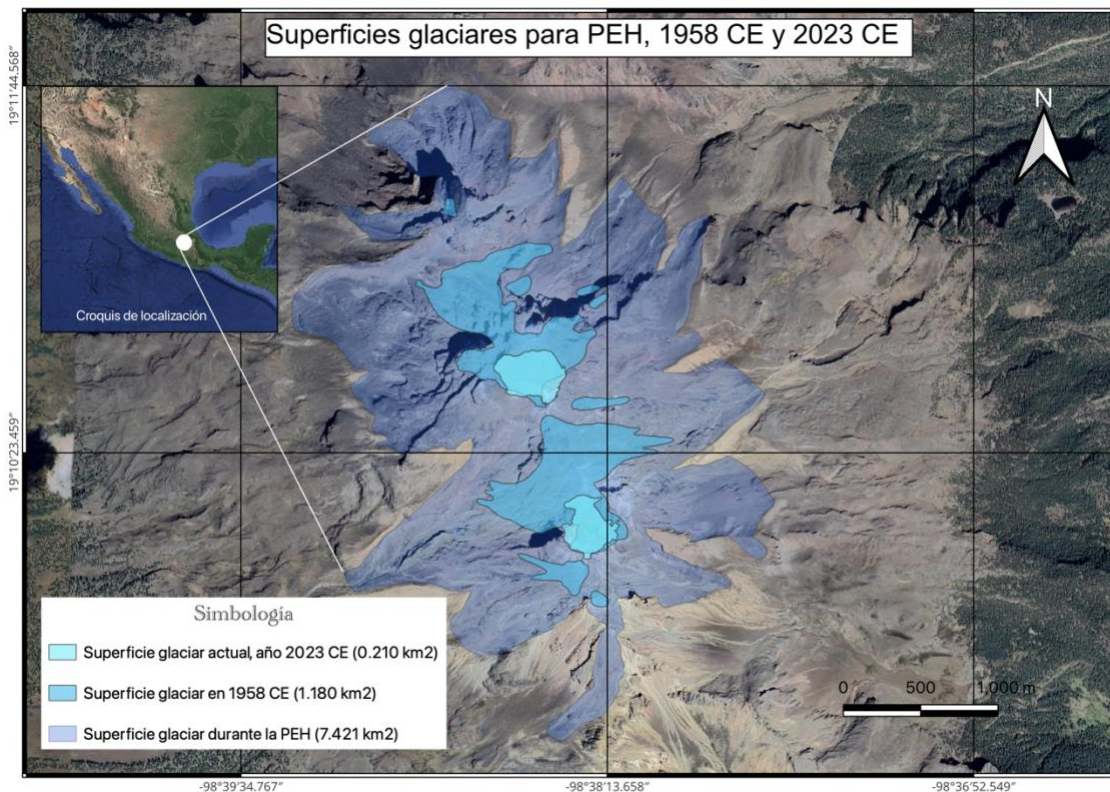


Fig. 37. Reconstrucción de las superficies ocupadas por glaciares durante las 3 etapas de interés. Fuente: Imagen satelital de Google Maps® (2023) y mapa de Lorenzo (1964); edición propia sobre imagen satelital de Google Earth Pro® y digitalizada sobre QGIS 3.28.

Después, a través del mapa geomorfológico se obtuvo la altitud promedio del frente de los glaciares para tres etapas (PEH, 1958 CE y 2023 CE). Se obtuvo una altitud promedio de 4,559 ± 63 msnm para la PEH, 4,853 ± 88 msnm para 1958 CE y 5,112 ± 67 msnm para 2023 CE (Tabla 3 y gráfica 2). A partir del máximo avance de la PEH y hasta el 2023, el promedio del frente de los glaciares ascendió una altitud de 553 metros; entre la PEH y 1958 el promedio de altitud del

frente de los glaciares ascendió 294 metros mientras que, entre 1958 CE y 2023 CE, los frentes glaciares han ascendido 259 metros (Gráfica 2). El retroceso anual de los glaciares entre la PEH y 1958 es de 0.84 m/año mientras que el retroceso entre 1958 CE y 2023 CE ha sido de 3.9 m/año. Estos resultados se complementan con los datos de White (1981a) en donde menciona una pérdida de altitud para el glaciar de Ayolotepito de 125 m entre 1953 y 1959-60 CE, calculando un aproximado de retroceso de 19 m/año y, también, una pérdida altitudinal de 57 m para el glaciar de Ayoloco entre 1955 y 1959-60 CE, estimando un retroceso de 22 m/año.

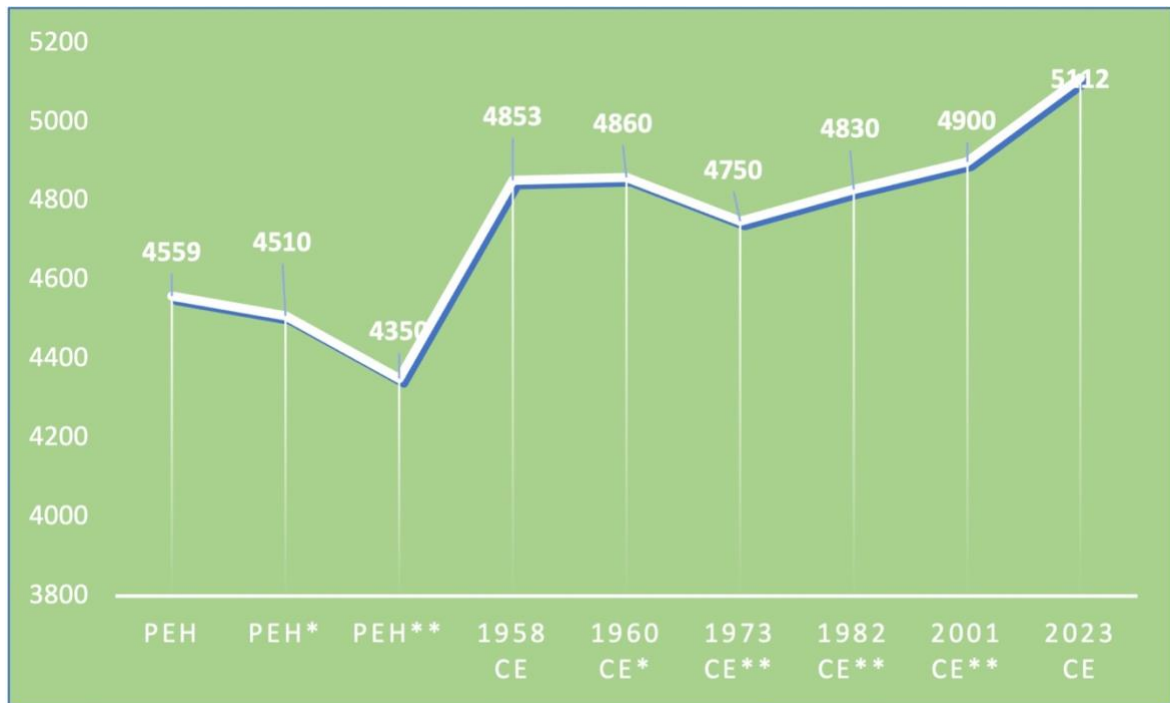
Luego, los resultados se complementaron y compararon con los datos de Vázquez Selem (2011) y Delgado-Granados et al. (2015), presentados en la tabla 3. La altitud promedio del frente de los glaciares sugerida para la PEH y 1960 CE que presentan los autores mencionados es similar con la que se calculó en este trabajo para la PEH y 1958 CE, respectivamente; de igual manera, se muestra una tendencia general de retroceso glaciar a partir de la PEH (Gráfica 2)¹⁵.

PEH	PEH*	PEH**	1958 CE	1960 CE*	1973 CE**	1982 CE**	2001 CE**	2023 CE
4,559 ± 63 msnm	4,510 ± 110 msnm	4,350 msnm	4,853 ± 88 msnm	4,860 ± 130 msnm	4,750 msnm	4,830 msnm	4,900 msnm	5,112 ± 67 msnm

Tabla 3. Altitud promedio de frentes glaciares en el Iztaccíhuatl para las distintas fechas señaladas.

* Vázquez Selem (2011)
 **Delgado-Granados (2015)

¹⁵ Los datos calculados en esta investigación y los de Vázquez Selem (2011) son un promedio altitudinal de los frentes y un cálculo de su variación estándar (que se muestra en la tabla 3), mientras que los datos de Delgado-Granados et al. (2015), probablemente, representan la información de la mínima altitud que alcanzaron los glaciares para las distintas fechas.



2023 CE.

* Vázquez Selem (2011).

** Delgado-Granados (2015)

4.3 Consideraciones finales

A través de cartografía geomorfológica detallada del complejo morrénico situado a partir de las cotas de los 4,315 msnm en el volcán Iztaccíhuatl, se ha podido calcular la superficie glaciaria considerada *a priori* de la PEH.

Las morrenas delimitadas representan el máximo avance glaciario de los últimos 1000 años. La edad relativa se establece a partir de su correlación con otros avances glaciares en montañas del centro de México y dataciones indirectas. Este complejo morrénico presenta formas prominentes y se encuentra en buen grado de conservación en casi todos los flancos del volcán, exceptuando el flanco sur que presenta pocas formas morrénicas y de dimensiones reducidas. No obstante,

en el flanco oeste, norte y este del volcán existen morrenas masivas que delimitan de manera clara donde fueron los avances glaciares.

El avance glaciar perteneciente a la PEH en montañas mexicanas es propuesto por varios autores y guarda relación con los resultados aquí presentados. Bonilla (2023) realiza un fechamiento con ^{36}Cl de morrenas en el Pico de Orizaba y, aunque con cierto grado de incertidumbre, obtiene edades que relaciona con la PEH. Dichas morrenas se encuentran entre los 4,440 msnm y 5,140 msnm siendo coincidentes altitudinalmente con las morrenas estudiadas en este trabajo. Tomando en cuenta la datación de Bonilla (2023), que establece el máximo avance glaciar en el Pico de Orizaba hacia el año 1642 CE, resulta viable relacionar las morrenas que se encuentran sobre los 4,300 msnm en el Iztaccíhuatl con los eventos fríos que caracterizaron a la PEH.

De igual manera, White (1962) realiza una secuencia glacial del flanco oeste del Iztaccíhuatl donde se relacionan a las morrenas que se encuentran a partir de los 4,270 msnm con los avances glaciares de la PEH; White (1981a) calcula las LEG para diferentes etapas glaciales en el Iztaccíhuatl, Popocatépetl y Ajusco y sugiere valores de retroceso glaciar para los glaciares de Ayoloco y Ayolotepito así como un rango altitudinal para el frente de los glaciares durante el estadio Ayolotepito de 4,270 – 4,450 msnm; la cronología glacial propuesta por Heine (1988), en donde realiza fechamientos relativos a través de depósitos glaciales y periglaciales en el Iztaccíhuatl, Pico de Orizaba, La Malinche y Nevado de Toluca, propone evidencias cronoestratigráficas que relaciona con los periodos de enfriamiento de la PEH; Palacios et al. (1999) estudian formas paraglaciales y proglaciales en el glaciar de Jamapa, del Pico de Orizaba, asociando una morrena terminal que se encuentra a los 4395 msnm a la PEH. También, Vázquez-Selem y Heine (2011) caracterizan las glaciaciones del Cuaternario tardío en México y proponen una edad relativa menor de 1 Ka para las morrenas masivas de Ayoloco a partir de una capa de pómez proveniente del Popocatépetl que se dató con ca. 1 ka y que no encontraron depositada sobre dichas morrenas.

El avance de los glaciares mexicanos muestra consonancia con los periodos más fríos de la PEH. Distintos estudios paleoclimáticos de México coinciden con que la PEH tuvo variaciones regionales. Sin embargo, de manera general sitúan un periodo más frío y seco entre 1400 CE y 1600 CE seguido de periodos húmedos con sequías periódicas en el siglo XVII (Metcalf y Davies, 2007; Metcalfe et al., 2010). Cuna et al. (2014) sitúan a la PEH entre 1350 CE y 1850 CE en sincronía con los avances glaciares de zonas de alta montaña del centro de México, teniendo una etapa más fría y seca entre 1660 CE y 1760 CE y un incremento paulatino de temperatura a partir de 1760 CE. Por otro lado, Hodell et al. (2005) y Lozano García et al. (2010) sugieren que en el sureste del país prevalecieron condiciones más frías y húmedas a mediados del siglo XV.

Estudios geomorfológicos sobre otras montañas del planeta también coinciden en relacionar los avances de los frentes glaciares con los eventos fríos de la PEH. Oliva et al. (2018), encontraron evidencia geomorfológica glacial en la parte central de los Pirineos que relacionan con la PEH; sitúan su etapa más fría entre 1620 CE y 1715 CE, a partir de cordones morrénicos y evidencias de erosión glacial (pulimiento y estrías). Grove (1988) y O'Brien et al. (1995) (mencionado por Hodell et al., 2005), caracterizan a la PEH en Europa y Norteamérica con base en el avance de los glaciares en los Alpes Suizos, con temperaturas generales más frías que las actuales. En Suramérica, Cioccale (1999) relaciona las pulsaciones glaciares sobre los Andes argentinos con la disminución de manchas solares durante los mínimos de Spörer y Maunder.

Por otro lado, Li et al. (2016) realizan un estudio geomorfométrico de la parte del este de Tien Shan basado en un mapeo de la extensión glacial a partir de la PEH. También, según Li et al. (2016), existe un vínculo directo de las pulsaciones glaciares con las oscilaciones climáticas y concuerdan que durante la PEH hubo avance de los frentes glaciares mientras que, a partir del término de dicha etapa

fría, los frentes glaciares han retrocedido y, en las últimas décadas, el retroceso presenta una marcada aceleración.

Registro morénico y reconstrucción de la superficie glaciar desde la PEH en el Iztaccíhuatl

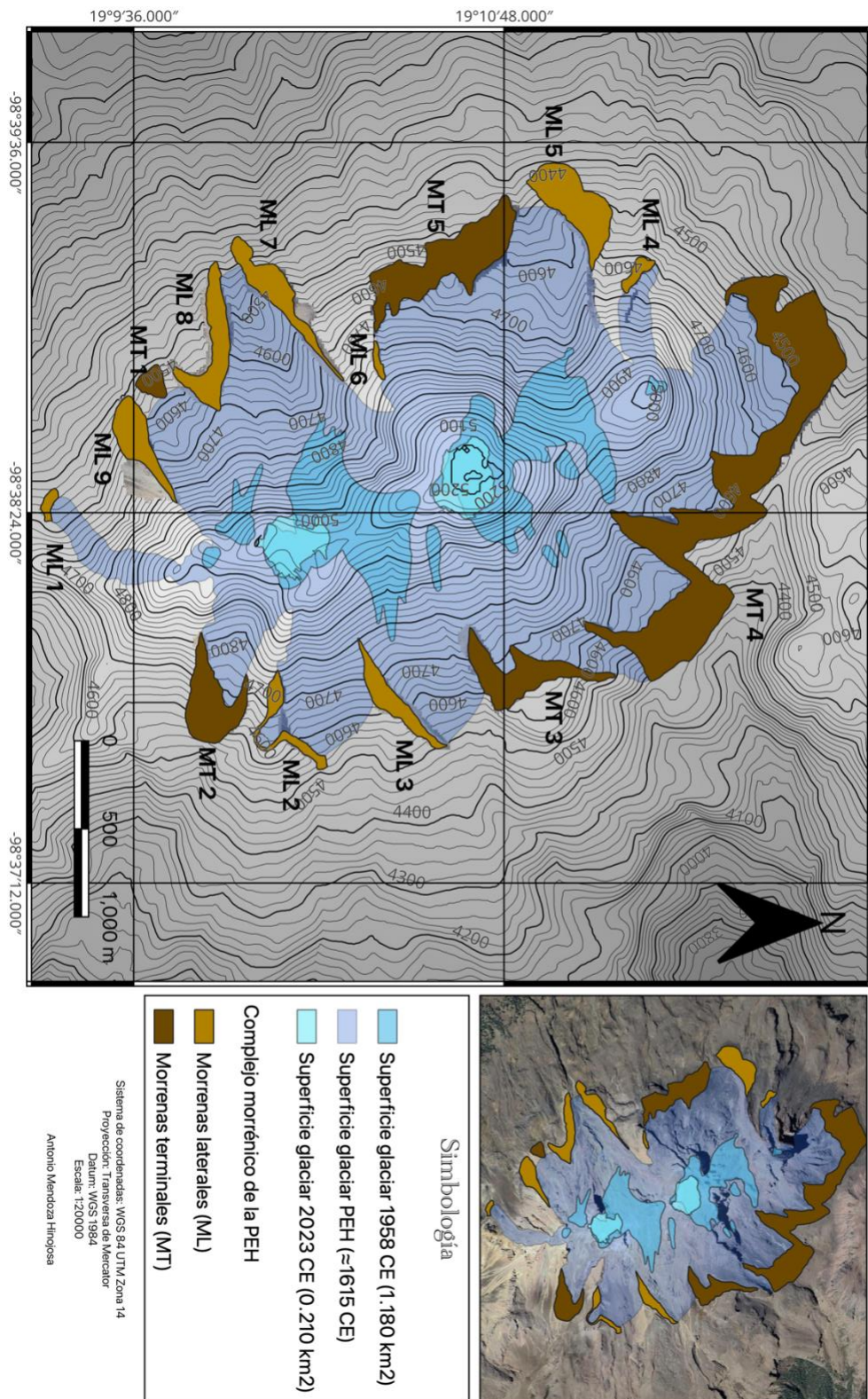


Fig. 38. Mapa final donde se representan las morrenas laterales (ML) y terminales (MT) relacionadas con el máximo avance glaciar de la PEH en el Iztaccíhuatl. De igual forma, se representan las superficies glaciares de las 3 etapas de interés.

Capítulo 5. Conclusiones

Se propone un avance glaciario en el volcán Iztaccíhuatl relacionado con la PEH a partir del registro morrénico situado a partir de la cota de los 4,430 msnm. Las morrenas mapeadas en este trabajo concuerdan con dataciones y distintos estudios geomorfológicos que establecen una relación altitudinal entre los avances glaciares de la PEH y los depósitos glaciares en montañas del centro de México.

A partir de las morrenas analizadas, se calculó que los hielos glaciares se localizaron a partir de los 4,430 msnm, alcanzando una superficie total de 7,421,857 m² (7.421 km²) y depositando 14 morrenas (9 morrenas laterales y 5 morrenas terminales), durante la etapa más fría de la PEH (Fig. 38).

De igual forma, se calculó la superficie glaciaria en 1958 CE, misma que fue de 1,180,664 m² (1.180 km²); y la actual, que alcanza 210,268 m² (0.210 km²). A partir del máximo avance glaciario relacionado con la PEH, los frentes glaciares han retrocedido drásticamente y han mostrado una marcada aceleración en su retroceso a partir de 1958 CE. Los frentes glaciares han retrocedido 553 metros entre la PEH y 2023 CE. Sin embargo, entre su máximo avance y 1958 CE retrocedieron una media de 0.84 m/año, mientras que entre 1958 CE y la actualidad mostraron una velocidad de retroceso de 3.9 m/año. Se calcula que la pérdida de superficie glaciaria entre el máximo avance de los últimos 1000 años y la actualidad es del 97.18%.

La información obtenida en la presente investigación ha sido comparada con otros estudios en altas montañas del centro de México y con los de otras partes del planeta. A partir de ello, se relaciona un avance simultáneo de los glaciares mexicanos con los periodos de menor temperatura e inestabilidad climática que se sugieren para la PEH.

Esta investigación, basada en la cartografía geomorfológica, contribuye al conocimiento de la evolución glacial y paleoclimática, aportando información útil al marco de referencia de dichas ramas de conocimiento. Además, los datos del presente trabajo contribuyen al inventario glacial de México.

Finalmente, es importante que surjan nuevas discusiones que aporten información para el conocimiento del comportamiento climático a partir de la geomorfología glacial de las montañas mexicanas.

Referencias

- Abdul, N. A., Mortlock, R. A., Wright, J. D. y Fairbanks, R. G. (2016). *Younger Dryas sea level and meltwater pulse 1B recorded in Barbados reef crest coral *Acropora palmata**. *Paleoceanography*, 31(2), 330–344.
- Anderson, R., K., Miller, G., H., Briner, J., P., Lifton, N., A. y DeVogel, S., B. (2008). *A Millennial perspective on Arctic warming from ^{14}C in quartz and plants emerging from beneath ice caps*. *Geophysical Research Letters*, 35(1).
- Anderson, R., S., Anderson, S., P. (2010). *Geomorphology. The mechanisms and chemistry of landscapes*. Cambridge University Press, UK.
- Andrés Agosta, E. (2004). *Variaciones del clima y rayos cósmicos galácticos durante el ciclo solar de 11 años: Revisión Teórica*. *Meteorológica*, 29 (1-2), 47-62.
- Andrés de Pablo, N. y Palacios Estremera, D. (2010). *Cobertura nival y distribución de la temperatura en el suelo en la cumbres de la Sierra Guadarrama*. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36(2), 7-36.
- Aragón-Moreno, A., Islebe, G. A. y Torrescano-Valle, N. (2012). *A ~3800-yr, high resolution record of vegetation and climate change on the north coast of the Yucatan Península*. *Review of Paleobotany and Palynology* 178, 35-42.
- Araneda, A., Torrejón, F., Aguayo, F., Alvial, I., Mendoza, C. y Urrutia, R. (2009). *Historical records of Cipreses Glacier (34°S): combining documentary-inferred "Little Ice Age" evidence from Southern and Central Chile*. *The Holocene* (19), 1173-1783.
- Arredondo-Amezcuca, L., Martín-Rodríguez, S., Lopezaraiza-Mikel, M. y Steinmann, V. (2016). *Islas en el cielo: pastizal alpino mexicano*. [Diapositiva de Powerpoint]. Repositorio de CONANP. <https://inefectividad.conanp.gob.mx/inefectividad/CyEN/PN%20Izta-Popo/5%20MANEJO/10%20MANEJO%20DE%20ESPECIES%20END%20REL-EV/Pastizal%20alpino%20mexicano.pdf>
- Balvanera, A., Arias-González, J. E., Rdoríguez-Estrella, R., Almeida-Leñero, L y Schmitter-Soto, J., J. (2016). *Una mirada al conocimiento de los ecosistemas de México*. Ciudad de México, Universidad Nacional Autónoma de México, pp. 441.
- Banco de Imágenes Geológicas (2007). *Glaciares de circo y valle. Macizo del Mont Blanc (Francia)*. Flickr. Recuperado de: https://www.flickr.com/photos/banco_imagenes_geologicas/5018485040/in/photo_stream/

Benn D., I. y Evans, J., A., D. (2010). *Glaciers & Glaciation*. Hodder Education. Second Edition. London, UK.

Benn, D., I. y Lehmkuhl, F. (2000). *Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments*. Quaternary International, 65/66, 15-29.

Bennett, M. M. y Glasser, N. F. (2010). *Glacial Geology: Ice sheets and landforms*. Institute of Geography and Earth Sciences, Bournemouth University, UK.

Benson, L., Madole, R., Kubik, P. y McDonald, R. (2007). *Surface-exposure ages of Front Range moraines that may have formed during the Younger Dryas, 8.2 cal ka, and Little Ice Age events*. Quaternary Science Reviews (26), 1638-1649.

Bonilla, A., B. (2023). *Caracterización de la Pequeña Edad del Hielo en el volcán Citlaltépetl mediante cartografía geomorfológica y datación de morrenas con el isótopo cosmogénico terrestre ^{36}Cl* . UNAM, México. pp. 102.

Cadoux, A., Missenar, Y., Martínez Serrano, R. y Guillou, H. (2011). *Trenchward Plio-Quaternary volcanism migration the Trans-Mexican Volcanic Belt: the case of The Sierra Nevada range*. Geological Magazine, 148(03), 492-506.

Carrillo-Bastos, Al., Islebe, G. A. y Torrescano-Valle, N. (2013). *3800 Years of Quantitative Precipitation Reconstruction from the Northwest Yucatan Peninsula*. PLoS ONE, 8(12).

Cioccale M., A. (1999). *Climatic fluctuations in the Central Region of Argentina in the last 1000 years*. ELSEVIER, 61(1), 35-47.

CONABIO (2021). *Edafología, escalas 1:250000 – 1:1000000*. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. México.

CONANP (2013). Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas. Programa de Manejo Parque Iztaccíhuatl Popocatepetl. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. México. 190 p.

Cook, T. (2018). *A New Model of Drumlin Formation*. Eos, 99. Consultado el 5 de febrero de 2022 en: <https://doi.org/10.1029/2018EO091371>.

Cortés Ramos, J. (2016). *Determinación de los regímenes glaciales en los volcanes Citlaltépetl e Iztaccíhuatl: factores físicos del retroceso y evolución glacial en México*. Tesis de Doctorado. México, D.F.: Instituto de Geofísica, UNAM.

Cortés Ramos, J. y Delgado Granados, H. (2012). *The recent retreat of Mexican glaciers on Citlaltépetl Volcano detected using ASTER data*. The Cryosphere Discuss, 6(4), 3149-3176.

Cortés Ramos, J. y Delgado Granados, H. (2013). *La evolución del mayor glaciar de México vista desde el espacio*. (Primera Edición ed.), (P. d. Tierra, Ed.), Ciudad de México, México: UNAM, Coordinación de Estudios de Posgrado.

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

Crowley, T., J., Vinther, B., Udisti, R., Zielinsky, G., Kreutz, K., Cole-Dai, J. y Castellano, KE. (2008). *Volcanism and the Little Ice Age*. *PAGES Newsletter*, 16(2).

Cuchí, J., A. (2015). *Posibles efectos de la erupción de Laki (Islandia) en 1783-1784 sobre el Alto Aragón*. *Univeridad de Zaragoza*, 17, 159-175.

Cuna, E., Zawusza, E., Caballero, M., Ruíz-Fernández, A. C., Lozano-García, S. y Alcocer, J. (2014) *Envioromental impacts of Little Ice Age cooling in central Mexico recorded in the sediments of a tropical alpine lake*. *Journal of Paleolimnology*. Springer (51), 1-14.

Delgado Granados, H., Ju;io Miranda, P., Álvarez, R., Cabral-Cano, E., González, C., L., Correa, M., F., Luna, A., M. y Huggel, C. (2005). *Study of Ayoloco glacier at Iztaccíhuatl's volcano (Mexico): hazard related to volcanic activity-ice cover interactions*. *Z. Geomorph. N.F. Suppl.* (1), 181-193.

DGCS. (2021). *Declaran desaparición del glaciar Ayoloco, en el Iztaccíhuatl*. [en línea]. https://www.dgcs.unam.mx/boletin/bdboletin/2021_349.html [Consulta: 1 de noviembre de 2021].

Diario Oficial de la Federación (2010, 31 de diciembre). *Acuerdo por el que se dan a conocer los estudios técnicos de aguas nacionales superficiales de la Región Hidrológica número 18 Balsas*. Recuperado de: http://dof.gob.mx/nota_detalle_popup.php?codigo=5175730

Evans, D., J. (2018). *Till: a Glacial Process Sedimentology*. The Cryosphere Science Series. Durham University. United Kingdom.

Espizua, L. E. y Pitte, P. (2008). *The Little Ice Age glacier advance in the Central Andes (35°S), Argentina*. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* (281), 345-350.

Fagan, B. (2009). *El Gran Calentamiento. Cómo influyó el cambio climático en el apogeo y caída de las civilizaciones*. Gedisa Editorial. Barcelona, España.

FAO. (2008). *Base referencial mundial del recurso suelo. Un marco conceptual para la clasificación, correlación y comunicación internacional*. Organización de las Naciones para la Agricultura y Alimentación. Roma, Italia.

FAO (2021). *Propiedades del suelo*. Portal de suelos de la FAO. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y Alimentación. [en línea]. <https://www.fao.org/soils-portal/soil-survey/clasificacion-de-suelos/sistemas-numericos/propiedades-quimicas/es/> [Consulta: 5 de diciembre de 2021].

Ferrari, L. (2000). *Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década*. Sociedad Geológica Mexicana, 53, 84-92.

Flores, M., G., Jiménez, L., Madrigal, X., S., Moncayo, F., R. y Takaki, F., T. (1976). *Memoria del mapa de tipos de vegetación de la República Mexicana*. Secretaría de Recursos Hidráulicos. México. 59 p.

García, E. (1986). *Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Köppen*. Instituto de Geografía, UNAM. México.

García, E. (2004). *Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Köppen*. 5ª Edición. Instituto de Geografía, UNAM. México.

García E.-CONABIO (1998). *Climas, escala 1:1000000*. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. México.

García Ruíz, J. M., Gómez Villar, A., Ortigosa, L. y Martí Bono, C. (1999). *Los circos glaciares en los altos valles del Aragón y del Gállego (Pirineo central español). Análisis morfométrico y variaciones espaciales*. Cuaternario y Geomorfología. Núm. 13 (1-2), 95-108.

García Ruíz, J. M., Palacios, D., Nuria, A., Valero-Garcés, J. y López-Moreno, Y. (2014) *Holocene and Little Ice Age glacial activity in the Moarboré Cirque, Monte Perdido massif, Central Spanish Pyrenees*. The Holocene, 1-14

García Tenorio, F. (2002). *Estratigrafía y petrología del complejo volcánico Iztaccíhuatl*. Tesis de Ingeniero Geólogo. IPN, México. 149 p.

Garza Merodio, 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, UNAM. Núm. 85 pp. 82-94.

Geograstur (2020). *Kames y sandur*. Consultado el 20 de diciembre de 2021 en: <https://www.geograstur.es/fotos-del-para%C3%ADso>

Giménez de Azcárate, J., Escamilla Weinmann, M., E. y Almeida, L., L. (2009). *Datos sobre la vegetación higrófila altimontana del Volcán Iztaccíhuatl (México)*. Lazaroa. Lazaroa. 109-118.

Gómez de Salazar (2017). Panorámica del glaciar Gorner desde Gornergrat. Zermat, Suiza. Consultado el 20 de diciembre de 2021 en: <https://www.flickr.com/photos/jmgomsal/48743968471>.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M., T. y Ferrari, L. (2005). *Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana*. Sociedad Geológica Mexicana, 62(3), 227-283.

Goudie, A., S. (2004). *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. New York, USA.

Grove, J., M. (1988). *The Little Ice Age*. London: Routledge. Progress in Physical Geography, 32(1). pp. 103-106.

Guerra Peña, F. (1980). *Fotogeología*. UNAM. México. 337 p.

Gutiérrez Elorza, Mateo (2008). "Geomorfología". Pearson Educación, S.A. Madrid, España.

Gutiérrez-Ayala, L. V., Torrescano-Valle, N. y Islebe, G. A. (2012). *Reconstrucción Paleoambiental del Holoceno tardío de la reserva de Los Petenes, Península de Yucatán, México*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. 29 (3), 749-763.

Hamilton, P., Fargion, G. y Biggs, D. (1999). *Loop Current Eddy Paths in the Western Gulf of Mexico*, 29(6), 1180-1207.

Hathaway, D., H. (2015). *The Solar Cycle*. Living Rev. Sol. Phys. (12)4.

Heine, K. (1975). Permafrost am Pico de Orizaba/Mexiko. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 26, 212-217.

Heine, K., 1988, Late Quaternary glacial chronology of the Mexican volcanoes: Die Geowissenschaften, v. 6, no. 7, p. 197-205.

Heine, K. (1994). Present and past geocryogenic processes in Mexico: A synopsis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 5, 1-12

Hernández Cerón, Diego (2015). *Morfología submarina de fiordos y bahías de la Costa de Danco, Península Antártica*. Tesis. Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Chile.

Hodell, D. A., Brenner, M., Curtis, J. H., Medina-González, R., Ildelfonso-Chan Can, E., Albornaz-Pat, A. y Guilderson, T. P. (2005). Climate change on the Yucatán Peninsula during The Little Ice Age. *Quaternary Research*. Elsevier. Vol. 63. pp 109-121.

Huggett, R., J. (2011). *Fundamental of Geomorphology*. Routledge. New York, USA.

Iglesias, F., I. (2010). *Interacción océano-atmósfera: Influencia de la SST y de la Circulación Termohalina*. Tesis doctoral. Universidad de Vigo, Campus de Ourense. España.

INECC (2007). *La cuenca del río Balsas*. Secretaría de Medio ambiente y Recursos Naturales. Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático. México.

INEGI (2001). *Síntesis de información geográfica del Estado de México*. Secretaría de Programación y Presupuesto. Coordinación General de los Servicios Nacionales de Estadística, Geografía e Informática.

INECC-PNUD México (2018). *Consultoría para el "Análisis de las condiciones climáticas holocénicas mediante los resultados de estudios paleoclimáticos, paleoceanográficos, palolimnológicos, y su relación con el cambio climático en México"*. Proyecto 85488 "Sexta Comunicación Nacional de México ante la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático", Alejandra Tenorio Peña, 83 pp, México.

INEGI (2019). *Cuenca hidrológica Alto Atoyac. Humedales*. Informe técnico. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México.

INIFAP-CONABIO (1995). *Edafología, escalas 1:250000 – 1:1000000*. Instituto Nacional de Investigaciones Forestales y Agropecuarias y la Comisión Nacional para el Conocimiento de la Biodiversidad. México.

Lean, J., Beer, J. y Bradley, R., S. (1995). *Reconstruction of Solar irradiance since 1610: Implications of Climate Change*. *Geophysical Research Letters* 22(23), 3195-3198.

Lehner, F., Born, A., Raible, C., C. y Stocker, T., F. (2013). *Amplified inception of European Little Ice Age by Sea Ice-Ocean-Atmosphere feedbacks*. *Journal of Climate*, 26(19).

Li, Y., Li, Y., Lu, X. y Harbor, J. (2016). *Geomorphometric controls on mountain glacier changes since the Little Ice Age in the eastern Tien Shan, Central Asia*. *Annals of the American Assotiation of Geographers*, 107:2, 284,298.

Lorenzo, J. L. (1964) *Los glaciares de México*. México, Instituto de Geofísica, U.N.A.M., Monografías del Instituto de Geofísica, 1, 124 p.

Lozano-García, M. S., Caballero, M., Ortega, B., Rodríguez, A. y Sosa, S. (2007). *Tracing the effects of the Little Ice Age in the tropical lowlands of Eastern Measoamerica*. Proceedings of the Natural Academy of Sciences. Vol. 104. No. 41.

Lozano-García, S., Caballero, M., Ortega, B., Sosa, S., Rodríguez, A. y Schaaf, P. (2010). *Late Holocene palaeology of Lago Verde: evidence of human impact and climate change in the northern limit of the neotropics during the late formative and classic periods*. Vegetation History and Acrhaeobotany (19), 177-190.

Lozano-García, S. y Vázquez-Selem, L. (2005). *A high-elevation Holocene pollen record from Iztaccíhuatl volcano, central Mexico*. *The Holocene*, 15(3), 329-338.

Lozier, M., S. (2012). *Overtuning in the North Atlantic*. Annual Reviews Marine Science (4), 292-315.

Lugo H. J. (1984). *Geomorfología del sur de la Cuenca de México*. Instituto de Geografía, UNAM. Serie Varia 8, 95 p.

Lugo, H. J. (1988). *Elementos de Geomorfología Aplicada (Métodos Cartográficos)*. Insituto de Geografía, UNAM. pp. 132.

Lugo Hubp, José (2011). *“Diccionario Geomorfológico”*. Geografía para el siglo XXI. Serie de textos universitarios. Universidad Nacional Autónoma de México. México.

Macías, J., L., Arce, J., L., García Tenorio, F., Layer, P., W., Rueda, H., Reyes-Agustín, G., López-Pizaña, F. y Avellán, D. (2012). *Geology and geochronology Tlaloc, Telapón, Iztaccíhuatl and Popocatépetl volcanoes, Sierra Nevada, Central Mexico*. *Field Guides* (25), 163-193.

Malonne, A. G. O., Pierrehumbert, R. T., Lowell, T. V., Kelly, M. A. y Stroup, J. S. (2015). *Constraints on southern hemisphere tropical climate change during the Little Ice Age and the Younger Dryas base don glacier modeling of the Quelccaya Ice Cap, Peru*. Quaternary Science Reviews (125), 106-126.

Mandujano, H., R., A., (2013). *Análisis multitemporal de las condiciones de la vegetación para el Parque Nacional Iztaccíhuatl – Popocatépetl – Zoquiapan (PNIPZ), periodo 1996-2006, mediante imágenes AVHRR*. Tesis de Biología. UNAM. México.

Maturana, J., Bello, M. y Manley, M. (2004). *Antecedentes históricos y descripción del fenómeno El Niño, Oscilación del Sur*. CONA, Valparaíso, Chile, 13-27.

Metcalfe, S., Davies, S. (2007). *Deciphering recent climate change in the central Mexican lake records*. Climatic Change (83), 169-186.

Metcalfe, S. E., Jones, M. D., Davies, S. J., Noren, A. y MacKenzie A. (2010). *Climate variability over the last two millennia in the North American Monsoon region, recorded in laminated lake sediments from Laguna de Juanacatlán, Mexico*. The Holocene, 20 (8), 1195-1206.

Metcalfe, S. E., Barron, J. A. y Davies, S. J (2015). *The Holocene history of the North American Monsoon: 'known knows' and 'known unknowns' in understanding its spatial and temporal complexity*. Quaternary Science Reviews (120), 1-27.

Michiel van der Wateren, F. (1995). *Structural Geology and Sedimentology of push moraines. — processes of soft sediment deformation in a glacial environment and the distribution of glaciotectonic styles*. Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 54.

Miller, G., H., Geirsdóttir, Á., Zhong, Y., Larsen, D., J., Otto-Bliesner, B., L., Holland, M., M., Bailey, D., A., Refsnider, K., A., Lehman, S., J., Southon, J., R., Anderson, C., Björnsson, H. y Thordarson, T. (2012). *Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea ice-ocean feedbacks*. Geophysical Research Letters, 39(2).

Muñoz Jimenez, Julio (1995). *"Geomorfología General"*. Editorial Síntesis. Madrid, España.

Nixon, G., T. (1989). *The Geology of Iztaccíhuatl volcano and adjacent Areas of The Sierra Nevada and Valley of Mexico*. Geological Society of America. British Columbia, Canada.

Oliva, M., Ruiz Fernandez, J., Barriendos, M., Benito, G., Cuadrat, J. M., Domínguez Castro, F. y Vicente Serrano, S. M. (2018). *"The Little Ice Age in iberian mountains"*. Earth Science Reviews (177), 175-208.

O'Hara, S. L. y Metcalfe, S., E. (1997) *The climate of Mexico since The Aztec period*. Quaternary International. Pergamon. Vol. 43/44 pp. 25-31.

Palacios, D. (1995). *Rockslide Processes on the North Slope of Popocatepetl Volcano, Mexico*. Permafrost and Periglacial Processes, (6), 345-359.

Palacios, D., Parrilla, G. y Zamorano, J., J. (1999). *Paraglacial and postglacial debris flows on a Little Ice Age terminal moraine: Jamapa Glacier, Pico de Orizaba (Mexico)*. Geomorphology (28), 95-118.

Palacios, D. y Vázquez-Selem, L. (1996). *Geomorphic effects of the retreat of the Jamapa Glacier, Pico de Orizaba volcano (Mexico)*. Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography, 78 (1), 19-34.

Palacios, D., Parrilla, G. y Zamorano, J. J. (1999). *Paraglacial and postglacial debris flows on a Little Ice Age terminal moraine: Jamapa Glacier, Pico de Orizaba(México)*. Geomorphology 28(1), 95-118.

Peña Monné, J. L. (1997). *Cartografía Geomorfológica Básica y Aplicada*. Geof orma Ediciones. Logroño, España. pp. 243.

Pérez Cerdán, F. y Mancebo Mancebo, M. (2019). *Vocabulario de rocas, sedimentos y formaciones superficiales*. Instituto Geológico y Minero de España. Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades. España.

Pérez Pons, P., I., I. (2015). *Visualización de mallas de terreno e identificación de patrones de drenaje en cuencas*. Tesis de Ingeniería Civil en Computación. Universidad de Chile, Chile.

Polissar, P. L., Abbott, M. B., Wolfe, A. P., Rull, B. y Bradley, A. B (2006). *Solar modulation of Little Ice Age climate in te tropical Andes*. PNAS (24), 8937-8942.

Prado González, Sofía (2017). *Caracterización de la circulación meridional atlántica en 26,5° N*. Trabajo de fin de grado. Facultad de Ciencias Ambientales. Universidad de Vigo, España.

Prado Lallande, A. (2017). *Geomorfología, dendrocronología y análisis sedimentológico en la cuenca alta del valle Alcalican, SW del volcán Iztaccíhuatl*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM.

Price, R. J. (1973). *Glacial and fluvioglacial landforms*. Longman, Edinburg, pp. 242.

Rabassa, J. (2010). *El cambio climático global en la Patagonia desde el viaje de Charles Darwin hasta nuestros días*. Asociación Geológica Argentina 67 (1), 139-156.

Rabatel, A., Jomelli, V., Naveau, P., Francou, B. y Grancher, D. (2005). *Dating of Little Ice Age fluctuations in the Tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia 16° S*. G. R. Geociencie, 1311-1322.

Rabatel, A., Francou, B., Soruco, A. y Gomez, J. (2013). *Current state of glaciarees in the Tropical Andes: A multy-century perspective on glacier evolution and climate change*. The Cryosphere, 7, 81-102.

Richey, J., N., Poore, R. Z., Flower, B., P., Quinn, T. M. y Hollander, D., J. (2009) Regionally coherent Little Ice Age cooling in the Atlantic Warm Pool. *Geophysical Research Letters*. Vol. 36. L21703.

Rincón D. y A.,Martínez J., I. (2004). *El evento “Younger Dryas” en el norte de suramérica*. Boletín de Geología. Vol. 26, Núm. 42. Universidad EAFIT, Medellín

Robock, A. (2000). *Volcanic eruptions and climate*. Review of Geophysics, 38. Washington.

Rzedowsky, J. (1978). *Vegetación de México*. 1ª Edición digital, Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. México. 504 p.

Salinas, J., S., Balachandar, S., Shringarpure, M., Fedele, J., Hoyal, D., Zúñiga, S. y Cantero, M., I. (2021). *Anatomy of subcritical submarine flows with an lutocline and an intermediate destruction layer*. Nature Communications 12, 1649.

Sánchez García, K., R. (2018). *Cartografía Geomorfológica del volcán Iztaccíhuatl*. Tesis de Geografía. UNAM, México. 187 p.

Schneider, D., Delgado-Granados, H., Huggel, C. y Kääh, A. (2008). *Assesing lahars from ice-capped volcanoes using ASSTER satellite data, the SRTM DTM and two different flow models: case study on Iztaccíhuatl (Central Mexico)*. Natural Hazards Earth System 8 , 559-571.

Schimmelpfennig, I., Schaefer, J. M., Akçar, N., Koffman, T., Ivy-Ochs, S., Schwarts, R., Finkel, R. C., Zimmerman, S. y Schlütcher, C. (2014). “*A chornology oh Holocene and Little Ice Age glaciers culminations of the Steingletscher, Central Alps, Switzerland, base don high-sensitivity Bberryllium-10 moraine dating*”. Earth and Planetary Science Letters (393), 220-230.

Serrano, C., E. y Gonzalez Trueba, J., J. (2004). *El método AAR para la determinación de Paleo-ELAs: análisis metodológico y aplicación en el macizo de Valdecebollas (Cordillera Cantábrica)*. Cuadernos de investigación geográfica, 30, 7-34.

Silverman, S., M. y Hayakawa, H. (2021). *The Dalton Minimum and John Dalton’s Auroral Observations*. Journal of Space Weather and Space Climate. 11(17).

Soto Molina, V., H., Pech Canché, J., M. y Alanís Méndez, J., L. (2021). *Altitud del límite superior de bosque en el Eje Neovolcánico Mexicano, un referente climático de la alta montaña de México*. Estudios Geográficos 82(290).

Strahler, Alan H. y Strahler, Arthur N. (1994) “*Geografía Física*”. Ediciones Omega, S.A. Barcelona, España.

Suárez-Mota, M., E., Téllez-Valdés, O., Lira-Saade, R. y Villaseñor, J., L. (2013). *Una regionalización de la Faja Volcánica Transmexicana con base en su riqueza florística*. Botanical Sciences, 91(1), 93-105.

Tarbut, E., J. y Lutgens, F., K. (2005). *Ciencias de la Tierra. Una introducción a la Geología Física*. Pearson. Universidad Autónoma de Madrid, Madrid.

The National Academies Press (2018). *Understanding and Predicting the Gulf of Mexico Loop Current. Critical Gaps and Recommendations*. National Academy of Sciences. Washington, DC.

Thirumalai, K., Quinn, T. M., Okumura, Y., Richey, J., N., Partin, J., W., Poore, R., Z. y Moreno-Chamarro, E. (2018). Pronounced centennial-scale Atlantic Ocean climate variability correlated with Western Hemisphere hydroclimate. *Nature Communications* 9:392.

Thompson, W., B. (2014). *Maine Geologic Facts and Localities. Maine's Eskers*. Maine Geological Survey, Department of Agriculture, Conservation & Forestry. EE.UU.AA.

Toohey, M., Sigl, M. (2017). *Volcanic stratospheric sulphur injections and aerosol optical depth from 500 BCE to 1900 CE*. *Earth Syst. Sci. Data Discussions*.

Uriarte, A. (2010). *Historia del Clima*. España: Eusko Jaurlaritz 2.

Vázquez-Selem, L. (1997) Late Quaternary glaciations of Táyotl Volcano, central Mexico. *Quaternary International*. Pergamon. Vol. 43. pp. 67-73.

Vázquez–Selem, L., 2000, Late Quaternary glacial chronology of Iztaccíhuatl volcano, central Mexico. A record of environmental change in the border of the tropics: Tempe, Arizona, Arizona State University, Tesis doctoral, 210 p.

Vázquez-Selem, L. (2011). Las glaciaciones en las montañas de México. En: Caballero Miranda, M., y Ortega Guerrero, B. (Coords.), Escenarios de cambio climático: Registros del Cuaternario en América Latina I, Universidad Nacional Autónoma de México, México, pp. 218-238. ISBN 978-607-02-2432-4

Vázquez-Selem, L. [Ciencias TV] (2020). (23/02/2020). *Glaciaciones en montañas de México: climas del pasado y cambio climático actual* [Video]. Youtube. <https://www.youtube.com/watch?v=slza3BX3boU>

Vázquez-Selem, L. y Heine, C. (2011). Chapter 61 - Late Quaternary Glaciation in Mexico". *Development in Quaternary Science*. Elsevier Vol. 15. pp. 849-861.

Vázquez-Selem, L. y Lachiniet, M. (2017). *The deglaciation of the mountains of Mexico and Central America*. CIG. 43 (2), 553-570. Consultado el 16 de diciembre de 2022 en: <https://publicaciones.unirioja.es/ojs/index.php/cig/article/view/3238>

Vimeux, F., Ginot, P., Schwikowski, M., Vuille, M., Hoffman, G., Thompson, L. G. y Schotterer, U. (2009). *Climate variability during the last 1000 years inferred from Andean ice cores: A review of methodology and recent results*. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. (281), 229-241.

White, S. E. (1956). Probable substages of glaciation on Iztaccihuatl, Mexico. *Journal of Geology*, 64, pp. 289–295.

White S. E. (1962) El Iztaccihuatl. Acontecimientos volcánicos y geomorfológicos en el lado oeste durante el Pleistoceno Superior. Serie Investigaciones, 6. I.N.A.H., México

White, S. E. (1978). Acontecimientos glaciales y periglaciales en el Ajusco. *Antropología e Historia*. Boletín del Instituto Nacional de Antropología e Historia, 22, 51-56.

White, S. E. (1981a). *Equilibrium line altitudes of late Pleistocene and Recent glaciers in central Mexico*. *Geografiska Annaler*, ser. A, v. 63, p. 241–249.

White, S. E. (1981b). *Neoglacial to recent glacier fluctuations on the volcano Popocatepetl, Mexico*. *Journal of Glaciology*, v. 27, p. 357–361.

White, S.E. y Valastro, S. (1984). *Pleistocene glaciation of Volcano Ajusco, Central Mexico, and comparison with the Standard Mexican Glacial Sequence*. *Quaternary Research*, 21, 21-35.

Walker, B. (2013). *The New Grand Minimum*. Actuaries Institute of Australia, Australia.

Yarza De la Torre, E. (2003). *Los volcanes del sistema Volcánico Transversal*. *Investigaciones Geográficas* (50), 221-234.