



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

EVIDENCIAS GLACIARES DEL CENOZOICO TARDÍO EN EL BORDE OCCIDENTAL DEL ALTIPLANO ENTRE 19°10'S Y 19°45'S

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

VALERIA SOFÍA ZAVALA ORTIZ

PROFESOR

Dr. MARCELO FARÍAS THIERS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

Dra. KATJA DECKART

Dr. GABRIEL VARGAS EASTON

SANTIAGO DE CHILE

MAYO 2013

RESUMEN

En el presente trabajo se identificaron y analizaron unidades morfoestratigráficas de origen glaciar, las que se ubican en el borde occidental del Altiplano entre 19°10'S y 19°45'S. Esto con el objetivo de dar una caracterización preliminar a los eventos glaciares que han ocurrido en esta área. Adicionalmente, se definieron unidades lacustres a las que se les nombró Quebrada Mauque, Tancaluma e Irancunco.

Se confeccionó un mapa geomorfológico a escala 1:100.000, donde se identificaron circos glaciares, superficies con erosión subglaciar y morrenas laterales, de fondo y/o de retroceso. Estas morfologías se encuentran ampliamente distribuidas en el área de estudio, evidenciando que el avance de los flujos de hielo ocurrió en dirección hacia la cuenca del Salar de Coipasa. Si bien no se tiene claridad en la extensión de las masas de hielo, estas alcanzaron al menos la ubicación actual de los depósitos lacustres dada la deformación subglaciar que presentan.

A partir del análisis y relación entre la topografía, estructuras regionales y litología y su rol en la distribución de las morfologías, se sugiere que el único factor que muestra cierto grado de incidencia sobre la distribución de las morfologías es la litología, ya que las superficies con erosión subglaciar afectan a depósitos de lava e ignimbritas y las morrenas sobreyacen a unidades sedimentarias.

Se asignaron edades relativas a las unidades morfológicas, las que sobreyacen a unidades litoestratigráficas que varían desde el Oligoceno superior al Pleistoceno. En base a esto, no fue posible determinar la cantidad de eventos glaciares que las originaron ni la época en que estos ocurrieron. No obstante, se sugiere que estas evidencias son producto de la última glaciación ocurrida a nivel global durante el Pleistoceno tardío. Esto se basa en una correlación bioestratigráfica realizada entre la Unidad Tancaluma, definida en este trabajo, y depósitos de similares características en Bolivia. Estos últimos han sido relacionados a la expansión de paleolagos, la que ocurrió sincrónicamente al avance de glaciares en este sector del Altiplano. Sin embargo, dado que existen unidades más antiguas que presentan evidencias de erosión glaciar, no se descarta que el área de estudio haya sido afectada por glaciaciones anteriores, como por ejemplo, la ocurrida durante el Plioceno.

En base a la estimación de las paleo-líneas de equilibrio, la cual se realizó utilizando la altitud máxima de morrenas laterales (Método *MELM*), no es posible determinar una ELA que fuese representativa a escala regional. Consecuentemente, se sugiere que, o las ELA estimadas corresponden a distintas glaciaciones, o bien, tanto la distribución como la orientación de los altos topográficos influyeron en la circulación de los vientos y por ende en los patrones de precipitaciones. Estas elevaciones se construyeron principalmente durante el Plioceno – Pleistoceno, siendo este un evento que podría haber influenciado a que se generara un cambio en el clima local, y consecuentemente, se tuvieran las condiciones necesarias para la formación de masas de hielo.

El descenso y avance de los glaciares modeló un relieve con características típicas de erosión alpina en las altas cumbres, y de áreas erosionadas (*areal scouring*) en las partes bajas de menor pendiente ubicadas en el centro del área de estudio. La presencia de ambos rasgos permite acuñar el término "erosión glaciar tipo altiplánica" para describir las características morfológicas observadas.

Los antecedentes de este trabajo sugieren que, probablemente en el Pleistoceno tardío, al menos un avance glaciar alcanzó estas latitudes, lo cual es una primera aproximación para futuros trabajos que tengan como objetivo analizar las condiciones necesarias para la formación de glaciares en este sector de los Andes centrales, así como la edad de ocurrencia de las glaciaciones.

A mi papos... a mis amigos...
...a la vida...

...No tengo nada calculado, ni mi vida resuelta... solo tengo una sonrisa y espero una de vuelta...
(René Pérez)

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de la extensión de los proyectos Hojas Geológicas 1:100.000 Guaviña y Volcán Isluga, las cuales se enmarcan en el plan nacional de Cartografía del SERNAGEOMIN. Agradezco a la Hoja Guaviña por la oportunidad de realizar este trabajo así como por el financiamiento, y a la Hoja Volcán Isluga por el apoyo logístico e información entregada. También agradezco al IRD, porque en uno de sus terrenos surgió la idea de desarrollar este tema.

Agradezco a mi profesor guía: Patilo, por darme la oportunidad de trabajar en esto y aunque me costó entender su manera de “guiar”, gracias por confiar en mis capacidades y darme la libertad de trabajar a mi manera. Agradezco a la profesora Katja sus comentarios y colaboración en este trabajo, así como su disposición y amabilidad al enseñar.

Agradezco al Profesor Jacobus Le Roux, a Christa Placzek, a Pierre-Henri Blard, a María José Herrera y a Carlos Laya, por las conversaciones y discusiones que resultaron en un gran aporte a este trabajo.

Agradezco a los profesores Luisa Pinto, Francisco Munizaga, Pancho Hervé y Reinaldo Charrier porque me hicieron sentir que tome el camino correcto y que quiero dedicar mi vida a esto.

Agradezco a la Vero, a María Rosa, a la Blanquis, a la Rosita, al Quilo y a Don Carlos, por su paciencia, por disposición a colaborar en cualquier problema, por esas conversaciones de pasillo, por hacer agradable los años que estuve en el Departamento de Geología.

También agradezco a todos quienes me acompañaron durante estos años, los que me dieron fuerzas cuando las energías se agotaban, los que me ayudaron a sonreír y rieron conmigo, en especial...

A mis bachiamigos: Dunita, Nati, Mary, Rebolledo, W. Rojas y Germán porque han estado ahí desde el comienzo (ya ni me acuerdo como nos conocimos), porque sé que puedo contar siempre con uds, por el apoyo, por la juntas,...chiquillos siempre habrán rancaguzos!

A mis amigas del colegio: Taty, Dala, Pola y Dani P. porque a pesar de los años siguen escuchando mis viejas historias, porque aunque cada una está en lo suyo siempre hay tiempo para una buena conversación, porque sé que puedo contar con uds. independiente del dónde y el cuándo.

A la Susi y la Javi por la paciencia al escucharme y enseñarme, por la compañía en los días de trabajo, por la preocupación y el cariño... chiquillas ojalá nos hubiéramos conocido antes!

Al Búho por aquella conversación que me llevo a trabajar en esto, por ser guía y aporte para este trabajo, por los terrenos y el chuletón, por hacerme sentir que todo iba a estar bien.

A los cabros: Chichito, Pelao, Yerkísimo, Vladis, Guga y Estrella por aguantar mi mal genio, por los terrenos, por los viernes y pistolas varias, por las conversaciones de la vida, por los consejo y las buenas vibras!

Al Chino, Basq y Polina por enseñarme, por la preocupación, por todas esas horas de estudio y compañía, por escucharme y aguantarme, por quererme a pesar de lo difícil que soy.

Al Seba H. por su infinita paciencia, consejos y conversaciones, por ser mi chofer, compañero de estudios y revisor de la memoria... gracias por el aguante!

A la Mo, por apañarme en todo, por quererme a pesar de mi rollos, por ser preocupada en todo momento, por darme energía y hacerme soñar, por retarme... esto no habría sido posible sin ti!

A la Toty, por ser una razón para seguir adelante cuando las fuerzas se agotaban.

Y finalmente agradezco a los más importantes, mis papos, porque a pesar de las dificultades que la vida les ha puesto han sabido salir adelante, porque nunca me han dicho que no ni han cortado mis alas para soñar, porque me han apoyado en todos mis proyectos, por las conversaciones y los viajes... por su constante preocupación y cariño... porque siempre han estado ahí... aunque durante mucho tiempo no lo quise ver...

TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA	9
1.2 OBJETIVOS	11
1.3 HIPÓTESIS DE TRABAJO.....	12
1.4 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO	12
1.5 METODOLOGÍA	13
2. ANTECEDENTES REGIONALES	14
2.1 EVOLUCIÓN TECTÓNICA	14
2.2 CARACTERÍSTICAS REGIONALES.....	15
2.3 CLIMA	18
3. ANTECEDENTES LOCALES	21
3.1 GEOLOGÍA LOCAL	21
3.2 ESTUDIOS GLACIARES PREVIOS.....	22
3.3 CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO	23
4. DESCRIPCIÓN DE UNIDADES MORFOESTRATIGRÁFICAS Y DEPÓSITOS LACUSTRES	25
4.1 UNIDADES MORFOESTRATIGRÁFICAS.....	25
4.1.1 <i>Valles glaciares</i>	25
4.1.2 <i>Circos glaciares</i>	27
4.1.3 <i>Superficies con erosión subglaciar (SESG)</i>	29
4.1.4 <i>Sandur</i>	31
4.1.5 <i>Morrenas</i>	32
4.2. DEPÓSITOS LACUSTRES	33
4.2.1 <i>Unidad Quebrada Mauque</i>	34
4.2.2 <i>Unidad Tancaluma</i>	37
4.2.3 <i>Unidad Iracunco</i>	39
5. INTERPRETACIÓN Y ANÁLISIS DE UNIDADES MORFOESTRATIGRÁFICAS Y DEPÓSITOS LACUSTRES	40
5.1 DISTRIBUCIÓN DE SESG Y MORRENAS	40
5.2 DEPÓSITOS LACUSTRES	44
6. DISCUSIÓN	47
6.1 CORRELACIONES REGIONALES Y GLOBALES	47
6.2 EVOLUCIÓN DE LOS GLACIARES EN EL ÁREA DE ESTUDIO	50
6.3 IMPACTO EN LA CONFIGURACIÓN DEL RELIEVE.....	51
6.3 PALEO-ELA.....	52
6.4 IMPLICANCIAS PALEOCLIMÁTICAS.....	55
7. CONCLUSIONES	56
8. REFERENCIAS	57

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1: DISTRIBUCIÓN PROMEDIO DE LAS PRECIPITACIONES DURANTE EL VERANO AUSTRAL EN UN MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL DE LOS ANDES SUBTROPICALES.	10
FIGURA 2: MAPA DE UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO DEL ÁREA DE ESTUDIO	12
FIGURA 3: MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL DEL NORTE DE CHILE GENERADO EN ARCGIS, EN ÉL SE MUESTRAN LAS UNIDADES MORFOESTRUCTURALES DE LA I Y XV REGIÓN.....	16
FIGURA 4: DISTRIBUCIÓN ESQUEMÁTICA DEL ACTUAL SISTEMA HIDROLÓGICO DEL ALTIPLANO..	17
FIGURA 5: CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA SOBRE AMÉRICA DEL SUR.	18
FIGURA 6: DISTRIBUCIÓN ESQUEMÁTICA DE ESTUDIOS PREVIOS SOBRE EVIDENCIAS GLACIARES EN LOS ANDES CENTRALES.....	22
FIGURA 7: MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	24
FIGURA 8: MORFOLOGÍAS GENERADAS PRODUCTO DE EROSIÓN GLACIAR.....	25
FIGURA 9: EJEMPLOS DE VALLES GLACIARES EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	26
FIGURA 10: PORCIÓN SUR DEL ÁREA DE ESTUDIO, SE INDICA LA DIRECCIÓN DE LAS FOTOGRAFÍAS DE LOS VALLES GLACIARES DE LA FIG. 9.....	27
FIGURA 11: EJEMPLOS DE CIRCOS GLACIARES EN EL ÁREA DE ESTUDIO	28
FIGURA 12: EJEMPLOS DE <i>WHALEBACK</i> , <i>SESG</i> , ESTRÍAS Y ROCAS ABORREGADAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO	30
FIGURA 13: PORCIÓN CENTRO-SUR DEL ÁREA DE ESTUDIO, SE MUESTRAN LAS SUPERFICIES DE EROSIÓN GLACIAR IDENTIFICADAS EN ESTE SECTOR JUNTO CON LA LOCALIZACIÓN DE LAS FOTOGRAFÍAS DE LA FIG. 12.....	31
FIGURA 14: <i>SANDUR</i> UBICADO EN LA PORCIÓN NE DEL ÁREA DE ESTUDIO	32
FIGURA 15: EJEMPLOS DE MORRENAS LATERALES EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	33
FIGURA 16: MAPA DE UBICACIÓN DE LOS DEPÓSITOS LACUSTRES DEFINIDOS EN ESTE TRABAJO.....	34

FIGURA 17: UNIDAD QUEBRADA MAUQUE, DEPÓSITO LACUSTRE	36
FIGURA 18: UNIDAD TANCALUMA, DEPÓSITO LACUSTRE.	38
FIGURA 19: UNIDAD IRANCUNCO, DEPÓSITO LACUSTRE	39
FIGURA 20: MAPA DE PENDIENTES GENERADO EN GLOBAL MAPPER, EN EL SE MUESTRAN LAS SUPERFICIES CON EROSIÓN SUBGLACIAR Y MORRENAS PRESENTES EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	41
FIGURA 21: MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL QUE MUESTRA LAS ESTRUCTURAS Y MORFOLOGÍAS GLACIARES IDENTIFICADAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO).....	42
FIGURA 22: MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL QUE MUESTRA LAS MORFOLOGÍAS GLACIARES IDENTIFICADAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO Y LAS LITOLOGÍAS SOBRE LAS QUE SOBREYACEN.	43
FIGURA 23: RECONSTRUCCIÓN DE UN LAGO EN LA CUENCA COIPASA.....	45
FIGURA 24: SECCIÓN TRANSVERSAL ESQUEMÁTICA QUE MUESTRA CÓMO EL HIELO PUEDE PRODUCIR DEFORMACIÓN SUBGLACIAR.	46
FIGURA 25: EXTENSIÓN DE LOS PALEOLAGOS SAJSI, TAUCA Y COIPASA EN EL ALTIPLANO.....	49
FIGURA 26: CUADRO RESUMEN DE LAS FASES HÚMEDAS OCURRIDAS EN EL ALTIPLANO DURANTE EL PLEISTOCENO TARDÍO.....	49
FIGURA 27: MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL DEL ÁREA DE ESTUDIO CON EXAGERACIÓN VERTICAL 2, EN ÉL SE INDICAN LAS POSIBLES DIRECCIONES DE LAS MASAS DE HIELO EN EL ÁREA DE ESTUDIO	51
FIGURA 28: MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL DEL ÁREA DE ESTUDIO CON EXAGERACIÓN VERTICAL 2, EN ÉL SE MUESTRA LA ALTURA (h) DE LOS PRINCIPALES ALTOS TOPOGRÁFICOS JUNTO CON LA PALEO-ELA ESTIMADA (P-E) PARA CADA UNO DE ELLOS.....	53
FIGURA 29: MODELO ESQUEMÁTICO DEL MECANISMO DE PRECIPITACIONES <i>SEEDER-FEEDER</i>	54

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 1: PALEOLAGOS EN EL ALTIPLANO DURANTE EL PLEISTOCENO TARDÍO Y SU CORRELACIÓN CON EVENTOS FRÍOS DE ESCALA MILENARIA OCURRIDOS EN EL ATLÁNTICO NORTE.....	20
TABLA 2: AVANCES GLACIARES DURANTE LA ÚLTIMA GLACIACION QUE AFECTÓ A LOS ANDES CENTRALES	48
TABLA 3: PALEO ELA'S ESTIMADAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO UTILIZANDO EN MÉTODO <i>MELM</i>	53

ANEXOS

1. UNIDAD TANCALUMA.....	56
2. UNIDAD IRACUNCO.....	57

ANEXOS FUERA DEL TEXTO

MAPA GEOLÓGICO DEL BORDE OCCIDENTAL DEL ALTIPLANO ENTRE 19°10' Y 19°45'S, ESCALA 1:100.000.

MAPA GEOMORFOLÓGICO GLACIAR DEL BORDE OCCIDENTAL DEL ALTIPLANO ENTRE 19°10' Y 19°45'S, ESCALA 1:100.000.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

Para poder entender los cambios climáticos observados desde el Neógeno Superior, es necesario comprender e identificar aquellos factores que la determinan. Esto se puede realizar en base a las condiciones climáticas actuales, las que pueden entregar información sobre los procesos que ocurrieron en el pasado. Los cambios climáticos habrían conducido al desarrollo global de glaciaciones continentales (e.g., Zachos et al., 2000), y a la vez, posiblemente afectaron la dinámica interna de las cadenas montañosas (e.g., Thompson et al., 2010).

Normalmente, este tipo de glaciaciones se manifiesta fuertemente en latitudes intermedias y altas, mientras que en bajas latitudes sus rasgos son menos notorios, concentrándose generalmente sólo en las altas cumbres. Esto es observable en la Cordillera de los Andes, la cadena montañosa más larga del mundo, y donde es posible encontrar distintas morfologías glaciares tales como lineaciones glaciares, morrenas, canales de agua de deshielo, *trimlines*, *sandur* y circos (Glasser et al., 2008). Las morfologías anteriores junto con otras características topográficas como lagos, ríos y volcanes permiten identificar el tipo de glaciar que las originó, lo que tiene importantes implicaciones ya que debe ser considerado en la reconstrucción de la altitud de la línea de equilibrio glaciar (ELA¹).

ELA, en su definición tradicional, se refiere a la altitud donde el balance de masa neto al final de la época de ablación es igual a cero. Debido a que esta definición fue desarrollada en glaciares de latitudes medias y altas, no es aplicable a los glaciares tropicales, donde actualmente durante todo el año ocurre ablación. La altitud de la línea de equilibrio es, raramente, constante a través de los glaciares, pero varía con algunos patrones comunes. Así, se ha redefinido para zonas tropicales como el promedio de la altitud donde el balance de masa neto es cero, en glaciares donde el balance se considera en todo el glaciar debido a su particular geometría que se encuentra en equilibrio con el clima (Benn et al., 2005). Al determinar la ELA, es posible hacer una reconstrucción de la extensión glaciar y determinar condiciones, tanto climáticas como tectónicas, que permitieron el desarrollo de cuerpos de hielo. Para ello, sin embargo, es necesario identificar morfologías glaciares y realizar suposiciones certeras a partir de los datos obtenidos.

Clapperton (1994) postula que, si bien los patrones climáticos que originaron las glaciaciones en Los Andes fueron similares al actual, existen cambios sustanciales en la temperatura, precipitación efectiva y en los cinturones de lluvia del oeste. Las paleo-ELA

¹ Nombre asignado por sus siglas en inglés: *Equilibrium Line Altitude*.

del intervalo glacial cuaternario se observan con patrones similares a las actuales, sin embargo, las precipitaciones deben haber sido mayores, ya que de otra forma, los glaciares no se habrían formado.

Particularmente, dadas sus condiciones climatológicas y glaciológicas, los Andes Centrales, definidos como parte de los Andes subtropicales (Rodbell et al., 2009), actuarían como una barrera topográfica para el transporte de humedad hacia el interior del continente, marcando un fuerte gradiente de precipitaciones E-W (Fig. 1). Lo anterior influye directamente en las condiciones áridas/hiperáridas que prevalecen en el margen occidental de América del Sur.

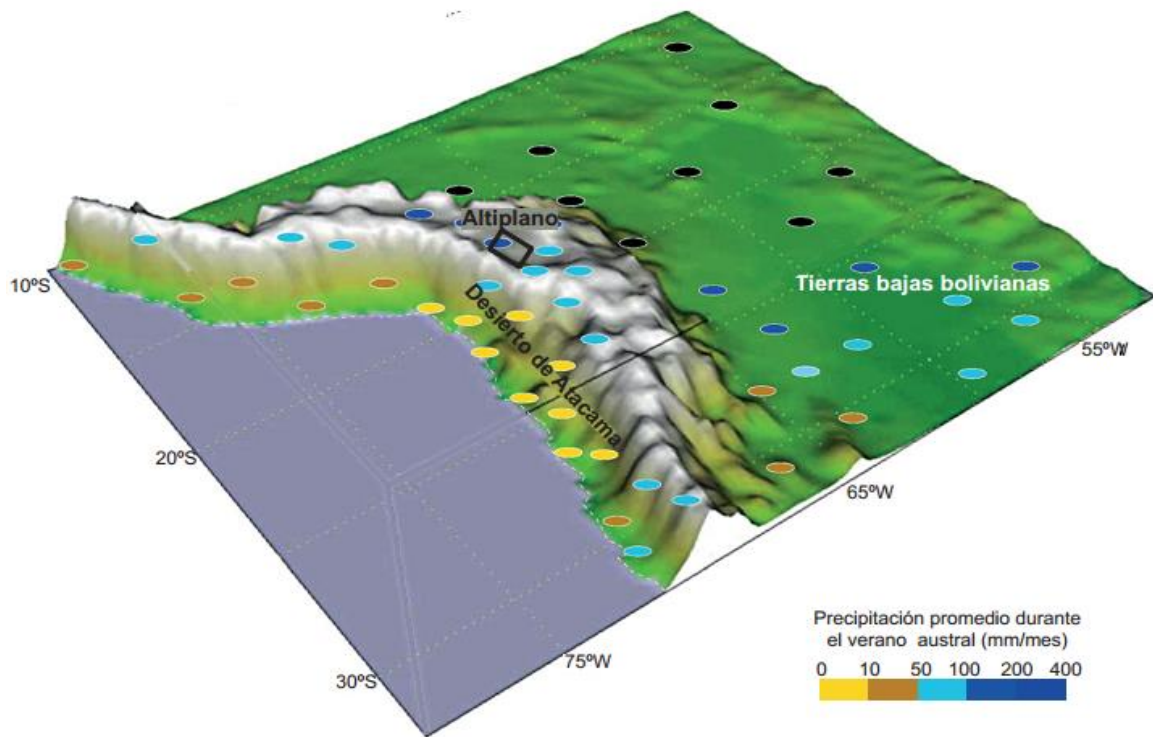


FIGURA 1: DISTRIBUCIÓN PROMEDIO DE LAS PRECIPITACIONES DURANTE EL VERANO AUSTRAL EN UN MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL DE LOS ANDES SUBTROPICALES. EL RECUADRO NEGRO MUESTRA EL ÁREA DE ESTUDIO DEL PRESENTE TRABAJO (MODIFICADO DE GARREAUD ET AL., 2010)

Al menos desde el Oligoceno temprano, las condiciones semiáridas (≤ 50 mm/año) han imperado en la región de Atacama, siendo un posible factor gatillante la ubicación del borde este del Pacífico subtropical, donde la subsidencia atmosférica produce condiciones secas y estables manteniendo un anticiclón sobre el borde SE del Pacífico. Este anticiclón mueve los vientos provenientes del Ecuador a lo largo de la costa, lo que a su vez, favorece el transporte de aguas frías desde latitudes mayores y la surgencia de aguas profundas, formándose una cubierta de nubes (Garreaud et al., 2010).

El comienzo de las condiciones hiperáridas actuales (≤ 5 mm/año) ha sido acotado, débilmente, entre 25 y 1.5 Ma. Este cambio se puede correlacionar con un proceso coetáneo al alzamiento del flanco oeste de los Andes Centrales, con el enfriamiento global que comenzó en el Mioceno medio, o bien, al surgimiento de aguas frías en la costa oeste de Sudamérica (Garreaud et al., 2010).

Los Andes Centrales altiplánicos reúnen condiciones idóneas para el estudio de la influencia de los cambios climáticos sobre el desarrollo glaciar y sus implicancias en la morfología cordillerana. En efecto, la fuerte susceptibilidad de la Cordillera Occidental a variaciones climáticas, ya que se ubica entre zonas hiperáridas e hiperhúmedas, así como su gran altitud que promedia los 3750 m s.n.m. con altitudes máximas de 6000 m s.n.m. y la conservación de algunos “glaciares fósiles” en sus cimas, relictos de la paleoactividad glaciar, hacen de esta zona un lugar ideal para evaluar la relación entre cambios climáticos pasados en el desarrollo de glaciares de montaña. Son muchas las interrogantes planteadas sobre las condiciones necesarias para el desarrollo de glaciares y cómo fue su evolución. Además la escasa información sobre este tipo de escenario geológico, hacen de este estudio un aporte para el entendimiento de los paleo - procesos climáticos y tectónicos del borde occidental del Altiplano de Chile.

1.2 OBJETIVOS

El objetivo general de este estudio es identificar y dar una caracterización preliminar de los eventos glaciares que han afectado el borde occidental del Altiplano entre 19°10' y 19°45'S.

Para alcanzar el objetivo planteado anteriormente se necesita específicamente:

1. Identificar y caracterizar morfologías glaciares a escala regional.
2. Determinar y cuantificar los eventos glaciares que han afectado la zona en estudio, a través de un modelo conceptual simple que muestre las variaciones glaciares.
3. Determinar la altura de la línea de equilibrio glaciar (ELA) a escala regional asociado a glaciaciones pasadas.
4. Relacionar las morfologías glaciares identificadas con eventos climáticos y/o tectónicos.

1.3 HIPÓTESIS DE TRABAJO

A pesar que las condiciones climáticas actuales que hacen imposible la existencia de glaciares en la Cordillera Occidental de los Andes entre los 19° y 27°S (Clapperton, 1994; Amman et al., 2001, Rodbell et al., 2009), en este trabajo se postula que el área de estudio ha sido afectada por uno o varios eventos de glaciación que han dejado un amplio registro morfológico que tiene implicancias en la modelación del relieve, siendo posible en base al estudio de las unidades morfológicas, establecer una evolución de las glaciaciones que permitirá dilucidar el grado cuantitativo y semi-cuantitativo de la influencia del clima y de la tectónica en su desarrollo.

1.4 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

La región de estudio se localiza en el norte de Chile, específicamente en la Región de Tarapacá. Abarca parte de las comunas de Colchane, Camiña y la zona oriental de Huara. Su ubicación se encuentra entre 19°10'S -19°45'S, y 69°00'W - 68°30'W, comprendiendo aproximadamente un área de 70 x 50 km².

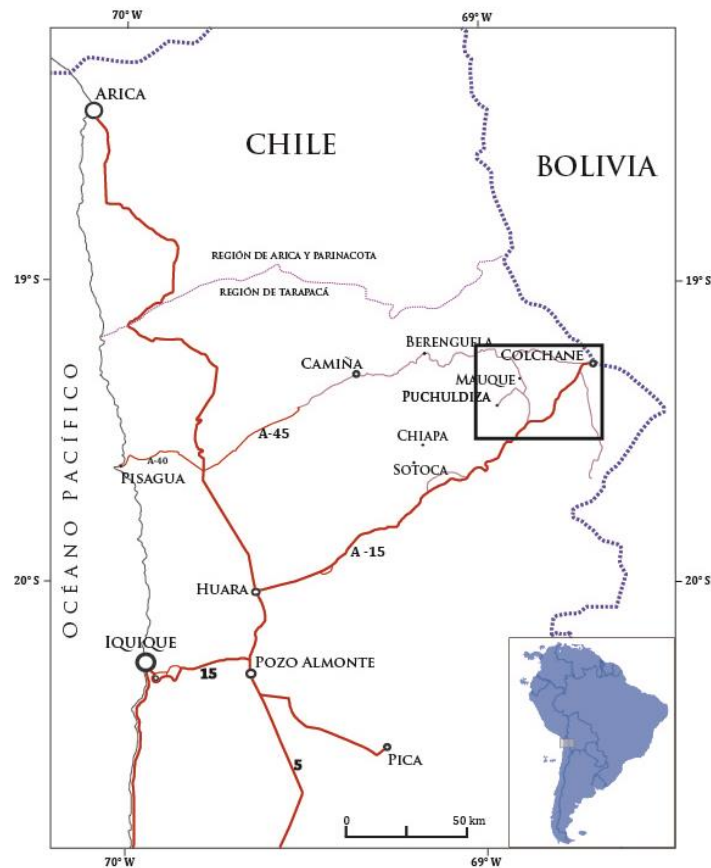


FIGURA 2: MAPA DE UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO DEL ÁREA DE ESTUDIO, ÉSTA SE ENCUENTRA ENMARCADA POR EL RECUADRO NEGRO. FUENTE WWW.MOP.CL.

El acceso principal es la vía CH-15, la cual conecta la Carretera 5 Norte con el Paso Fronterizo Colchane-Pisiga (Fig. 2). Dentro del área existen numerosos caminos de tierra que son accesibles por cualquier vehículo motorizado, lo que permite recorrer sin dificultades el área. Sin embargo, durante los meses de verano austral algunos caminos pueden presentar problemas debido a cortes por lluvia o deslizamientos de tierra.

1.5 METODOLOGÍA

A continuación, se detallan las metodologías utilizadas en este trabajo, las que se encuentran directamente relacionadas a la enumeración con los objetivos específicos enunciados anteriormente:

1. Análisis de imágenes satelitales (Landsat, Aster y Google Earth) y modelos de elevación digital (DEM²) utilizando los programas: Arcgis, Global Mapper, Envi y Adobe Illustrator, para la confección de un mapa geomorfológico en una primera etapa a escala 1:50.000, para la construcción final de un mapa a escala 1:100.000. Los datos deben ser verificados en las campañas de terreno. Adicionalmente, confección de un mapa geológico a escala 1:100.000 a partir de los antecedentes geológicos existentes.
2. Recopilación, revisión y síntesis de estudios previos, con énfasis en eventos climáticos, volcánicos y tectónicos que han afectado la zona; contrastado con el mapa geomorfológico desarrollado en este trabajo.
3. Utilizar métodos de estimación de ELA y análisis de la factibilidad de aplicación en el área de estudio. Se tienen 2 métodos propuestos por Amman et al. (2001): AAR³, el cual usa la proporción de acumulación en el área de ablación, y, otro a través de la altitud máxima de morrenas laterales, siendo este último, a priori, el más factible para la región.
4. Contraste y correlación de los resultados obtenidos con bibliografía asociada a eventos climáticos, volcánicos y tectónicos.

² Nombre asignado por las siglas en inglés: *Digital elevation model* (DEM).

³ Nombre asignado por sus siglas en inglés: *Accumulation Area Ratio* (AAR).

2. ANTECEDENTES REGIONALES

2.1 EVOLUCIÓN TECTÓNICA

Las unidades morfoTECTónicas que se han desarrollado en el borde Occidental de los Andes Centrales, han sido producto de los cambios, tanto del ángulo como de las tasas de convergencia, que han experimentado las placas tectónicas producto de su la convergencia no-colisional (Isacks, 1988; Gregory-Wodzicki, 2000).

Desde el Jurásico se reanuda la subducción en el margen continental de América del Sur, se ha caracterizado principalmente por ser un régimen tectónico extensional – transtensional, presentando fuertes pulsos compresivos.

La llamada Fase Incaica ocurrió durante el Eoceno medio – Eoceno superior, periodo en el cual las velocidades relativas de subducción entre las placas Farellón y Sudamericana fueron muy altas afectando principalmente la Cordillera Occidental o Incaica (Pilger, 1984; Charrier y Vicente, 1972; Jordan et al., 1983; Gregory-Wodzicki, 2000).

Posteriormente, durante el Eoceno superior – Oligoceno medio, disminuye la tasa de convergencia de las placas tectónicas y el movimiento entre estas se vuelve prácticamente paralelo. Esto provoca que el régimen tectónico pase a ser transtensional (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Yáñez et al., 2002), provocando degradación de la Cordillera Incaica (García et al., 2002). Cerca de los 26 Ma la Placa Farellón se divide en las placas de Cocos y de Nazca. Esta última, converge de manera casi ortogonal con la Placa Sudamericana, y a su vez, aumenta su tasa de convergencia hasta los ~12 Ma (Pilger, 1984; Pardo-Casas y Molnar, 1987; Yáñez et al., 2002). Entre el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano, periodo asignado con el nombre de Fase Quechua I, donde el régimen tectónico es fuertemente compresivo y se activan las estructuras pre-existentes de la Cordillera Incaica. Posterior a los 10 Ma, se habría originado un basculamiento hacia el oeste cercano a 1° del antearco, constituyendo el último evento de alzamiento del Altiplano.

Los regímenes tectónicos durante el Neógeno, se caracterizan por la presencia de estructuras compresivas que han contribuido al levantamiento del flanco occidental de los Andes Centrales (eg. Pinto, 1999; Farías, 2003; Pinto et al, 2004; Charrier et al., 2005; García & Herail, 2005; Farías et al., 2005). Estas estructuras se agrupan por su vergencia hacia el este, conocidas con el nombre de “Sistema de Cabalgamiento con Vergencia Este”, o *East-Vergent Thrust System* (ETS; Farías et al., 2005) agrupa al resto de las estructuras contraccionales, las cuales son de vergencia este, que deforman con bajo ángulo a la cobertura cenozoica.

Finalmente, a partir del Plioceno, los sistemas de fallas que se originaron paralelos al margen continental han mostrado un movimiento transcurrente dextral, sugiriendo un leve aumento en la oblicuidad de convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana (Somoza, 1998; Farías et al., 2005).

Las fases tectónicas descritas junto con los procesos climáticos de escala regional y global, han modelado relieve originando la configuración actual de los Andes Centrales.

2.2 CARACTERÍSTICAS REGIONALES

El norte de Chile es parte del flanco occidental de los Andes Centrales. En donde es posible distinguir cinco unidades morfoestructurales con una orientación preferencial cercana norte-sur. Estas unidades son (de oeste a este): Cordillera de la Costa, Depresión Central, Precordillera, Cordillera Occidental y el borde occidental del Altiplano (Fig. 3).

La **Cordillera de la Costa** corresponde a un cordón montañoso y constituye el antearco actual. Alcanza 40 km de ancho y su altura no supera los 1500 m s.n.m. y termina abruptamente en acantilados de *ca.* 700 m. Muestra un suave relieve y corresponde a los remanentes del arco volcánico del Mesozoico.

La **Depresión Central** corresponde a una cuenca de antearco continental relativamente angosta de *ca.* 55 km y una altura promedio de 1000 m s.n.m., es conocida en la Región de Tarapacá como la Pampa del Tamarugal. La superficie de esta cuenca es plana, y se encuentra rellena por sedimentos e ignimbritas subhorizontales del Oligo - Mioceno provenientes del piedemonte andino. Esta unidad se caracteriza por presentar profundas quebradas con orientación E-W, que nacen desde la Precordillera y Cordillera Occidental, separando superficies interfluviales o pampas.

La **Precordillera** es una superficie suavemente plegada e inclinada hacia el oeste. Su ancho que varía entre 50 y 80 km, y su altitud cambia (de este a oeste) desde los 1900-2300 hasta los 3200-3700 m s.n.m., corresponde a la zona de transición entre zonas bajas de oeste y altas de este. Producto del alzamiento de la Precordillera se han producido grandes deslizamientos hacia el oeste.

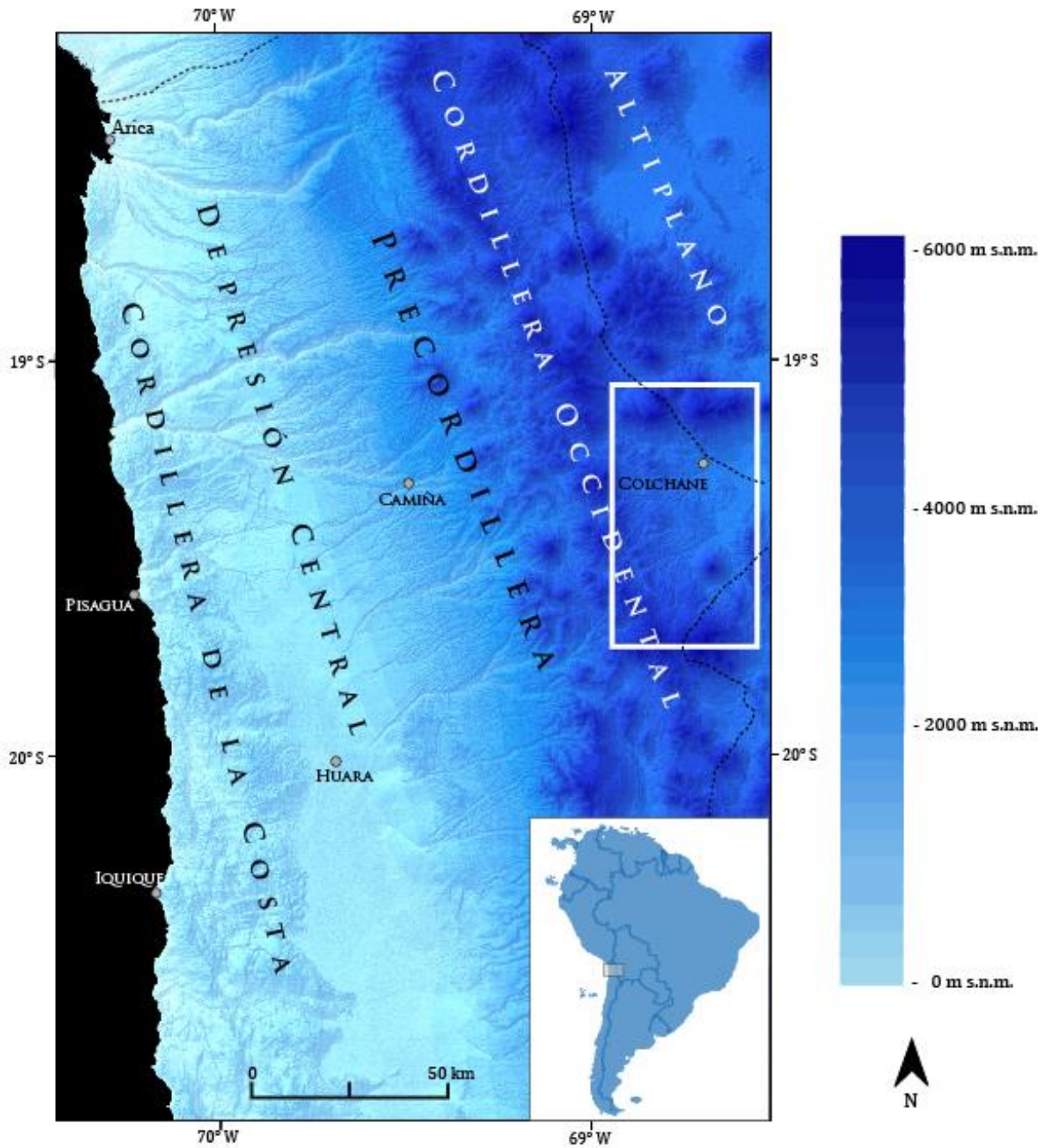


FIGURA 3: MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL DEL NORTE DE CHILE GENERADO EN ARCGIS, EN ÉL SE MUESTRAN LAS UNIDADES MORFOESTRUCTURALES DE LA I Y XV REGIÓN, A LA DERECHA DE LA FIGURA SE MUESTRA LOS COLORES Y SU RESPECTIVA ALTURA DEL GRADIENTE TOPOGRÁFICO. EL RECUADRO BLANCO INDICA EL ÁREA DE ESTUDIO DEL PRESENTE TRABAJO.

La **Cordillera Occidental** presenta una topografía muy irregular conformada por edificios volcánicos del Mioceno – Oligoceno, además de, secuencias volcánicas y sedimentarias deformadas del Mioceno-Plioceno. Su altitud varía entre los 3300 y 4800 m s.n.m., pero presenta algunos sectores que alcanzan los 6350 m s.n.m.

El **Altiplano** es la unidad morfoestructural más amplia con un ancho aproximado de 250 km y una altura promedio de 3750 m s.n.m, siendo un *plateau* elevado que se extiende por *ca.* 1800 km de norte a sur, presenta una orientación NW-SE y corresponde al actual trasarco.

Actualmente, en el Altiplano (entre los 14 y 22°S) existen cuatro cuencas endorreicas. En el norte se ubica el Lago Titicaca, el cual es un lago de agua dulce a 3806 m, con una superficie areal cercana a 8560 km². El sur del Altiplano comprende las cuencas Poópo, Coipasa y Uyuni. El río desaguadero drena hacia el sur llegando al lago oligosalino Poópo (3685m, 2530 km²), el cual se encuentra separado de los lagos salinos Coipasa (3656 M) y Uyuni (3653 m) (área total *ca.* 12.100 km²) (Placcek et al., 2013). En las cuencas Coipasa y Uyuni es posible encontrar salares del mismo nombre (Fig. 4).

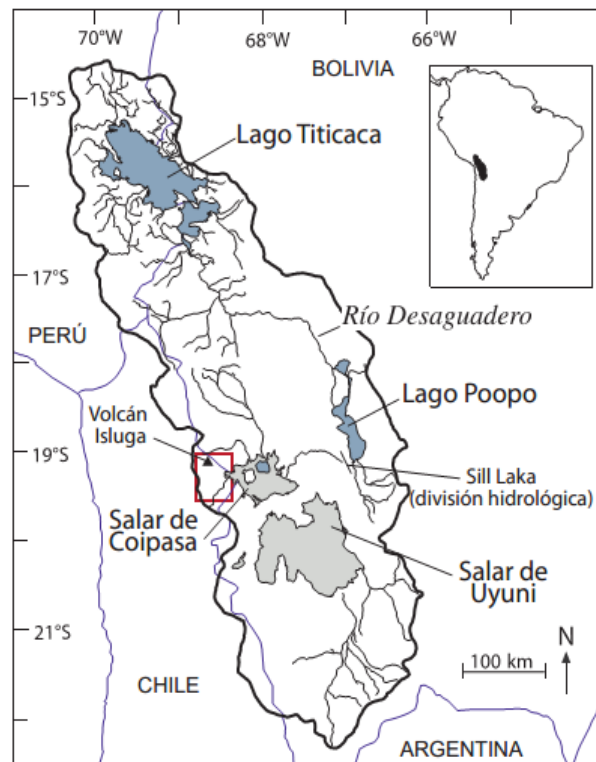


FIGURA 4: DISTRIBUCIÓN ESQUEMÁTICA DEL ACTUAL SISTEMA HIDROLÓGICO DEL ALTIPLANO. SE CONSIDERA “NORTE DEL ALTIPLANO” A LA CUENCA DEL LAGO TITICACA; Y “EL SUR DEL ALTIPLANO” CONTEMPLA LAS CUENCAS POÓPO, COIPASA Y UYUNI. LOS LAGOS Y SALARES SE ENCUENTRAN EN CELESTE Y GRIS, RESPECTIVAMENTE. EL RECTÁNGULO ROJO ENMARCA LA ZONA DE ESTUDIO DE ESTE TRABAJO (IMAGEN MODIFICADA DE PLACZEK ET AL., 2013).

2.3 CLIMA

Actualmente, el Altiplano se ubica entre el margen occidental árido/semi-árido de América del Sur y las zonas bajas y húmedas ubicadas al interior del continente. En el Altiplano es posible observar diferencias considerables en relación a las tasas de evaporación y a precipitaciones anuales, decreciendo ambos índices, tanto de norte a sur, como de este a oeste (Fox, 1993; Farley y Garreaud, 2005). Evidencias de este gradiente climático son los salares de Coipasa y Uyuni, los que dan cuenta de una menor pluviosidad en comparación con el Lago Titicaca, y los que a su vez, constituyen un registro de una condición comparativamente más húmeda en el pasado (Aceituno, 1996).

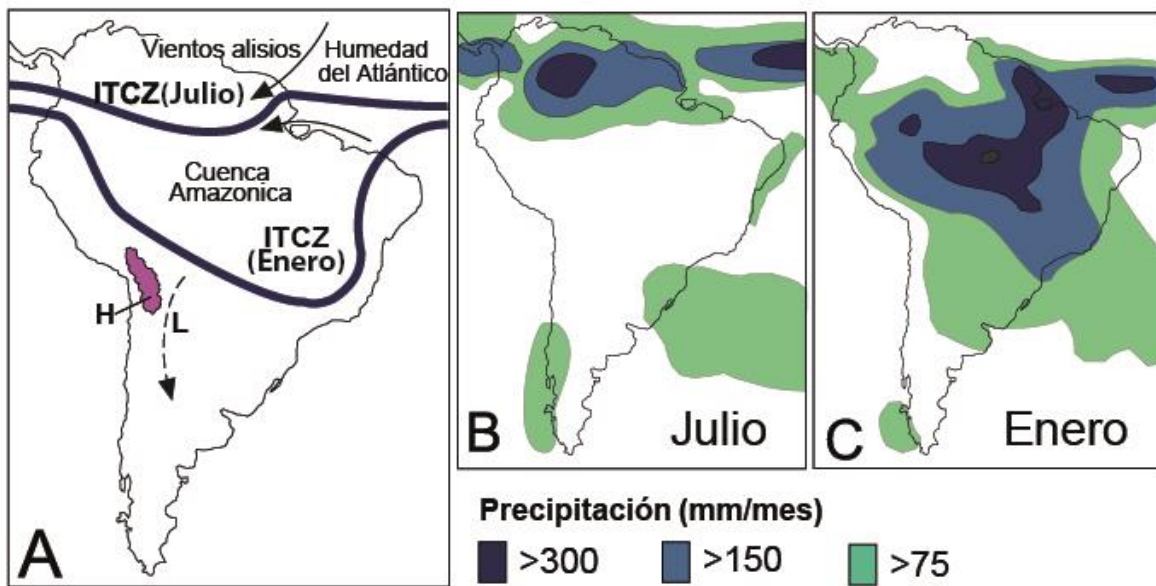


FIGURA 5: CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA SOBRE AMÉRICA DEL SUR: (A) CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS MAYORES EN AMÉRICA DEL SUR: LA CUENCA DEL ALTIPLANO SE MUESTRA EN ROSADO, LAS LÍNEAS AZULES SON EL ITCZ. LOS VIENTOS ALISIOS DEL NE Y SE (FLECHAS NEGRAS) QUE ALIMENTAN EL ITCZ Y MUEVEN LA HUMEDAD TROPICAL DESDE EL ATLÁNTICO HACIA AMÉRICA DEL SUR. SE MUESTRA LA POSICIÓN APROXIMADA DEL ALTO BOLIVIANO (H). FIGURAS (B) Y (C) MUESTRAN LA DISTRIBUCIÓN DE LAS PRECIPITACIONES PROMEDIO DE LOS MESES DE JULIO Y ENERO, RESPECTIVAMENTE (IMAGEN MODIFICADA DE PLACZECK ET AL. 2013).

Este gradiente climático es consecuencia de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ⁴), la que se desplaza hacia el sur durante el verano austral (Argollo & Mourguiart, 2000), produciendo una extensa banda de lluvia que cubre desde la mitad sur de la Cuenca Amazónica hasta el norte de Argentina (Fig. 5A). La ITCZ es alimentada por los vientos alisios del este, los que son responsables de mover la humedad tropical hacia el continente. El calor liberado sobre la cuenca amazónica provoca la formación de una celda de alta

⁴ Por sus siglas en inglés: *Intertropical Convergence Zone* (ITCZ)

presión (*Bolivian High*) la cual aumenta el transporte de humedad hacia el Altiplano. Este ciclo estacional se le llama *South American Summer Monsoon*. Hoy en día, la humedad desde las partes bajas del continente es transportada hacia el Altiplano casi exclusivamente durante el verano austral cuando el ITCZ se encuentra en la posición más al sur y la convección sobre la Cuenca Amazónica es más intensa (Placzek et al., 2013). Sin embargo, estas condiciones de humedad se vuelven más esporádicas al aumentar la distancia con la parte norte de la cuenca del Altiplano, originando los gradientes pluviales mencionados anteriormente.

Actualmente, las condiciones climáticas en los Andes Centrales hacen que el desarrollo de los glaciares sea prácticamente nulo (Amman et al., 2000), y dado que el panorama durante el Pleistoceno temprano (1,78 Ma-0,78 Ma) era muy similar al actual (Ehlers et al., 2007), las evidencias indican que los patrones de precipitación aumentaron para el desarrollo de glaciares durante el Pleistoceno tardío (Clapperton et al., 1994). Es posible que las precipitaciones se intensificaran, o bien, ocurrió un cambio hacia el sur de la circulación atmosférica tropical (Zech et al., 2007).

Ochesenius (1986) plantea que la glaciación más reciente ocurrida a nivel global ocurrió durante el Pleistoceno tardío. Esta glaciación también habría afectado a los Andes Centrales, y por consiguiente, al Altiplano.

Por otro lado, varios autores han planteado la ocurrencia de periodos fríos, los que han coincidido temporalmente con la expansión de al menos cinco paleolagos en el Altiplano, los que se expandieron alcanzando las cuencas de Coipasa y Uyuni. Tanto los periodos fríos como los paleolagos se produjeron sincrónicamente con los eventos fríos de escala milenaria acontecidos en el Atlántico Norte: Eventos *Heinrich* y *Younger Dryas* (Tabla 1). Este sincronismo entre los eventos ocurridos en ambos hemisferios, indicaría que los cambios en la temperatura de la superficie marina atlántica han ejercido un control de primer orden sobre la hidrología del Altiplano durante los últimos 130 ka (Placzek et al., 2013), y a su vez, controlarían el desplazamiento norte-sur del ITSZ (Seltzer, 2002).

TABLA 1: PALEOLAGOS EN EL ALTIPLANO DURANTE EL PLEISTOCENO TARDÍO Y SU CORRELACIÓN CON EVENTOS FRÍOS DE ESCALA MILENARIA OCURRIDOS EN EL ATLÁNTICO NORTE.

Edad (ka)	Paleolago	Correlación con avance glaciar	Altura (m s.n.m)	Trabajo
120-98	Ouki	-	3740	Placzek et. al (2006)
95-80	Salinas	-	-	Placzek et. al (2006)
47-46	Inca Huasi	Evento <i>Heinrich 5</i>		Placzek et. al (2013)
ca. 25-19	Sasji	Máximo glaciar global	3670	Blard et. al (2011)
24-20.5	Sasji	Evento <i>Heinrich 2</i>	3670	Placzek et. al (2006) , (2013)
18.1-14.1	Tauca	Evento <i>Heinrich 1</i>	3780	Placzek et. al (2013)
18-14,5	Tauca	Evento <i>Heinrich 1</i>	3770	Blard et. al (2011)
18-14	Tauca	<i>Lateglaciar</i>	-	Zech et. al (2007)
17-15	Tauca	Máximo glaciar local		Blard et. al (2009)
15,5-13	Tauca	<i>Lateglaciar</i>	-	Sylvestre et al (1999)
14,5-10	Tauca	Evento <i>Heinrich 1</i> y <i>Heinrich 0</i>		Clapperton (1996)
13-11	Coipasa	<i>Lateglaciar</i>	-	Zech, 2007
13-11	Coipasa	-	3710	Placzek et. al (2006)
12.8-11	Coipasa			Placzek et. Al (2013)
12,5-11,9	Coipasa	<i>Younger dryas</i>	3700	Blard et. al (2011)
9,5-8,5	Coipasa	-	-	Sylvestre et al (1999)

3. ANTECEDENTES LOCALES

3.1 GEOLOGÍA LOCAL

Las unidades litoestratigráficas que afloran en el área de estudio presentan edades que varían desde el Oligoceno Superior al Holoceno (Mapa fuera de texto 1). Estas unidades se describen a continuación en base a la información obtenida de la Carta Geológica Volcán Isluga 1:100.000, en preparación y Cortés, 2011.

La unidad litoestratigráfica más antigua es la **Fm. Churicollo** (Oligoceno superior), se compone de dos miembros: el inferior (Och(a)) corresponde es un paquete masivo de tobas vítreas fuertemente soldadas y alteradas; y el superior (Och(b)) a una sucesión de areniscas y areniscas conglomerádicas epiclásticas con intercalaciones de conglomerados de clastos andesíticos.

Durante el Oligoceno superior se deposita la **Formación Utayane** (Miu), de edad oligocena superior - miocena inferior, corresponde a un paquete masivo de tobas líticas, cristalinas y vítreas soldadas de afinidad composicional dacítica a riolítica.

Sobre la Formación Utayane se ubica la **Formación Chojña Chaya** (Mich), del Mioceno inferior, definida como una sucesión de areniscas finas a gruesas, conglomerados finos a medios y areniscas conglomerádicas bien estratificadas, de colores verde y gris verdoso.

En el Mioceno medio se deposita la **Formación Condoriri** (Mmc), la que se encuentra ampliamente distribuida por el área de estudio. Corresponde a una sucesión de ignimbritas blancas, grises y rosáceas compuestas de tobas de lapilli, líticas y vítreas, de afinidad composicional riolítica. Simultáneamente, comienza la depositación de los miembros inferiores de la **Formación Puchuldiza**, estos corresponden una sucesión de andesitas y dacitas de aspecto oscuro (Mmsp (a)) y una ignimbrita negra fuertemente soldada de afinidad composicional dacítica (Mmsp (b)). Luego, durante el Mioceno superior, ocurre la depositación del miembro superior de la Formación Puchuldiza (Mmsp (c)), en conjunto con la **Serie de Mauque** (Pism). El primero corresponde a una ignimbrita violácea de ceniza y lapilli fuertemente soldada, mientras que el segundo es una sucesión de areniscas conglomerádicas y conglomerados matriz y clasto-soportado, con estratificación cruzada, con clastos de andesitas y tobas soldadas provenientes de la erosión de la Fm. Puchuldiza.

En relación al volcanismo más reciente, se reconocen informalmente tres unidades: **Edificios volcánicos del Plioceno** (Pvp), el cual presenta una edad pliocena – holocena y se compone por coladas y domos dacíticos; el **Complejo Volcánico Cerro Pumire**, el cual

incluye a los complejos volcánicos Cerro Pumire y Latarani-Macurquina; y el **Complejo Volcánico E-W** conformado por el Volcán Isluga en Chile y los cerros Carabay y Carabaya, en Bolivia. Tanto el Complejo Volcánico Cerro Pumire como el EW presentan actividad desde el Pleistoceno al Presente.

3.2 ESTUDIOS GLACIARES PREVIOS

Actualmente, los Andes Centrales se caracterizan por presentar altas cumbres por sobre los 5000 m s.n.m., intensa radiación solar, condiciones extremadamente secas y temperaturas anuales muy por debajo de los 0°C. Debido a lo último, el desarrollo de glaciares en la altas cumbres producto de un descenso en la temperatura en estas altitudes es prácticamente nulo, debido a que la ELA se encuentra cercana a los 5800 m s.n.m., casi 1000 m por sobre la isoterma 0°C (Fox, 1993).

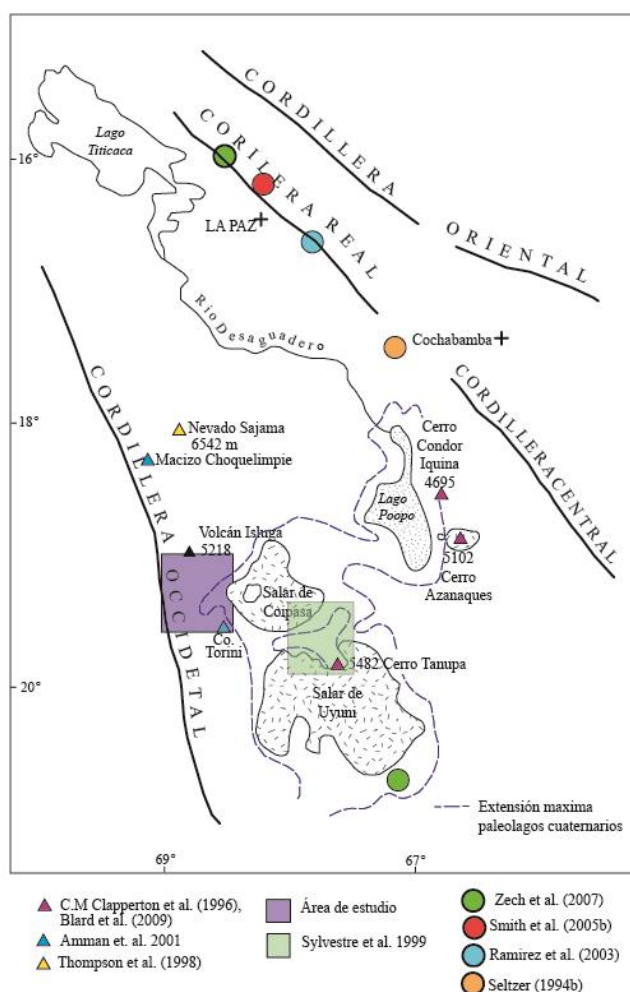


FIGURA 6: DISTRIBUCIÓN ESQUEMÁTICA DE ESTUDIOS PREVIOS SOBRE EVIDENCIAS GLACIARES EN LOS ANDES CENTRALES. EN LA SIMBOLOGÍA SE ENCUENTRAN LOS ESTUDIOS QUE SE HAN REALIZADO EN CADA LUGAR (IMAGEN MODIFICADA DE CLAPPERTON, 1983).

En los Andes Centrales, los estudios sobre evidencias glaciares son escasos, y los que se han realizado se ubican principalmente en el sur de Perú y Bolivia, acotados a altos topográficos o bien a zonas de quebradas, los que presentan variaciones temporales en relación a la glaciación ocurrida durante el Pleistoceno tardío a nivel global. En Chile, específicamente en el extremo norte, prácticamente no hay estudios sobre esta temática, siendo este estudio una primera aproximación de la evolución de los glaciares en este sector del Altiplano (Fig. 6).

3.3 CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio abarca entre dos unidades morfoestructurales: la Cordillera Occidental y el borde occidental del Altiplano, entre los 19°10' y 19°45' de latitud sur. Se caracteriza por presentar altos topográficos que alcanzan 6000 m s.n.m., los que enmarcan una zona de bajas pendientes con quebradas poco profundas (Fig. 7).

La configuración descrita se constituye en el sector norte por un complejo volcánico con orientación E-W donde cabe destacar la presencia del Volcán Isluga y los cerros Carabaya y Carabay. El borde occidental queda delimitado por la presencia de la Cordillera de nombre homónimo, conformada en esta zona por los cerros Alpajares, Berenguela, Queitane, entre otros. A su vez, el borde sur queda delimitado por una franja volcánica con orientación E-W compuesta por los cerros Torini y de Quimsachata. Todos los altos topográficos mencionados bordean superficies planas o pampas, las cuales muestran bajas pendientes con direcciones que, en general, convergen hacia el sector NE del área de estudio, donde actualmente se ubica la cuenca Coipasa y el salar de nombre homónimo (Fig. 7). Estas planicies se encuentran separadas por quebradas no muy profundas, que también muestran direcciones hacia el NE.

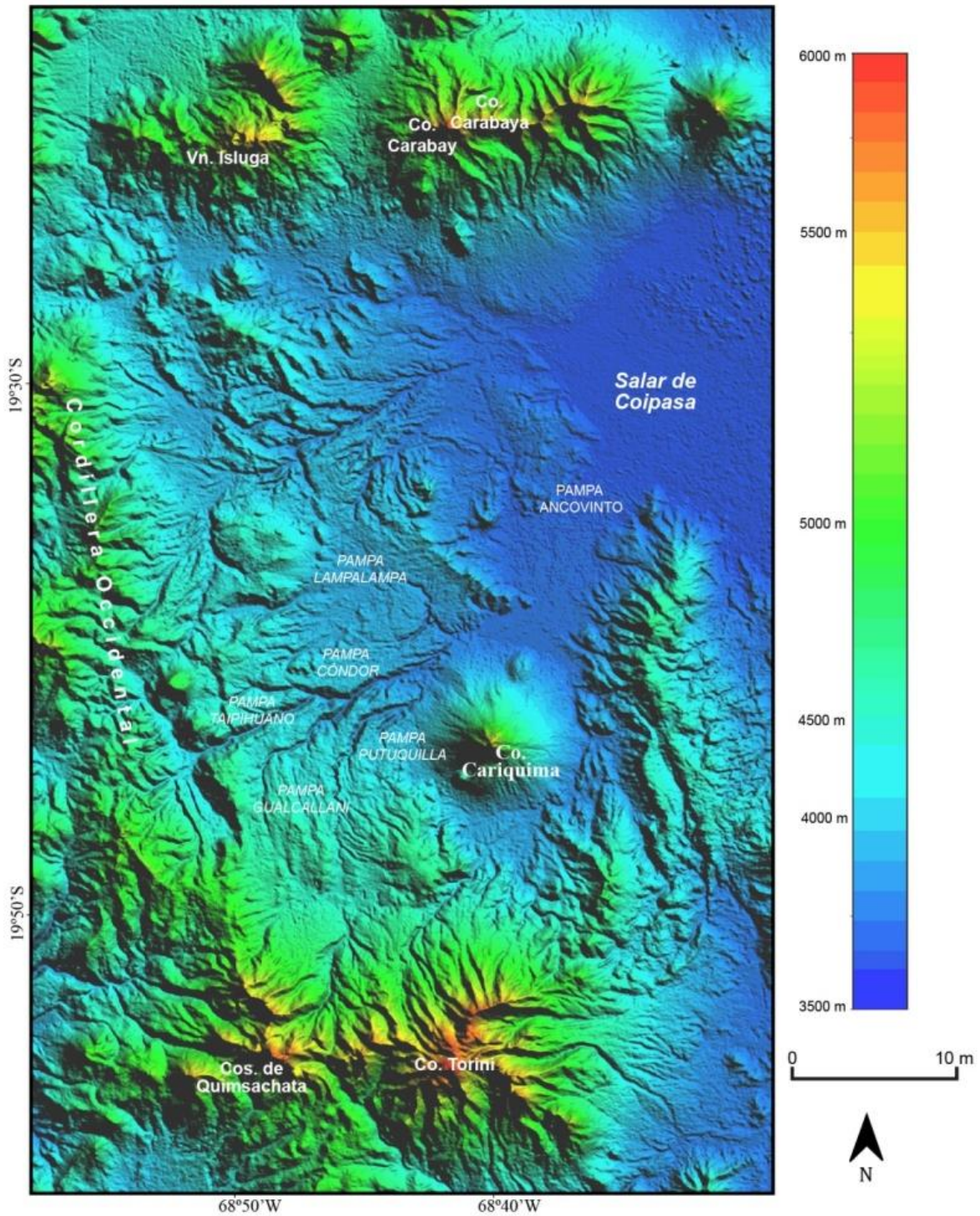


FIGURA 7: MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL DEL ÁREA DE ESTUDIO., EN ÉL SE MUESTRAN LOS LUGARES REPRESENTATIVOS QUE SE UTILIZARON PARA LA DESCRIPCIÓN GENERAL DEL ÁREA. A LA DERECHA SE MUESTRAN LOS COLORES Y ALTURAS DEL GRADIENTE TOPOGRÁFICO.

4. DESCRIPCIÓN DE UNIDADES MORFOESTRATIGRÁFICAS Y DEPÓSITOS LACUSTRES

En el área de estudio es posible reconocer diversas morfologías producto de erosión glaciár, como también depósitos sedimentarios sin- y post-glaciares. Estos representan evidencias de procesos glaciares que han afectado la zona y que han contribuido en la configuración actual del relieve.

Según Benn & Evans (2010), la magnitud de las morfologías glaciares puede variar desde escala milimétrica a kilométrica y ser generadas por distintos procesos erosivos de origen glaciár (Fig. 8). Lo anterior, se refleja en la gran variedad de morfologías identificadas en el área de estudio.

En este capítulo se describirán tanto las unidades morfológicas y los depósitos asociados a eventos de glaciación, así como su distribución espacial.

Proceso	Tipo de relieve	Escala											
		Micro 0,01 m	0,1 m	1 m	10 m	100 m	1 km	10 km	100 km	10000 km	Macro 100000 km		
Flujo de hielo superficial	Positivo			← Whaleback →			← Spur →						
				← Drumlin →									
				← Crag y tail →									
			← Roche moutonnée-Flyggberg →										
	Negativo			← Estrias →			← Surcos →						
				← Forma P →									
Lineas de flujo en canales de roca	Negativo			← Cuenca de roca →									
							← Valles en artesas →			← Paisaje con erosión lineal →			
Interacción glaciár y periglaciár	Negativo						← Valles alpinos →						
							← Circos →			← Valles glaciares →			
	Positivo						← Cumbre residual o horn →			← Nunatak →			

FIGURA 8: MORFOLOGÍAS GENERADAS PRODUCTO DE EROSIÓN GLACIAR. EN AZUL SE DESTACAN AQUELLAS MORFOLOGÍAS RECONOCIDAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO (MODIFICADO DE BENN & EVANS, 2010).

4.1 UNIDADES MORFOESTRATIGRÁFICAS

4.1.1 VALLES GLACIARES

El área de estudio exhibe numerosos valles que presentan una morfología similar a una “U”, sugiriendo una influencia glaciár en la construcción de su forma actual (Fig.9). A

lo largo de la trayectoria de éstos, no se observan valles tributarios significativos. Estos últimos corresponden a procesos de ladera muy marginales que mantienen la morfología glaciaria heredada.

Los valles glaciares presentan dos características relevantes: (1) las trayectorias terminan en la cuenca del Salar de Coipasa, y (2), las cabeceras de los valles no exhiben direcciones preferenciales, es decir, no es posible identificar en los altos topográficos una ladera que haya determinado de una u otra manera la disposición actual de ellos. No obstante, como característica particular, es posible distinguir rocas aborregadas en algunas laderas de los valles, tal como, por ejemplo, en aquellos que nacen de los cerros de Quimsachata y Torini, en el extremo sur del área de estudio (Fig. 9 (A), (B)).

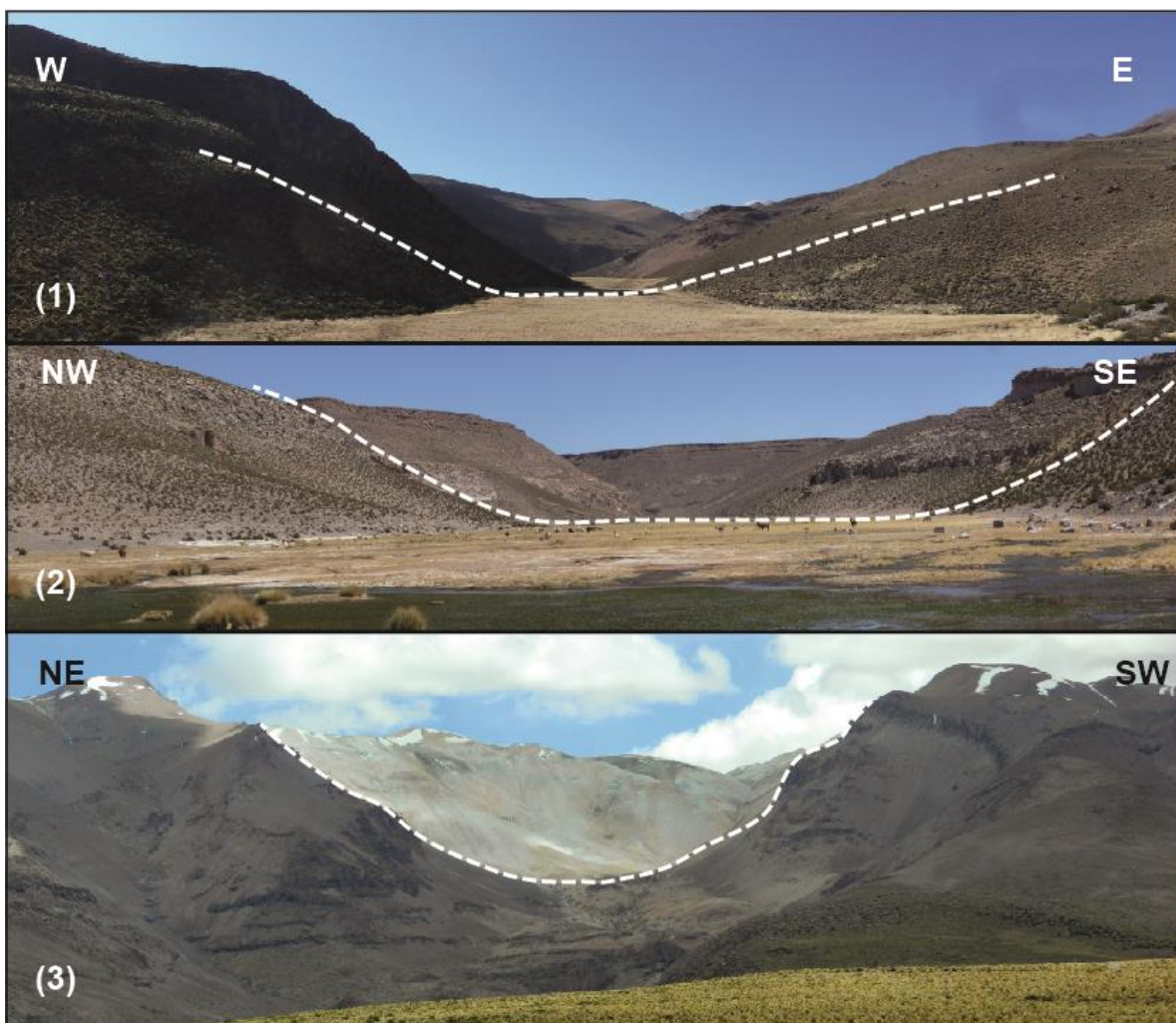


FIGURA 9: EJEMPLOS DE VALLES GLACIARES EN EL ÁREA DE ESTUDIO: (1) VALLE GLACIAR EN EL SECTOR DE PUCHULDIZA, (2) VALLE GLACIAR AL NW DEL CERRO CARIQUIMA, TIENE UNA ORIENTACIÓN NE-SW. (3) VALLE COLGADO EN LA LADERA NW DEL CERRO TORINI, SE DISTINGUEN PARCHES DE NIEVE EN LA CUMBRE, ASÍ COMO ALTERACIÓN EN LA ROCA CAJA. EN (1) Y (2) EL FONDO DEL VALLE SE ENCUENTRA CUBIERTO POR SEDIMENTOS. EN LOS TRES CASOS SE DESTACA LA MORFOLOGÍA SIMILAR A UNA “U” QUE PRESENTAN (LÍNEA PUNTEADA EN BLANCO).

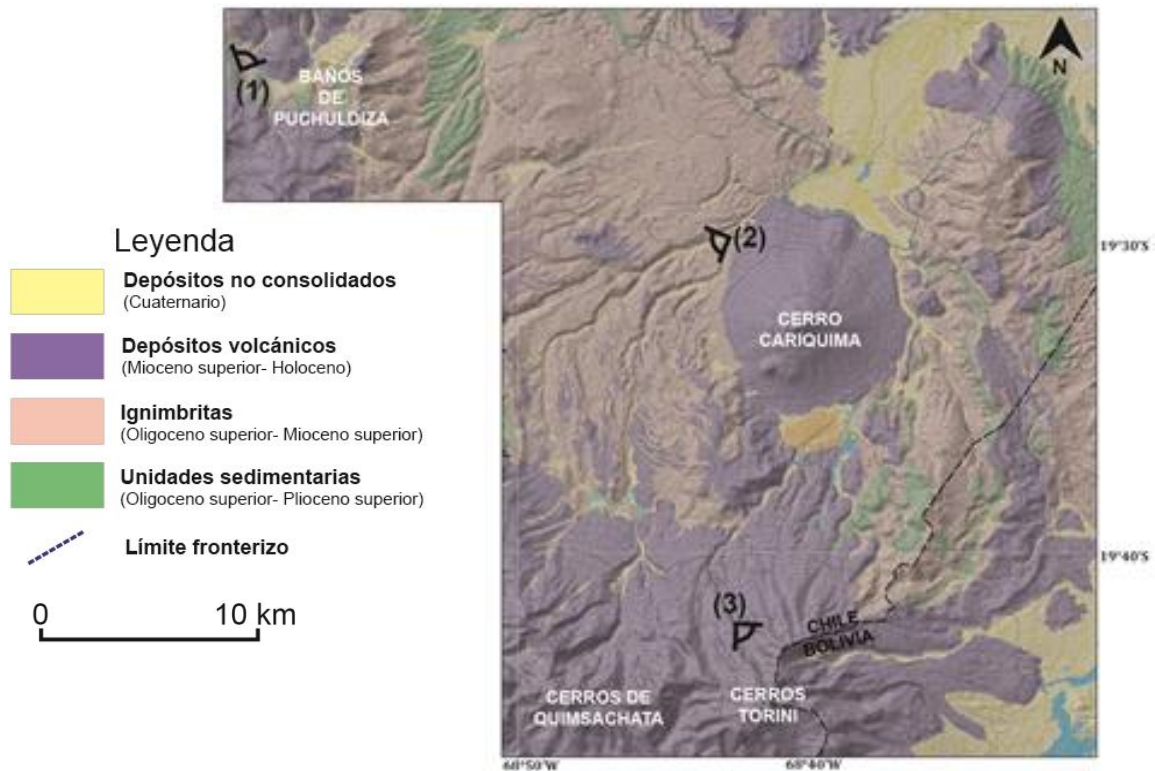


FIGURA 10: PORCIÓN SUR DEL ÁREA DE ESTUDIO, SE INDICA LA DIRECCIÓN DE LAS FOTOGRAFÍAS DE LOS VALLES GLACIARES MOSTRADOS EN LA FIGURA 9 (IMAGEN MODIFICADA DEL MAPA FUERA DE TEXTO 2).

La erosión en altas cumbres y en las laderas de los valles genera productos que se depositan en el fondo de los valles glaciares, los que, en general, se encuentran rellenos de sedimentos polimícticos, angulosos y con mala selección, evidenciando que las tasas de depositación son mayores en comparación a las tasas de transporte. Esta situación es un reflejo de que los procesos fluviales actuales no tienen mayor incidencia en la construcción del relieve, pues el clima imperante en este sector del Altiplano no permite que se produzcan grandes cauces en los lechos de los valles. No obstante, los procesos fluviales si pueden haber afectado la construcción del relieve dado que existen lechos con una extensión lateral mayor a los cauces actuales. Con respecto a esto último, por ejemplo, hacia el SW del Cerro Cariquima se distingue que la influencia fluvial ha afectado los valles originados por procesos glaciares, provocando en ellos una incisión de *ca.* 30 m, siendo esta influencia inferior en comparación a la glacial.

4.1.2 CIRCOS GLACIARES

En el área de estudio se distinguen circos glaciares en la mayoría de las altas cumbres, las cuales varían en elevación entre 4200 y 6000 m s.n.m (Fig. 11). Sin embargo,

cabe considerar que en las altas cumbres definidas como volcanes extintos o activos (ver Mapa fuera de texto 1) donde no se reconoció esta morfología posiblemente en su lugar se desarrollaron *craters* (Clasificación de Rau et al, 2005).

Esta morfología presenta como característica general una correlación directa entre la altura a la cual se encuentra y la preservación de la misma; es decir, a mayor altura del alto topográfico en donde se reconoce esta la morfología, mayor es la preservación. Con respecto a esto, por ejemplo, esta relación se ve evidenciada en los cerros Quimsachata, Torini, Carabaya Carabay y Volcán Isluga (Fig. 11), altos topográficos que se encuentran por sobre los 5300 m s.n.m., donde los circos glaciares se conservan casi íntegramente. Por otro lado, en aquellos altos topográficos de menor altura, esta morfología se presenta comparativamente con una mayor degradación. Esta relación puede ser un indicador de cómo han evolucionado los avances glaciares, mostrando que los más recientes han ocurrido a altitudes mayores, o bien, que la temperatura ha influido en mayor medida en la formación de las masas de hielo.

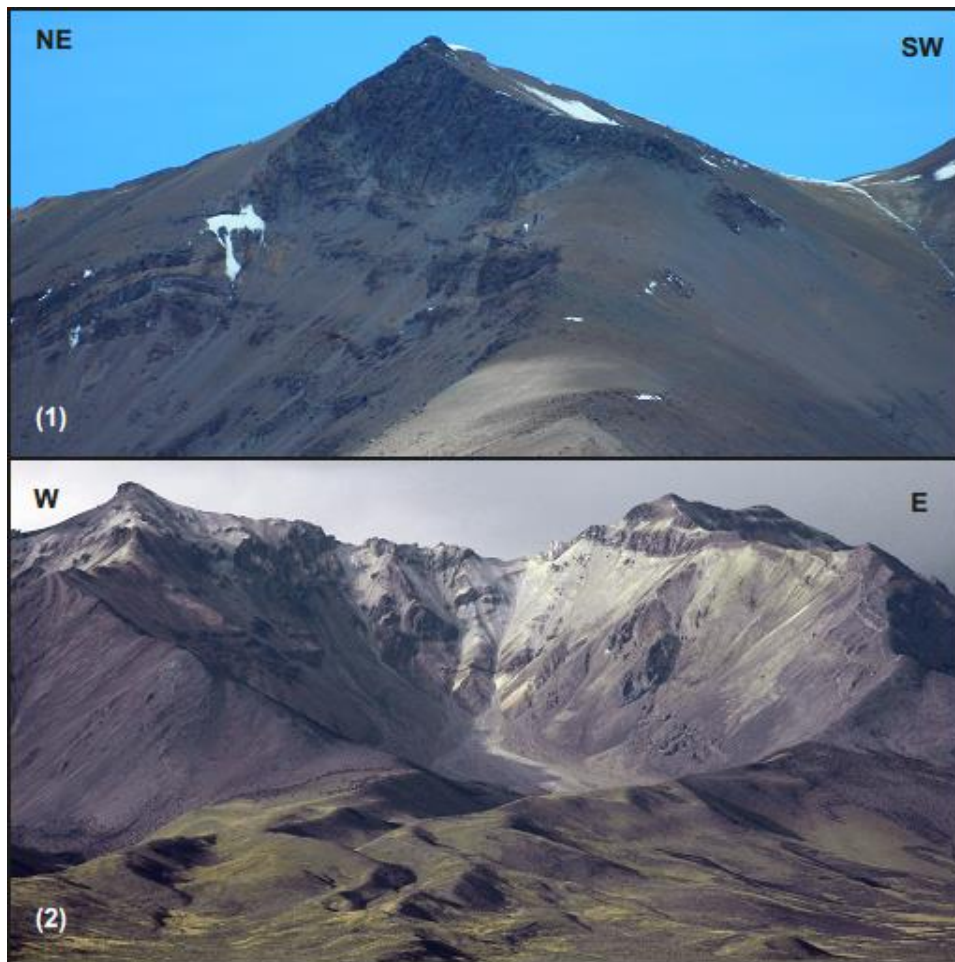


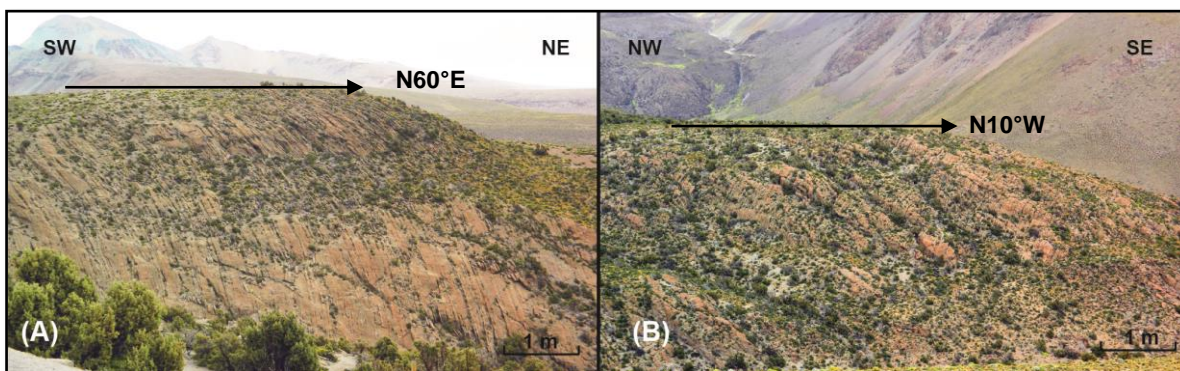
FIGURA 11: EJEMPLOS DE CIRCOS GLACIARES EN EL ÁREA DE ESTUDIO: (1) *HORN* EN SECTOR NW DE LA CIMA DEL CERRO TORINI. EN LA PORCIÓN SUR DEL ÁREA DE ESTUDIO. (2) CIRCO GLACIAR EN EL CERRO CARABAYA, EN EL EXTREMO NORTE DEL ÁREA DE ESTUDIO.

4.1.3 SUPERFICIES CON EROSIÓN SUBGLACIAR (SESG)

En este trabajo se llamará Superficie con Erosión Subglaciar (de aquí en adelante se nombrarán como SESG) a aquellas superficies donde se identificó al menos una morfología generada por erosión subglaciar, entre las que se pueden distinguir: estrías, lineamientos, formas p (*pothole o kettles*), surcos y/o rocas aborregadas (*roche moutonnée, whaleback o flyggberg*) (Fig. 12 (A), (B)). Estas superficies se encuentran ampliamente distribuidas en el área de estudio, donde su extensión areal alcanza hasta centenas de metros (Fig. 12 (C)), afectando principalmente a depósitos volcánicos e ignimbritas.

En los afloramientos donde la roca se encuentra aborregada, las estrías glaciares no superan los 50 cm de largo, su incisión varía de 1 a 3 mm y, en algunos casos es posible identificar que estas tienen más de una dirección en los cuerpos rocosos (Fig. 12 (D), (E)). Esta particularidad en la orientación de la morfología puede tener tres posibles orígenes: (1) al avanzar el flujo de hielo y rodear un obstáculo causa abrasión por toda la superficie de este, la que puede quedar registrada en una o varias direcciones; (2) el flujo transporta clastos que pueden entrar en contacto con el cuerpo rocoso y rotar sobre el generando estrías en más de una dirección o (3) la superficie de una roca puede registrar más de un evento de erosión glacial. Si bien, se observa que las estrías en un cuerpo rocoso se pueden presentar en más de una dirección, a escala regional las estrías tienen una dirección preferencial hacia la cuenca del Salar de Coipasa. Esta situación también la presentan tanto los surcos como los lineamientos.

Aquellas morfologías que no presentan una orientación preferencial, es decir, las formas p (*pothole o kettles*) se encuentran en una proporción comparativamente menor en relación con las morfologías que presentan una dirección preferente.



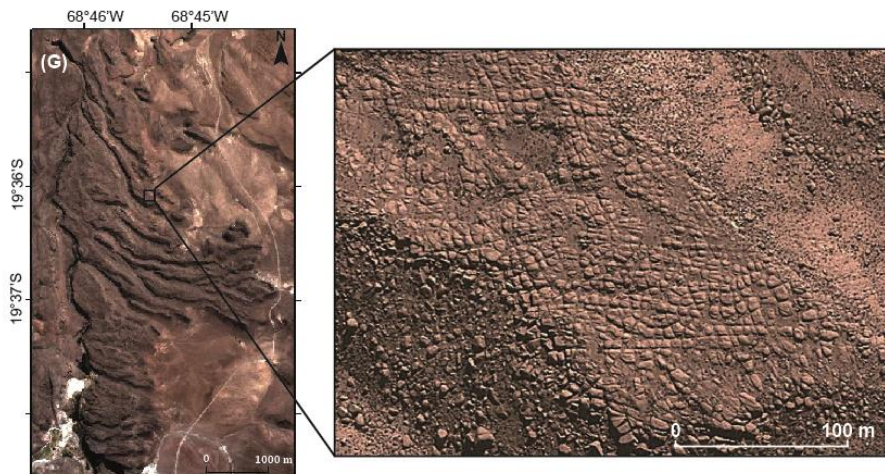
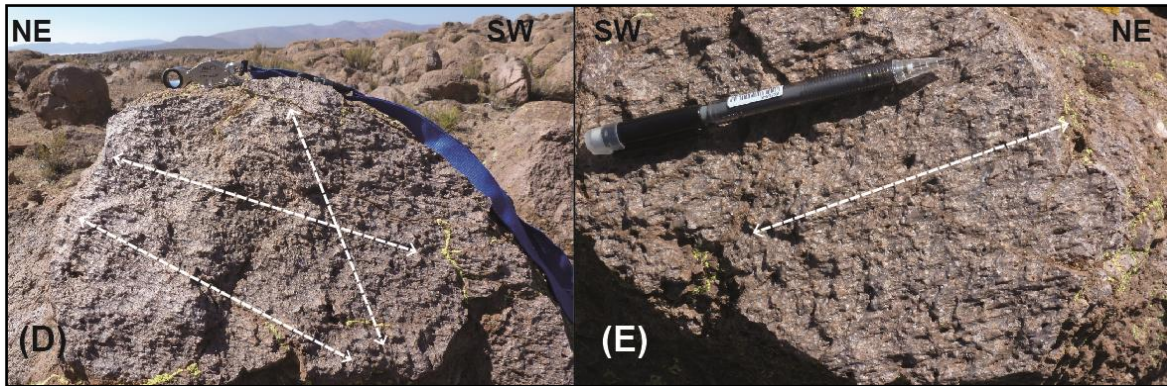
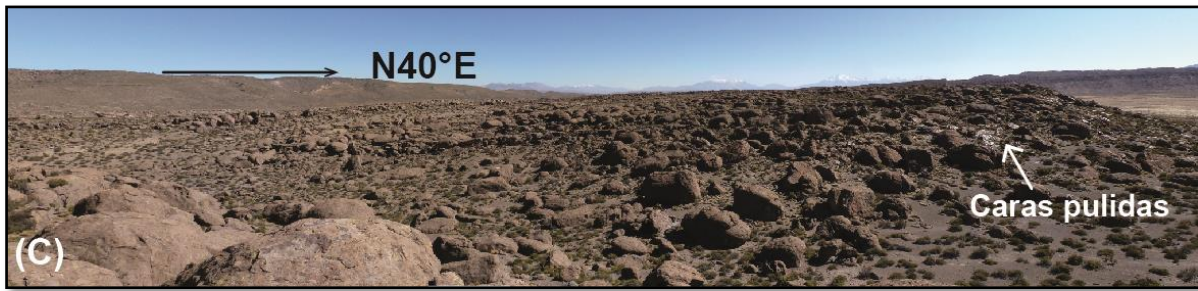


FIGURA 12: EJEMPLOS DE WHALEBACK, SESG, ESTRÍAS Y ROCAS ABORREGADAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO: (A) Y (B) WHALEBACKS EN LA LADERA NORTE DE LOS CERROS DE QUIMASACHATA, FLECHA NEGRA INDICA LA POSIBLE DIRECCIÓN DEL FLUJO DE HIELO, (C) SUPERFICIE DE EROSIÓN SUBGLACIAR EN ROCAS ASIGNADAS A LA FM. PUCHULDIZA, SE DESTACA LA PRESENCIA DE CARAS PULIDAS EN ALGUNAS ROCAS. LA FLECHA NEGRA INDICA POSIBLE DIRECCIÓN DE AVANCE DE LAS MASAS DE HIELO, (D) Y (E) CORRESPONDEN A ROCAS ASIGNADAS A UN AFLORAMIENTO DE LA FM. CONDORIRI, EN EL PRIMER CASO SE APRECIAN ESTRÍAS EN 3 DIRECCIONES, Y EN EL SEGUNDO ESTRÍAS EN SOLO UNA DIRECCIÓN, (F) ROCAS ABORREGADAS EN LA LADERA OCCIDENTAL DE LA SIERRA DE YARINA, LÍNEA PUNTEADA BLANCA ENCIERRA EL SECTOR DE LA SIERRA DONDE SE OBSERVA EROSIÓN SUBGLACIAR, (G) IMÁGENES SATELITALES (DE GOOGLE EARTH) DE LA SUPERFICIE DE EROSIÓN SUBGLACIAR UBICADA AL SW DEL CO. CARIQUIMA, A LA IZQUIERDA UN ZOOM DONDE SE APRECIAN POLÍGONOS POR CUÑAS DE HIELO.

Como particularidad, se tiene que en la SESG identificada al SW del Co. Cariquima, además de presentar estrías y caras pulidas en las superficies de las rocas asignadas a la Fm. Puchuldiza, también se reconocen polígonos por cuñas de hielo (*ice-wedge polygons*, Fig. 12 (G)), morfología característica de un ambiente periglacial.

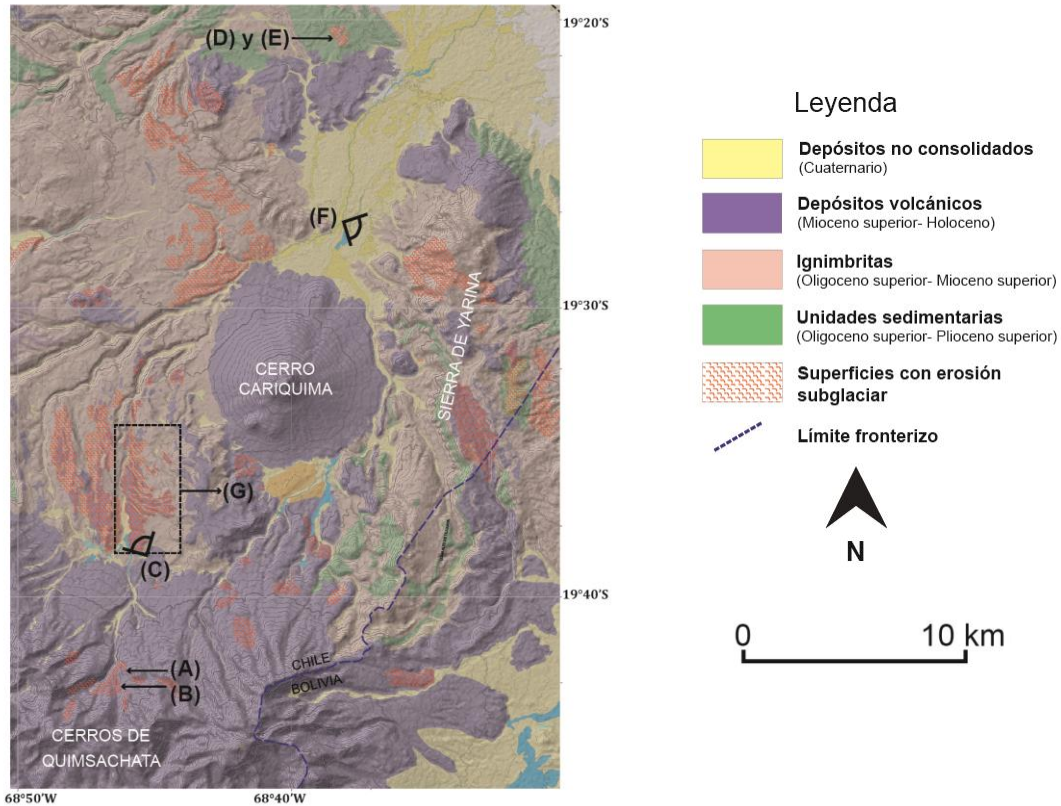


FIGURA 13: PORCIÓN CENTRO-SUR DEL ÁREA DE ESTUDIO, SE MUESTRAN LAS SUPERFICIES DE EROSIÓN GLACIAR IDENTIFICADAS EN ESTE SECTOR JUNTO CON LA LOCALIZACIÓN DE LAS FOTOGRAFÍAS DE LOS EJEMPLOS DE *WHALEBACK*, SESG, ESTRÍAS Y ROCAS ABORREGADAS DE LA FIG. 12 (IMAGEN MODIFICADA DEL MAPA FUERA DE TEXTO 2).

4.1.4 SANDUR

Hacia el este del área de estudio, en las cercanías del Cerro Cariquima, se reconoce esta morfología proglaciar (Fig. 14). Se origina desde quebradas profundas que presentan influencia tanto glacial como fluvial, por el oeste, y desde quebradas fluvio-aluviales que nacen desde la Sierra de Yarina, por el este. Desemboca en la cuenca de Coipasa, alcanzado una extensión *ca.* 20 km. La superficie presenta suaves pendientes que caen con dirección NE y paleo-ríos/ríos actuales trenzados. Sus depósitos son matriz soportados, polimícticos y mal seleccionados.

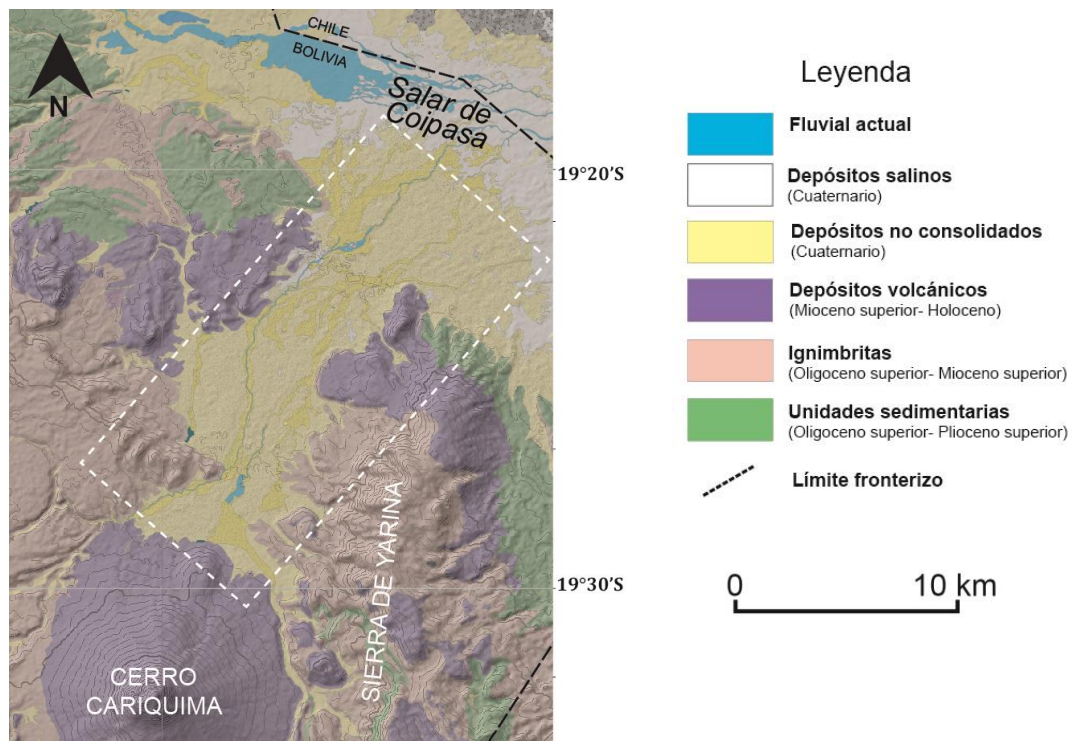


FIGURA 14: SANDUR UBICADO EN LA PORCIÓN NE DEL ÁREA DE ESTUDIO (IMAGEN MODIFICADA DEL MAPA FUERA DE TEXTO2).

4.1.5 MORRENAS

Se distribuyen principalmente en el sector NW del área, en la ladera sur del Volcán Isluga, Cerros Carabaya y Carabay, laderas norte del Co. Quimsachata, ladera este del Co. Torini y en la falda SE del Co. Cariquima (ver Mapa fuera de texto 2). Corresponden principalmente a morrenas mediales y laterales, exceptuando tres morrenas que pueden ser terminales o de retroceso, las cuales no pueden ser clasificadas certeramente mediante fotointerpretación debido a la falta de datos que conlleven a una correcta identificación (Fig. 15 (A), (B)). Tanto las morrenas laterales como las terminales o de retroceso se ubican en promedio hasta los 3705 y 4100 m s.n.m., respectivamente.

Los depósitos se disponen espacialmente sobre distintas unidades litoestratigráficas asignadas a edades que varían del Oligoceno superior hasta el Holoceno, por lo que no es posible acotar un rango de edad a estos depósitos.

En general, las morrenas se presentan como depósitos polimícticos, mal seleccionados, cuyos clastos varían de escala centimétrica a métrica, angulosos a subredondeados (Fig. 15 (C), (D)). No fue posible distinguir la proveniencia de los clastos, ya

que estos pueden ser parte de la erosión de cualquier unidad litoestratigráfica que afloran en el área de estudio. Debido a que los depósitos posiblemente han sufrido el efecto de procesos posteriores, ya sea aluviales y/o fluviales, es posible que se encuentren removilizados o cubiertos, lo que dificulta su identificación y descripción.



FIGURA 15: EJEMPLOS DE MORRENAS LATERALES EN EL ÁREA DE ESTUDIO: (A) MORRENA LATERAL UBICADA CERCA DE LA QUEBRADA MAUQUE, EN LA PORCIÓN NW DEL ÁREA DE ESTUDIO. (B) VISTA MORRENA LATERAL AL SE DEL CERRO CARIQUIMA.

4.2. DEPÓSITOS LACUSTRES

En la porción norte del área de estudio, específicamente en las cercanías del Salar de Coipasa, se identificaron tres depósitos sedimentarios poco consolidados, los que no superan los 20 m de espesor, y con una extensión areal de ca. 1 km². En este trabajo, a estos depósitos se les asignó el nombre de Unidad Quebrada Mauque, Unidad Iracunco y Unidad Tancaluma (Fig. 16), de acuerdo con el lugar donde se realizó una sección tipo esquemática y la descripción de la unidad. Solo se realizaron columnas estratigráficas esquemáticas de las unidades Tancaluma y Quebrada Mauque, puesto que el objetivo de estas es mostrar la deformación intrasecuencial presente en estas unidades.

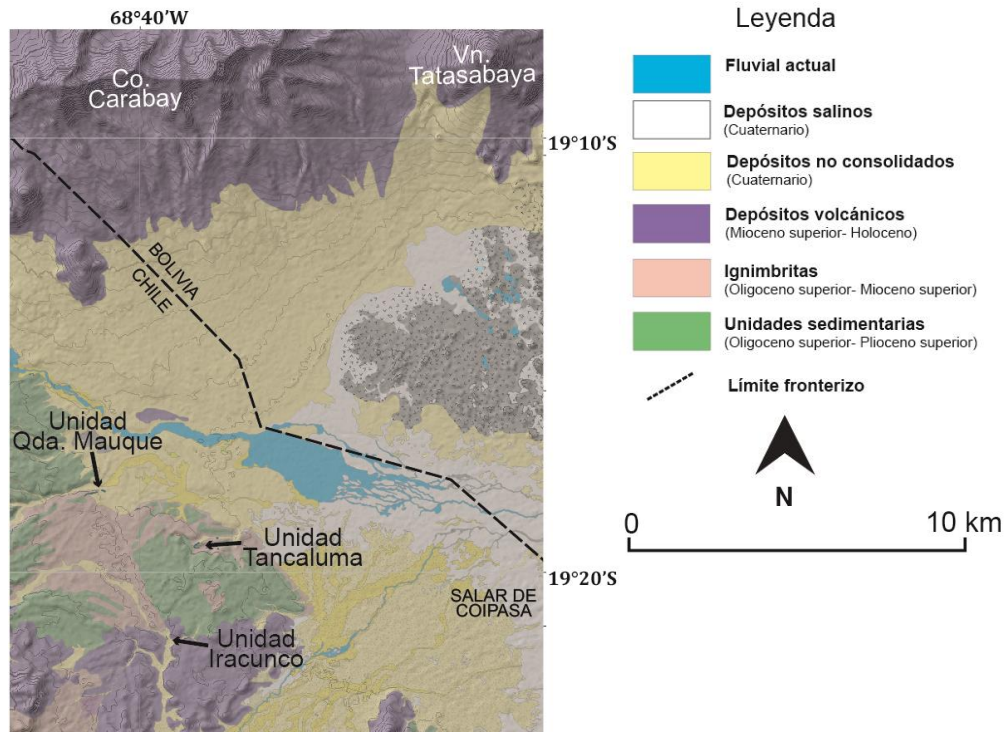
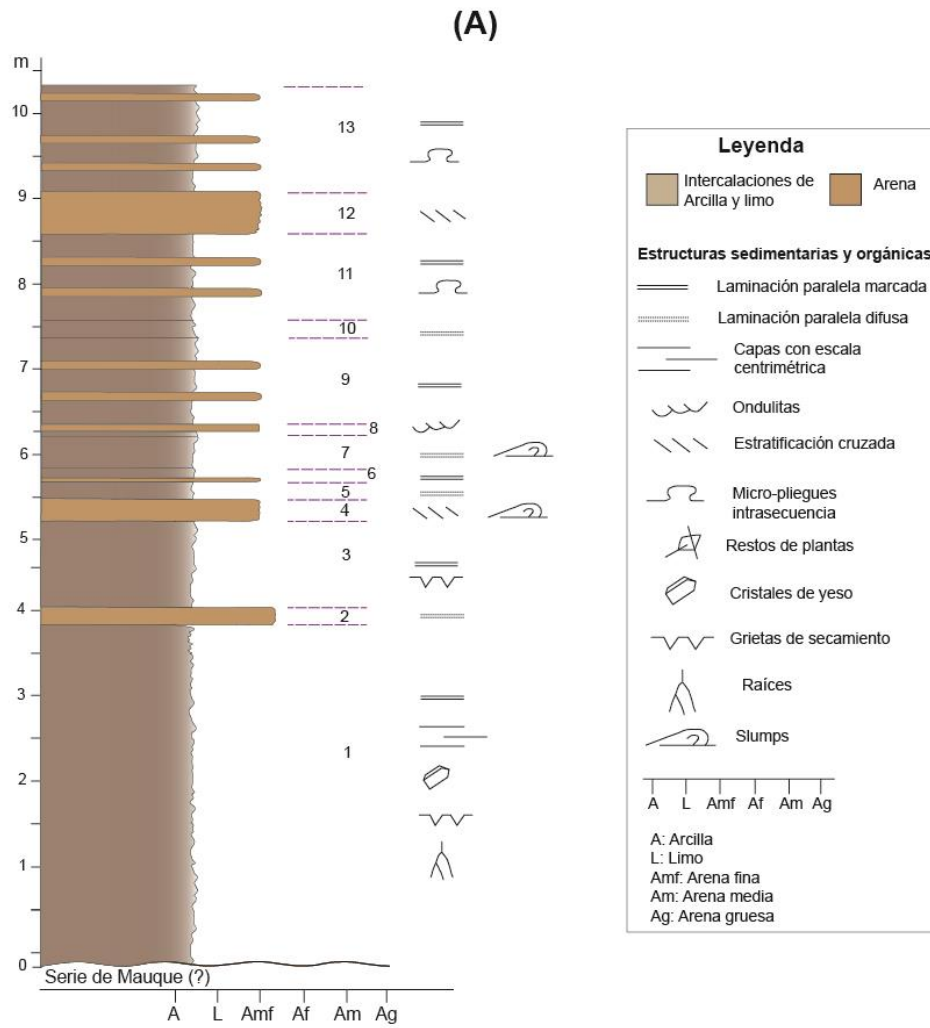


FIGURA 16 MAPA DE UBICACIÓN DE LOS DEPÓSITOS LACUSTRES DEFINIDOS EN ESTE TRABAJO (IMAGEN MODIFICADA DEL MAPA FUERA DE TEXTO 2).

4.2.1 UNIDAD QUEBRADA MAUQUE

Esta unidad se ubica en la quebrada de nombre homónimo en las cercanías del camino A-15. En ese lugar se realizó una columna estratigráfica esquemática compuesta por trece subunidades que alcanzan un espesor aproximado de 11 m. Si bien el depósito se compone en su totalidad por intercalaciones milimétricas a centimétricas de limos y arcillas, además de arenas de grano muy fino, fue posible identificar subunidades que presentan deformación interna así como subunidades sin deformación (Fig. 17 (A)). Las características litológicas, así como las estructuras sedimentarias y los restos orgánicos presentes en la unidad, indican un ambiente de depositación continental lacustre. Esta unidad se dispone en aparente concordancia sobre la Serie de Mauque, por lo que es posible asignarla al Pleistoceno, siendo esta su edad máxima.



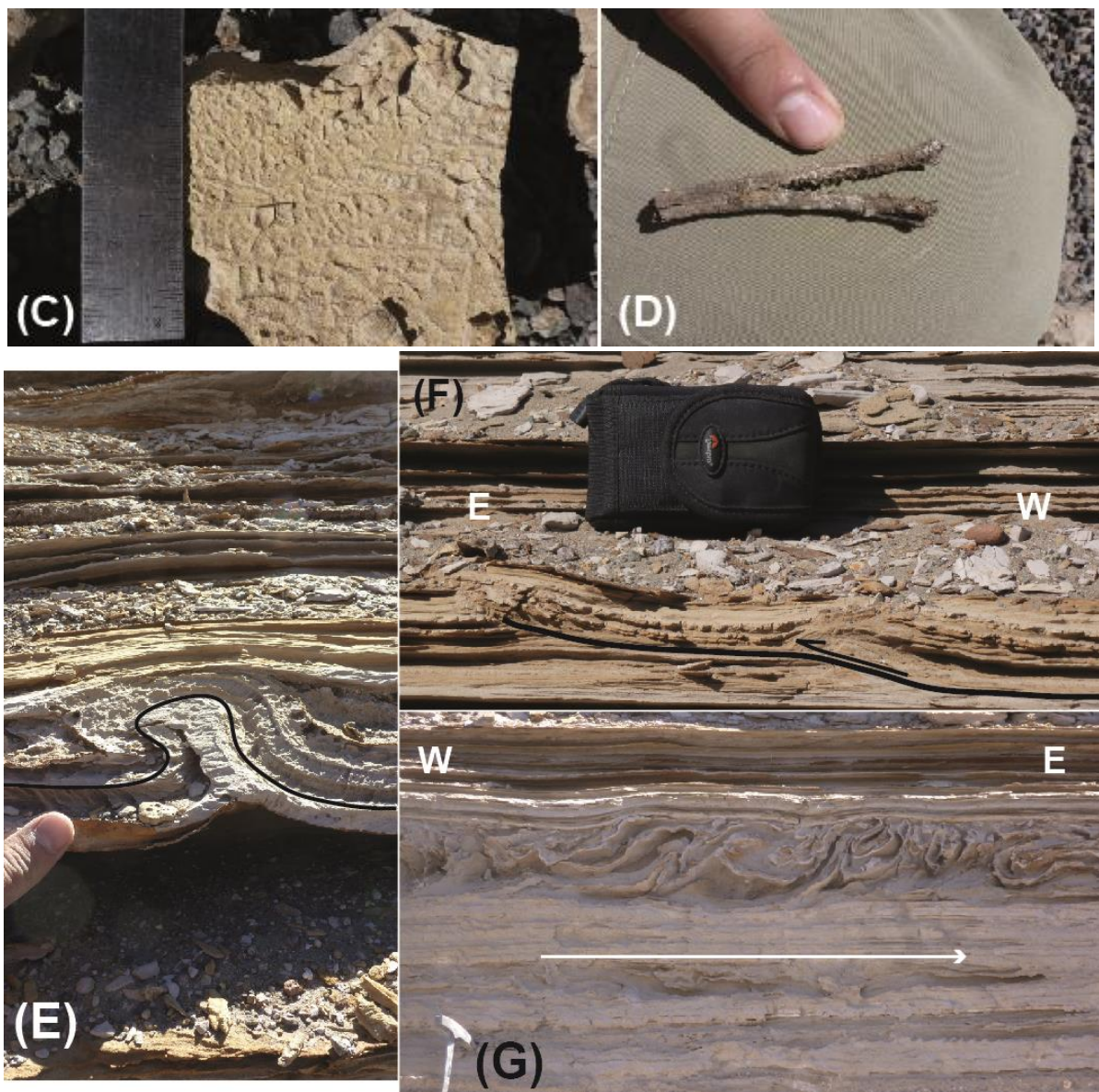
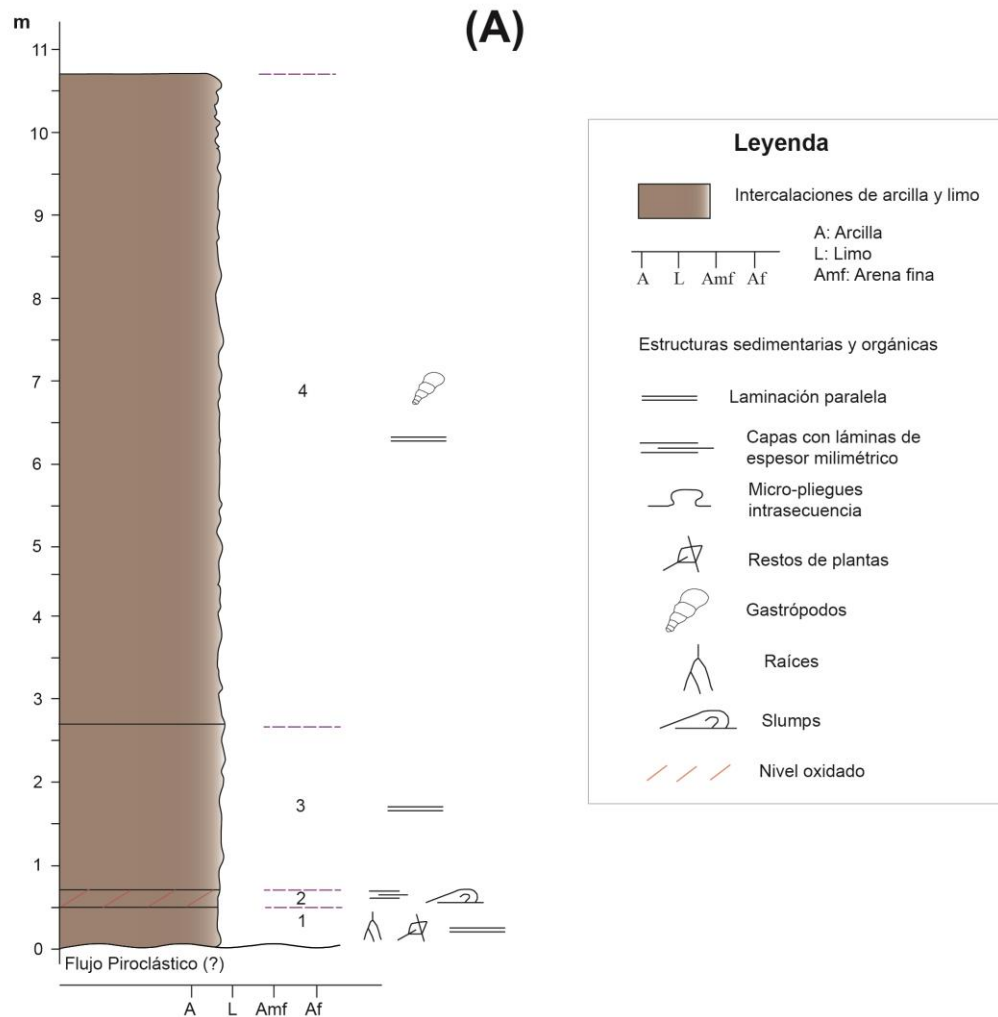


FIGURA 17: UNIDAD QUEBRADA MAUQUE, DEPÓSITO LACUSTRE: (A) COLUMNA ESTRATIGRÁFICA ESQUEMÁTICA DE LA UNIDAD, DIVIDIDA EN 13 SUBUNIDADES. (B) FOTOGRAFÍA DEL AFLORAMIENTO LA UNIDAD. (C) EJEMPLO DE GRIETA DE SECAMIENTO EN SUBUNIDAD 1 (D). RESTOS ORGÁNICOS ENCONTRADOS EN SUBUNIDAD 2, (E) PLIEGUE POR PROPAGACIÓN DE FALLA EN LA SUBUNIDAD 11, LÍNEA NEGRA MUESTRA NIVEL GUÍA EN EL PLIEGUE (F) PLIEGUE POR PROPAGACIÓN DE FALLA EN LA SUBUNIDAD 13, LÍNEA NEGRA INDICA EL NIVEL DE DESPEGUE ASÍ COMO QUE LA DEFORMACIÓN SE PROPAGA HACIA EL E (G) *SLUMP* EN LA SUBUNIDAD 6, FLECHA BLANCA INDICA DIRECCIÓN DE LA DEFORMACIÓN.

4.2.2 UNIDAD TANCALUMA

Esta unidad se ubica en el Rincón de nombre homónimo a unos 3 km del Salar de Coipasa. En este lugar se realizó una columna estratigráfica esquemática compuesta por 4 subunidades que alcanzan un espesor aproximado de 13 m. Esta unidad se compone por intercalaciones milimétricas de tufas, limos y arcillas, y al igual que en el caso de la Unidad Quebrada Mauque, fue posible identificar subunidades con deformación interna y subunidades sin deformación. La subunidad 4 exhibe características relevantes dada la presencia de una sucesión de niveles centimétricos de tufa con presencia de gastrópodos de agua dulce (Fig. 18 (C)), Anexo 1) (Juan Carlos Laya, comunicación personal), los que corresponderían al género *Littoridina sp.* de acuerdo con sus características morfológicas. A su vez, es posible reconocer morfologías producto de erosión subglaciar en el techo de esta subunidad (Fig. 18 (D)) La Unidad Tancaluma se dispone en aparente concordancia sobre la Serie de Mauque, y en contacto en *onlap* con la Fm. Condoriri (?), siendo posible asignarle una edad máxima pleistocena. Las características litológicas junto con la presencia de gastrópodos en la subunidad superior, indican un ambiente de depositación lacustre.



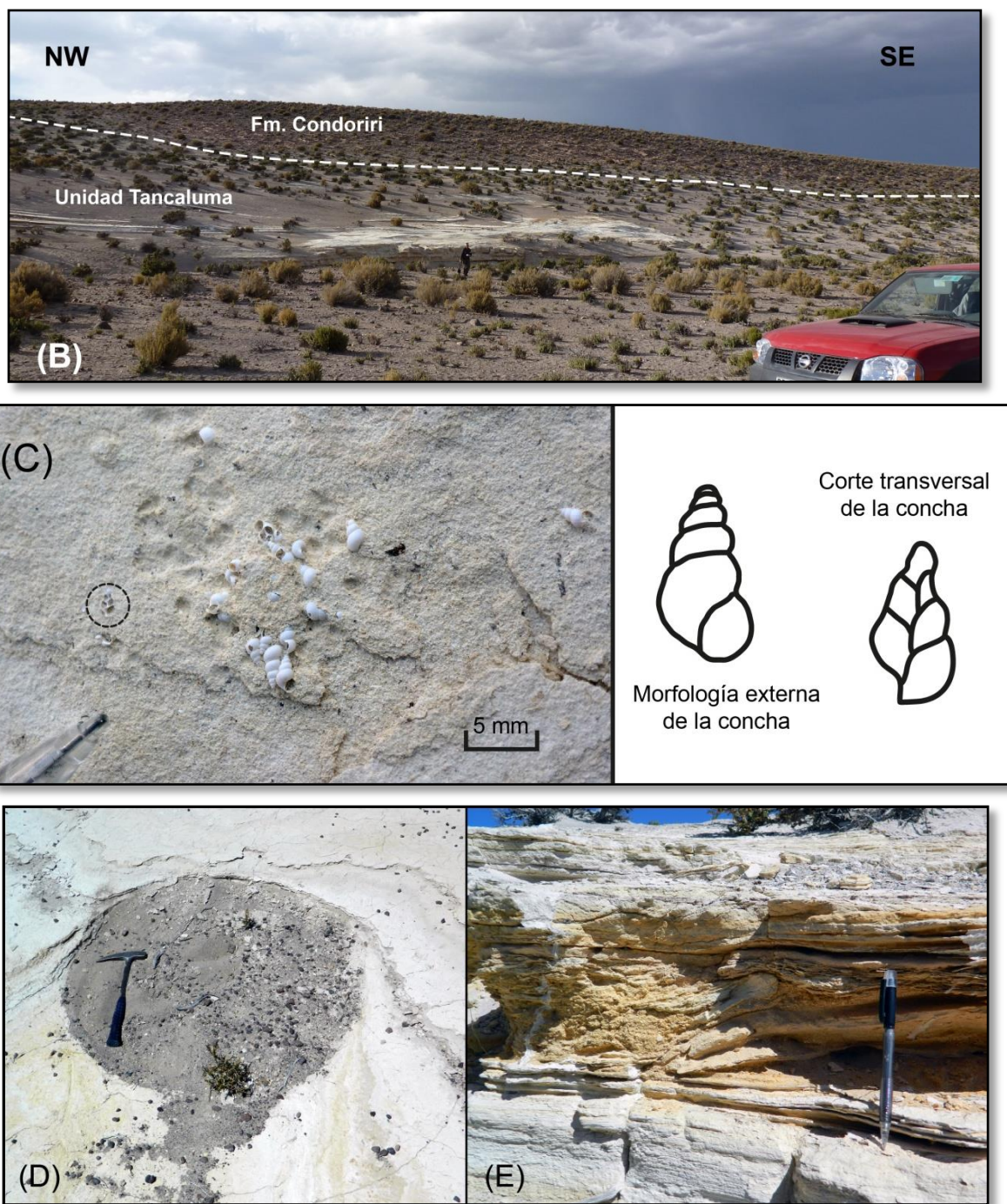


FIGURA 18: UNIDAD TANCALUMA, DEPÓSITO LACUSTRE: (A) COLUMNA ESTRATIGRÁFICA ESQUEMÁTICA DEL DEPÓSITO. (B) FOTOGRAFÍA A ESCALA AFLORAMIENTO DE LA UNIDAD TANCALUMA, SE APRECIA QUE LAS ROCAS ASIGNADAS A LA FM. CONDORIRI SE ENCUENTRAN ABORREGADAS. (C) GASTRÓPODOS EN LA SUBUNIDAD 4: FOTOGRAFÍA DONDE SU TAMAÑO NO SUPERA LOS 5 MM, LÍNEA NEGRA PUNTEADA ENMARCA UNA CONCHA QUE PRESENTA UN CORTE TRANSVERSAL. EN LA DERECHA SE MUESTRA UNA FIGURA ESQUEMÁTICA DE LA MORFOLOGÍA EXTERNA Y CORTE TRANSVERSAL DE LOS GASTRÓPODOS. (D) KETTLE EN EL TECHO DE LA SECUENCIA. (E) *SLUMP* EN LA SUBUNIDAD 2.

Cabe destacar que en la Quebrada Tarapico, en las cercanías de Cotasaya (ver Mapa fuera de texto 2), es posible reconocer un afloramiento con características similares a las que presenta esta unidad (Javier Cortés, comunicación personal).

4.2.3 UNIDAD IRACUNCO

Esta unidad se ubica en la Quebrada de nombre homónimo, a 1,5 km de la Quebrada Vinara (ver Mapa fuera de texto 2). Presenta un espesor de aproximadamente 6 m, y una extensión areal *ca.* 800 m². Se compone de intercalaciones de carbonatos, arcillas, limos, arenas finas y depósitos de caída volcánicos (Fig. 19 (B)), donde cabe destacar que en un nivel carbonatado también fue posible identificar gastrópodos de agua dulce (Juan Carlos Laya, comunicación personal). Esta unidad muestra pliegues sinclinales y anticlinales, con una longitud de onda cercana a los 4 m. Las características litológicas indican un ambiente de depositación lacustre (Fig. 19). Se dispone en aparente concordancia sobre la Serie de Mauque, siendo posible asignarle una edad pleistocena.

Cabe resaltar una estructura sedimentaria presente en esta unidad, la cual corresponde a estratificación cruzada mamblada (Fig. 19 (C)). Debido a la escala que presenta la estructura, esta sería un indicador de que el ambiente en el cual se generó fue un lago de una extensión areal de *ca.* 200.000 km² (Jacobus LeRoux, comunicación personal).

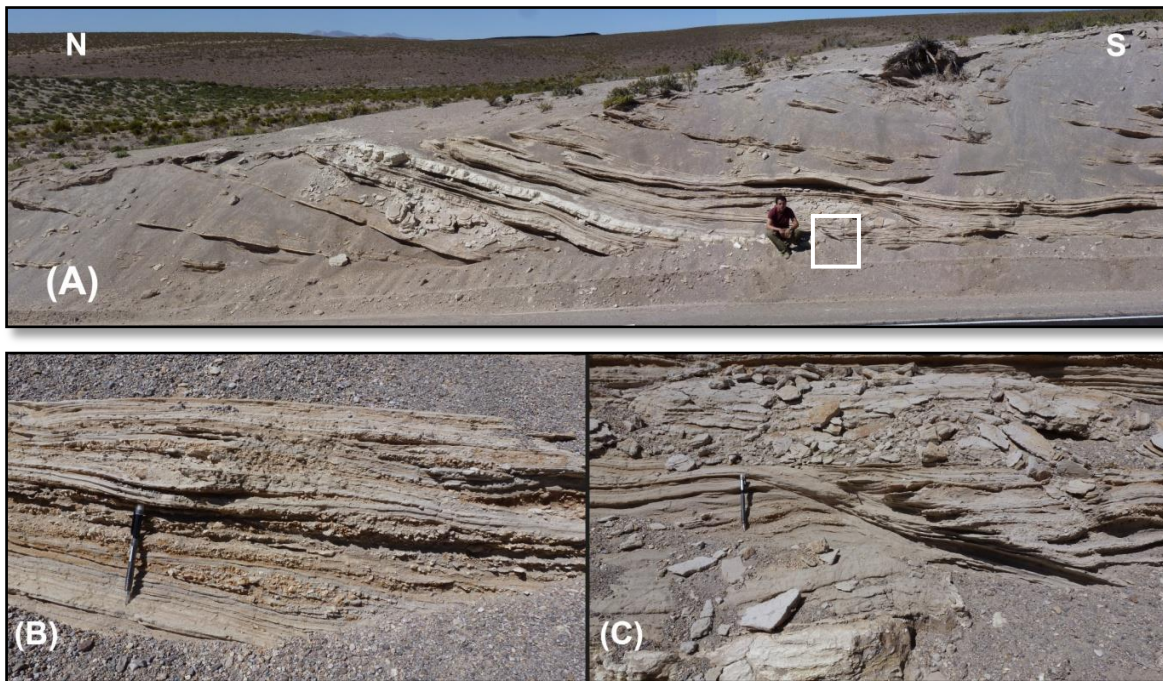


FIGURA 19: UNIDAD IRACUNCO, DEPÓSITO LACUSTRE: (A) FOTOGRAFÍA DEL AFLORAMIENTO DE LA UNIDAD, RECUADRO BLANCO INDICA LA UBICACIÓN DE LA IMAGEN (C). (B) DE INTERCALACIONES DE CARBONATOS, ARCILLAS, LIMOS, ARENAS FINAS Y DEPÓSITOS DE CAÍDA VOLCÁNICOS PRESENTES EN ESTA UNIDAD. (C) ESTRATIFICACIÓN CRUZADA MAMBLADA EN UNO DE LOS NIVELES DE LA UNIDAD.

Las unidades Quebrada Mauque, Tancaluma e Iracunco difieren en la granulometría, el espesor y cantidad de estratos, estructuras sedimentarias, deformación, presencia de fósiles y potencia total de la unidad. Estas diferencias dificultan la correlación entre sí o determinar si se originaron producto del mismo evento lacustre.

5. INTERPRETACIÓN Y ANÁLISIS DE UNIDADES MORFOESTRATIGRÁFICAS Y DEPÓSITOS LACUSTRES

5.1 DISTRIBUCIÓN DE SESG Y MORRENAS

Acorde a lo descrito en el Capítulo 4 y con el Mapa fuera de texto 2, a través de toda el área de estudio se distinguen variadas morfologías producto de la actividad glaciar. Específicamente, las superficies con erosión subglaciar y las morrenas se encuentran ampliamente distribuidas sin presentar, a priori, un patrón en su disposición. No obstante, es posible que tanto la topografía, las estructuras regionales, o bien, las litologías de las unidades que afloran en el sector hayan ejercido algún control en la construcción y distribución de estas morfologías.

Para determinar la influencia de los factores expuestos anteriormente, es importante considerar que el área de estudio no presenta actividad volcánica desde el Pleistoceno tardío (Wörner et al, 2000), con excepción del Volcán Isluga el cual se encuentra actualmente activo; la actividad de las estructuras existentes se encuentra restringida entre el Oligoceno superior y el Plioceno Superior (Cortés et al., en preparación), no hay presencia de grandes remociones en masa, la incisión fluvial es marginal en comparación con la glaciar y, además, que el clima semiárido ha influido en la preservación de las unidades morfológicas. Por estas condiciones que presenta el borde Occidental del Altiplano entre 19°15'S y 19°45'S es posible asumir que aparentemente el relieve no ha sufrido cambios dramáticos desde que fue modelado por la actividad glaciar.

Si bien, no han ocurrido cambios en el relieve, en el caso de las superficies con erosión subglaciar es posible que la extensión areal inicial hayan sido afectadas posteriormente por procesos de otra naturaleza, como por ejemplo, erosión eólica o productos de actividad fluvio-aluvial, y consecuentemente, la exposición actual de las SESG no representa su extensión original. Por otro lado, en relación a las morrenas, por fotointerpretación solo fue posible reconocer tres morrenas de fondo o de retroceso, las que se ubican sobre rocas de la Formación Condoriri (Mioceno medio). Se plantean dos supuestos para explicar esta situación: (1) estas morfologías fueron removilizadas por los procesos fluvio-aluviales posteriores a los eventos de glaciación o (2) los glaciares avanzaron grandes distancias llegando hasta la cuenca del Salar de Coipasa, y consecuentemente las morrenas de fondo o de retroceso se encuentran fuera del área de estudio. La orientación de los surcos, estrías y lineamientos en las SESG como las morrenas laterales muestran que ese fue el movimiento preferencial de los flujos de hielo en el área de estudio (Mapa fuera de texto 2).

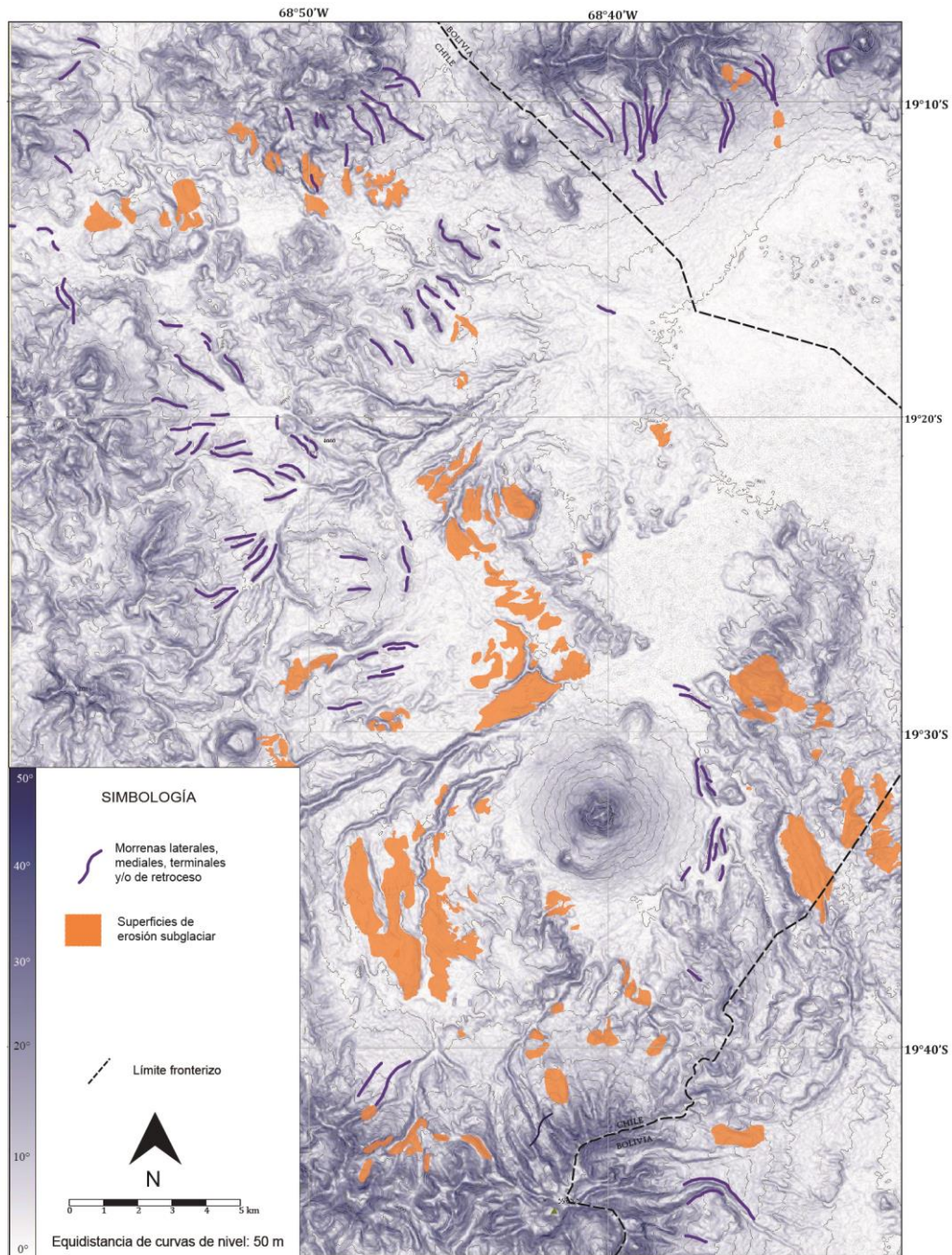


FIGURA 20: MAPA DE PENDIENTES GENERADO EN GLOBAL MAPPER, EN EL SE MUESTRAN LAS SUPERFICIES CON EROSIÓN SUBGLACIAR Y MORRENAS PRESENTES EN EL ÁREA DE ESTUDIO. SE APRECIA QUE NO EXISTE UNA CORRELACIÓN ENTRE LAS MORFOLOGÍAS Y LA TOPOGRAFÍA ACTUAL, YA QUE LAS PRIMERAS SE ENCUENTRAN AMPLIAMENTE DISTRIBUIDAS POR EL ÁREA DE ESTUDIO.

En relación a la distribución de las morfologías, las superficies con erosión subglaciar y las morrenas se identificaron en sectores del área de estudio donde la topografía varía entre 0° y 40° (Fig. 20). En base a la relación entre la distribución de las morfologías y las características de la topografía, se puede establecer que aparentemente la topografía no

fue un factor que influyera en la construcción de las morfologías glaciares. Posiblemente el movimiento de los flujos de hielo se encuentra controlado por la pendiente de la superficie glaciar, y no por la pendiente de las laderas por donde deslizan, tal como Bloom (1998) describe los mecanismos de flujo de hielo.

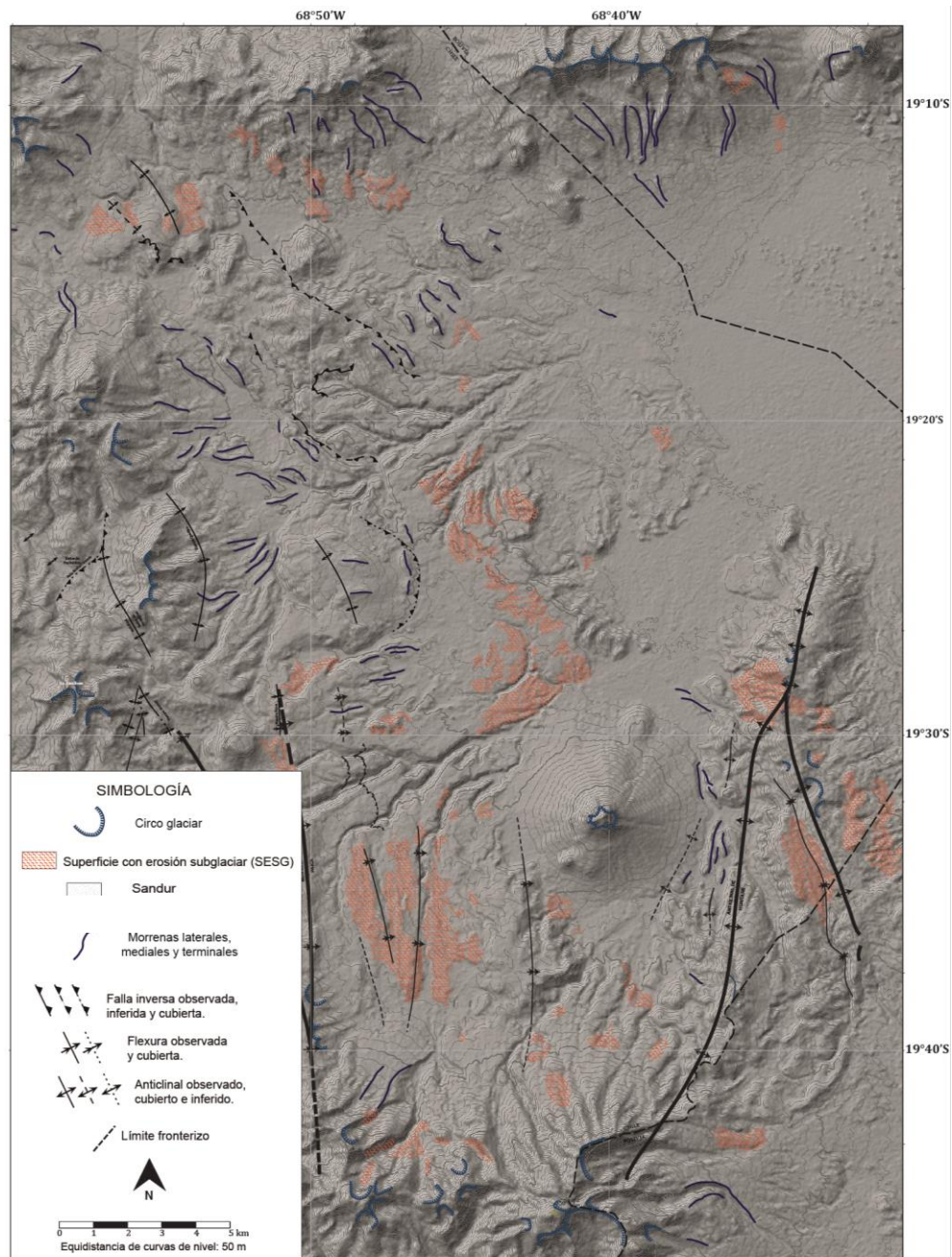


FIGURA 21: MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL QUE MUESTRA LAS ESTRUCTURAS Y MORFOLOGÍAS GLACIARES PRESENTES EN EL ÁREA DE ESTUDIO (IMAGEN MODIFICADA DEL MAPA FUERA DE TEXTO 1).

Considerando las estructuras presentes en el área de estudio (Fig. 21), se observa que las unidades morfológicas están presentes en sectores donde hay tanto presencia como ausencia de estructuras, como tampoco hay indicios de patrones que indiquen alguna correlación entre la construcción de las morfologías glaciares y las estructuras. Dado que el periodo de actividad de las estructuras se encuentra acotado hasta el Plioceno Superior y no existe una relación con la distribución de las morfologías glaciares, se sugiere que las últimas se originaron con posterioridad a esa edad.

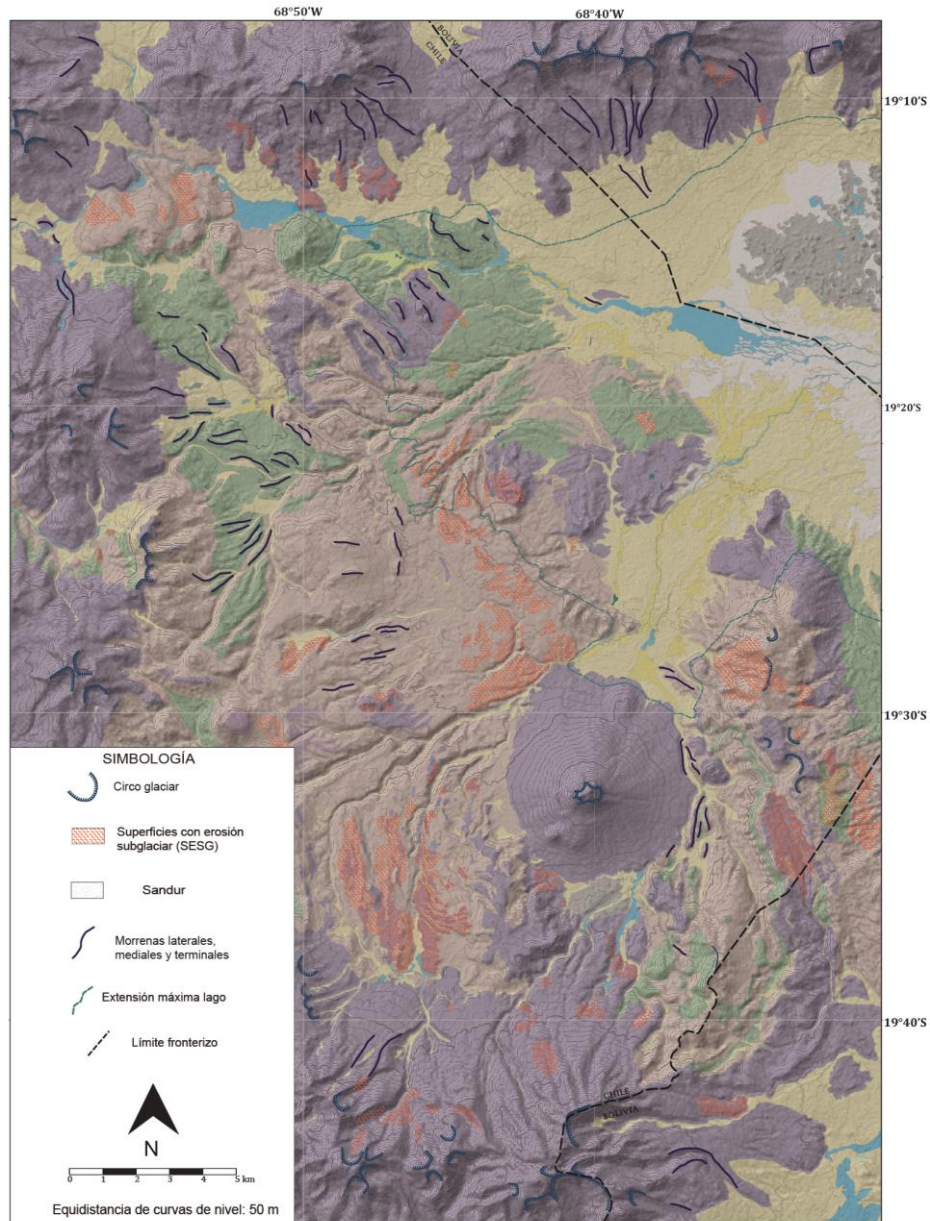


FIGURA 22: MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL QUE MUESTRA LAS MORFOLOGÍAS GLACIARES IDENTIFICADAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO SOBRE LA LITOLOGÍAS SOBRE LA CUAL SOBREYACEN. COMO CARACTERÍSTICA GENERAL LAS SESG AFECTAN DEPÓSITOS VOLCÁNICOS (MORADO) E ÍGNIMBRITAS (ROSADO), EN CAMBIO, LAS MORRENAS SOBREYACEN SOBRE SECUENCIAS SEDIMENTARIAS (VERDE) (IMAGEN MODIFICADO DEL MAPA FUERA DE TEXTO 2).

Como característica general, las SESG se identificaron principalmente afectando a depósitos de lava e ignimbritas. En cambio, las morrenas se encuentran principalmente sobre unidades sedimentarias (Fig. 22). Esta situación mostraría una correlación entre la construcción de las morfologías y las unidades litoestratigráficas, ya que la resistencia a la erosión glaciaria que presentan las unidades sedimentarias puede ser comparativamente menor en relación a un paquete de ignimbritas o lavas presentes en esta área, por lo que el paso del hielo provocaría en estas una mayor abrasión desintegrando la roca sin la posibilidad de generar SESG sobre esas unidades. Si bien se puede observar una relación entre las morfologías y las litologías de las unidades, esta no se cumple en todos los casos.

En base a los antecedentes expuestos sobre la topografía, estructuras regionales y litologías, se deduce que la distribución de las unidades no responde con claridad a alguno de los factores mencionados anteriormente. Posiblemente, la distribución de las morfologías esté controlada en mayor medida por las características propias del movimiento de los flujos de hielo, como por ejemplo, las variaciones en el régimen termal basal.

5.2 DEPÓSITOS LACUSTRES

Posiblemente los depósitos lacustres identificados y descritos en este trabajo correspondan a registros de un lago que se extendió ampliamente durante el Pleistoceno en el Altiplano. Para determinar si las tres unidades se originaron producto de un solo evento lacustre es necesario saber el alcance que tuvo aquel lago. Asumiendo que la topografía no ha sufrido cambios significativos desde la existencia del lago, se hizo una reconstrucción de este a través de un modelo simple utilizando como cota máxima alcanzada por el lago la altura a la cual se encuentran actualmente las unidades lacustres y un modelo de elevación digital del área de estudio (Fig. 23). Las unidades Quebrada Mauque, Tancaluma e Iracunco se ubican a 3768, 3753 y 3750 m s.n.m., respectivamente.

La reconstrucción del lago muestra que solo en el primer caso el nivel del agua puede haber generado las condiciones necesarias para que se depositaran las tres unidades lacustres sincrónicamente (Fig. 23 (A)). En cambio, tanto el segundo como el tercer caso (Fig. 23(B) y (C), respectivamente) muestran que el nivel alcanzado por el agua no es suficiente para que ocurra la depositación de la Unidad Quebrada Mauque. Con lo anterior, es posible establecer que en el caso de que las tres unidades presenten edades similares y sean correlacionables, la altura mínima que alcanzó el lago que las originó fue de 3768 m s.n.m.; en caso contrario, las unidades lacustres evidenciarían que este sector del Altiplano fue alcanzado por la expansión de más de un evento lacustre.

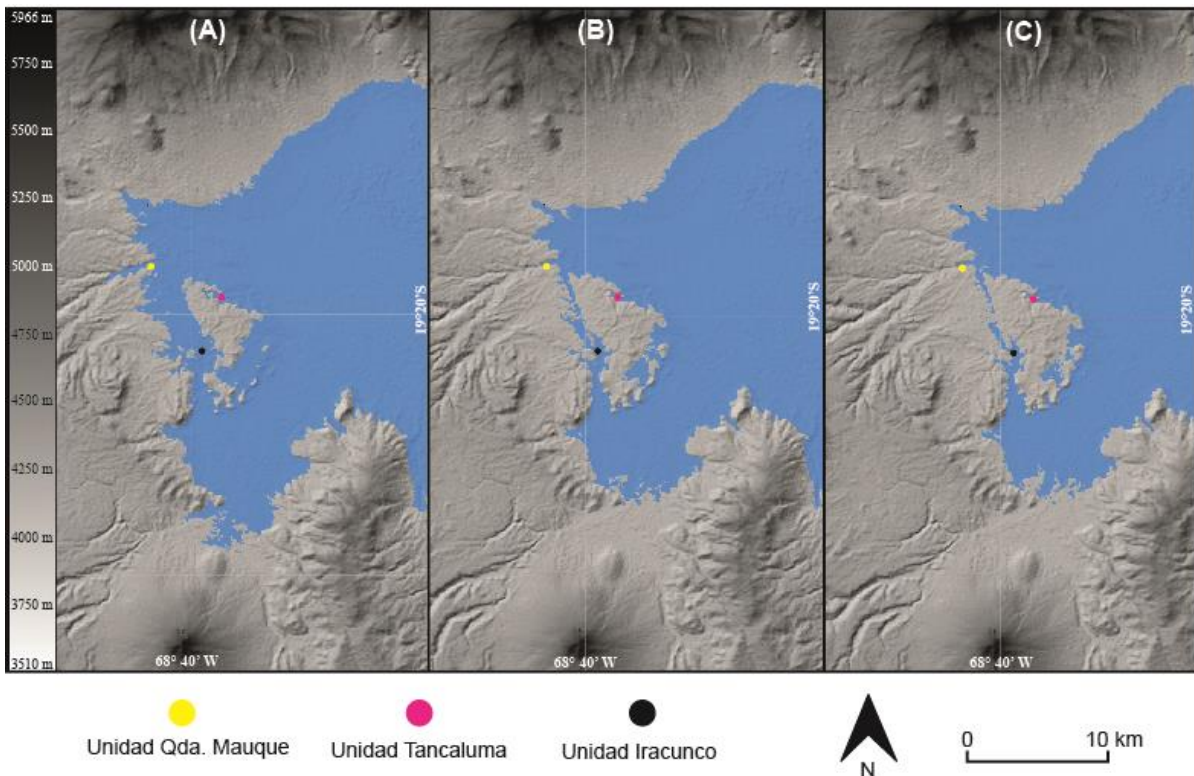


FIGURA 23: RECONSTRUCCIÓN DE UN LAGO EN LA CUENCA COIPASA A TRAVÉS DE UN MODELO SIMPLE, EN EL APARECEN LAS UNIDADES LACUSTRES DEFINIDAS EN ESTE TRABAJO (CÍRCULOS AMARILLO, ROSADO Y NEGRO): (A) EL NIVEL AGUA ALCANZA LA COTA DE 3768 M S.N.M., (B) EL AGUA ALCANZA LA COTA DE 3753 M S.N.M., (C) EL AGUA ALCANZA LA COTA DE 3750 M.S.N.M.

Por otro lado, la presencia de estructuras intrasecuencia sería un indicador de que las unidades lacustres fueron afectadas por el avance de glaciares (Fig. 24), ya que producto del avance y la presión generada por el hielo posiblemente se generó deformación en las capas que en ese momento se encontraban hacia el techo de la secuencia. El hecho de encontrar capas con deformación y otras que no la presentan, es una evidencia del sincronismo entre la depositación de las unidades y fluctuaciones en el avance de los flujos de hielo.

En primer lugar, la Unidad Quebrada Mauque presenta niveles con estructuras intrasecuencia compresionales centrimétricas (pliegues por propagación y *detachment*) y gravitacionales (*slumpings*), intercaladas con niveles que no presentan estructuras o sin deformación (Fig. 17). Esto sugiere que la deformación observada es producto del avance glaciar, en particular de fluctuaciones de un evento que produjo cuatro niveles con deformación intercalados con niveles que no presentan. Por otro lado, en la Unidad Tancaluma se observan estructuras compresivas intrasecuencia de escala centimétrica en la subunidad 2, y hacia el techo de la subunidad 4 se observa un pliegue anticlinal con una longitud de onda de escala métrica (Fig. 18), evidenciando avances y retroceos del flujo de

hielo. En cambio, la Unidad Iracunco muestra deformación compresiva de escala métrica en el paquete completo, representado en pliegues anticlinales y sinclinales de longitudes de onda de *ca.* 20 m (Fig 19). El eje de estos pliegues tiene una dirección E-W, siendo casi perpendicular a la dirección de las estructuras regionales (Fig. 22), lo que hace descartar que la deformación presente en esta unidad sea producto de la tectónica, si no que posiblemente es producto del avance de los flujos de hielo.

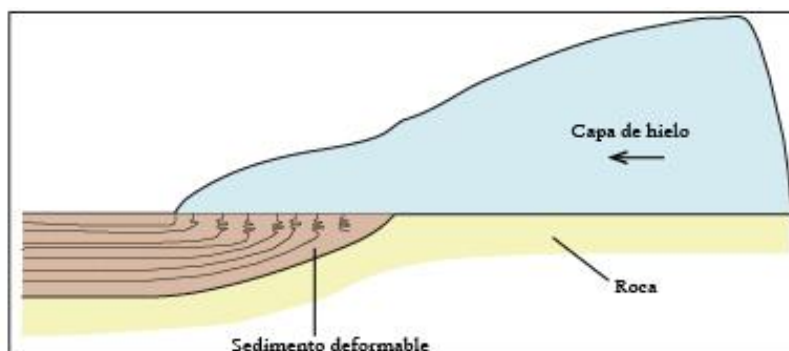


FIGURA 24: SECCIÓN TRANSVERSAL ESQUEMÁTICA QUE MUESTRA CÓMO EL HIELO PUEDE PRODUCIR DEFORMACIÓN SUBGLACIAR. MODIFICADO DE GLASSER, 2009.

6. DISCUSIÓN

6.1 CORRELACIONES REGIONALES Y GLOBALES

En este trabajo se identificaron morfologías y depósitos producto de la acción glaciár, junto con depósitos lacustres con características que permiten determinar que se originaron sincrónicos a un avance de los flujos de hielo en el área de estudio.

En relación a la temporalidad en que ocurrieron las glaciaciones que afectaron el área de estudio o la edad de las morfologías, no se tiene claridad debido a que en este trabajo no se realizaron dataciones radiométricas en los depósitos o en las superficies de las rocas. Consecuentemente, solo fue posible asignar edades relativas. Para asignar estas edades, se consideró que la edad máxima del origen de las morfologías y depósitos es la edad de la unidad litoestratigráfica que afectó o sobre la cual sobreyacen, respectivamente.

En relación a lo anterior, las unidades litoestratigráficas más recientes con evidencias de erosión glaciár tienen una edad pleistocena. Por lo tanto, la edad máxima de la glaciación que las afectó debería ser pleistocena. Por otro lado, la unidad litoestratigráfica más antigua en la que se pueden observar registros de erosión glaciár es la Formación Utayane (Oligoceno superior - Mioceno inferior), la que pudo haber sido afectada por glaciaciones anteriores a la del Pleistoceno tardío global, como las del Plioceno superior (e.g. Ehlers et al., 2007), o bien, por los periodos de glaciación ocurridos durante el Mioceno (e.g. Zachos et al., 2001), lo que sugiere que las evidencias glaciares del área de estudio muestran el registro de más de una glaciación. Sin embargo, cabe la posibilidad de que: (1) la edad asignada a las evidencias glaciares no corresponda a la edad del avance glaciár que las originó, y a su vez, (2) que estas correspondan a evidencias de más de un avance glaciár.

Otro elemento a considerar es que los avances glaciares que se han documentado a nivel regional en el Altiplano, específicamente en Bolivia, presentan variaciones locales en relación a su cronología. En otras palabras, un avance glaciár producto de un mismo evento de enfriamiento a nivel global puede presentar distintas extensiones temporales dependiendo del área en la cual se está estudiando (Smith et al., 2008). Por ende, el no contar con la edad absoluta de las evidencias glaciares puede llevar a una correlación errónea con eventos glaciares regionales y mundiales.

Si se asume que las morfologías y depósitos asociados identificados en el área de estudio son productos de la última glaciación a nivel global (ocurrida durante el Pleistoceno tardío), entonces se originaron al menos por uno de los avances glaciares que se han documentado en los Andes Centrales (Tabla 1). Las diferencias, tanto en la extensión del periodo de avance, como en edad de ocurrencia para un mismo avance glaciár, se atribuyen al método de datación utilizado y a las superficies y/o depósitos datados.

Puesto que las unidades Quebrada Mauque, Tancaluma e Iracunco presentan deformación producto del avance de las masas de hielo, evidenciarían la coexistencia de glaciares y lagos en el área de estudio. Esta situación sería similar a lo planteado por Clapperton et al., (1996), Sylvestre et al., (1999), Amman et al., (2001), Zech et al., (2007), Blart et al., (2009), (2011), Placzek et al., (2006), (2013), entre otros, quienes postulan que, junto con la expansión de los glaciares durante el Pleistoceno tardío en los Andes Centrales, la existencia de lagos en el Altiplano fue coetánea a ella, los que corresponderían a los llamados paleolagos Sasji, Tauca y Coipasa (Fig. 25 (A)).

TABLA 2: AVANCES GLACIARES EN LOS ANDES CENTRALES OCURRIDOS DURANTE LA GLACIACIÓN GLOBAL DEL PLEISTOCENO TARDÍO.

Edad (ka)	Avance glaciar	Autor
26-14	Último máximo glaciar global	Argollo & Mourguiart, 2000
25-20	Último máximo glaciar global	Zech et al., 2007
ca. 21	Último máximo glaciar global	Blard et al., 2009
ca. 15	Último máximo glaciar local	Blard et al., 2009
ca. 15	Evento <i>Henrich 1</i>	Zech et al., 2007
13-11 k	<i>Younger Dryas/Antartuc cold reversal</i>	Zech et al., 2007
12-10	<i>Lateglacial</i>	Seltzer, 1990

Para establecer si estos paleolagos alcanzaron al área de estudio y originaron los depósitos lacustres descritos en este trabajo, se reconstruyó su extensión máxima a través de un modelo simple utilizando la topografía actual y la altura máxima alcanzada por los paleolagos según Blard et. al (2011) y Placzek et. al (2013) (Fig. 25 y 26).

La reconstrucción de los paleolagos muestra los paleolagos Sasji y Coipasa no alcanzan un nivel de agua que permitiese la depositación de las unidades Quebrada Mauque, Tancaluma e Iracunco (Fig. 25 (B), (D)). Por el contrario, el paleolago Tauca si logra cubrir el sector donde actualmente se ubican los depósitos lacustres (Fig. 25 (C)). Por lo tanto, estas unidades probablemente se originaron producto de la expansión de este lago. Un antecedente que corroboraría esta suposición es que tanto Placzek et al. (2013)⁵ como Blard (comunicación escrita) identificaron gastrópodos en sedimentos asignados a la orilla del paleolago Tauca en Bolivia, los cuales corresponderían a la misma especie de los identificados en la Unidad Tancaluma. En base a esta correlación, se puede aseverar que los depósitos corresponderían a ese paleolago y por ende, el avance glaciar sería sincrónico, es decir, Pleistoceno tardío.

⁵ Los gastrópodos fueron datados con ¹⁴C, mostrando que en ese caso que la edad de estos varía entre 13 ka y 16 ka..

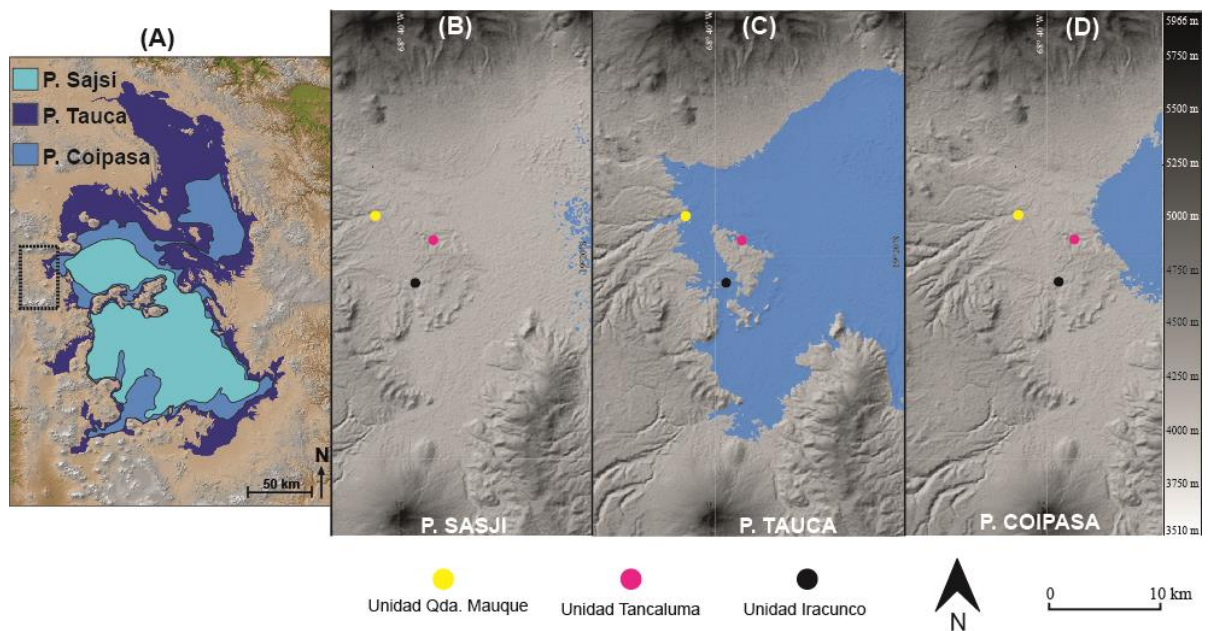


FIGURA 25: EXTENSIÓN DE LOS PALEOLAGOS SASJI, TAUCA Y COIPASA EN EL ALTIPLANO: (A) EXTENSIÓN DE PALEOLAGOS EN SECTOR SUR DEL ALTIPLANO. RECTÁNGULO NEGRO MUESTRA PARTE DEL ÁREA DE ESTUDIO DE ESTE TRABAJO. MODIFICADO DE PLACZEK ET AL. (2013). FIGURAS (B), (C) Y (D) SON UN ZOOM DEL RECTÁNGULO NEGRO MOSTRADO EN (A) DONDE SE OBSERVA LA EXTENSIÓN DE LOS PALEOLAGOS SASJI, TAUCA Y COIPASA, RESPECTIVAMENTE, EN UN MODELO SIMPLIFICADO EN BASE A LA ALTURA ALCANZADA POR ESOS EVENTOS LACUSTRES UTILIZANDO LA TOPOGRAFÍA ACTUAL.

Época	ka	Fases húmedas en el Altiplano
Pleistoceno tardío	15	Paleolago Coipasa
		Paleolago Tauca
	20	Paleolago Sajsí
		25

FIGURA 26: CUADRO RESUMEN DE LAS FASES HÚMEDAS OCURRIDAS EN EL ALTIPLANO DURANTE EL PLEISTOCENO TARDÍO.

Sin embargo, cabe considerar la opción que las unidades Quebrada Mauque e Iracunco no correspondan a depósitos del paleolago Tauca, sino que hayan depositados producto de la expansión del paleolago Sajsí o Coipasa. Si esta suposición es correcta, ello podría conducir a dos posibles escenarios: (1) los lagos alcanzaron alturas mayores a las planteadas por Blard et al, (2011) y Placzek et al, (2013), o (2) los depósitos se alzaron

producto de procesos tectónicos y/o glacioisostáticos. En el caso de que las unidades lacustres correspondan a depósitos del paleolago Sasji, estos se habrían alzado en promedio 87 m, mientras que si ellos se asocian al paleolago Coipasa, mostrarían un alzamiento promedio de 54 m. En ambos casos la tasa de alzamiento promedio sería cercana a 0.2 mm/año, siendo similar a la tasa promedio desde los último 10 Ma propuesta por Gregory-Wodzicki (2000), Farías et al. (2005), entre otros.

Dadas todas las interrogantes en relación a las edades de las morfologías y depósitos que surgen debido a la falta de dataciones radiométricas, se sugiere para complementar este estudio: (1) utilizar radionúcleidos cósmicos en las superficies rocosas que presentan erosión subglaciar; (2) datar con U/Th los sedimentos lacustres y (3) datar a través del método del ^{14}C las conchas de los gastrópodos y restos orgánicos encontrados en los depósitos lacustres.

6.2 EVOLUCIÓN DE LOS GLACIARES EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Como se expuso en la sección anterior, a partir de las evidencias morfológicas y sedimentológicas expuestas en este trabajo, es factible aseverar que el área de estudio fue afectada al menos por un avance glaciar durante el Pleistoceno. Evidencias morfológicas tales como morrenas laterales, valles glaciares, estrías, lineamientos y surcos, muestran que la dirección preferencial de las masas de hielo fue hacia la cuenca del Salar de Coipasa (Fig. 27). Sin embargo, estas no permiten establecer cómo avanzaron los flujos de hielo. Ya que estas morfologías se encuentran ampliamente distribuidas por toda el área de estudio, posiblemente durante el *peak* del avance glaciar, el hielo cubrió casi la totalidad las partes bajas del área de estudio. No obstante, no se tiene claridad en la extensión del hielo, ya que no se identificaron morrenas terminales o de retroceso. Un elemento a considerar para poder establecer la extensión de las masas de hielo, es que las unidades lacustres presentan deformación proglaciar, lo que es una evidencia de que los glaciares avanzaron al menos hasta el sector donde estos depósitos se encuentran (Fig. 27).

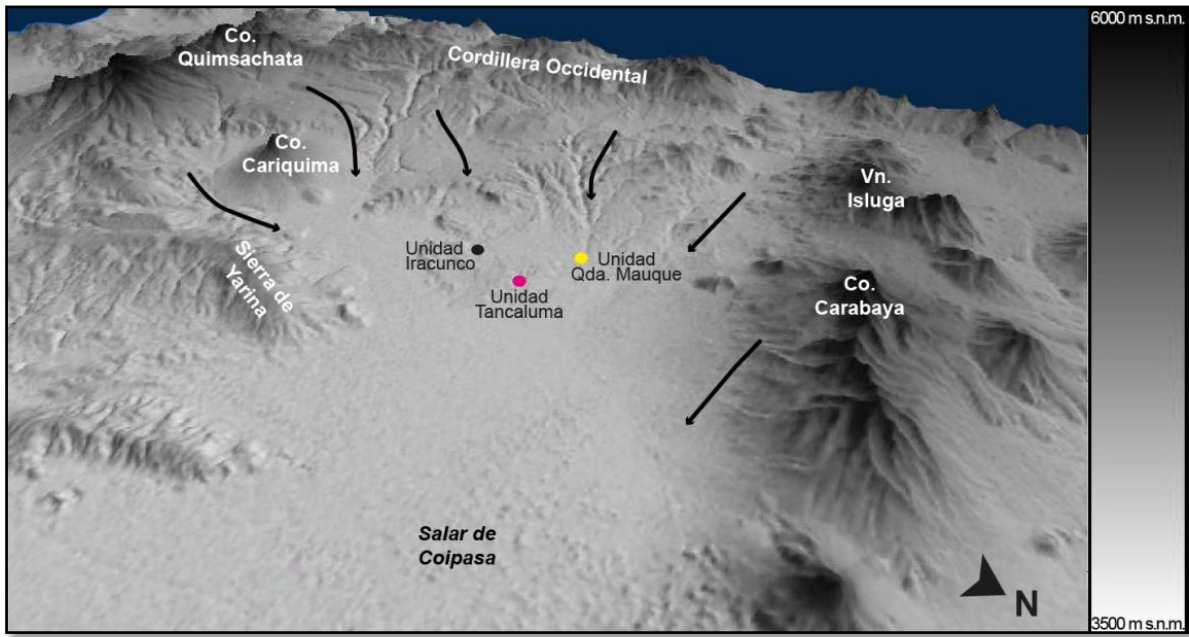


FIGURA 27: MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL DEL ÁREA DE ESTUDIO CON EXAGERACIÓN VERTICAL 2 GENERADO EN GLOBAL MAPPER, EN ÉL SE MUESTRA LA POSIBLE DIRECCIÓN DE LAS MASAS DE HIELO EN EL ÁREA DE ESTUDIO (FLECHAS NEGRAS) DESDE LAS ALTAS CUMBRES HACIA LA CUENCA DEL SALAR DE COIPASA.

Considerando solo los argumentos expuestos anteriormente, no es posible establecer con exactitud el número de avances glaciares ocurridos en el área de estudio, y dado no se logró establecer una correlación entre las tres unidades lacustres, estas pueden corresponder hasta tres eventos de depositación, y por consecuencia, ser evidencias de distintos avances glaciares.

6.3 IMPACTO EN LA CONFIGURACIÓN DEL RELIEVE

Las paleo-ELA estimadas anteriormente, indican que en el área de estudio las zonas de acumulación de los glaciares alcanzaron una altura mínima de 3870 m s.n.m en el sector de la Sierra de Yarina. Estas zonas de acumulación ubicadas en las altas cumbres originaron glaciares, los cuales modelaron circos en las altas cumbres y valles glaciares al descender por las laderas, siendo estas morfologías características de lo que se conoce como paisaje alpino. Estos glaciares al descender alcanzaron zonas más bajas y modelaron las superficies generando planicies. En aquellos lugares, es posible reconocer SESG tales como estrías, lineamientos, rocas aborregadas, las que son características de paisajes de áreas erosionadas (*areal scouring*). A este modelamiento del paisaje producto del descenso y avance de los glaciares se le acuñará en este trabajo el término **erosión glacial tipo altiplánica**.

Si bien, la **erosión glacial tipo altiplánica** tiene un efecto en la configuración actual del relieve en la zona de estudio, esta se clasifica como un factor de segundo orden en

relación con los procesos volcánicos y tectónicos que acontecieron previos a la glaciación que afectó a los Andes Centrales durante el Pleistoceno tardío.

El mayor impacto en la morfología de la zona de estudio producto de los avances glaciares se ve reflejado en las altas cumbres, debido a que hay una mayor preservación de las morfologías. Sin bien, en este trabajo no se tienen las herramientas para cuantificar el grado de erosión en ellas, posiblemente esta afectó su altura actual, provocando que esta fuese menor en comparación con la altura original. Por otro lado, cabe destacar que las zonas planas y de baja pendiente que se ubican en el centro del área de estudio se encuentran rodeadas por las altas cumbres, lo que hace factible que hayan adquirido estas características producto del descenso de los flujos de hielo. En ellas fue posible identificar numerosas SESG, las que no se encuentran cubriendo totalmente las partes más bajas ni presentan un patrón de distribución (descritas en la sección 5.1). Una explicación a esta distribución desigual de las áreas de erosión producto del avance de los glaciares, es que estos pueden presentar una base cálida o fría, siendo esto conocido como el régimen termal basal. En el primer tipo, el hielo basal está constantemente derritiéndose, aportando agua a la interfaz hielo-roca, que por consiguiente se lubrica por agua de deshielo; en cambio, en el segundo tipo, no existe agua de deshielo en la interfaz. Considerando esto, es posible que el potencial geomorfológico de un glaciar varíe sucesivas veces durante su trayectoria, siendo uno de los controles más importantes en el modelamiento del relieve ya que influye tanto en los patrones de erosión como de depositación del glaciar (Bennet, 2009). Según esto, una explicación a que los SESG no cubran toda el área, es porque posiblemente los glaciares variaron su régimen termal basal en el espacio y tiempo.

Otra característica en la morfología del área de estudio es la ausencia de grandes remociones en masa, siendo esto atribuible a que no existen fuertes pendientes ni grandes precipitaciones. Como se puede observar en la Fig. 20 no se observan cambios de abruptos en la topografía actual del relieve, esto debido posiblemente a la modelación del relieve producto de la erosión subglaciar, la cual produjo suaves pendientes.

6.3 PALEO-ELA

Dado que se reconocieron morrenas laterales en los principales altos topográficos del área de estudio, en ellos se estimó la altura de la paleo-ELA del posible evento glaciar que las originó. Para esto se utilizó el método *MELM*⁶, el cual determina la altitud mínima de las paleo-ELA utilizando la altitud máxima de las morrenas laterales (Benn et al., 2005). Si bien, las evidencias muestran que la mayoría de los altos topográficos presentan registros de

⁶ Nombre asignado por su sigla en inglés: *Maximum altitude of lateral moraines* (MELM)

erosión glaciár, se pueden observar diferencias considerables en relación a las paleo-ELA estimadas (Tabla 3).

TABLA 3: PALEO-ELA ESTIMADAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO UTILIZANDO EN MÉTODO MELM.

Alto topográfico	Altura (m s.n.m.)	Paleo-ELA estimada (m s.n.m.)
Co. Alpajares	5017	4655
Co. Berenguela	5182	4600
Co. Calvario	4967	4410
Vn. Isluga	5559	4765
Cerros Carabay	5375	4800
Co. Quimsachata	6052	4785
Co. Torini	5966	4833

Por las diferencias en las altitudes estimadas de las paleo-ELA es posible distinguir dos grupos. El primero incluye a los cerros Alpajares, Berenguela y Calvario pertenecientes al Complejo Volcánico Cerro Pumire y presentan paleo-ELA a menor altitud en comparación al segundo grupo, el que corresponde al Volcán Isluga y Cerro Carabay (Complejo volcánico con orientación E-W), y los cerros Quimsachata y Torini. Cabe destacar que el Complejo Volcánico Cerro Pumire presenta una orientación NNW-SSE, y la estimación de las paleo-ELA se realizó en la ladera este. En cambio, el segundo grupo presenta una orientación E-W y la estimación de las paleo-ELA se realizó en la ladera sur del Volcán Isluga y Cerro Carabay, y en la ladera norte de los cerros Quimsachata y Torini (Fig. 28).

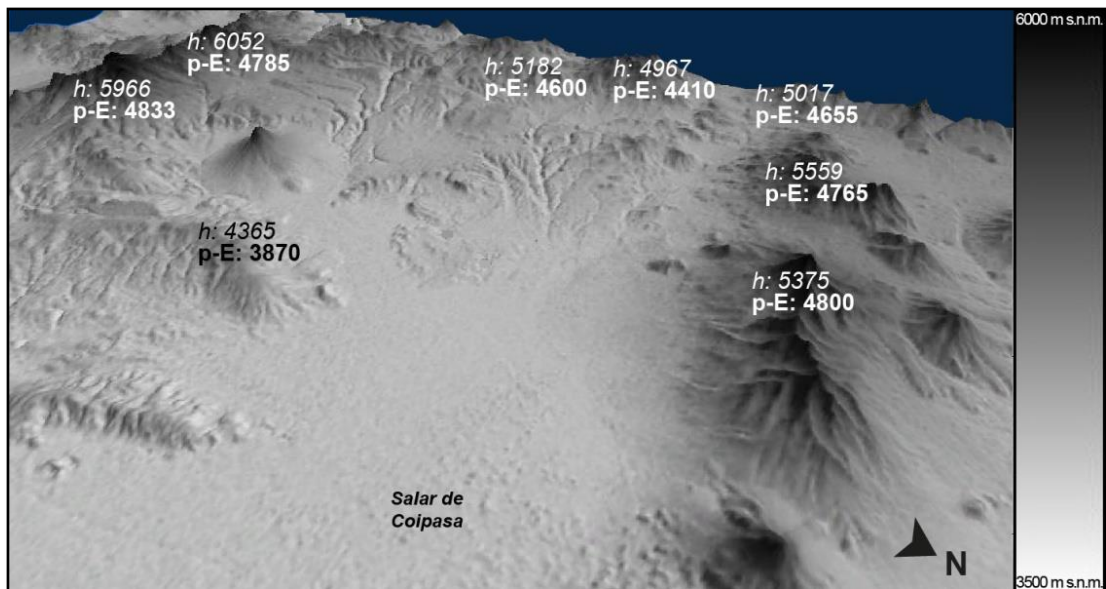


FIGURA 28: MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL DEL ÁREA DE ESTUDIO CON EXAGERACIÓN VERTICAL 2 GENERADO EN GLOBAL MAPPER, EN ÉL SE MUESTRA LA ALTURA (*h*) DE LOS PRINCIPALES ALTOS TOPOGRÁFICOS JUNTO CON LA PALEO-ELA ESTIMADA (P-E) PARA CADA UNO DE ELLOS.

Las diferencias en la altura estimada de las paleo-ELA pueden tener dos interpretaciones: (1) las morrenas laterales se formaron producto de distintos avances glaciares, o (2) todas las morrenas se formaron durante un avance glacial; sin embargo, las diferencias existentes pueden tener su origen en la dirección de los vientos en el área durante la existencia de glaciares. Una dirección posiblemente en asociación a esta hipótesis fue E-W, llegando a la ladera E del Complejo Volcánico NNW-SSE, lo que habría provocado mayores precipitaciones, ya que estas se maximizan en aquellas laderas donde arriban los vientos perpendicularmente (Roe, 2005). En el caso contrario, por la distribución espacial que tienen los altos topográficos los vientos se habrían desviado de tal forma que igualmente hubieren convergido hacia esa ladera. Esta hipótesis indicaría que el factor precipitación fue aquel que tuvo un mayor impacto en el desarrollo de los glaciares en el área de estudio.

Una situación diferente ocurre en la Sierra de Yarina, ubicada en el sector E del área de estudio, ya que ahí es posible identificar circos glaciares a una altura de 4365 m s.n.m, y las morrenas laterales fotointerpretadas que indican una paleo-ELA a 3870 m s.n.m. este último parámetro presenta una altura comparativamente inferior en relación a las paleo-ELA estimadas anteriormente. Si bien, es posible que sea un marcador de un avance glacial anterior al que muestran las paleo-ELA que se ubican a una mayor altura, también puede ser producto del patrón de vientos en este sector fuese distinto al expuesto anteriormente, debido a la baja altura que presentan las altas cumbres en esta sierra. Roe (2005) plantea que los vientos pasan rápidamente por sobre cumbres de menor altura impidiendo la condensación y coalescencia en las nubes y así ocurran precipitaciones. Sin embargo, puede acontecer que los niveles superiores de las capas de nubes no se vean afectadas por la cumbres que se encuentran debajo, y un nivel inferior se disponga sobre la montaña, provocando que la precipitación proveniente desde los niveles superiores aumenten la humedad cuando cae a través del nivel inferior, lo que a su vez, aumenta las precipitaciones sobre la cumbre de menor altura. Este mecanismo de precipitaciones es conocido como *seeder-feeder* (Fig. 29), y puede ser una explicación para el sistema de precipitaciones en la Sierra de Yarina que tuvo incidencia en la formación de glaciares a una menor altura en este sector.

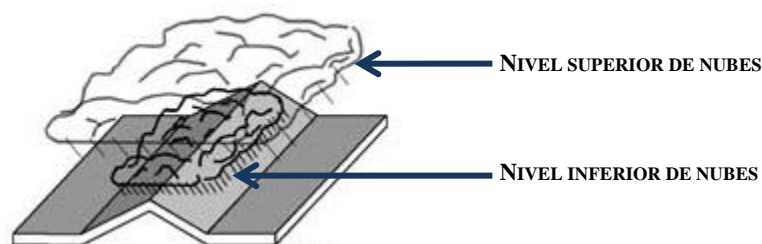


FIGURA 29: MODELO ESQUEMÁTICO DEL MECANISMO DE PRECIPITACIONES SEEDER-FEEDER: UN NIVEL INFERIOR DE NUBES SE DISPONE SOBRE UNA MONTAÑA DE MENOR ALTURA PROVOCANDO QUE LAS PRECIPITACIONES QUE PROVIENE DE NIVELES SUPERIORES AUMENTE LA HUMEDAD DEL NIVEL INFERIOR, GENERANDO PRECIPITACIONES (IMAGEN MODIFICADA DE ROE (2005)).

Las diferencias identificadas en los patrones precipitación muestran que la orientación y distribución de los altos topográficos, tiene un control en las precipitaciones y evidenciando que los climas locales se encuentran fuertemente influenciados por el relieve, el que crea gradientes orográficos en la precipitación (Hilley y Countand, 2010).

6.4 IMPLICANCIAS PALEOCLIMÁTICAS

Actualmente, los Andes entre los 19° y 27°S se caracterizan por presentar altas cumbres por sobre los 5000 m s.n.m., intensa radiación solar, condiciones extremadamente secas y temperaturas anuales muy por debajo de los 0°C. Debido a lo último, el desarrollo de glaciares en la altas cumbres producto de un descenso en la temperatura en estas altitudes es prácticamente nulo, debido a que la ELA se encuentra cercana a los 5800 m s.n.m., casi 1000 m por sobre la isoterma 0°C (Fox, 1993). Sin embargo, Rodbell et al. (2009) plantea que el desarrollo de glaciares en esta zona es altamente sensible al aumento de las precipitaciones.

Por otro lado, en el área de estudio no se identificaron grandes deslizamientos o avalanchas posteriores a los eventos de glaciación, siendo estos marcadores geomorfológicos de precipitación intensa en regiones montañosas (Roe, 2005), lo que indica un cambio en las precipitaciones luego de la ocurrencia de glaciares, y a su vez, que este es el factor principal en el control del desarrollo de glaciares en el área de estudio.

Hilley y Coutand (2010) proponen que la construcción de la topografía modifica los climas locales, situación que podría haber ocurrido en el área de estudio. Según lo que muestran los antecedentes geológicos durante el Plioceno – Pleistoceno, los principales edificios volcánicos que se encuentran actualmente en el área de estudio se emplazaron, siendo este un evento constructivo que habría ayudado a un cambio en el clima local debido a que constituyen una barrera topográfica para los vientos en este sector provocando un entrapamiento de estos, produciendo un aumento en las precipitaciones, y consecuentemente las condiciones necesarias para la generación de glaciares.

7. CONCLUSIONES

En base a las evidencias geomorfológicas y sedimentológicas encontradas en el área de estudio es posible concluir que la región fue afectada por al menos una glaciación. Sin embargo, dado que este trabajo no cuenta con las edades absolutas de las morfologías, no es posible determinar certeramente la edad de la glaciación, o si las evidencias corresponden a más de un evento de estas características.

Considerando que las unidades lacustres identificadas y descritas en este trabajo presentan deformación subglaciar, es posible concluir que se depositaron sincrónicamente al avance de los flujos de hielo en el área de estudio, por ende, son evidencias de la existencia de al menos un lago que se extendió hasta este sector del Altiplano. Adicionalmente, ya que fue posible la correlación bioestratigráfica de los gastrópodos de la Unidad Tancaluma con los descritos por Placzek (2013) y Blard (Comunicación escrita) ubicados en Bolivia, se concluye que esta unidad corresponde a depósitos del Paleolago Tauca, el cual se le han asignado edades entre los 18 y 10 ka, por lo que al menos uno de los eventos glaciares que afectó el área de estudio ocurrió durante ese periodo.

Se sugiere que la distribución de las superficies con erosión subglaciar y de las morrenas en el área de estudio se encuentra determinada por dos factores: la dureza de las unidades litoestratigráficas que afloran en el sector y el régimen termal basal de los glaciares. En general, las SESG afectan a depósitos volcánicos e ignimbritas, litologías que presentan una mayor dureza relativa que las unidades sedimentarias. En ellas sobreyacen preferentemente las morrenas. Dado que la relación anterior no se cumple a cabalidad, es un indicador que el régimen termal basal de los glaciares fue variando en el tiempo y el espacio.

Dado que las paleo-ELAS estimadas en los principales altos topográficos del área de estudio presentan distintas altitudes, no es posible determinar una que sea un indicador a escala regional. En base a esto se sugiere que las ELA corresponden a distintas glaciaciones, o bien, tanto la distribución como la orientación de los altos topográficos influyeron en la circulación de los vientos y por ende en los patrones de precipitaciones. Esto demostraría que la cantidad de agua disponible sería un factor de primer orden en el desarrollo de los glaciares en este sector del Altiplano, y además, que posiblemente las evidencias encontradas corresponden solo un evento glaciar.

8. REFERENCIAS

ACEITUNO, P., 1996. Elementos del Clima en el Altiplano Sudamericano. Revista Geofísica, Número 44.

AMMANN, C., JENNY, B., KAMMER, K., MESSERLI, B., 2001. Late Quaternary Glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18-29°S). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 172, 313 - 326.

ARGOLLO Y MOURGUIART (2000). Late Quaternary climate history of the Bolivian Altiplano. *Quaternary International*, 72, 37-51

BENN, D., EVANS, D., 2010. *Glaciers & Glaciation*. Hodder Education. Second Edition

BENN, D.I, OWEN, L., OSMASTONC, H., SELTZER, G., PORTER. S., MARK, B., 2005. Reconstruction of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers. *Quaternary International*, 13 – 139, 8 – 21.

BLARD, P.-H., LAVÉ, J., K. A., FARLEY, FORNARI, M., JIMENEZ, N., RAMIREZ V., 2009. Late local glacial maximum in the Central Altiplano triggered by cold and locally-wet conditions during the paleolake Tauca episode (17 - 15 ka, Heinrich 1). *Quaternary Science Reviews* 28, 3414-3427.

BLARD, P.-H., SYLVESTRE, F., TRIPATI, A.K., CLAUDE, C., CAUSSE, C., COUDRAIN, A., CONDOM, T., SEIDEL, J.-L., VIMEUX, F., MOREAU, C., DUMOULIN, J.-P., LAVÉ, J., 2011. Lake highstands on the Altiplano (Tropical Andes) contemporaneous with Heinrich 1 and the Younger Dryas: new insights from ^{14}C , U-Th dating and $\delta^{18}\text{O}$ of Carbonates. *Quaternary Science Reviews* 30, 3973 - 3989.

BLOOM, A., *Geomorphology: a systematic analysis of late Cenozoic landforms*. 3rd edition, Prentice Hall.

CHARRIER, R., CHÁVEZ, AN., ELGUETA, S., HÉRAIL, G., FLYNN, J., CROFT, D., WYSS, A., RIQUELME, R., GARCÍA, M., 2005. Rapid tectonic and paleogeographic evolution associated with the development of the Chucal anticline and the Chucal-Lauca Basin in the Altiplano of Arica, northern Chile. *J S Am Earth Sci* 19:35-54.

CHARRIER, R.; PINTO, L.; RODRÍGUEZ, M.P. 2007. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. In *The Geology of Chile* (Moreno, T.; Gibbons, W.; editors). The Geological Society: 21-114. London.

CHARRIER, R., HÉRAIL, G., PINTO, L., GARCÍA, M., RIQUELME, R., FARÍAS, M., MUÑOZ N., 2012. Cenozoic tectonic evolution in the Central Andes in northern Chile and west central Bolivia: implications for paleogeographic, magmatic and mountain evolution. *Int J Earth Sci*, doi: 10.1007/s00531-012-0801-4.

CHARRIER, R. Y VICENTE, J.- C. 1972. Liminary and geosyncline Andes: major orogenic phases and synchronical evolutions of the central and Magellan sectors of the Argentine Chilean Andes. *Solid Earth Problems Conference, Upper Mantle Project, Buenos Aires, 1970, 2: 451 – 470.*

CLAPPERTON, C.M., 1983. The glaciation of the Andes. *Quaternary Science Reviews. Vol. 2,* pp. 83-155.

CLAPPERTON, C.M., 1994. The quaternary glaciations of Chile: a review. *Revista Chilena de Historia Natural, 67: 369-383.*

CLAPPERTON, C.M., CLAYTON, J.D., BENN, D.I., MARDEN, C.J., ARGOLLO, J., 1996. Late Quaternary glacier advances and paleolake highstands in the bolivian Altiplano. *Quaternary International, 38/39, p. 49-59.*

CORTÉS, J., 2011. Evolución depositacional y tectónica neógena del altiplano chileno entre los 19°22'S y 19°42'. Tesis (Memoria de Título), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

CORTÉS, J., en preparación. Carta Geológica Volcán Isluga 1:100000. Servicio Nacional de Geología y Minería.

EHLERS, J., GIBBARD, P., 2007. The extent and chronology of Cenozoic Global Glaciation. *Quaternary International, 164-165, p. 6-20.*

EHLERS, T.A., POULSEN, C.J., 2009. Influence of Andean uplift on climate and paleoaltimetry estimates. *Earth and Planetary Science Letters, vol. 281, pp. 238 – 248.*

EVENSTAR, L., HARTLEY, A., RICE, C., STUART, F., MATHER, A., CHONG, G., 2005. Miocene –Pliocene climate change in the Peru–Chile Desert. *6th International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 258-260.*

FARÍAS, M. 2003. Evolución morfo-tectónica cenozoica y la sismicidad superficial del piedemonte altiplánico chileno entre los 19°25'S–19°45'S. Tesis (Memoria de Título), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

FARÍAS, M., CHARRIER, R., COMTE, D., MARTINOD, J. & HÉRAIL, G. 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S). *Tectonics*, 24, TC4001. DOI: 10.1029/2004TC001667.

FARLEY, M., GARREAUD, R., 2005. Moisture over the South American Altiplano during the South American Low Level Jet Experiment (SALLJEX) onserving season. *Journal of Geophysical Research*, vol. 10.

FOX, A., 1993. Snowline altitude and climate of Central Chile (5-28°) at present and during the late Pleistocene Glacial Maximum. PhD Dissertation, Cornell University, USA.

GARREAUD, R., MOLINA, A., FARIAS, M., 2010. Andean uplift, ocean cooling and Atacama hyperaridity: A climate modeling perspective. *Earth and Planetary Science Letters* 292, 39–50.

GARCÍA, M., GARDEWEG, M., CLAVERO, G., HÉRAIL, G., 2004. Hoja Arica, Región de Tarapacá, Vol. 84. Carta Geológica de Chile, Serie de Geología Básica. 1/250000. Servicio Nacional de Geología y Minería, 150 pp.

GARCÍA, M., RIQUELME, R., FARÍAS, M., ERIAL, G., CHARRIER, R., 2011. Late Miocene-Holocene canyon incisión in the western Altiplano, northern Chile: tectonic or climatic forcing? *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 168, pp 1047 - 1060.

GREGORY-WODZICKI, K. M., 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: A review. *Geological Society of America*, 112, p. 1091 - 1105.

GLASSER, N., JANSSON, K., HARRISON, S., KLEMAN, J., 2008. The glacial geomorphology and Pleistocene history of South America between 38°S and 56°S. *Quaternary Science Reviews* 27, p. 365-390.

HARLEY, A., 2003. Andean Uplift and climate change. *Journal of Geological Society*, Vol 160, pp. 7 – 10.

HARRISON, S., GLASSER, N., 2011. The Pleistocene Glaciations of Chile Developments in *Quaternary Science*. Vol. 15.

HILLEY, G.E., COUNTAND, I., 2010. Links between topography, erosion, rheological heterogeneity, and deformation in contractional setting: Insights from the central Andes. *Tectonophysics*, vol. 495, pp. 78 – 92.

JORDAN, T. E., ISACKS, B. L., ALLMENDINGER, R. W., BREWER, J. A., RAMOS, V. A. & ANDO, C. J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 341–361

KESSLER, A., 1983. The palaeohydrology of the Late Pleistocene Lake Tauca on the Bolivian Altiplano and recent climatic fluctuations. SASQUA International Symposium.

NUÑEZ, L., GROSJEAN, M., MESSERLI, B., SCHRELIER, H., 1997. Cambios ambientales holocénicos en la Puna de Atacama y sus implicancias paleoclimáticas. *Estudios Atacameños* N° 12, pp. 25-33.

OCHESSENIUS, C. (1986) La Glaciación Puna durante el Wisconsin, Desglaciación y Máximo Lacustre en la Transición Wisconsin-Holoceno y Refugios de Megafauna Postglaciales en la Puna y Desierto de Atacama. *Revista de Geografía Norte Grande*, 13, 29-58.

PARDO-CASAS, F. & MOLNAR, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6: 233–248.

PILGER, R. H. 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society of London*, 141: 793–802.

PINTO, L. 1999. Evolución tectónica y geomorfológica de la deformación cenozoica del borde occidental del Altiplano y su registro sedimentario entre los 19°08'–19°27'S (Región de Tarapacá, Chile). Tesis (Memoria de Magíster), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

PINTO, L., HÉRAIL, G. & CHARRIER, R. 2004. Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras neógenas en el borde occidental del plateau andino en la zona de Moquella (19°15'S, Norte de Chile). *Revista Geológica de Chile*, 31(1): 19–44.

PLACZEK, C.J., QUADE, J., PATCHETT, P.J., 2006. Geochronology and stratigraphy of late Pleistocene lake cycles in the southern Bolivian Altiplano: Implications for causes of tropical climate change. *Geological Society of American Bulletin*, v. 118, p. 515-532.

PLACZEK, C.J., QUADE, J., PATCHETT, P.J., 2013. A 130 ka reconstruction of rainfall on the Bolivian Altiplano. *Earth and Planetary Science Letters* 363, 97-108.

PURATICH, J., 2010. Influencia del desarrollo glaciar en la evolución morfológica de la alta cordillera de los Andes en la parte norte de la región del Maule (35°15'S - 35°50'S). Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

RODBELL, D. T., SMITH J. A., MARK, B. G., 2009. Glaciation in the Andes during the Lateglacial and Holocene. *Quaternary Science Reviews* 28 , 2165–2212.

ROE, G., 2005. Orographic Precipitation. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*. 33: 645-671.

SMITH, J., SELTZER, G., FARBER, D., RODBELL, D., FINKEL, R., 2005. Early Local Last Glacial Maximum in the Tropical Andes. *Science*, 308.

SMITH, J., MARK, B., RODBELL, D., 2008. The timing and magnitude of mountain glaciation in the tropical Andes. *Journal of Quaternary Science*, 23, p.609-634.

SELTZER, G., 1990. Recent Glacial History and Paleoclimate of the Peruvian-Bolivian Andes. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 9, pp 137-152.

SELTZER, G.O., RODBELL, D.T., BAKER, P.A., FRITZ, S.C., TAPIA, P.M., ROWE, H.D., DUNBAR, R.B., 2002. Early Warming of Tropical South America at the Last Glacial – Interglacial Transition. *Science*, vol. 296.

SYLVESTRE, F., SERVANT, M., SERVANT-VILDARY, S., CAUSSE , C., FOURNIER, M., YBERT, J.P., 1999. Lake-Level Chronology on the Southern Bolivian Altiplano (18°-23°) during Late-Glacial Time and the Early Holocene. *Quaternary Research* 51,54-66.

SUDGEN, D.E., 1978. Glacial erosion by the Laurentide ice sheet, *Journal of Glaciology*. Vol. 20, N° 83.

THOMPSON, L.G., DAVIS, M.E., MOSLEY - THOMPSON, E., SOWERS, T.A., HENDERSON, K.A., ZAGORODNOV, V.S., LIN, P. -N., MIKHALENKO, V.N., CAMPEN, R.K., BOLZAN, J.F., COLE – DAI, J., FRANCOU, F., 1998. A 25000 – Year Tropical Climate History from Bolivian Ice Cores. *Science*, vol. 282.

THOMPSON, S. N., BRANDON, M.T., TOMKIN J.H., REINERS P.W., VÁSQUEZ, C., WILSON, N.J., 2010. Glaciation as a destructive and constructive control on mountain building. *Nature*, 467, p. 313-317.

WÖRNER, G., HAMMERSCHMIDT, K., HENJES-KUNST, F., LEZAUN, J., WILKE, H., 2000 Geochronology ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from Northern Chile (18-22°S): implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes. *Revista geológica de Chile*, v. 27, n. 2.

YANITES, B., EHLERS, T.A., 2012. Global climate and tectonic controls on the denudation of glaciated mountains. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 325 – 326, pp. 63 – 75.

YAÑEZ, G., CEMBRANO, J., PARDO, M., RANERO, C. & SELLÉS, D. 2002. The Challenger - Juan Fernández - Maipo major tectonic transition of the Nazca–Andean subduction system at 33–34°S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 23–38.

ZECH, R., MAY, J.-H., KULL, C., ILGNER, J., KUBIK, P. W., VEIT, H. 2008. Timing of the late Quaternary glaciations in the Andes from 15 to 40°S. *Journal of Quaternary Science*, 23, p.635-647.

ZEDRA, M., CLAPPERTON, C., ARGOLLO, J., SHANAHAN, T., Evidence for contemporary lakes and glaciers in the Southern Altiplano during Late Glacial Time.

ANEXOS

1. UNIDAD TANCALUMA: CORTE TRANSPARENTE DE LA SUBUNIDAD 4



FIGURA 1: AFLORAMIENTO DE LA UNIDAD TANCALUMA, FLECHA NEGRA INDICA EL NIVEL DEL AFLORAMIENTO AL CUAL SE REALIZÓ EL CORTE TRANSPARENTE (FIG.2)

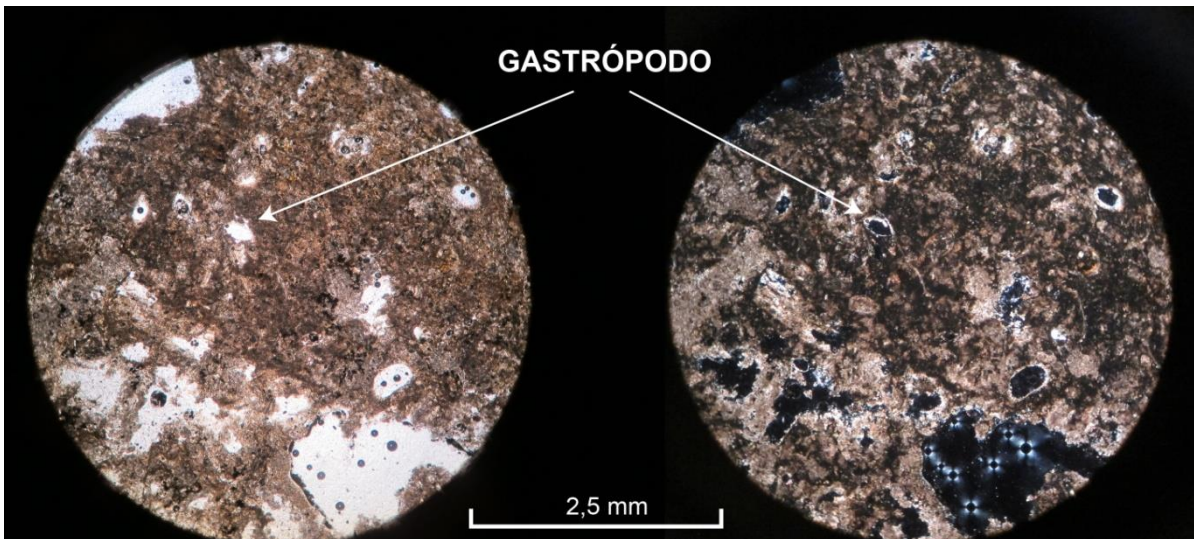


FIGURA 2: UNIDAD TANCALUMA, FLECHA NEGRA INDICA EL NIVEL DE LA ROCA A LA CUAL SE REALIZÓ EL CORTE TRANSPARENTE (FIG. 1). ESTA ROCA CORRESPONDE A UNA BIOMICRITA.

2. UNIDAD IRACUNCO: CORTE TRANSPARENTE



FIGURA 2: AFLORAMIENTO DE LA UNIDAD IRACUNCO, FLECHA NEGRA INDICA EL NIVEL DEL AFLORAMIENTO AL CUAL SE REALIZÓ EL CORTE TRANSPARENTE (FIG. 3)

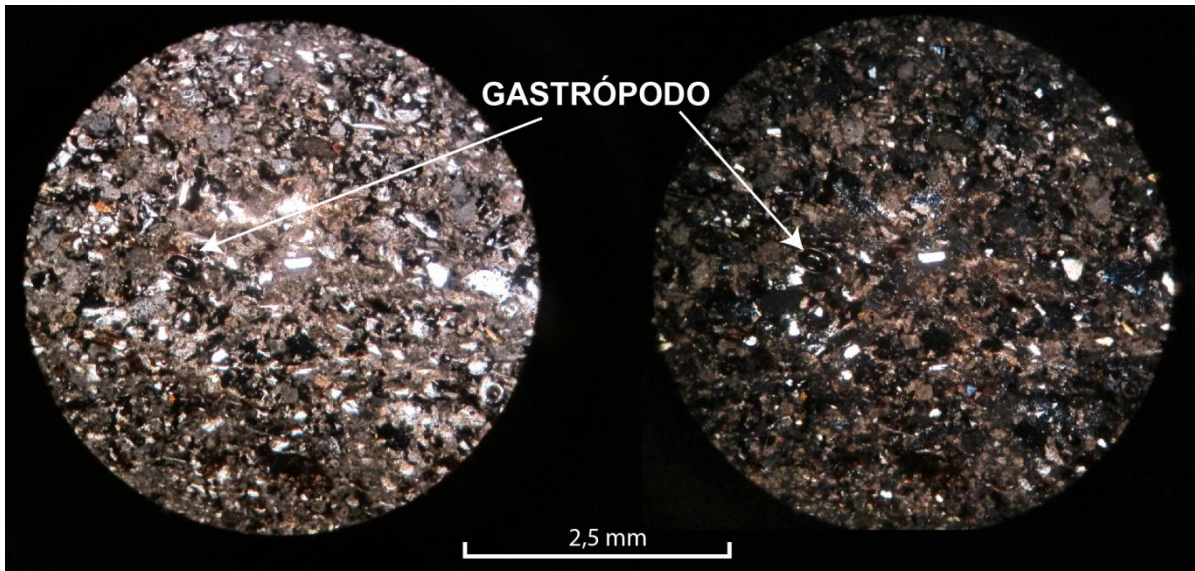


FIGURA 3: CORTE TRANSPARENTE DE LA UNIDAD TANCALUMA. A LA IZQUIERDA A NICOLES PARALELOS Y A LA DERECHA A NICOLES CRUZADOS.

Descripción petrográfica: 40% de fragmentos líticos (en relación comparativa: biotita < cuarzo < epidota < fragmentos volcánicos con cristales < plagioclasa con macla polisintética), 60% de matriz, cemento: óxidos de Fe. Los fragmentos son angulosos a subangulosos y presentan mala selección y madurez textural. El corte presenta una intercalación milimétrica de niveles carbonatados y ceniza volcánica. Presencia de fragmentos biogénicos en los niveles carbonatados. Esta roca se clasifica como una wacka feldespática con material carbonatado.