



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

GEOMORFOLOGÍA DE ISLA NAVARINO (55°S): ÉNFASIS EN CIRCUITO PUERTO WILLIAMS - DIENTES DE NAVARINO

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

CAROLA AMELIA LOHIDOY LEE

PROFESOR GUÍA
GERMÁN AGUILAR MARTORELL

PROFESOR CO-GUÍA
FERNANDO POBLETE GÓMEZ

COMISIÓN
SCOTT REYNHOUT

SANTIAGO DE CHILE
2022

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA
POR: CAROLA AMELIA LOHIDOY LEE
FECHA: 2022
PROF. GUÍA: GERMÁN AGUILAR

GEOMORFOLOGÍA DE ISLA NAVARINO (55°S): ÉNFASIS EN CIRCUITO PUERTO WILLIAMS - DIENTES DE NAVARINO

Los límites de la última glaciación en Patagonia han sido estudiados arduamente por múltiples autores, situando recurrentemente la máxima extensión suroriental del casquete de hielo sobre Isla Navarino y sus cercanías. Sin embargo, se han realizado escasas descripciones geomorfológicas sobre la isla para la delimitación de cuerpos de hielo.

El objetivo de este trabajo es la descripción y caracterización morfológica de Isla Navarino a gran escala, y en detalle enfocada en la zona de Puerto Williams. Para este propósito se analizó la morfometría de la isla utilizando herramientas geomáticas como softwares SIG y modelos de elevación digital, y se confeccionaron cartografías geomorfológicas con el uso de imágenes satelitales y observaciones de terreno.

Del análisis morfométrico de la Isla Navarino se reconocieron tres altos topográficos concentrados en las porciones occidental centro-norte y oriental de la isla y una depresión ubicada en la porción sur y suroriental de la isla. El análisis morfométrico y las características de estas unidades morfométricas sugieren consideraciones en la traza de los límites espacio-temporales del Campo de Hielo Patagónico.

La cartografía geomorfológica del segmento inferior del valle del río Robalo indica la presencia de una serie de morfologías tipo drumlin en la costa del Canal Beagle, específicamente en el área de Puerto Williams, catalogando el área como un campo de drumlins correlacionable con el descrito en Isla Gable y orilla norte del Canal Beagle. Los drumlins son formas subglaciales asociadas al paso de la lengua glaciaria que excavó el Canal Beagle durante las glaciaciones.

En el segmento superior del valle del Río Robalo, se identificaron una serie de escarpadas aristas correspondientes al cordón rocoso de los Dientes de Navarino, modelados por circos glaciares. Los glaciares que descendían desde los Dientes de Navarino generaron sub-valles. Se identificaron depósitos y cordones morrénicos, entre los que destaca por su tamaño una superficie colgada a modo de terraza que limita el valle glacial del Río Robalo por el oeste.

De la cartografía geomorfológica se evidenció existencia de al menos dos escalas de glaciares en la isla; por una parte, la lengua glaciaria del canal Beagle que se evidencia por el campo de drumlins de Puerto Williams, y por otra, glaciares de menor volumen que descendían hacia el Canal Beagle y que excavaron valles tributarios de hielo nacientes en el cordón montañoso de los Dientes de Navarino.

*A esta tierra yagán, basta y generosa,
y a mis ancentras y ancestros*

Agradecimientos

Parto agradeciendo a mi madre y padre. Quienes me mostraron la naturaleza y su sensibilidad, y me enseñaron a contemplarla y respetarla. Gracias a ellxs he podido llegar a la realización de este trabajo, siendo mis benefactores, compañía y apoyo emocional. Les debo todo. También quiero agradecer a toda mi familia, por su apoyo y cariño desinteresado.

Al Profesor Germán Aguilar, quien me acompañó y guio durante todo el largo proceso de hacer la tesis. Le agradezco por su guía, motivación por el tema de estudio e infinita paciencia, respetando mis tiempos y motivándome a avanzar. Su apoyo y compañía fue vital para la realización de este trabajo. Muchas gracias.

Al Profesor Fernando Poblete por ponerme en contacto con las personas correctas y por permitir que se abran puertas y ventanas, oportunidades en las cuales pude encontrar la motivación y dirección que ha tomado mi vida en el último tiempo.

A Scott Reynhout por sus infinitas enseñanzas y generosidad, quién con un gran espíritu docente, buena voluntad, y pasión por la geología, no escatimó en tiempo para lograr que viera por mí misma los procesos geológicos, ayudándome a abrir los ojos y expandir mi mente.

A Esteban Salazar, quien me presentó la hermosa Isla Navarino, y me llevó a conocerla, compartiendo su conocimiento y pasión por esta tierra yagán. Además, agradezco su participación y entusiasmo durante la campaña de terreno realizada para este trabajo en diciembre del 2021. También quiero agradecer a la Oficina Técnica de Puerto Varas del Sernageomin, a Paul Duhart, Violchen Sepúlveda y a Eduardo Rogel. A la Université Savoie Mont Blanc por su apoyo económico para la realización de la campaña de terreno, mediante el Profesor Joseph Martinod.

Agradezco al Departamento de Geología de la Universidad de Chile, por su formación y apoyo para la realización de este trabajo de tesis. Especialmente quiero destacar a sus funcionarixs, partiendo con Blanca, quien me ha ayudado administrativamente desde el primer día que entre a la carrera, siendo una luz en nuestra existencia universitaria. También gracias a Mariela, Rosa y Vero, quienes junto a lxs guardias y personal de aseo, hacen de la facultad, una segunda casa.

Agradezco a la Isla y a toda su gente. Gracias especialmente a Cecilia Mancilla y Jorge Caros, quienes me recibieron y brindaron su amistad. Un trocito de mi corazón queda con ustedes.

A Claudia Hirmas y su familia, quienes me brindaron apoyo y cobijo siempre que lo necesité. Gracias a José Manuel Olivares, quien me ayudó y contuvo durante este largo proceso, dándome todos los besos y abrazos necesarios para poder seguir adelante. A Francisca Olivares por su hermosa amistad y apoyo, permitiéndome vivir bajo su techo junto a su hermosa perrina. A Teresa Lagos por todas sus elaboradas comiditas vegetarianas que me llenaban la guatita y el corazón.

A mis amigos de la universidad, Javi V., Enzo y Manolo, también a mis amigxs de geo, Paula, Javi G., Diego, Foncho, Guti, Álvaro, entre otrxs. También a les k de la salita, Caro M., Pino, Wilki, Juanma, Cami A., Isa, Gabi B., Ale, Tomi, y más. Gracias por hacer todas las horas de trabajo más lindas y divertidas. Y gracias a todxs quienes me acompañaron en estos años de universidad.

Finalmente, gracias a quién este leyendo este trabajo. Espero sea un aporte para nuestra sociedad.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Objetivos	3
General	3
Específicos	3
1.2. Hipótesis de Trabajo	3
2. Marco Teórico	3
2.1. Geomorfología Glacial	3
2.1.1. Erosión y deposición Sub-glacial	3
- Drumlins	4
- Flautas	5
- Crag and Tail	6
2.1.2. Erosión y depositación en terrenos montañosos	6
- Circos	7
- Aristas	8
- Morrenas	9
- Planicies de Outwash	10
- Terraza Kame	10
- Estrías	11
3. Área de Estudio	12
3.1. Ubicación y Accesos	12
3.2. Marco Geológico	13
3.2.1. Contexto Tectónico	13
3.2.2. Estratigrafía	14
- Complejo Ofiolítico Tortuga (Jurásico Sup. - Cretácico Inf.)	14
- Formación Yahgán (Cretácico Inferior)	15
- Grupo Plutónico Canal Beagle (Cretácico Inferior-Superior)	17
- Depósitos No Consolidados (Cuaternario)	18
3.2.3. Estructuras	19
3.3. Clima y Vegetación Actual	20
3.5. Historia Glacial Cuaternaria	22
4. Metodología	25
4.1. Análisis Morfométrico	25

4.1.1. Modelo de Elevación Digital	25
4.1.2. Perfiles Swath	25
4.1.3. Mapa de Pendiente	27
4.2. Mapeo Geomorfológico	28
4.2.1. Imágenes Satelitales	28
4.2.2. Trabajo de Terreno	29
4.2.3. Softwares SIG	30
5. Resultados	30
5.1. Análisis Morfométrico de Isla Navarino	30
5.1.1. Alto Topográfico Occidental	32
5.1.2. Alto Topográfico Central	33
5.1.3. Alto Topográfico Oriental	35
5.1.4. Depresión Suroriental	36
5.1.5 Relación entre la morfometría y unidades geológicas	38
5.2. Geomorfología del Valle del Río Róbalo	40
5.2.1. Segmento Superior	40
5.2.2. Segmento Inferior	48
6. Discusiones	52
6.1. Límites glaciales durante el UMG en Isla Navarino	52
6.2. Los drumlins de Puerto Williams y su relación con los límites glaciales	54
6.3. El Valle del río Róbalo y su relación con los límites glaciales	57
6.3.1. Terraza colgada en ladera este del valle del río Róbalo	58
6.3.2. Dinámica glacial y periglacial en los dientes de Navarino	60
7. Conclusiones y Recomendaciones	62
Bibliografía	64
Anexo	69
A1. Tratamiento Modelo de Elevación Digital	69
A2. Toma de Muestras para Datación por Nucleidos Cosmogénicos	70

Índice de Figuras

Figura 1. Cronología glaciár desde los 30 ka BP. Zona de estudio en rectángulo blanco que encierra a la Isla Navarino. Localidades indicadas en estadio 15 ka con números. Adaptada de Davies et al. (2020).	2
Figura 2. Contexto de formación sub-glaciár para los campos de drumlins. Modificada de Universidad de Sonora (s.f.).....	5
Figura 3. Campo de drumlins ubicado la Península Gente Grande en Tierra del Fuego. a) Hillshade de DEM Alos Palsar mostrando las diferentes texturas de la superficie; b) mapa geomorfológico indicando campo de drumlins (rosa claro) con los drumlins delimitados por polígonos de bordes negros sin relleno, y outwash plain (amarillo); b) vista aérea de campo de drumlins al norte de Punta Arenas. Modificado de Soteres et al. (2020).....	5
Figura 4. Ilustración del perfil y vista en planta de un crag and tail, indicando con la flecha roja la dirección del flujo. El color oscuro corresponde al frente de roca y el blanco con círculos negros a la cola de sedimentos. Modificado de Fairbridge (1968).....	6
Figura 5. a) Morfología de circo simple con laguna tipo tarn ocupando la cavidad, en Granit Creek, Parque nacional y reserva Wrangell-San Elías, Alaska. Tomada de National Park Service (s.f.). b) Laguna tipo tarn en circo con hielo flotando, probablemente desprendido desde un glaciár contiguo. Tomada de National Park Service (s.f.) Tarn	8
Figura 6. Arista en Garden Wall, Parque Nacional de los Glaciares, en Montana EE.UU., probablemente desprendido desde un glaciár contiguo. Tomada de National Park Service (s.f.). .	9
Figura 7. Distintas morrenas asociadas a un glaciár de valle. Modificada de Hamblin y Christiansen (2003).	9
Figura 8. Planicie de Outwash aguas debajo de glaciár activo en el monumento Nacional Lago Clark Alaska. Tomada de National Park Service (s.f.).....	10
Figura 9. Diagrama de distribución de facies y en rectángulo rojo terraza kame colgada. Tomada y modificada de Denton et al. (1999).	11
Figura 10. Estrías sobre superficie rocosa, con surcos de distintos espesores y direcciones. Tomada de National Park Service (s.f.).....	11
Figura 11. Mapa geográfico de Isla Navarino con las principales localidades, canales, lagos e islas vecinas. Ubicación del área de estudio en el rectángulo rojo en mapa auxiliar del Cono Sur.	12
Figura 12. Fisiografía de la región mostrando las principales placas tectónicas, estructuras y zona de estudio (rectángulo rojo). Las placas Scotia (SCT), Sudamericana (SAM) y Antártica (ANT). Microplacas: Shetland Sur (SSH), Sandwich Sur (SSW). PHX corresponde a la placa Phoenix. Estructuras principales: Sistema de fallas Magallanes-Fagnano (MFFZ) , Sistema de fallas Shackleton (SFZ), North Scotia Ridge (NSR) y South Scotia Ridge (SSR). Microcontinentes:	

South Georgia Island (SGI) y South Orkney Island (SOI). M/FI Islas Malvinas/Falkland. Adaptada de Poblete et al. (2016).	13
Figura 13. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile. Modificado de Sernageomin (2003).	14
Figura 14. Afloramiento con estructura de almohadillas, correspondientes al Complejo Ofiolítico Tortuga, cercano a la cumbre del cerro Tortuga.	15
Figura 15. Mapa litológico que indica los nuevos miembros de la Formación descritos por Salazar et al. (2021) en la zona central de la isla, incluyendo los Dientes de Navarino y Puerto Williams. Las zonas de mapeo de detalle están destacadas con rectángulos rojos. Modificado de Salazar et al. (2021).	17
Figura 16. Gráficos de temperatura (A) y precipitación (B) desde la década del '60, en Puerto. Tomado de Dirección Meteorológica de Chile (s.f.), desde el Archivo Meteorológico de Puerto Williams.	20
Figura 17. Mapa de unidades fisiográficas y curvas de precipitación anual (mm), según Borromei et al. (2014) (Curvas tomadas de Tuhkanen et al. (1989-1990)). Zona de estudio en rectángulo rojo.	21
Figura 18. Cronología glaciar desde los 35 ka BP. Zona de estudio en rectángulo blanco. Localidades indicadas en estadio 5 ka con números. Adaptada de Davies et al. (2020).	24
Figura 19. Ejemplo de perfil swath a partir de una transecta curva para el valle del Gran Cañón. a) Eje de los perfiles se marca en línea segmentada (blanca-roja) y bordes de ancho de franja en líneas rojas continuas sobre un modelo de elevación digital. b) perfiles swath que muestran el promedio de altitudes en línea negra continua, en sombreado celeste los valores máx. y mín. de altitud y azul la elevación promedio ± 1 de desviación estándar. Tomada de Hertagen et al. (2014).	26
Figura 20. Mapa de las unidades morfométricas identificadas en isla Navarino y la traza de los perfiles swath exploratorios y de caracterización de cada una de las unidades.	27
Figura 21. Mapa de pendientes ($^{\circ}$) de isla Navarino.	28
Figura 22. Mapa indicando cuenca del Río Róbalo y los segmentos superior e inferior del mapeo de detalle.	29
Figura 23. Mapa de la isla con las franjas S1, S2 y S3 correspondientes al área abarcada por los perfiles swath. En la zona superior de los perfiles se muestra con colores los segmentos correspondientes a los Altos Topográficos 'AT' y Depresión suroriental 'DS'.	31
Figura 24. Mapa de las unidades morfométricas definidas en la isla, altos topográficos y depresión suroriental, con traza de los perfiles swath representativos.	32
Figura 25. Mapas hillshade y pendiente ($^{\circ}$), con la traza del perfil swath, y tabla de valores de altura y pendientes en el AT Occidental.	33

Figura 26. Perfil Swath representativo del subdominio rocoso occidental. Orientación norte (izq.) sur (der.) y ancho del perfil 5000m. DS: Depresión Suroriental.	33
Figura 27. Mapa de ubicación, hillshade con perfiles swath y mapa de pendiente (°), junto a tabla de valores de altura y pendiente, del AT Central.	34
Figura 28. Perfiles swath representativos del AT Central, trazado de W a E en A y N a S en B con 5000 m de ancho.	35
Figura 29. Mapas de ubicación, hillshade y pendiente (°), con traza de perfil swath, y tabla de altitud y pendiente del AT Oriental.	35
Figura 30. Perfil swath representativo del AT Oriental, trazado de N (izq.) a S (der.) con 5000 m de ancho. DS: Depresión Suroriental.	36
Figura 31. Mapa de la Depresión Suroriental, con traza de los perfiles swath representativos. ...	37
Figura 32. Mapas de ubicación, hillshade y pendiente (°), con traza con traza de perfiles swath I, II y III, y tabla de altitudes y pendientes de la Depresión Suroriental (DS).	37
Figura 33. Perfiles swath representativos la Depresión Suroriental. Ancho 2000 m en I, 1000m en II y 500 m en III.	38
Figura 34. Marco geográfico de la Cuenca del Río Robalo. a) Mapa indicando cuenca del Río Róbalo y los segmentos superior e inferior del mapeo de detalle. b) Thalweg del río Róbalo, desde su cabecera hasta el mar en dirección principal NE.	40
Figura 35. Vista aguas abajo, orientación NE, desde zona media del valle del Róbalo. Se puede ver la forma en ‘U’ de las laderas del valle. Al fondo se observa el Canal Beagle y Tierra del Fuego detrás.	41
Figura 36. Fotografía aérea de la cabecera del valle del río Róbalo, con vista hacia el sur. Al fondo a la izq. se puede observar bahía Windhond.	41
Figura 37. Mapa geomorfológico de detalle del segmento superior del valle del Río Róbalo, indicando las principales morfologías encontradas en la zona. Elaborado con ArcGIS 10.8.	42
Figura 38. Gráfico de lagunas de altitud en función de la posición en el valle.	43
Figura 39. Vista en perspectiva hacia el SE, desde ladera oeste del valle. Las crestas morrénicas corresponden a las líneas negras en polígonos rosa, y morrena medial rosa con número “1?”. Los números 1-3 son correlacionables con la figura X, donde se discute temporalidad.	44
Figura 40. Fotografía en la parte central del valle. Se observan cordones morrénicos indicados con línea punteada rosa y en punteaba blanca depósito glacial. Número 3 corresponde a cordones morrénicos indicados en las figuras 39 y X. Dientes de Navarino están al fondo de la imagen, cubiertos por nubes.	45

Figura 41. Vista en perspectiva hacia el SW, desde ladera este del valle, centrada en el centro de éste. En blanco la superficie aterrizada, en naranja la paleolaguna central, y en celeste la perspectiva de la Fig. 39.	46
Figura 42. Panorámica desde la base del valle del Róbalo, tomada en dirección oeste, hacia la terraza colgada que se indica en línea punteada blanca.	46
Figura 43. Mapa del segmento superior del valle del Río Róbalo, indicando los 3 sub-valles.	47
Tabla 1. Estrías medidas en roca labrada en el segmento superior del valle del Róbalo, notación de rumbo.	47
Figura 44. Imágenes de estrías glaciares observadas en terreno. A) estrías en superficie muestreada en orilla Laguna El Salto. B) Estrías en 2 direcciones (amarillo y verde) en el sub-valle principal de la cuenca.	48
Figura 45. Composición panorámica de Puerto Williams y sus alrededores. Foto hechas desde el Cerro bandera hacia el N.	48
Figura 46. Mapa geomorfológico de detalle de la zona de Puerto Williams y alrededores, indicando las principales morfologías encontradas en la zona. Elaborado con ArcGIS 10.8.	49
Figura 47. Escarpes activos en la costa Norte de Península Zañartu, bajo la pista de aterrizaje. Se observa la secuencia estratigráfica que compone los drumlins, se clasificaron como unidades asignándoles nombres A a D; (a) escarpe en perspectiva hacia el este, mostrando la discontinuidad lateral de las unidades B y C; (b) vista de frente del corte, y una sección esquemática de la forma y composición de las unidades A-D, delimitada por el rectángulo rojo, que también se indica en la figura a). Persona mide 1.8 m.	50
Figura 48. Límites propuestos en la reconstrucción de los límites glaciales desde los 30 ka de Davies et al. (2020).	53
Figura 49. Dirección del hielo desde Islas Wollastone, hacia el norte, NNE y NE, mostrando interacción con Bahía Windhond y parte sur de Isla Navarino (línea segmentada roja). Adaptado de Araya-Vergara, 1978.	54
Figura 50. Campo de Drumlins de Puerto Williams, foto tomada desde el Cerro bandera hacia el NNE. Desde el primer plano hacia atrás, puede verse la ciudad de Puerto Williams, el Canal Beagle, Isla Gable y al fondo Tierra del Fuego.	56
Figura 51. Sección en perfil de ladera colgada en margen este del segmento superior de la cuenca del Róbalo, indicando la desconexión entre la terraza y ladera, mediante una depresión.	58
Figura 52. Vista en perspectiva hacia el SW, desde ladera este del valle, centrada en el centro de este. Las crestas morrénicas corresponden a las líneas negras, y morrena medial (MM) con una línea naranja y contorno punteado amarillo. Flechas rojas proponen dirección de hielo. Se propone una temporalidad relativa, con 1 siendo lo más antiguo, y 3 el estadio más joven. Las líneas celestes esbozan los frentes glaciares asociados a los estadios. ‘1?’ podría ser contemporáneo con ‘1’ o anterior. El asterisco ‘*’ se esperaba encontrar evidencias de una morrena terminal.	60

Figura 53. Vista en perspectiva hacia el SW, desde ladera este del valle, centrada en el centro de este. Se indica en línea punteada amarilla la depresión correspondiente a la laguna inactiva de mayor tamaño, y en flechas azules las direcciones de desagüe de los 3 sub-valles que confluyen en ella.	61
Figura A. Resultado arrojado por la herramienta GeoidEval según la posición dada.....	70
Figura B. Muestreo de superficie de bloques sobre terraza colgada en zona oeste del segmento superior del valle Róbalo. Como escala se muestra el martillo de 30 cm de largo.	71
Figura C. Muestreo de perfil de profundidad en corte de cresta de drumlin en Puerto Williams. Las “x” muestran el lugar de muestreo, espaciada entre sí por 60cm en la vertical.	72
Figura D. Mapa con la ubicación de las muestras tomadas para datación mediante nucleidos cosmogénicos, en el segmento superior e inferior del valle del Río Róbalo.....	73

Capítulo 1

Introducción

La geomorfología es una rama de las ciencias de la Tierra que se enfoca en el estudio de la forma de la superficie terrestre y los procesos que la modelaron. Uno de los agentes modeladores del paisaje son los glaciares, los cuales dejan a su paso formas y elementos identificables en el paisaje (en los sucesivos geoformas), producto de procesos de erosión y sedimentación glacial, donde según su distribución, tamaño, y límites (temporales y espaciales), permiten identificar los factores que llevaron a su formación.

Desde finales de siglo XIX, múltiples autores (Moreno, 1899; Caldenius, 1932; Clapperton, 1983; Kaplan et al., 2008; Davies et al., 2020; entre otros) han estudiado la extensión y márgenes de las glaciaciones cuaternarias en Patagonia. Los límites glaciares propuestos por estas investigaciones (Fig. 1), definen márgenes de alta a baja confiabilidad para el Campo de Hielo Patagónico (CHP) durante sus máximas extensiones cuaternarias, siendo especialmente sus márgenes insulares del oeste y sur los de mayor incerteza (Davies et al., 2020).

Mediante el estudio de las geoformas en superficie y la geocronología, evidencias del paso e interacción de los glaciares con el entorno, se han definido límites certeros para la extensión de los glaciares en las penillanuras de la Patagonia oriental (Caldenius, 1932; Mercer, 1976; Clapperton, 1983; Rabassa y Clapperton, 1990; McCulloch et al, 2000; Glasser y Jansson, 2008). Sin embargo, la certidumbre de los límites es en comparación muy baja en el territorio insular de Patagonia occidental (Davies et al., 2020). En los archipiélagos, la compilación de los estudios de Davies et al. (2020) define márgenes de mediana a baja confiabilidad para las máximas extensiones del CHP (Fig. 1).

Es sobre el archipiélago de Tierra del Fuego, donde se pueden enumerar las islas de Navarino y Hoste entre otras, que se ha trazado el límite sur del CHP durante sus máximos glaciales. Para el final del último máximo glacial, estos límites cambian de cubrir gran parte de las islas a los 30-25 ka, hacia restringirse a los principales canales a los 20 ka, para finalmente estar ausente a partir de los 15 ka (Fig. 1). Este cambio implica la disminución de espesores y volúmenes de hielo producto de variaciones climáticas entre los 30-15 ka (Davies et al., 2020) y una respuesta isostática por desconfinamiento de algunas decenas de metros de alzamiento antes de los 6 ka (Bujalesky, 2011).

Es sobre la Isla Navarino donde se traza el límite del CHP de los 35, 25 y 20 ka según la compilación presentada por Davies et al. (2020). Sin embargo, hasta la fecha no se han realizado descripciones detalladas sobre su geomorfología glacial. Davies et al. (2020) ha identificado lineamientos y geoformas presentes en la isla utilizándolos como límites glaciales, en base a interpretación de imágenes satelitales. En algunos trabajos anteriores como el de Kranck (1932) y Caldenius (1932), tempranamente se interpretaron geoformas en la Isla Navarino, como morrenas terminales asociadas al glaciar que fluía por el canal Beagle, que podrían constituir límites de máximos glaciares. Estos corresponden a los 20 ka en el modelo propuesto por Davies et al. (2020). Por el contrario, previamente, Halle (1910) ya había indicado que estas geoformas podrían corresponder a drumlins o formas

drumlinoides que no necesariamente representan límites máximos de glaciares (Rabassa et al., 2000). Es así, como la extensión del CHP propuestas hasta la fecha, podrían afinarse mediante el estudio de las morfologías presentes en superficie. Del mismo modo, los volúmenes y extensiones del UMG podrían estar sub o sobre-estimados.

El presente estudio se enfoca en realizar una descripción geomorfológica de la costa norte de la Isla Navarino, en particular el área de la Ciudad de Puerto Williams. Un análisis morfológico regional, también presentado en este estudio, sitúa el contexto de esta área en relación a los límites definidos por Davies et al. (2020) en la Isla. En base a las evidencias de terreno, se identifican y describen las geformas presentes en el área de Puerto Williams y sus alrededores. Finalmente, se discute cómo estos resultados dan luces sobre los límites de los hielos.

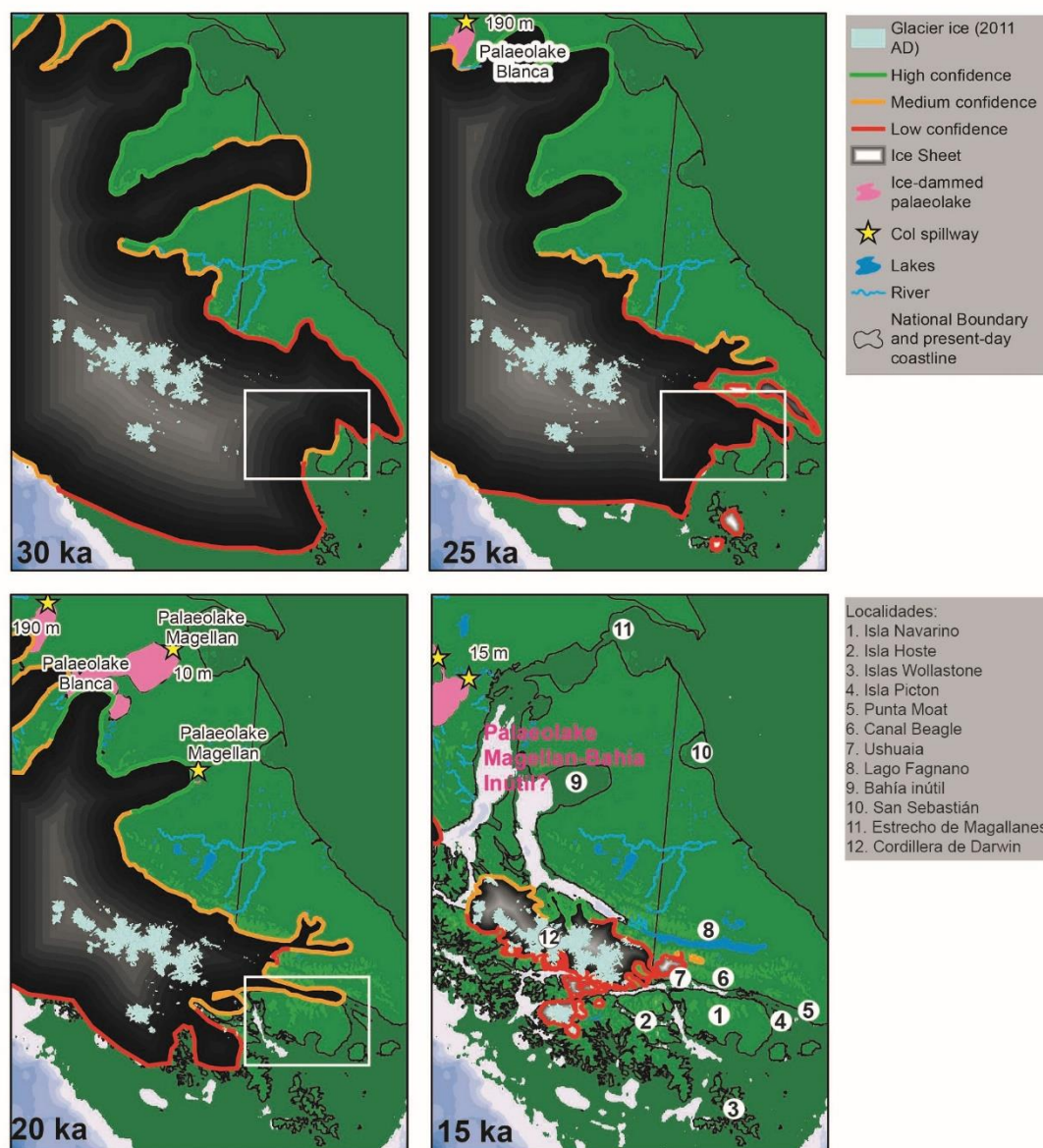


Figura 1. Cronología glacial desde los 30 ka BP. Zona de estudio en rectángulo blanco que encierra a la Isla Navarino. Localidades indicadas en estadio 15 ka con números. Adaptada de Davies et al. (2020).

1.1. Objetivos

General

- Describir la geomorfología en Isla Navarino con enfoque en la ciudad de Puerto Williams y sus alrededores

Específicos

- Analizar la morfometría de Isla Navarino
- Detallar la geomorfología de Puerto Williams
- Interpretar la historia glaciofluvial de Puerto Williams
- Discutir los límites glaciales para la última glaciación en Isla Navarino

1.2. Hipótesis de Trabajo

Las geoformas de origen glacial presentes en Puerto Williams y sus alrededores representan formas subglaciales formadas bajo las lenguas glaciares que cubrían y excavaron el canal Beagle y por glaciares menores y locales que excavaron valles en una cordillera parcialmente cubierta por hielo y que en la actualidad representa los Dientes de Navarino.

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1. Geomorfología Glacial

Los glaciares, representan uno de los agentes erosivos más efectivos (Benn y Evans, 2010) en el modelamiento de la superficie de la Tierra. Formando fiordos, canales, circos glaciares en las montañas, incisivas cumbres y profundos valles. Su poder erosivo, coexiste con la capacidad de transportar los sedimentos presentes, dejando así a su paso, una seguidilla de geoformas asociadas a procesos depositacionales y erosivos.

Las morfologías modeladas por los glaciares consisten en el pulimiento y fracturamiento de la roca madre sobre la cual se emplaza el glaciar, donde muchas veces el mismo sedimento originado y arrastrado por el glaciar, genera la erosión en su lecho e inmediaciones (Benn y Evans, 2010). Los sedimentos glaciogénicos generados por erosión son transferidos por los glaciares hacia depocentros y depresiones, aunque es posible también observar sedimentos acumulados en los márgenes de los glaciares formando cordones morrénicos (Benn y Evans, 2010).

2.1.1. Erosión y deposición Sub-glacial

Los glaciares interactúan con su entorno de forma activa, ya sea mediante procesos erosionales como también depositacionales. Alrededor de un glaciar, una de las zonas que recibe mayor cantidad de esfuerzos y modificaciones corresponde a su lecho, a la superficie rocosa, en ocasiones con sedimentos, por el cual el glaciar fluye. Es aquí donde

ocurre la erosión sub-glacial, correspondiendo a la erosión causada en el lecho de un glaciar por su paso (Benn y Evans, 2010). Es aquí, en su lecho, donde pueden encontrarse geoformas asociadas a la erosión sub-glacial, las cuales corresponden a superficies rocosas labradas y acumulaciones de sedimento formadas bajo hielo activo (till), caracterizadas por formas elongadas, longitudinales, transversales o incluso no alineadas o con textura hummocky (Benn y Evans, 2010).

Hacia los bordes de las masas de hielo, suelen encontrarse cuerpos de till de espesores de hasta centenas de metros, elongados, y que se extienden aguas abajo, desde la roca labrada en lo alto hasta formar crestas drumlinoides, concordantes a la dirección de flujo (Mitchell, 1994; Benn y Evans, 2010). Durante el tiempo que dura una glaciación, las geoformas de erosión sub-glacial son formadas, modeladas y remodeladas sucesivas veces a medida que avanzan y retroceden los glaciares y casquetes de hielo (Benn y Evans, 2010). Esta repetición marca lineamientos Glaciales que consisten en geoformas lineales con una fuerte orientación en común, paralelo al flujo de hielo inferido. Los lineamientos glaciales finalmente son preservados en superficies ya sean rocosas o no consolidadas, labradas por el paso, en avance y retroceso, de grandes cuerpos de hielo (Soteres et al., 2020).

Las morfologías longitudinales son formas fluidodinámicas, alineadas y paralelas con la dirección de flujo del hielo, y pueden ser divididas en drumlins, flautas (Mitchell, 1994) y crag and tails (Benn y Evans, 2010).

- Drumlins

Los drumlins según Soteres et al. (2020), son lineamientos glaciares asimétricos paralelos al flujo del hielo y formados en el lecho de los cuerpos de hielo (Fig.2). Pueden estar formados por depósitos o por roca, usualmente se componen puramente de sedimento glacial y en ocasiones contienen intercalaciones de facies glaciofluviales (Shroder, 2011). Es común encontrar estas geoformas agrupadas en campos de drumlins o *drumlinized terrains* (Fig. 3), donde pueden ser de forma regular, o pobremente definidos, asimétricos, con una alta concentración presente en un área determinada. La comunidad científica ha documentado que los drumlins tienen origen poligenéticos y se sigue discutiendo los procesos que los forman, el material que los compone e incluso su forma (Benn y Evans, 2010; Shroder, 2011).

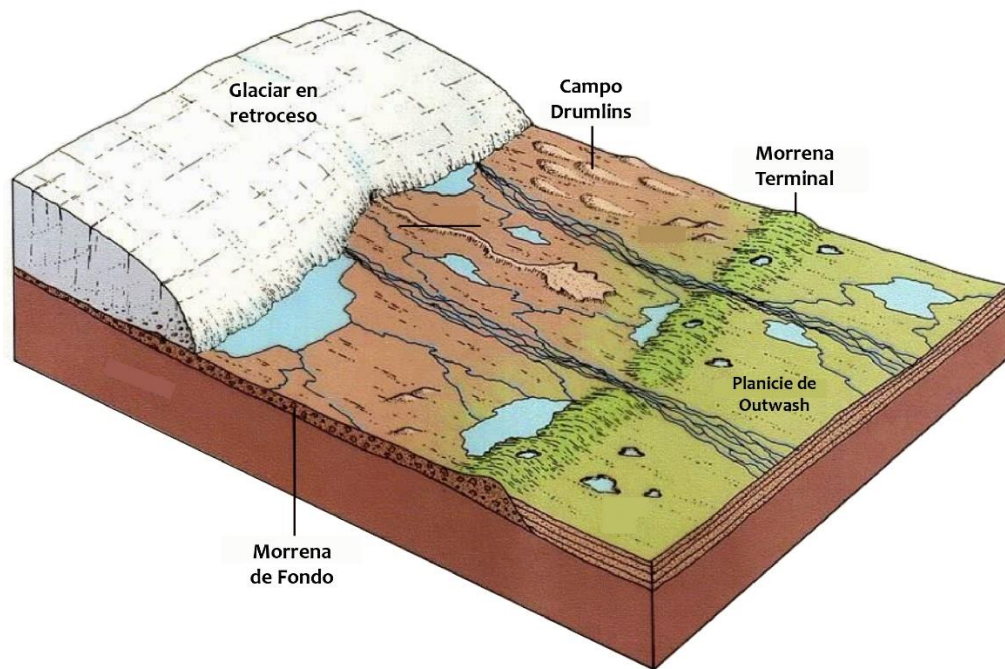


Figura 2. Contexto de formación sub-glacial para los campos de drumlins. Modificada de Universidad de Sonora (s.f.).

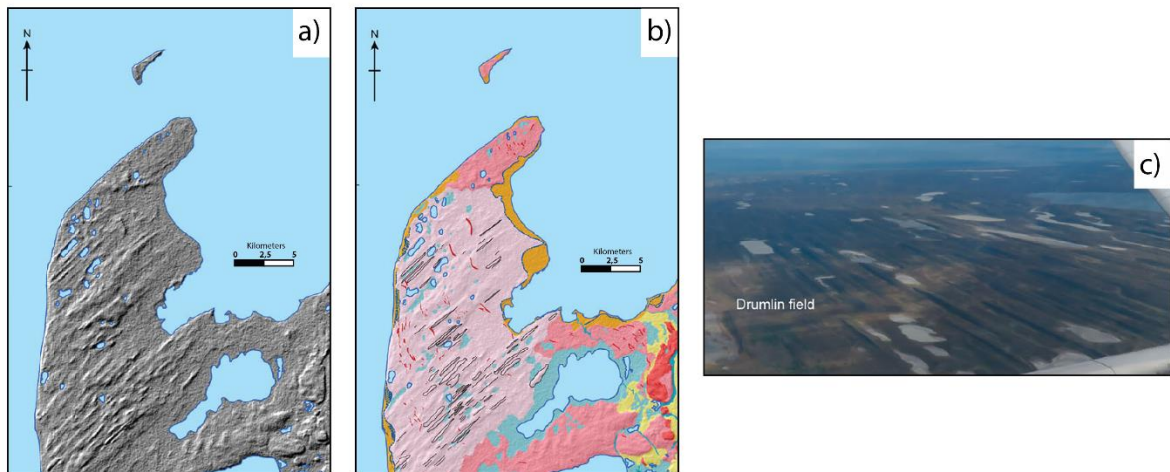


Figura 3. Campo de drumlins ubicado en la Península Gente Grande en Tierra del Fuego. a) Hillshade de DEM Alos Palsar mostrando las diferentes texturas de la superficie; b) mapa geomorfológico indicando campo de drumlins (rosa claro) con los drumlins delimitados por polígonos de bordes negros sin relleno, y outwash plain (amarillo); c) vista aérea de campo de drumlins al norte de Punta Arenas. Modificado de Soteres et al. (2020).

- Flautas

Estas morfologías corresponden a una asociación de geofomas consistentes en crestas o “montículos” de sedimentos deformados, elongados y orientados paralelamente a la dirección de flujo del glaciar. Pueden medir desde decenas de centímetros a varios metros de largo y ancho, y usualmente ocurren en grupos de crestas sub-paralelas en sedimentos

glaciales modernos, y en menor frecuencia en sistemas antiguos, ya que tienen un bajo potencial de preservación, dada su constante exposición al agua y al viento (Benn y Evans, 2010).

Usualmente están conformadas puramente por sedimento sub-glacial, aunque se han documentado flautas formadas a partir de un núcleo de sedimentos pre-existentes, en ocasiones deformado. También pueden coexistir en el mismo ambiente junto a formas erosionales que fueron creadas casi contemporáneamente con los sedimentos en el mismo ambiente (Benn y Evans, 2010).

- Crag and Tail

Las Crag and Tail son geoformas erosionales elongadas alineadas con el flujo de hielo que se hace paso alrededor de un obstáculo, donde en su parte posterior, hielo abajo, genera una sombra detrás de este frente rocoso, dejando una cola o *tail* (Fig. 4), conformada por roca labrada o material de menor competencia, la cual es menos afectada por la erosión, haciendo que se preserve (Benn y Evans, 2010).

Este tipo de montículo muestra en su cara de contacto flujo arriba, una superficie rocosa de mayor pendiente relativa con la cola, la cual puede consistir de roca menos competente y sedimentos, que se depositan generando una superficie de menor pendiente correspondiente al barlovento (Benn y Evans, 2010).

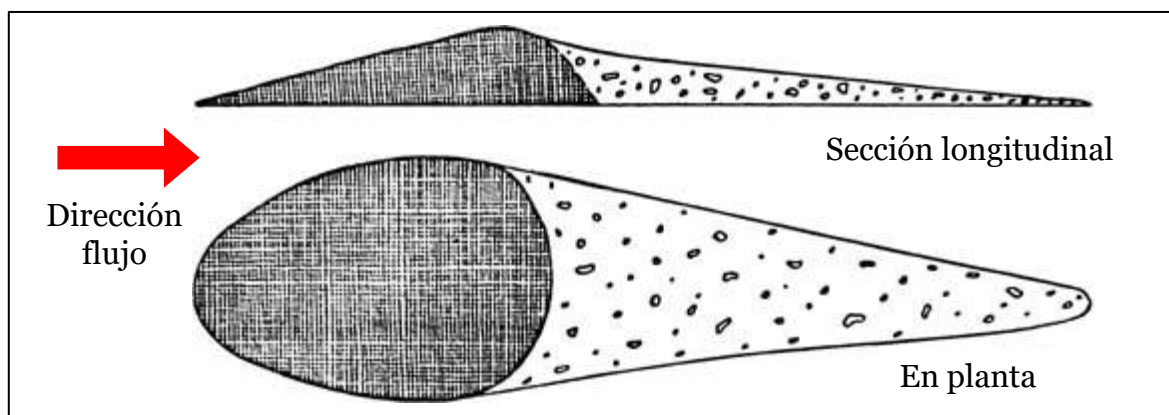


Figura 4. Ilustración del perfil y vista en planta de un crag and tail, indicando con la flecha roja la dirección del flujo. El color oscuro corresponde al frente de roca y el blanco con círculos negros a la cola de sedimentos. Modificado de Fairbridge (1968).

2.1.2. Erosión y depositación en terrenos montañosos

Si bien pueden existir sobrelapes, un sistema de valle glaciar de montaña se puede dividir en sistemas predominantemente erosivos en la cabecera a depositacional hacia valle abajo. En ese orden se pueden distinguir una combinación de circos y aristas que separan diferentes vergencias de masas de hielo, valles en forma de U con hombreras glaciares que marcan límites de erosión con formas sub-glaciales, que valle abajo comienzan a disminuir y cubriendo con depósitos glaciogénicos y paraglaciales.

La capacidad erosiva de los glaciares implica transportar sedimentos, acarreado grandes cantidades de arcillas, arenas, gravas y bloques a cientos de kilómetros de su fuente. Gran

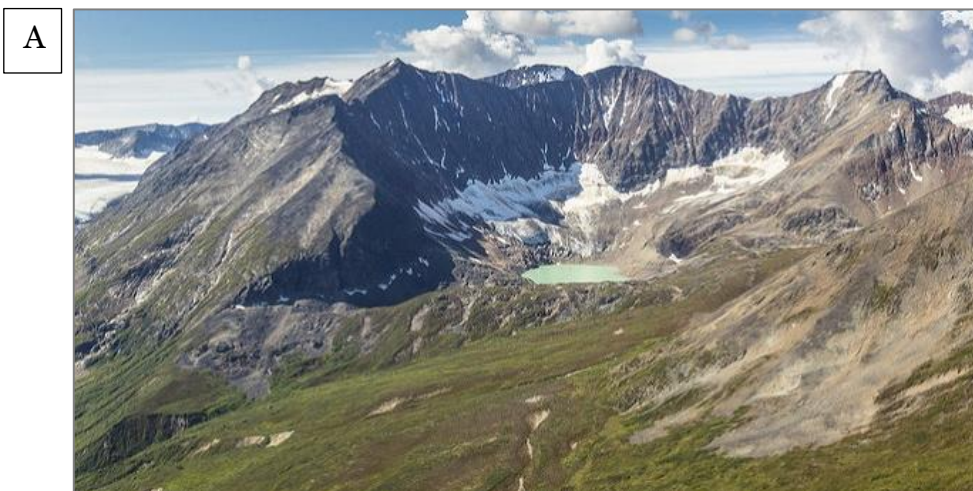
parte de estos son generados por los procesos erosivos propios del mismo glaciar(es). Estos sedimentos transportados por uno o más glaciares, se depositan en distintos ambientes presentan distintas morfologías dependiendo del contexto topográfico y espacial respecto al glaciar en el que se encuentren. Estas características son describibles y cuantificables, generando así una gama de clasificaciones con implicancias de flujo y dirección, lo que aporta gran información para la reconstrucción del comportamiento glaciar durante las últimas glaciaciones (Glasser y Jansson, 2008).

A continuación, se enumera un glosario de geoformas glaciales:

- Circos

Los circos son una de las geoformas más características de la erosión glacial en terreno montañoso (Evans y Cox, 1974; Benn y Evans, 2010; Oliva et al., 2020). Según la definición de Evans y Cox (1974) un circo corresponde a un hueco o cavidad cóncava, abierta aguas abajo, pero delimitada aguas arriba por una empinada pendiente, como pared superior, la cual forma un plano cóncavo de alta pendiente, la cual disminuye hacia el piso o base de la cavidad (Fig. 5). Se le agrega el término “glacial” si el piso del circo ha sido afectado por la erosión glacial, mientras que parte de la pared cabecera, se ha desarrollado de forma sub-aérea, y con una divisoria de aguas en su zona alta, evitando el aporte de hielo desde zonas aledañas, siendo hielo de origen local el que labró el circo en cuestión.

Los circos rara vez son elementos simples, sus cabeceras pueden estar poco desarrolladas o faltantes, pueden tener formas rectilíneas en planta o pueden encontrarse como un “nido” uno al lado del otro. A pesar de esto, la forma generalizada de un circo es un piso plano o cuenca sobre-profundizada conectada a una pared posterior empinada y cóncava, producto de la erosión sub-glacial en el piso del circo y pared en su parte inferior, y por acción de exposición aérea y congelamiento en la parte alta. Finalmente, la forma exacta del circo está controlada por la estructura y naturaleza del lecho rocoso. *Circos simples* son definidos cuando corresponden a unidades distintivas e independientes, mientras que *complejo de circos* se considera cuando su parte superior consiste en más de dos circos laterales o de cabecera, subsidiarios (Benn y Evans, 2010).



B



Figura 5. a) Morfología de circo simple con laguna tipo tarn ocupando la cavidad, en Granit Creek, Parque nacional y reserva Wrangell-San Elías, Alaska. Tomada de National Park Service (s.f.). b) Laguna tipo tarn en circo con hielo flotando, probablemente desprendido desde un glaciar contiguo. Tomada de National Park Service (s.f.) Tarn

Lagos o lagunas tipo tarn son cuerpos de aguas que luego o durante el derretimiento glaciar, ocupan la depresión de los circos antes ocupados por hielo. Pueden estar represados por morrena o por roca, correspondiente a la roca madre labrada por el circo. Cuando están asociados a glaciares activos, el color del agua se torna lechos de tonalidades verdosas, lo que es un buen indicador del movimiento del glaciar (National Park Service, s.f.).

- Aristas

Las aristas es una cresta delgada y dentada que separa, o que alguna vez separó, dos glaciares adyacentes. Estas crestas escarpadas a menudo se ven como cuchillas dentadas o hojas de sierra, con lados empinados y una cresta afilada. Los puntos bajos en la superficie aserrada se conocen como cols. Los collados actúan como aliviaderos para el hielo y ocurren donde la acción de los glaciares ha erosionado la roca lo suficiente como para sobrepasarla (National Park Service, s.f.).

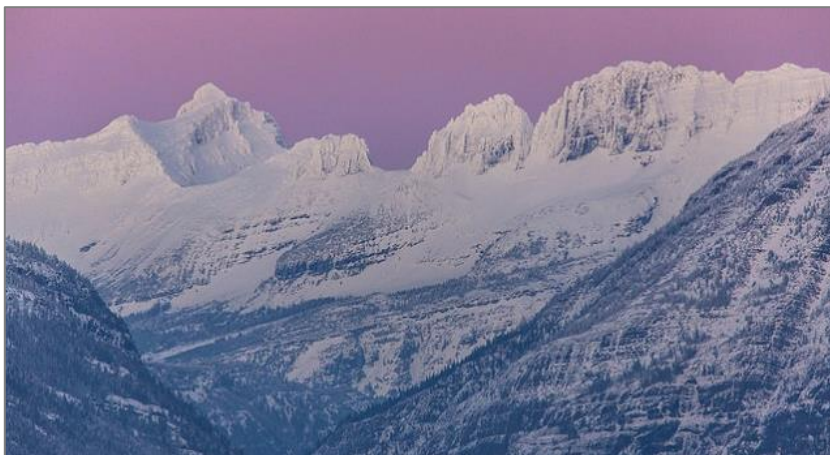


Figura 6. Arista en Garden Wall, Parque Nacional de los Glaciares, en Montana EE.UU., probablemente desprendido desde un glaciar contiguo. Tomada de National Park Service (s.f.).

- Morrenas

Hacia los bordes de las masas de hielo se encuentran las morrenas, cuerpos de till elongados, que se extienden aguas abajo, desde la roca labrada en lo alto hasta formar crestas drumlinoides, concordantes a la dirección de flujo (Mitchell, 1994).

Estas crestas representan morrenas clasificadas como latero-frontales o mediales dependiendo de si se forman entre el glaciar y las laderas, se encuentran en su zona frontal, o si ocurren en el encuentro con otro glaciar (Fig. 7). La extensión máxima de las morrenas latero-frontales coincide con la posición del frente del glaciar en un momento dado, donde se desarrolla un campo de dorsales transversales al flujo que se alinean formando usualmente arcos morrénicos, denominadas morrenas frontales (Benn y Evans, 2010).

Las morrenas mediales suelen tener poca potencial de preservación, al estar ubicadas entre dos glaciares acumulan pocos detritos y durante el derretimiento glaciar están sujetas a intensos cambios. En casos donde dos glaciares convergen se forman morrenas mediales más predominantes, originadas de la unión de las morrenas laterales provenientes de los valles alimentadores de cada glaciar (Benn y Evans, 2010).

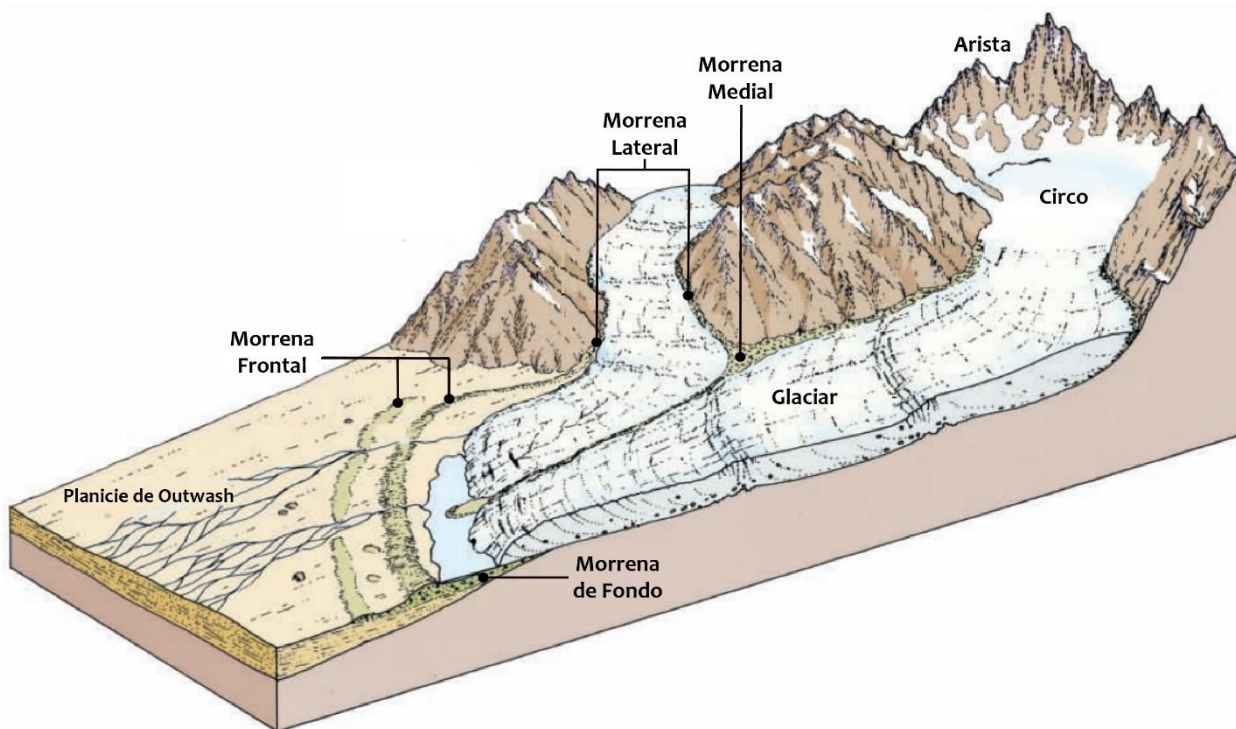


Figura 7. Distintas morrenas asociadas a un glaciar de valle. Modificada de Hamblin y Christiansen (2003).

- Planicies de Outwash

Son grandes superficies planas o de bajas pendientes, conformadas por sedimentos de origen glaciofluvial, principalmente arenas y gravas. Estas planicies están intensamente cortadas por una intrincada red de canales, activos e inactivos. Corresponden al drenaje de las aguas producidas por el derretimiento de los hielos, aguas abajo (Fig. 8) (Soteres et al., 2020).

Estas planicies pueden presentar escarpes asociados a cordones morrénicos, los cuales marcan distintos niveles aterrizados, representando múltiples estadios en la construcción de la planicie de lavado. (Soteres et al., 2020)

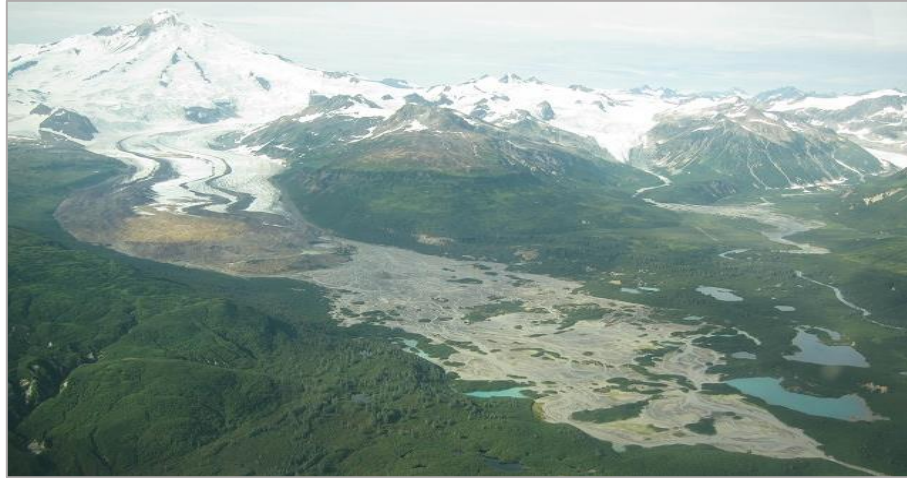


Figura 8. Planicie de Outwash aguas debajo de glaciar activo en el monumento Nacional Lago Clark Alaska. Tomada de National Park Service (s.f.).

- Terraza Kame

Son terrazas depositacionales colgadas en laderas de valles glaciares (Fig. 9). Formadas principalmente por sedimentos fluviales, de tamaños arena y grava. Las terrazas kame son producto del flujo periódico de agua entre la ladera y el glaciar. Estas son propensas a derrumbes por deslizamiento y flujos de detritos, generados en periodos de retroceso glaciar. Las terrazas kame suelen tener superficies con kettles, generados por el derretimiento de hielo enterrado en sus estructuras. (Benn y Evans, 2010)

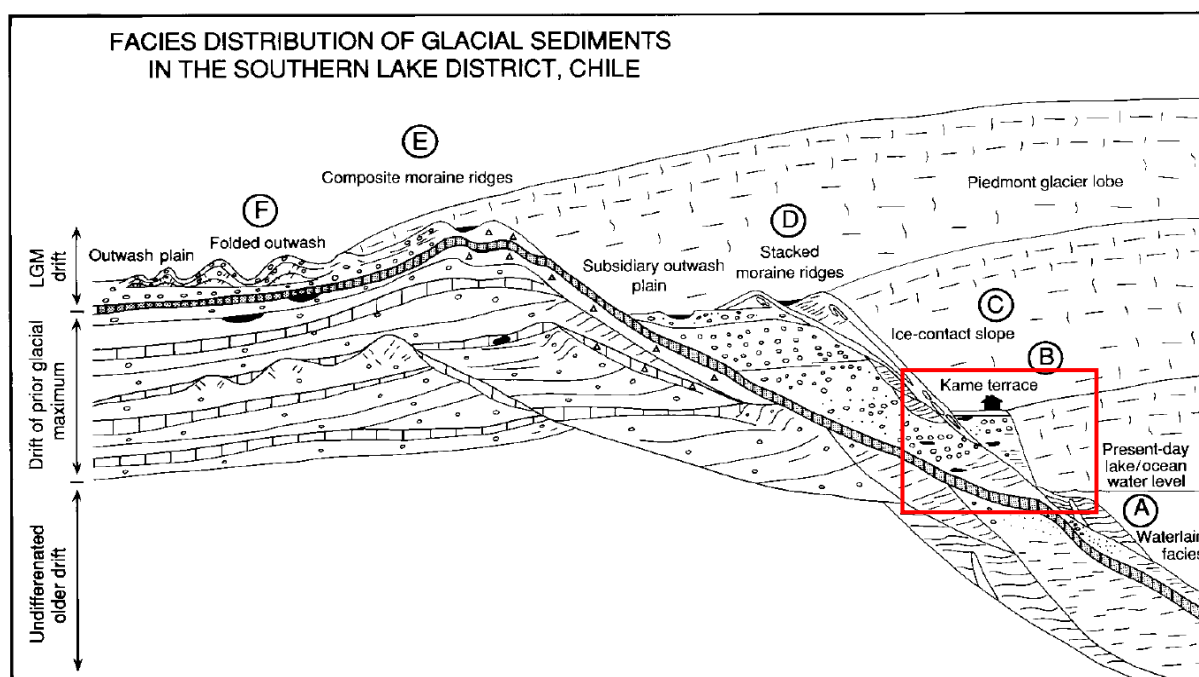


Figura 9. Diagrama de distribución de facies y en rectángulo rojo terraza kame colgada. Tomada y modificada de Denton et al. (1999).

- Estrías

Son formas erosionales de pequeña escala. Estas corresponden a pequeñas incisiones generadas por la abrasión subglacial, provocadas por el material particulado ubicado en el hielo sobre superficies rocosas como bloques o roca madre (Fig. 10). El grosor y profundidad de las estrías depende de factores como el tamaño de las partículas abrasivas y de la fuerza que el glaciar aplica sobre la superficie. Las estrías suelen tener formas de surcos, alineados con la dirección del flujo glaciar. Sobre una misma superficie se han encontrado relaciones de corte cruzado entre distintos grupos de estrías, esto se puede originar por divisiones de hielo, o por dispersión de centros durante una sola glaciación, o en episodios glaciales separados (Benn y Evans, 2010).



Figura 10. Estrías sobre superficie rocosa, con surcos de distintos espesores y direcciones. Tomada de National Park Service (s.f.).

Capítulo 3

Área de Estudio

3.1. Ubicación y Accesos

Isla Navarino se encuentra en la comuna de Cabo de Hornos, perteneciente a la Provincia Antártica Chilena, ubicada en el extremo sur de la Región de Magallanes y de la Antártica Chilena, zona austral de la República de Chile. La isla se encuentra entre los $54^{\circ}55'$ y $55^{\circ}20'$ latitud sur y los $68^{\circ}22'$ y $67^{\circ}00'$ W. Tiene una superficie de 2.473 km², con aproximadamente 70 km de ancho en su porción este-oeste y 40 km en su eje menor, norte-sur. La capital provincial, Puerto Williams, se encuentra en el norte de la isla, con una población de aproximadamente 3000 habitantes.

En su borde norte, la isla se ve delimitada por el Canal Beagle, el cual fluye de oeste a este, y representa la frontera con la porción argentina de la isla Tierra del Fuego, con la ciudad de Ushuaia en la orilla norte del canal (Fig. 11). Al este, donde se desconfinan el canal y se abre al Atlántico, se encuentran las islas Picton, Nueva y Lennox.



Figura 11. Mapa geográfico de Isla Navarino con las principales localidades, canales, lagos e islas vecinas. Ubicación del área de estudio en el rectángulo rojo en mapa auxiliar del Cono Sur.

Los accesos a la isla se limitan a transporte marítimo, mediante un servicio de transbordador subvencionado por el Estado, desde Punta Arenas a Puerto Williams, que tiene una duración de 72 horas, o en transporte privado desde la ciudad argentina Ushuaia a Puerto Navarino; o bien acceso aéreo con una única empresa aeronáutica, donde el vuelo dura 1h 30min aproximadamente. Dentro de la isla, la conectividad con caminos de ripio, se limita a su borde norte, a lo largo del Canal Beagle, desde Puerto Navarino (al oeste)

hasta Caleta Eugenia (al este), con una distancia total de 77 km a lo largo de la orilla sur del canal (Fig.11, Ruta Y-905).

3.2. Marco Geológico

3.2.1. Contexto Tectónico

La Isla Navarino se sitúa en un contexto tectónico complejo y dinámico. A diferencia de la gran mayoría del territorio chileno, la isla se encuentra situada en la placa tectónica Scotia (Lodolo et al., 2003). Esta placa tectónica, en su porción norte, interacciona con la placa Sudamericana mediante el sistema de fallas Magallanes-Fagnano y la Dorsal de Scotia norte, mientras que, en el sur, limita con la placa Antártica en el sistema de fallas Shackleton y la Dorsal de Scotia sur (Poblete et al., 2016) (Fig. 12). Estos márgenes norte y sur de la placa Scotia, asociados a los ridges norte y sur (NSR y SSR respectivamente), corresponden a sistemas de falla principalmente transformantes de cinemática sinistral en ambos casos (Lagabrielle et al., 2009).

La formación de la placa Scotia se remonta a la apertura del mar de Weddell durante el Eoceno ~50 Ma (Lagabrielle et al., 2009), y consecuente cierre de la cuenca de Rocas Verdes. Poblete y colaboradores en su trabajo del 2016, mediante paleomagnetismo encontraron evidencia de rotación en los Andes Fueguinos, con parte de los datos tomados en la costa sur del Canal Beagle, en Isla Navarino. Concluyen que dicha rotación es anti horaria de aprox. 90° hacia el norte, y que puede relacionarse con el cierre de la cuenca de Rocas Verdes y la formación de la Cordillera de Darwin durante el Cretácico tardío y el Paleoceno.

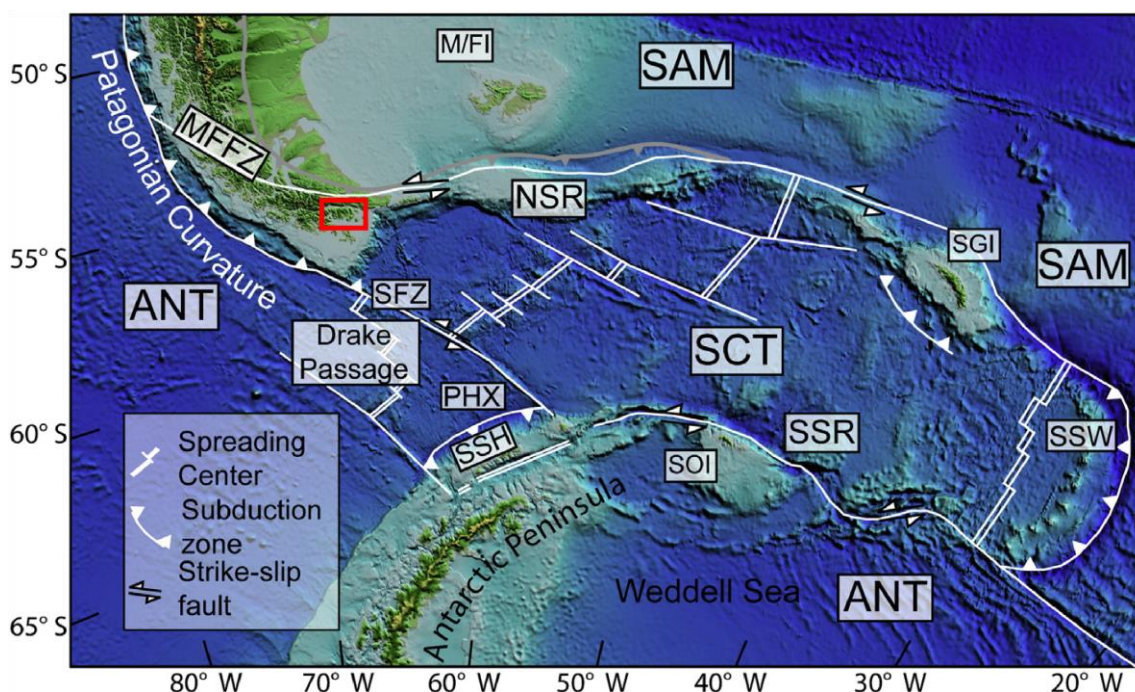


Figura 12. Fisiografía de la región mostrando las principales placas tectónicas, estructuras y zona de estudio (rectángulo rojo). Las placas Scotia (SCT), Sudamericana (SAM) y Antártica (ANT). Microplacas: Shetland Sur (SSH), Sandwich Sur (SSW). PHX corresponde a la placa Phoenix. Estructuras principales: Sistema de fallas Magallanes-Fagnano (MFFZ), Sistema de fallas Shackleton (SFZ), North Scotia Ridge (NSR) y South Scotia Ridge (SSR). Microcontinentes: South Georgia Island (SGI) y South Orkney Island (SOI). M/FI Islas Malvinas/Falkland. Adaptada de Poblete et al. (2016).

3.2.2. Estratigrafía

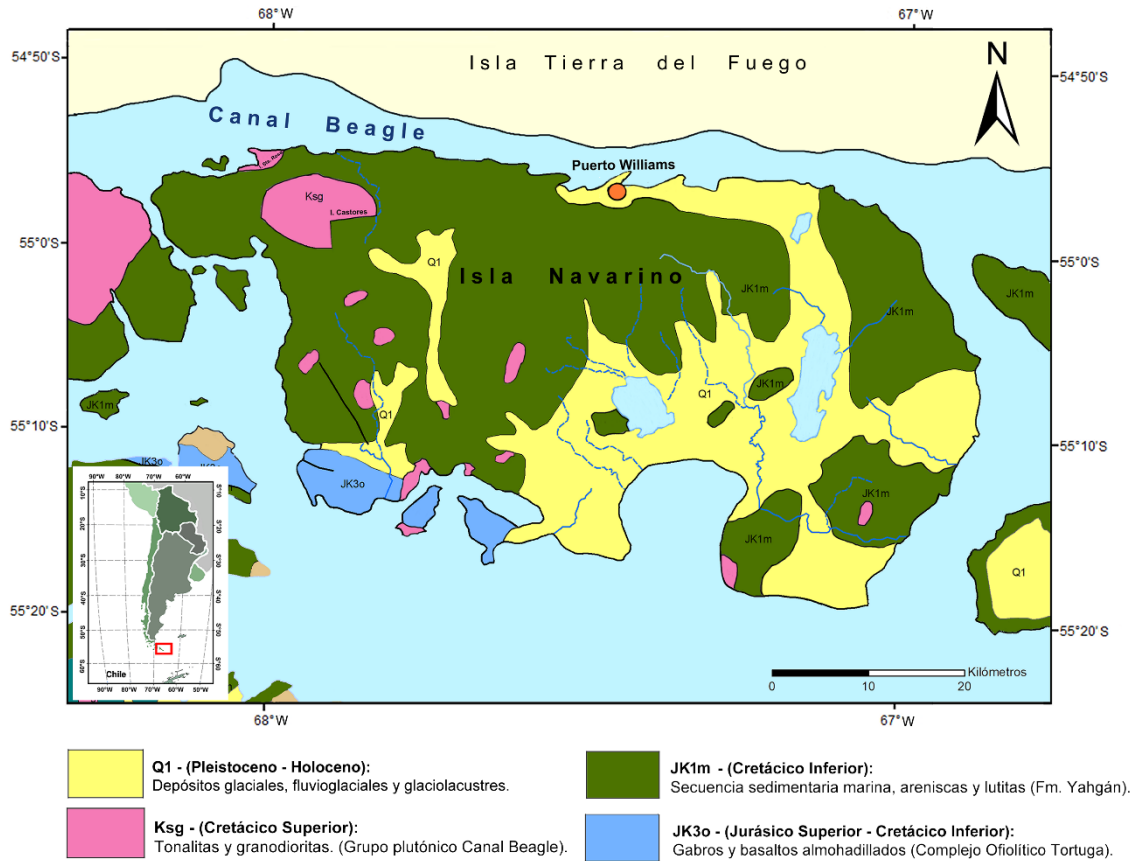


Figura 13. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile. Modificado de Sernageomin (2003).

- Complejo Ofiolítico Tortuga (Jurásico Sup. - Cretácico Inf.)

En el extremo suroeste de la isla, particularmente el cerro Tortuga y sus alrededores, corresponden a afloramientos del complejo Ofiolítico Tortuga. Estas rocas representan fragmentos de antigua corteza oceánica, asociada a dorsales de expansión de fondo oceánico de trasarco, en este caso referente a la cuenca marginal de tras-arco Cuenca de Rocas Verdes. En esta secuencia ofiolítica, pueden encontrarse basaltos con estructura de almohadilla (Fig. 14), brechas de almohadillas, troctolitas, gabros y diques doleríticos “sheeted dikes” (Suárez et al., 1985^a).

Como menciona Suárez y colaboradores (1985^a) en la carta geológica Isla Hoste, las ofiolitas subyacen a la Formación Yahgan, mediante un contacto de falla, interpretándose sus afloramientos como un horst, en base a la posición estratigráfica de las rocas asociadas. También se menciona que el resto inferior de la secuencia tipo de una ofiolita, correspondientes a las unidades ultramáficas, no se encontrarían en el complejo tortuga, dada la tasa de exhumación de estas rocas, ligada directamente a la erosión que ha sufrido la superficie, considerando que los gabros se encuentran al nivel del mar.

A este complejo se le asigna una edad de Jurásico Superior a Cretácico Inferior. El metamorfismo fue datado en 120 Ma (Avenidaño, 2008) y edades U-Pb en circones de

gabros y cuerpos asociados, indicarían que la fase de rifting de la Cuenca de Rocas verdes habría ocurrido a los 154 Ma (Calderón et al., 2013). Presenta intrusiones de dioritas y tonalitas datadas en 84 ± 2 Ma (Suárez et al., 1985^a; Coloma et al., 2009).



Figura 14. Afloramiento con estructura de almohadillas, correspondientes al Complejo Ofiolítico Tortuga, cercano a la cumbre del cerro Tortuga.

- Formación Yahgán (Cretácico Inferior)

La Formación Yahgán corresponde a una secuencia sedimentaria marina compuesta de areniscas y lutitas, de edad cretácica (Sernageomin, 2003), la cual constituye la mayor parte de isla Navarino, también de isla Picton, Nueva y Lenox, además de los extremos este y noreste de la isla Hoste (Instituto de Investigaciones Geológicas, 1969). Inicialmente fue descrita por Darwin en la primera mitad del siglo XIX como una formación de pizarras y arcillas (“*clay-slate formation*”) y formalmente nombrada por Kranck (1932).

Como detalla Katz y Watters en su trabajo de 1965, la Formación Yahgán tiene al menos 3000 m de espesor, altamente deformada, y está constituida por areniscas (grauvacas) y lutitas de color gris oscuro, con intercalaciones de unidades volcánicas y, en menor proporción de calizas. Por efectos de metasomatismo y metamorfismo, localmente se presenta silicificación y presencia de rocas córneas, asociadas a intrusión de cuerpos ígneos (Instituto de Investigaciones Geológicas, 1969).

Suárez y colaboradores (1985^a), mencionan que las rocas de esta unidad se depositaron durante el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior en un ambiente de cuenca de tras-arco, con un fondo de “rocas básicas toleíticas asociables a la parte superior de una ofiolita”. Define la formación como una alternancia de areniscas y lutitas, con importantes intercalaciones de brechas, conglomerados, tobas y cherts, con algunos niveles ocasionales de lavas. También menciona que casi la totalidad de los clastos en las rocas sedimentarias son de origen volcánico, y agrega que las areniscas, limolitas y conglomerados exhiben estructuras características de turbiditas. Además, hace la distinción de dos miembros informales dentro de la formación al sur del Canal Beagle, el

miembro Wulaia y Bahía Douglas. Esta subdivisión fue descrita por observaciones del margen occidental de Isla Navarino, y tienen una disposición de franjas este-oeste, estando en la porción norte el miembro Wulaia y al sur Bahía Douglas, sin tener un contacto claro entre ellos, dada la fuerte deformación de estas rocas. Ambos miembros estarían compuestos por intercalaciones de areniscas y lutitas, y para el miembro Bahía Douglas con niveles de origen piroclástico (brechas volcánicas) y sedimentario más gruesos como conglomerados.

Recientemente, Salazar y colaboradores (2021) propusieron nuevos miembros de la Formación Yahgan (Fig. 15) en la porción norte de la isla en base a información estratigráfica, geocronológica y estructural reciente. Esta subdivisión corresponde a una sección inferior (Miembro Laguna Hermosa), que aflora al sur de la falla Alenghi (ver la sección 3.2.2 Estructuras), y una sección superior (Miembro Onashaga), que aflora al norte de la falla Alenghi. Como menciona Salazar, esta nueva definición de miembros responde a la imposibilidad de correlacionar los miembros propuestos por Suárez et al. (1985b) con las unidades recientemente estudiadas, por falta de edades, posición estratigráfica y pobre entendimiento de los estilos estructurales presentes en la isla.

Como describe Salazar et al. (2021), el miembro Laguna Hermosa (Berriasiano-Hauteriviano), se compone de areniscas, conglomerados, fangolitas y tobas que afloran al sur de la falla Alenghi. Su base y techo son desconocidos y está intruido por tonalitas y sills microdioríticos (Tonalitas Samantha de 65 Ma y sills microdioríticos Dientes de Navarino de 100 Ma). Se encuentra intensamente plegado y fallado. En él se pueden distinguir dos asociaciones de facies, una de tamaño de grano fino (arena fina a limo/arcilla) y una gruesa (arena media a gruesa) con rocas piroclásticas. Por otra parte, el miembro Onashaga (Albiano) aflora al norte de la falla Alenghi, y nuevamente pueden reconocerse dos asociaciones de facies, según el tamaño de grano, con mayor distribución areal una asociación fina (limo/arcilla a arena fina-media), y otra gruesa, de tamaño arena media a gruesa con intercalaciones de estratos finos (arcilla/limo y arena fina).

Las edades de la formación están definidas por el hallazgo fosilífero de ejemplares de *Favrella* sp. (Suárez et al., 1985b), especie a la cual se les asigna una edad Hauteriviana (132-129 Ma) (Riccardi, 1970). Por otra parte, estudios realizados por Olivero y Martinioni (1996) en la costa norte del Canal Beagle (correspondiente a Isla de Tierra del Fuego) hallaron bivalvos del género *Inoceramus* sp. atribuido al Albiano (113-105 Ma). Por lo que se desprende que la Formación Yahgan presenta un rango de edad Hauteriviano - Albiano, entre los 132 y 105 Ma.

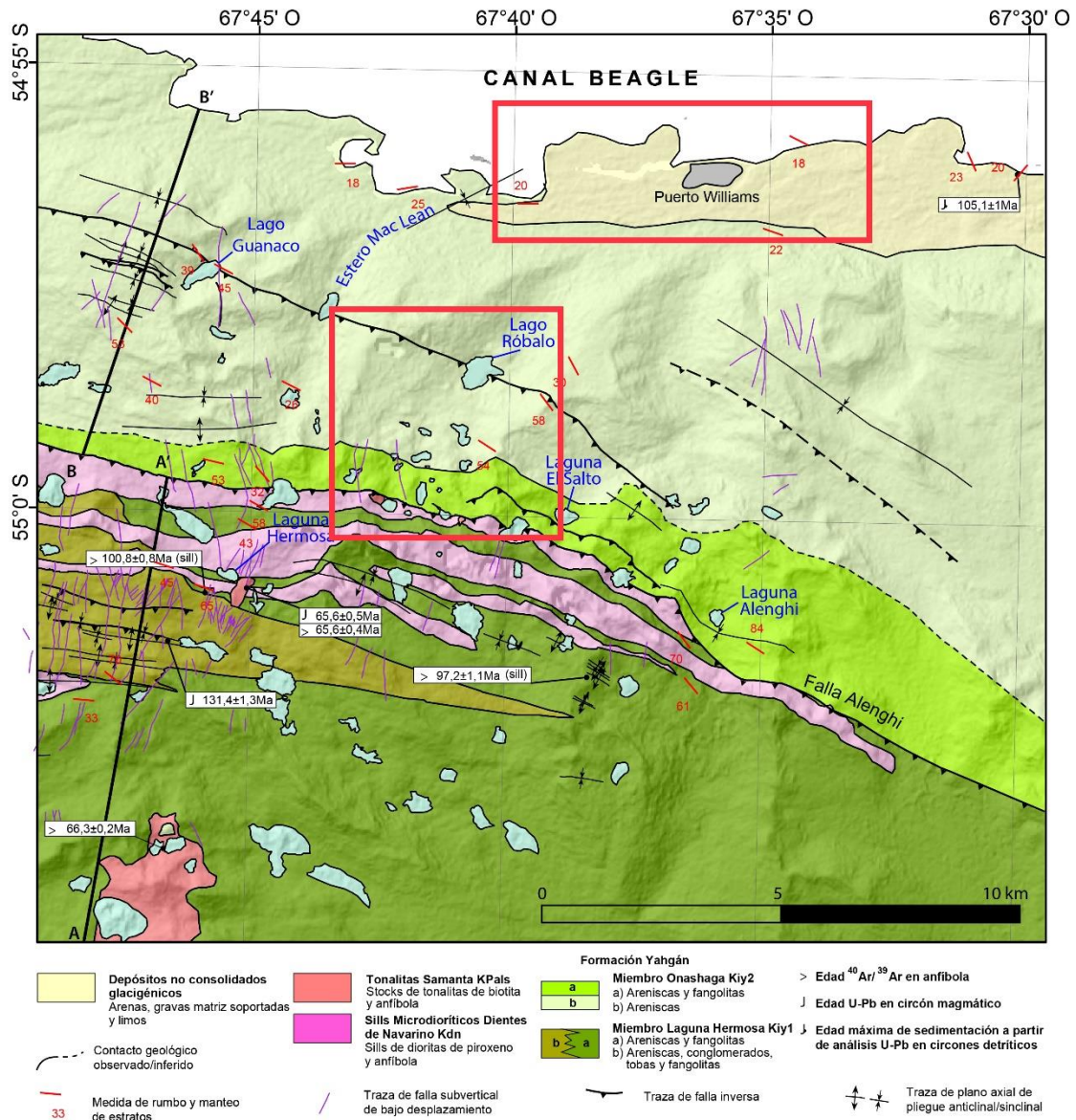


Figura 15. Mapa litológico que indica los nuevos miembros de la Formación descritos por Salazar et al. (2021) en la zona central de la isla, incluyendo los Dientes de Navarino y Puerto Williams. Las zonas de mapeo de detalle están destacadas con rectángulos rojos. Modificado de Salazar et al. (2021).

- Grupo Plutónico Canal Beagle (Cretácico Inferior-Superior)

Descrito por Hervé y colaboradores en 1984, el grupo plutónico Canal Beagle es parte de una unidad regional mayor, correspondiente al Batolito Patagónico en su porción sur, y constituye la gran parte de las rocas ígneas que afloran a lo largo del Canal Beagle, especialmente en su margen sur. Corresponden predominantemente a tonalitas y granodioritas, con menor proporción de monzodioritas de cuarzo y dioritas de cuarzo. La edad de este grupo plutónico fue estimada entre los 113 y 84 Ma (Suárez et al., 1985^a).

Este grupo plutónico incluye al intrusivo Santa Rosa que aflora en la zona costera noroccidental de Isla Navarino, y al intrusivo Castores, el cual también se emplaza en la porción noroccidental, hacia el sur del Intrusivo Santa Rosa, alejándose de la costa tierra

adentro. Ambos plutones se emplazan en la Formación Yahgán y están formados por granitoides con foliación sinmagnética, y, como menciona Suárez y colaboradores (1985^a), se les asocia una aureola de metamorfismo de contacto, que ha sido deformada durante y/o después del emplazamiento de las rocas ígneas.

Intrusivo Santa Rosa (87 - 93 Ma)

El complejo intrusivo Santa Rosa se emplaza en la porción noroccidental de la isla, intruyendo a las rocas estratificadas de la Formación Yahgán. Esta unidad intrusiva forma parte del Grupo Plutónico Canal Beagle, descrito por Hervé y colaboradores en 1984. Como menciona Suárez (1982), es una intrusión múltiple, formada por gabros y hornblenditas, intruídas por tonalitas, dioritas y cuarzodioritas foliadas; predominando estos tres últimos tipos litológicos. Las tonalitas presentan una estructura penetrativa atribuida a foliación, con minerales máficos orientados e inclusiones elongadas.

La forma del cuerpo plutónico hasta la fecha es desconocida, ya sea en profundidad como también su distribución superficial, no descartándose la posibilidad de que haya más de un cuerpo (Suárez, 1982). La mayor parte de su reconocimiento se realizó mediante la observación de afloramientos ubicados en la costa del Canal Beagle. Se estimó una edad de 87 a 93 Ma según Suárez y colaboradores (1985^a).

Intrusivo Castores (92-81 Ma)

Las rocas pertenecientes al intrusivo Castores afloran en la porción noroccidental de la isla (Fig. 13), a un km desde la costa del canal Beagle, tierra adentro, y su distribución descrita hasta la fecha corresponde a una forma semicircular de 10 km de diámetro (Suárez et al., 1985^a), con una porción recortada, equivalente a $\frac{1}{4}$ en su extremo sureste, teniendo una silueta similar a un “Pacman”.

Suárez y colaboradores (1985^a) describe que en el plutón se caracteriza por la presencia de un sistema de fracturas concéntrico y otro radial, evidenciado en la existencia de una depresión de 1km de diámetro en el centro del Plutón, cubierta de turbales definiéndolo con un núcleo menos foliado que el exterior. El Plutón está compuesto por tonalitas, dioritas, monzodioritas cuarcíferas y gabros. Además, se menciona que las rocas leucocráticas presentan “foliación granítica penetrativa” e inclusiones básicas elongadas, mientras que las rocas gabroides nula foliación, al igual que el plutón Santa Rosa. En su aureola de contacto se extiende desde alrededor de 1km y pueden observarse milonitas en bandas, de decenas de metros, con foliación paralela al borde del Plutón.

Se le asigna una edad de 92-81 Ma, mediante dataciones en K-Ar, como edad de cristalización. Relacionándola con un plutonismo importante en la Cordillera Patagónica durante el Cretácico Inferior, como lo es el grupo Plutónico Canal Beagle.

- Depósitos No Consolidados (Cuaternario)

Los depósitos no consolidados en la isla corresponden principalmente a glaciales, glaciofluviales y glaciolacustres (Sernageomin, 2003). En la porción sureste de la isla es donde se encuentran mayoritariamente los depósitos no consolidados (Katz y Watters, 1965), y en el borde costero norte, orilla del Canal Beagle, como los alrededores de Puerto Williams, los cuales consisten en till, till retrabajado, depósitos fluviales, lacustres (asociados a lagunas y turberas) y también costeros.

Existen depósitos de till, asociados posiblemente a la última glaciación (Salazar et al., 2021) concentrados principalmente en la orilla del canal Beagle, mayoritariamente en la porción centro-este del borde costero. Estos depósitos son masivos, matriz-soportados, conformados por una matriz grisácea tamaño limo-arcilla, con clastos subredondeados a subangulosos, polimícticos, de tamaño grava-bolones y presentan algunas interdigitaciones con lentes de arenas y gravas estratificados, asociados a procesos fluviales. En las montañas, particularmente alrededor de los Dientes de Navarino, también se han documentado depósitos de origen glaciar (Salazar et al., 2021) clasificados como morrenas y superficies cubiertas con till.

Los depósitos glaciofluviales se concentran alrededor de lagos y lagunas y cursos de agua, especialmente en las extensas planicies de la porción sureste de la isla, relleno de valles y depresiones. Corresponden a sucesiones de arenas finas a gruesas, estratificadas horizontalmente y también cruzadas, con intercalaciones de gravas clasto-soportadas, y en menor medida con arcillas y limos. (Salazar et al., 2021). En ocasiones estos depósitos se ven lentes dentro de secuencias de unidades masivas de till. A las turberas se le asocian depósitos lacustres, como también fluviales, ligados a la red de drenaje.

3.2.3. Estructuras

Los sistemas de fallas presentes en la zona están principalmente regidos por el régimen tectónico actual, el cual corresponde a una zona de transcurrencia de cinemática sinistral (Lagabrielle et al., 2009). Los principales sistemas de falla que son producto de estos esfuerzos, corresponden al Magallanes-Fagnano y Canal Beagle, siendo valles curvos, cóncavos hacia el NNE, relativamente paralelos entre sí. Su curvatura migra desde una orientación N-S en el norte a casi E-W en el sur (Poblete et al., 2014). El sistema de fallas Magallanes - Fagnano representa el límite entre las placas Sudamericana y Scotia (Smalley et al., 2007).

Respecto al relieve estructural presente en las rocas sedimentarias de la Formación Yahgán estas presentan una tendencia estructural de rumbo N60-80°W con manteo preferencial hacia el sur (Instituto de Investigaciones Geológicas, 1969). En el área del cordón Dientes de Navarino, los estratos de Fm. Yahgán y los sills asociados a esta, presentan manteos inclinados, de entre 60° y 80°, además de pliegues anticlinales y sinclinales, asociados con un sistema compresivo de rumbo ONO-ESE y vergencia al NNE (Salazar et al., 2021).

El sistema compresivo recientemente propuesto por Salazar y colaboradores (2021), en el área central-norte de la isla, correspondiente a los Dientes de Navarino, se catalogó del tipo “piel delgada”, que incluye una serie de fallas inversas de rumbo ONO-ESE, y pliegues asociados. Una de las estructuras propuestas más destacable corresponde a la falla “Alenghi”, siendo la responsable del alzamiento del sill microdiorítico que conforma el cordón montañoso Dientes de Navarino. A esta falla se le asocian otras de cinemática similar hacia el norte y sur de esta, como la falla “Guanaco” unos cientos de metros al norte (Fig. 15). Asimismo, en sus inmediaciones se documentaron ejes de pliegues anticlinales y sinclinales. También se documentan en la zona un sistema de fallas sub-verticales N-S, que afectan al sistema antes descrito.

3.3. Clima y Vegetación Actual

El clima en Isla Navarino, se caracteriza por sus bajas temperaturas, lluvias moderadas y vientos de alta frecuencia y moderada intensidad, provenientes del oeste y suroeste. Estas condiciones climáticas derivan de su posición latitudinal, expuesta a la acción de las corrientes de vientos del oeste o *Westerlies* y de la presencia de un sistema permanente de bajas presiones, debido a la proximidad a la Corriente Circumpolar del Océano Sur y al continente antártico (Borromei et al.,2014).

Se observa un gradiente de precipitaciones oeste-este a lo largo del canal Beagle (Fig. 17), desde la Cordillera Darwin (2.000 mm) hasta Punta Moat localizada en Argentina (600 mm) (Tuhkanen, 1992). Datos históricos de la estación meteorológica de la Dirección Meteorológica de Chile que se encuentra en Puerto Williams (Fig. 16) indican que las temperaturas medias anuales fluctúan entre 5,8 y 6,2°C, con temperaturas que alcanzan los -8°C durante el invierno del hemisferio sur; las precipitaciones anuales oscilan alrededor de los 600 mm en los últimos 5 años; los vientos tienen una dirección preferencial oeste, y en menor medida suroeste, con velocidades medias anuales de 20-22 km/h.

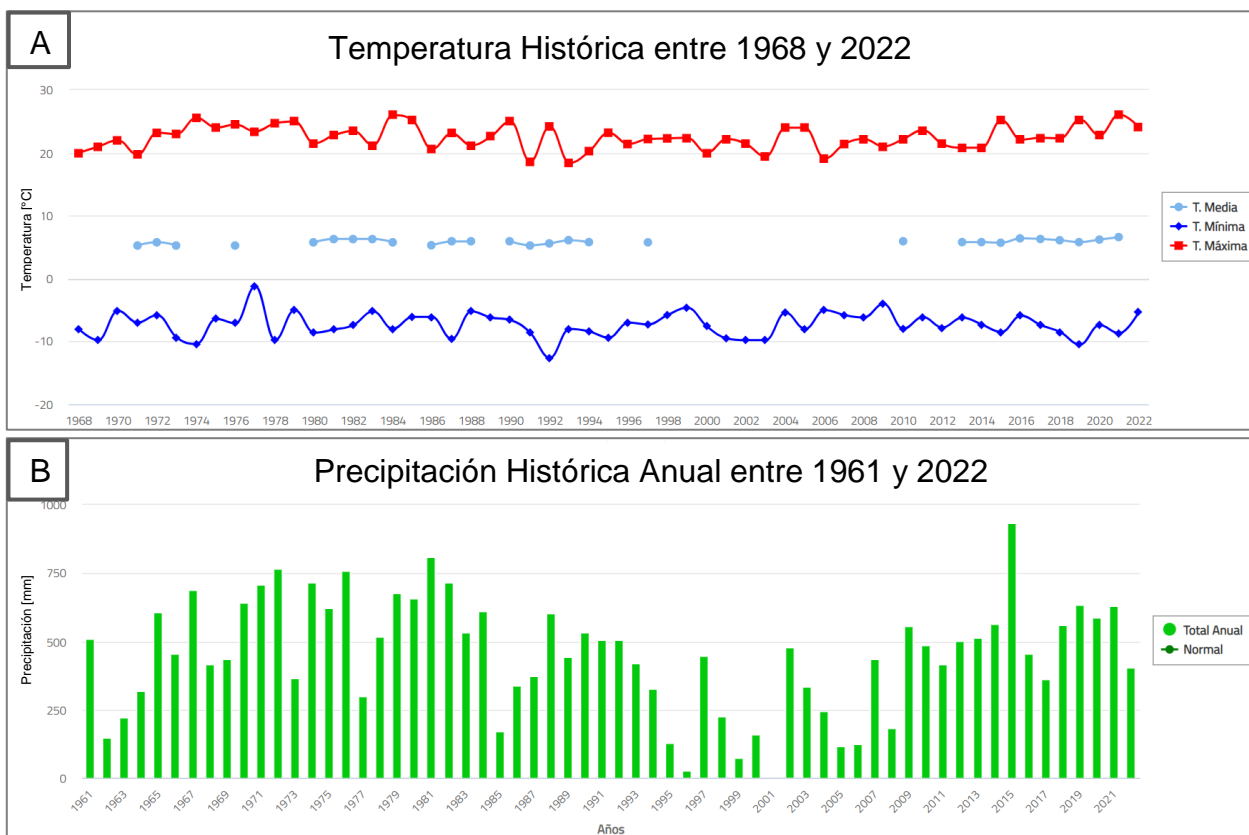


Figura 16. Gráficos de temperatura (A) y precipitación (B) desde la década del '60, en Puerto. Tomado de Dirección Meteorológica de Chile (s.f.), desde el Archivo Meteorológico de Puerto Williams.

Como menciona Borrromei et al. (2014), la vegetación del sector sur del canal Beagle (Fig. 17) está representada principalmente por el Bosque Magallánico Siempreverde (o perennifolio) de *Nothofagus betuloides* (Mirb.) Oerst ('guindo') o magallánico mixto de *N. betuloides*, *N. pumilio* (Poepp. y Endl.) Krasser ('lenga') y *Drimys winteri* J.R. Forst. y G. Forst ('canelo') (Moore, 1983), y por la tundra magallánica. La distribución de los dominios de vegetación en la isla es en franjas orientadas en dirección oeste-este, con una franja norte que representa la costa del Canal Beagle donde domina el bosque magallánico mixto, una franja central que representa la zona cordillerana con bosque magallánico perennifolio y una franja sur donde domina la tundra magallánica que se caracteriza por la presencia de una serie de comunidades de pantanos turbosos (Pisano, 1977; Moore, 1983). La tundra constituye un paisaje sin árboles, y con matorrales dominados por la asociación de *Donatia fascicularis* Forst., que forman pequeños cojines y *Astelia pumila* (Forster f.) Gaudich constituyendo densos céspedes. (Borrromei et al. 2014)

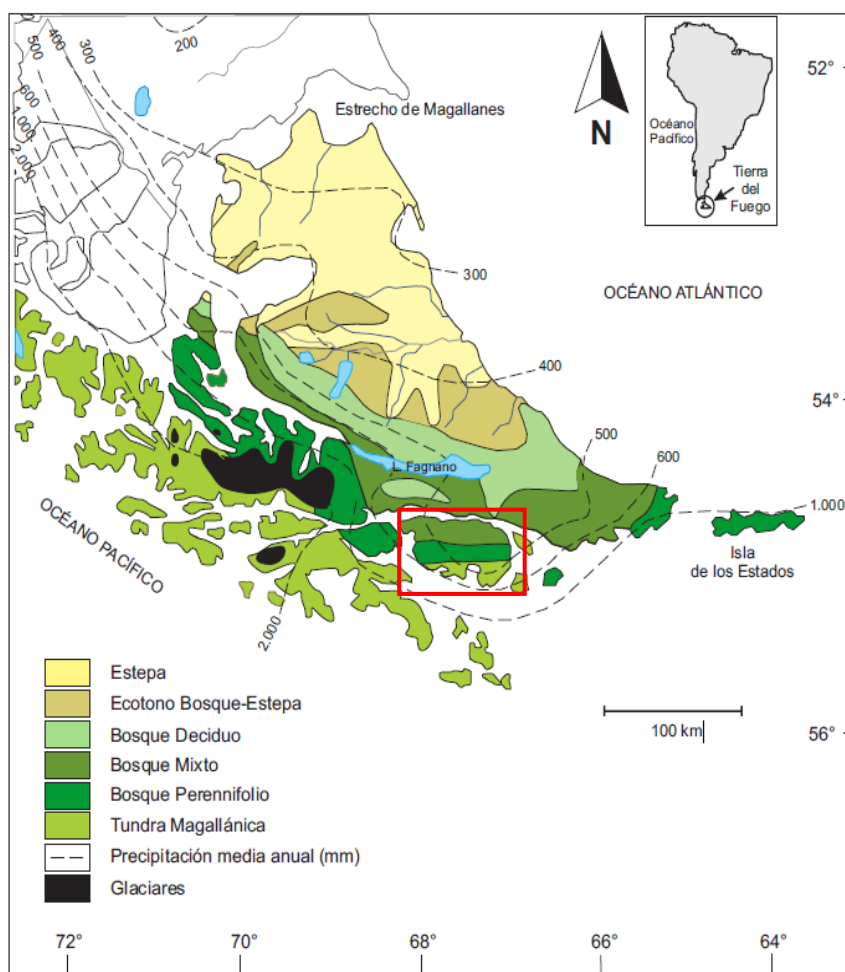


Figura 17. Mapa de unidades fisiográficas y curvas de precipitación anual (mm), según Borrromei et al. (2014) (Curvas tomadas de Tuhkanen et al. (1989-1990)). Zona de estudio en rectángulo rojo.

3.5. Historia Glacial Cuaternaria

Los eventos glaciares durante el Cuaternario junto a procesos tectónicos, se han encargado de dibujar el margen austral del continente americano, particularmente desde el norte de Patagonia al archipiélago de Tierra del Fuego (Caldenius, 1932; Kaplan et al., 2008; Davies et al., 2020). Las secuencias glaciares de Patagonia representan un marco robusto para comprender la evolución de las condiciones ambientales del extremo sur de Sudamérica, desde el Mioceno tardío al Pleistoceno-Holoceno (Rabassa, 2011).

En Patagonia, el mayor evento registrado durante el Pleistoceno corresponde a la Gran Glaciación Patagónica ('Great Patagonian Glaciation' GPG) de hace 1.1 Ma BP (Mercer, 1976) asociado al estadio isotópico marino (MIS) 32 (Cohen y Gibbard, 2011). Durante este evento la región patagónica austral estaba cubierta completamente por hielo, y que luego fue parcialmente cubierta repetidas veces durante el Pleistoceno medio y tardío (Rabassa et al., 2000). En efecto, Clapperton (1994) menciona que las morrenas en el Estrecho de Magallanes (Fig. 1, nro. 11), sugieren que los lóbulos glaciares de los campos de hielo avanzaron al menos cinco veces sólo durante la última glaciación. Así, se ha documentado que la cobertura de hielo en la zona ha tenido diferentes extensiones y volúmenes para cada avance glacial, alcanzando sectores de piedemonte y aguas marítimas en repetidas oportunidades, y retrocediendo a las cumbres y tierras altas en los estadios interglaciares (Rabassa et al., 2000).

Actualmente, en Isla Navarino no hay glaciares registrados hasta la fecha, sino que, en su lugar, hay glaciaretos y manchones de nieve perennes en laderas resguardadas de la luz solar directa. El último máximo glacial ocurrió durante el MIS 2 (Cohen y Gibbard, 2011). El inicio de la última glaciación se estima alrededor de los 35 mil años AP, y el último máximo glacial (UGM) está documentado a los 24-25 mil años atrás (McCulloch et al., 2005; Kaplan et al., 2008). La cronología del UGM representa un registro de una disminución de la temperatura atmosférica, sincronizada con importantes cambios en los océanos del sur, como fluctuaciones del nivel del mar y de los hielos (Kaplan et al., 2008).

A partir del inicio de la última glaciación a los 35 ka, la parte más austral de la Patagonia (52-56°S), los Andes Fueguinos y alrededores, estaba cubierta por un campo de hielo constituidos por glaciares que fluían desde la Cordillera de Darwin (Coronato et al., 2009) (Fig. 1, nro. 12). Así es como gran parte de las islas que constituyen hoy en día los archipiélagos de Tierra del Fuego estaban cubiertas por el casquete glacial, incluyendo un gran porcentaje de Isla Navarino (Fig. 18). Se estima que el límite oriental del casquete alcanzaba hasta Punta Moat en Tierra del Fuego e Islas Wollastone por el sur. Sin embargo, el grado de confianza de estos límites son de bajo a medio según Davis et al. (2020) si se comparan con los límites del casquete de más al norte (Fig. 18).

Hacia los 20 ka, luego del UGM (24-25 ka), el casquete glacial había retrocedido hasta posiciones cercana al piedemonte de la Cordillera de Darwin y lenguas glaciales fluían hacia Tierra del Fuego, pero restringidas por grandes valles estructurales, terminando en amplios lóbulos (Rabassa et al., 2000). Las dos principales lenguas glaciales se extendían por los valles estructurales que conforman: 1. El Estrecho de Magallanes y Bahía Inútil-Depresión San Sebastián, al norte; y 2. la cuenca del Lago Fagnano y el Canal Beagle, al sur (Fig. 18). Lo anterior implica que hacia los 20 ka isla Navarino habría estado descubierta del casquete glacial. En este contexto, el frente de la lengua glacial que se extendió por el Canal Beagle estuvo ubicado al oeste de Punta Moat a 60 km

aproximadamente de Puerto Williams, dejando, por ejemplo, descubierta de glaciares la Isla Picton (Fig. 1, nro. 4).

Los procesos de desglaciación en la región coinciden con un rápido calentamiento en latitudes australes y medias del hemisferio sur, comenzando a los 18.4 miles de años BP (Hall et al., 2013), y la mayoría de los glaciares del campo de hielo de Cordillera de Darwin, llegaron cerca de su posición actual alrededor de los 16.5 miles de años antes del presente (Hall et al., 2017). Con el inicio de la desglaciación, el frente del lóbulo de hielo del Canal Beagle ya estaba a la altura de Ushuaia (Argentina), a unos 70 km al oeste de Puerto Williams, alrededor de los 14.6 mil años AP (Hall et al., 2013).

Como menciona Rabassa et al. (2011), los cambios ambientales durante las glaciaciones corresponden en primer lugar, a los cambios globales del nivel del mar, que expusieron parte de las plataformas continentales submarinas, influyendo en el clima continental. Se produjeron significativos movimientos eustáticos, con una disminución del nivel del mar hasta los 100-140 m durante episodios glaciares completos. Es ahí donde comienza el punto de inflexión en las temperaturas, donde la continentalidad climática de las zonas emergidas y circundantes aumenta, implicando también aumento de la temperatura y disminución de las precipitaciones, debido a la falta del efecto modelador del mar a medida que la costa se desplazaba océano adentro. Este proceso ocurrió en Patagonia, como también en zonas más al norte, resultando con casi el doble de superficie continental y una fuerte continentalización posterior. Estos cambios en el clima durante los episodios glaciares, tienen influencia en el desplazamiento de los centros de los anticiclones oceánicos, del Pacífico y Atlántico. Esto modifica las zonas que son afectadas e influenciadas por estos anticiclones, generando cambios significativos en las dinámicas ambientales, de la mano de las corrientes eólicas.

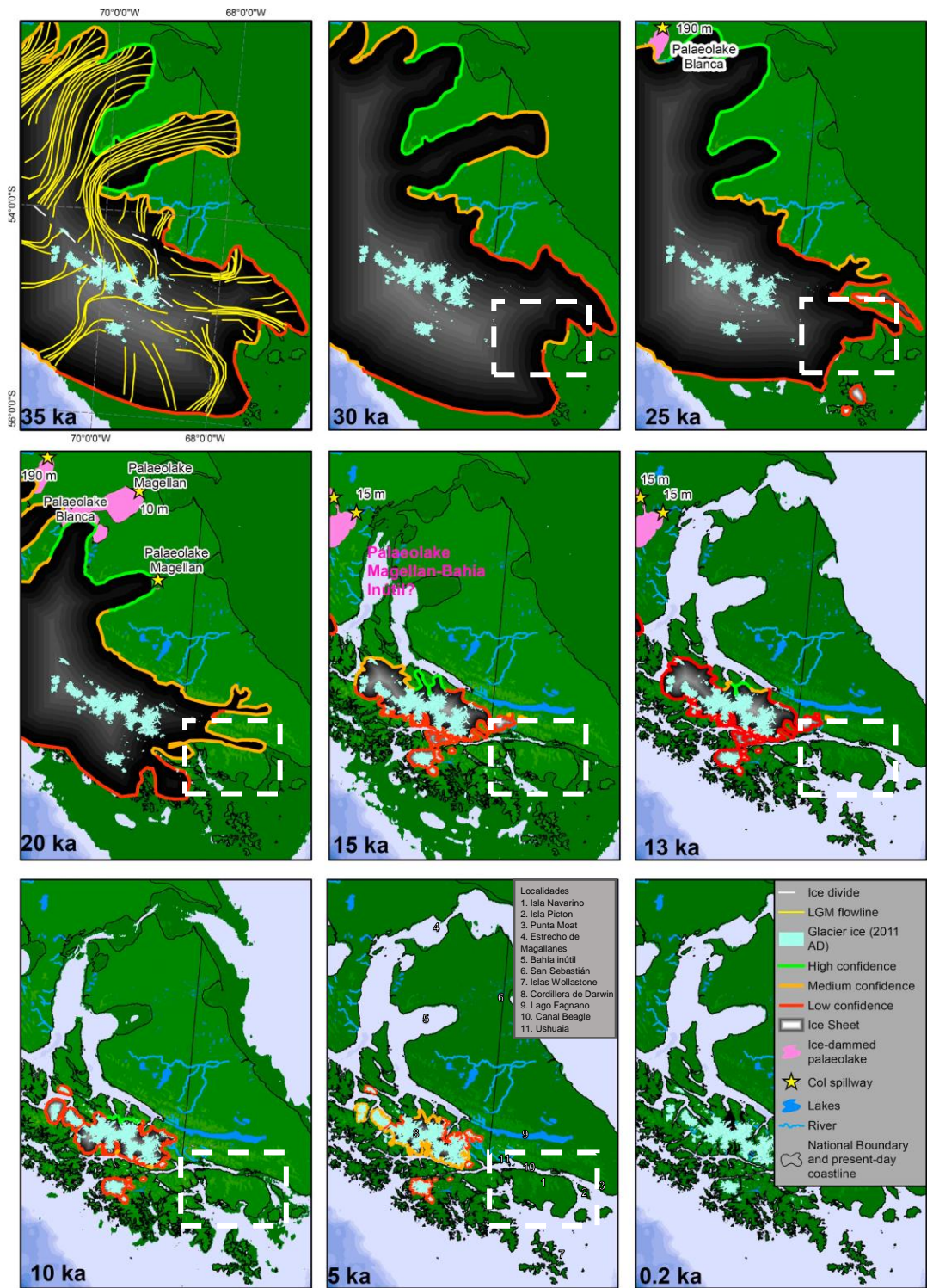


Figura 18. Cronología glaciár desde los 35 ka BP. Zona de estudio en rectángulo blanco. Localidades indicadas en estadio 5 ka con números. Adaptada de Davies et al. (2020).

Capítulo 4

Metodología

La metodología usada se puede separar en primer lugar por el tratamiento de datos topográficos para un análisis morfométrico de la isla en base a Perfiles Swath y mapas de pendientes. Una segunda parte trata de trabajo de campo y mapeo geomorfológico desarrollado en la zona urbana de Puerto Williams y el circuito turístico que conecta esta ciudad con los Dientes de Navarino, a lo largo del valle del río Róbalo.

4.1. Análisis Morfométrico

4.1.1. Modelo de Elevación Digital

El modelo de elevación digital o DEM usado como dato topográfico de entrada en el cálculo de los perfiles y mapas de pendiente, provee información de altitud en cada pixel o celda como unidad de información. Esto permite la apreciación de la topografía, lo que es de vital importancia al momento de estudiar y describir la superficie terrestre. Los DEM son archivos de tipo ráster, los cuales están formados por una matriz de celdas que contienen información numérica, correspondiente a la altitud. La resolución o tamaño de estas celdas o pixeles varía según el sensor que lo registre.

El DEM utilizado en este estudio corresponde a ALOS PALSAR de resolución 12,5 metros, una base de datos libre y gratuita del satélite ALOS (*Advanced Land Observation Satellite*), de la Agencia Japonesa de Exploración Aeroespacial (JAXA, por sus siglas en inglés), descargada desde la plataforma de descargas de ASF (*Alaska Satellite Facility*) de la NASA. Este radar genera los DEM mediante un registro multitemporal, entre los años 2006 y 2011 con una periodicidad de 46 días. En Anexo 1, se detallan los archivos utilizados y su procesamiento para llegar a tener un producto utilizable para el análisis de la morfometría a gran escala de la isla.

4.1.2. Perfiles Swath

La representación gráfica de elevaciones en una sección, como perfiles longitudinales y transversales, corresponde a uno de los métodos más utilizados en análisis geomorfológicos (Telbisz et al., 2013). La selección de la línea que conforma la sección transversal tiende a ser subjetiva, resultando un patrón un tanto aleatorio o, por el contrario, sesgado o demasiado tendencioso. Para evitar este problema, es que nace la idea de examinar más de un perfil conjuntamente: donde las elevaciones se miden a lo largo de líneas paralelas y equidistantes y los perfiles se presentan en el mismo diagrama, considerando una “banda” o “franja” de ancho dado. Este método se menciona como “perfiles proyectados” o “perfiles topográficos swath”, idea introducida por Baulig en 1926 (Telbisz et al., 2013).

Como menciona Telbisz y colaboradores (2013), esta idea podría ayudar a identificar niveles característicos a ciertas altitudes o puntos altos y cumbres en la topografía, pero la inclusión de demasiados perfiles puede dar como resultado un gráfico “caótico” poco claro. Se menciona que la solución para evitar problemas debidos a la naturaleza subjetiva de las secciones transversales, y para obtener gráficos menos caóticos, es el análisis de

perfiles swath mediante metodología moderna. Gracias a los importantes avances tecnológicos durante los últimos años, que han resultado en una mayor disponibilidad de insumos satelitales, modelos de elevación digital (DEM) particularmente, junto al desarrollo de programas SIG, es que se han podido implementar herramientas como extensiones instalables en estos softwares para automatizar la construcción de perfiles swath y su análisis (Pérez-Peña et al., 2017).

Mediante la herramienta “SwathProfiler” desarrollada por Pérez-Peña y colaboradores (2017) como extensión para ArcGIS en sus versiones 10.1 o superior, los perfiles swath pueden examinar estadísticamente la elevación topográfica máxima, mínima y media de cada transecta, eligiendo también el ancho de la franja o banda “*Strip width*” (en metros) que será considerado para la elaboración del perfil swath. La elevación media es una buena aproximación a la tendencia topográfica general del paisaje dentro de la franja del perfil de la franja, mientras que las elevaciones máxima y mínima pueden informar sobre variaciones del paisaje en la dirección perpendicular al perfil de la franja. Además del desarrollo de la herramienta instalable en ArcGIS para la generación de perfiles swath, Pérez-Peña y colabores (2017) en su trabajo detallan cómo realizar transectas curvas para la elaboración de perfiles a través de valles sinuosos o sobre cordones montañosos (Fig. 19), haciendo una comparación crítica entre lo mencionado al respecto en el trabajo de Telbisz y colaboradores del 2013 y el trabajo de Hergarten y colaboradores del 2014.

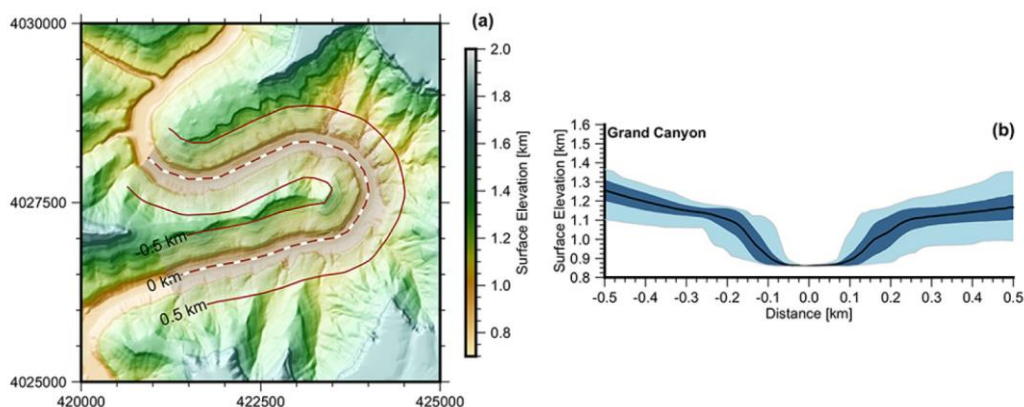


Figura 19. Ejemplo de perfil swath a partir de una transecta curva para el valle del Gran Cañón. a) Eje de los perfiles se marca en línea segmentada (blanca-roja) y bordes de ancho de franja en líneas rojas continuas sobre un modelo de elevación digital. b) perfiles swath que muestran el promedio de altitudes en línea negra continua, en sombreado celeste los valores máx. y mín. de altitud y azul la elevación promedio ± 1 de desviación estándar. Tomada de Hergarten et al. (2014).

Como se menciona anteriormente, los usos posibles para los perfiles swath son variados referente al estudio de la superficie terrestre y sus características distintivas, y en particular para este estudio en cuestión, estos se utilizaron para hacer un primer acercamiento a la topografía de Isla Navarino, para lo cual se partió trazando 3 perfiles swath exploratorios de ancho de franjas de 5 km y de dirección Este-Oeste que cubren la Isla Navarino para observar su morfometría a grandes rasgos. Del análisis de los perfiles exploratorios se trazaron otros 7 perfiles de ancho de franja variable (0,5 - 5 km) en las unidades morfométricas identificadas para caracterizar la distribución de altitudes de las superficies (Fig. 20), las cuales se presentan en la sección 5.1.

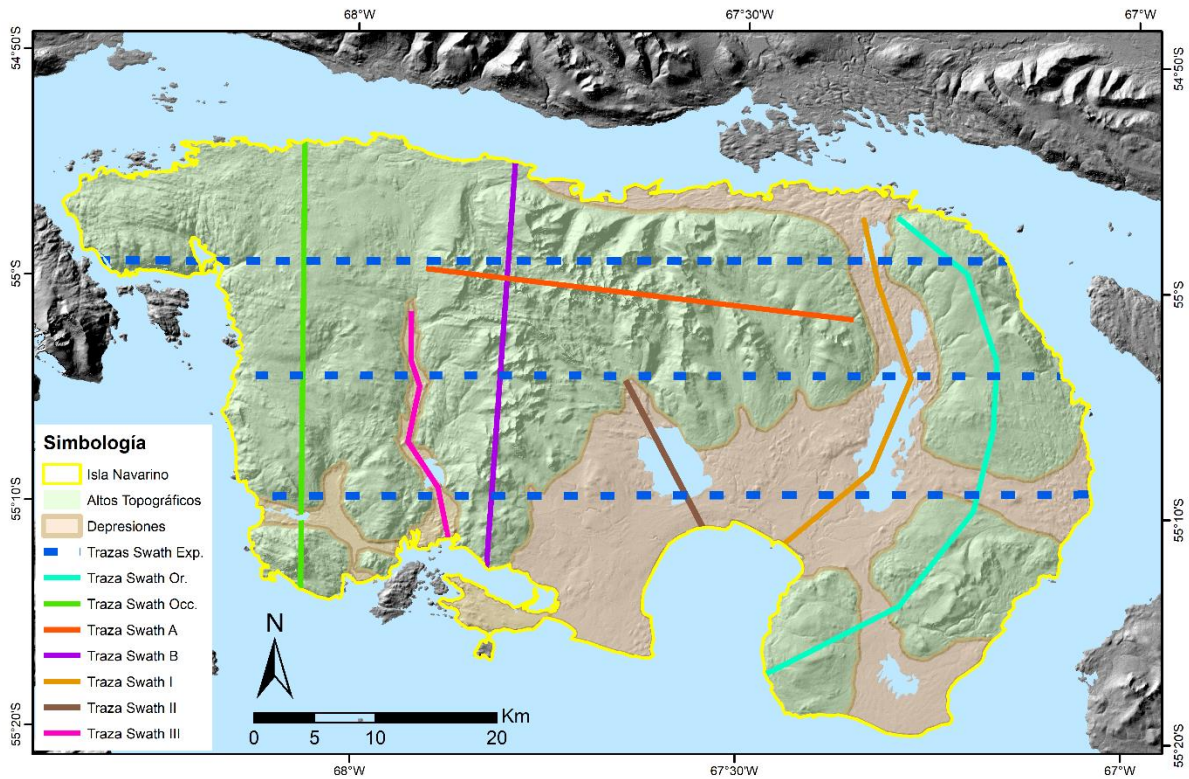


Figura 20. Mapa de las unidades morfométricas identificadas en isla Navarino y la traza de los perfiles swath exploratorios y de caracterización de cada una de las unidades.

4.1.3. Mapa de Pendiente

Los mapas de pendiente son un tipo de mapa que indica la diferencia entre la distancia horizontal y vertical (altura) de las formas que componen la superficie terrestre, representando la variación continua del relieve en el espacio. Para el propósito de este trabajo se realizaron mapas de pendiente de la isla completa (Fig. 21), como también de zonas específicas, y se utilizaron para la caracterización morfométrica de la isla, apoyando en la identificación y descripción de unidades morfométricas, identificando así las zonas más escarpadas y planas.

Para la confección de estos mapas de pendientes se utilizó como base el modelo de elevación digital mencionado en la sección 4.1.1., procesándolo en el software ArcMap. Para esta ocasión se decidió trabajar los datos de pendiente en grados, dado que son valores intuitivos y fáciles de imaginar.

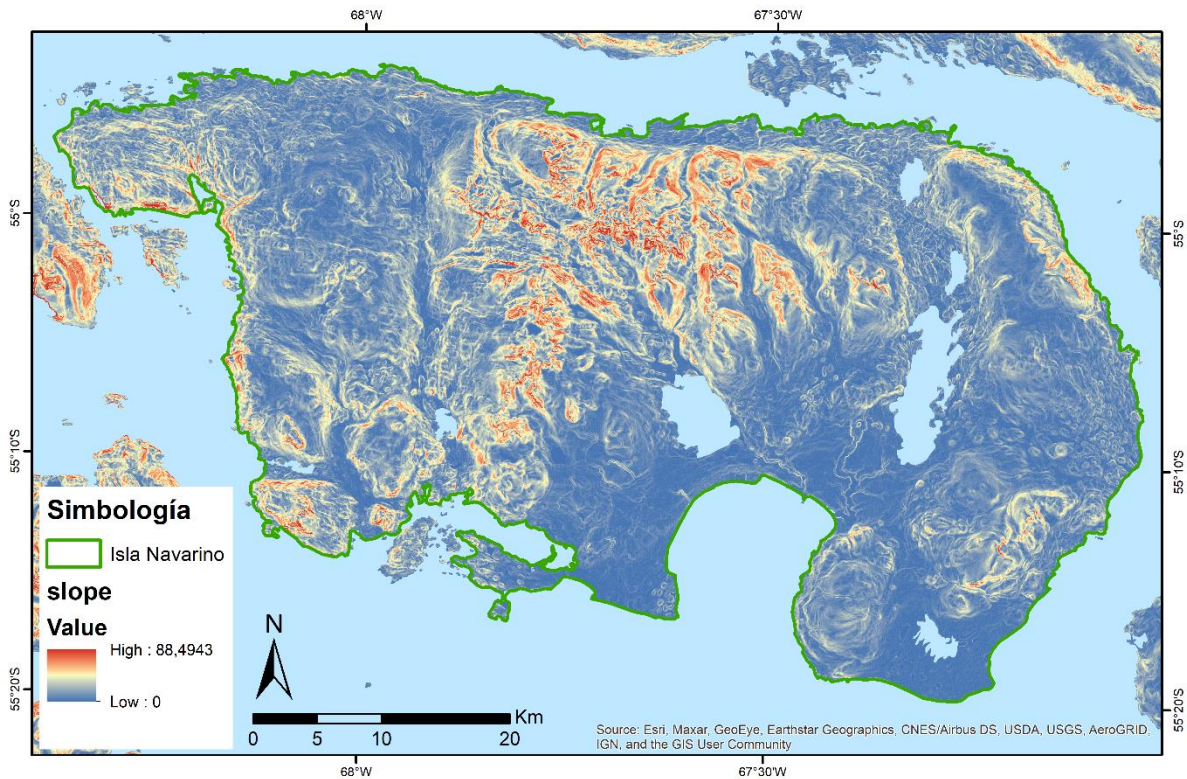


Figura 21. Mapa de pendientes (°) de isla Navarino.

4.2. Mapeo Geomorfológico

4.2.1. Imágenes Satelitales

Con el fin de realizar fotointerpretación para el mapeo geomorfológico, se utilizaron imágenes satelitales de distintas fuentes: Google Earth, ESRI, y Landsat 8. Fue particularmente complejo encontrar imágenes satelitales de satélites gratuitos como Sentinel, Aster y Landsat, de buena calidad para la totalidad de la isla, ya sea por cobertura de nubes o de nieve sobre las zonas de interés, por lo que se optó utilizar en mayor medida las imágenes disponibles en el software Google Earth Pro, y el *Basemap "Imagery"* de ArcGIS 10.4, perteneciente al desarrollador Esri.

En particular Google Earth Pro, genera automáticamente un mosaico de las imágenes disponibles tomadas por múltiples satélites que orbitan la Tierra e imágenes aéreas, como Copernicus, Landsat, CNES/Airbus, entre otros. Luego, las imágenes recopiladas en el mosaico se muestran como una sola imagen fusionada, que es la superficie terrestre visible en Google Earth. Se utilizaron en mayor medida las imágenes disponibles con fechas 03/2016 y 02/2019.

Asimismo, Esri mediante su software ArcGIS en sus múltiples versiones, tiene a disposición una serie de productos como mapas bases, donde *Imagery* corresponde particularmente a imágenes satelitales recolectadas por variados satélites como Landsat, GeoEye-1 y WorldView en sus tres versiones.

4.2.2. Trabajo de Terreno

Durante el mes de diciembre del año 2021, se llevó a cabo la campaña de terreno realizada en Isla Navarino. La campaña duró 13 días, donde se mapearon las zonas de interés dentro de la isla, teniendo como punto base la ciudad de Puerto Williams. Para el trabajo en terreno, se realizó una planificación previa marcando puntos de interés geomorfológico, los cuales se determinaron en base a teledetección mediante estudio de imágenes satelitales. Aquí el trabajo se enfocó en mapear la mayor cantidad de área posible, con foco en la cuenca del río Róbalo, particularmente su Segmento Superior, mapeando el circuito Puerto Williams-Dientes de Navarino, y desde ahí recorriendo el valle del río Róbalo, en búsqueda de morfologías glaciares. Asimismo, el trabajo de terreno en la zona de Puerto Williams y alrededores se enfocó en el mapeo de la composición de las morfologías glaciares, recorriendo los caminos de ripio que conectan la costa del canal Beagle. Parte de este mapeo se presenta como Segmento Inferior, con la geomorfología en torno a la desembocadura del río Robalo y Puerto Williams (Fig. 22).

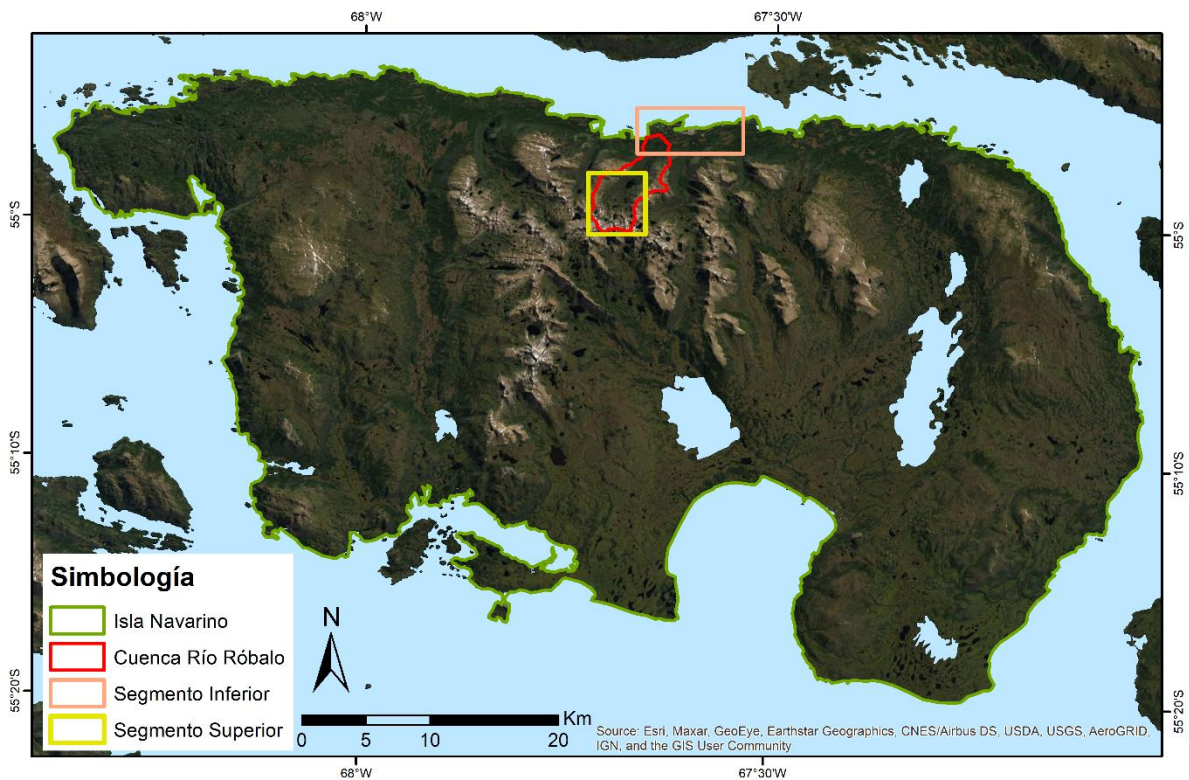


Figura 22. Mapa indicando cuenca del Río Róbalo y los segmentos superior e inferior del mapeo de detalle.

En el caso del Segmento Superior, correspondiente a la primera mitad del valle aguas arriba, partiendo desde la cabecera de la cuenca, se confeccionó un mapa a escala 1:25.000, con una escala de mapeo de 1:5.000. Para el Segmento Inferior, donde el río Róbalo desemboca con el mar, a un costado de la ciudad de Puerto Williams, el mapeo de detalle se realizó a una escala 1:30.000 con una escala de mapeo de 1:8.000. Durante el trabajo de campo se realizó el registro de observaciones geomorfológicas localizadas con GPS, la cartografía geomorfológica de detalle y se recolectaron muestras para posteriores

dataciones mediante nucleidos cosmogénicos (detalles sobre la recolección de muestras en Anexo 2).

Los materiales principalmente utilizados en terreno fueron la libreta, mapas, martillo, pala, brújula, lupa, GPS y teléfono celular. En el Segmento Superior del valle de Róbaló, correspondiente a los Dientes de Navarino, se realizó mapeo in situ mediante el uso de mapas tipo planchetas, hojas tamaño carta del sector a distintas escalas, con el fin de plasmar inmediatamente sobre una mica las morfologías que se observaban in situ. Posteriormente estos mapeos de terreno serían fundamentales para la confección del mapa geomorfológico de detalle.

4.2.3. Softwares SIG

Para el procesamiento de los productos digitales utilizados para la descripción geomorfológica, como el modelo de elevación y las imágenes satelitales, se utilizaron Sistemas de Información Geográfica (SIG), correspondientes a los softwares ArcGIS en sus versiones 10.4 y 10.8, y ENVI en su versión 5.3, ambos *softwares* desarrollados por Esri. ArcGIS fue utilizado para acceder al repositorio propio de imágenes satelitales de Esri “*Imagery*”, y para la georreferenciación de las imágenes extraídas de Google Earth Pro. ENVI se utilizó en un principio para realizar los mosaicos, recortes y correcciones del DEM, complementando con algunas herramientas disponibles en ArcGIS.

Se utilizó el software ArcGIS para sistematizar el análisis de datos geológicos y geomorfológicos levantados en terreno, y generar los mapas geomorfológicos y sus elementos, apoyándose en el modelo de elevación digital de alta resolución Alos Palsar para la generación de curvas de nivel distanciadas cada 12,5 m, y las imágenes satelitales, junto al apoyo del software Google Earth para la realización de teledetección a través de su plataforma, la cual permite vistas en 3D. El producto final son mapas geomorfológicos desplegados en un sistema de información geográfico.

Capítulo 5

Resultados

5.1. Análisis Morfométrico de Isla Navarino

En esta primera sección de resultados, se presenta un análisis morfométrico en base a secciones topográficas de franjas que barren alturas máximas, mínimas y el promedio en franjas de 5 km y mapas de pendiente en la isla. El análisis corresponde a la identificación y descripción de macro-elementos geomorfológicos, cuya distribución es cotejada con las unidades geológicas de mapas geológicos disponibles (Sernageomin, 2003) y con los límites del CHP propuestos por Davies et al, (2020).

La morfología de la isla podría definirse en grandes rasgos por 3 Altos Topográficos (AT), uno de textura rugosa que se localiza al centro de la isla, con cimas irregulares y afiladas, otros 2 suavizados y continuos al oriente y occidente (AT Oriental, AT Central y AT Occidental en Fig. 23 y 24). Además de los altos topográficos, hacia el sur y sureste de la isla se identifica una topografía en una depresión, denominada Depresión Suroriental (DS) (Fig. 24).

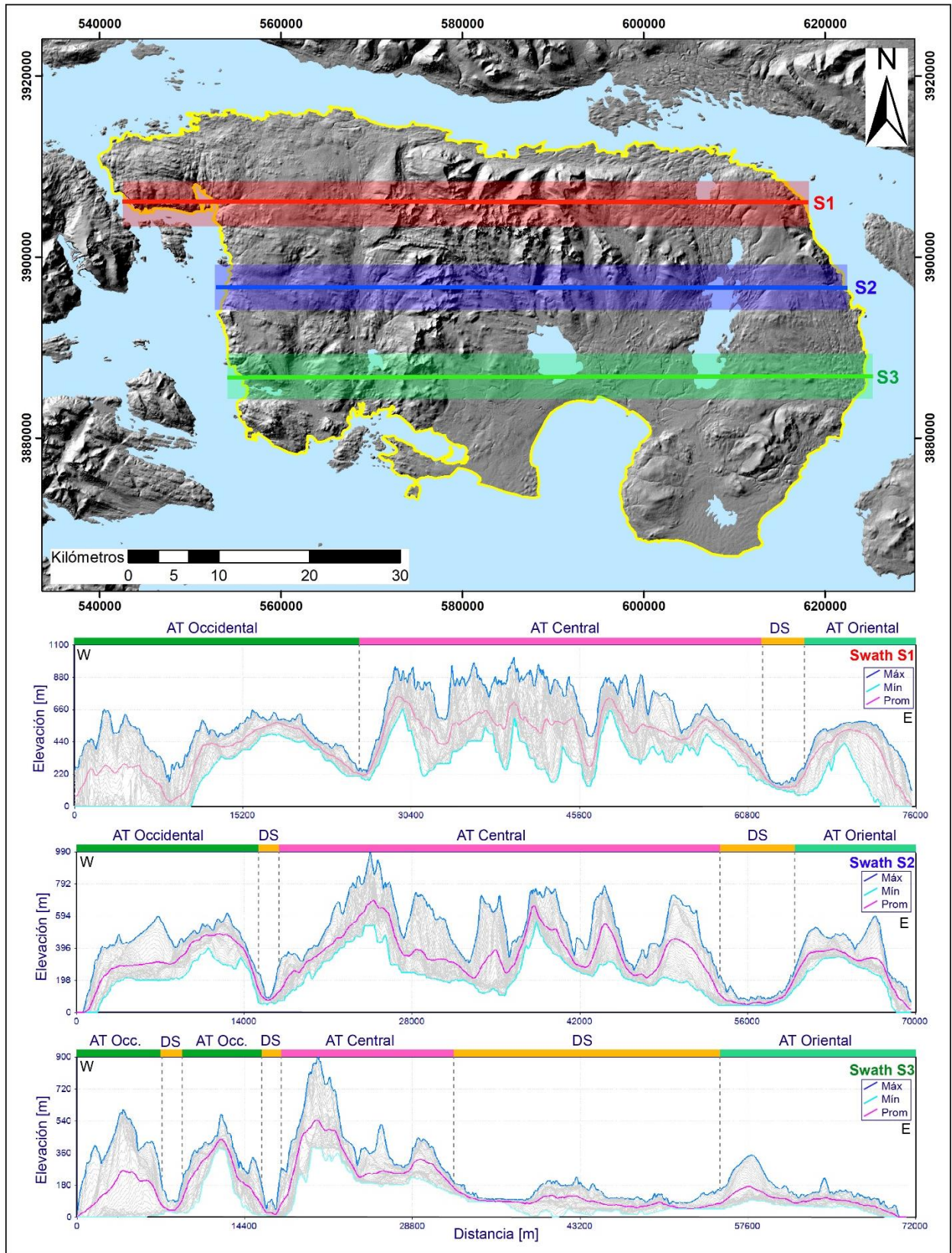


Figura 23. Mapa de la isla con las franjas S1, S2 y S3 correspondientes al área abarcada por los perfiles swath. En la zona superior de los perfiles se muestra con colores los segmentos correspondientes a los Altos Topográficos 'AT' y Depresión suroriental 'DS'.

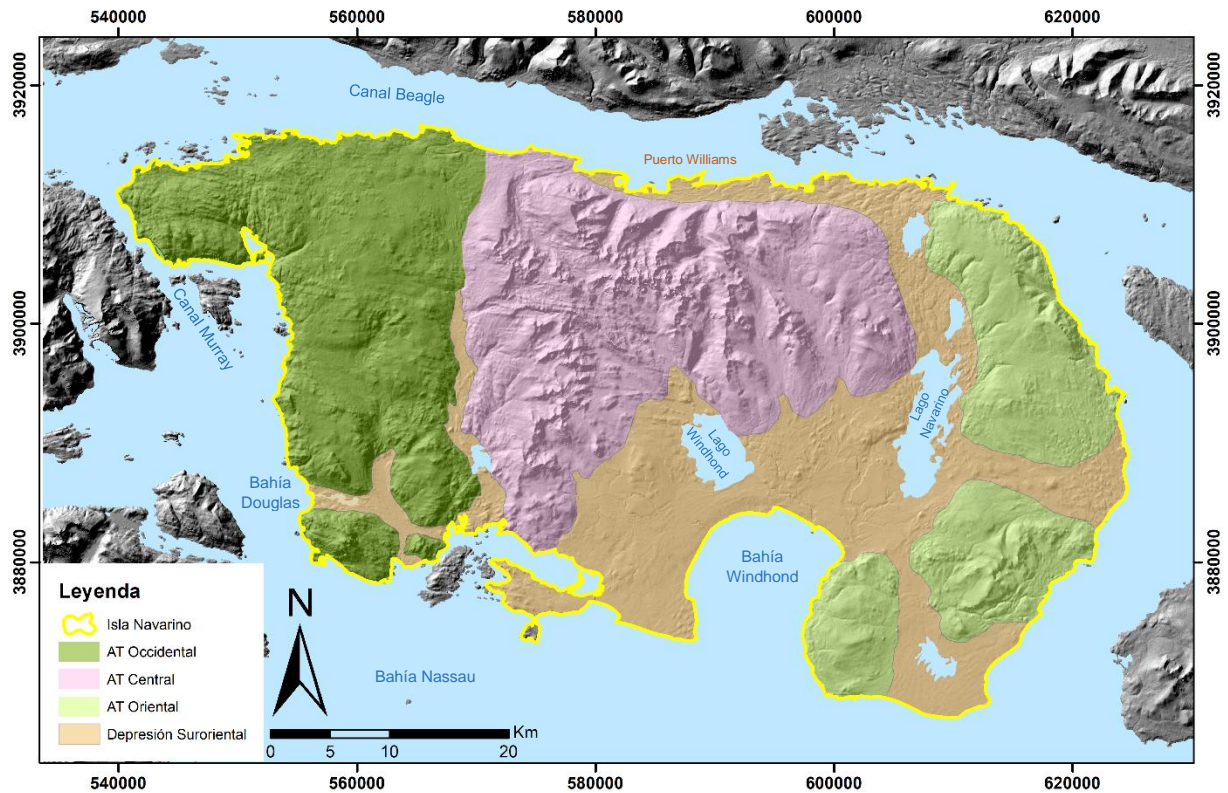


Figura 24. Mapa de las unidades morfológicas definidas en la isla, altos topográficos y depresión suroriental, con traza de los perfiles swath representativos.

5.1.1. Alto Topográfico Occidental

Corresponde al tercio oeste de la isla. Tiene forma tabular orientada en dirección norte-sur. Está limitada al norte por el Canal Beagle, al oeste por el Canal Murray, hacia el sur por la Bahía Nassau (Fig. 25) y al este con el Alto Topográfico Central. Presenta pendientes suavizadas ($9,9^\circ$ en promedio) y una altitud promedio de 300 metros aprox.

El límite norte del AT Occidental, está caracterizado por planicies litorales rocosas correspondiente a la orilla sur del canal Beagle. En su borde oeste, en cambio, es donde se observa un acantilado costero de 200 m de pendientes pronunciadas (sobre 30°). Al este, el AT Occidental está delimitado por un valle de orientación N-S, la cual disminuye su nivel base hacia el sur. Este valle separa el AT Occidental del AT Central. Hacia el sur, el AT Occidental se ve entrecortado por depresiones, generando cumbres aisladas, destacando el Monte Vrsalovic de 778 metros al centro, Mt. King Scott (592 msnm) y el Co. Tortuga (819 msnm) en el extremo sur (Fig. 26). El extremo sur del AT Occidental es flanqueado por escarpes costeros de alta pendiente (Fig. 25).

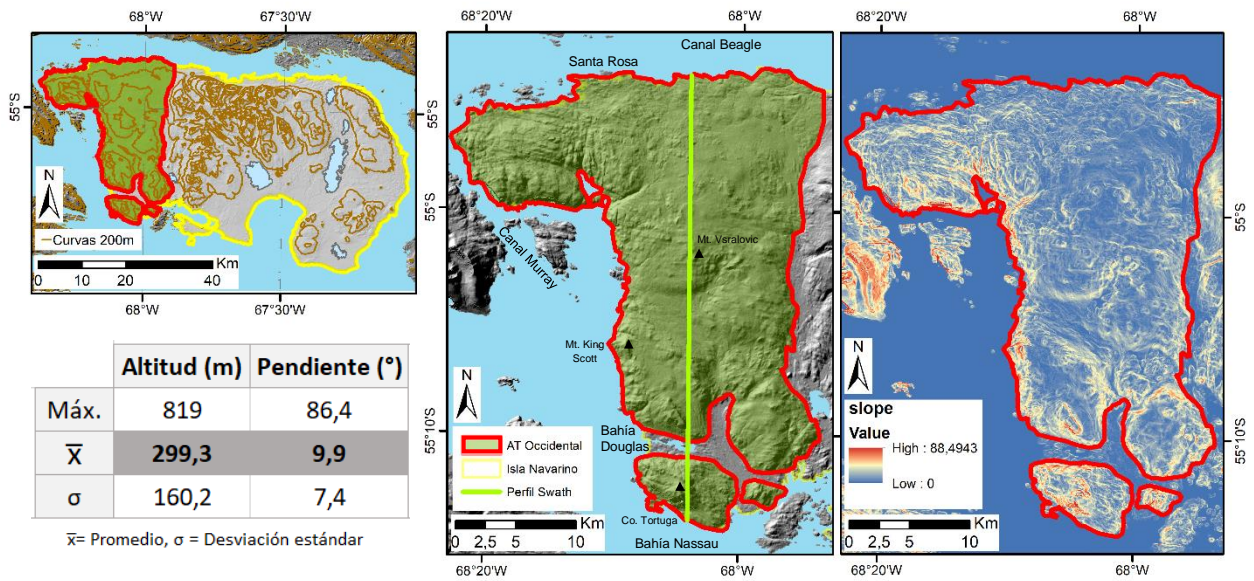


Figura 25. Mapas hillshade y pendiente (°), con la traza del perfil swath, y tabla de valores de altura y pendientes en el AT Occidental.

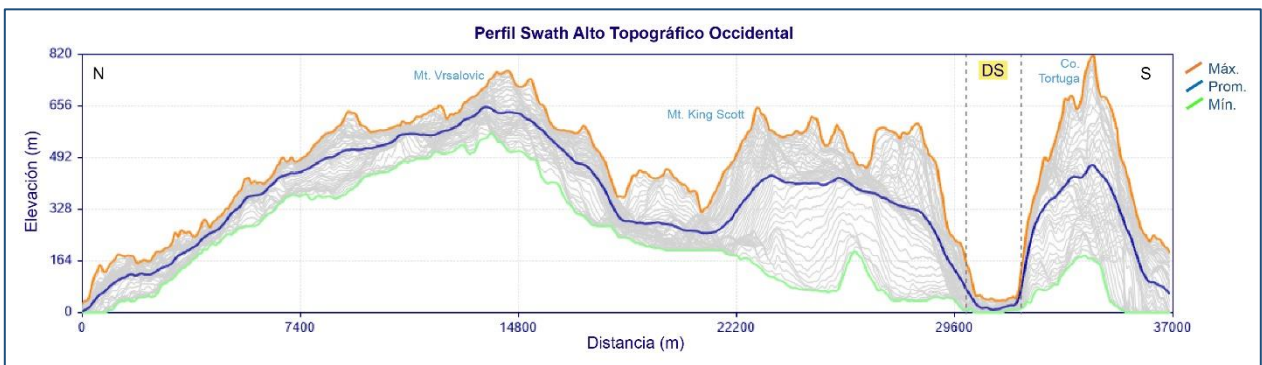


Figura 26. Perfil Swath representativo del subdominio rocoso occidental. Orientación norte (izq.) sur (der.) y ancho del perfil 5000m. DS: Depresión Suroriental.

5.1.2. Alto Topográfico Central

El Alto Topográfico Central, está ubicado en el tercio central de la isla, en su porción norte. El rasgo principal que caracteriza la morfología de esta zona, son las altas pendientes y altitudes, con un promedio de 14,3° y 434,5 m respectivamente (Fig. 27), destacando sobre los demás AT. Aquí se encuentran las laderas y cornisas más pronunciadas en la isla, donde también existen las mayores altitudes respecto al AT Oriental y AT Occidental, con cumbres que alcanzan los 1017 metros, como se puede observar en el perfil de alturas de la figura 28. En sus bordes norte el AT Central está delimitado por las planicies litorales del canal Beagle y un frente de montaña. Al este y sur, el AT Central se ve delimitado por la Depresión Suroriental. En su borde oeste, colinda con el valle que lo separa del AT Occidental.

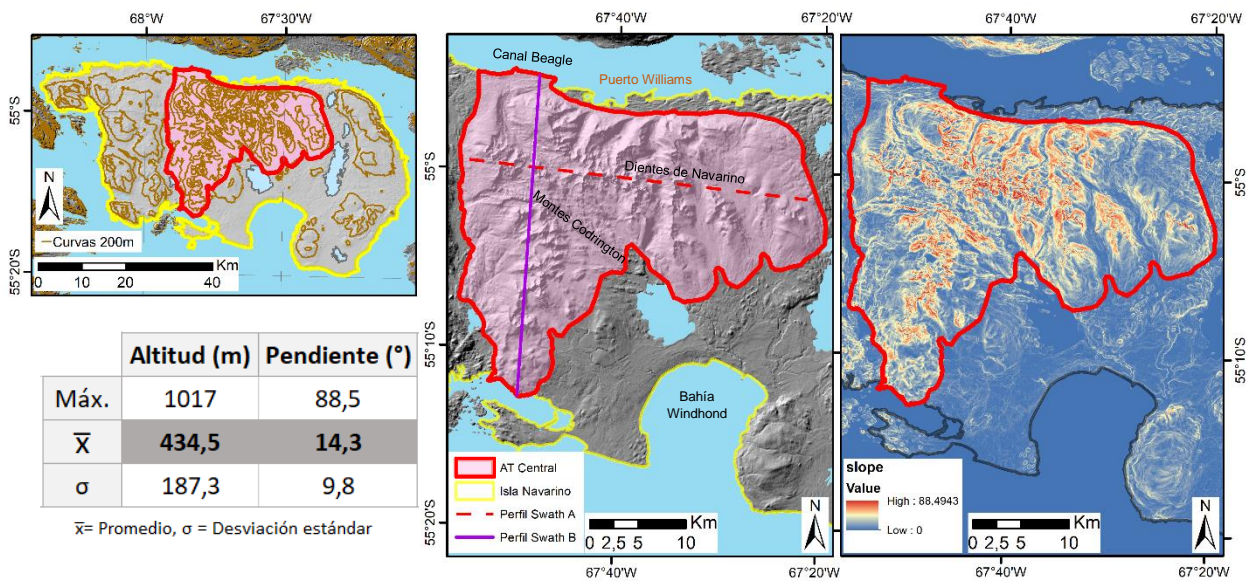
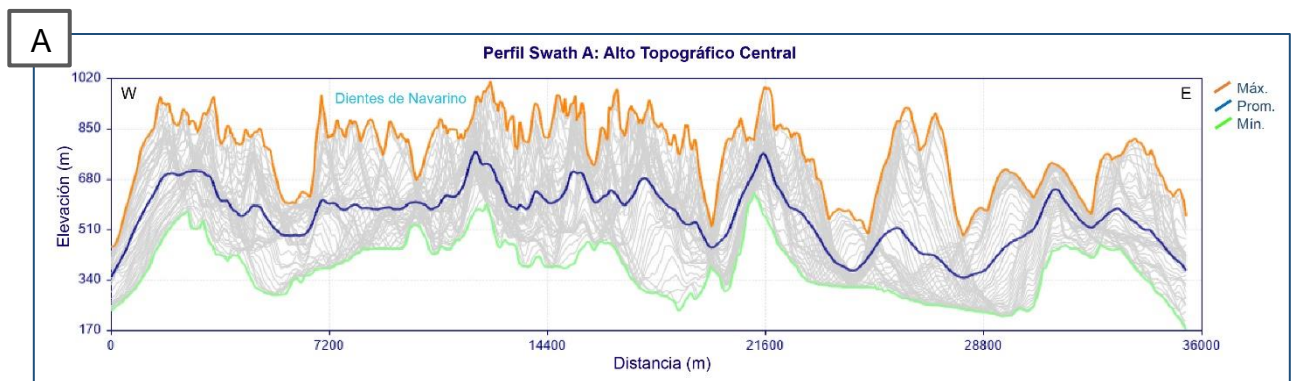


Figura 27. Mapa de ubicación, hillshade con perfiles swath y mapa de pendiente (°), junto a tabla de valores de altura y pendiente, del AT Central.

Esta zona se ve modelada por una serie de concavidades alrededor de las cumbres. Las cumbres corresponden a una serie de altos topográficos escarpados y continuos que forman un cordón de cimas afiladas y puntiagudas de forma irregular preferentemente de orientación WNW-ESE que asemeja su forma a una dentadura (“Dientes de Navarino”). En su extremo oeste el cordón se flecta hacia el sur con orientación NW-SE (“Montes Codrington”), formando en conjunto un cordón montañoso con forma de ‘L’ acostada. Es aquí donde podemos encontrar las mayores altitudes de la isla y las mayores pendientes sobre 60° (Fig. 28). Las concavidades son valles que presentan principalmente perfiles transversales de forma en artesa. Estos valles fluyen en varias direcciones posibles, desde la vertiente norte del cordón montañoso hacia el Canal Beagle, como también hacia la Bahía Windhond en la vertiente sur, o hacia el valle que dibuja su margen en el este.



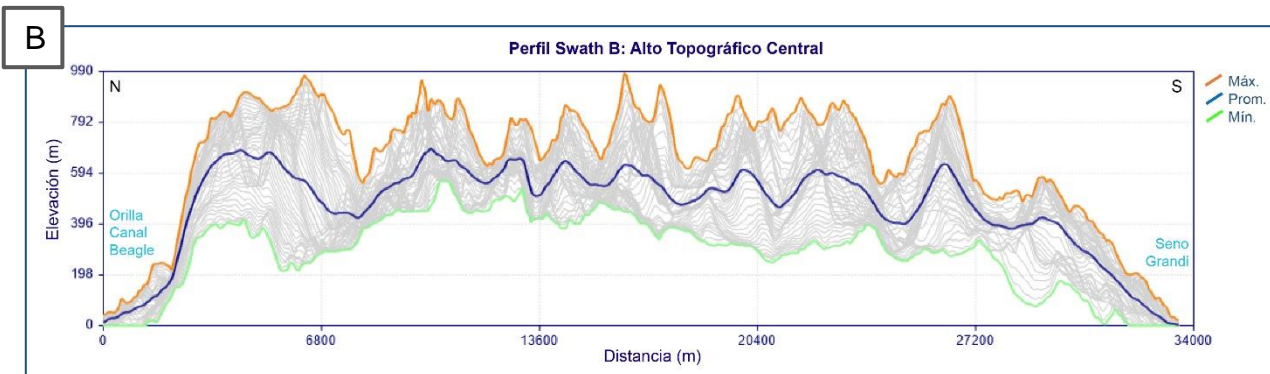


Figura 28. Perfiles swath representativos del AT Central, trazado de W a E en 'A' y N a S en 'B' con 5000 m de ancho.

5.1.3. Alto Topográfico Oriental

El extremo este de la isla, está caracterizado por una serie de altos topográficos orientados N-S, constituidos en sus zonas más altas por mesetas o planicies rocosas, de bajas pendientes (8,3° en promedio) y altitud media de 238 m. El AT Oriental se ve desmembrado en 3 zonas de altos topográficos (Fig.29) por depresiones cubiertas por depósitos no consolidado (Sernageomin, 2003) y material orgánico (Borromei et al., 2014).

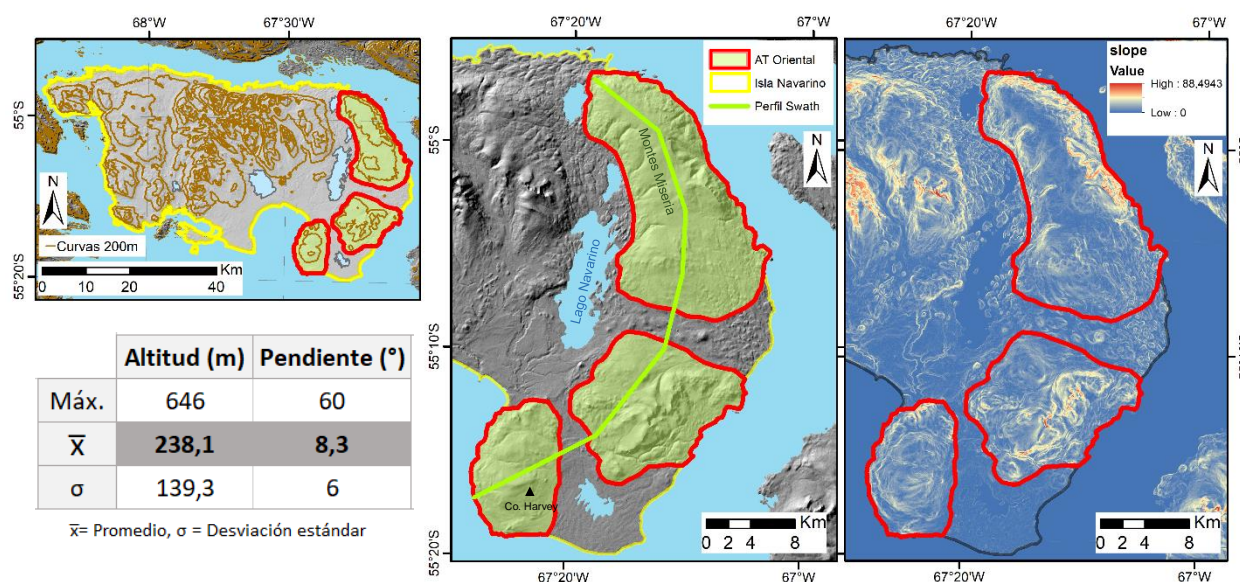


Figura 29. Mapas de ubicación, hillshade y pendiente (°), con traza de perfil swath, y tabla de altitud y pendiente del AT Oriental.

En la porción norte del AT Oriental, pueden encontrarse mesetas concatenadas, los “Montes Miseria”, de aprox. 500 m de elevación sobre el mar, con un promedio de pendiente de 8,3°, las cuales están delimitadas en su borde noreste, por pronunciadas pendientes que generan una abrupta bajada hacia el nivel del mar que constituye un acantilado costero de 400 m (Fig. 30). En estos acantilados, pueden observarse valles de corta distancia, pero con pendientes pronunciadas (>40°) que bajan hasta el mar. Por otro lado, en su borde oeste, el AT Oriental delimita con suaves pendientes que descienden

hasta una ancha depresión de orientación norte-sur que disminuye su nivel base hacia el suroeste (Depresión Suroriental).

Al sur, se encuentran dos mesetas relativamente aisladas, que no cuentan con una continuidad en altura, de relieve irregular en el caso de la porción central con pendientes de hasta 50°, y de pendientes suavizadas (hasta 30°) en el caso del extremo sur, correspondiente al Co. Harvey de 426 metros de altitud.

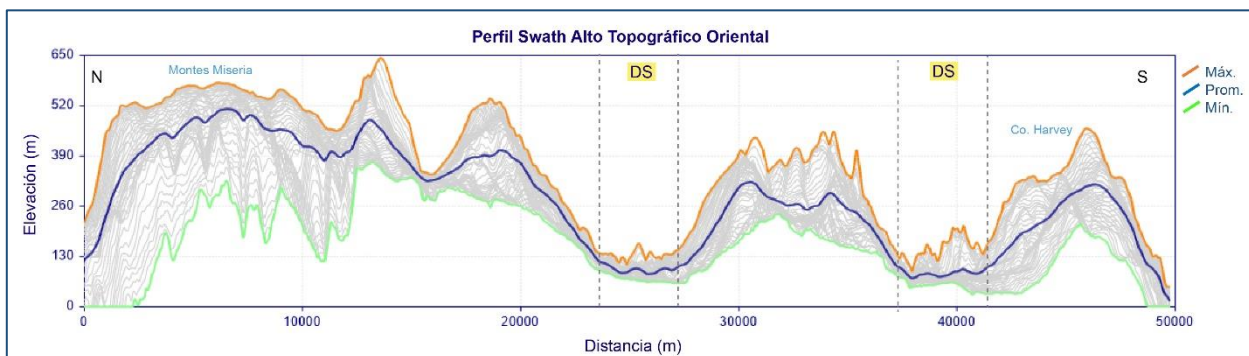


Figura 30. Perfil swath representativo del AT Oriental, trazado de N (izq.) a S (der.) con 5000 m de ancho. DS: Depresión Suroriental.

5.1.4. Depresión Suroriental

La Depresión Suroriental está compuesta principalmente por superficies de muy baja pendiente y de baja altitud (Fig. 32), concentradas en la porción sur de la isla (Fig. 31). Las planicies están contenidas en un valle con ancho promedio de 5 km y 20 km de largo, el cual disminuye su nivel base desde la cabecera del valle a los 130 metros, hasta la bahía Windhond en dirección suroeste (Fig. 33, perfil I). A medida que el nivel base disminuye, el valle se desconfinan, abriéndose a amplias planicies de baja altitud (aprox. 30 msnm) las cuales le dan forma a la lobulosa bahía Windhond. Este valle separa los Altos Topográficos Central y Oriental, y, dada su curvatura hacia el suroeste, modela el extremo este y sureste del AT Oriental, separando las mesetas del AT Oriental con amplios valles, generando altos aislados en el extremo sureste de la isla (Fig.31).

Al acercarse al nivel del mar y la línea de costa hacia el sur, el valle se desconfinan, ampliándose a extensas planicies, donde se encuentran las masas de agua más grandes de la isla, como el lago Navarino, el más grande de la isla a 45 msnm (Fig. 33, perfil I), también lago Windhond (Fig. 33, perfil II). Estas planicies rodean el AT Central por el sur, generando depresiones ocupadas por el mar, correspondientes a bahía Windhond y seno Grandi.

Esta depresión en su extremo oeste se conforma por valles confinados de orientación preferencial W-E y N-S. Este último disminuye su nivel base hacia el sur desde los 210 metros, hasta el mar en seno Grandi (Fig. 32). Este valle N-S (Fig. 33, perfil III) de 26 km de largo y de un ancho promedio de 1,6 km separa los AT Occidental y AT Central. Por otra parte, un valle de orientación E-W que drena hacia el mar al W en Bahía Douglas, delimita por el norte y este al macizo rocoso del cerro Tortuga, marcando el límite entre las rocas del Complejo Ofiolítico Tortuga y la formación Yahgán al norte.

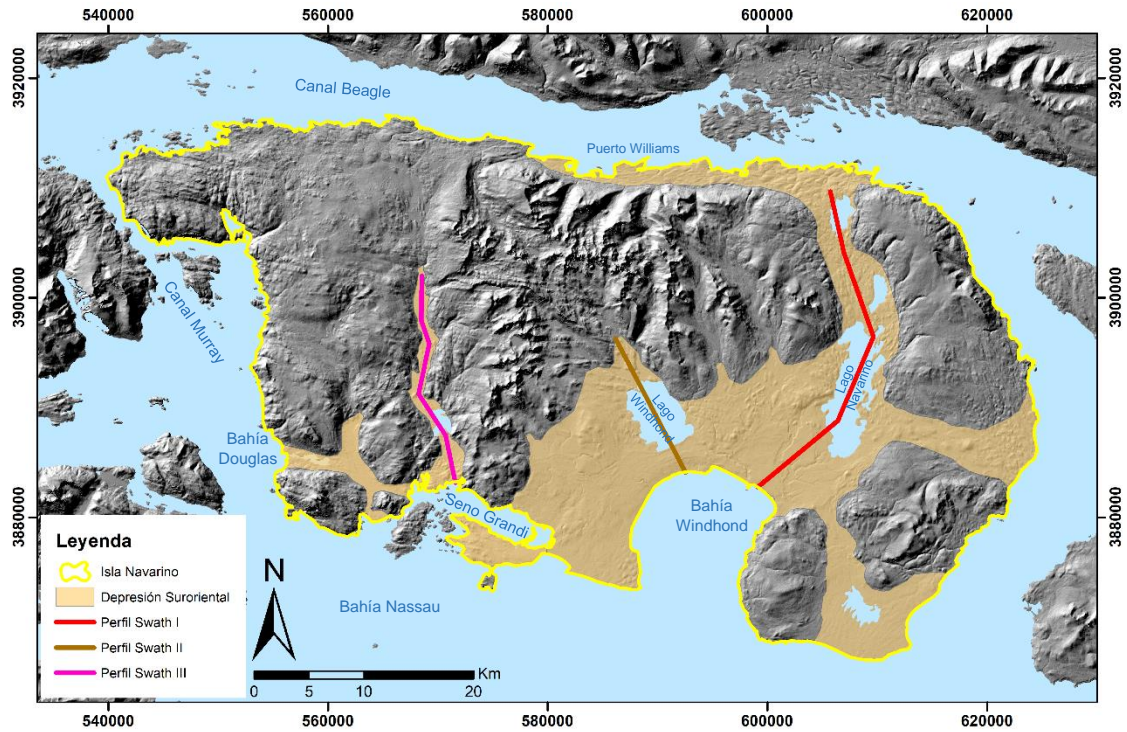


Figura 31. Mapa de la Depresión Suroriental, con traza de los perfiles swath representativos.

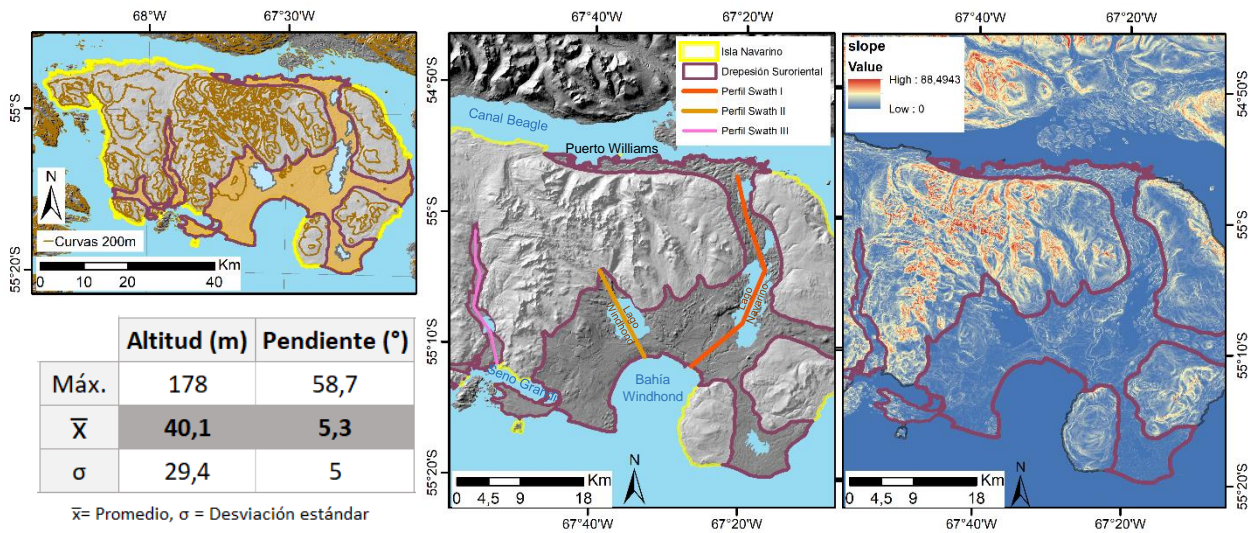


Figura 32. Mapas de ubicación, hillshade y pendiente (°), con traza con traza de perfiles swath I, II y III, y tabla de altitudes y pendientes de la Depresión Suroriental (DS).

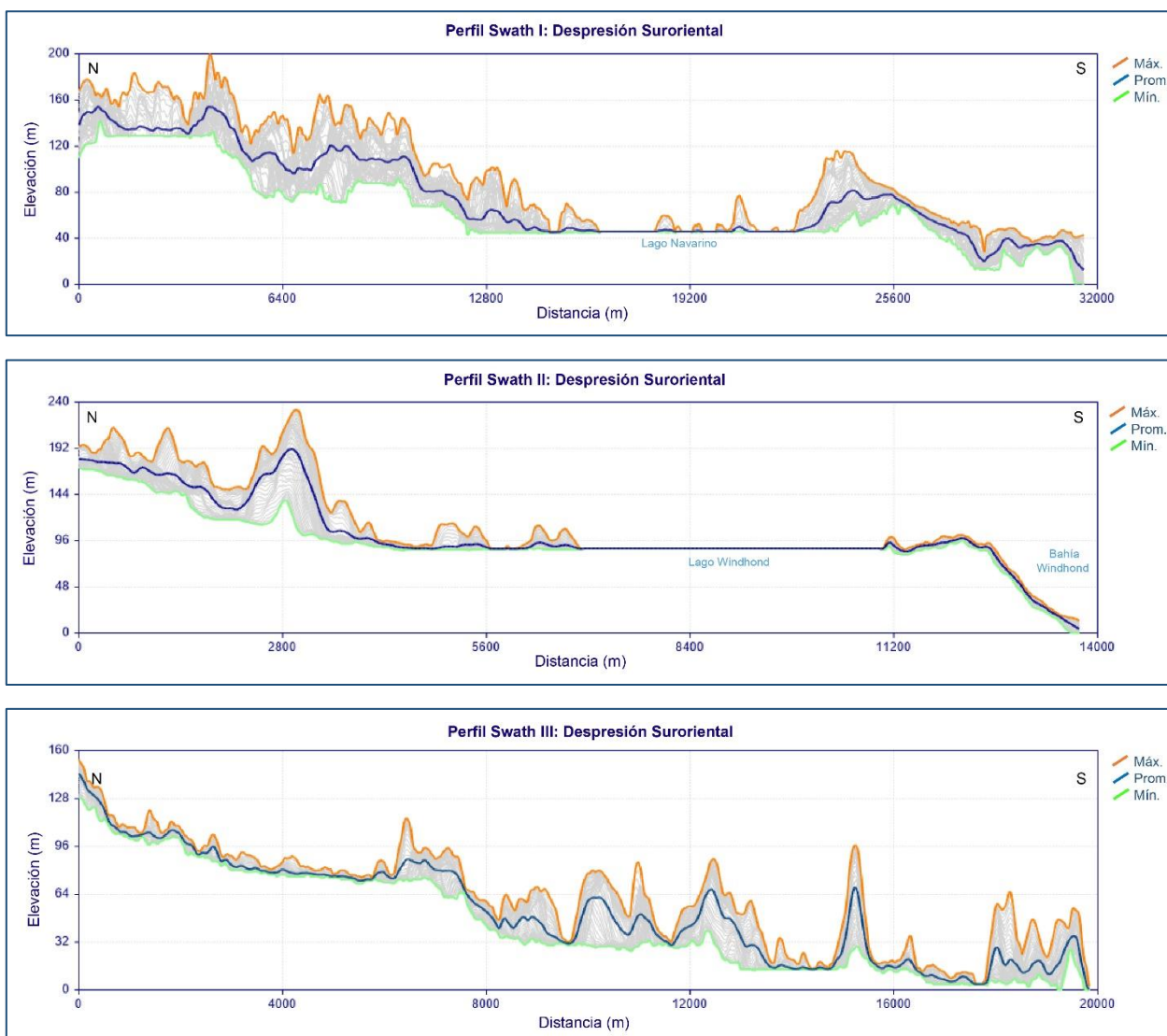


Figura 33. Perfiles swath representativos la Depresión Suroriental. Ancho 2000 m en I, 1000m en II y 500 m en III.

5.1.5 Relación entre la morfometría y unidades geológicas

Los Altos Topográficos (AT) (occidental, central y occidental) corresponden principalmente a las superficies de la isla compuestas por afloramientos rocosos que conforman altos topográficos tales como montañas y plataformas elevadas, flanqueadas por acantilados costeros y piedemontes. La morfología de estas superficies se relaciona con procesos erosivos, causados principalmente por la acción de los glaciares, que cubrieron la isla durante las glaciaciones pretéritas. Además de las superficies rocosas que constituyen altos topográficos, pueden identificarse superficies rocosas a solo unos cuantos metros de elevación sobre el nivel del mar, que constituyen planicies litorales rocosas en la costa noroeste de la isla, donde el litoral del Canal Beagle se ve dibujado y modelado por procesos erosivos.

En el Alto Topográfico Central se localizan los Dientes de Navarino que son las altitudes máximas que alcanza la isla (1017 msnm). La geología regional indica superficies compuestas por rocas sedimentarias marinas de la Formación Yahgán, y de intrusivos como los Sill microdioríticos de los Dientes de Navarino y las Tonalitas Samantha (Sernageomin, 2003 y Salazar y colaboradores, 2021). En el AT Oriental y AT Occidental la geología en superficie es la Formación Yahgán, con afloramientos del Complejo Ofiolítico Tortuga al sur (Co. Tortuga) y cuerpos intrusivos asociados al Grupo plutónico Canal Beagle.

En el Alto Topográfico Occidental, pueden observarse una serie de lineamientos de dirección WNW – ESE sobre el intrusivo Santa Rosa, definidos en terreno como morfologías crag and tail, que se repiten tierra adentro, sobre el intrusivo Castores con una dirección preferencial NW-SE. Además, lineamientos NW-SE se identificaron sobre rocas de la Formación Yahgán (Sernageomin, 2003) al este del intrusivo Santa Rosa por la costa, correspondientes a montículos de sedimentos glaciogénicos con cresta de azimuth 120 (promedio), que eran concordantes con la estratificación observada en el lugar 115-120/30 (azimuth/buzamiento). En el centro del AT Occidental, las pendientes aumentan paulatinamente formando un macizo rocoso de una altura máxima de 778 metros (Fig. 25), correspondiente al Monte Vrsalovic, donde pueden observarse una serie de lineamientos en superficie, de dirección NW-SE y WNW – ESE, sobre sustrato rocoso correspondiente a Formación Yahgán, cuya estratificación en ese lugar es 88/64 en promedio, similar a los lineamientos mayoritariamente E-W.

El Alto Topográfico Oriental presenta una cubierta vegetal, probablemente de turba, seguramente también asociada a depósitos no consolidados. Sin embargo, según la bibliografía (Sernageomin, 2003) las superficies serían de rocas que se asignan a la Formación Yahgán. En las zonas que no están cubiertas por turba o sedimentos, pueden observarse una serie de lineamientos en dirección preferencial W-E, concordantes con la estratificación de Fm. Yahgán, al igual que se observaba en la zona centro norte en el AT Occidental.

En la parte suroriental de la isla una depresión en la topografía está ocupada por lagos, la Bahía Windhond y el Seno Grandi, además de gran cantidad de lagunas y arroyos. Esta Depresión Suroriental abarca gran parte de las zonas de baja altitud, bajas pendientes, y cercanas al nivel del mar o al nivel base local en la isla, constituyéndose principalmente de superficies de depósitos fluviales, lacustres y glaciales. La geología regional solo indica que la depresión está cubierta por Depósitos no consolidados (Sernageomin, 2003). En efecto, la cubierta es casi completamente de turba y se identifican una serie de planicies de inundación. Cercano a la línea de costa, el valle N-S occidental se encuentra con protuberancias rocosas mapeadas como Fm. Yahgán e intrusivos por Sernageomin (2003) que provocan una bajada abrupta hacia el mar, encajonando la red de drenaje, como se puede observar en el perfil swath de la figura 33 (perfil III).

5.2. Geomorfología del Valle del Río Róbalo

El valle del río Róbalo corresponde a una cuenca de 24 km² que drena hacia la orilla sur del canal Beagle. Por su nivel base fluye el río Róbalo, el cual recorre una distancia de aproximadamente 10 km (Fig. 34, B) desde la cabecera de la cuenca hasta su encuentro con el mar, al oeste de la ciudad de Puerto Williams. El valle se separa en dos segmentos (Fig. 34, A), uno superior, aguas arriba, y uno inferior, en el piedemonte y su encuentro con el mar, los cuales se describirán a continuación. Cabe señalar que la transición entre estos dos segmentos está cubierta con un denso bosque que dificulta la observación geomorfológica de detalle.

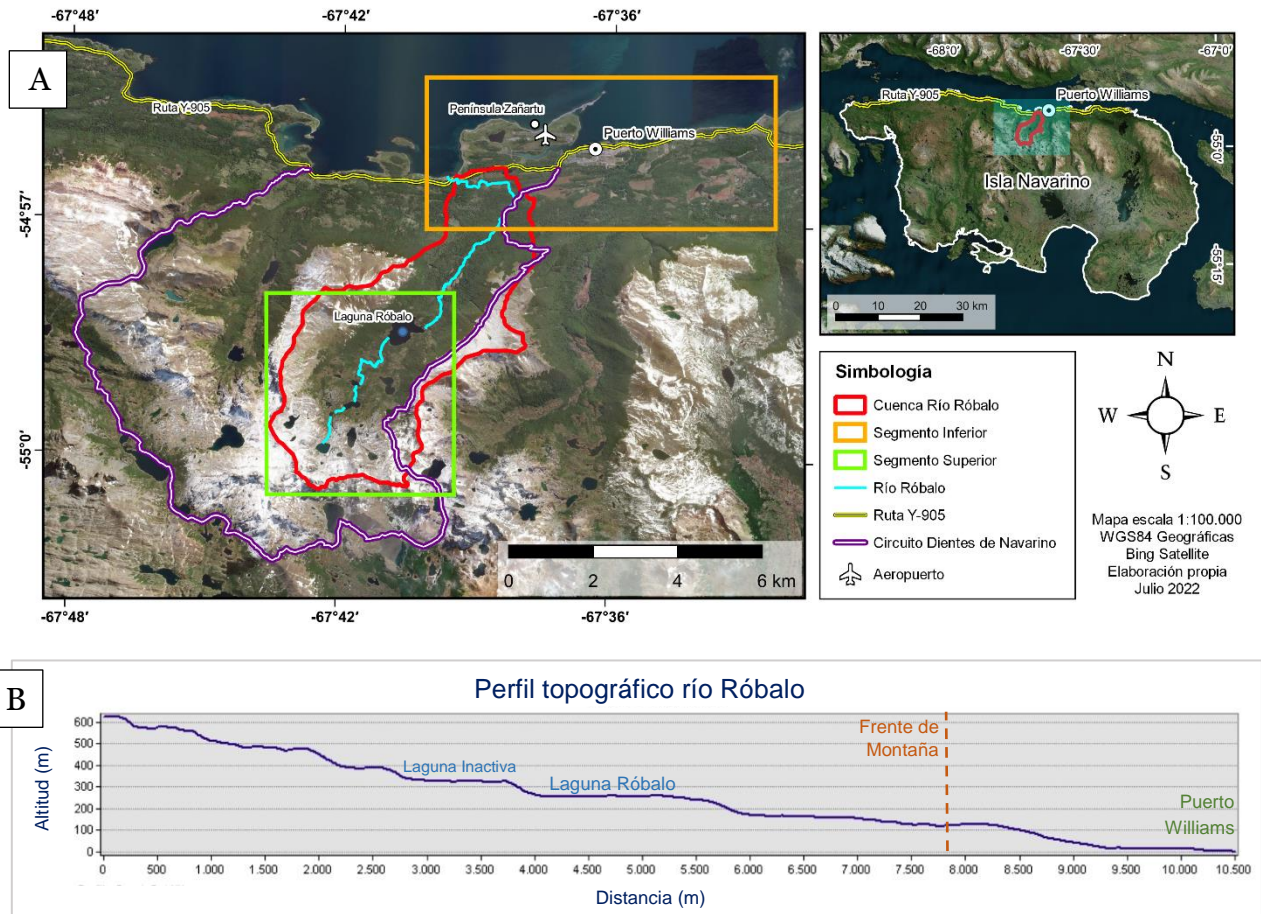


Figura 34. Marco geográfico de la Cuenca del Río Róbalo. a) Mapa indicando cuenca del río Róbalo y los segmentos superior e inferior del mapeo de detalle. b) Perfil topográfico del río Róbalo, desde su cabecera hasta el mar en dirección principal NE.

5.2.1. Segmento Superior

Se localiza arriba del pie de montaña (Fig. 34, A), en la cabecera del valle, con una sección transversal que muestra laderas formando una silueta tipo ‘U’, como se puede ver en la figura 35. Este valle se desconfinan cercano al pie de montaña, aumentando la pendiente del río en este lugar, tratándose de un valle relativamente colgado, con respecto al Segmento Inferior. El valle tiene una orientación principal SW-NE, aunque en su cabecera es principalmente N-S, y luego se curva hacia el NE desde su parte media, hasta su desconfinamiento en el frente de montaña.

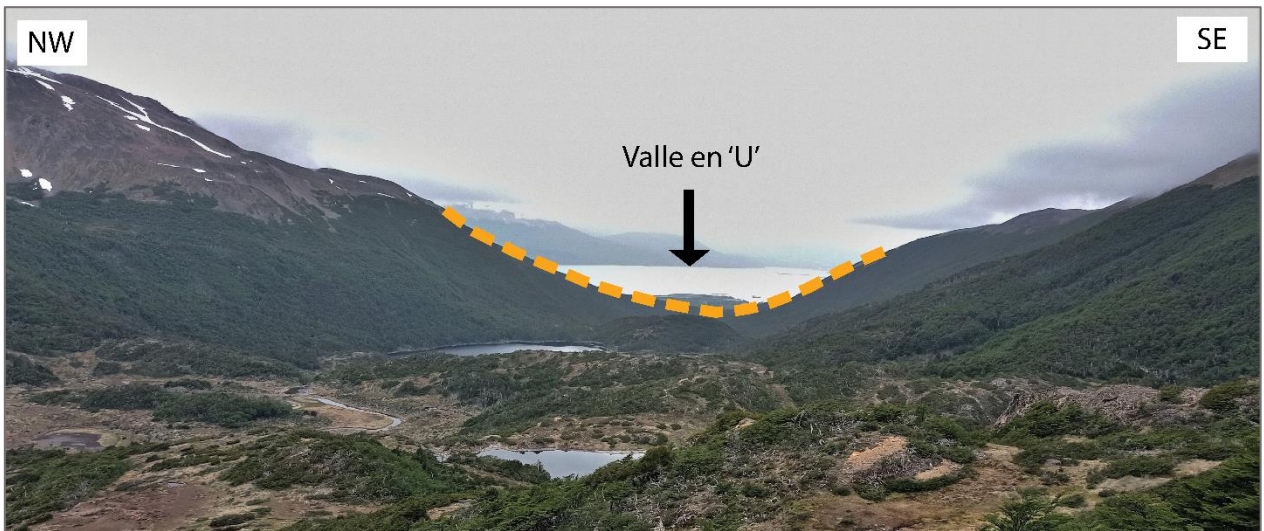


Figura 35. Vista aguas abajo, orientación NE, desde zona media del valle del Róbalo. Se puede ver la forma en 'U' de las laderas del valle. Al fondo se observa el Canal Beagle y Tierra del Fuego detrás.

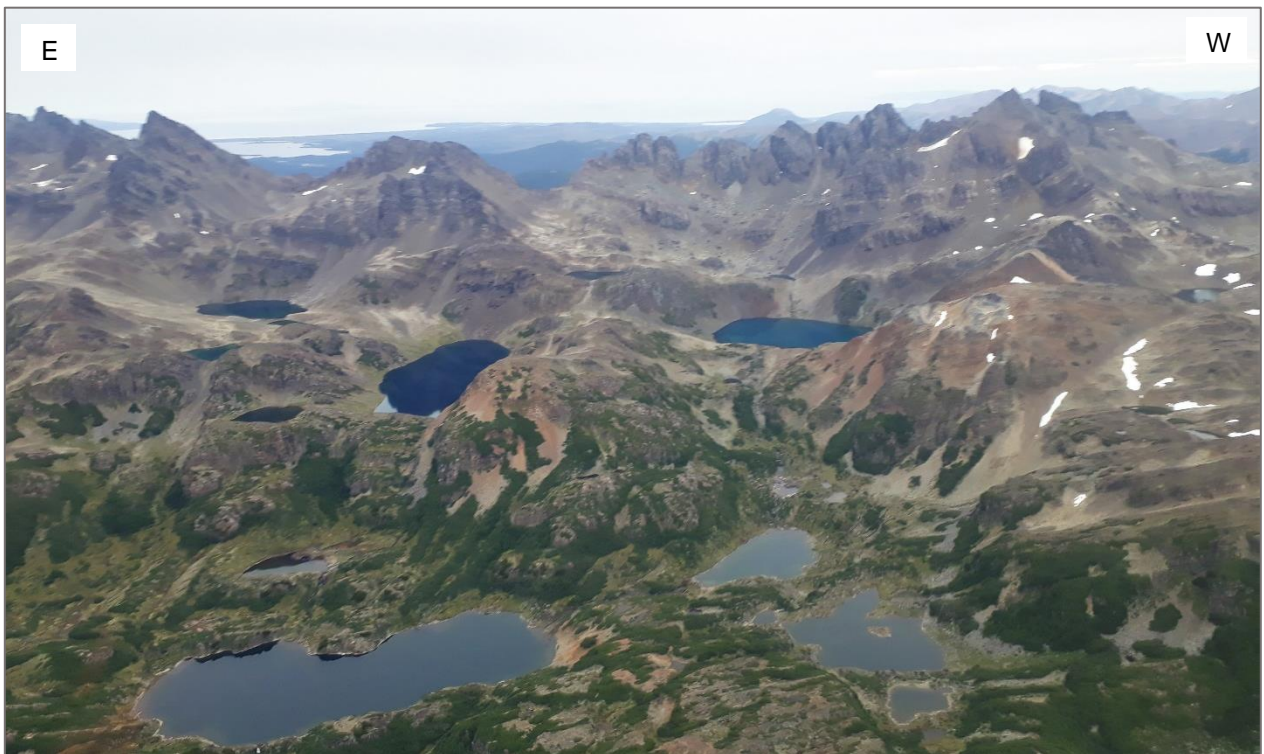


Figura 36. Fotografía aérea de la cabecera del valle del río Róbalo, con vista hacia el sur. Al fondo a la izq. se puede observar bahía Windhond.

Se identificaron geformas en un mapa geomorfológico (Fig. 37): i) lagunas, incluyendo paleolagunas, ii) depósitos glaciogénicos (tills) y sus crestas morrénicas, iii) un depósito denominado terraza colgada, iv) circos de diversa complejidad acompañados por aristas y v) estrías a escala de afloramientos rocosos.

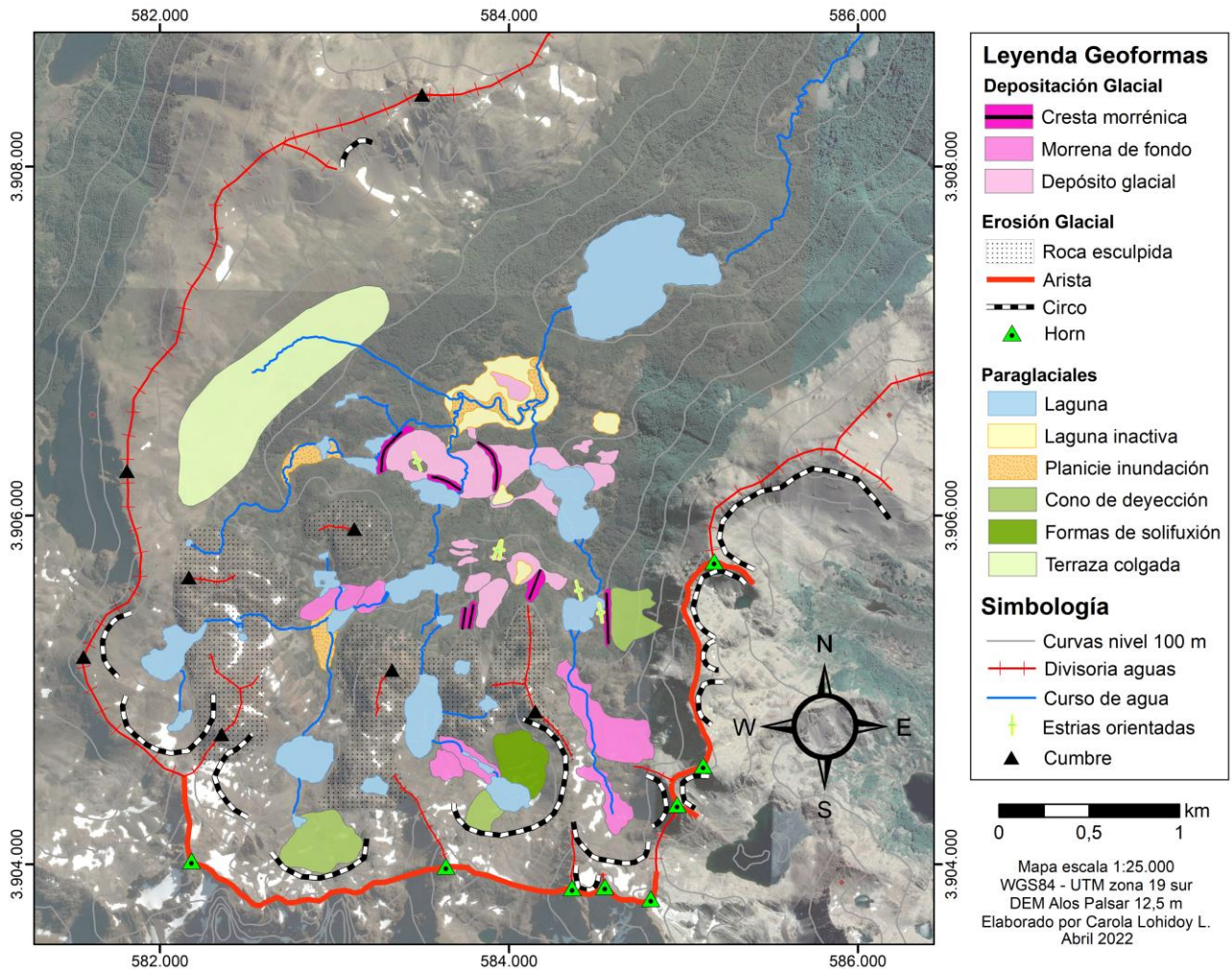


Figura 37. Mapa geomorfológico de detalle del segmento superior del valle del Río Róbalo, indicando las principales morfologías encontradas en la zona. Elaborado con ArcGIS 10.8.

i) Lagunas y paleolagunas:

Se identificaron 28 lagunas de distintos tamaños y a distintas alturas (Fig. 38) en sub-cuencas dentro de la principal, con sus respectivos desagües observados en las imágenes satelitales, cotejados con la red de drenaje generada con el DEM. Estas lagunas están unidas por arroyos que pueden presentar caídas de agua (Fig. 36). Castores han aprovechado estas depresiones y lagunas construyendo diques para controlar el nivel de las aguas. Las redes de drenaje de la cuenca confluyen aguas abajo en una laguna inactiva localizada inmediatamente aguas arriba de la Laguna Robalo (Fig. 34) a 330 m de altitud. Esta laguna inactiva o paleolaguna, al igual que las lagunas activas, se separa por escalones o saltos topográficos de los niveles superiores e inferiores de lagunas (Fig. 36). Después de la Laguna Róbalo, es la segunda depresión de mayor área. Topográficamente bajo la posición de la paleolaguna, el valle está cubierto por un denso bosque. En la actualidad, esta laguna inactiva está ocupada por una planicie de inundación fluvial.

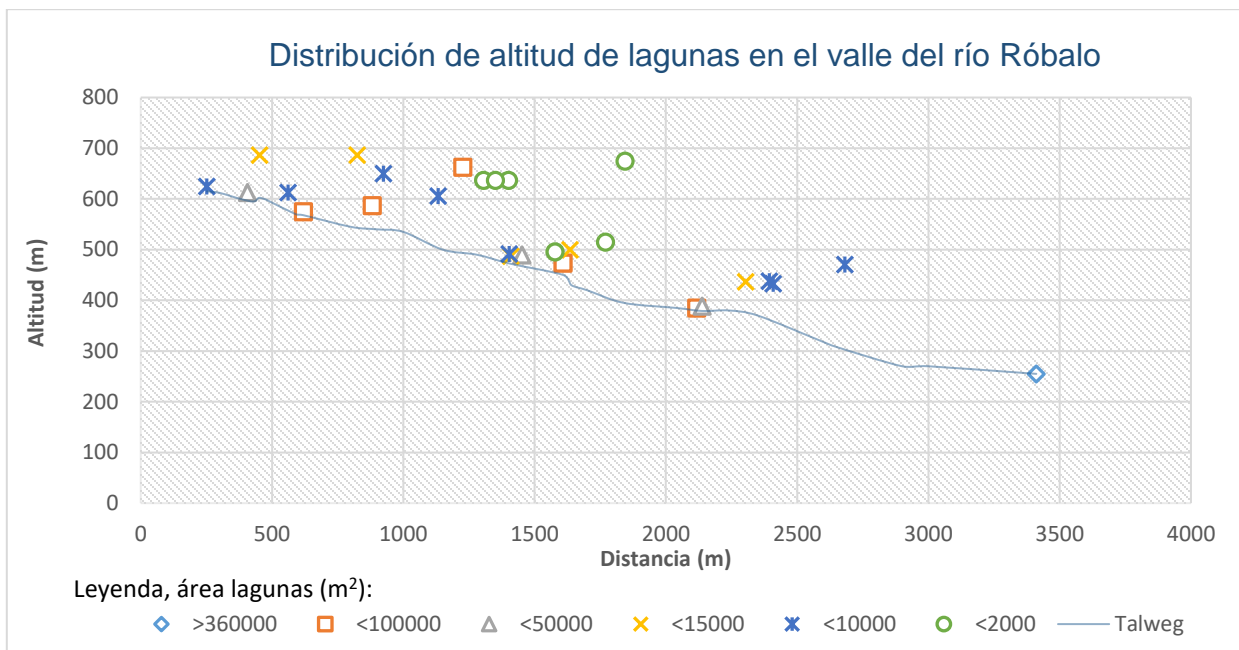


Figura 38. Gráfico de lagunas de altitud en función de la posición en el valle.

ii) Morrenas y till:

Los lugares donde se observó sedimento glacial (till) fueron acotados, siendo delgadas capas superficiales, sobre roca que en ocasiones se encontraba estriada, y en superficies colgadas en altura o en laderas. Se identificaron crestas curvas y elongadas alrededor de lagunas o en el sentido aguas-abajo de los sub-valles que bajan desde los circos en la cabecera del valle (Fig. 39), estas fueron denominadas como crestas morrénicas, que corresponden a morrenas latero-frontales, alrededor de lagunas. Otro lugar donde se encontró sedimento fue en la cavidad excavada de los circos, como también aguas abajo en los escalones rocosos que sigue el nivel base de la red de drenaje, catalogando este relleno sedimentario como morrena de fondo. Se observó en el sotavento de un alto topográfico que divide 2 sub-valles, una cubierta sedimentaria aguas abajo, asociada a morrena del tipo medial, la cual no se encontraba bien preservada (Fig. 39, '1?'). Se encontraron acumulaciones de sedimento, fuera de las categorías de cordones morrénicos ni rellenos de fondo, por lo que se denominaron como 'depósitos glaciales' (Fig. 40).



Figura 39. Vista en perspectiva hacia el SE, desde ladera oeste del valle, con y sin editar. Las crestas morrénicas corresponden a las líneas negras en polígonos rosa, y morrena medial rosa con número "1?". Los números 1-3 son correlacionables con la figura 52, donde se discute temporalidad.



Figura 40. Fotografía en la parte central del valle. Se observan cordones morrénicos indicados con línea punteada rosa y en punteaba blanca depósito glacial. Número 3 corresponde a cordones morrénicos indicados en las figuras 39 y 52. Dientes de Navarino están al fondo de la imagen, cubiertos por nubes.

iii) Terraza colgada:

En el este de la cabecera del valle del río Róbalo, se identificó una morfología aterrazada, compuesta de material no consolidado con una superficie y tamaño bastante mayor a las morfologías de depósitos encontradas en la zona de estudio (Fig. 41). Particularmente, esta terraza corresponde a una superficie continua, aunque un tanto irregular presentando lomas suavizadas, la cual se encuentra inclinada hacia el NE, disminuyendo su altitud con una leve pendiente de 5° . Esta superficie llama la atención por su gran tamaño y altitud (580 msnm), presentando un escarpe activo de 120 m desde la planicie de inundación fluvial que la limita en su margen oeste (Fig. 51), como también por la desconexión entre la ladera y la superficie de la terraza mediante una depresión utilizada hoy día por la red de drenaje, como se puede observar en la figura 50. La superficie de la terraza, puede observarse en la figura 21, la cual consistía en una cubierta casi completamente compuesta por bloques de tamaños 0,5-30 cm y de 50-200 cm, de litología correspondiente a Formación Yahgán principalmente, y en menor cantidad rocas intrusivas ($\sim 15\%$) correspondientes al sill microdiorítico.

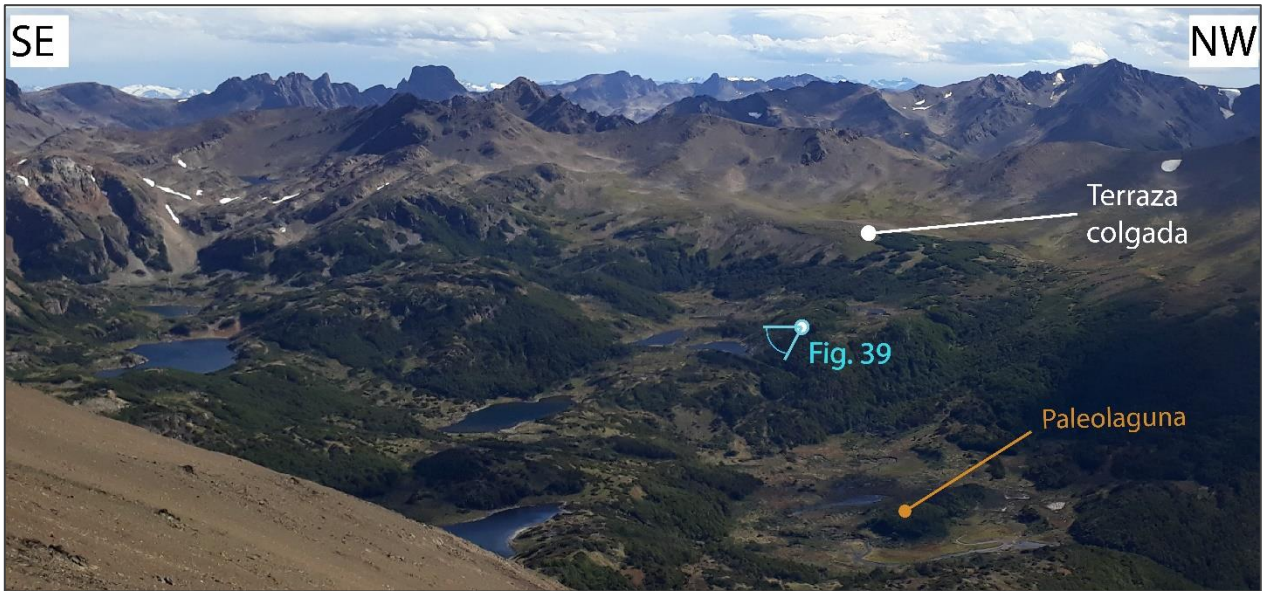


Figura 41. Vista en perspectiva hacia el SW, desde ladera este del valle, centrada en el centro de éste. En blanco la superficie aterrazada, en naranja la paleolaguna central, y en celeste la perspectiva de la Fig. 39.

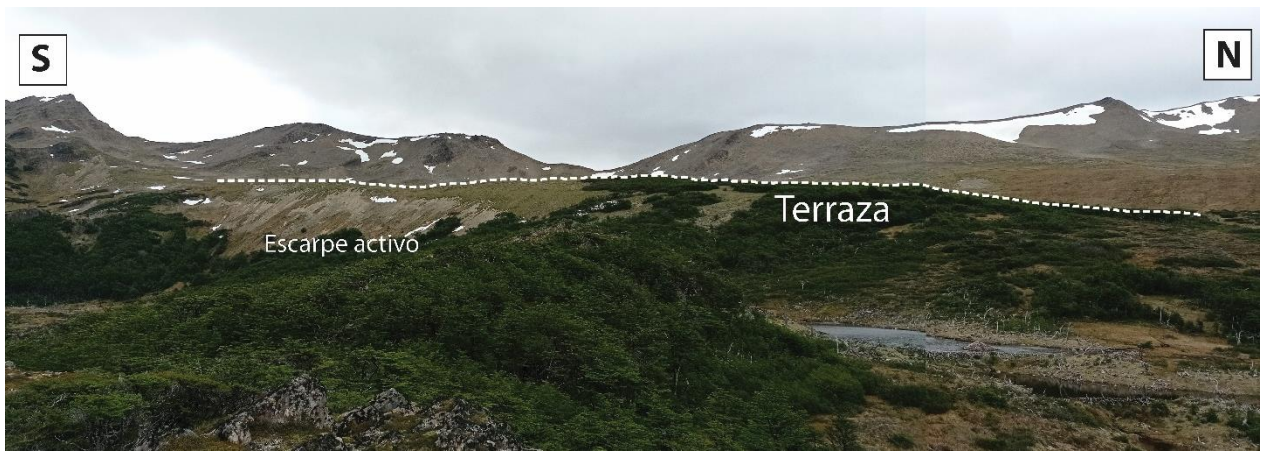


Figura 42. Panorámica desde la base del valle del Róbalo, tomada en dirección oeste, hacia la terraza colgada que se indica en línea punteada blanca.

iv) Circos y divisorias de aguas:

En la cabecera del valle se identificaron una serie de circos, los cuales se interrelacionan entre sí, formando la cabecera de “sub-valles” separados por divisorias de aguas dentro del principal (Fig.43), estos 3 sub-valles confluyen aguas abajo en una gran depresión antes descrita como laguna inactiva o paleolaguna a 330 metros de altitud. El sub-valle del lado este corresponde a un valle con depresiones concatenadas en escalera aguas abajo coronado por un circo simple. Inmediatamente al oeste, el sub-valle del centro está a su vez formado por depresiones concatenadas y coronado por 5 circos compuestos, los cuales entre todos componen un complejo de circos (sección 2.1.2). El sub-valle del oeste corresponde a una depresión sin circo en su cabecera, con planicies de inundación fluvial y lagunas represadas. Los portezuelos que separan los sub-valles representan divisorias de aguas compuestas por superficies rocosas altas y de forma suavizada y esculpida.

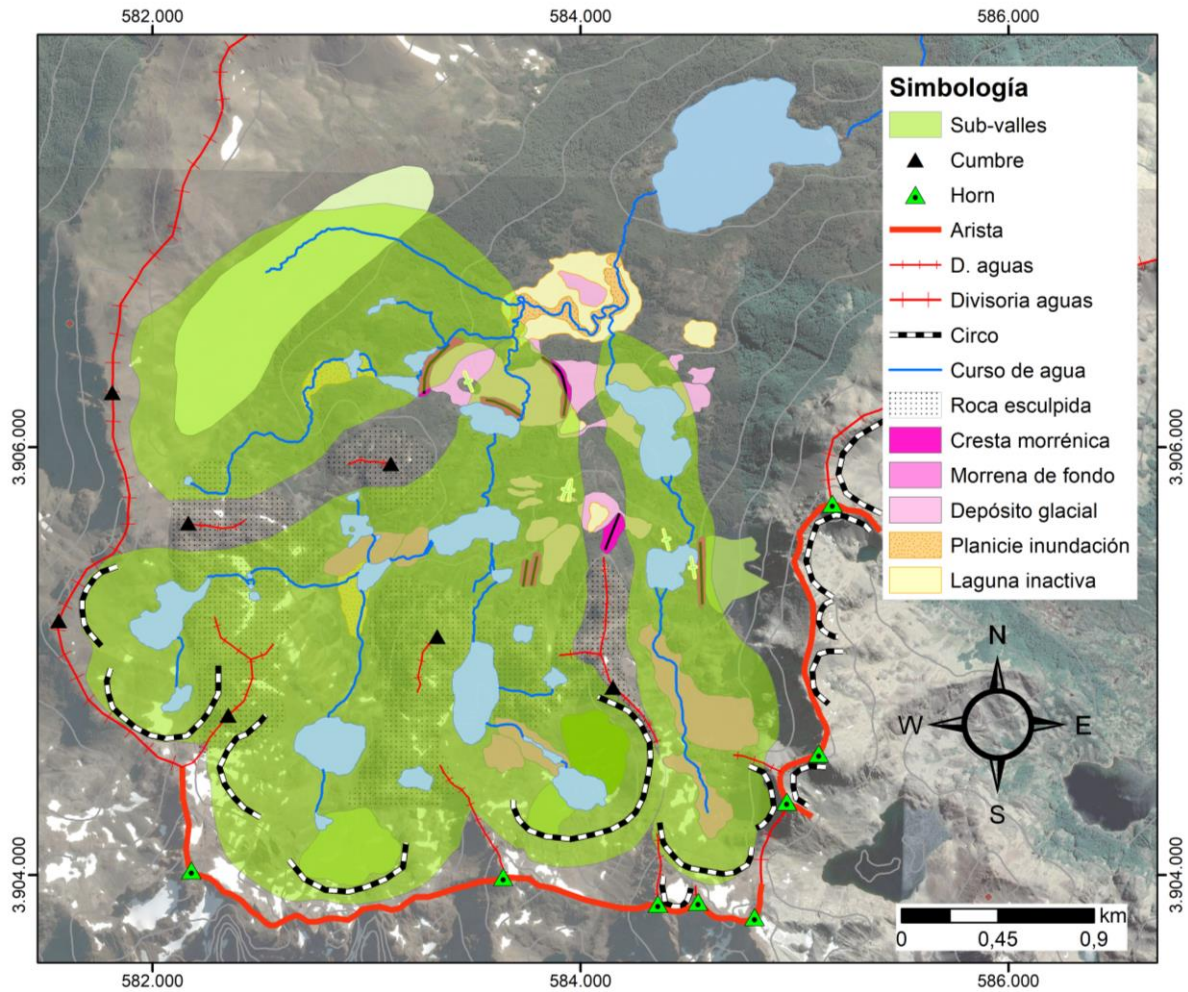


Figura 43. Mapa del segmento superior del valle del Río Róbalo, indicando los 3 sub-valles.

v) Estrías glaciales:

Las represas de las lagunas suelen estar asociadas a lineamientos que separan los niveles topográficos donde se aposan las lagunas. Muchos de estos lineamientos son rocosos, y presentan estrías. Se constató distintas direcciones de estrías en la misma porción de superficie rocosa alineada indicadas en el mapa de detalle (Fig. 37). Durante el reconocimiento en terreno de la composición de la superficie en la cabecera del valle del Róbalo, se observaron y midieron estrías que afectaban las superficies rocosas. Incluso se encontraron estrías en distintas direcciones en la misma porción de superficie rocosa como se puede ver en la figura 44-B. En la tabla 1 se enlistan las mediciones tomadas.

Tabla 1. Estrías medidas en roca labrada en el segmento superior del valle del Róbalo, notación de rumbo.

Lugar	Medida	mS (UTM)	mE (UTM)	Altitud (m)
W Laguna El Salto	N7E	3905773	583936	525,2
W Laguna El Salto	N22E	3905773	583936	525,2
Laguna El Salto	N15W	3905545	584407	494,6
Laguna El Salto	N10W	3905416	584553	497,5
E terraza colgada	N22W	3906314	583492	404,7

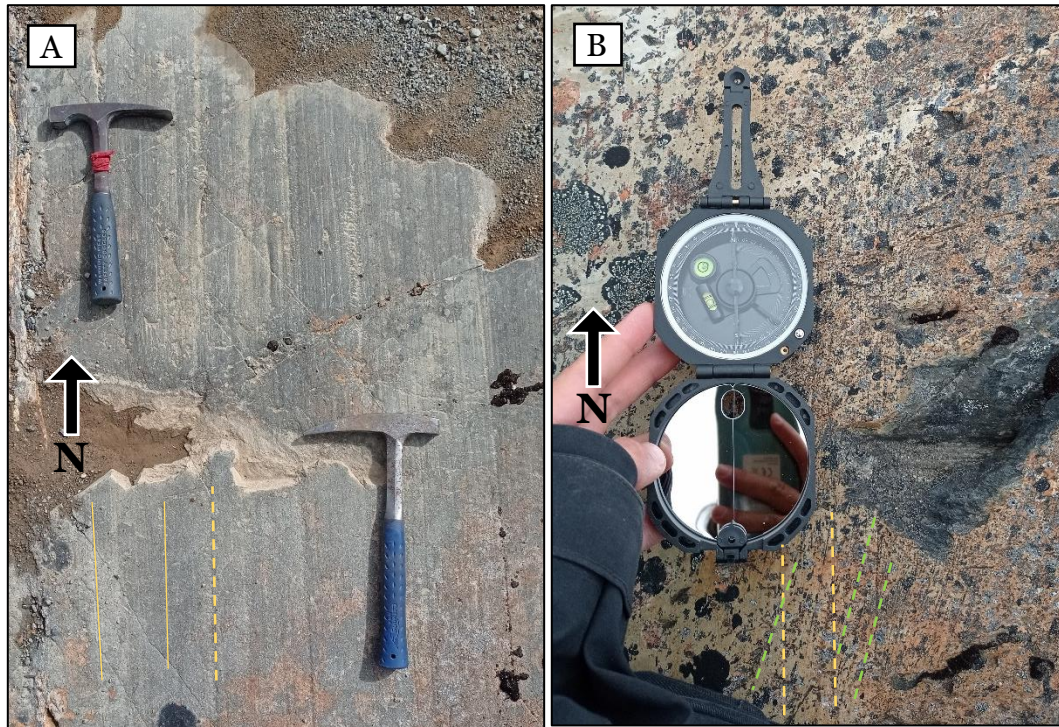


Figura 44. Imágenes de estrías glaciares observadas en terreno. A) estrías en superficie muestreada en orilla Laguna El Salto. B) Estrías en 2 direcciones (amarillo y verde) en el sub-valle principal de la cuenca.

5.2.2. Segmento Inferior

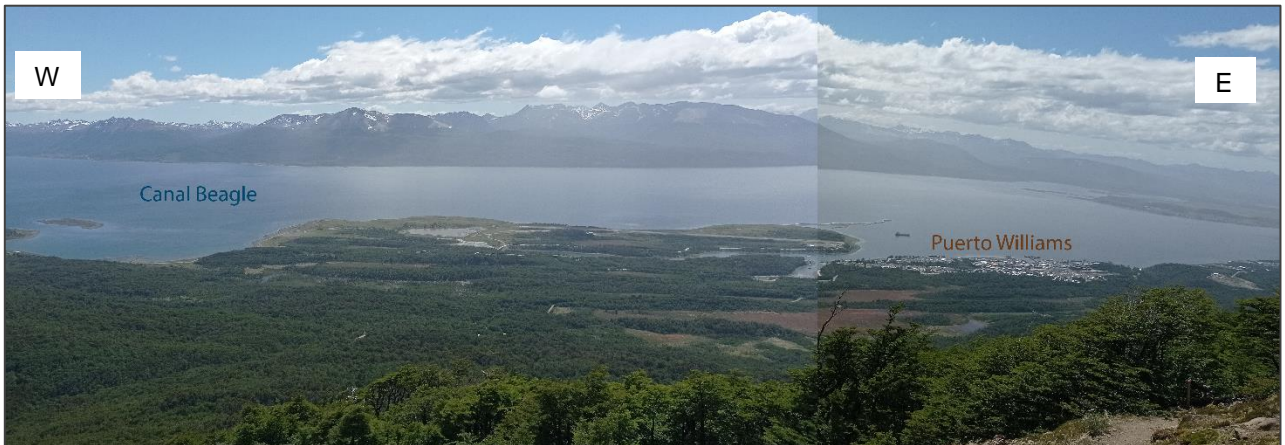


Figura 45. Composición panorámica de Puerto Williams y sus alrededores. Foto hechas desde el Cerro bandera hacia el N.

Después de desconfinarse el río Róbalo en el pie de montaña, este transita por llanuras formadas en depresiones limitadas por montículos y alineados al canal Beagle al oeste de Puerto Williams. Estos montículos, denominados como drumlins, donde además se emplaza la ciudad de Puerto Williams, están compuestas por depósitos clásticos con formas de crestas y montículos asimétricos, no regulares, y elongados en el sentido del

canal. Al este de la ciudad, en Villa Ukika, desemboca el río homónimo. Al igual que el río Róbalo, esta parte desde los Dientes de Navarino descendiendo hacia el nivel base por una cuenca inmediatamente al este de la cuenca del Róbalo. Este valle desagüa hacia el mar generando una incisión en las crestas elongadas en las que se emplaza la zona urbanizada, encontrándose en su orilla oeste el Parque Municipal Ukika. En su desembocadura, donde se encuentra con las aguas del Canal Beagle, se extiende un fan delta, sobre el cual se emplaza la comunidad Yagán Villa Ukika. Por su parte, el río Róbalo también genera un fan delta en Bahía Róbalo, luego de transitar por planicies de inundación.

Se realizó un mapa geomorfológico de detalle (Fig. 46) sobre las morfologías observadas en este segmento inferior de la cuenca:

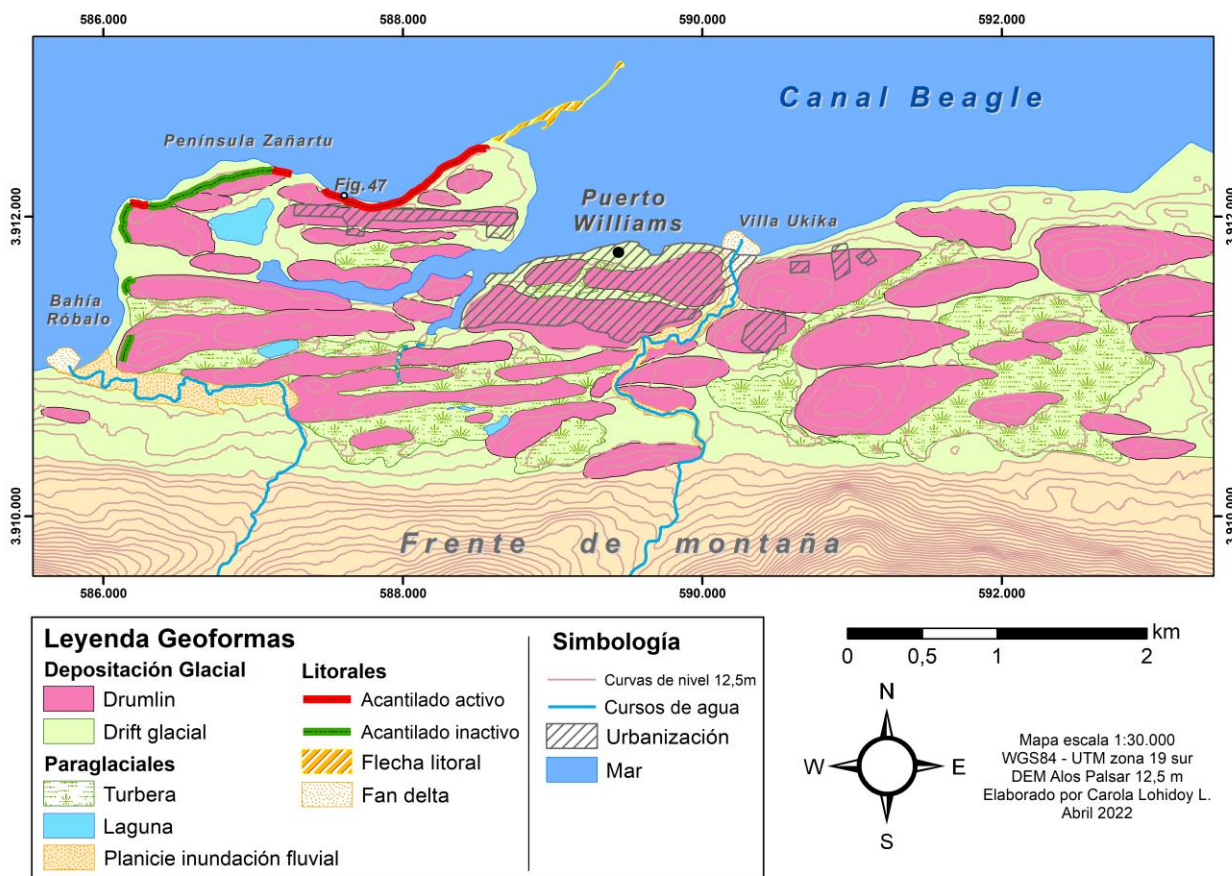


Figura 46. Mapa geomorfológico de detalle de la zona de Puerto Williams y alrededores, indicando las principales morfologías encontradas en la zona. Elaborado con ArcGIS 10.8.

Los drumlins identificados en Puerto Williams y sus alrededores, tienen longitudes variables entre 100 m y 1,5 km, con formas asimétricas e irregulares. La orientación principal de estas crestas es de N70E y N80E (notación de rumbo). Estos montículos se separan entre sí por depresiones, las cuales dibujan y ayudan a delimitar más claramente la morfología de estas crestas. Las depresiones encontradas entre estas crestas elongadas, en un gran porcentaje correspondían a turberas, algunas con lagunas o pequeñas masas de agua en su interior, o también correspondían a depresiones utilizadas por el mar en su pleamar, y desagüe de las aguas de lluvia y turberas.

La porción de costa más expuesta a la acción erosiva del mar corresponde a la península Zañartu, en la cual se emplaza el aeropuerto. Particularmente en su orilla noroeste y norte, se evidenciaron una serie de acantilados costeros de 8-10 m de alto aprox. que cortan los montículos elongados. Algunos de estos acantilados son activos y otros inactivos. En el extremo noreste de la península, se abre canal adentro, una flecha litoral de 1 kilómetro de largo en dirección SW- NE, la cual es cubierta casi totalmente en la pleamar.

Desde el punto de vista sedimentario, es en los acantilados costeros que cortan los montículos elongados donde se puede observar la composición del drift glacial que los componen. A grandes rasgos pudo identificarse tres facies:

- **Facies masiva**, compuesta por depósito masivo, matriz soportado, con bloques mal seleccionados, tipo diamicton.
- **Facies estratificada gruesa**, estratificaciones cruzadas y acuñaadas de tamaño de grano grava y arenas gruesas.
- **Facies estratificada fina**, unidades menos abundantes, estratificadas, acuñaadas de granulometría limo-arcillas.

Las facies estratificadas presentan intermitencia, contactos irregulares y poca continuidad lateralmente. A diferencia de la facie masiva, la cual estaba presente en todos los cortes observados, particularmente en la base y en el techo, incluso conformando la superficie de abrasión actual de la playa, donde en algunos sectores podía verse la continuación de esta facie desde el “piso” a los primeros metros de la pared del escarpe. Por otra parte, las facies estratificadas pueden no observarse, o encontrarse mezcladas entre ellas.

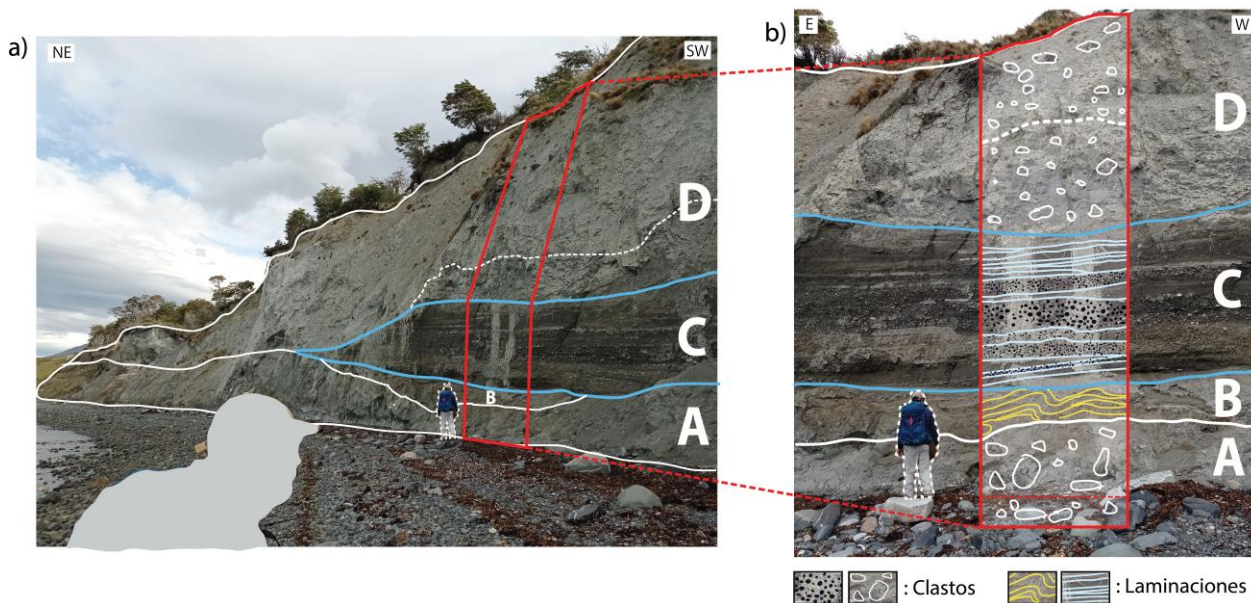


Figura 47. Escarpes activos en la costa Norte de Península Zañartu, bajo la pista de aterrizaje. Se observa la secuencia estratigráfica que compone el drift glacial de los drumlins. Se clasificaron como unidades asignándoles nombres A a D; (a) escarpe en perspectiva hacia el este, mostrando la discontinuidad lateral de las unidades B y C; (b) vista de frente del corte, y una sección esquemática de la forma y composición de las unidades A-D, delimitada por el rectángulo rojo, que también se indica en la figura a). La persona mide 1.8 m.

En la figura 47 se muestra el ordenamiento de estas facies en un corte localizado en los acantilados de la costa norte de Península Zañartu, inmediatamente bajo la pista de aterrizaje, como se indica en la figura 46. Las facies se relacionaron directamente con las unidades A-D observadas en el corte, que se describen a continuación

- A-** Corresponde a la unidad basal y se asocia a la *facie masiva*: Estructura masiva, matriz soportada, con clastos subangulosos, mal seleccionados, de tamaño bloque y polimícticos, con una matriz tamaño arcilla, de color gris azulado. Esta unidad se veía aflorando bajo los bolones que conforman la playa en la actualidad. Tiene continuidad lateral.
- B-** Se asocia con la *facie estratificada fina*. Esta unidad se caracteriza por presentar una deformación destacable. Se observan laminaciones convolutas, en sedimentos finos, de tamaño arcilla y arenas finas, en algunas partes más onduladas que en otras. No presenta continuidad lateral pero sí se repite a lo largo de los escarpes.
- C-** Se asocia en mayor parte a la *facie estratificada gruesa*. En esta unidad se pueden observar estratificaciones planares y cruzadas, conformadas por sedimentos de tamaño arena gruesa, media, gravas y arcillas, las capas interaccionan entre sí mediante acuñamientos e interdigitaciones, observándose estratos de forma lenticular. Presentan poca continuidad lateral, o regularidad en su potencia. Algunos estratos son matriz soportados, mientras que otros, clastos soportados.
- D-** Unidad superior que se asocia a la *facie masiva*. Compuesta de matriz fina con clastos tamaño bloque, muy similar a la unidad A. De color grisáceo. Se puede observar un cambio poco claro dentro de la misma unidad, como dos capas, con un leve cambio en la coloración, el cual no presenta continuidad lateral.

A partir de la observación de los acantilados expuestos en la orilla norte de la península Zañartu, particularmente bajo la pista del aeropuerto (Fig. 47), se pudo identificar la sucesión de facies sedimentarias que componen el drift glacial. Estas facies se asociaron a depósitos del tipo glacial, glaciofluvial y glaciolacustres. La *facie masiva* observada en base y techo de los afloramientos (Fig. 47, A y D), está constituida por sedimentos del tipo diamicton y de origen glacial, dada su mala selección, casi nula estructura interna, y lo polimíctico de sus clastos, entre los cuales se identifican litologías metamórficas e ígneas que no se observan en la Isla Navarino.

La presencia de las intercalaciones de facies laminadas fluviales y lacustres de formas lenticulares, conformadas por estratos interdigitados y acuñados con paleocanales y estructuras sedimentarias como gradaciones, y niveles clasto-soportados “lavados”, asociados al derretimiento del hielo, indicaría interacción irregular y discontinua entre los sedimentos glaciales, glaciolacustres y glaciofluviales, observados en el Drift glacial expuesto en los escarpes que cortan los drumlins. Esta interacción indicaría cambios en las condiciones de depositación, donde no siempre se deposita till, sino que existían intercalaciones con estadios dominados por escorrentía, capaz de seleccionar granulometrías y formar estructuras sedimentarias como laminaciones (Fig. 47, D).

Capítulo 6

Discusiones

6.1. Límites glaciales durante el UMG en Isla Navarino

El sustrato rocoso de la Isla Navarino es homogéneo a escala regional, constituido por secuencias sedimentarias marinas y volcánicas del Jurásico-Cretácico intruida por plutones de diversa geometría del Cretácico Inf.-Sup. Dado lo anterior, las variaciones morfométricas en la isla pueden ser atribuidas a variaciones de la distribución espacial y temporal de los espesores de glaciares que cubrieron la isla. La superficie del Alto Topográfico Central es escarpado y rugoso, con cumbres que se elevan sobre los 1000 msnm. La rugosidad de la superficie del AT Central contrasta con las superficies relativamente lisas del AT occidental y del AT oriental. De esta diferencia se puede inferir que la geomorfología del AT Central fue modelada por glaciares que excavaron circos y valles glaciales, mientras que la geomorfología del AT Occidental y AT Oriental se generó producto de la erosión glacial de casquetes glaciares que los cubrieron pertenecientes al CHP.

Los lugares mapeados como superficies rocosas por Sernageomin (2003) coinciden con las zonas altas y escarpadas definidas como los Altos Topográficos (sección 5.1.1.) mientras que lo identificado como depósitos no consolidados en el sur de la isla, presenta bajas altitudes y pendientes, y en este trabajo corresponden a la Depresión Suroriental (sección 5.1.2.). De lo anterior es posible inferir que la Depresión Suroriental estuvo cubierta por glaciares de manera más recurrente o con mayores espesores de glaciares que los altos topográficos, determinando el sobre excavamiento de los valles que componen la Depresión Suroriental. Sugerimos que esta depresión y sus valles son originados por lenguas glaciares similares a las que habían excavado los canales que circundan la isla y que se mantuvieron luego de la retirada del Campo de Hielo Patagónico del resto de la Isla Navarino.

Según los límites trazados por Davies et al. (2020) AT Central y Occidental estuvieron cubiertos por hielo del CHP entre los 30 y 20 ka. Se propone que el AT Central se habría descubierto del CHP en sus zonas más altas, antes que el AT Occidental, permitiendo el desarrollo de glaciares de valle, locales, que generan la morfología rugosa observada en el AT Central. Por otra parte, según Davies et al. (2020) el AT Oriental no habría sido cubierto de hielo al menos desde los 35 ka (Fig.18), es decir, que la última vez que fue cubierto por hielo habría sido antes de la última glaciación. Dadas las similitudes morfológicas entre el AT Oriental y Occidental, se esperaría que hayan sufrido similar tipo de erosión, y de cubierta de hielo, siendo modelados por el casquete de hielo asociado al CHP, entregándoles las formas suavizadas y de mesetas.

Los límites del CHP durante los 30 y 25 ka (Fig. 48) se trazan en la Depresión Suroriental que conecta la costa del canal Beagle con la bahía Windhond. En base a la morfometría observada, se esperaría que los hielos circundantes ocuparan esta depresión, aprovechando el nivel base relativamente más bajo que el área que lo rodea, a diferencia del comportamiento de los hielos en este extremo sur de la isla propuesto por Davies et al. (2020), significando una posible subestimación de la extensión y volumen del CHP, particularmente en su margen sureste.

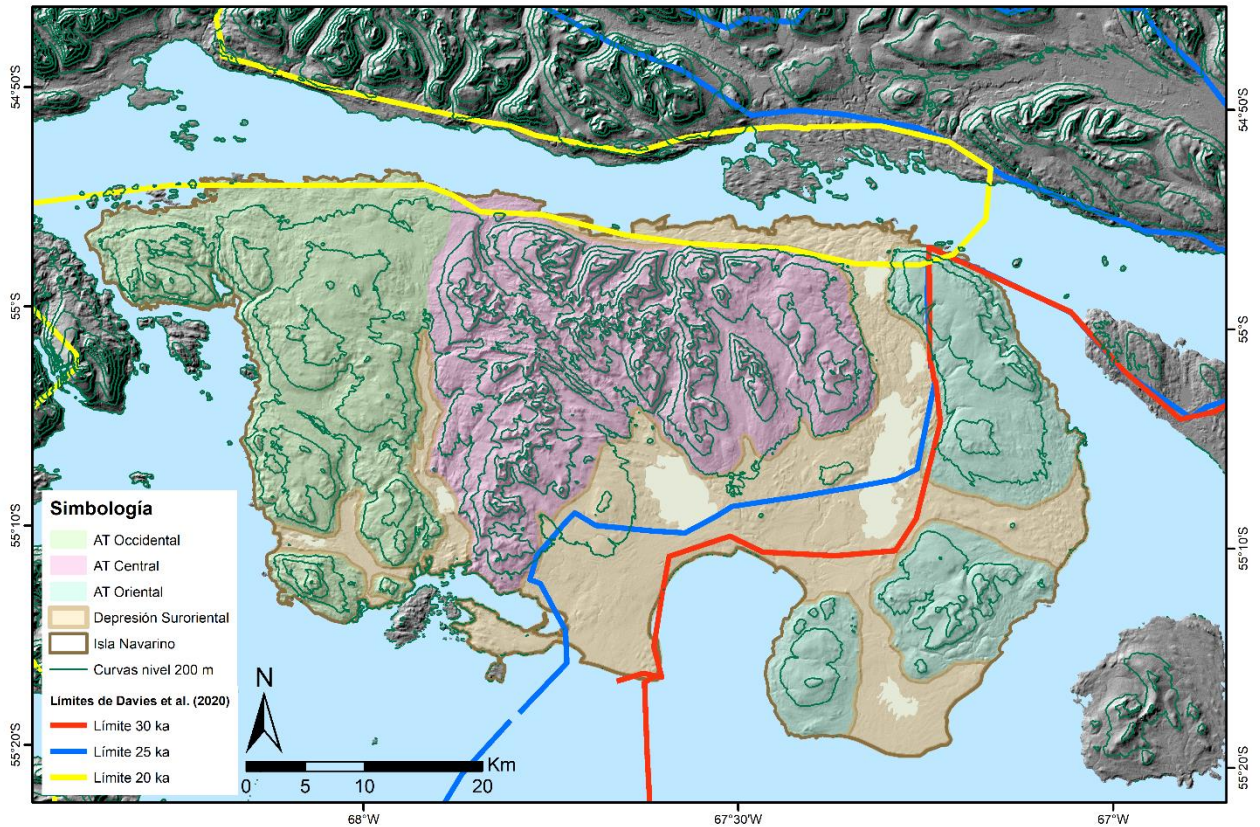


Figura 48. Límites propuestos en la reconstrucción de los límites glaciales desde los 30 ka de Davies et al. (2020).

El consenso general de la comunidad científica indica que los hielos del CHP tienen relación con una fuente desde la Cordillera de Darwin durante los últimos 35 ka. Desde los trabajos de Kranck (1932) y Caldenius (1932) que en la academia se considera que en isla Navarino la dirección del aporte glaciario ha sido desde el noroeste al sudeste con origen en la Cordillera de Darwin por lo menos durante el Pleistoceno (Rabassa et al., 2000; Coronato et al., 2009; entre otros). Sin embargo, Araya-Vergara en su trabajo de 1978, indica la posibilidad de un aporte glaciario desde las Islas Wollastone, denominando estas islas junto a otras cumbres rocosas al sur y oeste de Isla Navarino, como Cordillera de Cabo de Hornos (Fig. 52), lugar que puede haber representado un centro de expansión glaciario en glaciaciones antiguas, probablemente anteriores a las que están documentadas hasta la fecha. Esta interpretación se basa fuertemente en la geomorfología de la Depresión Suroriental, donde reconoce cordones y crestas elongadas longitudinales que limitan una lobulosa entrada de mar desde el sur que fue interpretada como producto de una excavación y depositación de sedimentos generada por masas de hielo provenientes desde el sur. En esta línea surge la siguiente interrogante: ¿Habrà sido siempre la Cordillera de Darwin el centro de expansión glaciario para los hielos que cubrieron la Isla Navarino? Los alcances y observaciones de este trabajo no son suficientes para responder esta pregunta, y se requieren estudios geomorfológicos específicos y centrados en la zona sur de la isla.

EXTENSION DE LA GLACIACION EN EL SECTOR DE CORDILLERA DE CABO DE HORNOS BAHIA NASSAU E ISLA NAVARINO

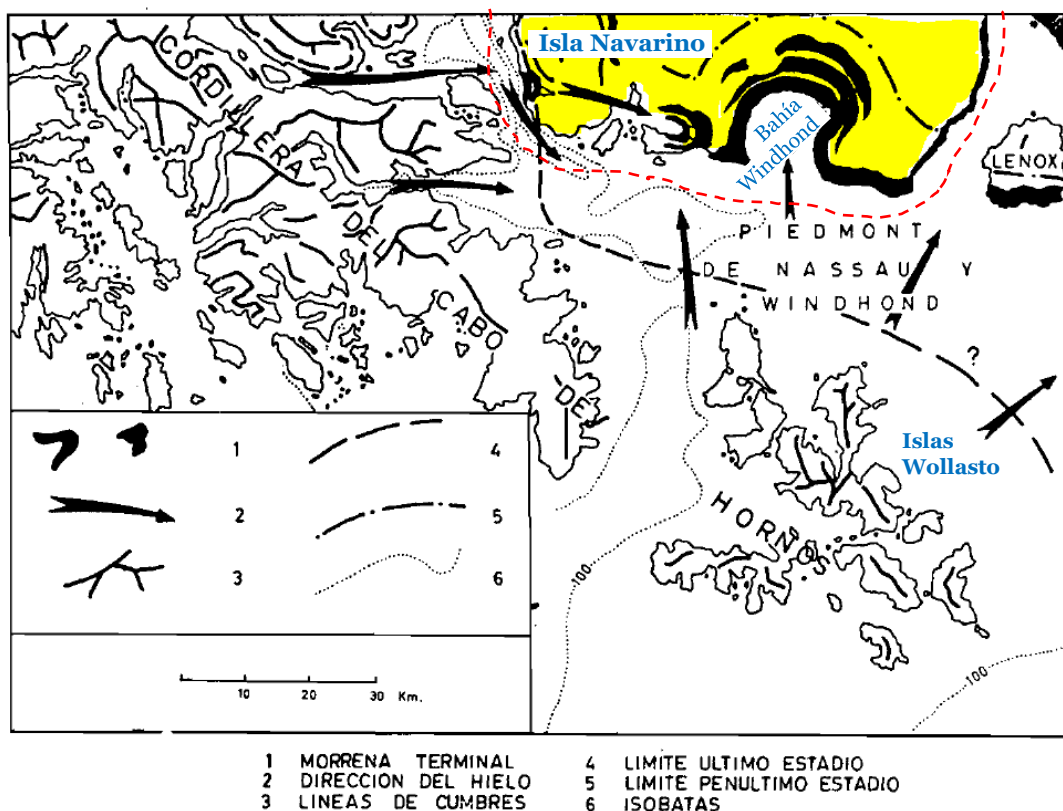


Figura 49. Dirección del hielo desde Islas Wollastone, hacia el norte, NNE y NE, mostrando interacción con Bahía Windhond y parte sur de Isla Navarino (en amarillo y línea segmentada roja). Adaptado de Araya-Vergara, 1978.

Finalmente, si bien la isla tiene un sustrato rocoso relativamente homogéneo a escala regional, pueden hacerse relaciones entre la geomorfología y la litología de las rocas que conforman la superficie de la isla en lugares puntuales. Los Dientes de Navarino en el Alto Topográfico central son un buen ejemplo de la relación entre la competencia de las rocas ante la erosión glacial y la morfología. Los Dientes de Navarino están conformados por sills de orientación mayoritariamente WNW-ESE, que intruyen a Fm. Yahgán (Sec. 3.2.2.). La erosión diferencial entre la roca que compone los sills de mayor competencia ante la erosión y la roca caja de la Fm. Yahgán de menor competencia, resulta en la forma dentada y rugosa de la superficie norte del Alto Topográfico Central. Además, otro aspecto que llama la atención es la forma general suavizada del AT Occidental, especialmente en su parte norte, con forma de domo que aumenta paulatinamente de altitud mediante pendientes suavizadas, lo que podría relacionarse con competitividad mayor, de las rocas intrusivas presentes, que representan el 84% de los cuerpos intrusivos en la isla (Fig. 13).

6.2. Los drumlins de Puerto Williams y su relación con los límites glaciales

El aspecto más notable derivado del mapeo de la zona de Puerto Williams, corresponde a la clasificación de los montículos o crestas elongadas como drumlins y campo de drumlins (Fig. 37 y 50). En algunos trabajos anteriores como el de Kranck (1932) y

Caldenius (1932), interpretaron estas geoformas como morrenas asociadas al glaciar que fluía por el canal Beagle, mientras que Halle (1910) ya había introducido la idea de que estas geoformas podrían ser drumlins o formas drumlinoides.

La idea de que estos montículos son morfologías drumlinoides en desmedro de morrenas se ve apoyada por:

i) La morfología ovoidal, asimétrica y de forma elongada, relativamente recta, paralela a la costa y al valle principal. La ubicación de estos depósitos en la planicie litoral de la costa sur del canal Beagle, bajo el frente de montaña, entre los 0-50 msnm.

ii) Por otro lado, si se tomara el supuesto de que las crestas corresponden a cordones morrénicos, dado su emplazamiento cercano al frente de montaña, serían del tipo laterales, y se esperaría ver crestas con relativa continuidad en dirección del flujo y una diferencia de altitud de al menos un par de metros entre cordones, para que efectivamente se preservaran las más antiguas y ceñidas al piedemonte. Sin embargo, las alturas de estas son relativamente regulares, aumentando levemente a medida que se asciende por el frente de montaña, haciendo que la diferencia de altitud entre estas crestas no sea significativa.

iii) El espesor de la lengua glacial del canal Beagle habría tenido espesores de por lo menos 1000 m durante el último máximo glacial (Bujalesky et al., 2008), por lo que la altura de las morrenas laterales asociadas a estas lenguas debería localizarse sobre el frente de montaña y no en el área en que se emplazan estas geoformas, que es de baja altitud con respecto al inicio del frente de montaña. Es decir, que estos montículos se generaron en la zona basal del glaciar, como los drumlins y no en los márgenes como sería el caso de las morrenas.

El área mapeada como campo de drumlins en la zona de Puerto Williams, puede extenderse lateralmente por la línea de costa hacia el oeste y mayoritariamente hacia el este, bordeando el frente de montaña. En efecto, durante el trabajo en terreno y teledetección, no se identificaron afloramientos rocosos en los alrededores del área mapeada, hasta empezado el pie de montaña, por lo que se interpretó que todo el sedimento que infrayace las crestas y depresiones presentes en la zona, corresponde a este material glaciogénico denominado till, con presencia de las facies glaciolacustres y glaciofluviales intercaladas como cuerpos lenticulares, y que en conjunto representan un drift glacial. Esto significaría una “base común” o “compartida” de origen glacial, en todo el campo de drumlins mapeado. Probablemente extensible unos cientos de metros hacia el oeste y unos cuantos kilómetros hacia el este (hasta Caleta Eugenia aproximadamente).

Rabassa y colaboradores (2000) menciona que en Isla Gable, inmediatamente al este-noreste de Puerto Williams hacia el centro del canal Beagle, corresponde a un campo de drumlins, y que estas geoformas sería parte de un campo mayor que se extendería hacia la orilla norte (Tierra del Fuego) y sur (Isla Navarino). La composición de las facies sedimentarias glaciales, glaciofluviales y glaciolacustres de los drumlins de Puerto Williams es consistente con la composición de los documentados en Isla Gable por Rabassa y colaboradores (2000). Así, este campo podría correlacionarse con el descrito en I. Gable, relacionado espacialmente y genéticamente, como parte de un mismo gran campo de drumlins y geoformas de depositación sub-glacial.



Figura 50. Campo de Drumlins de Puerto Williams, foto tomada desde el Cerro bandera hacia el NNE. Desde el primer plano hacia atrás, puede verse la ciudad de Puerto Williams, el Canal Beagle, Isla Gable y al fondo Tierra del Fuego.

En la literatura los drumlins son formas sub-glaciales que se desarrollan en el lecho del glaciar donde la alternancia de episodios de depositación y erosión ligados a cambios de la capacidad de transporte y disponibilidad de sedimentos en el tiempo generan la morfoestratigrafía de estos montículos elongados (Shroder, 2011). Si bien son formas sub-glaciales que indicarían la mínima extensión de un glaciar en ningún caso su distribución puede ser usada de manera directa para definir límites de los glaciares. En efecto estos montículos pueden haberse generado al momento en que los glaciares se confinaron a los canales, pero no pueden ser usados para trazar los límites. Es decir, estas geoformas no marcan de manera directa un límite para la lengua glaciar que fluía por el Canal Beagle a los 20 ka (Davies et al., 2020).

Las zonas que presentan mayor continuidad lateral de las facies estratificadas, y particularmente mayor presencia de capas de granulometría fina podrían correlacionarse con depósitos asociados a las planicies de outwash, como también con depósitos de abanicos de delta (fan-deltas) en lagos, especialmente considerando que la ingresión marina en el canal Beagle ocurrió recién a los 11000 años AP (Bujalesky, 2011), y antes de eso el canal era ocupado por lagos separados del mar. Como se puede observar en la figura 18 en el caso de los años 15 ka y 13 ka (Davies et al., 2020).

Con respecto a la composición del Drift glacial, la presencia de intercalaciones de facies laminadas y bien seleccionadas, nos entrega algunos alcances para entender su relación genética con los glaciares y la extensión que ellos tenían. Estos depósitos del tipo outwash podrían relacionarse con:

- i) Outwash que desaguaban en lagos/mar y que formaban fan-deltas, con interacción local con los sedimentos glaciogénicos aportados por el glaciar que fluía por el Canal Beagle.

ii) Avances y retrocesos del glaciar del que fluía por el Canal Beagle, en la sección transversal del canal hacia el Atlántico, y su sistema de planicie de outwash asociada al derretimiento de la lengua glaciar del Canal Beagle.

Ambos casos implicarían la existencia de al menos 2 avances glaciales (Fig. 47, unidades A y D), separados por un retroceso glaciar marcado por la depositación y formación de planicies outwash y fan deltas (Fig. 47, unidades B-C).

Estas dos hipótesis deberían chequearse mediante una caracterización estratigráfica más acabada en las secciones visibles en la zona de estudio, y su correlación con las secuencias observadas y descritas en los escarpes de isla Gable (Rabassa et al., 2000). En particular estudios para analizar la proveniencia de los clastos y las paleocorrientes serían muy relevantes para conocer la dinámica de avances y retrocesos glaciales.

6.3. El Valle del río Róbalo y su relación con los límites glaciales

El valle del río Robalo es un valle glaciar con morfologías de circos identificadas en la cabecera de sub-valles. Estos glaciares fluían y se amalgamaban hacia el N – NE, excavando un valle en forma de artesa que está colgado respecto al canal Beagle. En efecto estos glaciares no excavaron los montículos de drumlins en la costa del canal. La preservación del campo de drumlins y su orientación preferencial podría sugerir al menos dos ideas:

(1) El glaciar que descendía del valle del Róbalo como tributario, no era lo suficientemente grande con respecto al glaciar del Beagle como para perturbar la orientación de sus geoformas sub-glaciales en el segmento donde se desconfinaba el valle; lo anterior implica una coexistencia de estos glaciares en el tiempo, pero sin lugar a duda con distinta envergadura y capacidad erosiva.

(2) el receso del glaciar del Beagle, ocurrió sintéticamente con el receso del glaciar del Róbalo, sin presentar re-avances importantes posteriores, dejando preservadas las geoformas sub-glaciales del valle principal. Es decir, que luego del retroceso del glaciar que cubría el Canal Beagle el glaciar que fluía desde el valle del Róbalo no se extendió más allá del frente de montaña.

De lo anterior es posible denotar la existencia de dos escalas de glaciares distintas, donde por una parte están los glaciares de escala menor que descendían desde las montañas como glaciares de tipo valle desde el Róbalo, y por otra parte, una masa de hielo mayor correspondiente al glaciar del canal Beagle, el cual tenía un recorrido de cientos de kilómetros desde la Cordillera de Darwin. Estas diferentes escalas de glaciares, también significaron tasas de erosión y depositación distintas, proporcionales al tamaño de estos cuerpos de hielo, modelando así la superficie que puede ser observada hoy día.

Es importante destacar que la interacción entre estos glaciares de distinta escala es un tema que debe ser resuelto, en particular para sopesar cuál es el aporte de fuentes de hielo de topografías locales (e.g. Alto Topográfico Central en la Isla Navarino) en la constitución del CHP. La complementación con nuevas edades de exposición, junto a la consideración de edades ya publicadas y estudios de proveniencia podrían enriquecer esta discusión, pudiendo dibujar más precisamente la interacción entre el glaciar del Beagle y los glaciares de los valles tributarios de la orilla sur y norte del canal.

Uno de los aspectos que más llamaron la atención en el segmento superior del valle del Róbalo, fue la escasez de depósitos identificables como glaciogénicos, depositados directamente por un glaciar. En los lugares donde se encontró este tipo de sedimento correspondía a una delgada capa superficial, sobre roca que en ocasiones se encontraba estriada, y en superficies colgadas en altura o en laderas; como también crestas elongadas curvas alrededor de lagunas o en el sentido aguas-abajo de los sub-valles que bajan desde los circos en la cabecera del valle. Si bien su estudio es relevante para reconocer la historia glacio-climática durante el Holoceno, no tendría relación con los límites glaciales definidos para el UMG por Davies et al. (2020). Por el contrario, una geoforma depositacional dentro del valle del río Robalo que podría ser asociada a la depositación de sedimento a escala de grandes glaciares que descienden desde el AT Central hacia el canal Beagle, es una terraza colgada en el extremo occidental del valle. Dada su diferencia de escala estos dos temas serán discutidos por separado.

6.3.1. Terraza colgada en ladera este del valle del río Róbalo

En la zona este del segmento superior del valle del Róbalo, se identificó una morfología de tipo terraza, mapeada en la figura 40 como “Terraza colgada”, compuesta de material no consolidado con una superficie bastante mayor a las morfologías de depósitos encontradas en la zona de estudio. Esta superficie llama la atención por su gran tamaño y altitud (580 msnm), presentando un escarpe activo de 120 m desde la planicie de inundación fluvial que la limita en su margen oeste (Fig. 42), como también por la desconexión entre la ladera y la superficie de la terraza mediante una depresión utilizada hoy día por la red de drenaje, como se puede observar en la figura 51. La superficie de la terraza, puede observarse en la figura B (Anexo 2). En base a esta información disponible, levantada en terreno, se barajan dos posibilidades de formación para una superficie colgada, pero desconectada de la ladera adyacente.

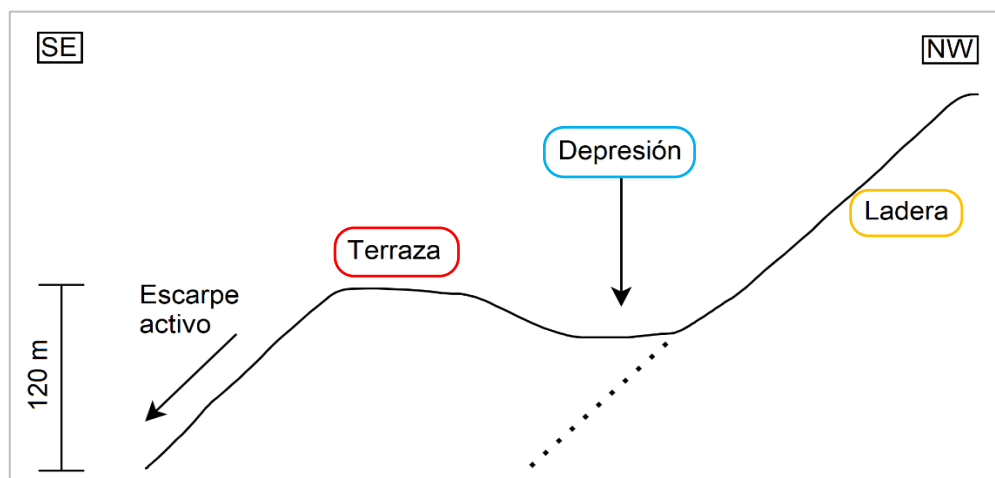


Figura 51. Sección en perfil de ladera colgada en margen este del segmento superior de la cuenca del Róbalo, indicando la desconexión entre la terraza y ladera, mediante una depresión.

A continuación, se plantean dos modelos que podrían dar origen a la morfología observada en el perfil de la figura 51, en primer lugar, de origen glaciario, tipo morrena lateral compuesta; o depósito por remoción, debido a desestabilización de la ladera por

movimiento rotacional o traslacional. Estas dos opciones se plantean considerando supuestos que deberían cumplirse en el caso de ser una o la otra, los cuales se presentan en la tabla a continuación.

Tabla 2. Comparación y requisitos para las dos posibilidades genéticas para la terraza colgada discutidas en este trabajo.

Origen Glaciar		Origen por remoción	
✓	(1) Composición de clastos polimíctica (Fm. Yahgán + sill)	✗	(1) Composición de clastos monomíctica (sólo Fm. Yahgán)
✗	(2) Presencia de cordones morrénicos en la superficie	≈	(2) Presencia de un escarpe de origen
?	(3) Facies estratificadas, con facies fluviales	?	(3) Depósito masivo, caótico, sin facies estratificadas fluviales
≈	(4) Clastos retrabajados	≈	(4) Clastos angulosos a subangulosos
≈	(5) Glaciar que modeló la geoforma identificable	≈	(5) Volumen del depósito similar al escarpe
✓	(6) Superficie del depósito irregular, tipo hummocky	✓	(6) Superficie del depósito irregular, tipo hummocky

✓: sí cumple; ✗: no cumple; ≈: cumple parcialmente; ?: no se tiene información

Ahora, considerando la primera opción de la tabla correspondiente al origen glaciar, este sería una morrena lateral con posibilidad de presencia de facies asociadas a derretimiento de hielo, la cual correspondería a la depresión que desconecta la terraza de la ladera. Revisando los puntos enlistados: (1) la composición de los clastos en superficie es 75% Fm. Yahgán y 15% sill microdiorítico; (2) no se observan morfologías de cordones, sino una superficie irregular con lomas suavizadas que no se concatenan entre sí; (3) no se realizaron calicatas para observar este aspecto; (4) los clastos presentes en la superficie son subangulosos, existiendo la posibilidad de retrabajo; (5) con las observaciones que se tienen el glaciar que habría dado origen a esta morrena lateral con zona de outwash similar a las terrazas kame, sería de una escala mayor a los asociados a las demás morfologías mapeadas en el valle.

Por otra parte, la revisión de los requisitos para la opción genética por remoción, consiste en: (1) El depósito no es monomítico, se observaron dos litologías presentes, aunque una predominante (Fm. Yahgán); (2) Puede observarse un posible escarpe sobre el depósito, pero no es concluyente; (3) no se tiene información de la composición del depósito en profundidad; (4) los clastos en la superficie eran subangulosos; (5) El volumen del depósito es similar al del escarpe en una primera vista, de todas formas, habría que calcular bien mediante herramientas geomáticas; (6) La superficie es irregular pero suavizada, no presenta hummocky.

Los modelos recién revisados para el origen de esta morfología, se basan en las características que se pudieron observar en terreno, las cuales no son suficientes para dar una respuesta concluyente a esta pregunta genética, además, las relevancias de estos factores podrían jerarquizarse, contando con mayores evidencias. Es por esto que esta discusión se plantea con el fin de realizar mayores estudios referentes al tema, mediante trabajo en terreno y con herramientas geomáticas, con el fin de explicar la formación de esta destacable morfología presente en el valle de río Róbalo, la cual podría aportar valiosa información sobre la historia geológica del valle del Róbalo y el AT Central.

6.3.2. Dinámica glacial y periglacial en los dientes de Navarino

Las crestas elongadas curvas alrededor de lagunas o en el sentido aguas-abajo de los sub-valles que bajan desde los circos, en la cabecera del valle del Róbalo, se interpretaron como sistemas morrenas latero-frontales, asociadas a distintos avances de las lenguas glaciares que descendían desde los sub-valles dentro de la cuenca, siendo los últimos avances durante el retroceso de las masas de hielo que ocupaban la cabecera del valle.

También los depósitos glaciales y paraglaciales que se encontraban rellenando el fondo de circos y escalones de roca aguas abajo, en ocasiones con lineamientos paralelos a la red de drenaje actual, o con una textura lobulosa tipo hummocky, son interpretados como morrenas de fondo retrabajadas por procesos paraglaciales, considerando la premisa de que corresponden a sedimentos que se encontraban bajo el glaciar que ocupaba esas cavidades. Estas formas pueden relacionarse con el crecimiento y retroceso de glaciares alpinos colgados en las partes altas del valle.

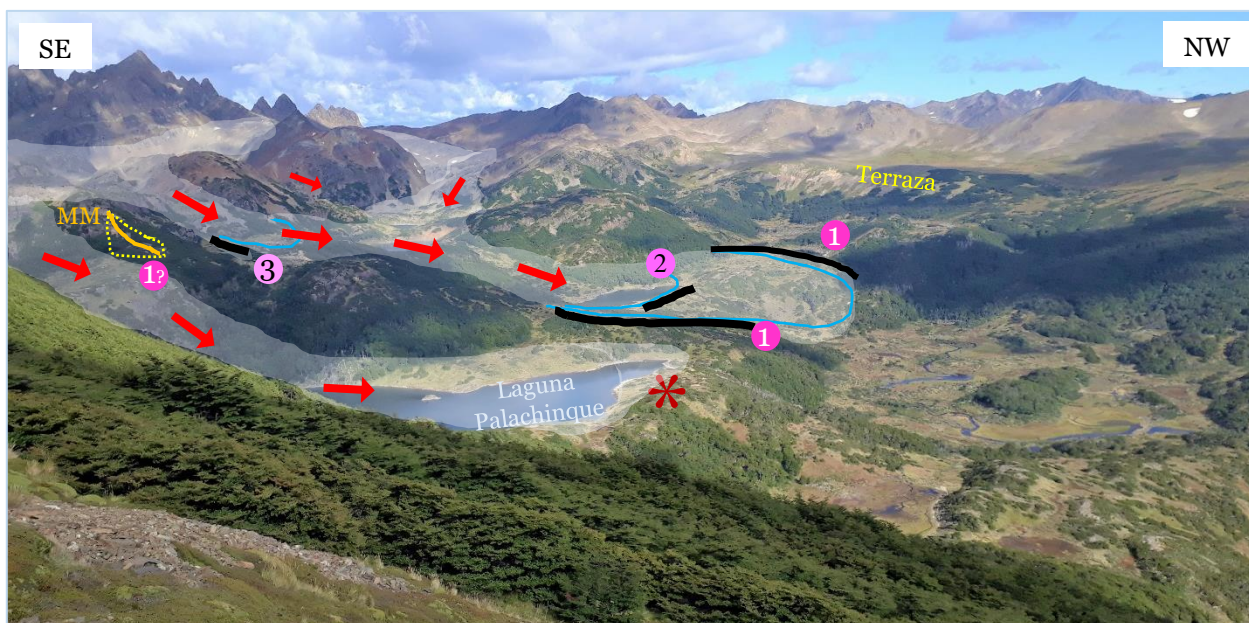


Figura 52. Vista en perspectiva hacia el SW, desde ladera este del valle, centrada en el centro de este. Las crestas morrénicas corresponden a las líneas negras, y morrena medial (MM) con una línea naranja y contorno punteado amarillo. Flechas rojas proponen dirección de hielo. Se propone una temporalidad relativa, con 1 siendo lo más antiguo, y 3 el estadio más joven. Las líneas celestes esbozan los frentes glaciares asociados a los estadios. '1?' podría ser contemporáneo con '1' o anterior. El asterisco "*" se esperaría encontrar evidencias de una morrena terminal.

La totalidad de las crestas morrénicas y morrena medial mapeadas, pueden observarse en la figura 37, de donde se desprende que estas morfologías se relacionan principalmente con el sub-valle central de la cuenca, formado por un complejo de circos en su cabecera, que se unen aguas abajo, particularmente en la depresión asociada a las morrenas identificadas con el número '1' en la figura 52 (estas morfologías pueden observarse también en la figura 39 y 40). A su vez, la morrena medial (MM) habría resultado de la interacción entre el sub-valle central y el oriental. Asociado a este último, si se vuelve a visitar la zona se esperaría encontrar alguna evidencia de una morrena tipo frontal, represando la laguna Palachinque en la zona marcada con un asterisco en la figura 52, pudiendo asociarse temporalmente con el estadio '1' o anterior.

Una serie de depresiones ovaladas, las cuales interaccionan directamente con depósitos de origen glaciar en sus alrededores e incluso con depósitos fluviales en su interior fueron interpretadas como lagunas inactivas. Se pudo observar que su coloración vista en terreno y en imagen satelital, correspondía a turberas, y se interpretó como lagunas inactivas con material sedimentario lacustre en su fondo, las cuales, por alguna perturbación en su represamiento o cambio en la morfometría de la cuenca, se drenaron dejando estas depresiones con relleno de sedimento lacustre y fluvial.

Es de particular importancia una de las lagunas inactivas ubicada en el escalón inmediatamente sobre el nivel de la laguna Róbaló (Fig. 53), ya que es en aquella depresión donde confluyen los sub-valles que conforman la cabecera del valle del Róbaló, además, si se considera el caso hipotético en que se represara, sería la segunda laguna de mayor extensión luego de laguna Róbaló.

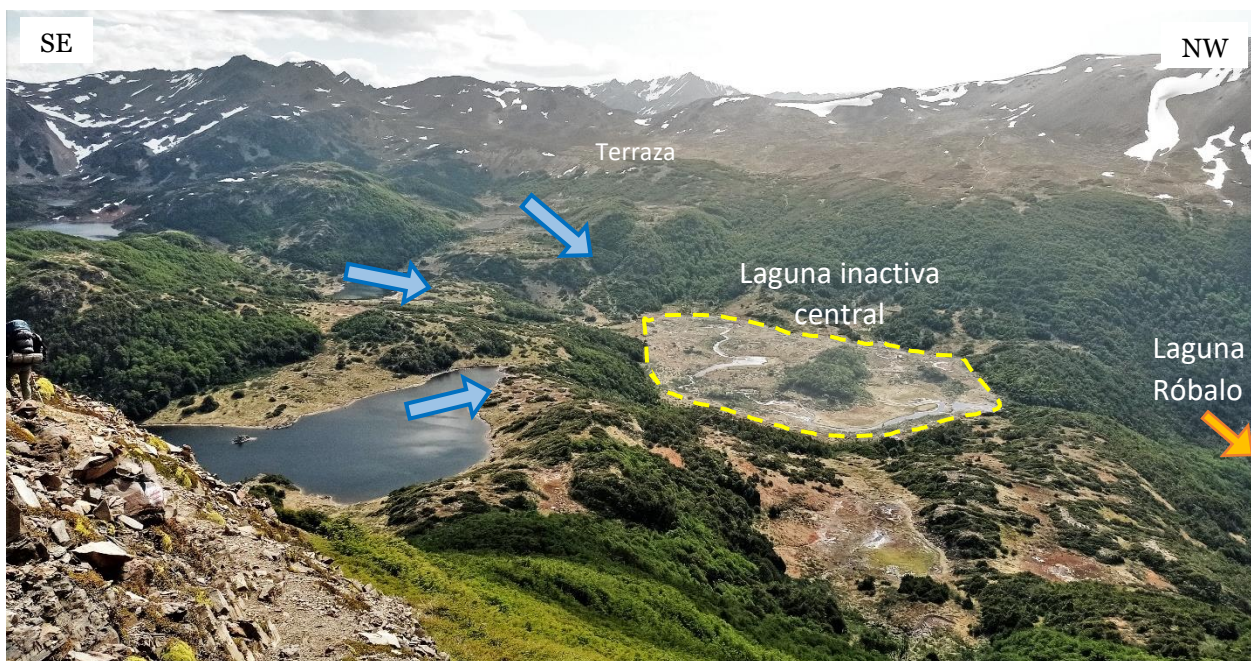


Figura 53. Vista en perspectiva hacia el SW, desde ladera este del valle, centrada en el centro de este. Se indica en línea punteada amarilla la depresión correspondiente a la laguna inactiva de mayor tamaño, y en flechas azules las direcciones de desagüe de los 3 sub-valles que confluyen en ella.

Capítulo 7

Conclusiones y Recomendaciones

Isla Navarino es un lugar privilegiado cuando se trata del estudio de sistemas sub-antárticos, siendo una zona muy sensible a los cambios climáticos. Para el UMG se definen tres límites glaciares del CHP sobre esta isla que marcan las condiciones climáticas entre los 35-20 y que originaron avances y retrocesos glaciales. En efecto, las variaciones de las condiciones atmosféricas a las que ha sido sometida la isla, resultaron en sucesivas glaciaciones durante el Pleistoceno, las cuales han dejado sus huellas en la topografía y forma de la isla como también en sus ecosistemas. Para toda investigación científica referida a estos sistemas, es fundamental contar con un marco geomorfológico, una descripción general o específica de las formas presentes en la superficie, siendo un estudio base y fundamental a la hora de contextualizar dónde se emplazan los objetos o fenómenos de interés.

En este trabajo se realizó una primera aproximación a la descripción de la geomorfología de Isla Navarino, significando una base para futuros estudios en la zona. Con este fin, se abordó una primera descripción geomorfológica a gran escala de la isla, mediante análisis morfométricos a partir de la topografía. A grandes rasgos se identificaron tres altos topográficos (AT) y una depresión. Donde se interpretó que el AT Central quedó descubierto de hielo en sus cumbres de manera temprana en relación al AT Occidental y Oriental, permitiendo el desarrollo de glaciares de valle locales, que modelaron la superficie rugosa que presenta hoy día, mientras que el AT Oriental y Occidental fueron modelados por la erosión de casquetes de hielo, asociados al CHP, generando superficies suavizadas. Mientras que la depresión estuvo cubierta de glaciares de manera más recurrente o con mayores espesores de glaciares que los altos topográficos.

Teniendo en cuenta el contexto geomorfológico general de la isla, se realizó un mapeo de detalle enfocado en el segmento inferior y superior del valle del Río Róbaló, correspondiente a la ciudad costera de Puerto Williams y la ruta hacia los Dientes de Navarino en su cabecera en el AT central.

En el segmento inferior, en Puerto Williams y sus alrededores, se identificó una serie de morfologías tipo drumlin, catalogando el área como un campo de drumlins correlacionable con el descrito en isla Gable y orilla norte del canal Beagle (Rabassa et al, 2000). Asimismo, estas morfologías sub-glaciales se relacionan con el paso de la lengua glacial del Beagle la cual fluía hacia el Atlántico en dirección W-E y que se desarrollaron durante distintos avances y retrocesos glaciares. Por otra parte, en el segmento superior del valle, se identificaron una serie de escarpadas aristas correspondientes al cordón rocoso de los Dientes de Navarino, modelados por circos que generan sub-valles dentro del principal, evidenciando en un pasado, la existencia de glaciares de valle que fluían hacia el NNE y cuyos límites están marcados por sistemas morrénicos locales acotados a la cuenca.

De esta relación entre el segmento inferior y superior del valle del Róbaló, se desprende la evidencia de al menos dos escalas de glaciares, por una parte, la gran lengua glacial que fluía por el canal Beagle; y, por otra parte, glaciares de menor volumen que descendían desde valles tributarios nacientes en cordón montañoso de los Dientes de Navarino, hacia el Beagle, formando valles de orientaciones preferenciales S-N y SSW-NNE. La temporalidad e interacción entre estos dos sistemas glaciares debe ser un sujeto de estudio para futuros trabajos. La Isla Navarino, y en particular los valles que descienden hacia el Canal Beagle, es un área atractiva para abordar este sujeto de estudio, dada su posición en el límite austral del casquete glacial patagónico y la accesibilidad en relación con otras áreas.

Se espera que la descripción e interpretaciones realizadas en este trabajo sean un aporte para abordar este sujeto de estudio, y que el ejercicio de revisar la relación entre los límites del CHP desde su último máximo, propuestos por Davies et al. (2020), con la superficie observable en la zona hoy día, motive su reconsideración, revisión y desarrollo de estudios que puedan aportar en su delimitación con mayor certidumbre.

Bibliografía

- Araya-Vergara, J. F. (1978). La función morfogénica de las Islas del Cabo de Hornos en el Wurm Superior. *Investigaciones Geográficas*, (25), Pág. 21–52. <https://doi.org/10.5354/0719-5370.1978.27473>
- Avendaño, V. (2008). Petrología del Complejo Ofiolítico Tortuga, Magallanes Chile: Evidencias de un metamorfismo Cretácico Inferior. Prof. Guía Mauricio Calderón Nettle. *Memoria de título geóloga, Universidad de Chile*. 128 pp.
- Baulig, H. (1926). Le Relief De La Haute-Belgique. *Annales de Géographie*, 35(195), 206–235. <http://www.jstor.org/stable/23440179>
- Benn, D., & Evans, D. J. (2010). *Glaciers and glaciation*. Second Edition. Routledge.
- Borromei, A. M., Ponce, J. F., Coronato, A., Candel, M. S., Olivera, D., & Okuda, M. (2014). Reconstrucción de la vegetación posglacial y su relación con el ascenso relativo del nivel del mar en el extremo este del canal Beagle, Tierra del Fuego, Argentina. *Andean geology*, 41(2), 362-379.
- Bujalesky, G. G., Coronato, A. M., Rabassa, J. O., & Acevedo, R. D. (2008). El Canal Beagle. Un ambiente esculpido por el hielo.
- Bujalesky, G. G. (2011). La inundación del Valle Beagle (11.000 AÑOS AP), Tierra del Fuego. The Flood of the Beagle Valley (11.000 YR BP), Tierra del Fuego. En *Anales del Instituto de la Patagonia* (Vol. 39, No. 1, pp. 5-21).
- Caldenius, C. C. Z. (1932). Las Glaciaciones Cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego: Una investigación regional, estratigráfica y geocronológica, Una comparación con la escala geocronológica sueca. *Geografiska Annaler*, 14(1-2), 1-164.
- Calderon, M., Prades, C. F., Herve, F., Avendaño, V., Fanning, C. M., Massonne, H. J., Theye, T. & Simonetti, A. (2013). Petrological vestiges of the Late Jurassic-Early Cretaceous transition from rift to back-arc basin in southernmost Chile: New age and geochemical data from the Capitán Aracena, Carlos III, and Tortuga ophiolitic complexes. *Geochemical Journal*, 47(2), 201-217.
- Clapperton, C. M. (1983). The glaciation of the Andes. *Quaternary Science Reviews*, 2(2-3), 83-155.
- Clapperton, C. M. (1994). The quaternary glaciation of Chile: a review. *Revista Chilena de Historia Natural*, 67(4), 369-383.
- Cohen, K.M., & Gibbard, P. (2011) Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy), Cambridge, England.
- Coloma, F., Calderón, M., & Astudillo, A. (2009). Sulfuros y óxidos en el Complejo Ofiolítico Tortuga, Andes Fueguinos, Chile. *Santiago*, 22, S12_004.
- Coronato, A., Seppälä, M., Ponce, J. F., & Rabassa, J. (2009). Glacial geomorphology of the Pleistocene lake Fagnano ice lobe, Tierra del Fuego, southern South America. *Geomorphology*, 112(1-2), 67-81.tu

- Davies, B. J., Darvill, C. M., Lovell, H., Bendle, J. M., Dowdeswell, J. A., Fabel, D., ... & Thorndycraft, V. R. (2020). The evolution of the Patagonian Ice Sheet from 35 ka to the present day (PATICE). *Earth-Science Reviews*, 204, 103152.
- Denton, G. H., Lowell, T. V., Heusser, C. J., Schlüchter, C., Andersen, B. G., Heusser, L. E., Moreno, P.I., & Marchant, D. R. (1999). Geomorphology, stratigraphy, and radiocarbon chronology of Llanquihue Drift in the area of the Southern Lake District, Seno Reloncaví, and Isla Grande de Chiloé, Chile. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 81(2), 167-229.
- Dirección Meteorológica de Chile (s.f.). *Productos Históricos*. Recuperado 1 de enero de 2022, de, <https://climatologia.meteochile.gob.cl/application/requerimiento/producto/RE3003>
- Evans, I. S. y Cox, N. J. (1974). Geomorphometry and the operational definition of cirques. *Area* 6, 150-3.
- Evans, I. S., & Cox, N. J. (1995). The form of glacial cirques in the English Lake District, Cumbria. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 39, 175-202.
- Fairbridge, R.W. (1968). Crag and tail. In: *Geomorphology. Encyclopedia of Earth Science*. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/3-540-31060-6_71
- Glasser, Neil & Jansson, Krister. (2008). The Glacial Map of southern South America. *Journal of Maps - J MAPS*. 4. 175-196. 10.4113/jom.2008.1020.
- Hall, B. L., Porter, C. T., Denton, G. H., Lowell, T. V., & Bromley, G. R. (2013). Extensive recession of Cordillera Darwin glaciers in southernmost South America during Heinrich stadial 1. *Quaternary Science Reviews*, 62, 49-55.
- Hall, B. L., Denton, G. H., Lowell, T. V., Bromley, G. R. M., & Putnam, A. E. (2017). Retreat of the Cordillera Darwin icefield during the Termination I. *Cuadernos de investigación geográfica/Geographical Research Letters*, (43), 751-766.
- Halle, T. (1910). On Quaternary deposits and changes of level in Patagonia and Tierra del Fuego. *Bulletin of the Geological Institute of Upsala* 9.
- Hergarten, S., Robl, J., & Stüwe, K. (2014). Extracting topographic swath profiles across curved geomorphic features. *Earth Surface Dynamics*, 2(1), 97-104.
- Hervé, M., Suárez, M., & Puig, A. (1984). The Patagonian Batholith S of Tierra del Fuego, Chile: timing and tectonic implications. *Journal of the Geological Society*, 141(5), 909-917.
- Hamblin W. K. & Christiansen E. H. (2003). *Earth's dynamic systems* (10th ed.).
- Instituto de Investigaciones Geológicas (IIG). (1969). Informe Geológico preliminar de la comuna de Navarino Provincia de Magallanes. Comisión Magallanes, Santiago, Chile.
- Ivy-Ochs, S. & Kober, F. (2008). Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. *E&G Quaternary Science Journal*, 57(1/2), 179-209.
- Kaplan, M. R., Fogwill, C. J., Sugden, D. E., Hulton, N. R. J., Kubik, P. W., & Freeman, S. P. H. T. (2008). Southern Patagonian glacial chronology for the Last Glacial period and implications for Southern Ocean climate. *Quaternary Science Reviews*, 27(3-4), 284-294.

- Katz, H.R. & Watters, W.A. (1965). Geological investigation of the Yahgan Formation (Upper Mesozoic) and associated igneous rocks of the Navarino Island, Southern Chile. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, Vol. 9, No. 3, p. 323-359.
- Kranck, E.H. (1932). Geological Investigations in te Cordillera of Tierra del Fuego. Chapter "C": "The Coast Cordillera South of Tierra del Fuego". *Acta Geographica*, Vol. 4, No. 2, p. 115-137.
- Lagabrielle, Y., Godd ris, Y., Donnadieu, Y., Malavieille, J., Suarez, M. (2009). The tectonic history of Drake Passage and its possible impacts on global climate. *Earth Planet. Sci. Lett.* 279, 197–211. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.037>.
- Lodolo, E., Menichetti, M., Bartole, R., Ben-Avraham, Z., Tassone, A., Lippai, H. (2003). Magallanes–Fagnano continental transform fault (Tierra del Fuego, southernmost South America). *Tectonics* 22, 1076. <http://dx.doi.org/10.1029/2003TC001500>.
- McCulloch, R. D., Bentley, M. J., Purves, R. S., Hulton, N. R., Sugden, D. E., & Clapperton, C. M. (2000). Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 15(4), 409-417.
- McCulloch, R. D., Fogwill, C. J., Sugden, D. E., Bentley, M. J., & Kubik, P. W. (2005). Chronology of the last glaciation in central Strait of Magellan and Bahía In til, southernmost South America. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 87(2), 289-312.
- Mercer, J. H. (1976). Glacial history of Southernmost South America 1. *Quaternary research*, 6(2), 125-166.
- Mitchell, W. A. (1994). Drumlins in ice sheet reconstructions, with reference to the western Pennines, northern England. *Sedimentary Geology* 91, 313–31.
- Moore, D. (1983). *Flora of Tierra del Fuego*. Nelson: 396 p. Oswestry.
- Moreno, F. P. (1899). *Viaje a la Patagonia austral*. 2 Edici n. Tomo I. Buenos Aires 1879. *Explorations in Patagonia*. The Geogr. Journal 1899.
- National Park Service (s.f.). *Glacial Landforms*. Recuperado 4 de junio de 2022, de <https://www.nps.gov/subjects/geology/glacial-landforms.htm>
- Oliva, L., Cioccale, M. A., & Rabassa, J. O. (2020). Morphometry and spatial distribution of glacial cirques in the Western Fuegian Andes of Argentina, southernmost South America. *Andean Geology*, 47(2), 316-350.
- Olivero, E. B., & Martinioni, D. R. (1996). Late Albian inoceramid bivalves from the Andes of Tierra del Fuego: Age implications for the closure of the Cretaceous marginal basin. *Journal of Paleontology*, 70(2), 272-274.
- Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M., Kelley, S.P. (2000). Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *J. Petrol.* 41, 605–625.

- Pérez-Peña, J. V., Al-Awabdeh, M., Azañón, J. M., Galve, J. P., Booth-Rea, G., & Notti, D. (2017). SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. *Computers & Geosciences*, 104, 135-150. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.08.008>.
- Pisano, V.E. (1977). Fitogeografía de Fuego-Patagonia chilena. In *Comunidades vegetales entre las latitudes 52 y 56°S*. Anales del Instituto de la Patagonia 8: 121-250. Punta Arenas.
- Poblete, F., Roperch, P., Hervé, F., Diraison, M., Espinoza, M., & Arriagada, C. (2014). The curved Magallanes fold and thrust belt: Tectonic insights from a paleomagnetic and anisotropy of magnetic susceptibility study. *Tectonics*, 33(12), 2526-2551.
- Poblete, F., Roperch, P., Arriagada, C., Ruffet, G., de Arellano, C. R., Hervé, F., & Poujol, M. (2016). Late Cretaceous–early Eocene counterclockwise rotation of the Fuegian Andes and evolution of the Patagonia–Antarctic Peninsula system. *Tectonophysics*, 668, 15-34.
- Rabassa, J., & Clapperton, C. M. (1990). Quaternary glaciations of the southern Andes. *Quaternary Science Reviews*, 9(2-3), 153-174.
- Rabassa, J., Coronato, A., Bujalesky, G., Salemme, M., Roig, C., Meglioli, A., Heusser, C., Gordillo, S., Roig, F., Borronei, A., & Quattrocchio, M. (2000). Quaternary of Tierra del Fuego, southernmost South America: an updated review. *Quaternary International*, 68, 217-240.
- Rabassa, J., Coronato, A., & Martínez, O. (2011). Late Cenozoic glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego: an updated review. *Biological Journal of the Linnean Society*, 103(2), 316-335.
- Riccardi, Alberto. (1970). Favrella R. Douvillé, 1909 (Ammonitina, Cretácico inferior): Edad y Distribución. *AMEGHINIANA*. 5. 21-33.
- Salazar, E., Duhart, P., Opazo, E., Velásquez, R., Peña, M., Poblete, F. & Tapia, F. (2021). Avances en la Geología de la parte norte de Isla Navarino (55°S), entre Dientes de Navarino y Puerto Williams, Región de Magallanes y de la Antártica Chilena. Servicio Nacional de Geología y Minería. Informe Registrado IR-21-95: 86 p. Santiago.
- Sernageomin, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile.
- Shroder, J. F. (2011). Landforms of glacial deposition in: *Encyclopedia of snow, ice and glaciers*. Springer Science & Business Media.
- Smalley, R., Dalziel, I.W.D., Bevis, M.G., Kendrick, E., Stamps, D.S., King, E.C., Taylor, F.W., Lauría, E., Zakrajsek, A., Parra, H. (2007). Scotia arc kinematics from GPS geodesy. *Geophys. Res. Lett.* 34. <http://dx.doi.org/10.1029/2007gl031699>.
- Smith, M. J., Paron, P., & Griffiths, J. S. (2011). *Geomorphological mapping: methods and applications* (Vol. 15). Elsevier.

Soteres, R., Peltier, C., Kaplan M. & Sagredo, E. (2020) Glacial geomorphology of the Strait of Magellan ice lobe, southernmost Patagonia, South America, *Journal of Maps*, 16:2, 299-312, DOI: 10.1080/17445647.2020.1736197.

Stern, C. R., & Kilian, R. (1996). Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(3), 263–281.

Suárez, M., Hervé, M., Puig, A. (1985^a). Hoja Isla Hoste e islas adyacentes: XII Región, escala 1:250000. IIG, Carta Geológica de Chile (n.65):106 p., 1 mapa escala 1:250000.

Suárez, M., Puig, A., & Hervé, M. (1985b). Depósitos de un abanico submarino de trasarco del Mesozoico superior: Formación Yahgán, Islas Hoste y Navarino. *Actas 4º Congreso Geológico Chileno, Antofagasta*, pp. 534-545.

Suárez, M., Hervé, M. & Puig, A. (1982). El Complejo Plutónico Santa Rosa, Isla Navarino: Emplazamiento sintectónico (y/o diapírico). *Actas 3º Congreso Geológico Chileno, Concepción*, 3: 197-202.

Telbisz, T., Kovács, G., Székely, B., & Szabó, J. (2013). Topographic swath profile analysis: a generalization and sensitivity evaluation of a digital terrain analysis tool. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 485-513.

Tuhkanen, S., Kuokka, I., Hyvoenen, J., Stenroos, S., & Niemelae, J. (1989). 1989-90: Tierra del Fuego as a target for biogeographical research in the past and the present, *Anales del Instituto de la Patagonia, Series Ciencias Naturales* 19, 1-107.

Tuhkanen, S. 1992. The climate of Tierra del Fuego from a vegetation geographical point of view and its ecoclimatic counterparts elsewhere. *Acta Botánica Fennica* 125: 4-17.

Universidad de Sonora. (s.f.). *Ambientes Sedimentarios: Ambiente Glacial*.

https://sivea.uson.mx/docentes/tareas/11_AMBIENTES_SEDIMENTARIOS_III.pdf

Anexo

A1. Tratamiento Modelo de Elevación Digital

En primer lugar, se descargaron cuatro archivos ALOS PALSAR de resolución 12.5m “*Hi-Res Terrain Corrected*” desde asf.alaska.edu (fecha 12-05-2022) con la intención de cubrir toda la zona de estudio y alrededores:

Fecha 26 feb 2011: AP_27118_FBS_F6050_RT1

AP_27118_FBS_F6060_RT1

Fecha 14 feb 2011: AP_26943_FBS_F6050_RT1

AP_26943_FBS_F6060_RT1

Luego, dado que se trataba de cuatro archivos separados que cubrían la zona de estudio y las variaciones de altura con respecto al geode, mediante los programas ArcGIS 10.4 y ENVI, se realizaron una serie de procesamientos y correcciones que se describen a continuación.

1. En ENVI se hizo un mosaico de las 4 imágenes con “*Seamless Mosaic*”.
Nombre archivo: “Mosaico_DEM_AP.tif”.
 - Este archivo que presenta 3 bandas y contiene valores de [0 a 255] en ENVI.
2. Se recortó el mosaico de los 4 archivos (.dem.tif). Considerando solo la zona de Isla Navarino, con ENVI: “Mosaico_recortado_isla_II.tif”.
 - Este archivo tiene valores de ENVI [-150 a 1320] y ArcGIS [-113 a 1301]
3. Corrección en ENVI con la herramienta “*Replace bad values*” para sacar los valores de elevación negativos, mediante triangulación de los valores “buenos” presentes alrededor de los “pixeles malos”.

En el rango de *bad values* se aplicó a “Mosaico_recortado_isla_II.tif”: [-150, 13] (donde: [-150] menor valor del DEM en ENVI y [13] el “-1” sin la corrección de los 14m del mar). Archivo:

“Mosaico_rec_BV.tif”

- Tiene valores de ENVI [0 a 1320] y ArcGIS [0 a 1301] con máx. densidad entre el [-1 y 2].

4. Luego, se corrigió con ArcGIS los 14 metros sobre el nivel del mar utilizando la herramienta online de corrección “*GeoidEval Utility*”, la cual se encuentra en la página de ASF: <https://asf.alaska.edu/data-sets/derived-data-sets/alos-palsar-rtc/alos-palsar-radiometric-terrain-correction/>. Esta herramienta calcula la altura del geode sobre el elipsoide WGS84 en una ubicación específica dada. En este caso se utilizó una posición sobre el mar (-55.25160; -67.45810 en grados decimales), cercana a la orilla de la isla. La herramienta arrojó un valor de 14.2713 metros, los cuales se utilizaron posteriormente para la corrección (Fig. 19).

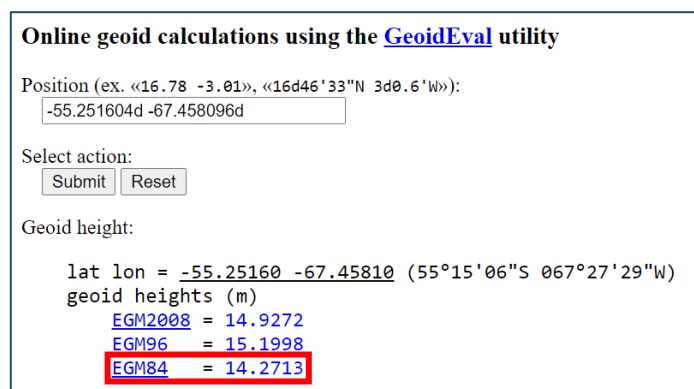


Figura A. Resultado arrojado por la herramienta GeoidEval según la posición dada.

- Por último, se aplicó nuevamente la herramienta de ENVI “*Replace bad values*”, para corregir los 14 metros de anomalía, que se observaba claramente en el nivel del mar, el cual arrojaba un valor de -14m.

En el rango de *bad values* se aplicó al archivo “Mosaico_rec_BV_14.tif” un rango de [-14 , -1] (donde: [-14] menor valor del DEM en ENVI) (aquí el ‘o’ ya es nivel del mar) Archivo: “**Mosaico_rec_BV_14BV.tif**”

- Tiene valores de ENVI [0 a 1234] y ArcGIS [0 a 1287] con máx. densidad de valores entre [0 y 2].

Tabla A. Resumen del procesamiento aplicado al DEM, y seguidilla de valores que presentó según las distintas herramientas SIG utilizadas.

	Nombre Archivo	Software	Herramienta	Mín/Máx ENVI	Mín/Máx ArcGIS	
Archivo base:	Mosaico_recortado_isla_II.tif	ENVI	Seamless Mosaic	-150 1320	-113 1301	
1°	Mosaico_rec_BV.tif	ENVI	Replace bad values	0 1320	0 1301	reshold de [-150 a 13]
2°	Mosaico_rec_BV_14.tif	ArcGIS	Raster calculator	-14 1234	-14 1306	Operación:"Mosaico_rec_BV.tif" - 14
3°	Mosaico_rec_BV_14BV.tif	ENVI	Replace bad values	0 1234	0 1287	reshold de [-14 a -1]

A2. Toma de Muestras para Datación por Nucleidos Cosmogénicos

Metodología

El método de datación por nucleidos cosmogénicos se basa en la medición de las concentraciones de nucleidos en rocas y suelos. Nucleidos como ^{10}Be , ^{14}C y ^{26}Al son isotopos radioactivos generados por el impacto de rayos cósmicos de alta energía en superficies expuestas. Su tasa de producción depende de la intensidad del campo geomagnético, los tiempos de exposición de la superficie, y la tasa de erosión (Ivy-Ochs and Kober, 2008). Muestras de cuarzo, como las tomadas en terreno, son preferidas para este método de datación, ya que las tasas de generación de ^{10}Be y ^{26}Al están bien definidas (a raíz de su estructura cristalina simple) y es un mineral resistente a la erosión y meteorización (Ivy-Ochs and Kober, 2008).



Figura B. Muestreo de superficie de bloques sobre terraza colgada en zona oeste del segmento superior del valle Róbaló. Como escala se muestra el martillo de 30 cm de largo.

Durante la campaña de terreno se tomaron muestras para dataciones de exposición mediante nucleidos cosmogénicos, enfocado en el muestreo de rocas con contenido de cuarzo y de material no consolidado. Se aplicaron dos metodologías para el muestreo:

- **Muestreo de superficie**, consistió en la elección de grandes bloques expuestos a la radiación cósmica en superficies totalmente expuestas (Fig. 21). Se tomaron consideraciones como que el bloque fuera idealmente de tamaño mayor a 1 metro cúbico, que no tuviera arbustos u objetos que limitaran el ángulo de exposición hacia el cielo, que fuera una litología con contenido de cuarzo, y que el volumen muestreado sea al menos de 5 kg. Este método fue aplicado para superficies de drumlins en Puerto Williams y alrededores, y en el segmento superior del valle del Róbaló, en roca madre expuesta y estriada, con vetillas de cuarzo, y sobre superficie de terraza colgada en el segmento superior del Valle del Róbaló.
- **Muestreo en perfiles de profundidad**, tomando muestras de depósitos no consolidados en cortes expuestos (Fig. 22), relativamente modernos (sin cubierta vegetal desarrollada). Se toman sucesivas muestras (4 al menos) equiespaciadas en la vertical, partiendo inmediatamente bajo la capa de suelo, como se ve en la figura 22. Este método de muestreo se aplicó en cortes en crestas de los drumlins de Puerto Williams y alrededores.

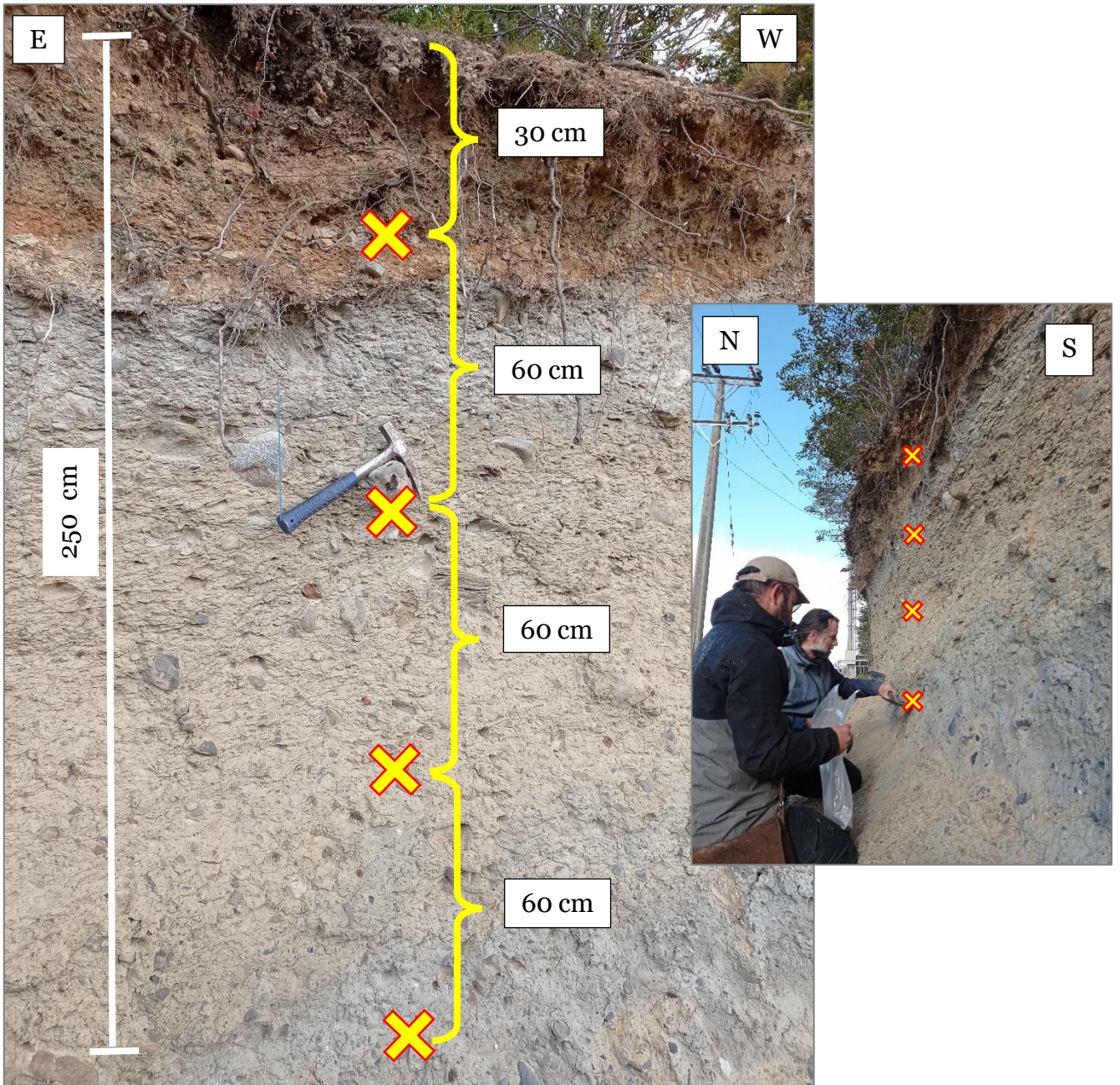


Figura C. Muestreo de perfil de profundidad en corte de cresta de drumlin en Puerto Williams. Las “x” muestran el lugar de muestreo, espaciada entre sí por 60cm en la vertical.

Muestreo

Durante el trabajo en terreno se tomaron muestras para datación mediante nucleidos cosmogénicos principalmente sobre superficies de depósitos, y en profundidad. En el caso del segmento inferior del valle el muestreo se centró en las crestas de drumlins mediante la toma de muestras de bloques superficiales y perfiles de profundidad, como también el muestreo de bloques superficiales. En el segmento superior, se tomaron

muestras de la superficie de la terraza del lado este, mediante bloques superficiales y alrededor de la laguna El Salto vetas de cuarzo en superficies rocosas expuestas estriadas. En la figura 45, se muestra un mapa de las zonas de estudio con los distintos tipos de muestras tomadas.

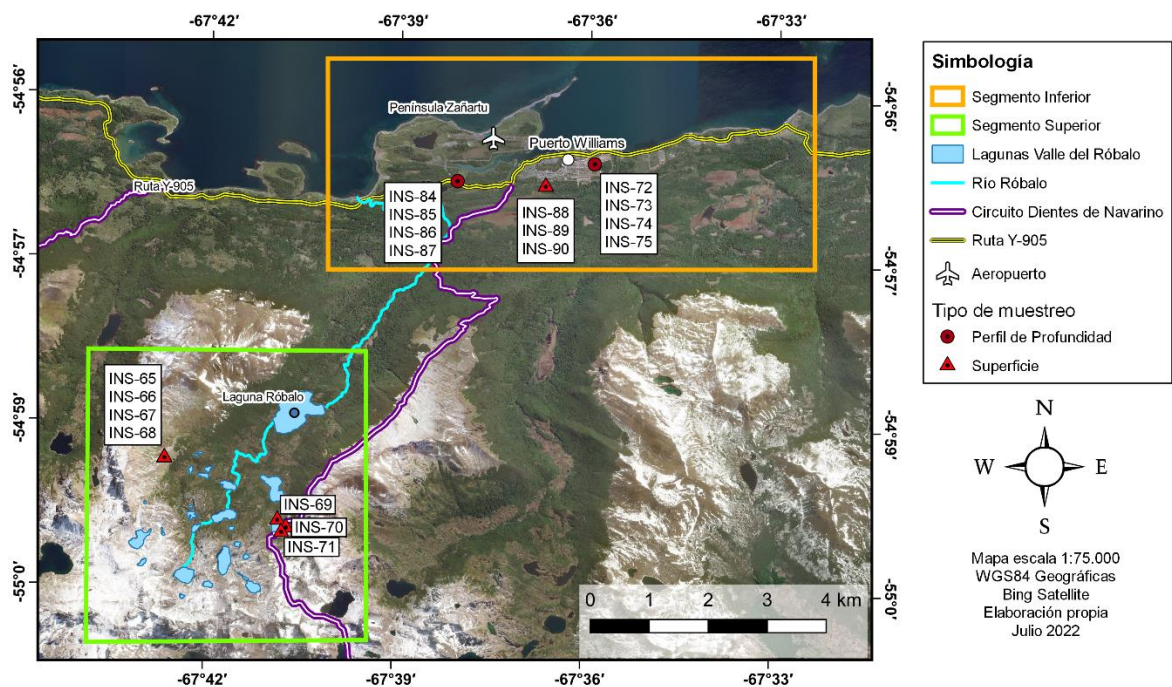


Figura D. Mapa con la ubicación de las muestras tomadas para datación mediante nucleidos cosmogénicos, en el segmento superior e inferior del valle del Río Róbalo.

A continuación, se enlistan las muestras tomadas en dos tablas, una para cada tipo de muestreo.

Tabla B. Muestras de sedimentos tomadas en perfil de profundidad para datación mediante nucleidos cosmogénicos.

Muestra	Lugar	Morfología muestreada	Longitud	Latitud	Altitud [msnm]	Profundidad [cm]
INS-72	Pto. Williams sur	Cresta Drumlin P.W.	-67,59	-54,93	19	30
INS-73	Pto. Williams sur	Cresta Drumlin P.W.	-67,59	-54,93	19	90
INS-74	Pto. Williams sur	Cresta Drumlin P.W.	-67,59	-54,93	19	150
INS-75	Pto. Williams sur	Cresta Drumlin P.W.	-67,59	-54,93	19	210
INS-84	Cruce Aeropuerto	Cresta drumlin	-67,63	-54,93	38	60
INS-85	Cruce Aeropuerto	Cresta drumlin	-67,63	-54,93	38	120
INS-86	Cruce Aeropuerto	Cresta drumlin	-67,63	-54,93	38	180
INS-87	Cruce Aeropuerto	Cresta drumlin	-67,63	-54,93	38	240

Tabla C. Muestras correspondientes a bloques superficiales, para nucleidos cosmogénicos. El parámetro “Exposición” hace referencia al plano muestreado y su exposición al cielo.

Muestra	Lugar	Morfología muestreada	Longitud	Latitud	Altitud [msnm]	Tamaño [cm ³]	Espesor [cm]	Exposición (Dip/DipDir)	Litología
INS-65	Terraza colgada	Bloque en terraza	-67,71	-54,98	584	50 x 100 x (>30)	15	25/45	Arenisca c/concreciones
INS-66	Terraza colgada	Bloque en terraza	-67,71	-54,98	584	80 x 60 x (>40)	15	0/0	Arenisca c/clastos blancos
INS-67	Terraza colgada	Bloque en terraza	-67,71	-54,98	584	130 x 130 x (>60)	15	0/0	Arenisca c/clastos fangolita
INS-68	Terraza colgada	Fragm. Qz. en terraza	-67,71	-54,98	584	12 cm	1	0/0	Cuarzo
INS-69	Laguna El Salto	Roca madre estriada	-67,68	-54,98	494	-	1	10/180	Vetilla de Qz en Arenisca
INS-70	Laguna El Salto	Roca madre estriada	-67,67	-54,99	497	-	1	22/180	Vetilla de Qz en Arenisca
INS-71	Laguna El Salto	Roca madre estriada	-67,67	-54,99	491	-	1	22/225	Vetilla de Qz en Arenisca
INS-88	Pto. Williams sur	Bloques cresta drumlin	-67,61	-54,93	39	40 x 30 x (>10)	2	0/0	Veta de Qz en bloque
INS-89	Pto. Williams sur	Bloques cresta drumlin	-67,61	-54,93	39	20 x 15 x (>5)	1	0/0	Intrusivo
INS-90	Pto. Williams sur	Bloques cresta drumlin	-67,61	-54,93	39	8 x 4 x 1	1	0/0	Cuarzo