



Caracterización hidrogeológica, geocriológica y aspectos geotécnicos de la meseta de Isla Marambio



Trabajo Final de Licenciatura
Autor: Aitor Ormazabal
Director: Dr. Adrián Silva Busso



Índice

Resumen	1
Capítulo 1 – Introducción	2
1.1. Objetivos	2
1.2. Introducción	2
1.3. Ubicación	3
1.3. Metodología	4
1.3.1. Metodología del análisis geológico	4
1.3.2. Metodología del análisis geoeléctrico	5
1.3.3. Metodología del análisis térmico	6
1.3.4. Metodología del análisis geotécnico	7
1.3.5. Metodología del análisis geocriológico	7
Capítulo 2 - Características del área de estudio	8
2.1. Clima	8
2.2. Temperatura y precipitación media	10
2.3. Vientos	13
2.4. Mareas	14
2.5. Suelos	15
2.6. Flora y fauna	17
Capítulo 3 - Antecedentes	21
3.1. Antecedentes geológicos	21
3.2. Antecedentes geomorfológicos	22
3.3. Antecedentes hidrogeológicos y geocriológicos	24
Capítulo 4 - Aspectos geológicos de la Isla Marambio	28
4.1. Marco regional	28
4.2. Estratigrafía	30
4.3. Grupo Marambio	31
4.3.1. Formación Haslum Crag	31
4.3.2. Formación López de Bertodano	31
4.3.3. Formación Sobral	32
4.4. Grupo Seymour Island	33
4.4.1. Formación Cross Valley-Wiman	33
4.4.2. Formación La Meseta	33
4.4.3. Formación Submeseta	34
4.5. Formación Hobbs Glacier	35

4.6. Grupo Volcánico Isla James Ross	35
4.7. Formación Weddell	36
4.8. Resumen de la estratigrafía propuesta para el área de estudio	37
Capítulo 5 - Geomorfología de la Isla Marambio	38
5.1. Proceso fluvial	38
5.2. Proceso litoral marino	40
5.3. Proceso eólico	42
5.4. Proceso gravitacional	43
5.5. Proceso criogénico	44
5.6. Proceso glaciar	45
Capítulo 6 - Geología de la meseta	47
6.1. Características generales	47
6.2. Perfil estratigráfico	52
Capítulo 7 – Geocriología e hidrogeología de la meseta	63
7.1. Características del permafrost	63
7.2. Características de la capa activa	64
7.3. Características hidrogeológicas	64
7.4. Temperatura del suelo	66
7.5. Prospección geoeléctrica (SEV)	74
7.6. Resultados y discusiones	76
Capítulo 8 - Parámetros geotécnicos de la meseta	86
8.1. Introducción y metodología	86
8.2. Granulometría	87
8.3. Límites de Atterberg	88
8.4. Clasificación	90
8.5. Peso unitario seco	92
8.6. Valor soporte e hinchamiento del suelo	94
8.7. Resultados y discusiones	95
8.8. Suelos susceptibles al congelamiento	100
8.9. Consideraciones sobre el uso de los suelos	103
Capítulo 9 – Conclusiones	104
Agradecimientos	107
Referencias	109
Anexo I: Interpretación de los sondeos eléctricos verticales	119
Anexo II: Resultados de los ensayos de laboratorio	136

Resumen

A partir de un detallado relevamiento geoeléctrico, la instalación de estaciones de medición de temperatura del permafrost y ensayos de laboratorio de los suelos descongelados de posibles canteras, se realizó un estudio integral de las características hidrogeológicas y geotécnicas en la zona de permafrost y capa activa de la meseta sobre la que se asienta la Base Marambio.

Con los sondeos eléctricos verticales (SEV) se interpretaron cinco unidades resistivas, entre las que se encuentra la capa activa, con un espesor que varía entre 0.4 y 0.6 metros, con valores extremos de hasta 1.4 metros. La misma puede encontrarse saturada en agua, dando lugar a la formación de un acuífero libre estival. En general, esto ocurre cuando el techo del permafrost supera el metro de profundidad. Entre los 3 y 5 metros de profundidad se identificó un contraste resistivo que se atribuyó al contacto entre la Formación Weddell y la Formación Submeseta.

Dado que el agua producto del descongelamiento de la capa activa junto con la ablación de las precipitaciones níveas, conforman la zona saturada del suelo en la que se puede desarrollar el acuífero libre estival de agua suprapermafrost, a partir de los SEV se comprobó su existencia y la discontinuidad del mismo, separado por zonas en las que el techo del permafrost se encuentra a menor profundidad.

Las estaciones de medición de temperatura corroboraron las profundidades del techo del permafrost estimadas por geoeléctrica. Se encontró una diferencia en el gradiente térmico entre ambas estaciones, lo que sugiere diferentes conductividades térmicas entre los sedimentos que componen la meseta.

Los suelos que componen la meseta son en general arenosos, con porcentajes variables (20 – 30 %) de partículas tamaño arcilla (menor a 0.002 mm) y tamaño grava. Según la clasificación de susceptibilidad a las heladas, son suelos FG-3 y FG-1, por lo que se recomienda su mejoramiento para el uso como base, subbase o subrasante. Los parámetros mecánicos obtenidos para suelos descongelados de la capa activa son buenos, con un CBR de 94.74% en la muestra S1, módulo de reacción de la subrasante (K) de 220.7 MPa/m y módulo de resiliencia de la subrasante de 108.7 MPa.

Capítulo 1 – Introducción

1.1. Objetivos

Este trabajo tiene como finalidad la caracterización hidrogeológica y el análisis del permafrost en la meseta de la Isla Marambio, donde se asienta la Base Antártica Argentina Vicecomodoro Marambio, contribuyendo al conocimiento geotécnico e hidrogeológico para futuras obras de infraestructura. Se analizan los procesos criogénicos desarrollados en la capa activa y el techo del permafrost, su relación con la hidrogeología e hidrología del lugar y las características geotécnicas del suelo para posibles canteras. A su vez, se completa el último requisito para optar por el título de Licenciado en Ciencias Geológicas que otorga la Universidad de Buenos Aires.

1.2. Introducción

El continente Antártico registra las temperaturas medias anuales más bajas del planeta. Esto se debe, además de su latitud, a la desconexión con el resto de los océanos del mundo por la Corriente Circumpolar Antártica, creada a partir de la separación de Antártida y América del Sur. La separación entre estos continentes habría comenzado durante el Paleógeno y la corriente ya estaría establecida para los 23 M.a (Barker & Burrell, 1977). Solo el 0.32% (45000 km²) de la región Antártica se encuentra libre de hielo (Bockheim, 2015).

Más del 20% de la superficie terrestre del mundo está cubierta por permafrost. Entre los países donde el mismo tiene mayor desarrollo se encuentra Rusia, con la mayor extensión de permafrost, Canadá en segundo lugar y China en tercero. Más del 80% de la superficie de Alaska está cubierta por permafrost y también tiene un rol importante en Estados Unidos, Escandinavia, Groenlandia, Antártida y en varias cadenas montañosas (French, 2007). En la Península Antártica, como consecuencia de las bajas temperaturas y los veranos cortos, se dan las condiciones necesarias para su formación. Los escasos sectores libres de cobertura de hielo cobran gran importancia para su estudio y la investigación de los procesos criogénicos.

La Isla Marambio tiene una meseta elevada 200 msnm libre de hielo permanente, culminada por un depósito de origen glaciar de edad Plioceno – Pleistoceno, denominado Formación Weddell (Zinsmeister & De Vries, 1983). En estos sedimentos se desarrolla permafrost continuo. La capa activa se descongela durante el verano dando lugar a la creación de sistemas hídricos superficiales y niveles saturados supra-permafrost. Los ciclos de congelamiento y descongelamiento modifican las propiedades mecánicas de la capa activa y el techo del permafrost, por lo que la comprensión de estos sistemas es importante, ya que sobre los mismos se asientan obras de infraestructura (edificios,

carreteras, pistas de aterrizaje, etc.), en las cuales se podrían reducir costos de construcción, mantenimiento, e incluso riesgos.

1.3. Ubicación

La Isla Marambio, también conocida como Seymour Island en la bibliografía anglosajona, se encuentra ubicada en el mar de Weddell, unos 100 kilómetros al SE del extremo norte de la Península Antártica, entre $63^{\circ} 30'$ - 65° de latitud sur y 57° - 58° de longitud oeste (Figura 1.1). Pertenece al grupo de Islas James Ross compuesto por las islas James Ross, Vega, Humps, Cockburn, Marambio, Cerro Nevado y Lockyer, junto con las que constituye la mayor superficie libre de hielo de la Antártida. Esta característica le otorga un importante interés geológico debido a la presencia de afloramientos de rocas cretácicas y cenozoicas.

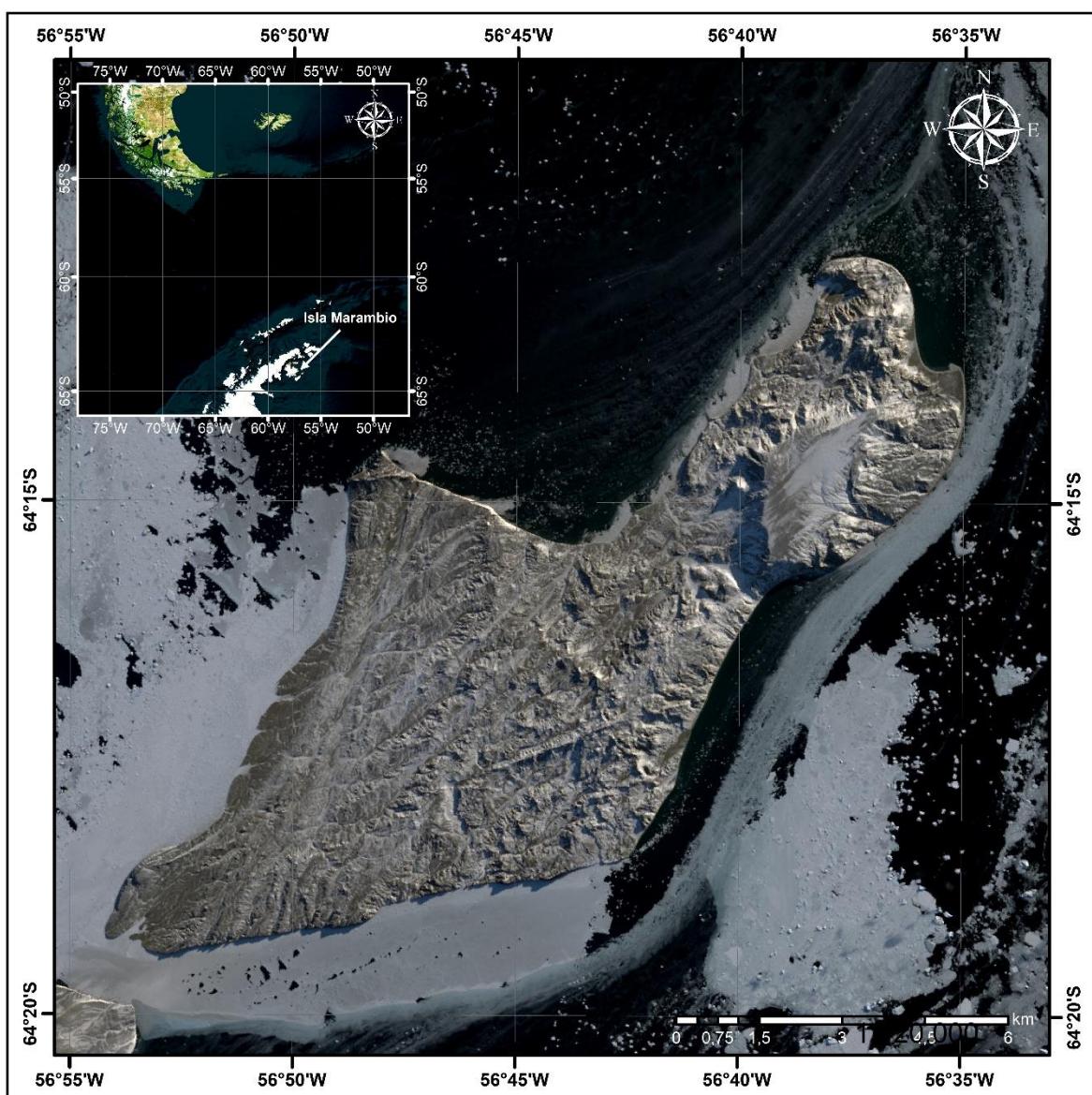


Figura 1.1. Imagen satelital Landsat 8 de la Isla Marambio. Escala 1:120.000.

Su forma es elongada con un largo de aproximadamente 19 km en sentido SO-NE y un ancho máximo de 8.6 km en sentido NO-SE, abarcando una superficie total de 77 km². La ausencia de glaciares y de cobertura nívea permite el desarrollo de sistemas hídricos superficiales y subterráneos durante el periodo estival, convirtiendo a la isla en un ambiente rico para el desarrollo de estudio hidrológico e hidrogeológico, donde también cobra importancia la presencia de permafrost y los procesos criogénicos.

El sector norte de la Isla presenta un relieve mesetiforme, elevado alrededor de 200 msnm, sobre el que se asienta la Base Marambio. Posee una longitud de más de 3 km en sentido SO-NE que, sumado a su escaso relieve, permitió la construcción de dos pistas de aterrizaje, convirtiendo a la Base Marambio en un punto estratégico para la logística antártica argentina.

1.3. Metodología

El presente trabajo fue llevado a cabo con la información recabada durante la Campaña Antártica de Verano 2019/2020. Dicha campaña tuvo lugar entre los meses de febrero y marzo del año 2020 en la meseta de la Isla Marambio sobre la que se dispone una de las bases más importantes de Argentina en el continente Antártico.

Se realizaron 32 sondeos eléctricos verticales con distribución superficial aleatoria, intentando cubrir toda el área de estudio. A partir de las curvas de campo obtenidas se interpretó la distribución de resistividades del subsuelo y su relación con la geocriología del sector. Se colocaron dos estaciones de medición de temperatura del suelo para entender la dinámica térmica del permafrost y principalmente, de la capa activa ubicada sobre el techo del permafrost continuo. Las estaciones registraron la temperatura del suelo durante un año. Los datos obtenidos fueron interpretados de forma parcial para este trabajo. Además, se realizó un perfil estratigráfico en la ladera contigua a la base.

También, se estudiaron las propiedades mecánicas del suelo de la meseta. Para ello, se extrajeron cuatro muestras de puntos específicos que podrían funcionar como canteras en obras futuras, para su análisis en laboratorio. Por último, para el estudio geológico de la meseta, se realizó un perfil estratigráfico extrayendo muestras para el estudio en microscopio de cortes delgados.

A continuación, se detallan los distintos métodos utilizados.

1.3.1. Metodología del análisis geológico

La meseta de la Isla Marambio está formada por las sedimentitas de las formaciones La Meseta y Submeseta, ambas buzantes suavemente al SE, sobre las que se depositaron dos delgados depósitos de till, denominados Formación Hobbs Glacier y Formación Weddell, mediante una superficie erosiva.

Los procesos criogénicos de mayor importancia para la geotecnia tienen lugar, principalmente, en los sedimentos de la Formación Weddell, por lo que el análisis se centró principalmente en ésta.

Para su análisis, se realizó un perfil geológico en las cercanías del edificio principal de la Base Marambio, donde se describió la Formación Weddell y su contacto con la Formación Submeseta. Se tomaron muestras de bloques erráticos de la Formación Weddell a los que se les efectuaron cortes delgados para su análisis mineralógico, clasificación y para definir la procedencia de los mismos. De igual manera, se tomaron muestras de la Formación Submeseta para su análisis al microscopio y clasificación.

Las muestras fueron clasificadas, según correspondiese, por las clasificaciones Dott, modificada por Pettijohn et al. (1987); Diagrama de clasificación QAPF según la Subcomisión de Sistemática de las Rocas Ígneas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS), basada en las recomendaciones de Streckeisen (1973), resumidas y presentadas en español por Terruggi (1980); Clasificación de areniscas híbridas, Zuffa (1980), y la sugerida por la Subcomisión de Sistemática de las Rocas Metamórficas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas, (Fettes & Desmons, 2007).

1.3.2. Metodología del análisis geoeléctrico

Los sondeos eléctricos verticales 1D (SEV) se realizaron con el fin de lograr una interpretación amplia de la distribución del suelo en la meseta y su composición.

Este método consiste en la medición de la resistividad del suelo, propiedad que depende de muchos factores, entre los que se pueden enumerar el contenido, tamaño y tipo de sedimento, su porosidad y el contenido de agua en estado líquido o sólido. Según Orellana (1982), la resistividad de rocas con agua aumenta de 10 a 1000 veces al pasar de +20°C a -20°C, resultando un factor clave para la resolución de la geoeléctrica en ambientes criogénicos.

Para este trabajo se utilizó un equipo de geoeléctrica compuesto por dos multímetros de precisión tipo Fluke con dos baterías de gel de 12V conectadas en serie, obteniendo 24V de tensión total. Por las características del terreno sobre el que se trabajaría y debido a que se dispondría de un solo operador, se buscó un equipo compacto y ligero. Se realizaron tendidos de poca longitud ($AB = 40$ metros), ya que el objeto principal de estudio, la capa activa, no supera los 2 metros de profundidad.

Los 32 sondeos eléctricos verticales fueron distribuidos aleatoriamente en toda la superficie de la meseta utilizando el dispositivo Schlumberger. Este dispositivo comprende cuatro electrodos simétricos a un centro fijo, ordenados de manera lineal sobre una misma recta. Los electrodos A-B forman el circuito de corriente y los electrodos M-N forman el circuito de potencial.

Se realizaron mediciones sucesivas de la resistividad aparente del suelo, utilizando una separación creciente entre los electrodos de emisión y recepción y un centro del segmento fijo. A mayor separación entre electrodos A-B, mayor es la profundidad de penetración. Con estas mediciones de la resistividad aparente se obtiene la curva de campo o curva de resistividad aparente, luego interpretada con el software IPI2WIN.

Como el objetivo principal del trabajo es el estudio de la capa activa, se trabajó con una longitud AB/2 de 20 metros como máximo, con 10 puntos de proyección logarítmica, obteniendo mayor resolución en los primeros metros. Para ajustar la longitud M-N se recurrió al empleo de empalmes. La aplicación del dispositivo resultó sencilla debido a la horizontalidad de la meseta.

1.3.3. Metodología del análisis térmico

Para el análisis térmico del permafrost se instalaron dos estaciones de medición de temperatura del subsuelo. La primera estación, SY-01 “VOR”, fue ubicada en la cabecera norte de la pista de aterrizaje principal y la segunda, SY-02 “Pristino”, en el sector menos antropizado de la meseta, alejado de la base. Dicha distribución permitió comparar el comportamiento del permafrost ante distintos niveles de actividad humana sobre el mismo.

Debido a la importancia que tiene el permafrost para el sistema climático global, se creó el proyecto *Antartic and sub-Antartic Permafrost, Periglacial and Soil Enviroments* (ANTPAS), coordinado por la *International Permafrost Association* (IPA), cuyo objetivo es integrar los datos existentes sobre el permafrost, el hielo terrestre, la dinámica de la capa activa y los suelos, y poner en marcha redes de monitoreo de la capa activa y procesos periglaciares como componente antártico de IPA-IPY Proyecto de observación del permafrost (TSP) y del programa de monitoreo circumpolar de la capa activa (CALM) (Vieira et al., 2010).

Las estaciones están compuestas por cinco termómetros iButton marca Dallas Maxim, modelo DS1921G, colocados en el interior de un caño metálico, cada 20 cm e instalados en el terreno mediante perforaciones manuales de un metro de profundidad. Los termómetros fueron configurados para tomar una medición de temperatura cada 255 minutos, equivalente a 4:15 hs. Las mediciones abarcan un año, comenzando el día 25 de febrero de 2020 y finalizando el 22 de febrero de 2021.

Con los datos obtenidos se realizó un tratamiento estadístico utilizando el promedio diario de temperatura del suelo de cada profundidad. A su vez, para comprender los resultados se realizaron mapas de pendientes y de radiación solar sobre la meseta, mediante el software ArcGIS, versión 10.5. El DEM fue realizado a partir del vuelo fotogramétrico realizado por la Fuerza Aérea en febrero del año 2009.

1.3.4. Metodología del análisis geotécnico

Para estudiar las posibles canteras de aporte de material se tomaron cuatro muestras superficiales de suelo en cercanías a la base. El muestreo se realizó durante la campaña antártica de verano del año 2019, por personal de la Dirección ODENAC (Obras en Apoyo al Desarrollo Nacional), Ejército Argentino, y fueron analizadas en el laboratorio de suelo de dicha dirección en el marco de estudios geotécnicos para distintos proyectos, entre los que se encontraba la remodelación de la pista de la Base Marambio.

En laboratorio se realizó el análisis granulométrico del suelo. Se obtuvieron los Límites de Atterberg, determinando los límites líquido, plástico e índice de plasticidad. Se realizó la prueba de Proctor mediante esfuerzo modificado y la prueba de CBR (California Bearing Ratio). A su vez, con los datos de granulometría obtenidos y los Límites de Atterberg, se clasificaron las muestras según los sistemas SUCS (Sistema Unificado de Clasificación de Suelo) y AASHTO (*American Association of State Highway and Transportation Officials*). Todos los ensayos fueron realizados bajo la normativa ASTM (*American Society for Testing and Materials*).

Con los valores obtenidos en los ensayos se calculó el módulo de reacción de la subsaante (K) y el módulo de resiliencia (Mr). Luego fueron contrastados con los valores típicos expuestos en la bibliografía. También se utilizaron los resultados de los análisis para clasificar las muestras por la clasificación de susceptibilidad a las heladas (*Federal Aviation Administration [FAA]*, 2016).

Por último, se presentó un mapa de susceptibilidad al congelamiento de los suelos de la capa activa, realizado con el software ArcGIS, versión 10.5 y se dieron algunas recomendaciones sobre los métodos constructivos y los tratamientos necesarios para lograr suelos aptos para las condiciones de suelo y clima imperantes.

1.3.5. Metodología del análisis geocriológico

Para el análisis geocriológico se realizaron calicatas hasta el techo del permafrost que, en conjunto con la información obtenida de las estaciones de temperatura, colocadas en la capa activa y los sondeos eléctricos verticales, permitieron caracterizar la dinámica de la capa activa y parte superior del permafrost.

Las calicatas se realizaron manualmente hasta el techo del permafrost y en éstas se pudo observar el espesor de la capa activa, los procesos de congelamiento y descongelamiento de la misma y el nivel estático del acuífero libre estival. También se identificó el tipo de hielo alojado en el permafrost y se tomaron muestras de agua y suelo para su posterior análisis en laboratorio.

Capítulo 2 - Características del área de estudio

2.1. Clima

Antártida es el continente con las temperaturas medias anuales y mínimas absolutas más bajas del planeta. Esto se debe a su aislamiento como consecuencia de la corriente circumpolar antártica. También es el continente más elevado, con una altitud media de 2200 metros, debido al casquete polar. El casquete antártico posee un espesor medio de 2400 metros y supera los 4000 metros de elevación en el domo central, situado alrededor de los 81° S y 79° E.

El Océano Antártico rodea todo el continente. Este océano se encuentra conectado con los océanos más importantes del planeta generando un gran impacto en el clima mundial. Alrededor de la Antártida las corrientes superficiales presentan una zona de divergencia (Figura 2.1). Al norte, el flujo es principalmente de oeste a este, mientras que al sur es de este a oeste. En profundidad, las corrientes son más complejas.

En invierno, la superficie del mar se congela alcanzando el hielo los 60°S de latitud en casi todo el continente. El espesor promedio del hielo marino durante esta estación es de un metro llegando a derretirse totalmente durante el verano (Vasallo, 2017).

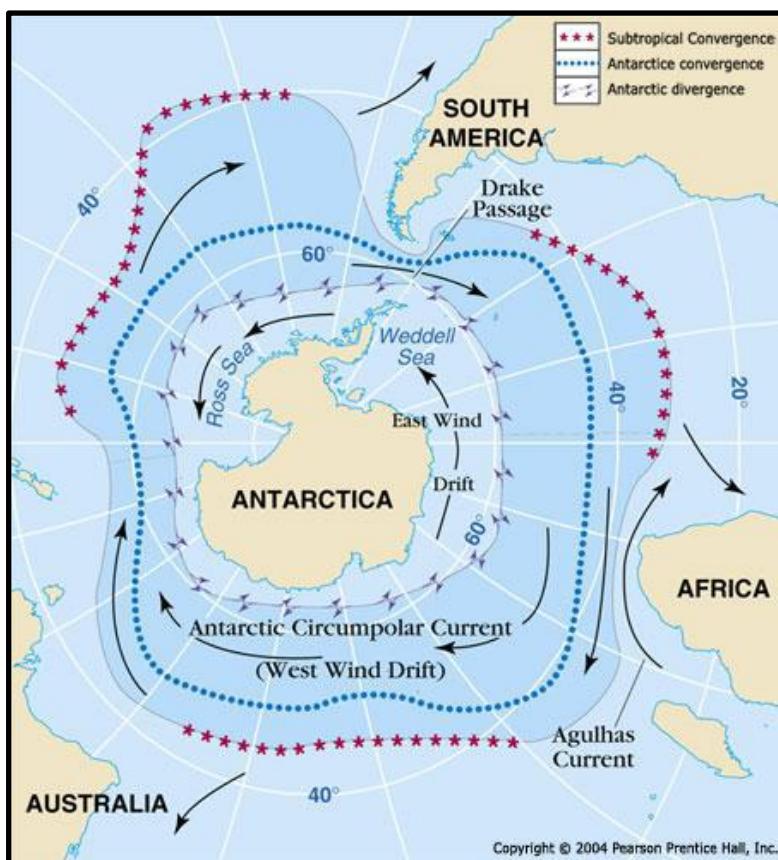


Figura 2.1. Principales corrientes marinas alrededor de la Antártida. Tomado de Vasallo (2017).

La Antártida está dividida en dos partes por la Cordillera Transantártica: la Antártida Oriental y la Antártida Occidental. La Antártida Oriental, tiene mayor elevación y por ende un mayor contenido de hielo, abarcando más de tres cuartas partes de la superficie total del continente.

La península Antártica, en la Antártida Occidental, se encuentra a una latitud relativa mayor que el resto del continente, lo que provoca una mayor radiación solar recibida y mayores superficies de roca expuestas. Estos factores generan un aumento en las temperaturas estivales.

Existe una marcada diferencia climática entre el sector oriental y occidental de la península. El eje de la Península Antártica, con una altura media máxima de 2200 metros, constituye una barrera climática, generando que la temperatura media disminuya desde la región occidental de la península hacia la oriental (Reynolds, 1981).

Al oeste de la barrera orográfica el clima es más húmedo y templado, mientras que al este presenta características de un clima más continental, frío, semiárido, con menor cantidad de precipitaciones y temperaturas anuales medias más frías.

Los gradientes verticales de temperatura son similares ($-0.57^{\circ}\text{C}/100\text{m}$), mientras que los gradientes latitudinales son diferentes con $-0.77^{\circ}\text{C}/\text{grado de latitud}$ en el oeste y $-0.85^{\circ}\text{C}/\text{grado de latitud}$ en el este. Como resultado, las temperaturas medias anuales entre el oeste y el este difieren en 5°C , siendo más frías en el este donde oscila entre -5°C y -10°C .

Jones (1995) evaluó la evolución del clima y sobre todo los valores de temperatura de las últimas décadas, identificando un aumento en los valores termométricos medios máximos en el continente Antártico en latitudes medias y altas. Svarka et al. (1998), a partir de un estudio comparativo, determinó diferencias importantes entre las regiones orientales y occidentales de la Península Antártida respecto a la evolución climática.

Kejna (2003) identificó un aumento significativo de la temperatura del aire en la Península Antártica para el periodo 1958 – 2000. En la estación Esperanza la tendencia fue de $0.42^{\circ}\text{C}/10$ años, mientras que en la estación Faraday, en la costa occidental de la península, alcanzó los $0.67^{\circ}\text{C}/10$ años. Durante el periodo 1980 – 2000, el ritmo de calentamiento se debilitó, descendiendo a $0.28^{\circ}\text{C}/10$ años, en la estación Esperanza y $0.56^{\circ}\text{C}/10$ años, en la estación Faraday. Los mayores cambios de temperatura ocurrieron durante el otoño-invierno, con aumento de temperatura en la Península Antártica y descenso en el interior de la Antártida Oriental y sus costas. Las estaciones ubicadas en el Mar de Weddell, en la costa este de la Península Antártica, muestran un enfriamiento considerable durante el invierno (Marambio $-1.0^{\circ}\text{C}/10$ años). Los registros de temperatura del aire para el periodo estival en la estación Marambio, determinan un aumento de $1,1^{\circ}\text{C}$ durante los últimos 41 años (Comin & Justino, 2017).

El clima de la región noreste de la Península Antártica donde se encuentra la Isla Marambio es subpolar, semiárido, con temperaturas medias anuales que oscilan entre -5°C y -10°C (Reynolds,

1981). La distribución de calor se relaciona principalmente con las variaciones de hielo marino, nubosidad y los fenómenos de circulación atmosférica (King, 1994).

2.2. Temperatura y precipitación media

La temperatura superficial del aire antártico se rige por la latitud y la altitud. Aumenta en forma continua desde el interior continental hacia la costa. Esto responde a las variables mencionadas, la disminución de la latitud y la disminución de la altitud. A su vez, la intensidad de la insolación en el interior del continente es menor.

En las estaciones costeras, la temperatura media anual oscila entre los -10°C y -15°C. A 1000 metros de altitud desciende a los -20°C y en los sectores más elevados, cercanos a los 4000 metros de altitud, puede descender a -60°C (Figura 2.2). En la Isla Marambio la temperatura media anual varía entre -5°C y -10°C.

Las regiones costeras de la Península Antártica a mediados del verano pueden alcanzar los 10°C, mientras que en invierno puede descender hasta -40°C. En cambio, en la Antártida Oriental los sectores elevados alcanzan temperaturas de hasta -30°C en verano y se registran temperaturas mínimas del orden de -80°C, en invierno.

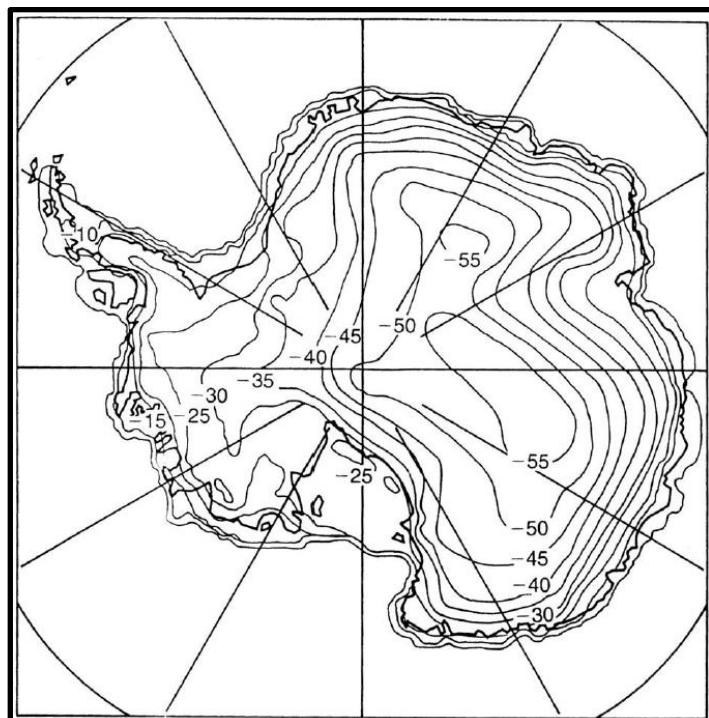


Figura 2.2. Temperaturas medias anuales en la Antártida obtenidas de la temperatura de la nieve a 10 metros de profundidad.
Tomado de King and Turner (1997).

El motivo por el que la temperatura aumenta rápidamente en verano es el aumento de la radiación solar, aunque también influye que la superficie del hielo sea menos reflectiva después del invierno (Vasallo, 2017).

El 21 de julio de 1983 en la estación Vostok, a 3488 metros de altura en la Antártida Oriental, se registró la temperatura más baja registrada en la tierra. La misma fue de -89.2°C. Mediante estudios satelitales se llegó a la conclusión de que el 10 de agosto de 2010 se alcanzó una temperatura de -93.2°C en la dorsal que une el domo Argus y el domo Fuji (Figura 2.3), a unos 3900 metros de altura, también en la Antártida Oriental. Este dato se encuentra sujeto a revisión.

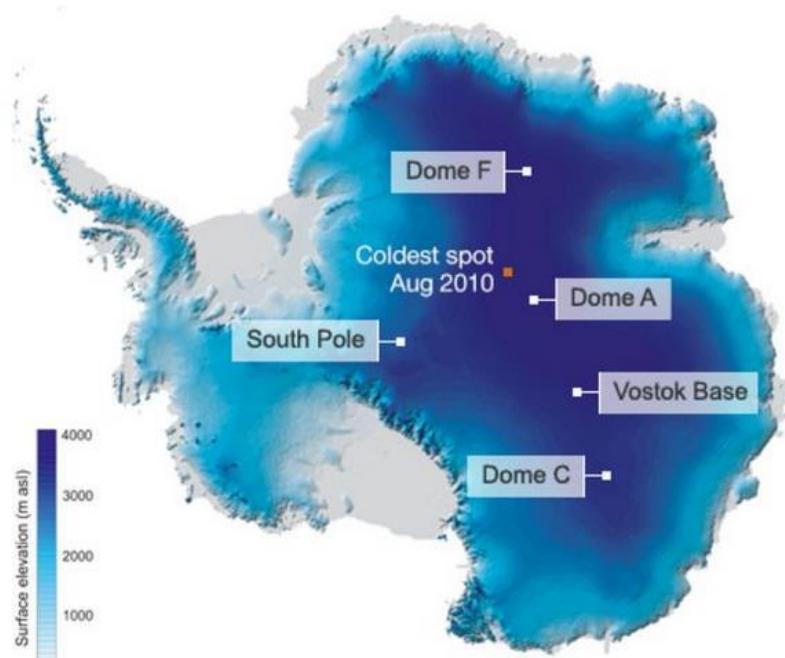


Figura 2.3. Puntos donde se registraron las temperaturas más bajas de la Tierra, situando los domos Argus (A) y Fuji (F).
Fuente: BBC News en Vasallo (2017).

En la Isla Marambio el régimen térmico presenta forma de onda anual simple. A partir de los datos registrados por el SMN argentino (2009) entre 1971 y 1990 (Figura 2.4), la temperatura media anual del periodo considerado fue de -8.9°C. La temperatura mínima media registrada fue de -18.8°C, en el mes de agosto, y la máxima media de 0.5°C, en el mes de diciembre. Las temperaturas medias oscilaron entre -1.7°C y -3°C entre los meses de diciembre y febrero, mientras que, entre junio y agosto, variaron entre -14.5°C y -15.1°C (Montes et al., 2019).

Los valores máximos de temperatura en verano llegaron a 15.2°C, mientras que el valor mínimo registrado en invierno fue de -38.3°C. A partir de estos datos se deduce que solo hay dos estaciones, el verano, de diciembre a febrero y el invierno, lo que resta del año (Montes et al., 2019).

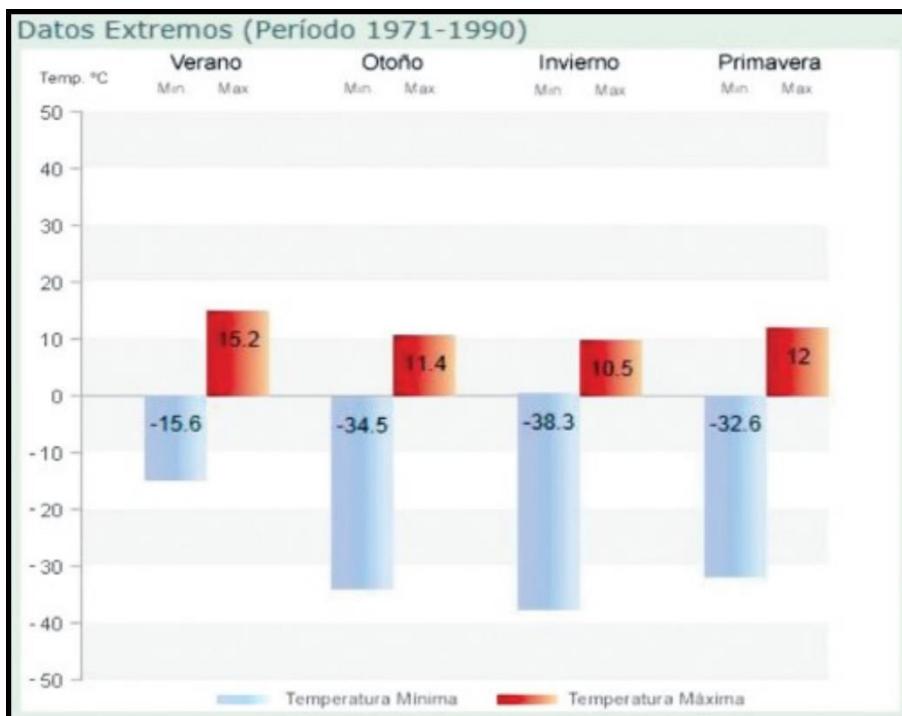


Figura 2.4. Datos de temperaturas extremas durante las cuatro estaciones anuales, para el periodo comprendido entre 1971-1990. Fuente: SMN argentino (2009) en Montes et al. (2019)

Las precipitaciones en las zonas costeras de la Antártida son generalmente níveas, aunque en las latitudes más altas como las Shetland del Sur y el extremo norte de la Península Antártica, durante el verano pueden desarrollarse precipitaciones en forma de lluvia, llovizna, aguanieve, gránulos, etc. (Vasallo, 2017).

En general las precipitaciones son leves, con no más de 0.5 mm/h de agua o 5 mm/h de nieve. Las precipitaciones moderadas a fuertes se desarrollan generalmente en la región costera debido a masas de aire cálido que se dirigen hacia el sur. En la costa, la mayoría de las precipitaciones se producen por enfriamiento adiabático del aire al subir las abruptas pendientes costeras.

La barrera topográfica que recorre la Península Antártica genera una división que provoca una mayor exposición a flujos marítimos templados y húmedos en el flanco occidental, por lo que las precipitaciones son más frecuentes. El flanco oriental tiene un clima más continental (Vasallo, 2017).

En la Isla Marambio las precipitaciones no superan los 250 mm anuales. En su mayoría son en forma de nieve, siendo las precipitaciones líquidas menores al 20%. El verano es la estación con mayor cantidad de días de nevadas. Esto ocurre debido a que el cielo está cubierto, en promedio, 24 días por mes durante esta estación. Las precipitaciones en enero pueden llegar a 16 días, mientras que en agosto solo 7 días (Montes et al., 2019).

2.3. Vientos

En el continente Antártico el aire frío fluye radialmente desde el interior del continente hacia la costa por efecto de la gravedad, curvándose hacia el oeste por la aceleración de Coriolis. En el borde del casquete polar, a causa de las grandes pendientes, el flujo se acelera generando los vientos catabáticos. Estos son vientos muy fuertes y principalmente superficiales (Vasallo, 2017).

Entre los 60° y 70° de latitud sur hay un cinturón de bajas presiones conocido como Vaguada Circumpolar (King & Turner, 1997; Turner et al. 2013). Las presiones en superficie sobre esta franja latitudinal alcanzan valores mínimos. Su ubicación coincide con la Divergencia Antártica. Este cinturón de bajas presiones es una de las regiones ciclónicas más activas del planeta (Vasallo, 2017).

Durante las estaciones de otoño y primavera la Vaguada Circumpolar es más profunda, intensa y se encuentra más cerca del continente antártico. Esto ocurre debido a que sufre una oscilación semianual tanto en posición como en intensidad (King & Turner, 1997).

En la Isla Marambio los vientos predominantes son del sector S y SO. La frecuencia de días con vientos fuertes (iguales o superiores a 43 km/h) supera los 20 días/mes, excepto por los meses de verano que son los menos ventosos, con un promedio de 28 km/h. Durante el invierno (marzo-agosto) las ráfagas pueden superar los 220 km/h.

Es común el ingreso de aire templado procedente del NO y NE generando un aumento de la temperatura. El aire proveniente del NO se calienta tras su descenso en la cordillera antártica peninsular. El aire proveniente del NE trae asociado nieblas y cielos cubiertos con precipitaciones líquidas. La niebla es muy frecuente en la isla y se localiza principalmente sobre la meseta (Montes et al., 2019) (Figura 2.5).



Figura 2.5. Vista de la meseta cubierta por niebla, desde la bahía López de Bertodano.

2.4. Mareas

El rango mareal es considerado de régimen micromareal, con una oscilación media que apenas supera los 2 m y 0.78 m en las mareas de cuadratura o mareas muertas. En mareas vivas de sicigia alcanza los 2.32 m. El nivel del mar controla el nivel de base de la red de drenaje y, por tal motivo, como los cauces inciden en el terreno. Durante el invierno la superficie marina se congela al igual que la capa activa del permafrost, desarticulando los procesos de gelifluxión e imposibilitando el accionar erosivo o de sedimentación marina en el ambiente litoral (Montes et al., 2019) (Figura 2.6).



Figura 2.6. Costa aledaña al refugio Casa de Botes. A la derecha se observa la Isla Cockburn.

Zinsmeister (1976) interpreta la costa oriental de la Isla Marambio como una costa expuesta o abierta a los vientos predominantes, al oleaje del SO y SE y a las corrientes de deriva litoral que se dirigen hacia el NE a lo largo de su costa. Los sedimentos, producto de la erosión de los acantilados, son transportados por estas corrientes y depositados como una flecha litoral debido a una inflexión de la costa. Este proceso da origen a la caleta Larsen.

En la Antártida, los cambios en el nivel del mar a lo largo del tiempo geológico se produjeron principalmente por los cambios glacio-eustáticos y el rebote isostático, producto del retroceso de los glaciares. En la isla, las evidencias más directas de estos procesos son las terrazas marinas, depósitos de antiguas playas elevadas y desconectadas de la dinámica actual.

2.5. Suelos

Sólo el 0.35% (45000 km²) de la región Antártica se encuentra libre de hielo (Figura 2.7). Por este motivo, la presencia de suelo en el continente es muy escasa y limitada a estos sectores.

Las montañas Transantárticas y Pensacola son las mayores áreas libres de hielo, con una superficie de 25700 km² (53% del total), seguido por la Península Antártica y sus islas, con un área de 10000 km² (20% del total) (Bockheim, 2015).

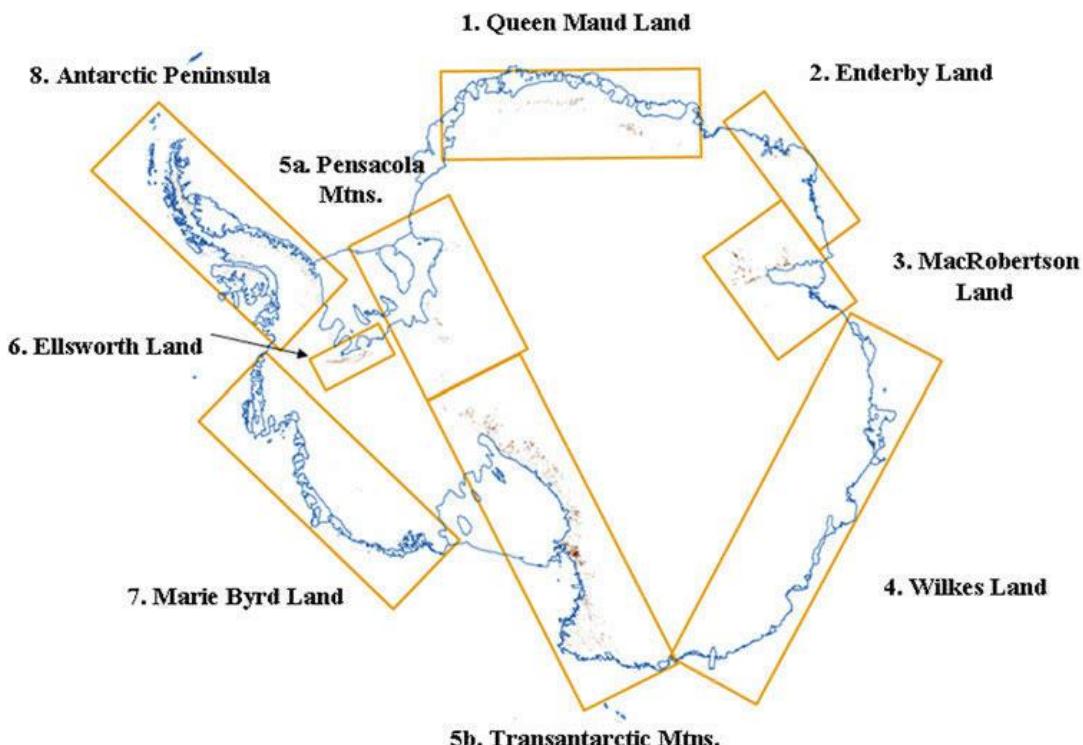


Figura 2.7. Sectores de la Antártida libres de hielo. Tomado de Bockheim (2015).

En las islas del mar de Weddell el permafrost es continuo (Ermolin et al. 2002), con espesores que alcanzan hasta 200 m, según la elevación del terreno (Fukada et al. 1992; Borzotta & Trombotto, 2004). En la meseta de la Isla Marambio, según el gradiente geotérmico teórico (0.030 °C/m), el permafrost alcanzaría una profundidad de 220 m (Fournier et. al., 1990). La capa activa tiene un espesor que oscila entre 0.5 m y 2.1 m (Silva Busso et al., 2000).

Se han descrito 44 pedones en las islas del mar de Weddell, de los cuales sólo 6 tienen hielo estival como cemento en los primeros 100 cm desde superficie y 7 se encontraron crioturbados en la capa activa. Algunos presentan enriquecimiento en sales, alteración por pingüinos y otros tienen características redoximórficas y abundantes sulfuros (Bockheim, 2015).

Los suelos de la Isla Marambio están fuertemente condicionados por el material parental. En base a las características morfológicas, físicas, químicas y mineralógicas, Souza (2012) y Souza et al. (2014)

definen tres grupos de suelos: suelos alcalinos, poco evolucionados sobre areniscas y limolitas; suelos sulfatados y suelos ornitogénicos.

Los suelos alcalinos representan el mayor grupo de la isla. No alteran mucho el sustrato por lo que se los considera poco evolucionados pedogénicamente (Figura 2.8). Son suelos leves a muy alcalinos, leve a fuertemente salinos y frecuentemente sódicos. Tienen bajos niveles de P extraíble Mehlich-1 y baja concentración de C orgánico en el horizonte superficial. La textura es principalmente franco y franco arenosa (Souza, 2012).



Figura 2.8. Suelo sobre la meseta de la Isla Marambio.

Los suelos sulfatados presentan valores bajos de pH, formación de minerales como jarosita y natrojarosita, y el mayor contenido de arcillas. Estas características denotan su mayor degradación respecto a los demás suelos identificados en la isla (Souza, 2012). Son fuertemente alcalinos en los horizontes superiores y extremadamente ácidos en los inferiores. La concentración de sales es leve. Presentan una fuerte saturación en bases en los horizontes superiores que disminuye progresivamente hacia los inferiores. Los niveles de P extraíble Mehlich-1 son bajos al igual que la cantidad de C orgánico. La textura es franco y franco arenosa.

Los suelos ornitogénicos no se ven favorecidos por el clima seco de la isla. La interacción del guano con el suelo está limitada a la superficie del mismo debido a la falta de lixiviación, producto del clima seco. Sólo un perfil presentó un indicio de mayor grado de fosfatización, por lo que fue considerado un área de anidación antigua (Souza, 2012). Son suelos moderadamente ácidos a neutros, muy leve a moderadamente salinos y frecuentemente sódicos. Están completamente saturados en bases y

presentan niveles muy altos de P extraíble, principalmente en el horizonte superficial. La textura de los suelos es franco arenosa.

Dependiendo de la profundidad del permafrost, los suelos pueden clasificarse como Gelorthents o Haplorthels, Gelaquants o Aquorthels y Gelorthents o Haplorthels respectivamente. Los suelos crioturbados se clasifican como Aquiturbels (Bockheim, 2015) (Tabla 2.1).

Depth to permafrost table		
Group	>1 m	<1 m
Alkaline	Typic (Salic) Gelorthents	Typic (Salic) Haplorthels
Acid sulfate	Typic (Sulfuric) Gelaquents	Typic (Sulfuric) Aquorthels
Ornithogenic	Typic (Ornithogenic) Gelorthents	Typic (Ornithogenic) Haplorthels
Cryoturbated		Typic Aquiturbels

Tabla 2.1. Clasificación de los suelos encontrados en la Isla Marambio. Tomado de (Bockheim, 2015).

La presencia de suelos con horizontes argílicos en la Isla Marambio, en ausencia de fauna, evidencia la evolución de éstos en un clima más cálido, dado que con el clima actual es imposible su desarrollo y predominan los procesos de criopedogénesis (Godagnone, 2000).

2.6. Flora y fauna

La flora antártica se encuentra representada por dos especies de plantas con flor, hongos, líquenes, musgos y algas (Figura 2.9). Los líquenes son el grupo mejor adaptado al clima polar. Su organismo se compone de un hongo y un alga, generalmente unicelular y unidos por simbiosis. El hongo lo mantiene hidratado y protegido del entorno, mientras que el alga le da un hidrato de carbono sintetizado.



Figura 2.9. Algas sobre la costa del refugio Casa de Botes.

Las únicas plantas fanerógamas conocidas son el pasto antártico (*Deschampsia antártica*) y la hierba (*Colobanthus quitensis*). Por lo general se encuentran en zonas protegidas y al resguardo del viento. Pueden crear prados verdes muy llamativos.

Se distinguen dos áreas fitogeográficas. La primera se encuentra en el sector occidental de la Península Antártica e islas próximas y fue denominada Antártica Marítima. Se caracteriza por el predominio de briófitas y de líquenes. La segunda comprende el resto del Continente Antártico y se caracteriza por la formación de líquenes dispersos y menor proporción de musgos (Holdgate, 1967).

Hay otro grupo de briófitas antárticas, denominado hepáticas. En Antártida se conocen 75 especies entre musgos gametofitos y hepáticas. Las hepáticas no son tan abundantes como los musgos y en el continente se conocen alrededor de 9 géneros.

También se encuentran algas terrestres como la *prosolia crispa*. Suele desarrollarse sobre las rocas donde anidan las aves por la abundancia de nutrientes y humedad. Se conocen especies terrestres de algas verdes y verde-azuladas o cianófitas.

El Crioeston es un grupo de algas terrestres que logró adaptarse a vivir entre los intersticios de los cristales de hielo o sobre la nieve. Se desarrollan principalmente entre la primavera y verano por la escasa radiación solar. Forman manchas verdes, amarillentas o rojizas. También hay algas diatomeas, dinoflagelados, cianófitas, clorófitas, feófitas y rodófitas.

La fauna Antártica se concentra principalmente en las costas, esto convierte a la Península Antártica e islas cercanas en los sectores más importantes. Además, su latitud y la cercanía al mar son factores vitales.

Dentro de la Convergencia Antártica habitan alrededor de 300 especies de peces, muchos de ellos endémicos. Los más abundantes son los óseos. Entre las características evolutivas que permiten que vivan en estas temperaturas, se encuentran sustancias anticongelantes en la sangre, denominadas glicoproteínas. A medida que nos acercamos al polo sur disminuye la cantidad de especies siendo el krill su principal alimento.

Las aves se encuentran representadas por 39 especies. Los petreles poseen diez especies, los pingüinos siete, seis los albatros, dos los escúas (Figura 2.10), y una sola especie el cormorán, la gaviota, el gavotín y la paloma antártica. La ventaja de las aves en el continente antártico es que carecen de predadores terrestres, lo que les permite nidificar en las costas.



Figura 2.10. Escúa merodeando el refugio Casa de Botes.

Las colonias de pingüinos están compuestas por cientos de miles de individuos. Se alimentan de calamares, krill y otros animales marinos pequeños. Sus depredadores son la foca leopardo, orcas y aves como los escúas que roban sus pichones. Las especies de pingüinos más conspicuas son: adelia, emperador, rey, barbijo, papúa, penacho amarillo o macaroni y frente dorada o amarilla.

Los escúas son aves depredadoras. Suelen robar el alimento de otros animales o robar pichones o huevos de los nidos. Son similares a las gaviotas con colores pardos.

Es común observar gaviotas y gavotines. Las gaviotas son carroñeras. En el invierno se desplazan al centro de Argentina. Los gavotines son más pequeños y forman colonias muy numerosas.

En la Isla Marambio, durante enero - febrero del año 2000 se informó sobre la abundancia y distribución de las aves marinas en la isla. En el área nidifican seis especies: Pingüino Adelia, Petrel de Wilson, Escúa Pardo, Escúa Polar del Sur, Gaviota Cocinera y Gaviotín Antártico. También se registraron cinco especies no nidificantes: Pingüino Emperador, Pingüino Papúa, Petrel Gigante del Sur, Cormorán Antártico y Gaviotín Ártico (Montalti y Soave, 2002).

La colonia más grande la conforman los Pingüinos Adelia (Figura 2.11). Se localizan en la costa sudeste de la isla. Se contaron 20061 pichones, conformando la especie reproductora más abundante de la Isla Marambio (Montalti y Soave, 2002).

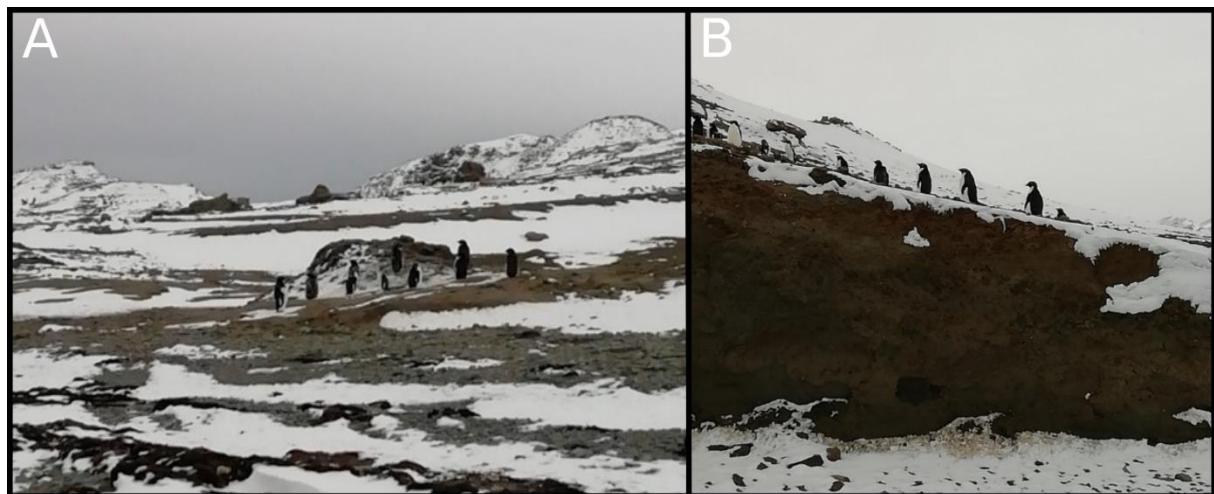


Figura 2.11. A.- Pingüinos Adelia nidificando en la costa sudeste de la Isla Marambio, próximos a dejar la isla. Tomada el 17 de febrero de 2020. B.- Pingüinos Adelia nidificando en la costa sudeste de la Isla Marambio, próximos a dejar la isla. Tomada el 17 de febrero de 2020.

Los mamíferos están representados por el Orden Carnívora y Cetácea. En el continente existen seis especies de pinnípedos (focas, elefantes y lobos marinos). Todos ellos desarrollan grandes tamaños como estrategia para sobrevivir a las gélidas temperaturas. Pasan gran parte de su vida en el agua, de donde obtienen su alimento gracias a su gran agilidad y buscan las costas para la reproducción. Las especies de focas más comunes son la Foca de Weddell, la Foca Leoparda, la Foca Cangrejera y el Elefante Marino.

Los cetáceos están representados por quince especies. Se encuentran en casi todos los mares del mundo y a diferencia del resto de los mamíferos carecen de pelo y de glándulas en la piel, a excepción de las mamarías.

Entre los invertebrados se destacan el zooplancton, las esponjas, caracoles, bivalvos, “arañas de mar”, anfípodos, poliquetos y otros grupos.

Capítulo 3 - Antecedentes

3.1. Antecedentes geológicos

Una de las primeras expediciones a la Antártida fue comandada por Carl Anton Larsen, quien habría recolectado fósiles en la Isla Marambio durante el verano austral de 1892-1893. La única pista sobre la procedencia de los fósiles extraídos por Larsen proviene del desgaste y erosión de estos especímenes, indicio de que fueron recolectados a lo largo de los acantilados de la costa este de la Isla Marambio, cerca de Cross Valley.

La primera gran expedición a la Isla la realizó la Expedición Antártica Sueca dirigida por el Dr. Otto Nordenskjöld, entre 1901 y 1903, obteniendo una importante colección de fósiles y datos geológicos. La información fue procesada por diversos autores y publicada a partir de 1906. Sus descubrimientos incluyen huesos de pingüinos gigantes de casi 1.5 metros de altura, una gran diversidad de conchillas y otras faunas marinas y hojas fósiles bien conservadas (Figura 3.1). Esto lo llevó a concluir que, en el pasado geológico, la Antártida había sido un lugar mucho más cálido.

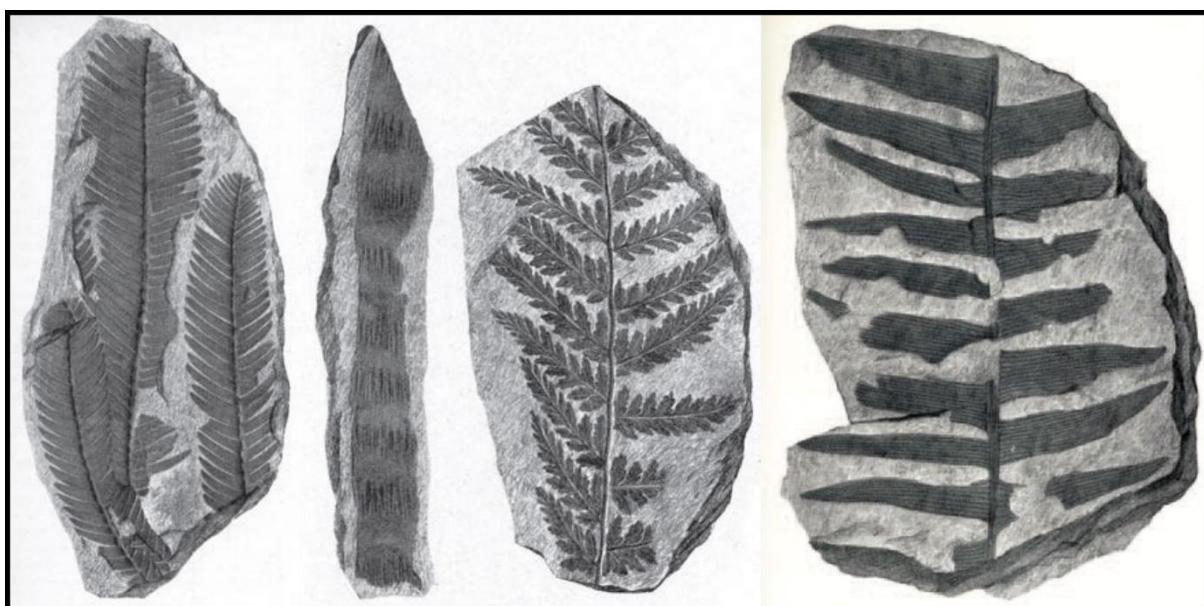


Figura 3.1. Flora fósil Jurásica y Eocena de las Islas Hope Bay y Marambio, recolectadas por Gunnar Andersson durante la Expedición Antártica Sueca, entre 1901 y 1903. Tomado de Stilwell and Long (2011).

Dusén (1908) y Wiman (1916) describen la fauna fósil y restos paleoflorísticos en el Cenozoico de la meseta de la Isla Marambio. Wiman (1916) atribuye a estos depósitos una edad Eocena.

Del Valle and Rinaldi (1975) indican una edad Campaniano superior para los afloramientos del sector occidental de la Isla.

Elliot et al. (1975) realizó estudios sobre los terrenos cenozoicos de la isla. No menciona la edad de los sedimentos.

En la Isla Marambio se encuentra el registro estratigráfico superior de la Cuenca James Ross. Las unidades litoestratigráficas presentes fueron definidas por Rinaldi et al. (1978) y Elliot and Trautman (1982).

Rinaldi et al. (1978) subdivide el Grupo Marambio en las formaciones López de Bertodano y Sobral, definiendo edades Campaniano y Maastrichtiano respectivamente, sobre la base de contenido paleontológico. Pirrie et al. (1997a) define a la Formación Snow Hill Island, dentro del Grupo Marambio. Olivero et al. (2008), separa a la Formación Haslum Crag, antes considerada miembro de la Formación Snow Hill Island, como una formación independiente.

Rinaldi et al. (1978) identifica intrusiones de diques del Plioceno, datadas por el método K-Ar. También define el Cenozoico representado por la Formación La Meseta, atribuyéndole una edad Paleoceno-Eoceno en base al contenido paleontológico.

Discordante sobre el Grupo Marambio se ubica el Grupo Seymour Island (Elliot y Trautman, 1982), conformado por las formaciones: Cross Valley-Wiman (Montes et al., 2008), La Meseta (Rinaldi et al., 1978; Marenssi, 1995) y Submeseta (Montes et al., 2019a).

Cubriendo la Formación La Meseta y como tope de la isla, se disponen los depósitos glaciarios de la Formación Weddell (Zinsmeister & De Vries, 1983). Estos sedimentos son mencionados por diversos autores comenzando por Anderson (1906). Recientemente se ha descubierto debajo de la Fm. Weddell una diamictita Miocena asignada a la Formación Hobbs Glacier (Marenssi et al., 2010).

El primer mapa geológico detallado de la isla (1:25000) se publicó en año 1988, en la Memoria 169 de la *Geological Society of America: Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula* (Feldman y Woodbume, eds, 1988), lo que significó un aporte esencial al conocimiento geológico de la isla.

Montes et al. (2019) realizaron una memoria, presentando mapas geológicos y geomorfológicos en escala (1:20000). Para el mismo, se revisó la estratigrafía definiendo nuevas formaciones y subdividiendo las ya existentes en nuevos alomembros (Santillana et al., 2007; Montes et al., 2008).

3.2. Antecedentes geomorfológicos

La Isla Marambio fue dividida en cuatro sectores geomorfológicos (Rinaldi et al., 1978): sector de relieve mesetiforme, sector de relieve muy elaborado, sector de quebradas Díaz y Turco, y las costas.

El sector de relieve mesetiforme ubicado al noreste es el más elevado, con alturas que pueden superar por pocos metros los 201 msnm, valor determinado por el Instituto Geográfico Militar en 1974. Coronando la meseta se encuentra la Formación Weddell con clastos de hasta 3 m de diámetro (Zinsmeister & De Vries, 1983).

El sector de relieve muy elaborado tomó forma sobre sedimentitas cretácicas (formaciones López de Bertodano y Sobral) y cuerpos eruptivos cenozoicos. Esta morfología se vio favorecida por la alternancia de bancos bien consolidados y bancos pobemente consolidados, sumado a la actitud homoclinal de los mismos. Las mayores alturas del sector se encuentran controladas por diques como el Filo Negro, de actitud subvertical. Este relieve fue elaborado por acción glaci-fluvial.

El sector de quebradas Díaz y Turco es una zona deprimida con forma de istmo, que separa el sector de relieve mesetiforme del sector de relieve muy elaborado. Está dominado morfológicamente por las quebradas Díaz y Turco, ambas con dirección noroeste-sudeste. La erosión retrocedente activa de las quebradas podría generar un mayor estrechamiento del istmo llevando a la separación de los dos sectores morfológicos principales de la isla.

Las costas son generalmente de acantilados con algunas playas visibles durante la baja mar. Presentan valles colgados que podrían deberse a “costas de emersión”.

Zinsmeister (1980) identificó cuatro niveles de terrazas marinas. La primera de ellas, elevada entre 1 y 2 msnm; la segunda, más de 4 msnm; la tercera, más de 18 msnm y la cuarta a alturas superiores a 35 msnm.

Elliot (1981) subdividió la Isla Marambio en dos “provincias fisiográficas”. La primera de ellas es la meseta y la segunda, una topografía de lomas y valles comparable con el sector de relieve muy elaborado, descrito por Rinaldi et al. (1978).

Sobre la superficie de la meseta, Zinsmeister and De Vries (1983) considera la presencia de “pavimento desértico” por acción de los fuertes vientos que retiran el material fino, dejando expuestos los bloques erráticos de la Formación Weddell.

Ermolin and De Angelis (2002) dividen la isla en seis regiones basándose en los procesos exógenos modeladores del paisaje: meseta, quebradas y valles, terrazas marinas, pendiente escarpada, paisaje de cuestas, lomas y hoyos (Figura 3.2).

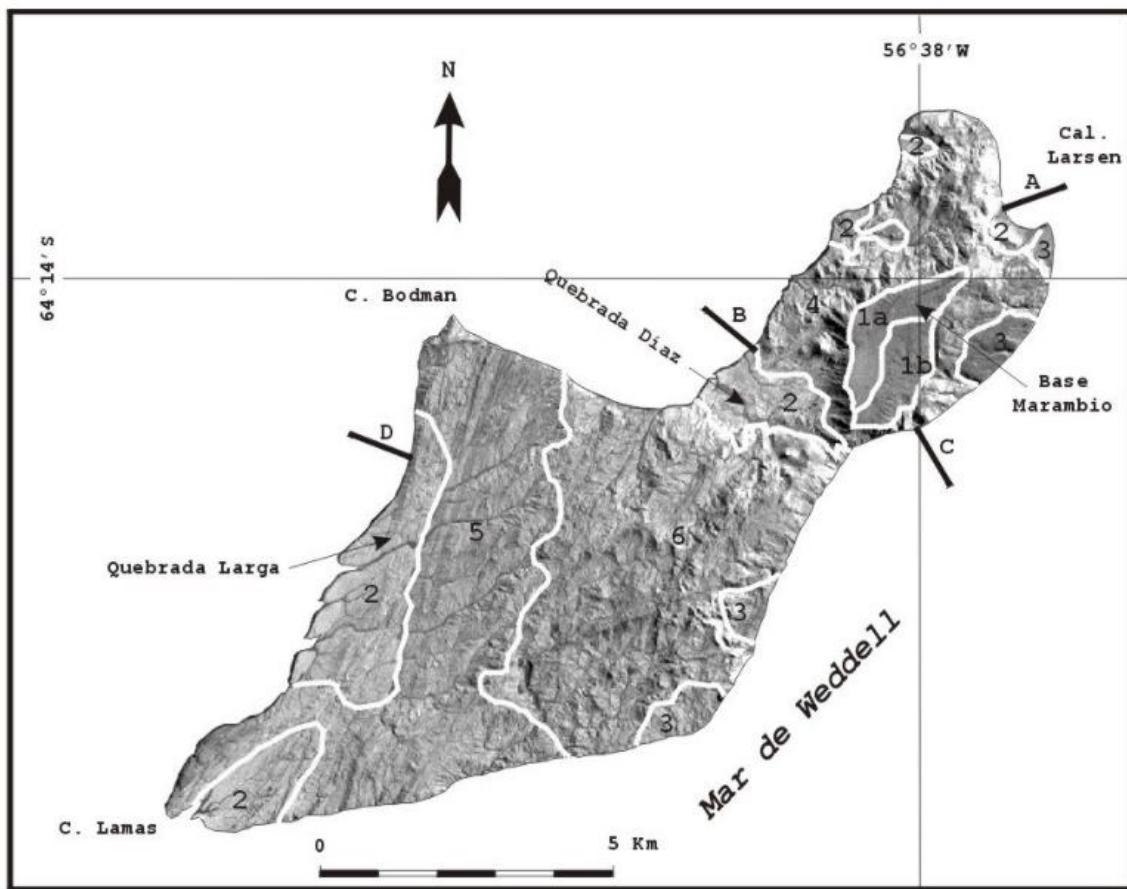


Figura 3.2. Regiones diferenciadas conforme a la actividad de los procesos exógenos: 1a . - meseta (zona antrópica); 1b - meseta (zona natural); 2 - quebradas y valles; 3 - terrazas marinas; 4 - pendientes escarpadas; 5 - paisaje de cuestas; 6 - lomas y hoyos. Tomado de Ermolin y De Angelis (2002).

Nozal et al., (2007, 2008) realizan el primer Mapa Geomorfológico. En éste se diferencian dos dominios coincidentes con los definidos por Eliot (1981). Dicho mapa fue el precursor del Mapa Geomorfológico presentado por Nozal et al. (2013).

El sistema fluvial es de diseño centrífugo en el sector de meseta, con profundos chorrillos sobre los bordes. En el sector de relieve muy elaborado, la red de drenaje es densa, de diseño dendrítico y con grandes colectores principales subparalelos Montes et al. (2019).

3.3. Antecedentes hidrogeológicos y geocriológicos

Los trabajos sobre hidrogeología y criología en la región son muy escasos y, en general, recientes. La mayoría de ellos integran técnicas indirectas para la interpretación del subsuelo con muy pocos datos directos de algunas perforaciones.

Fournier et. al. (1990) estiman una profundidad del permafrost de 220 metros, a partir de un gradiente geotérmico teórico del orden de $0.030\text{ }^{\circ}\text{C/m}$. Mediante geoeléctrica, interpretan una capa activa de no

más de 0.5 metros de desarrollo y un nivel de alto contenido salino con un espesor no mayor a 8 metros y una resistividad de 0.6 ohm.m que se encontraría en profundidades cercanas a los 80 metros en la meseta, 28 metros en la submeseta y 42 metros en la costa.

A partir de un dispositivo Wenner, Fukuda et al. (1992) diferencia tres horizontes resistivos. El primero con una resistividad de 350 ohm.m y 0 a 0.6 metros de profundidad, el segundo de 200 ohm.m y 0.6 a 300 metros de profundidad y el tercero de 450 ohm.m y 30 a 200 metros de profundidad. Atribuyen este último contraste a la base del permafrost.

Durante la campaña de verano del año 2004, Ermolin y Silva Busso realizaron estudios geoeléctricos en la meseta sin éxito en alcanzar la base del permafrost, lo que supone profundidades mayores a 150 metros. Encontraron niveles con resistividades de 17 a 24 ohm.m a profundidades de 30 a 50 metros, en los Arroyos Sofía y Celia y de 5 a 9 ohm.m a profundidades de 5 a 30 metros, en la costa noreste de la Isla Marambio (Arroyo Neckar) (Silva Busso, 2009). Dichos autores interpretan los niveles mencionados como la base del permafrost y niveles psamíticos intra-permafrost saturados de agua dulce y/o salobre, muy discontinuos en los sectores costeros.

El hallazgo de posibles niveles saturados en profundidad puede deberse a la presencia de aguas relícticas o “viejas”, un posible grado de conexión hidráulica con el mar, cierto grado de goteo a partir de posibles irregularidades en el permafrost o una combinación entre todas estas posibilidades (Silva Busso et al., 2000).

Silva Busso et al. (2000) realizaron estudios geoeléctricos con tendidos de arreglo Schlumberger para lograr un mayor detalle que el obtenido por Fukuda et al., (1992). Diferenciaron tres horizontes resistivos. El Horizonte resistivo I corresponde a sedimentos psefíticos de matriz arenolimosa que constituyen la zona no saturada, con espesores que varían entre 0.5 y 1 metro y resistividades entre 74 y 94 ohm.m. Éste suele ser el horizonte resistivo más superficial. El Horizonte resistivo II, ubicado debajo del Horizonte I, se compone por sedimentos psefíticos de matriz arenolimosa, saturados, que constituyen el acuífero libre estival. Su espesor varía entre 0.5 y 2 metros, con resistividades entre 41 y 52 ohm.m, en función de la salinidad de las aguas que contiene. El Horizonte resistivo III es atribuido a los suelos congelados permanentes. Su respuesta resistiva se relaciona con la litología de la formación Weddell y en profundidad con la Formación La Meseta (Figura 3.3).

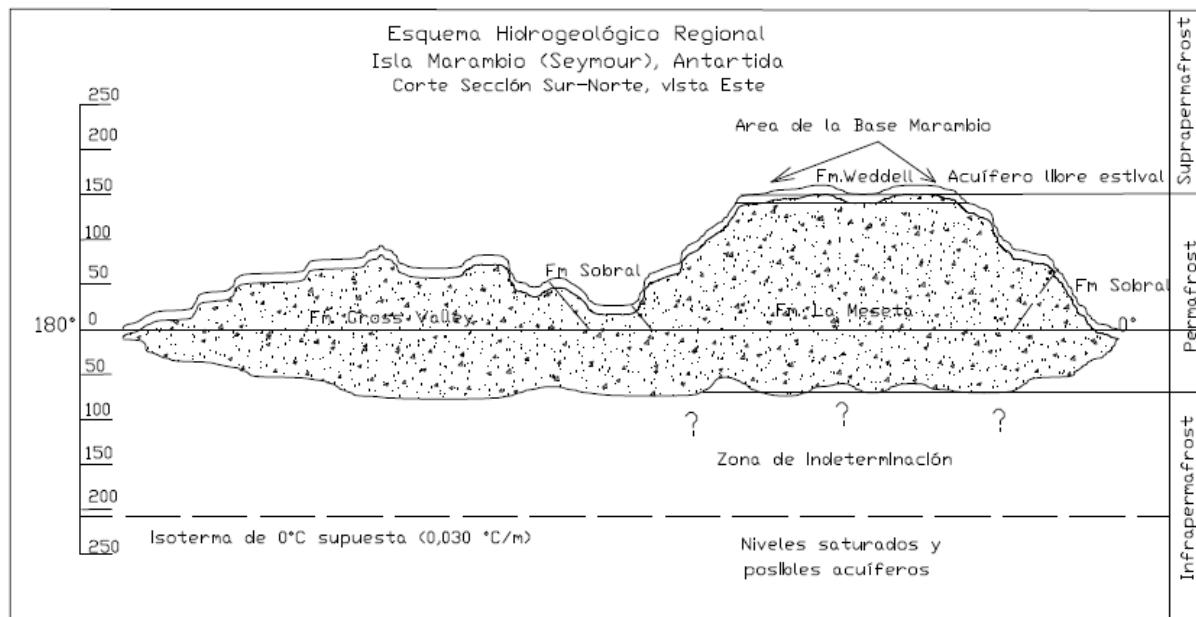


Figura 3.3. Esquema hidrogeológico regional en la Isla Marambio y Clasificación Hidroclimática de Acuíferos. Tomado de Silva Busso et al. (2000).

Ermolin et al. (2002) verificaron la discontinuidad del acuífero libre suprapermanfrost. Se pueden determinar tres esquemas de ocurrencia. El primero corresponde a una zona donde no ha habido desarrollo del acuífero libre y la zona no saturada se halla sobre el suelo congelado permanente. El segundo corresponde a zonas que tienen un régimen variable durante el periodo estival. Durante periodos de mayor insolación o altas temperaturas la capa activa contiene el acuífero libre y en periodos menos favorables se congela hasta el techo del permafrost. El tercero corresponde a suelos con régimen constante durante el periodo estival, donde se desarrolla el acuífero libre con aguas suprapermanfrost. Suelen ser zonas donde el permafrost se encuentra a mayor profundidad (Silva Busso et al., 2000). Por esta discontinuidad en la ocurrencia del acuífero es que no se verifica una freatometría integrada en el área de la meseta, lo que dificulta el flujo horizontal del agua.

A temperaturas medias diarias del suelo, entre -3°C y -3.5°C, el acuífero libre da paso al congelamiento de la capa activa con formación de hielos estivales. Por el contrario, al aumentar las temperaturas medias diarias del suelo el sistema hidrológico se activa. Este control climático sobre el acuífero libre y su influencia sobre el comportamiento hidrológico ha sido sugerido previamente por Silva Busso et al. (2000) y posteriormente verificado por Silva Busso (2003).

El sistema hídrico superficial se nutre de la ablación de las precipitaciones níveas y el aporte del acuífero libre estival (Silva Busso et al., 2000 y Silva Busso et al., 2004), siendo la descarga del acuífero libre estival el principal aporte (Sánchez y Silva Busso, 1999). El aporte de la ablación nívea se considera esporádico y marginal durante el verano. El sistema está constituido por pequeños cursos de régimen temporario estacional, activos sólo durante el verano y con una fuerte dependencia de las condiciones meteorológicas.

Durante el verano, el descongelamiento de la capa activa puede alcanzar entre 0.5 y 2.1 metros de profundidad, mientras que en invierno el congelamiento alcanza la superficie (Silva Busso et al., 2000) (Figura 3.4). Segundo estudios desarrollados en las inmediaciones de la pista de aterrizaje por Ermolin et al., (2002), el techo del permafrost está definido por su litología, humedad y condiciones meteorológicas, con valores de contenido de humedad en zonas no saturadas de entre 12 y 14%, pudiendo alcanzar 18% en profundidad.

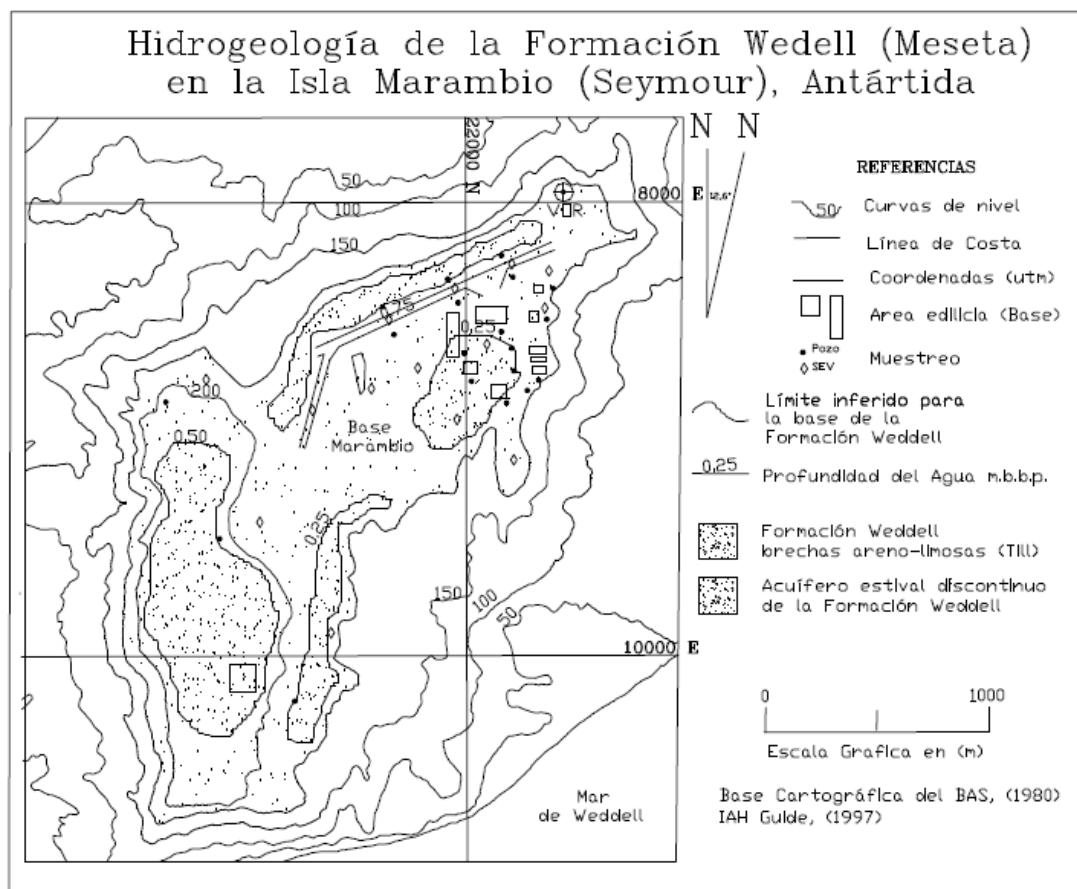


Figura 3.4. Mapa Hidrogeológico del área de la meseta. Tomado de Silva Busso et al. (2000).

Silva Busso et al. (2004) ubicaron información hidroquímica tomada en el terreno en un modelo digital de terreno, drenaje y límites de cuenca.

Ermolin et al. (2002) y Ermolin (2003) realizaron investigaciones geotécnicas en la zona del permafrost de la Isla Marambio (Seymour). Los autores determinaron la predominancia de permafrost epigenético (permafrost seco) en el sector, a diferencia de lo que ocurre en la planicie bahía del Diablo en la isla Vega, donde predomina el permafrost singenético (permafrost rico en hielo).

Capítulo 4 - Aspectos geológicos de la Isla Marambio

4.1. Marco regional

La Península Antártica se divide en dos unidades morfoestructurales: el Arco Magmático al NO y la Cuenca de James Ross al SE (Figura 4.1). La Isla Marambio está conformada por los sedimentos más modernos de la Cuenca de James Ross, considerada por Del Valle et al. (1992) como el extremo norte de la Cuenca Larsen (MacDonald et al., 1988).

La Cuenca Larsen tiene características de cuenca de trasarco con algunas excepciones, como la ausencia de corteza oceánica y la falta de flujos térmicos elevados, mientras que la Cuenca de James Ross puede clasificarse como cuenca de retroarco, desarrollada tras un arco magmático activo (Elliot, 1988).

En el Jurásico, un periodo de extensión (*sin-rift*) da inicio al desarrollo de las cuencas. Los primeros depósitos corresponden al Grupo Botany Bay (Farquharson, 1984), de edad Jurásico inferior y al Grupo Volcánico Graham Land (Riley et al., 2010), de edad Jurásico medio. Ambos suprayacen al basamento metamórfico Triásico del Grupo Trinity Península. Desde entonces y hasta el Cretácico aparece un plutonismo calcoalcalino asociado al LIP de *Chon Aike-Antartic Peninsula*.

En el Jurásico superior se genera una megasecuencia transgresiva asociada a un periodo de subsidencia (*post-rift*) en el que se depositan los sedimentos marinos de ambiente anóxico de la Formación Nordenskjöld (Farquharson, 1984).

En el Cretácico ocurre el evento deformacional Palmer Land. Una zona de falla separa el arco magmático ubicado en la Península Antártica de la Cuenca Larsen. Esto genera una importante elevación del arco con intrusión de plutones graníticos y vulcanismo asociado, mientras que la cuenca sufre una gran subsidencia.

En este periodo se depositan los sedimentos del Grupo Gustav (Ineson et al., 1986) interpretados como abanicos submarinos profundos y talud, y relacionados con la elevada subsidencia de la Cuenca. Durante o antes del Coniaciano-Santoniano la cuenca sufrió una inversión parcial producto de la Orogenia Andina en la que se depositó la Formación Hidden Lake (Bibby, 1966), parte superior del Grupo Gustav. El Grupo Marambio (Rinaldi, 1982), con el que comienza la secuencia sedimentaria que aflora en la Isla Marambio, suprayace en discordancia al Grupo Gustav.

La estructura geológica general se describe como un monoclinal con una disminución progresiva de su buzamiento hacia el SE. La secuencia post-Jurásica se caracteriza por una mayor deformación en

el margen noroccidental de la cuenca. En la península Tabarín se reconocen cabalgamientos andinos de vergencia este (del Valle *et al.*, 2007). Otras evidencias se encuentran en la Isla James Ross: en la costa NO el Cretácico inferior se encuentra casi vertical o buzando fuertemente hacia el SE, mientras que en la costa SE la secuencia del Cretácico superior buza menos de 10° al SE.

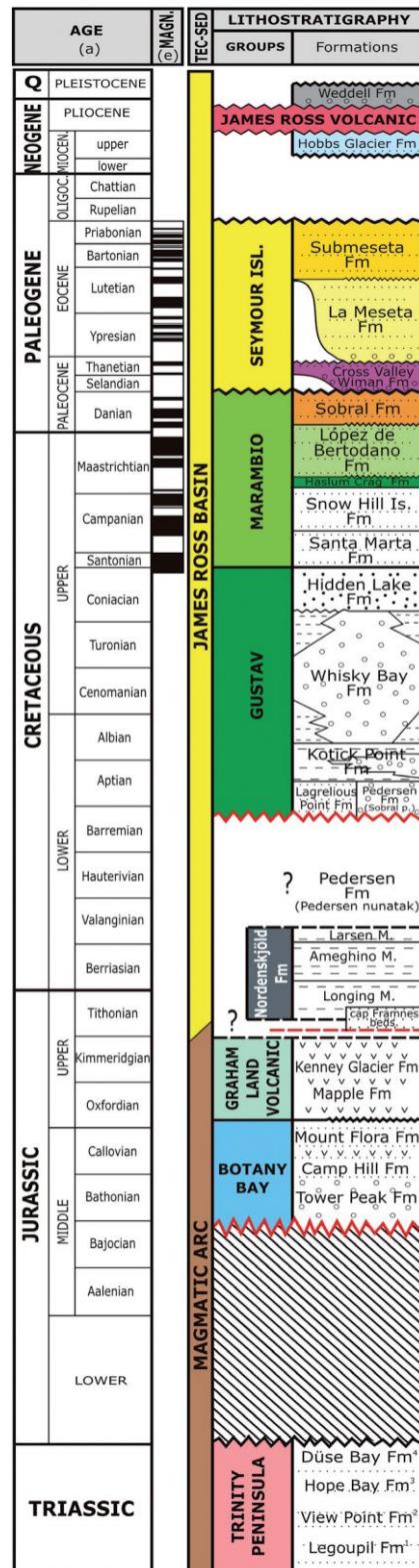


Figura 4.1. Cuadro cronoestratigráfico del norte de la Península Antártica. Tomado de Montes *et al.* (2019).

4.2. Estratigrafía

La geología de la Isla Marambio comprende el registro superior de la cuenca James Ross. En ella afloran el Grupo Marambio (Rinaldi et al., 1978), el Grupo Seymour Island (Zinsmeister, 1982) y la Formación Weddell (Zinsmeister & De Vries, 1983). También hay una red de diques que se interpretaron como pertenecientes al Grupo Volcánico de Isla James Ross “JRIVG” (Adie, 1953).

El Grupo Marambio (Cretácico superior - Paleoceno) con un espesor de aproximadamente 3000 metros, representa la construcción de una plataforma progradante que se extiende por más de 100 km dentro del Mar de Weddell (Olivero, 2012). Está compuesto por areniscas y lutitas de grano fino con alto contenido fosilífero, conglomerados subordinados y coquinas depositadas en una plataforma media-externa a interna. Lo conforman las formaciones Santa Marta, Rabot, Snow Hill Island, Haslum Crags, López de Bertodano y Sobral (Rinaldi et al., 1978; Olivero et al., 1986; Pirrie et al., 1997a; Olivero et al., 2007; Olivero et al., 2008; Santillana et al., 2007). En la Isla Marambio afloran las formaciones Haslum Crag, López de Bertodano y Sobral. La Formación Haslum Crag, es interpretada por Olivero et al. (2008) como una nueva formación, antes considerada miembro de la Formación Snow Hill Island (Tabla 4.1).

El Grupo Seymour Island (Paleoceno medio - Eoceno) está compuesto por las formaciones Cross Valley, Wiman y La Meseta (Elliot and Trautman, 1982). Por su correlación se agruparon las formaciones Cross Valley y Wiman en una nueva formación denominada Cross Valley-Wiman (Montes et al., 2008). También fue separado el alomíembro superior de la Formación La Meseta como una formación independiente denominada Formación Submeseta (Montes et al., 2019) (Tabla 4.1). Este grupo representa el relleno de valles incididos sobre la plataforma marina del Grupo Marambio.

Sobre el Grupo Seymour Island, en discordancia o paraconformidad, se disponen las diamictitas glacimarinadas de la Formación Hobbs Glacier (Pirrie et al., 1997b) de edad Miocena. Durante el Mioceno superior se depositan las rocas volcánicas del Grupo Volcánico Isla James Ross (JRIVG). Éstas se presentan como una red de diques basálticos producto de un vulcanismo alcalino reciente, que afectó a la Península Antártica entre el Mioceno y el Pleistoceno.

Culminando el relieve de la meseta se encuentra la Formación Weddell (Zinsmeister & De Vries, 1983), de origen glaciario, depositada a partir del Plioceno superior.

Grupo Marambio	Denominación previa	Denominación actual	Grupo Seymour Island	Denominación previa	Denominación actual
	Fm. Sobral	Fm. Sobral			Fm. Submeseta
	Fm. López de Bertodano	Fm. López de Bertodano			Fm. La Meseta
	Fm. Snow Hill Island	Fm. Haslum Crags		Fm. Wiman	Fm. Cross Valley - Wiman
		Fm. Snow Hill Island		Fm. Cross Valley	
	Fm. Rabot	Fm. Rabot			
	Fm. Santa Marta	Fm. Santa Marta			

Tabla 4.1. Variación en la denominación de las distintas formaciones durante los últimos años de investigación.

4.3. Grupo Marambio

4.3.1. Formación Haslum Crag

La Formación Haslum Crag (Maastrichtiano inferior) registra la incisión, migración y llenado de canales submareales relativamente grandes y profundos. Se compone de arenas glauconíticas y lutitas bioturbadas, con escasos cuerpos fósiles y estratificación heterolítica inclinada. Algunas facies incluyen arenas guijarrosas lenticulares, conglomerados y tobas.

Se encuentra expuesta en el extremo suroeste de la Isla Marambio, en las cercanías del cabo Lamas, con un espesor que varía entre 60 y 80 metros. En su perfil tipo se asienta mediante una discordancia sobre la Fm. Snow Hill Island, no expuesta en el área. El techo es una discordancia sobre la que reposa la Fm. López de Bertodano.

Milanese (2018) realizó un estudio magnetoestratigráfico en la isla Snow Hill, en el que identificó el crón C31r, incluido en su totalidad en el Maastrichtiano, para series equivalentes a las observadas en la Isla Marambio, de la Formación Haslum Crag y la base de la Formación López de Bertodano.

4.3.2. Formación López de Bertodano

La Formación López de Bertodano (Maastrichtiano - Daniano) está conformada por alternancias de lutita gris oscuro y limolita arenosa gris pálido a arena de grano muy fino, con espesores del orden del milímetro a decímetro (Figura 4.2). Intercalan horizontes de concreciones. Los sectores bioturbados

presentan pérdida de estratificación mientras que en los menos bioturbados se observan láminas de arenisca con ondulitas de corriente. Contiene abundantes fósiles y trazas de invertebrados marinos y, en algunos niveles, vertebrados fósiles y restos de madera carbonizada.

Entre el cabo Lamas y punta Sobral se observa el perfil más completo (Macellari, 1988), superando los 1300 metros de espesor. La base se apoya mediante una marcada discordancia sobre la Fm. Haslum Crag y el techo es también discordante con la Fm. Sobral.

La formación fue subdividida en diez unidades cartográficas por Macellari (1992), basándose en el grado de litificación, proporción de arena-fango y contenido de cuerpos y trazas fósiles.

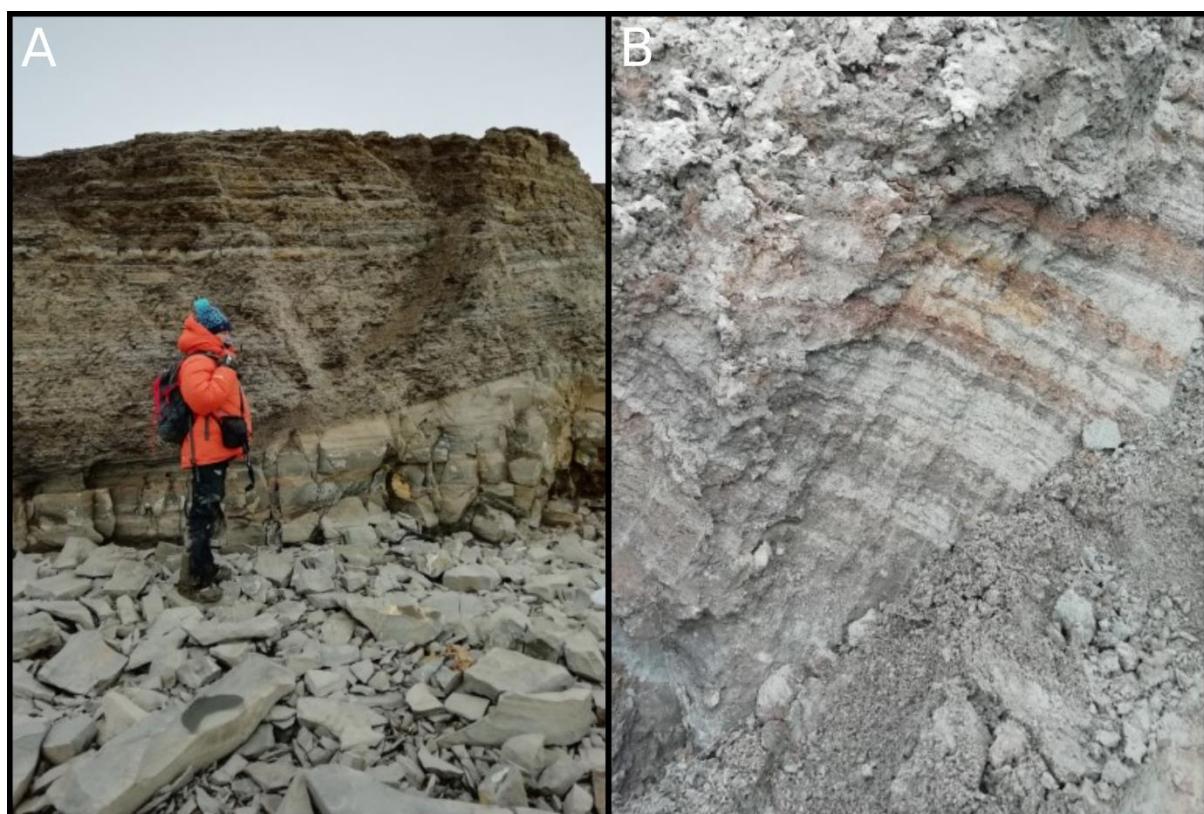


Figura 4.2. A.- Superficie basal de la Fm. López de Bertodano sobre los acantilados de la bahía López de Bertodano.

B.- Detalle de la Formación López de Bertodano sobre los acantilados en la costa de la bahía López de Bertodano.

4.3.3. Formación Sobral

La Formación Sobral (Paleoceno inferior), en su parte superior está compuesta por una serie de areniscas limolíticas friables, color pardo grisáceo, con alternancia de areniscas medianas de cemento calcáreo, en bancos de hasta un metro de espesor y areniscas gris parduzco con abundante glauconita.

En la base presenta niveles de areniscas finas bien consolidadas de color gris, intercaladas con limolitas de color rojo que pasan a bancos conglomerádicos de espesor variable. Estos niveles alternan

con areniscas limolíticas de color pardo. Presenta abundantes concreciones, troncos y escasos bivalvos (Rinaldi et al., 1978)

Los afloramientos se encuentran al sur de la isla, entre la bahía Pingüino y punta Sobral y también en la zona norte, cercana al cabo Wiman. La Fm. Sobral se dispone en discordancia erosiva sobre la Fm. López de Bertodano. El espesor medido es de 210 metros.

4.4. Grupo Seymour Island

4.4.1. Formación Cross Valley-Wiman

La Formación Cross Valley-Wiman (Paleoceno medio – superior) surge de la correlación entre las formaciones Cross Valley y Wiman (Montes et al., 2008). La Formación Cross Valley (Elliot & Trautman, 1982) aflora en las cercanías del cañadón Díaz y Turco, mientras que la Formación Wiman (Elliot & Hoffman, 1989) aparece en cabo Wiman.

En los afloramientos estudiados en el sector del cañadón Díaz se interpretaron tres alomembros; denominados de base a techo, alomembros Diaz, Arañado y Bahía Pingüino. El Alomembro Díaz está conformado por areniscas intercaladas con niveles pelíticos y abundantes troncos carbonizados. También tiene una gran cantidad de fragmentos líticos de origen volcánico. El Alomembro Arañado está compuesto por conglomerados, brechas y arenas. El Alomembro Bahía Pingüino es una intercalación de pelitas y areniscas. Los alomembros Díaz y Arañado tienen una proporción de clastos volcánicos cercana al 80%, que disminuye en Bahía Pingüino. Los dos alomembros superiores fueron correlacionados con los afloramientos de la zona de cabo Wiman.

La base de la formación es una discordancia erosiva con geometría de paleocanal, incidida fuertemente sobre la Fm. Sobral. Entre las tres unidades estratigráficas que componen la formación se identifican dos discontinuidades.

4.4.2. Formación La Meseta

La Formación La Meseta (Paleoceno superior – Eoceno medio) debe su nombre a la altiplanicie de la Isla Marambio en la que aflora su perfil tipo con 620 m de espesor. También fue reconocida en la isla Cockburn (Askin et al., 1991).

Es interpretada como producto del relleno de un valle incidido sobre una plataforma, debido a su geometría lenticular y la arquitectura de las unidades internas (Marenssi et al., 1998b). Su base es una superficie erosiva diacrónica que corta todas las unidades previas.

En los perfiles realizados por Rinaldi et al. (1978), se describen litologías en las que predominan las areniscas, alternando entre finas y gruesas, con presencia de rodados erráticos. Dichas litologías representan sedimentitas marinas de ambiente litoral. Se describen bancos de coquinas de hasta 25 metros y paraconglomerados con clastos de vulcanitas, plutonitas y pegmatitas bien redondeadas.

La formación se subdivide en 6 alomíembros denominados de base a techo: Valle de las Focas, Acantilados I, Acantilados II, Campamento, Cucullaea I y Cucullaea II (Figura 4.3).

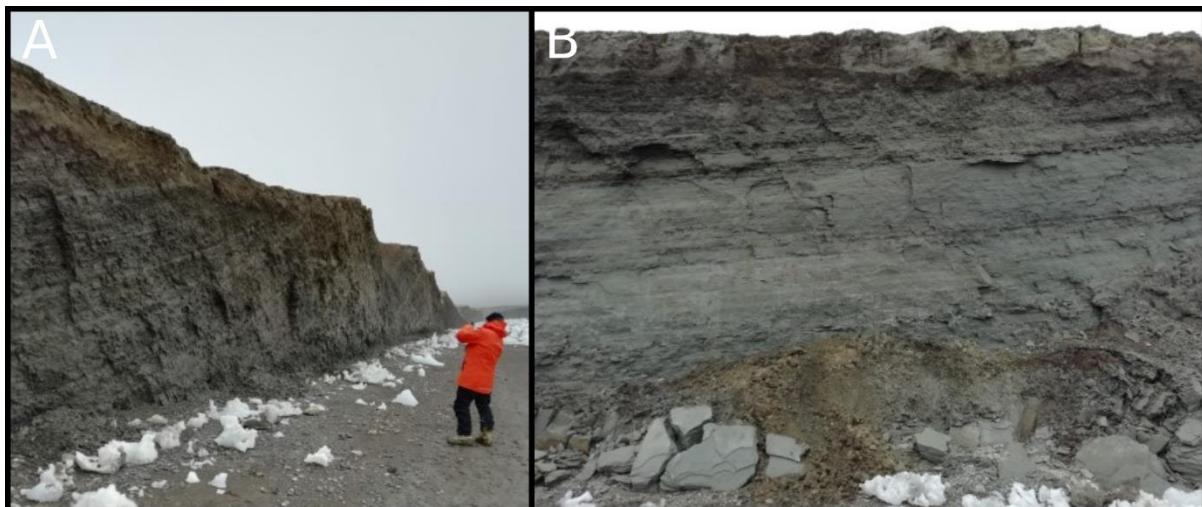


Figura. 4.3. A.- Formación La Meseta sobre los acantilados de la bahía López de Bertodano. B.- Detalle del Alomíembro Acantilados I.

4.4.3. Formación Submeseta

La Formación Submeseta (Eoceno medio – Oligoceno), antes definida como Alomíembro Submeseta, por Marenssi (1995) y Marenssi et al. (1998a), fue identificada por Montes et al. (2019) como una nueva formación por sus facies características y diferenciadas, extensión cartografiable, relaciones geométricas, contenido faunístico específico y por su edad.

Tiene 162 m de espesor en los que predominan lutitas fangosas, arenas finas con coquinas de moluscos y paquetes de areniscas con grava. Además, posee una abundante fauna de pingüinos fósiles. Se interpreta como depósitos de plataforma marina somera dominada por tormentas, que colmatan valles incididos. Se reconocen tres unidades cartografiables renombradas por Montes et al. (2019): Alomíembro Laminado (LAM), Alomíembro Turritella (TUM) y Alomíembro Superior (SUM).

La base de la formación es una fuerte superficie erosiva que intersecta los alomíembros que la componen. Su techo es discordante con los depósitos glaciomarinos de la Formación Weddell.

4.5. Formación Hobbs Glacier

Se denomina Formación Hobbs Glacier (Mioceno medio - superior) a una diamictita probablemente glaciar, ubicada entre las formaciones Submeseta y Weddell. Su espesor máximo es de 15 metros, limitado en base y techo por discordancias erosivas.

Es descrita y reportada por Marenssi et al. (2010), basándose en la litología, edades isotópicas y contenido fósil. Previamente, Ivany et al. (2006) observaron un depósito diamictítico similar en el extremo norte de la meseta. Concheyro et al. (2007) plantea la posibilidad de que sean parte de la Formación Weddell contaminada con microplancton marino de los sedimentos eocenos.

La formación tiene dos litofacies principales. La inferior corresponde a una diamictita matriz-sostén de 10 metros de espesor y la superior, a una arenisca guijarrosa de 5 metros de espesor. La diamictita está formada por 15 a 20 % de clastos de hasta 50 cm de longitud, cuya composición es plutónica, metamórfica y basáltica, con una matriz arenolimosa de color grisáceo. La arenisca guijarrosa se compone de arena fina, masiva, con clastos dispersos de guijarros y escasos bivalvos.

4.6. Grupo Volcánico Isla James Ross

El Grupo Volcánico Isla James Ross (Mioceno tardío - Pleistoceno temprano) fue descrito por Adie (1953) como un conjunto de rocas volcánicas, principalmente basálticas, con afloramientos en el noreste de la Península Antártica.

Está compuesto por cinco fases eruptivas, cada una de ellas con dos litologías principales: basaltos de coladas, generalmente subaéreas y brechas palagoníticas, producto de la desintegración de las primeras al ingresar al mar. También tiene niveles tobáceos intercalados y un conglomerado tobáceo con fósiles marinos de la primera fase eruptiva (Nelson, 1966).

Lawver et al. (1995) vinculó los basaltos a un ambiente de intraplaca continental, no relacionado a una zona de subducción como había interpretado Nelson (1966).

En la Isla Marambio, las rocas del Grupo Volcánico Isla James Ross están representadas por una red de diques de basaltos que suelen ser amigdaloides, afaníticos, de color negro o pardo oscuro y presentan una pátina de alteración rojiza en su superficie (Massaferro et al., 1997).

4.7. Formación Weddell

La Formación Weddell (Plioceno superior - Pleistoceno) conforma la cobertura superficial del relieve mesetiforme (Figura 4.4). Son depósitos de origen glaciar ubicados sobre la Formación Submeseta y localmente, sobre las diamictitas Miocenas de la Formación Hobbs Glacier (Marenssi et al., 2010). Su espesor promedio es de 4 metros.



Figura 4.4. Afloramiento de la Formación Weddell culminando el relieve mesetiforme de la Isla Marambio.

Zinsmeister and De Vries (1983) incluyen en su definición de Formación Weddell, los depósitos de la Formación Hobbs Glacier, posteriormente definida esta última, como formación independiente por Marenssi et al. (2010).

Los clastos que la componen son principalmente de la cuenca James Ross. La mayoría (90%) proviene de la Península Antártica. Estos forman cantos rodados, principalmente representado por basaltos y andesitas, y en menor medida por rocas metamórficas. Aproximadamente, el 10% son bloques erosionados de roca del sustrato, como concreciones calcáreas. La matriz del *drift* proviene de las rocas sedimentarias fosilíferas subyacentes.

4.8. Resumen de la estratigrafía propuesta para el área de estudio

Durante el Cretácico superior, la Orogenia Andina generó la inversión tectónica parcial de la cuenca James Ross, deviniendo en un ciclo regresivo. En este contexto se depositan los sedimentos del Grupo Gustav (Ineson et al., 1986) y sobre los mismos, en discordancia, el Grupo Marambio (Rinaldi, 1982), que representa una plataforma progradante con más de 100 km de extensión en el Mar de Weddell y un espesor de aproximadamente 3000 metros. En la Isla Marambio afloran las formaciones Haslum Crag, López de Bertodano y Sobral.

Durante el Paleógeno se depositaron los sedimentos del Grupo Seymour Island (Elliot & Trautman, 1982), que rellenan valles incididos sobre la plataforma marina emergente. En la Isla Marambio se encuentra representado por las formaciones Cross Valley – Wiman, La Meseta y Submeseta.

Entre el Oligoceno y el Mioceno inferior, tras la emersión y erosión de la secuencia sedimentaria previa, se depositan los sedimentos glacimarininos de la Formación Hobbs Glacier (Pirrie et al., 1997b) y hacia el Mioceno terminal se produce el depósito de las rocas volcánicas alcalinas del Grupo Volcánico Isla James Ross, producto del vulcanismo ensílico postsubducción, relacionado con un periodo extensional en el área de la Península Antártica (Smellie et al., 1988).

Finalizando la secuencia se depositan los sedimentos más modernos de la Cuenca James Ross, correspondientes a la Formación Weddell (Zinsmeister & De Vries, 1983), interpretados como depósitos glaciarios de edad el Plioceno superior – Pleistoceno.

Capítulo 5 - Geomorfología de la Isla Marambio

La litoestructura de la isla está compuesta por una secuencia sedimentaria homoclinal con inclinación E-SE, integrada por material detrítico con alternancia en el grado de competencia y cementación que resulta en la erosión diferencial de los distintos niveles. A su vez, la secuencia se encuentra intruída por diques subvolcánicos verticales que generan resaltes en el terreno por ser más resistentes a la erosión que la roca de caja.

Elliot (1981) dividió la isla en dos provincias fisiográficas: el sector suroccidental, con un relieve de crestas y valles, y el sector nororiental, representado por un relieve mesetiforme residual cubierto por un *drift* glaciar.

Nozal et al. (2007) reconocen dos grandes dominios litológicos y estructurales coincidentes con los descritos por Elliot (1981). El dominio suroccidental comprende dos tercios de la isla y se compone por una secuencia sedimentaria de 1700 m de espesor, con rumbo NNE-SSO y 10 a 15° de inclinación E. El dominio nororiental ocupa el tercio restante de la superficie de la isla y corresponde al Grupo Seymour y las formaciones Hobbs Glacier y Weddell. Se disponen formando un monocinal, con un buzamiento de 2 a 4° al SE (Montes et al., 2019).

Las geoformas presentes en la isla son el producto de la acción de los procesos geomorfológicos sobre el sustrato. Su desarrollo se encuentra condicionado por la litología y la estructura, donde las diferentes competencias y la disposición homoclinal de los bancos son los factores determinantes.

Los procesos más importantes en el modelado de la Isla Marambio son los fluviales y los litorales, seguidos por los procesos eólicos, gravitacionales, paleoglaciarios y criogénicos.

5.1. Proceso fluvial

El sistema hidrológico de la Isla Marambio es efímero, sólo se encuentra activo durante el periodo estival permaneciendo inactivo el resto del año. El agua que alimenta el sistema en verano posee dos orígenes. El primero y más importante es el acuífero libre estival, por derretimiento de la capa activa y el segundo es la ablación de las acumulaciones níveas (Silva Busso et al., 2000 y Silva Busso et al., 2004) (Figura 5.1). Pese a su carácter efímero, el sistema fluvial y la escorrentía superficial son los procesos con mayor influencia sobre la morfología de la isla.



Figura 5.1. Pequeño curso fluvial alimentado por el derretimiento de la nieve superficial.

El sistema de drenaje en la meseta es centrífugo con diseño dendrítico de elevada densidad. Las cabeceras se encuentran en el perímetro de la misma. En el sector suroccidental de la Isla Marambio la red fluvial es de diseño dendrítico con un gran desarrollo longitudinal de sus colectores principales, los cuales en su mayoría drenan hacia el suroeste (Figura 5.2).



Figura 5.2. Valle fluvial labrado sobre sedimentos poco consolidados. El curso es alimentado por la capa activa en mayor medida.

Algunas de las morfologías fluviales más comunes de la isla son:

- Rills y gullies: son formas erosivas caracterizadas por una gran incisión vertical y el típico perfil en "V". Se desarrollan mayormente en las cabeceras de los cursos sobre laderas de gran pendiente.
- Llanuras aluviales de fondo plano: se generan en el sector medio al final del perfil longitudinal de los cursos. Se caracterizan por presentar muchos canales de baja profundidad, gran extensión lateral y transportar una gran cantidad de sedimentos finos.
- Valles colgados: son muy frecuentes debido al retroceso de los acantilados y la captura fluvial. Generalmente se observan en cursos menores con baja capacidad de incisión.
- Abanicos y conos aluviales: se desarrollan en el sector bajo de los cursos cuando estos pierden el confinamiento y la pendiente. Al sufrir una abrupta disminución en su capacidad de transporte, depositan los sedimentos. Generalmente esto ocurre en su desembocadura al mar.
- Terrazas aluviales: son antiguas llanuras aluviales desconectadas de la dinámica actual por la incisión vertical de la misma. Su superficie es plana con una ligera pendiente aguas abajo.

5.2. Proceso litoral marino

La dinámica litoral, además de afectar la morfología de las costas de la isla, influye en la dinámica fluvial regulando el mayor o menor grado de incisión vertical en el relieve, al controlar el nivel de base de la red.

La evolución de las costas en Antártida está estrechamente relacionada con los procesos glacio-eustáticos y el rebote isostático. Al descongelarse los glaciares y casquetes, la superficie rebota isostáticamente y se crean superficies elevadas y desconectadas de la dinámica costera actual. Estas superficies se denominan terrazas marinas.

Se diferencian dos sectores costeros. La costa oriental (Figura 5.3) fue interpretada por Zinsmeister (1976) como una costa expuesta a los vientos dominantes. Presenta un oleaje predominante del sector SO y SE y fuertes corrientes de deriva litoral de sentido NE, que en el extremo NE de la isla forma una flecha litoral, con un sector protegido denominado Caleta Larsen. La costa occidental está compuesta por una bahía somera, protegida de las fuertes corrientes que fluyen por el estrecho Almirantazgo.



Figura 5.3. Imagen panorámica de la bahía López de Bertodano. A la izquierda se encuentra la Isla Cockburn y a la derecha la meseta de la Isla Marambio.

Las costas erosivas de la isla (Figura 5.4) se destacan por los acantilados y por las plataformas de abrasión marina. La erosión se ve favorecida por la baja consistencia del sustrato litológico, compuesto en mayor medida por sedimentos poco litificados, con lentes de conglomerados y niveles resistentes de concreciones intercaladas (Zinsmeister, 1976, 1979; Malagnino et al., 1981). Es común la presencia de valles colgados sobre los acantilados debido al rápido retroceso de los mismos, atribuido al levantamiento de la isla (Rinaldi et al., 1978).

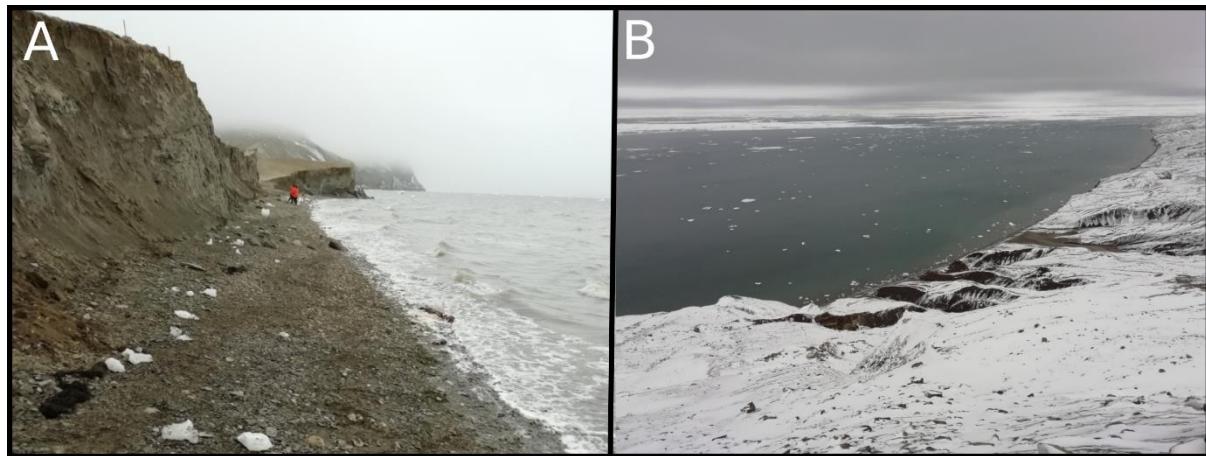


Figura 5.4. A.- Costa acantilada en retroceso en el refugio Casa de Botes. B.- Carcavamiento en los acantilados de la costa oriental de la Isla Marambio.

Zinsmeister (1979) atribuye el rápido retroceso de los acantilados, de hasta 1.33 m/año, principalmente al descongelamiento de la capa activa y parte superior del permafrost por el agua de mar. La acción erosiva del oleaje sobre los acantilados es baja y limitada a los meses de verano. La mayor parte del año el mar se congela formando un *icepack*. Durante el verano permanece un pie de hielo en la base de los acantilados que amortigua la acción del oleaje (Figura 5.5). Otros procesos que actúan en la génesis de los acantilados son los deslizamientos y los flujos de barro.



Figura 5.5. Pie de hielo en la base del acantilado aledaño al refugio Casa de Botes.

Los depósitos de acumulación costeros son principalmente playas, flechas litorales y deltas mareales. Se componen de grava, arena y fango, provenientes del material erosionado y retrabajado de los acantilados.

5.3. Proceso eólico

La acción del viento sobre la isla varía según la estación del año. El verano es el periodo con menor intensidad, sin embargo, es la estación en la que se genera la mayor erosión eólica, favorecida por el desarrollo de la capa activa. El viento erosiona las partículas finas dejando una superficie compuesta por cantos y bloques, típico de los pavimentos del desierto. Esto ocurre principalmente en las superficies subhorizontales expuestas de la isla, como la meseta, submesetas y algunas terrazas marinas.

El material fino removido y transportado por el viento genera abrasión al colisionar con los cantos y bloques formando ventifactos, pits, flutes, tafonis y microyardangs (Montes et al., 2019) (Figura 5.6). También son comunes las cubetas de deflación, formadas por la erosión de los sedimentos finos en sustratos poco consolidados. Estas cubetas comúnmente albergan pequeñas lagunas de escasa profundidad.



Figura 5.6. Microyardangs formados por erosión eólica del sustrato.

Aun siendo escaso el tiempo de acción del proceso eólico, es un importante modelador del paisaje. Ermolin and De Angelis (2002) lo demuestran de forma cuantitativa, estimando que al menos 15000 Tn de limo son erosionados anualmente y transportados fuera de la isla.

5.4. Proceso gravitacional

Los procesos de remoción en masa están presentes en toda la isla. Revisten gran importancia en la dinámica costera junto con los procesos litorales debido a la naturaleza escarpada de las costas y al régimen erosivo dominante (Figura 5.7).



Figura 5.7. Imagen de los acantilados aledaños al refugio Casa de Botes. Las estacas se utilizan para llevar un control anual sobre su rápido retroceso.

Por sus características mecánicas, las litologías que conforman la isla resultan susceptibles a la meteorización, incrementada por los procesos de crioclastía o gelifracción. En general, las formaciones que integran la isla son friables y poco consolidadas, con alternancia de bancos leve a medianamente cementados, facilitando el desarrollo de procesos gravitacionales y de erosión eólica y fluvial.

Entre los movimientos de remoción en masa se observan deslizamientos (*earth flow*), caídas de bloques (*rockfall*) y desprendimientos (*rockslides*). La caída de bloques y los desprendimientos se originan por descalce y/o vuelco (*toppling*) a partir del escarpe superior. Los *earth flow* corresponden a pequeños deslizamientos provocados por la meteorización y saturación en agua de los niveles superiores que pasan a flujos en la parte inferior.

En general, las laderas que conforman la isla se encuentran coronadas por un nivel resistente, debajo del cual hay rocas de menor resistencia. Se denominan laderas complejas aquellas que tienen varios niveles resistentes. Al pie de las laderas que rodean la meseta o cubriéndolas como un manto se forman depósitos denominados coluviones (Montes et al., 2019).

5.5. Proceso criogénico

El clima de la Isla Marambio es subpolar, semiárido, con temperaturas medias anuales que oscilan entre -5°C y -10°C (Reynolds, 1981), por lo que se encuentra bajo condiciones criogénicas y desarrolla una de las características más importantes de la isla que es la presencia de permafrost.

Según su génesis, existen dos tipos de permafrost: el permafrost epigenético, formado antes de la actuación de los procesos exógenos modeladores y desarrollado sobre secuencias sedimentarias preexistentes, y el permafrost singenético, formado en simultáneo con otros procesos exógenos en depósitos sedimentarios superficiales y más recientes. El permafrost epigenético tiene una mayor distribución, alcanzando alrededor del 90% de la superficie de la isla (Ermolin, 2009).

Durante el periodo estival, entre los meses de noviembre y marzo, el permafrost sufre el descongelamiento de su nivel superior, denominado capa activa (Figura 5.8). La profundidad de descongelamiento puede variar entre 0.5 y 2.1 metros.



Figura 5.8. Perfil del suelo hasta el permafrost, a 40 cm de profundidad.

La presencia de permafrost y los sucesivos ciclos de congelamiento y descongelamiento promueven la disgregación y fracturación de las rocas por procesos de crioestrucción, hidroestrucción e hidratación. Otros procesos actuantes en la parte superior del permafrost son los de reptación y de gelifluxión, que combinados con los procesos gravitacionales intervienen en la evolución de las laderas.

La nivación es la combinación de los procesos de gelifracCIÓN, gelifluxión, creep de helada y el lavado por escorrentía superficial, asociados a las acumulaciones de nieve. Esto da lugar al desarrollo de nichos de nivación, pequeñas depresiones con un escarpe en la parte superior, ubicadas mayormente en la parte alta de las laderas. A partir de la unión lateral de varios nichos se pueden formar terrazas de nivación.

Otras morfologías presentes en la isla son las grietas y polígonos de contracción térmica en la capa activa y formas locales de termokarst en sectores de permafrost rico en hielo.

5.6. Proceso glaciar

Culminando la superficie de la meseta ubicada en el sector NE de la Isla Marambio, se encuentra la Formación Weddell. Son depósitos clásticos de origen glaciario con clastos que oscilan entre cantos rodados y bloques de más de 3 m de diámetro, observándose erráticos en superficie (Figura 5.9). El bloque de mayor tamaño es un esquisto negro con venillas de cuarzo perteneciente al Grupo Trinity Península, ubicado cerca del refugio “La Remota”. La matriz es limo-arenosa.



Figura 5.9. A.- Bloque errático sobre la superficie culmine de la meseta, compuesto por areniscas de la Formación Submeseta con estrías glaciares. B.- Detalle de las estrías glaciares.

El relieve mesetiforme está delimitado por el cabo Gorrochátegui al norte, la caleta Larsen al este, la bahía Pingüino al sur y la bahía López de Bertodano al oeste. La superficie presenta una ligera inclinación hacia el SE, registrándose alturas que alcanzan los 210 msnm en el sector occidental y bajan a 185 msnm hacia el margen oriental.

Los flancos de la meseta son más suaves hacia el este, con cotas inferiores debido al escalonamiento producido por el asentamiento activo que se desarrolla en el perímetro de la misma. Los flancos occidentales y australes son más abruptos y de mayor pendiente.

Capítulo 6 - Geología de la meseta

6.1. Características generales

Como se describió anteriormente, la isla puede ser dividida en dos sectores o dominios a partir de la fisiografía y del análisis del sustrato geológico, respectivamente. El primero y más amplio de los dos se encuentra en la zona suroccidental y el segundo, en la zona nororiental.

Afloran más de dos kilómetros del relleno de la cuenca James Ross. En el sector suroccidental se exponen las unidades más antiguas que corresponden a las formaciones Haslum Crag, López de Bertodano y Sobral, pertenecientes al Grupo Marambio y cuya distribución temporal abarca desde el Cretácico superior hasta el Paleoceno. En el sector nororiental afloran las formaciones Cross Valley-Wiman, La Meseta, Submeseta, Hobbs Glacier y Weddell que conforman la parte superior del relleno de la cuenca y comprenden desde el Paleoceno medio hasta el Pleistoceno.

En la meseta, donde tienen lugar los estudios realizados para el presente trabajo (Figura 6.1), afloran las formaciones La Meseta, Submeseta, Hobbs Glacier y Weddell, siendo ésta última el tope del relieve y el sustrato litológico sobre el que se construyeron las estructuras edilicias y vías de comunicación de la Base Marambio. Toda la secuencia estratigráfica forma un monocinal con un buzamiento de 2 a 4° al SE.

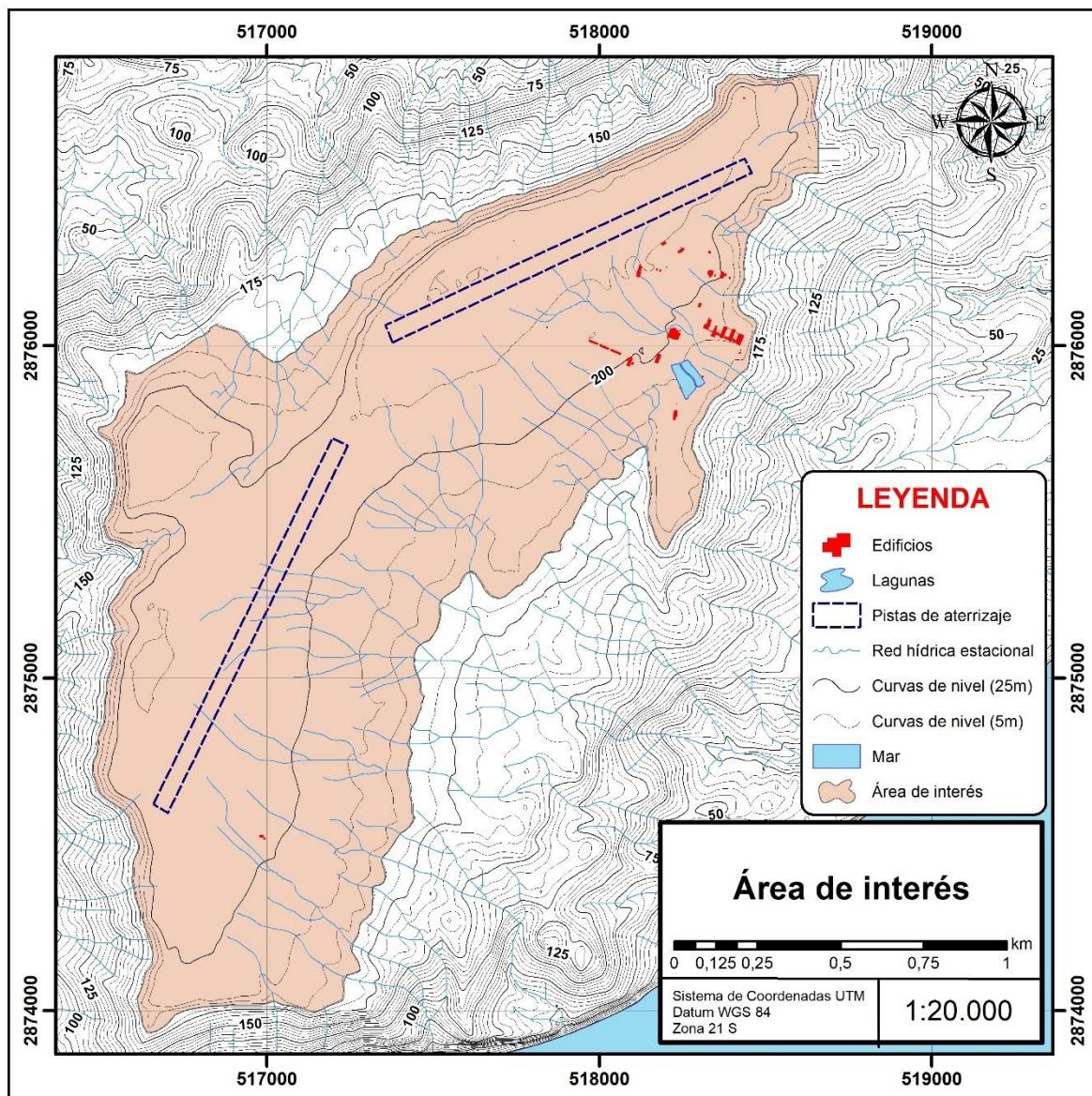


Figura 6.1. Delimitación del área de interés.

La Formación La Meseta (Elliot and Trautman, 1982), de edad Paleoceno superior - Eoceno medio, tiene el mayor espesor dentro de la secuencia que conforma la meseta, con un registro de 620 metros de sedimentos en los que predominan las arenas finas, lutitas y coquinas de moluscos (Montes et al., 2019). Sadler (1988) identificó el contacto con las formaciones más antiguas como una discordancia, conformando una superficie diacrónica con un hiato que se incrementa hacia el oeste. El contacto superior es una discordancia angular con menos de 3 m de relieve sobre la que reposa la Formación Weddell.

Sadler (1988) define la geometría de la cuenca como una gran artesa o canal labrado sobre una plataforma marina emergente, compuesta por el apilamiento de unidades lenticulares, con una elongación general en sentido E-O o SE-NO. Los márgenes norte y sur están separados

aproximadamente 6 km. El relieve original de la cuenca no habría superado los 100 metros (Elliot, 1993).

Los estratos que la componen están limitados por discontinuidades, por ello se la definió como una unidad aloestratigráfica. Internamente presenta cinco discontinuidades, subdividiendo La Meseta en seis alomiembros (Marenssi & Santillana, 1994; Marenssi, 1995). Desde base a techo fueron definidos los alomiembros: Valle de las Focas, Acantilados, Campamento, Cucullaea I, Cucullaea II y Submeseta. Posteriormente, el Alomiembro Submeseta es considerado como una nueva formación, Formación Submeseta (Montes et al., 2019) y el Alomiembro Acantilados es subdividido en dos: el Alomiembro Acantilados I y el Alomiembro Acantilados II, al encontrarse una nueva superficie erosiva interna.

La mayor parte de las sedimentitas que la componen son friables y no consolidadas. En general están conformadas por arenas limosas (33%), areniscas finas (24%) y limos arenosos (19%). En menor medida se observan areniscas muy finas (9%), conglomerados coquinoideos (8%), areniscas medianas (4%) y limos (3%) (Marenssi, 1995).

Posee un contenido paleontológico muy abundante. Entre los invertebrados se destacan bivalvos, gastrópodos y moluscos. La fauna de vertebrados marinos está representada principalmente por pingüinos y tiburones.

La Formación Submeseta (Montes et al., 2019), de edad Eoceno medio - Oligoceno, como se mencionó, fue descrita por Marenssi (1995) y Marenssi et al. (1998a) como un alomiembro de la Formación La Meseta. Luego, debido a su extensión cartografiable, discontinuidad basal, edad, contenido faunístico y facies características, Montes et al. (2019) la consideró como una formación independiente.

Posee un espesor de 162 m en los que predominan lutitas fangosas, arenas finas con coquinas de moluscos y areniscas con gravas. Marenssi (1995) define 7 litofacies para este alomiembro, que en su mayoría consisten en arenas con estructuras de corriente y oleaje, y lo interpreta como un paleoambiente de estuario en su base y plataforma de mareas en la mitad superior. Montes et al. (2019) define tres alomiembros para la Formación Submeseta: Alm. Laminado, Alm. Turritella y Alm. Superior.

Su superficie inferior intersecta erosivamente a la Formación La Meseta. En algunos sectores alcanza al Alomiembro Cucullaea I, representando un hiato de hasta 2.5 Ma. Esta superficie se puede observar en las laderas norte y noreste de la meseta. El techo también está conformado por una superficie erosiva sobre la que se depositó la Formación Weddell y en algunos casos también la Formación Hobs Glacier.

La Formación Hobbs Glacier (Pirrie et al., 1997b) de edad Mioceno medio - superior debe su nombre a su sección tipo, ubicada en la estación geológica Rabot Point al norte del Glaciar Hobbs, Isla James Ross. Se compone principalmente de diamictitas ricas en limo y depósitos de conglomerados arenosos. La presencia de clastos del JRIVG como parte de la litología de la formación y las tobas que la suprayacen, indican que son contemporáneos y pueden estar relacionados genéticamente (Pirrie et al., 1997b). Está limitada por discordancias erosivas en el techo y la base. Suprayace a la Formación Submeseta y por encima reposan los depósitos de la Formación Weddell.

En las secciones descritas en la Isla Marambio, Marenssi et al. (2010) distinguen dos litoformaciones. En la parte inferior, una diamictita masiva de 10 m de espesor, formada por 15 a 20% de clastos de hasta 50 cm de longitud, con la mayor frecuencia entre 10 y 15 cm de longitud. Los clastos son plutónicos, metamórficos y basálticos y están inmersos en una matriz de arena limosa grisácea cuyo contenido de arena aumenta hacia el techo, mientras que el tamaño y frecuencia de los clastos disminuye. Sobre las diamictitas se depositaron areniscas de guijarros compuestas por arena fina masiva con clastos tamaño guijarro, cantos rodados y bivalvos *Thyasira sp.*

La presencia de bivalvos en posición de vida sugiere un entorno marino con afluencia episódica de sedimentos glaciarios removilizados. Los clastos facetados indican un origen glacial o heredado, aunque no hay pruebas concretas de la deposición directa del hielo (tilita). La geometría de los depósitos en la meseta indicaría una geometría lenticular para la formación.

La Formación Weddell (Zinsmeister & De Vries, 1983) representa un till de fusión terrestre de edad Plioceno superior - Pleistoceno. Su origen terrestre se infiere por las estrías glaciares en la base de la unidad (Gazdzicki et al., 2004). Otros autores como Malagnino et al. (1981, 1984), interpretan que el origen de la diamictita es glacimarino por la presencia de caída de bloques transportados por témpanos y fauna marina, entre otras posibles evidencias. Su depósito cubre las formaciones Submeseta y Hobbs Glacier formando una fina capa superficial de alrededor de 4 metros de espesor.

El límite entre las formaciones Weddell y Submeseta está bien expuesto y en él se encuentran evidencias del avance glaciario. Algunas estructuras observadas son arenas con evidencias de transporte hacia el este y estrías glaciares en la superficie superior de los conglomerados de concreciones calcáreas pertenecientes a la Fm. Submeseta, donde también se indica un movimiento hacia el este (Figura 6.2).

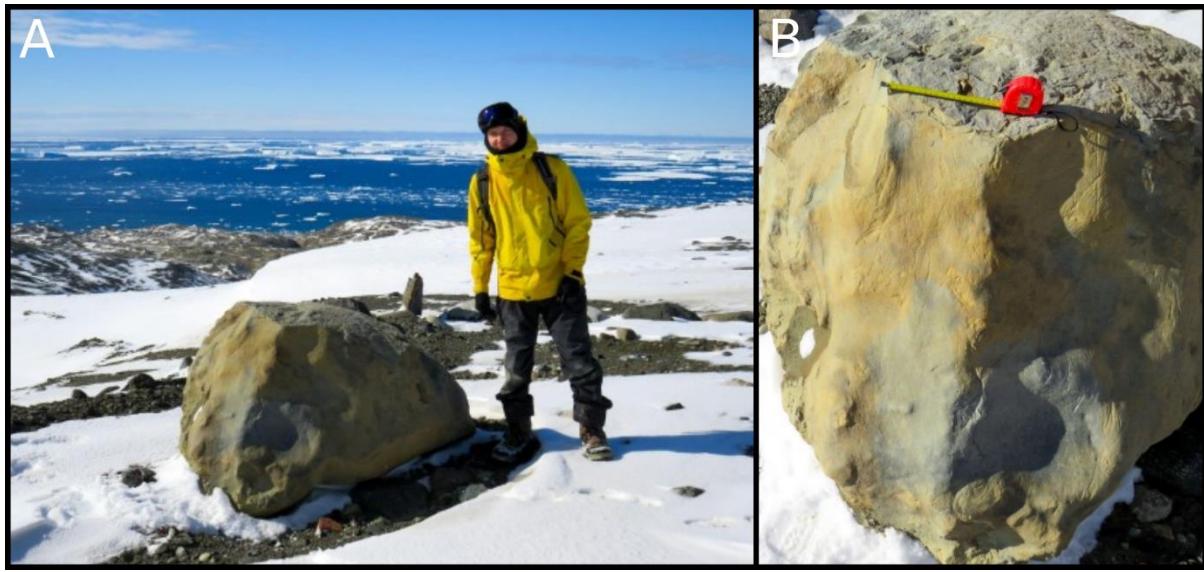


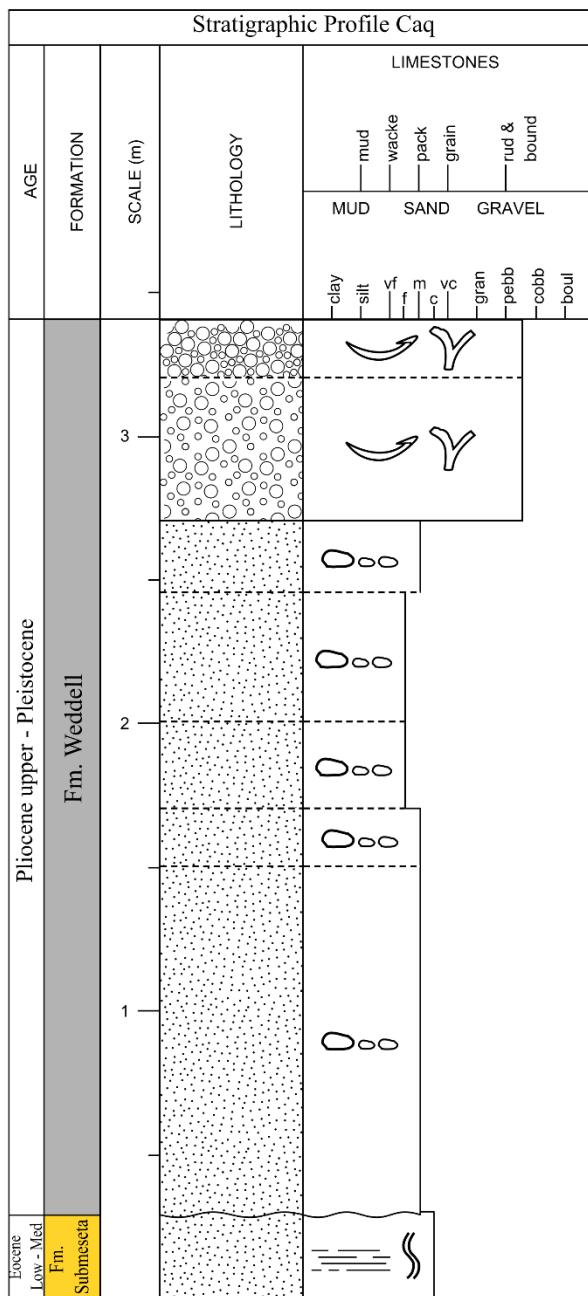
Figura 6.2. A.- Bloque de arenisca perteneciente a la Formación Submeseta, pulida y estriada por el movimiento del glaciar que luego depositaría la Formación Weddell. B.- Detalle de las estrías glaciares.

La Formación Weddell posee clastos erráticos inmersos en una matriz de arcilla limosa de color marrón oscuro y de arena amarilla con macro y microfósiles dispersos. Los bloques más grandes pueden alcanzar hasta 3 metros de diámetro y son principalmente granitoides y esquistos metamórficos, dominados por gneis gris oscuro de estructura porfiroblástica. Los erráticos de menor tamaño están compuestos mayormente por andesitas y basaltos color negro a marrón y rocas piroclásticas. Más del 90% del material clástico proviene de la Península Antártica (Nelson, 1975, como se citó en Gazdzicki et al., 2004).

Una pequeña proporción de los clastos está compuesta por rocas sedimentarias. La mayor parte consiste en concreciones calcáreas fosilíferas que contienen bivalvos *Cucullaea* y *Eurhomalea*, provenientes en su mayoría de la Formación La Meseta (Gazdzicki et al., 2004). También se observan concreciones con ammonites y serpúlidos (*Rotularia*) de la Formación López de Bertodano, guijarros de pizarra parecidos a los de la Formación Monte Flora y tobas del Grupo Volcánico de la Península Antártica. Entre los erráticos se observan conglomerados compuestos por clastos basálticos negros en una matriz arcillosa amarilla, provenientes de la Formación Cockburn Island.

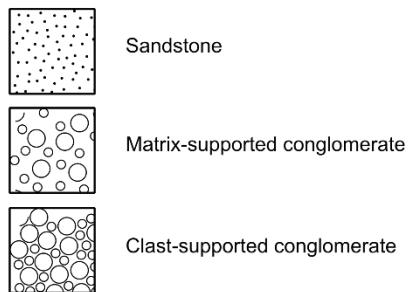
6.2. Perfil estratigráfico

En la Figura 6.3 se presenta la sección estratigráfica “Caq” analizada para este trabajo. Se ubica en la ladera occidental de la meseta, al sudeste del edificio principal de la base y a pocos metros de la planta de tratamiento de efluentes. Sobre el afloramiento, en la superficie de la meseta, hay un bloque errático de gran tamaño. Sus coordenadas son 64° 14' 32.5392" S, 56° 37' 10.4880" W.

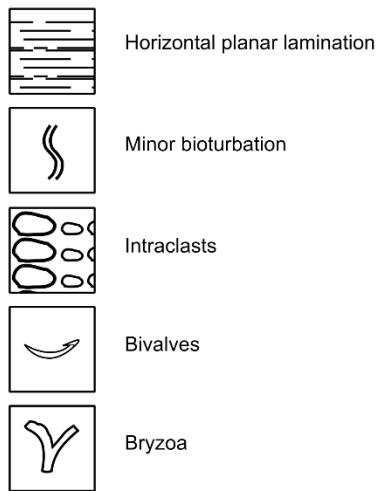


References

Lithologies



Symbols



Base Boundaries

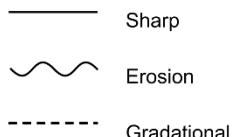


Figura 6.3. Perfil estratigráfico “Caq”, de la Formación Weddell y su contacto con la Formación Submeseta.

El perfil abarca 3 metros de la Formación Weddell, que apoya mediante una discordancia sobre un nivel de arenisca glauconítica perteneciente a la Formación Submeseta. Excepto por la parte superior

donde el perfil es escarpado, el afloramiento se encuentra cubierto por los depósitos coluvionares de la meseta.

La base del perfil está compuesta por un nivel de arenisca glauconítica adjudicado en la bibliografía a la Formación Submeseta. Ésta sufre un fuerte enriquecimiento en glauconita hacia el techo que, de ser autigénica, puede interpretarse como producto de una baja tasa de sedimentación (Harris y Whitin, 2000). El nivel glauconítico es de color verde con tonalidades rojizas, muy friable y de laminación horizontal. Su espesor observado es de 20 cm.

La muestra FH-2 (Figura 6.4) representa estos niveles glauconíticos de la Formación Submeseta. Se observa una roca de granulometría moderadamente seleccionada con moda en la clase arena gruesa. Su textura es clasto-sostén con contactos tangenciales a rectos. La fracción clástica (85% del total de la roca) está compuesta por glauconita, cuarzo monocristalino, feldespato, fragmentos líticos, anfíbol, muscovita y granate. La glauconita (55%) es de bajo transporte y hasta 1,5 mm de diámetro. El cuarzo monocristalino (20%) es anguloso y se presenta en cristales límpidos de extinción flash. El feldespato (10%) está compuesto por plagioclasa (8%) y feldespato potásico (7%). Sus cristales se presentan límpidos y angulosos, con sus típicas maclas. Los fragmentos líticos (6%) son de vulcanitas (4%) y cuarzo policristalino (2%). La muestra también tiene anfíbol (5%) con pleocroísmo de verde a verde claro, muscovita (3%) y granate (1%). Todos los cristales son angulosos. El cemento (15% del total de la roca) está compuesto por óxido de hierro de color rojizo.

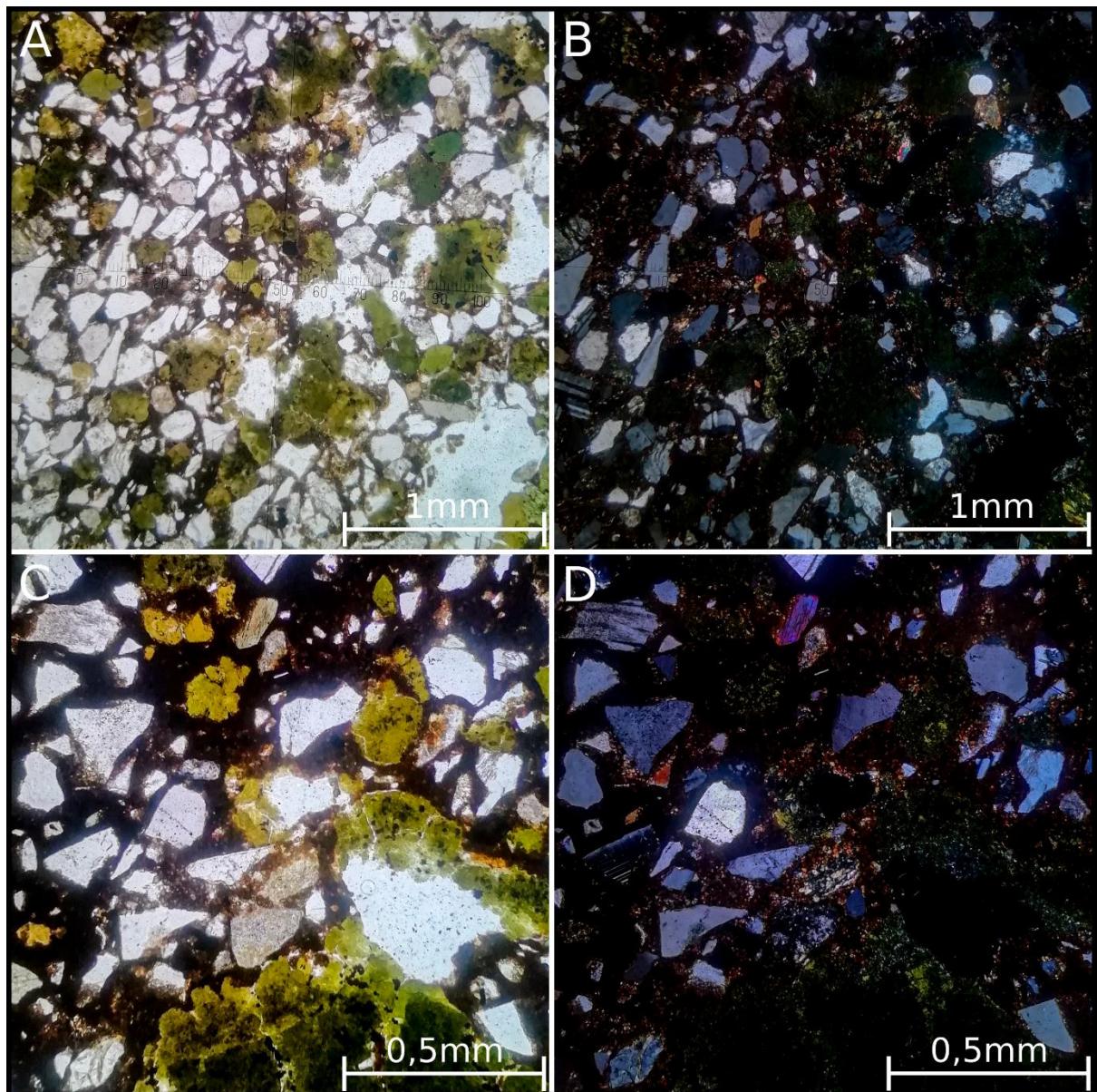


Figura 6.4. Muestra FH-2 con microscopio óptico. **A.-** Nicos paralelos; aumento óptico 5x. **B.-** Nicos cruzados; aumento óptico 5x. **C.-** Nicos paralelos; aumento óptico 10x. **D.-** Nicos cruzados; aumento óptico 10x.

Por encima reposa la Formación Weddell mediante un contacto plano. Un aspecto característico es el aumento en la proporción de cantos y bloques hacia el techo, culminando en una superficie de crioplanación o pavimento de cantos debido a los procesos de *upfreezing* y el lavado de finos que se desarrolla en la capa activa (Figura 6.5). En el afloramiento se pudieron distinguir, por su textura y color, siete niveles dentro de la formación (Figura 6.6).

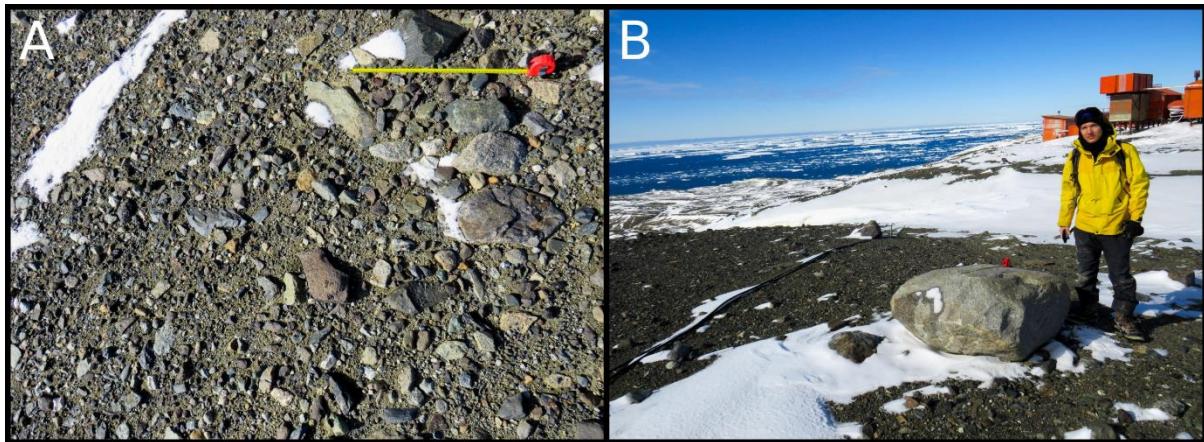


Figura 6.5. A.- Pavimento del desierto o superficie de crioplanación, producto de la dinámica de congelamiento y descongelamiento en el permafrost superficial de la meseta. B.- Bloque de granulita de gran tamaño en la superficie de la meseta.

Los primeros cinco niveles suman un espesor de 2.40 metros. Están compuestos por sedimentos arenosos sueltos, de coloración variable, con erráticos de hasta 30 cm de diámetro que en su mayoría son rocas metamórficas provenientes de Trinity Península. Los erráticos comprenden menos del 10% del total de los sedimentos. El nivel seis, con un espesor de 50 cm, presenta una mayor consolidación y está compuesto por gravas y bloques (50% del total) de baja selección, inmersos en una matriz limo-arenosa gris oscuro. En este nivel se observa la mayor concentración de erráticos colonizados por briozoos incrustantes. Por último, culminando la secuencia se encuentra el nivel siete, de 20 cm de espesor. Es un banco friable, compuesto por gravas y bloques de tamaño variado, inmersos en una matriz limo-arenosa de color gris claro.



Figura 6.6. A.- Bloque de esquisto metamórfico dentro de la Fm. Weddell. B.- Niveles 5 y 6 de areniscas pertenecientes a la Fm. Weddell. C.- Areniscas de la Fm. Weddell con bloques erráticos dispersos y en baja concentración. D.- Nivel 7 de la Fm. Weddell con un considerable aumento en la concentración de erráticos. E, F.- Bryozoos incrustantes sobre esquistos metamórficos.

Los erráticos encontrados en la Formación Weddell corresponden principalmente a rocas ígneas, metamórficas y volcánicas provenientes de la Península Antártica. También son comunes las areniscas y basaltos negros. Los bloques más grandes corresponden a granitoides, esquistos y gneis metamórficos. Los clastos de rocas sedimentarias son, en su mayoría, areniscas provenientes de la Formación La Meseta.

Se tomaron muestras de los clastos que predominan en la formación para su análisis al microscopio óptico y clasificación.

La muestra FW01 (Figura 6.7), clasificada como Arenisca arcósica según Dott, modificado por Pettijohn et al. (1987), es de color gris claro con tonalidades verdosas y bien consolidada. Su selección es buena, con moda en la clase arena fina y textura flotante. A simple vista se observan bivalvos con un alto grado de conservación. La fracción clástica (75% del total de la roca) está compuesta por cuarzo monocrystalino, feldespatos, fragmentos líticos, glauconita, anfíbol y zircón.

El cuarzo monocrystalino (50%) presenta cristales angulosos, de extinción flash a ondulosa y bordes corroídos por el cemento. El feldespato (25%) se presenta en cristales angulosos y anhedrales, con predominio de plagioclasa (15%) y, en segundo lugar, feldespato potásico (10%) con desarrollo de pertitas. Los fragmentos líticos (15%) corresponden a vulcanitas ácidas (10%) y cuarzo policristalino (5%). También se observa glauconita (5%) con opacos, anfíbol (3%) subhedral de pleocroísmo verde a verde claro y Zircón (2%). El cemento (25% del total de la roca) está compuesto por esparita. La muestra no presenta porosidad.

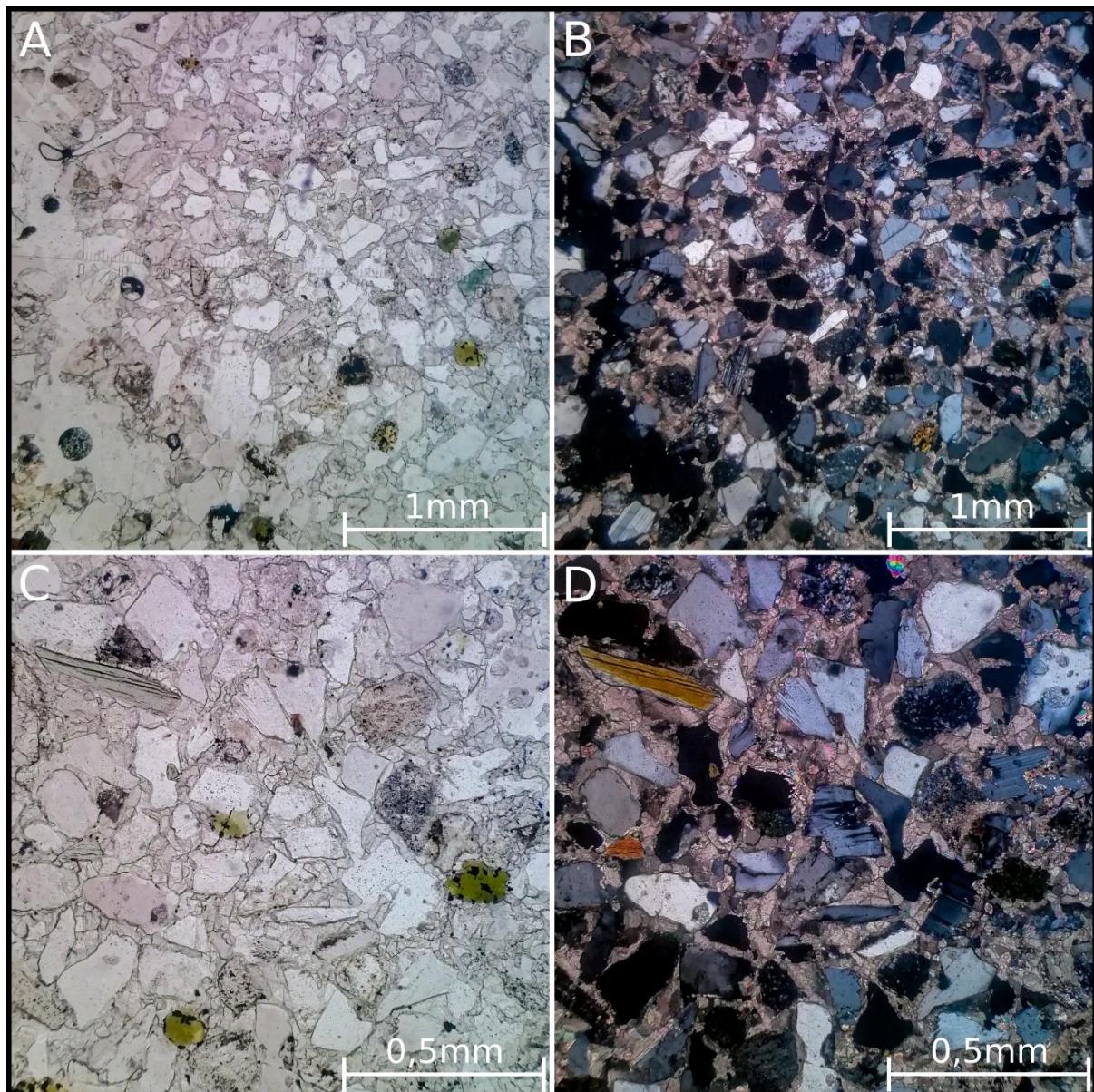


Figura 6.7. Muestra FW01 con microscopio óptico. **A.-** Nícoles paralelos; aumento óptico 5x. **B.-** Nícoles cruzados; aumento óptico 5x. **C.-** Nícoles paralelos; aumento óptico 10x. **D.-** Nícoles cruzados; aumento óptico 10x.

La muestra FW02 es una roca volcánica de color negro y textura porfírica, con fenocristales (20%) de plagioclasa, euhedrales a subhendrales, de hasta 5 mm de longitud y aspecto levemente alterado, inmersos en una pasta (80%) de textura afanítica y color negro, con vesículas circulares de hasta 6 mm de diámetro llenas de Zeolita. Las vesículas representan un 10% de la roca.

Al microscopio (Figura 6.8) se observa una roca hipocristalina de textura porfírica, compuesta por fenocristales (20%) de plagioclasa, en una pasta (80%) de textura hialopilita. Los fenocristales de plagioclasa (100%) son de forma euhedral a subhedral y se encuentran alterados a arcilla, epidoto y opacos.

La pasta está formada por tablillas de plagioclasa (15%) con una leve alteración a arcilla, minerales opacos (15%) y máficos (10%) fuertemente alterados a clorita, epidoto y opacos. El vidrio está

completamente desvitrificado a cuarzo y feldespato potásico. En algunos sectores conserva aún la textura esferulítica previa. La muestra posee amígdalas llenas por zeolitas que representan un 10% del total de la roca.

Los porcentajes totales recalculados en el total de la roca son: plagioclasa 80%; opacos 12%, y maficos 8%. De acuerdo con la composición mineralógica y los porcentajes totales recalculados para el diagrama QAPF (Q: 0%; A: 0%; P: 100%; F: 0 %) la roca se clasifica como Andesita / Basalto del campo 10 y 10'. Para diferenciarlos se utilizó el índice de color, obteniendo un valor de 20%, clasificándose como Andesita.

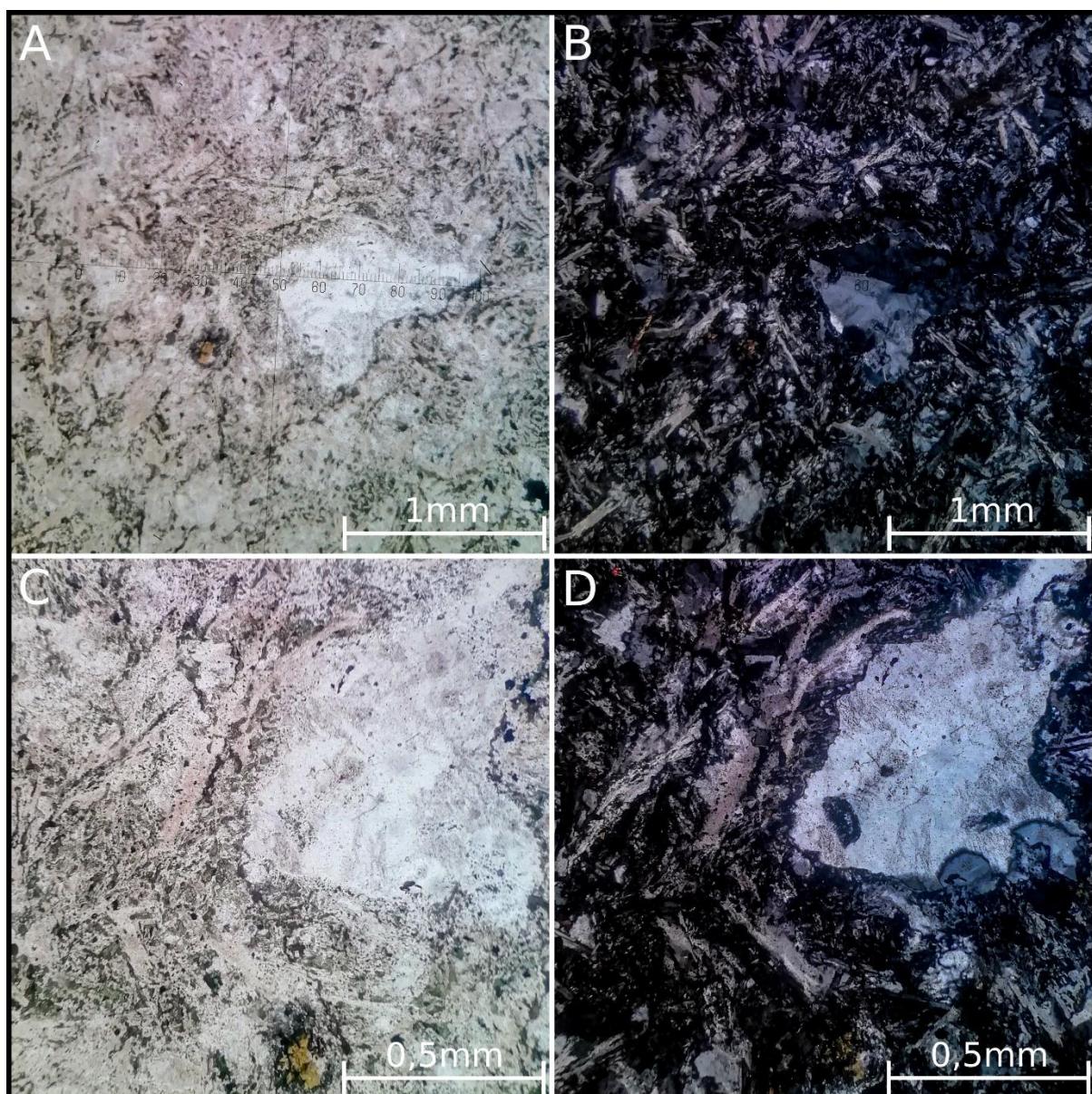


Figura 6.8. Muestra FW02 con microscopio óptico. **A.-** Nícoles paralelos; aumento óptico 5x. **B.-** Nícoles cruzados; aumento óptico 5x. **C.-** Nícoles paralelos; aumento óptico 10x. **D.-** Nícoles cruzados; aumento óptico 10x.

La muestra FW03 es una pizarra foliada de color negro, afanítica, con clivaje fuertemente marcado. Posee venas de cuarzo que se disponen en todas las direcciones y abarcan gran parte del volumen de la roca.

En el corte (Figura 6.9) se observa una roca foliada caracterizada por su clivaje espaciado de crenulación. La textura es lepidoblástica, con dominios de clivaje compuestos por micas blancas y microlitones compuestos por cuarzo y opacos. Se distinguen superficies S1 y S2. Las S1 se encuentran plegadas y son las que generan el clivaje que se observa en la muestra de mano. Las S2 habrían plegado a las S1. En el corte se observan como alineaciones más oscuras. Las venas de cuarzo son de textura granoblástica con contactos poligonales. El cuarzo tiene extinción flash u ondulosa. También hay carbonato como componente de las venas, lo que indica más de un pulso de relleno.

La paragénesis de la roca es muscovita, cuarzo y opacos. El protolito es pelítico con facies de Prehnita-Pumpellita.

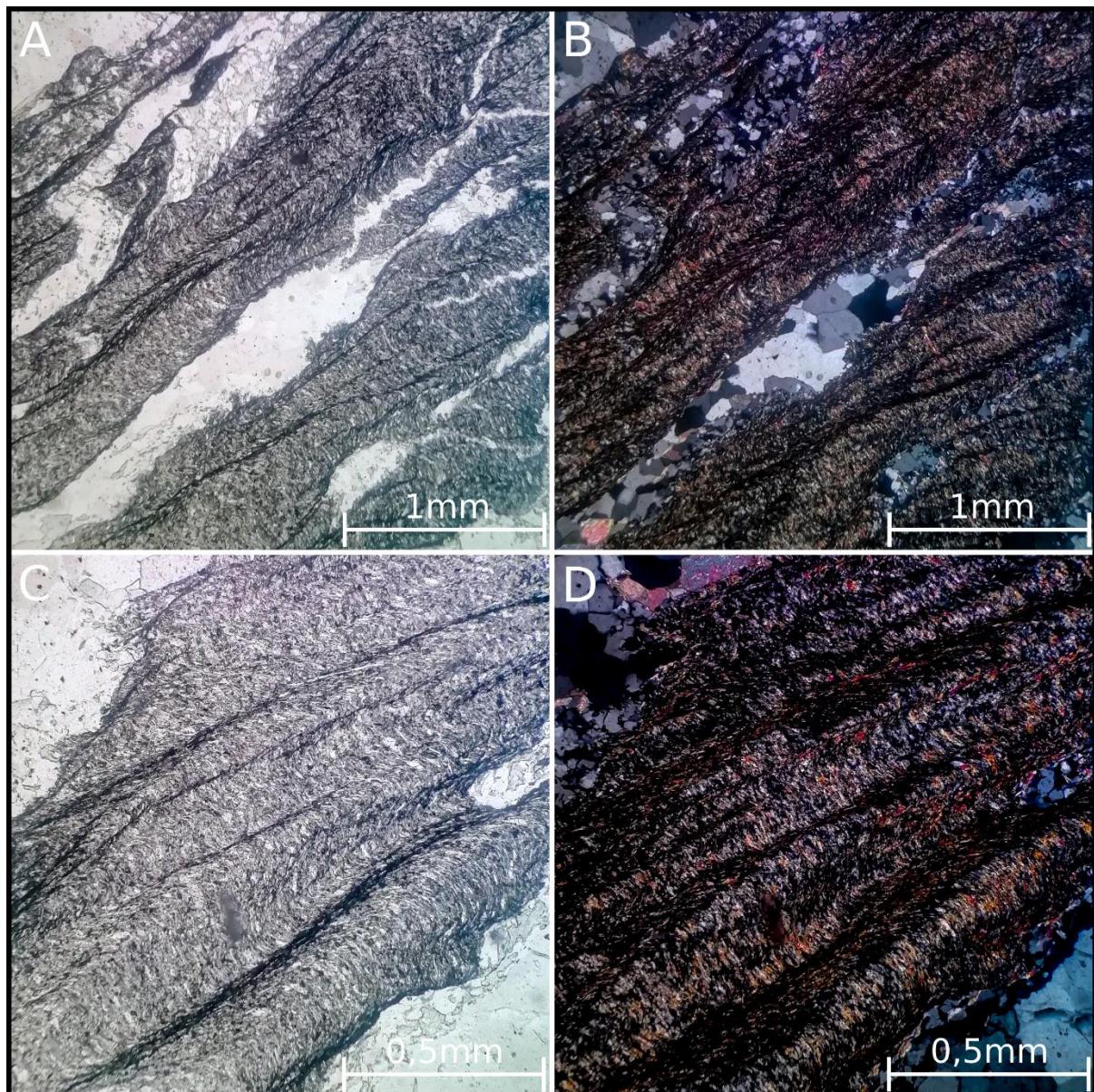


Figura 6.9. Muestra FW03 con microscopio óptico. **A.-** Nicols paralelos; aumento óptico 5x. **B.-** Nicols cruzados; aumento óptico 5x. **C.-** Nicols paralelos; aumento óptico 10x. **D.-** Nicols cruzados; aumento óptico 10x.

La muestra FW04 es una roca de color gris y textura granosa de grano medio, compuesta en orden de abundancia por cristales de cuarzo anhedral, brillo vítreo y color grisáceo, feldespato potásico de color blanco, forma subhedral y hábito tabular, plagioclasa de color blanco, forma suhedral y hábito tabular, y minerales maficos de color negro y subhendrales, entre los que se distinguen algunos cristales de biotita.

Al microscopio (Figura 6.10) se observa una roca de textura granosa de grano medio, alotriomorfa e inequigranular, formada por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa como minerales principales; biotita y hornblenda como accesorios característicos, y opacos como minerales accesorios menores.

El cuarzo (40%) se presenta en cristales anhedrales de hasta 4 mm de diámetro. Tiene un leve intercrecimiento con feldespato potásico, desarrollando textura gráfica. El feldespato potásico (30%)

es de hábito tabular y forma anhedral. Se presenta en cristales de hasta 4 mm de longitud, intensamente alterados a sericitita, arcilla y en algunas secciones se observa desarrollo de pertitas. La plagioclasa (20%) se presenta en cristales de hábito tabular y forma subhedral, de hasta 3 mm de longitud. Su aspecto es menos alterado que el del feldespato potásico. Algunos cristales tienen zonación composicional. La biotita (6%) se presenta en cristales anhedrales a subhedrales con un pleocroísmo que va de castaño a castaño oscuro. Se encuentran cloritizadas y casi completamente alteradas a opacos. La hornblenda (3%) se presenta casi únicamente como secciones basales con pleocroísmo entre marrón y marrón oscuro. Los cristales están alterados a minerales opacos. Los opacos (1%) son pequeños y anhedrales.

De acuerdo con la composición mineralógica y los porcentajes totales recalculados para el diagrama QAPF (Q: 44.44%; A: 60%; P: 40%; F: 0%), la roca se clasifica como un granito del campo 3 de la clasificación IUGS para rocas plutónicas.

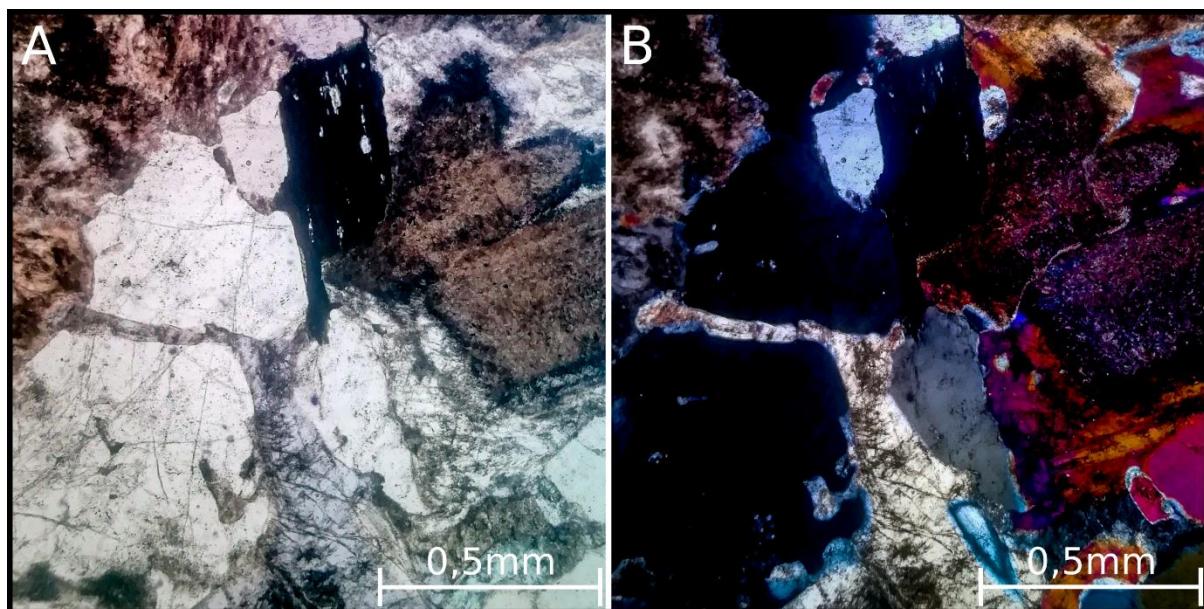


Figura 6.10. Muestra FW04 con microscopio óptico. **A.-** Nícolas paralelos; aumento óptico 5x. **B.-** Nícolas cruzados; aumento óptico 5x.

Capítulo 7 – Geocriología e hidrogeología de la meseta

7.1. Características del permafrost

La ubicación oriental de la Isla Marambio respecto de la Península Antártica junto con la ausencia de glaciares o capas de hielo permanentes, resultan factores determinantes en la generación de las condiciones para el desarrollo del permafrost y la ubica en la zona de permafrost continuo. Por definición se denomina permafrost a todo suelo o roca que permanece a temperaturas por debajo de los 0°C por más de dos años consecutivos. Usualmente, el permafrost es clasificado según su extensión superficial en continuo (90 – 100%), discontinuo (50 – 90%), esporádico (10 – 50%) y aislado (0 – 10%).

La isoterma de -4°C determina el límite entre el permafrost continuo y discontinuo en la Península Antártica (Ermolin, 2009). La misma es controlada por el efecto de barrera orográfica creado por las elevadas altitudes de la península que con una altura máxima promedio de 2200 msnm sobre su eje, restringe la circulación entre el sector oriental con clima frío pseudo-continental y occidental con clima marítimo. La diferencia en la temperatura media anual entre ambos sectores puede alcanzar los 8°C (Ermolin, 2009).

Sobre la meseta de la Isla Marambio el permafrost es singenético. Esto implica que su desarrollo es posterior a la existencia del suelo o roca. Estos, una vez emplazados, fueron sometidos a los procesos de congelamiento desde superficie hasta obtener sus características criogénicas actuales.

La profundidad de la base del permafrost en la Isla Marambio es incierta. Fukuda et al. (1992) estimaron un espesor de 200 m para el permafrost en la meseta en base a estudios geoeléctricos. Este valor difiere considerablemente del obtenido previamente por Fournier et al. (1990), quienes obtuvieron un espesor de 127.5 m. Ambos autores utilizaron arreglos de electrodos diferentes, Wenner y Schlumberger respectivamente. Ermolin et al. (2002) obtuvieron un espesor de 190 m, multiplicando el gradiente geotérmico estimado (1°C/33m) por la temperatura a la profundidad de amplitud anual cero (-5.5°C).

Estudios geoeléctricos posteriores llevados a cabo en 2004 por Ermolin y Silva Busso, estiman que el espesor es superior a 150 m. Arribaron a esta conclusión debido a que, con tendidos que alcanzaban esa profundidad, no se detectó el límite inferior. Dichos autores hallaron niveles de baja resistividad, entre 17 y 24 ohm, a profundidades entre 30 y 50 metros en los Arroyos Sofía y Celia, que interpretaron como la base del permafrost o niveles psamíticos infrapermafrost saturados de agua dulce y/o salobre (Silva Busso, 2009). Según los autores, estos niveles saturados pueden deberse a aguas relícticas, algún grado de conexión hidráulica con el mar, goteo a partir de irregularidades o una combinación de estas posibilidades.

7.2. Características de la capa activa

La capa activa es el nivel superior del permafrost que se descongela durante el periodo estival. Su espesor varía año a año y depende de factores como la temperatura del aire, orientación y ángulo de las pendientes, vegetación, drenaje, cubierta de nieve, tipo de suelo y/o roca y contenido de agua. En el área de estudio, la capa activa se desarrolla en los sedimentos de la Formación Weddell que en sus niveles superiores está compuesta por un conglomerado matriz-sostén, de matriz limo-arenosa, con contenido de arcillas variable y bloques.

El comportamiento térmico de esta capa es muy dinámico y está sujeto a variaciones tanto estacionales como diurnas. En general, el congelamiento y descongelamiento responden a variaciones diurnas en zonas templadas y estacionales, en altas latitudes. El congelamiento se genera tanto desde la superficie hacia niveles inferiores donde existe permafrost o rocas congeladas permanentes, como desde el permafrost hacia la superficie, mientras que el descongelamiento de la capa activa ocurre desde la superficie, con un aumento de la temperatura entre el techo del permafrost y la profundidad de amplitud anual cero.

El congelamiento estacional estable del suelo en la Isla Marambio comienza entre fines de febrero y principios de marzo, dependiendo de las condiciones meteorológicas. Alcanza el congelamiento total cuando el índice de descongelamiento estacional supera 200°C d. El contenido de hielo total que compone la capa se define como el porcentaje de todos los tipos de hielo visibles, formados por agua gravitacional y parcialmente por agua pelicular y de cristalización (Ermolin, 2009).

Para caracterizar la capa activa y la parte superior del permafrost sobre la superficie de la meseta de la Isla Marambio, se realizaron una serie de sondeos eléctricos verticales (SEV) con un arreglo del tipo Schlumberger, que permitió obtener un buen grado de resolución en los primeros metros de suelo e interpretar las superficies resistentes que se generan en torno a la capa activa.

7.3. Características hidrogeológicas

El sistema hidrogeológico está asociado al permafrost y su dinámica. Durante el periodo estival, el hielo alojado en la capa activa se funde y queda retenida en sus sedimentos el agua líquida que no puede infiltrarse hacia niveles inferiores, debido a que el permafrost actúa como un nivel impermeable. Este proceso se puede observar en la Figura 7.1. La profundidad de descongelamiento del permafrost en la meseta oscila normalmente entre 0.5 y 2.1 metros. Durante la primavera y el verano, también aporta agua al sistema la infiltración vertical por ablación de las acumulaciones níveas.



Figura 7.1. Las imágenes **A**, **B** y **C** muestran la evolución de una perforación hasta el techo del permafrost, realizada en la pista principal de la base Marambio. El agua suprapermanfrost contenida en los sedimentos de la capa activa fluye lateralmente hasta llenarla por completo.

El acuífero puede comportarse de tres maneras:

- No hay desarrollo del acuífero libre y la zona no saturada se desarrolla sobre el permafrost.
- El acuífero tiene un régimen variable durante el periodo estival. En periodos de mayor insolación los sedimentos contienen al acuífero y en periodos menos favorables se congela.
- El acuífero posee un régimen permanente durante el periodo estival. Generalmente se relaciona a zonas donde el permafrost se encuentra a mayor profundidad. Según Lawson (1998), el acuífero libre probablemente no se desarrolle donde la profundidad del permafrost sea menor a un metro. En este caso la mayor parte de la superficie de la meseta no presenta el acuífero libre.

Los sectores con poco espesor de la capa activa donde el permafrost se encuentra a poca profundidad generan desconexión entre las zonas saturadas, por lo que los acuíferos en zonas subpolares suelen ser discontinuos. Su distribución depende de las características del terreno, el uso histórico del mismo y las perturbaciones de la superficie. Otro factor importante es la transferencia de calor y, por ende, la conductividad térmica de los sedimentos. Este comportamiento determina que no se desarrolle una freatometría integrada en la meseta.

Los niveles estáticos oscilan entre 0.25 y 1 mbbp. Son relativamente estables en periodos favorables y desaparecen rápidamente con temperaturas por debajo del punto de congelamiento. Debido a la poca conexión entre acuíferos se dificulta el flujo horizontal del agua en los mismos. La conductividad del agua en los acuíferos de la Isla Marambio oscila entre 3300 y 12160 $\mu\text{S}/\text{cm}$, el pH varía entre 6.91 y 8.15 (ligeramente alcalino) y la temperatura entre 0.5 y -2.5°C, sin congelarse por la elevada salinidad. Dicha salinidad puede asociarse con la cercanía al mar y la formación permanente de nubosidad, ya que el agua de recarga, por el contrario, tiene baja concentración de sólidos disueltos (Silva Busso et al., 2000).

Los valores de conductividad hidráulica y porosidad de la Formación Weddell son de 1.6 – 7.5 cm/h y 37.7 – 63.7%, respectivamente. A temperaturas medias diarias cercanas a -3°C - -3.5°C, el acuífero libre deja de cumplir con la ley de Darcy y pasa a formar parte de la dinámica de la capa activa o permafrost (Silva Busso, 2009).

Los sistemas lacustres de la isla fueron creados para la base Marambio como fuente de agua para el consumo humano y se encuentran inmediatamente al sur de la misma. La recarga de estos cuerpos proviene principalmente del escurrimiento superficial por lo que su salinidad es baja. Los valores mínimos y máximos medidos fueron de 325.44 y 590.04 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectivamente, con valores medios de pH entre 8.20 y 8.25 (Silva Busso et al., 2000).

El permafrost puede funcionar como nivel confinante de posibles niveles acuíferos en profundidad que se alojarían en las facies más permeables de la Formación La Meseta. Estos niveles saturados podrían deberse a aguas connatas, conexión hidráulica con el mar o goteo a partir de posibles anomalías en el permafrost. Según Custodio and Llamas (1983), se estima que las aguas contenidas en niveles acuíferos infrapermafrost, serían, al menos, salobres.

7.4. Temperatura del suelo

Los registros de temperatura fueron obtenidos en dos estaciones de medición, instaladas durante el verano 2019/2020. Las estaciones denominadas SY-01 “VOR” y SY-02 “Pristino” (Figura 7.2; Tabla 7.1), tienen 5 termómetros iButton marca Dallas Maxim, modelo DS1921G, sujetos a una varilla de madera con una equidistancia de 20 cm y dispuestos en el interior de un caño metálico (Figura 7.3). Los termómetros alcanzan 0.8 mbbp en la estación SY-01, partiendo de 0.02 mbbp y 1.0 mbbp en la estación SY-02, partiendo de 0.2 mbbp.

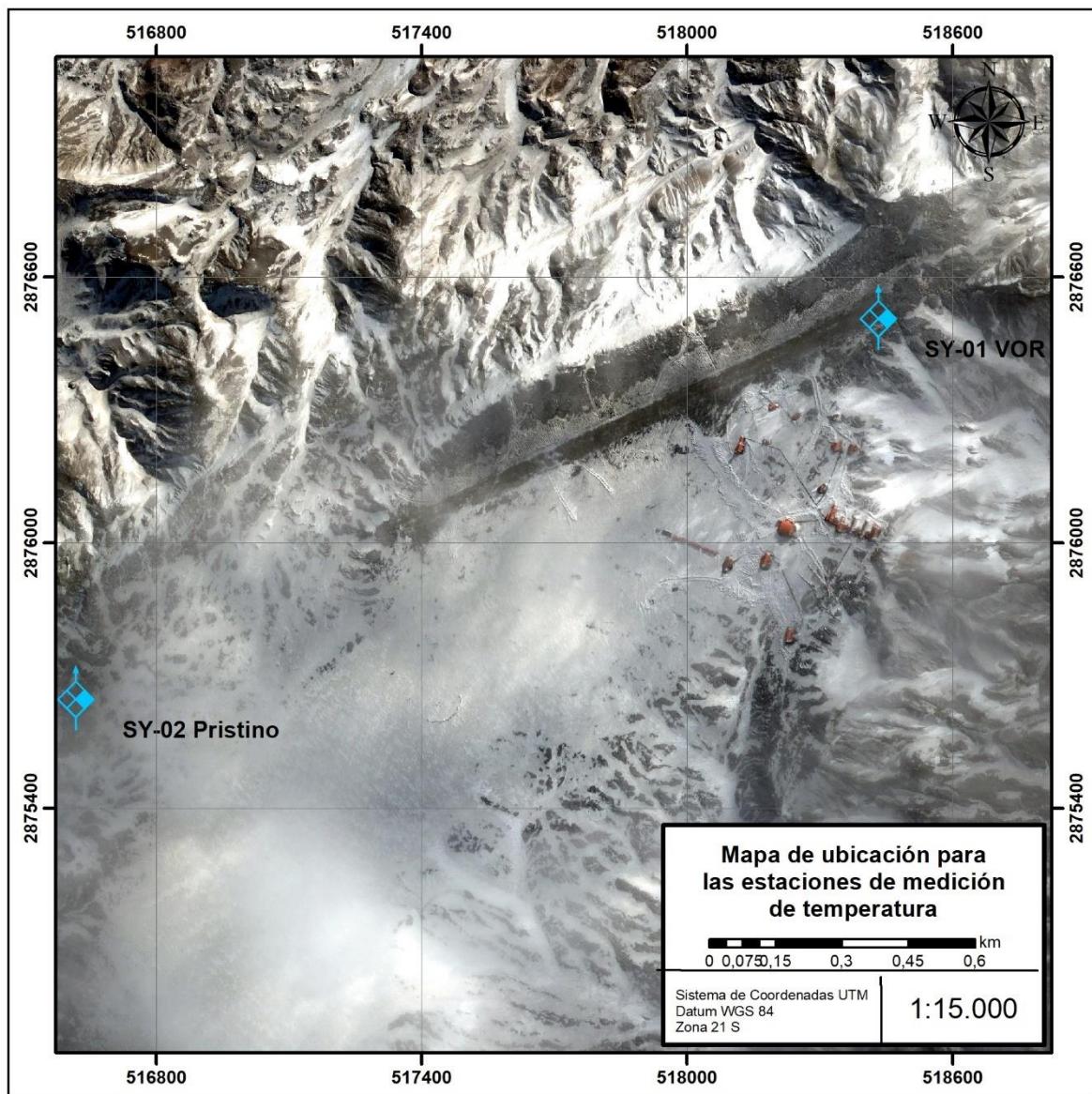


Figura 7.2. Mapa de ubicación de las estaciones de medición de temperatura.

Estación	Norte (Y)	Este (X)
SY-01 VOR	2875649.89	516649.55
SY-02 Pristino	2876509.46	518462.25

Tabla 7.1. Coordenadas de las estaciones de medición de temperatura (WGS 84, UTM 21S).

Las mediciones comenzaron el 25 de febrero de 2020 a las 14hs en la estación SY-02 y el 27 de febrero de 2020 a las 14 hs en la estación SY-01 y finalizaron en ambos casos el 22 de febrero de 2021 a la 01:46 hs, logrando un año completo de registro, con un intervalo de medición de 255 min (4:15 hs).

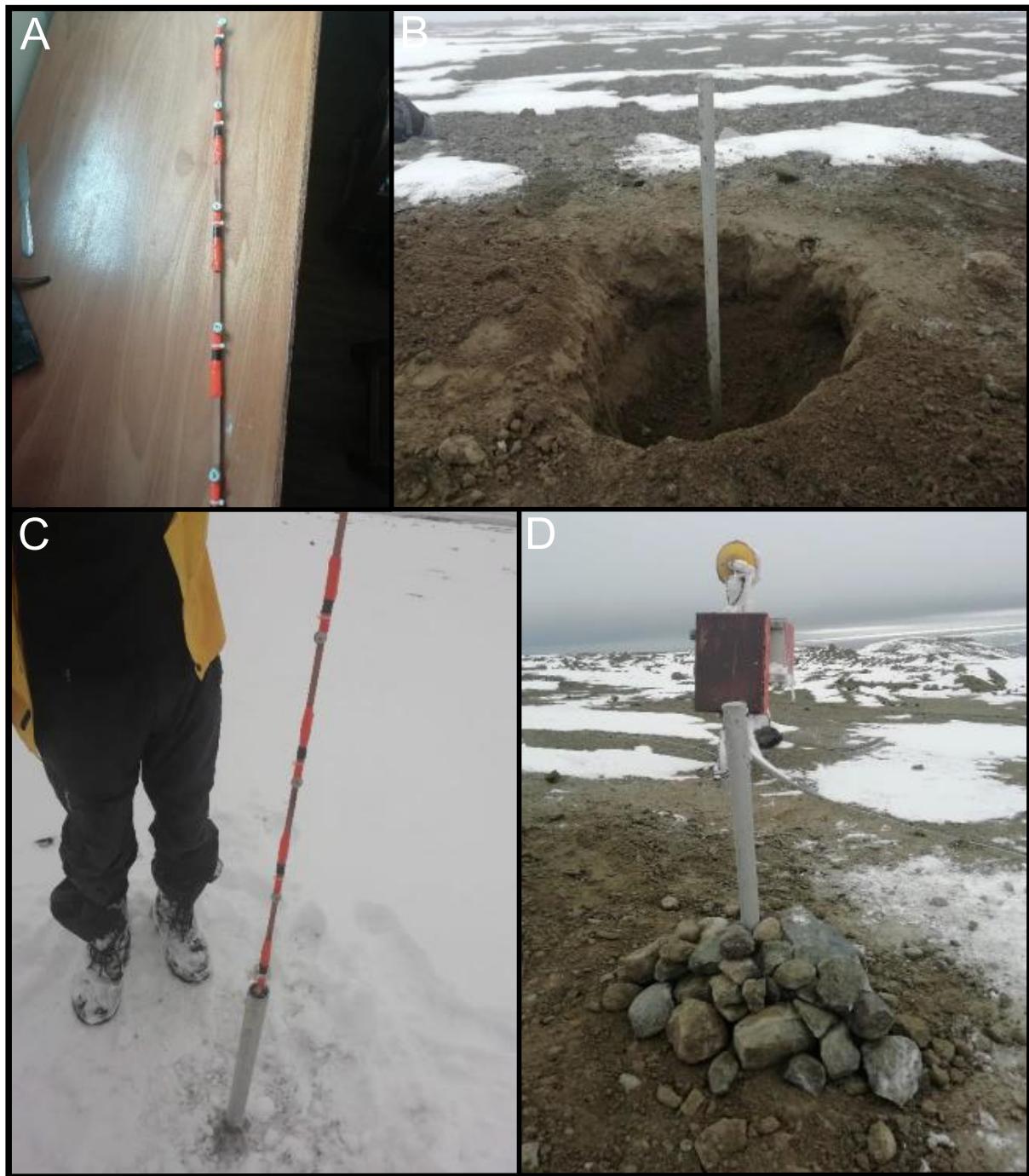


Figura 7.3. A.- Varilla de madera con los termómetros ubicados cada 20 cm. B.- Excavación para la estación SY-02. C.- Introducción de los termómetros en la estación. D.- Estación SY-01 finalizada. Detrás, una de las balizas de cabecera 23.

La superficie de la meseta constituye el punto más elevado de la Isla (185 - 210 msnm), que por su localización geográfica, orientación norte-sur y morfología subhorizontal, se convierte en un campo de acumulación nívea sin obstáculos. Su permafrost relativamente continuo, una única unidad geológica y las condiciones climáticas, son aspectos muy característicos. A priori, estos factores podrían considerarse de elevada uniformidad y es así en cierta medida, pero un análisis de detalle revela ligeras diferencias sobre todo en el comportamiento de la capa activa del permafrost a lo largo del periodo estival.

El análisis de los registros de temperatura de las estaciones SY-01 “VOR” y SY-02 “Pristino” permite conocer cómo ocurre el descongelamiento del techo del permafrost y el desarrollo de la capa activa. Para este trabajo se usó el promedio diario de temperatura de suelo a cada profundidad de lectura ya que a lo largo del día no aparecen cambios de temperatura mayores a 0.3°C. Los cambios de temperatura ocurren gradualmente a lo largo de uno o varios días, razón por la que esta aproximación parece adecuada y agiliza el análisis de los datos. Las figuras 7.4 y 7.5 muestran la evolución del promedio diario de las temperaturas a lo largo de todo un año, dividido en las cuatro estaciones. En ambas figuras se ha agregado el registro del termómetro de superficie (número 14 en SY-01), con intención de facilitar la comparación. La línea roja de puntos es la isoterma de 0° C. Se observa que no todas las temperaturas registradas se centran sobre ella en el periodo estival.

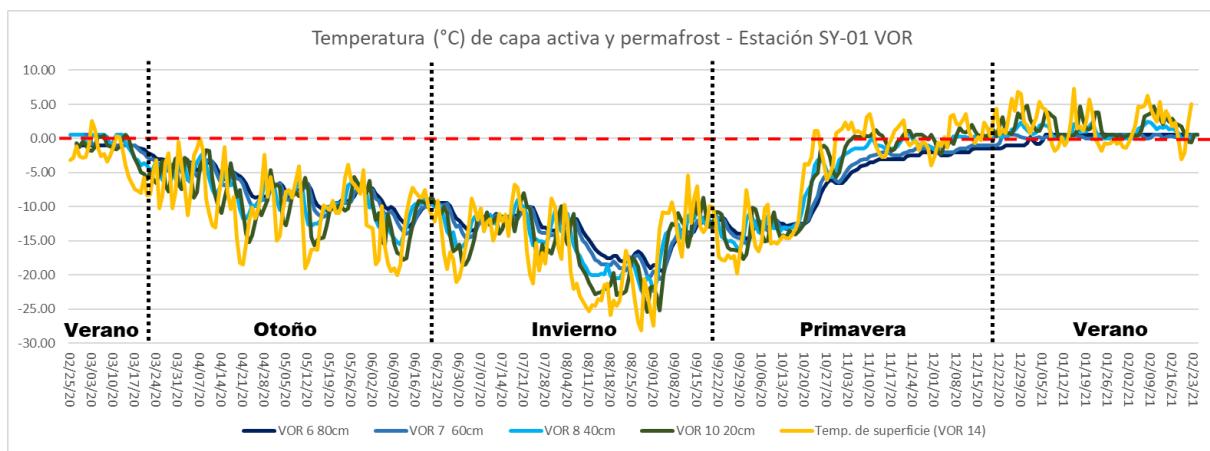


Figura 7.4. Registro anual de datos de la estación SY-01 “VOR”, tope de la meseta de Isla Marambio.

Las temperaturas en los registros de la estación SY-01 “VOR” alcanzan la isoterma de 0°C en el termómetro 6 ubicado a 0.8 m de profundidad, en contraste con los registros de SY-02 “Pristino” que alcanzan la isoterma de 0°C en el termómetro 3, ubicado a 0.6 m de profundidad. Se puede determinar que en toda la meseta a menos de 1.00 m de profundidad se alcanza la isoterma de 0°C y se encuentra el permafrost continuo, con excepción de los sectores de desarrollo del acuífero libre estival donde se supera esta profundidad. De esta forma, el descongelamiento en SY-01 “VOR” es mayor que en SY-02 “Pristino”, aumentando el espesor de la capa activa en el primer caso. Esta situación ocurre durante el verano, en este caso cálido, que según este registro comienza a principios de diciembre y se extiende hasta principios de marzo.

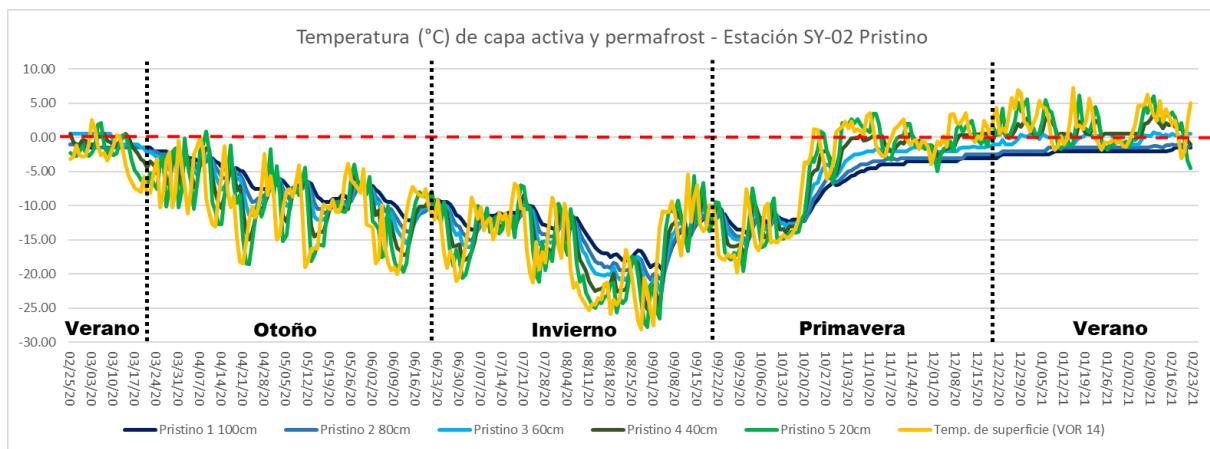


Figura 7.5. Registro anual de datos de la estación SY-02 “Pristino”, tope de la meseta de Isla Marambio.

Durante el mes de noviembre ocurrió un primer descongelamiento incipiente de carácter esporádico que alcanzó los 0.4 m en ambas estaciones y se interrumpió los primeros días de diciembre. Según Ermolin (2009), el congelamiento estacional estable y permanente del suelo comienza entre fines de febrero y principios de marzo, aunque varía según las condiciones meteorológicas del año. Cuando el índice grado día negativo supera los 200 se produce el congelamiento total de la capa activa. Calculando este índice con los datos del periodo de registro se obtuvo 303 grados día negativos a lo largo del año y específicamente 197 grados días negativos entre el 04/10/2020 y el 10/23/2022, donde la capa activa estaría totalmente congelada. Esto coincide con lo mencionado por Ermolin (2009) sobre la cantidad de días negativos, pero comienza un poco después, entre mediados de marzo y principios de abril. Con los datos obtenidos se calcularon los valores medios anuales de temperatura del suelo, máximos, mínimos y amplitud térmica. Un resumen de los datos de temperatura se presenta en las tablas 7.2 y 7.3.

	Term.06	Term.07	Term.08	Term.10	Term.14	Air
Profundidad (m)	0.8	0.6	0.4	0.2	0.02	0.0
Temp. Media °C	-7.02	-7.13	-7.03	-7.30	-7.59	-7.71
Temp. Máxima °C	0.50	0.50	2.50	4.80	7.33	7.10
Temp. Mínima °C	-19.42	-20.58	-22.33	-25.42	-28.08	-30.0
Amplitud térmica °C	19.92	21.08	24.83	30.22	35.42	37.1

Tabla 7.2. Datos estadísticos de temperatura de suelo y aire en la estación SY-01 VOR.

	Term.01	Term.02	Term.03	Term.04	Term.05	Air
Profundidad (m)	1	0.8	0.6	0.4	0.2	0.0
Temp. media °C	-7.37	-7.65	-7.29	-7.34	-7.63	-7.71
Temp. máxima °C	-1.00	-1.00	0.75	3.58	6.20	7.10
Temp. mínima °C	-19.42	-20.80	-22.40	-25.17	-27.75	-30.0
Amplitud térmica °C	18.42	19.80	23.15	28.75	33.95	37.1

Tabla 7.3. Datos estadísticos de temperatura de suelo y aire en la estación SY-02 Pristino.

En este trabajo se presentan los resultados del estudio del gradiente térmico en el límite de la capa activa que tiene importancia para el análisis geotécnico. El gradiente térmico considera la diferencia de temperaturas entre el techo del permafrost (dato más profundo) y el dato superficial de temperatura del suelo. El gráfico y tabla de la Figura 7.6 presentan los resultados. La amplitud superficial y la del techo del permafrost se reducen en profundidad a casi un 50%, además presentan pocas diferencias entre ambas estaciones.

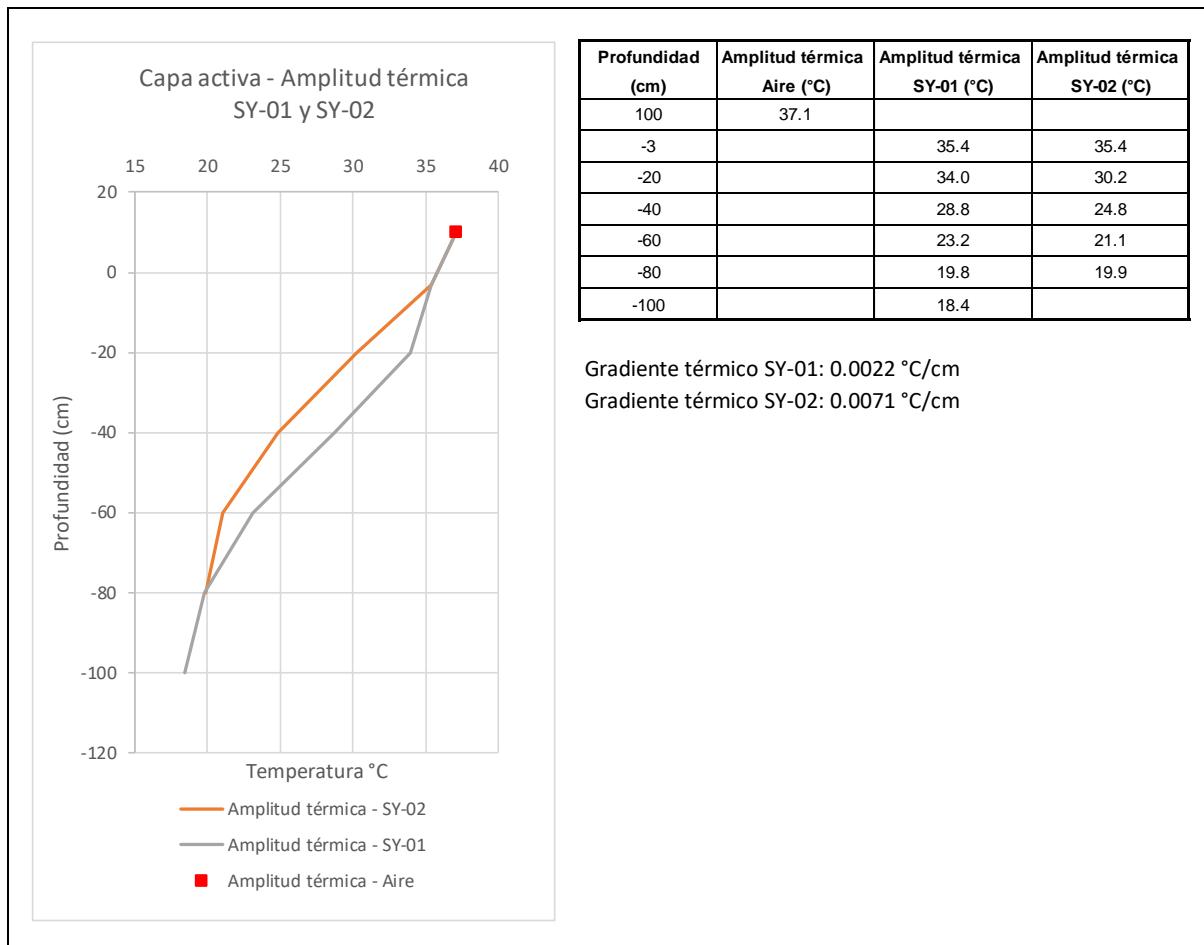


Figura 7.6. Amplitud y gradiente térmico entre las estaciones SY-01 y SY-02 (incluida la amplitud térmica del aire).

Esto se interpreta como un comportamiento térmico similar y constante en ambos puntos. En cambio, en el intervalo de la capa activa sí se observan diferencias notorias entre ambas estaciones (entre 10% a 15%) lo que demuestra que el comportamiento térmico de la capa activa en la meseta es diferente. Los gradientes térmicos también apoyan esta observación. La estación SY-01 “Pristino” presenta un gradiente de 0.0022 °C/cm casi 4 veces menor que el gradiente térmico en SY-02 “VOR”, de 0.0071 °C/cm.

Las figuras 7.7 y 7.8 presentan el perfil térmico de las estaciones SY-01 y SY-02 respectivamente. Se representan los datos de temperatura media de la capa activa tomada en cada termómetro, la temperatura máxima media y la temperatura mínima media, incluyendo también la temperatura media anual del aire. Los gráficos sintetizan las variaciones térmicas y su cambio en profundidad. Se registra

principalmente la evolución de la capa activa y se detecta claramente la isoterma 0°C, considerada el techo del permafrost.

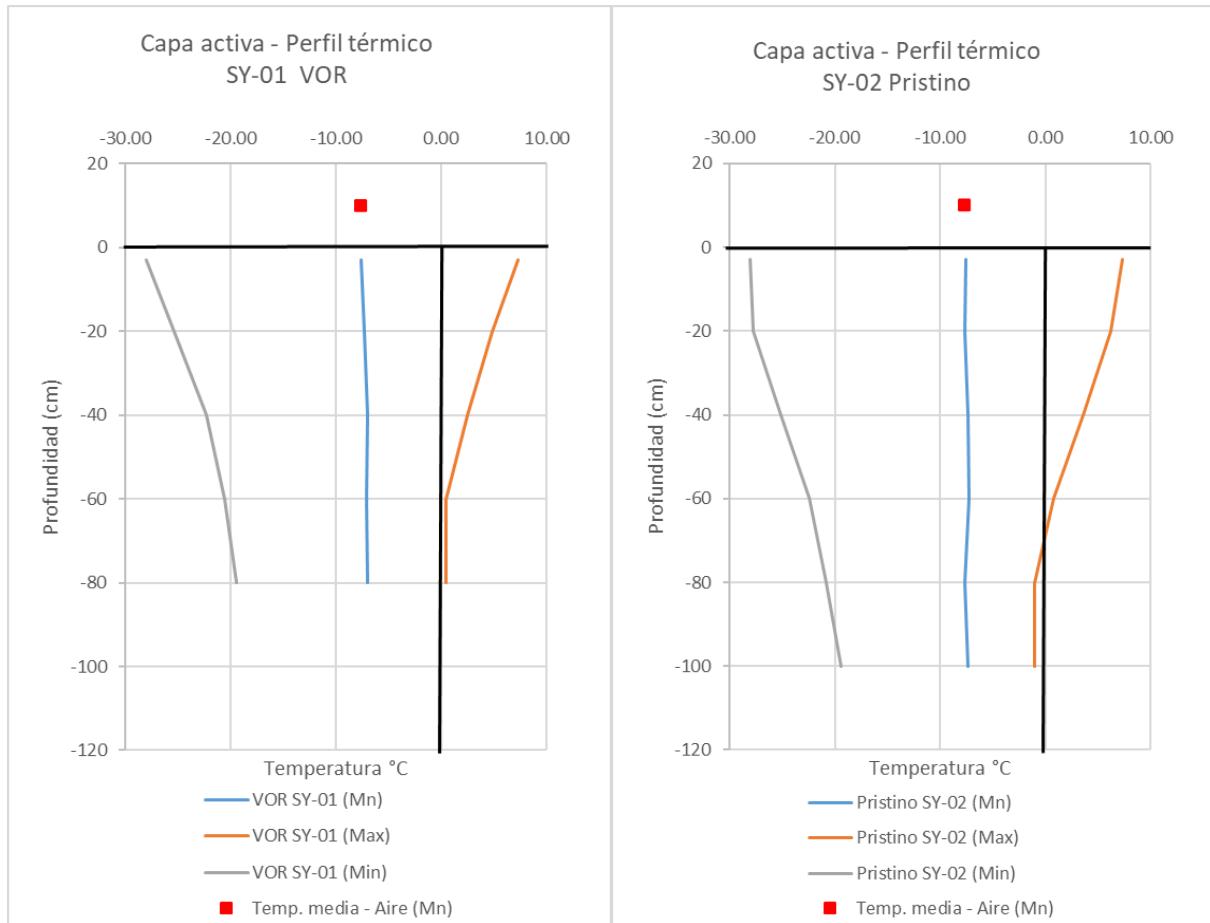


Figura 7.7. (izquierda) y **Figura 7.8.** (derecha). Perfil térmico de las estaciones SY-01 y SY-02 respectivamente.

El método manual de perforación dificulta alcanzar profundidades significativas en el permafrost debido a la resistencia que ofrece la litología local y el hielo. Por lo que estos perfiles son relativamente superficiales, pero suficientemente profundos para apreciar las diferencias en el desarrollo de la capa activa.

Se calcularon los índices de congelamiento (n_f) y descongelamiento (n_t), parámetros que permiten analizar el aislamiento que tiene el suelo respecto a la atmósfera, que en este caso se debe a la presencia de nieve acumulada en la meseta. Si n_f toma valores por debajo de 1, hay aislamiento a causa de la nieve. Si n_t toma valores por encima de 1, la absorción de radiación la realiza el suelo sin nieve o cualquier otra cobertura (Smith and Riseborough, 2002). Se calculó un valor de n_f de 0.99 y un valor de n_t de 1.30. Esto indica que el efecto de aislamiento de la cobertura de nieve es escaso y la radiación es absorbida por el suelo. La superficie plana de la meseta y la velocidad de los vientos suelen reducir la acumulación de nieve, por lo que la exposición del suelo a la radiación solar es mayor.

El offset superficial y offset térmico también proporcionan un indicio sobre las características de la capa activa. Si el offset superficial se aproxima a 0°C significa que el grado de aislamiento desde la superficie

es nulo. Si el offset térmico toma valores muy cercanos a 0°C la diferencia de temperatura anual en la capa activa es mínima afectando de manera sensible a la misma (Smith and Riseborough, 2002). El offset superficial calculado es de -0.12°C, lo que indica poco grado de aislamiento de la capa activa. El offset térmico es de -0.57°C, por lo que consideramos que es relativamente sensible. Cualitativamente, se puede observar esto en la serie de temperaturas superficiales (termómetro VOR 14) que muestra descongelamientos incipientes a lo largo del año.

Para entender la diferencia de temperatura entre las dos estaciones de medición se realizó un mapa de pendientes y uno de radiación solar (figuras 7.9 y 7.10). El mapa de pendientes (Figura 7.9), denota homogeneidad en toda la superficie de la meseta, con predominio de pendientes bajas, de 0 -0.5° que alternan con pendientes de 4 - 8° en menor medida.

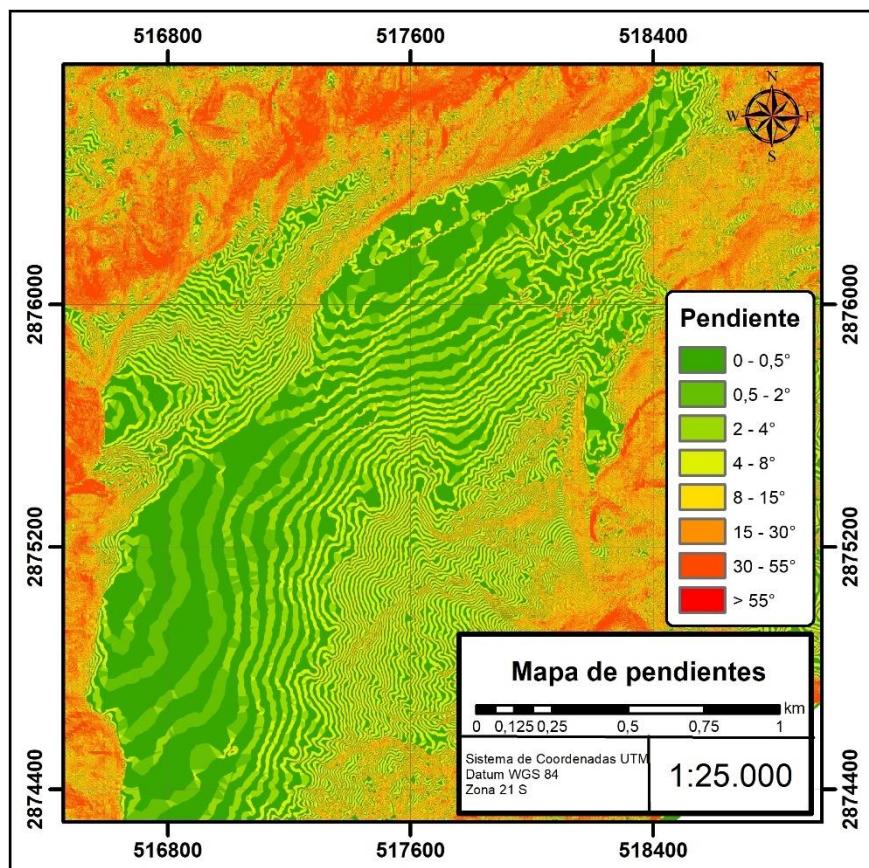


Figura 7.9. Mapa de pendientes de la meseta de la Isla Marambio.

Este resultado se relaciona con lo expresado en el mapa de radiación solar (Figura 7.10), donde todo el tope de la meseta recibe altos niveles de radiación solar, en color rojo, sin diferencias en la energía recibida por ambas estaciones.

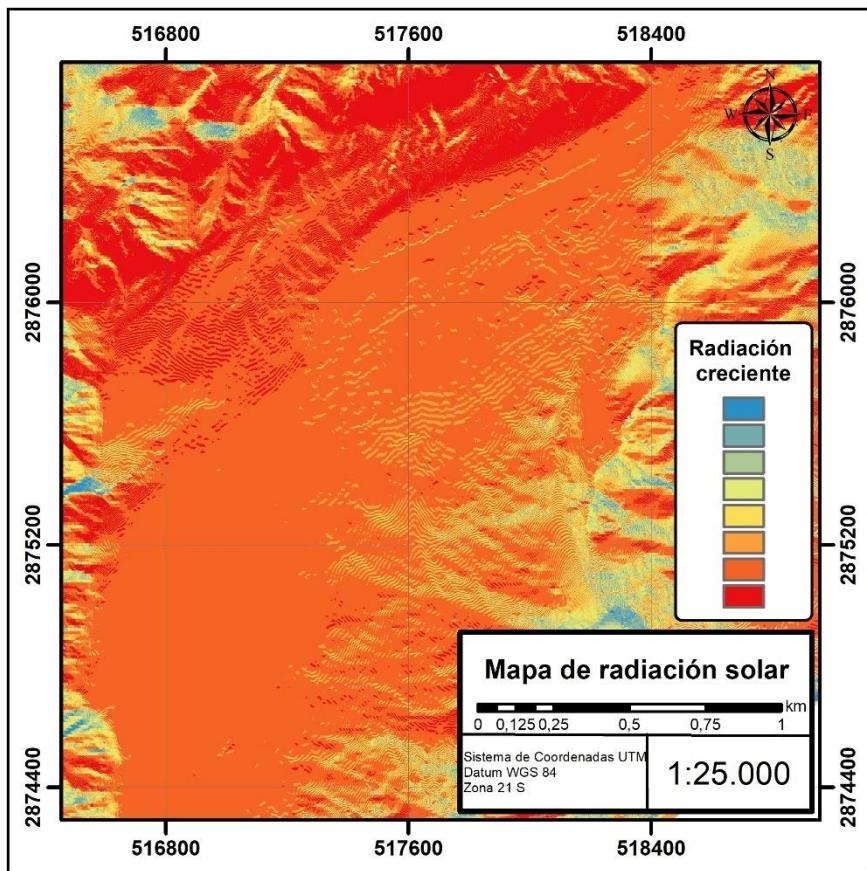


Figura 7.10. Mapa de radiación solar en la meseta de la Isla Marambio.

Los resultados aquí expresados refuerzan la idea de una diferencia en la conductividad térmica de los suelos que rodean a las estaciones SY-01 y SY-02, que podría adjudicarse a las características de los sedimentos. Contrario a lo que se esperaría de la Formación Weddell, la misma estaría conformada por sedimentos heterogéneos, imprimiendo a los materiales características térmicas diferentes. Esto podría explicar por qué la capa activa se comporta como un cuerpo heterogéneo, existiendo zonas con mayor desarrollo y zonas con menor desarrollo de la misma y un acuífero libre estival de ocurrencia discontinua.

7.5. Prospección geoeléctrica (SEV)

La prospección por métodos geofísicos es un conjunto de técnicas aplicadas a la exploración del substituto para la búsqueda y estudio de yacimientos y sustancias útiles (petróleo, agua subterránea, minerales, etc.), por medio de observaciones indirectas. También se pueden utilizar para estudios más profundos y para estudios ingenieriles.

Uno de los objetivos de este trabajo es el estudio del permafrost y el agua presente en su capa activa. Para tal fin se eligió la geoeléctrica como método geofísico a emplear. La resistividad de los materiales que se encuentran bajo la superficie depende principalmente del contenido, tamaño y tipo de

sedimentos, su porosidad y grado de saturación en agua o contenido de hielo de los mismos. La resistividad de las rocas con agua aumenta de 10 a 1000 veces al pasar de +20°C a -20°C (Orellana, 1982), convirtiéndolo en un método muy sensible a la presencia de hielo en los sedimentos.

El método geoeléctrico consiste en identificar los distintos materiales (roca, suelo, agua, etc.) a partir del conocimiento de las propiedades electromagnéticas de las rocas y sus minerales, y la obtención de una de sus magnitudes principales, la resistividad eléctrica (ρ), teniendo en cuenta todas las variables que las mismas pueden involucrar, tales como su mineralogía, volumen y relleno de los poros, fisuras, humedad, etc. La resistividad es una medida de la dificultad que tiene la corriente eléctrica para pasar a través de un material determinado y se expresa en ohm.m.

Para generar el campo eléctrico en el subsuelo se utiliza un conjunto de electrodos denominado “dispositivo electródico”. Está compuesto por una batería conectada por medio de cables aislados a dos electrodos, A y B (circuito de corriente), hincados en el suelo. La corriente (I), medida por un amperímetro, penetra el subsuelo por el electrodo A y sale por el electrodo B, creando una diferencia de potencial. Los electrodos M y N (circuito de potencial), van conectados a un voltímetro para medir la diferencia de potencial generada por los electrodos de corriente.

Conociendo la distancia entre electrodos, la intensidad (I) que circula por el circuito de corriente y la diferencia de potencial (ΔV) medida en el circuito de potencial, se puede calcular la resistividad aparente ρ_a .

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{ec. 7.1})$$

Donde K es el Coeficiente de dispositivo y depende de la geometría del mismo. Su unidad es la longitud.

El dispositivo más eficaz es el de Schlumberger (Orellana, 1982) (Figura 7.11). Comprenden cuatro electrodos, A, M, N y B, ordenados de forma lineal sobre una misma recta y simétricos respecto de un centro 0. En el dispositivo de Schlumberger, la distancia “a” entre los electrodos M y N tiende a cero. Esto simplifica las ecuaciones y deja una sola variable a graficar, lo que permite elaborar la curva de resistividad aparente.

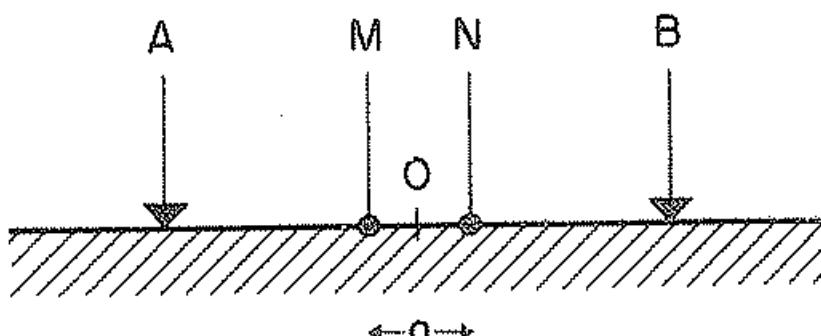


Figura 7.11. Esquema del dispositivo Schlumberger. Tomado de Orellana (1982).

Los sondeos eléctricos verticales (SEV) son una serie de determinaciones de resistividad aparente, realizadas con una separación creciente entre electrodos de emisión y recepción (A y B) y azimut y centro del tendido (MN) fijos. Los datos de resistividad aparente obtenidos en cada SEV se representan mediante una curva de resistividad aparente o curva de campo, con la que se busca obtener la curva de resistividad verdadera que mejor se adapte a la geometría real del terreno en profundidad.

Para interpretar los datos y convertir las curvas de resistividad aparente (p_a) a resistividad verdadera (p_v), se utilizó el programa IPI2WIN 3.0.1e.

7.6. Resultados y discusiones

El trabajo de campo se realizó durante la Campaña Antártica de Verano 2019 / 2020 en la superficie de la meseta de la Isla Marambio, desde la cabecera 23 de la actual pista de aterrizaje hasta el refugio La Remota, con el fin de caracterizar el permafrost desde el punto de vista hidrogeológico, geocriológico y geotécnico, ya que sobre la meseta se asienta la base Marambio y su pista de aterrizaje que hace las veces de nexo aéreo entre Argentina y sus bases Antárticas.

Si bien ya se han realizado en el área estudios con la misma finalidad (Ermolin et al. 2002; Silva Busso et al., 1999; Silva Busso et al., 2000, Silva Busso et al., 2004) todavía no hay una idea completa sobre el comportamiento del suelo, su acuífero libre estival y cómo el estado del sistema repercute en las características mecánicas.

Como hemos visto anteriormente, la meseta está coronada por un depósito de till glaciario denominado Formación Weddell. Este depósito posee un espesor que varía entre 3 y 5 metros, por lo que toda la capa activa estaría comprendida en él y su composición cobra importancia a la hora de interpretar los estudios geoeléctricos.

En el permafrost de la meseta predomina el hielo de tipo cemento, de constitución inicial y el contenido total de hielo no supera el 7-8% (Ermolin et al., 2002). Según Ermolin et al. (2002) el porcentaje de hielo total en el verano del año 2000 fue de 4%, hasta 0.3 m de profundidad y 8%, entre 0.3 y 0.6 m (base del permafrost). El contenido de agua total fue de 12 a 14% en la base de la capa activa, entre 0.3 y 0.6 m, y por debajo, en el permafrost, la humedad total no superó el 18% hasta 2 metros de profundidad. Estos porcentajes son variables y sujetos a la dinámica propia del permafrost y las condiciones ambientales imperantes.

Los sondeos eléctricos verticales 1D (Figura 7.12; Tabla 7.4), fueron realizados desde el 3 al 20 de febrero de 2020.

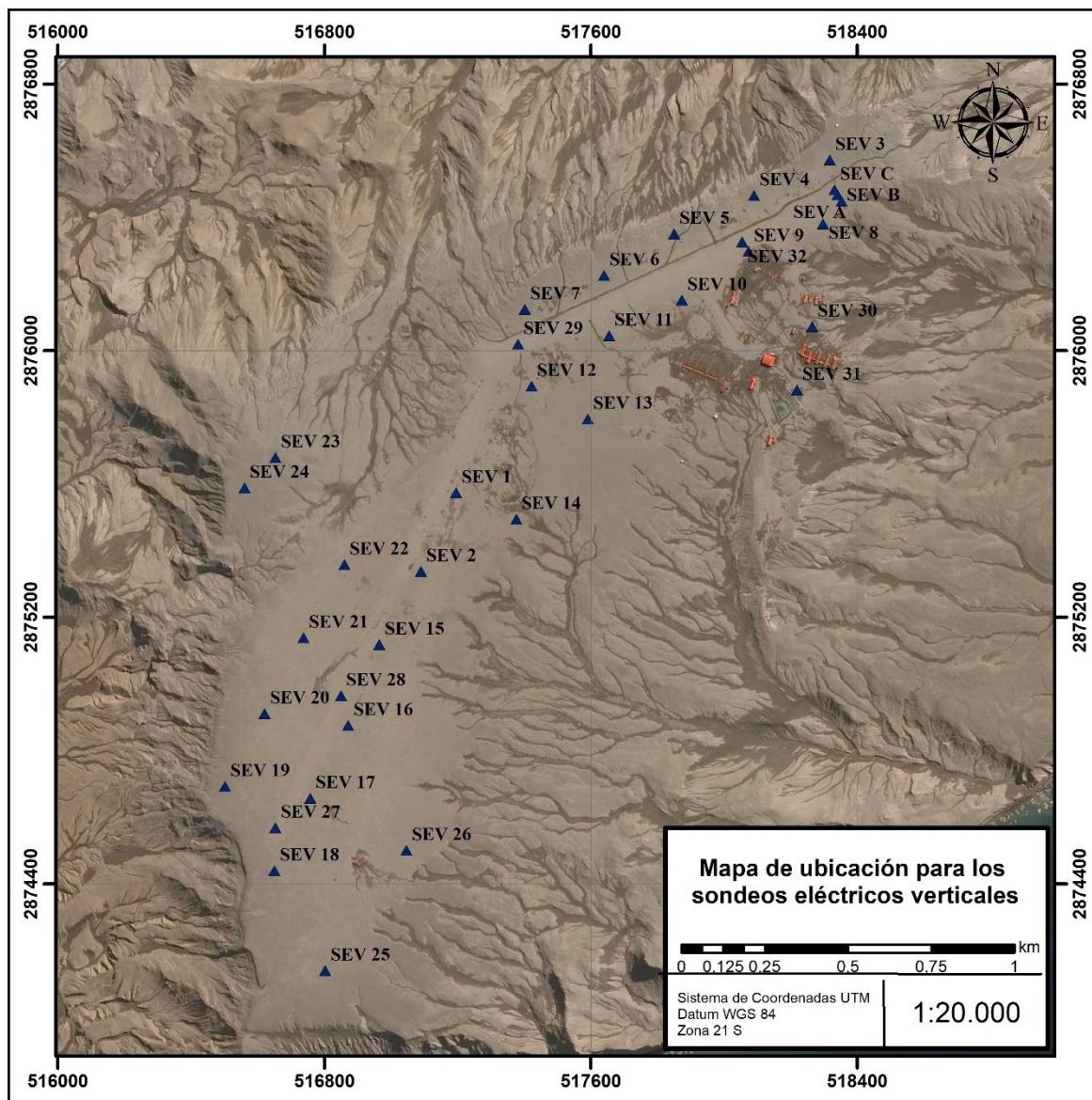


Figura 7.12. Mapa de ubicación de los SEV sobre la meseta de la Isla Marambio.

SEV	Norte (Y)	Este (X)	SEV	Norte (Y)	Este (X)
SEV 1	2875572.82	517195.88	SEV 19	2874692.36	516501.94
SEV 2	2875337.71	517090.24	SEV 20	2874910.81	516620.62
SEV 3	2876571.95	518317.52	SEV 21	2875138.29	516737.32
SEV 4	2876465.43	518090.06	SEV 22	2875357.60	516860.16
SEV 5	2876350.38	517850.53	SEV 23	2875678.78	516653.63
SEV 6	2876225.67	517639.83	SEV 24	2875588.24	516560.19
SEV 7	2876124.28	517402.06	SEV 25	2874139.77	516802.97
SEV 8	2876380.51	518297.17	SEV 26	2874500.05	517046.36
SEV 9	2876297.36	518073.64	SEV 27	2874568.07	516653.46
SEV 10	2876151.10	517873.77	SEV 28	2874964.83	516850.00
SEV 11	2876044.38	517655.71	SEV 29	2876019.08	517382.22
SEV 12	2875893.04	517422.62	SEV 30	2876072.13	518264.83
SEV 13	2875794.68	517591.53	SEV 31	2875882.62	518219.63
SEV 14	2875494.13	517376.48	SEV 32	2876326.45	518054.66
SEV 15	2875118.32	516965.25	SEV A	2876467.28	518341.19

SEV 16	2874875.23	516872.10	SEV B	2876448.71	518353.21
SEV 17	2874656.65	516757.91	SEV C	2876482.60	518331.88
SEV 18	2874439.49	516650.34			

Tabla 7.4. Coordenadas de los sondeos eléctricos verticales 1D (WGS84, UTM 21S).

El permafrost comienza su congelamiento estable a fines de febrero-principios de marzo, por lo que es posible que gran parte de los lugares analizados se hayan encontrado en el momento de máximo desarrollo de la capa activa durante el estudio. Por lo tanto, se verá reflejado en los resultados que arrojan los SEV (Figura 7.13).

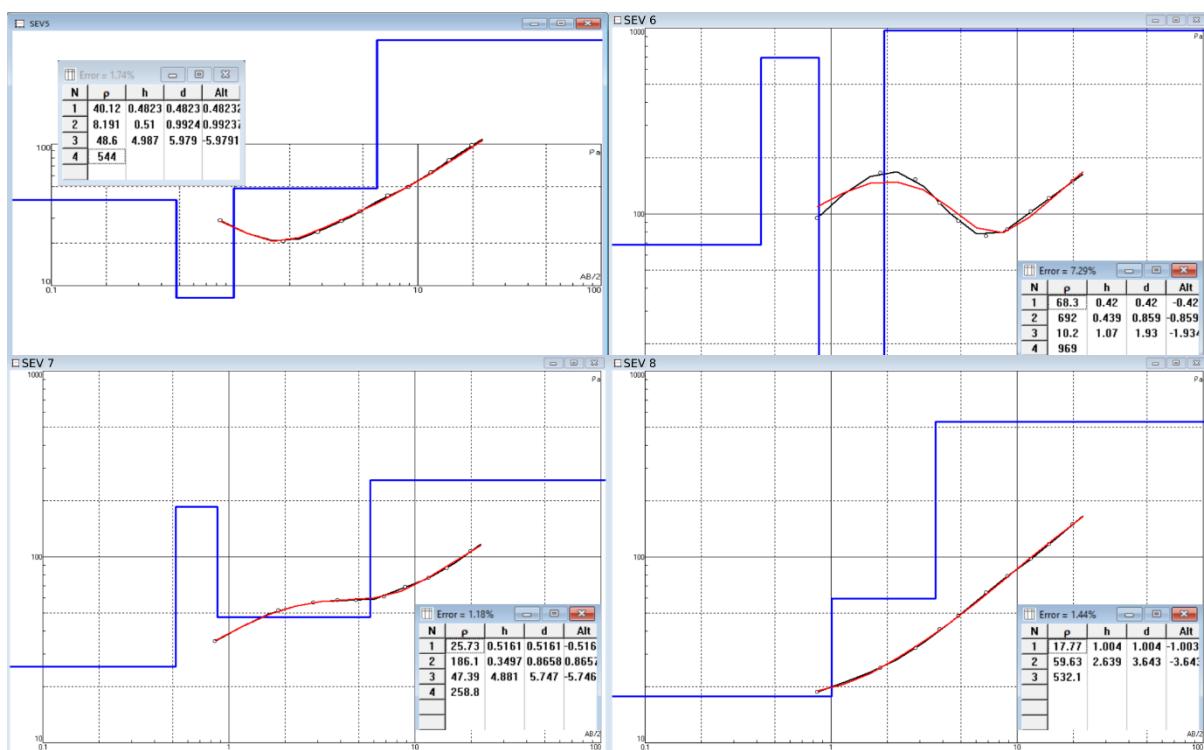


Figura 7.13. Interpretación geoeléctrica: SEV 5, SEV 6, SEV 7 y SEV 8.

Los SEV se distribuyeron de forma aleatoria con el fin de cubrir toda la extensión de la meseta, sin fijar la atención en ninguna morfología en particular, cubriendo con mayor densidad el sector aledaño a la pista y las zonas de menor alteración antrópica, para realizar comparaciones entre ambos. Como punto de partida para el modelo conceptual se utilizaron calicatas, que permiten identificar los distintos niveles del permafrost y la capa activa, y los trabajos realizados por Ermolin et al. (2002) y Silva Busso et al, (2000), entre otros.

Como se observa en la Tabla 7.5, se diferenciaron cinco horizontes resitivos ordenados según sus resistividades y no por su posición en el perfil vertical del suelo: horizonte resistivo 1 “Capa activa saturada”, horizonte resistivo 2 “Capa activa no saturada”, horizonte resistivo 3 “Permafrost Fm. Weddell S/hielo”, horizonte resistivo 4 “Permafrost Fm. Weddell C/hielo” y horizonte resistivo 5 “Permafrost Fm. Submeseta”. En la Tabla 7.6, se encuentra la interpretación de los horizontes

resistivos para cada SEV. Se presentan los valores de resistividad (ρ) de la capa en ohm/m, espesor (d) en metros y el color y número correspondiente al horizonte resistivo con el que se la asocia.

	Interpretación	ρ (ohm.m)
1	Capa activa saturada	0.8 a 14
2	Capa activa no saturada	14 a 69
3	Permafrost Fm. Weddell S/hielo	12 a 180
4	Permafrost Fm. Weddell C/hielo	180 a 970
5	Permafrost Fm. Submeseta	199 a 1010

Tabla 7.5. Resumen de la interpretación sugerida para los horizontes resistivos.

El horizonte resistivo 1 “Capa activa saturada” corresponde a los depósitos supra-permafrost de la Formación Weddell, compuestos por material psefítico matriz-sostén de matriz limo-arenosa, saturados de agua en estado líquido. Su espesor varía entre 0.4 y 1.4 metros y la resistividad entre 0.8 y 14 ohm.m. El horizonte resistivo 2 “Capa activa no saturada” se interpreta como depósitos supra-permafrost de la Formación Weddell, compuestos por material psefítico matriz-sostén de matriz limo-arenosa, que componen la zona no saturada de la capa activa. Su espesor puede variar entre 0.4 y 1.2 metros y la resistividad entre 14 y 69 ohm.m. En la mayoría de los casos reposa directamente sobre el horizonte resistivo 1. El horizonte resistivo 3 “Permafrost Fm. Weddell S/hielo” corresponde a los depósitos del permafrost desarrollado en los sedimentos de la Formación Weddell. Tiene baja proporción de hielo generando una respuesta resistiva baja, entre 12 y 180 ohm.m, con espesores desde 0.8 hasta 5 metros. El horizonte resistivo 4 “Permafrost Fm. Weddell C/hielo” está compuesto por los mismos sedimentos que el horizonte 3 pero en este caso con una respuesta resistiva mayor, entre 180 y 970 ohm.m, debido a su mayor contenido de hielo. Por último, el horizonte resistivo 5 “Permafrost Fm. Submeseta” se interpreta como parte del permafrost desarrollado en los sedimentos arenosos de la Formación Submeseta, cuya resistividad adopta valores entre 199 y 1010 ohm.m. En todos los casos, se encuentra en la base del perfil resistivo. De la interpretación se infiere que el límite entre las formaciones Weddell y Submeseta se encuentra a una profundidad de 3 a 5 metros en promedio, con una profundidad máxima de 6 metros (Tabla 7.6). Es posible que el horizonte resistivo 5 también corresponda a la respuesta resistiva de la Formación Hobbs Glacier, en los casos en que la misma esté presente.

SEV	p (ohm.m)	d (m)	Interp.	SEV	p (ohm.m)	d (m)	Interp.
SEV1	23.2	0.4	2	SEV17	18.8	0.6	2
	32.0	2.5	3		32.5	3.1	3
	540.0		5		354.7		5
SEV2	41.1	0.4	2	SEV18	11.0	0.6	1
	80.5	3.2	3		5.0	1.0	1
	211.0		5		117.2	5.1	3
SEV3	2.8	0.5	1	SEV19	308.3		5
	21.1	1.3	3		19.2	1.0	2
	319.0		4		18.5	2.5	3
SEV4	48.4	0.4	2		193.3		5
	7.2	0.8	1	SEV20	31.3	0.6	2
	27.8	4.4	3		35.7	3.9	3
	529.0		5		589.0		5
SEV5	40.1	0.5	2	SEV21	25.0	1.2	2
	8.2	1.0	1		26.2	3.2	3
	48.6	6.0	3		519.0		5
SEV6	544.0		5		37.2	0.6	2
	68.3	0.4	2	SEV22	79.9	1.5	3
	692.0	0.9	4		34.9	3.9	3
	10.2	1.9	1		643.4		5
SEV7	969.0		4	SEV23	37.4	0.6	2
	25.7	0.5	2		3.9	1.0	1
	186.1	0.9	4		39.1	3.4	3
	47.4	5.7	3		834.0		5
SEV8	258.8		5	SEV24	20.8	0.6	2
	17.8	1.0	2		12.1	3.6	3
	59.6	3.6	3		309.0		5
SEV9	532.1		5	SEV25	11.9	1.0	1
	9.5	1.0	1		67.4	5.0	3
	16.5	2.8	3		264.0		5
SEV10	265.0		5	SEV26	25.2	0.4	2
	0.8	0.4	1		13.3	1.0	1
	78.1	3.6	3		104.0	5.3	3
SEV11	1001.0		5		542.9		5
	1.0	0.4	1	SEV27	14.7	0.6	2
	80.9	3.5	3		6.3	1.0	1
SEV12	934.0		5		50.2	3.3	3
	39.1	0.5	2		483.0		5
	185.0	2.3	4	SEV28	37.6	1.0	2
SEV13	54.8	4.8	3		33.4	3.3	3
	357.9		5		970.6		5
	16.2	0.6	2	SEV29	22.8	0.5	2
SEV14	38.1	1.7	3		19.9	2.8	3
	559.3		4		224.2		5
	40.6	0.5	2	SEV30	18.3	0.5	2
SEV15	66.5	4.4	3		41.4	3.2	3
	320.0		5		1008.0		5
	40.5	0.6	2	SEV31	3.9	0.6	1
SEV16	190.7	1.5	4		1.4	0.8	1
	32.2	3.9	3		800.0		4
	972.3		5		13.0	1.4	1
SEV16	26.7	0.5	2	SEV32	25.3	4.5	3
	61.6	4.5	3		310.0		5
	513.1		5				

Tabla 7.6. Interpretación sugerida para los SEV, donde se resaltan los horizontes resistivos.

Hay muchas variables que pueden modificar la resistividad del suelo, tales como la cantidad de agua y la salinidad de la misma, el porcentaje de hielo, el contenido de arcillas, etc. Por este motivo, los límites entre horizontes no son exactos, y en muchos casos el rango de resistividad de estos se puede superponer. Para una interpretación más precisa sería necesario cotejar con un mayor número de perforaciones de estudio a modo de pozo paramétrico.

Se identifican diferentes arreglos resistivos que se repiten en el área. Los horizontes resistivos 1 y 2 conforman la capa activa o nivel supra-permafrost del suelo. Su respuesta resistiva es débil y menor en el caso del horizonte resistivo 1, debido a que éste alberga un mayor contenido de agua. Una muestra de agua de la capa activa, obtenida en una calicata realizada sobre la pista principal, arrojó una concentración de sales totales de 4180 mg/l, característica de agua salobre. Según Orellana (1982), el valor de resistividad típico para aguas salobres superficiales es de 2 a 10 ohm.m, valores comprendidos dentro del rango obtenido para el horizonte resistivo 1.

La distribución de estos dos horizontes en profundidad sigue tres patrones. El arreglo 1 se conforma por el horizonte 2 encima del horizonte 1. En este caso el agua se infiltra por los sedimentos de la capa activa, acumulándose sobre el techo del permafrost que actúa como capa impermeable, impidiendo que el agua en estado líquido se escape hacia niveles inferiores. De esta manera hay un nivel superior no saturado y, por debajo, un nivel saturado que si logra un mayor desarrollo puede formar el acuífero libre estival. El arreglo 2 ocurre cuando el horizonte resistivo 1 se presenta desde la superficie del suelo hasta el techo del permafrost. Este es el caso en el que el acuífero libre estival alcanza su mayor desarrollo, llegando en algunos sectores a 1.4 metros de espesor. En el arreglo 3 el horizonte resistivo 2 se presenta por encima del permafrost, sin desarrollo de niveles saturados y por ende, tampoco del acuífero libre estival.

En la Figura 7.14 se presentan las curvas de isoespesor resistivo de la capa activa. El valor normal del espesor y profundidad de la capa activa es de 60 cm, con un valor mínimo aislado de 40 cm que se encuentra en el centro de la pista principal. El techo del permafrost se profundiza en tres sectores: el primero, con profundidades de más de 1.2 metros, se ubica al norte de la pista principal; el segundo, ubicado sobre la pista secundaria, con profundidades levemente mayores a 1 metro, y el tercero, también con 1 metro de profundidad, en el extremo sur de la meseta. Estos sectores son los más propicios para el desarrollo del acuífero libre estival.

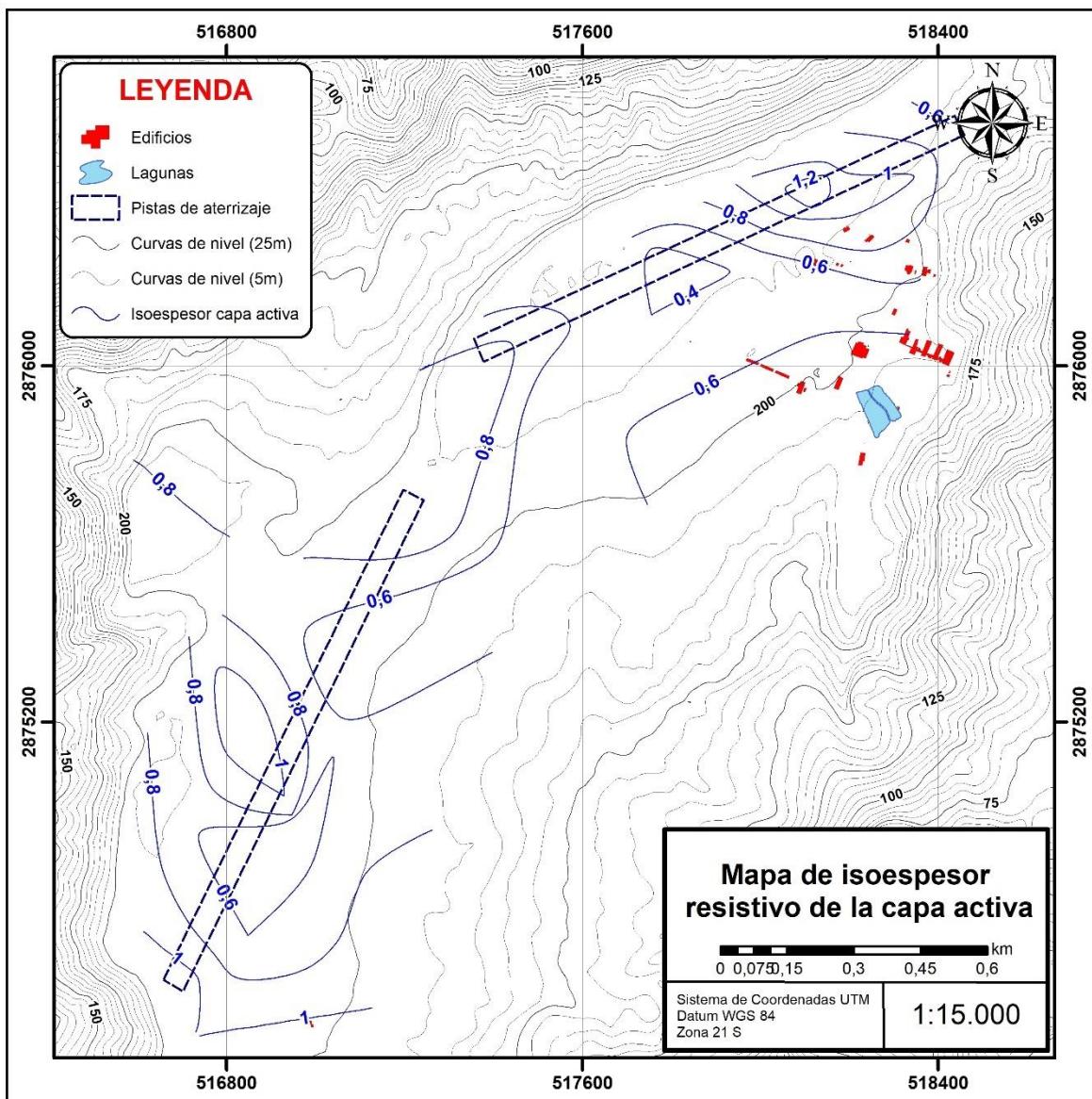


Figura 7.14. Mapa de isoespesor resistivo de la capa activa en la meseta de la Isla Marambio.

Por debajo de la capa activa se encuentra el permafrost. Su respuesta resistiva es, en general, mayor que la de la capa activa, por el carácter resistivo del hielo. Debido a la diferencia en la respuesta obtenida en algunos sondeos, que presentaron resistividades considerablemente mayores, se subdivide este nivel en dos horizontes resitivos, los horizontes 3 y 4, con una cantidad de hielo mayor en el horizonte resistivo 4. Mediante una calicata sobre la pista principal, se observó que el horizonte 4 puede estar conformado por niveles con alto contenido de hielo cemento.

Por último, se encuentra el horizonte resistivo 5. Su respuesta es similar a la del horizonte 4 pero se ubica por debajo de éste o del horizonte resistivo 3, a una profundidad que puede ser bien explicada si el mismo corresponde a la Formación Submeseta o, en algunos sectores a la Formación Hobbs Glacier. Montes et al. (2019) mencionan una profundidad entre 3 y 5 metros para el contacto entre las formaciones Weddell y Submeseta, rango igual al registrado por los sondeos. En la Figura 7.15 se presenta la profundidad del contacto. En la mitad norte de la meseta este límite se profundiza hacia el

norte, pasando de 3.2 metros de profundidad en la zona edilicia a 5.6 metros hacia el norte de la misma, y en la mitad sur de la meseta se profundiza hacia el sur, pasando de 3.6 a 5.2 metros de profundidad.

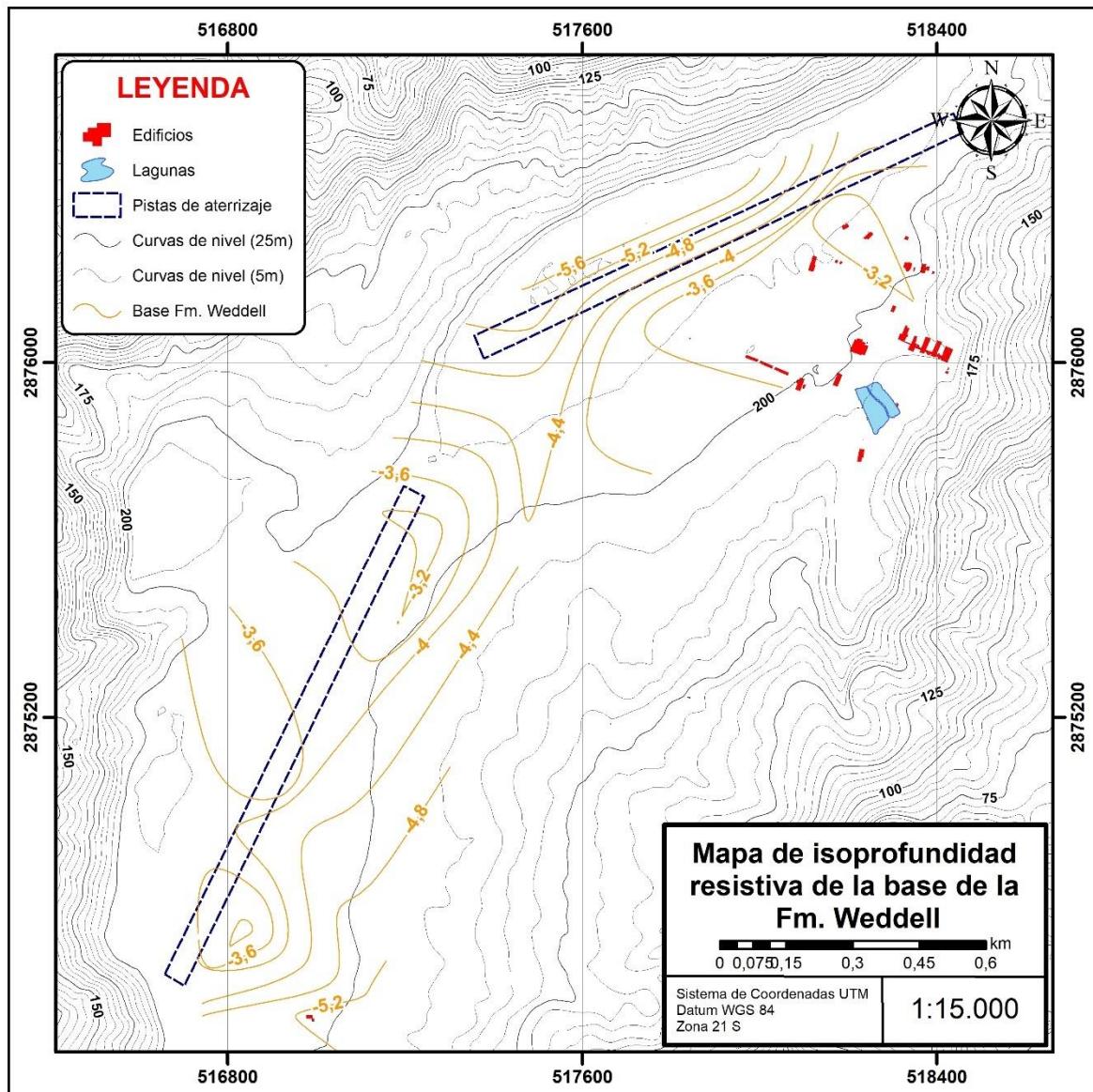


Figura 7.15. Mapa de isoprofundidad resistiva de la base de la Formación Weddell en la meseta de la Isla Marambio.

Desde el punto de vista geotécnico, este contacto es también un dato importante. Las formaciones fosilíferas, como es el caso de la Formación Submeseta, son una limitante cuando se busca extraer áridos; por ello, el mapeo de la base de la Formación Weddell por métodos geoeléctricos podría ser útil, y la misma se podría utilizar para la obtención de material en futuras obras ingenieriles sin perturbar el material subyacente, de mayor sensibilidad.

En la mayor parte de los casos analizados la capa activa presenta un desarrollo entre 40 y 60 cm, valores idénticos a los obtenidos por Ermolin et al. (2002). Esto no varía al contrastar los SEV contiguos a la zona edilicia de la base o de mayor tránsito, con los realizados en sectores menos afectados por la actividad humana, por lo que no podemos inferir una diferencia de carácter antrópico en el desarrollo

de la capa activa. Los sondeos en los que la profundidad del permafrost se aleja del promedio, alcanzando profundidades de hasta 1.4 metros, se obtienen en los sectores donde se darían las condiciones más favorables para el desarrollo del acuífero libre estival, presente en varios de ellos según los datos obtenidos.

En la Figura 7.16 se presenta una síntesis de los resultados obtenidos a partir de las resistividades del suelo. Según la bibliografía, el acuífero libre estival se desarrolla en sectores donde el descongelamiento de la capa activa supera el metro. Estos sectores fueron delimitados, obteniéndose la distribución del acuífero libre estival durante el verano del año 2020. Como era de esperar, el mismo es discontinuo y con mayor desarrollo en el extremo sur de la meseta. También se encuentra desarrollado sobre la pista principal, desde el centro hacia la cabecera norte. En el resto de la meseta están los sedimentos de la Formación Weddell sin saturar o saturados, pero con un desarrollo de la capa activa de alrededor de 0.6 metros. Estos sectores donde el techo del permafrost se encuentra elevado, impiden la conexión del acuífero y el flujo horizontal del agua contenida.

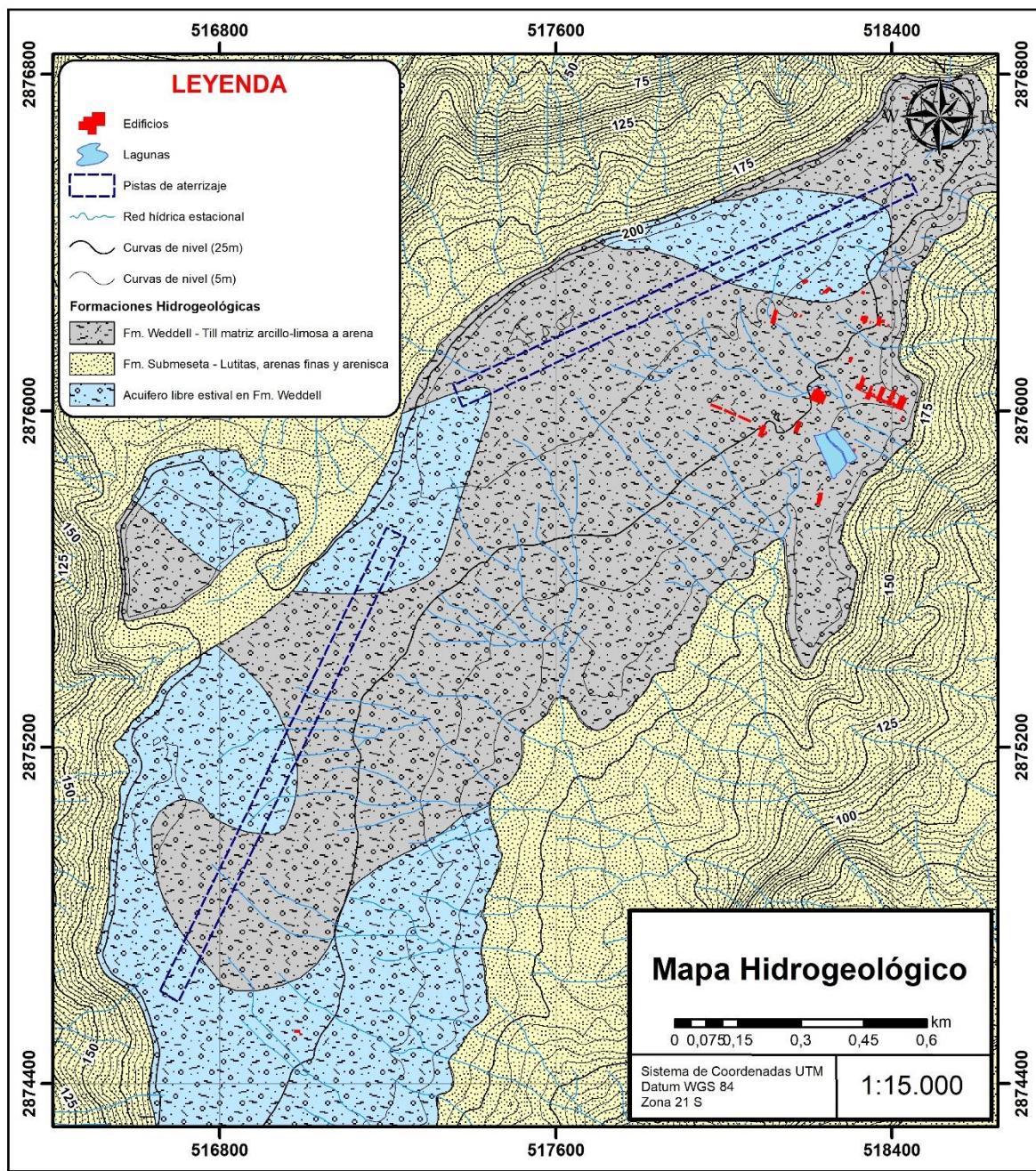


Figura 7.16. Mapa hidrogeológico, a partir de los datos de resistividad del suelo y datos complementarios tomados en la meseta de la Isla Marambio.

Capítulo 8 - Parámetros geotécnicos de la meseta

8.1. Introducción y metodología

Los estudios de suelo se desarrollaron en conjunto con el Laboratorio de Mecánica de Suelos de la Dirección Obras en Apoyo al Desarrollo Nacional (DODENAC), Dirección General de Ingenieros e Infraestructura, Ejército Argentino, en el marco del estudio geotécnico realizado para el correcto tratamiento de la pista de aterrizaje de la Base Marambio y obras futuras.

Se analizaron cuatro muestras superficiales de suelo (Figura 8.1; Tabla 8.1), tomadas en la capa activa durante el periodo de descongelamiento, en puntos seleccionados estratégicamente y sobre los mismos se realizaron los siguientes ensayos:

- Granulometría según la norma ASTM D422-63 (2002). Método de prueba estándar para el análisis granulométrico de suelos.
- Determinación de los Límites de Atterberg según la norma ASTM D4318-00 (2000). Método de prueba estándar para la determinación del Límite Líquido, Límite Plástico e Índice de Plasticidad de los suelos.
- Clasificación por el sistema AASHTO según la norma ASTM D3282-93 (2004). Práctica estándar para la clasificación de suelos y mezclas de suelos-agregado para la construcción de carreteras (*American Association of State Highway and Transportation Officials - AASHTO*).
- Clasificación por el sistema SUCS según la norma ASTM D2487-00 (2000). Práctica estándar para la clasificación de suelos con fines ingenieriles (Sistema Unificado de Clasificación de Suelo - SUCS).
- Determinación de la humedad óptima de compactación según la norma ASTM D1557-02 (2003). Métodos de prueba estándar para características de compactación de suelos en laboratorio con esfuerzo modificado.
- Determinación del Valor Soporte Relativo según la norma ASTM - D1883-99 (1999). Método de prueba estándar para el CBR (*California Bearing Ratio*) de suelos compactados en laboratorio.

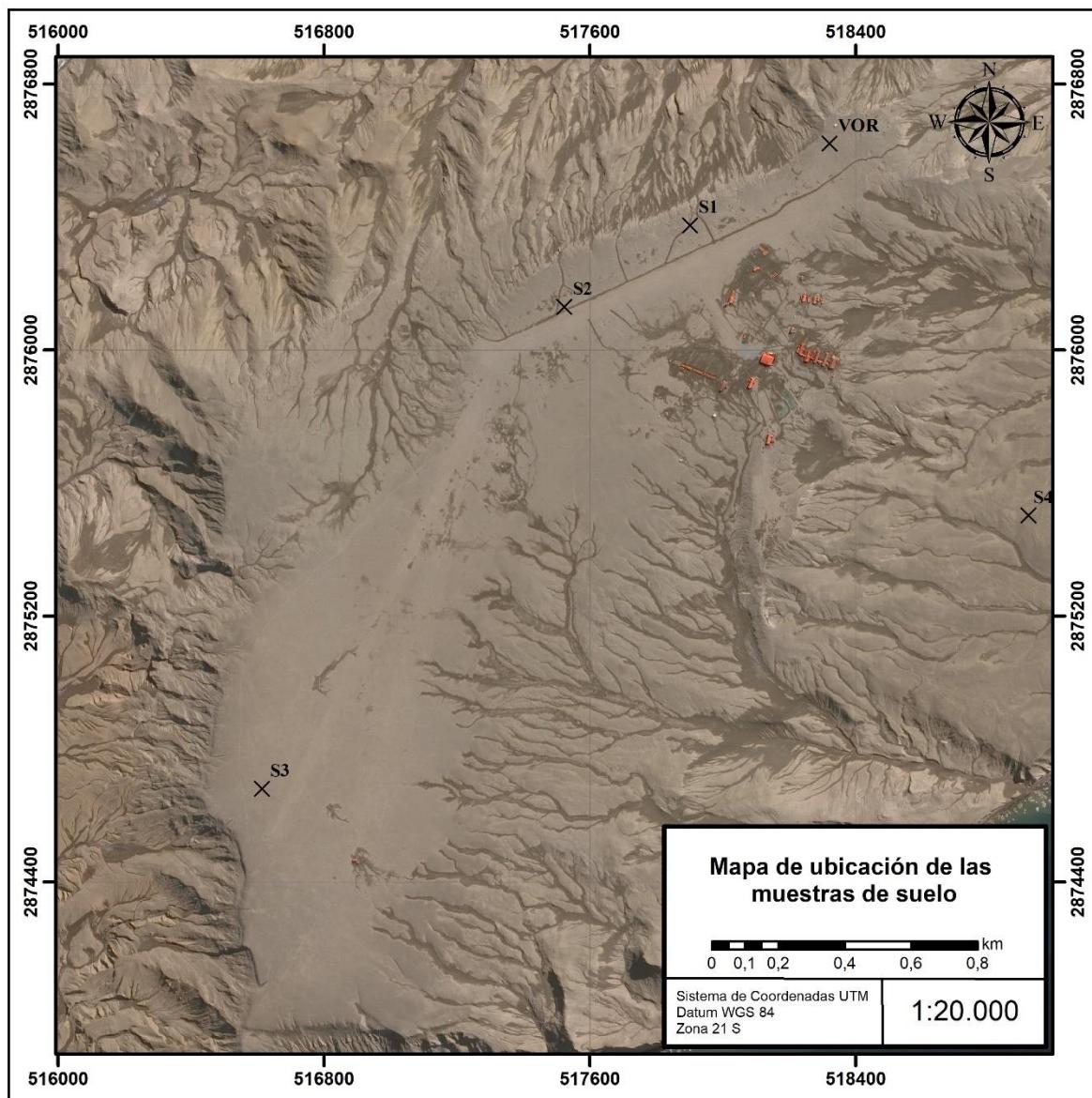


Figura 8.1. Mapa de ubicación de las muestras de suelo sobre la meseta de la Isla Marambio.

Muestra	Norte (Y)	Este (X)
S1	2876375.35	517902.72
S2	2876129.80	517524.13
S3	2874680.01	516613.83
VOR	2876620.51	518321.73

Tabla 8.1. Coordenadas de los puntos de muestreo de suelo (WGS 84, UTM 21S).

8.2. Granulometría

El suelo se secó en el horno a 60°C durante 24 hs y luego se procedió a su cuarteo hasta obtener una muestra del peso requerido para su análisis. La misma se separó por los tamices 3" (75 mm), 1 3/4" (45 mm), 1 1/2" (37.5 mm), 1" (25 mm), 3/4 (19 mm), N°4 (4.75 mm), N°10 (2 mm), N°20 (0.85 mm), N°40 (0.425 mm), N°50 (0.3 mm), N°100 (0.15 mm) y N°200 (0.075 mm). Esta operación se realizó

mediante un tamizador mecánico de la marca HELT. Una vez finalizado, se determinó la masa retenida en cada fracción mediante una balanza con precisión de 0.01 g.

El porcentaje que pasa el tamiz N°200 se calcula dividiendo la masa que pasa el mismo, por la masa de suelo original y multiplicando el resultado por 100. Para determinar la masa de suelo que pasa el tamiz N°100 se agrega a la masa de suelo que pasa el tamiz N°200 la masa de la fracción que pasa el tamiz N°100 y se retiene en el tamiz N°200. Para determinar la masa de suelo que pasa el tamiz N°50 se agrega a la masa total de suelo que pasa el tamiz N°100 la masa de la fracción que pasa el tamiz N°50 y es retenida en el tamiz N°100. Para los tamices restantes se continúa con este procedimiento.

Luego, para determinar los porcentajes pasantes totales por cada tamiz, se divide la masa pasante total por la masa total de la muestra inicial y se multiplica por 100.

8.3. Límites de Atterberg

Los límites líquido y plástico del suelo comprenden los denominados Límites de Atterberg. Estos representan el contenido de humedad, en porcentaje, en el que el suelo pasa de un estado de consistencia a otro. El Límite plástico (LP) es el límite entre los estados plástico y semisólido y el Límite líquido (LL), entre los estados plástico y semilíquido. Otro límite utilizado en la bibliografía es el Límite de contracción (CL). A partir de la diferencia entre los límites líquido y plástico se obtiene el Índice de plasticidad (IP), definido como el rango de contenido de agua en el que un suelo se comporta plásticamente.

Límite líquido

Las muestras a ensayar se prepararon mediante el método de preparación en seco. El límite líquido se analizó por el Método A de prueba multipunto, ya que es más preciso que el Método B de un solo punto. La prueba de límite plástico se realizó con el material preparado para el límite líquido.

El material se seca en el horno a 60°C y se pulveriza en un mortero. Luego, la muestra se separa por el tamiz N°40 (0.425 mm). La fracción pasante se ajusta al contenido de agua necesario y se mezcla minuciosamente en un vaso mezclador para que su consistencia requiera entre 35 y 25 golpes para cerrarse en el Cascador de Casagrande.

Se coloca una porción del suelo en la taza del dispositivo para formar una superficie horizontal con una profundidad de 10 mm en su punto más profundo y se realiza una ranura en la superficie del suelo con la herramienta destinada a tal fin. Se registra la cantidad de golpes (N) necesarios para que la ranura cierre una longitud de 13 mm (1/2 pulgadas), con ayuda de un comparador. Luego se retira una porción de suelo del ancho de la espátula y se coloca en un pesafiltro para determinar la humedad de la

muestra. Se agrega agua a la misma para reiterar el ensayo con mayor contenido de humedad y menor cantidad de golpes en dos oportunidades más.

El contenido de agua de las muestras se determinó según la norma ASTM D2216-98 (1998), con la siguiente ecuación:

$$w = \left[\frac{Mcws - Mcs}{Mcs - Mc} \right] \times 100 = \frac{Mw}{Ms} \times 100 \quad (\text{ec. 8.1})$$

Dónde;

w = contenido de agua, %,

Mcws = masa del pesafiltro y muestra húmeda, g,

Mcs = masa del pesafiltro y muestra seca, g,

Mc = masa del pesafiltro, g,

Mw = masa de agua, g, y

Ms = masa de partículas sólidas, g.

Con los valores de humedad (Wn) de cada punto y el número de golpes (N), se traza un gráfico semilogarítmico con el contenido de agua en ordenadas y el número de golpes en abscisas, este último en escala logarítmica. Graficando la línea de tendencia del gráfico junto con la ecuación de la recta y reemplazando en la misma la variable por 25 (número de golpes), se obtiene el contenido de humedad necesario para cerrar la ranura en 25 golpes, valor que redondeado al entero más cercano determina el límite líquido.

Límite plástico

Del material preparado para el límite líquido se selecciona una porción de aproximadamente 20 g y se procede a disminuir el contenido de humedad, amasando la muestra sobre una placa de vidrio esmerilado. Una vez alcanzada la humedad óptima, se toma una porción de aproximadamente 2 g y se hace rodar la misma con la palma de la mano por el vidrio esmerilado. Cuando el hilo alcanza un diámetro de 3.2 mm, sin demorar más de 2 minutos en su amasado, se debe romper y amasar nuevamente hasta un diámetro de 3.2 mm. Una vez que el hilo se desmorone y ya no pueda enrollarse en un hilo de 3.2 mm se da por finalizado el ensayo y se coloca el hilo en un pesafiltro para obtener su humedad mediante la norma ASTM D2216-98 (1998). Se debe repetir el procedimiento hasta que el pesafiltro tenga al menos 6 g de suelo y hasta llenar dos recipientes más.

Por último, el límite plástico será el promedio de la humedad obtenida en los tres recipientes, redondeados al entero más cercano.

Índice de Plasticidad

El Índice de plasticidad se calcula como la diferencia entre el límite líquido y el límite plástico.

$$IP = LL - LP \quad (\text{ec. 8.2})$$

En los casos en los que no se pudo determinar el límite líquido por las características del suelo, se obtuvo el límite de contracción lineal (CL) y, mediante la fórmula propuesta por Whitlow (1994), se llegó al índice de plasticidad.

$$CL = \left(1 - \frac{Lf}{Li}\right) \cdot 100 \quad (\text{ec. 8.3})$$

$$IP = 2.13 \cdot CL \quad (\text{ec. 8.4})$$

8.4. Clasificación

El suelo fue clasificado bajo dos de las clasificaciones más utilizadas internacionalmente, AASHTO y SUCS. La clasificación AASHTO (*American Association of State Highway and Transportation Officials*) se utiliza para suelos minerales y organominerales. Está compuesta por siete grupos (A1 – A7) basados en la granulometría del suelo y el límite líquido e índice de plasticidad. A su vez, dentro de cada grupo existe un índice de grupo, calculado a partir de una fórmula empírica, que determina la calidad relativa del suelo para distintos tipos de uso (Tabla 8.2). Esta clasificación se utiliza principalmente para la construcción de obras viales.

General Classification		Granular Materials (35 % or less passing No. 200)							Silt-Clay Materials (More than 35 % passing No. 200)												
Group classification		A-1			A-2				A-4	A-5	A-6	A-7									
		A-1-a	A-1-b	A-3	A-2-4	A-2-5	A-2-6	A-2-7													
Sieve analysis, % passing:																					
No. 10 (2.00 mm)	50 max									
No. 40 (425 µm)	30 max	50 max	51 min									
No. 200 (75 µm)	15 max	25 max	10 max	35 max	35 max	35 max	35 max	36 min	36 min	36 min	36 min	36 min									
Characteristics of fraction passing No. 40 (425 µm):																					
Liquid limit	40 max	41 min	40 max	41 min	40 max	41 min	40 max	41 min	40 max	41 min									
Plasticity index	6 max	N.P.	10 max	10 max	11 min	11 min	10 max	10 max	10 max	10 max	11 min	11 min ^A									
Usual types of significant consti- tuent materials	Stone Fragments, Gravel and Sand	Fine Sand			Silty or Clayey Gravel and Sand				Silty Soils			Clayey Soils									
General rating as subgrade				Excellent to Good				Fair to Poor													
^A Plasticity index of A-7-5 subgroup is equal to or less than LL minus 30. Plasticity index of A-7-6 subgroup is greater than LL minus 30 (see Fig. 1).																					
Reprinted with permission of American Association of State Highway and Transportation Officials.																					

Tabla 8.2. Clasificación de suelos AASHTO (Asociación Americana de Funcionarios de Carreteras y Transportes Estatales).

Tomado de ASTM D3282-93 (2004).

Para clasificar el grupo, se debe ingresar a la Tabla 8.2 con los datos requeridos, realizando el procedimiento de izquierda a derecha hasta llegar al grupo correcto por eliminación. El primer grupo de izquierda a derecha que cumpla con todos los requisitos será el correcto. Una vez determinado el grupo se debe calcular el índice de grupo mediante la siguiente fórmula:

$$\text{Índice de grupo} = (F - 35) [0.2 + 0.005 (LL - 40) + 0.01 (F - 15) (IP - 10)] \quad (\text{ec. 8.5})$$

Donde:

F = porcentaje que pasa el tamiz N°200 (0.075 mm), expresado como un número entero.

LL = Límite líquido.

IP = Índice plástico.

Si el índice de grupo calculado es negativo y el suelo es no plástico o el límite líquido no se puede determinar, se reporta el índice de grupo como cero.

La clasificación SUCS (Sistema Unificado de Clasificación de Suelo) es una clasificación para suelos minerales y organominerales basada en la granulometría, límite líquido e índice de plasticidad. Consiste en la determinación de un símbolo de grupo y un nombre de grupo. El símbolo está compuesto por dos letras, la primera indica el tamaño de partícula y la segunda la característica principal del suelo.

El procedimiento de clasificación consiste, en primer lugar, en clasificar el suelo en fino o grueso separando el suelo por el tamiz N°200 (0.075 mm). Si 50% o más del suelo pasa por el tamiz se considera suelo fino, en caso contrario se considera suelo grueso.

Los suelos finos se clasifican utilizando la carta de plasticidad (Figura 8.2). Ésta consiste en un gráfico compuesto por el índice de plasticidad, en ordenadas y el límite líquido, en abscisas. Separa campos mediante las líneas "U", "A" y el 50% del límite líquido. Las clasificaciones posibles son: Arcilla de baja plasticidad (CL), Arcilla de alta plasticidad (CH), Limo de baja plasticidad (ML), Limo de alta plasticidad (MH), Arcilla limosa (CL-ML) y, en caso de ser suelos orgánicos, arcilla orgánica de baja o alta plasticidad (OL y OH, respectivamente), y limo orgánico de baja o alta plasticidad (OL y OH, respectivamente).

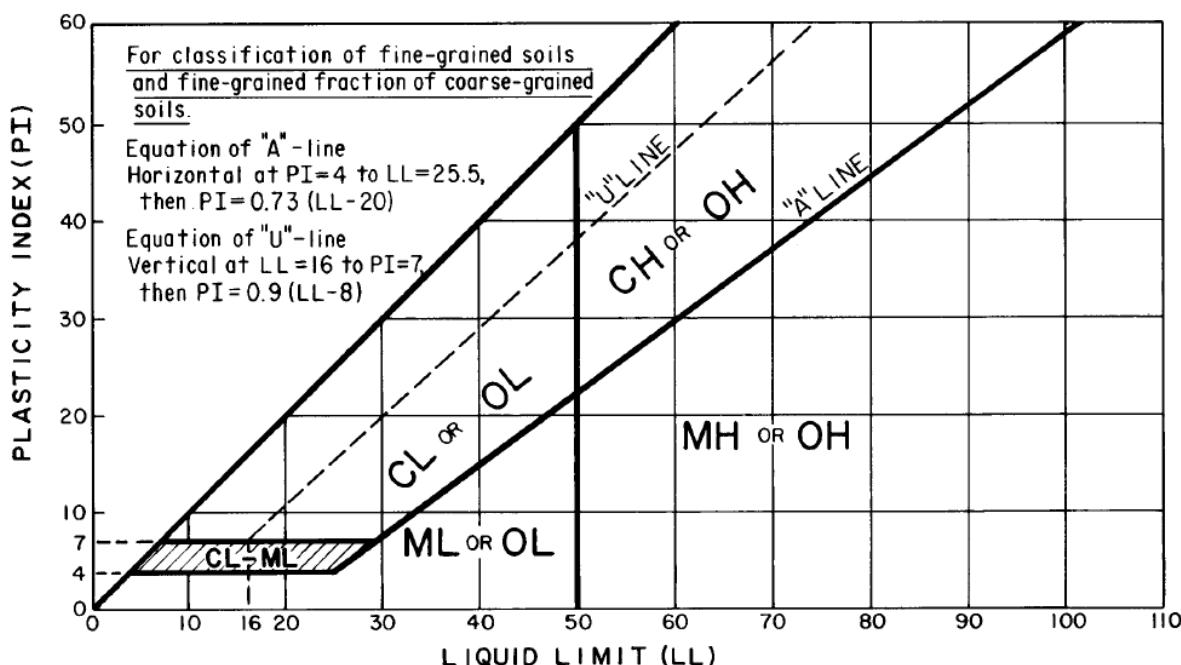


Figura 8.2. Carta de plasticidad. Clasificación SUCS (Sistema Unificado de Clasificación de Suelo). Tomado de ASTM D2487-00 (2000).

Para los suelos gruesos (retenido en el tamiz N°200 (0.075 mm), la clasificación comienza separando el suelo por el tamiz N°4 (4.75 mm). Se clasifica como grava si más del 50% de la fracción gruesa es retenida en el tamiz N°4 (4.75 mm) y como arena, si el 50% o más de la fracción gruesa pasa por el tamiz N°4 (4.75 mm).

Para suelos en los que 12% o menos de la muestra pasa el tamiz N°200 (0.075 mm), se debe graficar la curva granulométrica y calcular con la misma el Coeficiente de uniformidad (Cu) y el Coeficiente de curvatura (Cc).

$$Cu = D_{60} / D_{10} \quad (\text{ec. 8.6})$$

$$Cc = (D_{30})^2 / (D_{10} \times D_{60}) \quad (\text{ec. 8.7})$$

Donde D_{10} , D_{30} y D_{60} son el diámetro de partícula correspondiente al 10, 30 y 60% respectivamente, pasante en la curva granulométrica.

Si menos del 5% del suelo pasa el tamiz N°200 (0.075 mm), se clasifica el suelo como grava bien graduada (GW) o arena bien graduada (SW), si Cu es mayor o igual a 4 para gravas o mayor a 6 para arena y Cc se encuentra entre 1 y 3. En caso de no cumplirse los Cu y Cc requeridos para suelos bien graduados, se consideran gravas o arenas mal graduadas (GP y SP respectivamente).

Si más del 12% de la muestra pasa el tamiz N°200 (0.075 mm), el suelo se considera suelo grueso con finos. Se determina si es arcilloso o limoso a partir de la carta de plasticidad. Serán gravas arcillosas (GC) o arenas arcillosas (SC), si cae en o por encima de la línea "A" o el índice de plasticidad es mayor a 7. Serán gravas limosas (GM) o arenas limosas (SM), si el punto queda por debajo de la línea "A" o el índice de plasticidad es menor a 4. Si los finos se grafican como una arcilla limosa (CL – ML), se clasifica el suelo como grava limosa arcillosa (GC-GM) o arena limosa arcillosa (SC-SM).

Si entre 5 y 12% de la muestra pasa el tamiz N°200 (0.075 mm) se le da al suelo una doble clasificación utilizando dos símbolos de grupo. El primer símbolo corresponde a una grava o arena que tiene menos de 5% de finos (GW, GP, SW, SP) y el segundo símbolo corresponde a grava o arena que tengan más del 12% de finos (GC, GM, SC, SM). El nombre de grupo corresponde al primer símbolo de grupo con el agregado de, "con arcilla" o "con limo" para indicar las características de plasticidad de los finos.

8.5. Peso unitario seco

El peso unitario seco del suelo se determinó mediante el método Proctor, cumpliendo con lo requerido por la norma ASTM D1557-02 (2003). Consiste en determinar la relación entre el contenido de agua y el peso unitario seco del suelo para obtener la curva de compactación. Cuando se utiliza suelo como relleno (terraplenes, plataformas de cimentación, etc.) es compactado para lograr una mayor densidad y mejorar sus propiedades ingenieriles, tales como la resistencia al corte, compresibilidad y

permeabilidad. Mediante el estudio de compactación se puede determinar el porcentaje de compactación y el contenido de agua necesarios para lograr las propiedades ingenieriles requeridas.

Existe un contenido de humedad óptimo con el que se logra la densidad seca máxima para el suelo. Estos valores responden a las propiedades específicas de cada suelo y se obtienen del ápice de la curva de compactación. Para graficar la curva se recomienda realizar cinco probetas de suelo con contenidos de humedad creciente, de las cuales como mínimo dos deben formar el lado seco de la misma, con un contenido de humedad menor al óptimo y dos el lado húmedo, con mayor contenido de humedad que el óptimo.

En este caso, atendiendo a los objetivos del trabajo a realizar en la pista de aterrizaje de la base, se usó esfuerzo modificado, en el que se utiliza un esfuerzo de compactación de 2700 kN-m/m³, logrado a partir de la caída libre de un peso de 4.54 kg desde una altura de 457 mm. El suelo fue compactado bajo el método C, determinado por la granulometría del mismo. Este método consiste en el empleo de un molde de 6 pulgadas (152.4 mm) de diámetro, compactando material que pasa el tamiz de $\frac{3}{4}$ pulgadas (19 mm) en 5 capas de 56 golpes cada una.

Para preparar la muestra se utilizó el método de preparación en seco. Se seca al horno a 60 °C durante 24 hs, luego se rompen los agregados y se pasa por el tamiz $\frac{3}{4}$ (19 mm). El procedimiento requiere al menos 29 kg de suelo seco para su correcto estudio, por lo que, debido a la falta de material, se procedió al análisis del mismo con menos muestra y se tuvo que disgrigar y recompactar el material, a riesgo de modificar la granulometría por rotura de las partículas que componen el suelo y modificar sus propiedades mecánicas.

Una vez preparada la muestra de suelo, se procede a su compactación. En primer lugar, se pesa el molde con su base y se registra el valor. Se coloca el collar de extensión y se asegura el conjunto a la base. Para compactar, se utilizó un compactador mecánico que consiste en una base giratoria y un pisón cuya superficie de contacto tiene la forma del sector de un círculo de radio igual a 73.7 ± 0.5 mm. La caída del pisón se logra mediante un sistema de cadena y corona dentada. De esta manera se obtiene una compactación uniforme y constante. Luego de compactar como se especificó anteriormente, se registra el peso del molde con el suelo compactado y se extrae del molde para colocar una porción en un pesafiltro y obtener su humedad. Este procedimiento se repitió cinco veces incrementando sucesivamente el contenido de humedad de la muestra para obtener la curva de compactación. El contenido de agua de las muestras se determina con la ecuación 8.1, de la norma ASTM D2216-98 (1998).

Para obtener el peso unitario seco es necesario calcular la densidad húmeda y la densidad seca utilizando las siguientes ecuaciones:

$$Pm = \frac{Mt - Mmd}{1000 V} \quad (\text{ec. 8.8})$$

Dónde;

Pm = densidad húmeda de la muestra compactada, mg/m³,

Mt = masa de muestra húmeda y molde, kg,

Mmd = masa del molde de compactación, kg, y

V = volumen del molde de compactación, m³.

$$Pd = \frac{Pm}{1 + \frac{w}{100}} \quad (\text{ec. 8.9})$$

Dónde;

Pd = densidad seca de la muestra compactada, mg/m³, y

w = contenido de agua, %.

$$\gamma_d = 9.807 Pd \left[\frac{\text{kN}}{\text{m}^3} \right] \quad (\text{ec. 8.10})$$

Dónde;

γ_d = peso unitario seco de la muestra compactada.

8.6. Valor soporte e hinchamiento del suelo

El CBR, también denominado VSR (Valor Soporte Relativo), es un ensayo desarrollado por la División de Carreteras de California en 1929, para clasificar la capacidad de un suelo para su uso como base, subbase o subrasante. Este ensayo mide la resistencia al corte de un suelo bajo condiciones de humedad y densidad controladas.

El valor del CBR se calcula como la relación de la carga unitaria necesaria para lograr 12.7 mm de penetración con un pistón de 19.4 cm² de sección, dentro de la muestra compactada de suelo, a una velocidad de 1.27 mm/min y con un contenido de humedad y densidad específicos, con respecto a la carga unitaria requerida para obtener la misma penetración en la muestra estándar de California, según la ecuación:

$$CBR = \frac{\text{carga unitaria del ensayo}}{\text{carga unitaria patrón}} \times 100 \quad [\%] \quad (\text{ec. 8.11})$$

Generalmente, este ensayo se realiza para muestras compactadas con el contenido de humedad óptimo para ese suelo, obteniendo el CBR al 100% del peso unitario seco o a un porcentaje del mismo.

Existe otro método en el que se calcula el CBR para un rango de contenido de humedad. Las muestras analizadas se compactaron en el molde de CBR, de acuerdo a lo indicado por las normas ASTM D698-00 (2003) y ASTM D1557-02 (2003). La muestra compactada obtenida se pesa para calcular la densidad húmeda y se coloca sobre la misma una sobrecarga igual a la utilizada en el ensayo de hinchamiento. Se posiciona la probeta en la máquina de carga y se comienza a penetrar con el pistón, registrando las lecturas de carga y penetración a intervalos determinados. Una vez finalizado el ensayo se toma una muestra de la capa superior para determinar su humedad.

Para las muestras saturadas, una vez preparada, la probeta se sumerge en agua. Previamente, se coloca una placa perforada con vástago ajustable sobre el suelo compactado y, sobre esta, la sobrecarga preestablecida. En ambas superficies de la muestra se coloca papel filtro para evitar que el suelo se pegue a la base y a la placa perforada. El agua debe tener acceso tanto a la parte superior como inferior de la muestra. Con un comparador de 0.01 mm de lectura en el extremo superior del vástago, se toman las lecturas de expansión en los intervalos determinados por la norma: 0, 1, 2, 3, 8, 12, 24, 36, 48, 72 y 96 horas. Finalizado este proceso, se continúa de igual manera que en la primera probeta.

Se compactaron dos probetas por muestra, destinadas a ser ensayadas una de ellas inmediatamente después de su compactación y la segunda, sumergida en agua durante 96 hs con una sobrecarga específica, para obtener su valor de hinchamiento y luego ser penetrada en condición de saturación completa. La sobrecarga debe ser similar al peso del pavimento y nunca menor a 4.5 kg, carga utilizada en este caso. La compactación se realizó a la humedad óptima, en 5 capas de 56 golpes cada una, con un pisón de 4.53 kg con 45.7 cm de caída, tal como indica la norma ASTM D-1557-02 (2003) para carga modificada y 100% del CBR.

8.7. Resultados y discusiones

En la Tabla 8.3 se presenta un resumen de los resultados obtenidos en los ensayos de suelo realizados sobre las muestras de la meseta. Se encontró que la misma está compuesta en su mayor parte por suelos arenosos, clasificados según SUCS como: SM-SC (arena limosa arcillosa) la muestra S1, SM (arena limosa) la muestras S2, SC (arena arcillosa) la muestra S3 y GM - GC (grava limosa arcillosa) la muestra VOR. Según la clasificación AASHTO todos corresponden a suelos A-2-4 (0).

PUNTO	UBICACIÓN		GRANULOMETRÍA					CONSTANTES FÍSICAS (%)			CLASIFICACIÓN SUCS	CLASIFICACIÓN HRB	PUNTO			
	LATITUD	LONGITUD	PASA TAMIZ (%)													
			3/4	4	10	40	200	LL	LP	IP						
S1	56° 37' 51"	64° 14' 14"	85.23	72.81	67.79	57.25	20.38	22	17	5	SM-SC	A-2-4 (0)	S1			
S2	56° 38' 19"	64° 14' 26"	97.32	88.97	85.33	77.66	17.74			2	SM	A-2-4 (0)	S2			
S3	56° 39' 26"	64° 15' 13"	86.87	80.63	76.59	63.68	20.90	29	20	8	SC	A-2-4 (0)	S3			
VOR	56° 37' 20"	64° 14' 10"	51.03	39.06	35.67	30.23	16.55	23	17	6	GM-GC	A-2-4 (0)	VOR			

Tabla 8.3. Resumen de los resultados obtenidos en los ensayos de suelo.

Los suelos de tipo A-2-4, predominantes en la meseta de la Isla Marambio, son suelos granulares compuestos por grava y arena con contenidos variables de limo no plástico. Tienen menos de 35% de material pasante del tamiz N°200. El material pasante del tamiz N°40 tiene las características del grupo A-4 que suele ser suelo limoso no plástico o moderadamente plástico.

Los suelos comprendidos en los grupos A-1-a, A-1-b, A-2-4 y A-3, si se encuentran correctamente drenados y compactados, son buenos como subrasante bajo un espesor moderado de pavimento. Mediante la adición de pequeñas cantidades de estabilizante pueden volverse aptos para base o capa de rodadura. Sumado a esto, se asume que existe una relación inversa entre el valor soporte de un material como subrasante y su índice de grupo, por lo que un índice de grupo de 0, indica que se trata de material bueno para subrasante.

La Tabla 8.4 especifica la distribución granulométrica apropiada para el uso del suelo como base y subbase en autopistas y aeropuertos. Si se comparan los suelos analizados con los rangos de diseño propuestos, estos son muy finos. La muestra VOR, si bien no cumple con lo requerido, puede ser mejorada con mayor facilidad. Para lograrlo, se propone cribar suelo de la zona y posteriormente mezclarlo con el suelo a utilizar para lograr una mejor gradación y revertir su tendencia hacia los tamaños más finos. De esta manera, también se contribuye a mejorar la susceptibilidad a las heladas del mismo, tema que se abordará más adelante en este capítulo.

Sieve Size (Square Openings)	Design Range ^A (Mass Percentages Passing)		Job Mix Tolerances (Mass Percentages Passing)	
	Bases	Sub-bases	Bases	Sub-bases
50 mm (2 in.)	100	100	-2	-3
37.5 mm (1½ in.)	95 to 100	90 to 100	±5	+ 5
19.0 mm (¾ in.)	70 to 92	...	±8	...
9.5 mm (⅜ in.)	50 to 70	...	±8	...
4.75 mm (No. 4)	35 to 55	30 to 60	±8	±10
600 µm (No. 30)	12 to 25	...	±5	...
75 µm (No. 200)	0 to 8 ^B	0 to 12 ^B	±3	±5

Tabla 8.4. Requisitos de graduación para las mezclas finales. Tomado de ASTM D-2940-03.

A partir de los ensayos mecánicos se obtuvo que los suelos S1 y VOR presentan densidades secas máximas levemente superiores a 2 g/cm³, con humedades óptimas de compactación de 8.4 y 8.1%, respectivamente. El valor soporte obtenido para la muestra S1 es alto, con valores de 120.57% en la probeta compactada a la humedad óptima y sin sumergir, y de 94.74% en la probeta sumergida. Esto representa una disminución importante pese a que el hinchamiento es de apenas 0.56%. La muestra VOR sólo se ensayó con la humedad óptima y sin sumergir, por falta de material. Arrojó un valor idéntico al de la muestra S1 (Tabla 8.5). En ambos casos se utilizó el mismo anillo de carga, cuyo factor es de 11.67 kg/div.

PUNTO	UBICACIÓN		CLASIFICACIÓN HRB	PROCTOR		VSR		PUNTO
	LATITUD	LONGITUD		H.O. (%)	DSM (g/cm ³)			
				56 golpes tal como se compacto		56 golpes embebido		
S1	56° 37' 51"	64° 14' 14"	A-2-4 (0)	8.4	2.096	120.57	94.74	S1
VOR	56° 37' 20"	64° 14' 10"	A-2-4 (0)	8.1	2.109	120.57		VOR

Tabla 8.5. Resumen de resultados de los ensayos de proctor y CBR realizados en las muestras S1 y VOR.

Antiguamente se utilizaba el valor de CBR para evaluar la resistencia del material para su uso en subrasante, subbase y base, en el diseño de pavimentos. En AASHTO (1993), se propuso el reemplazo del valor soporte del suelo por el módulo de resiliencia (Mr), debido a que éste indica una propiedad básica del material que puede ser usada en el análisis mecánico de sistemas multicapas. Los métodos para su determinación son descritos en el método de ensayo AASHTO T274. Se ha reconocido internacionalmente como un método para la caracterización de materiales para su empleo en el diseño y evaluación de pavimentos y se dispone de técnicas para estimar el Mr de varios materiales por medio de ensayos no destructivos (AASHTO, 1993).

El módulo de resiliencia es una medida de la propiedad elástica del suelo, tomando en cuenta ciertas características no lineales. Para el diseño de pavimentos flexibles puede utilizarse el Mr directamente. Para valores de CBR menores a 10%, se puede calcular mediante la siguiente correlación:

$$Mr (\text{MPa}/\text{m}) = 10 \text{ CBR} \quad (\text{ec. 8.12})$$

Donde;

Mr: Módulo de resiliencia [Mpa/m]

CBR: Capacidad de soporte de la subrasante [%].

Para el diseño de pavimentos rígidos o compuestos, se debe convertir el módulo de resiliencia a módulo de reacción de la subrasante (K). Este parámetro, también conocido como coeficiente de balasto, permite cuantificar la capacidad de soporte de la subrasante y se determina mediante el ensayo de placa directa que, al ser muy costoso y difícil de realizar, sólo se recomienda para etapas finales de diseño. En cálculos preliminares se puede obtener por correlación con el CBR como se muestra en la Figura 8.3.

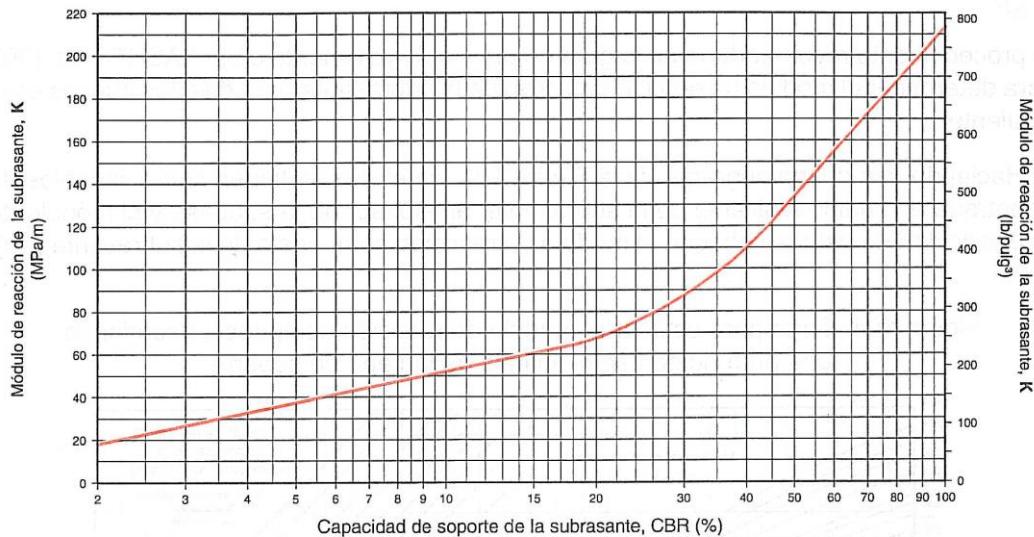


Figura 8.3. Correlación entre el módulo de reacción de la subrasante (K) y el CBR. Tomado de O'Flaherty (1974).

Utilizando el gráfico de la Figura 8.3 se determinó un módulo de reacción de la subrasante (K) de 208 Mpa/m, utilizando un CBR de 94.74%, valor de la muestra S1 saturada.

Otra manera de obtener K es mediante las siguientes correlaciones empíricas:

Para valores de CBR < 10%:

$$K = 2.55 + 52.5 \log(CBR) \quad (\text{ec. 8.13})$$

Para valores de CBR $\geq 10\%$:

$$K = 46 + 9.08 [\log(CBR)]^{4.34} \quad (\text{ec. 8.14})$$

Donde;

K : Módulo de reacción de la subrasante [Mpa/m],

CBR: Capacidad de soporte de la subrasante [%].

A partir de la correlación empírica para $CBR \geq 10\%$ se obtuvo un K de 220.7 Mpa/m, utilizando también un CBR de 94.74%, correspondiente a la muestra S1 saturada, ya que es el más representativo de las posibles condiciones a las que estará expuesto el suelo. Por lo general, se toma como dato el CBR obtenido por hinchamiento que representa las peores condiciones a las que puede someterse el suelo en cuestión.

La guía de diseño de pavimentos de AASHTO (1993) ofrece una relación entre el módulo de reacción (K) y el módulo de resiliencia (Mr):

$$K = 2.03 Mr \quad (\text{ec. 8.15})$$

Donde;

K: Módulo de reacción de la subrasante [Mpa/m],

Mr: Módulo de resiliencia de la subrasante [Mpa].

De la ecuación 8.15 se deduce un Mr de 108.7 Mpa.

En la Tabla 8.6, se presentan las clasificaciones de suelo AASHTO y SUCS, junto con valores recomendados de módulo de reacción de la subrasante (K).

CLASIFICACIÓN AASHTO	DESCRIPCIÓN	CLASIFICACIÓN SUCS	VALOR DE K	
			Mpa/m	lb/in ³
Suelos de agregados gruesos				
A-1-a Bien graduado	Grava	GW,GP	80-120	300-450
A-1-a Mal graduado			80-110	300-400
A-1-b	Arena gruesa	SW	55-110	200-400
A-3	Arena fina	SP	40-80	150-300
Suelos A-2 (Materiales granulares con alto contenido de finos)				
A-2-4 Gravoso	Grava limosa	GW	80-135	300-500
A-2-5 Gravoso	Grava arena limosa			
A-2-4 Arenoso	Arena limosa	SM	80-110	300-400
A-2-5 Arenoso	Arena grava limosa			
A-2-6 Gravoso	Grava arcillosa	GC	55-120	200-450
A-2-7 Gravoso	Grava arena arcillosa			
A-2-6 Arenoso	Arena arcillosa	SC	40-95	150-350
A-2-7 Arenoso	Arena grava arcillosa			
Suelos de agregado fino				
A-4	Limo	ML,OL	7-34	25-125*
	Mezcla de limo/arena/grava		10-60	40-220*
A-5	Limo mal graduado	MH	7-52	25-190*
A-6	Arcilla plástica	CL	7-70	25-255*
A-7-5	Arcilla elástica moderadamente plástica	CL,OL	7-60	25-215*
A-7-6	Arcilla elástica altamente plástica	CH,OH	10-60	40-220*

Tabla 8.6. Valores recomendados de módulo de reacción de la subrasante (K) para varios tipos de suelo. Fuente AASHTO (1998) en Higuera (2011).

Londoño Naranjo and Álvarez Pabón (2008) presentan una clasificación para la subrasante, según su resistencia (Tabla 8.7).

Clase o Tipo	CBR (%)	Módulo resiliente (kg/cm ²)
S1	< 2	< 200
S2	2 - 5	200 - 500
S3	5 - 10	500 - 1.000
S4	20 - 10	1.000 - 2.000
S5	> 20	> 2.000

Tabla 8.7. Clasificación de la subrasante de acuerdo con su resistencia. Tomado de Londoño Naranjo and Álvarez Pabón (2008).

Al convertir el módulo de resiliencia a kg/cm², se obtiene un Mr = 1108.7, clasificando la subrasante como categoría S4. Tanto el módulo de resiliencia como la categoría son parámetros importantes para los posteriores cálculos estructurales del terraplén y pavimento. En este caso, indican que se trata de un suelo bueno para tal fin. En los casos en que el módulo de resiliencia sea menor a 300 kg/cm² (CBR

< 3%), recomiendan que para utilizar los suelos como subrasante deben ser tratados con cal, cemento o estabilizantes.

En el Anexo 14 de la Organización de Aviación Civil Internacional (OACI, 2016), se presentan cuatro categorías de resistencia del terreno de fundación (Tabla 8.8).

Categoría	Valores	Clave
Resistencia alta	Para los pavimentos rígidos, el valor tipo es $K = 150 \text{ MN/m}^3$ y comprende todos los valores de K superiores a 120 MN/m^3 ; para los pavimentos flexibles, el valor tipo es $CBR = 15$ y comprende todos los valores CBR superiores a 13.	A
Resistencia mediana	Para los pavimentos rígidos, el valor tipo es $K = 80 \text{ MN/m}^3$ y comprende todos los valores K entre 60 y 120 MN/m^3 ; para los pavimentos flexibles, el valor tipo es $CBR = 10$ y comprende todos los valores CBR entre 8 y 13.	B
Resistencia baja	Para los pavimentos rígidos, el valor tipo es $K = 40 \text{ MN/m}^3$ y comprende todos los valores K entre 25 y 60 MN/m^3 ; para los pavimentos flexibles, el valor tipo es $CBR = 6$ y comprende todos los valores CBR entre 4 y 8.	C
Resistencia ultra baja	Para los pavimentos rígidos, el valor tipo es $K = 20 \text{ MN/m}^3$ y comprende todos los valores K inferiores a 25 MN/m^3 ; para los pavimentos flexibles, el valor tipo es $CBR = 3$ y comprende todos los valores CBR inferiores a 4.	D

Tabla 8.8. Categorías de resistencia del terreno de fundación. Tomado de OACI (2016).

Pasando el módulo de reacción de la subrasante a MN/m^3 obtenemos un K de 220.7 MN/m^3 , Resistencia alta “A”, según las categorías propuestas por la OACI. A partir de lo expuesto, podemos concluir que el suelo obtenido para los diferentes ensayos de laboratorio presenta una resistencia alta para su uso como terreno de fundación, tanto para pavimentos rígidos o compuestos como para pavimentos flexibles. Como se verá a continuación, dadas las condiciones ambientales imperantes, las conclusiones obtenidas hasta aquí no son concluyentes.

8.8. Suelos susceptibles al congelamiento

Hasta aquí se han expuesto las propiedades físicas y mecánicas del suelo para su empleo como material de base, subbase y subrasante en condiciones ambientales normales. En ambientes criogénicos el suelo está expuesto a temperaturas bajo cero, por lo que puede sufrir congelamiento. Al congelarse, el agua se expande aproximadamente un 9% de su volumen, generando en muchos casos la deformación del suelo que la contiene. El levantamiento de la superficie por expansión volumétrica es causante de grandes daños por desplazamiento de los edificios, cimientos y superficies de carreteras. Esto trae un importante costo asociado.

Cuando el suelo se descongela, situación que se da en la Isla Marambio durante el periodo estival, el deshielo del permafrost genera su hundimiento debido a las altas presiones de agua en los poros, si el mismo es rico en hielo. Al descongelarse la capa activa las propiedades físicas pueden cambiar, pudiendo provocar una perdida considerable de resistencia cuando los suelos son susceptibles a las

heladas. Otros efectos perjudiciales pueden ser el agrietamiento, rugosidades en el pavimento, restricciones en el drenaje.

La susceptibilidad a las heladas de los suelos depende principalmente del tamaño de grano, siendo particularmente sensible a la cantidad de material pasante más fino que 0.02 mm y al tamaño y distribución de vacíos, ya que existe un cierto tamaño crítico en el que los mismos pueden facilitar el desarrollo de lentes de hielo. Se clasifican en cuatro grupos: FG1, FG2, FG3, FG4. A mayor número de grupo, mayor susceptibilidad (Tabla 8.9). Según esta clasificación, las muestras S1, S2 y S3 corresponden a suelos FG-3 y la muestra VOR a suelos FG-1 (Figura 8.4).

Grupo de congelamiento	Tipo de suelo	Porcentaje en peso de finos menores a 0,02mm	Clasificación del suelo
FG-1	Gravas	3 a 10	GW, GP, GW-GM, GP-GM
FG-2	Gravas	10 a 20	GM, GW-GM, GP-GM
	Arenas	3 a 5	SW, SP, SM, SW-SM, SP-SM
FG-3	Gravas	Más de 20	GM, GC
	Arenas, excepto arenas limosas muy finas	Más de 15	SM, SC
	Arcillas, IP mayor a 12	-	CL, CH
FG-4	Arenas limosas muy finas	Más de 15	SM
	Todos los limos	-	ML, MH
	Arcillas, IP = 12 o menor	-	CL, CL-ML
	Arcillas estratificadas y otros sedimentos con bandas de grano fino	-	CL, CH, ML, SM

Tabla 8.9. Clasificación de suelos susceptibles al Congelamiento. Tomado de 150/5320-6F (2016).

Para calcular el pavimento adecuado para condiciones de heladas estacionales, OACI (1983) recomienda cuatro alternativas:

- Método de protección total: implica la eliminación del material susceptible a las heladas hasta la profundidad de penetración de las mismas y su reemplazo por material no susceptible.
- Método de penetración limitada de la helada en el terreno de fundación: permite que la helada penetre hasta cierta profundidad en el terreno de fundación susceptible de helarse. Este método limita la deformación a valores pequeños y aceptables.
- Método de resistencia reducida del terreno de fundación: proporciona una capacidad de carga adecuada para el pavimento durante el periodo de deshielo. Este método permite un espesor de pavimento inferior que los anteriores y se aplica a pavimentos en los que la velocidad de las aeronaves es baja y los efectos de la deformación por heladas son poco importantes.

- Método de protección reducida del terreno de fundación: el calculista trata estadísticamente el cálculo de la helada. Solo debe usarse en casos en los que la velocidad de las aeronaves es baja y puede tolerarse cierta deformación por helada.

En zonas perennigélidas se requiere un mayor esfuerzo por restringir la profundidad de deshielo. Para ello se pueden utilizar solo dos de los métodos antes mencionados, el método de protección total y el método de resistencia reducida del terreno de fundación.

En el mapa de la Figura 8.4, se observa la presencia de suelos con un mejor comportamiento respecto al congelamiento en el extremo norte de la meseta, clasificados como FG-1 por su escaso contenido de finos. El resto de la meseta estaría compuesta por suelos de tipo FG-3, que para ser utilizados como material de relleno o base para obras deben ser mejorados.

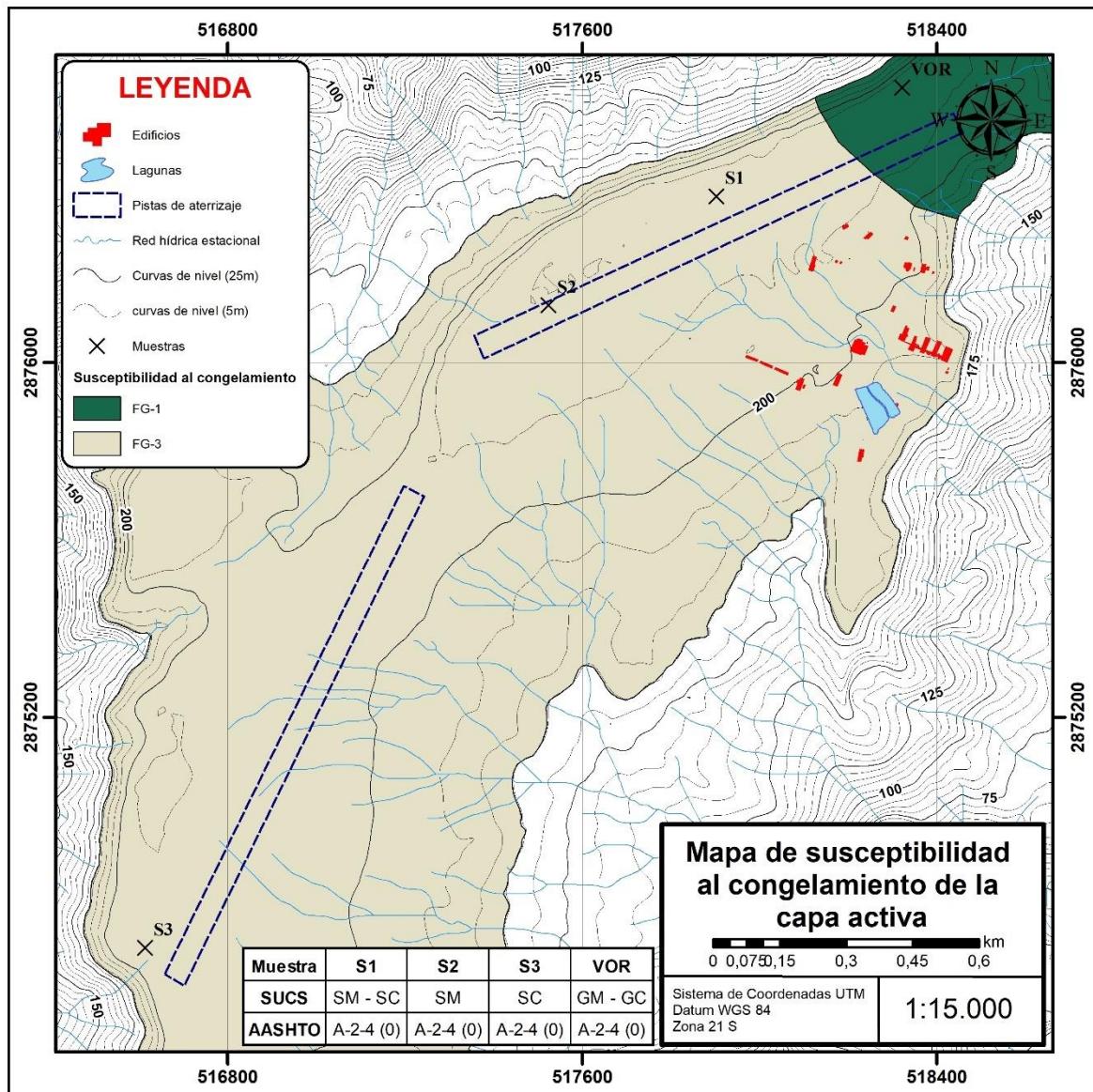


Figura 8.4. Mapa de susceptibilidad al congelamiento de la capa activa en la meseta de la Isla Marambio.

8.9. Consideraciones sobre el uso de los suelos

Del análisis mecánico del suelo se concluye que se trata de un suelo apto para su uso como base y subbase en todos los casos.

La clasificación de susceptibilidad al congelamiento determinó que la muestra VOR es un suelo del grupo FG-1, siendo apto para utilizar en futuras obras como material de relleno, por ejemplo, en base y subbase para terraplenes. Las muestras S1, S2 y S3 fueron clasificadas como FG-3, por lo que para utilizarlas se requiere tomar medidas de mejoramiento del suelo, como la adición de material granular, disminuyendo el porcentaje relativo de finos y de esta manera logrando un suelo no susceptible al congelamiento.

Para la remodelación de la pista, es necesaria la construcción de un terraplén. Los suelos cercanos a la muestra VOR son los más apto para tal fin, ya que cumplen con las especificaciones para construcción en zonas perennigélidas. Se encuentran ubicados al norte de la pista principal. De utilizarse otros materiales, deben ser mejorados. La construcción de un terraplén de suelo apto daría a la superficie las propiedades hidráulicas necesarias para el buen drenaje del suelo, eliminando los problemas de anegamiento por saturación del mismo, y la perdida de resistencia que esto conlleva. A su vez, daría la resistencia necesaria a la pista.

Se debe realizar la estabilización de la capa más superficial del terraplén con estabilizantes de suelo aptos para las condiciones meteorológicas de la Isla Marambio, por lo que el mismo debe ser sometido a los ensayos pertinentes, en condiciones de congelamiento y descongelamiento, antes de su aplicación final.

Capítulo 9 – Conclusiones

A partir de la campaña de sondeos eléctricos verticales sobre la meseta de la Isla Marambio se identificaron cinco unidades resistivas, desde la superficie hasta superar los 5 metros de profundidad. La unidad resistiva 1 se interpreta como la capa activa saturada, conformada por los sedimentos supra-permafrost de la Formación Weddell, de material psefítico matriz-sostén, con matriz limo-arenosa. Tiene espesores entre 0.4 y 1.4 metros, con resistividades entre 0.8 y 14 ohm.m. La unidad resistiva 2 se interpreta como la capa activa no saturada, también conformada por los sedimentos de la Formación Weddell. Su espesor oscila entre 0.4 y 1.2 metros y la resistividad entre 14 y 69 ohm.m. La unidad resistiva 3 se interpreta como permafrost en los sedimentos de la Formación Weddell. Su respuesta resistiva, entre 12 y 180 ohm.m, se atribuye a un bajo porcentaje de hielo. El espesor de la capa es muy amplio, con valores entre 0.8 y 5 metros. La unidad resistiva 4 representa el permafrost en los sedimentos de la Formación Weddell. Su respuesta resistiva, entre 180 y 970 ohm.m se interpreta como un mayor contenido de hielo. El horizonte resistivo 5 se interpreta como el permafrost en los sedimentos arenosos de la Formación Submeseta o en la Formación Hobbs Glacier, con valores de resistividad entre 199 y 1010 ohm.m.

Los horizontes 1 y 2 representan la capa activa o nivel supra-permafrost en la meseta de la Isla Marambio. A partir de los arreglos observados entre estos, se pudo establecer la presencia de un acuífero libre estival discontinuo que se desarrolla en los sectores en que el horizonte resistivo 1 supera el metro de profundidad. La diferencia resistiva entre ambos horizontes se atribuye a la saturación en agua, en este caso salobre, cuya resistividad típica es de 2 a 10 ohm.m según Orellana (1982). Las áreas en las que el techo del permafrost es más somero generan la desconexión del acuífero y la interrupción del flujo horizontal del agua contenida.

El contraste resistivo entre los horizontes 4 y 5 se interpreta como el contacto entre la Formación Weddell y la Formación Submeseta, aunque en algunos sectores puede responder al techo de la Formación Hobbs Glacier. El mismo se encuentra entre 3 y 5 metros de profundidad en toda la meseta, valor que coincide con lo establecido en la bibliografía. La presencia de este contraste puede ser de utilidad para la explotación de áridos en la meseta sin alterar los sedimentos de la Formación Submeseta, más sensibles por su contenido paleontológico.

El contacto entre estas formaciones fue hallado en el perfil “Caq”, en la ladera este, a metros de la base Marambio. En éste, la Formación Weddell, conformada por una morena de fondo, reposa mediante una discordancia erosiva sobre un nivel de arenisca glauconítica de origen marino, perteneciente a la Formación Submeseta.

Con los datos obtenidos en las estaciones de medición de temperatura del suelo, se pudieron corroborar las profundidades del techo del permafrost determinadas por geoeléctrica. Se obtuvo un valor de 0.8 metros en la estación SY-01 “VOR” y de 0.6 metros en la estación SY-02 “Pristino”. A partir

del análisis estadístico de los valores obtenidos en las mismas, se pudieron establecer parámetros del suelo de gran utilidad para su estudio.

Mediante el índice grado día se determinó que el congelamiento estacional estable comienza entre mediados de marzo y principios de abril, rango levemente distinto al determinado por Ermolin (2009).

Se determinó un gradiente térmico de 0.0071 °C/cm en la estación SY-01, y de 0.0022 °C/cm en la estación SY-02. Esto se interpreta como una diferencia en la conductividad térmica de los sedimentos de la Formación Weddell que componen la capa activa del permafrost y representa la heterogeneidad de los mismos.

Para entender la diferencia térmica entre estaciones se analizaron los mapas de pendientes y de radiación solar en la meseta, concluyendo que no existen diferencias notorias en la energía solar recibida entre ambos sectores de la meseta. También se comprobó que el efecto de aislamiento térmico por cobertura nívea es escaso.

Del análisis geotécnico del suelo se determinó que la meseta está compuesta por suelos arenosos, clasificados por SUCS como SM-SC (arena limosa arcillosa), SM (arena limosa), SC (arena arcillosa) y GM-GC (grava limosa arcillosa). Según la clasificación AASHTO todos corresponden a suelos de tipo A-2-4 (0).

Los suelos son finos para su uso como base y subbase, pero pueden ser mejorados mediante la mezcla con suelos de la zona, previamente cribados. Esto permitiría lograr un suelo con más material grueso y mejor selección, reduciendo también el porcentaje de partículas menores a 0.02 mm, lo que mejoraría su comportamiento ante el congelamiento y la presencia de agua.

El CBR saturado obtenido para la muestra S1 es de 94.74%, con el que se obtiene por correlación empírica un módulo de reacción de la subrasante (K) de 220.7 MPa/m y un módulo de resiliencia de la subrasante de 108.7 MPa.

Recomendaciones

Desde el punto de vista de su susceptibilidad al congelamiento, los suelos fueron clasificados como FG-3 en su mayoría, con un sector pequeño de suelos FG-1, por lo que se recomienda el mejoramiento del mismo para su uso como material de relleno de terraplén.

Para futuras obras en las pistas se recomienda la construcción de un terraplén con materiales mejorados para obtener suelos con una gradación correcta, según se recomienda en la bibliografía para base, subbase y subrasante y también, que los mismos sean no susceptibles a las heladas, para evitar pérdidas de capacidad portante por descongelamiento en el periodo estival.

La capa superior del terraplén debe ser estabilizada mediante estabilizantes aptos para las condiciones meteorológicas de la isla, permitiendo al suelo soportar ciclos de congelamiento y descongelamiento sin pérdidas significativas de capacidad portante.

Agradecimientos

Quiero expresar mi agradecimiento a la Universidad de Buenos Aires y en especial al Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales por formarme profesionalmente y brindarme todas las herramientas necesarias.

Al Instituto Antártico Argentino (IAA), Dirección Nacional del Antártico (DNA) por permitirme realizar este trabajo en la Antártida, facilitando todos los medios y personal disponibles y a todas aquellas personas que compartieron conmigo esta campaña antártica.

Al Ejército Argentino, especialmente al personal de la Dirección Obras en Apoyo al Desarrollo Nacional (DODENAC) por facilitarme el uso de su equipo y, principalmente, darme el tiempo necesario para la confección esta Tesis. Destaco la buena predisposición del Coronel Rafael Víctor Guerrero, el Mayor Luciano Greca y agradezco a mis compañeras de trabajo Julieta Arendar y Antonella Monti por su apoyo, opiniones y correcciones. También agradezco al personal de la División Geomática por su colaboración en la confección de los mapas.

Al Dr. Juan Manuel Lirio por su colaboración y disposición en todo momento, brindando apoyo tanto logístico como académico.

Al Dr. Roberto Scasso quién junto con Juan Manuel Lirio colaboró en la observación geológica del área y en la interpretación del perfil estratigráfico.

A la Dra. Florencia Boedo por su colaboración, predisposición y paciencia en la descripción de los cortes.

Al Dr. Evgeniy Ermolin por aportar su amplio conocimiento y por la corrección de este trabajo.

Al Dr. Adrián Silva Busso, director de este trabajo, por su total entrega tanto desde lo profesional, enseñando con pasión esta disciplina y brindando todos sus conocimientos, como desde lo personal, donde siempre tiene una excelente predisposición.

Al grupo de exalumnos del colegio Maristas, quienes me apadrinaron desinteresadamente durante mis estudios, atentos a cualquier inquietud o necesidad.

A mi novia Florencia Ferrari, por su apoyo incondicional y paciencia, acompañándome durante toda la carrera. También quiero agradecer a su familia.

A mis amigos de toda la vida y a mis amigos de la facultad por compartir conmigo esta etapa y hacerla más amena.

Y por último a mi familia que siempre me apoyó y confió en mí. Quiero destacar especialmente a mi madre por todo el esfuerzo que hizo para que pueda estudiar y alcanzar mis objetivos.

Referencias

- Adie, R. J. (1953). The Rocks of Graham Land. Ph.D. Thesis, University of Cambridge. (Unpublished).
- American Association of State Highway and Transportation Officials (1986). Standard Method for Testing Resilient Modulus (T274-82).
- American Association of State Highway and Transportation Officials (1993). Guide for design of pavement structures.
- American Society for Testing and Materials (1998). Standard Test Method for Laboratory Determination of Water (Moisture) Content of Soil and Rock by Mass (D2216-98).
- American Society for Testing and Materials (1999). Standard Test Method for CBR (California Bearing Ratio) of Laboratory-Compacted Soils (D1883-99).
- American Society for Testing and Materials (2000). Standard Practice for Classification of Soils for Engineering Purposes (Unified Soil Classification System - SUCS) (D2487-00).
- American Society for Testing and Materials (2000). Standard Test Methods for Liquid Limit, Plastic Limit, and Plasticity Index of Soils (D4318-00).
- American Society for Testing and Materials (2002). Standard Test Method for Particle-Size Analysis of Soils (D422-63).
- American Society for Testing and Materials (2003). Standard Test Methods for Laboratory Compaction Characteristics of Soil Using Standard Effort (12,400 ft-lbf/ft³ (600 kN-m/m³)) (D698-00).
- American Society for Testing and Materials (2003). Standard Test Methods for Laboratory Compaction Characteristics of Soil Using Modified Effort (56,000 ft-lbf/ft³ (2,700 kN-m/m³)) (D1557-02).
- American Society for Testing and Materials (2003). Standard Specification for Graded Aggregate Material for Bases or Subbases for Highways or Airports (D2940-03).
- American Society for Testing and Materials (2004). Standard Practice for Classification of Soils and Soil-Aggregate Mixtures for Highway Construction Purposes (American Association of State Highway and Transportation Officials - AASHTO) (D3282-93).

- Askin, R. A., Elliot, D. H., Stilwell, J. D., & Zinsmeister, W. J. (1991). Stratigraphy and paleontology of Campanian and Eocene sediments, Cockburn Island, Antarctic Peninsula. *Journal of South American Earth Sciences*, 4(1-2), 99-117.
- Barker, P. F., & Burrell, J. (1977). The opening of Drake passage. *Marine geology*, 25(1-3), 15-34.
- Bibby, J. S. (1966). The stratigraphy of part of north-east Graham Land and the James Ross Island Group. *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 53.
- Bockheim, J. G. (Ed.). (2015). *The soils of Antarctica*. Springer.
- Borzotta, E., & Trombotto, D. (2004). Correlation between frozen ground thickness measured in Antarctica and permafrost thickness estimated on the basis of the heat flow obtained from magnetotelluric soundings. *Cold Regions Science and Technology*, 40(1-2), 81-96.
- Comin, A. N., & Justino, F. (2017). Investigation Climatological in Antarctic Peninsula and South Shetland Islands. *Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ*. 40(2), 74-81.
- Concheyro, A., Salani, F. M., Adamonis, S., & Lirio, J. M. (2007). Los depósitos diamictíticos cenozoicos de la cuenca James Ross, Antártida: una síntesis estratigráfica y nuevos hallazgos paleontológicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(4), 568-585.
- Custodio, E., & Llamas, M. R. (1983). *Hidrología Subterránea*. Editorial Omega, Segunda Edición, Tomos I y II. Barcelona, España.
- Del Valle, R. A., Elliot, D. H., & Macdonald, D. I. M. (1992). Sedimentary basins on the east flank of the Antarctic Peninsula: proposed nomenclature. *Antarctic Science*, 4, 477-478.
- Del Valle, R. A., & Rinaldi, C. (1975). Sobre la presencia de Diplomoceras lambi Spath en la Isla Vicecomodoro Marambio, Antártida. *Instituto Antártico Argentino, Contribución* 191.
- Dusén, P. (1908). Über die tertiäre flora der Seymour-Insel. In: *Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedischen Südpolar Expedition 1901- 1903*. (Nordenskjold, O. Ed.), 3, 1-27.
- Elliot, D. H. (1981). Glacial geology of Seymour Island. *Antarctic Journal of the United States*, 16 (5), 66-67.
- Elliot, D. H. (1988). Tectonic setting and evolution of the James Ross Basin, Northern Antarctic Peninsula. *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*. (Feldman, R. M. and Woodbume, M. O. Eds.). *Geological Society of America, Memoir* 169: 541-555.

Elliot, D. H., 1993. Geologic Studies at Cape Wiman, Seymour Island. Antarctic Journal of the United States, XXVIII, 5, 48-49.

Elliot, D. H., Rinaldi, C., Zinsmeister, W. J., Trautman, T. A., Bryant, W. A., & Del Valle, R. A. (1975). Geological investigations on Seymour Island, Antarctic Peninsula. Antarctic Journal of the United Estates. 10 (4), 182-186.

Elliot, D., & Hoffman, S. (1989). Geologic studies on Seymour Island. Antarctic Journal of the United States, 24(5), 3-5.

Elliot, D., & Trautman, T. (1982). Lower tertiary strata on Seymour Island, Antarctic Peninsula. In Antarctic Geoscience. (Craddock, C. ed.). University of Wisconsin Press, Madison, 287-297.

Ermolin, E. (2003). Primera experiencia en diseño y construcción en un dique en permafrost antártico: lago Bockella, bahía Esperanza. Instituto Antártico Argentino, Contribución 537.

Ermolin, E. (2009): Permafrost y hielos subterráneos en el sector Norte de la Península Antártica. El Agua en el Norte de la Península Antártica. Cap. 4. 83-104. Compilado por Silva Busso, A. Fundación de Historia Natural Félix de Azara. Vazquez Mazzini Editores.

Ermolin, E., & De Angelis, H. (2002). Procesos exógenos en el permafrost de Isla Marambio (Seymour), Península Antártica. Actas del XV Congreso Geológico Argentino, (2), 463-469.

Ermolin, E., De Angelis, H., & Skvarca, P. (2002). Estudio de las Condiciones Geotécnicas de la Pista de Aterrizaje en la Isla Marambio (Seymour) Antártida. Instituto Antártico Argentino, Contribución 536.

Federal Aviation Administration. (2016). AC 150/5320-6F - Airport Pavement Design and Evaluation.

Farquharson, G. W. (1984). Late Mesozoic, non-marine conglomeratic sequences of northern Antarctic Peninsula (the Botany Bay Group). British Antarctic Survey Bulletin, 65, 1-32.

Federal Aviation Administration. (2016). AC 150/5320-6F—Airport Pavement Design and Evaluation.

Feldmann, R. M., & Woodburne, M. O. (Eds.) (1988). Geology and paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula. Geological Society of America.

Fettes, D., & Desmons, J. (2007). Metamorphic rocks. A classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. Cambridge University Press.

Fournier, H. G., Buk, E. M., & Corte, A. E. (1990). Three permafrost conditions indicated by geophysical soundings in tertiary sediments at Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Cold Regions Science and Technology*, 17(3), 301-307.

French, H. M. (2007). *The periglacial environment*. John Wiley & Sons.

Fukuda, M., Strelin, J., Shimokawa, K., Takahashi, N., Sone, T., & Trombotto, D. (1992). Permafrost occurrence of Seymour Island and James Ross Island, Antarctic Peninsula Region (Yoshida, Y., Kaminuma, K., & Shiraishi, K., Eds). *Recent progress in Antarctic earth science*. Terra Science Publishing Company, 745-750.

Gazdzicki, A., Tatur, A., Hara, U., & Del Valle, R. A. (2004). The Weddell Sea Formation: post-Late Pliocene terrestrial glacial deposits on Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Polish Polar Research*, 25 (3-4), 189-204.

Godagnone, R. E. (2000). Paleosuelo con horizonte Argílico de la Región Antártica. *Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*.

Harris, L. C., & Whiting, B. M. (2000). Sequence-stratigraphic significance of Miocene to Pliocene glauconite-rich layers, on and offshore of the US Mid-Atlantic margin. *Sedimentary Geology*, 134 (1-2), 129-147.

Higuera, C. (2011). Nociones sobre métodos de diseño de estructuras de pavimentos para carreteras. (Vol. 2). Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia. Tunja.

Holdgate, M. W. (1967). The Antarctic ecosystem. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences*, 252, 363-383.

Ineson, J. R., Crame, J. A., & Thomson, M. R. A. (1986). Lithostratigraphy of the Cretaceous strata of west James Ross Island, Antarctica. *Cretaceous Research*, 7(2), 141-159.

Ivany, L. C., Van Simaeys, S., Domack, E. W., & Samson, S. D. (2006). Evidence for an earliest Oligocene ice sheet on the Antarctic Peninsula. *Geology*, 34(5), 377-380.

Jones, P. D. (1995). Recent variations in mean temperature and the diurnal temperature range in the Antarctic. *Geophysical Research Letters*, 22(11), 1345-1348.

Kejna, M. (2003). Trends of air temperature of the Antarctic during the period 1958-2000. *Polish Polar Research*. 24(2), 99-126.

King, J. C. (1994). Recent climate variability in the vicinity of the Antarctic Peninsula. International journal of climatology, 14(4), 357-369.

King, J. C., & Turner, J. (1997). Antarctic meteorology and climatology. Cambridge University Press.

Lawson, D. E., Arcone, S. A., Delaney, A. J., Strasser, J. D., & Strasser, J. C. Williams, C. R. & Hall, T. J. (1998). Geological and Geophysical Investigations of the Hydrogeology of Fort Wainwright, Alaska. Part II: North-Central Cantonment Area. Cold Regions Research & Engineering Laboratory Report 98-6.US Army Corps of Engineers.

Lawver, L. A., Keller R. A, Fisk M. R. y Strelin J. A. (1995). Bransfield Strait, Antarctic Peninsula: Active Extension behind a Dead Arc. Brian Taylor (Ed.), Backarc Basins: Tectonics and Magmatism, Plenum Press, 315-342.

Londoño Naranjo, C., & Alvarez Pabón, J. A. (2008). Manual de diseño de pavimentos de concreto para vías con bajos, medios y altos volúmenes de tránsito. Instituto Colombiano de Productores de Cemento.

Macellari, C. E. (1988). Stratigraphy, sedimentology, and paleoecology of Upper Cretaceous/Paleocene shelf-deltaic sediments of Seymour Island. Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula. (Feldman, R.M. & Woodburne, M.O., Eds.). Geological Society of America, Memoir 169, 25-53.

Macellari, C. E. (1992). Petrografía sedimentaria del Cretácico Superior-Terciario Inferior de la Isla Marambio (Seymour), Península Antártica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47(1), 9-21.

Macdonald, D. I. M., Barker, P. F., Garrett, S. W., Ineson, J. R., Pirrie, D., Storey, B. C., & Marshall, J. E. A. (1988). A preliminary assessment of the hydrocarbon potential of the Larsen Basin, Antarctica. Marine and Petroleum Geology, 5(1), 34-53.

Malagnino, E. C., Olivero, E. B., Rinaldi, C. A., & Spikermann, Y. J. P. (1981). Aspectos geomorfológicos de la isla Vicecomodoro Marambio, Antártida. Actas del VIII Congreso Geológico Argentino, 2, 883-896.

Malagnino, E. C., Olivero, E. B., Rinaldi, C. A., & Spikermann, Y. J. P. (1984): Comentarios sobre depósitos glaciarios de la Isla James Ross, Antártida Argentina. Asociación Geológica argentina, Revista 39 (3-4), 319-322.

Marenssi, S. A. (1995). Sedimentología y paleoambientes sedimentarios de la formación La Meseta, Isla Marambio, Antártida. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Marenssi, S., Casadío, S., & Santillana, S. (2010). Record of Late Miocene glacial deposits on Isla Marambio (Seymour Island), Antarctic Peninsula. *Antarctic Science*, 22(2), 193-198.

Marenssi, S. A., & Santillana, S. N. (1994). Unconformity bounded units within the La Meseta Formation, Seymour Island, Antarctica: a preliminary approach. *XXI Polar Symposium. Abstracts*, 33-37.

Marenssi, S. A., Santillana, S. N., & Rinaldi, C. A. (1998a). Paleoambientes sedimentarios de la Aloformación La Meseta (Eoceno), Isla Marambio (Seymour), Antártida. Instituto Antártico Argentino, Contribución 464, 1-51.

Marenssi, S. A., Santillana, S. N., & Rinaldi, C. A. (1998b). Stratigraphy of the La Meseta Formation (Eocene), Marambio (Seymour) Island, Antarctica. *Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica. Asociación Paleontológica Argentina. Publicación Especial 5*, 137-146.

Massaferro, G. I., Caselli, A. T., & Rovere, E. I. (1997). Petrogénesis de las rocas eruptivas de las Islas Marambio y Cerro Nevado, Península Antártica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(4), 481-490.

Milanese, F. (2018). Magnetoestratigrafía del Cretácico Superior de la cuenca James Ross, Antártida. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Montalti, D., & Soave, G. E. (2002). The birds of Seymour Island, Antarctica. *Ornitol Neotrop*, 13, 267-271.

Montes, M., Nozal, F., Olivero, E. B., Gallastegui, G., Santillana, S., Maestro, A.; López-Martínez, J., González, L. & Martín-Serrano, A. (2019). Geología y Geomorfología de Isla Marambio (Seymour). (Montes, M., Nozal F., & Santillana, S., Eds.). Serie Cartográfica Geocientífica Antártica; 1:20.000, 1^a edición. Acompañado de mapas. Madrid-Instituto Geológico y Minero de España; Buenos Aires, Instituto Antártico Argentino.

Montes, M., Nozal, F., Santillana, S., Marenssi, S., & Olivero, E. (2013). Mapa Geológico de Isla Marambio (Seymour), escala 1:20.000. 1^a edición. Serie Cartográfica Geocientífica Antártica. Con texto complementario. Madrid-Instituto Geológico y Minero de España; Buenos Aires-Instituto Antártico Argentino.

Montes, M., Santillana, S., Nozal, F., & Marenssi, S. (2008). El Paleoceno superior de la Antártida: la Formación Cross Valley-Wiman de la Isla Marambio (mar de Weddell). Geotemas (Madrid), 10, 665-668.

Nozal, F., Montes, M., Santillana, S., & Martín-Serrano, A. (2007). Unidades del relieve de la Isla Marambio, Antártida. VI Simposio Argentino y III Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas.

Nozal, F., Montes, M., Santillana, S., & Martín-Serrano, A. (2008). Unidades del relieve de Isla Marambio (Mar de Weddell, Antártida). VII Congreso Geológico de España.

Nelson, P. N. H. (1966). The James Ross Island Volcanic Group of north-east Graham Land. British Antarctic Survey, Scientific Reports 54.

O'Flaherty, C. A. (1974). Highway Engineering. Arnold.

Olivero, E. B. (2012). Sedimentary cycles, ammonite diversity and palaeoenvironmental changes in the Upper Cretaceous Marambio Group, Antarctica. Cretaceous Research, 34, 348-366.

Olivero, E. B., Ponce, J. J., & Martinioni, D. R. (2008). Sedimentology and architecture of sharp-based tidal sandstones in the upper Marambio Group, Maastrichtian of Antarctica. Sedimentary Geology, 210(1-2), 11-26.

Olivero, E. B., Ponce, J. J., Marsicano, C. A., Martinioni, D.R. (2007). Depositional settings of the basal López de Bertodano Formation, Maastrichtian, Antarctica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 62, 521-529.

Olivero, E. B., Scasso, R. A., & Rinaldi, C. A. (1986). Revisión del Grupo Marambio en la Isla James Ross, Antártida. Instituto Antártico Argentino, Contribución 331, 1-30.

Orellana, S. E. (1982). Prospección geoeléctrica en corriente continua. Paraninfo.

Organización de Aviación Civil Internacional (1983). Manual de Diseño de Aeródromos. Doc 9157 - AN/901, Segunda Edición, Parte 3, Pavimentos.

Organización de Aviación Civil Internacional (2016). Anexo 14, Volumen I, Diseño y operaciones de aeródromos.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E., & Siever, R. (1987). Sand and sandstone. Springer.

Pirrie, D., Crame, J. A., Lomas, S. A., & Riding, J. B. (1997a). Late Cretaceous stratigraphy of the Admiralty Sound region, James Ross Basin, Antarctica. *Cretaceous Research*, 18, 109-137.

Pirrie, D., Crame, J. A., Riding, J. B., Butcher, A. R., & Taylor, P. D. (1997b). Miocene glaciomarine sedimentation in the northern Antarctic Peninsula region: the stratigraphy and sedimentology of the Hobbs Glacier Formation, James Ross Island. *Geological Magazine*, 134(6), 745-762.

Reynolds, J. M. (1981). The distribution of mean annual temperatures in the Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin*, 54, 123-133.

Riley, T. R., Flowerdew, M. J., Hunter, M. A., & Whitehouse, M. J. (2010). Middle Jurassic rhyolite volcanism of eastern Graham Land, Antarctic Peninsula: age correlations and stratigraphic relationships. *Geological Magazine*, 147(4), 581-595.

Rinaldi, C. A. (1982). The Upper Cretaceous in the James Ross Island Group. *Antarctic Geoscience* (Craddock, C., ed.). University of Wisconsin Press, 281-286.

Rinaldi, C., Massabie, A., Morelli, J., Rosenman, L., & Del Valle, R. A. (1978). *Geología de la isla Vicecomodoro Marambio*. Instituto Antártico Argentino, Contribución 217, 1-37.

Rodriguez, G. O. (s.f.). *Antártida Argentina*.

<http://www.patrimonionatural.com/HTML/provincias/tierradelfuego/antartida/antartidagral.asp>

Sanchez, R. & Silva Busso A. (1999). Determinación del comportamiento hidrogeológico subsuperficial en el área de Base Marambio, Antártida. Instituto Antártico Argentino.

Sadler, P. M. (1988): Geometry and stratification of uppermost Cretaceous and Paleogene units on Seymour Island, northern Antarctic Peninsula. *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*. (Feldman, R.M. & Woodbume, M.O., Eds.). Geological Society of America, Memoir 169, 303-320.

Santillana, S., Montes, M., Nozal, F., & Marennisi, S. (2007). Secuencias Estratigráficas de la Fm Sobral (Paleoceno inferior) de Isla Marambio. Península Antártica. VI Simposio Argentino y III Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas.

Silva Busso, A., (2003). Aspectos Hidrológicos Superficiales y Subterráneos del Área Norte de la Península Antártica, Boletín Geológico Minero, IGME, AIH, UNESCO, 114(4), 419-432.

Silva Busso, A. (2009). Aguas Superficiales y Subterráneas en el Área Norte de la Península Antártica.

El Agua en el Norte de la Península Antártica. Fundación de Historia Natural Félix de Azara; Vazquez Mazzini (Eds.), Cap. 3, 47-82.

Silva Busso, A., Fresina, M., & Rouiller, G. (2004). Distribución de la salinidad en las Cuencas Hídricas de la Isla Marambio, Antártida. V Simposio Argentino y I Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas.

Silva Busso, A., Sánchez, R., & Fresina, M. (2000). Caracterización del comportamiento hidrogeológico en la Isla Marambio, Antártida. Primer Congreso Mundial Integrado de Aguas Subterráneas. ALSHUD. AIH. Abstracts en CD-ROM, 292-307.

Skvarca, P., Rack, W., Rott, H., & Donángelo, T. I. Y. (1998). Evidence of recent climatic warming on the eastern Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*, 27, 628-632.

Smellie, J. L., Pankhurst, R. J., Hole, M. J., & Thomson, J. W. (1988). Age, distribution and eruptive conditions of late Cenozoic alkaline volcanism in the Antarctic Peninsula and eastern Ellsworth Land: review. *British Antarctic Survey Bulletin* 80, 21-49.

Smith, M. W. & Riseborough, D. W. (2002). Climate and the limits of permafrost: a zonal analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13, 1-15.

Souza, K. K. D. (2012). Gênese e classificação de solos desenvolvidos em semideserto polar-IIha Seymour, Antártica. Dissertation. Federal University of Viçosa.

Souza, K. K. D., Schaefer, C. E. G., Simas, F. N. B., Spinola, D. N., & de Paula, M. D. (2014). Soil formation in Seymour Island, Weddell Sea, Antarctica. *Geomorphology*, 225, 87-99.

Stilwell, J., & Long, J. (2011). Frozen in time: prehistoric life in Antarctica. Csiro Publishing.

Teruggi, M. E. (1980). Clasificación de las rocas ígneas. Colección Ciencias de la Tierra, Estudios N°1, Ediciones Científicas Argentinas Librart (ECAL).

Turner, J., Phillips, T., Hosking, J. S., Marshall, G. J., & Orr, A. (2013). The Amundsen Sea Low. *International Journal of Climatology*, 33(7), 1818-1829.

Vasallo, F. (2017). Síntesis de meteorología antártica. Volumen I. Meteorología antártica.

Vieira, G., Bockheim, J., Guglielmin, M., Balks, M., Abramov, A. A., Boelhouwers, J., & Wagner, D. (2010). Thermal state of permafrost and active-layer monitoring in the antarctic: Advances during the international polar year 2007–2009. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(2), 182-197.

Whitlow, R. (1994). Fundamentos de mecánica de suelos. CECSA.

Wiman, C. (1916). Die alttertiären Vertebraten der Seyrnour Insel. *Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedischen Südpolar Expedition 1901- 1903*, 1-37.

Zinsmeister, W. J. (1976). Intertidal region and molluscan fauna of Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Antarctic Journal of the United States*, 11(4), 222-225.

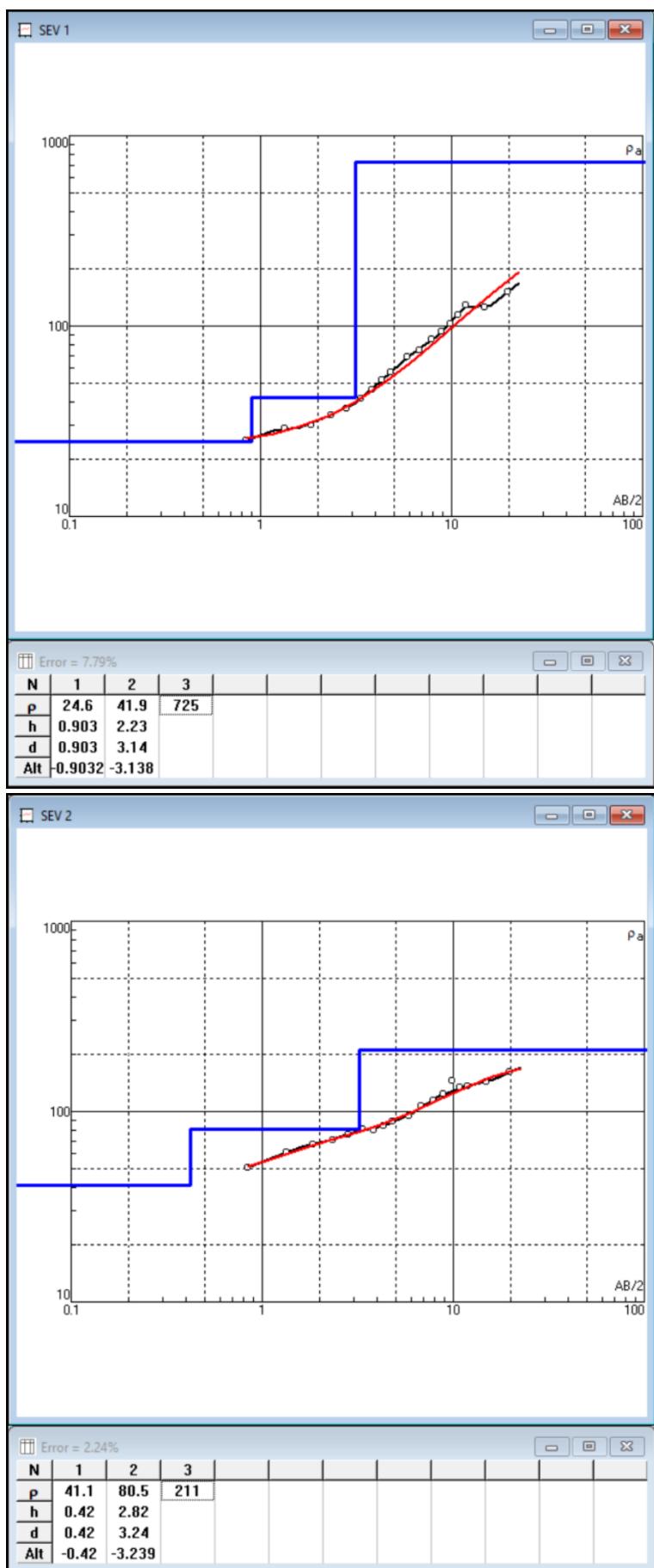
Zinsmeister, W. J. (1979). Coastal erosion on Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Antarctic Journal of the United States*, 14(4), 16-17.

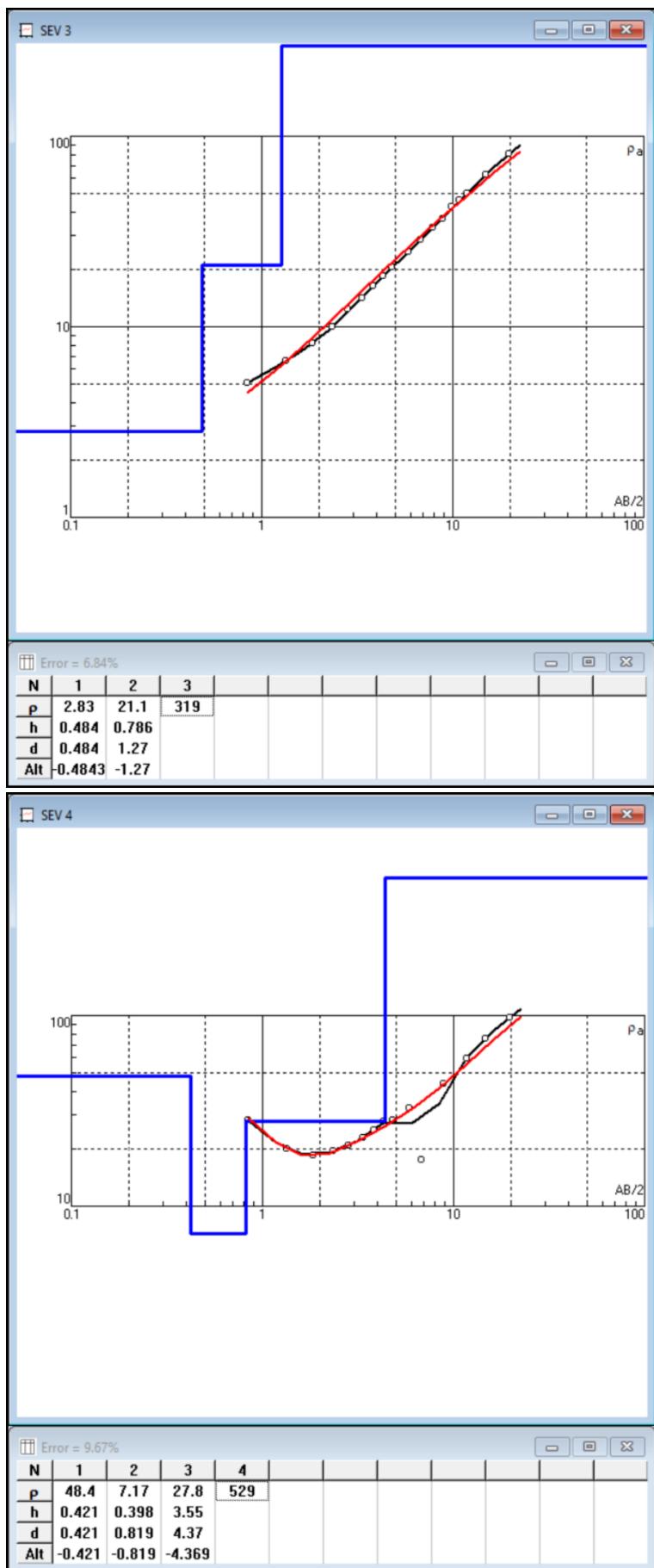
Zinsmeister, W. J. (1980). Marine Terraces of Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Antarctic Journal of the United States*, 15(5), 25-26.

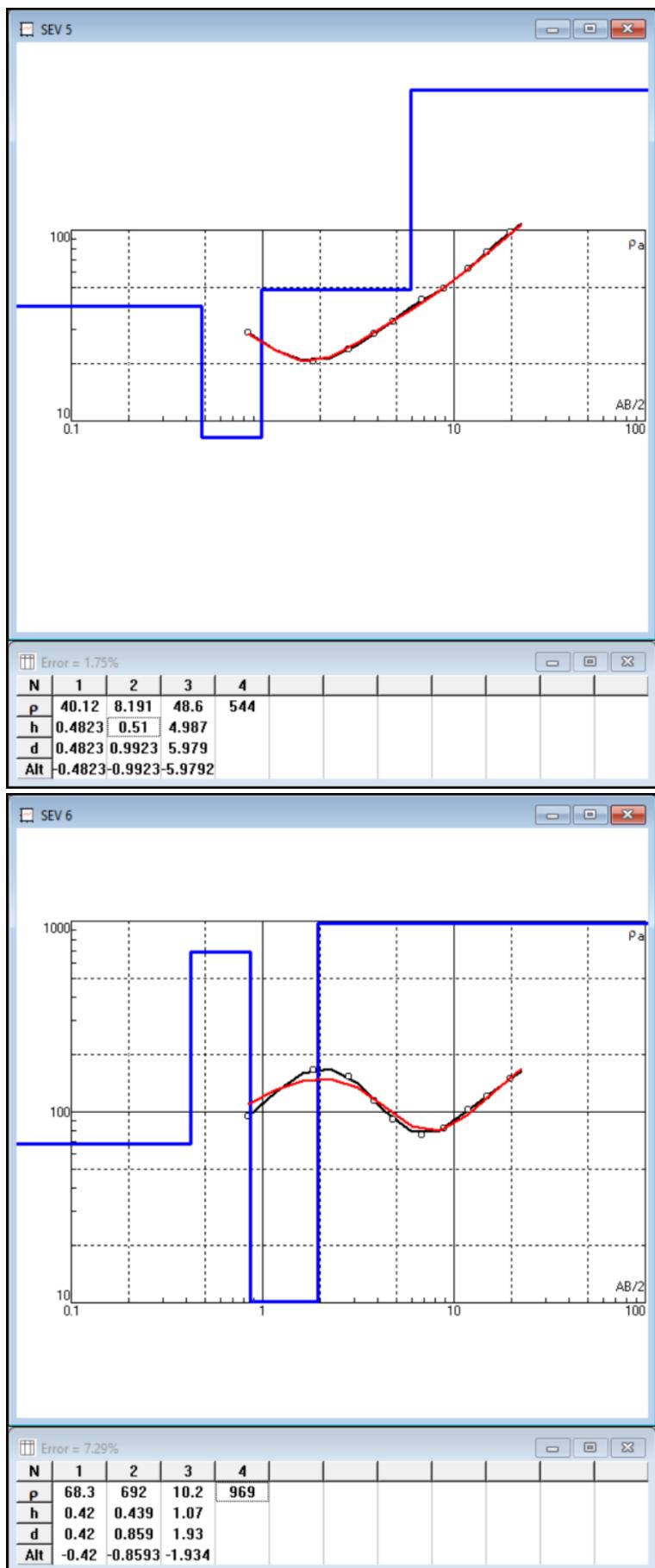
Zinsmeister, W. J. (1982). Review of the Upper Cretaceous – Lower Tertiary sequence on Seymour Island, Antarctica. *Journal of the Geological Society*, 139, 779-785.

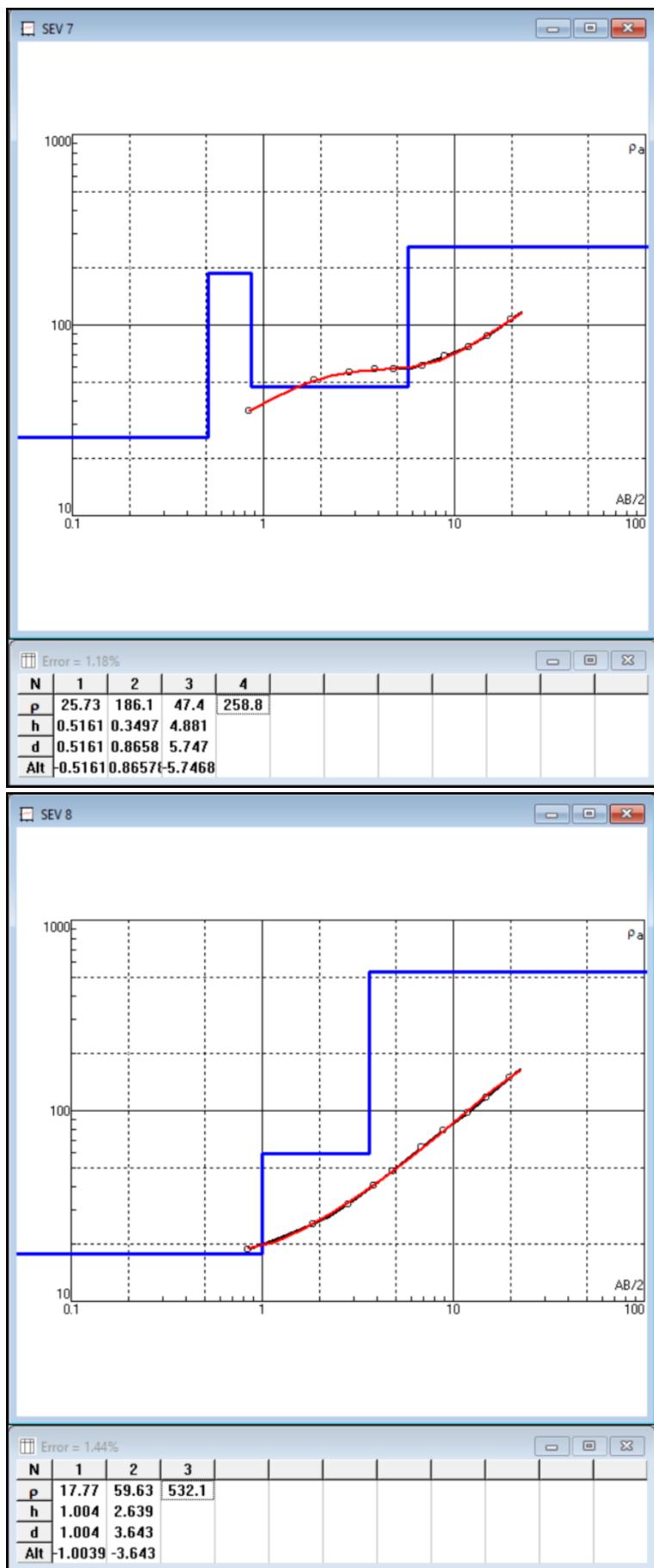
Zinsmeister, W. J., & de Vries, T. J. (1983). Quaternary glacial marine deposits on Seymour Island. *Antarctic Journal of the United States*, 18(5), 64-65.

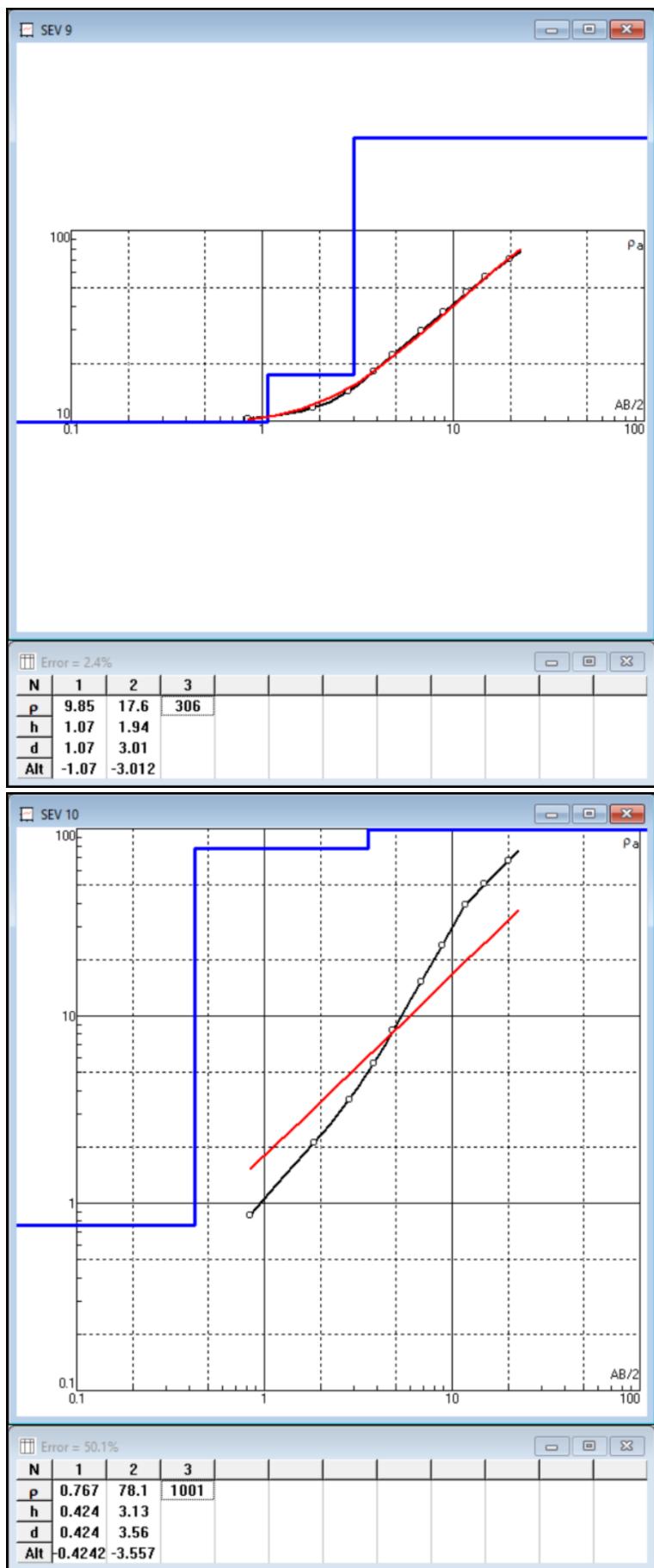
Anexo I: Interpretación de los sondeos eléctricos verticales

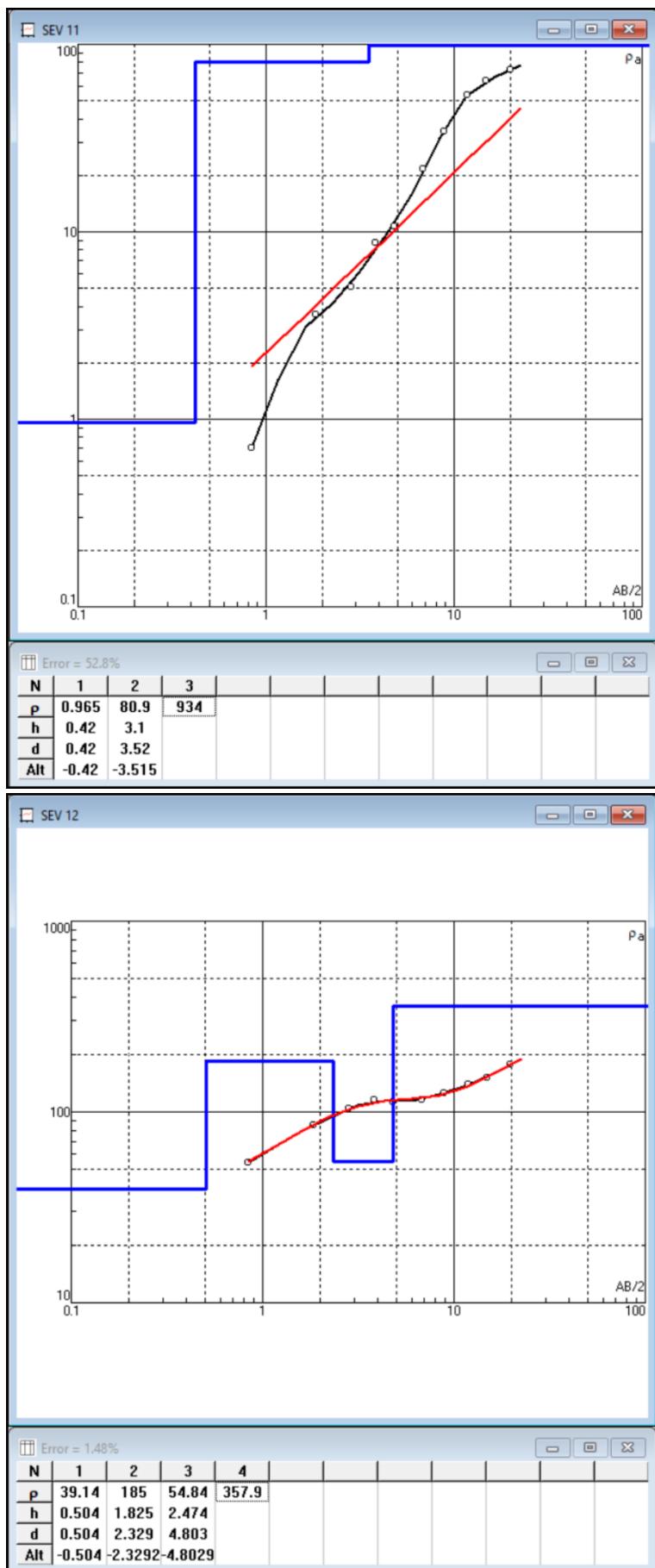


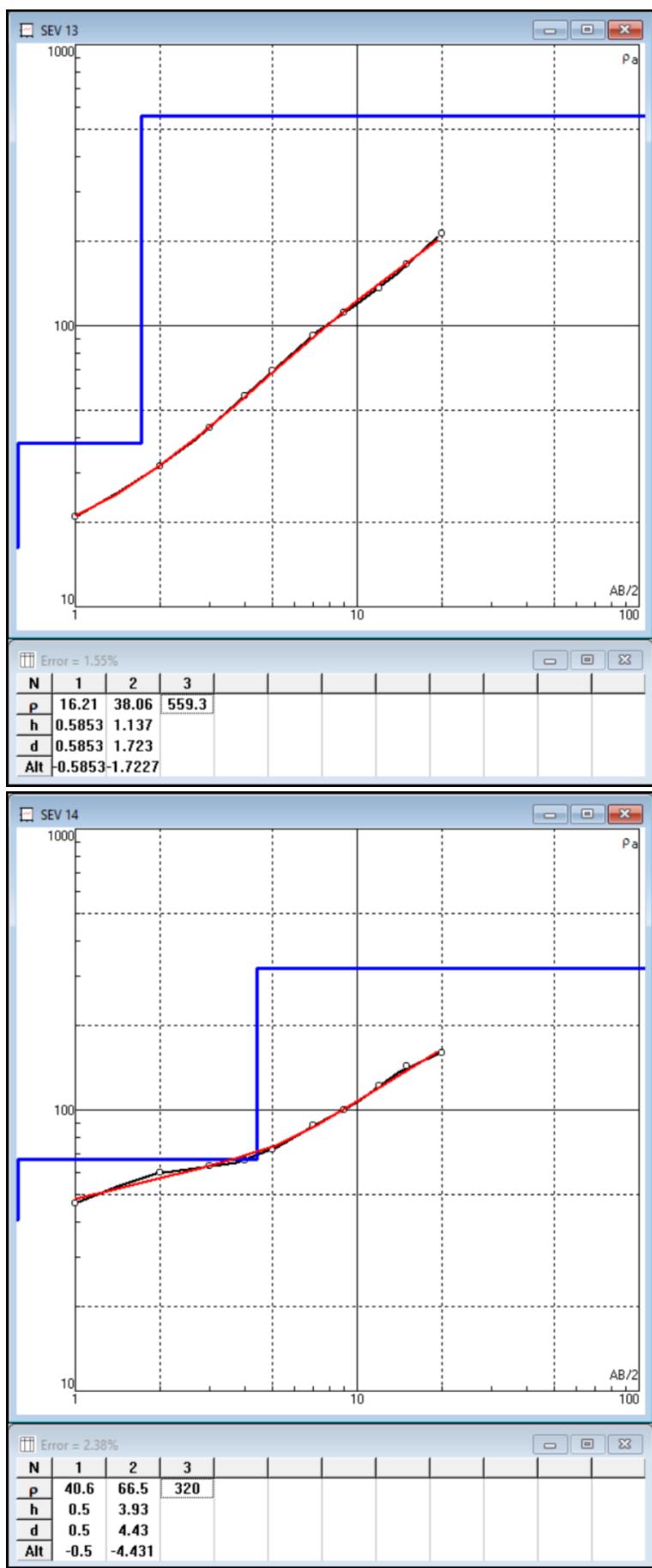


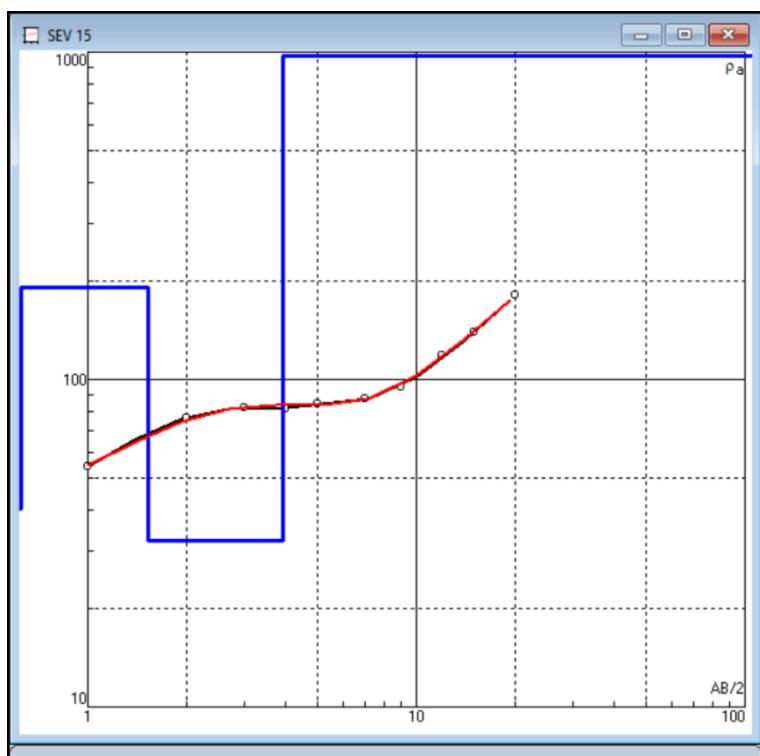






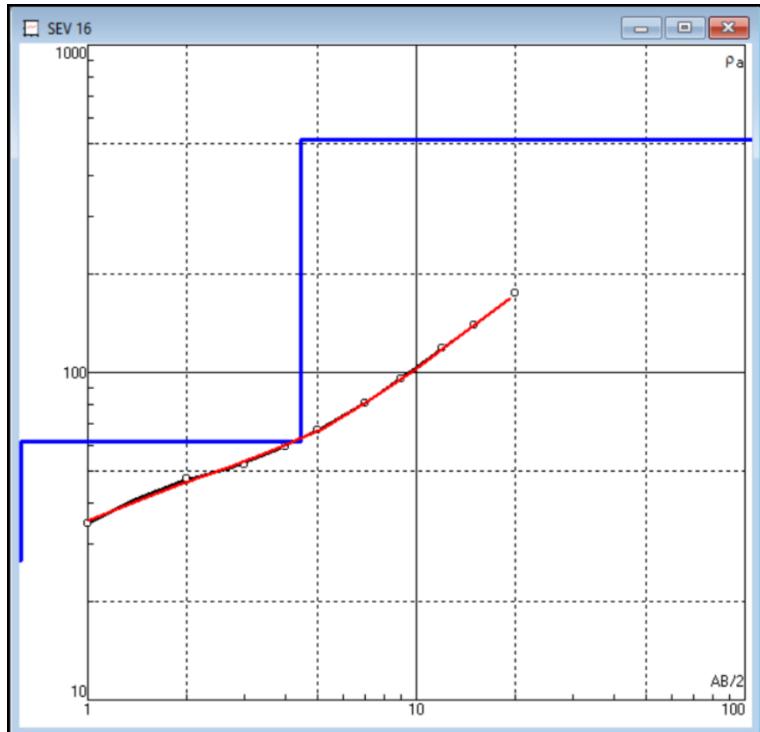






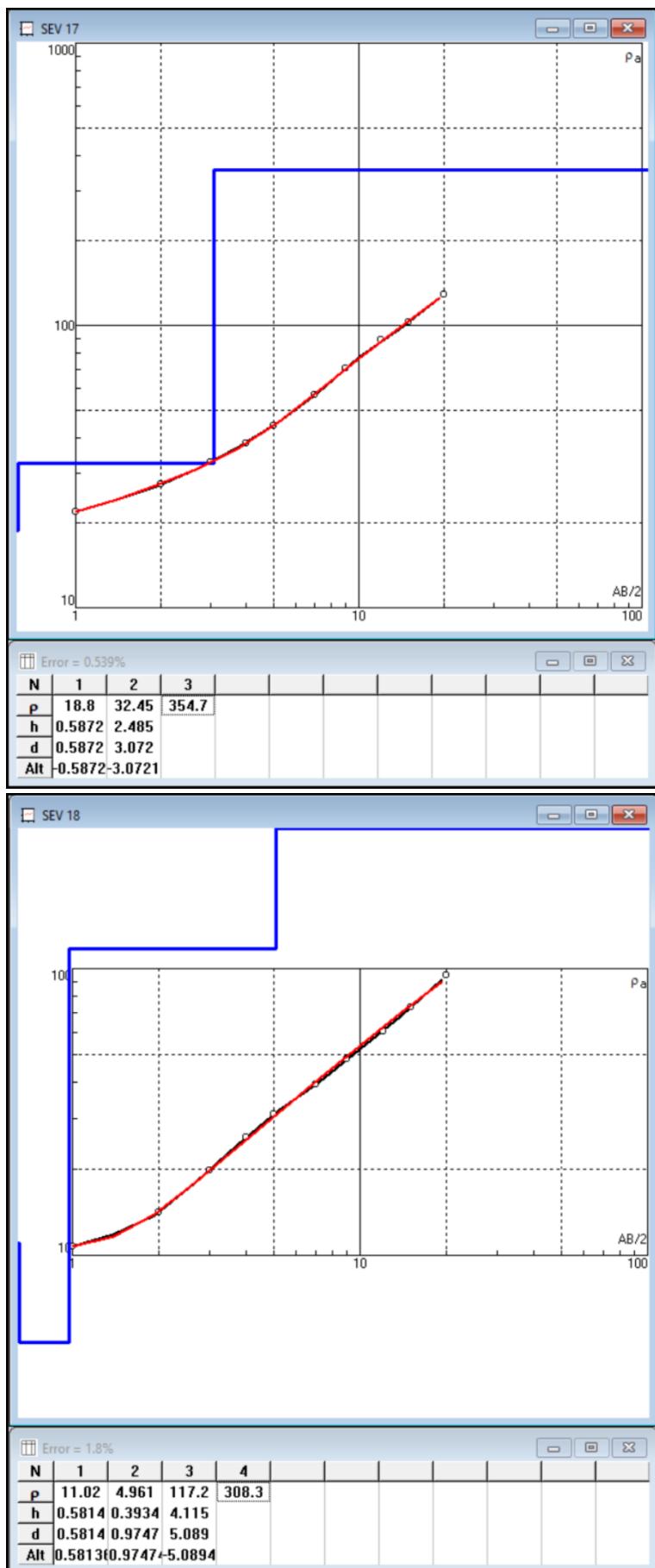
Error = 1.17%

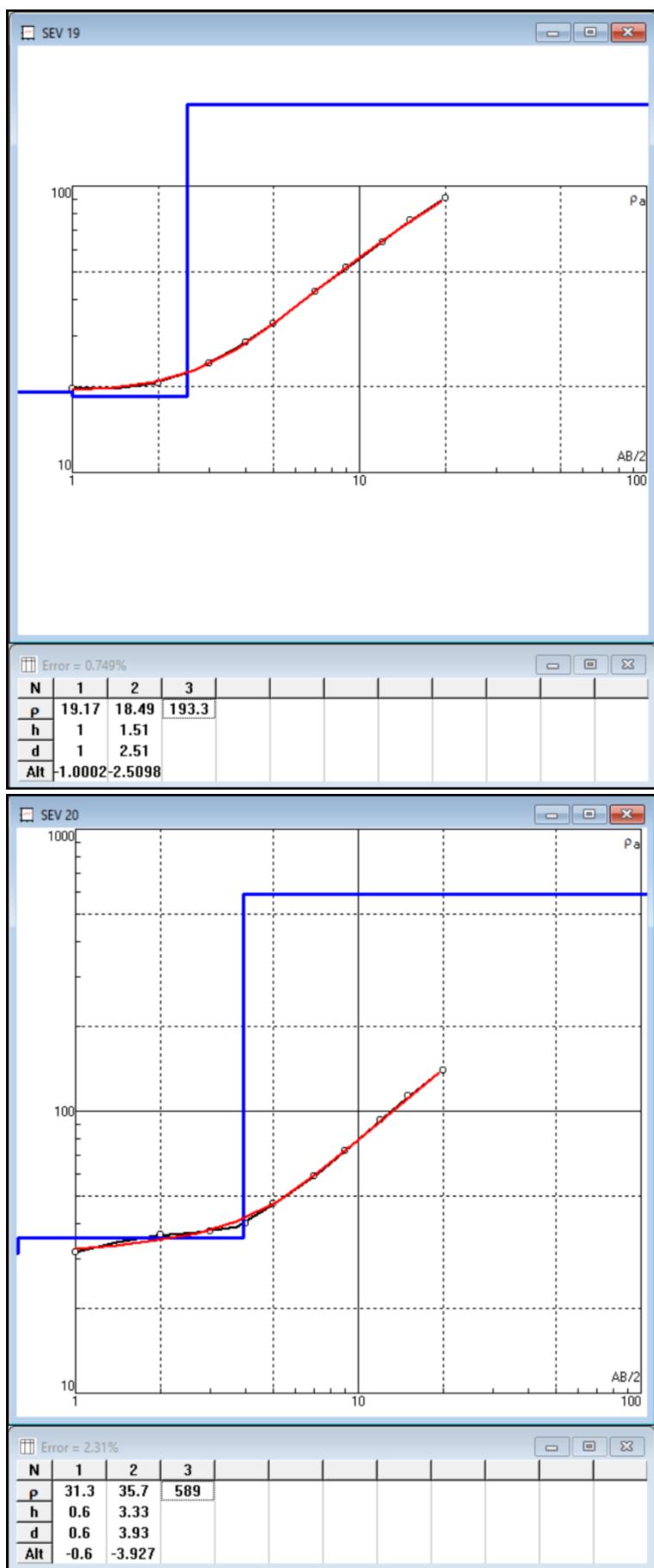
N	1	2	3	4							
p	40.48	190.7	32.23	972.3							
h	0.6	0.9326	2.382								
d	0.6	1.533	3.915								
Alt	-0.6	-1.5326	-3.9148								

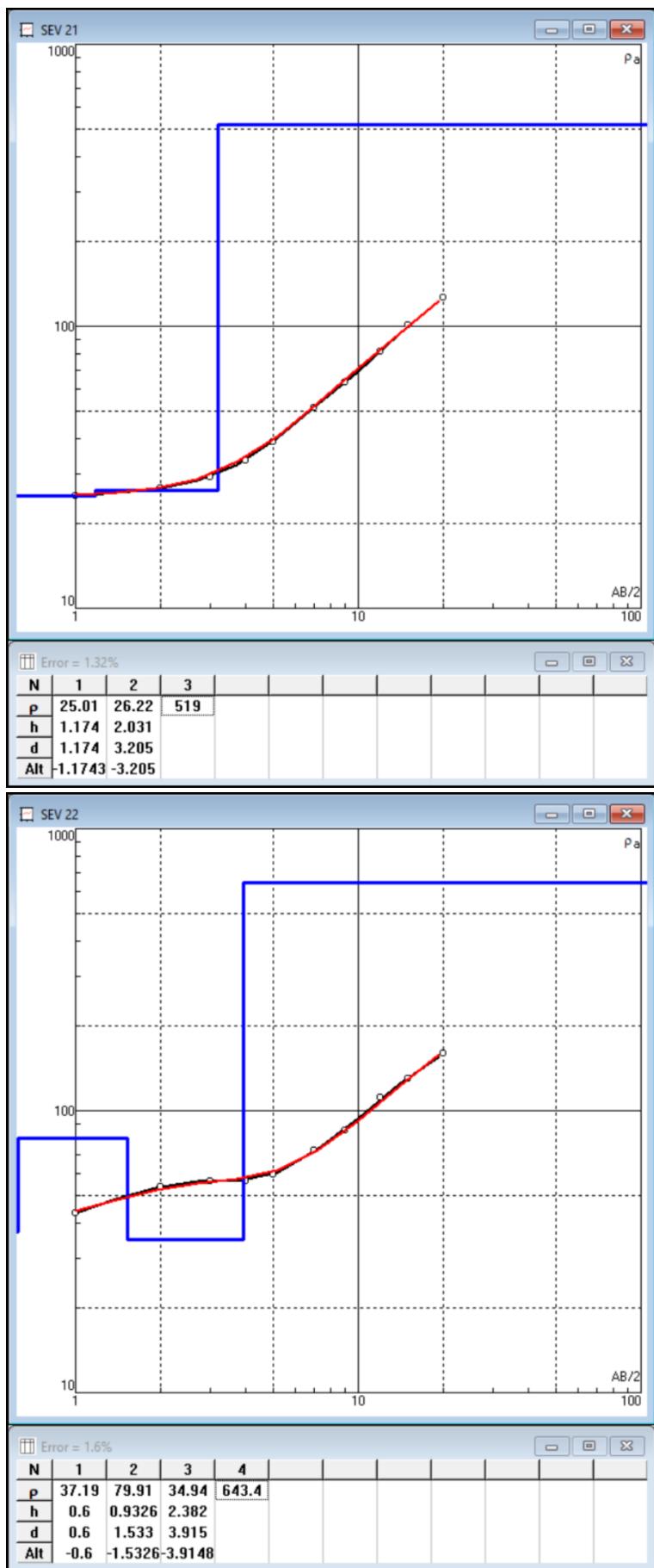


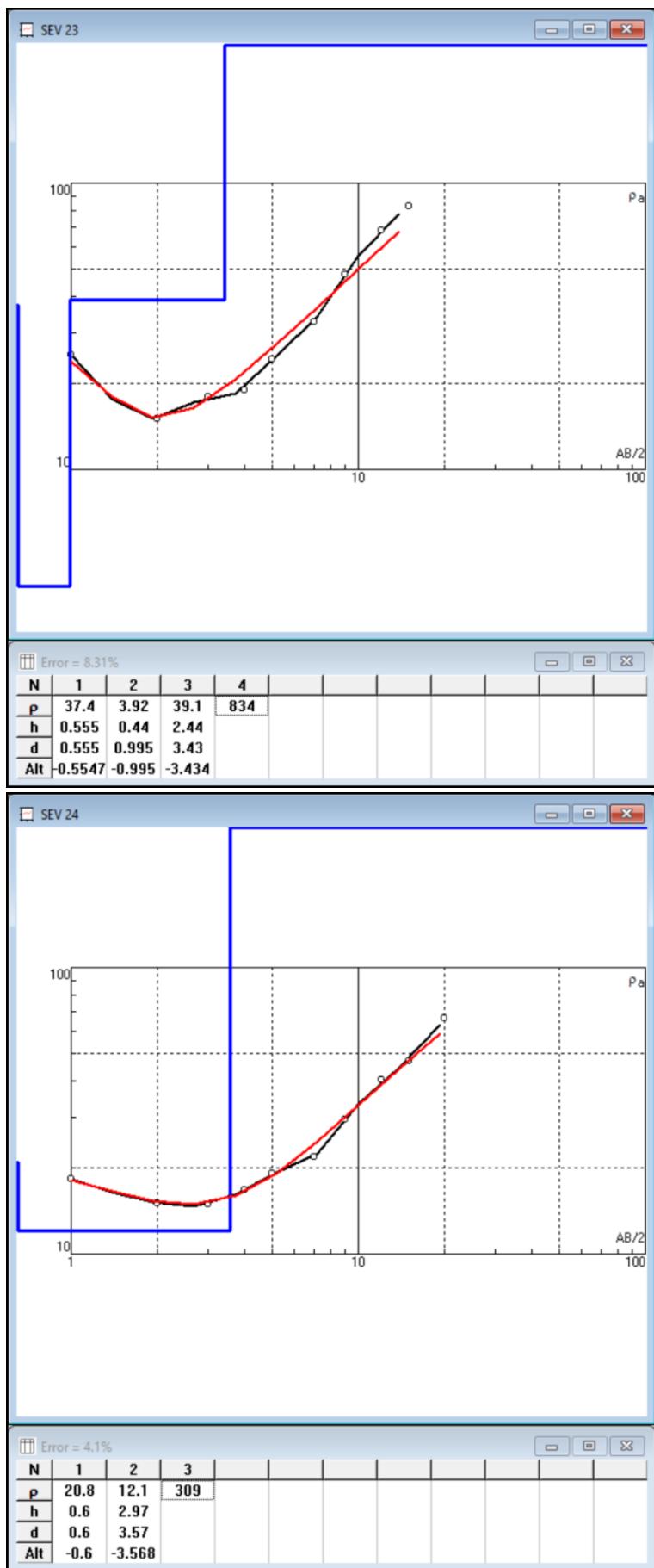
Error = 1.36%

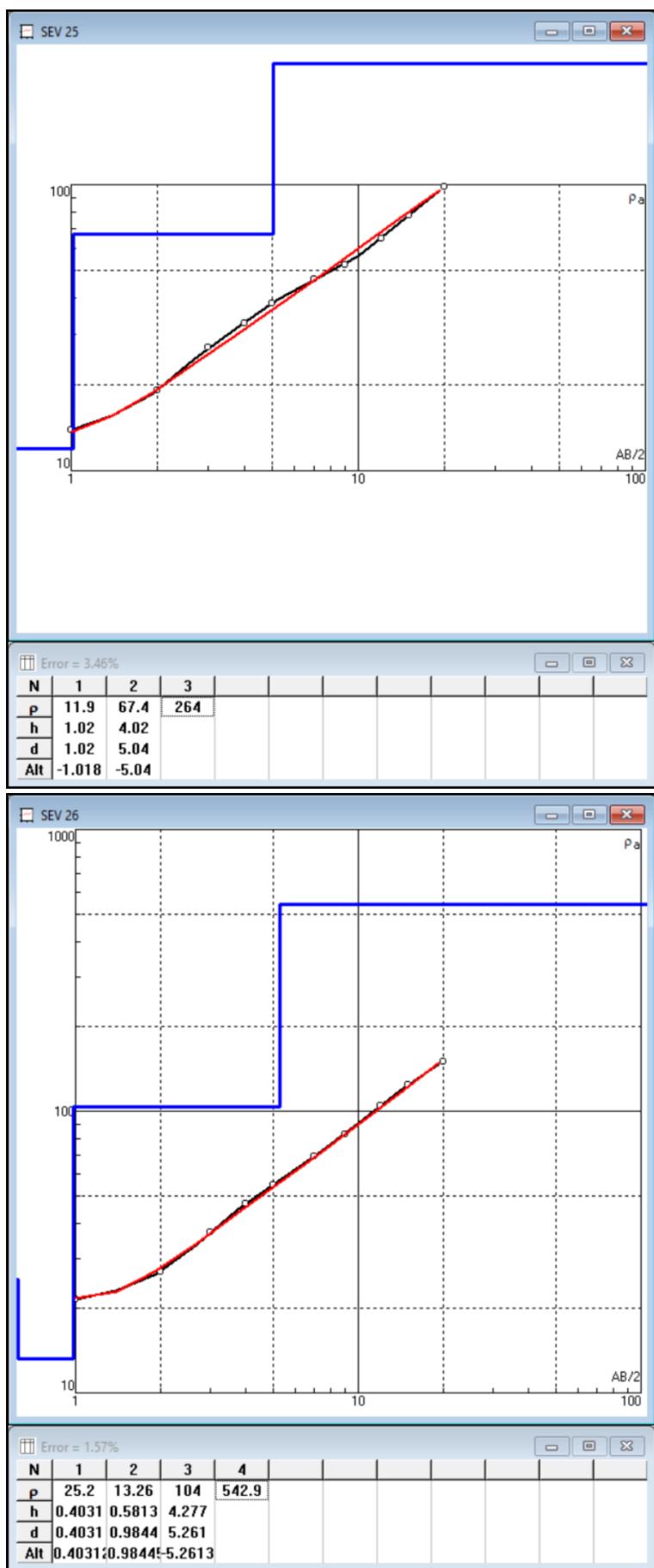
N	1	2	3								
p	26.74	61.6	513.1								
h	0.5	3.962									
d	0.5	4.462									
Alt	-0.5	-4.4619									

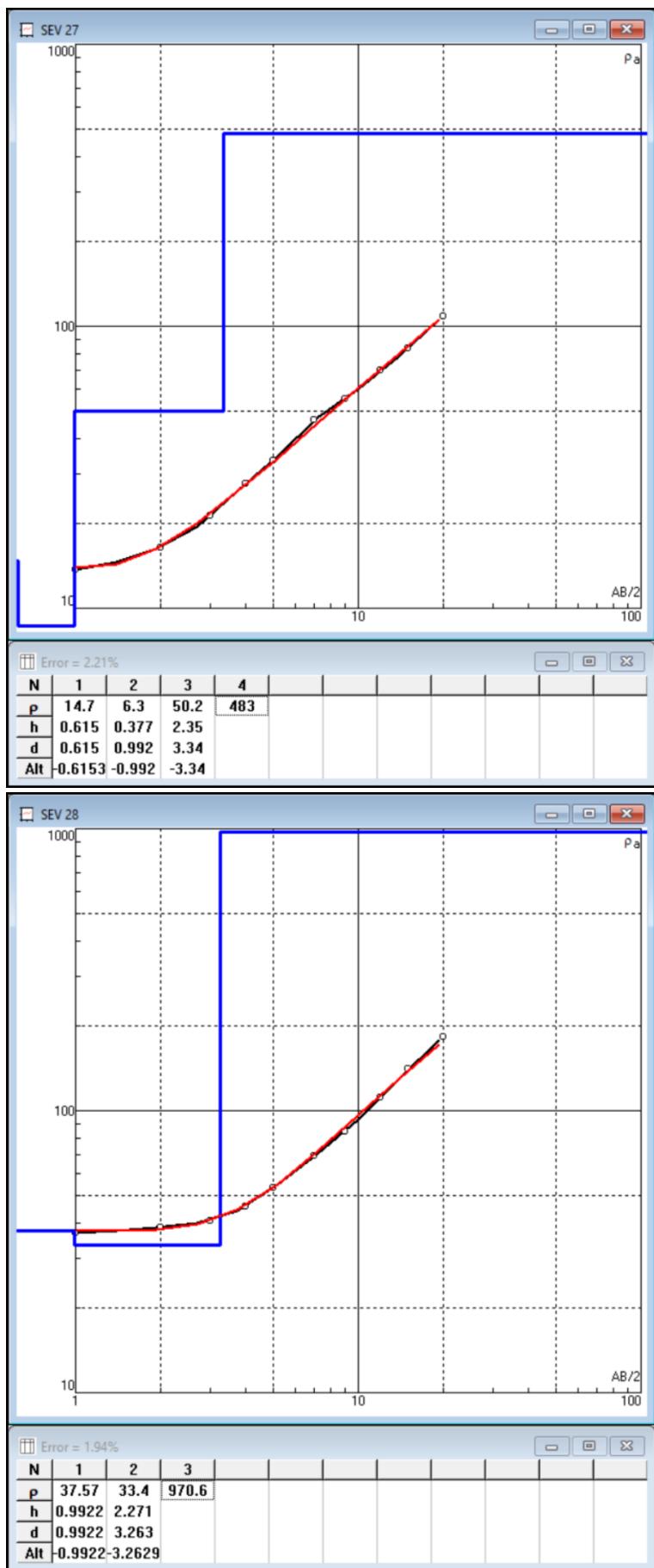


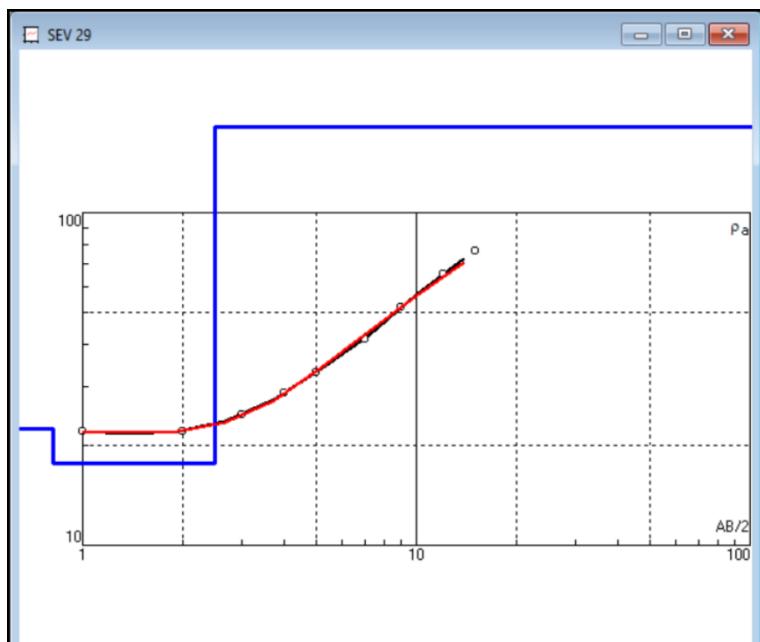






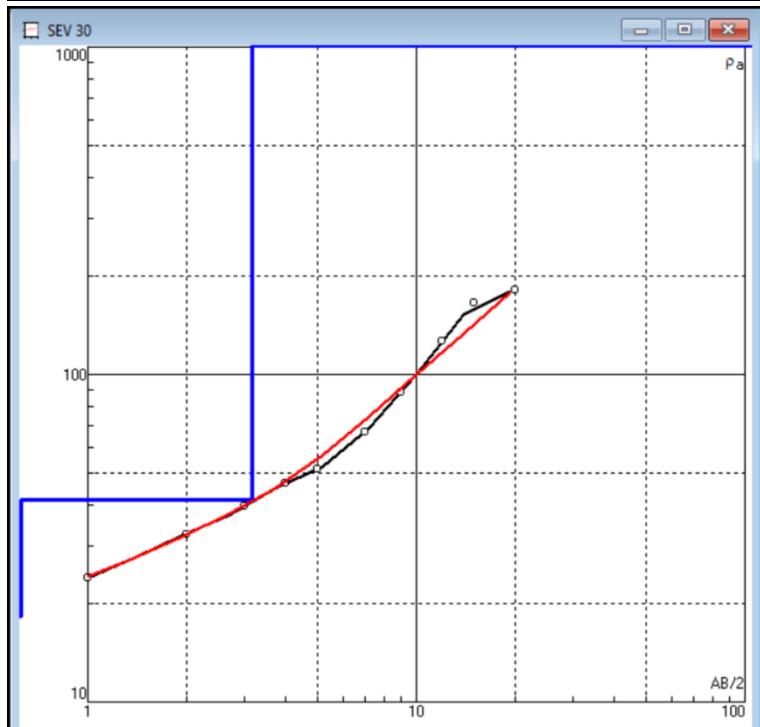






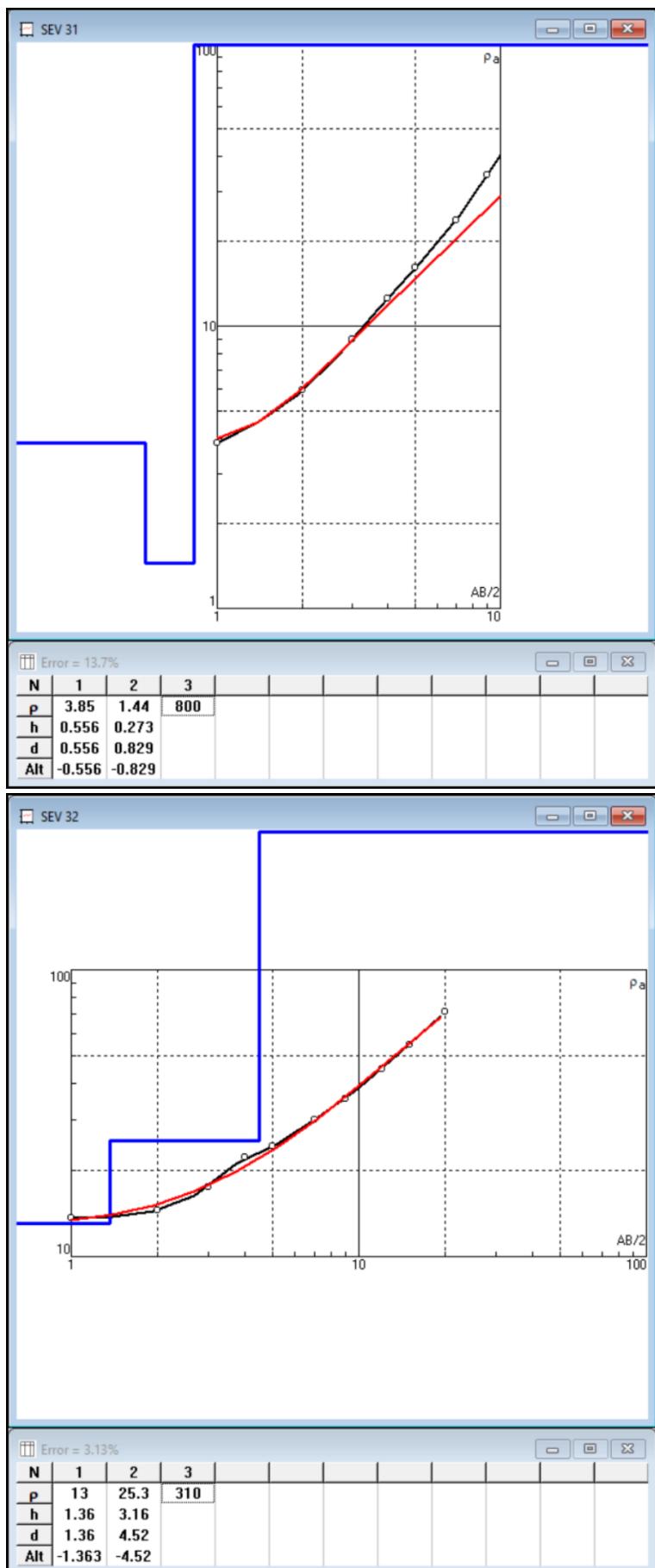
Error = 1.35%

N	1	2	3						
p	22.35	17.67	181.2						
h	0.8148	1.667							
d	0.8148	2.482							
Alt	0.8148	-2.4819							



Error = 5.46%

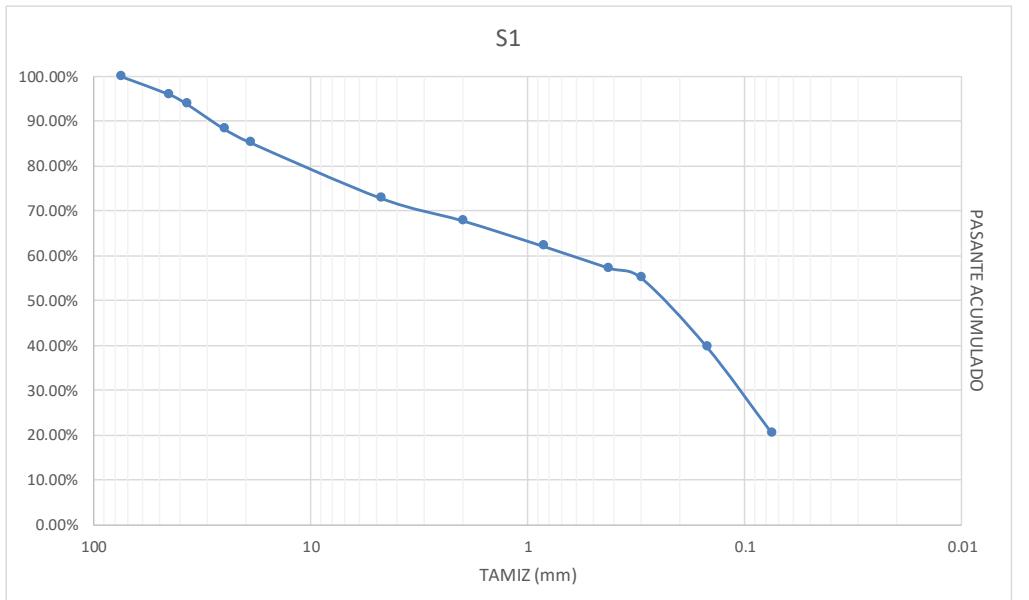
N	1	2	3						
p	18.3	41.4	1008						
h	0.5	2.66							
d	0.5	3.16							
Alt	-0.5	-3.162							



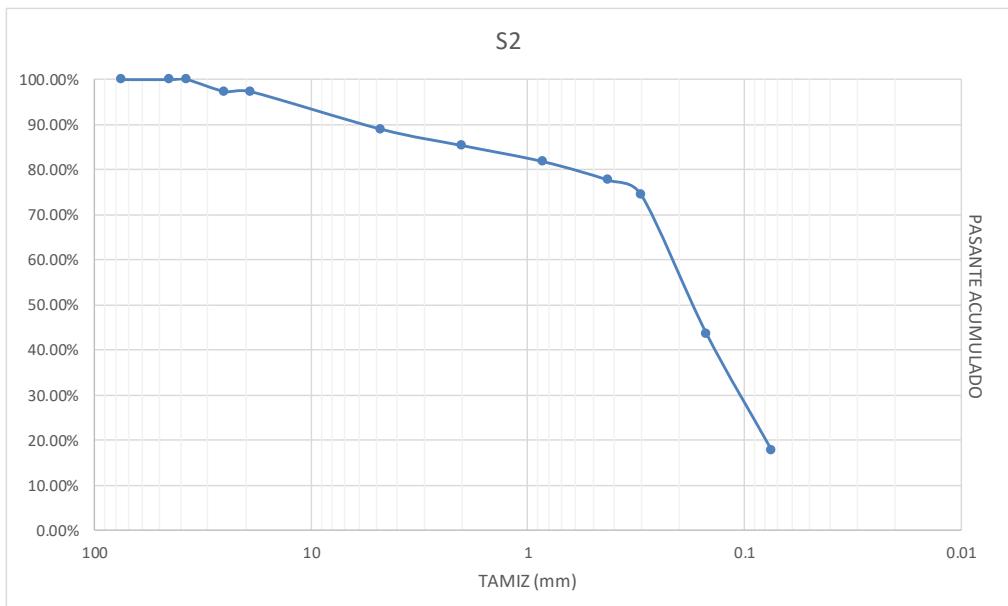
Anexo II: Resultados de los ensayos de laboratorio

Granulometría:

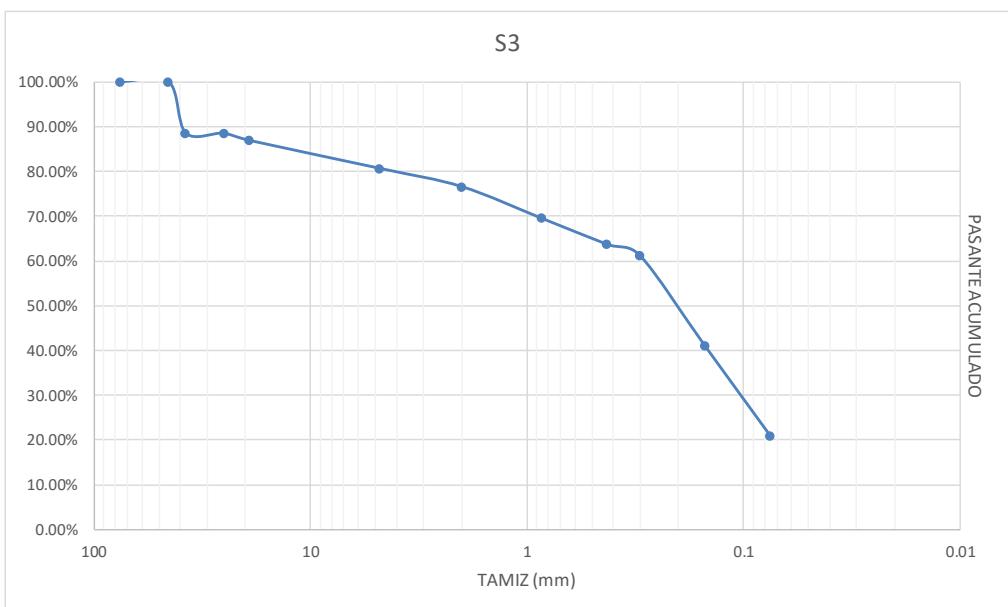
Tamiz mm	Nº de Tamiz	Muestra S1		Porcentajes	Peso Tamiz gr	Retenido	Pasante acumulado	Retenido acumulado
		Muestra + Tamiz gr	Muestra gr					
75	3	513.00	0.00	27.19	513.00	0.00%	100.00%	0.00%
45	1 3/4	642.00	192.00		450.00	4.00%	96.00%	4.00%
37.5	1 1/2	568.00	100.00		468.00	2.08%	93.92%	6.08%
25	1	818.00	273.00		545.00	5.69%	88.23%	11.77%
19	3/4	634.00	144.00		490.00	3.00%	85.23%	14.77%
4.75	4	1099.00	596.00		503.00	12.42%	72.81%	27.19%
2	10	678.00	241.00		437.00	5.02%	67.79%	32.21%
0.85	20	691.00	273.00		418.00	5.69%	62.10%	37.90%
0.425	40	635.00	233.00		402.00	4.85%	57.25%	42.75%
0.3	50	494.00	107.00		387.00	2.23%	55.02%	44.98%
0.15	100	1102.00	735.00		367.00	15.31%	39.71%	60.29%
0.075	200	1276.00	928.00		348.00	19.33%	20.38%	79.63%
Pasante		1323.00	978.00	20.38	345.00	20.38%	0.00%	100.00%
Peso total de la muestra		4800.00						



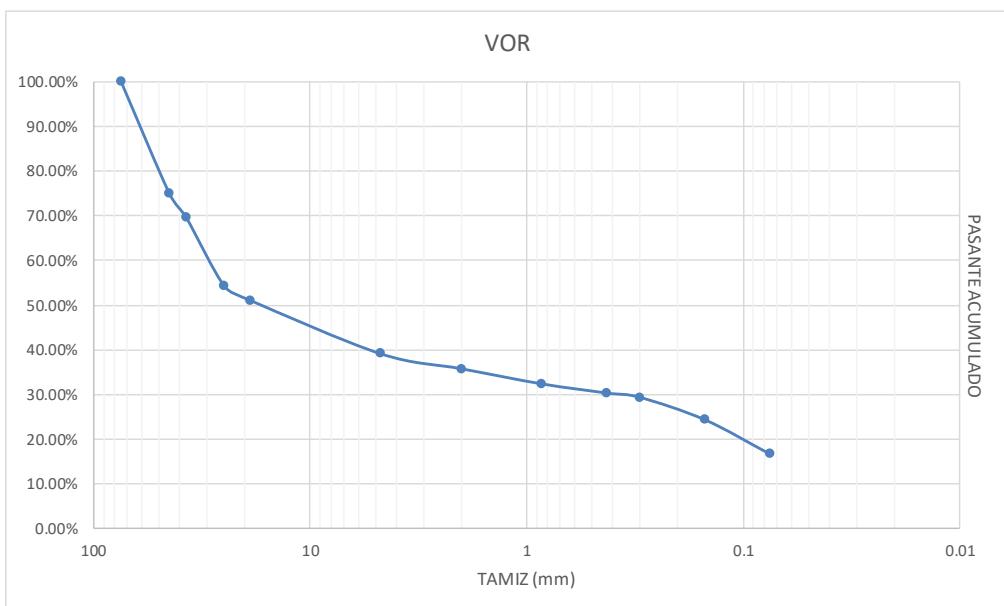
Tamiz mm	Nº de Tamiz	Muestra S2		Porcentajes	Peso Tamiz gr	Retenido	Pasante acumulado	Retido acumulado
		Muestra + Tamiz gr	Muestra gr					
75	3	513.00	0.00		513.00	0.00%	100.00%	0.00%
45	1 3/4	450.00	0.00		450.00	0.00%	100.00%	0.00%
37.5	1 1/2	468.00	0.00		468.00	0.00%	100.00%	0.00%
25	1	574.00	28.00	11.03	546.00	2.68%	97.32%	2.68%
19	3/4	491.00	0.00		491.00	0.00%	97.32%	2.68%
4.75	4	591.00	87.00		504.00	8.34%	88.97%	11.03%
2	10	475.00	38.00		437.00	3.64%	85.33%	14.67%
0.85	20	456.00	37.00		419.00	3.55%	81.78%	18.22%
0.425	40	447.00	43.00		404.00	4.12%	77.66%	22.34%
0.3	50	423.00	34.00		389.00	3.26%	74.40%	25.60%
0.15	100	692.00	321.00		371.00	30.78%	43.62%	56.38%
0.075	200	620.00	270.00		350.00	25.89%	17.74%	82.26%
Pasante		536.00	185.00	17.74	351.00	17.74%	0.00%	100.00%
Peso total de la muestra		1043.00						



Tamiz mm	Nº de Tamiz	Muestra S3		Porcentajes	Peso Tamiz gr	Retenido	Pasante acumulado	Retido acumulado
		Muestra + Tamiz gr	Muestra gr					
75	3	513.00	0.00		513.00	0.00%	100.00%	0.00%
45	1 3/4	450.00	0.00		450.00	0.00%	100.00%	0.00%
37.5	1 1/2	573.00	105.00		468.00	11.49%	88.51%	11.49%
25	1	546.00	0.00		546.00	0.00%	88.51%	11.49%
19	3/4	506.00	15.00		491.00	1.64%	86.87%	13.13%
4.75	4	560.00	57.00		503.00	6.24%	80.63%	19.37%
2	10	475.00	37.00		438.00	4.05%	76.59%	23.41%
0.85	20	484.00	65.00		419.00	7.11%	69.47%	30.53%
0.425	40	460.00	53.00		407.00	5.80%	63.68%	36.32%
0.3	50	418.00	23.00		395.00	2.52%	61.16%	38.84%
0.15	100	556.00	185.00		371.00	20.24%	40.92%	59.08%
0.075	200	533.00	183.00		350.00	20.02%	20.90%	79.10%
Pasante		542.00	191.00	20.90	351.00	20.90%	0.00%	100.00%
Peso total de la muestra		914.00						



Tamiz mm	Nº de Tamiz	Muestra VOR		Porcentajes	Peso Tamiz gr	Retenido	Pasante acumulado	Retido acumulado
		Muestra + Tamiz gr	Muestra gr					
75	3	513.00	0.00		513.00	0.00%	100.00%	0.00%
45	1 3/4	1494.00	1044.00		450.00	24.93%	75.07%	24.93%
37.5	1 1/2	698.00	230.00		468.00	5.49%	69.58%	30.42%
25	1	1189.00	644.00		545.00	15.38%	54.20%	45.80%
19	3/4	623.00	133.00		490.00	3.18%	51.03%	48.97%
4.75	4	1004.00	501.00		503.00	11.96%	39.06%	60.94%
2	10	579.00	142.00		437.00	3.39%	35.67%	64.33%
0.85	20	560.00	142.00		418.00	3.39%	32.28%	67.72%
0.425	40	488.00	86.00		402.00	2.05%	30.23%	69.77%
0.3	50	427.00	40.00		387.00	0.96%	29.27%	70.73%
0.15	100	578.00	211.00		367.00	5.04%	24.24%	75.76%
0.075	200	670.00	322.00		348.00	7.69%	16.55%	83.45%
Pasante		1038.00	693.00	16.55	345.00	16.55%	0.00%	100.00%
Peso total de la muestra		4188.00						



Límites de Atterberg:

LÍMITES DE ATTERBERG						
MUESTRA: S1						
PESAFILTRO N°	LÍMITE LÍQUIDO			LÍMITE PLÁSTICO		
	12	17	15	13	14	16
PESOS						
PESAFILTRO	[g]	14.78	14.41	13.83	15.05	13.74
MUESTRA HÚMEDA + PF	[g]	19.87	20.14	22.3	15.4	14.43
MUESTRA SECA + PF	[g]	18.91	19.11	20.86	15.35	14.33
MUESTRA HÚMEDA	[g]	5.09	5.73	8.47	0.35	0.69
MUESTRA SECA	[g]	4.13	4.7	7.03	0.3	0.59
N° DE GOLPES		14	23	36		
HUMEDAD	[%]	23.24	21.91	20.48	16.67	16.95
Límite Líquido						
LÍMITE LÍQUIDO [%]	22					
LÍMITE PLÁSTICO [%]	17					
ÍNDICE DE PLASTICIDAD	5					

LÍMITES DE ATTERBERG						
MUESTRA: S3						
PESAFILTRO N°	LÍMITE LÍQUIDO			LÍMITE PLÁSTICO		
	10	11	12	14	15	16
PESOS						
PESAFILTRO	[g]	13.83	14.28	14.78	13.75	13.83
MUESTRA HÚMEDA + PF	[g]	23.98	25.29	22.23	14.68	15.26
MUESTRA SECA + PF	[g]	21.67	22.82	20.66	14.52	15.02
MUESTRA HÚMEDA	[g]	10.15	11.01	7.45	0.93	1.43
MUESTRA SECA	[g]	7.84	8.54	5.88	0.77	1.19
N° DE GOLPES		18	28	36		
HUMEDAD	[%]	29.46	28.92	26.70	20.78	20.17
Límite Líquido						
LÍMITE LÍQUIDO [%]	29					
LÍMITE PLÁSTICO [%]	20					
ÍNDICE DE PLASTICIDAD	9					

LÍMITES DE ATTERBERG						
MUESTRA: VOR						
PESAFILTRO N°	LÍMITE LÍQUIDO			LÍMITE PLÁSTICO		
	6	8	5	2	3	4
PESOS						
PESAFILTRO	[g]	14.42	13.46	13.76	12.82	13.97
MUESTRA HÚMEDA + PF	[g]	20.35	20.54	21.98	14.29	14.59
MUESTRA SECA + PF	[g]	19.27	19.21	20.35	14.07	14.5
MUESTRA HÚMEDA	[g]	5.93	7.08	8.22	1.47	0.62
MUESTRA SECA	[g]	4.85	5.75	6.59	1.25	0.53
N° DE GOLPES		35	24	16		
HUMEDAD	[%]	22.27	23.13	24.73	17.60	16.98
LÍMITE LÍQUIDO	[%]	23				
LÍMITE PLÁSTICO	[%]	17				
ÍNDICE DE PLASTICIDAD		6				

Límite Líquido

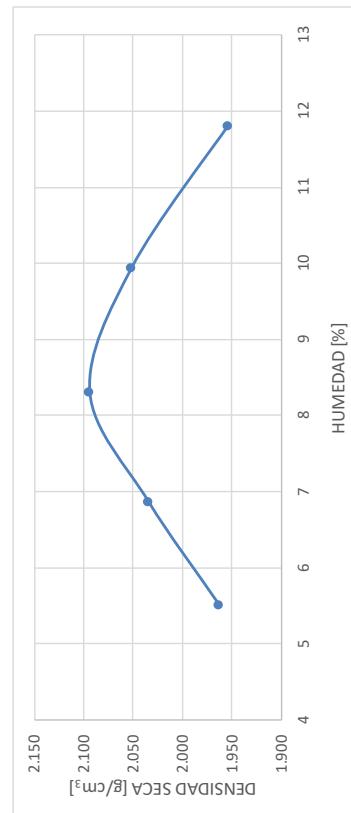
LÍMITE DE CONTRACCIÓN LINEAL	
MUESTRA: S2	
Longitud inicial [cm]	14.00
Longitud final [cm]	13.90
LÍMITE DE CONTRACCIÓN [%]	0.71
ÍNDICE DE PLASTICIDAD [%]	1.52

Límite de contracción lineal:

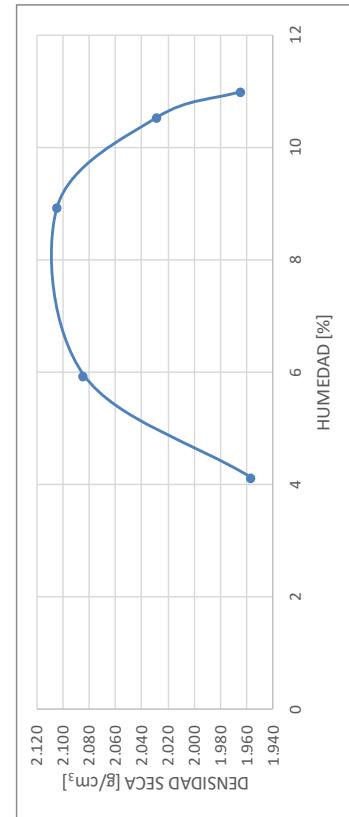
LÍMITE DE CONTRACCIÓN LINEAL	
MUESTRA: S2	
Longitud inicial [cm]	14.00
Longitud final [cm]	13.90
LÍMITE DE CONTRACCIÓN [%]	0.71
ÍNDICE DE PLASTICIDAD [%]	1.52

Proctor:

ENSAYO DE COMPACTACIÓN PROCTOR						MUESTRA: S1										
	PROBETA N°	1	2	3	4	5										
PESOS																
MUESTRA HÚMEDA + MOLDE	[g]	9457.00	9678.00	9878.00	9851.00	9700.00										
MOLDE	[g]	5024.00	5024.00	5024.00	5024.00	5024.00										
MUESTRA HÚMEDA	[g]	4433.00	4654.00	4854.00	4827.00	4676.00										
VOLUMEN DEL MOLDE	[cm³]	2140.12	2140.12	2140.12	2140.12	2140.12										
DENSIDAD HÚMEDA	[g/cm³]	2.071	2.175	2.268	2.255	2.185										
<hr/>																
PESAFILTRO N°		1	2	3	4	5										
PESOS																
MUESTRA HÚMEDA + PF	[g]	800.80	1204.18	875.00	625.89	1143.69										
MUESTRA SECA + PF	[g]	776.90	1161.25	849.00	603.89	1079.51										
PESAFILTRO	[g]	343.10	536.50	536.50	382.73	536.50										
HUMEDAD	[%]	5.51	6.87	8.31	9.95	11.81										
<hr/>																
HUMEDAD	[%]	5.51	6.87	8.31	9.95	11.81										
DENSIDAD SECA	[g/cm³]	1.963	2.035	2.094	2.051	1.954										
<hr/>																
<table border="1"> <thead> <tr> <th>ENSAYO</th> <th>N.º DE CAPAS</th> <th>PISÓN</th> <th>GOLPES/C</th> <th>ALTURA</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>1</td> <td>5</td> <td>4.53 kg</td> <td>56</td> <td>45.7 cm</td> </tr> </tbody> </table>							ENSAYO	N.º DE CAPAS	PISÓN	GOLPES/C	ALTURA	1	5	4.53 kg	56	45.7 cm
ENSAYO	N.º DE CAPAS	PISÓN	GOLPES/C	ALTURA												
1	5	4.53 kg	56	45.7 cm												
<table border="1"> <thead> <tr> <th>CLASIFICACIÓN HRB</th> <th>A-2-4 (0)</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>LÍMITE LÍQUIDO [%]</td> <td>22</td> </tr> <tr> <td>ÍNDICE PLÁSTICO [%]</td> <td>5</td> </tr> </tbody> </table>							CLASIFICACIÓN HRB	A-2-4 (0)	LÍMITE LÍQUIDO [%]	22	ÍNDICE PLÁSTICO [%]	5				
CLASIFICACIÓN HRB	A-2-4 (0)															
LÍMITE LÍQUIDO [%]	22															
ÍNDICE PLÁSTICO [%]	5															
<table border="1"> <thead> <tr> <th>HUMEDAD ÓPTIMA [%]</th> <th>DENSIDAD SECA MÁXIMA [g/cm³]</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>8.4</td> <td>2.096</td> </tr> </tbody> </table>							HUMEDAD ÓPTIMA [%]	DENSIDAD SECA MÁXIMA [g/cm³]	8.4	2.096						
HUMEDAD ÓPTIMA [%]	DENSIDAD SECA MÁXIMA [g/cm³]															
8.4	2.096															

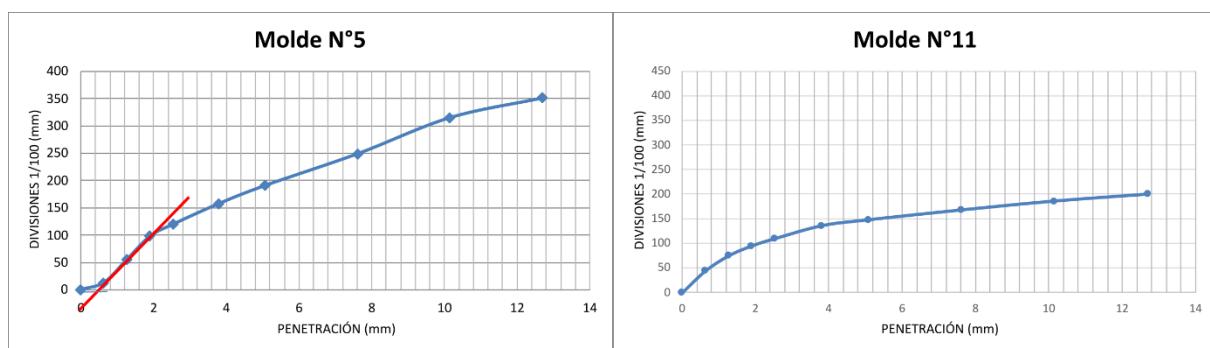


ENSAYO DE COMPACTACIÓN PROCTOR					
	MUESTRA:			VOR	
PROBETA N°	1	2	3	4	5
PESOS					
MUESTRA HÚMEDA + MOLDE	[g]	9385.00	9750.00	9931.00	9823.00
MOLDE	[g]	5024.00	5024.00	5024.00	5024.00
MUESTRA HÚMEDA	[g]	4361.00	4726.00	4907.00	4799.00
VOLUMEN DEL MOLDE	[cm ³]	2140.12	2140.12	2140.12	2140.12
DENSIDAD HÚMEDA	[g/cm ³]	2.038	2.208	2.293	2.242
PESAFILTRO N°	1	2	3	4	5
PESOS					
MUESTRA HÚMEDA + PF	[g]	796.14	697.10	951.92	929.25
MUESTRA SECA + PF	[g]	779.76	677.22	917.84	873.38
PESAFILTRO	[g]	382.73	343.10	536.50	343.10
HUMEDAD	[%]	4.13	5.95	8.94	10.54
HUMEDAD	[%]	4.13	5.95	8.94	10.54
DENSIDAD SECA	[g/cm ³]	1.957	2.084	2.105	2.029
ENSAYO					
	Nº DE CAPAS	PISÓN	GOLPES/C	ALTURA	
2	5	4.53 kg	56	45,7 cm	
CLASIFICACIÓN HRB					
LÍMITE LÍQUIDO [%]		A-2-4 (0)			
ÍNDICE PLÁSTICO [%]		23			
HUMEDAD ÓPTIMA [%]		6			
DENSIDAD SECA MÁXIMA [g/cm ³]					
	8.1	2.109			

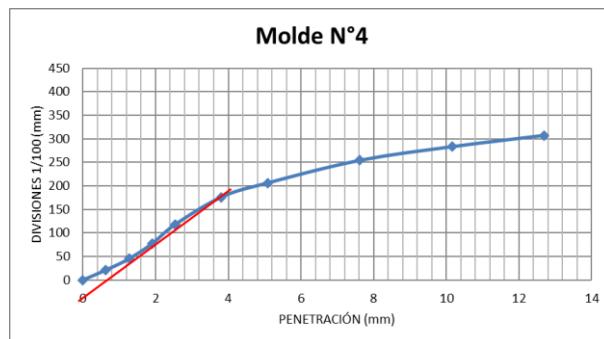


California Bearing Ratio:

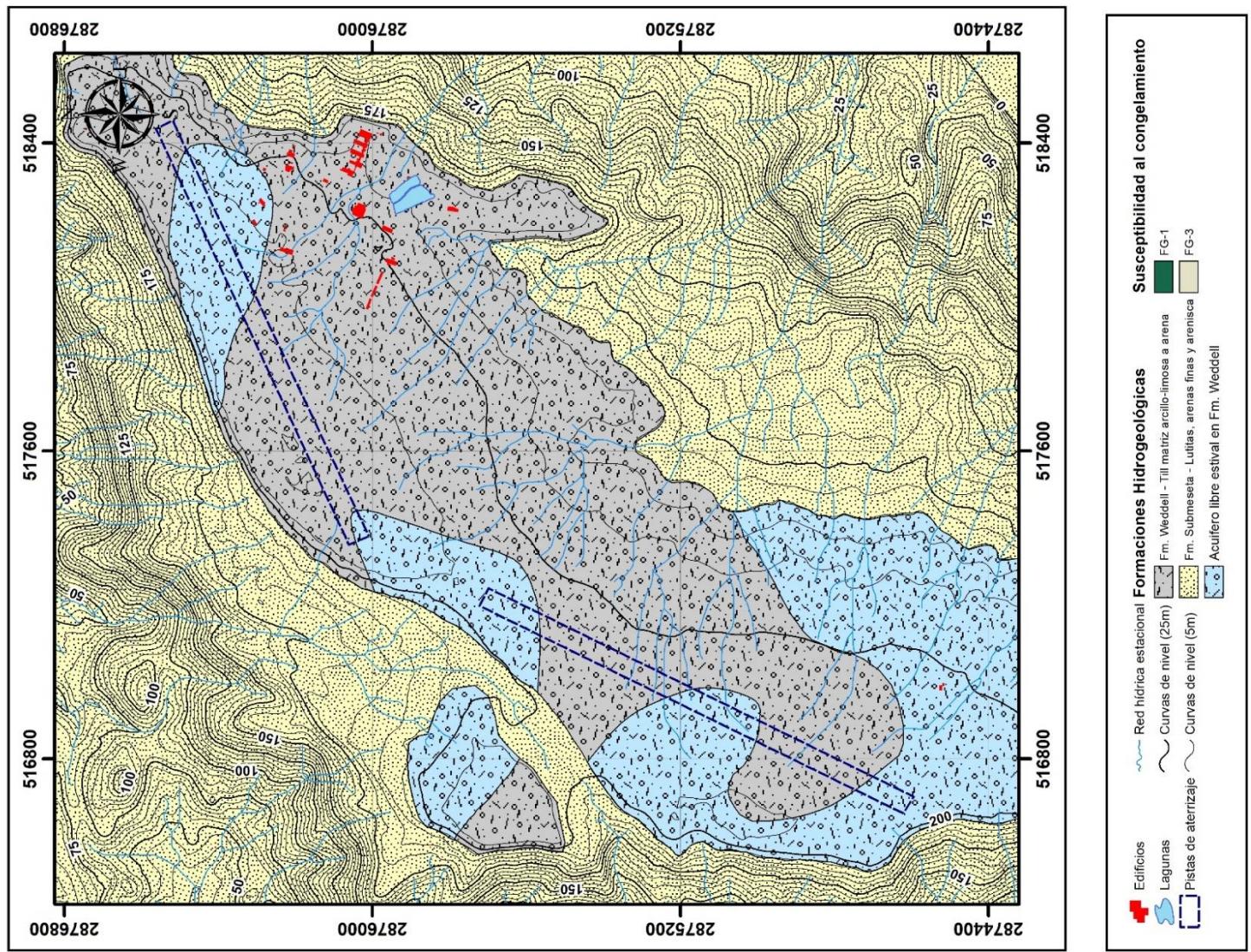
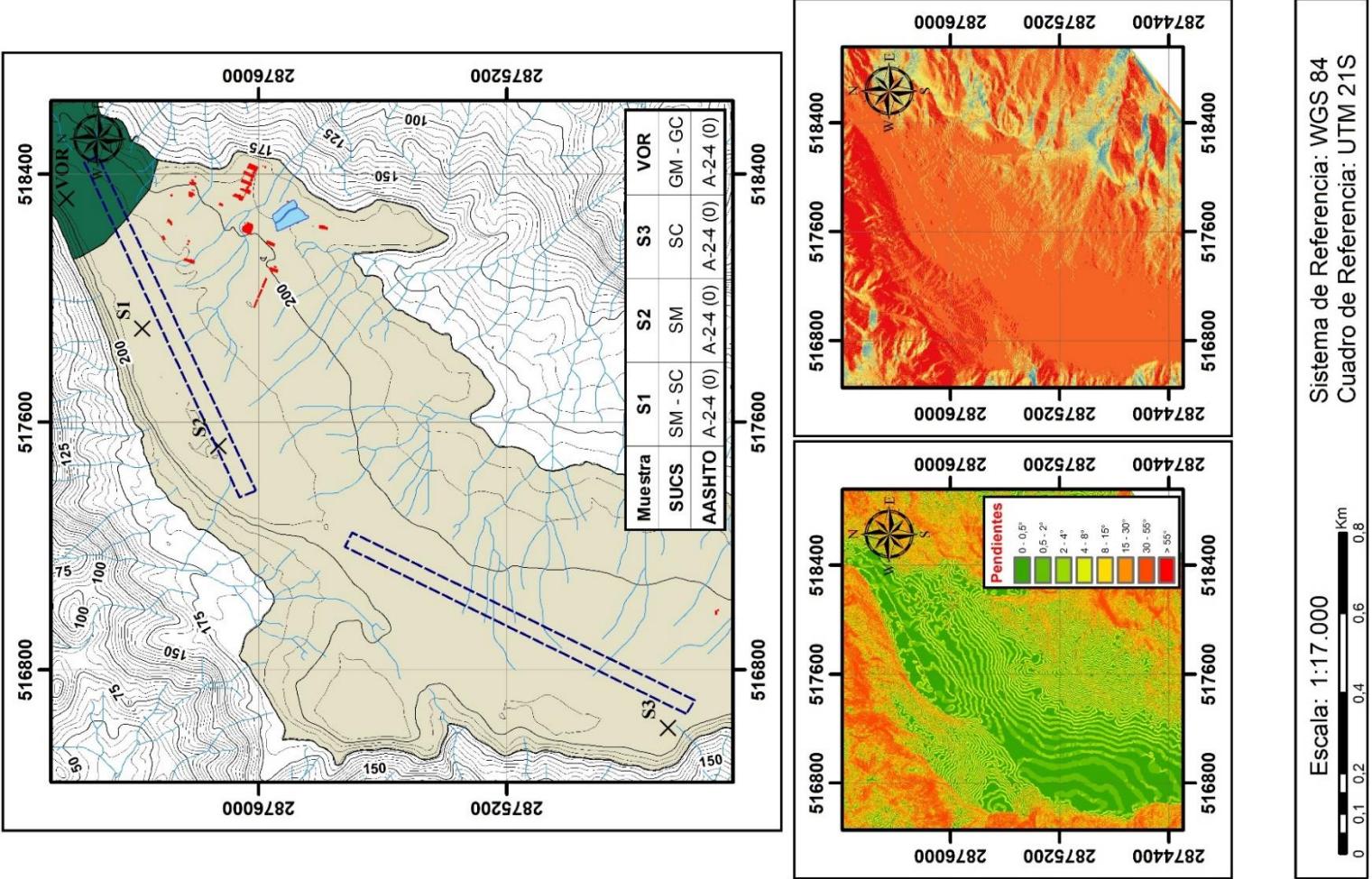
ENSAYO DE VALOR SOPORTE DINÁMICO N°1								
Altura probeta [cm]	11.35	MUESTRA: S1						
Factor [Kg/div.]	11.67							
Sobrecarga [Kg]	4.54							
NÚMERO DE GOLPES		56						
MOLDE N°		5	11					
PESOS								
MUESTRA HÚMEDA + MOLDE	[g]	9053.00	8951.00					
MOLDE	[g]	4416.00	4411.00					
MUESTRA HÚMEDA	[g]	4637.00	4540.00					
VOLUMEN DEL MOLDE	[cm ₃]	2047.69	2047.69					
DENSIDAD HÚMEDA	[g/cm ³]	2.265	2.217					
PESAFILTRO N°		5	11					
PESOS								
MUESTRA HÚMEDA + PF	[g]	59.08	61.12					
MUESTRA SECA + PF	[g]	56.62	58.51					
PESAFILTRO	[g]	28.29	27.83					
HUMEDAD	[%]	8.68%	8.51%					
DENSIDAD SECA	[g/cm ³]	2.084	2.043					
DENSIDAD SECA PROMEDIO			2.063					
Como se Compacto								
Embebida								
PESO MUESTRA EMBEBIDA + MOLDE	[g]		9074.00					
PESO MUESTRA EMBEBIDA	[g]		4663.00					
HUMEDAD DE EMBEBIMIENTO	[%]		9.74					
LECTURAS DE HINCHAMIENTO								
INICIAL	[div.]		0					
1 HORA	[div.]		22					
3 HORAS	[div.]		34					
22 HORAS	[div.]		55					
24 HORAS	[div.]		57					
7° DÍA	[div.]		63					
HINCHAMIENTO	[%]		0.56					
P [mm]		RPUn [kg/cm ²]	Lect dial	Lect cda	% Est			
0			0		0			
0.63			13		44			
1.27			56		75			
1.9			98		95			
2.54	1°	70	120	140	120.57			
3.81			158		136			
5.08	2°	105	191	200	114.83			
7.62			249		148			
10.16			315		186			
12.7			351		200			
VSR ADOPTADO [%]			120.57		94.74			



ENSAYO DE VALOR SOPORTE DINÁMICO N°1				
Altura probeta [cm]	11.35	MUESTRA:	VOR	
Factor [Kg/div.]	11.67			
Sobrecarga [Kg]	4.54			
	NÚMERO DE GOLPES	56		
MOLDE N°		4		
PESOS				
MUESTRA HÚMEDA + MOLDE	[g]	9060.00		
MOLDE	[g]	4401.00		
MUESTRA HÚMEDA	[g]	4659.00		
VOLUMEN DEL MOLDE	[cm ₃]	2047.69		
DENSIDAD HÚMEDA	[g/cm ₃]	2.275		
PESAFILTRO N°		4		
PESOS				
MUESTRA HÚMEDA + PF	[g]	51.57		
MUESTRA SECA + PF	[g]	49.82		
PESAFILTRO	[g]	28.17		
HUMEDAD	[%]	8.11%		
DENSIDAD SECA	[g/cm ₃]	2.105		
DENSIDAD SECA PROMEDIO		2.105		
PESO MUESTRA EMBEBIDA + MOLDE	[g]			
PESO MUESTRA EMBEBIDA	[g]			
HUMEDAD DE EMBEBIMIENTO	[%]			
LECTURAS DE HINCHAMIENTO				
INICIAL	[div.]			
1° DIA	[div.]			
2° DIA	[div.]			
3° DIA	[div.]			
4° DIA	[div.]			
	[%]			
P [mm]	RPUn [kg/cm ²]	Lect dial	Lect cda	% Est
0		0		
0.63		21		
1.27		45		
1.9		77		
2.54	1°	70	118	120.57
3.81			176	
5.08	2°	105	206	208.5
7.62			254	119.71
10.16			283	
12.7		307		
VSR ADOPTADO [%]		120.57		



Mapa hidrogeológico y mapas de apoyo de la meseta de Isla Marambio



Sistema de Referencia: WGS 84
Cuadro de Referencia: UTM 21S

Escala: 1:0.6 Km
0.1 0.2 0.4 0.6 0.8