



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



ESTRATIGRAFÍA Y CARACTERIZACIÓN PALEOAMBIENTAL DE LAS FORMACIONES ZAMEK Y ARCTOWSKI COVE EN EL BLOQUE DE WARSZAWA, BAHÍA ALMIRANTAZGO, ISLA REY JORGE, REGIÓN DE MAGALLANES Y LA ANTÁRTICA CHILENA.

Memoria para optar al Título de Geólogo

Roy Alonso Fernández Jiménez

Profesora Patrocinante : Msc. Sylvia Cecilia Palma Heldt
Profesional Guía : Dr. Marcelo Adrián Leppe Cartes
Profesores Comisión : Msc. Abraham Elías González Martínez
Sr. Ramiro Ulises Bonilla Parra

CONCEPCIÓN, 2026

A mis padres
Julia y Wladimir

ÍNDICE

Página

RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Objetivos	1
1.1.1. Objetivo General	1
1.1.2. Objetivos Específicos	1
1.2. Ubicación y Accesos	1
1.3. Fisiografía.....	3
1.3.1. Geomorfología	3
1.3.2. Clima.....	3
1.3.3. Flora y Fauna.....	4
1.4. Patrimonio.....	6
1.4.1. ZAEP N°128.....	6
1.5. Metodología de Trabajo.....	6
1.5.1. Etapa de pre-terreno.....	6
1.5.2. Etapa de terreno.....	7
1.5.3. Etapa de Gabinete.....	7
1.5.4. Análisis de macro y microflora.....	8
1.6. Trabajos Anteriores.....	8
1.6.1. Geología en la Bahía del Almirantazgo.....	8
1.6.2. Registro Paleobotánico en la Bahía del Almirantazgo.....	11
1.7. Agradecimientos.....	12
2. MARCO GEOLÓGICO.....	14
2.1. Generalidades	14
2.2. Rocas Estratificadas.....	14
2.2.1. Grupo Paradise Cove.....	14
2.2.1.1. Formación Utchatka Point	16
2.2.1.2. Formación Creeping Slope.....	17
2.2.1.3. Formación Demay Point.....	17
2.2.2. Grupo Glaciar Baranowski.....	18
2.2.2.1. Formación Llano Point.....	19
2.2.2.2. Formación Zamek.....	19
2.2.3. Grupo Ezcurra Inlet.....	20
2.2.3.1. Formación Arctowski Cove.....	21
2.2.3.2. Formación Point Thomas.....	22
2.2.4. Depósitos semiconsolidados y no consolidados.....	22
2.3. Rocas Ígneas.....	23
2.4. Evolución Tectónica.....	24
3. ESTRATIGRAFÍA.....	27
3.1. Generalidades.....	27

3.2. Descripción de las columnas estratigráficas.....	27
3.2.1. Sector Sur: Localidad Demay Formación Creeping Slope.....	28
3.2.2. Columna Estratigráfica ZAM (secciones Zam1 y Zam2).....	30
3.2.3. Columna Estratigráfica ARC, Formación Arctowski Cove.....	38
4. FACIES.....	43
4.1. Descripción de facies.....	43
4.1.1. Columna estratigráfica ZAM.....	44
4.1.2. Columna estratigráfica ARC.....	47
5. CONTENIDO FÓSIL.....	50
5.1. Generalidades.....	50
5.2. Macroflora.....	50
5.2.1. Paleontología Sistemática.....	51
5.3. Palinomorfos.....	57
5.3.1. Paleontología sistemática.....	57
5.3.1.1. Gimnospermas.....	58
5.3.1.2. Angiospermas.....	60
6. DISCUSIÓN.....	62
6.1. Edad de las formaciones Zamek y Arctowski Cove.....	62
6.2. Paleoflora y evidencias paleoclimáticas.....	66
6.2.1. Formación Zamek.....	66
6.2.2. Formación Arctowski Cove - Miembro Petrified Forest.....	66
6.3. Paleoambiente de las sucesiones estudiadas.....	67
7. CONCLUSIONES.....	69
8. REFERENCIAS.....	70
ANEXOS.....	80

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Ubicación del área en estudio	2
1. 2. Flora del área de estudio.....	4
1. 3. Fauna del área de estudio	5
2. 1. Mapa Geológico del Bloque de Warszawa en la Bahía Almirantazgo.....	15
2. 2. Esquema estratigráfico con antecedentes de flora fósil.....	16
2. 3. Mapa tectónico de la Península Antártica	25

2.	4.	Mapa tectónico de la Isla Rey Jorge.....	26
3.	1.	Mapa distribución de las localidades	28
3.	2.	Afloramiento de la Formación Creeping Slope.....	29
3.	3.	Vista detalle del afloramiento del conglomerado.....	29
3.	4.	Foto general del cerro Zamek.....	30
3.	5.	Columna estratigráfica Zam en cerro Zamek.....	31
3.	6.	Foto de las secciones Zam1, Zam2.....	32
3.	7.	Estrato de toba de lapilli.....	33
3.	8.	Estrato de brecha piroclástica.....	34
3.	9.	Tobas de color pardo rojizo con una impresión foliar fósil.....	35
3.	10.	Madera fósil carbonizada.....	36
3.	11.	Vista de las coladas de lavas en cerro Zamek.....	38
3.	12.	Columna estratigráfica ARC en Punta Rakusa.....	39
3.	13.	Vista de afloramiento sección ARC.....	41
3.	14.	Tobas de lapilli con troncos carbonizados.....	42
5.	1.	Morfotipo A, CPAP2707.....	51
5.	2.	Morfotipo B, CPAP2743.....	52
5.	3.	Morfotipo C, CPAP2709.....	54
5.	4.	Morfotipo D, CPAP2733.....	55
5.	5.	Morfotipo E, CPAP2748B.....	56
6.	1.	Configuración cronoestratigráfica para el Bloque de Warszawa.....	63
6.	2.	Mapa ubicación de datación radiométricas.....	64
6.	3.	Mapa ubicación de localidades.....	65

ÍNDICE DE LÁMINAS

Lámina	Página
4. 1. Detalle Columna ZAM.....	45
4. 2. Detalle Columna ARC.....	49
5. 1. Palinomorfos.....	59

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
4. 1. Simbología empleada para la identificación de facies. Basado en la nomenclatura de Branney & Kokelaar (2002) y Miall (2006), con modificaciones cuando se ha requerido.....	43

RESUMEN

Se realiza un estudio estratigráfico de detalle de dos localidades sedimentarias y volcánicas que afloran en la Bahía Almirantazgo de la Isla Rey Jorge, en el Cerro Zamek (62°11,614' S y 58°28,684'W) y en la Base Arctowski (62°09,729'S y 58°28,227'W), en rocas de las formaciones Zamek y Arctowski Cove, respectivamente, ambas de edad Eoceno.

La Formación Zamek, está conformada por una serie de rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias que contienen restos de plantas fósiles. En tanto, la Formación Arctowski Cove está constituida por rocas volcánicas, y sedimentarias con impresiones foliares, maderas fósiles y niveles portadores de palinomorfos.

El análisis litológico de las secciones permitió identificar las distintas litofacies, con el propósito de reconstruir las condiciones paleoambientales para cada unidad. En total se identificaron doce facies, seis en cada formación, lo que aporta antecedentes sobre la dinámica de sus ambientes de cada sucesión. Los resultados evidencian un sistema volcanosedimentario continental dominado por la interacción entre volcanismo subaéreo y procesos fluviales. La Formación Zamek se caracteriza principalmente por depósitos piroclásticos, con evidencias de retrabajo y preservación de flora fósil, mientras que la Formación Arctowski Cove muestra un mayor desarrollo de ambientes fluviales de energía moderada a alta, incluyendo canales, llanuras de inundación y áreas pantanosas.

El estudio paleobotánico de las improntas fósiles de la Formación Zamek permitió identificar un nuevo antecedente para esta sección: *Ficophyllum skuaensis*, previamente descrito en la sección Skua Bay de la Formación Half Three Point en la Península Fildes. Además, se documentaron nuevos ejemplares de *Magnoliidaephyllum birkenmajeri*, *Nothofagus* sp. y Myricaceae indet., conformando un ensamble diverso de *Nothofagus* y otras angiospermas

En la Formación Arctowski Cove, el análisis palinológico evidenció la presencia de polen de podocarpaceas, esporas de pteridofitas y polen de angiospermas, destacando *Nothofagidites*. Aunque el número de ejemplares estudiados no permitió realizar un análisis estadístico ni una interpretación paleoambiental completa, se presenta un reporte preliminar de las especies identificadas en el Miembro Petrified Forest.

Esta Memoria de título ha sido financiada por el Proyecto Fondecyt N° 1151389 "*Paleogeographic patterns v/s climate change in South America and the Antarctic Peninsula during the latest Cretaceous: a possible explanation for the origin of the Austral biota?*" y aporta nuevos antecedentes geológicos y paleobotánicos que contribuyen a la comprensión de la evolución estratigráfica y paleoambiental de la Isla Rey Jorge y del continente antártico.

1. INTRODUCCIÓN.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo general

La presente investigación tiene como finalidad realizar una caracterización estratigráfica detallada de la Formación Zamek (Grupo Glaciar Baranowski) y de la Formación Arctowski Cove (Grupo Ezcurre Inlet), con el propósito de establecer sus principales características litológicas y sedimentarias. Adicionalmente, mediante el análisis de improntas foliares de la Formación Zamek y de palinomorfos de la Formación Arctowski Cove, proponer una caracterización paleoambiental para Zamek y una aproximación preliminar paleoambiental/paleoclimática para Arctowski Cove.

1.1.2. Objetivos específicos

- Confeccionar columnas estratigráficas de detalle.
- Identificar y definir las distintas facies presentes en las sucesiones.
- Realizar una descripción taxonómica de la macro y micro flora fósil.
- Establecer una caracterización paleoambiental, basándose en el registro de la flora fósil y facies para la Formación Zamek y facies para la Formación Arctowski Cove.

1.2. Ubicación y accesos.

La zona de estudio se localiza en la Isla Rey Jorge, Península Antártica, que es parte de la Región de Magallanes y la Antártica Chilena (Figura 1.1A), aproximadamente a 1.200 km al sur de la ciudad de Punta Arenas. Está situada en la parte central del arco magmático de las Islas Shetland del Sur, entre los 61°54' a 62°16' latitud S y los 57°35' a 59°01' longitud W, al norte del círculo Polar Antártico (Figura 1.1B).

El acceso a la isla se puede realizar tanto por vía marítima como aérea, mediante buques y rompehielos de la Armada de Chile, vuelos en aviones Hércules de la Fuerza Aérea de Chile (FACH) o de vuelos de compañías privadas (DAP) desde Punta Arenas. Estos aterrizan en el aeródromo teniente Rodolfo Marsh, perteneciente a la Base presidente Eduardo Frei Montalva, ubicado en la Península de Fildes.

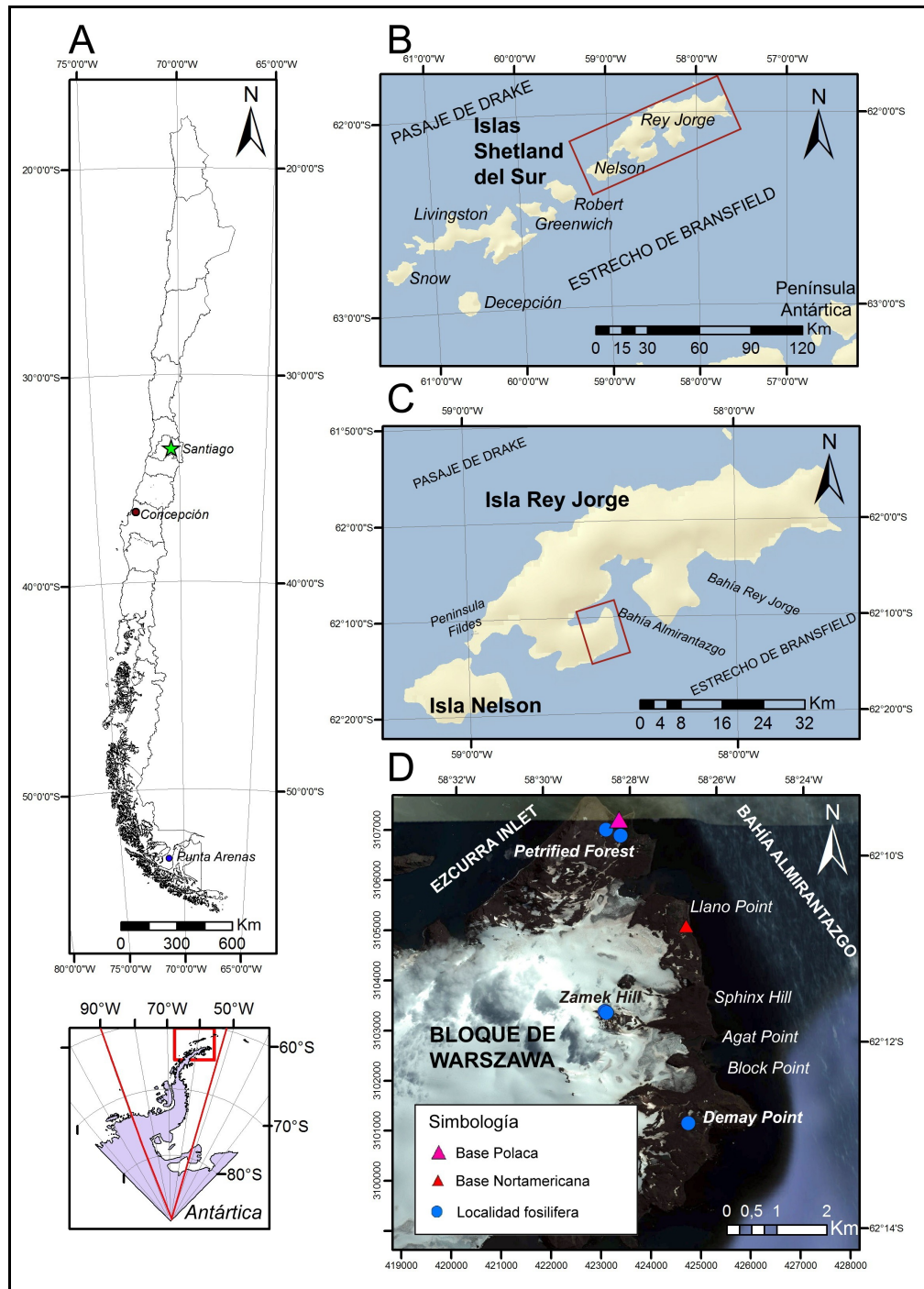


Figura 1.1: Ubicación del área de estudio. A: Mapa político de Chile. B: Mapa ubicación Islas Shetland del Sur e Isla Rey Jorge C: Mapa de la Isla Rey Jorge, señalando el área de estudio. D: Área de estudio y localidades fosilíferas.

Para este estudio, la llegada a la isla se efectuó por vía marítima, a bordo del buque Aquiles AP-41, en un trayecto de aproximadamente tres días de navegación desde la ciudad de Punta Arenas hasta la Bahía del Almirantazgo (Isla Rey Jorge) (Figura 1.1C). Posteriormente, el desembarco en

la península se realizó mediante botes *zodiac* de la Armada de Chile, en primera instancia a la base norteamericana Copacabana (NOAA) y, finalmente, en la base polaca Henryk Arctowski (Figura 1.1D). El acceso a las localidades fosilíferas (Demay Point, Zamek Hill y Petrified Forest) se llevó a cabo por vía terrestre (Figura 1.1D).

1.3. Fisiografía.

1.3.1. Geomorfología.

La Isla Rey Jorge posee una superficie de 1.310 km², de la cual aproximadamente el 90% se encuentra cubierta por hielo (Birkenmajer, 2002). Forma parte de la quinta agrupación regional denominada “Región Patagónica y Polar de Inlandsis Antártico” que comprende las regiones de Aysén del General Carlos Ibañez del Campo y la de Magallanes y de la Antártica Chilena (Börgel, 1983).

La isla puede subdividirse en una gran capa de hielo y varios pequeños sistemas glaciares independientes (Braun *et al.*, 2004). El cuerpo principal de hielo es el Campo de Hielo Arctowski, que ocupa la parte axial de la isla y alcanza una elevación máxima de 707 m s.n.m. (Braun *et al.*, 2001). A este se suman el Campo de Hielo Krakow, situado entre la Isla Rey Jorge y la Bahía del Almirantazgo y, el Campo de Hielo Warszawa, ubicado entre la Bahía del Almirantazgo y la Bahía Maxwell (Birkenmajer, 1980a).

A pesar de la extensa cubierta glacial, se exponen numerosos afloramientos de roca a lo largo de la costa de la Bahía del Almirantazgo y en algunas montañas aisladas rodeadas por hielo (*nunataks*), permitiendo reconocer la geología de la Isla Rey Jorge (Birkenmajer, 1980a).

1.3.2. Clima

En la región de las Islas Shetland del Sur la temperatura promedio anual es de -1,8°C, con una velocidad promedio del viento de 6,5 m/s. El promedio anual de las precipitaciones alcanza los 508,5 mm y la humedad relativa se mantiene en torno al 82% según el Anexo 4 de la Zona Antártica Especialmente Protegida (ZAEP) N°128 (2014).

Durante las últimas décadas, esta región ha experimentado una de las fases de calentamiento más acelerada en el planeta. Entre los efectos observados del cambio climático en la Península Antártica

se incluyen el retroceso de glaciares y la degradación de permafrost, entre otros. (Bockheim *et al.*, 2013 en Szopińska *et al.*, 2018).

1.3.3. Flora y Fauna

La vegetación terrestre dominante en esta región de la Antártica corresponde al pasto antártico (*Deschampsia antártica*, Figura 1.2A) y al clavel antártico (*Colobanthus quitensis*, Figura 1.2B). Las briófitas (musgos) y las plantas con flores dominan la vegetación desde los 0 a los 60 m s.n.m. y los líquenes (Figura 1.2C) son más dominantes sobre esta altitud. Se pueden encontrar musgos (Figura 1.2D) de las familias Andreaeaceae, Bryaceae, Polytrichaceae, Pottiaceae y Grimmiaceae según el Anexo 4 de la Zona Antártica Especialmente Protegida (ZAEP) N°128 (2014).

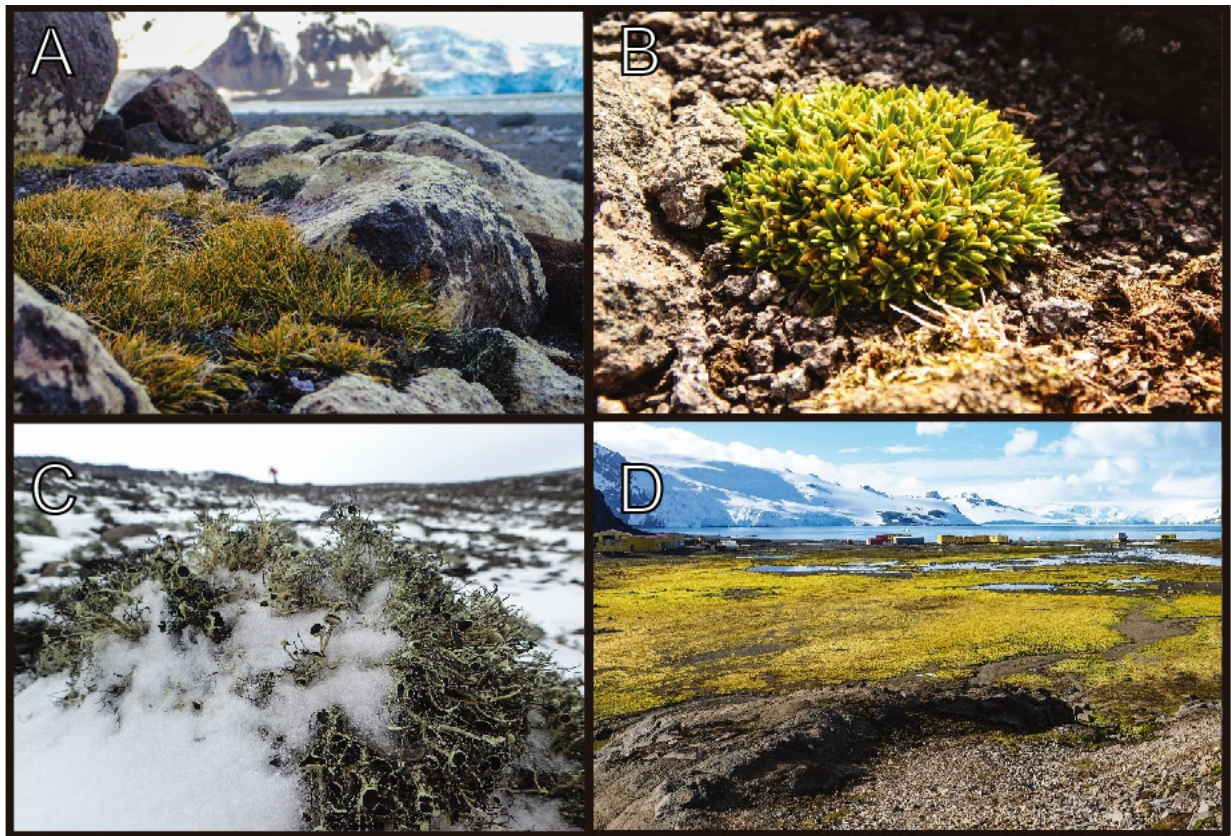


Figura 1.2: Flora del área de estudio. A: Pasto antártico (*Deschampsia antártica*). B: clavel antártico (*Colobanthus quitensis*) C: Liquen antártico (*Usnea fasciata*) D: musgos en Base Arctowski.

Las aves avistadas en la zona corresponden a las siguientes especies: pingüino gentoo (*Pygoscelis papua*, Figura 1.3A), pingüino chinstrap (*Pygoscelis antarctica*, Figura 1.3B), pingüino adelia (*Pygocelis adeliae*, Figura 1.3C), petrel gigante austral (*Macronectes giganteus*), petrel damero

(*Daption capense*), petrel de Wilson (*Oeanistes oceanicus*), petrel de vientre negro (*Fregetta tropica*), paloma antártica (*Chionis alba*), gaviota cocinera (*Larus dominicanus*), gaviotín antártico (*Sterna vittata*), skuas polares (*Stercorarius maccormicki*) y las skuas pardas (*Stercorarius lonnbergi*, Figura 1.3D) (Sierakowski, 1991).



Figura 1.3: Fauna del área de estudio. A. Pingüino gentoo (*Pygoscelis papua*). B: Pingüino chinstrap (*Pygoscelis antarctica*). C: Pingüino adelia (*Pygoscelis adeliae*). D: Skua parda (*Stercorarius lonnbergi*). E: Elefante marino (*Mirounga leonina*). F: Lobo fino antártico (*Arctocephalus gazella*).

Los mamíferos presentes son: elefantes marinos (*Mirounga leonina*, Figura 1.3E) lobos finos (*Arctocephalus gazella*, Figura 1.3F), focas de Weddel (*Leptonychotes weddelli*), focas leopardo

(*Hydrurga leonyx*) y las focas cangrejeiras (*Lobodon carcinophagus*) (Salwicka & Rakusa-Suszczewski, 2002).

1.4. Patrimonio

1.4.1. Zona Antártica Especialmente Protegida (ZAEP) N°128

La Zona Antártica Especialmente Protegida (ZAEP) N°128 fue designada originalmente como Sitio de Especial Interés Científico (SEIC) N° 8 mediante la Recomendación X-5 (1979), tras la propuesta de Polonia. Posteriormente, su designación fue ampliada a través de la Recomendación XII-5 (1983), la Recomendación XIII-7 (1985) y la Resolución 7 (1995).

Un plan de gestión revisado fue aprobado por la Medida 1 (2000), y en la Decisión 1 (2002) la zona cambió de nombre y número a Zona Antártica Especialmente Protegida (ZAEP) N°128. El área de este estudio se encuentra dentro de Zona Antártica Especialmente Administrada (ZAEA) N°1, correspondiente a la Bahía Almirantazgo (Bahía Lasserre), Isla Rey Jorge (Isla 25 de mayo), en las Islas Shetland del Sur, designadas en conformidad de la Medida 2 (2006).

Los valores biológicos y científicos de la zona son vulnerables a perturbaciones humanas, tales como la extracción excesiva de muestras, la perturbación de la flora y fauna silvestre y la introducción de especies no autóctonas. Por ello, resulta fundamental que las actividades humanas en la zona se gestionen de manera adecuada, minimizando el máximo riesgo de impacto.

1.5. Metodología de Trabajo

Las actividades del estudio se desarrollaron en tres etapas principales: pre-terreno, terreno y gabinete.

1.5.1. Etapa de pre-terreno

Se ejecutó entre el 9 y el 19 de enero de 2017, e incluyó:

- Recopilación y revisión bibliográfica del área de estudio
- Análisis de imágenes satelitales y mapas topográficos, complementado con imágenes obtenidas desde Google Earth y publicaciones científicas.

1.5.2. Etapa de terreno

Se llevó a cabo desde el 20 de enero y el 14 de febrero de 2017. De este periodo, se contabilizaron sólo 10 días de trabajo efectivo, 6 días sin actividad por diversos factores, y 10 días de navegación bordo del Buque Aquiles. El trabajo en terreno consistió en realizar prospección de tres localidades fosilíferas y el posterior levantamiento estratigráfico en dos de ellas, en el que se confeccionaron dos columnas estratigráficas de detalle (ZAM y ARC), junto a la recopilación de muestras de roca y de fósiles.

Durante esta etapa se contó con la colaboración de los doctores Marcelo Leppe (Instituto Antártico Chileno), Harufumi Nishida (Universidad de Chūō, Japón) y Felipe Hinojosa (Universidad de Chile).

1.5.3. Etapa de Gabinete

Se efectuó el análisis de muestras y datos obtenidos en terreno:

- Recopilación bibliográfica complementaria del área de estudio.
- Elaboración de un mapa georreferenciado de la zona de estudio.
- Confección de columnas estratigráficas en Adobe Illustrator.
- Confección de cuadro cronoestratigráfico de la Bahía Almirantazgo.
- Catalogación de muestras de roca y fósiles.
- Descripción de rocas de muestra de mano y selección para cortes delgados transparentes.
- Registro fotográfico de fósiles de macroflora.
- Determinación de fertilidad de palinomorfos (presencia/ausencia) en el Laboratorio Antártico “Embajador Jorge Berguño Barnes” del Instituto Antártico Chileno (INACH).
- Envío de muestras de rocas para confección de cortes delgados transparentes.
- Descripción de rocas en cortes transparentes.
- Reconocimiento de macroflora y de microflora.
- Análisis del ensamble de la flora fósil.
- Descripción y análisis de facies.

1.5.4. Análisis de macro y microflora

Las muestras fósiles de macroflora fueron fotografiadas con una cámara Sony DSLR modelo SLT-A58K, equipada con un lente 18-55 mm y posteriormente ingresadas al catálogo del Laboratorio Antártico “Embajador Jorge Berguño Barnes” del Instituto Antártico Chileno de Punta Arenas.

Adicionalmente, se seleccionaron las muestras de rocas de grano fino destinados a estudios palinológicos, las cuales fueron preparadas en el mismo laboratorio mediante descomposición con HCL y posteriormente con HF, bajo el cargo del curador de la colección paleontológica de Antártica y Patagonia del Instituto Antártico Chileno, biólogo Héctor Mansilla Vera.

El análisis palinológico y la identificación de los palinomorfos se efectuó en las instalaciones del Departamento Ciencias de la Tierra en la ciudad de Concepción, bajo la supervisión de la profesora Msc. Sylvia Palma Heldt.

1.6. Trabajos Anteriores

1.6.1. Geología en la Bahía del Almirantazgo

Los primeros estudios en el área de estudio fueron realizados entre 1913 y 1914 por Ferguson (1921). Posteriormente, Tyrrell (1921) efectuó una revisión petrográfica en la que define tres grupos de rocas: “serie antigua”, “serie joven” y un grupo de intrusiones plutónicas. Entre los años 1934 y 1937, Mackintosh y Mar recolectaron nuevas muestras de roca durante los viajes del *Discover II*, las que fueron revisadas por Tyrrel (1945), quien identificó una fase volcánica joven, posteriormente referida por Hawkes (1961).

Barton (1965) sintetizó la geología de la isla, a partir de trabajos realizados por científicos británicos entre 1948 y 1960, donde reconoce el siguiente conjunto de rocas de la Isla Rey Jorge: Las rocas volcánicas jurásicas (Jurásico Superior), el Suite intrusivo andino (Cretácico Superior-Terciario inferior), Grupo Point Hennequin, Grupo Península Fildes, Grupo Ezcurra Inlet, Grupo Isla Dufayel (Mioceno hasta el Cretácico Superior), Grupo Lions Rump (Plioceno) y el Grupo The Penguin Island (Pleistoceno al Reciente).

Birkenmajer (1980a) realizó un estudio estratigráfico, volcanológico y tectónico entre la ensenada Ezcurra y el estrecho de Bransfield, proponiendo un estándar formal litoestratigráfico para las sucesiones volcano-sedimentarias paleógenas en el área de la Bahía Almirantazgo. En este mismo trabajo, definió los Grupos Paradise Cove y Glaciar Baranowski, redefinió el Grupo Ezcurra Inlet y les asignó una edad Oligoceno. En una compilación posterior, Birkenmajer (1980b) basado en mapeos geológicos de la Bahía del Almirantazgo a una escala 1:50.000, distinguió los siguientes seis complejos de rocas: “1) complejo estratiforme de lavas andesitas y riolíticas y sedimentos (Grupo Martel Inlet y Cardoso Cove posiblemente del Jurásico Superior), 2) intrusiones andinas representadas por gabros y diques dioríticos asociados con mineralización de pirita (Grupo Wegger Peak, aproximadamente del límite Cretácico-Terciario), 3) Complejo estratiforme Terciario de lavas basálticas y andesíticas y sedimentos interestratificados, de más de 2700 m de espesor (Supergrupo King Island, probablemente del Eoceno al Mioceno Medio), 4) Complejo intrusivo del Terciario tardío de diques basálticos y andesíticos y *plugs* (Grupo Admiralty Bay, posiblemente del límite Mioceno-Plioceno), 5) efusivos del Terciario tardío: basaltos de olivino, andesitas y sedimentos, de alrededor de 600 m de espesor (Supergrupo Krakow Icefield, Plioceno al Pleistoceno temprano), con trazas bien preservadas y dos subsecuentes glaciaciones y finalmente 6) intrusiones cuaternarias (Grupo Cape Syrezol del Pleistoceno y el Grupo Penguin Island del Holoceno), principalmente basaltos de olivino, relacionados a la apertura del rift de Bransfield.

Birkenmajer (1982) publicó dataciones radiométricas de roca total por método K/Ar, de los Grupos Paradise Cove, Glaciar Baranowski y Ezcurra Inlet. Obtuvo una edad de $67,7 \pm 3,5$ Ma en lavas basálticas del Grupo Paradise Cove (Uchatka Point); una edad de 77 ± 4 Ma en lavas basalto andesíticas de la base del Grupo Glaciar Baranowski (Formación Llano Point), y, por último, una edad de $66,7 \pm 1,5$ Ma en lavas basalto andesíticas del Grupo Ezcurra Inlet (Formación Arctowski Cove).

Smellie *et al.* (1984) describen la estratigrafía, geoquímica y la evolución tectónica de las Islas Shetland del Sur. En una compilación geológica posterior, Birkenmajer (2001, 2003), asignó a la Formación Llano Point al Santoniano-Campaniano medio y a la Formación Zamek al Campaniano medio-Maastrichtiano medio.

Yeo *et al.* (2004) realizan un análisis geoquímico de rocas volcánicas de *nunataks* y conductos volcánicos en las Penínsulas de Weaver y Barton, indicando que el volcanismo del Paleoceno-Eoceno en la Isla Rey Jorge refleja ser de un arco volcánico insular inmaduro. Luego, diversos trabajos (Kraus 2005, Kraus & del Valle 2008 y Kraus *et al.*, 2007, 2008) desarrollan una investigación detallada para los diques magmáticos de las islas Livingston, Nelson, Rey Jorge y Penguin, sugiriendo que el magmatismo de los diques refleja múltiples episodios vinculados tanto a la subducción activa como a procesos de rifting continental relacionados con la apertura del Estrecho de Bransfield. Por otro lado, Panczyk *et al.* (2009) mediante dataciones isotópicas SHRIMP U/Pb en los diques Blue y Jardine Peak, determinan que estas intrusiones subverticales corresponden al Oligoceno tardío (Chattiano). Kraus *et al.* (2010) reportan nuevos resultados de la historia geodinámica de la Isla Rey Jorge, en donde los diques de Isla Rey Jorge se emplazaron principalmente en el Eoceno temprano-medio (47–45 Ma), reflejando el cambio de un régimen compresivo a extensional en el arco antártico.

Nawrocki *et al.* (2010) interpretan, a partir de análisis paleomagnéticos y dataciones radiométricas Ar/Ar y U/Pb de las secuencias volcano-sedimentarias del Sur de la Isla Rey Jorge, la existencia de una rotación paleomagnética en las rocas volcánicas de estas secuencias. Los mismos autores (2011) reasignan la edad de la Formación Llano Point al Eoceno inferior (Ypresiano) mediante dataciones radiométricas Ar/Ar (52-50,8 Ma). Posteriormente, Poblete *et al.* (2011), a través de estudios paleomagnéticos en las Islas Shetland del Sur, descartan la rotación paleomagnética previamente propuesta por Nawrocki *et al.* (2010).

Mozer (2012) realiza un sondeo geoquímico en rocas volcánicas y sedimentarias de la Formación Point Thomas, en el afloramiento de Cytadela. En la localidad de Red Hill, Mozer *et al.* (2015), mediante dataciones radiométricas en K/Ar, obtienen una edad del Eoceno temprano tardío al Eoceno medio (51–42 Ma) para el Grupo Glaciar Baranowski. Por otra parte, Spinola *et al.* (2017) investigan paleosuelos formados de material volcánico del afloramiento de Cytadela, ricos en arcillas (esmectita), utilizando difracción de rayos X, y datan los basaltos de la Formación Point Thomas que cubren dichos paleosuelos mediante dataciones radiométricas Ar/Ar, obteniendo edades entre 51-48 Ma.

En trabajos más recientes, Leat & Riley (2021a) realizan una revisión y compilación de la volcanología de la Península Antártica y las Islas Shetland del Sur. Leat & Riley (2021b) llevan a cabo una síntesis de la petrología de la misma región. Smellie *et al.* (2021a) efectúan un nuevo mapeo en la costa oeste de la Bahía Almirantazgo, acompañado de nuevas dataciones radiométricas que permiten reasignar las rocas de la Formación Arctowski Cove y Llano Point a la Formación Hennequin. Posteriormente, Smellie *et al.* (2021b) presenta un resumen del paleoambiente y el volcanismo en Antártica. Finalmente, Bastías *et al.* (2023) propone una estratigrafía unificada para las Islas Shetland del Sur y un mapa geológico actualizado mediante una compilación de mapas geológicos previos.

1.6.2. Registro paleobotánico en la Bahía del Almirantazgo

Fourcade (1960) reportó seis sitios en la Península de Fildes con plantas fósiles cenozoicas del Mioceno inferior a medio. Orlando (1963, 1964) correlacionó estas floras con las del Grupo Point Hennequin en la Bahía del Almirantazgo.

Stuchlik (1981) identificó treinta y seis tipos de polen y esporas, que conforman el ensamble “*Nothofagus*-Pteridophyta”, en rocas sedimentarias del Miembro Petrified Forest del Grupo Ezcurra Inlet en la Bahía del Almirantazgo. Smellie *et al.* (1984) describieron plantas bien preservadas encontradas en depósitos morrénicos, que corresponderían a fósiles de la base de la Formación Anvil Crag (Formación Zamek). Torres & Lemoigne (1988) realizaron estudios en maderas fósiles de la Formación Arctowski Cove identificando *Phyllocladoxylon antarcticum*, *Araucarioxylon* sp. 1, *Araucarioxylon* sp. 2, *Nothfagoxylon triseriatum* y *Nothfagoxylon palaeoglauca*.

Birkenmajer & Zastawniak (1989) estudiaron colecciones de plantas fósiles asignadas al Cretácico Superior y del Paleógeno recolectadas durante la Expedición Antártica Polaca entre 1977 y 1986 en la Isla Rey Jorge, estableciendo su distribución estratigráfica y sus implicancias paleoclimáticas. Dutra (1989a), a partir de la tafocenosis de la paleoflora de la morrena “Block Point” frente al Glaciar Baranowsky, determinó su afinidad con la “paleoflora mixta” del Paleógeno de Sudamérica. Ese mismo año, Dutra (1989b) analizó la paleoflora de bloques encontrados en la morrena frontal a Zamek Hill, concluyendo la predominancia de fagáceas en el material fósil.

Askin (1992) realizó la distribución estratigráfica de hojas, troncos y polen fósil de los afloramientos del Cretácico Superior y del Paleógeno de Antártica. Zastawniak (1994) señaló el predominio de angiospermas en las impresiones foliares fósiles de bloques en la Morrena Blaszyk y efectuó un análisis fisionómico de la flora, sugiriendo un clima mesotérmico.

Barba (1996) identificó *Nothofagoxylon* sp. en Zamek Hill; a partir de esta madera fósil y de su afinidad taxonómica, infirió un paleoclima templado-húmedo para el Paleógeno en la Isla Rey Jorge. Dutra & Batten (2000) describieron materiales *in situ* de Zamek Hill en la base de la Formación Zamek, correspondientes a fragmentos de hojas moderadamente preservadas, correlacionados con los registros de Zastawniak (1994) en la Morrena Blaszyk.

Mozer (2012) en la Formación Point Thomas, evidenció un ensamble de *Nothofagus*, con numerosos helechos y diversas angiospermas dominadas por podocarpaceas en la localidad de Cytadela. Luego, Cantril & Poole (2012) caracterizaron la evolución de la vegetación en Antártica desde el Devónico al Reciente, donde refieren a la Formación Zamek y a la Formación Arctowski Cove.

Reguero *et al.* (2013) analizaron el registro de la vegetación de finales del Cretácico-Paleógeno en la Antártida Occidental. Mozer *et al.* (2015) estudiaron la localidad de Red Hill para el Grupo Glaciar Baranowski, identificando flora fósil de *Nothofagus* y helechos asociados a niveles de la Formación Zamek. Finalmente, Romero *et al.* (2019) mencionaron los registros de la Formación Zamek y compararon los morfotipos colectados en Isla Vega (Península Antártica Oriental) con los materiales de Zamek Hill descritos por Zastawniak (1994) y Dutra & Batten (2000).

1.7. Agradecimientos

Quiero agradecer al Proyecto Fondecyt N° 1151389 “*Paleogeographic patterns v/s climate change in South America and the Antarctic Peninsula during the latest Cretaceous: a possible explanation for the origin of the Austral biota?*”, en la persona del Dr. Marcelo Leppe Cartes, quién me integró a su proyecto y brindó el financiamiento que hizo posible, además de su constante apoyo y valiosos consejos a lo largos de estos años.

A la Profesora Msc. Sylvia Palma-Heldt, quien ha sido un verdadero pilar en mi paso por el Departamento Ciencias de la Tierra (DCT). Su apoyo, sus consejos y guía para seguir el camino de la paleontología, durante mi proceso como estudiante y profesional. Al Dr. Luis Arturo Quinzio Sinn, por haber sido ser parte de esta memoria y por su disposición para resolver consultas. A la Dra. Verónica Pineda y Dra. María Eugenia Cisternas, quienes me guiaron en la primera parte de este trabajo y a la Dra. Tânia L. Dutra, por su ayuda a lo largo de esta investigación. A los profesores Abraham González Martínez y Ramiro Bonilla Parra, por formar parte de la comisión, Asimismo, al INACH, NOAA y a la Base Henryk Arctowski, por el apoyo logístico en la expedición.

Agradezco también a don Gerardo Flores, don Mauricio, don Pedro, Srta. Carolina, don Luis Vásquez, profesora Dra. Verónica Oliveros, Mauro, Pablo Salas, profesora Dra. Fernanda Álvarez y María Esperanza, quienes fueron parte esencial de mi día a día en la Carrera de Geología.

A mis amigos, quienes han sido compañía de alegrías y penas en este camino: Leslie, Carito, Pola, Alonso, Pauli, Vero, Bruno, Belén, Lucy, Vicente, Macca, Coni, Sergio, José, Jesús, Rommy, Fran, Ernesto, Leo y Rodrigo. De manera especial, a mis amigos y compañeros de terreno, quienes compartieron conmigo aprendizajes y desafíos durante estos años: Leslie Manríquez, Jhonatan Alarcón, Viviana Lobos, Verónica Milla, María Jesús Ortuya, Sebastián Garrido, Juan Pablo Guevara, Barbara Aravena, Héctor Ortiz, Sergio Soto, Felipe Suazo, Daniel Bajor, Valentina Poblete, Juan Pablo Pino, Cristine Trevisan, Héctor Mansilla, Pedro Vargas, Rodrigo Otero, Dr. Harufumi Nishida, Dr. Felipe Hinojosa y Dr. Brian K. Horton.

A Sarah Davis, por su apoyo incondicional y paciencia, compañera y soporte fundamental en mi vida, tanto en lo personal como en lo académico.

Finalmente, a mi familia, que me ha acompañado y sostenido en este largo recorrido lleno de estudios, alegrías y también dificultades. A mi madre Julia, una de las personas que más quiero, siempre presente y acompañándome en cada etapa. A mis hermanas y sobrina, Jessica, Carolina, Annais y Florencia, por su paciencia y apoyo. A mis gatos Otoña y Tom, por su compañía constante. Y, por último, a mi padre Wladimir, cuyo recuerdo permanece como un gran pilar, que, a pesar de su pronta partida, su presencia sigue siendo guía y fuerza en cada paso de mi vida.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. Generalidades

La Bahía Almirantazgo es la mayor ensenada de la Isla Rey Jorge, ubicada en el archipiélago de las Islas Shetland del Sur, Antártica Occidental. Forman parte de un arco magmático desarrollado tras la ruptura de Gondwana, durante la subducción de la Placa de Phoenix bajo la Placa Antártica (Panczyk *et al.*, 2009). Gran parte de las rocas que afloran en el área de estudio, se originaron por la actividad magmática de este arco, incluyendo numerosas intrusiones hipabisales que cortan las secuencias volcánicas estratiformes (Birkenmajer *et al.*, 1991; Soliani y Bonhomme, 1994; Panczyk *et al.*, 2009).

La mayoría de las rocas expuestas en la bahía, fueron descritas inicialmente como una secuencia volcánica estratiforme de más de 2.700 metros denominada “Supergrupo Isla Rey Jorge”, de una posible edad Eoceno-Mioceno medio (Birkenmajer, 1980a). Las sucesiones representadas en el área de estudio (Figura 2.1), corresponden al Grupo Paradise Cove (formaciones Creeping Slope, Uchatka Point y Demay Point), al Grupo Glaciar Baranowski (formaciones Llano Point y Zamek) y al Grupo Ezcurra Inlet (formaciones Arctowski Cove y Point Thomas).

2.2. Rocas Estratificadas

2.2.1 Grupo Paradise Cove.

Definido por Birkenmajer (1980b), corresponde a una sucesión compuesta por lavas basálticas, lutitas rojas con tobas verdes, niveles de conglomerados “*escamosos*”, brechas tobáceas, pisolitos silíceos, conglomerados, aglomerados, tobas de lapilli y lavas porfídicas con intrusiones dacíticas. Se distribuye únicamente en el sector occidental del cruce entre la Bahía Almirantazgo y el Estrecho de Bransfield, con espesores que varían entre 170 a 280 metros (Birkenmajer, 1980b). Este grupo está conformado por tres formaciones, de base a techo: Formación Uchatka Point (basaltos), Formación Creeping Slope (depósitos continentales) y Formación Demay Point (rocas volcánicas félsicas) (Birkenmajer, 1980b).

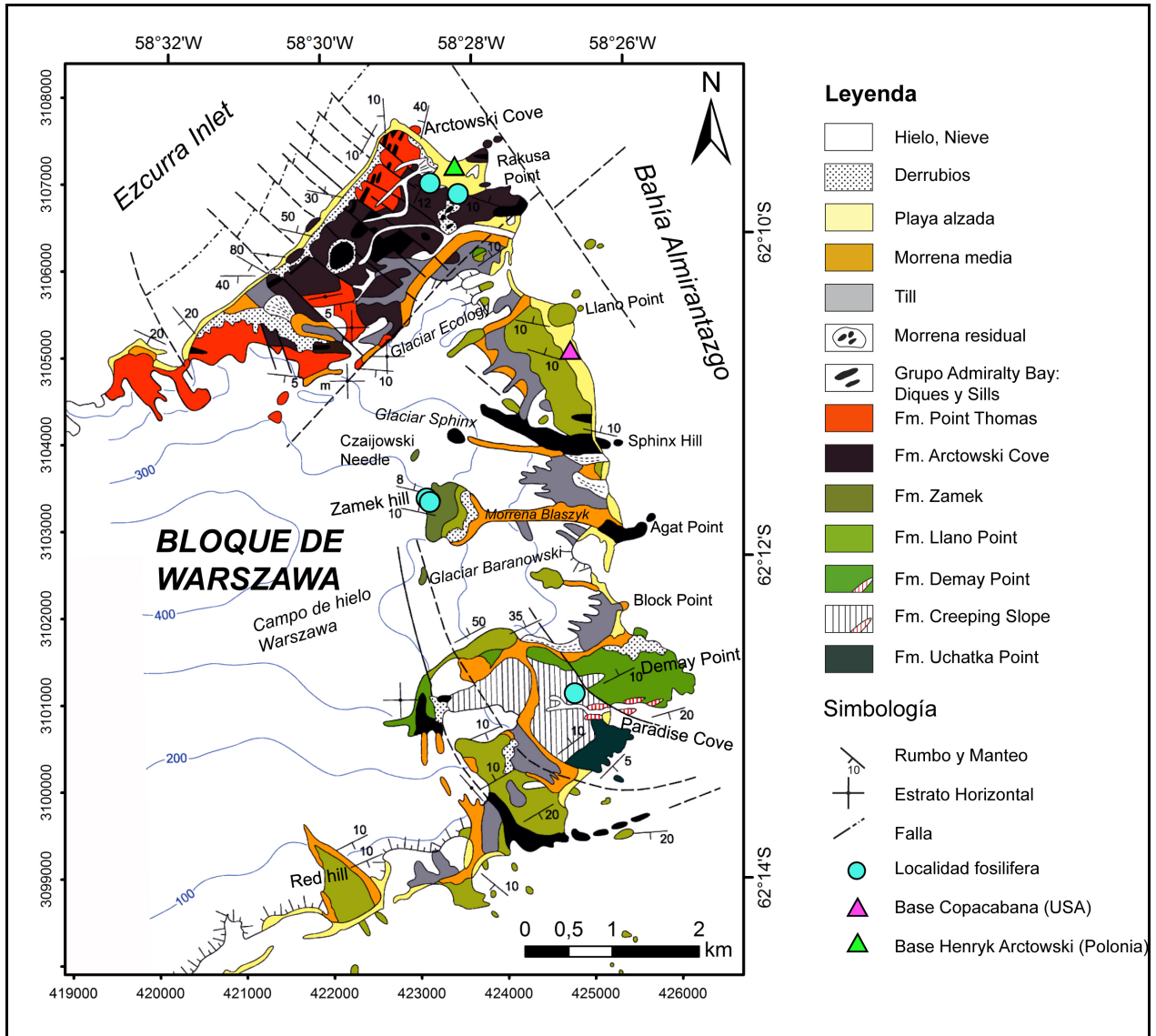


Figura 2.1: Mapa Geológico del Bloque de Warszawa en la Bahía Almirantazgo. Modificado de Mozer *et al.* (2015).

El contenido fósil está subordinado principalmente en la parte media del grupo (Figura 2.2), es decir, en la Formación Creeping Slope (Birkenmajer & Zastawniak, 1989), donde se han identificado restos de madera del género *Nothofagoxylon* (Jagmin, 1987; Birkenmajer & Zastawniak, 1989).





BAHIA ALMIRANTAZGO	Bloque Warszawa		
	Grupo Glaciar Baranowski	Fm. Zamek	
		Fm. Llano Point	
	Grupo Paradise Cove	Fm. Demay Point	
		Fm. Creeping Slope	
		Fm. Uchatka Point	
	Grupo Ezcurra Inlet	Fm. Point Thomas	
Fm. Arctowski Cove			

Figura 2.2: Esquema estratigráfico con antecedentes de flora fósil del Bloque Warszawa en la Bahía Almirantazgo. Elaboración propia

Inicialmente, Birkenmajer (1980b) asignó al grupo una edad de Oligoceno inferior, al considerarlo más reciente que el Grupo Dufayel Island del Eoceno, con el cual comparte características litológicas. Posteriormente, Birkenmajer (2001, 2002, 2003 en Nawrocki *et al.*, 2010) lo situó en el Coniaciano-Santoniano. Finalmente, Nawrocki *et al.* (2010) propusieron una edad Campaniano-Maastrichtiano para el Grupo Paradise Cove.

2.2.1.1. Formación Uchatka Point

Definida por Birkenmajer (1980b), consiste en una sucesión con flujos de lavas basálticas toleíticas, con textura afanítica a porfídica, de color verde a verde-grisáceo azulado y, en ocasiones,

gris oscuro. Los flujos de lavas individuales tienen espesores de 5 a 10 metros y no presentan brechas preservadas. Se distribuye en la costa sur a suroeste del estrecho de Paradise Cove con buena exposición en Uchatka Point, donde alcanza un espesor mínimo de 50 metros. El contacto inferior es desconocido (se encuentra bajo el nivel de mar) e infrayace a las lutitas rojas de la Formación Creeping Slope (Birkenmajer, 1980).

Dataciones radiométricas ^{40}Ar - ^{39}Ar de roca total de basaltos indican una edad de $75,4 \pm 0,9$ Ma (Campaniano) para la Formación Uchatka Point (Nawrocki *et al.*, 2010).

2.2.1.2. Formación Creeping Slope

Definida por Birkenmajer (1980b), como una unidad sedimentaria continental, está compuesta principalmente por lutitas rojas y niveles de conglomerados volcanoclásticos con troncos silicificados. Ha sido reconocida solamente en las localidades de Demay Point (Green Creek) y The Tower, con un espesor de 60 metros (Birkenmajer, 1980). Las lutitas rojas de su base sobreyacen a los flujos basálticos verdes de la Formación Uchatka Point (Birkenmajer, 1980).

El contenido fosilífero corresponde a restos de madera de *Nothofagoxylon*, con preservación de anillos de crecimiento (Jagmin, 1987; Birkenmajer & Zastawniak, 1989) (Figura 2.2). Las lutitas rojas han sido interpretadas como depósitos sedimentarios de un lago somero o de una llanura de inundación localizada (Birkenmajer, 1980b).

En primera instancia, la edad para la formación fue asignada al Oligoceno inferior en base a la posición litoestratigráfica con las sucesiones de la Isla Rey Jorge según Birkenmajer (1980b). Luego, según Birkenmajer (2002, 2003) el rango de edad para esta formación comprende desde el Coniaciano al Santoniano. Finalmente, Nawrocki *et al.* (2010) proponen una edad Campaniano-Maastrichtiano para la Formación Creeping Slope.

2.2.1.3. Formación Demay Point

La Formación Demay Point fue definida por Birkenmajer (1980b) como una sucesión continental de lavas porfíricas ácidas con intrusiones, brechas tobáceas, pisolitos silíceos, conglomerados rojos, aglomerados y tobas de lapilli. Los flujos de lavas, principalmente traquitas, se caracterizan

por su alto contenido en sílice (Nawrocki *et al.*, 2010). Esta unidad ha sido reconocida únicamente en las localidades de Demay Point, Brama Hill y Paradise Cove, donde alcanza espesores de entre 60 a 170 metros.

Es la Formación más joven del Grupo Paradise Cove y fue asignada inicialmente al Campaniano según dataciones radiométricas K-Ar (Birkenmajer *et al.*, 1983). Sin embargo, nuevas dataciones mediante métodos U-Pb y ^{40}Ar - ^{39}Ar , junto datos paleomagnéticos indican una edad ypresiana (53,7-50,8 Ma) para la formación (Nawrocki *et al.*, 2010).

2.2.2. Grupo Glaciar Baranowski

El Grupo Glaciar Baranowski, definido por Birkenmajer (1980b), corresponde a una sucesión monótona de basaltos toleíticos, rocas piroclásticas y flujos de lava andesíticos estratificados, generalmente de espesor constante. Las lavas son masivas, vesiculares o amigdaloidales, con textura afanítica a porfídica y tonalidades que varían de verde a verde oscuro. Los flujos son generalmente de 1 m a 15 m de espesor.

Este grupo está conformado por dos unidades: Formación Llano Point (inferior) y Formación Zamek (superior), con un espesor total aproximado de 1.140 metros. El contacto inferior aflora en la localidad de Brama Hill, entre los glaciares Baranowski y Tower, y es discontinuo respecto al techo del Grupo Paradise Cove. Mientras tanto el contacto superior no se ha descrito, ya que se encuentra cubierto por hielo del Glaciar Ecology (Birkenmajer, 1980b).

Inicialmente, el grupo fue tentativamente asignado al Oligoceno temprano-medio en base a la posición litoestratigráfica con las sucesiones de la Isla Rey Jorge (Birkenmajer 1980a)., Birkenmajer *et al.* (1983) realizaron las primeras dataciones radiométricas en flujos de lava andesita-basáltica, en la localidad de Brama para la base de la Formación Llano Point (77 ± 4 Ma) y en lavas de la base del Grupo Ezcurra Inlet ($66,7\pm 1,5$ Ma). Posteriormente, dataciones mediante método K-Ar de roca total en lavas andesitas-basálticas del techo de la Formación Llano Point y lavas basálticas de la parte central de la Formación Zamek (Red Hill), asignaron al grupo una edad ypresiana-lutetiana 51-42 Ma (Mozer *et al.*, 2015).

2.2.2.1. Formación Llano Point

Definida por Birkenmajer (1980a) la Formación Llano Point corresponde a una sucesión monótona de lavas basálticas toleíticas y subordinadamente flujos de lava andesíticos, con intercalaciones piroclásticas y, en ocasiones, niveles de areniscas tobáceas rojas, Su espesor máximo alcanza los 1.100 metros (Birkenmajer, 1980a). Las lavas andesíticas masivas y porfídicas de la base de la formación se encuentran en contacto discontinuo con el techo del Grupo Paradise Cove.

Las primeras dataciones radiométricas mediante método K/Ar en las lavas andesita-basálticas asignaron una edad Campaniana (77 ± 4 Ma) (Birkenmajer 1983). Por otro lado, Nawrocki *et al.*, (2011), a partir de dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en lavas andesita-basálticas controladas por magnetoestratigrafía, propusieron una edad ypresiana (51–49,5 Ma) para la sucesión y Mozer *et al.*, (2015) en rocas andesita-basálticas indican una edad 51.18 ± 2.15 Ma a 50.49 ± 2.57 Ma para la parte alta de la formación.

2.2.2.2. Formación Zamek

Descrita por Birkenmajer (1980b) como una sucesión de lavas basálticas de color gris oscuro a verdoso y lavas andesíticas de augita, con alternancia de escorias, brechas piroclásticas, tobas con horizontes de plantas, areniscas tobáceas localmente-conglomerádicas y fangolitas tobáceas. La base de la sucesión está marcada por un aglomerado de flujo lahárico de 2 a 5 metros de espesor (Birkenmajer 1985). La localidad tipo es Zamek Hill, aunque también aflora en otras localidades cómo The Tower, Brama Hill y Red Hill, siendo ésta última considerada por Mozer *et al.* (2015) como uno de los mejores afloramientos para el Grupo Glaciar Baranowski.

Dutra y Batten (2000) identificaron estructuras sedimentarias tales como grietas de desecación, marcas de lluvia, ondulitas simétricas y asimétricas, icnofósiles y superficies oxidadas con revestimientos ferruginosos en la sucesión. El espesor mínimo de la formación es de 40 metros (Birkenmajer 1980b).

El contenido fosilífero se caracteriza por el denominado *ensamble Zamek*, compuesto por improntas foliares del género *Nothofagus*, asociadas a otras angiospermas primitivas (Magnoliidae, Asteridae, Dilleniidae y Rosidae), con morfotipos pentalobulados que sugieren la presencia de

familias de Araliaceae, Malvaceae y Sterculiaceae. También se han registrado restos escasos de pteridofitas (helechos) y gymnospermas (coníferas) (Dutra & Batten, 2000). La predominancia de hoja microfilas y notofilas, junto con un bajo índice de tamaño foliar, sugiere un clima mesotérmico subhúmedo para la formación (Birkenmajer, 1989; Zastawniak, 1994).

Respecto a su edad, Birkenmajer (1983) la asignó al Campaniano-Maastrichtiano, basándose en su posición estratigráfica y de dataciones radiométricas K/Ar a la formación infrayacente Llano Point (77 ± 4 Ma) y de la formación que la sobreyacente Arctowski Cove-Miembro Rakusa Point ($66,7 \pm 1,5$ Ma). Por otro lado, dataciones más recientes realizadas por Mozer *et al.* (2015) mediante método K-Ar en lavas basálticas de la localidad de Red Hill indican una edad más joven para estas lavas, comprendida entre 46.14 ± 3.19 Ma y 41.88 ± 1.51 Ma. De esto último, en base a los datos radiométricos obtenidos, indicaron que los niveles fosilíferos de la Formación Zamek en la localidad de Red Hill tienen una edad entre 51 a 47 Ma (Mozer *et al.*, 2015).

2.2.3. Grupo Ezcurra Inlet

Definido por Barton (1965) y posteriormente redefinido por Birkenmajer (1980b), está constituido por dos formaciones separadas por una discordancia: la Formación Arctowski Cove y la Formación Point Thomas. Ambas se distribuyen a lo largo del noroeste de la costa Ezcurra Inlet.

Las sucesiones incluyen lavas basálticas y andesítico-basálticas que alternan con depósitos fluviales, rocas volcanoclásticas con fragmentos de madera fosilizada, conglomerados, areniscas y arcillolitas continentales con restos de plantas fósiles, además de depósitos de tipo lahar intercalados con lavas basálticas (Figura 2.2).

La edad de la base del Grupo Ezcurra Inlet se ha asignado al Cretácico Superior-Paleógeno ($66.7 \pm 1,5$ Ma) mediante dataciones K-Ar en lavas basalto-andesíticas de la base de la sucesión (Birkenmajer *et al.*, 1983). Por otro lado, la edad del techo se estableció a partir de la relación estratigráfica con la unidad sobreyacente, la Formación Point Thomas, de edad Bartoniano-Priboniano ($37.4 \pm 1,1$ Ma) (Birkenmajer, 2003 en Nawrocki *et al.*, 2010).

2.2.3.1. Formación Arctowski Cove

Definida por Birkenmajer (1980b) y subdividida en cuatro miembros: Miembro Rakusa Point, Miembro Hala, Miembro Petrified Forest y el Miembro Skua Cliff. El Miembro Rakusa Point constituye la base de la formación, con un espesor de 60 metros, compuesto principalmente por flujos andesíticos y basálticos oscuros. El Miembro Hala con un espesor de 100-140 metros, corresponde a la parte media-inferior de la Formación Arctowski Cove. Está constituido por flujos volcánicos más delgados, a menudo escoráceos, con intercalaciones de lutitas y conglomerados que contienen fragmentos de troncos fósiles. El Miembro Petrified Forest con un espesor aproximado de 30-50 metros, ocupa la parte media-superior de la formación. Está conformado por rocas sedimentarias depositadas en un ambiente fluvial y sobreyace por contacto erosivo a las lavas del Miembro Hala. La sucesión, de base a techo, incluye: arcillo-lutitas y areniscas tobáceas; arcillolitas con un ensamble de polen-esporas y un horizonte de troncos petrificados, una capa de carbón alóctono, un conglomerado tobáceo con fragmentos de troncos y lutitas en el techo. Por último, el Miembro Skua Cliff, con un espesor de 6-24 m, consiste en depósitos tipo lahar con fragmentos de troncos, ocasionalmente intercalados con delgados flujos de lava (Birkenmajer, 1985). La potencia total de la Formación Arctowski Cove es de aproximadamente 220 m de espesor (Mozer, 2012).

El registro paleobotánico del Miembro Petrified Forest, se reconocieron nueve tipos de polen de *Nothofagus*, incluidos los tres tipos recientes (*fusca*, *brassi* y *menziessi*), siendo el grupo *fusca* el más abundante (Birkenmajer & Zastawniak, 1989). También se identificaron diversas Pteridophytas, representadas por esporomorfos de Cyathaceae, Deenstaedtiaceae, Gleicheniaceae, Hymenophyllaceae, Polypodiaceae, Salviniaceae y Schizeaceae, además de varios taxos indeterminados (*incertae sedis*) (Stucklik, 1981 en Birkenmajer & Zastawniak, 1989). Así mismo, se hallaron troncos petrificados con anillos de crecimiento atribuibles al género *Araucaria*, junto con formas intermedias entre *Fagus* y *Nothofagus* (Cortemiglia *et al.*, 1981 en Birkenmajer, 1985) y *Phyllocladoxylon antarcticum*, *Araucarioxylon* sp. 1, *Araucarioxylon* sp. 2, *Nothofagoxylon triseriatum* y *Nothofagoxylon palaeoglauca* (Torres & Lemoigne (1988).

Las primeras dataciones radiométricas mediante método K-Ar en la base del Miembro Rakusa, indicaron una edad Cretácico Superior-Paleógeno para la formación (66.7±1,5 Ma) (Birkenmajer

et al., 1983). Sin embargo, nuevas dataciones mediante método K-Ar en lavas sugieren una edad Eoceno (50 y 44 Ma) (Nawrocki *et al.*, 2010).

2.2.3.2. Formación Point Thomas

Definida por Birkenmajer (1980) en las cercanías de la Base Arctowski, en la localidad Point Thomas, como un complejo de lavas basáltico-andesítico, rocas piroclásticas y, ocasionalmente, flujos laminares (*sheet flow*) (Birkenmajer, 1980). La sucesión sobreyace a la Formación Arctowski Cove e infrayace a la Formación Point Hennequin.

Composicionalmente, las lavas corresponden a toleitas basálticas con baja concentración de potasio y alto aluminio. Las rocas piroclásticas incluyen horizontes con restos de plantas fósiles (Birkenmajer, 1989). La potencia de la sucesión alcanza unos 500 m y ha sido reconocida en la localidad tipo (Point Thomas), a lo largo de la costa sur de Ezcurra Inlet, entre el Valle Italy (oeste del Glaciar Zalewski) y la localidad de Cytadela (Birkenmajer, 1980b).

El registro paleobotánico de la Formación Point Thomas en Cytadela, aparece en una toba intercalada entre las lavas basálticas, con improntas aisladas de hojas de helechos, como *Blechnum* sp., plantas dicotiledóneas de tipo *Nothofagus*, hojas con venación pinada y restos de coníferas (Podocarpaceae?) (Birkenmajer & Zastawniak, 1989). En Cytadela el ensamble de paleoflora *Nothofagus*-pteridophyta (y posiblemente podocarpácea), es transicional entre el ensamble de paleobotánico del Miembro Petrified Forest de la Formación Arctowski y el de la Formación Mount Wawel (bloque Kraków) (Birkenmajer, 1989).

En primera instancia la edad de la Formación Point Thomas fue asignada al Eoceno superior-Oligoceno inferior según Birkenmajer *et al.* (1983, 1986). No obstante, nuevas dataciones mediante método ^{40}Ar - ^{39}Ar en lavas ($48,9 \pm 0,7$ Ma) y U/Pb SHRIMP en circón de flujos de lava ($44,9 \pm 1,3$ Ma), indican una edad Ypresiano-Luteniano (Nawrocki *et al.*, 2010).

2.2.4. Depósitos semiconsolidados y no consolidados

Corresponden a depósitos del Pleistoceno tardío y Holoceno, e incluyen morrenas, zonas de lavado, playas elevadas, depósitos costeros y acumulaciones en laderas de montaña (Birkenmajer, 1980b).

Las morrenas pleistocenas son residuales y se encuentran pobremente preservadas en las cercanías de la Estación Henryk Arctowski, próximas al nivel del mar más alto registrado para el Holoceno (55-65 m s.n.m). Los depósitos de morrena cercanos a la costa, constituyen una mezcla de gravas de playa y depósitos glaciares, con frecuentes fragmentos de huesos de ballenas recientes, fragmentos de barcos balleneros, remos y otros objetos, que evidencian la actividad ballenera de principios del siglo XX en la Bahía del Almirantazgo. Estos depósitos se disponen horizontalmente por sobre las unidades más antiguas.

2.3. Rocas Ígneas

Definido por Birkenmajer (1980b) como “Grupo Admiralty Bay”, corresponde a un pequeño grupo de cuerpos hipabisales, diques andesíticos y basálticos, además de *plugs*. Posteriormente, Birkenmajer (2003) subdividió este grupo en cinco unidades informales, ordenadas según orden de intrusión: (1) Diques Sphinx Hill, (2) Diques Panorama Ridge, (3) Plugs Jardine Peak, (4) *plugs* y diques de Jersak Hills y (5) diques de Hervé Cove. Estas intrusiones hipabisales cortan a las rocas volcánicas estratificadas del Bloque de Warszawa en la Bahía Almirantazgo (Nawrocki *et al.*, 2010).

En primera instancia, Birkenmajer (1980b) propuso una edad entre el Mioceno tardío y el Plioceno temprano para el “grupo”, proponiendo que aproximadamente hace 21-20 Ma. un sistema de fallas de rumbo, formado transversalmente a las fallas longitudinales de la Isla Rey Jorge, fue utilizado para la intrusión de diques del Grupo Admiralty Bay (Birkenmajer *et al.*, 1983). Posteriormente, nuevas dataciones a través de método K-Ar en diques andesíticos, atribuibles al Grupo Admiralty Bay en la Península de Keller, indicaron una edad Eoceno (Pankhurst & Smellie 1983; Smellie *et al.*, 1984; Birkenmajer *et al.*, 1986).

En la localidad de Sphinx Hill, el dique Sphinx, corresponde a un gran dique de composición riodacita-riolita porfirítica con bandas negras (Kraus *et al.*, 2010), que mediante dataciones ^{40}Ar - ^{39}Ar obtienen una edad de 47,09 Ma.

Por otro lado, los diques Blue y Jardine Peak, fueron datados mediante método U/Pb SHRIMP en circones, obteniéndose edades de $27,9 \pm 0,3$ Ma y $25,4 \pm 0,4$ Ma, respectivamente (Panczyk *et al.*,

2009). Estos resultados se han vinculado con la tectónica y el magmatismo extensional asociados a la apertura del Pasaje de Drake, que habría favorecido el emplazamiento de estas intrusiones subverticales (Nawrocki *et al.*, 2010).

2.4. Evolución Tectónica

La evolución tectónica del arco magmático de las Islas Shetland del Sur, del cual la Isla Rey Jorge forma parte, se inicia con la subducción de la placa de Phoenix (Aluk) bajo la Península Antártica tras la ruptura de Gondwana que ocurre hace 170 y 140 Ma (Bastias *et al.*, 2023). Este proceso está representado por un conjunto de lavas y rocas volcanoclásticas de edad mesozoica y cenozoica (Smellie *et al.*, 1984; Panczyk *et al.*, 2009), excluyendo al complejo acrecional metamórfico Grupo Isla Elefante e Isla Clarence (Trow *et al.*, 1998 en Haase *et al.*, 2012).

El fracturamiento de Gondwana comenzó alrededor de los 167 Ma (König & Jokat, 2006) asociado a la formación de un rift continental. Como consecuencia de este proceso se desencadenó un extenso magmatismo durante el Jurásico Inferior-Medio, considerado el episodio de volcanismo continental más voluminoso durante el Fanerozoico (Pankhurst *et al.*, 2000). Evidencias de este evento queda representado por las formaciones el Quemado y Tobífera, que constituyen gran parte del basamento de la Cuenca de Magallanes (Natland, 1974; Ramos & Aguirre-Urreta, 1994).

En la Península Antártica, gran parte de las rocas volcánicas de este evento han sido incluidas dentro del Grupo Volcánico de la Península Antártica (*Antarctic Peninsula Volcanic Group* de Thomson *et al.*, 1983). Posteriormente, hacia 147 Ma, se originó un fondo oceánico asociado a un rifting entre la Península Antártica y el extremo sur de Sudamérica, dando origen al Mar de Weddell (König & Jokat, 2006). A los 130 Ma comenzó la apertura del Atlántico Sur, que marcó la separación de Sudamérica, África e India respecto de Antártica (Ghidella *et al.*, 2007).

El desarrollo de magmatismo de signatura toleítica a calco-alcalina que se inicia durante el Cretácico Inferior, es producido por la subducción del piso oceánico Proto-Pacífico suroriental bajo Antártica, formando un arco magmático en la Península Antártica y en el extremo sur de las Shetland del Sur, para luego migrar, durante el Paleógeno, hacia el extremo nororiental del archipiélago (Smellie *et al.*, 1984; Kraus *et al.*, 2010). Gran parte de las rocas de las Shetland del

Sur están relacionadas con la actividad de este arco, donde las secuencias volcánicas estratiformes fueron posteriormente afectadas por intrusiones hipabisales (Birkenmajer *et al.*, 1991; Soliani & Bonhomme, 1994; Panczyk *et al.*, 2009).

La apertura del Pasaje de Drake, que separa Sudamérica y Antártica, comenzó posiblemente durante el Oligoceno, como resultado del inicio de la extensión a lo largo de la dorsal de Scotia Occidental, que se extiende a través del Pasaje de Drake (Barker 2001; Eagles *et al.*, 2005; Livermore *et al.*, 2005; Lodolo *et al.*, 2010) (Figura 2.3).

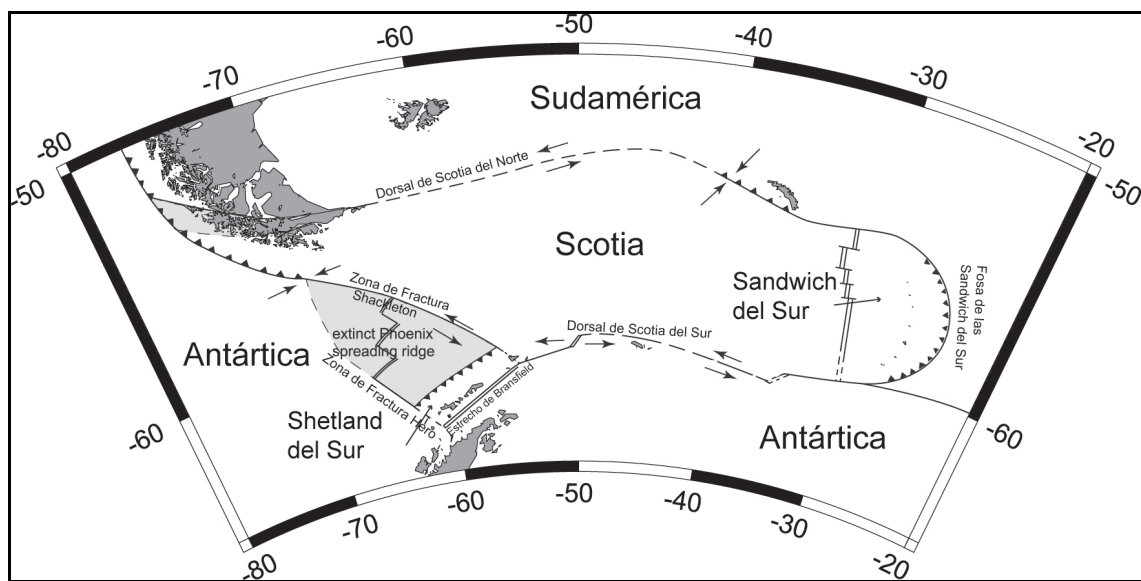


Figura 2.3: Mapa tectónico de la Península Antártica y la región del Mar de Scotia. Modificado de Maurice *et al.* (2003).

Durante el Cenozoico tardío, el archipiélago experimentó una compleja deformación estructural, reconocida en cuatro fases en la Isla Rey Jorge: La Fase Ezcurra (¿Mioceno tardío? -Plioceno), la Fase Almirante (¿Plioceno temprano?), la Fase Bransfield (Plioceno-Pleistoceno temprano) y finalmente la Fase Penguin (Pleistoceno tardío - Holoceno). Todas las estructuras generadas se expresan en el patrón de fallas en bloque de la Isla Rey Jorge y se encuentran subdivididas en cuatro unidades tectonoestratigráficas mayores: Horst Barton, Bloque Fildes, Bloque Warszawa y Bloque Kraków (Birkenmajer, 1982, Nawrocki *et al.*, 2010) (Figura 2.4).

Finalmente, durante el Plioceno (5-4 Ma) la subducción de los restos de la placa de Phoenix provocó la separación de las Shetland del Sur respecto de la Península Antártica, originando la

extensión del Estrecho de Bransfield y al desarrollo de una cuenca extensional de trasarco (Barker 1982; Barker & Dalziel 1983; Panczyk *et al.*, 2009).

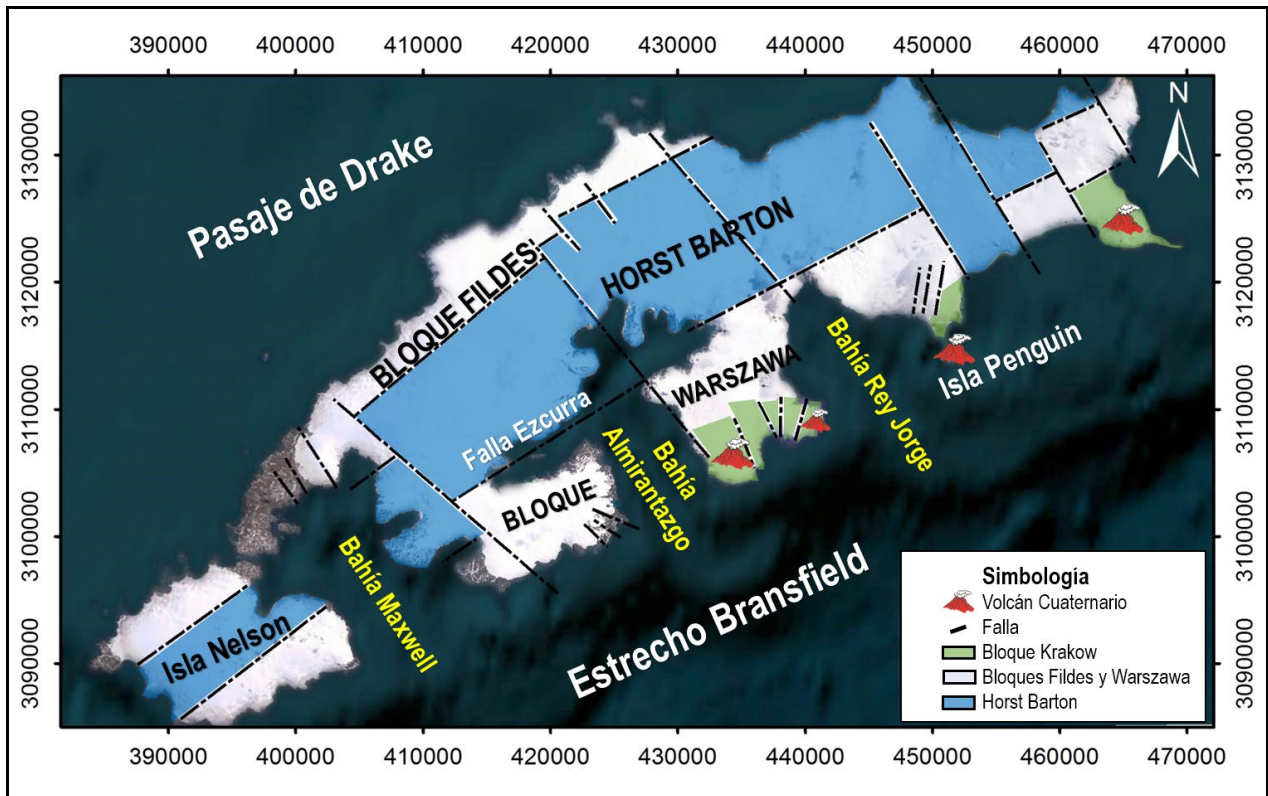


Figura 2.4: Mapa tectónico de la Isla Rey Jorge. Modificado de Birkenmajer 1982.

3. ESTRATIGRAFÍA

3.1. Generalidades

En el área de estudio, ubicada en la Bahía del Almirantazgo (Figura 1D), las unidades litológicas corresponden a sucesiones volcánicas, volcanoclásticas y siliciclásticas, con algunas intercalaciones de rocas sedimentarias, que abarcan desde el Cretácico Superior hasta el Eoceno y forman parte del Bloque de Warszawa (Figura 2.1). Los afloramientos se describen en tres sectores, sur, central y norte, donde se reconocen horizontes con fósiles y forman parte de las siguientes unidades: Formación Creeping Slope, compuesta por depósitos continentales; Formación Zamek, constituida por lavas andesíticas-basálticas y andesíticas y la Formación Arctowski Cove, lavas basálticas con intercalaciones con depósitos fluviales. Sobre estas unidades más antiguas, se disponen Depósitos no consolidados morrénicos más recientes.

3.2 Descripción de las columnas estratigráficas

A lo largo de la Península de Warszawa se reconocieron tres afloramientos principales, de estos, en sólo dos localidades fosilíferas se levantaron columnas estratigráficas: en el Cerro Zamek y en las cercanías de la Base Antártica Polaca Henryk Arctowski.

En la localidad Demay aflora un depósito volcanoclástico con fragmentos de madera fósil que son parte de la Formación Creeping Slope. En la parte central del área de estudio, en el cerro Zamek, se confeccionaron dos secciones estratigráficas (Zam1 y Zam2) que conforman la columna compuesta ZAM, donde esta última representa la base de la Formación Zamek. Finalmente, al suroeste de la Base Antártica Polaca Henryk Arctowski, se levantó la columna estratigráfica ARC, la que expone la parte superior de la Formación Arctowski Cove, integrada por lavas basálticas intercaladas con depósitos fluviales (Figura 3.1).

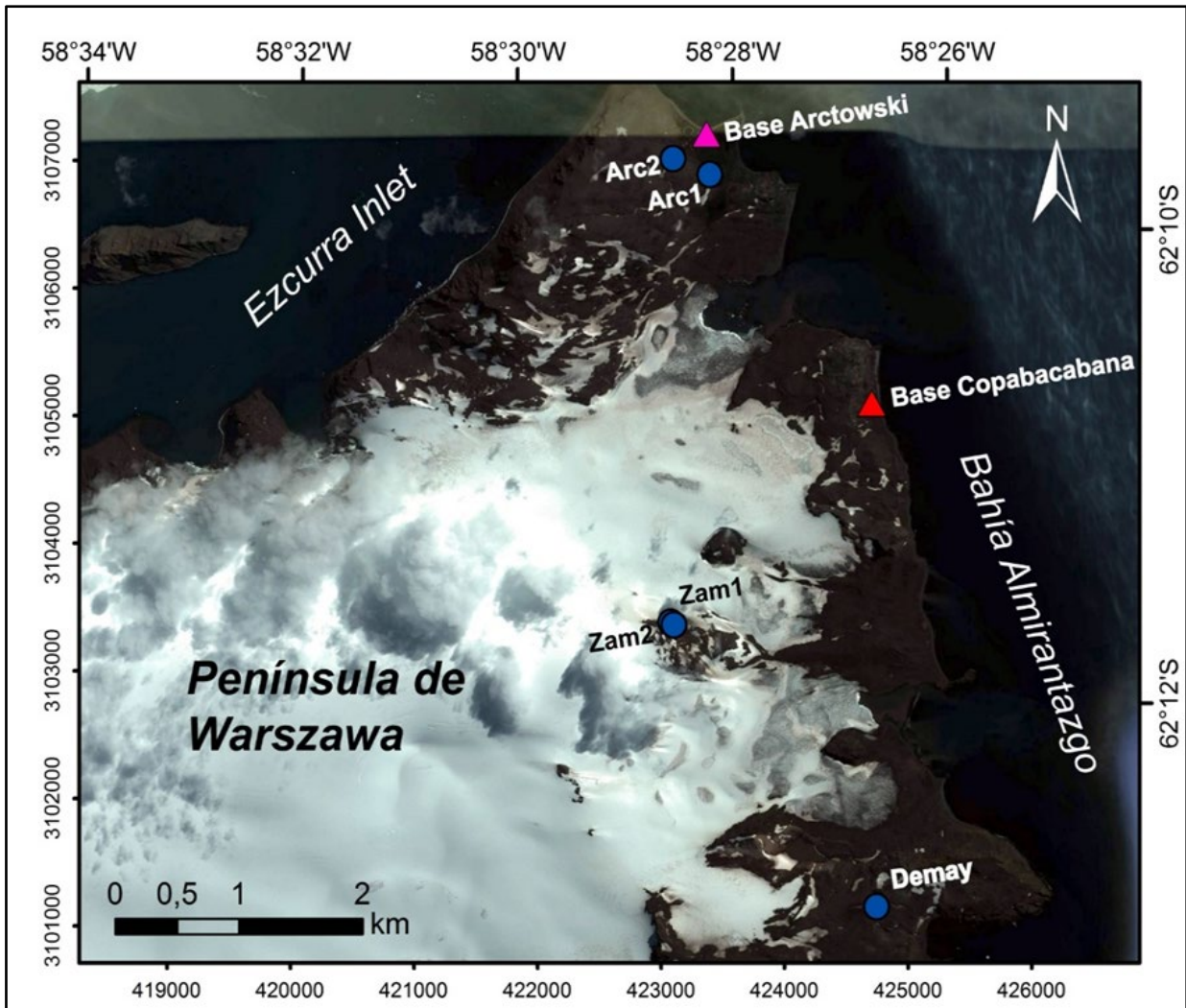


Figura 3.1: Mapa distribución de las localidades fosilíferas donde se obtuvieron muestras fósiles y se realizaron secciones estratigráficas

3.2.1 Sector Sur: Localidad Demay Formación Creeping Slope

Ubicado en la parte sur del área de estudio ($62^{\circ} 12,917' S$ y $58^{\circ} 27,042' W$), la sucesión corresponde a un depósito volcanoclástico con un manteo de $20^{\circ}NW$ y un rumbo de $N52E$. El afloramiento tiene 3 metros de espesor aproximadamente (Figura 3.2). La base está cubierta por material coluvial, la roca aflorante corresponde a un conglomerado tobáceo, de color verde claro, la fábrica es matriz soportada, con mala selección, en donde la matriz se encuentra cloritizada y zeolitizada. Composicionalmente contiene principalmente líticos de rocas ígneas volcánicas, volcanoclásticos, y otros líticos no reconocibles por el grado de alteración. Los clastos son subangulosos a subredondeados y subdiscodiales a esféricos. La sucesión tiene un aspecto masivo

y se observó la presencia de madera fósil silicificada mal preservada, la cual no fue colectada (Figura 3.3).



Figura 3.2: Afloramiento de la Formación Creeping Slope, en la localidad Demay.



Figura 3.3: Vista detalle del afloramiento del conglomerado con alteración y fragmentos de madera de color anaranjado.

3.2.2 Columna Estratigráfica ZAM (secciones Zam1 y Zam2)

Ubicada en la parte central occidental de la Bahía del Almirantazgo, al Sur de la Base Copacabana y frente a la Morrena Blaszyck, en el cerro Zamek entre los 211 a 209 m s.n.m (Figura 3.4) (coordenadas 62°11,614' S y 58°28,684' W). La sucesión está compuesta por lavas, tobas líticas, lapillitas tobáceas y brechas piroclásticas, siendo su espesor total de 26 m (Figura 3.5). El manto de la sucesión es de 10°- 7° NE y un rumbo de N47W.



Figura 3.4: Foto general del cerro Zamek, donde se indica con rojo la ubicación de la sección estudiada.

Límite inferior: La base de la secuencia no se observa, ya que se encuentra cubierta por nieve, hielo, material coluvial y glacial.

Sección Zam1: 9,66 m de tobas de lapilli, tobas líticas y brechas piroclásticas.

- 0,40 m de toba de lapilli, composicionalmente lítica, de color gris pardo en roca alterada y gris verdoso en roca fresca (Figura 3.6), tamaño de grano de 2 cm a 2 mm, moda de 2-3 mm, matriz soportada, clastos subangulares, no reacciona con HCl, composicionalmente se observan líticos volcánicos polimícticos subangulosos a subredondeados, cristales de plagioclasas euhedrales y fracturados, piroxenos euhedrales y ferromagnesianos subredondeados. Presenta laminación paralela incipiente (Anexo N°1, Zam1-1, Descripción Microscópica).

- 0,03 m de toba de color parduzco rojizo en roca alterada, con laminación paralela. Composicionalmente se observan principalmente cristales de plagioclasas subredondeados a angulosos, algunos piroxenos subredondeados, vidrio volcánico desvitrificado alterado a arcilla

y láminas de opacos de ferromagnesianos, los que se encuentran orientados. (Anexo N°1, Zam1-2, descripción microscópica).

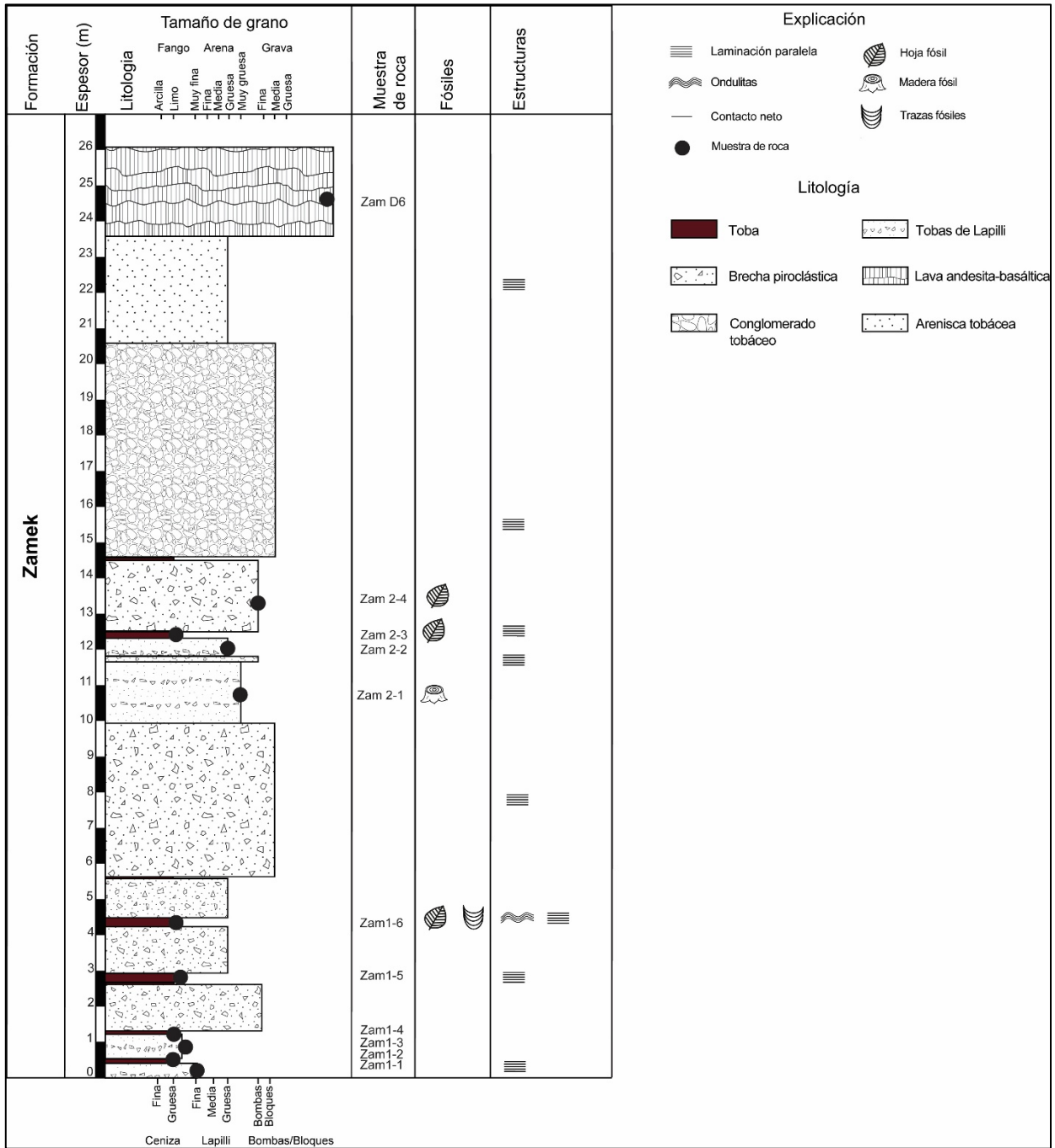


Figura 3.5: Columna estratigráfica Zam en cerro Zamek.

- 0,70 m de toba composicionalmente lítica, de color gris amarillento en roca alterada, con moderada selección, tamaño de grano de 2 mm a 3 cm, clastos subangulares a subredondeados,

composición de líticos volcánicos andesíticos de carácter porfídico con fenocristales de plagioclasa y con masa fundamental de distinta coloración, los cristales de plagioclasa son subhedrales y algunos quebrados, ceniza desvitrificada y alterada arcilla, minerales opacos con magnetismo. El nivel es granocreciente. (Anexo N°1, Zam1-3, Descripción Microscópica de la matriz).

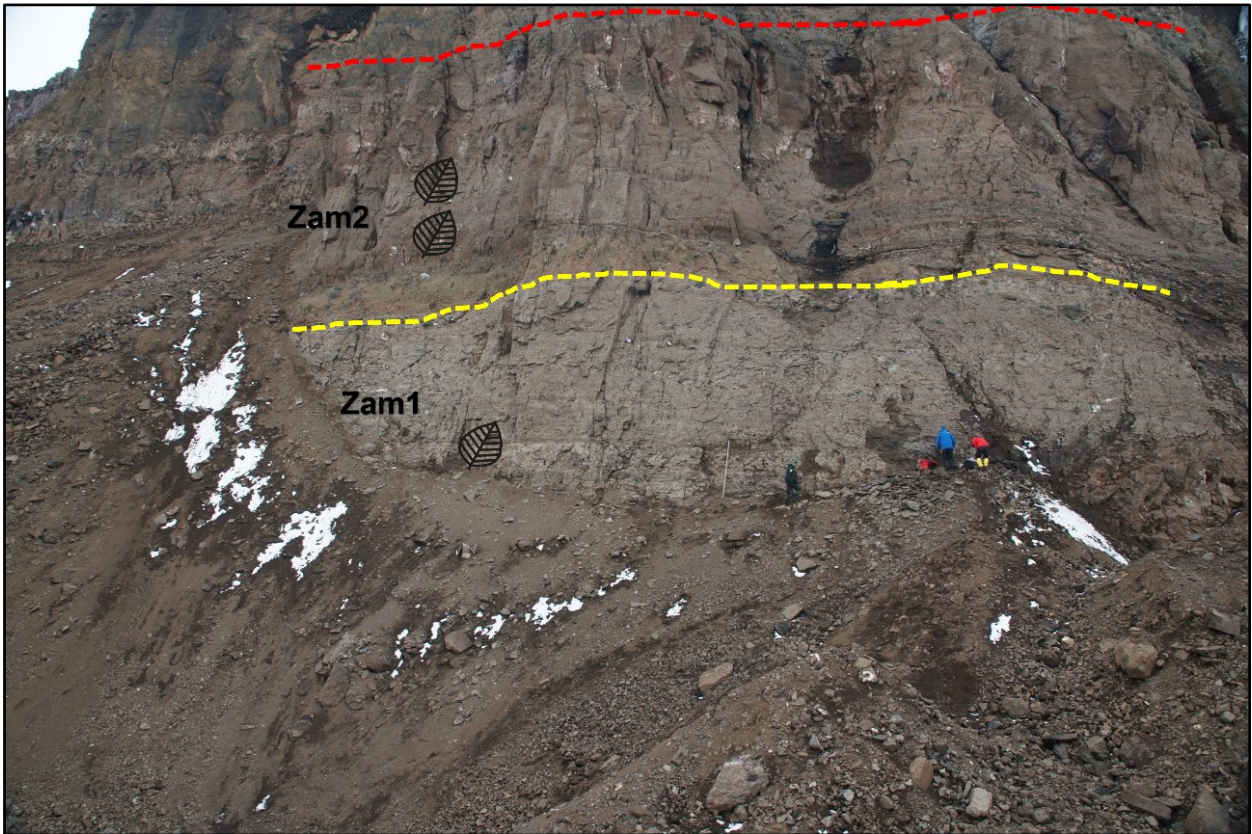


Figura 3.6.: Foto de las secciones Zam1, Zam2 y la ubicación de los niveles fosilíferos en el cerro Zamek.

- 0,08 m de toba lítica de ceniza gruesa, de color gris amarillento en roca alterada y verde grisáceo en roca fresca (Figura 3.7), con selección buena a moderada. Está compuesta principalmente por cristales de plagioclasa subhedrales y quebrados, piroxenos, opacos ferromagnesianos, vidrio volcánico desvitrificado y líticos volcánicos de composición basáltica y andesítica, en los cuales se observan fenocristales de plagioclasa en una masa fundamental vítrea, además de líticos indeterminados que se encuentran alterados a arcilla. (Anexo N°1, Zam1-4, Descripción Microscópica).

- 1,3 m de brecha piroclástica con matriz lapilli y ceniza, de color gris verdusco en roca alterada, con mala selección y con clastos que varían de tamaño desde los 2 mm a los 25 cm (Figura 3.8). Está compuesta por líticos juveniles tobáceos grises, con estructura de corteza de pan, pumicitas, líticos accesorios de composición basáltica con masa fundamental de color gris negruzco con textura porfídica con fenocristales de plagioclasas, líticos andesíticos con masa fundamental de color verde amarillento con fenocristales de plagioclasa euhedrales, líticos andesíticos con masa fundamental de color pardo rojizo con fenocristales de plagioclasa. La sucesión es granocreciente y se reconocen láminas de color pardo rojizo que presentan una orientación horizontal-irregular y en algunos casos se encuentran englobando a los piroclastos juveniles.



Figura 3.7: Estrato de toba de lapilli, que corresponde a la base de la columna estratigráfica

- 0,03 m de toba de grano fino de color pardo rojizo, con leve magnetismo y con laminación paralela. Composicionalmente no es posible reconocer minerales a simple vista.

- 0,25 m toba, de color gris amarillento en roca alterada y gris verdusco en roca fresca, con laminación paralela. Composicionalmente está compuesta por vidrio volcánico que se encuentra desvitrificado alterado a arcilla, cristales de plagioclasa euhedrales quebrados, piroxenos y opacos ferromagnesianos, líticos volcánicos accesorios de composición andesítica y basáltica, ambos de carácter porfídico, con fenocristales de plagioclasa y masa fundamental vítrea. (Anexo N°1, Zam1-5, Descripción Microscópica).



Figura 3.8: Estrato de brecha piroclástica con clasto volcánico ígneo.

- 1,3 m brecha piroclástica, tamaño matriz lapilli y ceniza gruesa, tamaño de clastos desde los 2 mm a 25 cm, moda 6 cm, bloques y clastos de rocas volcánicas de composición andesítica y basáltica, con variado grado de alteración. Los fenocristales están alterados a arcilla, y hay cemento de zeolita y de calcita.

- 0,25 m toba de grano grueso de color gris intercalado con tres niveles de toba fina de color pardo rojizo retrabajadas (Anexo N°1, Zam1-6, descripción microscópica). En este estrato se reconocieron improntas foliares fósiles (Figura 3.9). Adicionalmente, se observaron fragmentos carbonizados, ondulitas, icnofósiles y pumicitas de tamaño lapilli. Los objetos paleontológicos recuperados fueron clasificados de base a techo según la matriz en la que se encontraban: en la toba de lapilli se registraron los códigos 2703, 2705A, 2705B, 2707, 2709, 2709A, 2709B, 2711, 2713, 2714, 2715 y 2716; en la toba fina se identificaron los códigos 2718, 2719, 2720, 2721, 2722, 2723, 2724, 2726, 2727, 2728, 2729, 2730, 2731, 2732, 2733 y 2734; y finalmente, en la toba gruesa se registraron los códigos 2736, 2738, 2739A, 2739B, 2741, 2742, 2743, 2744, 2745, 2746 y 2747.



Figura 3.9: Tobas de color pardo rojizo con una impresión foliar fósil.

- 1,1 m brecha piroclástica, matriz soportada, con matriz tamaño lapilli, de color gris en roca alterada, líticos volcánicos subredondeados. Composicionalmente se observan líticos de composición variada, andesíticos y basaltos, y fragmentos juveniles de tobas.
- 0,02 m de toba de color pardo rojizo, masiva, con moderado magnetismo. Composicionalmente no es posible reconocer minerales a simple vista.
- 4,2 m de brecha piroclástica de color gris, matriz soportada, con matriz tamaño lapilli a ceniza gruesa, con clastos de 2 mm a 80 cm clastos subredondeados-discoïdales a subsféricos. La sucesión es granocreciente y no se observan estructuras en el estrato.

Sección Zam2: 7.93 m de brechas tobáceas, tobas y conglomerado tobáceo

- 1,5 m de toba de lapilli con clastos de 2 mm a 10 mm, de color café parduzco, con líticos volcánicos ígneos de composición andesítica y basáltica, presenta magnetismo por ferromagnesianos. (Anexo N°1, Zam2-1, descripción microscópica). Con presencia de madera fósil carbonizada indeterminada (Figura 3.10)



Figura 3.10: Madera fósil carbonizada indeterminada en sección Zam2

- 20 cm de brecha volcánica de grano medio, color verduzco amarillento, con matriz de lapilli y ceniza gruesa, con clastos de 2 mm a 2 cm, con clastos angulares y composición volcánica ígnea (andesita y basalto). Este nivel está muy meteorizado.
- 50 cm de toba gruesa lítica de color gris parduzco en roca fresca y gris en roca alterada, con líticos de rocas volcánicas ígneas de composición andesítica y basáltica, donde las rocas volcánicas tienen matriz afanítica. El nivel presenta leve magnetismo. (Anexo N°1, Zam2-2, Descripción Microscópica).
- 20 cm de toba de lapilli, de color pardo rojizo, con fenocristales de plagioclasa muy fragmentados y ferromagnesianos. Este nivel tiene impresiones foliares, fragmentos de material carbonizado de tamaño de 1 cm (aislados). (Anexo N°1, Zam2-3, Descripción Microscópica) Código de muestras de objetos paleontológicos: 2748A, 2748B, 2748C, 2748D, 2749A, 2749B, 2750, 2751, 2752, 2753, 2754, 2755, 2756, 2757, 2761, 2762A, 2762B, 2764, 2767, 2769, 2770, 2771, 2772, 2774, 2777, 2778, 2779, 2780, 2781, 2782, 2783, 2784, 2785.
- 1,5 m de brecha volcánica color pardo amarillento, matriz de toba de lapilli (Anexo N°1, Zam2-4, Descripción Microscópica de la matriz), con muy mala selección con líticos de tamaño de 30 cm a 2 mm. Composicionalmente, los líticos volcánicos son de andesita y basaltos, en donde los clastos son angulares a subangulares, y con una incipiente laminación. Improntas foliares en la base, Muestras de objetos paleontológicos: 2787, 2788, 2789, 2791, 2792, 2794.
- 3 cm de toba cristalina de color pardo rojizo, con leve magnetismo. Composicionalmente no es posible reconocer minerales a simple vista.
- 4 m conglomerado tobáceo, de color pardo amarillento, con matriz tamaño arena media a gruesa, clastos tamaños de 2 mm a 40 cm. Composicionalmente tiene líticos volcánicos ígneos y rocas volcanoclásticas, los clastos son subredondeados y subesféricos.
- 3 m de arenisca de grano medio a grueso, tobácea, con intercalaciones de tobas de color pardo, estrato y granodecreciente, con laminación paralela. Hacia techo, el contacto tiene alteración de metamorfismo de contacto de color rojizo con la colada de lava superior.

-2,5 m de una colada de lava basáltica con textura porfídica. La composición consta entre plagioclasas, clinopiroxeno, olivino y en la masa fundamental clinopiroxeno, magnetita, plagioclasa y vidrio volcánico alterado. En donde es posible observar cristales de augita subhedrales (Anexo N°1, ZamD-6, Descripción Microscópica). Esta colada tiene fracturamiento columnar (Figura 3.11).

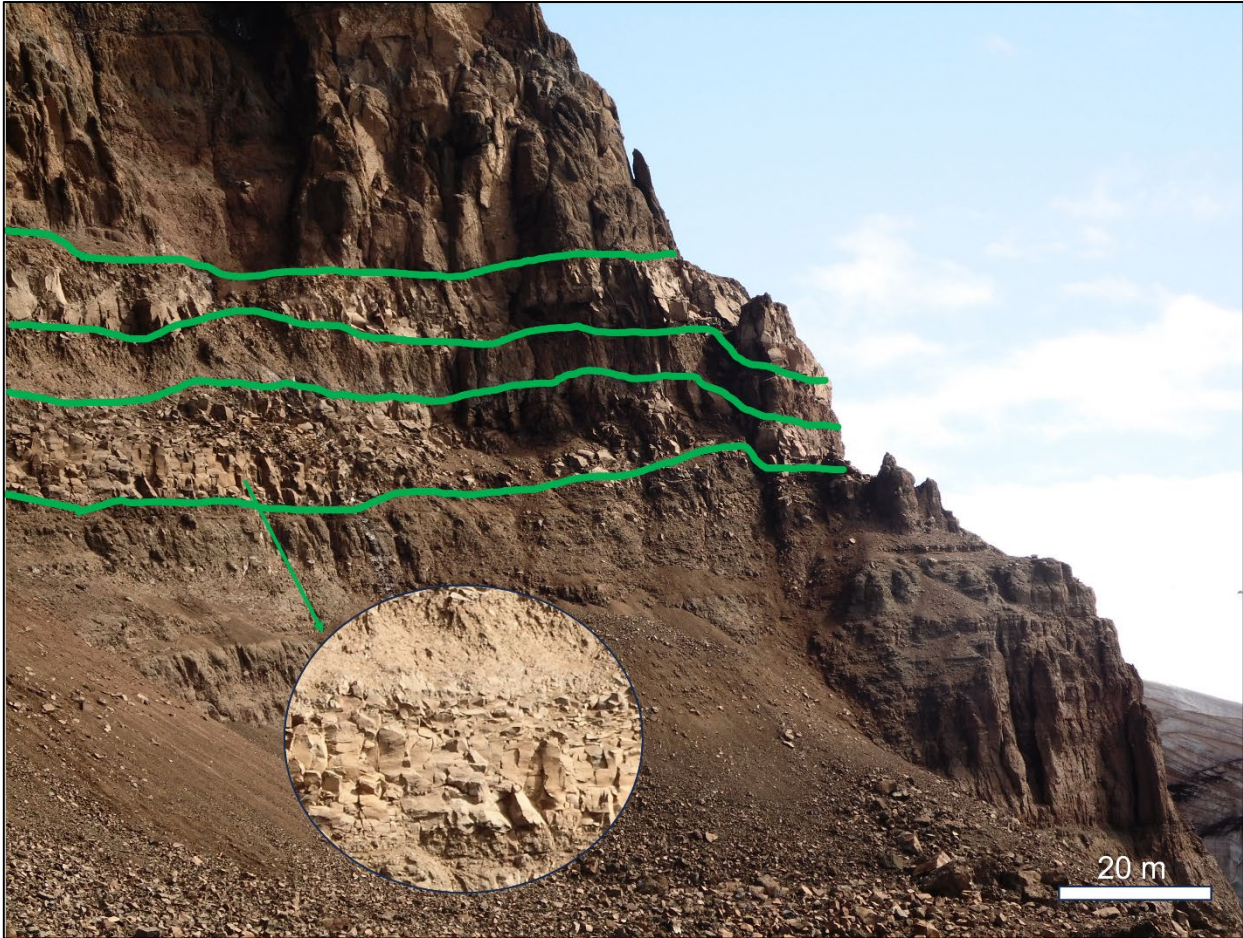


Figura 3.11: Vista de las coladas de lavas en cerro Zamek, sobre los depósitos sedimentarios en la parte superior de Zam2.

3.2.3 Columna Estratigráfica ARC, Formación Arctowski Cove

Ubicada en la parte noroccidental de la Bahía del Almirantazgo en la Punta Rakusa, en un afloramiento en las cercanías de la Base Arctowski (coordenadas 62°09,729'S y 58°28,227'W) (Figura 3.1). La sucesión está compuesta por lavas, areniscas líticas, fangolitas con materia orgánica y brechas piroclásticas, siendo su espesor total de 26 m. (Figura 3.12). El manto de la sucesión es entre 18° NE y 20° NE y un rumbo de N72W.

Límite inferior: La base de la secuencia no se observa, ya que se encuentra cubierta por material coluvial.

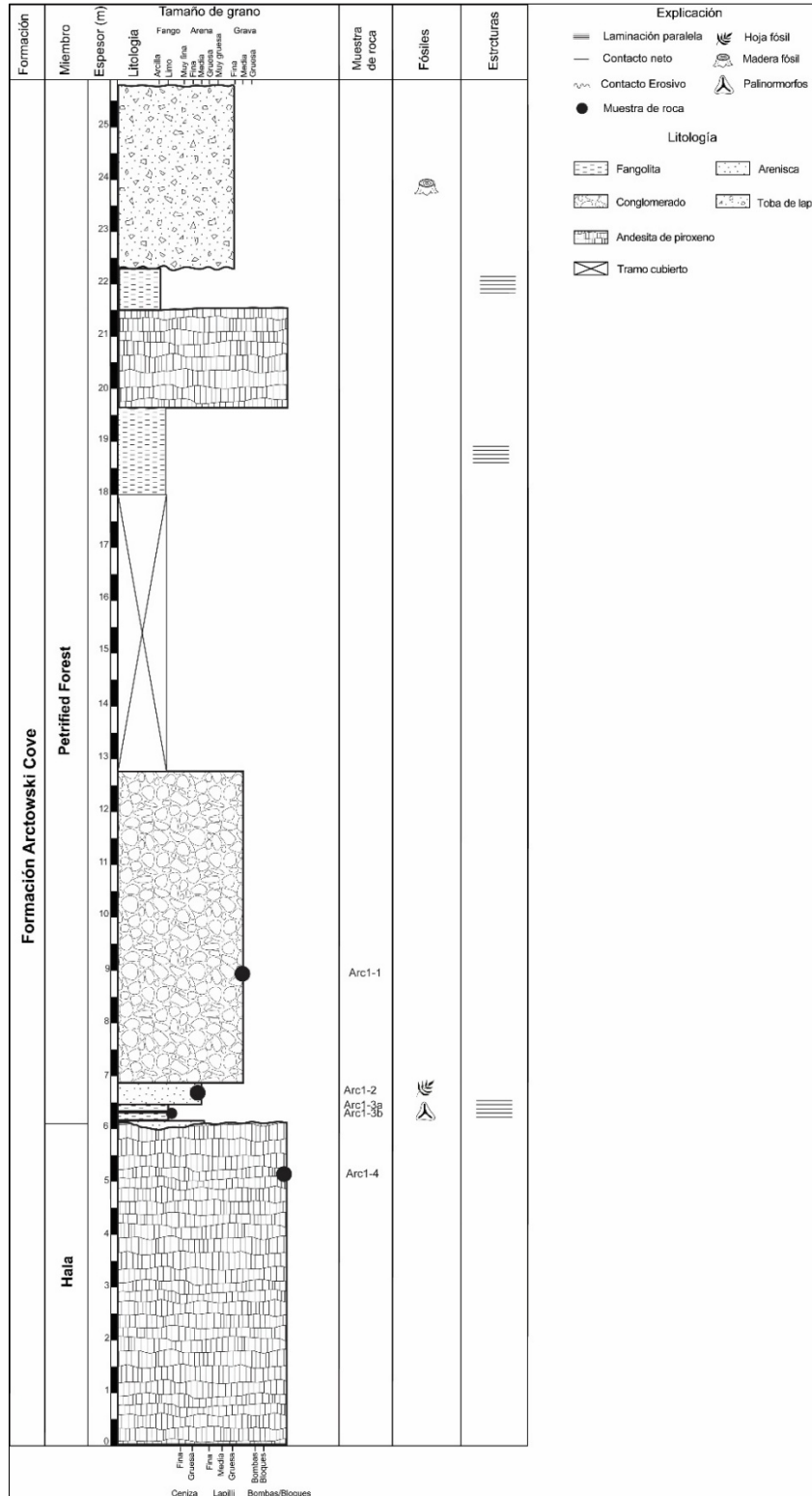


Figura 3.12: Columna estratigráfica ARC en Punta Rakusa.

Sección ARC1: 26 m andesitas, areniscas, fangolitas, conglomerados y tobas de lapilli.

- 6 m lava andesítica de piroxeno, con textura porfídica, vesicular, de color gris amarillento en roca alterada y color gris verdusco en roca fresca, con masa fundamental pilotaxítica, con plagioclasas con textura glomeroporfídica. Vesículas elongadas y rellenas con clorita y calcita. Piroxeno con habito prismático y con fracturas irregulares (Anexo N°1, Arc1-4, Descripción Microscópica).

- 20 cm de arenisca con laminación paralela, de grano muy grueso a medio, de color gris en roca fresca y gris anaranjado en roca alterada. La fábrica es clastosoportada. Composicionalmente es una litoarenita y entre los terrígenos se pueden observar clastos volcánicos andesíticos y monominerales de cuarzo, plagioclasa, y minerales alterados a arcillas. Este estrato se encuentra sobreyaciendo a las andesitas en una superficie irregular de paleocanal.

- 30 a 20 cm de una fangolita a una lutita fisible, con laminación paralela, de color gris en roca fresca y de color pardo anaranjado en roca alterada. Niveles de material carbonoso hacia el techo, con improntas foliares de helechos. Además, se toman muestras para análisis polínico para este estrato, en la base (Arc1-3b) y en el techo (Arc1-3a).

- 40 cm de arenisca con laminación paralela a estratificación cruzada a techo (Figura 3.13), de color gris en roca fresca y amarillo pardo anaranjado en roca alterada, fabrica clasto soportada, granulometría de grano medio, selección moderada a buena, composicionalmente se observaron litoclastos volcánicos posiblemente andesíticos y monominerales de cuarzo, plagioclasa, feldespatos potásico y materia orgánica. Los clastos son subredondeados a subangulosos y subesféricos. Además, se identificaron improntas foliares con buena preservación y cutículas, las que no se pudieron revisar, ya que al llegar al laboratorio se encontraban totalmente oxidadas, lo que hizo imposible su identificación. (Anexo N°1, Arc1-2, Descripción Microscópica).

- 4 m de un conglomerado con una fábrica matriz soportado, donde la matriz es una arena gruesa, donde composicionalmente está conformado por litoclastos volcánicos, algunos alterados (andesita y basalto) y rocas volcanoclásticas indeterminadas. El conglomerado es granodecreciente. (Anexo N°1, Arc1-1, Descripción Microscópica)



Figura 3.13: Vista de afloramiento sección ARC, donde línea amarilla marca el nivel fosilífero.

- 5,2 m de tramo cubierto, por material aluvial y vegetación (pasto antártico).
- 2,2 m de fangolitas con laminación paralela, de color gris en roca fresca y de color pardo en roca alterada. Composicionalmente no es posible reconocer minerales a simple vista.
- 2,3 m de andesita vesicular con textura porfídica y vesicular, de color gris en roca fresca y pardo anaranjado en roca alterada. Se observaron fenocristales de plagioclasa en una matriz afanítica. La roca posee magnetismo y las vesículas estaban rellenas de calcita.
- 1,5 m de fangolitas con laminación paralela, de color gris verdoso en roca fresca y de color pardo en roca alterada. Composicionalmente no es posible reconocer minerales a simple vista.
- 3,5 m de toba de lapilli de color gris verdusco, masiva, con líticos de rocas volcánicas andesíticas y juveniles. El estrato tiene una alteración zeolítica, por lo que algunos de los clastos no se logran identificar. Además, se encuentran troncos fósiles carbonizados y silicificados, dispersos en la matriz. La mala preservación de los troncos impide su identificación (Figura 3.14).



Figura 3.14: Tobas de lapilli con troncos carbonizados con mala preservación.

4. FACIES

4.1. Descripción de facies

En este trabajo se describen las principales facies identificadas en las columnas estratigráficas ZAM y ARC de las formaciones Zamek y Arctowski Cove respectivamente. Estas facies se reconocieron a través del análisis y de la interpretación a partir de las lito y biofacies, según facies volcánicas piroclásticas (volcanoclásticas) y litofacies de ambientes fluviales descritas por Vera (1994), Branney & Kokelaar (2002) y Miall (2006), principalmente; empleando la simbología expuesta en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1. Simbología empleada para la identificación de facies. Basado en la nomenclatura de Branney & Kokelaar (2002) y Miall (2006), con modificaciones cuando se ha requerido.

SIMBOLO	SIGNIFICADO
<i>A</i>	Andesita ('andesite')
<i>B</i>	Basalto ('basalt')
<i>LT</i>	Toba-lapilli ('lapilli-tuff')
<i>TBr</i>	Brecha piroclástica ('tuffaceous breccia')
<i>SM</i>	Arenisca-Fangolita ('sandstone-mudstone')
<i>S</i>	Arenisca ('sandstone')
<i>Fm</i>	Arenisca muy fina, lutitas (Mudstone)
<i>G</i>	Conglomerado ('gravel, conglomerate')
<i>pr</i>	Abundantes pumicitas ('pumicite-rich')
<i>l</i>	Abundantes líticos ('lithic-rich')
<i>cr</i>	Abundantes cristales ('crystal-rich')
<i>m</i>	Estructura masiva ('massive')
<i>//b</i>	Laminación paralela ('parallel-bedded')
<i>db</i>	Difusa laminación ('diffuse-bedded')
<i>(cs)</i>	Clasto soportado ('clast-supported')
<i>(ms)</i>	Matriz soportado ('matrix-supported')
<i>lf</i>	Colada de lava ('lava-flow')
<i>a</i>	Textura afanítica ('aphanitic')
<i>p</i>	Textura porfídica ('porphyritic')
<i>v</i>	Textura vesicular ('vesicular')

4.1.1. Columna estratigráfica ZAM

Se describen 6 facies para esta sucesión.

- *Tobas de lapilli líticas, con abundantes líticos y cristales (dbLTcr).*

Descripción: Tobas de lapilli líticas, de color gris pardo en roca alterada y gris verdoso en roca fresca, matriz soportada, con tamaño de grano de 2 cm a 2 mm y moda de 2-3 mm. Con laminación paralela incipiente (Lámina 4.1A). Los litoclastos son de rocas volcánicas (andesitas y basaltos) y fragmentos juveniles subordinados, con forma subangular a subredondeados. El estrato es alargado y tabular y está separado por superficies netas.

Interpretación: Depósitos de flujos piroclásticos. Corrientes de densidad piroclásticas controladas por gravedad y que se desplazan lateralmente a ras de suelo (Branney & Kokelaar 2002).

- *Tobas con laminación paralela (//bLT).*

Descripción: Tobas con laminación paralela, se observan principalmente cristales de plagioclasas subredondeados a angulosos, algunos piroxenos subredondeados, vidrio volcánico desvitrificado alterado a arcilla y láminas de opacos de ferromagnesianos, los que se encuentran orientados. El estrato es alargado y tabular y está separado por superficies netas. (Lámina 4.1B).

Interpretación: Asociada a depositación de ceniza y cristales orientados en régimen turbulento. Depósitos de corriente de densidad y depósitos de caída en plumas eruptivas (Branney & Kokelaar 2002).

- *Brechas piroclásticas masivas (mTBr).*

Descripción: Brechas piroclásticas (Figura 4.1C) de color gris verduzco en roca alterada, con mala selección y con clastos que varían de tamaño desde los 2 mm a los 25 cm. Está compuesta por líticos juveniles tobáceos grises, con estructura de corteza de pan, pumicitas, líticos accesorios de composición basáltica con masa fundamental de color gris negruzco con textura porfídica con fenocristales de plagioclasas, líticos andesíticos con masa fundamental de color verde amarillento con fenocristales de plagioclasa euhedrales, líticos andesíticos con masa fundamental de color pardo rojizo con fenocristales de plagioclasa. La sucesión es granocreciente y se reconocen láminas

de color pardo rojizo que presentan una orientación horizontal-irregular y en algunos casos se encuentran englobando a los piroclastos juveniles.

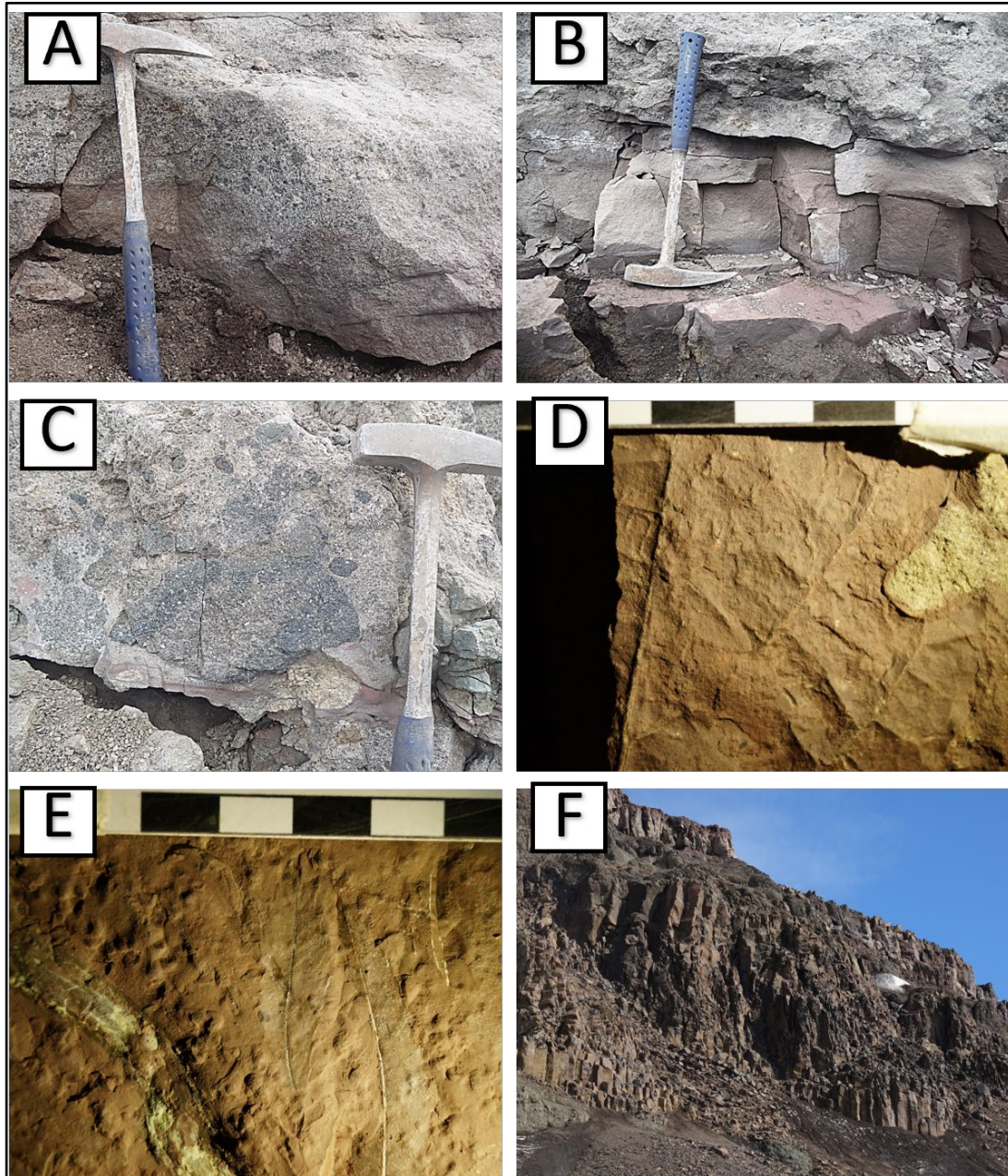


Lámina 4.1: Detalles Columna ZAM. A: Vista de afloramiento de tobas de lapilli en la base de la formación B: Tobas con laminación paralela C: Bloque de brechas piroclásticas. D: Impronta foliar con bioerosiones. E: Grupo de improntas foliares del género *Myrica*. F: Coladas de lavas basálticas con fracturamiento columnar.

Interpretación: Depósito proximal matriz soportado. La mala selección y la estructura masiva del depósito sugieren la acción progresiva de sedimentación rápida a partir de corrientes de densidad concentrada (Branney & Kokelaar, 2002).

- *Tobas gruesas y finas, retrabajadas, con estructuras sedimentarias, icnofósiles y con improntas foliares. (LT)*

Descripción: Toba de grano grueso de color gris con niveles intercaladas de toba de grano fino de color pardo rojizo, retrabajadas. Laminación paralela y ondulitas en tobas finas, en el techo del nivel se observaron trazas fósiles de insectos (Lámina 4.1D) e improntas foliares de *Nothofagus*, *Ficophyllum* y *Magnoliidaephyllum*. El estrato es alargado y tabular y está separado por superficies netas.

Interpretación: Sedimentación por suspensión en cuerpos de agua somera, con periodos de caída de ceniza (Dutra & Batten, 2000).

- *Tobas finas, laminadas, con predominancia de improntas foliares del género Myrica y otras angiospermas (//bLT)*

Descripción: Toba de grano fino de color pardo rojizo, con cristales de plagioclasa y ferromagnesianos, fragmentos de material vegetal carbonizado e improntas foliares de *Myrica* (Lámina 4.1E), *Nothofagus*, *Ficophyllum* y otras angiospermas. El estrato es alargado y tabular y está separado por superficies netas.

Interpretación: Depósitos de flujo, por corriente de densidad piroclástica (Branney & Kokelaar, 2002).

- *Colada de lava basáltica porfídica con textura intergranular y estructura columnar. (Blf)*

Descripción: Colada de lava basáltica porfídica con textura intergranular, La composición mineralógica está constituida por plagioclasas, clinopiroxeno, olivino y en la masa fundamental clinopiroxeno, magnetita, plagioclasa y vidrio volcánico alterado y observaron cristales de augita subhedrales. Esta colada tiene fracturamiento columnar (Lámina 4.1F).

Interpretación: Volcanismo subáreo (McPhie *et al.*, 1993).

4.1.2. Columna estratigráfica ARC

Se describen 6 facies para esta sucesión (Lámina 4.2.A)

- *Colada de lava andesítica porfídica y vesicular (vpAlf)*

Descripción: Lava andesítica con textura porfídica, con textura porfídica, vesicular, de color gris amarillento en roca alterada y color gris verdusco en roca fresca, con masa fundamental pilotaxítica, con plagioclasas con textura glomeroporfídica. Vesículas elongadas y rellenas con clorita y calcita. Piroxeno con habito prismático y con fracturas irregulares.

Interpretación: Coladas de lavas resultado de un volcanismo efusivo subaéreo, con dos historias de enfriamiento, posiblemente vinculadas al origen en la parte más externa de la colada, donde ocurre el mayor escape de gases. (Branney & Kokelaar, 2002).

- *Areniscas gruesas y medias con laminación paralela (//bSM).*

Descripción: Areniscas de grano grueso y medio, de grano muy grueso a medio, de gris en roca fresca y gris anaranjado en roca alterada. La fábrica es clastosoportada. Composicionalmente es una litoarenita y entre los terrígenos se pueden observar clastos volcánicos andesíticos y monominerales de cuarzo, plagioclasa, y minerales alterados a arcillas. Este estrato se encuentra sobreyaciendo a las andesitas en una superficie irregular de paleocanal.

Interpretación: Estos depósitos se interpretan como rellenos arenosos de canales formados bajo condiciones de flujo de alta energía, dominados por el transporte de sedimentos de fondo (eso es el clasto soportado) y la sedimentación plana asociado al régimen de flujo superior. (Miall, 2006).

- *Lutitas con carbón e improntas foliares (Fm).*

Descripción: Lutitas con laminación paralela, de color gris en roca fresca y pardo anaranjando en roca alterada. Hacia techo hay niveles carbonosos con improntas foliares de helechos y palinomorfos.

Interpretación: Depósitos de canales abandonados con depósitos de vegetación de pantano, en donde niveles carbonosos representan la deposición en aguas poco profundas y un ambiente reductor, asociado con pantanos vegetados (Miall, 2006).

- Areniscas grano medio, con laminación paralela y estratificación cruzada (*//bSM*).

Descripción: Areniscas de grano medio con laminación paralela a estratificación cruzada a techo (Lámina 4.2B). En roca fresca presentan color gris, mientras que en estado alterado adquieren tonalidades amarillo-pardo a anaranjado. La fábrica es clasto-soportada, con selección moderada a buena. Composicionalmente se reconocen litoclastos volcánicos, posiblemente andesíticos, junto con granos monominerales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y materia orgánica. Los clastos son subredondeados a subangulosos y esfericidad subesférica, con selección buena a moderada. En la base se identifican improntas foliares de helechos (Lámina 4.2 C).

Interpretación: Depósitos fluviales de alta energía, de régimen fluvial moderado a alto (Miall, 2006).

- Conglomerado matriz soportado (*G(cs)*).

Descripción: Conglomerado con una fábrica matriz soportado, donde la matriz es una arena gruesa, donde composicionalmente está conformado por litoclastos volcánicos, algunos alterado (andesita y basalto) y rocas volcanoclásticas indeterminadas. El conglomerado es granodecreciente

Interpretación: Flujo de detritos de alta energía de régimen fluvial de gran energía (Miall, 2006).

-Toba de lapilli con fragmentos de troncos y madera fósil (*mILT*)

Descripción: Toba de lapilli de color gris verduzco, masiva, con líticos de rocas volcánicas andesíticas y juveniles. El estrato tiene una alteración zeolítica, por lo que algunos de los clastos no se logran identificar. Además, se encuentran troncos fósiles carbonizados y silicificados, dispersos en la matriz. La mala preservación de los troncos impide su identificación

Interpretación: Depósitos de flujos piroclásticos (Branney & Kokelaar, 2002).

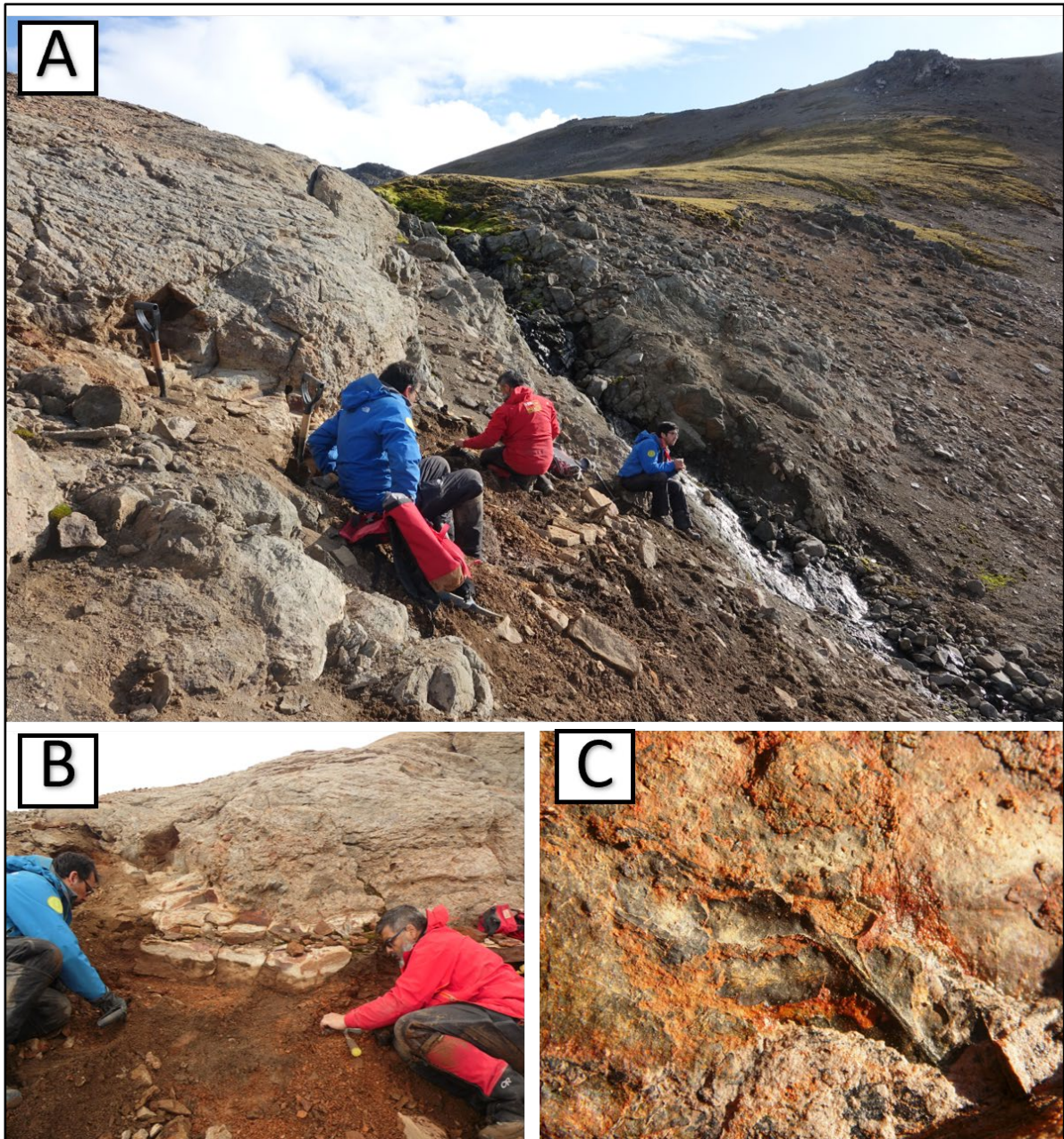


Lámina 4.2: Detalle Columna ARC. A: Vista de afloramiento donde se realizó la Columna ARC. B: Nivel de areniscas y fangolitas con impresiones foliares. C: Impronta foliar de helecho facies Fm.

5 CONTENIDO FÓSIL

5.1. Generalidades

El muestreo en terreno se realizó en dos localidades: Zamek hill y en las cercanías de la Base Antártica Polaca Henryk Arctowski, ambas visitadas durante la expedición científica antártica de 2017. En la primera localidad, se colectaron fósiles de macroflora ubicados *in situ* en el cerro Zamek, cuyas impresiones foliares tienen variado grado de preservación (moderada a mala). En la segunda localidad se tomaron dos muestras de lutita destinadas a análisis palinológicos.

Las muestras fueron etiquetadas y embaladas en terreno, para luego ser trasladadas al Laboratorio Antártico “Embajador Jorge Berguño Barnes” del Instituto Antártico Chileno. Actualmente, los fósiles forman parte de la Colección de Paleontología de Antártica y Patagonia con abreviatura institucional CPAP, ubicada en la ciudad de Punta Arenas.

5.2. Macroflora

Las muestras fotografiadas fueron examinadas, comparadas y clasificadas de acuerdo a su arquitectura foliar, siguiendo la terminología en el *Manual of Leaf Architecture* (Ash *et al.*, 1999; Ellis *et al.*, 2009). Para ello se analizaron diferentes fotografías de la misma muestra con diferentes ángulos de incidencia de luz artificial. Las imágenes fueron procesadas para mejorar la claridad, el contraste y corregir el balance de colores en Adobe Photoshop 21.1.3 y dibujadas con Adobe Illustrator 27.2.

Se distinguieron cinco morfotipos, los cuales fueron separados y clasificados, asignándoles posibles afinidades botánicas basados en características de tipo de margen y organización de venación de la hoja.

La clasificación taxonómica propuesta se elaboró a partir de una comparación bibliográfica de las distintas publicaciones disponibles sobre los diversos afloramientos con flora fósil, principalmente de Antártica.

5.2.1 Paleontología sistemática

Reino Plantae Haeckel, 1866

Clase Dicotyledonae Scopoli 1760, Juss. 1789

Subclase Magnoliidae Novák ex Takht. 1967

Género *Ficophyllum* Fontaine, 1889

Ficophyllum skuaensis Dutra, 2000

Morfotipo A

(Figura 5.1)

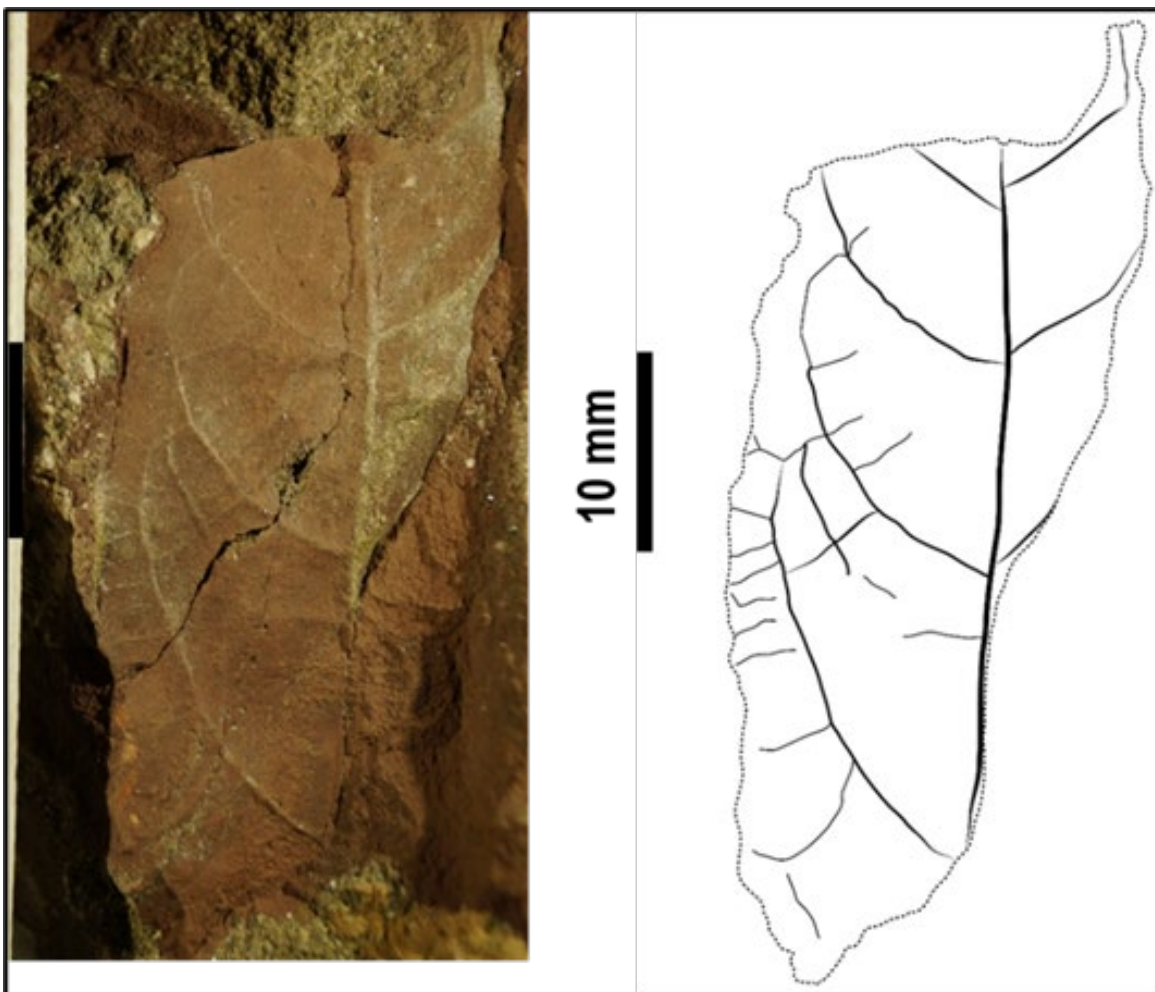


Figura 5.1: Morfotipo A, CPAP2707.

Material referido: CPAP2703, CPAP2707, CPAP2711, CPAP2713, CPAP2739B. Conformado por 5 fragmentos, parcialmente preservados, de 45 mm de largo y ancho de 23 mm aproximadamente.

Diagnosis: Hojas simple, micrófila, asimétrica, con características laurofilicas y bajo rango de organización. Venación de primer orden pinnada y la vena primaria muy pronunciada, al igual que las secundarias, donde estas últimas poseen una venación broquidódroma, con ramificaciones marginales con ángulos de divergencia amplios (60°). Venaciones intersecundarias presentes y venaciones terciarias percurrentes.

Comparación: Este morfotipo presenta una venación pinada, además de una pobre organización de las venas secundarias y broquidódroma, que son características asociadas a la especie *Ficophyllum skuaensis* definida por Dutra & Batten (2000) en la sección Skua Bay de la Formación Half Three Point, además de registros referidos a la misma especie en la Península de Barton (Hunt, 2001) y Rip Point en la Isla Nelson (Bastos *et al.*, 2013). Se diferencia con *Ficophyllum palustris* del Albiano de Isla Alexander (Cantrill & Nichols, 1996) debido a que *F. skuaensis* tiene venas secundarias con ramificaciones marginales.

Género *Magnoliidaephyllum* Zastawniak, 1994

Magnoliidaephyllum birkenmajeri Zastawniak, 1994

Morfotipo B

(Figura 5.2)

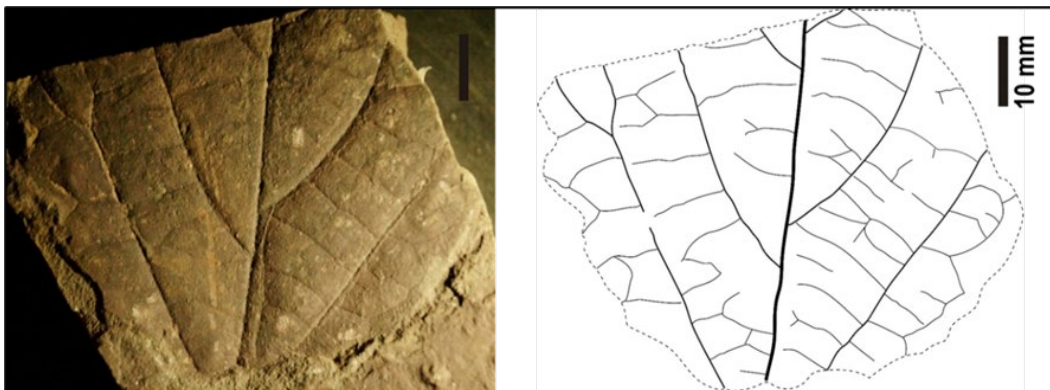


Figura 5.2. Morfotipo B, CPAP2743.

Material referido: CPAP2721, CPAP2723, CPAP2728, CPAP2732, CPAP2734, CPAP2736, CPAP2739A, CPAP2743, CPAP2780. Conformado por 9 fragmentos, parcialmente preservados, hojas por sobre 60 mm de largo y ancho de 58 mm.

Diagnosis: Hoja simple, de tamaño mesófila y asimétrica. La forma general, la base y el ápice son desconocidos. Presenta venación pinnada, broquidódroma, con nervadura primaria robusta y recta. Las venas secundarias son gruesas y acompañadas de venas intersecundarias compuestas. La venación terciaria es abundante, de textura gruesa y disposición aproximadamente paralela, con numerosas venas percurrentes.

Comparación: A pesar de lo incompleto de las muestras, este morfotipo puede compararse con el género *Magnoliidaephyllum* descrito por Zastawniak (1994), debido al tamaño de las hojas, con venación primaria gruesa pinada, broquidódroma y venas secundarias gruesas, acompañadas de venas intersecundarias compuestas. Adicionalmente, la abundante venación terciaria con numerosas venas percurrentes es característica de *M. birkenmajeri*, especie definida para materiales encontrados en la morrena Blaszyk, asociadas a rocas de la Formación Zamek (Zastawniak, 1994).

Subdivisión Angiospermae Linneo, 1735

Clase Magnoliopsida Brongn, 1843

Orden Fagales Engler, 1892

Familia Nothofagaceae Kuprian, 1962

Género *Nothofagus* Blume, 1851

Nothofagus sp.1

Morfotipo C

(Figura 5.3)

Material referido: CPAP2709, CPAP2709A, CPAP2709B, CPAP2719, CPAP2746, CPAP2748D, CPAP2750, CPAP2751, CPAP2752, CPAP2753. Conformado por 10 fragmentos, parcialmente preservados, hojas entre los 75 mm de largo y ancho de 52 mm.

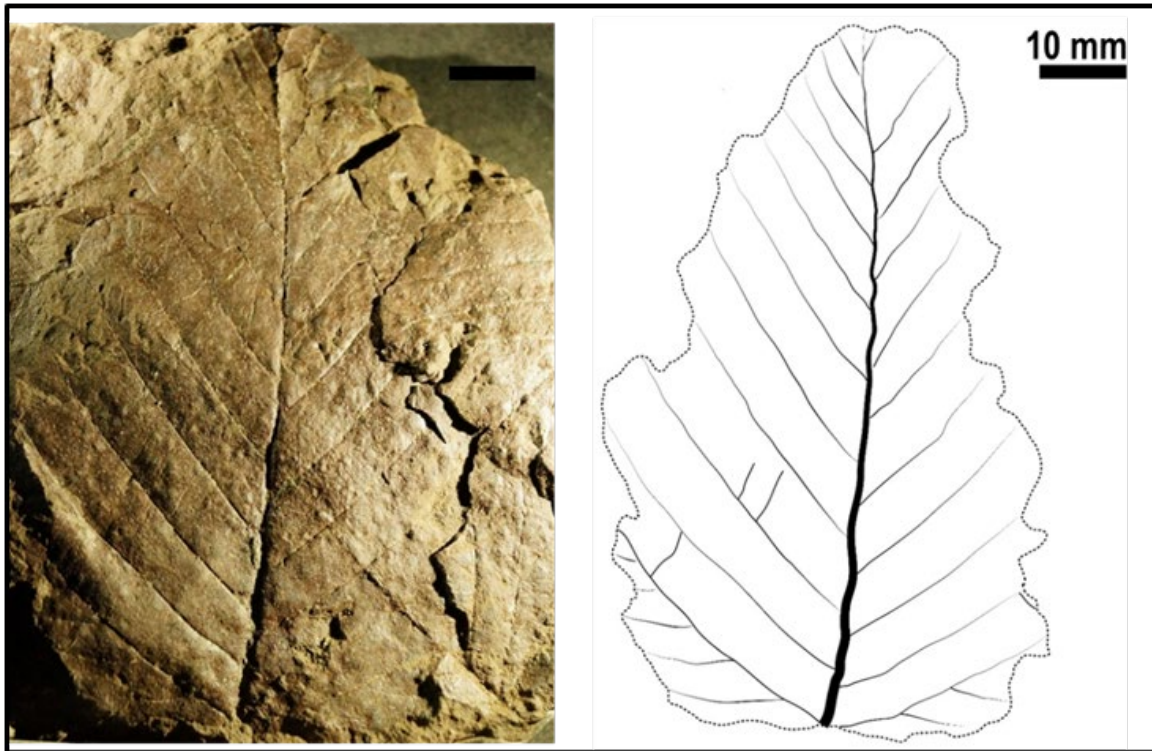


Figura 5.3: Morfotipo C, CPAP2709.

Diagnosis: Hoja ovalada, de tamaño notófila (comparativamente larga o de tamaño medio). Los márgenes no se observan debido a la preservación. Presenta venación pinnada, craspedódroma simple (categoría de segundo orden). Las venas secundarias son superpuestas, rectas o moderadamente curvadas, con un total de 12 pares. Estas se bifurcan en dirección al margen de la hoja, donde divergen en ángulos agudos a moderado (39° - 60°). En la base se observan venas agróficas. La venación terciaria es delgada, percurrente y carece de bifurcaciones.

Comparación: Este morfotipo se compara con *Nothofagus zastawniakiae* descritos por Zastawniak (1994) y Dutra & Batten (2000), por presentar hoja de contorno ovalado, venación pinnada, patrón craspedódromo simple, aproximadamente 12 pares de venas secundarias y venas basales agróficas, todos rasgos descritos para materiales de Zamek Hill. Su semejanza general con *Nothofagus alessandrii* (Tanai, 1986) se basa en el tamaño de la lámina, el arreglo de las secundarias y el patrón general de venación; sin embargo, dado que el margen no se encuentra preservado, esta comparación debe considerarse tentativa.

Orden Fagales Engler, 1892
 Familia Nothofagaceae Kuprian, 1962
 Género *Nothofagus* Blume, 1851
Nothofagus sp.2
 Morfotipo D
 (Figura 5.4)

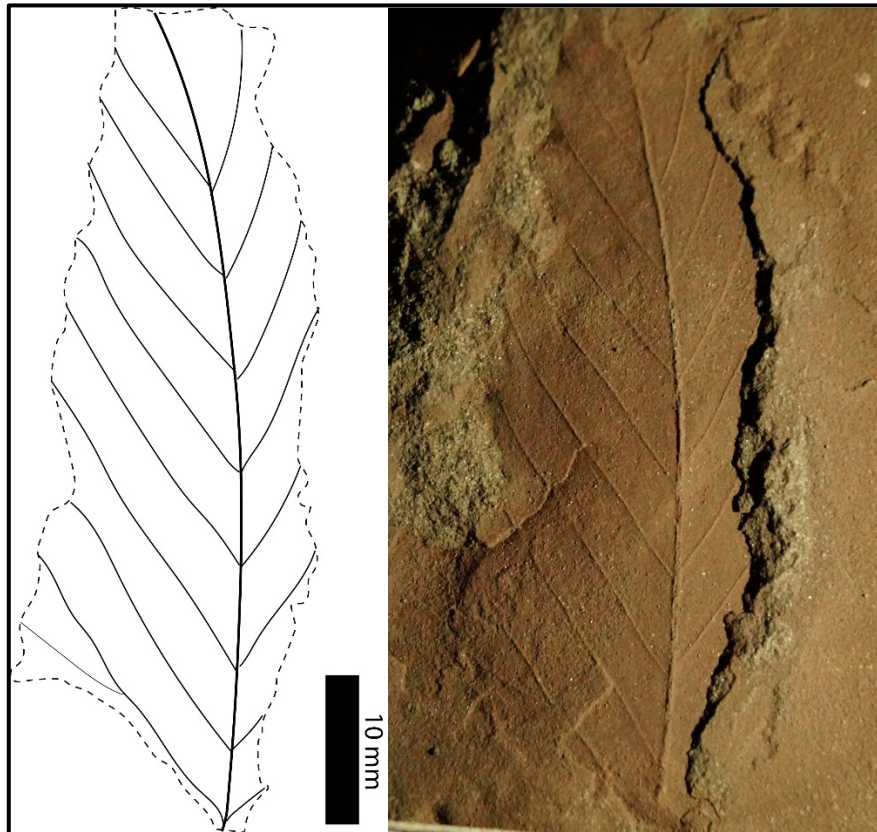


Figura 5.4: Morfotipo D, CPAP2733.

Material referido: CPAP2720, CPAP2733, CPAP2803. Conformado por 3 fragmentos, parcialmente preservados, con hojas de 54 mm de largo y ancho de 21 mm.

Diagnosis: Hoja larga y elíptica. Los márgenes no se observan debido a la preservación. Presenta venación pinnada, craspedódroma simple. Se reconocen 8 pares de venas secundarias paralelas entre sí y divergen en ángulos agudo a moderado (39° - 65°), las primeras venas secundarias en la

base de la hoja se muestran levemente curvas y en las algunas de ellas se logra reconocer venas agróficas. La venación de tercer orden es reticulada, aunque tiene muy mala preservación.

Comparación: Este morfotipo comparte caracteres atribuibles con el género *Nothofagus*, por presentar una vena principal pinnada y craspedódroma simple, con venas secundarias paralelas, que divergen a ángulos agudos a moderado y venas agróficas en la base. Se comparó este grupo con muestras descritas por Dutra (1989b), compartiendo caracteres tales como tamaño de lámina, arreglo de las venas secundarias y el patrón general con *N. subferruginea*.

Orden Fagales Engler, 1892

Familia Myricaceae Richard ex Kunth, 1817

gen. et sp. indet.

Morfotipo E

(Figura 5.5)

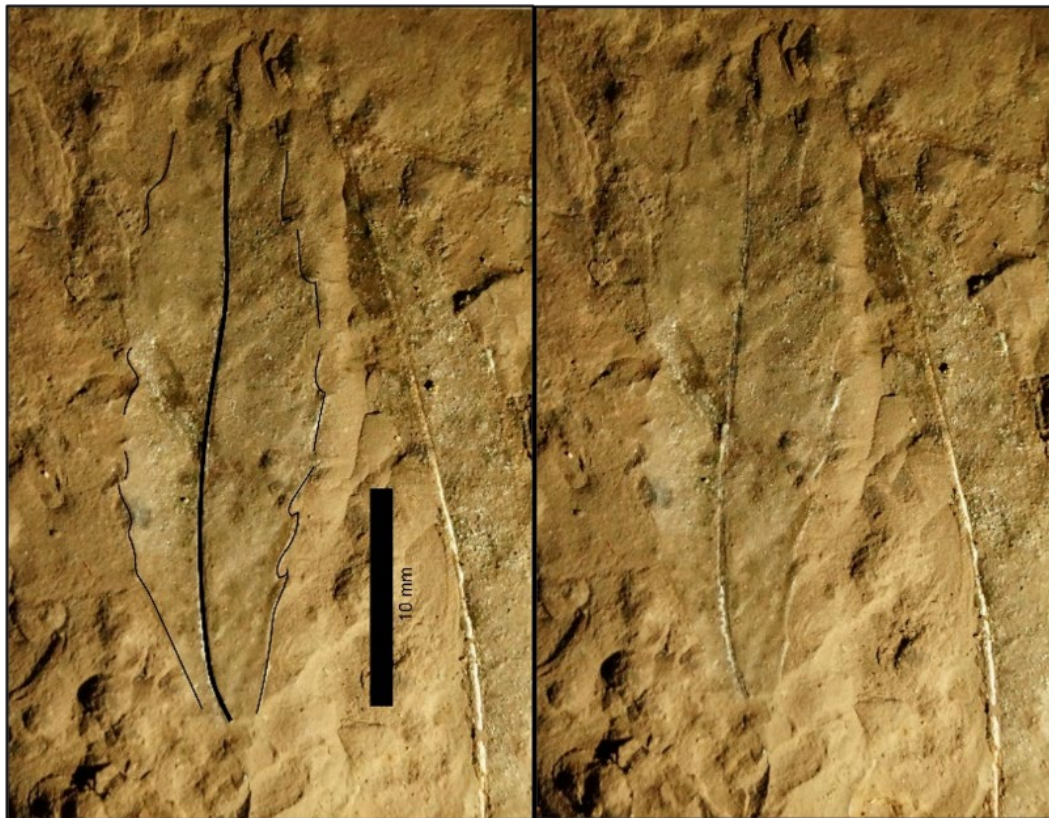


Figura 5.5: Morfotipo E, CPAP2748B.

Material referido: CPAP2748A, CPAP2748B, CPAP2748C, CPAP2754, CPAP2756, CPAP2757, CPAP2762A, CPAP2762B, CPAP2764, CPAP2767, CPAP2782, CPAP2783. Grupo conformado por 12 hojas, semicompletas, de 32 mm hasta 50 mm de largo y ancho de 12 mm.

Diagnosis: Hoja lanceolada, de tamaño microfílica, con márgenes serrados en ambos lados y con 10 dientes de primer orden. La venación principal es pinnada, levemente recta y robusta. La base de la hoja es cuneada, con una disminución progresiva de los dientes hacia la proximidad de la base. Las venas de segundo orden no se encuentran preservadas.

Comparación: Las hojas de este morfotipo son abundantes, posiblemente sugiriendo una forma de hoja compuesta. El tipo de hoja con márgenes serrados está presente en Myricales. Las venas de segundo orden no se encuentran preservadas, por lo que resulta difícil comparar con otras especies del género *Myrica*, fósil identificado en bloques de morrena en Punta Block en la Bahía del Almirantazgo (Dutra, 1989a). Por lo tanto, no se puede confirmar una designación específica.

5.3. Palinomorfos

La preparación se realizó en el Laboratorio de Paleobiología del INACH, incluyendo la revisión de los preparados (Arc1-3a y Arc1-3b). Para evaluar la diversidad de los niveles, el estudio se complementó en el Laboratorio de Paleopalinología del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción.

La identificación de los palinomorfos se efectuó mediante comparación visual con fotografías e ilustraciones, junto con la revisión de descripciones morfológicas de los distintos géneros. Este proceso se apoyó en los trabajos de Povilauskas (2010), Raine *et al.*, (2011) y Bowman *et al.*, (2014).

5.3.1. Paleontología sistemática

En el análisis de las muestras del Miembro Petrified Forest, se logran identificar esporas de pteridofitas y polen de gimnospermas y angiospermas. De los palinomorfos reconocidos, las pteridofitas son el grupo mejor representado tanto en el nivel Arc1-3a del techo y Arc1-3b de la

base. Las especies identificadas son *Cyathidites minor* (Lámina 5.1A), *Clavifera triplex*, *Trilites parvullatus* y *Laevigatosporites vulgaris* (Arc1-3b).

Las gimnospermas se encuentran únicamente en el nivel Arc1-3a, representadas por podocarpáceas clasificadas como *Podocarpidites otagoensis* (Lámina 5.1B). Las angiospermas, aunque menos abundantes que las pteridofitas, están presentes en ambos niveles y corresponden a la familia Nothofagaceae, en los tipos *fusca* y *brassi*.

La forma, el engrosamiento del colpo en la abertura y la relación I/E son considerados caracteres diagnósticos para la clasificación de *Nothofagidites* (Dettman *et al.*, 1990). Además, se identificaron rasgos como la morfología del colpo en la parte terminal, la ornamentación, el diámetro ecuatorial, el grosor de la exina, el mesocolpo y el número de colpos.

Las Nothofagaceae del tipo *brassi* se identificó una especie correspondiente a *Nothofagidites cranwellae* (Lámina 5.1C) y del tipo *fusca* están representadas por tres especies: *Nothofagidites rocaensis* (Lámina 5.1D) *Nothofagidites cincta* (Lámina 5.1E), y *Nothofagidites saraensis* (Lámina 1F).

5.3.1.1 Gimnospermas

Género *Podocarpidites* Cookson ex Couper, 1953

Podocarpidites otagoensis Couper, 1953

Material: Arc1-3a. Se encontraron 2 ejemplares.

Descripción: Granos bisacados, con cuerpo de contorno subcircular en vista polar, presenta sacos semicirculares a ovalados, donde estos son reticulados. La exina es de 1 μ a 2 μ de grosor e irregular ondulosa a granulosa.

Medidas: Diámetro polar máximo: 31 μ ; Diámetro ecuatorial máximo: 23 μ ; alto del saco: 20 μ ; ancho del saco: 10 μ .

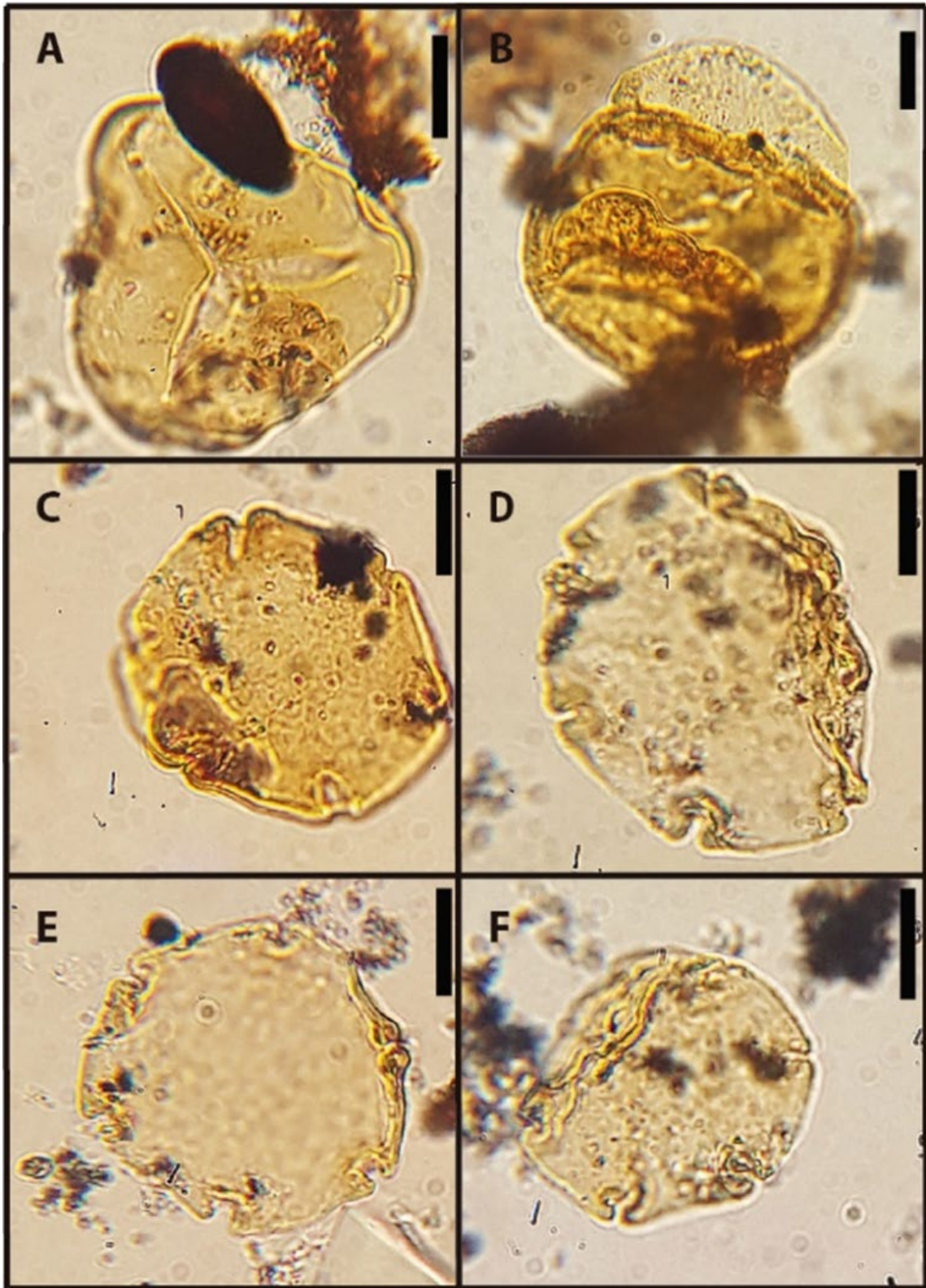


Lámina 5.1: Palinomorfos. A. *Cyathidites minor*; B. *Podocarpidites otagoensis*; C. *Nothofagidites cranwellae*; D. *N. rocaensis*; E. *N. cincta*; F. *N. saraensis*. Escala 10 μ

5.3.1.2 Angiospermas

Subturma Polycolpates

Género *Nothofagidites* Potonié, 1960

Tipo brassi

Nothofagidites cranwellae Couper, 1953

Material: Arc1-3a. Se encontró un ejemplar.

Descripción: Colpos medianamente profundos, bordeados por engrosamientos mayores que la exina, pero débiles, que aparecen como una zona más oscura que bordea el colpo sin alcanzar el desarrollo de los engrosamientos tipo "fusca". Espinas débiles, de tamaños uniformes y densidades medias.

Medidas: Profundidad de colpos: 3 μ ; Grosor del colpo: 1 μ ; Diámetro polar máximo: 34 μ ; Número de colpos: 6; Espinas: densidad media, débiles o sub débiles.

Tipo Fusca

Nothofagidites rocaensis Romero, 1973

Material: Arc1-3a. Se encontró un ejemplar.

Descripción: Grano con colpos medianamente profundos y notablemente engrosados, con seis colpos y espinas muy débiles.

Medidas: Profundidad de colpos: 3 μ ; Grosor del colpo: 3 μ ; Diámetro polar máximo: 36 μ ; Número de colpos: 6; Espinas: muy débiles.

Nothofagidites cincta (Cookson) Fasola, 1969

Material: Arc1-3a. Se encontraron cuatro ejemplares.

Descripción: Colpo medianamente profundos y engrosados. Espinas débiles a sub débiles, en densidades medias y de tamaño y distribución uniforme.

Medidas: Profundidad de colpos: 2-3 μ ; Grosor del colpo: 1,5-2 μ ; Diámetro polar máximo: 32-38 μ ; Número de colpos: 6; Espinas: baja densidad y medianamente débiles.

Nothofagidites saraensis Menendez and Caccavari, 1975

Material: Arc1-3a. Se encontraron tres ejemplares.

Descripción: Grano de contorno ecuatorial subcircular, rara vez uno recto. Colpos medianamente profundos a profundos, poco engrosados. Espinas débiles a subdébiles, escasas veces visibles al corte óptico, densidad media a baja, uniforme, al igual que el tamaño de las espinas.

Medidas: Profundidad de colpos: 2-5 μ ; Grosor del colpo: 1-1,5 μ ; Diámetro polar máximo: 19-30 μ ; Número de colpos: 5-7; Espinas: baja a media densidad.

6. DISCUSIÓN

6.1. Edad de las formaciones Zamek y Arctowski Cove

En la Isla Rey Jorge, el magmatismo está bien documentado y constituye uno de los rasgos más relevantes de su evolución geológica (Yeo *et al.*, 2004; Kraus, 2005; Smellie *et al.*, 2021a). Según Bastias *et al.* (2023) la actividad magmática se concentra principalmente durante el Eoceno, cuando se desarrollaron extensos estratovolcanes y campos de lava, asociados a ambientes subaéreos y cubiertos por bosques tipo valdiviano. Este volcanismo Eoceno en Isla Rey Jorge coincide con la proliferación de floras y faunas en ambientes cálidos y húmedos, antes de la transición hacia condiciones glaciares en el límite Eoceno/Oligoceno.

Conocer la edad de los depósitos volcánicos y volcanoclásticos de la isla resulta fundamental para correlacionar unidades con otras localidades del archipiélago.

En este contexto, en la Bahía del Almirantazgo, el Grupo Glaciar Baranowski fue inicialmente asignado al Oligoceno, sobre la base de su posición litoestratigráfica en las sucesiones de la Isla Rey Jorge y por su contenido fósil (Birkenmajer, 1980a; 1980b). Posteriormente, como resultado de las primeras dataciones, permitieron reasignar su edad al Cretácico tardío (Birkenmajer *et al.*, 1983) y Birkenmajer (2003) en una compilación geológica propuso una edad del Santoniano al Maastrichtiano medio. Recientemente, nuevas dataciones radiométricas han modificado estas edades, redefiniendo al Eoceno a estas sucesiones (Panczyk *et al.*, 2009; Nawrocki *et al.*, 2010, Nawrocki *et al.*, 2011; Mozer *et al.*, 2015). En la Figura 6.1 se resumen las edades y métodos y en la Figura 6.2 se muestra su distribución espacial.

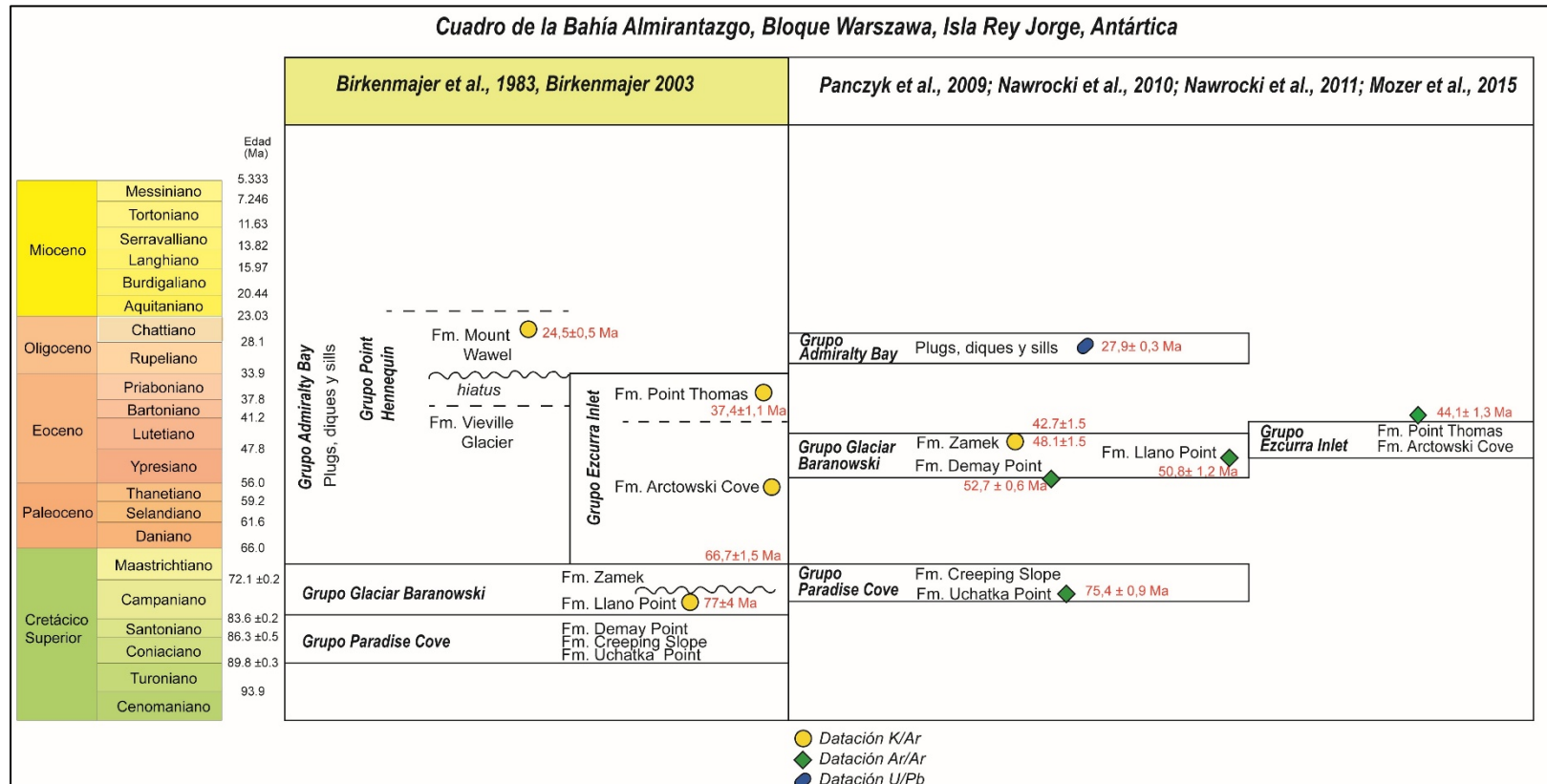


Figura 6.1: Configuración cronoestratigráfica para el Bloque de Warszawa en Bahía Almirantazgo. En amarillo (Birkenmajer *et al.*, 1983; Birkenmajer, 2003) y blanco (Panczyk *et al.*, 2009; Nawrocki *et al.*, 2010; Nawrocki *et al.*, 2011; Mozer *et al.*, 2015)

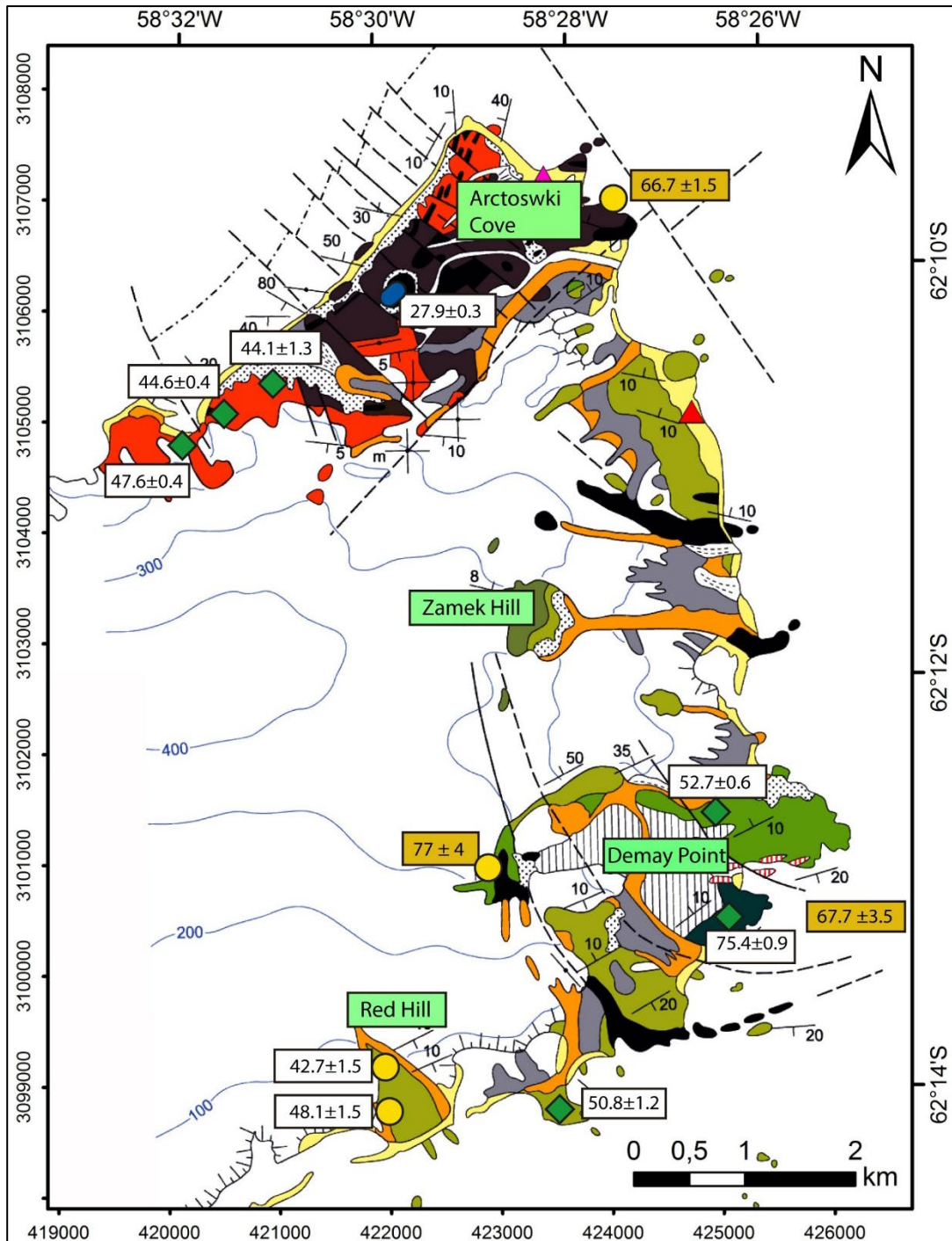


Figura 6.2: Mapa ubicación de dataciones radiométricas en el Bloque de Warszawa. En amarillo (Birkenmajer *et al.*, 1983; Birkenmajer, 2003) y blanco (Panczyk *et al.*, 2009; Nawrocki *et al.*, 2010; Nawrocki *et al.*, 2011; Mozer *et al.*, 2015).

Estos antecedentes modifican la edad previamente atribuida a la flora de la Formación Zamek, que durante años fue considerada del Campaniano–Maastrichtiano de Antártica (Dutra, 1989;

Zastawniak, 1994; Barba, 1996; Dutra & Batten, 2000; Poole & Cantrill 2006; Leppe *et al.*, 2012; Reguero *et al.*, 2013). La nueva asignación al Eoceno se ve respaldada por estudios recientes, los cuales además proponen una correlación estratigráfica revisada que simplifica la compleja estratigrafía de la Isla Rey Jorge (Smellie *et al.*, 2021a). Para este estudio, se mantuvo la nomenclatura clásica de las formaciones en el área, por continuidad con la literatura paleobotánica y localidades históricas, aun cuando la edad las sucesiones haya sido revisada recientemente.

De esta manera, los niveles estratigráficos estudiados de la Formación Zamek en este trabajo se consideran de edad Eoceno inferior, entre 51 y 47 Ma (Mozer *et al.*, 2015), lo que implica una modificación en el mapa de las localidades previamente asignadas al Cretácico Superior en la Isla Rey Jorge y la asignación tradicional cretácica de las paleofloras (Figura 6.3).

Con respecto a la edad de la Formación Arctowski Cove, esta ha sido asignada al Eoceno por Nawrocki *et al.* (2010 y 2011). Se interpreta que parte de esta sucesión se habría depositado contemporáneamente con los estratos de la Formación Zamek.

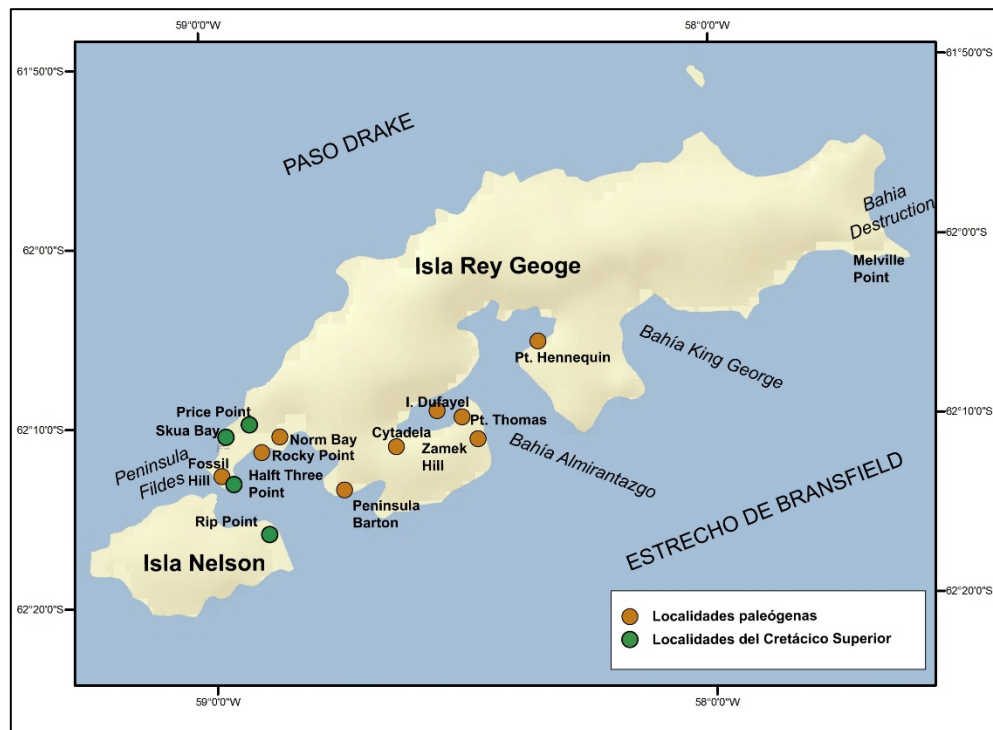


Figura 6.3: Mapa ubicación de localidades del Paleógeno y Cretácico de Bahía del Almirantazgo.

Modificado de Dutra & Batten (2000).

6.2. Paleoflora y evidencias paleoclimáticas

6.2.1. Formación Zamek

Las paleofloras reconocidas en este estudio para la Formación Zamek corresponden a Angiospermas, entre ellas *Magnoliidaephyllum birkenmajeri*, *Ficophyllum skuaensis*, *Nothofagus* sp.1, *Nothofagus* sp.2 y Myricaceae indet.

El género *Nothofagus* constituye un importante indicador paleoclimático y paleogeográfico, siendo la principal angiosperma representada en la paleofloras australes desde el Cretácico (Hill & Jordan 1993; Premoli, 1996; Premoli *et al.*, 2010; Reguero *et al.*, 2013). La Península Antártica ha jugado un importante rol en la diferenciación y diversificación del género *Nothofagus*, tal que a fines del Campaniano (75–71 Ma) el linaje se había diversificado en los cuatro subgéneros modernos (Cantrill & Poole, 2012).

Los materiales de *Nothofagus* aquí descritos sugieren afinidades con bosques mesic-templados, pero no constituye por sí mismo una prueba suficiente de clima templado.”

Hojas de gran tamaño y con venación broquidódroma como *Magnoliidaephyllum birkenmajeri*, son típicas plantas que crecen en climas subtropicales y tropicales en el presente (Zastawniak, 1994).

La composición de la Flora de Zamek, guarda estrecha relación con floras sudamericanas del Paleógeno, de Coronel en Chile Central, y en la Provincia de Santa Cruz y Chubut en Argentina (Dutra & Batten, 2000).

6.2.2. Formación Arctowski Cove - Miembro Petrified Forest

El género *Nothofagidites* cuya afinidad actual es *Nothofagus*, es uno de los principales componentes de los bosques subantárticos (Romero, 1978; Carrillo-Berumen *et al.*, 2013).

Se ha mencionado que los requerimientos ecológicos del género *Nothofagidites* se pueden inferir por el tipo de grano de polen que lo representa (Barreda, 1996). Las nothofagáceas se asocian a zonas de alta humedad (Palma-Heldt & Alfaro, 1982), y se han utilizado para indicar condiciones

de clima templado (Romero, 1978). El grupo tipo fusca es el grupo mejor representado, el cual se relaciona con suelos bien drenados que generalmente se encuentran en zonas altas y de temperaturas bajas, de este tipo de *Nothofagidites* se encuentra *Nothofagidites cincta* que tiene como afinidad botánica actual a *Nothofagus betuloides* (Palma-Heldt & Alfaro, 1982) endémico de los bosques sub-antárticos, que se caracteriza por resistir bajas temperaturas (Promis *et al.*, 2008). *Nothofagidites cincta* es una forma que indica humedad y temperaturas de templadas a frías (Palma-Heldt & Alfaro, 1982). Se ha mencionado que el tipo *brassii* (Brassospora) se relaciona con climas templado-cálidos (meso-termales) y zonas más bajas en comparación con los tipos fusca (Barreda, 1996). La afinidad botánica actual de *Podocarpidites* es *Podocarpus*, que se encuentra en la selva montana de los trópicos y en la selva lluviosa templada-fría de las regiones australes (Petriella & Archangelsky, 1975).

Sin embargo, a pesar de haber clasificado los palinomorfos presentes en los niveles fosilíferos para la Formación Arctowski Cove, no fue posible realizar un análisis estadístico y una determinación de paleoambiente, ya que el número de palinomorfos y slides estudiados no son suficientes, por lo que se realizó una revisión de diversidad preliminar de los niveles estudiados.

6.3. Paleoambiente de las sucesiones estudiadas

El análisis de facies de las columnas estratigráficas ZAM y ARC evidencia la interacción estrecha entre procesos volcánicos y sedimentarios en la Isla Rey Jorge, reflejando un sistema dinámico dominado por volcanismo subaéreo y sedimentación asociada.

En la Formación Zamek, predominan facies piroclásticas que indican un contexto volcánico activo, caracterizado por la generación de flujos piroclásticos, caída de ceniza y depósitos proximales asociados a corrientes de densidad. La presencia de niveles retrabajados con estructuras sedimentarias, icnofósiles e improntas foliares sugiere la existencia de intervalos de relativa calma volcánica, donde se desarrollaron ambientes subaéreos o acuáticos someros que permitieron la colonización vegetal y la preservación fósil.

Por su parte, la Formación Arctowski Cove muestra una mayor influencia de procesos sedimentarios fluviales, evidenciada por la presencia de canales fluviales, lutitas de planicie de

inundación y depósitos de flujo de detritos. Estas facies reflejan un sistema fluvial de alta a moderada energía, con variaciones en el régimen de flujo y el desarrollo de subambientes como canales activos, llanuras de inundación y zonas pantanosas. La coexistencia de depósitos volcanoclásticos dentro de esta sucesión indica una persistente influencia volcánica durante la sedimentación. Depósitos asociados a un volcanismo efusivo subaéreo.

En conjunto, ambas sucesiones registran un sistema continental volcanosedimentario complejo, donde la actividad volcánica y los procesos fluviales actuaron de manera sincrónica y variable en el tiempo. Esta interacción controló tanto la arquitectura de los depósitos como las condiciones paleoambientales, favoreciendo la preservación de material fósil y aportando información clave para la reconstrucción de los ecosistemas del pasado en la región.

7. CONCLUSIONES

El retroceso del glaciar Sphinx en los últimos años, permitió identificar y describir un nuevo afloramiento en la base del cerro Zamek, dejando expuestas tobas de lapilli, brechas tobáceas y tobas con improntas foliares.

Los niveles estudiados de las formaciones Zamek y Arctowski Cove se interpretan como eocenos, lo que modifica la asignación tradicional cretácica de estas sucesiones y sus paleofloras.

-El análisis de facies de las formaciones Zamek y Arctowski Cove revela un sistema volcanosedimentario continental dominado por la interacción entre volcanismo subaéreo y procesos fluviales. Mientras la Formación Zamek está caracterizada principalmente por depósitos piroclásticos asociados a flujos de densidad y caída de ceniza, con episodios de retrabajo que permitieron la preservación de flora fósil, la Formación Arctowski Cove evidencia un mayor desarrollo de ambientes fluviales de alta a moderada energía, incluyendo canales, llanuras de inundación y zonas pantanosas.

El estudio de las improntas fósiles aportó un nuevo antecedente para esta sección: *Ficophyllum skuaensis*, previamente descrito en la sección Skua Bay de la Formación Half Three Point en la Península Fildes. Asimismo, se documentaron nuevos materiales de *Magnoliidaephyllum birkenmajeri*, *Nothofagus* sp. y Myricaceae indet., conformando un ensamble diverso de *Nothofagus* y otras angiospermas. El material colectado *in situ* permitió además relacionar improntas foliares previamente halladas en depósitos morrénicos frente al cerro Zamek, ampliando el conocimiento de la sucesión estratigráfica y fosilífera en el estratotipo de la Formación Zamek.

En la localidad próxima a la Base Henryk Arctowski, donde aflora la Formación Arctowski Cove, el análisis preliminar palinológico evidenció la presencia de polen de podocarpáceas, esporas de pteridofitas y polen de angiospermas, destacando *Nothofagidites*. Si bien se logró clasificar los palinomorfos presentes, el número limitado de ejemplares y láminas estudiadas impidió realizar un análisis estadístico robusto y una interpretación paleoambiental completa. No obstante, se presenta un reporte preliminar de las especies identificadas en el Miembro Petrified Forest.

En conjunto, ambas unidades reflejan una dinámica ambiental compleja y cambiante, donde la actividad volcánica y la sedimentación fluvial controlaron la arquitectura de los depósitos.

REFERENCIAS

- ASH, A.; ELLIS, B.; HICKEY, L.; JOHNSON, K.; WILF, P. & WING, S. 1999. Manual of Leaf Architecture: Morphological description and categorization of dicotyledonous and net-veined monocotyledonous angiosperms. Smithsonian Institution: 65 pp. Washington, DC.
- ASKIN, R. A. 1992. Late Cretaceous–early Tertiary Antarctic outcrop evidence for past vegetation and climates. *The Antarctic Paleoenvironment: a perspective on global change: Part One*. Vol. **56**: 61-74.
- BARBA, N. 1996. *Nothofagoxylon* sp. del monte Zamek, isla Rey Jorge, islas Shetland del Sur, Antártica. *Serie científica INACH*. Vol. **46**: 133-144.
- BARKER, P. F. 2001. Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and palaeocirculation. *Earth-Science Reviews*, Vol. **55**, N° 1-2: 1-39.
- BARREDA, V.D. 1996. Bioestratigrafía de polen y esporas de la Formación Chenque, Oligoceno Tardío? -Mioceno de las provincias de Chubut y Santa Cruz, Patagonia, Argentina. *Ameghiniana*. Vol. **33**: 35-96.
- BARTON, C. M. 1965. The geology of the South Shetland Islands: III. The stratigraphy of King George Island. British Antarctic Survey Scientific Reports, N° 44. London.
- BASTÍAS, J.; CHEW, D.; VILLANUEVA, C.; RILEY, T.; MANFROI, J.; TREVISAN, C.; LEPPE, M.; CASTILLO, P.; POBLETE, F.; TEZTNER, D.; GIULANI, G.; LÓPEZ, B.; CHEN, H.; ZHENG, G.; ZHAO, Y.; GAO, L.; RAUCH, A. & JAÑA, R. 2023. The South Shetland Islands, Antarctica: Lithostratigraphy and geological map. *Frontiers in Earth Science*. Vol. **10**: 24pp.
- BASTOS, B. L.; DUTRA, T. L.; WILBERGER, T. P., & TREVISAN, C. 2013. Uma flora do final do Cretáceo na Ilha Nelson, Ilhas Shetland do Sul, Península Antártica. *Revista Brasileira de Paleontologia*. Vol. **16**, N° 3: 441-464.
- BIRKENMAJER, K. 1980a. Geology of Admiralty Bay, King George Island (South Shetland Island) -An outline. *Polish Polar Research*. Vol. **1**, N° 1: 29–54.
- BIRKENMAJER, K. 1980b. Tertiary volcanic-sedimentary succession at Admiralty Bay, King George Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Studia Geologica Polonica*. Vol. **64**: 7-65.

- BIRKENMAJER, K. 1982. Late Cenozoic Phases of block-faulting on King George Island (South Shetland Islands, West Antarctica). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences*. Vol. **30**: 21-32.
- BIRKENMAJER, K. 1985. Onset of Tertiary continental glaciations in the Antarctic Peninsula sector (West Antarctica). *Acta Geologica Polonica*, Vol. **35**, N° 1-2: 1-32.
- BIRKENMAJER, K. 1989. A guide to tertiary geochronology of King George Island, West Antarctica. *Polish Polar Research*. Vol. **10**, N° 4: 555-579.
- BIRKENMAJER, K. 2002. Retreat of Ecology Glacier, Admiralty Bay, King George Island (South Shetland Islands, West Antarctica), 1956-2001. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences*. Earth Sciences. Vol. **50**, N°1: 15-29.
- BIRKENMAJER K. 2003. Admiralty Bay, King George Island (South Shetland Islands, West Antarctica): A geological monograph. *Studia Geologica Polonica*. Vol. **120**: 5-73.
- BIRKENMAJER, K., & ZASTAWNIAK, E. 1989. Late Cretaceous-early Tertiary floras of King George Island, West Antarctica: their stratigraphic distribution and palaeoclimatic significance. *Geological Society Special Publications*. Vol. **47**, N°1: 227-240.
- BIRKENMAJER, K.; FRANCALANCI, L. & PECCERILLO, A. 1991. Petrological and geochemical constraints on the genesis of Mesozoic–Cenozoic magmatism of King George Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Antarctic Science*. Vol. **3**, N° 3: 293-308.
- BIRKENMAJER, K.; NAREBSKI, W.; NICOLETTI M. & PETRUCCIANI, C. 1983. Late Cretaceous through Late Oligocene K–Ar ages of the King George Island Supergroup volcanic, South Shetland Islands (West Antarctica). *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences de la terre*. Vol. **30**, N° 3-4: 133-143.
- BIRKENMAJER, K.; GUTERCH, A.; GRAD, M., JANIK, T., & PERCHÚC, E. 1990. Lithospheric transect Antarctic Peninsula-South Shetland Islands, West Antarctica. *Polish Polar Research*. Vol. **11**, N° 3-4: 241-258.
- BÖRGEL, R. 1983. Geomorfología y Geografía de Chile. Instituto Geográfico Militar: 373 pp. Santiago.
- BOWMAN, V. C.; FRANCIS, J. E.; ASKIN, R. A.; RIDING, J. B., & SWINDLES, G. T. 2014. Latest Cretaceous–earliest Paleogene vegetation and climate change at the high

- southern latitudes: palynological evidence from Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. **408**: 26-47.
- BRANNEY, M. & KOKELAAR, P. 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *The Geological Society of London*. 143 pp. London.
- BRAUN, M.; SAURER, H., & GOßMANN, H. 2004. Climate, energy fluxes and ablation rates on the ice cap of King George Island. *Pesquisa Antártica Brasileira*. Vol. **4**: 87-103.
- BRAUN, M.; SIMOES, J.; VOGT, S.; BREMER, U.; BLINDOW, N.; PFENDER, M.; SAURER, H.; AQUINO, F & FERRON, F. 2001. An improved topographic database for King George Island: compilation, application and outlook. *Antarctic Science*. Vol. **13**, N° 1: 41-52.
- CANTRILL, D.J. & NICHOLS, G.J. 1996. Taxonomy and paleoecology of Early Cretaceous (Late Albian) angiosperm leaves from Alexander Island, Antarctica. *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. **92**:1-28.
- CANTRILL, D.J. & POOLE, I. 2012. The Vegetation of Antarctica through Geological Time. 480 pp. Cambridge.
- CARRILLO-BERUMEN, R.; QUATTROCCHIO, M.E. & HELENES, J. 2013. Palinomorfos continentales del Paleógeno de las formaciones Chorrillo Chico y Agua Fresca, Punta Prat, Región de Magallanes, Chile. *Andean geology*. Vol. **40**, N° 3: 539-560.
- CZAJKOWSKI, S. & RÖSLER, O., 1986. Plantas fosseis da Península Fildes; Ilha Rei Jorge (Shetlands do Sul); Morfografia das impressões foliares. *Anais Academia Brasileira de Ciências Suplemento*. Vol. **58**: 99-110.
- DETTMANN, M.E.; POCKNALL, D.T.; ROMERO, E.J. & ZAMALOA, M. del. C. 1990. Nothofagidites Erdtman ex Potonié, 1960: a catalogue of species with notes on the paleogeographic distribution of Nothofagus Bl. (Southern Beech). *New Zealand Geological Survey paleontological Bulletin*. Vol. **60**: 1-79.
- DUSÉN, P., 1908. Über Die Tertiäre Flora der Seymour Insel. In: Nordenskjöld, O. (Ed.), Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedischen Südpolar-Expedition 1901–1903, Geologie und Paläontologie. 3. Norstedt and Söner. 27 pp. Stockholm.
- DUTRA, T.L. 1989a. A tafloflora Terciária dos Arredores do Pontal Block, Baía do Almirantado, Ilha Rei George (Arquipélago das Shetland do Sul, Península Antártica). *Acta Geologica Leopoldensia*. Vol. **12**, N° 28: 45-90.

- DUTRA, T. L. 1989b. Informações preliminares sobre a tafoflora do Monte Zamek (Bahía do Almirantado, Ilha Rei George, Ilhas Shetland do Sul), Antártica. *Serie científica INACH*. Vol. **39**: 31-42.
- DUTRA, T. L. & BATTEN, D. J. 2000. Upper Cretaceous floras of King George Island, West Antarctica, and their palaeoenvironmental and phytogeographic implications. *Cretaceous Research*. Vol. **21**, N° 2: 181-209.
- EAGLES, G.; LIVERMORE, R. A.; FAIRHEAD, J. D., & MORRIS, P. 2005. Tectonic evolution of the west Scotia Sea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. **110**, Issue B2: 1-19.
- ELLIS, B.; DALY, D.; HICKEY, L.; JOHNSON, K.; MITCHELL, J.; WILF, P. & WING, L. 2009. Manual of Leaf Architecture. Cornell University Press: 190 pp. New York.
- FERGUSON, D. 1921. Geological observations in the South Shetland Islands, the Palmer Archipelago and Graham Land. Antarctica. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*. Vol. **53**, N° 1: 29-55.
- FOURCADE, N. H. 1960. Estudio geológico-petrográfico de Caleta Potter, Isla 25 de Mayo, Islas Shetland del Sur. Instituto Antártico Argentino, 121 pp. Buenos Aires.
- GHIDELLA, M. E.; LAWYER, L. A., & GAHAGAN, L. M. 2007. Break-up of Gondwana and opening of the South Atlantic: review of existing plate tectonic models. U.S. Geological Survey and The National Academies, Short Research Paper. Vol. **55**: 1-5.
- HAASE, K. M.; BEIER, C.; FRERETZDORFF, S.; SMELLIE, J. L. & GARBE-SCHÖNBERG, D. 2012. Magmatic evolution of the South Shetland Islands, Antarctica, and implications for continental crust formation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **163**, N°6: 1.103-1.119.
- HAWKES, D. D. 1961. The geology of the South Shetland Islands: I. The petrology of King George Island. Falkland Islands Dependencies Survey. *Scientific Reports N° 26*. 28 pp. London.
- HINOJOSA, L., F. 2005. Cambios climáticos y vegetacionales inferidos a partir de paleofloras cenozoicas del sur de Sudamérica. *Revista geológica de Chile*. Vol. **32**, N° 1: 95-115.
- HINOJOSA, L. F., & VILLAGRÁN, C. 1997. Historia de los bosques del sur de Sudamérica, I: antecedentes paleobotánicos, geológicos y climáticos del Terciario del cono sur de América. *Revista Chilena de Historia Natural*. Vol. **70**, N° 2: 225-239.

- HILL, R.S. & JORDAN, G., J. 1993. The evolutionary history of *Nothofagus* (Nothofagaceae). Australian systematic botany. Vol. **6**, N°2: 111-126.
- HUNT, R.J. 2001. Biodiversity and palaeoecological significance of Tertiary fossil floras from King George Island, West Antarctica. Tesis Doctoral. University of Leeds. 339 pp.
- JAGMIN, N. I. B. 1987. Estudio anatómico dos troncos fósseis de Admiralty Bay, King George Island (Península Antártica). *Acta Biologica Leopoldensia*. Vol. **9**: 81-98.
- KÖNIG, M., & JOKAT, W. 2006. The mesozoic breakup of the weddell sea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. **111**, Issue B12: 1-28.
- KRAUS, S. 2005. Magmatic dyke systems of the South Shetland Islands volcanic arc (West Antarctica): reflections of the geodynamic history. Als Dissertation. 160 pp. München.
- KRAUS, S., & del Valle, R. 2008. Geological map of Potter Peninsula (King George Island, South Shetland Islands, Antarctic Peninsula). Instituto Antártico Chileno, Punta Arenas, Chile and Instituto Antártico Argentino, Buenos Aires. Argentina.
- KRAUS, S.; McWILLIAMS, M. & PECSKAY, Z., 2007. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K/Ar ages of dikes in the South Shetland Islands (Antarctic Peninsula). In: Cooper, A.K., Raymond, C.R. (Eds.), Antarctica: A Keystone in a Changing World - Online Proceedings of the 10th ISAES, USGS Open-File Report 2007-1047, Short Research Paper. Vol. **35**: 1-3.
- KRAUS, S.; POBLETE, F. & ARRIAGADA, C. 2010. Dike systems and their volcanic host rocks on King George Island, Antarctica: Implications on the geodynamic history based on a multidisciplinary approach. *Tectonophysics*, vol. 495, no 3-4, p. 269-297.
- KRAUS, S.; MILLER, H.; DIMOV, D.; HEGNER, E.; McWILLIAMS, M., & PECSKAY, Z. 2008. Structural geology of the Mesozoic Miers bluff formation and crosscutting Paleogene dikes (Livingston Island, South Shetland Islands, Antarctica)- insights into the geodynamic history of the northern Antarctic peninsula. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **26**, N° 4: 498-512.
- LEAT, P. T. & RILEY, T. R., 2021a. Chapter 3.1a Antarctic Peninsula and South Shetland Islands: volcanology. Geological Society, London, Memoirs. N° 55: 185-212.
- LEAT, P. T. & RILEY, T. R., 2021b. Chapter 3.1b Antarctic Peninsula and South Shetland Islands: petrology. Geological Society, London, Memoirs. N° 55: 213-226.
- LEPPE, M.; MIHOC, M.; VARELA, N.; STINNESBECK, W.; MANSILLA, H.; BIERMA, H.; CISTERNA, K.; FREY, E & JUJIHARA, T. 2012. Evolution of the Austral-Antarctic

- flora during the Cretaceous: New insights from a paleobiogeographic perspective. *Revista Chilena de Historia Natural*. Vol. **85**, N° 4: 369-392. Santiago.
- LIVERMORE, R.; NANKIVELL, A., EAGLES, G., & MORRIS, P. 2005. Paleogene opening of Drake passage. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **236**, N° 1-2: 459-470.
- LIPSKI, M. 1987. Variations of physical conditions, nutrients and chlorophyll α contents in Admiralty Bay (King George Island, South Shetland Islands, 1979). *Polish Polar Research*. Vol. **8**, N° 4: 307-332.
- MCPHIE, J.; DOYLE, M. & ALLEN, R. 1993. Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. 198pp. Tasmania.
- MIALL, A. 2006. The Geology of Fluvial Deposits. Springer-Verlag: 582 pp. Heidelberg.
- MINK, S.; MAESTRO, A.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; SCHMID, T.; GALINDO-ZALDIVAR, J., & TROW, R. A. J. 2015. Morphostructural analysis and Cenozoic evolution of Elephant Island, Southern Scotia Arc, Antarctica. *International Journal of Earth Sciences*. Vol. **104**: 833-851.
- MOZER, A. 2012. Pre-glacial sedimentary facies of the Point Thomas Formation (Eocene) at Cytadela, Admiralty Bay, King George Island, West Antarctica. *Polish Polar Research*, N°1: 41-62.
- MOZER, A.; PÉCSKAY, Z. & KRAJEWSKI, K. P. 2015. Eocene age of the Baranowski Glacier Group at Red Hill, King George Island, West Antarctica. *Polish Polar Research*. Vol. **36**, N°4: 307-324.
- NATLAND, M.; GONZALEZ, E.; CAÑÓN, A & ERNST, M. 1974. A System of Stages for Correlation of Magallanes Basin Sediments. The Geological Society of America Inc. Memoir 139: 117 pp. Michigan.
- NAWROCKI, J.; PÁNCZYCK, M. & WILLIAMS, I. 2010. Isotopic ages and palaeomagnetism of selected magmatic rocks from King George Island (Antarctic Peninsula). *Journal of the Geological Society, London*. Vol. **167**, N°5: 1063-1079.
- NAWROCKI, J.; PÁNCZYCK, M. & WILLIAMS, I. 2011. Isotopic ages of selected magmatic rocks from King George Island (West Antarctica) controlled by magnetostratigraphy. *Geological Quarterly*. Vol. **55**, N°4: 301-322.
- ORLANDO, H. A. 1963. La flora fósil en las inmediaciones de la Península Ardley, Isla 25 de mayo, Islas Shetland del Sur. Instituto Antártico Argentino. N°79: 1-17.

- ORLANDO, H. A. 1964. The fossil flora of the surroundings of Ardley Peninsula (Ardley Island), 25 de Mayo Island (King George Island), South Shetland Islands. *Antarctic Geology, Amsterdam*. 629-636
- PALMA-HELDT, S. & ALFARO, G., 1982. Antecedentes palinológicos preliminares para la correlación de mantos de carbón del terciario de la provincia de Valdivia. II Congreso Geológico Chileno, Concepción, Chile. Abstractos, Vol. **1**: 207-208.
- PAŃCZYK, M.; NAWROCKI, J. & WILLIAMS, I. 2009. Isotope age constraint for the Blue Dyke and Jardine Peak subvertical intrusions of King George Island, West Antarctica. *Polish Polar Research*. Vol. **30**, N°4: 379-391.
- PANKHURST, R. J., & SMELLIE, J. L. 1983. K-Ar geochronology of the South Shetland Islands, Lesser Antarctica: apparent lateral migration of Jurassic to Quaternary Island arc volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **66**: 214-222.
- PANKHURST, R. J.; RILEY, T. R.; FANNING, C. M., & KELLEY, S. P. 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*. Vol. **41**, N°5: 605-625.
- PETRIELLA, B., & ARCHANGELSKY, S. 1975. Vegetación y ambiente en el Paleoceno de Chubut. Actas del I Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Tucumán. Vol. **2**: 257-270.
- POBLETE, F.; ARRIAGADA, C.; ROPERCH, P.; ASTUDILLO, N.; HERVÉ, F.; KRAYS, S., & LE ROUX, J. P. 2011. Paleomagnetism and tectonics of the South Shetland Islands and the northern Antarctic Peninsula. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **302**, N°3-4: 299-313.
- POOLE I. & CANTRILL D.J. 2006. Cretaceous and Tertiary vegetation of Antarctica implications from the fossil wood record. Cretaceous–Tertiary high–latitude palaeoenvironments, James Ross Basin, Antarctica. Geological Society of London, Special Publication **258**: 63–81.
- POVILAUŠKAS, L. 2010. Palinología del entorno Cretácico-Paleógeno del SO de la provincia de Santa Cruz: significado estratigráfico y paleoambiental (Doctoral dissertation, Universidad Nacional de La Plata).

- PREMOLI, A. 1996. Leaf architecture of South American *Nothofagus* (Nothofagaceae) using traditional and new methods in morphometrics. *Botanical journal of the Linnean Society*. Vol. 121, N° 1: 25-40.
- PREMOLI, A.; MATHIASE, P. & KITZBERGER, T. 2010. Southern-most *Nothofagus* trees enduring ice ages: genetic evidence and ecological niche retrodiction reveal high latitude (54 S) glacial refugia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. **298**, N° 3-4, 247-256.
- PROMIS, A.; CRUZ, G.; REIF, A. & GARTNER, S. 2008. Bosques de *Nothofagus betuloides* OERST 1871 (Fagales: Nothofagaceae) en la patagonia austral y tierra del fuego. In *anales del instituto de la Patagonia*. Vol. **36**: 53-68. ciudad
- RAINE, J.I.; MILDENHALL, D.C. & KENNEDY, E.M., 2011. New Zealand Fossil Spores and Pollen: An Illustrated Catalogue, 4th edition. GNS Science Miscellaneous Series, N°4 (Available at: <http://data.gns.cri.nz/sporepollen/index.htm>).
- RAMOS, V. A., & AGUIRRE-URRETA, M. B. 1994. Cretaceous evolution of the Magallanes basin. *Cretaceous Tectonics of the Andes*. 316-345.
- REGUERO, M.; GOIN, F.; HOSPITALECHE, C. A.; MARENSSI, S. & DUTRA, T. 2013. West Antarctica: tectonics and paleogeography. In *Late Cretaceous/Paleogene West Antarctica terrestrial biota and its intercontinental affinities*. Vol. **8**. 120pp.
- ROMERO, E. 1978. Paleoecología y paleofitogeografía de las taofloras del Cenofítico de Argentina y áreas vecinas. *Ameghiniana*. Vol. **15**, N°1-2: 209-227.
- ROMERO, E.; AMENÁBAR, C. R.; ZAMALOA, M. C. & CONCHEYRO, A. 2019. *Nothofagus* and the associated palynoflora from the Late Cretaceous of Vega Island, Antarctic Peninsula. *Polish Polar Research*. Vol. **40**, N°3: 227-253.
- SALWICKA, K. & RAKUSA-SUSZCZWESKI, S. 2002. Long-term monitoring of Antarctic pinnipeds in Admiralty Bay (South Shetlands, Antarctica). *Acta theriologica*. Vol. **47**: 443-457.
- SIERAKOWSKI, K. 1991. Birds and mammals in the region of SSSI No. 8 in the season 1988/89 (South Shetlands, King George Island, Admiralty Bay). *Polish Polar Research*. Vol. **12**, N°1: 25-54.
- SMELLIE, J. L. 2021. Antarctic volcanism: volcanology and palaeoenvironmental overview. "Chapter 1.2 Antarctic volcanism: volcanology and palaeoenvironmental overview",

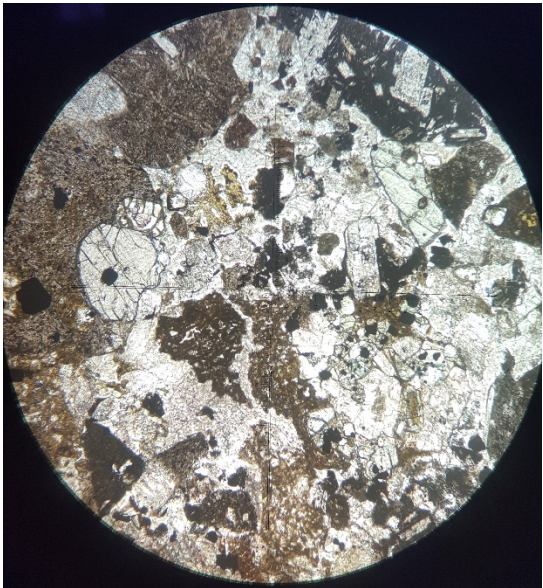
- Volcanism in Antarctica: 200 million Years of Subduction, Rifting and Continental Break-up. Geological Society, Memoirs. Vol. **55**: 19-42. London.
- SMELLIE, J. L.; HUNT, R. J., MCINTOSH, W. C. & ESSER, R. P. 2021a. Lithostratigraphy, age and distribution of Eocene volcanic sequences on eastern King George Island, South Shetland islands, Antarctica. *Antarctic Science*. Vol. **33**, N°4: 373-401.
- SMELLIE, J. L.; PANter, K. S. & GEYER, A. 2021b. Introduction to volcanism in Antarctica: 200 million years of subduction, rifting and continental break-up. Geological Society, Memoirs. Vol. **55**: 1-6. London.
- SMELLIE, J. L.; PANKHURST, R., THOMSON, M. R., & DAVIES, R. E. S. 1984. *The geology of the South Shetland Islands: VI. Stratigraphy, geochemistry and evolution*. British Antarctic Survey Scientific Reports. N° 87: 85 pp.
- SPINOLA, D. N.; PI-PUIG, T.; SOLLEIRO-REBOLLEDO, E.; EGLI, M.; SUDO, M.; SEDOY, S., & KÜHN, P. 2017. Origin of clay minerals in early Eocene volcanic paleosols on King George Island, Maritime Antarctica. *Scientific reports*. Vol. **7**, N° 1: 11pp.
- SZOSPIŃSKA, M., SZUMINSKA, D., BIALIK, R. J., CHMIEL, S., PLENZKER, J., & POLKOWSKA, Ż. 2018. Impact of a newly-formed periglacial environment and other factors on fresh water chemistry at the western shore of Admiralty Bay in the summer of 2016 (King George Island, Maritime Antarctica). *Science of the Total Environment*. Vol. **613**: 619-634.
- SOLIANI, J. BONHOMME, M. 1994. New evidence for cenozoic resetting of K- Ar ages in volcanic rocks of the Northern Portion of the Admiralty Bay, King George Island, Antarctica. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **7**, N° 1: 85-94.
- STUCHLIK, L. 1981. Tertiary pollen spectra from the Ezcurra Inlet Group of Admiralty Bay, King George Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Studia Geologica Polonica*. Vol. **72**: 109-132.
- TANAI, T. 1986. Phytogeographic and phylogenetic history of the genus *Nothofagus* Bl. (Fagaceae) in the southern hemisphere. Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University. Vol. **21**, N°4. 505-582.
- THOMSON, M. R. A.; PANKHURST, R. J., & CLARKSON, P. D. 1983. The Antarctic Peninsula a late Mesozoic-Cenozoic arc. *Antarctic Earth Science*. 289-294.

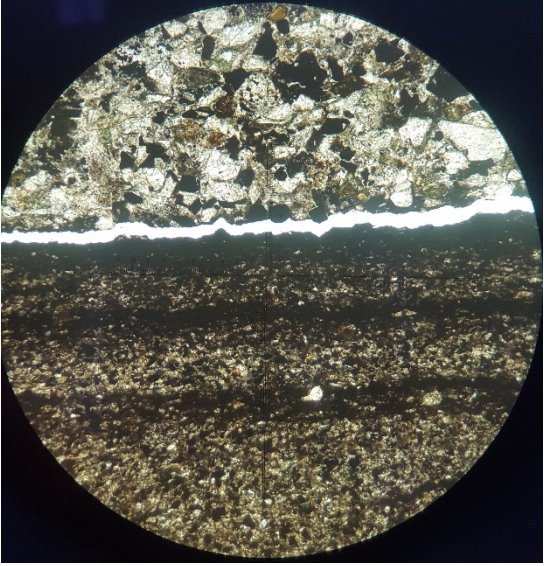
- TOSOLINI, A.-M.P.; CANTRILL, D.J. & FRANCIS, J.E. 2013. Paleocene flora from Seymour Island, Antarctica: revision of Dusén's (1908) angiosperm taxa. *Alcheringa*. Vol. **37**, N° 3: 366-391.
- TORRES, T. & LEOIGNE, Y. 1988. Maderas fósiles terciarias de la Formación Caleta Arctowski, Isla Rey Jorge, Antártica. Serie científica INACH. Vol. **37**: 69-107.
- TRONCOSO, A. & BARRERA, E. 1980. Polen del Eoceno de Osorno, Chile, *Boletín Museo Nacional de Historia Natural*. Vol. **37**: 179-203. Santiago.
- TYRREL, G. W. 1921. A contribution to the petrography of the South Shetland Islands, the Palmer Archipelago and the Danco Land Coast, Graham Land. Antarctica. *The Geographical Journal*. Vol. **60**, N° 1: 78 pp.
- TYRREL, G. W. 1945. Report on rocks from West Antarctica and the Scotia Arc. *Discover Reports*. Vol. **23**: 37-102.
- VERA, J. 1994. Estratigrafía. Principios y Métodos. Editorial Rueda: 805 pp. Madrid.
- YEO, J. P.; LEE, J. I., HUR, S. D., & CHOI, B. G. 2004. Geochemistry of volcanic rocks in Barton and Weaver peninsulas, King George Island, Antarctica: implications for arc maturity and correlation with fossilized volcanic centers. *Geosciences Journal*. Vol. **8**: 11-25.
- ZASTAWNIAK, E. 1994. Upper Cretaceous leaf flora from the Blaszyk Moraine (Zamek Formation), King George Island, South Shetland Islands, West Antarctica. *Acta Palaeobotanica*. Vol. **34**, N° 2: 119-163.

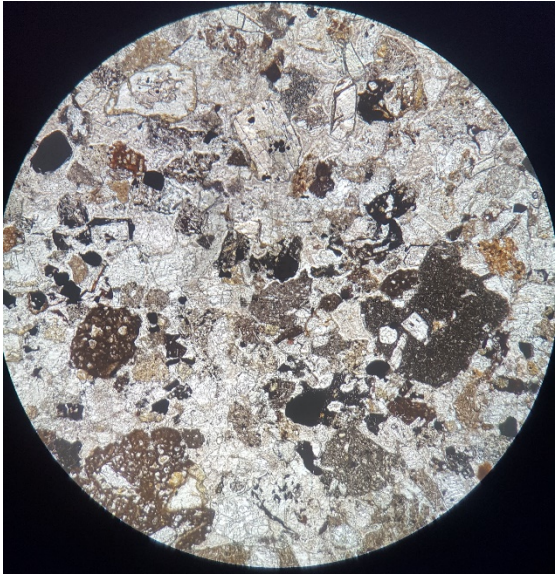
ANEXOS

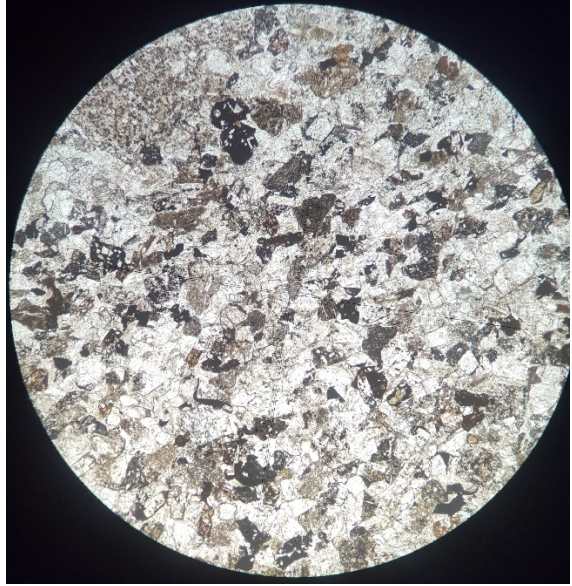
1. DESCRIPCIÓN MICROSCOPICA DE ROCAS

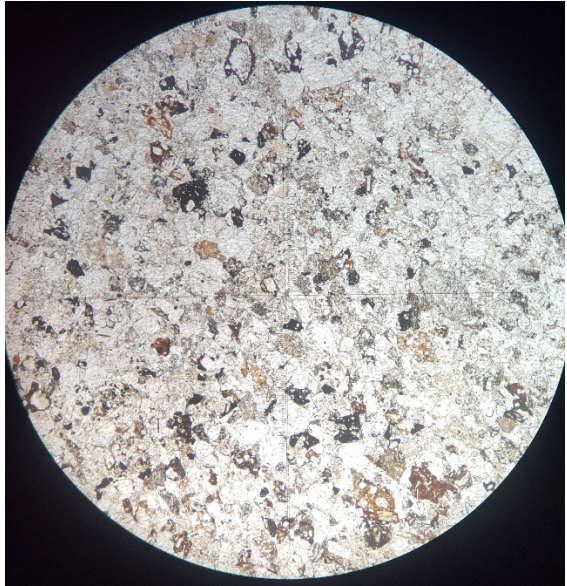
1.1. DESCRIPCIÓN MICROSCOPICA DE ROCAS VOLCANOCLASTICAS

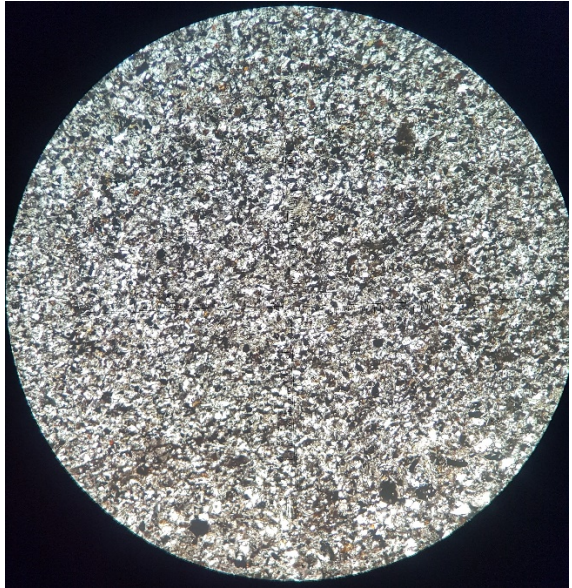
Nº de Muestra	ZAM1-1		Objetivo: 4x	Luz: LPP		
Coordenadas	62°11,614'S/ 58°28,684'W					
Localidad	Zamek Hill					
Clasificación Textural	Toba de lapilli (<i>after</i> Fisher, 1996)					
Clasificación Composicional	Toba de lapilli lítica					
Textura	Porcentaje					
<i>Lapilli</i>	35					
<i>Ceniza</i>	65					
Fábrica	Matriz soportada					
Textura matriz	Fragmental					
Composición	Porcentaje					
<i>Cristales</i>	22					
<i>Líticos</i>	73					
<i>Vidrio</i>	5					
Cristales						
Mineral	%	Descripción			Tamaño (mm)	
Plagioclasa	14	Cristales fragmentados y euhedrales	0,5-2			
Piroxeno	4	Cristales euhedrales y fragmentados	0,5-1,5			
Opacos	4	Cristales subangulosos a subredondeados, posiblemente magnetita.	0,5-1			
Líticos						
Tipo	%	Descripción	Tamaño (mm)			
Volcánico ácido	10	En algunos casos se reconoce la masa fundamental que ha sido desvitrificada	0,2-2,5			
Volcánico andesítico	42	Cristales de plagioclasa y máficos, donde la masa fundamental es parda.	0,4-4,8			
Volcánico basáltico	14	Cristales de plagioclasa y máficos, la masa fundamental es parda oscura.	0,3-2,6			
Volcánico indeterminado	7	Masa fundamental rojiza oscura	0,3-2			
Vidrio						
Tipo	%	Descripción				
Vidrio	5	Fino y desvitrificado				
Observaciones	Zeolita rellenando espacios en vesículas					

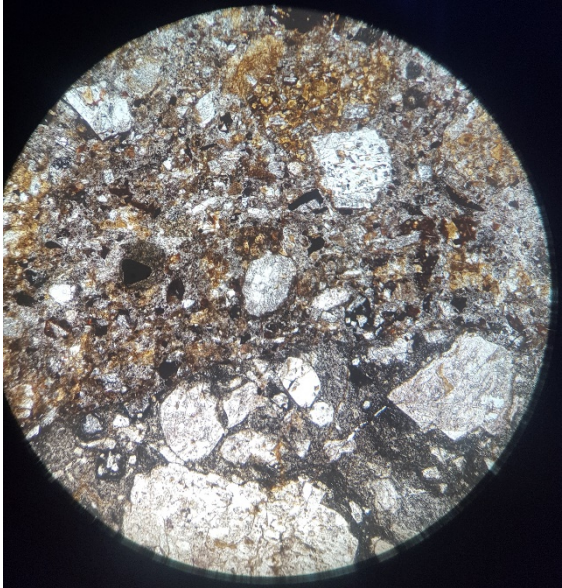
N° de Muestra	ZAM1-2		Objetivo: 4x	Luz: LPP
Coordenadas	62°11,614'S/58°28,684'W			
Localidad	Zamek Hill			
Clasificación Textural	Toba (<i>after</i> Fisher, 1996)			
Clasificación Composicional	Toba cristalina			
Textura	Porcentaje			
<i>Lapilli</i>	0			
<i>Ceniza</i>	100			
Fábrica	Matriz soportada			
Textura matriz	Fragmental			
Composición	Porcentaje			
<i>Cristales</i>	90			
<i>Líticos</i>	0			
<i>Vidrio</i>	15			
Cristales				
Mineral	%	Descripción	Tamaño (mm)	
Plagioclasa	47	Cristales fragmentados, algunos sub-redondeados	0,1-0,5	
Piroxeno	3	Cristales fragmentados	0,3-0,5	
Opacos	40	Sub-redondeados	<0,1	
Líticos				
Tipo	%	Descripción	Tamaño (mm)	
	0			
Vidrio				
Tipo	%	Descripción		
Vidrio	15	Desvitrificado y alterado a arcilla		
Observaciones	Opacos principalmente concentrados en algunas zonas, y se encuentran paralelos a la estratificación.			

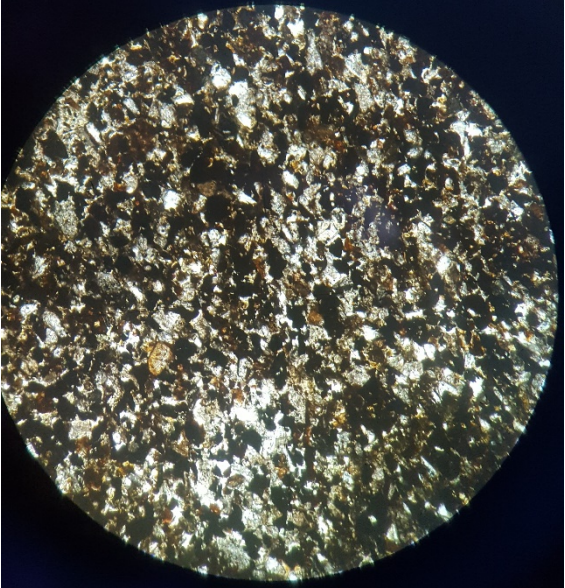
N° de Muestra	ZAM1-3		Objetivo: 4x	Luz: LPP
Coordenadas	S62°11,614' W58°28,684'			
Localidad	Zamek Hill			
Clasificación Textural	Toba (<i>after</i> Fisher, 1996)			
Clasificación Composicional	Toba lítica			
Textura	Porcentaje			
<i>Lapilli</i>	0			
<i>Ceniza</i>	100			
Fábrica	Matriz soportada			
Textura matriz	Fragmental			
Composición	Porcentaje			
<i>Cristales</i>	25			
<i>Líticos</i>	69			
<i>Vidrio</i>	6			
Cristales				
Mineral	%	Descripción	Tamaño (mm)	
Plagioclasa	18	Cristales fragmentados, algunos sub-redondeados	0,3-0,7	
Piroxeno	4	Cristales euhedrales fragmentados	0,5	
Opacos	3	Sub-redondeados	0,3-0,5	
Líticos				
Tipo	%	Descripción	Tamaño (mm)	
Andesíticos	36	Masa fundamental parda con fenocristales de plagioclasa	0,5-1,3	
Andesíticos 2	22	Masa fundamental hialopilitica	0,5-1,5	
Basálticos	6	Masa fundamental negra	0,5-1	
Indeterminados	5	Masa fundamental gris alterada a arcilla	0,6	
Vidrio				
Tipo	%	Descripción		
Vidrio	6	Fino y alterado a arcilla		
Observaciones				

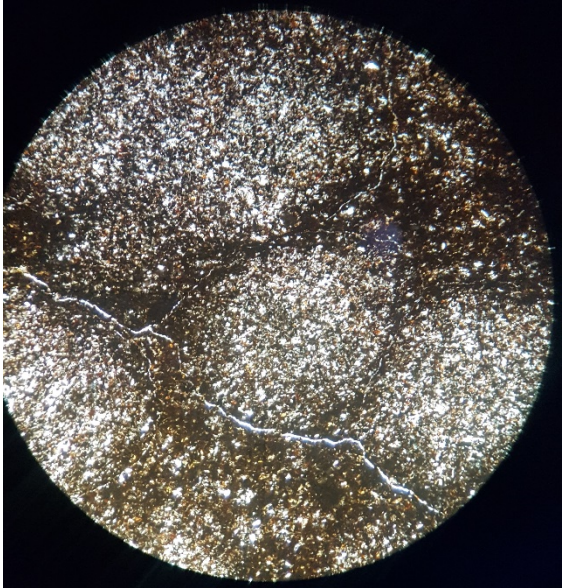
N° de Muestra	ZAM1-4		Objetivo: 4x	Luz: LPP
Coordenadas	S62°11,614' W58°28,684'			
Localidad	Zamek Hill			
Clasificación Textural	Toba (after Fisher, 1996)			
Clasificación Composicional	Toba lítica			
Textura	Porcentaje			
<i>Lapilli</i>	0			
<i>Ceniza</i>	100			
Fábrica	Matriz soportada			
Textura matriz	Fragmental			
Composición	Porcentaje			
<i>Cristales</i>	37			
<i>Líticos</i>	53			
<i>Vidrio</i>	8			
Cristales				
Mineral	%	Descripción	Tamaño (mm)	
Plagioclasa	23	Cristales fragmentados, algunos sub-redondeados	0,3-0,5	
Piroxeno	4	Cristales fragmentados, subangulosos a subredondeados	0,2-0,4	
Opacos	9	Subangulosos	0,3	
Líticos				
Tipo	%	Descripción	Tamaño (mm)	
Andesítico	28	Masa fundamental parda, porfídica con fenocristales de plagioclasa	0,3-0,5	
Andesítico 2	8	Masa fundamental gris, porfídica con fenocristales de plagioclasa	0,3-0,5	
Basáltico	12	Masa fundamental oscura, subredondeados	0,2-0,5	
Indeterminado	5	Masa fundamental gris, desvitrificada	0,3-1	
Vidrio				
Tipo	%	Descripción		
Vidrio	8	Fino, alterado a arcilla		
Observaciones				

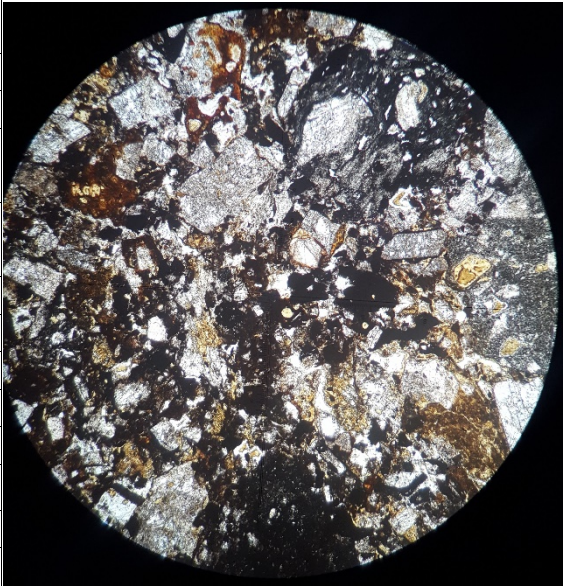
N° de Muestra	ZAM1-5		Objetivo: 4x	Luz: LPP
Coordenadas	S62°11,614' W58°28,684'			
Localidad	Zamek Hill			
Clasificación Textural	Toba (after Fisher, 1996)			
Clasificación Composicional	Toba cristalina			
Textura	Porcentaje			
<i>Lapilli</i>	0			
<i>Ceniza</i>	100			
Fábrica	Matriz soportada			
Textura matriz	Fragmental			
Composición	Porcentaje			
<i>Cristales</i>	49			
<i>Líticos</i>	44			
<i>Vidrio</i>	8			
Cristales				
Mineral	%	Descripción	Tamaño (mm)	
Plagioclasa	44	Cristales fragmentados, algunos sub-redondeados	0,2-0,4	
Piroxeno	3	Cristales fragmentados	0,2-0,3	
Opacos	2	Sub-redondeados	0,1-0,3	
Líticos				
Tipo	%	Descripción	Tamaño (mm)	
Andesíticos	15	Textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, subangulosos a subredondeados	0,2-0,4	
Andesíticos 2	12	Textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, masa fundamental parda	0,2-0,5	
Basálticos	7	Masa fundamental negra, con fenocristales de plagioclasa.	0,2-0,5	
indeterminado	10	Masa fundamental desvitrificada	0,3-0,5	
Vidrio				
Tipo	%	Descripción		
Vidrio	8	Fino, levemente desvitrificado		
Observaciones				

N° de Muestra	ZAM1-6		Objetivo: 4x	Luz: LPP
Coordenadas	S62°11,614' W58°28,684'			
Localidad	Zamek Hill			
Clasificación Textural	Toba (after Fisher, 1996)			
Clasificación Composicional	Toba cristalina			
Textura	Porcentaje			
<i>Lapilli</i>	0			
<i>Ceniza</i>	100			
Fábrica				
Textura matriz	Fragmental			
Composición	Porcentaje			
<i>Cristales</i>	65			
<i>Líticos</i>	3			
<i>Vidrio</i>	35			
Cristales				
Mineral	%	Descripción	Tamaño (mm)	
Plagioclasa	40	Cristales fragmentados, algunos sub-redondeados	0,1-0,2	
Piroxeno	3	Cristales fragmentados a subredondeados	0,1-0,2	
Opacos	22	Subangulosos a sub-redondeados	<0,1	
Líticos				
Tipo	%	Descripción	Tamaño (mm)	
Volcánicos	3	Masa fundamental parduzca	0,2-0,4	
Vidrio				
Tipo	%	Descripción		
Vidrio	32	Fino con ceniza desvitrificada		
Observaciones				

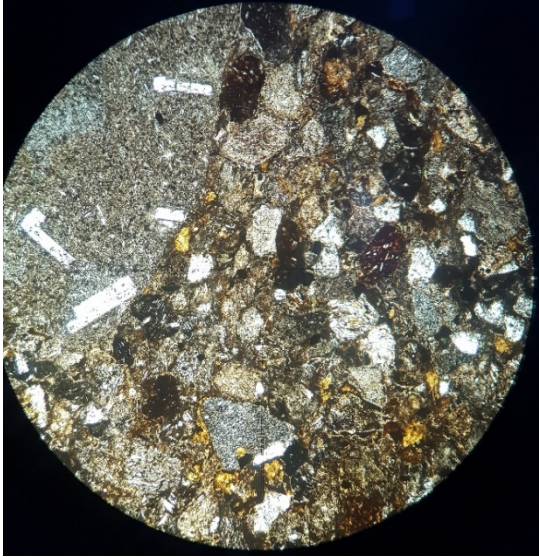
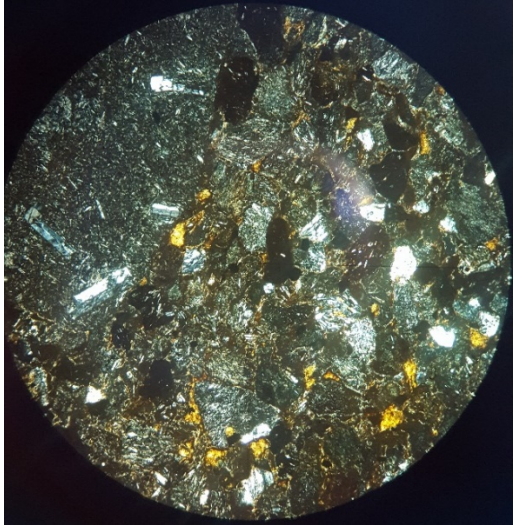
N° de Muestra	ZAM2-1		Objetivo: 4x	Luz: LPP
Coordenadas	S62°09,729' W058°28,227'			
Localidad	Zamek Hill			
Clasificación Textural	Toba de lapilli (<i>after</i> Fisher, 1996)			
Clasificación Composicional	Toba de lapilli			
Textura	Porcentaje			
<i>Lapilli</i>	30			
<i>Ceniza</i>	70			
Fábrica	Matriz soportada			
Textura matriz	Fragmental			
Composición	Porcentaje			
<i>Cristales</i>	22			
<i>Líticos</i>	58			
<i>Vidrio</i>	20			
Cristales				
Mineral	%	Descripción	Tamaño (mm)	
Plagioclasa	15	Algunas presentan maclas polisintéticas, subredondeados a subangulosos	0,2- 4	
Piroxeno	4	Cristales euhedrales y fragmentandos	1,0-2,3	
Opacos	3	Subangulosos a sub-redondeados	0,3-0,5	
Líticos				
Mineral	%	Descripción	Tamaño (mm)	
Andesíticos	35	Con masa fundamental de color parda porfídica con fenocristales de plagioclasa y máficos.	0,5-5	
Andesíticos 2	13	Masa fundamental gris con fenocristales de plagioclasa	0,5-3	
Escorias	10	Amígdalas rellenas con zeolitas	2-3	
Vidrio				
Tipo	%	Descripción		
Vidrio	20	Alterado a arcilla		
Observaciones	Alteración de cúmulos de color café amarillento afecta, arcillas.			

N° de Muestra	ZAM2-2		Objetivo: 4x	Luz: LPP
Coordenadas	S62°09,729' W058°28,227'			
Localidad	Zamek Hill			
Clasificación Textural	Toba (<i>after</i> Fisher, 1996)			
Clasificación Composicional	Toba			
Textura	Porcentaje			
<i>Lapilli</i>	0			
<i>Ceniza</i>	100			
Fábrica				
Textura matriz	Fragmental			
Composición	Porcentaje			
<i>Cristales</i>	62			
<i>Líticos</i>	15			
<i>Vidrio</i>	20			
Cristales				
Mineral	%	Descripción	Tamaño (mm)	
Plagioclasa	23	Cristales fragmentados, subangulares	0,2-0,4	
Piroxeno	7	Cristales fragmentados a subredondeados	0,2-0,3	
Opacos	35	Subangulosos	0,1-0,3	
Líticos				
Tipo	%	Descripción	Tamaño (mm)	
volcánicos	20	Con masa fundamental porfídica	0,2-0,4	
Vidrio				
Tipo	%	Descripción		
Vidrio	15	Alterado a arcilla de color pardo amarillento		
Observaciones	La matriz se encuentra alterada a arcilla, es importante recalcar el gran porcentaje de opacos, posiblemente magnetita.			

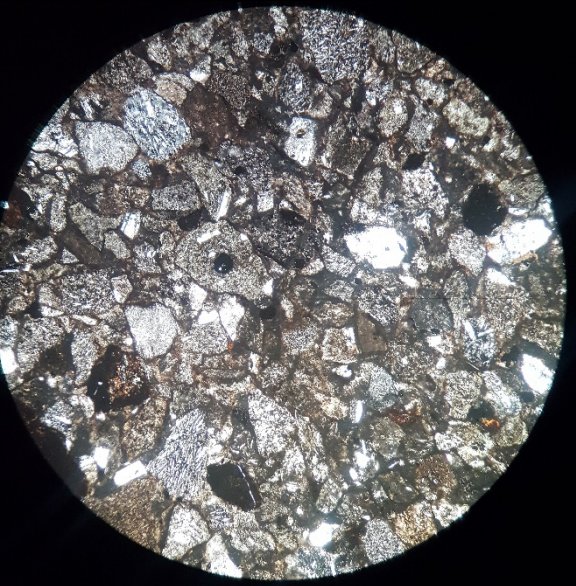
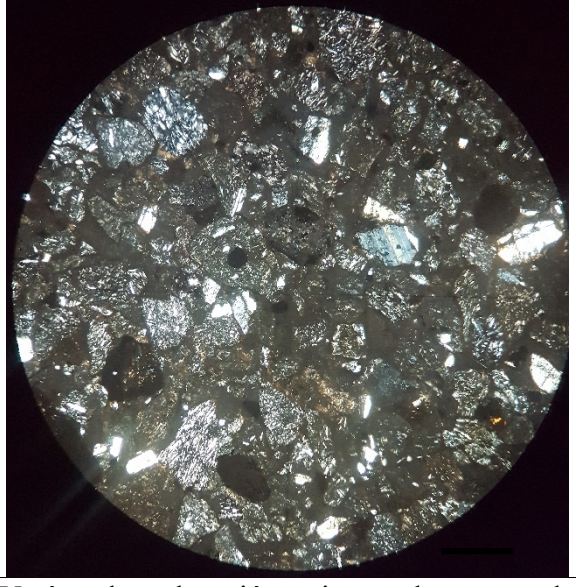
N° de Muestra	ZAM2-3		Objetivo: 4x	Luz: LPP
Coordenadas	S62°09,729' W058°28,227'			
Localidad	Zamek Hill			
Clasificación Textural	Toba de lapilli (<i>after</i> Fisher, 1996)			
Clasificación Composicional	Toba de lapilli lítica			
Textura	Porcentaje			
<i>Lapilli</i>	30			
<i>Ceniza</i>	70			
Fábrica	Matriz soportada			
Textura matriz	Fragmental			
Composición	Porcentaje			
<i>Cristales</i>	25			
<i>Líticos</i>	65			
<i>Vidrio</i>	10			
Cristales				
Mineral	%	Descripción	Tamaño (mm)	
Plagioclasa	8	Fenocristales subredondeados a subangulares	0,1-0,3	
Piroxeno	2	Cristales subredondeados	0,1-0,3	
Opacos	15	Cristales subangulares a subredondeados	0,1- 0,6	
Líticos				
Tipo	%	Descripción	Tamaño (mm)	
Volcanoclástico o indet	65	Líticos cristales de plagioclasas fracturados con moderada selección y matriz de ceniza	2- 3	
Vidrio				
Tipo	%	Descripción		
Vidrio fino	10	Alterado a arcilla de color pardo		
Observaciones	Cúmulos característicos en el corte, posibles relictos de líticos, se ven bordes del lítico.			

N° de Muestra	ZAM2-4		Objetivo: 4x	Luz: LPP
Coordenadas	S62°09,729' W058°28,227'			
Localidad	Zamek Hill			
Clasificación Textural	Toba de lapilli (<i>after</i> Fisher, 1996)			
Clasificación Composicional	Toba de lapilli litica			
Textura	Porcentaje			
<i>Lapilli</i>	35			
<i>Ceniza</i>	65			
Fábrica	Matriz soportada			
Textura matriz	Fragmental			
Composición	Porcentaje			
<i>Cristales</i>	40			
<i>Líticos</i>	50			
<i>Vidrio</i>	10			
Cristales				
Mineral	%	Descripción	Tamaño (mm)	
Plagioclasa	20	Subredondeados a moderadamente alterados	0,3-0,8	
Piroxeno	5	Subredondeados a subangulares	0,2-0,5	
Opacos	15	Subredondeados a subangulares	0,1-0,5	
Líticos				
Tipo	%	Descripción	Tamaño (mm)	
Basáltico	8	Masa fundamental oscura porfídica con fenocristales de plagioclasas	0,3-3	
Escoria basáltica	12	Masa fundamental oscuro con amígdalas rellenas	0,5-2,5	
Andesítico	20	Masa fundamental parda con fenocristales de plagioclasa y piroxenos	0,4-3,3	
Andesítico 2	10	Masa fundamental amarilla parduzca	0,5-2	
Vidrio				
Tipo	%	Descripción		
Vidrio fino	47	Alterado a arcilla		
Observaciones	Cúmulos de color pardo y cristales con alteración de color amarillo en amígdalas y algunos fenocristales.			

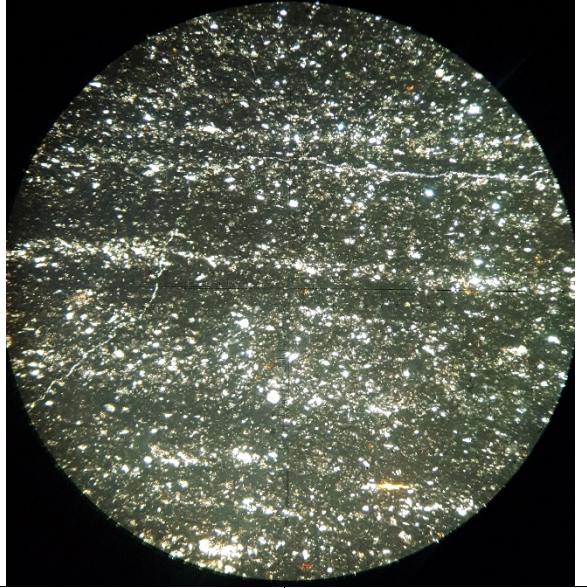
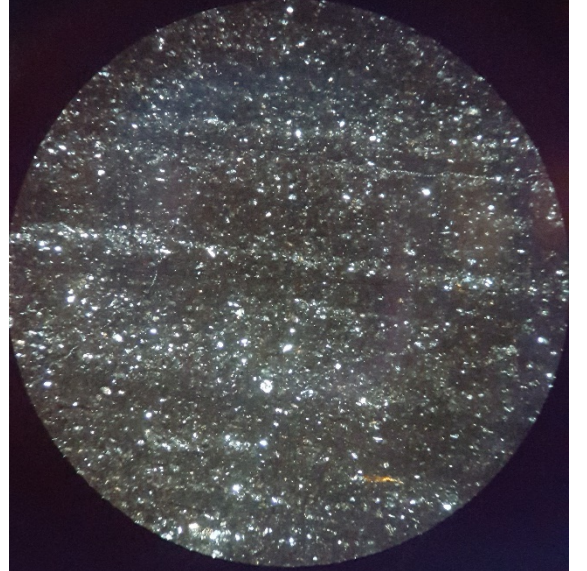
1.2 DESCRIPCIÓN MICROSCOPICA DE ROCAS EPICLASTICAS

N° de Muestra	ARC1-1			Objetivo: 4x	Luz: LPP
Coordenadas	62°09,729'S/ 58°28,227'W				
Localidad	Base Henryk Arctowski				
Clasificación	Rudita Arenosa (Nichols, 1999)				
Fábrica	Matriz soportada				
Selección	Mala				
Textura	Clástica				
Componentes principales	Porcentaje				
Granos	35				
Matriz	62				
Cemento	3				
Tamaño, forma y esfericidad de los granos				Objetivo: 4x	Luz: NC
Tamaño (mm)	5-0.4	Redondez	Subangulosa		
Moda (mm)	3	Esfericidad	Subprismática		
Composición de granos					
Monominerales	%				
Cuarzo	2				
Plagioclasa	6				
Piroxeno	1				
Mxs. opacos	3				
Líticos	%				
Sedimentarios	2				
Volcánicos	82			de grano fino de color gris	
Matriz	%			Presentan distinta coloración en LPP (pardo negruzco, pardo rojizo, gris a gris verdoso)-diferentes texturas (<i>inequigranular-porfídica</i> , orientadas- <i>pilotaxítica-hialopilitica</i>), principalmente los fenocristales son de plagioclasa y en algunos casos presentan algunos piroxenos que no superan el 1%.	
Arcilla	4				
Madurez Textural				Inmaduro	

Tipo de contacto entre granos	longitudinal
Cementos	Hematita tipo A, Silíceo tipo A y arcilloso tipo B

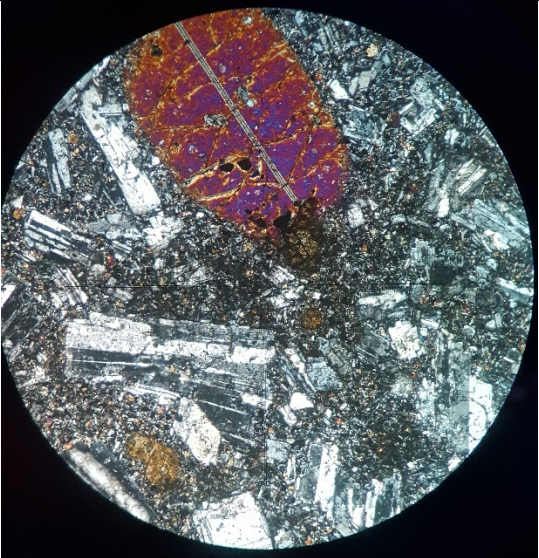
N° de Muestra	ARC1-2			Objetivo: 4x	Luz: LPP
Coordenadas	62°09,729'S/ 58°28,227'W				
Localidad	Base Henryk Arctowski				
Clasificación	Arenisca (Nichols, 1999)				
Fábrica	Clasto-soportada				
Selección	Buena				
Textura	Clástica				
Componentes principales	Porcentaje				
Granos	92				
Matriz	5				
Cemento	3				
Tamaño, forma y esfericidad de los granos					
Tamaño (mm)	0,1-0,7	Redondez	Subangulosa		
Moda (mm)	0,3	Esfericidad	Subprismática		
Composición de granos					
Monominerales			%		
Plagioclasa			22		
Piroxenos			1		
Mxs. opacos			3		
Líticos			%		
sedimentarios			2		
Volcanoclásticos			2		
Volcánicos	65			Varían de coloración gris, verduzco, pardo anaranjado, presentan variadas texturas (orientadas-pilotaxítica-hialopilitica), los fenocristales predominantes corresponden a plagioclasas.	
Matriz	%				
	5			arcillas	
Madurez Textural	madura				

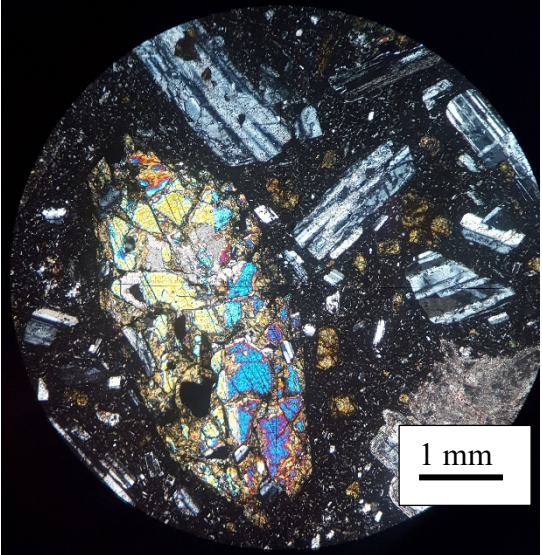
Tipo de contacto entre granos	Longitudinal y completo
Cementos	Hematita tipo A y arcilloso tipo B

N° de Muestra	ARC1-3			Objetivo: 4x	Luz: LPP
Coordenadas	62°09,729'S/ 58°28,227'W				
Localidad	Base Henryk Arctowski				
Clasificación	Fangolita (Nichols, 1999)				
Fábrica	Grano soportada				
Selección	Moderada				
Textura	Clástica				
Componentes principales	Porcentaje				
Granos	92				
Matriz	5				
Cemento	3				
Tamaño, forma y esfericidad de los granos					
Tamaño (mm)	0,1-0,7	Redondez	Subangulosa		
Moda (mm)	0,3	Esfericidad	Subprismática		
Composición de granos					
Monominerales	%				
Cuarzo	0				
Plagioclasa	9				
Piroxeno	5				
Muscovita	0				
Biotita	0				
Mxs. opacos	4				
Ortoclasa	0				
Líticos	%				
Volcánicos	6				
Sedimentarios	0				
Matriz	%				
Arcilla	76			De color gris a pardo amarillento	
Madurez Textural	Inmaduro				

Tipo de contacto entre granos	flotante
Cementos	Arcilloso tipo B
Observaciones	Presenta orientación de materia orgánica y de monominerales

1.3 DESCRIPCIÓN MICROSCOPICA DE ROCAS VOLCANICAS

N° de Muestra	ZAM-D6		Objetivo: 4x	Luz: NC
Coordenadas	S62°09,729' W058°28,227'			
Localidad	Zamek Hill			
Clasificación	Basalto (Streckeisen, 1978)			
Textura	Porfídica			
Composición	Porcentaje			
Fenocristales	15			
Masa fundamental	85			
Fenocristales				
Mineral	%	Alteración	Forma	Tamaño (mm)
Anfibol	5	Clorita	Subhedral	0,5
Plagioclasa	10	Arcilla	Euhedral	0,5
Piroxeno	2	-	Euhedral	1 mm
Masa fundamental				
Mineral	%	Alteración	Forma	Tamaño (mm)
Plagioclasa	40	Arcilla	Euhedral	0,2
Anfibol	34	Clorita	Subhedral	0,4
Biotita	4	Clorita	Subhedral	0,2
Mxs. opacos	5	-	Subhedral	0,25
Observaciones	Amígdalas (10%), de 0,2 a 0,7 mm; rellenas de calcita, cuarzo y zeolitas.			

N° de Muestra	ARC1-4		Objetivo: 4x	Luz: NC
Coordenadas	62°09,729'S/58°28,227'W			
Localidad	Base Henryk Arctowski			
Clasificación	Andesita de piroxeno (Streckeisen, 1978)			
Textura	Porfídica			
Composición	Porcentaje			
Fenocristales	15			
Masa fundamental	85			
Fenocristales				
Mineral	%	Alteración	Forma	Tamaño (mm)
Piroxenos	25	Clorita	Subhedral	0,5
Plagioclasa	10	Arcilla	Euhedral	0,5
Masa fundamental				
Mineral	%	Alteración	Forma	Tamaño (mm)
Plagioclasa	40	Arcilla	Euhedral	0,2
Anfíbol	14	Clorita	Subhedral	0,4
Biotita	4	Clorita	Subhedral	0,2
Mxs. opacos	7	-	Subhedral	0,25
Observaciones	Amígdalas (10%), de 0,2 a 0,7 mm; rellenas de calcita, cuarzo y zeolitas.			