



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

**ORIGEN DE LAS “PIEDRAS DE LASTRE”:
CASO DE ESTUDIO EMBARCACIÓN EL INFATIGABLE, BAHÍA DE VALPARAÍSO**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

IGNACIO ANDRÉS CARVAJAL ARIAS

PROFESORA GUÍA:
VALENTINA FLORES AQUEVEQUE

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

DIEGO CARABIAS AMOR
PATRICIA LARREA MÁRQUEZ

SANTIAGO DE CHILE

2024

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Ignacio Andrés Carvajal Arias
FECHA: 2024
PROF. GUÍA: Valentina Flores Aqueveque

**ORIGEN DE LAS “PIEDRAS DE LASTRE”: CASO DE ESTUDIO EMBARCA-
CIÓN EL INFATIGABLE, BAHÍA DE VALPARAÍSO**

Se le denomina “piedra de lastre” al material lítico que es depositado en las partes más bajas de una embarcación, con el objetivo de bajar su centro de masa y así conseguir la estabilidad durante su navegación. El Infatigable corresponde a un buque de la Marina de Guerra chilena el cual se encontró activo en el país desde 1851 a 1855, cuando una explosión e incendio accidental en el puerto de Valparaíso produjo su naufragio. Esta embarcación utilizaba un sistema de estabilización conformado de lastres fijos compuestos por lingotes de hierro, y lastres móviles que podían ser retirados o agregados al navío de acuerdo con las necesidades de la embarcación. Estos últimos son de naturaleza lítica y son los principales protagonistas del presente estudio.

Se analizaron 15 clastos pertenecientes al lastre lítico de este navío en base a la determinación de sus composiciones minerales y litología, con descripciones a muestra de mano y microscópicas de cortes transparentes, en conjunto de sus caracterizaciones morfológicas macroscópicas y microscópicas (esta última mediante la identificación de rasgos microtexturales usando microscopía SEM), reconociendo a su vez las escalas de lastrado de la embarcación, las que corresponden a los puertos de recalada en donde la tripulación recolectaba material lítico para incorporar al navío en forma de lastre móvil. Todo lo anterior, con el objetivo final de mediante una comparación con las litologías de las cercanías de los principales puertos de recalada del buque según información histórica, determinar el origen y proveniencia de los clastos que constituyeron el lastre lítico de este buque de la Armada de Chile.

Las conclusiones de esta investigación sugieren que todos los lastres estudiados, provienen de depósitos sedimentarios y no de afloramientos in situ. Se propone que 8 de los lastres líticos tendrían su origen en el Complejo Volcánico de Ancud (CVA) del puerto de Ancud, específicamente de depósitos morrénicos y/o glacifluviales (Plm2 / Plm3 / Plgf1), 5 de la Unidad Media de la Secuencia Puerto Inglés (SPlm) del puerto de la bahía Cumberland en la isla Robinson Crusoe de depósitos aluviales con dinámica fluvial, 1 de la facies Kgd(g) del puerto de Coquimbo de depósitos fluviales o litorales (Qf1 / Qf2 / Qm(b)) y 1 de la Unidad Limache (Jlt) del puerto de Valparaíso de depósitos de tipo fluvial (Qf).

*A cada miembro de mi familia, por ser
los pilares fundamentales de mi vida.*

AGRADECIMIENTOS

A mi hermano Sergio, por cuidarme y brindarme su cariño y amistad incondicional a lo largo de toda mi vida, por los maravillosos momentos que hemos vivido juntos y por los que estoy seguro viviremos en el futuro.

A mi madre Zunilda, por su amor incondicional, preocupación y esfuerzo diario por nosotros a pesar de las adversidades, por hacer de mí una persona de provecho y por enseñarme desde pequeño a extender las barreras de lo que puedo llegar a conseguir mediante la disciplina, el esfuerzo y el trabajo duro, consciente y honesto.

A mi padre Rodolfo, por ser mi gran amigo, por estar a mi lado siempre que lo he necesitado y por ser una persona de valores intachables, un hombre en el cual definitivamente me gustaría convertirme algún día.

A mis queridos abuelos, Zunilda Espinoza, Gabriel Arias y Raquel Palavecino.

A Dios, por haberme entregado a estas maravillosas personas, a las cuales siempre amaré y me enorgulleceré de tener a mi lado, además de las oportunidades que me brindó para poder cumplir mis sueños.

Para ellos y mi familia en general, que ha formado parte de mí en algún momento de mi vida, ustedes son mi mayor logro, este triunfo es realmente de ustedes.

Agradecer al equipo de Núcleo Océano, Patrimonio y Cultura (OHC) y ARQMAR, Centro de Investigación en Arqueología Marítima del Pacífico Sur Oriental, por facilitar la coordinación. A ÀRKA- Arqueología Marítima, por el acceso a las colecciones de la barca transporte Infatigable y el apoyo de su personal especializado. A la comisión y a la profesora Valentina Flores, por su amabilidad, profesionalidad y disposición permanente.

Y finalmente, quiero darme las gracias. Darme las gracias por creer en mí. Por el arduo trabajo sin descanso durante todos estos años. Por nunca rendirme. Por siempre intentar hacer lo correcto. Por nunca dejar de ser yo mismo.

Tabla de Contenido

Capítulo 1. Introducción	1
1.1. ¿Qué es una “piedra de lastre”?	1
1.2. Contexto histórico: La barca de transporte “Infatigable”	2
1.3. Panorama de investigaciones realizadas en materia de lastres	7
1.4. Motivación	8
1.5. Hipótesis.....	8
1.6. Objetivos	8
1.6.1. General	8
1.6.2. Específicos	8
Capítulo 2. Antecedentes	9
2.1. Marco teórico.....	9
2.1.1. Morfología de clastos y sus ambientes depositacionales asociados	9
2.1.2. Microtexturas de clastos y sus ambientes depositacionales asociados	10
2.2. Marco Geológico.....	23
2.2.1. Puerto de Coquimbo.....	25
2.2.2. Puerto de Valparaíso	32
2.2.3. Archipiélago Juan Fernández (Isla Robinson Crusoe)	36
2.2.4. Puerto de Ancud.....	48
2.2.5. Puerto de Puerto Montt	60
2.2.6. Puerto de Punta Arenas.....	71
Capítulo 3. Metodología	79
3.1. Etapa cero: Recolección de clastos	79
3.2. Primera etapa: Caracterización y clasificación macroscópica del lastre lítico	81
3.3. Segunda etapa: Caracterización microscópica del lastre lítico	84
3.4. Tercera etapa: Síntesis de litologías por sector	85

Capítulo 4. Resultados	86
4.1. Morfología de los clastos.....	86
4.2. Litología de los clastos	88
4.3. Petrografía de los clastos.....	90
4.4. Microtexturas en clastos.....	122
4.5. Síntesis Geológica.....	127
Capítulo 5. Discusiones	129
5.1. Análisis morfológico	129
5.2. Análisis litológico.....	131
5.3. Análisis petrográfico	132
5.4. Análisis microtextural	145
5.5. Análisis final.....	148
Capítulo 6. Conclusiones	154
Bibliografía	160
Anexos	166
Anexo A - Caracterización litológica macroscópica	166
Anexo B - Caracterización petrográfica microscópica	221

Índice de Figuras

Figura 1: Vista interior esquemática de perfil (A) y en planta (B) de una embarcación de mediados del siglo XIX. Ilustración modificada de Steel (1794) por Francisca Morales en Carabias et al. (2023).	1
Figura 2: Naves abandonadas en San Francisco de California, 1853. En primer plano una barca de ~300 toneladas, de similar aspecto y dimensiones que el Infatigable (Carabias, 2017). Fuente: San Francisco Maritime National Historical Park, J. Porter Shaw Library, A11.4528-c.	3
Figura 3: Línea de tiempo de escalas en Chile realizadas por el Infatigable durante los eventos históricos en los que participó. Elaboración propia en base a Carabias (2017).	4
Figura 4: Mapa de localización de los restos del Infatigable, Sector Puerto de Valparaíso, Región de Valparaíso, Chile. Elaboración propia, en base a mapa de Carabias (2017). Imágenes satelitales utilizadas: Bing Satellite – ESRI Terrain. División regional de Chile obtenida del sitio web https://www.bcn.cl/portal/ de la Biblioteca del Congreso Nacional de Chile.	5
Figura 5: Esquema en vista de planta del sitio arqueológico del Infatigable (S3 PV), destacando la distribución de lastres en el área. Localizado en el puerto interior de Valparaíso, ubicado en la costa central de Chile (33° S). Modificado de la ilustración de Francisca Morales en Carabias et al. (2023).	6
Figura 6: Diagrama de clasificación de forma de clastos (Nichols, 2009).	10
Figura 7: Gráfico de frecuencia de ocurrencia de microtexturas en un régimen de tipo fluvial. En la parte superior es posible observar más de 20 tipos de estas microtexturas. Obtenido de Mahaney et al. (2001).	11
Figura 8: Imágenes SEM de microtexturas en granos de cuarzo tamaño arena. Obtenidas de Smith et al. (2018).	13
Figura 9: Diagrama ternario proyectando el análisis cuantitativo de las microtexturas. En este se utilizan microtexturas específicas como representativas de la predominancia de agentes de erosión particulares (Hielo: Fractura + Estría, Agua: Textura pf + vc y Viento: Textura up). Obtenido de Smith et al. (2018).	16
Figura 10: Gráfico de barras con los porcentajes de granos de cuarzo con grietas en forma de “V” para cada locación. De colores azulados el ambiente fluvial, de colores amarillos el ambiente eólico y de colores verdes el ambiente litoral. Obtenido de Hanson & Burns (2022).	19
Figura 11: Gráfico de porcentajes de cobertura de grietas en forma de “V”, agrupados por tipo de cobertura, para cada tipo de ambiente. Obtenido de Hanson & Burns (2022).	20
Figura 12: Mapa de Chile destacando los puertos seleccionados como potenciales escalas de lastrado de la embarcación y la región a la que pertenecen. Imagen	

satelital utilizada: ESRI Terrain. División regional de Chile obtenida del sitio web https://www.bcn.cl/portal/ de la Biblioteca del Congreso Nacional de Chile.	24
Figura 13: Extracto de Mapa geológico del área de La Serena – La Higuera.	25
Figura 14: Extracto de Mapa geológico del área de Valparaíso - Curacaví.	32
Figura 15: Mapa Geológico de las Islas Robinson Crusoe y Santa Clara. En líneas punteadas se presentan las rutas terrestres mientras que en líneas de color celeste las redes fluviales. Obtenido de Astudillo (2014).	36
Figura 16: Fotografía de la Secuencia Puerto Inglés. La parte baja del afloramiento corresponde a la Unidad Media mientras que la parte alta a la Unidad Superior (superficie actual de erosión). Obtenida de Astudillo (2014).	37
Figura 17: Fotografías de la Unidad Media de la Secuencia Puerto Inglés. En (A) se observa un paquete de coladas de lava tipo “Hawaiiano”, mientras que en (B) se muestran lavas de la unidad siendo intruidas por diques petrográficamente similares a la roca caja. Obtenidas de Astudillo (2014).	38
Figura 18: Fotografía de conglomerados en sector Cueva de los Patriotas, Bahía Cumberland. Obtenida de Astudillo (2014).	39
Figura 19: Fotografía de la SPLm en Santa Clara. La unidad se encuentra intruida por múltiples diques. Obtenida de Astudillo (2014).	41
Figura 20: Microfotografías en luz transmitida a nicóles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de un corte transparente del grupo “Lavas de Bahía Cumberland” de la Unidad Media de la Secuencia Puerto Inglés. Se puede observar la masa fundamental de la roca rica en vidrio, junto con microlitos de plagioclasa y escasos fenocristales. Obtenidas de Reyes (2012).	42
Figura 21: Microfotografías en luz transmitida a nicóles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de cortes transparentes del grupo “Diques de Bahía Cumberland” de la Unidad Media de la Secuencia Puerto Inglés. Se puede observar en la muestra (A) la masa fundamental con textura intergranular, mientras que en la muestra (B) cristales de titanogaugita y plagioclasa en textura subofítica. Obtenidas de Reyes (2012).	43
Figura 22: Microfotografías en luz transmitida a nicóles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de cortes transparentes del grupo “Lavas de Puerto Inglés”, de la Unidad Media de la Secuencia Puerto Inglés. En (A) se observa una textura glomeroporfírica ocasional, mientras que en la muestra (B) se observa un cristal de titanogaugita dentro de la masa fundamental. Obtenidas de Reyes (2012).	44
Figura 23: Microfotografías en luz transmitida a nicóles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de cortes transparentes del grupo “Lavas ricas en olivino” de la Unidad Media de la Secuencia Puerto Inglés. En (A) se observan grandes fenocristales de olivino de hasta 35% de abundancia, mientras que en la muestra (B) se observan bordes de reabsorción en fenocristales de olivino. Obtenidas de Reyes (2012).	45
Figura 24: Microfotografías en luz transmitida a nicóles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de un corte transparente de la Unidad Superior de la Secuencia Puerto	

Inglés. Es posible observar una textura glomeroporfírica formada por fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno. Obtenidas de Reyes (2012).....	46
Figura 25: Microfotografías en luz transmitida a nícoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de cortes transparentes de la Unidad Superior de la Secuencia Puerto Inglés. En (A) es posible observar una textura intergranular entre plagioclasa y titanogaugita, junto con cristales aciculares de ilmenita, mientras que en (B) se aprecian vesículas con alteración a óxidos de Fe-Ti en sus cercanías, además de una orientación preferente en la disposición de los microlitos de plagioclasa. Obtenidas de Reyes (2012).	47
Figura 26: Extracto de Mapa Geológico del Área de Ancud-Maullín. Región de Los Lagos. Modificado de Antinao et al. (2000).	48
Figura 27: Mapa de la distribución del Complejo Volcánico Ancud. Se señalan las ubicaciones de las muestras y localidades estudiadas por Henríquez (2016). Obtenida de Henríquez (2016).	52
Figura 28: Fotografía (A) de una andesita basáltica del sector de Ancud y microfotografía (B) de su corte transparente a luz transmitida en nícoles cruzados. En (A) se observan vesículas y amígdalas milimétricas a centimétricas, rellenas por carbonatos, mientras que en (B) se observan vesículas rellenas por hidróxidos de hierro secundarios. Obtenidas de Henríquez (2016).	53
Figura 29: Microfotografías a luz transmitida en nícoles cruzados de cortes transparentes de muestras del sector de Ancud. En (A) se observa en una Andesita basáltica una textura subtraquítica, siendo la masa fundamental compuesta por microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno, mientras que en (B) se observa un fenocristal de plagioclasa con borde con textura sieve y sobrecrecimiento. Obtenidas de Henríquez (2016).	54
Figura 30: Fotografía de cristales de oligonita en amígdalas pertenecientes a la andesita basáltica del sector de Ancud. Obtenida de Henríquez (2016).	56
Figura 31: Microfotografías de un corte transparente a nícoles cruzados en luz polarizada plana. En (A) se observa una amígdala rellena por calcita con borde de hidróxido de Fe, mientras que en (B) una amígdala rellena por epidota, con borde de hidróxido de Fe. Obtenida de Henríquez (2016).	57
Figura 32: Microfotografías de un corte transparente a nícoles cruzados en luz transmitida, pertenecientes a una muestra de la localidad de Ancud. Obtenidas de Henríquez (2016).	58
Figura 33: Esquema geológico regional del tramo de la carretera Austral, Puerto Montt-Caleta La Arena. Modificado de Derch et al. (2013).	60
Figura 34: Dominios geomorfológicos de la zona norte de la Región de Los Lagos, junto con las unidades geológicas. Modificado de Derch (2007).	62
Figura 35: Terrazas sobre las que se encuentra la ciudad de Puerto Montt. Modificado de Derch (2007).	63
Figura 36: Mapa geológico esquemático del sector norte de la Región de Los Lagos. Obtenido de Derch (2007).	64

Figura 37: Mapa geológico esquemático de Puerto Montt. Obtenido de Derch (2007).	67
Figura 38: Fotografía de morrena en Isla Tenglo. Obtenida de Derch (2007).	68
Figura 39: (A) Fotografía de terraza fluvio-glacial en Puerto Montt. (B) Fotografía de las gravas de las terrazas en Puerto Montt. Obtenidas de Derch (2007).	69
Figura 40: Extracto de Mapa Geológico de Chile. Modificado de SERNAGEOMIN (2003).	72
Figura 41: Mapa de red hidrográfica de Punta Arenas. Obtenido de AC Ingenieros Consultores (2000).	75
Figura 42: Zonificación de sector urbano de Punta Arenas. Modificado de Vásquez (2012).	77
Figura 43: Esquema en vista de planta del sitio arqueológico del Infatigable (S3 PV), destacando la distribución de las subzonas A, B, C y D definidas en Carabias et al. (2023). Localizado en el puerto interior de Valparaíso, ubicado en la costa central de Chile (33° S). Modificado de la ilustración de Francisca Morales en Carabias et al. (2023).	80
Figura 44: Instrumentos utilizados para la caracterización morfológica de los lastres. En (A) se observa el pie de metro o calibrador Vernier (precisión de 0.05 mm) y en (B) la báscula digital (precisión de 1 gramo).	81
Figura 45: Escala granulométrica de Udden-Wentworth (1922).	82
Figura 46: Cuadro de esfericidad y redondeamiento de clastos (Pettijohn et al., 1987).	83
Figura 47: Diagramas de clasificación QAP de Streckeisen para rocas ígneas extrusivas (A) e intrusivas (B).	83
Figura 48: Microscopio Olympus BX51 (A) utilizado para la inspección de cortes transparentes y Microscopio Electrónico de Barrido (SEM) FEI Quanta 250 (B) utilizado para la obtención de imágenes microtexturales de alta resolución.	85
Figura 49: Fotografía de los 15 lastres líticos obtenidos de la zona de naufragio. Tomada con posterioridad a la confección de cortes transparentes en los clastos seleccionados.	86
Figura 50: Diagrama de Nichols (2009) para las 15 muestras.	87
Figura 51: Cortes transparentes de 2 cm de ancho y 3.5 cm de alto aproximadamente, inspeccionados a luz transmitida. En la fila superior se presentan a nícoles paralelos y en la inferior a nícoles cruzados.	91
Figura 52: Microfotografía representativa de corte transparente a luz transmitida de la muestra M1, obtenida mediante un aumento de 5x. Nícoles cruzados a la izquierda y nícoles paralelos a la derecha. Se puede apreciar la masa fundamental reemplazada por cuarzo, en conjunto de pumpellyita y plagioclasa alterada a sericita, ambas de mayor tamaño.	93
Figura 53: Microfotografías de texturas relevantes presentes en M1. A: Textura secundaria blastoporfírica (aumento 5x); B: Textura primaria glomeroporfírica de	

plagioclasa (aumento 5x); C : Textura primaria cumuloporfírica de plagioclasa y pumpellyita (aumento 5x); D : Textura de reemplazo de plagioclasa por sericita (aumento 5x); E : Textura secundaria granoblástica-equigranular (aumento 5x)....	95
Figura 54: Microfotografía de mineralogía secundaria presente en M1. A : Pumpellyita cristalizada en hábito tabular alargado relicto de anfíbol (aumento 10x); B : Cuarzo en reemplazo de la masa fundamental del protolito (aumento 5x); C : Sericita reemplazando a plagioclasa (aumento 5x).....	96
Figura 55: Microfotografía representativa de corte transparente a luz transmitida de la muestra M3, obtenida mediante un aumento de 10x. Nícoles cruzados a la izquierda y nícoles paralelos a la derecha. Se puede apreciar la masa fundamental compuesta de plagioclasa (entre otros microlitos máficos), en conjunto de fenocristales de olivino y clinopiroxeno.	97
Figura 56: Microfotografías de texturas presentes en M3. A : Textura porfírica (aumento 5x); B : Textura de zonación composicional en plagioclasa (aumento 5x); C : Textura traquítica-pilotaxítica de la masa fundamental (aumento 5x).	99
Figura 57: Microfotografía de mineralogía secundaria presente en M3 (aumento 10x). Nícoles cruzados a la izquierda y nícoles paralelos a la derecha. Se puede observar iddingsita alterando a un microlito máfico.	100
Figura 58: Microfotografía representativa de corte transparente a luz transmitida de la muestra M6, obtenida mediante un aumento de 5x. Nícoles cruzados a la izquierda y nícoles paralelos a la derecha. Se puede apreciar la masa fundamental compuesta por plagioclasa (entre otros microlitos máficos), en conjunto de fenocristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno.	101
Figura 59: Microfotografías de texturas presentes en M6. A : Textura porfírica (aumento 5x); B : Textura vesicular (aumento 5x); C : Textura intersticial-intergranular de la masa fundamental (aumento 5x).....	103
Figura 60: Microfotografía de mineralogía secundaria presente en M6 (aumento 10x). Nícoles cruzados a la izquierda y nícoles paralelos a la derecha. Se puede observar iddingsita alterando a microlitos máficos.....	104
Figura 61: Microfotografía representativa de corte transparente a luz transmitida de la muestra M7, obtenida mediante un aumento de 5x. Nícoles cruzados a la izquierda y nícoles paralelos a la derecha. Se puede apreciar la masa fundamental compuesta de plagioclasa (entre otros microlitos máficos), en conjunto de fenocristales de plagioclasa, olivino y ortopiroxeno.	105
Figura 62: Microfotografías de texturas presentes en M7. A : Textura porfírica (aumento 5x); B : Textura poikilítica-ofítica de un cristal de ortopiroxeno encerrando a un cristal de plagioclasa (aumento 5x); C : Textura vesicular (aumento 5x); D : Textura amigdaloidal de vesículas rellenas de sílice (aumento 5x); E : Textura intersticial-intergranular de la masa fundamental (aumento 10x).....	107
Figura 63: Microfotografías de mineralogía secundaria presente en M7. A : Sílice relleno de vesículas (aumento 5x); B : Iddingsita alterando a microlitos máficos (aumento 10x).....	108

Figura 64: Microfotografía representativa de corte transparente a luz transmitida de la muestra M8, obtenida mediante un aumento de 5x. Nícoles paralelos a la izquierda y nícoles cruzados a la derecha. Se puede apreciar la presencia de cuarzo y plagioclasa.	109
Figura 65: Microfotografía de corte transparente a luz transmitida de la muestra M8, obtenida mediante un aumento de 20x. Nícoles paralelos a la izquierda y nícoles cruzados a la derecha. Se resalta la presencia de hornblenda.....	111
Figura 66: Microfotografía de textura fanerítica-seriada presente en M8 (aumento 5x). Nícoles cruzados a la izquierda y nícoles paralelos a la derecha.	112
Figura 67: Microfotografía de mineralogía secundaria presente en M8 (aumento 5x). Nícoles cruzados a la izquierda y nícoles paralelos a la derecha. Se puede observar la presencia de clorita.	113
Figura 68: Microfotografía representativa de corte transparente a luz transmitida de la muestra M9, obtenida mediante un aumento de 5x. Nícoles cruzados a la izquierda y nícoles paralelos a la derecha. Se puede apreciar la masa fundamental compuesta de plagioclasa (entre otros microlitos máficos), en conjunto de fenocristales de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno.	114
Figura 69: Microfotografías de texturas presentes en M9: A: Textura porfírica (aumento 5x); B: Textura vesicular (aumento 5x); C: Textura glomeroporfírica en feldespato (aumento 10x); D: Textura cumulo porfírica en feldespato, ortopiroxeno, clinopiroxeno y olivino (aumento 5x); E: Textura intersticial-intergranular de la masa fundamental (aumento 5x).	116
Figura 70: Microfotografía de mineralogía secundaria presente en M9 (aumento 10x). Nícoles cruzados a la izquierda y nícoles paralelos a la derecha. Se observa iddingsita alterando a microlitos máficos.....	117
Figura 71: Microfotografía representativa de corte transparente a luz transmitida de la muestra M13, obtenida mediante un aumento de 5x. Nícoles cruzados a la izquierda y nícoles paralelos a la derecha. Se puede apreciar la masa fundamental compuesta de plagioclasa (entre otros microlitos máficos), en conjunto de fenocristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno.	118
Figura 72: Microfotografías de texturas presentes en M13: A: Textura porfírica (aumento 5x); B: Textura de sieve en plagioclasa (aumento 10x); C: Textura de embahiamiento en clinopiroxeno (aumento 10x); D: Textura intersticial-intergranular de la masa fundamental (aumento 5x).....	120
Figura 73: Microfotografía de mineralogía secundaria presente en M13 (aumento 10x). Nícoles cruzados a la izquierda y nícoles paralelos a la derecha. Se puede observar iddingsita alterando a microlitos máficos.	121
Figura 74: Fotografía de fragmentos pertenecientes a las muestras representativas utilizadas para la obtención de imágenes microtexturales en SEM.	122
Figura 75: Microfotografía de cada uno de los tipos de microtextura identificados. A: Rasgo de abrasión en M6; B: Escalones en forma de arco en M13; C: Bloques de fractura y Fracturas lineales subparalelas en M8; D: Surco profundo en M1; E:	

Rasgo de abrasión y Plano de fractura en M7; **F**: Rasgo de abrasión y Surco recto en M7; **G**: Fracturas lineales subparalelas en M8; **H**: Placa levantada en M7; **I**: Grieta en forma de “V” en M8..... 123

Figura 76: Gráficos de frecuencia relativa porcentual de microtexturas por muestra inspeccionada. 125

Índice de Tablas

Tabla 1: Descripción de microtexturas en superficies de cuarzo, junto con sus procesos de formación inferidos. Obtenido de Smith et al. (2018).	12
Tabla 2: Porcentajes de granos de cuarzo con cobertura pobre, media y buena de grietas en forma de “V” para cada tipo de ambiente. Modificada de Hanson & Burns (2022).....	20
Tabla 3: Parámetros estadísticos obtenidos de los datos de masa y longitud de los ejes de los clastos.	87
Tabla 4: Resumen de la caracterización macroscópica de los clastos realizada en la primera etapa.	89
Tabla 5: Resumen de caracterización petrográfica de los cortes transparentes inspeccionados.	92
Tabla 6: Frecuencia absoluta de aparición de cada tipo de microtextura y total de estas por muestra seleccionada.	124
Tabla 7: Resumen de depósitos de interés por zona de recalada. Realizado en base al apartado Marco Geológico en Antecedentes.	127
Tabla 8: Resumen de las litologías de interés por zona de recalada, a partir de las clasificaciones litológicas obtenidas en resultados. Realizado en base al apartado Marco Geológico en Antecedentes.	128
Tabla 9: Comparativa de la clasificación a escala macroscópica y microscópica de las rocas seleccionadas para corte transparente.....	132
Tabla 10: Propuestas de puertos de lastrado, miembros de origen y depósitos a los cuales pertenecen los lastres seleccionados. Realizado en base al análisis petrográfico y microtextural.....	148
Tabla 11: Propuesta final de proveniencia de los lastres líticos.	153

Capítulo 1. Introducción

A lo largo de la historia de la humanidad, las rocas y los minerales han sido usados para diversos propósitos, como lo son la defensa, la caza y pesca, extracción de colorantes, ornamentación, contenedores, refugios y construcciones (Brilha et al., 2018). Dentro de estas múltiples utilidades, se encuentra el uso de las piedras como “lastre”, las cuales serán las grandes protagonistas de esta investigación.

1.1. ¿Qué es una “piedra de lastre”?

“Piedra de lastre” es la denominación que recibe el material adicional situado en las partes más bajas de una embarcación, además de cualquier carga, armamento y otros suministros, con el objetivo de mantenerlas erguidas y estables (Gifford, 2014). Según Carabias et al. (2023), el lastre es esencial para las embarcaciones, ya que permite bajar su centro de gravedad, mejorar su estabilidad y suavizar su movimiento durante la navegación.

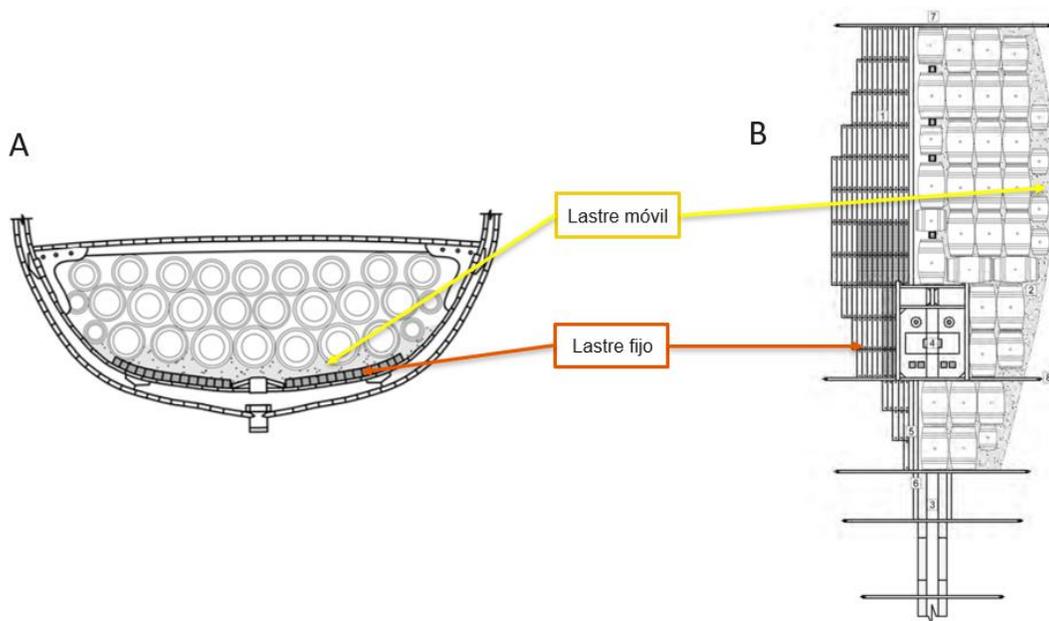


Figura 1: Vista interior esquemática de perfil (A) y en planta (B) de una embarcación de mediados del siglo XIX. Ilustración modificada de Steel (1794) por Francisca Morales en Carabias et al. (2023).

En la Figura 1, se puede apreciar la ubicación de los dos tipos de lastres existentes dentro de las embarcaciones de la época, el lastre fijo y móvil. Esta investigación se centrará en el estudio de los lastres líticos móviles de la embarcación chilena “Infatigable”.

Otro concepto clave que se utilizará a lo largo de este estudio son las llamadas “Escalas de Lastrado”, el cual hace referencia a los puertos de parada en donde la tripulación recolectaba material lítico para incorporar al navío en forma de lastre móvil.

1.2. Contexto histórico: La barca de transporte “Infatigable”

Dentro de las embarcaciones que utilizaban este método de estabilización, se encuentra el “Infatigable”, la cual correspondió a una barca de transporte de la Armada de Chile, que naufragó en 1855, debido a una explosión e incendio accidental en el surgidero naval (Carabias, 2015). Esta fue construida en 1848, inicialmente como buque mercante en Baltimore, Estados Unidos, para luego ser adquirida en 1851 por el Gobierno de Chile y adaptada como transporte para abastecer a la colonia en el Estrecho de Magallanes, Punta Arenas (Carabias, 2015).

Dado que, no existen fotografías de dicha embarcación, en la Figura 2 se presenta una fotografía de buques de la época de similares características en Estados Unidos.

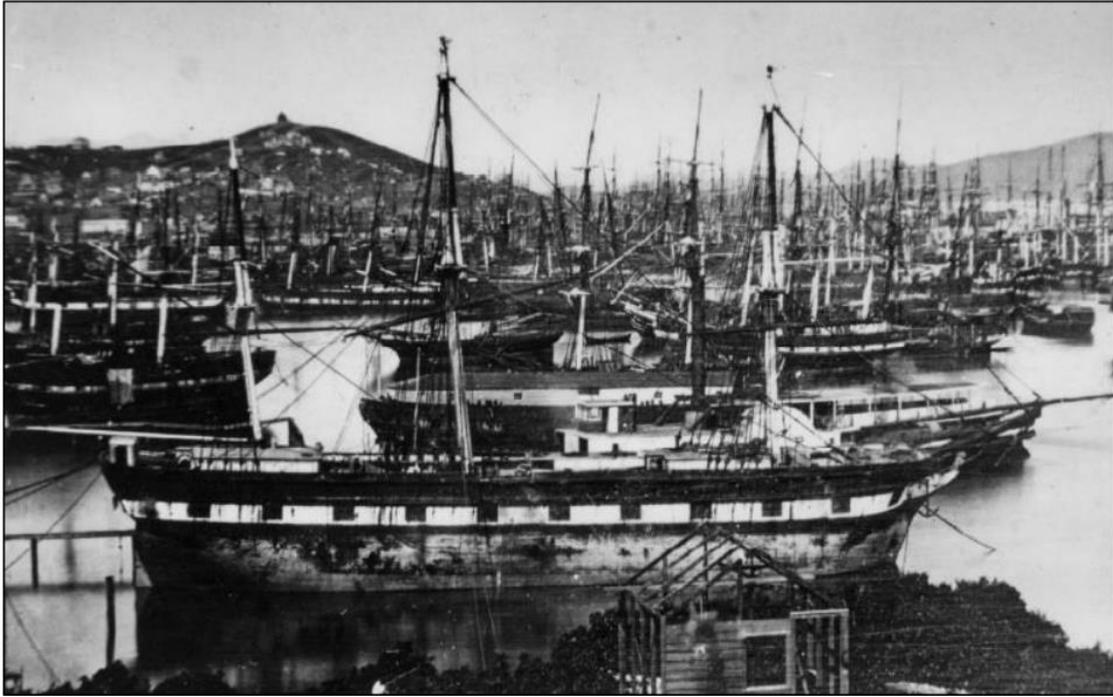


Figura 2: Naves abandonadas en San Francisco de California, 1853. En primer plano una barca de ~300 toneladas, de similar aspecto y dimensiones que el Infatigable (Carabias, 2017). Fuente: San Francisco Maritime National Historical Park, J. Porter Shaw Library, A11.4528-c.

Según Carabias (2017), la programación llevada a cabo por el Infatigable incluía dos viajes anuales al Estrecho de Magallanes, desde el puerto de Valparaíso recalando en diversos puertos intermedios. Los puertos de recalada habituales correspondían a Valparaíso, Talcahuano, Valdivia (Corral), Isla Grande de Chiloé (Ancud), Puerto Montt (Melipulli) y Magallanes (Punta Arenas); y, de manera ocasional, el Archipiélago Juan Fernández y Coquimbo. Por su parte, en la Figura 3 se presentan los sitios de recaladas en Chile realizadas durante los principales eventos históricos en los que se involucró este buque como adición a sus labores rutinarias en su periodo de actividad (1851-1855).

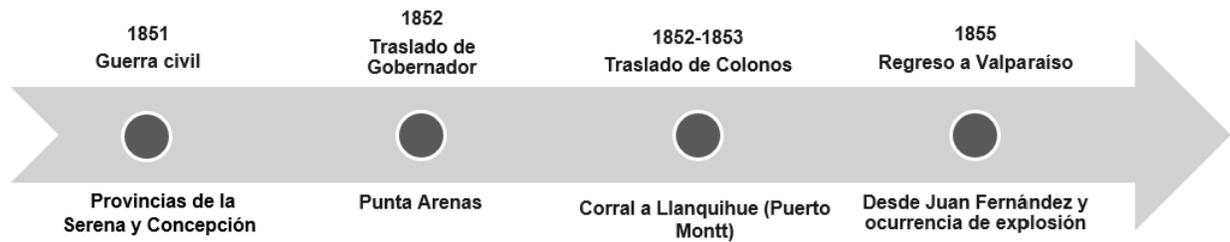


Figura 3: Línea de tiempo de escalas en Chile realizadas por el Infatigable durante los eventos históricos en los que participó. Elaboración propia en base a Carabias (2017).

Las “piedras de lastre” son bastante comunes de encontrar en sitios arqueológicos de naufragio (Carabias et al., 2023). En el caso del Infatigable, sus restos se encuentran localizados en la bahía de Valparaíso, en el área denominada como sitio S3 PV (Carabias, 2017). La localización del sitio se muestra en el mapa de la Figura 4, mientras que, en la Figura 5, se enseña más específicamente la distribución del lastre fijo y móvil dentro de éste.

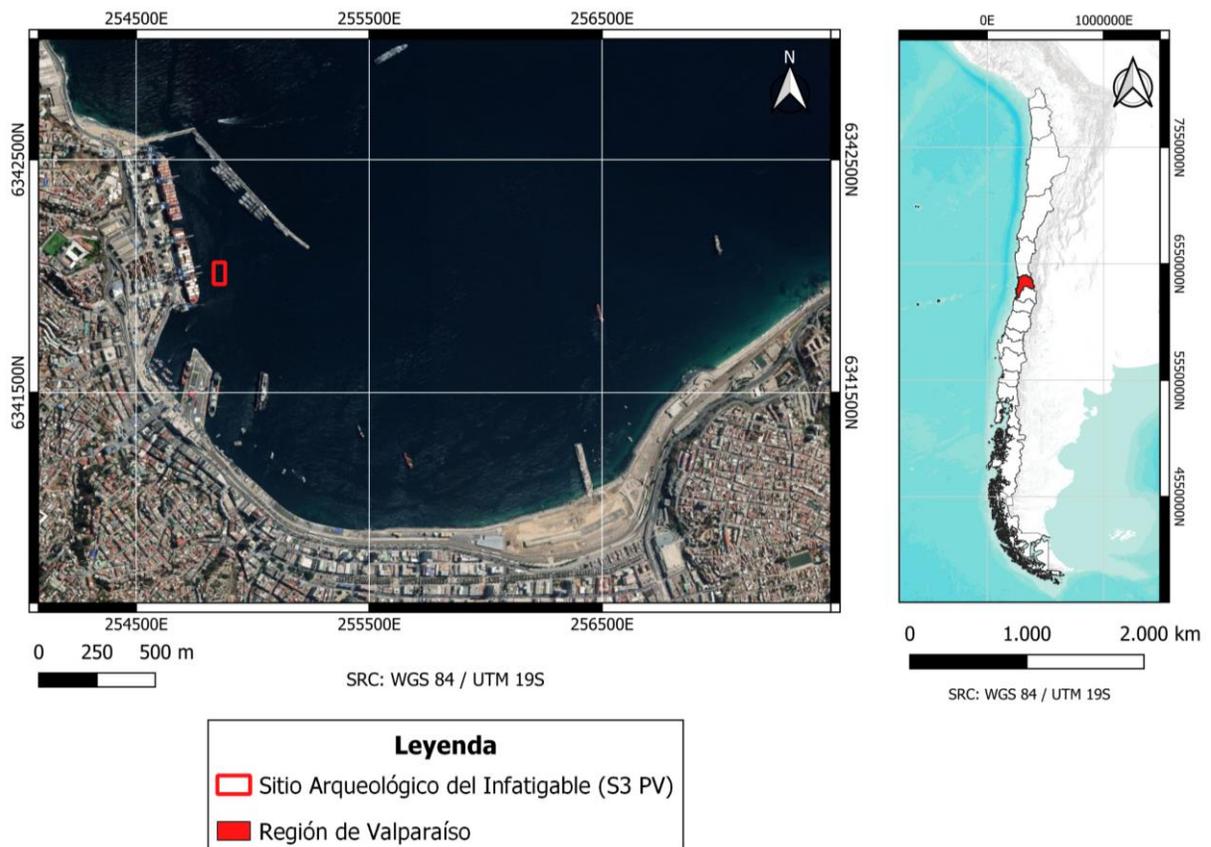


Figura 4: Mapa de localización de los restos del Infatigable, Sector Puerto de Valparaíso, Región de Valparaíso, Chile. Elaboración propia, en base a mapa de Carabias (2017). Imágenes satelitales utilizadas: Bing Satellite – ESRI Terrain. División regional de Chile obtenida del sitio web <https://www.bcn.cl/portal/> de la Biblioteca del Congreso Nacional de Chile.

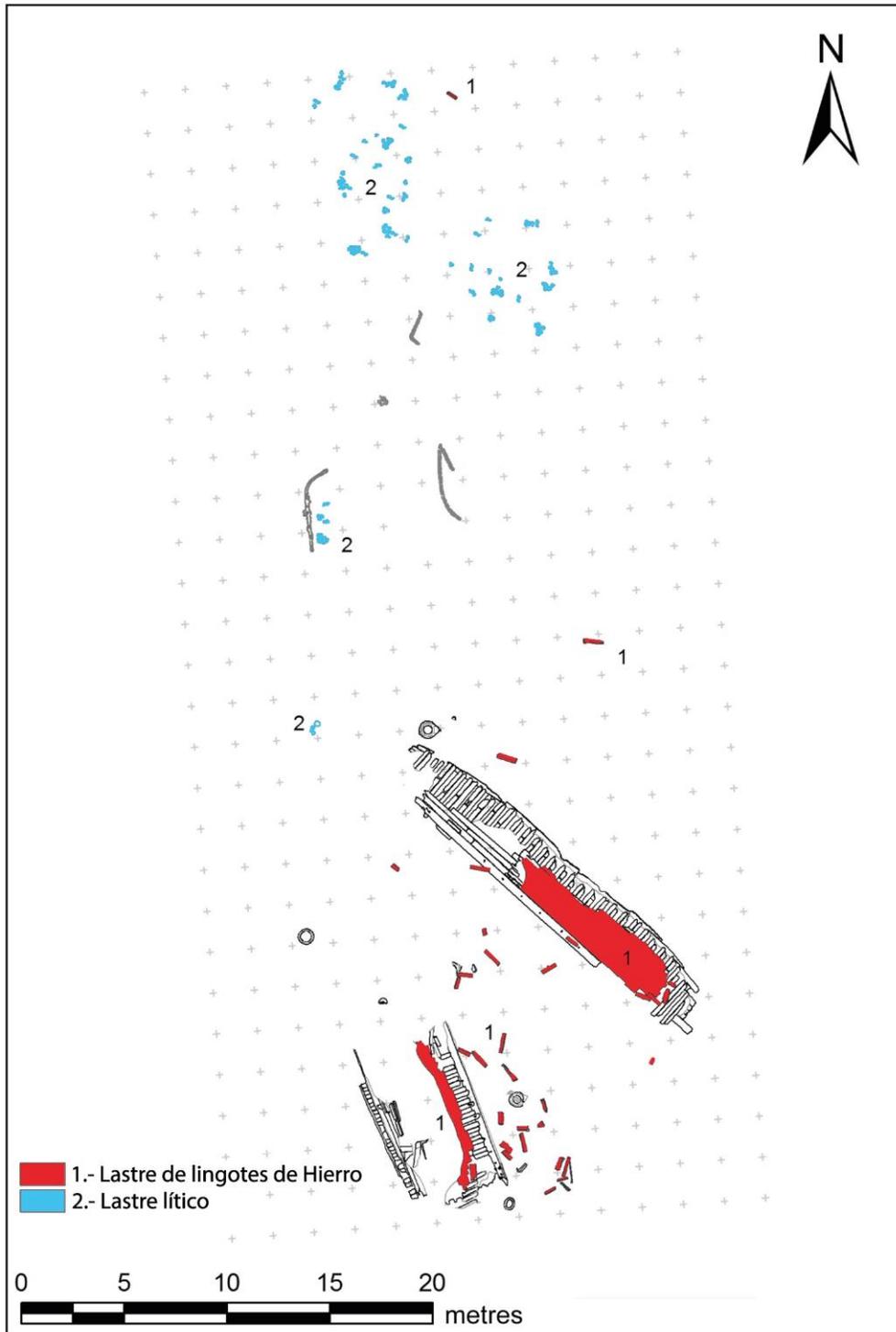


Figura 5: Esquema en vista de planta del sitio arqueológico del Infatigable (S3 PV), destacando la distribución de lastres en el área. Localizado en el puerto interior de Valparaíso, ubicado en la costa central de Chile (33° S). Modificado de la ilustración de Francisca Morales en Carabias et al. (2023).

1.3. Panorama de investigaciones realizadas en materia de lastres

Se han llevado a cabo diversas investigaciones con diversos objetivos teniendo como foco principal al lastre. Entre estos estudios es posible encontrar:

- Keith & Simmons (1985): estudian el lastre de una embarcación que naufragó en el siglo XVI en Molasses Reef, Islas Turcas y Caicos, considerando el origen geológico de este para inferir rutas comerciales y prácticas de carga, además realizan una excavación arqueológica, un análisis detallado de los restos de la embarcación y un análisis de artefactos recuperados, todo lo anterior con el objetivo principal de desarrollar una metodología de investigación para entender mejor los naufragios en aguas tropicales poco profundas, considerados de difícil preservación.
- Lamb (1988): Al igual que Keith & Simmons (1985), se enfoca en el caso de Molasses Reef con la diferencia de que este estudio posterior es más específico, centrando su análisis en el lastre para conocer su procedencia geológica. El lastre fue recolectado y analizado mediante técnicas petrográficas y geoquímicas correspondientes a Espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS) y Espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo con ablación láser (LA-ICP-MS), determinando su composición mineral y química, siendo comparados sus resultados con datos de referencia de diferentes formaciones geológicas de la región. Esta metodología se realizó con el objetivo principal de identificar la fuente geológica del lastre lítico, además de inferir rutas comerciales, aportar al conocimiento de las prácticas de gestión de la carga del siglo XVI y evaluar la posible contribución del lastre en la ocurrencia del naufragio.
- Gifford (2014): realiza estudios bibliográficos sobre las prácticas de lastrado españolas del siglo XVI, análisis arqueológicos de piedras de lastre pertenecientes a navíos españoles que sufrieron naufragio (“Emanuel Point 1” y “Emanuel Point 2”), y estudios geológicos y geoquímicos en sus lastres para determinar su origen y así comprender de mejor manera las prácticas de lastrado de los barcos españoles de la época y la información que puede entregar este material para la investigación arqueológica marina.
- Brandl et al. (2018): ejecutan un enfoque analítico multitécnico (el cual incluye estudios visuales, análisis de microfósiles, geoquímicos de elementos traza y estadísticos) que pretende identificar las fuentes del material utilizado como lastre lítico en el navío "Leirvigen 1" que naufragó cerca de Kristiansand, Noruega.
- Bar et al. (2019): en este estudio se analizan las piedras de lastre del “Akko Tower”, un barco mercante del siglo XIX que naufragó y fue encontrado en el puerto de Akko, Israel. El lastre fue recolectado de diferentes áreas y sus

muestras analizadas mediante técnicas petrográficas y geoquímicas (ICP-MS) determinando su composición mineral y química, comparando los resultados con datos de referencia de diferentes formaciones geológicas. El objetivo de la investigación corresponde a identificar las posibles rutas comerciales del barco.

Con estos precedentes, la presente investigación se centrará en el estudio morfológico, litológico y petrográfico de los lastres líticos móviles del Infatigable encontrados en el sitio arqueológico de naufragio S3 PV.

1.4. Motivación

Contribuir a una mejor comprensión de las prácticas de lastrado en los buques de la Marina de Guerra Chilena de mediados del siglo XIX.

1.5. Hipótesis

La embarcación Infatigable realizó escalas de lastrado en los puertos de Coquimbo, Valparaíso, Isla Robinson Crusoe, Ancud, Puerto Montt y Punta Arenas.

1.6. Objetivos

1.6.1. General

Determinar la proveniencia y el origen de los clastos que constituyeron el lastre lítico del buque de la Armada Infatigable.

1.6.2. Específicos

- Determinar la morfología macro y microscópica del lastre lítico.
- Determinar la composición mineral y litología del lastre lítico.
- Identificar potenciales escalas de lastrado del buque a lo largo del territorio nacional.

Capítulo 2. Antecedentes

2.1. Marco teórico

2.1.1. Morfología de clastos y sus ambientes depositacionales asociados

A partir de la forma de clastos presentes en el Diagrama de Nichols (2009) (Figura 6), se menciona en Nichols (2009) que rocas con planos de fractura igualmente espaciados en todas direcciones generan bloques de formas cúbicas o ecuanes, los cuales evolucionan a clastos esféricos cuando los bordes son redondeados. Por su parte, Krumbein & Sloss (1951, como se citó en Nichols, 2009) menciona que litologías en afloramientos que se fracturan en “placas” como una caliza o arenisca bien estratificada, formarán clastos con un eje más corto que los otros dos restantes, lo que se denomina como forma oblata o discoidal. La forma tubular o prolata en clastos según Nichols (2009), es menos común y es producida principalmente por rocas metamórficas con una fábrica fuertemente lineal.

En Nichols (2009) se mencionan los intentos que se han realizado para intentar relacionar la forma de los clastos con los procesos de transporte y depositación, siendo que a pesar de que existen circunstancias donde los clastos son clasificados de acuerdo a su forma, el principal control de la forma de los clastos viene dado por la forma del material erodado del afloramiento en el área fuente, por lo que, si una roca se fractura en cubos, después del transporte los clastos redondeados serán esféricos y si por ejemplo, el afloramiento está delgadamente estratificado y se fractura en planos, los clastos resultantes serán discoidales, por lo que como se puede ver, ningún grado de redondeamiento de los bordes de un clasto cambiaría sus dimensiones fundamentales. Finalmente, Nichols (2009) concluye que el análisis es por lo tanto más informativo sobre el carácter de la roca en el área fuente en comparación al ambiente de depositación, aspecto del cual la forma provee poca información.

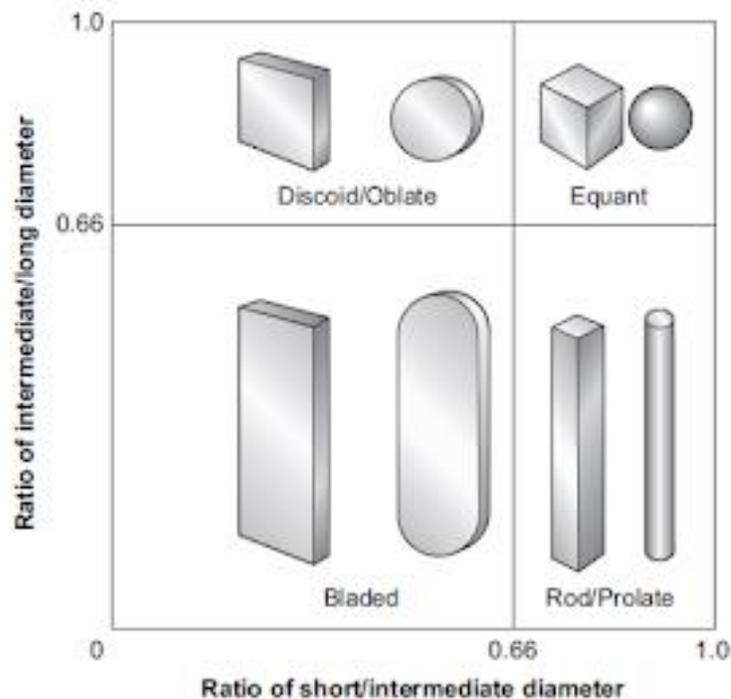


Figura 6: Diagrama de clasificación de forma de clastos (Nichols, 2009).

2.1.2. Microtexturas de clastos y sus ambientes depositacionales asociados

El análisis de microtexturas pertenecientes a material sedimentario y su relación con el tipo de transporte y ambiente depositacional, han sido objeto de estudio según Hanson & Burns (2022) posterior al comienzo del uso del Microscopio Electrónico de Barrido (o por sus siglas en inglés SEM), para la examinación de la superficie de sedimentos hacia fines de la década de 1960.

A partir de investigaciones como la de Mahaney & Kalm (2000), se han logrado identificar más de 20 tipos de microtexturas mediante análisis de imágenes SEM en granos de cuarzo tamaño arena, como se observa en la Figura 7. El cuarzo es común como mineral de interés a la hora del estudio de microtexturas y su relación con el tipo de transporte y ambiente depositacional (en estudios como Mahaney & Kalm, 2000; Smith et al., 2018 y Hanson & Burns, 2022), esto debido a la alta resistencia que posee frente a variedad de regímenes de transporte, como el fluvial, glacial y eólico.

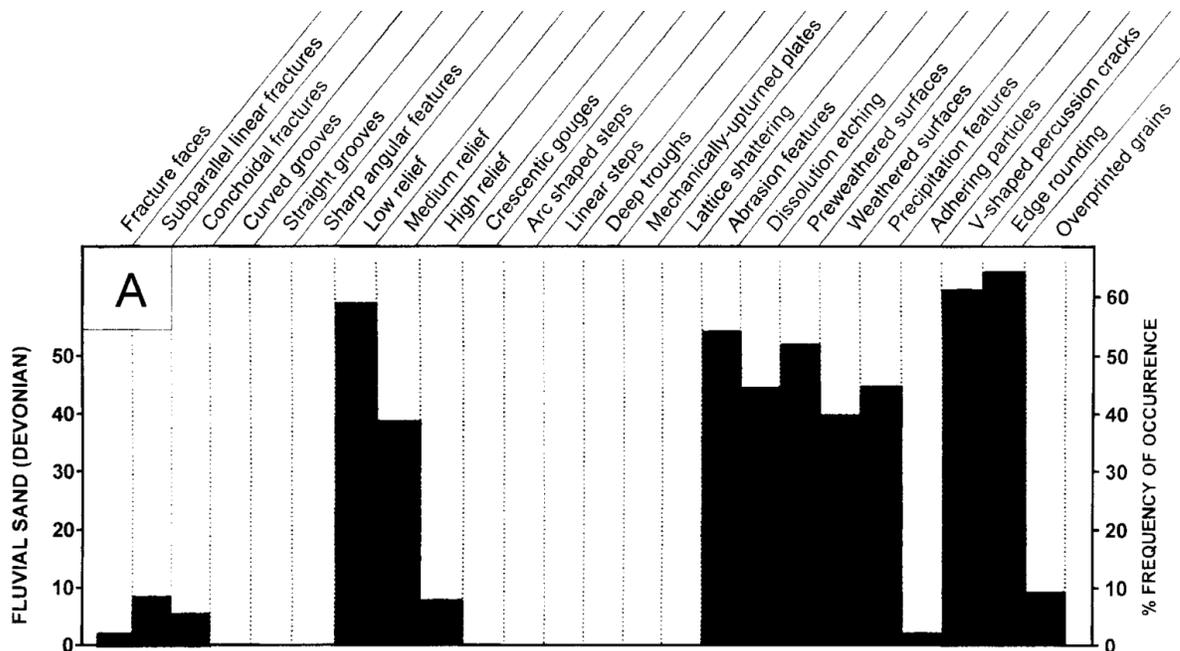


Figura 7: Gráfico de frecuencia de ocurrencia de microtexturas en un régimen de tipo fluvial. En la parte superior es posible observar más de 20 tipos de estas microtexturas. Obtenido de Mahaney et al. (2001).

En Mahaney et al. (2001), las microtexturas observadas en los granos son contabilizadas para representar su frecuencia de ocurrencia mediante gráficos de barras. Esto se hace, según Hanson & Burns (2022), debido a que, por lo general, ninguna microtextura es indicativa de un solo ambiente de depositación, por lo que se requiere la evaluación de todas las microtexturas para obtener una conclusión, como se observa en el gráfico de la Figura 7. A pesar de lo anterior, Mahaney et al. (2001, como se citó en Hanson & Burns, 2022) menciona la creencia de que algunas microtexturas existen preferencialmente en granos de ambientes específicos.

Diversos estudios han intentado inferir los procesos de formación que generarían estas microtexturas, con el objetivo de lograr atribuirles a ambientes o climas particulares. Los procesos de formación inferidos por estos estudios para cada microtextura se encuentran resumidos en la Tabla 1.

Microtexture	Abbreviation	Description	Formation process
Abrasion features	af	Rubbed or worn surface	Polygenetic
Arc-shaped steps	as	Deep tears or breaks caused by impact, several microns deep and typically spaced >5 μm apart	Polygenetic
Breakage blocks	bb	Blocky void marking removal of material, typically along an edge	Polygenetic
Conchoidal fractures	cf	Smooth curved fracture	Polygenetic
Crescentic gouges	crg	Crescent-shaped gouges with convex and concave limbs that have depths >5 μm	High-stress
Curved grooves	cg	Curved abrasion feature caused by sustained high-stress contact with another grain, <5 μm deep	High-stress
Deep troughs	dt	Grooves >10 μm deep	High-stress
Dissolution etching	de	Cavities from chemical dissolution; often crystallographically oriented	Chemical
Edge rounding	er	Rounded edges on grains	Percussion
Fracture faces	ff	Smooth and clean fractures	Polygenetic
Linear steps	ls	Widely spaced linear features, typically >5 μm apart	Polygenetic
Upturned plates	up	Surfaces of impact where plates of variable size partially torn from surface, typically >5 μm	Polygenetic
Precipitation features	pf	Coatings of amorphous silica precipitation	Chemical
Sharp angular features	saf	Distinct sharp edges on grain surface	Polygenetic
Straight grooves	sg	Linear grooves <10 μm deep	High-stress
Subparallel linear fractures	slf	Linear fractures, typically <5 μm spacing	Polygenetic
V-shaped percussion cracks	vc	V-shaped fractures or indentions with typical sizes ranging from 1 μm to 30 μm	Percussion

Tabla 1: Descripción de microtexturas en superficies de cuarzo, junto con sus procesos de formación inferidos. Obtenido de Smith et al. (2018).

Sin embargo, Smith et al. (2018) menciona que los investigadores han obtenido que diferentes tipos de procesos que ocurren durante el transporte y depositación pueden producir tipos de texturas similares, lo que ha provocado que el método de análisis de imágenes SEM para la obtención de una aproximación hacia ambientes depositacionales, pierda sustento. A pesar de lo anterior, en su investigación plantea dos factores que recientemente han avivado los esfuerzos por consolidar esta metodología.

El primero corresponde a que investigaciones adicionales sugieren que ciertas texturas representan procesos relativamente únicos, dados por intemperismo y/o procesos de transporte comunes en ambientes particulares. Lo anterior se ejemplifica con el hecho de que a pesar de que ciertas microtexturas como la fractura concoidal y escalones pueden ser inducidas de varias maneras, las microestrías son postuladas en Mahaney & Kalm (2000) como relativamente únicas en sistemas influenciados por glaciares. El segundo factor según Smith et al. (2018), corresponde al incremento en el uso del análisis de datos cuantitativos como manera de revelar tendencias, que de otra manera se encontrarían ocultas en complejos conjuntos de datos.

A continuación, en la Figura 8, se muestran imágenes SEM de las principales microtexturas obtenidas en el estudio de Smith et al. (2018) sobre sistemas fluviales y proglacial-fluvial, en climas húmedos, áridos y glaciares.

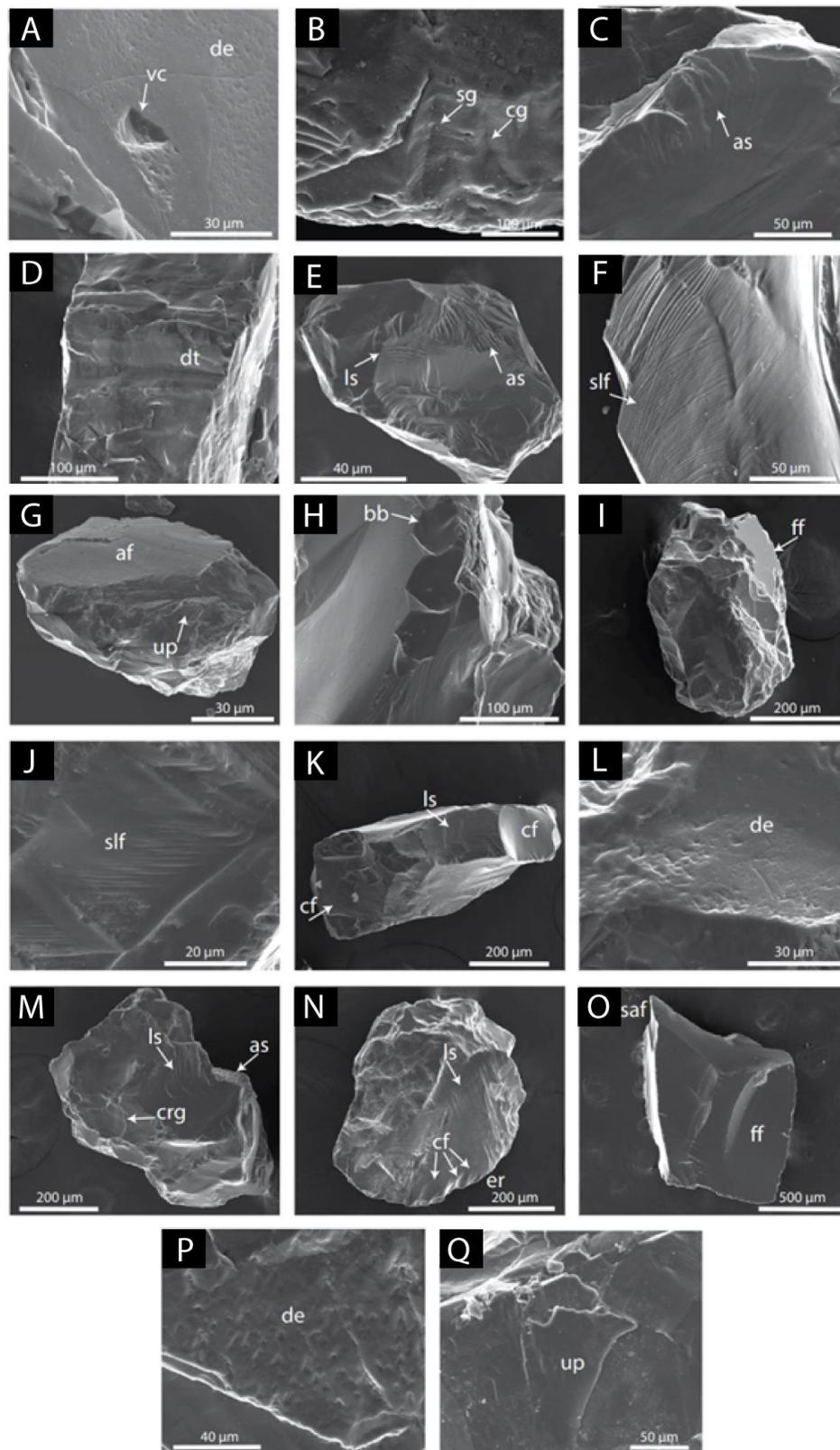


Figura 8: Imágenes SEM de microtexturas en granos de cuarzo tamaño arena. Obtenidas de Smith et al. (2018).

Las microtexturas presentes en las imágenes SEM de la Figura 8, son señaladas a continuación:

- **A:** Grieta en forma de “V” (vc) y grabado de disolución (de) triangular.
- **B:** Surco recto (sg) y surco curvo (cg).
- **C:** Escalones en forma de arco (as) y escalones no lineales.
- **D:** Surco profundo (dt).
- **E:** Marcados rasgos de precipitación (pf), con escalones en forma de arco (as) y lineales (ls).
- **F:** Fracturas lineales subparalelas (slf).
- **G:** Rasgos de abrasión (af) y placa levantada (up).
- **H:** Bloques de fractura (bb).
- **I:** Plano de fractura (ff).
- **J:** Fracturas lineales subparalelas (slf).
- **K:** Fracturas concoidales (cf) y escalones lineales (ls).
- **L:** Rasgos de precipitación (pf) y grabado de disolución (de).
- **M:** Luna creciente (crg), escalones en forma de arco (as) y lineales (ls).
- **N:** Fracturas concoidales (cf), borde redondeado (er), escalones lineales (ls) y grabado de disolución (de).
- **O:** Plano de fractura (ff), fracturas concoidales (cf), escalones lineales (fs), fracturas lineales subparalelas (slf) y rasgos angulares y afilados (saf).
- **P:** Grabado de disolución (de) triangular y fracturas concoidales (cf).
- **Q:** Placa levantada (up).

En el estudio de microtexturas en granos de cuarzo de Smith et al. (2018), se logró determinar que los climas húmedos son estadísticamente distintos a los climas áridos, esto debido a que los granos de climas húmedos presentan microtexturas características, como rasgos de precipitación (pf) y grietas en forma de “V” (vc), mientras que los climas áridos presentan una mayor incidencia de microtexturas como placas levantadas o

invertidas (up), las cuales fueron interpretadas como consecuencia del alto estrés provocado por la saltación eólica en los granos que posteriormente experimentaron un arrastre fluvial. Por otro lado, los granos pertenecientes a los sistemas proglaciales, muestran una mayor presencia de planos de fractura (ff), los cuales son atribuidos posiblemente a efectos tanto de intemperismo por congelación-descongelación, como por trituración glacial, siendo corroborados por las microtexturas encontradas en muestras obtenidas de morrenas.

Específicamente, los resultados indicaron que las muestras de Puerto Rico (de clima caluroso-húmedo) son dominados por rasgos de precipitación (pf) y grietas en forma de "V" (vc), siendo los rasgos de precipitación, también comunes en Noruega (ambiente proglacial frío-húmedo). Los rasgos de precipitación se interpretan como el reflejo de la influencia continua de la interacción agua-roca en climas húmedos. Muestras de climas áridos (California y Perú), muestran mayor presencia de Placas invertidas (up), las cuales se cree son producto de los impactos eólicos de alto estrés en este tipo de ambientes. Muestras de ambientes proglaciales (Noruega y Perú), exhiben alta presencia de planos de fractura (ff) y un incremento menos pronunciado en la ocurrencia de fracturas lineales subparalelas (slf), en comparación con ambientes cálidos-húmedos, siendo estos rasgos interpretados como producto de la trituración glacial y el intemperismo por congelación-descongelación, respectivamente. Finalmente, las muestras obtenidas de las morrenas presentaban alta presencia en planos de fractura (ff), fracturas lineales subparalelas (slf), surcos (sg y cg) y surcos profundos (dt), en comparación con sus contrapartes fluviales, todas estas siendo inferidas como producto del intemperismo físico del hielo.

En el Diagrama ternario de la Figura 9, se muestra la relación que se establece entre ciertas microtexturas y los agentes de transporte de sedimentos.

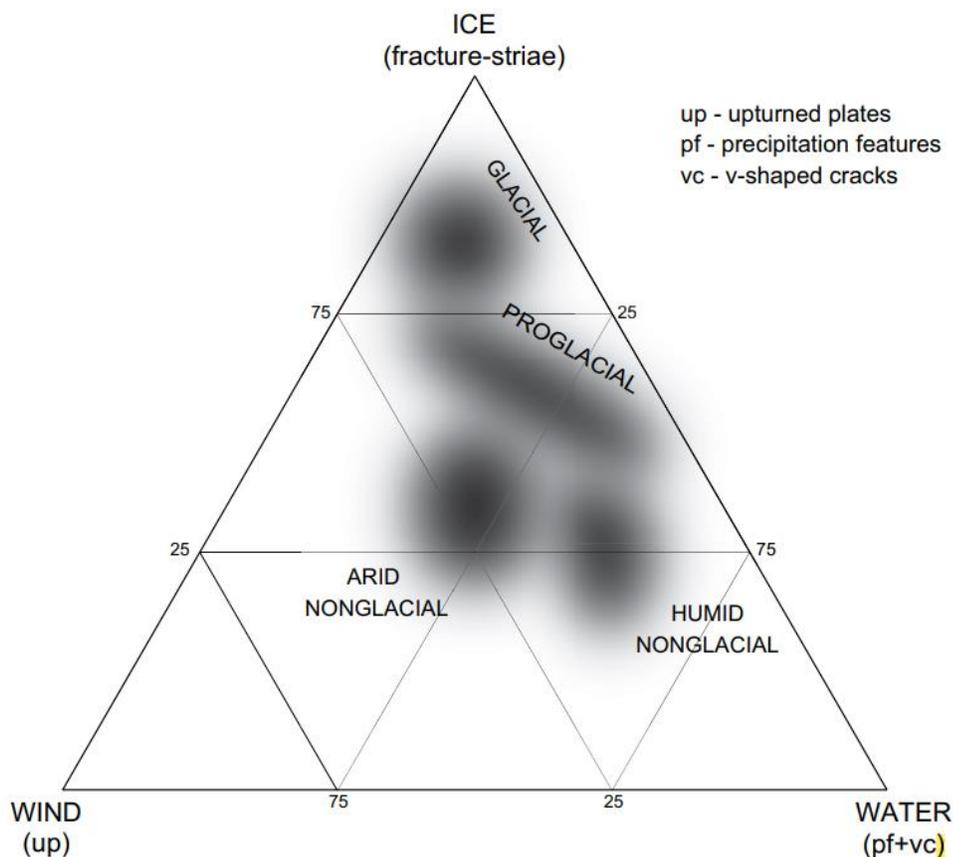


Figura 9: Diagrama ternario proyectando el análisis cuantitativo de las microtexturas. En este se utilizan microtexturas específicas como representativas de la predominancia de agentes de erosión particulares (Hielo: Fractura + Estría, Agua: Textura pf + vc y Viento: Textura up). Obtenido de Smith et al. (2018).

Por otro lado, en Hanson & Burns (2022) se pone en duda la relación de microtexturas particulares que la comunidad ya comenzaba a asociar a ambientes depositacionales específicos. En dicho estudio, se menciona que las microtexturas de grietas en forma de “V” han sido indicativas para unos autores de ambientes depositacionales litorales o cercanos a la costa de alta energía, como en Krinsley & Trusty (1985) y en Middleton & Kassera (1987), mientras que para otros son el resultado de procesos fluviales y su depositación (Itamiya et al., 2019; Mahaney, 2002; Mahaney et al., 2001; Mahaney & Kalm, 2000; Strand et al., 2003). Si bien la temporalidad en el desarrollo de estos estudios no es determinante a la hora de señalar cuál hipótesis es más viable, cabe destacar que la idea de que esta microtextura en particular sea producto de procesos más bien fluviales, es más reciente que la hipótesis litoral.

El foco de estudio de Hanson & Burns (2022) entonces, radica en determinar si existe un apoyo estadístico que se incline por alguno de estos ambientes depositacionales específicos, para lo cual se toman muestras de ambientes litorales, fluviales y eólicos contemporáneos para someterlas a análisis (depósitos glaciares no fueron considerados debido a que no son citados por ningún investigador como ambiente generador de este tipo de grietas). Sorpresivamente, los resultados indican que tanto ambientes litorales como fluviales no producían de manera efectiva esta microtextura, sino que eran los depósitos eólicos los que mostraban más grietas en forma de “V” que cualquier muestra de otros ambientes.

Krinsley & Trusty (1985, como se citó en Hanson & Burns, 2022) y Mahaney et al. (2001, como se citó en Hanson & Burns, 2022) explican que las grietas en forma de “V” son definidas de manera general como marcas de percusión en dicha forma, consideradas generalmente como producto de impactos de alta energía en colisiones grano-grano en ambientes subacuáticos. De ello concluyen que esto implicaría que ambientes eólicos ni glaciares producirían esta microtextura, sin embargo, esto estaría por determinarse en Hanson & Burns (2022).

Para el análisis de los granos en los distintos ambientes, estos fueron preparados para SEM, en búsqueda de esta microtextura en específico. Una vez se encontraba, se realizaba una estimación de la cobertura de esta en el grano. Una cobertura pobre constituía de 2 a 3 grietas en una porción pequeña del grano, cobertura media consistía en aproximadamente un 25% de la superficie observable del grano y una buena cobertura consistía en aproximadamente un 50% o más de la superficie observable.

En cuanto a los resultados de este estudio, en el ambiente fluvial, se obtuvo que todos los granos presentaban texturas similares, en donde se incluían los escalones en forma de arco, planos de fractura frescos, fracturas lineales y texturas angulares. Las tres primeras microtexturas indican sedimentos triturados por acción glacial en lugar de depósitos fluviales. Además, estas muestras en general mostraban una notable falta de grietas en forma de “V”, aunque cabe destacar que en algunas sí estuvieron presentes. De las 81 muestras de granos de cuarzo pertenecientes a Watson Park, 29% mostraban una cobertura significativa de grietas en forma de “V”. De las 50 muestras de granos de cuarzo de Runnals Road, un 12% exhibían estas grietas en condición de cobertura notable. De los 42 granos de cuarzo de West Hartford, 12,2% presentaban de estas grietas. Cabe destacar que tanto los granos de Runnals Road como de West Hartford eran angulares a subangulares y rara vez subredondeados.

En el ambiente eólico, las muestras se caracterizaron por poseer una superficie rugosa con cráteres, además de poseer la mayoría de los granos formas redondeadas a bien redondeadas y ocasionalmente subredondeadas. La presencia de partículas adheridas en los granos era común, al igual que las grietas en forma de “V” alteradas, siendo las que se presentaban con mayor frecuencia en las muestras. Muestras pertenecientes al Little Sahara State Park presentaban formas redondeadas a subredondeadas. De los 52 granos de cuarzo, el 42% poseía una cobertura significativa de este tipo de grietas. Este porcentaje es notablemente mayor comparado con otros ambientes de depositación. Muestras del Great Sand Dunes National Park presentaban características similares a las muestras del Little Sahara State Park, siendo los granos de redondeados a bien redondeados. En estas muestras se observaba una superficie rugosa con cráteres, al igual que partículas adheridas. De 40 granos de cuarzo, 35% contenían grietas en forma de “V”.

En el ambiente litoral, la mayoría de los granos se encuentran bien redondeados y con carencia de grietas. Características comunes encontradas fueron el escarchado de granos (grain frosting) y grabados de disolución. Muestras obtenidas de ambiente supramareal presentaban texturas de disolución además de escarchado de granos y buen redondeamiento. De los 48 granos de cuarzo analizados, sólo el 15,7 % presentaba grietas. Por otro lado, las muestras obtenidas de la zona litoral presentaban como característica principal grabados de disolución, en conjunto de superficies lisas escarchadas (smooth frosted surfaces). De los 52 granos analizados, sólo el 19% contenía grietas.

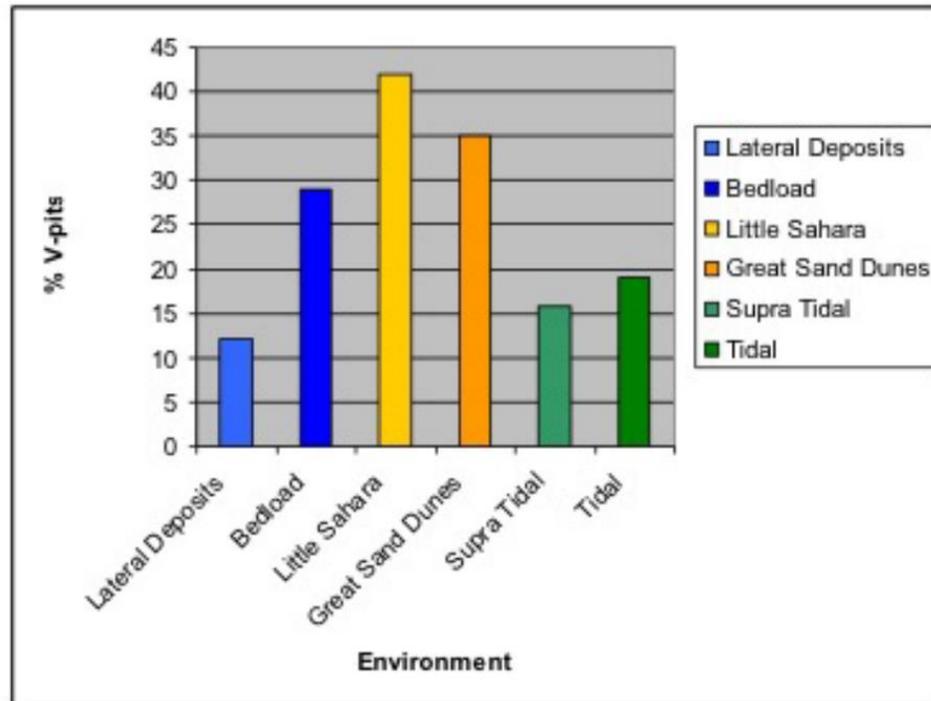


Figura 10: Gráfico de barras con los porcentajes de granos de cuarzo con grietas en forma de “V” para cada locación. De colores azulados el ambiente fluvial, de colores amarillos el ambiente eólico y de colores verdes el ambiente litoral. Obtenido de Hanson & Burns (2022).

A partir de lo anterior, se obtuvo que las grietas en forma de “V” eran más abundantes en los depósitos eólicos que en cualquiera de las otras muestras pertenecientes a otros ambientes (Figura 10). Las muestras fluviales pertenecientes a la carga o sedimento de fondo también mostraron gran cantidad de granos cubiertos con estas grietas, aunque en menor medida que en los depósitos eólicos, como se puede apreciar en el gráfico de la Figura 10. Tanto los granos litorales como los de depósitos fluviales laterales (a orillas de los ríos), presentaron menor cantidad de grietas.

La Tabla 2 muestra el porcentaje de granos por ambiente que presentan una cobertura pobre, media y buena de grietas en forma de “V”, en donde es posible observar que los granos con grietas presentan una amplia variedad de cobertura, mientras que, por su parte, el gráfico de la Figura 11 agrupa el porcentaje de granos en las tres coberturas para cada tipo de ambiente, en donde se observa la baja variabilidad de cobertura de grietas en distintos ambientes dentro de un mismo tipo de cobertura.

Environment	Poor coverage (%)	Medium coverage (%)	Well coverage (%)
Fluvial	55.9	33.3	11.8
Littoral	47.2	30.6	22.2
Aeolian	64.7	24.5	11.8

Tabla 2: Porcentajes de granos de cuarzo con cobertura pobre, media y buena de grietas en forma de “V” para cada tipo de ambiente. Modificada de Hanson & Burns (2022).

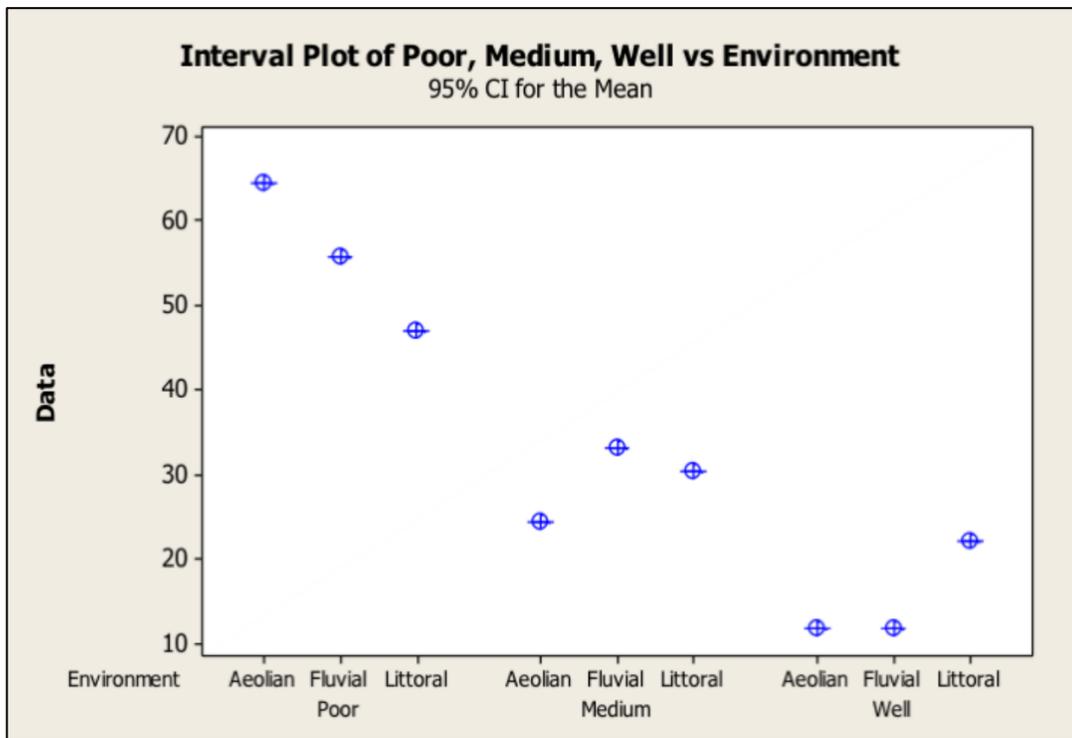


Figura 11: Gráfico de porcentajes de cobertura de grietas en forma de “V”, agrupados por tipo de cobertura, para cada tipo de ambiente. Obtenido de Hanson & Burns (2022).

Dada la recolección de datos anterior, es que se determina que los granos de cuarzo de ambiente mareal y supramareal no exhiben comúnmente grietas. El ambiente litoral muestra menos porcentaje grietas en comparación con el ambiente fluvial y eólico. Lo anterior, implica que las conclusiones previas realizadas por algunos autores que mantenían que los ambientes litorales conducían a la formación de grietas en forma de “V”, son incorrectas. Sólo granos tamaño arena fueron observados en este estudio, lo que asegura que los granos de cuarzo no fueron recientemente removidos desde un ambiente fluvial. Los procesos litorales cercanos a la costa fueron la fuerza principal actuando sobre los granos de cuarzo, lo cual no produjo grietas en forma de “V”.

Por su parte, la hipótesis a favor de que las grietas son formadas en ambientes fluviales no fue directamente respaldada por las muestras utilizadas en el estudio. Tanto el depósito de Runnals Road como el de West Hartford a lo largo del White River, muestran los menores porcentajes de grietas en el estudio, siendo las fracturas lineales, escalones en forma de arco y superficies frescas asociadas a granos en ambientes glaciares según Krinsely & Trusty (1986, como se citó en Hanson & Burns, 2022) y Mahaney (2002, como se citó en Hanson & Burns, 2022). Esto es interpretado por Hanson & Burns (2022) como una posible glaciación que afectó a dicha región. Se menciona que estos sedimentos tuvieron muy poco o nulo transporte desde su depositación, lo que le permitió conservar sus texturas glaciares. La evidencia que apoya un origen fluvial de las grietas en forma de “V”, se encuentra en las muestras del bedload o sedimento de carga que fueron observadas, las cuales presentaban una considerable mayor cantidad de grietas que los depósitos laterales de Runnals Road y West Hartford, incluso considerando el hecho de mínima distancia de transporte de los granos. Las muestras usadas en este estudio no prueban ni refutan el origen fluvial de estas grietas, ya que muestras de origen puramente fluvial sería lo ideal para determinar esta hipótesis.

Los descubrimientos hechos por dicho estudio no respaldan la hipótesis litoral de origen de las grietas y no pueden probar un origen fluvial, indicando por otra parte que ambientes eólicos los producen, sin embargo, esto requiere de mayor investigación, puesto que estas texturas pueden ser heredadas de eventos depositacionales previos, por ejemplo, las arenas de Little Sahara son el resultado de terrazas fluviales depositadas por el río Cimarron, las que son retrabajadas por procesos eólicos. Las grietas en forma de “V” alteradas, según Mahaney (2002, como se citó en Hanson & Burns, 2022) son marcas posiblemente remanentes de procesos fluviales, que han sido superpuestas por una superficie agujereada que es común en ambientes eólicos. Por su parte, en los depósitos de las Great Sand Dunes, también fue común encontrar grietas en forma de “V” alteradas. Estos depósitos provienen de áreas al suroeste de su ubicación, lo que incluye material sedimentario de depósitos fluviales del Río Grande. Se piensa que los granos

con estas grietas alteradas estaban en proceso de remover las microtexturas relictas debido a la influencia de un ambiente eólico (Hanson & Burns, 2022).

De lo anterior es posible identificar la complejidad a la hora de asociar microtexturas a un ambiente en específico, en situaciones donde el material sedimentario posee microtexturas que son heredadas de una gran variedad ambientes anteriores a los cuales se encuentra depositado en la actualidad, lo que se debe en gran parte a la resistencia a la erosión del cuarzo, permitiéndole dejar registro de estas microtexturas. Otra de las complicaciones identificadas en este estudio es la falta de definición clara y de ejemplos tipo de variedad de microtexturas. Esto se ejemplifica en Mahaney (2002, como se citó en Hanson & Burns, 2022) al mencionar la existencia de dos tipos de grietas en forma de “V”, una producida por percusión y la otra de origen químico. Hanson & Burns (2022) finalmente sugieren que ni el ambiente litoral ni de playa produce la generación de la microtextura grieta en forma de “V”, sin embargo, información estadística apoya la idea de que esta microtextura se forma en ambientes eólicos.

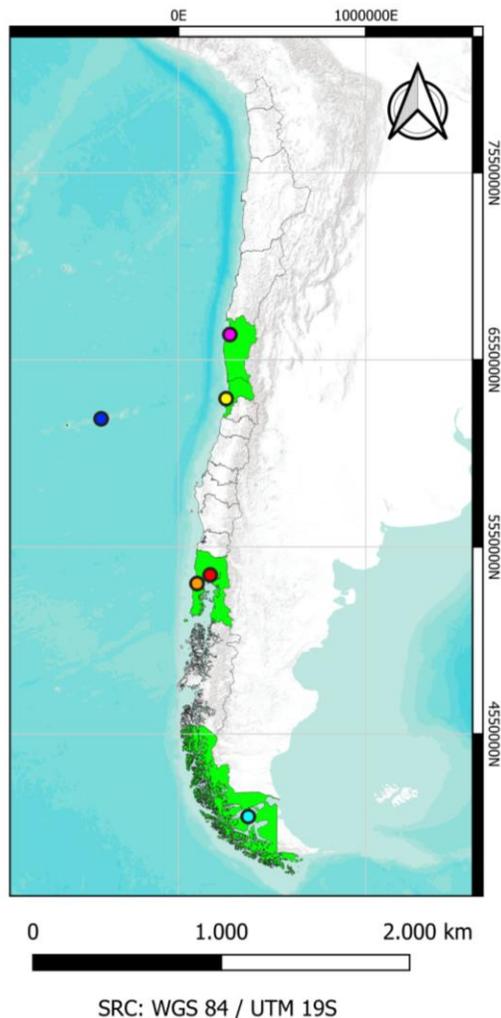
Dada toda la información recabada, en este estudio se considerará a las grietas en forma de “V” como indicativas de ambientes fluviales, esto debido a los estudios recientes que apoyan esta hipótesis, y al descarte del origen litoral de éstas gracias a Hanson & Burns (2022). A pesar de que este último estudio no afirmó ni refutó la hipótesis de que las grietas en forma de “V” son propias de procesos fluviales, esta es la que se asumirá como verdadera para determinar la proveniencia de los lastres líticos, ya que a pesar de que los granos de origen eólico presentaron la mayor cantidad de grietas en forma de “V”, se reconoce que estos provenían anteriormente de un ambiente fluvial que posiblemente generó estas microtexturas relictas.

Cabe mencionar además el hecho de que la mayoría de estos estudios de microtexturas se realizaron en granos de cuarzo tamaño arena, mientras que en la presente investigación, se usarán los resultados de estos últimos pero aplicados a clastos líticos que no corresponden a una composición puramente de cuarzo, por lo que hay que tener especial cuidado con las conclusiones obtenidas a partir de la observación de las microtexturas identificadas en los lastres y basadas en la información de bibliografía obtenida en granos de cuarzo. De todas maneras, la aplicación del conocimiento sobre estas texturas en los clastos de interés, permitirá la obtención de una buena aproximación a los procesos de transporte experimentados por éstos.

2.2. Marco Geológico

Este apartado se limitará a la caracterización de la litología y petrografía perteneciente a las zonas circundantes de los puertos chilenos utilizados como escalas por esta embarcación durante su periodo de servicio (1851-1855) según la bibliografía presentada en el apartado de Introducción, los cuales, a su vez, presenten en sus cercanías litologías afines a las identificadas en primer orden de los lastres líticos de estudio (Figura 12), correspondiendo estos a rocas de tipo ígneas y rocas ígneas de muy bajo grado metamórfico. En estas zonas además se caracterizarán depósitos que posean clastos morfológicamente afines a los observados en los lastres líticos, siendo estos de buena esfericidad y redondeamiento, además de un tamaño del orden de los 10 cm, rasgos que son comunes entre los depósitos litorales, fluviales y en menor medida morrénicos. Este criterio permitirá optimizar la selección de información relevante al foco de este estudio.

Los puertos que cumplen con las condiciones de corresponder a recaladas chilenas de este navío, además de poseer en sus cercanías afinidades litológicas con los lastres líticos de estudio, se presentan en el mapa de la Figura 12.



LEYENDA

- Región con potenciales escalas de lastrado
- Región sin potenciales escalas de lastrado

SIMBOLOGÍA

Potenciales Escalas de Lastrado

- Puerto de Coquimbo (Región de Coquimbo)
- Puerto de Valparaíso (Región de Valparaíso)
- Puerto de Isla Robinson Crusoe (Región de Valparaíso)
- Puerto de Puerto Montt (Región de Los Lagos)
- Puerto de Ancud (Región de Los Lagos)
- Puerto de Punta Arenas (Región de Magallanes y Antártica Chilena)

Figura 12: Mapa de Chile destacando los puertos seleccionados como potenciales escalas de lastrado de la embarcación y la región a la que pertenecen. Imagen satelital utilizada: ESRI Terrain. División regional de Chile obtenida del sitio web <https://www.bcn.cl/portal/> de la Biblioteca del Congreso Nacional de Chile.

2.2.1. Puerto de Coquimbo

El puerto de Coquimbo se ubica a una latitud de 29,94673°S y a una longitud de 71,33567°O en la Región de Coquimbo, Chile. Los depósitos, formaciones y unidades de interés en la zona se señalan a continuación, en base al mapa geológico de Emparan y Pineda (2000) de la Figura 13.

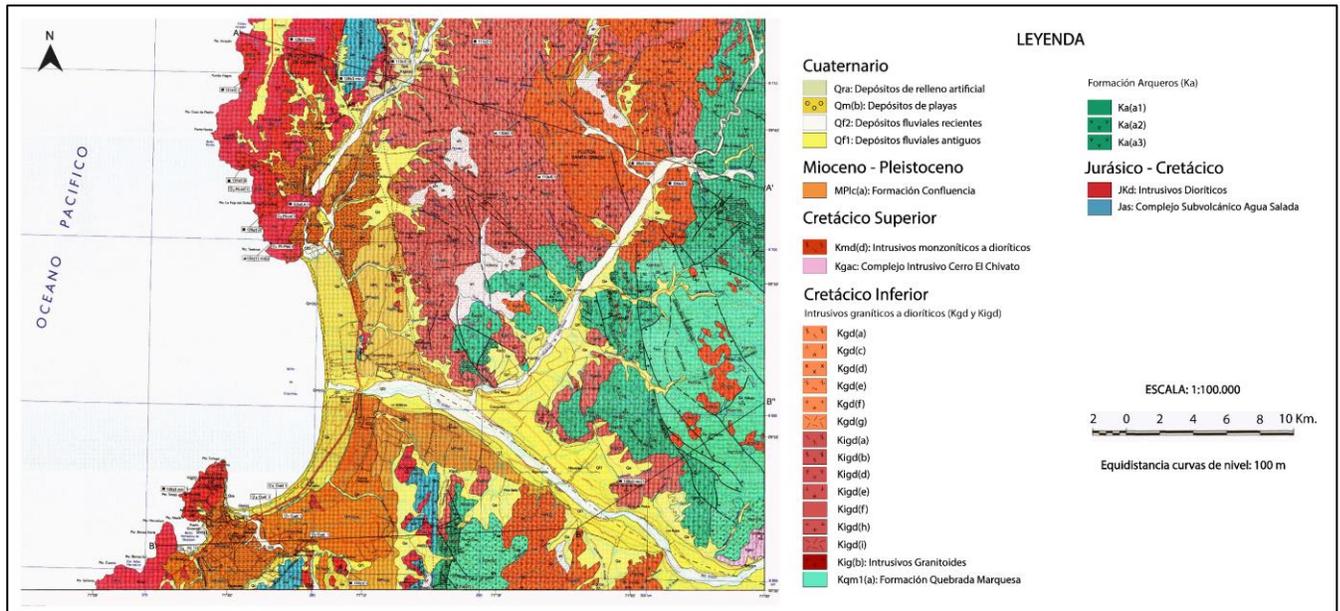


Figura 13: Extracto de Mapa geológico del área de La Serena – La Higuera. Región de Coquimbo. Modificado de Emparan y Pineda (2000).

Cuaternario

Qra: Depósitos de relleno artificial

Corresponden a depósitos granulares líticos producto de sobrecarga de menas en las minas, además de depósitos de materiales finos o relaves, producidos en plantas de tratamiento de minerales. Dentro de este grupo también se encuentran acumulaciones líticas formadas en la construcción de obras portuarias (Emparan y Pineda, 2000).

Qm(b): Depósitos de playas

Corresponden a sedimentos no consolidados líticos y minoritariamente bioclásticos. Específicamente la facies (b) corresponde a gravas polimícticas, clasto-soportadas con clastos que en general son menores a 10 cm de diámetro, además de escasos bioclastos (Emparan y Pineda, 2000).

Qf2: Depósitos fluviales recientes

Correspondientes a gravas gruesas y muy gruesas, no consolidadas, de buena estratificación, polimícticas, con abundante matriz de arena y clastos orientados y/o imbricados. Además, hay presencia de intercalaciones de gravas finas arenosas y de arenas. Se encuentran rellenando cauces actuales de los valles tanto con flujo de agua permanente como intermitente (Emparan y Pineda, 2000).

Qf1: Depósitos fluviales antiguos

Corresponden a gravas muy gruesas y gruesas, débilmente consolidadas, con abundante matriz de arena y con estratificación y selección buena. Poseen intercalaciones de gravas finas arenosas y arenas (Emparan y Pineda, 2000).

Mioceno-Pleistoceno

MPlc(a): Formación Confluencia

La Formación Confluencia es definida por Rivano y Sepúlveda (1986, como se citó en Emparan y Pineda, 2000) y Rivano y Sepúlveda (1991, como se citó en Emparan y Pineda, 2000), como una secuencia de gravas gruesas bien redondeadas, con intercalaciones de areniscas poco consolidadas y lentes de limos continentales, y brechas muy gruesas con abundante matriz limo-arenosa.

Específicamente el miembro (a) corresponde a facies fluviales de gravas medias a muy gruesas, clasto-soportadas, polimícticas, de coloración pardo medio, con estratificación gruesa y clastos redondeados y discoidales. Presentan, además, intercalaciones de areniscas con estratificación cruzada. En el sector Aeropuerto La Florida, constituyen una terraza ubicada entre 80 y 90 metros sobre el valle del Río Elqui.

Cretácico Superior

Kmd(d): Intrusivos monzoníticos a dioríticos

Correspondientes a dioritas porfíricas de anfíbola-piroxeno, de tamaño de grano fino a medio y de color de afloramiento pardo amarillento. Sus minerales máficos generalmente presentan un reemplazo por clorita y epidota (Emparan y Pineda, 2000).

Kgac: Complejo Intrusivo Cerro El Chivato

Son definidos por Empanan y Pineda (1999, como se citó en Empanan y Pineda, 2000) como un stock compuesto, el cual está formado por granodioritas de anfíbola, andesitas de anfíbola porfíricas y afaníticas, pórfidos dioríticos de anfíbola-clinopiroxeno y microdioritas.

Cretácico Inferior

Intrusivos graníticos a dioríticos (Kgd y Kigd)

Kgd(a)

Facies de dioritas porfíricas de anfíbola-piroxeno, de coloración gris medio, generalmente afectadas por alteración de clorita-epidota y en menor medida argílica (Empanan y Pineda, 2000).

Kgd(c)

Facies compuesta por monzodioritas cuarcíferas de piroxeno-anfíbola, con tamaño de grano medio a grueso y de coloración rosado pálido a pardo rosáceo (Empanan y Pineda, 2000).

Kgd(d)

Compuesta por granodioritas de anfíbola, de coloración gris claro rosáceo y de tamaño de grano medio. Presentan localmente enclaves de microdiorita de color gris oscuro (Empanan y Pineda, 2000).

Kgd(e)

Facies compuesta por monzonitas cuarcíferas de biotita, anfíbola y piroxeno, de coloración rosácea oscura a blanco rosáceo. Poseen enclaves microdioríticos de color gris oscuro (Empanan y Pineda, 2000).

Kgd(f)

Estos constituyen el Plutón Santa Gracia, compuesto por monzogranitos de biotita-anfíbola y de biotita, de coloración rosácea y tamaño de grano grueso. Presentan localmente enclaves de microdiorita de color gris oscuro (Emparan y Pineda, 2000).

Kgd(g)

Corresponden a facies de borde compuestas por dioritas porfíricas de anfíbola, microdioritas porfíricas de anfíbola, andesitas afaníticas, metaandesitas de coloración gris oscura y variedades de pórfidos dioríticos y microdioríticos de anfíbola, anfíbola-piroxeno y anfíbola-biotita de color gris medio (Emparan y Pineda, 2000).

Kigd(a)

Compuesto por dioritas de piroxeno-anfíbola y de piroxeno-olivino, de coloración gris medio a claro y de tamaño de grano grueso a medio. Estas presentan variaciones a dioritas cuarcíferas de biotita-anfíbola con enclaves de microdiorita. En la ribera norte del río Elqui, corresponden a pequeños cuerpos con máficos cloritizados intruyendo a la Formación Arqueros (Emparan y Pineda, 2000).

Kigd(b)

Compuesta por dioritas cuarcíferas de anfíbola, biotita, piroxeno y olivino, de coloración gris oscuro a claro, de tamaño de grano muy grueso a medio (Emparan y Pineda, 2000).

Kigd(d)

Correspondientes a monzodioritas porfíricas de anfíbola (la cual se encuentra cloritizada), de coloración pardo claro amarillento (Emparan y Pineda, 2000).

Kigd(e)

Correspondientes a monzodioritas cuarcíferas de anfíbola, biotita y piroxeno, de coloración gris medio a rosado oscuro, de tamaño de grano muy grueso con tendencia porfírica (Emparan y Pineda, 2000).

Kigd(f)

Compuesto por granodioritas de anfíbola-biotita (con presencia ocasional de piroxeno) con variaciones a monzonita cuarcífera y a monzodiorita cuarcífera. Presentan tamaños de grano de grueso a medio, coloraciones gris claro rosáceo a rosado y gris claro, presentando enclaves microdioríticos. En el sector de la quebrada Pantanos, se encuentran intruidas por un plutón de monzonita cuarcífera (Emparan y Pineda, 2000).

Kigd(h)

Corresponden a monzogranitos de anfíbola-biotita y de biotita, de coloración rosado a blanco y de grano grueso a medio. Estos cuerpos presentan variaciones locales a monzodiorita cuarcífera con enclaves de microdiorita (Emparan y Pineda, 2000).

Kigd(i)

Corresponden a facies de borde de dioritas porfíricas de anfíbola-piroxeno, con máficos cloritizados (Emparan y Pineda, 2000).

Kig(b): Intrusivos Granitoides

Corresponde al Plutón de la Península de Coquimbo, el que se compone por monzogranitos de biotita, anfíbola-biotita y biotita-anfíbola-piroxeno, además de sienogranitos de biotita de grano medio a grueso (Emparan y Pineda, 2000).

Kqm1(a): Formación Quebrada Marquesa

Corresponde a una secuencia sedimentaria y volcánica, principalmente continental, de aproximadamente 1000 metros de espesor y de coloración pardo-rojizo. Específicamente, la facies "a", corresponde a brechas epiclásticas pardo-rojizas, gruesas, macizas, matriz-soportadas, con fragmentos angulosos (de 1 cm a 1,2 m), de andesitas y, en menor medida granitoides. Presentan intercalaciones de areniscas, tobas y andesitas (Emparan y Pineda, 2000).

Formación Arqueros (Ka)

La Formación Arqueros, definida por Aguirre y Egert (1962) y modificada por Emparan y Pineda (1999, como se citó en Emparan y Pineda, 2000), corresponde a una secuencia volcánica de color gris oscuro a pardo oscuro, la cual posee intercalaciones sedimentarias marinas.

La facies “a”, de 190 a 600 metros de potencia, se conforma de andesitas, andesitas basálticas y basaltos macizos, mayormente lavas, en parte amigdaloidales, presentando considerable calcita relleno las amígdalas, poros, vetillas y como reemplazo parcial de los fenocristales.

Ka(a1)

La facies “a1” incluye andesitas basálticas de clinopiroxeno y anfíbola porfíricas, con un porcentaje de 35 a 40% de fenocristales de plagioclasa de tamaños que van de 3 a 4 mm (Emparan y Pineda, 2000).

Ka(a2)

La facies “a2” de la Formación Arqueros se conforma de basaltos y andesitas, de piroxeno y de anfíbola, con menos de 15% de fenocristales de plagioclasa, de tamaños desde 1 a 6 mm, e intercalaciones de brechas líticas andesíticas, de coloración gris-rojizo (Emparan y Pineda, 2000).

Ka(a3)

La facies “a3” de la Formación Arqueros corresponde a filones manto de pórfidos andesíticos de anfíbola-piroxeno y pórfidos dioríticos de clinopiroxeno-anfíbola (Emparan y Pineda, 2000).

Jurásico-Cretácico

JKd: Intrusivos Dioríticos

Compuesto por monzodioritas cuarcíferas, monzodioritas, dioritas, dioritas cuarcíferas y gabros de biotita, anfíbola y piroxeno, de grano medio, en parte con tendencia porfírica (Emparan y Pineda, 2000).

Jas: Complejo Subvolcánico Agua Salada

Conformado por pórfidos dioríticos, pórfidos andesíticos, andesitas porfíricas y microdioritas de piroxeno, anfíbola y localmente olivino, de color negro a gris verdoso (Emparan y Pineda, 2000).

2.2.2. Puerto de Valparaíso

El puerto de Valparaíso se encuentra a una latitud de 33,03255°S y a una longitud de 71,62695°O en la Región de Valparaíso, Chile. Los depósitos y unidades de interés en la zona se señalan a continuación, en base al mapa geológico de Gana et al. (1996) de la Figura 14.

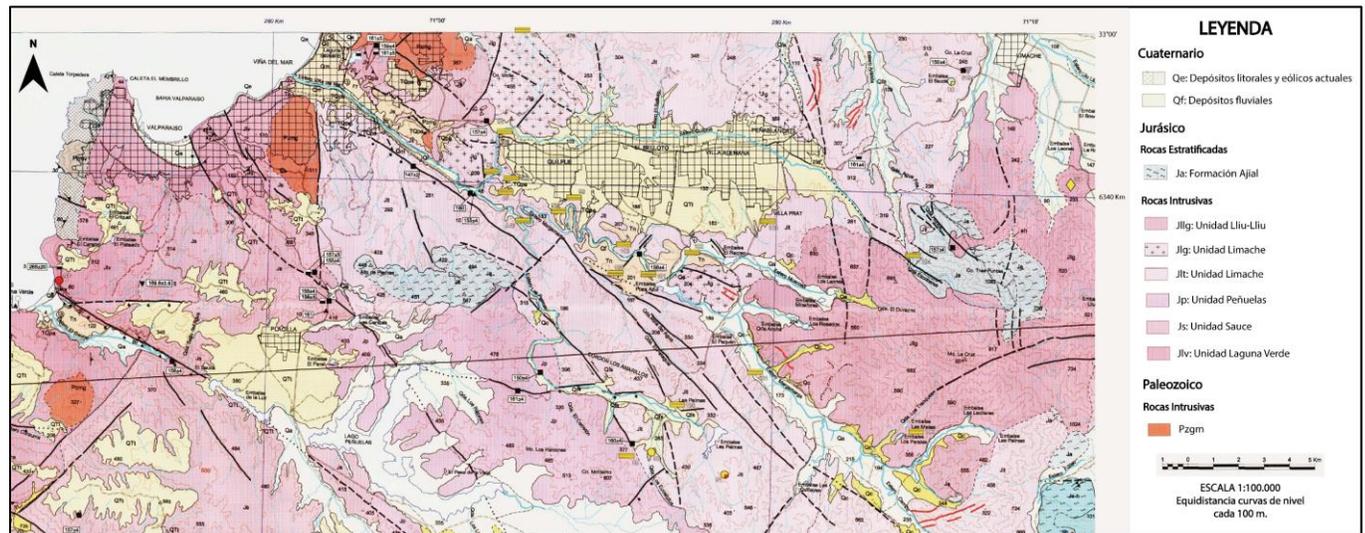


Figura 14: Extracto de Mapa geológico del área de Valparaíso - Curacaví. Regiones de Valparaíso y Metropolitana. Modificado de Gana et al. (1996).

Cuaternario

Holoceno

Qe: Depósitos litorales y eólicos actuales

Corresponden a sedimentos no consolidados de playa, compuestos por arenas y gravas de bolones bien redondeados, con estratificación plana horizontal predominante y estratificaciones cruzadas de bajo ángulo; incluye láminas arenosas conformadas por concentración de minerales pesados (Gana et al., 1996).

Jurásico

Rocas estratificadas

Ja: Formación Ajjal

Es definida por Thomas (1958, como se citó en Gana et al. ,1996) y Piracés (1976, como se citó en Gana et al. ,1996), como lavas andesíticas y tobas con intercalaciones de areniscas y lutitas pertenecientes a un ambiente esencialmente continental. Una gran parte de esta unidad se encuentra afectada por metamorfismo de contacto, producto de intrusivos jurásicos (Jlt, Jllg, Jll).

Rocas intrusivas

Jllg: Unidad Lliu-Lliu

Compuesta por leucotonalitas y leucogranodioritas, son rocas de color blanco grisáceo a amarillento, de grano medio a grueso, con texturas alotriomórfica, granular y porfídica, además se encuentran milonitizadas con presencia de cuarzo ocelar y relictos de minerales ferromagnesianos intensamente alterados a sericita y clorita (Gana et al. 1996). Presenta zonas de alteración titanita-sílice-Fe y es intruido por granitoides, además de incluir abundantes diques dioríticos y pequeños cuerpos gábricos (Gana et al. 1996).

Jlg: Unidad Limache

Compuesta por monzogranitos de anfíbola-biotita, con variaciones granodioríticas. Son rocas leucocráticas, color gris claro amarillento, grano grueso, textura hipidiomórfica granular, conteniendo plagioclasa zonada, anfíbola y ortoclasa poiquilítica con cuarzo (Gana et al., 1996).

Jlt: Unidad Limache

Compuesta predominantemente de tonalitas y granodioritas de anfíbola-biotita. Rocas de color gris claro, grano medio a grueso, con escasas (<1%) inclusiones microdioríticas subredondeadas; textura hipidiomórfica granular, conteniendo plagioclasa zonada, ocasionalmente con bordes mirmequíticos, ortoclasa y microclina pertítica, hornblenda reemplazada por biotita, que aparece también en grandes láminas automorfas entrecrecida en forma lamelar con esfeno. Abundante apatito, circón y epidota accesorios, así como opacos granulares asociados a los minerales máficos (Gana et al., 1996).

Jp: Unidad Peñuelas

Compuesta por tonalitas de hornblenda-biotita y monzodioritas cuarcíferas que forman un plutón de 42 km de longitud. Son rocas de color gris medio, grano muy variable, desde grueso a fino, que contienen abundantes inclusiones básicas alargadas (1-10%) subparalelas, de 0.1-1 m de longitud. Presentan texturas alotriomórfica granular e inequigranular seriada, con plagioclasa micropertítica de bordes mirmequíticos, anfíbola con embahiamientos de plagioclasa e inclusiones poiquiliticas de cuarzo (Gana et al., 1996).

Js: Unidad Sauce

Corresponde a un plutón complejo de composición básica a intermedia, compuesto predominantemente por dioritas cuarcíferas de piroxeno-hornblenda-biotita, con tonalitas de hornblenda-biotita y gabros subordinados, que en ciertos afloramientos se presentan en forma de bandas alternadas de 1-3 m de espesor. Son rocas de color gris oscuro a medio, grano medio a fino, con texturas inequigranular seriada e intergranular, en parte foliada, de origen magmático y tectónico. Muestran plagioclasa zonada tipo andesina-labradorita con bordes mirmequíticos y anfíbola en cristales subparalelos. Los gabros poseen núcleos de olivino rodeados por ortopiroxeno y clinopiroxeno de entrecrecimiento lamelar y láminas de exsolución de titanita, a su vez con coronas de anfíbola o biotita (Gana et al., 1996).

Jlv: Unidad Laguna Verde

Compuesta por anfibolitas, ortoanfibolitas, gneises anfibólicos, dioritas y monzodioritas foliadas y gabros. Rocas de color gris oscuro a medio, grano medio a fino, con frecuente foliación magmática y en parte dinámica (gneísica y milonítica). Texturas varían desde granoblástica poligonal hasta inequigranular seriada, formada principalmente por hornblenda y plagioclasa suborientada paralelamente. Las hornblendas, en cristales prismáticos contienen apatito poikilitico, encontrándose también la anfíbola en agregados de cristalización tardía; las plagioclasas se presentan euhedrales, zonadas, con bordes mirmekíticos en contacto con microclina u ortoclasa en las variedades monzodioríticas. Los gabros y dioritas se caracterizan por la presencia de clinopiroxeno con coronas de biotita. Abundantes cristales euhedrales de esfeno de origen magmático, indican la existencia de un metasomatismo Ti-Ca tardimagmático (Gana et al., 1996).

Paleozoico

Rocas intrusivas

Pzgm

Compuesta por tonalitas, granodioritas y monzogranitos de anfíbola-biotita, sienogranitos y granitos de microclina. Son rocas de grano grueso a medio, color gris medio verdoso, con inclusiones dioríticas a dioríticas cuarcíferas, dispuestas paralelamente a la foliación magmática de la roca albergante. Textura alotriomórfica granular con variedades gnéisicas y porfídicas; poseen feldespatos con entrecrecimiento perfitico, bordes mirmequíticos y gráficos y piroxenos reemplazados por anfíbola y biotita en términos más básicos. Presentan foliación magmática afectada por foliación tectónica no homogénea evidenciada por zonas miloníticas que contienen una lineación mineral de extensión (Mirasol, Punta Talca). Los tipos monzograníticos, ocasionalmente, poseen mica blanca primaria y megacristales (2-5 cm) de microclina; los sienogranitos y granitos de microclina son rocas de color rosado y se asocian a pegmatitas de microclina-cuarzo-epidota-biotita (Quebrada San Jerónimo, El Quisco). Se les sobreimpone microclinización tardimagmática en forma de parches y vetillas, junto de epidota y actinolita, lo cual, en parte, contribuye al aspecto porfídico de estas rocas. Alteración regular e intensa de clorita, sericita, epidota y caolinita (Gana et al. 1996).

2.2.3. Archipiélago Juan Fernández (Isla Robinson Crusoe)

La Isla Robinson Crusoe pertenece a una de las islas que conforman al Archipiélago Juan Fernández. El puerto de esta se ubica en la Bahía Cumberland, la que se encuentra aproximadamente a una latitud de 33,63780°S y a una longitud de 78,83140°O perteneciente a la Región de Valparaíso, siendo parte del territorio insular de Chile.

Las unidades y depósitos de interés en la zona (Figura 15) se señalan a continuación.

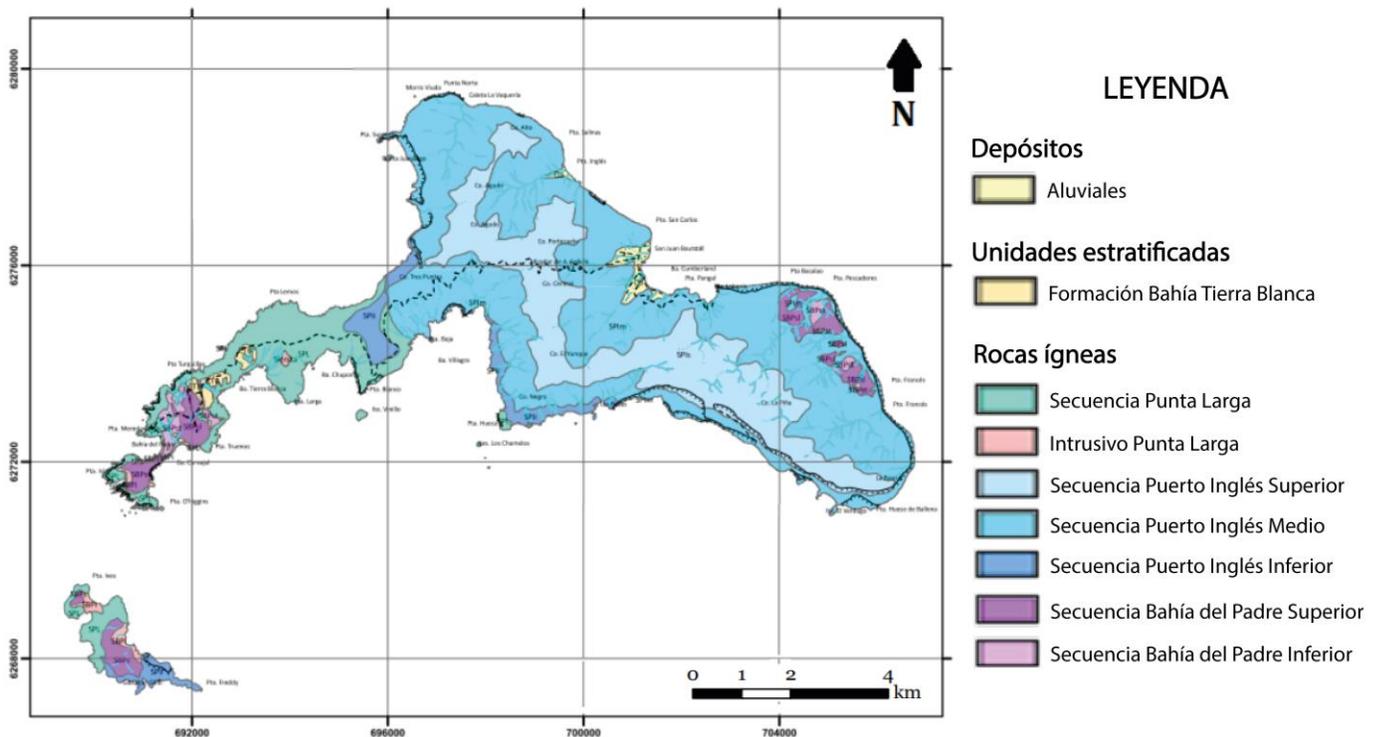


Figura 15: Mapa Geológico de las Islas Robinson Crusoe y Santa Clara. En líneas punteadas se presentan las rutas terrestres mientras que en líneas de color celeste las redes fluviales. Obtenido de Astudillo (2014).

Secuencias estratificadas

SPI: Secuencia Puerto Inglés

Según Morales (1987, como se citó en Reyes, 2012) corresponde a la sucesión predominante dentro de la Isla Robinson Crusoe, la cual viene dada por una serie de lavas basálticas con intercalación de tefras. Consta de 3 límites, Inferior, Medio y Superior, dividida de esta manera por sus características mineralógicas, texturales y estructurales. Para efectos de este estudio, se caracterizarán los límites Medio y Superior, dada la cercanía de estos con el puerto de la Isla.



Figura 16: Fotografía de la Secuencia Puerto Inglés. La parte baja del afloramiento corresponde a la Unidad Media mientras que la parte alta a la Unidad Superior (superficie actual de erosión). Obtenida de Astudillo (2014).

La Unidad Media (SPIm), es descrita por Morales (1987, como se citó en Astudillo, 2014) como una unidad compuesta por coladas de lavas basálticas con sus respectivos depósitos de brechas basales y materiales piroclásticos localmente intercalados, de colores gris-rojizo a gris-verdoso. Además, se menciona la presencia de basaltos feldespáticos y acumulaciones puntuales de materiales piroclásticos que se disponen irregularmente, en forma de lentes entre los flujos de lava, tefras de ceniza-lapilli y tobas de ceniza. Esta unidad es la de mayor extensión de la isla, distribuyéndose irregularmente en niveles topográficos medios y bajos del sector centro-oriental de la isla (Reyes, 2012).

Reyes (2012, como se citó en Astudillo, 2014) divide en tres tipos de rocas a esta unidad, en base a sus diferencias petrológicas: “Lavas de Bahía Cumberland”, correspondientes a basaltos afaníticos; “Lavas de Puerto Inglés”, correspondientes a basaltos porfíricos; y “Lavas ricas en olivino”, que son potentes columnas de coladas lávicas, basaltos y picritas porfíricas.

La Unidad Superior (SPIs) aflora en los cordones montañosos más altos de la isla, correspondiendo a flujos de lavas basálticas y sus respectivas brechas, de litología similar a SPIm, de color gris medio y las brechas monomíticas, mal seleccionadas y de clastos angulosos, menciona Morales (1987, como se citó en Astudillo, 2014). Astudillo (2014) además plantea que la escasez de fenocristales permite clasificarlos como basaltos afaníticos con presencia de vesículas y Reyes (2012, como se citó en Astudillo, 2014), expresa que dada su mineralogía y geoquímica, se pueden clasificar como basaltos alcalinos de clinopiroxeno y olivino.

En resumen, las unidades Media y Superior son similares, consistiendo en flujos de lavas basálticas con sus respectivos horizontes brechosos intercalados (solamente en la Unidad Media). Los distintos tipos de basaltos se diferencian por su contenido relativo de olivino, existiendo el rango desde basaltos picríticos a afaníticos, en función de la textura de la masa fundamental y por la abundancia de plagioclasa. Los basaltos de la Unidad Media son de color gris variando a gris rojizo y verdoso (Figura 16), mientras que en la Superior son uniformemente de color gris medio. Ambas unidades poseen cristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, llegando a grandes abundancias de olivino en la Unidad Media (hasta 38% de la roca total). Por otro lado, las brechas basales son depósitos monolitológicos, pobremente clasificados y de clastos angulares juveniles (autoclastos) (Reyes, 2012).



Figura 17: Fotografías de la Unidad Media de la Secuencia Puerto Inglés. En (A) se observa un paquete de coladas de lava tipo “Hawaiiano”, mientras que en (B) se muestran lavas de la unidad siendo intruidas por diques petrográficamente similares a la roca caja. Obtenidas de Astudillo (2014).

Depósitos

En las entradas de los valles, en lugares como la Bahía Cumberland, existe una gran diversidad de conglomerados y brechas sedimentarias. Algunos se presentan muy alterados, antiguos y afuncionales de acuerdo a la dinámica fluvial actual, mientras que otros son recientes. En general, presentan escasa estratificación y mala selección (Astudillo, 2014). Morales (1987, como se citó en Astudillo, 2014), menciona la variación de redondeamiento de los clastos dependiendo del afloramiento, que van desde redondeados a subangulosos, de tamaño métrico a gravas en matriz de gravilla, arena o limo con aporte de materia orgánica.

En tanto Reyes (2012), describe depósitos correspondientes a una serie de depósitos aluviales antiguos en relación a la dinámica fluvial actual, los cuales pueden presentar escasa estratificación en la que predominan rodados y gravas mal seleccionadas, subredondeadas a subangulares, dentro de una matriz de gravilla y arena o limo de coloración pardo claro, con aporte de materia orgánica.



Figura 18: Fotografía de conglomerados en sector Cueva de los Patriotas, Bahía Cumberland. Obtenida de Astudillo (2014).

Unidades no estratificadas

Unidades subvolcánicas basálticas

Conformadas por lopolitos, lacolitos y sills, los primeros, localizándose principalmente en las Quebradas Piedra Agujereada y Pesca de los Viejos (Astudillo, 2014). Diversidad de *sills* se presentan en Puerto Francés y Quebrada Vaquería, con características que sugieren una pertenencia a la Secuencia Bahía del Padre. Todos estos cuerpos anteriormente nombrados, intruyen a SPIm y parecieran pertenecer a la Secuencia Bahía del Padre (SBP) (Reyes, 2012). Estos corresponden a basaltos de color gris oscuro porfíricos, con fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa en una masa fundamental afanítica. En algunos de estos cuerpos se observan notorios enclaves ultramáficos, los que a partir de su mineralogía, se pueden clasificar como lherzolitas de espinela (Reyes, 2012).

Diques

Los diques de la SPI son de composición similar a la roca de caja (Figura 19), sus contactos se observan nítidos y presentan disyunción columnar. Generalmente, presentan inclinaciones cercanas a los 90° y espesores que llegan hasta los 2 m. (Astudillo, 2014). Por otra parte, Reyes (2012) destaca la existencia de enclaves ultramáficos en un dique en Punta San Carlos, el cual atraviesa a SPIm, siendo estos de carácter subangular a subredondeados, compuestos de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y opacos.



Figura 19: Fotografía de la SPIm en Santa Clara. La unidad se encuentra intruida por múltiples diques. Obtenida de Astudillo (2014).

Reyes (2012, como se citó en Astudillo, 2014) define los denominados “Diques de Bahía Cumberland”, los cuales corresponden a basaltos afaníticos con fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno. En cuanto a su masa fundamental, esta es muy diferente a las rocas de caja, por lo que se podrían tratar de diques alimentadores de la SPIs. Además, presentan enclaves ultramáficos de dunita de plagioclasa.

Petrografía de las rocas ígneas de la Isla Robinson Crusoe

Secuencia Puerto Inglés (SPI): Unidad Media

La Unidad Media de esta secuencia es la unidad de mayor volumen en la Isla Robinson Crusoe, la que se caracteriza por potentes pilas compuestas de numerosas coladas de lava, en conjunto a sus respectivos niveles brechosos basales (Reyes, 2012). Dada la gran extensión de esta unidad, existen diferencias petrográficas en las muestras analizadas por Reyes (2012) de acuerdo a la localización en que fueron extraídas. En dicho estudio, la descripción es separada de acuerdo al criterio de localización y similitud petrográfica, sin embargo, aquí se presentarán solamente la caracterización de las

muestras pertenecientes a la Bahía Cumberland (y zonas cercanas a esta), dado que es el sector de interés de este estudio.

Las lavas de la Bahía Cumberland son descritas por Reyes (2012) como basaltos afaníticos, vesiculares (de 10-45% de la roca total), con muy escasos fenocristales anhedral de olivino, con alteración en sus bordes a iddingsita (<1 a 2%), y clinopiroxeno (<1 a 1%), junto a cristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa (<1 a 1%). En una muestra en específico, fue posible identificar la presencia de una textura glomeroporfírica, mientras que en otra se identificaron bordes de reabsorción en cristales de olivino.

En cuanto a la masa fundamental, esta se encuentra formada por microlitos euhedrales a subhedrales de plagioclasa (15 -20% de la roca total) en conjunto de clinopiroxeno anhedral (5-20%), opacos anhedral (6-14%, con presencia de ilmenita en una de las muestras) y olivino anhedral completamente alterado a iddingsita (1-9%). Posee también cantidades importantes de vidrio intersticial desde 14 a 53%, como se aprecia en la Figura 20 (Reyes, 2012).

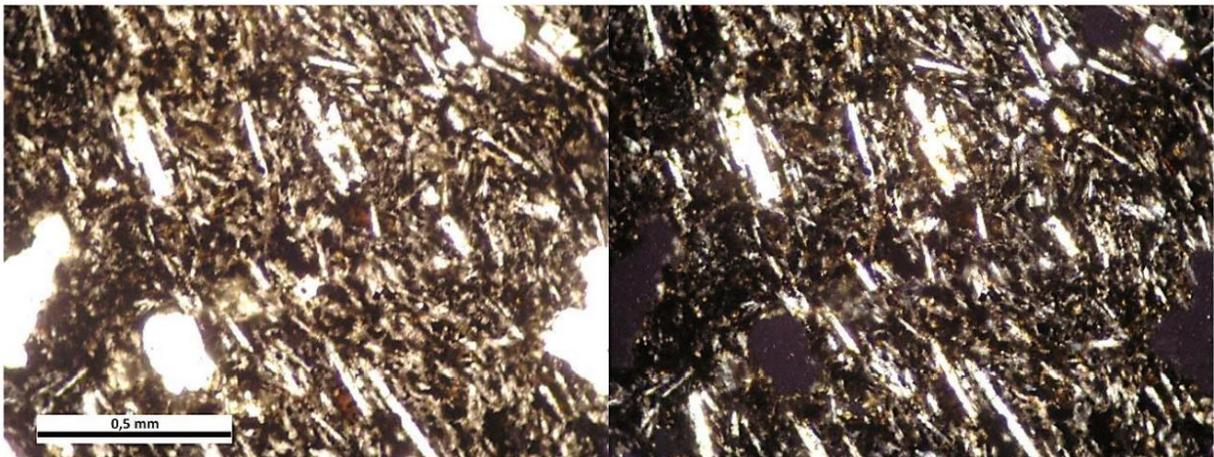


Figura 20: Microfotografías en luz transmitida a nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de un corte transparente del grupo “Lavas de Bahía Cumberland” de la Unidad Media de la Secuencia Puerto Inglés. Se puede observar la masa fundamental de la roca rica en vidrio, junto con microlitos de plagioclasa y escasos fenocristales. Obtenidas de Reyes (2012).

“Los Diques de la Bahía Cumberland”, según Reyes (2012), son por lo general basaltos afaníticos (salvo una de las muestras, la cual presenta textura glomeroporfírica), con presencia variable de fenocristales de plagioclasa zonada euhedral a subhedral (<1 a 7%), olivino anhedral a subhedral con bordes alterados a iddingsita (<1 a 2%, con reabsorción en una de las muestras) y generalmente clinopiroxeno anhedral (0-3%). La mayoría de estas rocas poseen vesículas en proporción variable, que va entre 0-20% con respecto a la roca total.

En tanto, la masa fundamental de estos diques es diferente al conjunto de lavas pertenecientes a dicha localidad, caracterizándose por poseer textura intergranular (Figura 21-A) compuesta por microlitos euhedrales de plagioclasa (28-52%) en conjunto a pequeños cristales de titanogaugita anhedral (23-26%), olivino anhedral alterado a iddingsita (6-17%) y opacos (6-10%), destacando la presencia de ilmenita en algunas muestras. Cabe mencionar además la presencia de textura subofítica en dos muestras de este grupo (Figura 21-B), y de vidrio en otra (7%) (Reyes, 2012).

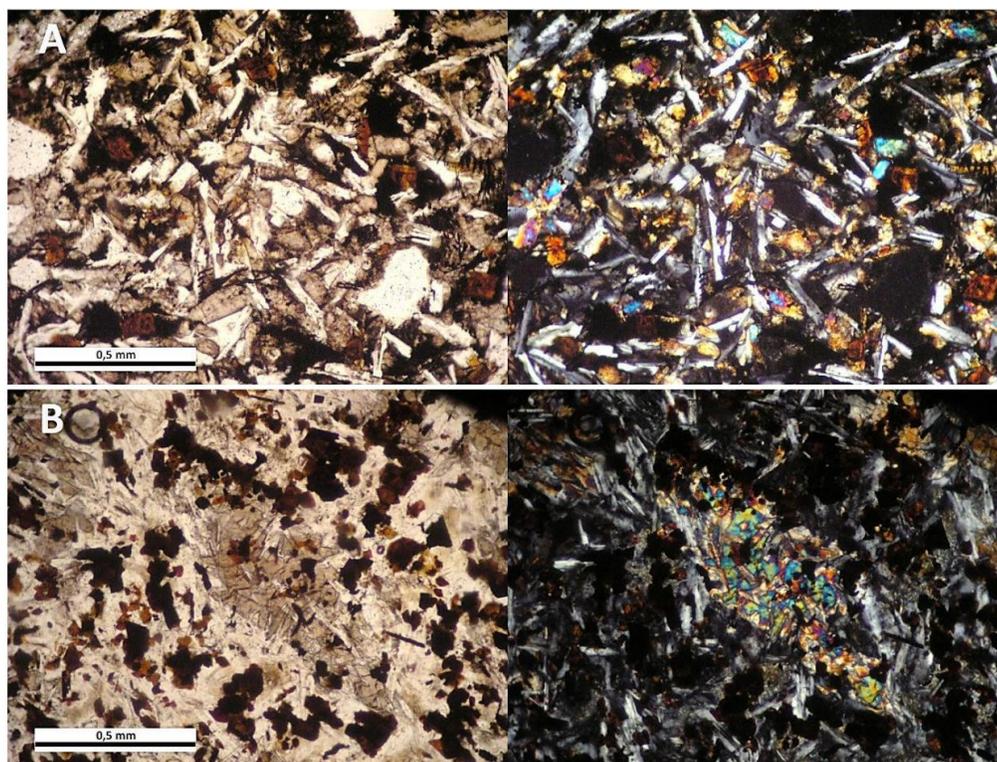


Figura 21: Microfotografías en luz transmitida a nícoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de cortes transparentes del grupo “Diques de Bahía Cumberland” de la Unidad Media de la Secuencia Puerto Inglés. Se puede observar en la muestra (A) la masa fundamental con textura intergranular, mientras que en la muestra (B) cristales de titanogaugita y plagioclasa en textura subofítica. Obtenidas de Reyes (2012).

Por su parte, las muestras del grupo “Lavas de Puerto Inglés” y Bahía Pangal, corresponden a basaltos porfíricos (a excepción de una muestra afanítica), con vesículas (8-20% con respecto a la roca total, a excepción de una muestra de dique que no posee vesículas), con fenocristales de plagioclasa zonada euhedral (2-18%), olivino subhedral a euhedral (1-12%, evidentemente alterado en bordes a iddingsita) y clinopiroxeno anhedral (1-11%, siendo titanogaugita zonada para una de las tantas muestras). Cabe destacar la presencia de textura glomeroporfírica en algunas de las muestras (Figura 22-A) (Reyes, 2012).

En cuanto a su masa fundamental, esta se encuentra compuesta de microlitos de plagioclasa euhedrales (15-44%), clinopiroxeno anhedral (10-32%), identificado por sus características ópticas como titanogaugita (Figura 22-B), olivino anhedral reemplazado en su totalidad por iddingsita (3-13%) y minerales opacos (5-15%), observándose la presencia de ilmenita en algunas muestras. Es posible observar, la presencia de vidrio intersticial (1-20%) y texturas pilotaxítica, traquítica e intergranular en ciertas muestras (Reyes, 2012).

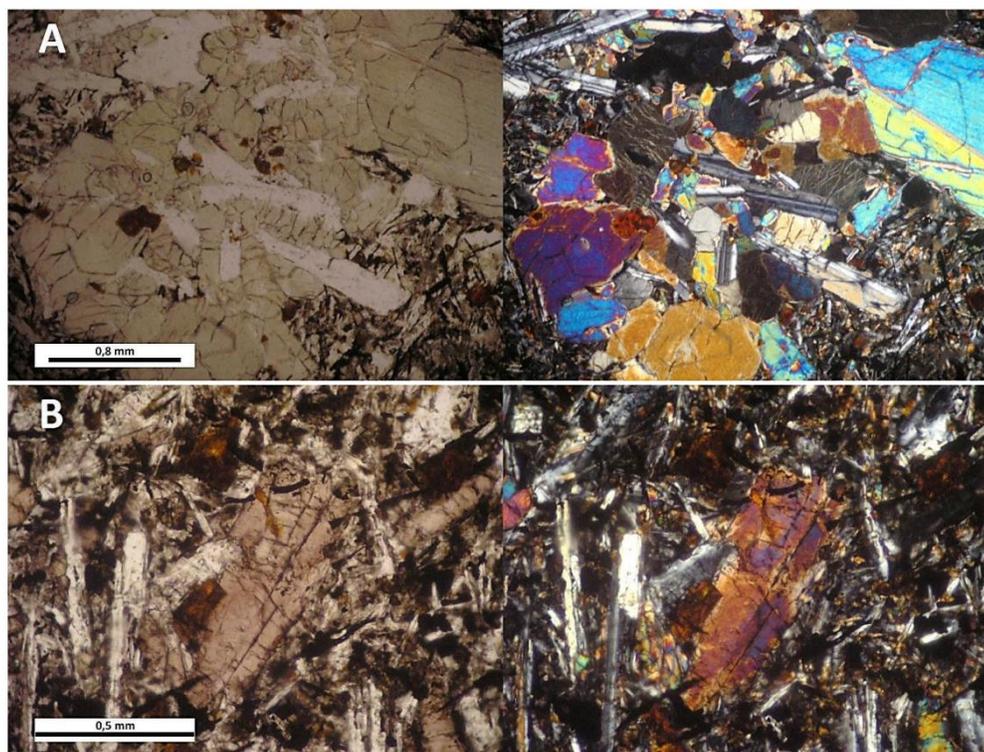


Figura 22: Microfotografías en luz transmitida a nícoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de cortes transparentes del grupo “Lavas de Puerto Inglés”, de la Unidad Media de la Secuencia Puerto Inglés. En (A) se observa una textura glomeroporfírica ocasional, mientras que en la muestra (B) se observa un cristal de titanogaugita dentro de la masa fundamental. Obtenidas de Reyes (2012).

Finalmente, las “Lavas ricas en olivino” pertenecientes a esta unidad, se presentan en diversas localidades de la isla como parte de las columnas de coladas lávicas características de la SPIm. Estas corresponden a basaltos y picritas porfíricas con abundancia en fenocristales subhedrales de olivino de 20-35% con respecto a la roca total (Figura 23-A), alterados a iddingsita de manera leve en sus bordes, presentando de manera ocasional reabsorción (Figura 23-B). Estos se encuentran inmersos en una masa fundamental de textura subofítica o intergranular, la cual esta compuesta por microlitos zonados de plagioclasa euhedral (30-35%), además de cristales anhedral de titanoaugita (19-28%), olivino (3-4%) y opacos (4-10%), donde en una de las muestras se observa la presencia de ilmenita, que posee también un 7% de vidrio intersticial (Reyes, 2012).

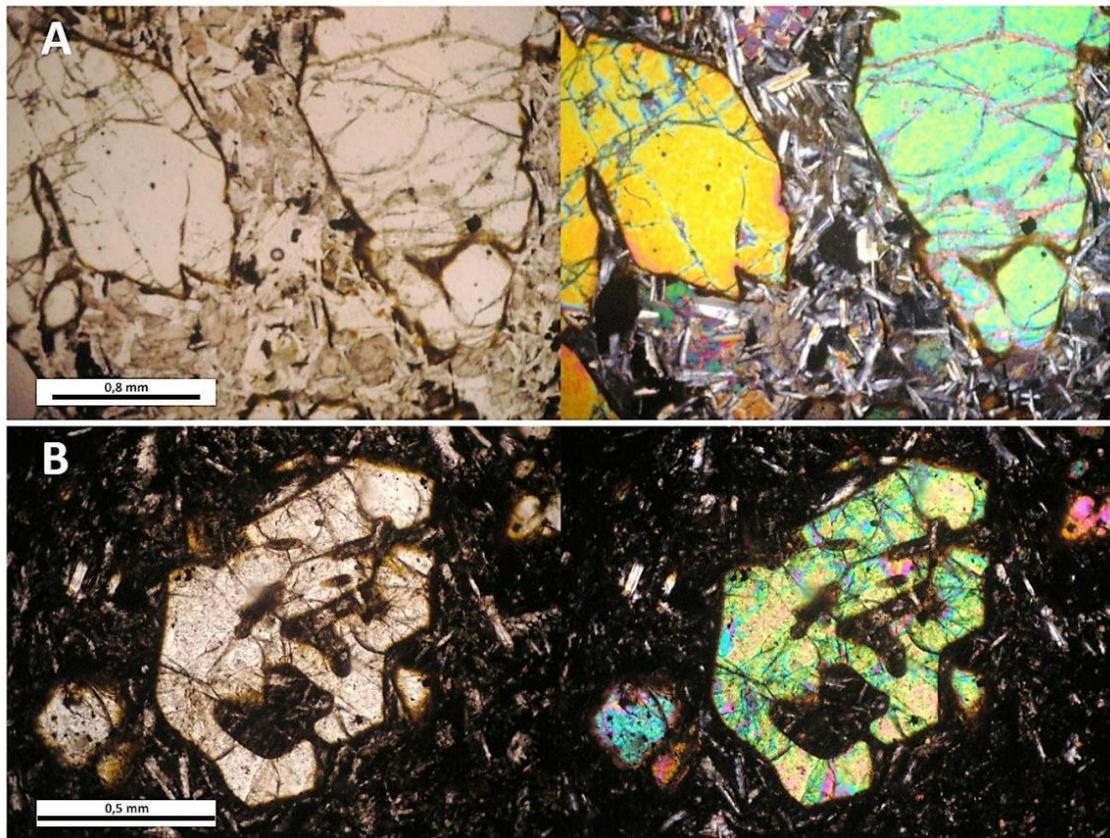


Figura 23: Microfotografías en luz transmitida a nícoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de cortes transparentes del grupo “Lavvas ricas en olivino” de la Unidad Media de la Secuencia Puerto Inglés. En (A) se observan grandes fenocristales de olivino de hasta 35% de abundancia, mientras que en la muestra (B) se observan bordes de reabsorción en fenocristales de olivino. Obtenidas de Reyes (2012).

Secuencia Puerto Inglés (SPI): Unidad Superior

Por parte de la Unidad Superior de la Secuencia Puerto Inglés, según (Reyes, 2012) estas son lavas caracterizadas por la escasez en fenocristales, por lo que son clasificadas como basaltos afaníticos. Estas presentan vesículas en un rango de 2-20% y, en cuanto a sus fenocristales observados, estos corresponden a plagioclasas euhedrales a subhedrales (1% de la roca total), clinopiroxeno subhedral (<1-2%) y olivino anhedral (<1-2%), donde el olivino presenta bordes alterados a iddingsita. En general, los fenocristales presentan una tendencia a formar agregados glomeroporfíricos, principalmente entre plagioclasa y clinopiroxeno, como se observa en la Figura 24 (Reyes, 2012).



Figura 24: Microfotografías en luz transmitida a nícoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de un corte transparente de la Unidad Superior de la Secuencia Puerto Inglés. Es posible observar una textura glomeroporfírica formada por fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno. Obtenidas de Reyes (2012).

En cuanto a la masa fundamental, en general esta es intergranular como se observa en la Figura 25-A, y se encuentra formada por microlitos euhedrales a subhedrales de plagioclasa (42-44%), además de pequeños cristales de titanogaugita (10-38%), olivino alterado a iddingsita (2-10%) y opacos (6-15%), con presencia de ilmenita en muestras ricas en titanogaugita. Algunas de las muestras poseen baja presencia de vidrio intersticial (2-6%). En general, microlitos de plagioclasa forman textura pilotaxítica en proximidad a bordes de fenocristales y cúmulos glomeroporfíricos. Se puede observar alteración a óxidos de Fe-Ti en zonas muy vesiculares de las muestras, como se muestra en la Figura 25-B (Reyes, 2012).

De acuerdo con la mineralogía anterior, especialmente dada la presencia de titanogaugita e ilmenita en la masa fundamental, se puede caracterizar de manera petrográfica a estas rocas como basaltos alcalinos de clinopiroxeno y olivino (Reyes, 2012). Lo anterior es interpretado, a partir de las características petrográficas de esta unidad con respecto a la Unidad Media, como que las rocas de la Unidad Media, denominadas “Diques de Bahía Cumberland”, corresponderían a diques alimentadores de la Unidad Superior (Reyes, 2012).

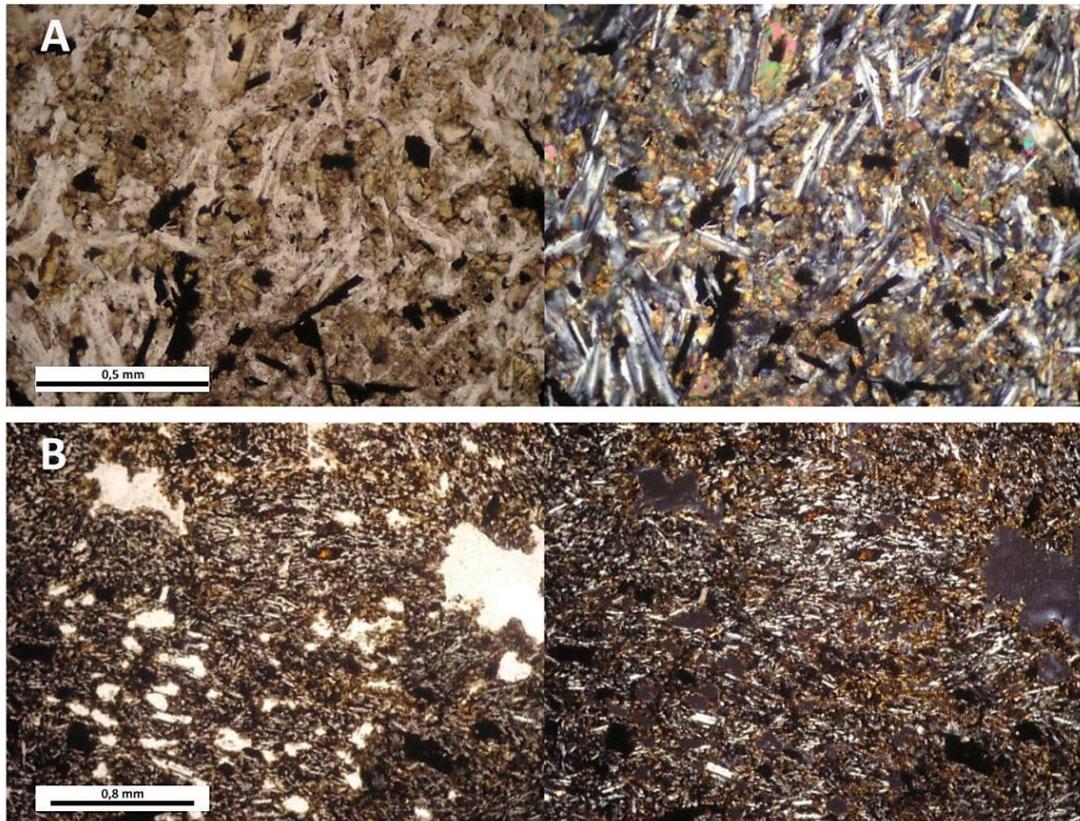


Figura 25: Microfotografías en luz transmitida a nícoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de cortes transparentes de la Unidad Superior de la Secuencia Puerto Inglés.

En (A) es posible observar una textura intergranular entre plagioclasa y titanogaugita, junto con cristales aciculares de ilmenita, mientras que en (B) se aprecian vesículas con alteración a óxidos de Fe-Ti en sus cercanías, además de una orientación preferente en la disposición de los microlitos de plagioclasa. Obtenidas de Reyes (2012).

2.2.4. Puerto de Ancud

El puerto de Ancud se ubica aproximadamente a una latitud de $41,86637^{\circ}\text{S}$ y a una longitud de $73,83124^{\circ}\text{O}$ en la ciudad de Ancud perteneciente a la Isla Grande de Chiloé, Región de los Lagos, Chile. Las unidades y depósitos de interés en la zona se señalan a continuación, en base al mapa geológico de Antinao et al. (2000) de la Figura 26.

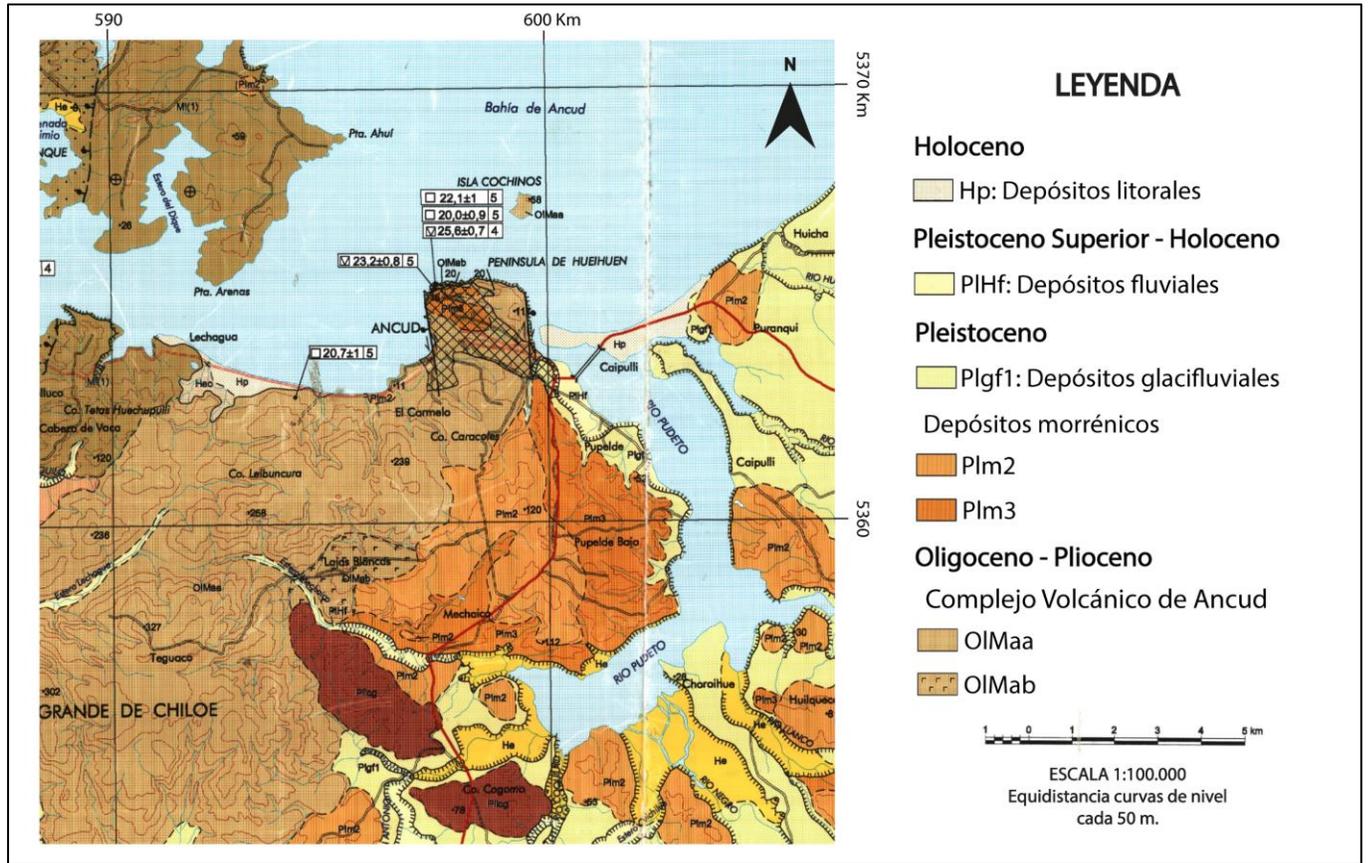


Figura 26: Extracto de Mapa Geológico del Área de Ancud-Maullín. Región de Los Lagos. Modificado de Antinao et al. (2000).

Holoceno

Hp: Depósitos litorales

Corresponden a arenas y gravas, bien seleccionadas, de clastos redondeados con formas esféricas y discoidales. Los depósitos fueron producidos por agradación gracias al continuo oleaje, presentando estratificación maciza, planar horizontal, con imbricación buzante al mar. Los clastos contenidos están formados principalmente por cuarzo y rocas volcánicas y en menor medida, rocas metamórficas e intrusivas. De manera local, los depósitos incluyen niveles centimétricos de arenas ricas en magnetita y epidota. Estos

se ubican en una franja de entre 50 m y 2 km de ancho en las costas del golfo Coronados y en las bahías de Guapacho y Cocotué (Antinao et al., 2000).

Pleistoceno Superior - Holoceno

PIHf: Depósitos fluviales

Formados por sedimentación producto de antiguos cursos fluviales los cuales formaron terrazas de hasta 10 metros de altura por sobre los cauces fluviales actuales. Compuestos por gravas de buena a moderada selección, bien redondeadas y, en parte, imbricadas, en una matriz de arena gruesa. Compuestos por gravas de buena a moderada selección, bien redondeadas y, en parte, imbricadas, en una matriz de arena gruesa. Poseen estratificación planar horizontal, cruzada y granodecreciente hasta limos laminados. Se presentan también estructuras de canales y barras (Antinao et al., 2000).

Pleistoceno

PIgf1: Depósitos glacifluviales

Compuestos por gravas clastosoportadas de moderada a buena selección, subredondeadas a redondeadas, en una matriz de arena gruesa. La mayoría de los clastos andesíticos y dacíticos, no presentan cáscaras de meteorización, a excepción de algunos clastos graníticos, que según Antinao et al. (2000), posiblemente se deberían al retrabajo de sedimentos más antiguos. Cabe destacar que, en algunos de estos clastos, son distinguibles facetas y estrías glaciales. Estos depósitos alcanzan espesores de hasta 20 m, con estratificación planar horizontal, granodecreciente y cruzada, con presencia además de lentes de arena (Antinao et al., 2000).

PIIm2: Depósitos morrénicos

Correspondientes a diamictos glaciales ("till") macizos, muy heterogéneos, principalmente matriz-soportados y mal seleccionados. Estos incluyen sedimentos glacifluviales y litorales, siendo los clastos, predominantemente de redondeados a subredondeados, presentando localmente, estrías y facetas glaciales, estando inmersos dentro de una matriz de limo y arena fina, compactada y cementada, de coloración pardo-rojizo. Los clastos que los componen, en general se encuentran frescos y, ocasionalmente, presentan cáscaras concéntricas de meteorización, que van desde 1 a 3 mm de espesor. Cabe destacar que por sobre estos, se encuentra un suelo de 1 a 4 m de espesor, el cual probablemente sea derivado de depósitos piroclásticos (Antinao et al., 2000).

Plm3: Depósitos morrénicos

Estos depósitos se componen de gravas polimícticas, siendo mal estratificados, y matriz-soportados, con clastos subangulares a subredondeados inmersos en una matriz de arcillas, de coloración pardo oscuro. Los clastos que los componen están formados por rocas volcánicas meteorizadas, de coloración roja, amarilla y naranja. Los depósitos presentan un espesor métrico, presentando estructuras fisibles. Dado lo anterior, es que se menciona en Antinao et al. (2000), que estos posiblemente se traten de "till" de deposición basal. Los clastos de facies más gruesas exhiben una intensa meteorización, con cáscaras concéntricas de 3 a 6 mm de espesor, con un 10% de estos con una meteorización moderada (Antinao et al., 2000).

Oligoceno – Plioceno

OIMa: Complejo Volcánico de Ancud

Es definido por Valenzuela (1982, como se citó en Antinao et al., 2000), como un conjunto de rocas volcánicas, las cuales comprenden lavas macizas y brechosas, tobas, domos, cuellos volcánicos, diques y escasas rocas clásticas con componentes volcánicos, cuyos afloramientos se pueden apreciar en el hemisferio noroccidental de la Isla Grande de Chiloé, preferentemente en colinas y acantilados costeros de Ancud, Polocue, Cocotué, entre otros.

En el área de Ancud afloran lavas (OIMaa) de composición basáltica y andesítico-basáltica, las cuales se encuentran localmente cortadas por cuellos volcánicos y diques, de similar composición, además de domos riolíticos a dacíticos. A escala microscópica, las lavas presentan textura porfírica seriada, con fenocristales de ortopiroxeno y olivino en una masa fundamental intersertal, con microlitos de plagioclasa y piroxeno intersticial. De manera local, presentan amígdalas y fracturas rellenas con sílice criptocristalina y/o alteración a calcita, siderita e hidróxidos de Fe, siendo estos últimos, producto de la oxidación de pirita. Los cuellos volcánicos por su parte presentan textura afanítica, microtraquítica, con microcristales de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y escaso vidrio (Antinao et al., 2000).

Por otra parte, en las cercanías del Fuerte San Antonio de Ancud y en el área de Pumillahue-Duhatao, el complejo incluye tobas y domos (OIMab), de composición riolítica a dacítica, localmente cortadas por cuellos volcánicos. Las tobas poseen fragmentos tabulares y orientados de pómez, cristales de plagioclasa, sanidina y líticos volcánicos, en conjunto de restos de madera carbonizada, dentro de una matriz de ceniza lítica a vítrea, lo que sugiere según Antinao et al. (2000), una deposición por flujos piroclásticos. Los

domos por su parte son vítreos, de coloración gris a negro, con textura local fluidal, con escasos cristales de plagioclasa (Antinao et al., 2000).

A continuación, se caracterizará en mayor profundidad el Complejo Volcánico Ancud (CVA).

Complejo Volcánico Ancud (CVA)

Las rocas ígneas existentes en área del puerto de Ancud corresponden a volcanitas pertenecientes al Complejo Volcánico Ancud (CVA) (Henríquez, 2016). Galli y Sanchez (1960, como se citó en Henríquez, 2016) fueron los primeros en introducir el CVA (Figura 27), definiéndolo como un conjunto de lavas, flujos piroclásticos, brechas, domos, cuellos volcánicos y diques, en un rango composicional de básico-intermedio a riolítico, cuyos afloramientos se presentan en el sector noroccidental de la Isla Grande de Chiloé. Estos afloramientos, según Antinao et al. (2000), son encontrados en especial en las colinas y acantilados costeros de Ancud, en la península de Lacui y en Cocotué.

Este complejo presenta dos dominios de acuerdo con la composición y estilos eruptivos. En la zona norte del CVA, a la cual pertenece Ancud, se conforma preferentemente de lavas y cuerpos subvolcánicos de composición básica a intermedia, mientras que la región sur-occidental, la componen rocas piroclásticas y en menor presencia lavas, ambas de composición riolítica (Henríquez, 2016).

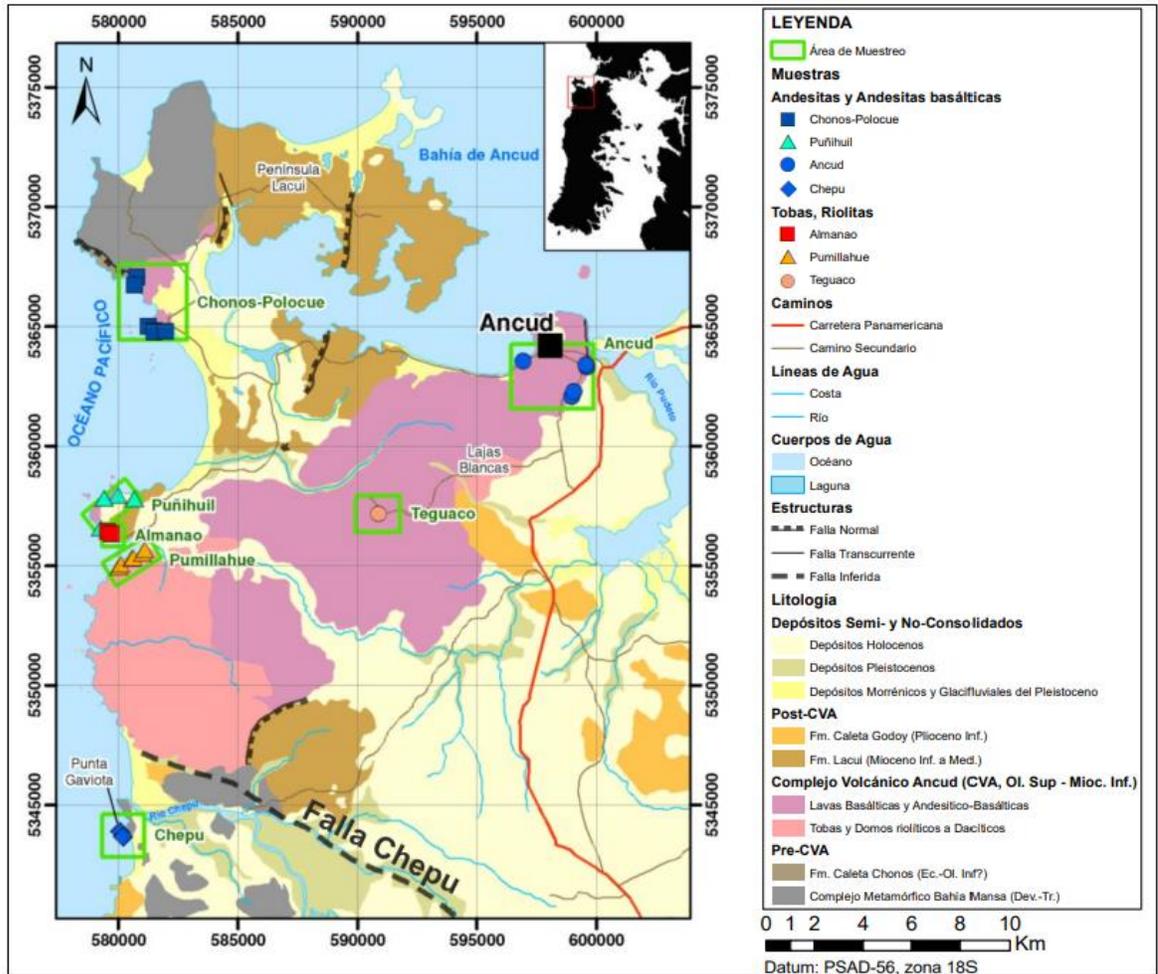


Figura 27: Mapa de la distribución del Complejo Volcánico Ancud. Se señalan las ubicaciones de las muestras y localidades estudiadas por Henríquez (2016). Obtenida de Henríquez (2016).

Dentro de la actividad volcánica de composición básica a intermedia (ubicada en el sector norte del complejo) se encuentran predominantemente lavas de tipo afaníticas, subordinadamente porfíricas, y aparatos alimentadores volcánicos, como cuellos y diques que presentan ocasionalmente textura microcristalina (Henríquez, 2016).

Andesitas basálticas y Andesitas del sector de Ancud

Estas son definidas en Henríquez (2016) como las rocas que afloran en la ciudad de Ancud y sus alrededores, así como también los afloramientos que se pueden encontrar en el camino interior que conecta la ciudad de Ancud con el sector Teguaco (localidad

demarcada en la Figura 27), el que se caracteriza por presentar afloramientos expuestos al costado de los caminos.

En este sector no se observaron estructuras alimentadoras o cuellos volcánicos, sin embargo, se identificaron evidencias de coladas de lavas (Figura 28) con vesículas de hasta 4 cm, con clara deformación y orientación de flujo, actuando conjuntamente con los procesos de desgasificación (Henríquez, 2016).

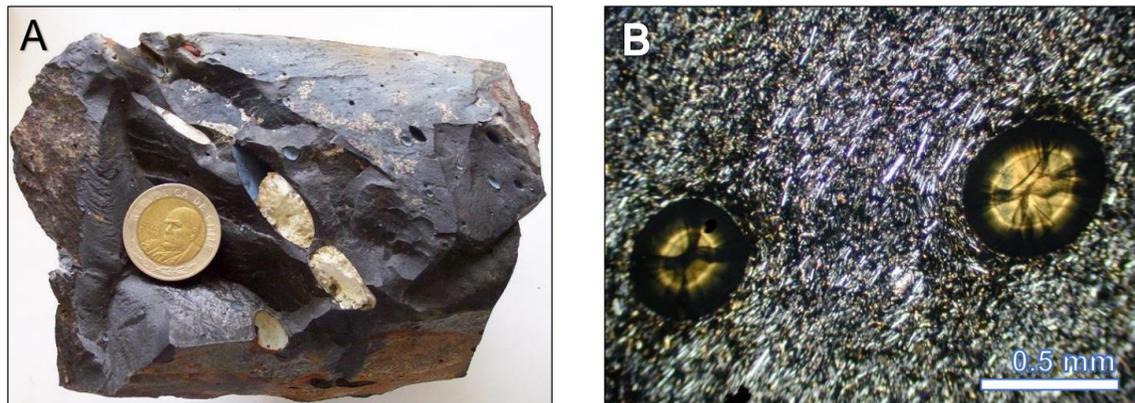


Figura 28: Fotografía (A) de una andesita basáltica del sector de Ancud y microfotografía (B) de su corte transparente a luz transmitida en nícoles cruzados. En (A) se observan vesículas y amígdalas milimétricas a centimétricas, rellenas por carbonatos, mientras que en (B) se observan vesículas rellenas por hidróxidos de hierro secundarios. Obtenidas de Henríquez (2016).

Las lavas de la localidad de Ancud son clasificadas por Henríquez (2016), como andesitas basálticas y andesitas, con textura afanítica y microporfírica.

Las lavas microporfíricas son caracterizadas por la presencia de fenocristales de principalmente dos tipos: clinopiroxeno (4-6%) y plagioclasa (13-18%), mientras que la mineralogía de la masa fundamental presenta una evidente afinidad con lo identificado en los fenocristales, presentando microlitos de plagioclasa (~60%) y clinopiroxeno (~5%), incluyendo minerales opacos (~10%) (Henríquez, 2016).

Las lavas afaníticas por su parte presentan las mismas fases minerales, sin embargo, su participación modal varía, reflejando un menor índice de color, debido a un aumento relativo de microlitos de plagioclasa de hasta un 85%, y una disminución en

máficos correspondientes a clinopiroxeno (7%) y minerales opacos (8%) (Henríquez, 2016). De las descripciones anteriores, cabe destacar la ausencia de ortopiroxeno, los cuales sí están presentes en muestras de otras zonas del CVA en el estudio de Henríquez (2016).

En cuanto a sus texturas, las lavas afaníticas presentan plagioclasas con textura traquítica a subtraquítica como se observa en la Figura 29-A, además de en ocasiones presentar amígdalas con rellenos de hidróxidos de hierro y carbonatos. Por otro lado, en las lavas porfíricas, se observan texturas traquíticas en la masa fundamental, además de fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno con evidencias de enfriamiento brusco y/o disequilibrios magmáticos, con textura sieve, coronas de reacción y bordes de sobrecrecimiento, observables en la Figura 29-B (Henríquez, 2016).

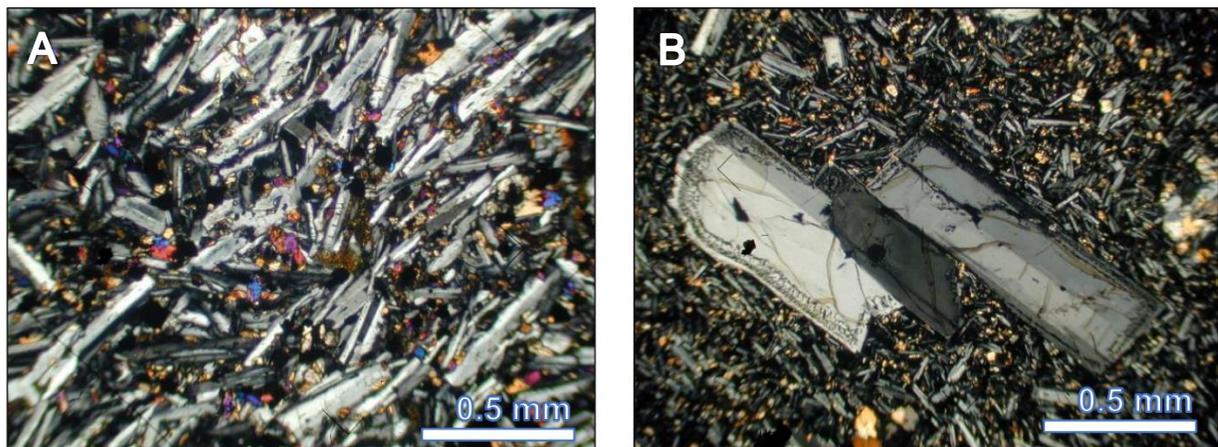


Figura 29: Microfotografías a luz transmitida en nícoles cruzados de cortes transparentes de muestras del sector de Ancud. En (A) se observa en una Andesita basáltica una textura subtraquítica, siendo la masa fundamental compuesta por microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno, mientras que en (B) se observa un fenocristal de plagioclasa con borde con textura sieve y sobrecrecimiento. Obtenidas de Henríquez (2016).

A partir de lo anterior es que Henríquez (2016), deduce que las lavas del sector Ancud, se componen de un sistema mineralógico simple, el cual posee como asociación petrogenética a 3 fases minerales, correspondientes a plagioclasa, clinopiroxeno y minerales opacos, asociando sus variaciones modales petrográficas a variaciones composicionales de las rocas en el sector. Menciona además los principales minerales de alteración identificados, siendo estos clorita (alterando selectivamente a clinopiroxenos),

epidota presente de forma diseminada uniformemente o rellenando vesículas, hidróxido de hierro en bordes de vesículas y calcita rellenando vesículas.

Como conclusiones petrográficas preliminares a partir de la caracterización anterior, Henríquez (2016) destaca entre otras cosas las siguientes observaciones:

- La no identificación de fases hidratadas, como anfíbol o biotitas en el miembro básico del CVA.
- La presencia en las lavas de Ancud de vesículas y amígdalas deformadas en dirección a una textura de flujo traquítica al microscopio.
- La presencia areal reducida del miembro ácido del CVA en el Fuerte San Antonio en la ciudad de Ancud, correspondiente a volcanismo sub-aéreo, predominantemente de tipo explosivo, el cual es representado por extensos flujos piroclásticos.
- Olivino no fue reconocido dentro de las lavas de Ancud.
- En Ancud, fue favorecida la cristalización de clinopiroxeno por sobre ortopiroxeno, para la generación posterior como última fase en cristalizar, los minerales opacos, presumiblemente óxidos de Fe-Ti, rellenando espacios intersticiales y/o asociados a la masa fundamental.
- Magmas máficos del CVA poseían un bajo estado de hidratación.

Henríquez (2016) menciona además la presencia de facies de alteración en forma de relleno secundario amigdaloidal y en fracturas en las andesitas de Ancud.

Una descripción más exhaustiva de las lavas a las que pertenece la andesita basáltica de la Figura 28, la cual fue encontrada en la ruta W-240 (que une la ciudad de Ancud hacia el sur con el cerro Caracoles) las presenta como lavas vesiculares con textura de flujo, presencia de amígdalas elongadas de tamaño variable, desde algunos milímetros hasta aproximadamente 4 cm de longitud, compuestas por una fase de color negro en el borde con relleno central de principalmente calcita y ocasionalmente de un segundo mineral color beige, correspondiente a oligonita (variedad de siderita rica en manganeso) como se observa en la Figura 30. Se reconocieron además piritas en fracturas y pátinas de hidróxidos de Fe y Mn dentro de la misma muestra con amígdalas rellenas con carbonatos (Figura 28-A) (Henríquez, 2016).



Figura 30: Fotografía de cristales de oligonita en amígdalas pertenecientes a la andesita basáltica del sector de Ancud. Obtenida de Henríquez (2016).

A partir de análisis de difracción de rayos X (DRX) hacia el relleno de las amígdalas, se obtuvieron resultados coherentes con lo observado en microscopio (Figura 31-A), correspondiente a bordes de hidróxidos de hierro y carbonatos (calcita y oligonita). Además, se observó como relleno de amígdalas, epidota de menor tamaño (Figura 31-B) (Henríquez, 2016).

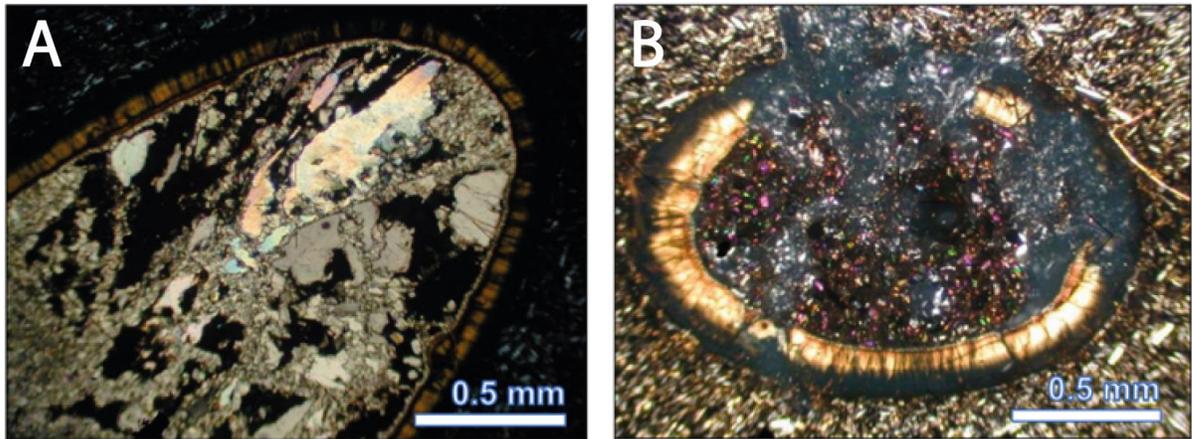


Figura 31: Microfotografías de un corte transparente a nícoles cruzados en luz polarizada plana. En (A) se observa una amígdala rellena por calcita con borde de hidróxido de Fe, mientras que en (B) una amígdala rellena por epidota, con borde de hidróxido de Fe. Obtenida de Henríquez (2016).

Henríquez (2016), relaciona el hecho de encontrar en rocas volcánicas básicas siderita (variedad rica en Mn de la oligonita) en amígdalas, además de piritita precipitada en fracturas en forma de finas láminas con cristales de hábito subhedral a anhedral y frambooidal, con un aporte de fluidos pertenecientes a una cuenca con influencia marina.

La plagioclasa de la andesita basáltica de Ancud presenta un amplio rango de composición intermedia en los campos de labradorita y andesita. Este mineral es propenso a presentar texturas de desequilibrio en el miembro básico-intermedio del CVA, correspondiendo habitualmente a texturas de desequilibrio magmático tipo sieve, coronas de reacción y sobrecrecimiento. El quiebre en las concentraciones de Fe en plagioclasa, se podría deber a la aparición de titanomagnetita e ilmenita en la secuencia de cristalización, lo que generaría la disminución de Fe hacia el extremo sódico de la plagioclasa (Henríquez, 2016).

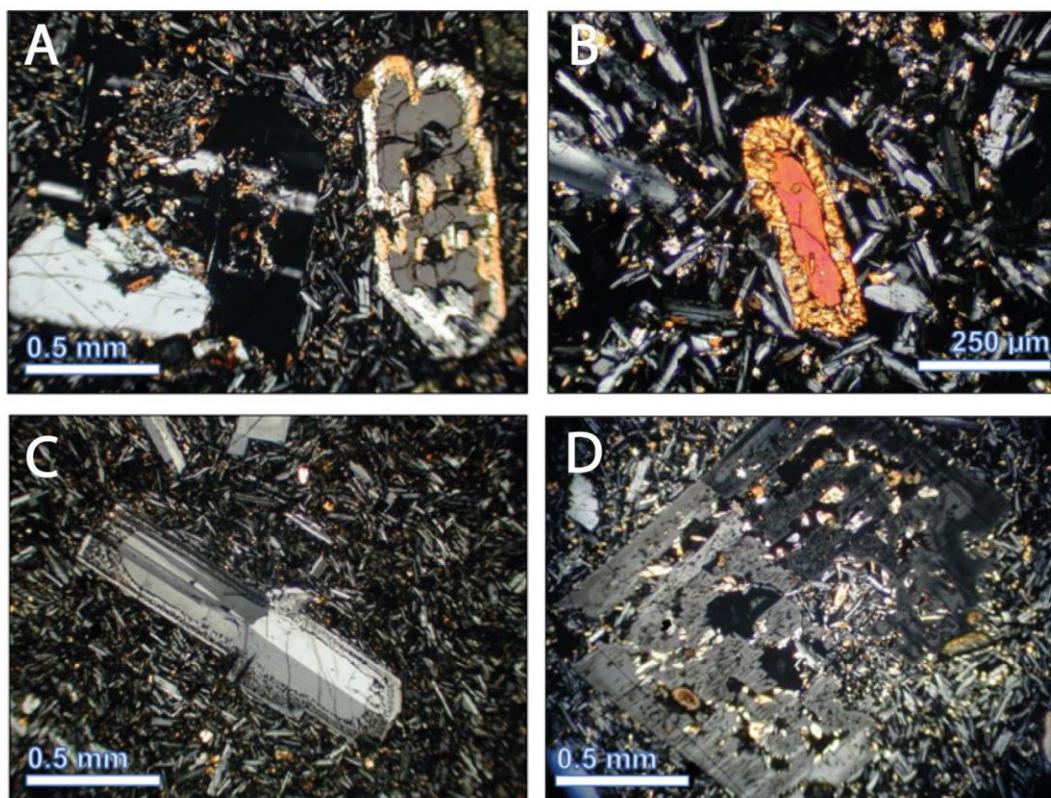


Figura 32: Microfotografías de un corte transparente a nícoles cruzados en luz transmitida, pertenecientes a una muestra de la localidad de Ancud. Obtenidas de Henríquez (2016).

A continuación, se presenta una breve descripción de cada una de las microfotografías de la muestra de la Figura 28 perteneciente a la localidad de Ancud, de la cual se quisieron estudiar sus microtexturas:

- **A:** Se observa un fenocristal de clinoenstatita con sobrecrecimiento de augita, además de piroxenos y plagioclasas con textura de sieve.
- **B:** Se observa un fenocristal de augita en su centro con sobrecrecimiento de pigeonita y una segunda fase de augita en la masa fundamental.
- **C:** Se observa un fenocristal de plagioclasa (andesina) con borde de textura esponjada o corona de reacción y sobrecrecimiento (labradorita).
- **D:** Se observa un fenocristal de plagioclasa con textura de sieve y con una intensa disolución, relleno además de microlitos y augita.

El clinopiroxeno fue reconocido como fase tamaño fenocristal presentando textura glomeroporfírica y en la masa fundamental. Sus fenocristales presentan un elevado grado de disolución o evidencias de disequilibrios magmáticos presentándose con textura sieve, embahiamientos, bordes de disolución y sobrecrecimiento, en particular, se observó un fenocristal con textura de tamiz, disolución intensa y bordes de sobrecrecimiento, como se muestra en la Figura 32-A. Los análisis de este fenocristal indicaron sobrecrecimiento de clinopiroxeno (augita) en el borde, y clinoenstatita en el centro corroído del fenocristal, resultado relevante debido a que clinoenstatita no es un mineral frecuente en rocas de arco volcánico (Henríquez, 2016). Por otra parte, en otro fenocristal de clinopiroxeno se observó borde de reacción tipo corona con cristalización de otra fase de piroxeno, identificándose augita en el núcleo de este, pigeonita para la fase de la corona y una segunda fase de augita en la masa fundamental (Figura 32-B) (Henríquez, 2016).

En cuanto a las plagioclasas, estas exhibieron texturas de disequilibrio magmático especialmente en fenocristales (15% en dicha muestra). Fueron reconocidas plagioclasas elongadas, macladas y de aspecto fresco, con coronas de reacción como se observa en la Figura 32-C (Henríquez, 2016). También fueron observados fenocristales de plagioclasa con disolución intensa en textura de sieve, la que permitió el ingreso de fundido en las cavidades para la cristalización de microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno en su interior (Figura 32-D) (Henríquez, 2016).

2.2.5. Puerto de Puerto Montt

El puerto de Puerto Montt se encuentra aproximadamente a una latitud de 41,48452°S y a una longitud de 72,95962°O perteneciendo a la Región de Los Lagos, Chile. Las unidades y depósitos de interés en la zona se señalan a continuación.

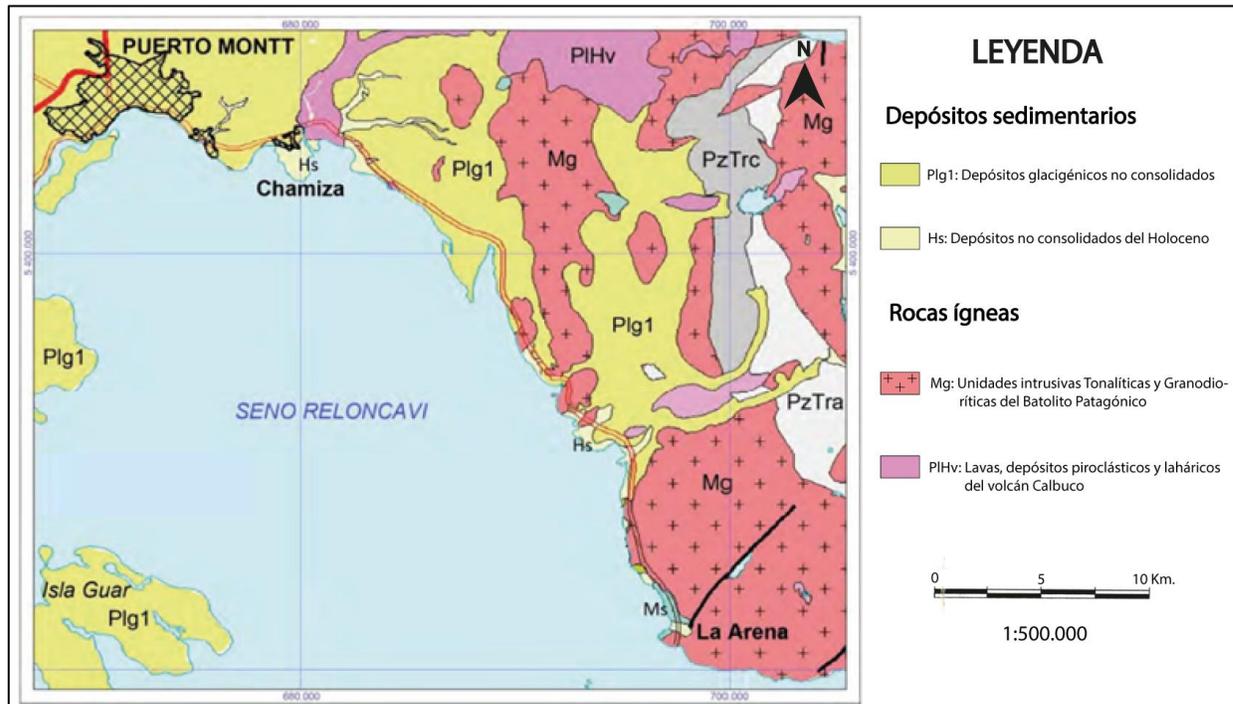


Figura 33: Esquema geológico regional del tramo de la carretera Austral, Puerto Montt-Caleta La Arena. Modificado de Derch et al. (2013).

Plg1: Depósitos sedimentarios glaciénicos no consolidados

La ciudad de Puerto Montt se emplaza sobre estos. Según Derch et al. (2013), en esta unidad se reúnen depósitos producidos por la actividad del último periodo glacial, llamado Glaciación Llanquihue, ocurrida según Mercer (1976) durante el Pleistoceno Superior. Ésta comprende depósitos morrénicos, glaciofluviales, depósitos glaciolacustres y depósitos interestadiales (Derch et al., 2013).

Hs: Depósitos sedimentarios no consolidados del Holoceno

Correspondientes a depósitos sedimentarios actuales producto de la actividad fluvial, por la interacción fluvial y marina y por los generados por procesos de remoción en masa (Derch et al., 2013).

Mg: Unidades intrusivas Tonalíticas y Granodioríticas del Batolito Patagónico

Estas unidades dominan gran parte del sector este y sur del mapa esquemático (Figura 33). SERNAGEOMIN & BRGM (1995, como se citó en Derch et al., 2013) las describe como tonalitas no foliadas, en partes leucocráticas, gradando a granodioritas y granitos, con texturas características de semiprofundidad, incluyendo algunos pórfidos y localmente presentando diseminación de sulfuros.

PIHv: Lavas, depósitos piroclásticos y laháricos del volcán Calbuco

Esta unidad comprende diversos productos volcánicos de la actividad eruptiva del volcán Calbuco (Derch et al., 2013). La exposición de estos en el sector del río Chamiza y norte del esquema geológico, según Derch et al. (2013) corresponden principalmente a flujos laháricos y en menor proporción, depósitos piroclásticos.

La ubicación geomorfológica de la ciudad de Puerto Montt corresponde a la Depresión Central (Figura 34), la cual se caracteriza al norte de Puerto Montt por tener suaves lomajes y planicies en las cuales existen numerosos ríos que bajan desde la cordillera de los Andes y cortan la cordillera de la costa desembocando en el mar (Derch, 2007).

En la Depresión Central los depósitos fluviales y fluvioglaciares, son originados por los deshielos que bajaban desde la cordillera principal mediante ríos, depositando sedimentos que formaron las terrazas observadas en la actualidad en la ciudad de Puerto Montt, hoy en día utilizadas casi en su totalidad para el desarrollo habitacional e industrial de la ciudad (Derch, 2007). La Depresión Intermedia se encuentra constituida por rocas sedimentarias terciarias y rellena totalmente por depósitos del cuaternario, principalmente de origen glacial (Derch, 2007).

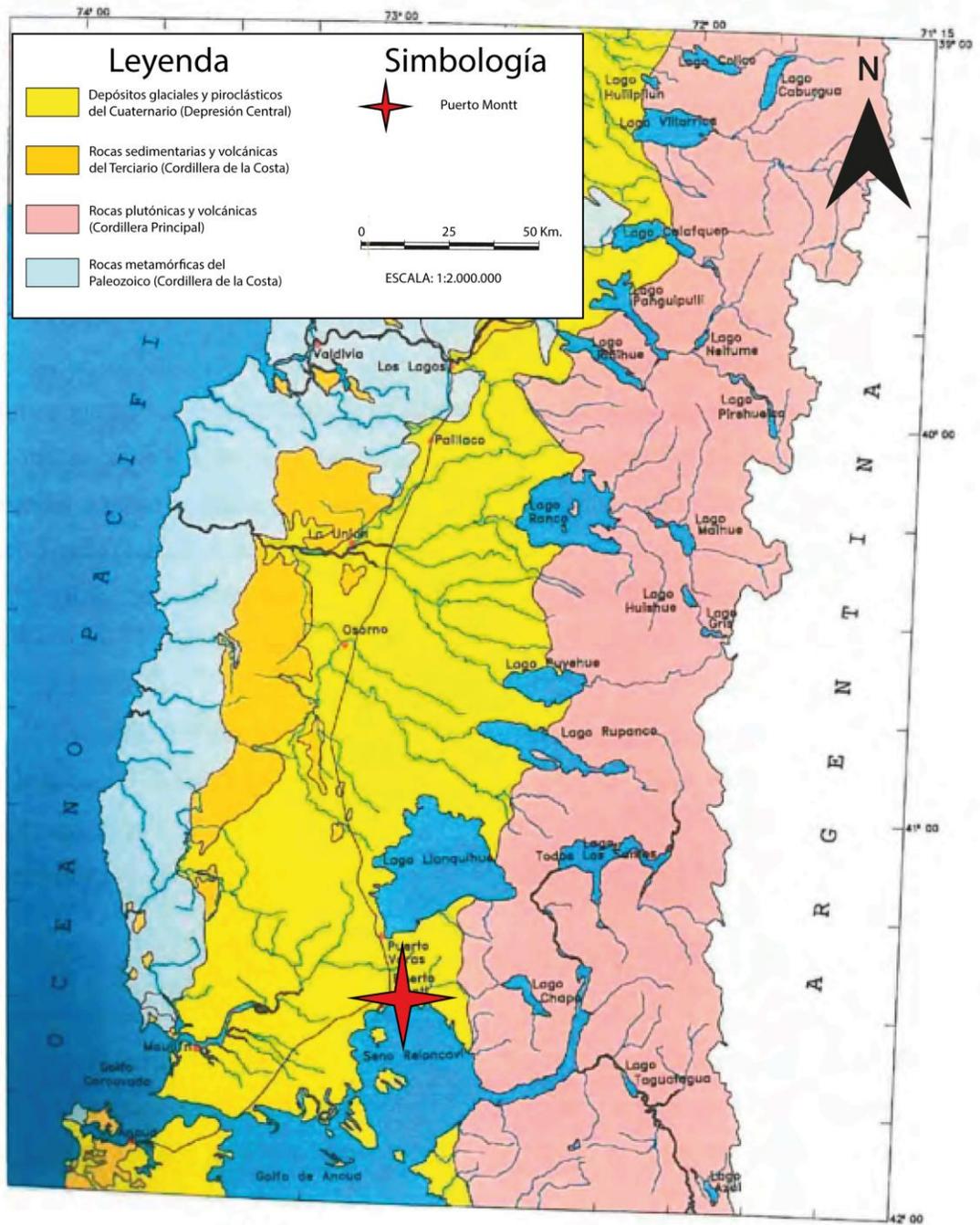


Figura 34: Dominios geomorfológicos de la zona norte de la Región de Los Lagos, junto con las unidades geológicas. Modificado de Derch (2007).

La ciudad de Puerto Montt se desarrolla sobre cinco niveles de terrazas (Figura 35), dispuestas de manera escalonada hasta acceder a la costa, dentro de estas, de las primeras tres se obtiene una descripción en Derch (2007). Actualmente la terraza 1, a lo largo de la costa, ha sido ampliada mediante depósitos aluviales y, principalmente por rellenos artificiales. Las terrazas del nivel 2 se conforman de remanentes de depósitos fluvioglaciares antiguos, aislados y separados por el nivel 1. La tercera terraza está

constituida por depósitos aluviales de detritos y material de flujos, siendo parte de este nivel de terrazas una morrena terminal en forma de arco, limitando la ciudad por el norte y el noreste (Derch, 2007).



Figura 35: Terrazas sobre las que se encuentra la ciudad de Puerto Montt. Modificado de Derch (2007).

A escala regional Munizaga et al. (1985, como se citó en Derch, 2007), menciona que en la Cordillera Principal el evento cretácico se encuentra formado por tonalitas y dioritas de hornblenda y biotita, que afloran generalmente al este de la zona de falla Liquiñe-Ofqui. El Terciario, por su parte, corresponde a rocas estratificadas formadas por rocas sedimentarias y volcánicas, menciona Valenzuela (1982, como se citó en Derch, 2007), siendo las primeras, depósitos de fangolitas, areniscas y conglomerados de carácter continental y marino, los cuales componen los estratos de Caleta Chonos.

Finalmente, Heusser y Flint (1977, como se citó en Derch, 2007) y Porter (1981, como se citó en Derch, 2007), mencionan que el cuaternario corresponde en su gran mayoría a depósitos de origen glaciar, fluvio-glaciar y volcánico, los cuales se distribuyen en gran parte en la Depresión Central, cubriéndola debido al material transportado y depositado por los ríos producto del deshielo de los glaciares de Pié de Monte, que cubrieron la región en dicho período.

En la Figura 36 se presenta la geología del sector norte de la Región de Los Lagos.

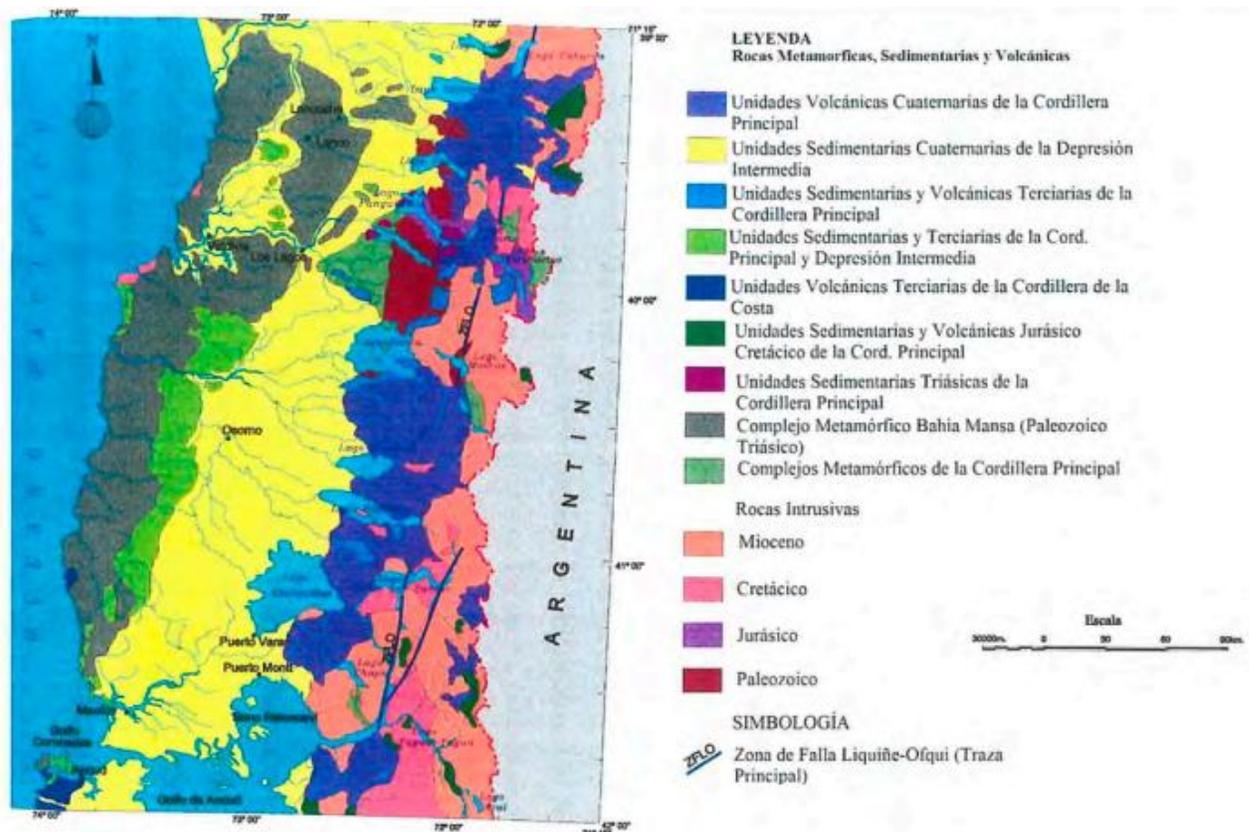


Figura 36: Mapa geológico esquemático del sector norte de la Región de Los Lagos. Obtenido de Derch (2007).

Desde un punto de vista local, la ciudad de Puerto Montt se emplaza sobre depósitos glaciares, depósitos fluvioglaciares y en menor proporción, depósitos morrénicos, además de depósitos producto de actividad volcánica, correspondientes a piroclastos y lahares, más notorios hacia el norte de Puerto Montt. Todos estos eventos habiendo ocurrido durante el Cuaternario (Derch, 2007).

Las unidades de mayor extensión corresponden a sedimentos glaciares y fluvioglaciares, los cuales fueron depositados durante el Pleistoceno Medio a Superior en las cuencas del Lago Llanquihue y Seno de Reloncaví (Derch, 2007). Porter (1981, como se citó en Derch, 2007) y SERNAGEOMIN (1998, como se citó en Derch, 2007) mencionan que estos depósitos, se acumularon a partir de tres glaciaciones, las cuales afectaron a sectores cercanos al Lago Llanquihue, siendo estas la Glaciación Llanquihue ocurrida durante el Pleistoceno Superior (Mercer, 1976); la Glaciación Santa María y la Glaciación Río Llico, ocurridas ambas según Porter (1981) durante el Pleistoceno Medio. Según Derch (2007), los depósitos provenientes de la Glaciación Llanquihue (la más reciente), dominan el área de Puerto Montt y sus alrededores, siendo el último retroceso de esta glaciación hace aproximadamente 13.900 años, luego de esto y hasta la actualidad, se registran acumulaciones de sedimentos fluviales y litorales.

Dobrovolny (1963, como se citó en Derch, 2007) menciona la descripción de la geología a grandes rasgos de la ciudad de Puerto Montt, en la que se describe las distintas unidades del suelo de Puerto Montt, mencionando que han sido encontradas rocas no consolidadas en los alrededores de la ciudad. Las rocas a lo largo de la costa este del Seno de Reloncaví y a lo largo de la costa este del lago Llanquihue según Brügger (1950, como se citó en Derch, 2007) corresponderían a dioritas cretácicas principalmente. Por otro lado, el área norte y este de Puerto Montt y en la isla en el extremo suroeste del Seno de Reloncaví, el material corresponde a depósitos glaciares del Pleistoceno. A lo largo de la costa oeste del Seno de Reloncaví, se presentan depósitos bien estratificados de material fluvioglacial, formando escarpes y terrazas definidas, mientras que las zonas más altas del norte y noroeste de la ciudad de Puerto Montt, se encuentran modificadas por canales fluviales rellenos con material fluvioglacial (Derch, 2007). Derch (2007) también menciona la existencia de una morrena terminal en la parte norte y noroeste de la ciudad, planteando la probabilidad de que las islas al sureste del Seno de Reloncaví se encuentren formadas por depósitos de morrenas terminales.

Dobrovolny (1963, como se citó en Derch, 2007) describe las 9 unidades en las que subdividió los depósitos, de las cuales 5 son de interés para este estudio, correspondiendo a las que se mencionan a continuación.

Sedimentos fluvioglaciares

Este material es la base de dos niveles distintos de las terrazas más grandes de la ciudad. Sus afloramientos están acotados a algunos cortes de camino y en escarpes producto de deslizamientos en los bordes de las terrazas. Estos consisten en gravas arenosas de buena a pobre selección y en general, arenas gruesas bien estratificadas. El material en forma de guijarro consiste en general de rocas graníticas y volcánicas.

Depósitos de morrenas terminales

Existe una morrena que limita la parte norte y noreste de la ciudad, en donde sus afloramientos se encuentran restringidos a canteras y cortes de camino. Estos se encuentran en parte con intercalaciones estratificadas y en algunos lugares se observaron estos depósitos morrénicos por sobre sedimentos fluvioglaciares formadores de las terrazas. El contacto entre estos materiales es irregular y se postula la probabilidad de que esta correspondiera a una superficie preexistente de material fluvioglaciar sobre la cual se depositó otra carga de sedimentos fluvioglaciares.

Depósitos coluviales y de material deslizado

Corresponde al material que se acumula sobre laderas empinadas debido a movimientos en masa, flujos en las pendientes y por el material deslizado. Esta unidad se encuentra en la mayoría de los sectores a lo largo de las laderas escarpadas de las terrazas. El coluvio se encuentra por sobre los sedimentos fluvioglaciares que forman las terrazas y el contacto entre ellos es de tipo gradual.

Rellenos artificiales

Constituido por gravas, arenas y fangos, los cuales marcan la línea de costa de la ciudad.

Depósitos de playa

Formados en gran parte por arenas, mientras que otros se encuentran bajo los rellenos artificiales.

Derch (2007) logró realizar un mapa geológico esquemático (Figura 37) de la zona, a partir de la identificación de las unidades principales que intervienen en eventos de remociones en masa.

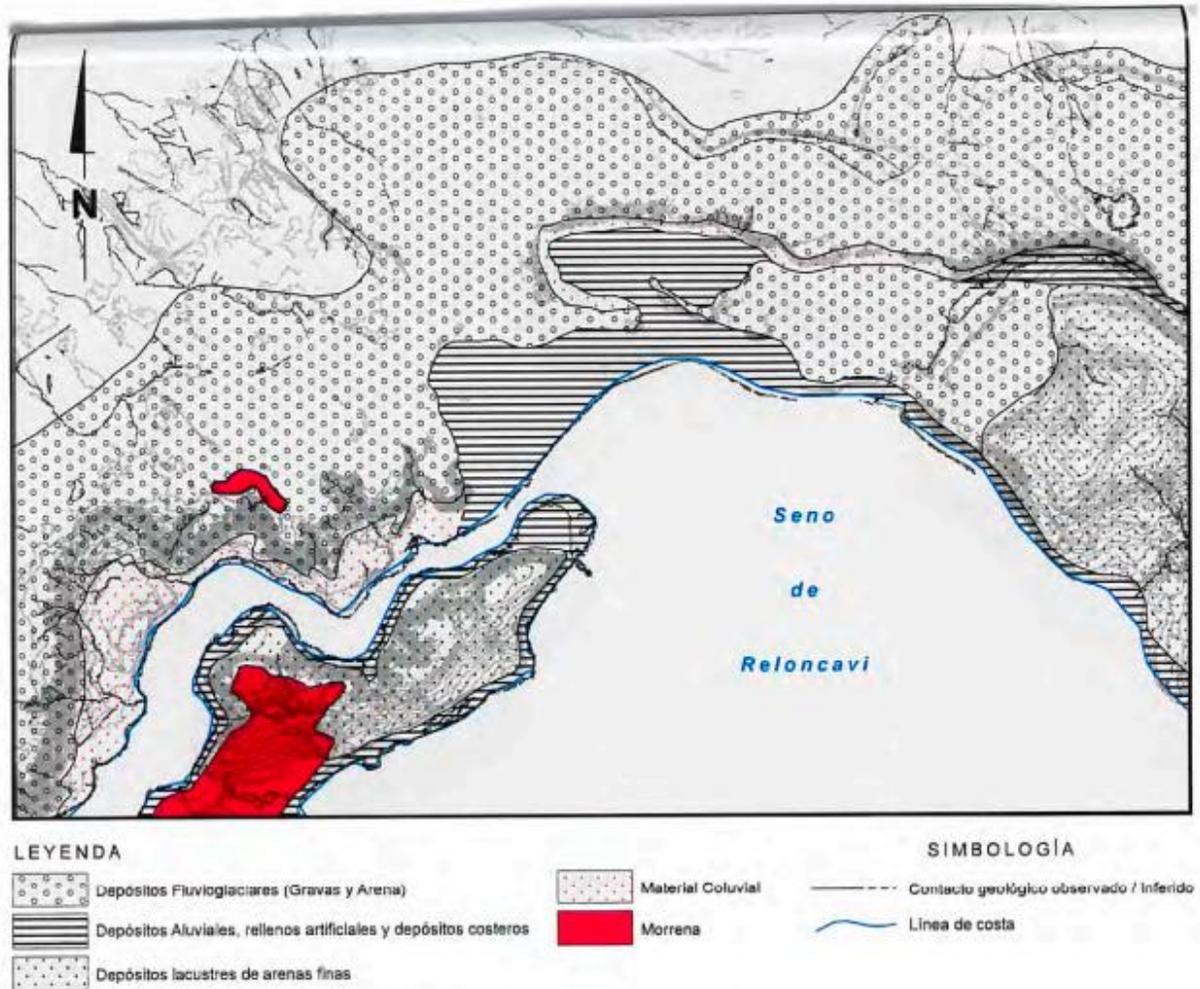


Figura 37: Mapa geológico esquemático de Puerto Montt. Obtenido de Derch (2007).

Según Derch (2007), los cerros que se ubican cercanos al puerto en Angelmó, presentan una gran actividad en la ocurrencia de remociones en masa, en especial los pasajes Martí y Angelmó, los cuales están ubicados en depósitos fluvio-glaciares, presentando un comportamiento de deslizamientos del tipo rotacional, con abundante material fino, los cuales vienen gatillados en su mayor parte por abundantes precipitaciones. Este autor menciona además que el sector de Angelmó presenta depósitos de material fino de origen glacial del tipo varves, además de presentar importantes registros de remociones en masa ocurridas durante el sismo de 1960, en el que una cantidad considerable de material fue movilizado desde las laderas hasta llegar hasta la misma Avenida Angelmó.

Se menciona además que, si bien esta zona de Puerto Montt se caracteriza por ocurrencia de eventos de remociones en masa en los depósitos fluvioglaciares, también es posible observar deslizamientos en coluvios debido a antiguas remociones.

La ruta del sector costero desde Puerto Montt camino a la localidad de Pelluco, ha sido cortada reiteradas veces producto de deslizamientos a lo largo de la vía, registrándose en los últimos 30 años, por lo menos 10 deslizamientos importantes (Derch, 2007). Este autor comenta que el material en gran parte proviene de depósitos fluvioglaciares conformados por arenas finas con aportes de limos y arcillas, en conjunto con clastos subredondeados a redondeados de buena esfericidad de composición en general granítica y tamaños variables desde los 2 cm hasta los 10 cm, correspondientes a gravas, sin embargo, en sectores el principal material viene dado por arenas medias a finas. Derch (2007) compara la granulometría de estos últimos con las observadas en Puerto Montt, siendo las primeras más homogéneas, debido a la presencia de depósitos glaciares lacustres.

Por otra parte, en terreno Derch (2007) observó en la Isla Tenglo, al suroeste de Puerto Montt, una geología similar al continente. Los depósitos de la isla corresponden en gran parte a depósitos morrénicos provenientes de la última glaciación o glaciación Llanquihue.



Figura 38: Fotografía de morrena en Isla Tenglo. Obtenida de Derch (2007).

Dentro de las características principales que presenta la morrena observada por Derch (2007) (Figura 38), se encuentra su forma caótica y coloración oscura. En cuanto a sus clastos, estos presentan composición principalmente granítica, en menor cantidad clastos volcánicos, en su mayor parte de redondeados a subredondeados y mostrando buena esfericidad. Además de dichos clastos, se observó abundante material arenoso y fino. En el sector noroeste de la isla, el depósito se compone de 25% clastos, 50% de arenas de grano medio a fino y 25% de sedimentos finos, principalmente limos y arcillas. En esta misma área de la isla, es posible identificar bloques erráticos de unos 1.5 metros de diámetro debido al avance glaciar, los cuales poseen una composición granítica.

Por su parte, en Puerto Montt, lo más relevante según Derch (2007), corresponde a los niveles de terrazas (Figura 39-A) por sobre los que se desarrolla la ciudad, los que presentan una gran inestabilidad debido al material que los conforman y la baja consolidación de estos. Estas se componen en gran parte por gravas (Figura 39-B) con clastos de tamaños que van desde 1-2 cm. llegando incluso hasta los 20 cm, presentando buena esfericidad y redondez, siendo los clastos en su mayoría de composición granítica con abundante presencia de sedimentos de arena fina y finos correspondientes a arcillas y limos.

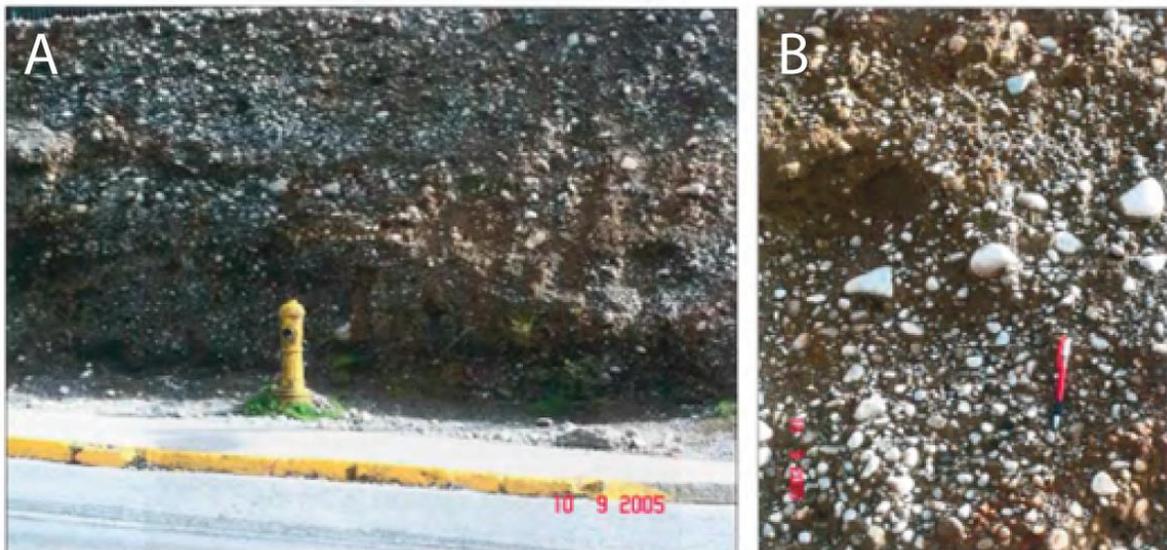


Figura 39: (A) Fotografía de terraza fluvio-glacial en Puerto Montt. (B) Fotografía de las gravas de las terrazas en Puerto Montt. Obtenidas de Derch (2007).

Los depósitos fluvio-glaciares se reconocen en la mayor parte de Puerto Montt, con excepción de la parte alta de la ciudad, por sobre la última terraza, en la que se observan depósitos morrénicos (Derch, 2007). En su mayoría, los sedimentos fluvio-glaciares corresponden a lentes de grava y arena limosa de alta densidad relativa, pero sin cementación y poco o nada consolidados, siendo los depósitos de gravas, arenas y limos que conforman las terrazas, cubiertos por una capa de suelo limoso de coloración pardo claro (Derch, 2007).

2.2.6. Puerto de Punta Arenas

La ciudad de Punta Arenas se encuentra aproximadamente a una latitud de 53,16305°S y a una longitud de 70,90627°O específicamente en el sector nororiental de la península de Brunswick, en la ribera oeste del Estrecho de Magallanes, perteneciendo a la Región de Magallanes y Antártica Chilena (Vásquez, 2012).

La ciudad de Punta Arenas se caracteriza según Uribe (1982, como se citó en Vásquez, 2012), por rocas sedimentarias plegadas suavemente, las cuales se depositan en la Cuenca de Magallanes durante el Terciario tardío, con manteos generalmente variando entre 0° a 10° en dirección noreste, por sobre los cuales se encuentran depósitos cuaternarios producto de los avances y retracciones glaciales durante el Holoceno y Pleistoceno.

La Cuenca de Magallanes, sobre la cual se funda Punta Arenas, corresponde a una cuenca de antepaís, que se caracteriza por una potente secuencia de sedimentos marinos, finos y arenosos pertenecientes desde el Cretácico Inferior al Mioceno, por sobre estos, se encuentran capas continentales del Terciario Superior (Mioceno-Plioceno) y algunos delgados episodios de aguas someras a marinas, secuencia que yace sobre una serie tobífera que descansa sobre un basamento cristalino (Vásquez, 2012).

En la Figura 40, se presentan las secuencias y rocas metamórficas en las cercanías de la zona de interés, mencionadas por SERNAGEOMIN (2003), como se citó en Vásquez, 2012).

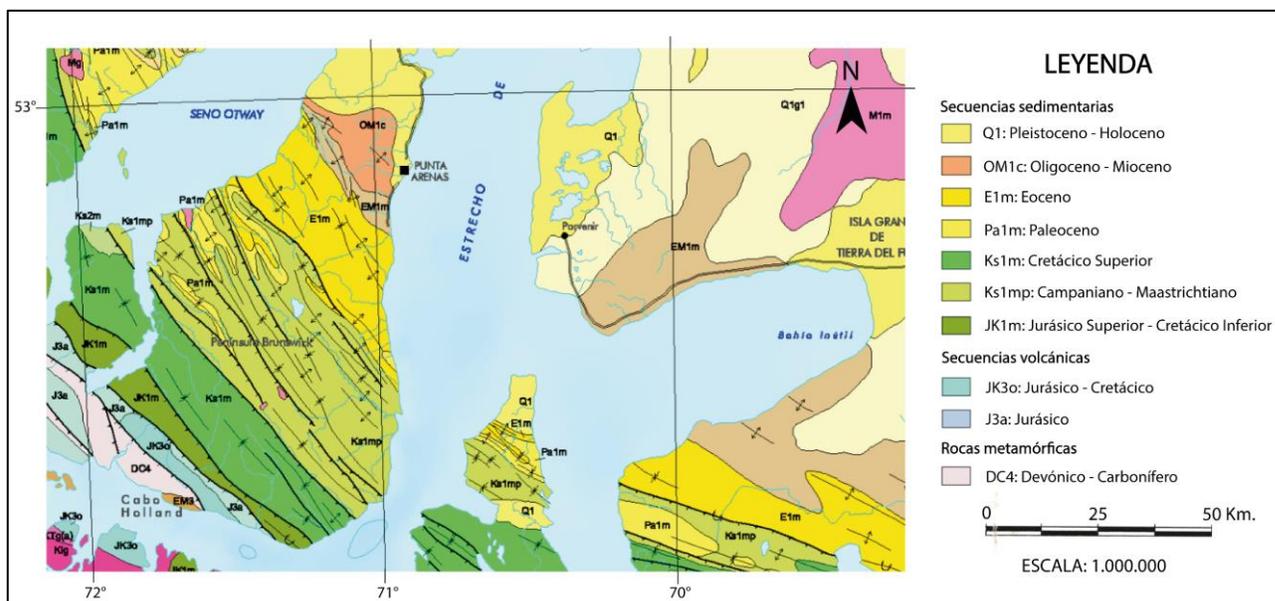


Figura 40: Extracto de Mapa Geológico de Chile. Modificado de SERNAGEOMIN (2003).

Secuencias sedimentarias

Q1: Pleistoceno – Holoceno

Corresponden a depósitos aluviales, coluviales y de remoción en masa, en menor proporción fluvioglaciales, deltaicos, litorales o indiferenciados.

OM1c: Oligoceno – Mioceno

Son sucesiones sedimentarias continentales parálicas o aluviales: conglomerados, areniscas, lutitas, calizas y mantos de carbón. Formación Loreto.

E1m: Eoceno

Corresponden a sucesiones sedimentarias marinas: areniscas y lutitas. Parte inferior del Grupo Bahía Inútil.

Pa1m: Paleoceno

Son sucesiones sedimentarias marinas deltaicas y parállicas: areniscas y limolitas. Formación Chorrillo Chico.

Ks1m: Cretácico Superior

Corresponden a sucesiones sedimentarias marinas de plataforma, litorales o transicionales: areniscas, conglomerados, lutitas, calizas extraclásticas y oolíticas, sucesiones turbidíticas. Formaciones Cerro Toro y Punta Barrosa.

Ks1mp: Campaniano – Maastrichtiano

Corresponden a sucesiones sedimentarias marinas y parállicas: areniscas y lutitas. Formaciones Tres Pasos, Rocallosa, Fuentes, Cerro Cuchilla y Dorotea.

JK1m: Jurásico Superior – Cretácico Inferior

Son sucesiones sedimentarias marinas litorales o plataformales: calizas, lutitas, areniscas calcáreas, areniscas y coquinas. Formaciones La Paciencia, Erezcano, Zapata, Sutherland, Río Jackson, Vicuña y Yaghán.

Secuencias volcánicas

JK3o: Jurásico – Cretácico

Compuesta por gabros, diabasas y basaltos almohadillados. En la cordillera patagónica: Complejos Ofiolíticos Sarmiento y Tortuga.

J3a: Jurásico

Son sucesiones y centros volcánicos: rocas piroclásticas dacíticas a riolíticas, lavas andesíticas e intercalaciones sedimentarias. Grupo Ibáñez y Formación Tobífera.

Rocas metamórficas

DC4: Devónico – Carbonífero

Corresponden a metareniscas, filitas y en menor proporción mármoles, cherts, metabasaltos y metaconglomerados: metaturbiditas con facies de “mélange”. Complejo Metamórfico Oriental de Aisén y Magallanes.

La Formación Loreto es la unidad geológica más cercana a la ciudad. En el sector oeste de Punta Arenas, Vásquez (2012) señala la exposición de las sucesiones de esta formación en la cabecera alta del río Las Minas, además de parte de su sedimento acarreado y depositado recientemente en el área urbana gracias a la red hidráulica existente y a la ocurrencia de aluviones. En cuanto a su litología, Otero et al. (2012, como se citó en Vásquez, 2012) menciona que esta corresponde a una secuencia de areniscas y arcillolitas de aproximadamente 800 m de espesor, constituida por estratos monoclinales de pequeño buzamiento hacia el norte, con una edad que se calcula del Eoceno tardío, siendo mencionada la interpretación de Le Roux et al. (2010, como se citó en Vásquez, 2012) y Otero et al. (2012, como se citó en Vásquez, 2012) de corresponder a un depósito de estuario.

La zona del Estrecho de Magallanes ha sido modelada por eventos que generaron una gran diversidad de sedimentos, dentro de los que se encuentran los avances y retrocesos periódicos de un lóbulo de hielo, el cual produjo un conjunto de tills basales y de flujo, mientras que la generación y represamiento de un lago proglacial, produce depósitos glaciolacustres y lineamientos costeros relictos (Vásquez, 2012). Por otra parte, Vásquez (2012) menciona que los episodios post-glaciales e inter-glaciales favorecieron la generación de planicies de lavados, pantanos, turbales y arcillas orgánicas. En su estudio plantea además que los procesos de transgresión y regresión marina, en conjunto con la posterior acción fluvial de una red de drenaje compleja, depositaron y retrabajaron sedimentos gravo-arenosos, aluviales y glaciofluviales, depósitos sobre los que se fundaría la zona urbana y suburbana de Punta Arenas.

Vásquez (2012) menciona que la geomorfología de Punta Arenas es producto de la acción de los hielos y los periodos postglaciales, siendo predominantes los canales, lagunas, pantanos y formas lobuladas disectadas por la red hidrográfica, que desembocando en el Estrecho producen deltas arenosos, mientras que las transgresiones y regresiones marinas, han dejado distintos niveles de terrazas con sedimentos que han sido retrabajados por oleaje marino, como es el caso de la punta Arenosa.

En el sector oeste de la ciudad se encuentra el afloramiento de la Formación Loreto de edad terciaria, con alturas sobre los 100 msnm, disectadas por distintos ríos como el de Las Minas y de La Mano (Figura 41) (Vásquez, 2012). Como expresión morfológica importante en la zona, Vásquez (2012) menciona a las morrenas laterales de disposición sur-norte que con su relativo paralelismo ha conducido canales marginales en periodos de deshielo. La autora hace alusión a la formación de turbales en sitios donde la subsidencia fue considerable, siendo uno de los más característicos el ubicado al término de la calle Salvador Allende en el sector oeste.

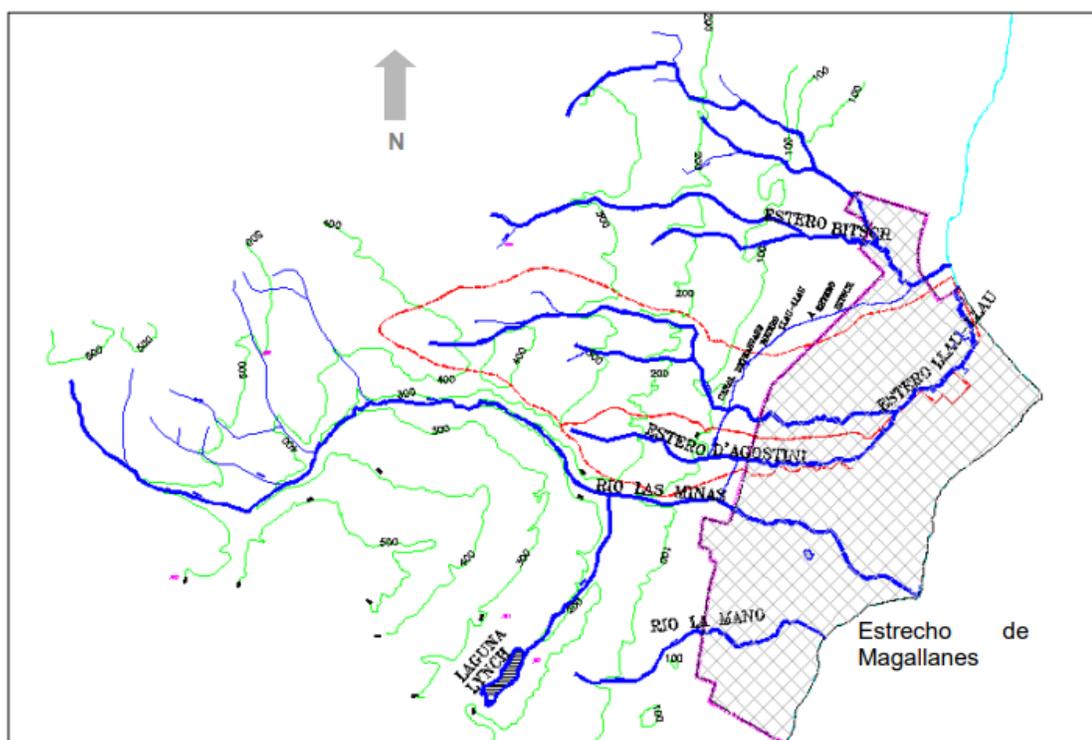


Figura 41: Mapa de red hidrográfica de Punta Arenas. Obtenido de AC Ingenieros Consultores (2000).

Por su parte, las terrazas glaciolacustres son identificadas como lineaciones continuas, interpretadas en Vásquez (2012) como relictos de bordes costeros. En su estudio, se menciona también que se caracterizan por ser laminados con estratificación cruzada y ondulitas con una composición en cuanto a sedimentos, correspondiente a fracción fina.

Los sedimentos gruesos de relieve bajo, añade Vásquez (2012), se componen principalmente por arenas y gravas, los cuales se presentan en dos formas, una siendo la punta Arenosa y la otra el delta activo del río Las Minas.

Red de drenaje

La ciudad es atravesada de oeste a este por seis cauces naturales, correspondiendo de sur a norte a: río Los Ciervos, río La Mano, río Las Minas, estero D'Agostini o Pitet, estero Llau-Llau y estero Bitsch, como se observan en la Figura 41, mientras que, como cuerpos receptores de agua, se encuentra el humedal de Tres Puentes y la laguna Lynch como amortiguador de agua en el sector sur (Vásquez, 2012).

Dentro de estos cauces, el río más relevante en la zona corresponde al río Las Minas, el cual dentro de sus zonas más altas, atraviesa una sucesión de estratos ligeramente inclinados al noreste, compuestos por una alternancia de capas de arenas gruesas poco consolidadas, limolitas y arcillas fisibles pertenecientes a la Formación Loreto, mientras que dentro del área urbana el valle del río se amplía, generando la disminución de la capacidad hidráulica y las pendientes, hasta desembocar al Estrecho de Magallanes (Vásquez, 2012). Por parte del sedimento, Vásquez (2012) menciona la presencia de niveles de terrazas evidentes en la población Mardones al inicio del límite urbano, observándose aterrazamientos con eventos de socavaciones y depositaciones.

Al sur del río Las Minas, se encuentra el río La Mano, el que posee un cauce ancho, profundo y tortuoso, aunque a diferencia del río Las Minas, posee poca actividad hidráulica (Vásquez, 2012). Al norte de Punta Arenas, la dinámica hidráulica es distinta y no sigue un claro patrón, siendo el sedimento de fracción fina el que provoca una mayor retención superficial de flujo, haciendo frecuentes los esteros e inundaciones en épocas invernales (Vásquez, 2012).

Se puede deducir de lo anterior que el drenaje de Punta Arenas presenta comportamientos diversos en la zona sur, centro y norte, siendo el sur caracterizado por el río La Mano, el cual está encauzado y está relativamente controlado, mientras que el centro con el río Las Minas posee eventuales aluviones considerándose una zona de riesgo, y finalmente el norte, con un patrón más disperso, de baja incisión y riesgoso debido al sedimento de base impermeable y al aumento de inundaciones (Vásquez, 2012).

Vásquez (2012) menciona que es posible considerar a Punta Arenas posterior a la última máxima glaciación, como un valle de deshielo el cual es delineado hacia el oeste por cordones de morrenas laterales que se alinean de manera subparalela en dirección norte-sur con los antiguos márgenes glaciales, los que terminaron al norte en canales que desaguan en el Estrecho de Magallanes. La autora además menciona que, entre este lineamiento y la línea de costa actual, fueron depositados distintos tipos de

sedimentos glaciales y postglaciales, variando en sucesiones laterales y verticales, generando así una compleja estratigrafía en donde se encuentran tills de empuje, tills basales, tills de flujo, deltas arenosos, planicies de lavado, arcillas varvadas, turba y sedimentos fluviales finos y gruesos de distinta compacidad.

En Vásquez (2012) se ha zonificado el sector urbano de Punta Arenas a partir de un punto de vista geomorfológico, que considera además patrones topográficos, hidrogeológicos, sedimentológicos y de riesgo. A partir de lo anterior, dividió el área en 3 zonas principales: zona norte, centro y sur (Figura 42). A continuación, la autora presenta las características de cada una de ellas.

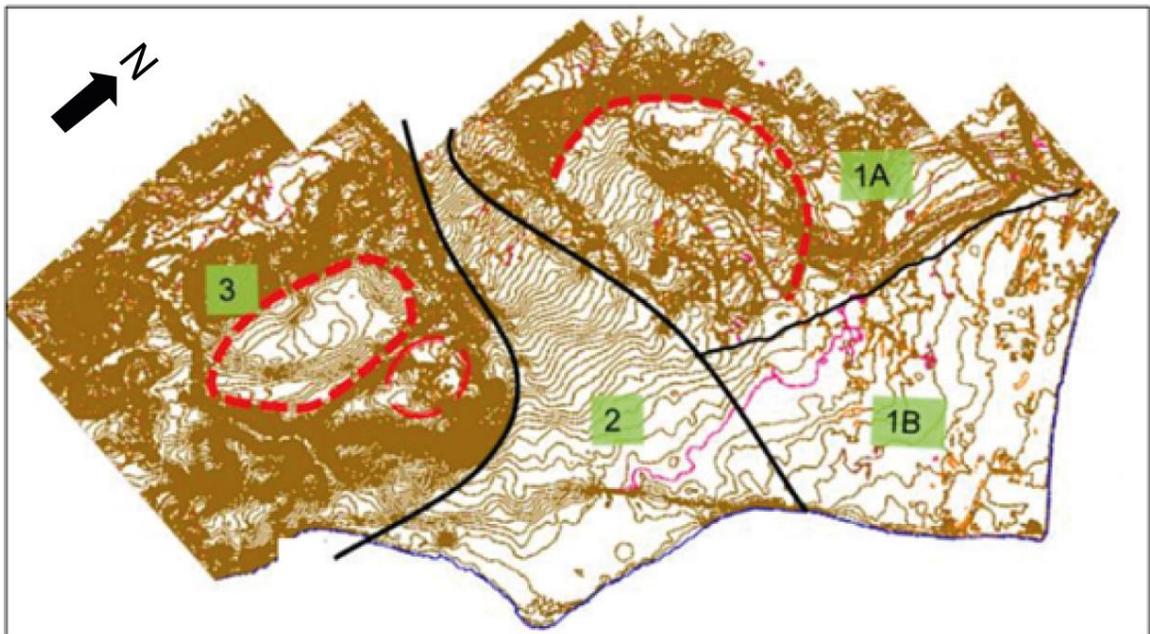


Figura 42: Zonificación de sector urbano de Punta Arenas. Modificado de Vásquez (2012).

Zona 1A: Perteneciente a parte de la zona norte, posee un relieve moldeado durante la UMG, con una red de drenaje dispersa, escasa incisión y baja capacidad hidráulica. Dentro de esta zona se encuentran los esteros D'Agostini o Pitet, Llau-Llau y Bitsch, caracterizándose por ser proclive a la generación de desbordes en periodos de lluvia.

Dentro de esta se encuentran sedimentos característicos de inundación fluvial (arcillas normalmente consolidadas y turba). Se localizaron relictos de un lago (al final de la

calle Manantiales), observándose arcillas normalmente consolidadas. Además, se han encontrado estratos potentes de arcilla y turba.

Zona 1B: Pertenece a parte de la zona norte, es caracterizada por el límite de una terraza glaciolacustre, bordes de paleo-costas y una punta de acreción compuesta principalmente por gravas y arenas con restos de conchas. Dentro de esta zona se encuentra la Punta Arenosa, cuyo origen no está bien establecido. Su área es plana y presenta estratos de arenas sueltas limpias y uniformes.

Zona 2: Corresponde a la zona central, la cual está dominada por el valle aluvial y la migración del delta del río Las Minas, con un comportamiento de recurrencia aluvional. Se destaca el hecho de que el centro histórico, comercial y parte de la residencialidad de la ciudad se encuentre localizada sobre un área de inundación deltaica. Se puede observar la buena definición de la planicie aluvial dada por las curvas de nivel de la Figura 42. Fueron observados además estratos de arenas sueltas y uniformes.

Zona 3: Correspondiente a la zona sur, se caracteriza por el cauce caótico del río La Mano y por poseer topográficamente los relieves más altos, con depresiones moldeadas producto de la acción glaciaria, rellenas de arcillas blandas y presencia de turbales, que se representan como líneas rojas segmentadas en la Figura 42. El drenaje de esta zona está encauzado y es relativamente manejable.

Capítulo 3. Metodología

La metodología estuvo compuesta de 4 etapas, siendo la primera de estas la llamada “Etapa 0” correspondiente al manejo y gestión del sitio S3 PV realizado por ÀRKA (oficina líder especializada en servicios profesionales de Arqueología Marítima y gestión de patrimonio), cuyo detalle se puede encontrar en el Informe preliminar ÀRKA (2010). Las 3 fases posteriores fueron desarrolladas en la presente investigación. El procedimiento llevado a cabo en estas 4 etapas se muestra a continuación.

3.1. Etapa cero: Recolección de clastos

El material de estudio a analizar proviene del sitio arqueológico de naufragio del Infatigable (S3 PV) (Figura 43). Este yacimiento arqueológico exhibe un área que comprende aproximadamente los 2400 m², presentando dos estructuras correspondientes al casco de una embarcación fabricado en madera, de aproximadamente 20 metros de largo cada una y un ancho en un rango de 3 a 5 metros, además de la presencia de diversos artefactos arqueológicos dispuestos en una distribución general norte-sur.

Este sitio fue descubierto en el año 2005 durante una inspección arqueológica subacuática, siendo objeto de una evaluación arqueológica a partir de sondeos acotados en 2006. En el año 2009, se realizó una intervención más general a partir de un programa de sondeos o excavación estratigráfica de los depósitos arqueológicos, incluyendo 5 unidades de 2 x 2 metros. En este contexto fue que se realizó la excavación de la unidad A11, la cual se localiza en el sector D (Figura 43) caracterizado por presentar concentraciones de cantos rodados y material arqueológico diverso depositado sobre un fondo marino compuesto principalmente de arenas, conchas y clastos. Estos cantos no se observan en el fondo marino de la dársena, pero sí han sido registrados como parte del lastre móvil en combinación con el lastre permanente utilizado en la embarcación, estos últimos correspondiente a lingotes de hierro crudo.

La metodología para la recolección de estos clastos consistió en una excavación en la cual se empleó un sistema cuadrulado de unidades de 2 x 2 metros, a partir de grillas de acero inoxidable niveladas. Estas unidades de excavación se ejecutaron mediante la utilización de aspiradoras o mangas de succión de 3” de diámetro alimentadas por agua, equipo que permitió la remoción y recuperación del sedimento en la medida que fue siendo liberado en el proceso de excavación. Cabe destacar que para la excavación se emplearon niveles artificiales de 10 cm.

El proceso de excavación de la unidad A11, reportó la presencia de una serie de cantos rodados. Estos fueron recuperados en los niveles 1 (de 0 – 10 cm) y 2 (de 10 - 20 cm) de profundidad. Esta unidad se localizó a más de 20 metros de distancia al norte de la estructura del casco de la embarcación, en donde se ha registrado la presencia de otros cantos rodados de similares características.

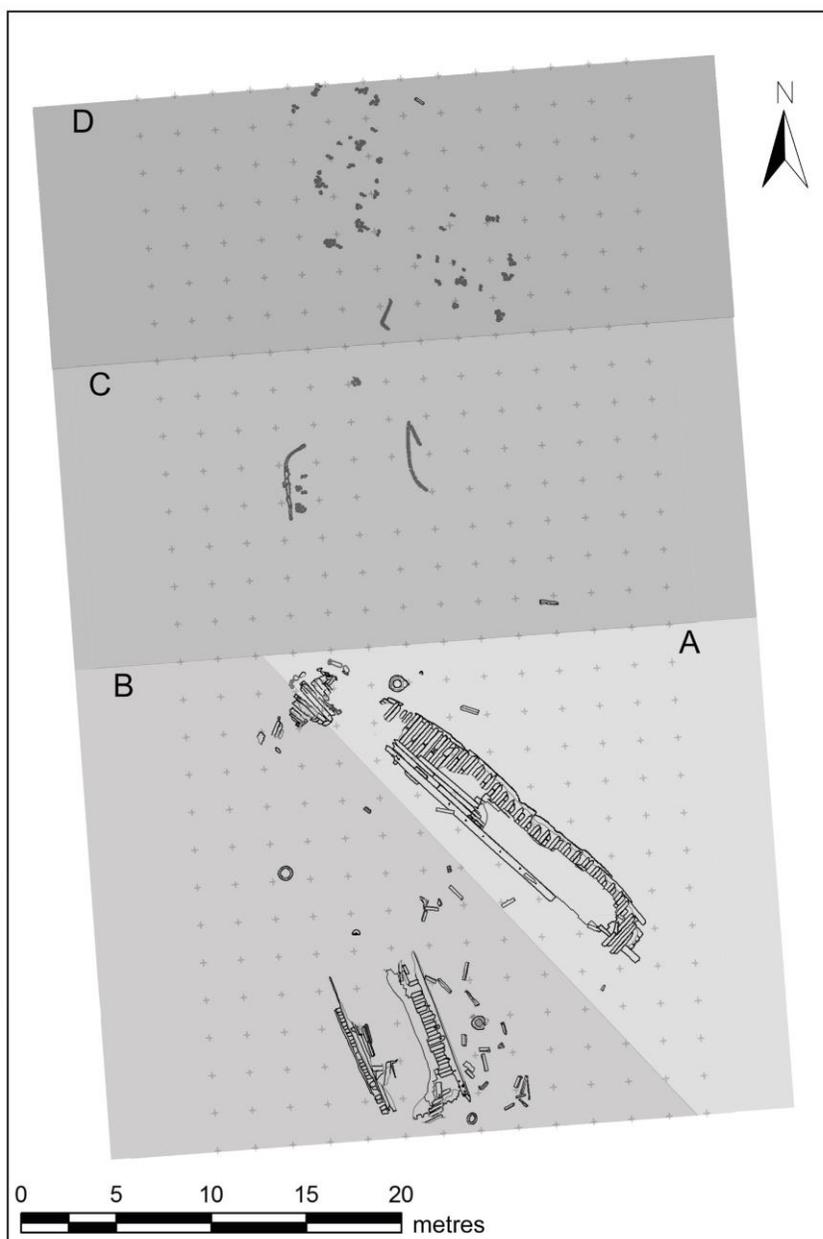


Figura 43: Esquema en vista de planta del sitio arqueológico del Infatigable (S3 PV), destacando la distribución de las subzonas A, B, C y D definidas en Carabias et al. (2023). Localizado en el puerto interior de Valparaíso, ubicado en la costa central de Chile (33° S). Modificado de la ilustración de Francisca Morales en Carabias et al. (2023).

3.2. Primera etapa: Caracterización y clasificación macroscópica del lastre lítico

La primera etapa consistió en la descripción macroscópica de 15 lastres líticos obtenidos de la unidad A11 perteneciente al sitio de naufragio mencionado en la etapa anterior. Esta comprendió su caracterización tanto morfológica como litológica, rasgos a partir de los cuales fueron clasificados posteriormente.

La caracterización morfológica se realizó mediante la toma de datos longitudinales de los lastres, esto llevado a cabo a partir de la medición directa de sus 3 ejes (largo, intermedio y corto), haciendo uso del pie de metro o calibrador Vernier (Figura 44-A) cuya precisión alcanza los 0.05 mm, además de la obtención de las masas de cada uno de estos usando una báscula digital (Figura 44-B) con una precisión de 1 gramo. Fueron descritos, además, sus grados de angularidad y esfericidad.

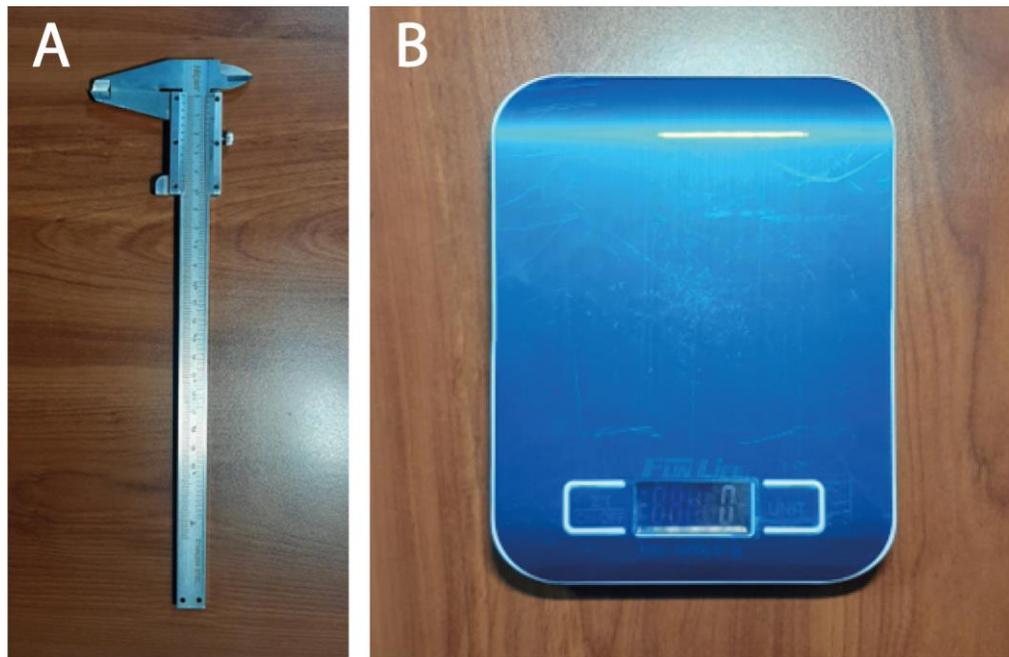


Figura 44: Instrumentos utilizados para la caracterización morfológica de los lastres. En (A) se observa el pie de metro o calibrador Vernier (precisión de 0.05 mm) y en (B) la báscula digital (precisión de 1 gramo).

La caracterización litológica por su parte se llevó a cabo mediante pautas de descripción específicas para rocas ígneas y metamórficas de muy bajo grado (refiérase al Anexo A).

A partir de estas caracterizaciones y toma de datos, es que se clasificaron los clastos de acuerdo con:

- Su tamaño, utilizando la escala granulométrica de Udden-Wentworth (1922) (Figura 45).

Millimeters (mm)	Micrometers (μm)	Phi (ϕ)	Wentworth size class	Rock type
4096		-12.0	Boulder	Conglomerate/ Breccia
256		-8.0	Cobble	
64		-6.0	Pebble	
4		-2.0	Granule	
2.00		-1.0	Very coarse sand	
1.00		0.0	Coarse sand	Sandstone
1/2	0.50	1.0	Medium sand	
1/4	0.25	2.0	Fine sand	
1/8	0.125	3.0	Very fine sand	
1/16	0.0625	4.0	Coarse silt	
1/32	0.031	5.0	Medium silt	Siltstone
1/64	0.0156	6.0	Fine silt	
1/128	0.0078	7.0	Very fine silt	
1/256	0.0039	8.0	Clay	
0.00006	0.06	14.0		Claystone

Figura 45: Escala granulométrica de Udden-Wentworth (1922).

- Su forma, utilizando el Diagrama para Clasificación de forma de clastos de Nichols (2009) (Figura 6).
- Su esfericidad y angularidad usando el cuadro de Pettijohn et al. (1987) (Figura 46).

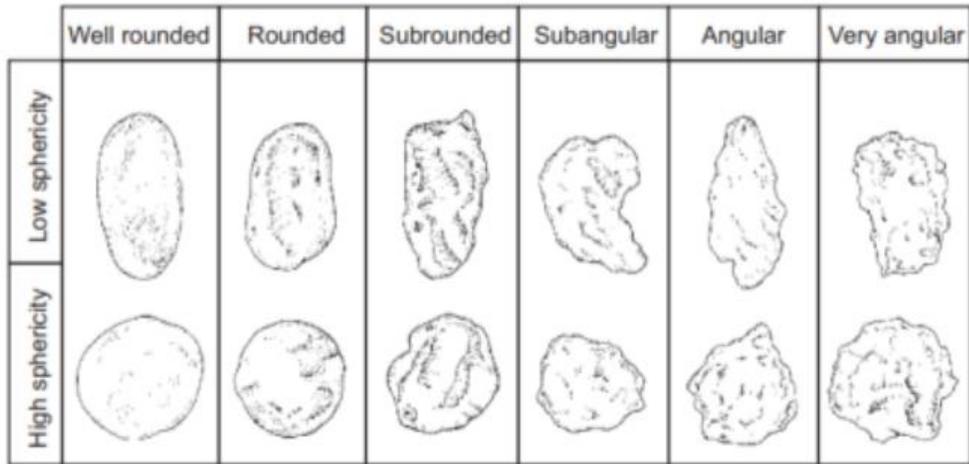


Figura 46: Cuadro de esfericidad y redondeamiento de clastos (Pettijohn et al., 1987).

- Su composición mineralógica modal a partir del Diagrama QAP de Streckeisen (Figura 47).

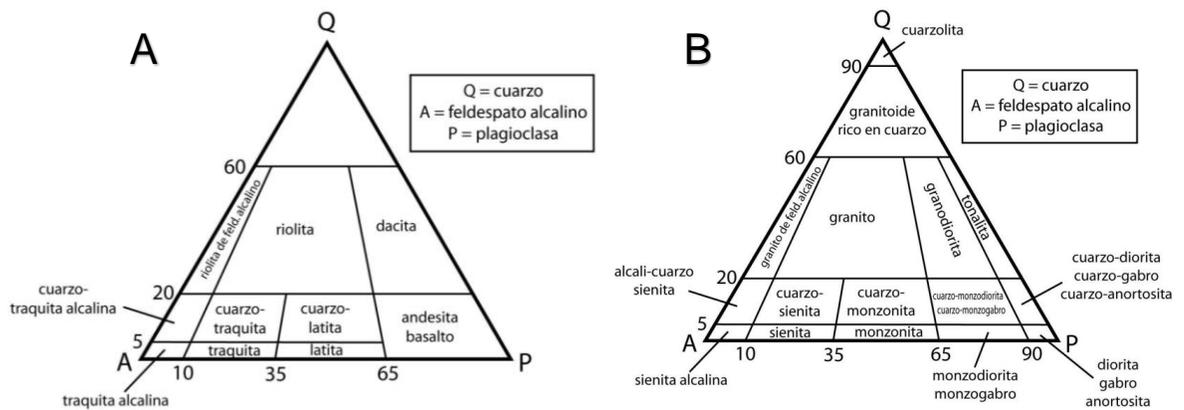


Figura 47: Diagramas de clasificación QAP de Streckeisen para rocas ígneas extrusivas (A) e intrusivas (B).

3.3. Segunda etapa: Caracterización microscópica del lastre lítico

Esta etapa comprende un estudio de la petrografía microscópica de los clastos, además de un análisis superficial de las microtexturas de los mismos, esto último llevado a cabo mediante la obtención de imágenes a partir del Microscopio Electrónico de Barrido (SEM). Cabe mencionar que esta investigación es pionera en el uso de la técnica SEM en estudios con objetivos de determinación de proveniencia de lastre lítico, por lo que su uso servirá de registro para evaluar su utilidad e identificar posibles limitantes frente a estos fines.

Para todo lo anterior, es que se agruparon los clastos en base a las características litológicas y texturales macroscópicas comunes recabadas durante la primera etapa, eligiendo una muestra que presentara de manera más notoria la textura correspondiente de cada uno de los 7 grupos conformados, para a partir de éstas realizar la confección de un corte transparente y la obtención de un fragmento de clasto por cada muestra representativa para la obtención de imágenes SEM. La razón del uso de esta metodología dice relación con optimizar la representatividad de los resultados para cada clasto. Cabe destacar que tanto la confección de cortes transparentes como la obtención de fragmentos de los clastos fueron realizados en el Taller de Cortes del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

Para la descripción petrográfica se utilizó el microscopio modelo Olympus BX51 (Figura 48-A) del Laboratorio de Microscopía Óptica del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, inspeccionando a partir de este los cortes en el modo de luz transmitida, tanto a nícoles paralelos como cruzados, bajo 3 aumentos (5x, 10x y 20x), obteniendo fotografías representativas de cada uno de ellos utilizando el software MShot Image Analysis System. La descripción petrográfica microscópica se realizó siguiendo 3 pautas de descripción específicas, siendo estas para rocas metamórficas de muy bajo grado, rocas ígneas extrusivas y rocas ígneas intrusivas (refiérase al Anexo B).

Posteriormente, para la segunda subetapa, se analizaron las imágenes SEM obtenidas mediante el Microscopio Electrónico de Barrido (SEM) modelo FEI Quanta 250 (Figura 48-B) de alta resolución (hasta 3 nm en condiciones de vacío) del Laboratorio de Microscopía Electrónica y Microanálisis del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, en busca de microtexturas indicativas de ambientes de depositación específicos, en aumentos desde 80x hasta 5000x, usando para ello fragmentos recubiertos de oro de los mismos clastos representativos de cada grupo utilizados para la realización de los cortes transparentes, fragmentos correspondientes a la zona de los cantos de los clastos, debido a que en estos sectores en específico se esperaba encontrar una mayor

frecuencia de texturas debido a que son las zonas más expuestas a colisiones con otros clastos durante el transporte.

Para obtener conclusiones fidedignas a partir de la identificación de microtexturas en dichos fragmentos de los clastos, se realizó un análisis estadístico mediante gráficos de frecuencia relativa porcentual de aparición de cada tipo de microtextura, para cada muestra por separado.

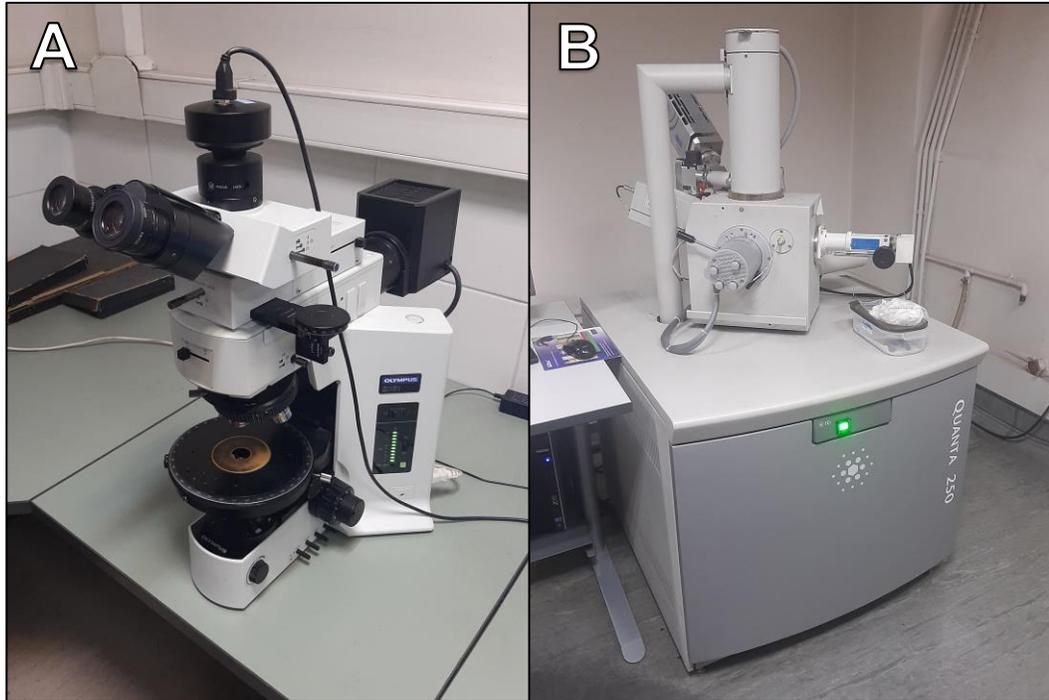


Figura 48: Microscopio Olympus BX51 (A) utilizado para la inspección de cortes transparentes y Microscopio Electrónico de Barrido (SEM) FEI Quanta 250 (B) utilizado para la obtención de imágenes microtexturales de alta resolución.

3.4. Tercera etapa: Síntesis de litologías por sector

En la tercera etapa, se realizó una tabla resumen a modo de síntesis bibliográfica de las litologías existentes en las cercanías de cada puerto postulado al inicio de este estudio como fuente probable de aprovisionamiento de lastre lítico. Esta síntesis se efectuó solamente con las litologías de estas zonas que fueran afines a las clasificaciones ya obtenidas mediante las descripciones litológicas y petrográficas resultantes de esta investigación, esto con el objetivo de filtrar la información relevante y facilitar la comparación de ambas fuentes de información.

Capítulo 4. Resultados

En este apartado se presentan los resultados del estudio de los 15 lastres líticos (Figura 49) obtenidos del sitio arqueológico de naufragio.



Figura 49: Fotografía de los 15 lastres líticos obtenidos de la zona de naufragio. Tomada con posterioridad a la confección de cortes transparentes en los clastos seleccionados.

4.1. Morfología de los clastos

A partir de la toma de datos máscicos y morfológicos, se obtuvieron 4 parámetros que representan su comportamiento estadístico (Tabla 3).

Usando la escala granulométrica de Udden-Wentworth (1922) (Figura 45), todos los clastos se clasificaron en base a su tamaño (utilizando la medida de su eje mayor o eje L) como gravas, específicamente gujarros (cobble) (Tabla 4).

Parámetros estadísticos	Masa (gramos)	Eje L (cm)	Eje I (cm)	Eje S (cm)
Promedio	758	11,3	8,2	4,7
Desviación estándar	537	2,2	1,9	1,5
Mínimo	252	8,1	5	3,2
Máximo	2233	15,4	11,6	8

Tabla 3: Parámetros estadísticos obtenidos de los datos de masa y longitud de los ejes de los clastos.

La medición de los ejes de los clastos por otro lado permitió la clasificación de sus formas (Tabla 4), haciendo uso del Diagrama de Nichols (2009) de la Figura 50.

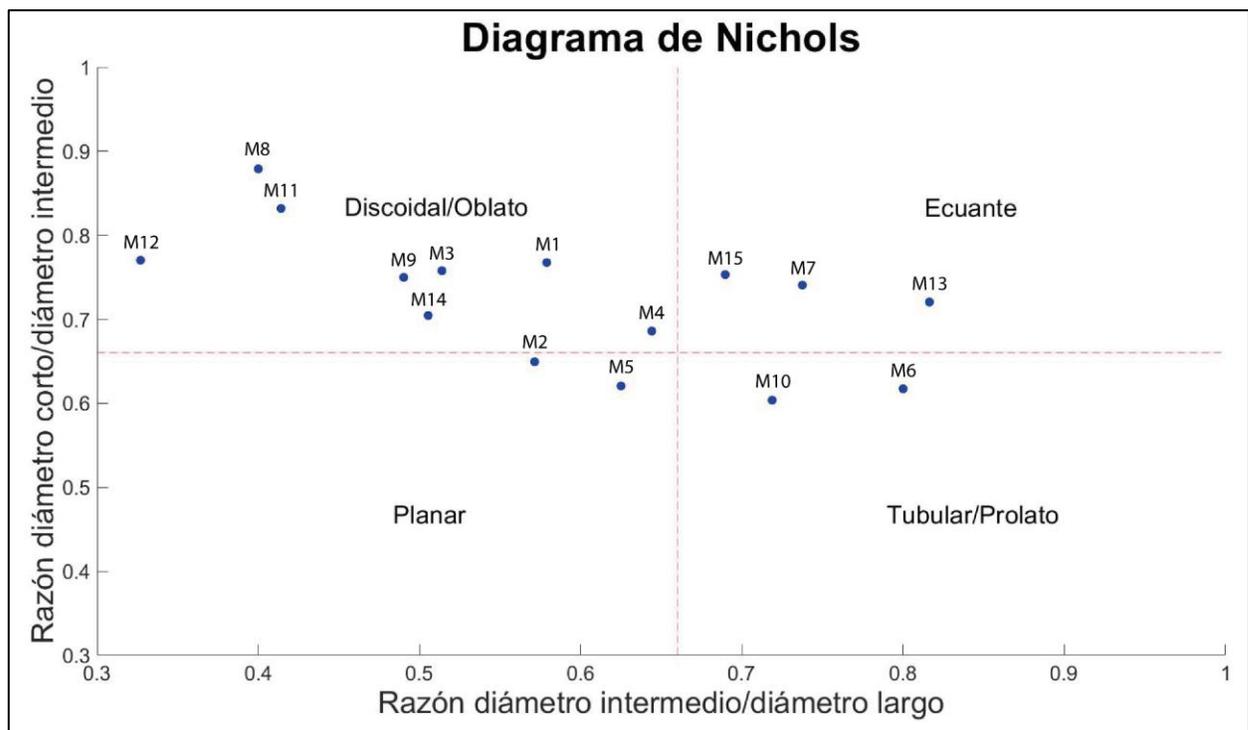


Figura 50: Diagrama de Nichols (2009) para las 15 muestras.

Obteniendo 8 muestras con forma discoidal/oblata, 3 ecuanes, 2 de forma planar y 2 de forma tubular/prolata.

Finalmente, de la clasificación de redondeamiento y esfericidad realizada a partir del cuadro de Pettijohn et al. (1987) (Figura 46), se obtuvieron los resultados expuestos en la Tabla 4, donde es posible apreciar que todos los clastos poseen un buen redondeamiento y baja esfericidad, a excepción del clasto M14, el cual posee una clasificación de simplemente redondeado.

En resumen, los resultados de la caracterización morfológica de la Tabla 3 revelan que los clastos masan como mínimo alrededor de 250 gramos y como máximo aproximadamente 2200 gramos, con un promedio cercano a los 800 gramos y una desviación estándar másica de aproximadamente 500 gramos. Por otro lado, de la Tabla 4 se obtiene que estos presentan un tamaño grava de la subclase guijarro, de forma mayoritariamente discoidal/oblata y casi en su totalidad, presentan un buen redondeamiento y baja esfericidad.

4.2. Litología de los clastos

A partir de la obtención de la composición mineralógica modal macroscópica de los clastos (refiérase al Anexo A para más detalles), en base a la pauta de descripción macroscópica para rocas ígneas, se logró la clasificación litológica de estos mediante el uso del Diagrama QAP de Streckeisen.

Los resultados se presentan en la Tabla 4, en donde se puede observar la obtención de 14 rocas de tipo extrusivas, de las cuales 7 corresponden a andesitas y 7 a basaltos, además de 1 roca intrusiva, correspondiente a la tonalita de la muestra M8.

Muestra	Masa (gramos)	Eje L (cm)	Eje I (cm)	Eje S (cm)	Tamaño	Clasificación de Forma (Nichols, 2009)	Redondeamiento	Esféricidad	Clasificación Streckeisen
M1	455	9.9	7.6	4.4	Guijarro	Discooidal/Oblato	Buen redondeamiento	Baja esféricidad	Andesita
M2	368	9.7	6.3	3.6	Guijarro	Planar	Buen redondeamiento	Baja esféricidad	Andesita
M3	409	9.5	7.2	3.7	Guijarro	Discooidal/Oblato	Buen redondeamiento	Baja esféricidad	Andesita
M4	314	8.6	5.9	3.8	Guijarro	Discooidal/Oblato	Buen redondeamiento	Baja esféricidad	Basalto
M5	601	11.6	7.2	4.5	Guijarro	Planar	Buen redondeamiento	Baja esféricidad	Andesita
M6	252	8.1	5	4	Guijarro	Tubular/Prolato	Buen redondeamiento	Baja esféricidad	Andesita
M7	649	10.8	8	5.9	Guijarro	Ecuante	Buen redondeamiento	Baja esféricidad	Basalto
M8	346	9.1	8	3.2	Guijarro	Discooidal/Oblato	Buen redondeamiento	Baja esféricidad	Tonalita
M9	1145	13.6	10.2	5	Guijarro	Discooidal/Oblato	Buen redondeamiento	Baja esféricidad	Basalto
M10	502	10.6	6.4	4.6	Guijarro	Tubular/Prolato	Buen redondeamiento	Baja esféricidad	Basalto
M11	739	11.9	9.9	4.1	Guijarro	Discooidal/Oblato	Buen redondeamiento	Baja esféricidad	Andesita
M12	908	13.5	10.4	3.4	Guijarro	Discooidal/Oblato	Buen redondeamiento	Baja esféricidad	Andesita
M13	1510	13.6	9.8	8	Guijarro	Ecuante	Buen redondeamiento	Baja esféricidad	Basalto
M14	940	13.2	9.3	4.7	Guijarro	Discooidal/Oblato	Redondeado	Baja esféricidad	Basalto
M15	2233	15.4	11.6	8	Guijarro	Ecuante	Buen redondeamiento	Baja esféricidad	Basalto

Tabla 4: Resumen de la caracterización macroscópica de los clastos realizada en la primera etapa.

4.3. Petrografía de los clastos

A partir de la clasificación litológica y descripción textural macroscópica (esta última disponible en Anexo A, dentro de la pauta de descripción litológica) realizada con anterioridad, es que se agruparon los clastos en 7 grupos:

1. Andesitas afaníticas
 - M2
 - M3
 - M5
 - M11
 - M12
2. Andesita afanítica vesiculada
 - M6
3. Andesita porfírica (con respecto a feldespato):
 - M1
4. Basalto afanítico
 - M9
5. Basaltos afaníticos vesiculados
 - M7
 - M14
 - M15
6. Basaltos porfíricos (con respecto a olivino)
 - M4
 - M10
 - M13
7. Tonalita
 - M8

De cada uno de estos grupos fue seleccionado un clasto, los cuales presentaran de manera más notoria la textura correspondiente al grupo que representaban. De los grupos mencionados con anterioridad entonces, se seleccionaron como clastos representantes a M3, M6, M1, M9, M7, M13 y M8, respectivamente.

Esta selección se realizó para llevar a cabo los cortes transparentes (Figura 51) que fueron descritos en base a pautas de descripción petrográfica específicas para rocas metamórficas de muy bajo grado, rocas ígneas extrusivas y rocas ígneas intrusivas.

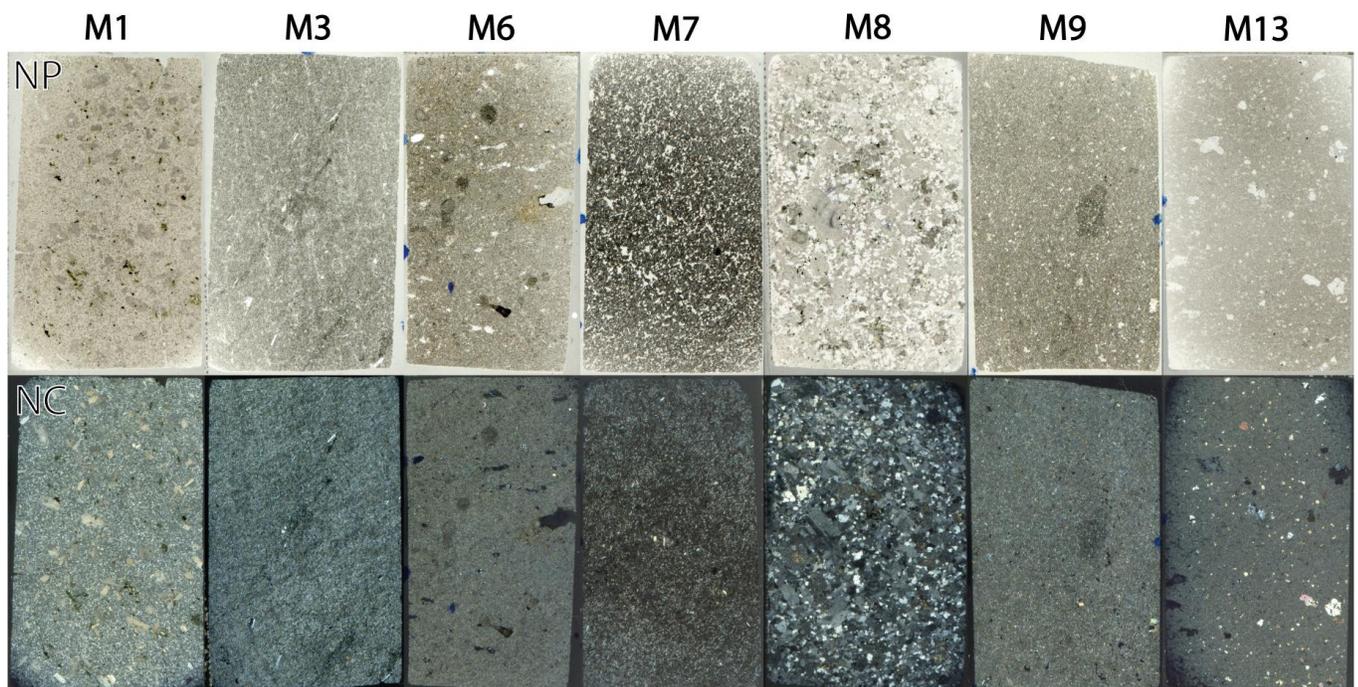


Figura 51: Cortes transparentes de 2 cm de ancho y 3.5 cm de alto aproximadamente, inspeccionados a luz transmitida. En la fila superior se presentan a nícoles paralelos y en la inferior a nícoles cruzados.

Muestra	Mineralogía Primaria	Mineralogía Secundaria	Texturas	Clasificación
M1	Plg+Opacos	Cuarzo+Pumpellyita+Sericita	Blastoporfídica, Granoblástica-Equigranular, Glomeroporfídica, Cumuloporfídica y de reemplazo	Meta-andesita en facies de prehnita-pumpellyita
M3	Fenocristales: Plg+Cpx+Ol Microlitos: Plg+Máficos (Bt+Ol)+Opacos	Iddingsita	Porfídica, Traquítica-Pilotaxítica y Zonación composicional	Andesita
M6	Fenocristales: Ol+Cpx+Opx Microlitos: Plg+Máficos+Opacos	Iddingsita	Porfídica, Vesicular e Intersticial-Intergranular	Basalto
M7	Fenocristales: Plg+Ol+Opx Microlitos: Plg+Máficos (Ol)+Opacos	Iddingsita Relleno de Sílice	Porfídica, Vesicular, Amigdaloidal, Poikilitica-Ofítica e Intersticial-Intergranular	Basalto
M8	Qz+Plg+Hbl+Opacos	Clorita	Fanerítica-Seriada	Tonalita de Hornblenda
M9	Fenocristales: Plg+Ol+Cpx+Opx Microlitos: Plg+Máficos (Ol)+Opacos	Iddingsita	Porfídica, Vesicular, Glomeroporfídica, Cumuloporfídica e Intersticial-Intergranular	Basalto
M13	Fenocristales: Plg+Ol+Cpx+Opx Microlitos: Plg+Máficos+Opacos	Iddingsita	Porfídica, Sieve, Embahamiento e Intersticial-Intergranular	Basalto

Tabla 5: Resumen de caracterización petrográfica de los cortes transparentes inspeccionados.

La Tabla 5 presenta una síntesis de completas descripciones petrográficas por cada uno de estos representantes, las cuales se muestran a continuación (para aún más detalles referirse al Anexo B):

- **Muestra M1:** Meta-andesita en facies de prehnita-pumpellyita

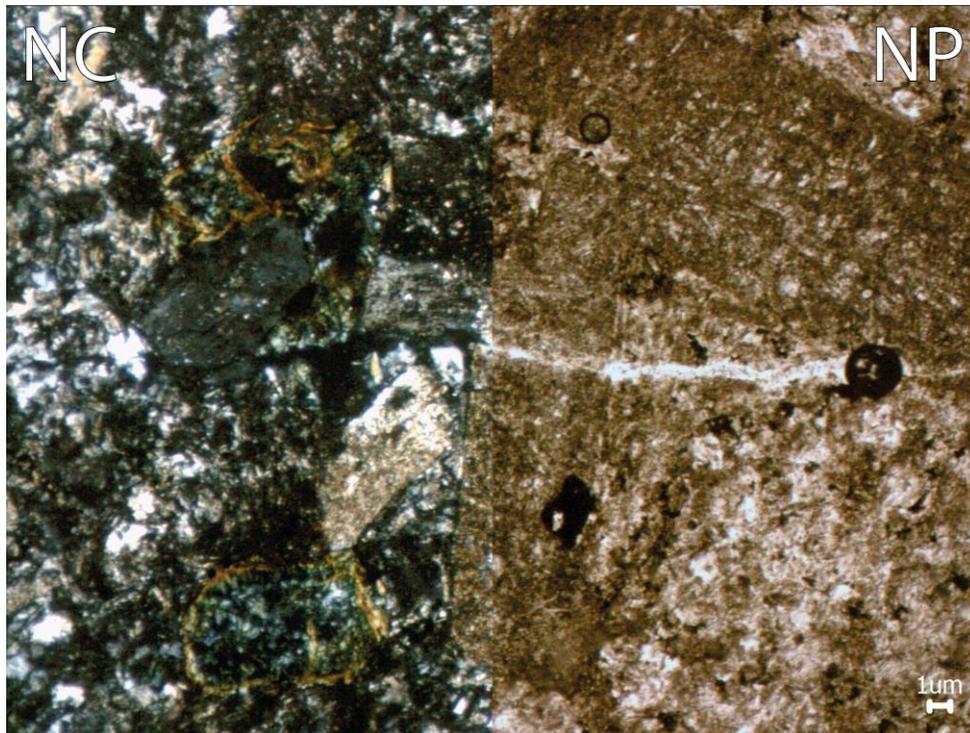


Figura 52: Microfotografía representativa de corte transparente a luz transmitida de la muestra M1, obtenida mediante un aumento de 5x. Nícoles cruzados a la izquierda y nícoles paralelos a la derecha. Se puede apreciar la masa fundamental reemplazada por cuarzo, en conjunto de pumpellyita y plagioclasa alterada a sericita, ambas de mayor tamaño.

Roca de muy bajo grado metamórfico, blastoporfídica (Figura 53-A) de protolito andesítico, con baja cantidad de fenocristales relictos correspondientes a plagioclasa (15% con respecto a la roca total) subhedrales a euhedrales tabulares de aspecto sucio, con presencia de maclas de Carlsbad y en menor proporción maclas polisintéticas, de tamaños de 0.5-2.5 mm, de las cuales gran cantidad se presentan altamente alteradas, con una textura de reemplazo por agregados cristalinos de sericita (Figura 53-D). Esta plagioclasa se dispone de forma dispersa y homogénea a lo largo de todo el corte, ocasionalmente dispuesta en cúmulos tanto junto con otros cristales de este mismo mineral

presentando una textura primaria heredada del protolito glomeroporfírica (Figura 53-B), como junto a pumpellyita en textura cumulo porfírica (Figura 53-C) también heredada del protolito. La textura cumulo porfírica original correspondía a cúmulos de plagioclasa junto con anfíbol, estos últimos actualmente correspondientes a pumpellyita por el reemplazo mineralógico que se menciona más adelante. Se tiene, además, la presencia de minerales opacos (4% con respecto a la roca total) subhedrales prismático-granulares de tamaño máximo 0.1 mm, los cuales se encuentran distribuidos de manera homogénea a lo largo del corte.

En cuanto a la mineralogía secundaria originada por procesos metamórficos y/o alteraciones hidrotermales, se encuentra el cuarzo (Figura 54-B) en reemplazo de la masa fundamental del protolito. Este cuarzo corresponde al 75% con respecto al total de la roca, presentándose de hábito granular y forma anhedral, con un aspecto sucio y con un tamaño máximo de 0.25 mm. Éste se dispone en una textura secundaria granoblástica-equigranular (Figura 53-E), es decir, en un mosaico equigranular de cristales equidimensionales. Dentro de los minerales secundarios, también es posible encontrar pumpellyita (Figura 54-A) de un 5% con respecto a la roca total y sericita (Figura 54-C) de un 1% con respecto a la roca total, el primero de hábito elongado-fibroso en disposición radial rellenando cavidades tabulares alargadas, las cuales corresponderían a los sitios en donde ocurrió el reemplazo de anfíbol por pumpellyita, conservando este hábito relicto de anfíbol. La pumpellyita presenta su característica extinción atigrada a nícoles cruzados, con un tamaño de cristales menor a 0.1 mm hasta 1.8 mm. Esta se presenta distribuida de manera dispersa y homogénea a lo largo del corte y en ocasiones en cúmulos en conjunto con los cristales de plagioclasa (textura cumulo porfírica heredada del protolito). Por su parte la sericita se encuentra con un hábito granular y forma anhedral con tamaños menores a 0.1 mm, en reemplazo de los fenocristales de plagioclasa generando una textura de reemplazo (Figura 53-D).

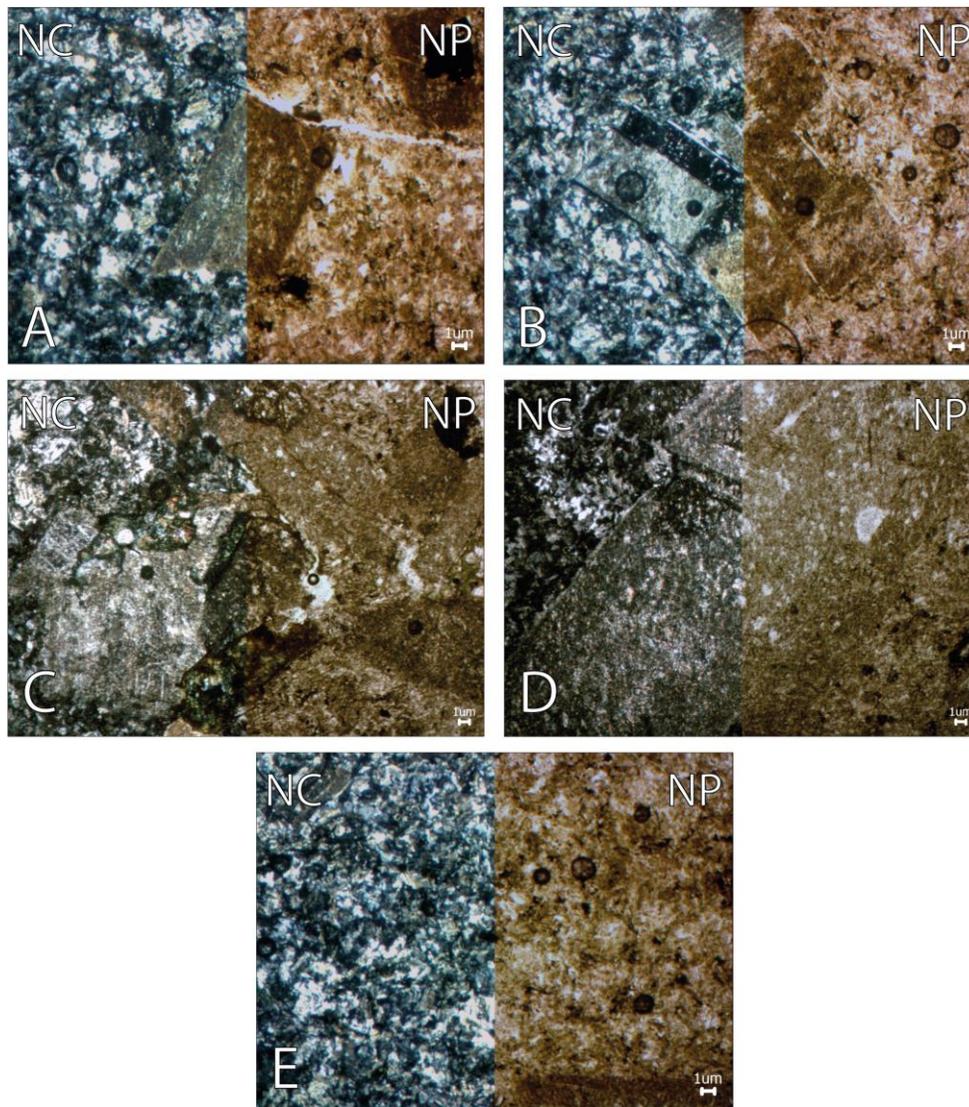


Figura 53: Microfotografías de texturas relevantes presentes en M1. **A:** Textura secundaria blastoporfírica (aumento 5x); **B:** Textura primaria glomeroporfírica de plagioclase (aumento 5x); **C:** Textura primaria cumuloportírica de plagioclase y pumpellyite (aumento 5x); **D:** Textura de reemplazo de plagioclase por sericite (aumento 5x); **E:** Textura secundaria granoblástica-equigranular (aumento 5x).

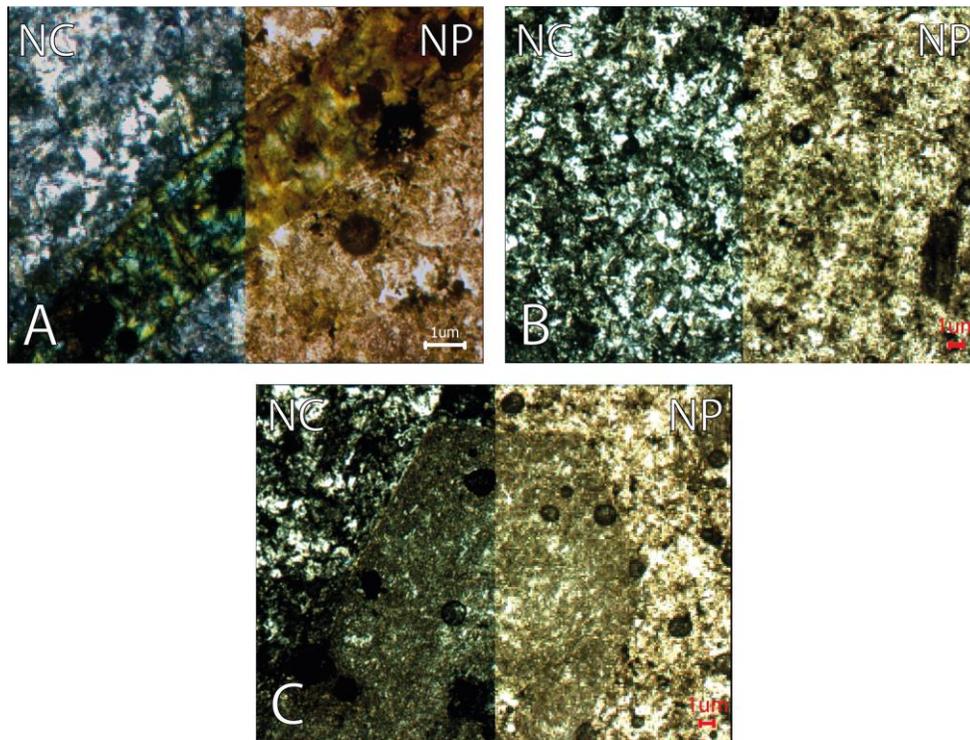


Figura 54: Microfotografía de mineralogía secundaria presente en M1. **A:** Pumpellyita cristalizada en hábito tabular alargado relicto de anfíbol (aumento 10x); **B:** Cuarzo en reemplazo de la masa fundamental del protolito (aumento 5x); **C:** Sericita reemplazando a plagioclasa (aumento 5x).

- **Muestra M3:** Andesita



Figura 55: Microfotografía representativa de corte transparente a luz transmitida de la muestra M3, obtenida mediante un aumento de 10x. Nícoles cruzados a la izquierda y nícoles paralelos a la derecha. Se puede apreciar la masa fundamental compuesta de plagioclasa (entre otros microlitos máficos), en conjunto de fenocristales de olivino y clinopiroxeno.

Lava holocristalina inequigranular porfírica (Figura 56-A) conformada por dos familias de cristales identificadas gracias al tamaño y texturas de estos. Estas corresponden a:

- Familia 1: Integrada por fenocristales de plagioclasa (en donde ejemplares de estos presentan una textura de zonación composicional oscilatoria concéntrica), en un rango de 0.2 mm a 1.3 mm (3% c/r a la roca total), clinopiroxeno de 0.25 mm a 0.4 mm (1% c/r a la roca total) y olivino de 0.2 mm a 0.25 mm (1% c/r a la roca total). Todos ellos dispuestos de manera isotrópica.

- Familia 2: Integrada básicamente por microlitos, minerales opacos y vidrio presente en la masa fundamental. Dentro de los microlitos se encuentra la plagioclasa en textura de flujo de tamaños < 0.1 mm hasta 0.2 mm, microlitos máficos de tamaños < 0.1 mm hasta 0.2 mm (con biotita y olivino identificados óptimamente) con desarrollo de iddingsita, y minerales opacos < 0.1 mm. Todos los microlitos anteriormente nombrados se encuentran dispuestos isotrópicamente a lo largo del corte (es decir, de manera homogénea y aleatoria). La plagioclasa microlítica corresponde a un 30% del total de la roca, microlitos máficos a un 15%, iddingsita a un 5%, minerales opacos a un 40% y vidrio a un 5%.

Esta lava posee baja cantidad de fenocristales (5% con respecto a la roca total) los cuales se conforman por plagioclasa euهدral tabular de hasta 1.3 mm, que poseen tanto maclas de Carlsbad como maclas polisintéticas. Se han observado algunos ejemplares de plagioclasa con textura de zonación composicional oscilatoria concéntrica (Figura 56-B). Dentro de los fenocristales también se encuentra olivino prismático-poligonal subهدral a anهدral, con su característica presencia de fracturas irregulares, con un tamaño máximo de 0.25 mm y clinopiroxeno subهدral a anهدral prismático-poligonal de hasta 0.4 mm, en el que se han identificado clivajes unidireccionales en sus secciones longitudinales. Todos los cristales mencionados anteriormente, se encuentran dispuestos de forma dispersa y homogénea en el corte, siendo los fenocristales de plagioclasa principalmente los que presentan una orientación preferente de flujo coherente con la disposición de los microlitos en la masa fundamental.

Los fenocristales anteriormente mencionados se encuentran rodeados de una masa fundamental predominante dentro del corte (95% con respecto a la roca total). Esta se conforma por microlitos de plagioclasa euهدral tabular de hasta 0.2 mm con maclas de Carlsbad y polisintéticas, microlitos máficos anهدrales prismáticos de compleja diferenciación de menos de 0.2 mm (entre los que se lograron identificar biotita y olivino microlíticos), minerales opacos subهدrales prismático-granulares de hasta 0.1 mm y vidrio. Todos estos se encuentran distribuidos isotrópicamente a lo largo del corte. La masa fundamental presenta una textura traquítica-pilotaxítica (Figura 56-C), dada la orientación preferencial de flujo que poseen los microlitos de plagioclasa, entre los cuales se presentan microlitos de otros tipos de minerales, como lo son los microlitos máficos observados.

En cuanto a la mineralogía secundaria, es posible identificar la presencia de iddingsita (Figura 57) alterando a cristales de forma subهدral de hábito prismático a prismático alargado, presentando un color marrón claro a nícoles paralelos y un color marrón oscuro a nícoles cruzados. Esta fase mineral de alteración se presenta en tamaños menores a 0.2 mm afectando principalmente a los microlitos máficos presentes.

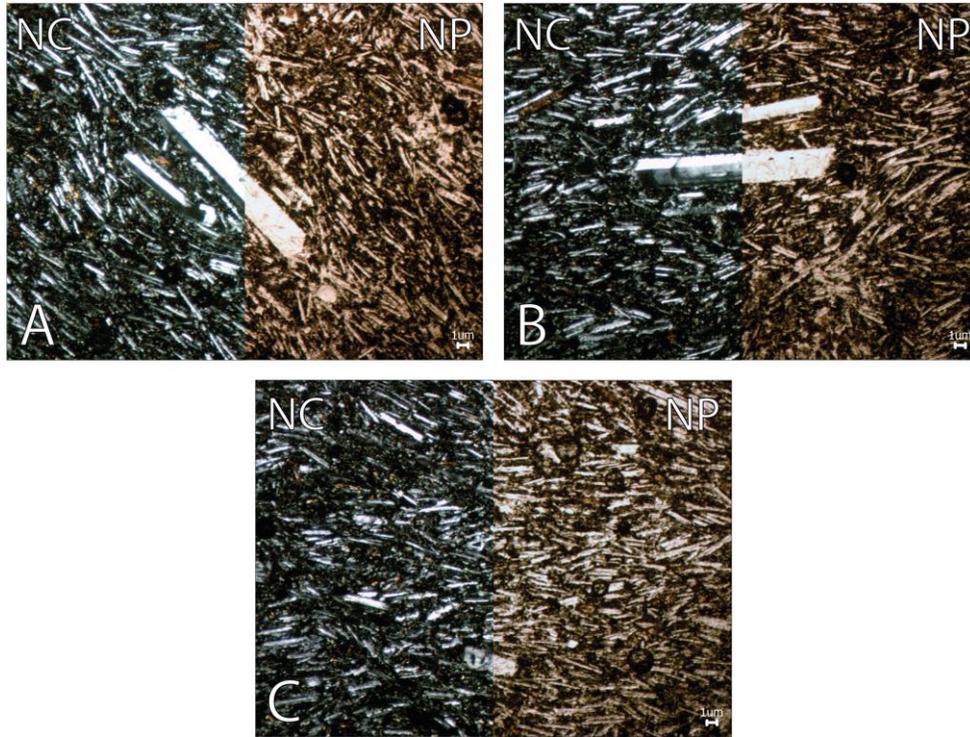


Figura 56: Microfotografías de texturas presentes en M3. **A:** Textura porfírica (aumento 5x); **B:** Textura de zonación composicional en plagioclasa (aumento 5x); **C:** Textura traquítica-pilotaxítica de la masa fundamental (aumento 5x).

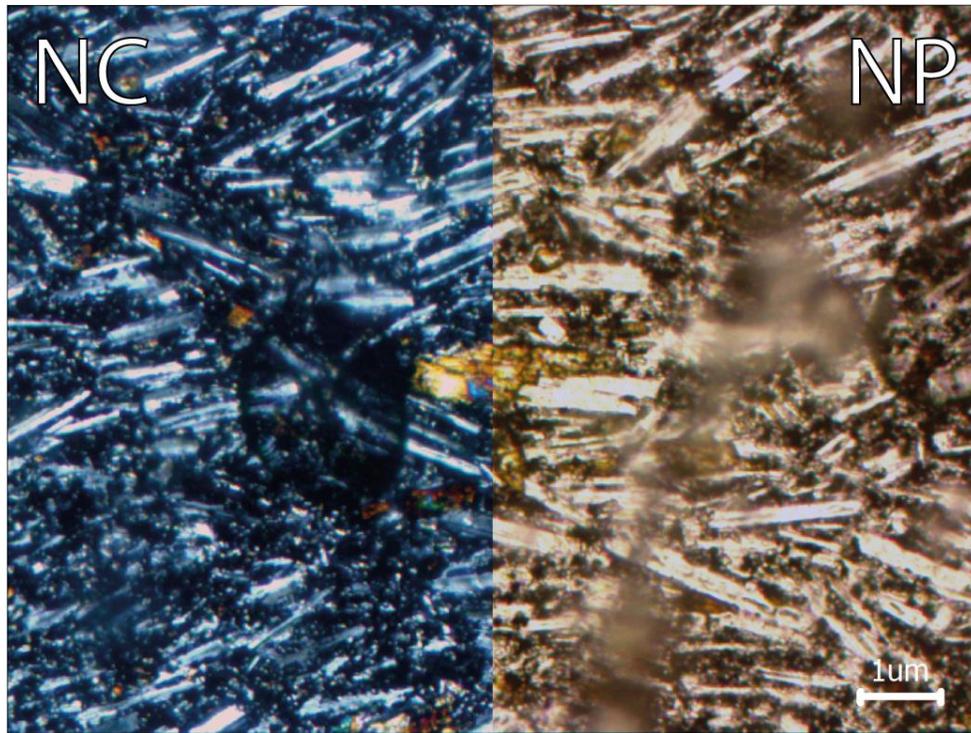


Figura 57: Microfotografía de mineralogía secundaria presente en M3 (aumento 10x). Nícoles cruzados a la izquierda y nícoles paralelos a la derecha. Se puede observar iddingsita alterando a un microlito máfico.

- **Muestra M6: Basalto**

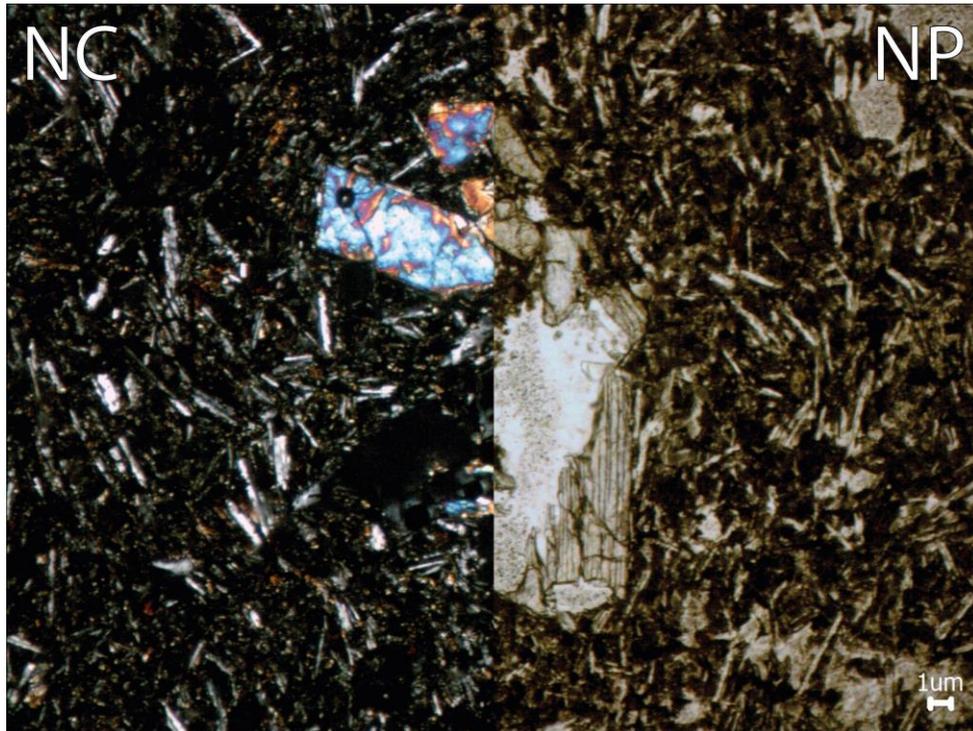


Figura 58: Microfotografía representativa de corte transparente a luz transmitida de la muestra M6, obtenida mediante un aumento de 5x. Nícoles cruzados a la izquierda y nícoles paralelos a la derecha. Se puede apreciar la masa fundamental compuesta por plagioclasa (entre otros microlitos máficos), en conjunto de fenocristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno.

Lava hipocristalina inequigranular porfírica (Figura 59-A) conformada por dos familias de cristales identificadas gracias al tamaño y texturas de estos. Estas corresponden a:

- Familia 1: Integrada por fenocristales de olivino, en un rango de 0.25 mm a 0.5 mm (3% c/r a la roca total), clinopiroxeno de 0.3 mm a 0.5 mm (1% c/r a la roca total) y ortopiroxeno de 0.15 mm a 0.25 mm (2% c/r a la roca total). Todos estos cristales están dispuestos de manera isotrópica.

- Familia 2: Integrada básicamente por microlitos, minerales opacos y vidrio presente en la masa fundamental. Los microlitos corresponden a plagioclasa de tamaños < 0.1 mm hasta 0.25 mm, máficos desde tamaños < 0.1 mm hasta 0.15 mm de compleja

identificación con desarrollo de iddingsita y minerales opacos < 0.1 mm. Todos los microlitos anteriormente nombrados, se encuentran dispuestos isotrópicamente a lo largo del corte (es decir, de manera homogénea y aleatoria) y en textura intersticial-intergranular (sin orientación preferencial). La plagioclasa microlítica corresponde a un 30% del total de la roca, microlitos máficos a un 14%, iddingsita a un 15%, minerales opacos a un 30% y vidrio a un 5%.

Esta lava presenta una textura vesicular (Figura 59-B). De baja cantidad de fenocristales (6% con respecto a la roca total) conformados por olivino subhedral a euhedral prismático-poligonal de hasta 0.5 mm, los cuales presentan sus características fracturas irregulares, además de clinopiroxeno subhedral a anhedral prismático-alargado de hasta 0.5 mm, con clivajes en una dirección en secciones longitudinales y finalmente ortopiroxeno subhedral a anhedral prismático de hasta 0.25 mm, de los cuales también se han logrado identificar clivajes unidireccionales en secciones longitudinales. Todos estos cristales presentan una disposición dispersa y homogénea a lo largo del corte.

Los fenocristales anteriormente mencionados se encuentran en una masa fundamental predominante en el corte (94% con respecto a la roca total), la cual se conforma por microlitos de plagioclasa euhedral a subhedral tabular de hasta 0.25 mm, con presencia de maclas de Carlsbad y polisintéticas, además de microlitos máficos subhedrales a anhedrales prismático-granulares de compleja diferenciación de hasta 0.15 mm y minerales opacos subhedrales a anhedrales prismático-granulares de hasta 0.1 mm y finalmente por presencia de vidrio. Todos estos se encuentran distribuidos isotrópicamente a lo largo del corte, presentando la masa fundamental una textura de tipo intersticial-intergranular (Figura 59-C), dada la aleatoriedad de orientación de los microlitos, en conjunto con una textura vesicular mencionada al inicio de esta descripción.

En cuanto a la mineralogía secundaria, es posible identificar la presencia de iddingsita (Figura 60) alterando a cristales de forma subhedral de hábito prismático a prismático alargado, presentando un color marrón a nícoles paralelos y un color marrón más oscuro a nícoles cruzados. Esta fase mineral de alteración se presenta en cristales de tamaños menores a 0.1 mm hasta 0.15 mm afectando principalmente a los microlitos máficos presentes, más frecuentemente a lo largo de toda su extensión y ocasionalmente sólo alterando sus bordes.

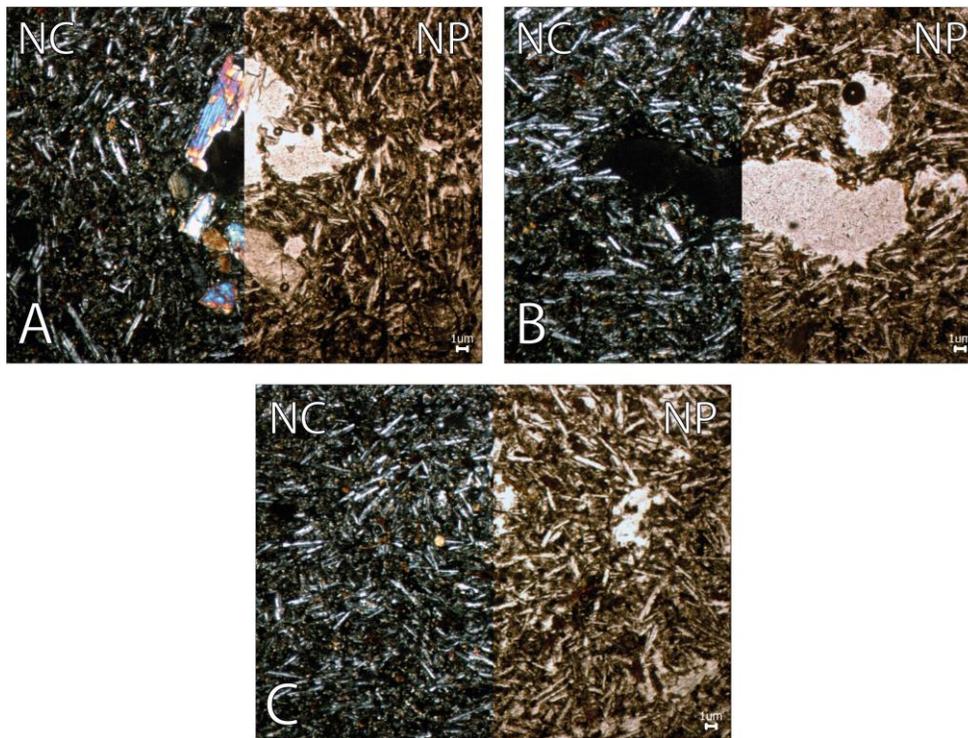


Figura 59: Microfotografías de texturas presentes en M6. **A:** Textura porfírica (aumento 5x); **B:** Textura vesicular (aumento 5x); **C:** Textura intersticial-intergranular de la masa fundamental (aumento 5x).

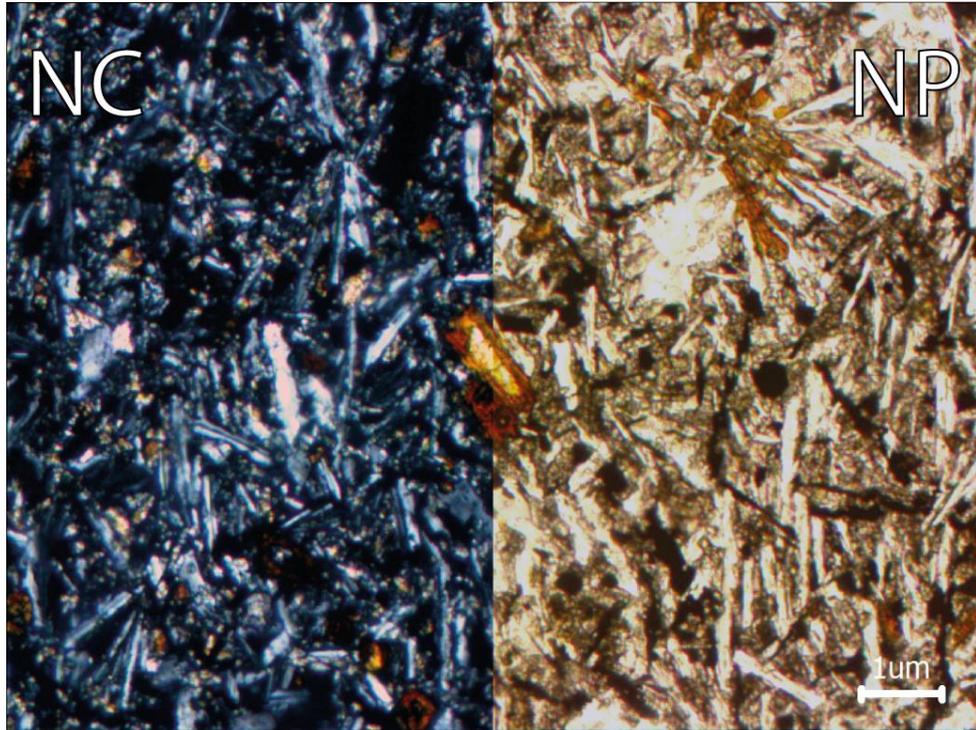


Figura 60: Microfotografía de mineralogía secundaria presente en M6 (aumento 10x). Nícoles cruzados a la izquierda y nícoles paralelos a la derecha. Se puede observar iddingsita alterando a microlitos máficos.

- **Muestra M7: Basalto**



Figura 61: Microfotografía representativa de corte transparente a luz transmitida de la muestra M7, obtenida mediante un aumento de 5x. Nícoles cruzados a la izquierda y nícoles paralelos a la derecha. Se puede apreciar la masa fundamental compuesta de plagioclasa (entre otros microlitos máficos), en conjunto de fenocristales de plagioclasa, olivino y ortopiroxeno.

Lava hipocristalina inequigranular porfírica (Figura 63-A) conformada por dos familias de cristales identificadas gracias al tamaño y texturas de estos. Estas corresponden a:

- Familia 1: Integrada por fenocristales de plagioclasa, en un rango de 0.4 a 1 mm (3% c/r a la roca total), olivino de 0.25 a 0.3 mm (1% c/r a la roca total) y ortopiroxeno de 0.25 a 6 mm (1% c/r a la roca total), que presenta una ocasional textura poikilítica-ofítica. Todos estos cristales están dispuestos de manera isotrópica.

- Familia 2: Integrada básicamente por microlitos, minerales opacos y vidrio en la masa fundamental, en conjunto de la sílice de relleno menor a 0.1 mm en vesículas, en textura amigdaloidal. Los microlitos correspondiendo a plagioclasa de tamaños < 0.1 mm

hasta 0.4 mm, máficos de tamaños menores a 0.1 mm hasta 0.25 mm (con olivino identificado óptimamente) con desarrollo de iddingsita y minerales opacos menores a 0.1 mm. Todos los microlitos anteriormente nombrados, se encuentran dispuestos isotrópicamente a lo largo del corte (es decir, de manera homogénea y aleatoria) y en textura intersticial-intergranular (sin orientación preferencial). La plagioclasa microlítica corresponde a un 20% de la roca total, microlitos máficos a un 15%, iddingsita a 5%, sílice a < 1%, minerales opacos a un 25% y vidrio a 30%.

Esta lava presenta una notoria textura vesicular (Figura 63-C). De baja cantidad de fenocristales (5% con respecto a la roca total) compuestos por plagioclasa subhedral a euhedral tabular de hasta 1 mm, con presencia de maclas polisintéticas y principalmente maclas de Carlsbad, además de olivino subhedral prismático-poligonal con presencia de fracturas irregulares, el cual presenta un tamaño máximo de 0.3 mm y ortopiroxeno subhedral a anhedral prismático de tamaños menores a 0.6 mm, del cual se ha identificado clivajes unidireccionales en secciones longitudinales. De un ejemplar de ortopiroxeno se ha identificado una textura de tipo poikilítica-ofítica (Figura 63-B), en la cual se observa uno de estos cristales encerrando a un cristal de plagioclasa. Todos los cristales anteriormente mencionados, presentan una disposición dispersa y homogénea a lo largo del corte.

Los fenocristales anteriormente mencionados se encuentran en una masa fundamental predominante dentro del corte (95% con respecto a la roca total), la que se compone de microlitos de plagioclasa subhedral a euhedral tabular, con maclas polisintéticas y de tipo Carlsbad principalmente y de tamaños menores a 0.4 mm, además de microlitos máficos subhedrales a anhedrales prismático-granulares y tabulares, siendo compleja su identificación específica (identificándose entre ellos a olivino), presentando tamaños no mayores a 0.25 mm, minerales opacos anhedrales a subhedrales prismático-granulares menores a 0.1 mm y finalmente de presencia de vidrio. Todos estos microlitos se encuentran distribuidos isotrópicamente a lo largo del corte, presentando la masa fundamental una textura intersticial-intergranular (Figura 63-E), en donde todos los microlitos mencionados anteriormente, se encuentran dispuestos sin orientación preferente, además de la marcada textura vesicular mencionada al inicio de esta descripción.

Finalmente es posible identificar mineralogía secundaria correspondiente a sílice criptocristalino (Figura 64-A) amorfo de tamaños menores a 0.1 mm presentándose como relleno de amígdalas, generando una textura amigdaloidal (Figura 63-D). Esta sílice de relleno no se ha observado en ningún otro sitio dentro del corte más que en las propias amígdalas. Dentro de esta misma categoría se observa la presencia de iddingsita (Figura 64-B), la cual se encuentra alterando a cristales de forma subhedral de hábito prismático

a prismático alargado, presentando una coloración marrón a nícoles paralelos y un color marrón más oscuro a nícoles cruzados. Esta fase mineral de alteración se presenta en cristales de tamaños menores a 0.1 mm hasta 0.25 mm, afectando principalmente a los microlitos máficos presentes, tanto a sólo sus bordes como a lo largo de toda su extensión.

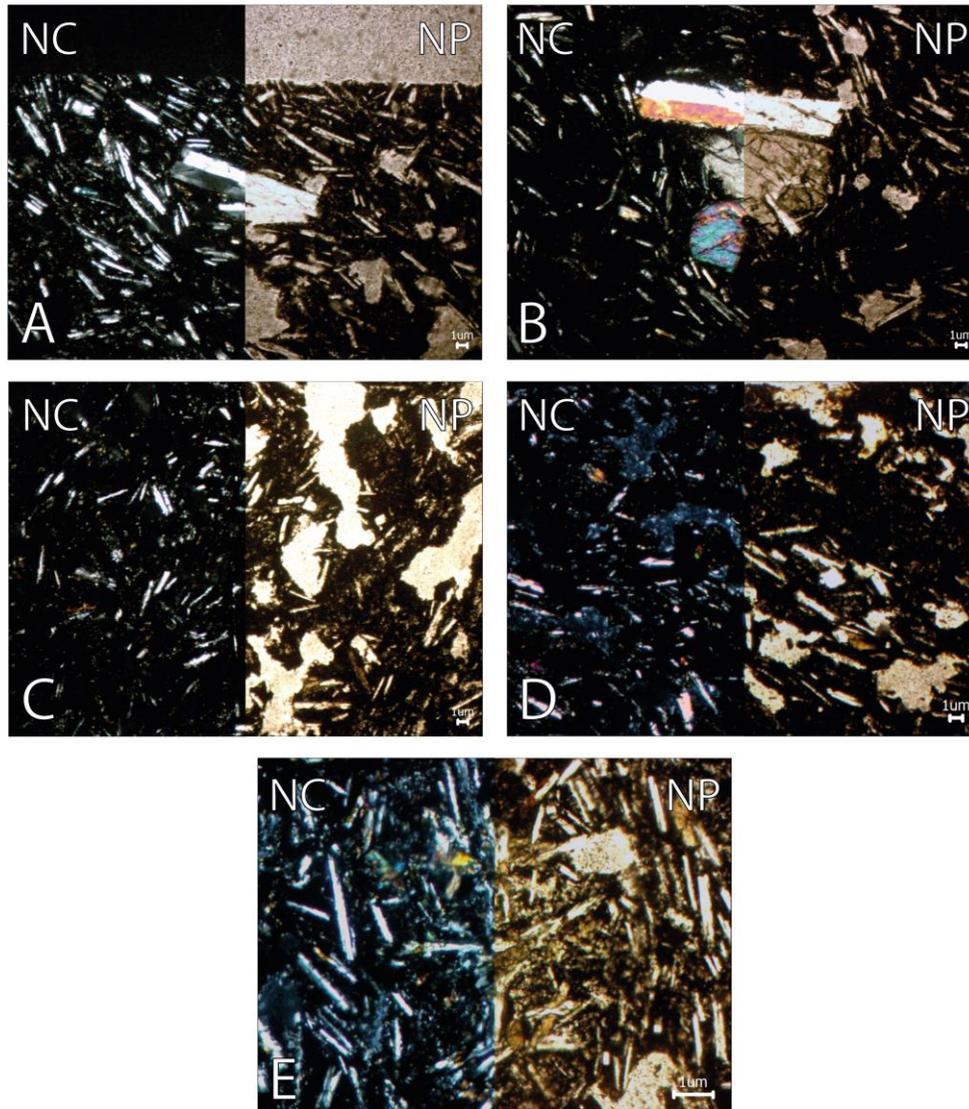


Figura 62: Microfotografías de texturas presentes en M7. **A:** Textura porfírica (aumento 5x); **B:** Textura poikilitica-ofítica de un cristal de ortopiroxeno encerrando a un cristal de plagioclasa (aumento 5x); **C:** Textura vesicular (aumento 5x); **D:** Textura amigdaloidal de vesículas rellenas de sílice (aumento 5x); **E:** Textura intersticial-intergranular de la masa fundamental (aumento 10x).

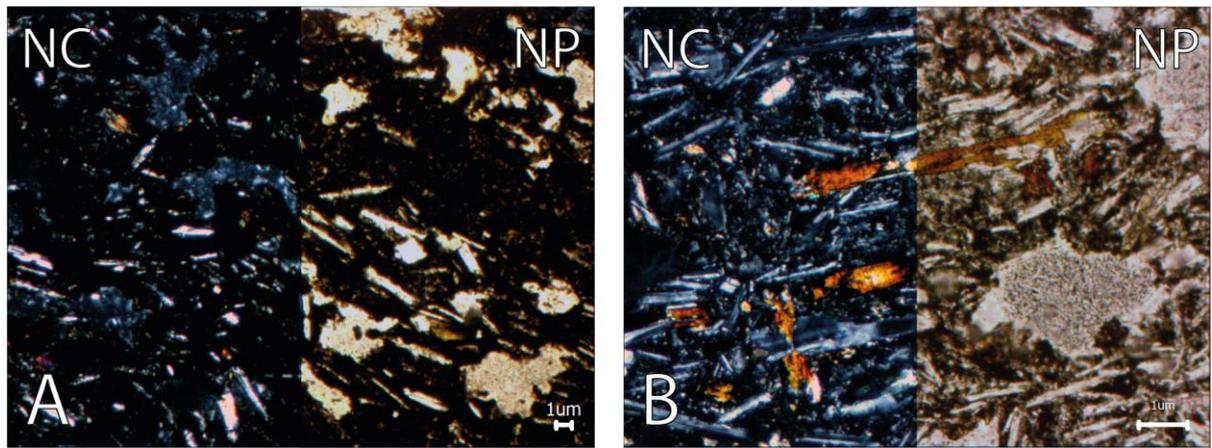


Figura 63: Microfotografías de mineralogía secundaria presente en M7. **A**: Sílice rellenando vesículas (aumento 5x); **B**: Iddingsita alterando a microlitos máficos (aumento 10x).

- **Muestra M8:** Tonalita de hornblenda

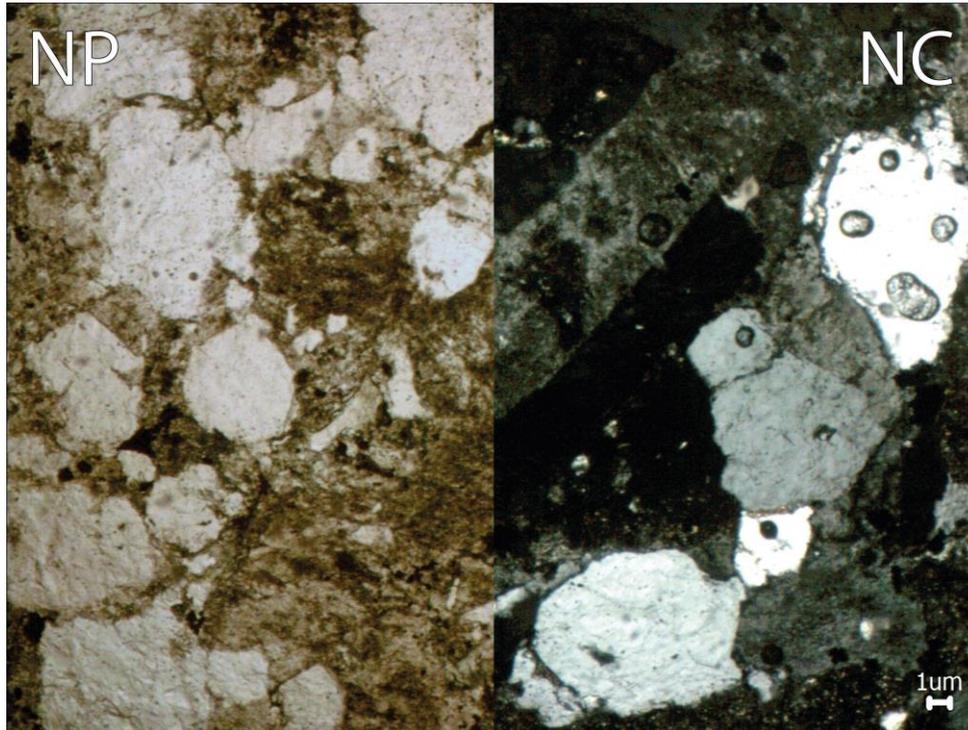


Figura 64: Microfotografía representativa de corte transparente a luz transmitida de la muestra M8, obtenida mediante un aumento de 5x. Nícoles paralelos a la izquierda y nícoles cruzados a la derecha. Se puede apreciar la presencia de cuarzo y plagioclasa.

Roca ígnea intrusiva leucocrática, holocristalina, inequigranular y de textura fanerítica-seriada (Figura 66) conformada por dos familias de cristales identificadas gracias al tamaño y texturas de estos. Estas corresponden a:

- Familia 1: Integrada por fenocristales de cuarzo, en un rango de tamaños de < 0.1 mm a 2 mm (25% c/r a la roca total) y plagioclasa de 0.3 a 4 mm (60% c/r a la roca total). Todos estos cristales están dispuestos de manera isotrópica.

- Familia 2: Integrada básicamente por cristales de menor tamaño, entre los que se encuentran a hornblenda de tamaños < 0.1 mm hasta 0.25 mm, minerales opacos de tamaños < 0.1 mm hasta 0.25 mm y clorita menor a 0.1 mm. Los minerales opacos se encuentran dispuestos isotrópicamente a lo largo del corte (es decir, de manera homogénea y aleatoria), mientras que la hornblenda y clorita, ambas con tendencias a formar

cúmulos. La hornblenda corresponde a un 7% del total de la roca, minerales opacos a un 3% y clorita a un 5%.

Esta roca contiene cuarzo anhedral de hábito granular y apariencia “limpia”, de hasta 2 mm, el cual se encuentra dispuesto de forma dispersa y homogénea en el corte, se identifica, además, plagioclasa de hábito tabular subhedral a anhedral, con un aspecto sucio y con presencia de maclas de Carlsbad y polisintéticas principalmente, esta presenta tamaños no mayores a 4 mm, dispuesta de forma dispersa y homogénea a lo largo del corte. También existe la presencia de hornblenda anhedral altamente alterada (Figura 65), de hábito prismático, de la cual en sus secciones basales se lograron identificar clivajes con ángulos de 60° y 120°, y en secciones longitudinales, su clivaje unidireccional. Esta se presenta principalmente formando cúmulos de agregados cristalinos tanto con cristales de su misma especie, como con cristales de clorita. Esta hornblenda presenta un tamaño máximo de 0.25 mm. Por otro lado, es posible observar minerales opacos anhedrales a subhedrales de hábito prismático-granular, dispersos y homogéneos en todo el corte y con un tamaño máximo de 0.25 mm.

En cuanto a la mineralogía secundaria, es posible identificar la presencia de clorita (Figura 67), subhedral a anhedral de hábito micáceo-fibroso, con su característico color anómalo azul Berlín a nícoles cruzados. Esta presenta tamaños menores a 0.1 mm y se encuentra dispuesta en forma de cúmulos junto con cristales de su misma clase y en ocasiones junto a hornblendas.

El corte en general presenta una textura fanerítica y seriada, la primera debido a que los cristales son visibles a simple vista y la segunda debido a que, si bien son la mayoría visibles a simple vista, existe una cierta gradación en los tamaños de los granos.

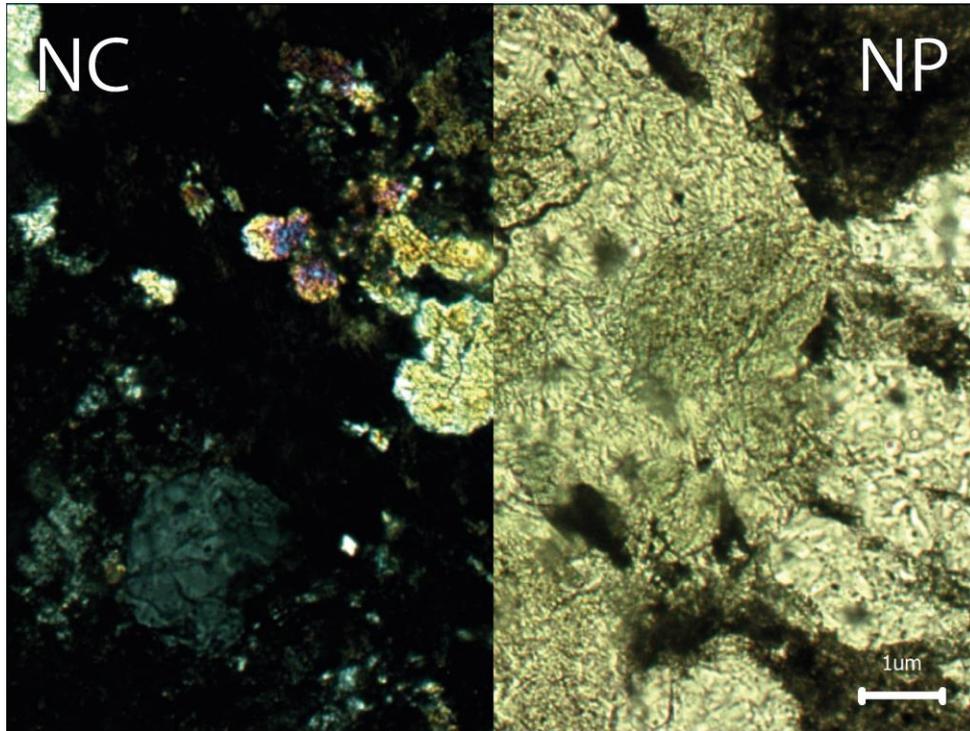


Figura 65: Microfotografía de corte transparente a luz transmitida de la muestra M8, obtenida mediante un aumento de 20x. Nícoles paralelos a la izquierda y nícoles cruzados a la derecha. Se resalta la presencia de hornblenda.

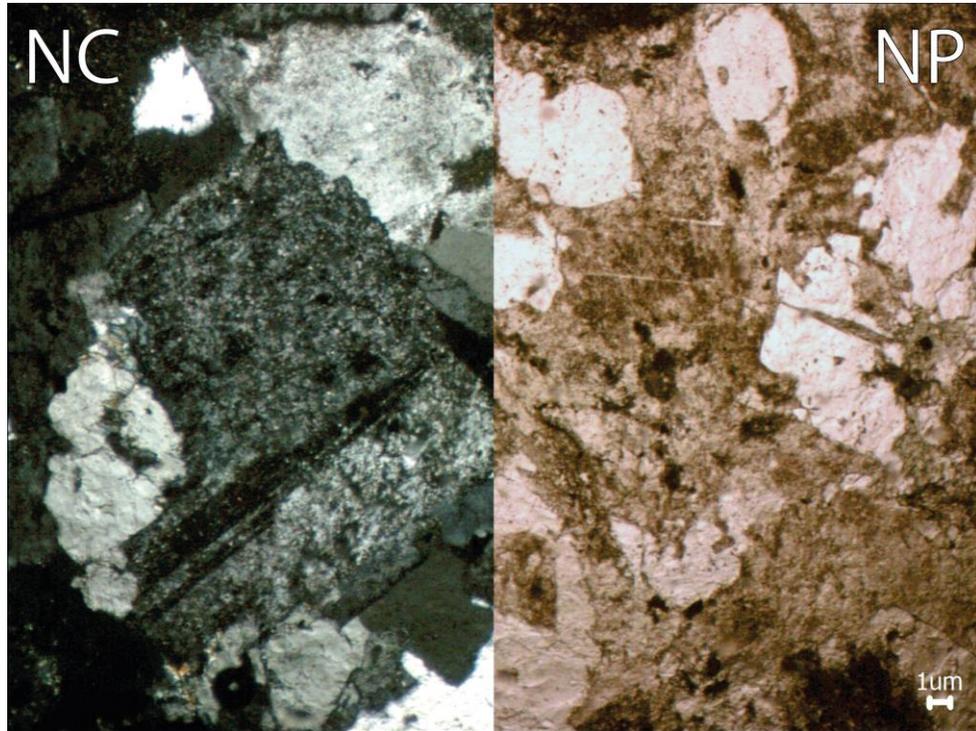


Figura 66: Microfotografía de textura fanerítica-seriada presente en M8 (aumento 5x).
Nícoles cruzados a la izquierda y nícoles paralelos a la derecha.

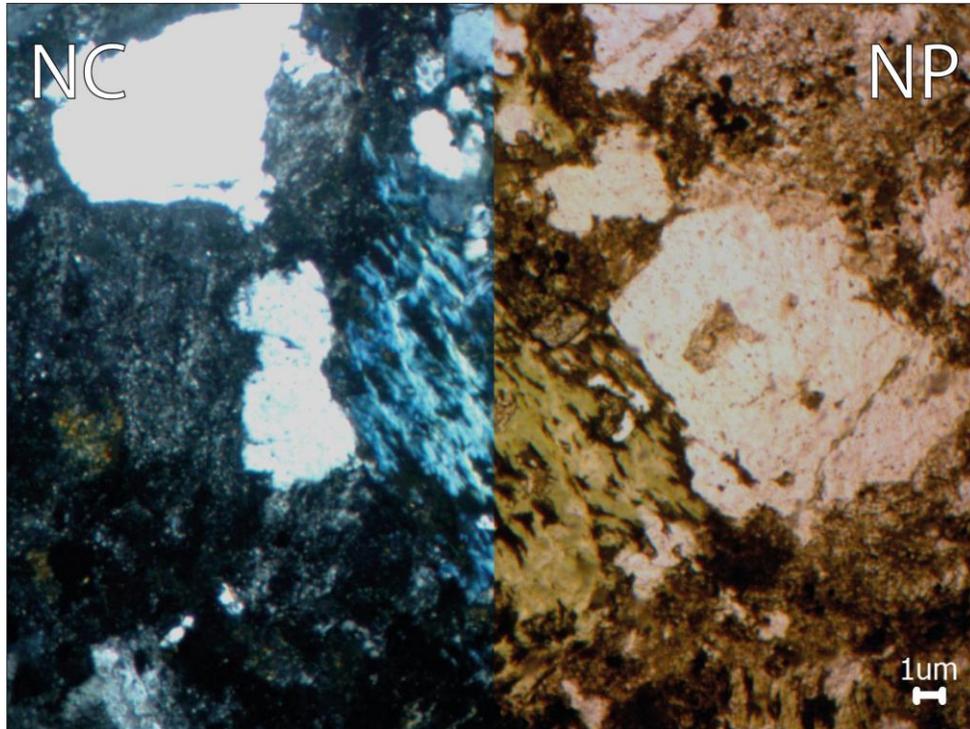


Figura 67: Microfotografía de mineralogía secundaria presente en M8 (aumento 5x). Nícoles cruzados a la izquierda y nículos paralelos a la derecha. Se puede observar la presencia de clorita.

- **Muestra M9: Basalto**

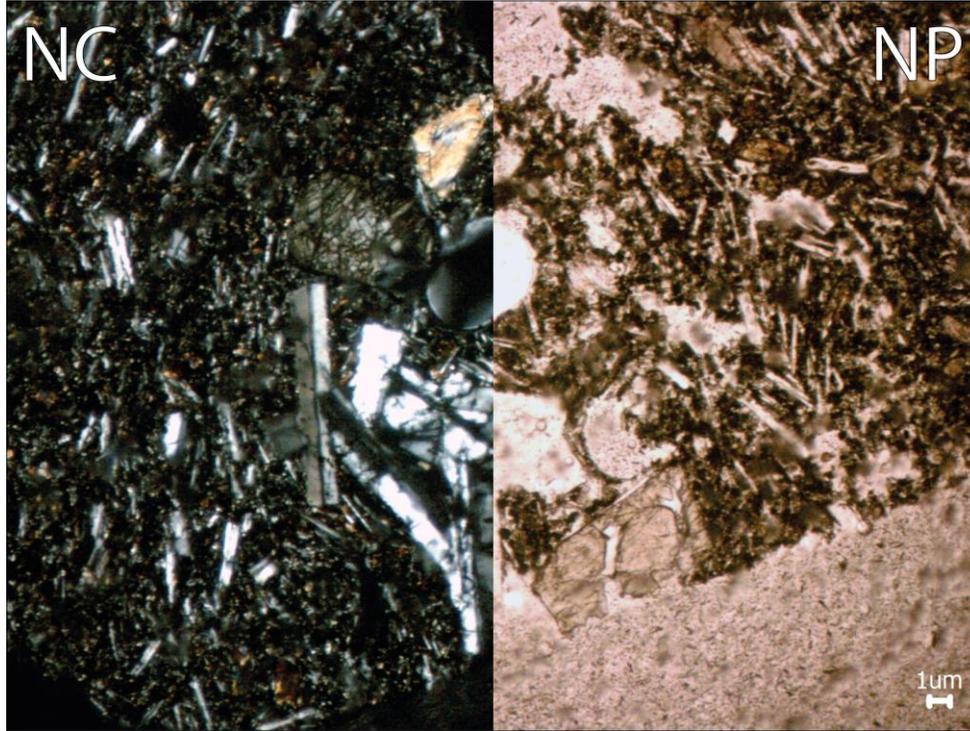


Figura 68: Microfotografía representativa de corte transparente a luz transmitida de la muestra M9, obtenida mediante un aumento de 5x. Nícoles cruzados a la izquierda y nícoles paralelos a la derecha. Se puede apreciar la masa fundamental compuesta de plagioclasa (entre otros microlitos máficos), en conjunto de fenocristales de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno.

Lava holocristalina inequigranular porfírica (Figura 69-A) conformada por dos familias de cristales identificadas gracias al tamaño y texturas de estos. Estas corresponden a:

- Familia 1: Integrada por fenocristales de plagioclasa, en un rango de 0.25 mm a 0.7 mm (15% c/r a la roca total) en textura glomeroporfírica y cumuloporfírica con olivino y piroxeno, olivino de 0.25 mm a 0.7 mm (2% c/r a la roca total), clinopiroxeno de 0.25 mm a 0.7 mm (3% c/r a la roca total) y ortopiroxeno de 0.25 mm a 0.4 mm (2% c/r a la roca total). Todos estos cristales están dispuestos de manera isotrópica y en ocasionales cúmulos formados entre sí.

- Familia 2: Integrada básicamente por microlitos, minerales opacos y vidrio en la masa fundamental. Los microlitos corresponden a plagioclasa menor a 0.25 mm, minerales máficos menores a 0.25 mm (con olivino identificado óptimamente) con desarrollo de iddingsita y minerales opacos menores a 0.1 mm, todos dispuestos isotrópicamente a lo largo del corte (es decir, de manera homogénea y aleatoria) y en textura intersticial-intergranular (sin orientación preferente). La plagioclasa microlítica corresponde a un 10% del total de la roca, microlitos máficos a un 7%, iddingsita a un 6%, minerales opacos a un 35% y vidrio a un 20%.

Esta lava presenta una escasa textura vesicular (Figura 69-B). De baja cantidad de fenocristales (22% con respecto a la roca total) conformados por plagioclasa subhedral a euhedral tabular de tamaños menores a 0.7 mm, con presencia de maclas de Carlsbad además de polisintéticas, presentándose ocasionalmente en forma de cúmulos, tanto con cristales de su misma especie como junto con olivino y piroxeno, formando textura glomeroporfírica (Figura 69-C) y cumuloporfírica (Figura 69-D) respectivamente, olivino subhedral prismático-poligonal de los cuales algunos de ellos presentan fracturas irregulares, con tamaños de hasta 0.7 mm, clinopiroxeno subhedral a euhedral prismático, en donde en secciones basales se han identificado sus clivajes característicos en 90°, con un tamaño máximo de 0.7 mm, ortopiroxeno subhedral a euhedral prismático de los cuales también se han identificado clivajes en 90° para sus secciones basales, con tamaños no mayores a 0.4 mm. Todos los fenocristales anteriores es posible encontrarlos de forma dispersa y homogénea a lo largo del corte y ocasionalmente formando cúmulos entre sí.

Los fenocristales anteriormente mencionados se encuentran dentro de una masa fundamental que predomina en el corte (78% con respecto a la roca total), la que se compone tanto de microlitos como de vidrio. Dentro de los microlitos, es posible identificar plagioclasa subhedral a anhedral tabular con presencia de maclas de Carlsbad y polisintéticas, con tamaños no mayores a 0.25 mm, además de microlitos máficos anhedrales de difícil identificación prismático-poligonales (identificándose entre ellos olivino) y alargados en muchos casos, con tamaños máximos de 0.25 mm y minerales opacos subhedrales prismáticos menores a 0.1 mm. Todos estos microlitos anteriormente mencionados, se encuentran distribuidos isotrópicamente a lo largo del corte, presentando una textura de masa fundamental intersticial-intergranular (Figura 69-E), en la cual estos se encuentran dispuestos sin orientación aparente, además de una escasa textura vesicular ya anteriormente mencionada.

En cuanto a la mineralogía secundaria, es posible identificar la presencia de iddingsita (Figura 70) alterando a cristales de forma subhedral a anhedral de hábito prismático a prismático alargado, presentando un color marrón claro a nícoles paralelos y un

color marrón más oscuro a nícoles cruzados. Esta fase mineral de alteración se presenta en cristales de tamaños menores a 0.25 mm afectando principalmente a los microlitos máficos presentes, más frecuentemente sólo alterando sus bordes.

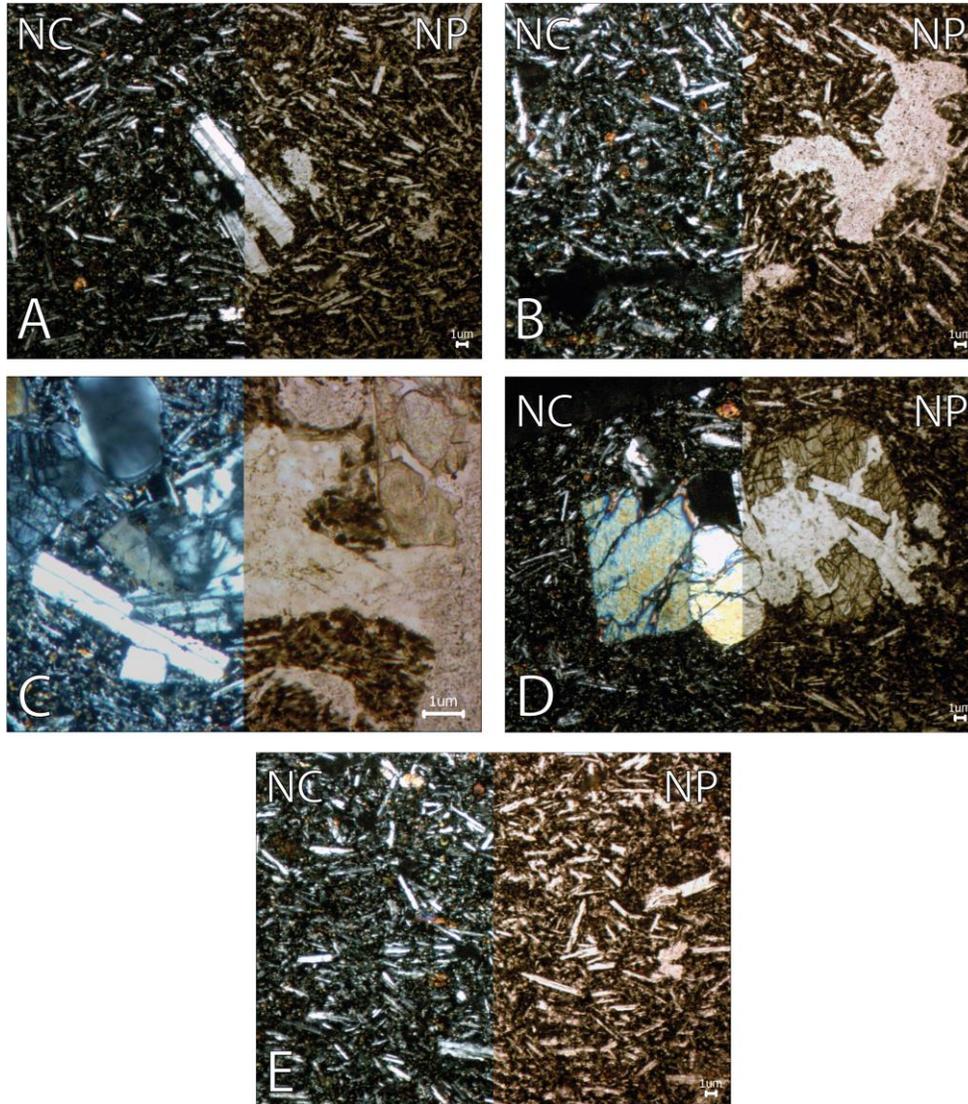


Figura 69: Microfotografías de texturas presentes en M9: **A:** Textura porfírica (aumento 5x); **B:** Textura vesicular (aumento 5x); **C:** Textura glomeroporfírica en feldespato (aumento 10x); **D:** Textura cumuloporfírica en feldespato, ortopiroxeno, clinopiroxeno y olivino (aumento 5x); **E:** Textura intersticial-intergranular de la masa fundamental (aumento 5x).

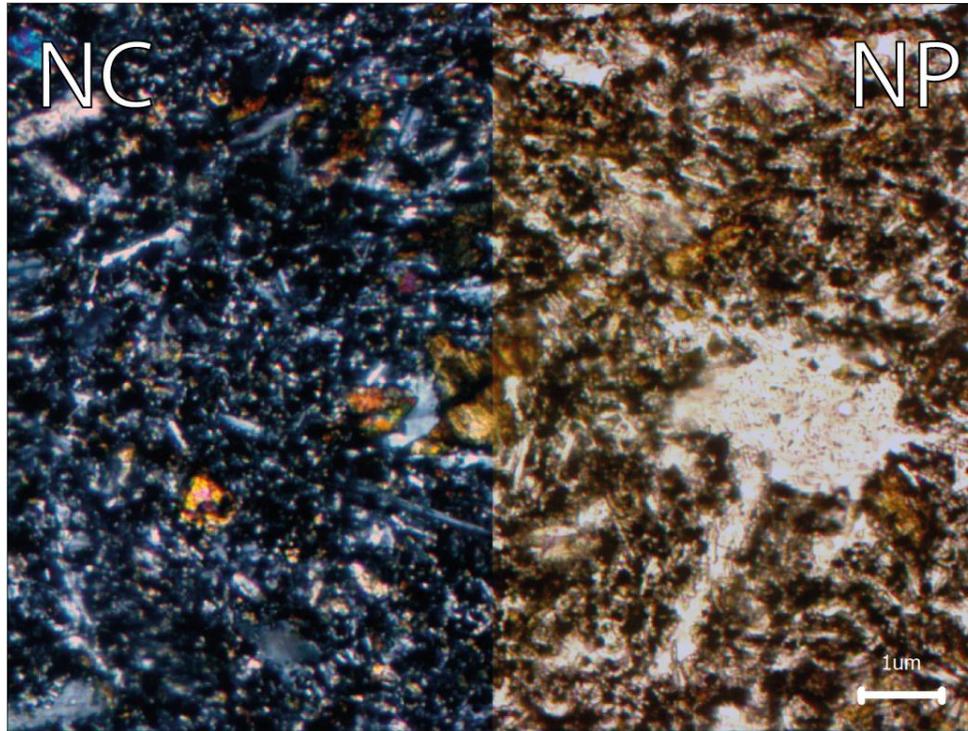


Figura 70: Microfotografía de mineralogía secundaria presente en M9 (aumento 10x). Nícoles cruzados a la izquierda y nícoles paralelos a la derecha. Se observa iddingsita alterando a microlitos máficos.

- **Muestra M13: Basalto**

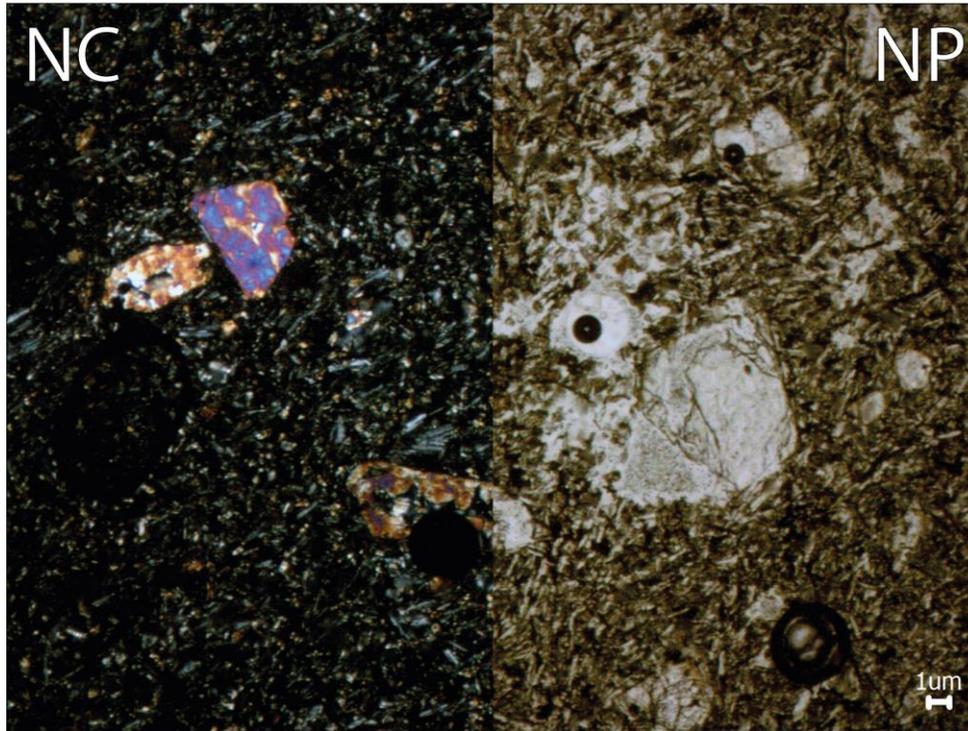


Figura 71: Microfotografía representativa de corte transparente a luz transmitida de la muestra M13, obtenida mediante un aumento de 5x. Nícoles cruzados a la izquierda y nícoles paralelos a la derecha. Se puede apreciar la masa fundamental compuesta de plagioclasa (entre otros microlitos máficos), en conjunto de fenocristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno.

Lava hipocristalina inequigranular porfírica (Figura 72-A) conformada por dos familias de cristales identificadas gracias al tamaño y texturas de estos. Estas corresponden a:

- Familia 1: Integrada por fenocristales de plagioclasa, en un rango de 0.25 mm a 1.5 mm (< 1% c/r a la roca total) entre las cuales se ha identificado la textura de sieve, olivino de 0.4 mm a 1.5 mm (2% c/r a la roca total), clinopiroxeno de 0.25 mm a 1 mm (3% c/r a la roca total) con presencia de textura de embahiamiento y ortopiroxenos de 0.5 mm a 3.2 mm (5% c/r a la roca total). Todos estos cristales están dispuestos de manera isotrópica.

- Familia 2: Integrada básicamente por microlitos, minerales opacos y vidrio en la masa fundamental. Los microlitos se componen de plagioclasa menor a 0.25 mm, minerales máficos de tamaño máximo 0.25 mm con desarrollo de iddingsita y minerales opacos menores a 0.1 mm, todos dispuestos isotrópicamente a lo largo del corte (es decir, de manera homogénea y aleatoria) y en textura intersticial-intergranular (sin orientación preferente). La plagioclasa microlítica corresponde a un 40% del total de la roca, microlitos máficos a un 8%, iddingsita a un 7%, minerales opacos a un 10% y vidrio a un 25%.

Esta lava presenta baja cantidad de fenocristales (10% con respecto a la roca total) conformados por escasa plagioclasa subhedral a principalmente anhedral tabular de tamaño máximo 1.5 mm, con presencia de principalmente maclas de polisintéticas y de las cuales uno de sus ejemplares posee textura de sieve (Figura 72-B), olivino subhedral a euhedral principalmente prismático-poligonal de tamaño menor a 1.5 mm, entre los que se pueden encontrar ocasionalmente sus clásicas fracturas irregulares, clinopiroxeno subhedral a anhedral principalmente, prismático de tamaño menor a 1 mm y con clivajes unidireccionales identificados en secciones longitudinales, en ellos se han observado texturas de embahiamiento (Figura 72-C) y ortopiroxeno subhedral a principalmente anhedral prismático-alargado menor a 3.2 mm, con identificación de clivajes unidireccionales en secciones longitudinales. Todos los fenocristales anteriormente señalados se encuentran de forma dispersa y homogénea a lo largo del corte.

Los fenocristales anteriormente mencionados se encuentran rodeados de una masa fundamental predominante en el corte (90% con respecto a la roca total), la que se compone por microlitos y vidrio. Entre los microlitos, se encuentra plagioclasa anhedral tabular de tamaño menor a 0.25 mm, con presencia de maclas de Carlsbad y polisintéticas, microlitos máficos anhedrales prismático-poligonales de difícil identificación de tamaños menores a 0.25 mm, minerales opacos anhedrales prismáticos alargados menores a 0.1 mm. Todos estos microlitos anteriormente mencionados, se encuentran distribuidos isotrópicamente a lo largo del corte, presentando una textura de masa fundamental intersticial-intergranular (Figura 72-D), en la cual estos se encuentran dispuestos sin orientación aparente, además de una escasa a nula textura vesicular.

En cuanto a la mineralogía secundaria, es posible identificar la presencia de iddingsita (Figura 73) alterando a cristales de forma anhedral de hábito prismático a prismático alargado, presentando un color marrón claro a nícoles paralelos y un color marrón más oscuro a nícoles cruzados. Esta fase mineral de alteración se presenta en cristales de tamaños menores a 0.25 mm afectando principalmente a los microlitos máficos presentes, más frecuentemente sólo alterando sus bordes.

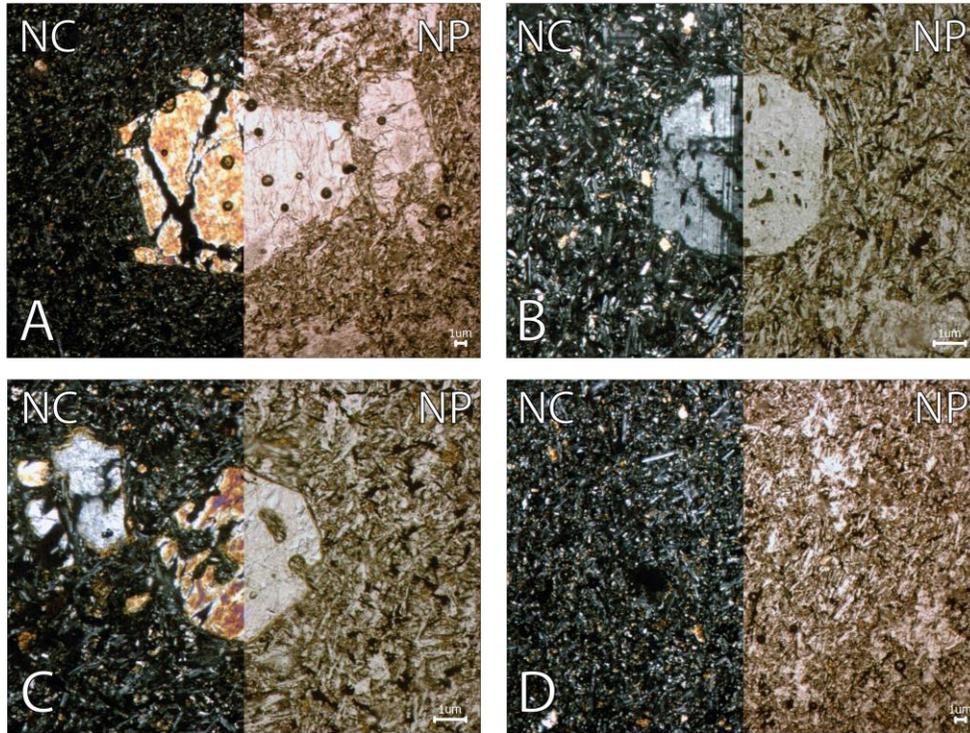


Figura 72: Microfotografías de texturas presentes en M13: **A**: Textura porfírica (aumento 5x); **B**: Textura de sieve en plagioclasa (aumento 10x); **C**: Textura de embahiamiento en clinopiroxeno (aumento 10x); **D**: Textura intersticial-intergranular de la masa fundamental (aumento 5x).

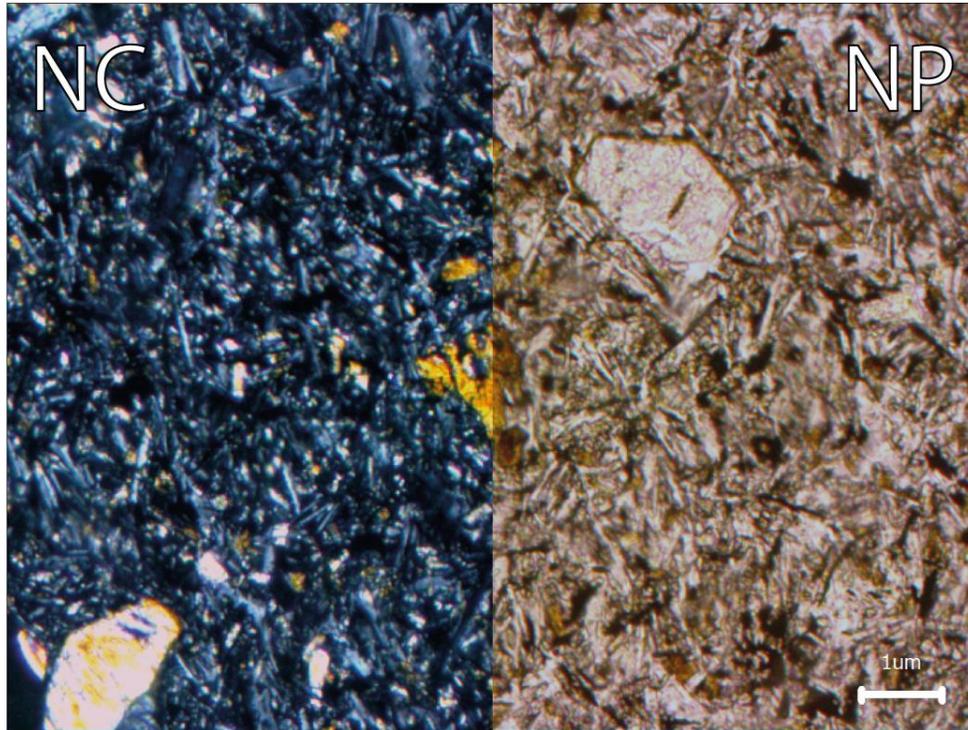


Figura 73: Microfotografía de mineralogía secundaria presente en M13 (aumento 10x). Nícoles cruzados a la izquierda y nícoles paralelos a la derecha. Se puede observar iddingsita alterando a microlitos máficos.

4.4. Microtexturas en clastos

Para la obtención de imágenes microtexturales de alta resolución, se utilizaron porciones (Figura 74) localizadas en los cantos de las muestras elegidas como representantes de cada grupo en el apartado anterior.



Figura 74: Fotografía de fragmentos pertenecientes a las muestras representativas utilizadas para la obtención de imágenes microtexturales en SEM.

Todas las microtexturas identificadas pertenecen uno de los 9 tipos (Figura 75) mencionados a continuación:

- **AF:** Rasgo de abrasión
- **AS:** Escalones en forma de arco
- **BB:** Bloque de fractura
- **DT:** Surco profundo
- **FF:** Plano de fractura
- **SG:** Surco recto
- **SLF:** Fracturas lineales subparalelas
- **UP:** Placa levantada
- **VC:** Grieta en forma de "V"

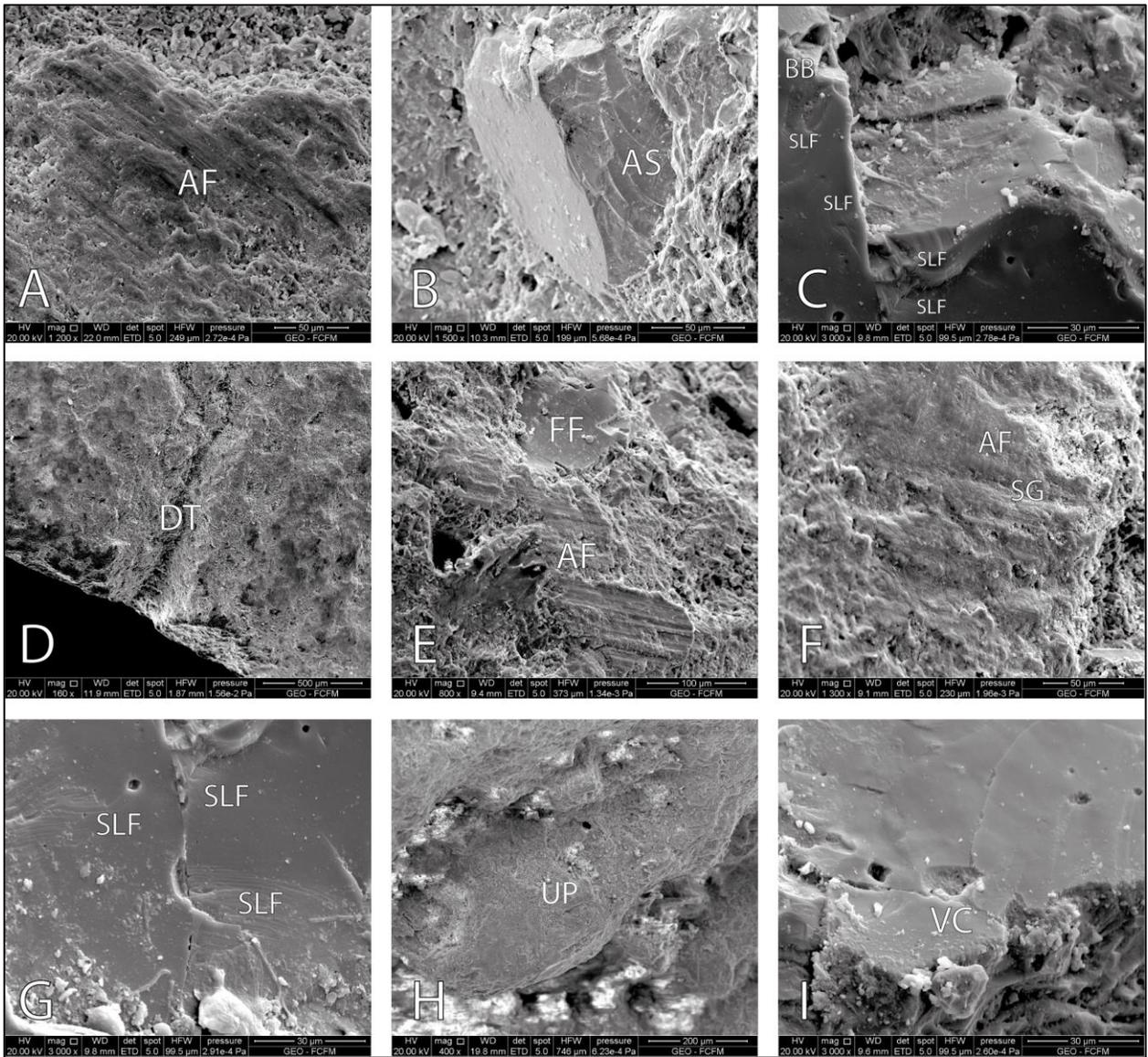


Figura 75: Microfotografía de cada uno de los tipos de microtextura identificados. **A:** Rasgo de abrasión en M6; **B:** Escalones en forma de arco en M13; **C:** Bloques de fractura y Fracturas lineales subparalelas en M8; **D:** Surco profundo en M1; **E:** Rasgo de abrasión y Plano de fractura en M7; **F:** Rasgo de abrasión y Surco recto en M7; **G:** Fracturas lineales subparalelas en M8; **H:** Placa levantada en M7; **I:** Grieta en forma de “V” en M8.

Cada uno de estos tipos microtexturales presentaron diversas frecuencias de aparición, como se observa en la Tabla 6.

Muestra	AF	AS	BB	DT	FF	SG	SLF	UP	VC	Total
M1	0	0	0	2	0	0	0	0	0	2
M3	2	0	0	0	0	0	0	0	0	2
M6	18	0	0	1	0	0	0	0	0	19
M7	2	0	0	0	1	1	2	1	0	7
M8	0	1	2	1	0	0	11	0	6	21
M9	0	0	0	0	0	0	1	0	8	9
M13	2	2	2	0	0	0	3	0	0	9

Tabla 6: Frecuencia absoluta de aparición de cada tipo de microtextura y total de estas por muestra seleccionada.

A continuación, se presentan gráficos de frecuencia relativa porcentual de los 9 tipos de microtexturas identificadas por muestra (Figura 76).

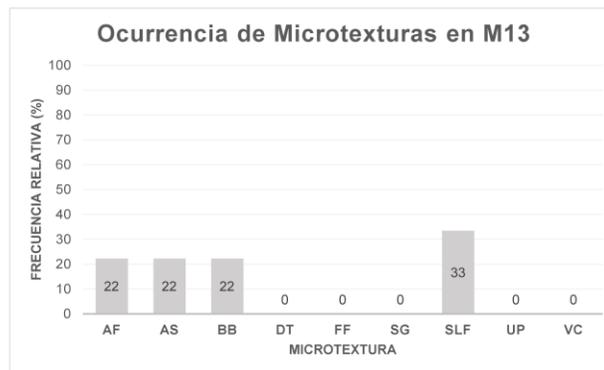
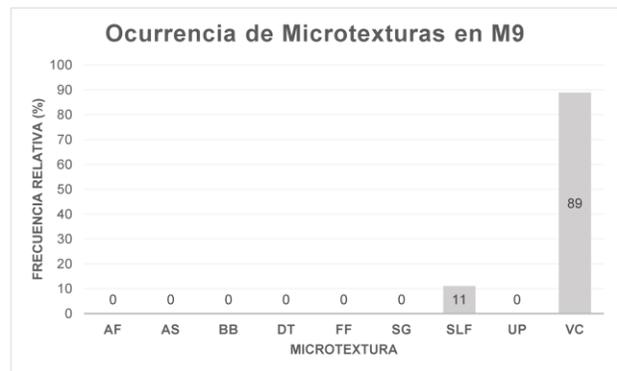
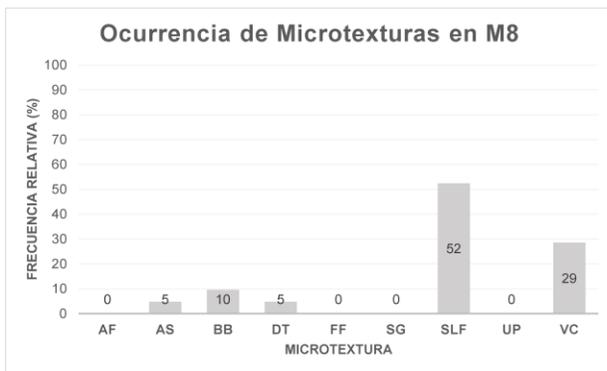
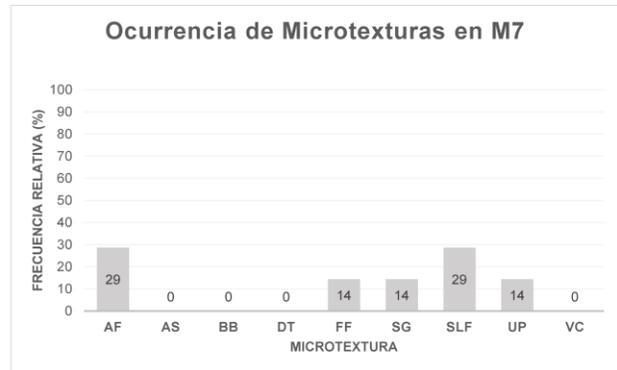
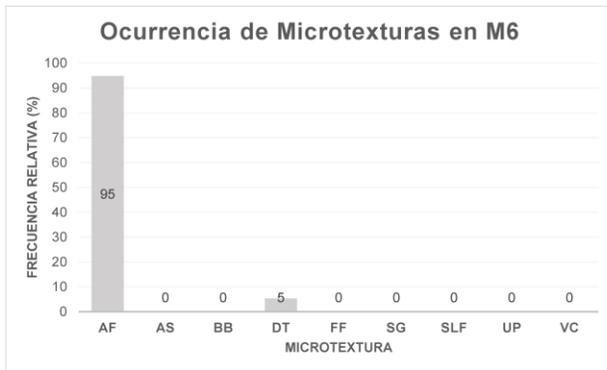
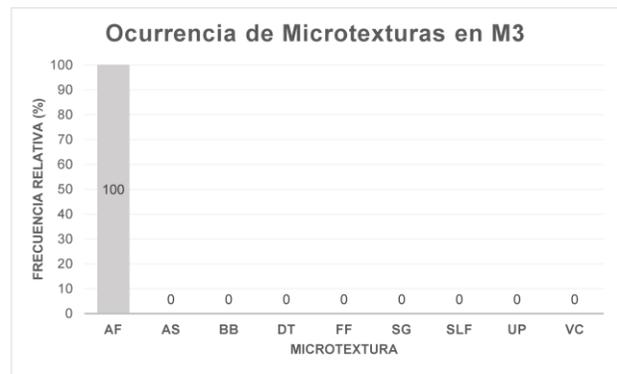
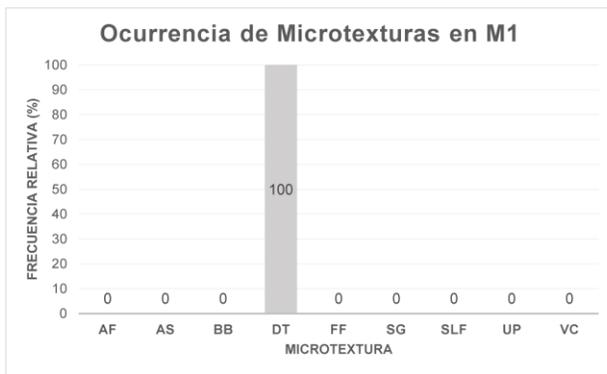


Figura 76: Gráficos de frecuencia relativa porcentual de microtexturas por muestra inspeccionada.

De la Figura 76 se tiene que en la muestra M1, sólo fueron encontrados un total de 2 microtexturas del tipo surco profundo (DT), en M3 sólo 2 microtexturas de rasgo de abrasión (AF), en M6 de un total de 19 microtexturas, más del 90% correspondientes a rasgos de abrasión, por su parte en M7 se identificaron 7 microtexturas siendo más frecuentes los rasgos de abrasión (AF) y fracturas lineales subparalelas (SLF), ambas con 2 apariciones, mientras que en M8 de las 21 microtexturas identificadas, la más frecuente corresponde a fracturas lineales subparalelas con más de la mitad del total de microtexturas, seguida de las grietas en forma de "V" (VC), por otro lado en M9, de las 9 microtexturas encontradas, la gran mayoría pertenece a grietas en forma "V" (VC) y finalmente en M13 con un total de 9 microtexturas, la más frecuente corresponde a fracturas lineales subparalelas (SLF), seguida con la misma cantidad de apariciones, las microtexturas rasgos de abrasión (AF), escalones en forma de arco (AS) y bloques de fractura (BB).

4.5. Síntesis Geológica

En esta sección se presenta una síntesis de los depósitos (Tabla 7) y litologías (Tabla 8) pertenecientes a las zonas de las posibles escalas de lastrado revisadas en bibliografía al inicio de esta investigación, considerando como guía los resultados ya obtenidos a partir del estudio de los lastres.

Escalas	Depósitos de la zona
Puerto de Coquimbo	<ul style="list-style-type: none"> ● Depósitos de relleno artificial ● Depósitos de playas ● Depósitos fluviales antiguos y recientes
Puerto de Valparaíso	<ul style="list-style-type: none"> ● Depósitos litorales y eólicos actuales
Puerto en Bahía Cumberland	<ul style="list-style-type: none"> ● Depósitos aluviales antiguos con dinámica fluvial actual
Puerto de Ancud	<ul style="list-style-type: none"> ● Depósitos litorales ● Depósitos fluviales ● Depósitos glaciofluviales ● Depósitos morrénicos
Puerto Montt	<ul style="list-style-type: none"> ● Depósitos morrénicos ● Depósitos glaciofluviales ● Depósitos de interacción fluvial-marina ● Depósitos de playas ● Depósitos de relleno artificial
Puerto de Punta Arenas	<ul style="list-style-type: none"> ● Depósitos glaciofluviales ● Depósitos litorales ● Depósitos morrénicos ● Depósitos fluviales

Tabla 7: Resumen de depósitos de interés por zona de recalada. Realizado en base al apartado Marco Geológico en Antecedentes.

Escalas	Litología de la zona
Puerto de Coquimbo	<ul style="list-style-type: none"> ● <u>Intrusivos:</u> dioritas, gabros, granodioritas, monzodioritas, monzonitas, monzogranitos y sienogranitos. ● <u>Extrusivos:</u> andesitas, andesitas-basálticas y basaltos. ● <u>Metamórficas:</u> meta-andesitas.
Puerto de Valparaíso	<ul style="list-style-type: none"> ● <u>Intrusivos:</u> tonalitas, granodioritas, granitoides (sin especificar), monzodioritas, monzogranitos, dioritas, gabros, sienogranitos y granitos. ● <u>Extrusivos:</u> andesitas.
Puerto en Bahía Cumberland	<ul style="list-style-type: none"> ● <u>Intrusivos:</u> dunitas de plagioclasa, lherzolitas de espinela y enclaves ultramáficos (no clasificados). ● <u>Extrusivos:</u> basaltos y basaltos picríficos.
Puerto de Ancud	<ul style="list-style-type: none"> ● <u>Intrusivos:</u> rocas graníticas (no clasificadas). ● <u>Extrusivos:</u> andesitas, dacitas, basaltos, andesitas-basálticas y domos riolíticos a dacíticos.
Puerto Montt	<ul style="list-style-type: none"> ● <u>Intrusivos:</u> tonalitas, granodioritas, granitos, dioritas y rocas graníticas (no clasificadas). ● <u>Extrusivos:</u> rocas volcánicas (no clasificadas).
Puerto de Punta Arenas	<ul style="list-style-type: none"> ● <u>Intrusivos:</u> gabros y diabasas. ● <u>Extrusivos:</u> basaltos almohadillados, andesitas y dacitas a riolitas. ● <u>Metamórficas:</u> metabasaltos.

Tabla 8: Resumen de las litologías de interés por zona de recalada, a partir de las clasificaciones litológicas obtenidas en resultados. Realizado en base al apartado Marco Geológico en Antecedentes.

Capítulo 5. Discusiones

5.1. Análisis morfológico

Del buen redondeamiento descrito de prácticamente la mayoría de los clastos, se desprende el hecho de que este material lítico no proviene de un afloramiento in situ, sino más bien de un depósito formado gracias a la movilización de este material mediante un agente transportador que les permitiera adquirir esta característica morfológica común en sedimentos que han sufrido un retrabajo durante un periodo considerable. Dado lo anterior es que, en primera instancia, se puede deducir que todos los clastos presentes en este estudio provienen de algún depósito que fue generado por transporte y/o retrabajo de material. De esta característica, además, se puede descartar inmediatamente como posible fuente de los lastres a depósitos de tipo coluvial o aluvial, los que se caracterizan por ser generados en eventos de breve transporte de sedimentos, en donde los clastos que los componen no llegan a desarrollar el alto nivel de redondeamiento que sí se observa en las muestras analizadas.

Las clasificaciones de esfericidad y forma por su parte, no permiten desprender información sobre los procesos depositacionales ni de transporte de los clastos, sino más bien, entregan información sobre la manera en que se fracturó el afloramiento in situ para generar el clasto que posteriormente sería redondeado por el transporte del respectivo agente, conservando aún tanto su esfericidad como su forma. Es importante notar que esfericidad y forma (esta última de acuerdo con la clasificación de Nichols de 2009) se relacionan de tal manera que cuanto mayor sea la esfericidad de un clasto de acuerdo a este primer criterio, este se debería clasificar con una forma ecuate según Nichols (2009) siendo cualquier otra clasificación de este autor (discoidal/oblato, planar, y tubular/prolato) indicativa de un menor grado de esfericidad. Dado lo anterior, es que se obtuvo coherentemente que, en el ámbito de la esfericidad, todos los lastres no tienen desarrollado este rasgo y en la clasificación de forma sólo 3 de las 15 muestras poseen una forma ecuate, es decir en términos de esfericidad, sólo 3 se aproximarían a tener buena esfericidad. Si bien ambos criterios tienen coherencia en 12 muestras, 3 de ellas se clasifican como ecuates y a su vez de baja esfericidad, por lo que ante esto y analizando la metodología para clasificar en grado de esfericidad y de forma, el método de clasificación de forma por Nichols (2009) sería el más riguroso, ya que este es un método cuantitativo el cual usa las medidas de los ejes de cada clasto, mientras que la clasificación por esfericidad es meramente cualitativa y subjetiva, al depender en gran parte del observador que la lleva a cabo. De todas maneras, de ambas clasificaciones sólo se puede deducir que la mayor parte de los clastos analizados se desprendieron de sus respectivos afloramientos mediante un set de fracturas no equidimensionalmente espaciadas.

En cuanto a la masa y dimensión de los clastos, correspondiendo (como ya se mencionó en el apartado de resultados) a un promedio de alrededor de 800 gramos y de un tamaño común de guijarro entre los clastos, es natural relacionar estos rasgos a un agente de alta energía, descartando inmediatamente al agente eólico y sus depósitos como posible fuente del lastre. Bajo este mismo razonamiento es que se descartan además los depósitos lacustres, que se caracterizan por conformarse de material sedimentario de tamaño principalmente fino. Dado lo anterior, por lo tanto, es que restan como posibles fuentes del lastre depósitos generados por agentes que puedan producir la movilización de este tamaño y masa de clastos, condiciones que son cumplidas por el régimen fluvial, litoral y glaciar, siendo los depósitos de estos a los que, en primera instancia, hay que apuntar como posibles fuentes. El hecho de obtener un gran valor de desviación estándar másico, con clastos desde un valor mínimo de 252 gramos a un valor máximo de 2233 gramos, podría generar la discusión de que es un rango demasiado amplio como para descartar agentes con distintas capacidades energéticas de movilización de clastos, sin embargo esto no es así, dado que el mínimo (252 gramos) sigue siendo un valor alto como para que su movilización y más aún su redondeamiento se logre a partir de un agente poco energético, como por ejemplo el agente eólico ya descartado.

El depósito morrénico a pesar de encontrarse entre los tres tipos de depósitos inicialmente considerados como posibles fuentes (fundamentado en base a que su alta capacidad energética hace posible el transporte y retrabajo de material con las dimensiones y masas obtenidas en este estudio), no posee rangos acotados distintivos como sí lo hacen los depósitos fluviales y litorales en cuanto a dimensiones y masa del material característico que transportan, esto porque los glaciares son capaces de generar depósitos morrénicos poseedores desde material sedimentario fino hasta grandes bloques métricos. El fenómeno anterior también ocurre en cuanto al rasgo de grado de redondeamiento, debido a que en éstos fácilmente se pueden encontrar tanto clastos sumamente angulosos como redondeados. En definitiva, se puede decir que poseen un espectro de alta variabilidad en cuanto a las características de sus clastos, lo que los convierte en un tipo de depósito menos distintivo en comparación a los fluviales y litorales, poniéndolo en cierta desventaja como posible fuente frente a estas opciones, debido a que estos últimos sí se caracterizan por poseer justamente tanto las dimensiones y masas en el rango específico en que se presentan los clastos en este estudio, como el grado de redondeamiento considerable desarrollado por éstos.

La opción de depósitos morrénicos tampoco es favorecida en cuanto a la optimización de las prácticas de lastrado, puesto que la extracción manual de sus clastos es dificultosa a consecuencia de que estos depósitos suelen tener mayor grado de consolidación a diferencia de los litorales y fluviales. A pesar de todo lo mencionado en el presente y anterior párrafo, no hay que descartarlos del todo, dado que pueden existir depósitos

morrénicos retrabajados por otros agentes, como puede ser un cauce fluvial generador de un depósito fluvioglacial, lo que haría más factible a esta fuente “híbrida” como opción, es por ello que, finalmente los depósitos a los que hay que apuntar serían los litorales, fluviales, morrénicos retrabajados y ya en menor medida depósitos morrénicos “puros”.

Finalmente, por parte del ámbito de prácticas de lastrado de la época, el apartado morfológico del lastre permite esclarecer ciertas condiciones que se piensa debían cumplir los clastos usados para esta tarea a partir de la identificación de características comunes entre éstos, lo que permite deducir que debían ser seleccionados bajo cierto criterio y que no se trataba de una recolección aleatoria. Dentro de estas características comunes se encuentra el ya mencionado rango acotado de dimensión y masa del lastre, condiciones que probablemente buscaban facilitar el transporte manual hacia el buque sin la necesidad del uso de maquinaria capaz de movilizar material más considerable. En cuanto al rasgo de redondeamiento, debido a que al poseer todos los lastres un grado de redondeamiento considerable, se puede teorizar que ésta igualmente correspondía a una condición que se evaluaba para calificar a un clasto como óptimo para estos fines. Esta condición en particular podría tener su origen en el hecho de que material lítico con un rasgo de redondeamiento poco desarrollado (es decir, anguloso) podría significar una amenaza al existir la posibilidad de dañar la estructura del buque ante impactos producidos por movimientos durante la navegación.

5.2. Análisis litológico

Gracias a la descripción y clasificación litológica macroscópica, se logró identificar que todos los clastos corresponden a rocas ígneas o al menos de protolito ígneo. Nuevamente esto puede ser tomado como una condición de selección basada en este factor común, sin embargo, no es del todo factible concluir que se buscaban específicamente clastos que derechamente correspondieran a este tipo de litología, sino más bien, se podría deber a la búsqueda de material de dimensión lo más acotada y de masa más alta posible (es decir, con el máximo peso específico posible) con propósitos de optimización del proceso de lastrado, lo que indirectamente llevaba a la selección de esta litología, ya que se sabe que los tipos de rocas con más alto peso específico son justamente las rocas ígneas y metamórficas a diferencia de las sedimentarias. La condición entonces no correspondería a buscar rocas de tipo ígneas o metamórficas, sino que material lítico con un alto peso específico. Dado este análisis, en resumen, se obtiene que se podría especular que otra de las condiciones que se buscaba que cumpliera el material destinado para estos fines, correspondería a que el clasto tuviera el mayor peso específico posible.

5.3. Análisis petrográfico

A partir de la descripción y clasificación petrográfica microscópica, se logró identificar con mayor rigurosidad y detalle ciertos minerales que a muestra de mano no eran evidentes (principalmente máficos), reconocer texturas a nivel microscópico, minerales indicativos que no pertenecen a minerales formadores de roca (y que por lo tanto son muy ventajosos a la hora de determinar la proveniencia de los clastos) y más importante aún, confirmar o reclasificar las rocas que se seleccionaron como representantes para análisis microscópico de cada agrupación y que fueron clasificadas en primera instancia mediante la descripción macroscópica.

A continuación, se muestra la Tabla 9, la cual contiene la comparativa de clasificaciones a escala macroscópica y microscópica.

Muestras	Clasificación litológica macroscópica	Clasificación petrográfica microscópica
M1	Andesita	Meta-andesita en facies de prehnita-pumpellyita
M3	Andesita	Andesita
M6	Andesita	Basalto
M7	Basalto	Basalto
M8	Tonalita	Tonalita
M9	Basalto	Basalto
M13	Basalto	Basalto

Tabla 9: Comparativa de la clasificación a escala macroscópica y microscópica de las rocas seleccionadas para corte transparente.

De la Tabla 9, se puede apreciar que las clasificaciones coinciden a excepción de la muestra M1 y M6, reforzando la importancia de que siempre es beneficiosa la oportunidad de observar una muestra bajo microscopio, puesto que se pueden identificar ciertos minerales o características que pueden llevar incluso a una reclasificación de la roca y, por consiguiente, a deducciones a partir de los resultados totalmente distintas a si

solamente se hubiera trabajado con las clasificaciones macroscópicas, lo que se demuestra en la incapacidad de haber identificado a muestra de mano un metamorfismo de muy bajo grado afectando a M1, en la reclasificación obtenida de M6 a basalto en base a la mineralogía específica identificada a escala microscópica y en la observación de texturas porfíricas en cortes transparentes de muestras descritas a escala macroscópica como poseedoras de texturas afaníticas.

Analizando los resultados de la clasificación petrográfica microscópica de las 7 muestras seleccionadas, además de su descripción en detalle, se pueden deducir las zonas de recalada a las cuales pertenecen cada una de éstas, como se realiza a continuación.

- **M1**

Para la muestra M1, reclasificada como una meta-andesita en facies de prehnita-pumpellyita, se propone que proviene del puerto de Coquimbo, esto debido a que en la Tabla 8 (resumen de las litologías encontradas en bibliografía de cada uno de los puertos), solamente dos de ellos presentan rocas metamórficas afines con dicha clasificación, siendo el puerto de Coquimbo y el puerto de Punta Arenas, donde el primero presenta meta-andesitas las que son descritas de coloración gris-oscura, pertenecientes a parte de las litologías del miembro “g” de los intrusivos graníticos del Cretácico Inferior (Kgd), mientras que en el Puerto de Punta Arenas, se identificaron metabasaltos en rocas metamórficas del Devónico-Carbonífero, sin embargo estos se descartan ya que en esta muestra se reconoció el reemplazo de anfíbol (mineral hidratado) por pumpellyita, al ver que la pumpellyita se desarrollaba dentro de un hábito tabular alargado relicto del anfíbol. Por lo anterior, al poseer el protolito minerales hidratados, se deduce que esta roca correspondería actualmente a una meta-andesita en lugar de un metabasalto, descartando como opción de origen al puerto de Punta Arenas.

La muestra M1 posee minerales que podrían resultar indicativos, como la presencia de pumpellyita, cuarzo y sericita, sin embargo, no se encontró mayor información petrográfica en bibliografía que permitiera compararla en más profundidad con las meta-andesitas de la unidad Kgd(g). Dado todo lo anterior es que se obtiene finalmente que la muestra M1 proviene como opción más probable del miembro Kgd(g) de los intrusivos graníticos de dicha zona (mapa de la Figura 13).

- **M3**

En cuanto a la muestra M3, clasificada como una andesita, se tiene que los puertos de Coquimbo, Valparaíso, Ancud, y Punta Arenas, presentan este tipo de litologías (Tabla 8). La andesita de la muestra M3, como se puede observar en el resumen de la Tabla 5, presenta como minerales primarios identificados a fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino, además de microlitos de plagioclasas, máficos (entre ellos biotita y olivino) y minerales opacos, mientras que como mineralogía secundaria a iddingsita alterando a olivino.

Contrastando esta información, con la de los puertos poseedores de andesita mencionados al inicio de este párrafo, se tiene que en el puerto de Coquimbo se presentan andesitas porfíricas, andesitas de anfíbola porfíricas, andesitas afaníticas, andesitas de piroxeno y anfíbola, descartando inmediatamente las andesitas con presencia de anfíbola dada la ausencia de ésta en la muestra inspeccionada, mientras que para las andesitas porfíricas y afaníticas, se hace difícil su comparación debido a que los términos texturales “porfíricas” y “afaníticas”, son la única descripción que se consiguió de estas rocas.

Por parte del puerto de Valparaíso, se menciona la existencia de lavas andesíticas, sin embargo, no se obtiene más información, imposibilitando la comparación con la muestra. En el puerto de Ancud, sin embargo, se menciona la presencia de andesitas (sin mayor descripción petrográfica) en depósitos glacifluviales en los que algunos de ellos presentaban facetas y estrías glaciales, además de andesitas-basálticas y andesitas con textura microporfírica y afanítica. Por su parte, en la ruta W-240 que une a la ciudad de Ancud hacia el sur con el cerro Caracoles, se reconocieron andesitas-basálticas vesiculares con textura de flujo, poseedoras de amígdalas elongadas desde algunos milímetros hasta 4 cm de longitud.

Finalmente, en la zona del puerto de Punta Arenas, se menciona la existencia de lavas andesíticas sin una mayor descripción que pueda ayudar a su comparación con nuestra muestra.

Analizando detenidamente entonces el puerto de Ancud, que es el puerto que posee una descripción más acabada de sus muestras (presente en el apartado Puerto de Ancud del Marco Geológico), se tienen primeramente las lavas en depósitos glacifluviales

con ocasionales estrías glaciales, de la cual no se obtiene mayor información para comparar, mientras que de las lavas microporfíricas y afaníticas, se descartan las lavas afaníticas, debido a que la muestra M3 se describió con una textura porfírica.

Comparando entonces las lavas andesíticas microporfíricas, se tienen como similitudes que ambas presentan una textura porfírica, además de la presencia de fenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa, en conjunto de microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y minerales opacos, en adición, en ambas no fue posible la identificación de ortopiroxeno, presentando ambas muestras una textura de flujo traquítica en la masa fundamental, con evidencias de reequilibrios en condiciones magmáticas, en Ancud en forma de plagioclasa y clinopiroxeno con evidencias de enfriamientos bruscos y/o disequilibrios magmáticos, con textura de sieve, coronas de reacción y bordes de sobrecrecimiento, mientras que en la muestra M3, evidencias de reequilibrio magmático se tiene en las zonaciones composicionales observadas en fenocristales de plagioclasa.

En cuanto a las diferencias entre ambas lavas, se tiene la ausencia de olivino fenocristalino en la muestra de Ancud, además de su falta de minerales hidratados microlíticos identificados en la muestra M3, y de la presencia de minerales secundarios como clorita, epidota y calcita, los que no se identificaron en M3, la cual, si poseía iddingsita, que no se presentaba en la muestra de Ancud. Finalmente, las andesitas-basálticas de la ruta W-240, poseen amígdalas de un tamaño muy grande (hasta 4 cm) con rellenos de calcita y ocasionalmente oligonita, características que no se vieron en M3.

Dado lo anterior, es que, si bien existen diferencias con la muestra microporfírica de Ancud, la muestra M3 se muestra más afín con ella, por lo que, dentro de todas las posibles fuentes de aprovisionamiento de lastre lítico propuestas, el origen de esta muestra tiene las más altas probabilidades de provenir de las cercanías del puerto de Ancud, específicamente de las andesitas del Complejo Volcánico de Ancud (CVA).

- **M6**

La muestra M6 fue reclasificada como basalto, teniendo este tipo de litología en los puertos de Coquimbo, la Bahía Cumberland, de Ancud y de Punta Arenas (Tabla 8). Según la Tabla 5, se tiene que la muestra M6 posee fenocristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno, además de microlitos de plagioclasa, máficos y minerales opacos y como mineralogía secundaria iddingsita.

En el puerto de Coquimbo se describen basaltos macizos en parte amigdaloidales, presentando considerable calcita en forma de relleno y como reemplazo de fenocristales, características no observadas en M6, descartando esta opción. En este mismo puerto, se menciona la presencia de basaltos de piroxeno y anfíbola, este último mineral encontrándose ausente en M6, desestimando también esta alternativa.

Por parte de las cercanías del puerto de la Bahía Cumberland, se tiene la Secuencia Puerto Inglés (SPI), dentro de las cuales se encuentra la Unidad Media y Superior (SPIm y SPIs, respectivamente). La llamada Unidad Media (SPIm) se divide en tres tipos de rocas, las “Lavas de Bahía Cumberland”, “Lavas de Puerto Inglés” y “Lavas ricas en olivino”. La unidad Superior (SPIs) por otro lado, aflora en los cordones montañosos más altos de la isla, correspondiendo a flujos de lavas basálticas de litología similar a la SPIm. Además de estas dos unidades existen las unidades subvolcánicas basálticas que corresponden a lopolitos, lacolitos y sill, los cuales intruyen a SPIm.

Analizando los basaltos anteriormente mencionados de las cercanías del puerto de Bahía Cumberland con respecto a la descripción de la muestra M6, se tiene una alta afinidad de ésta con la Secuencia Puerto Inglés (SPI), tanto con los de la unidad Media (SPIm) como con los de la Superior (SPIs). Éstos tienen como similitud con la muestra la presencia de los fenocristales de olivino y clinopiroxeno, además de la masa fundamental conformada por microlitos de plagioclasa y máficos (no especificados en la descripción de la muestra M6 dado su pequeño tamaño, pero correspondientes a microlitos de clinopiroxeno y olivino en los basaltos de estas unidades) y la presencia de minerales opacos, además de la presencia de iddingsita como mineralogía secundaria y presencia de vesículas. Por su parte, las diferencias que se encuentran son la falta de fenocristales de plagioclasa en la muestra M6, los que sí fueron encontrados en los basaltos de esta posible escala de lastrado y la presencia de ortopiroxeno en M6 que no fueron mencionados en los basaltos de estas unidades. Para ser más específicos en la procedencia de esta muestra, se puede notar que las “Lavas de Puerto Inglés”, pertenecientes a la SPIm, además de las características comunes mencionadas anteriormente, se les describe como basaltos porfíricos, con presencia de vidrio intersticial y en donde algunas muestras han presentado una textura intergranular, coincidiendo aún más con la descripción de la muestra M6.

En el puerto de Ancud, se tienen lavas basálticas pertenecientes al Complejo Volcánico de Ancud la cual presenta textura porfírica seriada, con fenocristales de ortopiroxeno y olivino en una masa fundamental intersertal, con microlitos de plagioclasa y piroxeno intersticial. Presenta además de manera local amígdalas y fracturas rellenas con sílice criptocristalina y/o alteración a calcita, siderita e hidróxidos de Fe, siendo estos

últimos producto de la oxidación de pirita. Cabe destacar que estas lavas se encuentran cortadas por cuellos volcánicos que presentan textura afanítica, microtraquítica, con microcristales de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y escaso vidrio. El hecho de que en las lavas de Ancud se presenten amígdalas y fracturas rellenas con las especies nombradas anteriormente, descartan este lugar como posible escala de lastrado al no observar estas cavidades descritas con dichos minerales en M6.

Finalmente, en el puerto de Punta Arenas, se tiene tal y como se observa en la Tabla 8, basaltos almohadillados sin una descripción más profunda, por lo que la falta de estudios en estos imposibilita una vez más la comparación de la muestra con este sitio de recalada en particular.

Dado lo anterior, es que se propone que la muestra M6 proviene de las cercanías del Puerto de Bahía Cumberland, correspondiendo a material de la Secuencia Puerto Inglés (SPI) dentro de la cual posee más afinidad con el grupo “Lavas de Puerto Inglés”, perteneciente a la SPIm.

- **M7**

En la muestra M7, en la cual se obtuvo un basalto, al igual que en el análisis para la muestra M6, se tienen como puertos con esta litología al de Coquimbo, la Bahía Cumberland, de Ancud y de Punta Arenas (Tabla 8). Según la Tabla 5, se tiene que esta muestra posee fenocristales de plagioclasa, olivino y ortopiroxeno, mientras que su masa fundamental se conforma por microlitos de plagioclasa, máficos (dentro de los cuales se identificó olivino) y minerales opacos, además de mineralogía secundaria correspondiente a iddingsita y amígdalas rellenas de sílice criptocristalino.

Como para el análisis de la muestra M6, ya se recordaron los basaltos de cada puerto que los poseía, a continuación, se pasará directamente a la comparación de estos con la muestra M7. Por parte del puerto de Coquimbo, se tiene la presencia de basaltos en parte amigdaloidales, sin embargo, siendo su mineral secundario de relleno la calcita y no la sílice criptocristalina observada en M7, además de presentarse la calcita como reemplazo de fenocristales, característica no observada en M7. En dicho puerto se descartan también los basaltos de piroxeno y anfíbola, dado que la anfíbola se encuentra ausente en M7.

Por parte de los basaltos pertenecientes a las cercanías del puerto de la Bahía Cumberland, se tienen como similitudes con éstos, la presencia de fenocristales de plagioclasa y olivino, además de la presencia de microlitos en la masa fundamental de plagioclasa, olivino y minerales opacos, y como mineralogía secundaria a iddingsita alterando al olivino. Sin embargo, se tienen como diferencias la falta de clinopiroxeno en M7, y la falta de ortopiroxeno en los basaltos del puerto, además de la falta de amígdalas rellenas por sílice criptocristalino. Se descartan todos los basaltos pertenecientes a este puerto, debido a que la comparación anterior se hace con características que comparten todos los basaltos de dicha zona y a pesar de tener ciertas similitudes con la muestra M7, la falta de clinopiroxeno en esta, la ausencia de ortopiroxeno en los basaltos del puerto y la característica más distintiva, correspondiente a la presencia de amígdalas de sílice criptocristalino en M7, hacen que se termine desestimando esta opción.

En cuanto a los basaltos del miembro “a” (OIMaa) del Complejo Volcánico Ancud del puerto de Ancud (presentes en el mapa de la Figura 26), como similitudes se tienen la presencia de fenocristales de ortopiroxeno y olivino, microlitos de plagioclasa y máficos, una textura porfírica, además de la presencia de amígdalas rellenas con sílice criptocristalina. Dentro de las diferencias, se tiene la no mención de fenocristales de plagioclasa en los basaltos del puerto y la ausencia de amígdalas y fracturas rellenas con calcita, siderita e hidróxidos de Fe en la muestra M7, no obstante, de este último punto se menciona que las amígdalas y fracturas rellenas poseen “sílice criptocristalina y/o alteración a calcita, siderita e hidróxidos de Fe”, por lo que pueden presentar solamente sílice criptocristalina.

Los basaltos del puerto de Punta Arenas, como ya se mencionó tienen una muy vaga descripción, siendo señalados simplemente como “basaltos almohadillados”, por lo que no se puede establecer una comparación apropiada.

Dado este análisis se piensa que los basaltos de OIMaa, miembro del Complejo Volcánico Ancud del puerto de Ancud, tienen una alta probabilidad de corresponder al origen de la muestra M7, sobre todo gracias a la similitud en la presencia de sílice criptocristalina en forma de relleno amigdaloidal.

- **M8**

La muestra M8 fue clasificada como una tonalita de hornblenda, teniendo tonalitas en los puertos de Valparaíso y Puerto Montt (Tabla 8). Según la Tabla 5, se tiene que la

muestra M8 posee cristales de cuarzo, plagioclasa, hornblenda y opacos, además de clorita como mineralogía secundaria.

En el puerto de Valparaíso se han identificado leucotonalitas, de grano medio a grueso, con texturas alotriomórfica, granular y porfídica, encontrándose milonitizadas con presencia de cuarzo ocelar y relictos de minerales ferromagnesianos alterados a sericita y clorita, presentando zonas de alteración titanita-sílice-Fe. Las similitudes de estas tonalitas con respecto a la muestra M8 corresponden al índice de color leucocrático, la textura granular que viene dada por el cuarzo y la presencia del mineral secundario clorita. Por parte de las diferencias, se tiene las evidencias de milonitización y de cuarzo en apariencia ocelar, la presencia de sericita y las zonas de alteración titanita-sílice-Fe, todas estas ausentes en M8, además de la presencia de anfíbol observado en M8 y no mencionado en estas tonalitas. Dado lo anterior, se piensa que M8 no pertenece a estas tonalitas, debido a que las evidencias de milonitización y cuarzo ocelar son rasgos que deberían ser bastante notorios a microscopio e indicativos de estas tonalitas, los que no fueron encontrados en M8, además de la ausencia de la hornblenda que es bastante evidente en la muestra, por lo que se descarta que esta provenga de estas tonalitas en particular.

Otra de las tonalitas presentes en las cercanías de este puerto corresponden a tonalitas de anfíbola-biotita de grano medio a grueso. Dentro de las similitudes de estas tonalitas con respecto a M8, se encuentran la presencia de anfíbola (en el caso de M8, hornblenda), la textura granular presente en el cuarzo de M8 y los opacos granulares. En diferencias se encuentra la identificación de biotita, ortoclasa y microclina peritítica, la existencia de zonación en la plagioclasa, los bordes mirmequíticos, el esfeno, apatito, circón y epidota, todas estas características y minerales, ausentes en la muestra M8, además de la presencia de clorita observada en la muestra, pero no mencionada en estas tonalitas.

Estas tonalitas poseen todos los minerales primarios identificados en M8 (cuarzo, plagioclasa, hornblenda y opacos), sin embargo, como ya se mencionó, poseen además biotita, la cual no está presente en M8, no obstante, esto puede deberse a que la muestra experimentó un reemplazo selectivo de clorita en toda la biotita presente hipotéticamente en primera instancia, lo que explicaría de buena manera la presencia actual de clorita y la ausencia de biotita. A pesar de tener significativas diferencias en cuanto a las texturas encontradas en las tonalitas del puerto, estas siguen siendo candidatas a origen de la muestra.

Se tienen también tonalitas de hornblenda-biotita, con inclusiones básicas alargadas subparalelas, presentando texturas alotriomórfica granular e inequigranular seriada, con plagioclasa micropertítica de bordes mirmequíticos, anfíbola con embahiamientos de plagioclasa e inclusiones poquiliticas de cuarzo. En similitudes con M8, se tiene la presencia de hornblenda y la textura granular y seriada. En cuanto a diferencias, se tiene la presencia de biotita, la plagioclasa micropertítica de bordes mirmequíticos, los embahiamientos de plagioclasa en anfíbola y las inclusiones poiquilíticas de cuarzo, todos estos rasgos estando ausentes en M8, además de la ausencia de clorita en estas tonalitas del puerto.

Esta opción presenta todos los minerales primarios de M8 a excepción de los opacos, en cuanto a mineralogía secundaria, no presenta clorita. Estas tonalitas, por lo tanto, son similares en cuanto a afinidad con la muestra con respecto a las tonalitas de anfíbola-biotita de grano medio a grueso descritas con anterioridad, sin embargo, presentan la desventaja con respecto a estas últimas de no presentar minerales opacos, por lo que tendría menos probabilidades frente a esta alternativa de corresponder al origen de M8.

En este puerto son descritas también tonalitas de hornblenda y biotita de grano medio a fino, con texturas inequigranular seriada e intergranular, en parte foliada. Muestran plagioclasa zonada con bordes mirmequíticos y anfíbola en cristales subparalelos. En semejanzas, se tiene la presencia de hornblenda y la textura seriada, mientras que, en diferencias, la presencia de biotita, la foliación mencionada y la plagioclasa zonada con bordes mirmequíticos, todas estas características ausentes en M8, además de la presencia de clorita en la muestra, ausente en estas tonalitas. Nuevamente, al igual que en el párrafo anterior, se comparte la mineralogía primaria, a excepción de los opacos y la clorita, por lo que tiene una probabilidad de corresponder al origen de M8 similar a las tonalitas descritas inmediatamente antes de esta.

Finalmente se encuentran tonalitas de grano grueso a medio, con textura alotriomórfica granular con variedades gnéisicas y porfídicas. En semejanzas se tiene la textura granular y la presencia de anfíbola y clorita, mientras que, en diferencias, se tiene la presencia de feldespato con entrecrecimiento pertítico, bordes mirmequíticos y gráficos, presencia de piroxeno, biotita, epidota, actinolita y la microclinización, todos estos rasgos ausentes en M8. En estas tonalitas se presenta toda la mineralogía primaria (a excepción de los opacos), además del mineral secundario clorita, sin embargo, se menciona también la existencia de piroxeno, el cual no fue visto en M8, lo que disminuye la probabilidad de origen de esta opción.

En cuanto al puerto de Puerto Montt se tienen tonalitas descritas como no foliadas, en partes leucocráticas, con texturas características de semiprofundidad y localmente presentando diseminación de sulfuros. En similitudes se tiene el índice de color leucocrático, no mencionándose la presencia de hornblenda o clorita, además de que, por su vaga descripción, no es posible una comparación más en profundidad, se descarta esta opción.

Por otra parte, y ya a escala regional, en la Cordillera Principal cercano a la latitud de Puerto Montt, se menciona la existencia de tonalitas de hornblenda y biotita que afloran al este de la zona de falla Liquiñe-Ofqui, las cuales, si bien son mencionadas, se encuentran a una distancia bastante considerable. En similitudes se tiene la presencia de hornblenda y en diferencias se tiene la ausencia de biotita en M8 y la ausencia de clorita en las tonalitas de esta zona. La gran desventaja de esta opción es la lejanía de estas tonalitas al puerto, por lo que se descartan como opción.

Dado el análisis anterior, es que se propone como origen a las segundas tonalitas analizadas del puerto de Valparaíso, pertenecientes a la Unidad Limache (Jlt) (la cual se puede observar en el mapa de la Figura 14), esto debido a que presentan toda la mineralogía primaria de M8 y además existe una explicación lógica (dada con anterioridad) para justificar el hecho de que se observe clorita en la muestra en lugar de la biotita mencionada en dichas tonalitas de este puerto.

- **M9**

Para la muestra M9 la cual fue clasificada como un basalto, se tienen como puertos con esta litología al de Coquimbo, de la Bahía Cumberland, de Ancud y de Punta Arenas (Tabla 8). Según la Tabla 5, se tiene que la muestra M9 presenta fenocristales de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno, además de microlitos en la masa fundamental de plagioclasa, minerales máficos (dentro de los que se reconoció olivino) y minerales opacos, mientras que por parte de la mineralogía secundaria la presencia de iddingsita.

Utilizando el análisis de la muestra M6, en donde se recordó los basaltos que cada puerto poseía, a continuación, se pasará directamente a la comparación de estos con la muestra M9. De los primeros basaltos descritos del puerto de Coquimbo, se tiene información que solamente difiere de la muestra, en la que los basaltos del puerto presentan

amígdalas rellenas de calcita y calcita como reemplazo de fenocristales, lo que no se observó en M9, descartando de inmediato esta opción. En este puerto se menciona también la existencia de basaltos de piroxeno y anfíbola, este último mineral estando ausente de M9, descartando también esta alternativa.

En el puerto de la Bahía Cumberland por su parte, se comparará con los basaltos pertenecientes a la Secuencia Puerto Inglés (SPI). Como similitudes con todos los basaltos pertenecientes a esta secuencia, se tiene la presencia de fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, mientras que, en los microlitos de la masa fundamental, la presencia de plagioclasa, máficos (reconociendo olivino en M9) y minerales opacos, además del mineral de alteración iddingsita y la presencia de vesículas. En cuanto a las diferencias, se encuentra solamente la falta de ortopiroxeno en los basaltos de esta secuencia, los que sí fueron identificados en M9.

Se puede ver del análisis anterior que existe una muy alta afinidad entre la muestra y los basaltos de la SPI. Para especificar más en su procedencia, dentro de la SPI_m, se tienen las “Lavas de Puerto Inglés”, las cuales además de las características anteriores coinciden con la textura porfírica, glomeroporfírica y la intergranular en la masa fundamental de algunas muestras, por lo que esta opción tiene altas probabilidades de corresponder al origen de M9.

Por parte de los basaltos del puerto de Ancud, se tienen como diferencias la presencia de amígdalas y fracturas rellenas de sílice criptocristalina y/o alteración a calcita, siderita e hidróxidos de Fe, lo que no fue observado en la muestra, descartando a Ancud como origen de M9, por su carencia de estas características indicativas.

Finalmente, en Punta Arenas se tienen los basaltos almohadillados mencionados en la Tabla 8, de los cuales no se profundiza en mayor detalle, imposibilitando la comparación exhaustiva con M9.

Dado el análisis anterior, se propone a la Secuencia Puerto Inglés (SPI) localizada en las cercanías del puerto de Bahía Cumberland como el lugar de origen de M9, para ser más específicos a la Unidad Media (SPI_m), teniendo más afinidad con las “Lavas de Puerto Inglés”.

- **M13**

La muestra M13 también fue clasificada como basalto, teniendo como puertos con esta litología a los mencionados anteriormente para la muestra M6, M7 y M9 (Tabla 8). Según la Tabla 5, se tiene que la muestra M13 presenta fenocristales de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno, mientras que en la masa fundamental se presentan microlitos de plagioclasa, máficos y minerales opacos, por parte de la mineralogía secundaria, se identifica nuevamente iddingsita.

Utilizando una vez más el análisis para la muestra M6, se compararán las litologías afines encontradas en los puertos con la muestra M13. Con el puerto de Coquimbo, de los primeros basaltos descritos se tienen solamente diferencias, debido a que no fueron observadas en M13 amígdalas rellenas de calcita ni calcita en forma de reemplazo de fenocristales, descartando esta opción. Por otro lado, en los otros basaltos descritos de este puerto, se menciona la presencia de anfíbola, mineral que no fue observado en M13, excluyendo también a esta opción.

Por el lado de la Bahía Cumberland, se realiza la comparación con los basaltos de la SPI. En semejanzas con todos los basaltos pertenecientes a esta secuencia, se encuentra la presencia de fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, mientras que, en los microlitos de la masa fundamental, se tiene plagioclasa, máficos (no reconocidos con claridad en M13, pero correspondiendo a clinopiroxeno y olivino en los basaltos de la secuencia) y minerales opacos, además de la presencia del mineral de alteración iddingsita. Por parte de las diferencias, se tiene la falta de ortopiroxeno en los basaltos de esta secuencia, los que sí se lograron identificar en M13, además de las texturas de sieve observadas en plagioclasa y el embahiamiento en cristales de clinopiroxeno, ambas características observadas en la muestra, pero no mencionadas en los basaltos de SPI.

Nuevamente se tiene una gran afinidad entre las muestras estudiadas y los basaltos de esta secuencia. Para ser más específicos en su origen, luego del análisis de las características comunes y diferencias de los basaltos de esta secuencia con M13, se realizará a continuación un análisis por las distintas lavas que componen a la secuencia, ya que, a diferencia de muestras anteriores, algunas de las lavas pertenecientes a ésta presentan similitudes que otras no tienen con M13, pero otras de ellas presentan similitudes con M13 que las primeras lavas no poseían.

Comenzando con las “Lavas de la Bahía Cumberland”, se tiene por similitudes la presencia de bordes de reabsorción en cristales de olivino, que, si bien no se vieron en M13, en su lugar se observaron embahiamientos en clinopiroxeno, los que indican al igual que la reabsorción, condiciones de reequilibrio magmático, mientras que, por diferencias, se encuentra que las lavas de la bahía son afaníticas vesiculares, ambos rasgos no observados en la muestra.

Por parte de los diques de esta bahía, como diferencias se tienen que estos son afaníticos y presentan vesículas, como similitudes se tiene la textura intergranular de la masa fundamental y la presencia de plagioclasa zonada, que, si bien no se observó en M13, nuevamente corresponde a una evidencia de reequilibrio magmático.

En cuanto a las “Lavas de Puerto Inglés” como similitudes se tiene que estas son porfíricas, además de presentar una textura intergranular en la masa fundamental, mientras que, como diferencias, se tiene la presencia de vesículas en estas lavas, además de que no existe evidencia en cristales de reequilibrio magmático. En las “Lavas ricas en olivino” por su parte, se tiene como similitud la presencia de reabsorción en cristales de olivino como indicador de condiciones de reequilibrio, además de textura intergranular en la masa fundamental.

Pasando ya a la Unidad Superior (SPIs), se tienen como diferencias la textura afanítica, la vesicularidad, la tendencia de formar agregados glomeroporfíricos, una textura pilotaxítica próxima a bordes de fenocristales y cúmulos glomeroporfíricos, y la presencia de alteración a óxidos de Fe-Ti en zonas vesiculadas, todos estos rasgos ausentes en M13. En cuanto a similitudes, solamente se tiene la textura intergranular de la masa fundamental. Dado lo anterior, es que prácticamente se descarta esta unidad como posible origen.

Nuevamente las dos unidades subvolcánicas basálticas que intruyen a la SPIm no se analizan, dada la pobre descripción disponible. Gracias al análisis realizado, es que se escoge como origen más probable a la SPIm, específicamente a las “Lavas de Puerto Inglés”, debido a que lo único que no se logró encontrar en estas lavas que sí poseía la muestra M13, es alguna evidencia de reequilibrio magmático, mientras que otras lavas de la SPIm si bien presentaban estos indicios, eran descritas como lavas afaníticas, cuando una de las principales características de la muestra era justamente la notoria textura porfírica a microscopio.

Un punto relevante a considerar luego de este análisis petrográfico de los clastos y de las litologías en las cercanías de los puertos considerados, es la identificación de una limitación existente a la hora de determinar la proveniencia de estas muestras, la que corresponde a la existencia de descripciones poco detalladas en bibliografía de ciertas litologías en las zonas de interés, lo que dificulta la comparación con las muestras de este estudio, provocando que se descarten posibles fuentes no debido a que mediante una comparación exhaustiva se encontrarán diferencias con las muestras, sino más bien por la imposibilidad de realizar una comparación rigurosa.

5.4. Análisis microtextural

En la totalidad de las muestras se lograron identificar 69 microtexturas, consiguiendo reconocer una tendencia en dificultad a la hora de observar microtexturas en rocas ígneas extrusivas en comparación con la muestra intrusiva, lo que se ve expresado en la Tabla 6, en donde se observa que en 5 de las 6 muestras extrusivas no se supera el valor de 10 microtexturas identificadas, mientras que la única roca intrusiva posee 21 microtexturas. Lo anterior se atribuye al hecho de que la muestra intrusiva (M8), se clasificó como una tonalita de hornblenda, litología que se caracteriza por poseer cierto contenido de cuarzo en su mineralogía, mineral altamente resistente con gran capacidad de registrar microtexturas en su superficie. Debido a esta razón, es que la gran mayoría de estudios microtexturales se realizan en granos de arena de composición cuarcífera. A continuación, se pasará al análisis de los gráficos (Figura 76) obtenidos para cada una de las muestras.

- **M1**

En la muestra M1, se encontraron tan solo 2 microtexturas, siendo ambas de tipo surco profundo (DT). Como se mencionó en el apartado Microtexturas de clastos y sus ambientes depositacionales asociados en Antecedentes, este tipo de microtextura junto con los planos de fracturas (FF), fracturas lineales subparalelas (SLF) y surcos (SG y CG), se exhiben con más frecuencia en depósitos morrénicos que en sus contrapartes fluviales, siendo asociados como producto del intemperismo físico del hielo (Smith et al., 2018). Dado esto es que, en primera instancia, se debería asociar a la muestra M1 con un clasto perteneciente a un depósito morrénico, sin embargo, dado que sólo fueron encontrados un total de 2 microtexturas producto de su naturaleza litológica (aspecto ya abordado en el párrafo inicial de este apartado) es que hay que ser cuidadosos con esta deducción.

- **M3**

En la muestra M3, nuevamente fueron identificadas tan sólo 2 microtexturas, correspondientes ambas a rasgo de abrasión (AF). Este tipo de microtextura se asocia con procesos de formación poligenéticos (Tabla 1), por lo que no se le ha atribuido un origen específico, sin embargo, en esta investigación se considerarán como microsuperficies pulidas, dada su similitud con las superficies pulidas y/o estriadas a escala macroscópica características de los clastos de proveniencia glaciaria (las cuales no se observaron en ningún clasto en la descripción macroscópica). Según el análisis anterior, es que se tendría que la muestra M3 correspondería a un clasto de un depósito morrénico, aunque nuevamente hay que ser cuidadosos con esta deducción dada la escasa frecuencia de aparición de esta microtextura en la muestra.

- **M6**

En M6, se tiene un total de 19 microtexturas, de las cuales 18 son rasgos de abrasión y 1 surco profundo. De lo mencionado para muestras anteriores, se tiene que esta pertenecería a un clasto de depósito morrénico, esta vez con mayor sustento debido a una frecuencia considerable en las microtexturas encontradas.

- **M7**

Para la muestra M7, fueron reconocidas 7 microtexturas, esta vez con una gran variedad en sus tipos. Se tienen 2 ejemplares de rasgo de abrasión y de fracturas lineales subparalelas, y 1 ejemplar tanto de plano de fractura, surco recto y placa levantada. Como ya se comentó AF, SLF, FF y SG (siendo estos 2 primeros tipos las microtexturas con más apariciones) indican comúnmente procedencia de depósitos morrénicos, mientras que UP son asociados a agentes eólicos en climas áridos (Smith et al., 2018). Dada la cantidad y variedad considerable de microtexturas identificadas asociadas a depósitos morrénicos en M7, es que se deduce que esta muestra proviene de este tipo de depósitos.

- **M8**

Para la muestra M8, se tienen 21 microtexturas identificadas, de las cuales 11 pertenecen a fracturas lineales subparalelas, 6 a grietas en forma de “V” (VC), 2 a bloques de fractura (BB) y 1 a escalones en forma de arco (AS) y surco profundo. Las grietas en forma de “V” provienen de climas húmedos y representan al agua como agente transportador (Smith et al., 2018). Las muestras fluviales del sedimento de fondo de los ríos, como se comentó específicamente en la investigación de Hanson & Burns (2022), mostraron

una gran cantidad de granos cubiertos con grietas de este tipo y que, a pesar de no ser las muestras que presentaban la mayor cantidad de esta microtextura (siendo en su lugar los ambientes eólicos), se reconoció que los granos de origen eólico provenían previamente de un ambiente fluvial, sirviendo este estudio principalmente para descartar al ambiente litoral como generador de este tipo de texturas (muestras que se tenían certeza de provenir de este ambiente y que no mostraron esta microtextura frecuentemente). Dado todo lo anterior, es que se acordó usar el criterio de que estas texturas apoyarían un origen de depósitos fluviales. Por su parte, los procesos de formación de los bloques de fractura son mencionados en la Tabla 1 como de tipo poligenético, no obstante, en la Figura 9 obtenida de Smith et al. (2018), se utilizan las microtexturas de fracturas y estrías como indicativas del hielo como agente erosivo, por lo que se considerará de acuerdo con esto, que esta textura es indicativa de depósitos morrénicos.

Se tienen por lo tanto 15 microtexturas que indican un depósito de tipo morrénico (SLF, BB, AS y DT) y 6 microtexturas que indican un depósito de tipo fluvial (VC), por lo que se tendría como primera opción de origen a un depósito de tipo morrénico y en segundo lugar a uno fluvial, sin descartar la posibilidad de que se pueda tratar de una combinación de estos, es decir un depósito de tipo fluvioglacial o glaciofluvial.

- **M9**

Por parte de la muestra M9, se identificaron 9 microtexturas, de las cuales 8 corresponden a grietas en forma de "V" y 1 a fracturas lineales subparalelas, teniendo 8 microtexturas asociadas a origen fluvial y 1 a origen glacial, por lo que en primera instancia el origen correspondería a un depósito fluvial y en segunda instancia a uno fluvioglacial.

- **M13**

En la muestra M13 se tienen 9 microtexturas, 3 de tipo fracturas lineales subparalelas y 2 de tipo rasgos de abrasión, escalones en forma de arco y bloques de fractura, teniendo sólo microtexturas asociadas a depósitos morrénicos, indicando que este tipo de depósito debería ser la fuente.

5.5. Análisis final

A continuación, se muestra un resumen de las propuestas de procedencia de cada una de las 7 muestras representantes.

Muestra	Puerto	Origen	Depósito
M1	Coquimbo	Facie Kgd(g)	Morrénico
M3	Ancud	Complejo Volcánico de Ancud (CVA)	Morrénico
M6	Bahía Cumberland (Isla Robinson Crusoe)	Unidad Media de Secuencia Puerto Inglés	Morrénico
M7	Ancud	Complejo Volcánico de Ancud (CVA)	Morrénico
M8	Valparaíso	Unidad Limache (Jlt)	Morrénico
M9	Bahía Cumberland (Isla Robinson Crusoe)	Unidad Media de Secuencia Puerto Inglés	Fluvial
M13	Bahía Cumberland (Isla Robinson Crusoe)	Unidad Media de Secuencia Puerto Inglés	Morrénico

Tabla 10: Propuestas de puertos de lastrado, miembros de origen y depósitos a los cuales pertenecen los lastres seleccionados. Realizado en base al análisis petrográfico y microtextural.

Hay que recordar que cada una de las 7 muestras presentes en la Tabla 10, representa a un grupo de lastres definido en base su clasificación litológica y texturas macroscópicas, por lo que todo lo que aparece en esta y las deducciones que se hagan a continuación en base a ella, son tanto para la muestra como para el grupo que representan.

Lo que resta ahora es discutir si las conclusiones de origen de la Tabla 10 (realizadas en base a petrografía) son afines con las de la columna de depósitos (realizada en base al análisis microtextural). Notar que el grupo definido inicialmente como “Andesita porfírica (con respecto a feldespato)” al cual pertenecía sólo la muestra M1, se redefinió en la descripción petrográfica como “Meta-andesita en facies de prehnita-pumpellyita” al igual que el grupo “Andesita afanítica vesiculada” al cual pertenecía sólo M6, como “Basalto”, por lo que estos grupos se mencionarán a continuación con los nombres redefinidos.

Grupo Andesitas afaníticas: Conformado por M2, M3, M5, M11 y M12.

Pertenece al Complejo Volcánico de Ancud (CVA) del puerto de Ancud y según el análisis microtextural a un depósito morrénico, teniendo coherencia con la Tabla 7, puesto que en este puerto se han identificado esta clase de depósitos. Estos depósitos morrénicos corresponden a Plm2 y Plm3, los cuales se aprecian en el mapa geológico de la Figura 26. De Plm2 se menciona en el apartado de Marco Geológico que los clastos que lo componen son redondeados a subredondeados, presentando estrías y facetas glaciales locales, lo que podría tener relación con el par de microtexturas encontradas en M3, correspondientes a rasgos de abrasión. Por su parte los de Plm3, se describen como subangulares a subredondeados, lo cual lo pondría en desventaja como opción con respecto a Plm2, sin embargo, una ventaja de Plm3 por sobre Plm2, es la cercanía de uno de sus depósitos al puerto de Ancud, por lo que ambos tienen probabilidades de ser fuentes de estos clastos.

Hay que recordar, sin embargo, que en el apartado de Análisis morfológico se discutió haciendo referencia a las prácticas de lastrado, la baja probabilidad de que se buscara obtener clastos directamente de depósitos morrénicos dada la dificultad que significaría este proceso, de lo que se planteó la posibilidad de considerar en lugar de un depósito morrénico “puro” como posible fuente, un depósito morrénico “híbrido”, o, en otras palabras, retrabajado por otro agente. Este tipo de depósito “híbrido”, es posible de encontrar en esta zona y corresponde al depósito glacifluvial Plgf1 presente en el mapa de la Figura 26. Este depósito además de significar una optimización en el proceso de extracción de material, en el apartado de Marco Geológico se menciona que sus clastos son redondeados a subredondeados, además de presentar ocasionalmente facetas y estrías glaciales (que nuevamente se pueden ligar con el par de microtexturas encontradas), aunque, como desventaja para esta opción, se encuentra la relativa lejanía de este depósito del lugar específico en donde se localiza el puerto de Ancud.

Dado el análisis anterior, se propone que estos clastos provendrían de la zona del puerto de Ancud, específicamente de los depósitos Plm2, Plm3 y/o Plgf1 poseedores de material andesítico proveniente del Complejo Volcánico de Ancud (CVA).

Grupo Basalto (redefinido): Conformado por M6.

Perteneciente a la Unidad Media de la Secuencia Puerto Inglés del puerto de la Bahía Cumberland y según el análisis microtextural a un depósito morrénico, sin embargo, según la Tabla 7, en este puerto no existen este tipo de depósitos, por lo que se tiene que la deducción a partir de las microtexturas no es acertada.

Dado lo anterior, es que se deberá recurrir a las características morfológicas macroscópicas obtenidas, en donde se tiene que M6 presenta un buen redondeamiento (Tabla 4), condiciones que se cumplen en depósitos de tipo fluvial o litoral. En este puerto se presentan depósitos aluviales y dinámicas fluviales actuales con respecto a los depósitos aluviales. En los depósitos aluviales presentes en las cercanías de la Bahía Cumberland, es posible observar las redes fluviales que circulan por estos en el mapa geológico de la Figura 15.

A partir del análisis anterior, se propone que M6 es un clasto proveniente de la Isla Robinson Crusoe, específicamente de depósitos aluviales con dinámica fluvial actual con material proveniente de la Unidad Media de la Secuencia Puerto Inglés, ubicada en el puerto de la Bahía Cumberland.

Grupo Meta-andesita en facies de prehnita-pumpellyita (redefinido):

Conformado por M1.

Perteneciente a la facies Kgd(g) del puerto de Coquimbo y según el análisis microtextural a un depósito morrénico, sin embargo, según la Tabla 7, en este puerto no existen este tipo de depósitos, por lo tanto, se concluye que esta deducción es errónea, lo que es esperable dado que sólo se encontraron 2 microtexturas en la muestra representativa, una frecuencia poco robusta como para realizar una conclusión categórica.

Dado que no se considerarán los resultados microtexturales por ser contradictorios con el puerto, para determinar el depósito se utilizará la descripción morfológica macroscópica de la cual se tenía un buen redondeamiento de M1 (Tabla 4), correspondiendo a

características propias de clastos pertenecientes a depósitos fluviales o litorales, los que sí se encuentran en este puerto. Si se observa el mapa geológico de la Figura 13, los depósitos que cumplen con esta clasificación y son cercanos al afloramiento de Kgd(g) corresponden a Qf1 y Qf2 (ambos de tipo fluvial) y Qm(b) (de tipo litoral).

Por todo lo anterior, se propone que M1 es un clasto del puerto de Coquimbo, específicamente del depósito Qf1, Qf2 o Qm(b) con material proveniente de la facies Kgd(g).

Grupo Basalto afanítico: Conformado por M9.

Perteneciente a la Unidad Media de la Secuencia Puerto Inglés del puerto de la Bahía Cumberland y según el análisis microtextural a un depósito fluvial. En este puerto como ya se ha mencionado, según la Tabla 7 existen depósitos aluviales en cercanías de dinámica fluvial actual, como se observan en las redes de drenaje representadas como lineaciones de color celeste en el mapa de la Figura 15.

Del análisis anterior se propone que este clasto pertenece a la Isla Robinson Crusoe, específicamente a depósitos aluviales con dinámica fluvial actual con material proveniente de la Unidad Media de la Secuencia Puerto Inglés, ubicada en el puerto de la Bahía Cumberland.

Grupo Basaltos afaníticos vesiculados: Conformado por M7, M14 y M15.

Perteneciente al miembro “a” (OIMaa) del Complejo Volcánico de Ancud (CVA) del puerto de Ancud y según el análisis microtextural a un depósito morrénico, teniendo coherencia con la Tabla 7, puesto que como se ha mencionado con anterioridad, en este puerto se han identificado esta clase de depósitos.

Dado un análisis análogo al del “Grupo andesitas afaníticas”, se propone que estos clastos provienen de las cercanías del puerto de Ancud, específicamente de los depósitos Plm2, Plm3 y/o Plgf1 poseedores de material basáltico proveniente de OIMaa del Complejo Volcánico de Ancud (CVA).

Grupo Basaltos porfíricos (con respecto a olivino): Conformado por M4, M10 y M13.

Pertenece a la Unidad Media de la Secuencia Puerto Inglés del puerto de la Bahía Cumberland y según el análisis microtextural a un depósito morrénico, pero como ya se ha mencionado, en este puerto no existen este tipo de depósitos.

De las características morfológicas macroscópicas, se tiene que estos clastos presentan un buen redondeamiento (Tabla 4), indicando proveniencia de depósitos fluvial o litoral. Realizando el mismo análisis que para el “Grupo Basalto (redefinido)”, se propone que estos clastos provienen de la Isla Robinson Crusoe, de los depósitos aluviales con dinámica fluvial actual con material proveniente de la Unidad Media de la Secuencia Puerto Inglés, ubicada en el puerto de la Bahía Cumberland.

Grupo Tonalita: Conformado por M8.

Pertenece a la Unidad Limache (Jlt) en las cercanías del puerto de Valparaíso y según el análisis microtextural a un depósito morrénico en primera instancia y como segunda posibilidad a uno de tipo fluvial, no obstante, según la Tabla 7, en este puerto no se presenta ninguno de estos tipos de depósitos, sin embargo, si se observa el mapa geológico de la Figura 14, en Viña del Mar existe una red fluvial que desemboca en la costa, la cual viene asociada a depósitos fluviales denominados Qf, los cuales se ubican inmediatamente al noreste de gran parte de la extensión de la Unidad Limache (Jlt). Estos no fueron caracterizados en el apartado de Marco Geológico dada su lejanía con el puerto de Valparaíso, a pesar de ello dado este análisis, este depósito cumple con la segunda opción que derivaba del análisis microtextural (opción correspondiente a depósito de tipo fluvial) y además se encuentra muy cercano a la Unidad Limache (Jlt), la cual podría ser la unidad que alimenta al curso fluvial de material sedimentario, siendo la única desventaja de esta alternativa la relativa lejanía de estos depósitos del puerto de Valparaíso.

Dado el análisis recién presentado, se propone como opción más probable de proveniencia de este clasto a las cercanías del puerto de Valparaíso con aproximación a Viña del Mar, específicamente a los depósitos fluviales (Qf) observados en la Figura 14, los cuales se cree podrían contener material sedimentario de la Unidad Limache (Jlt).

Para finalizar en la Tabla 11 se presenta el resumen con la propuesta final de proveniencia de cada uno de los 15 clastos.

Muestra	Puerto	Origen	Depósito
M1	Coquimbo	Facie Kgd(g)	Qf1 / Qf2 / Qm(b)
M2, M3, M5, M11 y M12	Ancud	Complejo Volcánico de Ancud (CVA)	Plm2 / Plm3 / Plgf1
M6	Bahía Cumberland (Isla Robinson Crusoe)	Unidad Media de Secuencia Puerto Inglés	Depósitos aluviales con dinámica fluvial actual
M7, M14 y M15	Ancud	Complejo Volcánico de Ancud (CVA)	Plm2 / Plm3 / Plgf1
M8	Valparaíso	Unidad Limache (Jlt)	Qf
M9	Bahía Cumberland (Isla Robinson Crusoe)	Unidad Media de Secuencia Puerto Inglés	Depósitos aluviales con dinámica fluvial actual
M4, M10 y M13	Bahía Cumberland (Isla Robinson Crusoe)	Unidad Media de Secuencia Puerto Inglés	Depósitos aluviales con dinámica fluvial actual

Tabla 11: Propuesta final de proveniencia de los lastres líticos.

Capítulo 6. Conclusiones

En esta investigación se lograron conseguir los objetivos específicos planteados en un inicio, determinando la morfología macro y microscópica (esta última a través de imágenes SEM) de los 15 lastres, además de su composición mineral y litología. Por otra parte, se consiguieron identificar las potenciales escalas de lastrado del buque a lo largo del territorio nacional mediante la recopilación de información bibliográfica.

Todos estos en su conjunto permitieron proponer respuestas con respecto al objetivo primordial general de este trabajo, correspondiente a la proveniencia y origen de los clastos que constituyeron el lastre lítico del “Infatigable”.

Gracias al planteamiento inicial de los objetivos ya mencionados, que permitieron guiar el rumbo de este trabajo, en conjunto de una metodología elaborada para concretarlos de la manera más rigurosa posible y del uso del buen razonamiento a la hora de enfrentarse con conflictos y/o contradicciones entre resultados y bibliografía, se consiguió la obtención de las siguientes conclusiones:

- Los 15 lastres líticos estudiados no provienen de afloramientos in situ, sino más bien de depósitos asociados con agentes transportadores.
- Estos agentes transportadores poseen gran capacidad energética y de transporte, habiendo sometido a estos clastos a un retrabajo considerable.
- Todos los lastres líticos inspeccionados corresponden a clastos clasificados como rocas ígneas o al menos de protolito ígneo.
- Las escalas de lastrado más probables de esta embarcación corresponden a los puertos de Ancud, de la bahía Cumberland (isla Robinson Crusoe), de Coquimbo y de Valparaíso.
- 8 lastres tendrían su origen en el Complejo Volcánico de Ancud (CVA) del puerto de Ancud, 5 en la Unidad Media de la Secuencia Puerto Inglés (SPIm) del puerto de la bahía Cumberland, 1 en la facies Kgd(g) del puerto de Coquimbo y 1 en la Unidad Limache (Jlt) del puerto de Valparaíso.
- Los lastres de Ancud habrían sido recolectados de depósitos de tipo morrénico y/o glacifluvial (Plm2 / Plm3 / Plgf1), los de la bahía Cumberland de depósitos aluviales con dinámica fluvial actual, el de Coquimbo de depósitos

fluviales o litorales (Qf1 / Qf2 / Qm(b)) y el de Valparaíso de depósitos de tipo fluvial (Qf).

- Las prácticas de lastrado llevadas a cabo para el velero el Infatigable, consideraban ciertas condiciones que debía cumplir el clasto tipo para su uso como lastre móvil. Estas corresponden a dimensiones y masas que faciliten su movilización, un grado de redondeamiento desarrollado y un alto peso específico. Además, se obtuvo que dentro de los tipos de depósitos que se preferenciaban en estas prácticas de extracción de material, se encuentran los depósitos fluviales, litorales y morrénicos retrabajados por redes fluviales (siendo estos 3 tipos de depósito los que poseen sedimento de las características requeridas y de extracción simplificada), como se puede observar en los resultados de procedencia obtenidos en este caso de estudio.

Cabe destacar que, durante el curso del desarrollo de la metodología, la obtención y análisis de los resultados, se identificaron ciertos puntos relevantes que valen la pena mencionar a modo de recomendación para futuras investigaciones que sigan una línea similar a la del presente trabajo. Éstos son presentados a continuación:

- A la hora de realizar análisis microtexturales de clastos cuya composición no sea en gran parte cuarcífera, existirán dificultades en la identificación de microtexturas y de la asociación de estas con estudios que en su mayoría se encuentran desarrollados bajo granos de arena de composición cuarcífera, esto debido a que el éxito en la identificación de éstas depende en gran parte de la resistencia a procesos erosivos de los minerales que conforman la roca, y por lo tanto a su mineralogía.

Lo anterior queda en evidencia a la hora de examinar las muestras bajo SEM, en donde se observaron más fácilmente microtexturas en la muestra tonalítica (la cual posee cuarzo dentro de su mineralogía) en comparación con otras muestras, presentando con menor frecuencia sectores rugosos que dificultaban la inspección y más superficies “limpias” en donde se optimizaba la identificación de microtexturas, traduciéndose en llegar a ser la muestra con mayor presencia de éstas (Tabla 6).

Además de lo mencionado, para el uso de esta técnica hay que tener presente que se necesitará una robustez estadística para que sea de verdadera utilidad, dado que la proveniencia en cuanto a tipo de depósito no se

determina según simplemente la presencia o ausencia de un tipo de microtextura en específico, sino que se analizan estadísticamente las frecuencias del conjunto de microtexturas identificadas mediante el uso de gráficos, para lo que hay que disponer de una cantidad considerable de microtexturas identificadas, lo que brindaría una base sólida de sustento a las deducciones obtenidas. Esta limitante se vió claramente representada en este estudio en el hecho de que en algunas de las muestras en las cuales se obtuvo una baja frecuencia microtextural, el tipo de depósito deducido no coincidía con la zona de recalada obtenida mediante el estudio petrográfico.

Cabe destacar que este estudio fue pionero en el uso de la metodología de análisis de imágenes SEM, debido a que no había sido utilizada en líneas de investigación asociadas con la determinación de la proveniencia del lastre. Esta técnica fue pensada para ponerse a prueba en esta clase de estudios, por lo que, gracias a la presente investigación se identificaron limitantes para tener en cuenta a futuro, correspondiendo éstas a la composición mineralógica del lastre y a la robustez estadística necesaria para obtener deducciones rigurosas.

- En cuanto al ámbito litológico y petrográfico, fueron agrupados los clastos en base a la litología y texturas identificadas macroscópicamente, para luego, de la muestra seleccionada de cada uno de estos grupos, hacer una clasificación y análisis petrográfico. Esto fue realizado con la idea de que todos los miembros de la respectiva agrupación compartieran la nueva clasificación, además de la recalada de origen deducida en base a esta clasificación petrográfica. Esta metodología se eligió para efectos de optimización de tiempo y recursos, puesto que lo ideal y más acertado para asegurar la rigurosidad de proveniencia de cada clasto por sí sólo, sería haber realizado 15 cortes transparentes con sus respectivas descripciones y clasificaciones petrográficas.

Este procedimiento llevó a que, en ciertos casos de este estudio, en donde no coincidieron las clasificaciones litológicas y petrográficas dadas en las muestras representantes (debido a que evidentemente un análisis microscópico tiende a dar información más detallada y fidedigna en cuanto a la mineralogía presente), se debieran reclasificar los clastos y redefinir algunos grupos, como en el caso de la muestra M1, en donde no se observaron a escala macroscópica los minerales de alteración identificados a escala microscópica. De ello se obtiene finalmente una pérdida de rigurosidad en favor de la

optimización del trabajo, por lo que, siempre que se pueda es recomendable balancear optimización con rigurosidad o, idealmente, realizar un estudio petrográfico de cada clasto, sobre todo en investigaciones cuyas conclusiones dependan en gran medida de la clasificación dada a sus respectivas muestras.

- Se recomienda también evaluar si para el objetivo final propuesto, cada descripción o clasificación que se haga del material que se desee reconocer su procedencia, realmente entregue información valiosa en base a la cual, mediante un posterior análisis, se puedan limitar las opciones que se tengan en cuenta como posible origen. Este punto viene directamente relacionado con la descripción de la esfericidad y clasificación de forma de los clastos de acuerdo con el Diagrama de Nichols (2009), ambos métodos que al analizar la información que suministraban, se concluyó que no era realmente valiosa para el objetivo de esta investigación, ya que de ésta se podía desprender simplemente el modo en que se fracturaba la roca antes de ser transportada, lo que no ayudó para la determinación de la proveniencia de las muestras.
- Los alcances de esta investigación se han visto limitados por el nivel de detalle de la información disponible de algunas litologías en ciertos puertos. En ese sentido, se recomienda a futuro con el motivo de evaluar las conclusiones obtenidas en este trabajo en específico, llevar a cabo estudios petrográficos más acabados en litologías que carecían de descripciones a detalle. A modo de ejemplo de esta situación, se tiene que, en un inicio, era esperable que se encontraran lastres con proveniencia del puerto de Punta Arenas, debido a que el buque consideraba principalmente dentro de su programación habitual viajes hasta esta zona con motivos de reabastecimiento del lugar. El hecho de no haber obtenido clastos con dicha procedencia se debe en gran parte a la pobre descripción litológica y petrográfica a detalle en las cercanías de dicho puerto en específico, lo que no permitió la comparación de las descripciones obtenidas en este estudio con las de bibliografía, descartando esta opción no porque una comparativa exhaustiva evidenciara diferencias, sino por la falta de información de esta zona de recalada.

Otro ejemplo que se puede mencionar de esta situación corresponde a las meta-andesitas de la facies Kgd(g) perteneciente al puerto de Coquimbo, las cuales fueron propuestas como origen de la muestra M1. Estas poseían una pobre descripción en comparación a la que se realizó para M1, por lo que una investigación que se encargue de caracterizarlas petrográficamente en detalle serviría para afianzar o descartar la propuesta dada por el presente

trabajo. Con estos motivos es que se recomienda realizar estudios litológicos y petrográficos en las zonas propuestas en este trabajo que no poseían este tipo de información disponible, para comparar de mejor manera con lo obtenido en los resultados.

- Para finalizar, se recomienda que en investigaciones en donde los resultados de clasificación litológica sean fundamentales para el cumplimiento del objetivo (como en este caso, en donde las clasificaciones litológicas y petrográficas fueron sin duda los resultados de mayor importancia a la hora de proponer escalas de lastrado), se realicen idealmente análisis químicos en las muestras, como por ejemplo análisis de rayos X característicos en SEM mediante un espectrómetro de energía dispersiva de rayos X (EDS), lo que ayudaría a dar una idea de los componentes mayoritarios a grandes rasgos de los minerales, ayudando así a identificar a los que no se hayan definido con una gran certeza mediante observación en microscopio.

Ahora bien, si se quiere realizar un análisis composicional más a detalle aún, se recomendaría usar rayos X característicos, pero esta vez en una microsonda mediante espectroscopía de longitud de onda dispersiva (WDS) o, en su defecto, usar la técnica que ya ha sido empleada en estudios de proveniencia de lastre correspondiente a ICP-MS. Con ambos procedimientos se identificaría la composición elemental más precisa de cada mineral y considerando las composiciones modales de estos, sería posible clasificar las muestras haciendo uso de la geoquímica de roca total en lugar de mediante observación microscópica, haciendo uso de diagramas como, por ejemplo, para el caso de rocas ígneas extrusivas el Diagrama TAS (Total Alkali Silica).

Los métodos sugeridos en el párrafo anterior ayudarían a clasificar las rocas de la manera más rigurosa posible y de esta forma no depender de criterios de simplemente presencia o ausencia de minerales como los utilizados en este estudio, en el cual se aplicaron herramientas como el Diagrama QAP, en donde existieron casos que para identificar una muestra que se encontraba en el área de Andesita / Basalto, se debió recurrir al criterio de aparición de minerales hidratados y/o al porcentaje de presencia de olivino para discernir entre ambos, cuando en realidad la manera exacta de resolver este conflicto es mediante la realización de análisis químicos.

En conjunto con lo anterior, también se propone realizar estudios isotópicos como el método de Sr/Nd para determinar la procedencia mediante la comparación de los datos que se obtendrían con los de diferentes regiones geográficas con las que se quisiera evaluar la posibilidad de origen. También en términos de datación se podrían utilizar las técnicas Ar/Ar en minerales ricos en potasio y U/Pb en zircón, para comparar edades con las fuentes que se consideren.

A pesar de las recomendaciones en forma de análisis químicos ya mencionadas, se sugiere de todas maneras evaluar primeramente la disponibilidad bibliográfica que exista en las zonas que se desee comparar de datos que se obtendrían con los estudios pensados en realizar con las muestras que se dispongan, puesto que no serviría detallar demasiada información en las muestras de interés, si de las zonas geográficas con las que se piensa realizar la comparación no se encuentran en bibliografía análisis químicos tan acabados, lo que finalmente deja más información que no se puede relacionar. Esta problemática se puede ejemplificar con el caso particular de este estudio en la zona del puerto de Bahía Cumberland en la isla Robinson Crusoe, en la cual existían análisis elementales de muestras a partir de la técnica ICP-MS, pero en otras zonas como en la del puerto de Punta Arenas no, por lo que como se puede apreciar, un análisis ICP-MS en este estudio habría servido para confirmar los clastos propuestos como provenientes de la isla, pero no habría servido para ser comparados por ejemplo, con el material presente en el puerto de Punta Arenas.

Bibliografía

- AC INGENIEROS CONSULTORES. (2000). *Plan maestro de evacuación y drenaje de aguas lluvias, Punta Arenas*. Ministerio de Obras Públicas, Dirección de Obras Hidráulicas, Región Magallanes y Antártica Chilena.

- ÀRKA. (2010). *Informe Preliminar Intervención arqueológica subacuática y manejo sitio S3 PV Proyecto “Dragado de Mantenimiento del Frente de Atraque N° 1 – Puerto Valparaíso”, Comuna de Valparaíso, V Región de Valparaíso*. Solicitado por Terminal Pacífico Sur Valparaíso S.A. Manuscrito en posesión del autor.

- Aguirre, L., & Egert, E. (1962). *Las formaciones manganesíferas de la región de Quebrada Marquesa, Provincia de Coquimbo*. *Minerales*, No. 76, p. 25-37. Santiago.

- Antinao, J. L., Duhart, P., Clayton, J., Elgueta, S., & McDonough, M. (2000). *Área de Ancud-Maullín, Región de Los Lagos. Escala 1: 100.000*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile. *Mapas Geológicos*, 17.

- Astudillo, V. (2014). *Geomorfología y evolución geológica de la isla Robinson Crusoe, archipiélago Juan Fernández*. Memoria para optar al título de geóloga. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.

- Bar, A., Olivarius, M., Boldreel, L. O., Sheldon, E., Mart, Y., & Cvikel, D. (2019). *Analyses of ballast stones from the Akko Tower Wreck, Israel: A clue to the sailing route of the ship*. *Journal Of Archaeological Science: Reports*, 26, 101911. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2019.101911>

- Brandl, M., Martinez, M. M., Hauzenberger, C., Filzmoser, P., Nymoen, P., & Mehler, N. (2018). *A multi-technique analytical approach to sourcing Scandinavian flint: Provenance of ballast flint from the shipwreck “Leirvigen 1”, Norway*. *PLOS ONE*, 13(8), e0200647. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0200647>

- Brilha, J., Gray, M., Pereira, D. I., & Pereira, P. (2018). *Geodiversity: An integrative review as a contribution to the sustainable management of the whole of nature*. *Environmental Science & Policy*, 86, 19-28.

- Brüggén, J. (1950). *El Volcanismo en Chile*. Anales De La Facultad De Ciencias Físicas Y Matemáticas, 7(7).

- Carabias, D. (2017). *Análisis e interpretación de la distribución espacial de las evidencias arqueológicas de un sitio de naufragio: La Infatigable*. Recuperado en Julio de 2023 de <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/167817>

- Carabias, D. (2015). Valparaíso: *El Patrimonio bajo la Cota Cero del Puerto Principal*. Revista Cultura y Desarrollo. 13. 34-39.

- Carabias, D., Ciarlo, N. C., Araya, C., Morales, C., & Gutiérrez, F. (2023). *Ballasting a Mid-19th Century Chilean Navy Armed Transport: Archaeometallurgical Insights into Cast Iron Ingots Recovered from the Barque Infatigable (1855)*. Heritage, 6(2), 2126-2151. <https://doi.org/10.3390/heritage6020114>

- Derch, F. (2007). *Peligros geológicos por remociones en masa área urbana de Puerto Montt, región de Los Lagos, Chile*. Memoria de título Universidad de Concepción Depto. Ciencias de la Tierra.

- Derch, P., Duhart, P., & Quiroz, D. (2013). *Geología para el ordenamiento territorial tramo inicial de la Carretera Austral, Puerto Montt-Caleta La Arena. Peligros geológicos por remociones en masa*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-13-52: 50 p., 5 anexos.

- Dobrovolny, E., Lemke, R., Bowes, W., Thomas, H., & Bravo, N. (1963). *Relación entre la geología y el daño producido por el terremoto del 22 de Mayo de 1960 en puerto Montt, Chile*. Boletín de la sociedad sismológica de América. Vol. 53, N°6, pp. 1299-1314.

- Emparan, C., & Pineda, G. (1999). *Area Condoriaco-Rivadavia, Región de Coquimbo*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos 12, escala 1:100.000.

- Emparan, C., & Pineda, G. (2000). *Área la serena-la higuera, región de Coquimbo*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, 18(1).

- Galli, C., & Sánchez, J. (1960). *Relación entre la Geología y los efectos del terremoto de mayo de 1960, en la ciudad de Ancud y alrededores de Chiloé (Inédito)*. Instituto de Investigaciones Geológicas: 14 pp. Santiago.

- Gana, P., Wall, R., & Gutiérrez, R. (1996). *Mapa Geológico del área Valparaíso-Cura-caví, Región de Valparaíso y Región Metropolitana, Escala 1: 100.000*. Servicio Nacional de Geología y Minería Santiago.

- Gifford, M.J. (2014). *Everything Is Ballast: An Examination of Ballast Related Practices and Ballast Stones from the Emanuel Point Shipwrecks*. Unpublished Master's Thesis, The University of West Florida, Pensacola, FL, USA.

- Hanson, B., & Burns, D. M. (2022). *Sand Microtextures as Indicators of Depositional Environment—a Comparison of Fluvial, Marine and Aeolian Sediments*. The Compass: Earth Science Journal of Sigma Gamma Epsilon, 92(1), 4.

- Henríquez, G. (2016). *Petrografía, geoquímica y marco geotectónico del Complejo Volcánico Ancud, Provincia de Chiloé, Región de Los Lagos, Chile*. (Petrography, geochemistry and tectonic framework of the Ancud Volcanic Complex, Chiloé Province, Los Lagos Region, Chile).

- Heusser, C.J., & Flint, R.F. (1977). *Quaternary glaciations and environments of northern Isla Chiloé, Chile*. Geology, Vol. 5, p. 305-308.

- Itamiya, H., Sugita, R., & Sugai, T. (2019). *Analysis of the surface microtextures and morphologies of beach quartz grains in Japan and implications for provenance research*. Progress in Earth and Planetary Science, volume 6, Article number: 43.

- Keith, D. H., & Simmons, J. J. (1985). *Analysis of Hull Remains, Ballast, and Artifact Distribution of a 16th-Century Shipwreck, Molasses Reef, British West Indies*. Journal Of Field Archaeology, 12(4), 411-424. <https://doi.org/10.1179/009346985791169805>

- Krinsley, D. H., & Trusty, P. (1985). *Environmental Interpretation of Quartz Grain Surface Textures*. En Springer eBooks (pp. 213-229). https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_10

- Krumbein, W.C. & Sloss, L.L. (1951). *Stratigraphy and Sedimentation*. Freeman, San Francisco, 497 pp.

- Lamb, W. R. (1988). *The provenance of the stone ballast from the Molasses Reef Wreck* (Doctoral dissertation, Texas A&M University).

- Le Roux, J.P., Puratich, J., Mourgues, A., Oyarzún, J.L., Otero, R.A., Torres, T., & Hervé, F. (2010). *Estuary deposits in the Río Baguales Formation (Chattian-Aquitanean), Magallanes Province, Chile*. *Andean Geology* 37: 329-344.

- Mahaney, W.C. (2002). *Atlas of Sand Grain Surface Textures and Applications*. Oxford University Press, U.K., 256 p.

- Mahaney, W. C., & Kalm, V. (2000). *Comparative scanning electron microscopy study of oriented till blocks, glacial grains and Devonian sands in Estonia and Latvia*. *Boreas*, 29(1), 35-51.

- Mahaney, W. C., Stewart, A. F., & Kalm, V. (2001). *Quantification of SEM microtextures Useful in sedimentary environmental discrimination*. *Boreas*, 30(2), 165-171. <https://doi.org/10.1080/030094801750203170>

- Mercer, J. (1976). *Glacial history of Southernmost South America*. *Quaternary Research*, 6(2), 125-166. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(76\)90047-8](https://doi.org/10.1016/0033-5894(76)90047-8)

- Middleton, G. V., & Kasser, C. A. (1987). *Variations in density of V-shaped impact pits on quartz grains with size of grains, intertidal sands, Bay of Fundy*. *Journal of Sedimentary Research*, 57(1), 88-93.

- Morales, A. J. (1987). *Geología de las islas Robinson Crusoe y Santa Clara, Archipiélago Juan Fernández, V Región, Chile*. Memoria para optar al título de geólogo. Antofagasta, Universidad del Norte, Departamento de Geociencias. 103p.

- Munizaga, F., Huete, C., & Hervé, F. (1985). *Geocronología K-Ar y razones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la Franja Pacífica de Desarrollos Hidrotermales*. En Congreso Geológico Chileno, No. 4, Actas 4: 357-379. Antofagasta.

- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy*. John Wiley & Sons.

- Otero, R. A., Torres, T., Le Roux, J. P., Hervé, F., Fanning, C. M., Yury-Yáñez, R. E., & Rubilar-Rogers, D. (2012). *A Late Eocene age proposal for the Loreto Formation (Brunswick Peninsula, southernmost Chile), based on fossil cartilaginous fishes, paleobotany and radiometric evidence*. *Andean Geology*, 39(1), 180-200.

- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., & Siever, R. (1987). *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, New York.

- Piracés, R. (1976). *Geología de la Cordillera de la Costa entre Catapilco y Limache, Región de Aconcagua*. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 118 p.

- Porter, S. C. (1981). *Pleistocene Glaciation in the Southern Lake District of Chile*. *Quaternary Research*, 16(3), 263-292. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(81\)90013-2](https://doi.org/10.1016/0033-5894(81)90013-2)

- Reyes, J. A. (2012). *Evolución magmática de la Isla Robinson Crusoe, Dorsal de Juan Fernández, Chile*.

- Rivano, S., & Sepúlveda, P. (1986). *Hoja Illapel*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 69, escala 1:250.000. Santiago.

- Rivano, S., & Sepúlveda, P. (1991). *Hoja Illapel*, Región de Coquimbo. Carta Geológica de Chile N°69. Escala 1:250.000, 132 p. Santiago.

- SERNAGEOMIN & BRGM. (1995). *Carta metalogénica X Región sur, Chile*. Santiago: SERNAGEOMIN. (Informe Registrado N°005).

- SERNAGEOMIN. (1998). *Estudio Geológico-Económico de la X Región Norte, Chile*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-98-15, 6 Vols, 27 Mapas, Diferentes Escalas, Santiago.

- SERNAGEOMIN. (2003). *Mapa Geológico de Chile: versión digital*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.

- Smith, C., Soreghan, G. S., & Ohta, T. (2018). *Scanning Electron Microscope (SEM) Microtextural Analysis as a paleoclimate tool for fluvial deposits: A Modern Test*. Geological Society of America Bulletin, 130(7-8), 1256-1272. <https://doi.org/10.1130/b31692.1>

- Steel, D. (1794). *The Elements and Practice of Rigging And Seamanship*. Recuperado el 30 de septiembre de 2022 de <https://maritime.org/doc/steel/>

- Strand, K., Passchier, S., & Näsi, J. (2003). *Implications of quartz grain microtextures for onset Eocene/Oligocene glaciation in Prydz Bay, ODP Site 1166, Antarctica*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 198(1-2), 101-111.

- Thomas, H. (1958). *Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta de Barriga*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, No. 2, 86 p.

- Uribe, P. (1982). *Deglaciación en el sector central del Estrecho de Magallanes. Consideraciones geomorfológicas y cronológicas*. Anales Instituto de la Patagonia, Vol. 13.

- Valenzuela, E. (1982). *Estratigrafía de la boca occidental del Canal de Chacao, X Región, Chile*. In Congreso Geológico Chileno, No. 3, Actas, Vol. 1, p. A343-A376. Concepción.

- Vásquez, A. (2012). *Suelos De Fundación De La Ciudad De Punta Arenas, Región De Magallanes Y Antártica Chilena*. Santiago: Universidad de Chile.

Anexos

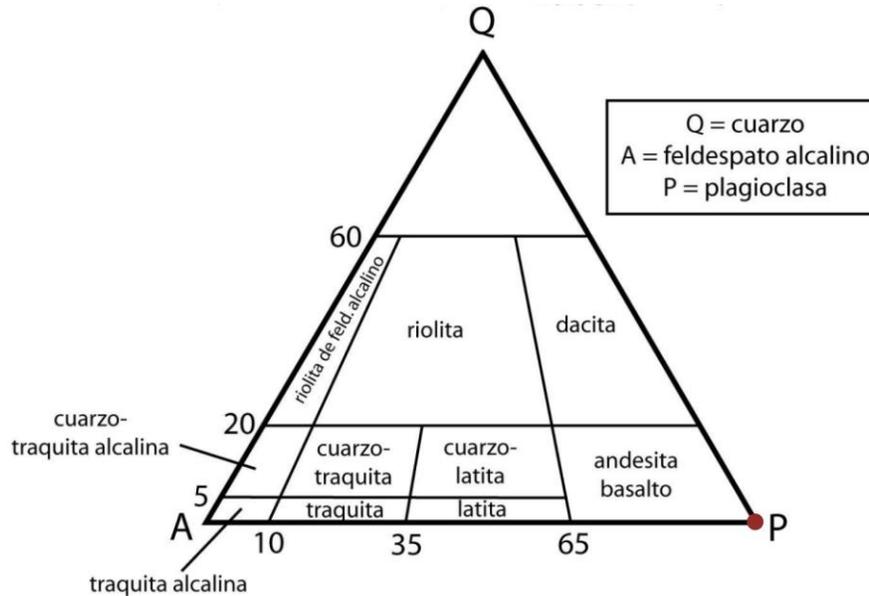
Anexo A - Caracterización litológica macroscópica

M1: Roca ígnea extrusiva

- **Textura:**
 - **Grado de cristalinidad:** Hipocristalina (vidrio y cristales).
 - **Tamaño relativo de los cristales:** Equigranular.
 - **Tamaño absoluto de los cristales (granularidad):** Porfírica (Vitrofírica a simple vista) con respecto a plagioclasa.
 - **Tamaño del grano:** Grano fino (< 2 mm) principalmente. Pocos sobrepasan los 2 mm y ninguno los 5 mm
 - **Forma de los cristales:** Panidiomórfica (gran mayoría de cristales presentan caras propias).
 - **Estructura:** Masiva homogénea. Cristales distribuidos de manera similar en toda la roca.
 - **Fábrica:** Isótropa
 - **Morfologías especiales:** Presenta aproximadamente un 3% de vesículas. Cavidades irregulares del orden del milímetro. Algunas de estas se encuentran rellenas por carbonato no consolidado, el cual efervesce en presencia de HCl al 10%.
- **Textura de masa fundamental:** Afanítica (no son visibles a simple vista).
- **Índice de color:** Leucocrático, ya que no es posible observar minerales máficos.
- **% cristales:** 20%
- **% masa fundamental:** 80%
- **Mineralogía:**
 - Plagioclasa:
 - Color: Blanquecino.
 - Brillo: Opaco principalmente y vítreo.
 - Hábito: Tabular.
 - Tamaño: 0.5-3mm los visibles a simple vista.
 - Disposición: Diseminada, homogénea en toda la roca.
 - Forma: Euhedral.
 - Dureza: Se raya fácilmente con el rayador.
 - % en roca total: 20%
 - Pirita:
 - Color: Amarillo-latón pálido.
 - Brillo: Metálico.
 - Hábito: No es posible determinarlo.
 - Tamaño: <1 mm

- Disposición: El ejemplar que se observó estaba diseminado en la roca, es decir, en ningún lugar preferencial
- Forma: No es posible determinarla.
- Dureza: No es posible determinarla.
- % en roca total: < 1%

- **Clasificación QAP para rocas extrusivas (Diagrama de Streckeisen):**



- **Nombre de la roca:** Andesita
- **Masa (gramos):** 455
- **Morfología:**
 - **Eje L (cm):** 9.9



- **Eje I (cm):** 7.6



- **Eje S (cm):** 4.4



- **Redondeamiento:** Buen redondeamiento
- **Esfericidad:** Baja esfericidad
- **Acotaciones:** Presenta manchones marrón-rojizo en ciertas zonas que afectan a plagioclasas en su coloración, también se observan manchones verduzcos.

- **Fotografía general clasto:**

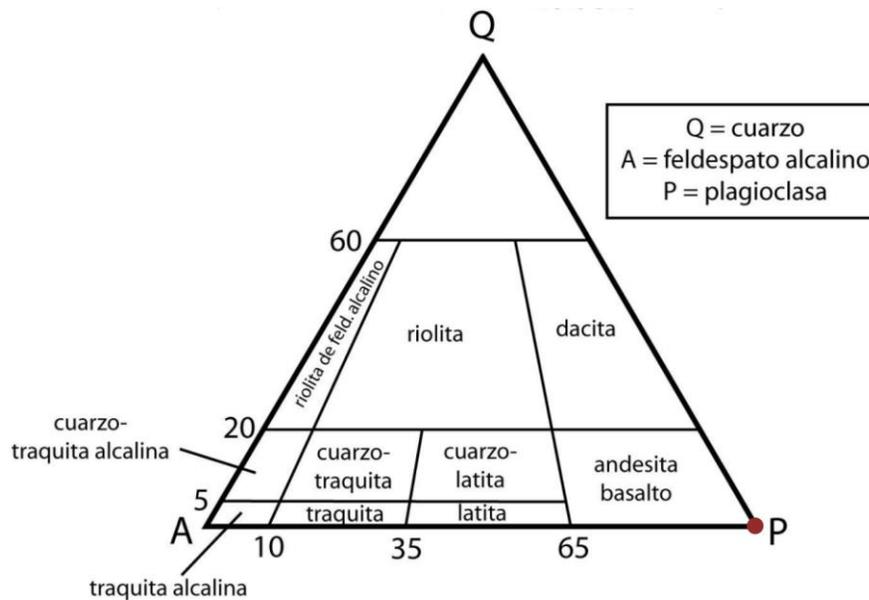


M2: Roca ígnea extrusiva

- **Textura:**
 - **Grado de cristalinidad:** Holoialina (compuesta casi totalmente por vidrio, > 90% en volumen de vidrio).
 - **Tamaño relativo de los cristales:** Equigranular.
 - **Tamaño absoluto de los cristales (granularidad):** Afanítica (cristales no visibles a simple vista).
 - **Tamaño del grano:** Grano fino (< 2 mm).
 - **Forma de los cristales:** No se puede determinar dado que los cristales no son visibles a simple vista.
 - **Estructura:** Masiva homogénea.
 - **Fábrica:** Isótropa
 - **Morfologías especiales:** Presenta aproximadamente un 4% de vesículas. Cavidades irregulares del orden del milímetro. En algunas de estas se observan cristales verduzcos de grano muy fino, difícilmente distinguibles, incluso usando lupa con aumento 30x. Se podría tratar de Olivino, pero las observaciones no son concluyentes.
- **Textura de masa fundamental:** Afanítica (no son visibles a simple vista).
- **Índice de color:** Leucocrático, ya que no es posible observar minerales máficos.
- **% cristales:** 5%
- **% masa fundamental:** 95%
- **Mineralogía:**
 - Plagioclasa:
 - Color: Blanquecino.

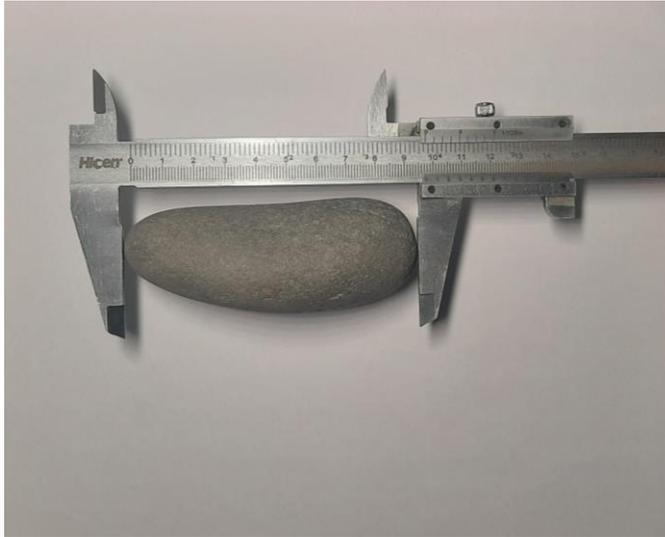
- Brillo: Vítreo.
- Hábito: Tabular.
- Tamaño: Principalmente < 1 mm
- Disposición: Diseminada, homogénea en toda la roca.
- Forma: No es posible determinar con claridad.
- Dureza: No es posible determinar con claridad.
- % en roca total: aproximadamente un 5%
- Pirita:
 - Color: Amarillo-latón pálido.
 - Brillo: Metálico.
 - Hábito: No es posible determinarlo.
 - Tamaño: <1 mm
 - Disposición: Se observa tanto en algunas vesículas, como diseminada en la roca.
 - Forma: No es posible determinarla.
 - Dureza: No es posible determinarla.
 - % en roca total: < 1%

- **Clasificación QAP para rocas extrusivas (Diagrama de Streckeisen):**

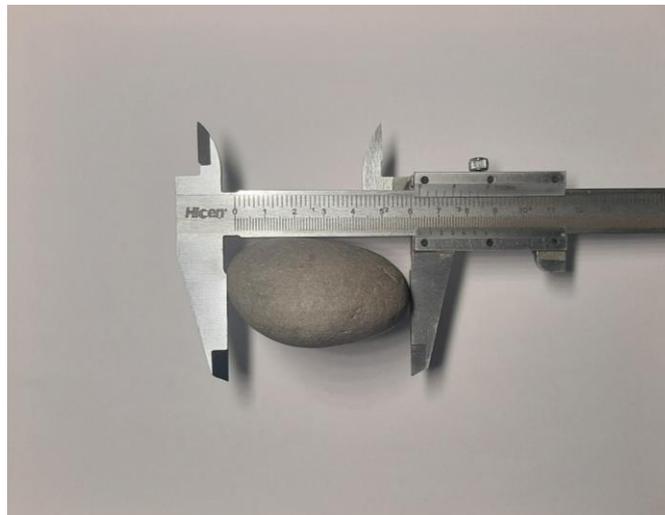


- **Nombre de la roca:** Andesita
- **Masa (gramos):** 368

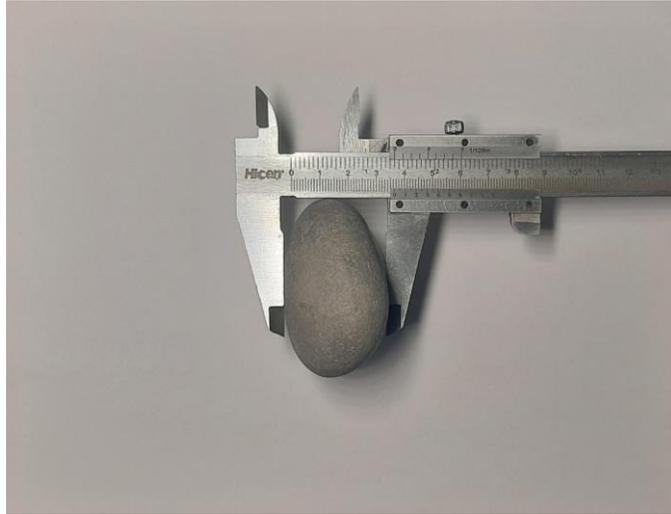
- **Morfología:**
 - **Eje L (cm): 9.7**



- **Eje I (cm): 6.3**



- **Eje S (cm):** 3.6



- **Redondeamiento:** Buen redondeamiento
- **Esfericidad:** Baja esfericidad
- **Acotaciones:** Presenta leve magnetismo.
- **Fotografía general clasto:**

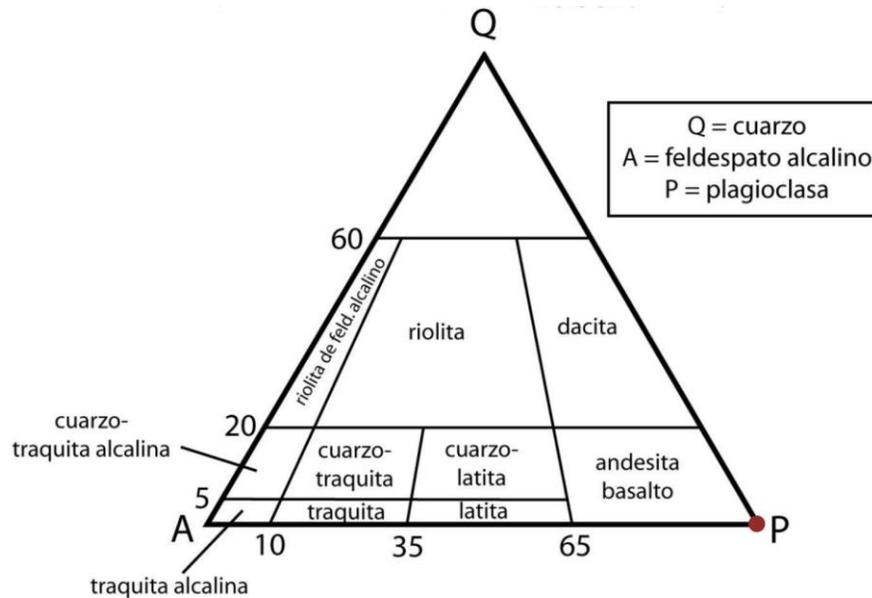


M3: Roca ígnea extrusiva

- **Textura:**
 - **Grado de cristalinidad:** Holoialina (compuesta casi totalmente por vidrio, > 90% en volumen de vidrio).
 - **Tamaño relativo de los cristales:** Equigranular.
 - **Tamaño absoluto de los cristales (granularidad):** Afanítica (cristales no visibles a simple vista).
 - **Tamaño del grano:** Grano fino (< 2 mm).
 - **Forma de los cristales:** No se puede determinar dado que los cristales no son visibles a simple vista.
 - Estructura: Masiva homogénea.
 - **Fábrica:** Isótropa
 - **Morfologías especiales:** Presenta aproximadamente un 2% de vesículas. Cavidades irregulares del orden del milímetro. En específicamente dos de estas, es posible observar cristales. En una un cristal alargado de grano muy fino, difícilmente observable con lupa 30x, negruzco, de brillo vítreo, que se podría tratar de un anfíbol o piroxeno, el cuál es el único observable en todo el clasto. En el otro se observa un mineral de brillo metálico, hábito cúbico y coloración amarillo-latón pálido. Es difícilmente observable con lupa 30x y se observan sólo dos ejemplares en la muestra, uno dentro de la cavidad y otro fuera de esta pero muy cercana. Se podría tratar de una mineralización de pirita.
- **Textura de masa fundamental:** Afanítica (no son visibles a simple vista).
- **Índice de color:** Leucocrático, a pesar de observar minerales máficos estos comprenden < 1% del total de la roca.
- **% cristales:** 3%
- **% masa fundamental:** 97%
- **Mineralogía:**
 - Plagioclasa:
 - Color: Blanquecino.
 - Brillo: Vítreo.
 - Hábito: Tabular.
 - Tamaño: Principalmente < 1 mm
 - Disposición: Diseminada, homogénea en toda la roca.
 - Forma: En los pocos ejemplares observados, euedral.
 - Dureza: Se raya fácilmente con el rayador.
 - % en roca total: aproximadamente un 3%
 - Anfíbol / Piroxeno:
 - Color: Negruzco.
 - Brillo: Vítreo.

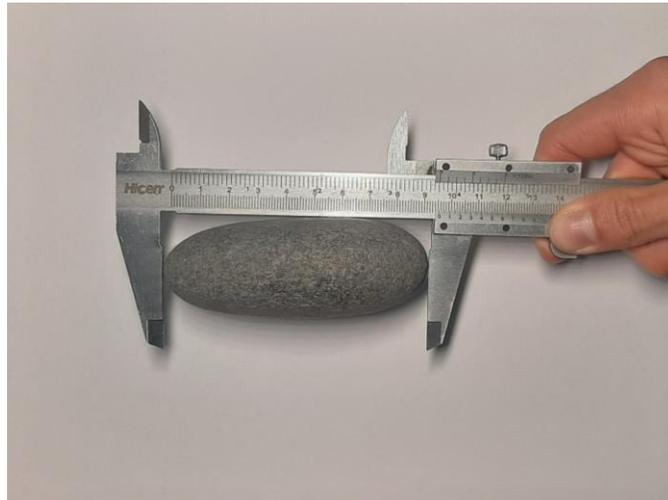
- Hábito: Alargado.
- Tamaño: Aproximadamente 1 mm
- Disposición: Se observa sólo un cristal de este mineral en todo el clasto.
- Forma: No es posible determinarlo.
- Dureza: Se desprende fácilmente con el rayador.
- % en roca total: <1%
- Pirita:
 - Color: Amarillo-latón pálido.
 - Brillo: Metálico.
 - Hábito: No es posible determinarlo.
 - Tamaño: <1 mm
 - Disposición: Se observa un cristal dentro de una cavidad y el otro cristal identificado, fuera de ella, pero muy cercano a este.
 - Forma: No es posible determinarla.
 - Dureza: No es posible determinarla.
 - % en roca total: < 1%

- **Clasificación QAP para rocas extrusivas (Diagrama de Streckeisen):**



- **Nombre de la roca:** Andesita
- **Masa (gramos):** 409

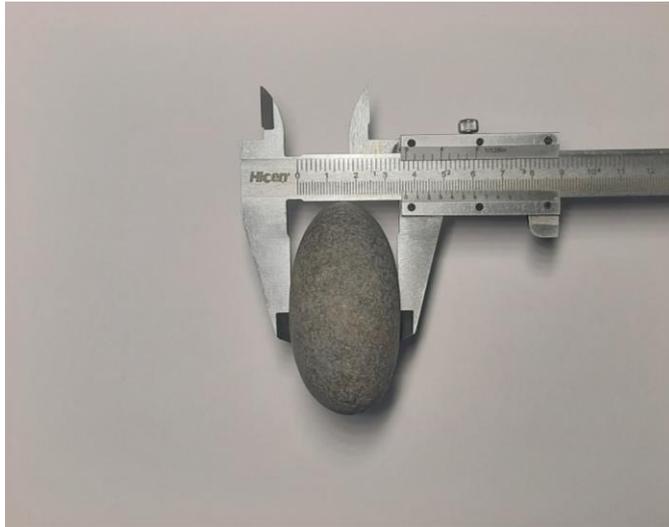
- **Morfología:**
 - **Eje L (cm): 9.5**



- **Eje I (cm): 7.2**



- **Eje S (cm):** 3.7



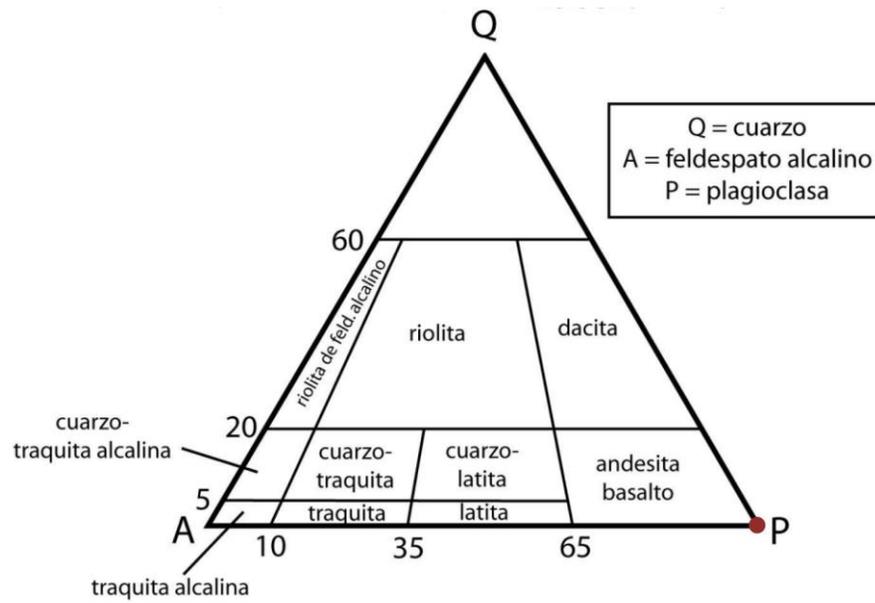
- **Redondeamiento:** Buen redondeamiento
- **Esfericidad:** Baja esfericidad
- **Acotaciones:** Presenta leve magnetismo.
- **Fotografía general clasto:**



M4: Roca ígnea extrusiva

- **Textura:**
 - **Grado de cristalinidad:** Hipocristalina (compuesta por vidrio y cristales).
 - **Tamaño relativo de los cristales:** Inequigranular.
 - **Tamaño absoluto de los cristales (granularidad):** Porfírica con respecto a cristales de olivino.
 - **Tamaño del grano:** Grano fino (< 2 mm).
 - **Forma de los cristales:** Hipidiomórfica (los cristales presentan algunas caras propias).
 - **Estructura:** Masiva homogénea.
 - **Fábrica:** Isótropa
 - **Morfologías especiales:** Presenta aproximadamente un 5% de vesículas. Cavidades irregulares de hasta 2 milímetros. En aproximadamente un 40% de estas, es posible observar cristales de Olivino.
- **Textura de masa fundamental:** Afanítica (no son visibles a simple vista).
- **Índice de color:** Leucocrático.
- **% cristales:** 15%
- **% masa fundamental:** 85%
- **Mineralogía:**
 - Plagioclasa:
 - Color: Blanquecino.
 - Brillo: Vítreo.
 - Hábito: No es posible determinarlo.
 - Tamaño: < 1 mm
 - Disposición: Diseminada, homogénea en toda la roca.
 - Forma: No es posible determinarlo.
 - Dureza: No es posible determinarla.
 - % en roca total: aproximadamente un 5%
 - Olivino:
 - Color: Verde oliva.
 - Brillo: Vítreo.
 - Hábito: Granular.
 - Tamaño: < 2 mm
 - Disposición: Se observan rellenando cavidades.
 - Forma: Subhedral.
 - Dureza: No es posible determinarla.
 - % en roca total: 10%

- **Clasificación QAP para rocas extrusivas (Diagrama de Streckeisen):**



- **Nombre de la roca:** Basalto
- **Masa (gramos):** 314
- **Morfología:**
 - **Eje L (cm):** 8.6



- **Eje I (cm):** 5.9



- **Eje S (cm):** 3.8



- **Redondeamiento:** Buen redondeamiento.
- **Esfericidad:** Baja esfericidad.
- **Acotaciones:** Presenta manchones marrón-rojizo.

- **Fotografía general clasto:**

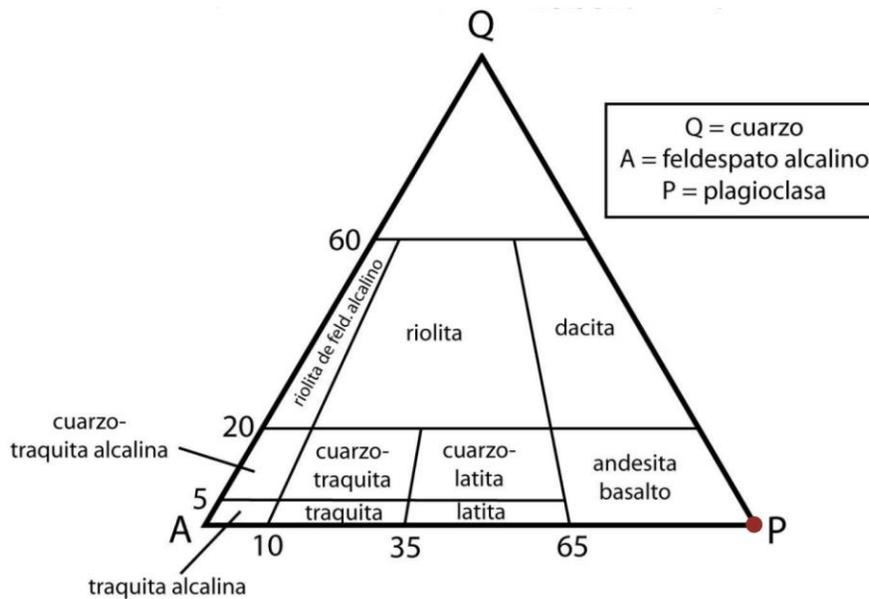


M5: Roca ígnea extrusiva

- **Textura:**
 - **Grado de cristalinidad:** Holoialina (compuesta casi totalmente por vidrio, > 90% en volumen de vidrio).
 - **Tamaño relativo de los cristales:** Equigranular.
 - **Tamaño absoluto de los cristales (granularidad):** Afanítica (cristales no visibles a simple vista).
 - **Tamaño del grano:** Grano fino (< 2 mm).
 - **Forma de los cristales:** No se puede determinar dado que los cristales no son visibles a simple vista.
 - **Estructura:** Masiva homogénea.
 - **Fábrica:** Isótropa
 - **Morfologías especiales:** Presenta aproximadamente un 10% de vesículas. Cavidades irregulares de hasta 5 milímetros. No se encuentran rellenas y son muy elongadas. Poseen una disposición particular en la roca, formando planos en los cuales su eje más elongado se dispone en una dirección aproximada al eje más largo del clasto (eje L).
- **Textura de masa fundamental:** Afanítica (no son visibles a simple vista).
- **Índice de color:** Leucocrático, no es posible observar minerales máficos.
- **% cristales:** 5%
- **% masa fundamental:** 95%
- **Mineralogía:**
 - Plagioclasa:
 - Color: Blanquecino.
 - Brillo: No es posible determinarlo.

- Hábito: No es posible determinarlo.
- Tamaño: < 1 mm
- Disposición: Diseminada, homogénea en toda la roca.
- Forma: No es posible determinarlo.
- Dureza: No es posible determinarla.
- % en roca total: aproximadamente un 5%
- Pirita:
 - Color: Amarillo-latón pálido.
 - Brillo: Metálico.
 - Hábito: No es posible determinarlo.
 - Tamaño: <1 mm
 - Disposición: Se observan dentro de cavidades.
 - Forma: No es posible determinarla.
 - Dureza: No es posible determinarla.
 - % en roca total: < 1%

- **Clasificación QAP para rocas extrusivas (Diagrama de Streckeisen):**



- **Nombre de la roca:** Andesita
- **Masa (gramos):** 601

- **Morfología:**
 - **Eje L (cm): 11.6**



- **Eje I (cm): 7.2**



- **Eje S (cm):** 4.5



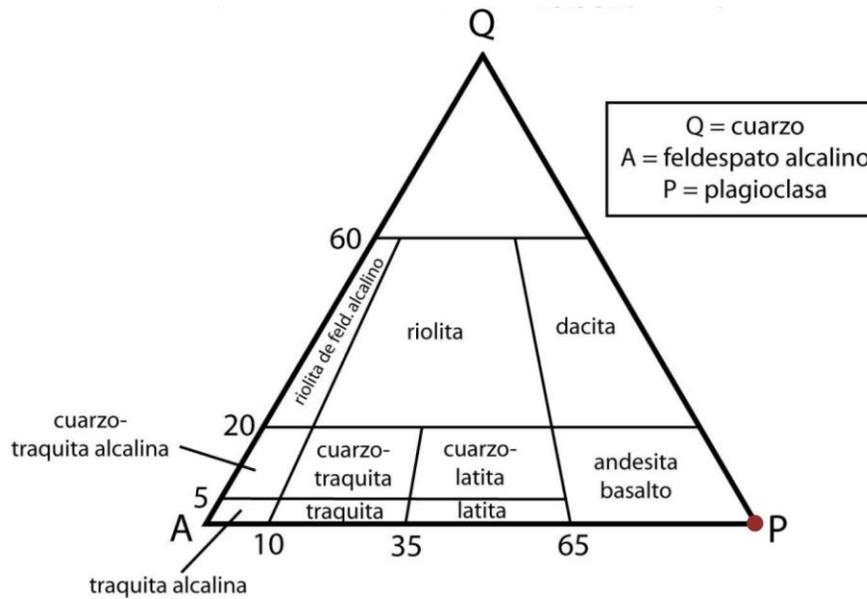
- **Redondeamiento:** Buen redondeamiento.
- **Esfericidad:** Baja esfericidad.
- **Acotaciones:** Presenta manchones marrón-anaranjado.
- **Fotografía general clasto:**



M6: Roca ígnea extrusiva

- **Textura:**
 - **Grado de cristalinidad:** Holoialina (compuesta casi totalmente por vidrio, > 90% en volumen de vidrio).
 - **Tamaño relativo de los cristales:** Equigranular.
 - **Tamaño absoluto de los cristales (granularidad):** Afanítica (cristales no visibles a simple vista).
 - **Tamaño del grano:** Grano fino (< 2 mm).
 - **Forma de los cristales:** No se puede determinar dado que los cristales no son visibles a simple vista.
 - **Estructura:** Masiva homogénea.
 - **Fábrica:** Isótropa
 - **Morfologías especiales:** Presenta aproximadamente un 20% de vesículas. Grandes cavidades irregulares de hasta 1.5 cm. La mayoría de estas no se encuentran rellenas, sin embargo, es posible determinar la presencia de carbonatos, debido a la efervescencia de algunas cavidades en presencia de HCl al 10%. Algunos presentan dentro de sus cavidades brillos metálicos color amarillo-latón, que podrían tratarse de pirita de menos de 1 mm
- **Textura de masa fundamental:** Afanítica (no son visibles a simple vista).
- **Índice de color:** Leucocrático, no es posible observar minerales máficos.
- **% cristales:** 7%
- **% masa fundamental:** 93%
- **Mineralogía:**
 - Plagioclasa:
 - Color: Blanquecino.
 - Brillo: No es posible determinarlo.
 - Hábito: No es posible determinarlo.
 - Tamaño: < 1 mm
 - Disposición: Diseminada, homogénea en toda la roca.
 - Forma: No es posible determinarla.
 - Dureza: No es posible determinarla.
 - % en roca total: aproximadamente un 5%
 - Pirita:
 - Color: Amarillo-latón pálido.
 - Brillo: Metálico.
 - Hábito: No es posible determinarlo.
 - Tamaño: <1 mm
 - Disposición: Se observa preferentemente dentro de cavidades, en menos cantidad diseminadas en la roca.
 - Forma: No es posible determinarla.
 - Dureza: No es posible determinarla.
 - % en roca total: 2%

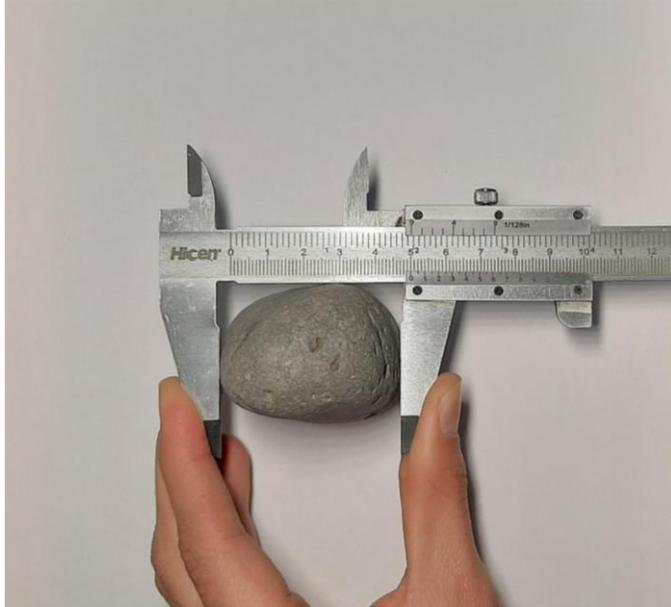
- **Clasificación QAP para rocas extrusivas (Diagrama de Streckeisen):**



- **Nombre de la roca:** Andesita
- **Masa (gramos):** 252
- **Morfología:**
 - **Eje L (cm):** 8.1



- **Eje I (cm):** 5



- **Eje S (cm):** 4



- **Redondeamiento:** Buen redondeamiento.
- **Esfericidad:** Baja esfericidad.
- **Acotaciones:** Ninguna.

- **Fotografía general clasto:**



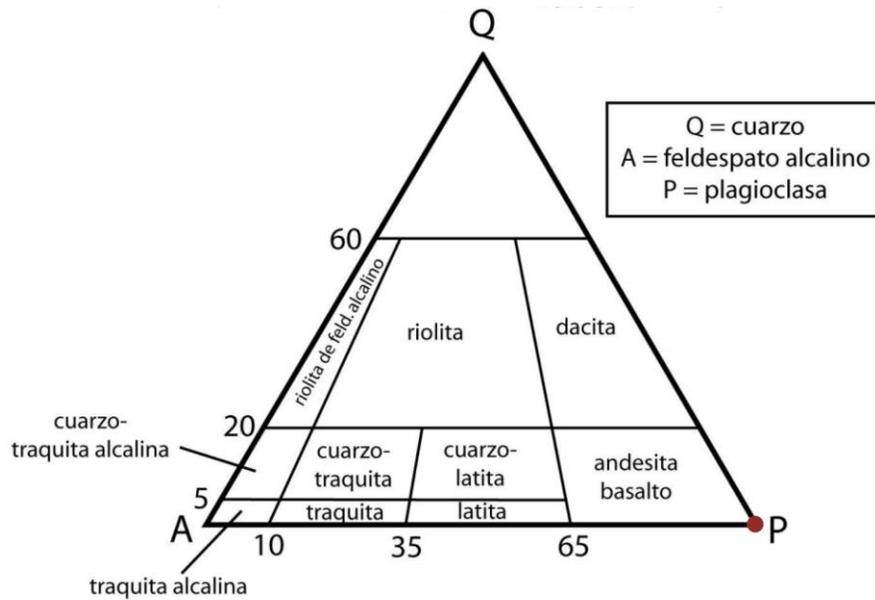
M7: Roca ígnea extrusiva

- **Textura:**

- **Grado de cristalinidad:** Holoialina (compuesta casi totalmente por vidrio, > 90% en volumen de vidrio).
- **Tamaño relativo de los cristales:** Equigranular.
- **Tamaño absoluto de los cristales (granularidad):** Afanítica (cristales no visibles a simple vista).
- **Tamaño del grano:** Grano fino (< 2 mm).
- **Forma de los cristales:** No se puede determinar dado que los cristales no son visibles a simple vista.
- **Estructura:** Masiva homogénea.
- **Fábrica:** Isótropa
- **Morfologías especiales:** Presenta aproximadamente un 50% de vesículas. Cavidades irregulares desde menos de 1 mm hasta 1.5 cm. La mayoría de estas no se encuentran rellenas, sin embargo, existe alrededor de un 20% dentro del porcentaje de las vesículas, que están rellenas por lo que al parecer son Olivinos de menos de 1 mm, dado que se observa una especie de microcristales verde oliva rellenándolas. Además del Olivino, existen pequeños microcristales de brillo metálico color amarillo latón pálido, que se cree podrían tratarse de Piritas menores a 1 mm, estas se encuentran tanto diseminadas como dentro de algunas de las vesículas.
- **Textura de masa fundamental:** Afanítica (no son visibles a simple vista).
- **Índice de color:** Leucocrático.
- **% cristales:** 7%
- **% masa fundamental:** 93%
- **Mineralogía:**
 - Plagioclasa:

- Color: Blanquecino.
- Brillo: No es posible determinarlo.
- Hábito: No es posible determinarlo.
- Tamaño: < 1 mm
- Disposición: Diseminada, homogénea en toda la roca.
- Forma: No es posible determinarla.
- Dureza: No es posible determinarla.
- % en roca total: aproximadamente un 5%
- Olivino:
 - Color: Verde oliva.
 - Brillo: No es posible determinarlo.
 - Hábito: No es posible determinarlo.
 - Tamaño: < 1 mm
 - Disposición: Se observan relleno de cavidades.
 - Forma: No es posible determinarla.
 - Dureza: No es posible determinarla.
 - % en roca total: 2%
- Pirita:
 - Color: Amarillo-latón pálido.
 - Brillo: Metálico.
 - Hábito: No es posible determinarlo.
 - Tamaño: < 1 mm
 - Disposición: Se observa preferentemente dentro de cavidades junto con Olivino, en menor cantidad diseminadas en la roca.
 - Forma: No es posible determinarla.
 - Dureza: No es posible determinarla.
 - % en roca total: < 1%

- Clasificación QAP para rocas extrusivas (Diagrama de Streckeisen):



- Nombre de la roca: Basalto
- Masa (gramos): 649
- Morfología:
 - Eje L (cm): 10.8



- **Eje I (cm):** 8



- **Eje S (cm):** 5.9



- **Redondeamiento:** Buen redondeamiento.
- **Esfericidad:** Baja esfericidad.
- **Acotaciones:** Ninguna.

- **Fotografía general clasto:**

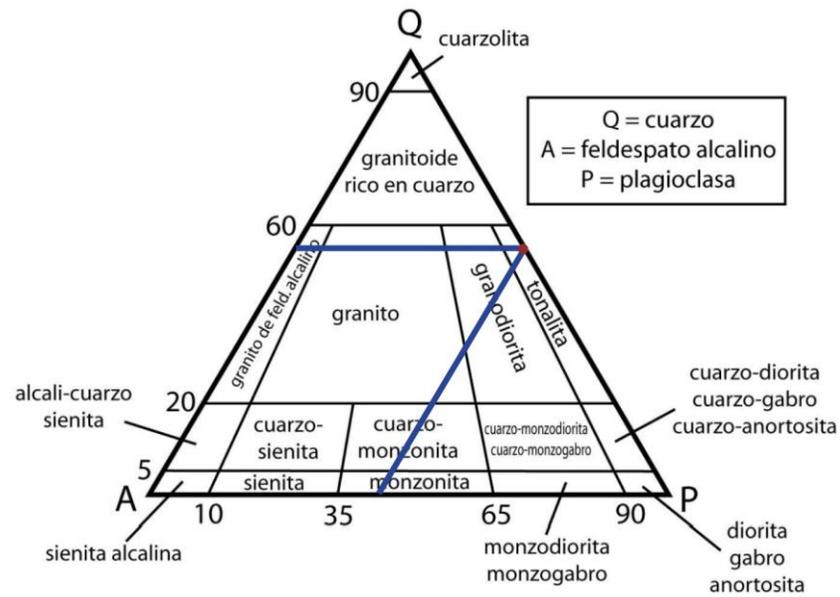


M8: Roca ígnea intrusiva

- **Textura:**
 - **Grado de cristalinidad:** Holocristalina (compuesta casi totalmente por cristales, > 90% en volumen de cristales).
 - **Tamaño relativo de los cristales:** Equigranular.
 - **Tamaño absoluto de los cristales (granularidad):** Fanerítica (cristales visibles a simple vista).
 - **Tamaño del grano:** Grano fino (< 2 mm) principalmente, escasos cristales tamaño Grano medio (2-5 mm).
 - **Forma de los cristales:** Hipidiomórfica (Algunos de los cristales presentan algunas caras propias).
 - **Estructura:** Masiva homogénea.
 - **Fábrica:** Isótropa.
 - **Morfologías especiales:** Ninguna.
- **Textura de masa fundamental:** No se observa masa fundamental.
- **Índice de color:** Leucocrático.
- **% cristales:** 100%
- **% masa fundamental:** 0%
- **Mineralogía:**
 - Plagioclasa:
 - Color: Blanquecino.
 - Brillo: Vítreo opaco.
 - Hábito: Prismático a Tabular.
 - Tamaño: < 1 mm – 2 mm
 - Disposición: Diseminada, homogénea en toda la roca.
 - Forma: Anhedral.

- Dureza: Se raya fácilmente con el rayador.
 - % en roca total: 35%
- Cuarzo:
 - Color: Grisáceo.
 - Brillo: Vítreo opaco.
 - Hábito: Prismático.
 - Tamaño: < 1 mm – 2 mm
 - Disposición: Diseminada, homogénea en toda la roca.
 - Forma: Anhedral.
 - Dureza: Se raya con el rayador.
 - % en roca total: 45%
- Anfíbol / Piroxeno:
 - Color: Negro.
 - Brillo: Opaco.
 - Hábito: Tabular.
 - Tamaño: < 1 mm – 3 mm
 - Disposición: Diseminada, homogénea en toda la roca.
 - Forma: Subhedral.
 - Dureza: Se raya con el rayador.
 - % en roca total: 20%
- Pirita:
 - Color: Amarillo-latón pálido.
 - Brillo: Metálico.
 - Hábito: No es posible determinarlo.
 - Tamaño: < 1 mm
 - Disposición: Se observa preferentemente dentro de un lineamiento de color grisáceo en la roca, el cual pareciera estar compuesto de cuarzo.
 - Forma: No es posible determinarla.
 - Dureza: No es posible determinarla.
 - % en roca total: < 1%

- **Clasificación QAP para rocas intrusivas (Diagrama de Streckeisen):**



- **Nombre de la roca:** Tonalita
- **Masa (gramos):** 346
- **Morfología:**
 - **Eje L (cm):** 9.1



- **Eje I (cm): 8**



- **Eje S (cm): 3.2**



- **Redondeamiento:** Buen redondeamiento.
- **Esfericidad:** Baja esfericidad.
- **Acotaciones:** Presenta un lineamiento que cruza el clasto en su completitud, de color grisáceo y sinuoso, que pareciera estar compuesto de cuarzo. Es de espesor

variable, entre $< 1 \text{ mm} - 8 \text{ mm}$ De longitud aproximada a 8.5 cm . Este se encuentra en una disposición aproximadamente similar al Eje Largo del clasto (Eje L). Es posible encontrar brillos metálicos de color amarillo-latón cercanos y dentro de este lineamiento, que podría corresponder a piritita. El clasto presenta manchones marrón-anaranjado. Se observa presencia de escasos carbonatos ocasionales $< 3 \text{ mm}$, que efervescen en presencia de HCl al 10%. Se disponen preferencialmente en los cantos del clasto y corresponden a $< 1\%$ de la roca.

- **Fotografía general clasto:**



M9: Roca ígnea extrusiva

- **Textura:**

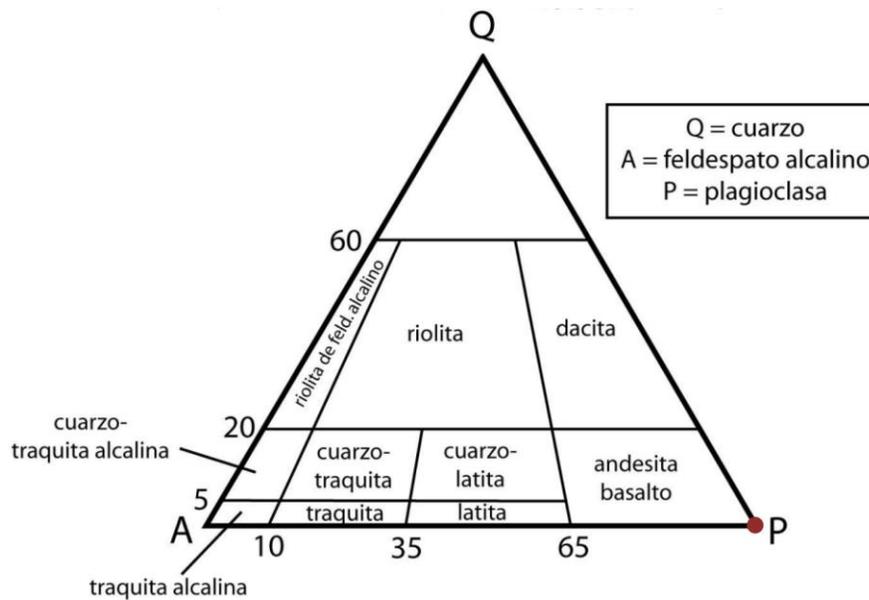
- **Grado de cristalinidad:** Holoialina (compuesta casi totalmente por vidrio, $> 90\%$ en volumen de vidrio).
- **Tamaño relativo de los cristales:** Equigranular.
- **Tamaño absoluto de los cristales (granularidad):** Afanítica (cristales no visibles a simple vista).
- **Tamaño del grano:** Grano fino ($< 2 \text{ mm}$).
- **Forma de los cristales:** No se puede determinar dado que los cristales no son visibles a simple vista.
- **Estructura:** Masiva homogénea.
- **Fábrica:** Isótropa
- **Morfologías especiales:** Presenta aproximadamente un 5% de vesículas. Cavidades irregulares desde menos de 1 mm hasta 5 mm La mayoría de estas no se encuentran rellenas, sin embargo, existe un gran porcentaje de las vesículas menores a 1 mm , que están rellenas por lo que parecieran ser microcristales de Olivino, los cuales no son posibles de divisar, debido a su tamaño microscópico. Solo se puede notar una cierta tonalidad verde oliva

dentro de ciertas cavidades. Como ya se mencionó no es posible estimar el porcentaje de vesículas rellenas con Olivino, debido al tamaño microscópico de estos. Además de Olivino, existen pequeños microcristales de brillo metálico color amarillo latón pálido, que se cree podrían tratarse de Piritas microscópicas, estas se encuentran diseminadas y preferentemente dentro de algunas de las vesículas.

- **Textura de masa fundamental:** Afanítica (no son visibles a simple vista).
- **Índice de color:** Leucocrático.
- **% cristales:** 6%
- **% masa fundamental:** 94%
- **Mineralogía:**
 - Plagioclasa:
 - Color: Blanquecino.
 - Brillo: No es posible determinarlo.
 - Hábito: No es posible determinarlo.
 - Tamaño: < 1 mm
 - Disposición: Diseminada, homogénea en toda la roca.
 - Forma: No es posible determinarla.
 - Dureza: No es posible determinarla.
 - % en roca total: aproximadamente un 4%
 - Olivino:
 - Color: Verde oliva.
 - Brillo: No es posible determinarlo.
 - Hábito: No es posible determinarlo.
 - Tamaño: < 1 mm
 - Disposición: Se observan relleno de cavidades.
 - Forma: No es posible determinarla.
 - Dureza: No es posible determinarla.
 - % en roca total: 2%
 - Anfíbol / Piroxeno:
 - Color: Negro.
 - Brillo: Opaco.
 - Hábito: No es posible determinarlo.
 - Tamaño: < 1 mm
 - Disposición: Se observa sólo un cristal de este mineral en todo el clasto.
 - Forma: Subhedral
 - Dureza: No es posible determinarla.
 - % en roca total: < 1 %
 - Pirita:
 - Color: Amarillo-latón pálido.
 - Brillo: Metálico.

- Hábito: No es posible determinarlo.
- Tamaño: < 1 mm
- Disposición: Se observa preferentemente dentro de cavidades junto con Olivino, en menos cantidad diseminadas en la roca.
- Forma: No es posible determinarla.
- Dureza: No es posible determinarla.
- % en roca total: < 1 %

- **Clasificación QAP para rocas extrusivas (Diagrama de Streckeisen):**



- **Nombre de la roca:** Basalto
- **Masa (gramos):** 1145
- **Morfología:**
 - **Eje L (cm):** 13.6



- **Eje I (cm):** 10.2



- **Eje S (cm):** 5



- **Redondeamiento:** Buen redondeamiento.
- **Esfericidad:** Baja esfericidad.
- **Acotaciones:** Presenta manchones marrón-anaranjado.

- **Fotografía general clasto:**

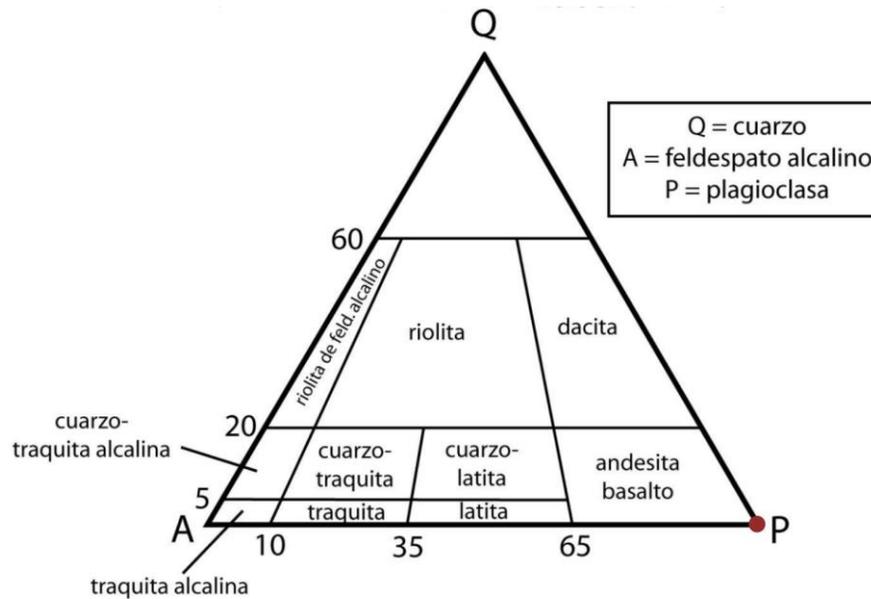


M10: Roca ígnea extrusiva

- **Textura:**
 - **Grado de cristalinidad:** Hipocristalina (compuesta por vidrio y cristales).
 - **Tamaño relativo de los cristales:** Inequigranular.
 - **Tamaño absoluto de los cristales (granularidad):** Porfírica con respecto a cristales de Olivino.
 - **Tamaño del grano:** Grano fino (< 2 mm).
 - **Forma de los cristales:** Hipidiomórfica (los cristales presentan algunas caras propias).
 - **Estructura:** Masiva homogénea.
 - **Fábrica:** Isótropa
 - **Morfologías especiales:** Presenta aproximadamente un 5% de vesículas. Cavidades irregulares de hasta 2 milímetros. En aproximadamente un 50% de estas, es posible observar cristales de Olivino.
- **Textura de masa fundamental:** Afanítica (no son visibles a simple vista).
- **Índice de color:** Leucocrático.
- **% cristales:** 16%
- **% masa fundamental:** 84%
- **Mineralogía:**
 - Plagioclasa:
 - Color: Blanquecino.
 - Brillo: No es posible determinarlo.
 - Hábito: No es posible determinarlo.
 - Tamaño: < 1 mm
 - Disposición: Diseminada, homogénea en toda la roca.
 - Forma: No es posible determinarlo.

- Dureza: No es posible determinarla.
 - % en roca total: aproximadamente un 10%
- Anfíbol / Piroxeno:
 - Color: Negro a negro verduzco.
 - Brillo: Vítreo.
 - Hábito: Prismático-granular.
 - Tamaño: < 1 mm
 - Disposición: Se observan en cúmulos.
 - Forma: Subhedral
 - Dureza: No es posible determinarla.
 - % en roca total: 1 %
- Olivino:
 - Color: Verde oliva.
 - Brillo: Vítreo.
 - Hábito: Granular.
 - Tamaño: < 2 mm
 - Disposición: Se observan rellenando cavidades.
 - Forma: Subhedral.
 - Dureza: No es posible determinarla.
 - % en roca total: 5%
- Pirita:
 - Color: Amarillo-latón pálido.
 - Brillo: Metálico.
 - Hábito: No es posible determinarlo.
 - Tamaño: < 1 mm
 - Disposición: Se observa sólo un cristal de este mineral en todo el clasto.
 - Forma: No es posible determinarla.
 - Dureza: No es posible determinarla.
 - % en roca total: < 1 %

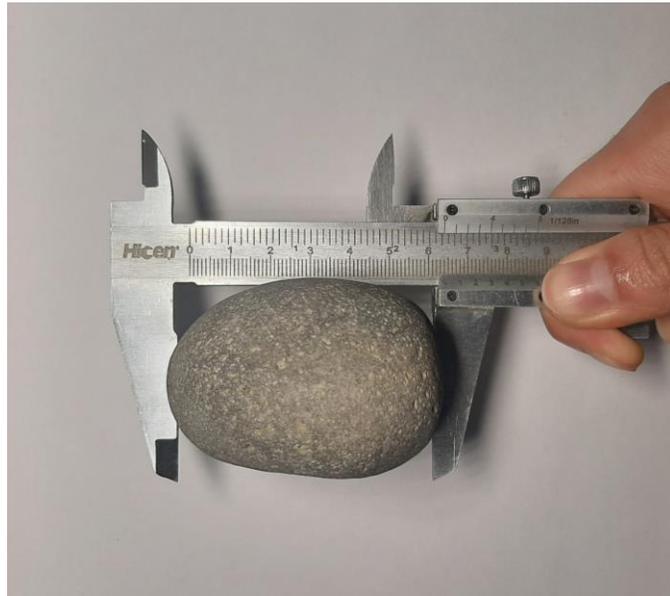
- Clasificación QAP para rocas extrusivas (Diagrama de Streckeisen):



- Nombre de la roca: Basalto
- Masa (gramos): 502
- Morfología:
 - Eje L (cm): 10.6



- **Eje I (cm):** 6.4



- **Eje S (cm):** 4.6



- **Redondeamiento:** Buen redondeamiento.
- **Esfericidad:** Baja esfericidad.
- **Acotaciones:** Se observa un mineral negro en una zona en específico. Es microcristalino, de hábito prismático y brillo vítreo. Podría tratarse de un piroxeno, pero

es difícil determinarlo, debido a que es el único en la muestra y de tamaño muy pequeño.

- **Fotografía general clasto:**

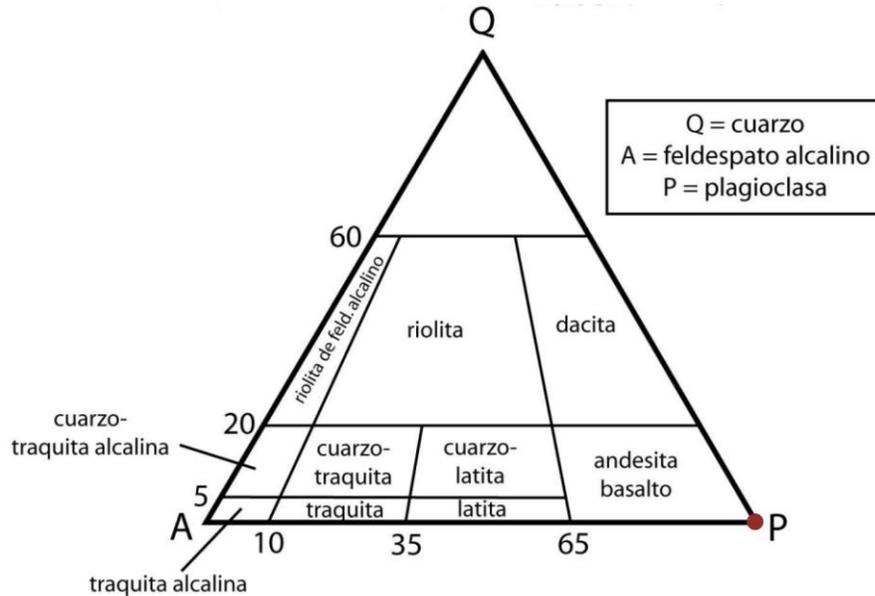


M11: Roca ígnea extrusiva

- **Textura:**
 - **Grado de cristalinidad:** Holohialona (compuesta <10% de cristales).
 - **Tamaño relativo de los cristales:** Inequigranular.
 - **Tamaño absoluto de los cristales (granularidad):** Afanítica en general, aunque son apreciables cristales considerables de plagioclasa, no obstante, la roca en su totalidad es afanítica.
 - **Tamaño del grano:** Grano fino (< 2 mm) principalmente.
 - **Forma de los cristales:** Hipidiomórfica (los escasos cristales de plagioclasa presentan algunas caras propias).
 - **Estructura:** Masiva homogénea.
 - **Fábrica:** Isótropa
 - **Morfologías especiales:** Presenta aproximadamente un 5% de vesículas. Cavidades irregulares de hasta 4 milímetros.
- **Textura de masa fundamental:** Afanítica (no son visibles a simple vista).
- **Índice de color:** Leucocrático.
- **% cristales:** 7%
- **% masa fundamental:** 93%
- **Mineralogía:**
 - Plagioclasa:
 - Color: Blanquecino.
 - Brillo: Vítreo.
 - Hábito: Tabular.
 - Tamaño: < 2 mm

- Disposición: Diseminada, homogénea en toda la roca.
- Forma: Subhedral.
- Dureza: Se raya con el rayador.
- % en roca total: Aproximadamente un 5%
- Pirita:
 - Color: Amarillo-latón pálido.
 - Brillo: Metálico.
 - Hábito: No es posible determinarlo.
 - Tamaño: < 1 mm
 - Disposición: Diseminada, homogénea en toda la roca.
 - Forma: No es posible determinarla.
 - Dureza: No es posible determinarla.
 - % en roca total: 2%

• **Clasificación QAP para rocas extrusivas (Diagrama de Streckeisen):**



- **Nombre de la roca:** Andesita
- **Masa (gramos):** 739

- **Morfología:**
 - **Eje L (cm): 11.9**



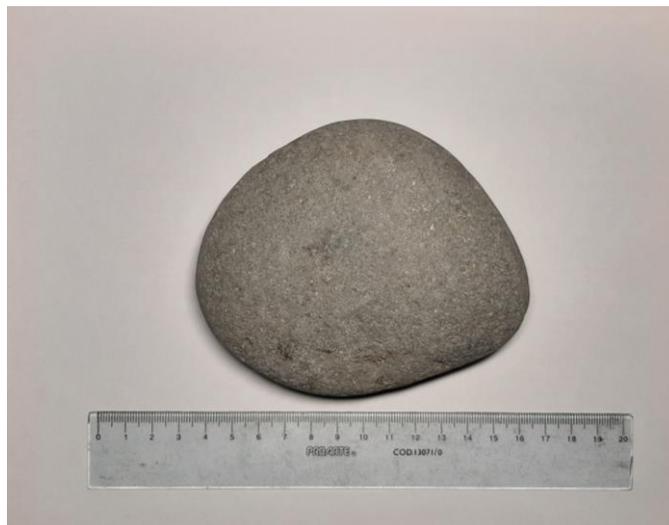
- **Eje I (cm): 9.9**



- **Eje S (cm):** 4.1



- **Redondeamiento:** Buen redondeamiento.
- **Esfericidad:** Baja esfericidad.
- **Acotaciones:** Presenta una mancha marrón-anaranjada.
- **Fotografía general clasto:**

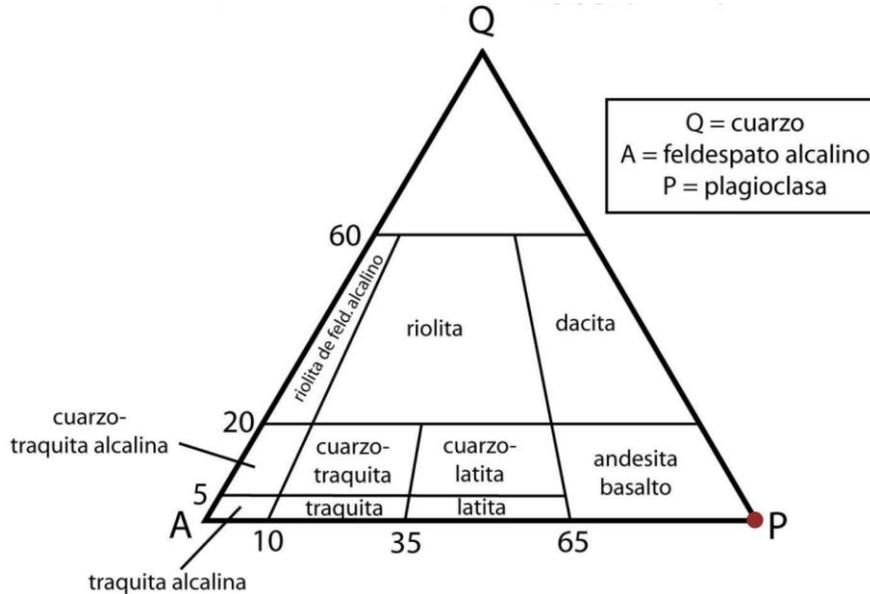


M12: Roca ígnea extrusiva

- **Textura:**
 - **Grado de cristalinidad:** Holoialina (compuesta casi totalmente por vidrio, > 90% en volumen de vidrio).
 - **Tamaño relativo de los cristales:** Equigranular.
 - **Tamaño absoluto de los cristales (granularidad):** Afanítica (cristales no son visibles a simple vista).
 - **Tamaño del grano:** Grano fino (< 2 mm).
 - **Forma de los cristales:** No se puede determinar dado que los cristales no son visibles a simple vista.
 - **Estructura:** Masiva homogénea.
 - **Fábrica:** Isótropa
 - **Morfologías especiales:** Presenta escasa vesicularidad de aproximadamente un 2%. Cavidades irregulares de hasta 6 milímetros.
- **Textura de masa fundamental:** Afanítica (no son visibles a simple vista).
- **Índice de color:** Leucocrático.
- **% cristales:** 5%
- **% masa fundamental:** 95%
- **Mineralogía:**
 - Plagioclasa:
 - Color: Blanquecino.
 - Brillo: No es posible determinarlo.
 - Hábito: No es posible determinarlo.
 - Tamaño: < 1 mm
 - Disposición: Diseminada, homogénea en toda la roca.
 - Forma: No es posible determinarla.
 - Dureza: No es posible determinarla.
 - % en roca total: Aproximadamente un 5%
 - Anfíbol / Piroxeno:
 - Color: Negro.
 - Brillo: Vítreo.
 - Hábito: Prismático.
 - Tamaño: < 1 mm
 - Disposición: Se observa solo un cristal en una zona en específico.
 - Forma: Subhedral.
 - Dureza: No se puede determinar.
 - % en roca total: < 1%
 - Pirita:
 - Color: Amarillo-latón pálido y plateado.
 - Brillo: Metálico.
 - Hábito: No es posible determinarlo.
 - Tamaño: < 1 mm

- Disposición: Se observa diseminado en la roca.
- Forma: No es posible determinarla.
- Dureza: No es posible determinarla.
- % en roca total: < 1%

- **Clasificación QAP para rocas extrusivas (Diagrama de Streckeisen):**



- **Nombre de la roca:** Andesita
- **Masa (gramos):** 908
- **Morfología:**
 - **Eje L (cm):** 13.5



- **Eje I (cm): 10.4**



- **Eje S (cm): 3.4**



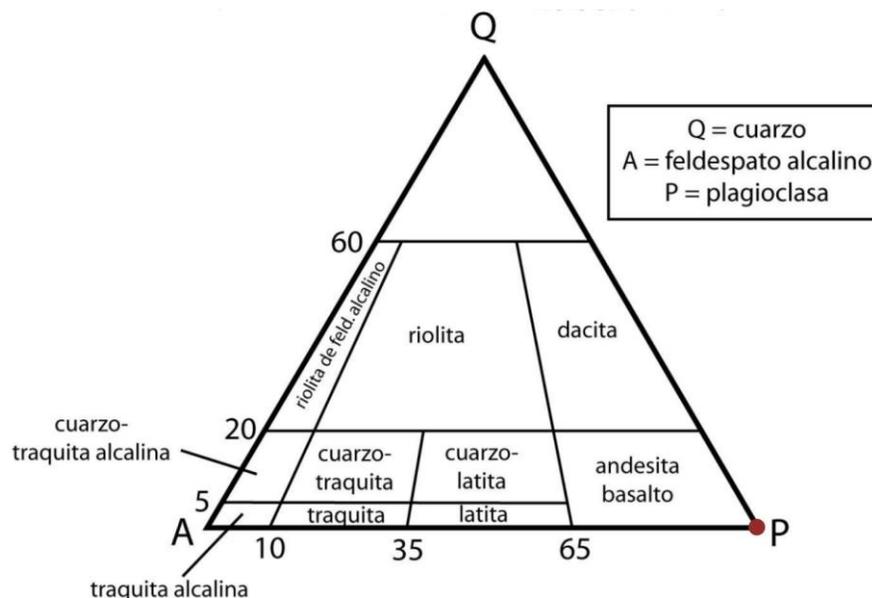
- **Redondeamiento:** Buen redondeamiento.
- **Esfericidad:** Baja esfericidad.
- **Acotaciones:** Presenta leve magnetismo. Presenta manchones marrón-anaranjado.
- **Fotografía general clasto:**



M13: Roca ígnea extrusiva

- **Textura:**
 - **Grado de cristalinidad:** Hipocristalina (compuesta por vidrio y cristales).
 - Tamaño relativo de los cristales: Inequigranular.
 - **Tamaño absoluto de los cristales (granularidad):** Porfírica con respecto a cristales de olivino.
 - **Tamaño del grano:** Grano fino (< 2 mm).
 - **Forma de los cristales:** Hipidiomórfica (los cristales presentan algunas caras propias).
 - **Estructura:** Masiva homogénea.
 - **Fábrica:** Isótropa
 - **Morfologías especiales:** Presenta aproximadamente un 5% de vesículas. Cavidades irregulares de hasta 4 milímetros. En más del 90% de estas, es posible observar cristales de Olivino.
- **Textura de masa fundamental:** Afanítica (no son visibles a simple vista).
- **Índice de color:** Leucocrático.
- **% cristales:** 15%
- **% masa fundamental:** 85%
- **Mineralogía:**
 - Plagioclasa:
 - Color: Blanquecino.
 - Brillo: No es posible determinarlo.

- Hábito: No es posible determinarlo.
 - Tamaño: < 1 mm
 - Disposición: Diseminada, homogénea en toda la roca.
 - Forma: No es posible determinarlo.
 - Dureza: No es posible determinarla.
 - % en roca total: aproximadamente un 10%
 - Anfíbol / Piroxeno:
 - Color: Negro.
 - Brillo: Vítreo.
 - Hábito: No es posible determinarlo.
 - Tamaño: < 1 mm
 - Disposición: Diseminada, homogénea en toda la roca.
 - Forma: No es posible determinarla.
 - Dureza: No se puede determinar.
 - % en roca total: < 1%
 - Olivino:
 - Color: Verde oliva.
 - Brillo: Vítreo.
 - Hábito: Granular.
 - Tamaño: < 2 mm
 - Disposición: Se observan relleno de cavidades.
 - Forma: Subhedral.
 - Dureza: Se raya con el rayador.
 - % en roca total: 5%
- **Clasificación QAP para rocas extrusivas (Diagrama de Streckeisen):**



- **Nombre de la roca: Basalto**

- **Masa (gramos):** 1510
- **Morfología:**
 - **Eje L (cm):** 13.6



- **Eje I (cm):** 9.8



- **Eje S (cm): 8**



- **Redondeamiento:** Buen redondeamiento.
- **Esfericidad:** Baja esfericidad.
- **Acotaciones:** Presenta una hendidura de unos 5.5 cm y de ancho variable de hasta 1.5 cm. Dentro de esta hendidura se encuentran carbonatos en forma de caparazones que efervescen en HCl a 10%. El clasto presenta leves manchones marrón-anaranjado.
- **Fotografía general clasto:**

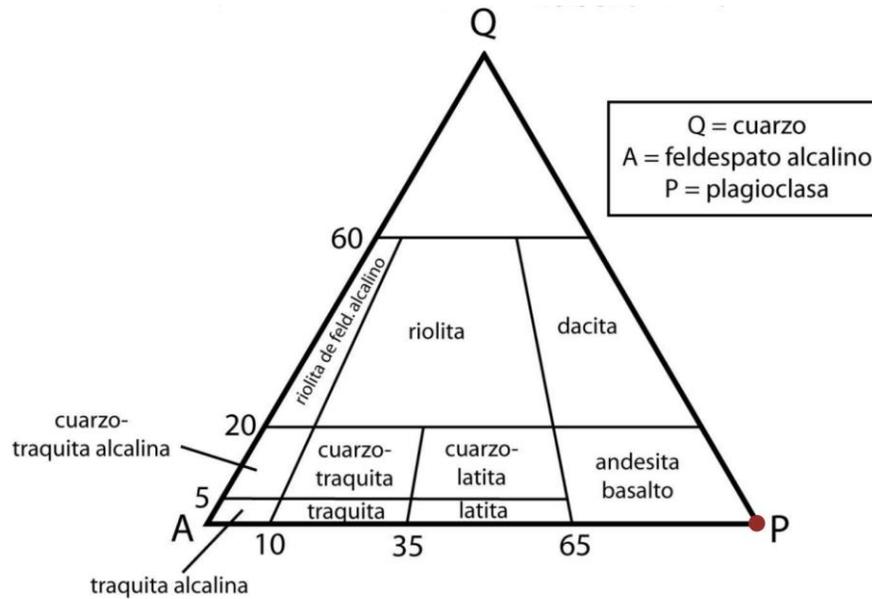


M14: Roca ígnea extrusiva

- **Textura:**
 - **Grado de cristalinidad:** Holoialina (compuesta casi totalmente por vidrio, > 90% en volumen de vidrio).
 - **Tamaño relativo de los cristales:** Equigranular.
 - **Tamaño absoluto de los cristales (granularidad):** Afanítica (cristales no son visibles a simple vista).
 - **Tamaño del grano:** Grano fino (< 2 mm).
 - **Forma de los cristales:** No se puede determinar dado que los cristales no son visibles a simple vista.
 - **Estructura:** Masiva homogénea.
 - **Fábrica:** Isótropa
 - **Morfologías especiales:** Presenta aproximadamente un 25% de vesículas. Cavidades irregulares de hasta 1.5 cm. Aproximadamente un 4% de estas vesículas se encuentran rellenas de un mineral microcristalino de color verde oliva a marrón, el cual se puede tratar de Olivino.
- **Textura de masa fundamental:** Afanítica (no son visibles a simple vista).
- **Índice de color:** Leucocrático.
- **% cristales:** 6%
- **% masa fundamental:** 94%
- **Mineralogía:**
 - Plagioclasa:
 - Color: Blanquecino.
 - Brillo: No es posible determinarlo.
 - Hábito: No es posible determinarlo.
 - Tamaño: < 1 mm
 - Disposición: Diseminada, homogénea en toda la roca.
 - Forma: No es posible determinarla.
 - Dureza: No es posible determinarla.
 - % en roca total: Aproximadamente un 4%
 - Olivino:
 - Color: Verde oliva-marrón.
 - Brillo: No es posible determinarlo.
 - Hábito: No es posible determinarlo.
 - Tamaño: < 1 mm
 - Disposición: Se observan relleno de cavidades.
 - Forma: No es posible determinarla.
 - Dureza: No es posible determinarla.
 - % en roca total: 2%
 - Pirita:
 - Color: Amarillo-latón pálido.
 - Brillo: Metálico.

- Hábito: No es posible determinarlo.
- Tamaño: < 1 mm
- Disposición: Se observa preferentemente dentro de cavidades, en menos cantidad diseminadas en la roca.
- Forma: No es posible determinarla.
- Dureza: No es posible determinarla.
- % en roca total: < 1 %

- **Clasificación QAP para rocas extrusivas (Diagrama de Streckeisen):**



- **Nombre de la roca:** Basalto
- **Masa (gramos):** 940
- **Morfología:**
 - **Eje L (cm):** 13.2



- **Eje I (cm):** 9.3



- **Eje S (cm):** 4.7



- **Redondeamiento:** Redondeado.
- **Esfericidad:** Baja esfericidad.
- **Acotaciones:** Los Olivinos microcristalinos presentes en algunas de las vesículas presentan un color marrón, lo que puede deberse a algún tipo de alteración que hayan sufrido.

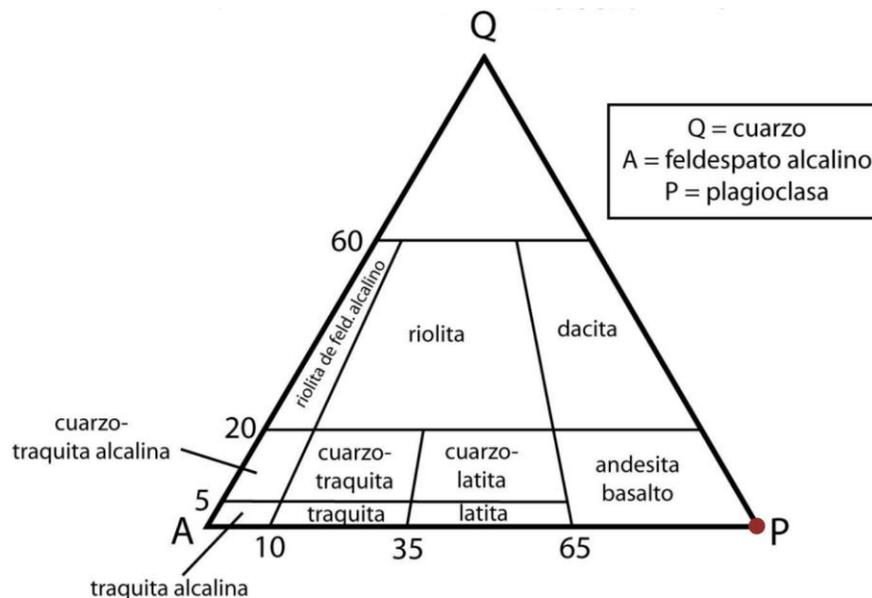
- **Fotografía general clasto:**



M15: Roca ígnea extrusiva

- **Textura:**
 - **Grado de cristalinidad:** Holoialina (compuesta casi totalmente por vidrio, > 90% en volumen de vidrio).
 - **Tamaño relativo de los cristales:** Equigranular.
 - **Tamaño absoluto de los cristales (granularidad):** Afanítica (cristales no son visibles a simple vista).
 - **Tamaño del grano:** Grano fino (< 2 mm).
 - **Forma de los cristales:** No se puede determinar dado que los cristales no son visibles a simple vista.
 - **Estructura:** Masiva homogénea.
 - **Fábrica:** Isótropa
 - **Morfologías especiales:** Presenta aproximadamente un 40% de vesículas. Cavidades irregulares de hasta 1.5 cm. Aproximadamente un 10% de estas vesículas se encuentran rellenas de un mineral microcristalino de color verde oliva, el cual se puede tratar de Olivino.
- **Textura de masa fundamental:** Afanítica (no son visibles a simple vista).
- **Índice de color:** Leucocrático.
- **% cristales:** 5%
- **% masa fundamental:** 95%
- **Mineralogía:**
 - Plagioclasa:
 - Color: Blanquecino.
 - Brillo: No es posible determinarlo.

- Hábito: No es posible determinarlo.
 - Tamaño: < 1 mm
 - Disposición: Diseminada, homogénea en toda la roca.
 - Forma: No es posible determinarla.
 - Dureza: No es posible determinarla.
 - % en roca total: Aproximadamente un 3%
- Olivino:
 - Color: Verde oliva.
 - Brillo: No es posible determinarlo.
 - Hábito: No es posible determinarlo.
 - Tamaño: < 1 mm
 - Disposición: Se observan relleno de cavidades.
 - Forma: No es posible determinarla.
 - Dureza: No es posible determinarla.
 - % en roca total: 2%
 - Pirita:
 - Color: Amarillo-latón pálido.
 - Brillo: Metálico.
 - Hábito: No es posible determinarlo.
 - Tamaño: < 1 mm
 - Disposición: Se observa preferentemente dentro de cavidades, en menos cantidad diseminadas en la roca.
 - Forma: No es posible determinarla.
 - Dureza: No es posible determinarla.
 - % en roca total: < 1 %
- **Clasificación QAP para rocas extrusivas (Diagrama de Streckeisen):**



- **Nombre de la roca:** Basalto
- **Masa (gramos):** 2233
- **Morfología:**
 - **Eje L (cm):** 15.4



- **Eje I (cm):** 11.6



- **Eje S (cm):** 8



- **Redondeamiento:** Buen redondeamiento.
- **Esfericidad:** Baja esfericidad.
- **Acotaciones:** Presenta manchones marrón-anaranjado.
- **Fotografía general clasto:**



Anexo B - Caracterización petrográfica microscópica

Descripción de roca metamórfica de muy bajo grado

Muestra: M1

Nombre: Meta-andesita en facies de prehnita-pumpellyita

1. Mineralogía

Mineral	%	Hábito	Forma	Tamaño
Cuarzo	75	Granular	Anhedral	[< 0.25 mm]
Plagioclasa	15	Tabular alargado	Subhedral a Euhedral	[0.5 mm – 2.5 mm]
Pumpellyita	5	Fibroso elongado en disposición radial rellenando cavidades de hábito tabular alargado	Subhedral a Euhedral	[< 0.1 mm – 1.8 mm]
Sericita	1	Granular	Anhedral	[< 0.1 mm]
Minerales opacos	4	Prismático-granular	Subhedral	[< 0.1 mm]

2. Texturas (primarias y secundarias)

Textura	Minerales involucrados, metadominios y observaciones
Blastoporfídica (textura secundaria)	Correspondiente a una textura porfírica heredada. Se observan fenocristales de plagioclasa y hábitos de fenocristales correspondientes a anfíboles relictos de rocas ígneas, reemplazados por el mineral metamórfico pumpellyita, la cual cristaliza de forma radial dentro de un hábito tabular heredado del anfíbol. Metadominio correspondería a anfíbol.
Granoblástica-Equigranular (textura secundaria)	Mosaico equigranular de cristales equidimensionales correspondientes a cuarzo. Este mosaico se genera en la masa fundamental del protolito.
Glomeroporfírica y cúmulo porfírica (Textura primaria)	Ocasionales sectores de cúmulos de fenocristales de únicamente plagioclasa (glomeroporfírica) y cúmulos de fenocristales de plagioclasa junto con pumpellyita (cúmulo porfírica), de esta última se presume la existencia de cúmulos entre plagioclasas y anfíboles en el protolito, siendo los anfíboles reemplazados posteriormente por las pumpellyitas.

De reemplazo (textura de alteración)	Sericitización de las plagioclasas.
--------------------------------------	-------------------------------------

Nota: Textura primaria = asociada al protolito.

Textura secundaria = textura metamórfica.

3. Asociación mineral y paragénesis

Asociación mineral

Minerales	Cuarzo	Plagioclasa	Pumpellyita	Sericita
Cuarzo	X	X	X	X
Plagioclasa		X	X	X
Pumpellyita			X	X
Sericita				X

Nota: Para la asociación mineral y paragénesis no se consideran los minerales opacos.

Paragénesis: Qz + Plg + Pmp + Ser

4. **Protolito:** Roca ígnea andesítica. Recibe esta clasificación debido a la presencia de plagioclasa y ausencia tanto de cuarzo como de feldespato alcalino (encontrándose en el Diagrama QAP en el sector Andesita/Basalto) y además por la identificación de hábitos relictos de anfíboles que han sido reemplazados por pumpellyita (indicando la presencia de minerales hidratados en el protolito y por consecuencia señalando que la roca correspondía a una andesita).
5. **Posible facies metamórfica:** Facies de prehnita-pumpellyita.
6. **Nombre de la roca:** Meta-andesita en facies de Prehnita-Pumpellyita.

Descripción de roca ígnea extrusiva

Muestra: M3

Nombre: Andesita

Cristalinidad: Holocristalina, a pesar de existir presencia de vidrio, este es menor al 10% de la roca total.

Tamaño relativo de los cristales: Inequigranular, se observan principalmente dos familias de cristales. La primera compuesta por cristales de menor tamaño pertenecientes a la masa fundamental, correspondientes a microlitos de plagioclasa, además de microlitos máficos y minerales opacos, en conjunto de vidrio. La segunda familia se compone principalmente de fenocristales de feldespato, olivino y clinopiroxeno.

Granularidad: Porfírica.

Tamaño de los cristales: de 0.2 mm a 1.3 mm macrocristales de plagioclasa (fenocristales), de 0.25 mm a 0.4 mm macrocristales de clinopiroxeno (fenocristales) y de 0.2 mm a 0.25 mm macrocristales de olivino (fenocristales).

En la masa fundamental, desde tamaños menores de 0.1 mm hasta 0.2 mm microlitos de plagioclasa, desde tamaños menores a 0.1 mm hasta 0.2 mm microlitos máficos, y de tamaños menores a 0.1 mm, minerales opacos.

Vesículas: No hay presencia.

Porcentaje roca total	
Cristales	5
Masa fundamental	95
Vesículas	0

Pd:

- El porcentaje de cristales (fenocristales/microfenocristales) y masa fundamental se realizan considerando que deben sumar el 100%, mientras que el porcentaje de las vesículas se realiza independientemente y es con respecto al total de la roca.

Mineralogía primaria y masa fundamental

Volumen absoluto de cristales y descripción general			
Fase mineral	Volumen [vol.%]	Tamaño [mm/um]	Descripción fase
Fenocristales/microfenocristales			
<ul style="list-style-type: none"> • Plagioclasa 	3	[0.2 mm – 1.3 mm]	<p>Cristales de forma euhedral, inequidimensionales, de hábito tabular alargado.</p> <p>A nícoles paralelos se observa incoloro y con un relieve bajo.</p> <p>A nícoles cruzados presentan colores de interferencia de primer orden (blanco a grises), tanto con maclas de Carlsbad como polisintéticas.</p> <p>En cuanto a las texturas de estos cristales, estos presentan una textura de zonación composicional.</p>
<ul style="list-style-type: none"> • Clinopiroxeno 	1	[0.25 mm – 0.4 mm]	<p>Cristales de forma subhedral a anhedral, equidimensionales en general, de hábito prismático poligonal. En secciones longitudinales, se ha identificado su clivaje unidireccional.</p> <p>A nícoles paralelos se observan de color marrón-amari-llento y con un notorio relieve.</p> <p>A nícoles cruzados, presentan colores de interferencia de segundo orden.</p>

<ul style="list-style-type: none"> • Olivino 	1	[0.2 mm – 0.25 mm]	<p>Cristales de forma subhedral a anhedral, equidimensionales e inequidimensionales, de hábito prismático poligonal. Presentan fracturas irregulares.</p> <p>A nícoles paralelos se observan de color marrón-amarillento y con un notorio relieve.</p> <p>A nícoles cruzados, presentan colores de interferencia de alto orden (tercer orden).</p>
Masa fundamental			
<ul style="list-style-type: none"> • Plagioclasa 	30	[< 0.1 mm – 0.2 mm]	<p>Cristales de forma euhedral, inequidimensionales, de hábito tabular alargado.</p> <p>A nícoles paralelos se observa incoloro y con un relieve bajo.</p> <p>A nícoles cruzados presentan colores de interferencia de primer orden (blanco a grises), con presencia de maclas de Carlsbad y polisintéticas.</p> <p>Presentan una textura de flujo (traquítica-pilotaxítica).</p>
<ul style="list-style-type: none"> • Microlitos máficos 	15	[< 0.1 – 0.2 mm]	<p>Cristales de forma principalmente anhedral, equidimensionales e inequidimensionales, de hábito prismático.</p> <p>A nícoles paralelos se observan de color marrón y con un notorio relieve.</p>

<ul style="list-style-type: none"> • Minerales opacos 	40	[< 0.1 mm]	<p>A n�colos cruzados, presentan colores de interferencia de alto orden (segundo a tercer orden).</p> <p>Dentro de estos se han identificado biotitas microl�ticas y olivinos.</p> <p>Cristales de forma subhedral, equidimensionales de hábito prismático-granular.</p> <p>A n�colos paralelos se presentan opacos.</p> <p>A n�colos cruzados se presentan opacos.</p>
<ul style="list-style-type: none"> • Vidrio 	5	-	<p>Se presenta de manera dispersa a lo largo del corte (de forma longitudinal y circunferencial).</p> <p>A n�colos paralelos incoloro.</p> <p>A n�colos cruzados gris.</p>

Mineralogía secundaria

Fase mineral	Volumen [vol.%]	Tamaño [mm/um]	Observaciones
<ul style="list-style-type: none"> • Iddingsita 	5	[< 0.1 mm – 0.2 mm]	En cristales de forma principalmente subhedral, inequidimensionales, de hábito prismático a prismático alargado.

			<p>A nícoles paralelos, se observa de color marrón, principalmente en los bordes de los microlitos máficos en donde se presenta.</p> <p>A nícoles cruzados se presenta de color marrón más oscuro, alterando a microlitos de colores de interferencia de alto orden (de segundo a tercer orden).</p>
--	--	--	--

Pd:

- El porcentaje de cristales de mineralogía primaria, masa fundamental y mineralogía secundaria, deben sumar el 100% de la roca.

Texturas:

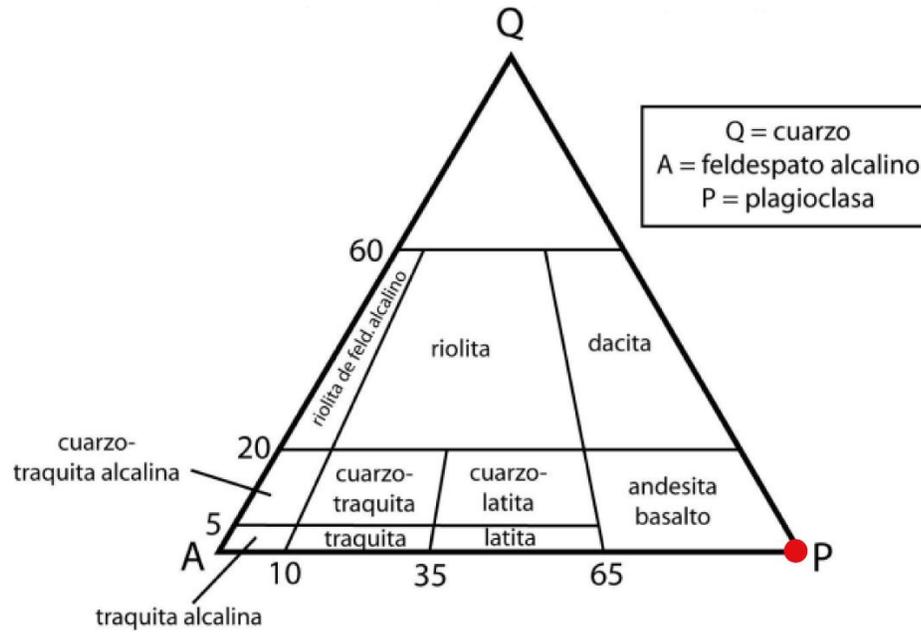
- **Textura porfírica:** Fenocristales dentro de una masa fundamental de tamaño de grano más fino.
- **Textura traquítica-pilotaxítica:** Microcristales de plagioclasa se encuentran orientados por el flujo magmático, entre sus intersticios se encuentran microlitos de otros minerales, en este caso microlitos máficos.
- **Textura de zonación composicional:** Zonación composicional en un fenocristal de plagioclasa.

Clasificación:

A partir de la normalización de los porcentajes con respecto a cuarzo, plagioclasa y feldespatos alcalinos, se obtienen los siguientes porcentajes:

- Cuarzo: 0%
- Plagioclasa: 100%
- Feldespatos Alcalinos: 0%

Usando estos porcentajes para la clasificación en el Diagrama QAP para rocas extrusivas:



Encontrándose en el campo de Andesita/Basalto.

Dada la baja presencia de olivino encontrado y al encontrar microlitos de biotita (usando como criterio que los minerales hidratados son más comunes en andesitas que en basaltos), se tiene que M3 corresponde a una Andesita.

Descripción de roca ígnea extrusiva

Muestra: M6

Nombre: Basalto

Cristalinidad: Hipocristalina, ya que hay < 90% de cristales en la roca.

Tamaño relativo de los cristales: Inequigranular, se observan principalmente dos familias de cristales. La primera compuesta por cristales de menor tamaño pertenecientes a la masa fundamental, correspondientes a microlitos de plagioclasa, microlitos máficos y minerales opacos, en conjunto de vidrio. La segunda familia se compone de principalmente fenocristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno.

Granularidad: Porfírica.

Tamaño de los cristales: de 0.25 mm a 0.5 mm macrocristales de olivino (fenocristales), de 0.3 mm a 0.5 mm macrocristales de clinopiroxeno (fenocristales) y de 0.15 mm a 0.25 mm macrocristales de ortopiroxeno (fenocristales).

En la masa fundamental, microlitos de plagioclasa de tamaños menores a 0.1 mm hasta 0.25 mm, microlitos máficos desde tamaños menores a 0.1 mm hasta 0.15 mm y minerales opacos menores a 0.1 mm

Vesículas: Hay presencia. Presentan morfologías redondeadas, algunas aproximadamente circunferenciales (equidimensionales) y otras alargadas (inequidimensionales). Van de un rango de tamaño desde aproximadamente 0.5 mm en un ejemplar circunferencial. Hasta los 4 mm (en un ejemplar alargado).

Porcentaje roca total	
Cristales	6
Masa fundamental	94
Vesículas	10

Pd:

- El porcentaje de cristales (fenocristales/microfenocristales) y masa fundamental se realizan considerando que deben sumar el 100%, mientras que el porcentaje de las vesículas se realiza independientemente y es con respecto al total de la roca.

Mineralogía primaria y masa fundamental

Volumen absoluto de cristales y descripción general			
Fase mineral	Volumen [vol.%]	Tamaño [mm/um]	Descripción fase
Fenocristales/microfenocristales			
<ul style="list-style-type: none"> Olivino 	3	[0.25 mm – 0.5 mm]	<p>Cristales de forma principalmente subhedral a euhedral, equidimensionales en general, de hábito prismático poligonal principalmente. Presentan fracturas irregulares.</p> <p>A nícoles paralelos se observan de color amarillento y con un notorio relieve.</p> <p>A nícoles cruzados, presentan colores de interferencia de alto orden (tercer orden).</p>
<ul style="list-style-type: none"> Clinopiroxeno 	1	[0.3 mm – 0.5 mm]	<p>Cristales de forma subhedral a anhedral, inequidimensionales en general, de hábito prismático alargado. En secciones longitudinales se ha observado una dirección de clivaje.</p> <p>A nícoles paralelos se observan de color marrón claro y con un notorio relieve.</p> <p>A nícoles cruzados, presentan colores de interferencia de segundo orden y presentan extinción tanto oblicua como recta con respecto a la sección longitudinal.</p>

<ul style="list-style-type: none"> • Ortopyroxeno 	2	[0.15 mm – 0.25 mm]	<p>Cristales de forma subhedral a anhedral, equidimensionales en general, de hábito prismático. En secciones longitudinales se ha observado una dirección de clivaje.</p> <p>A nícoles paralelos se observan de color marrón pálido y con un notorio relieve.</p> <p>A nícoles cruzados, presentan colores de interferencia de bajo orden (primer orden) siendo estos grisáceos a amarillentos pálidos.</p>
Masa fundamental			
<ul style="list-style-type: none"> • Plagioclasa 	30	[< 0.1 mm – 0.25 mm]	<p>Cristales de forma principalmente euhedral a subhedral, inequidimensionales, de hábito tabular alargado.</p> <p>A nícoles paralelos se observa incoloro y con un relieve bajo.</p> <p>A nícoles cruzados presentan colores de interferencia de primer orden (blanco a grises), con presencia de maclas de Carlsbad y polisintéticas.</p>
<ul style="list-style-type: none"> • Microlitos máficos 	14	[< 0.1 mm – 0.15 mm]	<p>Cristales de forma principalmente subhedral a anhedral, equidimensionales e inequidimensionales, de hábito prismático granular principalmente. No se observaron notorias fracturas irregulares.</p> <p>A nícoles paralelos se</p>

<ul style="list-style-type: none"> • Minerales opacos 	30	[< 0.1 mm]	<p>observan de color amarillento y con un notorio relieve.</p> <p>A nícoles cruzados, presentan colores amarillentos y de interferencia de alto orden (de segundo a tercer orden).</p> <p>Cristales de forma anhedral a subhedral, inequidimensionales y equidimensionales, de hábito prismático-granular.</p> <p>A nícoles paralelos se presentan opacos.</p> <p>A nícoles cruzados se presentan opacos</p>
<ul style="list-style-type: none"> • Vidrio 	5	-	<p>Se presenta de manera dispersa a lo largo del corte y de formas irregulares.</p> <p>A nícoles paralelos incoloro.</p> <p>A nícoles cruzados gris.</p>

Mineralogía secundaria

Fase mineral	Volumen [vol.%]	Tamaño [mm/um]	Observaciones
Iddingsita	15	[< 0.1 mm – 0.15 mm]	En cristales de forma principalmente subhedral, inequidimensionales, de hábito prismático a prismático alargado.

			<p>A nícoles paralelos, se observa de color marrón. Se observa principalmente en toda la extensión de los microlitos que altera, en ocasiones se presenta en sus bordes.</p> <p>A nícoles cruzados se presenta de un color marrón más oscuro.</p>
--	--	--	---

Pd:

- El porcentaje de cristales de mineralogía primaria, masa fundamental y mineralogía secundaria, deben sumar el 100% de la roca.

Texturas:

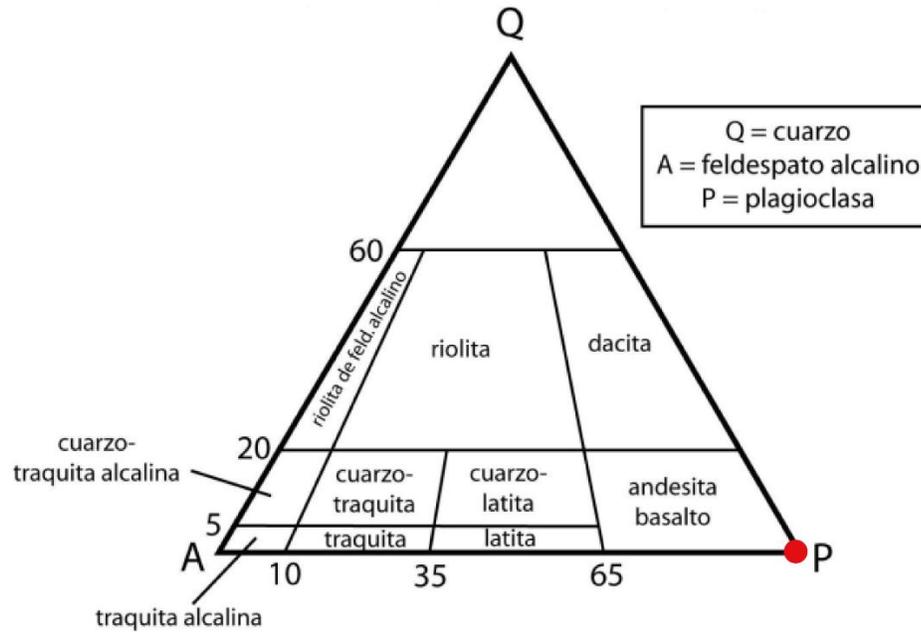
- **Textura porfírica:** Fenocristales en una masa fundamental de cristales de grano fino.
- **Textura vesicular:** Presencia de espacios irregulares redondeados y alargados producto de la liberación de volátiles del magma.
- **Textura intersticial-intergranular:** Microlitos orientados aleatoriamente en la masa fundamental, correspondiendo en este caso a plagioclasas y microlitos máficos.

Clasificación:

A partir de la normalización de los porcentajes con respecto a cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino, se obtienen los siguientes porcentajes:

- Cuarzo: 0%
- Plagioclasa: 100%
- Feldespato Alcalino: 0%

Usando estos porcentajes para la clasificación en el Diagrama QAP para rocas extrusivas:



Encontrándose en el campo de Andesita/Basalto.

Dada la presencia considerable de olivino encontrado y a la ausencia de minerales hidratados como indicador de andesitas, se tiene que M6 corresponde a un Basalto.

Descripción de roca ígnea extrusiva

Muestra: M7

Nombre: Basalto

Cristalinidad: Hipocristalina, ya que existe < 90% de cristales en la roca.

Tamaño relativo de los cristales: Inequigranular, se observan principalmente dos familias de cristales. La primera compuesta por cristales de menor tamaño pertenecientes a la masa fundamental, correspondientes a microlitos de plagioclasa, microlitos máficos y minerales opacos, en conjunto de vidrio. La segunda familia se compone principalmente de fenocristales de plagioclasa, olivino y ortopiroxeno.

Granularidad: Porfírica.

Tamaño de los cristales: de 0.4 mm a 1 mm macrocristales de plagioclasa (fenocristales), de 0.25 mm a 0.3 mm macrocristales de olivino (fenocristales) y de 0.25 mm a 0.6 mm macrocristales de ortopiroxeno (fenocristales).

En la masa fundamental, microlitos de plagioclasas de tamaños menores a 0.1 mm hasta 0.4 mm, microlitos máficos de tamaños menores a 0.25 mm y minerales opacos menores a 0.1 mm

Vesículas: Hay presencia. De morfología irregular, principalmente alargadas (inequidimensionales). Van de un rango de tamaño desde menor a 0.1 mm en un ejemplar circunferencial, hasta 1.3 mm en un ejemplar alargado.

Porcentaje roca total	
Cristales	5
Masa fundamental	95
Vesículas	40

Pd:

- El porcentaje de cristales (fenocristales/microfenocristales) y masa fundamental se realizan considerando que deben sumar el 100%, mientras que el porcentaje de las vesículas se realiza independientemente y es con respecto al total de la roca.

Mineralogía primaria y masa fundamental

Volumen absoluto de cristales y descripción general			
Fase mineral	Volumen [vol.%]	Tamaño [mm/um]	Descripción fase
Fenocristales/microfenocristales			
<ul style="list-style-type: none"> Plagioclasa 	3	[0.4 mm – 1 mm]	<p>Cristales de forma principalmente euhedral a subhedral, inequidimensionales, de hábito tabular alargado.</p> <p>A nícoles paralelos se observa incoloro y con un relieve bajo.</p> <p>A nícoles cruzados presentan colores de interferencia de primer orden (blanco a grises), aunque en algunos ejemplares específicos, se presenta un color amarillento de primer orden y uno en particular, comparte colores de interferencia de olivinos (segundo a tercer orden) que se encuentran en contacto con él. Presenta además maclas de Carlsbad y en menor medida polisintética.</p> <p>Presenta una textura poikilítica-ofítica con respecto a un ortopiroxeno.</p>
<ul style="list-style-type: none"> Olivino 	1	[0.25 mm – 0.3 mm]	<p>Cristales de forma principalmente subhedral, equidimensionales en general, de hábito prismático poligonal. Presentan fracturas irregulares.</p>

<ul style="list-style-type: none"> • Ortopiroxeno 	1	[0.25 mm – 0.6 mm]	<p>A nícoles paralelos se observan de color marrón amarillento y con un notorio relieve.</p> <p>A nícoles cruzados, presentan colores de interferencia de alto orden (segundo a tercer orden).</p> <p>Cristales de forma subhedral a anhedral, equidimensionales en general, de hábito prismático. En secciones longitudinales se ha observado una dirección de clivaje.</p> <p>A nícoles paralelos se observan de color marrón pálido y con un notorio relieve.</p> <p>A nícoles cruzados, presentan colores de interferencia de bajo orden (primer orden) siendo estos grisáceos a amarillentos de bajo orden. Algunos de estos presentan extinción recta.</p> <p>Presenta una textura poikilitica-ofítica con respecto a una plagioclasa.</p>
Masa fundamental			
<ul style="list-style-type: none"> • Plagioclasa 	20	[< 0.1 mm – 0.4 mm]	<p>Cristales de forma principalmente subhedral a euhedral, inequidimensionales, de hábito tabular alargado.</p> <p>A nícoles paralelos se observa incoloro y con un relieve bajo.</p>

<ul style="list-style-type: none"> • Microlitos máficos 	15	[< 0.1 mm - 0.25 mm]	<p>A nícoles cruzados presentan colores de interferencia de primer orden (blanco a grises) principalmente y en ocasiones tonos amarillos de primer orden. Presentan maclas de Carlsbad y en menor medida polisintéticas.</p> <p>Cristales de forma principalmente subhedral a anhedral, equidimensionales e inequidimensionales en su mayoría, de hábito prismático granular y tabular alargado. No se observaron notorias fracturas irregulares.</p> <p>A nícoles paralelos se observan de color amarillento y con un notorio relieve.</p> <p>A nícoles cruzados, presentan colores amarillentos y de interferencia de alto orden (de segundo a tercer orden).</p> <p>Dentro de estos, se han logrado identificar olivinos.</p>
<ul style="list-style-type: none"> • Minerales opacos 	25	[< 0.1 mm]	<p>Cristales de forma anhedral a subhedral, inequidimensionales y equidimensionales, de hábito prismático-granular.</p> <p>A nícoles paralelos se presentan opacos.</p> <p>A nícoles cruzados se presentan opacos.</p>

<ul style="list-style-type: none"> • Vidrio 	30	-	<p>Se presenta de manera dispersa a lo largo del corte y de formas irregulares.</p> <p>A nícoles paralelos marrón a incoloro.</p> <p>A nícoles cruzados gris oscuro.</p>
--	----	---	--

Mineralogía secundaria

Fase mineral	Volumen [vol.%]	Tamaño [mm/um]	Observaciones
<ul style="list-style-type: none"> • Sílice cripto-cristalino (relleno) 	< 1%	< 0.1 mm	<p>Se presentan como microcristales amorfos rellenando vesículas.</p> <p>Incoloros a nícoles paralelos.</p> <p>Colores grisáceos de primer orden a nícoles cruzados.</p>
<ul style="list-style-type: none"> • Iddingsita 	5	[< 0.1 mm – 0.25 mm]	<p>Cristales de forma principalmente subhedral, inequidimensionales, de hábito prismático a prismático alargado.</p> <p>A nícoles paralelos, se observa de color marrón, alterando tanto a sólo los bordes de los microlitos como a toda su extensión.</p>

			A nícoles cruzados se presenta de color marrón más oscuro.
--	--	--	--

Pd:

- El porcentaje de cristales de mineralogía primaria, masa fundamental y mineralogía secundaria, deben sumar el 100% de la roca.

Texturas:

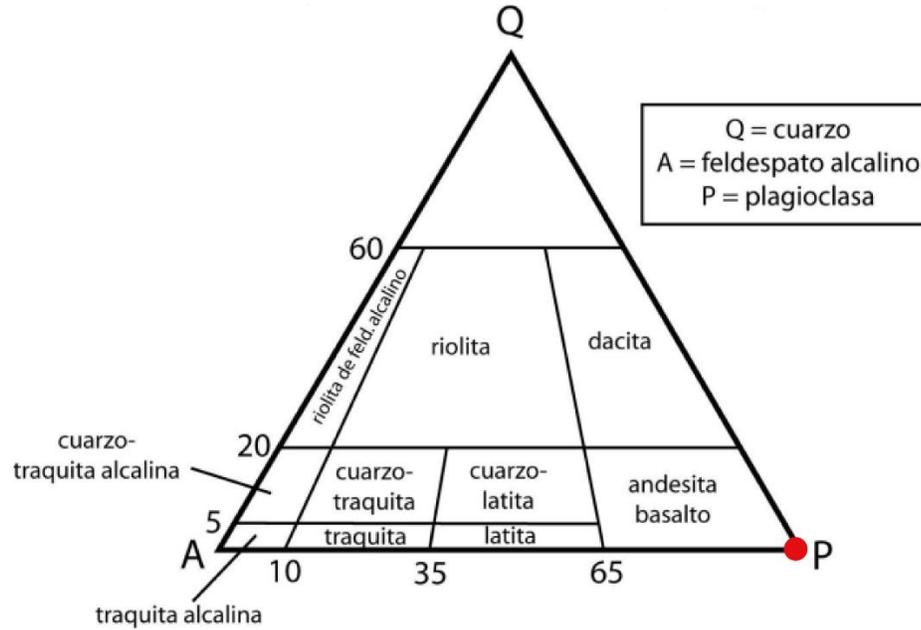
- **Textura porfírica:** Fenocristales en una masa fundamental de cristales de tamaño de grano fino.
- **Textura vesicular:** Espacios irregulares producto de la liberación de volátiles del magma.
- **Textura amigdaloidal:** Vesículas rellenas con lo que pareciera corresponder a sílice.
- **Textura poikilítica-ofítica:** Cristal de ortopiroxeno encerrando a un cristal de plagioclasa.
- **Textura intersticial-intergranular:** Microlitos se encuentran orientados aleatoriamente en la masa fundamental, correspondiendo en este caso específico a plagioclasas y microlitos máficos.

Clasificación:

A partir de la normalización de los porcentajes con respecto a cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino, se obtienen los siguientes porcentajes:

- Cuarzo: 0%
- Plagioclasa: 100%
- Feldespato Alcalino: 0%

Usando estos porcentajes para la clasificación en el Diagrama QAP para rocas extrusivas:



Encontrándose en el campo de Andesita/Basalto.

Dada la ausencia de minerales hidratados como indicador de andesitas, se tiene que M7 corresponde a un Basalto.

Descripción de roca ígnea intrusiva

Muestra: M8

Nombre: Tonalita de Hornblenda

Cristalinidad: Holocristalina (compuesta en su totalidad por cristales).

Tamaño relativo de los cristales: Inequigranular, se observan principalmente dos familias de cristales. La primera compuesta por grandes cristales de plagioclasa y cuarzo. La segunda familia se compone de cristales de menor tamaño de hornblenda, clorita y minerales opacos.

Granularidad: Fanerítica.

Tamaño de los cristales: La primera familia se compone de cristales de cuarzo de tamaños desde < 0.1 mm hasta 2 mm, y de plagioclasa desde los 0.3 mm hasta los 4 mm

La segunda familia se encuentra compuesta por hornblendas de tamaños desde < 0.1 mm hasta 0.25 mm, cloritas < 0.1 mm y minerales opacos desde < 0.1 mm hasta 0.25 mm

Índice de color: Leucocrático.

Mineralogía primaria

Mineral	Volumen (%)	Tamaño (mm)	Estructura-lidad	Integridad	Observaciones generales
Cuarzo	25	[< 0.1 mm – 2 mm]	Baja (anhedral)	Media	Cristales de forma anhedral, de tendencia equidimensional y hábito granular. A nícoles paralelos, se observa incoloro de una apariencia limpia y con un relieve

Plagioclasa	60	[0.3 mm – 4 mm]	Media-Baja (subhedral-anhedral)	Baja	<p>considerablemente bajo.</p> <p>A nícoles cruzados presentan colores de interferencia de primer orden (blanco a grises).</p> <p>Cristales de forma principalmente subhedral a anhedral, inequidimensionales, de hábito tabular alargado.</p> <p>A nícoles paralelos se observa incoloro, con un aspecto altamente “sucio” y con un relieve bajo.</p> <p>A nícoles cruzados presentan colores de interferencia de primer orden (blanco a grises), con presencia de maclas de Carlsbad y polisintéticas principalmente.</p>
Hornblenda	7	[< 0.1 mm – 0.25 mm]	Baja (anhedral)	Media-Baja	<p>Cristales de forma anhedral (existen ejemplares que se presentan</p>

				<p>totalmente alterados, los cuales no presentan ninguna cara propia), con tendencia equidimensional, de hábito prismático.</p> <p>A nícoles paralelos, se observa con tonalidades verdes y amarillas dado por su marcado pleocroísmo. En algunos ejemplares es posible dilucidar su clivaje característico en ángulos de 60° y 120° para su sección basal, mientras que en secciones longitudinales sólo clivaje en una dirección. Presenta un relieve medio.</p> <p>En nícoles cruzados presenta colores de interferencia de hasta segundo orden. Extinción en sección longitudinal dentro del rango de 12°-34° y aproximadamente simétrica en sección basal.</p>
--	--	--	--	---

Minerales opacos	3	[< 0.1 mm – 0.25 mm]	Media-Baja (subhedral-anhedral)	-	<p>Cristales de forma anhedral a subhedral, principalmente equidimensionales, de hábito prismático-granular.</p> <p>A nícoles paralelos se presenta opaco.</p> <p>A nícoles cruzados se presenta opaco.</p>
------------------	---	----------------------	---------------------------------	---	---

Mineralogía secundaria

Fase mineral	Volumen [vol.%]	Tamaño [mm/um]	Observaciones
Clorita	5	[< 0.1 mm]	<p>Cristales de forma subhedral a anhedral, con tendencia inequidimensional, de hábito micáceo-fibroso.</p> <p>A nícoles paralelos, se observan de color verde. Presentan pleocroísmo. Presenta un relieve bajo.</p> <p>En nícoles cruzados presenta colores de interferencia principalmente anómalos, específicamente de color azul Berlín.</p>

Pd:

El porcentaje de cristales de mineralogía primaria, masa fundamental y mineralogía secundaria, deben sumar el 100% de la roca.

Texturas:

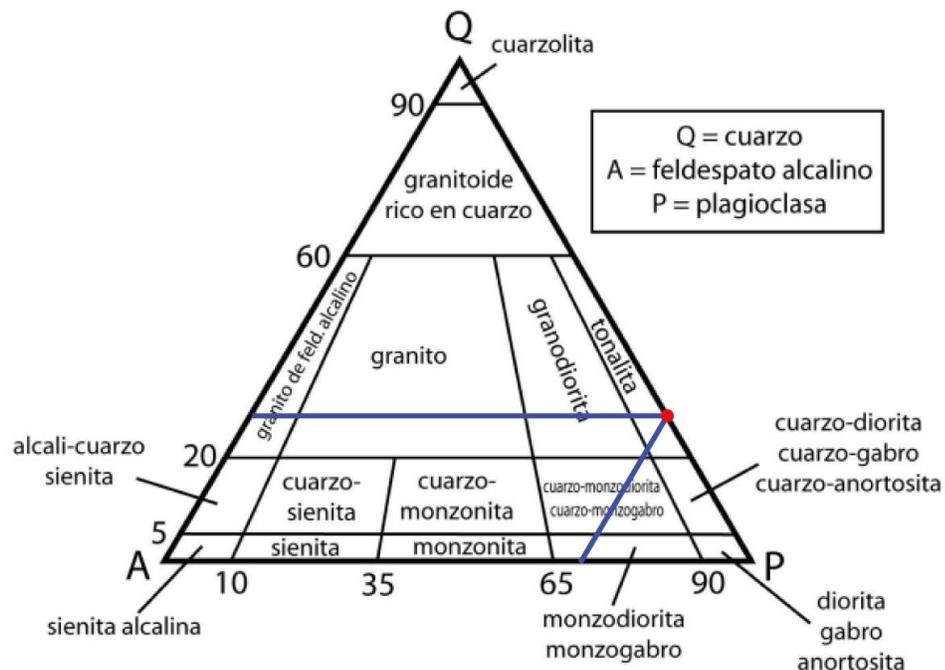
- **Textura fanerítica:** Los cristales son visibles a simple vista.
- **Textura seriada:** A pesar de que los cristales son visibles a simple vista, existe una inequigranularidad dada por la diferencia de los rangos de tamaño entre los cristales.

Clasificación:

A partir de la normalización de los porcentajes con respecto a cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino, se obtienen los siguientes porcentajes:

- Cuarzo: 29%
- Plagioclasa: 71%
- Feldespato Alcalino: 0%

Usando estos porcentajes para la clasificación en el Diagrama QAP para rocas intrusivas:



Por lo tanto, se tiene una Tonalita de Hornblenda.

Descripción de roca ígnea extrusiva

Muestra: M9

Nombre: Basalto

Cristalinidad: Hipocristalina, ya que hay < 90% de cristales en la roca.

Tamaño relativo de los cristales: Inequigranular, se observan principalmente dos familias de cristales. La primera compuesta por cristales de menor tamaño pertenecientes a la masa fundamental, correspondientes a microlitos de plagioclasa, minerales máficos y minerales opacos, en conjunto de vidrio. La segunda familia se compone principalmente de fenocristales de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno.

Granularidad: Porfírica.

Tamaño de los cristales: de 0.25 mm a 0.7 mm macrocristales de plagioclasa (fenocristales), de 0.25 mm a 0.7 mm macrocristales de olivino (fenocristales), de 0.25 mm a 0.7 mm macrocristales de clinopiroxeno (fenocristales) y de 0.25 mm a 0.4 mm macrocristales de ortopiroxeno (fenocristales).

En la masa fundamental por su parte, se tienen microlitos de plagioclasa de tamaños menores a 0.25 mm y máficos de tamaños menores a 0.25 mm, además de minerales opacos menores a 0.1 mm

Vesículas: Hay escasa presencia de vesículas. Presentan morfologías redondeadas, algunas aproximadamente circunferenciales (equidimensionales) y otras alargadas (inequidimensionales). Van de un rango de tamaño desde aproximadamente < 0.1 mm en un ejemplar circunferencial, hasta 1.2 mm (en un ejemplar alargado).

Porcentaje roca total	
Cristales	22
Masa fundamental	78
Vesículas	2

Pd:

- El porcentaje de cristales (fenocristales/microfenocristales) y masa fundamental se realizan considerando que deben sumar el 100%, mientras que el porcentaje de las vesículas se realiza independientemente y es con respecto al total de la roca.

Mineralogía primaria y masa fundamental

Volumen absoluto de cristales y descripción general			
Fase mineral	Volumen [vol.%]	Tamaño [mm/um]	Descripción fase
Fenocristales/microfenocristales			
<ul style="list-style-type: none"> Plagioclasa 	15	[0.25 mm – 0.7 mm]	<p>Cristales de forma subhedral a euhedral, inequidimensionales en general, de hábito tabular alargado.</p> <p>A nícoles paralelos se observan incoloros y con un relieve bajo.</p> <p>A nícoles cruzados presentan colores de interferencia de primer orden (blanco a grises) y en ocasiones presentan manchones amarillentos. Presentan maclas de Carlsbad, además de polisintéticas.</p> <p>Ocasionalmente se presentan formando cúmulos, ya sea con otras plagioclasas (textura glomeroporfírica) o con otros minerales (textura cumuloportírica) correspondiendo a olivinos y piroxenos.</p>
<ul style="list-style-type: none"> Olivino 	2	[0.25 mm – 0.7 mm]	<p>Cristales de forma principalmente subhedral, equidimensionales en general, de hábito prismático poligonal. Algunos de ellos presentan fracturas irregulares.</p>

<ul style="list-style-type: none"> • Clinopiroxeno 	3	[0.25 mm – 0.7 mm]	<p>A nícoles paralelos se observan de color marrón-amari-llento y con un notorio relieve.</p> <p>A nícoles cruzados, presentan colores de interferencia de alto orden (tercer orden).</p> <p>Cristales de forma subhedral a a eu- hedral, equidimensionales en general, de hábito prismá- tico. En secciones basales, se han identificado clivajes en dos direcciones y con ángulos de 90°.</p> <p>A nícoles paralelos se obser- van de color marrón y con un notorio relieve.</p> <p>A nícoles cruzados, presentan colores de interferencia de se- gundo orden.</p>
<ul style="list-style-type: none"> • Ortopiroxeno 	2	[0.25 mm – 0.4 mm]	<p>Cristales de forma subhedral a a eu- hedral, equidimensionales en general, de hábito prismá- tico. En secciones basales, se han identificado clivajes en dos direcciones y con ángulos de 90°.</p> <p>A nícoles paralelos se obser- van de color marrón y con un notorio relieve.</p> <p>A nícoles cruzados, presentan colores de interferencia de bajo orden (primer orden).</p>

Masa fundamental			
<ul style="list-style-type: none"> • Plagioclasa 	10	[< 0.25 mm]	<p>Cristales de forma anhedral a subhedral, inequidimensionales en general, de hábito tabular alargado.</p> <p>A nícoles paralelos se observan incoloros y con un relieve bajo.</p> <p>A nícoles cruzados presentan colores de interferencia de primer orden (blanco a grises) y en ocasiones presentan manchones amarillentos. Presentan maclas de Carlsbad principalmente, además de polisintéticas.</p>
<ul style="list-style-type: none"> • Microlitos máficos 	7	[< 0.25 mm]	<p>Cristales de forma principalmente anhedral, tanto inequidimensionales como equidimensionales, de hábito prismático poligonal y alargados en muchas ocasiones. No se observan frecuentemente fracturas irregulares en los cristales.</p> <p>A nícoles paralelos se observan amarillentos a incoloros. Presentan relieves notorios.</p> <p>A nícoles cruzados, presentan colores de interferencia de alto orden (de segundo orden, pero principalmente de tercer orden).</p> <p>Dentro de estos, se identifica olivino.</p>

<ul style="list-style-type: none"> • Minerales opacos 	35	[< 0.1 mm]	<p>Cristales de forma subhedral, equidimensionales de hábito prismático.</p> <p>A nícoles paralelos se presentan opacos.</p> <p>A nícoles cruzados se presentan opacos.</p>
<ul style="list-style-type: none"> • Vidrio 	20	-	<p>Se presenta de manera dispersa a lo largo del corte (de forma longitudinal y circunferencial).</p> <p>A nícoles paralelos incoloro a marrón.</p> <p>A nícoles cruzados gris.</p>

Mineralogía secundaria

Fase mineral	Volumen [vol.%]	Tamaño [mm/um]	Observaciones
<ul style="list-style-type: none"> • Iddingsita 	6	[< 0.25 mm]	<p>En cristales de forma subhedral a anhedral, inequidimensionales en general, de hábito prismático a prismático alargado.</p> <p>A nícoles paralelos, se presenta de color marrón claro, principalmente en los bordes de los microlitos máficos en donde se pueden observar.</p>

			A nícoles cruzados se presenta de color marrón más oscuro, en microlitos de colores de interferencia de alto orden (de segundo a tercer orden).
--	--	--	---

Pd:

- El porcentaje de cristales de mineralogía primaria, masa fundamental y mineralogía secundaria, deben sumar el 100% de la roca.

Texturas:

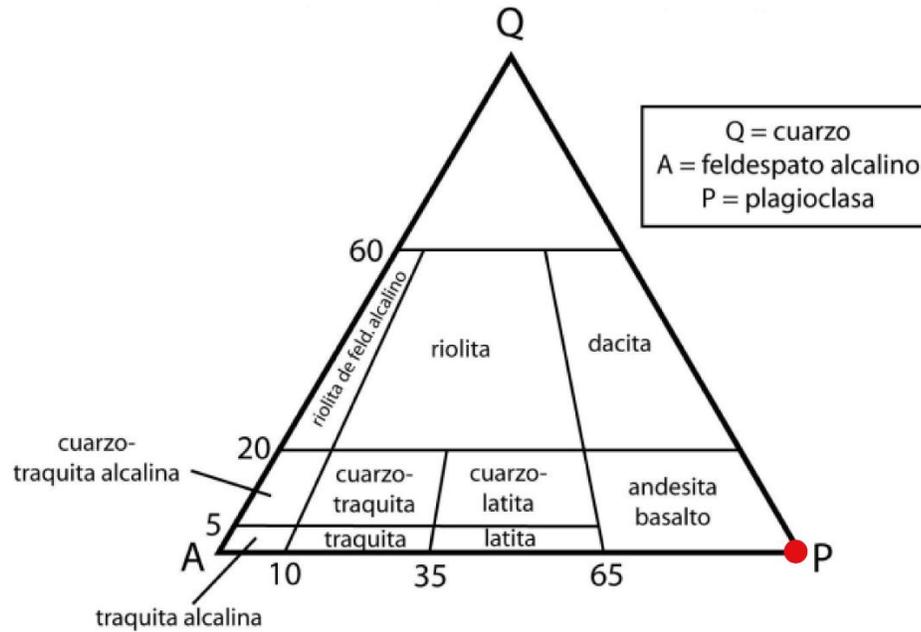
- **Textura porfírica:** Fenocristales en una masa fundamental de cristales de grano fino.
- **Textura vesicular:** Cavidades irregulares generadas por la exsolución de volátiles del magma.
- **Textura glomeroporfírica:** Cúmulos de fenocristales de plagioclasa.
- **Textura cumulo porfírica:** Cúmulos de fenocristales de distinto tipo, en este caso, olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa.
- **Textura intersticial-intergranular:** Microlitos orientados aleatoriamente en la masa fundamental, correspondiendo en este caso específico a plagioclasas y microlitos máficos.

Clasificación:

A partir de la normalización de los porcentajes con respecto a cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino, se obtienen los siguientes porcentajes:

- Cuarzo: 0%
- Plagioclasa: 100%
- Feldespato Alcalino: 0%

Usando estos porcentajes para la clasificación en el Diagrama QAP para rocas extrusivas:



Encontrándose en el campo de Andesita/Basalto.

Dada la ausencia de minerales hidratados como indicador de andesitas, se tiene que M9 corresponde a un Basalto.

Descripción de roca ígnea extrusiva

Muestra: M13

Nombre: Basalto

Cristalinidad: Hipocristalina, ya que hay < 90% de cristales en la roca.

Tamaño relativo de los cristales: Inequigranular, se observan principalmente dos familias de cristales. La primera compuesta por cristales de menor tamaño pertenecientes a la masa fundamental, correspondientes a microlitos de plagioclasas, máficos y minerales opacos, en conjunto de vidrio. La segunda familia se compone principalmente de fenocristales de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno.

Granularidad: Porfírica.

Tamaño de los cristales: de 0.25 mm a 1.5 mm macrocristales de plagioclasa (fenocristales), de 0.4 mm a 1.5 mm macrocristales de olivino (fenocristales), de 0.25 mm a 1 mm macrocristales de clinopiroxeno (fenocristales) y de 0.5 mm a 3.2 mm macrocristales de ortopiroxeno (fenocristales).

En la masa fundamental por su parte, se tienen microlitos de plagioclasa de tamaños menores a 0.25 mm, máficos menores a 0.25 mm y minerales opacos menores a 0.1 mm

Vesículas: Escasa presencia de vesículas. Presentan morfologías irregulares, tanto equidimensionales como inequidimensionales. Van de un rango de tamaño desde aproximadamente < 0.1 mm, hasta 0.5 mm

Porcentaje roca total	
Cristales	10
Masa fundamental	90
Vesículas	<1

Pd:

- El porcentaje de cristales (fenocristales/microfenocristales) y masa fundamental se realizan considerando que deben sumar el 100%, mientras que el porcentaje de las vesículas se realiza independientemente y es con respecto al total de la roca.

Mineralogía primaria y masa fundamental

Volumen absoluto de cristales y descripción general			
Fase mineral	Volumen [vol.%]	Tamaño [mm/um]	Descripción fase
Fenocristales/microfenocristales			
<ul style="list-style-type: none"> Plagioclasa 	<1	[0.25 mm – 1.5 mm]	<p>Cristales de forma subhedral pero principalmente anhedrales, inequidimensionales (un ejemplar en específico equidimensional), de hábito tabular alargado.</p> <p>A nícoles paralelos se observa incoloro y con un relieve bajo.</p> <p>A nícoles cruzados presentan colores de interferencia de primer orden (blanco a grises), con presencia de maclas polisintéticas principalmente.</p> <p>El ejemplar equidimensional posee una textura de sieve.</p>
<ul style="list-style-type: none"> Olivino 	2	[0.4 mm – 1.5 mm]	<p>Cristales de forma subhedral a euhedral principalmente, equidimensionales en general, de hábito prismático poligonal. Algunos de estos presentan fracturas irregulares.</p> <p>A nícoles paralelos se observan incoloros a amarillentos y con un considerable relieve.</p> <p>A nícoles cruzados presentan colores de interferencia de alto</p>

<ul style="list-style-type: none"> • Clinopiroxeno 	3	[0.25 mm – 1 mm]	<p>orden (tercer orden).</p> <p>Cristales de forma subhedral a anhedral generalmente, equidimensionales principalmente, de hábito prismático. Es posible observar en secciones longitudinales su clivaje en una dirección.</p> <p>A nícoles paralelos se observan incoloros y con un relieve notorio.</p> <p>A nícoles cruzados, presentan colores de interferencia de segundo orden, con una extinción oblicua con respecto a su clivaje en secciones longitudinales.</p> <p>En algunos de ellos es posible identificar una textura de embahamiento.</p>
<ul style="list-style-type: none"> • Ortopiroxeno 	5	[0.5 mm – 3.2 mm]	<p>Cristales de forma subhedral a anhedral generalmente, inequidimensionales principalmente, de hábito prismático alargado. Es posible observar en secciones longitudinales su clivaje en una dirección.</p> <p>A nícoles paralelos se observan incoloros y con un relieve moderado.</p> <p>A nícoles cruzados, presentan colores de interferencia de bajo orden (primer orden), correspondientes principalmente</p>

			de grisáceo a amarillo-pálido y en ocasiones menos frecuentes, colores de interferencia de segundo orden. Presentan una extinción de recta a relativamente oblicua con respecto a su clivaje en secciones longitudinales.
Masa fundamental			
<ul style="list-style-type: none"> • Plagioclasa 	40	[< 0.25 mm]	<p>Cristales de forma principalmente anhedral, inequidimensionales, de hábito tabular alargado.</p> <p>A nícoles paralelos se observan incoloros y con un relieve bajo.</p> <p>A nícoles cruzados presentan colores de interferencia de primer orden (blanco a grises). Se han identificado maclas de Carlsbad además de polisintéticas.</p>
<ul style="list-style-type: none"> • Microlitos máficos 	8	[< 0.25 mm]	<p>Cristales de forma principalmente anhedral, equidimensionales en general, de hábito prismático poligonal.</p> <p>A nícoles paralelos se observan incoloros a amarillentos. Presentan relieves notorios.</p> <p>A nícoles cruzados, presentan colores de interferencia de alto orden (de tercer a segundo orden principalmente).</p>

<ul style="list-style-type: none"> • Minerales opacos 	10	[< 0.1 mm]	<p>Cristales de forma anhedral, en su mayoría inequidimensionales de hábito prismático alargado.</p> <p>A nícoles paralelos se presentan opacos.</p> <p>A nicoles cruzados se presentan opacos.</p>
<ul style="list-style-type: none"> • Vidrio 	25	-	<p>Se presenta de manera dispersa a lo largo del corte (de forma longitudinal y circunferencial).</p> <p>A nícoles paralelos incoloro.</p> <p>A nícoles cruzados grisáceo.</p>

Mineralogía secundaria

Fase mineral	Volumen [vol.%]	Tamaño [mm/um]	Observaciones
<ul style="list-style-type: none"> • Iddingsita 	7	[< 0.25 mm]	<p>En cristales de forma principalmente anhedral, equidimensionales principalmente, de hábito prismático a prismático alargado.</p> <p>A nícoles paralelos, se observa de color marrón claro, principalmente en los bordes de los microlitos máficos en donde se</p>

			<p>pueden observar.</p> <p>A nícoles cruzados se presenta de color marrón más oscuro en los microlitos que altera.</p>
--	--	--	--

Pd:

- El porcentaje de cristales de mineralogía primaria, masa fundamental y mineralogía secundaria, deben sumar el 100% de la roca.

Texturas:

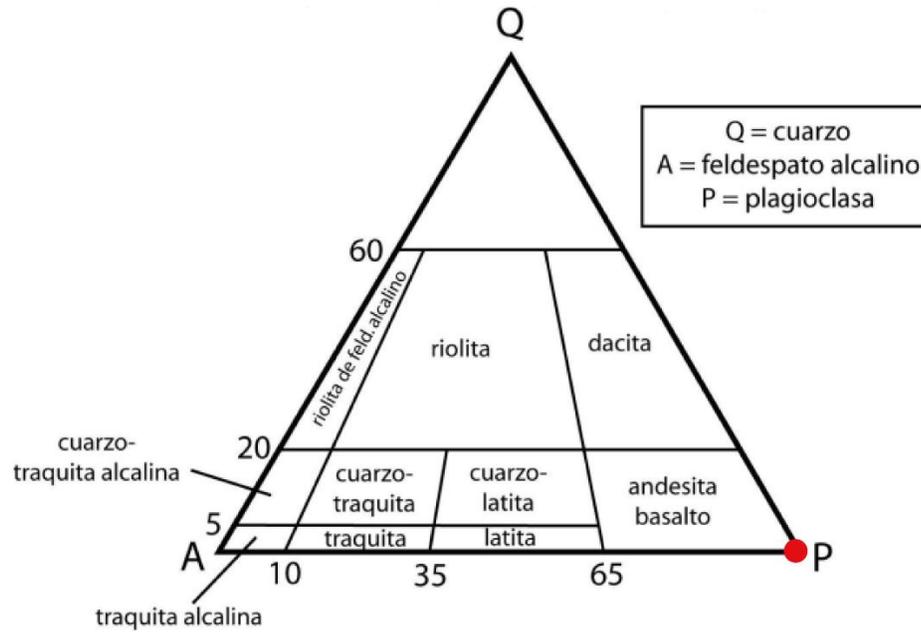
- **Textura porfírica:** Fenocristales en una masa fundamental de cristales de grano fino.
- **Textura de sieve:** Oquedades presentes en un ejemplar de plagioclasa.
- **Textura de embahiamiento:** Desarrollo de morfologías cóncavas hacia el interior del cristal. Se observó en clinopiroxeno.
- **Textura intersticial-intergranular:** Microlitos en una disposición aleatoria.

Clasificación:

A partir de la normalización de los porcentajes con respecto a cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino, se obtienen los siguientes porcentajes:

- Cuarzo: 0%
- Plagioclasa: 100%
- Feldespato Alcalino: 0%

Usando estos porcentajes para la clasificación en el Diagrama QAP para rocas extrusivas:



Encontrándose en el campo de Andesita/Basalto.

Dada la ausencia de minerales hidratados como indicador de andesitas, se tiene que M13 corresponde a un Basalto.