



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

CONDICIONES DE SEDIMENTACIÓN DE SECUENCIAS SEDIMENTARIAS  
HOLOCENAS EN LA ISLA ROBINSON CRUSOE Y SUS IMPLICANCIAS EN EL  
ALZAMIENTO DEBIDO AL CRECIMIENTO DEL HOT-SPOT

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

PABLO ANDRÉS SEPÚLVEDA SAN MARTÍN

PROFESOR GUÍA:  
LUIS ENRIQUE LARA PULGAR

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
JACOBUS PHILIPPUS LE ROUX  
ALFONSO RUBILAR RODRÍGUEZ

SANTIAGO DE CHILE  
JUNIO 2013

## RESUMEN

La presencia de depósitos sedimentarios arenosos en el sector de El Puente y el Aeródromo en la parte SO de la isla Robinson Crusoe, demuestra una variación en la monotonía litológica de la isla. Estas se componen de arenas bioclásticas de origen marino con gran contenido de fragmentos líticos volcánicos y minerales ferromagnesianos provenientes de las “secuencias” volcánicas del sector, y que se encuentran sobreyaciendo una planicie de depósitos sedimentarios finos de color rojizo (Qs) con características supramareales que forman la actual superficie de erosión.

Un estudio granulométrico de los sedimentos y un análisis de las estructuras y morfologías de los depósitos permiten inferir que las arenas bioclásticas fueron depositadas por el medio eólico formando dunas costeras, debido principalmente al tamaño, redondeamiento y buena selección de los granos, y por su expresión de morfologías sedimentarias (estratificación cruzada y gran presencia de rizocreaciones). Estas dunas se presentan estabilizadas e inactivas, observándose capas carbonatadas de tipo calcreta por la precipitación de calcita en períodos secos, confiriéndoles una mayor cementación. Son identificadas como eolianitas (Qe) por su gran aporte de material calcáreo (>50%). Su composición y ubicación permiten correlacionarlas con los “Estratos de Bahía Tierra Blanca”, en tanto que las arenas bioclásticas no estabilizadas y en continuo movimiento fueron reconocidas como dunas activas (Qd) correlacionadas con las “arenas eólicas activas” ubicadas en el sector. Las gravas arenosas (Qa) representarían “depósitos aluviales indiferenciados” y los sedimentos de color violeta fueron identificados como “tobas de ceniza” (Qt) altamente meteorizadas, las que corresponderían a los niveles superiores tobáceos de la “Secuencia de Bahía del Padre”. Por otro lado, se piensa que los depósitos Qs pertenecerían a facies de trasplaya gradando a facies de dunas eólicas (Qe) evidenciando una “regresión” del nivel del mar.

La ubicación de estas eolianitas sobre acantilados por sobre los 40 msnm sin conexión aparente (ausencia de pendiente suave) con el suministro calcáreo marino permite inferir la acción de algún mecanismo que impidió este transporte. Se descarta una variación del nivel del mar como causa, debido a la edad de 8.320 años del gasterópodo marino *Nerita* sp., asociada a un bajo nivel del mar, lo que permite inferir que la causa corresponde a un alzamiento de la isla, que presentaría un ritmo elevado que iría desde los 2,4 mm/a hasta los ~4,8 mm/a dependiendo del caso estimado. Este alzamiento puede ser explicado por una suma de factores, de las cuales se manejan algunas hipótesis de importancia. Principalmente, se considera que este alzamiento pudo responder a la presencia de un “bulge” flexural cerca de la isla, asociado a la actual ubicación del hot-spot, el que se estima no debiese estar a una distancia mayor de ~250 km de la isla para producir tal efecto. La segunda hipótesis considera que deslizamientos significativos junto a descargas de material desde el interior de la isla por efectos fluviales provocarían un ajuste isostático de la placa oceánica levantando la zona que ha perdido carga. Estudios al respecto en otras localidades, permiten inferir que para levantar el sector de la isla unos 40 m, sería necesaria una descarga de 2.000 km<sup>3</sup>. Al mismo tiempo, la erosión del acantilado pudo cortar la pendiente de unión. Sin embargo, no existe a priori evidencia alcaratoria sobre el mecanismo causante de este fenómeno, por lo que otras teorías no pueden ser descartadas tajantemente.

## **AGRADECIMIENTOS**

Deseo agradecer en primer lugar a toda mi familia, a mis padres Pablo y Soledad y a mi hermano Phillips, por el cariño, consejos, oportunidades y apoyo incondicional que siempre me han brindado, los cuales han permitido que hoy sea la persona que soy.

A mi profesor guía, el Sr. Luis Enrique Lara Pulgar, por la oportunidad de ser parte de este trabajo, enmarcado en el proyecto Fondecyt 1110966: “Nazca Intraplate Volcanism: Geochronology, Magmatic Evolution and Geodynamics of Juan Fernández Ridge”, y por toda la ayuda y apoyo que me brindó a lo largo de todo el proceso de investigación.

Agradezco también al profesor de la Universidad de Chile Sr. Jacobus Le Roux por su buena voluntad y por la ayuda que me brindó en el área de Sedimentología, así como a los paleontólogos Alfonso Rubilar (Sernageomin, U. de Chile), Sven Nielsen (U. de Kiel, Alemania), y en especial al malacólogo Sergio Letelier (Museo Nacional de Historia Natural), por su colaboración en la identificación de los gasterópodos encontrados en diferentes localidades.

A todos los docentes, personal de administración y seguridad, que hicieron más gratos todos estos años de Universidad y que dejaron alguna marca dentro de todo mi aprendizaje.

A mis amigos y compañeros, que hicieron de mi paso por esta carrera una experiencia alegre e inolvidable. Sin ellos no hubiese sido lo mismo en cada sala de clases, en cada terreno, en cada terraza y patio de los Naranjos. A mis amigos de la casa.

Y sobre todo agradecer a Paulina por su compañía, cariño y apoyo que me brindó en todo momento.

## TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Introducción.....	1
1.2. Formulación del problema y antecedentes generales.....	2
1.3. Objetivos.....	2
1.3.1. Objetivo principal.....	2
1.3.2. Objetivos específicos.....	2
1.4. Hipótesis de trabajo.....	3
1.5. Metodología.....	3
1.5.1. Trabajo en terreno.....	3
1.5.2. Trabajo de laboratorio.....	3
1.5.3. Trabajo de gabinete.....	4
1.6. Ubicación y vías de acceso.....	4
2. MARCO GEOLÓGICO.....	7
2.1. Islas Robinson Crusoe y Santa Clara.....	7
2.1.1. Unidades litológicas.....	8
2.2. Isla Alejandro Selkirk.....	11
3. MARCO TEÓRICO.....	12
3.1. Sedimentos y facies costeros.....	12
3.2. Formación de calcretas.....	15
3.3. Análisis de los sedimentos.....	18
3.3.1. Descripción general y clasificación de sedimentos detríticos.....	18
3.3.2. Granulometría y análisis de ambiente sedimentario.....	22
4. RESULTADOS.....	29
4.1. Descripción general de los sedimentos.....	30
4.1.1. Puntos 1, 2 y 3.....	30
4.1.2. Punto 4.....	44
4.1.3. Punto 5.....	48

4.1.4.	Punto 6 .....	53
4.1.5.	Punto 7 .....	56
4.1.6.	Punto 8 .....	59
4.1.7.	Punto 9 .....	62
4.1.8.	Punto 10 .....	65
4.1.9.	Punto 11 .....	71
4.1.10.	Punto 12 .....	74
4.1.11.	Clasificación de los sedimentos.....	78
4.1.12.	Subfósiles de invertebrados .....	81
4.2.	Análisis granulométrico .....	84
4.2.1.	Punto 1 .....	84
4.2.2.	Punto 2 .....	89
4.2.3.	Punto 5 .....	94
4.2.4.	Punto 6 .....	99
4.2.5.	Punto 8 .....	102
4.2.6.	Punto 9 .....	105
4.2.7.	Punto 12 .....	108
5.	DISCUSIONES E INTERPRETACIONES .....	113
5.1.	Análisis de los depósitos .....	113
5.2.	Análisis granulométrico y ambiental .....	118
5.3.	Unidades sedimentarias.....	126
5.4.	Posibles causas de la ubicación actual de los sedimentos .....	129
5.5.	Evolución morfoestructural y ambiental.....	142
6.	CONCLUSIONES .....	144
7.	BIBLIOGRAFÍA.....	147
	ANEXOS .....	157
	ANEXO A .....	157
	ANEXO B .....	162
	ANEXO C .....	188
	ANEXO D .....	199

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3-1: Propiedades (texturales y composicionales) típicas de algunos ambientes sedimentarios.....	22
Tabla 3-2: Valores de $\phi$ para los distintos tamaños de clastos asociados a la escala Udden-Wentworth (Wentworth, 1922). .....	24
Tabla 3-3: Escala de valores para el grado de selección (Folk y Ward, 1957).....	27
Tabla 3-4: Escala de valores del grado de asimetría. (Folk y Ward, 1957) .....	27
Tabla 3-5: Escala de valores del grado de curtosis (Folk y Ward, 1957) .....	28
Tabla 4-1: Distribución del tamaño de clastos por muestra.....	78
Tabla 4-2: Distribución de la composición según muestra. ....	78
Tabla 4-3: Distribución del tamaño de grano de las muestras PS 25-6, PS 25-7 y PS 25-8. ....	86
Tabla 4-4: Valores de percentiles por muestra.....	89
Tabla 4-5: Valores de los coeficientes estadísticos de Folk y Ward (1974) para el análisis granulométrico y sedimentológico para las muestras del punto 1. ....	89
Tabla 4-6: Distribución del tamaño de grano de las muestras PS 25-6, PS 26-1 y PS 26-2. ....	91
Tabla 4-7: Valores de percentiles por muestra del punto 2. ....	92
Tabla 4-8: Valores de los coeficientes estadísticos de Folk y Ward (1974) para el análisis granulométrico y sedimentológico. ....	93
Tabla 4-9: Distribución del tamaño de grano de las muestras PS 25-1 y PS 25-2.....	96
Tabla 4-10: Valores de percentiles por muestra.....	99
Tabla 4-11: Valores de los coeficientes estadísticos de Folk y Ward (1974) para el análisis granulométrico y sedimentológico correspondiente al punto 5. ....	99
Tabla 4-12: Distribución del tamaño de grano de la muestra PS 25-5. ....	99
Tabla 4-13: Valores de percentiles para la muestra PS 25-5. ....	102
Tabla 4-14: Valores de los coeficientes estadísticos de Folk y Ward (1974) para el análisis granulométrico y sedimentológico de la muestra PS 25-5.....	102
Tabla 4-15: Distribución del tamaño de grano de la muestra PS 26-3. ....	102
Tabla 4-16: Valores de percentiles para la muestra PS 26-3. ....	105
Tabla 4-17: Valores de los coeficientes estadísticos de Folk y Ward (1974) para el análisis granulométrico y sedimentológico correspondientes a la muestra PS 26-3. ...	105

Tabla 4-18: Distribución del tamaño de grano de la muestra PS 26-4. ....	105
Tabla 4-19: Valores de percentiles para la muestra PS 26-4. ....	108
Tabla 4-20: Valores de los coeficientes estadísticos de Folk y Ward (1974) para el análisis granulométrico y sedimentológico. ....	108
Tabla 4-21: Distribución del tamaño de grano de la muestra PS 26-5. ....	109
Tabla 4-22: Valores de percentiles para la muestra PS 26-5 del punto 12. ....	112
Tabla 4-23: Valores de los coeficientes estadísticos de Folk y Ward (1974) para el análisis granulométrico y sedimentológico correspondientes a la muestra PS 26-5 del punto 12.....	112
Tabla 5-1: Resumen de los valores de los coeficientes estadísticos de las muestras de cada punto estudiado. ....	121
Tabla 5-2: Valores de moda, media, grado de selección, asimetría y curtosis de playas y dunas de distintos lugares del planeta. ....	121
Tabla 5-3: Dimensiones de algunos deslizamientos de las islas de Hawái (basadas en datos de Moore <i>et al.</i> , 1989; Smith, 1996).....	138
Tabla 5-4: Ajustes isostáticos según espesor variable de la placa elástica en distintos tipos de deslizamientos (modificado de Smith y Wessel, 2000). ....	138
Tabla A-1: Distribución geográfica de las muestras obtenidas en la isla Robinson Crusoe.....	161
Tabla B-1: Distribución del contenido mineral .....	162
Tabla B-2: Distribución del contenido de fragmentos líticos.....	163
Tabla B-3: Distribución del contenido de granos esqueléticos. ....	164
Tabla B-4: Distribución del contenido mineral. ....	166
Tabla B-5: Distribución del contenido de fragmentos líticos. ....	167
Tabla B-6: Distribución del contenido bioclástico. ....	168
Tabla B-7: Distribución del contenido mineral. ....	171
Tabla B-8: Distribución del contenido de fragmentos líticos.....	172
Tabla B-9: Distribución del contenido bioclástico. ....	174
Tabla B-10: Distribución del contenido mineral. ....	175
Tabla B-11: Distribución del contenido de fragmentos líticos.....	176
Tabla B-12: Distribución del contenido bioclástico. ....	178

Tabla C-1: Porcentaje y porcentaje acumulado de dunas de sectores de Algarrobo Norte, San Jerónimo, El Quisco y Cartagena con respecto al tamaño de tamiz. (Datos tomados de Verdejo, 1960).....	189
Tabla C-2: Valores de moda, mediana y media para los tamaños de grano y del grado de selección, asimetría y curtosis de las dunas de Algarrobo Norte, San Jerónimo, El Quisco y Cartagena, obtenidas de la figura C-3 de las curvas acumulativas en escala probabilística. ....	191
Tabla C-3: Porcentaje y porcentaje acumulado de playas de sectores de Algarrobo Norte, El Quisco, El Tabo, la Playa Grande de Cartagena y la Playa Chica de Cartagena con respecto al tamaño de tamiz. (Datos tomados de Verdejo, 1960). ....	192
Tabla C-4: Valores de moda, mediana y media para los tamaños de grano y del grado de selección, asimetría y curtosis de las playas de Algarrobo Norte, El Quisco, El Tabo, Playa Grande (PG) de Cartagena y Playa Chica (PC) de Cartagena, obtenidos a partir de las curvas acumulativas de la figura C-6.....	194
Tabla C-5: Distribución granulométrica. ....	195
Tabla C-6: Valores de los coeficientes estadísticos. ....	195
Tabla C-7: Distribución granulométrica de las muestras LL060213-6 (PBP) y LL060213-7 (PBC). ....	197
Tabla C-8: Valores de los coeficientes estadísticos. ....	198



## ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1-1: (A) Imagen del continente sudamericano y de la dorsal de Juan Fernández frente a las costas chilenas. RC: Robinson Crusoe, AS: Alejandro Selkirk. (B) Mapa geológico de las islas (tomado de Lara, 2010).	1
Fig. 1-2: Ubicación del Archipiélago Juan Fernández ( <a href="http://www.rescatemosjuanfernandez.cl">www.rescatemosjuanfernandez.cl</a> ).	5
Fig. 1-3: Imagen satelital de Google Earth de la zona de estudio y sus vías de acceso. En recuadros se muestra las zonas de estudio en Tierra Blanca cerca del aeropuerto y en El Puente (principal zona de estudio) entre las bahías del Padre y Carvajal. Líneas discontinuas rojas muestran recorrido desde el poblado hacia aeropuerto, y desde el aeropuerto hacia El Puente. Líneas discontinuas amarillas muestran el recorrido desde el puerto de Bahía del Padre hasta El Puente.	6
Fig. 2-1: Mapa geológico de la isla Robinson Crusoe y la isla Santa Clara identificando las distintas secuencias.	11
Fig. 3-1: Perfil del sector litoral basado en la clasificación de Boggs (2006).	12
Fig. 3-2: Desarrollo geomorfológico de calcretas en la zona costera de Tongoy (Chile), sobre una terraza marina (modificado de Pfeiffer <i>et al.</i> , 2011)	16
Fig. 3-3: Hace un millón de años, en el Pleistoceno temprano termina la gran calcreta y es precisamente en la primera mitad del Pleistoceno medio cuando se instala un fuerte período de denudación y la incisión de la red de barrancos actual. Estas incisiones, al romper la calcreta protectora de importantes acumulaciones de arenas, son las que van a permitir la reactivación eólica, formándose las nuevas dunas pleistocenas. La Gran calcreta sólo se forma a partir de las dunas pliocenas en un período en que el viento deja el protagonismo a las aguas pluviales hasta el inicio del Pleistoceno (1,8 millones de años) cuando ocurre la aridez necesaria para formar la calcreta, y cuyas arenas bioclásticas son la fuente del carbonato cálcico (Meco, 1993, 2008).	17
Fig. 3-4: Escala de tamaño de granos (Udden, 1914; Wentworth, 1922).	18
Fig. 3-5: Clasificación textural de rocas sedimentarias dependiendo del tamaño de grano. (Modificado de Folk, 1974)	19
Fig. 3-6: Grado de clasificación o selección en sedimentos vistos en láminas delgadas, según Pettijohn y Cols (1973).	19
Fig. 3-7: Grados de redondez en granos de baja y alta esfericidad (Pettijohn y Cols, 1973)	20
Fig. 3-8: Clasificación de arenas según su contenido de bioclastos (B), fragmentos líticos (L) y minerales (M; pesados (Px+Ol+Op) y minerales livianos (F+Qz)).	21
Fig. 3-9: Diagrama de flujo de madurez textural en sedimentos terrígenos clásticos.	22
Fig. 3-10: Gráficos trazados con la información granulométrica. Un histograma porcentaje peso por fracción de tamaño, curva de frecuencia y curva acumulativa.	

En la escala $\Phi$ , el tamaño de grano disminuye hacia la derecha y aumenta hacia la izquierda (modificado de Folk, 1974). .....	24
Fig. 3-11: Distribuciones según tamaño de grano (Le Roux, 2012). .....	25
Fig. 3-12: Curvas modelos de asimetría (Le Roux, 2012). .....	25
Fig. 3-13: Curva de frecuencia acumulativa destacando la forma en que el agente transporta a los sedimentos hasta su lugar de depósito. (Le Roux, 2012). .....	25
Fig. 3-14: Curva de frecuencia acumulativa en escala probabilística de diseño rectilíneo, de donde se obtienen los valores de los percentiles (Folk y Ward, 1957). ....	26
Fig. 3-15: Distribución de partículas depositadas por medios de tracción, saltación y suspensión. a) Pendientes de curva acumulativa de depósitos de playa. b) Pendiente curva acumulativa de depósitos de dunas. ....	28
Fig. 4-1: Mapa de la zona de estudio en donde se muestran la ubicación de los sedimentos y puntos geográficos. Sector SO de la isla Robinson Crusoe. ....	29
Fig. 4-2: Columna estratigráfica del punto 1. Qe: Depósitos cuaternarios eólicos; Qs: Depósitos cuaternarios supramareales. ....	31
Fig. 4-3: Columna estratigráfica del punto 2. Qe: Depósitos cuaternarios eólicos; Qs: Depósitos cuaternarios supramareales. ....	36
Fig. 4-4: Columna estratigráfica del punto 3. Qe: Depósitos cuaternarios eólicos; Qs: Depósitos cuaternarios supramareales. ....	39
Fig. 4-5: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-7 donde se presenta material bioclástico marino indistinguible y algunos foraminíferos bentónicos (For). También se aprecian cristales de augita (Cpx) y olivinos (Ol). ....	42
Fig. 4-6: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-7 donde se presentan fragmentos líticos (Lit) de texturas vitrofírica, porfídica y glomeroporfídica. Presencia de restos de organismos marinos microscópicos indeterminados (Bio). ....	42
Fig. 4-7: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-8 donde se presentan restos bioclásticos indeterminados (Bio), foraminífero (For), fragmentos líticos (Lit) y cristales de olivino (Ol). ....	44
Fig. 4-8: Columna estratigráfica del punto 4. Presencia de calcretas laminares. Qc: Depósitos cuaternarios de calcreta; Qs: Depósitos cuaternarios supramareales. ....	46
Fig. 4-9: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-12 donde se presenta una masa bien homogénea, compuesta principalmente por carbonatos de calcio. Matriz muy fina de microcristales de calcita (micrita). ....	47
Fig. 4-10: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-12 donde se presentan restos de foraminíferos (For) y otros indeterminados (Bio). Se aprecia una matriz muy fina de microcristales de calcita (micrita). ....	47

Fig. 4-11: Columna estratigráfica del punto 5. Qd: Depósitos eólicos activos; Qt: Depósitos piroclásticos.....	49
Fig. 4-12: Columna estratigráfica del punto 7. Qe: Depósitos cuaternarios eólicos; Qs: Depósitos cuaternarios supramareales.....	57
Fig. 4-13: Columna estratigráfica del punto 8. Qe: Depósitos cuaternarios eólicos. ....	60
Fig. 4-14: Columna estratigráfica del punto 9 de donde proviene la muestra PS 26-4. Qd: Depósitos eólicos activos. ....	63
Fig. 4-15: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-4 donde se presentan fragmentos líticos de textura porfídica (Lit) y bioclastos indistinguibles (Bio). ....	65
Fig. 4-16: Columna estratigráfica del punto 10. Qe: Depósitos cuaternarios eólicos; Qa: Depósitos cuaternarios aluviales; Qc: Depósitos cuaternarios de calcreta.....	67
Fig. 4-17: Columna estratigráfica del punto 11. Qa: Depósitos cuaternarios aluviales; Qc: Depósitos cuaternarios de calcreta.....	72
Fig. 4-18: Columna estratigráfica del punto 12. Qe: Depósitos cuaternarios eólicos. ....	75
Fig. 4-19: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-5 donde se observan principalmente bioclastos indeterminados (Bio), fragmentos líticos (Lit, texturas vitrofíricas con fenocristales de plagioclasas un tanto alteradas) y algunos minerales (Ol).....	77
Fig. 4-20: Clasificación del tipo de sedimento con respecto al tamaño de grano por muestra. ....	79
Fig. 4-21: Clasificación de las muestras del tipo de sedimento con respecto a la composición de las arenas: B: Bioclastos, L: Fragmentos líticos, M: Minerales (pesados y livianos).....	80
Fig. 4-22: Distribución del tamaño de grano en un histograma para las muestras de los depósitos Qs (PS 25-6) y Qe (PS 25-7 y PS 25-8) correspondientes al Punto 1 ubicado en la localidad de El Puente. ....	85
Fig. 4-23: Curvas de frecuencia del tamaño de grano por muestras correspondientes al punto 1. ....	87
Fig. 4-24: Curvas acumulativas en escala aritmética de las muestras del punto 1. ....	87
Fig. 4-25: Curvas acumulativas en escala probabilística de las muestras del punto 1. ....	88
Fig. 4-26: Distribución del tamaño de grano en un histograma para las muestras de los depósitos Qs (PS 25-6) y Qe (PS 26-1 y PS 26-2) correspondientes al Punto 2 ubicado en la localidad de El Puente, a partir de los valores entregados en la tabla 4-3. ....	90
Fig. 4-27: Curvas de frecuencia del tamaño de grano por muestras correspondientes al punto 2. ....	90

Fig. 4-28: Curvas acumulativas en escala aritmética de las muestras del punto 2. ....	92
Fig. 4-29: Curvas acumulativas en escala probabilística de las muestras del punto 2. ....	93
Fig. 4-30: Distribución del tamaño de grano en un histograma para las muestras de los depósitos Qt (PS 25-2) y Qe (PS 25-1) correspondientes al Punto 5 ubicado en la continuación hacia el centro de la isla de la localidad de El Puente.....	94
Fig. 4-31: Curvas de frecuencia del tamaño de grano por muestras correspondientes al punto 5. ....	95
Fig. 4-32: Curvas acumulativas en escala aritmética de las muestras del punto 5. ....	97
Fig. 4-33: Curvas acumulativas en escala probabilística de las muestras del punto 5. ....	98
Fig. 4-34: Distribución del tamaño de grano en un histograma para la muestra del depósito Qe (PS 25-5) correspondientes al Punto 6 ubicado en la localidad de El Puente. ....	100
Fig. 4-35: Curvas de frecuencia y frecuencia acumulativa en escala aritmética del tamaño de grano para la muestra PS 25-5 correspondiente al punto 6. ....	100
Fig. 4-36: Curva acumulativa en escala probabilística de la muestra PS 25-5.....	101
Fig. 4-37: Distribución del tamaño de grano en un histograma para la muestra del depósito Qe (PS 26-3) correspondientes al Punto 8 ubicado en la localidad de El Puente. ....	103
Fig. 4-38: Curvas de frecuencia y frecuencia acumulativa en escala aritmética del tamaño de grano para la muestra PS 26-3 correspondiente al punto 8. ....	103
Fig. 4-39: Curva acumulativa en escala probabilística de la muestra PS 26-3 correspondiente al punto 8. ....	104
Fig. 4-40: Distribución del tamaño de grano en un histograma para la muestra del depósito Qe (PS 26-4) correspondientes al Punto 9 ubicado en la ladera que mira al sur sobre la localidad de El Puente. ....	106
Fig. 4-41: Curvas de frecuencia y frecuencia acumulativa en escala aritmética del tamaño de grano para la muestra PS 26-4 correspondiente al punto 9. ....	106
Fig. 4-42: Curva acumulativa en escala probabilística de la muestra PS 26-4 correspondiente al punto 9. ....	107
Fig. 4-43: Distribución del tamaño de grano en un histograma para la muestra del depósito Qe (PS 26-5) correspondientes al Punto 10 ubicado en la ladera que mira al sur en la localidad de Bahía Tierra Blanca al NE del Aeródromo. ....	109
Fig. 4-44: Curvas de frecuencia y frecuencia acumulativa en escala aritmética del tamaño de grano por muestra correspondiente al punto 12. ....	110
Fig. 4-45: Curva acumulativa en escala probabilística de la muestra PS 26-5 correspondiente al punto 12. ....	111

Fig. 5-1: Arenas bioclásticas de la muestra PS 25-7 del punto 1. (A) y (B) Fotomicrografías de cortes delgados en XPL de las arenas, donde se aprecian restos esqueléticos de organismos, fragmentos líticos y minerales sueltos. (C) Fotografía de muestra de mano. ....	114
Fig. 5-2: Reconstrucción de la temperatura global en los últimos 10 ka (modificado de <a href="http://www.worldclimatereport.com">www.worldclimatereport.com</a> ) .....	115
Fig. 5-3: Gasterópodos encontrados en los depósitos Qe (en este caso Punto 1): (A) Fotografía de ejemplares del género <i>Succinea</i> (terrestre). (B) Fotografía de especímenes del género <i>Fernandezia</i> (terrestre). (C) Fotografía de representantes del género <i>Nerita</i> (marino).....	116
Fig. 5-4: Calcreta de la muestra PS 25-12. (A) Muestra de mano. (B) Fotomicrografía (PPL) de una sección transparente donde se presenta una masa muy fina de microcristales de calcita (micrita). ....	118
Fig. 5-5: Estructuras tipo tepee con extremos levantados en depósitos de donde proviene la muestra PS 25-6. ....	119
Fig. 5-6: Canales en la planicie supramareal del depósito Qs.....	119
Fig. 5-7: Curvas acumulativas en escala probabilística: (A) Depósitos de los puntos 1-2-6-7-8-9-12 ubicados en el sector SO de la isla Robinson Crusoe. (B) Duna desértica ubicada en África y playas del SO de la isla Robinson Crusoe. ....	122
Fig. 5-8: Estructuras sedimentarias: (A) Estratificación cruzada de alto ángulo junto a rizocreciones. (B) Estratificación cruzada de bajo ángulo y estratificación cruzada en artesa. ....	123
Fig. 5-9: Acción vegetal y animal: (A) Rizocreciones. (B) Gasterópodos. (C) Huellas de mamíferos. ....	124
Fig. 5-10: Depósito alterados de tobas volcánicas rojizas (Qt) de la Secuencia Bahía del Padre. Punto 5 (A y B). ....	127
Fig. 5-11: Depósito de Estratos Tierra Blanca. Punto 10: Nivel inferior de arenas calcáreas de origen eólico (A) y nivel superior tobas-brechas calcáreas (A y B). Punto 1: Arenas bioclásticas (C). ....	128
Fig. 5-12: Depósitos eólicos de los puntos 5 (A) y 9 (B). Niveles de dunas activas. ....	128
Fig. 5-13: Fotografías de depósitos aluviales indiferenciados del punto 11 donde se pueden apreciar una textura de gravilla (A) y grava (B) .....	129
Fig. 5-14: Imágenes de los acantilados donde se ubican los depósitos. Localidad de El Puente: vista hacia el O en Bahía Carvajal (A), vista hacia el NE en Bahía Carvajal (B) y vista hacia SO en Bahía del Padre. Localidad de Bahía Tierra Blanca: vista hacia E del Aeródromo en Bahía Tierra Blanca. ....	130
Fig. 5-15: Fluctuaciones del nivel del mar en los últimos 140 ka según las terrazas de Huon en Nueva Guinea (cuarta glaciación). El grosor de la línea de variación indica la incertidumbre en el análisis (Uriarte, 2010). ....	131

Fig. 5-16: Tendencia del nivel del mar desde la última glaciación, registrada en varios puntos del planeta, basado en información de Fleming <i>et al.</i> (1998) y Milne <i>et al.</i> (2005) y compilado por Robert Rodhe ( <a href="http://en.wikipedia.org/wiki/File:Post-Glacial_Sea_Level.png">http://en.wikipedia.org/wiki/File:Post-Glacial_Sea_Level.png</a> ). La figura de la derecha corresponde a un extracto de la figura de la izquierda. ....	132
Fig. 5-17: Nivel del mar en los últimos 14.000 años registrado en la zona de Tahití basado en dos estudios similares:(A) Nivel del mar relativo (modificado de Lambeck, 2002). (B) Curva del nivel del mar inferida desde datos biológicos (modificado de Cabioch, 1999).....	132
Fig. 5-18: Posibles tasas de alzamiento del sector SO de la isla RC dependiendo de la altura al momento de la depositación de los sedimentos de dunas y supramareales.....	134
Fig. 5-19: Perfil de las islas Canarias, mostrando edades radiométricas de lavas (excepto La Palma) en relación con depósitos marinos que contienen fauna mio-pliocena y cuyos depósitos muestran la altura máxima por sobre el actual nivel del mar (modificado de Carracedo <i>et al.</i> , 2001). ....	135
Fig. 5-20: Reconstrucción del alzamiento para las islas Santiago y São Nicolau (modificado de Ramalho <i>et al.</i> , 2010).....	135
Fig. 5-21: (A) Tasa de subsidencia a lo largo del ridge hawaiano. (B) Representación esquemática de eventos de paleo-niveles del mar en la isla de Molokai debido a la carga volcánica de la isla grande de Hawái (modificado de Jones, 1993).....	137
Fig. 5-22: Características del deslizamiento de Nuuanu estimando un ajuste isostático (alzamiento y hundimiento) con un espesor de 25 km de la placa elástica. (A) Nuuanu al 40%. El intervalo de los contornos es 10 m de valores positivos para líneas continuas y 1 m negativo para líneas discontinua (B) Nuuanu al 10%.El intervalo de los contornos es 5 m de valores positivos para líneas continuas y 1 m negativo para líneas discontinuas (modificado de Smith y Wessel, 2000). ....	139
Fig. 5-23: Alzamiento asociado a las dimensiones de los deslizamientos (km <sup>3</sup> ) de Aliká al 1% de Hawái y Nuuanu al 10% y 40% de Oahu según el espesor estimado de la placa elástica.....	140
Fig. 5-24: Esquema ilustrando una probable evolución del alzamiento de Gran Canaria (3,5-3,8 Ma BP) asociada a flexura litosférica por carga volcánica en Tenerife, volcanismo bajo la placa por rejuvenecimiento y a descarga de material por efectos fluviales (modificado de Menéndez, 2008). ....	141
Fig. 5-25: Erosión eólica y fluvial de los depósitos arcillosos principalmente y arenosos superiores. (A) Bloque colgante sobre arcillas y/o cenizas tobáceas por deflación. (B) Depósitos finos inferiores y arenosos superiores erosionados por flujos.....	143
Fig. B-1: Fotomicrográficas (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-7 donde se presentan cristales de augita (algunos titanados) y olivinos. ....	162
Fig. B-2: Fotomicrográficas (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-7 donde se presentan cristales de feldespato y clinopiroxeno. ....	163

Fig. B-3: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-7 donde se presentan fragmentos líticos de texturas vitrofírica, porfídica y glomeroporfídica. Algunos líticos presentan alteración a esmectita en su masa fundamental principalmente. ....	164
Fig. B-4: Fotomicrografías en PPL y XPL donde se aprecian restos de organismos marinos como foraminíferos y algas rojas principalmente. Muchos indistinguibles. Círculos incoloros son simplemente el efecto del pegamento epoxy del corte transparente, 10x. ....	165
Fig. B-5: Fotomicrografías en PPL y XPL donde se aprecian foraminíferos, restos de valvas y algunos peloides. 10x. ....	165
Fig. B-6: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-8 donde se presentan cristales de augita titanados y olivinos. ....	166
Fig. B-7: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-8 donde se presentan minerales de augita (algunos titanados) y olivinos. Presencia de granos esqueléticos importante. ....	167
Fig. B-8: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-8 donde se presentan fragmentos líticos de texturas porfídicas, vitrofíricas y afaníticas. ....	168
Fig. B-9: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-8 donde se presentan restos de foraminíferos en donde se puede distinguir claramente la capa o patina de oxidación de color verdoso alrededor de los clastos. .	169
Fig. B-10: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-8 donde se presentan restos de valvas de bivalvos y braquiópodos, además de foraminíferos. ....	169
Fig. B-11: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-8 donde se presentan radiolas de equinodermos, peloides y restos indeterminados. ....	170
Fig. B-12: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-8 donde se presentan restos de foraminíferos y otros indeterminables. ....	170
Fig. B-13: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-4 donde se presentan cristales de olivinos y clinopiroxenos. ....	171
Fig. B-14: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-4 donde se presentan cristales olivinos, además de granos esqueléticos y líticos volcánicos. ....	172
Fig. B-15: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-4 donde se presentan fragmentos líticos de texturas porfídicas y afaníticas. ....	173
Fig. B-16: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-4 donde se presentan fragmentos líticos de texturas vitrofíricas y porfídicas. Algunos líticos presentan alteración a esmectita en su masa fundamental principalmente. ....	173

Fig. B-17: Fotomicrograffías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-4 donde se presentan fragmentos líticos de texturas vitrofíricas y porfídicas....	173
Fig. B-18: Fotomicrograffías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-4 donde se presentan fragmentos de foraminíferos, algas rojas y equinodermos.....	174
Fig. B-19: Fotomicrograffías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-4 donde se pueden apreciar gran cantidad de restos indistinguible de material biológico. ....	175
Fig. B-20: Fotomicrograffías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-5 donde se presentan cristales de clinopiroxenos. ....	176
Fig. B-21: Fotomicrograffías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-5 donde se presentan cristales clinopiroxenos y olivinos. Gran presencia de bioclastos marinos.....	176
Fig. B-22: Fotomicrograffías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-5, donde se aprecian fragmentos líticos de texturas vitrofíricas con fenocristales de piroxenos y plagioclasas un tanto alteradas. También se puede observar alteración a esmectita principalmente en su masa fundamental. ....	177
Fig. B-23: Fotomicrograffías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-5, donde se aprecian restos de braquiópodos y algunos peloides. ....	179
Fig. B-24: Fotomicrograffías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-4, donde se aprecian peloides y restos de braquiópodos, bivalvos y otros grupos indeterminados. ....	179
Fig. B-25: Fotomicrograffías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-12, donde se aprecia una masa muy homogénea, compuesta principalmente por carbonatos de calcio. Matriz muy fina de microcristales de calcita (micrita). ....	180
Fig. B-26: Fotomicrograffías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-12, donde se observan restos bioclásticos de foraminíferos y equinodermos. Se aprecia una matriz muy fina de microcristales de calcita (micrita). ....	180
Fig. B-27: Fotomicrograffías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-12 donde se presentan fragmentos líticos volcánicos y minerales olivino. Se constata la presencia de restos bioclásticos en una matriz muy fina de microcristales de calcita (micrita). ....	181
Fig. B-28: Imágenes de especímenes de la Familia Tornatellinidae obtenidos de Odhner, 1922. A la izquierda, los ejemplares 1 y 2 corresponden a la especie <i>Tornatellina callosa</i> en estados ephébio y genótico respectivamente (x10, localidad El Centinela). El espécimen 3 pertenece a la especie <i>Fernandezia bulimoides</i> (x5, localidad Damajuana). El gasterópodo representa a una especie indeterminada de <i>Fernandezia</i> (x5, localidad Salsipuedes). A la derecha, los ejemplares 1 y 2 corresponde a <i>Tornatellina aperta</i> en estados neánico y gerónico, respectivamente (x10, localidades Rabanal y Puerto inglés). ....	187
Fig. C-1: Curvas de frecuencia según tamaño de grano ( $\Phi$ ) de las dunas estudiadas por Verdejo (1960). ....	190



Fig. C-2: Curvas acumulativas en escala aritmética. Porcentaje acumulado versus tamaño de grano ( $\Phi$ ) de las dunas estudiadas por Verdejo (1960). .....	190
Fig. C-3: Curvas acumulativas en escala probabilística de las dunas estudiadas por Verdejo (1960). Porcentaje acumulado versus tamaño de grano ( $\Phi$ ).....	191
Fig. C-4: Curvas de frecuencias (%) versus tamaño de grano ( $\Phi$ ) de las playas estudiadas por Verdejo (1960). .....	193
Fig. C-5: Curvas acumulativas en escala aritmética de las playas estudiadas por Verdejo (1960). Porcentaje acumulado versus tamaño de grano ( $\Phi$ ).....	193
Fig. C-6: Curvas acumulativas en escala probabilística de las playas estudiadas por Verdejo (1960), útiles para obtener información de los distintos ambientes. Porcentaje acumulado versus tamaño de grano ( $\Phi$ ). .....	194
Fig. C-7: Curva acumulativa en escala probabilística de una duna desértica ubicada en África. ....	196
Fig. C-8: Histogramas de los tamaños de grano en playas de Robinson Crusoe. ....	197
Fig. C-9: Curvas acumulativas en escala probabilística de dos playas ubicadas en el sector SO de la isla Robinson Crusoe. ....	198
Fig. D-1: Informe de análisis de rayos x a calcretas de muestra PS 25-12. ....	199
Fig. D-2: Informe de análisis de rayos x a calcretas de muestra PS 25-12, donde se aprecian sus componentes calcita, monohidrocalcita y magnesio. ....	200
Fig. D-3: Informe de análisis de datación por radiocarbono del fósil gastrópodo del género <i>Fernandezia</i> (familia Tornatellinidae) perteneciente a la muestra PS 25-1. ..	201
Fig. D-4: Informe de análisis de datación por radiocarbono del fósil de gastrópodo del género <i>Nerita</i> perteneciente a la muestra PS 25-7.....	202
Fig. D-5: Informe de análisis de datación y calibración por radiocarbono del fósil de gastrópodo del género <i>Succinea</i> perteneciente a la muestra PS 25-7.....	203

## ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía 4-1: Depósitos de donde proceden las muestras PS 25-6, PS 25-7 y PS 25-8. Ubicación 691578 / 6272338.....	30
Fotografía 4-2: Depósito de de donde procede la muestra PS 25-6. Se aprecia su color café-rojizo y estructuras tepee. Escala de 15 cm. ....	32
Fotografía 4-3: Zona donde se aprecia estratificación planar. ....	33
Fotografía 4-4: Zona más consolidada donde se aprecia capa más dura carbonatada y algunas rizocrecciones. ....	34
Fotografía 4-5: Nivel de procedencia de la muestra PS 25-8, con presencia de gasterópodos de color blanco. ....	35
Fotografía 4-6: Depósito de 3 niveles. Estratos por muestra de base a techo: muestras PS 25-6, PS26-1 y PS 26-2. Ubicación 691585 / 6272360.....	35
Fotografía 4-7: Depósito de donde procede la muestra PS 26-1, con presencia de restos de conchas de gasterópodos.....	37
Fotografía 4-8: Depósito de 3 niveles. De base a techo: muestras PS 25-6, PS25-9 y PS 25-10. Ubicación 691500 / 6272230. ....	38
Fotografía 4-9: Punto 4 donde se aprecian las calcretas laminares blanquecinas sobreyaciendo un nivel de sedimentos finos de color rojizo.....	45
Fotografía 4-10: Depósito de 2 niveles. Sedimentos finos rojizos en la base (muestra PS 25-2) y arenas color café claro en el nivel superior (muestra PS 25-1).....	48
Fotografía 4-11: Depósito de sedimentos arenosos de donde procede la muestra PS 25-2. Se aprecian los restos de conchas subfósiles y algunas grietas.....	50
Fotografía 4-12: Depósito de sedimentos finos rojizos en la base, desde donde proviene la muestra PS 25-2.....	52
Fotografía 4-13: Depósito de 3 niveles. Sedimentos finos violetas en la base (muestra PS 25-2) y arenas blanquecinas pertenecientes intermedias (muestra PS 25-5).....	53
Fotografía 4-14: Nivel de arenas blancas de la muestra PS 25-5 donde se aprecian estructuras de laminación cruzada y rizocrecciones. ....	54
Fotografía 4-15: Depósito de 2 niveles. Sedimentos finos rojizos en la base (PS 25-6) y arenas claras en el nivel superior, mostrando clara estratificación cruzada de alto ángulo (PS 25-11). ....	56
Fotografía 4-16: Depósito de arenas blanquecinas de donde procede la muestra PS 26-3. ....	59
Fotografía 4-17: Depósito de sedimentos de arenas claras de donde proviene la muestra PS 26-4, ubicado en la ladera sur del cerro. ....	62

Fotografía 4-18: Depósito de 2 niveles. Sedimentos de arenas medias en la base (muestra PS 24-1) y gravas arenosas color café claro en el nivel superior (muestra PS 24-2) .....	66
Fotografía 4-19: Depósito de de calcreta botroidal del punto 10. ....	69
Fotografía 4-20: Nivel superior del depósito de donde procede la muestra PS 24-2. ....	71
Fotografía 4-21: Depósito de 2 niveles en el punto 11. Brechas en la base y calcretas en el nivel superior. ....	71
Fotografía 4-22: Depósito de 2 niveles de donde procede la muestra PS 26-5. ....	74
Fotografía 4-23: Dos y cuatro ejemplares de gasterópodos del género <i>Nerita</i> (Familia Neritidae). ....	82
Fotografía 4-24: Dos ejemplares de gasterópodos del género <i>Succinea</i> (Familia Succineidae).....	83
Fotografía 4-25: Dos ejemplares de gasterópodos del género <i>Fernandezia</i> (Familia Tornatellinidae).....	84
Fotografía A-1: Muestra PS 24-1 / Fotografía A-2: Muestra PS 24-2.....	157
Fotografía A-3: Muestra PS 24-5 / Fotografía A-4: Muestra PS 25-1. ....	157
Fotografía A-5: Muestra PS 25-2 / Fotografía A-6: Muestra PS 25-3. ....	158
Fotografía A-7: Muestra PS 25-6.....	158
Fotografía A-8: Muestra PS 25-7 de granos sueltos.. ....	158
Fotografía A-9: Muestra más consolidada de PS 25-7.....	158
Fotografía A-10: Muestra PS 25-8.....	158
Fotografía A-11: Muestra PS 25-12.....	159
Fotografía A-12: Muestra PS 26-1 / Fotografía A-13: Muestra PS 26-2. ....	159
Fotografía A-14: Muestra PS 26-3.....	159
Fotografía A-15: Muestra PS 26-4 / Fotografía A-16: Muestra PS 26-5. ....	160
Fotografía B-1: Cuatro ejemplares de gasterópodos del género <i>Nerita</i> (Familia Neritidae).....	182
Fotografía B-2: Cuatro ejemplares de gasterópodos del género <i>Succinea</i> (Familia Succineidae).....	184
Fotografía B-3: Dos ejemplares de gasterópodos del género <i>Fernandezia</i> (Familia Tornatellinidae).....	185

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1. Introducción

La isla Robinson Crusoe ( $33^{\circ}39'S-78^{\circ}51'O$ ) junto a las islas Santa Clara y Alejandro Selkirk ( $33^{\circ}46'S-80^{\circ}46'O$ ) componen el archipiélago Juan Fernández. Este conjunto integra a su vez un alineamiento mayor compuesto por una serie de montes submarinos (Alpha, Beta, Gamma, Friday, Domingo, O'Higgins y Guyot O'Higgins) que dan forma a la dorsal de Juan Fernández.

La dorsal de Juan Fernández (DJF) es considerada como la expresión de un hotspot (Montelli *et al.*, 2006; von Heune *et al.*, 1997) aunque otras teorías discuten su origen asociado a una pluma de manto en el sentido de Courtillot *et al.* (2003). La convergencia de la DJF con el margen continental chileno constituye un factor relevante para comprender diversos procesos tectónicos tanto de corto plazo (como algunos núcleos de sismicidad observados; von Heune *et al.*, 1997) como de largo plazo en la evolución andina (Yañez *et al.*, 2001). Sin embargo, la geología de las islas que componen la dorsal ha sido escasamente estudiada, y aspectos tales como su evolución temporal y morfo-estructural no se han abordado a cabalidad.

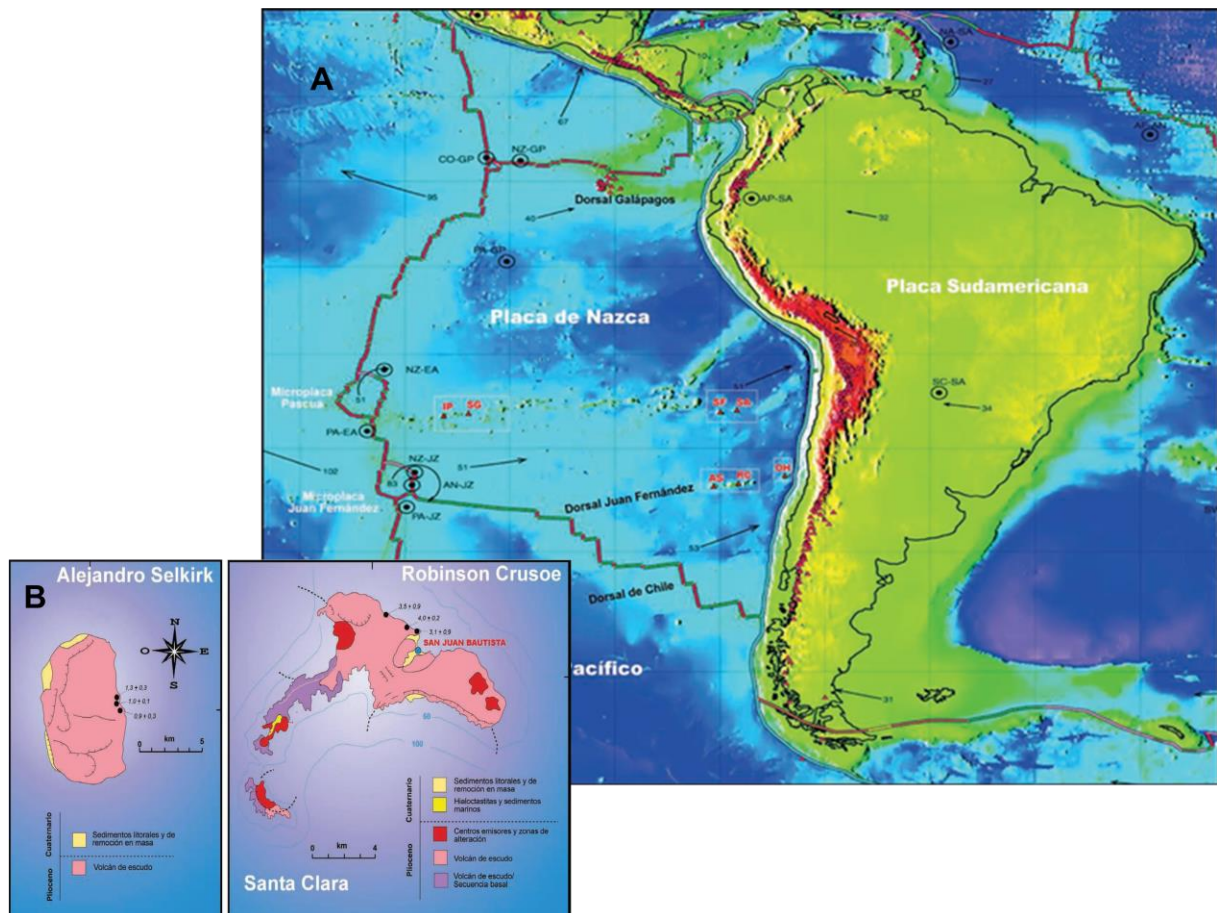


Fig. 1-1: (A) Imagen del continente sudamericano y de la dorsal de Juan Fernández frente a las costas chilenas. RC: Robinson Crusoe, AS: Alejandro Selkirk. (B) Mapa geológico de las islas (tomado de Lara, 2010).

## **1.2. Formulación del problema y antecedentes generales**

Entre la monótona litología volcánica de la isla Robinson Crusoe se encuentran unos niveles estratigráficos de espesores de 1-3 m, portadores de fósiles de invertebrados, identificados por algunos autores como “arenas calcáreas” y “tobas arenosas” de los “Estratos de Tierra Blanca” (Morales, 1987). Su contenido fosilífero según Tavera (1973) evidenciaría un origen marino por la presencia de briozoos, bivalvos (*Lima* sp.) y gasterópodos (*Acanthina* sp.) en la zona de transición entre las arenas calcáreas y las tobas arenosas. En cambio el nivel tobáceo arenoso sugiere la interacción con un ambiente continental dulce acuícola. Sin embargo otros estudios señalan no haber encontrado evidencias determinantes de un origen marino para estos sedimentos, siendo más probable asignarles un origen eólico (Ortiz y Campillo, 1982). Esta discrepancia implica una interrogante a descifrar.

Esta sucesión sedimentaria se encuentra a una altura de 100 msnm en el sector del Aeródromo y a 40 msnm sobre un acantilado en el sector de El Puente, y según Valenzuela (1978), la presencia de las especies *Succinea* sp. y *Tropicorbis acanthina* sp. señalaría una edad pleistocena-holocena basado principalmente en los estudios realizados por Covacevich (1971) en la laguna de Tagua-Tagua. De ser confirmados estos niveles inferiores como depósitos de origen marino, o incluso de origen transicional, implicaría que la isla ha experimentado en tiempos recientes variaciones del nivel del mar o alzamientos debido a la actividad magmática, a la acción de un “bulge” asociado al crecimiento del hot-spot o simplemente por ascensos isostáticos por grandes deslizamientos y erosión. Por lo que es de gran importancia reconocer el ambiente deposicional de los sedimentos y entender como estos pueden hallarse a esa altura, sin conexión aparente con su suministro marino.

## **1.3. Objetivos**

### **1.3.1. Objetivo principal**

Comprender el origen y evolución de las sucesiones sedimentarias, y evaluar la posibilidad de un alzamiento de la isla asociado a la actual ubicación de los sedimentos.

### **1.3.2. Objetivos específicos**

- Refinar el mapeo litológico de las unidades sedimentarias.
- Realizar un estudio detallado de la estratigrafía de los sedimentos.
- Realizar un estudio detallado de la sedimentología de la zona para determinar bien el origen de los sedimentos (se pretende identificar dentro de estas

sucesiones a sedimentos que parecen representar un antiguo nivel costero ahora alzado) y datar de mejor manera los horizontes.

- Determinar las causas de la posición actual de los sedimentos relacionando la información estratigráfica y sedimentológica con antecedentes geológicos (nivel del mar y posibles alzamientos) de situaciones similares en otras regiones del planeta.

## **1.4. Hipótesis de trabajo**

Los sedimentos holocenos con presencia de fauna marina se acumularon por acción eólica (siguiendo retrabajo y/o transporte), y su ubicación topográfica actual es producto de un alzamiento tectónico.

## **1.5. Metodología**

### **1.5.1. Trabajo en terreno**

Se llevó a cabo una campaña de terreno a la isla Robinson Crusoe los días 20-28 de enero de 2012 por un equipo conformado por los geólogos Luis Lara P., Gabriel Orozco, Mirella Piña y los alumnos memoristas Javier Reyes y Pablo Sepúlveda, como parte del Proyecto Fondecyt N° 1110966: "Nazca Intraplate Volcanism: Geochronology, Magmatic Evolution and Geodynamics of Juan Fernández Ridge". Durante los días 25-27 de enero se trabajó en la zona de estudio ubicada en el sector SO de la isla, específicamente en la localidad de "El Puente", ubicada entre Bahía del Padre y Bahía Carvajal. Allí se hicieron observaciones relevantes para el desarrollo del proyecto, en donde se realizó una descripción detallada de los depósitos sedimentarios, además de una recolección y etiquetado de muestras de distintos lugares.

### **1.5.2. Trabajo de laboratorio**

- Descripción macroscópica de las muestras, por medio de lupas de bolsillo y binocular, para identificar texturas, composición mineralógica y restos fósiles.
- Se realizó un estudio acabado de microscopía petrográfica en cortes transparentes impregnados en los laboratorios del Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin), y así profundizar la descripción, en especial de la composición de cada muestra.
- Se enviaron restos de microfósiles de gasterópodos a laboratorios de Estados Unidos para datación por radiocarbono.

- Se realizó un análisis sedimentológico de granulometría en el laboratorio de sedimentología de la Universidad de Chile. Este proceso comprendía la desagregación granular de cada sedimento, secado en hornos especiales a una temperatura constante de 50°C, para finalmente realizar un tamizado mecánico de los granos en una serie de 14 tamices (0,063-2 mm) de normas ASTM (American Society for Testing y Materials). Este proceso también fue realizado en el mismo laboratorio por medio del instrumento Master Sizer 2000, enfocándose en los sedimentos más finos y además para poder comparar y corroborar los resultados obtenidos con el anterior método.
- Los ejemplares de gasterópodos recolectados fueron identificados en el Museo de Historia Natural. El material ilustrado está conservado en dicha institución (Laboratorio de Malacología).

### **1.5.3. Trabajo de gabinete**

- Recolección de material bibliográfico para contextualizar y comparar información obtenida tanto en terreno como en laboratorios.
- Uso de Software de conteo modal (imágenes de cortes transparentes) para poder realizar clasificación de cada sedimento.
- Uso de softwares de análisis gráficos y estadísticos para estudios de granulometría (Microsoft Office y Dplot), así como de edición (Adobe Illustrator, Google Earth, Global Mapper).
- Finalmente se realizó, tanto la interpretación, discusión y conclusión del estudio, plasmándolo en la confección del presente informe de memoria de título.

### **1.6. Ubicación y vías de acceso**

La isla Robinson Crusoe, integrante del archipiélago Juan Fernández, se ubica en las coordenadas latitud 33°39'S y longitud 78°51'O, frente a las costas chilenas a 667 km de la V Región de Valparaíso (fig. 1-2). Pertenece administrativamente a esta región y conformando la comuna de Juan Fernández. Forma parte del Parque Nacional Archipiélago Juan Fernández y es considerada por la UNESCO como Reserva Mundial de la Biósfera.

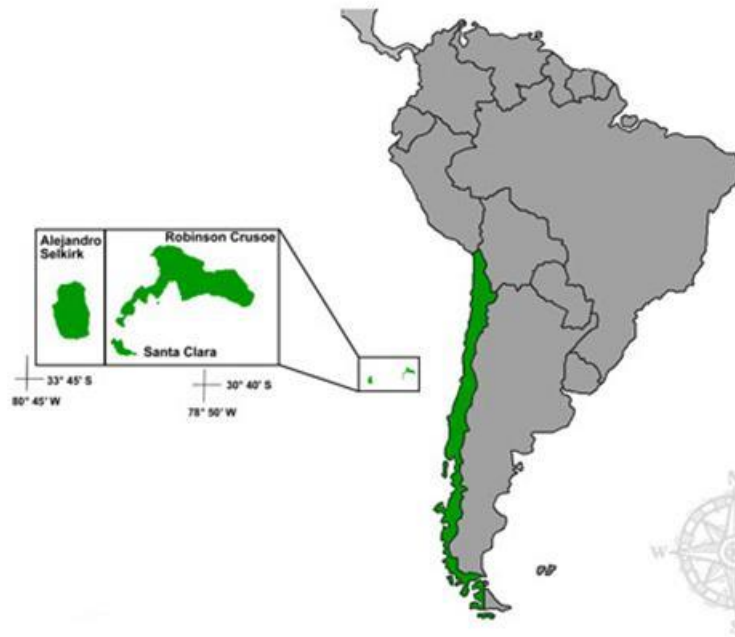


Fig. 1-2: Ubicación del Archipiélago Juan Fernández ([www.rescatemosjuanfernandez.cl](http://www.rescatemosjuanfernandez.cl)).

A la isla se puede acceder a través de 2 medios. Uno marítimo, por medio de la Motonave Antonio, que se encarga además de abastecer los requerimientos de la isla, y que viaja regularmente una vez al mes, en un trayecto de aproximadamente 40 horas para llegar al poblado de San Juan Bautista. El otro es por medio aéreo, realizado actualmente por 2 aerolíneas (Lassa y ATA) en un viaje de aproximadamente 2 horas y 30 minutos, desde Santiago hasta el aeropuerto ubicado en el sector de Tierra Blanca, en el suroeste de la isla, y desde donde se debe tomar una barcaza en el puerto de Bahía del Padre hasta el poblado antes mencionado. Este trayecto terrestre dura 1 hora 20 minutos aproximadamente. Para movilizarse internamente, existen algunos senderos que atraviesan la isla, además de la opción de barcazas.

Para acceder a la zona de estudio (fig. 1-3) en El Puente (Bahía del Padre-Bahía Carvajal) se puede recorrer por un sendero que cruza la isla desde el poblado San Juan Bautista hasta el aeropuerto y desde ahí tomar el camino que lleva hacia el puerto de Bahía del Padre.



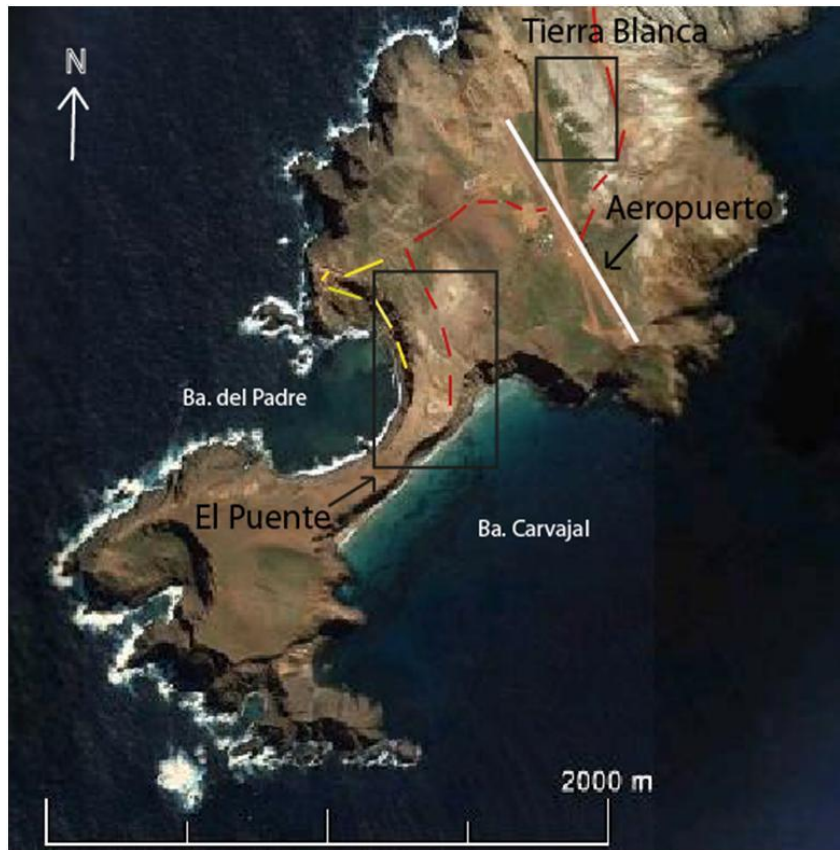


Fig. 1-3: Imagen satelital de Google Earth de la zona de estudio y sus vías de acceso. En recuadros se muestra las zonas de estudio en Tierra Blanca cerca del aeropuerto y en El Puente (principal zona de estudio) entre las bahías del Padre y Carvajal. Líneas discontinuas rojas muestran recorrido desde el poblado hacia aeropuerto, y desde el aeropuerto hacia El Puente. Líneas discontinuas amarillas muestran el recorrido desde el puerto de Bahía del Padre hasta El Puente.

## **2. MARCO GEOLÓGICO**

La cadena volcánica del archipiélago Juan Fernández se extiende en forma perpendicular a la fosa Chile-Perú. En su conjunto las tres islas (Robinson Crusoe, Santa Clara y Alejandro Selkirk) tienen una superficie de 99,66 km<sup>2</sup>. Las islas Robinson Crusoe y Santa Clara surgieron, hace 4 Ma atrás, como producto del volcanismo submarino que fracturó la corteza oceánica. El volcanismo en la isla Robinson continuó hasta alrededor de 3,1 Ma atrás. Luego fenómenos geológicos provocaron un colapso, que separó a ambas islas (Danton, 2004 citando a Nathland, 2003). Alejandro Selkirk surgió como isla más joven, con una edad de 1,3 Ma, y una formación persistente hasta hace 0,85 Ma atrás. Estas islas son enteramente de origen volcánico, lo que les impone una monotonía litológica (en especial Robinson Crusoe y Santa Clara). Básicamente esta consiste en una sucesión poco perturbada de corrientes lávicas normalmente de composición básica, alternadas con depósitos de aglomerados y tobas volcánicas alteradas, que forman potentes macizos estratificados atravesados localmente por numerosos diques de similar composición petrográfica a las rocas de caja (Ortiz y Campillo, 1982). En ciertas zonas se pueden identificar ciertos niveles sedimentarios (costeros y netamente continentales) sobreyaciendo toda la sucesión (Valenzuela, 1978; Ortiz y Campillo, 1982; Morales, 1987).

### **2.1. Islas Robinson Crusoe y Santa Clara**

La conformación volcánica de la isla Robinson Crusoe permite reconocer dos unidades geomorfológicas, la primera presenta una dirección noroeste de 12 km de longitud por 3 km de ancho y se une al extremo oeste por una península de 6 km de longitud por 1 km de ancho. Actualmente se encuentra fuertemente erosionada por efectos marinos y sub-aéreos que han modificado la mayor parte de la forma volcánica original.

En general el relieve es escarpado, y hacia la parte norte de la isla se ubican las mayores elevaciones, como el cerro El Yunque de 915 msnm (Skottsberg, 1920; Ortiz y Campillo, 1982). Las localidades de Bahía Cumberland, La Vaquería, Puerto Inglés y Puerto Francés se encuentran alineados en dirección noroeste, lo que refleja la tendencia de la morfología de la isla en esa dirección. El centro volcánico más evidente está en sector La Vaquería. A pesar que la ladera exterior del volcán ha sido fuertemente erosionada, la forma del cráter es muy clara y la pendiente de escurrimiento de lavas está presente por los acantilados. El sector SO de la península (donde actualmente se ubica el aeródromo Robinson Crusoe), muestra rasgos morfológicos muy diferentes al resto de la isla, con altitudes bajas (50-150 msnm), superficies suaves y onduladas, donde se encuentran pequeñas colinas correspondientes a centros eruptivos; las lavas de la península son muy diferentes a las encontradas en el macizo principal, ya que en la isla predominan lavas sobre depósitos piroclásticos y aglomerados. Así también hay escorias y cenizas en el sector del cerro Tres Puntas y la zona entre Bahía Cumberland y Puerto Francés. Estas lavas se componen de basaltos picríticos con olivino, piroxeno y feldespato.

El caso de Santa Clara es similar. También conocida como islote Santa Clara, es una pequeña isla de 2,2 km<sup>2</sup> y altura máxima de 375 msnm que presenta una similitud geomorfológica a Robinson Crusoe, lo cual es consecuencia de la proximidad de ambas masas de tierra (1 km) y las lavas de basaltos feldespáticos alteradas presentes en Santa Clara que también se observan en Robinson Crusoe. Se considera a Santa Clara como una estructura volcánica mayor asociada a la zona de la península suroeste de Robinson Crusoe.

En tiempos más recientes se han relacionado niveles superiores de cenizas con columnas de humo y fuego asociadas a explosiones submarinas ocurridas en la vecindad de la isla, y que han sido registrados en crónicas acerca de un evento del 20 de febrero de 1835 (Ortiz y Campillo, 1982).

### 2.1.1. Unidades litológicas

Sobre la base de características litológicas, morfológicas, volcánicas y cronológicas se han identificado distintas unidades litológicas entre las que se encuentran (llamadas informalmente); “Secuencia Punta Larga”, “Secuencia Puerto Inglés”, “Secuencia Bahía del Padre”, “Intrusivo de Punta Larga”, “Cuerpos Subvolcánicos Basálticos”, “Estratos de Bahía Tierra Blanca” y “Depósitos Aluviales Indiferenciados”. Además, varias de estas unidades se encuentran atravesados por diques sub-verticales de similares características petrológicas que la roca de caja (Morales, 1987). En la figura 2-1 pueden observarse las distintas unidades y su ubicación.

“Secuencia Punta Larga”: Corresponde a coladas continuas de lava basáltica de color gris-verdoso, con escasa presencia de fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno en una masa fundamental afanítica, con cierta mineralogía de alteración como clorita y epidota que le confiere ese color verdoso (Morales, 1987). Se encuentran ubicadas principalmente entre el cerro Tres Puntas y Punta de Isla (sector SO de la isla R.C.) de orientación NE-SO, también halladas en el islote Santa Clara con la misma orientación. Su espesor no se conoce con certeza, siendo estimado un valor mínimo de 832 m, encontrándose subyaciendo discordantemente en algunas zonas a la Secuencia Puerto Inglés, en otras a la Secuencia Bahía del Padre y también a depósitos sedimentarios de los Estratos de Bahía Tierra Blanca. Presenta una edad de  $5,8 \pm 2,1$  Ma (Stuessy *et al*, 1984).

Presenta un intrusivo félsico en contacto por intrusión con la roca de caja conocido como Intrusivo de Punta Larga, el que se encuentra distribuido de forma irregular, de color gris a blanco (carácter leucocrático) con tonos verdosos y amarillentos, presentando minerales del tipo feldespato potásico, plagioclasa y en menor medida cuarzo y clinopiroxeno (Morales, 1987).

“Secuencia Puerto Inglés”: Corresponde a lavas basálticas con intercalación de tefras. Comprende tres unidades dependiendo de las características mineralógicas, texturales y estructurales. Los espesores de estas tres unidades (inferior, media y superior) corresponderían a 408, 742 y 507 m respectivamente (Morales, 1987). La unidad

inferior sobreyace discordantemente en el sector de Cordón Escarpado y en islote Santa Clara a la secuencia Punta Larga. Está compuesta por brechas piroclásticas de tonalidad grisáceo con fragmentos subangulosos, por tobas cristalinas con fragmentos de plagioclasa y clinopiroxeno de color gris-verdoso, y por basaltos grisáceos oscuros de texturas afanítica y porfídica de cristales de clinopiroxeno, plagioclasa y olivino. Por su parte, las unidades media y superior se componen de flujos de lavas basálticas de color gris-verdoso a gris-rojizo en la unidad media y de color gris para la unidad superior, presentando algunos horizontes brechosos, siendo muy similares entre sí. Se componen principalmente de cristales de olivino, plagioclasa y clinopiroxeno, llegando a ser destacable la cantidad de olivino en la unidad media (Morales, 1987). La presencia de material piroclástico indica un ambiente subaéreo para su depositación. Presentan edades entre  $4,23 \pm 0,16$  y  $3,0 \pm 0,4$  Ma (Stuessy *et al*, 1984, Lara *et al.*, en prep.) para la unidad media de la “secuencia”.

“Secuencia Bahía del Padre”: La “secuencia” se caracteriza por un conjunto de basaltos columnares negros, aglomerados tobáceos rojos, escorias y conglomerados amarillos (no considerados posteriormente por Morales (1987)), con una potencia media de aproximadamente 150 m (Ortíz y Campillo, 1982). Se ubica en la península SO y en el sector NO de la isla R.C. y en algunas zonas del islote Santa Clara. Se encuentra en discordancia angular con las “secuencias” inferiores (Punta Larga y Puerto Inglés). Presenta dos unidades en contacto erosivo entre ellas. El techo de esta “secuencia” se dispone en discordancia erosiva bajo depósitos sedimentarios de los “Estratos de Bahía Tierra Blanca”. Posee un espesor de 270 m, estimándose para la unidad inferior unos 95 m y para la superior de unos 175 m (Morales, 1987). La unidad inferior se compone de brechas y tobas de lapilli, con fragmentos de escorias de composición basáltica de color gris claro a oscuro y formas angulares principalmente. Sobre este nivel se encuentran estratos de cenizas y tobas de cenizas medianamente consolidadas de color amarillo pardo, con presencia de fragmentos pumíceos en los niveles superiores. La unidad superior se compone de lavas basálticas color gris oscuro con intercalaciones de material piroclástico. En este nivel el aglomerado tobáceo rojo cubre y es cubierto por basaltos vesiculares negros, ambos disminuyen su potencia hacia el extremo occidental de la isla al subir topográficamente, mostrando características lenticulares (Ortíz y Campillo, 1982). Según Morales (1987) los piroclastos serían tobas rojizas (por oxidación) de ceniza y de lapilli de composición basáltica y origen juvenil. Cubriendo la “secuencia” se encuentra una delgada capa horizontal de tobas rosado-blanquecinas medianamente soldadas de 1 m de espesor, de aparente carácter riodacítico (Ortíz y Campillo, 1982). La edad de la “secuencia” varía entre  $1,2 \pm 0,2$  y  $1,2 \pm 0,8$  Ma (Lara *et al.*, en prep.).

La regularidad de los flujos de lava y la presencia de conos de ceniza limitados en su extensión, así como las características petrológicas de los depósitos piroclásticos, sugieren un volcanismo subaéreo con facies submarinas en la actividad inicial (Morales, 1987).

“Estratos de Bahía Tierra Blanca”, “Depósitos Aluviales Indiferenciados” y “Arenas Eólicas”: Los primeros corresponden a arenas medianamente consolidadas y fosilíferas, que se restringen exclusivamente al sector de Bahía del Padre y Tierra Blanca (Ortiz y Campillo, 1982). Específicamente se encuentran depósitos de arenas calcáreas en la

base que gradan a arenas tobáceas en niveles superiores (Morales, 1987), con gran contenido fosilífero entre los que se encuentran *Succinea* sp., *Distoechia* sp., *Bythinia* sp., *Orcula* sp., *Tropicorbis*, *Ena* sp. y *Cyrena* sp. en las tobas arenosas y *Acanthina* sp., *Lima* sp. y fragmentos de bryozoa en la zona de transición entre las arenas calcáreas y las arenas tobáceas (Valenzuela, 1978). Las especies reconocidas en la zona de transición entre las arenas calcáreas y tobáceas evidencian condiciones marinas, mientras que las restantes sugieren interacción con un ambiente lacustre dulce acuícola adyacente. Sin embargo, Ortiz y Campillo (1982) no encontraron evidencias determinantes de un origen marino, siendo más probable un origen eólico por su expresión geomorfológica en el proceso de depositación. Hacia el oriente del aeródromo predominan los colores blancos que a medida que van disminuyendo su expresión hacia el oriente de Tierra Blanca pueden observarse numerosos clastos angulosos como componentes de las arenas, haciendo al conjunto un carácter más brechoso. Sobreyacen a unidades de “Secuencia Punta Larga” y en algunos sectores a la “Secuencia Bahía del Padre” en forma de discordancia angular. Su espesor varía según la localidad, pero se estima entre 30 cm y 5 m. El contenido fosilífero permite asignar una edad pleistocena-holocena, basada en la identificación de especies similares en los depósitos cuaternarios de la laguna de Tagua-Tagua estudiados por Covacevich (1971) y Valenzuela (1978).

Los “Depósitos Aluviales” presentan principalmente clastos tamaño grava subangulares a subredondeados inmersos en una matriz de arena y limo de color pardo, con mala selección (Morales, 1987). Estos depósitos aluviales afuncionales corresponden a restos de conos de deyección en las desembocaduras, disectados por lechos fluviales actuales dejando escarpes inestables de más de 4 m de desnivel (Ortiz y Campillo, 1982).

Finalmente al SO del aeródromo se encuentran arenas eólicas (dunas) amarillo-pardas (Morales, 1987). Estos depósitos corresponderían a médanos actuales activos, en los cuales Ortiz y Campillo (1982) reconocen dos unidades. Uno se ubica en la continuación nororiental de El Puente con dunas menores en forma de barjanes incipientes constituidos por arenas finas pardo-amarillentas, que siguen en movilización en dirección del viento. La segunda unidad se halla justo al norte de las anteriores, reposando sobre la ladera sur de un cerro, disminuye su espesor con la altura y es intersectado por el camino que une Bahía del Padre con el aeródromo. Ambos depósitos presentan sedimentos sueltos en constante movilización.

## 2.2. Isla Alejandro Selkirk

Se le conoce como isla de Masafuera ( $33^{\circ}46'S - 80^{\circ}46'O$ ) y está ubicada a 120 km de Robinson Crusoe. Tiene una superficie de 49,52 km<sup>2</sup> y fisiográficamente presenta una forma ovoidal compacta cuyo eje mayor tiene dirección N-S, presentando costas fuertemente escarpadas y derrumbes a sus pies. El cerro Los Inocentes de 1.650 msnm representa su punto más alto (Ortiz y Campillo, 1982). Posee rasgos geomorfológicos muy diferentes a Robinson Crusoe y hacia el sector occidental es posible encontrar acantilados de casi 1.000 m. La zona más oriental presenta pendientes menos abruptas cruzadas por valles o estrechas quebradas, lo que permite un ascenso hacia zonas más altas. Las zonas de playas o zonas bajas, compuestas principalmente de rocas volcánicas, son al igual que en Robinson Crusoe escasas, siendo las más extensas en "Playa del Buque Varado" hacia el sector noroeste y "Playa Larga" hacia el suroeste (González-Ferrán, 1987). Autores como Quensel (1953) y Hagerman (1924) (citados por González-Ferrán, 1987) describieron su geología como basaltos feldespáticos escoriáceos vesiculares, en el nivel inferior, y lavas densas y compactas de basaltos olivínicos en sus nivel superior. En tanto que para Ortiz y Campillo (1982) la composición corresponde al igual que para Robinson Crusoe y Santa Clara de corrientes lávicas de basaltos y depósitos piroclásticos del tipo aglomerados, tobas y tobas soldadas.

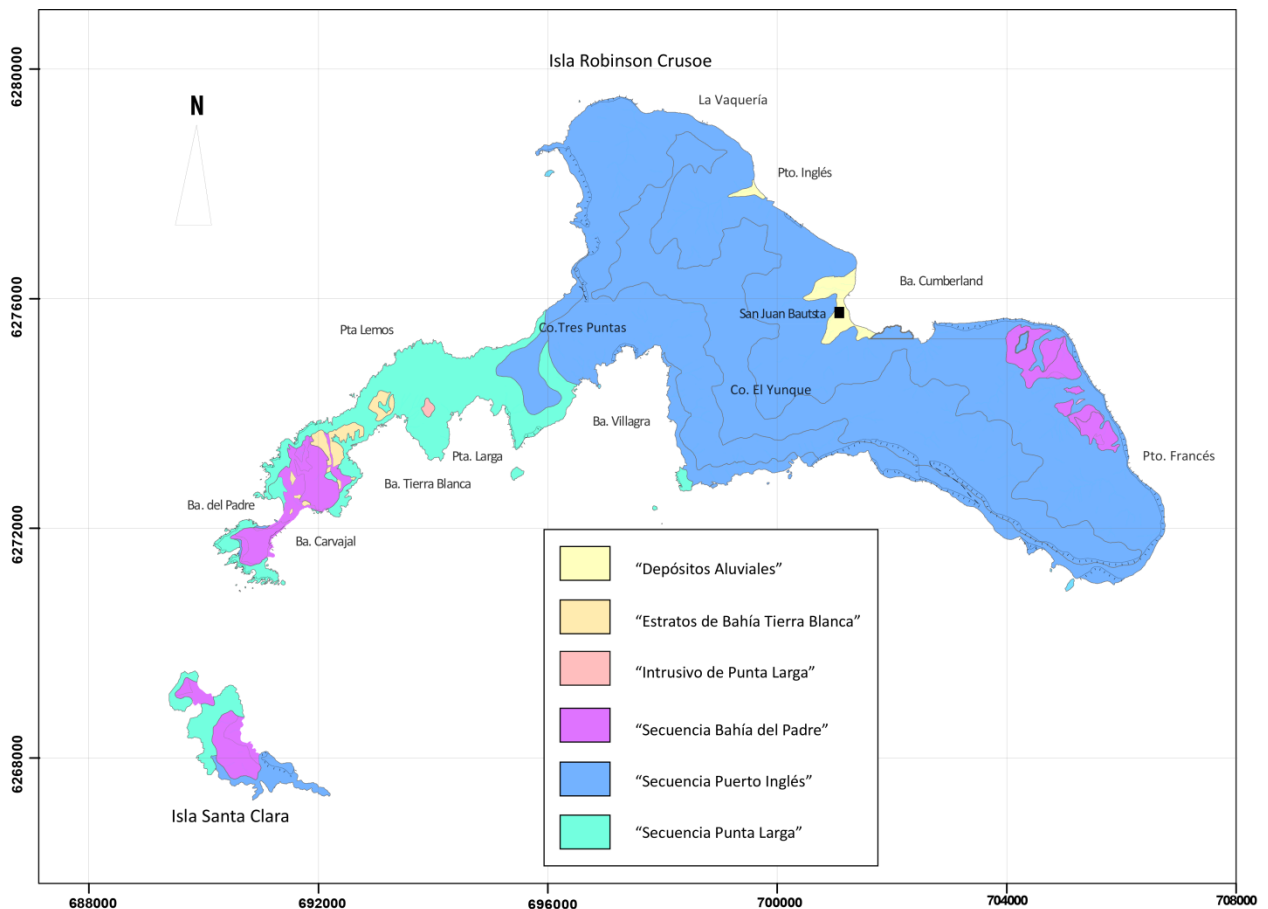


Fig. 2-1: Mapa geológico de la isla Robinson Crusoe y la isla Santa Clara identificando las distintas secuencias.

### 3. MARCO TEÓRICO

#### 3.1. Sedimentos y facies costeros

El ambiente litoral o costero ha sido el medio sedimentario más ampliamente estudiado, gracias a su facilidad de acceso. En este ambiente se desarrollan, entre otros ambientes, playas y dunas costeras.

En playas bien desarrolladas los sedimentos son transportados en suspensión por las mareas, pero principalmente por corrientes generadas por olas, entre las que se cuentan las corrientes paralelas a la costa (“longshore currents”), corrientes de resaca (“rip currents”) y por la acción combinada de olas y corrientes. Este tipo de depósito se caracteriza por alcanzar unos 10-20 m de espesor, hasta 100 m de ancho y kilómetros de longitud. Generalmente está conformado por granos de arena y su distribución de granos presenta buena selección y asimetría negativa. La mayoría de los sedimentos que forman los depósitos son suministrados por la acción de ríos para luego ser depositados por corrientes y mareas antes mencionadas.

Existen varias formas de describir y dividir la zona litoral. Entre estas, nos enfocaremos en la división en función del rango mareal (submareal o frente de playa, intermareal o playa y supramareal o trasplaya) en la costa y de las dunas costeras en un ambiente más transicional (Corrales, 1977; Spalletti, 1980; Boggs, 2006), como se observa en la figura 3-1.

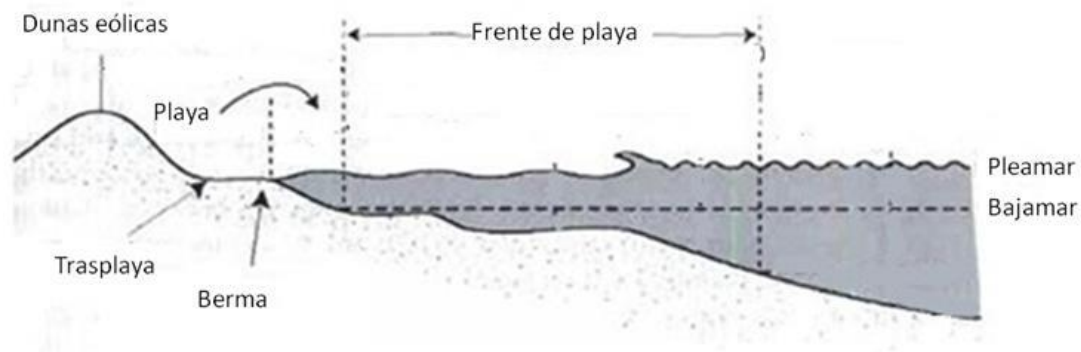


Fig. 3-1: Perfil del sector litoral basado en la clasificación de Boggs (2006).

Básicamente, en costas mesomareales los distintos subambientes se caracterizan por las siguientes cualidades:

Zona Submareal (“facies de frente de playa”): Es la parte más distal y profunda de la playa y da paso gradualmente a la plataforma interna. El límite entre ambas es fluctuante, pues se establece a partir del nivel medio de base del oleaje de buen tiempo,

y se extiende a una cierta distancia que se denomina zona de transición (Boggs, 2006). En la parte más distal del submareal (frente de playa inferior) el sedimento más característico oscila entre material fino tipo limo y arena muy fina con laminación paralela de baja energía y laminación cruzada, comúnmente bioturbada (Le Roux, 2012). Durante los períodos de buen tiempo, la actividad orgánica es tan intensa que la bioturbación llega a borrar la laminación interna. Hacia la zona más proximal (frente de playa superior), el grano de sedimento aumenta a tamaños de arena media a gruesa (Le Roux, 2012), y el efecto del oleaje sobre el fondo se deja notar más, pudiendo generar ondulitas y óndulas que se pueden organizar en barras submareales.

Zona Intermareal (“facies de playa”): Ocurre entre el nivel de marea baja y el de marea alta (Corrales, 1977; Boggs, 2006). Es la zona más sensible a los cambios de la pendiente por variación en el tamaño de grano y/o de tipo de oleaje. El proceso dominante es la batida del oleaje que selecciona y redondea muy bien la arena y genera laminación paralela de régimen de flujo alto inclinada hacia el mar. Los grupos de láminas corresponden a sucesivos episodios de depósito discordantes entre sí, debido a que la pendiente de la playa varía continuamente, separándose por superficies erosivas que reflejan los arrasamientos periódicos que sufre. Algunas de esas superficies pueden trazarse a grandes distancias, pues las modificaciones del perfil son a veces muy severas. Los sedimentos están compuestos predominantemente de arenas fina a media, aunque también se puede incluir gravas y guijarros (Boggs, 2006).

Cuando el suministro de arena es adecuado, el oleaje de buen tiempo tiende a apilar los sedimentos en forma de barras marginales, que al migrar hacia tierra por el efecto conjunto del oleaje y las mareas, producen:

1. Estratificación cruzada planar tabular, debida a la migración de las barras.
2. Artesas, costillas y surcos rellenos por ondulitas.

Zona Supramareal (“facies de trasplaya”): Zona relativamente plana, inclinada suavemente hacia tierra y adyacente a la zona entre mareas, inundada solo durante condiciones de tormenta (Boggs, 2006). El elemento morfológico más característico de esta zona en playas bien desarrolladas (con suficiente suministro de sedimentos y con oleaje de buen tiempo) es la berma. La berma está constituida por una cresta y una superficie plana tendida ligeramente hacia tierra. Es la responsable del perfil convexo y de la mayor pendiente. Puede haber una berma de mareas vivas y otra de mareas muertas. Exceptuando las dunas costeras, la cresta de la berma es la parte más alta de la playa. Suele destruirse total o parcialmente durante las tormentas. Cuando hay oleaje de tormenta se produce un transporte neto de sedimentos desde la parte alta de la playa hacia la zona submareal dando un perfil cóncavo, disminuyendo la pendiente de la playa y organizando los sedimentos en forma de barras subacuáticas. Con oleaje de buen tiempo, los sedimentos se organizan en forma de barras y surcos que van migrando hacia la parte alta del perfil de la playa para alimentar a la berma. La berma se construye por agradación vertical cuando las últimas olas de la pleamar sobrepasan en la batida la cresta de la berma. La lámina de agua se pierde por percolación en el supramareal. El agua sólo cubre la berma en marea alta o cuando el empuje del viento apila agua sobre la orilla. Según va creciendo cada vez es más difícil cubrirla. La



estructura interna de la berma consiste en laminación paralela horizontal o ligeramente inclinada hacia tierra. En detalle, las láminas pueden mostrar microsecuencia de grano selección positiva, cuyo espesor oscila entre 1 y 5 cm. Cada una de estas registra un episodio de inundación de la berma. En períodos prolongados de buen tiempo, el supramareal está sujeto a una importante deflación eólica. El resultado es un activo transporte de arena que se acumula en las dunas costeras (Nichols, 2009).

Dunas eólicas costeras (facies eólicas): Las dunas corresponden a depósitos clásticos de arena formados por la acción del viento que transporta el material y que moldea su forma. Estas arenas eólicas se acumulan en desiertos, líneas de costa y sobre planicies costeras, dependiendo del suministro de arena y la abundancia de vegetación de la cual se aferran. En el caso de dunas costeras, la parte más alejada del mar del supramareal se puede cubrir con vegetación y constituir el núcleo de una acumulación de arena soplada por el viento desde el resto del supramareal, y así ir constituyendo un pequeño cordón dunar que si sobrevive al próximo temporal se irá afianzando. Una de las principales plantas que la vegetan es la *Ammophila arenaria*, la cual ejerce la función de pantalla y facilita la acumulación de arena. Si esta no es lo suficientemente grande como para asfixiar a los rizomas de las plantas, estas vuelven a brotar y así crece la duna en la vertical. Es frecuente ver huellas de actividad orgánica tanto de fauna como de flora (estructuras de raíces). Pueden ocupar extensos territorios. Se caracterizan por presentar estratificación cruzada de gran escala. Texturalmente corresponden a granos de tamaños finos a medio (arena principalmente) bien redondeados y de muy buena selección. Presentan, además, asimetría positiva y un marcado quiebre entre las cargas de tracción, saltación y suspensión. Su contenido de minerales va de feldespático a volcanoclástico con escasez de micas. Es típico ver un color café-rojizo como resultado de la oxidación del hierro contenido en los minerales ferromagnesianos, siendo cada vez más intenso en depósitos de mayor edad. Según su forma y dimensiones puede clasificarse como barján, dunas parabólicas, dunas dikaka, dunas longitudinales y dunas transversales entre otras. Pueden presentar intercalación de granos de distinto tamaño. En zonas de exposición subaérea de interdunas pueden encontrarse marcas de gotas de lluvia, grietas de desecación, y en algunos casos superficies de deflación libres de sedimentos que exponen a la roca que subyace, dejando un rastro de guijarros (granos más gruesos que los del depósito) sueltos en la superficie (Boggs, 2006; Nichols, 2009; Le Roux, 2012).

Un tipo particular de duna costera son las constituidas por gran cantidad de granos calcáreos, denominadas eolianitas (dunas calcarenitas), cualquiera que sea su forma o estructura. Los granos de estos depósitos corresponden a materiales retrabajados de sedimentos marinos calcáreos superficiales, dentro de los que se encuentran fragmentos de bivalvos, gasterópodos, foraminíferos y otros organismos, y que presentan un tamaño que va generalmente de una fracción de arena fina a media, presentando una buena a muy buena selección. Este contenido calcáreo usualmente representa un 50% o más (Bateman *et al.*, 2004). Exhiben estratificación cruzada a gran escala de varios metros de altura. Suelen tener contactos inferiores irregulares y sobreyacen inmediatamente a depósitos de playa. Presentan por lo general moldes de raíces y en ciertas ocasiones horizontes de suelo. No han sido fácilmente reconocidas

en estudios de subsuelo, probablemente por causa de la erosión a la que son sometidas por el viento durante etapas de disminución del nivel del mar.

### 3.2. Formación de calcretas

En variadas regiones áridas, semiáridas y mediterráneas de estación seca prolongada (Alonso-Zarza y Wright, 2010) se registra la presencia de concentraciones de carbonatos de calcio precipitados y acumulados formando horizontes de suelo cementados, los cuales se conocen como horizontes petrocálcicos, y entre los que se encuentran las calcretas o caliche (Wright y Tucker, 1991). La baja intensidad de las precipitaciones como factor principal, y que bordea los 500 mm al año (Wright y Tucker, 1991) (aunque estudios indican rangos de hasta 1.000 mm/a; Alonso-Zarza y Wright, 2010), impide la lixiviación del ion  $\text{Ca}^{2+}$  del perfil de suelo. El Ca proveniente de la meteorización mineral o de la atmósfera se disuelve en el agua de lluvia, y en presencia de  $\text{CO}_3^{2-}$  precipita como  $\text{CaCO}_3$  con relativa facilidad, debido a la baja solubilidad de este mineral (Pfeiffer *et al.*, 2011). Su formación es de gran interés por la importante información que entregan sobre la reconstrucción de ambientes y ecosistemas pasados, y acerca de los regímenes tectónicos, climáticos y sedimentarios en los que fueron formados (Alonso-Zarza y Wright 2010). Pueden clasificarse en aquellos formados en perfiles de suelo dentro de zonas vadosas (calcretas pedogenéticas) y las formadas alrededor de aguas freáticas en franjas capilares, o, bajo ellas debido al movimiento lateral de las aguas en un proceso de precipitación de las aguas subterráneas (calcretas freáticas) (Alonso-Zarza y Wright, 2010), siendo las primeras las que han recibido mayor atención por presentar un mejor desarrollo en los perfiles. El tiempo de formación para una calcreta madura es aún materia de discusión, llegando a rangos de entre 10.000 y 250.000 años entre distintos autores (Pfeiffer *et al.*, 2011). Existen dos modelos principales para el suministro del carbonato en perfiles de calcretas (Goudie, 1983). En el modelo “*per descensum*” el carbonato penetra el perfil en solución, típico en calcretas pedogenéticas, y por otro lado el modelo “*per ascensum*” en donde el carbonato se obtiene desde las aguas freáticas.

Así, principalmente en desiertos y zonas costeras con bajas precipitaciones, es común encontrar la presencia de calcretas. Como ejemplo, en la figura 3-2 se aprecia un modelo de formación de calcretas y evolución geomorfológica en una terraza marina en Tongoy (Chile) debido básicamente al material carbonatado de los fragmentos de conchas luego de una exposición subaérea de la terraza (Pfeiffer *et al.*, 2011): i) Zona alta de playa en donde son transportadas hacia la tierra (izquierda) los fragmentos de conchas cubiertos por depósitos eólicos. ii) El agua escurre produciendo erosión en depresiones y se forman calcretas laminares por el estancamiento de las aguas. iii) Formación de calcretas brechizadas y depósitos redistribuidos. iv) Crestas de playas preservadas por calcretas laminares y brechizadas.

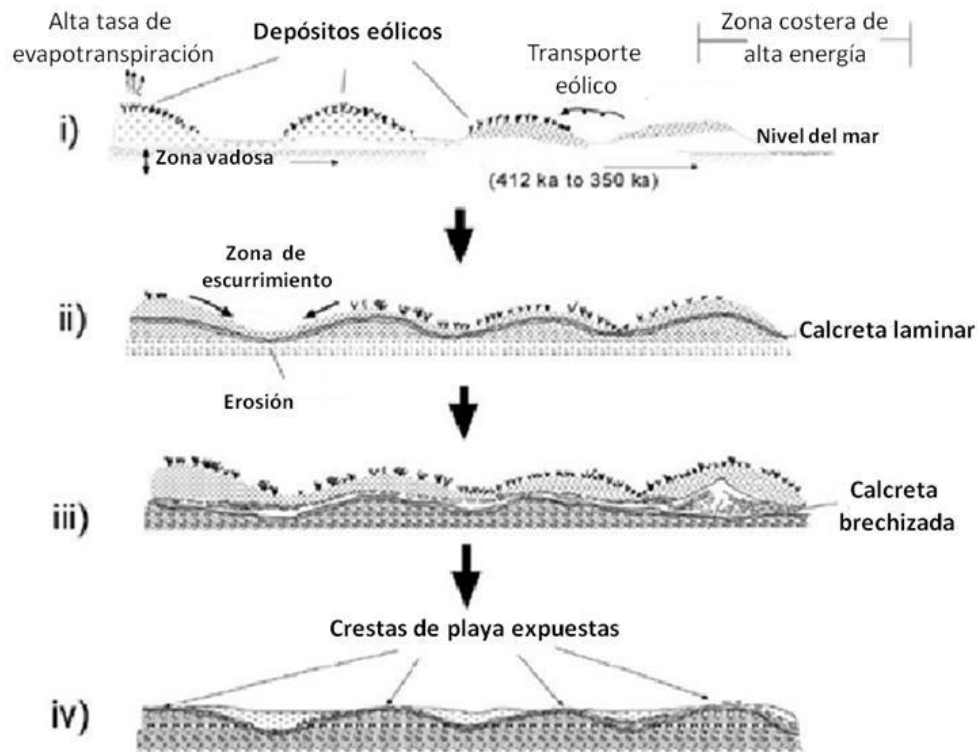


Fig. 3-2: Desarrollo geomorfológico de calcretas en la zona costera de Tongoy (Chile), sobre una terraza marina (modificado de Pfeiffer *et al.*, 2011)

En regiones costeras tiene lugar una situación especial con los depósitos de eolianitas, cuando son expuestos a períodos de fuerte aridez, pues provocan la formación de una costra calcárea o calcreta, sobre la superficie del terreno. Esto puede apreciarse, debido a cambios climáticos globales, en la denominada Gran calcreta en las islas de Fuerteventura y Lanzarote en las Islas Canarias (Meco, 1993, 2008), presentando 3 etapas (fig. 3-3):

- I. Etapa de dispersión eólica pliocena:
  - A. Formación y acumulación en la plataforma litoral de arenas biogénicas en condiciones climáticas muy cálidas y húmedas (Meco, 1993, 2008).
  - B. Exposición aérea de los depósitos marinos favorece la remoción y transporte de las arenas por los vientos dominantes (alisios) hacia zonas accesibles del interior de la isla y que recubren la mayor parte de ella (Meco, 1993, 2008).
- II. Etapa de formación de la calcreta durante el Pleistoceno temprano.
  - C. La superficie de las dunas se encostra por evaporación y ascenso por capilaridad del carbonato cálcico biogénico en una etapa más árida. La costra puede alcanzar en algunos puntos varios metros de espesor. Debajo, las arenas permanecen sueltas y protegidas de los vientos (Meco, 2008).
- III. Etapa de fragmentación de la calcreta durante la primera mitad del Pleistoceno medio

- D. La calcreta o tosca blanca en la isla se erosiona formando ventanas que permiten la remoción de las arenas sueltas que están debajo y se forman nuevas dunas constituyendo finalmente los “jables” y aportando arenas blancas a las playas actuales como las de Sotavento de Jandía. La fuente de las arenas es siempre la misma que en A y actualmente su circulación está impedida en gran medida por las urbanizaciones turísticas de modo que finalmente las playas de arena blanca lo serán de rocas basálticas negras (Meco, 2008).

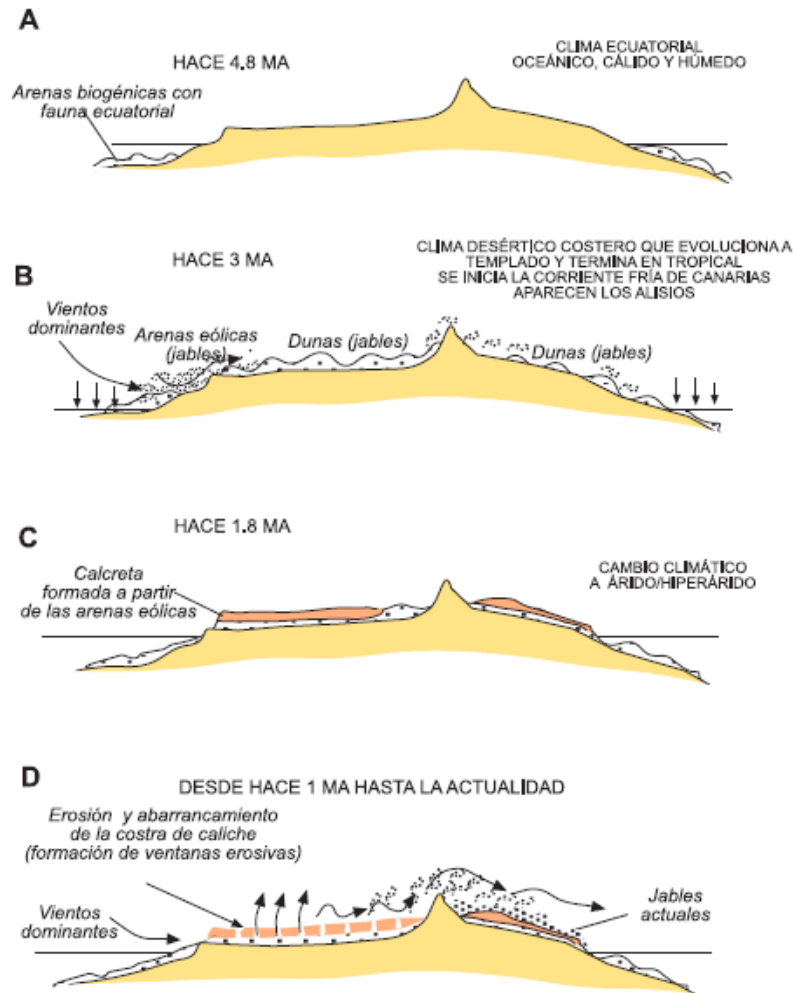


Fig. 3-3: Hace un millón de años, en el Pleistoceno temprano termina la gran calcreta y es precisamente en la primera mitad del Pleistoceno medio cuando se instala un fuerte período de denudación y la incisión de la red de barrancos actual. Estas incisiones, al romper la calcreta protectora de importantes acumulaciones de arenas, son las que van a permitir la reactivación eólica, formándose las nuevas dunas pleistocenas. La Gran calcreta sólo se forma a partir de las dunas pliocenas en un período en que el viento deja el protagonismo a las aguas pluviales hasta el inicio del Pleistoceno (1,8 millones de años) cuando ocurre la aridez necesaria para formar la calcreta, y cuyas arenas bioclásticas son la fuente del carbonato cálcico (Meco, 1993, 2008).

### 3.3. Análisis de los sedimentos

Los sedimentos detríticos terrígenos están constituidos por fragmentos, tanto de minerales detríticos como partes de rocas o fragmentos líticos, los cuales son transportados por distintos agentes desde la fuente de origen hasta el lugar de depósito. Estos sedimentos pueden ser estudiados según su composición y textura, especialmente en los ámbitos de estratigrafía y sedimentología, para así poder interpretarlos y clasificarlos. Entre estos estudios se tiene, por un lado, los análisis macroscópicos y microscópicos texturales y composicionales, que junto al análisis granulométrico sirve para entender el origen y ambiente de depositación (Folk, 1974; Pettijohn *et al.*, 1987), y por otro, el análisis de proveniencia según la composición (Dickinson y Suczek, 1979).

#### 3.3.1. Descripción general y clasificación de sedimentos detríticos

Las rocas sedimentarias y/o sedimentos pueden clasificarse en primera instancia por el método del tamaño de grano o granulometría, basado en la escala propuesta por Udden (1914) y Wentworth (1922), sin importar la composición de los granos. Esta escala (fig. 3-4) propone la distinción a grandes rasgos de 3 grupos dependiendo del tamaño de grano. Las gravas corresponden a granos de tamaños mayores a 2 mm, las arenas a granos de tamaños menores a 2 mm y mayores a 0,063 mm y fango o lodo (limo y arcilla) con tamaños menores a 0,063 mm, teniendo su símil en rocas sedimentarias de conglomerados, areniscas y fangolitas (limolita y arcillolita) respectivamente.

mm	phi	Name	
256	-8	Boulders	Gravel Conglomerate
128	-7		
64	-6	Cobbles	
32	-5		
16	-4		
8	-3	Pebbles	
4	-2	Granules	Sand Sandstone
2	-1	Very coarse sand	
1	0	Coarse sand	
0.5	1	Medium sand	
0.25	2	Fine sand	
0.125	3	Very fine sand	Mud Mudrock
0.063	4	Coarse silt	
0.031	5	Medium silt	
0.0156	6	Fine silt	
0.0078	7	Very fine silt	
0.0039	8	Clay	

Fig. 3-4: Escala de tamaño de granos (Udden, 1914; Wentworth, 1922).

Una clasificación textural de las rocas sedimentarias clásticas entregada por Folk (1974) puede obtenerse de la presencia y porcentaje según el tamaño de sus clastos por grupo principal (fig. 3-5).

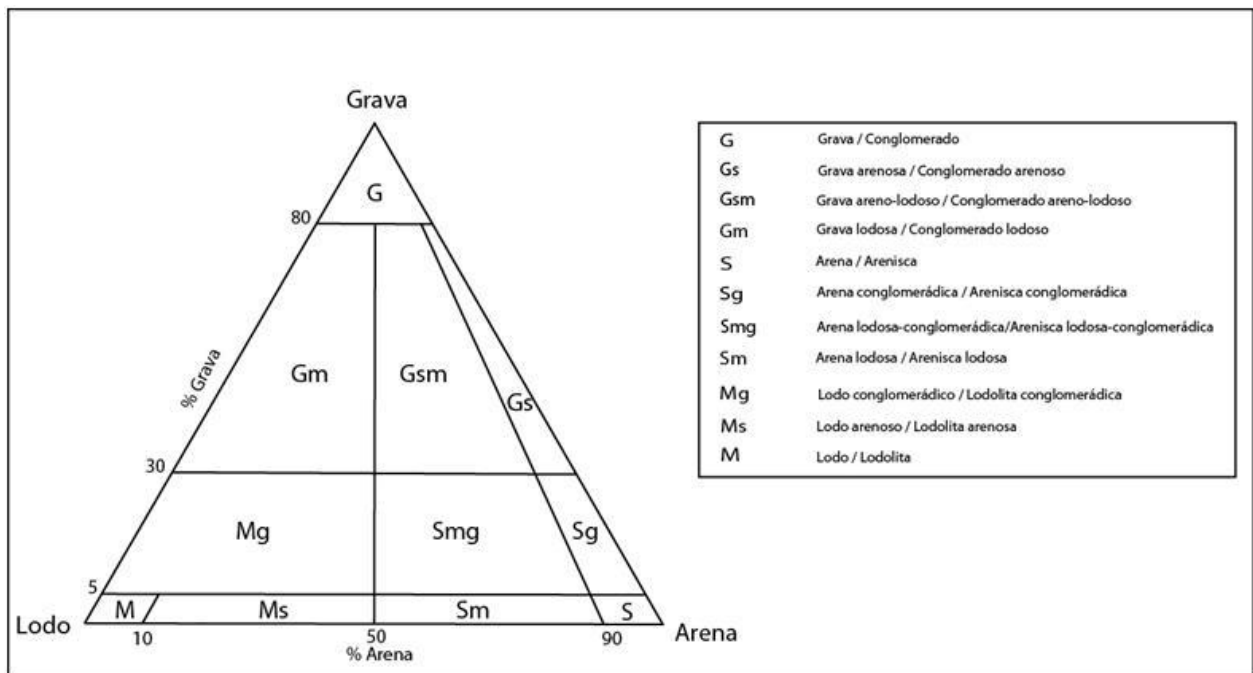


Fig. 3-5: Clasificación textural de rocas sedimentarias dependiendo del tamaño de grano. (Modificado de Folk, 1974)

Junto a esta clasificación, el análisis de la distribución de las partículas presentes en un sedimento (grado de selección o clasificación) indica el origen y el agente de transporte de los sedimentos. El grado de selección (fig. 3-6) se clasifica como mala, pobre, moderada, buena y muy buena.

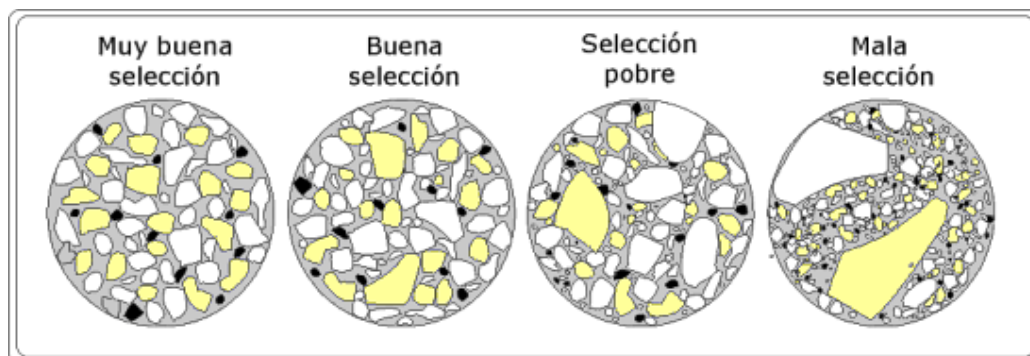


Fig. 3-6: Grado de clasificación o selección en sedimentos vistos en láminas delgadas, según Pettijohn y Cols (1973).

Durante su transporte, los clastos son afectados en repetidas ocasiones por choques con otros clastos y objetos estáticos, dejando rastros de bordes angulosos. En la

medida en este proceso sea prolongado y ocurra agitación de los clastos, habrá un redondeamiento progresivo de éstos. En la figura 3-7 se puede apreciar una clasificación del mismo autor de los distintos niveles de redondeamiento y según el grado de esfericidad.

5. Muy redondeado	4. Redondeado	3. Subredondeado	2. Subanguloso	1. Anguloso	0. Muy anguloso	
						Baja esfericidad
						Alta esfericidad

Fig. 3-7: Grados de redondez en granos de baja y alta esfericidad (Pettijohn y Cols, 1973)

Otra clasificación importante para este trabajo es el que se refiere a la composición mineralógica. El esquema utilizado habitualmente para clasificar areniscas es el propuesto por Pettijohn *et al.* (1987), la cual combina criterios texturales, como la proporción de matriz fina, con criterios composicionales como el porcentaje de presencia de los 3 componentes principales de las areniscas: cuarzo (Q), feldespato (F) y fragmentos líticos (L). Sin embargo, hay casos en donde el contenido de minerales índice es escaso, por el lugar geográfico en que se encuentran o por la geología del lugar circundante. Es por eso que, dependiendo del contenido de los sedimentos, cada autor puede confeccionar un cuadro de clasificación más apropiado, como es el caso de la figura 3-8. Allí, un sedimento (> 50% granos tamaño arena) puede clasificarse según su contenido de bioclastos (B), fragmentos líticos de cualquier origen (L) y minerales (M), tanto pesados (Px+Ol+Op) como livianos (F+Qz). Sus extremos se definen como coquina, litarenita y arena rica en minerales respectivamente.

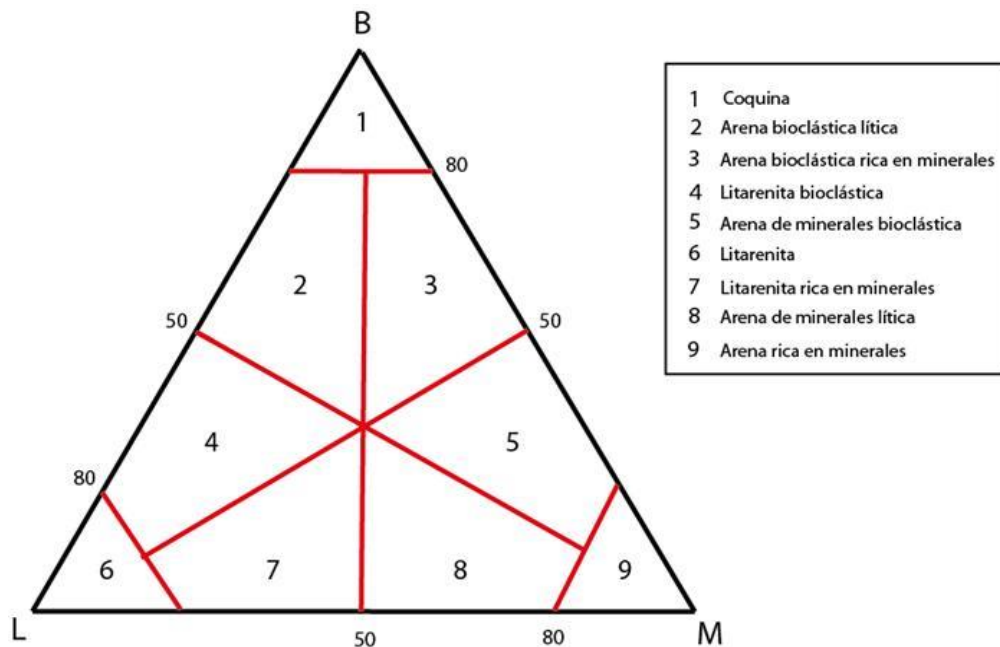


Fig. 3-8: Clasificación de arenas según su contenido de bioclastos (B), fragmentos líticos (L) y minerales (M; pesados (Px+Ol+Op) y minerales livianos (F+Qz)).

Finalmente es necesario acotar el concepto de madurez de un sedimento, que hace referencia al desarrollo alcanzado por los procesos que generaron este tipo de depósito. Se hace la distinción entre madurez textural y madurez composicional. La primera busca detectar procesos tales como transporte y sedimentación, y la selectividad de los mismos, donde se miden parámetros como la proporción de matriz, el grado de selección, redondeamiento y esfericidad de los granos (fig. 3-9). Por otra parte la madurez composicional estudia la presencia de minerales estables y físicamente más resistentes (por ejemplo el cuarzo y minerales más pesados). Sedimentos más inmaduros serán aquellos con mayor contenido de minerales poco estables como el feldespato o fragmentos de roca, y por el contrario, más estables serán si contienen mayor cantidad de cuarzo y otros minerales más estables y resistentes. Normalmente ambos tipos de madurez van asociados, pero existen excepciones como el caso de arenas de playa en islas volcánicas, donde sólo se encuentran minerales inestables.

Una escala de madurez fue propuesta por Folk (1951), que determina lo siguiente:

1. Estado inmaduro: Se caracteriza por presentar más del 5% de matriz, un escaso redondeamiento de los granos y una muy mala selección.
2. Estado submaduro: Presenta menos del 5% de matriz, poco redondeamiento de los granos y mal a regular selección.
3. Estado maduro: Con escaso a nulo contenido de matriz arcillosa, regular redondeamiento y buena selección.
4. Estado supermaduro: Carece de matriz arcillosa, presenta buena redondez de los clastos y una muy buena selección.



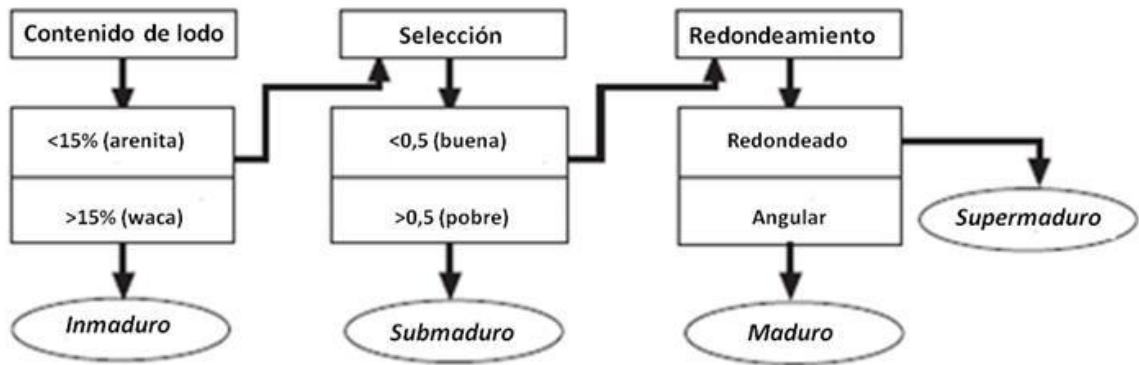


Fig. 3-9: Diagrama de flujo de madurez textural en sedimentos terrígenos clásticos.

Todas estas características texturales y composicionales (sumado a estructuras sedimentarias), proveen información tanto acerca de las condiciones en las cuales se depositó el material como el paleoambiente del que formaban parte, pues estas propiedades, en conjunto, pueden ser apreciables y son típicas de ciertos ambientes, como se muestra en la tabla 3-1.

Tabla 3-1: Propiedades (texturales y composicionales) típicas de algunos ambientes sedimentarios.

	Dunas	Aluviones	Río arriba	Río abajo	Desembocadura	Lago	Litoral
<b>Granulometría</b>	arena-limo	bloques	gravas	arena	arcilla -arena	arcilla	arena-gravas
<b>Clasificación</b>	muy buena	mala	mala	buena	buena	buena	buena
<b>Redondez</b>	redondeado	angular	subredondeado	redondeado	redondeado	-	redondeado
<b>Fósiles</b>	no	no	no	raro	puede ser	si, plantas	si
<b>Tipos de clastos</b>	arena, otros	polimictos	polimictos	cuarzo	cuarzo, arcillas	arcillas, otros	cuarzo, otros
<b>Relación clastos</b>	clastosop.	lodosop.	clastosop.	clastosop.	clastosop.	-	clastosop.
<b>Orientación</b>	-	no	si	si	si	-	no
<b>Roca</b>	arenisca	brecha	conglomerado	arenisca	arenisca fina	lutita	arenisca, conglomerado

### 3.3.2. Granulometría y análisis de ambiente sedimentario

Existen variadas clasificaciones de los ambientes sedimentarios, pero una forma sencilla es la propuesta por Barrell (1906), la cual define a grandes rasgos los siguientes ambientes:

- Ambiente continental: Su depósito ocurre sobre el nivel del mar, tanto en medios acuosos como no acuosos.
- Ambiente litoral o de transición: Ocurre en un ambiente intermedio entre continental y marino. Presencia de depósitos alternados de agua dulce y agua salada.
- Ambiente marino: Viene sujeto a la profundidad del agua de mar y su proximidad a la costa. Presenta distintos tipos de vida bentónica.

Los criterios utilizados son el agente transportador y por qué medio fueron depositados los sedimentos, ya sea por aire, hielo o agua, o específicamente en el caso de los ambientes marinos, la profundidad del agua.

El conocimiento del ambiente en el cual los sedimentos se depositaron es clave para entender principalmente la evolución morfoestructural de la zona estudiada, información obtenida gracias a un análisis sedimentario exhaustivo, el cual consta de la medición de una serie de características tales como la granulometría, además de las dimensiones, color y contenido biogénico del depósito y de un reconocimiento de estructuras sedimentarias.

Una evaluación cualitativa y cuantitativa del porcentaje de diferentes tamaños de granos en sedimentos y rocas sedimentarias clásticas es lo que se realiza en un estudio de granulometría acabado. El método más utilizado y común es el del tamizaje, que consiste en hacer pasar los granos por una pila de varios tamices estandarizados y numerados de distinto ancho de malla, dispuestos a dicho ancho, en general separados por intervalos de medio a una unidad de la escala  $\Phi$ , de esta forma van quedando retenidos los granos de acuerdo a su tamaño. Al pesar el contenido de cada malla, puede ser determinada la distribución de los distintos tamaños de grano considerando dichas variables.

Los resultados de todos estos análisis de tamaño de grano son trazados en gráficos de tres formas distintas: un histograma de barra que muestra el porcentaje del peso de cada fracción de tamaño, una curva de frecuencia y una curva de frecuencia acumulativa (tanto en escala aritmética como probabilística) (Folk, 1974; Le Roux, 2012), como se muestra en la figura 3-10. En la escala  $\Phi$ , los tamaños de granos decrecen de izquierda a derecha.

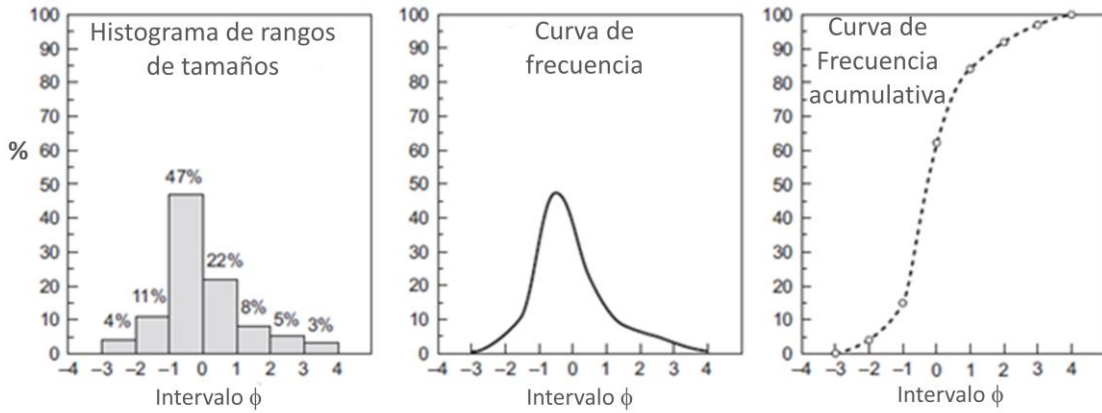


Fig. 3-10: Gráficos trazados con la información granulométrica. Un histograma porcentaje peso por fracción de tamaño, curva de frecuencia y curva acumulativa. En la escala  $\Phi$ , el tamaño de grano disminuye hacia la derecha y aumenta hacia la izquierda (modificado de Folk, 1974).

El valor del tamaño de grano de los intervalos  $\Phi$  proviene de la siguiente ecuación:

$$\phi = -\log_2 d$$

Donde  $d$  es el valor en milímetros del diámetro del clasto. Sus valores correspondientes en la escala propuesta por Udden-Wentworth (1922) se muestran en tabla 3-2.

Tabla 3-2: Valores de  $\phi$  para los distintos tamaños de clastos asociados a la escala Udden-Wentworth (Wentworth, 1922).

Diámetro (mm)	$\phi$
256	-8
64	-6
4	-2
2	-1
1	0
0,5000	1
0,2500	2
0,1250	3
0,0630	4
0,0312	5
0,0156	6
0,0078	7
0,0039	8

El análisis de histogramas permite obtener información acerca de la distribución del tamaño de grano, apreciándose la presencia o no de distintas gamas de tamaños de

granos predominantes (fig. 3-11). Por moda se reconoce al valor que presenta la mayor frecuencia, o sea el tamaño de grano con mayor presencia.



Fig. 3-11: Distribuciones según tamaño de grano (Le Roux, 2012).

Por otra parte, las curvas de frecuencias entregan información del grado de asimetría de la distribución. Asimetrías positivas se dan ante excesos de concentración de material fino (la pendiente más suave o “cola” de la curva tiende hacia la derecha), asimetría negativa en presencia de mayor concentración de material grueso (la pendiente más suave de la curva tiende hacia la izquierda del gráfico), y es simétrica si no hay tendencias hacia los extremos del tamaño del material (fig. 3-12).

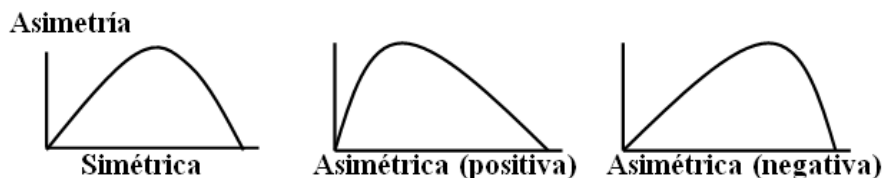


Fig. 3-12: Curvas modelos de asimetría (Le Roux, 2012).

Finalmente la curva de frecuencia acumulativa (en escala aritmética), dependiendo de su forma, entregará información acerca del grado de concentración de partículas que fueron transportadas y depositadas, tanto por medios de tracción, saltación o de suspensión. Dependen de la energía del agente transportador para desarrollar de mejor o peor manera el nivel de aporte de cada medio. La figura 3-13 muestra los rangos en que estos medios se aprecian en una curva acumulativa.

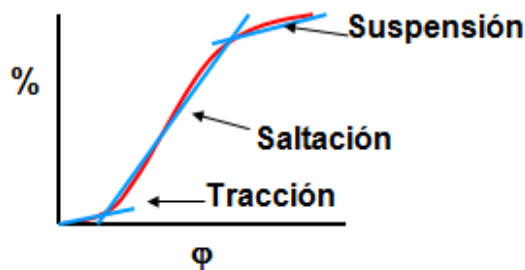


Fig. 3-13: Curva de frecuencia acumulativa destacando la forma en que el agente transporta a los sedimentos hasta su lugar de depósito. (Le Roux, 2012).

Todas estas descripciones entregan estimaciones o características cualitativas, dependiendo del tipo de sedimento que se trate.

Sin embargo, se pueden obtener valores cuantitativos de las distintas características cualitativas por medio de curvas acumulativas en escala probabilística, que se caracterizan por presentar un diseño rectilíneo a partir de una curva normal (en campana) como se muestra en la figura 3-14. El cambio de pendiente en estas rectas, representa un conjunto o población distinta de tamaño de grano. Desde este tipo de gráficos se obtienen los percentiles requeridos para encontrar los valores de cada coeficiente estadístico necesario para la interpretación. Tanto este tipo de grafico (forma de la curva y valores de los coeficientes estadísticos), como el de curvas acumulativas en escala aritmética, son de especial interés para caracterizar y reconocer el ambiente sedimentario del depósito.

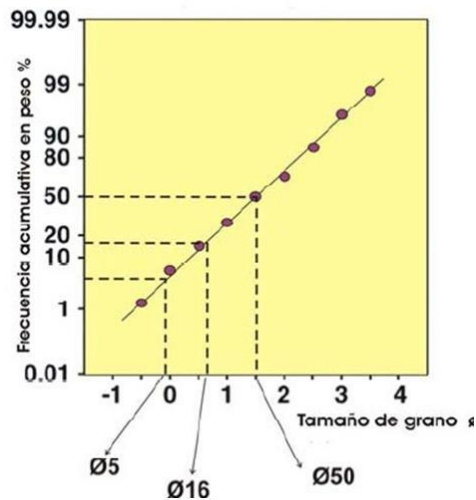


Fig. 3-14: Curva de frecuencia acumulativa en escala probabilística de diseño rectilíneo, de donde se obtienen los valores de los percentiles (Folk y Ward, 1957).

El método de análisis cuantitativo más utilizado para distinguir ambientes a partir de estudios granulométricos es el de los valores de los coeficientes estadísticos (Folk y Ward, 1957), aun cuando últimamente el método de parámetros log-hiperbólico se usa cada vez más. Los coeficientes estadísticos corresponden a ecuaciones matemáticas que se basan en los valores  $\phi$  (grafico frecuencias acumulativas en escala probabilística), dependiendo del porcentaje respectivo (percentil), por ejemplo  $5\phi$ , equivale al valor de  $\phi$  que viene dado por el 5% en la relación de la curva acumulativa en escala probabilística, tal como se puede apreciar en la figura 3-16.

De esta forma, podemos obtener el valor del tamaño medio de grano usando la siguiente ecuación:

$$\text{Medio } (M\phi): (\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84})/3$$

Para el caso de la selección (referido al grado de uniformidad de los tamaños de granos en un sedimento), un valor puede ser calculado para ser interpretado y clasificado como se muestra en la tabla 3-3 (Folk, 1974). Este valor se obtiene de la siguiente ecuación:

$$(\sigma\phi): [(\phi84-\phi16)/4] + [(\phi95-\phi5)/6,6]$$

Tabla 3-3: Escala de valores para el grado de selección (Folk y Ward, 1957).

<b>Selección</b>	
Muy buena	<0,35
Buena	0,35 - 0,50
Moderada	0,50 - 0,71
Mediana	0,71 - 1,00
Mala	1,00 - 2,00
Muy mala	2,00 - 4,00
Extremadamente mala	>4,00

El grado de asimetría se muestra en la escala de Folk y Ward (1957) de la tabla 3-4. Este valor es calculado por la siguiente ecuación:

$$(Sk\phi): [\phi16+\phi84-2\phi50]/[2(\phi84-\phi16)]+[\phi5+\phi95-2\phi50]/[2(\phi95-\phi5)]$$

Tabla 3-4: Escala de valores del grado de asimetría. (Folk y Ward, 1957)

<b>Asimetría</b>	
Muy negativa	-1,0 a -0,3
Negativa	-0,3 a -0,1
Simétrica	-0,1 a +0,1
Positiva	+0,1 a +0,3
Muy positiva	+0,3 a +1,0

El grado de curtosis, que indica si el histograma muestra un peak muy marcado en un cierto valor de tamaño de grano o si muestra un rango mayor de valores predominantes (Lewis y McConchie (1994) según la escala propuesta por Folk (1974)). Si la porción central es mejor seleccionada que los extremos o colas de la curva, esta es llamada leptocurta al mostrar un excesivo y marcado peak, en tanto si la porción central es peor seleccionada que las colas la curva es llamada platicurta y muestra un peak más plano (mientras peor es la selección, mas plana es la curva). Los valores estadísticos se muestran en la tabla 3-5. Este valor viene dado por la siguiente ecuación:

$$(K\phi): (\phi_{95}-\phi_5)/[2,44(\phi_{75}-\phi_{25})]$$

Tabla 3-5: Escala de valores del grado de curtosis (Folk y Ward, 1957)

Curtosis	
Muy Platicurto	<0,67
Platicurto	0,67 - 0,90
Mesocurto	0,90 - 1,11
Leptocurto	1,11 - 1,50
Muy Leptocurto	1,50 - 3,00
Extremadamente Leptocurto	>3,00

La interpretación de la información, tanto gráfica (curva acumulativa de escala probabilística) como matemática (coeficientes estadísticos) es de gran utilidad para discernir e identificar el ambiente sedimentario por el cual fue formado el depósito. En general para depósitos del tipo playa se presenta una buena selección y asimetría negativa, un buen desarrollo de carga de tracción, buena selección de la carga de saltación y una muy pequeña carga de suspensión (fig. 3-15a). En tanto en el caso de ambientes eólicos, estos presentan una buena selección, asimetría positiva y muy buena selección de las cargas de saltación (fig. 3-15b).

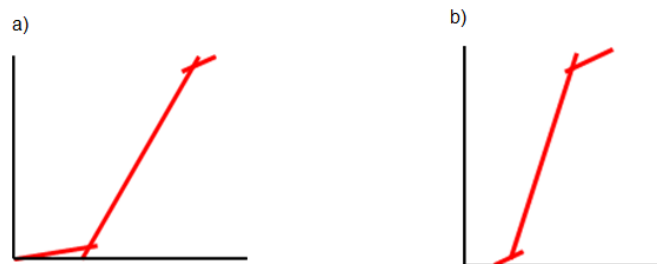


Fig. 3-15: Distribución de partículas depositadas por medios de tracción, saltación y suspensión. a) Pendientes de curva acumulativa de depósitos de playa. b) Pendiente de curva acumulativa de depósitos de dunas.

Los análisis granulométricos proveen información cuantitativa, en particular para análisis y cuantificación de los procesos de transporte y de depósito. A su vez, pueden llevar a errores si el material pertenece a sedimentos retrabajados provenientes de antiguos sedimentos.

## 4. RESULTADOS

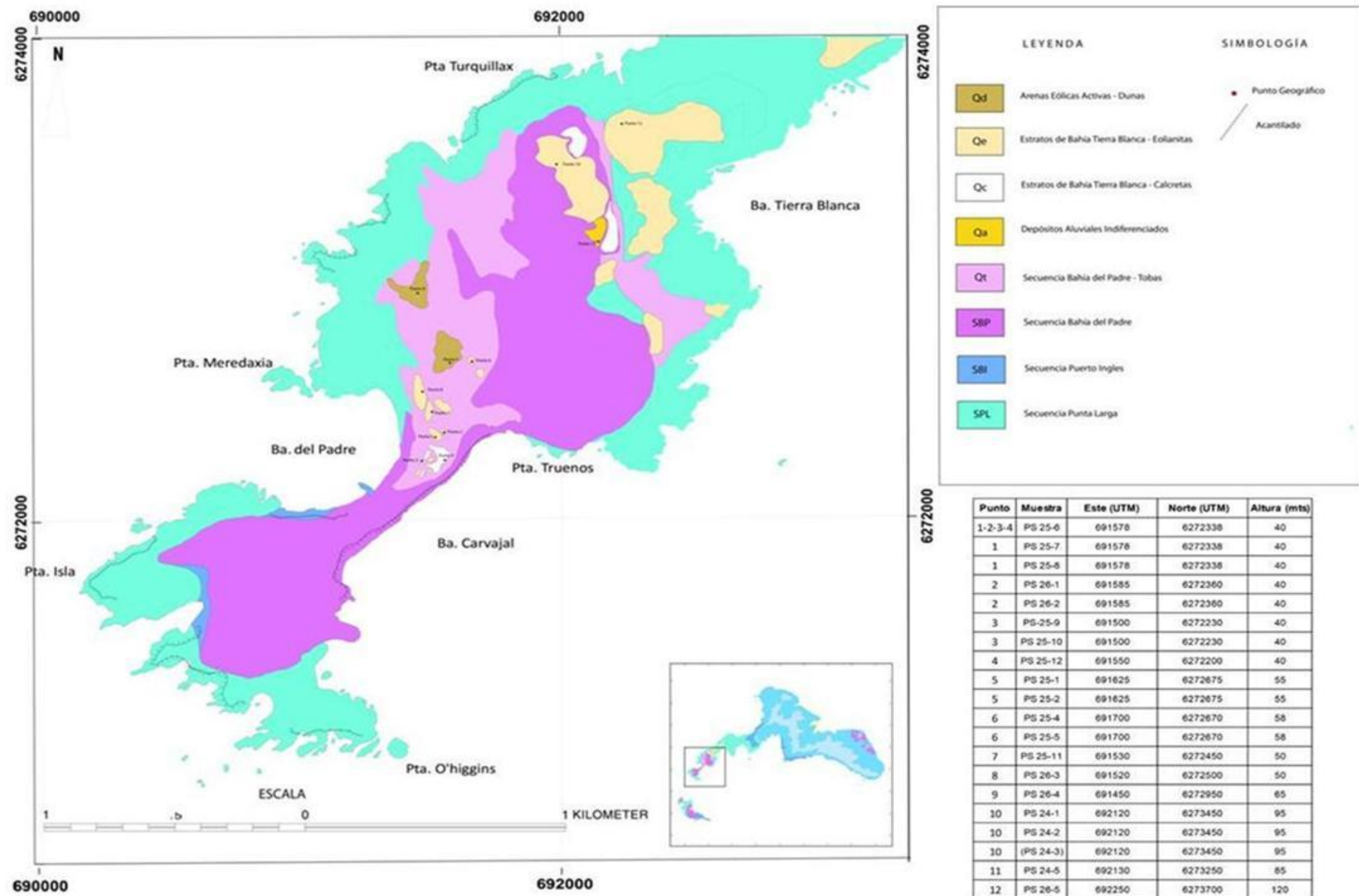


Fig. 4-1: Mapa de la zona de estudio en donde se muestran la ubicación de los sedimentos y puntos geográficos. Sector SO de la isla Robinson Crusoe.



## 4.1. Descripción general de los sedimentos

En esta sección se entrega la información detallada de los depósitos y de las muestras de cada nivel, efectuando una descripción tanto a nivel macroscópico como microscópico. La información viene entregada por puntos geográficos (fig. 4-1) en el sistema de coordenadas UTM con una resolución de 1 m sobre la zona 17H del hemisferio sur, lugar de ubicación de la isla Robinson Crusoe.

### 4.1.1. Puntos 1, 2 y 3.

#### Punto 1

**Este:** 691578

**Norte:** 6272338

**Altitud:** 40 msnm



Fotografía 4-1: Depósitos de donde proceden las muestras PS 25-6, PS 25-7 y PS 25-8. Ubicación 691578 / 6272338.

Corresponde a un depósito que se extiende en dirección NE-SO, ocupando un área de 25 m x 7 m. Se compone de 3 niveles por sobre la roca volcánica más antigua, de donde proceden las muestras (de base a techo): PS 25-6, PS 25-7 y PS 25-8.

- **Columna estratigráfica Punto 1**

Se presenta la columna estratigráfica correspondiente al punto 1, a la que pertenecen las muestras PS 25-6, PS 25-7 y PS 25-8.

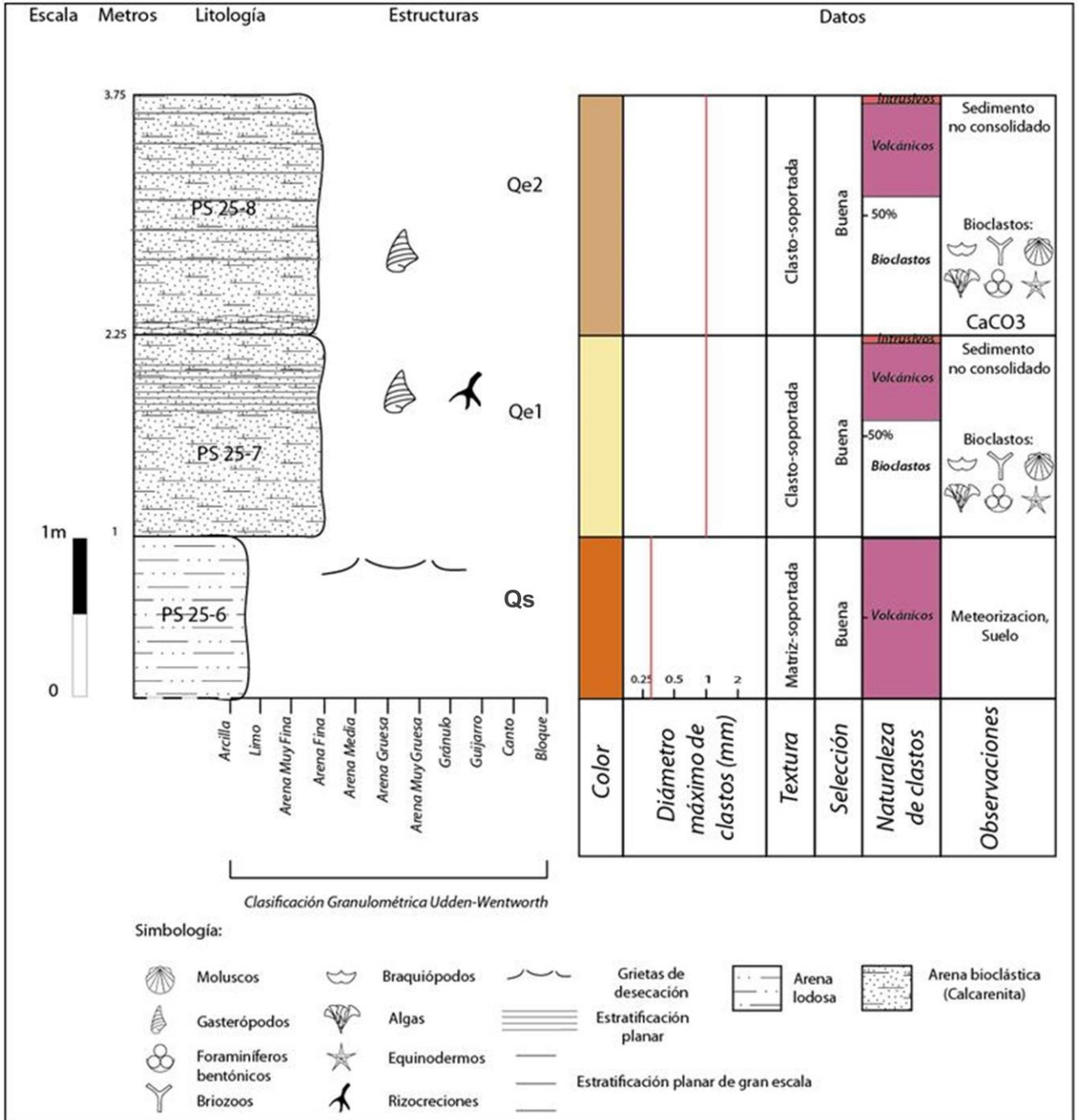
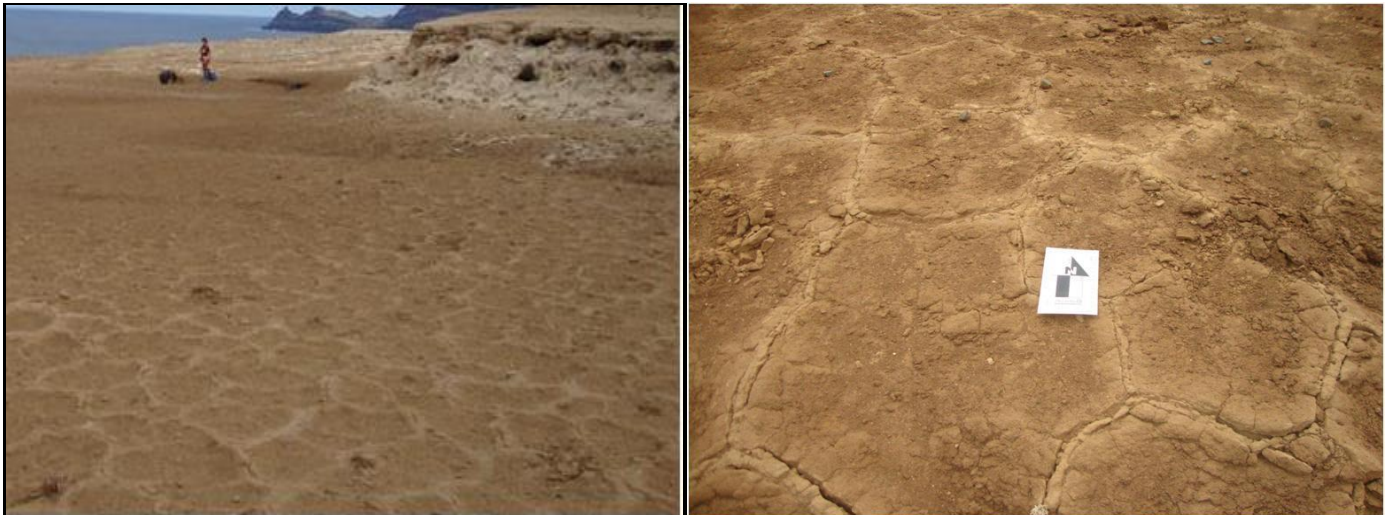


Fig. 4-2: Columna estratigráfica del punto 1. Qe: Depósitos cuaternarios eólicos; Qs: Depósitos cuaternarios supramareales.

- **Estrato de la muestra PS 25-6**

Este nivel corresponde al nivel base y actual superficie de erosión. Tiene un espesor desconocido, sobreyaciendo a niveles de rocas volcánicas (lavas basálticas) de la “secuencia” superior de Bahía del Padre, siendo el contacto inferido a unos 5 m de profundidad desde la superficie actual. Presenta un color café-rojizo uniforme durante toda su extensión y espesor. También presenta importantes estructuras sedimentarias del tipo tepee cuyos bordes se elevan unos 3-5 cm y polígonos y grietas de desecación de extensión máxima de 1 metro, de material fino, presentando grietas rellenas con material más joven (arenas sobreyacente principalmente). Existen rastros de canales o riachuelos que modelan su topografía. Su composición presenta clastos de tamaños tipo partículas, por poseer mayoritariamente limo y arcillas, aunque pueden ser reconocidas como ceniza fina, siendo no clara su composición debido a la mezcla de material cercano erodado y depositado por gravedad (cenizas y roca volcánica) y por la alta meteorización y alteración de su superficie principalmente que le entrega su color característico.



Fotografía 4-2: Depósito de donde procede la muestra PS 25-6. Se aprecia su color café-rojizo y estructuras tepee. Escala de 15 cm.

- **Estrato de la muestra PS 25-7**

Es el nivel medio, y corresponde a un depósito de arenas no consolidadas de espesor variable a lo largo del depósito, con mayor erosión en algunas zonas. Su espesor varía de 88 cm en la zona más consolidada (NE) a 1,25 m en la zona menos consolidada (SO). En algunas secciones presenta una estratificación planar a estratificación cruzada planar de muy bajo ángulo, de 1-2 cm de espesor, formada por intercalaciones de granos oscuros y granos claros, sin gradación evidente. Escasa presencia de estructuras de rizocreaciones de antiguas raíces en las zonas más consolidadas y que han entrado en procesos de carbonatización al presentarse duras y semiconsolidadas. Donde el techo aflora, muestra una pequeña capa dura carbonatada (posibles indicios de pedogénesis en formación de calcretas en horizontes de suelo), la cual efervesce

con la presencia de HCl. Su color es blanquecino, muy particular. Se encontraron además huellas más recientes de mamíferos. Presencia de ejemplares de gasterópodos, tanto terrestres como marinos, ubicados en la parte media-superior del nivel, que corresponderían a los géneros *Succinea*, *Fernandezia* (de origen terrestre y hallados en los cm superiores del nivel) y *Nerita* (de origen marino y hallado en la parte media y superior) (ANEXO B) sin presentar una posición de vida preferente en su depositación. Todos estos especímenes aparecen con una pigmentación blanquecina, siendo en general de conchas delgadas, a excepción de las *Neritas* que presentan un caparazón más grueso y duro. Sus dimensiones no superan los 2 cm, siendo el espécimen del género *Succinea* el de mayor tamaño, en tanto que los de *Fernandezia* corresponderían a los más pequeños de hasta 5 mm, mientras que las conchas del género *Nerita* miden hasta 1,3 cm. En general presentan buena conservación de la concha, y tanto *Fernandezia* como *Succinea* han sido reconocidas con anterioridad como parte de la isla, en tanto *Nerita* sp. no presenta registros de pertenecer actualmente al ecosistema de la isla. Se encuentran en la zona media de todo el afloramiento, entre el techo de PS 25-7 y la base de PS 25-8, siendo principalmente los especímenes de *Nerita* los hallados en la zona media del nivel por debajo de los demás ejemplares.



Fotografía 4-3: Zona donde se aprecia estratificación planar.



Fotografía 4-4: Zona más consolidada donde se aprecia capa más dura carbonatada y algunas rizocrecciones.

- **Estrato de la muestra PS 25-8**

Corresponde al nivel superior del depósito, de color café claro (más oscuro que el nivel inferior), no consolidado. Su tamaño de grano varía desde menos de 0,063 mm a 1 mm. Su mayor contenido está en el rango de las arenas finas (0,150-0,250 mm). Presenta ejemplares de gasterópodos marinos y terrestres ubicados en general en su nivel medio, estos pertenecerían a los géneros *Succinea*, *Fernandezia* (zona media-superior) y *Nerita* (zona inferior-media) (ANEXO B), similares a las encontradas en el techo del nivel inferior (PS 25-7). El espesor del depósito varía de 30 cm a 1,5 m. Este nivel se caracteriza por presentar una pátina o capa café-verdosa alrededor de los granos, dándole un aspecto más oscuro al sedimento, aunque cuenta con similar contenido que el nivel inferior más claro. No presenta estructuras visibles, salvo rastros de madrigueras de origen animal y rizocrecciones menores. A gran escala se puede apreciar una estratificación planar llegando a ser cruzada de bajo ángulo.



Fotografía 4-5: Nivel de procedencia de la muestra PS 25-8, con presencia de gasterópodos de color blanco.

## **Punto 2**

**Este:** 691585

**Norte:** 6272360

**Altitud:** 40 msnm



Fotografía 4-6: Depósito de 3 niveles. Estratos por muestra de base a techo: muestras PS 25-6, PS26-1 y PS 26-2. Ubicación 691585 / 6272360.

Depósito compuesto por 3 niveles, representados por las muestras PS 25-6, PS 26-1 y PS 26-2. Corresponde a un montículo de forma circular de diámetro 7 m, y una altura desde la base actual de aproximadamente 2,2 m.

- **Columna estratigráfica Punto 2**

Se presenta la columna estratigráfica correspondiente al punto 2, a la que pertenecen las muestras PS 25-6, PS 26-1 y PS 26-2.

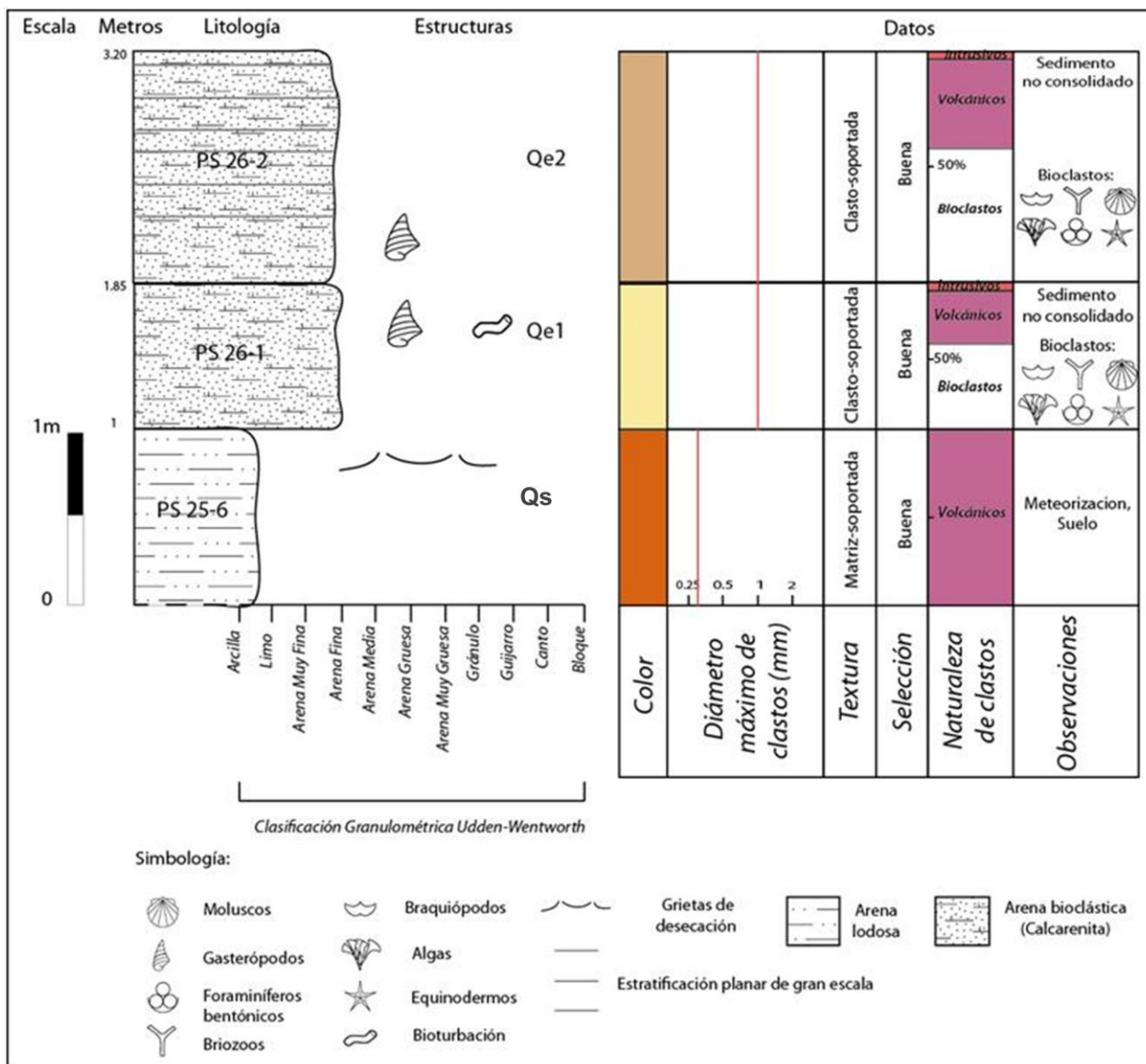
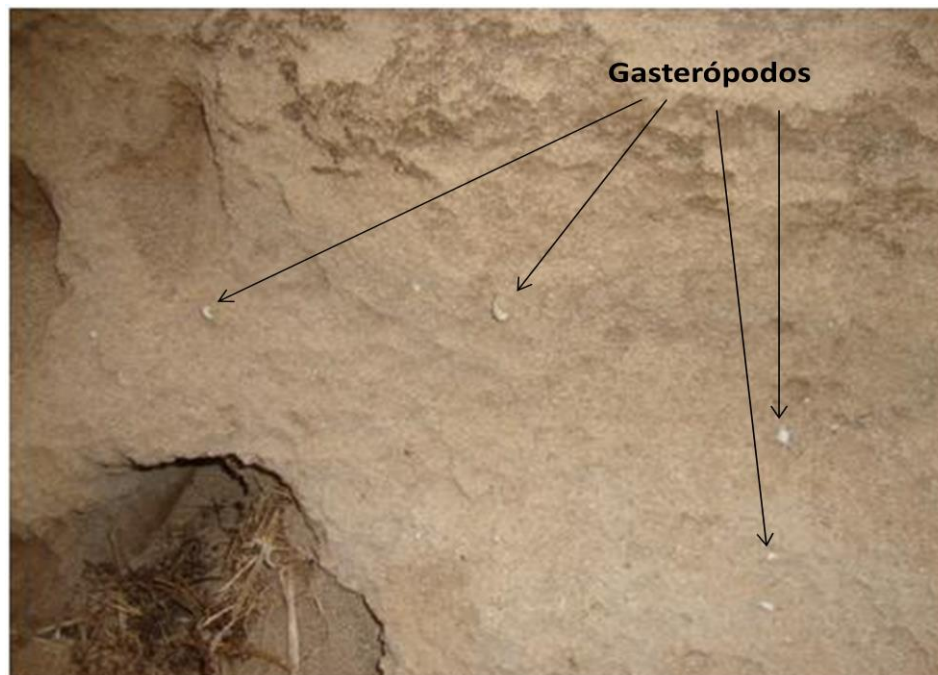


Fig. 4-3: Columna estratigráfica del punto 2. Qe: Depósitos cuaternarios eólicos; Qs: Depósitos cuaternarios supramareales.

- **Estrato de la muestra PS 26-1**

Corresponde al nivel intermedio del depósito, de 85 cm de espesor, compuesto por arenas no consolidadas de color café claro. En algunas secciones presenta una estratificación planar a estratificación planar cruzada de bajo ángulo, en general de baja escala. Contiene escasa presencia de rizocreaciones. Presencia de huellas más recientes de mamífero. Muestra escasa presencia de ejemplares de gasterópodos de los géneros *Succinea* (concha delgada) y *Nerita* (concha algo más gruesa y dura) (ANEXO B) ubicados a simple vista en la parte media-superior. Se presentan con tamaños, no superiores en longitud a 2 cm. Son de color blanco y sus conchas se encuentran completas a semi-completas.



Fotografía 4-7: Depósito de donde procede la muestra PS 26-1, con presencia de restos de conchas de gasterópodos.

- **Estrato de la muestra PS 26-2**

Corresponde al nivel superior del depósito, de un color café más fuerte que el nivel inferior, no consolidado, de 1,35 m de espesor. El tamaño de grano de este nivel varía desde fango a arena gruesa. Su mayor contenido está en el rango de las arenas finas (0,150-0,250 mm). Presencia escasa de gasterópodos de los géneros *Succinea* y *Nerita* (ANEXO B), similar al encontrado en el nivel inferior, ya que se encuentran en la sección media del depósito en el “contacto” entre estos niveles. También presenta una pátina o capa café-verdosa alrededor de los granos, dándole un aspecto más oscuro al depósito en comparación con el nivel inmediatamente inferior, aún cuando estos cuentan con similar contenido. No presenta estructuras sedimentarias visibles, salvo rastros de actividad animal más reciente en forma de pequeñas madrigueras de



mamíferos y escasas rizocreaciones menores. A gran escala se puede apreciar una estratificación del tipo planar a planar cruzada de bajo ángulo.

### **Punto 3**

**Este:** 691500

**Norte:** 6272230

**Altitud:** 40 msnm

Depósito compuesto por 3 niveles, de donde proceden las muestras PS 25-6, PS 25-9 y PS 25-10. Presenta forma de montículo de dimensiones 6 m X 2 m, con una altura máxima desde la base actual de unos 1,7 m.



Fotografía 4-8: Depósito de 3 niveles. De base a techo: muestras PS 25-6, PS25-9 y PS 25-10. Ubicación 691500 / 6272230.

- **Columna estratigráfica Punto 3**

Se presenta la columna estratigráfica correspondiente al punto 3, a la que pertenecen las muestras PS 25-6, PS 25-9 y PS 25-10.

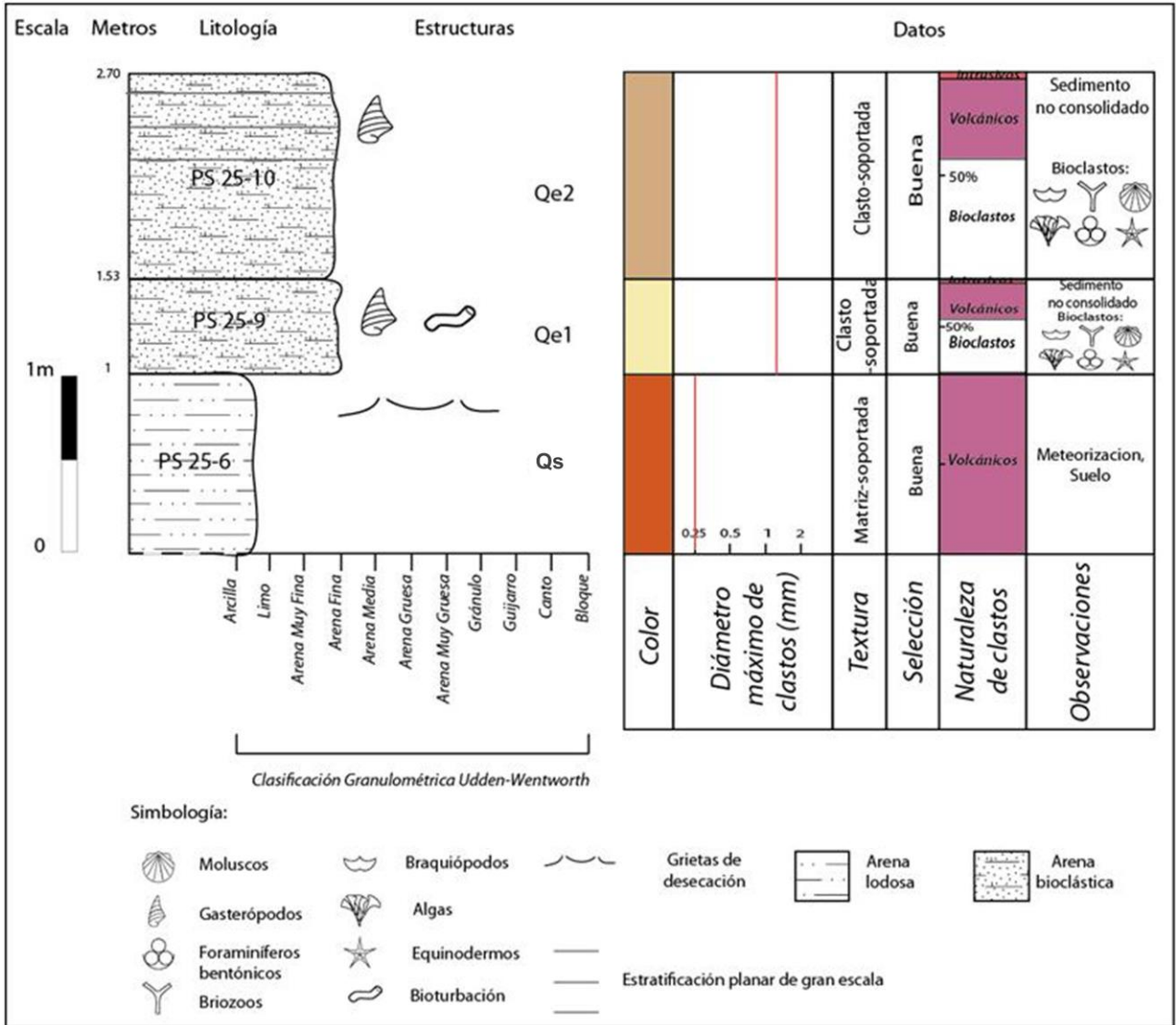


Fig. 4-4: Columna estratigráfica del punto 3. Qe: Depósitos cuaternarios eólicos; Qs: Depósitos cuaternarios supramareales.

- **Estrato de la muestra PS 25-9**

Nivel intermedio de arenas no consolidadas de color café claro, con un espesor de 53 cm, variable en su extensión debido a la erosión. El tamaño de grano característico es el de arenas finas, aunque varían desde tamaño fango a arenas gruesas. Contienen algunas conchas de gasterópodos marinos del género *Nerita* (ANEXO B) de tamaños 0,9-1,2 cm, de color blanco y presentando conchas completas, encontradas desordenadas en el depósito. No se observaron en este nivel restos o estructuras

biológicas de origen terrestre. Se observa cierta estratificación planar cruzada a gran escala de bajo ángulo.

- **Estrato de la muestra PS 25-10**

Corresponde al nivel superior, compuesto por arenas no consolidadas de color café oscuro, de espesor 1,17 m variable a lo largo de su extensión. Presenta tamaño de grano variable entre fango y arenas gruesas, con escaso contenido de gasterópodos de los géneros *Succinea* (zona superior) y *Nerita* (zona media) (ANEXO B) con conchas completas de color blanco. Presencia de estructuras tales como estratificación planar a planar cruzada de gran escala, y ciertas rizocreaciones y huellas de mamíferos.

## **Descripción de las muestras**

### Descripción de la muestra PS 25-6

- **Tamaño de grano:** El tamaño varía desde menos de 0,0005 mm hasta 0,6 mm, siendo en su mayoría de tamaño 0,063 -0,125 mm (arena muy fina o ceniza fina).
- **Selección:** Presenta regular selección en general.
- **Redondeamiento:** En general los granos más visibles y grandes son subredondeados a subangulosos. Existen líticos y minerales subangulosos. En las partículas más pequeñas es poco apreciable su redondeamiento.
- **Esfericidad:** Granos más grandes y visibles son semiesféricos.
- **Tipo de contacto entre granos:** Granos sueltos con gran cantidad de partículas tamaño limo y arcilla que se confunden con material arcilloso producto de la meteorización y alteración.
- **Composición:** Aunque la formación de suelo impide una buena identificación y clasificación se puede señalar lo siguiente:
  - Presencia de matriz correspondiente a partículas tamaño fango, indistinguibles de color rojizo, sin cemento.
  - Fragmentos líticos, básicamente volcánicos, de color negro parduzco.
  - Minerales: Piroxenos, olivinos, opacos y feldespatos.
- **Clasificación:** Arena lodosa del tipo litarenita.

## Descripción de la muestra PS 25-7, PS 26-1 y PS 25-9

- **Tamaño de grano:** Varía desde 0,063 mm hasta 1 mm, siendo la mayoría tamaño 0,150-0,250 mm o arena fina-media.
- **Selección:** Presenta buena selección.
- **Redondeamiento:** En general los granos son subredondeados, en especial los de menor tamaño. Los mayores en menor medida son subangulosos.
- **Esfericidad:** Granos subesféricos.
- **Tipo de contacto entre granos:** Los granos están en contacto directo a lo largo de toda su superficie al no presentar matriz ni cemento. Poco cemento en parte más consolidada. Clasto-soportado.
- **Madurez (textural y composicional):** Composicionalmente corresponde a una arena inmadura a submadura, porque la escasa presencia de cuarzo se debe a la poca existencia del mineral en el sector. Minerales pesados, inestables y metaestables como piroxenos, olivinos y opacos disminuyen la madurez, así como también fragmentos líticos, en tanto que la presencia de feldespato y cuarzo, aunque en mucha menor proporción, la incrementan. Texturalmente, por la escasa presencia de matriz, la buena selección y subredondez de los granos, se habla de una arena madura a supermadura.
- **Composición:** Apoyado en material micrográfico descrito en ANEXO B.
  - Sin presencia de matriz, escaso cemento en algunas zonas.
  - **Bioclastos (55%):** Representan el mayor aporte al material clástico de la muestra. En gran proporción el material es indistinguible, pero se aprecian foraminíferos (posiblemente bentónicos), restos de valvas de braquiópodos y bivalvos, peloides subredondeados y en menor medida la presencia de algas rojas, equinodermos (espinas) y briozoos. El tamaño de sus granos varía de 0,09 mm a 1 mm.
  - **Fragmentos líticos (30%):** Son casi en su totalidad de origen volcánico. Se presentan con distintas texturas; porfídica y vitrofírica (15%) con fenocristales de plagioclasa principalmente y también de clinopiroxeno, en menor medida de olivino. Algunos de estos líticos están alterados en su masa fundamental a esmectita. Tamaños inferiores a 0,5 mm. Textura afanítica (7%) compuesta por microcristales de plagioclasa y vidrio. Tamaño inferior a 0,5 mm. Textura glomeroporfídica (6%) de minerales de plagioclasa, clinopiroxeno y algunos olivinos. Textura fanerítica (2%) para los líticos de origen plutónico félsico. Minerales característicos son el feldespato potásico, plagioclasas y algo de cuarzo. Miden 0,25 mm.

- **Minerales (15%):** Clinopiroxenos (6%) y olivinos (5%) son los más abundantes. Entre los primeros se encuentran principalmente augita y titanoaugita. Los olivinos presentan alteración en los bordes. Hay presencia de opacos (2%) subredondeados (entre ellos ilmenita) y en menor medida minerales livianos como plagioclasas (con maclas típicas y an-subhedrales), ortoclasas y cuarzo que no superan el 3%.

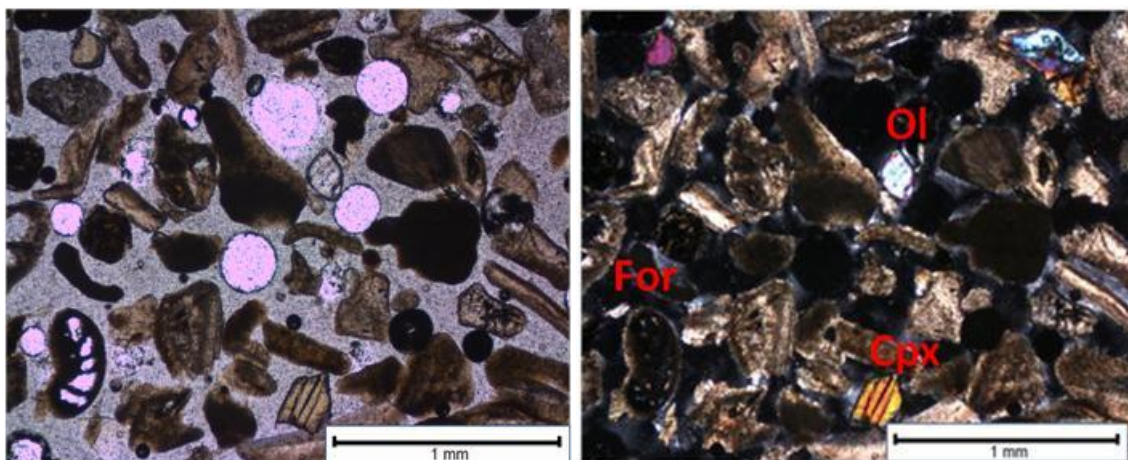


Fig. 4-5: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-7 donde se presenta material bioclástico marino indistinguible y algunos foraminíferos (For). También se aprecian cristales de augita (Cpx) y olivinos (Ol).

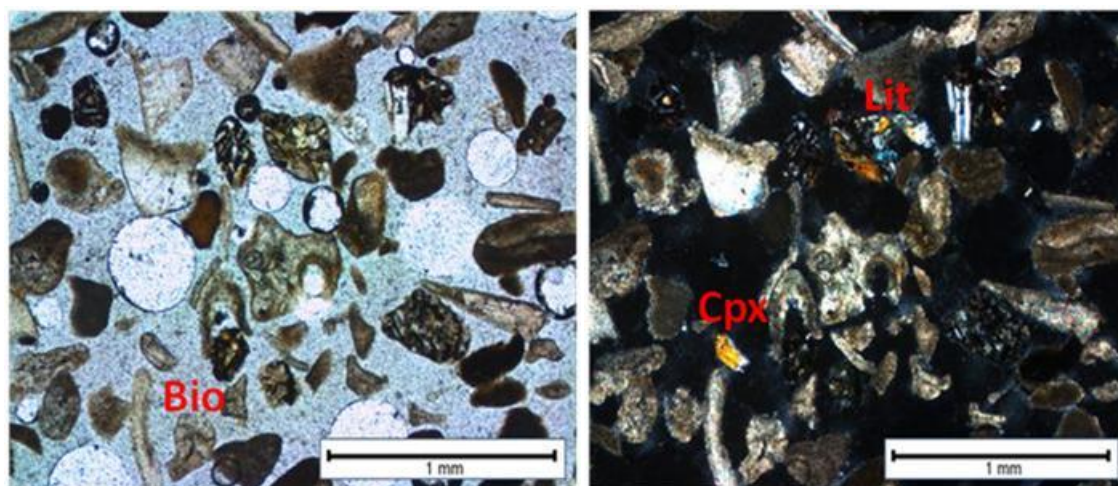


Fig. 4-6: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-7 donde se presentan fragmentos líticos (Lit) de texturas vitrofírica, porfídica y glomeroporfídica. Presencia de restos de organismos marinos microscópicos indeterminados (Bio).

- **Clasificación:** Arena bioclástica lítica (fig. 4-20 y 4-21).

## Descripción de la muestra PS 25-8, PS 26-2 y PS 25-10

- **Tamaño de grano:** El tamaño varía desde menos de 0,063 mm hasta 1 mm, siendo en su mayoría tamaño 0,150-0,250 mm o arena fina.
- **Selección:** Presenta buena selección en general.
- **Redondeamiento:** En general los granos son subredondeados, y en menor medida presencia de granos subangulosos.
- **Esfericidad:** Presencia de granos subesféricos en gran proporción.
- **Tipo de contacto entre granos:** Granos sueltos sin matriz ni cemento. Arena clasto-soportada.
- **Madurez (textural y composicional):** Texturalmente se presenta muy madura al tener buena selección y clastos subredondeados, escasa o nula matriz. En tanto que la escasa presencia de minerales estables y la gran abundancia de fragmentos líticos y algo de aporte de minerales inestables convierten a este depósito en submaduro a inmaduro
- **Composición:**
  - Escasa presencia de matriz, al no presentar gran cantidad de partículas tamaño fango, sin cemento.
  - **Bioclastos:** Corresponden casi al 56% del total del contenido, presentando principalmente restos de organismos marinos como foraminíferos, braquiópodos, bivalvos y algas rojas entre otras, así como también buena parte de restos indeterminados. Son de color blanco y de tamaños que van desde 0,1 mm hasta 1 mm. Subangulosos a subredondeados.
  - **Fragmentos líticos:** Alrededor del 29% del total, casi en su totalidad del tipo volcánico, presentando principalmente texturas porfídicas y vitrofíricas, así como también afaníticas y faneríticas. Presentan colores oscuros del tipo negro, pardo y morado. Clastos principalmente subredondeados a redondeados. Muestran tamaños entre 0,1 mm hasta 0,5 mm.
  - **Minerales:** Cercano al 15 % del contenido total, principalmente debido a la presencia de piroxenos (5%), olivinos (5%) y opacos entre los de color oscuro, y en menor proporción minerales más estables y claros. De tamaños entre 0,1 mm y 0,5 mm. Subredondeados mayormente.

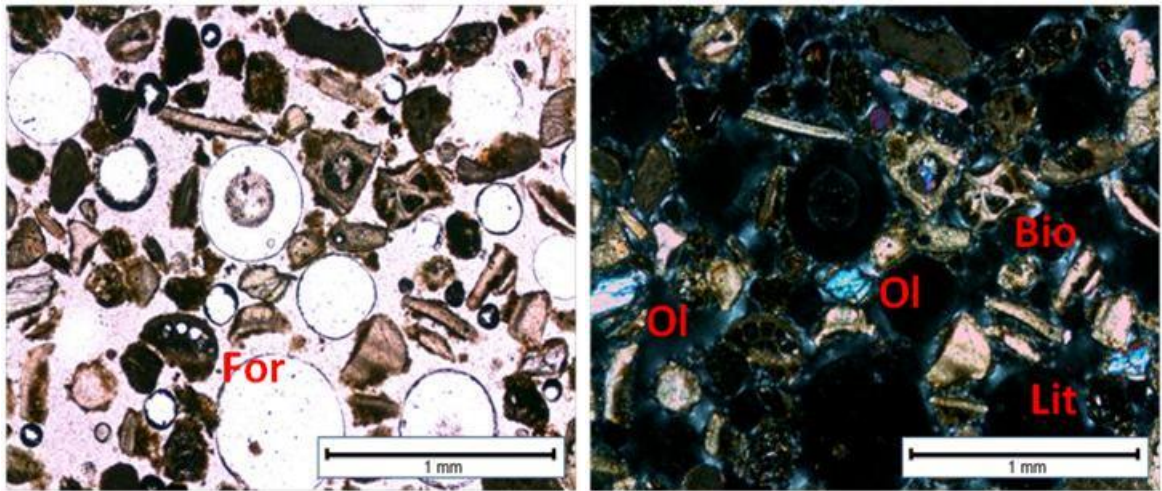


Fig. 4-7: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-8 donde se presentan restos bioclásticos indeterminados (Bio), foraminífero (For), fragmentos líticos (Lit) y cristales de olivino (Ol).

- **Clasificación:** Arena bioclástica lítica (fig. 4-20 y 4-21).

#### 4.1.2. Punto 4

**Este:** 691550

**Norte:** 6272200

**Altitud:** 40 msnm

Se trata de depósitos con una base de material fino tipo limo de color café-rojizo, sin espesor conocido, representado, al igual que en los puntos 1, 2 y 3, por la muestra PS 25-6, aunque en este caso pareciera presentar procesos de pedogénesis anterior a la depositación del nivel superior, formando horizontes de suelo. Sobreyaciendo, se encuentran depósitos de horizontes de suelo de origen químico (calcretas) de unos 90 cm de espesor de color blanco y de características laminares, como se puede apreciar en la fotografía 4-9.



Fotografía 4-9: Punto 4 donde se aprecian las calcretas laminares blanquecinas sobreyaciendo un nivel de sedimentos finos de color rojizo.



- **Columna estratigráfica**

Se presenta la columna estratigráfica correspondiente al punto 4, a la que pertenecen las muestras PS 25-6, PS 25-12.

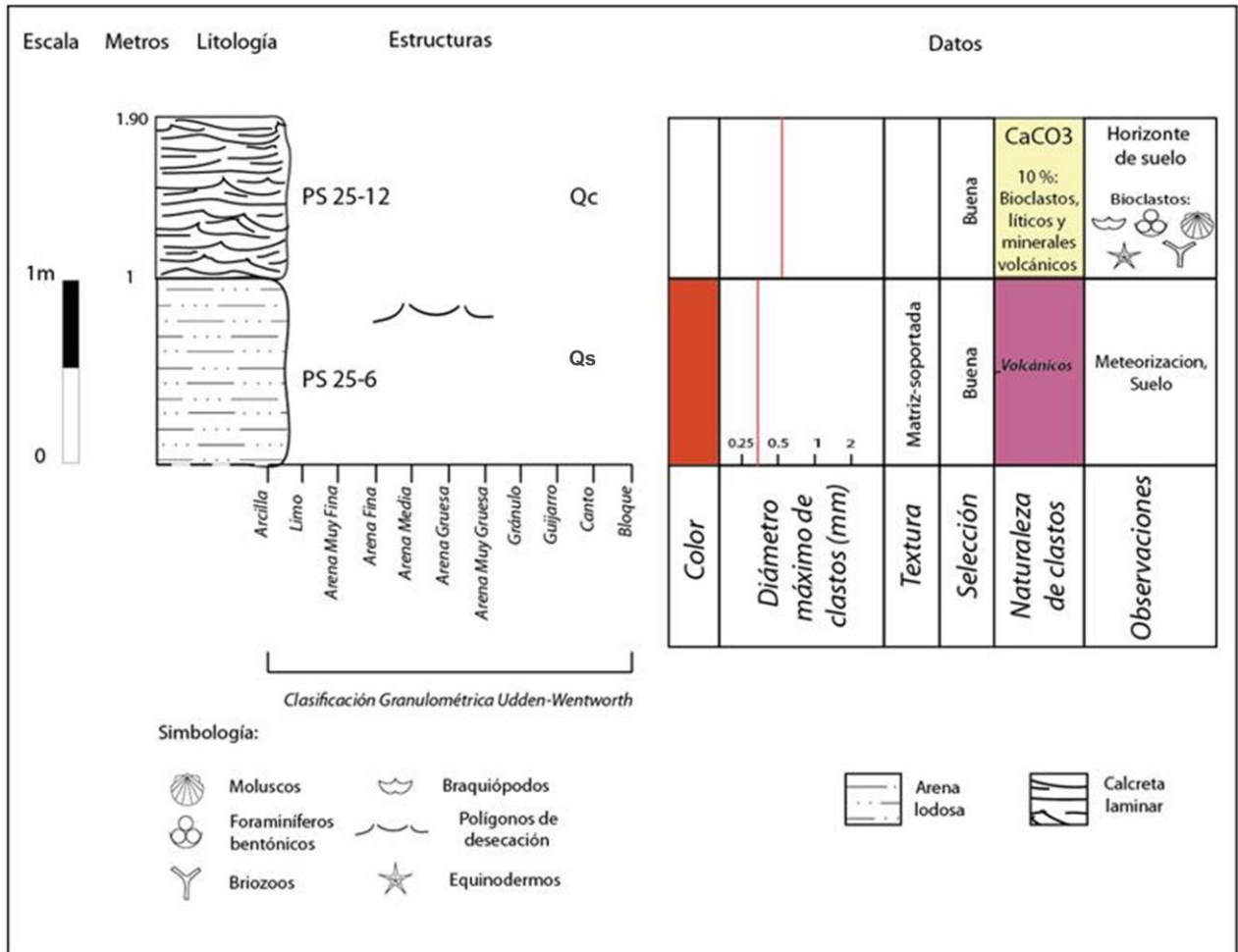


Fig. 4-8: Columna estratigráfica del punto 4. Presencia de calcretas laminares. Qc: Depósitos cuaternarios de calcreta; Qs: Depósitos cuaternarios supramareales.

- **Muestra PS 25-12**

Corresponde a un horizonte de paleosuelo de calcretas laminares con extremos bien levantados, casi brechizadas. Son de color blanco y se componen mayormente de carbonatos de calcio, especialmente calcita y monohidrocalcita con cierto contenido de magnesio (ANEXO D), los que originan una matriz microcristalina llamada micrita, observada en corte transparente (fig. 4-9). Se encuentran cubriendo la actual superficie de erosión en forma de costra. En las zonas de espesor más delgado se presentan en láminas muy irregulares con espesores de 1 cm, y muestran depresiones y domos irregulares de algunos centímetros de diferencia en donde estos últimos se encuentran desprendidos y quebrados en superficie. Reacciona fuertemente ante el HCl. Contienen

algunos granos sueltos de bioclastos y material volcánico (fragmentos líticos y minerales pesados) como restos de los sedimentos originales. La proporción de clastos o granos sueltos se mantiene en relación a las arenas circundantes, mayormente bioclastos (60%), donde aparecen restos de foraminíferos, bivalvos, algas rojas y equinodermos, entre otros. Por otro lado presenta líticos volcánicos (30%), minerales pesados (~10%) y unos pocos feldespatos.

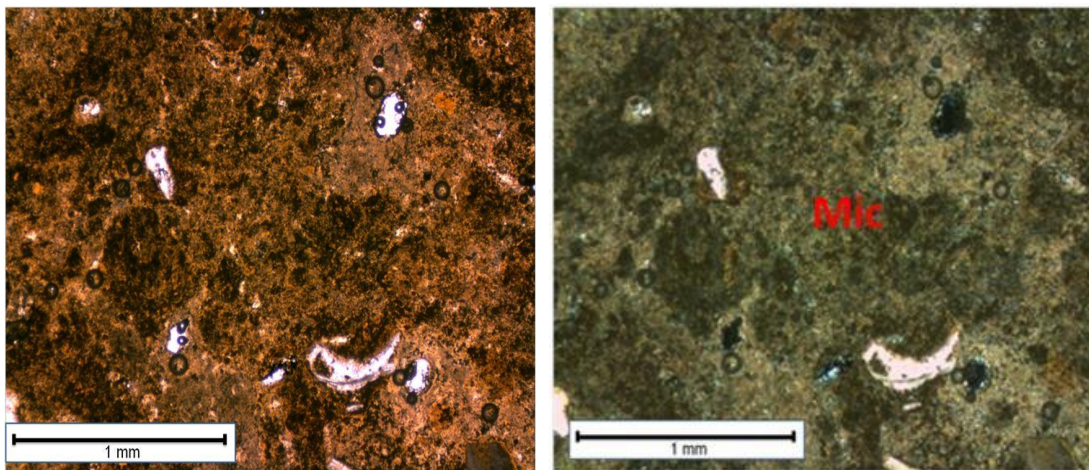


Fig. 4-9: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-12 donde se presenta una masa bien homogénea, compuesta principalmente por carbonatos de calcio. Matriz muy fina de microcristales de calcita (micrita).

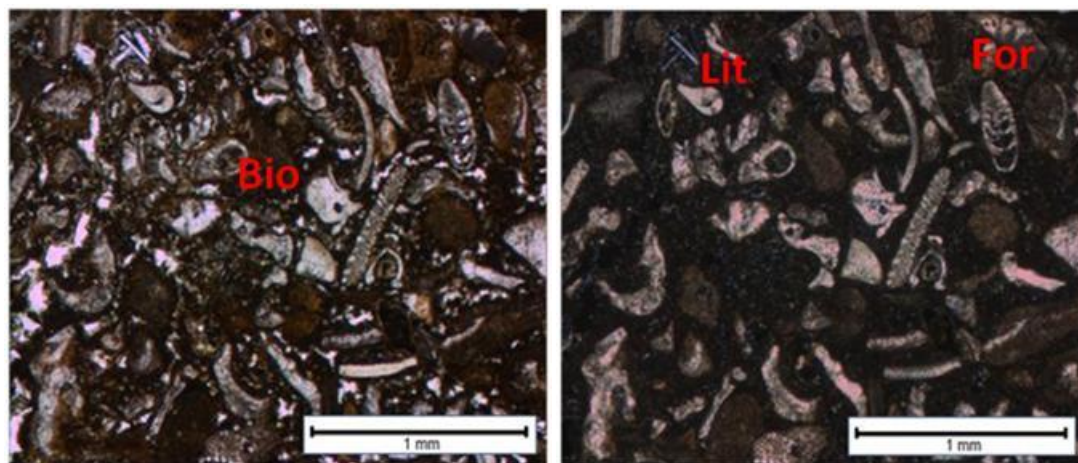


Fig. 4-10: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-12 donde se presentan restos de foraminíferos (For) y otros indeterminados (Bio). Se aprecia una matriz muy fina de microcristales de calcita (micrita).

### 4.1.3. Punto 5

**Este:** 691625

**Norte:** 6272675

**Altitud:** 55 msnm

Corresponde a un depósito de dos niveles, la actual base o superficie de erosión (muestra PS 25-2) de color rojizo-violeta y espesor desconocido, sobreyacido por un nivel de 50 cm de espesor de arenas de color café claro (muestra PS 25-1).



Fotografía 4-10: Depósito de 2 niveles. Sedimentos finos rojizos en la base (muestra PS 25-2) y arenas color café claro en el nivel superior (muestra PS 25-1)

- **Columna estratigráfica Punto 5**

Se presenta la columna estratigráfica correspondiente al punto 5, a la que pertenecen las muestras PS 25-1, PS 25-2.

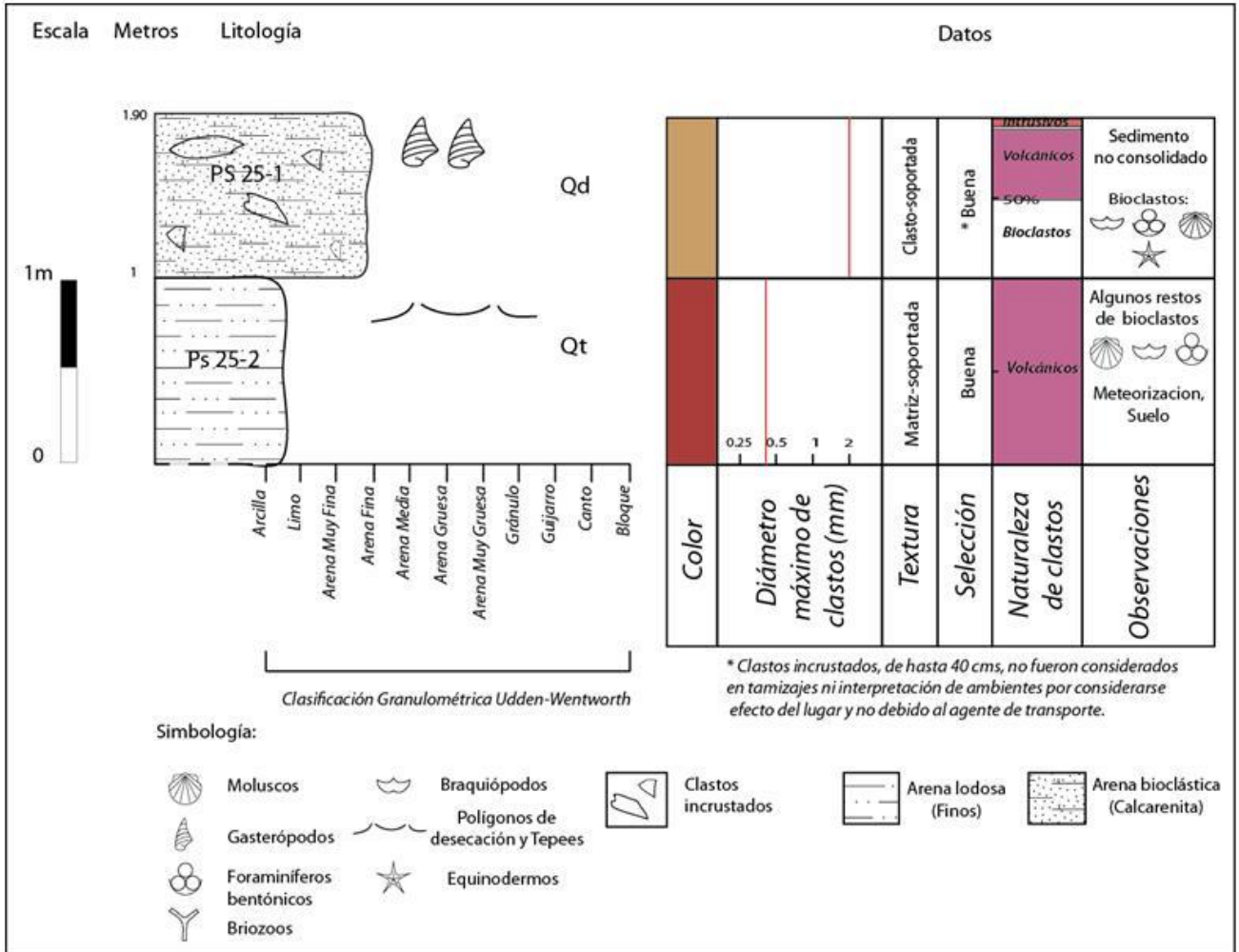


Fig. 4-11: Columna estratigráfica del punto 5. Qd: Depósitos eólicos activos; Qt: Depósitos piroclásticos.

- **Estrato de la muestra PS 25-1**

Se aprecia un depósito de 50 cm a 1 m de espesor, compuesto por granos de arena (tamaño de grano <2 mm) de color pardo claro, sin gradación, que presentan lineamientos de fracturas (pequeñas grietas) debido al escurrimiento del agua lluvia, y ciertas incrustaciones de material volcánico de tamaños apreciables (1-15 cm). Se hace notoria la erosión debido a la acción del viento, dejando rastros de deflación (exponiendo cada vez más al nivel base) y a la acción de flujos suaves por lluvia, dejando un campo de clastos volcánicos mayores sobre la superficie de erosión subyacente a este depósito. Contiene gran cantidad de ejemplares de gasterópodos, tanto marinos como terrestres, de los géneros *Nerita* y *Fernandezia* (ANEXO B) de

tamaños 0,3-1 cm de longitud ubicados a lo largo de toda la extensión del depósito, y especialmente ubicados en el techo del nivel, sin presentar una posición de muerte preferente. Los más pequeños corresponden a especímenes del género *Fernandezia*, y los mayores al género *Nerita*, mostrando una buena conservación de la concha. Muchas de estas conchas se encuentran sueltas sobre el depósito, probablemente, gracias al mismo proceso de deflación del sector. Presenta acción vegetal superficial (malezas).



Fotografía 4-11: Depósito de sedimentos arenosos de donde procede la muestra PS 25-2. Se aprecian los restos de conchas subfósiles y algunas grietas.

#### Descripción de la muestra PS 25-1

- **Tamaño de grano:** El tamaño varía desde tamaños menores a 0,063 mm hasta 2 mm, siendo la mayoría tamaño 0,150 mm o arena fina.
- **Selección:** Presenta buena selección, casi moderada.
- **Redondeamiento:** En general los granos son subredondeados, en especial los de menor tamaño. Los mayores, aunque menos abundantes, son subangulosos.
- **Esfericidad:** Presenta principalmente granos subesféricos.
- **Tipo de contacto entre granos:** Los granos están en contacto directo a lo largo de toda su superficie, al presentar escasa matriz, así como nulo cemento.
- **Madurez (textural y composicional):** Composicionalmente corresponde a una arena inmadura a submadura, porque la escasa presencia de cuarzo se debe a la poca disponibilidad del mineral en el sector. Minerales pesados, inestables principalmente como piroxenos, olivinos y opacos disminuyen la madurez, así como también fragmentos líticos, en tanto que el aporte, aunque escaso, de

feldespatos y cuarzo la aumentan un poco. Texturalmente, por la escasa presencia de matriz, la buena selección y subredondeamiento de los granos, se habla de una arena madura a supermadura.

▪ **Composición:**

- Escasa presencia de matriz, sin cementación aparente.
- **Bioclastos (55%):** Representan el mayor aporte al material clástico de la muestra. En gran proporción el material es indistinguible, pero se aprecian restos de valvas y otros restos de organismos marinos. Los tamaños varían entre 0,1 mm y 1 mm.
- **Fragmentos líticos (30%):** Son casi en su totalidad de origen volcánico. Se presentan con distintas texturas, algunas como las porfídica y vitrofírica son apreciables macroscópicamente. Algunos de estos líticos se aprecian alterados en su masa fundamental. Tamaños principalmente inferiores a 0,5 mm. Son de color negro-parduzco, y presentan contornos muy redondeado.
- **Minerales (15%):** Presencia de minerales máficos principalmente como piroxenos y olivinos. Hay presencia de opacos subredondeados (entre ellos ilmenita) y en menor medida minerales livianos como plagioclasas (an-subhedrales), ortoclasas y cuarzo, que no superan el 3%.

▪ **Clasificación:** Arena bioclástica lítica (fig. 4-20 y 4-21).

• **Estrato de la muestra PS 25-2**

Es el nivel base, de color rojizo-violeta, no consolidado a semi-consolidado que presenta estructuras de desecación características de tamaños importantes (~20 cm) poco profundas. Las grietas están hasta cierto punto rellenas con material más joven. Corresponderían a material volcánico piroclástico (ceniza) que ha sido afectado en un alto grado por meteorización, además de combinarse con la depositación de material fino también meteorizado y erosionado desde el sector más alto de la ladera, donde llegó por gravedad. Se aprecia bastante meteorización. Sobre este nivel se encuentran restos de clastos volcánicos importantes debido al proceso de deflación que afecta al nivel superior de arenas (de donde proviene la muestra PS 25-1). Posiblemente algunos de estos clastos pudieron también depositarse en este depósito y quedar expuestos por acción del viento.



Fotografía 4-12: Depósito de sedimentos finos rojizos en la base, desde donde proviene la muestra PS 25-2.

### Descripción de la muestra PS 25-2

- **Tamaño de grano:** El tamaño varía desde menos de 0,0005 mm hasta 0,6 mm (tamaño máximo de lapilli), siendo en su mayoría de tamaño 0,063 -0,125 mm, ceniza fina (o arena muy fina). Cerca de un 40% se presenta en tamaño ceniza muy fina (o limo a arcilla) (<0,063 mm).
- **Selección:** Presenta buena selección en general.
- **Redondeamiento:** En general los granos más visibles o grandes son subredondeados. Se observan líticos y minerales subangulosos. El redondeamiento es poco apreciable en las partículas más pequeñas.
- **Composición:**
  - Presencia de matriz de material indistinguible correspondiente a partículas de tamaño limo y arcilla, de color rojizo, sin cementación aparente.
  - Bioclastos representan un 2%, los que corresponden a una contaminación del nivel por agentes erosivos y de meteorización. Son de color blanco, de origen marino, entre ellos restos de bivalvos. La mayoría son taxones indeterminados. Presentan tamaños apreciables macroscópicamente que van desde 0,125 mm hasta los 0,5 mm.
  - Fragmentos líticos constituyen un 58%, los cuales son básicamente volcánicos, de color negro parduzco. Tamaños visibles a la lupa; muestran predominancia tamaños pequeños (menores a 0,5 mm).
  - Minerales representan alrededor de un 40%, siendo en su mayoría de tipo máficos, en especial las de menor tamaño. Alrededor de un 20% del total

de minerales corresponde a minerales félsicos, constituyendo en especial los de mayor tamaño.

- **Clasificación:** Correspondería según su origen piroclástico a una toba de ceniza lítica, pero al presentarse una mezcla de cenizas y lapilli con aportes de arcillas de suelo y material proveniente de las laderas del cerro podría ser también identificada como roca clástica del tipo litarenita (fig. 4-20).

#### 4.1.4. Punto 6

**Este:** 691700

**Norte:** 6272670

**Altitud:** 58 msnm

Depósito compuesto por 3 niveles, de donde proceden las muestras PS25-2, PS 25-4 y PS 25-5.



Fotografía 4-13: Depósito de 3 niveles. Sedimentos finos de color violeta en la base (muestra PS 25-2) y arenas blanquecinas pertenecientes intermedias (muestra PS 25-5).

- **Estrato de la muestra PS 25-2**

Nivel base y actual superficie de erosión, sin espesor visible. Corresponde a tobas de ceniza, aunque por contaminación externa podrían considerarse como sedimentos finos (arenas lodosas a lodo arenoso), de color rojizo, que además presenta grietas de desecación poco profundas. Nivel ya descrito en el punto 5.



- **Estrato de la muestra PS 25-4**

Se trata de un nivel barroso de color café claro, muy terroso, con muchos fragmentos contenido de fragmentos y restos completos de moluscos de los géneros *Fernandezia*, *Succinea* y *Nerita* (ANEXO B). Contiene también restos de troncos, todos contenidos insertos en una matriz barrosa, dispuestos en forma caótica. Gran parte de este contenido esta también suelto en la superficie, producto de la deflación. La matriz es material fino, menor a 0,6 mm. Se confunde su posición al presentarse, en diferentes sectores, ya sea sobre o bajo las arenas claras blanquecinas.

- **Estrato de la muestra PS 25-5**

Es un nivel de arena blanca de 2,3 m de espesor. Corresponde a sedimentos poco consolidados, con material de tamaño fino a medio. Presenta estructuras de laminación planar cruzada (<1 cm de espesor) de ángulo medio, formadas por intercalaciones de material arenoso de distinto color y distinta composición, sin gradación perceptible en el tamaño de los granos. Estas intercalaciones no presentan diferencias en tamaños de grano. Presenta rizocrecciones tanto verticales como horizontales de hasta 40 cm. Se pueden observar agujeros del tipo madrigueras, producto de la excavación de mamíferos recientes, en los cuales se hallan restos de conejos y ratones. No se observa presencia de restos de invertebrados (e.g. moluscos).



Fotografía 4-14: Nivel de arenas blancas de la muestra PS 25-5 donde se aprecian estructuras de laminación cruzada y rizocrecciones.

### Descripción de la muestra

- **Tamaño de grano:** El tamaño varía desde valores inferiores a 0,063 mm hasta 0,6 mm, siendo la mayoría tamaño 0,15-0,25 mm o arena fina-media.

- **Selección:** Buena a muy buena.
- **Redondeamiento:** La forma típica de los granos de arena en este depósito es en general de bordes subredondeados, en especial los de menor tamaño.
- **Esfericidad:** Presenta principalmente granos subesféricos.
- **Tipo de contacto entre granos:** Los granos están en contacto directo a lo largo de toda su superficie, al haber escasa o nula matriz (correspondiente a finos). Ausencia de rastros de cementación y compactación.
- **Madurez (textural y composicional):** Corresponde composicionalmente a una arena submadura, porque la escasa presencia de cuarzo se debe a la escasa disponibilidad del mineral en el sector. Tanto minerales pesados, principalmente inestables como piroxenos y olivinos y algunos opacos (más estables) como fragmentos líticos, disminuyen la madurez, en tanto que el aporte, aunque escaso de feldespato y cuarzo la aumentan un poco. Texturalmente, por la escasa presencia de matriz, la buena a muy buena selección y subredondeamiento de los granos, se trataría de una arena madura a supermadura.
- **Composición:**
  - **Bioclastos (57%):** Constituyen el material clástico predominante de la muestra. En su mayoría se desconoce los grupos biológicos a las que pertenecen, si bien también se aprecian restos de bivalvos y otros organismos marinos someros. Los tamaños varían de 0,1 mm hasta 0,6 mm. Sus restos son más bien subangulosos, en especial los de mayor tamaño. Son la principal fuente de las láminas de color más claro en la intercalación que forma la laminación cruzada.
  - **Fragmentos líticos (29%):** Son casi en su totalidad de origen volcánico. Se presentan preferentemente en texturas porfídicas y vitrofíricas, las que son apreciables macroscópicamente. Algunos de estos líticos se aprecian alterados en su masa fundamental. Tamaños principalmente inferiores a 0,5 mm. Son de color negro-parduzco (siendo parte importante de las capas oscuras en la laminación cruzada), y presentan formas bien redondeadas y subesféricas.

**Minerales (14%):** Mayor presencia de minerales ferro-magnesianos, principalmente piroxenos y olivinos (8%). Hay presencia de opacos subredondeados (entre ellos ilmenita) y en menor medida minerales livianos como plagioclasas (an-subhedralas, de color blanco), ortoclasas (blanco-rosado) y cuarzo, que alcanzarían el 3%.
- **Clasificación:** Arena bioclástica lítica (fig. 4-20 y 4-21).

#### 4.1.5. Punto 7

**Este:** 691530

**Norte:** 6272450

**Altitud:** 50 msnm

Depósito compuesto por 2 niveles bien diferenciados, representados por las muestras PS 25-6 en la base y a PS 25-11 en su nivel superior.



Fotografía 4-15: Depósito de 2 niveles. Sedimentos finos rojizos en la base (PS 25-6) y arenas claras en el nivel superior, mostrando clara estratificación cruzada de alto ángulo (PS 25-11).

- **Columna estratigráfica Punto 7**

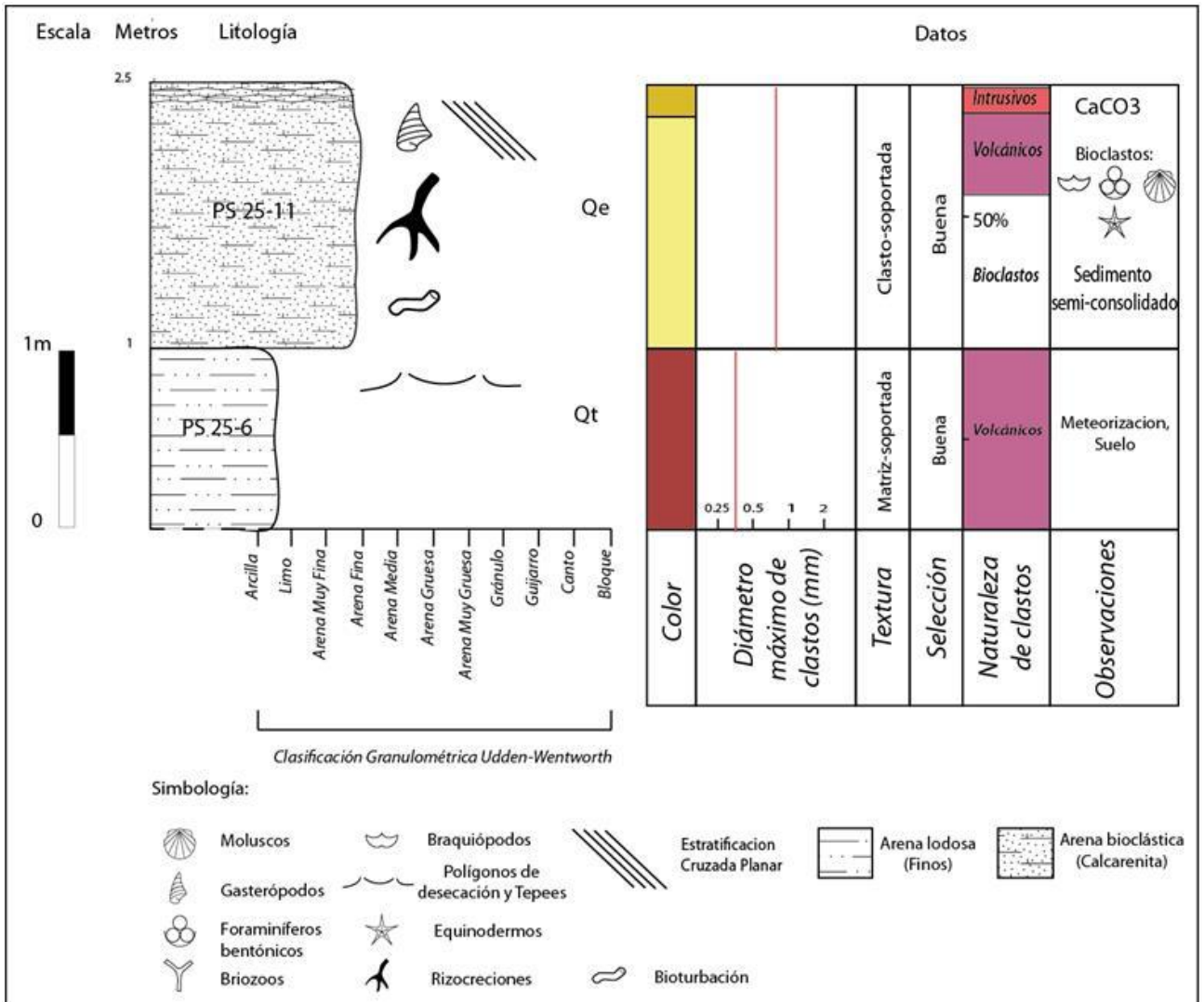


Fig. 4-12: Columna estratigráfica del punto 7. Qe: Depósitos cuaternarios eólicos; Qs: Depósitos cuaternarios supramareales.

- **Estrato de la muestra PS 25-6**

Nivel ya descrito en puntos geográficos anteriores (1, 2, 3 y 4).

- **Estrato de la muestra PS 25-11**

Corresponde a un depósito de arenas claras (café claro) semi consolidadas, de 1,5-2 m de espesor. Se extiende en un área de 40 m<sup>2</sup> aproximadamente. Se caracteriza por presentar estratificación cruzada de alto ángulo (35°) en dirección NNE, con capas diferenciadas por colores (claro-oscuro) de 2 cm aproximadamente de espesor. Muestra un oscurecimiento de los granos en su nivel superior (10 cm), debido a oxidación, y

presenta cierta dureza en algunas zonas, en especial su techo, consecuencia probablemente de reacciones químicas. Contiene gran cantidad de rizocreaciones verticales (antiguas raíces) de hasta 1,5 m de largo. También presenta excavaciones de mamíferos recientes, en forma de madrigueras. Escasa presencia de gasterópodos de los géneros *Succinea* y *Fernandezia*, en especial en los 30 cm superiores, presentando tamaños de entre 0,3 mm y 10 mm (*Succinea* con sus conchas bien preservadas y de color blanco).

#### Descripción de la muestra PS 25-11

- **Tamaño de grano:** El tamaño varía desde 0,063 mm hasta 0,71 mm, siendo la mayoría tamaño 0,125-0,150 mm, o arena fina-media.
- **Selección:** Buena a muy buena.
- **Redondeamiento:** En general los granos son subredondeados, en especial los de menor tamaño. Los mayores, aunque en baja proporción, son subangulosos.
- **Esfericidad:** Presenta principalmente granos subesféricos.
- **Tipo de contacto entre granos:** Los granos están en contacto a lo largo de toda su superficie, al presentar escasa matriz compuesta por partículas de arcilla, así como carecer de cemento.
- **Madurez (textural y composicional):** Composicionalmente se trata de arenas inmaduras al presentar mayormente minerales inestables. Texturalmente, por la escasa presencia de matriz, buena selección y subredondeamiento de los granos, se trataría de una arena madura a supermadura.
- **Composición:**
  - Escasa presencia de matriz, sin cementación aparente.
  - **Bioclastos (60%):** Representan la mayor parte de la composición del sedimento. En su mayoría se desconoce el grupo taxonómico al que pertenecen, al tratarse de restos delgados de conchillas. Sin embargo, se aprecian restos de bivalvos. Los tamaños varían de 0,063 mm hasta 0,71 mm.
  - **Fragmentos líticos (27%):** Corresponden casi exclusivamente a material volcánico del sector (basalto, andesita basáltica). Presentan distintas texturas, tales como de tipo porfídica y vitrofírica (minerales plagioclasa son visibles en algunos fragmentos), que son las más apreciables macroscópicamente. Algunos de estos líticos se observan alterados. Tamaños principalmente inferiores a 0,6 mm. Son de color negro-parduzco, y presentan en general contornos muy redondeados.

- **Minerales (13%):** Presencia de minerales máficos principalmente como piroxenos, olivinos y opacos (magnetita e ilmenita). En menor medida minerales félsicos más estables como plagioclasas (an-subhedral), feldespatos potásicos y cuarzo, que no superan el 2%.

- **Clasificación:** Arena bioclástica lítica (fig. 4-20 y 4-21).

#### 4.1.6. Punto 8

**Este:** 691520

**Norte:** 6272500

**Altitud:** 50 msnm



Fotografía 4-16: Depósito de arenas blanquecinas de donde procede la muestra PS 26-3.

- **Columna estratigráfica Punto 8**

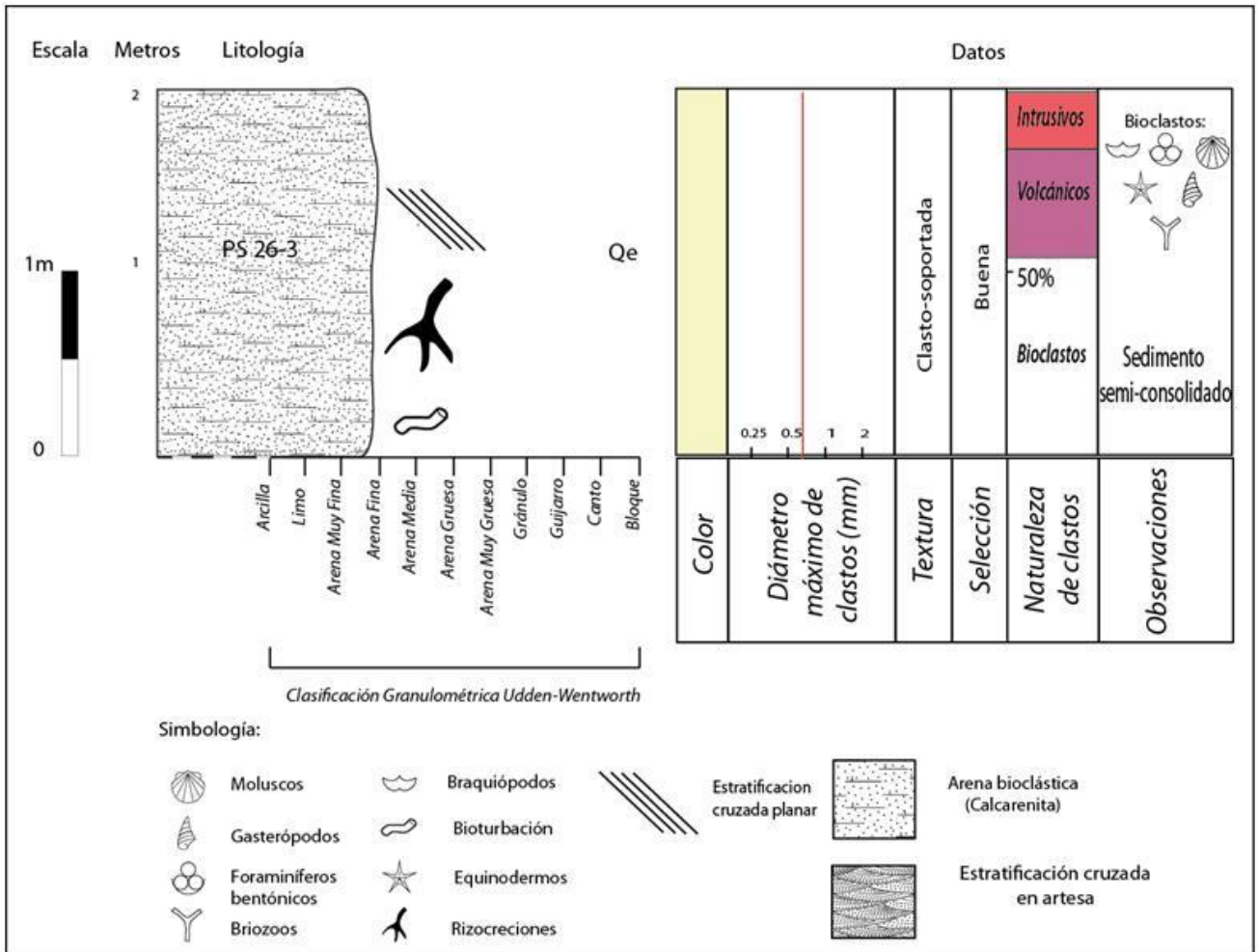


Fig. 4-13: Columna estratigráfica del punto 8. Qe: Depósitos cuaternarios eólicos.

- **Estrato de la muestra PS 26-3**

Corresponde a un depósito de unos 2-3 m de espesor visible, siendo al mismo tiempo la base o actual superficie de erosión (no se aprecia un nivel inferior diferente en el sector). Estos sedimentos de arenas blancuecinas carecen de consolidación completa o avanzada (hay sectores con arenas de granos disgregados completamente, y sectores con un nivel de compactación y consolidación mayor en el que han actuado procesos químicos provocando capas más duras). Su característica distintiva es la de presentar laminación planar, con intercalación de granos claros y granos oscuros, sin variación en el tamaño de grano (no se aprecia gradación). A mayor escala se puede observar estratificación cruzada en artesa y en menor medida estratificación cruzada planar de bajo ángulo. Por otra parte, se puede observar capas laminares más consolidadas. Se aprecian de rizocreaciones, tanto pequeñas (5 cm), en su sección superior principalmente, como mayores (90 cm de longitud y hasta 20 cm de ancho) en todo su espesor. También hay excavación animal reciente, visible en madrigueras. En su techo

hay organismos vegetales actuales. Sin presencia notoria de material esquelético, salvo los restos de conchas propias de la formación del depósito, debido tal vez al grado de cementación de carbonatos.

### Descripción de la muestra

- **Tamaño de grano:** El tamaño varía desde 0,063 mm hasta 0,6 mm, siendo la mayoría tamaño 0,150 mm, o arena fina.
- **Selección:** Buena.
- **Redondeamiento:** En general los granos son subredondeados, en especial los de menor tamaño. Los mayores, aunque en baja proporción, son subangulosos.
- **Esfericidad:** Presenta principalmente granos subesféricos.
- **Tipo de contacto entre granos:** Los granos están en contacto directo a lo largo de toda su superficie al presentar escasa o nula matriz. Carece de cemento.
- **Madurez (textural y composicional):** Composicionalmente corresponde a una arena inmadura a submadura, por la escasa presencia de cuarzo. Minerales pesados, principalmente inestables como piroxenos, olivinos y opacos disminuyen la madurez, así como también fragmentos líticos, en tanto que el aporte, aunque escaso de feldespato y cuarzo la aumentan un poco. Texturalmente, por la escasa presencia de matriz, buena selección y subredondeamiento de los granos, se trataría de una arena madura a supermadura.
- **Composición:**
  - Escasa presencia de matriz, sin cementación aparente.
  - **Bioclastos (55%):** Representan el material clástico predominante de la muestra. En gran proporción el material es indistinguible, pero se aprecian restos de bivalvos. Los tamaños varían de 0,1 mm hasta 1 mm.
  - **Fragmentos líticos (30%):** Son casi en su totalidad de origen volcánico. Se presentan con distintas texturas, algunas como las de textura porfídica y vitrofírica son apreciables macroscópicamente. Algunos de estos líticos se aprecian alterados en su masa fundamental. Tamaños principalmente inferiores a 0,5 mm. Son de color negro-parduzco, y presentan formas muy redondeadas.
  - **Minerales (15%):** Presencia de minerales máficos principalmente como piroxenos y olivinos. Hay presencia de opacos subredondeados (entre ellos ilmenita) y en menor medida minerales livianos como plagioclasas (an-subhedrales), ortoclasas y cuarzo, que no superan el 3%.



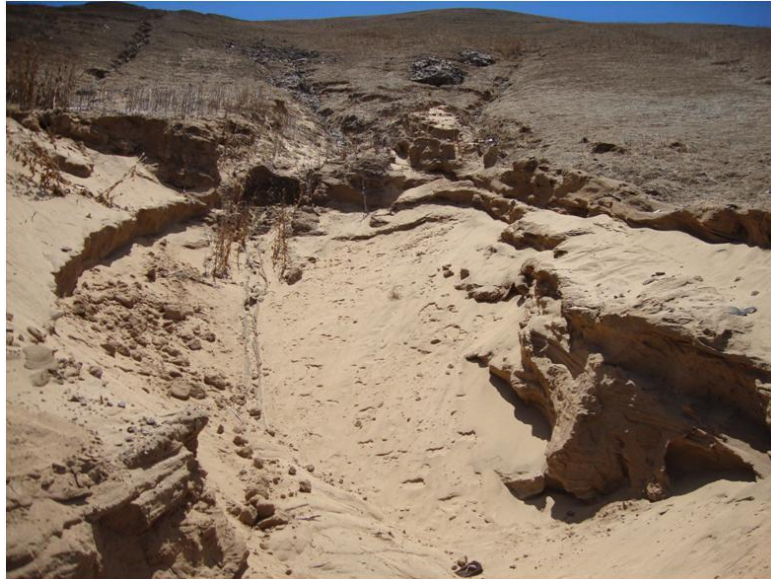
- **Clasificación:** Arena bioclástica lítica (fig. 4-20 y 4-21).

#### 4.1.7. Punto 9

**Este:** 691450

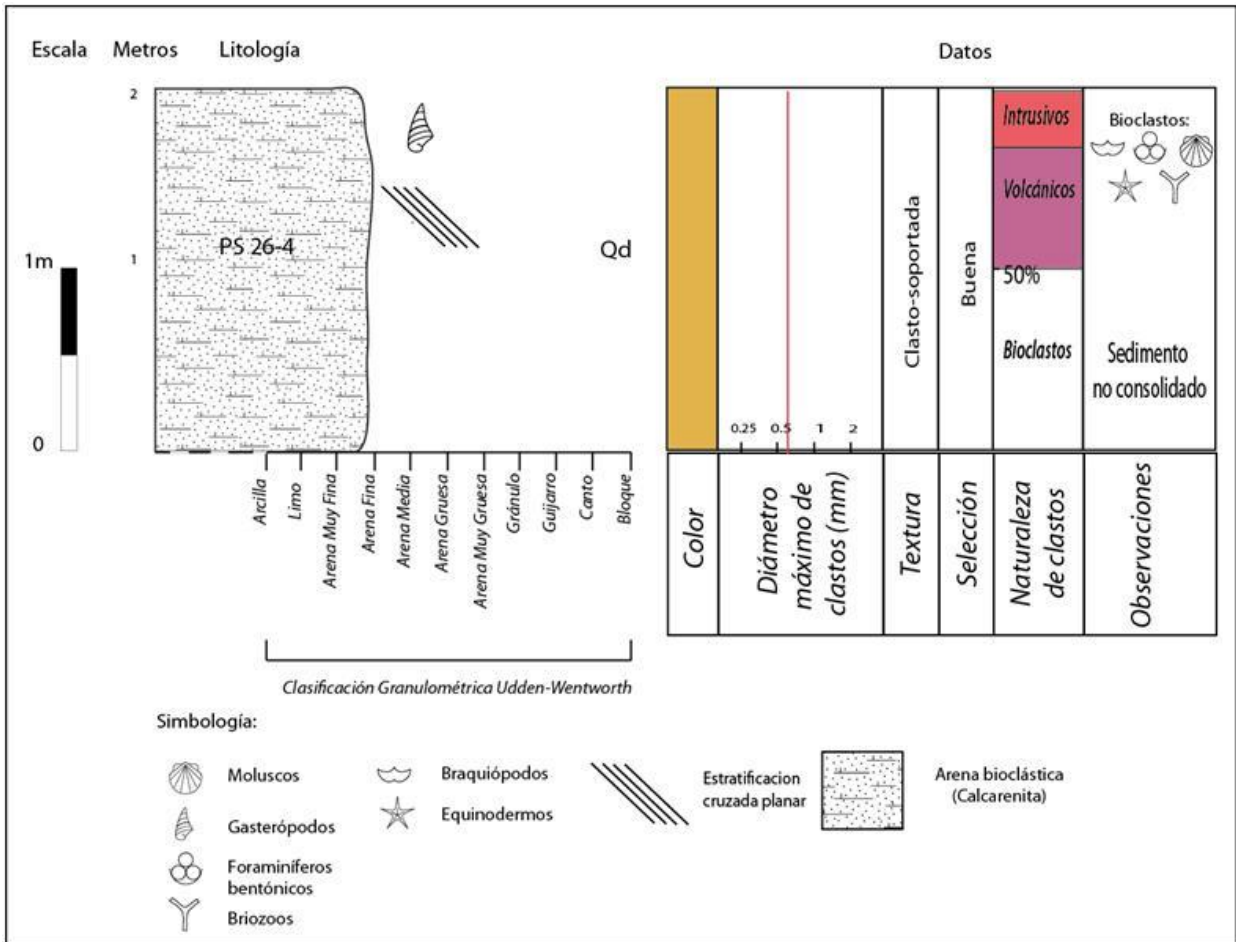
**Norte:** 6272950

**Altitud:** 65 msnm



Fotografía 4-17: Depósito de sedimentos de arenas claras de donde proviene la muestra PS 26-4, ubicado en la ladera sur del cerro.

- **Columna estratigráfica Punto 9**



- **Estrato de la muestra PS 26-4**

Se trata de un nivel de arenas color café claro a amarillento (debido a capas verdosas de partículas de arcilla alrededor de los granos), ubicados en la ladera sur de un cerro del sector, por lo que muestra espesores variables desde 20 cm hasta 2 m. Presenta cierta estratificación cruzada de alto ángulo que se confunde con la horizontalidad con respecto a la ladera del cerro. También muestra estratificaciones debido al flujo de aguas lluvias que corren por la ladera. Contiene ejemplares de gasterópodos del género *Succinea* distribuidos a lo largo de toda la extensión del nivel. Hay importante actividad vegetal actual.

## Descripción de la muestra

- **Tamaño de grano:** El tamaño varía desde valores inferiores a 0,063 mm hasta 0,6 mm, siendo la mayoría tamaño 0,150 mm, o arena fina.
- **Selección:** Buena a moderada.
- **Redondeamiento:** En general los granos son subredondeados, en especial los líticos oscuros y de menor tamaño. Los granos mayores, aunque en menor proporción muestran un cierto grado de angulosidad.
- **Esfericidad:** Se aprecia cierto grado de esfericidad.
- **Tipo de contacto entre granos:** Los granos están en contacto directo a lo largo de toda su superficie al no presentar matriz ni cemento.
- **Madurez (textural y composicional):** La escasa disponibilidad de cuarzo y feldespatos potásicos se debe a la poca existencia de estos minerales en el sector, por lo que composicionalmente presenta una baja madurez. Minerales pesados, principalmente inestables como piroxenos y olivinos, y la presencia de fragmentos líticos, disminuyen aún más la madurez. Texturalmente, por la escasa matriz, buena selección y subredondez de los granos, se trataría de una arena madura a supermadura.
- **Composición:**
  - El depósito no presenta material fino de importancia para formar matriz, tampoco muestra compactación ni formación de cemento. El material corresponde a bioclastos, fragmentos líticos y minerales, los cuales muestran algunas patinas verdosas alrededor de los granos que hacen ver más sucios a los clastos.
  - **Bioclastos:** Constituyen el 50% del total del material sedimentado. Corresponde a material blanquecino, subanguloso a subredondeado, de tamaños inferiores a 0,5 mm. Se pueden reconocer restos de bivalvos, gasterópodos, algas, foraminíferos y briozoos de forma microscópica.
  - **Fragmentos líticos:** Representan un 36% del total. Son de color gris y morado, con contornos subredondeados y subesféricos. Principalmente son de origen volcánico básico, presentando texturas porfídicas, vitrofíricas, afaníticas y glomeroporfídicas.
  - **Minerales:** Representan casi un 14% del total, identificándose piroxenos (6%), olivinos (3%), opacos (3%) y minerales félsicos (2%). En general presentan contornos subredondeados a subangulosos.

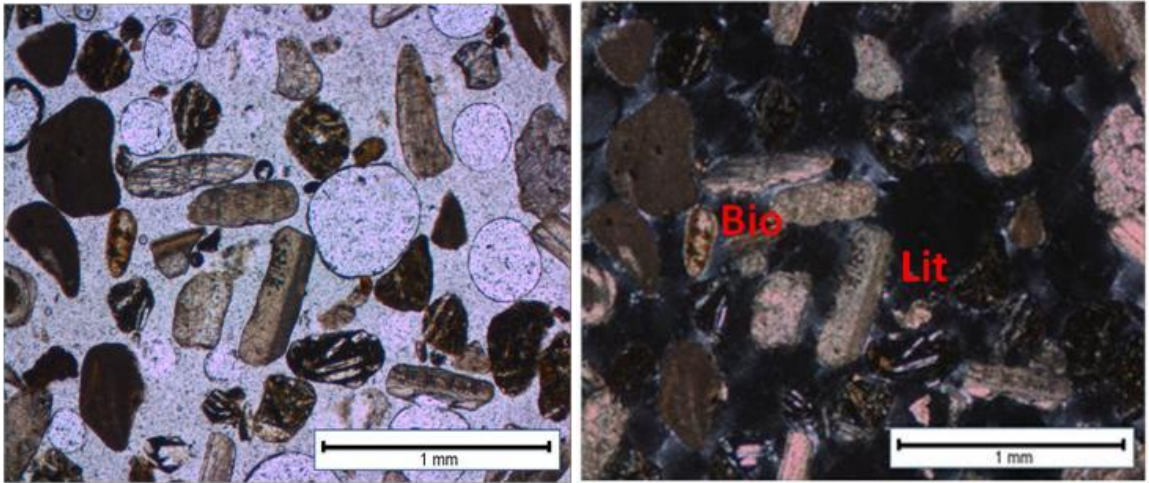


Fig. 4-15: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-4 donde se presentan fragmentos líticos de textura porfídica (Lit) y bioclastos indistinguibles (Bio).

- **Clasificación:** Arena bioclástica lítica (fig. 4-20 y 4-21).

#### 4.1.8. Punto 10

**Este:** 692120

**Norte:** 6273450

**Altitud:** 95 msnm

Depósito ubicado a 50 m al NE de la pista del aeródromo de Juan Fernández. Formado por 2 niveles correspondiente a las muestras PS 24-1, PS 24-2, y un nivel inferior a PS 24-1 producto de procesos químicos. El depósito posee un espesor total de 1,9 m.



Fotografía 4-18: Depósito de 2 niveles. Sedimentos de arenas medias en la base (muestra PS 24-1) y gravas arenosas color café claro en el nivel superior (muestra PS 24-2)

- **Columna estratigráfica Punto 10**

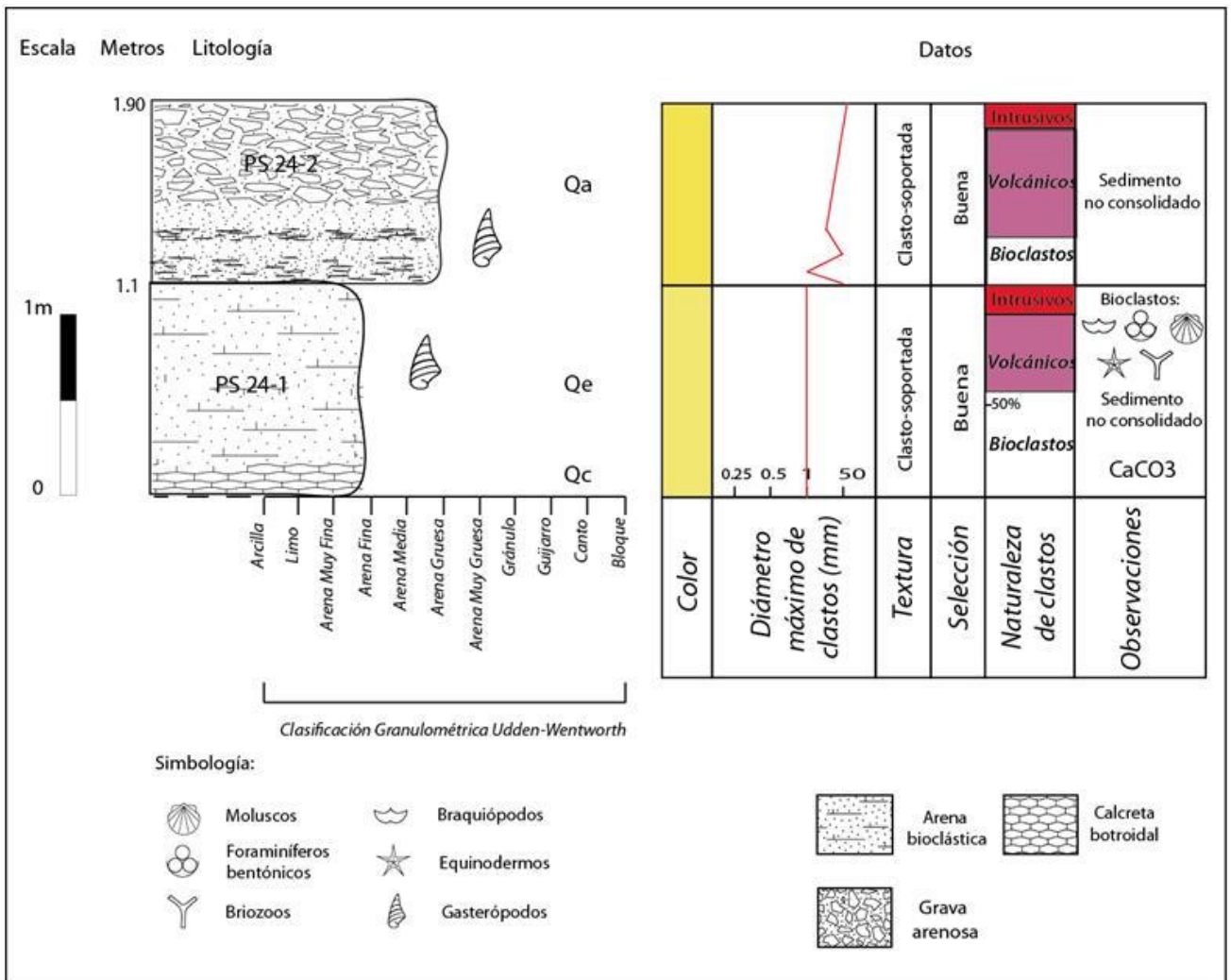


Fig. 4-16: Columna estratigráfica del punto 10. Qe: Depósitos cuaternarios eólicos; Qa: Depósitos cuaternarios aluviales; Qc: Depósitos cuaternarios de calcreta

- **Estrato de la muestra PS 24-1**

Es un depósito de sedimentos blanquecinos de 1 m de espesor, pobremente consolidado, y conformado por clastos de tamaño arena. No presenta estructuras reconocibles, pero sí un contenido fósil de gasterópodos del genero *Succinea* de 1 cm de largo, aún cuando es muy escaso, estos no presentan posición (al morir) ni distribución predominante.

## Descripción de la muestra

- **Tamaño de grano:** El tamaño de grano presente en este nivel del depósito varía entre valores inferiores a 0,063 mm y 1 mm, siendo la mayoría tamaño 0,150 mm.
- **Selección:** Moderada.
- **Redondeamiento:** En general los granos son subredondeados, aún cuando presenta en baja proporción, granos subangulosos.
- **Esfericidad:** Los granos son principalmente subesféricos. Algunos líticos de origen volcánico presentan mayor esfericidad.
- **Tipo de contacto entre granos:** Los granos están en contacto directo a lo largo de toda su superficie al presentar escasa matriz y carecer de cemento. Es del tipo clasto-soportado.
- **Madurez (textural y composicional):** Presenta cierta madurez textural al tener selección moderada y presentar cierto contenido de partículas finas formando matriz. También al estar compuesta por granos subredondeados. En tanto presenta inmadurez composicional al escasear su contenido de minerales estables (salvo algunos opacos) y poseer gran contenido de minerales ferro-magnesianos y fragmentos líticos.
- **Composición:**
  - Presenta un importante contenido de finos que forman parte de la matriz, sin procesos de compactación ni cementación avanzada.
  - **Bioclastos:** Representan el 59% del total del material clástico del nivel. Se aprecian en tamaños menores a 0,71 mm, de bordes subredondeados. Constituyen fragmentos de conchas blancas, indistinguibles en su mayoría. Sin embargo, se pueden apreciar restos de bivalvos, gasterópodos y algas.
  - **Fragmentos líticos:** Representan al 33% del contenido total. Se presentan en variados tamaños, con granos que presentan cierta esfericidad y bordes subredondeados. Corresponden principalmente a fragmentos de rocas volcánicas de origen básico. Se presentan principalmente con texturas porfídicas y vitrofiricas, los que contienen fenocristales de plagioclasa y en ciertos casos de piroxenos y olivinos.
  - **Minerales:** Representan el 8% del total. Su mayoría corresponde a piroxenos, olivinos, opacos y plagioclasas. En menor medida presenta cuarzo y feldespato potásico.

- **Clasificación:** Arena bioclástica lítica (fig. 4-20 y 4-21).
- **Nivel inferior a PS 24-1**

Se puede apreciar un nivel inferior (parte inferior del estrato de la muestra PS 24-1 o tal vez capa superior de un depósito inferior que no aflora) de unos 5-10 cm de espesor, de color amarillo-verdoso, presentándose, debido a procesos químicos de precipitación, una capa dura carbonatada de textura botroidal, correspondiente a calcreta. Reacciona fuertemente ante HCl.



Fotografía 4-19: Depósito de calcreta botroidal del punto 10.

- **Estrato de la muestra PS 24-2**

Nivel netamente continental, compuesto principalmente por material de tamaño arena con importante presencia de gravas. Su espesor es de 80 cm. Presenta un color claro blanquecino, que contrastan con la presencia de los clastos líticos mayores. Presenta en algunos casos, intercalaciones de arenas y gravas sin gradación aparente. Se puede encontrar restos incompletos de material fosilífero mayor de gasterópodos del género *Succinea*.

#### Descripción de la muestra

- **Tamaño de grano:** El tamaño varía desde valores inferiores a 0,063 mm hasta 5 cm, la mayoría perteneciendo tamaño 0,25 mm.
- **Selección:** Presenta mala selección al estar compuesto de gamas de distintos tamaños.



- **Redondeamiento:** En general los granos presentan contornos subredondeados, en especial los de menor tamaño. Los mayores, aunque en baja proporción, son subangulosos.
- **Esfericidad:** Presenta clastos subesféricos, especialmente los fragmentos líticos menores.
- **Tipo de contacto entre granos:** Los granos están en contacto directo a lo largo de toda su superficie al presentar muy poco material fino (<0,063 mm) que sirva como matriz, aunque en el caso de los clastos mayores se podría considerar a los granos de tamaño arena como parte de la matriz. No hay presencia notoria de compactación ni cementación. Se aprecia un carácter matriz-soportado.
- **Madurez (textural y composicional):** Composicionalmente corresponde a una arena submadura, por la escasa presencia de cuarzo y de feldespatos (salvo plagioclasa). Minerales pesados, principalmente inestables como piroxenos y olivinos y también los opacos disminuyen aún más la madurez. Texturalmente, debido a la presencia de matriz (al considerar la arena como matriz) y la mala selección se considera una madurez pobre, en tanto que el subredondeamiento de los granos ayuda a mejorar la madurez.
- **Composición:**
  - La presencia abundante de granos de arena en relación a los clastos mayores produce una importante cantidad de matriz.
  - **Bioclastos:** Representan el 45% del total del nivel. Son de color blanco, y corresponden a fragmentos de conchas marinas. Se observan restos de bivalvos y gasterópodos principalmente. Son subredondeados y de tamaños menores al de las arenas gruesas.
  - **Fragmentos líticos:** Constituyen al 45% del total, alcanzando tamaños de hasta 5 cm, principalmente de color negro-grisáceo, aunque los clastos líticos de tamaños mayores presentan colores claros (amarillento). Son de origen volcánico, siendo su principal textura de tipo porfídica y vitrofírica, con gran presencia de fenocristales de plagioclasa y en ciertos casos, minerales ferromagnesianos de alta temperatura. Presentan bordes subredondeados.
  - **Minerales:** Representan el 10% del total. Corresponden principalmente a minerales oscuros provenientes de rocas volcánicas (piroxenos y olivinos), así como minerales pesados estables como los opacos. Escasa presencia de minerales livianos más estables como cuarzo y feldespato potásico.



Fotografía 4-20: Nivel superior del depósito de donde procede la muestra PS 24-2.

- **Clasificación:** Grava areno-lodoso bioclástica lítica (fig. 4-20).

#### 4.1.9. Punto 11

**Este:** 692130

**Norte:** 6273250

**Altitud:** 85 msnm



Fotografía 4-21: Depósito de 2 niveles en el punto 11. Brechas en la base y calcretas en el nivel superior.

- Columna estratigráfica Punto 11

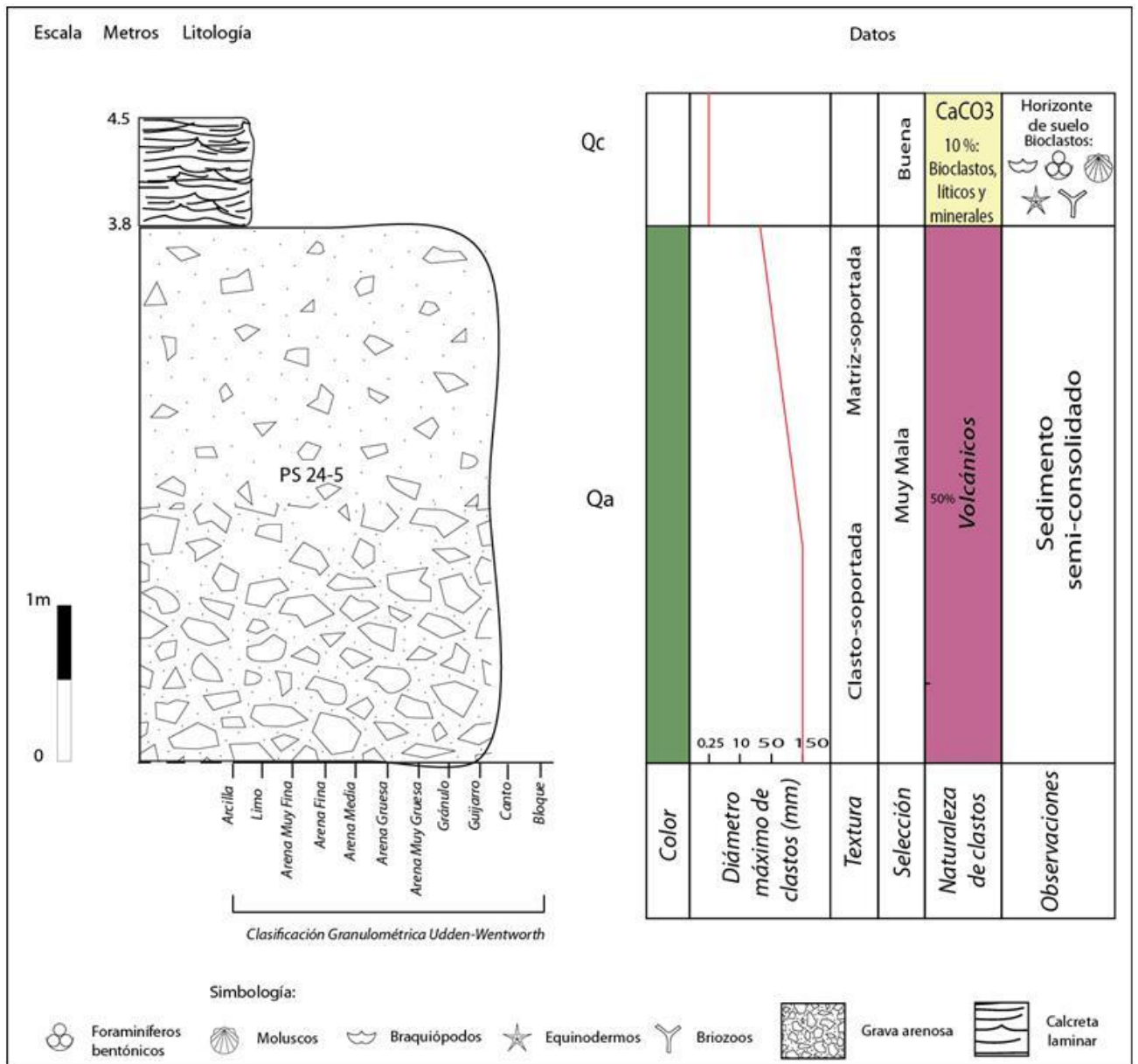


Fig. 4-17: Columna estratigráfica del punto 11. Qa: Depósitos cuaternarios aluviales; Qc: Depósitos cuaternarios de calcreta.

Depósito representado por 2 niveles. Uno correspondiente a la base (muestra PS 24-5), de 3,8 m de espesor, de color café-verdoso, netamente continental compuesto por un 70% de gravas (algunos clastos alcanzan los 15 cm), un 25% de arenas y un 5% de lodo. Sedimento clasto soportado, con matriz de partículas finas y granos de arena. Sus clastos mayores corresponden a fragmentos líticos volcánicos de carácter polimícticos de variados colores (los más típicos son de color verde, gris y amarillocafé), muy angulosos y poco esféricos. En algunos sectores presenta gradación normal. Ausencia de material fosilífero.

El nivel superior corresponde a una capa de 70 cm de espesor de láminas blanquecinas carbonatadas, de grano muy fino, conteniendo en menor proporción arenas bioclásticas. Estas capas se encuentran cubriendo en forma de costras al nivel inferior. Presenta formas laminares bien caóticas. Corresponde a calcretas, de material carbonatado duro.

#### Descripción de la muestra PS 24-5

- **Tamaño de grano:** Varía desde tamaños menores a 0,063 mm hasta 15 cm, siendo la mayoría granos tamaño grava (0,5-1 cm).
- **Selección:** Mala a muy mala.
- **Redondeamiento:** Presenta clastos mayores muy angulosos, y menores subangulosos.
- **Esfericidad:** Presenta clastos poco esféricos.
- **Tipo de contacto entre granos:** Clasto-soportada en la mitad inferior del nivel y hacia arriba mayor proporción de matriz.
- **Madurez (textural y composicional):** Pobre madurez textural debido a la mala selección, gran contenido de matriz, especialmente hacia la zona superior del depósito, y a la gran angulosidad de los clastos. Por la gran presencia de fragmentos líticos volcánicos y de minerales máficos inestables, y por la escasa presencia de minerales félsicos es que se obtiene un sedimento composicionalmente inmaduro.
- **Composición:**
  - El depósito presenta material de variados tamaños, desde limos y arcilla hasta grava de 15 cm. Principalmente se compone de fragmentos líticos de rocas volcánicas y de minerales libres en el sedimento. Está compuesta por gran cantidad de clastos mayores a 0,5 cm presentando alrededor de un 30-40% de matriz (finos y arenas finas). Ausencia de compactación y cementación.
  - **Fragmentos líticos:** Representan cerca de un 81% del contenido total, de origen polimíctico, pero siempre a partir de rocas volcánicas del tipo básicas, de colores verde, gris, negro y amarillo. Presentan contornos angulosos y subangulosos, y poco esféricos. Se puede apreciar que en general predominan las texturas de tipo porfídica y vitrofírica, con fenocristales de plagioclasa. También se observa cierta alteración mayor en gran parte de los clastos en su masa fundamental, probablemente a esmectita.

- **Minerales:** Representan cerca de un 19% del total, pudiéndose identificar piroxenos (8%), olivinos (7%) (estos dos algo alterados en sus bordes), opacos (3%) y minerales félsicos (1%). Presentan en general bordes subangulosos y se encuentran en tamaños menores a 0,5 mm.
- **Clasificación:** Grava arenosa o brecha sedimentaria arenosa rica en fragmentos líticos volcánicos (fig. 4-20).

#### 4.1.10. Punto 12

**Este:** 692250

**Norte:** 6273700

**Altitud:** 120 msnm



Fotografía 4-22: Depósito de 2 niveles de donde procede la muestra PS 26-5.

▪ **Columna estratigráfica Punto 12**

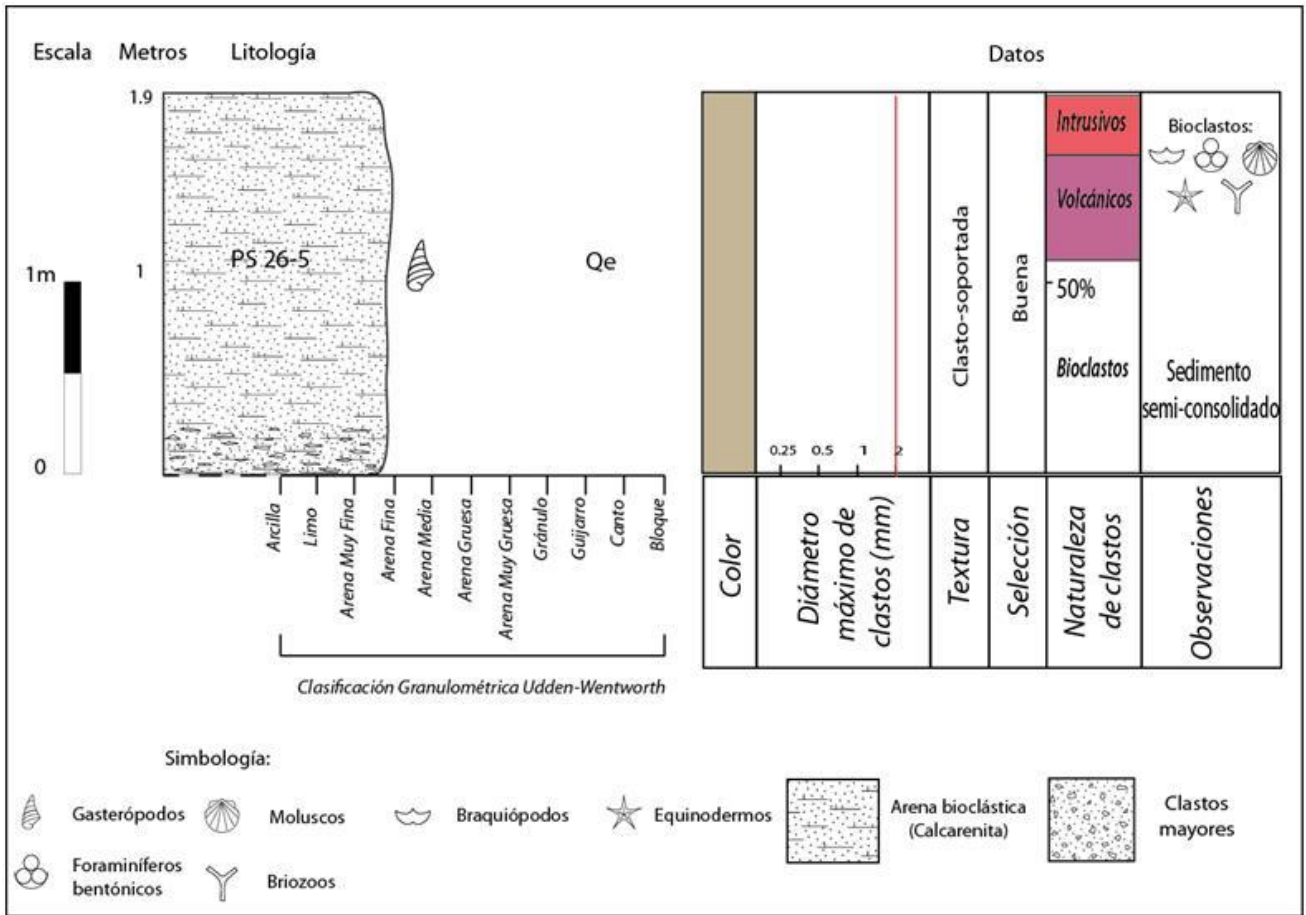


Fig. 4-18: Columna estratigráfica del punto 12. Qe: Depósitos cuaternarios eólicos.

• **Estrato de la muestra PS 26-5**

Es un depósito de arenas grises claras, de 2 m de espesor aproximadamente, ubicados en la ladera sur de un cerro que se encuentra hacia el NE del aeródromo (frente a Bahía Tierra Blanca), junto al camino que une Bahía Cumberland con el aeródromo. Presenta un color gris-blanquecino, especialmente en su techo, debido probablemente a las reacciones químicas, formando capas carbonatadas y patinas débiles alrededor de los granos. Ausencia de estructuras sedimentarias, salvo un agrietado constante a lo largo de su extensión, y la existencia de ejemplares de gasterópodos del género *Succinea* (ANEXO B) de color blanco de entre 0,5 a 1,5 cm bien distribuidos a lo largo del depósito, ubicados al azar en su espesor.

Este nivel se encuentra depositado por sobre niveles netamente continentales de color gris, visibles por el corte del camino, presentando un espesor de 2-3 m, los cuales contienen un 80% de arena y un 20% de clastos polimícticos mucho mayores (> 1 cm) muy angulosos y poco esféricos. En su límite superior la presencia de clastos mayores se mezclan con la base de las arenas superiores.

## Descripción de la muestra

- **Tamaño de grano:** Varía desde tamaños menores a 0,063 mm hasta 2 mm, siendo la mayoría de tamaño 0,150 mm.
- **Selección:** Moderada a buena.
- **Redondeamiento:** Presenta granos subredondeados, en especial los fragmentos líticos oscuros y de menor tamaño. Los granos mayores, aunque en menor proporción muestran un cierto grado de angulosidad.
- **Esfericidad:** Los granos de arena presentan bordes subesféricos.
- **Tipo de contacto entre granos:** Los granos permanecen en contacto directo entre ellos en toda su superficie al presentar escasa matriz y cemento.
- **Madurez (textural y composicional):** La presencia de minerales inestables como piroxenos y olivinos, y la escasa presencia de minerales félsicos lo convierte en inmaduro composicionalmente. Por otra parte, su alta madurez textural viene dada por la escasa presencia de matriz, la buena selección y la subredondez de los granos.
- **Composición:**
  - El depósito carece en gran proporción de material fino para formar matriz. El material comprende principalmente bioclastos, fragmentos líticos y minerales, los cuales muestran patinas blanquecinas alrededor de los granos que hacen ver más sucios a los clastos.
  - **Bioclastos:** Representan el 56% del total del material sedimentado. Corresponde a material blanquecino, subanguloso a subredondeado, de tamaños menores a 1 mm. Se pueden reconocer restos de bivalvos, gasterópodos, foraminíferos, braquiópodos, algas rojas y briozoos entre otros. Sin embargo, la mayoría corresponde material indeterminado.
  - **Fragmentos líticos:** Representan un 27% del total. Se observan en un 80% de los fragmentos en tamaños por sobre los 0,85 mm. Son de color gris y morado, presentando bordes subredondeados y subesféricos, y no mayores a 0,5 mm. Principalmente son de origen volcánico básico, mostrando texturas porfídicas y vitrofíricas (fenocristales de plagioclasa principalmente), afaníticas (microlitos de plagioclasa y vidrio), glomeroporfídicas (cristales de olivino, piroxeno y plagioclasa) y faneríticas. También se puede apreciar alteración a esmectita en su masa fundamental.
  - **Minerales:** Representan casi un 17% del total, identificándose piroxenos (6%), olivinos (4%) (estos dos algo alterados en sus bordes), opacos (3%)

y minerales félsicos (4%). Presentan bordes subredondeados a subangulosos, y se encuentran en tamaños menores a 0,5 mm.

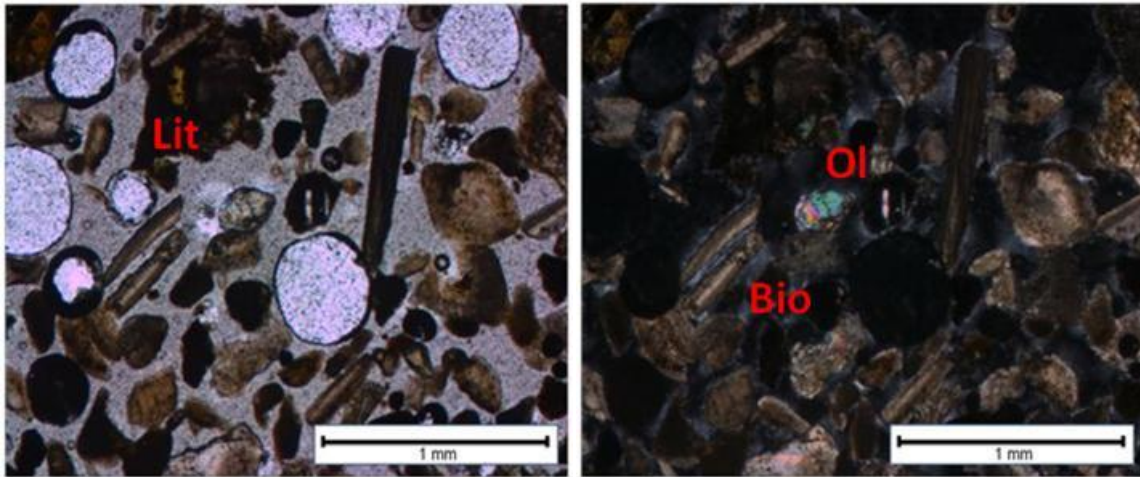


Fig. 4-19: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-5 donde se observan principalmente bioclastos indeterminados (Bio), fragmentos líticos (Lit, texturas vitrofíricas con fenocristales de plagioclasas un tanto alteradas) y algunos minerales (Ol).

- **Clasificación** Arena bioclástica lítica (fig. 4-20 y 4-21).



#### 4.1.11. Clasificación de los sedimentos

En la tabla 4-1 se entregan resultados por muestra en relación al tamaño de grano o clasto, clasificándolas en gravas, arenas y lodo. Se puede apreciar la similitud entre algunas muestras, formando especies de familias de muestras como en el caso de las muestras (Qe). Su clasificación se presenta en la figura 4-20.

Tabla 4-1: Distribución del tamaño de clastos por muestra.

Tamaño	Nombre	Muestras PS (%)																
		24-1	24-2	24-5	25-1	25-2	25-5	25-6	25-7	25-8	25-9	25-10	25-11	26-1	26-2	26-3	26-4	26-5
> 2 mm	Grava	0,0	35,0	70,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
0,063 mm-2 mm	Arena	87,8	55,0	25,0	95,3	63,4	99,6	59,5	99,8	99,2	99,3	99,2	99,0	99,6	99,4	99,3	99,6	98,3
< 0,063 mm	Lodo	12,2	10,0	5,0	4,4	37,1	0,4	40,5	0,2	0,8	0,7	0,8	1,0	0,4	0,6	0,7	0,4	1,4

Por otro lado en la tabla 4-2 se entregan los resultados del contenido composicional por muestra, en relación a la proporción de bioclastos, fragmentos líticos y minerales (pesados y livianos). Se puede apreciar nuevamente afinidad entre varias de las muestras. La clasificación de estas muestras se observa en la figura 4-21.

Tabla 4-2: Distribución de la composición según muestra.

Componentes	Muestras PS (%)																
	24-1	24-2	24-5	25-1	25-2	25-5	25-6	25-7	25-8	25-9	25-10	25-11	26-1	26-2	26-3	26-4	26-5
Bioclastos	59	45	0	55	0	57	0	55	56	55	56	60	55	56	55	50	56
F. Líticos	33	45	81	30	60	29	80	30	29	30	29	27	30	29	30	36	27
Minerales	8	10	19	15	40	14	20	15	15	15	15	13	15	15	15	14	17

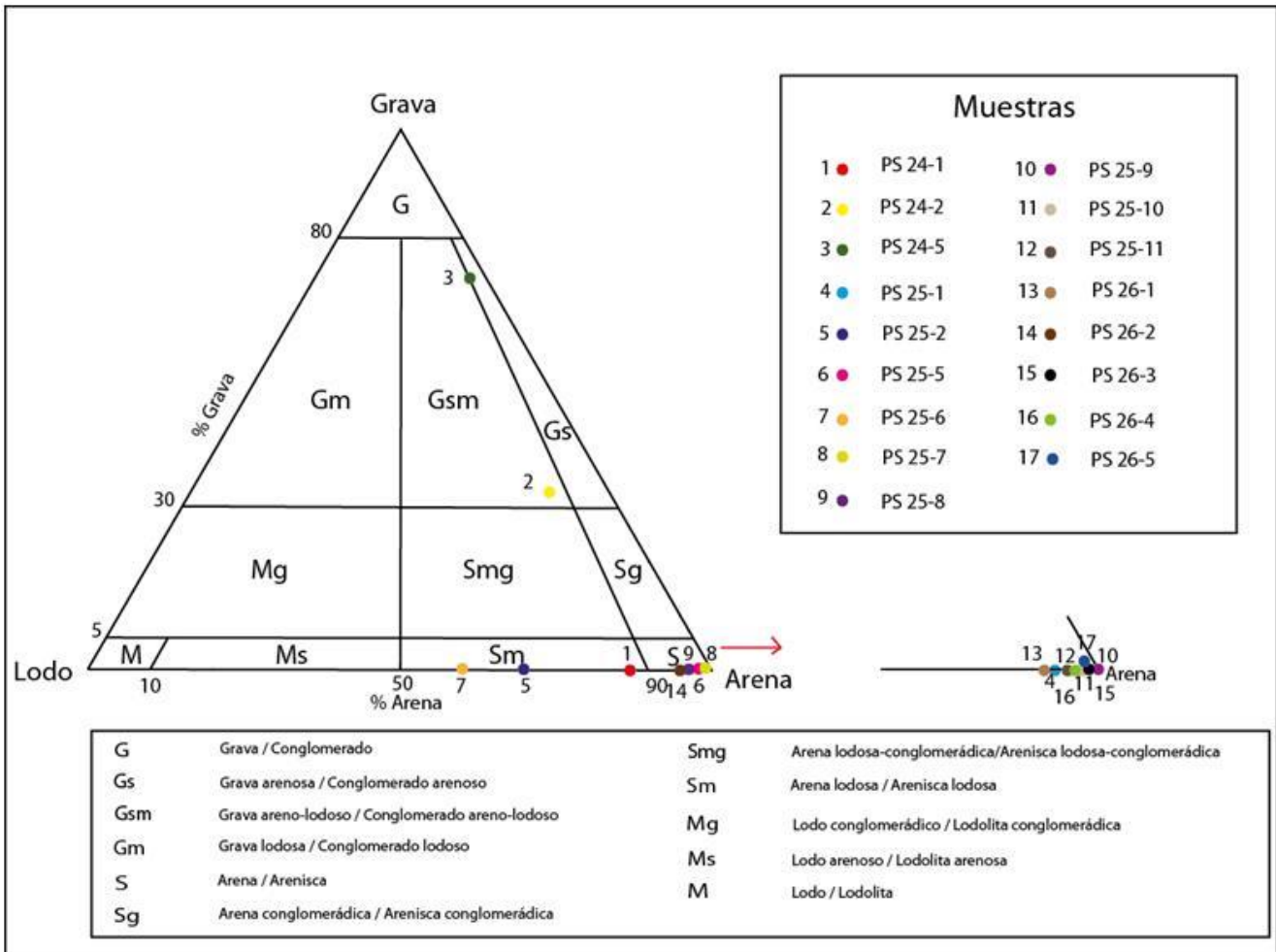


Fig. 4-20: Clasificación del tipo de sedimento con respecto al tamaño de grano por muestra.

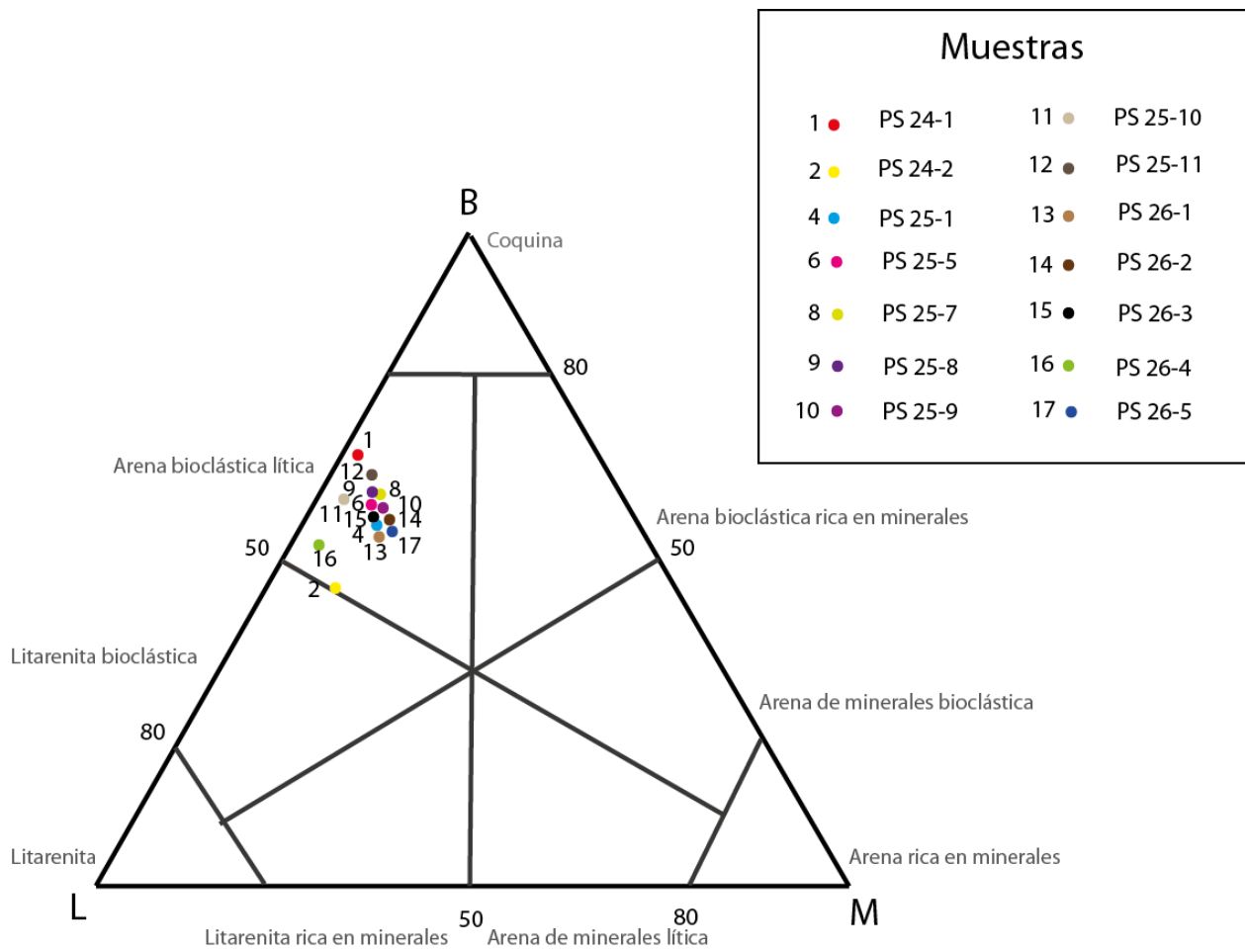


Fig. 4-21: Clasificación de las muestras del tipo de sedimento con respecto a la composición de las arenas: B: Bioclastos, L: Fragmentos líticos, M: Minerales (pesados y livianos).

#### 4.1.12. Subfósiles de invertebrados

Se encontraron 3 tipos diferentes de gasterópodos en los distintos depósitos arenosos provenientes del sector suroeste de la isla Robinson Crusoe. Estos fueron identificados preliminarmente por los especialistas en dicho grupo de moluscos, Dres. Sven Nielsen (U. de Kiel, Alemania, quien efectuó una primera asignación taxonómica) y Sergio Letelier (Área de Malacología, Museo Nacional de Historia Natural, MNHN). El material aquí mencionado está depositado en esta última institución. En el ANEXO B se puede encontrar mayor información general de cada género.

1)

**Reino:** Animalia

**Phylum:** Mollusca

**Clase:** Gastropoda

**Subclase:** Prosobranchia

**Orden:** Neritoida

**Suborden:** Neritopsina

**Superfamilia:** Neritoidea

**Familia:** Neritidae

**Subfamilia:** Neritinae

**Género:** *Nerita*

- ***Nerita* sp.**

Los especímenes de la fotografía 4-23, asignados al género *Nerita*, consisten en moluscos marinos de la clase gasterópoda que posee branquias. Uno de ellos presenta las siguientes dimensiones: altura (H), 10 mm; amplitud (W), 4 mm; longitud (L), 7,5 mm. Son de color blanquecino, y presentan un notable espesor en la concha, más gruesa que en el resto de los gasterópodos aquí mencionados, siendo por lo tanto más resistente, y por lo mismo su estructura está se presenta muy bien conservada y completa. Se los encuentra en el depósito Qd y en la mayoría de los depósitos Qe (salvo en los puntos 6, 8, 9 y 10) principalmente en la zona inferior-media.

La datación realizada por método de radiocarbono aportó edades entre 8.320 y 8.030 años BP (edad convencional por radiocarbono de 7.860±40 años BP). Estos gasterópodos no habían sido mencionados con anterioridad en el sector.



Fotografía 4-23: Dos y cuatro ejemplares de gasterópodos del género *Nerita* (Familia Neritidae).

2)

**Reino:** Animalia

**Phylum:** Mollusca

**Clase:** Gastropoda

**Subclase:** Pulmonata

**Superorden:** Eupulmonata

**Orden:** Stylommatophora

**Suborden:** Sigmurethra

**Infraorden:** Succineoinei

**Superfamilia:** Succineoidea

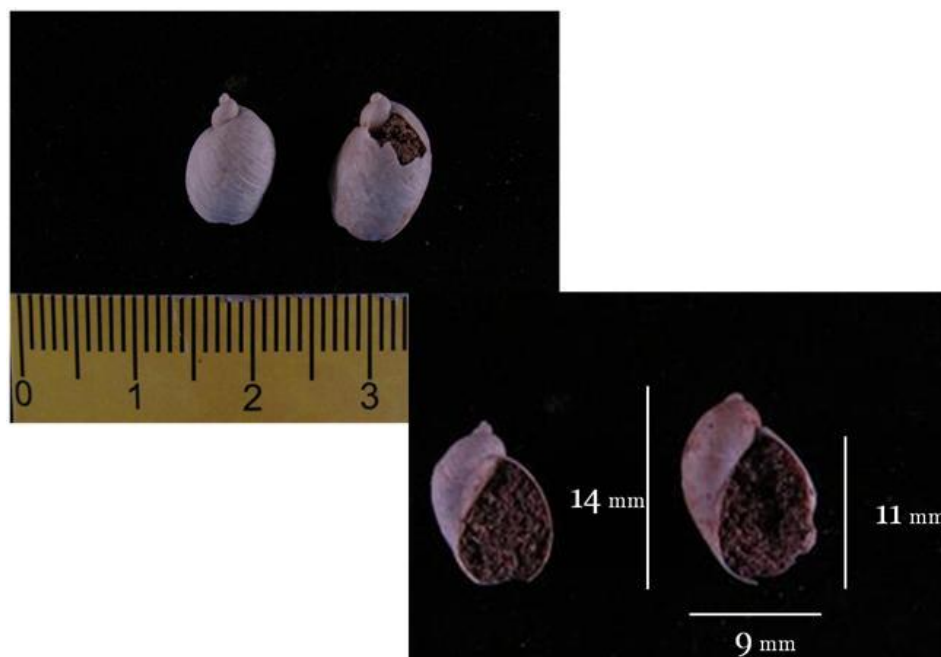
**Familia:** Succineidae Beck 1837

**Género:** *Succinea*

- ***Succinea* sp.**

Los especímenes de la fotografía 4-24 fueron asignados al género *Succinea*, un gasterópodo pulmonado de ambiente terrestre. Presentan un color blanco cuando la concha está rellena, y son traslúcidos al estar vacíos. Las dimensiones varían entre los caracoles encontrados: altura (H), 10-15 mm; amplitud (W), 5 mm; longitud (L), 6-9 mm. La concha es muy delgada y frágil, sin embargo en la mayoría de los ejemplares se conserva de buena manera su concha. Poseen una espira corta y aguzada, 3 vueltas y

una gran abertura con forma muy ovalada. Los ejemplares fueron encontrados en todas las localidades de estudio (Aeródromo y El Puente), especialmente en los depósitos Qe (salvo punto 8) preferentemente en la zona media-superior. Los especímenes utilizados para datación por radiocarbono entregaron edades entre 5.440 y 5.420 años BP.



Fotografía 4-24: Dos ejemplares de gasterópodos del género *Succinea* (Familia Succineidae).

3)

**Reino:** Animalia

**Phylum:** Mollusca

**Clase:** Gastropoda

**Subclase:** Pulmonata

**Superorden:** Eupulmonata

**Orden:** Stylommatophora

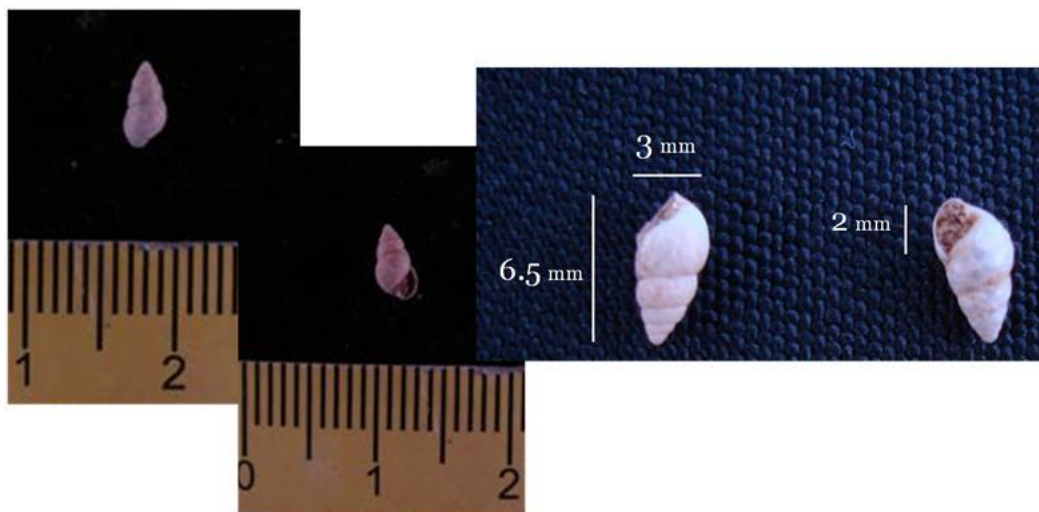
**Familia:** Tornatellinidae (= Achatinellidae)

**Género:** *Fernandezia* Pilsbry 1911

- ***Fernandezia* sp.**

Como puede apreciarse en la fotografía 4-25, uno de los especímenes identificados como *Fernandezia* sp (gasterópodo pulmonado terrestre) presenta las dimensiones: altura (H), 6,5 mm; amplitud (W), 3 mm; longitud (L), 3 mm. La concha es delgada y semi-frágil. Se puede apreciar un color blanco, probablemente al estar rellenas con sedimento. Presentan 4-5 vueltas y una abertura semi-ovalada. Fueron encontrados en los depósitos Qd Y Qe (salvo en los puntos 8, 9, 10 y 12).

La datación por radiocarbono obtenida a partir de algunos ejemplares entregó una edad calibrada entre 7680 y 7580 años BP (muestra PS 25-1 del punto 5).



Fotografía 4-25: Dos ejemplares de gasterópodos del género *Fernandezia* (Familia Tornatellinidae).

## 4.2. Análisis granulométrico

Se realizó un análisis a la granulometría tanto por tamizaje como por método láser en el instrumento Master Sizer de gran parte de los sedimentos estudiados, con el fin de comprender de mejor manera el tipo de depósito y las características que indicaran el tipo de ambiente en el que fueron depositados. Se privilegió en el estudio de ambientes el análisis de tamices, por ser este el método más utilizado para este tipo de estudios. De todas formas el método de láser fue útil, sobre todo para el análisis de los sedimentos más finos (arcilla y limo). Luego de este análisis los datos fueron representados en distintos gráficos de intervalos  $\Phi$ , entre ellos los de curvas de frecuencias normal y acumulativas en escalas aritméticas y probabilísticas (solo datos obtenidos por tamices para comparación directa de ambientes) y en histogramas, que para el caso comparativo con otros estudios, se utilizó intervalos unitarios de  $\Phi$  ( $\Phi = -1, 0, 1, 2, 3, 4, 5 \dots$ ). Se presentan a continuación los resultados ubicando las muestras por punto geográfico.

### 4.2.1. Punto 1

- **Muestras PS 25-6, PS 25-7 y PS 25-8.**

En la tabla 4-3 se muestran los valores de la distribución granulométrica de las muestras del punto 1, en donde se entregan principalmente los resultados porcentuales del peso atrapado en los distintos rangos de tamaños (tamiz, mm,  $\Phi$ ).

Se puede apreciar cierta similitud de las distribuciones del contenido entre las muestras PS 25-7 y PS 25-8 en donde los valores de los tamaños varía desde 0,063 mm hasta 0,85 mm ( $\Phi=1-4$ ), tal como se muestra el histograma de la figura 4-22, de la cual se desprende que existen dos rangos de tamaños principales ( $\Phi=2$ ,  $\Phi=3$ ), siendo la moda  $\Phi=3$ . En tanto que los 2 rangos de tamaño con mayor contenido para PS 25-6 son  $\Phi=3$  y  $\Phi=4$ , aún cuando presenta mucho mayor contenido y distribución de finos (tamaños clasificables gracias al uso de Master Sizer, de lo contrario el peak se vería acrecentado en  $\Phi=5$ ).

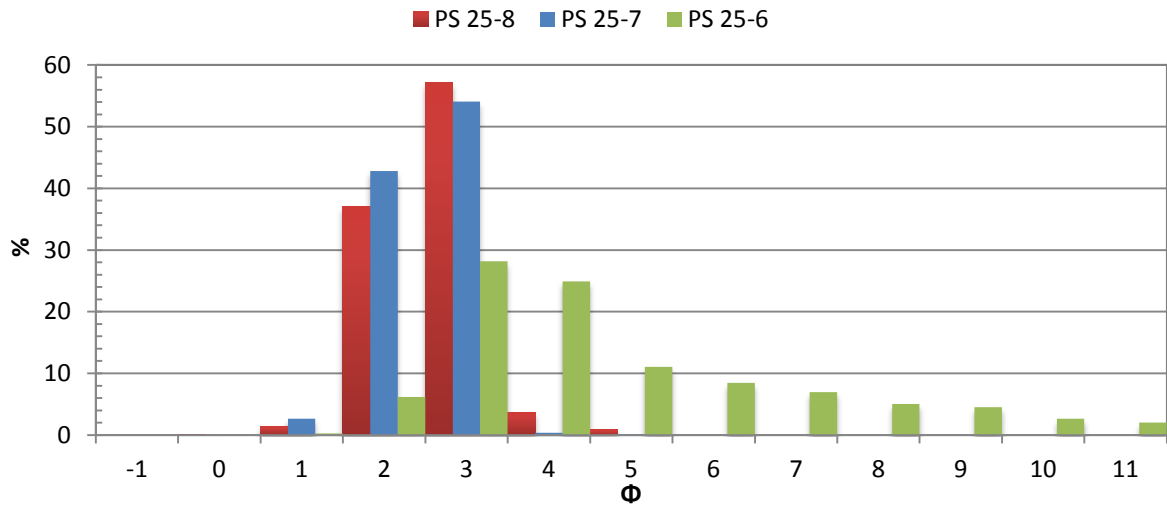


Fig. 4-22: Distribución del tamaño de grano en un histograma para las muestras de los depósitos Qs (PS 25-6) y Qe (PS 25-7 y PS 25-8) correspondientes al Punto 1 ubicado en la localidad de El Puente.



Tabla 4-3: Distribución del tamaño de grano de las muestras PS 25-6, PS 25-7 y PS 25-8.

N° Tamiz	Tamaño (mm)	Φ	PS 25-6 (gr)	Frecuencia (%)	Frec. Ac. (%)	PS 25-7 (gr)	Frecuencia (%)	Frec. Ac. (%)	PS 25-8 (gr)	Frecuencia (%)	Frec. Ac. (%)
10	2,000	-1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
18	1,000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
20	0,850	0,23	0,00	0,00	0,00	0,10	0,05	0,06	0,03	0,02	0,03
25	0,710	0,49	0,00	0,00	0,00	1,03	0,52	0,58	0,18	0,11	0,14
30	0,600	0,74	0,15	0,12	0,12	1,30	0,65	1,23	0,60	0,38	0,52
35	0,500	1,00	0,19	0,15	0,27	2,84	1,43	2,65	1,48	0,93	1,45
40	0,425	1,23	0,23	0,18	0,45	3,87	1,94	4,60	3,89	2,44	3,89
45	0,355	1,49	0,50	0,39	0,84	11,98	6,01	10,61	6,57	4,13	8,02
50	0,300	1,74	1,56	1,23	2,07	29,54	14,82	25,43	15,29	9,61	17,63
60	0,250	2,00	5,56	4,37	6,44	39,84	19,99	45,43	33,07	20,78	38,41
100	0,150	2,74	18,00	14,15	20,59	96,77	48,56	93,99	81,85	51,44	89,84
120	0,125	3,00	17,97	14,13	34,72	10,94	5,49	99,48	9,00	5,66	95,50
170	0,090	3,47	16,43	12,92	47,64	0,56	0,28	99,76	3,89	2,44	97,95
230	0,063	4,00	15,40	12,11	59,75	0,17	0,09	99,85	1,94	1,22	99,16
Master Sizer	0,0317	5,00	14,08	11,07	70,82	0,30	0,15	100,00	1,33	0,84	100,00
Master Sizer	0,0159	6,00	10,76	8,46	79,28	-	-	-	-	-	-
Master Sizer	0,0080	7,00	8,83	6,95	86,23	-	-	-	-	-	-
Master Sizer	0,0040	8,00	6,40	5,03	91,26	-	-	-	-	-	-
Master Sizer	0,0020	9,00	5,77	4,54	95,68	-	-	-	-	-	-
Master Sizer	0,0010	10,00	3,35	2,64	98,17	-	-	-	-	-	-
Master Sizer	0,0005	11,00	2,56	2,02	100,00	-	-	-	-	-	-

Se puede apreciar, de las figuras 4-22 y figura 4-23, en las tres muestras, la existencia de solo una familia principal de tamaños de grano (un solo peak), es decir, presenta forma unimodal. Sin embargo, en la muestra PS 25-6 sus granos están mucho más distribuidos en distintos tamaños de grano, especialmente en los rango de tamaños menores (finos), aunque su distribución no sería tal al utilizar solo la información de los tamices, con lo cual se obtendría un peak muy marcado en  $\Phi=5$ , tanto en el histograma como en la curva de frecuencia.

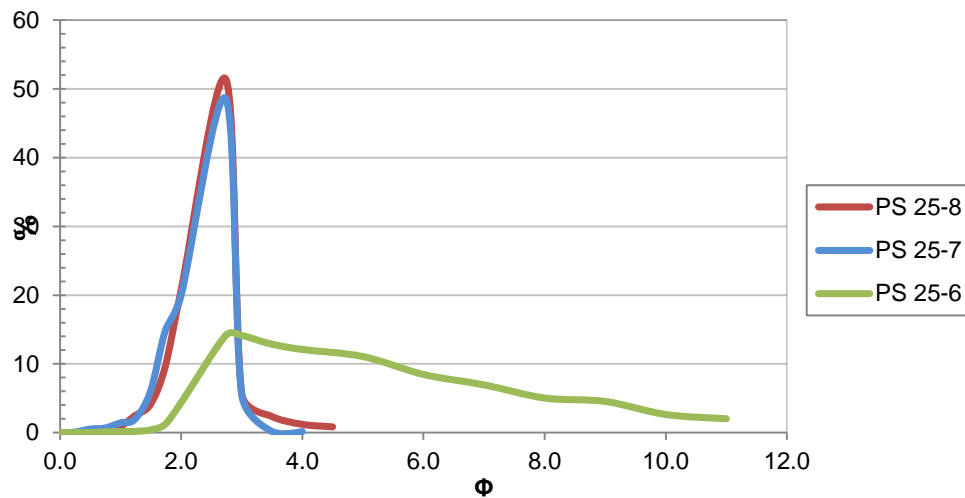


Fig. 4-23: Curvas de frecuencia del tamaño de grano por muestras correspondientes al punto 1.

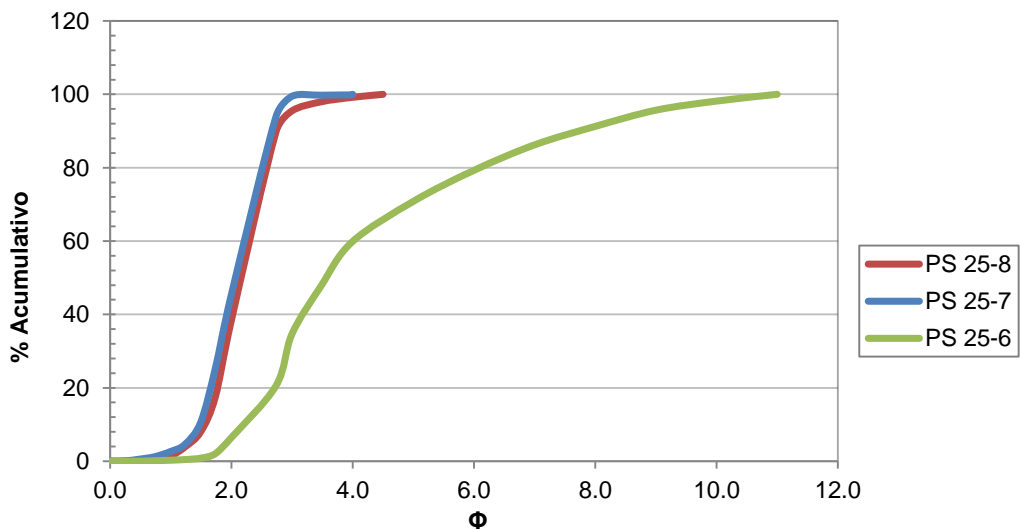


Fig. 4-24: Curvas acumulativas en escala aritmética de las muestras del punto 1.

Las curvas acumulativas en escala probabilística de la figura 4-25 muestran que para PS 25-7 y PS 25-8 se presenta un buen desarrollo de las cargas en saltación principalmente, pero también en las cargas de suspensión. En tanto que las cargas en tracción no logran destacarse. Por otro lado la muestra PS 25-6 (para comparación de

ambientes por curvas acumulativas en escala probabilística se utilizó solo los valores de la distribución por tamizaje, sin incluir los valores de Master Sizer) presenta un muy buen desarrollo de las cargas en suspensión apoyada por la gran presencia de material fino, y un buen desarrollo de cargas en saltación. Nula presencia de cargas de tracción.

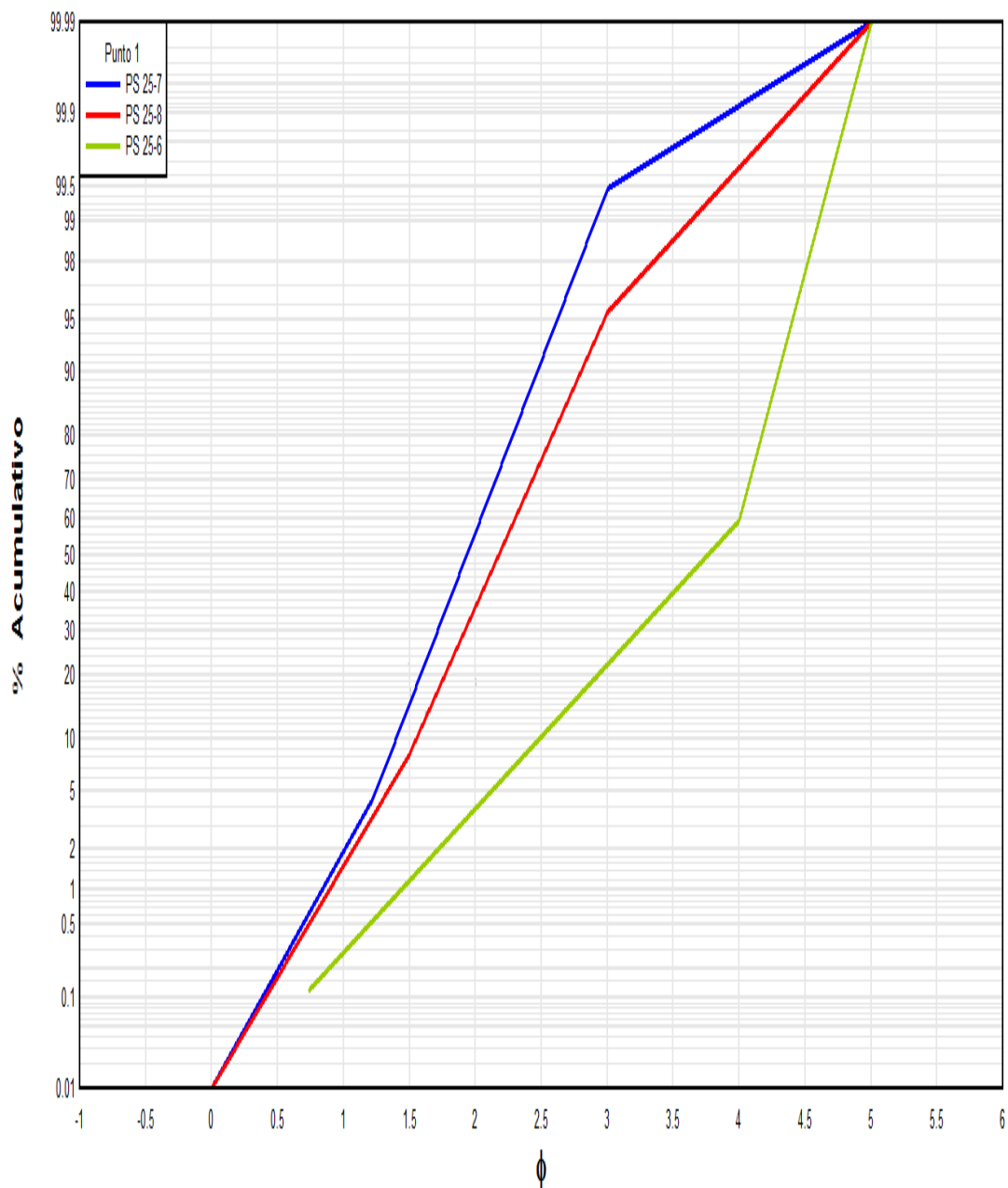


Fig. 4-25: Curvas acumulativas en escala probabilística de las muestras del punto 1.

Las curvas acumulativas además nos entregan implícitos valores de percentiles (Tabla 4-4), útiles para obtener los coeficientes estadísticos en el análisis granulométrico. Estos coeficientes se presentan en la tabla 4-5.

Tabla 4-4: Valores de percentiles por muestra.

	PS 25-6	PS 25-7	PS 25-8
$\phi 5$	2,124	1,246	1,334
$\phi 16$	2,770	1,519	1,688
$\phi 25$	3,089	1,652	1,844
$\phi 50$	3,762	1,932	2,175
$\phi 75$	4,127	2,216	2,507
$\phi 84$	4,218	2,349	2,663
$\phi 95$	4,405	2,621	2,977

Tabla 4-5: Valores de los coeficientes estadísticos de Folk y Ward (1974) para el análisis granulométrico y sedimentológico para las muestras del punto 1.

	Moda ( $\phi$ )	Mediana( $\phi$ )	Medio ( $\phi$ )	Selección	Asimetría	Curtosis
PS 25-6	3,000	3,762	3,583	0,707	-0,404	0,900
PS 25-7	3,000	1,932	1,933	0,416	0,005	1,000
PS 25-8	3,000	2,175	2,175	0,492	-0,011	1,015

De estos valores se puede extraer que por ejemplo la muestra PS 25-6 presenta un tamaño medio de grano muy fino (0,063 mm o el límite entre arena muy fina y limo, valor que puede ser menor al considerarse los datos obtenidos por Master Sizer), así como una selección moderada a mediana del tamaño de grano, una asimetría muy negativa (al acumular todo el material fino menor a 0,063 mm en el próximo valor  $\Phi$ , sin distribuirlos varios rangos menores) y forma platicurta-mesocurta. En tanto, para las muestras PS 25-7 y PS 25-8 se aprecia que presentan un tamaño medio de grano de arena media (0,25-0,3 mm), una buena selección (agrupando pocos tamaños de grano), una forma muy simétrica (PS 25-7 asimetría levemente positiva y PS 25-8 asimetría levemente negativa, pero ambas están dentro del rango de simetría) y también una forma mesocurta a leptocurta (buena selección, principalmente de los tamaños de grano centrales y más importantes).

#### 4.2.2. Punto 2

- **Muestras PS 25-6, PS 26-1 y PS 26-2.**

En la tabla 4-6 se muestran los valores de la distribución granulométrica de las muestras del punto 2, en donde se entregan resultados porcentuales (frecuencia y frecuencia acumulativa) del peso atrapado en los distintos rangos de tamaños (tamiz, mm,  $\Phi$ ). Para la muestra PS 25-6 se entregan los mismos resultados que para el punto 1, por lo que no se profundizará en su información.

Se puede apreciar, tanto de la tabla 4-6 y del histograma de la figura 4-26, la similitud de las distribuciones granulométricas de las muestras PS 26-1 y PS 26-2, las cuales

muestran una distribución del total del contenido en el rango de intervalos  $\Phi=0-5$ , y que el tamaño con mayor contenido proporcional es el perteneciente al intervalo  $\Phi=3$  ( $\Phi=3$  de PS 26-1 es mucho más importante que para PS 26-2).

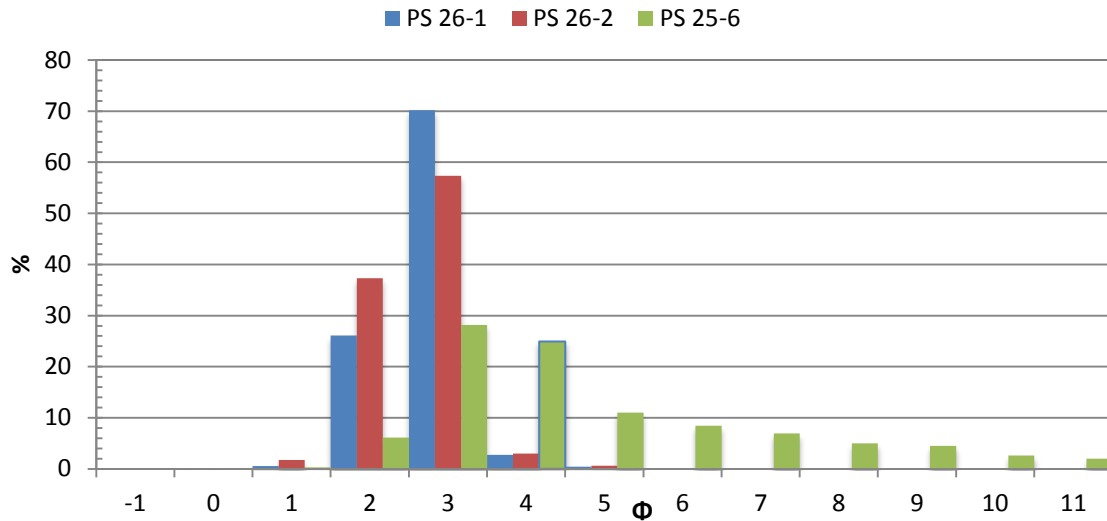


Fig. 4-26: Distribución del tamaño de grano en un histograma para las muestras de los depósitos Qs (PS 25-6) y Qe (PS 26-1 y PS 26-2) correspondientes al Punto 2 ubicado en la localidad de El Puento, a partir de los valores entregados en la tabla 4-3.

Las curvas de frecuencia de la figura 4-27, muestran la forma unimodal (peak en el intervalo  $\Phi=3$ ) y leptocurta para las muestras PS 26-1 y PS 26-2

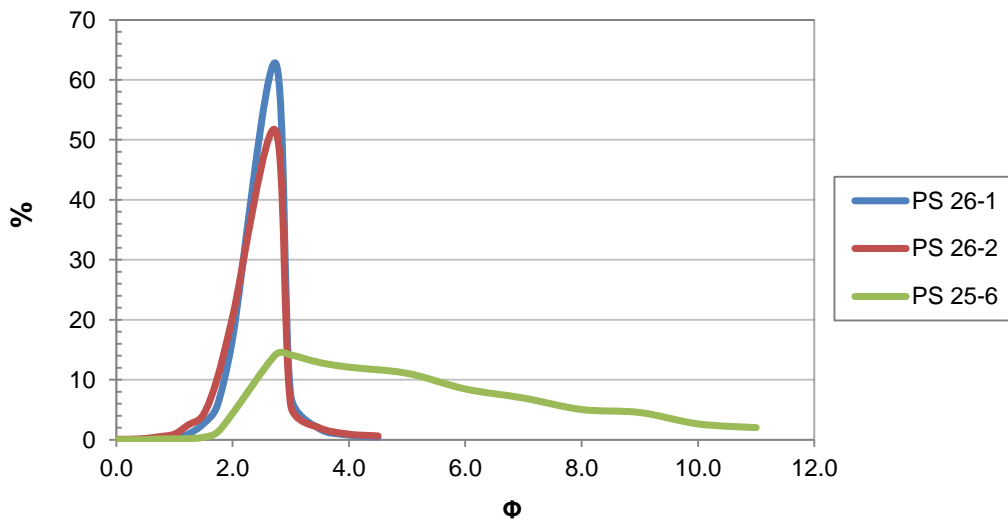


Fig. 4-27: Curvas de frecuencia del tamaño de grano por muestras correspondientes al punto 2.

Tabla 4-6: Distribución del tamaño de grano de las muestras PS 25-6, PS 26-1 y PS 26-2.

N° Tamiz	Tamaño (mm)	Φ	PS 25-6 (gr)	Frecuencia (%)	Frec. Ac. (%)	PS 26-1 (gr)	Frecuencia (%)	Frec. Ac. (%)	PS 26-2 (gr)	Frecuencia (%)	Frec. Ac. (%)
10	2,000	-1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
18	1,000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02	0,10	0,06	0,06
20	0,850	0,23	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,06	0,13	0,08	0,14
25	0,710	0,49	0,00	0,00	0,00	0,08	0,06	0,12	0,30	0,19	0,33
30	0,600	0,74	0,15	0,12	0,12	0,16	0,12	0,24	0,80	0,50	0,84
35	0,500	1,00	0,19	0,15	0,27	0,45	0,33	0,57	1,48	0,93	1,77
40	0,425	1,23	0,23	0,18	0,45	1,24	0,92	1,50	3,89	2,44	4,21
45	0,355	1,49	0,50	0,39	0,84	3,52	2,62	4,12	6,57	4,13	8,34
50	0,300	1,74	1,56	1,23	2,07	7,65	5,69	9,81	16,29	10,24	18,58
60	0,250	2,00	5,56	4,37	6,44	22,66	16,87	26,68	32,57	20,47	39,04
100	0,150	2,74	18,00	14,15	20,59	84,36	62,79	89,47	82,11	51,60	90,64
120	0,125	3,00	17,97	14,13	34,72	9,89	7,36	96,83	9,10	5,72	96,36
170	0,090	3,47	16,43	12,92	47,64	2,61	1,94	98,77	3,29	2,07	98,43
230	0,063	3,99	15,40	12,11	59,75	1,06	0,79	99,56	1,50	0,94	99,37
Master Sizer	0,0317	5,00	14,08	11,07	70,82	0,59	0,44	100,00	1,00	0,63	100,00
Master Sizer	0,0159	6,00	10,76	8,46	79,28	-	-	-	-	-	-
Master Sizer	0,0080	7,00	8,83	6,95	86,23	-	-	-	-	-	-
Master Sizer	0,0040	8,00	6,40	5,03	91,26	-	-	-	-	-	-
Master Sizer	0,0020	9,00	5,77	4,54	95,68	-	-	-	-	-	-
Master Sizer	0,0010	10,00	3,35	2,64	98,17	-	-	-	-	-	-
Master Sizer	0,0005	11,00	2,56	2,02	100,00	-	-	-	-	-	-

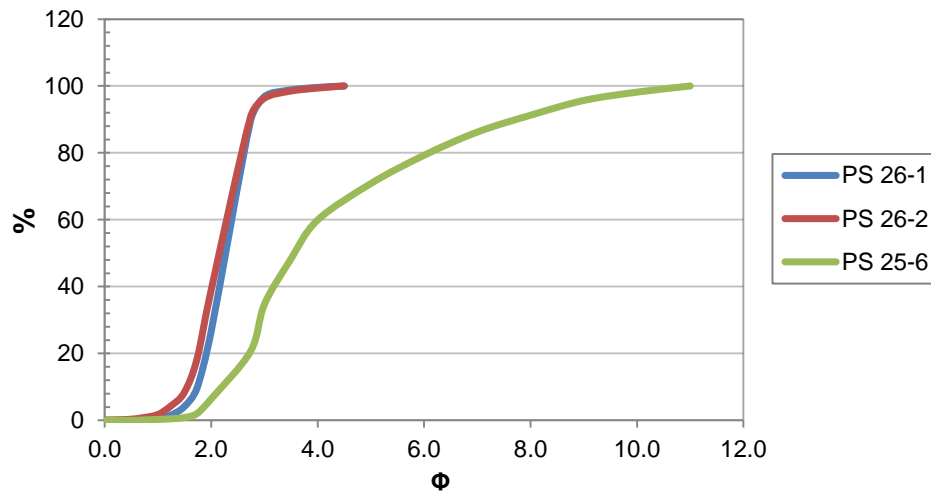


Fig. 4-28: Curvas acumulativas en escala aritmética de las muestras del punto 2.

Las curvas acumulativas en escala probabilística de la figura 4-29 (también puede ser observado en la figura 4-28) muestran que para PS 26-1 y PS 26-2 existe un muy buen desarrollo de algunas cargas, especialmente las cargas de saltación, al presentar una pendiente alta y muy bien distribuida, y en menor medida lo presentan las cargas más finas en suspensión y las de tracción, al no destacar claramente su pendiente (no presentan una gran variedad de las partículas más finos y de los granos más gruesos).

Puede apreciarse en la tabla 4-7 se entregan los valores de los percentiles obtenidos a partir de las curvas acumulativas de escala probabilística, útiles para obtener los coeficientes estadísticos en el análisis granulométrico.

Tabla 4-7: Valores de percentiles por muestra del punto 2.

	PS 25-6	PS 26-1	PS 26-2
<b>φ5</b>	2,124	1,462	1,275
<b>φ16</b>	2,770	1,749	1,599
<b>φ25</b>	3,089	1,893	1,763
<b>φ50</b>	3,762	2,182	2,090
<b>φ75</b>	4,127	2,486	2,442
<b>φ84</b>	4,218	2,632	2,632
<b>φ95</b>	4,405	2,929	2,929

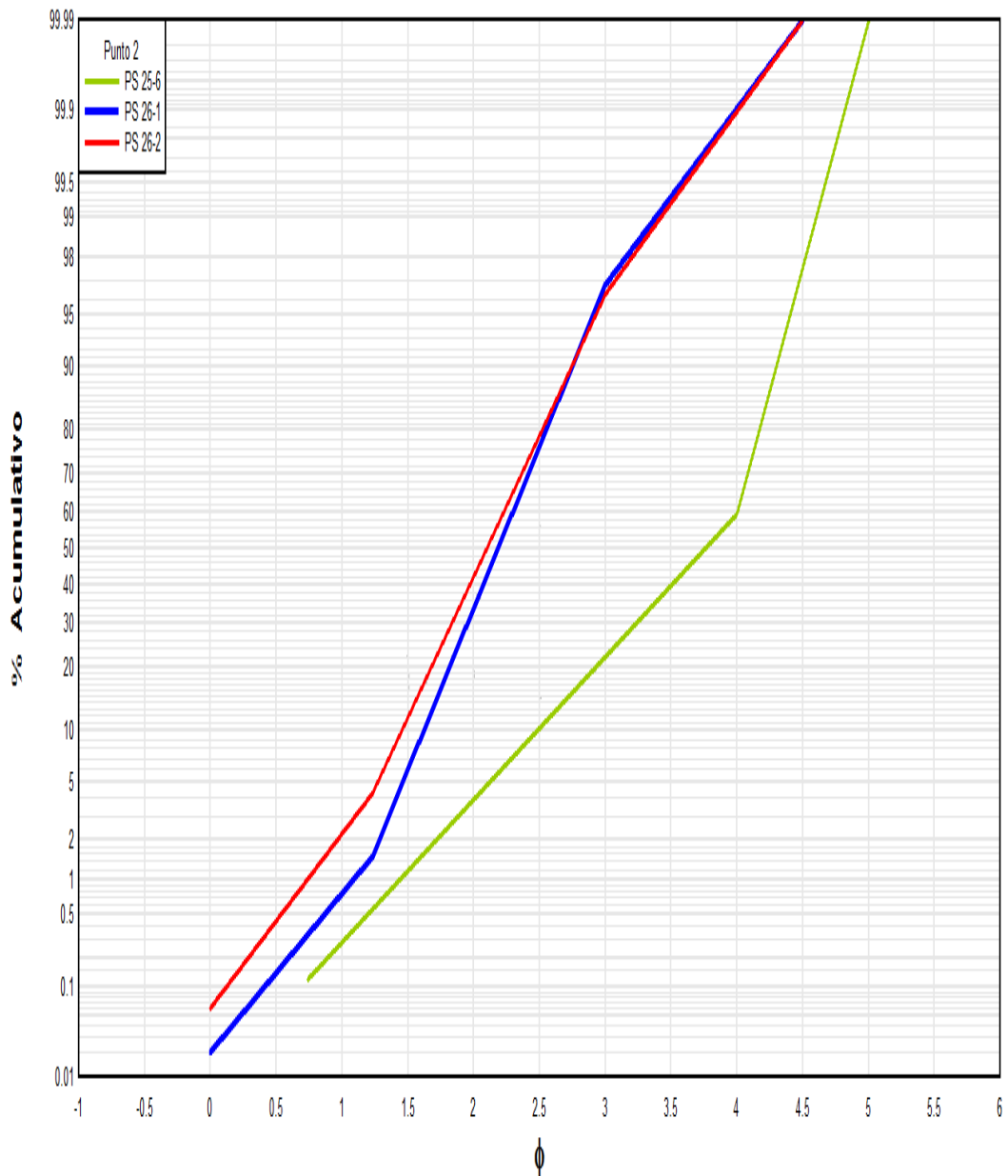


Fig. 4-29: Curvas acumulativas en escala probabilística de las muestras del punto 2.

Tabla 4-8: Valores de los coeficientes estadísticos de Folk y Ward (1974) para el análisis granulométrico y sedimentológico.

	Moda ( $\phi$ )	Mediana( $\phi$ )	Medio ( $\phi$ )	Selección	Asimetría	Curtosis
PS 25-6	3,000	3,762	3,583	0,707	-0,404	0,900
PS 26-1	3,000	2,182	2,188	0,443	0,019	1,013
PS 26-2	3,000	2,090	2,107	0,509	0,032	0,999

Los valores de los coeficientes estadísticos de la tabla 4-8 entregan un análisis que muestra que tanto la muestra PS 26-1 como PS 26-2 presentan un tamaño medio de grano de arena media (0,25-0,3 mm) pertenecientes al intervalo  $\Phi=3$ , una selección



buena de las arenas en relación al contenido total de los granos y sus distintos tamaños, presenta también una forma muy simétrica de su curva (valores muy similares dentro de un rango muy acotado) y también una forma de la curva mesocurta a leptocurta indicando una buena selección principalmente de los tamaños de grano centrales y más importantes.

#### 4.2.3. Punto 5

- **Muestras PS 25-1 y PS 25-2.**

La distribución granulométrica obtenida por métodos de tamizaje de las muestras PS 25-1 y PS 25-2 (tabla 4-9), entrega resultados dispares entre las muestras, por un lado la muestra PS 25-1 presenta valores acordes con arenas ( $\Phi=-1$  -  $\Phi=4$ ), principalmente arenas medias (moda  $\Phi=2$  o 0,25 mm), y por otro lado, se observa la predominancia de material más fino para PS 25-2, por la gran presencia de partículas de limo y arcillas se utilizó una mezcla de datos de tamices y Master Sizer). De todas formas el contenido más importante y notorio pertenece al intervalo  $\Phi=3$  (este peak se vería representado en el intervalo  $\Phi=5$  al utilizar solo los datos obtenidos por tamices) de las arenas finas y muy finas. Ambas distribuciones pueden apreciarse de mejor manera en el histograma de la figura 4-30 (valores acumulados en intervalos unitarios de  $\Phi$ ).

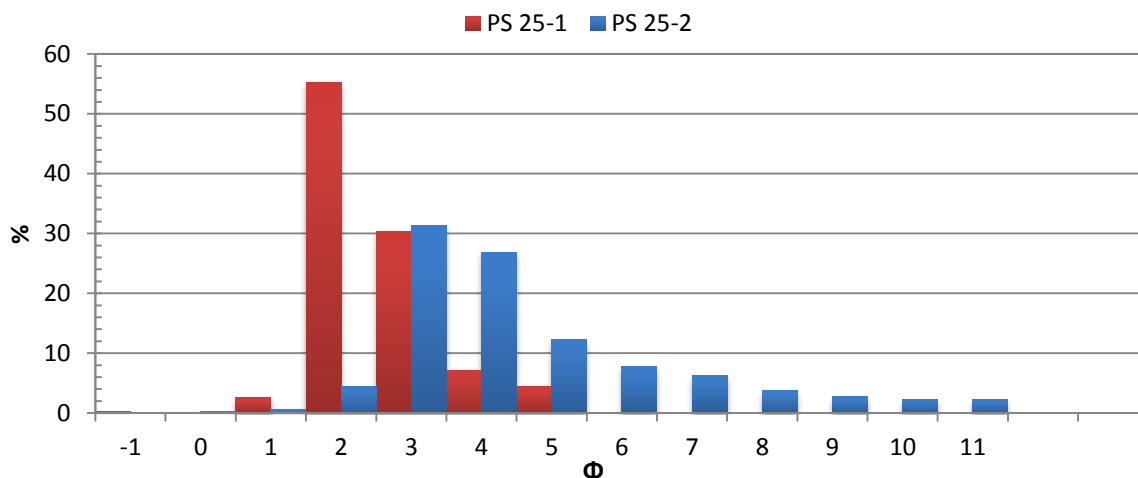


Fig. 4-30: Distribución del tamaño de grano en un histograma para las muestras de los depósitos Qt (PS 25-2) y Qe (PS 25-1) correspondientes al Punto 5 ubicado en la continuación hacia el centro de la isla de la localidad de El Puente.

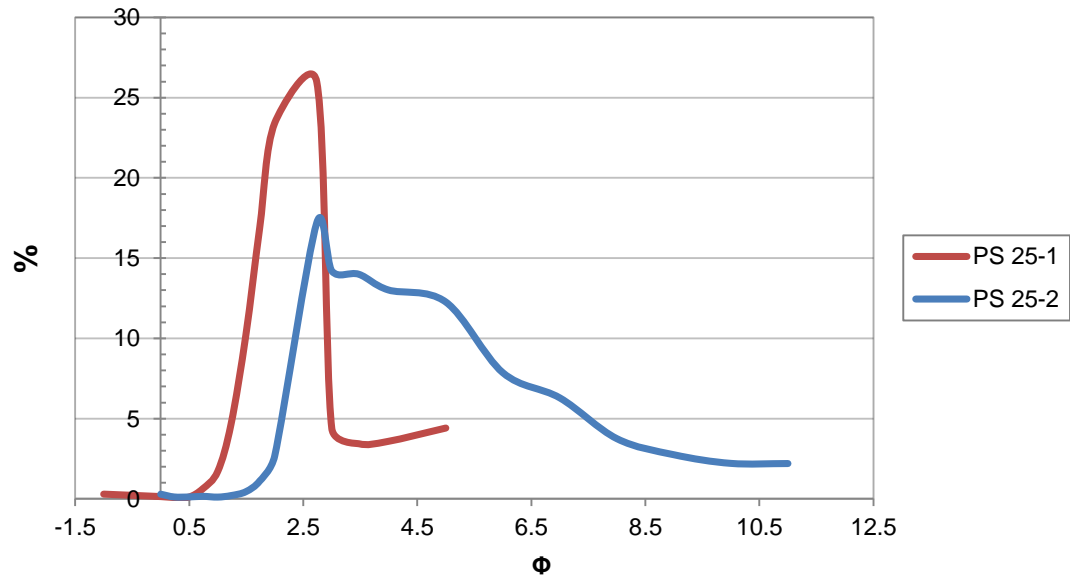


Fig. 4-31: Curvas de frecuencia del tamaño de grano por muestras correspondientes al punto 5.

Tabla 4-9: Distribución del tamaño de grano de las muestras PS 25-1 y PS 25-2.

N° Tamiz	Tamaño (mm)	Φ	PS 25-1 (gr)	Frecuencia (%)	Frec. Ac. (%)	PS 25-2 (gr)	Frecuencia (%)	Frec. Ac. (%)
10	2,0000	-1,00	0,54	0,29	0,29	0,00	0,00	0,00
18	1,0000	0,00	0,26	0,14	0,44	0,37	0,29	0,29
20	0,8500	0,23	0,15	0,08	0,52	0,15	0,12	0,41
25	0,7100	0,49	0,20	0,11	0,63	0,15	0,12	0,53
30	0,6000	0,74	1,15	0,63	1,26	0,20	0,16	0,68
35	0,5000	1,00	3,13	1,71	2,97	0,14	0,11	0,79
40	0,4250	1,23	8,55	4,67	7,63	0,26	0,20	1,00
45	0,3550	1,49	18,73	10,23	17,86	0,57	0,45	1,45
50	0,3000	1,74	30,98	16,92	34,78	1,42	1,12	2,56
60	0,2500	2,00	42,90	23,43	58,20	3,41	2,68	5,24
100	0,1500	2,74	47,57	25,98	84,18	21,88	17,20	22,45
120	0,1250	3,00	8,04	4,39	88,57	18,06	14,20	36,65
170	0,0900	3,47	6,29	3,43	92,01	17,80	14,00	50,64
230	0,0630	3,99	6,56	3,58	95,59	16,56	13,02	63,67
Master Sizer	0,0317	5,00	8,08	4,41	100,00	15,60	12,27	75,93
Master Sizer	0,0159	6,00	-	-	-	10,00	7,86	83,50
Master Sizer	0,0080	7,00	-	-	-	8,00	6,29	89,68
Master Sizer	0,0040	8,00	-	-	-	4,77	3,75	93,31
Master Sizer	0,0020	9,00	-	-	-	3,50	2,75	95,90
Master Sizer	0,0010	10,00	-	-	-	2,81	2,21	98,00
Master Sizer	0,0005	11,00	-	-	-	2,80	2,20	100,00

La existencia de una sola familia de granos predominantes implica una forma unimodal tanto de la curva de frecuencia como en un histograma, tal como se observa en las figuras 4-31 y 4-32. Y para la muestra PS 25-1, en donde también se puede notar la forma leptomesocurta de la curva de frecuencia, en tanto para PS 25-2 se observa una distribución de familias más compleja, aún cuando presenta una familia principal muy notoria ( $\Phi=3-4$ )

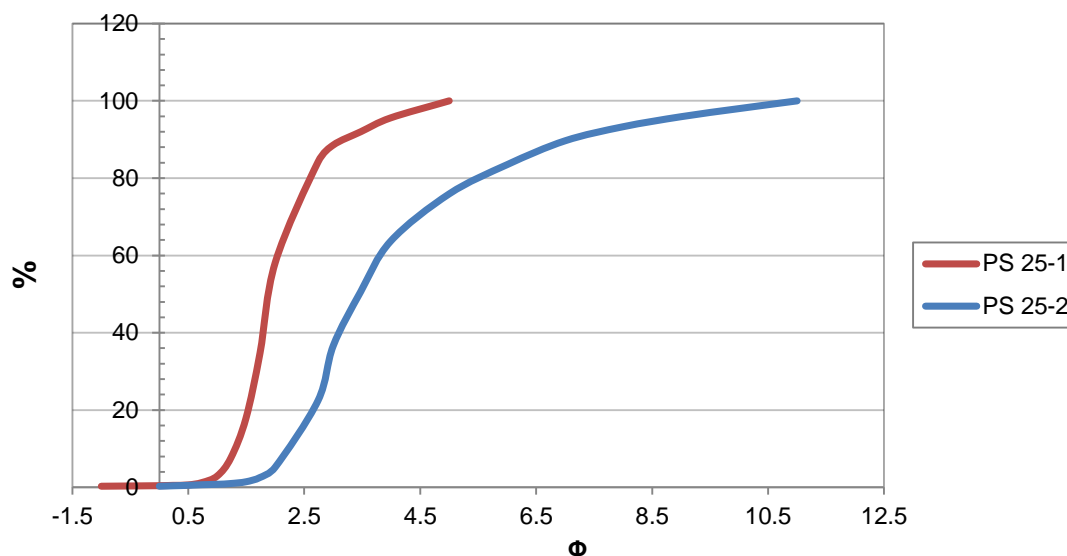


Fig. 4-32: Curvas acumulativas en escala aritmética de las muestras del punto 5.

Las partículas en saltación presentan un buen desarrollo principalmente para PS 25-1. El caso de los granos de tracción también presenta buen desarrollo y gran distribución entre los tamaños mayores (pendiente de curva es muy distinta a la de las otras cargas). En tanto para PS 25-2 se aprecia la importancia del desarrollo de las partículas más finas que son transportadas en suspensión. El resto de sus cargas no presenta mayor importancia (figuras 4-32 y 4-33).

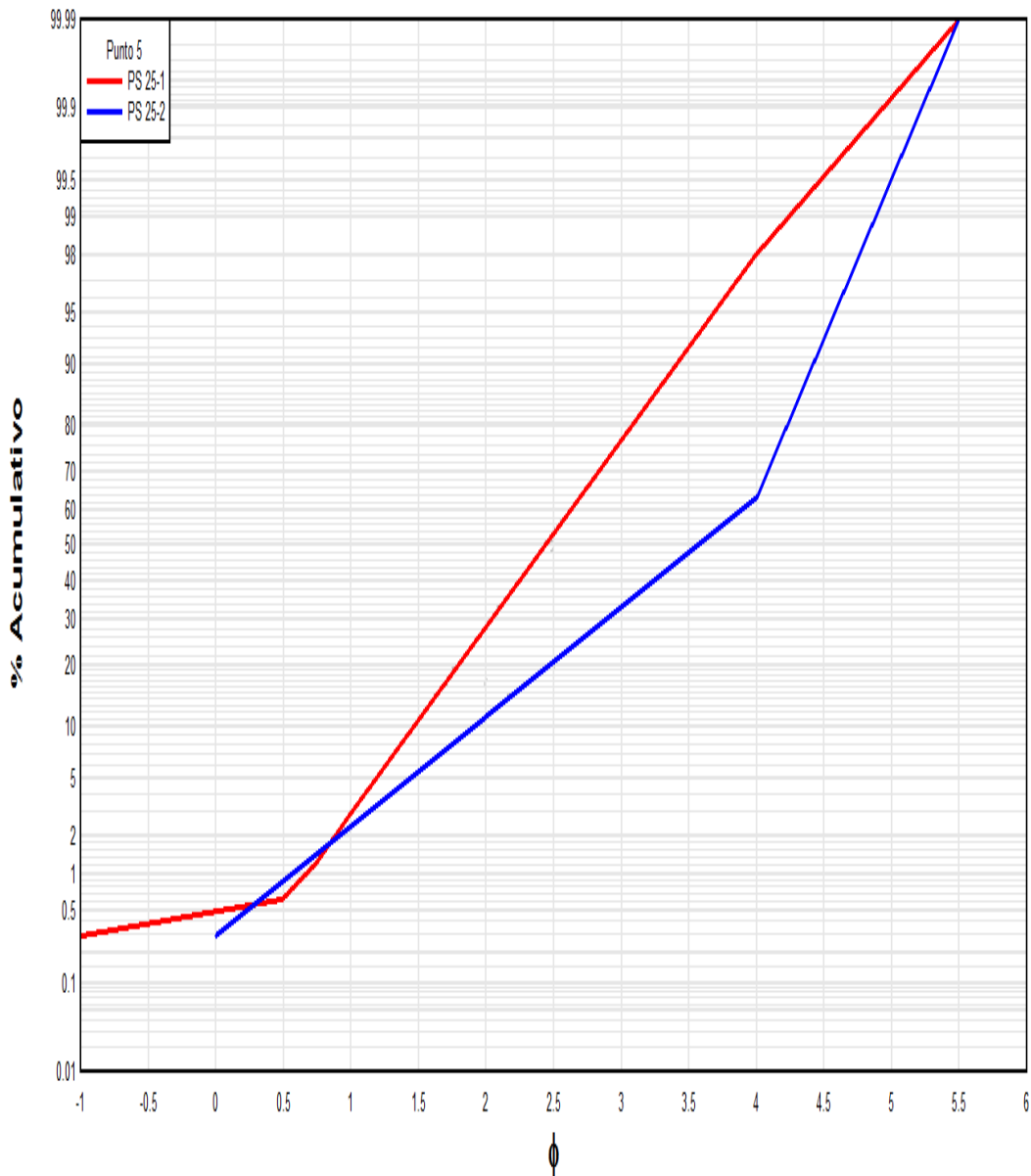


Fig. 4-33: Curvas acumulativas en escala probabilística de las muestras del punto 5.

De los valores de los coeficientes estadísticos de la tabla 4-11 (obtenidos gracias a los valores de percentiles de la tabla 4-10) se observa que la muestra PS 25-2 presenta un tamaño medio de grano muy fino (0,063 mm, en el límite entre arena y limo), así como una selección moderada del tamaño de grano al estar distribuidos los granos en una amplia gama de tamaños. Presenta también una asimetría muy negativa (al acumularse el contenido restante del tamiz más pequeño en el intervalo  $\Phi=5,5$ ) y valores típicos de curvas leptocurtas. En tanto, para la muestras PS 25-1 se observa un tamaño medio de grano de arena media (aproximadamente de 0,3 mm), una buena selección (agrupando pocos tamaños de grano), una forma muy simétrica (levemente negativa) y también una forma mesocurta (buena selección, principalmente de los tamaños más importantes y centrales de los granos).

Tabla 4-10: Valores de percentiles por muestra.

	PS 25-1	PS 25-2
$\phi 5$	1,184	1,437
$\phi 16$	1,676	2,274
$\phi 25$	1,923	2,692
$\phi 50$	2,437	3,553
$\phi 75$	2,948	4,152
$\phi 84$	3,192	4,293
$\phi 95$	3,689	4,580

Tabla 4-11: Valores de los coeficientes estadísticos de Folk y Ward (1974) para el análisis granulométrico y sedimentológico correspondiente al punto 5.

	Moda ( $\phi$ )	Mediana( $\phi$ )	Medio ( $\phi$ )	Selección	Asimetría	Curtosis
PS 25-1	2,000	2,437	2,435	0,759	-0,002	1,001
PS 25-2	3,000	3,553	3,374	0,981	-0,307	0,882

#### 4.2.4. Punto 6

- **Muestra PS 25-5**

El material que compone la muestra PS 25-5 corresponde, según la distribución del tamaño de grano, a arenas que pertenecen al rango de arenas muy finas a arenas medias (0,063-0,6 mm presentado en tabla 4-12), siendo el tamaño predominante el correspondiente al intervalo  $\Phi=2,7$  ( $\Phi=3$  en el histograma de la figura 4-34, al ser presentado como histograma de intervalos unitarios de  $\Phi$ ).

Tabla 4-12: Distribución del tamaño de grano de la muestra PS 25-5.

N° Tamiz	Tamaño (mm)	$\Phi$	Peso (gr)	Frecuencia (%)	Frec. Ac. (%)
10	2,000	-1,00	0,00	0,00	0,00
18	1,000	0,00	0,00	0,00	0,00
20	0,850	0,23	0,00	0,00	0,00
25	0,710	0,49	0,00	0,00	0,00
30	0,600	0,74	0,23	0,17	0,17
35	0,500	1,00	0,55	0,42	0,59
40	0,425	1,23	2,50	1,89	2,48
45	0,355	1,49	3,50	2,64	5,12
50	0,300	1,74	5,00	3,78	8,90
60	0,250	2,00	47,10	35,59	44,49
100	0,150	2,74	65,95	49,84	94,33
120	0,125	3,00	4,36	3,29	97,63
170	0,090	3,47	1,70	1,28	98,91
230	0,063	3,99	0,94	0,71	99,62
>230	< 0,063	4,50	0,50	0,38	100,00

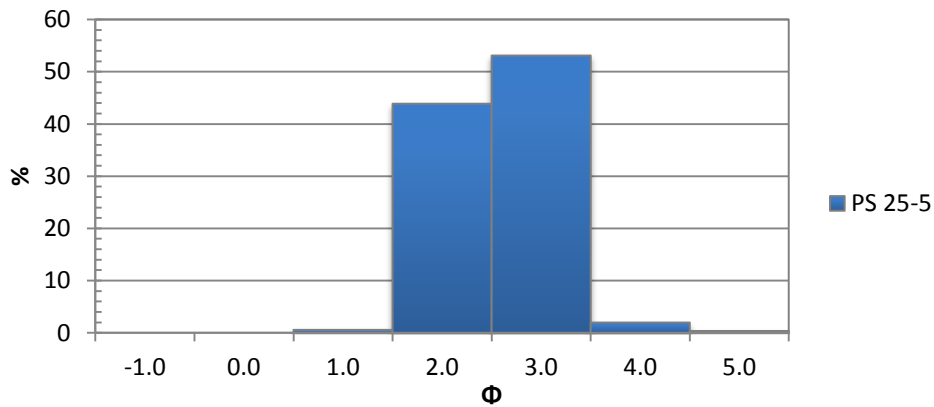


Fig. 4-34: Distribución del tamaño de grano en un histograma para la muestra del depósito Qe (PS 25-5) correspondientes al Punto 6 ubicado en la localidad de El Puente.

Se observa en la figura 4-35 (curva de frecuencia) que la distribución granulométrica se concentra en escasa familias de tamaños, mostrando un peak claro ( $\Phi=3$ ), dando forma a unimodalidad bien marcada con buena selección en los tamaños centrales y principales.

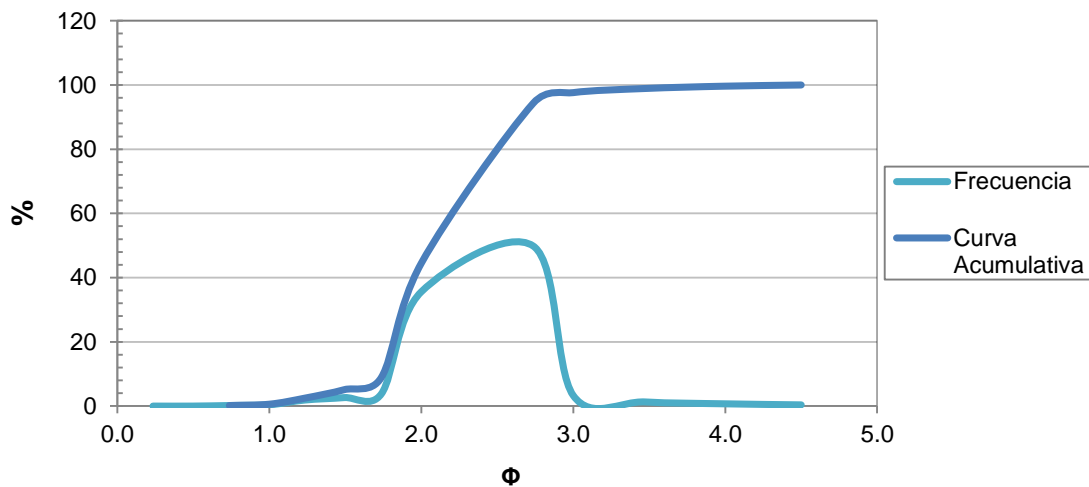


Fig. 4-35: Curvas de frecuencia y frecuencia acumulativa en escala aritmética del tamaño de grano para la muestra PS 25-5 correspondiente al punto 6.

Los granos clásticos de estas arenas parecen haber sido transportadas en suspensión y saltación principalmente, tal como lo muestra las curvas acumulativas (figuras 4-35 y 4-36). Se aprecia un cambio marcado en la pendiente de la zona de cargas en suspensión, mostrando un buen desarrollo del material más fino. Los granos más gruesos no logran un desarrollo significativo como cargas de tracción, siendo prácticamente la continuación de las cargas de saltación, aún cuando la curva de frecuencia muestra una forma bien simétrica.

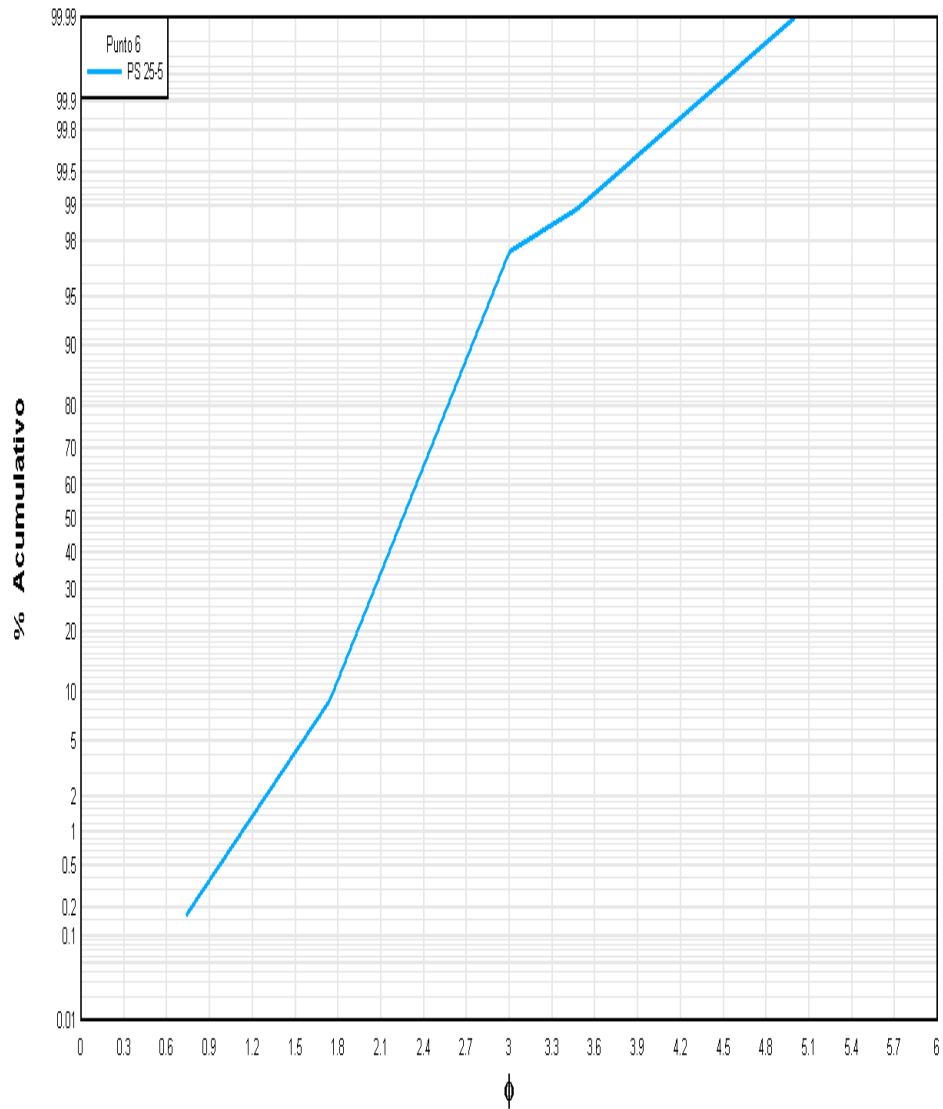


Fig. 4-36: Curva acumulativa en escala probabilística de la muestra PS 25-5.

La curva acumulativa de escala probabilística de la muestra PS 25-5 proporciona los valores de percentiles de la Tabla 4-13. Con estos valores se pudo obtener los distintos coeficientes estadísticos (Tabla 4-14), de los cuales se puede observar, entre otras cosas, que el tamaño medio de grano es del tipo arenas finas (0,15-0,2 mm), lo que indica presencia de material más fino en la zona. Se observa además, que en este sedimento arenoso el material en general es bien seleccionado al estar acotado por poco aporte de material de distintos tamaños, es también simétrico (levemente positivo), lo que significa que no muestra predominancia entre el material más fino y el más grueso, contraponiéndose en cierto sentido al desarrollo mostrado por las cargas en suspensión. Muestra por otra parte una buena selección y desarrollo de los granos de tamaños medios de la muestra (leptocurtosis), en desmedro de los extremos.



Tabla 4-13: Valores de percentiles para la muestra PS 25-5.

$\phi 5$	1,552
$\phi 16$	1,873
$\phi 25$	1,999
$\phi 50$	2,235
$\phi 75$	2,506
$\phi 84$	2,626
$\phi 95$	2,872

Tabla 4-14: Valores de los coeficientes estadísticos de Folk y Ward (1974) para el análisis granulométrico y sedimentológico de la muestra PS 25-5.

Moda ( $\phi$ )	Mediana( $\phi$ )	Medio ( $\phi$ )	Selección	Asimetría	Curtosis
2,000	2,235	2,245	0,388	0,003	1,066

#### 4.2.5. Punto 8

- **Muestra PS 26-3**

La muestra obtenida del punto 8 corresponde a material clástico tamaño arena, no mayor a 0,6 mm (muy fina-media), aún cuando presenta una ínfima parte de partículas finas (limo-arcilla). Principalmente contiene granos de 0,15 mm de tamaño, tal como se observa en la tabla 4-15.

Tabla 4-15: Distribución del tamaño de grano de la muestra PS 26-3.

N° Tamiz	Tamaño (mm)	$\Phi$	Peso (gr)	Frecuencia (%)	Frec. Ac. (%)
10	2,000	-1,00	0,00	0,00	0,00
18	1,000	0,00	0,00	0,00	0,00
20	0,850	0,23	0,00	0,00	0,00
25	0,710	0,49	0,00	0,00	0,00
30	0,600	0,74	0,11	0,12	0,12
35	0,500	1,00	0,46	0,48	0,60
40	0,425	1,23	0,64	0,67	1,27
45	0,355	1,49	1,59	1,66	2,93
50	0,300	1,74	3,26	3,41	6,34
60	0,250	2,00	28,13	29,45	35,80
100	0,150	2,74	53,96	56,50	92,29
120	0,125	3,00	3,57	3,74	96,03
170	0,090	3,47	2,28	2,39	98,42
230	0,063	3,99	0,86	0,90	99,32
>230	< 0,063	4,50	0,65	0,68	100,00

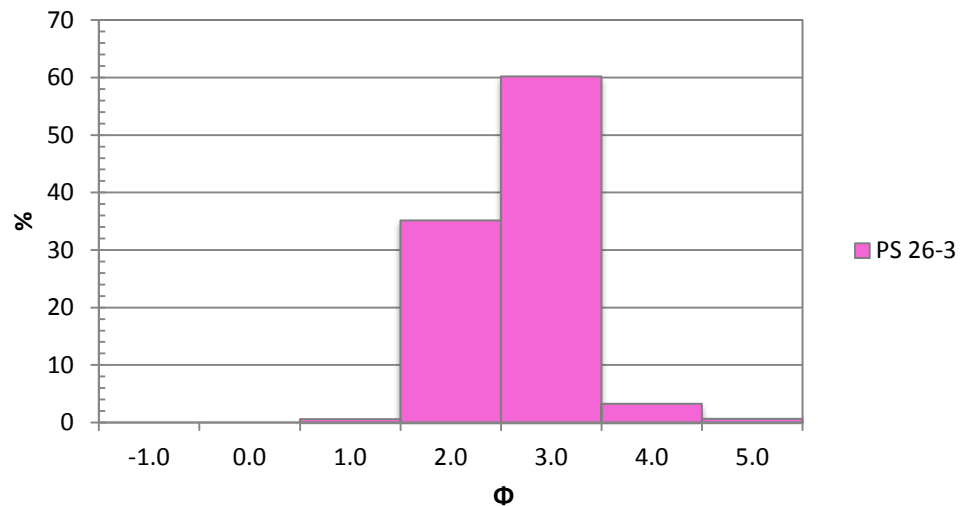


Fig. 4-37: Distribución del tamaño de grano en un histograma para la muestra del depósito Qe (PS 26-3) correspondientes al Punto 8 ubicado en la localidad de El Puente.

Se puede apreciar de la figura 4-37 que la muestra presenta una distribución unimodal, con un peak bien marcado ( $\Phi=3$ ), observándose pocas familias de granos por tamaño, con una alta concentración en los tamaños centrales de grano.

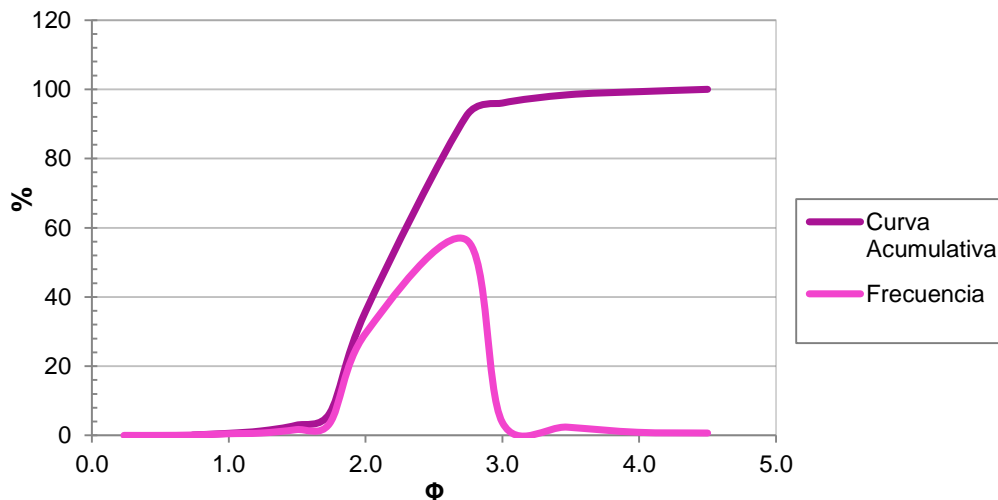


Fig. 4-38: Curvas de frecuencia y frecuencia acumulativa en escala aritmética del tamaño de grano para la muestra PS 26-3 correspondiente al punto 8.

Tanto los granos medios como las partículas más finas son las que presentan mayor desarrollo, esto se ve reflejado en la figura 4-39, en donde destaca la parte del sedimento correspondiente a las cargas de suspensión, por un gran desarrollo y cambio fuerte de la pendiente en esa zona de la curva, y, en donde las cargas de saltación presentan un buen desarrollo al ser las de mayor aporte al total del contenido. Por otra parte el material más grueso correspondiente a las cargas de tracción no logra destacar, aún cuando representan casi un 5% del total.

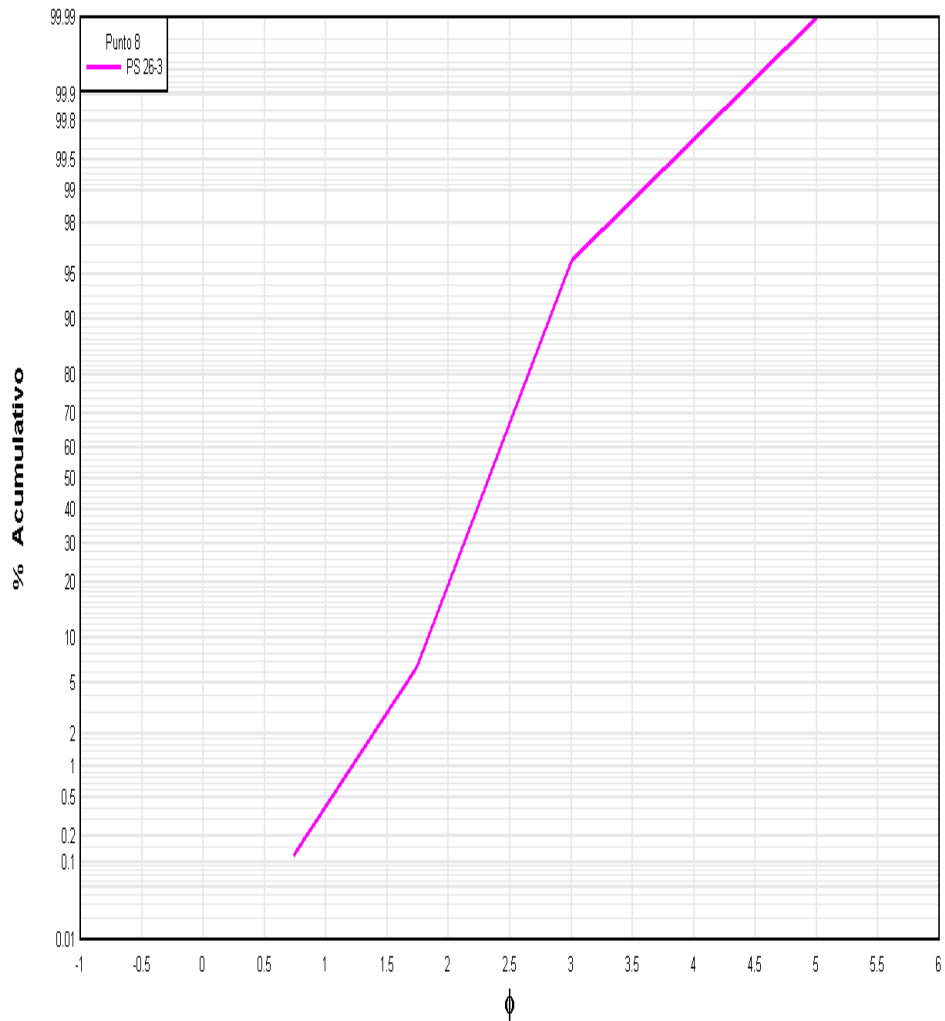


Fig. 4-39: Curva acumulativa en escala probabilística de la muestra PS 26-3 correspondiente al punto 8.

Este depósito, correspondiente al punto 8, presenta ciertas características propias de este tipo de sedimento y que se muestran en la tabla 4-17. Por un lado, presenta buena selección de los granos (en el límite de muy buena selección), especialmente en los tamaños centrales (arena fina), como se aprecia en la curva de frecuencia (fig. 4-38), también se observa que su distribución es más bien simétrica (no existe predominancia notoria entre los granos más gruesos y los más finos, la cola de la curva de frecuencia no presenta una tendencia clara) y de forma mesocurta (posee buena selección en el centro, en desmedro de los extremos de la curva de frecuencia).

Tabla 4-16: Valores de percentiles para la muestra PS 26-3.

$\phi 5$	1,663
$\phi 16$	1,944
$\phi 25$	2,001
$\phi 50$	2,329
$\phi 75$	2,586
$\phi 84$	2,735
$\phi 95$	2,968

Tabla 4-17: Valores de los coeficientes estadísticos de Folk y Ward (1974) para el análisis granulométrico y sedimentológico correspondientes a la muestra PS 26-3.

Moda ( $\phi$ )	Mediana( $\phi$ )	Medio ( $\phi$ )	Selección	Asimetría	Curtois
3,000	2,329	2,336	0,396	0,003	0,914

#### 4.2.6. Punto 9

- **Muestra PS 26-4**

La distribución de los sedimentos del punto 9 corresponde al de arenas finas-medias, pues la totalidad del material clástico comprende tamaños que van entre 0,063 mm y 0,6 mm, y, como se puede apreciar en la tabla 4-18, la mayor proporción del contenido total pertenece al rango de tamaño 0,15 mm ( $\Phi=2,7$ ).

Tabla 4-18: Distribución del tamaño de grano de la muestra PS 26-4.

N° Tamiz	Tamaño (mm)	$\Phi$	Peso (gr)	Frecuencia (%)	Frec. Ac. (%)
10	2,000	-1,00	0,00	0,00	0,00
18	1,000	0,00	0,00	0,00	0,00
20	0,850	0,23	0,00	0,00	0,00
25	0,710	0,49	0,00	0,00	0,00
30	0,600	0,74	0,68	0,37	0,37
35	0,500	1,00	1,05	0,58	0,95
40	0,425	1,23	7,57	4,15	5,10
45	0,355	1,49	12,96	7,11	12,21
50	0,300	1,74	24,20	13,28	25,49
60	0,250	2,00	58,00	31,82	57,31
100	0,150	2,74	70,14	38,48	95,80
120	0,125	3,00	4,81	2,64	98,44
170	0,090	3,47	1,32	0,72	99,16
230	0,063	3,99	0,71	0,39	99,55
>230	< 0,063	4,50	0,82	0,45	100,00

Se puede apreciar también la gran concentración del contenido en pocos rangos de tamaño (pocos intervalos  $\Phi$ ), y tan solo un peak bien marcado, dando forma a una distribución unimodal, reflejada en la figura 4-40.

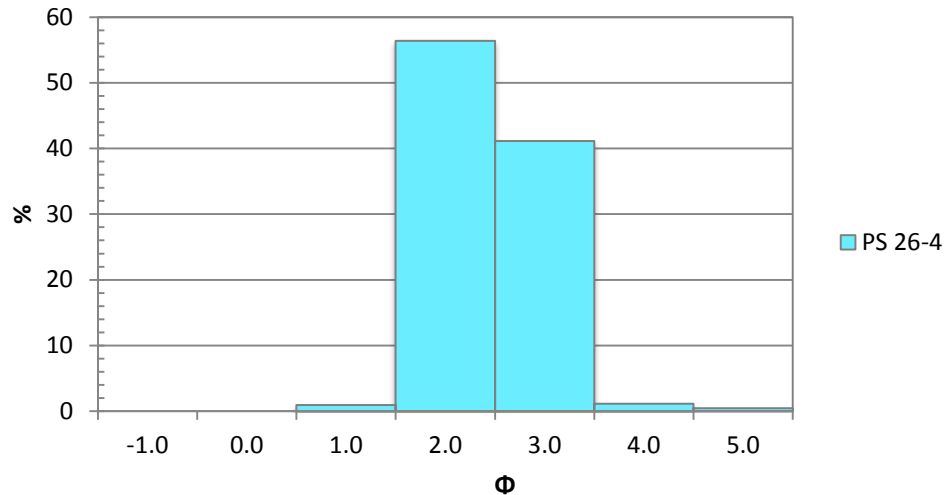


Fig. 4-40: Distribución del tamaño de grano en un histograma para la muestra del depósito Qe (PS 26-4) correspondientes al Punto 9 ubicado en la ladera que mira al sur sobre la localidad de El Puente.

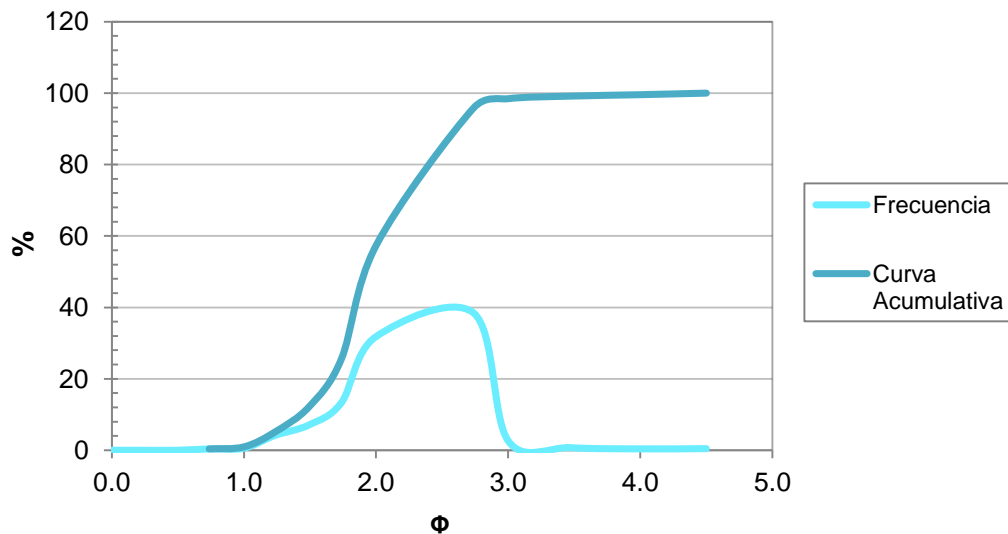


Fig. 4-41: Curvas de frecuencia y frecuencia acumulativa en escala aritmética del tamaño de grano para la muestra PS 26-4 correspondiente al punto 9.

Las curvas acumulativas (figuras 4-41 y 4-42) de este depósito muestran el gran desarrollo de la distribución por parte del contenido más fino (arenas muy finas y limos) de la muestra, indicando un buen aporte de material transportado por medio de suspensión, apreciándose que esa zona de la curva (cargas de suspensión) está muy bien destacada. También se destaca la zona de cargas de saltación, acaparando más

del 90% del total de las cargas. Por su parte, las cargas transportadas por tracción destacan por su escaso desarrollo y mala distribución.

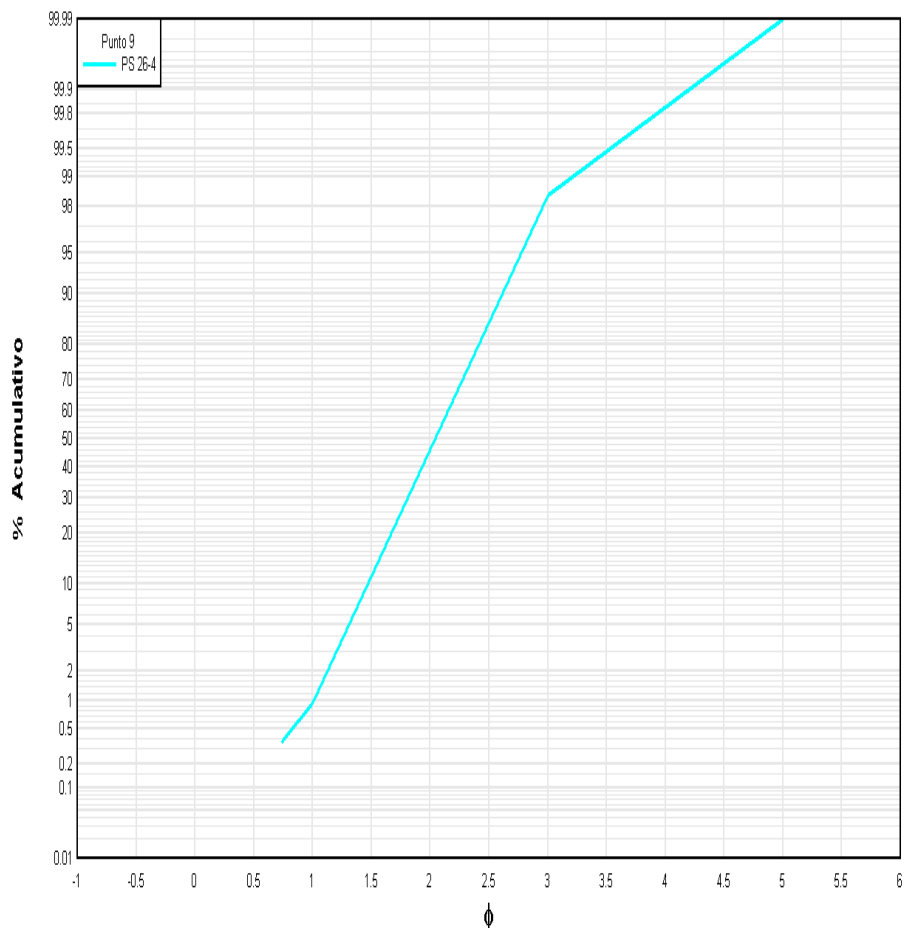


Fig. 4-42: Curva acumulativa en escala probabilística de la muestra PS 26-4 correspondiente al punto 9.

Por otra parte, se observa en la tabla 4-20 que el tamaño medio de esta muestra es un tanto mayor que la mayoría de las arenas estudiadas, comprendiendo un tamaño de 0,25 mm ( $\Phi=2$ ). Se aprecia también que este sedimento presenta una selección buena, que analizada con su tipo de curtosis (meso-leptocurta) indica esa buena selección enfocada en los tamaños centrales y mucho más pobre en los tamaños extremos. Presenta asimetría levemente positiva. Gráficamente esto también puede ser observado en la figura 4-41, donde en general se aprecia una buena selección, principalmente en la zona central de la curva de frecuencia (curva mas mesocurta), dejando los extremos algo peor clasificados, en especial el extremo de los granos más gruesos, restándole algo de simetría a la curva.

Tabla 4-19: Valores de percentiles para la muestra PS 26-4.

$\phi 5$	1,315
$\phi 16$	1,630
$\phi 25$	1,741
$\phi 50$	1,999
$\phi 75$	2,346
$\phi 84$	2,500
$\phi 95$	2,777

Tabla 4-20: Valores de los coeficientes estadísticos de Folk y Ward (1974) para el análisis granulométrico y sedimentológico.

Moda ( $\phi$ )	Mediana( $\phi$ )	Medio ( $\phi$ )	Selección	Asimetría	Curtosis
2,000	1,999	2,043	0,439	0,109	0,991

#### 4.2.7. Punto 12

- **Muestra PS 26-5**

En la tabla 4-21 se muestran los valores de la distribución granulométrica de las muestras del punto 12, principalmente basados en el peso retenido en los distintos rangos de tamaños (tamiz, mm,  $\Phi$ ).

Se puede apreciar que esta muestra corresponde a arena en el rango muy fina-muy gruesa (con escaso contenido de finos del tipo limo-arcilla), y que la moda de este sedimento corresponde a arena fina del intervalo  $\Phi=2,7$  (0,15 mm).

Tabla 4-21: Distribución del tamaño de grano de la muestra PS 26-5.

N° Tamiz	Tamaño (mm)	$\Phi$	Peso (gr)	Frecuencia (%)	Frec. Ac. (%)
10	2,000	-1,00	0,51	0,28	0,28
18	1,000	0,00	0,77	0,43	0,71
20	0,850	0,23	0,16	0,09	0,80
25	0,710	0,49	0,42	0,23	1,04
30	0,600	0,74	0,72	0,40	1,44
35	0,500	1,00	1,20	0,67	2,10
40	0,425	1,23	2,32	1,29	3,40
45	0,355	1,49	4,25	2,37	5,76
50	0,300	1,74	7,48	4,16	9,93
60	0,250	2,00	17,40	9,69	19,61
100	0,150	2,74	97,65	54,36	73,98
120	0,125	3,00	30,35	16,90	90,88
170	0,090	3,47	12,13	6,75	97,63
230	0,063	3,99	1,71	0,95	98,58
>230	< 0,063	5,00	2,55	1,42	100,00

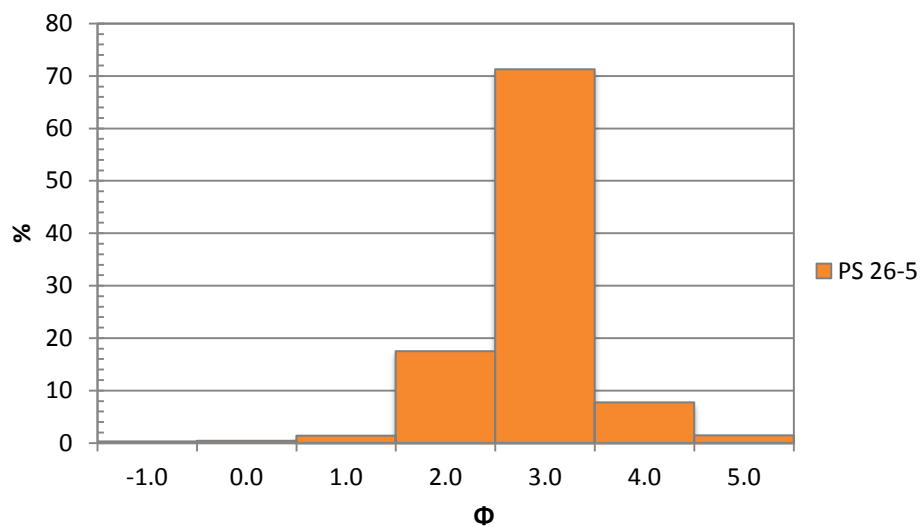


Fig. 4-43: Distribución del tamaño de grano en un histograma para la muestra del depósito Qe (PS 26-5) correspondientes al Punto 12 ubicado en la ladera que mira al sur en la localidad de Bahía Tierra Blanca al NE del Aeródromo.



Se puede apreciar, del histograma de la figura 4-43 y de la curva de frecuencia de la figura 4-44, la existencia de solo una familia principal de tamaños de grano (un solo peak), es decir, presenta forma unimodal. La selección se aprecia buena en la parte central de la curva como lo muestra su forma leptocurta, y por su forma simétrica se intuye la no predominancia de ninguno de los valores extremos (no existe tendencia de la cola de la curva de frecuencia).

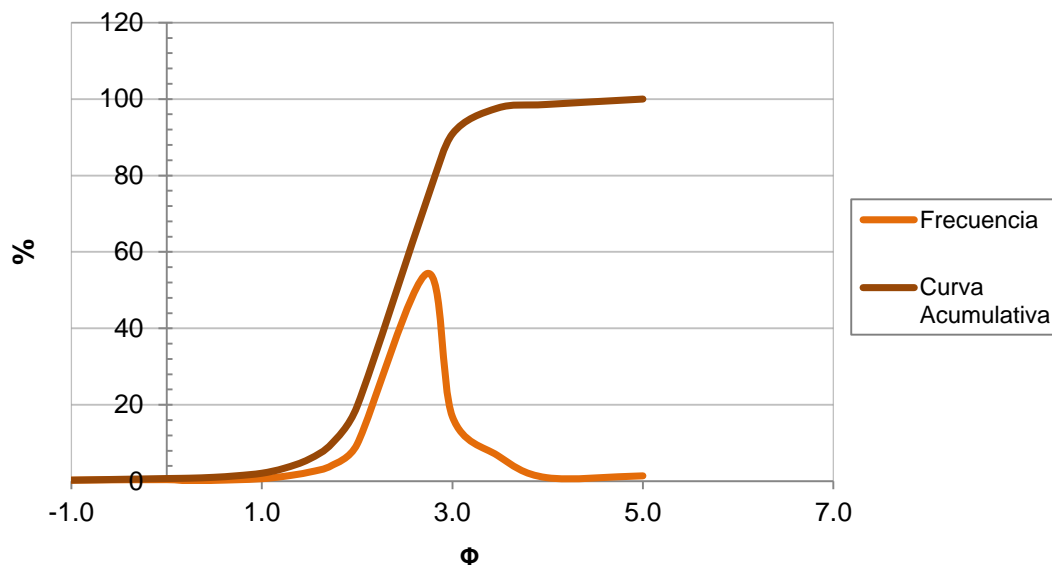


Fig. 4-44: Curvas de frecuencia y frecuencia acumulativa en escala aritmética del tamaño de grano por muestra correspondiente al punto 12.

En tanto en la figura 4-45 se puede apreciar un mejor desarrollo de los granos de saltación y tracción principalmente, aún cuando este último se encuentre en menor proporción que las partículas más finas que viajan en suspensión.

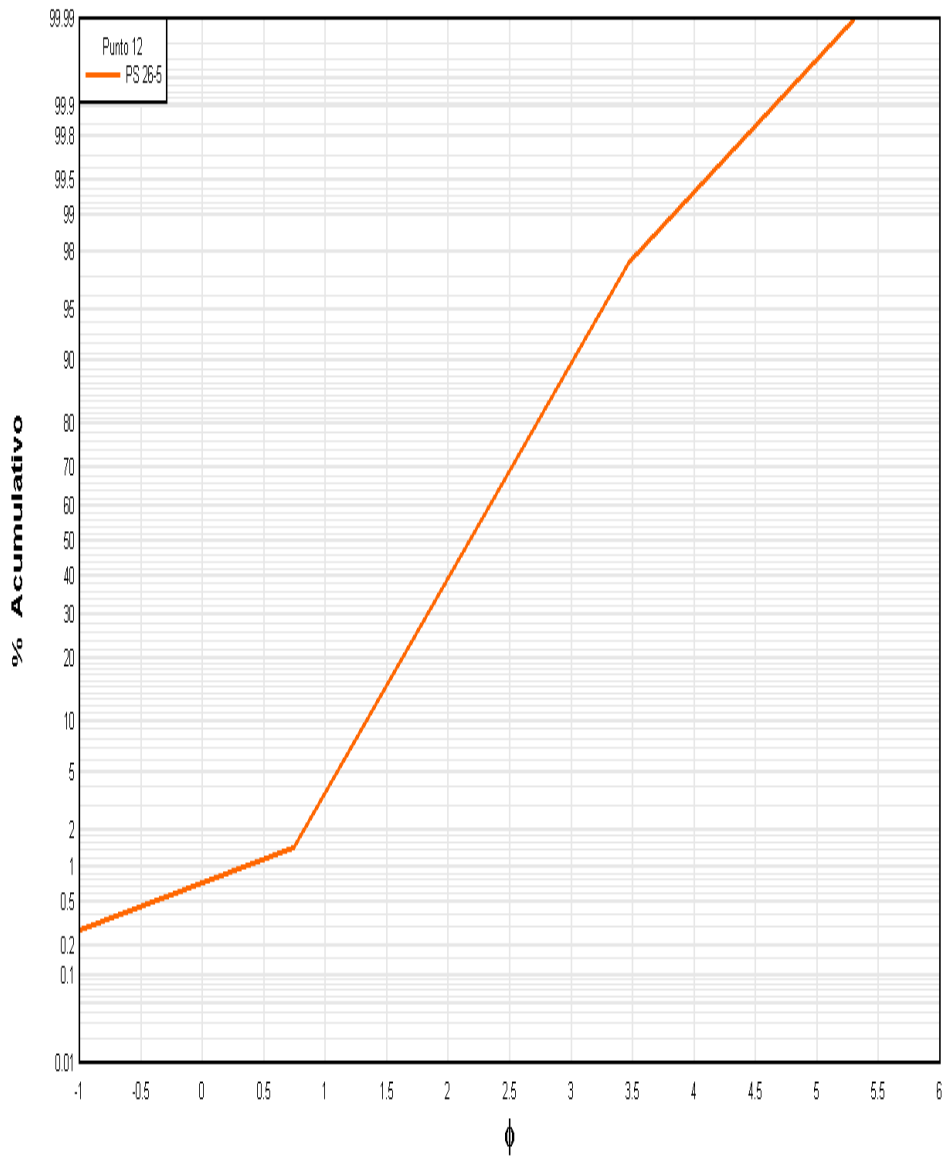


Fig. 4-45: Curva acumulativa en escala probabilística de la muestra PS 26-5 correspondiente al punto 12.

De los valores de los coeficientes estadísticos de la tabla 4-23 (obtenidos gracias a los valores de percentiles de la tabla 4-22) se observa que la muestra presenta un tamaño medio de grano de arena fina (aproximadamente de 0,2 mm), una selección moderada (agrupando pocos tamaños de grano), una distribución sin tendencias hacia a algún extremo de los tamaños logrando una forma muy simétrica (levemente positiva) y también un valor que indica una forma leptocurta (buena selección, principalmente de los tamaños más importantes y centrales de los granos) de la curva de frecuencia.

Tabla 4-22: Valores de percentiles para la muestra PS 26-5 del punto 12.

<b>φ5</b>	1,093
<b>φ16</b>	1,518
<b>φ25</b>	1,727
<b>φ50</b>	2,174
<b>φ75</b>	2,618
<b>φ84</b>	2,834
<b>φ95</b>	3,267

Tabla 4-23: Valores de los coeficientes estadísticos de Folk y Ward (1974) para el análisis granulométrico y sedimentológico correspondientes a la muestra PS 26-5 del punto 12.

<b>Moda (φ)</b>	<b>Mediana(φ)</b>	<b>Medio (φ)</b>	<b>Selección</b>	<b>Asimetría</b>	<b>Curtosis</b>
3,000	2,174	2,175	0,658	0,005	1,000

## 5. DISCUSIONES E INTERPRETACIONES

### 5.1. Análisis de los depósitos

En este estudio se analizaron tres tipos de depósitos: arenas bioclásticas ricas en fragmentos líticos, gravas arenosas y arenas lodosas. Los sedimentos de los depósitos arenosos bioclásticos presentan un origen definido por el contenido de los mismos (fig. 5-1). Por un lado tenemos clastos provenientes de antiguos organismos vivos (bioclastos), y por otro los que proceden de rocas preexistentes en los alrededores (fragmentos líticos y minerales libres). Los bioclastos observados en todos estos depósitos serían de origen netamente marino. La mayoría de estos organismos están compuestos por calcita (algunos foraminíferos, braquiópodos, briozoos), calcita rica en magnesio (mayoría de foraminíferos, algunos equinodermos y algas rojas) y aragonito (mayoría de moluscos) (Scholle y Ulmer-Scholle, 2003) tal como pudo apreciarse en cortes delgados, principalmente por los colores y el brillo típico (ANEXO B). Basándose en el tipo de organismo presente, se puede obtener alguna interpretación ambiental (Scholle y Ulmer-Scholle, 2003). El contenido de algas rojas implicaría aporte de material de hasta 150 m de profundidad, pues aunque se trate de organismos fotosintéticos que necesitan de la luz, corresponden al grupo de algas mejor adaptado al uso de luz azul que penetra en aguas algo más profundas. Los briozoos pertenecen a zonas de baja energía y aguas no contaminadas. Foraminíferos se hallan en profundidades menores a 200 m, habitualmente en zonas costeras. Los pellets por su parte, se presentan en planicies mareales de baja energía y los braquiópodos pueden estar a variadas profundidades, por sobre los 1.500 m. Estos bioclastos no se presentan como parte de núcleo de ooides. Además, los granos bioclásticos presentan gran porosidad, al no estar sus cuerpos rellenos de micrita, si así lo estuviesen, indicaría un ecosistema más lejano a la costa, como bancos expuestos de arenamicrita, o simplemente en mar abierto, por lo que corresponderían a ambientes más cercanos a la línea de costa. Todo indicaría que el suministro de estos sedimentos provendría de material marino más superficial, pudiendo ser acarreados desde medianas profundidades gracias a mareas, oleajes y vientos, ayudando a redondear los clastos.

El origen del importante contenido de fragmentos líticos volcánicos puede ser, en cierta forma, determinado tanto por la textura como por los minerales presentes en las distintas rocas formadoras de la isla que fueron afectadas por meteorización y erosión. Basándose en la comparación textural y composicional de los estudios realizados en muestras de las distintas litologías de Juan Fernández (Reyes, 2012) que fueron recolectadas por Lara en 2011 puede establecerse que los fragmentos líticos de textura afanítica, con presencia de microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno, podrían pertenecer a basaltos de piroxenos de la secuencia de Punta Larga, específicamente de la zona de Bahía Carvajal, muy cercana a la zona de estudio. Los fragmentos porfídicos y glomeroporfídicos podrían pertenecer a un dique de basalto porfídico de clinopiroxeno también de la secuencia Punta Larga, por la presencia tanto de fenocristales como de microcristales de plagioclasa y clinopiroxeno principalmente. Algunos de estos fragmentos porfídicos que se encuentran alterados y presentando una masa

fundamental verdosa (posible alteración a esmectita, epidota y/o clorita) también pertenecerían a la secuencia Punta Larga de otro sector de Bahía Carvajal y/o también del sector de Bahía del Padre (donde también aflora), los que corresponderían a basaltos amigdaloidales de clinopiroxeno, al presentar además, olivino y máficos indistinguibles. En tanto, para el caso de algunos minerales libres ferromagnesianos, se puede decir que podrían provenir de basaltos porfídicos de titanaugita y olivino y de un dique de basalto porfídico de olivino de la secuencia Bahía del Padre (localidad de Bahía de Padre y Bahía Carvajal), principalmente, por la presencia de los fenocristales escasamente alterados de clinopiroxeno y olivino que, incluso en ocasiones juntos pueden formar fragmentos de texturas glomeroporfídicas, y a un dique de basalto porfídico de olivino de la secuencia Puerto Inglés (localidad de Puerto Inglés), con la salvedad de que esta secuencia se halla lejos de la zona de estudio. Los minerales livianos y más resistentes de origen félsico son los más escasos en estos depósitos sedimentarios (con cierta excepción para plagioclasas), debido al bajo contenido de estos en la mayoría de las rocas de la isla gracias a su origen máfico, pero que de todas formas pueden ser asociados al intrusivo (fanerítico) de origen félsico de Punta Larga (sienita de clinopiroxeno), de donde provendrían los minerales feldespato (ortoclasa) y cuarzo, entre otros.

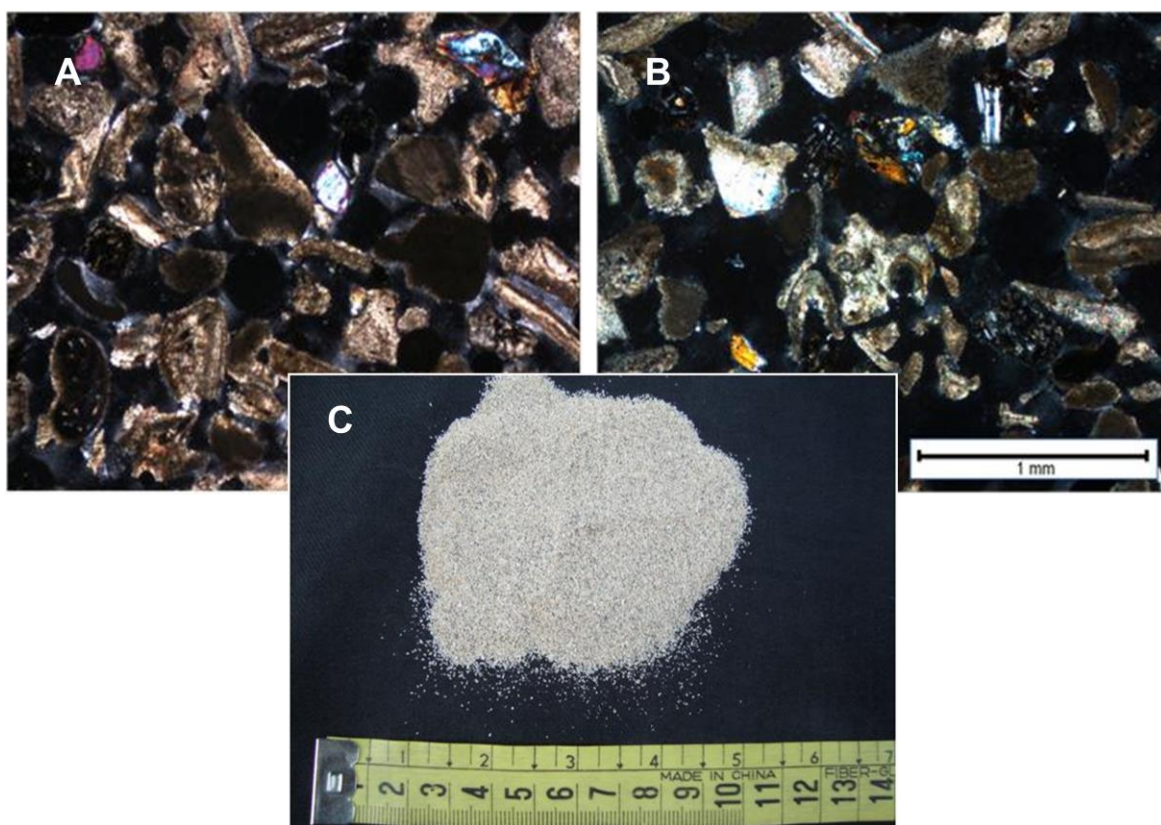


Fig. 5-1: Arenas bioclásticas de la muestra PS 25-7 del punto 1. (A) y (B) Fotomicrografías de cortes delgados en XPL de las arenas, donde se aprecian restos esqueléticos de organismos, fragmentos líticos y minerales sueltos. (C) Fotografía de muestra de mano.

Otro aspecto importante es la presencia de conchas de caracoles terrestres del género *Succinea* (fig. 5-3 A) y *Fernandezia* (figura 5-3 B), que pudieron haber existido en el mismo depósito (sedimento y antiguas plantas), aunque actualmente no se encuentran habitando este sector de la isla sino que más hacia el interior (Odhner, 1922). Ejemplares de *Succinea* dieron edades calibradas de entre 5.440 y 5.420 años BP ( $4.580 \pm 30$  BP edad radiocarbono convencional), y junto a los de *Fernandezia* son asociados a un ambiente mucho más húmedo y boscoso (Odhner, 1922; Letelier, S., MNHN). Su ausencia actual en la zona de estudio podría deberse a que en las localidades del Aeródromo y El Puente son las más secas de la isla, con precipitaciones que rondan los 40 mm/mes en invierno (Cereceda *et al.*, 1994, 1995), ocasionado probablemente por los mayores vientos que azotan el sector y la baja topografía (Cereceda *et al.*, 1995). Esto indicaría una variación ecológica en el sector debido a algún cambio climático significativo, pues la excelente conservación de las conchas (conchas delgadas y frágiles) demostraría un escaso transporte desde otro sector. Estudios muestran que en el Holoceno han existido varias oscilaciones de la temperatura global (fig. 5-2), incluso entre los rangos 8-6 ka BP y 5-4 ka BP se han encontrado indicios de temperaturas superiores a las actuales (IPCC, 1990; World Climate Report, 2006) lo que podría indicar un clima más acorde para grupos biológicos como los aquí considerados.

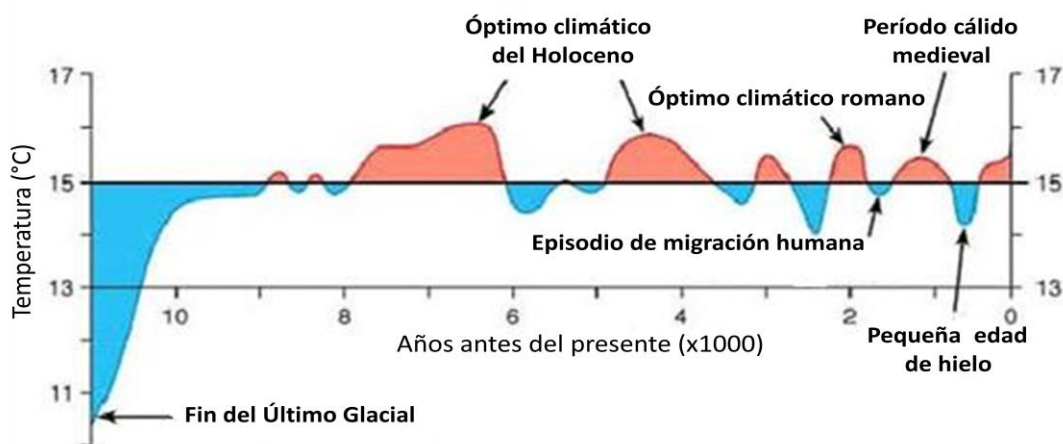


Fig. 5-2: Reconstrucción de la temperatura global en los últimos 10 ka (modificado de [www.worldclimatereport.com](http://www.worldclimatereport.com))

Por otra parte, la presencia de algunos gasterópodos marinos en los mismo niveles implicaría que fueron transportados desde una zona cercana a la playa, una vez muertos, por lo que estos depósitos pudieron pertenecer a un sector y ambiente de transición entre lo netamente marino y lo netamente terrestre, y su conservación se debería más que nada a su concha notoriamente más gruesa. Las conchas de estos gasterópodos del género *Nerita* (fig. 5-3C), han aportado las mayores edades, abarcando entre 8.320 y 8.030 años BP. ( $7.860 \pm 40$  años BP edad radiocarbono), asignándole esta mayor edad al sedimento. Todos estos especímenes fueron encontrados en la mayoría de los depósitos arenosos bioclásticos (Qe).

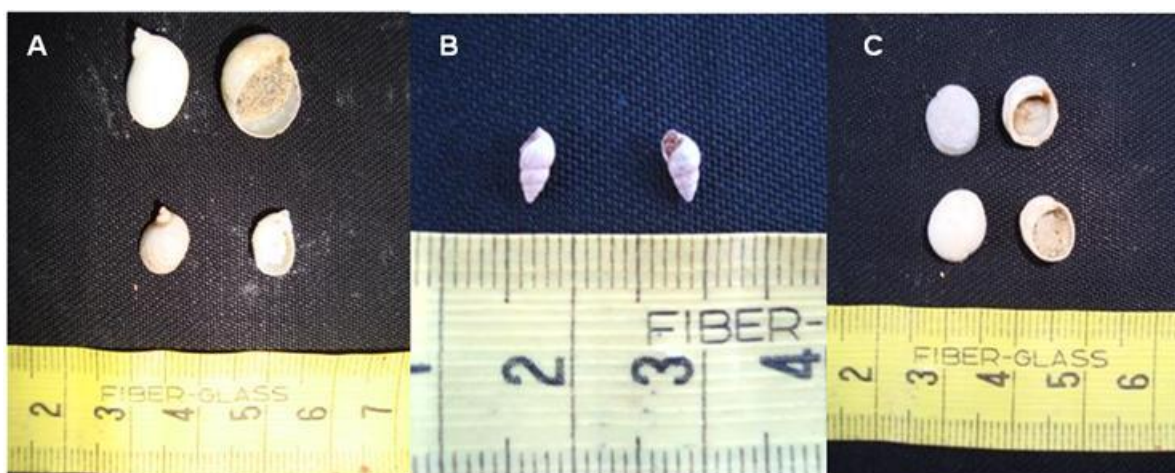


Fig. 5-3: Gasterópodos encontrados en los depósitos Qe (en este caso Punto 1): (A) Fotografía de ejemplares del género *Succinea* (terrestre). (B) Fotografía de especímenes del género *Fernandezia* (terrestre). (C) Fotografía de representantes del género *Nerita* (marino).

Los depósitos de arenas bioclásticas de los puntos 1, 2 y 3 presentan 2 niveles similares en características, siendo principalmente el cambio de color el criterio utilizado para estudiarlos de forma separada. Como se pudo observar, los sedimentos más claros del nivel inferior junto con los de color pardo-amarillento del nivel superior (muestras PS 25-7 con PS 25-8 en el punto 1, PS 26-1 con PS 26-2 en el punto 2 y PS 25-9 con PS 25-10 en el punto 3) presentan composición y características a gran escala similares. Ambos niveles contienen el mismo tipo y proporción de restos calcáreos de organismos (bioclastos), lo mismo ocurre con los clastos de fragmentos líticos volcánicos y minerales sueltos. Este cambio de color se podría explicar por la sobreexposición de los sedimentos a los agentes atmosféricos (aire, aguas meteóricas y actividad vegetal) y consecuente meteorización y alteración. Minerales ferromagnesianos como olivino y piroxeno presentes entre los clastos o incluidos en los fragmentos líticos, al igual que algunos feldespatos, son inestables (metaestables), por lo que son los primeros en ser afectados por meteorización química. Estos minerales máficos ricos en hierro junto a óxidos de hierro y algunos otros opacos (encontrados en gran proporción en las rocas volcánicas basálticas) son afectados por el oxígeno del ambiente y de las lluvias, provocando una oxidación evidente de los sedimentos. Esta oxidación y alteración produciría el cambio de color de los granos superiores de cada depósito, dejando una pátina café-parduzca, observable tanto simple vista como en cortes delgados (ANEXO B), la que marca un notorio límite dentro del depósito. Un ejemplo claro de este cambio de color se da en combinación principalmente de óxidos de hierro hidratados (goethita) con arcilla y materia orgánica. En tanto que las capas blanquecinas y endurecidas (más consolidadas), de los puntos 1, 2, 7 y 8 principalmente, y en forma nodular en la parte inferior del punto 10, serían provocadas por la precipitación química de carbonatos desde el material rico en bioclastos, gracias a la acción de aguas meteóricas. Estarían en proceso avanzado de una carbonatización, como suele ocurrir cuando el carbonato presente en depósitos enriquecidos en estos minerales, específicamente depósitos arenosos con gran contenido de organismos calcáreos, suben por evaporación y capilaridad, formando una costra superior. Lo mismo sucede con rastros de vegetación carbonatada como rizocreciones (Schwartz, 2005). De la información de estos depósitos se podría deducir

que los niveles sedimentarios de los puntos 1, 2 y 3 corresponderían, por continuidad lateral, a un mismo nivel estratigráfico. Lo mismo sucedería con los puntos 7 y 8.

El nivel PS 25-2 (punto 5 y 6) es un depósito de color violeta, que representa la actual superficie de erosión del sector. Se presenta en forma de planicie a lo largo de toda su extensión (en el punto 5 existe una pequeña inclinación) y su contenido es algo confuso al presentar meteorización avanzada y procesos de formación de suelos presentando fragmentos menores de tamaño ceniza-lapilli. Correspondería a depósitos volcánicos piroclásticos identificados como tobas Qt con aportes de material redepositado por gravedad ladera abajo y afectados por la meteorización y erosión.

En tanto, los niveles de las muestras PS 25-6 (punto 1, 2, 3, 4 y 7) identificados como Qs, presentan un color café-rojizo debido a una gran meteorización que oxida los minerales enriquecidos en hierro, principalmente en los fragmentos líticos, y los vuelve más rojizos. Presenta fragmentos menores tamaño limo hasta arena fina que se confunden con arcillas de alteración, pudiendo corresponder mayormente a líticos volcánicos, vidrio y algunos cristales. En su estudio se encontraron escasos restos de bioclastos, pero se estima que esta presencia se debe a la contaminación de las capas superiores de las arenas bioclásticas sobreyacentes por el mismo proceso de meteorización ambiental (aire y lluvia infiltrando el material superior en el inferior).

Por otro lado, las gravas arenosas de los depósitos del punto 11 de color café-verdoso corresponderían a material de origen volcánico de las laderas de los cerros que fueron afectados por meteorización y erosión, y posteriormente transportados por gravedad para una depositación más del tipo aluvial (perteneciendo tal vez a una facies fluvial de la formación de un pequeño abanico aluvial), por presentar características típicas de este ambiente como su muy mala selección de la distribución de los sedimentos, por presentar clastos muy grandes en su base y muy angulosos, algunos más subangulosos. Su distribución caótica y grano-decreciente en algunos sectores, es también indicio de este tipo de ambiente. Este depósito fue identificado como Qa por ser relativamente más recientes que los cauces fluviales del sector y por su estilo de depositación.

Finalmente, las formaciones blanquecinas de gran dureza de los depósitos de los puntos 4 (muestra PS 25-12) (fig. 5-4 A) y 11, como se aprecia en el corte delgado de la figura 5-4B, presentan casi en su totalidad contenido de carbonatos ( $\text{CaCO}_3$  principalmente).



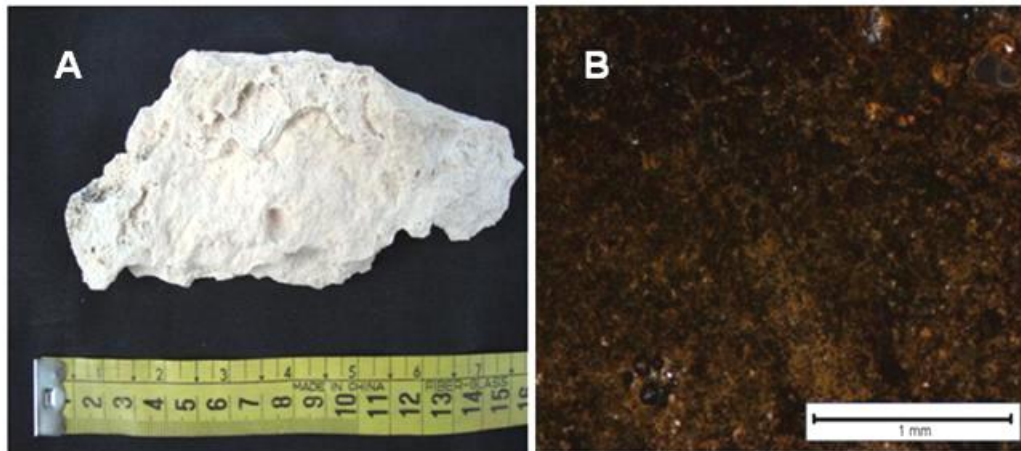


Fig. 5-4: Calcreta de la muestra PS 25-12. (A) Muestra de mano. (B) Fotomicrografía (PPL) de una sección transparente donde se presenta una masa muy fina de microcristales de calcita (micrita).

Estas llamadas costras calcáreas o calcretas (identificadas como Qc) indicarían, quizás, que su formación habría sido similar al caso de las capas superiores de algunas de las arenas bioclásticas y que el proceso de formación pudo haber tenido lugar un tiempo antes. Se observan formaciones del tipo laminares bien desordenadas y que en su techo dan paso a patinas con formas nodulares.

## 5.2. Análisis granulométrico y ambiental

La alta meteorización de los depósitos correspondientes a la muestra PS 25-6 (Puntos 1, 2, 3, 4, 7) implica que no se puede obtener un análisis granulométrico concluyente respecto de su origen, al entregar información alterada por la gran presencia de arcillas en la producción de suelos. Sin embargo, una serie de características sedimentarias puede indicar su posible origen. De esta forma, podemos observar que en su superficie se presentan importantes estructuras sedimentarias, entre las que se encuentran grietas de desecación (“mud-cracks”), la formación de extensas planicies, pero principalmente estructuras del tipo tepee (fig. 5-5), típicas de los canales y llanuras de inundación supramareales. Se presentan en grandes dimensiones con bordes muy marcados y levantados. Esto se debería principalmente a continuos procesos de inundación y de secado de las aguas superficiales marinas estancadas en la planicie de la zona más lejana y elevada de la playa gracias al movimiento de altas mareas, lo que provocaría la expansión y contracción del material arcilloso más fino, para luego ser expuestos a la meteorización debido a la acción de la atmosfera lo que provocaría su actual color. Las grietas en sus bordes se encuentran rellenas por material más joven (pueden formarse por el relleno de la arena transportada por el viento, por aguas superficiales de lluvias que fluyen o por aguas inyectadas desde el material sobreyacente).

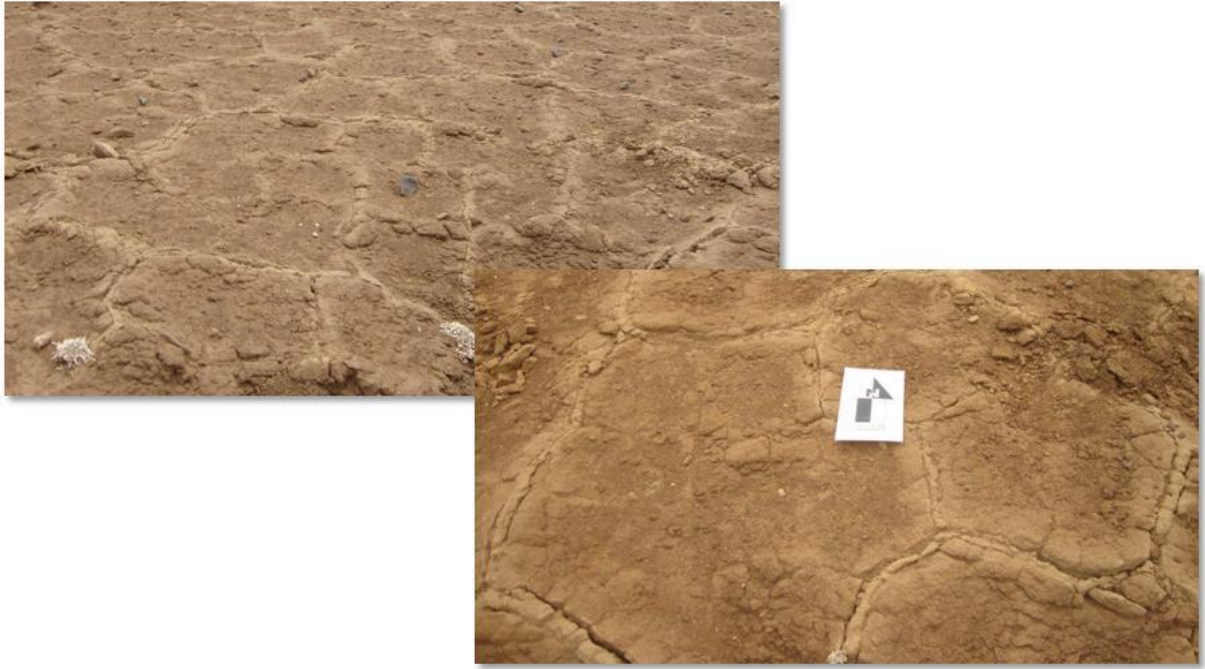


Fig. 5-5: Estructuras tipo tepee con extremos levantados en depósitos de donde proviene la muestra PS 25-6.

También presenta variados canales como sistemas hidrográficos que modelan su topografía (fig. 5-6), los cuales se formarían por el escurrimiento de las aguas en ambientes supramareales en su retroceso hacia la parte más baja de la playa y el mar. De esta forma, estos depósitos fueron identificados como cuaternarios supramareales (Qs) pertenecientes a facies supramareales o de trasplaya luego de un sellamiento de las grietas por un retroceso final del nivel del mar.

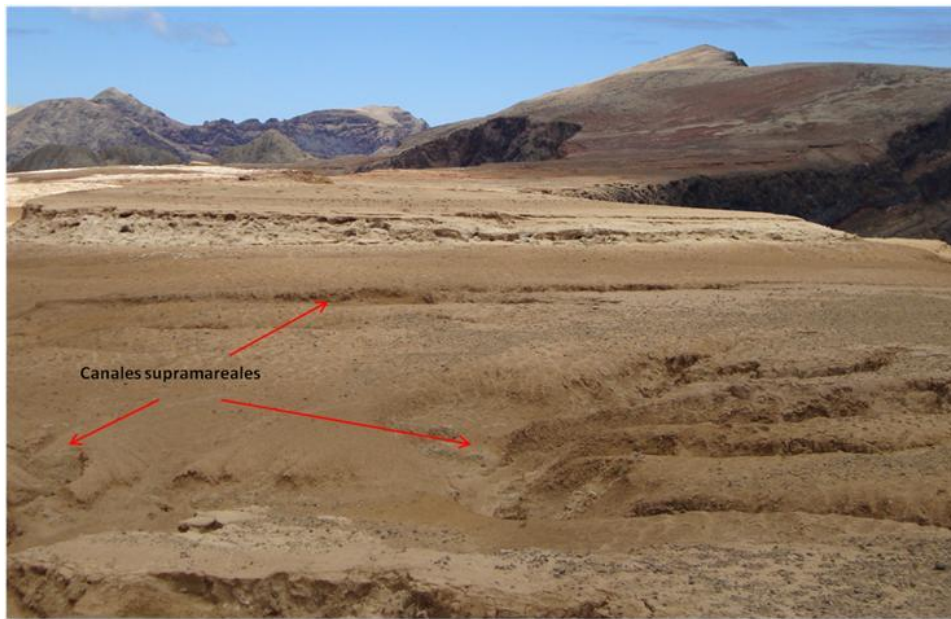


Fig. 5-6: Canales en la planicie supramareal del depósito Qs.

En tanto que en el caso de los depósitos de arenas bioclásticas, al analizarlos granulométricamente se puede obtener una identificación del ambiente de formación. Así, las arenas de los puntos 1-2-5-6-7-8-9-12 muestran un tamaño medio de grano que bordea el  $\phi=2,1$  (Moda ( $\phi$ )= 3) o arenas finas-medias (Tabla 5-1), donde sus granos son en general sub-redondeados a redondeados y subesféricos, pudiendo corresponder a sedimentos arenosos de playa, río abajo y dunas por presentar valores típicos de esta clase de depósitos. Por otro lado, la distribución granulométrica del presente estudio muestra una buena selección de los granos ( $\sigma\phi=0,44$ ) (Tabla 5-1), acorde con sedimentos eólicos y de playa. Arenas de playas del mismo sector de la isla Robinson Crusoe (Bahía del Padre y Bahía Carvajal) muestran en general un tamaño medio de grano ( $\phi= \sim 1,9$ , Moda ( $\phi$ )= 2) algo mayor que los sedimentos de los puntos estudiados. Arenas de playas y dunas costeras (eolianitas) procedentes de Algarve (costas del sur de Portugal) muestran una buena selección,  $\sigma\phi=0,5$  para las dunas y  $\sigma\phi=1$  para las playas, en tanto que el tamaño de grano medio las dunas son del orden  $\phi=1,5$  y el de las playas  $\phi=0,5$  (Moura, 2007). En las dunas del litoral central de Chile (Algarrobo Norte, San Jerónimo, El Quisco y Cartagena) se observa que presentan buena selección del orden de  $\sigma\phi=0,45$ , tamaño medio de grano aproximado de  $\phi=2$ , en tanto que las playas del mismo sector costero (Algarrobo Norte, El Quisco, El Tabo, la Playa Grande de Cartagena y la Playa Chica de Cartagena) el tamaño de grano ronda el  $\phi=1$  y su selección muestra  $\sigma\phi=0,9$  (Tabla 5-2). En el caso de la duna del desierto de Namibia en África, esta presenta un tamaño de grano  $\phi=1,2$  y una selección buena  $\sigma\phi=0,317$  (basado en información de Le Roux (2012) com. personal). Otros casos comparables son las dunas de un área muy extensa de Ar Rub' Al Khali en la zona este de Emiratos Árabes Unidos (EAU), en el cual se aprecian que los valores estadísticos son  $\phi=2,7$ ,  $\sigma\phi=0,4$  (El-Sayed, 1999), las dunas de Qatar (Ashour, 1985) y Wahiba en Oman (Goudie *et al.*, 1987) que presentan  $\phi=1,9$ ,  $\sigma\phi=0,55$  y  $\phi=2,5$ ,  $\sigma\phi=0,5$  respectivamente y finalmente las dunas de Cabo Frouxeita en La Coruña que presentan valores de  $\phi=2,07$ ,  $\sigma\phi=0,3$  (Flor, 1984) (Tabla 5-2).

En el caso de la asimetría ( $Sk\phi$ ), las arenas de distintos ambientes son bien conocidas, así, arenas de playas presentan asimetría negativa (la cola tiende hacia la izquierda en gráficos de frecuencia, concentrando material de tamaños mayores), en tanto las dunas muestran asimetría positiva (la cola tiende hacia la derecha concentrando material de tamaños menores). Esto puede apreciarse en las playas pertenecientes a la isla RC (PBP y PBC) cuyos valores de asimetría son negativos ( $Sk\phi= \sim -0,1$ ), así mismo sucede en las playas del litoral central de Chile ( $Sk\phi= -0,032 - -0,280$ ) (modificado de Verdejo, 1960. ANEXO C), en cambio las dunas del mismo sector presentan asimetría positiva ( $Sk\phi= \sim 0,1$ ), por su parte la duna desértica africana también presenta una asimetría positiva cuyo valor es  $Sk\phi=0,114$ . Depósitos en otros lugares del planeta también concuerdan con esta información, como el caso de los depósitos dunarios de Ar Rub' Al Khali, que presentan asimetría positiva  $Sk\phi=0,1$  (varía de 0 a 0,4, siempre positivo) (El-Sayed, 1999), así como también los depósitos de La Coruña, cuyo valor es  $Sk\phi=0,25$  (Flor, 1984) (Tabla 5-2).

Tabla 5-1: Resumen de los valores de los coeficientes estadísticos de las muestras de cada punto estudiado.

Punto	Muestra	Moda ( $\phi$ )	Medio ( $\phi$ )	Selección	Asimetría	Curtosis
1	25-7	3,000	1,933	0,416	0,005	1,000
2	26-1	3,000	2,188	0,443	0,019	1,013
7	25-11	3,000	2,107	0,509	0,032	0,999
8	26-3	3,000	2,336	0,396	0,003	0,914
12	26-5	3,000	2,175	0,658	0,005	1,000
5	25-1	2,000	2,435	0,759	-0,002	1,001
9	26-4	2,000	2,043	0,439	0,109	0,991

Tabla 5-2: Valores de moda, media, grado de selección, asimetría y curtosis de playas y dunas de distintos lugares del planeta.

Playas	Moda ( $\Phi$ )	Media ( $\Phi$ )	Selección	Asimetría	Curtosis
Algarrobo Norte	1,737	0,937	0,956	-0,280	1,080
El Quisco	1,000	0,148	0,943	-0,032	1,080
El Tabo	1,650	1,534	0,452	-0,113	1,289
PG Cartagena	2,737	2,107	0,781	-0,086	1,112
PC Cartagena	1,700	1,350	0,993	-0,214	1,258
Algarve (Por)	-	0,500	1,000	-	-
Bahía del Padre	2,000	1,791	0,376	-0,174	0,959
Bahía Carvajal	2,000	2,017	0,353	-0,108	1,005
Dunas	Moda ( $\Phi$ )	Media ( $\Phi$ )	Selección	Asimetría	Curtosis
Algarrobo Norte	1,737	1,900	0,391	0,083	1,036
San Jerónimo	1,700	2,004	0,336	0,122	1,044
El Quisco	2,238	2,350	0,574	0,124	0,990
Cartagena	1,750	1,661	0,504	0,079	0,966
Namibia (África)	1,500	1,188	0,317	0,114	1,298
Algarve (Por)	-	1,500	0,500	-	-
EAU	-	2,700	0,400	0,100	-
Qatar	-	1,900	0,550	-	-
Oman	-	2,500	0,500	-	-
La Coruña (Esp)	-	2,070	0,300	0,250	-

Si bien los depósitos bioclásticos de Juan Fernández muestran ser simétricos (tabla 5-1), existe una pequeña tendencia hacia una asimetría positiva, por lo que podrían ser identificados con los típicos sedimentos eólicos de dunas, los que habrían tenido un importante aporte de granos algo más gruesos de lo normal para la formación de dunas.

Otro análisis importante es el de la forma de la curva acumulativa (de escala probabilística) para distinguir tipos de familias de granos y su tipo de transporte. Los depósitos arenosos de estos puntos geográficos (1-2-6-7-8-9-12) muestran en sus curvas acumulativas un desarrollo amplio de cargas en saltación principalmente, pero también un marcado desarrollo de cargas en suspensión (por la gran concentración de

material más fino), en desmedro de las cargas de tracción (fig. 5-7A). Tanto las dunas del litoral central de Chile estudiadas por Verdejo (1960) (Anexo C) como la duna de África (fig. 5-7B) muestran en su curva una marcada presencia de los granos en los tramos más finos, logrando un buen desarrollo de las cargas de suspensión. Las cargas de tracción son casi inexistentes, en tanto que en el caso de las playas de RC, éstas presentan un mayor desarrollo de las cargas de tracción en comparación a las de suspensión (fig. 5-7B).

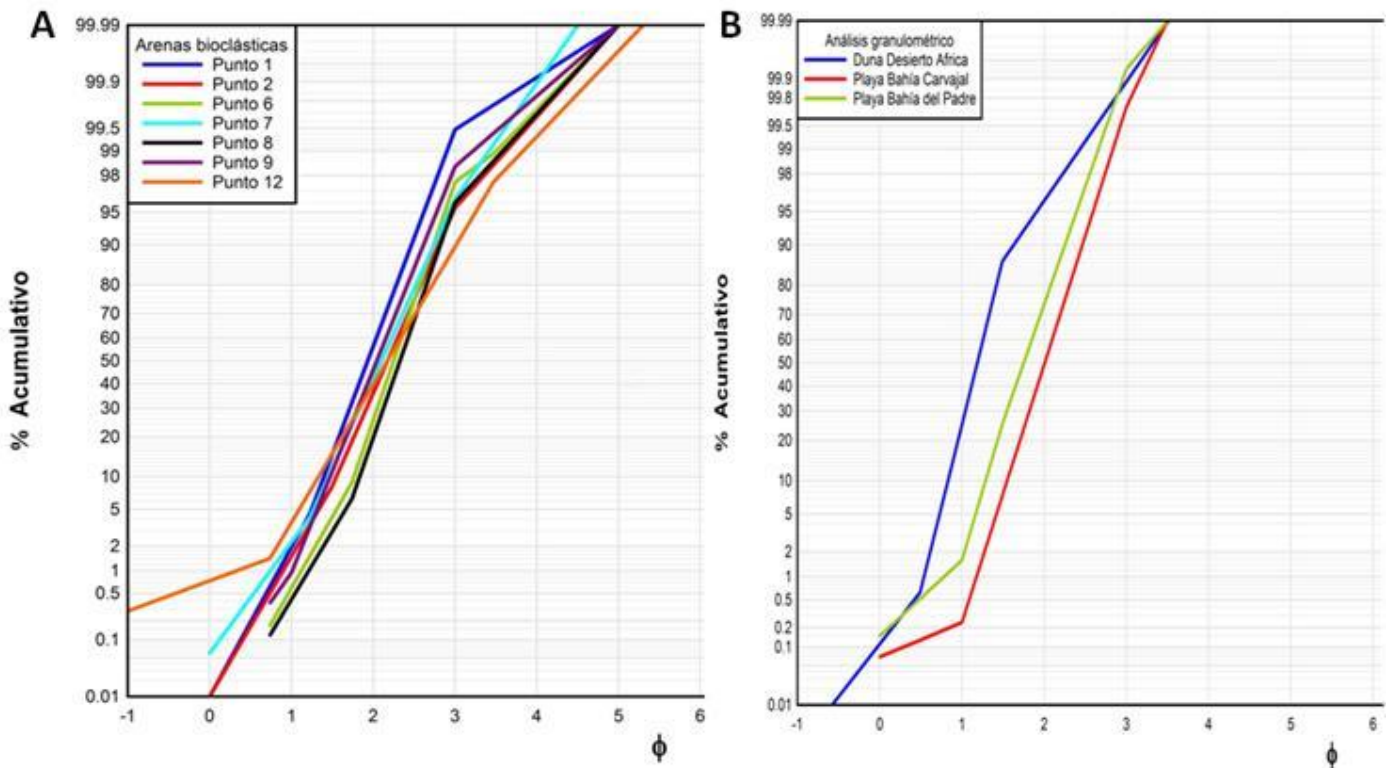


Fig. 5-7: Curvas acumulativas en escala probabilística: (A) Depósitos de los puntos 1-2-6-7-8-9-12 ubicados en el sector SO de la isla Robinson Crusoe. (B) Duna desértica ubicada en África y playas del SO de la isla Robinson Crusoe.

Con todo esto, se puede apreciar que en general, y como se esperaba, las dunas presentan un tamaño de grano típico ( $\phi=1,5-2,0$ ), una selección buena del tipo  $\sigma\phi=0,5$  y una asimetría levemente positiva ( $Sk\phi=0,1$ ). Además las cargas de suspensión logran un importante desarrollo destacándose claramente de las cargas de saltación, en tanto que presentan un escaso desarrollo de las cargas de tracción. Por otro lado, se puede apreciar que el general de los depósitos de playa presentan tamaño de grano típico algo más grueso que el de las dunas ( $\phi=1$ ), una selección buena del tipo  $\sigma\phi=0,9$  y una asimetría negativa ( $Sk\phi=-0,15$ ), así como un marcado aporte de las cargas de tracción y saltación, no así las de suspensión.

Al parecer, este tipo de sedimentos bioclásticos encontrados en Juan Fernández corresponderían a depósitos de ambientes costeros eólicos (facies de dunas costeras), sus características granulométricas sumadas a las de formación o depositación así lo indicarían. Entre estas últimas propiedades de cada depósito se encuentra la presencia de estratificación cruzada planar, tanto de bajo como de alto ángulo (punto 1, 6, 7, 9) (fig. 5-8A y fig. 5-8B), y estratificación cruzada en artesa (puntos 3 y 8) (fig. 5-8B), como suele observarse en dunas. Con esto, se ha podido identificar a estos depósitos eólicos bioclásticos estabilizados y algo cementados como Qe.

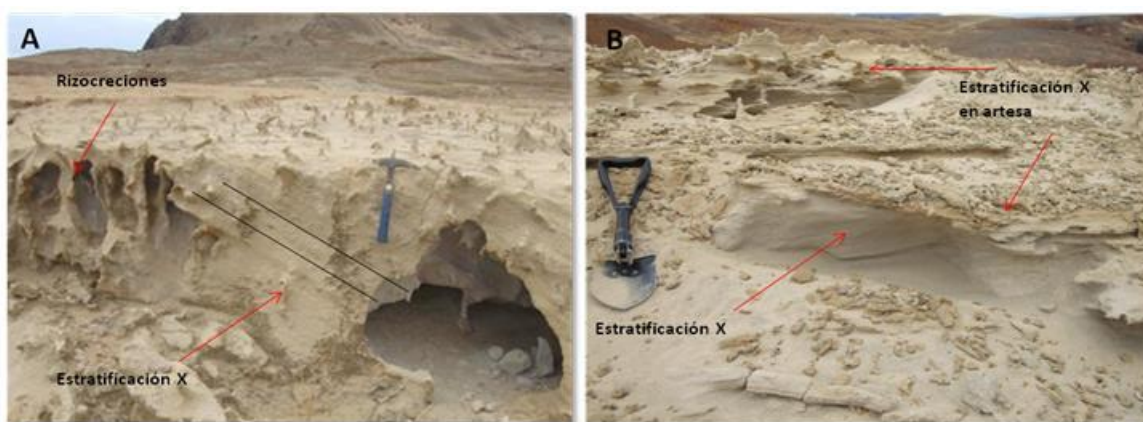


Fig. 5-8: Estructuras sedimentarias: (A) Estratificación cruzada de alto ángulo junto a rizocrecciones. (B) Estratificación cruzada de bajo ángulo y estratificación cruzada en artesa.

También se puede apreciar a nivel macroscópico actividad vegetal actual muy menor en el sector en comparación al resto de la isla, eso sí, presenta muchas rizocrecciones de antiguas raíces (fig. 5-8A y fig. 5-9A) y rastros de actividad de mamíferos en algún momento (fig. 5-9C), actividad biológica típica de depósitos dunarios (Schwartz, 2005). En tanto los niveles superiores más carbonatados y duros corresponderían a la superficie de paleodunas, una vez que ya dejaron de estar activas.



Fig. 5-9: Acción vegetal y animal: (A) Rizocreaciones. (B) Gasterópodos. (C) Huellas de mamíferos.

Al mismo tiempo, la presencia de caracoles, tanto terrestres como marinos (fig. 5-9B) pertenecientes a los géneros *Succinea* y *Fernandezia* por un lado, es típica en depósitos dunarios, y por otro, la presencia de *Nerita* indicaría un nexo con un ambiente marino de suministro para los sedimentos. Con respecto a esto, se debe acotar una interrogante surgida debido a la anomalía presentada por la datación por radiocarbono del espécimen de *Nerita* sp. encontrado en el depósito Qe del punto 1, el cual en el análisis de datación entrega valores de la razón C13/C12 muy similares al de organismos terrestres ( $\sim -8\text{‰}$ ), pero esto podría deberse a la contaminación de la concha por ser un organismo que se presenta en zonas inter y supramareales así como posiblemente en aguas salobres en el límite de la línea de costa, por lo que podría absorber  $\text{CO}_2$  atmosférico y  $\text{CO}_2$  disuelto en las aguas superficiales de los suelos asociadas a vegetación (plantas C3 y C4) en gran cantidad y así presentar esos valores (Alonso-Zarza y Tanner, 2010). Otra probable causa podría ser la carbonatización de las arenas de eolianitas, en donde se han registrado valores de  $-4\text{‰}$  (Moura, 2007), o valores de  $-1\text{‰}$  a  $-7\text{‰}$  en paleosuelos y calcretas de dunas de Molokai en Hawái (Fletcher, 2005), del mismo modo se han registrado en la parte superior carbonatada y convertida en calcreta de unas dunas pleistocénicas de Bahamas, cambios geoquímicos significativos, presentando una disminución de la razón  $\delta^{13}\text{C}$ , pasando de  $+2\text{‰}$  en eolianitas normales a  $-8\text{‰}$  en calcretas, además de un aumento de  $\text{AL}_2\text{O}_3$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , probablemente debido a la exposición subaérea y a la colonización en las dunas por plantas y microflora asociada (Beier, 1987), con lo que se pudieron contaminar las conchas de los gasterópodos presentes cerca de esta carbonatización.

Estas dunas habrían tenido su origen por el material arenoso proveniente del S-O del sector costero de Bahía Carvajal (sector con presencia, aunque escasa, de arenas bioclásticas al nivel del intermareal en la actualidad), debido al viento predominante que sopla desde esa dirección (S-O) (Skottsberg, 1920; Ortiz y Campillo, 1982; Cereceda *et al.*, 1998), aunque no se descarta un aporte significativo desde el sector NO de Bahía del Padre.

Dunas de cualquier edad, formadas por una gran cantidad (>50%) de material carbonatado (clastos calcáreos de fragmentos de bivalvos, gasterópodos, foraminíferos y otros organismos, con un tamaño que corresponde, generalmente, a la fracción arena media) como las encontradas en Juan Fernández, pueden ser reconocidas e identificadas como eolianitas (Qe), especialmente cuando estas están cementadas (Gornitz, 1995). Algunos estudios sugieren que las eolianitas mejor desarrolladas se ubican en latitudes 20°- 40° relacionado a las condiciones climáticas que permiten una rápida cementación (Brooke, 2001). Otros estudios revelan que se presentan principalmente en la historia del Pleistoceno y Holoceno (Stearns, 1970) o que el Holoceno medio constituyó un período durante el cual las dunas se expandieron por muchas partes del planeta (White y Curran, 1988, Clarke y Rendell, 2006) como por ejemplo en la península Ibérica, donde se presentan algunas etapas de formación de eolianitas (8600 años BP, y 6500 años BP) durante las estabilizaciones del nivel del mar (Moura, 2007), concordando con la ubicación y edad de los depósitos eólicos de Juan Fernández.

Autores como Brooke (2001) sostienen que para la formación de eolianitas se debe contar con algunas condiciones favorables, como un clima cálido para la producción de carbonato a partir de conchas de moluscos marinos en aguas poco profundas, también vientos hacia tierra para acarrear los sedimentos hacia las dunas, contar con la presencia de lluvias en tierra relativamente bajas, para promover la rápida litificación, entre otras. Al mismo tiempo los paleosuelos carbonatados o calcretas se desarrollan en regiones costeras de bajas latitudes donde la fuente de los sedimentos es representado por las secreciones de carbonato de los arrecifes de corales (Fletcher, 2005).

En tanto que la formación de las calcretas (Puntos 4 y 11) vendría estrechamente relacionado con las eolianitas, pues se debería a una gran y continua exposición de estos depósitos eólicos bioclásticos a aguas meteóricas para su posterior lixiviación o disolución de los minerales carbonatados (calcita) desde los granos bioclásticos que la conforman (aún se observan restos de bioclastos y fragmentos líticos de antiguas dunas en cortes delgados (ANEXO B) dentro de una masa de calcita), precipitando a horizontes de suelo carbonatados, o bien debido a la acumulación de carbonatos en la parte superior gracias a una subida por capilaridad y evapo-transpiración de estos minerales (Meco, 1993; Schwartz, 2005; Meco (2008) citando a Rothpletz y Simonelli, 1890), terminando por cubrir los paleosuelos, similar a lo que sucede en algunas dunas pleistocénicas de Bahamas (Beier, 1987) o en las eolianitas de las islas Fuerteventura y Lanzarote (Canarias) con la formación de la Gran calcreta (Meco, 1993; Meco, 2008).



Suelen darse en sectores costeros como terrazas marinas o algún sector elevado de exposición para este tipo de sedimentos eólicos como en este caso. Cuando las eolianitas están compuestas de 50% o más de material carbonatado, los procesos diagenéticos suelen ser importantes, como ocurre en algunas dunas de las Bahamas, donde la litificación a 80 cm de profundidad ha ocurrido en menos de 60 años debido a aguas meteóricas frescas (Kindler y Mazzolini, 2001).

En contra partida, algunos autores proponen la hipótesis de que la transferencia del carbonato de calcio y posterior formación de una costra se debería a que estos carbonatos serían una evaporita característica del clima insular en la que el carbonato cálcico deriva de los basaltos del subsuelo a partir de la descomposición de las plagioclasas, piroxenos y apatito (Hausen, 1967), aunque probablemente ese efecto se vea reflejado, como ocurre en Hawái, como precipitación de carbonatos en pequeñas vetillas en los basaltos.

Las calcretas son horizontes de suelo litificados, duros como roca pero siguen siendo suelo, en un estado muy avanzado de la carbonatación, tal como se aprecia en las ya formadas en los puntos 4 y 11, y que como ya se dijo, pudieron ser antiguas dunas de mucho material bioclástico, o incluso parte del sector de interdunas, por donde las aguas superficiales habrían escurrido desde otras dunas (tal vez las actuales), y al secarse y evaporarse haber provocado una disolución y precipitación más veloz de los carbonatos. En tanto que en algunos de los otros puntos el proceso de formación de calcretas continúa (o recién se ha iniciado), al apreciarse capas más cementadas y duras que el resto de las arenas inferiores, y con formaciones de rizocreaciones importantes, principalmente en los puntos 1-7-8 de los depósitos Qe. Específicamente en el punto 8 puede apreciarse una especie de formación de calcretas laminares mostrando su estratificación un poco caótica.

La obtención de una edad de estas calcretas podría ayudar a inferir el tiempo de depositación de los bioclastos formadores de la misma e identificar en qué tipo de clima pudo haber tenido cabida esta formación, del mismo modo poder contrastar esta edad con la de las arenas bioclásticas, en teoría, más nuevas, y poder ver si tienen un origen común.

### **5.3. Unidades sedimentarias**

El nivel inferior de los puntos 5 y 6 (PS 25-2) ubicados en la prolongación hacia el NE de localidad de El Puente, como se dijo anteriormente, fueron reconocidos como tobas rojizas de lapilli y ceniza (fig. 5-10) gradando en algunos sectores a aglomerados tobáceos rojos, convertidos en suelos por procesos de pedogénesis al meteorizarse. Estos depósitos serían correlacionados con los niveles medios y superiores de la Secuencia Bahía del Padre (Ortiz y Campillo, 1982; Morales, 1987), especialmente de un nivel de aglomerado tobáceo intercalado con basaltos en la zona superior que es cortado por el camino desde Bahía del Padre y el Aeródromo y de una capa de tobas cerrando la secuencia (Ortiz y Campillo, 1982).

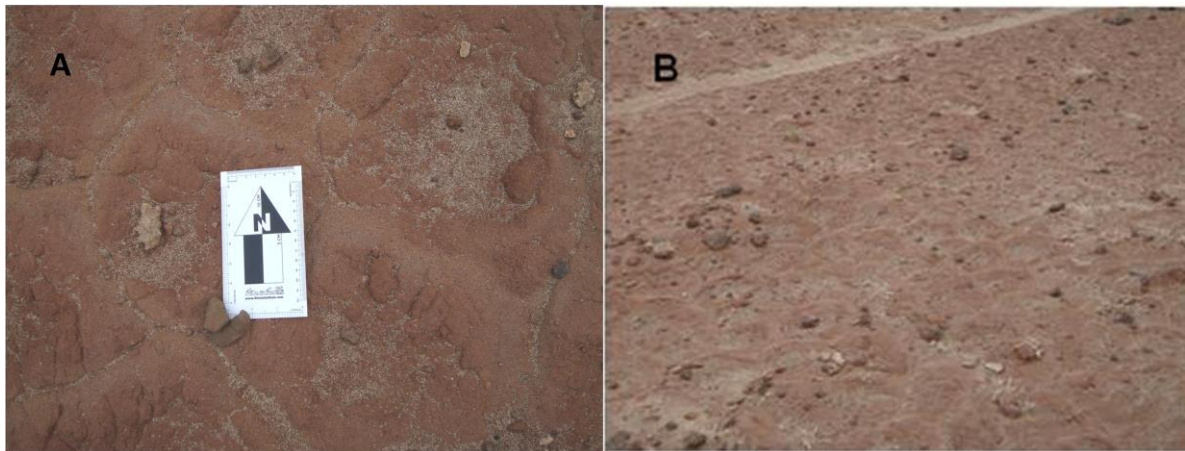


Fig. 5-10: Depósito alterados de tobas volcánicas rojizas (Qt) de la Secuencia Bahía del Padre. Punto 5 (A y B).

Los depósitos sedimentarios bioclásticos Qe y Qd (principalmente los puntos 1-3, 6-8, 10 y 12) podrían ser correlacionados, tanto por ubicación como por su contenido (restos de organismos marinos y subfósiles de gasterópodos del género *Succinea*) y características sedimentarias de depositación, con la unidad de los “Estratos de Bahía Tierra Blanca” (Morales, 1987), y que afloran de manera aislada dentro de una franja elongada en dirección NE-SO entre Bahía Tierra Blanca (Aeródromo) y la localidad de El Puente (fig. 5-11C). El caso del punto 10 ubicado en el sector del Aeródromo correspondería al depósito típico de estos estratos, presentando arenas calcáreas (arenas bioclásticas) en la parte inferior (fig. 5-11A) y arenas tobáceas en la superior (fig. 5-11B). Sin embargo no se han encontrado evidencias del origen marino propuesto por Tavera (1973) y Valenzuela (1978) para los niveles inferiores y transicionales entre las arenas calcáreas y arenas tobáceas por no presentar características morfológicas y granulométricas típicas de ambientes marinos o de playa, ni por hallarse especímenes marinos como *Acanthina* sp. y *Lima* sp. Tampoco se han encontrado evidencias de un ambiente dulceacuícola de los niveles superiores de arenas tobáceas al no encontrarse restos de organismos de origen dulceacuícola (*Bythinia* sp., *Tropicorbis*). Si se ha identificado un ambiente más terrestre a los depósitos por presentar especímenes *Succinea* y *Fernandezia*, aunque no se han encontrado rastros de otros especímenes de origen terrestre (*Orcula* sp., *Ena* sp.) como si evidencia Tavera (1973) en su trabajo en la isla. Por otro lado, las características de los depósitos si concuerdan con los estudios de Ortiz y Campillo (1982), en que su origen correspondería al de un ambiente eólico con material clástico marino y en su nivel superior brechoso (clastos de roca angulosos desprendidos de los afloramientos rocosos de las partes altas,) confiriéndole un origen transicional-continental. En tanto los depósitos de los puntos ubicados en el sector de El Puente (arenas bioclásticas de los puntos 1-3 y 6-8), que se hallan sobreyaciendo a la secuencia Bahía del Padre y que se encuentran estabilizados y algo cementados (eolianitas), corresponderían tan solo a los niveles inferiores de los “Estratos de Bahía Tierra Blanca” (arenas calcáreas) de origen eólico, sin presentarse niveles superiores tobáceos.

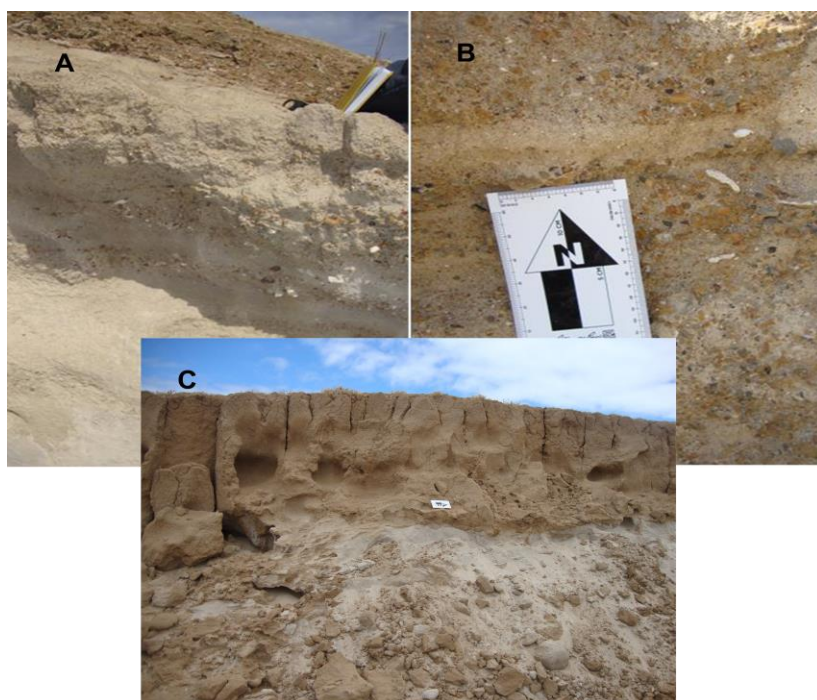


Fig. 5-11: Depósito de Estratos Tierra Blanca. Punto 10: Nivel inferior de arenas calcáreas de origen eólico (A) y nivel superior tobas-brechas calcáreas (A y B). Punto 1: Arenas bioclásticas (C).

Por otro lado, los niveles eólicos PS 25-1 (fig. 5-12A) y PS 26-4 (fig. 5-12B) de los puntos 5 y 9 respectivamente (Qd), corresponderían a depósitos dunares actuales no estabilizados, que se mantienen en constante movilización en dirección del viento, los cuales serían correlacionados con las “arenas eólicas activas” definidas por Ortiz y Campillo (1982) y Morales (1987). Estas se ubicarían en una prolongación del sector de El Puente hacia el NE (Punto 5) y sobre una ladera, al norte de la anterior ubicación, que mira hacia el sur (Punto 9).

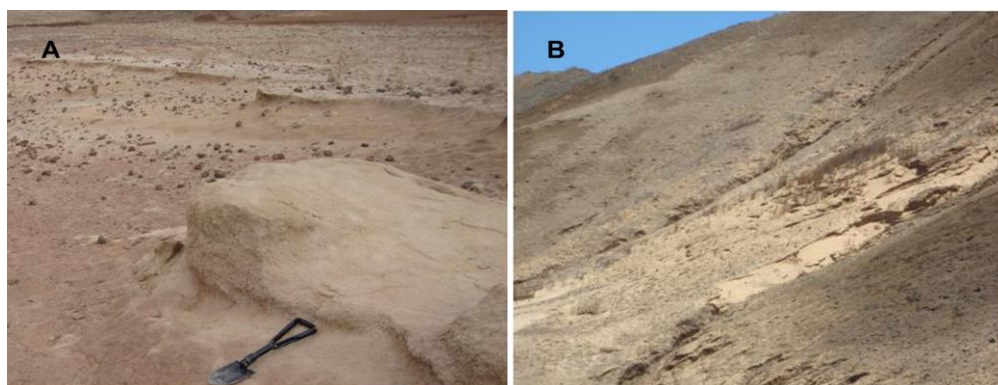


Fig. 5-12: Depósitos eólicos de los puntos 5 (A) y 9 (B). Niveles de dunas activas.

Finalmente, el nivel inferior (PS 24-5) del depósito del Punto 11 (fig. 5-13) podría ser correlacionado con los “depósitos aluviales indiferenciados” (Morales, 1987) y a “conos aluviales” en los pisos deposicionales (Ortiz y Campillo, 1982), que serían depósitos en los que predominan rodados y gravas mal seleccionadas, subredondeadas a

subangulares, dentro de una matriz de gravilla y arena de color pardo claro y que serían antiguos en relación a la dinámica fluvial actual.



Fig. 5-13: Fotografías de depósitos aluviales indiferenciados del punto 11 donde se pueden apreciar una textura de gravilla (A) y grava (B)

Los depósitos Qe y Qd de los puntos 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 y 9 estarían sobreyaciendo a los niveles superiores de la Secuencia Bahía del Padre (Qt formaría parte de la sucesión), en tanto que los puntos 10,11 y 12 lo harían por sobre la “Secuencia de Punta Larga”.

#### 5.4. Posibles causas de la ubicación actual de los sedimentos

Los principales sedimentos estudiados en el sector SO de la isla Robinson Crusoe identificados como Qs, Qe y Qd (depósitos rojizos con características supramareales y sedimentos eólicos) serían netamente costeros y transicionales, lo que implicaría ubicarse muy cercano a la línea de costa y a un nivel con respecto al mar accesible para el suministro del material detrítico de las arenas y de las conchas de gasterópodos marinos. Planicies intermareales y supramareales necesitan ubicarse al nivel del mar para poder formarse con el vaivén de las mareas. En el caso de los depósitos eólicos, el material que es transportado por el viento depende de la turbulencia del mismo, de su duración y del tamaño de las partículas. Bagnold (1954) y otros han probado fehacientemente que el viento no puede levantar la arena más de 2-3 m por encima de la superficie. La arena se moviliza gracias al viento de mejor manera por métodos de tracción y saltación, siendo muy difícil un movimiento en vertical de los sedimentos más gruesos, por lo que no lo hace en suspensión (Cooper, 1958), al contrario de lo que sucede con limos y arcillas que son fácilmente transportadas por corrientes ascendentes, tan frecuentes en regiones cálidas, que sobrepasan las velocidades de decantación. Además se requiere de una topografía relativamente baja tierra adentro, en lugar de grandes acantilados, para permitir la formación de sistemas dunares (Brooke, 2001) así como una estabilidad tectónica al momento de su depositación.

El hecho que este conjunto de depósitos se ubiquen en planicies a 40 msnm sobre acantilados (fig. 5-14) y sin un enlace directo como una pendiente (de preferencia

suave) que conecte la playa (que además no logra desarrollarse de buena manera en la costa actual) con las dunas, es una incógnita que se podría revelar tomando en cuenta ciertos ámbitos como la climatología, dinamismo geomorfológico o volcanismo. Casos como este ocurren en varios lugares del planeta, entre estos encontramos antiguas dunas litificadas en Kahana Bay (Hawái) sin nueva depositación, que se ubican sobre un acantilado a 100 msnm sin conexión con sectores de suministros de las arenas (Stearns (1970) citando a Pottratz, 1968), en las cuales se piensa que luego de ser depositadas estas dunas en un período de alto nivel del mar la erosión toma parte y desconecta el suministro desde la playa. Lo mismo ocurriría en otras dunas ubicadas al sur del faro de Makapuu en Oahu (Stearns, 1970).

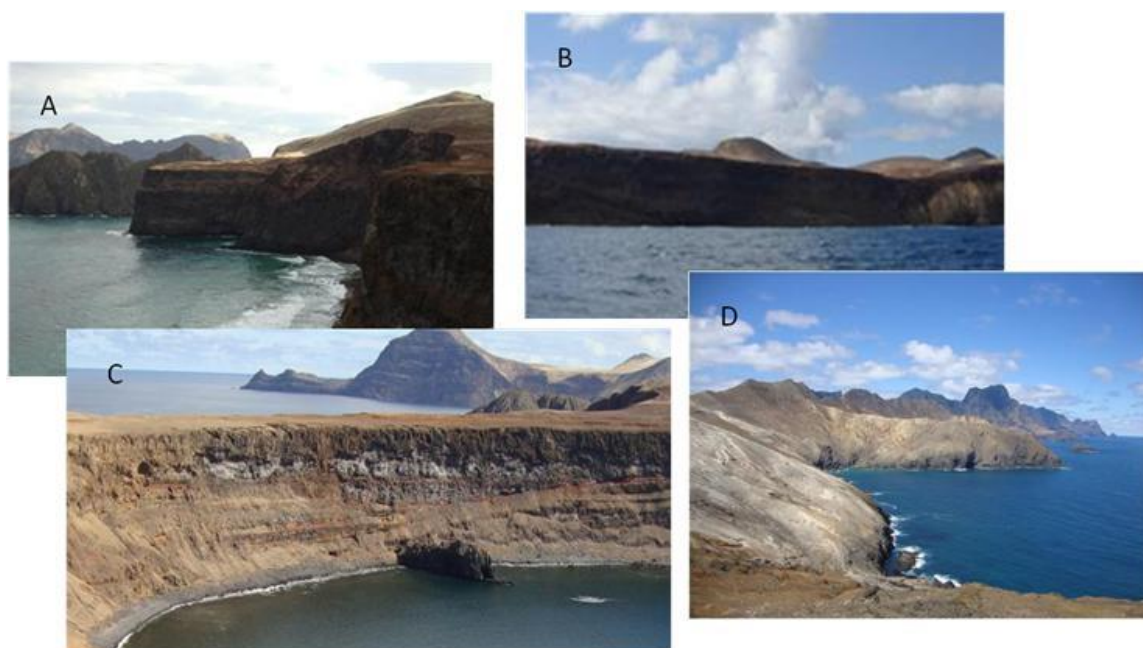


Fig. 5-14: Imágenes de los acantilados donde se ubican los depósitos. Localidad de El Puente: vista hacia el O en Bahía Carvajal (A), vista hacia el NE en Bahía Carvajal (B) y vista hacia SO en Bahía del Padre. Localidad de Bahía Tierra Blanca: vista hacia E del Aeródromo en Bahía Tierra Blanca.

Estas dunas bioclásticas, como ya se mencionó, fueron datadas en una edad calibrada de entre 8.320 y 8.030 años BP ( $7.860 \pm 40$  años BP edad radiocarbono convencional), gracias a la datación por radiocarbono del gasterópodo marino del género *Nerita* (ANEXO D), asignándole esta edad como máxima para poder estimar un tiempo en el cual estos depósitos debieron estar muy próximos al nivel del mar y así poder explicar el porqué de su ubicación actual. Una posibilidad podría ser una transgresión marina en esa edad, tal como sucedió en las islas Lanzarote y Fuerteventura (Archipiélago de Las Canarias) en donde se han encontrado depósitos marinos +69 y +36 m respectivamente (Carracedo *et al.*, 2001) (fig. 5-19), así como una plataforma miocénica litoral levantada. Sobre esta plataforma en la isla de Lanzarote también se han encontrado depósitos marinos miocénicos a 10-14 msnm (Meco, 1993). Sin embargo, suponiendo esto en Juan Fernández, no existen evidencias de una transgresión marina hace 8.000 años.

La subida del nivel del mar varía según la localización, ya que la tierra puede estar subiendo o bajando como respuesta a la pérdida de hielo que tuvo lugar al final de la última era glacial. Sin embargo, la expansión del agua a medida que se va calentando y los aportes procedentes del hielo que se derrite, han provocado por lo general, una subida del nivel del mar en el último tiempo. A lo largo de la historia, niveles altos del mar han coincidido con períodos cálidos del planeta (mayor evaporación), y por el contrario niveles bajos del mar coinciden con períodos fríos, identificándose distintas etapas de temperaturas cálidas y frías, concordantes con la teoría orbital de Milankovitch (Shackleton, 1995), esto gracias a estudios de los isótopos de oxígeno-18 y oxígeno-16 en conchas de foraminíferos (disminución del isótopo de  $^{18}\text{O}$  tanto en los océanos como en las conchas de estos organismos en los períodos cálidos). Durante los períodos glaciales, se dieron importantes descensos del nivel del mar, y en períodos interglaciales, importantes aumentos del nivel del mar. Investigaciones han postulado, con pocas dudas al respecto, que durante los últimos 100 ka, los niveles oceánicos han sufrido fuertes oscilaciones, pero siempre por debajo de la cota actual. Sólo entre 125 y 120 ka BP el mar presenta un mayor nivel que el actual (+~5 m), asociado coincidentemente con el menor volumen de los glaciares (Uriarte, 2010). La figura 5-15 ilustra las variaciones del nivel del mar durante los últimos 140 ka, según las terrazas de coral en Nueva Guinea evidenciando una tendencia global del nivel del mar en distintas épocas.

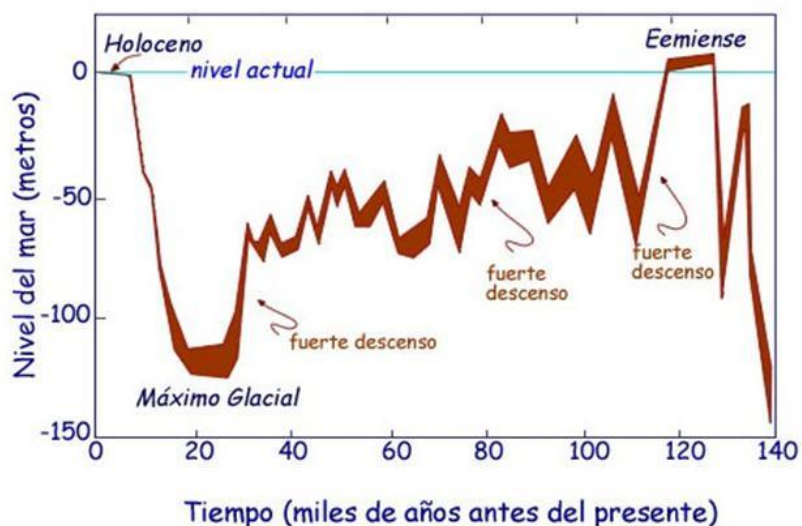


Fig. 5-15: Fluctuaciones del nivel del mar en los últimos 140 ka según las terrazas de Huon en Nueva Guinea (cuarta glaciación). El grosor de la línea de variación indica la incertidumbre en el análisis (Uriarte, 2010).

Varios estudios han mostrado estas tendencias globales de las variaciones del nivel del mar, al menos en los últimos 200 mil años (Fleming, 2000; Milne *et al.*, 2005), aunque este nivel puede variar dependiendo de la región en que se encuentre (fig. 5-16). Estudios sobre la tendencia en períodos más recientes, se vería reflejada en la Bahía de Papeete en Tahití (Lambeck, 2002, Cabioch, 1999) o en Australia y Nueva Caledonia, en donde se puede apreciar un ascenso del mar en alrededor de unos 80 m

hasta la actualidad durante los últimos 14.000 años (fig. 5-17). Estos datos pueden ser extrapolables al Pacífico sur sudamericano, por corresponder a lugares más cercanos al sector de Juan Fernández, y por lo tanto se puede hacer uso de una información mucho más certera de lo que habría ocurrido en la zona de estudio.

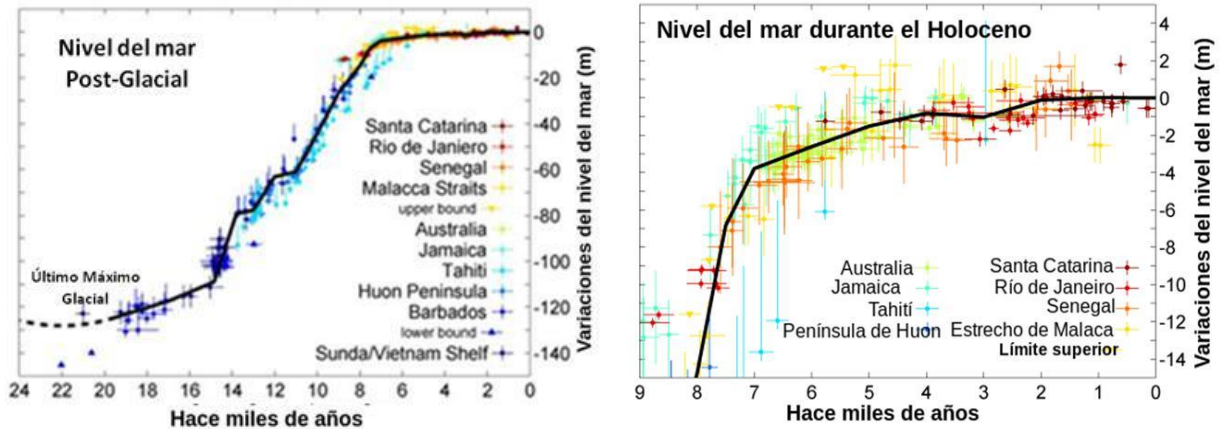


Fig. 5-16: Tendencia del nivel del mar desde la última glaciación, registrada en varios puntos del planeta, basado en información de Fleming *et al.* (1998) y Milne *et al.* (2005) y compilado por Robert Rodhe ([http://en.wikipedia.org/wiki/File:Post-Glacial\\_Sea\\_Level.png](http://en.wikipedia.org/wiki/File:Post-Glacial_Sea_Level.png)). La figura de la derecha corresponde a un extracto de la figura de la izquierda.

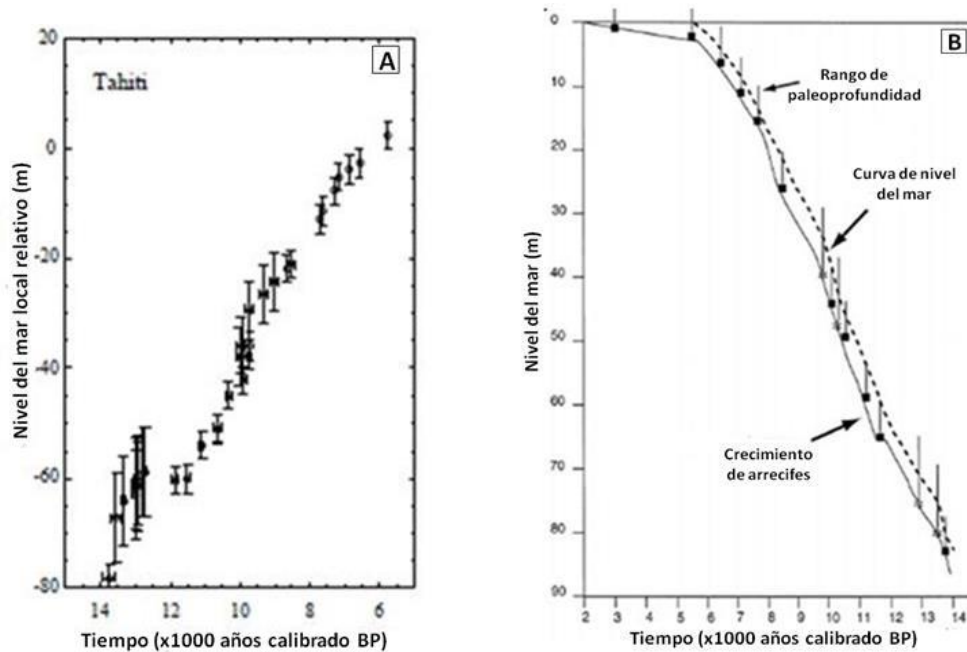


Fig. 5-17: Nivel del mar en los últimos 14.000 años registrado en la zona de Tahití basado en dos estudios similares: (A) Nivel del mar relativo (modificado de Lambeck, 2002). (B) Curva del nivel del mar inferida desde datos biológicos (modificado de Cabioch, 1999).

Todas las evidencias indicarían, que hace aproximadamente 8.000 años, el planeta estaba en medio de un período interglacial (pasando de la desglaciación a la post-glaciación), en donde el nivel del mar alcanzó a estar unos 15 m bajo el nivel actual, tanto en Tahití como en casi todos los lugares del planeta donde se tenga registro (Fleming, 2000; Milne *et al.*, 2005). Por otro lado, algunos estudios han postulado que el nivel nunca estuvo por sobre los 6-7 m por sobre el nivel actual en los últimos 500 ka, por lo que no habrían indicios de una mayor cercanía al nivel del mar por parte de los depósitos costeros y eólicos de Robinson Crusoe hace 8 ka o a alguna edad cercana. A su vez, por el tipo de sedimento y sus características (granos subredondeados y bien seleccionados) se podría descartar como origen de la depositación la opción de un tsunami proveniente de un gran sismo desde el continente, o incluso debido a algún derrumbe o colapso de proporciones de alguna isla de los alrededores como si sucedió con algunos depósitos sedimentarios en la isla Gran Canaria (Pérez-Torrado *et al.*, 2006) y en algunas islas de Hawái (McMurtry *et al.*, 2004).

La gran problemática sería entonces poder levantar el terreno donde se ubican las planicies y los sedimentos eólicos por sobre 40 m (incluso más tomando en cuenta el aumento del nivel del mar desde hace 8.000 años hasta la actualidad, sugiriendo una corrección de +15 m) a su actual ubicación, teniendo, por un lado una barrera natural como el escarpe del acantilado de Bahía Carvajal (posible lugar de origen del suministro del sedimento por la dirección del viento, y por como hoy por hoy se aprecia como el único lugar con ese tipo de depósitos), y por otro, el escarpe de Bahía del Padre, al no presentar una pendiente que permita el avance de dunas trepadoras, y menos poder acarrear fósiles marinos más grandes y pesados que los granos de arena.

Conociendo la situación en el interior de la placa litosférica, la cual explica la ausencia de fenómenos tectónicos de envergadura (grandes terremotos, plegamientos y fallas), que mayoritariamente se dan en los bordes de placas, se estima que el mecanismo capaz de ubicar estos depósitos en la posición actual podría corresponder a un proceso de alzamiento de la isla (sobre litósfera más “estable”), aun cuando este proceso sería de mucha menor magnitud que el encuentro entre placas en términos energéticos. Si un alzamiento es la causa principal de esta distribución actual de los sedimentos, se podría asumir que desde hace 8.320 años la isla se ha estado alzando a una tasa de al menos 2,4 mm/a para elevar 20 m los depósitos dunares (fig. 5-18), estimando una altura de +20 m en el momento de la depositación (actuales +40 m) de dunas trepadoras. Sin embargo, una tasa de 4,8 mm/a podría ser más acorde para poder levantar 40 m a los depósitos que se hallan bajo las dunas (fig. 5-18), ya que la presencia de estructuras supramareales en la planicie (muestra PS 25-6) indicaría un nivel 0 al momento de la formación de las mismas.



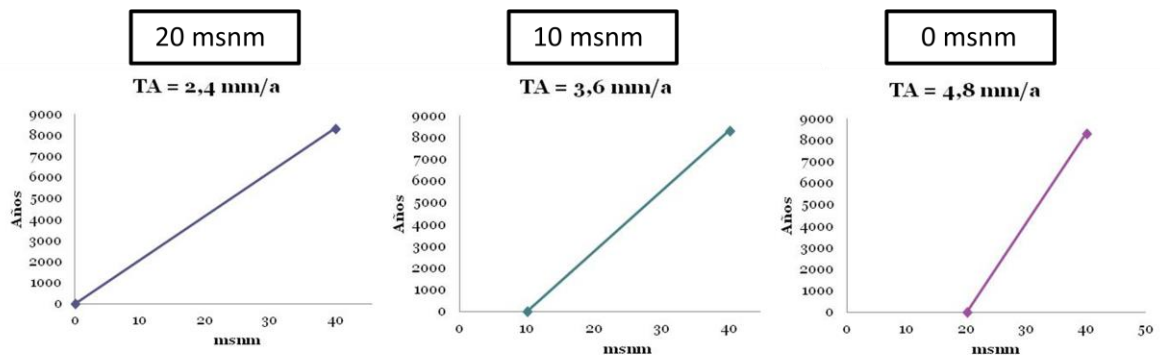


Fig. 5-18: Posibles tasas de alzamiento del sector SO de la isla RC dependiendo de la altura al momento de la depositación de los sedimentos de dunas y supramareales.

Al comparar esto con procesos similares en otros lugares del mundo, como las islas de Cabo Verde que se han alzado a una tasa de 0,032–0,1 mm/a y algunas islas de Hawái (Oahu, Molokai y Lanai) en las que ha sido de 0,06-0,33 mm/a (Grigg y Jones, 1997; McMurtry *et al.*, 2010), se puede apreciar que estos movimientos serían muy rápidos, siendo sólo comparable con la tasa de subsidencia de la isla grande de Hawái que lo hace a 2,6 mm/a.

Se sabe que las islas oceánicas pasan por varias etapas de subsidencia y emergencia durante su nacimiento, crecimiento y envejecimiento, lo que podría explicar de alguna forma algún tipo de movimiento vertical en el último tiempo.

La principal causa de un alzamiento en este tipo de islas oceánicas, corresponde al empuje generado por la intrusión de magma (adición magmática al nivel de la corteza), el cual tiene lugar gracias a la ubicación de estas islas en una placa del tipo estacionaria donde la posición de la isla está fija relativa a la fuente de fundición (Sleep, 1990), lo que provoca levantamientos y basculamientos que se restringen a las vecindades, como se puede apreciar en la isla de La Palma en las Canarias, en donde se han encontrado restos fósiles de corales a +150 m (2,8-3,0 Ma por datación en foraminíferos) (fig. 5-19), donde su alzamiento se debe básicamente a empujes diapíricos del magma por la continuada inyección por los conductos de alimentación, capaces por intrusión repetitiva de levantar e inclinar las formaciones volcánicas (Staudigel y Schmincke, 1984; Carracedo *et al.*, 2001).

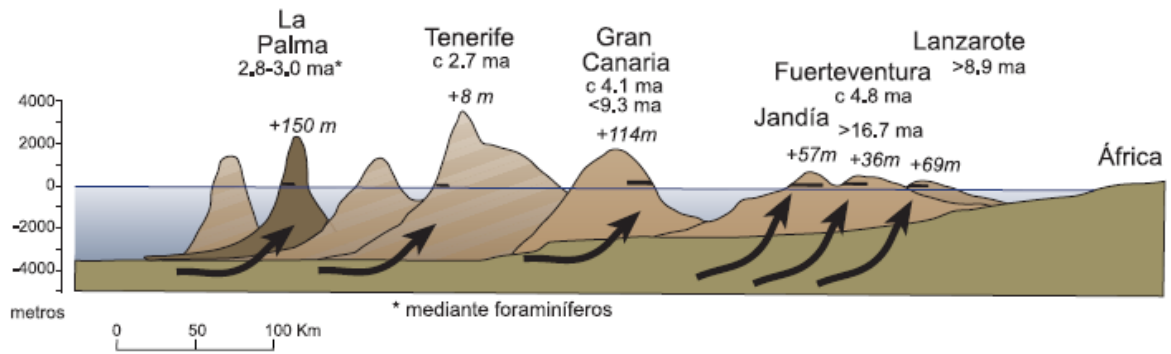


Fig. 5-19: Perfil de las islas Canarias, mostrando edades radiométricas de lavas (excepto La Palma) en relación con depósitos marinos que contienen fauna mio-pliocena y cuyos depósitos muestran la altura máxima por sobre el actual nivel del mar (modificado de Carracedo *et al.*, 2001).

Algo similar ha sucedido en las islas de Cabo Verde donde la isla Santiago se ha alzado 450 m aproximadamente ( $\sim 100$  m/Ma o 0,1 mm/a) en los últimos 4 Ma, en tanto que la isla São Nicolau se ha alzado 260 m ( $\sim 32$  m/Ma o 0,032 mm/a) (fig. 5-20), en donde las tendencias de alzamiento de estas islas parecieran ir en sincronía con la actividad volcánica de las mismas. Ambas islas parecen haber mantenido un continuo alzamiento a través de sus etapas de construcción de los edificios en escudo tanto submarinas como subaéreas, contrastando con lo registrado en las otras islas cercanas de la cadena, las cuales serían más estables (Ramalho *et al.*, 2010), lo que confirmaría que el alzamiento es diferencial entre las islas y no sería una característica regional. De la misma forma, en la isla de El Hierro (Canarias) se han registrado en el último tiempo una deformación horizontal de 6 cm y una vertical de 9 cm en el lapso de un mes (datos entregados por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) de España a la dirección del Plan de Protección Civil por Riesgo Volcánico (PEVOLCA), Jun-Jul 2011).

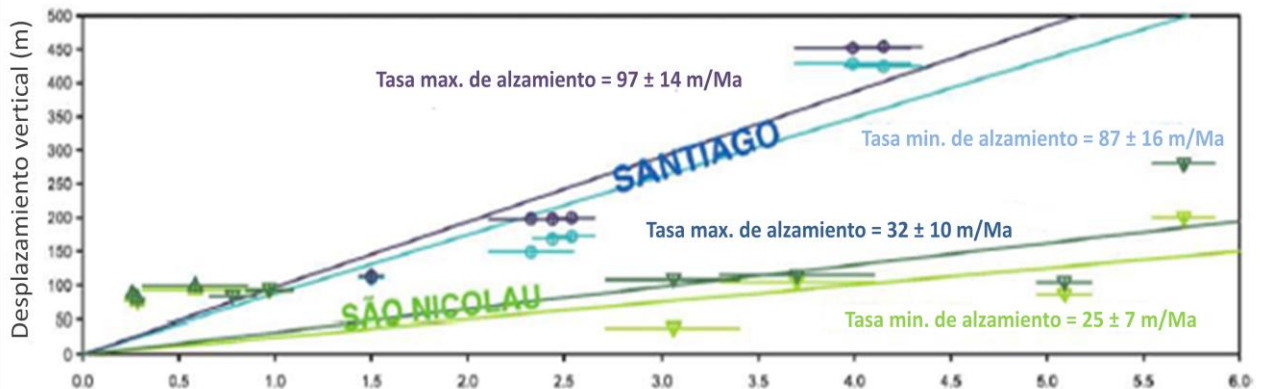


Fig. 5-20: Reconstrucción del alzamiento para las islas Santiago y São Nicolau (modificado de Ramalho *et al.*, 2010)

Similar situación podría estar sucediendo en Robinson Crusoe, pensando en un reinicio de la actividad en la isla o que la hubo hace unos 10 ka sin llegar a manifestarse el volcanismo en superficie, además de los terremotos asociados a ello, esto, asumiendo la existencia de un hiato en la actividad volcánica de la isla desde hace 1,2 Ma (última

actividad volcánica registrada), tal como ha ocurrido con los intervalos de tiempo de cero actividad volcánica observable entre cada depositación de las distintas secuencias volcánicas que componen Robinson Crusoe. Esto provocaría un abombamiento del terreno subyacente a la isla por la actividad magmática, debido a que no se ha comprobado que Juan Fernández responda al modelo clásico de hot-spot tipo Hawái en donde el punto caliente va quedando atrás en el avance de la placa oceánica extinguiendo islas antiguas y creando nuevas, si no que podría darse el caso de mantener en el mismo instante varias islas con actividad como sucede en varias de las islas del archipiélago de Las Canarias, por lo que no se descarta que la isla pueda presentar cierta actividad nuevamente. Sin embargo, no existe ninguna evidencia de volcanismo activo en el sector que proponga un hiato en la actualidad.

Un alzamiento, debido a su complejidad, puede responder a varios factores, siendo otro de estos el caso de que Robinson Crusoe se encuentre justo por sobre o en la cercanía del “bulge” asociado a la flexura de la placa oceánica debido a la producción de nuevas islas y montes submarinos, como los montes Friday y Domingo (90 km al SO de Alejandro Selkirk), en donde se ubicaría actualmente el hot-spot, como propone Devey (2000), o a la posible actividad de la joven isla de Alejandro Selkirk, que al ir cargándose con más masa provoca un hundimiento de la placa subyacente a ellos y al mismo tiempo elevando otras zonas por donde pasaría el “bulge”. Casos como estos, en zonas volcánicamente no activas en la actualidad se han registrado en las islas hawaianas de Oahu, Molokai y Lanai, gracias a su cercanía al “bulge”, que se ubicaría en medio de estas islas (Watts y ten Brink, 1989; Grigg, y Jones, 1997). En estas islas se han encontrado restos de corales hallados en posición de crecimiento, y algunas terrazas erosionadas por las olas, todos presentando elevaciones por sobre los niveles conocidos del mar durante los últimos 500 ka. También se encuentran depósitos datados del último interglacial hallados muy por sobre los +6 m en que se ubicaba el mar en ese entonces (Muhs y Szabo, 1994), evidenciando un alzamiento en el centro de las islas hawaianas.

Watts y ten Brink (1989) y Moore (1987) han propuesto la ubicación del “bulge” en hasta 300 km de forma radial desde el actual hot-spot en la isla grande de Hawái. En esta isla ha habido una subsidencia de 1.300 m durante los últimos ~500 ka (Jones, 1933,1995) (fig. 5-21A). Evidencia de esto es la presencia de arrecifes en el flanco occidental de esta isla a esa profundidad, datados en un rango de 17 - 475 ka BP por  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ , lo que indicaría una subsidencia de  $2,6 \pm 0,4$  mm/a (Ludwig *et al.*, 1991). También se ha podido identificar un buen desarrollo de la fosa desarrollada por el hundimiento de Hawái y del arco formado por la flexura, ubicándose esta última a 500 m más superficial que la fosa. Los mismos autores, basados en modelos numéricos de placas elásticas, han podido predecir la altura y longitud de onda del “bulge”, llegando a postular que el máximo alzamiento esperado sería de alrededor de 1,4% del total de la subsidencia de la isla de Hawái, lo que equivaldría a un alzamiento de entre 56 y 70 m. La tendencia de un aumento de la edad de los depósitos de playas coralinas con la elevación en las islas de Oahu y Molokai apoya la hipótesis de un alzamiento (fig. 5-21B). El depósito más antiguo en Oahu se ubica a +30 m de elevación y datado en  $547 \pm 82$  ka, lo que produce una tasa de alzamiento promedio de 0,06 mm/a para Oahu, en tanto que para Molokai, el depósito más alto y antiguo de corales se halla a +58 m y presenta una edad

de  $303 \pm 25$  ka, entregando una tasa de alzamiento de  $\sim 0,2$  mm/a, y para el caso de Lanai, la muestra más alta llega a  $+74$  m y data de  $223 \pm 22$  ka, entregando una tasa de  $\sim 0,33$  mm/a pudiendo apreciarse de esta forma el tipo de alzamiento ocurrido en varias de las islas de la cadena (Grigg y Jones, 1997).

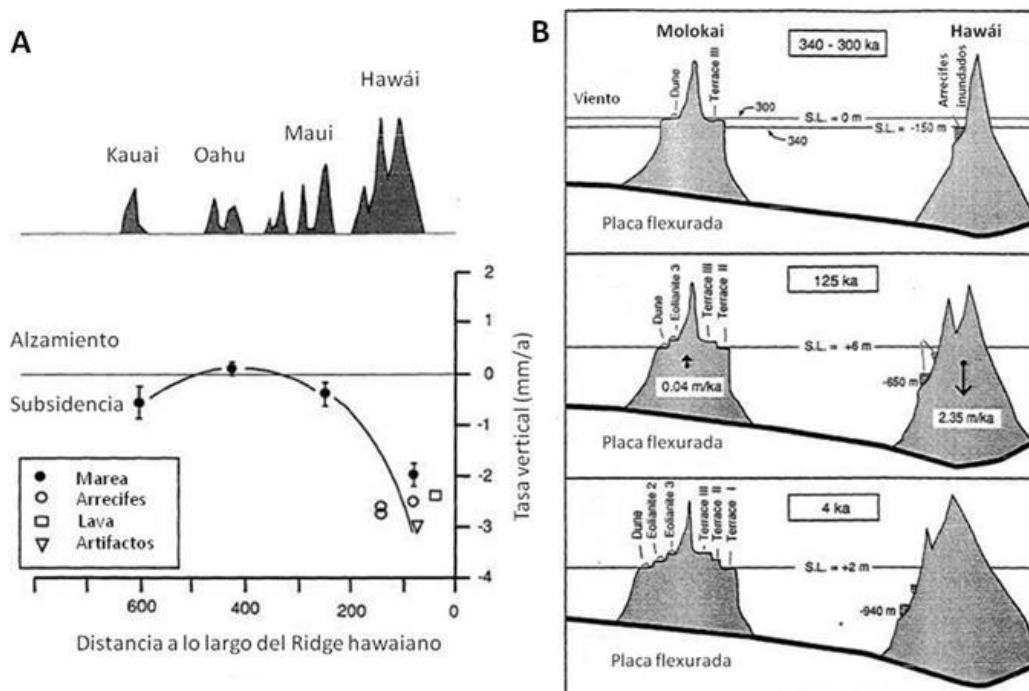


Fig. 5-21: (A) Tasa de subsidencia a lo largo del ridge hawaiano. (B) Representación esquemática de eventos de paleo-niveles del mar en la isla de Molokai debido a la carga volcánica de la isla grande de Hawái (modificado de Jones, 1993).

Analizando que Robinson Crusoe se ubica a 165 km de Alejandro Selkirk y a 250-260 km de los montes Friday y Domingo, se podría explicar en cierta forma un alzamiento por este efecto, eso sí, con la salvedad de las dimensiones de la isla grande de Hawái y de la gran actividad volcánica de esa zona.

Otra opción podría corresponder a un deslizamiento de considerable magnitud, capaz de elevar ese sector de la isla. La zona SO de Robinson Crusoe (RC) se encuentra entre bahías de mucho escarpe, mostrando indicios de falta de material que pudo haber pertenecido a la isla. Frente a Robinson Crusoe se ubica el islote Santa Clara, el que se piensa era parte de una antigua isla más grande junto a RC, debiendo su aislamiento a algún derrumbe o colapso del sector que los unía (Danton, 2004 citando a Nathland, 2003). Este deslizamiento pudo haberse originado por una liberación del material de las laderas de los cerros al estar en juego cambios climáticos o por otro lado, simplemente por la pérdida de la sustentación de una extinta actividad magmática en el interior de la isla. Esto pudo haber cambiado las condiciones de estrés provocando un rebote isostático de la placa subyacente al aminorarse la carga presente sobre ella, similar mecanismo acontecido actualmente con los rebotes por fundición de glaciares, incluso se piensa que la magnitud del rebote por deslizamiento pudiera ser mayor al de los glaciares (1 cm/a o 100 m en 10000 años) debido a la mayor delgadez de las placas

oceánicas comparadas con las continentales donde se ubican los glaciares y pensando además que se cree que la astenósfera es menos viscosa en un ambiente de hot-spot, con lo que la tasa podría llegar a ser de unos 2 cm/a (McConnel, 1968). El terreno (placa oceánica) bajo los escombros del deslizamiento también se deprime varios metros, elevando los lugares adyacentes, posiblemente afectando a alguna otra isla del sector. Efectos de deslizamientos se han observado en Hawái variadas veces en los últimos 2 Ma, entre ellos se encuentran los de Nuuanu (Oahu), Alika I y II (Hawái) y el más reciente de Hilina (Hawái), aunque este sería del tipo desplome (slump), de lento movimiento.

Smith y Wessel (2000), basados en ciertos modelos numéricos tridimensionales, proponen para los eventos de rápido movimiento como las avalanchas de escombros, un volumen de 800 km<sup>3</sup> de deslizamiento para elevar el terreno en unos 17 m (evento Alika). Y se necesita 5000 km<sup>3</sup> para elevar unos 109 m (evento Nuuanu) (McMurtry *et al.*, 2004) basados en una placa litosférica elástica de 25 km de espesor (para mayores dimensiones de 30-40 km de espesor los resultados de alzamiento disminuyen) (Tabla 5-3 y 5-4).

Tabla 5-3: Dimensiones de algunos deslizamientos de las islas de Hawái (basadas en datos de Moore *et al.*, 1989; Smith, 1996).

Deslizamiento	Espesor min	Espesor max	Área (km <sup>2</sup> )	Vol. (km <sup>3</sup> )	% de isla
Nuuanu	50 m	200 m	23000	1150-4600	10-40%
Alika I, II	50 m	200 m	4000	200-800	0.3-1.2%
Hilina	5-6 km	~10 km	2100	~10,000	10-15%

Tabla 5-4: Ajustes isostáticos según espesor variable de la placa elástica en distintos tipos de deslizamientos (modificado de Smith y Wessel, 2000).

Deslizamiento	% vol. isla	Desviación hacia arriba (m)			Desviación hacia abajo (m)		
		$T_c = 25$	$T_c = 30$	$T_c = 40$	$T_c = 25$	$T_c = 30$	$T_c = 40$
Nuuanu (max.)	40%	+109	+80	+49	-4	-2	-1
Nuuanu (min.)	10%	+23	+16	+10	-2	-1	-0.5
Alika	1%	+17	+12	+7	-8	-5	-2
Hilina	10%	+42	+23	+8	-114	-87	-56

La dimensión de la deformación de la placa (alzamiento o hundimiento) resultante depende principalmente del espesor de la placa, la geometría del corte del deslizamiento, el patrón de dispersión de los escombros y la distancia de la fuente (fig. 5-22). Si estos modelos son correctos, entonces al menos la erosión de una isla puede producir suficiente desviación ascendente sobre una o más islas para causar levantamiento en un efecto de "rebote parásito". Con la salvedad de que la masa de

nuevos flujos volcánicos puede cancelar cualquier levantamiento que fuera generado por un gran deslizamiento.

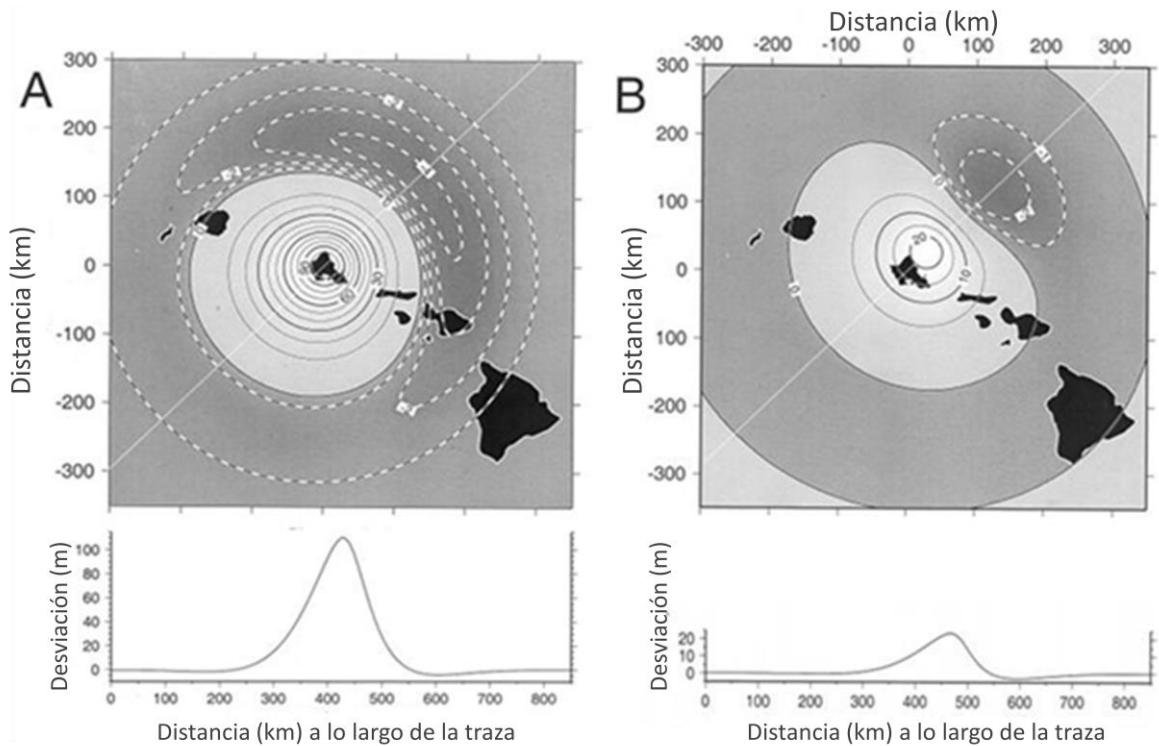


Fig. 5-22: Características del deslizamiento de Nuuanu estimando un ajuste isostático (alzamiento y hundimiento) con un espesor de 25 km de la placa elástica. (A) Nuuanu al 40%. El intervalo de los contornos es 10 m de valores positivos para líneas continuas y 1 m negativo para líneas discontinuas (B) Nuuanu al 10%.El intervalo de los contornos es 5 m de valores positivos para líneas continuas y 1 m negativo para líneas discontinuas (modificado de Smith y Wessel, 2000).

Esto implicaría que para elevar unos 20 m la isla RC se necesitarían un deslizamiento de  $1.000 \text{ km}^3$  de material aproximadamente ( $T_e=25 \text{ km}$ ) y para elevar los 40 m el terreno desde los depósitos supramareales se necesitarían cerca de  $2.000 \text{ km}^3$  ( $T_e=25 \text{ km}$ ) (fig. 5-23), siendo de considerable magnitud, sobre todo tomando en cuenta que esto debiese suceder en un evento rápido. Para el caso de lentos desplomes (slumps), no se tiene un buen registro para poder contar con una tendencia que entregue información.

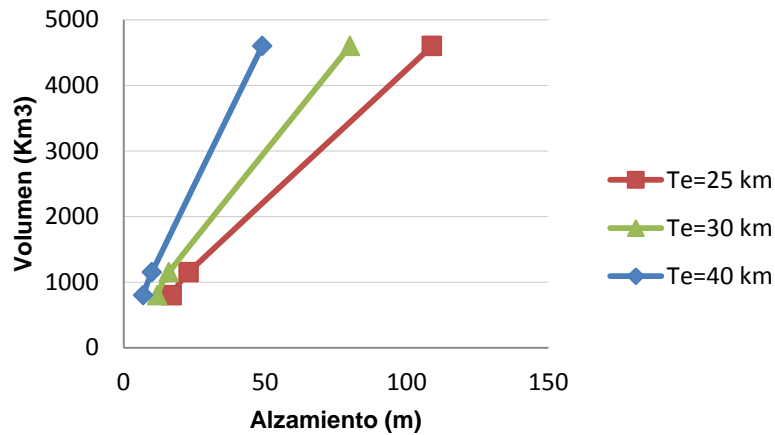


Fig. 5-23: Alzamiento asociado a las dimensiones de los deslizamientos ( $\text{km}^3$ ) de Alikea al 1% de Hawái y Nuuanu al 10% y 40% de Oahu según el espesor estimado de la placa elástica.

Sumado a esto, el proceso de erosión que continuamente afecta a la isla también daría como resultado una compensación isostática, aunque este efecto podría ser insignificante pensando que la mayoría del sedimento erosionado es retenido en los alrededores sumergidos de la isla ensanchando la base (Rees *et al.*, 1993). De todas formas la pérdida de masa por el retroceso del acantilado y la descarga fluvial de material desde la isla puede ser significativa, especialmente con un oleaje enérgico y con una menor resistencia de la roca, volviéndose más importante por una rápida subida del nivel del mar que inunda las zonas intermareales intensificando la acción de las olas. Por ejemplo en Gran Bretaña la actual tasa de retroceso es de 1 m/a, y se vería incrementada en 0,35 m/a por cada 1 mm/a de ascenso del nivel del mar, o en la isla volcánica japonesa de Nii-Jima al sur de Tokio, que pasaría de tener un retroceso de 1,2 m/a a 2,3-2,9 m/a llegando a retroceder de 230-290 m para el año 2.100. Este mismo retroceso podría haber eliminado la pendiente suave de las laderas que habría unido las playas con las dunas, lo que posteriormente habría provocado la erosión de gran parte de los sedimentos sobre los acantilados cayendo este material al mar y dejando escasos rastros de puntos con estos depósitos.

Por otro lado, la acción en conjunto de todos estos factores, ya sea en una misma etapa o en distintos períodos, pudo haber sido la causante del alzamiento de Robinson Crusoe. Un caso que sería identificado de esta forma es el de la isla Gran Canaria, en donde luego de un período erosivo de 5 Ma duración (desde 9,5 Ma BP) en el cual se produjeron movimientos isostáticos en la isla y cambios en el nivel del mar que provocaron transgresiones y regresiones marinas sobre la terraza de las Palmas, se produce un alzamiento debido a descargas de material ( $223,95 \text{ km}^3$ ) por factores fluviales, principalmente importante en el máximo alzamiento de 143 m en el Plioceno (~4 Ma) que presentan tasas de alzamiento de 0,013-0,030 mm/a, concordante con los 0,021-0,024 mm/a de Pérez-Torrado (2002), alzamiento que además puede deberse a una actividad volcánica bajo la placa en una etapa de rejuvenecimiento de la isla o también por la flexura litosférica inducida por islas adyacentes más jóvenes y masivas (isla de Tenerife) iniciada hace 3,8-3,5 Ma. (fig. 5-24). De la misma forma, la constante acción del mar y la elevación isostática de algunos sectores de la isla durante

perturbaciones tectónicas originó grandes acantilados, que junto con su retroceso trae consigo la formación de una plataforma de abrasión que puede haber quedado levantada sobre su antigua posición, sobre la cual pueden apreciarse niveles fósiles tales como playas levantadas y secciones de dunas trepadoras hasta una cota de 114 m por sobre el nivel del mar actual.

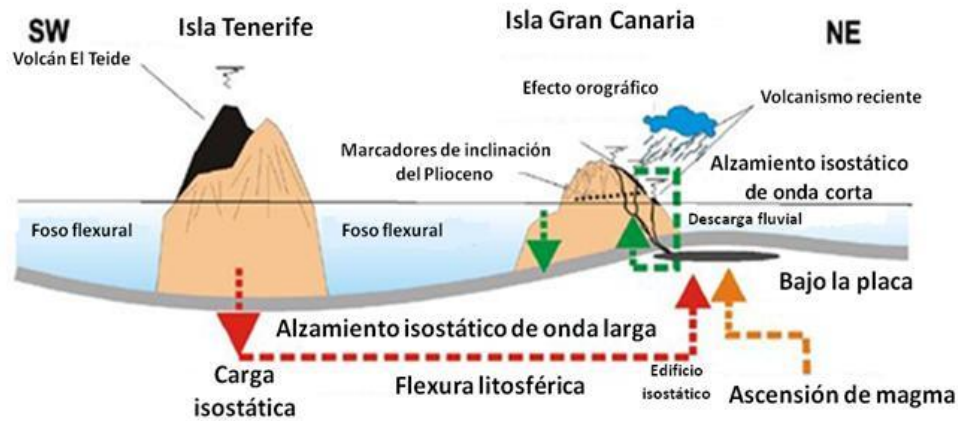


Fig. 5-24: Esquema ilustrando una probable evolución del alzamiento de Gran Canaria (3,5-3,8 Ma BP) asociada a flexura litosférica por carga volcánica en Tenerife, volcanismo bajo la placa por rejuvenecimiento y a descarga de material por efectos fluviales (modificado de Menéndez, 2008).

Finalmente otra posibilidad podría ser que el suministro de arenas bioclásticas ubicados en las zonas submareales expuestos desde el fin de la última interglaciación e inicio del última glaciación (~120 ka BP) hayan formado una especie de colina que uniera la plataforma con la planicie sobre el acantilado gracias a las dunas trepadoras que harían de rampa para el éxito del transporte de las arenas por sobre las actuales planicies en altura del sector de El Puente frente al acantilado de Bahía Carvajal o tal vez frente a Bahía del Padre, donde puedan quedar expuestos los bioclastos más someros para trepar hasta las paleodunas actuales.

Ante todo esto, un buen estudio batimétrico es requerido para conocer las zonas más hundidas y elevadas bajo el mar, y así poder tener noción de la posible ubicación de un “bulge” y poder, por otro lado, reconocer morfologías que respondan a deslizamientos por muy pequeños que sean en magnitud, y con esto establecer además cómo sería el terreno ante descensos del nivel del mar para interpretar el aporte de cada tipo de sedimento. Por otro lado, importante podría ser monitorear la zona en búsqueda de actividad magmática y volcánica actual (por ejemplo con instrumento geofísico en el estudio de las ondas sísmicas) para identificar la existencia y ubicación hoy en día de un hot-spot activo (corroborar si actualmente se ubicaría en Alejandro Selkirk o en los montes submarinos de Friday y Domingo propuestos por Davey (2000)) y el reconocimiento de una pluma mantélica en profundidad, con la posibilidad de encontrar tanto sectores abombados por magmatismo, como deprimidos por nuevas cargas, lo que iría de la mano con el reconocimiento del “bulge” asociado.



## 5.5. Evolución morfoestructural y ambiental

La isla Robinson Crusoe habría iniciado su formación subaérea con los flujos de lava basálticos de la “Secuencia Punta Larga” (Morales, 1987) hace aproximadamente ~5,8 Ma (Stuessy *et al.*, 1984), luego de esto, hubo etapas tanto de inactividad (hiatos) como de actividad, hasta que finalmente el último pulso eruptivo de características subaéreas tuvo lugar hace ~1,2 Ma (Lara *et al.*, en prep.), dando paso a la “Secuencia Bahía del Padre”, correspondiente a lavas basálticas y rocas piroclásticas de la cual formarían parte los depósitos tobáceos violeta identificados como Qt (muestras PS 25-2) hallados a unos 55 msnm en la localidad del NE de El Puente. Estos niveles superiores de la sucesión conforman el techo y actual superficie de erosión formando capas estratificadas lo que otorgó al sector de una topografía horizontal al rellenarse el sector deprimido entre un islote rocoso (virtualmente separado por la acción erosiva del oleaje) y el resto de la isla (Ortiz y Campillo, 1982). Posteriormente, depósitos con características supramareales (Qs) tuvieron lugar por sobre el nivel superior final de la “Secuencia Bahía del Padre” (posterior a los 1,2 Ma BP) a unos 40 msnm en la localidad de El Puente que separa las bahías Carvajal y del Padre. Estos debían presentarse cercanos a un nivel del mar (la isla pudo entrar a una subsidencia al alejarse del terreno más elevado por la existencia de la pluma mantélica en su interior o simplemente la formación de la isla se dio en etapas de un muy bajo nivel del mar) desde donde obtuvieron sedimentos finos desde las cercanías (material detrítico de laderas de los cerros y del aporte de las altas mareas) provocando una amplia planicie en el sector. Luego, una larga exposición a los agentes atmosféricos provocó la meteorización y alteración de los depósitos tobáceos violetas y de los supramareales rojizos provocando la formación de arcillas y confiriéndole aún mayor intensidad a sus colores. En algún momento de actividad fluvial erosiva se formaron los depósitos aluviales indiferenciados ubicados en las cercanías del Aeródromo (Punto 11). En etapas posteriores a los de facies de trasplaya (supramareales), en la localidad de El Puente se depositaron unos niveles de calcarenitas de composición bioclástica en su mayoría, de origen marino somero y de características eólicas (facies de dunas eólicas en una especie de regresión del nivel del mar), que pertenecerían al Holoceno (datación de gasterópodos del género *Nerita* de origen marino). El material de origen marino tuvo que haber estado expuesto en playas (presencia de una plataforma continua) y luego en dunas trepadoras que fueron avanzando por una pendiente suave (necesario por la presencia de arenas medias y conchas de gasterópodos marinos de hasta 1,3 cm) hasta depositarse en las planicies (posición actual por sobre los niveles supramareales).

Estas dunas holocénicas blanquecinas debieron haber encontrado estabilidad en la vegetación (dunas estilo dikaka) presente en ese sector de la isla (inexistentes en la actualidad) en un período más húmedo y boscoso, así lo demuestran la gran cantidad de concreciones de antiguas raíces (rizocrecciones) y la presencia de gasterópodos terrestre de ambientes más húmedos. Gracias a la exposición atmosférica, se meteorizaron (oxidaron) y lixiviaron dejando una zona superior más café-verdosa.

Finalmente, un evento mayor corta el tránsito del material bioclástico desde su lugar de origen hasta su depositación. Se cree que por un lado la isla pudo alzarse debido a una

combinación de factores o por alguno en particular. Una actividad magmática reciente en un rejuvenecimiento de la isla se estima poco probable por las condiciones del archipiélago, pero una actividad en las vecindades (isla Alejandro Selkirk y/o montes submarinos Friday y Domingo) pudo ser de ayuda para alzar a Robinson Crusoe debido al “bulge” flexural isostático asociado, y por otro lado un deslizamiento de importancia que provocara tanto la formación del acantilado, eliminando la pendiente suave lograda por las dunas trepadoras y eliminando una posible playa ausente hoy en día, y también por el rebote isostático al disminuir la carga deslizada. Esto último pudo verse beneficiado en una etapa erosiva por la descarga fluvial de material desde el interior de la isla y por la descarga por erosión del oleaje (aumento del nivel del mar) provocando un retroceso importante del acantilado pudiendo incluso elevarlo aún más por el reajuste isostático cortando definitivamente el nexo con una antigua playa. Posteriormente en un período más seco y cálido en donde la depositación cesó (al menos en la localidad de El Puente) los carbonatos cálcicos provenientes de los bioclastos de las dunas subieron por capilaridad y precipitaron por evapo-transpiración en las secciones superiores del nivel formando capas o costras semi-duras y carbonatadas en el techo junto a la presencia de rizocreaciones semi-duras. De la misma forma, en algún momento pudo darse la formación de calcretas pedogénicas en sectores puntuales, debido a la precipitación química de calcita a partir del material calcáreo de las arenas y del polvo rico en carbonatos. A estas se les puede apreciar como formación de horizontes de suelo y como producto directo de las calcarenitas en forma de capas carbonatadas.

En una etapa más reciente, nuevas dunas (arenas eólicas activas no estabilizadas) fueron formadas por transporte eólico, provenientes de las arenas sueltas menos consolidadas de los antiguos depósitos arenosos bioclásticos marinos (paleodunas) que avanzan (movilizan) hacia el interior en dirección de los vientos y se depositan sobre las tobas rojizas (NE de El Puente) y sobre laderas que miran hacia el SO. Luego de esto, una etapa más erosiva tuvo lugar, debido a flujos de aguas que dejaron su huella en importantes canales y pequeños flujos sobre las laderas y a la acción del viento, afectando principalmente a las arcillas (figura 5-25).

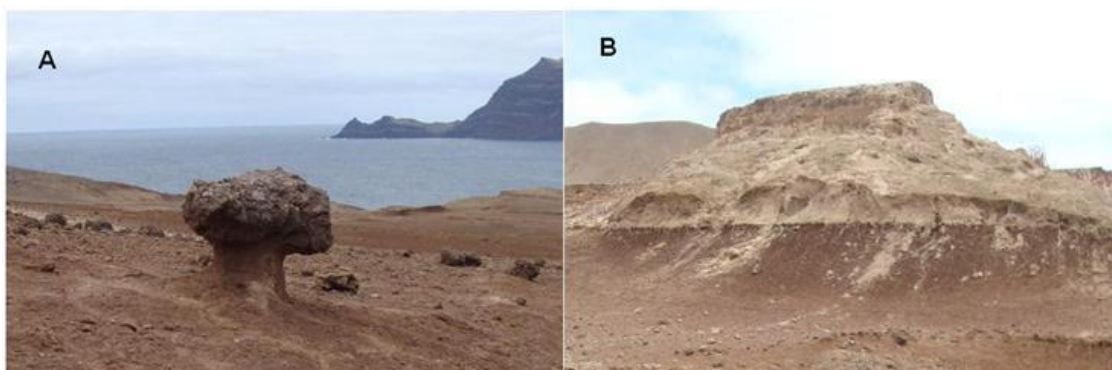


Fig. 5-25: Erosión eólica y fluvial de los depósitos arcillosos principalmente y arenosos superiores. (A) Bloque colgante sobre arcillas y/o cenizas tobáceas por deflación. (B) Depósitos finos inferiores y arenosos superiores erosionados por flujos.

## 6. CONCLUSIONES

En el sector SO de la isla Robinson Crusoe, en la zona de El Puente y en los alrededores del Aeródromo se ubican unos depósitos sedimentarios hallados al menos a unos 40 msnm, presentando características únicas en la isla, en contraste con la litología de origen volcánico que se encuentra en todo el archipiélago. Estos corresponden principalmente, según su tamaño de grano, a sistemas arenosos, gravas arenosas y en algunos casos arenas lodosas. Las arenas son clasificadas como arenas bioclásticas ricas en fragmentos líticos volcánicos, debido a su gran contenido de bioclastos marinos (>50%) de ambientes más someros, formados en los niveles mareales de las playas, y a la presencia de clastos volcánicos originados por la meteorización y erosión de las rocas circundantes de las secuencias Punta Larga y Bahía del Padre principalmente, identificadas por su contenido mineral y sus propiedades texturales. Por sus características granulométricas (tamaño de grano, selección, asimetría, etc.), se infiere claramente que estos sedimentos habrían sido depositados por el medio eólico en facies de dunas, así lo demuestra también sus estructuras sedimentarias del tipo estratificación cruzada planar de bajo y alto ángulo, estratificación cruzada en artesa y por la gran presencia de rizocreaciones. Se les identifica como dunas eólicas del tipo eolianitas (Qe) por la gran cantidad de bioclastos presentes en sus sedimentos. La presencia de contenido fosilífero de gasterópodos marinos (género *Nerita*) indicaría una conexión con los sedimentos inter y supramareales desde al menos unos 8.320 años atrás (edad obtenida por datación a partir de conchas de dicho género), en tanto que la presencia de gasterópodos terrestres (*Succinea* sp. y *Fernandezia* sp.) de menor edad indicaría una vida activa de las dunas en conexión directa con un ambiente más continental, al menos hace unos 5.500 años (edad obtenida a partir de ejemplares del género *Succinea*). Corresponderían tanto a los “Estratos de Bahía Tierra Blanca” descritos por Valenzuela (1978) como a los depósitos eólicos actuales descritos en estudios de Morales (1987), los que tendrían una edad cuaternaria. Por otro lado, la presencia de una planicie de sedimentos finos de color rojizo (Qs) que subyacen a las arenas bioclásticas (Qe) y que presentan características de secación en un terreno anteriormente cubierto en ciertas épocas por agua, correspondería a depósitos de origen supramareal en un ambiente de facies de trasplaya que debieron ubicarse cercanos al nivel del mar durante su formación. El paso de Qs a Qe indicaría una “regresión” del nivel del mar al pasar de facies de trasplaya a facies de dunas eólicas.

Entre las gravas arenosas existe presencia de sedimentos netamente continentales del tipo aluviales (Qa) gracias al actuar de facies fluviales más importantes en el pasado, en los que se observan gran cantidad de clastos mayores angulosos de origen 100% volcánicos. Estos depósitos también tendrían edad cuaternaria y corresponderían a los “depósitos aluviales indiferenciados” identificados en estudios previos.

Por otra parte, existe dificultad para identificar y clasificar a los depósitos Qt, debido a una alta meteorización lo que provocaría la formación de arcillas en el proceso de suelos, además de la presencia de material fino (en gran parte también meteorizado) proveniente de las laderas adyacentes y por sobre las cuales estas se depositan. Se piensa que corresponderían a depósitos piroclásticos de tobas de cenizas de color rojo-

violeta asociadas a la “Secuencia de Bahía del Padre” en procesos de pedogénesis. En tanto los sedimentos Qd, corresponderían a dunas activas actualmente sujetas a continua movilización, estabilizándose temporalmente sobre algunas laderas que miran hacia el viento (SO). Serían correlacionadas con las “arenas eólicas activas” identificados por Morales (1987).

Otros depósitos muy interesantes encontrados son los niveles superficiales en forma de costras, que corresponden a calcretas (Qc) formadas por precipitaciones químicas de carbonatos, en especial carbonatos de calcio suministrado por las arenas de las eolianitas. Dependiendo de nuevos estudios, se podría obtener una edad distinta a las de las dunas actuales (Qe), al formarse a partir de la evaporación y subida de los carbonatos por capilaridad de antiguas eolianitas en períodos cálidos, y por tomar un considerable tiempo su formación (> 10 ka) considerando la poca presencia actual y escaso desarrollo de este tipo de costra en el techo de las nuevas dunas eolianitas.

Los depósitos finos de características supramareales y los eólicos holocenos se encuentran a 40 msnm en el sector de El Puente sin una aparente relación directa con los depósitos originales que les suministraron el material para formarse. En tanto que los depósitos arenosos del Aeródromo pudieron provenir por el avance de las arenas bioclásticas no estabilizadas desde el sector de El Puente debido a la acción de los vientos alisios que soplan en esa dirección y que transporta las dunas por sobre suaves colinas que los separan del sector del Aeródromo (NE de El Puente) depositándose nuevamente en una amplia planicie y sobre algunas laderas SO de cerros del sector. A falta de una pendiente suave y continua que una las dunas con una playa propiamente tal, se pensó en que factores pudieron provocar semejante escenario. Por un lado, debido a que varios estudios sobre cambios climáticos han establecido que el nivel del mar a escala global hace aproximadamente 8 ka estaba muy por debajo del nivel actual (~ -15 m), se descarta el efecto de las variaciones de los niveles eustáticos, aún cuando gracias a este retroceso pudiera existir un mayor campo expuesto de sedimentos dispuestos a transportarse por el viento, pero sin una rampa que los una a la planicie que se ubica sobre El Puente, estos difícilmente podrán alcanzar esas alturas sabiendo que las arenas encontradas no se despegan más de 3 m en suspensión y prefieren viajar en saltación y tracción, y menos poder acarrear las conchas de los subfósiles de *Nerita* sp. De esta forma, un alzamiento (puede darse por varios motivos) de la isla pudo ser la causa de la actual ubicación de los sedimentos. Este alzamiento sería de al menos 20 m desde hace unos 8.320 años pensando en el momento de la depositación de las arenas bioclásticas, con lo que se estimaría que la isla podría estar alzándose a un ritmo de ~2,4 mm/a. Sin embargo, los depósitos de planicie supramareal (incluso intermareal) indican una altura al nivel del mar al momento de su formación, por lo que sería necesario un alzamiento de 40 m a su ubicación actual, lo que entrega una tasa de alzamiento de 4,8 mm/a, siendo muy alta en comparación a otras islas.

El mecanismo de alzamiento más efectivo en hot-spots de islas oceánicas es el de la intrusión de varias cantidades de magmas, ya sea por múltiples diques o por algunos diapiros y otros intrusivos, levantando a la isla que se ubique justo sobre una alta actividad magmática, la cual se restringiría a la isla misma y sus vecindades. En el caso

de Robinson Crusoe no existen indicios de esa actividad, pero no se descarta que se esté en presencia de un hiato en el volcanismo de la isla.

Otra opción que se baraja, que no puede ser descartada por el momento, sería el alzamiento provocado por la existencia de un “bulge” asociado a la flexura de la placa litosférica oceánica, debido posiblemente al crecimiento de nuevas islas en las proximidades de Robinson Crusoe (se estima un radio de 250 km de distancia para la presencia del bulge desde el centro de emisión, basado en estudios realizados en otras islas) las cuales estarían deprimiendo el terreno subyacente por sobrecargar sus edificios volcánicos crecientes, y con esto elevar la zona por donde se ubique este “bulge”.

Sin embargo, se estima que los procesos de deslizamientos y erosión del acantilado pudieron ser la real causa de este alzamiento, aún cuando no se descarte ninguna opción. Deslizamientos de gran magnitud y la erosión de la isla (tanto por procesos fluviales como por oleaje haciendo retroceder las costas y acantilados), pudieron en conjunto, durante un buen tiempo, provocar un alzamiento considerable de la isla. El primero a una escala muy rápida y el segundo a una escala mucho más lenta y paulatina. De esta forma, se piensa que esta isla pudo haber tenido algunos episodios de colapsos de alguna ladera o flanco de algún volcán extinto en la zona de estudio y gracias a la constante erosión de la costa por medio del oleaje, el acantilado pudo haber retrocedido a una escala muy veloz. Ambos procesos causarían un rebote isostático de reacomodo de la placa litosférica oceánica subyacente, logrando una descarga de material que elevaría la zona en cuestión. De haber sido este el mecanismo gatillante del alzamiento, se estima que para haber elevado 20 m el sector de los depósitos dunarios, se necesitaría desprender una cantidad de material que va del orden de los 1.000 km<sup>3</sup>, y en el caso de levantar 40 m serían necesarios 2.000 km<sup>3</sup> de material. Al mismo tiempo, el ataque erosivo del oleaje sumado a desprendimientos pudo cortar una pendiente suave que conectara el suministro y el lugar de depósito de las dunas.

Finalmente se recomienda un estudio riguroso de batimetría y de ondas sísmicas en la zona para el reconocimiento de morfologías típicas como el supuesto “bulge” existente en las cercanías de Robinson Crusoe y de los posibles restos de deslizamientos ubicados en profundidad que pudieron haber tenido lugar en la isla. También sería importante la realización de un sondeo en búsqueda de actividad magmática actual al reconocer nuevos montes submarinos o nuevos centros de emisión por ondas sísmicas que entreguen detalles en profundidad. De la misma forma, se insta a realizar nuevos estudios de otras áreas científicas en la zona que podrían mejorar la descripción del ecosistema, al analizar en detalle, por ejemplo, la presencia de *Succinea* en una zona actualmente seca y carente de flora de la isla, perteneciendo estos especímenes preferentemente a la zona boscosa húmeda actual de la isla, o a la presencia de la especie *Nerita* que podría no estar catalogada para estas latitudes, así como un mejor estudio sobre los paleo-climas asociados a la carbonatización principalmente y a la posible mayor presencia de vegetación en favor de las dunas en aquella época, y así acoplarlos a la geología en los distintos períodos de calidez y humedad en la zona.

## 7. BIBLIOGRAFÍA

- Adams, A.E.; Mackenzie, W.S. & Guilford, C. (1984). *Atlas of Sedimentary Rocks under the Microscope*. Harlow: Longman.
- Adams, A.E. & Mackenzie, W.S. (2001). *A Colour Atlas of Carbonate Sediments and Rocks under the microscope*. London: Mason publishing.
- Alonso-Zarza, A.M. & Wright, V.P. (2010). Calcretes. *Developments in Sedimentology*, 61, 5.
- Alonso-Zarza, A.M. & Tanner, L.H. (2010). Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes. *Developments in Sedimentology*, 61, 103-132.
- Ashour, M.M. (1985). Textural Properties of Qatar Dune-Sands. *Journal of Arid Environments*, 8, 1-14.
- Bagnold, R.A. (1954). *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. London: Methuen.
- Barrel, J. (1906). Relative Geological Importance of Continental, Littoral, and Marine Sedimentation. *Journal of Geology*, 14, 316-356, 430-457, 524-568.
- Bateman, M.D.; Holmes, P.J.; Carr, A.S.; Horton, B.P. & Jaiswald, M.K. (2004). Aeolian and barrier dune construction spanning the last two glacial-interglacial cycles from the southern Cape Coast, South Africa. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1681-1698.
- Beier, J.A. (1987). Petrographic and geochemical analysis of caliche profiles in a Bahamian Pleistocene dune. *Sedimentology*, 34, 991-998.
- Blatt, H.; Middleton, G.V. & Murray, R.C. (1980). *Origin of Sedimentary Rocks (Second Edition)*. Englewood Cliffs: Prentice Hall.
- Blatt, H. (1982). *Sedimentary Petrology*. New York: W.H. Freeman and Co.
- Boggs, S. (2006). *Principles of Sedimentology and Stratigraph (Fourth Edition)*. New Jersey: Prentice Hall

- Brooke, B. (2001). The Distribution of Carbonate Eolianite. *Earth-Science Reviews*, 55, 135-164.
- Cabioch, G.; Montaggioni, L.F.; Faure, G. & Ribaud-Laurenti, A. (1999). Reef corallgal assemblages as recorders of paleobathymetry and sea level changes in the Indo-Pacific province. *Quaternary Science Reviews*, 18, 1681-1695.
- Carracedo, J.C.; Rodríguez Badiola E.; Guillou, H.; De La Nuez, J.Y. & Pérez-Torrado, F.J. (2001). Geology and Volcanology of La Palma and El Hierro (Canary Islands). *Estudios Geológicos*, 57, 175-273.
- Cereceda, P.; Schemenauer R.S. & Zunino H. (1994). Distribución de la precipitación en la isla Robinson Crusoe. *Revista de Geografía Norte Grande*, 21, 33-36.
- Cereceda P.; Castro, C.; Schemenauer R.S.; Ponce, R. & Osses, P. (1995). Comportamiento de las precipitaciones en cinco sectores de la Isla Robinson Crusoe durante los inviernos de los años 1992 a 1995. *Revista geográfica de Chile Terra Australis*, 41, 37-48.
- Clarke, M.L. & Rendell, H.M. (2006). Effects of storminess, sand supply and the North Atlantic oscillation on sand invasion and coastal dune accretion in eastern Portugal. *The Holocene*, 16, 341-355.
- Cooper, W.S. (1958). *Coastal sand dunes of Oregon and Washington*. New York: Geological Society of America.
- Corrales, I.; Rosell, J.; Sánchez, L.; Vera, J. & Vilas, L. (1977). *Estratigrafía*. Madrid: Editorial Rueda.
- Courtillot, V.; Davaille, A.; Besse, J. & Stock, J. (2003). Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 205, 295-308.
- Covacevich, V. (1971). *Los moluscos pleistocénicos y holocénicos de San Vicente de Tagua Tagua*. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Danton, P.H. (2004). *Plantas silvestres de la Isla Robinson Crusoe, Guía de Reconocimiento*. Corporación Nacional Forestal, Región de Valparaíso, Viña del Mar.

- Devey, C.W.; Hémond, C. & Stoffers, P. (2000). Metasomatic reactions between carbonated plume melts and mantle harzburgite: The evidence from Friday and Domingo Seamounts (Juan Fernández Chain, SE Pacific). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139, 68-84.
- Dickinson, W.R. & Suczek, C.A. (1979). Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63, 2164-2182.
- Dickinson, W.R. (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. En: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of Arenites. Series C: Mathematical and Physical Science*, 148, 333-361.
- Dickinson, W.R. (1986). Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basin. En: Kleinspehn, K.L. & Paola, C. (Eds.), *New perspectives in basin analysis*, 27-42.
- El-Sayed, M.I. (1999). Sedimentological characteristics and morphology of the aeolian sand dunes in the eastern part of the UAE, a case study from Ar Rub' Al Khali. *Sedimentary Geology*, 123, 219-238.
- Fleming, K.; Johnston, P.; Zwartz, D.; Yokoyama, Y.; Lambeck K. & Chappell J. (1998). Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. *Earth and Planetary Science Letters*, 163(1-4), 327-342.
- Fletcher III, C.H.; Murray-Wallace, C.V.; Glenn, C.R.; Sherman, C.E.; Popp, B. & Hessler, A. (2005). Age and origin of Late Quaternary eolianite, Kaiehu Point (Moonomi), Molokai, Hawaii. *Journal of Coastal Research*, 42, 97-112.
- Flor, G. (1984). Estudio sedimentológico y morfológico de una duna costera «Blowout» (Cabo Frouxeira, La Coruña). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 14, 161-174.
- Folk, R.L. (1974). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Texas: *Hemphill Publishing Co.*
- González-Ferrán, O. (1987). Evolución geológica de las islas chilenas en el océano Pacífico. En: Castilla, J.C. (Ed.), *Islas oceánicas chilenas. Conocimiento científico y necesidades de investigaciones*. Ediciones Universidad Católica de Chile, Santiago, 37-54.



- Gornitz, V. (1995). *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Encyclopedia of Earth Sciences Series: Springer.
- Goudie, A.S. (1983). Calcrete. En: Goudie, A.S. & Pye, K. (Eds.), *Chemical Sediments and Geomorphology*, 93-131. London: Academic Press.
- Goudie, A.; Warren, A.; Jones, D. & Cooke, R. (1987). The character y possible origins of the aeolian sediments of the Wahiba Sand Sea, Oman. *The Geographical Journal*, 153(2), 231-256.
- Grigg, R.W. & Jones, A.T. (1997). Uplift caused by lithospheric flexure in the Hawaiian Archipelago as revealed by elevated coral deposits. *Marine Geology*, 141, 11-25.
- Hausen, H. (1967). Sobre el desarrollo geológico de Fuerteventura (Islas Canarias). Una breve reseña. *Anuario de Estudios Atlánticos*, 13, 11-37
- Ingersoll, R.V.; Bullard, T.F.; Ford, R.D.; Grimm, J.P. & Pickle, J.D. (1984). The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson Point Counting method. *Journal of Sedimentology Petrology*, 54, 103-116.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). (1990). *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment*. Cambridge, U.K.: Cambridge University Press.
- Jones, A.T. (1993). *Elevated fossil coral deposits in the Hawaiian Islands: a measure of island uplift in the Quaternary*. Ph.D. Dissertation, University of Hawaii, 1-274.
- Jones, A.T. (1995). Geochronology of drowned Hawaiian coral reefs. *Sedimentary Geology*, 99, 233-242.
- Kindler, P. & Hearty, P.J. (1995). Pre-Sangamonian eolianites in the Bahamas? New evidence from Eleuthera Island. *Marine Geology*, 127, 73-86.
- Kindler, P. & Mazzolini, D. (2001). Sedimentology and petrography of dredged carbonate sands from Stocking Island (Bahamas). Implications for meteoric diagenesis and aeolianite formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175, 369-379.
- Lambeck, K.; Esat, T. & Potter, E. (2002). Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, 419, 199-206.

- Lambeck, K.; Yokoyama, Y. & Purcell, T. (2002). Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. *Quaternary Science Reviews*, 21, 343-360.
- Lara, L.E. (2010). Las islas oceánicas de Chile. En: Díaz-Naveas, J. & Frutos, J. (Eds). *Geología Marina de Chile*. Comité Oceanográfico Nacional de Chile, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, 44-47.
- Le Roux, J.P. (2012). *Apuntes de Sedimentología*. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.
- Lewis, D.G. & McConchie, D. (1994). *Analytical Sedimentology*. London: Chapman & Hall.
- Ludwig, K.R.; Szabo, B.J.; Moore, J.G. & Simmons, K.R. (1991). Crustal subsidence rate off Hawaii determined from  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  ages of drowned coral reefs. *Geology* 19, 171-174.
- Mackenzie, W.S. & Adams, A.E. (1997). *Atlas en color de rocas y minerales en lámina delgada*. Barcelona: Masson.
- McMurtry, G.M.; Watts, P.; Fryer, G.J.; Smith, J.R. & Imamura, F. (2004). Giant landslides, mega-tsunamis, and paleo-sea level in the Hawaiian Islands. *Marine Geology* 203, 219-233.
- Meco, J. (1993). Testimonios paleoclimáticos en Fuerteventura. *Revista El Geólogo*, 41-48.
- Meco, J. (2008). *Historia Geológica del Clima en Canarias*. España: Las Palmas de Gran Canaria.
- Menéndez, I.; Silva, P.; Martín-Betancor, M.; Pérez-Torrado, F.; Guillou, H. & Scaillet, S. (2008). Fluvial dissection, isostatic uplift, and geomorphological evolution of volcanic islands (Gran Canaria, Canary Islands, Spain). *Geomorphology*, 102, 189-203.
- Long, A.; Milne, G. & Bassett, S. (2005). Modelling holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. *Quaternary Science Reviews*, 24(10-11), 183-1202.

- Montelli, R.; Nolet, G.; Dahlen, F.A.; Masters, G.; Engdahl, E.R. & Hung, S-H. (2004). Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle. *Science* 303, 338-343.
- Montelli, R.; Nolet, G.; Dahlen, F.A. & Masters, G. (2006). A catalogue of deep mantle plumes: New results from finite-frequency tomography. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 7(11).
- Moore, J.G. (1970). Relationship between subsidence y volcanic load, Hawaii. *Bulletin Volcanologique* 34, 562–576.
- Moore, J.G. (1987). Subsidence of the Hawaiian Ridge. En: Decker, R.W.; Wright, T.L. & Stauffer, P.H. (Eds.), *Volcanism in Hawaii: U.S. Geological Survey Professional Paper, 1350*, 85-100.
- Moore, J.G.; Clague, D.A.; Holcomb, R.T.; Lipman, P.W.; Normark, W.R. & Torresan, M.E. (1989). Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge. *Journal of Geophysical Research*, 94, 17, 465-17, 484.
- Morales, A. (1987). *Geología de las islas Robinson Crusoe y Santa Clara, Archipiélago Juan Fernández, V Región, Chile*. Memoria de Título, Universidad Católica del Norte, Antofagasta.
- Moura, D.; Veiga-Pires, C.; Albardeiro, L.; Boski, T.; Rodrigues, A.L. & Tareco, H. (2007). Holocene sea level fluctuations y coastal evolution in the central Algarve (southern Portugal). *Marine Geology* 237, 127-142.
- Muhs, D.R. & Szabo, B.J. (1994). New uranium-series ages of the Waimanalo limestone, Oahu, Hawaii: Implications for sea level during the last interglacial period. *Marine Geology* 118, 315-326.
- Nerem, R.S.; Leuliette, E. & Cazenave, A. (2006). Present-day sea-level change: A review. *Comptes Rendus Geoscience*, 338, 1077-1083.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy (Second Edition)*. Chichester: Wiley-Blackwell.
- Odhner, N. (1922). 22. Mollusca from Juan Fernández and Easter Island. *Addenda*. En: Skottsberg, C. (Ed.), *The Natural History of Juan Fernández and Easter Island*. Uppsala: Almqvist & Wiksells. *Zoology*, 3(2), 219-225.

- Ortíz-Riveros, A. & Campillo, R. (1982). *Estudio de los recursos físicos del Archipiélago Juan Fernández, Región de Valparaíso*. Instituto Nacional de Investigación de Recursos Naturales – Corporación de Fomento de la Producción, Chile.
- Pérez-Torrado, J.F.; Santana, F.; Rodríguez-Santana, A.; Melián, A.M.; Lomostchitz, A.; Gimeno, D.; Cabrera, M.C. & Baez, M.C. (2002). Reconstrucción paleogeográfica de los depósitos volcano-sedimentarios Pliocenos en el litoral NE de Gran Canaria (Islas Canarias) mediante métodos topográficos. *Geogaceta* 32, 43-46.
- Pérez-Torrado, F.J.; Paris, R.; Cabrera, M.C.; Schneider, J.L., Wassmer, P.; Carracedo, J.C.; Rodríguez-Santana, A. & F. Santana. (2006). Tsunami deposits related to flank collapse in oceanic volcanoes: The Agaete Valley evidence, Gran Canaria, Canary Islands. *Marine Geology*, 227, 135-149.
- Pettijohn, F.J.; Potter, P.E. & Siever, R. (1987). *Sand and Sandstone*. New York: Springer.
- Pfeiffer, M.; Le Roux, J.P.; Solleiro-Rebolledo, E.; Kemnitz, H.; Sedov, S. & Seguel, O. (2011). Preservation of beach ridges due to pedogenic calcrete development in the Tongoy palaeobay, north-central Chile. *Geomorphology* 132, 234-248.
- Pilsbry, H.A. (1911). Non-marine mollusca of Patagonia. *Reports of the Princeton University Expeditions to Patagonia, 1846-1899*, 3(5):513-633, figs. 1-38, pls. 38-47.
- Ramalho, R.S.; Helffrich, G.; Cosca, M.; Vance, V.; Hoffmann, D. & Schmidt, D.N. (2010). Vertical movements of ocean island volcanoes: Insights from a stationary plate environment. *Marine Geology*, 275, 84-95.
- Rees, B.; Detrick, R. & Coakley, B. (1993). Seismic stratigraphy of the Hawaiian flexural moat. *Bulletin of the Geological Society of America* 105(2), 189-205.
- Reyes, J. (2012). *Evolución magmática de la isla Robinson Crusoe, dorsal de Juan Fernández, Chile*. Memoria de Título. Universidad de Chile, Santiago.
- Scholle, P.A. & Ulmer-Scholle, D.S. (2003). *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis*. Tulsa, Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists.
- Schwartz, M. (2005). *Encyclopedia of Coastal Science*. Encyclopedia of Earth Sciences Series: Springer.

- Shackleton, N.J. (1995). New data on the evolution of Pliocene climatic variability, 242-245. En: Vrba, E.S.; Denton, G.H.; Partridge, T.C. & Burckle L.H. (Eds.), *Paleoclimate and evolution with emphasis on human origins*. New Haven, Connecticut: Yale University Press.
- Skottsberg, C. (1920). *The natural history of Juan Fernández and Easter Island. Vol. 1: Geography, geology, origin of island life*. Uppsala: Almqvist & Wiksells. Bocktryckeri AB.
- Sleep, N. (1990). Hotspots and mantle plumes: Some phenomenology. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)* 95(B5), 6715-6736.
- Smith, J.R. (1996). *Volcano Instability of the Submarine South Flank of Hawaii Island*. Ph.D. Dissertation, University of Hawaii, Honolulu.
- Smith, J.R.; Malahoff, A. & Shor, A.N. (1999). Submarine geology of the Hilina slump and morpho-structural evolution of Kilauea volcano, Hawaii. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94(1-4), 59-88.
- Smith, J.R. & Wessel, P. (2000). Isostatic consequences of giant landslides on the Hawaiian Ridge. *Pure and Applied Geophysics*, 157, 1097-1114.
- Spalletti, L.A. (1980). Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas. *Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria*, 8, 99.
- Staudigel, H. & Schmincke, H.U. (1984). The Pliocene seamount series of La Palma, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research* 89(B-13), 11190-11215.
- Stearns, H.T. (1970). Ages of dunes on Oahu, Hawaii. *Bernice P. Bishop Museum Occasional Papers*, 24, 50-72.
- Stuardo, J. & Vargas-Almonacid, P. (2000). Moluscos terrestres de Chile. Sinonimia y problemas relacionados: 1. Familias veronicellidae, pipillidae y achatinellidae (gastropoda: pulmonata). *Gayana (Concepción)*, 64(2), 171-188.
- Stuessy, T.F.; Foland, K.A.; Sutter, J.F.; Sanders, R.W. & Silva, M. (1984). Botanical and geological significance of potassium-argon dates from the Juan Fernández Islands. *Science* 225(4657), 49-51.

- Tovar, R.E.; Fastovsky, D.E & Benammi, M. (2012). Calcretas pedogénicas en el Cretácico Tardío de Michoacán, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64, 61-70.
- Udden, J.A. (1914). Mechanical composition of clastic sediments. *Geological Society of America Bulletin*, 25, 655-744.
- Uriarte, A. (2003). *Historia del Clima de la Tierra*. Vitoria: Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco.
- Valdovinos, C. (1999). Biodiversidad de moluscos chilenos: Base de datos taxonómica y distribucional. *Gayana*, 63(2), 111-164
- Valenzuela, E. (1978). Pleistoceno marino en isla Robinson Crusoe. *Comunicaciones*, 22, 32-35.
- Van Der Plas, L. & Tobi, A.C. (1965). A chart for judging the reliability of points counting results. *American Journal of Science*, 263, 87-90.
- Verdejo, C.R. (1960). *Estudio sedimentológico de arenas de playa en la costa de Chile central, entre las provincias de Santiago y Valparaíso*. Memoria de Título, Universidad de Chile, Santiago.
- Von Heune, R.; Corvalán, J.; Flueh, E.R.; Hinz, K.; Korstgard, J.; Ranero, C.R.; Weinrebe, W. & CONDOR Scientists. (1997). Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaíso, Chile. *Tectonics* 16(3), 474-488.
- Watts, A.B. & ten Brink, U.S. (1989). Crustal structure, flexure and subsidence history of the Hawaiian Islands. *Journal of Geophysical Research* 94, 10473-10500.
- Wentworth, C.K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30, 377-394.
- White, B. & Curran, H.A. (1988). Mesoscale physical sedimentary structures and trace fossils in Holocene carbonate eolianites from San Salvador, Bahamas. *Sedimentary Geology*, 55, 163-184.
- Wright, V.P. & Tucker, M.E. (1991). *Calcretes: An introduction*. En: Wright, V.P. & Tucker, M.E. (Eds.), *Calcretes*, 1-22. Oxford: Blackwell.

- Yáñez, G.; Cembrano, J.; Pardo, M.; Ranero, C.R. & Selles, D. (2002). The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: Geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 23-28.
- Zazo, C.; Dabrio, C.J.; Goy, J.L.; Bardají, T.; Ghaleb, B.; Lario, J.; Hoyos, M.; Hillaire-Marcel, C.L.; Sierro, F.; Flores, J.A.; Silva, P.G. & Borja, F. (1996). Cambios en la dinámica litoral y nivel del mar durante el Holoceno en el Sur de Iberia y Canarias Orientales. *Geogaceta*, 20(7), 1679-1682.
- Zazo, C.; Goy, J.L.; Hillaire-Marcel, C.; Dabrio, C.J.; González-Delgado, J.A.; Bardají, T.; Cabero, A.; Ghaleb, B. & Soler, V. (2010). Sea level changes during the last and present interglacials in Sal Island (Cape Verde archipelago). *Global and Planetary Change*, 72, 302-317.
- Zeuner, F.E. (1958). Líneas costeras del Pleistoceno en las Islas Canarias. *Anuario de Estudios Atlánticos*, 4, 9-16.

## ANEXOS

### ANEXO A

#### Fotografías y ubicación de las muestras



Fotografía A-1: Muestra PS 24-1



Fotografía A-2: Muestra PS 24-2



Fotografía A-3: Muestra PS 24-5.



Fotografía A-4: Muestra PS 25-1.





Fotografía A-5: Muestra PS 25-2.



Fotografía A-6: Muestra PS 25-3.



Fotografía A-7: Muestra PS 25-6.



Fotografía A-8: Muestra PS 25-7 de granos sueltos.



Fotografía A-9: Muestra más consolidada de PS 25-7.



Fotografía A-10: Muestra PS 25-8.



Fotografía A-11: Muestra PS 25-12.



Fotografía A-12: Muestra PS 26-1.



Fotografía A-13: Muestra PS 26-2.



Fotografía A-14: Muestra PS 26-3.



Fotografía A-15: Muestra PS 26-4.



Fotografía A-16: Muestra PS 26-5.

Tabla A-1: Distribución geográfica de las muestras obtenidas en la isla Robinson Crusoe.

Muestra	Localidad	Este (UTM)	Norte (UTM)	Altura (m)	Observaciones
PS 24-1	Aeródromo	692120	6273450	95	Punto 10. Arenas blanquecinas.
PS 24-2	Aeródromo	692120	6273450	95	Punto 10. Gravas.
(PS 24-3)	Aeródromo	692120	6273450	95	Punto 10. calcreta botroidal.
PS 24-5	Aeródromo	692130	6273250	85	Punto 11. Brechas subyaciendo calcretas
PS 25-1	Bahía del Padre	691625	6272675	55	Punto 5. Arenas, muchos restos de conchas
PS 25-2	Bahía del Padre	691625	6272675	55	Punto 5. Polígonos de desecación. Finos. Tobas.
PS 25-4	Bahía del Padre	691700	6272670	58	Punto 6
PS 25-5	Bahía del Padre	691700	6272670	58	Punto 6
PS 25-6	Puente Bahía Carvajal	691578	6272338	40	Punto 1, 2, 3, 4. Polígonos de desecación. Finos. Tobas.
PS 25-7	Puente Bahía Carvajal	691578	6272338	40	Punto 1. Arenas de playa blanquecinas
PS 25-8	Puente Bahía Carvajal	691578	6272338	40	Punto 1. Arenas de playa meteorizadas
PS-25-9	Puente Bahía Carvajal	691500	6272230	40	Punto 3. Arenas de playa blanquecinas
PS 25-10	Puente Bahía Carvajal	691500	6272230	40	Punto 3. Arenas de playa meteorizadas
PS 25-11	Bahía del Padre	691530	6272450	50	Punto 7. Estratificación cruzada de alto ángulo
PS 25-12	Puente Bahía Carvajal	691550	6272200	40	Punto 4. calcretas laminares
PS 26-1	Puente Bahía Carvajal	691585	6272360	40	Punto 2. Arenas de playa blanquecinas
PS 26-2	Puente Bahía Carvajal	691585	6272360	40	Punto 2. Arenas de playa meteorizadas
PS 26-3	Bahía del Padre	691520	6272500	50	Punto 8. Rizocrecciones. Estratificaciones
PS 26-4	Bahía del Padre	691450	6272950	65	Punto 9. Arenas sobre ladera
PS 26-5	Bahía Tierra Blanca	692250	6273700	120	Punto 12

## ANEXO B

### Descripciones petrográficas y de subfósiles

- **Muestra: PS 25-7**

**Sedimento:** Calcarenita o arena de bioclastos marinos rica en líticos volcánicos. Importante presencia de piroxenos y olivinos.

**Granos minerales:** Representan un 15% del contenido.

Tabla B-1: Distribución del contenido mineral

Mineral	%	Tamaño(mm)	Observaciones
Clinopiroxeno	6	0,09-0,5	Principalmente augita y augita titanada. Zonación.
Olivino	5	0,09-0,5	Algunos presentan alteración en los bordes. Subhedrales.
Opacos	2	0,25-0,5	Subredondeados
Plagioclasa	1	0,25	Presentan maclas típicas. Anhedrales a subhedrales.
Feld-K	1	0,25	Subangulosos a subredondeados
Cuarzo	<1	0,125	Subredondeados

La mayor presencia de minerales en el contenido global viene dada por algunos minerales pesados, como algunos clinopiroxenos de augita y augitas titanadas (con un color característico más rosáceo), algo zonadas y en general subhedrales. Otros como los olivinos presentan cierta alteración principalmente a iddingsita. En menor medida se presentan minerales livianos como feldspatos (en especial ortoclasas y plagioclasas) y cuarzo. En general los minerales son subredondeados y subhedrales. De tamaños menores a 0,5 mm.

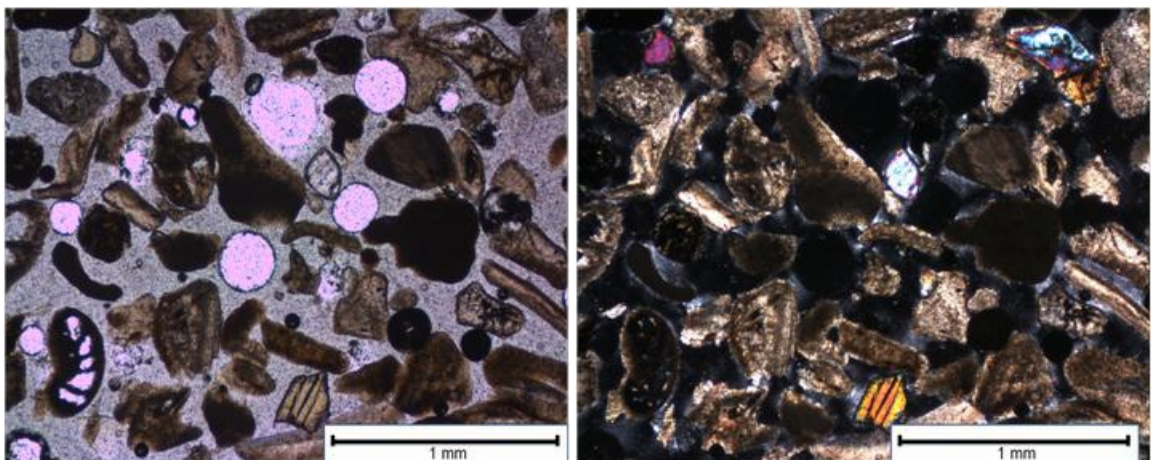


Fig. B-1: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-7 donde se presentan cristales de augita (algunos titanados) y olivinos.

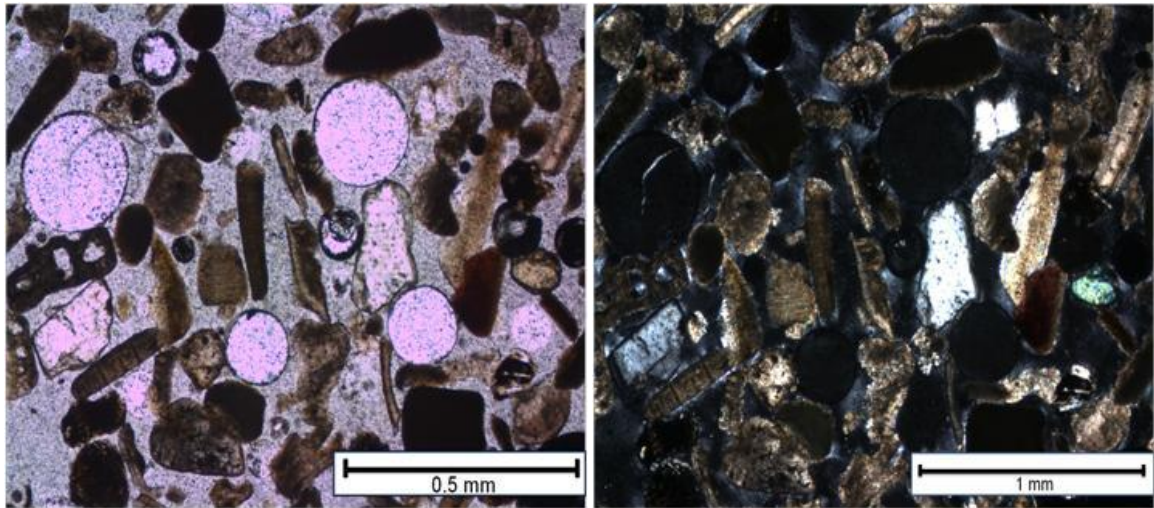


Fig. B-2: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-7 donde se presentan cristales de feldespato y clinopiroxeno.

**Fragmentos líticos:** Representan el 30% del contenido total de los clastos.

Tabla B-2: Distribución del contenido de fragmentos líticos.

Tipo	Textura	%	Tamaño(mm)	Observaciones
Volcánico	Porfídica, vitrofírica	15	0,125-0,5	Fenocristales de plagioclasa (30%), clinopiroxeno (10%), olivino (3%)
Volcánico	Afanítica	7	0,125-0,5	Microlitos de plagioclasa (40%), vidrio (50%)
Volcánico	Glomeroporfídica	6	0,25	Clinopx, plag y algunos olivinos
Plutónico	Fanerítica	2	0,25	Feld-K, plag y qz

La mayor parte de los fragmentos líticos son de origen volcánico, con texturas del tipo vitrofírica (masa fundamental compuesta por vidrio y minerales opacos (60%) y fenocristales de plagioclasas, clinopiroxenos y en algunos casos olivino), porfídica con alteración de minerales a esmectita, afanítica (masa fundamental compuesta por principalmente vidrio y microcristales de plagioclasa, escasos microcristales de clinopiroxeno) y glomeroporfídica (principalmente cristales subhedrales de clinopiroxenos y plagioclasas, en algunos casos presencia de olivino). Escasos fragmentos de rocas plutónicas de características félsicas, con textura fanerítica de minerales feldespáticos (ortoclasas y plagioclasas) y algo de cuarzo. En general son clastos de tamaños menores a 0,5 mm y subredondeados y subesféricos.

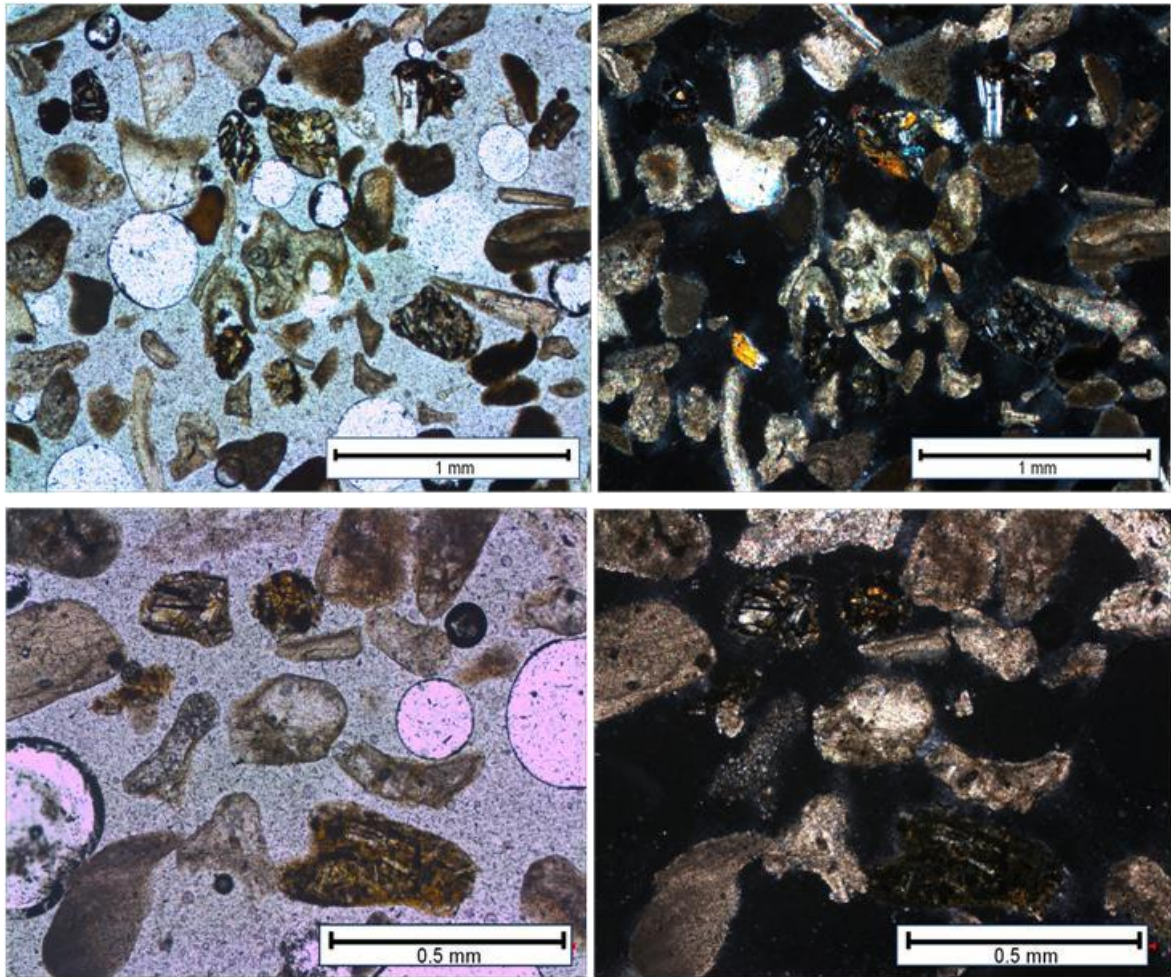


Fig. B-3: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-7 donde se presentan fragmentos líticos de texturas vítreo-fírica, porfídica y glomeroporfídica. Algunos líticos presentan alteración a esmectita en su masa fundamental principalmente.

**Granos esqueléticos o bioclastos:** Representan el 55% del contenido.

Tabla B-3: Distribución del contenido de granos esqueléticos.

Tipo	%	Tamaño(mm)	Observaciones
Indeterminado	22	0,09-1	Posibles ostrácodos, restos de gasterópodos.
Foraminíferos	8	0,25-0,5	Bentónicos. Enrollamiento evolutivo e involutivo. Algunos con cámaras uniserial.
Peloides	6	0,125-0,5	Subredondeados, algunos pellets reconocibles. Micrita.
Braquiópodos	6	0,125-0,5	Alargados, algunos muy curvos.
Bivalvos	6	0,25-1	Fragmentos de valvas.
Algas rojas	4	0,355	En general subredondeados.
Equinodermos	2	0,25	Radiolas y espinas.
Briozoos	1	0,25	

El contenido de bioclastos representa el mayor aporte clástico de la muestra. Una gran parte corresponde a restos de organismos indistinguibles presentando los colores típicos de carbonatos y escasa morfología. El resto del material biológico lo componen en proporciones similares foraminíferos (de origen bentónico, de forma espiral), peloides (tanto de origen fecal como no, presentando matriz micrítica), bivalvos y braquiópodos con restos de valvas, algunas curvadas y con presencia de orientaciones internas, algas rojas, equinodermos y escasos briozoos.

En general son clastos subredondeados, en especial los peloides y los extremos de las valvas. Presentan colores café claro a oscuro. Tamaño máximo 1 mm, presentándose algunos indistinguibles en tamaños 0,09 mm.

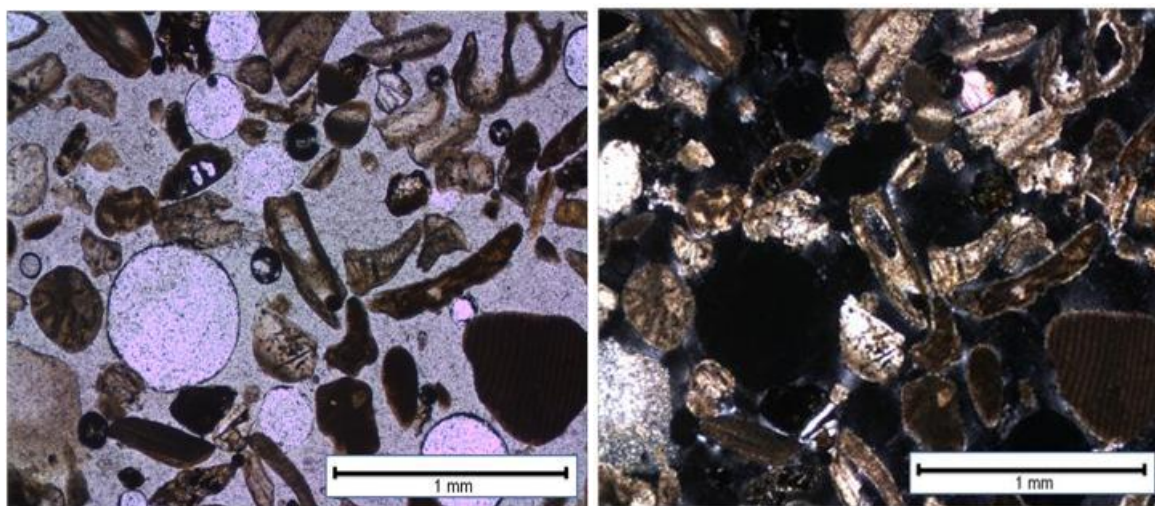


Fig. B-4: Fotomicrografías en PPL y XPL donde se aprecian restos de organismos marinos como foraminíferos y algas rojas principalmente. Muchos indistinguibles. Círculos incoloros son simplemente el efecto del pegamento epoxy del corte transparente, 10x.

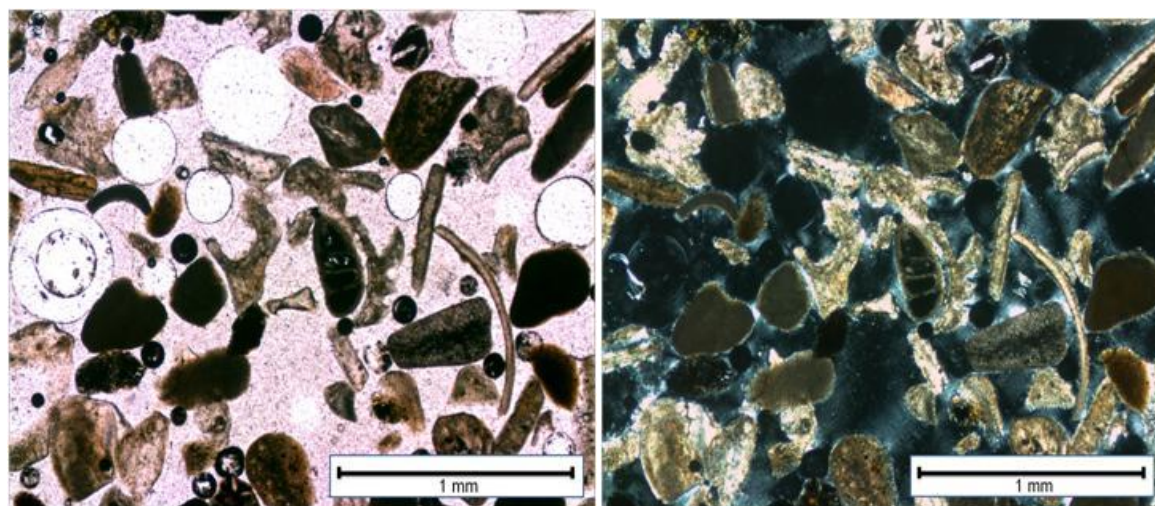


Fig. B-5: Fotomicrografías en PPL y XPL donde se aprecian foraminíferos, restos de valvas y algunos peloides. 10x.



- **Muestra: PS 25-8**

**Sedimento:** Calcarenita o arena de bioclastos marinos rica en líticos volcánicos. Importante presencia de piroxenos y olivinos. Se diferencia de los demás niveles de sedimentos en que presenta una capa o pátina de color café-verdoso, posiblemente por oxidación de Fe.

**Granos minerales:** Representan el 15% del contenido del sedimento.

Tabla B-4: Distribución del contenido mineral.

Mineral	%	Tamaño(mm)	Observaciones
Olivino	5	0,09-0,5	Alteración en los bordes, anhedrales a subhedrales.
Clinopiroxeno	5	0,09-0,5	Augita. Anhedrales a subhedrales. Zonación.
Opacos	3	0,125-0,5	Subredondeados.
Plagioclasa	1	0,25-0,5	Presentan maclas típicas. Subhedrales.
Feld-K	1	0,25-0,5	Subredondeados.
Cuarzo	<1	0,125	Subredondeados.

Se presentan en su mayoría minerales pesados (en especial metaestables), tal como muestra la tabla B-4, como piroxenos del tipo clinopiroxeno (nula presencia de ortopiroxeno), específicamente augita y augitas titanadas (con un color característico más rosáceo), algo zonadas y en general anhedrales a subhedrales. Otros como los olivinos presentan cierta alteración principalmente a iddingsita, anhedrales en general. En menor medida se presentan minerales livianos como feldspatos (en especial ortoclasas y plagioclasas) y poco o nada de cuarzo. En general los minerales son subredondeados y subhedrales. Los cristales presentan tamaños que van desde 0,09 mm a 0,5 mm. En las figuras B-6 y B-7 se puede apreciar la pátina de óxido de Fe alrededor de todos los clastos.

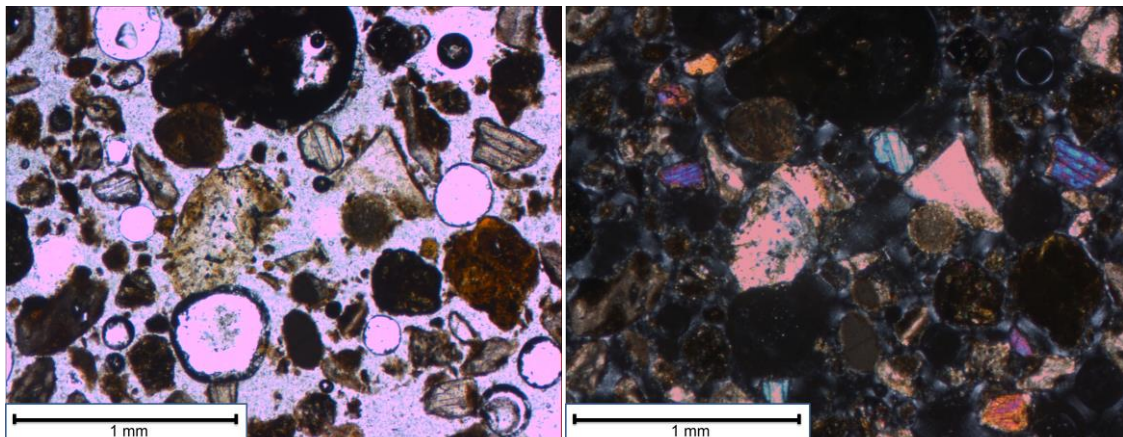


Fig. B-6: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-8 donde se presentan cristales de augita titanados y olivinos.

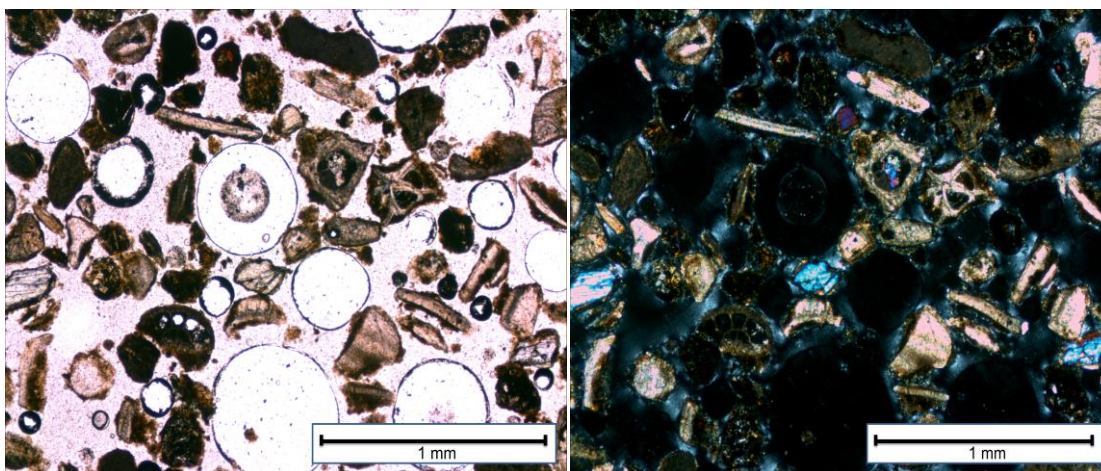


Fig. B-7: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-8 donde se presentan minerales de augita (algunos titanados) y olivinos. Presencia de granos esqueléticos importante.

**Fragmentos líticos:** Representan el 29% del contenido clástico del sedimento.

Tabla B-5: Distribución del contenido de fragmentos líticos.

Tipo	Textura	%	Tamaño(mm)	Observaciones
Volcánico	Porfídica, vitrofírica	20	0,09-0,5	Fenocristales de plagioclasa (30%), clinopixeno (8%), olivino (5%)
Volcánico	Afanítica	5	0,09-0,5	Microlitos de plagioclasa (40%), vidrio (45%). Cristales de piroxeno, olivino y opacos (15%)
Volcánico	Glomeroporfídica	3	0,25	Cristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa.
Plutónico	Fanerítica	1	0,25	Feld-K (65%), plag (25%) y qz (10%)

Los fragmentos líticos de origen volcánico corresponden casi a la totalidad de líticos, con texturas del tipo vitrofírica (masa fundamental compuesta por vidrio y minerales opacos (57%) y fenocristales de plagioclasas, clinopiroxenos y en algunos casos olivino), porfídica con alteración de minerales a esmectita, y en mucho menor medida con texturas afanítica (masa fundamental compuesta principalmente por vidrio y microcristales de plagioclasa, escasos microcristales de clinopiroxeno) y glomeroporfídica (principalmente cristales subhedrales de clinopiroxenos y plagioclasas, en algunos casos presencia de olivino). Escasos fragmentos de rocas plutónicas de características félsicas, con textura fanerítica de minerales feldespáticos (ortoclasas y plagioclasas) en un 90% y algo de cuarzo. En general todos estos fragmentos líticos son de tamaños entre 0,09 mm y 0,5 mm, subredondeados y subesféricos. También se puede apreciar un “halo” verdoso por oxidación alrededor de los fragmentos.

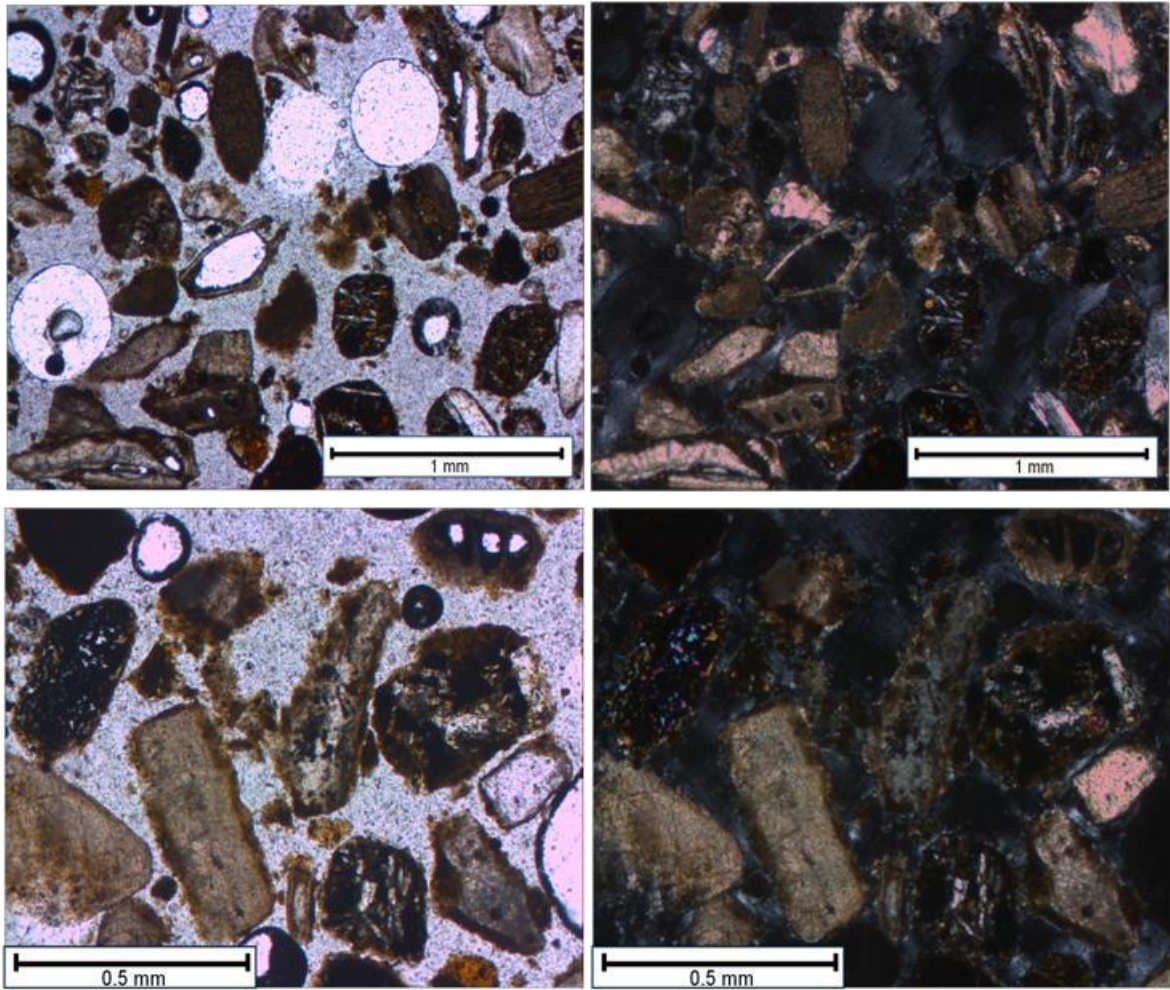


Fig. B-8: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-8 donde se presentan fragmentos líticos de texturas porfídicas, vitrofíricas y afaníticas.

**Granos esqueléticos o bioclastos:** Representan el 56% del contenido de la muestra.

Tabla B-6: Distribución del contenido bioclástico.

Tipo	%	Tamaño(mm)	Observaciones
Indeterminado	22	0,09-1	Fragmentos indeterminados de material biológico.
Foraminíferos	8	0,25-0,5	Bentónicos. Enrollamiento evolutivo e involutivo. Posibles miliólidos.
Peloides	7	0,125-0,5	Subredondeados, algunos pellets reconocibles. Micrita.
Braquiópodos	6	0,125-0,5	Alargados, algunos muy curvos.
Bivalvos	5	0,25-1	Fragmentos de valvas curvadas.
Algas rojas	5	0,355	En general subredondeados, textura en malla.
Equinodermos	2	0,25	Radiolas y espinas.
Briozoos	1	0,125	

El contenido de restos de organismos marinos representa más de la mitad del contenido de la muestra. En su gran mayoría corresponde a fragmentos bioclásticos indistinguibles por su escasa morfología típica de cada organismo. El resto del material biológico lo componen en proporciones similares foraminíferos (de origen bentónico, de forma espiral, donde algunos se asemejan a miliólidos), peloides (tanto de origen fecal como no, presentando matriz micrítica), bivalvos y braquiópodos con restos de valvas, algunas curvadas y con presencia de orientaciones interna, algas rojas, equinodermos y escasos briozoos.

Presentan color café en distintas tonalidades y algunos muestran colores acentuados por carbonatos cálcicos. En general son subredondeados por el retrabajo y miden desde 0,09 mm hasta 1 mm. Nuevamente se aprecia en las figuras de secciones transparentes la pátina de óxido de Fe que envuelve a los clastos.

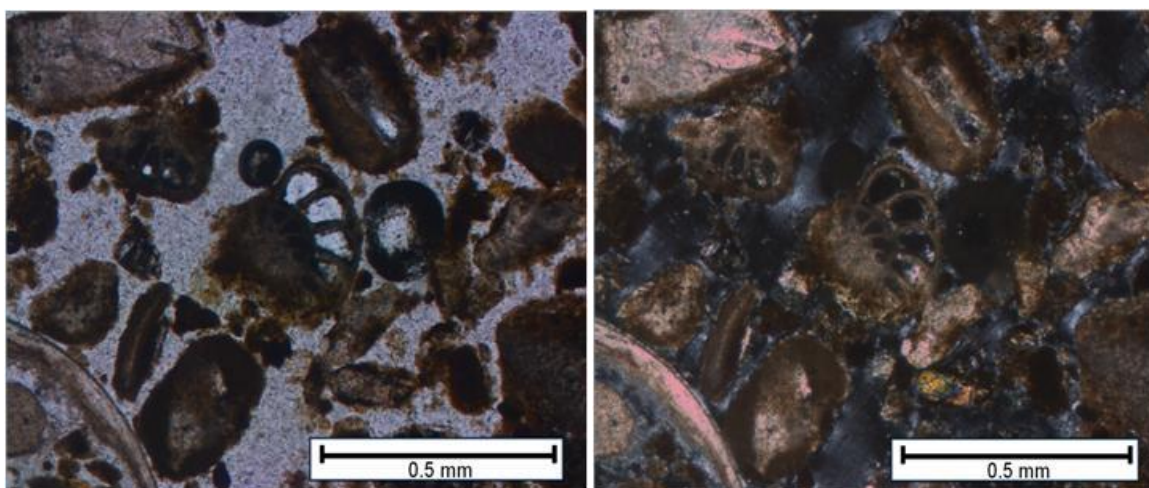


Fig. B-9: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-8 donde se presentan restos de foraminíferos en donde se puede distinguir claramente la capa o patina de oxidación de color verdoso alrededor de los clastos.

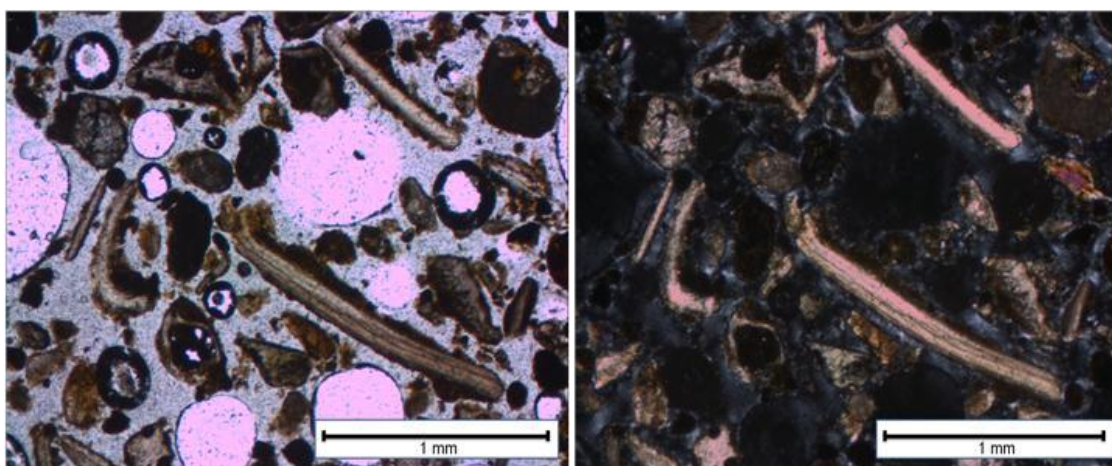


Fig. B-10: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-8 donde se presentan restos de valvas de bivalvos y braquiópodos, además de foraminíferos.

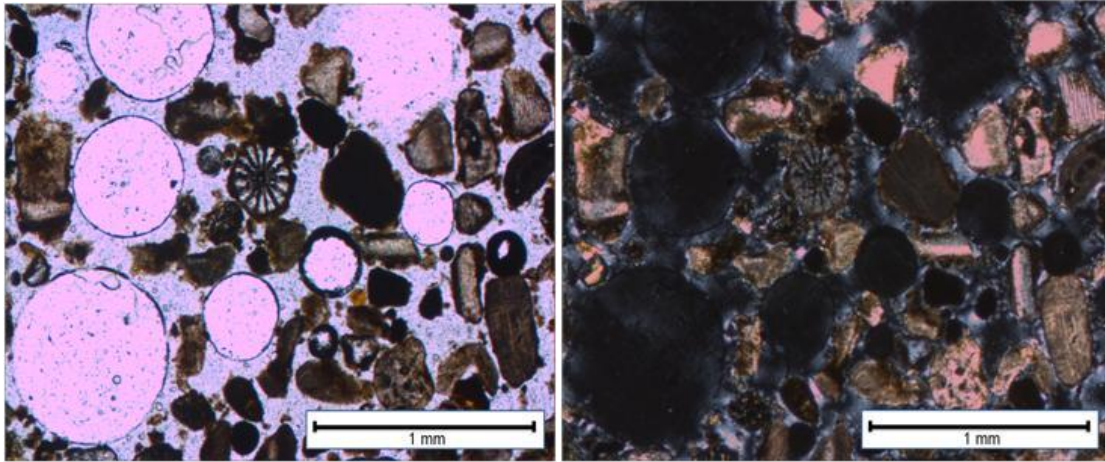


Fig. B-11: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-8 donde se presentan radiolas de equinodermos, peloides y restos indeterminados.

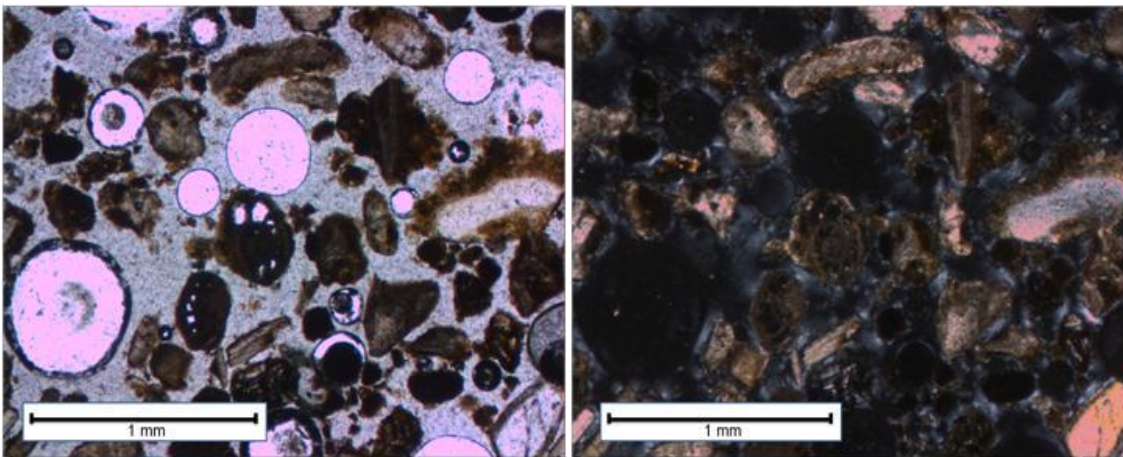


Fig. B-12: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-8 donde se presentan restos de foraminíferos y otros indeterminables.

- **Muestra: PS 26-4**

**Sedimento:** Calcarenita o arena de bioclastos marinos rica en líticos volcánicos. Presencia importante de piroxenos y olivinos.

**Granos minerales:** Representan el 14% del contenido clástico de la muestra.

Tabla B-7: Distribución del contenido mineral.

Mineral	%	Tamaño(mm)	Observaciones
Clinopiroxeno	5	0,09-0,5	Augita. Anhedrales. Zonación.
Olivino	3	0,09-0,5	Alteración en los bordes, anhedrales a subhedrales.
Opacos	3	0,125-0,5	Subredondeados
Plagioclasa	2	0,25-0,5	Presentan maclas típicas. Subhedrales.
Feld-K	1	0,25-0,5	Subredondeados
Cuarzo	<1	0,125	Subredondeados

Se presentan en general granos minerales subredondeados debido al retrabajo y de rangos de tamaño que van desde 0,09 mm hasta 0,5 mm. Son en su mayoría minerales pesados, como clinopiroxeno (nula presencia de ortopiroxeno), específicamente augita y augitas titanadas (con un color característico más rosáceo), algo zonadas y en general anhedrales. Los olivinos presentan cierta alteración en los bordes reconocibles como iddingsita, anhedrales en general. También hay una presencia significativa de plagioclasas subangulosas, subhedrales que presentan maclas características. En menor medida se presentan otros minerales livianos como feldspatos potásicos (ortoclasas) y escaso cuarzo. Los granos minerales se presentan limpios en sus bordes en contraste con la muestra PS 25-8.

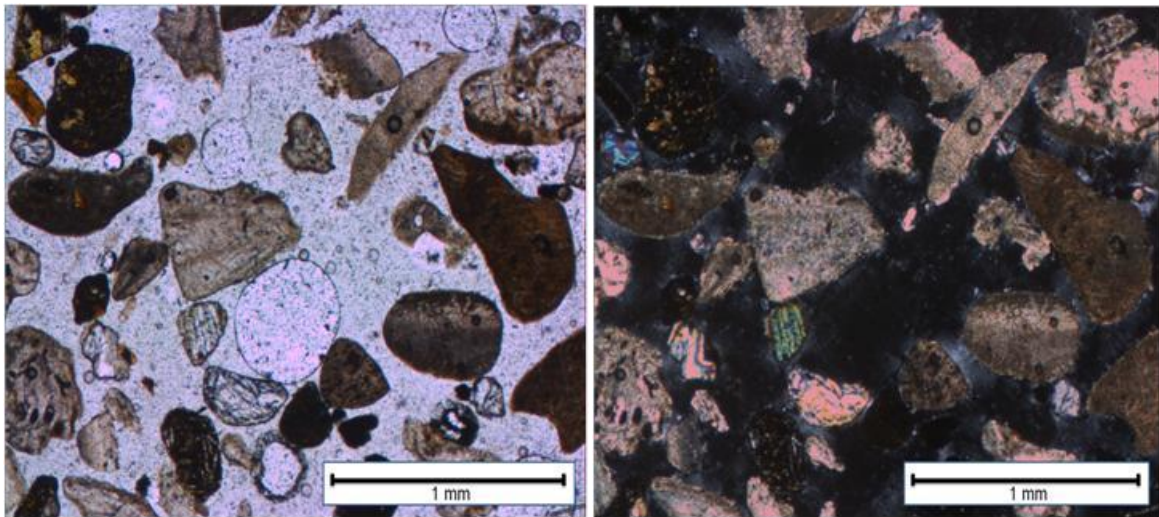


Fig. B-13: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-4 donde se presentan cristales de olivinos y clinopiroxenos.

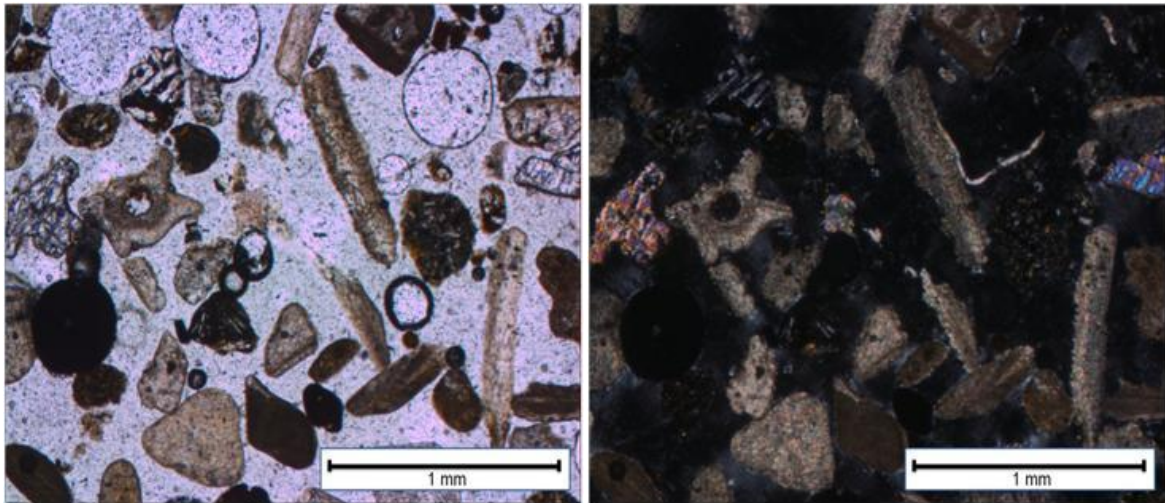


Fig. B-14: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-4 donde se presentan cristales olivinos, además de granos esqueléticos y líticos volcánicos.

**Fragmentos líticos:** Representan el 36% de la muestra.

Tabla B-8: Distribución del contenido de fragmentos líticos.

Tipo	Textura	%	Tamaño(mm)	Observaciones
Volcánico	Porfídica, vitrofírica	26	0,09-1	Vidrio y opacos (55%). Fenocristales de plagioclasa (31%), olivino (7%) y piroxeno (7%)
Volcánico	Afanítica	8	0,063-0,5	Microlitos de plagioclasa (40%), vidrio (50%). Cristales de olivino, clinopiroxeno y opacos (10%)
Volcánico	Glomeroporfídica	2	0,25	Cristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa.
Plutónico	Fanerítica	<1	0,25	Feld-K (65%), plag (25%) y qz (10%)

La mayor parte de los fragmentos líticos son de origen volcánico, con texturas del tipo vitrofírica (masa fundamental compuesta por vidrio y minerales opacos (60%) y fenocristales de plagioclasas, clinopiroxenos y en algunos casos olivino) y porfídica, ambas con alteración de minerales a esmectita, y también textura afanítica (masa fundamental compuesta por principalmente de vidrio intersticial y microcristales de plagioclasa junto a microcristales de clinopiroxeno y algunos opacos como ilmenita) y glomeroporfídica (principalmente cristales anhedrales a subhedrales de clinopiroxenos y plagioclasas, en algunos casos con presencia de olivino). Casi nula presencia de fragmentos de rocas plutónicas de características félsicas. En general son clastos de tamaños que están en el rango de 0,063-1 mm, subredondeados y subesféricos.

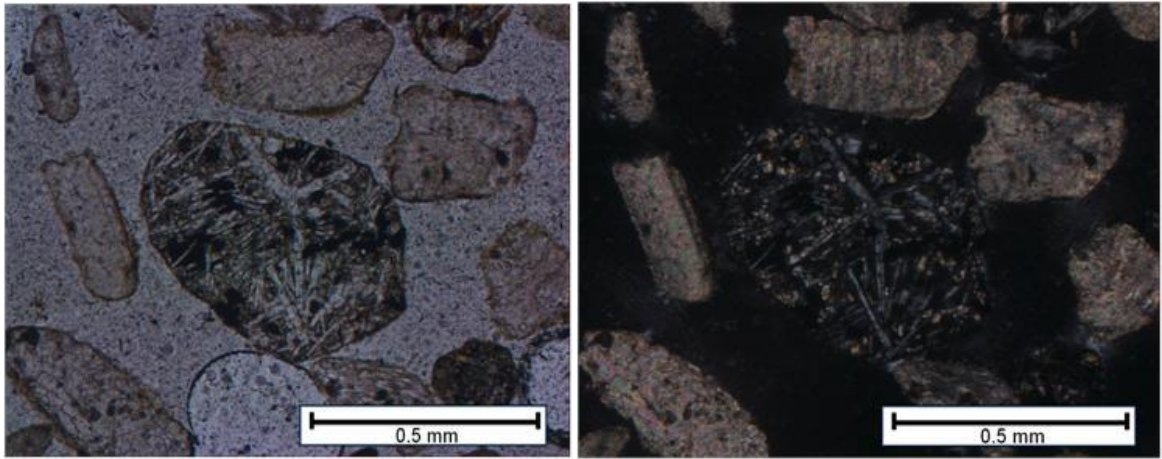


Fig. B-15: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-4 donde se presentan fragmentos líticos de texturas porfídicas y afaníticas.

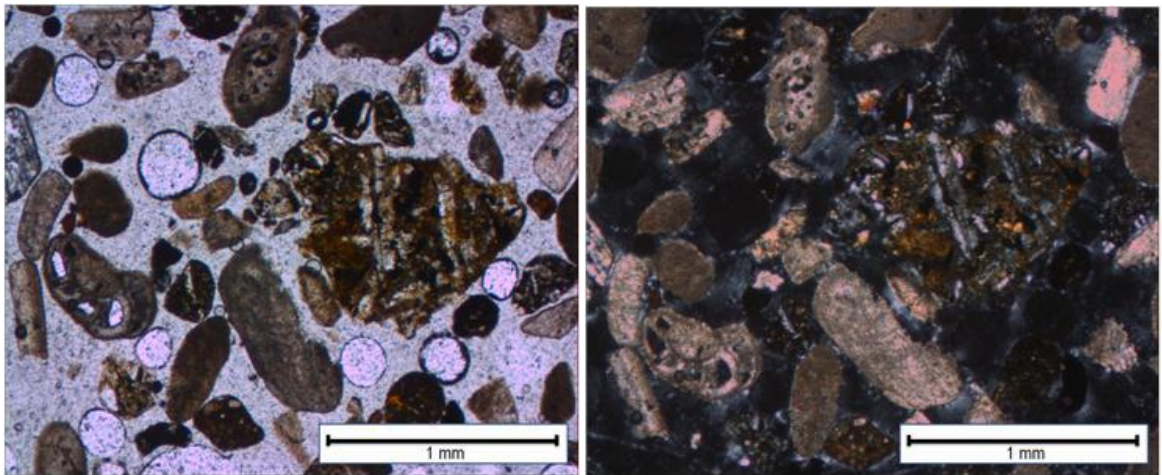


Fig. B-16: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-4 donde se presentan fragmentos líticos de texturas vitrofíricas y porfídicas. Algunos líticos presentan alteración a esmectita en su masa fundamental principalmente.

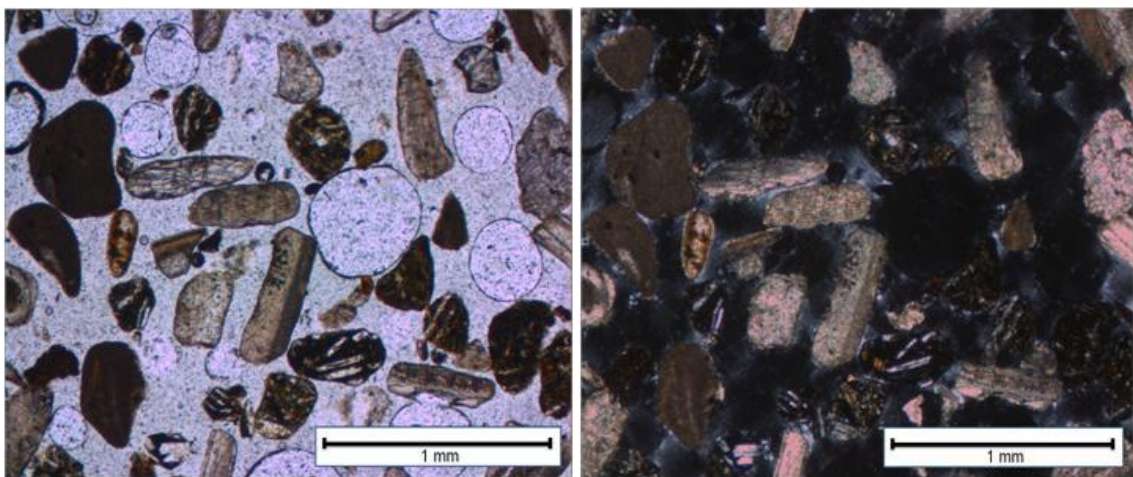


Fig. B-17: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-4 donde se presentan fragmentos líticos de texturas vitrofíricas y porfídicas.



**Granos esqueléticos o bioclastos:** Representan el 50% del contenido de la muestra.

Tabla B-9: Distribución del contenido bioclástico.

Tipo	%	Tamaño(mm)	Observaciones
Indeterminado	27	0,063-1	Posibles restos de gasterópodos, equinodermos y braquiópodos.
Foraminíferos	5	0,25-0,5	Bentónicos. Evolute e Involute Coil. Algunos con cámaras uniserial.
Peloides	4	0,125-0,5	Subredondeados, algunos pellets reconocibles. Micrita.
Braquiópodos	4	0,125-0,5	Alargados, algunos muy curvos.
Bivalvos	4	0,25-1	Fragmentos de valvas.
Algas rojas	3	0,355	En general subredondeados.
Equinodermos	2	0,125	Radiolas y espinas.
Briozoos	1	0,125	

El contenido bioclástico sigue representando la mayor parte del depósito, y como se aprecia en la tabla anterior existe una gran proporción de materia no identificado debido a la pobre morfología que muestran ciertos fragmentos. Entre los distinguibles se aprecian foraminíferos bentónicos con forma de espiral, peloides subredondeados, braquiópodos con estructuras internas en forma de foliaciones, bivalvos, algas rojas, espinas de equinodermos y briozoos.

Se presentan en tamaños desde 0,063 mm hasta 1 mm. Muestran colores de varias tonalidades de café y algo verdosos.

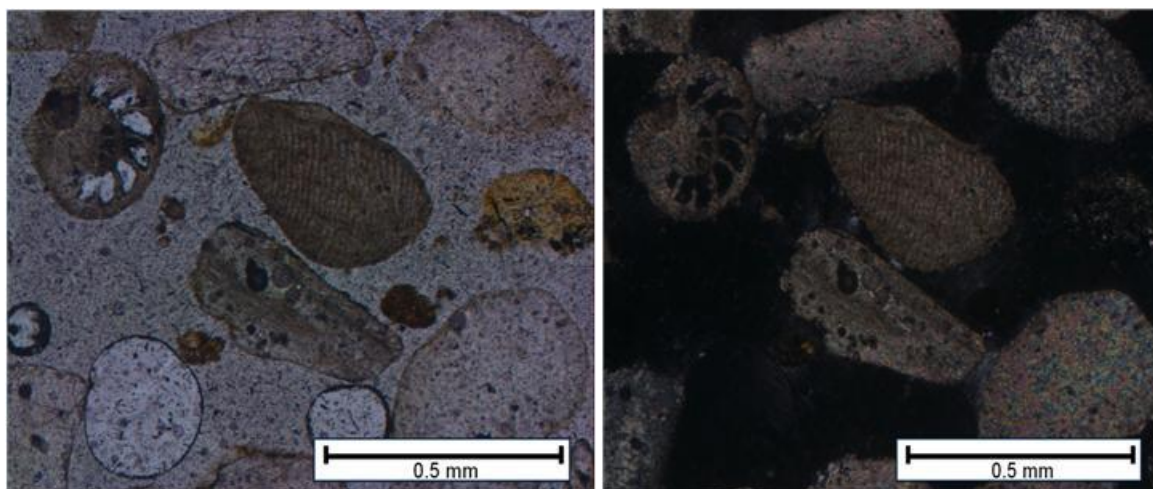


Fig. B-18: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-4 donde se presentan fragmentos de foraminíferos, algas rojas y equinodermos.

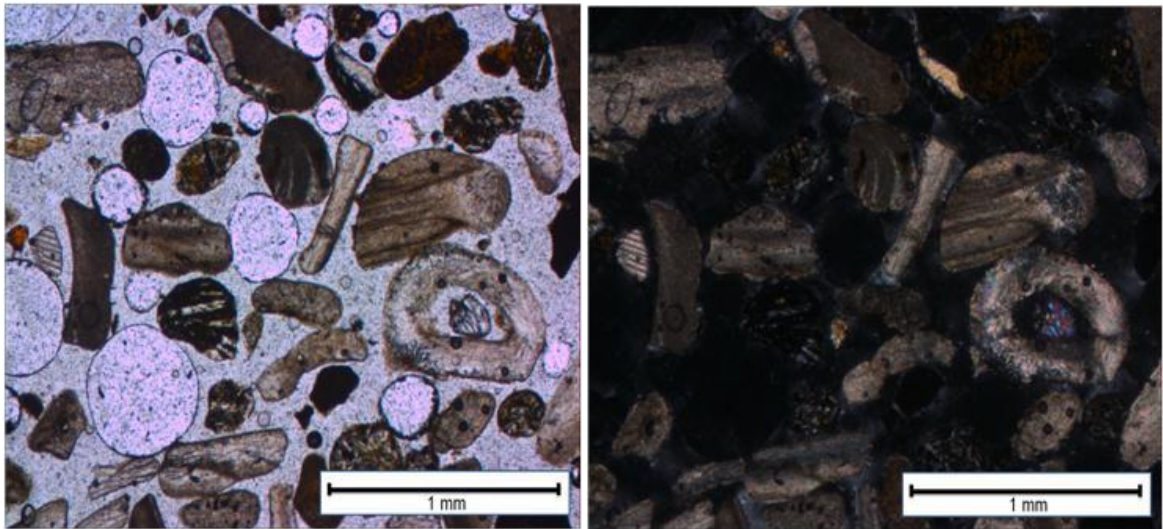


Fig. B-19: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-4 donde se pueden apreciar gran cantidad de restos indistinguible de material biológico.

- **Muestra: PS 26-5**

**Sedimento:** Calcarenita o arena de bioclastos marinos rica en líticos volcánicos. Con presencia de piroxenos y olivinos.

**Granos minerales:** Representan el 17% del contenido clástico de la muestra.

Tabla B-10: Distribución del contenido mineral.

Mineral	%	Tamaño(mm)	Observaciones
Clinopiroxeno	6	0,09-0,5	Augita. Anhedrales a subhedrales. Zonación.
Olivino	4	0,09-0,5	Alteración en los bordes, anhedrales a subhedrales.
Opacos	3	0,125-0,5	Subredondeados
Feld-K	3	0,25-0,5	Subredondeados
Plagioclasa	1	0,25-0,5	Presentan maclas típicas. Subhedrales.
Cuarzo	<1	0,125	Subredondeados

Granos minerales en general subredondeados, aunque algunos son angulosos. Miden en el rango de arenas finas a medias. Se presentan en general anhedrales a subhedrales como en el caso de clinopiroxenos, olivinos y plagioclasas. La mayor proporción lo representan los minerales pesados como augitas y olivinos algo alterado en sus bordes. En menor medida se presentan minerales livianos como feldespatos (en especial ortoclasas y plagioclasas) y escaso cuarzo (10%).

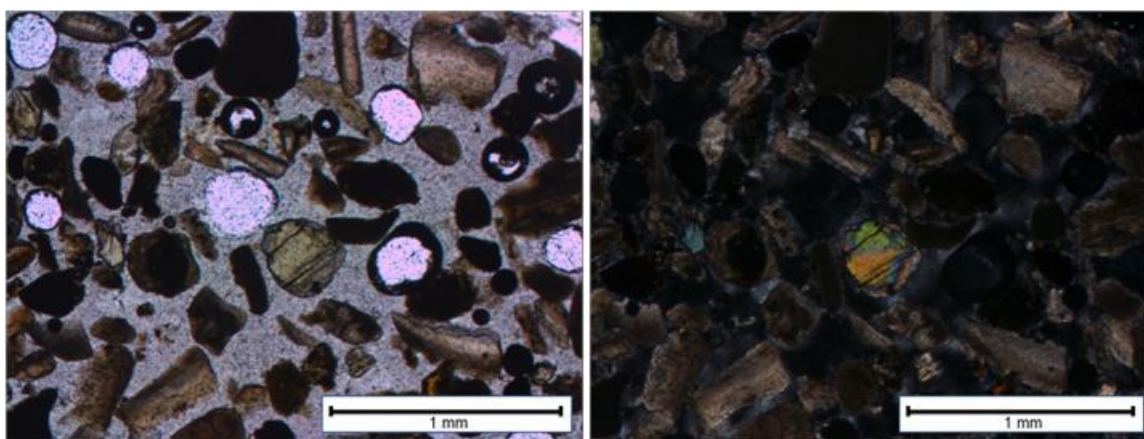


Fig. B-20: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-5 donde se presentan cristales de clinopiroxenos.

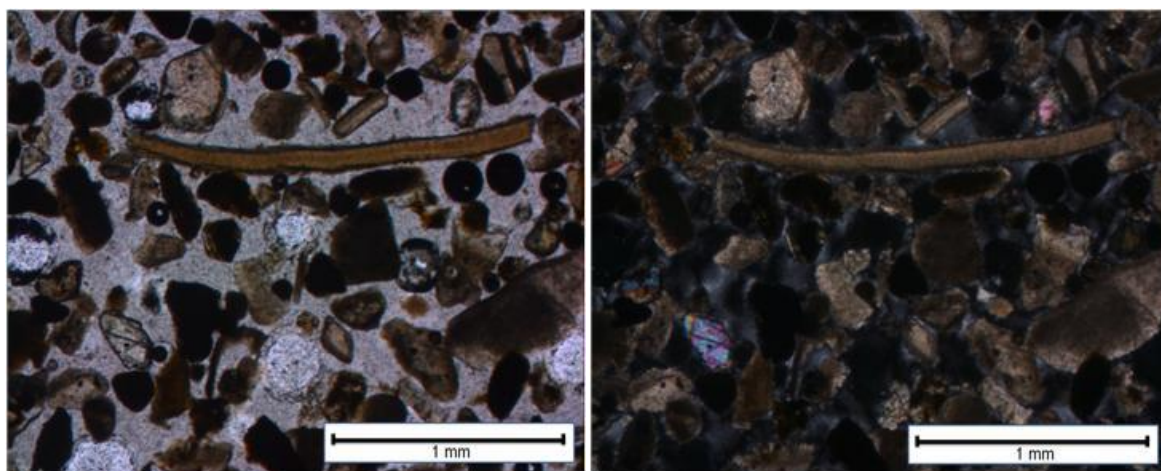


Fig. B-21: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-5 donde se presentan cristales clinopiroxenos y olivinos. Gran presencia de bioclastos marinos.

**Fragmentos líticos:** Representan el 27% del contenido de la muestra.

Tabla B-11: Distribución del contenido de fragmentos líticos.

Tipo	Textura	%	Tamaño (mm)	Observaciones
Volcánico	Porfídica, vitrofírica	16	0,09-0,5	Vidrio y opacos (60%). Fenocristales de plagioclasa (29%), olivino (6%) y piroxeno (5%)
Volcánico	Afanítica	5	0,063-0,5	Microlitos de plagioclasa (45%), vidrio (40%). clinopiroxeno, olivino y opacos (15%)
Volcánico	Glomeroporfídica	3	0,125	Cristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa.
Plutónico	Fanerítica	3	0,125	Feld-K (65%), plag (25%) y qz (10%)

A diferencia de las muestras anteriores, acá se aprecia una disminución en la presencia de fragmentos líticos en favor del contenido bioclástico. La mayor parte de los fragmentos líticos son de origen volcánico, con texturas del tipo vitrofírica (poseen una masa fundamental de vidrio y algunos minerales opacos como ilmenita (60%) y fenocristales de plagioclasas (25%), clinopiroxenos (10%) y en algunos casos olivino (5%)), afanítica (masa fundamental compuesta por principalmente de vidrio y microcristales de plagioclasa, escasos microcristales de clinopiroxeno y opacos), glomeroporfídica (principalmente cristales anhedrales de clinopiroxenos, plagioclasas, opacos y en algunos casos presencia de olivino) y también presenta cierta alteración de minerales a esmectita en los fragmentos que presentan texturas porfídicas. En este depósito hay una mayor presencia de fragmentos de rocas plutónicas de características félsicas, con textura fanerítica de minerales feldespáticos (ortoclasas y plagioclasas en un 90%) y algo de cuarzo (10%). Los clastos van desde los 0,063 mm hasta los 0,5 mm.

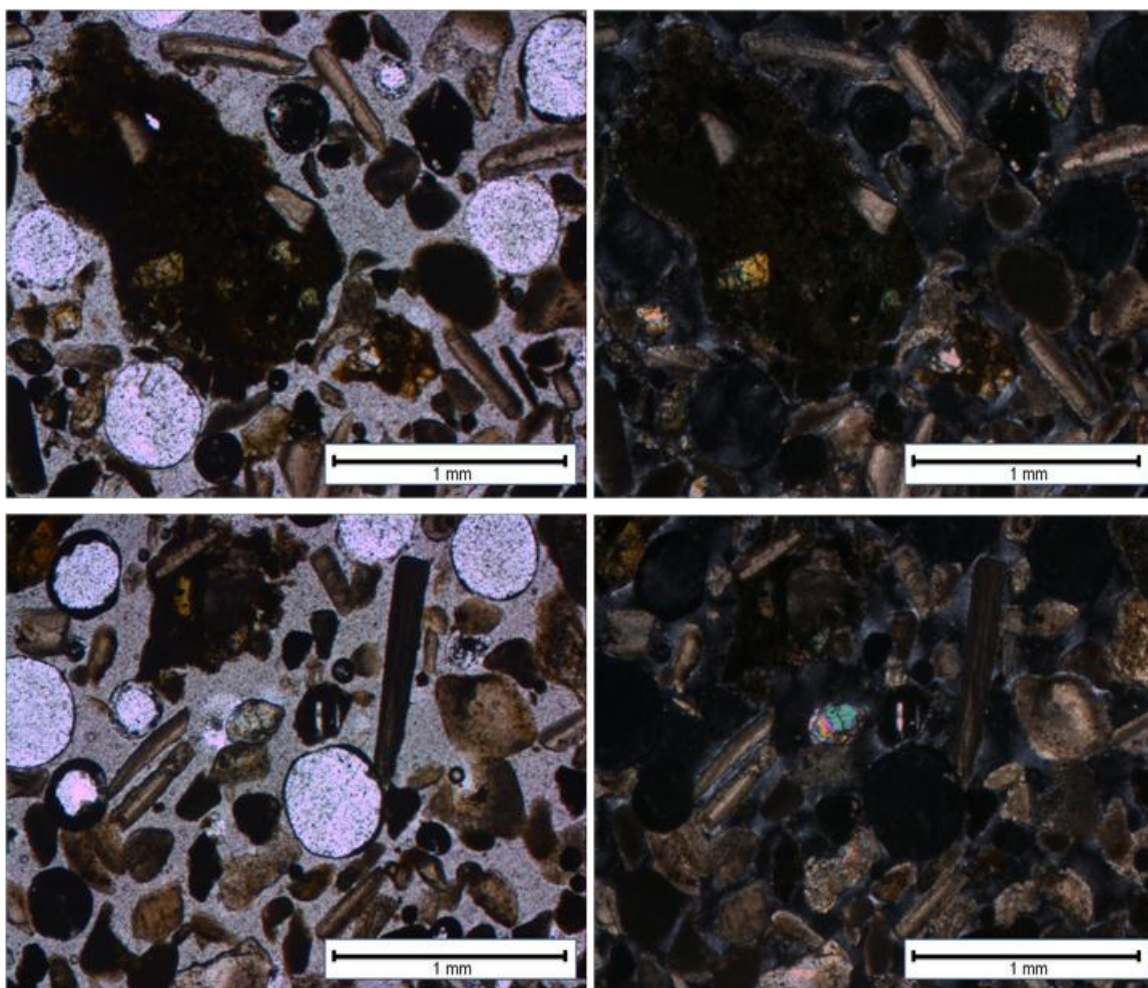


Fig. B-22: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-5, donde se aprecian fragmentos líticos de texturas vitrofíricas con fenocristales de piroxenos y plagioclasas un tanto alteradas. También se puede observar alteración a esmectita principalmente en su masa fundamental.

**Granos esqueléticos o bioclastos:** Representan el 56% del contenido total de la muestra.

Tabla B-12: Distribución del contenido bioclástico.

Tipo	%	Tamaño(mm)	Observaciones
Indeterminado	33	0,063-1	Posibles restos de braquiópodos, gasterópodos y bivalvos
Foraminíferos	6	0,25-0,5	Bentónicos. Enrollamiento evolutivo e involutivo. Posibles miliólidos
Peloides	5	0,125-0,7	Subredondeados, algunos pellets reconocibles. Micrita
Braquiópodos	4	0,125-0,7	Alargados, algunos muy curvos
Bivalvos	3	0,25-1	Fragmentos de valvas
Algas rojas	3	0,25	En general subredondeados, textura en malla
Equinodermos	1	0,25	Radiolas y espinas
Briozoos	1	0,25	-

En este caso el contenido de bioclastos representa una mayor proporción en la muestra, en comparación a los depósitos anteriores, en desmedro de los fragmentos líticos. Una gran parte corresponde a restos de organismos indistinguibles debido a su escasa morfología típica, presentando los colores típicos de carbonatos de calcio (calcita y aragonito). El resto del material biológico lo componen fragmentos de organismos foraminíferos bentónicos de conchas en formas involuta y evoluta, peloides (tanto de origen fecal como no, presentando matriz de micrita), bivalvos y braquiópodos con restos de valvas, algunas curvadas y con presencia de orientaciones interna en ciertas foliaciones, algas rojas presentándose en malla y de color rojizo, espinas y radiolas de equinodermos y escasos briozoos.

En general son clastos subredondeados, en especial los peloides y los extremos de las valvas. Presentan variadas tonalidades de color café. Tamaño máximo 1 mm, presentándose algunos indistinguibles en tamaños 0,063 mm.

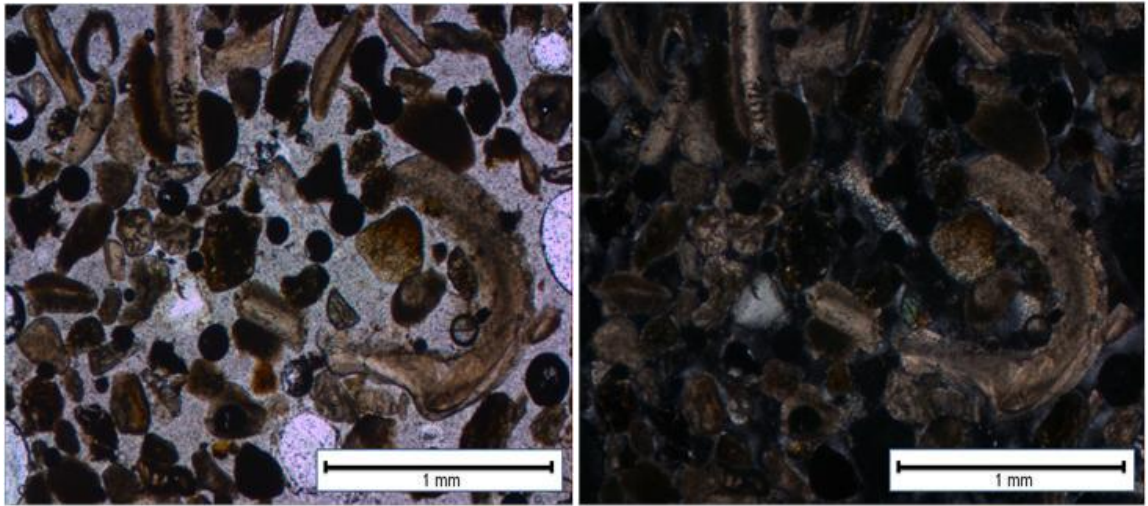


Fig. B-23: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-5, donde se aprecian restos de braquiópodos y algunos peloides.

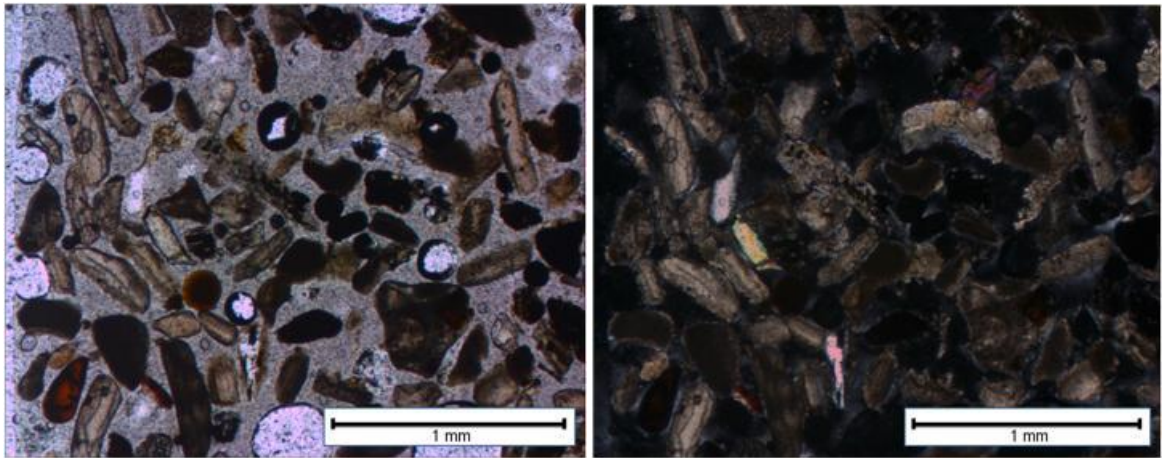


Fig. B-24: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 26-4, donde se aprecian peloides y restos de braquiópodos, bivalvos y otros grupos indeterminados.

- **Muestra: PS 25-12**

**Depósito:** calcreta.

Básicamente se compone de carbonatos de calcio en su totalidad (monohidrocalcita, calcita algo magnésica). Principalmente calcita, escaso aragonito. Presenta un color amarillento sucio a verdoso en nicoles paralelo y muy oscuro en nicoles cruzados.

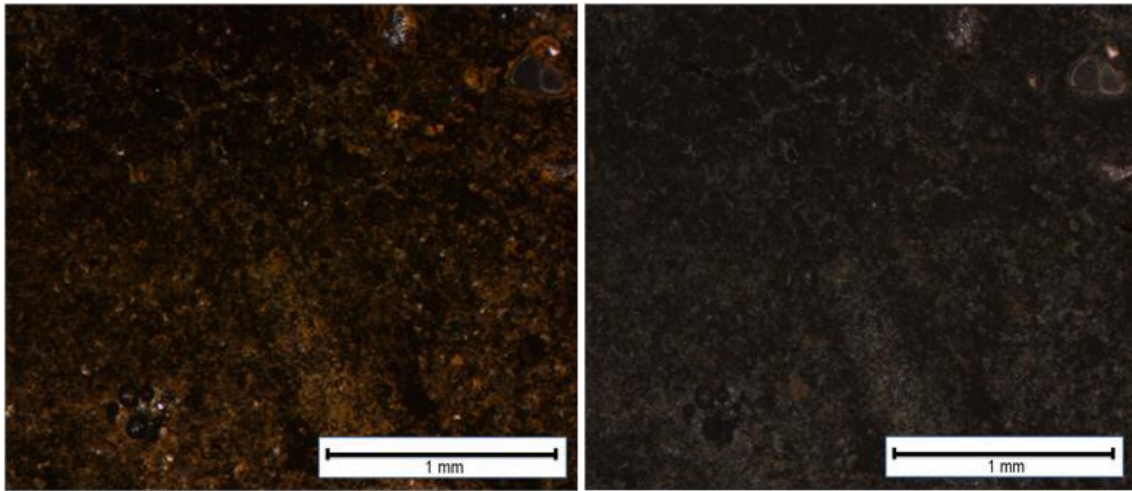


Fig. B-25: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-12, donde se aprecia una masa muy homogénea, compuesta principalmente por carbonatos de calcio. Matriz muy fina de microcristales de calcita (micrita).

Presenta algunos clastos de granos sueltos de arenas calcáreas (8%), cuya composición cuenta con fragmentos esqueléticos de organismos, fragmentos líticos y algunos cristales distinguibles de minerales.

**Bioclastos:** Representan el 5%, su contenido varía desde foraminíferos, bivalvos, braquiópodos, algas hasta equinodermos. De colores blanco y café claro. Miden entre 0,063-0,5 mm.

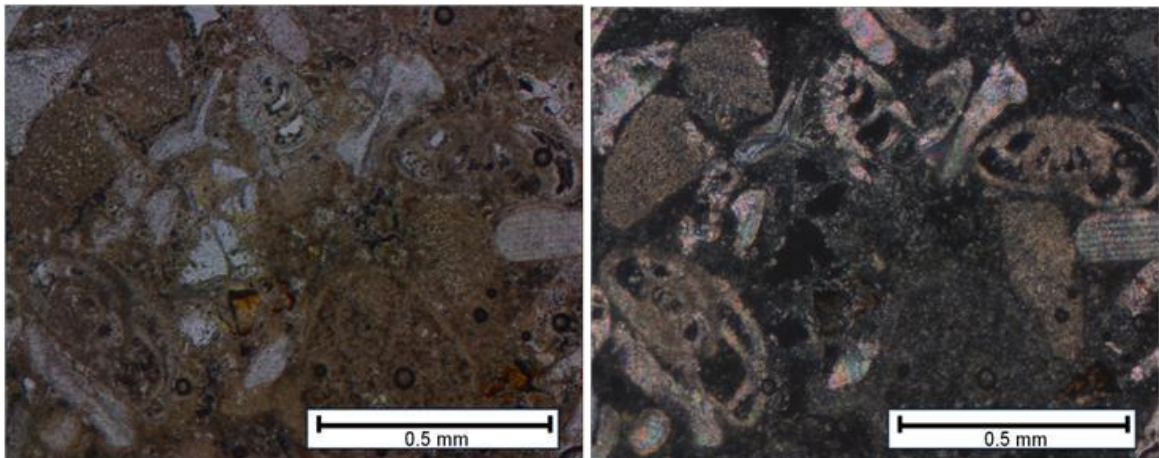


Fig. B-26: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-12, donde se observan restos bioclásticos de foraminíferos y equinodermos. Se aprecia una matriz muy fina de microcristales de calcita (micrita).

**Granos minerales:** Representa el 1% aproximadamente. Contiene principalmente olivino, plagioclasa y piroxenos. Cristales pequeños de tamaño ~0,15 mm.

**Fragmentos líticos:** Representan el 2%, y equivalen a fragmentos de rocas volcánicas que en su mayoría presenta fenocristales de plagioclasa y masa fundamental vítrea y microcristalina, en algunos casos alterada. Son subredondeados y sus tamaños no superan los 0,25 mm.

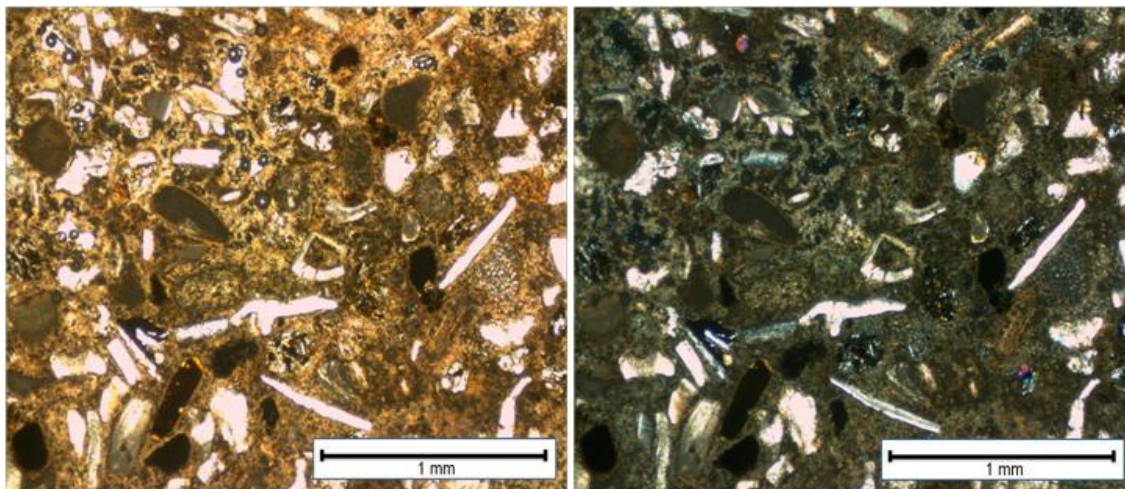


Fig. B-27: Fotomicrografías (PPL y XPL) de una sección transparente de la muestra PS 25-12 donde se presentan fragmentos líticos volcánicos y minerales olivino. Se constata la presencia de restos bioclásticos en una matriz muy fina de microcristales de calcita (micrita).

### Subfósiles de Invertebrados

Se encontraron 3 tipos diferentes de gasterópodos en los distintos depósitos arenosos provenientes del sector suroeste de la isla Robinson Crusoe. Estos fueron identificados preliminarmente por los especialistas en dicho grupo de moluscos, Dres. Sven Nielsen (U. de Kiel, Alemania, quien efectuó una primera asignación taxonómica) y Sergio Letelier (Área de Malacología, Museo Nacional de Historia Natural, MNHN). El material aquí mencionado está depositado en esta última institución.

1)

**Reino:** Animalia

**Phylum:** Mollusca

**Clase:** Gastropoda

**Subclase:** Prosobranchia

**Orden:** Neritoida

**Suborden:** Neritopsina

**Superfamilia:** Neritoidea

**Familia:** Neritidae

**Subfamilia:** Neritinae

**Género:** *Nerita*



- ***Nerita* sp.**



Fotografía B-1: Cuatro ejemplares de gasterópodos del género *Nerita* (Familia Neritidae).

Las neritas son gasterópodos (caracoles). Abarcan numerosas especies, de las cuales la gran mayoría son marinas, otras habitan aguas salobres y finalmente unas pocas especies viven en aguas dulces. Su distribución es muy amplia, localizándose en toda la zona de Eurasia y algunas regiones de África, sobre todo en las franjas tropicales y templadas. Son caracoles más o menos redondeados u ovalados, de dimensiones más bien pequeñas (los mayores ejemplares no alcanzan los 4 cm de diámetro), presentando un opérculo que les permite encerrarse completamente dentro de su concha. El aspecto de ésta es similar al de la porcelana. Los colores y patrones de los dibujos de la concha son muy variados y llamativos.

Los nerítidos son animales gregarios, es decir, constituyen poblaciones numerosas, con cientos o miles de individuos. Generalmente estos grandes grupos de caracoles se desplazan juntos en busca de alimento. Ocupan estratos superiores dentro de las masas de agua, en la zona donde hay mayor luz (zonas altas del intermareal), ya que se alimentan prácticamente de forma exclusiva de algas verdes que crecen en estas zonas iluminadas.

Hay alrededor de 19 géneros de neritas descritos, encontrándose la mayoría de sus especies en aguas marinas, como ya se indicó. Para los representantes del género *Nerita* es importante la oxigenación del agua. Están ausentes en masas acuáticas contaminadas o estancadas, prefiriendo lugares donde rompan las olas o el cauce sea rápido, principalmente en sectores arenosos y costas rocosas. De día se ubican preferentemente en el submareal y en las noches o en un día frío y húmedo se les puede ver en diferentes sectores. Sin embargo, generalmente se los encuentra en el

supramareal, posiblemente evitando ser comidos por los peces. Su crecimiento es relativamente lento en comparación con otros moluscos, debido a que su concha es semi gruesa, más bien dura, por lo que les toma más tiempo llegar a adultos. Esto les da una mayor esperanza de vida. Por otro lado, una gran cantidad de especies pertenecientes a diferentes géneros (*Neritina*, *Clithon*, *Septaria* o *Neripteron*) son eurihalinas. Esto significa que pueden habitar aguas de diferentes concentraciones salinas, adaptándose gradualmente a ellas. La mayoría de dichos taxones vive en aguas salobres en sus estadios adultos, mientras que sus larvas o juveniles necesitan pasar por las aguas marinas para desarrollarse. Esta característica hace muy interesantes, desde el punto de vista biológico, a los representantes de la Familia Neritidae. Su reproducción es compleja, presentando sexos separados, necesitando un proceso de cópula entre el macho y la hembra, la que luego depositará una bolsa de huevos (ooteca).

2)

**Reino:** Animalia

**Phylum:** Mollusca

**Clase:** Gastropoda

**Subclase:** Pulmonata

**Superorden:** Eupulmonata

**Orden:** Stylommatophora

**Suborden:** Sigmurethra

**Infraorden:** Succineoinei

**Superfamilia:** Succineoidea

**Familia:** Succineidae Beck 1837

**Género:** *Succinea*

- *Succinea* sp.



Fotografía B-2: Cuatro ejemplares de gasterópodos del género *Succinea* (Familia Succineidae).

Los representantes del género *Succinea* son gasterópodos pulmonados pequeños, terrestres o semi-acuáticos (al habitar, por ejemplo, sobre plantas acuáticas). Generalmente se los encuentra en terrenos húmedos (pantanos), aunque pueden estar presentes en variados ambientes, tales como áreas con malezas, campos abiertos, pastizales, bajo troncos o entre la basura, por lo que no son buenos indicadores de ambientes. Pueden sobrevivir a periodos secos que no superen los 10 días, aproximadamente.

Se les puede encontrar en cualquier latitud alrededor del mundo. En Chile se ubican a lo largo de todo el territorio nacional, desde Tilpozo en la Provincia de Antofagasta (Philippi, 1860) hasta Tierra del Fuego y Navarino, abarcando el Holoceno (Covacevich, 1971). También han sido descritos en Isla de Pascua (*Succinea masafuerae* Skottsberg, 1920) y especialmente en Juan Fernández (Odhner, 1922), donde fueron halladas las especies *S. fernandi* Reeve (especímenes muertos en la arena en Tierra Blanca y El Puente), *S. texta* (especimen muerto en El Puente a 50 msnm, bajo hojas y helecho en Pangal, Puerto Inglés, Quebrada El Yunque y Quebrada El Puente), *S. pinguis* (Pfeiffer) Reeve, *S. cumingi* Reeve (Puerto Inglés, Pangal, Salsipuedes, Rabanal, en bosques delgados y bajo hojas), *S. semiglobosa* Pfeiffer (como subfósil en El Puente o a aproximadamente 50 msnm, y muertos en la arena en Santa Clara).

Miden en promedio 15 mm. Su concha presenta un espesor muy delgado y mayormente traslucido, mostrando las partes blandas del animal que se encuentra en el

interior. Existen en variados colores, desde verde-amarillento a café-rojizo. Presentan una espira que corresponde a 1/3 de la concha entera, y una apertura ovalada.

Son ovíparos, y producen agregados de 50-100 huevos (cada uno de 1/10 de pulgada), eclosionando luego de 1-2 semanas. Son capaces de producir auto-fertilización. Su tiempo de vida es más corto con respecto a los caracoles de conchas altamente calcificadas, promediando 1 año. Son principalmente de hábitos nocturnos, y se alimentan de hongos, algas y diatomeas. Por otra parte son alimento de aves, reptiles, anfibios y larvas de escarabajos.

3)

**Reino:** Animalia

**Phylum:** Mollusca

**Clase:** Gastropoda

**Subclase:** Pulmonata

**Superorden:** Eupulmonata

**Orden:** Stylommatophora

**Familia:** Tornatellinidae (= Achatinellidae)

**Género:** *Fernandezia* Pilsbry 1911

- ***Fernandezia* sp.**



Fotografía B-3: Dos ejemplares de gasterópodos del género *Fernandezia* (Familia Tornatellinidae).

Se trata de gasterópodos o caracoles terrestres pulmonados de la Familia Tornatellinidae (también considerada una Subfamilia dentro de Achatinellidae por Cooke y Kondo 1960, aunque Odhner 1963 mantiene la jerarquía señalada en esta memoria). La reproducción sexual es del tipo vivíparo, presentando un oviducto con muchos embriones. Su más importante característica

malacológica es la presencia de una lamela parietal en la abertura, algo constante en *Tomatellina* y que falta en *Fernandezia*, lo cual, sin embargo prueba la relación muy cercana entre ambos géneros (Pilsbry, 1911).

Las especies de la Familia Tomatellinidae son exclusivas de Isla de Pascua, archipiélago Juan Fernández y San Félix y San Ambrosio (Valdovinos, 1999). Dentro de esta Familia, hay 2 géneros que son endémicos de Juan Fernández: *Tornatellina* y *Fernandezia* (Odhner, 1922), que alcanzan estrecha relación con grupos del Pacífico, como el género *Pacificella* de Isla de Pascua y la Familia Achatinellidae en Hawaii. No se encuentran representantes de la familia o de estos géneros en las costas de Chile continental. Sin embargo, una especie de *Tornatellinops*, género que presenta una gran distribución en el Pacífico Central y que incluye a Nueva Zelanda, es conocido en Isla de Pascua. Los géneros *Tornatellina* y *Fernandezia* están representados por 7 y 12 especies respectivamente (*T. aperta*, *T. bilamellata*, *T. callosa*, *T. conica*, *T. minuta*, *T. plicosa*, *T. reclusiana*, y *F. bulimoides*, *F. conífera*, *F. consimilis*, *F. cylindrella*, *F. diaphana*, *F. expansa*, *F. inornata*, *F. longa*, *F. philippiana*, *F. sp.*, *F. tryoni*, *F. wilsoni*. Pilsbry, 1911 y Odhner, 1922). Dentro de este último género, las 12 especies pueden diferenciarse según la longitud de la columela, la presencia de una lamela fuerte o débil, por su tamaño, y el número de vueltas. De acuerdo a estas características, se reconocen dos grupos: uno representado por una columela corta y una lamela fuerte, donde se incluye a *F. expansa*, *F. philippiana* y *F. wilsoni*; el otro, caracterizado por especies con una columela más larga y el pliegue columelar más débil cerca de la base, se puede subdividir a su vez según la longitud de la abertura. Así, *F. limoides* y *F. consimilis* tienen una longitud de la abertura de más de la mitad de la concha; mientras que en *F. conífera*, *F. longa*, *F. splendida*, *F. tryoni* y *F. inornata* la abertura tendría menos de la mitad de la concha. *F. cylindrella* (Odhner), por su parte, el representante más pequeño del subgénero, difiere de las demás especies por presentar una concha muy espiralada (turrítico-cónica, casi como *Tornatellina*) con 11 y media vueltas, que es un número elevado dentro del género. La descripción breve de *F. diaphana* no permite su inclusión en los grupos mencionados.

Los especímenes de la fotografía B-3 corresponderían a una especie por el momento indeterminada del género *Fernandezia*, siguiendo a Odhner, 1922, si bien también posee afinidades con *Achatina splendida* Pfeiffer 1847, 1863, entre otras, mostrada en la figura B-28. Esta última especie, reconocida en Cerro Salsipuedes (350 msnm), Valle Piedra agujereada, Quebrada Portezuelo (200 msnm), alrededor de El Puente (520 msnm), Pangal, y Bajo Damajuana (300 msnm), se halla viviendo bajo hojas, sobre helechos y en bosques espesos. Se caracteriza por presentar una concha que tiene una altura máxima de 6,8 mm, 5-6 vueltas y un fuerte pliegue columelar. Sin embargo, no se descarta que el material estudiado pertenezca al otro género endémico de la zona, *Tornatellina*. De ser así, podría tratarse de *Tornatellina callosa*, encontrada en cerro Centinela, a ca. 500 y 350 msnm, y Rabanal, a 300 msnm, bajo helechos y hojas (Odhner, 1922), aunque esta presenta 6 y media vueltas y una altura máxima de 3,6 a 3,8 mm. En cambio, *Tornatellina aperta*, detectada en Rabanal, a 300 msnm, y en Puerto Inglés, a 400 msnm, principalmente en bosques tupidos, se caracteriza por presentar 5 vueltas y una altura máxima de sólo 3 mm. Presenta gran parecido con *T. callosa* pero difiere de ésta por poseer una abertura más ancha y forma más robusta,

ausencia de callo columelar y pliegue columelar delgado, y por presentar en el estado juvenil (neánico) una débil lamela parietal (Odhner, 1922).

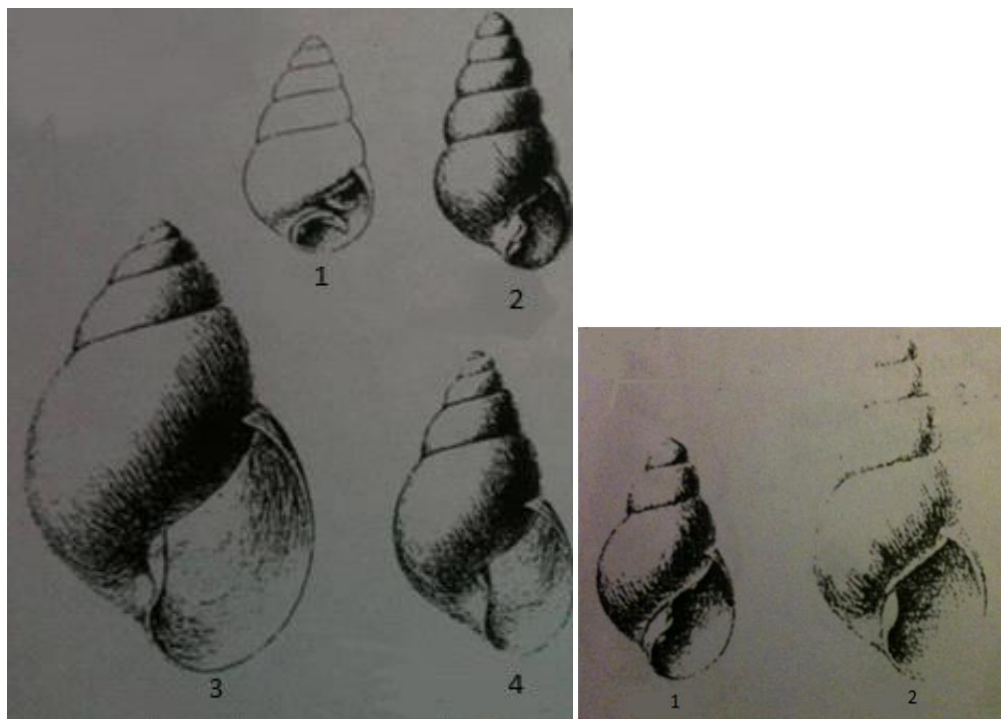


Fig. B-28: Imágenes de especímenes de la Familia Tornatellinidae obtenidos de Odhner, 1922. A la izquierda, los ejemplares 1 y 2 corresponden a la especie *Tornatellina callosa* en estados ephébico y genótico respectivamente (x10, localidad El Centinela). El espécimen 3 pertenece a la especie *Fernandezia bulimoides* (x5, localidad Damajuana). El gasterópodo representa a una especie indeterminada de *Fernandezia* (x5, localidad Salsipuedes). A la derecha, los ejemplares 1 y 2 corresponde a *Tornatellina aperta* en estados neánico y gerónico, respectivamente (x10, localidades Rabanal y Puerto inglés).

## ANEXO C

### Estudios granulométricos de trabajos anteriores

- **Análisis granulométrico de Verdejo (1960)**

Del trabajo de memoria de título de Cecilia Verdejo (1960), se utilizaron datos de tamizaje, tanto en playas como en dunas del litoral central de Chile para elaborar curvas granulométricas y calcular ciertos valores sedimentológicos para obtener información relevante en el estudio de ambientes y poder comparar con mayor certeza los sedimentos del actual estudio.

Las playas estudiadas son Algarrobo Norte, El Quisco, El Tabo, la Playa Grande de Cartagena y la Playa Chica de Cartagena, mientras que las dunas corresponden a los sectores de Algarrobo Norte, San Jerónimo, El Quisco y Cartagena (dunas detenidas DD).

Se puede apreciar (tabla C-2) que las dunas (Algarrobo Norte, San Jerónimo, El Quisco, Cartagena) presentan buena selección de los granos ( $\sim 0,4$ ), asimetría positiva a simétrica ( $\sim 0,1$ ) conteniendo importante aporte de material medio a fino (la cola de la curva tiende en cierto sentido hacia la derecha) y forma mesocurta ( $\sim 1$ ) mostrando una selección similar en el centro y en los extremos o colas. De las curvas acumulativas en escala probabilísticas (fig. C-3) se aprecia un desarrollo de cargas de saltación y de suspensión. Por otro lado, las playas estudiadas muestran (tabla C-4) una selección moderada a mediana ( $\sim 0,8$ , aún cuando El Tabo presenta buena selección), una asimetría negativa (algunos casos son simétricos) y una forma meso-leptocurta. Las curvas acumulativas (fig. C-6) muestran un gran desarrollo de las cargas de saltación, y en menor medida un desarrollo importante de las cargas de tracción y suspensión.

Dunas:

Tabla C-1: Porcentaje y porcentaje acumulado de dunas de sectores de Algarrobo Norte, San Jerónimo, El Quisco y Cartagena con respecto al tamaño de tamiz. (Datos tomados de Verdejo, 1960).

Tamiz (mm)	$\Phi$	% Algarrobo N	% ac Algarrobo N	% San Jerónimo	% ac San Jerónimo	% El Quisco	% ac El Quisco	% DD Cartagena	% ac DD Cartagena
4,000	-2,00	-	-	-	-	-	-	-	-
2,000	-1,00	-	-	-	-	-	-	-	-
1,000	0,00	-	-	-	-	-	-	-	-
0,500	1,00	1,20	1,20	0,20	0,20	-	-	11,00	11,00
0,300	1,74	66,00	67,20	65,00	65,20	15,70	15,70	45,00	56,00
0,250	2,00	16,50	83,70	18,50	83,70	31,20	46,90	23,00	79,00
0,212	2,24	5,40	89,10	5,40	89,10	33,20	80,10	12,00	91,00
0,180	2,47	6,20	95,30	6,10	95,20	12,20	92,30	4,00	95,00
0,150	2,74	3,00	98,30	3,10	98,30	4,50	96,80	3,00	98,00
0,125	3,00	1,70	100,00	1,70	100,00	1,50	98,30	2,00	100,00
0,106	3,24	-	-	-	-	0,70	99,00	-	-
0,090	3,47	-	-	-	-	0,00	99,00	-	-
0,075	3,74	-	-	-	-	0,50	99,50	-	-
0,063	3,99	-	-	-	-	0,50	100,00	-	-



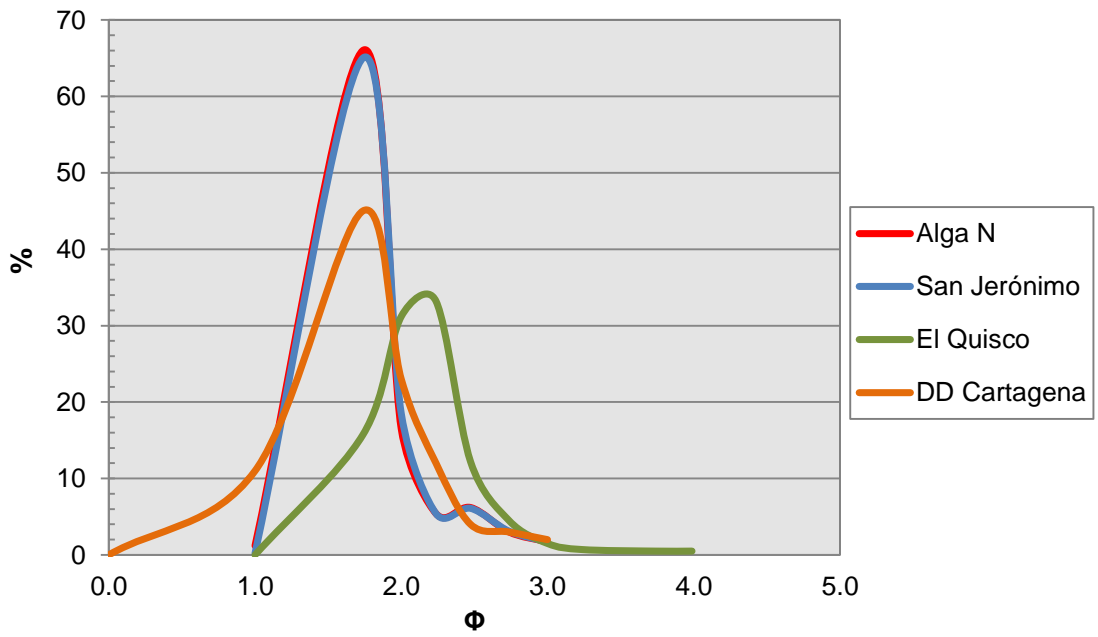


Fig. C-1: Curvas de frecuencia según tamaño de grano ( $\Phi$ ) de las dunas estudiadas por Verdejo (1960).

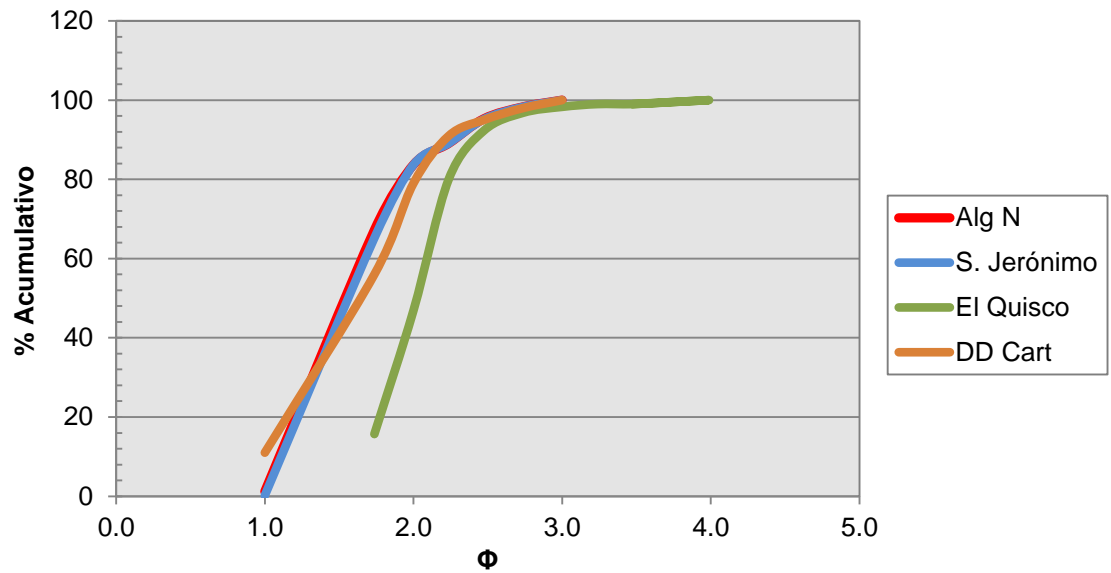


Fig. C-2: Curvas acumulativas en escala aritmética. Porcentaje acumulado versus tamaño de grano ( $\Phi$ ) de las dunas estudiadas por Verdejo (1960).

Tabla C-2: Valores de moda, mediana y media para los tamaños de grano y del grado de selección, asimetría y curtosis de las dunas de Algarrobo Norte, San Jerónimo, El Quisco y Cartagena, obtenidas de la figura C-3 de las curvas acumulativas en escala probabilística.

	Algarrobo Norte	San Jerónimo	El Quisco	Cartagena
<b>Moda (<math>\Phi</math>)</b>	1,737	1,700	2,238	1,750
<b>Mediana (<math>\Phi</math>)</b>	1,875	1,981	2,299	1,639
<b>Media (<math>\Phi</math>)</b>	1,900	2,004	2,350	1,661
<b>Selección</b>	0,391	0,336	0,574	0,504
<b>Asimetría</b>	0,083	0,122	0,124	0,079
<b>Curtosis</b>	1,036	1,044	0,990	0,966

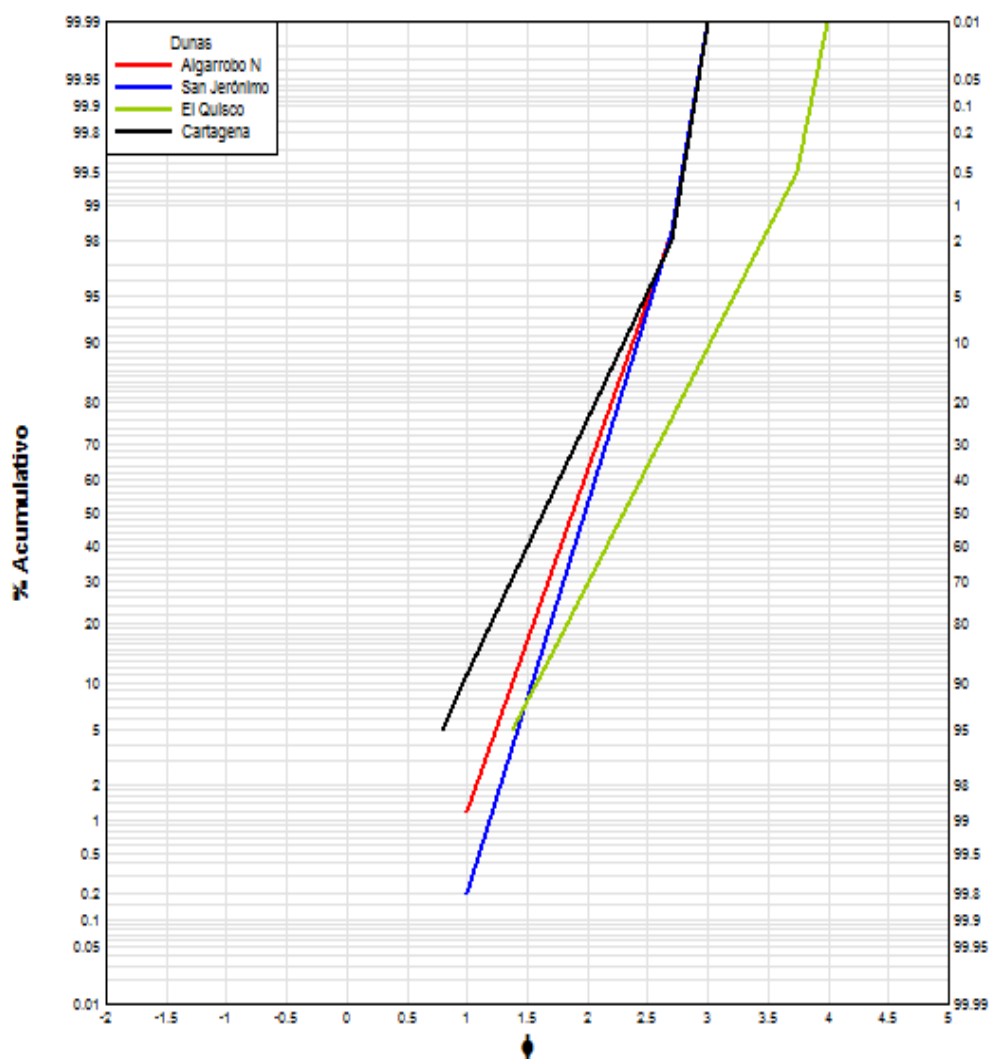


Fig. C-3: Curvas acumulativas en escala probabilística de las dunas estudiadas por Verdejo (1960). Porcentaje acumulado versus tamaño de grano ( $\Phi$ ).

Playas:

Tabla C-3: Porcentaje y porcentaje acumulado de playas de sectores de Algarrobo Norte, El Quisco, El Tabo, la Playa Grande de Cartagena y la Playa Chica de Cartagena con respecto al tamaño de tamiz. (Datos tomados de Verdejo, 1960).

Tamiz (mm)	Φ	% Algarrobo N	%ac Algarrobo N	% El Quisco	% ac El Quisco	% El Tabo	% ac El Tabo	% PG Cartag	% ac PG Cartag	% PC Cartag	% ac PC Cartag
4,000	-2,00	-	-	2,70	2,70	-	-	-	-	-	-
2,000	-1,00	-	-	7,80	10,50	0,45	0,45	-	-	3,30	3,30
1,000	0,00	17,50	17,50	0,00	10,50	1,61	2,06	-	-	12,06	15,36
0,500	1,00	26,90	44,40	61,50	72,00	7,10	9,16	8,60	8,60	12,46	27,82
0,300	1,74	30,20	74,60	24,70	96,70	38,44	47,60	20,60	29,20	27,83	55,65
0,250	2,00	10,90	85,50	1,50	98,20	31,05	78,65	28,83	58,03	22,86	78,51
0,212	2,24	6,90	92,40	0,00	98,20	19,16	97,81	0,00	58,03	8,04	86,55
0,180	2,47	4,40	96,80	1,30	99,50	1,43	99,24	0,00	58,03	9,46	96,01
0,150	2,74	2,20	99,00	0,50	100,00	0,76	100,00	32,79	90,82	1,38	97,39
0,125	3,00	1,00	100,00	-	-	-	-	0,00	90,82	0,31	97,70
0,106	3,24	-	-	-	-	-	-	5,72	96,54	1,00	98,70
0,090	3,47	-	-	-	-	-	-	1,57	98,11	1,30	100,00
0,075	3,74	-	-	-	-	-	-	0,65	98,76	-	-
0,063	3,99	-	-	-	-	-	-	1,24	100,00	-	-

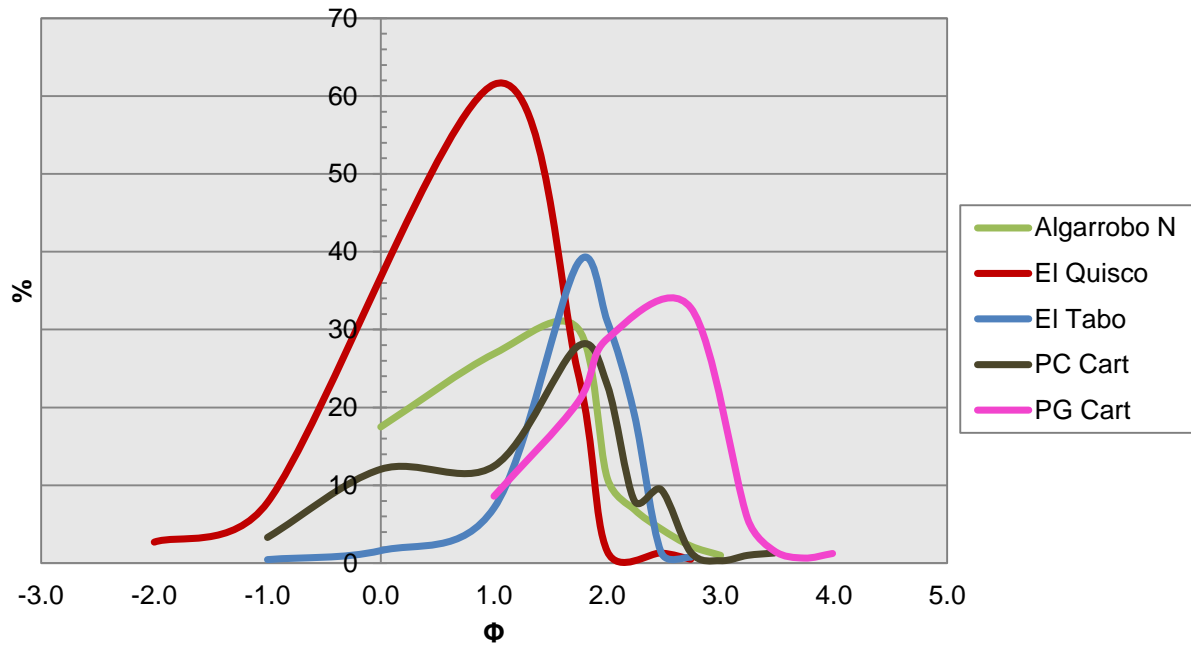


Fig. C-4: Curvas de frecuencias (%) versus tamaño de grano ( $\Phi$ ) de las playas estudiadas por Verdejo (1960).

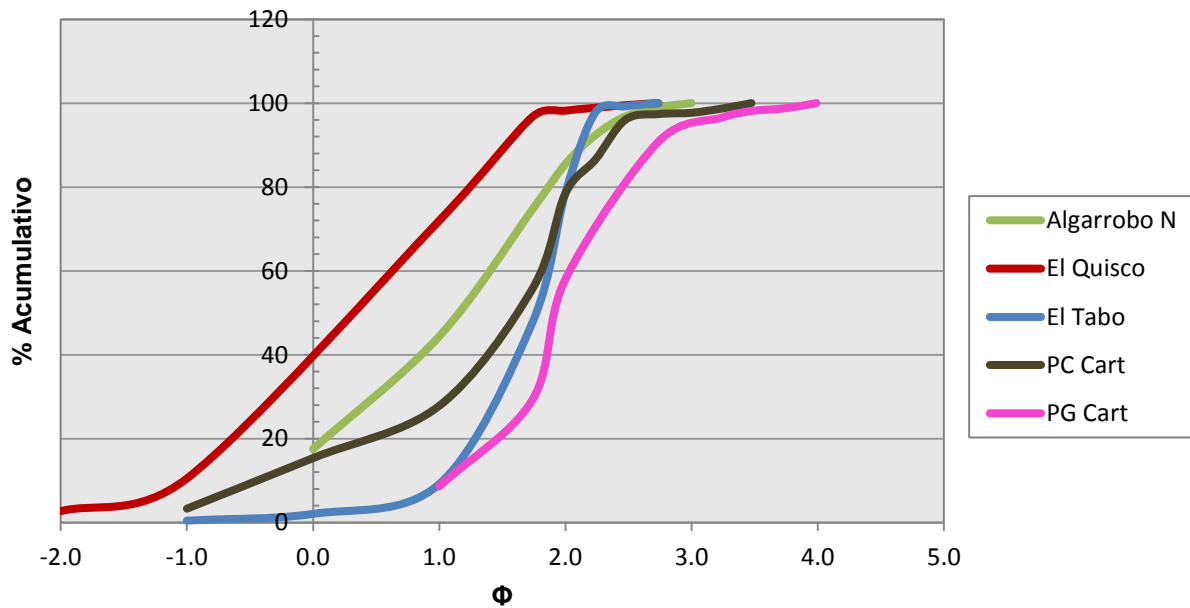


Fig. C-5: Curvas acumulativas en escala aritmética de las playas estudiadas por Verdejo (1960). Porcentaje acumulado versus tamaño de grano ( $\Phi$ ).

Tabla C-4: Valores de moda, mediana y media para los tamaños de grano y del grado de selección, asimetría y curtosis de las playas de Algarrobo Norte, El Quisco, El Tabo, Playa Grande (PG) de Cartagena y Playa Chica (PC) de Cartagena, obtenidos a partir de las curvas acumulativas de la figura C-6.

	Algarrobo Norte	El Quisco	El Tabo	PG Cartagena	PC Cartagena
<b>Moda (<math>\Phi</math>)</b>	1,737	1,000	1,650	2,737	1,700
<b>Mediana (<math>\Phi</math>)</b>	1,099	0,145	1,535	2,134	1,460
<b>Media (<math>\Phi</math>)</b>	0,937	0,148	1,534	2,107	1,350
<b>Selección</b>	0,956	0,943	0,452	0,781	0,993
<b>Asimetría</b>	-0,280	-0,032	-0,113	-0,086	-0,214
<b>Curtosis</b>	1,080	1,080	1,289	1,112	1,258

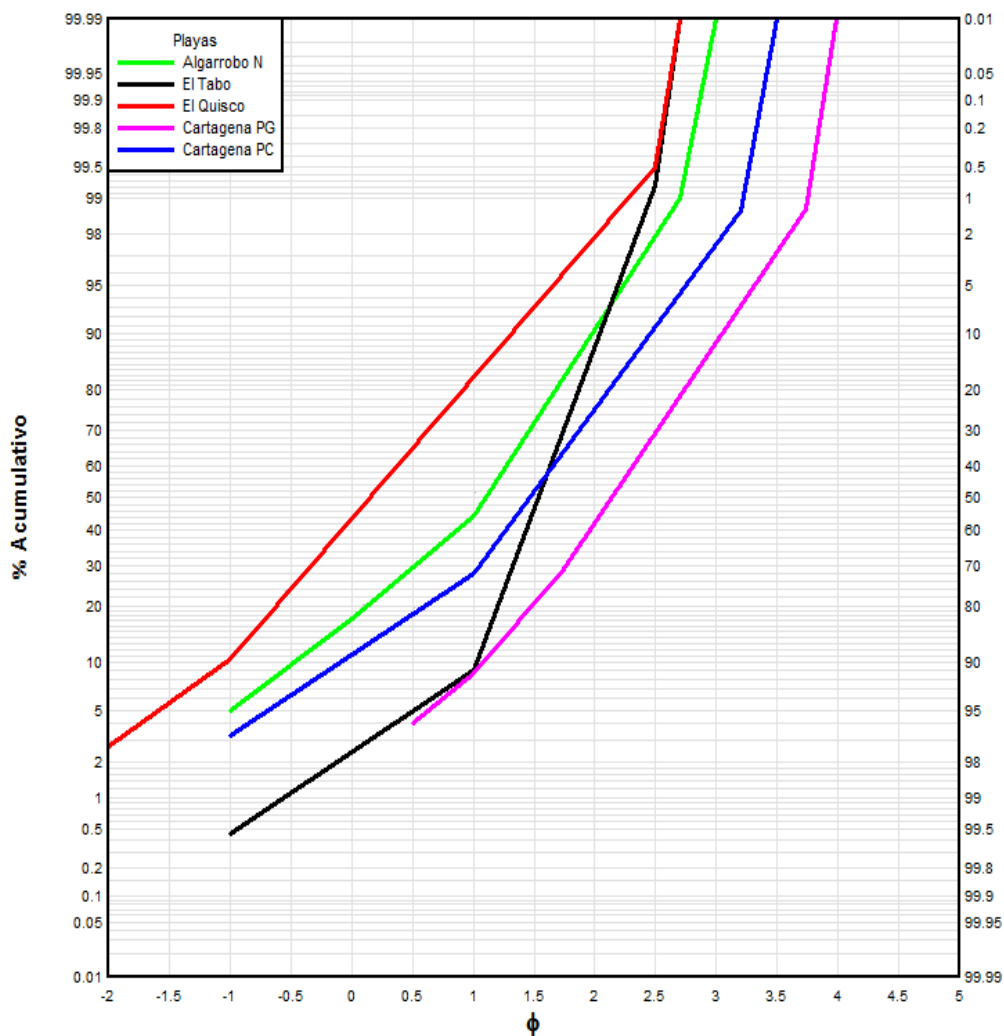


Fig. C-6: Curvas acumulativas en escala probabilística de las playas estudiadas por Verdejo (1960), útiles para obtener información de los distintos ambientes. Porcentaje acumulado versus tamaño de grano ( $\Phi$ ).

Otro caso útil es el desarrollado en las dunas desérticas de Namibia en África. A continuación se presentan los datos de un estudio realizado en la zona (información de tamizajes facilitados por Le Roux (2012) com. personal y de la cual se interpretaron y graficaron para un mejor entendimiento).

Tabla C-5: Distribución granulométrica.

Tamaño (mm)	$\Phi$	Peso (gr)	Frecuencia (%)	Frec. Ac. (%)
1,500	-0,50	0,01	0,01	0,01
1,000	0,00	0,06	0,05	0,06
0,710	0,49	0,62	0,57	0,63
0,500	1,00	26,67	24,41	25,04
0,355	1,49	67,20	61,50	86,54
0,250	2,00	12,34	11,29	97,84
0,177	2,50	1,92	1,76	99,60
0,125	3,00	0,35	0,32	99,92
0,088	3,51	0,09	0,08	99,99

Se puede apreciar (tabla C-6) que el depósito presenta una buena a muy buena selección, asimetría positiva (mayor concentración de granos más finos y su cola tiende hacia la derecha) y leptocurtosis (mejor selección en el centro que en los extremos). Por otro lado, presenta un buen desarrollo de las cargas de saltación, y en menor medida de las cargas de suspensión y tracción, aún cuando es mejor en la primera (fig. C-7).

Tabla C-6: Valores de los coeficientes estadísticos.

Moda ( $\phi$ )	Mediana( $\phi$ )	Medio ( $\phi$ )	Selección	Asimetría	Curtosis
1,500	1,188	1,188	0,317	0,114	1,298

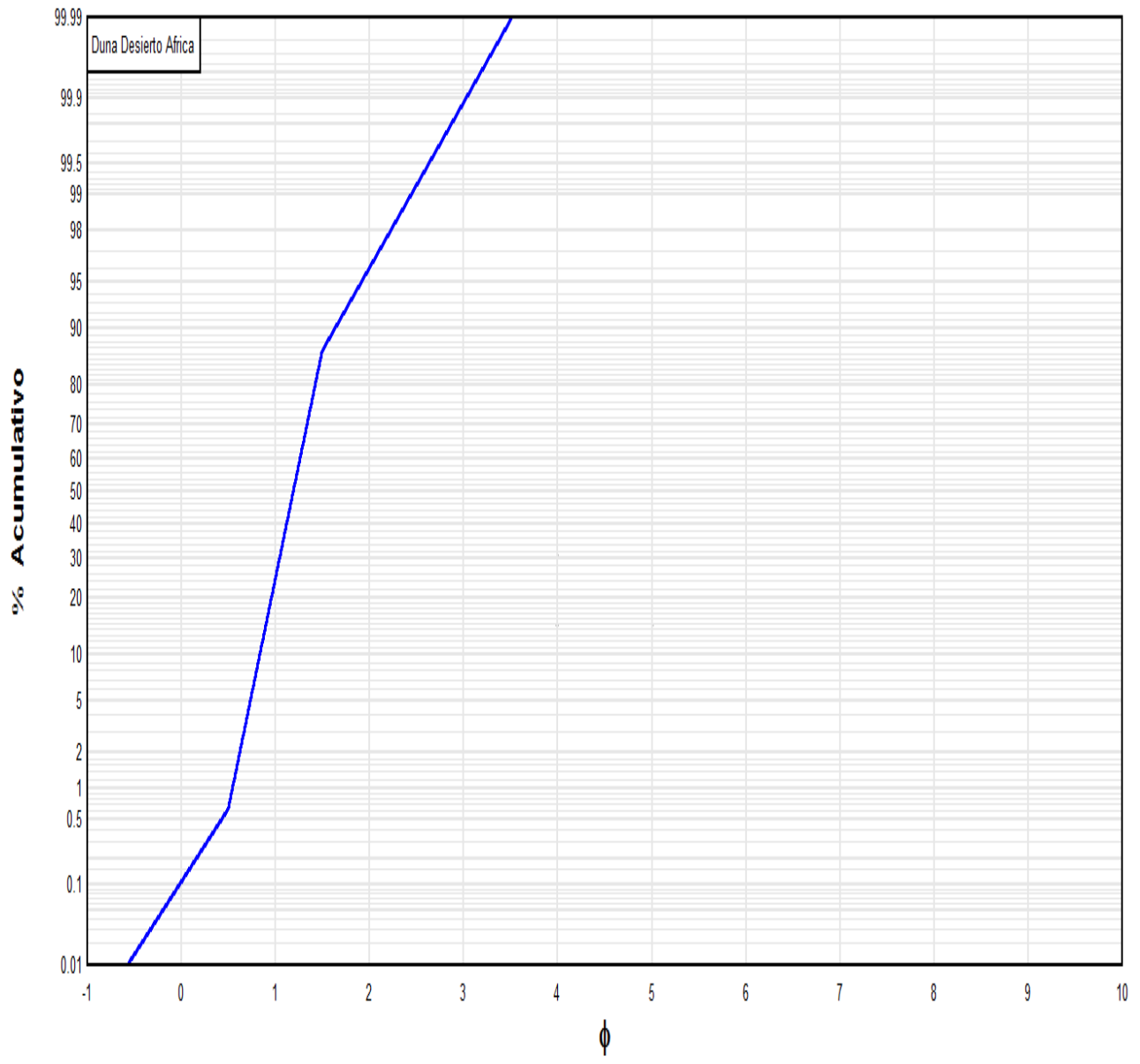


Fig. C-7: Curva acumulativa en escala probabilística de una duna desértica ubicada en África.

## Estudios granulométricos actuales

- Playas de la isla Robinson Crusoe

Estudio realizado en sedimentos de 2 playas de la isla Robinson Crusoe; la playa de Bahía del Padre (PBP) y la playa de Bahía Carvajal (PBC). A continuación se entregan los resultados:

Tabla C-7: Distribución granulométrica de las muestras LL060213-6 (PBP) y LL060213-7 (PBC).

Tamaño (mm)	$\Phi$	Frec. (%) PBP	Frec. Ac. (%) PBP	Frec. (%) PBC	Frec. Ac. (%) PBC
1.000	0.000	0.147	0.147	0.067	0.067
0.710	0.494	0.174	0.321	0.067	0.134
0.500	1.000	1.283	1.604	0.107	0.242
0.355	1.494	24.466	26.070	18.870	19.112
0.250	2.000	58.444	84.514	45.464	64.576
0.150	2.737	15.349	99.863	33.577	98.153
0.125	3.000	0.064	99.927	1.578	99.731
0.090	3.474	0.073	100.000	0.269	100.000

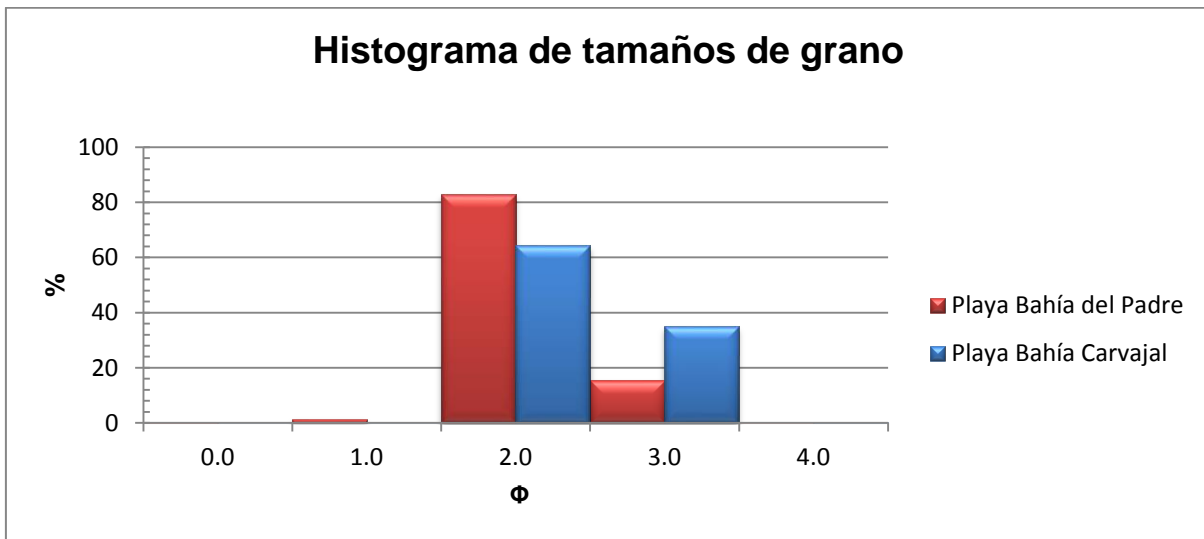


Fig. C-8: Histogramas de los tamaños de grano en playas de Robinson Crusoe.



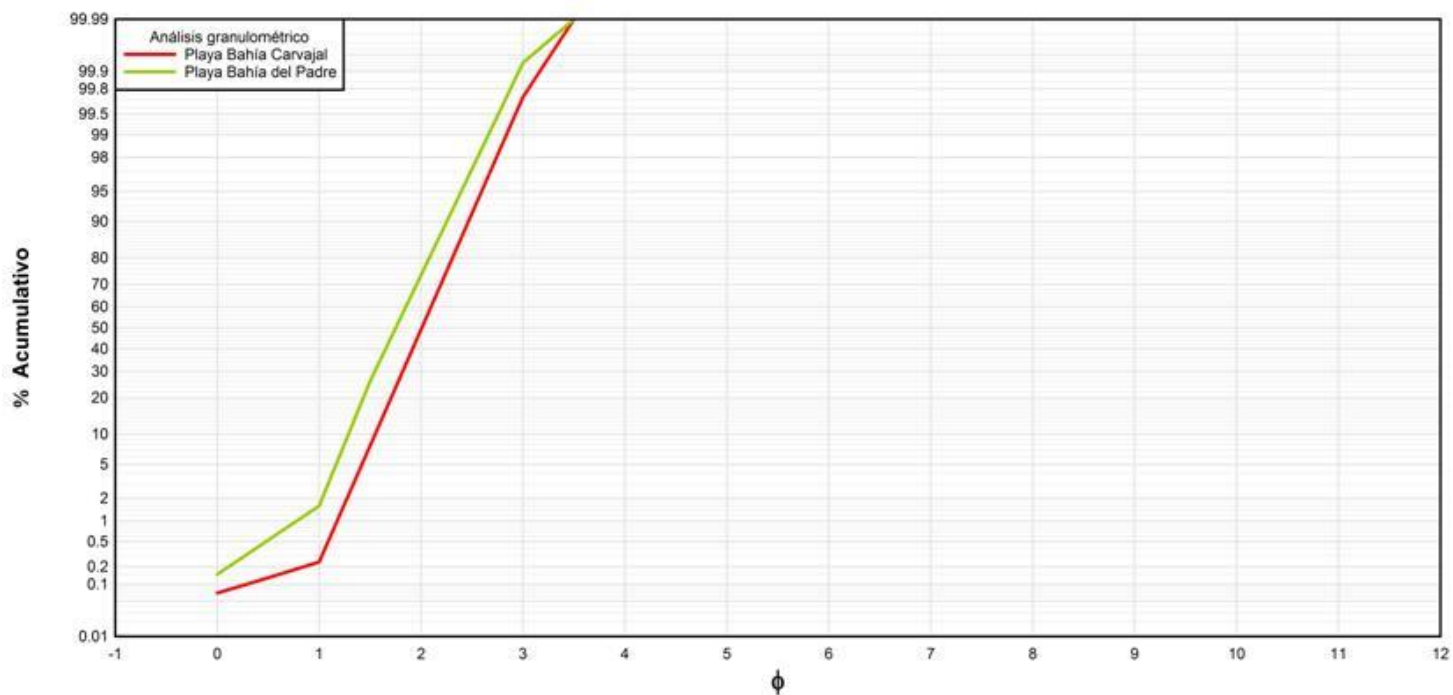


Fig. C-9: Curvas acumulativas en escala probabilística de dos playas ubicadas en el sector SO de la isla Robinson Crusoe.

Tabla C-8: Valores de los coeficientes estadísticos.

	Moda ( $\phi$ )	Mediana( $\phi$ )	Medio ( $\phi$ )	Selección	Asimetría	Curtosis
<b>Playa BP</b>	2.000	1.850	1.791	0.376	-0.174	0.959
<b>Playa BC</b>	2.000	2.050	2.017	0.353	-0.108	1.005

## ANEXO D

### Análisis de Rayos X y Dataciones radiométricas



#### Informe de Rayos X No 68/11

**Solicitado por: Sr. Luis Lara P.**  
**Proyecto o Razón Social: Programa Riesgo Volcánico.**  
**Cantidad de muestras: 1**  
**Fecha de entrega: 17 de agosto de 2011**  
**Correlativo interno: 325-11**  
**Operador de Equipo: Eugenia Fonseca P.**  
**Analista: Eugenia Fonseca P.**

La muestra se pulverizó bajo 200 mallas en mortero de ágata. El difractograma se confeccionó en un equipo Panalytical, modelo X`Pert PRO, utilizando el programa de interpretación, High Score Plus.

La composición mineralógica cualitativa es la siguiente:

#### LL230711-4

Monohidrocalcita, calcita magnésica.

Se anexan el difractograma correspondiente.

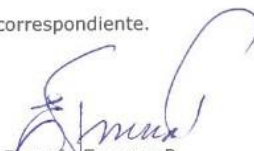
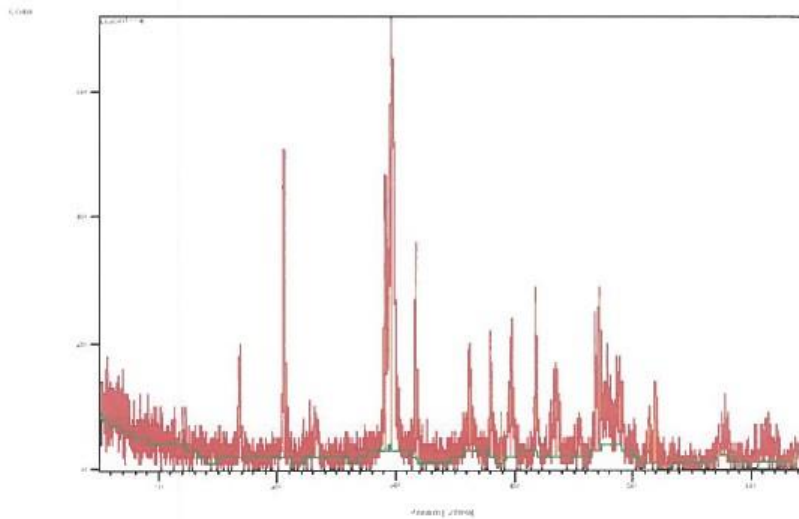
  
Eugenia Fonseca P.  
Geólogo  
Jefe Depto. de Laboratorios

Fig. D-1: Informe de análisis de rayos x a calcretas de muestra PS 25-12.

### Anchor Scan Parameters

Dataset Name: LL230711-4  
File name: C:\X'Pert Data\LL230711-4.xrdml  
Measurement Date / Time: 16-08-2011 17:29:37  
Operator: Laboratorio  
Raw Data Origin: XRD measurement (\*.XRDML)  
Scan Axis: Gonio  
Start Position [°2Th.]: 5,0100  
End Position [°2Th.]: 64,9900  
Step Size [°2Th.]: 0,0200  
Scan Step Time [s]: 0,5000  
Scan Type: Continuous  
Offset [°2Th.]: 0,0000

### Graphics



### Pattern List

Visible	Ref.Code	Score	Compound Name	Displ. [°2Th]	Scale
	Fac. Chem. Formula				
*	01-083-1922	39	Monohydrocalcite, ..	0,000	
0,439	Ca C O3 ( H2 O )				
*	01-089-1305	22	Calcite, magnesium..	0,000	
0,787	( Mg0.06 Ca0.94 ) ..				

Fig. D-2: Informe de análisis de rayos x a calcretas de muestra PS 25-12, donde se aprecian sus componentes calcita, monohidrocalcita y magnesio.

**Dataciones por radiocarbono por los laboratorios Beta Analytic.**

**CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS**

(Variables: C13/C12=-10.8:Delta-R=0±0:lab. mult=1)

**Laboratory number: Beta-326738 - F**

**Conventional radiocarbon age: 6790±40 BP**

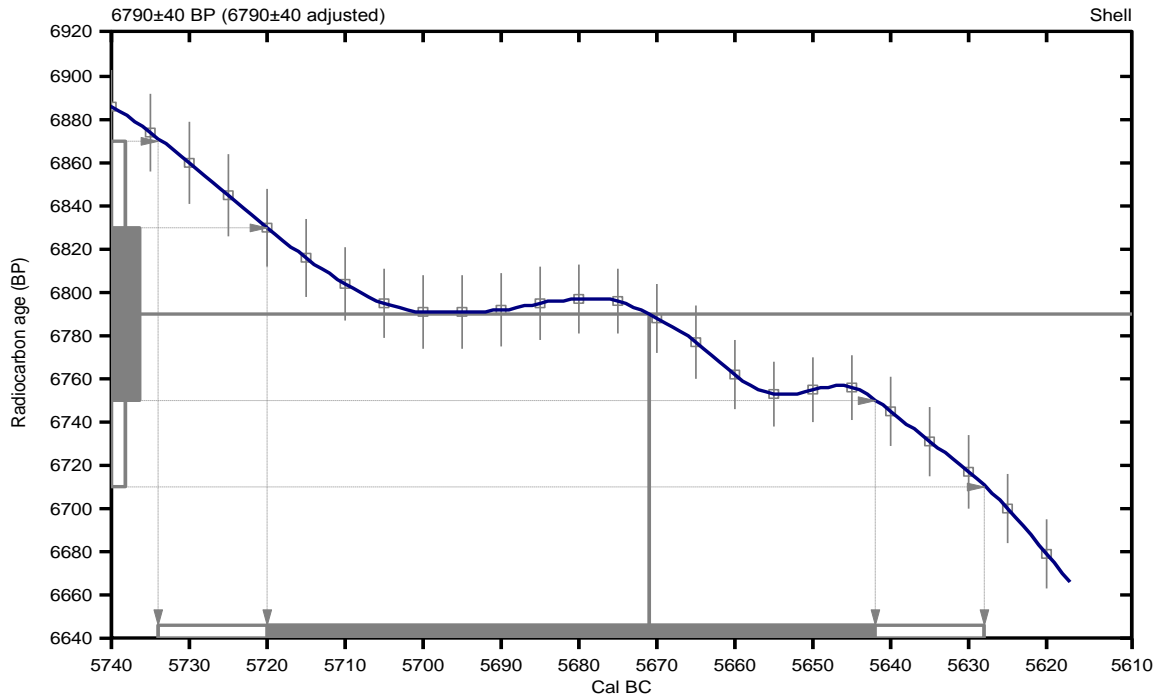
**(reservoir effect not applied)**

**2 Sigma calibrated result: Cal BC 5730 to 5630 (Cal BP 7680 to 7580)  
(95% probability)**

Intercept data

Intercept of radiocarbon age  
with calibration curve: Cal BC 5670 (Cal BP 7620)

1 Sigma calibrated result: Cal BC 5720 to 5640 (Cal BP 7670 to 7590)  
(68% probability)



**References:**

**Database used**

*INTCAL09*

**References to INTCAL09 database**

*Heaton, et al., 2009, Radiocarbon 51(4):1151-1164, Reimer, et al., 2009, Radiocarbon 51(4):1111-1150,*

*Suiver, et al., 1993, Radiocarbon 35(1):137-189, Oeschger, et al., 1975, Tellus 27:168-192*

**Mathematics used for calibration scenario**

*A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates*

*Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2):317-322*

**Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory**

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

Fig. D-3: Informe de análisis de datación por radiocarbono del fósil gastrópodo del género *Fernandezia* (familia Tornatellinidae) perteneciente a la muestra PS 25-1.

## CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-8:Delta-R=137±42:Glob res=-200 to 500:lab. mult=1)

Laboratory number: **Beta-326739**

Conventional radiocarbon age: **7860±40 BP**

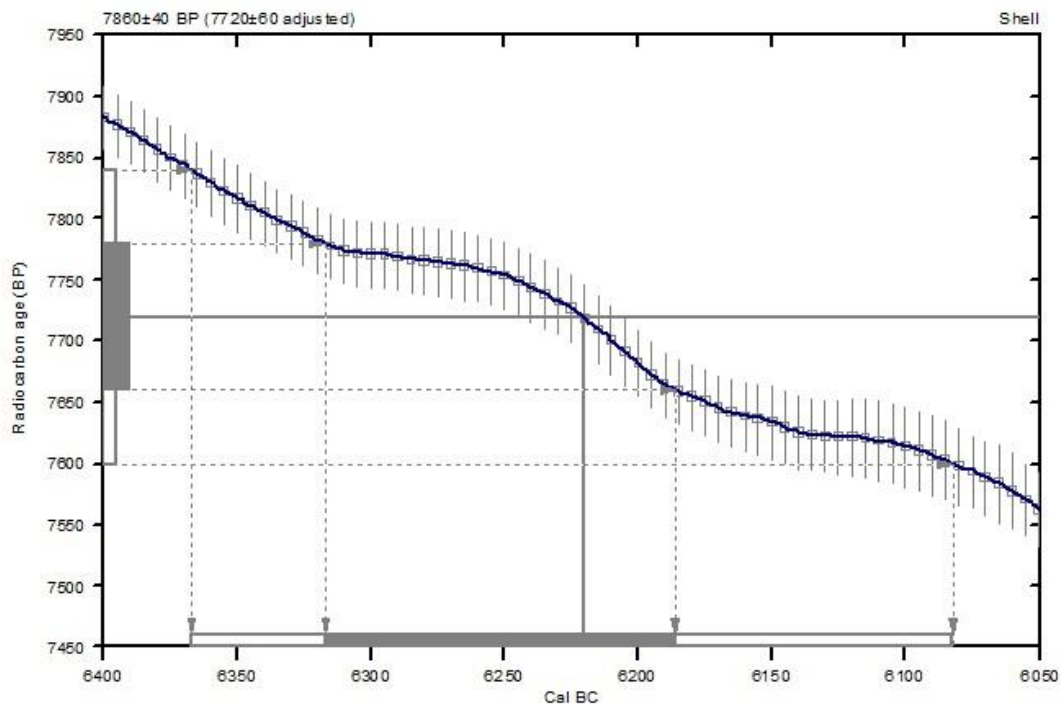
(7720±60 adjusted for local reservoir correction)

**2 Sigma calibrated result: Cal BC 6370 to 6080 (Cal BP 8320 to 8030)**  
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age  
with calibration curve: **Cal BC 6220 (Cal BP 8170)**

**1 Sigma calibrated result: Cal BC 6320 to 6190 (Cal BP 8270 to 8140)**  
(68% probability)



### References:

#### Database used

MARINE09

#### References to INTCAL09 database

Heaton, et al., 2009, *Radiocarbon* 51(4):1151-1164, Reimer, et al., 2009, *Radiocarbon* 51(4):1111-1150,

Sauver, et al., 1993, *Radiocarbon* 35(1):137-189, Oeschger, et al., 1975, *Tellus* 27:168-192

#### Mathematics used for calibration scenario

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, *Radiocarbon* 35(2):317-322

## Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

Fig. D-4: Informe de análisis de datación por radiocarbono del fósil de gastrópodo del género *Nerita* perteneciente a la muestra PS 25-7.

# CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-8.4:Delta-R=0±0:lab. mult=1)

Laboratory number: Beta-307410 - F

Conventional radiocarbon age: 4580±30 BP

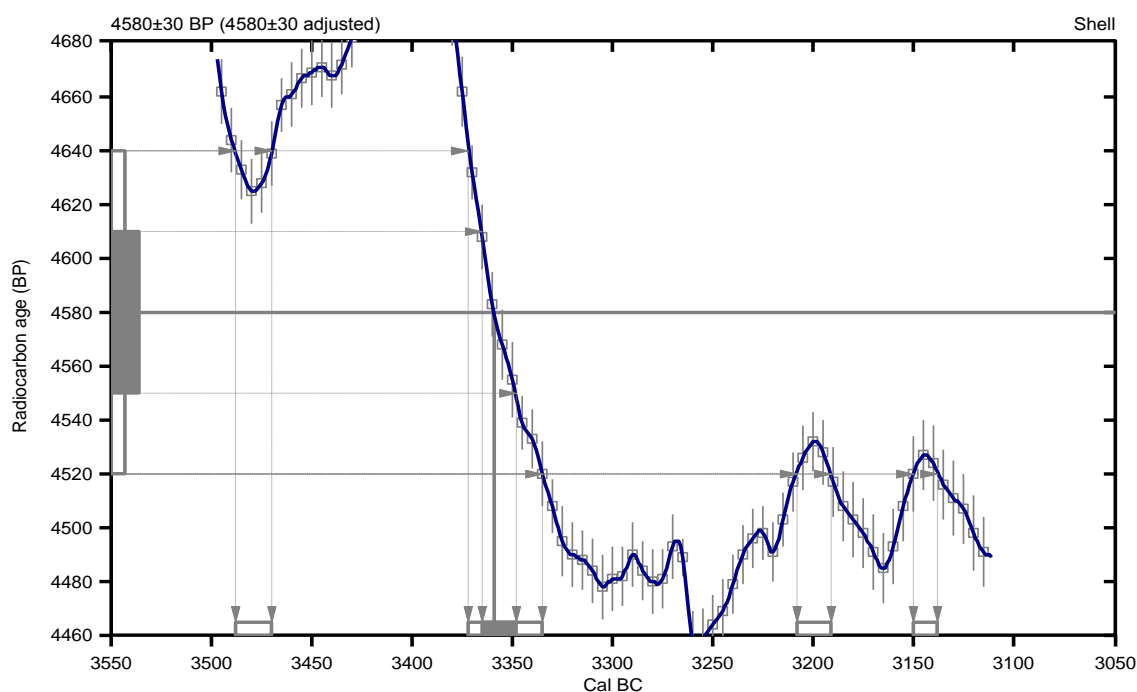
(reservoir effect not applied)

2 Sigma calibrated results: Cal BC 3490 to 3470 (Cal BP 5440 to 5420) and  
(95% probability) Cal BC 3370 to 3340 (Cal BP 5320 to 5280) and  
Cal BC 3210 to 3190 (Cal BP 5160 to 5140) and  
Cal BC 3150 to 3140 (Cal BP 5100 to 5090)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age  
with calibration curve: Cal BC 3360 (Cal BP 5310)

1 Sigma calibrated result: Cal BC 3360 to 3350 (Cal BP 5320 to 5300)  
(68% probability)



## References:

### Database used

INTCAL09

### References to INTCAL09 database

Heaton, et al., 2009, Radiocarbon 51(4):1151-1164, Reimer, et al., 2009, Radiocarbon 51(4):1111-1150,  
Stuiver, et al., 1993, Radiocarbon 35(1):137-189, Oeschger, et al., 1975, Tellus 27:168-192

### Mathematics used for calibration scenario

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2):317-322

## Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

Fig. D-5: Informe de análisis de datación y calibración por radiocarbono del fósil de gastrópodo del género *Succinea* perteneciente a la muestra PS 25-7.