



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**REGISTRO GEOLÓGICO DE TSUNAMIS DEL HOLOCENO SUPERIOR EN LA  
DESEMBOCADURA DE LOS RÍOS LA LIGUA Y PETORCA, CHILE CENTRAL (32°24'50"S).**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGÍA

ISMAEL JOSÉ MURILLO ROGERS

PROFESOR GUÍA:

GABRIEL EASTON VARGAS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

VALENTINA FLORES AQUEVEQUE

FELIPE ARON MELO

CRISTINA ORTEGA CAURAPAN

JOSÉ GONZALEZ ALFARO

Este trabajo ha sido financiado parcialmente por  
Proyecto FONDECYT N°1201387 y SERNAGEOMIN

SANTIAGO DE CHILE

2024

## Resumen

El estudio del registro geológico de paleotsunamis permite evaluar el impacto, el alcance y la recurrencia de este tipo de eventos en el pasado y, en consecuencia, contribuir en la evaluación del riesgo de desastres en el futuro. En la zona centro-norte de nuestro país, ubicado entre los 31°-32°S de latitud, el último gran evento tsunamigénico de este tipo ( $M_w > 9$ ) ocurrió el año 1730 ( $M_w \sim 9,1-9,3$ ), y abarcó una zona de ruptura entre 600 km y 800 km, desde las ciudades de Coquimbo hasta Concepción, a lo largo del contacto entre las placas Nazca y Sudamericana. En dicha zona, los estudios de paleotsunamis aún son escasos, y existe un gap de información sobre este tipo de eventos en el pasado. En consecuencia, es un segmento de alto interés para investigar el registro de antiguos tsunamis.

En este estudio se presentan las primeras evidencias del registro geológico de paleotsunamis prehistóricos en la localidad de Salinas de Pullally, justo al este de la desembocadura de los ríos La Ligua y Petorca, en la Región de Valparaíso. En ese sector, se reconocen ambientes sedimentarios favorables para la generación y preservación de depósitos originados por estos fenómenos, tales como marismas, lagunas, y llanuras de inundación a baja altura con respecto al nivel del mar.

A partir de un estudio geomorfológico de detalle de la zona, se reconocieron evidencias de abanicos de sobrepaso (overwash fan) al este de las barras de las dunas litorales, junto con canales erosivos de desagüe orientados hacia el mar y desconectados de los principales patrones de drenaje fluvial. En total se excavaron 21 calicatas, las cuales permitieron realizar un levantamiento estratigráfico, sedimentológico, químico y biológico de detalle en la terraza más joven del río La Ligua, cerca de su desembocadura. Se reconocieron sucesiones conformadas por capas centimétricas de arenas bien seleccionadas, ricas en restos biológicos marinos, alternadas con capas centimétricas de fango arenoso, ricas en materia orgánica y restos arqueológicos. Además, se reconoció la presencia de arenas ricas en restos de foraminíferos bentónicos, como la especie *Amonnia beccaii*, típicos de ambientes intermareales. Conjuntamente, se presenta un análisis de facies sedimentarias, y se propone un modelo de evolución paleoambiental para el estuario del río La Ligua.

Los resultados de este estudio indican que el paleotsunami más conspicuo (o mejor registrado en la zona) tendría una edad máxima de 1401-1451 cal E.C., obtenida a partir de una datación radiocarbono; y una edad mínima de ca. 1430-1540 E.C., obtenida a partir de asociaciones arqueológicas reportadas en la zona. Dicho evento, que marca un cambio abrupto de ambiente en el registro sedimentario de las calicatas excavadas, se interpreta como un paleotsunami originado por un terremoto de campo cercano, frente al margen de subducción chileno, y que podría ser un predecesor del terremoto de 1730. Adicionalmente, se obtuvieron evidencias de otros dos posibles paleotsunamis prehistóricos, previos al evento de 1430-1540 E.C., además del registro de un evento histórico que podría correlacionarse con el tsunami de 1730.

## Agradecimientos

Agradezco a mi padre, José Manuel Murillo, por su generosidad, su amor por la vida y su valentía ejemplar, a pesar la adversidad. Por su apoyo incondicional y sus consejos cariñosos, esta tesis está dedicada a él. También agradezco a Elisa Vargas, Pía Cajas, Libertad Retamal, Nicolás Santidrián y María Elena Murillo, por su apoyo permanente. Gracias a mi abuela Elba y a mi abuelo Nono, que no alcanzaron a estar conmigo hasta el final de esta etapa. Sé que hoy estarían conmigo, felices y orgullosos.

Gracias especialmente a mi profesor guía, cuyo apoyo fue indispensable a lo largo de este trabajo. Gracias por sus enseñanzas, tiempo y dedicación. Agradezco también a José Gonzalez-Alfaro, Cristina Ortega, Valentina Flores, Felipe Arón y James Goff, por sus consejos y aportes a esta tesis.

Agradezco a todos quienes me acompañaron en este proceso de estudio e investigación, y que de alguna manera han contribuido a esta tesis. A mis colegas y amigos, especialmente a Daniela Vilella, Rodolfo Ferrando, Jorge Parra, Juan Lecaros, Diego Gofré, Hugo Neira, Javier Álvarez, Esteban Salazar, Jacqueline Puratich, y Ricardo Velázquez.

Agradezco a Marcela Faivovich, que me motivó y acompañó en una parte importante de este proceso, especialmente en su inicio. Gracias por su apoyo, comprensión y empatía en momentos difíciles.

Gracias a mis compañeros y amigos de camino, Max Forch, Luciano Duhalde, Daniel Hernández, Silvana Valls y Cristian Bastías, a quienes tuve la oportunidad de conocer durante el desarrollo de esta tesis. Gracias por su estrecha colaboración a este estudio.

Agradezco Fernando Poblete y Héctor Pizarro que me motivaron a usar el laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Chile. Gracias también a Zaida Salinas, Rosita Flores, Cristian Nievas, Eugenia Fonseca, Javiera Salazar, por su apoyo en la realización de análisis de sedimentología y geoquímica.

Gracias a Daniela Flores, Alina Retamal, Rodrigo Poblete, Javier Cortés, Ignacio Valenzuela, Belén Pardo, Paulina Parra, Tomás Parra, Denisse De La Fuente, Daniela Portuquez, Paulina Uribe, Matías Macan, Yerko Yelincic, Gabriela Arellano, Catalina Bravo, Aranzazú Bulnes y a todos los vínculos humanos que me han motivado y apoyado, desde cerca o a la distancia, ya sea desde la ciencia, la música, el deporte, el baile, la amistad o el cariño, y que son un pilar fundamental en mis deseos de aprender, descubrir y disfrutar la vida colectivamente.

Este trabajo ha sido financiado parcialmente por el proyecto FONDECYT N°1201387 y por el Plan Nacional de Geología de SERNAGEOMIN.

*“[Los Mapuches] tienen muy creído que cuando salió el mar y anegó la tierra antiguamente, sin saber cuándo [...]”.*

*“Y compitiendo las dos culebras Tenten y Caicai, esta hacía subir el mar, y aquella hacía levantar el cerro de la tierra, y sobrepujar al mar tanto cuanto se levantaban sus aguas.”*

(Diego de Rosales, 1674, "*Historia General del Reino de Chile*").

## Tabla de contenido

1	Introducción.....	1
1.1	Planteamiento del problema de investigación.....	1
1.2	Estudio de depósitos de tsunamis y paleotsunamis en el mundo.....	2
1.3	Estudio de tsunamis y paleotsunamis en Chile.....	2
1.3.1	Segmento Norte (17°S- 30°S).....	3
1.3.2	Segmento Centro (30°S- 36°S).....	4
1.3.3	Segmento Sur (36°S- 41°S).....	4
1.4	Evaluación del riesgo de desastres.....	5
1.5	Hipótesis.....	6
1.6	Objetivos.....	6
1.6.1	Objetivo general.....	6
1.6.2	Objetivos específicos.....	6
1.7	Ubicación y accesos.....	6
2	Marco teórico de tsunamis y paleotsunamis.....	7
2.1	Génesis y propagación.....	7
2.2	Metodología para el estudio de tsunamis del pasado.....	8
2.3	Cambios geomorfológicos.....	9
2.4	Sedimentología de los depósitos.....	9
2.4.1	Depósitos de tsunamis en bloques.....	10
2.4.2	Depósitos de tsunamis en gravas.....	10
2.4.3	Depósitos de tsunamis en sedimentos finos (arena y fango).....	10
2.5	Mineralogía de los depósitos.....	11
2.6	Química de elementos mayores.....	11
2.7	Bioclastos.....	12
2.8	Arqueología y paleotsunamis.....	12
3	Marco geodinámico.....	13
3.1	Contexto sismotectónico.....	13
3.2	Ciclo sísmico.....	15
4	Marco geológico.....	18
4.1	Geología del área de estudio.....	18
4.2	Geomorfología del área de estudio.....	20

4.3	Geoarqueología de Longotoma.....	21
4.4	Geología marina y oceanografía del área de estudio .....	23
4.4.1	Variaciones globales del nivel del mar .....	23
4.4.2	Morfología submarina.....	24
4.4.3	Oleaje en las costas de Chile.....	26
4.4.4	Oleaje en la Bahía La Ligua.....	27
5	Metodología.....	29
5.1	Cartografía geomorfológica .....	29
5.1.1	Levantamiento geomorfológico preliminar .....	29
5.1.2	Levantamiento fotogramétrico (dron y GPS diferencial).....	29
5.2	Mapeo geomorfológico.....	31
5.3	Muestreo superficial sedimentos.....	31
5.4	Excavación de calicatas .....	32
5.4.1	Ubicación de calicatas .....	32
5.4.2	Muestreo.....	33
5.5	Definición facies .....	34
5.6	Granulometría laser .....	34
5.7	Textura y composición (lupa binocular).....	36
5.8	Análisis geoquímicos .....	36
5.9	Susceptibilidad magnética.....	38
5.10	Análisis de facies .....	39
5.11	Análisis en Radiocarbono ( <sup>14</sup> C) .....	39
6	Resultados.....	40
6.1	Fotogrametría y mapas morfométricos .....	40
6.2	Mapeo geomorfológico.....	42
6.2.1	Morfologías litorales .....	43
6.2.2	Morfologías de estuario .....	45
6.2.3	Morfologías fluviales .....	46
6.2.4	Morfologías eólicas .....	46
6.2.5	Morfologías antrópicas .....	46
6.3	Granulometría de sedimentos superficiales .....	47
6.4	Evidencias biológicas.....	48
6.5	Mineralogía de sedimentos superficiales (DRX y lupa binocular).....	49

6.6	Susceptibilidad magnética de sedimentos superficiales.....	51
6.7	Geoquímica de sedimentos superficiales.....	52
6.8	Facies y asociaciones de facies sedimentarias.....	53
6.8.1	AF1: Arenas grises y fangos turbosos.....	54
6.8.2	AF2: Arenas y gravas amarillas.....	54
6.8.3	AF3: Fangos y arenas marrones.....	55
6.8.4	AF4: Arenas masivas amarillas a grises.....	55
6.8.5	AF5: Fangos y arenas anaranjadas.....	56
6.8.6	AF6: Arenas laminadas amarillas a grises.....	56
6.9	Química y mineralogía de facies sedimentarias (FRX).....	57
6.10	Estratigrafía detallada de las calicatas.....	58
6.10.1	Calicatas de detalle.....	59
6.10.2	Calicatas de control.....	71
6.11	Dataciones (radiocarbono y determinaciones arqueológicas).....	76
7	Discusiones.....	78
7.1	Interpretación paleoambiental de las asociaciones de facies.....	78
7.1.1	AF1: Cuenca central de estuario o litoral.....	78
7.1.2	AF2: Deltas, barras o canales de estuario.....	79
7.1.3	AF3: Llanuras de marea y marismas.....	80
7.1.4	AF4: Abanicos de sobrepaso (eventos extremos).....	81
7.1.5	AF5: Llanura de inundación fluvial.....	82
7.1.6	AF6: Barras litorales o dunas.....	82
7.2	Correlaciones estratigráficas y eventos de inundación extrema.....	82
7.2.1	Evento E: paleotsunami posible (prehistórico).....	85
7.2.2	Evento D: paleotsunami posible (prehistórico).....	85
7.2.3	Evento C: paleotsunami probable (prehistórico).....	85
7.2.4	Evento B: paleotsunami probable (ca. 1401-1540 E.C.?).....	86
7.2.5	Evento A: tsunami histórico probable (1730 E.C.?).....	86
7.3	Evolución paleoambiental a partir de asociaciones de facies.....	87
7.3.1	Etapa 1: Cuenca de estuario profundo.....	87
7.3.2	Etapa 2: Progradación de deltas y barras de estuario.....	88
7.3.3	Etapa 3: Predominio de marismas.....	88
7.3.4	Etapa 4: Llanura de inundación reciente o terraza fluvial (I).....	89

7.4	Correlación cronoestratigráfica con paleotsunamis en el margen de subducción.....	91
7.5	Implicancias para la evaluación de peligro de tsunamis.....	94
8.	Conclusiones .....	96
9.	Bibliografía .....	97
ANEXOS	.....	111
ANEXO A.	Terremotos históricos en Chile.....	111
ANEXO B:	Edades arqueológicas de Longotoma.....	112
ANEXO C:	Resultados de difracción de rayos X (DRX).....	113
ANEXO D:	Tablas con resultados de FRX.....	115

## Índice de figuras

Figura 1: Comparación de (a) Grandes tsunamis históricos antes de 1868 E.C. y episodios de paleotsunamis inferidos de registros geológicos que abarcan el último milenio; las barras verticales representan rango de error en las determinaciones de edad; las líneas horizontales y las áreas grises representan la extensión latitudinal inferida de los episodios de tsunami con la incertidumbre de edad asociada; s representa depósitos de asentamiento; t representa llanura aluvial elevada); (b) altura de tsunamis a lo largo del margen de subducción chileno de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana desde 1868 E.C.; (c) grandes terremotos tsunamigénicos históricos. Se indican los segmentos Norte, Centro y Sur. Tomado de Easton et al. (2022).....	3
Figura 2: Carta de inundación por tsunami del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de Chile (SHOA) en la desembocadura del río Aconcagua, referido al evento del año 1730, considerado el peor escenario en la zona central. Nótese que la zona de inundación está a una distancia de ~3 km de la costa, y continúa por el cauce del río hasta 5 km de distancia. ....	5
Figura 3 (a) Margen de Sudamérica entre los 30°-37°S (segmento costero Central); (b) Acceso al estuario de los ríos La Ligua y Petorca (sector Salinas de Pullally). Imagen generada a partir de aplicación ESRI de Dirección de Vialidad, Ministerio de Obras Públicas de Chile. ....	6
Figura 4: (Izquierda) Altura máxima calculada de un tsunami en mar abierto versus la distancia desde terremotos de magnitud 6,5 a 9,5. Las áreas grises incluyen una provisión para eventos anómalos. La profundidad del océano es de 4000 m. Estas curvas no incluyen el factor de amplificación SL; (Centro) Factor de amplificación para olas oceánicas de diversas frecuencias y profundidades de origen;(Derecha) Velocidad de fase $c(w)$ (líneas continuas) y velocidad de grupo $u(w)$ (líneas discontinuas) de las ondas de un tsunami en un Tierra plana cubierta por océanos de 1, 2, 4 y 6 km de profundidad. (Abajo) Longitud de onda asociada a cada onda período. La 'ventana del tsunami' está marcada. Tomado de Ward ( 2005).....	7
Figura 5: Contextos morfoestratigráficos comúnmente usados para el estudio de paleotsunamis. Tomado de Engel et al. (2020).....	8
Figura 6: Esquema morfoestratigráfico de abanicos de sobrepaso de tsunami e incisiones erosivas producto de un tsunami. Tomado de Atwater et al. (2013).....	9
Figura 7: Esquema de transporte de minerales durante una ola de tsunami. Tomado de Costa et al. (2012). ....	11
Figura 8: a) Sismos interplaca históricos en Chile y sus áreas de ruptura estimadas. En gris se muestran los eventos de $M_w$ 7,5 a 8,4; en rojo los sismos de $M_w$ 8,5 a 9, y en morado los sismos de $M_w$ mayores o iguales a 9. Figura tomada de Easton et al. (2022) y Saillard et al. (2017) (ver Tabla 18 de anexos). Segmentos de ruptura de sismos tomados de Barrientos (2007); Comte y Pardo (1991) y Ruiz y Madariaga (2018). ....	14
Figura 9: Perfil esquemático del margen de subducción Nazca-Sudamérica con los principales tipos de fallas sismogénicas. Los recuadros blancos indican las categorías más	



relevantes de eventos sísmicos de origen tectónico que ocurren en el margen de subducción chileno, clasificadas según su origen. En rojo se muestran los principales tipos de fallas intraplaca 'corticales' y su cinemática simplificada. SFSM, Sistema de fallas Santa María; SFLO, Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui. Tomado de Maldonado (2020). ..... 15

Figura 10: Sismicidad registrada entre los 32,5° 33°S entre los años 1980 y 2007 por el Servicio Sismológico Nacional. Se representan los epicentros por colores según su profundidad. Al sur de los 32.5°S se aprecia una intensa actividad sísmica cortical. Tomado de Rauld (2011). ..... 15

Figura 11: Sección transversal esquemática de una zona de subducción. Se muestra deformación vertical. durante las fases de acumulación de deformación intersísmica (arriba) y liberación de tensión cosísmica (abajo). Tomado de (Garrett et al., 2015), modificado de Hyndman y Wang (1993). ..... 16

Figura 12: Sección transversal que muestra el hundimiento y levantamiento cosísmico de (a) terremoto de 1960 ( $M_w$ 9.5) en Valdivia, y (b) terremoto de 2010 ( $M_w$ 8,8) en la región del Maule. Tomado de van Dinther et al. (2019). Las líneas segmentadas representan el límite entre áreas alzadas y hundidas. .... 17

Figura 13: Datos geodésicos de movimiento horizontal y vertical de la estación CTPC-IGS14 (Trimble NetR9) del CSN, procesados por el Laboratorio Geodésico de Nevada, Estados Unidos. .... 17

Figura 14: Mapa geológico de la Cordillera de la Costa frente las desembocaduras de los ríos La Ligua y Petorca. Tomado de la Hoja Quillota Portillos (Rivano et al., 1993) del Servicio Nacional de Geología y Minería. El cuadro negro indica el área de las desembocaduras de los ríos La Ligua y Petorca..... 19

Figura 15: Mapa geomorfológico del sector costero de La Ligua entre los 30°S y los 32°S. El cuadro negro indica el sector donde convergen las desembocaduras de los ríos Petorca y La Ligua. Se indica además la ubicación hipotética del perfil esquemático de la Figura 16. Mapa tomado de González (2015). ..... 20

Figura 16: Perfil oeste-este esquemático P1 entre las confluencias de los ríos Petorca y La Ligua. Modificado de Veloso (2005). ..... 21

Figura 17: Ubicación de conchales arqueológicos y calicatas LON 3 y LON 4 reportadas por May et al. (2015) cerca de la desembocadura del río La Ligua. .... 22

Figura 18: Estratigrafía de calicatas LON 3 y LON 4 (May et al., 2015) ..... 22

Figura 19: Nivel relativo del mar e insolación para el último ciclo glacial. a, La curva relativa del nivel del mar para el último ciclo glacial de la Península de Huon, complementada con observaciones del Golfo de Bonaparte, Australia. Las barras de error definen los límites superior e inferior. La escala de tiempo se basa en edades de la serie de uranio de corales de más de 30 años (referencias 36 a 38) y en edades de radiocarbono calibradas de los corales más jóvenes y sedimentos. Se identifican las principales etapas de isótopos de oxígeno MIS-5 a MIS-1, incluidas las subetapas de MIS-5. Tomado de Lambeck et al. (2002). ..... 23

Figura 20: Gráficos regionales que comparan la distribución edad-elevación de los puntos con datos del nivel del mar ajustados con modelo isostático glacial. Los puntos índices del nivel del mar se indican como rectángulos negros. Los puntos límite terrestres y marinos corresponden a los símbolos verdes en forma de T y símbolos azules en forma de ⊥, respectivamente. Tomado de Garrett et al. (2020). Las curvas en azul y rosa son predicciones de los modelos GIA ICE_5G y ICE_6G, respectivamente (Peltier, 2004; Peltier et al., 2015).....	24
Figura 21: Batimetría del margen de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana, frente a la región de Valparaíso. La flecha roja indica la ubicación de la bahía de playa Longotoma, frente a las desembocaduras de los ríos Petorca y La Ligua, donde se ubica el área de estudio. Tomada de Laursen et al. (2002). .....	25
Figura 22: Carta Náutica de la bahía La Ligua (Armada de Chile, 1951). Los puntos en la bahía indican la profundidad estimada con respecto al nivel medio del mar. ....	26
Figura 23: Zonas de generación del oleaje que alcanza las costas chilenas. I) Núcleos de bajas presiones en las latitudes medias del hemisferio sur responsables del oleaje reinante. II) Núcleos de bajas presiones en latitudes medias del hemisferio norte responsables del mar de fondo del noroeste. III) Núcleos de bajas presiones que generan mal tiempo y marejadas de mar de viento en Chile continental durante el invierno. IV) Anticiclones que generan buen tiempo, viento (surazo) y mar de viento del sur-suroeste. V) Tormentas tropicales en el Pacífico. Tomado de Winckler et al., (2019), adaptado de Beyá et al. (2016). .....	27
Figura 24: Tipos de rompientes en bahía de Longotoma. Tomado de Giménez, (2012). .	28
Figura 25: Fotos tomada con dron de la bahía La Ligua. a) Vista hacia el noreste, donde se observa en detalle la zona de rompiente de las olas, que de acuerdo con las estimaciones de Giménez (2012), tendría entre 200 m y 400 m de ancho; b) Vista hacia el suroeste de la bahía La Ligua. Nótese la difracción del oleaje, predominante proveniente desde el oeste, en la punta La Ligua. ....	28
Figura 26: Medición con Trimble 10 en punto de nivelación N°170 (32°27'19,6"S; 71°17'41,8"O, 26,638 m s.n.m.) del Instituto Geográfico Militar, ubicado en la ruta 5 norte, 2,5 km al sureste de la localidad de Pullally. ....	30
Figura 27: Subdivisión de áreas para la planificación de vuelos con dron Autel Evo II Pro Enterprise (RPA). Fleja blanca indica la ubicación del punto "Movil01", cuya altura ortométrica se usó para validar la componente vertical (m s.n.m.) del DEM. ....	31
Figura 28: Mapa con ubicación de muestras superficiales de sedimentos analizados. ....	32
Figura 29: Ubicación de calicatas para levantamiento estratigráfico de detalle. En verde las calicatas de detalle; en amarillo las calicatas de control; y en blanco los puntos de observación. ....	33
Figura 30: Fotografía con vista hacia el sur del sitio donde se realizó la excavación de Calicata 1 (CL1), en el sector Salinas de Pullally. Flecha blanca indica ubicación de CL1. ....	33

Figura 31: Equipo Malvern Mastersizer 2000 del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.....	34
Figura 32: Clasificación de selección, asimetría y curtosis según (Blott y Pye, 2001). ....	35
Figura 33: Clasificación de tamaños de grano según (Blott y Pye, 2001).....	35
Figura 34: Lupa binocular de escritorio modelo Olympus SZ61 del laboratorio de sedimentología del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. ....	36
Figura 35: Espectrómetro de rayos X Axios Max Advanced (Panalytical) del Laboratorio de Sernageomin. ....	37
Figura 36: medidor de susceptibilidad magnética, modelo MS2 (Bartington Instruments).38	
Figura 37: Mapa de sombras (acimut=315°; altitud=45°) y curvas de nivel cada 1 m del área de estudio (Salinas de Pullally), generado a partir del DEM obtenido con dron Autel Evo II Pro-Enterprise y receptor GNSS Trimble. Fuente: elaboración propia. ....	40
Figura 38: Modelo de clasificación de alturas del estuario de Los ríos Petorca y La Ligua, generado a partir del DEM obtenido con dron Autel Evo II Pro-Enterprise y receptor GNSS Trimble. Fuente: elaboración propia.....	41
Figura 39: Mapa de pendientes del área de estudio, generado a partir del DEM obtenido con dron Autel Evo II Pro-Enterprise y receptor GNSS Trimble. Fuente: elaboración propia. ....	41
Figura 40: Mapa geomorfológico del área de estudio. Imagen satelital Esri World Imagery (Maxar), escala 1:2,000 del 10 de agosto de 2021. Fuente: elaboración propia.....	42
Figura 41: (a) A la izquierda Imagen de Google Earth, capturada el día 17 de octubre de 2003. (b) Abanicos de sobrepaso detectados a partir de una imagen de Google Earth, capturada el día 15 de julio de 2011, un año después del tsunami del 27F del 2010, generado a partir de un terremoto $M_w$ 8,8 en la región del Maule. Líneas segmentadas indican posible geometría de los abanicos previo a su sucesiva disección. c) Pedestales relictos sobre abanicos de sobrepaso, posiblemente originados por erosión a partir del tsunami del 27 de febrero de 2010 en la zona centro-sur de Chile.....	44
Figura 42: Fotografías aéreas de antiguo abanico apoyado sobre la terraza fluvial del río La Ligua, con su cabecera orientada hacia el canal de desagüe del estuario: (a) Fotografía del año 1954 obtenida por vuelo HYCON (escala 1:70.000), y (b) Imagen de Google Earth, capturada el año 2020. Se observa depósito arenoso, con forma de abanico, sobre la terraza fluvial. ....	45
Figura 43: Granulometría obtenida para los respectivos ambientes sedimentarios, obtenidos a partir del muestreo superficial de las unidades geomorfológicas descritas en el capítulo anterior. Fuente: elaboración propia. ....	47
Figura 44: Evidencias biológicas asociadas a distintos ambientes sedimentarios. a) Restos de conchillas en arenas litorales; b) Foraminífero bentónico <i>Ammonia beccarii</i> , típico de ambiente marino o litoral; c) <i>Tagelus dombeii</i> (navajuela) sobre deltas de marea; d) Plantas halófitas <i>Salicornia neei</i> (espárrago de mar), comunes en ambiente de marismas o llanuras	

supramareales (Figura 40); e) Plantas halófitas <i>Frankenia</i> sp, comunes en sectores de baja altura s.n.m. o proximales a la costa en la terraza fluvial (I) (Figura 40). Fuente: elaboración propia. ....	49
Figura 45: Fotografías microscópicas y escala de afloramiento de distintos ambientes sedimentarios reconocidos en el área de estuario. Fuente: elaboración propia. ....	50
Figura 46: Susceptibilidad magnética de sedimentos superficiales en función de su distancia a la línea de costa. Línea negra indica perfil de elevación P-P', elaborado a partir del DEM. Puntos rojos indican ubicación de muestras de la playa y las barras litorales; puntos amarillos indican ubicación de muestras de deltas de marea y abanicos de sobrepaso. Fuente: elaboración propia. ....	51
Figura 47: Gráficos con concentraciones de CaO y proporción de CaO/K <sub>2</sub> O, para interpretar posibles fuentes de bioclastos y carbonatos marinos; junto con las concentraciones de Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , MnO, y proporciones de Ti/Al y Fe/Al. Fuente: elaboración propia. ....	52
Figura 48: Facies y asociaciones de facies sedimentarias reconocidas en la calicata 1 (CL1). a) Facies observadas en calicata CL1. b) Asociaciones de facies observadas en CL1. Fuente: elaboración propia. ....	53
Figura 49: Mineralogía (DRX) y química de facies sedimentarias de la calicata 1 (CL1). Fuente: elaboración propia. ....	57
Figura 50: Ubicación de calicatas en el área de estudio. Cuadros verdes indican ubicación de calicatas maestras, y cuadros blancos la ubicación de puntos de control. Fuente: elaboración propia. ....	58
Figura 51: Leyenda y simbología de calicatas descritas en el área de este estudio. Fuente: elaboración propia. ....	58
Figura 52: Vista hacia el noreste de la calicata CL1. Nótese el escarpe que limita la superficie de la terraza fluvial (I) del río La Ligua. Fuente: elaboración propia. ....	60
Figura 53: Estratigrafía de calicata CL1 con facies o litofacies (código), columna esquemática y asociaciones de facies (azul=AF1; celeste=AF2; verde=AF3; amarillo=AF4 y rojo=AF5). Se asigna una letra mayúscula (a la derecha) a los depósitos de sobrepaso de posibles tsunamis. (a) Vista de detalle de posibles depósitos de tsunami 1-B (facies 4Smr) y 1-C (facies 4Smrg), con base erosiva y rip-ups; (b) Vista de Detalle de rip-up de facies 2SGm. Fuente: elaboración propia. ....	60
Figura 54: Resultados de análisis granulométricos en calicata CL1, obtenidos con granulometría laser. Fuente: elaboración propia. ....	61
Figura 55: Vista desde superficie de calicata C2. Se observa acuñamiento lateral de capa 2-A (facies 4Sm). Fuente: elaboración propia. ....	63
Figura 56: Estratigrafía de calicata CL2 con facies o litofacies (código), columna esquemática y asociaciones de facies (azul=AF1; celeste=AF2; verde=AF3; amarillo=AF4 y rojo=AF5). Se asigna una letra mayúscula (a la derecha) a los depósitos de sobrepaso de posibles tsunamis. Fuente: elaboración propia. ....	63

Figura 57: Resultados de análisis granulométricos en calicata CL2, obtenidos con granulometría laser. Fuente: elaboración propia.....	64
Figura 58: Vista al norte de calicata CL5, excavada sobre la terraza fluvial (I) del río La Ligua. Fuente: elaboración propia.....	66
Figura 59: Estratigrafía de calicata CL5 con facies o litofacies (código), columna esquemática y asociaciones de facies (azul=AF1; celeste=AF2; verde=AF3; amarillo=AF4 y rojo=AF5). Se asigna una letra mayúscula (a la derecha) a los depósitos de sobrepaso de posibles tsunamis. (a) Restos de bivalvos estuarinos; (b) Foraminífero bentónico ( <i>Ammonia beccarii</i> ); (c) Resto de tronco (1Mt). Fuente: elaboración propia.....	66
Figura 60: Resultados de análisis granulométricos en calicata CL5, obtenidos con granulometría laser. Fuente: elaboración propia.....	67
Figura 61: Vista al norte del cauce del río La Ligua, 3 km al oeste de la línea de costa. Al fondo se observa escarpe que limita la superficie de la terraza fluvial (I), donde se ubica la calicata CL8. Fuente: elaboración propia.....	68
Figura 62: Estratigrafía de calicata CL8 con facies o litofacies (código), columna esquemática y asociaciones de facies (Azul=AF1; Celeste=AF2; verde=AF3; Amarillo=AF4 y Rojo=AF5). Se asigna un código propio a los depósitos de sobrepaso de posibles tsunamis (8-A y 8-B). Fuente: elaboración propia.....	69
Figura 63: Resultados de análisis granulométricos en calicata CL8, obtenidos con granulometría laser. Fuente: elaboración propia.....	70
Figura 64: Estratigrafía de calicata CL11 con facies o litofacies (código), columna esquemática y asociaciones de facies (Azul=AF1; Celeste=AF2; verde=AF3; Amarillo=AF4 y Rojo=AF5). Se asigna un código propio a los depósitos de posibles tsunamis (11-A). (a) Vista de detalle de resto óseo histórico de equino (metacarpo); (b) Arenas con abundantes restos de foraminíferos bentónicos ( <i>Ammonia beccarii</i> ) de capa 1-A; (c) Vista de detalle de foraminífero bentónico ( <i>Ammonia beccarii</i> ). Fuente: elaboración propia.....	72
Figura 65: Estratigrafía de calicata CL15 con facies o litofacies (código), columna esquemática y asociaciones de facies (Azul=AF1; Celeste=AF2; verde=AF3; Amarillo=AF4 y Rojo=AF5). Se asigna un código propio a los depósitos de posibles tsunamis (15-B y 15-C). Fuente: elaboración propia.....	73
Figura 66: Estratigrafía de calicata CL21 con facies o litofacies (código), columna esquemática y asociaciones de facies (Azul=AF1; Celeste=AF2; verde=AF3; Amarillo=AF4 y Rojo=AF5). Se asigna un código propio a los depósitos de sobrepaso de posibles tsunamis. (a) Vista de detalle de rip up en capa 21-B. (b) Vista de detalle de contacto entre 1Mt (AF1) y 2Sc (AF2). Fuente: elaboración propia.....	75
Figura 67: Restos de cerámicas del Periodo Intermedio Tardío, reportados por Vergara (2010). (a) Descripción de estratigrafía del sitio 21 (Vergara, 2010); (b) Restos arqueológicos del periodo Intermedio Tardío (cultura Aconcagua), probablemente con influencia incaica y componente histórico colonial; (c) Correlación de descripción estratigráfica de sitio 21 con estratigrafía de sección superior de calicata CL8.....	77

Figura 68: Ubicación de la muestra CL-1-19Cd en la calicata CL1, tomada en nivel de arenas fangosas. ....	77
Figura 69: Perfil esquemático de ambientes sedimentarios y asociaciones de facies definidas en el sector Salinas de Pullally, frente a las desembocaduras de los ríos La Ligua y Petorca. Fuente: elaboración propia. ....	78
Figura 70: Ubicación de calicatas de detalle y de control, y traza de perfiles A-A' y B-B'. Imagen satelital Esri World Imagery (Maxar), escala 1:2,000 del 10 de agosto de 2021..	83
Figura 71: Correlación de calicatas CL1, CL15, CL21 y CL8, en la traza del perfil A-A' (Figura 70). ....	84
Figura 72: Correlación de calicatas CL5, CL15 y CL11 en la traza del perfil B-B' .....	84
Figura 73: Evolución paleogeográfica propuesta para el perfil A-A', en el estuario del río La Ligua. Elaboración propia. ....	90
Figura 74: Modelo evolutivo de la desembocadura de los ríos La Ligua y Petorca, a partir de las asociaciones de facies definidas en este trabajo. Elaboración propia.....	91
Figura 75: Correlación de paleotsunamis y tsunamis antiguos en el segmento Tsunami gap (Central); y en los segmentos Norte y Sur. Tomado de Easton et al. (2022) y Dura et al. (2015, 2017). Los cuadros en color naranja corresponden a los eventos A, B, C D y E, reconocidos en este trabajo. ....	93
Figura 76: Imagen del área de inundación generada en software ArcGIS, donde se muestra el área (en azul) que se encuentra bajo 1 m s.n.m. Elaboración propia. ....	95
Figura 77: Imagen del área de inundación generada en software ArcGIS, donde se muestra el área (en azul) que se encuentra bajo 5 m s.n.m. Elaboración propia. ....	95
Figura 78: Patrón DRX de una muestra del campo de dunas (DP-04). Se indican los minerales interpretados a partir de los picos de intensidad en función del ángulo de desviación ( $^{\circ}2\theta$ ). La posición de $2\theta$ , en la base del gráfico, indica el ángulo de difracción de rayos X, relacionado con los minerales presentes en la muestra. ....	113
Figura 79: Patrón DRX de una muestra del campo de la playa Salinas (PP-03). Se indican los minerales interpretados a partir de los picos de intensidad en función del ángulo de desviación ( $^{\circ}2\theta$ ). La posición de $2\theta$ , en la base del gráfico, indica el ángulo de difracción de rayos X, relacionado con los minerales presentes en la muestra. ....	113
Figura 80: Patrón DRX de una muestra del campo de dunas (DP-04). Se indican los minerales interpretados a partir de los picos de intensidad en función del ángulo de desviación ( $^{\circ}2\theta$ ). La posición de $2\theta$ , en la base del gráfico, indica el ángulo de difracción de rayos X, relacionado con los minerales presentes en la muestra. ....	114
Figura 81: Patrón DRX de una muestra del cauce del estero Pullally (EP-05). Se indican los minerales interpretados a partir de los picos de intensidad en función del ángulo de desviación ( $^{\circ}2\theta$ ). La posición de $2\theta$ , en la base del gráfico, indica el ángulo de difracción de rayos X, relacionado con los minerales presentes en la muestra. ....	114

# 1 Introducción

## 1.1 Planteamiento del problema de investigación.

Chile ha sido afectado históricamente por mega-terremotos, asociados a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. En la zona central, entre los 31°S y los 34°S, el último gran evento de este tipo ( $M_w > 9$ ) ocurrió el año 1730 ( $M_w \sim 9,1-9,3$ ), y abarcó una zona de ruptura entre 600 y 800 km, desde la ciudad de Coquimbo hasta Concepción, a lo largo del contacto entre las placas tectónicas. Dicho evento, se asocia a un tsunami que causó destrucción en una extensión de más de mil kilómetros de costa, siendo observado en casi todo el Pacífico oriental.

Otros grandes terremotos ( $\sim 8 M_w$ ) en esta área de ruptura han sido registrados en documentos históricos (Ruiz y Madariaga, 2018). Sin embargo, estos terremotos podrían ser considerados como eventos menores dentro de un superciclo sísmico ( $M_w > 8,5$ ; (Goldfinger *et al.* 2013), y se han asociado a tsunamis de menor escala. Lo anterior ha llevado a algunos autores a sugerir que en la zona central de Chile existe un tsunami gap (Easton *et al.*, 2022), en referencia a una zona costera que no ha sido afectada recientemente por un gran tsunami, generado en el contacto de subducción ubicado al frente de esta. A partir del registro histórico disponible, el SHOA (Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile) ha considerado al terremoto de 1730 como el “peor escenario” en las cartas de inundación por tsunami en la zona central de Chile. Sin embargo, los registros históricos o instrumentales limitan la perspectiva de estos fenómenos a un rango de tiempo de decenas o cientos de años, y no permiten comprender ni dimensionar la magnitud o la recurrencia de estos eventos para periodos más largos. En ese contexto, el estudio del registro geológico de paleotsunamis tiene el potencial de aportar evidencias prehistóricas sobre estos fenómenos y, en consecuencia, contribuir en la evaluación del riesgo de desastre asociado a estos eventos en el futuro.

En la última década, posterior a los terremotos del 2010 en la Región del Maule ( $M_w 8,8$ ) y 2015 en Illapel ( $M_w 8,3$ ), ha habido un creciente interés por estudiar el registro geológico de depósitos de tsunami a lo largo de la costa de Chile (e.g. Cisternas *et al.*, 2017; Dura *et al.*, 2015; Easton *et al.*, 2022; León *et al.*, 2019). Sin embargo, en la zona centro-norte de Chile, este tipo de estudios aún son escasos. De acuerdo con Dura *et al.* (2015), el paleotsunami holoceno más joven registrado en las costas de la bahía de Quinteros (zona central) tendría al menos 3.000 años. Lo anterior podría sugerir que en la zona centro-norte de Chile el registro de paleotsunamis más recientes ( $< 3.000$  años) estaría incompleto, y que se requerirían nuevos estudios geológicos para reconstruir la ocurrencia de antiguos tsunamis.

En este estudio se presentan, a partir del registro geológico, los primeros hallazgos de paleotsunamis en la localidad de Salinas de Pullally, justo al este de la desembocadura de los ríos La Ligua y Petorca, en la parte norte de la Región de Valparaíso, donde se reconocen ambientes sedimentarios con condiciones favorables para la generación y preservación de depósitos originados por estos fenómenos, tales como estuarios, humedales, lagunas, y llanuras de inundación a baja altura con respecto al nivel del mar (e.g. Engel y Brill, 2020).

El objetivo del presente trabajo es determinar, a partir del registro geológico, la ocurrencia de antiguos tsunamis asociados mega terremotos en la costa de Chile Central (32°24'50''S), hacia el sur del segmento de ruptura del sismo  $M_w 8,3$  de Illapel del año 2015. Lo anterior, a través de la combinación de herramientas multidisciplinarias del ámbito de la geomorfología, sedimentología, geocronología, geoquímica, arqueología e historia.

## 1.2 Estudio de depósitos de tsunamis y paleotsunamis en el mundo

El estudio de tsunamis y paleotsunamis en el mundo es una disciplina relativamente reciente, y en los últimos 30 años ha tenido avances importantes, motivado especialmente por estudio de megaterremotos como el de Indonesia en 2004 ( $M_w$  9,0), el terremoto de Japón en 2011 ( $M_w$  9,1), y el terremoto de Chile en 2010 en El Maule ( $M_w$  8,8) (Chagué-Goff *et al.*, 2011; Easton *et al.*, 2022; Etienne *et al.*, 2011; Fagherazzi y Du, 2008; Goff *et al.*, 2012; Hori *et al.*, 2007; Matsumoto *et al.*, 2016; Moore *et al.*, 2011; Vargas *et al.*, 2011)

En general, muchos depósitos originados por tsunamis recientes en el mundo han sido bien documentados; sin embargo, el registro geológico de tsunamis antiguos y paleotsunamis es incompleto, discontinuo y segmentado. Lo anterior se debe especialmente a que algunos tsunamis pueden dejar escasos registros geológicos y paleontológicos, siendo poco distinguibles de otros procesos costeros y estar altamente expuestos a la erosión y modificación posdeposicional (Dawson y Stewart, 2008; Einsele *et al.*, 1996).

Desde que comenzó a desarrollarse ésta área de estudio, los investigadores han trabajado especialmente a partir de la evidencia geológica y paleontológica (Goff *et al.*, 2012), abarcando áreas costeras de todo del mundo, tales como: América (e.g. Atwater, 1987; Cisternas *et al.*, 2005; Clague y Bobrowsky, 1994; Dura *et al.*, 2017a; Easton, González-alfaro, *et al.*, de martini 20102022; Ramirez-Herrera *et al.*, 2007; Salazar *et al.*, 2022), Europa (e.g. Bruins *et al.*, 2008; Dawson *et al.*, 1988; De Martini *et al.*, 2010), Oriente Medio (e.g. Donato *et al.*, 2008; Reinhardt *et al.*, 2006; Salem, 2009), Asia (e.g. Bourgeois *et al.*, 2006; Du *et al.*, 2001; Goto *et al.*, 2010; Minoura *et al.*, 1994; Minoura y Nakaya, 1991; Pinegina *et al.*, 2003; Shiki *et al.*, 2021; Uchida *et al.*, 2010), Islas del Pacífico y Océano Índico (Goff *et al.*, 2011; Jankaew *et al.*, 2008; Monecke *et al.*, 2008; Moore *et al.*, 2011), Australia (Dominey-Howes *et al.*, 2006) y Nueva Zelanda (Chagué-Goff *et al.*, 2002; Goff *et al.*, 2001, 2004, 2010).

## 1.3 Estudio de tsunamis y paleotsunamis en Chile

En la última década, posterior al terremoto del 27 de febrero del 2010 en la Región del Maule ( $M_w$  8.8), ha habido un creciente interés por estudiar el registro geológico de depósitos de tsunami en la costa de Chile (Atwater *et al.*, 2013; DePaolis *et al.*, 2021; Dura *et al.*, 2015, 2017; Easton *et al.*, 2022; Ely *et al.*, 2014; Goff *et al.*, 2020; León *et al.*, 2019). En general, la evidencia indica que en Chile existe una correlación entre grandes terremotos de subducción y tsunamis costeros (Figura 1). En el último medio siglo, se registraron grandes terremotos frente a las costas de Valdivia (1960), el Maule (2010) e Illapel (2015), generando tsunamis que impactaron, a distinta escala, las costas del país.

Estos antecedentes históricos de eventos recientes y sus efectos están relativamente bien documentados. Sin embargo, mientras más antiguo sea el terremoto o tsunami, el registro histórico o instrumental es más escaso, o sencillamente inexistente. En ese contexto, el registro geológico y paleontológico puede ser de gran ayuda para reconstruir el pasado de estos fenómenos. Dicho registro también puede variar según el fenómeno que generó el tsunami (terremotos, remociones en masa, y otros), junto con las particularidades geológicas y geográficas de las localidades costeras afectadas. De manera que los proxis idóneos para estudiar un sitio pueden variar entre una zona costera y otra.



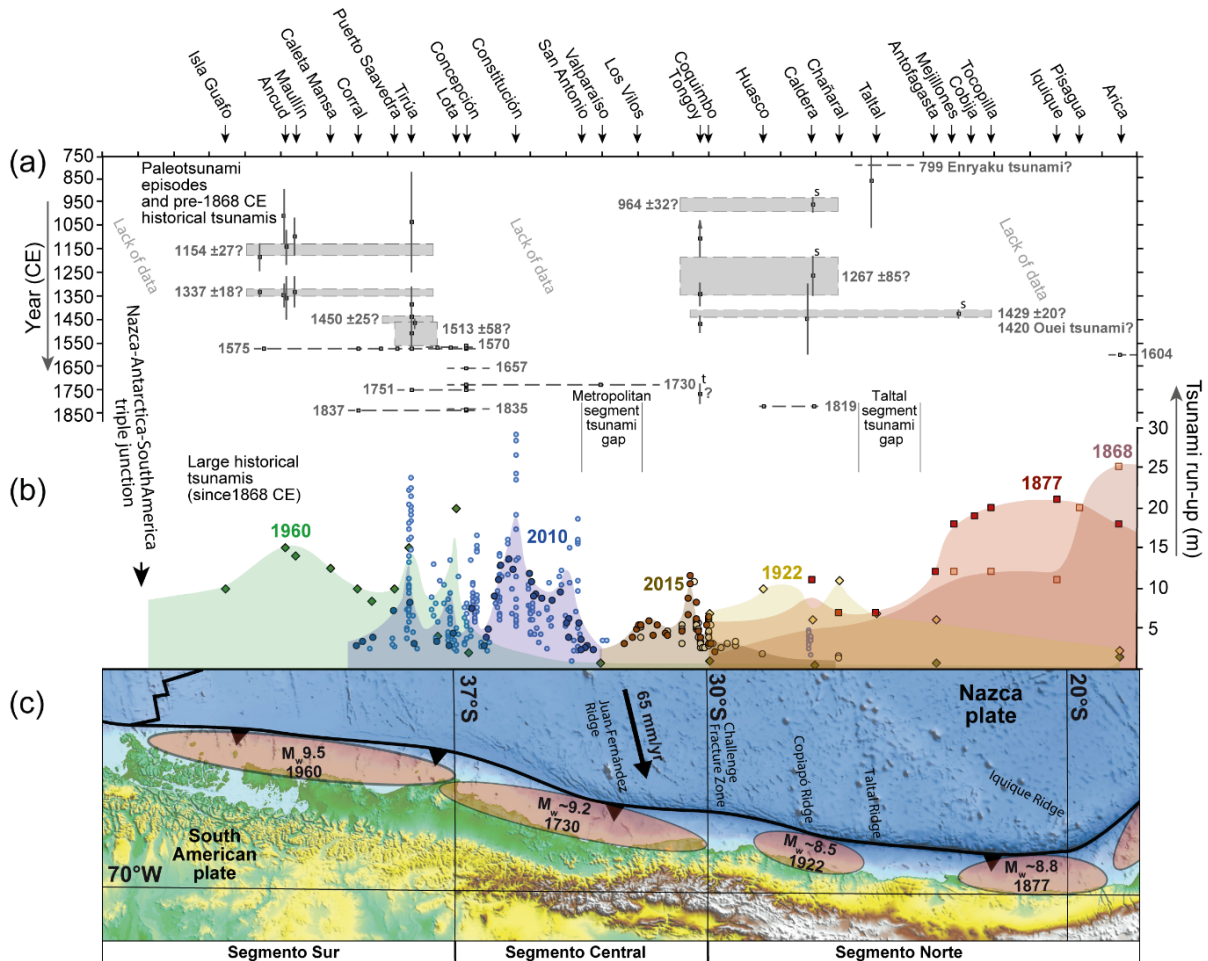


Figura 1: Comparación de (a) Grandes tsunamis históricos antes de 1868 E.C. y episodios de paleotsunamis inferidos de registros geológicos que abarcan el último milenio; las barras verticales representan rango de error en las determinaciones de edad; las líneas horizontales y las áreas grises representan la extensión latitudinal inferida de los episodios de tsunami con la incertidumbre de edad asociada; s representa depósitos de asentamiento; t representa llanura aluvial elevada; (b) altura de tsunamis a lo largo del margen de subducción chileno de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana desde 1868 E.C.; (c) grandes terremotos tsunamigénicos históricos. Se indican los segmentos Norte, Centro y Sur. Tomado de Easton et al. (2022).

Considerando estas particularidades, en esta sección se presenta una síntesis de los avances en el estudio de tsunamis y paleotsunamis en Chile, divididos por segmentos costeros de norte a sur (Figura 1) como se describe a continuación:

### 1.3.1 Segmento Norte (17°S- 30°S).

A diferencia de los segmentos ubicados al sur de los 30°S, esta zona costera se caracteriza por sus morfologías escarpadas, planicies costeras angostas y elevadas, y un clima hiperárido. Estas características hacen difícil el estudio de depósitos de tsunamis y paleotsunamis, debido al poco espacio de acomodación para su preservación en estos ambientes (e.g. Clague, 1997).

Sin embargo, trabajos recientes han encontrado con éxito evidencias de antiguos tsunamis a través de un enfoque de múltiples proxies. Por ejemplo, León et al. (2019), reportaron que la zona costera de Taltal fue afectada por tsunamis gigantes durante el Holoceno, mucho mayores que aquellos reportados en el registro histórico. Lo anterior fue complementado

por (Salazar *et al.*, 2022) que, basados en el estudio de grandes bloques transportados de tsunamis, además de depósitos de paleotsunamis (en gravas y arenas) y evidencias arqueológicas, sugieren que un terremoto de  $M_w \sim 9,5$  habría impactado de manera abrupta la vida de los antiguos habitantes de esta zona hace  $\sim 3.800$  años. Un poco más al sur, en la bahía de Mejillones, (Vargas *et al.*, 2005) estudiaron el registro estratigráfico de paleotsunamis en testigos marinos, y reconocen evidencias de discordancias y deslizamientos asociados a terremotos y tsunamis en tiempos prehistóricos en la región.

### 1.3.2 Segmento Centro (30°S- 36°S).

Según datos históricos, el último gran tsunami en el segmento centro-norte de Chile ocurrió el año 1730, asociado a un megaterremoto ( $M_w \sim 9,1-9,3$ ; (Carvajal 2017), el cual generó un gran tsunami con alturas entre 8 y 10 m s.n.m. en la bahía de Valparaíso.

Para el caso del tsunami gatillado por el terremoto del Maule el año 2010 ( $M_w 8,8$ ), se reportaron efectos geomorfológicos asociados a erosión en playas, destrucción y recuperación de barras litorales de estuarios, junto con cambios en el nivel de base de ríos. Por ejemplo, (Vargas *et al.*, 2011) señalan que luego del terremoto en el Maule ( $M_w 8,8$ ) y sucesivo tsunami el año 2010, que afectó las costas entre las regiones de Valparaíso y Valdivia, ocurrió un levantamiento costero en la costa occidental de la península de Arauco, documentado a partir de la observación algas blancas (*lithothamnioideos*) en rocas del borde costero. Las mayores alturas de dicho tsunami se registraron en la Región del Maule, en donde alcanzaron hasta 14 m, y disminuyeron progresivamente hacia el norte, hasta alturas del orden de 2-4 m al sur de Valparaíso.

Algo similar plantean (Easton *et al.*, 2022) en la costa de la región de Coquimbo luego del terremoto ( $M_w 8,3$ ), al oeste de Illapel el año 2015, evidenciando que el alzamiento sísmico y el *run-up* asociado al evento tuvo variaciones latitudinales significativas. En localidades cercanas al epicentro, alcanzó una altura local de ca. 11 metros (Aránguiz *et al.*, 2016; Easton *et al.*, 2022). Este último terremoto también fue estudiado por (Bahlburg *et al.*, 2017) quienes reportan evidencia del tsunami terremoto de Illapel en sedimentos finos de la playa de La Serena-Coquimbo. Otros terremotos, asociados a tsunamis de menor escala ( $<4m$ ), han sido registrados en documentos históricos en los años 1822, 1880, 1906, 1943, 1971, 1985 (Lomnitz, 1970). Sin embargo, desde 1730 hasta la actualidad no se ha registrado un tsunami de mayor escala ( $>4m$ ) entre los 32°S-33°S, por lo que se ha propuesto que en dicho segmento habría un tsunami gap (Easton *et al.*, 2022)

Easton *et al.* (2022) también aportaron evidencias de paleotsunamis en la región de Coquimbo (en los años  $\sim 1108$ ,  $\sim 1346$  y  $\sim 1473$  CE), a partir del estudio de sedimentos finos con un enfoque multiproxi. En la región de Valparaíso, en la localidad de Quinteros, Dura *et al.* (2015) aplicaron un enfoque multiproxi que ha permitido ampliar los registros de paleotsunamis en la zona central. A partir del estudio del registro geológico y de diatomeas en la bahía de Quinteros, dichos autores deducen que, durante el Holoceno Medio a Superior (ca. 7000 y 3000 A.P.), la recurrencia de tsunamis es de  $\sim 300-600$  años.

### 1.3.3 Segmento Sur (36°S- 41°S).

En este segmento se han reportado tsunamis altamente destructivos, donde sobresale el devastador terremoto y tsunami de 1960, cuyo epicentro se localizó cerca de la localidad de Valdivia. Dicho terremoto motivó los primeros estudios relacionados a registros sedimentológicos y geomorfológicos asociados a este tipo de eventos en Chile (Watanabe wrighty Karzulovic, 1960; Wright y Mella, 1963).

Posteriormente, el evento de 1960 en Valdivia motivó a investigadores que profundizaron el estudio del registro sedimentario y geomorfológico de dicho evento y sus predecesores (Atwater *et al.*, 2013; Cisternas *et al.*, 2005).

Otros estudios también reportan sedimentos finos asociados a tsunamis para este segmento (*e.g.* Ely *et al.*, 2014; Nentwig *et al.*, 2015). En parte esto se debe a que existe mayor cantidad ambientes costeros con espacio de acomodación para la preservación de este tipo de depósitos, y que ha motivado el estudio de paleotsunamis en humedales, estuarios y lagunas (Kempf *et al.*, 2017, 2020).

En las regiones de Los Lagos y Aysén, también se han reportado evidencias de generación de remociones en masa que coinciden con grandes sismos y tsunamis (Cisternas *et al.*, 2017; Naranjo *et al.*, 2009). En la península de Arauco, Dura *et al.* (2017) estudiaron asociaciones de diatomeas en depósitos de sedimentos finos. Estos organismos, que son comunes en ambientes pantanosos, fluviales o marinos (respectivamente), permitieron a los autores interpretar la ocurrencia de antiguos tsunamis, tormentas y fluctuaciones en el nivel del mar, y periodos de alzamiento o subsidencia (cosmismo e intersísmico).

#### 1.4 Evaluación del riesgo de desastres

La estimación del área inundada en zonas costeras por ondas de tsunami es crucial para la mitigación del riesgo de tsunamis. En Chile, las cartas de inundación por tsunami son elaboradas por el SHOA (Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile), y se modelan a partir del “peor escenario” posible mediante datos históricos (Figura 2). A partir del registro histórico disponible, en el segmento centro-norte de Chile se ha considerado al terremoto de 1730 como el “peor escenario” modelado. Sin embargo, los registros históricos o instrumentales limitan la perspectiva de estos fenómenos a un rango de tiempo de decenas o cientos de años.

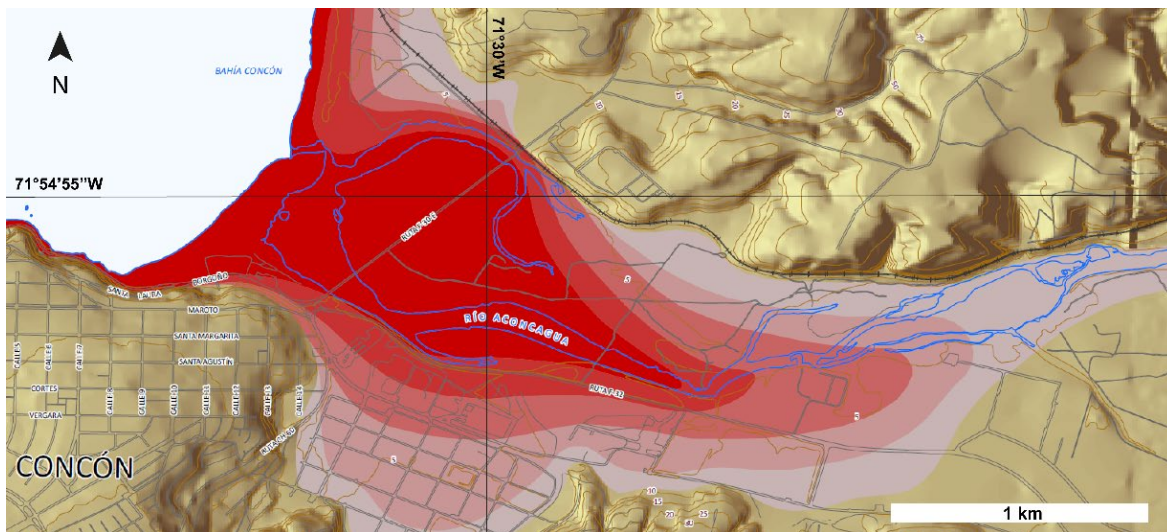


Figura 2: Carta de inundación por tsunami del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de Chile (SHOA) en la desembocadura del río Aconcagua, referido al evento del año 1730, considerado el peor escenario en la zona central. Nótese que la zona de inundación está a una distancia de ~3 km de la costa, y continúa por el cauce del río hasta 5 km de distancia.

## 1.5 Hipótesis

Las costas de Chile central han sido afectadas por grandes tsunamis históricos y prehistóricos, dejando registros geológicos. El reconocimiento y estudio de depósitos de antiguos tsunamis o paleotsunamis permitirá evaluar la ocurrencia y alcance de estos eventos durante el Holoceno tardío, especialmente en la costa centro-norte de Chile central, los cuales se pueden diferenciar de otros procesos costeros (e.g. tormentas, aluviones o marejadas) por medio de análisis sedimentológicos, geomorfológicos, paleontológicos y geoquímicos, junto con los antecedentes arqueológicos e históricos de la zona de estudio. Estos registros evidencian la ocurrencia de grandes episodios de este tipo en el pasado geológico, originados en el margen de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, y eventualmente otras fuentes de campo lejano.

## 1.6 Objetivos

### 1.6.1 Objetivo general

Determinar, a partir del registro geológico, la ocurrencia de antiguos tsunamis asociados mega terremotos en la costa chilena entre los 30°-32°S, entre las desembocaduras de los ríos Petorca y La Ligua, junto con estimar el origen y alcance del impacto de dichos eventos.

### 1.6.2 Objetivos específicos

- Determinar el registro y evaluar el origen, impacto geológico y alcance de antiguos tsunamis en la desembocadura de los ríos Petorca y La Ligua.
- Reconstruir la evolución paleoambiental del área de estudio durante el Holoceno Superior a partir del análisis de facies sedimentarias, y su relación con eventos de tsunamis.
- Analizar las implicancias de los registros de paleotsunamis para la evaluación del peligro asociado a estos procesos en la zona de estudio.

## 1.7 Ubicación y accesos

El área de estudio se ubica en el sector costero de La Ligua (30°24'50''S). A esta zona se puede acceder por la ruta 5 norte, se accede a ruta E-30-F en dirección a Papudo, y luego se toma el desvío por la ruta E-244 hasta el sector Salinas de Pullally (Figura 3).

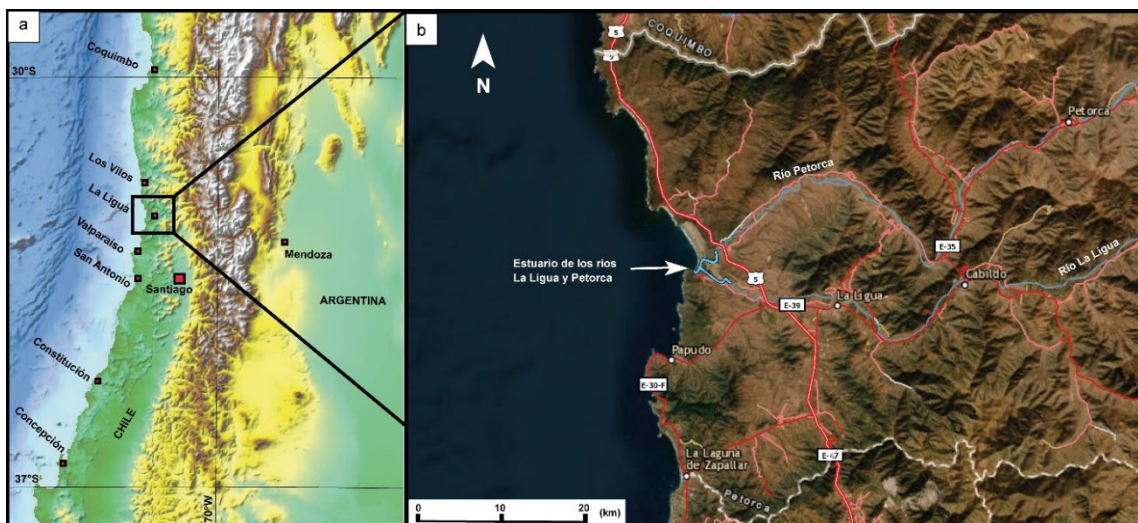


Figura 3 (a) Margen de Sudamérica entre los 30°-37°S (segmento costero Central); (b) Acceso al estuario de los ríos La Ligua y Petorca (sector Salinas de Pullally). Imagen generada a partir de aplicación ESRI de Dirección de Vialidad, Ministerio de Obras Públicas de Chile.

## 2 Marco teórico de tsunamis y paleotsunamis

Este capítulo presenta fundamentos teóricos relevantes para el estudio de tsunamis y paleotsunamis. Se describen mecanismos que generan y propagan estos eventos, junto con las metodologías empleadas para su identificación y caracterización en el registro geológico. Entre estas metodologías se incluyen el uso de indicadores (o proxies) geomorfológicos, sedimentológicos, mineralógicos, geoquímicos, biológicos y arqueológicos.

### 2.1 Génesis y propagación

Un tsunami es una serie de ondas de gravedad generadas por una perturbación en la superficie de un cuerpo de agua. A diferencia del oleaje marino cotidiano, que se genera a partir del movimiento de la superficie del mar producto de la acción de los vientos, la mayoría de los tsunamis surgen de repentinos desplazamientos del fondo oceánico. Estos cambios repentinos pueden originarse a partir de deslizamientos de tierra, volcanes submarinos y, sobre todo, terremotos submarinos (Sugawara, 2020)

Comparado con las ondas impulsadas por el viento, las ondas sísmicas del mar tienen períodos, longitudes de onda y velocidades diez o cien veces mayores. Estas ondas pueden viajar miles de kilómetros en mar abierto, donde su longitud de onda puede llegar a tener cientos de kilómetros. A medida que las olas del tsunami se acercan a la costa, la longitud de onda disminuye y la amplitud aumenta debido a la batimetría, lo que puede hacer que el tsunami alcance varios metros de altura (Sugawara *et al.*, 2020).

Los tsunamis comúnmente se modelan como una función que relaciona la onda de la ola en función de la dimensión de la ruptura y su profundidad (*e.g.* Carvajal *et al.*, 2017). En ese sentido, la amplitud de las ondas de tsunami está directamente relacionada con la amplitud de la perturbación que las genera, y la altura que alcanza un tsunami al llegar a la costa depende de varios factores físicos y morfológicos (Figura 4), como la dirección de las ondas en mar abierto, la batimetría, la geomorfología de la costa, entre otros (Sugawara *et al.*, 2020). Estos factores hacen que el arribo del tsunami a la línea de costa sea un proceso complejo, lo que puede generar grandes diferencias en la altura máxima de inundación a lo largo de la costa, tal como ocurrió durante el terremoto de Illapel en Chile el año 2015 (Easton *et al.*, 2022).

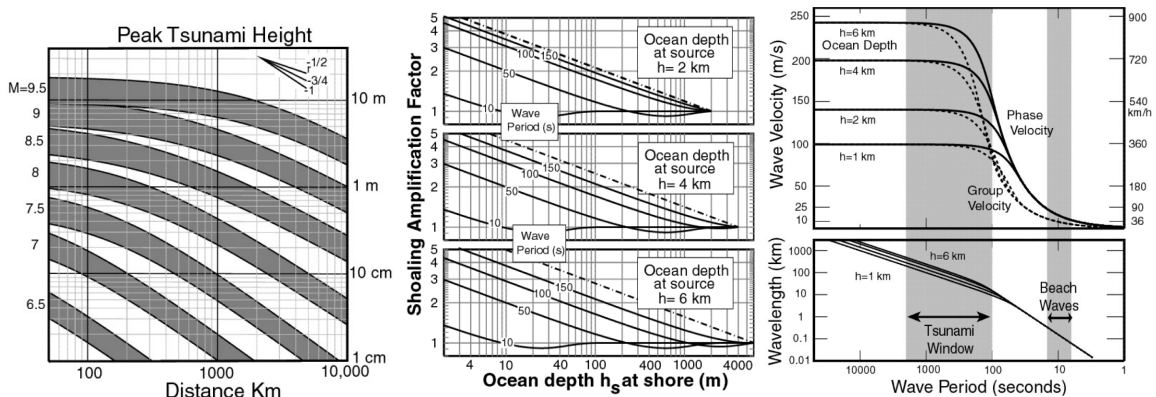


Figura 4: (Izquierda) Altura máxima calculada de un tsunami en mar abierto versus la distancia desde terremotos de magnitud 6,5 a 9,5. Las áreas grises incluyen una provisión para eventos anómalos. La profundidad del océano es de 4000 m. Estas curvas no incluyen el factor de amplificación SL; (Centro) Factor de amplificación para olas oceánicas de diversas frecuencias y profundidades de origen; (Derecha) Velocidad de fase  $c(w)$  (líneas continuas) y velocidad de grupo  $u(w)$  (líneas discontinuas) de las ondas de un tsunami en un Tierra plana cubierta por océanos de 1, 2, 4 y 6 km de profundidad. (Abajo) Longitud de onda asociada a cada onda período. La 'ventana del tsunami' está marcada. Tomado de Ward (2005).

## 2.2 Metodología para el estudio de tsunamis del pasado

La investigación de depósitos de tsunamis a partir del registro geológico es compleja y requiere aplicar metodologías multidisciplinarias que permitan demostrar que los rasgos geológicos estudiados son de origen tsunamigénico y, por lo tanto, que no se originaron a partir de otros procesos geológicos como marejadas o tormentas (e.g. Morton *et al.*, 2008). En consecuencia, es necesario identificar la mayor cantidad de eventos posiblemente desencadenantes, para así contextualizar los depósitos que se están estudiando y generar los argumentos necesarios para afirmar que dicho depósito está asociado a un tsunami y no a otros procesos (Goff *et al.*, 2012).

En las últimas décadas, se han desarrollado nuevas técnicas y metodologías que ayudan al reconocimiento de este tipo de depósitos en distintos ambientes y contextos morfoestratigráficos (Costa *et al.*, 2015; Engel *et al.*, 2020; Goff *et al.*, 2012), tales como: (1) bloques en planicies supramareales, (2) bloques en plataformas elevadas; (3) pantanos y marismas; (4) lagoons; (5) lagos y ríos costeros, (6) planicies costeras y (7) bahías y talúdes submarinos. Dichos ambientes se resumen en la continuación (Figura 5):

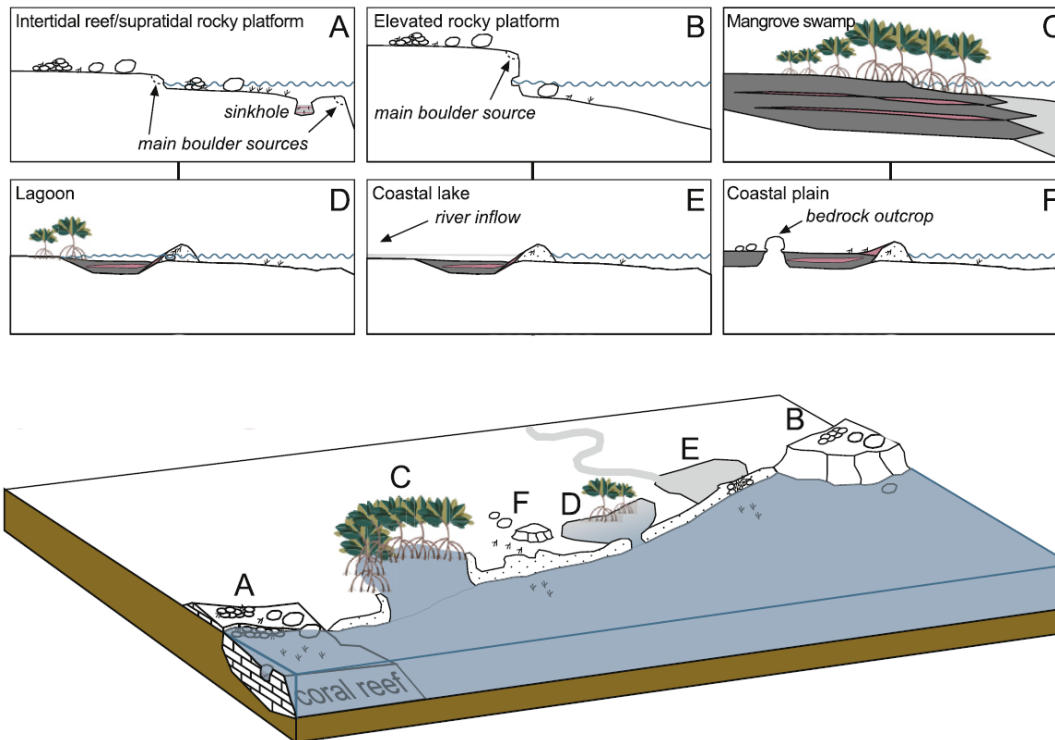


Figura 5: Contextos morfoestratigráficos comúnmente usados para el estudio de paleotsunamis. Tomado de Engel *et al.* (2020).

A continuación, se detallan algunos proxies comúnmente usados para el reconocimiento de depósitos tsunamigénicos.

### 2.3 Cambios geomorfológicos

Los tsunamis tienen el potencial de generar importantes cambios morfológicos en la costa (Goff *et al.*, 2009). Este tipo de rasgos geomorfológicos deben estar correctamente identificados para planificar la búsqueda de depósitos de tsunamis. En general, los mejores ambientes para estudiar paleotsunamis y tsunamis antiguos son aquellos que poseen amplio espacio de acomodación y preservación de depósitos generados por inundaciones (e.g. (Cisternas *et al.*, 2005; Ely *et al.*, 2014), tales como humedales, lagunas, llanuras de inundación y estuarios.

Desde el punto de vista geomorfológico, se ha propuesto que la presencia de grandes bloques, y los abanicos de sobrepaso, pueden ser usados como indicadores duraderos de la inundación por tsunami (e.g. Costa *et al.*, 2015). La identificación de abanicos de sobrepaso, evidenciados por su coalescencia y orientación hacia el sistema de barras litorales (Figura 6), puede considerarse un indicador de eventos de extremo oleaje o tsunamis que superan la altura de la barra costera, y que podrían ser detectables por sensores remotos, para reconstruir la frecuencia y la magnitud de los tsunamis en el pasado (Atwater *et al.*, 2013). Este tipo de registro morfológico es altamente susceptible a la dinámica erosiva fluvial y eólica del estuario, preservándose de manera más efectiva en las llanuras supramareales (marismas) o fluviales, y especialmente en canales fluviales abandonados, situados al este del canal del estuario. Estos sectores reducen la probabilidad de erosión por procesos litorales y aumentan la posibilidad de preservación de los depósitos (Costa *et al.*, 2015).

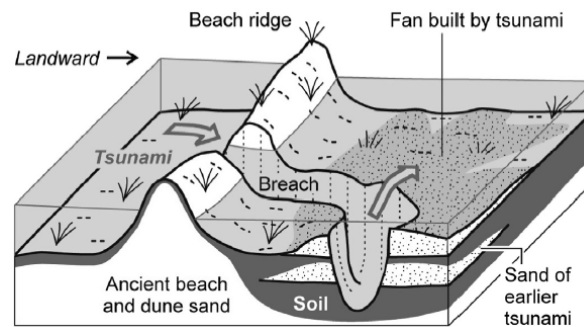


Figura 6: Esquema morfoestratigráfico de abanicos de sobrepaso de tsunami e incisiones erosivas producto de un tsunami. Tomado de Atwater *et al.* (2013).

### 2.4 Sedimentología de los depósitos

Para estudiar depósitos de tsunami a partir de proxies sedimentológicos, es necesario comprender el suministro de sedimentos en la zona costera y cercana a la costa (Spiske, 2020). Adicionalmente, la preservación de los depósitos tsunami requiere una fuente de sedimentos disponibles para ser transportados, tales como playas y dunas (Costa *et al.*, 2015). Luego, se requiere espacio de acomodación para la sucesiva deposición y taponamiento de dichos sedimentos. En ese contexto las desembocaduras, lagunas, humedales y estuarios pueden ser ambientes favorables para preservar depósitos de tsunami (e.g. Engel *et al.*, 2020).

En términos generales, la granulometría de un depósito de tsunami depende de la fuente, según la naturaleza de los sedimentos disponibles cercanos a la costa (Goff *et al.*, 2012). En ese sentido, el estudio sedimentológico de los depósitos de tsunami se puede dividir según el tamaño de los sedimentos: depósitos de bloques, grava y sedimentos finos. A continuación, se presenta una revisión metodológica de estos tres tipos de estudios.

#### 2.4.1 Depósitos de tsunamis en bloques.

En el mundo, diversos estudios han reportado casos de grandes bloques transportados por tsunamis. Comúnmente, los bloques se mueven hacia el interior del continente desde la costa, en oposición a la gravedad (Costa *et al.*, 2015). También pueden ser volcados y transportados a escasos metros desde su origen. Los bloques frecuentemente se encuentran picados y esculpidos por la bioerosión, y en los huecos se pueden encontrar restos de organismos marinos que se usan para indicar la procedencia. De acuerdo con algunos autores (e.g. Etienne *et al.*, 2011; Goto *et al.*, 2007), la orientación de los ejes mayores de los bloques es perpendicular a la dirección del flujo del tsunami.

Algunos estudios han debido distinguir los bloques originados por tsunamis de aquellos generados por tormentas (Barbano *et al.*, 2010; Goto *et al.*, 2007; Kortekaas y Dawson, 2007). Según (Weiss, 2012), los tsunamis producen depósitos de rocas desorganizadas; mientras que las tormentas son capaces de organizar rocas a lo largo de líneas y en grupos. Para el estudio de estos grandes bloques de roca sobre la superficie terrestre puede indagarse a partir de observaciones geomorfológicas, geológicas y geográficas que permitan identificar zonas favorables para la erosión y deposición.

#### 2.4.2 Depósitos de tsunamis en gravas.

En la literatura también se describen depósitos de tsunamis con clastos de tamaños grava y guijarro. Por ejemplo, Morton *et al.* (2008) observaron que los depósitos originados por tsunamis y huracanes en el Caribe estaban organizados internamente, con algunos de los clastos mostraban imbricación hacia el mar y relieves de “crestas y valles”, mientras que otros terminaban en abanicos o avalanchas en laderas empinadas.

Según (Costa *et al.*, 2015), existen algunas estructuras sedimentarias comunes en depósitos de gravas asociadas a tsunamis, tales como: clastos desgarrados, gradación normal, bases erosivas, estructuras de carga y restos de conchas fracturadas. La existencia de estas estructuras, por si solas, no es evidencia suficiente para diferenciar depósitos de tsunami, pero pueden ayudar a identificarlos si se complementa con un enfoque de múltiples proxies.

#### 2.4.3 Depósitos de tsunamis en sedimentos finos (arena y fango).

Durante las últimas dos décadas, diversos autores (e.g. Chagué-Goff *et al.*, 2011; Gelfenbaum y Jaffe, 2003; Shiki *et al.*, 2021; Switzer y Jones, 2008) han postulado criterios sedimentológicos para identificar depósitos de tsunami en sedimentos finos, los que se basan principalmente en estudios granulométricos y en la observación de estructuras sedimentarias. (Goff *et al.*, 2004) sugieren que los depósitos finos de tsunami están fuertemente controlados por las fuentes de origen de los sedimentos, y por lo tanto es útil comparar las distribuciones modales de los tamaños de grano con las mismas. Dichos autores también describen que el espesor de los depósitos de tsunami y el tamaño de los granos tiende de a disminuir tierra adentro, lejos del borde costero.

Respecto a las estructuras sedimentarias asociadas a depósitos finos de tsunami, Costa *et al.* (2015) hace una revisión de las más comunes, que serían: (1) contactos basales erosivos; (2) depósitos macizos y caóticos; (3) gradación normal; (4) laminaciones; (5) estratificación cruzada; (6) sedimentos deformados; (7) estructuras de carga; (8) pliegues convolutos; (9) ondulitas; (10) inyecciones de lodo; (11) clastos desgarrados; (12) conchillas



fracturadas. En particular, la presencia de *rip-ups*, o clastos desgarrados, puede ser un criterio clave para interpretar depósitos de tsunami y diferenciarlos de depósitos de tormenta o marejadas. Lo anterior se debe a que los depósitos de tormenta tienden a retrabajar mecánicamente este tipo de clastos, lo que dificulta su preservación (e.g. Morton *et al.*, 2008).

## 2.5 Mineralogía de los depósitos

Las asociaciones de minerales presentes en los depósitos de tsunami pueden reflejar el origen, el transporte y el ambiente de deposición de los sedimentos (Figura 7). Estos minerales pueden ser distintos de los que se encuentran en los sedimentos presentes en otros tipos de depósitos. Por lo tanto, distintos autores han propuesto que el análisis de los minerales puede aportar evidencias complementarias a otros indicadores para identificar y caracterizar las posibles fuentes de sedimentos en depósitos de tsunami (e.g. Costa *et al.*, 2018).

Por ejemplo, según Jagodziński *et al.* (2009), los minerales pesados pueden ayudar a identificar los depósitos de tsunami, ya que reflejan la procedencia, el modo de transporte y sedimentación de los sedimentos arrastrados por el tsunami. Los autores proponen que los depósitos de tsunami se diferencian de los sedimentos de playa y los suelos pre-tsunami por tener un mayor contenido de micas, que son minerales pesados de forma laminar que se suspenden fácilmente en el agua y se depositan desde la suspensión. Otros autores han propuesto que la asociación de minerales densos como magnetita-actinolita-sulfuros puede ser indicativo de depósitos de tsunami (e.g. Cascalho *et al.*, 2020). Estos cambios en la composición de los minerales pesados dentro de los depósitos pueden estar relacionados con los cambios en la hidrodinámica de la ola, desde el transporte en carga de fondo (ausencia de micas) hasta la sedimentación desde la suspensión (abundancia de micas). En general, la concentración de minerales pesados en los sedimentos decrece hacia el continente, y aumenta hacia la playa (Costa *et al.*, 2018).

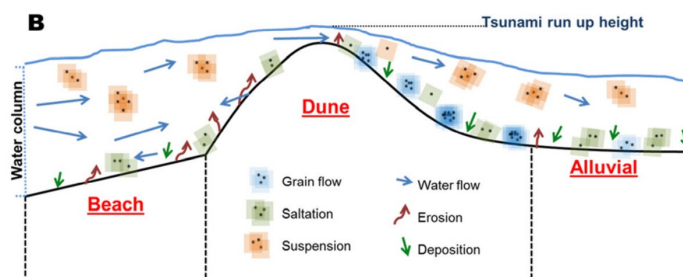


Figura 7: Esquema de transporte de minerales durante una ola de tsunami. Tomado de Costa *et al.* (2012).

## 2.6 Química de elementos mayores

Diversos estudios han propuesto que los depósitos de tsunami pueden tener una signature geoquímica distintiva (e.g. Chagué-Goff *et al.*, 2002, 2011; Goff *et al.*, 2004; Goff y Chagué-Goff, 1999; Minoura *et al.*, 1994; Minoura y Nakaya, 1991). En general, las características geoquímicas de los depósitos de tsunamis son indicadores de agua de mar, tamaño de grano, mineralogía y material de origen.

La geoquímica inorgánica es la más utilizada, mientras que los estudios basados en compuestos orgánicos e isótopos aún son escasos. Por ejemplo, se ha detectado incrementos en cantidades de Na, Ca, K, Mg, Cl, Br, Sr, Ba y S en depósitos de tsunami (Dawson *et al.*, 1995; Hindson y Andrade, 1999; Minoura *et al.*, 1994; Minoura y Nakaya, 1991), provenientes de las sales del agua marina. Sin embargo, estos elementos pueden eliminarse con bastante rapidez de los depósitos arenosos del tsunami debido a la

disolución con agua de lluvia, de la superficie o subterráneas. En contraste, en sedimentos finos y ricos en materia orgánica, estos indicadores de agua de mar pueden ser retenidos por más tiempo, incluso miles de años, debido a su transformación en formas orgánicas (Chagué-Goff y Fyfe, 1996). Por ejemplo, el azufre puede transformarse en azufre orgánico o pirita, mientras que los halógenos (Cl, Br) pueden formar compuestos orgánicos estables (e.g. Lowe y Bustin, 1985; Chagué-Goff y Fyfe, 1996; Myneni, 2002; Biester *et al.*, 2004).

Por otro lado, La geoquímica de elementos mayores también puede proporcionar información sobre la composición mineralógica de los sedimentos. Por ejemplo, altas concentraciones de CaO pueden indicar la presencia de bioclastos o carbonatos marinos, mientras que concentraciones elevadas de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y MgO pueden estar asociadas a minerales densos como la magnetita, común en ambientes marinos y playas.

Las concentraciones elementales totales de los elementos antes mencionados son comúnmente determinadas con el uso de fluorescencia de rayos X (XRF), plasma acoplado inductivamente (ICP)-AES y/o ICP-MS.

## 2.7 Bioclastos

Los restos biológicos, incluyendo microfósiles y macrofósiles, son muy útiles para reconocer unidades sedimentarias de origen marino, y en algunos casos permiten interpretar unidades sedimentarias como tsunamigénicas. En ese contexto, los restos biológicos más comunes en estos estudios son: diatomeas, foraminíferos, ostrácodos, plancton, polen, moluscos y fragmentos de plantas (Costa *et al.*, 2015). Según los autores, la impronta paleontológica se caracteriza por cambios marcados en la abundancia de fósiles marinos a salobres, y/o evidencias de la alta energía del evento (por ejemplo: presencia de conchas rotas). Según Dawson *et al.* (1996), los depósitos de tsunami se caracterizan por un alto porcentaje de valvas rotas (más del 65 %).

Por otro lado, las diatomeas, que son un grupo de algas unicelulares que secretan una conchilla silíceas, también se consideran un proxy muy útil para detectar inundaciones marinas extremas (Chagué-Goff *et al.*, 2002; Dawson, 2007; Dawson *et al.*, 1996; Dura *et al.*, 2016). Según Dawson *et al.* (1996), las asociaciones de diatomeas en los depósitos de los tsunamis son caóticas, debido a que los tsunamis atraviesan áreas costeras y tierra adentro, mezclan especies de agua dulce y salobres.

## 2.8 Arqueología y paleotsunamis

El estudio de los tsunamis en el registro arqueológico y estratigráfico puede aportar información valiosa sobre la frecuencia, magnitud, origen y efectos de estos fenómenos, así como sobre las respuestas y adaptaciones de las poblaciones humanas afectadas por tsunamis en el pasado (Goodman-Tchernov, 2020).

Un ejemplo de investigación que combina la arqueología y el estudio de tsunamis en Chile es el realizado por Salazar *et al.* (2022), quienes analizaron los depósitos de un tsunami ocurrido hace unos 3800 años en el norte de Chile, asociado a un terremoto de magnitud 9,5. Este tsunami fue uno de los más grandes registrados en el mundo y afectó a varias localidades costeras, donde se encontraban asentamientos humanos. Los autores utilizaron datos geológicos, geomorfológicos, geofísicos, geocronológicos y arqueológicos para reconstruir las características y el impacto del tsunami, y concluyeron que este evento provocó cambios significativos en la geomorfología, la ecología y la demografía de la zona, modificando las prácticas culturales de sus antiguos habitantes, que debieron adaptarse a las nuevas condiciones ambientales.

### 3 Marco geodinámico

Este capítulo se presentan algunos antecedentes del contexto geodinámico de Chile, particularmente en la zona de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Se describen las características sismotectónicas de la región, incluyendo las diferentes zonas sismogénicas y el ciclo sísmico de los grandes terremotos.

#### 3.1 Contexto sismotectónico

Chile es uno de los países con mayor actividad sísmica del mundo, debido a su proximidad a las placas tectónicas de Nazca y Sudamérica. La placa de Nazca converge bajo la placa Sudamericana a 6,6 cm por año (Altamimi *et al.*, 2007), una de las tasas de convergencia más rápidas de la Tierra. La tasa de convergencia ha sido oblicua al margen al menos desde los últimos ~25 Ma. Según Müller *et al.* (1997), se ha identificado que la placa oceánica que subducta tiene alrededor de 45 millones de años (*e.g.* Angermann *et al.*, 1999). La subducción de una placa relativamente joven provoca un alto grado de acoplamiento en el contacto interplaca, entre los 10-50 km de profundidad. Este acoplamiento genera un régimen compresional que se conoce como zona sismogénica interplaca, que es donde ocurren los grandes terremotos de subducción.

En cuanto a la escala y localización de los terremotos, Ruiz y Madariaga (2018) sugieren que existiría una diferencia entre los terremotos gigantes, que rompen toda la interfaz de placas desde la trinchera hasta el fondo de la zona acoplada, y los eventos más frecuentes de  $M_w \sim 8$  que rompen la mitad o la parte inferior de la interfaz de placas (Figura 8). Según estos autores, las grandes rupturas, que tienen magnitudes de al menos 8,4, tienen el mayor potencial de generar tsunamis en el margen costero. Además de una zona sismogénica interplaca, en el margen de subducción chileno se reconocen otras tres zonas sismogénicas (Figura 9 y Figura 10): (1) sismos intraplaca superficiales (fallas corticales), (2) sismos intraplaca de profundidad intermedia, producidos por fracturamiento tensional de la placa de Nazca, y (3) sismos outer-rise, producidos por la flexión de la Placa de Nazca al oeste del contacto con Sudamérica.

Para describir la evolución del ciclo sísmico de grandes terremotos en diferentes zonas de subducción, McCann *et al.* (1979) proponen la existencia de "brechas sísmicas" en la zona sismogénica interplaca, indicando que mientras mayor sea el intervalo transcurrido desde el último terremoto de gran magnitud, es más probable que ocurra otro de similares características. Lo anterior debe tomarse con cierta precaución, ya que las rupturas pueden presentar longitudes y anchos variables, cuyos desplazamientos pueden diferir entre ciclos.

El área de estudio se encuentra dentro de la zona central de Chile, en el segmento ubicado entre los 30°S y los 37°S (Figura 8), el mayor evento sísmico ocurrido en la zona interplaca ocurrió el año 1730 ( $M_w \sim 9,1-9,3$ ), y abarcó una zona de ruptura de entre 600 y 800 km, desde la ciudad de Coquimbo hasta Concepción, a lo largo del contacto entre las placas tectónicas. A dicho evento se le asocia un tsunami que causó destrucción en una extensión de más de mil kilómetros de costa, siendo observado en casi todo el Pacífico oriental. En la parte sur de este segmento, el último evento interplaca tsunamigénico ocurrió en el Maule el año 2010 ( $M_w 8,8$ ); hacia el norte, el último evento de este tipo ocurrió en Illapel, el año 2015 ( $M_w 8,3$ ).

Otros grandes terremotos en Chile Central han sido registrados en documentos históricos en los años 1822, 1880, 1906, 1943, 1971, 1985 y 2015 (Ruiz y Madariaga, 2018). Sin embargo, estos terremotos podrían ser considerados como eventos menores dentro del superciclo sísmico de 1730 ( $M_w > 8,5$ ; (Goldfinger *et al.* 2013).

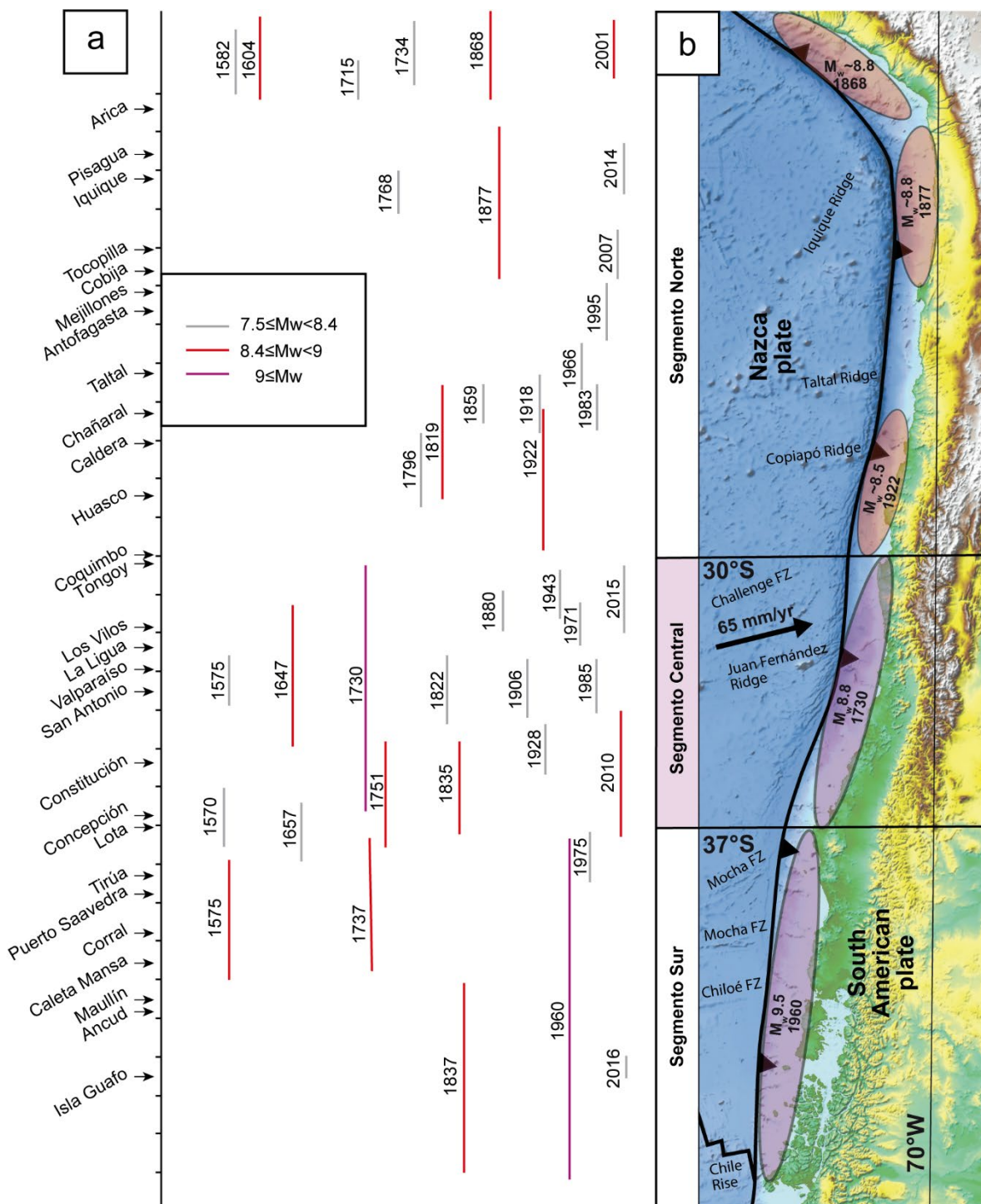


Figura 8: a) Sismos interplaca históricos en Chile y sus áreas de ruptura estimadas. En gris se muestran los eventos de  $M_w$  7,5 a 8,4; en rojo los sismos de  $M_w$  8,5 a 9, y en morado los sismos de  $M_w$  mayores o iguales a 9. Figura tomada de Easton et al. (2022) y Saillard et al. (2017) (ver Tabla 18 de anexos). Segmentos de ruptura de sismos tomados de Barrientos (2007); Comte y Pardo (1991) y Ruiz y Madariaga (2018).

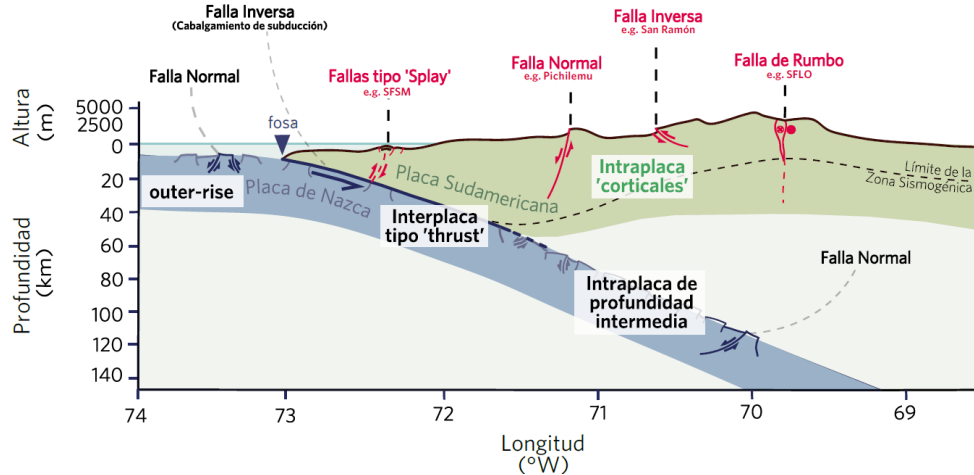


Figura 9: Perfil esquemático del margen de subducción Nazca-Sudamérica con los principales tipos de fallas sismogénicas. Los recuadros blancos indican las categorías más relevantes de eventos sísmicos de origen tectónico que ocurren en el margen de subducción chileno, clasificadas según su origen. En rojo se muestran los principales tipos de fallas intraplaca 'corticales' y su cinemática simplificada. SFSM, Sistema de fallas Santa María; SFLO, Sistema de Fallas Liquiñe-Oqui. Tomado de Maldonado (2020).

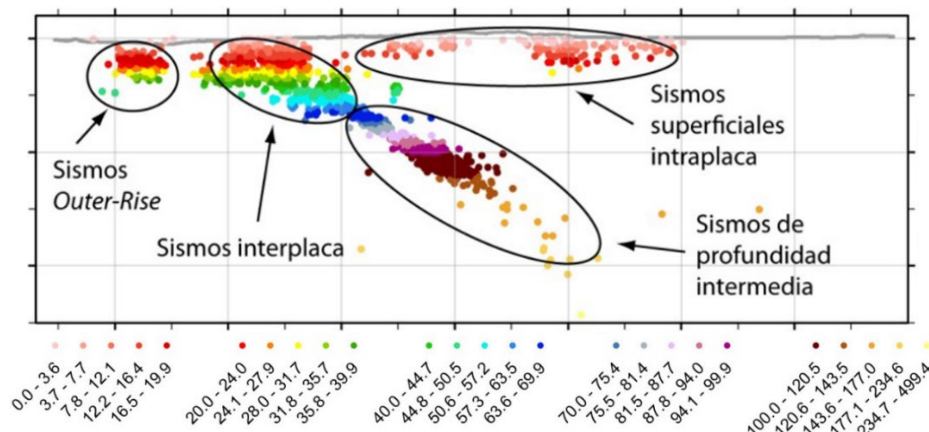


Figura 10: Sismicidad registrada entre los 32,5° 33°S entre los años 1980 y 2007 por el Servicio Sismológico Nacional. Se representan los epicentros por colores según su profundidad. Al sur de los 32,5°S se aprecia una intensa actividad sísmica cortical. Tomado de Rauld (2011).

### 3.2 Ciclo sísmico

La comprensión del ciclo sísmico y la deformación de la corteza terrestre, tanto a nivel regional como local, son fundamentales para interpretar los cambios en el nivel base producidos por alzamiento o subsidencia (cosísmico e intersísmico), y que pueden quedar registrados en la estratigrafía o en la geomorfología costera. Según lo propuesto por Moreno *et al.* (2010), los modelos cinemáticos sugieren que durante largos períodos intersísmicos la interfaz de placas está mayormente bloqueada y se desliza durante grandes terremotos (cosísmico) y el postsísmico. El modelo propuesto por Wang *et al.* (2012) Para explicar los ciclos de deformación de los terremotos de subducción en una Tierra viscoelástica se han propuesto tres fases (Hyndman y Wang, 1993; Wang *et al.*, 2012): (1) intersísmica, (2) cosísmica y (3) postsísmica. La primera etapa, que dura decenas y centenas de años, se caracteriza por la acumulación de tensión en la interfaz debido al bloqueo de un segmento de ella y a la constante convergencia de la Placa de Nazca bajo la Sudamericana. Luego, una vez que el segmento de la interfaz acoplada cede,

ocurre la etapa cosísmica en donde se libera la mayor parte del estrés acumulado en el intersísmico en un pequeño periodo de tiempo que va desde los segundos a los minutos dependiendo de cuanta energía es liberada en la ruptura. Finalmente, tras el cosísmico, comienza una etapa denominada postsísmico que se caracteriza por liberar el estrés que no se liberó en el cosísmico, pero de manera más gradual que en esa etapa. Generalmente este periodo de extiende un par de años tras el cosísmico. El modelo predice que la deformación intersísmica se concentra en la zona de ruptura cosísmica, mientras que la deformación postsísmica se distribuye en una zona más amplia (Figura 11). El modelo también sugiere que la deformación intersísmica puede ser mayor que la deformación cosísmica, lo que se denomina ciclo superintersísmico.

A partir un modelo de simulación numérica en 2D, van Dinther *et al.* (2019) proponen que la deformación cosísmica en la placa suprayacente (antearco) sufre deformaciones verticales segmentadas en tres zonas en función de la distancia a la fosa: (1) una primera zona de alzamiento entre los ~0-120 km; (2) una zona de subsidencia entre los ~120-200 km, y (3) una segunda zona de alzamiento (menor) en una zona ubicada a partir de los 200-300 km de la fosa. Estas predicciones son coherentes con los datos de estaciones geodésicas GPS, generados antes y después del terremoto  $M_w$  8,8 del año 2010 en la Región del Maule (entre otros eventos de subducción “gigantes”) (Figura 12).

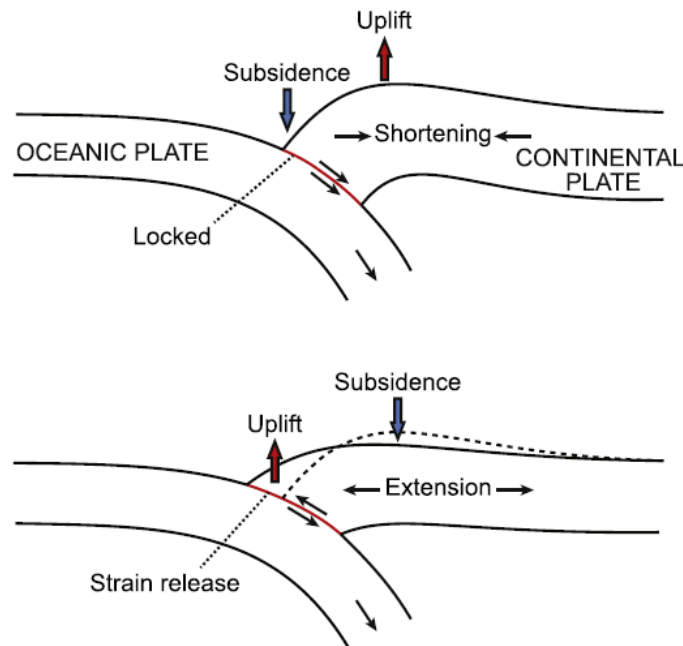


Figura 11: Sección transversal esquemática de una zona de subducción. Se muestra deformación vertical durante las fases de acumulación de deformación intersísmica (arriba) y liberación de tensión cosísmica (abajo). Tomado de Garrett *et al.* (2015), modificado de Hyndman y Wang (1993).

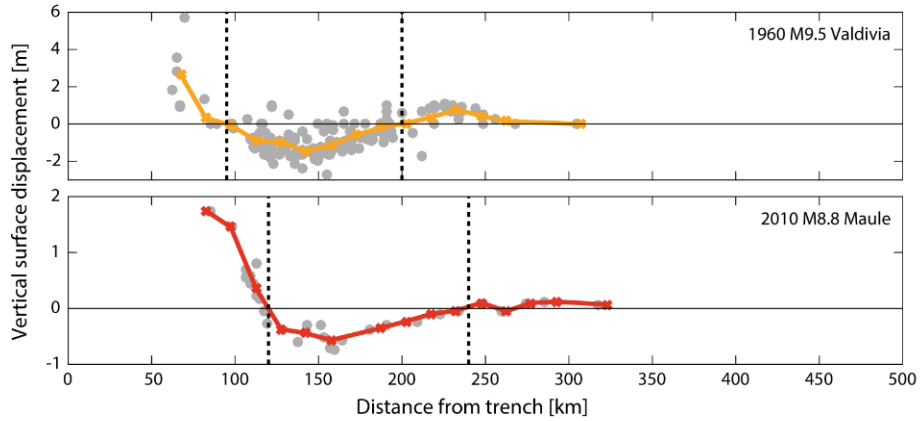
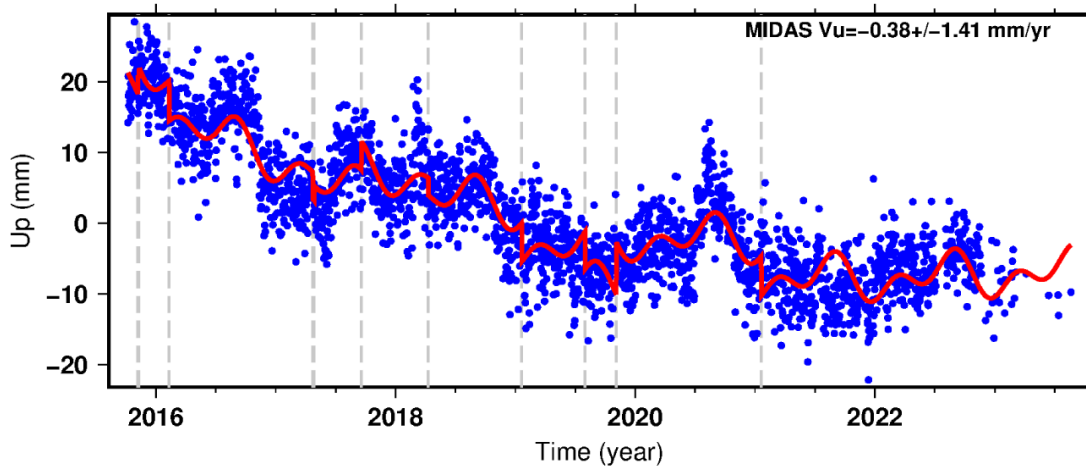


Figura 12: Sección transversal que muestra el hundimiento y levantamiento cosísmico de (a) terremoto de 1960 ( $M_w$ 9.5) en Valdivia, y (b) terremoto de 2010 ( $M_w$ 8.8) en la región del Maule. Las líneas segmentadas representan el límite entre áreas alzadas y hundidas. Tomado de van Dinther et al. (2019).

Respecto a la deformación intersísmica del área de estudio, ubicada en el segmento Central del margen de subducción (Figura 1), los datos del Centro Sismológico Nacional (CSN), indican que durante el actual periodo intersísmico, entre los años 2016 y 2022, el sector costero de La Ligua (estación CTPC-IGS14) se habría hundido ca. 3 cm (Figura 13).



24 Hour Positions Using Final Orbits (blue) and Rapid Orbits (magenta).  
 Processed by the Nevada Geodetic Laboratory.  
 Plotted on 2023-Dec-4. Last data on 2023-Aug-21.

Figura 13: Datos geodésicos de movimiento horizontal y vertical de la estación CTPC-IGS14 (Trimble NetR9) del CSN, procesados por el Laboratorio Geodésico de Nevada, Estados Unidos.

## 4 Marco geológico

En este capítulo se describe en general la geología y geomorfología del área de estudio, incluyendo el sustrato rocoso, los depósitos no consolidados y las unidades geomorfológicas presentes. También se revisa la geoarqueología de la zona, destacando la presencia de asentamientos humanos antiguos y su relación con el paisaje costero. Además, se examina la geología marina y oceanografía del área, incluyendo las variaciones del nivel del mar y el oleaje.

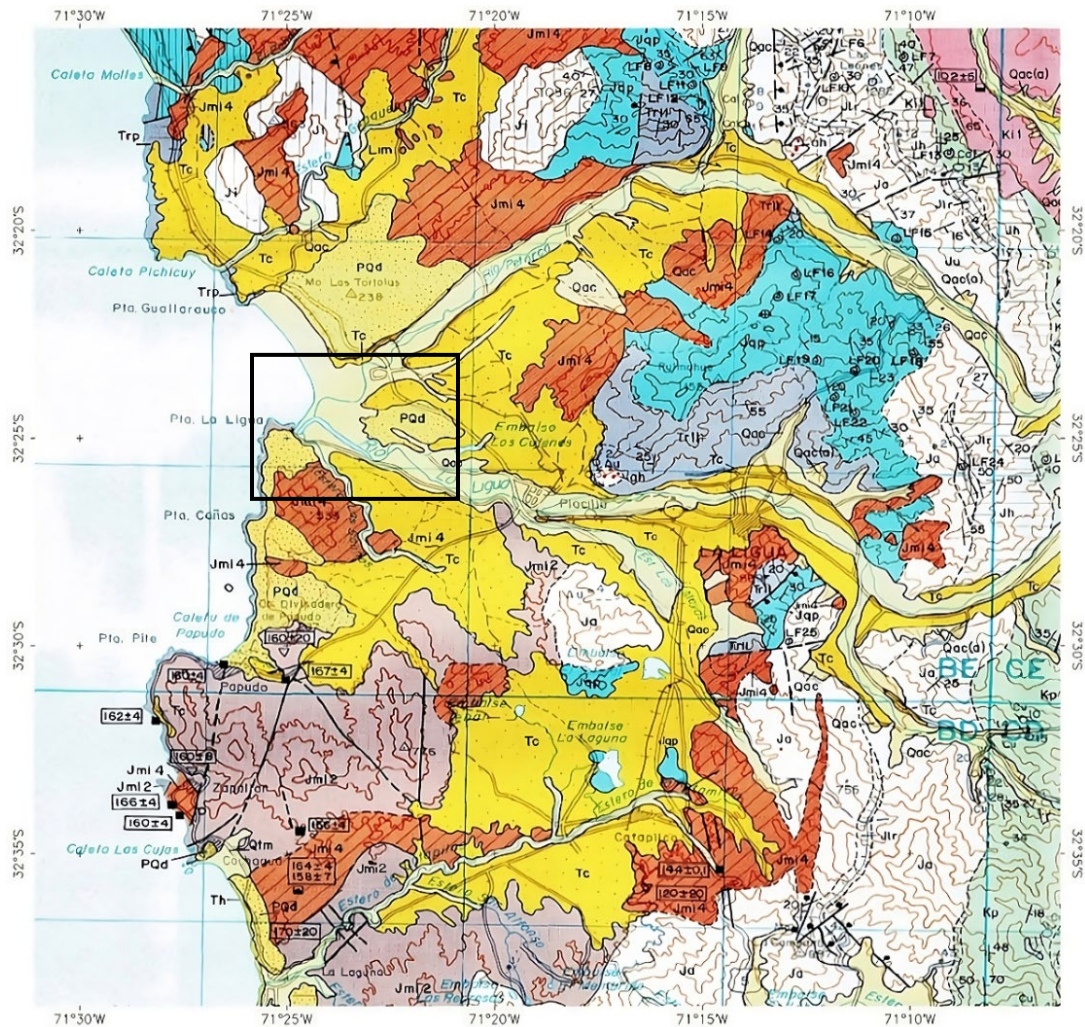
### 4.1 Geología del área de estudio

El área de estudio se ubica hacia el límite occidental de la Cordillera de la Costa, y su geología fue descrita en la Hoja Quillota-Portillo (Rivano *et al.*, 1993) de SERNAGEOMIN (Figura 14). En general, el sustrato rocoso de esta zona está conformado por rocas volcánicas y sedimentarias del Triásico Superior-Jurásico, intruídas por rocas plutónicas del Jurásico-Cretácico. Las rocas antes descritas son localmente cubiertas por depósitos no consolidados de edad Mioceno Holoceno, que conforman principalmente a depósitos de playa y eólicos en la costa, y fluviales y aluviales hacia el interior de los valles, al este de las desembocaduras.

Hacia las desembocaduras de los ríos La Ligua y Petorca ( $30^{\circ}24'50''S$ ) (Figura 14), las rocas predominantes corresponden a las franjas de rocas jurásicas y la cretácicas asignadas las Superunidades Mincha (SUM) e Illapel (SUI). La SUM, que conforma la mayor parte de la Cordillera de la Costa en la zona de estudio, aflora en una franja de orientación norte-sur (entre la localidad de La Ligua y el borde costero) donde se reconocen por dos grandes unidades: la Unidad Puerto Oscuro y la Unidad Cavilolén. La Unidad Puerto Oscuro se distingue por sus colores oscuros a gris verdoso, debido a su alto contenido en máficos y corresponde a cuarzodioritas, cuarzomonzodioritas, dioritas y tonalitas de clinopiroxenos, biotita, hornblenda y gabros de hornblenda. La Unidad Cavilolén corresponde a granodioritas, tonalitas, y más raramente, monzogranitos de biotita, hornblenda y, en menor proporción, clinopiroxenos. La SUI, por su parte, aflora en una franja de orientación norte-sur ubicada 15 km hacia el este de la localidad de La Ligua, donde se reconoce la Unidad Chalinga. Dicha unidad corresponde a granodioritas de hornblenda y biotita y monzodioritas cuarcíferas con textura hipidiomórfica inequigranular, a veces, con tendencia a textura porfírica.

Sobre el sustrato rocoso, los depósitos predominantes del área pertenecen a la Formación Confluencia (Mioceno-Plioceno), que aflora sobre el sistema hidrográfico en terrazas altas y pedimentadas, rellenando los valles fluviales con potencias variables entre 50 y 100 m. Corresponde a gravas y ripios con intercalaciones de arena poco consolidadas, que en la zona de estudio presenta un color rojizo característico. Esta formación es cubierta de manera discordante por sedimentos fluviales, aluviales, eólicos y litorales del Pleistoceno-Holoceno.





**LEYENDA**

<p><b>Formación Caleta Horcón</b> (Marino-transicional) Areniscas, arcillolitas y limolitas, poco consolidadas, con fósiles (Mioceno-Plioceno)</p> <p><b>Formación Lo Prado</b> (marino volcánico) Lavas andesíticas y brechas volcánicas a) Intercalaciones de niveles sedimentarios marinos con fósiles (Neocomiano)</p> <p><b>Formación Horqueta</b> (volcánica, continental) Lavas y depósitos piroclásticos ácidos a intermedios (Jurásico Medio-Superior?)</p> <p><b>Formación Cerro Calera</b> (marina transicional) Miembro La Cruz: predominantemente areniscas Miembro Los Rodos: predominantemente calizas (Jurásico Medio)</p> <p><b>Formación Ajaí</b> (volcánica, continental) Lavas y depósitos piroclásticos ácidos a intermedios (a) Rocas metamórficas atribuidas a la Formación Ajaí (Jurásico Inferior-Medio)</p> <p><b>Formación Los Molles</b> (volcanoclastica, marina-transicional) Areniscas, fangolitas fosilíferas, conglomerados, tobos (Triásico Superior-Liásico)</p> <p><b>Formación Pichidangui</b> (volcánica, marina) Lavas andesíticas, dacíticas y ríolíticas, tobos, brechas volcánicas, fangolitas intercaladas, areniscas (Cárrico-Nóricico)</p>	<p><b>Formación Confluencia</b> (continental) Conglomerados, areniscas, brechas y limolitas poco consolidadas (¿Mioceno-Plioceno?)</p> <p><b>Superunidad Itapei</b> <b>Unidad Chalinga</b> Granodioritas y dioritas cuaríferas (monzogranitos) gris claro a oscuro, de grano medio a grueso (Oreóxico)</p> <p><b>Superunidad Mincha</b> <b>4. Unidad Caviolén</b> Granodioritas y tonalitas, de grano fino a medio (Jurásico)</p> <p><b>2. Unidad Puerto Oscuro</b> Dioritas cuaríferas de proxiño y/o anfíbola monzodioritas de hiperstena y biotita; gabros de proxiño y olivino; gris verdoso (Jurásico)</p> <p><b>Formaciones Ajaí, Cerro Calera y/o Horqueta</b> Rocas volcanoclasticas y sedimentarias, indiferenciadas (Jurásico Medio)</p> <p><b>Formación Quebrada del Pobre</b> (clástico-marina) Conglomerados, areniscas, fangolitas fosilíferas, tobos (Liásico)</p> <p><b>Formación La Ligua</b> (volcanoclastica, continental) Tobos, brechas, areniscas, fangolitas y conglomerados (Triásico Superior)</p>	<p><b>Sedimentos eólicos y litorales; depósitos de playa</b> (a) Dunas</p> <p><b>Sedimentos aluviales y cóniuviales, depósitos de relleno de valles</b> (a) Conos de deyección tarrencial y escormentos de talúda (b) Depósitos de colapsos, gravitacionales</p> <p><b>Sedimentos eólicos antiguos (paleodunas)</b> (a) Gravitas y arenas aluviales</p>
---	---	---

**SIMBOLOGIA**

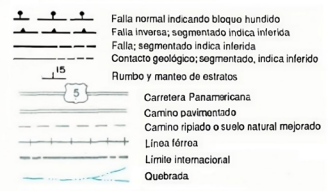


Figura 14: Mapa geológico de la Cordillera de la Costa frente las desembocaduras de los ríos La Ligua y Petorca. Tomado de la Hoja Quillota Portillos (Rivano et al., 1993) del Servicio Nacional de Geología y Minería. El cuadro negro indica el área de las desembocaduras de los ríos La Ligua y Petorca.

## 4.2 Geomorfología del área de estudio

Los rasgos morfológicos dominantes del margen continental andino entre estas latitudes son la Cordillera de la Costa, Valles Transversales y la Cordillera Principal, de rumbos N-S, W-E y N-S, respectivamente. El segmento entre los 27° y 33°S, en la cual está incluida la zona de estudio, se caracteriza además por una configuración tectónica de subducción plana (Cahill y Isacks, 1992; Pardo *et al.*, 2002), la ausencia de actividad volcánica cuaternaria (Kay y Mpodozis, 2002) y la ausencia de Depresión Central. Se cree que la horizontalización del slab podría estar asociada a la subducción del ridge boyante de Juan Fernández, el cual migró desde los 27°S hasta su punto actual en los 33°S entre los 16 Ma y los 12 Ma (Yáñez *et al.*, 2001). Por su parte, la ausencia de Depresión Central ha sido atribuida a un régimen altamente compresivo (Jordan *et al.*, 1983), a litologías más resistentes a la erosión y a menores tasas de precipitación que al sur de los 33°S (Farías, 2007; Rodríguez *et al.*, 2013). El desarrollo de esta configuración geodinámica en esta zona ha sido el resultado, en mayor o menor medida, de factores tectónicos, litológicos y climáticos.

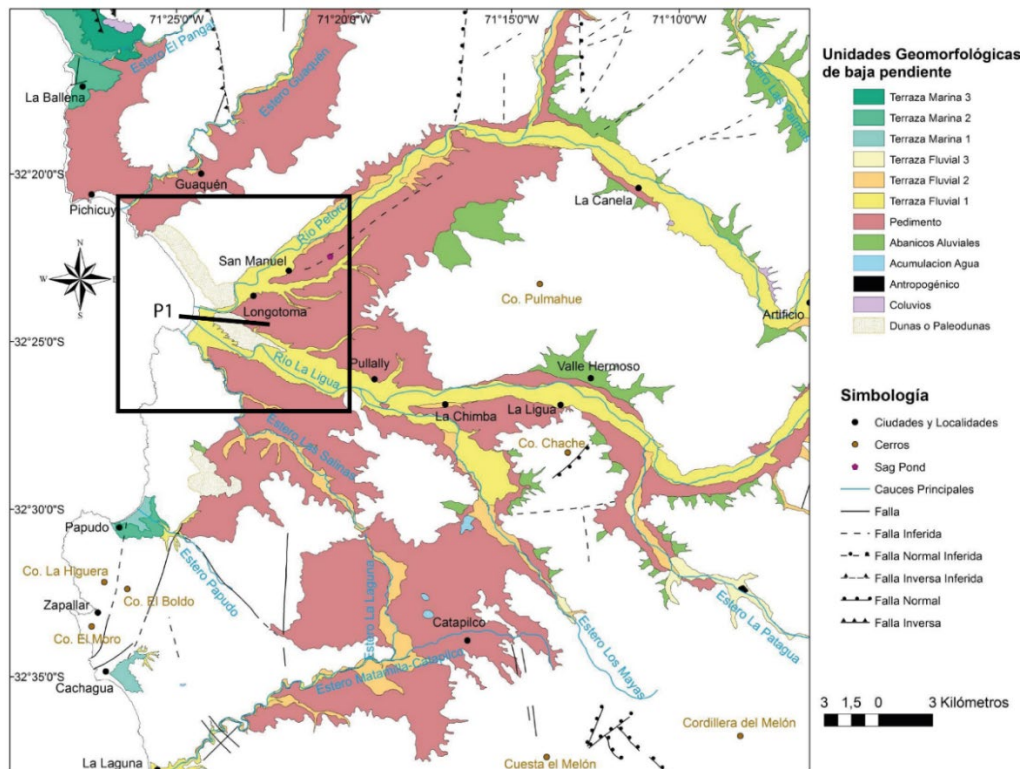


Figura 15: Mapa geomorfológico del sector costero de La Ligua entre los 30°S y los 32°S. El cuadro negro indica el sector donde convergen las desembocaduras de los ríos Petorca y La Ligua. Se indica además la ubicación hipotética del perfil esquemático de la Figura 16. Mapa tomado de González (2015).

A escala más local, la costa de Chile entre los 30°S y los 32°S se ha identificado como parte del Norte Chico semiárido, el cual se caracteriza por presentar un litoral rocoso que limita terrazas de abrasión marina que se extienden de manera escalonada hacia el este, hasta el piedemonte de la Cordillera de la Costa (Figura 15). Dichas terrazas son comúnmente disectadas por causas de esteros y ríos provenientes del este, desde la Cordillera de la Costa o la Cordillera de Los Andes, y pueden estar asociadas a terrazas de agradación rellenas con depósitos fluviales, aluviales o marinos (González, 2015; Rodríguez *et al.*, 2013).

A una escala de mayor detalle, en la localidad de Salinas de Pullally, frente a las desembocaduras de los ríos La Ligua y Petorca, el paisaje está modelado por procesos eólicos, fluviales, aluviales y marinos. En los sectores más altos, entre los 70 y 170 m s.n.m, se desarrollan extensas superficies de pedimentos (González, 2015; Rodríguez *et al.*, 2013), las que se desarrollan principalmente sobre depósitos semiconsolidados de la Fm. Confluencia (Mioceno-Plioceno), y en menor proporción sobre rocas intrusivas y volcánicas jurásicas. Otro elemento del paisaje descrito en esta zona son los campos de dunas de Longotoma, ubicadas al norte de los ríos La Ligua y Petorca. Hacia el este, las dunas activas se apoyan sobre paleodunas de posible edad Pleistoceno Superior-Holoceno. En los sectores más bajos, cercanos al cauce de los ríos Petorca y La Ligua, el paisaje está modelado por terrazas fluviales o llanuras de inundación, que limitan hacia el oeste con barras litorales de arena (Figura 16).

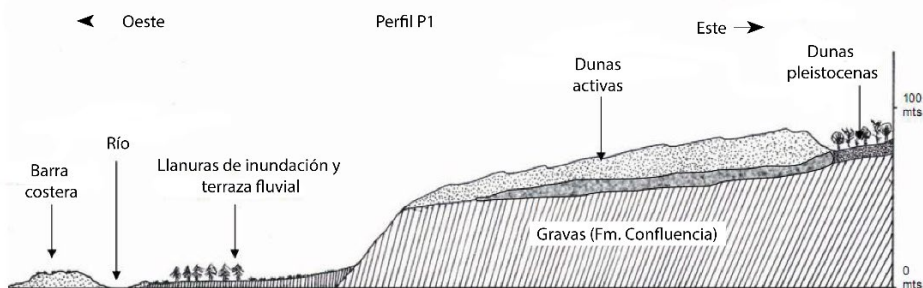


Figura 16: Perfil oeste-este esquemático P1 entre las confluencias de los ríos Petorca y La Ligua. Modificado de Veloso (2005).

### 4.3 Geoarqueología de Longotoma

Las ocupaciones humanas en Longotoma tienen una alta profundidad cronológica. Los conjuntos materiales reportados por Vergara (2010) en Longotoma confirman la presencia, en general, de al menos un componente Arcaico (>2000 años A.P.), probablemente situado en el Holoceno Medio y correspondiendo, por lo tanto, al Complejo Papudo. Entre el río La Ligua y el campo de dunas de Longotoma, (Vergara, 2010) reporta distintos tipos de cerámicas y antiplásticos que confirman la presencia de grupos culturales del Período Alfarero Temprano (PAT; Complejo Cultural El Bato), Período Intermedio Tardío (PIT; Cultura Aconcagua), y probablemente un componente Aconcagua con influencia Incaica (Tabla 20, anexos).

A partir de un estudio estratigráfico y arqueológico en las dunas de Longotoma (Figura 17 y Figura 18), May *et al.* (2015) identifican dos fases de actividad eólica durante el Holoceno, separadas por un período de pedogénesis y formación de un paleosuelo entre  $5790 \pm 710$  y  $5010 \pm 600$  años A.P. Este período coincide con un aumento de la humedad y la precipitación en la región, relacionado con cambios en la circulación atmosférica y oceánica.

Entre los ~5320 y 4910 años cal BP, se produjo una fase de estabilidad morfodinámica con pedogénesis y acumulación de sedimentos coluviales. Esta fase coincide con un período de transición hacia condiciones más húmedas y mayor frecuencia de eventos de lluvia intensa en el norte de Chile central. Durante esta fase, se formó una capa de conchas antropogénica y un paleosuelo asociado, que indican la presencia de poblaciones de cazadores-recolectores costeros que explotaban los recursos marinos y terrestres. Posterior a los ~3.500 años BP, el cauce del río La Ligua incide sobre el campo de Dunas, abandona una antigua terraza aluvial y migra hacia el sur. Este cambio en el nivel base es interpretado como el resultado de alzamiento tectónico en la zona y/o los cambios eustáticos del nivel del mar.

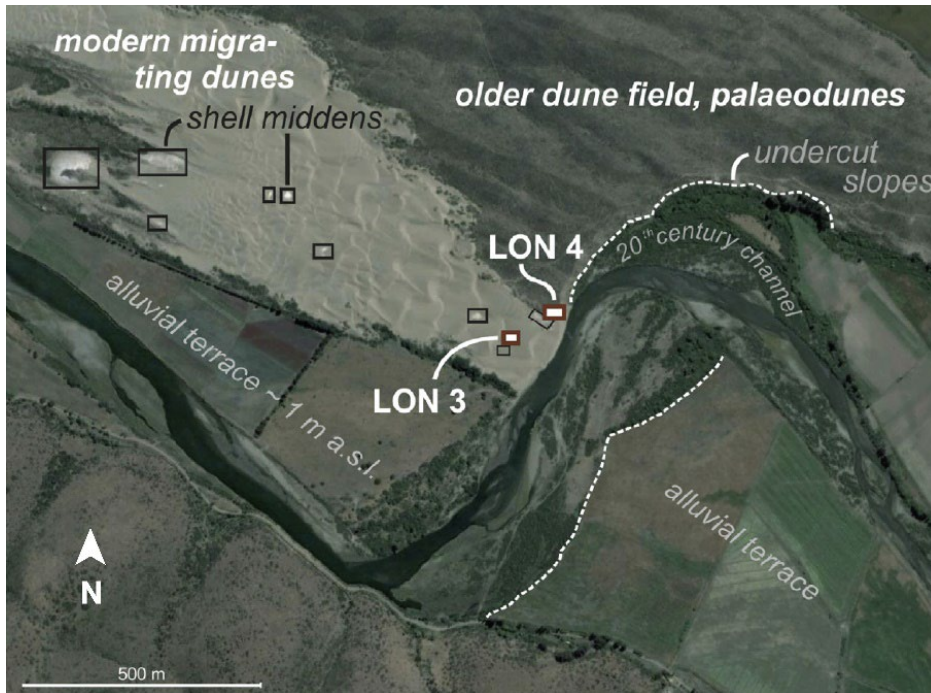


Figura 17: Ubicación de conchales arqueológicos y calicatas LON 3 y LON 4 reportadas por May et al. (2015) cerca de la desembocadura del río La Ligua.

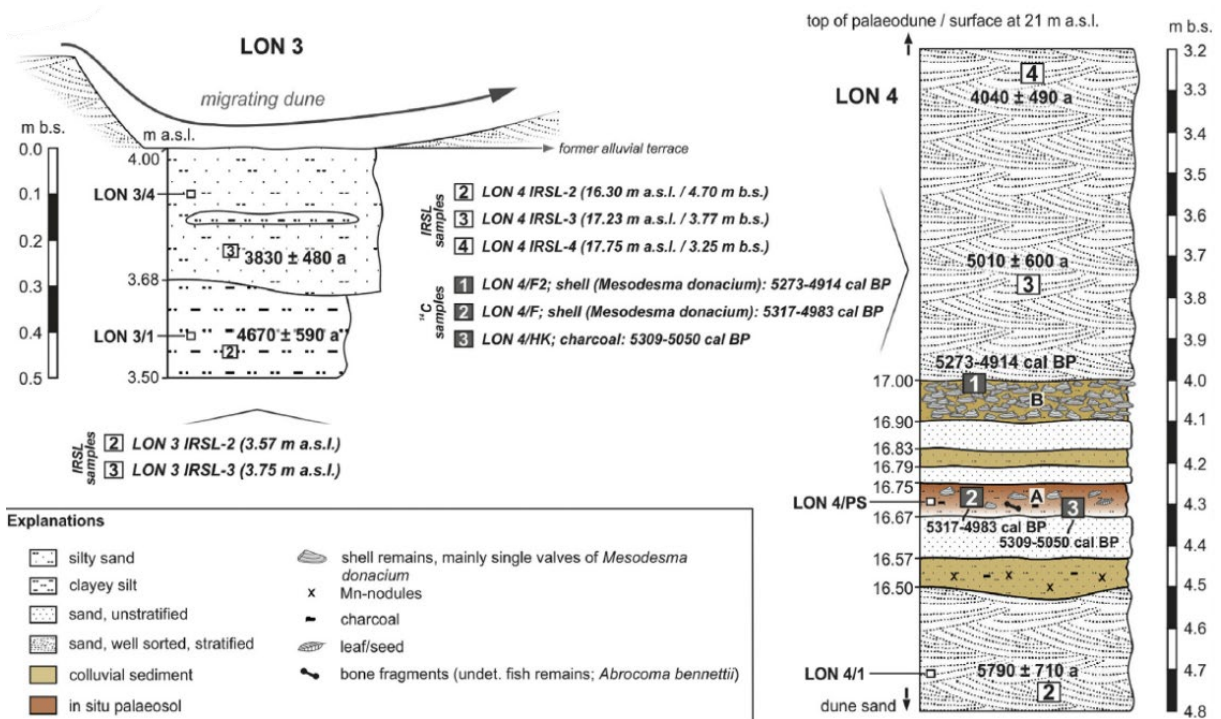


Figura 18: Estratigrafía de calicatas LON 3 y LON 4 (May et al., 2015).

## 4.4 Geología marina y oceanografía del área de estudio

### 4.4.1 Variaciones globales del nivel del mar

El nivel del mar no ha permanecido constante a lo largo del tiempo geológico. Sus fluctuaciones están determinadas por una serie de factores, incluyendo el clima global, la tectónica de placas y el ajuste isostático glacial (GIA) (e.g. Garrett *et al.*, 2020; Lambeck *et al.*, 2002). El GIA es un proceso clave en la comprensión de las variaciones del nivel del mar, especialmente en regiones que estuvieron cubiertas por hielo durante las glaciaciones del Pleistoceno. A medida que el hielo se derrite, la corteza terrestre, que antes estaba deprimida por el peso del hielo, se eleva lentamente (rebote postglacial) (e.g. Whitehouse, 2018). Este proceso puede causar variaciones significativas en el nivel del mar relativo (RSL) a escalas de tiempo milenarias.

Las variaciones del nivel del mar durante el Holoceno han sido reportadas mediante modelamientos que se basan en cambios en la composición de los isótopos del oxígeno ( $\delta^{18}O$ ), y en el contenido de microfósiles marinos calcáreos (foraminíferos), con los que se puede obtener un registro continuo de la sedimentación para intervalos temporales prolongados, y así identificar intervalos climáticos (e.g. Lambeck *et al.*, 2002, 2014). Estos modelos indican que, desde el último máximo glacial, 18.000 años A.P., el nivel global del mar aumentó gradualmente hasta los ca. 7.000 A.P., debido a contribución por fusión de los hielos de los polos (Figura 19). Este aumento progresivo se estabilizó hace ca. 7.000 - 6.000 años A.P., momento a partir del cual el nivel del mar ha sido dominado por procesos regionales y locales como subsidencias, alzamientos tectónicos, erosión y sedimentación asociados a cambios climáticos o actividad antropogénica (Jelgersma y Tooley, 1995).

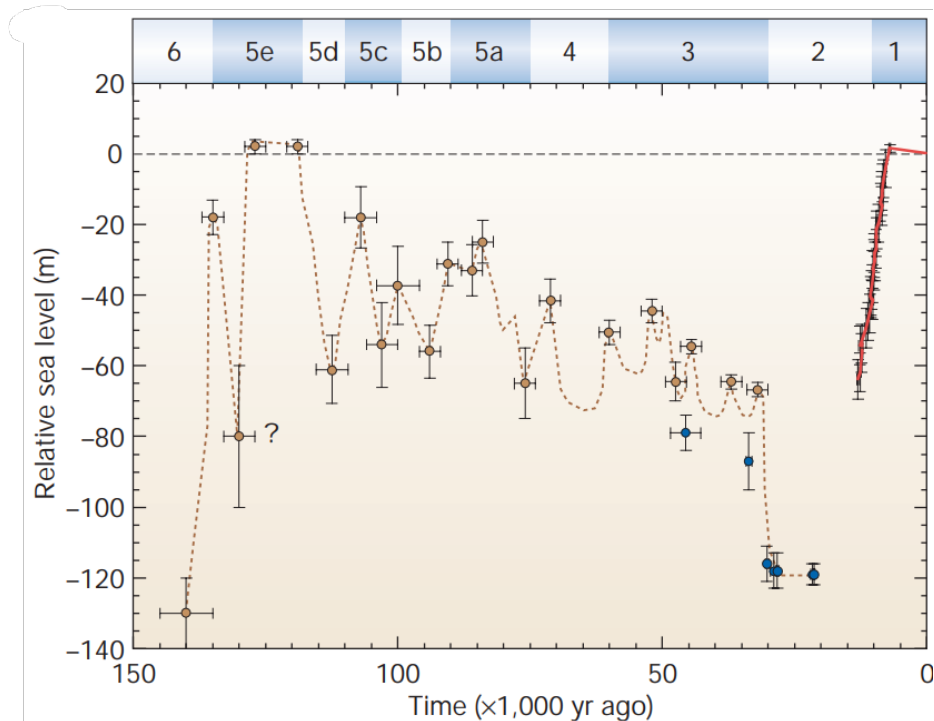


Figura 19: Nivel relativo del mar e insolación para el último ciclo glacial. a, La curva relativa del nivel del mar para el último ciclo glacial de la Península de Huon, complementada con observaciones del Golfo de Bonaparte, Australia. Las barras de error definen los límites superior e inferior. La escala de tiempo se basa en edades de la serie de uranio de corales de más de 30 años (referencias 36 a 38) y en edades de radiocarbono calibradas de los corales más jóvenes y sedimentos. Se identifican las principales etapas de isótopos de oxígeno MIS-5 a MIS-1, incluidas las subetapas de MIS-5. Tomado de Lambeck *et al.* (2002).

Respecto a la costa chilena, Garrett *et al.* (2020) proporcionan una base de datos completa de indicadores del nivel del mar para el Holoceno. Sus resultados indican que el nivel del mar relativo fue superior al actual en todas las regiones de Chile durante el Holoceno Medio, pero con variaciones significativas en la magnitud de este aumento (Figura 20). En la región de Valparaíso, por ejemplo, el nivel del mar relativo (RSL) se estima que estuvo ~3,5 m por encima del nivel actual hace unos 6.400 años. Posteriormente, el RSL disminuyó gradualmente hasta estabilizarse a niveles cercanos a los actuales en el Holoceno Superior, (Garrett *et al.*, 2020).

Estos datos son esenciales para comprender la evolución del paisaje costero de Chile central durante el Holoceno Superior y para interpretar los cambios en el nivel base del mar observados en el área de estudio de esta tesis.

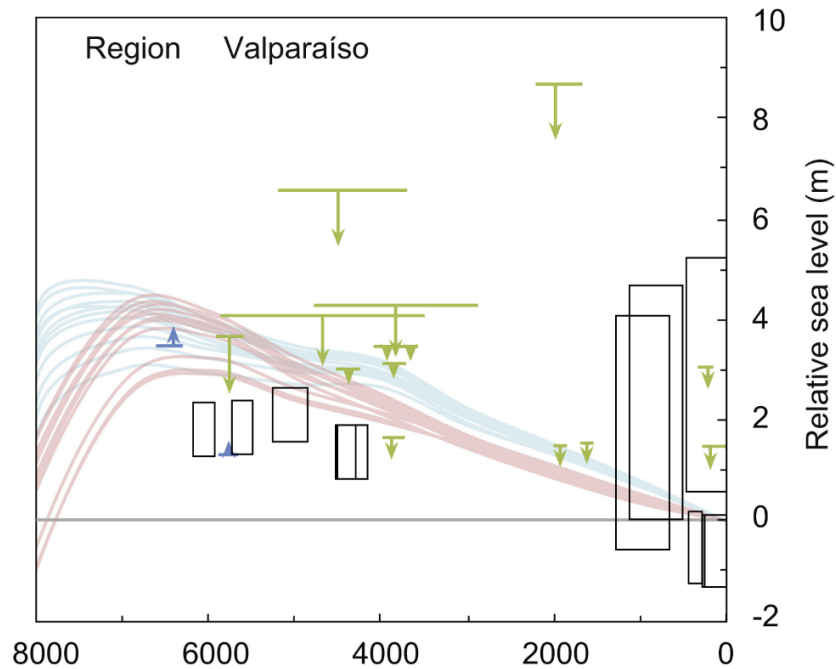


Figura 20: Gráficos regionales que comparan la distribución edad-elevación de los puntos con datos del nivel del mar ajustados con modelo isostático glacial. Los puntos índices del nivel del mar se indican como rectángulos negros. Los puntos límite terrestres y marinos corresponden a los símbolos verdes en forma de T y símbolos azules en forma de  $\perp$ , respectivamente. Tomado de Garrett *et al.* (2020). Las curvas en azul y rosa son predicciones de los modelos GIA ICE\_5G y ICE\_6G, respectivamente (Peltier, 2004; Peltier *et al.*, 2015).

#### 4.4.2 Morfología submarina

A escala regional, la morfología submarina situada frente a la costa entre los 32°S y 33°S varía longitudinal y latitudinalmente. Laursen *et al.* (2002) indican que al sur de los 33°S se evidencia una plataforma extensa (20 a 30 km en promedio), con un talud superior y medio amplio inclinado suavemente hacia el oeste y un pequeño prisma de acreción activo; mientras que hacia el norte de los 33°S y del ridge de Juan Fernández, la pendiente del talud superior desciende abruptamente desde una plataforma estrecha, de 5 a 10 km de ancho aproximadamente. En la base del talud superior subyace la denominada cuenca de Valparaíso, en la mitad de la ladera y a 2,5 km de profundidad (Figura 21). Al oeste de la fosa, sobre la placa oceánica, el área se encuentra frente al Ridge de Juan Fernández, conformado por numerosos montes submarinos, cañones y escarpes.

A escala local, la bahía del sector de caleta La Ligua, frente a la desembocadura del río homónimo, que tiene una orientación hacia el norte, limita hacia el norte con la punta

Guallarauco, y hacia el sur con la punta La Liga. En general, la bahía se caracteriza por un relieve submarino arenoso y de suave pendiente ( $<1^\circ$ ). Los puntos más profundos de la bahía, reportados en la carta de navegación Caleta Ligua (Armada de Chile, 1951), tienen ~22 m de profundidad, ubicados a una distancia de ~1,3 a 1,4 km de la playa (Figura 22).

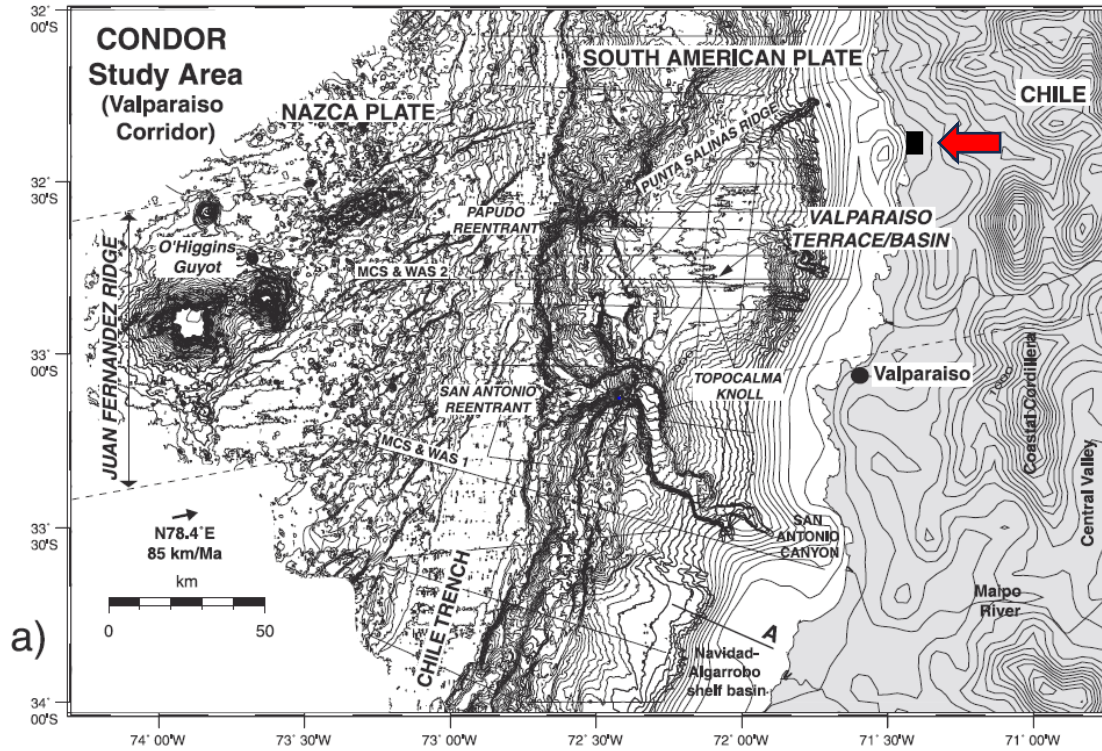


Figura 21: Batimetría del margen de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana, frente a la región de Valparaíso. La flecha roja indica la ubicación de la bahía de playa Longotoma, frente a las desembocaduras de los ríos Petorca y La Ligua, donde se ubica el área de estudio. Tomada de Laursen et al. (2002).

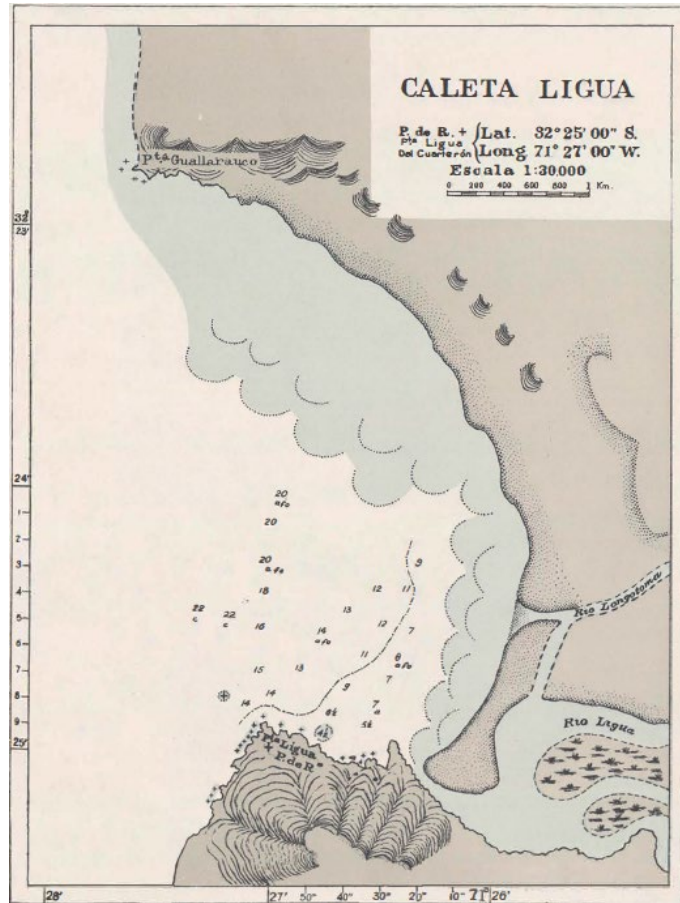


Figura 22: Carta Náutica de la bahía La Ligua (Armada de Chile, 1951). Los puntos en la bahía indican la profundidad estimada con respecto al nivel medio del mar.

#### 4.4.3 Oleaje en las costas de Chile.

El oleaje corresponde a las ondas producidas por el viento, de períodos entre 3 s y 30 s, las cuales se propagan a través de la superficie del mar. El viento oceánico, a su vez, se produce por las diferencias de presión en los núcleos de altas (anticiclones) y bajas (ciclones) presiones que se generan recurrentemente en distintas zonas del planeta, en particular los océanos (Beyá *et al.*, 2016). La costa chilena está expuesta a múltiples sistemas de oleaje del océano Pacífico (Figura 23). Estos sistemas inciden desde distintas direcciones y con diferentes alturas, periodos y contenido espectral (Winckler *et al.*, 2019).

Los estados de mar o condiciones de oleaje se pueden clasificar en dos tipos: mar de viento y mar de fondo. Según el Atlas de Oleaje de Chile (Beyá *et al.*, 2016), el oleaje en la costa de Chile continental está dominado por los vientos asociados a la actividad ciclónica extratropical, que se presenta entre las latitudes 35°S a 60°S. El oleaje generado en dicha región se propaga a través del océano Pacífico y arriba a las costas en condición de mar de fondo, y su duración media es de 4 días a 6 días. Durante el invierno meridional, el Anticiclón Subtropical del Pacífico Sudeste migra en promedio desde los 33°S a los 27°S. Esta condición favorece el desplazamiento de ciclones extratropicales hacia latitudes más bajas, los cuales en casos extremos alcanzan la zona central con intensos vientos y olas de varios metros de altura. Este tipo de oleaje se le denomina mar de viento local.



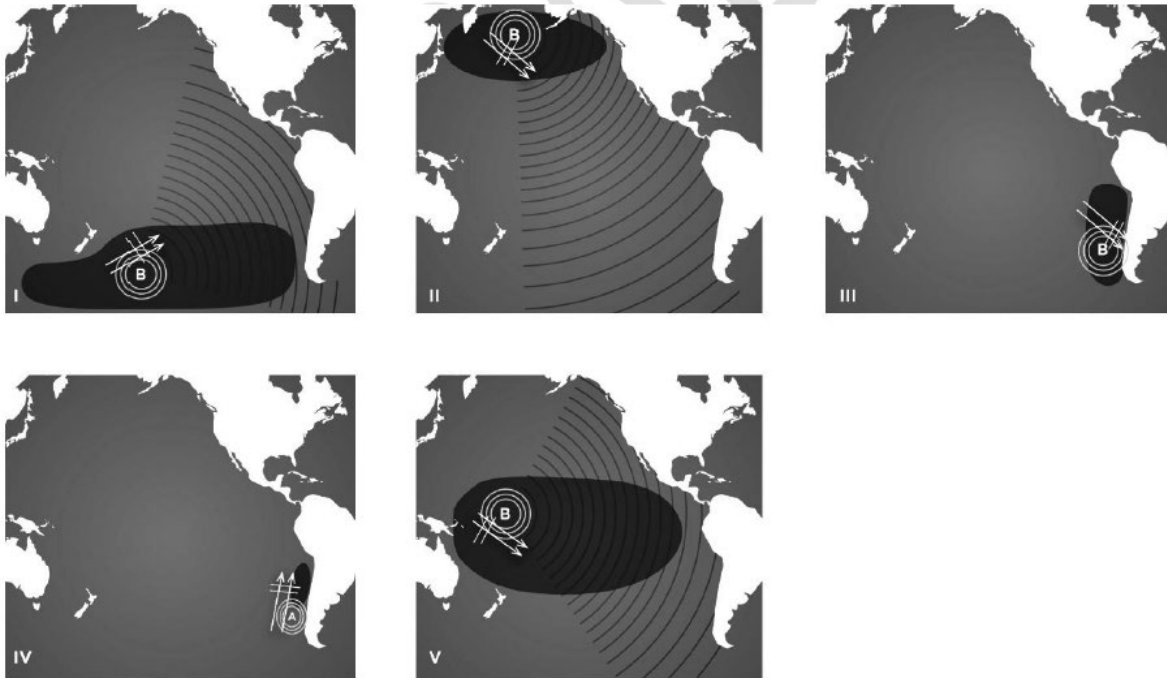


Figura 23: Zonas de generación del oleaje que alcanza las costas chilenas. I) Núcleos de bajas presiones en las latitudes medias del hemisferio sur responsables del oleaje reinante. II) Núcleos de bajas presiones en latitudes medias del hemisferio norte responsables del mar de fondo del noroeste. III) Núcleos de bajas presiones que generan mal tiempo y marejadas de mar de viento en Chile continental durante el invierno. IV) Anticiclones que generan buen tiempo, viento (surazo) y mar de viento del sur-suroeste. V) Tormentas tropicales en el Pacífico. Tomado de Winckler *et al.*, (2019), adaptado de Beyá *et al.* (2016).

#### 4.4.4 Oleaje en la Bahía La Ligua

La bahía La Ligua presenta oleajes que varían en función de la orientación de la costa, la cual impacta en la condición global de ataque. Para caracterizar en detalle el comportamiento del oleaje en, Giménez (2012) divide la bahía de La Ligua en tres zonas: proximal, media y distal (Figura 24). Dicho autor señala que la playa de Longotoma presenta una zona de rompiente disipativa muy ancha (Figura 25a), con promedios de 200 m y localmente sobre los 400 m. Lo anterior se debería a la influencia local de la Punta La Ligua, la cual desvía el oleaje predominante desde el suroeste en la zona proximal (Figura 25b).

En los sectores medio y distal, al norte del río Petorca, la playa presenta una orientación transversal, que la expone al oleaje predominante del suroeste, generando corrientes de retorno locales, asociadas a intercambio transversal de masa entre la playa y la zona de rompiente. La zona proximal de la bahía, al sur del río Petorca, presenta condiciones de oleaje más calmas, ya que la punta la Ligua protege la playa y desvía el oleaje predominante (difracción), proveniente de asociados a ciclones extratropicales (Beyá *et al.*, 2016) del suroeste. Sin embargo, dicha zona está más desprotegida de los oleajes provenientes del noroeste. Aunque estos eventos son menos comunes, cuando ocurren pueden provocar marejadas con alturas significativas, especialmente en sectores costeros más desprotegidos de dichos oleajes, orientados hacia el noreste.

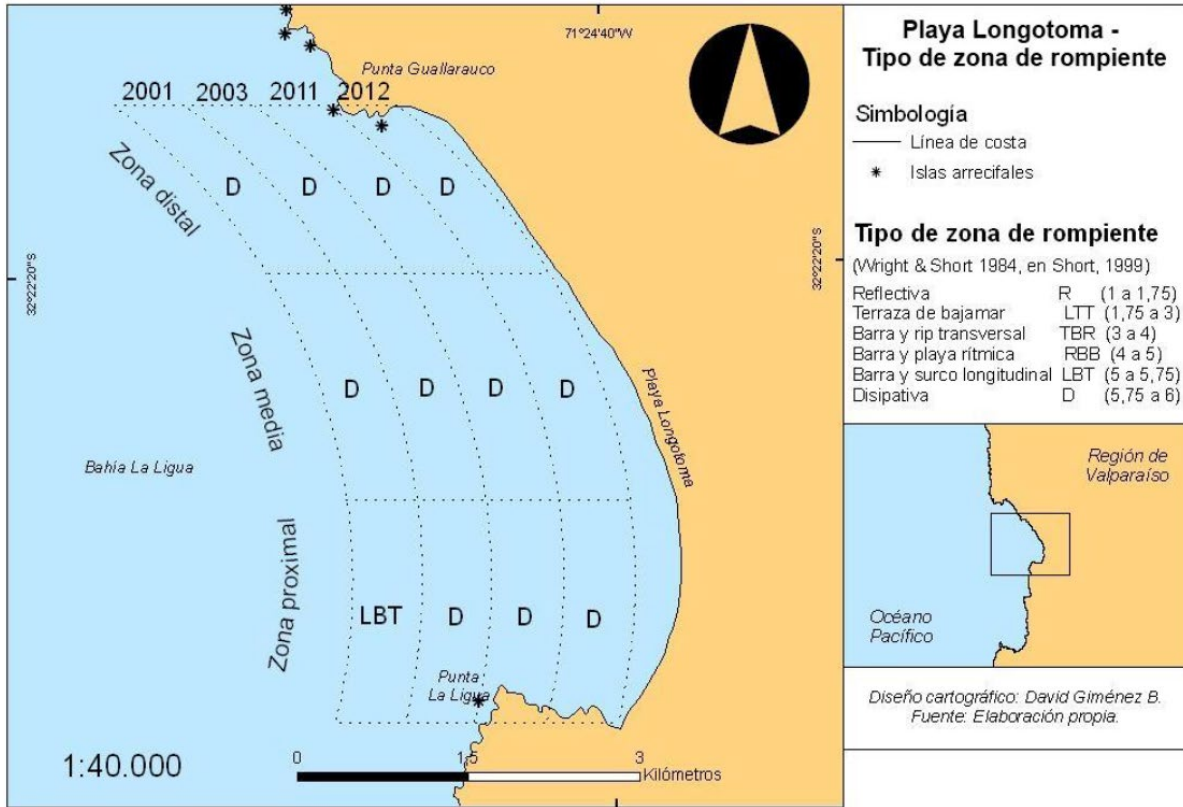


Figura 24: Tipos de rompientes en bahía de Longotoma. Tomado de Giménez, (2012).

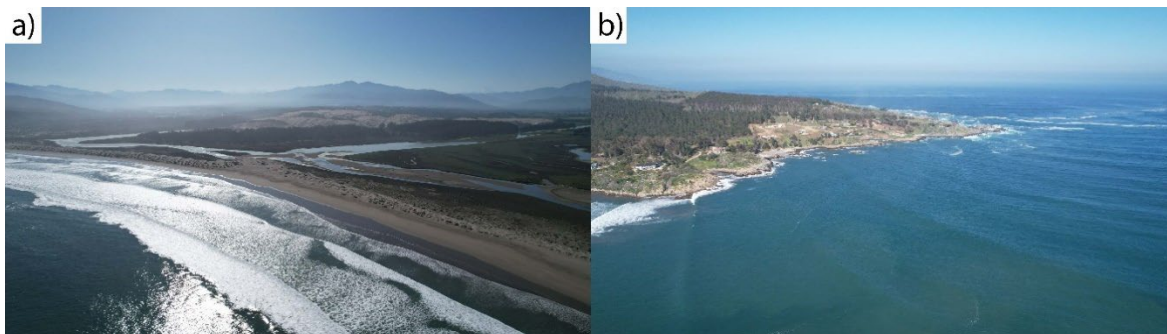


Figura 25: Fotos tomada con dron de la bahía La Ligua. a) Vista hacia el noreste, donde se observa en detalle la zona de rompiente de las olas, que de acuerdo con las estimaciones de Giménez (2012), tendría entre 200 m y 400 m de ancho; b) Vista hacia el suroeste de la bahía La Ligua. Nótese la difracción del oleaje, predominante proveniente desde el oeste, en la punta La Ligua.

Para evaluar el impacto de las olas en función de su altura, Beyá *et al.* (2016) publicaron valores de la altura de ola significativa espectral ( $H_{m0}$ ; media del tercio de olas más altas) a partir del análisis de frecuencias de bases de dato de oleaje. Entre los años 1980 y 2015, los autores reportan en total 30 eventos extremos. El último gran evento este tipo ocurrió el 8 de agosto del 2015, proveniente del noroeste (menos común), y generó olas con  $H_{m0}$  de 2 a 3 m en la boca de las bahías de los puertos de Coquimbo y Quinteros.

## 5 Metodología

En este capítulo detalla la metodología utilizada para determinar el registro geológico de tsunamis y paleotsunamis en el área de estudio, incluyendo la cartografía geomorfológica y el levantamiento fotogramétrico, el muestreo de sedimentos, la excavación de calicatas y los diversos análisis de laboratorio realizados. Además se describen las técnicas utilizadas para la caracterización sedimentológica, mineralógica, geoquímica, biológica y geocronológica de los depósitos estudiados.

### 5.1 Cartografía geomorfológica

#### 5.1.1 Levantamiento geomorfológico preliminar

La revisión geomorfológica preliminar es muy útil para orientar el trabajo en terreno, identificar los sitios de interés para la excavación de calicatas y el levantamiento estratigráfico. En el sector Salinas de Pullally, donde se ubican los principales sitios excavados de este trabajo (calicatas), la geomorfología preliminar costera se hizo por medio de imágenes satelitales y GoogleEarth. Las imágenes satelitales usadas se obtuvieron de los satélites SkySat, que corresponde a un grupo de satélites de observación de la Tierra que proporciona imágenes con una resolución de 50 cm por pixel. El análisis de las imágenes se realizó con el apoyo de los softwares ArcGIS y GoogleEarthPro.

#### 5.1.2 Levantamiento fotogramétrico (dron y GPS diferencial)

La validación de la geomorfología preliminar se verificó en terreno, especialmente en los sectores donde se realizaron las calicatas. Para identificar morfologías costeras, sus relaciones de contacto y su temporalidad relativa, se hizo un levantamiento fotogramétrico de los distintos lugares de interés, entre las localidades Salinas de Pullally y el campo de dunas de Longotoma.

Para el área de estudio se optó por un levantamiento fotogramétrico PPK (Post Processing Kinematics), utilizando un RPA (Remotely Piloted Aircraft) Autel Evo II Pro-Enterprise, un receptor GNSS Trimble (R6) (Figura 26), y el programa UgCS para planificación de vuelo. Debido a la gran extensión del área a sobrevolar (aproximadamente 2,290 Ha), se optó por subdividir el área a volar en 8 sectores, estimándose un tiempo de 3 días (Figura 27).

El levantamiento PPK (Post Processing Kinematics) requiere procesar las imágenes del RPA mediante el software REDToolbox, el cual permite ajustar la geolocalización de las fotografías aéreas. El RPA Autel Evo II Pro-Enterprise y el receptor Trimble utilizaron el sistema de coordenadas WGS84, y se obtuvieron alturas elipsoidales, usando el elipsoide GRS80. La toma de datos se orientó con mayor énfasis entre la línea de costa y los sitios donde se realizaron las calicatas, al sur y al norte del río La Ligua.

Para el cálculo de las alturas ortométricas (software Agisoft Metashape), se usó el geoido EGM2008 (época 2018), que es una versión mejorada del EGM96, proporcionando una mayor precisión y resolución global (Pavlis *et al.*, 2012). A partir de estos cálculos, se generaron modelos en 3D utilizando el software. Dicho modelo tiene una precisión de aproximadamente  $\pm 0.1$  a  $\pm 0.2$  metros a nivel mundial, y una mayor resolución espacial en comparación con EGM96, lo que lo hace más adecuado para aplicaciones de alta precisión (Pavlis *et al.*, 2012)

La componente vertical del DEM generado por el dron se ajustó, mediante un cálculo ortométrico, con respecto al vértice geodésico N°170 (32°27'19,6"S; 71°17'41,8"O, 26,638 m s.n.m.) (Figura 26) del Instituto Geográfico Militar (IGM), usado como punto de nivelación. Para realizar dicho ajuste se obtuvo simultáneamente la altura elipsoidal del vértice N°170 del IGM, y de un punto "Movil01" (32°24'57.31"S; 71°24'47.07"O) en el sector Salinas de Pullally (Figura 27), ubicado a 11,95 km al oeste del vértice del IGM. Utilizando el mismo

modelo de geoide (EGM2008), se obtuvo la altura del geoide en “Movil01” (23,831 m), la cual se usó para calcular la elevación ortométrica:

Elevación ortométrica = altura elipsoidal – altura geoidal = 26,038m–23,831 m = 2,207 m

Dicha elevación calculada (2,207 m) del punto “Movil01”, se usó para validar y rectificar las alturas del DEM generado a partir del RPA Autel Evo II Pro-Enterprise, y de esa manera mejorar la precisión del modelo.

Para estimar el error asociado a la altura ortométrica del punto “Movil01”, se consideró un error en la altura elipsoidal de  $\pm 0,013$  m (obtenido a partir del procesamiento de datos en Trimble), y un error de  $\pm 0,2$  m para el modelo EGM2008 (Pavlis *et al.*, 2012). El error total se calculó combinando los errores cuadráticos medios:

$$\sigma_{\text{total}} = \sqrt{(\sigma_{\text{GNSS}})^2 + (\sigma_{\text{geoide}})^2} = \sqrt{(0.013)^2 + (0.2)^2} \approx 0.2 \text{ m}$$

Por lo tanto, se considera un error de  $\sim 0,2$  m a la altura ortométrica usada para validar el DEM del área de estudio.



Figura 26: Medición con Trimble 10 en punto de nivelación N°170 ( $32^{\circ}27'19,6''S$ ;  $71^{\circ}17'41,8''O$ , 26,638 m s.n.m.) del Instituto Geográfico Militar, ubicado en la ruta 5 norte, 2,5 km al sureste de la localidad de Pullally.

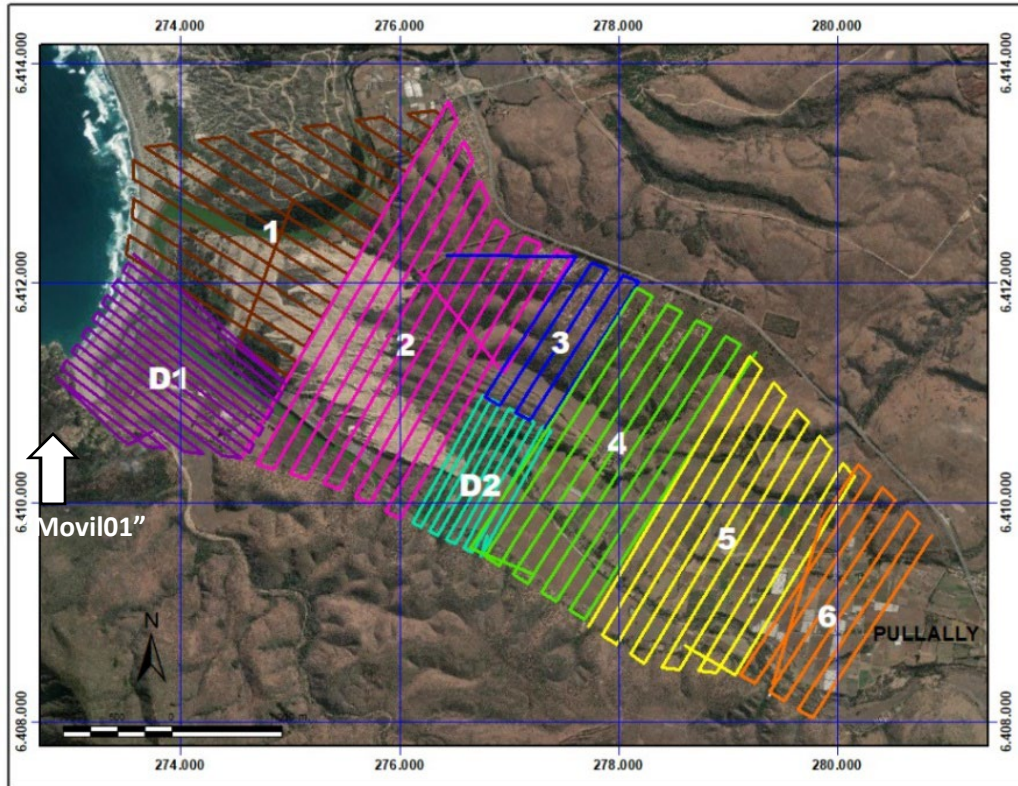


Figura 27: Subdivisión de áreas para la planificación de vuelos con dron Autel Evo II Pro Enterprise (RPA). Fleja blanca indica la ubicación del punto "Movil01", cuya altura ortométrica se usó para validar la componente vertical (m s.n.m.) del DEM.

## 5.2 Mapeo geomorfológico

La cartografía geomorfológica del área de estudio permitirá identificar en detalle las distintas unidades morfoestratigráficas (marinas, fluviales, aluviales y eólicas) presentes en el área de estudio. El mapeo se realizará en el software ArcGIS, con el apoyo de imágenes satelitales de Google Earth Pro, las imágenes aéreas y el modelo de elevación digital (DEM, por sus siglas en inglés), obtenido a través de fotogrametría con dron. El análisis morfométrico se realizará con el software ArGis, para estimar los rangos de altura de los elementos del paisaje, y generar un mapa de pendientes de las unidades morfológicas del área de estudio. Además, se compararán las imágenes actuales con imágenes satelitales SkySat de años anteriores, para evaluar posibles cambios morfológicos asociados a terremotos y tsunamis como los ocurridos en el año 2010 ( $M_w$  8,8, Maule) y 2015 ( $M_w$  8,3, Illapel). Además, se incluyó el mapeo de los sitios arqueológicos reportados por Vergara (2010) y May *et al.* (2015).

## 5.3 Muestreo superficial sedimentos

Con el objetivo de comprender y correlacionar los posibles aportes de sedimentos originados por tsunamis, es necesario caracterizar detalladamente los ambientes sedimentarios del estuario de los ríos La Ligua y Petorca. En total se tomaron 97 muestras superficiales de sedimentos en la bahía, el río, el delta de flujo-reflujo mareal, la barra costera, los abanicos de sobrepaso, la terraza fluvial, los campos de dunas activos (Figura 28).

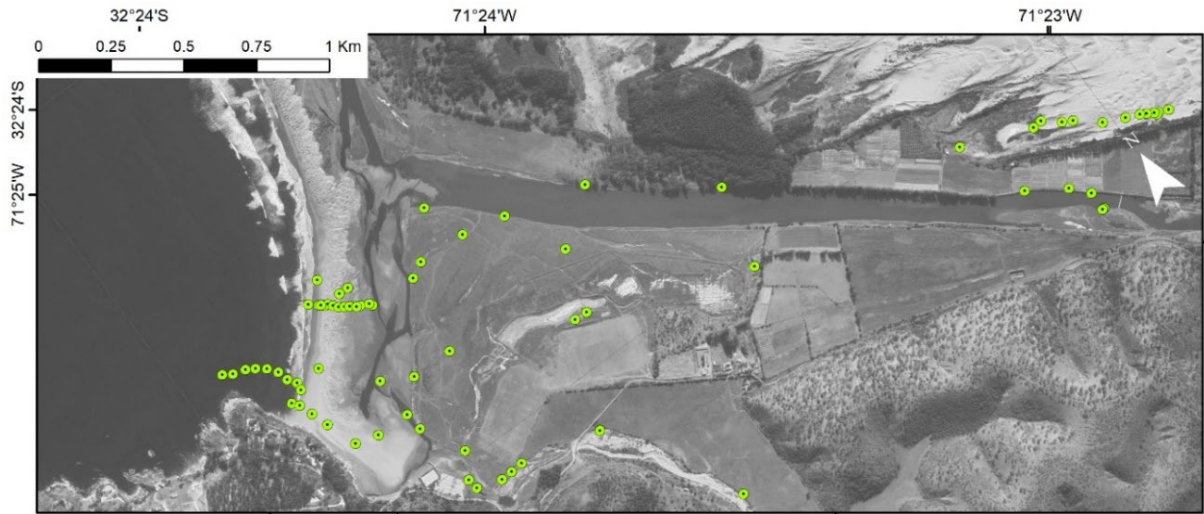


Figura 28: Mapa con ubicación de muestras superficiales de sedimentos analizados.

## 5.4 Excavación de calicatas

### 5.4.1 Ubicación de calicatas

El primer paso es identificar sitios favorables a la preservación de depósitos generados por tsunamis, idealmente en zonas con suficiente espacio de acomodación para que se preserve un depósito. En total, se excavaron 21 calicatas en la terraza fluvial, al norte y al sur del río La Ligua. Los criterios para seleccionar los sitios fueron los siguientes: (1) estar alejado de la zona de influencia de las olas y las mareas; (2) tener poca o nula intervención antrópica; (3) estar ubicadas en áreas que favorezcan la preservación de los depósitos generados por tsunamis (a baja altura); (4) estar ubicados a distintas distancias del mar y de los cauces fluvioaluviales (proximales o distales), para comparar cómo varía la dinámica de aportes sedimentarios.

Las calicatas se dividieron en 3 tipos (Figura 29):

- **Calicata de detalle:** En estas secciones se hicieron descripciones estratigráficas y sedimentológicas *in situ*, y análisis de granulometría laser (mastersizer) (e.g. Calicata CL1; Figura 30).
- **Calicatas de control:** En estas secciones se hicieron descripciones estratigráficas y sedimentológicas *in situ* (e.g. Calicata CL15; Figura 30).
- **Punto de observación:** En estas secciones se hicieron observaciones in-situ y registro fotográfico (e.g. Calicata CL3; Figura 30).

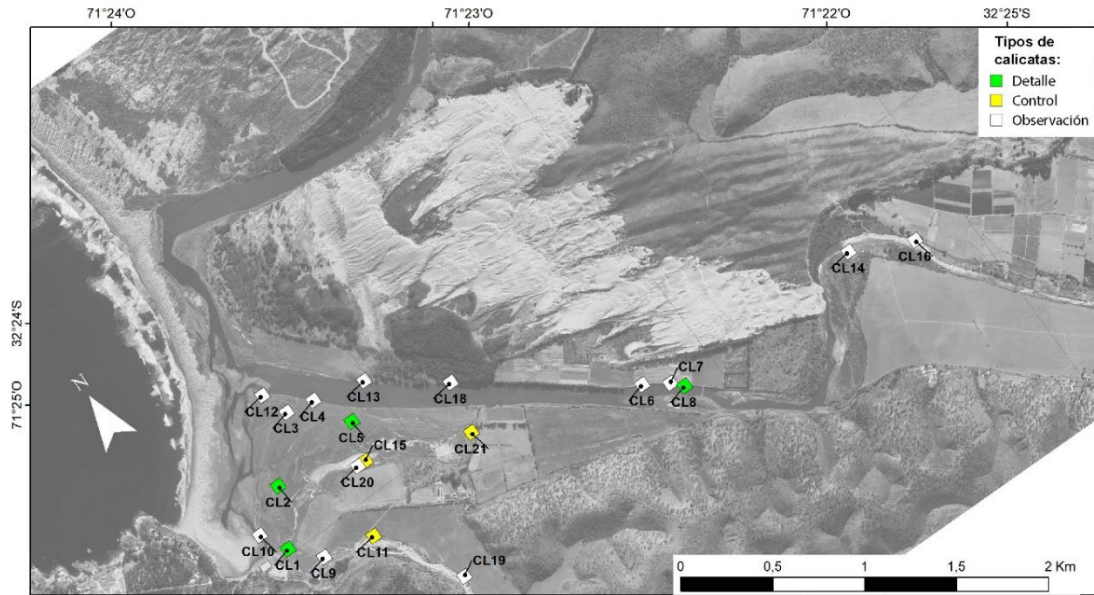


Figura 29: Ubicación de calicatas para levantamiento estratigráfico de detalle. En verde las calicatas de detalle; en amarillo las calicatas de control; y en blanco los puntos de observación.

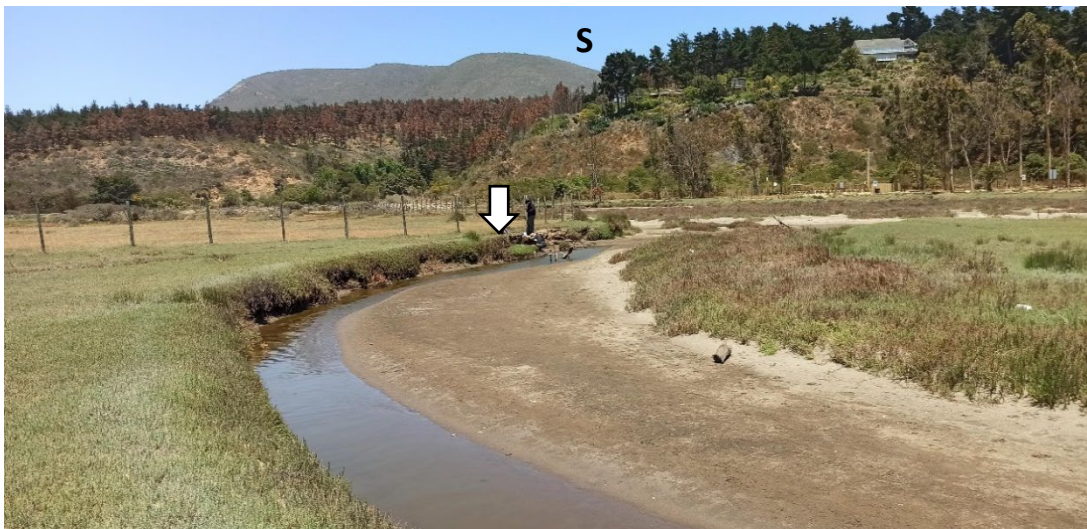


Figura 30: Fotografía con vista hacia el sur del sitio donde se realizó la excavación de Calicata 1 (CL1), en el sector Salinas de Pullally. Flecha blanca indica ubicación de CL1.

#### 5.4.2 Muestreo

Las muestras sedimentológicas se obtuvieron de forma sistemática en niveles de entre 2 y 5 cm de espesor, dependiendo del nivel de detalle y las variaciones sedimentológicas de cada nivel. Los depósitos que podrían haber sido originados por un tsunami (candidatos) fueron muestreados cada 2 cm, para tener mayor densidad de datos e identificar variaciones sedimentológicas (texturales o granulométricas) dentro del depósito.

Para los análisis sedimentológicos se obtuvo aproximadamente 60 gramos de muestra, la cual fue guardada en bolsas plásticas herméticas. Las etiquetas de las muestras se hicieron con códigos de la siguiente forma: CL(X)-Y, donde X=N° de calicata e Y=el número de muestra. El muestreo se realizó con apoyo del *software* StraboSpot, el cual permite referenciar la ubicación de las muestras sobre una fotografía.

## 5.5 Definición facies

El método de análisis de facies sedimentarias fue originalmente propuesto por Miall (1985), la cual consiste en un método para describir y definir las características litológicas y estructurales primarias de las rocas y sedimentos, a las que se asigna un código de facies abreviado y una interpretación. Según la propuesta de dicho autor, la primera letra del código, en mayúscula, indica el tamaño de grano predominante, y la segunda o tercera, indica una estructura sedimentaria.

Con el objetivo de analizar e interpretar la estratigrafía de las calicatas, se definieron 8 facies a partir del conjunto de características sedimentológicas, químicas, mineralógicas, magnéticas y biológicas de los depósitos estudiados. Los códigos de las facies fueron modificadas de las propuestas de Miall (1985, 2022) y (Ainsworth *et al.*, 2011) de la siguiente manera: Luego de definir las distintas facies de sedimentos relacionadas a los ambientes estudiados, se procedió definir asociaciones de facies, con el objeto de analizar cómo dichas facies se combinan entre sí, incluyendo su geometría (cuerpos tabulares o lenticulares), su arquitectura interna (distribución tanto lateral como vertical de facies) y sus superficies limitantes (contactos netos, graduales, concordantes, erosivos) representando componentes de uno o varios sistemas de acumulación (Posamentier y Walker, 2006).

El número inicial indica la asociación de facies; la primera y la segunda letra en mayúscula indican el/los tamaño(s) de grano predominantes (S=arenisca; M=fango; SM=arena fangosa; MS=fango arenoso); y las letras minúsculas sucesivas indican una característica diagnóstica de la facies (m= masiva; r=*rip-ups*; g= alto en minerales densos; l=laminada; t=turboso; c=estratificación cruzada).

## 5.6 Granulometría laser

El análisis granulométrico se realizó en el laboratorio de sedimentología del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, durante los meses de agosto, septiembre y octubre del año 2022. Para dicho análisis se utilizó el equipo Malvern Mastersizer 2000 (Figura 31), el cual permite medir, de manera rápida y relativamente precisa, la distribución granulométrica de partículas menores a 2 mm de una muestra. El método consiste en medir la variación angular y la intensidad de la luz (láser) dispersada por las partículas suspendidas en un líquido (en este caso agua). El haz de luz del láser es recibido por una fila de detectores situados detrás de la celda y, a partir del patrón de dispersión medido, se obtiene la distribución del tamaño de las partículas.



Figura 31: Equipo Malvern Mastersizer 2000 del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.



Posteriormente, los datos obtenidos por el equipo y la curva de distribución del tamaño de las partículas son exportados a Excel e introducidos en GRADISTAT V9 (Blott y Pye, 2001), que permite calcular parámetros granulométricos tales como la media geométrica, desviación estándar (selección), simetría, y curtosis (Figura 32). Para la clasificación de los tamaños de granos (Figura 33), se usó la escala propuesta por Blott y Pye (2001), adaptada para el software GRADISTAT.

Sorting ( $\sigma_g$ )		Skewness ( $Sk_g$ )		Kurtosis ( $K_g$ )	
Very well sorted	<1.27	Very fine skewed	<-1.30	Very platykurtic	<1.70
Well sorted	1.27-1.41	Fine skewed	-1.30 to -0.43	Platykurtic	1.70-2.55
Moderately well sorted	1.41-1.62	Symmetrical	-0.43 to +0.43	Mesokurtic	2.55-3.70
Moderately sorted	1.62-2.00	Coarse skewed	+0.43 to +1.30	Leptokurtic	3.70-7.40
Poorly sorted	2.00-4.00	Very coarse skewed	>+1.30	Very leptokurtic	>7.40
Very poorly sorted	4.00-16.00				
Extremely poorly sorted	>16.00				

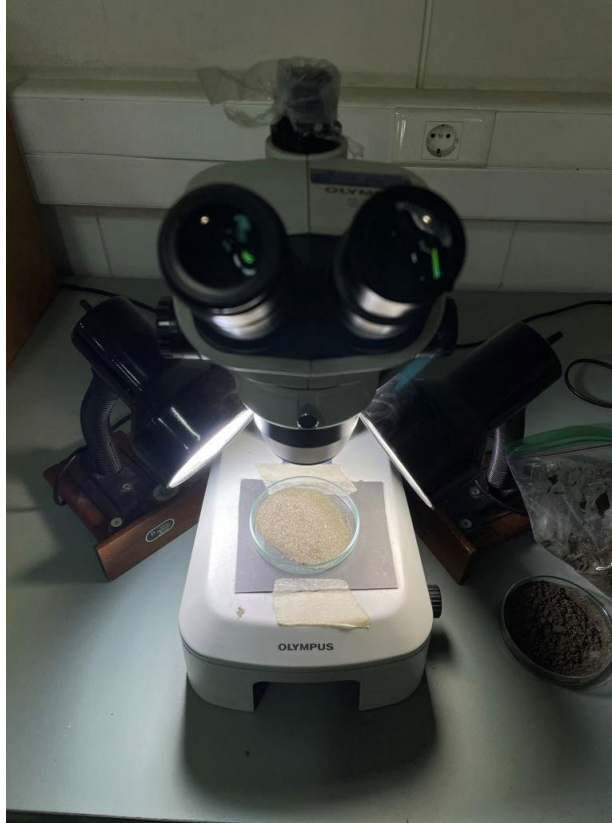
Figura 32: Clasificación de selección, asimetría y curtosis según (Blott y Pye, 2001).

Grain size		Descriptive terminology		
phi	mm/ $\mu$ m	Udden (1914) and Wentworth (1922)	Friedman and Sanders (1978)	GRADISTAT program
			Very large boulders	
-11	2048 mm		Large boulders	Very large
-10	1024		Medium boulders	Large
-9	512	Cobbles	Small boulders	Medium
-8	256		Large cobbles	Small
-7	128		Small cobbles	Very small
-6	64			
-5	32		Very coarse pebbles	Very coarse
-4	16	Pebbles	Coarse pebbles	Coarse
-3	8		Medium pebbles	Medium
-2	4		Fine pebbles	Fine
-1	2	Granules	Very fine pebbles	Very fine
0	1		Very coarse sand	Very coarse
1	500 $\mu$ m		Coarse sand	Coarse
2	250		Medium sand	Medium
3	125		Fine sand	Fine
4	63		Very fine sand	Very fine
5	31		Very coarse silt	Very coarse
6	16	Silt	Coarse silt	Coarse
7	8		Medium silt	Medium
8	4		Fine silt	Fine
9	2	Clay	Very fine silt	Very fine
			Clay	Clay

Figura 33: Clasificación de tamaños de grano según (Blott y Pye, 2001).

### 5.7 Textura y composición (lupa binocular)

El análisis textural de los sedimentos se realizó con el apoyo de una lupa binocular de escritorio modelo Olympus SZ61 (Figura 34), en el laboratorio de sedimentología del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, durante los meses de noviembre y diciembre de 2022. El objetivo de este análisis es identificar la composición mineralógica, contenido de microfauna (foraminíferos o bivalvos) y sus características texturales, incluyendo su forma y tamaño.



*Figura 34: Lupa binocular de escritorio modelo Olympus SZ61 del laboratorio de sedimentología del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.*

### 5.8 Análisis geoquímicos

La caracterización química de los sedimentos se realizó por medio de espectrometría de fluorescencia de rayos R (XRF). Este método consiste en analizar la radiación característica generada por una muestra al ser irradiada con rayos x, lo cual entrega un resultado rápido y sin necesidad de destruir la muestra.

Para analizar las muestras se utilizó el espectrómetro de rayos X modelo Axios Max Advanced (Panalytical) del Laboratorio de Sernageomin (Figura 35). Previo al análisis, las muestras se prepararon en el laboratorio de sedimentología del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. La preparación consistió en: (1) secar las muestras (10 gramos) en un horno a 35° por 1 hora); (2) pulverizar las muestras con un mortero de ágata, hasta que las partículas tuvieron un tamaño <90 micras.

Una vez recibidas las muestras en el laboratorio de Sernageomin, se prepararon pastillas comprimidas con ácido bórico, y se ingresaron al espectrómetro de XRF, el cual entregó resultados semi cuantitativos de la química elemental de cada muestra. El montaje de las muestras en el equipo se planificó para los meses de marzo y abril del año 2023.

A partir de estos resultados, se comparó las concentraciones de Ca y la relación Ca/K, usados para identificar materiales ricos en bioclastos o carbonato biogénico de posible origen marino; y las concentraciones de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , MgO, Ti/Al y Fe/Al para identificar materiales o minerales densos (e.g. Chagué, 2020), comúnmente asociados a ambientes marinos (playa) o a depósitos originados a partir de eventos extremos, de alta energía (Tabla 1).



Figura 35: Espectrómetro de rayos X Axios Max Advanced (Panalytical) del Laboratorio de Sernageomin.

Parámetro	Interpretación del origen	Ambiente común
Ca, Ca/K	Carbonato biogénico o detrítico, conchillas o bioclastos.	Marino
Fe, Mn, Ti/Al, Fe/Al	Minerales pesados	Marino (Playa) o eventos de alta energía.

Tabla 1: Ejemplo de algunos elementos o parámetros utilizados para interpretar posible origen marino o litoral de los sedimentos. Tomado de Chagué (2020).

## 5.9 Susceptibilidad magnética

Con el objetivo de estimar la concentración relativa de minerales magnéticos, se realizó un análisis de susceptibilidad magnética. El método consiste en exponer los sedimentos a un campo magnético externo (H) para que adquieran una magnetización inducida ( $K_i$ ), la cual se relaciona con la susceptibilidad magnética ( $\chi$  [ $\text{m}^3/\text{Kg}$ ]) mediante la siguiente relación (e.g. Thompson y Oldfield, 1986):

$$K_i = \chi \cdot H$$

Por definición, la susceptibilidad magnética de un material es una medida de la facilidad que presenta para ser magnetizado por un campo magnético dado (e.g. Dearing, 1999). Los materiales, según su valor de susceptibilidad magnética, pueden clasificarse en: diamagnéticos, con valor de susceptibilidad magnética menor a cero; paramagnéticos, con valor de susceptibilidad positiva, pero relativamente pequeña; y ferromagnéticos, con susceptibilidad positiva, pero con órdenes de magnitud más grande que los materiales paramagnéticos ante un mismo campo magnético externo.

Para las mediciones de susceptibilidad magnética se utilizó un susceptómetro MS2 (Bartington Instruments) modelo MS2 Bartington Instruments (Figura 36), del laboratorio de paleomagnetismo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Dicho medidor está calibrado con una muestra de agua (diamagnética) de  $10 \text{ cm}^3$  de volumen y  $10 \text{ g}$  de peso. A partir de la medición obtenida con el susceptómetro (valor mostrado en display, VD) se calculó la susceptibilidad másica ( $\chi$ ) con la siguiente fórmula (Dearing, 1999):

$$\chi = [\text{VD} / \text{DensidadMuestra}] \cdot [\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}] \cdot 10^{-5}$$

Si consideramos un volumen constante de  $10 \text{ cm}^3$ , y medimos la masa en gr, entonces la susceptibilidad másica se puede calcular con la siguiente fórmula:

$$\chi = [\text{VD} / (10 \times \text{masaMuestra})] \cdot [\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}] \cdot 10^{-6}$$

Los valores de susceptibilidad se usaron para determinar las concentraciones de minerales ferromagnéticos, y su posible relación con sedimentos ricos en minerales densos, típicos de ambientes litorales (e.g. Chagué, 2020).



Figura 36: medidor de susceptibilidad magnética, modelo MS2 (Bartington Instruments).

### 5.10 Análisis de facies

El método de análisis de facies sedimentarias fue originalmente propuesto por (Miall, 1985), el cual consiste en un método para describir y definir las características litológicas y estructurales primarias de las rocas y sedimentos, a las que se le asigna un código de facies abreviado y una interpretación. Según la propuesta de dicho autor, la primera letra del código, en mayúscula, indica el tamaño de grano predominante, y la segunda o tercera, en minúscula, indican estructuras sedimentarias características.

Esta metodología ha sido ampliamente discutida por otros autores, debido a que existen distintas definiciones del concepto facies. En este trabajo, se considera la definición de facies de Miall (2022), aplicada a depósitos sedimentarios no consolidados: “facies son todos los atributos de una roca sedimentaria que proveen información sobre procesos depositacionales o el ambiente depositacional”.

Luego de definir las distintas facies en sedimentos, relacionadas a los ambientes estudiados, se procedió a definir asociaciones de facies. Lo anterior permite analizar cómo dichas facies se combinan entre sí, incluyendo su geometría (cuerpos tabulares o lenticulares), su arquitectura interna (distribución tanto lateral como vertical de facies) y sus superficies limitantes (contactos netos, graduales, concordantes, erosivos), representando componentes de uno o varios sistemas de acumulación (Posamentier y Walker, 2006).

### 5.11 Análisis en Radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ )

El estudio geocronológico en radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ ) es esencial para estimar el tiempo en que se generaron los depósitos originados por tsunamis del pasado. Actualmente existen dos técnicas de medición de radiocarbono: (1) datación radiométrica y (2) espectrometría de masas con aceleradores (AMS), que consiste en acelerar los iones a energías cinéticas extraordinariamente altas para detectar la masa de los átomos de Carbono-14 en las muestras.

Para realizar este tipo de dataciones se recolectó muestras de materia orgánica a partir de conchas, troncos, turbas y limos ricos en materia orgánica, obtenidas sistemáticamente en las distintas capas de las secciones estratigráficas descritas en las calicatas. El muestreo para este tipo de análisis tuvo especial énfasis en los depósitos originados potencialmente originados por tsunamis (candidatos), y en sus capas adyacentes (subyacentes y suprayacentes). La metodología de muestreo consiste en: (1) seleccionar las muestras; (2) recolectarlas con espátulas de acero cuidadosamente limpiadas; (3) empaquetarlas en papel aluminio y bolsas plásticas herméticas; (4) etiquetarlas.

En una primera etapa, las muestras obtenidas en el terreno de reconocimiento preliminar fueron enviadas el año 2021 al laboratorio Beta Analytics, ubicado en la ciudad de Miami, estado de Florida (Estados Unidos de América), donde se obtuvo 1 edad de radiocarbono AMS.

En una segunda etapa, luego de un análisis estratigráfico y sedimentológico detallado, se enviaron tres muestras al laboratorio de la Universidad Estatal de Pensilvania (Penn State), ubicada en el estado de Pensilvania (Estados Unidos de América), donde se obtuvo 3 edades de radiocarbono AMS.

## 6 Resultados

A continuación, se presentan los resultados fotogramétricos y geomorfológicos del área de las desembocaduras de los ríos La Ligua y Petorca; junto con los resultados granulométricos, químicos, de susceptibilidad magnética, sedimentológicos y estratigráficos obtenidos a partir de la excavación de las calicatas realizadas en este estudio:

### 6.1 Fotogrametría y mapas morfométricos

En esta sección se presentan los resultados generados a partir del levantamiento fotogramétrico y de ortomosaicos generados con dron Autel Evo II Pro-Enterprise, y con el receptor GNSS Trimble. El DEM del área de estudio se usó para generar un mapa de sombra y curvas de nivel (Figura 37), un mapa de clasificación de alturas (Figura 38), el cual permite identificar rangos de altura (con respecto al nivel del mar) para las distintas geoformas reconocidas en el área de estudio. Adicionalmente, se generó un mapa de pendientes (Figura 39), para reconocer escarpes y de esa manera apoyar el mapeo de unidades geomorfológicas en el área de estudio.



Figura 37: Mapa de sombras (acimut=315°; altitud=45°) y curvas de nivel cada 1 m del área de estudio (Salinas de Pullally), generado a partir del DEM obtenido con dron Autel Evo II Pro-Enterprise y receptor GNSS Trimble. Fuente: elaboración propia.

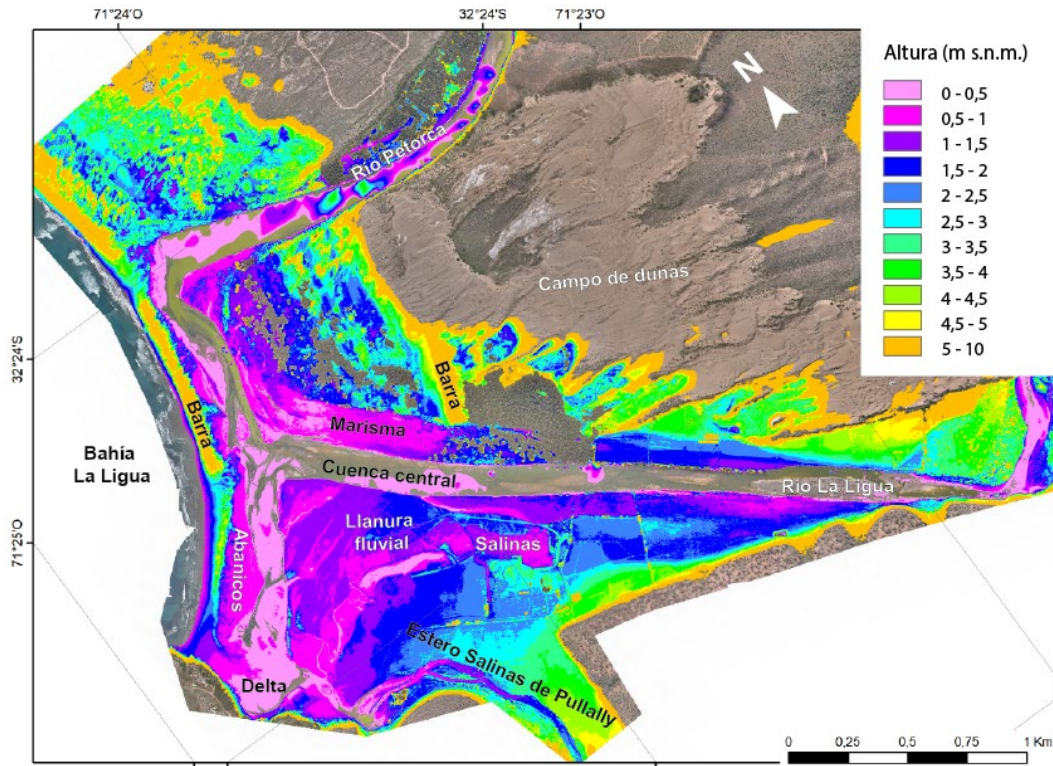


Figura 38: Modelo de clasificación de alturas del estuario de Los ríos Petorca y La Ligua, generado a partir del DEM obtenido con dron Autel Evo II Pro-Enterprise y receptor GNSS Trimble. Fuente: elaboración propia.

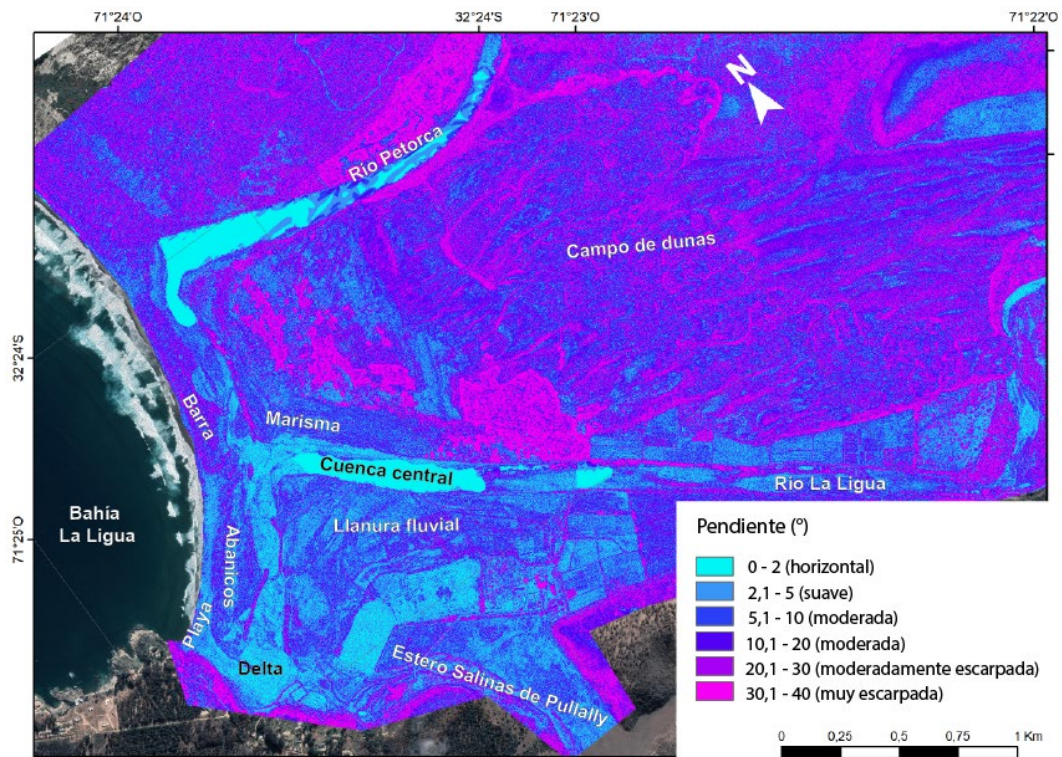


Figura 39: Mapa de pendientes del área de estudio, generado a partir del DEM obtenido con dron Autel Evo II Pro-Enterprise y receptor GNSS Trimble. Fuente: elaboración propia.

## 6.2 Mapeo geomorfológico

Las unidades geomorfológicas identificadas en el área de estudio se clasificaron a partir de los ambientes sedimentarios asociados a su génesis, tales como: litoral, estuarino, fluvial, eólico y antropogénico. Dichas unidades se presentan en un mapa geomorfológico a continuación (Figura 40):

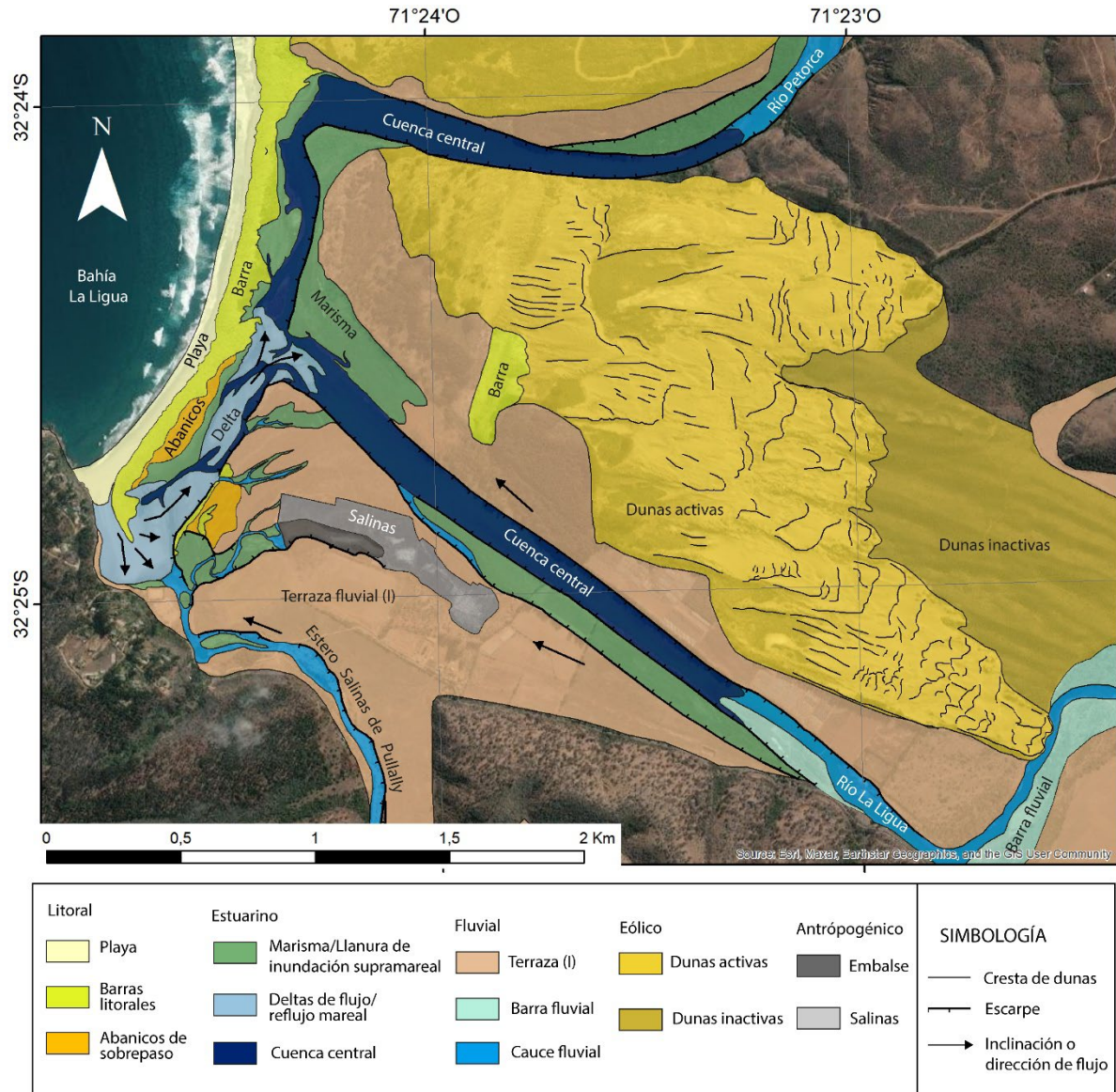


Figura 40: Mapa geomorfológico del área de estudio. Imagen satelital Esri World Imagery (Maxar), escala 1:2,000 del 10 de agosto de 2021. Fuente: elaboración propia.



A continuación, se describen las distintas unidades geomorfológicas reconocidas en la desembocadura de los ríos La Ligua y Petorca, clasificadas a partir de los procesos sedimentarios que influyen en su origen:

#### 6.2.1 Morfologías litorales

*Playa Salinas:* Limita al sur con el canal de desagüe del río La Ligua, y hacia el norte con la Playa Longotoma, frente al río Petorca. Su ancho varía gradualmente, desde los 80 m hacia el límite sur (canal de desagüe); hasta 10 m en su segmento norte. Presenta una baja pendiente ( $<2^\circ$ ), y tiene orientación hacia el noroeste, oblicua a la dirección de oleaje predominante. Las marcas del oleaje de pleamar pueden llegar hasta  $\sim 0,4$  m s.n.m. A una escala de detalle, puede presentar ondulitas eólicas, frente a las barras litorales, y ondulitas paralelas de oleaje (centimétricas) en la zona de lavado de las olas, donde se observan bioturbaciones.

*Barras litorales:* a partir de la revisión de los catálogos de fotos de vuelos históricos (SAF, IGM y USGS), y del modelo de clasificación de alturas (Figura 38), se reconocieron dos sistemas de barras litorales:

- i) *Barra actual.* Limita al oeste con la playa Pullally, y hacia este con una llanura supramareal (marismas) y deltas de sobrepaso (*washover*). Su ancho aumenta gradualmente, desde 30 metros hacia el canal de desagüe, hasta 90 metros al norte del río la Ligua. Su altura máxima también es variable, desde  $\sim 1,5$  m frente al canal de desagüe del estuario, hasta  $\sim 8$  m al norte del cauce del río La Ligua. Las principales especies que se encuentran asociadas a la barra litoral son *Carpobrotus chilensis* (o doca) y *Ambrosia chamissonis*.
- ii) *Barra antigua.* Se ubica 1 km al este de la línea de costa, sobre terraza fluvial entre el río La Ligua y el campo de dunas holocenas. Su ancho promedio es de  $\sim 70$  m, y su rango de altura máxima es de  $\sim 7$  m s.n.m. Hacia la parte alta de la barra, se observa un incremento de los tamaños de los clastos, de gravas a ripio, muy redondeados, oblatos, polimícticos, inmersos en una matriz arenosa, y localmente cubiertos con una capa de arena fina.

*Abanicos de sobrepaso:* a partir de la revisión de los catálogos de fotos de vuelos históricos (SAF, IGM y USGS) e imágenes satelitales de GoogleEarth, se identificó evidencia de abanicos de sobrepaso antiguos en 2 sectores:

- i) *Abanicos recientes.* A partir de la revisión de imágenes históricas con el software Google Earth Pro, se reconoció sobre las marismas del estuario, al este de las barras litorales. En ese sector, se analizaron las imágenes capturadas antes (Figura 41a) y después (Figura 41b) del terremoto  $M_w$  8,8 ocurrido el 27 de febrero de 2010, en la Región del Maule, el cual generó un tsunami que afectó las costas de la zona centro-sur de Chile. En las imágenes obtenidas después del evento se puede observar incisiones sobre la barra litoral, perpendiculares a la línea de costa, desde donde se forman abanicos coalescentes en dirección a la laguna del estuario, sobre las marismas o llanuras supramareales (Figura 41b). Asociado a estos abanicos, se identificaron morfologías tipo hummocky o pedestales, que son reconocibles en terreno y que se preservan hasta la actualidad (Figura 41c).
- ii) *Abanicos antiguos.* A partir de la revisión de imágenes aéreas de vuelos Hycon (escala 1:70.000) del año 1954, se reconoció un abanico relicto sobre la terraza fluvial del río La Ligua, al este de la laguna del estuario. Presenta

relieve positivo cónico y semicircular, con su cabecera orientada hacia el canal de desagüe actual. A partir de la comparación con imágenes de Google Earth Pro más recientes se deduce que dicho rasgo morfológico permanece relativamente estable desde 1954 (Figura 42a) hasta la actualidad (Figura 42b).



Figura 41: (a) A la izquierda Imagen de Google Earth, capturada el día 17 de octubre de 2003. (b) Abanicos de sobrepaso detectados a partir de una imagen de Google Earth, capturada el día 15 de julio de 2011, un año después del tsunami del 27F del 2010, generado a partir de un terremoto  $M_w$  8,8 en la región del Maule. Líneas segmentadas indican posible geometría de los abanicos previo a su sucesiva disección. c) Pedestales relictos sobre abanicos de sobrepaso, posiblemente originados por erosión a partir del tsunami del 27 de febrero de 2010 en la zona centro-sur de Chile.

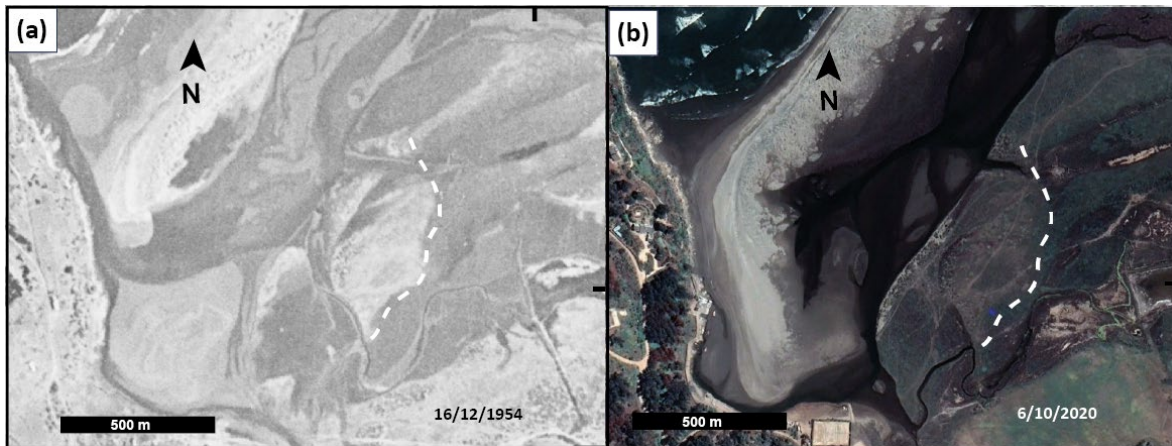


Figura 42: Fotografías aéreas de antiguo abanico apoyado sobre la terraza fluvial del río La Ligua, con su cabecera orientada hacia el canal de desagüe del estuario: (a) Fotografía del año 1954 obtenida por vuelo HYCON (escala 1:70.000), y (b) Imagen de Google Earth, capturada el año 2020. Se observa depósito arenoso, con forma de abanico, sobre la terraza fluvial.

### 6.2.2 Morfologías de estuario

*Deltas de flujo-reflujo mareal:* son, junto con la barra litoral, las geoformas más dinámicas del estuario. Están limitados por el canal del estuario, paralelo a la línea de costa. Su ancho puede variar entre 80 y 180 m, y su profundidad/altura puede variar entre  $\sim -2,5$  m m b.n.m. hasta  $\sim 0,5$  m s.n.m. respectivamente. Al interior del canal del estuario, se reconoce un sistema de deltas de flujo-reflujo mareal que progredan desde el canal de desagüe principal hasta el río La Ligua. Según el registro de imágenes históricas de Google Earth Pro, el canal de desagüe del estuario se bloqueó a partir octubre de 2020 (hasta la actualidad), por la progradación lateral de un delta de flujo-reflujo mareal, y por sedimentos eólicos que le sobreyacen. Dicho delta tiene un tamaño de  $\sim 8 \times 10^4$  m<sup>2</sup> y  $\sim 450$  m de largo, medido desde la playa (cabecera) hasta el pie. En esta zona se pueden encontrar distintas especies de bivalvos, tales como *Veneridae sp.* (almejas) y *Tagelus dombeii* (navajuela).

*Llanura supramareal (marismas):* corresponde a una superficie de baja pendiente ( $< 1^\circ$ ) que se distribuye en el área perimetral del canal del estuario, y que tiende a inundarse durante eventos extremos como marejadas o crecidas del cauce fluvial. Hacia el oeste es cubierta por dunas de las barras litorales, por lo que su distribución y geometría varía en función de la activación de duchas dunas. Hacia el este, sobre la terraza fluvial (I), se reconocen incisiones de desagüe y cauces fluviales abandonados que moldean la geometría y distribución de esta geoforma. Su altura varía desde  $\sim 0,5$  hasta 1 m s.n.m, situándose así por encima del nivel medio de la marea alta o pleamar. La especie más común en esta unidad morfológica es *Salicornia neei* (espárrago de mar), típica de ambientes con alta salinidad (halófito).

*Cuenca central de estuario:* Corresponde a la zona más baja del estuario, de  $-2,5$  a 0 m con respecto al nivel medio del mar. En consecuencia, esta unidad tiende a estar bajo el nivel freático, donde tienden a formarse lagunas. Estas condiciones favorecen ambientes anóxicos y la deposición de fangos turbosos ricos en materia orgánica. Limita hacia el oeste con los deltas de flujo-reflujo mareal, y hacia el este con las barras y deltas del río La Ligua.

### 6.2.3 *Morfologías fluviales*

*Terraza fluvial (I)*: esta geoforma limita, en general, en el área perimetral de los ríos Petorca y La Ligua, y del estero Salinas de Pullally. Aunque su geometría es variable, puede alcanzar ~700 m de ancho cerca del canal del estuario, y un largo de ~3,5 km medido desde el canal del estuario hasta el límite oriental del área de estudio. Su altura aumenta gradualmente de oeste a este, desde ~2 a 5 m s.n.m., desde los sectores proximales de los cauces hasta la base de las laderas denudacionales (hacia el norte) o de los campos de dunas (hacia el sur). La especie más común en esta unidad es *Frankenia sp.*

*Cauce fluvial (río La Ligua)*: el cauce del río La Ligua incide sobre la terraza fluvial. Su geometría es relativamente recta y se orienta de manera perpendicular a la línea de costa. Su ancho tiende a aumentar hacia la desembocadura, desde ~100 y 170 m en el área de estudio, y su profundidad/altura puede variar entre ~-2 m b.n.m. hasta ~0,5 m s.n.m. respectivamente.

*Cauces abandonados*: corresponde a dominios levemente deprimidos, subparalelos al cauce actual del río La Ligua, y orientados hacia el canal de desagüe actual del estuario, que se observan sobre la terraza fluvial. El ancho de estas geoformas es variable, desde ~50 m hasta ~150 m, y su altura puede variar entre ~ 0,5 m s.n.m. hasta ~1 m s.n.m.

### 6.2.4 *Morfologías eólicas*

*Campos de dunas activos*: corresponde a dos campos de dunas ubicados al norte de los cauces de los ríos Petorca y la Ligua, respectivamente. Las morfologías predominantes incluyen: barjanes coalescentes; dunas parabólicas, upsiloidales, parabólicas y longitudinales. En general, se apoyan sobre la terraza fluvial o sobre depósitos de gravas asignadas a la Fm. Confluencia. Su rango de altura varía entre los ~4 y los 80 m s.n.m.

*Barras litorales*: a partir de la revisión de los catálogos de fotos de vuelos históricos (SAF, IGM y USGS), y del modelo de clasificación de alturas (Figura 38), se reconocieron dos sistemas de barras litorales:

- a) *Barra actual*. Limita al oeste con la playa Pullally, y hacia este con una llanura supramareal (marismas) y deltas de sobrepaso (*washover*). Su ancho aumenta gradualmente, desde 30 metros hacia el canal de desagüe, hasta 90 metros al norte del río la Ligua. Su altura máxima también es variable y se puede dividir en 4 segmentos de sur a norte: (I) entre canal de desagüe del estuario y el río La Ligua, donde su altura máxima aumenta hacia el norte (desde ~1,5 m hasta ~5 m); (II) frente al río La Ligua (~2 m); (III) entre el río La Ligua y El río Petorca (~7 m); (IV) frente al río Petorca (~2m); (V) al norte del río Petorca (~8 m). Las principales especies que se encuentran asociadas a la barra litoral son *Carpobrotus chilensis* (o doca) y *Ambrosia chamissonis*.
- b) *Barra antigua*. Se ubica 1 km al este de la línea de costa, y se apoya sobre terraza fluvial, entre el río La Ligua y el campo de dunas holocenas. Su ancho promedio es de ~70 m, y su rango de altura máxima es de ~ 7 m s.n.m.

### 6.2.5 *Morfologías antrópicas*

*Embalse*: Corresponde a un sector deprimido y embalsado, ubicado sobre un canal abandonado del río La Ligua. Su largo es de 400 m; su ancho varía desde los ~40 m hasta ~80 m, y su altura de ~0 m s.n.m. hasta ~0,5 m s.n.m.

*Salinas de Pullally*: Corresponde a un sector deprimido, ubicado sobre la terraza del río La Ligua, el cual fue usado para la extracción de sal, en la antigua Salina de Pullally (Salinas, 2020). Su largo es de ~600 m, ancho varía desde los ~100 m hasta ~180 m, y su altura de ~0,5 m s.n.m. hasta los ~1,5 m s.n.m.

### 6.3 Granulometría de sedimentos superficiales

Los resultados de granulometría laser en sedimentos superficiales se agruparon a partir de los distintos ambientes sedimentarios, correlacionables con las unidades morfogénicas descritas en el capítulo anterior. Para cada ambiente se presenta el promedio y la desviación estándar de su distribución granulométrica, como se indica a continuación (Figura 43):

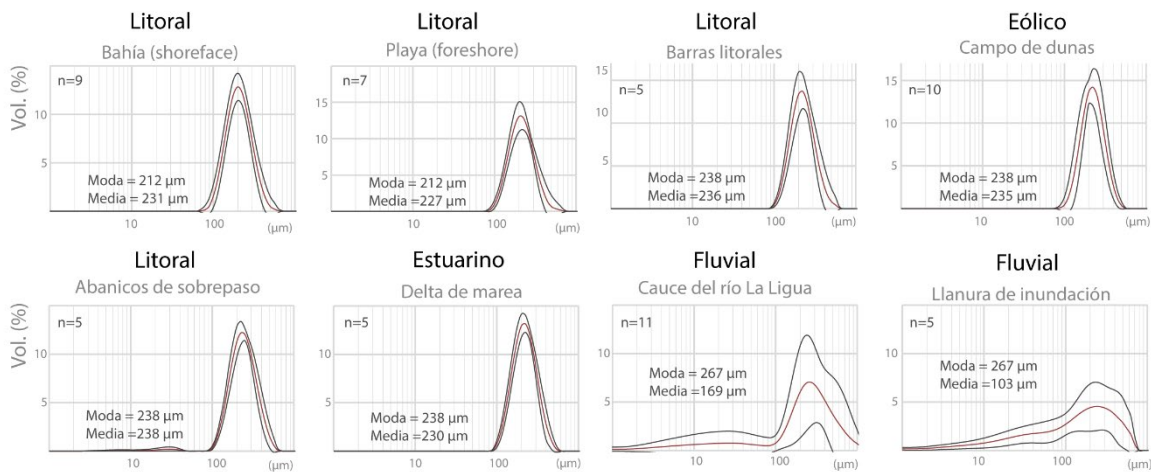


Figura 43: Granulometría obtenida para los respectivos ambientes sedimentarios, obtenidos a partir del muestreo superficial de las unidades geomorfológicas descritas en el capítulo anterior. Fuente: elaboración propia.

Los resultados granulométricos (Figura 43) revelan diferencias y similitudes en la distribución de tamaños de grano entre distintos tipos de sedimentos. Las arenas litorales, eólicas y estuarinas, por ejemplo, muestran una selección moderada a buena de tamaños de grano, con una distribución leptocúrtica. Esto significa que la curva granulométrica es "excesivamente angulosa", con una mayor concentración de partículas alrededor del tamaño promedio (e.g., Blott y Pye, 2001; Folk, 1966; Folk y Ward, 1957). Las arenas de abanicos de sobrepaso (litoral), que podrían asociarse a eventos de inundación extremos o tsunamis (Atwater *et al.*, (2013), también presentan una distribución leptocúrtica, con una mayor concentración alrededor del tamaño promedio, pero con una débil señal bimodal (posible presencia de dos tamaños predominantes) y escaso contenido de fango.

Por otra parte, las arenas y fangos fluviales muestran una distribución mesocúrtica a platicúrtica, lo que indica una curva más "aplanada", con una selección de tamaños de grano más uniforme en toda la curva, incluyendo los extremos (e.g. Blott y Pye, 2001). Esta distribución puede ser unimodal (un tamaño predominante) o bimodal, y la selección de tamaños puede variar de moderada a muy mala.

#### 6.4 Evidencias biológicas

En el área de estudio se reconocieron restos biológicos que son característicos de distintos ambientes, y pueden proporcionar información valiosa sobre las condiciones ambientales pasadas (Tabla 2). En general, las arenas litorales presentan fragmentos de conchilla de tamaño arena (Figura 44a). Localmente, en la bahía La Ligua, las arenas de ambiente bentónico pueden presentar restos de foraminíferos, particularmente *Ammonia beccarii* (Figura 44b). En ambiente estuarinos, como deltas de marea, es común encontrar restos de bivalvos, como *Tagelus dombeii* (o navajuelas), *Veneridae sp.* (almejas) y *Mesodesma donacium* (machas) (Figura 44c). En ambientes salinos como marismas o llanuras supramareales, es común encontrar vegetación halófitas, como *Salicornia neei* (Figura 44d). En ambientes dunarios, y en las barras litorales, es común encontrar *Carpobrotus chilensis* y *Ambrosia chamissonis* (Figura 44e). En la terraza del río La Ligua predominan las plantas halófitas del género *Frankenia chilensis* (Figura 44f). Estos resultados se utilizaron para describir los sedimentos de la zona de estudio, junto con sus posibles fuentes, y asociarlos a distintos ambientes sedimentarios.

Ambiente	Elementos biológicos comunes	Morfogénesis
Litoral	Fragmentos de conchas de moluscos (Figura 47a) y bioturbaciones.	Bahía y litoral (en general).
	Escasos foraminíferos bentónicos ( <i>Ammonia beccarii</i> ; Figura 47b)	Bahía, bajo la zona de rompiente
	Fragmentos de conchas de moluscos (e.g. <i>Veneridae sp.</i> ; Figura 47c) y bioturbaciones.	Playa, zona de lavado oleaje
Estuarino	Conchas de moluscos (e.g. <i>Veneridae sp.</i> (almejas), <i>Mesodesma donacium</i> (machas) y <i>Tagelus dombeii</i> (navajuela).	Delta de flujo-reflujo mareal/barras,
	<i>Salicornia neei</i> (espárrago de mar; Figura 47d).	Llanura supramareal (marisma) y canales de estuario abandonados.
Lagunar	Bioturbaciones, moluscos dulceacuícolas, raíces, hojas, ramas y microalgas.	Laguna
Eólico	<i>Carpobrotus chilensis</i> (Figura 47e) y <i>Ambrosia chamissonis</i> .	Barras litorales y campos de dunas.
Fluvial	<i>Frankenia sp.</i> (Figura 47f)	Terraza fluvial

Tabla 2: Restos biológicos más comunes identificados en el área de estudio, según el ambiente deposicional y la unidad morfogenética asociada. Fuente: elaboración propia.

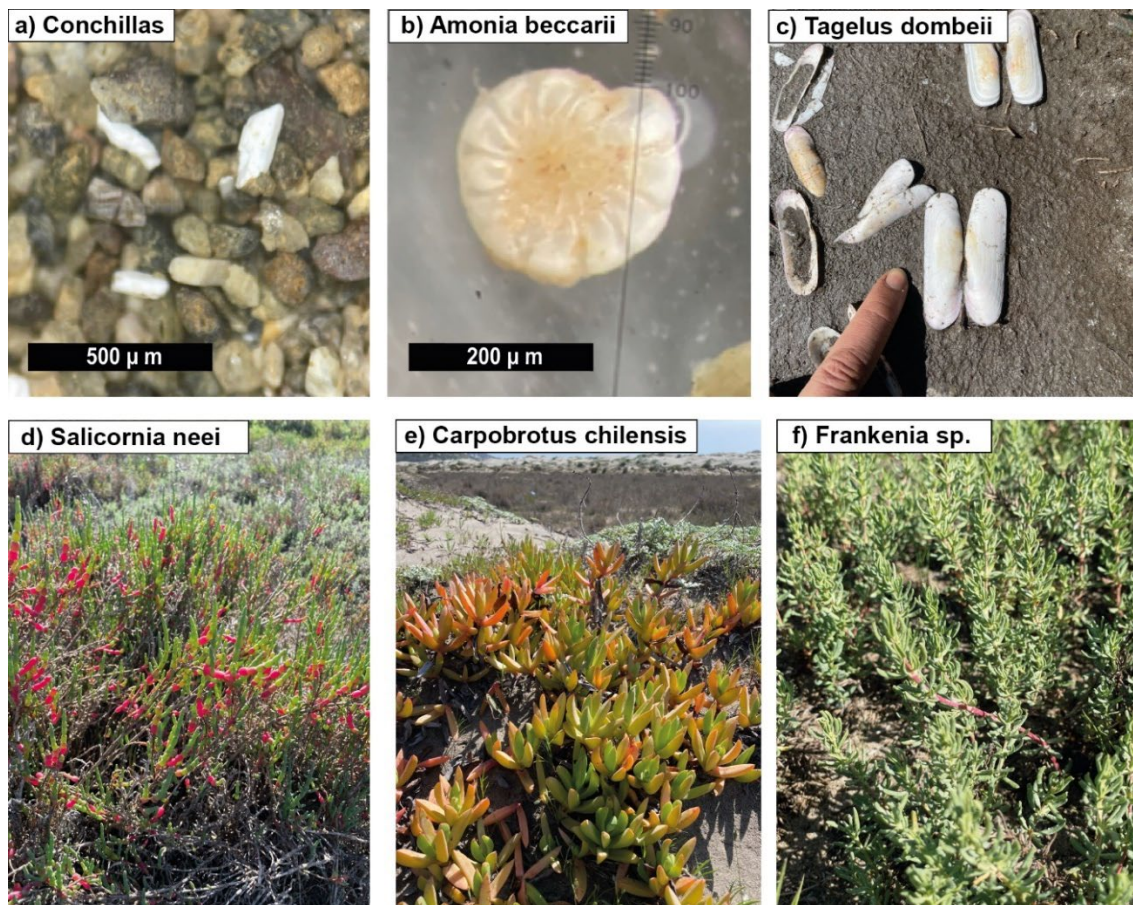


Figura 44: Evidencias biológicas asociadas a distintos ambientes sedimentarios. a) Restos de conchillas en arenas litorales; b) Foraminífero bentónico *Ammonia beccarii*, típico de ambiente marino o litoral; c) *Tagelus dombeii* (navajuela) sobre deltas de marea; d) Plantas halófitas *Salicornia neei* (espárrago de mar), comunes en ambiente de marismas o llanuras supramareales (Figura 40); e) Plantas halófitas *Frankenia sp.*, comunes en sectores de baja altura s.n.m. o proximales a la costa en la terraza fluvial (I) (Figura 40). Fuente: elaboración propia.

## 6.5 Mineralogía de sedimentos superficiales (DRX y lupa binocular)

La mineralogía de los ambientes sedimentarios descritos en el área de estudio se determinó mediante una combinación de análisis de difracción de rayos X (DRX) y observación de los sedimentos con lupa binocular. Los resultados de los análisis de DRX se presentan en gráficos que muestran la intensidad de los rayos X difractados en función del ángulo de difracción  $2\theta$  (ver Figuras 78, 79, 80 y 81 en los anexos). Los análisis realizados sugieren que, en general, todas las muestras contienen cuarzo y albita, con cantidades variables de feldespato potásico, minerales ferromagnesianos (piroxeno, anfíboles, micas, biotita y flogopita), óxidos de hierro (e.g. hematita y magnetita) y arcillas (illita y montmorillonita).

En los ambientes litorales, como playas, barras litorales y abanicos de sobrepaso, destaca la presencia de minerales densos, en particular magnetita y hematita. En los ambientes estuarinos o fluviales, como deltas de marea y barras fluviales, se observa un mayor contenido de clastos volcánicos o intrusivos, principalmente de granitos, con tonalitas y dioritas subordinadas. En las llanuras supramareales o fluviales, se reconoce un mayor contenido de arcillas, principalmente illita y montmorillonita, además de biotita, glauconita y restos de raíces *in situ* de vegetación halófitas. Localmente, en los ambientes lacustres estuarinos, se identifican turbas con abundantes restos de vegetación halófitas.

A continuación, se presenta una tabla con los minerales más comunes, reconocidos mediante DRX (Tabla 3) y lupa binocular (Figura 45) para cada ambiente:

Ambiente	Morfogénesis	Minerales comunes	Otros
Litoral	Playa y zona de lavado de olas	Cuarzo, albita, anfíbola, piroxeno, clorita, epidota, magnetita, hematita y biotita	Muy alto en minerales densos (ej. magnetita). Restos de conchillas (Figura 44a).
	Barras litorales	Cuarzo, albita, clorita, biotita, anfíbola, piroxeno, hematita y magnetita.	Moderadamente alto en minerales densos (ej. magnetita).
	Abanicos de sobrepaso	Cuarzo, albita, anfíbola, piroxeno, magnetita, hematita	Moderadamente alto en minerales densos (ej. magnetita). Clastos volcánicos o intrusivos, (granitos; tonalitas y dioritas subordinadas) (Figura 45b).
Estuarino	Delta de flujo-reflujo mareal	Cuarzo, albita, anfíbola, ortoclasa, ortopiroxeno, biotita.	Localmente alto en biotita. Restos de conchillas. Clastos volcánicos o intrusivos, (granitos; tonalitas y dioritas subordinadas) (Figura 45c).
	Llanura supramareal (marisma)	Cuarzo, albita, anfíbola, halita, biotita, glauconita, arcillas (e.g. illita y motmorilionita).	Localmente alto en biotita, halita (Figura 45d).
	Laguna	Cuarzo, albita, halita, biotita, illita, montmorilionita, glauconita	Alto en materia orgánica (Figura 45e).
Fluvial	Barras fluviales (estero Pullally)	Cuarzo, albita, ortoclasa, anfíbola y piroxeno	Localmente alto en clastos intrusivos graníticos y dioríticos subordinados.
	Llanura de inundación	Cuarzo, albita, anfíbola, piroxeno, biotita, glauconita, arcillas (e.g. illita y motmorilionita).	Alto contenido de arcillas, localmente alto en biotita (Figura 45f).
Eólica	Campo de dunas	Cuarzo, albita, flogopita, clorita, cordierita, halita, zeolitas.	-

Tabla 3: Comparación de minerales comunes identificados a partir del análisis DRX, según ambiente. Fuente: elaboración propia.

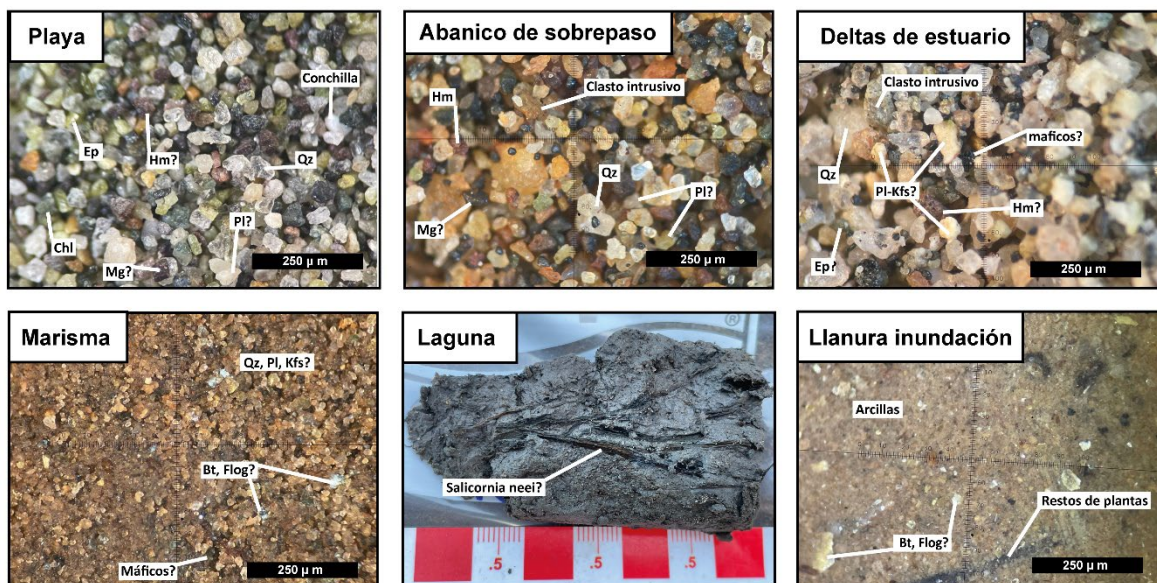


Figura 45: Fotografías microscópicas y escala de afloramiento de distintos ambientes sedimentarios reconocidos en el área de estuario. Fuente: elaboración propia.



## 6.6 Susceptibilidad magnética de sedimentos superficiales

A partir del muestreo superficial en sedimentos del estuario, se midió la susceptibilidad magnética en distintos ambientes deposicionales, incluyendo: bahía, playa, barras litorales, abanicos de sobrepaso en llanuras supramareales, delta de flujo-reflujo mareal, terraza fluvial y campos de dunas. Los resultados se graficaron con respecto a su distancia a la línea de costa. A continuación, se presentan los resultados de susceptibilidad magnética del área de estudio (Figura 46):

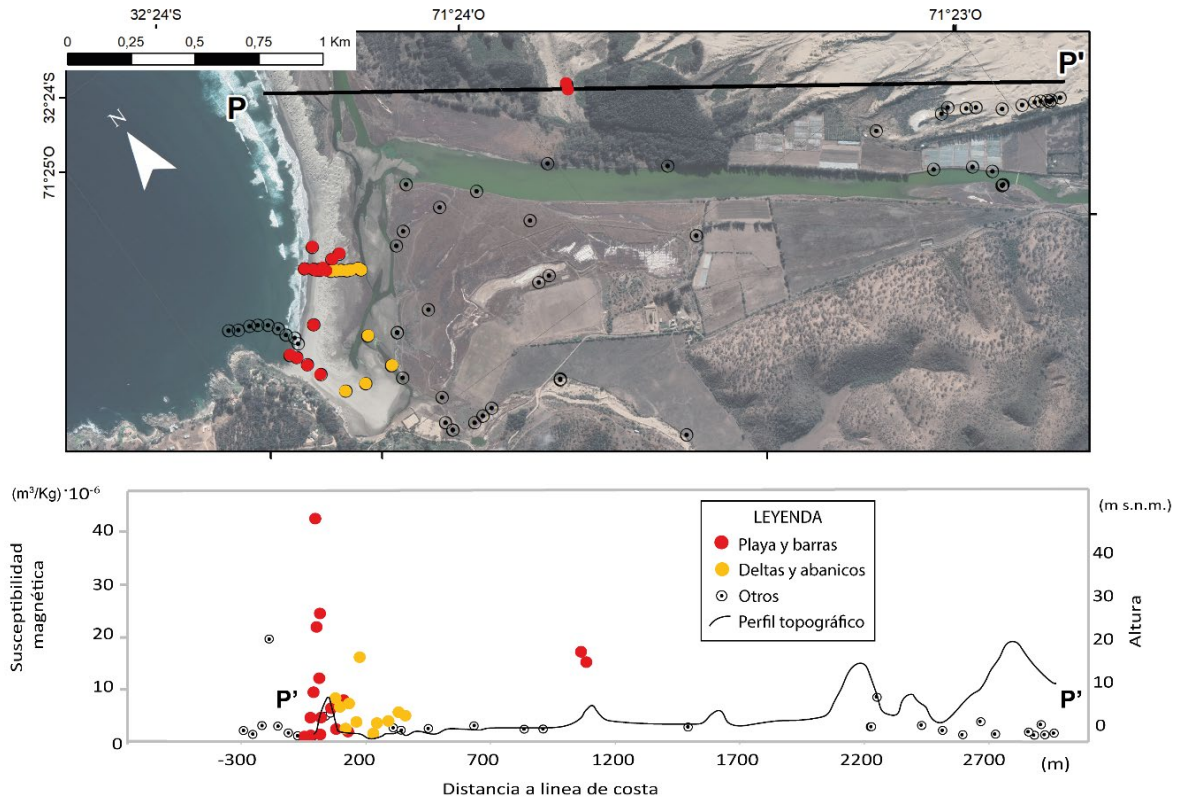


Figura 46: Susceptibilidad magnética de sedimentos superficiales en función de su distancia a la línea de costa. Línea negra indica perfil de elevación P-P', elaborado a partir del DEM. Puntos rojos indican ubicación de muestras de la playa y las barras litorales; puntos amarillos indican ubicación de muestras de deltas de marea y abanicos de sobrepaso. Fuente: elaboración propia.

Los resultados sugieren que las arenas de las playas y las barras litorales (puntos rojos; Figura 46) presentan valores de susceptibilidades magnéticas muy altas, que pueden alcanzar hasta  $\sim 40 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$ . Los deltas de marea y los abanicos de sobrepaso, por su parte (puntos amarillos; Figura 46), también presentan valores altos, aunque un poco más moderados, con valores que varían en un rango entre  $\sim 1,5 \times 10^{-6}$  y  $\sim 16 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$ . Los ambientes fluviales, incluyendo barras, llanuras y terraza del río La Ligua (puntos negros; Figura 46), presentan en general valores bajos, en un rango que varía entre los  $\sim 1 \times 10^{-6}$  y  $\sim 3 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

## 6.7 Geoquímica de sedimentos superficiales

Por medio de espectrometría de fluorescencia de rayos (XRF por sus siglas en inglés), en este trabajo se obtuvo datos semicuantitativos de las concentraciones de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  de muestras representativas de distintos ambientes sedimentarios (ver Tabla 21 de Anexos).

A partir de estos resultados, se graficaron las concentraciones de  $\text{CaO}$  y la proporción de  $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ , usadas para interpretar posibles fuentes de bioclastos y carbonatos marinos; junto con las concentraciones de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ , y las proporciones de  $\text{Ti}/\text{Al}$  y  $\text{Fe}/\text{Al}$ , empleadas para interpretar posibles fuentes ricas en minerales densos (e.g. Chagué, 2020). A continuación, se presentan los resultados obtenidos en muestras según ambiente sedimentario (Figura 47):

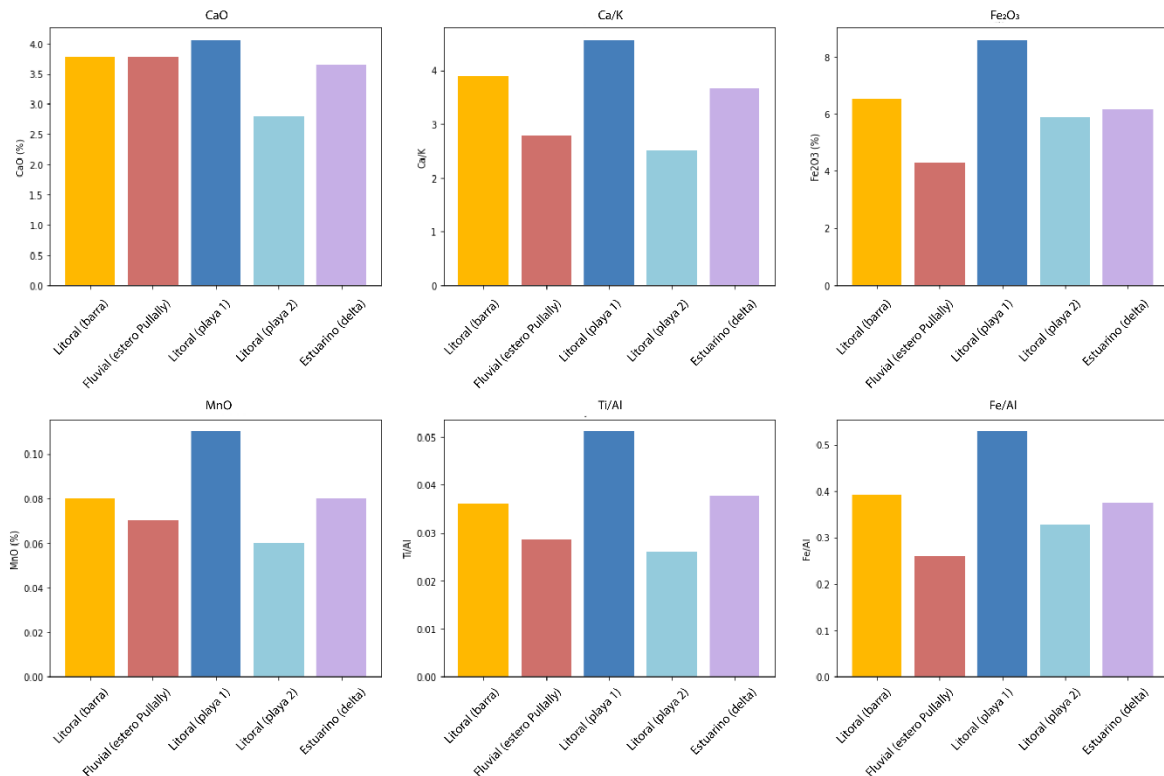


Figura 47: Gráficos con concentraciones de  $\text{CaO}$  y proporción de  $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ , para interpretar posibles fuentes de bioclastos y carbonatos marinos; junto con las concentraciones de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ , y proporciones de  $\text{Ti}/\text{Al}$  y  $\text{Fe}/\text{Al}$ . Fuente: elaboración propia.

Los resultados indican que las arenas litorales de playa pueden presentar, localmente, altas concentraciones de  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{MnO}$ , junto con razones relativamente altas de  $\text{Ca}/\text{K}$ ,  $\text{Ti}/\text{Al}$  y  $\text{Fe}/\text{Al}$ . Las arenas recolectadas en la barra litoral, por su parte, presentan concentraciones y moderadamente altas en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{MnO}$ , junto con razones mayores de  $\text{Ca}/\text{K}$ ,  $\text{Ti}/\text{Al}$  y  $\text{Fe}/\text{Al}$ , en relación con la muestra recolectada en el estero Pullally.

## 6.8 Facies y asociaciones de facies sedimentarias

Las asociaciones de facies, definidas en este trabajo, se reconocieron en ambientes sedimentarios específicos del área de estudio, frente a la desembocadura de los ríos La Ligua y Petorca. Para su definición, se usaron criterios sedimentológicos, (relaciones de contacto, estructuras), composicionales (materiales diagnósticos y restos biológicos), y texturales (granulometría). Para graficar las facies y las asociaciones de facies, además de sus relaciones de contacto más comunes en el área de estudio, se usó como ejemplo la sección estratigráfica de la calicata 1 (CL1) (Figura 48). Dicha metodología se replicó para todas las calicatas descritas en este trabajo.

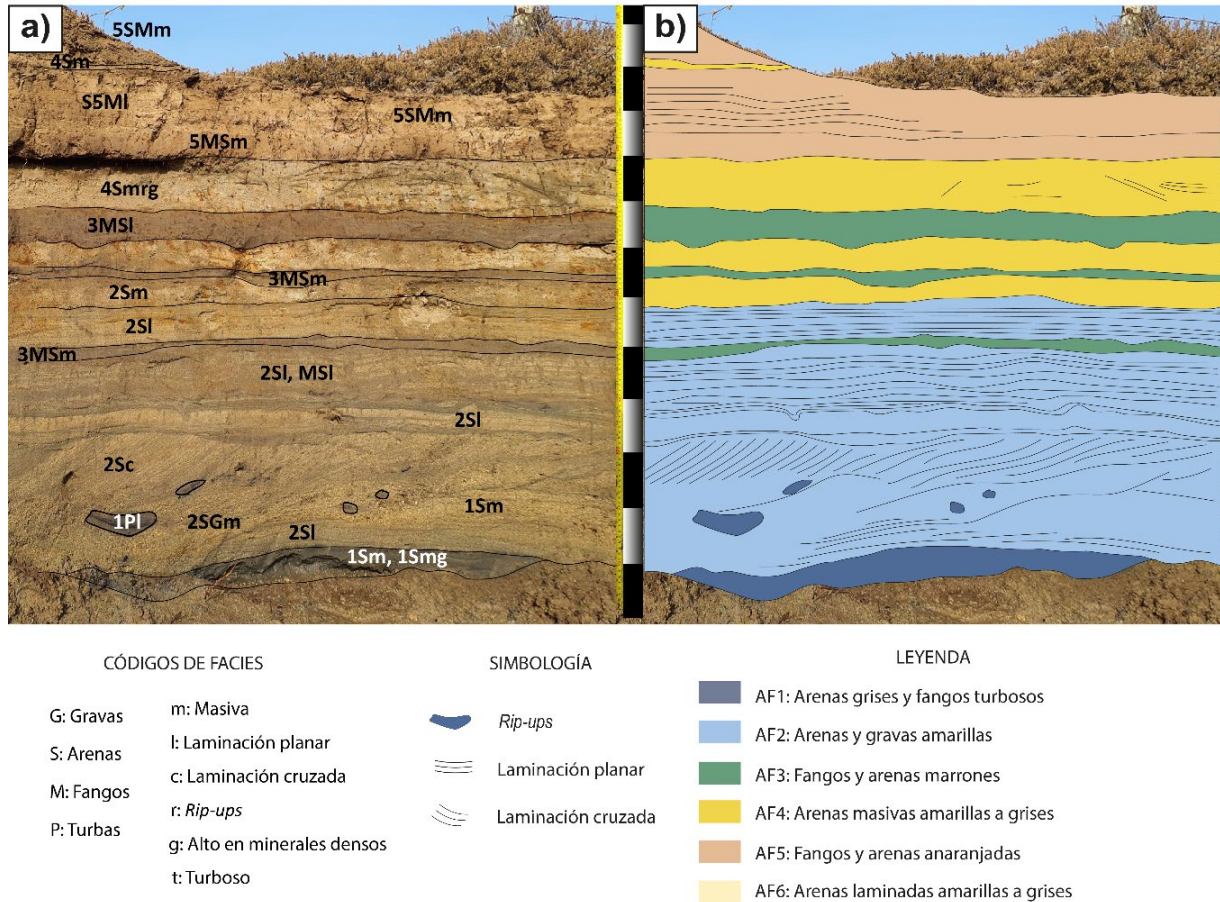


Figura 48: Facies y asociaciones de facies sedimentarias reconocidas en la calicata 1 (CL1). a) Facies observadas en calicata CL1. b) Asociaciones de facies observadas en CL1. Fuente: elaboración propia.

A continuación, se presenta la descripción detallada de las 22 facies sedimentarias y 6 asociaciones de facies definidas en este trabajo:

#### 6.8.1 AF1: Arenas grises y fangos turbosos

Esta asociación agrupa, en general, facies de arenas, arenas fangosas, fango arenoso y fango turboso: En general, las facies de esta asociación tienen un color gris oscuro a verdoso, tienen un alto contenido en minerales densos (e.g. óxidos de Fe, piroxeno, anfíbola, clorita). Está conformada por 5 facies, que se describen en detalle a continuación (Tabla 4):

Código	Descripción general	Estructuras	Materiales diagnósticos	Selección
1Sm	Arenas masivas grises	Masivas	Foraminíferos bentónicos y fragmentos de conchillas. Localmente alto en minerales densos, clorita, epidota, líticos dioríticos,	Moderada a buena
1SMI	Arenas alternadas con arenas fangosas grises	Capas centimétricas de arena, alternadas con arenas fangosas.	Foraminíferos bentónicos y fragmentos de conchillas. Localmente alto en minerales densos, clorita, epidota, líticos dioríticos,	Moderada
1Smg	Arenas grises masivas, altas en minerales densos, grises	Masivas	Fragmentos de conchillas. Alto en minerales densos, clorita y epidota	Moderada a buena
1MSm	Fangos arenosos masivos, grises	Masivas o con bioturbaciones.	Rico en materia orgánica	Pobre a muy pobre
1Mt	Fango turboso con bioclastos continentales, grises a negros.	Macizos o débilmente laminadas	Materia orgánica, raíces, troncos, hojas.	Muy pobre a pobre

Tabla 4: Descripción de facies de asociación de facies 1 (AF1). Fuente: elaboración propia.

#### 6.8.2 AF2: Arenas y gravas amarillas

Esta asociación incluye principalmente arenas y gravas subordinadas, observadas en ambientes estuarinos como de deltas de marea, canales de estuarios, barras o canales abandonados. Está conformada 5 facies, que se describen en detalle a continuación (Tabla 5):

Código	Descripción general	Estructuras	Materiales diagnósticos	Selección
2SGm	Arenas finas a muy gruesas masivas, con gravas subordinadas	Masivas, puede presentar <i>rip-ups</i> y clastos de tamaño grava (fina a media).	Clastos polimícticos, incluyendo intrusivos graníticos, y dioritas y andesitas.	Moderada a pobre
2Sc	Arenas con laminación cruzada	Estratificación cruzada planar y en artesa, localmente rellenando lentes hacia el techo de canales.	Clastos polimícticos, incluyendo intrusivos graníticos, y dioritas y andesitas.	Moderada
2Smr	Arenas masivas con <i>rip-ups</i>	Masivas, puede presentar <i>rip-ups</i> , localmente rellenando base canales.	Clastos polimícticos, incluyendo intrusivos graníticos, dioritas y andesitas.	Moderada a pobre
2Sm	Arenas masivas	Masivas, localmente rellenando canales.	Clastos polimícticos, incluyendo intrusivos graníticos, dioritas y andesitas. Conchas de moluscos (e.g. <i>Veneridae sp.</i> (almejas) y <i>Tagelus dombeii</i> (navajuela).	Moderada a pobre
2SI	Arenas de finas y medias laminadas	Alternancia de arenas finas, arenas medias y arenas limosas, comúnmente en laminación paralela.	Puede presentar fragmentos de conchas, moluscos bentónicos y tonos anaranjados por oxidación secundaria (redox). Conchas de moluscos (e.g. <i>Veneridae sp.</i> (almejas) y <i>Tagelus dombeii</i> (navajuela).	Moderada a pobre

Tabla 5: Descripción de asociación de facies 2. Fuente: elaboración propia.

### 6.8.3 AF3: Fangos y arenas marrones

Esta asociación agrupa principalmente fangos y arenas subordinadas con mala selección, reconocidas en marismas, lagunas o llanuras supramareales. Está conformada por 4 facies, que se describen a continuación (Tabla 6)

Código	Descripción general	Estructuras	Materiales diagnósticos	Selección
3MSm	Fango arenoso masivo	Masivo, en capas con estratificación planar o rellenando canales centimétricos a decimétricos	Arcillas (e.g. motmorilionita, illita), bioturbaciones, restos de raíces (típicamente <i>Salicornia neei</i> ).	Mala
3MSI	Fango arenoso laminado	Alternancia de fango arenoso y arenas limosas, comúnmente en laminación paralela. Base plana o rellenando canales centimétricos a decimétricos	Bioturbaciones, alto contenido de materia orgánica y restos de raíces.	Mala
3SMI	Arenas finas fangosas laminadas	Puede presentarse como una capa centimétrica, o como alternancia milimétrica a centimétrica de arenas fangosas y fango arenoso. Base plana o rellenando canales centimétricos a decimétricos	Bioturbaciones, alto contenido de materia orgánica y restos de raíces (típicamente <i>Salicornia neei</i> ).	Mala
3SMm	Arenas finas masivas	Masivo, en capas con estratificación planar o rellenando canales centimétricos a decimétricos	Bioturbaciones, restos de raíces (típicamente <i>Salicornia neei</i> ).	Pobre

Tabla 6: Descripción de asociación de facies 3. Fuente: elaboración propia.

### 6.8.4 AF4: Arenas masivas amarillas a grises

Esta asociación incluye principalmente arenas masivas, comúnmente con base erosiva y *rip-ups*, reconocidas sobre llanuras supramareales o de inundación fluvial. Está conformada por 4 facies, que se describen a continuación (Tabla 7):

Código	Descripción general	Estructuras	Materiales diagnósticos	Selección
4Sm	Arenas masivas	Masivas, con <i>rip ups</i> o inyecciones de fango. Típicamente con base erosiva. Localmente puede presentar intercalación centimétrica de fango y o arena laminada.	Puede presentar clastos de grava fina, bioclastos retrabajados de foraminíferos bentónicos y moluscos.	Moderada a pobre
4Smr	Arenas masivas con <i>rip-ups</i>	Masivas, con <i>rip ups</i> o inyecciones de fango. Típicamente con base erosiva. Localmente puede presentar intercalación centimétrica de fango y o arena laminada.	Puede presentar clastos de grava fina o fango; bioclastos retrabajados de foraminíferos bentónicos y moluscos.	Moderada a pobre
4Smrg	Arenas masivas con <i>rip-ups</i> , alta susceptibilidad magnética y base erosiva	Masivas, con <i>rip ups</i> o inyecciones de fango. Típicamente con base erosiva. Localmente puede presentar intercalación centimétrica de fango y o arena laminada.	Altas concentraciones de minerales densos de minerales densos (máficos y magnéticos). Puede presentar bioclastos retrabajados de foraminíferos bentónicos y moluscos.	Moderada a pobre
4Smg	Arenas masivas, con alta susceptibilidad magnética.	Laminación débil, milimétrica a centimétrica, pliegues convolutos o asimétricos, localmente con <i>rip ups</i> y clastos de tamaño grava fina a media.	Puede presentar clastos de grava fina, bioclastos retrabajados de foraminíferos bentónicos y moluscos.	Moderada a pobre

Tabla 7: Descripción de asociación de facies 4. Fuente: elaboración propia.

6.8.5 AF5: Fangos y arenas anaranjadas.

Esta asociación incluye arenas fangosas masivas y fango arenoso, reconocidas sobre la terraza fluvial. Está conformada por 3 facies, descritas a continuación (Tabla 8):

Código	Descripción general	Estructuras	Materiales diagnósticos	Selección
5SMm	Arenas fangosas masivas	Masivo	Restos de raíces (e.g. <i>Frankenia sp.</i> ), arcillas (e.g. motmorilionita, illita, etc), biotita y restos arqueológicos.	Mala
5MSI	Fango arenoso débilmente laminado	Puede presentar alternancia de fango arenoso y arenas fangosas muy finas, débilmente laminadas	Restos de raíces (e.g. <i>Frankenia sp.</i> ), arcillas (e.g. motmorilionita, illita, etc),	Mala
5MSm	Fango arenoso masivo	Masivo	Restos de raíces (e.g. <i>Frankenia sp.</i> ), arcillas (e.g. motmorilionita, illita, etc),	Mala

Tabla 8: Descripción de asociación de facies 5 (AF5). Fuente: elaboración propia.

6.8.6 AF6: Arenas laminadas amarillas a grises.

Esta asociación incluye arenas finas a medias, reconocidas en los campos de dunas. Está conformada por 2 facies, descritas a continuación (Tabla 9):

Código	Descripción general	Estructuras	Materiales diagnósticos	Selección
6SI	Arenas laminadas y con estratificación cruzada	Estratificación cruzada y laminaciones finas (milimétricas), con alternancia de láminas minerales melanocráticos y leucocráticos.	Raíces de <i>Carpobrotus chilensis</i> y <i>Ambrosia chamissonis</i> .	Buena a moderada

Tabla 9: Descripción de asociación de facies 6 (AF6). Fuente: elaboración propia.

## 6.9 Química y mineralogía de facies sedimentarias (FRX)

El análisis químico de elementos mayores FRX realizado permite obtener datos semicuantitativos de las concentraciones de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ . es semicuantitativo. A partir de estos resultados (ver Tabla 20 de anexos), se graficó las concentraciones de  $\text{CaO}$  y la proporción de  $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ , usado para interpretar posibles fuentes de bioclastos y carbonatos marinos; junto con las concentraciones de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ , y las proporciones de  $\text{Ti}/\text{Al}$  y  $\text{Fe}/\text{Al}$ , usado para interpretar posibles fuentes de minerales densos, comunes en ambientes litorales (e.g. Chagué, 2020). A continuación, se presentan los resultados obtenidos para cada asociación de facies en la calicata 1 (Figura 49):

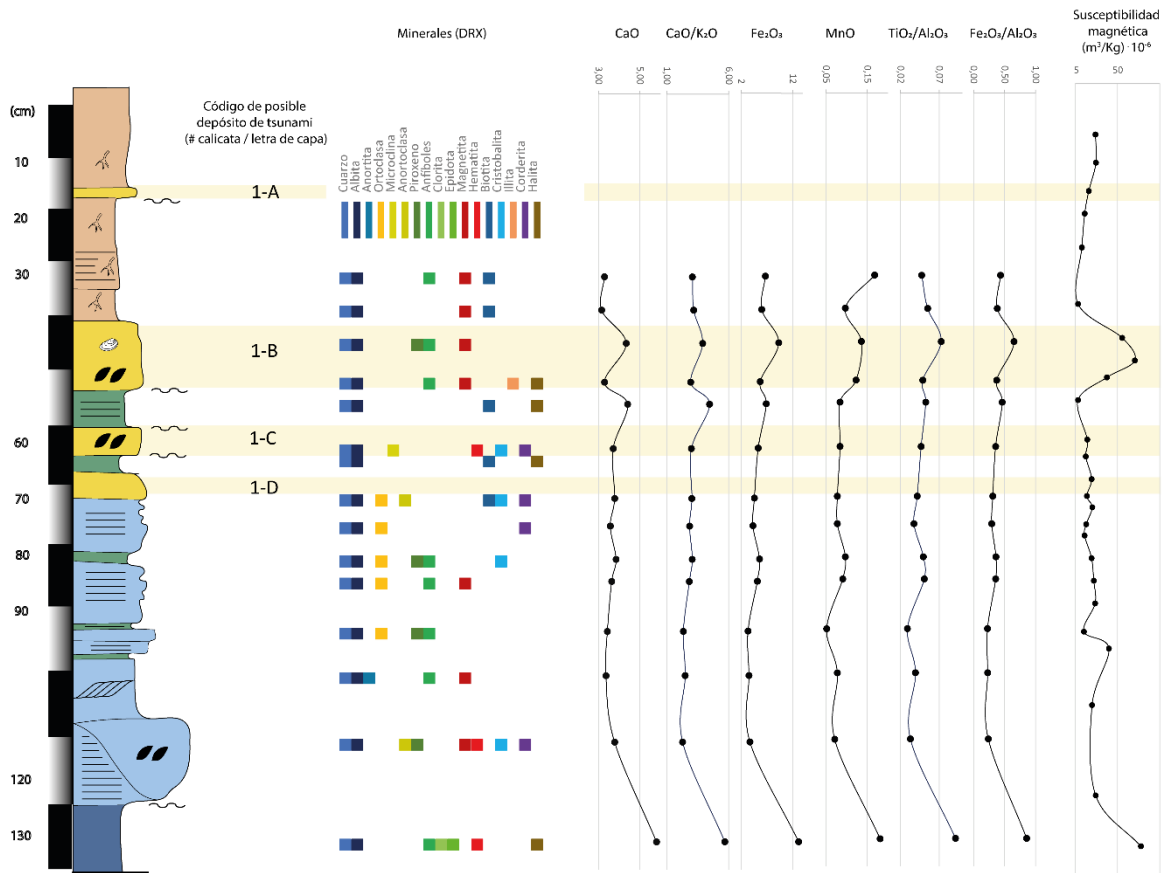


Figura 49: Mineralogía (DRX) y química de facies sedimentarias de la calicata 1 (CL1). Fuente: elaboración propia.

### 6.10 Estratigrafía detallada de las calicatas

En este apartado se presentan los resultados obtenidos de los análisis estratigráficos y sedimentológicos realizados en las calicatas de detalle (CL1, CL2, CL5, CL8) y de control (CL11, CL15 y CL21), ubicadas en la terraza del río La Ligua (Figura 50).

En cada calicata se asignó un código de dos dígitos a las capas originadas a partir de un posible tsunami o evento extremo: el primer dígito asignado a la capa representa el número de la calicata, y la letra sucesiva (en mayúscula), representa un posible tsunami, cuyos depósitos se pueden identificar con la misma letra en otras calicatas (e.g. 1-A significa calicata CL1, y tsunami A).

En las secciones estratigráficas de cada columna se asignó un color a cada asociación de facies, y símbolos equivalentes para las estructuras sedimentarias, restos biológicos y arqueológicos (Figura 51).

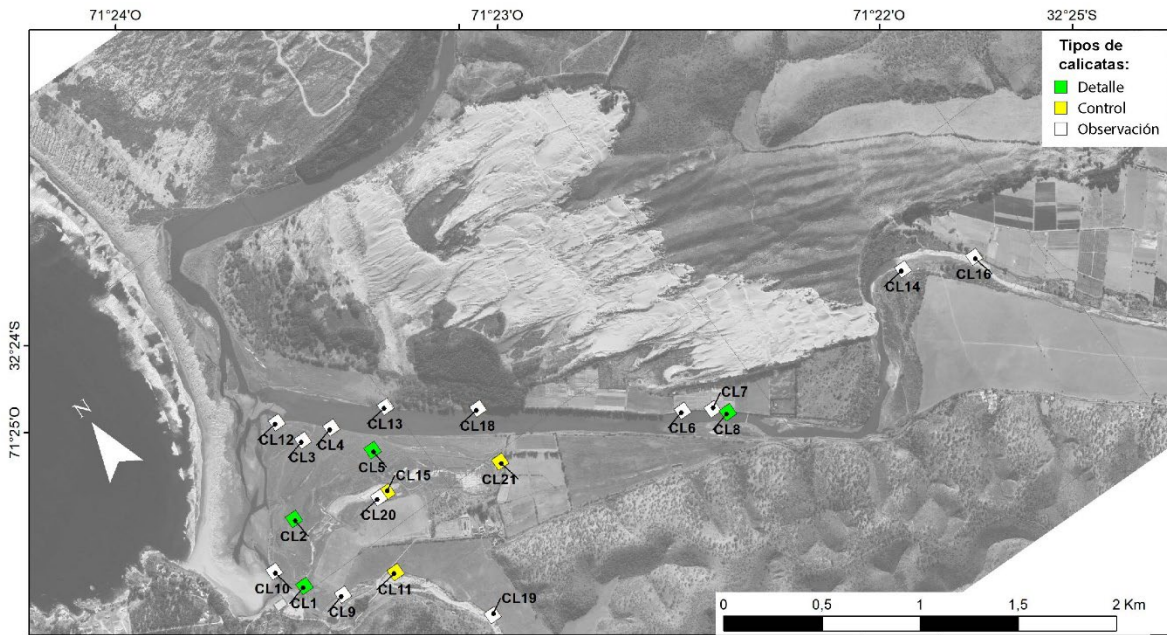


Figura 50: Ubicación de calicatas en el área de estudio. Cuadros verdes indican ubicación de calicatas maestras, y cuadros blancos la ubicación de puntos de control. Fuente: elaboración propia.

LEYENDA		SIMBOLOGÍA			
	AF1: Arenas grises y fangos turbosos		Gradación normal		Foraminíferos bentónicos (marinos)
	AF2: Arenas y gravas amarillas		Contacto erosivo		Bivalvos marinos
	AF3: Fangos y arenas marrones		Laminación cruzada		Bivalvos estuarinos
	AF4: Arenas masivas amarillas a grises		Laminación cruzada en artesa		Raíces y hojas (retrabajadas)
	AF5: Fangos y arenas anaranjadas		Laminación planar		Raíces (in situ)
	AF6: Arenas laminadas amarillas a grises		Rip-ups		Restos arqueológicos

Figura 51: Leyenda y simbología de calicatas descritas en el área de este estudio. Fuente: elaboración propia.



### 6.10.1 Calicatas de detalle

#### 6.10.1.1 Calicata CL1

La calicata CL1 es la más cercana al canal de desagüe del estuario del río La Ligua. Se encuentra a 600 m de la línea de costa, a 100 metros del delta de mareas, y adyacente a un cauce de ~10 m de ancho que marca el límite actual entre la actual llanura supramareal y la terraza fluvial (Figura 52). La profundidad de esta columna es de 130 cm, y su techo corresponde a la terraza fluvial, que en este sitio se encuentra a ~ 1,2 m s.n.m. En general se observan las 5 asociaciones de facies y 4 capas con arenas de originadas a partir de posibles eventos extremos o tsunamis: 1-A, 1-B, 1-C y 1-D (Figura 53). La estratigrafía y las respectivas asociaciones de facies de esta calicata se describen, de base a techo, a continuación (Tabla 10, Figuras 53 y 54):

Profundidad (cm)	Facies	Asociaciones de facies	Descripción
120-130	1Sm	AF1	Capa de color verde oscuro a negra de arenas masivas moderadamente seleccionadas, con alto contenido de minerales densos (1Sm).
72-120	2SGm, 2Sl, 2Sc, 3SMI	AF2 y AF3	Sección de arenas gruesas masivas con <i>rip ups</i> en lentes y paleocanales, de 48 cm de espesor. Varía lateralmente y hacia el techo a arenas finas con estratificación cruzada y con laminación horizontal (2SGm, 2Sl y 2Sc)
68-73	4Sm	AF4	Capa <b>1-D</b> , de 5 cm de espesor, conformada por arenas masivas (4Sm).
68-64	3SMI	AF3	Arenas fangosas ricas en materia orgánica y restos de raíces retrabajadas (3SMI)
58-64	4Smr	AF4	La capa <b>1-C</b> , de 6 cm de espesor, conformada por arenas masivas con base erosiva y <i>rip ups</i> (4Smr).
52-58	3SMI	AF3	Arenas fangosas ricas en materia orgánica y restos de raíces retrabajadas (3SMI)
40-52	4Smrg	AF4	Capa <b>1-B</b> , de 12 cm de espesor, conformada por arenas masivas con base erosiva, <i>rip ups</i> y anomalía magnética alta (4Smrg).
0-40	5SMm, 5SMI	AF5	Hacia la base de este tramo se reconoce una capa de arenas fangosas masiva de color anaranjado (5SMm), de 6 cm de espesor, que sellan la capa 1-B. Le sobryace una sección de fango arenoso débilmente laminado (5SMI), de 58 cm de espesor. Presenta un lente intercalado de arenas masivas (4Sm), pertenecientes a la capa, <b>1-A</b> , de 2 cm de espesor.

Tabla 10: Estratigrafía de detalle de la calicata CL1. Fuente: elaboración propia.



Figura 52: Vista hacia el noreste de la calicata CL1. Nótese el escarpe que limita la superficie de la terraza fluvial (I) del río La Ligua. Fuente: elaboración propia.

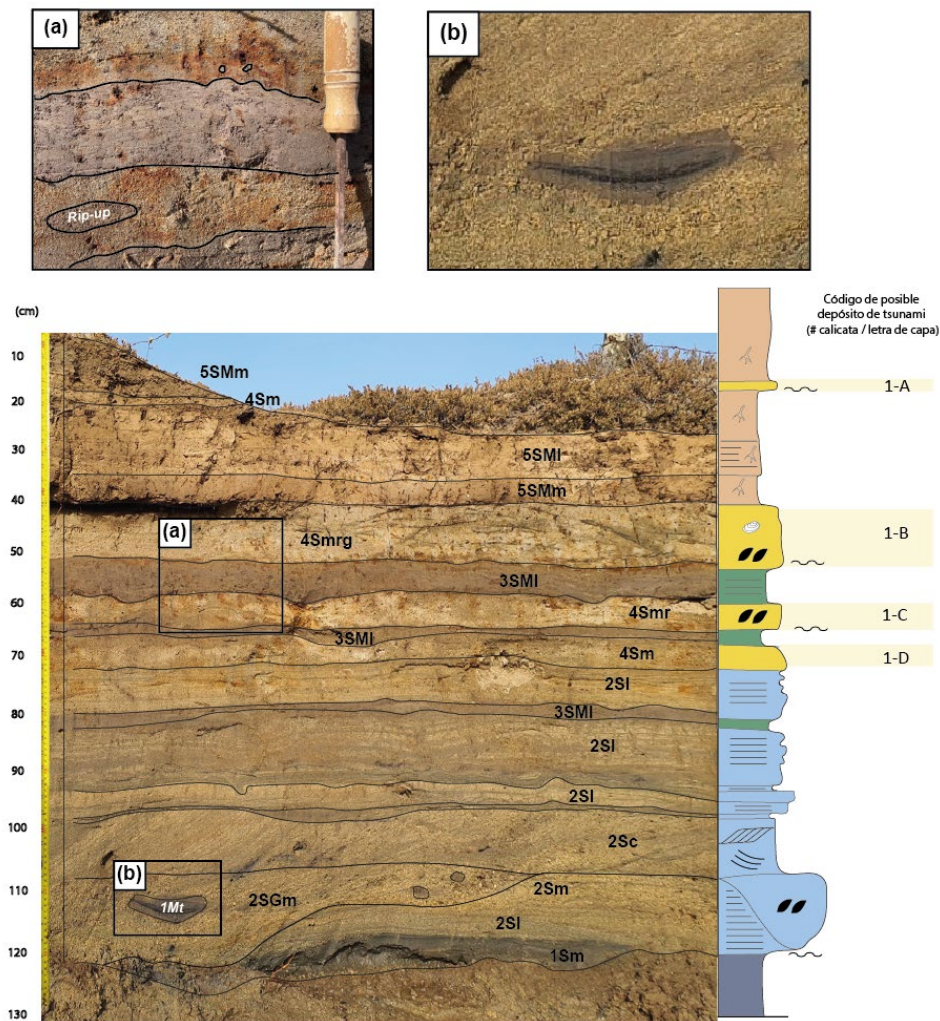


Figura 53: Estratigrafía de calicata CL1 con facies o litofacies (código), columna esquemática y asociaciones de facies (azul=AF1; celeste=AF2; verde=AF3; amarillo=AF4 y rojo=AF5). Se asigna una letra mayúscula (a la derecha) a los depósitos de sobrepaso de posibles tsunamis. (a) Vista de detalle de posibles depósitos de tsunami 1-B (facies 4Smr) y 1-C (facies 4Smrg), con base erosiva y rip-ups; (b) Vista de Detalle de rip-up de facies 2SGm. Fuente: elaboración propia.

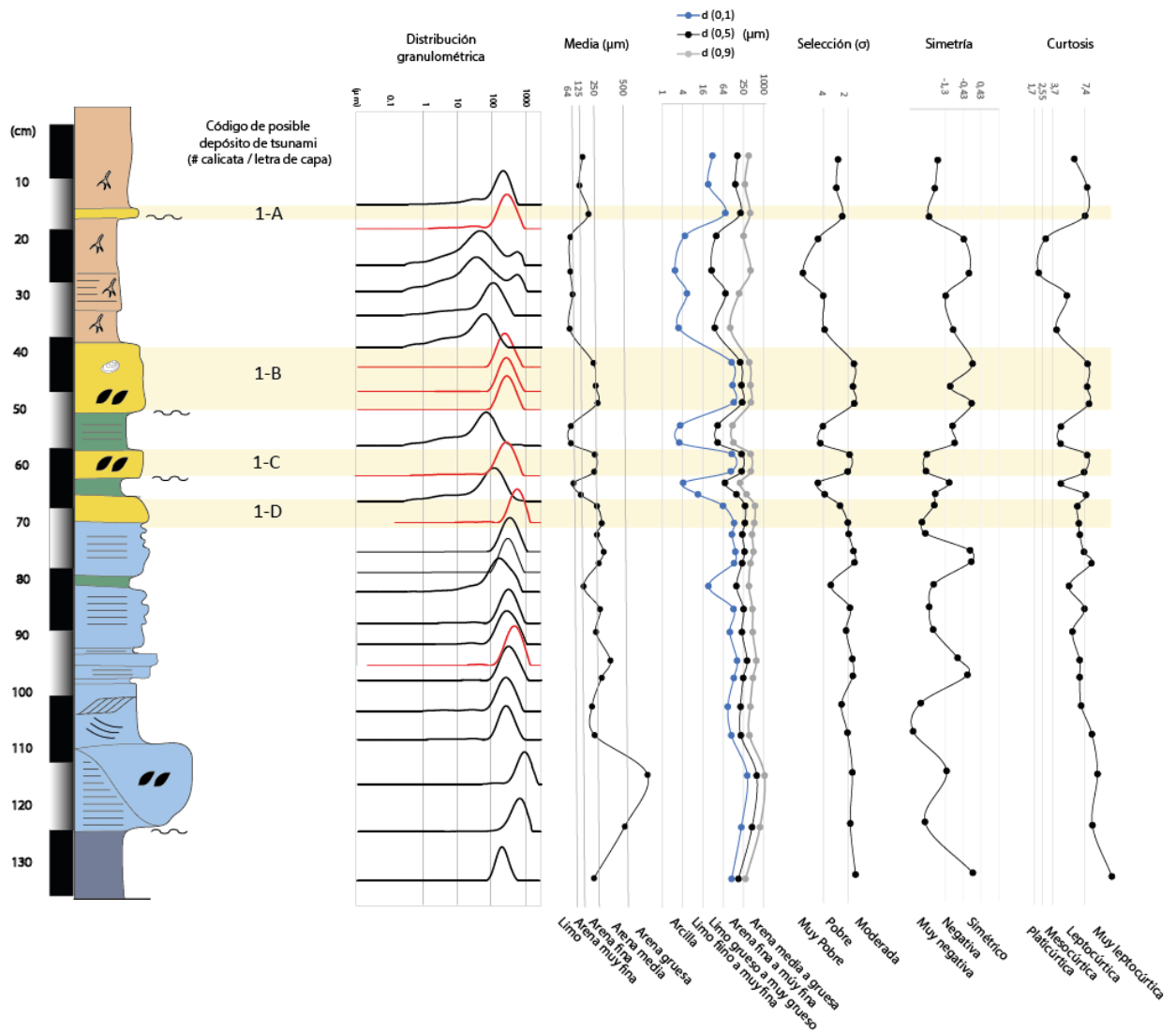


Figura 54: Resultados de análisis granulométricos en calicata CL1, obtenidos con granulometría laser. Fuente: elaboración propia.

### 6.10.1.2 Calicata CL2

La calicata CL2 corresponde a una excavación realizada sobre la terraza fluvial, a ~480 m de la línea de costa actual (Figura 55). El techo de esta columna corresponde a la terraza fluvial, que en este sitio se encuentra a ~ 1,2 m s.n.m. En general se observan las 5 asociaciones de facies y 2 capas con arenas de originadas a partir de posibles eventos extremos o tsunamis: 2-A y 2-B (Figura 56). La estratigrafía y las respectivas asociaciones de facies de esta calicata se describen, de base a techo, a continuación (Tabla 11; Figura 56 y 57):

Profundidad (cm)	Facies	Asociaciones de facies	Descripción
65-110	1Sm, 1SMI, 1Sl	AF1	Sección de arenas masivas, de color verde oscuro a negra, moderadamente seleccionadas (1Sm). Presenta alternancias de capas centimétricas de arenas fangosas subordinadas (1SMI y 1MSm), dispuestas en estratificación planar horizontal; además de capas centimétricas de arenas con laminación horizontal (1Sl).
45-65	2Sl, 2Sc	AF2	Sección de arenas de arenas finas a medias, color pardo a amarillentas, con laminación cruzada planar y en artesa (2Sc y 2Sl), de 23 cm de espesor.
33-45	4Smg	AF4	Arenas masivas, amarillas a anaranjadas, con alta susceptibilidad magnética y minerales densos oxidados (4Smg), pertenecientes a la capa <b>2-B</b> , de 13 cm de espesor. Hacia el techo, presenta un lente de arena fangosa intercalada, de 1 cm de espesor.
25-33	4Sm, 3SMm.	AF3 y AF4	Arena fangosa masiva (3SMm). Le sobryace la capa <b>2-A</b> , conformada por arenas masivas (4Sm), con un espesor variable, de 2 a 6 cm (acuñamiento lateral).
0-25	5Sm	AF5	Arenas masivas con abundantes restos de raíces y materia orgánica (5Sm).

Tabla 11: Estratigrafía de detalle de la calicata CL2. Fuente: elaboración propia.



Figura 55: Vista desde superficie de calicata C2. Se observa acuñamiento lateral de capa 2-A (facies 4Sm). Fuente: elaboración propia.

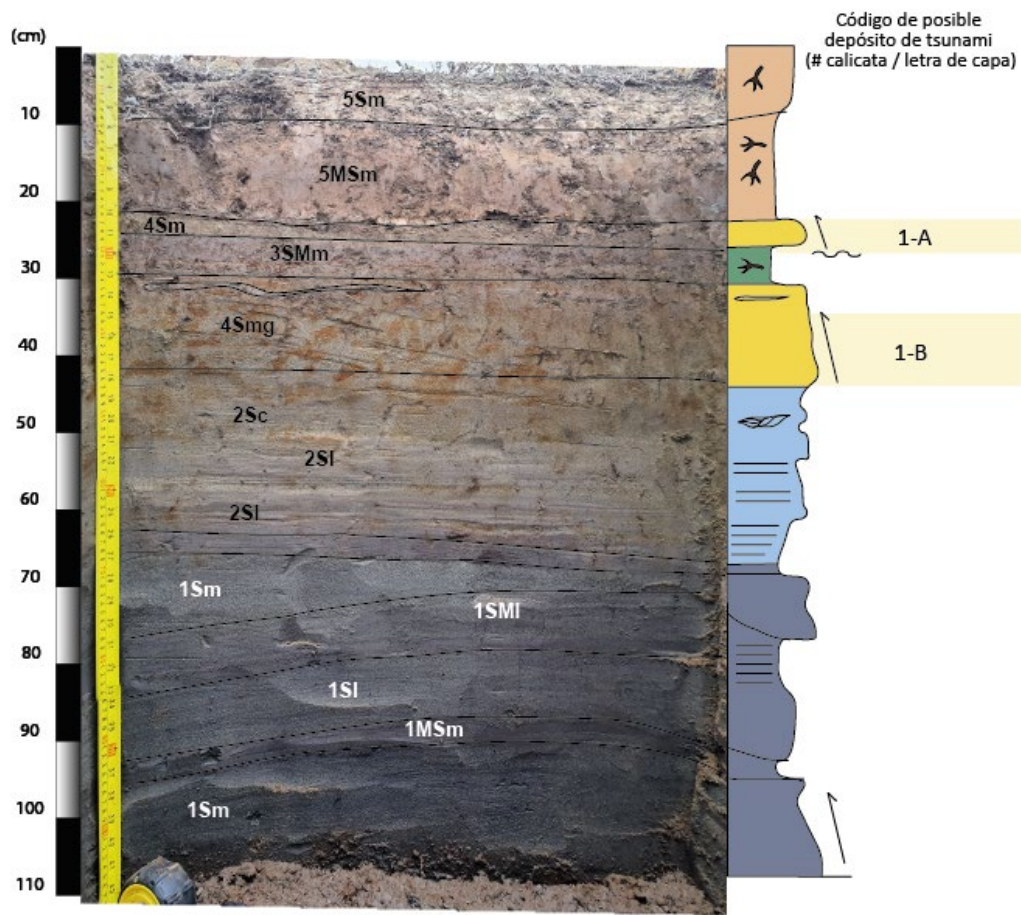


Figura 56: Estratigrafía de calicata CL2 con facies o litofacies (código), columna esquemática y asociaciones de facies (azul=AF1; celeste=AF2; verde=AF3; amarillo=AF4 y rojo=AF5). Se asigna una letra mayúscula (a la derecha) a los depósitos de sobrepaso de posibles tsunamis. Fuente: elaboración propia.

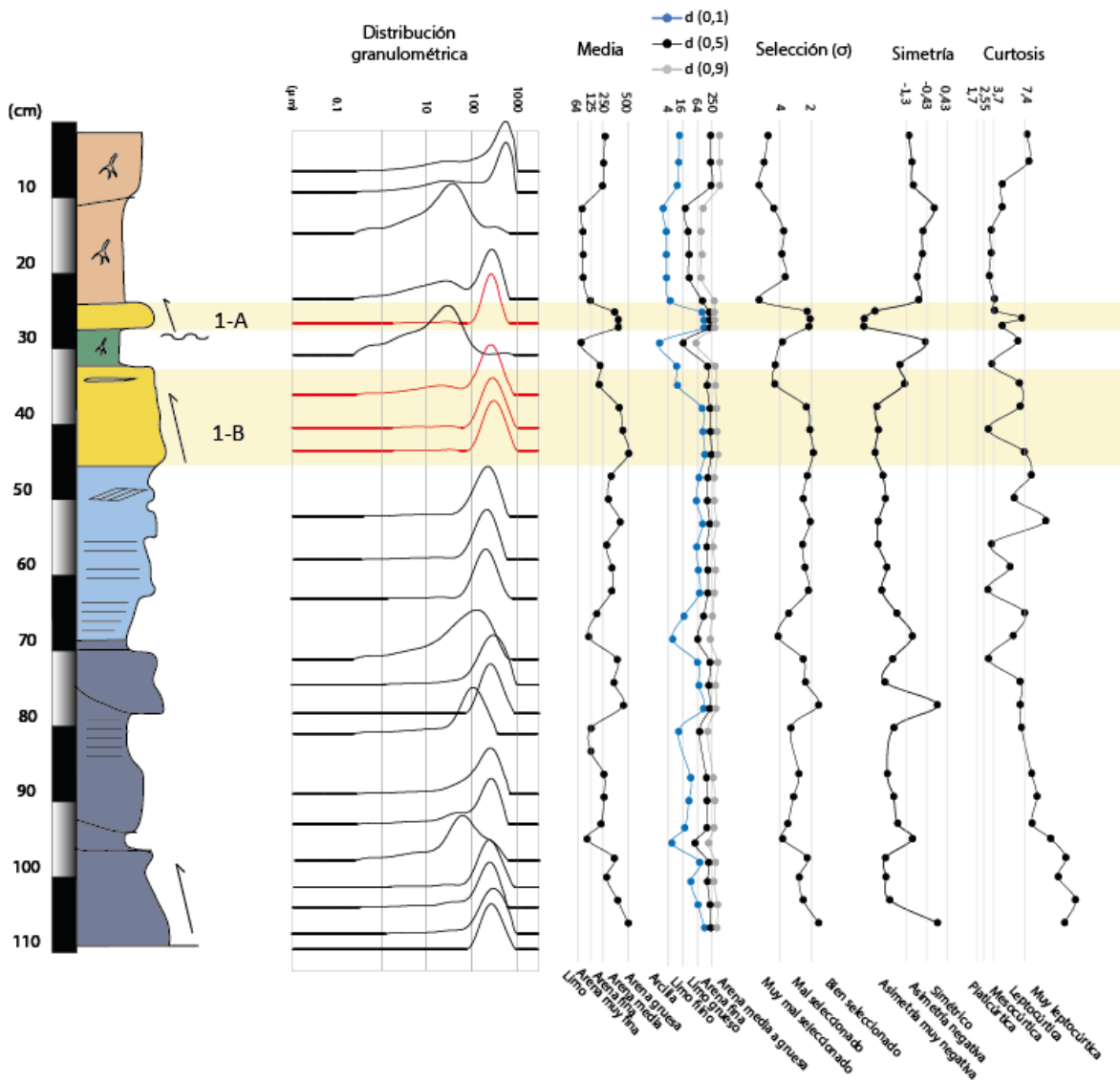


Figura 57: Resultados de análisis granulométricos en calicata CL2, obtenidos con granulometría laser. Fuente: elaboración propia.

### 6.10.1.3 Calicata CL5

La calicata CL5 corresponde a una excavación realizada sobre la terraza fluvial (I), a ~890 m de la línea de costa actual (Figura 58). El techo de esta columna corresponde a la superficie de la terraza fluvial (I), que en este sitio se encuentra a ~ 0,3 1,2 m s.n.m. (Figura 58). En general se observan las 5 asociaciones de facies y 2 capas con arenas de originadas a partir de posibles eventos extremos o tsunamis: 5-B y 5-E. La estratigrafía y las respectivas asociaciones de facies de esta calicata se describen, de base a techo, a continuación (Tabla 12; Figura 59 y 60):

Profundidad (cm)	Facies	Asociaciones de facies	Descripción
130-155	1Sm, 1Mt, 1MSm	AF1	Hacia la base se reconocen arenas masivas, de color verde oscuro a negras, moderadamente seleccionadas (1Sm). Le sobreyace la capa 5-E, de fango turboso, con abundantes restos de hojas, ramas y troncos de hasta 30 cm. Hacia el techo se observa una capa de fango arenoso masiva (1MSm).
70-130	2Sl, 2Sc	AF2	Arenas finas a medias con laminación planar y abundantes bioclastos (2Sl). Hacia la base se reconocen foraminíferos bentónicos ( <i>Ammonia beccarii</i> ), combinado con restos de bivalvos estuarinos ( <i>e.g.</i> <i>Cyclocardia</i> sp.). Hacia el techo se observan arenas con selección moderada, con débil laminación cruzada.
50-70	3MSm, 4Smr	AF3 y AF4	Hacia la base se reconoce una capa de fango arenoso masivo, con restos de materia orgánica (3MSm), que hacia el techo presenta un contacto irregular y erosivo con arenas masivas con <i>rip ups</i> (4Smr), pertenecientes a la capa 5-B, de 16 cm de espesor.
0-50	5SMm	AF5	Arenas fangosas masivas, levemente compactas, con abundantes restos de raíces y materia orgánica (5Sm).

Tabla 12: Estratigrafía de detalle de calicata CL5. Fuente: elaboración propia.

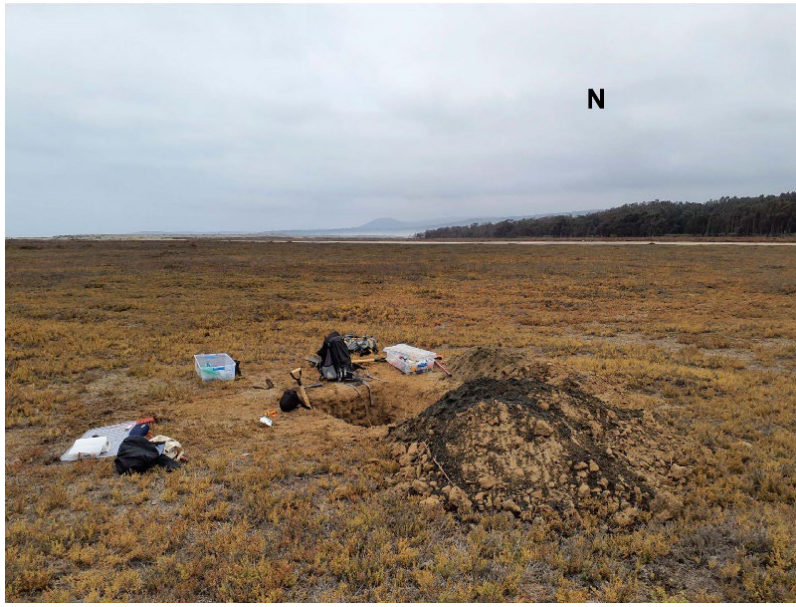


Figura 58: Vista al norte de calicata CL5, excavada sobre la terraza fluvial (I) del río La Ligua. Fuente: elaboración propia.

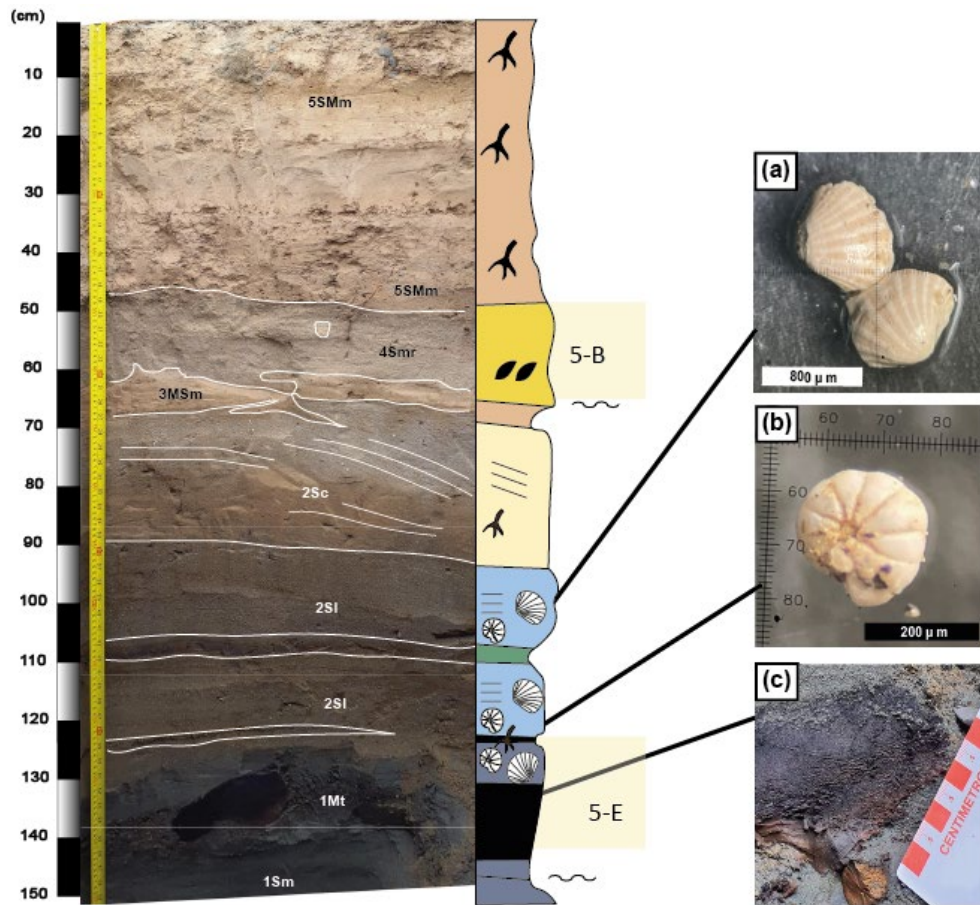


Figura 59: Estratigrafía de calicata CL5 con facies o litofacies (código), columna esquemática y asociaciones de facies (azul=AF1; celeste=AF2; verde=AF3; amarillo=AF4 y rojo=AF5). Se asigna una letra mayúscula (a la derecha) a los depósitos de sobrepaso de posibles tsunamis. (a) Restos de bivalvos estuarinos; (b) Foraminífero bentónico (*Ammonia beccarii*); (c) Resto de tronco (1Mt). Fuente: elaboración propia.



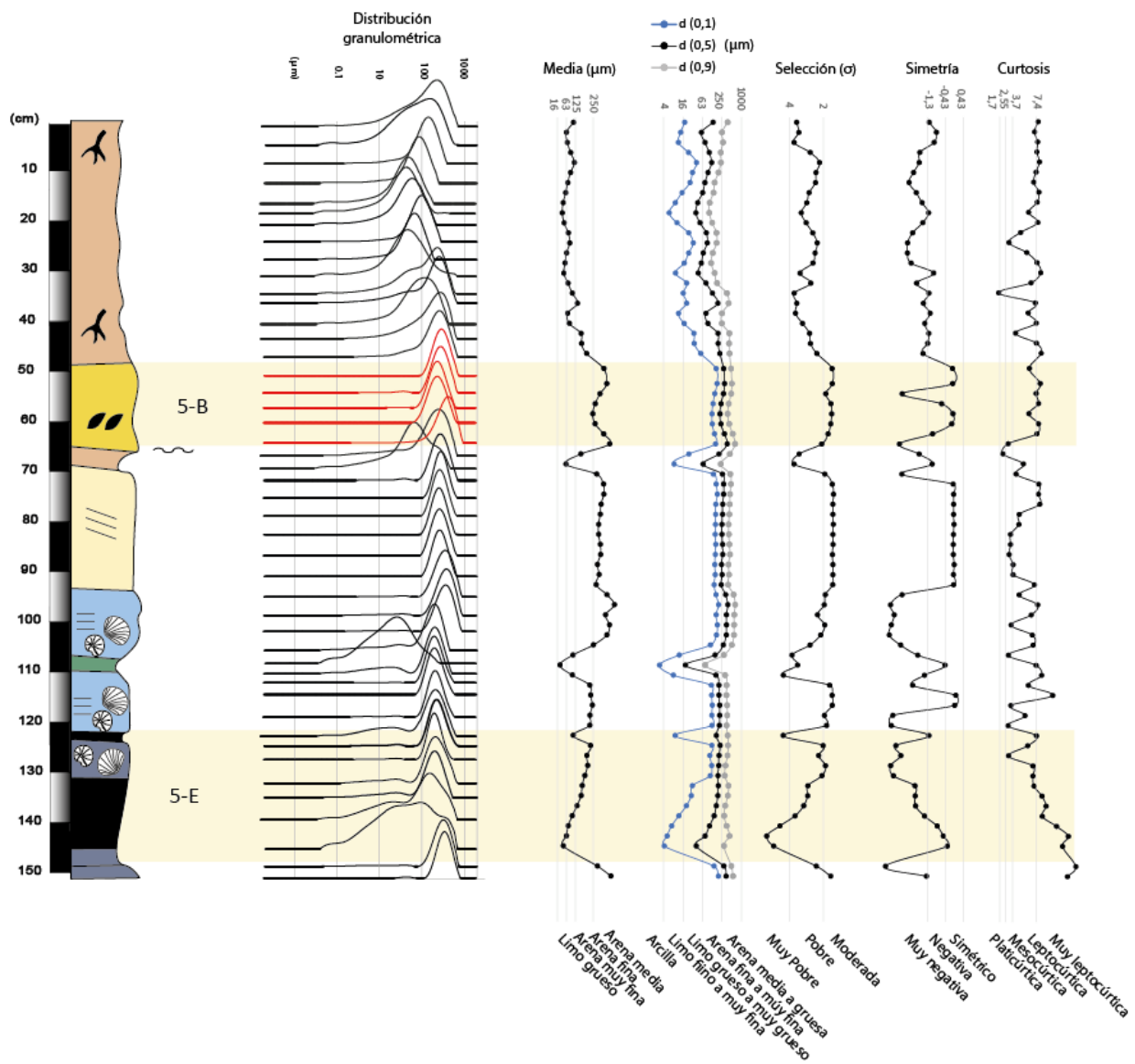


Figura 60: Resultados de análisis granulométricos en calicata CL5, obtenidos con granulometría laser. Fuente: elaboración propia.

#### 6.10.1.4 Calicata CL8

La calicata CL8 es, entre las calicatas maestras, la más distal a la línea de costa. Se ubica a ~2,7 km de la línea de costa actual, y corresponde a un escarpe que limita al cauce actual del río La Ligua con una terraza fluvial (I). El techo de esta columna corresponde a la terraza fluvial (I), que en este sitio se encuentra a ~ 2,2 m s.n.m. (Figura 61).



Figura 61: Vista al norte del cauce del río La Ligua, 3 km al oeste de la línea de costa. Al fondo se observa escarpe que limita la superficie de la terraza fluvial (I), donde se ubica la calicata CL8. Fuente: elaboración propia.

En esta calicata se hicieron análisis de granulometría laser, mineralogía DRX, química de elementos mayores FRX y susceptibilidad magnética. En general se observan las 5 asociaciones de facies, y 2 capas originadas por posibles tsunamis: 8-A y 8-B. La estratigrafía y las respectivas asociaciones de facies de esta calicata se describen, de base a techo, a continuación (Tabla 13; Figuras 62 y 63):

Profundidad (cm)	Facies	Asociaciones de facies	Descripción
300-330	1MSm	AF1	Fango arenoso masivo, con selección pobre a moderada (1MSm)
200-330	2Sm	AF2	Capa de arenas medias a finas, con <i>rip-ups</i> decimétricos, base erosiva y algunos clastos de grava fina hacia la base.
130-200	3MSI, 3MSm	AF3	Alternancia de capas de fango arenoso laminado o masivo (3MSI y 3MSm), arenas fangosas y fango arenoso masivas (3MSm y 3SMm),
105-130	4Smr	AF4	Arenas masivas con <i>rip ups</i> (4Smr), pertenecientes a la capa <b>8-B</b> , de 25 cm de espesor.
0-105	5MSm y 4Sm	AF5 y AF4	Arenas fangosas ricas con restos de materia orgánica, raíces, restos arqueológicos y óseos de fauna (5SMm). Sellan la capa 8-B. A los ~60 cm de profundidad intercala un lente de arenas masivas, perteneciente a la capa <b>8-A</b> , de hasta 8 cm de espesor

Tabla 13: Estratigrafía de detalle de calicata CL8. Fuente: elaboración propia.

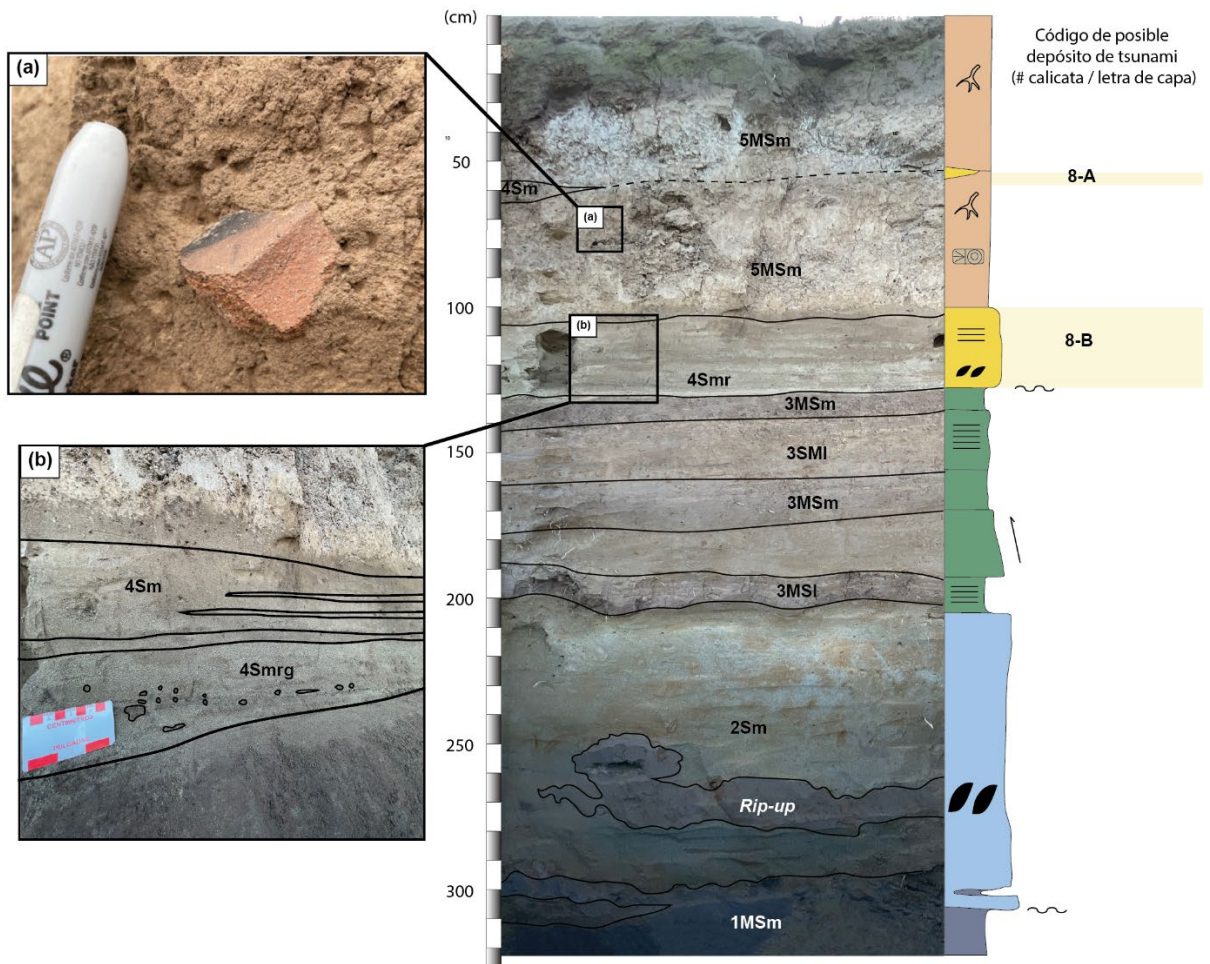


Figura 62: Estratigrafía de calicata CL8 con facies o litofacies (código), columna esquemática y asociaciones de facies (Azul=AF1; Celeste=AF2; verde=AF3; Amarillo=AF4 y Rojo=AF5). Se asigna un código propio a los depósitos de sobrepaso de posibles tsunamis (8-A y 8-B). Fuente: elaboración propia.

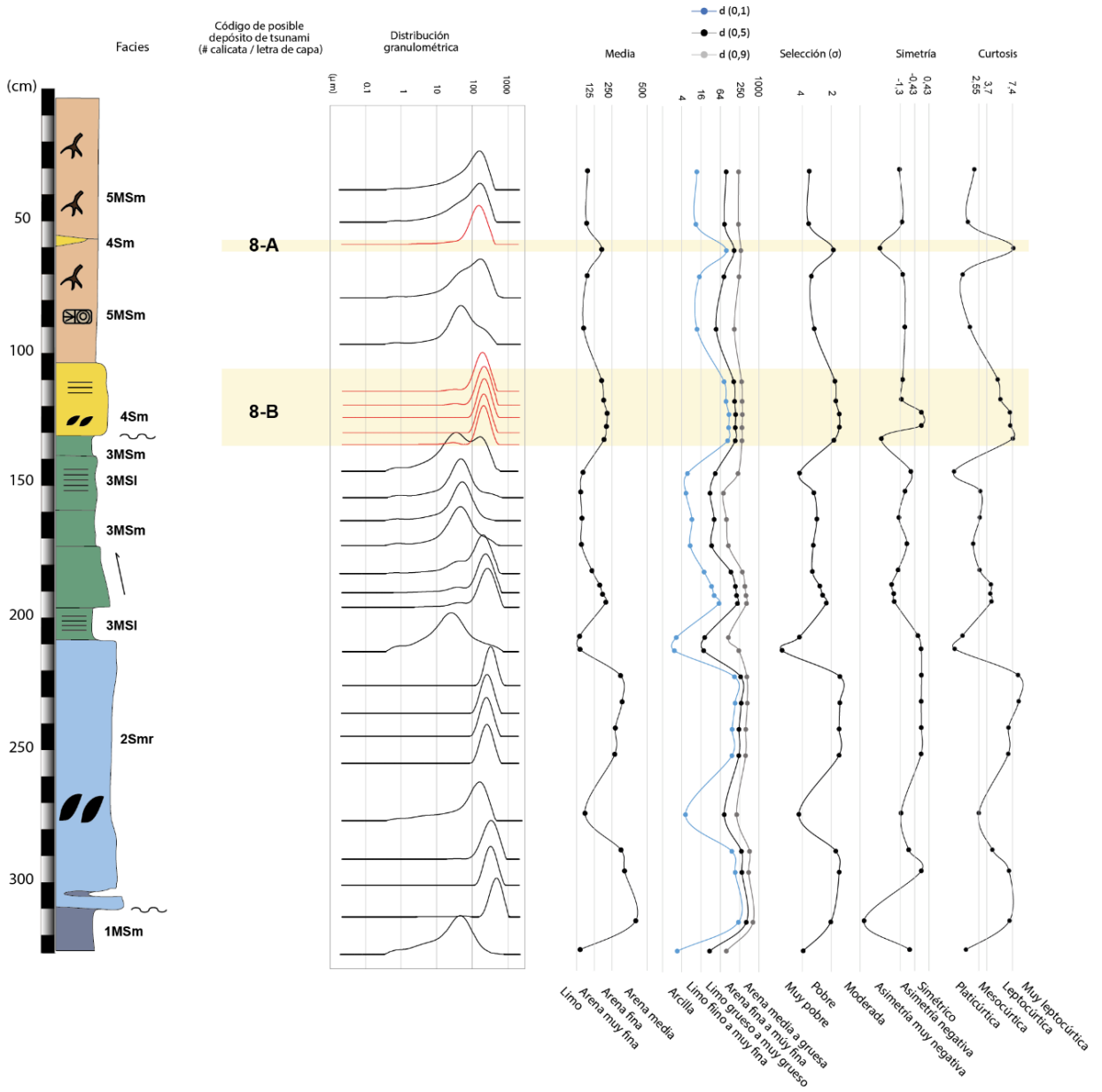


Figura 63: Resultados de análisis granulométricos en calicata CL8, obtenidos con granulometría laser. Fuente: elaboración propia.

## 6.10.2 Calicatas de control

### 6.10.2.1 Calicata 11

La calicata CL11 se ubica a ~1,02 km de la línea de costa actual, y corresponde a un escarpe que limita al cauce del estero Salinas de Pullally con la terraza fluvial (I). El techo de esta columna se encuentra a ~ 2,2 m s.n.m. En general se observan las 4 asociaciones de facies y 1 capa (11-A) originada por un posible tsunami. La estratigrafía y las respectivas asociaciones de facies de esta calicata se describen, de base a techo, a continuación (Tabla 14, Figura 64):

Profundidad (cm)	Facies	Asociaciones de facies	Descripción
175-240	2SGm, 3MSm	AF2 y AF3	Arenas y gravas finas, masivas, mal seleccionadas, con <i>rip ups</i> centimétricos. Abundantes clastos tamaño grava de composición granítica (2SGm). Presenta intercalación de fango arenoso masivo (3MSm)
125-175	3MSI, 3MSm	AF3	Hacia la base, se reconoce una capa de 20 cm de fango arenoso, de color gris oscuro, con laminación planar, rico en materia orgánica (3MSI). Le sobryace una capa de 25 cm de fango arenoso masivo, muy compacto, con restos de materia orgánica (3MSm). Hacia el techo, el tramo es cubierto por una capa de fango arenoso masivo, color gris oscuro, con lentes centimétricos de restos vegetales o troncos retrabajados. En esta capa se encontró un metacarpo de equino bien conservado.
121-125	4Smrg	AF4	Capa <b>11-A</b> , de 4 cm de espesor, conformada por arenas masivas con <i>rip ups</i> y alta en minerales densos. Presenta abundantes restos de foraminíferos bentónicos ( <i>Ammonia beccarii</i> ).
0-121	5SMm, 5MSm	AF5	Hacia la base, se reconoce capa de 20 cm de arenas fangosas masivas, color pardo a anaranjadas, semicompactas (pedogénesis), con restos de raíces. Le sobryace una capade 20 cm de fango arenoso masivo, color pardo a anaranjadas, compactas y con restos de raíces (pedogénesis). Hacia el techo se reconoce un paquete de arenas fangosas masivas, de color pardo a anaranjadas, con abundantes restos de raíces y materia orgánica retrabajada. Puede presentar lentes centimétricos de arenas finas a medias con estratificación cruzada.

Tabla 14: Estratigrafía de detalle de calicata CL11. Fuente: elaboración propia.

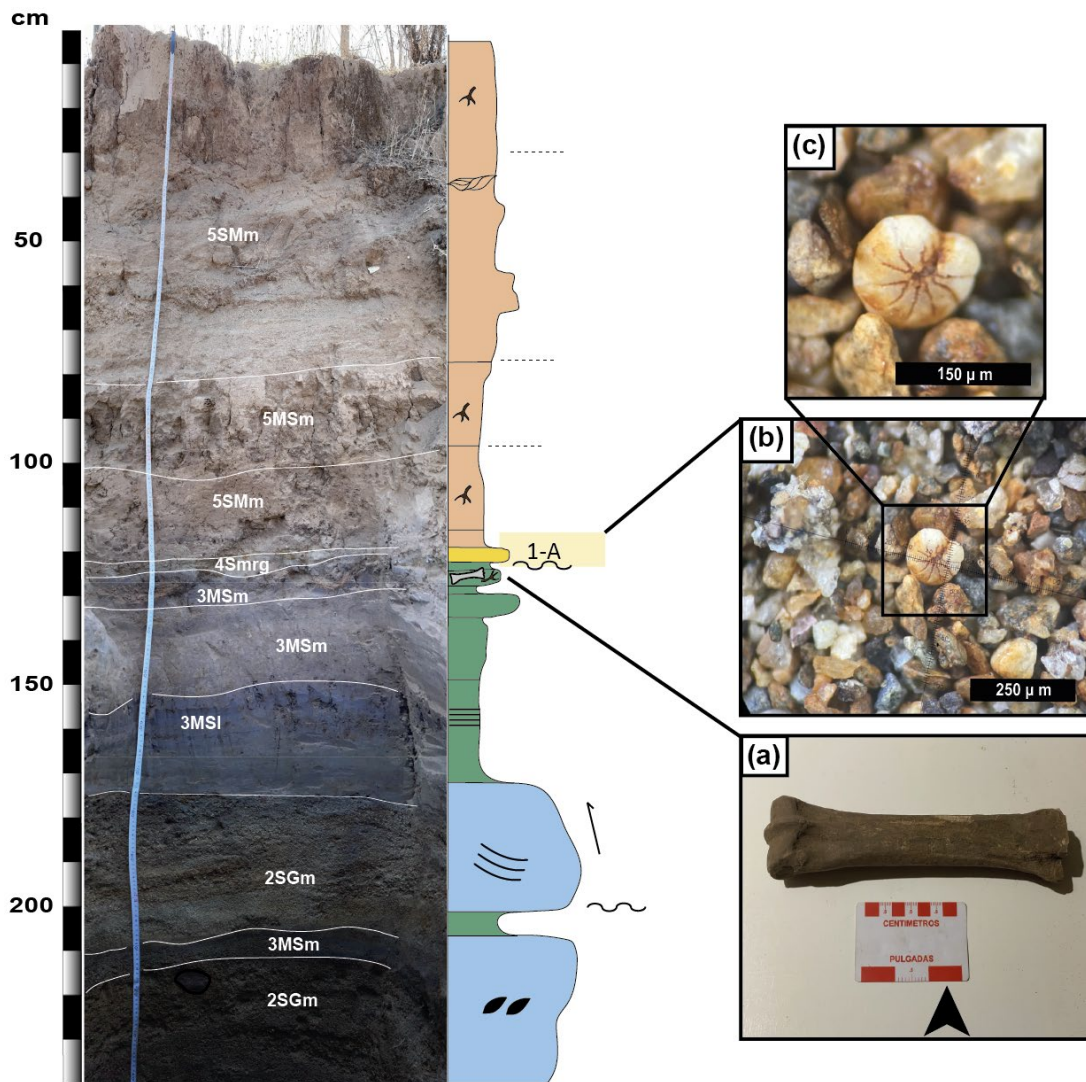


Figura 64: Estratigrafía de calicata CL11 con facies o litofacies (código), columna esquemática y asociaciones de facies (Azul=AF1; Celeste=AF2; verde=AF3; Amarillo=AF4 y Rojo=AF5). Se asigna un código propio a los depósitos de posibles tsunamis (11-A). (a) Vista de detalle de resto óseo histórico de equino (metacarpo); (b) Arenas con abundantes restos de foraminíferos bentónicos (*Ammonia beccarii*) de capa 1-A; (c) Vista de detalle de foraminífero bentónico (*Amoinia beccarii*). Fuente: elaboración propia.

6.10.2.2 *Calicata 15*

La calicata CL5 se ubica a ~940 m, de la línea de costa actual, y corresponde a un escarpe que limita el embalse de las Salinas de Pullally con la terraza fluvial (I). El techo de esta columna se encuentra a ~1,6 m s.n.m. En general se observan las 4 asociaciones de facies y 2 capas (15-B y 15-C) originadas por posibles tsunamis. La estratigrafía y las respectivas asociaciones de facies de esta calicata se describen, de base a techo, a continuación (Tabla 15, Figura 65):

Profundidad (cm)	Facies	Asociaciones de facies	Descripción
55-100	2Sm, 3MSm	AF2 y AF3	Hacia la base, se reconocen arenas medias a finas, masivas, color gris, granodecrecientes (2Sm). Le sobreyace una sección de 20 cm de fango arenoso, rico en materia orgánica y con algunos restos de raíces (3MSm), con una intercalación de 5 cm de arena fina masiva (2Sm).
50-55	4Sm	AF4	Arenas masivas, color amarillo a pardo, pertenecientes a la capa <b>15-C</b> , de 5 cm de espesor. Presenta base erosiva.
36-50	3MSm	AF3	Sección de fango arenoso, con materia orgánica y restos de raíces, dispuesto en capas centimétricas con estratificación planar horizontal. Presenta lentes turbosos centimétricos.
26-36	4Smrg	AF4	Arenas masivas, color amarillo a pardo, con <i>rip ups</i> y alto en minerales densos. Perteneciente a capa <b>15-B</b> , de 5 cm de espesor. Presenta base erosiva.
0-26	5SMm	Af5	Arenas fangosas masivas, de color grisáceo a amarillo, con materia orgánica y abundante contenido de raíces.

Tabla 15: Estratigrafía de detalle de calicata CL15. Fuente: elaboración propia.

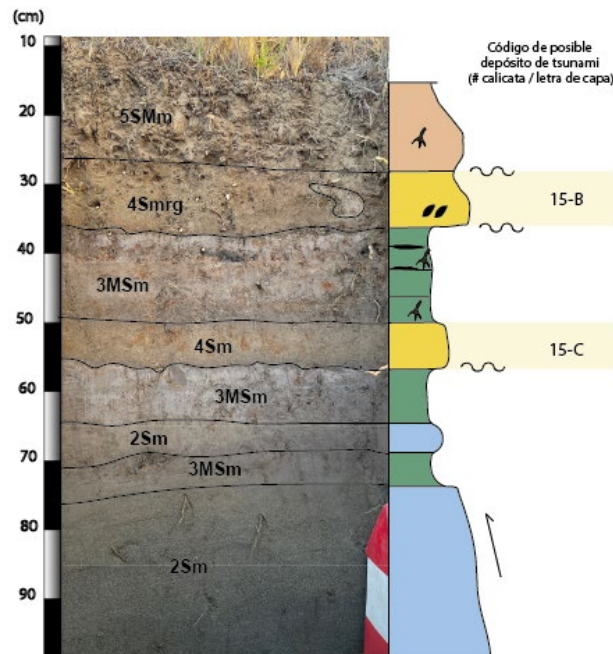


Figura 65: Estratigrafía de calicata CL15 con facies o litofacies (código), columna esquemática y asociaciones de facies (Azul=AF1; Celeste=AF2; verde=AF3; Amarillo=AF4 y Rojo=AF5). Se asigna un código propio a los depósitos de posibles tsunamis (15-B y 15-C). Fuente: elaboración propia.

### 6.10.2.3 Calicata 21

La calicata CL21 corresponde a una excavación realizada sobre la terraza fluvial (I), a ~1,5 km al suroeste de la línea de costa actual, a ~1,2 km de la llanura intermareal del estuario del río La Ligua. El techo de esta columna corresponde a la terraza fluvial (I), que en este sitio se encuentra a ~ 1,8 m s.n.m. En general se observan las 5 asociaciones de facies y 2 capas (21-B y 21E) originadas por posibles tsunamis. La estratigrafía y las respectivas asociaciones de facies de esta calicata se describen, de base a techo, a continuación (Tabla 16; Figura 66):

Profundidad (cm)	Facies	Asociaciones de facies	Descripción
165-185	1Sm, 1Mt, 1MSm, 1Mt	AF1	Hacia la base, se reconocen arenas grises a verdosas masivas (1Sm). Le sobryace la capa <b>21-E</b> , de 13 cm de fango turboso, con abundantes restos de hojas y ramas (1Mt), con una intercalación de fango arenoso de 8 cm, rico en materia orgánica.
100-165	2Sc	AF2	Hacia la base se observa una delgada lámina, de 5 mm, de arenas fangosas amarillas, ricas en materia orgánica y con restos de raíces <i>in situ</i> . Le sobryace una potente sección de arenas medias a finas, con laminación planar y cruzada en artesa, de color gris a rojizo, producto de oxidación de minerales máficos.
85-100	3MSm	Af3	Fango arenoso masivo, con materia orgánica y restos de raíces.
65-85	4Sm,4Smr	Af4	Corresponde capa de arenas masivas de color amarillo ( <b>21-B</b> ), con base erosiva y rellenando un paleocanal (4Sm) de hasta 25 cm de espesor. Le sobryace una delgada capa de arena fangosa, de 2 cm de espesor. Hacia el techo se observa una capa de 8 cm de espesor, conformada por arena media, masiva, amarilla a grisácea y con <i>rip ups</i> .
0-65	5SMm	AF5	Arenas fangosas masivas, de color marrón anaranjado, con materia orgánica y restos de raíces.

Tabla 16: Estratigrafía de detalle de calicata CL21. Fuente: elaboración propia.



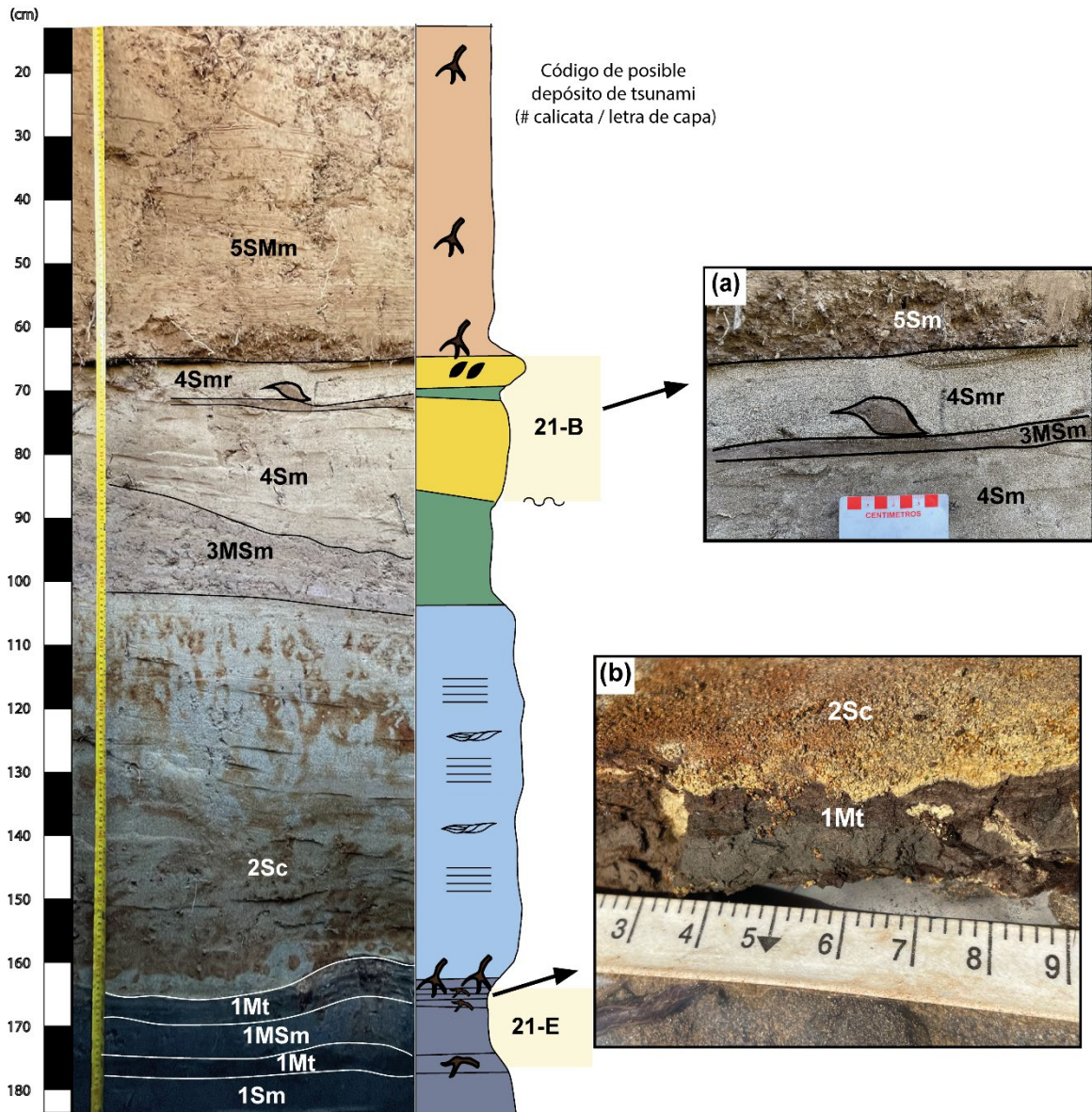


Figura 66: Estratigrafía de calicata CL21 con facies o litofacies (código), columna esquemática y asociaciones de facies (Azul=AF1; Celeste=AF2; verde=AF3; Amarillo=AF4 y Rojo=AF5). Se asigna un código propio a los depósitos de sobrepaso de posibles tsunamis. (a) Vista de detalle de rip up en capa 21-B. (b) Vista de detalle de contacto entre 1Mt (AF1) y 2Sc (AF2). Fuente: elaboración propia.

### 6.11 Dataciones (radiocarbono y determinaciones arqueológicas)

En este trabajo se usaron dos procedimientos de datación: edades de radiocarbono y asignaciones arqueológicas. Respecto a las dataciones de radiocarbono, se obtuvieron 4 resultados (Tabla 17): tres edades a partir de especímenes óseos, del orden Artiodactyla, recolectados en la calicata CL8 (Figura 67), y una edad a partir de sedimento orgánico, recolectado en la calicata CL1 (Figura 68). Estos fechados absolutos fueron calibrados con la curva shCal20 (Hogg *et al.*, 2020) con el paquete `rcarbon` de R (Crema y Bevan, 2021; R Core Team y others, 2013).

A continuación, se detallan los resultados de las dataciones de radiocarbono obtenidas en este estudio:

Muestra (ID)	Columna	Descripción	F <sup>14</sup> C	±	D <sup>14</sup> C (‰)	±	Edad (A.P.)	±	Edad cal	Prob.
LON.M10	CL8	Hueso de camélido	0,9649	0,0019	-35,1	1,9	285	20	1626-1673	82,50%
LON.M11	CL8	Hueso de camélido	0,9683	0,0018	-31,7	1,8	260	15	1645-1674	56,10%
LON.M12	CL8	Posible hueso de ganado	0,9761	0,0021	-23,9	2,1	195	20	1667-1880	89,60%
CL-1-19Cd	CL1	Sedimento orgánico	0,9350	0,0035	-65,0	3,9	540	30	1401-1451	95,40%

Tabla 17: Resultados de edades en radiocarbono (C14) obtenidas en este trabajo.

El segundo procedimiento consistió en una asignación de edad a partir del material arqueológico (cerámico) reportado por Vergara (2010) en la zona de este estudio (ver Tabla 19 en anexos), mediante una aproximación tipológica. A partir de excavaciones al norte del río La Ligua, en el sector Salinas de Pullally, Vergara (2010) clasificó fragmentos de cerámica arqueológica a partir del color de superficie exterior, tratamiento de superficies, decoración, tipo de forma, espesor de paredes, entre otras características. Dicho autor reporta un sitio arqueológico (sitio 21; UTM WGS84 275492 E/6410551 S), ubicado 150 m al noroeste de la calicata CL8, donde describe una sección de fango arenoso rica en material arqueológico (cerámico), al cual asigna una edad del Período Tardío (ca. 1.400 a 1.536 E.C.). Basado en correlaciones estratigráficas, en este trabajo se propone que dicho rango de edad podría corresponder a una edad mínima de la capa 8-B (Figura 68).

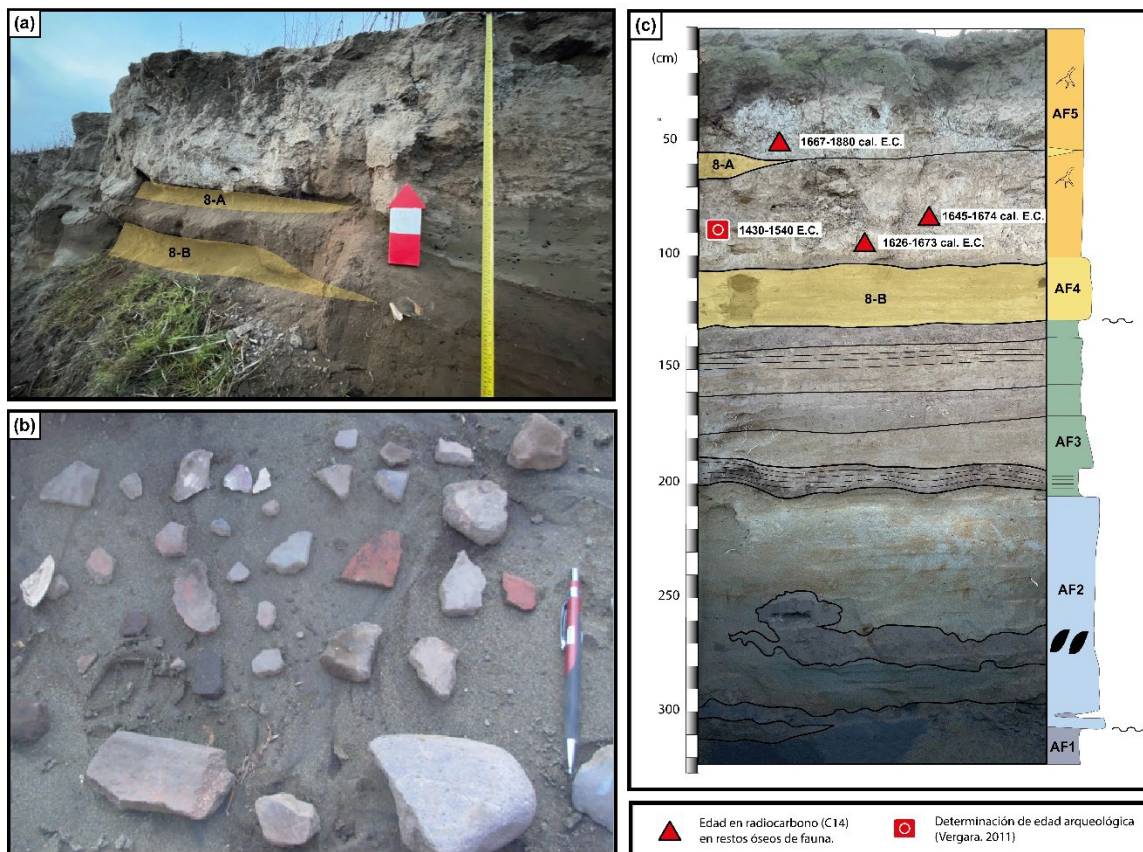


Figura 67: Restos de cerámicas del Periodo Intermedio Tardío, reportados por Vergara (2010). (a) Vista al norte de la calicata CL8, correlacionada con estratigrafía del sitio 21 (Vergara, 2010); (b) Restos arqueológicos del periodo Intermedio Tardío (cultura Aconcagua), probablemente con influencia incaica y componente histórico colonial; (c) Descripción estratigráfica de calicata CL8 con edades en radiocarbono (C14) y determinaciones arqueológicas.

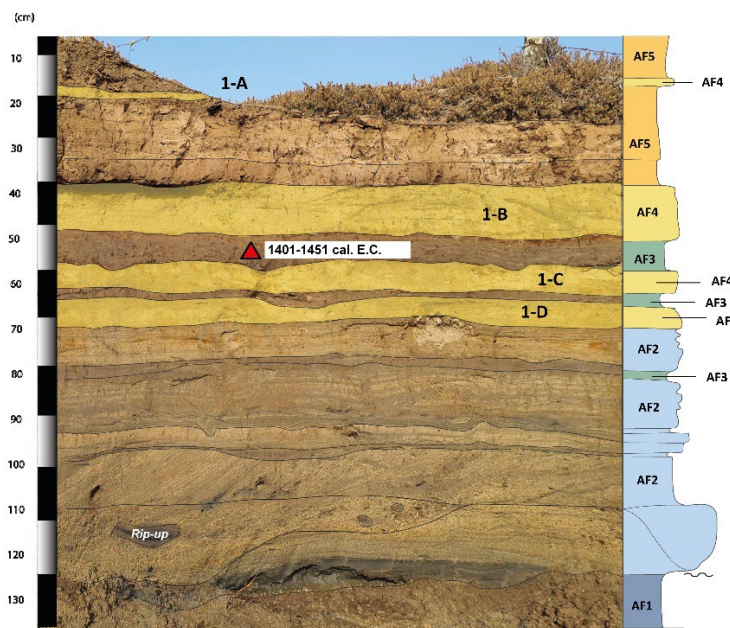


Figura 68: Ubicación de la muestra CL-1-19Cd en la calicata CL1, tomada en nivel de arenas fangosas.

## 7 Discusiones

En este capítulo se presenta una discusión detallada de los resultados obtenidos, incluyendo la interpretación paleoambiental de las asociaciones de facies sedimentarias, la correlación estratigráfica de los eventos de inundación extrema y la evolución paleoambiental del área de estudio. Se discuten además las implicancias de los hallazgos para la evaluación del peligro de tsunamis en la región, y se comparan los resultados con otros estudios de paleotsunamis en Chile y el mundo.

### 7.1 Interpretación paleoambiental de las asociaciones de facies

Las facies y las asociaciones de facies definidas en este trabajo, representadas de manera gráfica en la columna de la calicata 1 (CL1, Figura 48), presentan relaciones de contacto y variaciones laterales que se representan esquemáticamente en un perfil esquemático, de oeste a este, del estuario del río La Ligua (Figura 69).

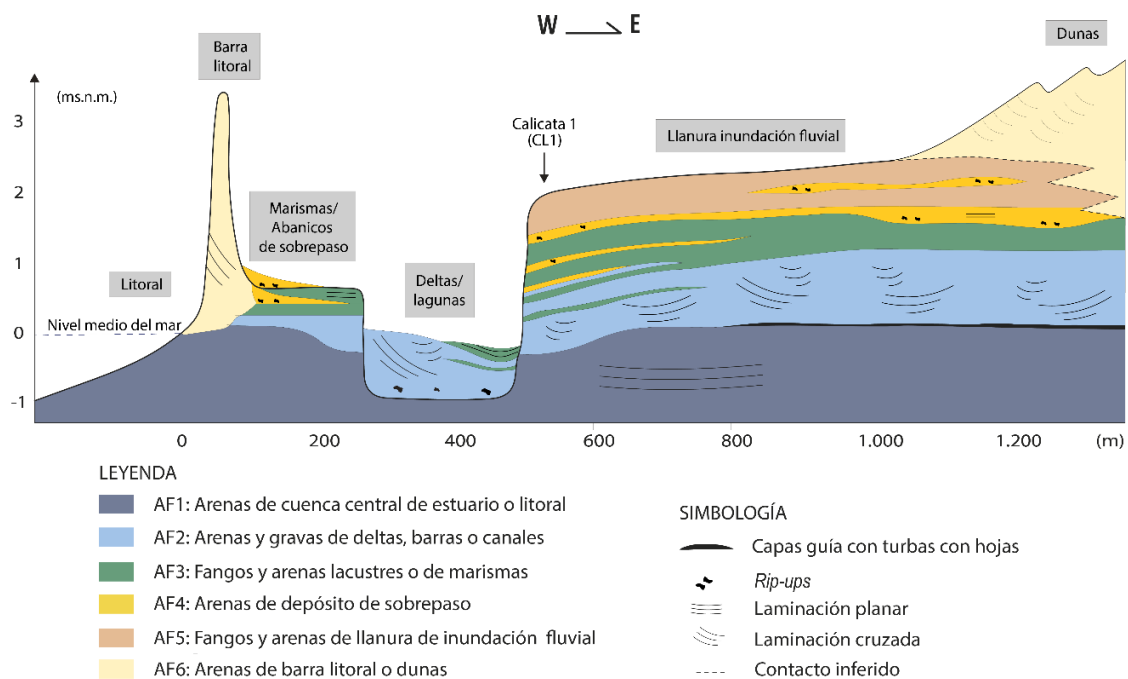


Figura 69: Perfil esquemático de ambientes sedimentarios y asociaciones de facies definidas en el sector Salinas de Pullally, frente a las desembocaduras de los ríos La Ligua y Petorca. Fuente: elaboración propia.

A continuación, se discuten las implicancias e interpretaciones paleoambientales del área de estudio:

#### 7.1.1 AF1: Cuenca central de estuario o litoral

La asociación AF1 está conformada, en general, por arenas y fangos turbosos descritos hacia la sección inferior de las calicatas estudiadas (Figura 69). Agrupa 5 facies: 1Sm, 1SMI, 1Smg, 1MSm y 1Mt. Dichas facies arenosas destacan, en general, por su color grisáceo oscuro a verdoso, y por presentar granulometrías relativamente más finas con respecto a otras asociaciones arenosas (e.g. AF2 y AF4).

Respecto a los colores grises a verdosos, éstos se interpretan como el resultado de un mayor contenido de minerales ferromagnesianos (e.g. anfíbola, piroxeno, clorita), además de clastos dioríticos y cantidades variables de óxidos de Fe, como magnetita y hematita. Lo

anterior es coherente con los resultados químicos y mineralógicos realizados en arenas de esta asociación, y en sedimentos litorales marinos de la bahía La Ligua (ver química de ambientes sedimentarios, Tabla 2), y se podría relacionar con un mayor aporte relativo de sedimentos de los ríos La Ligua y Petorca, que arrastran material volcánico, predominantemente andesítico, desde las cordilleras de Los Andes y de la Costa (Rivano *et al.*, 1993).

Respecto a la granulometría, las facies relativamente más finas de esta asociación se interpretan como el resultado de ambientes sedimentarios de menor energía, tales como lagunas o cuencas centrales de estuario, que favorecen la decantación de fangos arenosos (facies 1MSm), localmente enriquecidos en materia orgánica (facies 1Mt), además de alternancias de arenas medias a finas masivas o arenas fangosas laminadas (1Sm, 1SI y 1SMI), comunes en ambientes estuarinos prodeltáicos (e.g. Dalrymple y Choi, 2007).

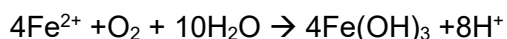
Algunas facies de esta asociación pueden incluir arenas medias a finas, bien seleccionadas, masivas y con alta susceptibilidad magnética (facies 1Sm y 1Smg). De acuerdo con los datos de susceptibilidad magnética obtenidos en este trabajo, lo anterior podría asociarse a ambientes marinos o litorales cercanos a la zona de rompiente, que pueden presentar anomalías positivas locales con esta propiedad (Figura 46). Considerando las características descritas, en este trabajo se propone un ambiente litoral (marino) y de cuenca central de estuario para los sedimentos de la asociación AF1 (Figura 69).

#### 7.1.2 AF2: Deltas, barras o canales de estuario

La asociación de facies AF2 corresponde, en general, a arenas y gravas que sobreyacen de manera discordante o en paraconformidad a los depósitos de la asociación AF1 (Figura 69). Está conformada por 5 facies sedimentarias: 2SGm, 2Smr, 2Sm, 2Sc, 2SI, 2SMI. Las arenas y gravas de estas facies destacan, en general, por presentar un color amarillo a anaranjado, y una granulometría que puede variar desde arenas finas a gravas medias. El tono amarillento, observado en los sedimentos de esta asociación, podría estar relacionado con un mayor contenido de clastos de intrusivos leucocráticos, graníticos a tonalíticos, provenientes de rocas graníticas de la Cordillera de la Costa (Rivano *et al.*, 1993), y con la oxidación de minerales ferrosos, típico de ambientes estuarinos (e.g. Du Laing, 2011).

Respecto a los clastos de intrusivos leucocráticos, descritos en sedimentos de esta asociación, se infiere que estos provienen de Unidad Cavilón, Superunidad Mincha (Rivano *et al.*, 1993), que aflora en el sector occidental de la Cordillera de la Costa. Estos clastos podrían ser transportados a través del estero Salinas de Pullally, y posteriormente depositados directamente sobre los deltas y llanuras de marea del estuario (Figura 40). Lo anterior explicaría la mayor concentración de ortoclasa y microclina, reportadas en este trabajo, para las facies de esta asociación (Figura 49).

Respecto a la oxidación de minerales ferrosos, según Du Laing (2011), la oxidación de hierro ferroso ( $\text{Fe}^{2+}$ ) a hierro férrico ( $\text{Fe}^{3+}$ ) es un proceso común en ambientes estuarinos, donde las condiciones redox cambian con frecuencia debido a las variaciones en el nivel del agua y la actividad microbiana. En estos ambientes, el hierro ferroso se oxida a hidróxido férrico, que es insoluble y puede precipitar en forma de partículas amarillentas o rojizas, dando lugar al color característico en los sedimentos. De acuerdo con Du Laing (2011), la reacción puede representarse de la siguiente manera:



Adicionalmente, en condiciones oxi-anóxicas fluctuantes, los microorganismos pueden promover la oxidación de  $\text{Fe}^{2+}$  a  $\text{Fe}^{3+}$ , resultando en la precipitación de compuestos de hierro visibles (Du Laing, 2011).

Las facies de arenas y gravas masivas de esta asociación, con presencia de *rip ups*, clastos polimícticos y localmente con gradación normal (facies 2SGm, 2Sm y 2Smr), sugiere que se depositaron en ambientes de alta energía, capaces de erosionar, transportar y depositar sedimentos gruesos sin una estructura interna definida, lo cual es común hacia la base de los canales fluviales o estuarinos (e.g. Aschoff *et al.*, 2018). En particular, la presencia de *rip-ups* podría indicar eventos deposicionales rápidos y turbulentos, capaces de desgarrar material fangoso y arena desde la base del canal.

Por otro lado, la alternancia de facies de arenas masivas y arenas con laminación planar (2Sm, 2Sl), se asocia a ambientes con fluctuaciones de energía moderada a baja, típico de zonas intermareales como llanuras de marea y frentes deltaicos de estuario (e.g. Aschoff *et al.*, 2018). Por último, las facies de arenas con estratificación cruzada o en artesa, localmente dispuestas en lentes con forma de canales (2Sc), alternadas con arenas con laminación planar, se interpretan como barras o canales de planicies deltáicas, típicas de ambientes fluviales y estuarinos (e.g. Dalrymple y Choi, 2007). Estos ambientes estuarinos son favorables para la reproducción de distintas especies de moluscos, tales como *Veneridae sp.* (almejas), *Mesodesma donacium* (machas) y *Tagelus dombeii* (navajuela) (ver Tabla 2 y Figura 44). Considerando lo anterior, en este trabajo se propone que las arenas y gravas de la asociación AF2 se depositaron en ambientes de deltas, barras y canales de estuario (Figura 69).

#### 7.1.3 AF3: Llanuras de marea y marismas

La asociación de facies AF3 corresponde, en general, a fangos y arenas que sobreyacen de manera concordante los depósitos de la asociación AF2, con intercalaciones locales de arenas de la asociación AF4 (Figura 69). Está conformada por 4 facies: 3MSm, 3MSl, 3SMl y 3SMm. Estas facies destacan con presentar un color marrón o rojizo, y por una granulometría relativamente más fina con respecto a las asociaciones AF1 y AF2. El tono marrón o rojizo, observado en esta asociación, podría estar relacionado con un mayor contenido de arcillas y limos, comunes en ambientes estuarinos debido a la mezcla de aguas fluviales y marinas (Dalrymple y Choi, 2007). Estas partículas finas pueden mantenerse en suspensión en corrientes turbulentas (de marea o ríos), y tienden a presentar altas concentraciones de material orgánico (Fitzsimons *et al.*, 2011). Cuando estas partículas se depositan en ambientes superficiales o poco profundos, tales como marismas o llanuras supramareales, tienden a formar capas color marrón oscuro o rojizo, debido a la presencia de materia orgánica, arcillas y minerales oxidados (Du Laing, 2011; Fitzsimons *et al.*, 2011).

La alternancia de arenas fangosas y fangos arenosos con laminación planar de esta asociación (3MSl y 3SMl), sugiere episodios de baja energía con deposición alternante de sedimentos finos en suspensión, común en llanuras intermareales poco profundas, donde las condiciones de deposición pueden variar rápidamente debido a las mareas (e.g. Aschoff *et al.*, 2018), permitiendo la deposición alternada de materiales de diferentes tamaños, desde arenas finas, limos y arcillas.

Por otro lado, las facies de fangos y arenas masivas (3SMm y 3MSm), sugiere eventos de deposición rápida de sedimentos finos en suspensión, posiblemente asociado a eventos estacionales con mayor influencia fluvial y con alta turbidez, que inundan las llanuras supramareales o marismas. La presencia local de bioturbaciones y restos de raíces (*Salicornia neei*) en las facies de esta asociación, indica la influencia de vegetación halófila, típica de áreas salinas como marismas o llanuras supramareales, de baja altura con respecto al nivel del mar. Considerando lo anterior, en este trabajo se propone que los fangos y arenas de la asociación AF3 se depositaron en ambientes de llanuras intermareales, llanuras supramareales y marismas (Figura 69).

#### 7.1.4 AF4: Abanicos de sobrepaso (eventos extremos)

La asociación de facies AF4 corresponde, en general, a arenas masivas, amarillas a grises, que sobreyacen en discordancia erosiva a los depósitos de las asociaciones AF2 y AF3 (Figura 69). Localmente, puede presentarse como capas lenticulares o intercalaciones entre depósitos de las asociaciones AF3 y AF5. Está conformada 4 facies sedimentarias: 4Sm, 4Smr, 4Smrg y 4Smg. Las arenas masivas de esta asociación (facies 4Sm) tienden a presentar una selección moderada. Los análisis de granulometría reportados para esta asociación indican un predominio de arenas medias a finas, además de una pequeña fracción de fango, evidenciando un patrón bimodal que también se pudo reconocer en arenas de abanicos de sobrepaso, al este de la barra litoral, en el área de estudio. La ausencia de estructuras sedimentarias en arenas masivas (facies 4Sm), o con laminación pobremente desarrollada, dispuestas en capas horizontales con base irregular, son consistentes con procesos erosivos de deposición rápida, que podrían asociarse a eventos de inundación marina, tales como tsunamis o tormentas (Goff *et al.*, 2012; Morton *et al.*, 2008).

En algunas secciones, las arenas de esta asociación pueden presentar *rip ups* o inyecciones de fango (facies 4Smr), lo cual puede ser usado como un rasgo distintivo de los depósitos de tsunami, y que puede ayudar a diferenciarlos de depósitos de tormentas (e.g. Goff *et al.*, 2012; Morton *et al.*, 2008). Esto se debe a que las tormentas suelen tener una duración más prolongada y una acción del oleaje más constante, lo que puede resultar en la desagregación y dispersión del fango, en lugar de su incorporación como clastos (Morton *et al.*, 2008).

Desde el punto de vista granulométrico, los eventos originados por eventos extremos de inundación (o tsunamis) presentan patrones similares a los reconocidos en los abanicos de sobrepaso del estuario actual (Figura 43), donde podrían estar registrados eventos de tsunamis históricos menores, como el tsunami del 27 de febrero de 2020. Estos patrones granulométricos se caracterizan por presentar una distribución leptocúrtica, con una mayor concentración alrededor del tamaño promedio, pero con una débil señal bimodal (posible presencia de dos tamaños predominantes), con escaso contenido de fango.

Adicionalmente, algunas facies de esta asociación presentan un alto contenido de minerales pesados (máficos y óxidos de Fe) y alta susceptibilidad magnética (facies 4Smg y 4Smrg), que pueden indicar un transporte de sedimentos desde la playa o desde la barra litoral, donde se detectaron anomalías similares. Estas anomalías se asocian a minerales densos como piroxeno, anfíbola, hematita y magnetita, típicos de la zona de lavado de las olas, donde las ondulitas de oleaje generan "trampas" para este tipo de material (Figura 45). Estas anomalías se pueden asociar a depósitos tsunamigénicos, especialmente aquellos próximos a la línea de costa o a las barras (Cascalho *et al.*, 2020; Costa *et al.*, 2018). Las concentraciones de minerales pesados también pueden ser útiles para distinguir entre sedimentos depositados por el flujo inicial del tsunami (cuando el agua avanza hacia la tierra) y el refluo (cuando el agua retrocede hacia el mar) (e.g. Costa *et al.*, 2018).

Por otra parte, las altas concentraciones de CaO, sumado a las altas razones de Ca/K, reportadas para la asociación AF4 en este trabajo, podrían indicar la incorporación de restos de conchas en los sedimentos, desde ambientes litorales o estuarinos, lo cual es común para este tipo de depósitos (Chagué, 2020; Font *et al.*, 2013). Considerando lo anterior, en este trabajo se propone que las arenas de la asociación AF4 se depositaron en abanicos de sobrepaso a partir de inundaciones producidas por eventos extremos, incluyendo tormentas o tsunamis (Figura 69). En algunos sectores, la presencia de fauna bentónica, especialmente el foraminífero *Ammonia beccarii*, se usó como criterio para asociar el origen de los sedimentos de esta asociación con ambientes bentónicos litorales intermareales (e.g.

Holzmann y Pawlowski, 2000), lo cual permite robustecer la interpretación de depósitos tsunamigénicos.

#### 7.1.5 AF5: Llanura de inundación fluvial

La asociación de facies AF5 está conformada por fangos y arenas que sobreyacen de manera concordante a los depósitos de las asociaciones AF3 y AF4 (Figura 69), y su distribución espacial está relacionada con la superficie de la terraza fluvial (I). Esta asociación incluye 3 facies sedimentarias: 5SMm, 5MSI y 5MSm. Estas facies se caracterizan por presentar un color anaranjado, y un alto contenido de raíces, *in situ* o retrabajadas. El tono anaranjado, común para los sedimentos de esta asociación, podría estar relacionado a un alto contenido de óxidos de Fe, además de limos y arcillas.

La alternancia de fango arenoso con laminación, y las arenas fangosas masivas (facies 5MSI y 5SMm, respectivamente), son más comunes en ambientes proximales a la costa o litoral. En los sectores donde la terraza fluvial (I) es más baja, los fangos arenosos pueden presentar una débil laminación (facies 5MSI), probablemente debido a antiguas inundaciones durante eventos fluviales estacionales. Localmente, dichas facies alternan con arenas fangosas masivas (facies 5SMm), lo que podría estar asociado a la mayor disponibilidad de este tipo de material en ambientes proximales a barras litorales, dunas y deltas de estuario. En esos sectores, la terraza fluvial (I) puede presentar una cubierta de vegetación halófila, principalmente del género *Frankenia sp.*, que es relativamente resistente a la sequía y a la salinidad de los ambientes costeros (Khan y Gul, 2006). Por otro lado, en sectores más distales de la costa, y por ende más elevados, predominan los fangos arenosos masivos (5MSm), localmente con restos óseos de fauna o material arqueológico, además de raíces *in situ* o retrabajadas.

#### 7.1.6 AF6: Barras litorales o dunas

La asociación de facies AF6 está conformada por arenas finas laminadas y con estratificación cruzada, planar o en artesa (facies 6SI), que localmente se apoyan sobre los depósitos de la asociación AF5 (Figura 69). Las arenas de esta asociación se caracterizan por presentar una selección buena con alternancia de láminas de minerales melanocráticos y leucocráticos. Este tipo de estructuras, típica de ambientes dunares, se puede asociar a procesos de segregación eólica. La segregación de minerales de colores claros (leucocráticos) y oscuros (melanocráticos) en láminas finas es un rasgo común en los sedimentos eólicos, debido a que los minerales de color claro, como el cuarzo y el feldespato, tienden a concentrarse en las crestas de las ondulitas, mientras que los minerales de color oscuro, como el olivino y el piroxeno, tienden a concentrarse en los valles (Pye y Tsoar, 2009). Localmente, las arenas de esta asociación pueden presentar raíces de especies de plantas comunes de estos ambientes, tales como *Carpobrotus chilensis* y *Ambrosia chamissonis*.

## 7.2 Correlaciones estratigráficas y eventos de inundación extrema

En esta sección se discuten las evidencias de posibles eventos de inundación extrema en el estuario del río La Ligua. Estos eventos se han agrupado en la asociación de facies abanicos de sobrepaso (AF4), y se clasificaron como tsunamis posibles o probables, dependiendo de la calidad de la evidencia que sustenta dicha interpretación. Los criterios utilizados incluyen características sedimentológicas, químicas, mineralógicas, magnéticas, estratigráficas y cronológicas (dataciones de radiocarbono y arqueológicas). Debido a que los estuarios son sensibles a los cambios en el nivel base (o del mar), también se consideraron evidencias de alzamiento o subsidencia, registrados en la estratigrafía y la geomorfología costera, que según otros autores podrían asociarse a megaterremotos (y tsunamis) ocurridos frente al margen de subducción (e.g. Kennedy, 2011).



En resumen, los criterios utilizados para evaluar la evidencia de posibles tsunamis en el registro estratigráfico son los siguientes: (1) granulometría similar a los depósitos litorales del estuario del río La Ligua; (2) presencia base erosiva; (3) presencia de *rip ups*; (4) distancia de la costa del registro sedimentario mayor a 1 km; (5) espesor de los depósitos con tendencia decreciente hacia el continente (o sectores distales de la fuente); (6) contenido de fauna bentónica marina; (7) anomalías positivas de minerales densos,  $Fe_2O_3$ , MgO, CaO, Ca/K, Ti/Al, Fe/Al y de susceptibilidad magnética; y (8) evidencias de cambio en el nivel base, asociado al evento que origina el depósito.

Basado en los criterios descritos previamente, en total se han identificado cinco eventos de tsunamis (posibles o probables) en el registro estratigráfico del estuario del río La Ligua, denominados A, B, C, D y E, ordenados del más reciente al más antiguo. Para establecer las correlaciones estratigráficas, se utilizaron dos perfiles topográficos, generados a partir de un modelo digital de elevación (DEM) del área de estudio (Figura 70):

- **Perfil A-A'**: Orientado de este a oeste, perpendicular a la línea de costa (Figura 71).
- **Perfil B-B'**: Orientado de norte a sur, paralelo a la línea de costa (Figura 72).

Además, se definieron dos capas guía para facilitar la correlación:

- **Capa B**: Corresponde a un depósito arenoso masivo, de color amarillo a grisáceo y selección moderada. Esta capa marca un cambio abrupto en la estratigrafía, cambiando de un ambiente de llanuras de marea o marismas (AF3) a un ambiente de llanura de inundación fluvial (AF5). Este cambio sugiere una modificación en el nivel base del estuario y se observa en las calicatas CL1, CL2, CL8, CL15 y CL21. La correlación estratigráfica de esta capa es coherente con edades de radiocarbono obtenidas en las calicatas CL1 y CL8, complementadas con determinaciones arqueológicas en la calicata CL8.
- **Capa E**: Corresponde a un depósito de fango turboso con restos vegetales (hojas, ramas, troncos). Esta capa marca otro cambio abrupto en la estratigrafía de las calicatas CL5 y CL21, pasando un ambiente de cuenca central de estuario y litoral (AF1), a un ambiente de deltas, barras o canales de estuario (AF2).

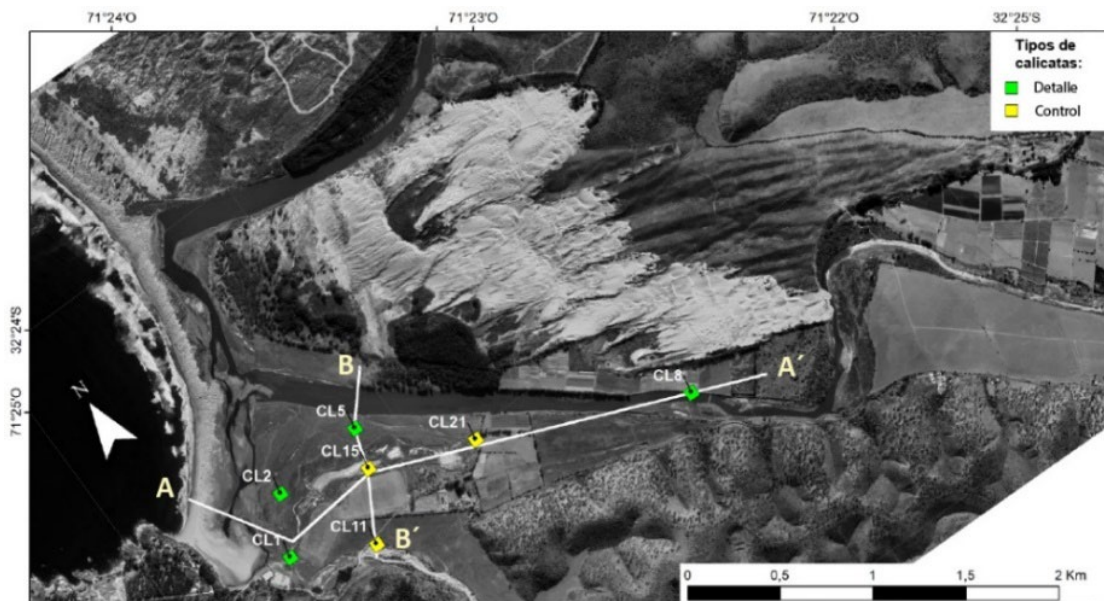


Figura 70: Ubicación de calicatas de detalle y de control, y traza de perfiles A-A' y B-B'. Imagen satelital Esri World Imagery (Maxar), escala 1:2,000 del 10 de agosto de 2021.

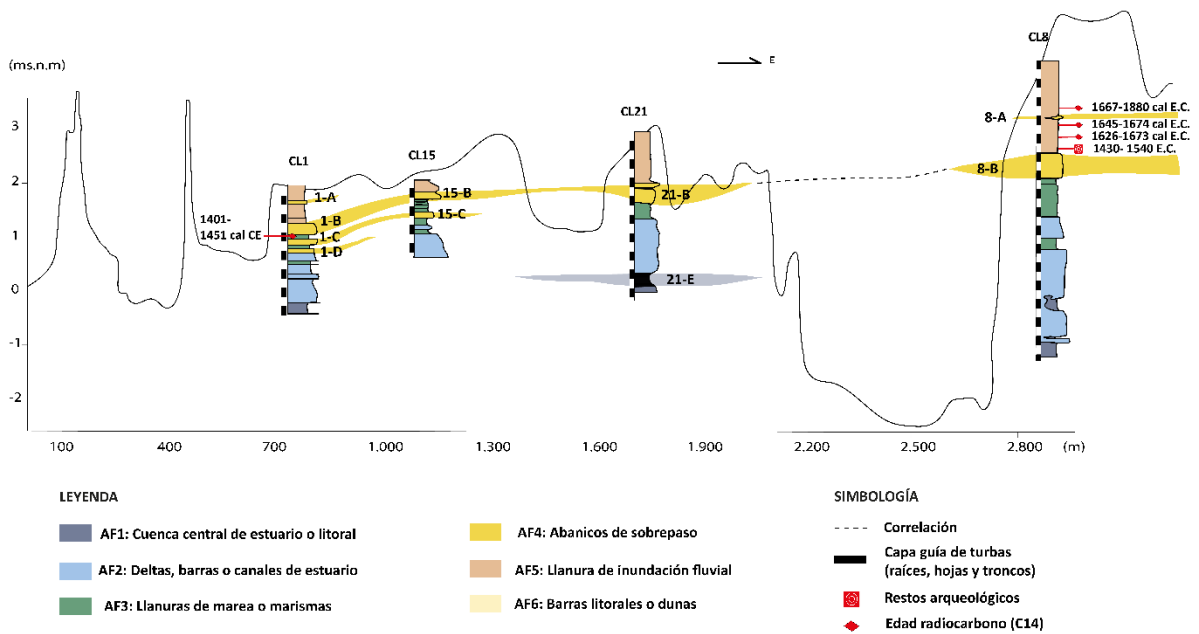


Figura 71: Correlación de calicatas CL1, CL15, CL21 y CL8, en la traza del perfil A-A' (Figura 70).

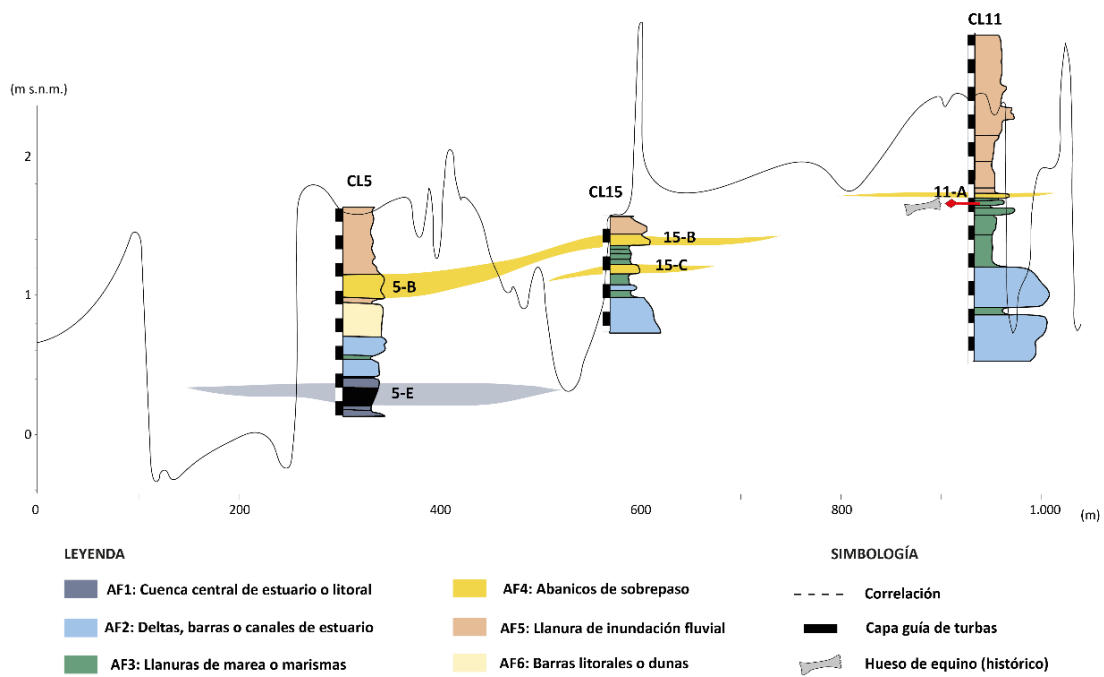


Figura 72: Correlación de calicatas CL5, CL15 y CL11 en la traza del perfil B-B'

Los eventos de inundación extrema propuestos en este trabajo se describen, desde el más antiguo al más reciente, a continuación:

#### 7.2.1 Evento E: *paleotsunami posible (prehistórico)*

Este evento se asocia a la capa E, identificada con los códigos 5-E y 21-E en las calicatas CL5 y CL21, respectivamente (Figuras 71 y 72). En ambas calicatas, esta capa marca un cambio abrupto en la estratigrafía, desde arenas de cuenca central de estuario (AF1) a arenas y gravas de deltas, barras o canales de estuario (AF2). En la Calicata CL5, la capa E presenta restos de troncos de hasta 30 cm de diámetro, lo cual se asocia a un evento de alta energía, que arrastró material vegetal desde las llanuras más altas, hasta la cuenca central del estuario. En la calicata CL21, la capa E está sellada localmente por limos con raíces *in situ*, posiblemente de vegetación halófila (*Salicornia neei*). Lo anterior sugiere que la capa E está relacionada con un descenso en el nivel base del mar, que en ambientes costeros puede ser resultado de alzamiento cosísmico durante un megaterremoto, como han propuesto otros autores (e.g. Clague, 1997; Dura *et al.*, 2015).

Esta interpretación es coherente con lo propuesto May *et al.* (2015), que infieren un descenso del nivel del mar (<4 m), por alzamiento tectónico o fluctuaciones eustáticas, a partir del Holoceno Superior. Dichos autores proponen que, posterior a los ~3830 años A.P., el río la Ligua habría abandonado una antigua terraza aluvial en el área de estudio, actualmente cubierta por dunas activas. Lo anterior se podría correlacionar con: 1) el alzamiento local de la costa, 2) la sucesiva incisión de cauces fluviales en la cuenca del estuario, 3) la erosión lateral de una antigua llanura de inundación del río La Ligua, y 4) el desarrollo de una nueva barra litoral hacia el oeste.

Basado en estos antecedentes, no se descarta que la edad de ~3830 años A.P. represente una edad máxima para el evento E. Sin embargo, para confirmar esta hipótesis, son necesarias futuras dataciones que permitan, por un lado, precisar la edad de la capa E y, por otro, corroborar que se trata de una capa guía asociada a un único evento (o tsunami), y no a múltiples episodios diacrónicos registrados en el estuario del río La Ligua.

#### 7.2.2 Evento D: *paleotsunami posible (prehistórico)*

Este evento se registra en la capa D, identificada con el código 1-D, que solo se reconoció en la calicata CL1 (Figura 71 y 72), ubicada a 600 m de la línea de costa actual. Corresponde a arenas media con un patrón de granulometría leptocúrtico con una débil señal bimodal y escaso porcentaje de fango (Figura 54). El espesor de esta capa es de ~4 cm, se apoya sobre arenas de delta y canales de estuario (AF2) y es cubierto por una delgada capa de arenas limosas de marisma (AF3). Desde el punto de vista composicional, la capa D no presenta indicios de aportes claros desde la bahía o la playa (fauna bentónica, anomalías magnéticas o de minerales densos), ni *rip ups*.

Considerando estos antecedentes, se infiere que este depósito corresponder a un viento de oleaje extremo, o a un tsunami posible de moderada energía, similar al habría impactado a la Bahía La Ligua después del terremoto del 27 de febrero del 2010 del Maule ( $M_w$ 8,8), cuyo registro se puede acotar a las zonas más deprimidas y proximales de la llanura intermareal del estuario (Figura 41). La edad de este evento no se ha podido determinar, pero considerando su posición estratigráfica, que subyace la capa C, se deduce que tiene una edad relativa más antigua que dicha capa (Figura 71).

#### 7.2.3 Evento C: *paleotsunami probable (prehistórico)*

Este evento se registra en la capa C, identificada con los códigos 1-C y 15-C, en las calicatas CL1 y CL15, respectivamente (Figura 71 y 72). Corresponde a arenas media con un patrón de granulometría leptocúrtico con una débil señal bimodal y escaso porcentaje de fango (Figura 54). En ambas calicatas, la capa C presenta una geometría tabular, base

erosiva, estructura masiva y *rip ups*. Estos rasgos se usaron como criterios para establecer la correlación, y diferenciarla de la capa D, identificada en la calicata CL1. Su espesor en la calicata CL1 es de ~5 cm, y tiende a disminuir a 4 cm hacia el continente, en la calicata CL15, ubicada a ~1 km de la línea de costa actual. Esta distancia excede el rango de influencia de olas de tormentas, que tienden a erosionar los sectores proximales de la playa, debido a la protección de la barra litoral, y de la Punta La Ligua, que protege a la bahía homónima del oleaje suroeste predominante.

La edad mínima de este evento está acotada a partir de una edad calibrada en radiocarbono de 1401-1451 cal E.C., obtenida en sedimentos orgánicos de una capa de limos arenosos de llanura supramareal (marisma) que sobreyacen a la capa C en la calicata CL1 (Figura 71). En consecuencia, se infiere una edad prehistórica para este evento.

#### 7.2.4 Evento B: *paleotsunami probable (ca. 1401-1540 E.C.?)*

Este evento se registra en la capa B, identificada con los códigos 1-B, 2-B, 5-B, 8-B, 15-B, y 21-B, en las calicatas CL1, CL2, CL5, CL8, CL15 y CL21, respectivamente (Figuras 71 y 72). Corresponde a arenas media a finas con un patrón de granulometría leptocúrtico con una débil señal bimodal y escaso porcentaje de fango (Figura 54). Por sus características sedimentológicas, como la presencia de *rip ups*, base erosiva, estructura masiva, la capa B se asocia a un evento de alta energía, el mejor registrado en la zona de estudio.

Localmente, en los sectores más proximales a la barra litoral (e.g. CL1), la capa B presenta anomalías positivas de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO y susceptibilidad magnética, posiblemente asociada a una mayor concentración de minerales densos, provenientes de la zona de lavado de las olas, la playa y la barra litoral (Figura 49). Su espesor varía entre los 22 y los 4 cm, y disminuye gradualmente hacia el oeste, lo que podría deberse a una pérdida de la capacidad de transporte del flujo al adentrarse en el continente (e.g. Engel *et al.*, 2020; Morton *et al.*, 2008). En los sectores proximales al campo de dunas activo, y a la barra litoral antigua (Figura 40) al norte del río La Ligua (e.g. calicata CL8, a ~3 km de la línea de costa), la capa B puede aumentar localmente su espesor, hasta ~25 cm. Lo anterior se interpreta como una consecuencia de una mayor cantidad de sedimentos dunarios, disponibles para ser erosionados y posteriormente depositados en esa zona.

En general, la capa B se apoya sobre arenas fangosas de llanura supramareal (asociación de facies AF3), y están selladas por fangos arenosos de llanura de inundación fluvial (facies AF5). Lo anterior sugiere que la capa B, interpretada como un tsunami probable, se relaciona a un cambio relativo en el nivel base del mar, que podría interpretarse como el resultado de alzamiento cosísmico durante un megaterremoto (e.g. Clague, 1997; Dura *et al.*, 2015).

La edad máxima de este tsunami se puede acotar a partir de una edad radiocarbono calibrada de 1401-1451 cal E.C., obtenida en sedimentos orgánicos de una capa de limos arenosos de llanura supramareal (marisma) que subyacen a la capa B en la calicata CL1. Por otro lado, la edad mínima de este evento se puede acotar a la edad arqueológica de 1430-1540 E.C, reportada por Vergara (2010) a partir de restos culturales en la capa de fango arenoso (facies 5MSm) que sobreyace la capa B en la calicata CL8.

#### 7.2.5 Evento A: *tsunami histórico probable (1730 E.C.?)*

Este evento se registra en la capa A, identificada con los códigos 1-A, 2-A, 8-A y 11-A, en las calicatas CL1, CL2, CL8 y CL11, respectivamente (Figura 71 y 72). Corresponde a arenas media a finas con un patrón de granulometría leptocúrtico con una débil señal bimodal y escaso porcentaje de fango (Figura 54). En general, los depósitos asociados a este evento se presentan en capas muy finas y lenticulares, de no más de ~4 cm de espesor, discontinuas y débilmente preservadas, reconocidas a una distancia de hasta ~3

km de la línea de costa actual. Este registro, escaso y discontinuo, se puede interpretar como una consecuencia del limitado espacio de acomodación en la terraza fluvial (I), necesario para la preservación de la evidencia de terremotos y tsunamis. En ese sentido, no se descarta que los abanicos de sobrepaso reconocidos sobre la terraza fluvial (I), en los sectores proximales a la costa (Figura 42), estén asociados a este evento. Lo anterior es consistente con el registro estratigráfico de la calicata CL2, donde se observa un acuñamiento de los depósitos de la capa A hacia el oeste (Figura 55).

En la calicata CL8, ubicada a ~3 km de la línea de costa, la capa presenta un aumento de espesor, de hasta 5 cm. Lo anterior se puede asociar a una mayor disponibilidad de sedimentos dunarios en ese sector, debido a la proximidad a barra litoral antigua y a los campos de dunas activos (Figura 40). Localmente, la capa A puede presentar restos de foraminíferos bentónicos de la especie *Ammonia beccarii* (CL11), lo cual sugiere aportes de arenas provenientes de la playa y la bahía.

La edad relativa de los depósitos asociados a este evento se determinó a partir de restos óseos históricos, específicamente un metatarso equino (caballo) hallado bajo la capa A en la calicata CL11. Este hallazgo sugiere una temporalidad posterior a la llegada de los españoles a América, lo cual coincide con la edad máxima estimada para esta capa en la calicata CL8. En esta última, la capa A se apoya sobre una sección de fango y arenas de llanura de inundación fluvial (AF5), donde se encontraron restos arqueológicos (como cerámicas) con una antigüedad estimada entre 1430-1540 E.C. (Vergara, 2010), así como dos restos óseos de camélido fechados en este estudio entre 1645-1674 cal E.C. y 1626-1673 cal E.C. (mediante radiocarbono, Figura 67). La edad mínima del evento A se infiere a partir de la datación de un resto óseo, posiblemente de ganado, encontrado en una capa de fango arenoso de AF5 que cubre la capa A. Este resto óseo arrojó una edad de 1667-1880 cal E.C. Con base en estos antecedentes, en este trabajo se propone que el evento asociado a esta capa corresponde al tsunami generado por el megaterremoto de 1730 en la zona central de Chile.

### 7.3 Evolución paleoambiental a partir de asociaciones de facies

Basado en las correlaciones entre calicatas, se ha dividido la evolución del estuario del río La Ligua en 5 etapas que se describen a continuación:

#### 7.3.1 Etapa 1: Cuenca de estuario profundo

Los sedimentos de la asociación AF1, reconocidos hacia la base de casi todas las secciones estudiadas (e.g. CL1, CL2, CL5, CL8, CL21), se interpretan como el resultado de una etapa inicial común para el área de estudio, dominada por ambientes sedimentarios litorales marinos y de cuenca central de estuario. A partir de las variaciones laterales de facies de esta asociación, se pueden hacer algunas interpretaciones paleogeográficas. Por ejemplo, en la calicata CL1, hacia el oeste del área de estudio, predominan las facies de arenas finas masivas y arenas finas magnéticas (facies 1Sm, 1Smg), lo cual puede interpretarse como depósitos de ambiente litoral marino o litoral, coherente con los resultados mineralógicos y de susceptibilidad magnética obtenidos en este trabajo.

Más al norte, en la calicata CL2, las facies previamente descritas alternan con capas centimétricas de arenas finas y arenas limosas laminadas (facies 1SI, 1SMI y 1MSm), lo cual es común en ambientes estuarinos prodeltáicos (Dalrymple y Choi, 2007). En las calicatas CL21 y CL8, ubicadas a ~2 km y a ~3 km al este de la línea de costa actual, respectivamente, se reconocen principalmente facies de arenas finas y fango arenoso masivo (facies 1MSm y 1Sm), que son más comunes en ambientes de menor energía, como una cuenca central de estuario (Aschoff *et al.*, 2018).

A partir de lo anterior, en este trabajo se propone una Etapa 1 (inicial) para la zona de estudio, asociada a un ambiente de estuario más profundo que en la actualidad (Figura 73a y Figura 74a), lo que podría haber favorecido un canal de desagüe más abierto. Lo anterior es un rasgo común en estuarios dominados por mareas (Perillo, 1995). En dicho ambiente, el agua que entra al estuario tiende a disminuir a medida que la cuenca central se va rellenando con sedimentos, lo que disminuye progresivamente la energía de las corrientes de marea, favoreciendo el crecimiento de las barras litorales (Morales, 2022) (Figura 69a y Figura 74a). La barra litoral antigua, reconocida a ~1 km al este de la barra actual podría haberse desarrollado durante esta etapa, como consecuencia de un nivel base más alto con respecto a la actualidad.

El fin de esta etapa estaría marcado por el evento E (capa E), reconocido hacia el techo de la sección arenas y fangos de la asociación de facies AF1. Dicho se ha interpretado como un posible un posible evento extremo, de alta energía, que arrastró restos de plantas de gran tamaño, desde las llanuras y terrazas fluviales más altas hasta el fondo de la cuenca del estuario (Figura 73b y Figura 74b).

### 7.3.2 Etapa 2: Progradación de deltas y barras de estuario

Esta etapa se caracteriza por un predominio de las facies de arenas y gravas de la asociación AF2, y que se reconocen en todas las secciones estratigráficas descritas en el área de estudio. Las facies predominantes durante esta etapa corresponden a arenas media a finas alternadas, con laminación planas o cruzada (facies 2Sc y 2Si), asociadas ambientes de deltas, barras o canales de estuario.

En algunos sectores (e.g. calicatas CL1 y CL8), el contacto entre los sedimentos de AF1 y AF2 es erosivo, y es cubierto por facies de arenas y gravas masivas con *rip ups* (facies 2SGm, 2Sm y 2Smr), que se asocian a flujos de alta energía depositados hacia la base de canales fluviales o de estuario. Dichas incisiones se interpretan como una respuesta local al cambio en el nivel base inferido con respecto a la etapa anterior (Etapa 1). Dicho cambio en el nivel base, podría haber generado condiciones favorables para la progradación de la barra litoral hacia el oeste, que comúnmente se asocia a 2 causas: 1) un aumento en el aporte total de sedimentos al sistema estuarino, o 2) a un descenso relativo del nivel base (e.g. Morales, 2022).

A partir de lo anterior, se propone que la etapa 2 estaría controlada por la progradación de deltas, barras y canales de estuarios, asociado a un cambio del nivel base, a un mayor aporte de sedimentos al estuario y al desarrollo de una nueva barra litoral hacia el oeste (Figura 73c y Figura 74c).

### 7.3.3 Etapa 3: Predominio de marismas

Esta etapa se relaciona a la deposición de arenas fangosas asociadas a un ambiente de llanura supramareal o marisma (asociación de facies AF3), en el área de la actual llanura de inundación fluvial. En general, estos depósitos tienen un mayor espesor en dirección a la bahía La Ligua (CL1 y CL2) y hacia los cauces principales (e.g. calicata CL8). Localmente, sobre la terraza fluvial (I), se reconocen sectores levemente deprimidos, orientados de manera perpendicular a la línea de costa, y paralelos al cauce actual del río La Ligua, donde también se observa un aumento relativo del espesor de las arenas fangosas de AF3 (e.g. calicatas CL1, CL15 y CL21). A partir de lo anterior, se infiere que estos sectores deprimidos corresponden a cauces antiguos de esta etapa, actualmente abandonados.

En los sectores proximales a la costa (e.g. CL1 y CL15), las arenas fangosas de marismas y llanuras supramareales (asociación AF3) alternan con arenas de sobrepaso de la asociación de facies AF4 (eventos C y D), descritas en el apartado anterior. La preservación

de dichos depósitos, asociados a posibles eventos extremos o tsunamis, podría relacionarse a un mayor espacio de acomodación, en relación con la actualidad, en dichos sectores. Lo anterior es consistente con el desarrollo de ambientes de llanuras supramareales o marismas durante esta etapa, que se consideran favorables para la deposición y preservación de depósitos de tsunami (e.g. Costa *et al.*, 2015) (Figura 73d y Figura 74d).

El fin de esta etapa estaría asociada a la deposición de arenas masivas y magnéticas de la capa B (evento B), interpretado como un probable tsunami, que marca un cambio abrupto en la estratigrafía del estuario, relacionado a un cambio en el nivel base (Figura 73e y Figura 74e). Según las edades arqueológicas y de radiocarbono disponibles, este tsunami probable habría ocurrido en un rango de edad entre los ca. 1401 y 1540 E.C.

#### *7.3.4 Etapa 4: Llanura de inundación reciente o terraza fluvial (I)*

Durante esta etapa, que se desarrolló desde los ca. 1401 y 1540 cal E.C. hasta la actualidad, se habría formado una extensa llanura o terraza fluvial en la zona de estudio, cubierta principalmente por arenas fangosas masivas (facies 5SMm), fango arenoso débilmente laminado (facies 5MSI) y fango arenoso masivo (facies 5MSm) de la asociación de facies AF5, que se puede reconocer en todas las calicatas realizadas en este estudio. Lo anterior tendría como consecuencia una disminución considerable en el espacio de acomodación disponible para preservar depósitos de tsunami en el área de estudio (Figura 73f y Figura 74f). El único evento reconocido durante esta etapa corresponde al evento A. Como se discutió en el apartado anterior, en este trabajo se propone que dicho evento pudiera corresponder al mega terremoto y posterior tsunami ocurrido en 1730 en la zona central de Chile.

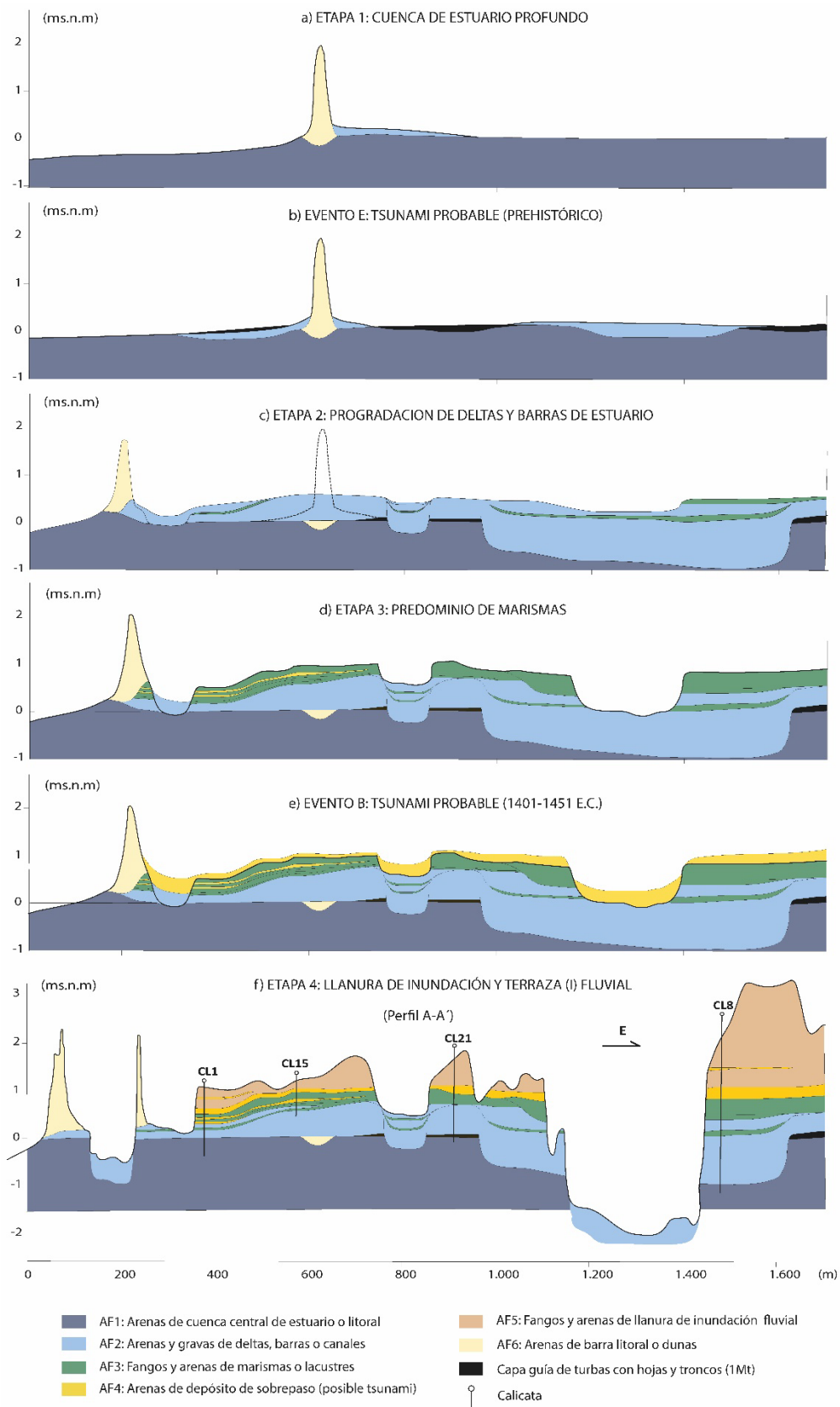


Figura 73: Evolución paleogeográfica propuesta para el perfil A-A', en el estuario del río La Ligua. Elaboración propia.



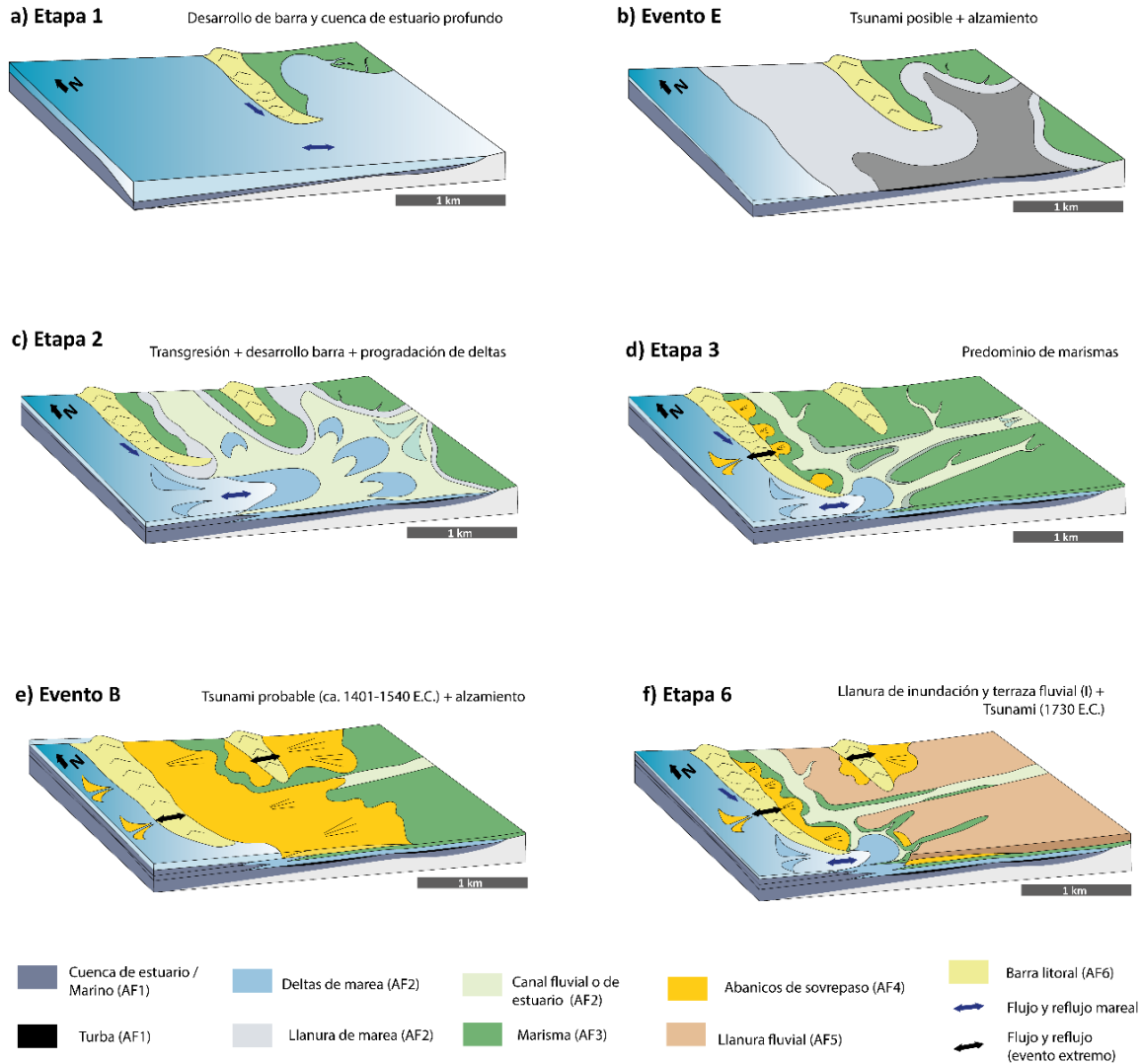


Figura 74: Modelo evolutivo de la desembocadura de los ríos La Ligua y Petorca, a partir de las asociaciones de facies definidas en este trabajo. Elaboración propia.

#### 7.4 Correlación cronoestratigráfica con paleotsunamis en el margen de subducción

Para correlacionar los eventos de paleotsunamis identificados en este estudio, se analizaron tanto el registro geológico como el histórico de tsunamis en el segmento Metropolitano (Figura 75), complementando este análisis con registros de áreas costeras adyacentes, al norte y sur del segmento de tsunami gap (Easton *et al.*, 2022). Además, se consideró la posibilidad de que la fuente tsunamigénica de los eventos podría haberse originado en otros segmentos costeros a lo largo del océano Pacífico, como lo sugieren otros estudios (e.g. Goff *et al.*, 2020).

Según el registro estratigráfico de posibles tsunamis en el estuario del río La Ligua, el evento prehistórico (posible) más antiguo, denominado evento E, podría asociarse a descenso relativo en el nivel del mar, como lo sugieren las capas de fango y troncos con raíces *in situ*, observadas hacia la base de las secciones estratigráficas CL5 y CL21, sobre las arenas y fangos de la asociación AF1 (Figuras 59 y 66, respectivamente). Este cambio en el nivel base también podría estar evidenciado por la migración al oeste de la barra litoral,

la incisión de cauces fluviales y la erosión lateral de la antigua llanura de inundación del río La Ligua, que según May *et al.* (2015) habría ocurrido después de los 3830 años A.P.

En la llanura costera de Quintero, ubicada a unos 70 km al sur del área de estudio, Dura *et al.* (2015) identificaron seis depósitos de paleotsunamis del Holoceno Medio a Superior, fechados entre 6200 y 3600 años A.P., basados en evidencias estratigráficas y micropaleontológicas (diatomeas). De estos depósitos, cinco estarían asociados a eventos de alzamiento cosísmico. El evento más reciente reportado por estos autores fue fechado en un rango de edad calibrada de 3567 – 3821 años A.P. Posterior a ese evento, el registro de paleotsunamis durante el Holoceno Superior es escaso, lo cual se ha interpretado como una consecuencia de alzamiento de la costa de Chile Central durante el Holoceno Superior (Dura *et al.*, 2015), coherente con lo propuesto por May *et al.* (2015) para el estuario del río La Ligua. A partir de lo anterior, la correlación del evento E de la Ligua (documentado en este trabajo) con el paleotsunami de ~3600 A.P. reportado por Dura *et al.* (2015) en la bahía de Quintero es plausible (Figura 75), pero no definitiva, y se requieren nuevos fechados para corroborarlo.

El evento de paleotsunami B, el mejor registrado en la estratigrafía del estuario del río La Ligua (32,41°S), fue fechado en un rango entre los años ~1401-1540 E.C. La edad del evento B en La Ligua podría coincidir temporalmente con el evento de 1473 ± 37 E.C. identificado en Tongoy por Easton *et al.* (2022); con el paleotsunami de entre 1300 y 1600 E.C. en Bahía Cisnes (27,25° S) (Abad *et al.*, 2020), y con el paleotsunami de 1429 ± 20 E.C. en Mejillones (23,01° S) (Vargas *et al.*, 2005). Sin embargo, esta última correlación es poco probable, ya que según Vargas *et al.* (2005), el paleotsunami de 1429 ± 20 E.C. se asocia a un gran paleoterremoto que afectó la bahía de Mejillones en el norte de Chile, ubicada a más de 1.000 km al norte del río La Ligua. Dicha distancia parece ser excesiva, si consideramos que el paleotsunami B también podría asociarse a un terremoto que alzó localmente esta zona costera, basado en el cambio en el nivel base registrado en la estratigrafía del estuario del río La Ligua (capa B). Este alzamiento abrupto del terreno, asociado al evento B, sugiere que el tsunami se originó en una fuente cercana, posiblemente a partir de un terremoto de gran magnitud en el contacto de subducción frente a la zona de estudio.

Por otro lado, el paleotsunami B podría correlacionarse temporalmente con los paleotsunamis de 1440 ± 15 E.C. y 1520 ± 50 E.C. identificados en Tirúa (Dura *et al.*, 2017), ubicada a 685 km al sur del área de estudio, cerca del límite entre los segmentos de subducción Central y Sur (Figura 75). En Tirúa, el evento de 1440 ± 15 E.C. se asocia a subsidencia, mientras que el de 1520 ± 50 E.C. a alzamiento (Dura *et al.*, 2017). Según los datos históricos para dicha zona, las mega rupturas en el segmento Central de subducción (e.g., terremoto de Maule, 2010) suelen producir alzamiento costero, y las del segmento Sur (e.g., terremoto de Valdivia, 1960) subsidencia o ningún cambio neto en la costa de Tirúa. Considerando lo anterior, y si se asume que las evidencias de alzamiento durante el evento B se relacionan a una ruptura sísmica en el segmento de Chile Central, es plausible correlacionar el paleotsunami B de La Ligua con el evento de 1520 ± 50 E.C. en Tirúa (Figura 75). De ser así, el evento B (1401-1540 E.C.) podría considerarse un predecesor del terremoto de 1730, ya que ambos eventos habrían ocurrido en el mismo segmento de subducción y habrían generado un tsunami en la zona centro sur de Chile.

La posición estratigráfica de los sedimentos asociados a los eventos C y D, sugiere que también corresponden a eventos prehistóricos, previos al evento B, y que afectaron la zona de estudio durante el Holoceno Superior, y antes de ~1401-1540 E.C. (Figura 75). En estos casos, no hay evidencia clara de un cambio en el nivel base asociado, y no se descarta que estos eventos correspondan a tsunamis de fuentes lejanas, como el paleo-terremoto

fechado entre 1409 y 1449 E.C. en el norte de Chile, deducido a partir de depósitos con *slumps*, base erosiva y lítica, intercalados entre sedimentos laminados en la Bahía de Mejillones (23,01°S) (Vargas *et al.*, 2005). Dicho evento coincide con el tsunami huérfano *Ouei*, que azotó las costas japonesas el 7 de septiembre de 1420 E.C. (Tsuji, 2013). Otros tsunamis correlacionables con los eventos C y D son los paleotsunamis de ~1425-1455 E.C., ~1319-1355 E.C. y 1127-1181 E.C., propuestos en el segmento sur de Chile (Dura *et al.*, 2017), y los paleotsunamis de 1182-1352 E.C. y 932-966 E.C., propuestos en el segmento norte (Easton, 2022)

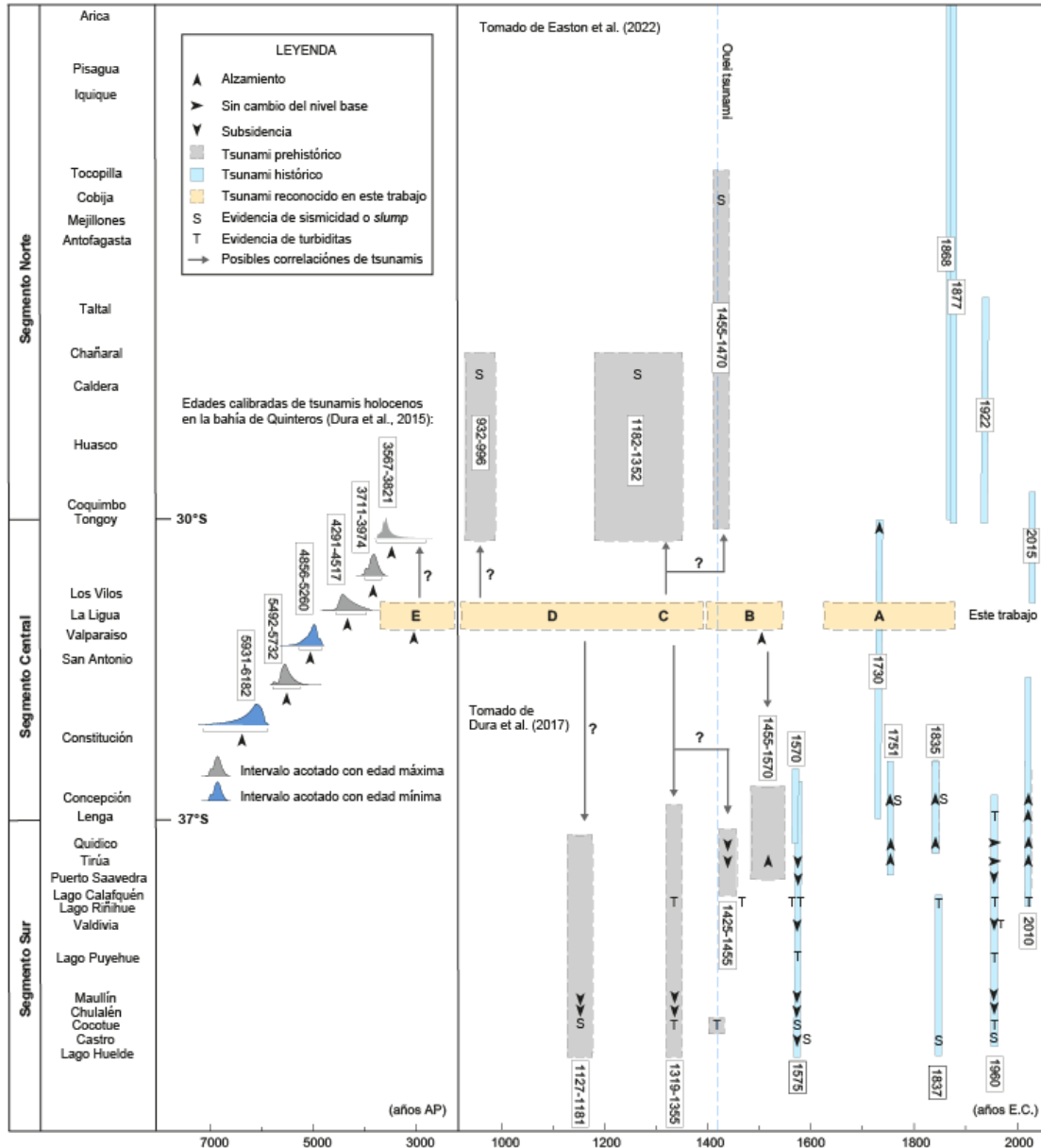


Figura 75: Correlación de paleotsunamis y tsunamis antiguos en el segmento Tsunami gap (Central); y en los segmentos Norte y Sur. Tomado de Easton et al. (2022) y Dura et al. (2015, 2017). Los cuadros en color naranja corresponden a los eventos A, B, C D y E, reconocidos en este trabajo.

En el caso del evento A, el más reciente identificado en el área de estudio, se caracteriza por depósitos finos y lenticulares con evidencias de transporte de material desde la playa y la bahía. La datación de restos óseos sugiere una edad histórica (posterior a la llegada de los españoles a América), en un rango entre 1667-1880 cal E.C., lo que plantea la posibilidad de que este evento corresponda al tsunami generado por el megaterremoto de 1730 en Chile central, el cual generó olas de tsunami de hasta 10 m de altura en Valparaíso (Carvajal *et al.* 2017a).

## 7.5 Implicancias para la evaluación de peligro de tsunamis

Este capítulo se centra en la evaluación del peligro de tsunamis en el estuario del río La Ligua, y sus implicancias en un contexto más amplio en la zona costera de Chile central. La importancia de este análisis radica en la vulnerabilidad de estas áreas costeras, considerando que es una de las zonas más pobladas del país.

La evaluación del peligro geológico asociado a tsunamis se puede realizar a partir de mapas de inundación, que son productos técnicos y especializados que predicen distintos escenarios a partir de una modelación numérica compleja (*e.g.* Carvajal *et al.*, 2017). Para generar este tipo de modelos es preciso contrastar distintos escenarios sísmicos, con datos de alta resolución de batimetría, geomorfología costera, tamaño y profundidad de ruptura, entre otros. Debido a que no se dispone de los elementos mencionados para elaborar dichos modelos de inundación, en este trabajo se realizaron 2 mapas de inundación simplificados, donde se asume una altura de inundación constante en área de estudio. Se consideraron 2 escenarios:

- a) **Inundación hasta 1 m s.n.m.** En este escenario el área inundada estaría restringida al cauce principal del estuario y la llanura supramareal o marisma (Figura 76), que actualmente está cubierta por especies de plantas halófitas (*Salicornia neii*). Se infiere que este sería un escenario posible durante un evento de oleaje extremo (Beyá *et al.*, 2016b) y sin la protección de la barra litoral actual.
- b) **Inundación hasta 5 m s.n.m.** En este escenario (Figura 77) el área inundada incluiría todos los sitios donde se obtuvo evidencia geológica de los tsunamis A y B, descritos en este trabajo. En consecuencia, este escenario podría asemejarse mejor al área inundada por dichos eventos en la zona de estudio.

La evaluación del peligro de tsunamis en La Ligua revela que, en un escenario de inundación moderada (1 m s.n.m.), se podría afectar significativamente las áreas de marisma y el cauce principal del estuario, impactando directamente la vegetación halófitas y potencialmente alterando la dinámica sedimentaria y ecológica del área. En un escenario de inundación mayor (5 m s.n.m.), la extensión del impacto sería considerable, afectando áreas con evidencia geológica de eventos previos, ubicadas a más de 3 km de la línea de costa actual. Esta distancia de inundación es comparable con la distancia propuesta por la carta de inundación por tsunami del SHOA (Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile) en otros estuarios de la zona central, como la desembocadura del río Aconcagua.

A nivel más amplio, los resultados de este estudio tienen importantes implicancias para la zona costera de Chile central. El hallazgo de un probable tsunami prehistórico, fechado entre ca. 1401-1540 E.C. en el estuario del río La Ligua, complementa significativamente el registro histórico, y si se asume un área de ruptura similar, podría considerarse un predecesor del evento de 1730. Este descubrimiento amplía nuestra comprensión sobre la recurrencia y magnitud de los tsunamis en la región, proporcionando una perspectiva temporal más extensa y detallada. Este conocimiento es esencial para modelar escenarios

de riesgo más precisos, diseñar infraestructuras resilientes y establecer planes de evacuación efectivos.

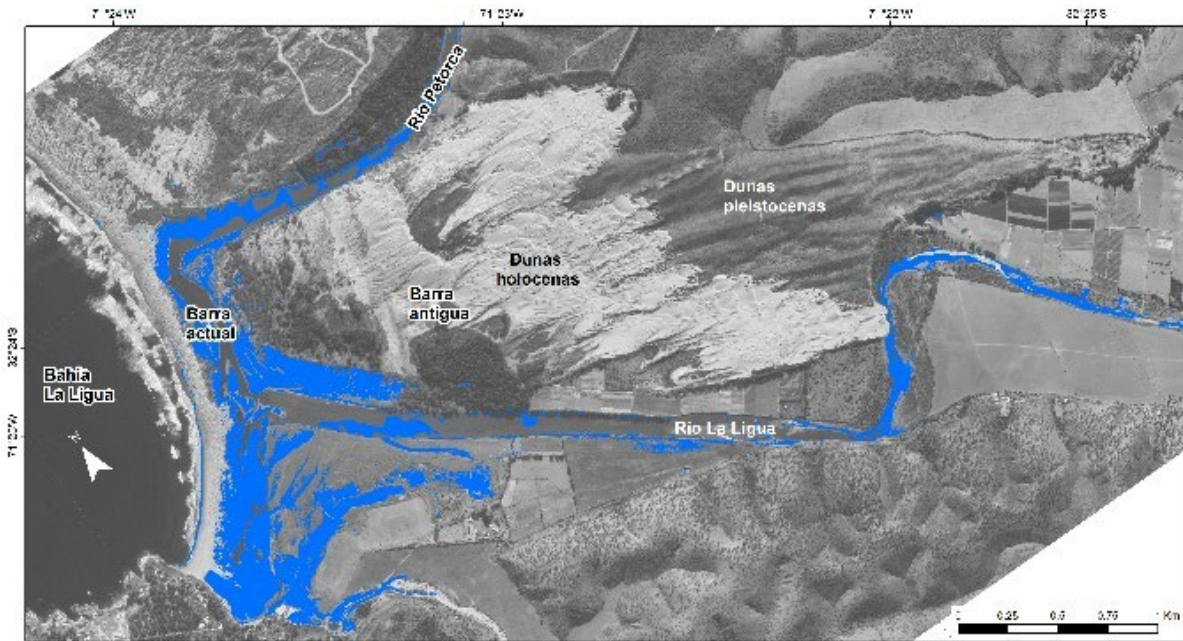


Figura 76: Imagen del área de inundación generada en software ArcGIS, donde se muestra el área (en azul) que se encuentra bajo 1 m s.n.m. Elaboración propia.

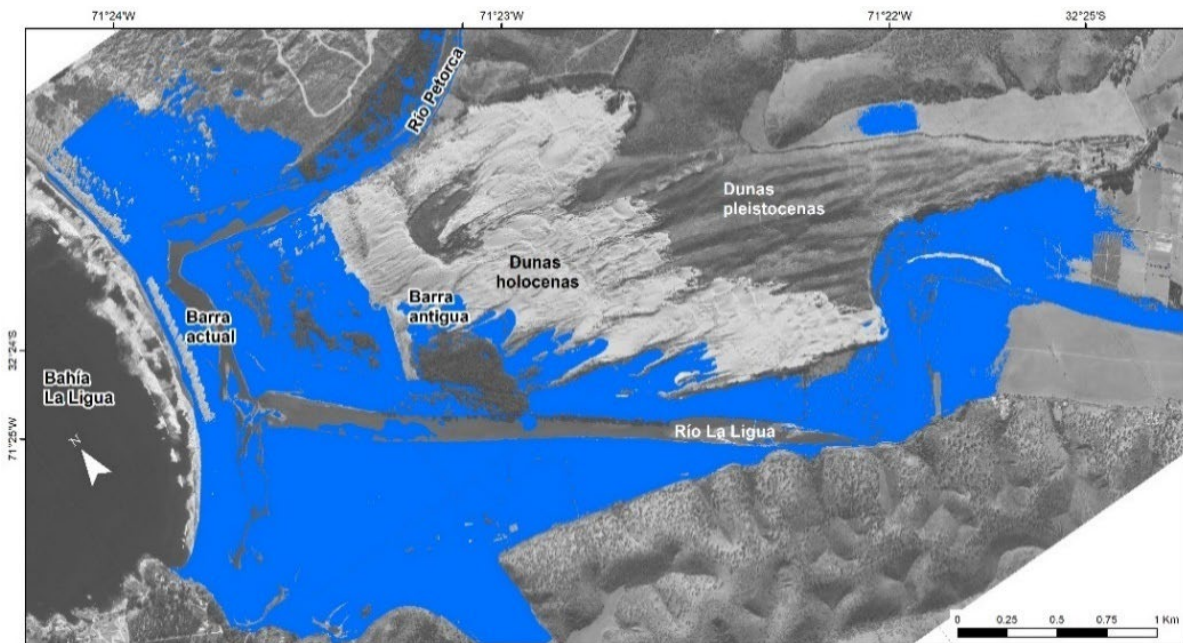


Figura 77: Imagen del área de inundación generada en software ArcGIS, donde se muestra el área (en azul) que se encuentra bajo 5 m s.n.m. Elaboración propia.

## 8 Conclusiones

El presente estudio ha permitido una interpretación detallada de las facies sedimentarias holocenas tardías del estuario del río La Ligua, identificando sus características geomorfológicas, mineralógicas, geoquímicas y paleobiológicas presentes. Los hallazgos proporcionan una comprensión más profunda de los procesos deposicionales y post-deposicionales que han modelado el paisaje de esta zona durante el Holoceno Superior; y permiten reconocer tres eventos de tsunamis antiguos o paleotsunamis probables (eventos A, B y C), y dos eventos posibles (eventos D y E). Estos depósitos de tsunami se diferencian de otros procesos costeros, como tormentas y marejadas, por la extensión areal de sus depósitos asociados, por la presencia de clastos desgarrados (*rip-ups*), restos de foraminíferos bentónicos y un mayor contenido de minerales pesados, como magnetita y hematita, que indican un transporte de sedimentos marinos y litorales hacia el interior del continente.

El paleotsunami mejor preservado en el área de estudio (evento B), fechado entre 1401 y 1540 E.C., se deduce a partir de un depósito arenoso con concentraciones relativamente altas de minerales densos, CaO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y MnO. Este depósito marca un cambio abrupto en la estratigrafía del estuario de los ríos Petorca y La Ligua, posiblemente asociado a un cambio en el nivel base producto del alzamiento de la costa. Esto se interpreta como el resultado de un terremoto de campo cercano, que habría ocurrido en el margen de subducción chileno, frente a la zona de estudio. El hallazgo de este evento complementa significativamente el registro histórico y, si se asume un área de ruptura similar, podría considerarse un predecesor del terremoto y tsunami de 1730. Adicionalmente, se ha revelado evidencia geológica significativa de un tsunami histórico (evento A) en el estuario del río La Ligua, correlacionado con el terremoto y tsunami de 1730 en la zona central de Chile. Este hallazgo se basa en la identificación de una capa distintiva de arena lenticular, discontinua y débilmente preservada, con restos de foraminíferos bentónicos (*Ammonia beccarii*), intercalada en depósitos de fango arenoso de llanura de inundación fluvial.

El estudio de las asociaciones de facies sedimentarias en el estuario del río La Ligua revela una evolución paleoambiental dinámica a lo largo del tiempo. Inicialmente, el área de estudio se caracterizó por un ambiente de estuario profundo, con predominio de facies de arenas y fangos (AF1), que indican condiciones de baja energía y un canal de desagüe abierto durante el Holoceno Medio a Superior. Durante el Holoceno Superior, posiblemente posterior a los ~3500 años A.P., se evidencia un aumento en el aporte de sedimentos y/o un alzamiento de la costa, lo cual favoreció la progradación de deltas, barras y canales (AF2), marcando un cambio hacia condiciones de mayor energía y una disminución en la profundidad del estuario. La siguiente etapa se caracterizó por el predominio de marismas y llanuras supramareales (AF3), con depósitos de fangos y arenas que indican un ambiente de baja energía y alta salinidad. Durante esta etapa, se registraron al menos dos eventos de inundación extrema: el evento C (probable), y el evento D (posible), interpretados a partir de depósitos de arenas con características distintivas, como bases erosivas y estructuras sedimentarias caóticas (AF4).

En resumen, este estudio ha proporcionado una visión integral de la dinámica sedimentaria costera y los procesos paleoambientales en el estuario de los ríos La Ligua y Petorca. Esta relación subraya la necesidad de una evaluación integrada de los registros sedimentarios a lo largo de la costa de Chile Central, para aportar más y mejores datos al registro de paleotsunamis, y comprender mejor la recurrencia y el impacto de futuros tsunamis en la región. La metodología empleada y los resultados obtenidos ofrecen un modelo aplicable a otros sistemas estuarinos en la zona central de Chile y otras regiones costeras del mundo.

## 9 Bibliografía

- Abad, M., Izquierdo, T., Cáceres, M., Bernárdez, E., y Rodríguez-Vidal, J., 2020. Coastal boulder deposit as evidence of an ocean-wide prehistoric tsunami originated on the Atacama Desert coast (northern Chile). *Sedimentology*, 67(3), 1505–1528. <https://doi.org/10.1111/sed.12570>
- Ainsworth, R. B., Vakarelov, B. K., y Nanson, R. A., 2011. Dynamic spatial and temporal prediction of changes in depositional processes on clastic shorelines: Toward improved subsurface uncertainty reduction and management. *AAPG Bulletin*, 95(2), 267–297. <https://doi.org/10.1306/06301010036>
- Altamimi, Z., Collilieux, X., Legrand, J., Garayt, B., y Boucher, C., 2007. ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B9), 9401. <https://doi.org/10.1029/2007JB004949>
- Angermann, D., Klotz, J., y Reigber, C., 1999. Space-geodetic estimation of the nazca-south america euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3), 329–334. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00173-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00173-9)
- Aránguiz, R., González, G., González, J., Catalán, P. A., Cienfuegos, R., Yagi, Y., Okuwaki, R., Urra, L., Contreras, K., Del Rio, I., y Rojas, C., 2016. The 16 September 2015 Chile Tsunami from the Post-Tsunami Survey and Numerical Modeling Perspectives. *Pure and Applied Geophysics*, 173(2), 333–348. <https://doi.org/10.1007/s00024-015-1225-4>
- Armada de Chile, 1951. Caleta Ligua, escala 1:30.000. En: Carta SHOA N° 4211 – Caletas en la costa de Chile.
- Aschoff, J. L., Olariu, C., y Steel, R. J., 2018. Recognition and significance of bayhead delta deposits in the rock record: A comparison of modern and ancient systems. *Sedimentology*, 65(1), 62–95. <https://doi.org/10.1111/SED.12351>
- Atwater, B. F., 1987. Evidence for great holocene earthquakes along the outer coast of washington state. *Science (New York, N.Y.)*, 236(4804), 942–944. <https://doi.org/10.1126/SCIENCE.236.4804.942>
- Atwater, B. F., Cisternas, M., Yulianto, E., Prendergast, A. L., Jankaew, K., Eipert, A. A., Starin Fernando, W. I., Tejakusuma, I., Schiappacasse, I., y Sawai, Y., 2013. El tsunami de 1960 en una planicie de cordones litorales cerca de maullín, chile: Descenso tierra adentro, surcos renovados, abanicos agradados, múltiples predecesores. *Andean Geology*, 40(3), 393–418. <https://doi.org/10.5027/andgeoV40n3-a01>
- Bahlburg, H., Nentwig, V., y Kreutzer, M., 2017. The September 16, 2015 Illapel tsunami, Chile – Sedimentology of tsunami deposits at the beaches of La Serena and Coquimbo. *Marine Geology*, 396, 43–53. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.12.011>

- Barbano, M. S., Pirrotta, C., y Gerardi, F., 2010. Large boulders along the south-eastern Ionian coast of Sicily: Storm or tsunami deposits? *Marine Geology*, 275(1–4), 140–154. <https://doi.org/10.1016/J.MARGE.2010.05.005>
- Barrientos, S. E., 2007. Earthquakes in Chile. En T. En Moreno y W. Gibbons (Eds.), *The Geology of Chile*. Geological Society of London. <https://doi.org/10.1144/GOCH.10>
- Beyá, J., Álvarez, M., Gallardo, A., Hidalgo, H., Aguirre, C., Valdivia, J., Parra, C., Méndez, L., Contreras, F., Winckler, P., y Molina, M., 2016. Atlas de Oleaje de Chile. Primera edición, Escuela de Ingeniería Civil Oceánica, Universidad de Valparaíso, Valparaíso.
- Biester, H., Keppler, F., Putschew, A., Martinez-Cortizas, A., y Petri, M., 2004. Halogen Retention, Organohalogens, and the Role of Organic Matter Decomposition on Halogen Enrichment in Two Chilean Peat Bogs. *Environmental Science and Technology*, 38(7), 1984–1991. <https://doi.org/10.1021/ES0348492>
- Blott, S. J., y Pye, K., 2001. Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(11), 1237–1248. <https://doi.org/10.1002/esp.261>
- Bourgeois, J., Pinegina, T. K., Ponomareva, V., y Zaretskaia, N., 2006. Holocene tsunamis in the southwestern Bering Sea, Russian Far East, and their tectonic implications. *GSA Bulletin*, 118(3–4), 449–463. <https://doi.org/10.1130/B25726.1>
- Bruins, H. J., MacGillivray, J. A., Synolakis, C. E., Benjamini, C., Keller, J., Kisch, H. J., Klügel, A., y van der Plicht, J., 2008. Geoarchaeological tsunami deposits at Palaikastro (Crete) and the Late Minoan IA eruption of Santorini. *Journal of Archaeological Science*, 35(1), 191–212. <https://doi.org/10.1016/J.JAS.2007.08.017>
- Cahill, T., y Isacks, B. L., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal Geophysical Research*, 97(B12), 17503–17529. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/92JB00493>
- Carvajal, M., Cisternas, M., y Catalán, P. A., 2017. Source of the 1730 Chilean earthquake from historical records: Implications for the future tsunami hazard on the coast of Metropolitan Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(5), 3648–3660. <https://doi.org/10.1002/2017JB014063>
- Carvajal, M., Cisternas, M., Gubler, A., Catalán, P. A., Winckler, P., y Wesson, R., 2017. Reexamination of the magnitudes for the 1906 and 1922 Chilean earthquakes using Japanese tsunami amplitudes: Implications for source depth constraints. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(1), 4–17. <https://doi.org/10.1002/2016JB013269>
- Cascalho, J., Abrantes, A., Costa, P., Bellanova, P., Frenken, M., y Reicherter, K., 2020. Heavy minerals analysis on tsunami deposits from Misawa (Japan). *EGU General Assembly 2020*, 4–8 May 2020, Online, EGU2020-18726. <https://doi.org/10.5194/EGUSPHERE-EGU2020-18726>



- Chagué, C., 2020. Applications of geochemical proxies in paleotsunami research. *Geological Records of Tsunamis and Other Extreme Waves*, 381–401. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815686-5.00018-3>
- Chagué-Goff, C., Dawson, S., Goff, J. R., Zachariassen, J., Berryman, K. R., Garnett, D. L., Waldron, H. M., y Mildenhall, D. C., 2002. A tsunami (ca. 6300 years BP) and other Holocene environmental changes, northern Hawke's Bay, New Zealand. *Sedimentary Geology*, 150(1–2), 89–102. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00269-X](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00269-X)
- Chagué-Goff, C., y Fyfe, W. S., 1996. Geochemical and petrographical characteristics of a domed bog, Nova Scotia: a modern analogue for temperate coal deposits. *Organic Geochemistry*, 24(2), 141–158. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(96\)00014-9](https://doi.org/10.1016/0146-6380(96)00014-9)
- Chagué-Goff, C., y Goff, J. R., 1999. Geochemical and sedimentological signature of catastrophic saltwater inundations (tsunami), New Zealand. *Quaternary Australasia*, 17.
- Chagué-Goff, C., Schneider, J. L., Goff, J. R., Dominey-Howes, D., y Strotz, L., 2011. Expanding the proxy toolkit to help identify past events — Lessons from the 2004 Indian Ocean Tsunami and the 2009 South Pacific Tsunami. *Earth-Science Reviews*, 107(1–2), 107–122. <https://doi.org/10.1016/J.EARSCIREV.2011.03.007>
- Cisternas, M., Atwater, B. F., Torrejón, F., Sawai, Y., Machuca, G., Lagos, M., Eipert, A., Youlton, C., Salgado, I., Kamataki, T., Shishikura, M., Rajendran, C. P., Malik, J. K., Rizal, Y., y Husni, M., 2005. Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. *Nature*, 437(7057), 404–407. <https://doi.org/10.1038/nature03943>
- Cisternas, M., Carvajal, M., Wesson, R., Ely, L. L., y Gorigoitia, N., 2017. Exploring the historical earthquakes preceding the giant 1960 Chile earthquake in a time-dependent seismogenic zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(6), 2664–2675. <https://doi.org/10.1785/0120170103>
- Cisternas, M., Garrett, E., Wesson, R., Dura, T., y Ely, L. L., 2017. Unusual geologic evidence of coeval seismic shaking and tsunamis shows variability in earthquake size and recurrence in the area of the giant 1960 Chile earthquake. *Marine Geology*, 385, 101–113. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.12.007>
- Clague, J. J., 1997. Evidence for large earthquakes at the Cascadia subduction zone. *Reviews of Geophysics*, 35(4), 439–460. <https://doi.org/10.1029/97RG00222>
- Clague, J. J., y Bobrowsky, P. T., 1994. Evidence for a Large Earthquake and Tsunami 100–400 Years Ago on Western Vancouver Island, British Columbia. *Quaternary Research*, 41(2), 176–184. <https://doi.org/10.1006/QRES.1994.1019>
- Comte, D., y Pardo, M., 1991. Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. *Natural Hazards*, 4(1), 23–44. <https://doi.org/10.1007/BF00126557/METRICS>
- Costa, P. J. M., Andrade, C., Dawson, A. G., Mahaney, W. C., Freitas, M. C., Paris, R., y Taborda, R., 2012. Microtextural characteristics of quartz grains transported and deposited

by tsunamis and storms. *Sedimentary Geology*, 275, 55–69.  
<https://doi.org/10.1016/J.SEDGEO.2012.07.013>

Costa, P. J. M., Andrade, C., y Dawson, S., 2015. Geological Recognition of Onshore Tsunami Deposits. *Coastal Research Library*, 8, 3–32. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-06305-8\\_1](https://doi.org/10.1007/978-3-319-06305-8_1)

Costa, P. J. M., Gelfenbaum, G., Dawson, S., La Selle, S., Milne, F., Cascalho, J., Lira, C. P., Andrade, C., Freitas, M. C., y Jaffe, B., 2018. The application of microtextural and heavy mineral analysis to discriminate between storm and tsunami deposits. *Geological Society Special Publication*, 456(1), 167–190. <https://doi.org/10.1144/SP456.7>

Crema, E. R., y Bevan, A., 2021. Inference from large sets of radiocarbon dates: software and methods. *Radiocarbon*, 63(1), 23–39. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.95>

Dalrymple, R. W., y Choi, K., 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*, 81(3–4), 135–174. <https://doi.org/10.1016/J.EARSCIREV.2006.10.002>

Dawson, 2007. Diatom biostratigraphy of tsunami deposits: Examples from the 1998 Papua New Guinea tsunami. *Sedimentary Geology*, 200(3–4), 328–335.  
<https://doi.org/10.1016/J.SEDGEO.2007.01.011>

Dawson, A. G., Hindson, R., Andrade, C., Freitas, C., Parish, R., y Bateman, M., 1995. Tsunami sedimentation associated with the Lisbon earthquake of 1 November AD 1755: Boca do Rio, Algarve, Portugal. *The Holocene*, 5(2), 209–215.  
<https://doi.org/10.1177/095968369500500208>

Dawson, A. G., Long, D., y Smith, D. E., 1988. The Storegga Slides: Evidence from eastern Scotland for a possible tsunami. *Marine Geology*, 82(3–4), 271–276.  
[https://doi.org/10.1016/0025-3227\(88\)90146-6](https://doi.org/10.1016/0025-3227(88)90146-6)

Dawson, A. G., y Stewart, I., 2008. Offshore tractive current deposition: the forgotten tsunami sedimentation process. *Tsunamiites - Features and Implications*, 153–161.  
<https://doi.org/10.1016/B978-0-444-51552-0.00010-2>

Dawson, S., Smith, D. E., Ruffman, A., y Shi, S., 1996. The diatom biostratigraphy of tsunami sediments: Examples from recent and middle holocene events. *Physics and Chemistry of the Earth*, 21(1–2), 87–92. [https://doi.org/10.1016/S0079-1946\(97\)00015-3](https://doi.org/10.1016/S0079-1946(97)00015-3)

Dearing, J., 1999. Environmental magnetic susceptibility using the Bartington MS2 system. Bartington Instruments Ltd. *British Library London*.

De Martini, P. M., Barbano, M. S., Smedile, A., Gerardi, F., Pantosti, D., Del Carlo, P., y Pirrotta, C., 2010. A unique 4000year long geological record of multiple tsunami inundations in the Augusta Bay (eastern Sicily, Italy). *Marine Geology*, 276(1–4), 42–57.  
<https://doi.org/10.1016/J.MARGE0.2010.07.005>

- DePaolis, J. M., Dura, T., MacInnes, B., Ely, L. L., Cisternas, M., Carvajal, M., Tang, H., Fritz, H. M., Mizobe, C., Wesson, R. L., Figueroa, G., Brennan, N., Horton, B. P., Pilarczyk, J. E., Corbett, D. R., Gill, B. C., y Weiss, R., 2021. Stratigraphic evidence of two historical tsunamis on the semi-arid coast of north-central Chile. *Quaternary Science Reviews*, 266. <https://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2021.107052>
- Dominey-Howes, D. T. M., Humphreys, G. S., y Hesse, P. P., 2006. Tsunami and palaeotsunami depositional signatures and their potential value in understanding the late-Holocene tsunami record. *Holocene*, 16(8), 1095–1107. <https://doi.org/10.1177/0959683606069400>
- Donato, S. V., Reinhardt, E. G., Boyce, J. I., Rothaus, R., y Vosmer, T., 2008. Identifying tsunami deposits using bivalve shell taphonomy. *Geology*, 36(3), 199–202. <https://doi.org/10.1130/G24554A.1>
- Du Laing, G., 2011. Redox metal processes and controls in estuaries. *Treatise on estuarine and coastal science*, 4, 115–141.
- Du, Y., Zhang, C., Han, X., Gu, S., y Lin, W., 2001. Earthquake event deposits in Mesoproterozoic Kunyang Group in central Yunnan Province and its geological implications. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 44(7), 600–608. <https://doi.org/10.1007/BF02875334>
- Dura, T., Cisternas, M., Horton, B. P., Ely, L. L., Nelson, A. R., Wesson, R. L., y Pilarczyk, J. E., 2015. Coastal evidence for Holocene subduction-zone earthquakes and tsunamis in central Chile. *Quaternary Science Reviews*, 113, 93–111. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.10.015>
- Dura, T., Hemphill-Haley, E., Sawai, Y., y Horton, B. P., 2016. The application of diatoms to reconstruct the history of subduction zone earthquakes and tsunamis. *Earth-Science Reviews*, 152, 181–197. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.017>
- Dura, T., Horton, B. P., Cisternas, M., Ely, L. L., Hong, I., Nelson, A. R., Wesson, R. L., Pilarczyk, J. E., Parnell, A. C., y Nikitina, D., 2017. Subduction zone slip variability during the last millennium, south-central Chile. *Quaternary Science Reviews*, 175, 112–137. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.08.023>
- Easton, G., González-Alfaro, J., Villalobos, A., Álvarez, G., Melgar, D., Ruiz, S., Sepúlveda, B., Escobar, M., León, T., Báez, J. C., Izquierdo, T., Forch, M., y Abad, M., 2022. Complex Rupture of the 2015  $M_w$  8.3 Illapel Earthquake and Prehistoric Events in the Central Chile Tsunami Gap. *Seismological Research Letters*. <https://doi.org/10.1785/0220210283>
- Einsele, G., Chough, S. K., y Shiki, T., 1996. Depositional events and their records—an introduction. *Sedimentary Geology*, 104(1–4), 1–9. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(95\)00117-4](https://doi.org/10.1016/0037-0738(95)00117-4)

- Ely, L. L., Cisternas, M., Wesson, R. L., y Dura, T., 2014. Five centuries of tsunamis and land-level changes in the overlapping rupture area of the 1960 and 2010 Chilean earthquakes. *Geology*, 42(11), 995–998. <https://doi.org/10.1130/G35830.1>
- Engel, M., May, S. M., Pilarczyk, J., Brill, D., y Garrett, E., 2020. Geological records of tsunamis and other extreme waves: concepts, applications and a short history of research. *Geological Records of Tsunamis and Other Extreme Waves*, 3–20. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815686-5.00001-8>
- Etienne, S., Buckley, M., Paris, R., Nandasena, A. K., Clark, K., Strotz, L., Chagué-Goff, C., Goff, J. R., y Richmond, B., 2011. The use of boulders for characterising past tsunamis: Lessons from the 2004 Indian Ocean and 2009 South Pacific tsunamis. *Earth-Science Reviews*, 107(1–2), 76–90. <https://doi.org/10.1016/J.EARSCIREV.2010.12.006>
- Fagherazzi, S., y Du, X. (2008). Tsunamigenic incisions produced by the December 2004 earthquake along the coasts of Thailand, Indonesia and Sri Lanka. *Geomorphology*, 99(1–4), 120–129. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.10.015>
- Farías, M., 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile central durante el Neógeno. Tesis de doctorado. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Santiago, Chile.
- Fitzsimons, M. F., Lohan, M. C., Tappin, A. D., y Millward, G. E., 2011. The Role of Suspended Particles in Estuarine and Coastal Biogeochemistry. *Treatise on Estuarine and Coastal Science*, 4, 71–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374711-2.00404-6>
- Folk, R. L., y Ward, W. C., 1957. Brazos River bar (Texas); a study in the significance of grain size parameters. *Journal of sedimentary research*, 27(1), 3-26.
- Folk, R. L., 1966. A review of grain-size parameters. *Sedimentology*, 6(2), 73-93.
- Font, E., Veiga-Pires, C., Pozo, M., Nave, S., Costas, S., Ruiz Muñoz, F., Abad, M., Simões, N., Duarte, S., y Rodríguez-Vidal, J., 2013. Benchmarks and sediment source(s) of the 1755 Lisbon tsunami deposit at Boca do Rio Estuary. *Marine Geology*, 343, 1–14. <https://doi.org/10.1016/J.MARGE0.2013.06.008>
- Garrett, E., Melnick, D., Dura, T., Cisternas, M., Ely, L. L., Wesson, R. L., Jara-Muñoz, J., y Whitehouse, P. L., 2020. Holocene relative sea-level change along the tectonically active Chilean coast. *Quaternary Science Reviews*, 236, 106281. <https://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2020.106281>
- Garrett, E., Shennan, I., Woodroffe, S. A., Cisternas, M., Hocking, E. P., y Gulliver, P., 2015. Reconstructing paleoseismic deformation, 2: 1000 years of great earthquakes at Chucalén, south central Chile. *Quaternary Science Reviews*, 113, 112–122. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.10.010>
- Gelfenbaum, G., y Jaffe, B., 2003. Erosion and sedimentation from the 17 July, 1998 Papua New Guinea tsunami. *Pure and Applied Geophysics*, 160(10–11), 1969–1999. <https://doi.org/10.1007/S00024-003-2416-Y>

- Giménez, D., 2012. Caracterización de la estructura geomorfológica y dinámica costera de las ensenadas de La Ligua, Horcón y Quintay. Región de Valparaíso. 1–91.
- Goff, J., Chagué-Goff, C., Dominey-Howes, D., McAdoo, B., Cronin, S., Bonté-Grapetin Michael, M., Nichol, S., Horrocks, M., Cisternas, M., Lamarche, G., Pelletier, B., Jaffe, B., y Dudley, W., 2011. Palaeotsunamis in the Pacific Islands. *Earth-Science Reviews*, 107(1–2), 141–146. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.10.005>
- Goff, J., Chagué-Goff, C., y Nichol, S., 2001. Palaeotsunami deposits: A New Zealand perspective. *Sedimentary Geology*, 143(1–2), 1–6. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00121-X](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00121-X)
- Goff, J., Chagué-Goff, C., Nichol, S., Jaffe, B., y Dominey-Howes, D., 2012. Progress in palaeotsunami research. *Sedimentary Geology*, 243–244, 70–88. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.11.002>
- Goff, J., McFadgen, B. G., y Chagué-Goff, C., 2004. Sedimentary differences between the 2002 Easter storm and the 15th-century Okoropunga tsunami, southeastern North Island, New Zealand. *Marine Geology*, 204(1–2), 235–250. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00352-9](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00352-9)
- Goff, J., Nichol, S., Chagué-Goff Catherine, C., Horrocks, M., McFadgen, B., y Cisternas, M., 2010. Predecessor to New Zealand's largest historic trans-South Pacific tsunami of 1868AD. *Marine Geology*, 275(1–4), 155–165. <https://doi.org/10.1016/J.MARGE.2010.05.006>
- Goff, J. R., y Chagué-Goff, C., 1999. A late Holocene record of environmental changes from coastal wetlands: Abel Tasman National Park, New Zealand. *Quaternary International*, 56(1), 39–51. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(98\)00016-0](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(98)00016-0)
- Goff, J. R., Lane, E., y Arnold, J., 2009. The tsunami geomorphology of coastal dunes. *Natural Hazards and Earth System Science*, 9(3), 847–854. <https://doi.org/10.5194/nhess-9-847-2009>
- Goff, J., Witter, R., Terry, J., y Spiske, M., 2020. Palaeotsunamis in the Sino-Pacific region. *Earth-Science Reviews*, 210(September), 103352. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103352>
- Goldfinger, C., Ikeda, Y., Yeats, R. S., y Ren, J., 2013. Superquakes and supercycles. *Seismological Research Letters*, 84(1), 24–32. <https://doi.org/10.1785/0220110135>
- González, F., 2015. Desarrollo Metodológico para la construcción de un DEM de alta resolución y aplicación en el análisis morfoestructural de la Cordillera de la Costa entre los 32,25°S y los 32,63°S. Memoria de Geólogo. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Goodman-Tchernov, B. N., 2020. Archaeological dating of tsunami and storm deposits. En *Geological Records of Tsunamis and Other Extreme Waves*. Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815686-5.00033-X>

- Goto, K., Chavanich, S. A., Imamura, F., Kunthasap, P., Matsui, T., Minoura, K., Sugawara, D., y Yanagisawa, H., 2007. Distribution, origin and transport process of boulders deposited by the 2004 Indian Ocean tsunami at Pakarang Cape, Thailand. *Sedimentary Geology*, 202(4), 821–837. <https://doi.org/10.1016/J.SEDGEO.2007.09.004>
- Goto, K., Miyagi, K., Kawamata, H., y Imamura, F., 2010. Discrimination of boulders deposited by tsunamis and storm waves at Ishigaki Island, Japan. *Marine Geology*, 269(1–2), 34–45. <https://doi.org/10.1016/J.MARGE0.2009.12.004>
- Hindson, R. A., y Andrade, C., 1999. Sedimentation and hydrodynamic processes associated with the tsunami generated by the 1755 Lisbon earthquake. *Quaternary International*, 56(1), 27–38. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(98\)00014-7](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(98)00014-7)
- Hogg, A. G., Heaton, T. J., Hua, Q., Palmer, J. G., Turney, C. S., Southon, J., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Boswijk, G., Ramsey, C. B., y Pearson, C., 2020. SHCal20 Southern Hemisphere Calibration, 0-55,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 62(4), 759–778. <https://doi.org/https://doi.org/10.1017/RDC.2020.59>
- Holzmann, M., y Pawlowski, J., 2000. Taxonomic relationships in the genus *Ammonia* (Foraminifera) based on ribosomal DNA sequences. *Journal of Micropalaeontology*, 19(1), 85–95. <https://doi.org/10.1144/jm.19.1.85>
- Hori, K., Kuzumoto, R., Hirouchi, D., Umitsu, M., Janjirawuttikul, N., y Patanakanog, B., 2007. Horizontal and vertical variation of 2004 Indian tsunami deposits: An example of two transects along the western coast of Thailand. *Marine Geology*, 239(3–4), 163–172. <https://doi.org/10.1016/J.MARGE0.2007.01.005>
- Hyndman, R. D., y Wang, K., 1993. Thermal constraints on the zone of major thrust earthquake failure: the Cascadia Subduction Zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B2), 2039-2060. <https://doi.org/10.1029/92JB02279>
- Jagodziński, R., Sternal, B., Szczuciński, W., y Lorenc, S., 2009. Heavy Minerals in 2004 Tsunami Deposits on Kho Khao Island, Thailand. *Polish Journal of Environmental Studies*, 18, 103–110.
- Jankaew, K., Atwater, B. F., Sawai, Y., Choowong, M., Charoentitirat, T., Martin, M. E., y Prendergast, A., 2008. Medieval forewarning of the 2004 Indian Ocean tsunami in Thailand. *Nature*, 455(7217), 1228–1231. <https://doi.org/10.1038/nature07373>
- Jelgersma, S., y Tooley, M. J., 1995. Sea-Level Changes During the Recent Geological Past. *Journal of Coastal Research*, 123–139.
- Jordan, T. E., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V., y Ando, C., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America, Bulletin*, 94(3), 341–361. [https://doi.org/https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<341:ATRTGO>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<341:ATRTGO>2.0.CO;2)

- Kay, S. M., y Mpodozis, C., 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 39–57. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00005-6](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00005-6)
- Kempf, P., Moernaut, J., Van Daele, M., Pino, M., Urrutia, R., y De Batist, M., 2020. Paleotsunami record of the past 4300 years in the complex coastal lake system of Lake Cucao, Chiloé Island, south central Chile. *Sedimentary Geology*, 401, 105644. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105644>
- Kempf, P., Moernaut, J., Van Daele, M., Vandoorne, W., Pino, M., Urrutia, R., y De Batist, M., 2017. Coastal lake sediments reveal 5500 years of tsunami history in south central Chile. *Quaternary Science Reviews*, 161, 99–116. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.02.018>
- Kennedy, D. M., 2011. Tectonic and Geomorphic Evolution of Estuaries and Coasts. *Treatise on Estuarine and Coastal Science*, 1, 37–59. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374711-2.00103-0>
- Khan, M. A., y Gul, B., 2006. Halophyte Seed Germination. *Ecophysiology of High Salinity Tolerant Plants*, 11–30. [https://doi.org/10.1007/1-4020-4018-0\\_2](https://doi.org/10.1007/1-4020-4018-0_2)
- Kortekaas, S., y Dawson, A. G., 2007. Distinguishing tsunami and storm deposits: An example from Martinhal, SW Portugal. *Sedimentary Geology*, 200(3–4), 208–221. <https://doi.org/10.1016/J.SEDGEO.2007.01.004>
- Lambeck, K., Esat, T. M., y Potter, E. K., 2002. Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, 419(6903), 199–206. <https://doi.org/10.1038/nature01089>
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., y Sambridge, M., 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 111(43), 15296–15303. <https://doi.org/10.1073/PNAS.1411762111/-/DCSUPPLEMENTAL/PNAS.1411762111.SAPP.PDF>
- Laursen, J., Scholl, D. W., y Huene, R. von., 2002. Neotectonic deformation of the central Chile margin: Deepwater forearc basin formation in response to hot spot ridge and seamount subduction. *Tectonics*, 21(5), 2–1. <https://doi.org/10.1029/2001TC901023>
- León, T., Vargas, G., Salazar, D., Goff, J., Guendon, J. L., Andrade, P., y Alvarez, G., 2019. Geo-archaeological records of large Holocene tsunamis along the hyperarid coastal Atacama Desert in the major northern Chile seismic gap. *Quaternary Science Reviews*, 220, 335–358. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.07.038>
- Lomnitz, C., 1970. Major earthquakes and tsunamis in Chile during the period 1535 to 1955. *Geologische Rundschau*, 59(3), 938–960. <https://doi.org/10.1007/BF02042278>
- Lowe, L. E., y Bustin, R. M., 1985. Distribution of sulphur forms in six facies of peats of the Fraser River Delta. *Canadian Journal of Soil Science*, 65(3), 531–541.

- Maldonado, V., 2020. Fallas Corticales Activas En Chile: Inferencias de amenaza sísmica a partir de la interpretación de su expresión superficial a escala 1:25.000. Universidad Austral de Chile.
- Matsumoto, D., Sawai, Y., Tanigawa, K., Fujiwara, O., Namegaya, Y., Shishikura, M., Kagohara, K., y Kimura, H., 2016. Tsunami deposit associated with the 2011 Tohoku-oki tsunami in the Hasunuma site of the Kujukuri coastal plain, Japan. *Island Arc*, 25(5), 369–385. <https://doi.org/10.1111/iar.12161>
- May, S. M., Zander, A., Francois, J. P., Kelletat, D., Pötsch, S., Rixhon, G., y Brückner, H., 2015. Chronological and geoarchaeological investigations on an anthropogenic shell accumulation layer in the Longotoma dune field (Central Chile). *Quaternary International*, 367, 32–41. <https://doi.org/10.1016/J.QUAINT.2014.06.005>
- McCann, W. R., Nishenko, S. P., Sykes, L. R., y Krause, J., 1979. Seismic gaps and plate tectonics: Seismic potential for major boundaries. *Pure and Applied Geophysics*, 117(6), 1082–1147. <https://doi.org/10.1007/BF00876211/METRICS>
- Miall, A. D., 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, 22(4), 261–308. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(85\)90001-7](https://doi.org/10.1016/0012-8252(85)90001-7)
- Miall, A. D. (2022). *Stratigraphy: the modern synthesis. Stratigraphy: A modern synthesis*. Cham: Springer International Publishing. 341–417 <https://doi.org/10.1007/978-3-030-87536-7>
- Minoura, K., y Nakaya, S., 1991. Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from northeast Japan. *Journal of Geology*, 99(2), 265–287. <https://doi.org/10.1086/629488>
- Minoura, K., Nakaya, S., y Uchida, M., 1994. Tsunami deposits in a lacustrine sequence of the Sanriku coast, northeast Japan. *Sedimentary Geology*, 89(1–2), 25–31. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(94\)90081-7](https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90081-7)
- Monecke, K., Finger, W., Klarer, D., Kongko, W., McAdoo, B. G., Moore, A. L., y Sudrajat, S. U., 2008. A 1,000-year sediment record of tsunami recurrence in northern Sumatra. *Nature* 2008 455:7217, 455(7217), 1232–1234. <https://doi.org/10.1038/nature07374>
- Moore, A., Goff, J., McAdoo, B. G., Fritz, H. M., Gusman, A., Kalligeris, N., Kalsum, K., Susanto, A., Suteja, D., y Synolakis, C. E., 2011. Sedimentary Deposits from the 17 July 2006 Western Java Tsunami, Indonesia: Use of Grain Size Analyses to Assess Tsunami Flow Depth, Speed, and Traction Carpet Characteristics. *Pure and Applied Geophysics*, 168(11), 1951–1961. <https://doi.org/10.1007/S00024-011-0280-8>
- Morales, J. A., 2022. Fluvial-Influenced Systems I: Estuaries. *Coastal Geology*. Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment. Springer, Cham. 309–327. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-96121-3\\_21](https://doi.org/10.1007/978-3-030-96121-3_21)
- Morton, R. A., Richmond, B. M., Jaffe, B. E., y Gelfenbaum, G., 2008. Coarse-clast ridge complexes of the Caribbean: A preliminary basis for distinguishing tsunami and storm-



- wave origins. *Journal of Sedimentary Research*, 78(9–10), 624–637.  
<https://doi.org/10.2110/JSR.2008.068>
- Müller, R. D., Roest, W. R., Royer, J. Y., Gahagan, L. M., y Sclater, J. G., 1997. Digital isochrons of the world's ocean floor. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B2), 3211–3214. <https://doi.org/10.1029/96JB01781>
- Myneni, S. C. B., 2002. Formation of Stable Chlorinated Hydrocarbons in Weathering Plant Material. *Science*, 295(5557), 1039–1041. <https://doi.org/10.1126/SCIENCE.1067153>
- Naranjo, J., Arenas, M., Clavero, J., y Muñoz, O., 2009. Mass movement-induced tsunamis: main effects during the Patagonian Fjordland seismic crisis in Aisén (45°25'S), Chile. *Andean Geology*, 36(1), 137–145. <https://doi.org/10.5027/andgeoV36n1-a11>
- Nentwig, V., Tsukamoto, S., Frechen, M., y Bahlburg, H., 2015. Reconstructing the tsunami record in Tirúa, Central Chile beyond the historical record with quartz-based SAR-OSL. *Quaternary Geochronology*, 30, 299–305. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.05.020>
- Pardo, M., Comte, D., y Monfret, T., 2002. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 11–22.  
[https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00003-2](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00003-2)
- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., y Factor, J. K., 2012. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of geophysical research: solid earth*, 117(B4).
- Peltier, W. R., 2004. Global glacial isostasy and the surface of the ice-age earth: The ICE-5G (VM2) model and GRACE. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32(Volume 32, 2004), 111–149.  
<https://doi.org/10.1146/ANNUREV.EARTH.32.082503.144359/CITE/REFWORKS>
- Peltier, W. R., Argus, D. F., y Drummond, R., 2015. Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G-C (VM5a) model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(1), 450–487. <https://doi.org/10.1002/2014JB011176>
- Perillo, G. M. E., 1995. Chapter 2 Definitions and Geomorphologic Classifications of Estuaries. *Developments in Sedimentology*, 53(C), 17–47. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(05\)80022-6](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(05)80022-6)
- Pinegina, T. K., Bourgeois, J., Bazanova, L. I. L. I., Melekestsev, I. V., y Braitseva, O. A., 2003. A millennial-scale record of Holocene tsunamis on the Kronotskiy Bay coast, Kamchatka, Russia. *Quaternary Research*, 59(1), 36–47. [https://doi.org/10.1016/S0033-5894\(02\)00009-1](https://doi.org/10.1016/S0033-5894(02)00009-1)
- Posamentier, H. W., y Walker, R. G., 2006. Facies Models Revisited. *Facies Models Revisited*.  
<https://doi.org/10.2110/PEC.06.84>
- Pye, K., y Tsoar, H., 2009. Aeolian Sand and Sand Dunes. *Aeolian Sand and Sand Dunes*.  
<https://doi.org/10.1007/978-3-540-85910-9>

- R Core Team, R., y others., 2013. R: A language and environment for statistical computing. GBIF, Copenhagen, Denmark.
- Ramirez-Herrera, M. T., Cundy, A., Kostoglodov, V., Carranza-Edwards, A., Morales, E., y Metcalfe, S., 2007. Sedimentary record of late-Holocene relative sea-level change and tectonic deformation from the Guerrero Seismic Gap, Mexican Pacific Coast. *Holocene*, 17(8), 1211–1220. <https://doi.org/10.1177/0959683607085127>
- Rauld Plott, R. A., 2011. Deformación cortical y peligro sísmico asociado a la falla San Ramón en el frente cordillerano de Santiago, Chile Central (33°S). Tesis de doctorado. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología.
- Reinhardt, E. G., Goodman, B. N., Boyce, J. I., Lopez, G., Van Hengstum, P., Rink, W. J., Mart, Y., y Raban, A., 2006. The tsunami of 13 December A.D. 115 and the destruction of Herod the Great's harbor at Caesarea Maritima, Israel. *Geology*, 34(12), 1061–1064. <https://doi.org/10.1130/G22780A.1>
- Rivano, S., 1996. Geología de las Hojas Quillota y Portillo. Informe técnico, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., y Espiñeira, P., 1993. Mapa Geológico de la Hoja Quillota-Portillo (escala 1: 250.000), V Región de Valparaíso. *Carta geológica de Chile*, 73.
- Rodríguez, M. P., Carretier, S., Charrier, R., Saillard, M., Regard, V., Hérail, G., Hall, S., Farber, D., y Audin, L., 2013. Geochronology of pediments and marine terraces in north-central Chile and their implications for Quaternary uplift in the Western Andes. *Geomorphology*, 180–181, 33–46. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.09.003>
- Ruiz, S., y Madariaga, R., 2018. Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile. *Tectonophysics*, 733(December 2017), 37–56. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.01.015>
- Saillard, M., Audin, L., Rousset, B., Avouac, J. P., Chlieh, M., Hall, S. R., Husson, L., y Farber, D. L., 2017. From the seismic cycle to long-term deformation: linking seismic coupling and Quaternary coastal geomorphology along the Andean megathrust. *Tectonics*, 36(2), 241–256. <https://doi.org/10.1002/2016TC004156>
- Salazar, D., Easton, G., Goff, J., Guendon, J. L., González-Alfaro, J., Andrade, P., Villagrán, X., Fuentes, M., León, T., Abad, M., Izquierdo, T., Power, X., Sitzia, L., Álvarez, G., Villalobos, A., Olgún, L., Yrarrázaval, S., González, G., Flores, C., Campos, J., 2022. Did a 3800-year-old  $M_w \sim 9.5$  earthquake trigger major social disruption in the Atacama Desert? *Science Advances*, 8(14). <https://doi.org/10.1126/SCIADV.ABM2996>
- Salem, E. S. M., 2009. Paleo-Tsunami deposits on the Red Sea beach, Egypt. *Arabian Journal of Geosciences*, 2(2), 185–197. <https://doi.org/10.1007/S12517-008-0027-8>
- Salinas, K. O., 2020. Paisaje de sal de mar en Chile. Desastre y Resiliencia: Breve reseña de la huella de algunos terremotos-tsunamis en las salinas costeras. *Cuadernos de investigación urbanística*, 129, 74–88.

- Shiki, T., Tachibana, T., Fujiwara, O., Goto, K., Nanayama, F., y Yamazaki, T., 2021. Characteristic features of tsunamiites. *Tsunamiites*, 383–404. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823939-1.00020-3>
- Spiske, M., 2020. The sedimentology and geometry of fine-grained tsunami deposits from onshore environments. En *Geological Records of Tsunamis and Other Extreme Waves*. Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815686-5.00011-0>
- Sugawara, D., 2020. Trigger mechanisms and hydrodynamics of tsunamis. En *Geological Records of Tsunamis and Other Extreme Waves*. Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815686-5.00004-3>
- Sugawara, D., Minoura, K., y Imamura, F., 2020. Tsunamis and tsunami sedimentology. En *Tsunamiites: Features and Implications*. Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823939-1.00003-3>
- Switzer, A. D., y Jones, B. G., 2008. Large-scale washover sedimentation in a freshwater lagoon from the southeast Australian coast: Sea-level change, tsunami or exceptionally large storm? *Holocene*, 18(5), 787–803. <https://doi.org/10.1177/0959683608089214>
- Thompson, R., Oldfield, F., 1986. Magnetic properties of natural materials. *Environmental magnetism*, 21-38.
- Tsuji, Y., 2013. Catalog of distant tsunamis reaching Japan from Chile and Peru. Rep. *Tsunami Eng*, 30, 61–68.
- Uchida, J. I., Fujiwara, O., Hasegawa, S., y Kamataki, T., 2010. Sources and depositional processes of tsunami deposits: Analysis using foraminiferal tests and hydrodynamic verification. *Island Arc*, 19(3), 427–442. <https://doi.org/10.1111/J.1440-1738.2010.00733.X>
- van Dinther, Y., Preiswerk, L. E., y Gerya, T. V., 2019. A Secondary Zone of Uplift Due to Megathrust Earthquakes. *Pure and Applied Geophysics*, 176(9), 4043–4068. <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02250-z>
- Vargas, G., Farías, M., Carretier, S., Tassara, A., Baize, S., y Melnick, D., 2011. Coastal uplift and tsunami effects associated to the 2010 M<sub>w</sub>8.8 Maule earthquake in central Chile. *Andean Geology*, 38(1), 219–238. <https://doi.org/10.5027/andgeoV38n1-a12>
- Vargas, G., Ortlieb, L., Chapron, E., Valdes, J., y Marquardt, C., 2005. Paleoseismic inferences from a high-resolution marine sedimentary record in northern Chile (23°S). *Tectonophysics*, 399(1–4), 381–398. <https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2004.12.031>
- Veloso, B., 2005. Estructura Y Dinamica Del Sistema Dunar De Longotoma. Memoria de Geógrafo. Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Escuela de Geografía, Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Vergara, F., 2010. El Período Tardío en la costa de la Provincia de Petorca. Informe Final Proyecto Fondart Regional N° 10916-9, Consejo Nacional de la Cultura y las Artes, Región de Valparaíso, Chile.

- Wang, L., Hainzl, S., Zöller, G., y Holschneider, M., 2012. Stress- and aftershock-constrained joint inversions for coseismic and postseismic slip applied to the 2004 M6.0 Parkfield earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B7), 7406. <https://doi.org/10.1029/2011JB009017>
- Ward, S. N., 2003. Tsunamis. In R. A. Meyers (Ed.), *Encyclopedia of Physical Science and Technology* (3), 175–191. *Academic Press*. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B0-12-227410-5/00793-6>
- Watanabe, T., y Karzulovic, J., 1960. Los movimientos sísmicos del mes de mayo de 1960 en Chile. *Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile*, 17 (17).
- Weiss, R., 2012. The mystery of boulders moved by tsunamis and storms. *Marine Geology*, 295–298, 28–33. <https://doi.org/10.1016/J.MARGE0.2011.12.001>
- Whitehouse, P. L., 2018. Glacial isostatic adjustment modelling: historical perspectives, recent advances, and future directions. *Earth Surface Dynamics*, 6(2), 401–429. <https://doi.org/10.5194/esurf-6-401-2018>
- Winckler, P., Esparza, C., Agredano, R., y Ibaceta, R., 2019. Nuevas metodologías para el estudio de marejadas en Chile. La Zona Costera en Chile: Adaptación y Planificación para la Resiliencia. *Serie GEOlibro*, (31)51–78.
- Wright, C., y Mella, A., 1963. Modifications to the soil pattern of South-Central Chile resulting from seismic and associated phenomena during the period May to August 1960. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 53(6), 1367–1402. <https://doi.org/10.1785/BSSA0530061367>
- Yáñez, G. A., Ranero, C. R., von Huene, R., y Díaz, J., 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34° S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B4), 6325–6345.

## ANEXOS

### ANEXO A. Terremotos históricos en Chile

Fecha	Fuente	Ubicación	Magnitud	Largo ruptura (km)
12/16/1575	Lomnitz, (2004)	Southern Chile	8,5	>500
02/08/1570	Lomnitz, (1970)	Southern Chile	8,3	180
08/15/1582	Dorbath <i>et al.</i> , (1990)	Southern Peru	7,5	75
07/09/1586	Watanabe, (1983)	Central Peru	8,1	80
11/24/1604	Dorbath <i>et al.</i> , (1990)	Southern Peru	8,7	450
05/13/1647	Beck <i>et al.</i> , (1998)	Southern Chile	8,5	380
03/15/1657	Lomnitz, (1970)	Southern Chile	8	190
10/20/1687	Beck and Nishenko, (1990)	Central Peru	8,6-8,7	>300
1715	Dorbath <i>et al.</i> , (1990)	Central Peru	7,5	75
07/08/1730	Beck <i>et al.</i> , (1998); Carvajal <i>et al.</i> , (2017)	Central Chile	9,2-9,3	600-800
12/24/1737	Lomnitz, (1970)	Southern Chile	7,7	>500
10/28/1746	Spence <i>et al.</i> , (1999)	Central Peru	8,6-9,5	350
05/25/1751	Cisternas <i>et al.</i> , (2005)	Southern Chile	8,5	500
06/25/1784	Dorbath <i>et al.</i> , (1990)	Central Peru	8,4	300
03/30/1796	Comte <i>et al.</i> , (2002)	Northern Chile	7,7	~200
04/11/1819	Comte <i>et al.</i> , (2002)	Southern Chile	8,3	300
11/19/1822	Lomnitz, (2004)	Southern Chile	8-8,5	220
1833	Dorbath <i>et al.</i> , (1990)	Central Peru	7,2-7,7	50-100
02/20/1835	Lomnitz, (2004)	Southern Chile	8,5	200
11/07/1837	Cisternas <i>et al.</i> , (2005)	Southern Chile	8,5	500
10/05/1859	Comte <i>et al.</i> , (2002)	Central Chile	7,6	100
13/08/1868	Spence <i>et al.</i> , (1999)	Southern Peru	8,8	400
10/05/1877	Spence <i>et al.</i> , (1999)	Northern Chile	8,8	400
08/15/1880	Beck <i>et al.</i> , (1998)	Southern Chile	7,7	150
08/17/1906	Melnick <i>et al.</i> , (2006); Carvajal <i>et al.</i> , (2016)	Central Chile	8,0-8,2	300
06-08-1909	Comte <i>et al.</i> , (2002)	Central Chile	7,6	~100
08-06-1913	Dorbath <i>et al.</i> , (1990)	Central Peru	7,8	<100
05/20/1918	Comte <i>et al.</i> , (2002)	Northern Chile	7,9	?
12-04-1918	Comte <i>et al.</i> , (2002)	Northern Chile	8,2	110
11-10-1922	Kelleher, (1972); Carvajal <i>et al.</i> , (2016)	Central Chile	8,5-8,6	390
12-01-1928	Lomnitz, (1970)	Southern Chile	7,6	?
01/25/1939	Lomnitz, (2004)	Southern Chile	8,3	190
05/24/1940	Beck and Nishenko, (1990)	Central Peru	8	180
08/24/1942	Giovanni <i>et al.</i> , (2002)	Central Peru	8,1	210
04-06-1943	Kelleher, (1972)	Central Chile	8,3	210

08-02-1946	Comte <i>et al.</i> , (2002)	Northern Chile	7,9	?
05/24/1960	Cisternas <i>et al.</i> , (2005)	Southern Chile	9,5	700
03-03-1985	Comte <i>et al.</i> , (1986)	Central Chile	7,8	170
07/30/1995	Delouis <i>et al.</i> , (1997)	Northern Chile	8,1	200
11-12-1996	Giovanni <i>et al.</i> , (2002)	Central Peru	7,7	130
02/21/1996	Bilek, (2010)	Central Peru	7,5	110
06/23/2001	Giovanni <i>et al.</i> , (2002)	Southern Peru	8,5	300
07-07-2001	Giovanni <i>et al.</i> , (2002)	Southern Peru	7,6	-
08/15/2007	Perfettini <i>et al.</i> , (2010)	Central Peru	8	160
11/14/2007	Bilek, (2010)	Northern Chile	7,7	160
02/27/2010	Moreno <i>et al.</i> , (2010)	Southern Chile	8,8	500
04-01-2014	Ashtari Jafari, (2015)	Northern Chile	8,2	~120
04-04-2014	Ashtari Jafari, (2015)	Northern Chile	7,7	~120
09/16/2015	Ruiz <i>et al.</i> , (2016)	Central Chile	8,3	~230

Tabla 18: Terremotos históricos de Chile. Tomado de Saillard *et al.* (2017).

## ANEXO B: Edades arqueológicas de Longotoma

ID SITIO	UBICACIÓN	WGS 84 ESTE	WGS 84 NORTE	LARGO (M)	ANCHO (M)	ÁREA (H)	ASIGNACIÓN CRONOLÓGICA
H.A-1	POÍGONO 4	278052	6410220	1	1	1	PIT Y PT (1000 D.C-1540 D.C)
H.A-2	POÍGONO 4	277879	6409868	1	1	1	INDETERMINADO
H.A-3	POÍGONO 4	278390	6410231	1	1	1	PAT (0-900 D.C)
H.A-4	POÍGONO 4	278790	6409580	1	1	1	INDETERMINADO
H.A-5	POÍGONO 4	278184	6409685	1	1	1	PAT (0-900 D.C)
SITIO 1	POÍGONO 4	277933	6410069	10	10	0,01	PAT (0-900 D.C)
SITIO 2	POÍGONO 4	278799	6409595	80	50	0,40	INDETERMINADO
SITIO 3	POÍGONO 4	278170	6410042	50	50	0,25	PAT (0-900 D.C)
SITIO 4	POÍGONO 4	278128	6409949	100	80	0,80	PAT (0-900 D.C)
SITIO 5	POÍGONO 4	278107	6409887	80	50	0,40	PAT (0-900 D.C)
SITIO 6	POÍGONO 4	278108	6409681	30	30	0,09	PAT (0-900 D.C)
SITIO 7	POÍGONO 4	278401	6409822	15	15	0,02	PAT (0-900 D.C)
SITIO 8	POÍGONO 4	278370	6409211	50	50	0,25	PAT (0-900 D.C)
SITIO 9	POÍGONO 4	278464	6409370	10	10	0,01	PAT (0-900 D.C)
SITIO 10	POÍGONO 4	278196	6409467	10	10	0,01	PAT (0-900 D.C)
SITIO 11	POÍGONO 5	279863	6409615	10	10	0,01	PAT (0-900 D.C)
SITIO 12	POÍGONO 5	280023	6409654	10	10	0,01	INDETERMINADO
SITIO 13	POÍGONO 6	281043	6408948	15	15	0,02	PAT (0-900 D.C)
SITIO 14	POÍGONO 6	281018	6409122	5	5	0	PIT Y PT (1000 D.C-1540 D.C)
SITIO 15	POÍGONO 6	280999	6409076	10	10	0,01	PAT Y PIT (0-1450 D.C)
SITIO 16	POÍGONO 6	280750	6408807	20	10	0,02	PIT Y PT (1000 D.C-1540 D.C)
SITIO 17	POÍGONO 2	276388	6410188	100	100	1	PT (1430 D.C-1540 D.C)
SITIO 18	POÍGONO 2	275977	6410370	10	10	0,01	PAT (0-900 D.C)
SITIO 19	POÍGONO 2	275764	6410473	20	20	0,04	PAT (0-900 D.C)
SITIO 20	POÍGONO 2	275559	6410552	20	10	0,02	PAT-PIT-PT-HISTÓRICO (0-1700 D.C)
SITIO 21	POÍGONO 2	275492	6410551	70	50	0,35	PT (1430 D.C-1540 D.C)

Tabla 19: Determinaciones cronológicas de los sitios arqueológicos reportados por Vergara (2010).

## ANEXO C: Resultados de difracción de rayos X (DRX)

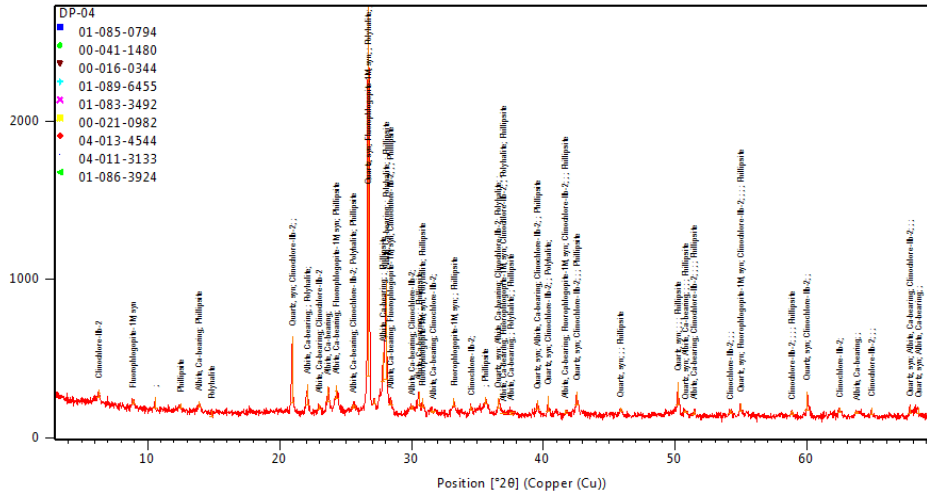


Figura 78: Patrón DRX de una muestra del campo de dunas (DP-04). Se indican los minerales interpretados a partir de los picos de intensidad en función del ángulo de desviación ( $2\theta$ ). La posición de  $2\theta$ , en la base del gráfico, indica el ángulo de difracción de rayos X, relacionado con los minerales presentes en la muestra.

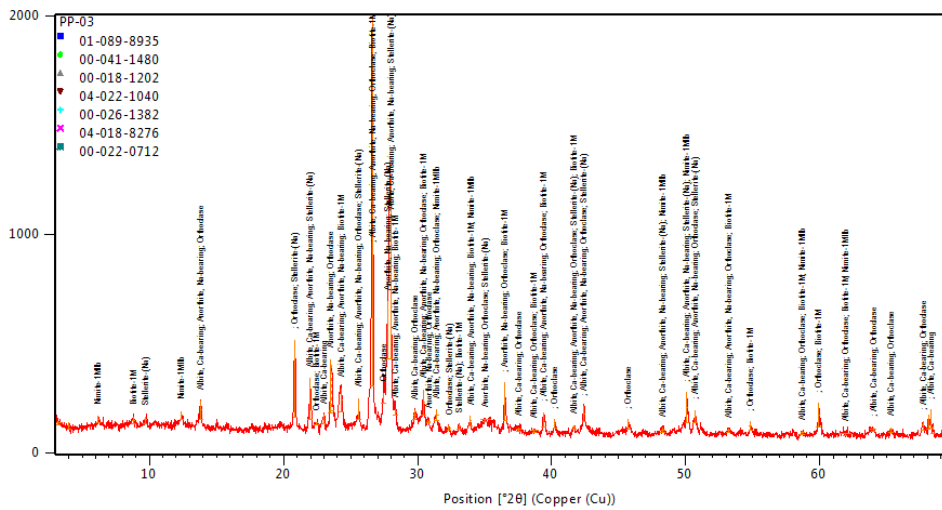


Figura 79: Patrón DRX de una muestra del campo de la playa Salinas (PP-03). Se indican los minerales interpretados a partir de los picos de intensidad en función del ángulo de desviación ( $2\theta$ ). La posición de  $2\theta$ , en la base del gráfico, indica el ángulo de difracción de rayos X, relacionado con los minerales presentes en la muestra.

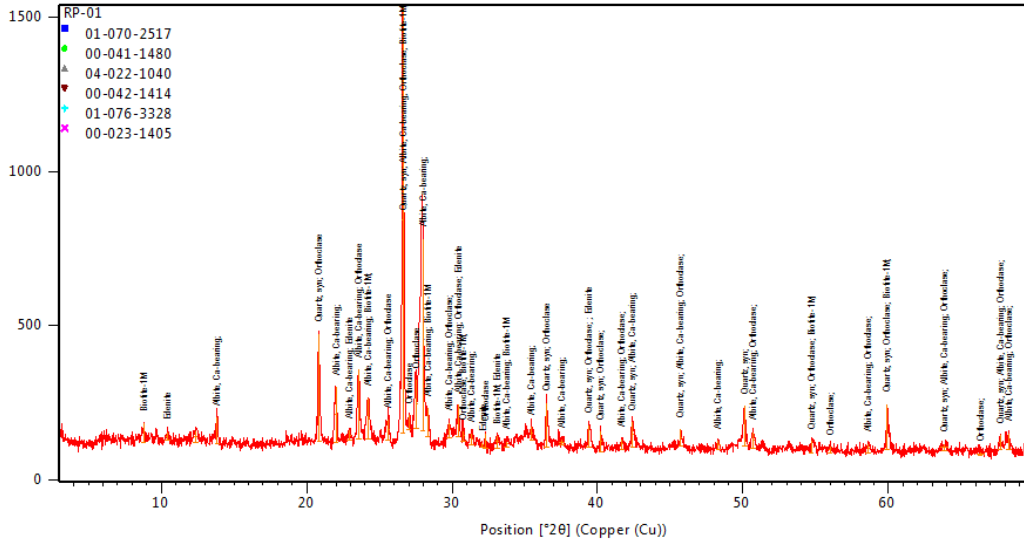


Figura 80: Patrón DRX de una muestra del campo de dunas (DP-04). Se indican los minerales interpretados a partir de los picos de intensidad en función del ángulo de desviación ( $2\theta$ ). La posición de  $2\theta$ , en la base del gráfico, indica el ángulo de difracción de rayos X, relacionado con los minerales presentes en la muestra.

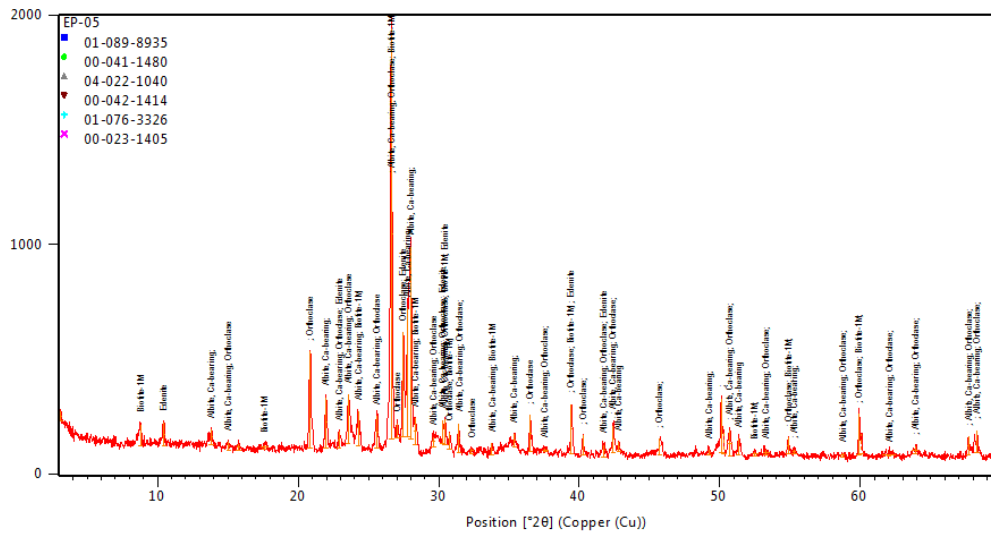


Figura 81: Patrón DRX de una muestra del cauce del estero Pullally (EP-05). Se indican los minerales interpretados a partir de los picos de intensidad en función del ángulo de desviación ( $2\theta$ ). La posición de  $2\theta$ , en la base del gráfico, indica el ángulo de difracción de rayos X, relacionado con los minerales presentes en la muestra.



## ANEXO D: Tablas con resultados de FRX

MUESTRA	SiO2 (%)	Al2O3 (%)	TiO2 (%)	Fe2O3 (%)	CaO (%)	MgO (%)	MnO (%)	Na2O (%)	K2O (%)	P2O5 (%)	PPC (%)	SUMA (%)
CL1-01	53,05	15,40	1,40	13,16	5,81	2,16	0,18	4,31	1,02	0,22	2,80	99,5
CL1-03	67,74	15,77	0,52	3,72	3,78	0,99	0,07	4,18	1,66	0,21	1,31	99,9
CL1-05	67,45	15,68	0,62	3,53	3,36	0,99	0,08	4,65	1,35	0,22	1,77	99,7
CL1-07	69,52	14,95	0,43	3,35	3,43	0,75	0,05	4,31	1,47	0,22	1,22	99,7
CL1-09	67,60	14,48	0,73	5,15	3,64	0,99	0,09	4,31	1,29	0,21	1,31	99,8
CL1-10	63,54	15,49	0,77	5,58	3,85	1,49	0,10	4,58	1,26	0,22	2,83	99,7
CL1-12	68,37	14,74	0,55	4,29	3,57	0,83	0,08	4,25	1,26	0,22	1,62	99,8
CL1-14	67,74	14,83	0,62	4,58	3,78	0,99	0,08	4,11	1,25	0,21	1,53	99,7
CL1-18	64,53	15,02	0,70	5,32	3,71	1,16	0,08	5,06	1,24	0,22	2,82	99,9
CL1-20	54,83	14,93	0,78	6,87	4,41	1,33	0,08	6,94	0,99	0,22	8,13	99,5
CL1-21	63,63	15,40	0,75	5,72	3,29	1,99	0,12	4,38	1,12	0,22	2,89	99,5
CL1-23	61,68	14,27	1,03	9,30	4,34	1,33	0,14	4,25	1,12	0,23	2,26	99,9
CL1-24	55,86	15,78	0,87	6,01	3,15	2,16	0,10	6,13	0,99	0,22	8,49	99,8
CL1-25	58,47	15,49	0,73	6,72	3,29	1,66	0,17	5,86	1,07	0,22	5,99	99,7

Tabla 20: Resultados de análisis de elementos mayores en muestras de calicata 1 (CL1).

MUESTRA	SiO2 (%)	Al2O3 (%)	TiO2 (%)	Fe2O3 (%)	CaO (%)	MgO (%)	MnO (%)	Na2O (%)	K2O (%)	P2O5 (%)	PPC (%)	SUMA (%)
DP-02 (barra litoral)	62,25	16,63	0,60	6,51	3,78	2,92	0,08	4,18	0,97	0,22	1,56	99,69
EP-05 (Fluvial; estero Pullally)	65,76	16,50	0,47	4,29	3,78	2,64	0,07	3,57	1,36	0,22	0,99	99,65
PP-01 (Litoral; playa 1)	58,90	16,25	0,83	8,58	4,06	3,18	0,11	4,31	0,89	0,22	2,28	99,62
PP-03 (Litoral; playa 2)	61,37	17,95	0,47	5,86	2,80	2,32	0,06	4,79	1,12	0,22	2,59	99,54
RP-01 (Estuario; delta de marea)	61,90	16,44	0,62	6,15	3,64	2,89	0,08	4,52	0,99	0,22	2,26	99,70

Tabla 21: Resultados de análisis de elementos mayores en muestras superficiales del estuario, obtenidas en distintos ambientes sedimentarios.