



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

**“RECONSTRUCCIÓN PALEOSISMOLÓGICA, A PARTIR DEL REGISTRO DE  
SEDIMENTOS MARINOS EN LA BAHÍA DE PISAGUA”**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEOLÓGO

TOMÁS RODRIGO DE LA FUENTE MARÍN

PROFESOR GUÍA:  
GABRIEL VARGAS EASTON

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
CRISTINA ORTEGA CAURAPAN  
SOFÍA REBOLLEDO LEMUS

**Este trabajo ha sido financiado por el proyecto FONDECYT 1161547**

SANTIAGO DE CHILE

2019

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA  
OPTAR AL GRADO DE GEÓLOGO  
POR: Tomás Rodrigo de la Fuente Marín  
FECHA: 06/12/2019  
PROFESOR GUÍA: Gabriel Vargas Easton**

**RECONSTRUCCIÓN PALEOSISMOLÓGICA, A PARTIR DEL REGISTRO DE SEDIMENTOS  
MARINOS EN LA BAHÍA DE PISAGUA**

La bahía de Pisagua es un reservorio único para la conformación de sedimentos laminados, esto producto de una alta tasa de sedimentación por estar próxima a centros de surgencia costera, las cuales cuentan con un bajo contenido de oxígeno, inhibiendo la actividad bentónica y consecuente bioturbación de las láminas sedimentarias. Además, el brazo sur de la bahía (Punta Píchaló) es una barrera natural frente a los vientos dominantes del suroeste. Estos factores permiten acumular y preservar sedimentos laminados.

En el sector norte de Chile ( $18^{\circ}$ - $23^{\circ}$ S), persiste un alto grado de acoplamiento sísmico y un consecuente déficit de deslizamiento entre las placas tectónicas. Esta situación se viene agudizando desde el terremoto de 1877 y si bien el último gran evento acontecido en 2014 de Mw 8,1, redujo parte del déficit, éste aún es alto. Por esta razón, el propósito de este trabajo es el estudio paleosismológico basado en el análisis de perturbaciones en la laminación de los sedimentos marinos de la bahía de Pisagua, para así determinar antiguos terremotos en el registro geológico.

Los estudios mineralógicos y granulométricos de los sedimentos superficiales de la bahía de Pisagua evidenciaron que esta recibe un aporte importante de sedimentos fluviales en el sector norte, provenientes de la quebrada de Tiliviche. Estas recargas de material pueden verse acrecentadas en periodos de alta precipitación pudiendo aumentar el rango de influencia de estos aportes. En la parte más profunda y protegida de la bahía se acumulan sedimentos enriquecidos en restos biogénicos, cuya variabilidad y alternancia con capas enriquecidas en material aluvial, eólico o fluvial, genera sedimentos laminados.

Se recuperaron 11 testigos en la bahía de Pisagua a los cuales se les efectuó una caracterización de tramos deformados y sin deformar, en base al análisis de tomografías. La correlación de estos tramos evidencia una gran continuidad a lo largo de la bahía (2,5 km) para varios de los segmentos deformados. En particular a partir del testigo PR1805 se estudió la granulometría y mineralogía de los sedimentos, haciendo énfasis en 10 tramos deformados identificados. Esto permitió interpretar dichos segmentos como deformaciones inducidas por actividad sísmica, correspondientes a slumps, slumps a cuasi turbiditas, calcos de carga y una subunidad de homogenita. En particular se sugiere que la unidad deformada I, ubicada a los 6,5 cm de profundidad corresponde al marcador paleosismológico asociado al terremoto de Iquique 1877, de Mw 8.6-8.8.

## AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradezco todo el apoyo incondicional que me proporciono mi familia, siempre preocupados de mi bien estar, entregándome un cariño inconmensurable, que me acompaño a lo largo de todo el proceso de la carrera. Además, debo destacar a mi yaya la señora Eva Schlesinger por sus incansables rezos para que pudiera salir airoso frente a todas las adversidades que afronte en la Universidad.

Agradecer a mi profe guía, Gabriel, por la oportunidad de desarrollar este trabajo, compuesto de un terreno sorprendente al norte de Chile, donde no solo conocí personas increíbles como al Jano, sino que además fue una experiencia sin comparación el realizar un terreno marítimo. A los integrantes de mi comisión: Cristina Ortega Y Sofía Rebolledo, por sus comentarios y correcciones que ayudaron a perfeccionar este trabajo.

A mis compañeros de generación los TOBALAVAS, son un grupo de personas increíbles, cariñosas y apañadores. Me llevo unos buenísimos recuerdos de todos los terrenos que compartimos juntos, así como todas las risas que compartimos, gracias por todos esos buenos momentos.

A la Zaida y Cristian Nievas, muchas gracias por todo la paciencia y dedicación que mostraron al encarar cada una de las preguntas, peticiones de ayuda y consejos que les solicite a lo largo de estos meses, sin su ayuda todo este trabajo no hubiera sido posible. A la Blanca un amor de persona siempre recibiendo a las personas en su oficina con una cálida sonrisa y abierta disposición a escuchar y resolver cada uno de los problemas que uno le presenta, muchas gracias por todo.

Agradecer al mejor grupo de personas que he tenido la dicha de conocer los MANTITOS, compuestos por unos amigos preocupados, cariñosos, atentos y apañadores, sin su ayuda y compañía esta experiencia llamada Universidad no hubiera sido lo mismo gracias Vitoco, Martin, Ignana, Mati, Vane, Libe, Angelic y Romy, por todos los buenos momentos que compartimos y que tengo estoy seguro de que seguiremos compartiendo en lo que nos resta de vida.

Finalmente agradecer al FONDECYT 1161547 “Assesing giant tsunamigenic earthquakes along the hyperarid Northern Chile seismic gap in the last milenia”, por financiar esta memoria y darme la oportunidad de conocer la belleza geográfica y gastronómica del norte de Chile.

A ti lector anónimo, gracias por leer mi memoria, espero que la disfrutes tanto como yo disfrute redactándola para ti.

## TABLA DE CONTENIDO

1 INTRODUCCIÓN .....	1
1.1 Formulación del estudio propuesto .....	1
1.2 Objetivos .....	3
1.2.1 Objetivo general .....	3
1.2.2 Objetivos específicos.....	3
1.3 Hipótesis de trabajo .....	3
1.4 Generalidades .....	4
1.4.1 Geomorfología y Sismotectónica Regional .....	4
1.4.1.1 Contexto Sismotectónico chileno .....	4
1.4.1.1.1 Principales características del terremoto de Pisagua, 2014 Mw 8.1 .....	8
1.4.1.1.2 Contexto geomorfológico del sector costero del Norte de Chile.....	11
1.4.2 Oceanografía y circulación atmosférica de gran escala.....	15
1.4.2.1 Contexto atmosférico.....	15
1.4.2.2 Contexto Oceanográfico.....	17
1.4.2.2.1 Sistema de la corriente de Humboldt .....	18
1.4.2.2.2 Surgencia y transporte de Ekman .....	19
1.4.2.2.3 Variaciones globales del nivel del mar.....	21
1.4.3 Geología y Geomorfología de la bahía de Pisagua .....	22
1.4.4 Estructuras sedimentarias.....	26
1.4.4.1 Estructuras de plegamiento de sedimento suave o Slumps .....	27
1.4.4.2 Estructuras sedimentarias por licuación y/o fluidización .....	28
1.4.4.3 Homogenitas .....	30
2 MATERIALES Y METODOS.....	32
2.1 Revisión de antecedentes.....	32
2.2 Terreno para recuperación de muestras de fondo marino .....	32
2.2.1 Toma de muestras mediante dragado .....	32
2.2.2 Toma de muestras mediante Rumohr.....	33
2.2.3 Recolección de datos batimétricos.....	34
2.3 Análisis estratigráfico testigos mediante Rayos-X.....	35
2.3.1 Estudio y submuestreo del testigo PR1805.....	36
2.4 Análisis sedimentológico mediante granulometría láser .....	37
2.5 Análisis mineralógico FTIR (Espectroscopia infrarroja por transformada de Fourier) .....	39
2.5.1 Preparación de Muestras .....	40

2.5.2	Análisis cualitativo y cuantitativo de datos de espectroscopia .....	41
2.5.2.1	Análisis cualitativo.....	41
2.5.2.2	Análisis cuantitativo .....	41
2.5.3	Validación mediante difracción de Rayos-X.....	42
2.5.3.1	Tratamiento y estudio de las muestras P5, P15, P22, P24.....	44
3	RESULTADOS.....	47
3.1	Facies superficiales de la bahía de Pisagua .....	47
3.1.1	Facies granulométricas .....	47
3.1.2	Facies mineralógicas.....	50
3.2	Testigos .....	54
3.2.1	Análisis y correlación de testigos por medio de imágenes de rayos X.....	54
3.2.2	Granulometría y Mineralogía del testigo PR1805 .....	58
3.2.2.1	Unidad deformada I .....	61
3.2.2.2	Unidad deformada II .....	62
3.2.2.3	Unidad deformada III .....	64
3.2.2.4	Unidad deformada IV.....	65
3.2.2.5	Unidad deformada V.....	66
3.2.2.6	Unidad deformada VI.....	67
3.2.2.7	Unidad deformada VII.....	68
3.2.2.8	Unidad deformada VIII.....	69
3.2.2.9	Unidad deformada IX.....	70
3.2.2.10	Unidad deformada X.....	71
4	DISCUSIÓN.....	74
4.1	Mecanismos u origen de las unidades deformadas.....	76
4.2	Slumps y slumps a cuasi turbiditas .....	77
4.3	Homogenita: unidad deformada I .....	78
4.4	Implicancias para el análisis paleosismológico .....	79
5	CONCLUSIONES .....	84
6	BIBLIOGRAFÍA .....	86
7	ANEXOS.....	100

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.- Marco tectónico de Chile. Se muestran las placas que interactúan con la Placa Sudamericana, indicando la dirección y velocidad de convergencia. Los colores indican la profundidad alcanzada por la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana. En rectángulo negro se enmarca la zona de subducción tipo sub-horizontal o flat-slab. (Izq.) Los puntos de color blanco son sismos que permiten determinar la profundidad y geometría de la zona de subducción (Modificado del Centro Sismológico Nacional; sismicidad y terremotos en Chile). ....	5
Figura 2.- Perfil ilustrativo de una subducción normal tipo chilena (Tomado del Centro Sismológico Nacional; sismicidad y terremotos en Chile) .....	6
Figura 3.- Derecha: contexto geodinámico regional del antearco del norte de Chile que muestra las principales unidades morfoestructurales: A: Franja Costera y Cordillera de la Costa indicando fallas que muestran evidencia de actividad reciente (Armijo y Thiele, 1990; Delouis et al., 1998; Marquardt et al., 2002), B: Depresión Central, C: Cuencas Pre-cordilleranas y D: Cordillera Principal que muestra volcanes cuaternarios. La placa de Nazca se mueve hacia la fosa con una velocidad media de alrededor de $67 \text{ mm a}^{-1}$ en una dirección $\text{N}77^{\circ}\text{E}$ (Schurr et al., 2014). Izquierda: eventos sísmicos históricos de magnitud $M>7$ a lo largo de la costa del norte de Chile, que indica las longitudes de ruptura inferidas (modificadas de Comte y Pardo, 1991; Delouis et al., 1997; Comte et al., 2002; Pritchard et al., 2002; Marquardt, 2005). .....	7
Figura 4.- Terremotos históricos y registrados instrumentalmente en el norte de Chile y sur del Perú. Instrumentos IPOC utilizados se muestran en azul (BB: broadband, SM: strong motion). A la izquierda se indican los largos de ruptura vs tiempo en donde las líneas grises indican sismos de $M>7$ y las líneas rojas eventos $M_w>8$ ; al centro se muestra la distribución de deslizamiento asociada al terremoto de Pisagua (2014) y su réplica más importante; a la derecha el déficit de momento sísmico por km a lo largo de la costa, el momento total acumulado desde 1877 se indica en rojo y el momento remanente habiéndole restado todos los sismos magnitud $M_w>7$ en línea punteada (Tomado de Schurr et al., 2014).....	9
Figura 5.- Mapa de acoplamiento intersísmico geodésico y precursores. Se indican las nucleaciones de los precursores de Julio-Agosto 2013, Enero y Marzo 2014. La zona de bajo acoplamiento sísmico está enmarcada con un rectángulo azul (Tomado de Schurr et al., 2014). .....	10
Figura 6.- a) Unidades morfoestructurales de los Andes Centrales ( $15\text{-}34^{\circ}\text{S}$ ). Las líneas negras segmentadas indican las iso-curvas de profundidad de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana a 100, 150 y 200 km (Cahill and Isacks, 1992). La línea blanca segmentada indica el eje de simetría del Oroclino de Vallenar (Arriagada et al., 2009). Línea naranja segmentada indica la fosa Chileno-Peruana. Rectángulo rojo encierra la zona de estudio. CC: Cordillera de la Costa; CD: Depresión Central; DR: Cordillera de Domeyko; SD: Depresión Subandina; AP: Altiplano-Puna (incluye las cordilleras Oriental y Occidental), SB: Cordillera Subandina; SS: Sistema Santa Bárbara; FC: Cordillera Frontal, Pc: Precordillera; SP: Sierras Pampeanas; PC: Cordillera Principal (Tomado de Rodríguez et al., 2014). b) Corresponde a un acercamiento al área de estudio donde destacan las principales estructuras (Escarpe Pisagua y Tiliviche), así como la ubicación del Antilado Costero y Cordillera de la Costa (Tomado de García-Perez et al., 2018). c) Perfil ilustrativo de las principales morfologías de la región (Tomado de Mather et al., 2014). .....	13
Figura 7.- Imagen ilustrativa de las principales redes de drenaje del norte de Chile. Se aprecia la transición del sistema de drenaje exorreico ( $18^{\circ}35'\text{S}$ ) a uno endorreico ( $19^{\circ}35'\text{S}$ ) (Tomado de Coudurier-Curveur et al., 2015). .....	14

Figura 8.- Corrientes superficiales de los océanos. Se distingue la influencia de los vientos alisios y aquellos del oeste en la circulación de las corrientes en el ecuador y latitudes medias (Tomado de Chester, 1990).	15
Figura 9.- Circulación atmosférica global (modificado de Murck et al., 1996; tomado de Ortega, 2014).	16
Figura 10.- Influencia estacional del Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental (A). Promedio de los vectores de vientos superficiales entre los años 2000 y 2004 (QSCAT) sobre el Océano Pacífico suroriental durante el verano e invierno austral. Se observa la posición más al norte del núcleo del anticiclón, así como la mayor intensidad del flujo de viento costero en la costa semiárida (30°S), durante el invierno austral. Área de estudio se indica con un rectángulo rojo (Tomado de Flores-Aqueveque et al, 2014).	17
Figura 11.- Principales componentes del sistema de la corriente de Humboldt de acuerdo con Strub et al. (1998). A la izquierda se aprecian las diferencias en el verano e invierno australes, por efectos del desplazamiento del APSO y a la derecha se muestra imagen correspondiente al Norte de Chile donde se destaca la zona de estudio correspondiente a la Bahía de Pisagua. WWD: Deriva de vientos del oeste; PCCC: Contracorriente de Perú-Chile; PUC: Corriente submarina del Perú; PCC: Corriente de Perú-Chile; CCC: Corriente costera de Chile; CHC: Corriente Cabo de hornos; EUC: Corriente submarina del Ecuador (Tomado de Strub et al. 1998).	19
Figura 12.- Centros de surgencia costera intensa en parte de la costa subtropical de Chile. Promedio de vientos a 10 m de altura derivados de QSCAT durante Noviembre y Diciembre entre 1999 y 2008. a) promedio para la mañana (AM) b) promedio para la tarde (PM). Se observa la mayor intensidad del flujo de viento costero durante la tarde (Tomado de Ranh et al., 2011).	20
Figura 13.- Esquema del transporte y espiral de Ekman en la costa subtropical de Chile (Tomado de Ortega, 2014).	21
Figura 14.- Niveles relativos del nivel del mar en el último ciclo glacial según datos obtenidos en localidades australianas (Tomado de Lambeck et al., 2002).	22
Figura 15.- Ubicación de la bahía de Pisagua, la cual esta confinada por dos cabos Punta Pisagua al Norte y Punta Pichalo de mayor envergadura hacia el Sur. Las morfologías de carácter regional son el Acantilado Costero (naranja) y la Cordillera de la Costa (celeste). Imagen satelital Landsat.	23
Figura 16.- Mapa morfotectónico desde la bahía de Pisagua hasta la cordillera de la Costa. Enmarca las principales unidades geológicas y morfológicas del sector. Hacia la Costa se destacan los depósitos cuaternarios asociados a terrazas marinas en la cara sur de Punta Pichalo, además de depósitos de abanicos aluviales, por su parte hacia el Oriente se destacan el intrusivo Pisagua y la Formación oficina Viz que conforman la Cordillera de la Costa. Las morfologías destacadas en este mapa son los pedimentos S2, S3, S4 pertenecientes a las Gravas de alto Hospicio y que se encuentran delimitadas por el Acantilado costero y los escarpes Pisagua y Tiliviche (Tomado de Valenzuela, 2015).	24
Figura 17.- Esquema morfotectónico de la evolución del margen oeste de los Andes Centrales durante los últimos 10 Ma (esquema superior). Se muestra la topografía actual, la geología y el Pediplano de Atacama y una propuesta de reconstrucción topográfica hace 10 Ma (esquema inferior). Notar que el Pediplano de Atacama representa una superficie continua (en equilibrio) que conecta el frente cordillerano y el nivel del mar (Tomado de Coudurier et al., 2015).	25
Figura 18.- Imagen esquemática que ilustra un típico sistema de pliegues y fallas relacionado con los slumps sobre imponiéndose a los lechos horizontales pre-slumps sin deformar. La masa deformada se traslada cuesta abajo a lo largo de un desprendimiento basal y está marcada por	

la extensión en la cabeza (superior) del slump y la contracción asociada con pliegues y empujes en el sector frontal del plegamiento. Los pliegues se aprietan progresivamente al aumentar la deformación en el sistema de slump, mientras que sus planos axiales y las direcciones de orientación asociadas rotan y se aplanan secuencialmente, lo que finalmente resulta en pliegues curvilíneos reclinados (Tomado de Alsop et al., 2012).....	27
Figura 19.- Imagen ilustrativa de las variaciones en las estructuras de plegamiento de sedimento suave (slumps), conforme aumenta la intensidad de la deformación. A) Slump de baja deformación, con pliegues simétricos de forma ondulada y sin fallamiento; B) Slump de deformación intermedia, con pliegues con forma de ola o recumbente, en esta etapa los slumps exhiben cabalgamiento entre las capas y fallamiento, como síntoma del aumento en la deformación; C) Slump a cuasi turbidita, etapa de deformación intensa donde se percibe una deformación turbulenta, de capas mezcladas y brechizadas/fragmentadas (Tomada de Heifetz et al., 2005).....	28
Figura 20.- Bosquejo de los principales tipos de estructuras de deformación de sedimentos blandos por efectos de la licuefacción y/o fluidización. A la izquierda está la columna sedimentaria inicial. A la derecha están las características de licuefacción y/o fluidización percibidas por las distintas capas de sedimento después del evento sísmico. A) Representa las estructuras de escape de fluidos, puntualmente las estructuras de pilas. B) Ilustra las estructuras de sobre carga la figura superior simboliza la deformación frente un caso de gradiente de densidades invertido y la figura inferior uno asociado a una carga desigual (Tomado de Moretti, 1999).....	30
Figura 21.- Recopilación de imágenes de las tareas efectuadas en terreno A) Draga, B) Muestras de dragado, C) Rumohr, D) Testigo PR1810 de 15 cm y E) Testigo PR1809 de 60 cm. ....	34
Figura 22.- Mapa de ubicación de las muestras. Los triángulos rojos simbolizan las muestras de draga, en puntos negros los testigos de Rumohr y en puntos amarillos los datos batimétricos en donde al igual que en la draga se observa la malla de muestreo. ....	35
Figura 23.- Imagen que muestra a la derecha la mitad del testigo PR1805 que se estudió y a la izquierda el bosquejo a escala, donde se destacan las láminas y estructuras presentes en el testigo PR1805, así como los límites de cada una de las 251 muestras obtenidas mediante puntos, ubicados en el centro del bosquejo. ....	37
Figura 24.- Granulómetro Malvern™ Mastersizer 2000. ....	38
Figura 25.- Esquema representativo del funcionamiento de un espectrómetro infrarrojo por transformada de Fourier. ....	39
Figura 26.- Imagen ilustrativa de la ubicación de las 25 muestras de sedimentos superficiales señaladas con cruces. Se destacan las muestras empleadas en la difracción de rayos x. P12 (Cruz amarilla), P22 (Cruz violeta), P24 (Cruz Roja) y P5 (Cruz verde). ....	43
Figura 27.- Imagen ilustrativa del procedimiento de difracción de rayos-x, explicada por la ley de Bragg. $\lambda$ : Longitud del rayo incidente; $\theta$ : ángulo de entrada y salida de los rayos; d: distancia entre los planos paralelos de la estructura cristalina. ....	44
Figura 28.- Equipo Bruker D8 Advance, empleado para la determinación cualitativa de los minerales presentes en las muestras P5, P15, P22, P24. ....	45
Figura 29.- Espectro de difracción de la muestra P24 (Curva en negro), los distintos colores representan cada uno de los minerales presentes en la muestra. En la imagen se aprecia el cómo cada uno de los principales máximos de la muestra P24, está acompañado de un máximo mineralógico. ....	46
Figura 30.- Imagen superior corresponde a la distribución espacial del tamaño medio de grano ( $\mu\text{m}$ ), en los sedimentos superficiales de la bahía de Pisagua. 18-63 $\mu\text{m}$ : Limo; 63-125 $\mu\text{m}$ :	

arena muy fina; 125-250 $\mu\text{m}$ : arena fina; 250-313 $\mu\text{m}$ : arena media. Las cruces negras marcan la ubicación de las muestras empleadas para el desarrollo del mapa de interpolación. Sección inferior corresponde a los perfiles O-E (izquierda) y N-S (derecha), del tamaño promedio del grano [ $\mu\text{m}$ ], con relación a la profundidad de la bahía.....	48
Figura 31.- Imagen superior corresponde a la distribución espacial de la clasificación del sedimento, expresado en función de la desviación estándar de la distribución granulométrica. Las cruces negras marcan la ubicación de las muestras empleadas para el desarrollo del mapa de interpolación. Sección inferior corresponde a los perfiles O-E (izquierda) y N-S (derecha), de la desviación estándar de la granulometría del sedimento, con relación a la profundidad de la bahía. ....	49
Figura 32.- Imagen superior corresponde a la distribución espacial del contenido de minerales litogénicos (albita, ortoclasa y cuarzo) presentes en los sedimentos superficiales de la bahía de Pisagua. Las cruces negras marcan la ubicación de las muestras empleadas para el desarrollo del mapa de interpolación. Sección inferior corresponde a los perfiles O-E (izquierda) y N-S (derecha) del contenido de minerales litogénicos (cuarzo, albita y ortoclasa), con relación a la profundidad de la bahía.....	52
Figura 33.- Imagen superior corresponde a la distribución espacial del contenido de carbonatos (calcita y aragonito) presentes en los sedimentos superficiales de la bahía de Pisagua. Las cruces negras marcan la ubicación de las muestras empleadas para el desarrollo del mapa de interpolación. Sección inferior corresponde a los perfiles O-E (izquierda) y N-S (derecha) del contenido de carbonatos (calcita y aragonito), con relación a la profundidad de la bahía.....	53
Figura 34.- Mapa de la bahía de Pisagua en el cual se destacan con cruces de distintos colores la ubicación de 10 de los 11 testigos y con un asterisco amarillo se muestra la ubicación del testigo PR1805.....	54
Figura 35.- Mapeo y caracterización realizada a los 11 testigos provenientes de la bahía de Pisagua, ordenados de izquierda a derecha según su distancia a la costa. En la imagen se tiene el mapeo efectuado a los testigos a partir del contraste entre densidades de las imágenes de rayos x de cada uno de los 11 testigos, acompañadas a su derecha de una caracterización que delimita segmentos deformados (verde), sin deformar (azul) y tramos con perturbación al momento de muestreo con una cruz negra (PG1801). ....	55
Figura 36.- Imagen de rayos x de los 11 testigos recuperados de la bahía de Pisagua, ordenados de izquierda a derecha según su distancia a la costa. Al lado derecho de cada uno de los testigos se exhibe la caracterización realizada la cual simboliza en verde: tramos deformados; azul: laminación sin deformar; cruces negras: secciones con perturbación de muestreo. En líneas rojas esta detallada la correlación generada.....	57
Figura 37.- Esta figura está compuesta de izquierda a derecha por: imagen de rayos x del testigo PR1805; caracterización de unidades del testigo en la cual los rectángulos azules representan segmentos sin deformación y rectángulos verdes los tramos deformados, con el número de la unidad; bosquejo trazado al momento de la apertura del testigo; perfiles granulométricos compuestos por tamaño medio de grano ( $\mu\text{m}$ ), 10% de grano más fino $d(0,1)$ y grueso $d(0,9)$ , selección, curtosis, simetría y distribución granulométrica del sedimento; perfiles resultantes del FTIR en donde la línea azul representa el contenido de minerales félsicos (cuarzo, ortoclasa y albita) y la línea roja el contenido de minerales máficos (hematita). Polígonos en negro encierran los tramos del testigo deformados englobando además los perfiles granulométricos y mineralógicos. La línea segmentada ubicada a los 41 cm simboliza la separación de la sección superior de alta variabilidad granulométrica y la inferior de granulometría más uniforme. ....	60

Figura 38.- Imagen de la unidad deformada I, presente entre los 6,6 y 23,5 cm. A) Muestra los perfiles granulométricos para la sección deformada donde se aprecian con claridad los dos máximos locales de tamaño del grano en el tramo medio y basal, así como la gradación normal persistente a lo largo de toda la unidad. En el extremo derecho se observa el perfil mineralógico en donde se puede notar el gradiente normal que presentan los minerales félsicos a lo largo de toda la unidad. B) Muestra tres acercamientos en donde se destacan las láminas presentes en color blanco. Rectángulo celeste: tramo superior donde se aprecia un sedimento con alto nivel de mezcla y textura homogénea, con escasos lentes delineados en amarillo. Rectángulo Rojo: zona media, en color rojo se enmarca la base erosiva que separa la subunidad inferior y superior y la cual está asociada al máximo local granulométrico y mineralógico ubicado a los 16 cm. Rectángulo amarillo: correspondiente a la zona inferior se aprecian las láminas plegadas, pero con una menor deformación en contraste con la sección centro-superior. Estas imágenes corresponden a diferentes niveles de profundidad en la tomografía, con distintos niveles de contraste para resaltar de mejor manera las estructuras deseadas. .... 62

Figura 39.- Imagen de la unidad deformada II, presente entre los 25 y 29,8 cm. A) Muestra los perfiles granulométricos para la sección deformada en donde se destaca la gradación inversa de esta sección; consecuentemente los tamaños de grano más altos están ubicados en la sección superior de la misma, así como el mayor contenido de material de grano arena media-gruesa a muy gruesa. El perfil mineralógico ubicado en el extremo derecho muestra un comportamiento similar para los minerales máficos y la granulometría, exhibiendo valores más altos en el segmento superior de la unidad, mientras que los minerales félsicos presentan una gradación normal. B) Muestra dos acercamientos a la zona destacada en la imagen de la izquierda mediante un rectángulo rojo, haciendo énfasis en la zona deformada. Estas imágenes muestran el plegamiento y fragmentación a brechización percibido en las láminas, así como la base erosiva apreciable en los acercamientos superiores, las estructuras mencionadas se destacan en los acercamientos de la derecha. Estas últimas imágenes corresponden a diferentes niveles de profundidad en la tomografía, con distintos niveles de contraste para resaltar de mejor manera las estructuras deseadas. .... 63

Figura 40.- Imagen de la unidad deformada III, presente entre los 31 y 38 cm. A) Muestra los perfiles granulométricos para el segmento deformado donde se percibe un patrón acerrado de tamaños promedios de grano entre los 19 a 32  $\mu\text{m}$ , patrón que también es apreciable en el contenido de material tamaño arena media el cual coincide con los máximos en el tamaño del grano. B) Muestra un acercamiento a la zona de deformación resaltada con un rectángulo en rojo en la imagen de la izquierda. En el acercamiento de la izquierda se muestra el plegamiento presente en las láminas, así como el contacto erosivo hacia el techo, además del potencial cabalgamiento en la sección media y calco de carga en la base. Estas estructuras son destacadas en la imagen de la derecha con colores blanco, rojo, amarillo y celeste, respectivamente. .... 64

Figura 41.- Imagen de la unidad deformada IV, presente entre los 42,6 y 47,8 cm. A) Muestra los perfiles granulométricos para la unidad donde se perciben valores máximos en la sección media de hasta 38  $\mu\text{m}$ , y para el tramo basal y superior se tienen tamaños mínimos de 30 y 20  $\mu\text{m}$ , respectivamente. Esta diferencia en los tamaños de grano se produce por un mayor contenido de material arena media-fina a muy fina en la sección basal y en especial en el tramo medio. B) Muestra un acercamiento a la zona de deformación resaltada con un rectángulo en rojo en la imagen de la izquierda. En el acercamiento se muestra a la izquierda el plegamiento presente en esta unidad, el cual se destaca para mejor visualización en el acercamiento de la derecha. .... 65

Figura 42.- Imagen de la unidad deformada V, presente entre los 50 y 56,2 cm. A) Muestra los perfiles granulométricos para el segmento deformado donde se destaca un máximo en el

tamaño medio del grano de 81  $\mu\text{m}$  a los 54 cm, punto que además cuenta con un alto contenido de material tamaño arena media-fina a muy fina. B) Muestra dos acercamientos de la zona de deformación enmarcada con un rectángulo rojo en la imagen de la izquierda. Los acercamientos de la izquierda dejan en evidencia un alto nivel de deformación y mezcla turbulenta, hechos que son marcados en las imágenes de la derecha, marcando en blanco láminas deformadas a fragmentadas/brechizadas y en naranja el contacto erosivo de la base. Estas imágenes corresponden a diferentes niveles de profundidad en la tomografía, con distintos niveles de contraste para resaltar de mejor manera las estructuras deseadas. .... 66

Figura 43.- Imagen de la unidad deformada VI, presente entre los 59,4 y 69,8 cm. A) Muestra los perfiles granulométricos para el segmento deformado en donde se destaca un máximo local para el tamaño medio del grano de 45  $\mu\text{m}$  a los 66,5 cm, asociado a un incremento en el contenido de material tamaño arena media-fina a muy fina. B) Muestra dos acercamientos a la zona deformada, enmarcada con un rectángulo rojo en la imagen de la izquierda. Los acercamientos de la izquierda permiten apreciar los pliegues presentes en las distintas laminas ubicadas en esta unidad, dichas estructuras son destacadas para un mejor reconocimiento en los acercamientos de la derecha. Estas imágenes corresponden a diferentes niveles de profundidad en la tomografía, con distintos niveles de contraste para resaltar de mejor manera las estructuras deseadas..... 67

Figura 44.- Imagen de la unidad deformada VII, presente entre los 6,6 y 23,5 cm. A) Muestra los perfiles granulométricos para el tramo deformado, evidenciando la gradación normal predominante y donde se destaca un máximo local en el tamaño del grano a los 80,5 cm, con un valor de 38  $\mu\text{m}$ . B) Muestra dos acercamientos a la zona de deformada enmarcada con un rectángulo rojo en la imagen de la izquierda. En los acercamientos de la izquierda se pueden percibir el plegamiento al cual fueron sometidas las láminas en la unidad y los cuales son destacados con líneas blancas en los acercamientos de la derecha para una mejor visualización. Estas imágenes corresponden a diferentes niveles de profundidad en la tomografía, con distintos niveles de contraste para resaltar de mejor manera las estructuras deseadas. .... 69

Figura 45.- Imagen de la unidad deformada VIII, presente entre los 86,8 y 92,6 cm. A) Muestra los perfiles granulométricos para la sección deformada en donde se tiene un máximo en la base a los 92 cm, con un valor de 40  $\mu\text{m}$ , provisto por un mayor contenido de material tipo arena media-gruesa a muy gruesa en contraste con el resto de esta sección. B) Muestra dos acercamientos de la zona deformada enmarcada con un rectángulo rojo en la imagen de la izquierda. En los acercamientos de la izquierda se pueden percibir láminas plegadas en la unidad y las cuales son destacados con líneas blancas en los acercamientos de la derecha para una mejor visualización. Estas imágenes corresponden a diferentes niveles de profundidad en la tomografía, con distintos niveles de contraste para resaltar de mejor manera las estructuras deseadas. .... 70

Figura 46.- Imagen de la unidad deformada IX, presente entre los 6,6 y 23,5 cm. A) Muestra los perfiles granulométricos para la unidad en donde se destaca el gradiente dual de esta pasando de uno tipo normal en la base hasta los 103,6, llegando a valores mínimos y máximos de 14 y 25  $\mu\text{m}$ , para luego pasar a un gradiente inverso hacia el techo llegando a un tamaño promedio de grano de valor 31  $\mu\text{m}$ . B) Muestra un acercamiento de la zona de deformación enmarcada con un rectángulo rojo en la imagen de la izquierda. En el acercamiento de la izquierda se pueden percibir el plegamiento al cual fueron sometidas las láminas en la unidad y los cuales son destacados con líneas blancas en el acercamiento de la derecha para una mejor visualización ..... 71

Figura 47.- Imagen de la unidad deformada X, presente entre los 107 y 112,5 cm. A) Muestra los perfiles granulométricos para la sección deformada en donde se aprecia con claridad el

gradiente inverso de esta unidad pasando de un grano basal de 14  $\mu\text{m}$  llegando a un valor de hasta 33  $\mu\text{m}$  hacia el techo. B) Muestra dos acercamientos a la zona de deformada delimitada con un rectángulo rojo; en estas imágenes es posible apreciar láminas plegadas lo que es destacado con líneas blancas en las imágenes de la derecha. Estas imágenes corresponden a diferentes secciones de profundidad en la tomografía, con distintos niveles de contraste para resaltar de mejor manera las estructuras deseadas. .... 72

Figura 48.- Imagen correspondiente a la caracterización de las unidades deformadas en detalle, segmentando el testigo en dos tramos para facilitar su lectura. De izquierda a derecha se muestra: en escala de grises se presenta la imagen de rayos X del testigo PR1805, luego se tiene la caracterización inicial en donde el color azul simboliza tramos sin deformación y en colores verdes zonas deformadas con su respectiva numeración en números romanos, a la derecha de esta caracterización se cuenta con una de más detalle en donde se interpreta como: H: homogenita; ST:slump a cuasi turbidita; S: slump; La: laminado. En el extremo derecho está el bosquejo realizado en las micas al momento de la apertura del testigo..... 73

Figura 49.- Mapa de los distintos grados de pendientes presentes en el fondo oceánico de la bahía de Pisagua. En verde están las zonas planas o de muy baja pendiente ( $0-1^\circ$ ), en tonos amarillos los sectores de pendientes bajas a moderadas ( $1-15^\circ$ ) y en rojo a blanco las altas pendientes ( $15-61^\circ$ ). Los círculos negros simbolizan la ubicación de 10 de los 11 testigos recuperados y el círculo rojo corresponde al testigo PR1805. .... 75

Figura 50.- Imagen de la izquierda corresponde a los horizontes A, B, C, D y E de la serie de Bouma (1962), para depósitos de turbiditas. Imagen de la derecha destaca en líneas discontinuas, una quebrada presente en la bahía de Pisagua, la cual evidencia la susceptibilidad que esta presenta frente a potenciales aluviones..... 76

Figura 51.- Imágenes de rayos-x, de los primeros 10 cm de 7 de los 11 testigos recuperados en la bahía de Pisagua, en donde se destaca con líneas blancas la perturbación en la laminación presente en el techo de los testigos y la cual se especula que podría corresponder al sismo de Pisagua, 2014..... 80

Figura 52.- Imagen que muestra la evolución de la deformación de los sedimentos laminados sujeta a la continuidad de un evento sísmico, resultando finalmente en un techo brechizado y una sección basal de menor deformación donde las láminas están simplemente plegadas. El esfuerzo de corte a lo largo de la duración del terremoto se representa debajo de la imagen:  $\sigma_n$ , estrés vertical;  $\tau_h$ , cizalle tangencial;  $\gamma$ , esfuerzo cortante..... 81

Figura 53.- Sección izquierda esta compuesta por la imagen de rayos-x del testigo PR1805, luego se tiene la caracterización donde el color azul simboliza tramos sin deformación y en colores verdes zonas deformadas con su respectiva numeración en números romanos, siguiente se presentan los parámetros de intensidad de la deformación y espesor de las unidades deformadas, empleadas para la estimación de magnitudes especulativas y finalmente se tienen edades especulativas para las primeras 5 unidades deformadas, así como para la base del testigo. Sección derecha A) magnitudes especulativas en el caso que no esté registrado el sismo de Pisagua, 2014; B) magnitudes especulativas en el caso que si este registrado el sismo de Pisagua, 2014. .... 83

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.- Tabla de resultados del análisis de difracción de rayos x realizado a las muestras P5, P15, P22, P24. .... 50

# 1 INTRODUCCIÓN

## 1.1 Formulación del estudio propuesto

El límite de placas del sector occidental de América del Sur está caracterizado por eventos de gran magnitud sísmica y con intervalos de baja recurrencia (Hoffman et al., 2018); esto asociado a un activo margen continental relacionado a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. La interacción de estas placas moldea la geometría del margen continental, así como la deposición de las principales unidades del registro geológico marino (Vargas et al., 2005).

La mayor parte del límite oeste de la placa Sudamericana presente en las costas chilenas sufrió una ruptura dentro del último siglo, generando grandes terremotos de subducción como el de Valdivia en 1960 de Mw 9.5 (Kanamori, 1977) o bien el sismo del 2010 en el Maule de Mw 8.8 (Moreno et al., 2010). Por su parte el segmento en el cual se encuentra localizada la zona de estudio correspondiente a la bahía de Pisagua, sufrió un último gran evento tectónico en Iquique, 1877 de 8.6-8.8 Mw (Comte y Pardo, 1991), motivo por el cual se le considera a este sector como una laguna sísmica en el norte de Chile, comprendida entre los 18° y 23° S.

Comte y Pardo (1991) estiman un periodo de recurrencia para grandes eventos tectónicos en la zona (18°-23°S) de  $111 \pm 33$  años considerando los últimos 500 años de registro sísmico, pero focalizado sobre todo en los últimos dos siglos (Ruiz y Madariaga, 2018). Tomando en consideración lo anterior y el hecho de que los dos terremotos generados en los límites de esta laguna sísmica, en el extremo sur en 1995 el sismo de Mw 8.1 en Antofagasta (Ruegg et al., 1996), y hacia el Norte en 2001 el terremoto en Arequipa de Mw 8.3 (Ruegg et al., 1996), permiten catalogar a la laguna sísmica presente en esta área como la brecha más madura a lo largo del margen de la placa Sudamericana en el norte de Chile (Hoffman et al., 2018).

Pese a la recurrencia de varios pequeños eventos en el área dentro de la última década (Comte y Pardo, 1991; Engdahl y Villasenor, 2002), como aquel ocurrido en 2007 en Tocopilla de Mw 7.8 (Motagh et al., 2010), y el último gran evento en 2014 en Iquique-Pisagua de Mw 8.1 (Schurr et al., 2014), el déficit de deslizamiento se mantiene casi inalterado y reportes recientes de estudios geodésicos muestran una alta tasa de acoplamiento de placas (Li et al., 2015; Métois et al., 2013; Schurr et al., 2014).

Se estima que la liberación de la energía acumulada en el área de la brecha sísmica puede producir un sismo de hasta Mw 9 (Kelleher, 1972). Frente a este escenario y a una creciente población, es imperante formular medidas de contingencia ante un terremoto de grandes dimensiones, pero este hecho afronta una gran complejidad referida a la incertidumbre del momento en el cual se desencadenará dicho evento, así como su impacto esperado.

La estimación del periodo de recurrencia de los grandes sismos (>Mw 7) es provista en parte, por el estudio del intervalo de tiempo transcurrido entre los eventos

pasados. Este es un factor limitante para la determinación de una periodicidad en el norte de Chile, dado que el registro histórico de eventos sísmicos en el Desierto de Atacama es bastante reciente, debido a que, entre los 19°S y 24°S los habitantes en el área eran escasos y no se cuentan con reportes escritos previos al siglo 18.

La técnica más empleada en paleosismología es la realización de trincheras de falla (McCalpin, 2009). Esta herramienta proporciona información espacialmente precisa sobre la evidencia de ruptura en superficie en un punto específico de la falla. Sin embargo, los errores en las edades de los eventos son a menudo relativamente grandes debido a las dificultades para entender la relación entre las muestras datadas y sus respectivos depósitos, además de la incertidumbre asociada a las metodologías de las distintas técnicas de datación (Avsar et al., 2014). Además, esta técnica no es aplicable a fallas ciegas que consecuentemente no alcancen la superficie del terreno, aunque muchos de los grandes terremotos son causados por este tipo de falla (Caputo y Helly, 2008).

Frente a escenarios de grandes eventos tectónicos la paleosismología subacuática emerge como una alternativa importante a considerar. Esta técnica emplea marcadores sedimentarios causados por los terremotos pasados. Sismos en cuencas marinas o lacustres pueden ocasionar deslizamientos subacuáticos, turbiditas, slumps, deformación de sedimentos blandos y licuación o expulsión de fluidos, los cuales pueden incorporarse o bien emplearse como marcadores de eventos tectónicos en el registro sedimentario (De Batist et al., 2017). Además la paleosismología ofrece ventajas como: i) dados los efectos de un terremoto aún a largas distancias se pueden registrar marcadores de dicho evento, ii) los marcadores sísmicos presentes en las secuencias marinas o lacustres son más continuos y completos que aquellos presentes en secuencias terrestres y iii) las edades de los marcadores telúricos pueden en ocasiones ser determinadas con una mayor precisión (por ejemplo, en secuencias de laminaciones anuales la precisión puede ser de unos pocos años; De Batist et al., 2017).

Este es un trabajo inédito en el sector, realizado en el marco del proyecto FONDECYT 1161547 "Assesing giant tsunamigenic earthquakes along the hyperarid Northern Chile seismic gap in the last milenia". Este estudio consiste en el análisis de la laminación de sedimentos marinos por medio de imágenes de rayos x de alta resolución, así como de estudios granulométricos y mineralógicos. Las laminaciones en sedimentos marinos constituyen un registro geológico poco común cuya formación y preservación está condicionada a la ocurrencia de tres condiciones específicas: (i) variaciones en la actividad biológica/química que resulten en cambios en la composición del sedimento, (ii) suficiente tasa de sedimentación para permitir la formación de capas apreciables, y (iii) condiciones ambientales que inhiban la alteración de estas capas por actividad bentónica, usualmente debida a condiciones de bajo contenido de oxígeno (Kemp 1996, 2003). Un ejemplo en el norte de Chile corresponde a los sedimentos laminados de la bahía de Mejillones (Ortlieb et al., 2000; Vargas et al., 2004).

La zona de estudio correspondiente a la bahía de Pisagua, en específico el brazo sur de esta correspondiente a Punta Píchalo es una barrera natural respecto de los dominantes vientos del suroeste, esto favorece la sedimentación pelágica de restos

biogénicos y materia orgánica, así como la conformación de láminas sedimentarias. La preservación de estas laminas se ve favorecida por el hecho de encontrarse en la zona de mínimo oxígeno (ZMO) definida para el norte de Chile entre los 50-300 m de profundidad (Brandhorst, 1971; Morales et al., 1996). En vista de lo anterior la reconstrucción paleoceanográfica de alta resolución a partir de secuencias sedimentarias en la bahía de Pisagua se presenta como una buena opción para la determinación de grandes eventos sísmicos a través de la datación y reconocimiento de características sedimentológicas y estructurales anómalas, como bien pueden ser discontinuidades o depósitos tipo slump, como es el caso afín de la Bahía de Mejillones en el trabajo de Vargas et al. (2005).

## 1.2 Objetivos

### 1.2.1 Objetivo general

Determinar eventos tectónicos de gran magnitud a partir del estudio de sedimentos laminados de la bahía de Pisagua.

### 1.2.2 Objetivos específicos

- Determinar la distribución espacial de sedimentos en la bahía de Pisagua.
- Determinar la estratigrafía de unidades laminadas y unidades deformadas asociadas a episodios catastróficos en la bahía de Pisagua.
- Determinar unidades asociadas a episodios tectónicos.

## 1.3 Hipótesis de trabajo

Grandes eventos tectónicos (por ejemplo, el terremoto en Iquique 1877 de Mw 8.6-8.8) ocasionan desestabilidad en las laminaciones de los sedimentos marinos, generando marcadores sedimentarios. En zonas que exhiban una alta tasa de sedimentación, acompañada de una alta formación y preservación de láminas sedimentarias, el estudio estratigráfico de estos depósitos permitiría una reconstrucción paleosismológica de la región.

## 1.4 Generalidades

### 1.4.1 Geomorfología y Sismotectónica Regional

#### 1.4.1.1 Contexto Sismotectónico chileno

El extremo occidental de América del Sur, en especial a lo largo del margen chileno, es considerado como una de las áreas de mayor actividad sísmica en el mundo. Esta alta actividad tectónica se debe a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. La placa de Nazca se desplaza en la zona central de Chile, en dirección N78°E (De Mets et al., 1994) con una velocidad promedio de convergencia que varía a lo largo del margen de subducción entre 56 mm/año y 68 mm/año (Vigny et al., 2009; Schurr et al., 2014; Figura 1).

La subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana no es homogénea a lo largo de las costas de Chile, esto queda reflejado en diferentes estudios que indican que el ángulo de subducción de la placa de Nazca varía a lo largo del margen chileno (Cahill & Isacks, 1992; Jordan et al., 1983). Estas variaciones en el ángulo de subducción se pueden agrupar en tres diferentes segmentos: desde los 18°S hasta los 26°S, la placa de Nazca subduce bajo la Sudamericana con un ángulo entre 25° y 30°, denominada subducción normal (subducción tipo “chilena”). En el segundo segmento, ubicado entre los 26° y 33°S, se observa la denominada subducción sub-horizontal o “flat-slab”, donde el ángulo de subducción es aproximadamente 10°. Por último, al sur de los 33°S se vuelve a presentar la subducción normal, con un ángulo aproximado de 30° (Figura 1).

Estas variaciones en los ángulos de subducción han sido atribuidas, en la zona central, a la subducción de la cadena de montes submarinos de Juan Fernández bajo la placa Sudamericana desde hace 22 Ma (Pilger, 1984; Yáñez et al., 2002), producto de una menor densidad y consecuente alta flotabilidad, al ser más joven que el resto de la corteza oceánica favoreciendo así, un bajo ángulo de subducción.

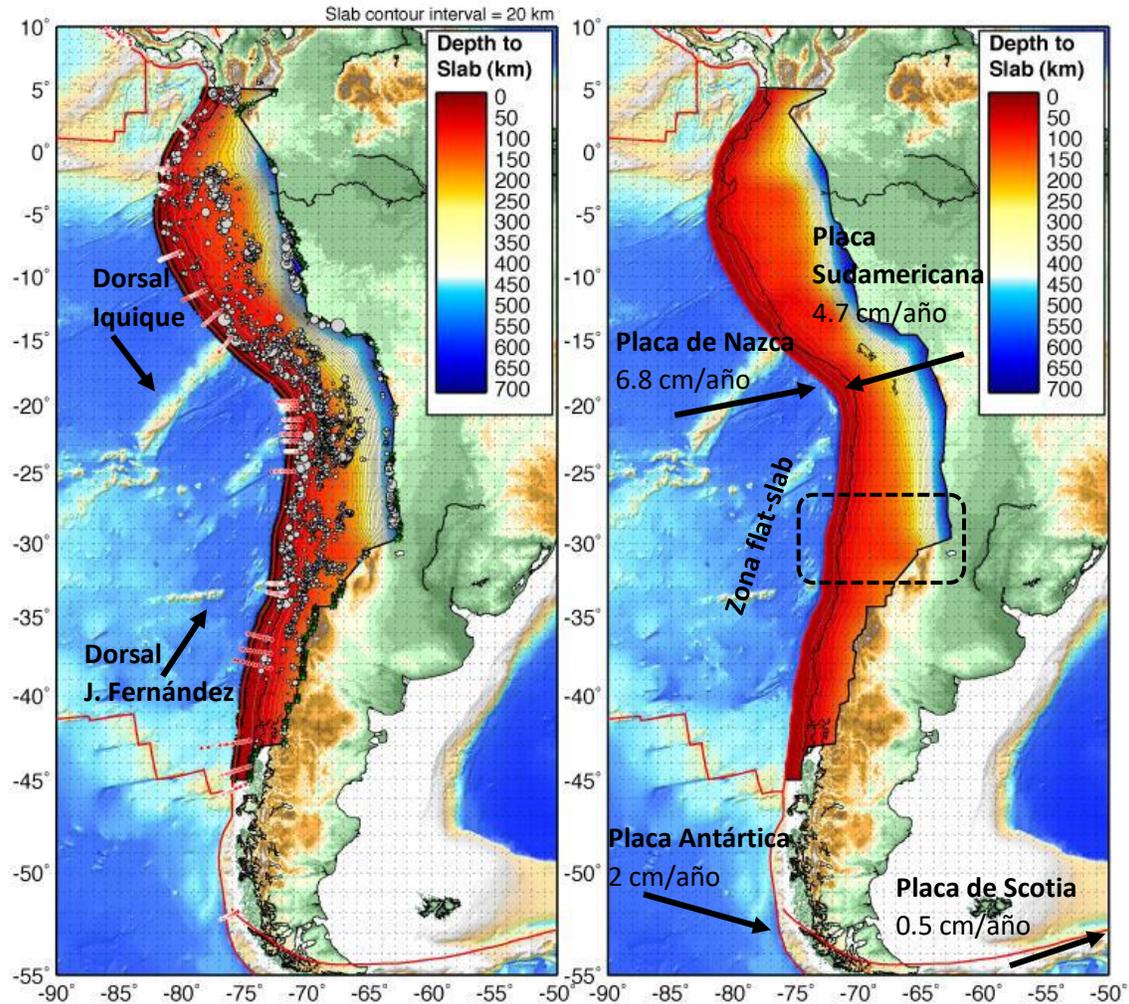
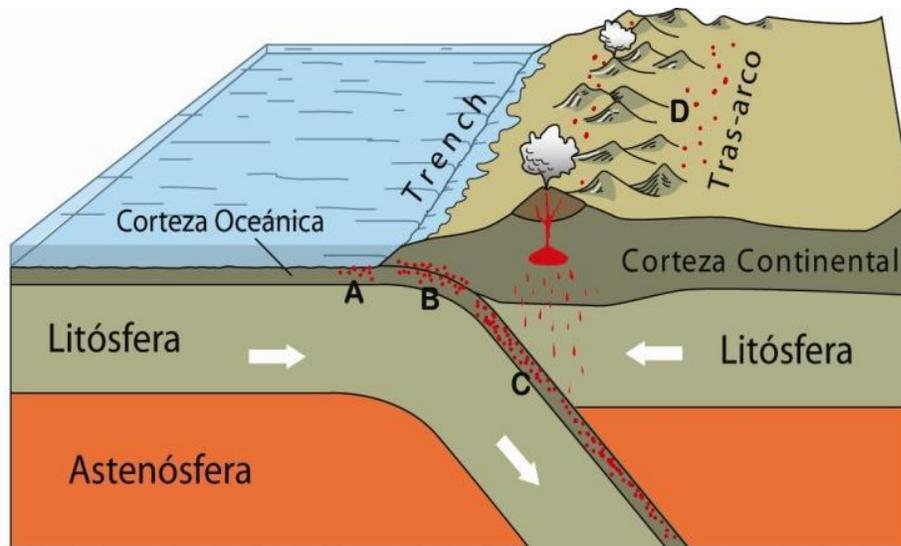


Figura 1.- Marco tectónico de Chile. Se muestran las placas que interactúan con la Placa Sudamericana, indicando la dirección y velocidad de convergencia. Los colores indican la profundidad alcanzada por la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana. En rectángulo negro se enmarca la zona de subducción tipo sub-horizontal o flat-slab. (Izq.) Los puntos de color blanco son sismos que permiten determinar la profundidad y geometría de la zona de subducción (Modificado del Centro Sismológico Nacional; sismicidad y terremotos en Chile).

El carácter heterogéneo de la corteza oceánica, provista de promontorios submarinos y otras morfologías, puede provocar un acoplamiento entre placas, el cual genera en superficie deformaciones elásticas y permanentes que pueden alcanzar extensiones de centenares de kilómetros (Ruff y Kanamori, 1983; Comte y Suárez, 1995). El continuo movimiento de las placas genera que se acumule constantemente deformación, la que es liberada en eventos sísmicos a lo largo de todo el margen chileno (Wang et al., 2012). Las principales fuentes sísmicas en Chile corresponden a terremotos interplaca, intraplaca oceánica o profunda e intraplaca continental o superficial y sismos que se ubican al oeste de la fosa llamados “Outer-rise” (Figura 2).



### ZONA DE SUBDUCCION

- |                               |   |
|-------------------------------|---|
| <b>A: Sismos "outer-rise"</b> | <b>C: Sismos Intraplaca oceánica</b>    |
| <b>B: Sismos Interplaca</b>   | <b>D: Sismos Intraplaca continental</b> |

Figura 2.- Perfil ilustrativo de una subducción normal tipo chilena (Tomado del Centro Sismológico Nacional; sismicidad y terremotos en Chile)

Los sismos interplaca son de especial interés en este trabajo. Estos se generan debido a la irregularidad presente en ambas placas lo cual genera una fuerza de roce entre ellas que traba su movimiento, en este estado se produce una acumulación de energía o deformación en la zona trabada. La liberación de esta energía producto de una ruptura de la placa superior (Placa Sudamericana), genera un terremoto interplaca (Figura 2) , así como un desplazamiento de las placas al lograr destrabarse. El tamaño del terremoto (magnitud), es proporcional al área de la zona que logró moverse y a cuánto se movió. Si durante el movimiento (terremoto), se desplaza el fondo oceánico verticalmente, se genera una ola sobre la zona de ruptura que al propagarse en el océano se llama "tsunami". Entre los sismos interplaca de mayor magnitud se encuentran el de Valdivia 1960 de Mw 9.5 (Kanamori, 1977), el sismo del 2010 en el Maule de Mw 8.8 (Moreno et al., 2010) y el último gran terremoto de la zona de estudio ocurrido en 1877 de Mw 8.6-8.8 (Comte y Pardo, 1991).

Los sismos interplaca son aquellos que tienen un mayor potencial de riesgo, dadas sus grandes magnitudes, así como las áreas de afectación que estos pueden alcanzar y la posible ocurrencia de tsunamis que los acompañen. Por esas razones el estudio de la recurrencia de estos sismos es el propósito de este trabajo. Aunque no existe un archivo histórico tan completo como el del sur del Perú o el de Chile Central, es posible identificar una serie de terremotos históricos a lo largo del contacto interplaca que indican el alto

grado de acoplamiento sísmico que existe en esta zona (Ruff y Kanamori, 1983; Cahill y Isacks, 1992; Delouis et al, 1997).

La variedad de los largos de ruptura de los grandes terremotos en el sur del Perú y en el norte de Chile (Figura 3), da cuenta de la complejidad asociada a los periodos de retorno de grandes sismos y en particular muestra las limitaciones en su conocimiento dado el escaso registro histórico. El ciclo sísmico es un concepto acuñado inicialmente a comienzos del siglo pasado, cuando se intentó establecer cierta periodicidad de los grandes terremotos, pero a medida que ha aumentado el conocimiento a nivel mundial se ha logrado comprender que, si bien es cierto que conceptualmente existe un ciclo de carga y descarga de energía acumulada, el período de recurrencia utilizado originalmente no corresponde a lo definido teóricamente. Esto, debido a que la secuencia de grandes terremotos en el tiempo, los que generalmente son pocos para una zona en particular, no son equivalentes ni en magnitud, ni en el largo de ruptura. Luego períodos de recurrencia estimados tienen una dispersión muy grande, no sólo por la escasez evidente de datos históricos, sino que también porque el fenómeno no es lineal, siendo mucho más complejo.

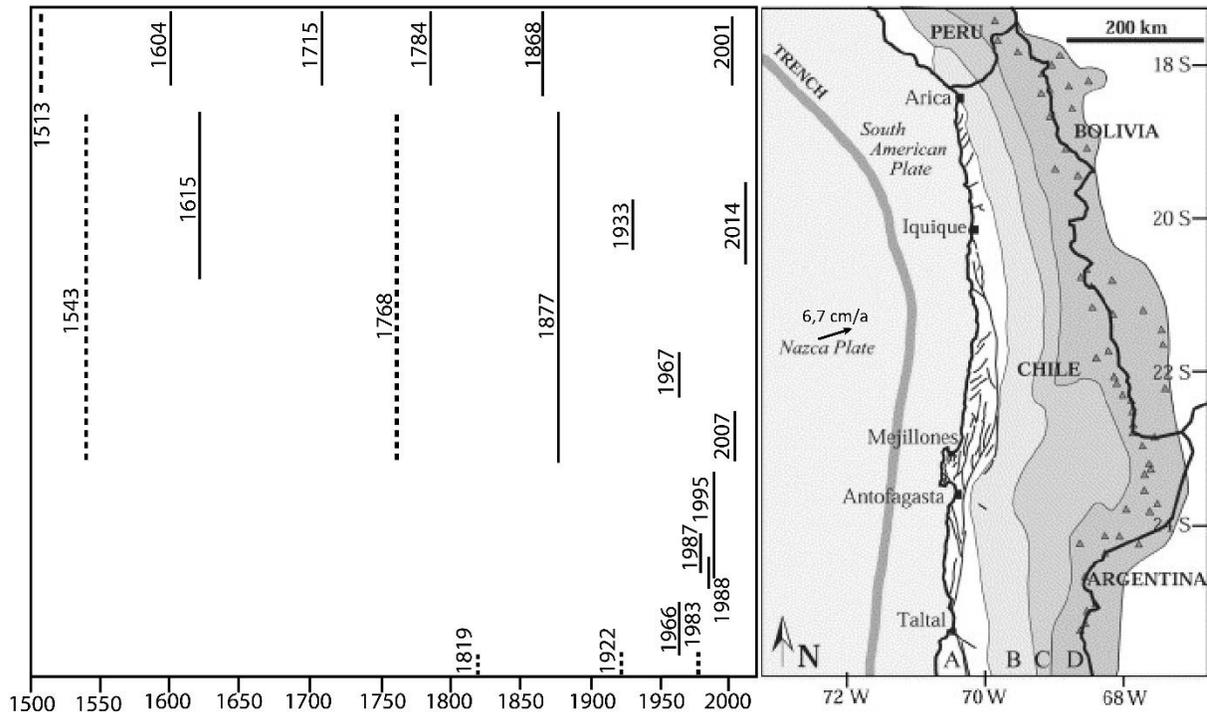


Figura 3.- Derecha: contexto geodinámico regional del antearco del norte de Chile que muestra las principales unidades morfoestructurales: A: Franja Costera y Cordillera de la Costa indicando fallas que muestran evidencia de actividad reciente (Armijo y Thiele, 1990; Delouis et al., 1998; Marquardt et al., 2002), B: Depresión Central, C: Cuencas Pre-cordilleranas y D: Cordillera Principal que muestra volcanes cuaternarios. La placa de Nazca se mueve hacia la fosa con una velocidad media de alrededor de  $67 \text{ mma}^{-1}$  en una dirección  $\text{N}77^\circ\text{E}$  (Schurr et al., 2014). Izquierda: eventos sísmicos históricos de magnitud  $M > 7$  a lo largo de la costa del norte de Chile, que indica las longitudes de ruptura inferidas (modificadas de Comte y Pardo, 1991; Delouis et al., 1997; Comte et al., 2002; Pritchard et al., 2002; Marquardt, 2005).

#### 1.4.1.1.1 Principales características del terremoto de Pisagua, 2014 Mw 8.1

Durante los primeros 20 años, desde que se tienen registros confiables con la red mundial (1973-1993), la brecha sísmica del norte de Chile ( $18^{\circ}$ - $23^{\circ}$ S) tuvo sólo un sismo relevante ocurrido en 1987, Mw 7.2. En los 10 años posteriores (1994-2003) se registraron en los extremos sur y norte de la zona del gap sísmico los eventos de Antofagasta, 1995 de Mw 8.1 (Ruegg et al., 1996) y Arequipa en el 2001 de Mw 8.3 (Ruegg et al, 1996) respectivamente, los cuales permiten catalogar a la laguna sísmica presente en esta área como la brecha sísmica más madura a lo largo del margen de la placa Sudamericana al Sur del Perú (Hoffman et al., 2017). En los 10 años siguientes (2004-2013), el terremoto de Tocopilla, 2007 Mw 7.8 (Motagh et al., 2010) activó el extremo sur de la brecha sísmica y durante el año 2009 hubo dos sismos de magnitudes Mw 6.1 y Mw 6.5, ubicados ambos costa afuera de Pisagua.

El 1° de Abril del 2014 ocurre el terremoto de Pisagua Mw 8.1 (Hoffman et al. 2018), con un largo de ruptura de 100 km, a lo largo del tramo centro-norte del sector de la brecha sísmica (Ruiz et al., 2014; Schurr et al., 2014). Las réplicas se concentraron hacia el sur de la zona de ruptura (Meng et al., 2015) siendo la réplica de mayor envergadura una de Mw 7.6 a 100 km al SSE del evento principal (Duputel et al., 2015; Figura 4). La suma de ambos sismos representa un deslizamiento de aproximadamente 200 km de largo, correspondiente a menos de un tercio del largo de ruptura estimado por Comte y Pardo (1991) para el terremoto de 1877. Schurr et al. (2014) estiman respecto del largo de ruptura del evento de Pisagua 2014 que este reflejaría solamente una liberación parcial del déficit de deslizamiento acumulado desde el terremoto de 1877.

Schurr et al. (2014) realizaron análisis cinemáticos del terremoto de Pisagua, 2014. Determinando que durante los primeros 30-45 segundos la ruptura se propagó desde la zona más profunda, a lo largo del contacto interplaca, aumentando su velocidad de ruptura hasta alcanzar la proyección de la línea de costa. Al término de la ruptura, el área cerca del epicentro fue reactivada. A pesar de lo relativamente complicado del proceso de ruptura, el desplazamiento acumulado muestra un patrón simple con un deslizamiento cosísmico máximo de 4.4 m.

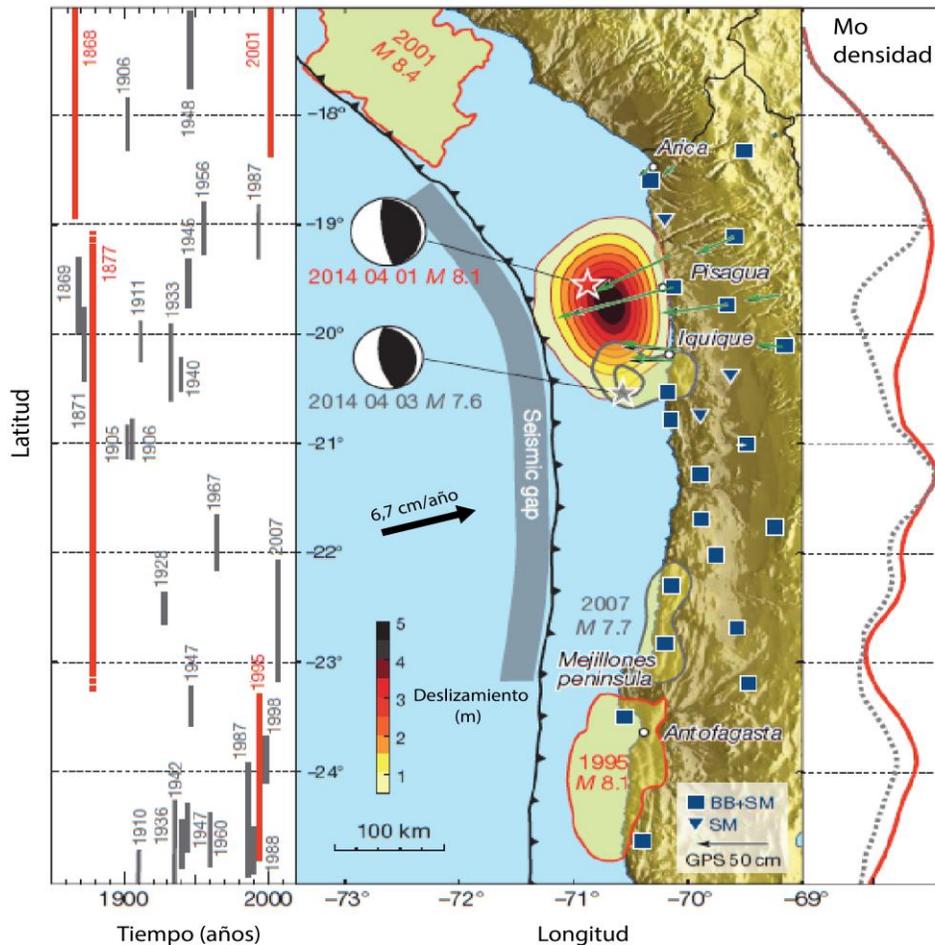


Figura 4.- Terremotos históricos y registrados instrumentalmente en el norte de Chile y sur del Perú. Instrumentos IPOC utilizados se muestran en azul (BB: broadband, SM: strong motion). A la izquierda se indican los largos de ruptura vs tiempo en donde las líneas grises indican sismos de  $M > 7$  y las líneas rojas eventos  $M_w > 8$ ; al centro se muestra la distribución de deslizamiento asociada al terremoto de Pisagua (2014) y su réplica más importante; a la derecha el déficit de momento sísmico por km a lo largo de la costa, el momento total acumulado desde 1877 se indica en rojo y el momento remanente habiéndole restado todos los sismos magnitud  $M_w > 7$  en línea punteada (Tomado de Schurr et al., 2014).

El área de ruptura del evento principal del terremoto de Pisagua termina próximo a la zona de bajo acoplamiento (intersegmento de Iquique, Métois et al., 2013; Figura 5) a los 20°S (Duputel et al., 2015; Ruiz et al., 2014; Schurr et al., 2014), pero el deslizamiento posterior se extiende al sur de los 21°S, probablemente por efectos de la réplica de mayor envergadura (Hoffman et al., 2018). Se supone que las zonas de bajo acoplamiento refuerzan la velocidad, lo que aumenta su fuerza de fricción, reduciendo así la probabilidad de propagación de deslizamiento (Scholz, 1998). Hoffmann et al. (2018) estiman que el sector ubicado a los 21°S actúa como una barrera o una aparente discontinuidad de propiedades físicas.

La barrera sismotectónica ubicada a los 21°S potencialmente previno que el sector de la laguna sísmica del norte de Chile se fracturara en un solo evento como aconteció en el terremoto de Iquique, 1877 de Mw 8.6 (Hoffmann et al., 2018). Aunque existe cierta discordancia respecto del tamaño actual del evento de 1877 (Métois et al., 2013), este terremoto fue ciertamente más grande que el sismo del 2014 y extendió la barrera sismotectónica, o bien la barrera solo se formó en la etapa postsísmica e intersísmica posterior a este episodio (Hoffmann et al., 2018).

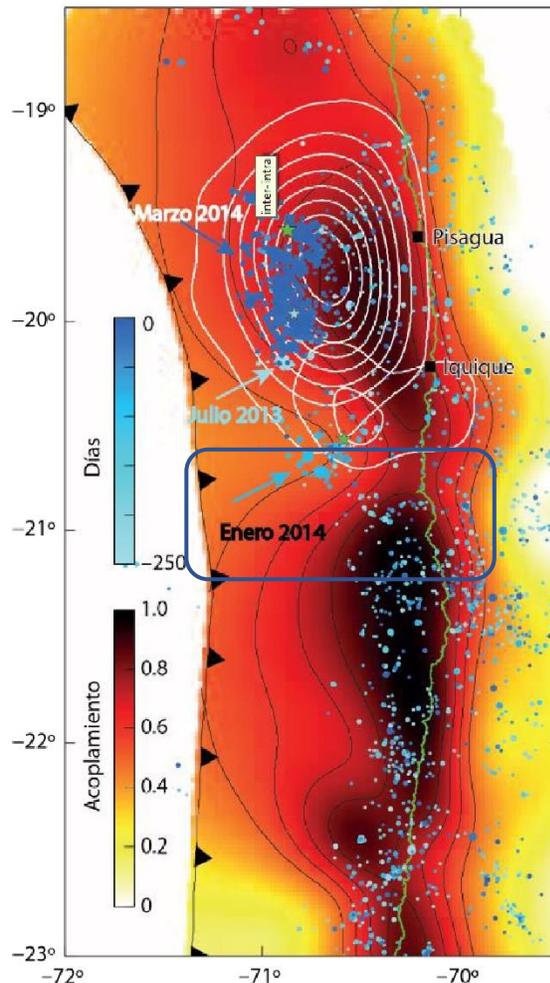


Figura 5.- Mapa de acoplamiento intersísmico geodésico y precursores. Se indican las nucleaciones de los precursores de Julio-Agosto 2013, Enero y Marzo 2014. La zona de bajo acoplamiento sísmico está enmarcada con un rectángulo azul (Tomado de Schurr et al., 2014).

Lovless (2017) y Melnick et al., (2017) sugieren que el sismo de Pisagua puede haber iniciado una fase super-intersísmica en el sur del sector con una ocurrencia bimodal de grandes eventos de subducción. En este caso el riesgo de un nuevo terremoto en el sector que no sufrió ruptura (21°-23°S), se ha incrementado (Hoffmann et al., 2018). Una visión contraria sugiere debilitamiento de la corteza dependiente del tiempo que implica la liberación de deslizamiento asísmico en el segmento Loa. Se necesitan series de

tiempo de deformación más largas para distinguir entre estas hipótesis y se recomienda una mayor atención de observación a este segmento (Hoffmann et al., 2018).

#### 1.4.1.2 Contexto geomorfológico del sector costero del Norte de Chile

El sector de estudio se encuentra en el antearco externo, en el cual destacan cuatro morfologías, las cuales de Oeste a Este son: el Talud Continental, la Plataforma Costera, Acantilado Costero y la Cordillera de la Costa (Figura 6).

##### Talud Continental

Corresponde a la porción de la placa cabalgante (aproximadamente 80 km de ancho) comprendida entre la fosa Chileno-Peruana y los 200 m b.n.m. (Niemeyer et al., 1996), la cual marca un cambio relevante de la pendiente en la batimetría. La fosa en el sector Norte de Chile expone profundidades máximas de 8000 m b.n.m, favorecida por el escaso relleno de sedimentos que este presenta; Lo anterior es atribuible al clima hiperarido característico de la zona, así como la consecuente baja erosión.

##### Plataforma Costera

La plataforma o planicie costera se compone de una serie de superficies de abrasión marina, ubicadas entre la costa y el acantilado costero, con una extensión lateral de 1 a 3 km, preservada por el clima extremadamente árido de la región. Estas terrazas han emergido desde el Pleistoceno medio hasta nuestros días, como resultado de los cambios en el nivel del mar y la elevación tectónica relacionada con el ciclo sísmico (Ortlieb et al., 1996; Marquardt et al., 2004). La expresión de la plataforma costera emergida más importante en el norte de Chile se localiza en la Península de Mejillones, en donde se ha propuesto un rápido alzamiento en el cuaternario tardío (Gonzales-Alfaro et al., 2018).

##### Acantilado/Escarpe Costero

El Escarpe Costero (Brüggen, 1950; Mortimer et Saric, 1972; Paskoff, 1979) es un rasgo geomorfológico regional que se presenta a lo largo de la Cordillera de la Costa entre Arica y La Serena. Este rasgo fisiográfico representa un descenso abrupto directo al océano al norte de los 20,2°S, mientras que al sur de los 20,2°S este desciende hacia la planicie costera, con una altura promedio de 1000 m s.n.m., representando el límite occidental de la Cordillera de la Costa en el norte de Chile (Paskoff, 1978).

Dentro de la región de Arica e Iquique el escarpe está activo (Paskoff, 1979), exceptuando la zona entre las desembocaduras de Camarones y Pisagua, donde las fallas inversas E-W (Allmendinger et al., 2005) forman importantes escarpes, contribuyendo a la sinuosa topografía costera de este tramo y que provocaron la emergencia de la plataforma de abrasión marina, indicando un Escarpe Costero actualmente inactivo (Quezada et al., 2010). De acuerdo con Allmendinger et al. (2005), estas fallas estuvieron activas con anterioridad al Plioceno y durante el Pleistoceno, encontrándose algunas aún activas (Carrizo et al., 2008).

Si bien esta unidad geomorfológica está asociada al alzamiento provisto por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, este único factor no es suficiente para explicar la presencia del acantilado costero (Quezada et al., 2010). Las condiciones climáticas de extrema aridez que imperan en el sector norte de Chile juegan un papel relevante; en efecto, el gran acantilado costero se restringe al Desierto de Atacama, porción más árida del margen circumpacífico (Quezada et al., 2010). Si bien el origen de esta morfología es aún materia de discusión, diversos autores plantean una combinación de dos procesos principales para su desarrollo: la acción de las fallas verticales normales, alzando la Cordillera Costera y la erosión marina producida por los cambios del nivel del mar durante el Plioceno. Sin embargo, evidencias de fallas normales en el oeste que pueden desplazar cientos de metros han sido pobremente documentadas (Mortimer and Saric Rendic, 1976; Paskoff, 1978; Armijo and Thiele, 1990; Von Huene et al., 1999; Quezada et al., 2010; Contreras-Reyes et al., 2012; Armijo et al., 2015).

### Cordillera de la Costa

El relieve costero está dominado por la presencia de la Cordillera de la Costa, la cual es una cadena de montañas estrechas de poca elevación formada por rocas mesozoicas (García et al., 2011). Esta se encuentra distribuida en una franja subparalela a la fosa, con un ancho y elevación promedio que decrece hacia el norte, desapareciendo por completo hacia el oroclino boliviano y reapareciendo hacia los 18°15'S en el sur del Perú. En el sector de Pisagua este rasgo morfológico promedia alturas entre los 1000-1200 m.s.n.m., con anchos de 20-40 km. En el norte de Chile, se encuentra constituida principalmente por plutones dioríticos a granodioríticos del Jurásico-Cretácico Temprano y rocas volcánicas jurásicas, las cuales consisten en remanentes de un arco magmático Mesozoico, formado durante el nacimiento de los Andes modernos (Mpodozis y Ramos, 1990). Sobre estas rocas mesozoicas se encuentra labrado un paleorelieve de edad oligocena-miocena (Dunai et al., 2005; Quezada et al., 2010). Respecto a su origen Mortimer (1973) señaló que el alzamiento de esta ocurrió en una fase temprana (en comparación con la Depresión Central) de la evolución del paisaje y que posteriormente fue afectada por fallas neógenas, dentro de las cuales en el área de estudio destacan las fallas inversas de orientación E-W (Figura 6b). En lo que respecta a la zona de estudio Quezada et al. (2005) indican que el alzamiento del litoral ocurrió durante el Pleistoceno.

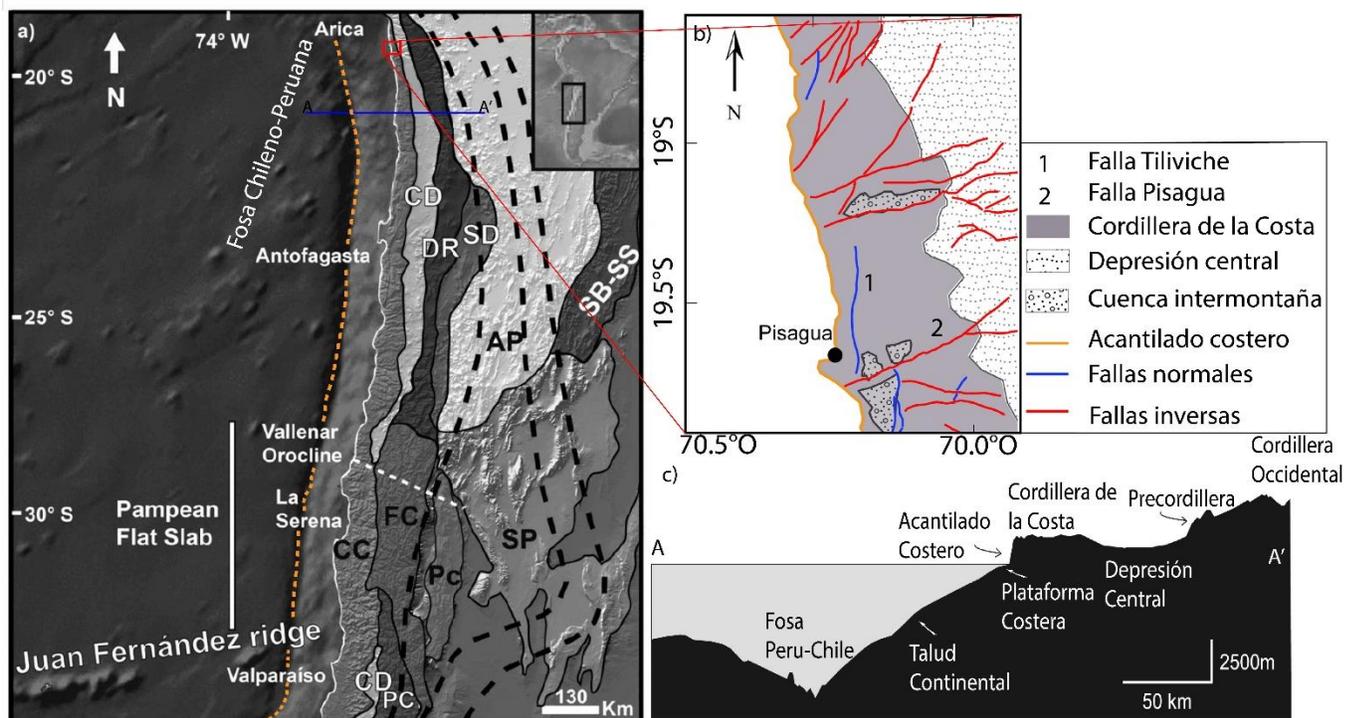


Figura 6.- a) Unidades morfoestructurales de los Andes Centrales (15-34°S). Las líneas negras segmentadas indican las iso-curvas de profundidad de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana a 100, 150 y 200 km (Cahill and Isacks, 1992). La línea blanca segmentada indica el eje de simetría del Orocline de Vallenar (Arriagada et al., 2009). Línea naranja segmentada indica la fosa Chileno-Peruana. Rectángulo rojo encierra la zona de estudio. CC: Cordillera de la Costa; CD: Depresión Central; DR: Cordillera de Domeyko; SD: Depresión Subandina; AP: Altiplano-Puna (incluye las cordilleras Oriental y Occidental), SB: Cordillera Subandina; SS: Sistema Santa Bárbara; FC: Cordillera Frontal, Pc: Precordillera; SP: Sierras Pampeanas; PC: Cordillera Principal (Tomado de Rodríguez et al., 2014). b) Corresponde a un acercamiento al área de estudio donde destacan las principales estructuras (Escarpe Pisagua y Tiliviche), así como la ubicación del Antilado Costero y Cordillera de la Costa (Tomado de García-Perez et al., 2018). c) Perfil ilustrativo de las principales morfologías de la región (Tomado de Mather et al., 2014).

### Incisión fluvial y Red de drenaje

En la región, las aguas de escurrimiento superficial han producido variaciones notables en el relieve definido por los depósitos del piedemonte miocénico, y han sido el principal modelador del paisaje. La incisión en el norte de Chile es relativamente joven (<10Ma) y de amplitud comparable, lo que implica un alzamiento tectónico reciente de ~1km (García y Hérial, 2005; Zeilinger et al., 2005; Kober et al., 2006; Kirk-Lawlor et al., 2013). Por el contrario, también se ha sugerido que los procesos de incisión hubieran sido desencadenados por el cambio climático y la erosión costera de una topografía preexistente de la edad terciaria ( $\geq 25$  Ma) (e.g., Mortimer y Saric, 1976; Farías et al., 2005). En ese caso, el alzamiento costero sería más antiguo que los procesos de incisión.

Otra visión es la presentada por García et al. (2011) los cuales atribuyen la incisión al restablecimiento del nivel base de los ríos, posterior a la agradación de depósitos ocurrida en el Oligoceno medio, que habría sido en un substrato parcialmente levantado y activado por eventos de semiaridez locales. Ellos concluyen que el desarrollo de los cañones y del drenaje exorreico en general, está directamente relacionado con la capacidad de las áreas de captación de precipitaciones, la cual sería menor en los sistemas endorreicos.

La incisión de las quebradas según Pinto et al. (2004), se habría definido por la colmatación de la “cuenca” sedimentaria, determinada en esta zona por los depósitos del piedemonte miocénico, de modo que los cañones alimentadores del sistema aluvial pudieron cortar a la Cordillera de la Costa, cambiando su nivel base local de uno endorreico a uno exorreico (Mortimer & Saric, 1972; Mortimer 1980; Naranjo & Paskoff, 1985). Por otro lado, Quezada et al. (2010) propuso que la incisión de los grandes cañones se produjo en grandes cuencas (de más de 100 km<sup>2</sup>), en las que se habrían generado lagunas, y la incisión habría comenzado desde el acantilado hacia el este.

En el norte de Chile, a una distancia menor a los 100 km el sistema de drenaje cambia de uno claramente exorreico (18°35'S) a uno endorreico al sur de los 19°35'S (Hoke et al., 2007; García et al., 2011; Figura 7). En el área entre Arica y Pisagua (18–19°30'S), los ríos son exorreicos, y han formado profundos cañones transversales, con incisiones de 600 m en la Cordillera de la Costa, hasta 1.700 m en la Precordillera (García et al., 2011). Hacia el norte, los cañones (Lluta y Azapa) forman el inicio de una red de drenaje enrejada, mientras que los valles Vitor, Camarones y Tiliviche–Camiña muestran patrones de drenaje subdendríticos.

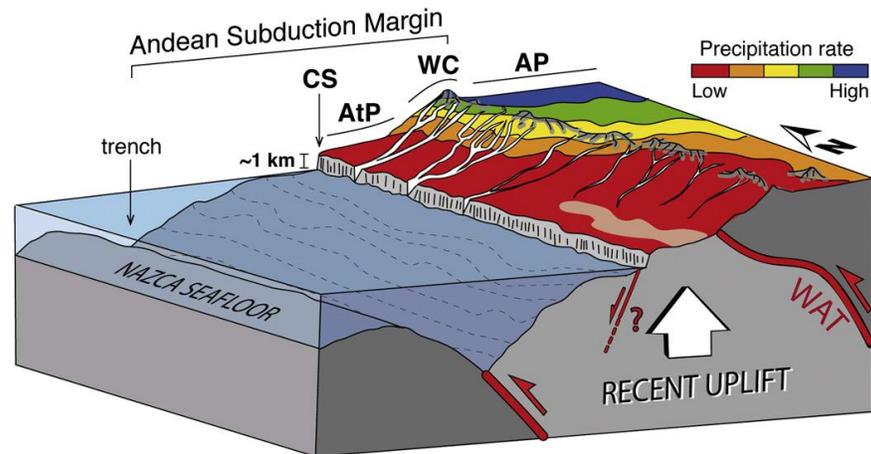


Figura 7.- Imagen ilustrativa de las principales redes de drenaje del norte de Chile. Se aprecia la transición del sistema de drenaje exorreico (18°35'S) a uno endorreico (19°35'S) (Tomado de Coudurier-Curveur et al., 2015).

## 1.4.2 Oceanografía y circulación atmosférica de gran escala

### 1.4.2.1 Contexto atmosférico

La circulación de aguas superficiales en los océanos es controlada por la interacción de las masas de agua en las cuencas oceánicas y los patrones de circulación atmosférica. En términos generales, estos últimos son una respuesta del sistema atmosférico a la diferente radiación solar que recibe la superficie terrestre. En la zona de estudio resaltan dos patrones de circulación: los vientos alisios en latitudes bajas y los vientos del oeste en latitudes medias (30-60°); (Figura 8).

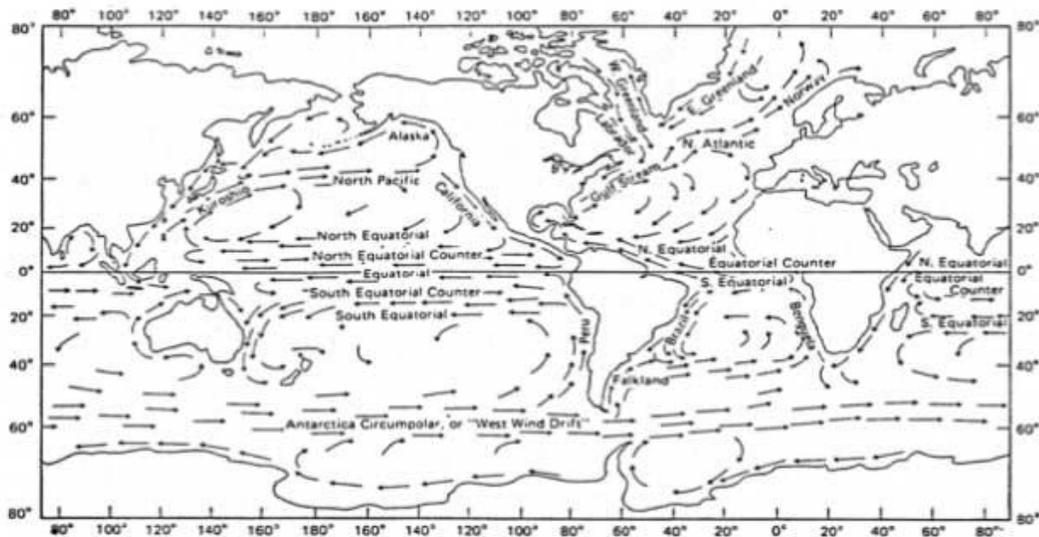


Figura 8.- Corrientes superficiales de los océanos. Se distingue la influencia de los vientos alisios y aquellos del oeste en la circulación de las corrientes en el ecuador y latitudes medias (Tomado de Chester, 1990).

En el margen occidental de América del Sur los vientos alisios se caracterizan por un movimiento diagonal de este a oeste a través del ecuador en bajas latitudes, mientras que aquellos vientos que provienen del oeste priman en latitudes altas a medias (Figura 8). Por efecto de la rotación de la Tierra, el aire que circula alrededor del núcleo de máxima presión, conocido como el Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriente (APSO) tiene un movimiento antihorario, dirigiendo vientos en dirección hacia el ecuador (Figura 9), canalizados a su vez por la orografía a lo largo de la costa subtropical de Chile y Perú (Strub et al., 1998). Al anticiclón también contribuye la rama descendente de la circulación de Walker sobre el Pacífico ecuatorial oriental, una circulación atmosférica latitudinal que se desarrolla sobre el Pacífico ecuatorial caracterizada por un flujo hacia el oeste en superficie (vientos alisios), ascenso en el Pacífico ecuatorial occidental, flujo hacia el este

en niveles altos de la tropósfera, y descenso distribuido en toda la zona ecuatorial al este de la región de ascenso.

Este anticiclón, ubicado próximo a las costas chilenas es un centro de altas presiones originado por la subsidencia de aire relativamente seco y frío proveniente de la alta tropósfera, desde la parte superior de la nubosidad convectiva asociada a la Zona de Convergencia Intertropical (ZCI). La ZCI es una franja de bajas presiones ubicada en la zona ecuatorial; en ella confluyen los vientos alisios del sureste y del noreste y además se le conoce por ser parte de la circulación meridional conocida como celda de Hadley (Figura 9).

El APSO genera una gran estabilidad en gran parte del margen oeste de América del Sur, regulando las presiones atmosféricas, lo que controla el desplazamiento de masas de aire cálidas y secas, además de disminuir las posibilidades de que se produzcan precipitaciones debido a la escasez de vientos húmedos. Estas cualidades que caracterizan al APSO, sumado a su influencia permanente en el norte de Chile y a las masas de agua fría de la Corriente de Humboldt, son las razones principales que explica la extrema aridez al norte de los 27°S.

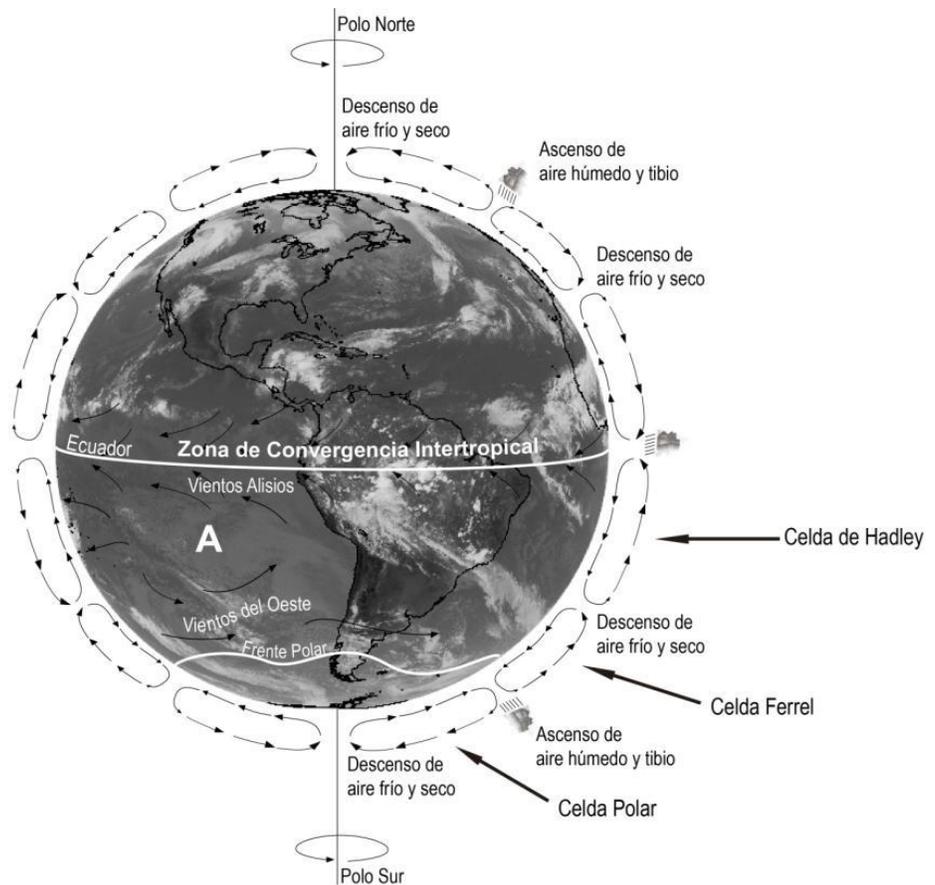


Figura 9.- Circulación atmosférica global (modificado de Murck et al., 1996; tomado de Ortega, 2014).

En lo que respecta el Sur, el APSO interactúa con los Vientos del Oeste (bajas presiones), con isobaras de orientación este-oeste, y donde el viento circula generalmente desde el oeste (Figura 10) favoreciendo el desarrollo de sistemas frontales (e.g., precipitaciones) en dirección a las costas chilenas. Durante el invierno austral, la influencia promedio del anticiclón alcanza hasta los 28°S, permitiendo el ingreso entre los meses de mayo y agosto de precipitaciones de origen frontal o post-frontal (Antonioletti et al., 1972). Mientras que en el verano austral influye en promedio los 38°S (Fig. 4; Fuenzalida, 1982).

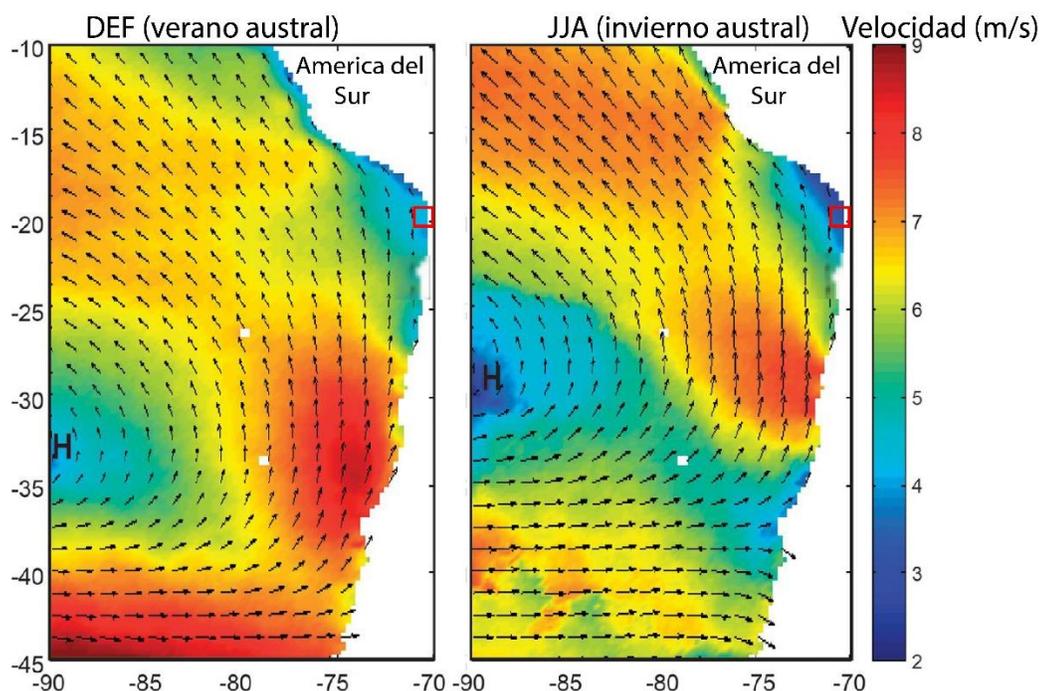


Figura 10.- Influencia estacional del Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental (A). Promedio de los vectores de vientos superficiales entre los años 2000 y 2004 (QSCAT) sobre el Océano Pacífico suroriental durante el verano e invierno austral. Se observa la posición más al norte del núcleo del anticiclón, así como la mayor intensidad del flujo de viento costero en la costa semiárida (30°S), durante el invierno austral. Área de estudio se indica con un rectángulo rojo (Tomado de Flores-Aqueveque et al, 2014).

#### 1.4.2.2 Contexto Oceanográfico

Para el norte y centro de Chile Silva y Sieves (1981), Robles (1979) y Bernal et al. (1982), identificaron cuatro distintivas masas de agua según las diferencias en salinidad de estas:

- Agua Subtropical Superficial (Subtropical Surface Water; STW) ( $T > 18,5^{\circ}\text{C}$ ;  $S > 34,9$ ). Se encuentra a una profundidad entre 12-35 m junto a la costa.
- Agua Ecuatorial Subsuperficial (Equatorial Subsurface Water; ESSW) ( $8,5^{\circ}\text{C} < T < 10,5^{\circ}\text{C}$ ;  $34,4 < S < 34,8$ ). Se encuentra en las regiones costeras, entre 300-700 m de profundidad. La “corriente submarina hacia el Polo” (Poleward Undercurrent; PUC), con

características similares a esta masa de agua y concentraciones de oxígeno muy bajas ( $<0,25-0,5 \text{ ml l}^{-1}$ ); a menudo se detecta en la superficie costera debido a procesos de surgencia.

- Aguas Subantárticas (Subantarctic Water; SAAW) ( $11,5^{\circ}\text{C} < T < 14,5^{\circ}\text{C}$ ;  $34,1 < S < 34,8$ ). Se encuentra a 20-50 m de profundidad continuo a la costa, y a mayor profundidad hacia el océano.

- Aguas Intermedias Antárticas (Antarctic Intermediate Water; AAIW) ( $T \approx 5,5^{\circ}\text{C}$ ;  $34,3 < S < 34,5$ ). Circula a 500-600 m de profundidad. En ocasiones se acerca a la superficie durante períodos de fuerte surgencia.

#### 1.4.2.2.1 Sistema de la corriente de Humboldt

De acuerdo con Strub et al. (1998), la circulación en el Norte de Chile está dominada por el sistema de la Corriente de Humboldt, el cual transporta aguas subantárticas de altas a bajas latitudes (Figura 11). Este grupo de corrientes se asocia a la circulación atmosférica superficial del APSO, en particular los vientos alisios, quienes ayudan a impulsar el sistema de corrientes de Humboldt, el cual es un extenso sistema de flujos marinos que se extiende por más de 1000 kilómetros mar adentro.

A gran escala, las corrientes que circulan hacia el norte en la costa de Chile provienen de la “Corriente Circumpolar Antártica” asociada a la “Deriva de Vientos del Oeste” (West-Wind Drift; WWD), la que se divide en una corriente hacia el Ecuador (Corriente de Perú-Chile; Perú-Chile Current; PCC) y otra hacia el polo (Corriente del Cabo de Hornos; Cape Horn Current; CHC) (Figura 11). A su vez, la corriente de Perú-Chile (PCC) se divide en dos ramas: una que circula próxima a la costa (Corriente Costera; Chile Coastal Current; CCC), que está asociada a los sistemas de surgencia costeros; y la Corriente de Perú-Chile propiamente tal, que circula más lejos de la costa y por lo tanto tiene poco efecto sobre las corrientes costeras (Figura 11).

Respecto de aquellas corrientes que circulan hacia el sur, Lukas (1996) estudio la corriente submarina del Ecuador (Equatorial Undercurrent; EUC; Figura 11) que viaja de bajas a altas latitudes e infirió que esta corriente se dividía en dos en las proximidades de las islas Galápagos. Una de estas mantiene su carácter de submarina y en las cercanías de Ecuador esta se dirige hacia el sur y conforma la corriente PUC que circula bajo el sistema de Humboldt (Figura 11), esta corriente es la encargada del transporte de las aguas ESSW, las cuales se caracterizan por una baja concentración de oxígeno, lo cual definiría la zona de mínimo oxígeno (ZMO) en el norte de Chile entre los 50-300m de profundidad (Brandhorst, 1971; Morales et al., 1996). La otra corriente que deriva de EUC circula hacia el sureste desde su origen en las islas Galápagos aproximándose a la costa cerca de los  $6^{\circ}-7^{\circ}\text{S}$  (Figura 11), conformando la Contracorriente de Chile-Perú (Perú-Chile Countercurrent; PCCC) encargada del transporte de aguas STW.

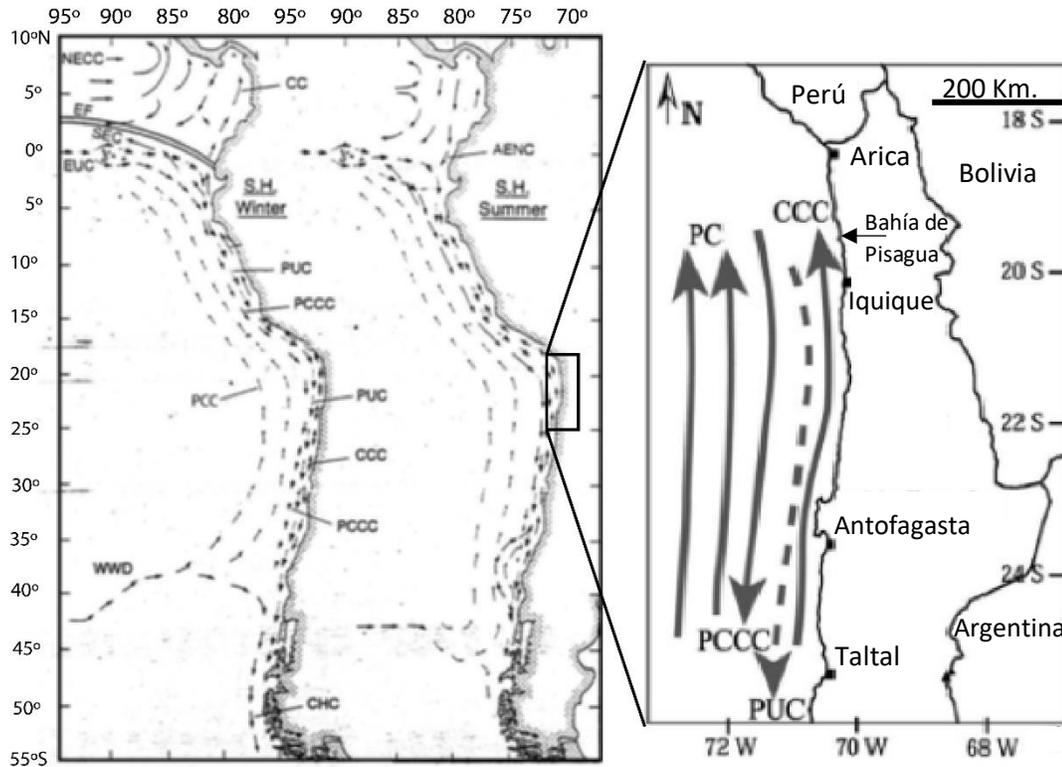


Figura 11.- Principales componentes del sistema de la corriente de Humboldt de acuerdo con Strub et al. (1998). A la izquierda se aprecian las diferencias en el verano e invierno australes, por efectos del desplazamiento del APSO y a la derecha se muestra imagen correspondiente al Norte de Chile donde se destaca la zona de estudio correspondiente a la Bahía de Pisagua. WWD: Deriva de vientos del oeste; PCCC: Contracorriente de Perú-Chile; PUC: Corriente submarina del Perú; PCC: Corriente de Perú-Chile; CCC: Corriente costera de Chile; CHC: Corriente Cabo de hornos; EUC: Corriente submarina del Ecuador (Tomado de Strub et al. 1998).

#### 1.4.2.2.2 Surgencia y transporte de Ekman

Se entiende por surgencia (“upwelling”) al ascenso a la superficie de masas de agua profundas de bajas temperaturas y enriquecidas en nutrientes, debido al movimiento de aguas superficiales mar adentro, a través del transporte de Ekman. Estos eventos de surgencia se ven controlados por ciclos de relajación-refuerzo (4-15 días) en la intensidad de los vientos suroeste, asociados a la propagación hacia el polo de los mínimos costeros atmosféricos (Rodríguez et al., 1991; Marín et al., 1993; Rutllant et al., 1998). La surgencia en las costas del norte de Chile está asociada con el alzamiento de Aguas Ecuatoriales Sub-superficiales provistas por la corriente PUC (Strub et al. 1998), estas aguas cuentan con un alto contenido de nutrientes, lo cual favorece la gran producción primaria en las costas de Chile. A lo largo del litoral chileno existen varios

puntos en que la surgencia es intensa producto de condiciones topográficas favorables para el desarrollo máximo de vientos costeros del sur (Rahn et al., 2011), como es el caso de Punta Angamos (Bahía Mejillones Norte, 30°S), Punta Lengua de Vaca (Bahía Tongoy, 30°S), Punta Media (Bahía Inglesa, 27°S), Punta Curamilla (Bahía Laguna Verde, 33°S) (Fonseca y Farías, 1987; Vergara, 1991, 1993; Figura 12).

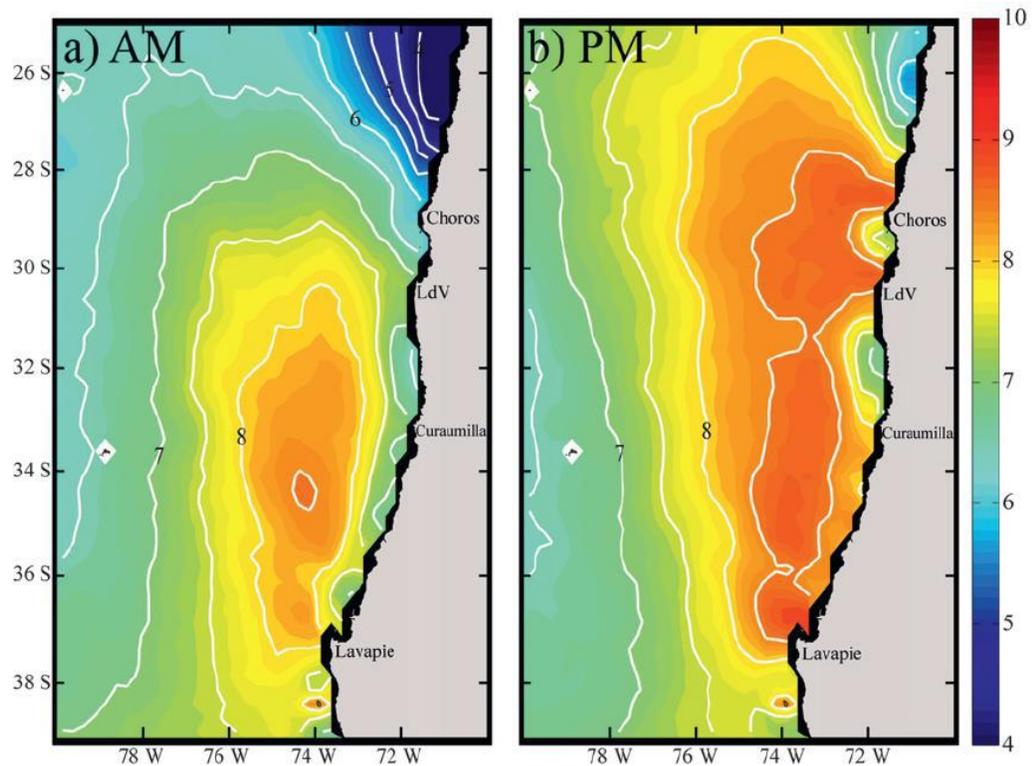
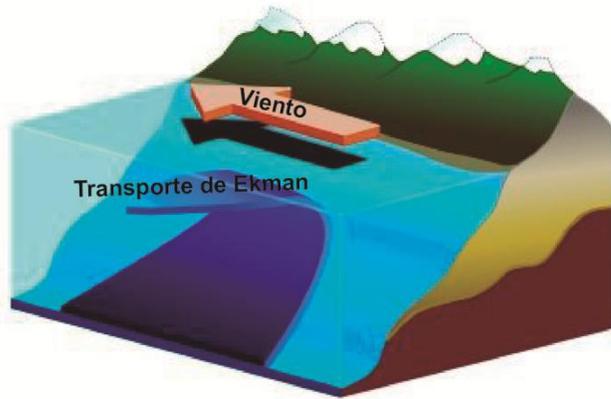


Figura 12.- Centros de surgencia costera intensa en parte de la costa subtropical de Chile. Promedio de vientos a 10 m de altura derivados de QSCAT durante Noviembre y Diciembre entre 1999 y 2008. a) promedio para la mañana (AM) b) promedio para la tarde (PM). Se observa la mayor intensidad del flujo de viento costero durante la tarde (Tomado de Rahn et al., 2011).

Los vientos costeros del sur asociados al giro anticiclónico a lo largo de la costa subtropical de Chile, en conjunto con el efecto de Coriolis, movilizan masas de agua hacia el oeste a través del transporte de Ekman. Específicamente, el efecto de Coriolis hace que el agua que ha sido puesta en movimiento por los vientos sea desviada a la izquierda en el hemisferio sur, sin embargo, debido a la fricción, las capas superficiales se mueven en un ángulo de 45°. La columna de agua puede pensarse como un conjunto de varios estratos, en que cada estrato por fricción se mueve cada vez más lento, produciendo un movimiento en espiral cada vez más hacia la izquierda hasta que la fricción es nula (espiral de Ekman; Figura 13). La dirección del movimiento varía para cada capa, sin embargo, el flujo promedio es perpendicular y a la izquierda de los vientos costeros del sur (Figura 13).

a) Transporte de Ekman



b) Espiral de Ekman

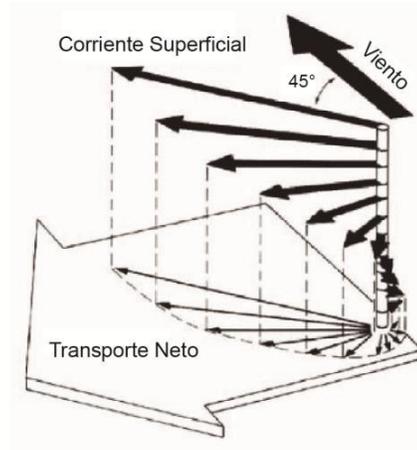


Figura 13.- Esquema del transporte y espiral de Ekman en la costa subtropical de Chile (Tomado de Ortega, 2014).

#### 1.4.2.2.3 Variaciones globales del nivel del mar

Las variaciones en el nivel del mar durante el Cuaternario son consecuencia de un crecimiento y decaimiento cíclico de las capas de hielo, resultando en un complejo modelo espacial y temporal. Mediante los modelos de cambios en el nivel del mar, presentados por algunos autores como Lambeck et al. (2002), se pueden hacer predicciones de variaciones en la línea de costa durante los ciclos glaciales (Lambeck et al., 2001).

Lambeck et al. (2002), describen las variaciones globales del nivel del mar de los últimos 3 Ma con énfasis en el último ciclo glacial (Figura 14). El Último Máximo Glacial (Last Glacial Maximum; LGM) comenzó aproximadamente hace 30 ka, con disminución de las temperaturas y acumulación de grandes capas de hielo que cubrieron los sectores correspondientes a las altas latitudes del norte de Europa y América, la capa Antártica era considerablemente mayor a la de hoy en día. Estos factores ocasionaron la disminución del nivel del mar, que en el máximo de la glaciación llegó a alrededor de 120-130 m bajo el nivel actual (Lambeck et al., 2002).

El comienzo del LGM fue rápido y homogéneo, con una caída del nivel del mar de 30-40 m dentro de 1 o 2 Ka. En cambio, en el período post-LGM la subida del nivel del mar no fue uniforme, sino que se caracterizó por sucesivos derretimientos globales y aumentos del nivel del mar, que ocurrieron a los 19 y 7 ka.

Cabe destacar que en los márgenes activos donde ocurre levantamiento por influencia tectónica, las evidencias de cambios en el nivel del mar se ven modificadas y amplificadas con respecto a los registros globales. Sin embargo, con el conocimiento en otras áreas donde la tectónica es estable, se puede hacer diferencias entre los cambios provocados por el nivel del mar y la tectónica. Mediante el estudio de arrecifes de corales, en distintas partes del mundo, se pueden hacer las estimaciones anteriormente mencionadas, debido a que el crecimiento del coral prolifera cuando la tasa de aumento del nivel del mar es igual o superior al grado de levantamiento de la tierra, pero cuando la subida del nivel del mar no puede mantenerse sobre este, se desarrollan irregulares y delgadas caras de arrecifes solamente.

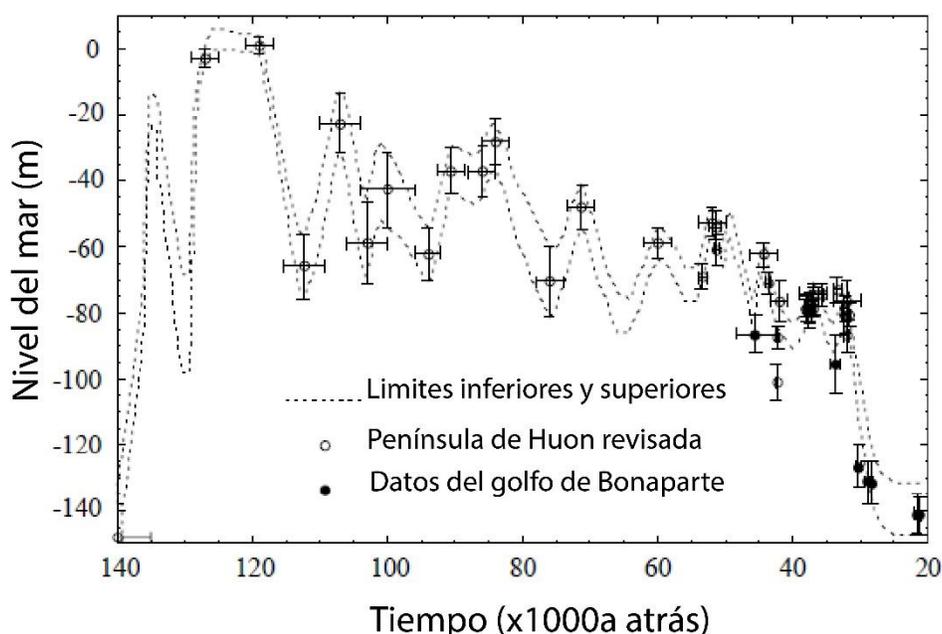


Figura 14.- Niveles relativos del nivel del mar en el último ciclo glacial según datos obtenidos en localidades australianas (Tomado de Lambeck et al., 2002).

#### 1.4.3 Geología y Geomorfología de la bahía de Pisagua

La bahía de Pisagua está conformada por dos morfologías en particular: Punta Pichalo correspondiente al brazo sur y Punta Pisagua, de menor envergadura, hacia el norte y la cual colinda con la quebrada Tiliviche (Figura 15), correspondiente a una de las principales redes de drenaje exorreicas de la zona. La bahía se caracteriza por una longitud de 3,5 Km y un ancho de unos 4 Km. Respecto a la geomorfología de la zona, esta exhibe tres unidades de importancia, definidas por Valenzuela (2015), y según características previamente descritas por Ritter et al. (2002). Las unidades antes mencionadas corresponden a tres pediplanos ubicados entre el acantilado costero y la Cordillera de la Costa (Figura 15 y 16). Los pedimentos delimitan la deformación de los escarpes con posterioridad al Mioceno y la deformación del pediplano más occidental (Figura 16), evidencia actividad durante el Pleistoceno. En complemento a lo anterior, la

deformación de las superficies mencionadas se asocia a la construcción tectono-erosiva del Acantilado Costero y el alzamiento marginal de los Andes, mientras que su preservación estaría controlada por la acentuación de la aridez del Desierto de Atacama durante los últimos 10 Ma (Valenzuela, 2015).

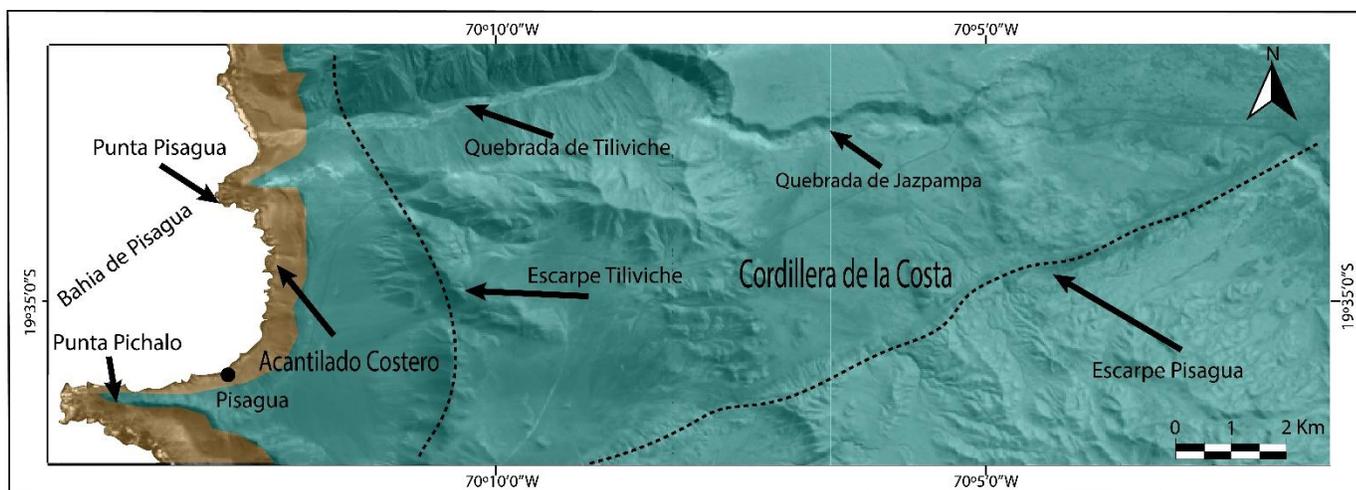
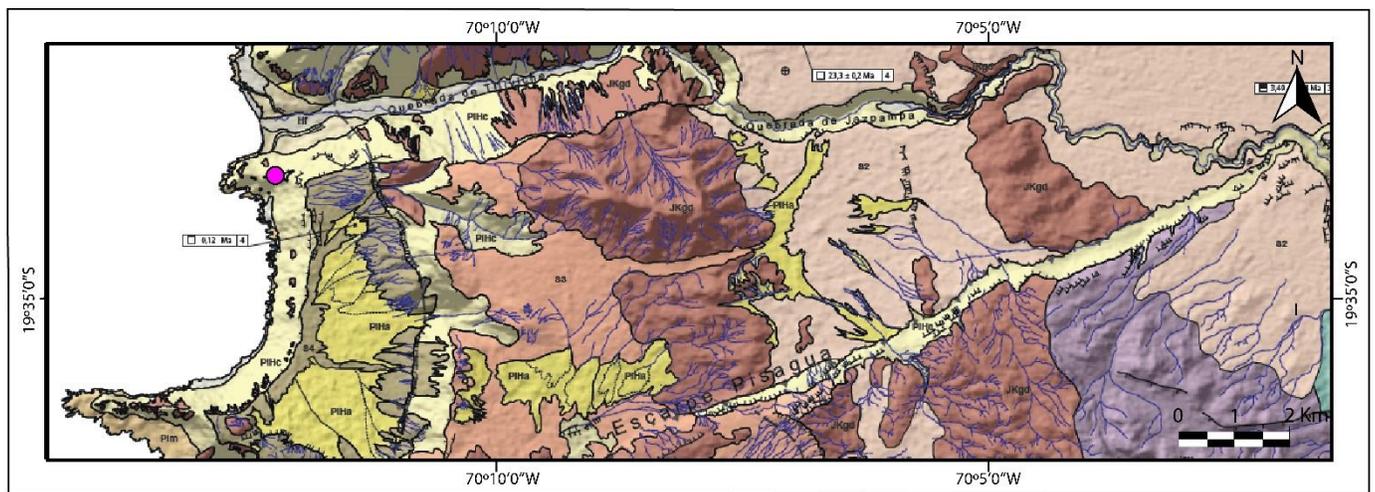


Figura 15.- Ubicación de la bahía de Pisagua, la cual esta confinada por dos cabos Punta Pisagua al Norte y Punta Pichalo de mayor envergadura hacia el Sur. Las morfologías de carácter regional son el Acantilado Costero (naranja) y la Cordillera de la Costa (celeste). Imagen satelital Landsat.

Se ha considerado que el alzamiento de la región costera en el norte de Chile sería mucho más antiguo que las incisiones de las quebradas mayores ( $\sim < 10$  Ma) (Mortimer y Saric, 1976; Farías et al., 2005; García et al., 2011), sugiriendo que la superficie superior de la Depresión Central se habría encontrado “represada” por el relieve preexistente de la Cordillera de la Costa y se mantuvo por mucho tiempo como un nivel base elevado, no conectado al mar (Mortimer y Saric, 1976; García et al., 2011).

Las incisiones de las quebradas y la eventual conexión del drenaje con el océano habrían sido recientemente provocadas por un aumento de la escorrentía asociada a pulsos hipotéticos semi-áridos interrumpiendo el régimen hiper-árido predominante (Mortimer y Saric, 1976; Farías et al., 2005; García et al., 2011), siendo así el alzamiento costero más antiguo que los procesos de incisión. Sin embargo, no existen evidencias geológicas convincentes para este complejo escenario y la noción de un antiguo alzamiento ( $\sim \geq 25$  Ma) sin correlación con la incisión pareciera ser controversial (Kober et al., 2006; Schildgen et al., 2007; Schlunegger et al., 2006, 2010; Hoke et al., 2007; Jordan et al., 2010; Kirk-Lawlor et al., 2013).



**Leyenda**

- |  |  |   |
|--|--|---|
| <p><b>Hp</b> Playas (Holoceno)<br/>Arenas no consolidadas.</p> <p><b>Hf</b> Depósitos fluviales (Holoceno)<br/>Ripios, gravas, arenas y limos.</p> <p><b>PIHc</b> Talud de detritos (Cuaternario)<br/>Depósitos de bloques, gravas y arenas.</p> <p><b>Plm</b> Terrazas marinas (Pleistoceno)<br/>Arenas semiconsolidadas.</p> <p><b>PHla</b> Abanicos Aluviales (Cuaternario)<br/>Ripios, gravas, arenas y limos.</p> | <p>(Oligoceno Superior-Plioceno)<br/>Gravas, arenas y limos semiconsolidados con intercalaciones de tobas y capas de halita (Gravas de alto Hospicio)</p> <p><b>S4</b> Alta presencia de drenajes y depósitos aluviales.<br/>Altura: 300-600 m.s.n.m</p> <p><b>S3</b> Reducidos depósitos aluviales y drenajes.<br/>Altura: 700-900 m.s.n.m</p> <p><b>S2</b> Escasos depósitos recientes, drenajes limitados.<br/>Altura: 900-1200 m.s.n.m</p> | <p><b>JKga</b> Intrusivo Pisagua (Jurásico Superior-Crétacico inferior).<br/>Granodioritas y dioritas</p> <p><b>Jh</b> Formación Huantajaya (Bajociano-Oxfordiano)<br/>(Sucesión sedimentaria marina)<br/>Calizas grises-rojizas oolíticas, areniscas grises algo salinas y glauconíticas calizas margosas y evaporitas.</p> <p><b>Jov</b> Formación Oficina Viz (Lias?-Bajociano Medio)<br/>Lavas andesíticas masivas, en partes vesiculares y brechozas</p> <p><b>●</b> Depósito de anhidrita: Sulfato de calcio 84%.</p> |
|--|--|---|

Figura 16.- Mapa morfotectónico desde la bahía de Pisagua hasta la cordillera de la Costa. Enmarca las principales unidades geológicas y morfológicas del sector. Hacia la Costa se destacan los depósitos cuaternarios asociados a terrazas marinas en la cara sur de Punta Pichalo, además de depósitos de abanicos aluviales, por su parte hacia el Oriente se destacan el intrusivo Pisagua y la Formación oficina Viz que conforman la Cordillera de la Costa. Las morfologías destacadas en este mapa son los pedimentos S2, S3, S4 pertenecientes a las Gravas de alto Hospicio y que se encuentran delimitadas por el Acantilado costero y los escarpes Pisagua y Tiliviche (Tomado de Valenzuela, 2015).

Otra visión es la presentada por Courdurier et al. (2014) quienes han propuesto una hipótesis más simple, tomando en consideración el contexto de hiperaridez relativamente estable desde hace ~15 Ma, y probando la idea de que la parte plana occidental del Pediplano de Atacama se encontraba inicialmente formando el piedemonte Andino con nivel base en el océano (Figura 17) y que la elevación general de este piedemonte, en relación con el océano, desencadenó el retroceso de cabecera de las quebradas desde hace ~<10Ma (García y Hérail, 2005; Schildgen et al., 2007; Schlunegger et al., 2006, 2010; Kirk-Lawlor et al., 2013). De este modo el inicio de las incisiones de las quebradas mayores habría tenido lugar coetáneamente con el alzamiento de la región costera en el norte de Chile.

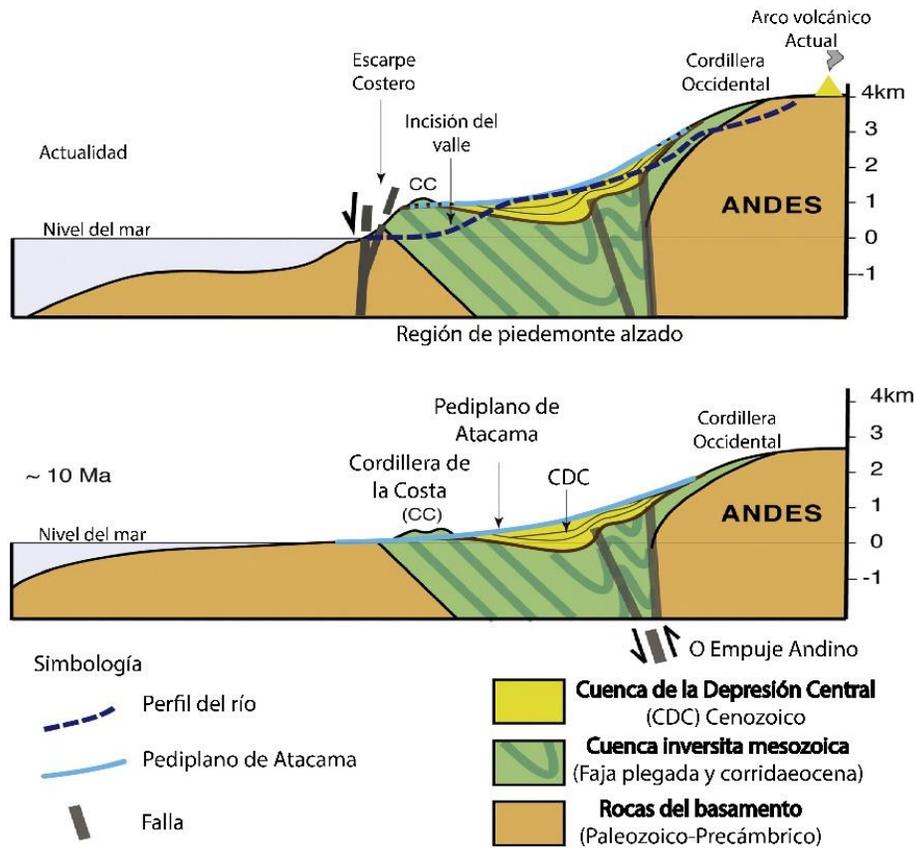


Figura 17.- Esquema morfotectónico de la evolución del margen oeste de los Andes Centrales durante los últimos 10 Ma (esquema superior). Se muestra la topografía actual, la geología y el Pediplano de Atacama y una propuesta de reconstrucción topográfica hace 10 Ma (esquema inferior). Notar que el Pediplano de Atacama representa una superficie continua (en equilibrio) que conecta el frente cordillerano y el nivel del mar (Tomado de Coudurier et al., 2015).

Como complemento a lo anterior, en la Quebrada de Tiliviche (Figura 15), Hoek et al. (2007) realizaron una datación en circones, a través del método de U-Pb, en ceniza volcánica intercalada en una terraza fluvial dentro de la parte superior de la quebrada, la cual arrojó una edad aproximada de 6,4 Ma. La edad obtenida por Hoek et al. (2007) puede ser utilizada para determinar una edad máxima del comienzo de la incisión de la Quebrada de Tiliviche y de aceptar la hipótesis propuesta por Courdurier et al. (2014), esta edad podría ser considerada como la edad máxima del alzamiento del sector costero del norte de Chile.

En la Cordillera de la Costa afloran lavas y brechas de composición andesítica (Silva, 1972) asociadas a la Formación Oficina Viz, a las cuales les sobreyace una secuencia sedimentaria marina, constituida por calizas, calizas oolíticas, lutitas y areniscas glauconíticas de edad jurásica inferior a superior (Silva, 1972). Estos depósitos a su vez se encuentran intruidos por plutones dioríticos y granodioríticos correspondientes al intrusivo Pisagua (Figura 16). En el eje central y hacia el Occidente de la Cordillera de la Costa se aprecian las Gravas de alto Hospicio las cuales conforman los tres niveles de pedimentos antes mencionados y que se encuentran separados por

los escarpes de Tiliviche y Pisagua (Valenzuela, 2015) y que según García-Perez et al. (2018) son principalmente una secuencia de grava soportada de matriz de arena gruesa cementada por halita con limos intercalados, arcillas y algunos depósitos de cenizas.

. En los pedimentos occidentales es posible reconocer abanicos aluviales inactivos que serían un indicativo que estas morfologías presentan rasgos de actividad (erosión-sedimentación) posterior a 8-10 Ma (Valenzuela, 2015). En el Acanalado Costero en específico el sector correspondiente a Punta Pisagua y la quebrada Tiliviche, Silva (1972) define los depósitos intermontanos compuestos por depósitos lagunares de diatomitas e intercalaciones de limos claros y conglomerados finos. Estos sedimentos fueron interpretados por Valenzuela (2015) como un talud de detritos compuesto por arena, gravas y bloques (Figura 16). En este sector resalta además la presencia de depósitos de anhidrita con un 84% de sulfato de calcio (Silva, 1972) (Figura 16).

También cabe destacar las terrazas marinas en la cara sur de Punta Pichalo (Figura 15 y 16), en donde la buena preservación de estas morfologías, así como de los pedimentos es el fiel reflejo del fuerte levantamiento al que está sujeta esta región (Quezada et al., 2010), así como el grado de aridez predominante durante todo el Cuaternario (Vargas, 1996; Vargas y Ortlieb, 1998).

#### 1.4.4 Estructuras sedimentarias

Los terremotos pueden dejar varios tipos de marcas en lechos laminados suaves en donde se destacan fallas, plegamiento y fragmentación. Los depósitos de flujo por gravedad provocados por terremotos se han utilizado como herramienta en la paleosismología subacuática para desentrañar los ciclos de terremotos adyacentes a los límites de placas y regiones con alta actividad sísmica. El término "sismoturbidita" implica la activación del flujo de masa por un terremoto en lugar de otros posibles mecanismos como; olas de tormenta, flujos hiperpícnicos, disociación de hidratos de gas, sobrecarga de sedimentos, erupciones volcánicas e inundaciones (Postma et al., 1988; Prior et al., 1989; Nemeč, 1990; Mulder y Syvitski, 1995; Beck et al., 1996, Beck et al., 2007; Chapron et al., 1999; Cita y Aloisi, 2000; Nakajima y Kanai, 2000; Shiki et al., 2000; Arnaud et al., 2002; Goldfinger et al., 2003; Schnellmann et al., 2005; Carrillo et al., 2008). Mientras que el término "sismita" fue introducido por Seilacher (1969) para describir capas que estaban deformadas por procesos inducidos por terremotos. Por consiguiente, la distinción entre ambas terminologías radica en el hecho que una sismita es un término más general que describe toda aquella estructura o deformación producto de un terremoto incluyendo a las sismoturbiditas.

El recuento de láminas (que se cree que representan depósitos estacionales) proporciona una resolución cercana al año que recientemente permitió la asociación de láminas deformadas con terremotos documentados históricamente (Heifetz et al., 2005); en concordancia con lo anterior un gran número de autores han informado sobre estructuras de deformación de sedimento blando interpretadas como inducidas por terremotos (por ejemplo: Seilacher, 1969, 1984, 1991; Vargas et al., 2005) en estudios sedimentológicos y paleosísmicos. En este estudio se ahondará en tres tipos de estructuras inducidas por terremotos: estructuras de plegamiento de sedimento suave,

estructuras de deformación de sedimento suave por licuación y/o fluidización, y homogenitas.

#### 1.4.4.1 Estructuras de plegamiento de sedimento suave o Slumps

El plegamiento es comúnmente considerado la estructura más obvia asociada con la deformación de sedimentos pobremente consolidados (Woodcock, 1976a, 1976b, 1979; Maltman, 1984, 1994a, 1994b; Elliot y Williams, 1988; Collinson, 1994). Es sabido que un aumento general en la presión de poros de agua reduce drásticamente la resistencia al corte de los sedimentos, facilitando la deformación de los sedimentos blandos (Maltman, 1994a, 1994b). Diversos mecanismos, incluida la sismicidad, pueden provocar aumentos locales en la presión del fluido de los poros, pudiendo desencadenar slumps (Alsop y Marco, 2011). Se cree que el plegamiento resultante está vinculado intuitivamente a procesos de slump impulsados por la gravedad a lo largo de un desprendimiento basal, con la expectativa de que las geometrías de los pliegues reflejarán la paleosuperficie sobre el que se crearon. (Farrell y Eaton, 1987, 1988; Martinsen, 1989; Martinsen y Bakken, 1990; Bradley y Hanson, 1998; Debacker et al., 2001, 2006; Alsop y Marco, 2012, Figura 18).

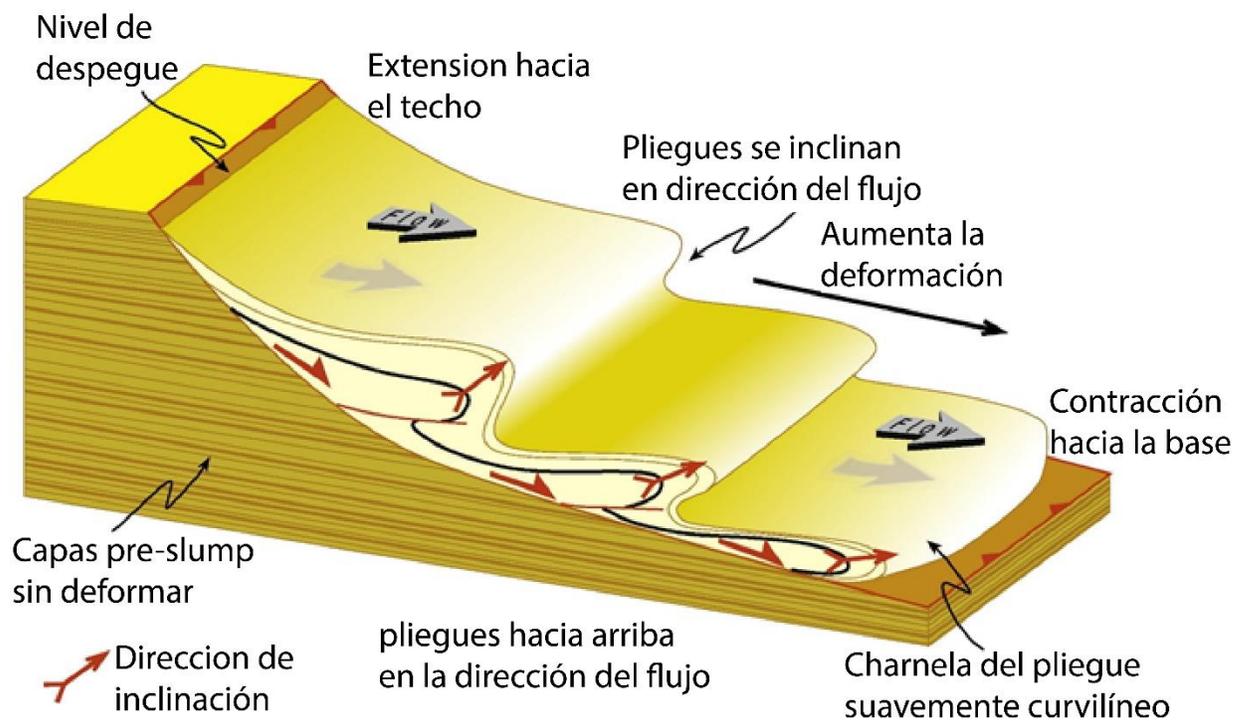


Figura 18.- Imagen esquemática que ilustra un típico sistema de pliegues y fallas relacionado con los slumps sobre imponiéndose a los lechos horizontales pre-slumps sin deformar. La masa deformada se traslada cuesta abajo a lo largo de un desprendimiento basal y está marcada por la extensión en la cabeza (superior) del slump y la contracción asociada con pliegues y empujes en el sector frontal del plegamiento. Los pliegues se aprietan progresivamente al aumentar la deformación en el sistema de slump, mientras que sus planos axiales y las direcciones de orientación asociadas rotan y se aplanan secuencialmente, lo que finalmente resulta en pliegues curvilíneos reclinados (Tomado de Alsop et al., 2012)

El plegamiento de sedimentos blandos aparece a diferentes intensidades, aparentemente indicando varias etapas de la deformación. La deformación puede evolucionar desde un slump de forma ondulada (Figura 19 A) que puede distorsionarse aún más a una forma de ola o recumbente (Figura 19 B). Al aumentar esta deformación la estructura puede volverse turbulenta, creando una capa de brecha completamente mezclada con fragmentos de las láminas originales (Figura 19 C). Este último estado de deformación puede ser considerado como una cuasi turbidita, o bien desencadenar en una. La transformación de un slump en una corriente de turbidez es un proceso frecuente que generalmente se asocia con una erosión intensa del suelo del submarino (Mulder et al., 2009)

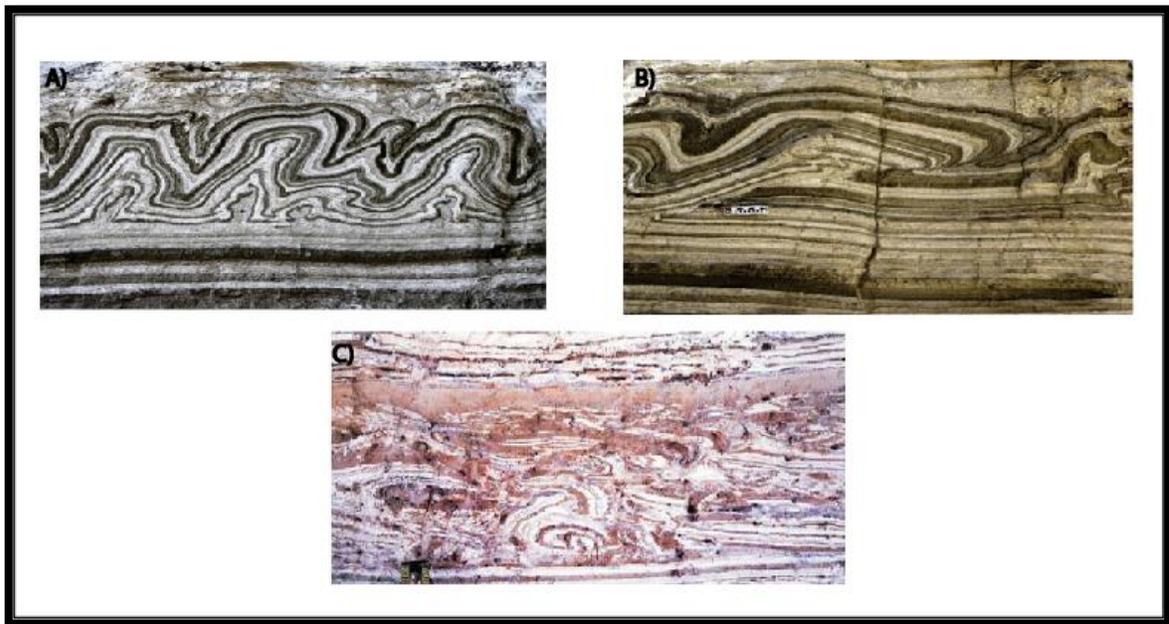


Figura 19.- Imagen ilustrativa de las variaciones en las estructuras de plegamiento de sedimento suave (slumps), conforme aumenta la intensidad de la deformación. A) Slump de baja deformación, con pliegues simétricos de forma ondulada y sin fallamiento; B) Slump de deformación intermedia, con pliegues con forma de ola o recumbente, en esta etapa los slumps exhiben cabalgamiento entre las capas y fallamiento, como síntoma del aumento en la deformación; C) Slump a cuasi turbidita, etapa de deformación intensa donde se percibe una deformación turbulenta, de capas mezcladas y brechizadas/fragmentadas (Tomada de Heifetz et al., 2005).

#### 1.4.4.2 Estructuras sedimentarias por licuación y/o fluidización

Los terremotos pueden causar estructuras de extensa deformación relacionadas con la licuación y la fluidización (Marco et al., 1996). La licuación es un fenómeno producido por la pérdida de resistencia al corte de sedimentos granulares saturados con agua (Owen, 1996), mientras que la fluidización es la condición en la cual el componente

ascendente de la resistencia al arrastre de un fluido iguala o excede el peso del grano (Lowe, 1975), permitiendo de este modo el ascenso del sedimento.

Se ha supuesto una relación genética entre el temblor sísmico y los procesos de licuación en sedimentos antiguos y recientes. Se han reportado sismitas en sedimentos que varían en edad desde el Meso-Neoproterozoico (Pratt, 1994; Owen, 1995) hasta lo actual. Se han realizado estudios paleosísmicos en sucesiones sedimentarias del Holoceno mediante el análisis de estructuras de licuefacción y fluidización relacionadas con eventos históricos (área de Charleston: Obermeier et al., 1985, 1990; Talwani y Cox, 1985; Rajendran y Talwani, 1993; Rajendran et al., 1993; zona sísmica de nueva Madrid: Russ, 1979; Saucier, 1989; Obermeier et al., 1990; Saucier, 1991; Wesnousky y Leffer, 1992; Rodbell y Schweig, 1993). Dentro de las estructuras de deformación asociadas a la licuefacción y fluidización en este trabajo se destacan dos de ellas: estructuras de escape de fluidos y aquellas asociadas a la sobrecarga.

Las estructuras de escape de fluidos o agua (Lowe, 1975) se definen como estructuras deformativas dominadas por procesos de expulsión de fluidos (Moretti et al., 1999). Dentro de este tipo de configuración se destacan las de tipo pilar (Figura 20 A); estas son estructuras de deformación de sedimentos blandos típicas de los procesos de fluidización relacionados con sobrecargas y eventos de sedimentación masiva (Lowe y Lo Piccolo, 1974; Lowe, 1975; Ricci Lucchi, 1980; Allen, 1982).

En lo que respecta a las estructuras por sobrecarga estos sistemas forman morfologías fácilmente reconocibles (Kelling y Walton, 1957) caracterizados por la deformación de la interfaz entre las diferentes capas en una serie de anticlinales y sinclinales de varias formas (Moretti et al., 1999). Dentro de estas morfologías se destacan derivadas de gradientes de densidad inestables (Anketell et al., 1970) y carga desigual (Allen, 1982; Figura 20 B). Experimentos realizados por Moretti et al. (1999) por medio de una mesa de vibración empleando sedimentos granulados (arcilla, limo y arena) muestran que la deformación se genera luego del choque sísmico, y la licuación, en el momento en que se produce una disminución drástica de la resistencia de corte, derivando en una deformación impulsada por una carga o gradiente de densidad desigual.

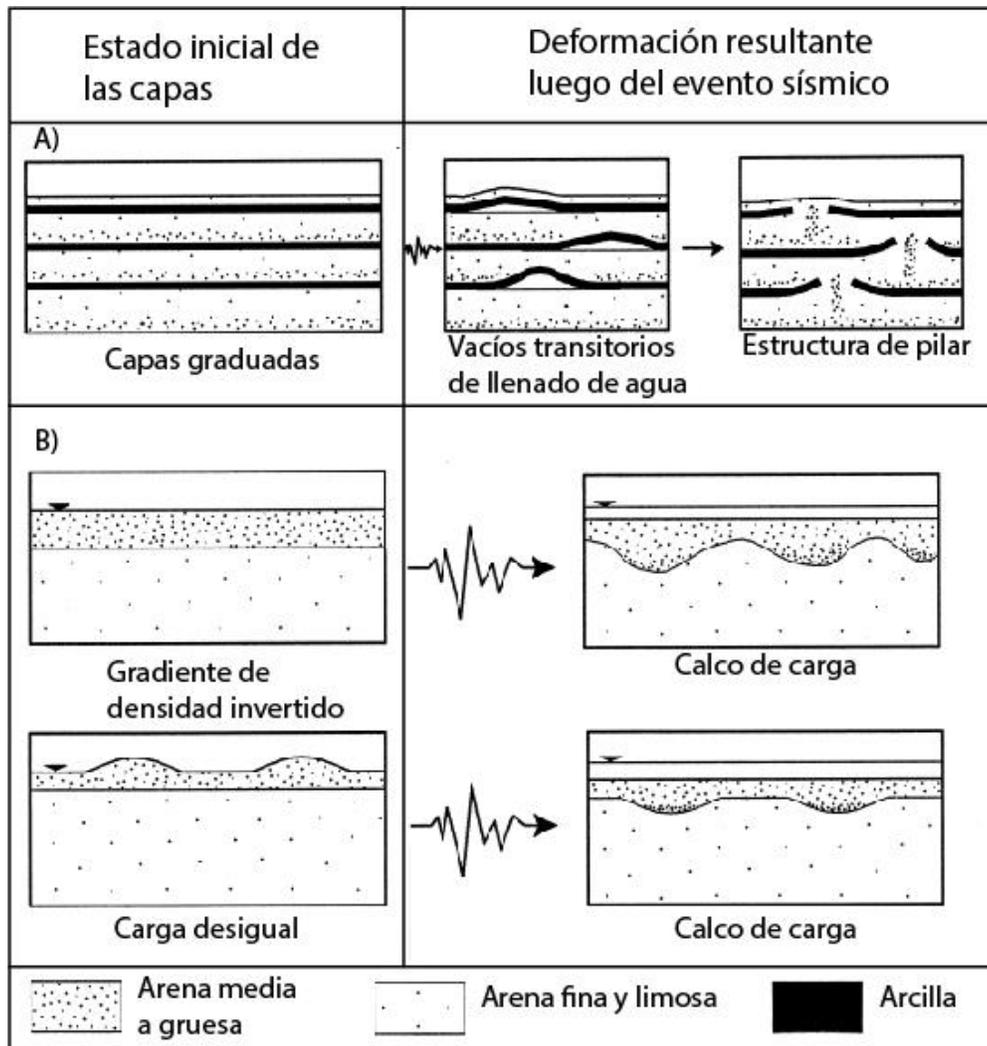


Figura 20.- Bosquejo de los principales tipos de estructuras de deformación de sedimentos blandos por efectos de la licuefacción y/o fluidización. A la izquierda está la columna sedimentaria inicial. A la derecha están las características de licuefacción y/o fluidización percibidas por las distintas capas de sedimento después del evento sísmico. A) Representa las estructuras de escape de fluidos, puntualmente las estructuras de pilas. B) Ilustra las estructuras de sobre carga la figura superior simboliza la deformación frente un caso de gradiente de densidades invertido y la figura inferior uno asociado a una carga desigual (Tomado de Moretti, 1999).

#### 1.4.4.3 Homogenitas

En lo profundo del Mediterráneo central-oriental, potentes unidades homogéneas han sido denominadas como homogenitas por Kastens y Cita (1981), Cita et al., (1984) o unifitas por Stanley (1981); estas unidades usualmente rellenan bajos topográficos y están relacionadas a erupciones volcánicas (por ejemplo, Santorini; Cita y Aloisi, 2000) o terremotos (sismoturbiditas; Mutti et al, 1984). "Homogenita" es un término descriptivo utilizado para indicar las lutitas aparentemente homogéneas y sin estructura que forman

la parte más alta de una “megaturbidita” o “sismoturbiditas” (Polonia et al., 2013). Las megaturbiditas o sismoturbiditas pueden ser los productos de flujos de gravedad de sedimentos a gran escala provocados por eventos catastróficos (Mutti et al., 1984; Mulder et al., 2009; Polonia et al., 2013).

Cita et al. (1996) y Reeder et al. (1998) detallan dos tipos de homogenitas: el tipo (A) puede tener varios decímetros a varios metros de espesor con una capa fina de limo arenoso que se superpone a un contacto basal agudo. El sedimento desde el lecho se hace rápidamente más fino llegando a ser de arcilla sin estructura sedimentaria. El tipo (B) tiene un grosor que varía desde unos pocos centímetros hasta aproximadamente 20 m. Se parece al tipo (A), excepto que la base arenosa está más desarrollada y el contacto basal es erosivo.

La descripción de Reeder et al. (1998) sugiere que las homogenitas no tienen una textura homogénea, lo cual ya fue señalado por Cita et al. (1996). Para estos autores, el término "homogenita" implica solo una naturaleza homogénea de los depósitos y se mantiene para mantener la coherencia con sus trabajos anteriores. Proponen referir "homogenita" a la expresión en un evento único con una posición estratigráfica definida (Cita et al., 1996). Esta definición se ajusta a la definición de "megaturbidita" de Bouma (1987). Algunas homogenitas se consideran tsunamigénicas (Kastens y Cita, 1981; Cita et al., 1996; Cita y Rimoldi, 1997; Cita y Aloisi, 2000) por el retrabajo de un volumen considerable de sedimentos y, a veces, porque los depósitos costeros de tsunami podrían estar relacionados a los depósitos de aguas profundas. Los efectos del tsunami en entornos de aguas más profundas generalmente se consideran marcados por una capa de arena y barro clasificados como una homogenita que puede estar vinculada a un único evento de tsunami (Cita et al., 1996).

Las homogenitas se caracterizan por la aparición de tres unidades distintas en los perfiles de tamaño de grano (una base de grano grueso comúnmente de tamaño arena, a la cual sobreyace una unidad homogénea gruesa y en la cima una capa delgada de sedimento muy fino), y por la distribución típica de los parámetros de tamaño de grano en diagramas de simetría-clasificación (Bertrand et al., 2008). Mientras que su clasificación se basa en sus características sedimentarias y composiciones minerales, que difieren según los diferentes entornos sedimentarios y los mecanismos de formación (Cita et al., 1996; Cita y Aloisi, 2000; Beck, 2009, 2011; Morellón et al., 2014).

## 2 MATERIALES Y METODOS

Los procedimientos realizados en este trabajo comprenden inicialmente un terreno en la bahía de Pisagua definido para la toma de muestras de sedimentos superficiales, así como de testigos sedimentarios. Se obtuvieron 11 testigos los cuales se estudiaron mediante tomografías y se escogió uno de ellos (“PR1805”) para un análisis granulométrico y mineralógico. Respecto a las muestras superficiales, a estas se les realizó un análisis granulométrico mediante granulometría laser y mineralógico a partir de FTIR, este método también se empleó para las muestras del testigo PR1805.

### 2.1 Revisión de antecedentes

Previo a la campaña de terreno, la investigación bibliográfica se centra en varios estudios realizados en la bahía de Mejillones, en la II Región de Antofagasta. En éstos se abordan análisis mineralógicos, granulométricos y estratigráficos, aplicados a la reconstrucción paleosismológica (Vargas et al., 2004, 2005, 2011)

Posterior a la campaña de terreno, se realizó un estudio exhaustivo que aborda bibliografías más extensas, para el análisis de los resultados obtenidos a partir de las distintas pruebas realizadas sobre las muestras.

### 2.2 Terreno para recuperación de muestras de fondo marino

Con el fin de obtener las muestras requeridas para los análisis sedimentológicos y mineralógicos, se efectuó un terreno a la bahía de Pisagua. El equipo de trabajo estuvo compuesto por Gabriel Vargas (Geólogo de la Universidad de Chile y profesor guía), Alejandro Ávila (biólogo marino de la Universidad de Concepción) y Gabriela Gonzales (Alumna memorista). Las labores realizadas en el terreno se detallan a continuación.

#### 2.2.1 Toma de muestras mediante dragado

Esta primera etapa consistió en la recolección de un total de 25 muestras (P1-P25) mediante una draga tipo “cuchara” (Figura 21A). Esta consiste en dos muelas o cucharas que penden de un cable, y permanecen separadas cuando descienden por la columna de agua. Cuando la draga toca fondo, las muelas penetran el sedimento superficial y el dispositivo que las mantiene separadas se libera. El sedimento es recogido al jalar del cable para recoger la draga. Las dragas permiten una obtención superficial del sedimento, sin una preservación de los primeros centímetros de su estratigrafía, con excepción de algunas de las muestras obtenidas las cuales consistían en sedimentos plásticos como lodos orgánicos que permiten preservar la estratigrafía original del sedimento (Figura 21B). Dado que las muestras obtenidas no preservaban la estratigrafía excepto aquellas de material plástico, este método se empleó para conocer las características del sedimento superficial y no su estratigrafía.

Las muestras se ubican en una grilla irregular de 500x500m (Figura 22). El estudio preliminar de estas muestras se empleó para determinar la zona en donde se efectuaría la segunda etapa del terreno destinada a la recolección de testigos, para los cuales se buscaba un sedimento con signos de hipoxia lo cual permitiría una correcta preservación de las láminas sedimentarias y que el sedimento fuera de tamaño limo o arena muy fina, material que permite identificar de mejor manera posibles cambios granulométricos.

Una vez que se obtenían las muestras con la draga, a bordo del barco se hizo un submuestreo a los primeros 2 centímetros de la muestra, mediante una paleta plástica, además de una breve descripción del sedimento. Estas se guardaban en una bolsa plástica sellada, para evitar escurrimiento y pérdida de sedimento. Luego del terreno estas fueron refrigeradas en la cámara de frío del Departamento de Geología de la Universidad de Chile a una temperatura de 2°C aproximadamente, con el fin de evitar reacciones químicas que modifiquen la composición del sedimento.

### 2.2.2 Toma de muestras mediante Rumohr

En esta sección las muestras fueron tomadas mediante un sacatestigos tipo Rumohr (Figura 21C), el cual es un equipo que consiste en un soporte de metal que sujeta a presión tubos de acrílico y al cual se le adicionan tres pesos de 10 Kg cada uno (Figura 21C), para que al descender y tocar fondo se entierre producto de este sobrepeso, adquiriendo de esta manera mayor metraje de sedimentos. Luego en el ascenso una escotilla del Rumohr ubicada en la boca superior del testigo se cierra, sellándolo y evitando así la pérdida de material en el ascenso.

Una vez que el testigo sale a la superficie se le insertaba un tapón en la boca inferior para evitar pérdida de sedimento y consecuente perturbación de la estratigrafía, luego se desmontaba el Rumhor mediante una llave de tuerca que liberaba al testigo de la presión ejercida por él y una vez desmontado el testigo del Rumhor se le insertaba un tapón en la abertura superior. Finalmente se sellaban ambos extremos del testigo con cinta adhesiva, se rotulaba y anotaba dirección del techo de la columna sedimentaria y se les efectuaba una breve descripción. Luego del terreno estas fueron refrigeradas en la cámara de frío del Departamento de Geología de la Universidad de Chile a una temperatura de 2°C aproximadamente, con el fin de evitar reacciones químicas que modifiquen la composición del sedimento.

Las potencias de sedimentos conseguidas en los 12 testigos (Figura 21D; E) oscilan entre 0,15 a 1,5 m. Estas muestras se obtuvieron con el fin de estudiar las láminas del sedimento marino, en búsqueda de perturbaciones indicadoras de eventos sísmicos.

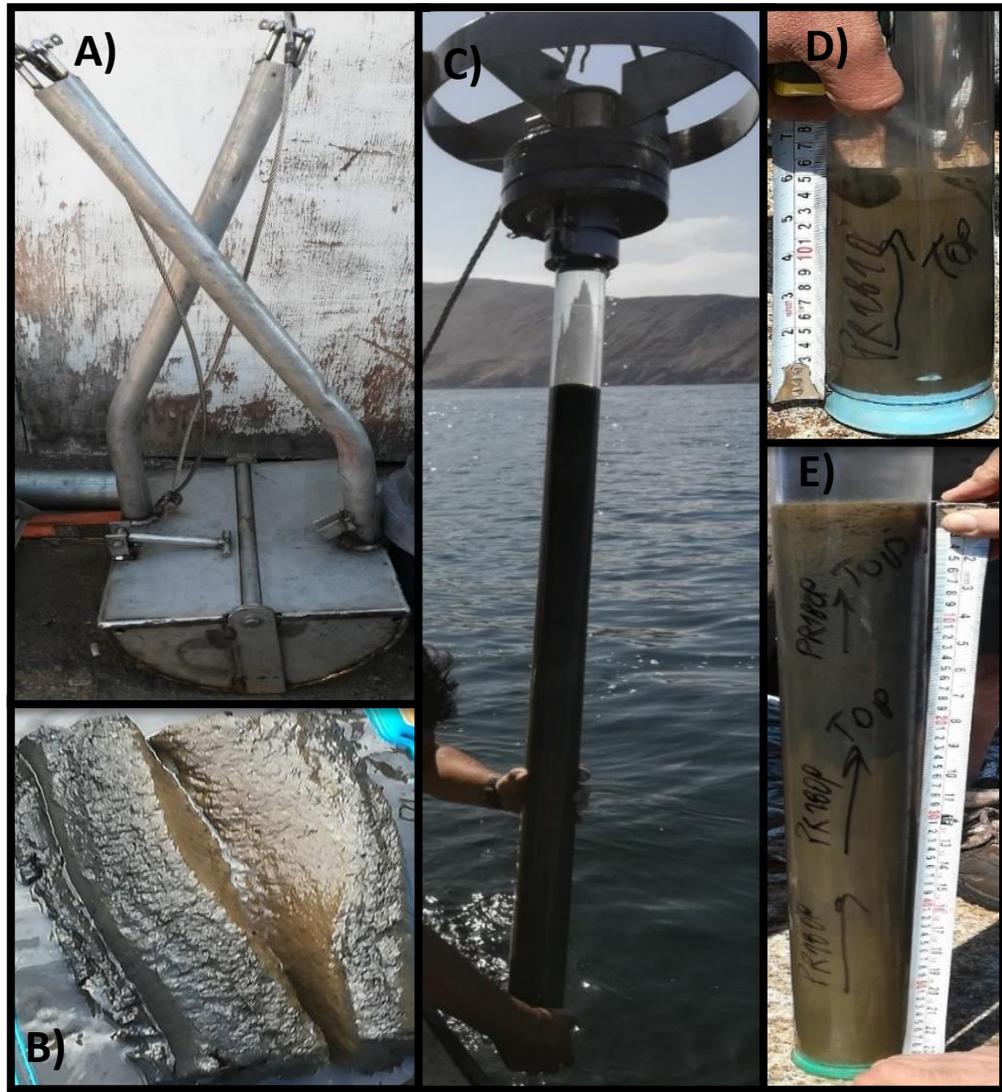


Figura 21.- Recopilación de imágenes de las tareas efectuadas en terreno A) Draga, B) Muestras de dragado, C) Rumohr, D) Testigo PR1810 de 15 cm y E) Testigo PR1809 de 60 cm.

### 2.2.3 Recolección de datos batimétricos

Esta última etapa consistió en la obtención de los datos batimétricos de la bahía de Pisagua por medio de una ecosonda. Este proceso consistió en definir una grilla de puntos de control de 500x500m (Figura 22) a los cuales se les midió mediante una ecosonda la profundidad del lecho oceánico y el punto exacto del sector mediante un GPS, generando así una base de datos (x, y, z). El propósito de la grilla es tener una buena densidad de puntos y que estos estuvieran distribuidos de manera uniforme en la bahía, para así generar mediante el software ArcMap un mapa de interpolación batimétrico y consecuentemente las isobatas de la bahía cada 25 m.

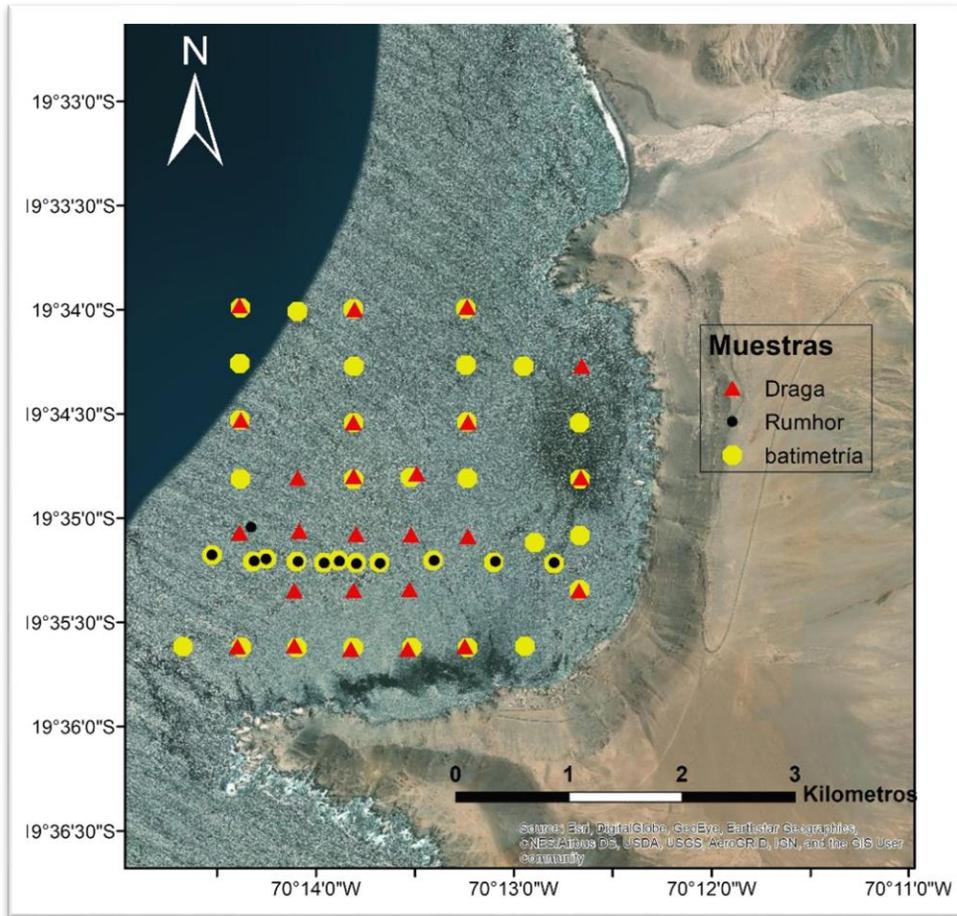


Figura 22.- Mapa de ubicación de las muestras. Los triángulos rojos simbolizan las muestras de draga, en puntos negros los testigos de Rumohr y en puntos amarillos los datos batimétricos en donde al igual que en la draga se observa la malla de muestreo.

### 2.3 Análisis estratigráfico testigos mediante Rayos-X

El análisis estratigráfico es realizado gracias a una tomografía computarizada de alta resolución, que permite la visualización de todas las capas presentes en los distintos testigos obtenidos en terreno.

El equipo utilizado para estos propósitos es principalmente para uso médico, y corresponde al Modelo SOMATOM Definition Edge, de la empresa Siemens, perteneciente al Hospital Clínico de la Universidad de Chile, J.J. Aguirre y el cual fue manipulado por la tecnóloga medica Lorena López.

El funcionamiento de este equipo se basa en la radiación de rayos X. Se diferencia de una radiografía común, en que esta última utiliza un tubo fijo de rayos X, mientras el escáner utiliza una fuente motorizada de rayos X que gira alrededor de una abertura circular de una estructura en forma de dona llamada Gantry. Durante el escaneo de los testigos, éstos permanecen de forma horizontal, sobre una cama que se mueve lentamente a través del Gantry.

En este proceso, el equipo utiliza detectores digitales para recibir las señales de rayos X, para luego ser transmitidas a una computadora. Cada vez que la fuente de rayos X completa toda una rotación, la computadora realiza un procesamiento matemático de las señales para construir un corte de imagen 2D. Mediante este procedimiento obtuvieron imágenes cada 0,3 mm. Estas imágenes pueden ser desplegadas en formas individuales o amontonadas, para generar una imagen 3D, y así obtener la reconstrucción de todo el testigo. Esta reconstrucción y posterior análisis de la imagen se realizó mediante el software RadiAnt DICOM viewer.

De esta forma se obtiene una imagen con distintas escalas de grises, que representan las diferentes densidades de las capas y la naturaleza de los sedimentos, permitiendo el análisis tanto del grosor de las capas, como de las estructuras presentes.

### 2.3.1 Estudio y submuestreo del testigo PR1805

El estudio y submuestreo del testigo PR1805 se realizó en el Laboratorio de Sedimentología de la Universidad de Chile. Este trabajo consistió en la apertura y separación del testigo y un posterior mapeo y descripción de las láminas, culminando en un submuestreo de estas.

Lo primero fue preparar al testigo, usando una guía de madera, con la que se marcó una línea central que dividía en dos mitades iguales al testigo, esta se empleó como referencia para cortarlo. Una vez marcado el testigo por ambos lados, se procedió a cortar cuidadosamente el tubo de acrílico con un Dremel Multi Pro, por ambos lados, para poder dividir el testigo, esta labor fue desempeñada en conjunto por Gabriel Vargas y Cristina Ortega. Se repaso el corte efectuado por el Dremel mediante un corta cartón para cerciorarse de que no quedaran uniones en el tubo sin cortar. Finalmente, para dividir el sedimento en dos mitades “iguales”, se introdujo en la boca superior del testigo un hilo de pesca que cruzara de lado a lado las secciones abiertas del testigo y se arrastró esta línea desde el techo hasta la base del tubo delimitando así en dos el sedimento y evitando en lo posible la perturbación de las láminas y estructuras presentes en ellas.

Una vez dividido en dos el testigo PR1805 se escogió la mitad que presentaba una menor perturbación en las láminas producto de la apertura (Figura 23). Previo al submuestreo de esta sección, se efectuó una descripción de cada una de las láminas presentes, considerando su espesor, color, tamaño de grano, estructuras presentes y tipos de contactos. Esta tarea fue acompañada con el dibujo de una columna estratigráfica que ilustrara las diferentes laminas y estructuras descritas.

Por último, se dispusieron micas sobre el testigo y se calcaron las láminas y estructuras presentes, para así tener una representación a escala real del testigo (Figura 23). Finalmente se dio paso al submuestreo del testigo el cual fue cada  $5 \pm 2$  mm, estas muestras fueron depositadas en bolsas plásticas (previamente pesadas y rotuladas), luego se pesaron en una balanza Sartorius (modelo CP224S; 0,1 mg de precisión) para si conocer el peso húmedo de la muestra y después fueron puestas a secar en un horno a 40°C para eliminar la humedad presente y así conocer el peso seco de estas. Cabe

destacar que en el bosquejo realizado en las micas se anotó la procedencia de cada una de las 251 muestras (Figura 23) para así facilitar el posicionamiento de los resultados obtenidos de ellas en un gráfico a lo largo del testigo.



Figura 23.- Imagen que muestra a la derecha la mitad del testigo PR1805 que se estudió y a la izquierda el bosquejo a escala, donde se destacan las láminas y estructuras presentes en el testigo PR1805, así como los límites de cada una de las 251 muestras obtenidas mediante puntos, ubicados en el centro del bosquejo.

#### 2.4 Análisis sedimentológico mediante granulometría láser

El análisis granulométrico de cada una de las muestras superficiales, así como aquellas provenientes del testigo PR1805, fue realizado en el Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

Para poder determinar la distribución de tamaños se usó el equipo Malvern™ Mastersizer 2000 (Figura 24), el cual utiliza la difracción laser aplicando la teoría de Mie (1908). De manera sencilla el método consiste en la conducción de partículas

suspendidas en un medio líquido de índice de refracción conocido (“para el caso de estudio fue agua”) a través de una celda de vidrio a un haz de láser normal. La luz difractada por las partículas, atravesadas por el haz del láser, es recibida por una fila de detectores situados detrás de la celda. Mediante un procedimiento de inversión, basado en la teoría de Mie (1908) a partir del patrón de difracción medido, se obtiene la distribución del tamaño de las partículas.



Figura 24.- Granulómetro Malvern™ Mastersizer 2000.

El manejo del software y equipo Malvern™ Mastersizer 2000, consistió en hacer una medición manual mediante la ventana “Messure->Manual”, donde antes de analizar las muestras se realiza una prueba “Background” para tener un estándar de medición. Previo al comienzo del “Background” el programa alinea automáticamente el haz del láser, el cual busca el detector cero (de los 48 que existen) donde no ocurre difracción. Esto se hace debido a que en ese punto el láser incide de manera recta, además de evitar errores que se puedan confundir con la difracción. Una vez terminado este proceso comienza la medición del “Background”, cuyo detalle más importante es que la obturación del láser debe ser menor al 10%. Luego se procede a preparar el instrumento para analizar las muestras, lo primero es limpiarlo mediante la función “Clean” de la ventana “Accessories”. Cuando se termina la limpieza del instrumento se manejan los controles de este (Striker, Pump y Ultrasound), que sirven para hacer una mejor disolución de la muestra y en el caso de las muestras analizadas para esta memoria, se usaron las siguientes especificaciones para cada una de ellas:

- Striker: 1000 rpm
- Pump: 2500 rpm
- Ultrasound: 30%

Es importante destacar que el ultrasonido debe ser menor al 50% para que no disminuya el tamaño de las partículas y evitar que la medición resulte errónea. Luego se introduce la muestra hasta tener entre 10% y 20 % de obturación, donde se hace la medición granulométrica. El programa realiza 3 mediciones, además de entregar un

promedio de estas. Por último, los datos y la curva de distribución del tamaño de las partículas son exportados como .txt, archivos manipulados con Excel.

## 2.5 Análisis mineralógico FTIR (Espectroscopia infrarroja por transformada de Fourier)

El análisis mineralógico mediante FTIR de cada una de las muestras superficiales, así como las 50 muestras correspondientes a los primeros 30cm del testigo PR1805, fue realizado en el Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

En este análisis, la radiación infrarroja atraviesa los minerales, siendo absorbida sólo una parte de ésta por la muestra, y la otra transmitida. A partir de esto, se obtiene un espectro donde se hacen identificables niveles máximos correspondientes a las frecuencias de vibración entre los enlaces moleculares en la estructura del mineral representando la absorción molecular, formando un patrón de interferencia único para cada mineral (Figura 25).

Esta metodología está basada en el interferómetro de Michelson, donde se genera una especie única de señal que contiene todas las frecuencias dentro del espectro infrarrojo. Luego, esta señal atraviesa un separador de haces, obteniéndose dos rayos, que posteriormente se interfieren al salir del interferómetro.

De este proceso se consigue un interferograma, que representa la señal obtenida por estos haces de luz infrarroja. Éste está caracterizado por puntos que contienen información de cada frecuencia infrarroja proveniente de la fuente. De este modo, se logra representar de manera simultánea todas las longitudes de onda, de acuerdo con cada mineral presente en la muestra. Luego sobre este interferograma, se aplica la Transformada de Fourier, gracias a un software especializado para estos efectos. Esta transformación matemática descompone la señal obtenida, en las distintas frecuencias captadas.

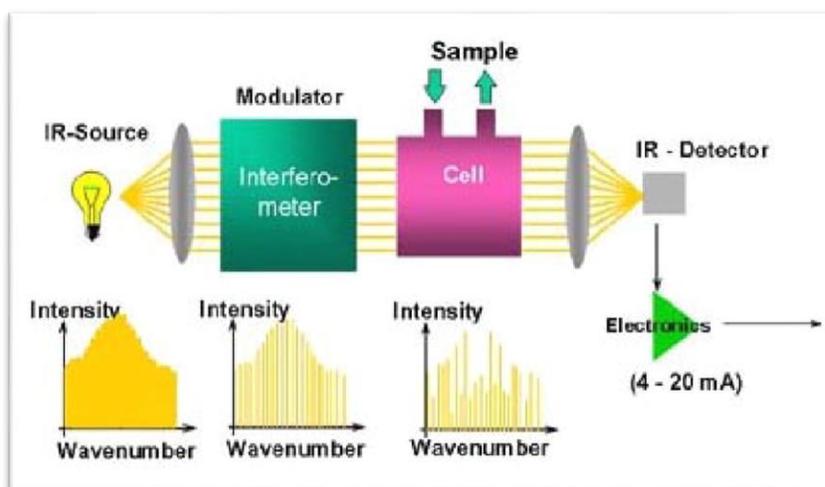


Figura 25.- Esquema representativo del funcionamiento de un espectrómetro infrarrojo por transformada de Fourier.

## 2.5.1 Preparación de Muestras

Para el análisis FTIR, es necesario preparar las muestras, de manera minuciosa. Para estos efectos, se utiliza el “Método del disco de KBr” detallado por Bertaux et al. (1998), cuyos pasos están resumidos, explicados y dispuestos en un pequeño manual en el Laboratorio de Sedimentología, elaborado por la encargada del laboratorio, Zaida Salinas.

Es necesario recalcar que, para la obtención de resultados precisos y confiables, es necesaria una limpieza exhaustiva, con acetona, de todos los instrumentos, al finalizar el tratamiento de cada muestra.

En primer lugar, se separan las distintas muestras en cápsulas de Petri, que proceden a secarse en un horno durante 48 horas a una temperatura aproximada de 40°C. Una vez secas, se pasan por un tamiz #200, de tal forma que el tamaño de grano no exceda los 75 µm. Posteriormente se pesan aproximadamente 340 mg de la muestra seca, los que son molidos manualmente en un mortero de ágata, hasta lograr una textura homogénea.

Como segundo paso, se separa una porción de la muestra molida, de 18 mg aproximadamente. Esta porción se mezcla con acetona, para luego atravesar un segundo proceso de molienda dentro de un mortero cilíndrico de ágata del Specamil automático, durante 2,5 horas. Es importante realizar este proceso dentro de un refrigerador, con el fin de que la acetona no se vea sometida a altas temperaturas que pudiesen alterarla. En esta fase de la preparación, se pretende obtener un tamaño de grano promedio de 2 µm.

Como siguiente paso, se deposita la porción de muestra molida, en un vidrio reloj grande, para secarla a temperatura ambiente. Después, se pesan exactamente 2,5 mg de muestra, que es rellenado con KBr, hasta lograr 1 gramo. Es necesario que esta mezcla sea homogénea, para lo que se vuelve a moler, durante 15 minutos en el mortero de ágata.

Consecutivamente, se separan 300 mg de esta preparación, la que es introducida en un horno especializado, a 110°C, durante al menos 2 horas, con el fin de extraer toda humedad presente en la muestra.

En la penúltima etapa, esta mezcla es llevada hasta un prensador hidráulico de 20 ton del Laboratorio Tratamientos Termomecánicos del Departamento de Ingeniería Mecánica de la Universidad de Chile. Aquí es sometida la muestra a una presión de 10 ton/cm<sup>2</sup>, formándose una pastilla de 13 mm de diámetro. Esta pastilla termina su proceso de secado en un horno a 110°C durante 24 horas.

## 2.5.2 Análisis cualitativo y cuantitativo de datos de espectroscopia

### 2.5.2.1 Análisis cualitativo

El análisis de espectroscopia se realizó empleando el equipo Spectrum 100 de Perkin Elmer®, mediante el software Spectrum® del Laboratorio de Sedimentología de la Universidad de Chile, el cual permite ajustar los parámetros con los cuales se van a llevar a cabo las mediciones y en el cual se puede visualizar el espectro de absorción de las muestras, además comparar los resultados obtenidos para cada una de ellas.

Los espectros infrarrojos fueron adquiridos en el rango 4000 a 365  $\text{cm}^{-1}$  con una resolución de 4  $\text{cm}^{-1}$ . Cada espectro corresponde a un promedio entre 10 mediciones sucesivas realizadas. Cabe aclarar que una medición se refiere a un evento de incidencia de radiación infrarroja en la muestra y la generación del espectro asociado. Previo al comienzo de las mediciones se hace una prueba sin muestra para medir la absorbancia “de fondo” (Background).

Las curvas espectrales de 23 de las 25 muestras superficiales analizadas son relativamente similares variando solo la magnitud de los máximos presentes en ellas. Las muestras 5 y 22 en particular la última muestran un máximo de una magnitud considerable en comparación a las otras muestras. Para poder hacer un mejor análisis y evitar malas interpretaciones de los datos, se llevó el espectro a una línea base. Este procedimiento es automático en el programa Spectrum y consiste llevar todos los “valles” del espectro al valor correspondiente a la menor absorbancia registrada en el espectro original.

El siguiente paso es identificar los minerales que provocan los máximos en el espectro, por lo que se hace un análisis estadístico, el cual se realiza comparando con espectros de referencia de diferentes minerales “puros”. Obteniéndose como resultado un set de espectros de 6-7 minerales, los que se combinan y comparan con el de la muestra. La magnitud de los máximos presentes estaría directamente relacionada con la proporción de cada fase mineral en la muestra (Bertaux et al., 1998).

### 2.5.2.2 Análisis cuantitativo

La cuantificación se llevó a cabo a través de un algoritmo usado en el programa MatLab®, que permite hacer una cuantificación de las proporciones de minerales presentes en la muestra. El error asociado a esto es de  $\pm 0,5\%$  (Bertaux et al., 1998).

El proceso de cuantificación consiste en combinar los espectros de los minerales identificados a modo tal de emular la curva espectral de la muestra. En el caso de este estudio, la mayoría de los espectros presentan máximos en las mismas bandas, lo que sugiere que todas contienen las mismas fases minerales, pero en diferentes proporciones, de modo que sólo se debe modificar porcentaje de cada uno de ellos. El

programa muestra el porcentaje de cada curva que se combina para reproducir el espectro original.

Los minerales cuantificados en las muestras son:

- Cuarzo
- Albita
- Ortoclasa
- Illita
- Montmorillonita
- Calcita
- Anfíbol

Para el estudio de la distribución mineralógica en la bahía se consideró al cuarzo, albita, anfíbol y ortoclasa como "líticos", la illita y monmorillonita como Arcillas y la calcita como representativo del grupo carbonatos. Se considero solo una especie para este grupo, dado que otros minerales con máximos similares a los usados (e.g., aragonito) entregan el mismo aporte a la curva, siendo difícil diferenciar el contenido particular de cada uno.

Los porcentajes obtenidos del ajuste a los espectros de absorción están referidos al volumen que representa dentro la pastilla de sedimento, cuyo contenido de muestra es constante independientemente de la densidad de la lámina usada. Por esta razón, es que los porcentajes deben considerar la densidad de cada lámina o su masa acumulada.

### 2.5.3 Validación mediante difracción de Rayos-X

A partir de los resultados de mineralogía obtenidos mediante FTIR, se definieron cuatro muestras (Figura 26), como representativas de cuatro zonas distintivas de la bahía de Pisagua:

P22: Reducido contenido de líticos y alto contenido carbonatos

P15: Bajo contenido de minerales litogénicos y carbonatos

P24: Alto contenido de minerales litogénicos y escasos carbonatos

P5: Contenido regular de carbonatos y líticos.

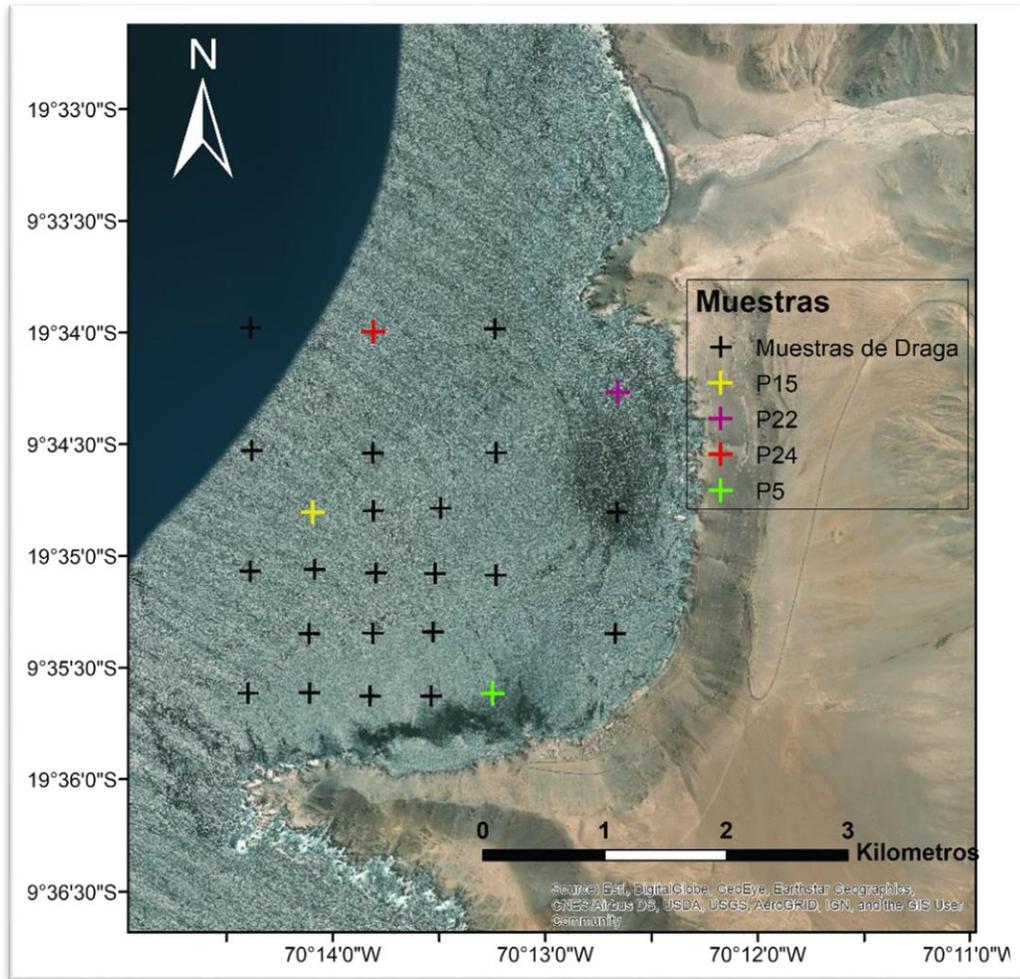


Figura 26.- Imagen ilustrativa de la ubicación de las 25 muestras de sedimentos superficiales señaladas con cruces. Se destacan las muestras empleadas en la difracción de rayos x. P12 (Cruz amarilla), P22 (Cruz violeta), P24 (Cruz Roja) y P5 (Cruz verde).

A estas cuatro muestras se les efectuó un estudio de difracción de rayos-x, mediante el equipo Bruker D8 Advance, provisto por el Laboratorio de Cristalografía y Difracción de Rayos X, de la Universidad de Chile. Este análisis está enfocado en la identificación cualitativa de los minerales presentes en dichas muestras y cuyo propósito era el de contrastar/validar los resultados mineralógicos obtenidos mediante el análisis de FTIR.

Para entender el cómo funciona el principio de difracción de rayos-x, primero hay que saber cómo estos son generados. Los rayos X son producidos mediante la aceleración de electrones desde un cátodo hacia un blanco metálico (ánodo), por medio de alto voltaje. Los electrones acelerados chocan con los átomos del metal utilizado como blanco, removiendo electrones de niveles internos y ocasionando que electrones de niveles superiores cubran los lugares vacantes, emitiendo así, fotones de rayos X. Debido a que los rayos X tienen una frecuencia correspondiente a la diferencia de energía entre esos dos niveles, también son llamados radiación característica. Los rayos X que se

generan de esta forma, se utilizan para bombardear muestras cristalinas y así obtener su patrón de difracción de rayos X, el cual es único para cada estructura cristalina.

En una muestra cristalina, los átomos se encuentran agrupados de forma periódica y ordenada (Figura 27), por lo que, al recibir esta radiación, son dispersados en todas direcciones, produciendo fenómenos de interferencia, tanto constructiva como destructiva. La mayor parte de las dispersiones son del tipo destructivo, cancelándose entre sí, pero en determinadas ocasiones, debido a la periodicidad de los átomos, puede ocurrir que las ondas dispersadas se encuentren en fase y se refuercen, dando origen al fenómeno de difracción. Esto se cumple cuando los rayos X difractados por planos paralelos separados por una distancia “d”, presentan una diferencia de camino recorrido igual a un entero de la longitud de onda del haz incidente. Lo cual se traduce matemáticamente como la ley de Bragg:  $n\lambda = 2d\text{sen}\theta$  (Figura 27). La probabilidad de que la interferencia sea constructiva sería muy pequeña, si no existiera el hecho de que los átomos de los cristales están ordenados de forma regular y repetitiva.

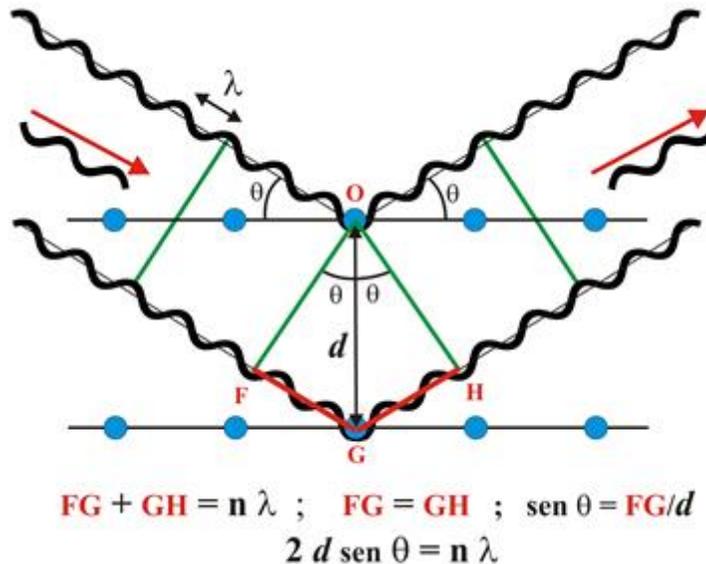


Figura 27.- Imagen ilustrativa del procedimiento de difracción de rayos-x, explicada por la ley de Bragg.  $\lambda$ : Longitud del rayo incidente;  $\theta$ : ángulo de entrada y salida de los rayos; d: distancia entre los planos paralelos de la estructura cristalina.

### 2.5.3.1 Tratamiento y estudio de las muestras P5, P15, P22, P24

Previo al estudio de difracción de rayos X, las muestras fueron tamizadas mediante un tamiz #200, medida especificada por el equipo Bruker D8 Advance (Figura 28). Andrés Ibáñez, encargado del laboratorio estuvo a cargo de operar el equipo Bruker D8 Advance, para obtener la signatura de difracción de cada una de las muestras. Estas curvas espectrales fueron trabajadas mediante el software EVA. Previo a la búsqueda de los minerales presentes en las muestras, se efectuó una limpieza la signatura de difracción

de cada una de ellas eliminando las reflexiones de tipo  $KA^2$  las cuales son reflexiones de baja intensidad que entorpece la identificación de los minerales presentes, además se suprimió el ruido de fondo (“background”), la eliminación de estos dos aspectos permite tener un espectro más limpio, de máximos más definidos.

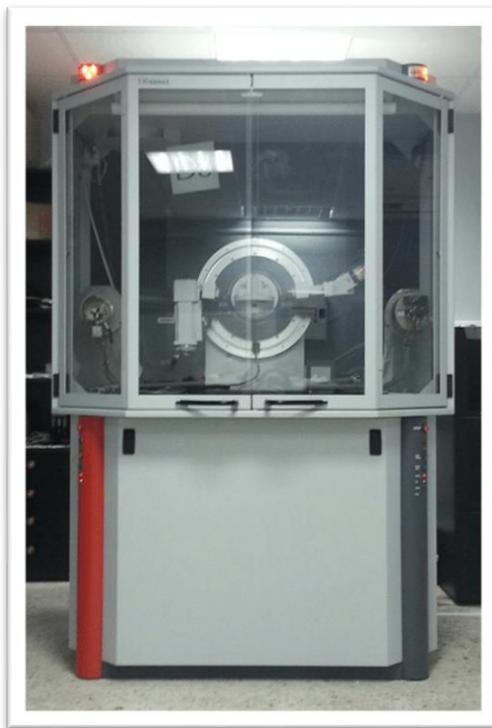


Figura 28.- Equipo Bruker D8 Advance, empleado para la determinación cualitativa de los minerales presentes en las muestras P5, P15, P22, P24.

La identificación de minerales en las muestras consiste en contrastar los altos valores presentes en el espectro de cada una de ellas con aquellos presentes en las distintas firmas de difracción de minerales puros existentes en el software EVA. Lo que se busca en este sentido es encontrar un grupo mineralógico que en su conjunto refleje cada uno de los máximos presentes en el espectro de la muestra (Figura 29). Este proceso se realiza en un inicio mediante una búsqueda por defecto de los mejores “candidatos”, el uso de esta herramienta entrega aquellos minerales cuya curva espectral coincida de manera más precisa con la muestra analizada. Cada uno de los posibles candidatos es evaluado, viendo si había un adecuado contraste entre los máximos de los minerales puros y la muestra, así como un consecuente sentido geológico. Por último, para aquellos altos valores en la muestra a los cuales no se les hubiera encontrado un mineral que los generara, se efectuaba una búsqueda puntual en la base de datos del software EVA, de algún mineral en específico para verificar su presencia en la muestra o bien una búsqueda por defecto de los mejores candidatos considerando solo aquellos máximos faltantes.

## P24

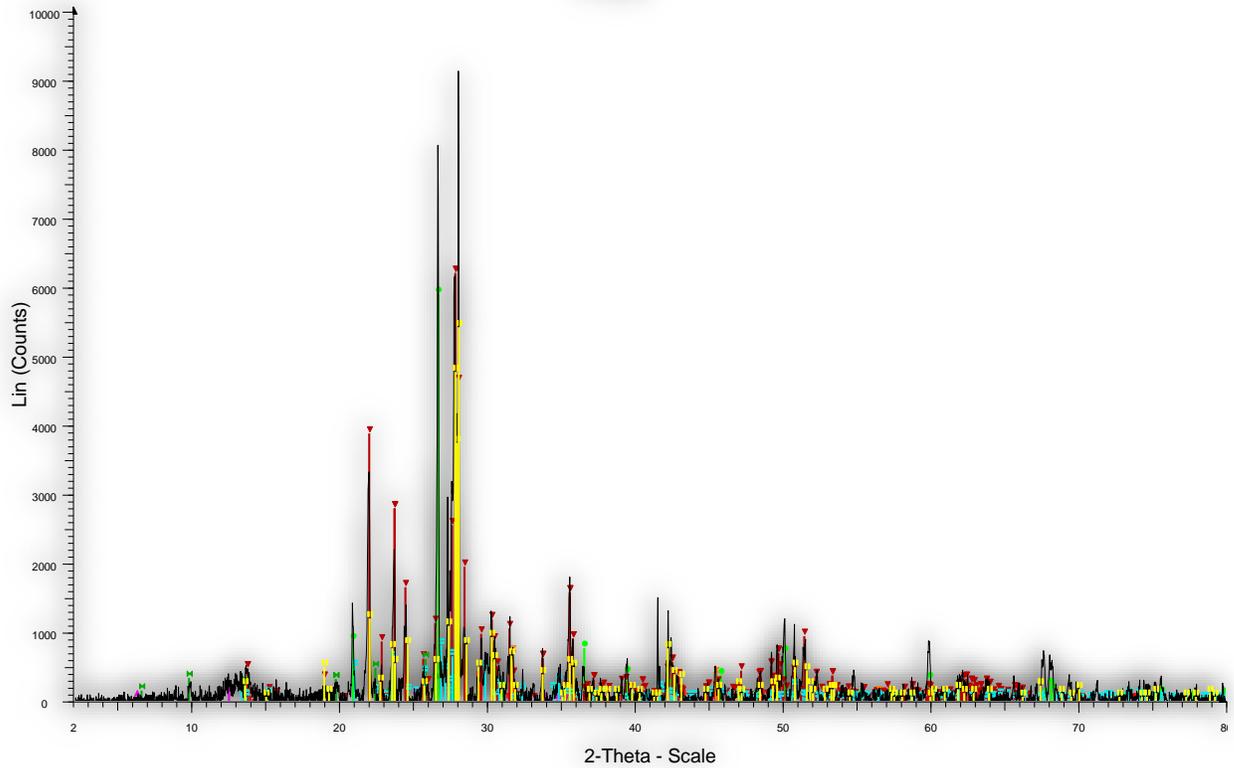


Figura 29.- Espectro de difracción de la muestra P24 (Curva en negro), los distintos colores representan cada uno de los minerales presentes en la muestra. En la imagen se aprecia el cómo cada uno de los principales máximos de la muestra P24, está acompañado de un máximo mineralógico.

## 3 RESULTADOS

### 3.1 Facies superficiales de la bahía de Pisagua

#### 3.1.1 Facies granulométricas

El tamaño medio del sedimento superficial de la bahía de Pisagua presenta una progresiva disminución de la zona intermareal a zonas más profundas (Figura 30). El sector litoral y la zona submareal somera están caracterizados por la predominancia de arena fina a media y exhibe una regular a mala selección, siendo el sector nororiental el área con la selección más deficiente (Figura 31). El sedimento de la zona submareal de profundidades sobre los 50 m es predominantemente limo y presenta una buena a muy buena selección hacia el centro de la bahía (Figura 30; 31). El material más fino (<25  $\mu\text{m}$ ), representado por limo medio graduando a limo grueso se encuentra a profundidades mayores a 70 m predominantemente en el sector central de la bahía, este sector cuenta con una alta protección de los vientos del suroeste, lo cual sugiere una circulación más restrictiva en esta parte de la bahía, permitiendo así una muy buena selección del material.

Un análisis más detallado del tamaño promedio y selección de las partículas, en relación con la profundidad de la bahía se muestra en los perfiles O-E en  $70^{\circ}13'83''$  y N-S a los  $19^{\circ}35'07''$  (Figura 30; 31). Se observa un comportamiento similar en el tamaño promedio de grano particularmente en la primera sección se los perfiles N-S y O-E en donde se tiene una disminución progresiva del tamaño, obteniéndose sedimento tipo limo grueso-arena muy fina en el sector central de la bahía, a profundidades superiores a los 70 m. La continua disminución en el tamaño de las partículas conforme aumenta la profundidad no es atribuible únicamente a la morfología de la bahía debido a que hacia el extremo oeste del perfil O-E, la profundidad continúa aumentando y el tamaño de grano crece al tomar distancia del centro de la bahía. Esto indicaría que la disminución del tamaño del grano y la mejora en la selección del sedimento (Figura 30; 31) está asociada a un progresivo aumento en la profundidad en conjunto con la protección que ofrece el brazo sur de la bahía (Punta Píchaló) respecto de los vientos dominantes del SO.

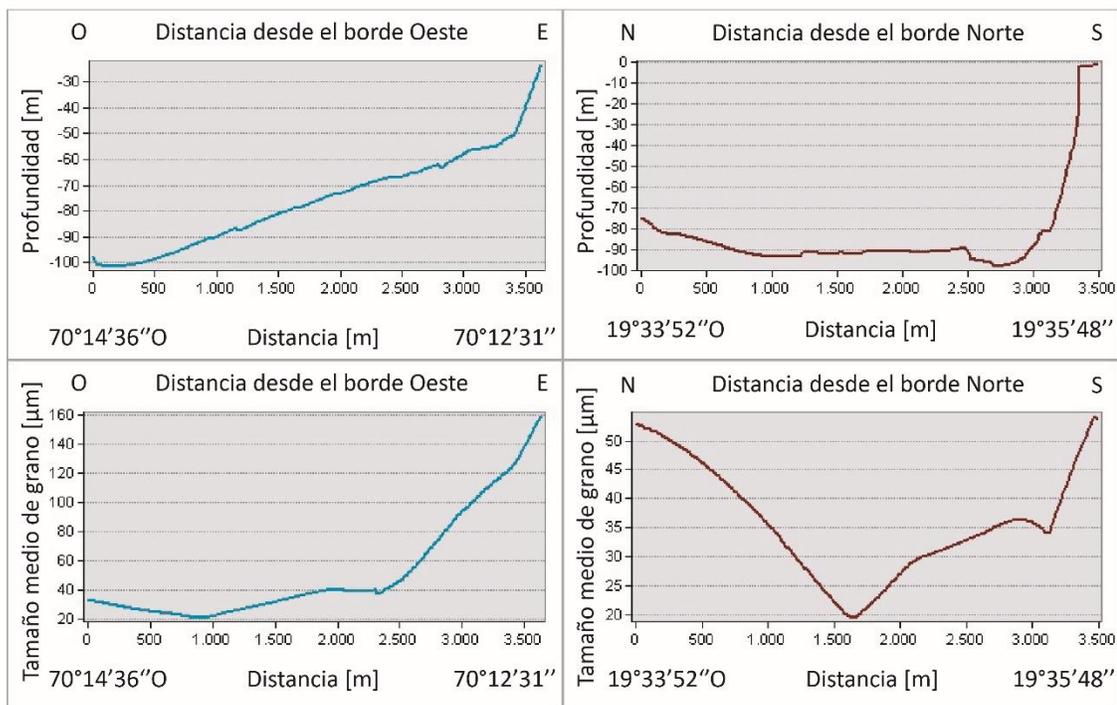
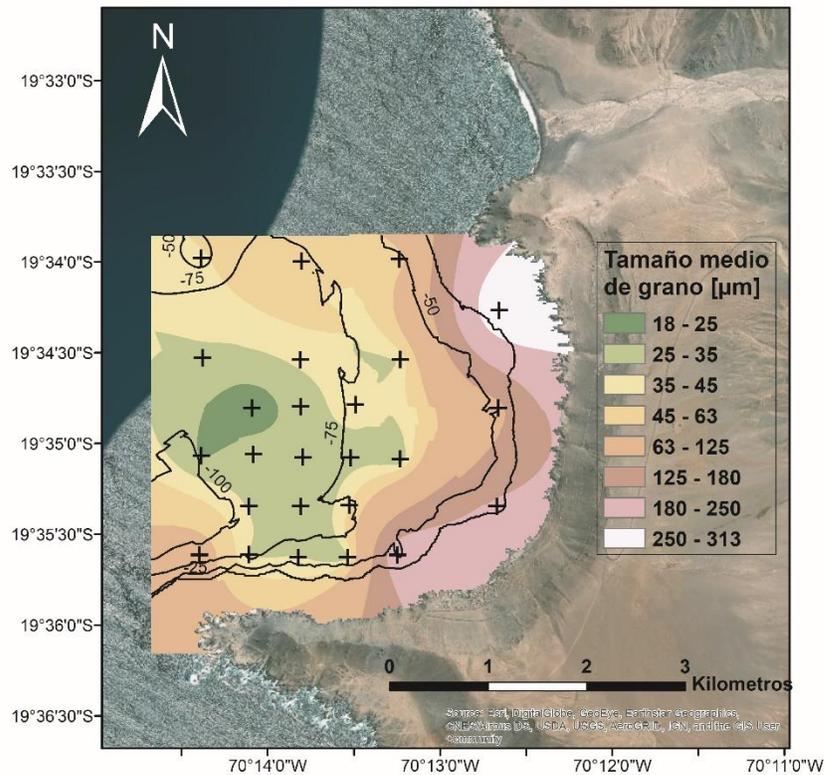


Figura 30.- Imagen superior corresponde a la distribución espacial del tamaño medio de grano ( $\mu\text{m}$ ), en los sedimentos superficiales de la bahía de Pisagua. 18-63  $\mu\text{m}$ : Limo; 63-125  $\mu\text{m}$ : arena muy fina; 125-250  $\mu\text{m}$ : arena fina; 250-313  $\mu\text{m}$ : arena media. Las cruces negras marcan la ubicación de las muestras empleadas para el desarrollo del mapa de interpolación. Sección inferior corresponde a los perfiles O-E (izquierda) y N-S (derecha), del tamaño promedio del grano [ $\mu\text{m}$ ], con relación a la profundidad de la bahía.

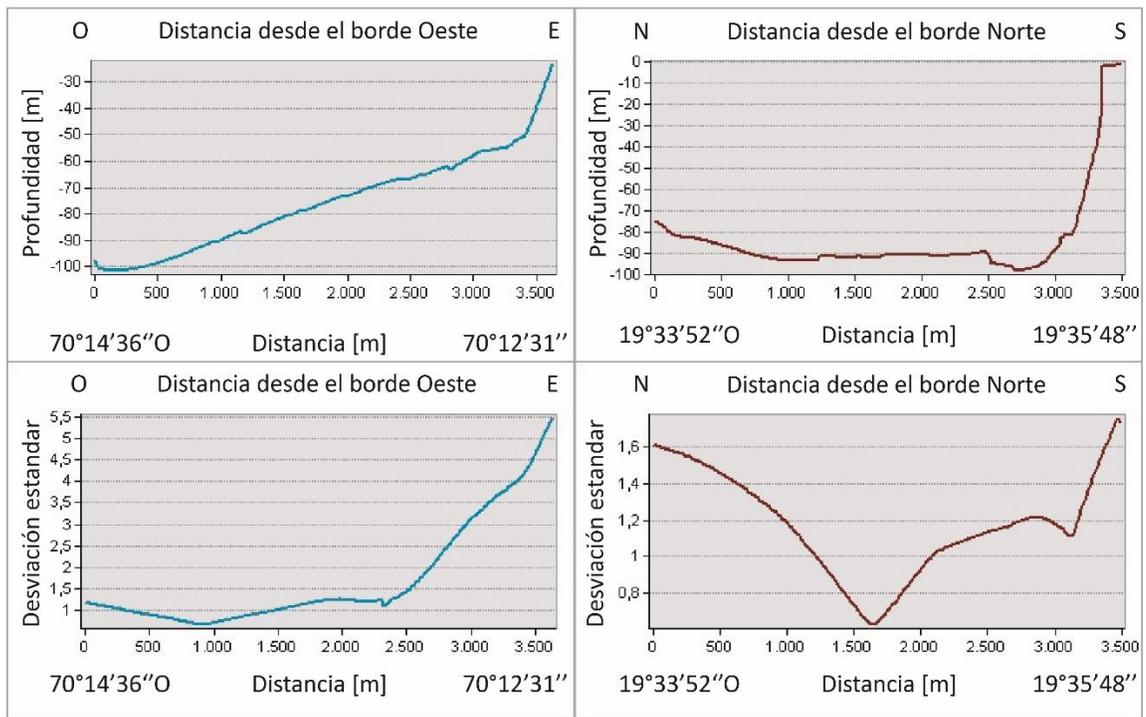
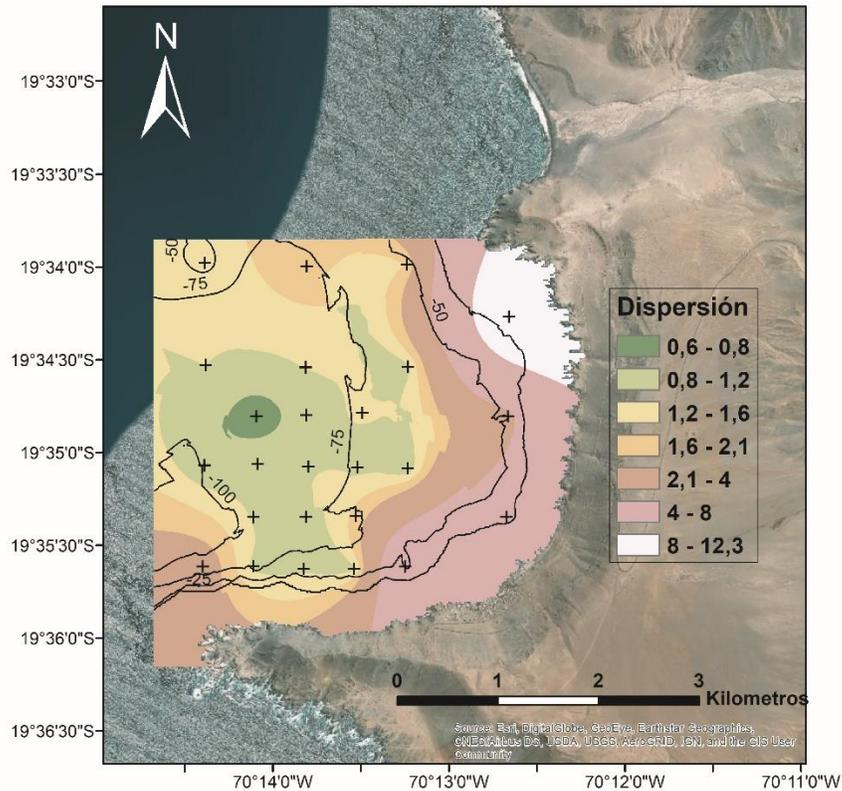


Figura 31.- Imagen superior corresponde a la distribución espacial de la clasificación del sedimento, expresado en función de la desviación estándar de la distribución granulométrica. Las cruces negras marcan la ubicación de las muestras empleadas para el desarrollo del mapa de interpolación. Sección inferior corresponde a los perfiles O-E (izquierda) y N-S (derecha), de la desviación estándar de la granulometría del sedimento, con relación a la profundidad de la bahía.

### 3.1.2 Facies mineralógicas

Los minerales cuantificados mediante FTIR (espectroscopia de transmisión de infrarrojo por transformada de Fourier) en los sedimentos superficiales son: cuarzo, albita, ortoclasa, calcita, aragonito, anfíbol y arcillas (montmorillonita e illita). A partir de los resultados obtenidos por difracción de rayos x, se agruparon los minerales litogénicos compuestos por cuarzo, albita y ortoclasa, estos dos últimos minerales son los representantes de los grupos de las plagioclasas y feldespatos respectivamente. Estos grupos de minerales fueron presenciados en el análisis de difracción de rayos x (Tabla 1) y dado que en el espectro de FTIR los minerales que conforman el grupo de las plagioclasas y feldespatos exhiben curvas relativamente “similares” se decidió escoger a la albita y ortoclasa como sus respectivos representantes al ser los más afines a las curvas de FTIR. En lo que respecta al anfíbol este mineral no fue identificado en las muestras P24 y P15 (Tabla 1), por lo cual, al no poder corroborar su presencia en las muestras, este no se consideró como parte del grupo de minerales litogénicos.

Tabla 1.- Tabla de resultados del análisis de difracción de rayos x realizado a las muestras P5, P15, P22, P24.

Minerales P5	Minerales P15	Minerales P22	Minerales P24
andesita	andesita	calcita	calcita
calcita	cuarzo	aragonito	cuarzo
illita	halita	albita	nimita
cuarzo	hematita	cuarzo	andesita
halita	nimita	anortita	halita
hematita	stellerita	halita	mordenita
nimita	aragonito	nimita	ortoclasa
anfíbol	calcita	anatasa	anortita
stellerita	illita	anfíbol	
		annita	
		stellerita	

La distribución de los minerales litogénicos (cuarzo, albita y ortoclasa) muestra un máximo local en el sector norte de la bahía (Figura 32); el alto contenido de estos minerales (40-42%) está relacionado al aporte de sedimentos desde la quebrada Tiliviche, generando una recarga de minerales litogénicos y un consecuente máximo local. Hacia el litoral el contenido de minerales litogénicos se encuentra entre los 30-37% exhibiendo un marcado mínimo en el sector nororiente. Hacia zonas de mayor profundidad es posible apreciar la progresiva disminución en el contenido de cuarzo, albita y ortoclasa, alcanzándose un mínimo en el centro de la bahía correspondiente al área de mayor resguardo de ésta.

En la mayor parte de la cuenca el contenido de carbonatos no supera el 10% (Figura 33). La distribución espacial del contenido de carbonatos evidencia dos máximos locales en el sector norte y sur del litoral, presentando valores entre 14-20% (Figura 33). Las muestras próximas al litoral, en específico aquellas presentes en los extremos norte y sur, presentan un alto contenido en bióclastos (ver Anexo 1 y 2), explicando de esta manera el alto contenido de carbonatos en esos sectores, por otro lado, las muestras ubicadas hacia el centro de la bahía evidencian un bajo contenido de bióclastos (ver

Anexo 1 y 3), consecuente con la disminución evidenciada en el contenido de carbonatos (Figura 33).

La relación entre el contenido de minerales litogénicos y carbonatos respecto de la profundidad de la bahía se muestra en los perfiles E-O en 70°13'83" y N-S a los 19°35'07" (Figura 32; 33). Estos perfiles presentan patrones similares a los mostrados por el tamaño medio y selección del grano (Figura 30; 31). El contenido de carbonatos y minerales litogénicos en los sedimentos superficiales de la bahía tienden a tener un comportamiento o distribución similar, presentando valores elevados hacia el litoral (Figura 32; 33) y un progresivo decaimiento conforme aumenta la profundidad (Figura 32; 33). En particular en el perfil este-oeste de los minerales litogénicos (Figura 32), es posible apreciar el cambio de pendiente al sobrepasar la zona céntrica de la bahía, de circulación restrictiva y de mayor resguardo de los vientos predominantes del SO. Este cambio de pendiente puede corresponder a un especulativo mayor aporte de sedimentos eólicos provenientes de los vientos de SO, mecanismo que sería uno de los factores responsables por el aumento en el contenido de minerales litogénicos.

En el perfil norte-sur del contenido de minerales litogénicos (Figura 32) se observa con claridad el aporte de sedimentos provenientes de la quebrada Tiliviche y el cómo al alejarse del epicentro de ellos, la incidencia de la quebrada disminuye, evidenciado como una disminución en el contenido de minerales litogénicos llegando a valores mínimos (25-28%) en el sector central de la bahía. Este alto contenido de líticos provenientes de la quebrada de Tiliviche, incide directamente en el contenido de minerales carbonáticos en donde se aprecia una disminución en su contenido (0,8-3,2 %) en las proximidades del área de incidencia de la quebrada de Tiliviche y conforme uno se aleja de esta zona y se aproxima hacia el centro de la bahía se muestra un aumento en el contenido de carbonatos (3,2-7 %) seguido por una disminución (0,8-3,2 %) próxima al sector de circulación restrictiva y de mayor resguardo correspondiente al centro de la bahía (Figura 33).

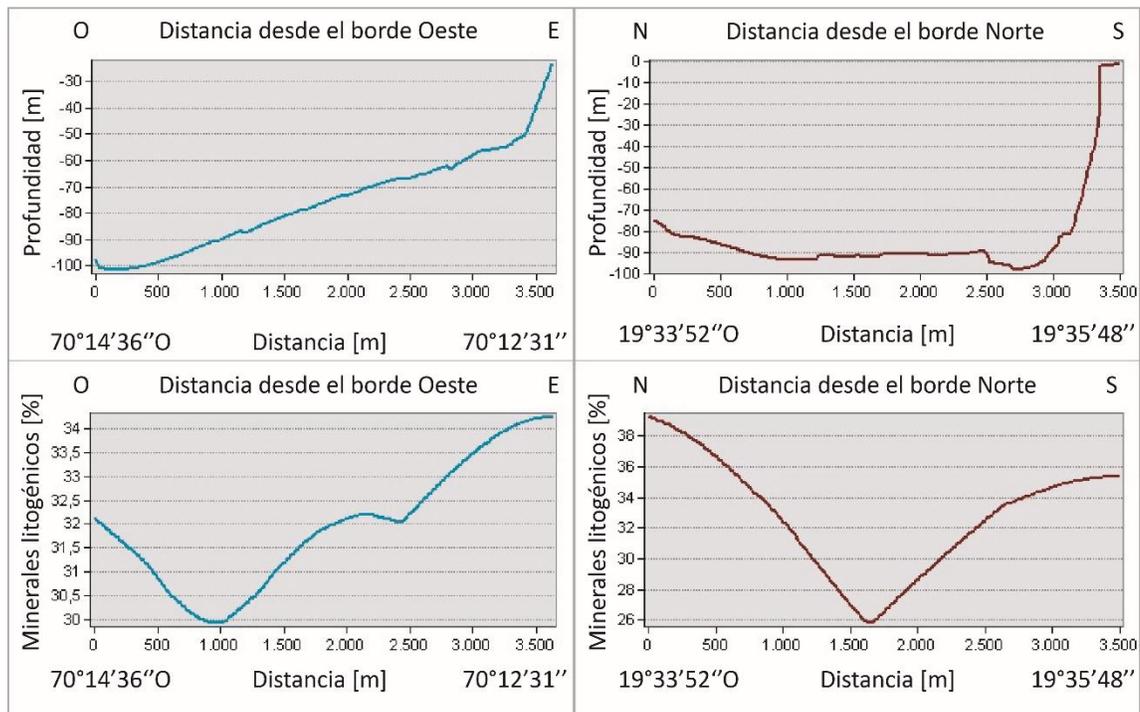
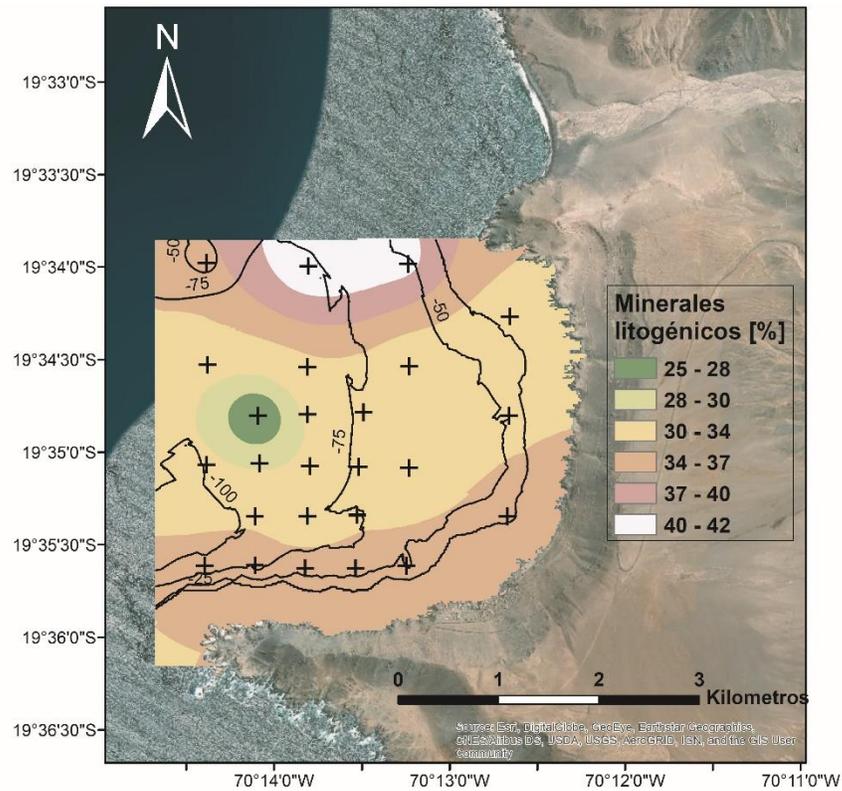


Figura 32.- Imagen superior corresponde a la distribución espacial del contenido de minerales litogénicos (albita, ortoclasa y cuarzo) presentes en los sedimentos superficiales de la bahía de Pisagua. Las cruces negras marcan la ubicación de las muestras empleadas para el desarrollo del mapa de interpolación. Sección inferior corresponde a los perfiles O-E (izquierda) y N-S (derecha) del contenido de minerales litogénicos (cuarzo, albita y ortoclasa), con relación a la profundidad de la bahía.

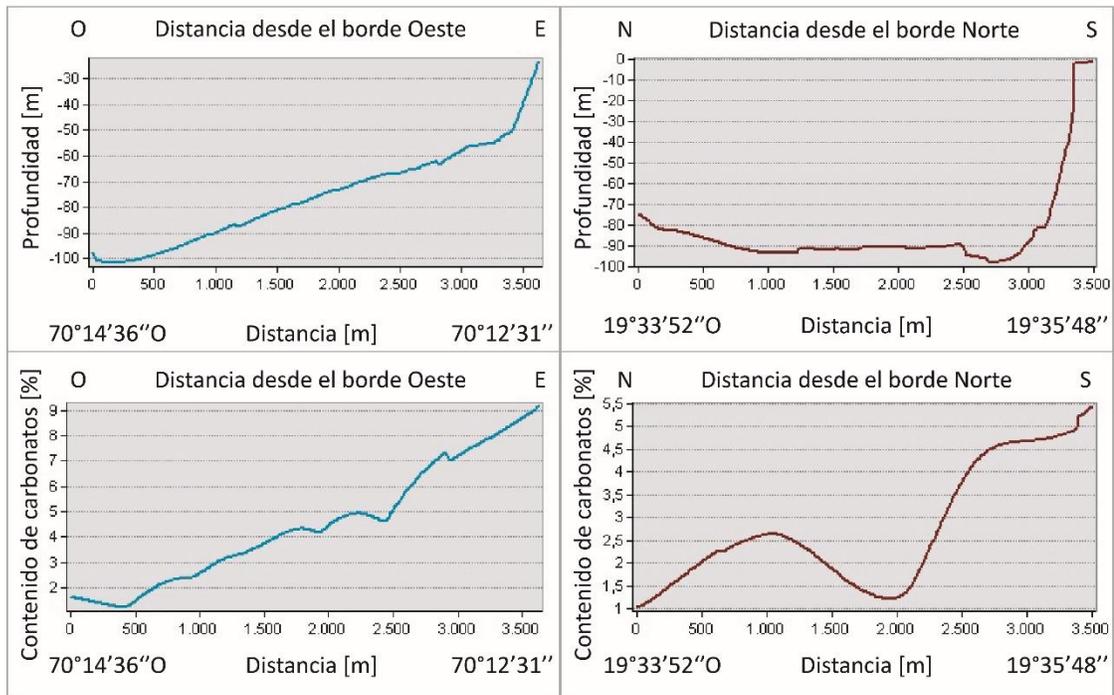
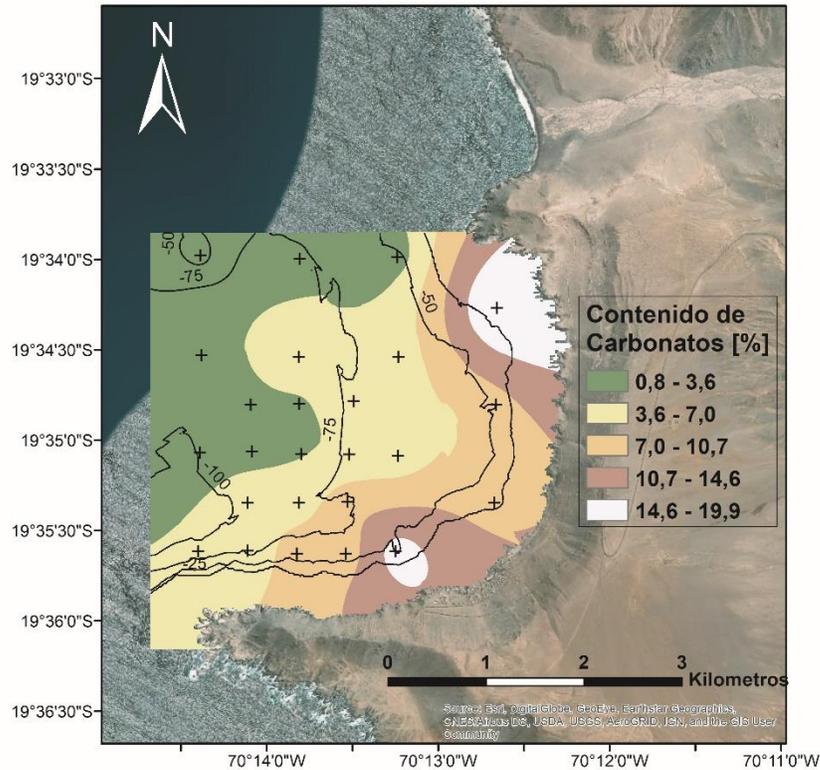


Figura 33.- Imagen superior corresponde a la distribución espacial del contenido de carbonatos (calcita y aragonito) presentes en los sedimentos superficiales de la bahía de Pisagua. Las cruces negras marcan la ubicación de las muestras empleadas para el desarrollo del mapa de interpolación. Sección inferior corresponde a los perfiles O-E (izquierda) y N-S (derecha) del contenido de carbonatos (calcita y aragonito), con relación a la profundidad de la bahía.

## 3.2 Testigos

### 3.2.1 Análisis y correlación de testigos por medio de imágenes de rayos X

Se realizó la correlación litoestratigráfica de los 11 testigos provenientes de la bahía de Pisagua (Figura 34). Con el fin de estudiar la potencial génesis sísmica de las deformaciones a analizar en las secciones de más adelante. La importancia de esta correlación radica en el hecho que una comparación entre los testigos permite delimitar las zonas deformadas y sin deformar en cada uno de ellos, analizando la continuidad de los niveles deformados. Lo anterior con el fin de identificar patrones en estos niveles tales como un aumento o disminución en la intensidad de la deformación o posibles variaciones direccionales (litoral o mar adentro) en las potencias de éstas.

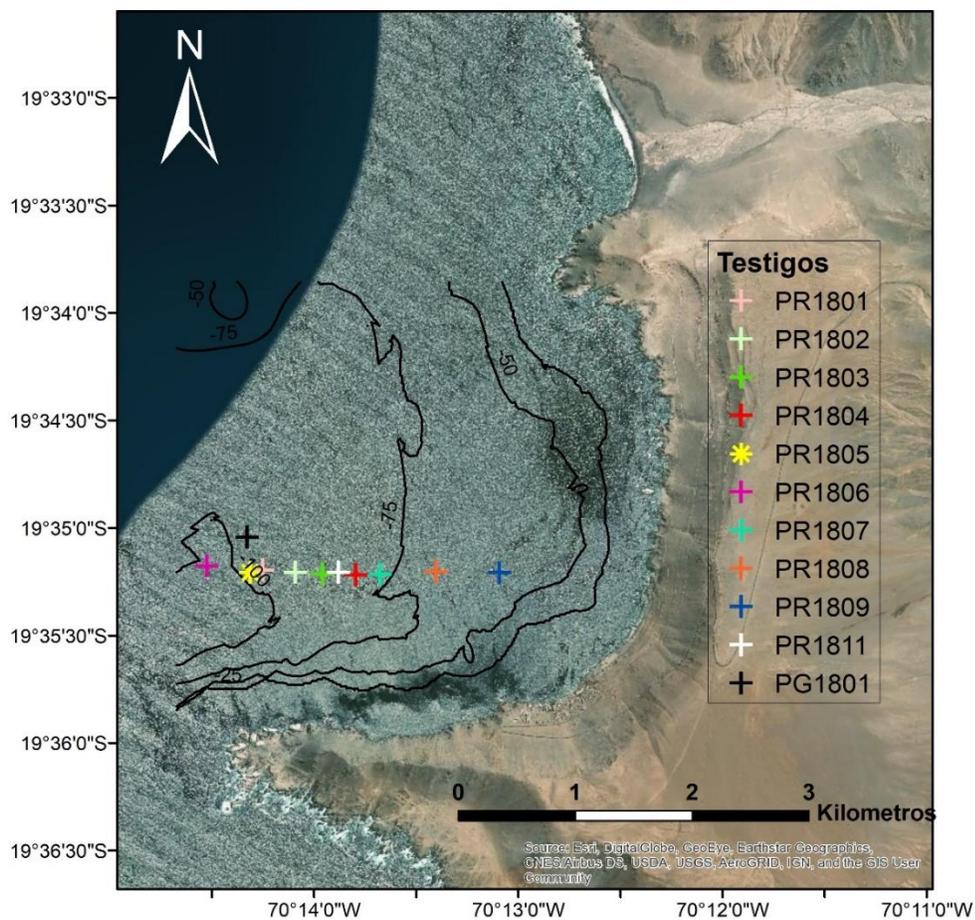


Figura 34.- Mapa de la bahía de Pisagua en el cual se destacan con cruces de distintos colores la ubicación de 10 de los 11 testigos y con un asterisco amarillo se muestra la ubicación del testigo PR1805.

La confección de la correlación se basó en el análisis de una caracterización realizada a cada uno de los testigos a partir de un mapeo de las imágenes de rayos x, demarcando cada una de las láminas exhibidas en las imágenes por medio del contraste

de densidades entre ellas. El resultado de este proceso permitió identificar segmentos donde se apreciaban laminas plegadas a fragmentadas, los cuales fueron definidos como unidades deformadas y aquellos tramos del testigo que no evidenciaban perturbación en su laminación se definieron consecuentemente como unidades sin deformar (Figura 35). Sumado a lo anterior y teniendo como objetivo generar una correlación más robusta se estudiaron imágenes de rayos x con distintos niveles de contrastes hecho que destacó de mejor manera niveles guía de altas o bajas densidades, facilitando así el trabajo de correlación.

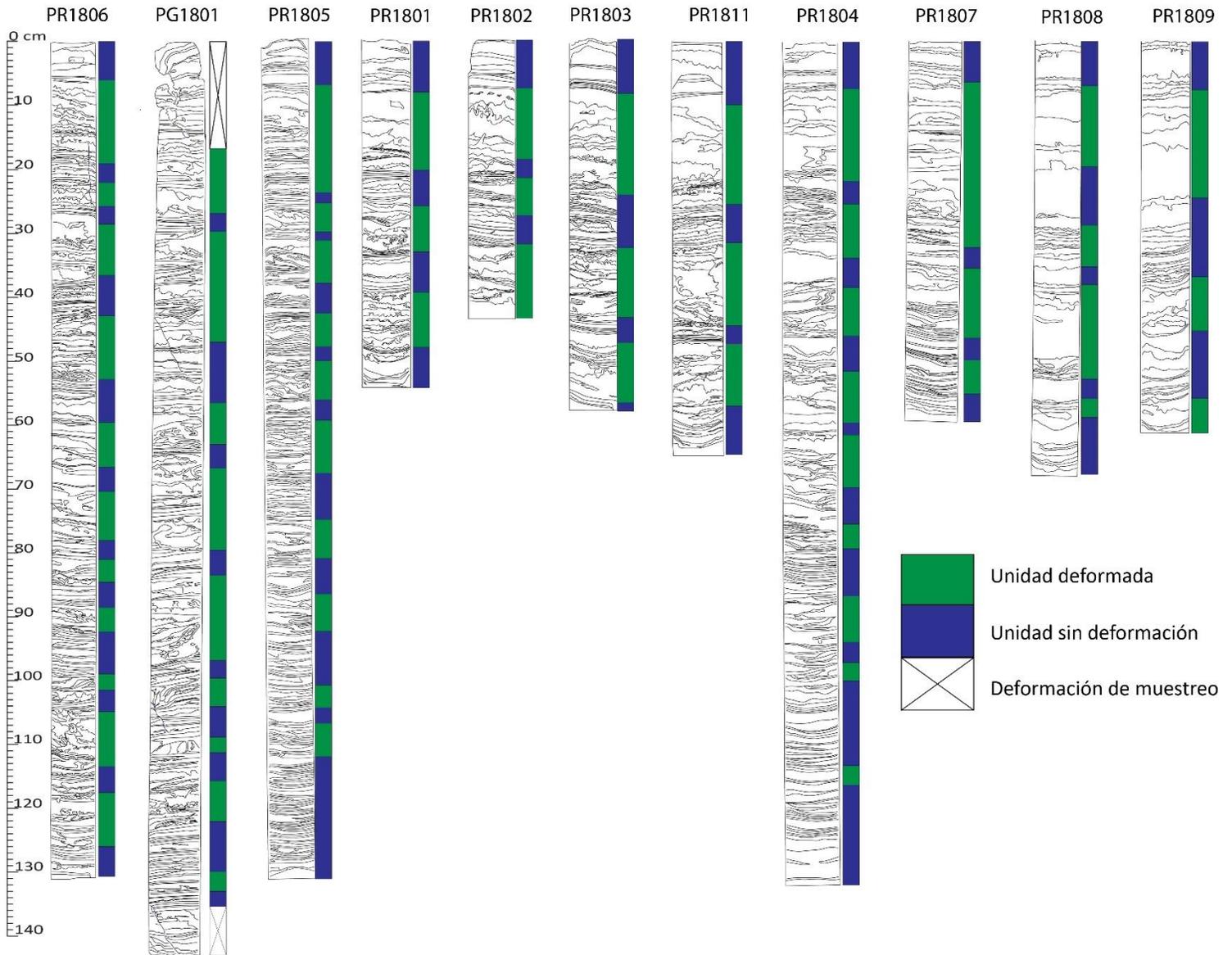


Figura 35.- Mapeo y caracterización realizada a los 11 testigos provenientes de la bahía de Pisagua, ordenados de izquierda a derecha según su distancia a la costa. En la imagen se tiene el mapeo efectuado a los testigos a partir del contraste entre densidades de las imágenes de rayos x de cada uno de los 11 testigos, acompañadas a su derecha de una caracterización que delimita segmentos deformados (verde), sin deformar (azul) y tramos con perturbación al momento de muestreo con una cruz negra (PG1801).

Empleando como base las imágenes de rayos x con distintos matices de contraste y la caracterización de niveles deformados y no deformados, se correlacionaron los testigos según 4 a 7 niveles guías (Figura 36). En cada uno de los 11 testigos analizados se caracterizaron unidades deformadas con una distribución relativamente uniforme y concordante entre ellos según lo expuesto en la correlación (Figura 36). Los primeros 50 cm presentan una alta semejanza en los espesores de las unidades deformadas correlacionadas entre los testigos, así como la potencia de las unidades sin deformar (Figura 37), mientras que la sección inferior de los testigos evidencia una pérdida menor similitud entre las potencias de sus unidades deformadas y sin deformación (Figura 36). Esta pérdida de semejanza en las potencias de las unidades deformadas y sin deformar podría estar condicionada por la compactación del material.

En los primeros 40 cm es posible apreciar tres segmentos deformados que cuentan con una buena continuidad en los 11 testigos, pudiendo correlacionar los niveles que componen estas deformaciones (Figura 36). En los tramos inferiores comprendidos entre los 103-114 cm, es posible apreciar un segmento deformado que comienza en el testigo PR1804 con una potencia de 3 cm, que consiste en sedimentos levemente plegados, que luego dan paso a una sección de 5,5 cm en el testigo PR1805 donde se ven laminas con un mayor grado de plegamiento. Luego en los testigos PR1806 se aprecia un apreciable aumento en la intensidad de la deformación donde se aprecia una mezcla turbulenta en el sedimento, con láminas fragmentadas y una potencia de 8,5 cm. Esta deformación bien puede reflejar la evolución de un slump presente en los testigos PR1804 y PR1805, que luego da paso a un slump a cuasi turbidita en el testigo PR1806 (Figura 36). Además del aumento en la potencia e intensidad percibida para el tramo de los 103-114 cm para los testigos PR1804, PR1805 y PR1806, no es posible evidenciar que esta cualidad se cumpla para otro segmento de los testigos.

Además, en función de la correlación se identificó un potente nivel de deformación evidenciado en los 11 testigos, lo cual le da una continuidad de 2,5 km. Esta unidad está ubicada en promedio a los 6-8 cm de profundidad y considera un espesor que va desde los 13 cm (PR1808; Figura 36) a los 22,5 cm (PR1807; Figura 36). En este último no es claro si todo el nivel corresponde a una sola unidad deformada, cuya extensión tal vez sea producto de un acoplamiento de dos eventos de deformación, o bien si existe algún nivel sin perturbación que no fue percibido en el estudio.

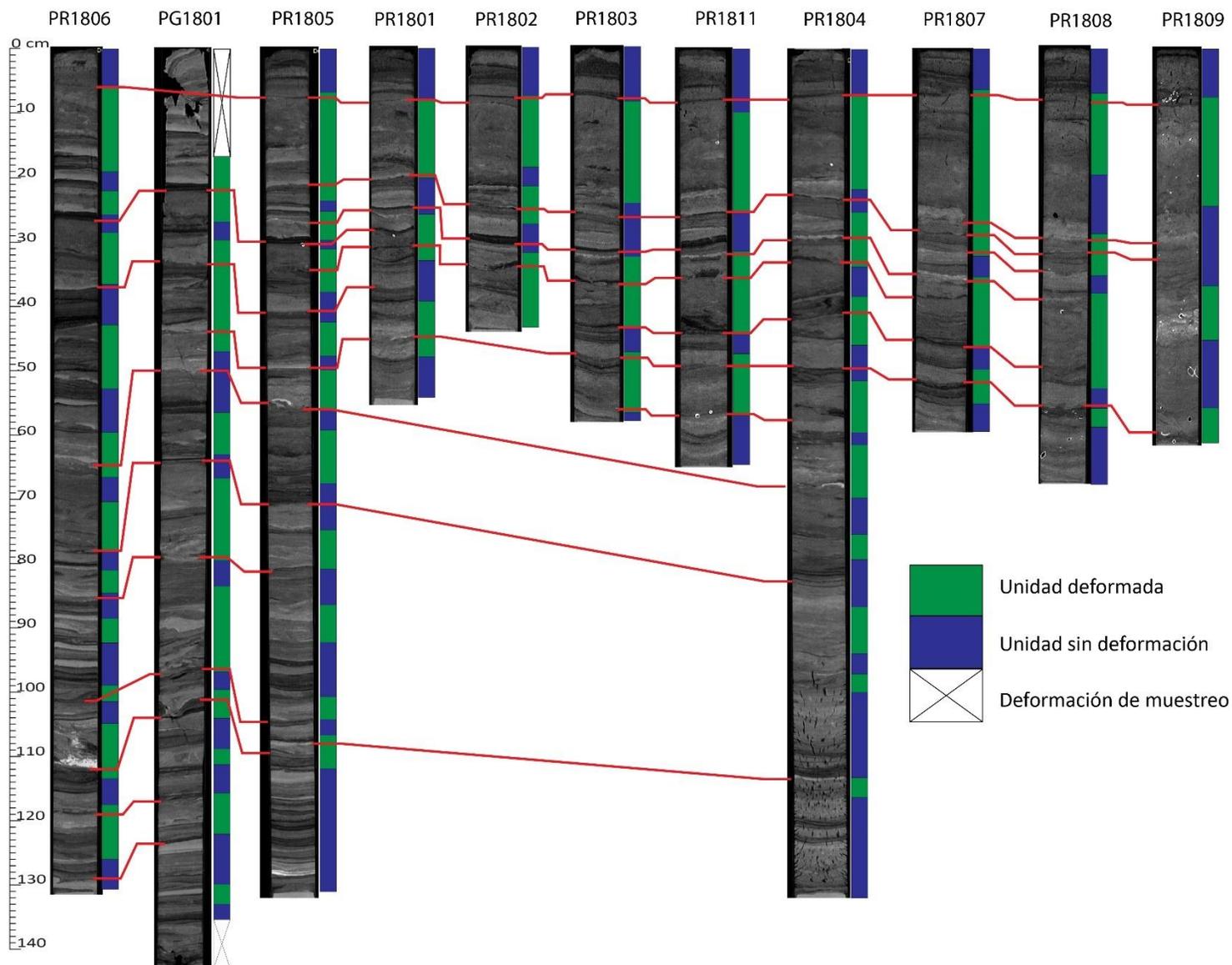


Figura 36.- Imagen de rayos x de los 11 testigos recuperados de la bahía de Pisagua, ordenados de izquierda a derecha según su distancia a la costa. Al lado derecho de cada uno de los testigos se exhibe la caracterización realizada la cual simboliza en verde: tramos deformados; azul: laminación sin deformar; cruces negras: secciones con perturbación de muestreo. En líneas rojas esta detallada la correlación generada.

### 3.2.2 Granulometría y Mineralogía del testigo PR1805

Empleando como base los resultados obtenidos de los análisis granulométricos de las 251 muestras recabadas del testigo PR1805, se desarrollaron perfiles de tamaño medio de grano, selección, curtosis y simetría (Figura 37). Estos fueron diseñados para poder estudiar el comportamiento granulométrico del sedimento a lo largo del testigo con énfasis en las zonas de deformación previamente definidas (Figura 37). En complemento a lo anterior también se trazó un perfil concerniente a la mineralogía, en particular a las variaciones en el contenido de minerales félsicos y máficos a lo largo del testigo (Figura 37), este gráfico se diseñó haciendo uso de los datos entregados por el análisis de FTIR para los primeros 30 cm, correspondiente a un total de 50 muestras. En el perfil de contenido de minerales félsicos se consideró al cuarzo, albita y ortoclasa, al igual que en los sedimentos superficiales y en lo concerniente al perfil de minerales máficos se escogió a la hematita como un adecuado representante de este grupo mineral dado que los resultados expuestos por el análisis de difracción de rayos x realizado a las muestras P15 y P5 (Tabla 1), próximas al testigo, muestran la presencia de este mineral en la zona; hecho que sumado a un adecuado acoplamiento entre el espectro de la hematita y las muestras permiten considerar a este mineral como un óptimo cuantificador de las variaciones en el contenido de minerales máficos a lo largo del testigo.

A primera vista se evidencia una clara diferenciación granulométrica a los 41 cm (Figura 37). Esta distinción se muestra con unos primeros 41 cm de testigo de notable variación en el tamaño del grano el cual oscila entre los 12 hasta los 91  $\mu\text{m}$ , esta variación en el tamaño medio del sedimento está asociada a segmentos que evidencian una mayor concentración de grano tipo arena media-gruesa a muy gruesa, hecho que no solo impacta en un aumento del tamaño medio del grano sino que también afecta a la selección del sedimento, lo cual se percibe como una notable pérdida de esta cualidad así como una menor simetría y curtosis en los histogramas granulométricos. En lo que respecta a la mineralogía, los primeros 30 cm de esta sección muestran valores relativamente uniformes en el contenido de hematita con porcentajes de 2.5 a 5.5 %, por otro lado, en el perfil de minerales félsicos se aprecia un mayor contraste en los porcentajes los cuales oscilan de 22 a 41 % y en donde es posible apreciar un mejor acoplamiento entre los máximos presentes en la curtosis, simetría, tamaño medio y selección del grano con los máximos locales en el contenido de minerales félsicos, a diferencia de lo expuesto en el gráfico de minerales máficos.

La sección inferior comprendida entre los 41 y 132 cm muestra un comportamiento más uniforme en términos granulométricos a diferencia de la sección superior. En este tramo el tamaño del grano oscila entre los 10 a 40  $\mu\text{m}$ , presentando altos valores aislados a los 54, 66.5 y 128 cm con valores de 81, 46 y 101  $\mu\text{m}$  respectivamente (Figura 37). Este comportamiento cuasi uniforme en el tamaño del grano viene acompañado con una clara mejora en su selección en comparación con los primeros 41 cm del testigo, exceptuando los intervalos asociados a los máximos antes mencionados, además de los altos valores presentes a los 92, 113 y 118 cm en donde se exhibe una clara pérdida de la calidad de la selección en conjunto con una peor simetría y curtosis. Estos seis puntos de inflexión

también comparten un mayor contenido de grano tamaño arena, cualidad que permite explicar el aumento percibido en el tamaño medio del grano, así como la pérdida de simetría y curtosis y el empobrecimiento en la selección.

En particular los máximos ubicados a los 54 y 128 cm, se destacan por corresponder a una lámina de una alta densidad ("Color blanco") y en donde no solo se evidencia un alto valor en el tamaño medio del grano sino que además se tiene un grano grueso en el 10% de material más fino ( $d(0,1)$ ; Figura 37) y una predominancia de sedimento de tamaño arena fina a muy fina, hecho que contrasta con los otros valores máximos a lo largo del testigo que se cuentan con un valor  $d(0,1)$  cercano a la media, mientras que en el 10% de grano más grueso evidencian un alto valor ( $d(0,9)$ ; Figura 37), lo cual se evidencia como un alto contenido de material tamaño arena media a gruesa-muy gruesa explicando así, los altos valores en el tamaño medio del grano.

En el testigo se reconocieron 10 tramos que evidencian una perturbación en la laminación (Figura 37), los detalles granulométricos y mineralógicos de dichas secciones se detallan a continuación:

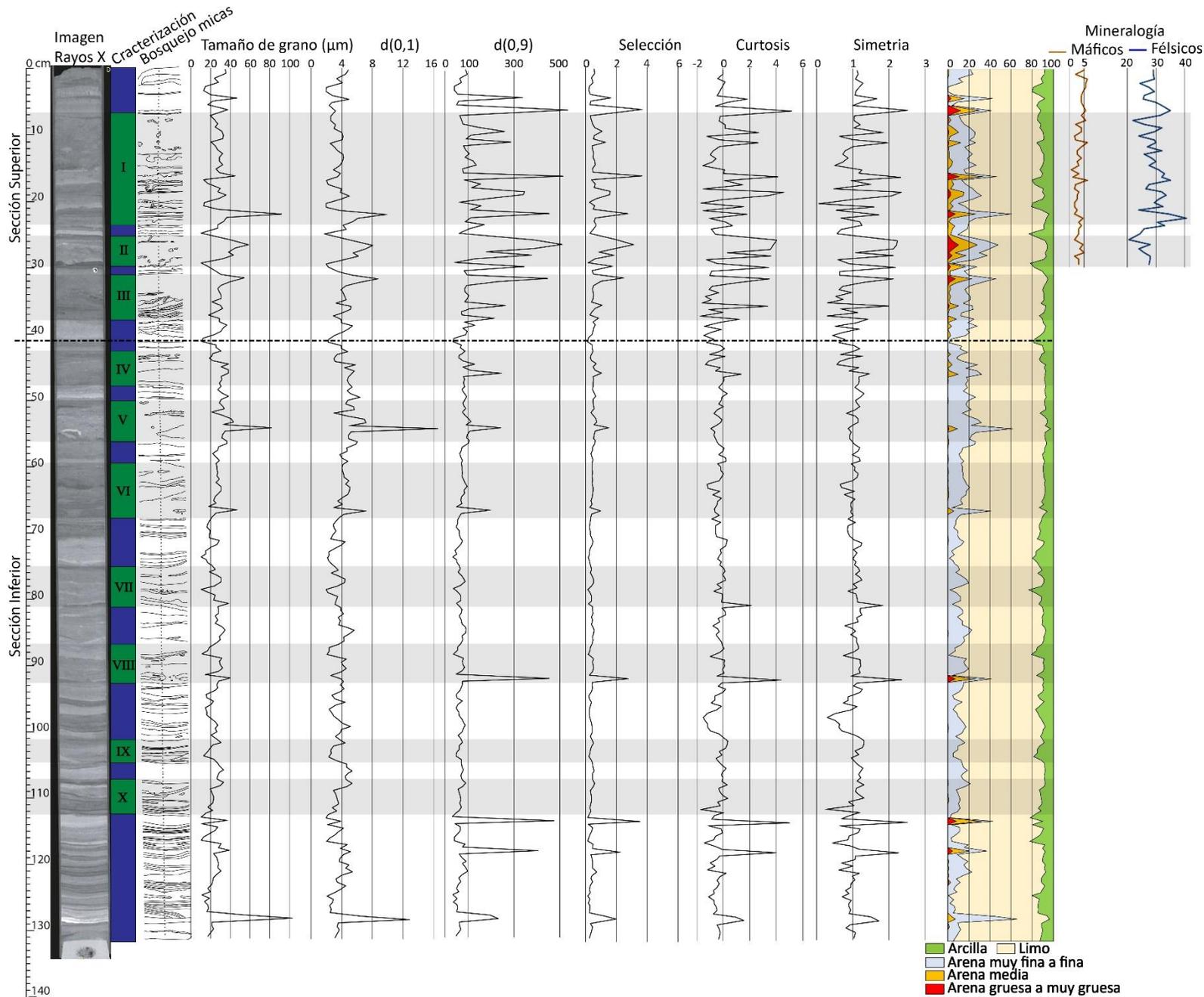


Figura 37.- Esta figura está compuesta de izquierda a derecha por: imagen de rayos x del testigo PR1805; caracterización de unidades del testigo en la cual los rectángulos azules representan segmentos sin deformación y rectángulos verdes los tramos deformados, con el número de la unidad; bosquejo trazado al momento de la apertura del testigo; perfiles granulométricos compuestos por tamaño medio de grano ( $\mu\text{m}$ ), 10% de grano más fino  $d(0,1)$  y grueso  $d(0,9)$ , selección, curtosis, simetría y distribución granulométrica del sedimento; perfiles resultantes del FTIR en donde la línea azul representa el contenido de minerales félsicos (cuarzo, ortoclasa y albita) y la línea roja el contenido de minerales máficos (hematita). Polígonos en negro encierran los tramos del testigo deformados englobando además los perfiles granulométricos y mineralógicos. La línea segmentada ubicada a los 41 cm simboliza la separación de la sección superior de alta variabilidad granulométrica y la inferior de granulometría más uniforme.

### 3.2.2.1 Unidad deformada I

Esta unidad comprende unos 17 cm de potencia, ubicada entre los 6,5 y 23,5 cm, correspondientes a la sección superior previamente definida (Figura 37). Esta sección deformada cuenta con un tramo basal considerado entre los 23,5 y 16,8 cm, el cual presenta un grano más grueso que la sección superior de esta unidad (Figura 38). Este tramo basal además cuenta con un consecuente mayor porcentaje de grano tamaño arena media-gruesa a muy gruesa, así como una mayor variabilidad en la simetría y curtosis, lo que también se refleja como una peor selección (Figura 38). Además, en el tramo basal destaca 1 máximo local respecto del tamaño medio del grano ubicado a los 22 cm, este viene acompañado además de un aumento en el porcentaje de minerales félsicos, coincidiendo el máximo local granulométrico con el mineralógico (Figura 38). Respecto de la integridad percibida por las láminas estas se muestran plegadas tanto en las imágenes de rayos x como en el bosquejo realizado en la apertura, evidenciando una deformación plástica de las láminas y hacia el techo se tiene un contacto erosivo con la sección superior (Figura 37).

El tramo superior presente entre los 6,5 y 16,8 cm considera una granulometría más uniforme, en donde el contenido de material tamaño arena gruesa a muy gruesa es mínimo y el porcentaje de arena media aumenta en comparación a su contraparte basal. Esta sección además exhibe una gradación normal que va de un tamaño medio de grano de 45  $\mu\text{m}$  producto de un máximo local próximo al contacto con la sección basal, que grada a un tamaño de 19  $\mu\text{m}$  hacia el techo de la unidad (Figura 38). Esta gradación también es apreciable en la mineralogía en donde se reduce el contenido de minerales félsicos desde 30% a un 20% hacia el techo de la unidad (Figura 38). La deformación percibida en esta sección por medio de la imagen de rayos X y el estudio en la apertura del testigo es de una base de una mezcla intensa donde se muestran laminas plegadas a fragmentadas que luego da paso a una sección media de textura "homogenizada"; en ésta, las únicas estructuras que se evidencian son lentes aislados, culminando en una fina capa superior (Figura 38). En base a la descripción estructural, granulométrica y mineralógica se sugiere que esta unidad corresponde a un slump (Figura 19B) el cual subyace a un slump a cuasi turbidita (Figura 19C) con un subnivel de homogenita en su sección superior.

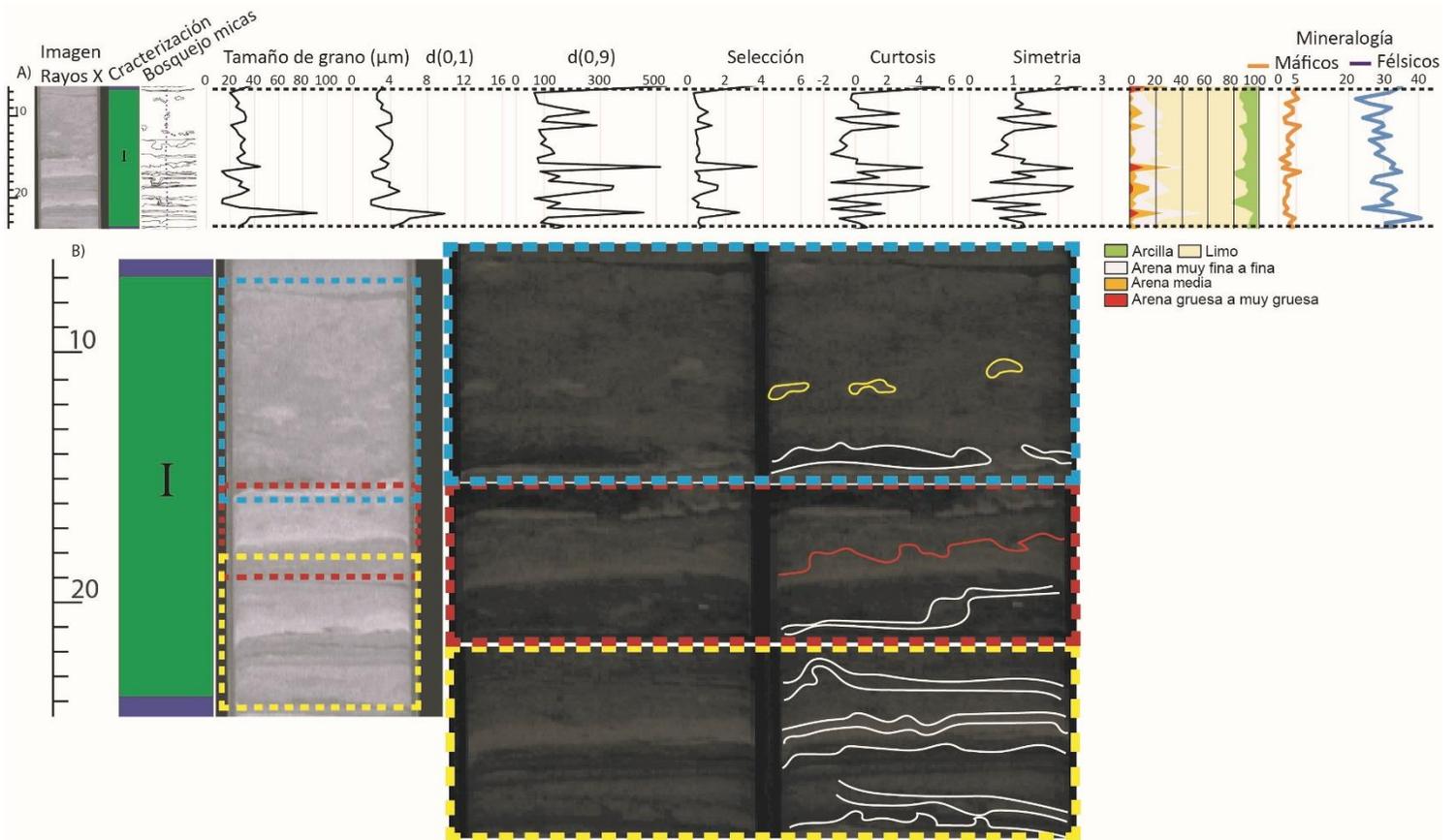


Figura 38.- Imagen de la unidad deformada I, presente entre los 6,6 y 23,5 cm. A) Muestra los perfiles granulométricos para la sección deformada donde se aprecian con claridad los dos máximos locales de tamaño del grano en el tramo medio y basal, así como la gradación normal persistente a lo largo de toda la unidad. En el extremo derecho se observa el perfil mineralógico en donde se puede notar el gradiente normal que presentan los minerales félsicos a lo largo de toda la unidad. B) Muestra tres acercamientos en donde se destacan las láminas presentes en color blanco. Rectángulo celeste: tramo superior donde se aprecia un sedimento con alto nivel de mezcla y textura homogénea, con escasos lentes delineados en amarillo. Rectángulo Rojo: zona media, en color rojo se enmarca la base erosiva que separa la subunidad inferior y superior y la cual está asociada al máximo local granulométrico y mineralógico ubicado a los 16 cm. Rectángulo amarillo: correspondiente a la zona inferior se aprecian las láminas plegadas, pero con una menor deformación en contraste con la sección centro-superior. Estas imágenes corresponden a diferentes niveles de profundidad en la tomografía, con distintos niveles de contraste para resaltar de mejor manera las estructuras deseadas.

### 3.2.2.2 Unidad deformada II

Esta unidad comprende unos 6 cm de potencia, ubicada entre los 25 y 29,8 cm, correspondientes a la sección superior previamente definida (Figura 36). Este tramo presenta una gradación inversa que se muestra como el paso de un grano de tamaño 10,5 μm con bajo contenido de arena media-gruesa a muy gruesa a un sedimento con mayor contenido de arena media-gruesa a muy gruesa con un tamaño promedio de 59

$\mu\text{m}$  (Figura 38). De igual forma que en lo evidenciado en la deformación I el mayor contenido de material tamaño arena media-gruesa a muy gruesa trae consigo una pérdida en la selección, simetría y curtosis (Figura 38).

En lo que respecta a la mineralogía, esta muestra una gradación normal para el caso de los minerales félsicos en donde se muestra un mayor contenido de éstos en la sección basal de esta sección, mientras que los minerales máficos muestran un comportamiento más afín a la granulometría evidenciando valores más altos en el tramo medio-superior de la unidad. La imagen de rayos x y el bosquejo realizado al testigo muestran una base de contacto erosivo y unas capas plegadas a fragmentadas a brechizadas (Figura 38). Frente a la descripción granulométrica, mineralógica y textural realizada se sugiere que esta deformación corresponde a un slump a cuasi turbidita (Figura 19C).

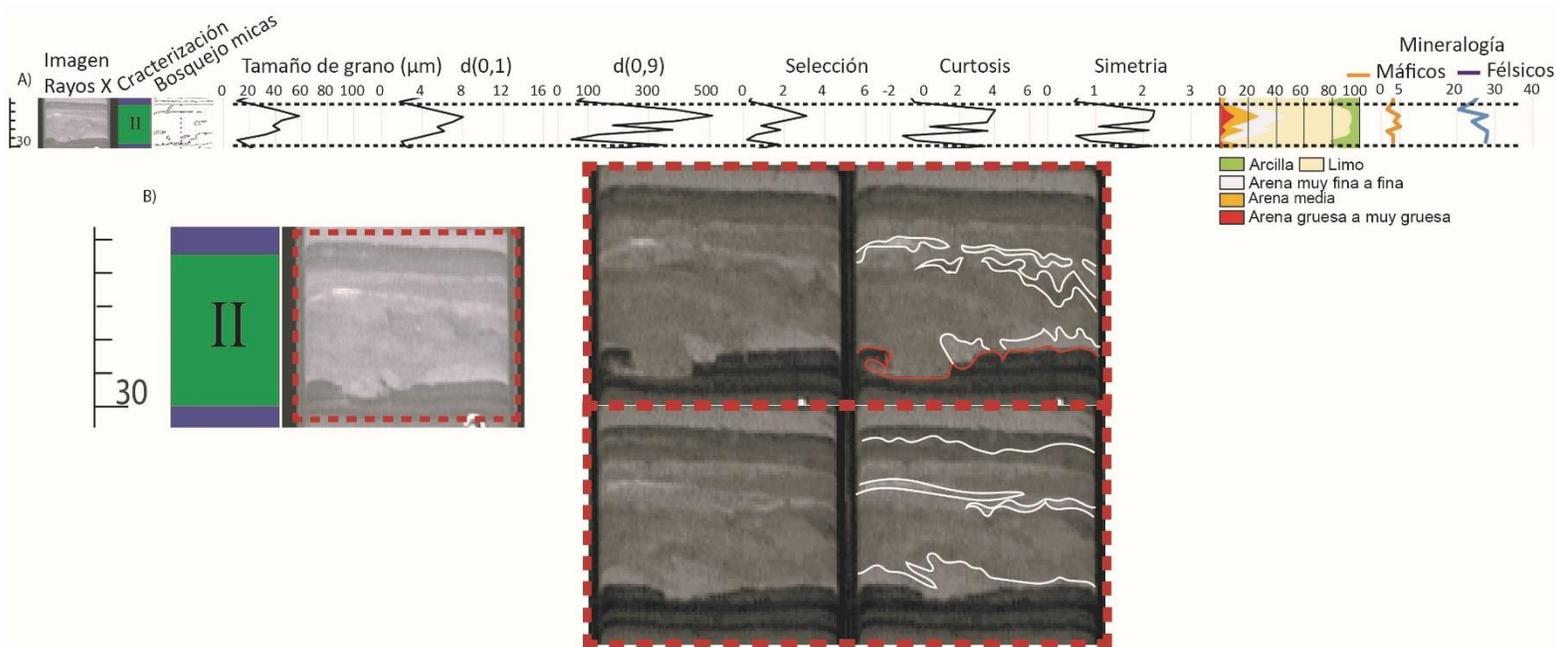


Figura 39.- Imagen de la unidad deformada II, presente entre los 25 y 29,8 cm. A) Muestra los perfiles granulométricos para la sección deformada en donde se destaca la gradación inversa de esta sección; consecuentemente los tamaños de grano más altos están ubicados en la sección superior de la misma, así como el mayor contenido de material de grano arena media-gruesa a muy gruesa. El perfil mineralógico ubicado en el extremo derecho muestra un comportamiento similar para los minerales máficos y la granulometría, exhibiendo valores más altos en el segmento superior de la unidad, mientras que los minerales félsicos presentan una gradación normal. B) Muestra dos acercamientos a la zona destacada en la imagen de la izquierda mediante un rectángulo rojo, haciendo énfasis en la zona deformada. Estas imágenes muestran el plegamiento y fragmentación a brechización percibido en las láminas, así como la base erosiva apreciable en los acercamientos superiores, las estructuras mencionadas se destacan en los acercamientos de la derecha. Estas últimas imágenes corresponden a diferentes niveles de profundidad en la tomografía, con distintos niveles de contraste para resaltar de mejor manera las estructuras deseadas.

### 3.2.2.3 Unidad deformada III

Esta unidad comprende unos 7 cm de potencia, ubicada entre los 31 y 38 cm, correspondientes a la sección superior previamente definida (Figura 37). Este segmento muestra una diferenciación estructural marcada por un contacto erosivo a los 33 cm (Figura 40). El segmento inferior comprendido entre los 38 y 33 cm muestra sección media a basal de láminas plegadas, de contacto basal irregular y un apreciable patrón acerrado en el perfil de tamaño medio de grano que muestra valores de 19 a 32  $\mu\text{m}$ , con una concentración de sedimento tamaño arena media-gruesa a muy gruesa de comportamiento afín, provocando una consecuente peor selección, curtosis y simetría, en aquellos sectores donde el tamaño del grano es mayor (Figura 40). Por su parte la sección superior muestra una mezcla más aleatoria/difusa de las láminas; este segmento además está marcado por un claro aumento en el tamaño medio del grano llegando a 54  $\mu\text{m}$  y el cual se debe al mayor contenido de material de tipo arena media-gruesa a muy gruesa. El segmento basal de esta deformación muestra en las imágenes de rayos x un plegamiento vertical, visto como un potencial cabalgamiento (Figura 40). A partir de las descripciones antes realizadas se sugiere que la deformación observada corresponde un slump en la sección inferior (Figura 19B) con un calco de carga hacia la base y el trecho superior a un slump a cuasi turbidita (Figura 19C).

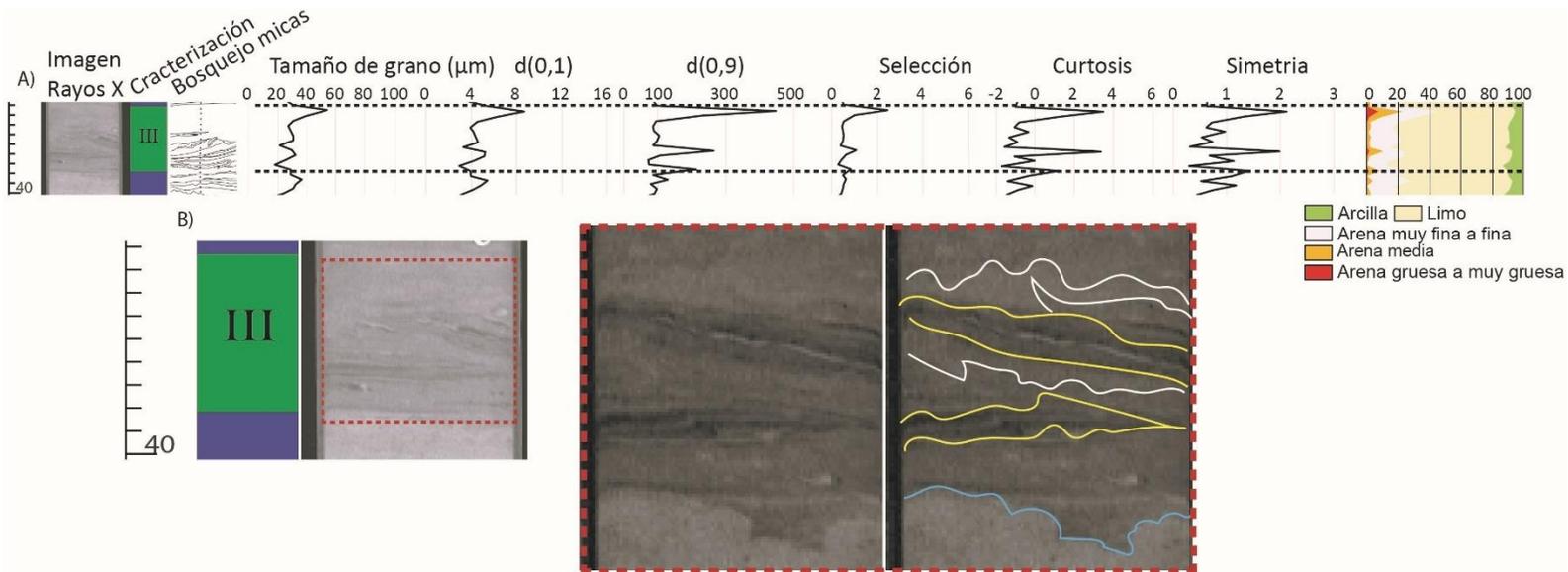


Figura 40.- Imagen de la unidad deformada III, presente entre los 31 y 38 cm. A) Muestra los perfiles granulométricos para el segmento deformado donde se percibe un patrón acerrado de tamaños promedios de grano entre los 19 a 32  $\mu\text{m}$ , patrón que también es apreciable en el contenido de material tamaño arena media el cual coincide con los máximos en el tamaño del grano. B) Muestra un acercamiento a la zona de deformación resaltada con un rectángulo en rojo en la imagen de la izquierda. En el acercamiento de la izquierda se muestra el plegamiento presente en las láminas, así como el contacto erosivo hacia el techo, además del potencial cabalgamiento en la sección media y calco de carga en la base. Estas estructuras son destacadas en la imagen de la derecha con colores blanco, rojo, amarillo y celeste, respectivamente.

### 3.2.2.4 Unidad deformada IV

Esta unidad comprende unos 5,2 cm de potencia, ubicada entre los 42,6 y 47,8 cm correspondientes a la sección inferior previamente definida (Figura 37). Esta sección presenta un mayor contenido de material arena media-fina a muy fina en la sección media, evidenciando un valor máximo de 38  $\mu\text{m}$ , este aumento en el contenido de sedimento tamaño arena se ve reflejado en la curva granulométrica como una pérdida en la selección y simetría (Figura 41). Las secciones basal y superior tienen un tamaño de grano menor, en especial el techo llegando a un valor mínimo de 20  $\mu\text{m}$ . La información proporcionada por las imágenes de rayos x, en conjunto con el bosquejo realizado al momento de la apertura del testigo permite apreciar láminas plegadas, con una alta deformación percibida principalmente en la sección media (Figura 41). En base a la información proporcionada se especula que esta unidad corresponde a un slump a cuasi turbidita (Figura 19C).

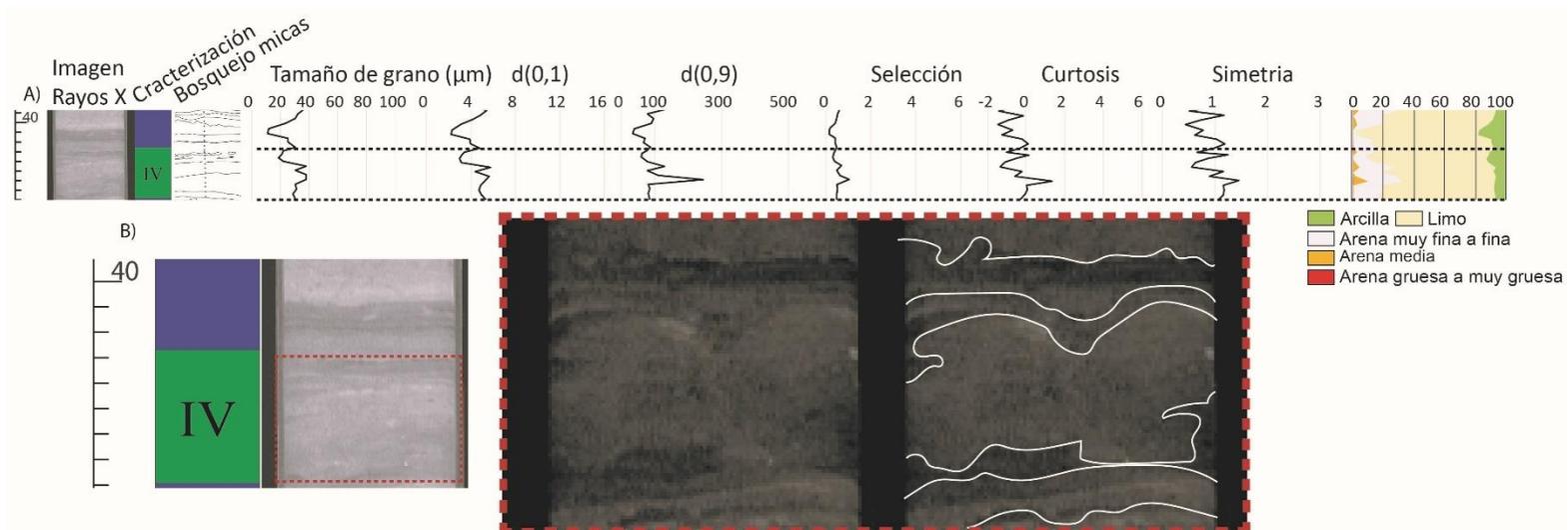


Figura 41.- Imagen de la unidad deformada IV, presente entre los 42,6 y 47,8 cm. A) Muestra los perfiles granulométricos para la unidad donde se perciben valores máximos en la sección media de hasta 38  $\mu\text{m}$ , y para el tramo basal y superior se tienen tamaños mínimos de 30 y 20  $\mu\text{m}$ , respectivamente. Esta diferencia en los tamaños de grano se produce por un mayor contenido de material arena media-fina a muy fina en la sección basal y en especial en el tramo medio. B) Muestra un acercamiento a la zona de deformación resaltada con un rectángulo en rojo en la imagen de la izquierda. En el acercamiento se muestra a la izquierda el plegamiento presente en esta unidad, el cual se destaca para mejor visualización en el acercamiento de la derecha.

### 3.2.2.5 Unidad deformada V

Esta unidad comprende unos 6,2 cm de potencia, ubicada entre los 50 y 56,2 cm, correspondientes a la sección inferior previamente definida (Figura 37). Esta sección cuenta con una gradación normal predominante. A los 54 cm se muestra un máximo local en el tamaño medio del grano de 81  $\mu\text{m}$ , este máximo tendría origen en una lámina de alta densidad fragmentada en ese sector y la cual es apreciable en las imágenes de rayos x (Figura 42). En lo que respecta a la estructuralidad de este segmento, esta sección muestra láminas plegadas a fragmentadas como es el caso de la lámina discontinua de alta densidad previamente mencionada, de posible origen aluvial y una base de contacto erosivo, evidenciada en particular en la descripción efectuada al momento de la apertura del testigo (Figura 42). Bajo la descripción antes realizada se sugiere que esta deformación corresponde a un slump a cuasi turbidita (Figura 19C).

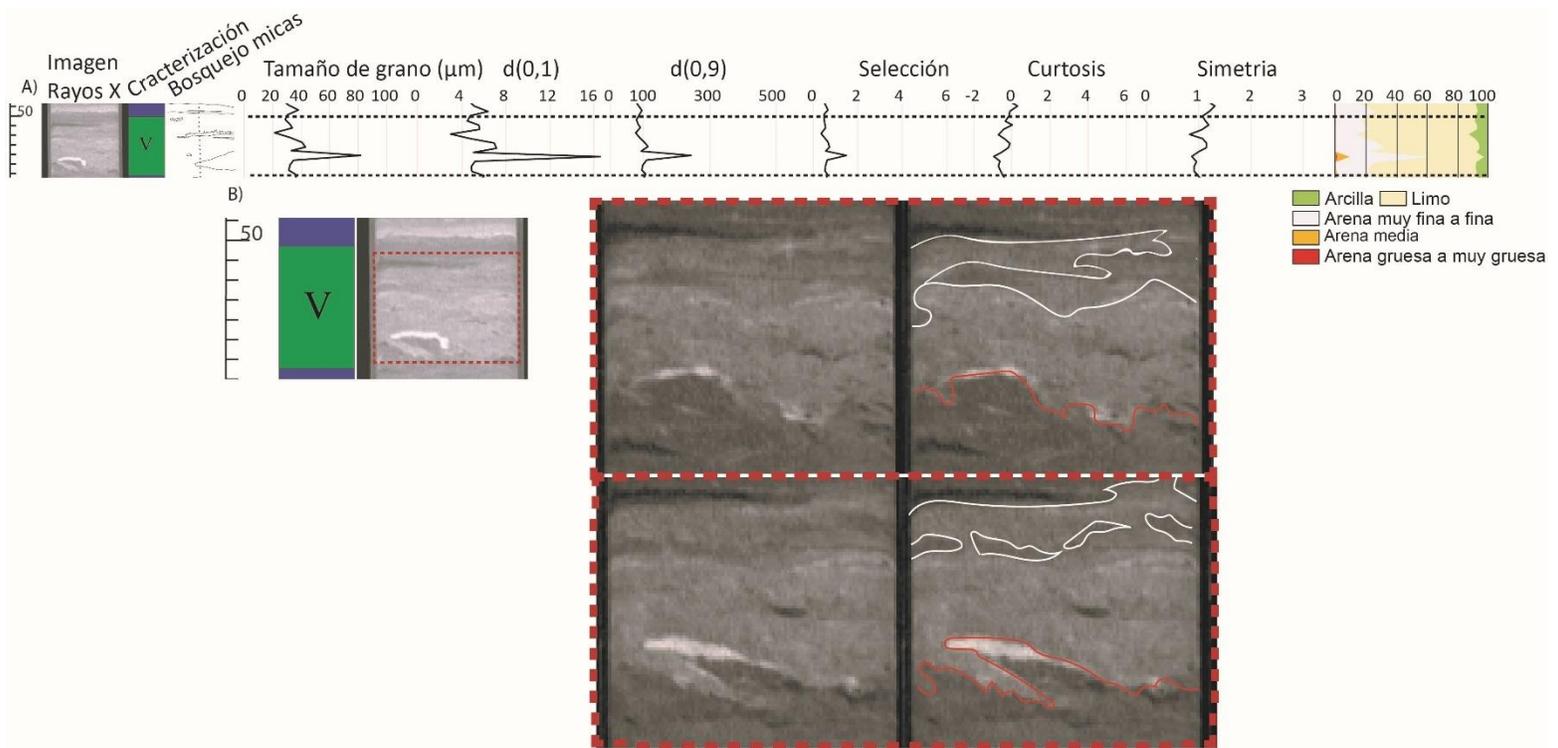


Figura 42.- Imagen de la unidad deformada V, presente entre los 50 y 56,2 cm. A) Muestra los perfiles granulométricos para el segmento deformado donde se destaca un máximo en el tamaño medio del grano de 81  $\mu\text{m}$  a los 54 cm, punto que además cuenta con un alto contenido de material tamaño arena media-fina a muy fina. B) Muestra dos acercamientos de la zona de deformación enmarcada con un rectángulo rojo en la imagen de la izquierda. Los acercamientos de la izquierda dejan en evidencia un alto nivel de deformación y mezcla turbulenta, hechos que son marcados en las imágenes de la derecha, marcando en blanco láminas deformadas a fragmentadas/brechizadas y en naranja el contacto erosivo de la base. Estas imágenes corresponden a diferentes niveles de profundidad en la tomografía, con distintos niveles de contraste para resaltar de mejor manera las estructuras deseadas.

### 3.2.2.6 Unidad deformada VI

Esta unidad comprende unos 10,4 cm de potencia, ubicada entre los 59,4 y 69,8 cm, correspondientes a la sección inferior previamente definida (Figura 37). Este segmento registra en la base a los 66,5 cm un máximo local respecto del tamaño medio del grano de 45  $\mu\text{m}$ , esto producto de un mayor porcentaje de sedimento de tamaño arena media-fina a muy fina en especial del último (Figura 43). Pese a este máximo local, la granulometría de este tramo es relativamente uniforme, presentando un tamaño medio del grano que oscila principalmente entre los 25 a 30  $\mu\text{m}$ , concentrándose los mayores valores en el sector central. En lo que respecta a la integridad de las láminas, esta sección muestra laminas con un claro plegamiento en donde mediante las imágenes de rayos x es posible identificar la forma ondulante de estos pliegues (Figura 43). De la descripción granulométrica y estructural antes efectuada se sugiere que esta unidad corresponde a un slump (Figura 19B).

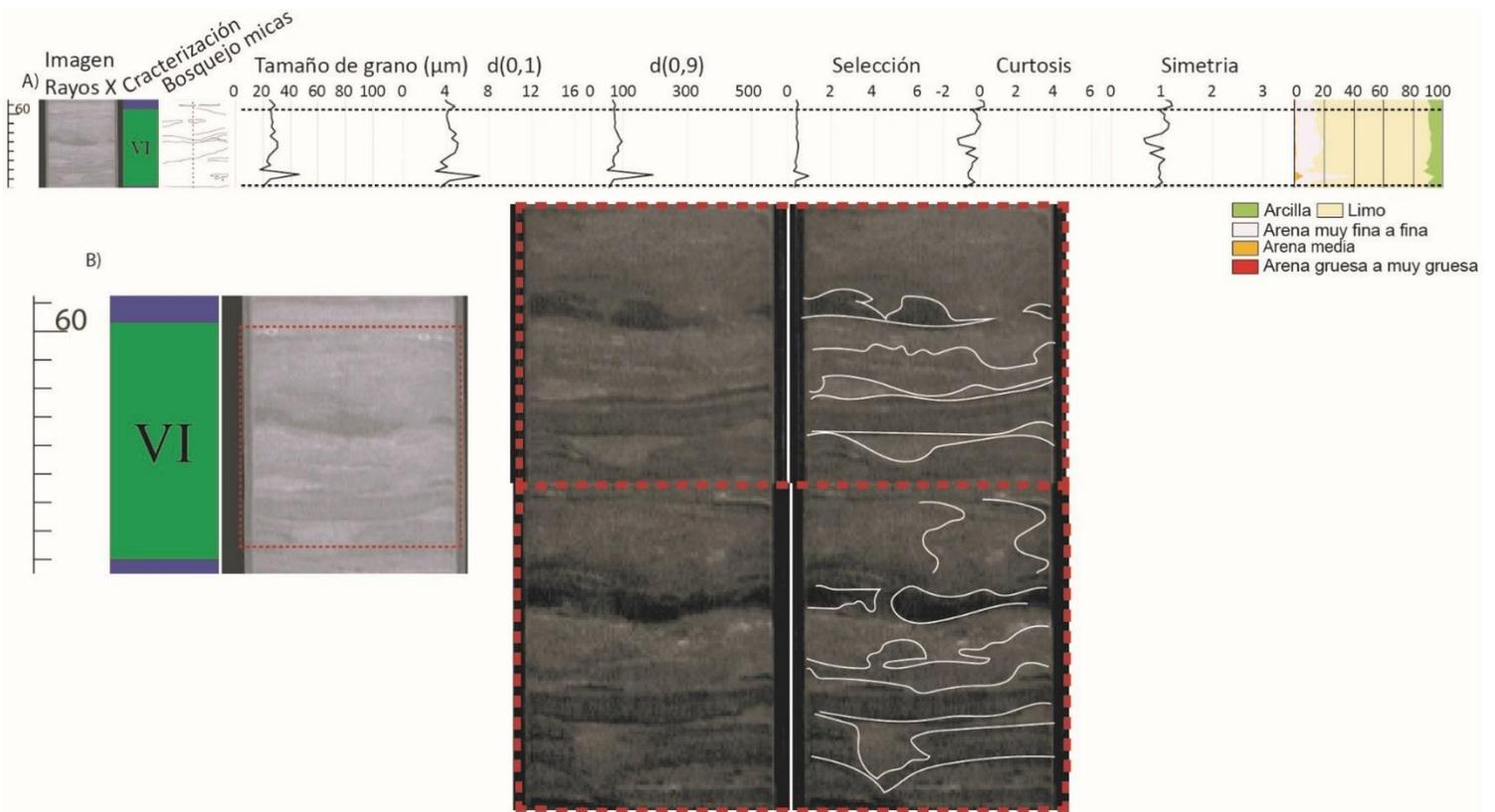


Figura 43.- Imagen de la unidad deformada VI, presente entre los 59,4 y 69,8 cm. A) Muestra los perfiles granulométricos para el segmento deformado en donde se destaca un máximo local para el tamaño medio del grano de 45  $\mu\text{m}$  a los 66,5 cm, asociado a un incremento en el contenido de material tamaño arena media-fina a muy fina. B) Muestra dos acercamientos a la zona deformada, enmarcada con un rectángulo rojo en la imagen de la izquierda. Los acercamientos de la izquierda permiten apreciar los pliegues presentes en las distintas laminas ubicadas en esta unidad, dichas estructuras son destacadas para un mejor reconocimiento en los acercamientos de la derecha. Estas imágenes corresponden a diferentes niveles de profundidad en la tomografía, con distintos niveles de contraste para resaltar de mejor manera las estructuras deseadas.

### 3.2.2.7 Unidad deformada VII

Esta unidad comprende unos 6 cm de potencia, ubicada entre los 75 y 81 cm, correspondientes a la sección inferior previamente definida (Figura 37). Este segmento cuenta una gradación normal, que presenta un máximo local en términos de tamaño medio de grano a los 80,5 cm, con un valor de 38  $\mu\text{m}$ , además este tramo basal cuenta con una muy mala selección y simetría, provista por el amplio porcentaje de material tamaño arena gruesa a muy gruesa que este contiene (Figura 44). El resto de esta sección exhibe un patrón “acerrado” para el tamaño medio del grano presentando un mínimo a los 76 y 78,5 cm de 19 y 10  $\mu\text{m}$  respectivamente y valores más altos en la sección comprendida entre estos mínimos locales, con un valor promedio de grano de 31  $\mu\text{m}$ . En términos estructurales se aprecia en el bosquejo una lámina plegada hacia la base a los 80,5 cm, coincidente con la ubicación del valor máximo para el tamaño del sedimento, potencialmente asociada a un depósito de aluvión con posterior deformación y en el sector central de la unidad se evidencia una lámina de “baja” densidad (tonalidad más oscura) con un plegamiento de pliegues ondulantes, donde además es posible identificar las láminas que la subyacen y sobreyacen, las cuales también cuentan con cierto grado de plegamiento (Figura 44). Frente a la información antes entregada se sugiere que esta unidad es un slump (Figura 19B).

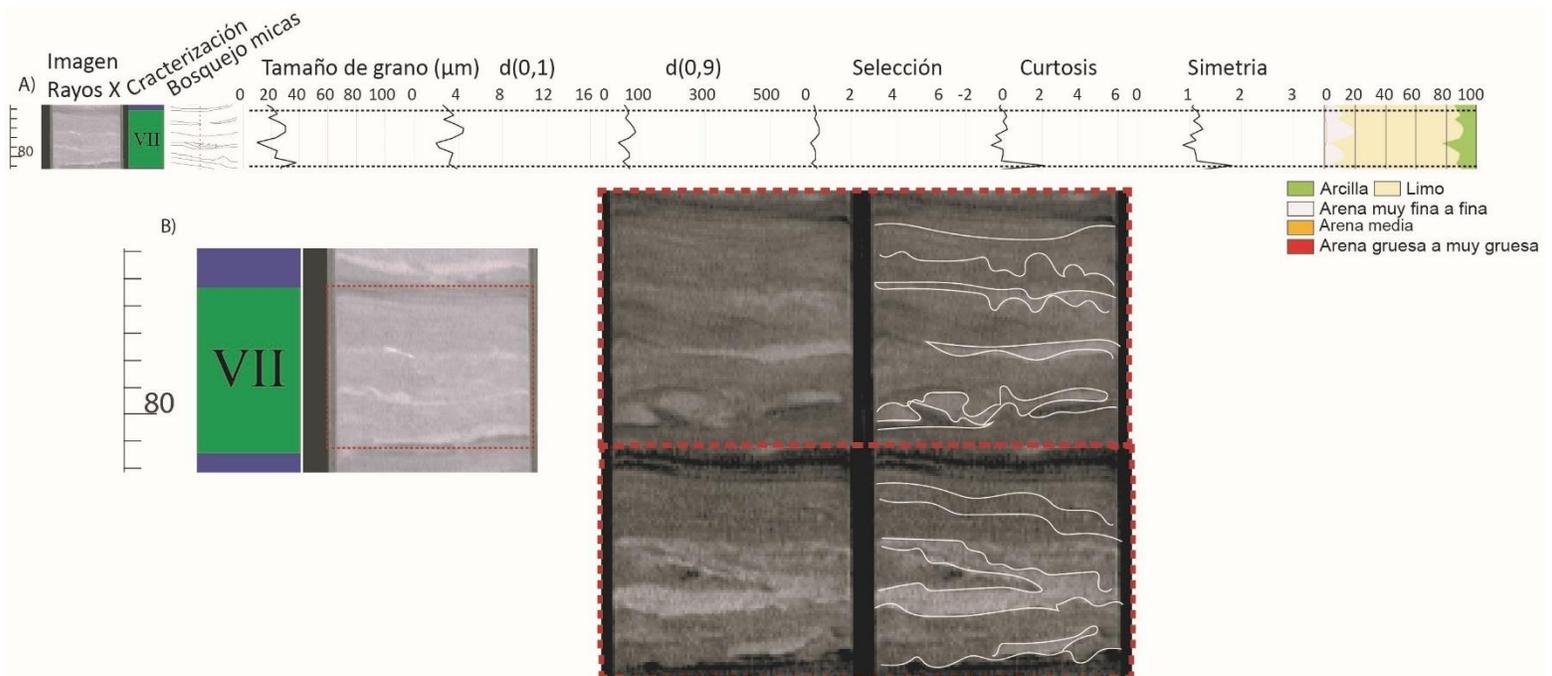


Figura 44.- Imagen de la unidad deformada VII, presente entre los 6,6 y 23,5 cm. A) Muestra los perfiles granulométricos para el tramo deformado, evidenciando la gradación normal predominante y donde se destaca un máximo local en el tamaño del grano a los 80,5 cm, con un valor de 38  $\mu\text{m}$ . B) Muestra dos acercamientos a la zona de deformada enmarcada con un rectángulo rojo en la imagen de la izquierda. En los acercamientos de la izquierda se pueden percibir el plegamiento al cual fueron sometidas las láminas en la unidad y los cuales son destacados con líneas blancas en los acercamientos de la derecha para una mejor visualización. Estas imágenes corresponden a diferentes niveles de profundidad en la tomografía, con distintos niveles de contraste para resaltar de mejor manera las estructuras deseadas.

### 3.2.2.8 Unidad deformada VIII

Esta unidad deformada comprende unos 5,4 cm de potencia, ubicada entre los 86,8 y 92,6 cm, correspondientes a la sección inferior previamente definida (Figura 37). Este tramo es bastante similar a la unidad VI, cuenta con un máximo local respecto del tamaño medio del grano a los 92 cm, con un valor de 40  $\mu\text{m}$ , provisto por un mayor contenido de material tipo arena media-gruesa a muy gruesa en contraste con el resto de esta sección, este alto contenido de sedimento de grano “grosso”, determina la mala selección, simetría y curtosis evidenciada en la curva granulométrica para este trecho basal (Figura 45). Esta unidad presenta valores mínimos para el tamaño medio del grano a los 88,2 y 91,3 cm con valores de 12 y 16  $\mu\text{m}$  respectivamente, el tramo comprendido entre ambos mínimos representa una cuasi meseta de valor promedio de 30  $\mu\text{m}$  para el tamaño del grano. Respecto a la integridad de las láminas la imagen de rayos x permite apreciar el plegamiento sufrido por estas, hecho corroborado en la descripción realizada

en la apertura del testigo (Figura 45). En vista a los resultados mencionados se sugiere que esta unidad corresponde a un slump (Figura 19B).

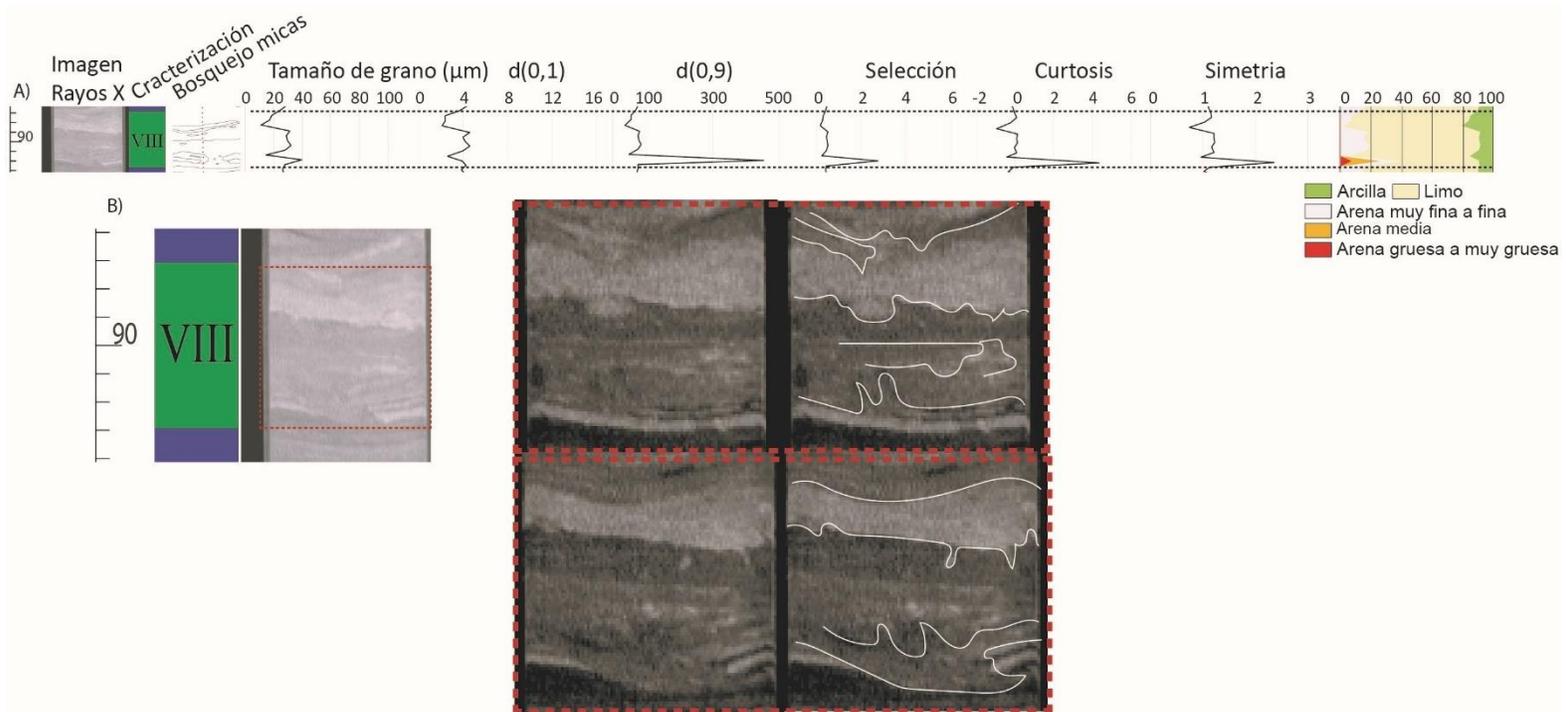


Figura 45.- Imagen de la unidad deformada VIII, presente entre los 86,8 y 92,6 cm. A) Muestra los perfiles granulométricos para la sección deformada en donde se tiene un máximo en la base a los 92 cm, con un valor de 40  $\mu\text{m}$ , provisto por un mayor contenido de material tipo arena media-gruesa a muy gruesa en contraste con el resto de esta sección. B) Muestra dos acercamientos de la zona deformada enmarcada con un rectángulo rojo en la imagen de la izquierda. En los acercamientos de la izquierda se pueden percibir láminas plegadas en la unidad y las cuales son destacados con líneas blancas en los acercamientos de la derecha para una mejor visualización. Estas imágenes corresponden a diferentes niveles de profundidad en la tomografía, con distintos niveles de contraste para resaltar de mejor manera las estructuras deseadas.

### 3.2.2.9 Unidad deformada IX

Esta unidad comprende unos 3,7 cm de potencia, ubicada entre los 101 y 104,7 cm, correspondientes a la sección inferior previamente definida (Figura 37). Esta sección cuenta con un gradiente compuesto, representado por un gradiente normal desde la base hasta los 103,6 ostentando valores mínimo y máximo para el tamaño medio del grano de 14 y 25  $\mu\text{m}$  respectivamente (Figura 46). Este tramo presenta una disminución en el contenido de sedimento tamaño arena media hacia el centro, con una consecuente mejoría en la selección y simetría en la granulometría. El trecho sobre los 103,6 cm cuenta con una gradación inversa pasando de un tamaño de grano de 14  $\mu\text{m}$  a un valor de 31  $\mu\text{m}$  a los 101,5 cm (Figura 46). Este aumento en el tamaño del grano va acompañado con un mayor contenido de material de tipo arena media y una correlativa

pérdida de simetría y decaimiento en la selección. En las imágenes de rayos x y en el bosquejo es posible apreciar el plegamiento presente en las láminas, y en particular en la imagen de rayos x se evidencia un cabalgamiento de láminas (Figura 46). En vista de la información previamente entregada se especula que esta unidad corresponde a un slump (Figura 19A).

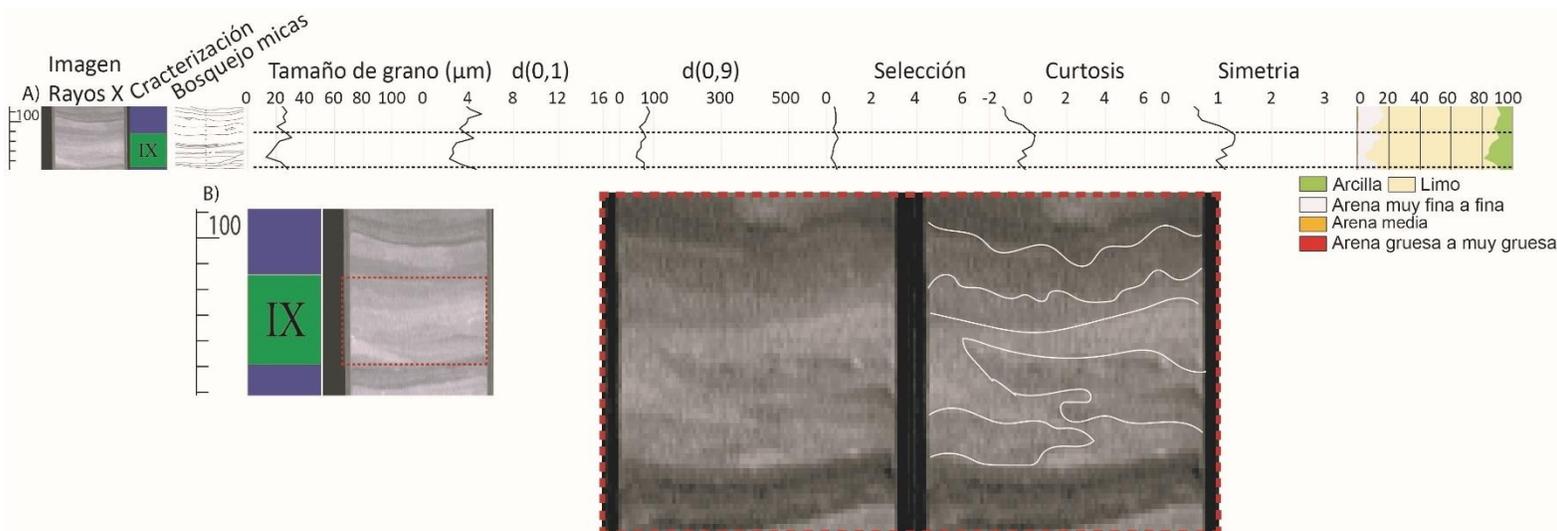


Figura 46.- Imagen de la unidad deformada IX, presente entre los 6,6 y 23,5 cm. A) Muestra los perfiles granulométricos para la unidad en donde se destaca el gradiente dual de esta pasando de uno tipo normal en la base hasta los 103,6, llegando a valores mínimos y máximos de 14 y 25  $\mu\text{m}$ , para luego pasar a un gradiente inverso hacia el techo llegando a un tamaño promedio de grano de valor 31  $\mu\text{m}$ . B) Muestra un acercamiento de la zona de deformación enmarcada con un rectángulo rojo en la imagen de la izquierda. En el acercamiento de la izquierda se pueden percibir el plegamiento al cual fueron sometidas las láminas en la unidad y los cuales son destacados con líneas blancas en el acercamiento de la derecha para una mejor visualización

### 3.2.2.10 Unidad deformada X

Esta unidad comprende unos 5,5 cm de potencia, ubicada entre los 107 y 112,5 cm, correspondientes a la sección inferior previamente definida (Figura 37). Esta sección cuenta con un gradiente inverso en donde se cuenta con un tamaño de grano promedio basal de 14  $\mu\text{m}$  el cual llega a un valor de hasta 33  $\mu\text{m}$  hacia el techo de la unidad, este incremento en el tamaño del grano viene acompañado con un mayor contenido de sedimento tipo arena fina a muy fina y en menor medida de arena media, así como una leve pérdida progresiva en la selección y una más aguda para la simetría y curtosis (Figura 47). Las imágenes de rayos x y el bosquejo muestran un plegamiento de las láminas principalmente en el tramo central a basal de la unidad, además es posible evidenciar un potencial cabalgamiento en las imágenes de rayos x en el segmento superior (Figura 47). En base a lo expuesto se sugiere que esta unidad corresponde aun slump (Figura 19A).

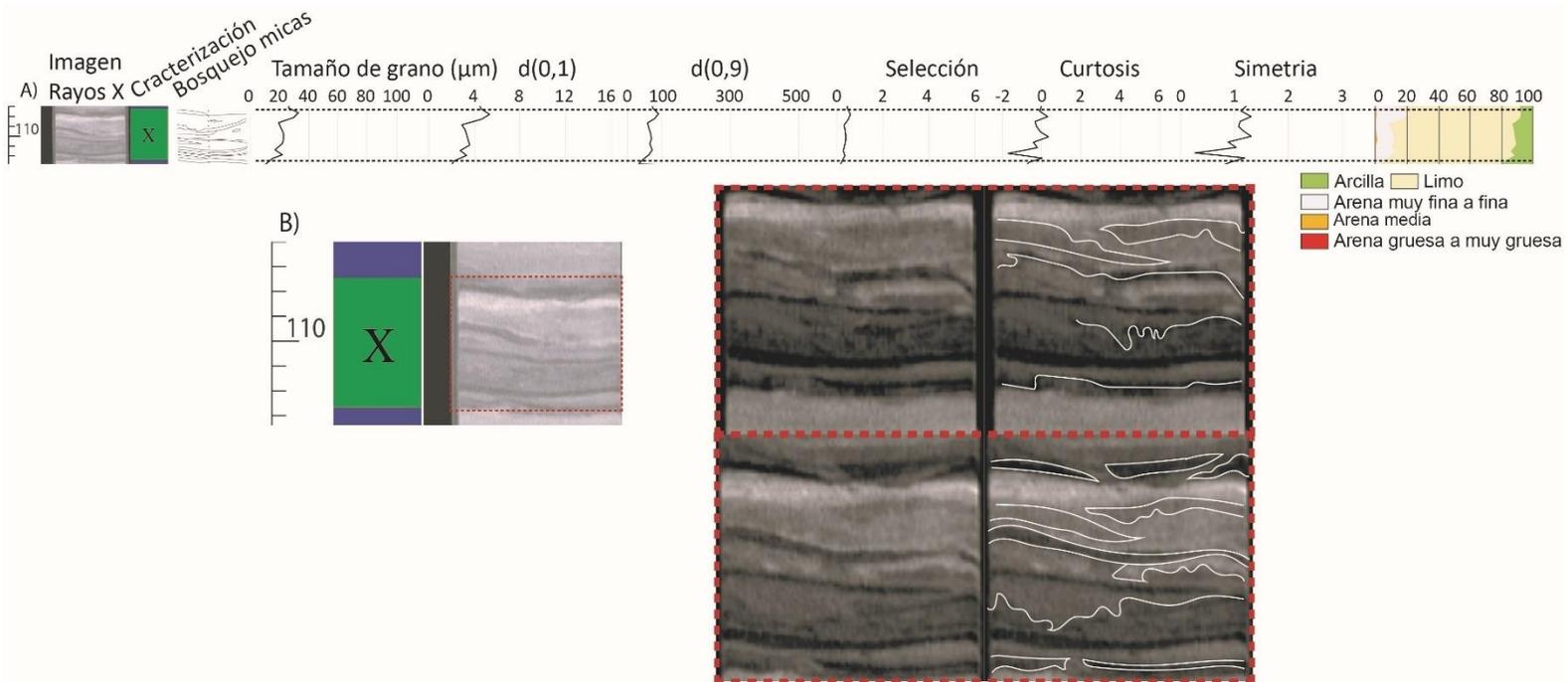


Figura 47.- Imagen de la unidad deformada X, presente entre los 107 y 112,5 cm. A) Muestra los perfiles granulométricos para la sección deformada en donde se aprecia con claridad el gradiente inverso de esta unidad pasando de un grano basal de 14  $\mu\text{m}$  llegando a un valor de hasta 33  $\mu\text{m}$  hacia el techo. B) Muestra dos acercamientos a la zona de deformada delimitada con un rectángulo rojo; en estas imágenes es posible apreciar láminas plegadas lo que es destacado con líneas blancas en las imágenes de la derecha. Estas imágenes corresponden a diferentes secciones de profundidad en la tomografía, con distintos niveles de contraste para resaltar de mejor manera las estructuras deseadas.

A partir de los resultados entregados, así como de las observaciones efectuadas a cada uno de los segmentos deformados presentes en el testigo PR1805, se generó una caracterización más detallada de estas 10 unidades antes mencionadas y que están representadas en la Figura 48:

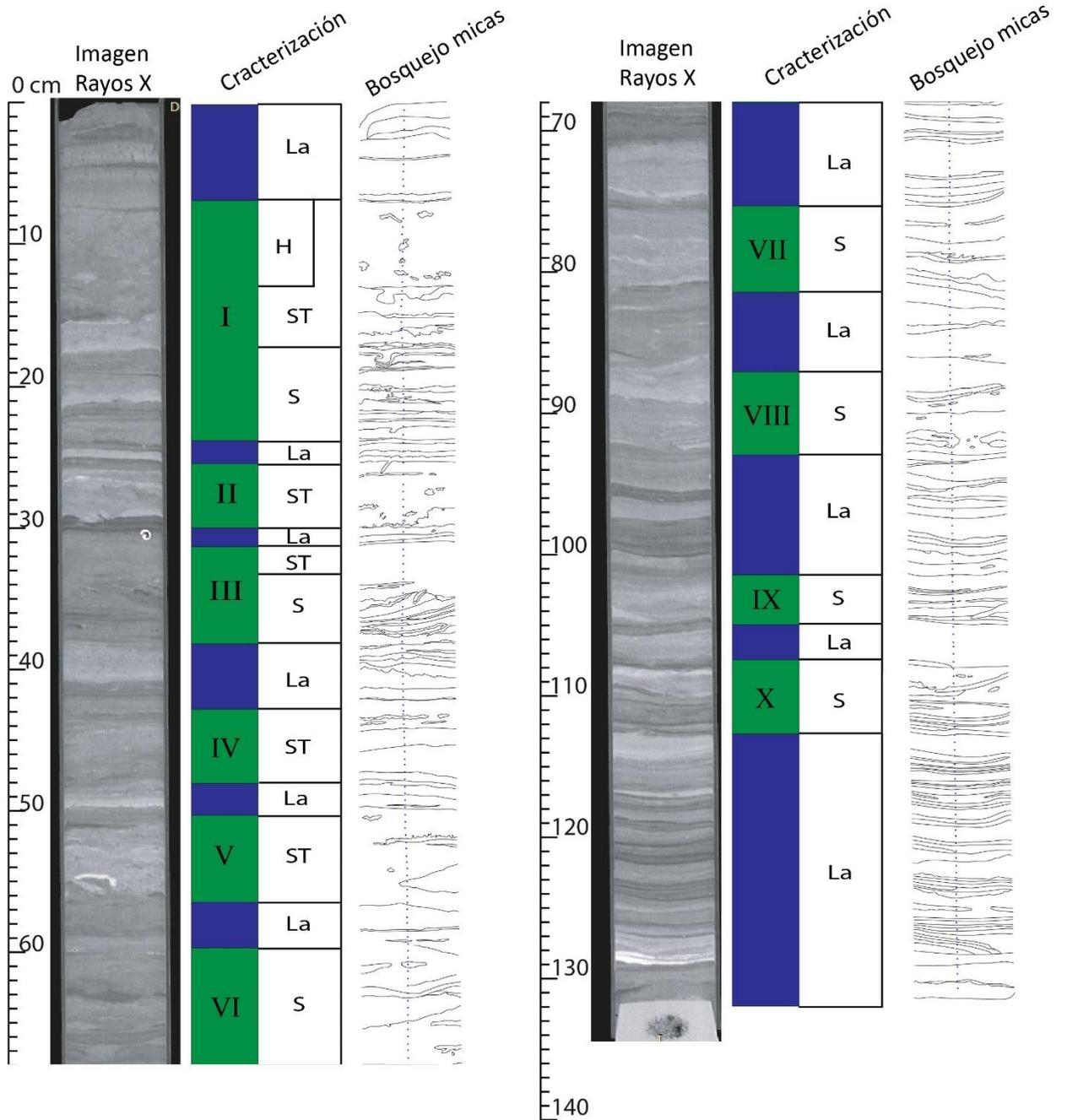


Figura 48.- Imagen correspondiente a la caracterización de las unidades deformadas en detalle, segmentando el testigo en dos tramos para facilitar su lectura. De izquierda a derecha se muestra: en escala de grises se presenta la imagen de rayos X del testigo PR1805, luego se tiene la caracterización inicial en donde el color azul simboliza tramos sin deformación y en colores verdes zonas deformadas con su respectiva numeración en números romanos, a la derecha de esta caracterización se cuenta con una de más detalle en donde se interpreta como: H: homogenita; ST: slump a cuasi turbidita; S: slump; La: laminado. En el extremo derecho está el bosquejo realizado en las micas al momento de la apertura del testigo.

## 4 DISCUSIÓN

La bahía de Pisagua es un reservorio que permite la generación y preservación de sedimentos laminados como quedó evidenciado en los 11 testigos recuperados y analizados en este trabajo. La alta tasa de formación de láminas sedimentarias está sujeta a una combinación de factores como la proximidad a centros de surgencia costera, los cuales aportan aguas enriquecidas en nutrientes promoviendo la formación de materia orgánica. Además, el brazo sur de la bahía correspondiente a punta Píchalo es una barrera natural frente a los dominantes vientos del SO, limitando de este modo el aporte eólico de sedimentos y favoreciendo la conformación de láminas enriquecidas en materia orgánica. Las variaciones en el contenido orgánico suministrado por la surgencia costera, sumado a periodos de mayor o menor intensidad en los vientos del SO y las consecuentes diferencias en el aporte de sedimentos eólicos proporcionados por estos, así como variaciones en la cantidad de material proveniente desde el continente por medios aluviales o fluviales, promueven la formación de láminas compuestas por una amplia gama de combinaciones de estos factores, dando origen a los sedimentos laminados.

En lo que respecta a la preservación de las láminas sedimentarias, esta se debe en parte a la alta estabilidad climática en el norte de Chile producto del anticiclón de Pacífico que en conjunto con la protección que ofrece punta Píchalo frente a los vientos del SO, se inhibe considerablemente la perturbación por efectos climáticos en las láminas sedimentarias. Otro aspecto de principal importancia en la preservación de los sedimentos laminados corresponde a la inexistencia de actividad bentónica, este hecho se debe a que la bahía, en específico el sector donde se obtuvieron los testigos, cuenta con una profundidad mayor a 50 m (Figura 49), esta profundidad corresponde al límite inferior de la zona de mínimo oxígeno definida por Brandhorst (1971) y Morales et al. (2016) para los 50 a 300m de profundidad para el norte de Chile, este bajo contenido de oxígeno inhibe la actividad bentónica favoreciendo de este modo la preservación de las láminas sedimentarias.

En los perfiles del testigo PR1805 (Figura 37), se evidenciaron máximos granulométricos en la sección media y basal del testigo. Estos altos valores en el tamaño del grano corresponden a láminas de una alta densidad (color blanco en imagen de rayos x), compuestas principalmente de sedimento tamaño arena fina a muy fina. El alto contenido de sedimento tamaño arena fina a muy fina en estas láminas, en particular aquellas presentes en la sección media y que están contenidas en una unidad deformada, no necesariamente está asociado a un retrabajo del sedimento producto de la deformación como es el caso de flujos de sedimentos, esto dado que se sugiere que la deformación percibida en las 10 unidades deformadas se produjo mediante una deformación in-situ.

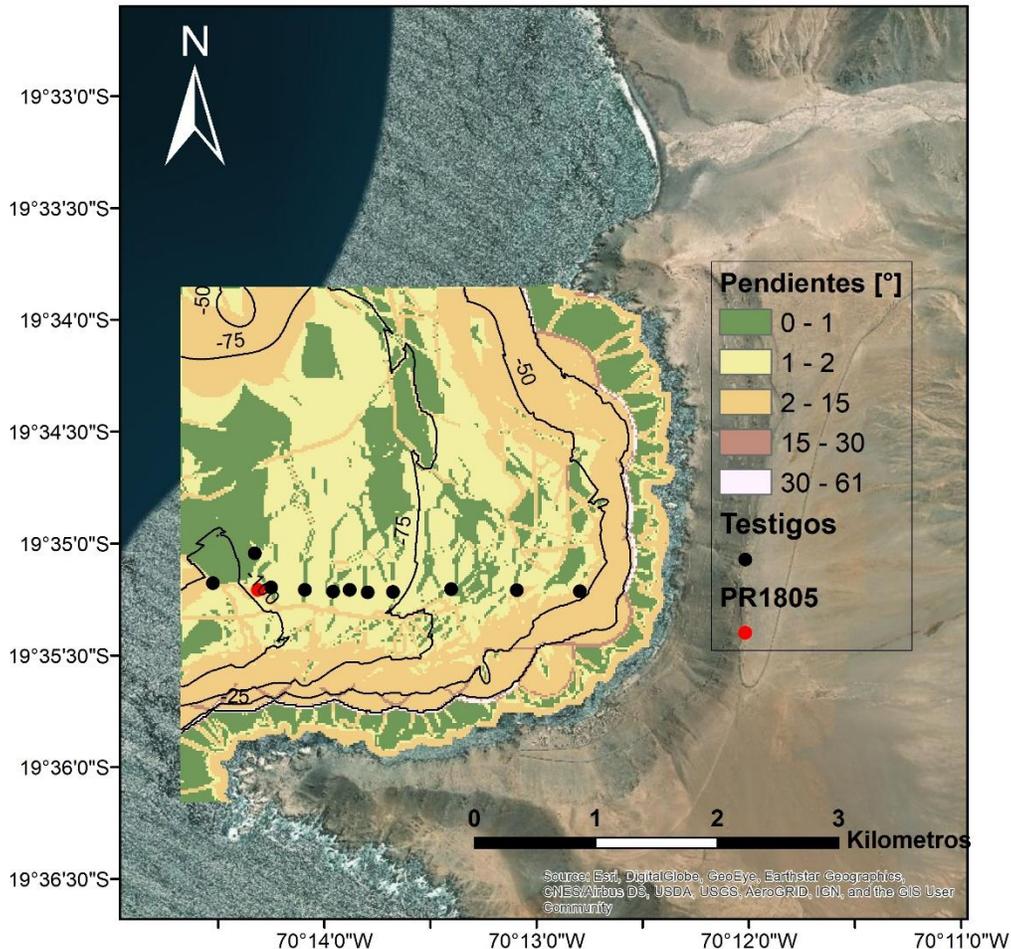


Figura 49.- Mapa de los distintos grados de pendientes presentes en el fondo oceánico de la bahía de Pisagua. En verde están las zonas planas o de muy baja pendiente (0-1°), en tonos amarillos los sectores de pendientes bajas a moderadas (1-15°) y en rojo a blanco las altas pendientes (15-61°). Los círculos negros simbolizan la ubicación de 10 de los 11 testigos recuperados y el círculo rojo corresponde al testigo PR1805.

En el acantilado costero que rodea la bahía de Pisagua es posible reconocer quebradas las cuales se especula que son susceptibles a desarrollar aluviones (Figura 50), en específico bajo episodios catastróficos en donde se cuenta con una muy alta tasa de precipitación, la cual excede la tasa de infiltración y provoca una alta escorrentía superficial. En lo que respecta al origen de las láminas provistas de un alto contenido de sedimento tamaño arena fina a muy fina (>40%), se sugiere que tienen una génesis climática asociada a episodios catastróficos de intensas precipitaciones provocando aluviones, los cuales al ingresar en la bahía se transformaron en flujos de lodo y posteriores corrientes de turbidez y consecuentes turbiditas, por consiguiente, se especula que estas laminas corresponderían a la transición del tramo A y B de la serie de Bouma (Figura 50), dado que estas láminas cuentan con características de ambas secciones como un tamaño de arena fina (Tamo B) y presentar una estructura masiva (Tramo A).

## Secuencia de Bouma (1962)



Figura 50.- Imagen de la izquierda corresponde a los horizontes A, B, C, D y E de la serie de Bouma (1962), para depósitos de turbiditas. Imagen de la derecha destaca en líneas discontinuas, una quebrada presente en la bahía de Pisagua, la cual evidencia la susceptibilidad que esta presenta frente a potenciales aluviones.

### 4.1 Mecanismos u origen de las unidades deformadas

Los mecanismos u origen de las unidades deformadas evidenciadas en el testigo PR1805 pueden corresponder a uno climático, volcánico o tectónico. En el caso del origen climático se sugiere que las unidades deformadas no corresponden a perturbaciones de tipo slump o slump a cuasi turbidita producto de una inestabilidad gravitacional como se sugirió inicialmente, sino que sean depósitos de tormentas o “tempestitas”. Estos se caracterizan por presentar un gradiente normal, contacto basal erosivo y una estratificación cruzada-swaley y hummocky (Nichols, 2009). La presencia de estas características en específico la estratificación cruzada-swaley y hummocky, no fueron evidenciadas para ninguna de las 10 unidades deformadas, tampoco existe una congruencia en el ámbito sedimentario en donde se aprecia un grano predominante de tamaño limo y no de grano grueso como es sugerido por Nichols (2009) y Walker & Plint (1992). Sumado a lo anterior la gran estabilidad climática presente en el norte de Chile, producto del anticiclón del Pacífico, desacredita el hecho de que estas unidades correspondan a depósitos de tormentas.

En lo que respecta a la génesis volcánica y tectónica de las unidades deformadas, ambos implican una inestabilidad gravitacional, como el medio que provocó el plegamiento presente en las unidades deformadas del testigo, definiendo únicamente en el mecanismo que dio origen a dicha inestabilidad, en el caso del volcanismo sería una erupción y en la tectónica un sismo. Para que ocurra una inestabilidad gravitacional, el lecho oceánico de la bahía debe contar con una pendiente que permita o bien facilite la

ocurrencia de esta, provocando así la deformación de las láminas sedimentarias. Esta cualidad se estimó mediante los datos batimétricos obtenidos en terreno y se obtuvo que la bahía de Pisagua, en específico la zona donde se obtuvieron los testigos cuenta con una pendiente de 1 a 2° en promedio (Figura 49). Esta inclinación sería suficiente para generar una desestabilidad en los sedimentos mediante un choque sísmico o erupción volcánica; esto último según lo descrito por Pettijhon et al. (1973) quienes afirman que deslizamientos y consecuente formación de slumps en pendientes subacuáticas de sedimentos de arena y limo no consolidados (“caso de estudio”) pueden ocurrir en pendientes tan bajas como 1 y 2°.

El volcanismo es un mecanismo que incide principalmente en los sedimentos aledaños al volcán, dado que las vibraciones o sísmica producto de la erupción se atenúan conforme aumenta la distancia de él. En lo que respecta a la zona de estudio el volcán más cercano está a 152 km (volcán Isluga), además de esta gran distancia no se tienen registros de una alta actividad volcánica en el pasado reciente que pudiera provocar una inestabilidad y consecuente perturbación en la laminación presente en las 10 unidades deformadas, por lo cual se desacredita este mecanismo como aquel que origino las unidades deformadas del testigo PR1805.

El último de los posibles mecanismos que dieron origen a las unidades deformadas corresponde a la actividad sísmica, esta génesis tectónica no solo cuenta con un lecho oceánico cuya inclinación (1 a 2°) permite o bien favorece la inestabilidad gravitacional de los sedimentos, sino que además la bahía cuenta con una alta actividad sísmica como consecuencia de la subducción de la placa de nazca bajo la placa sudamericana. Las vibraciones producto de eventos sísmicos, puede provocar en sedimentos no consolidados de arena y limo con alto contenido de agua, un aumento en la presión del fluido de los poros reduciendo la resistencia al corte de estos sedimentos y de esta forma facilitando o bien provocando la inestabilidad gravitacional de estos y consecuente plegamiento. En adición a lo anterior la información proporcionada de la caracterización y correlación de los 11 testigos recuperados de la bahía de Pisagua, permite evidenciar la continuidad de los segmentos deformados en los testigos llegando a alcanzar distancias de hasta 2,5 km, hecho que coincide con deformaciones asociadas a grandes sismos, eventos que no se caracterizan por ser de carácter “local”, si no que por una vasta área de incidencia.

#### 4.2 Slumps y slumps a cuasi turbiditas

En primera instancia cabe destacar que tanto las estructuras de tipo slumps, así como los slumps a cuasi turbiditas están comprendidos en el grupo de los slumps. Este tipo de estructuras se caracteriza por los plegamientos propios de ellas, los cuales fueron constatados en cada una de las 10 unidades presentes en el testigo PR1805. Además, estas estructuras no cuentan con una signature granulométrica característica según Bertrand et al. (2008), hecho que fue evidenciado en las unidades deformadas en donde

se contaban con gradaciones normales, inversas e inclusive mixtas. Estos dos factores permitirían clasificar a las unidades deformadas como depósitos de tipo slump.

En lo que respecta a la distinción al momento de clasificar las unidades como slump o slump a cuasi turbidita, esta se basó en el trabajo de Heifetz et al. (2005), en donde ellos distinguen que la inestabilidad gravitacional de los sedimentos generada por un choque sísmico puede provocar un plegamiento de estos y consecuente formación de slumps. El plegamiento de las láminas sedimentarias se ve influenciado por la intensidad del movimiento o vibraciones así como de su duración (Rodríguez-Pascua et al., 2000), generando distintos grados de intensidad en la deformación resultante (Figura 19), pasando de slumps de deformación baja con pliegues simétricos a slumps de deformación moderada con pliegues recumbentes, con presencia de fallamiento interno y consecuente cabalgamiento, a un estadio más avanzado en la deformación (slump a cuasi turbidita) donde hay una pérdida considerable en la integridad de las láminas, evidenciado en una clara brechización y mezcla turbulenta de material (Heifetz et al., 2005). En este trabajo en específico, se efectuó una distinción de dos grados o niveles en la intensidad percibida en la deformación de las láminas, donde aquellas unidades (I, III, VI, VII, VIII, IX, X) que evidenciaban contactos basales irregulares y laminas plegadas e inclusive potenciales cabalgamientos (III y IX) se les estimó una deformación moderada a baja y por consiguiente fueron consideradas como slumps. Mientras que las unidades (II, III, IV, V) que mostraban un contacto basal erosivo a irregular, con baja integridad en la laminación (“brechización”) y una mezcla turbulenta de material, se sugiere que es producto de una deformación intensa y por consiguiente se les clasificó como un slump a cuasi turbidita.

#### 4.3 Homogenita: unidad deformada I

La sección superior de la unidad I, cuenta con un subnivel el cual se especula que corresponde a una homogenita (Figura 48). Esto se sustenta mediante una subdivisión de la sección superior de la unidad I en tres niveles: un tramo inferior de 6,8 cm (13-16,8cm), de grano grueso, base erosiva y de gradación granulométrica y mineralógica normal; tramo intermedio de 6 cm (7-13cm), de grano más fino, con una gradación normal y de textura “homogénea”, apreciable tanto en imágenes de rayos x como en la descripción efectuada al momento de la apertura y una fina capa superior de 0,5 cm (6,5–7cm) compuesta de un material muy fino, presumiblemente por la depositación del material en suspensión remanente producido por una posible corriente de turbidez o bien por efectos de un tsunami. Esta distinción de niveles permitiría clasificar a los dos superiores como una homogenita según la definición realizada por diversos autores como Bertrand et al. (2008), Kastens and Cita (1981) y Sturm et al. (1995). La formación de esta estructura puede estar asociada a la acción de un tsunami, esto dado que, según Cita (1996), los efectos de un tsunami en entornos de aguas más profundas (“caso de estudio”) generalmente se consideran marcados por una capa de arena y barro clasificados como una homogenita que puede estar vinculada a un evento de tsunami individual.

En adición a lo anterior Alsop et al. (2012) describen que la acción de un tsunami en ambientes confinados como lagos o bahías pueden ocasionar un efecto de seiche o resonancia armónica de ondas dentro de este ambiente cerrado, lo cual puede provocar un retrabajo de los slumps presentes en lecho oceánico asociados al evento sísmico que provoco el tsunami, lo cual puede generar un aumento en la intensidad de la deformación hacia el techo de la unidad, provocando un posible subnivel de homogenita. Esta génesis tsunamigénica asociada al segmento superior de la unidad I, tendría validez en base al hecho que el terremoto de 1877 estuvo acompañado de un tsunami según autores como Comte y Pardo (1991) y Ruiz y Madriaga (2018), lo anterior si es que esta unidad se asocia efectivamente a este episodio, para lo cual se requieren edades radiométricas.

#### 4.4 Implicancias para el análisis paleosismológico

El clasificar las unidades deformadas del testigo PR1805 como inducidas por actividad sísmica permite especular respecto de la intensidad del evento que dio origen a las unidades deformadas e inclusive restringir su posible magnitud. Este hecho está sustentado en dos aspectos: el primero de ellos corresponde al supuesto que la unidad I es el marcador paleosismológico del terremoto de 1877, dado que cuenta con un subnivel de homogenita que expresa un potencial marcador de un paleotsunami, además de contar con una profundidad de 6,5-7 cm en promedio, lo cual es razonable si se considera, una tasa de sedimentación similar a la estimada por Vargas et al. (2005), para la bahía de Mejillones ( $160-130 \text{ cm ka}^{-1}$ ), dadas las similitudes sedimentarias y climáticas entre ambos reservorios.

El considerar a la unidad I como el marcador paleosismológico del terremoto de 1877, indicaría preliminarmente al no haber una unidad deformada por sobre esta, que el terremoto de Pisagua del 2014 no estaría registrado en los testigos sedimentarios. Este hecho permitiría especular, que la intensidad y duración de la vibración producto de un choque sísmico, requerida por el sedimento de la bahía de Pisagua para provocar una perturbación en los sedimentos laminados, está asociada a un evento de magnitud mayor a 8.1. Una visión contraria sugiere que el evento sísmico de Pisagua en el 2014 si se encuentra registrado en los testigos sedimentarios (Figura 51), ya que es posible percibir una perturbación sutil en la laminación en el techo de los testigos, pero al no contar con una unidad de sedimentos laminados dispuestos sobre esta sección, provoca una falta de contraste en esa zona, restringiendo el poder estudiarla con detalle y consecuentemente limitando la posibilidad de clasificarla como inducida por el terremoto del 2014, dado que es incierto si la perturbación evidenciada en los testigos (Figura 51), es producto de un choque sísmico o bien es consecuencia de una removilización del material en el techo de los testigos producto del método de muestreo. Sin embargo, la posibilidad de que el terremoto del 2014 este registrado en los testigos, sugeriría que la magnitud necesaria por un sismo para generar una inestabilidad gravitacional en la bahía de Pisagua sería igual o inferior a  $M_w$  8.1, siendo una magnitud  $\geq 7,7$ , la estimada por Comte y Pardo (1991) para los sismos de 1768, 1615 y 1543. Además, según estudios realizados por Marco y Agnon (1995), Atkinson (1984) y Green y Bommer (2019), los

terremotos requieren de una magnitud mínima de 5.0 para provocar una licuación en secuencias de sedimentos laminados.

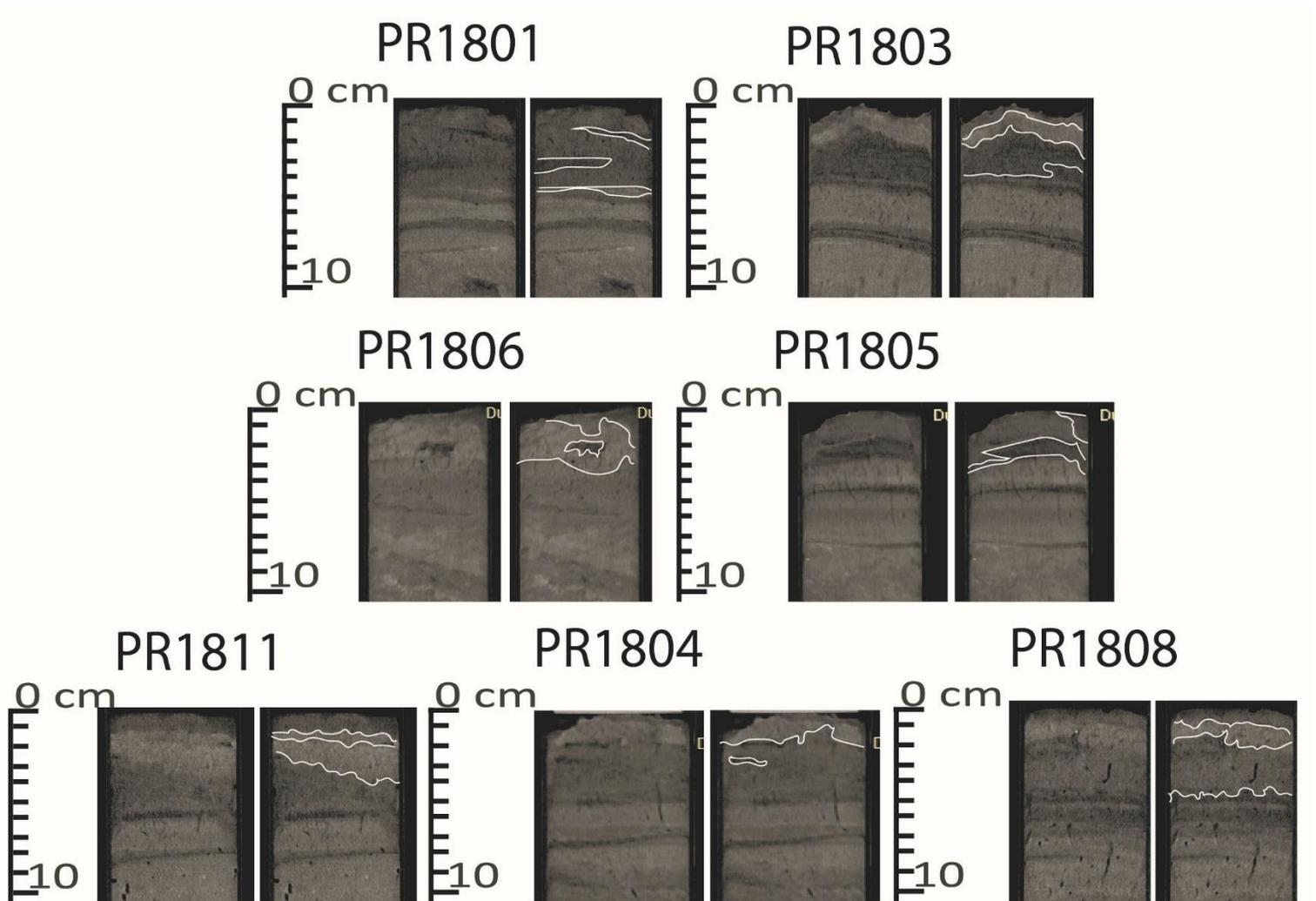


Figura 51.- Imágenes de rayos-x, de los primeros 10 cm de 7 de los 11 testigos recuperados en la bahía de Pisagua, en donde se destaca con líneas blancas la perturbación en la laminación presente en el techo de los testigos y la cual se especula que podría corresponder al sismo de Pisagua, 2014.

La segunda cualidad por considerar es el plegamiento de las láminas producto de un choque sísmico, el cual comienza en el techo de la unidad y luego desciende, afectando diferencialmente al sedimento laminado de arriba hacia abajo como se demuestra en la unidad III (Figura 40). En una primera etapa, el choque sísmico provoca un aumento en la presión de fluido en los poros reduciendo la resistencia al corte de las láminas no consolidadas, plegándolas; La continuidad en el movimiento o vibración producto del terremoto provoca una migración del plegamiento hacia secciones inferiores y simultáneamente el aumento en la tensión de corte provoca la fractura de las láminas

plegadas del segmento superior (Rodríguez-Pascua et al. 2000; Figura 52). En base a lo anterior se especula que sismos de mayor magnitud podrían generar horizontes deformados de mayor espesor respecto de aquellos terremotos de menores magnitudes, dado que los primeros tienden a presentar una mayor duración lo que favorecería la perturbación de un mayor número de capas de sedimentos laminados (Figura 52) y consecuentemente presentar una deformación de mayor intensidad en el techo de la unidad (Figura 52). En base a lo anterior se desprende que la unidad I correspondería al marcador paleosismológico del evento de mayor magnitud registrado por el testigo PR1805, dado que es la unidad de mayor potencia e inclusive presenta un contraste en la intensidad de la deformación posiblemente representando la migración de la deformación hacia la sección inferior de la unidad conforme aumentaba el tiempo al cual estuvo expuesta a la vibración sísmica (Figura 38).

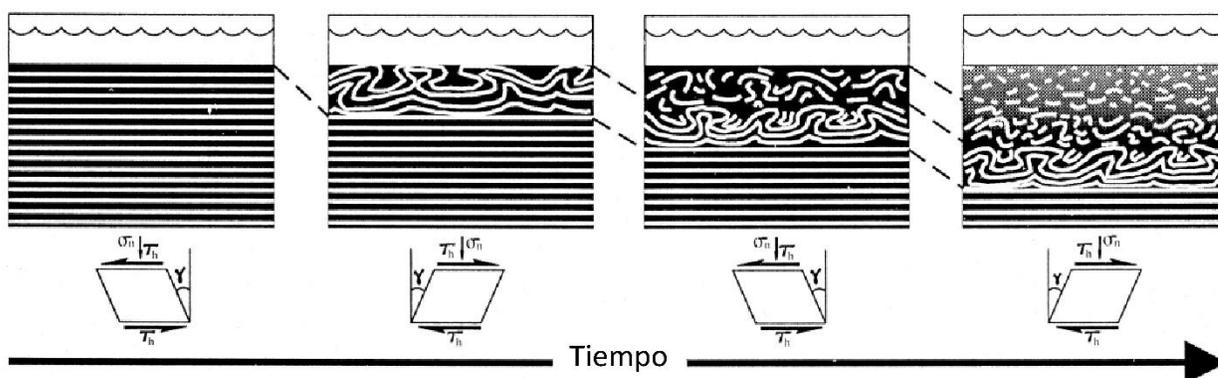


Figura 52.- Imagen que muestra la evolución de la deformación de los sedimentos laminados sujeta a la continuidad de un evento sísmico, resultando finalmente en un techo brechizado y una sección basal de menor deformación donde las láminas están simplemente plegadas. El esfuerzo de corte a lo largo de la duración del terremoto se representa debajo de la imagen:  $\sigma_n$ , estrés vertical;  $\tau_h$ , cizalle tangencial;  $\gamma$ , esfuerzo cortante.

Considerando las similitudes climáticas y sedimentarias de la bahía de Pisagua y la bahía de Mejillones, se escogió la tasa de sedimentación de esta última correspondiente a  $160-130 \text{ cm ka}^{-1}$  según los estudios de Vargas et al. (2005), como un buen estimador de la tasa de sedimentación presente en la bahía de Pisagua. Además, al tener en cuenta los 6-7 cm de potencia de sedimentos, los cuales se especula que fueron depositados en los últimos 142 años (1877-2019), sugerirían que la tasa de sedimentación de la bahía de Pisagua debiese ser inferior al de la bahía de mejillones, por lo cual se especula que una tasa de sedimentación de  $80-110 \text{ cm ka}^{-1}$ , sería un valor razonable para estimar edades especulativas a las unidades deformadas.

Empleando la tasa de sedimentación previamente definida ( $80-110 \text{ cm ka}^{-1}$ ) y considerando que a las deformaciones descritas para cada una de las 10 unidades deformadas del testigo PR1805, se sugiere que corresponden a deformaciones in-situ, asociado a un plegamiento o brechización de las láminas sedimentarias sin una adición de material por efectos de un posible flujo de sedimentos. Esta deformación in-situ del

sedimento al no contemplar una adición de material, permite estimar edades especulativas a las unidades deformadas considerando una tasa de sedimentación “continua” para todo el testigo. Considerando una tasa de sedimentación “uniforme” de 80-110 cm ka<sup>-1</sup>, a lo largo del testigo se estimaron 5 edades especulativas para las primeras cinco unidades deformadas (I, II, III, IV, V; Figura 53), las cuales se asociaron a 5 sismos de los cuales se tiene registro (1877, 1768, 1715, 1615 y 1543; Figura 53). Además, se estimaron rangos de magnitudes especulativas para los eventos sísmicos que dieron origen a cada una de las unidades deformadas, tomando en consideración el caso en que no esté registrado el sismo del 2014 en Pisagua (Figura 53A) y el caso contrario en que si este registrado el terremoto del 2014 (Figura 53B). Los rangos para las magnitudes especulativas de las 10 unidades deformadas se estimaron tomando en consideración el espesor de las unidades, grado o intensidad de deformación, en donde aquellas unidades clasificadas como slumps a cuasi turbiditas se les atribuyo una deformación alta, mientras que las unidades definidas como slumps, se les considero una deformación baja a media, dependiendo de la cantidad de láminas discontinuas presentes, así como de la simetría en los pliegues, dado que a mayor intensidad en la deformación los pliegues pasan de ondulados a recumbentes (Figura 19). También se tomó en consideración las estimaciones de magnitudes, realizadas por Comte y Pardo (1991) para los terremotos de 1877, 1768, 1714, 1615 y 1543 ( $M_w \geq 7.7$ ) y, además se usó como guía la clasificación o estimación de magnitudes según Rodríguez-Pascua et al. (2000), de acuerdo con las estructuras sedimentarias presentes.

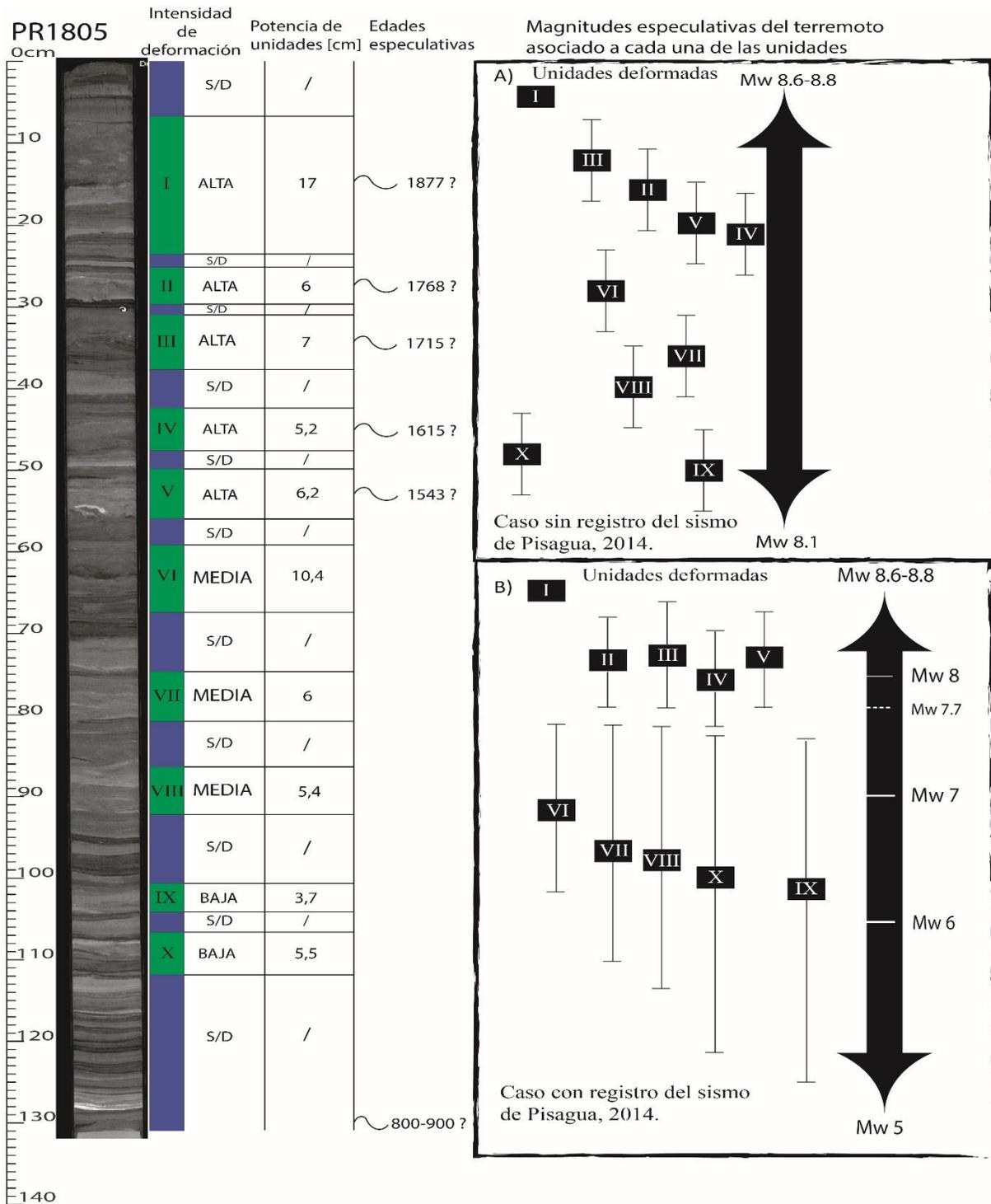


Figura 53.- Sección izquierda esta compuesta por la imagen de rayos-x del testigo PR1805, luego se tiene la caracterización donde el color azul simboliza tramos sin deformación y en colores verdes zonas deformadas con su respectiva numeración en números romanos, siguiente se presentan los parámetros de intensidad de la deformación y espesor de las unidades deformadas, empleadas para la estimación de magnitudes especulativas y finalmente se tienen edades especulativas para las primeras 5 unidades deformadas, así como para la base del testigo. Sección derecha A) magnitudes especulativas en el caso que no esté registrado el sismo de Pisagua, 2014; B) magnitudes especulativas en el caso que si este registrado el sismo de Pisagua, 2014.

## 5 CONCLUSIONES

La bahía de Pisagua demostró ser un reservorio de inconmensurable valor geológico, en particular en el área de la sedimentología. Este hecho se ve reflejado en la alta generación y buena preservación de láminas sedimentarias exhibidas en ella, hecho que permite no solo realizar una reconstrucción paleosismológica de la región como quedo evidenciado en este trabajo, sino que además permitiría hacer estudios paleoclimáticos afines a los realizados por Vargas et al. (2004) o Caniupan et al. (2009), en la bahía de Mejillones.

Cabe destacar la importancia del estudio en detalle de al menos uno de los otros 10 testigos recuperados de la bahía de Pisagua. Dado que este trabajo estaba centrado particularmente en el testigo PR1805, el estudio de uno de los 10 restantes permitiría tener una visión más completa de los eventos que pudieron provocar la deformación evidenciada en el testigo PR1805. Esta nueva perspectiva derivaría de la identificación y clasificación en detalle de los segmentos deformados del nuevo testigo, hecho que pudiese permitir complementar la información proporcionada por el testigo PR1805, mediante la estimación de evoluciones direccionales (Hacia el litoral o mar adentro) en la intensidad de la deformación o inclusive identificar unidades deformadas que no fueron registradas en el testigo PR1805, como es el caso del marcador paleosismológico del evento sísmico de Pisagua en el 2014. Además, la información proporcionada por el estudio de un segundo testigo generaría un contraste con los datos provistos por el testigo PR1805, robusteciendo los resultados y consecuente clasificación de unidades como inducidas por actividad sísmica, así como las magnitudes especulativas, estimadas para cada uno de los eventos que dieron origen a esas unidades.

Los diez segmentos deformados cumplen los requisitos necesarios para ser considerados marcadores paleosismológicos, hecho que se sustenta en que la explicación más acertada respecto al mecanismo que provoco la inestabilidad gravitacional de estos sedimentos en un lecho marino de 1 a 2° de inclinación proviene de una génesis sísmica, además el poder clasificar las diez unidades dentro de categorías de sismitas tales como slump o slumps a cuasi turbiditas; este hecho permite comprobar que la hipótesis en la cual se sustenta este trabajo es correcta. Pese a lo favorable que demuestran ser los resultados obtenidos para robustecer el carácter de marcador paleosismológico es imperante el efectuar dataciones a estas unidades mediante el método de  $C^{14}$  o  $Pb^{210}$ , para contrastar la información granulométrica, mineralógica y textural, con una cronológica que permita encasillar de manera concreta a estas deformaciones como unas inducidas por actividad sísmica. En particular a la unidad I, la cual al estar cubierta por tan solo 6-7 cm de sedimento hace posible que esta deformación represente al terremoto acontecido en 1877.

Además, si se realizan los estudios de datación mediante  $C^{14}$  o  $Pb^{210}$ , se tendría un estimativo de la tasa de sedimentación de la bahía y cronología de 10 eventos sísmicos. Esta nueva información permitiría reevaluar las suposiciones realizadas al momento de estimar magnitudes y edades especulativas para las unidades deformadas, pudiendo estudiar y analizar posibles discrepancias entre las suposiciones iniciales sin

datos radiométricos y los resultados obtenidos luego de las dataciones, lo cual permitiría corregir los errores presentes en las estimaciones originales, generando de este modo una nueva y más detallada estimación de edades y magnitudes especulativas.

Por último, pero no menos importante la información provista por los estudio radiométricos y consecuente estimación de edades para cada una de las unidades deformadas, no sería suficiente para estimar un periodo de recurrencia preciso para la zona de estudio ya que como se mencionó anteriormente, en la actualidad se tiene una conceptualización más compleja del periodo de recurrencia en donde se toma en consideración no solo el intervalo de tiempo sucedido entre eventos sino que además se debe considerar otros factores como su magnitud. Además, según los resultados obtenidos por Schurr et al. (2014) y Hoffmann et al. (2018), el terremoto de 1877 potencialmente dividió en dos el segmento del norte de Chile (“en términos sismotectónicos”), por lo cual la labor de estimación es aún más compleja dado que el segmento que antiguamente actuaba como un solo bloque ahora corresponde a dos segmentos con una actividad sísmica potencialmente dispar. Pese a esto el estimar una periodicidad empleando solo el intervalo de tiempo entre eventos y considerando el segmento del norte de Chile como uno solo, entrega una herramienta que, si bien presenta un alto grado de sesgo, esta puede ser útil para adquirir una periodicidad de primer orden, que permita plantearse planes de mitigación de riesgo geológico a largo plazo. No obstante, se recomienda el efectuar estudios que complementen la información entregada en este trabajo, destinados a estimar largos de ruptura y magnitudes más precisas a las especuladas en este trabajo, para los paleoterremotos identificados. Además de realizar análisis que permitan una mejor comprensión del comportamiento sísmico del sector Norte de Chile, así como las posibilidades de que este se comporte como dos secciones de comportamiento sismotectónico afín o dispar.

## 6 BIBLIOGRAFÍA

- Allen, J.R.L., 1982. *Sedimentary Structures: their Character and Physical Basis*, Vol. II. Elsevier, New York, 663 pp.
- Allmendinger, R.W., González, G., Yu, J., Hoke, G., Isacks, B., 2005. Trench-parallel shortening in the Northern Chilean Forearc: tectonic and climatic implications. *Bull. Geol. Soc. Am.* 117, pp. 89–104
- Alsop, G. I., Marco, S. 2012. A large-scale radial pattern of seismogenic slumping towards the Dead Sea Basin. *Journal of the Geological Society*, 169, pp.99-110.
- Alsop, G. I., & Marco, S. 2011. Soft-sediment deformation within seismogenic slumps of the Dead Sea Basin. *Journal of Structural Geology*, 33(4), pp. 433-457.
- Anketell, J.M., Cegla, J., Dzulinsky, S., 1970. On the deformational structures in systems with reversed density gradients *Ann. Soc. Geol. Pol.* 1 (XL), pp. 3–30.
- Antonioletti, R., Schneider, H., Borcosque, J., Zarate, E. 1972. Características climáticas del Norte Chico (26° a 33° latitud sur). Instituto de investigación de recursos naturales, Santiago, 102 pp.
- Armijo, R., Lacassin, R., Coudurier-Curveur, A., Carrizo, D., 2015. Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate. *Earth Sci. Rev.* 143, 1–35.
- Armijo, R., Thiele, R., 1990. Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary? *Earth and Planetary Science Letters* 98, pp. 40– 61.
- Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Beck, C., Pourchet, M., Tribovillard, N. 2002. Flood and earthquake disturbance of 210Pb geochronology (Lake Anterne, NW Alps). *Terra Nova*, 14(4), pp. 225-232.
- Arriagada, C., Mpodozis, C., Yañez, G., Roperch, P., Charrier, R., Farías, M., 2009. Rotaciones Tectónicas en Chile Central: El Oroclino de Vallenar y el “Megakink” del Maipo. In Congreso Geológico Chileno, N° 12, Actas S9-09: 4 p.
- Atkinson, G., 1984. Simple computation of liquefaction probability for seismic hazard applications. *Earthquake Spectra* 1, 107–123.
- Avsar, U., Hubert-Ferrari, A., De Batist, M., Fagel, N., Schmidt, S. 2014. Seismically triggered organic-rich layers in recent sediments from Göllüköy Lake (North Anatolian Fault, Turkey). *Quaternary Science Reviews* 103, pp. 67–80.
- Beck, C., 2009. Late Quaternary lacustrine paleo-seismic archives in north-western Alps: examples of earthquake-origin assessment of sedimentary disturbances. *Earth-Science Reviews* 96, pp. 327–344.

Beck, C., de Lépinay, B. M., Schneider, J. L., Cremer, M., Çağatay, N., Wendenbaum, E., Eris, K. 2007. Late Quaternary co-seismic sedimentation in the Sea of Marmara's deep basins. *Sedimentary Geology*, 199(1-2), pp. 65-89.

Beck, C., Manalt, F., Chapron, E., Van Rensbergen, P., De Batist, M. 1996. Enhanced seismicity in the early post-glacial period: evidence from the post-Würm sediments of Lake Annecy, northwestern Alps. *Journal of Geodynamics*, 22(1-2), pp. 155-171.

Bernal, P., Robles, F., Rojas, O. 1982. Variabilidad física y biológica en la región meridional del sistema de corrientes Chile-Peru. *Monogr. Biol.*, 2, 75-102.

Bertaux, J.; Fröhlich, F.; Ildefonse, PH. 1998. Multicomponent analysis of FTIR spectra: quantification of amorphous silica and crystallized mineral phases in synthetic and natural sediments. *Journal of Sedimentary Research* 68 (3): 440-447.

Bertrand, S., Charlet, F., Chapron, E., Fagel, N., De Batist, M. 2008. Reconstruction of the Holocene seismotectonic activity of the Southern Andes from seismites recorded in Lago Icalma, Chile, 39°S. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, ISSN: 0031-0182, Vol: 259, Issue: 2, pp. 301-322

Bouma, A., H., 1987. Megaturbidite: an acceptable term? *Geo Mar. Lett.*, 7, pp. 63-67.

Bouma, A., H., 1962. In *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Amsterdam: Elsevier. pp. 168.

Bradley, D., Hanson, L., 1998. Paleoslope analysis of slump folds in the Devonian flysch of Main. *The Journal of Geology* 106, 305-318.

Brandhorst, W. 1971. Condiciones oceanográficas estivales frente a la costa de Chile. *Rev. Biol. Mar.* 14 (3), 45– 84 (Valparaíso).

Brüggen, H., 1950. *Fundamentos de la Geología de Chile*. Instituto Geográfico Militar, Santiago, 510 p.

Cahill, T., Isacks, B. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, pp. 17.503-17.529.

Caniupán, M., Villaseñor, T., Pantoja, S., Lange, C. B., Vargas, G., Muñoz, P., Salamanca, M., 2009. Sedimentos laminados de la Bahía Mejillones como registro de cambios temporales en la productividad fitoplanctónica de los últimos~ 200 años. *Revista chilena de historia natural*, 82(1), pp. 83-96.

Caputo, R., Helly, B. 2008. The use of distinct disciplines to investigate past earthquakes. *Tectonophysics* 453, pp. 7–19.

Carrillo, E., Beck, C., Audemard, F. A., Moreno, E., Ollarves, R. 2008. Disentangling late Quaternary climatic and seismo-tectonic controls on Lake Mucubají sedimentation (Mérida Andes, Venezuela). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259(2-3), pp. 284-300.

Chapron, E., Beck, C., Pourchet, M., Deconinck, J. F. 1999. 1822 earthquake-triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps). *Terra Nova*, 11(2-3), 86-92.

Cita M.B., Aloisi G. 2000. Deep-sea tsunami deposits triggered by the explosion of Santorini (3500 y BP), eastern Mediterranean *Sedimentary Geology*, 135, pp. 181-203.

Cita, M.B., Rimoldi., B. 1997. Geological and geophysical evidences for Holocene tsunami deposits in the eastern Mediterranean deep-sea record *J. Geodyn.*, 1–4 (1997), pp. 293-304

Cita, M.B., Carmerlenghi, A. Rimoldi, B. 1996. Deep-sea tsunami deposits in the eastern Mediterranean: new evidence and depositional models *Sediment. Geol.*, 104, pp. 155-173

Collinson, J., 1994. Sedimentary deformational structures. In: Maltman, A.J. (Ed.), *The Geological Deformation of Sediments*. Chapman & Hall, London, pp. 95-125.

Comte, D., Haessler, H., Dorbath, L., Pardo, M., Monfret, T., Lavenu, A., Pontoise, B., Hello, Y. 2002. Seismicity and stress distribution in the Copiapo, northern Chile subduction zone using combined on- and off-shore seismic observations. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 132, 197–217.

Comte, D., G. Suárez. 1995. Stress distribution and geometry of the subducting Nazca plate in northern Chile using teleseismically recorded earthquakes, *Geophys. J. Int.* 122, 419–440.

Comte, D., Pardo, M. 1991. Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. *Natural Hazards*, 4(1), 23–44.

Coudurier-Curveur A., Lacassin R., Armijo R. 2015. Andean growth and monsoon winds drive landscape evolution at SW margin of South America, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 414, pp. 87-99.

Contreras-Reyes, E., Jara, J., Grevemeyer, I., Ruiz, S., Carrizo, D. 2012. Abrupt change in the dip of the subducting plate beneath north Chile. *Nat. Geosci.* 5, 342–345.

Debacker, T. N., Van Noorden, M., Sintubin, M. 2006. Distinguishing syn-cleavage folds from pre-cleavage folds to which cleavage is virtually axial planar: examples from the Cambrian core of the Lower Palaeozoic Anglo-Brabant Deformation Belt (Belgium). *Journal of structural geology*, 28(7), pp.1123-1138.

Debacker, T.N., Sintubin, M., Verniers, J., 2001. Large-scale slumping deduced from structural and sedimentary features in the Lower Palaeozoic Anglo-Brabant fold belt, Belgium. In: *Journal of the Geological Society of London*, vol. 158. pp.341-352.

De Baptist, M., Talling, P., Strasser, M., Girardclos, S. 2017. Subaquatic paleoseismology: records of large Holocene earthquake in marine and lacustrine sediments. *Marine Geology*, 384, pp.1-3.

Delouis, B., Philip, H., Dorbath, L., Cisternas, A., 1998. Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. *Geophysical Journal International* 132, pp.302– 338.

Delouis, B., Monfret, T., Dorbath, L., Pardo, M., Rivera, L., Comte, D., Haessler, H., Caminade, J.P., Ponce, L., Kausel, E., Cisternas, A., 1997. The Mw=8.0 Antofagasta (northern Chile) earthquake of 30 July 1995: a precursor to the end of the large 1877 gap. *Bulletin of the Seismological Society of America* 87 (2), pp.427– 445.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. & Stein, S. 1990. Current plate motions, *Geophys. J. Int.* 101, 425–478.

Duputel, Z., Jiang, J., Jolivet, R., Simons, M., Rivera, L., Ampuero, J.-P., et al. 2015. The Iquique earthquake sequence of April 2014: Bayesian modeling accounting for prediction uncertainty. *Geophysical Research Letters*, 42, 7949–7957.

Dunai, T.; González, G.; Juez-Larré, J. 2005. Oligocene-Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion sensitive landforms. *Geology*, Vol. 33, No 4, p. 321-324.

Elliot, C.G., Williams, P.F., 1988. Sediment slump structures: a review of diagnostic criteria and application to an example from Newfoundland. *Journal of Structural Geology* 10, 171-182.

Engdahl, E. R., & Villasenor, A. (2002). Global seismicity: 1900–1999. *Int. Geophys.*, 81, 665–690.

Farías, M.; Charrier, R.; Comte, D.; Martinod, J.; Hérail, G. 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S). *Tectonics* 24, TC4001.

Farrell, S.G., Eaton, S., 1988. Foliations developed during slump deformation of Miocene marine sediments, Cyprus. *Journal of Structural Geology* 10, 567-576.

Farrell, S.G., Eaton, S., 1987. Slump strain in the Tertiary of Cyprus and the Spanish Pyrenees. Definition of palaeoslopes and models of soft sediment deformation. In: Jones, M.F., Preston, R.M.F. (Eds.), *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*. Special Publication of the Geological Society of London, vol. 29, pp.181-196.

Fonseca, T. R., Farías, M. 1987. Estudio del proceso de surgencia en la costa chilena utilizando percepción remota. *Invest. Pesq. (Chile)*, 34, 33-36.

Fuenzalida, H. 1982. Un país de clima extremo. Chile: Esencia y Evolución, H. García, Ed., Instituto de Estudios Regionales de la Universidad de Chile, 27–35.

García, M.; Riquelme, R.; Farías, M.; Hérail, G.; Charrier, R.; 2011. Late Miocene-Holocene canyon incision in the western Altiplano, northern Chile: tectonic or climatic forcing?. *Journal of the Geological Society (London)*. V. 168, p. 1047-1060.

García, M., y G. Hérail. 2005. Fault-related folding, drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean Precordillera of northern Chile, *Geomorphology*, 65, 279 – 300.

García-Perez, T., Marquardt, C., Yáñez, G., Cembrano, J., Gomila, R., Santibañez, I., Maringue, J., 2018. Insights on the structural control of a Neogene forearc basin in Northern Chile: A geophysical approach, *Tectonophysics*, 736, 1-14.

Goldfinger, C., Nelson, C. H., Johnson, J. E., Shipboard Scientific Party. 2003. Holocene earthquake records from the Cascadia subduction zone and northern San Andreas fault based on precise dating of offshore turbidites. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31(1), pp. 555-577.

González-Alfaro, J., Vargas, G., Ortlieb, L., González, G., Ruiz, S., Báez, J. C., del Río, I., 2018. Abrupt increase in the coastal uplift and earthquake rate since ~ 40 ka at the northern Chile seismic gap in the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 502, pp. 32-45.

Green, R. A., & Bommer, J. J., 2019. What is the smallest earthquake magnitude that needs to be considered in assessing liquefaction hazard?. *Earthquake Spectra*, 35(3), 1441-1464.

Heifetz, E., Agnon, A., Marco, S. 2005. Soft sediment deformation by Kelvin Helmholtz Instability: A case from Dead Sea earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1-2), pp. 497-504.

Hoffmann, F., Metzger, S., Moreno, M., Deng, Z., Sippl, C., Ortega-Culaciati, F., Oncken, O. 2018. Characterizing afterslip and ground displacement rate increase following the 2014 Iquique-Pisagua Mw 8.1 earthquake, Northern Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123, pp. 4171–4192.

Hoke, G.D., Isacks, B.L., Jordan, T.E., Blanco, N., Tomlinson, A.J., Ramezani, J. 2007. Geomorphic evidence for post-10 Ma uplift of the western flank of the central Andes 18°30'-22°S. *Tectonics* 26, pp 17.

Jordan, T.E., Nester, P.L., Blanco, N., Hoke, G.D., Dávila, F., Tomlinson, A.J., 2010. Up-lift of the Altiplano–Puna plateau: a view from the west. *Tectonics* 29, TC5007.

Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., & Ando, C. J. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin* 1, 94, pp. 341–361.

Kastens, K., Cita, M.B. 1981. Tsunami-induced sediment transport in the abyssal Mediterranean Sea *Geol. Soc. Am. Bull.*, 92, pp. 845-857

Kanamori, H. 1977. The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 82, pp. 2981–2987.

Kelleher, J. A. 1972. Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, 77, pp. 2087–2103.

Kelling, G., Walton, E.K., 1957. Load-cast structures: their relationship to upper-surface structures and mode of formation. *Geol. Mag.* 94, pp. 481–490.

Kemp A.E.S. 2003. Evidence for abrupt climate changes in annually laminated marine sediments. *Philosophical Transactions the Royal Society* 361, pp. 1851-1870.

Kemp A.E.S. 1996. Laminated sediments as palaeoindicators. En: Kemp A.E.S. (ed) *Palaeoclimatology and palaeoceanography from laminated sediments: vii-xii*. Geological Society, Special Publication 116. The Geological Society London, London, United Kingdom.

Kirk-Lawlor, N., Jordan, T.E., Rech, J.A., Lehmann, S. 2013. Late Miocene to Early Pliocene paleohydrology and landscape evolution of Northern Chile, 19° to 20°S. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 387, pp. 76–90.

Kneller, B. 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. In A. J. Hartley, & D. J. Prosser, *Characterization of deepmarine clastic systems* (pp. 31-49), Geological Society Special Publication, Vol. 94.

Kober, F., Schlunegger, F., Zeilinger, G., Scheider, H. 2006. Surface uplift and climate change: the geomorphic evolution of the Western Escarpment of the Andes of northern Chile between the Miocene and present. In: *Spec. Pap., Geol. Soc. Am.*, vol.398, pp.75–86.

Lambeck, K., Esat, T. M., Potter, E. K. 2002. Links Between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, Vol. 419, pp.199-206.

Lambeck, K, Chappell, J. 2001. Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle. *Science* 292, Vol 5517: 679-686.

Li, S., Moreno, M., Bedford, J., Rosenau, M., & Oncken, O. 2015. Revisiting viscoelastic effects on interseismic deformation and locking degree: A case study of the Peru-North Chile subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120, pp. 4522–4538

Loveless, J. P. (2017). Super-interseismic periods: Redefining earthquake recurrence. *Geophysical Research Letters*, 44, pp. 1329–1332.

Lowe, D.R., 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology* 31, pp. 739–745.

Lowe, D.R., Lo Piccolo, R.D., 1974. The characteristics and origins of dish and pillar structures. *J. Sediment. Petrol.* 44, pp. 484–501.

Lukas, R., 1986. The termination of the Equatorial Undercurrent in the eastern Pacific. *Prog. Oceanogr.*, 16, pp. 63-90.

Maltman, A., 1994a. *The Geological Deformation of Sediments*. Chapman & Hall, London, pp. 362.

Maltman, A., 1994b. Introduction and overview. In: Maltman, A. (Ed.), *The Geological Deformation of Sediments*. Chapman & Hall, London, pp. 1-35.

Maltman, A., 1984. On the term soft-sediment deformation. *Journal of Structural Geology* 6, pp. 589-592

Marco, S., Stein, M., Agnon, A., & Ron, H. 1996. Long-term earthquake clustering: A 50,000-year paleoseismic record in the Dead Sea Graben. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B3), pp. 6179-6191.

Marco, S., Agnon, A., 1995. Prehistoric earthquake deformations near Masada, Dead Sea graben. *Geology* 23, pp. 695–698.

Marín, V., Rodríguez, L., Vallejos, L., Fuenteseca, J., Oyarce, E., 1993. Efectos de la surgencia costera sobre la productividad primaria primaveral de Bahía Mejillones del Sur (Antofagasta, Chile). *Rev. Chil. Hist. Nat.* 66, pp. 479– 491.

Marquardt, C. 2005. Tesis de Doctorado, *Activité des failles de la plaque supérieure dans l'avant-arc côtier du nord du Chili (~23°30'S) : Paléosismologie, implications néotectoniques et relation avec le cycle de subduction* Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

Marquardt, C., Lavenu, A., Ortlieb, L., Godoy, E., Comte, D., 2004. Coastal neotectonics in Southern Central Andes: uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile (27°S). *Tectonophysics* 394, pp. 193–219.

Marquardt, C., Braucher, R., Ritz, J.F., Philip, H., Bourles, D., Lavenu, A., Delouis, B., Ortlieb, L., 2002. Late Quaternary slip rates of the Mejillones Fault, northern Chile (238S), using <sup>10</sup>Be dates. 5th ISAG, Toulouse, France, abs. vol., pp. 409–412.

Martinsen, O.J., Bakken, B., 1990. Extensional and compressional zones in slumps and slides in the Namurian of County Claire, Eire. In: *Journal of the Geological Society of London*, vol. 147, pp. 153-164.

Martinsen, O.J., 1989. Styles of soft-sediment deformation on a Namurian delta slope, western Irish Namurian basin, Ireland. In: Whateley, M.K.G., Pickering, K.T. (Eds.), *Deltas: Sites and Traps for Fossil Fuels*. Geol. Soc. London Spec. Publ, vol. 41, pp. 167-177 (Geological Society London, London).

Mather, A., Hartley, A., Griffiths, J., 2014. The giant coastal landslides of Northern Chile: Tectonic and climate interactions on a classic convergent plate margin, *Earth and planetary science letters*, volume 388, pp. 249-256.

McCalpin, J., 2009. *Paleoseismology*. Academic Press, pp. 613.

Melnick, D., Moreno, M., Quinteros, J., Baez, J. C., Deng, Z., Li, S., & Oncken, O. (2017). The super-interseismic phase of the megathrust earthquake cycle in Chile. *Geophysical Research Letters*, 44, pp. 784–791

Meng, L., Huang, H., Bürgmann, R., Ampuero, J. P., & Strader, A. (2015). Dual megathrust slip behaviors of the 2014 Iquique earthquake sequence. *Earth and Planetary Science Letters*, 411, pp. 177–187.

Métois, M., Socquet, A., Vigny, C., Carrizo, D., Peyrat, S., Delorme, A., et al. (2013). Revisiting the North Chile seismic gap segmentation using GPS-derived interseismic coupling. *Geophysical Journal International*, 194(3), pp.1283–1294.

Mie, G., 1908. Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Annalen der Physik*, Vierte Folge, Band 25, No. 3, pp. 377-445.

Moernaut, J., Van Daele, M., Strasser, M., Clare, M. A., Heirman, K., Viel, M., Cardenas, J., Kilian, R., de Guevara, B., Pino, M., Urrutia, R., De Batist, M., 2015. Lacustrine turbidites produced by surficial slope sediment remobilization: A mechanism for continuous and sensitive turbidite paleoseismic records, *Marine Geology*.

Morales, C.E., Blanco, J.L., Braun, M., Reyes, H., Silva, N., 1996. Chlorophyll-a distribution and associated oceanographic conditions off northern Chile during the winter and spring 1993. *Deep-Sea Res.* 43, pp. 267– 389.

Morellón, M., Anselmetti, F.S., Valero-Garcés, B., Giralt, S., Ariztegui, D., Sáez, A., Mata, M.P., Barreiro-Lostres, F., Rico, M., Moreno, A. 2014. The influence of subaquatic springs in lacustrine sedimentation: origin and paleoenvironmental significance of homogenites in karstic Lake Banyoles (NE Spain) *Sed. Geol.*, 311, pp. 96-111

Moreno, M., Rosenau, M., & Oncken, O. (2010). 2010 Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone. *Nature*, 467(7312), pp. 198–202.

Moretti, M., Alfaro, P., Caselles, O., Canas, J.A. 1999. Modelling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics* 304, pp. 369–383

Mortimer, C., 1980. Dranaige evolution in the Atacama Desert of Northernmost Chile. *Revista Geológica de Chile*, Nº 11, v. 2, pp. 3-28.

Mortimer, C.; Saric, N. 1976. Cenozoic Studies in Northernmost Chile. *Geol. Rundschau*, 65, pp. 395-420.

Mortimer, C., 1973. Área Pan de Azúcar, Región de Atacama. The Cenozoic History of the Southern Atacama Desert, Chile. *Jour. Geological Society, London*, 129, pp. 505-526.

Mortimer, C., Saric, N., 1972. Landform evolution in the coastal region of Tarapacá Province, Chile. *Rev. Géomorphol Dyn.* 21, pp. 162– 170.

Motagh, M., Schurr, B., Anderssohn, J., Cailleau, B., Walter, T. R., Wang, R., & Villotte, J. P. 2010. Subduction earthquake deformation associated with 14 November 2007, Mw 7.8 Tocopilla earthquake in Chile: Results from InSAR and aftershocks. *Tectonophysics*, 490(1-2), pp. 60–68.

Mpodosis, C.; Ramos, V.A. 1990. The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and energy resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources (Erickson, G.E.; Cañas, M.T.; Reinemund, J. A.; editors). American Association of Petroleum Geologists, Earth Science Series: pp. 59-90. Houston, Texas.

Muck, B., Skinner, B., Porter, S., 1996. Environmental geology.

Mulder, T., Zaragosi, S., Razin, P., Grelaud, C., Lanfume, V., Bavoil, F. 2009. A new conceptual model for the deposition process of homogenite: application to a cretaceous megaturbidite of the western Pyrenees (Basque region, SW France) *Sed. Geol.*, 222, pp. 263-273

Mutti, E., Lucchi, F.R., Seguret, M., Zanzucchi, G. 1984. Seismoturbidites: a new group of resedimented deposits *Mar.Geol.*, 55, pp. 103-116.

Mulder, T., Syvitski, J. P. 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *The Journal of Geology*, 103(3), pp. 285-299.

Nakajima, T., Kanai, Y. 2000. Sedimentary features of seismoturbidites triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea. *Sedimentary Geology*, 135(1-4), pp. 1-19.

Naranjo, J.A., Paskoff, R., 1985. Evolución cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, norte de Chile (18°–21°S). In: IV Congreso Geológico Chileno, vol.4. Universidad del Norte de Chile, pp.5-149–5-165.

Nemec, W. 1990. Aspects of sediment movement on steep delta slopes. In *Coarse-grained deltas* Vol. 10, pp. 29-73.

Nichols, G. 2009. *Sedimentology and stratigraphy*, second edition, pp. 218-224.

Niemeyer, H.; González, G.; Martínez-de los Ríos, E. 1996. Evolución tectónica del margen continental activo de Antofagasta, norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 23, N° 2, p. 165-186.

Obermeier, S.F., Jacobson, R.B., Smoot, J.P., Weems, R.E., Gohn, G.S., Monroe, J.E., Powars, D.S., 1990. Earthquake- induced liquefaction features in the coastal setting of South Carolina and in the fluvial setting of the New Madrid seismic zone. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1504, 44 pp.

Obermeier, S.F., Gohn, G.S., Weems, R.E., Gelinas, R.L., Rubin, M., 1985. Geologic evidence for recurrent moderate to large earthquakes near Charleston, South Carolina. *Science* 227, pp. 408–411.

Ortega, C. 2014. Variabilidad climática en la costa semiárida de Chile (30-32°S) durante los últimos 13.000 años. Tesis doctoral, Universidad de Chile, Departamento de Geología.

Ortlieb, L., Escribano, R., Follegati, R., Zuñiga, O., Kong, I., Rodríguez, L., Valdés, J., Guzmán, N., Iratchet, P., 2000. Recording ocean-climate changes during the last 2,000 years in a hypoxic marine environment off northern Chile (23°S). *Revista Chilena de Historia Natural* 73, 221–242.

Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Cournoyer, L., 1996. Coastal deformation and sea-level changes in the northern Chile subduction area (23°S) during the last 330 ky. *Quat. Sci. Rev.* 15, pp. 819–831.

Owen, G., 1996. Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology* 43, pp. 279–293.

Owen, G., 1995. Soft-sediment deformation in upper Proterozoic Torridonian sandstones (Applecross Formation) at Torridon, Northwest Scotland. *J. Sediment. Res.* A65 (3), pp.495–504.

Paskoff, R., 1979. Sobre la evolución geomorfológica del gran acantilado costero del norte grande de Chile. Norte Grande, Instituto de Geografía, Universidad. Católica de Chile; N° 6 (1978-1979). Santiago, Chile.

Paskoff, R., 1978. Sobre la evolución geomorfológica del gran acantilado costero de Norte Grande de Chile. *Géog. Phys. Quatern.* 32, p. 351.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E., & Siever, R. 1973. Sand and sandstone. Springer Science & Business Media. pp. 102-147

Pilger, R. H. 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society*, 141(5), pp. 793–802.

Pinto, L., Hérail, G., & Charrier, R. 2004. Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras neógenas en la Precordillera de la zona de Moquella (19°15'S, norte de Chile). *Revista Geológica de Chile*, 31(1), pp. 19-44.

Polonia, A., Bonatti, E., Camerlenghi, A., Lucchi, R.G., Panieri, G., Gasperini L. 2013. Mediterranean megaturbidite triggered by the AD 365 Crete earthquake and tsunami *Sci. Rep.*, 3, p. 1285.

Postma, G., Babic, L. J., Zupanic, J., Roe, S. L., 1988. Delta-front failure and associated bottomset deformation in a marine, gravelly Gilbert-type fan delta. *Fan deltas: sedimentology and tectonic settings*, pp. 91-102.

Pratt, B.R., 1994. Seismites in the Mesoproterozoic Altyn Formation (Belt Supergroup), Montana: a test for tectonic control of peritidal carbonate cyclicity. *Geology* 22, pp.1091–1094.

Prior, D. B., Suhayda, J. N., Lu, N. Z., Bornhold, B. D., Keller, G. H., Wiseman, W. J., Yang, Z. S. 1989. Storm wave reactivation of a submarine landslide. *Nature*, 341(6237), 47.

Pritchard, M.E., Simons, M., Rosen, P.A., Hensley, S., Webb, F.H., 2002. Co-seismic slip from the 1995 July 30 Mw=8.1 Antofagasta, Chile, earthquake as constrained by InSAR and GPS observations. *Geophysical Journal International*, 150, pp.362–376.

Quezada, J.; Cerda, J. L.; & Jensen, A. 2010. Efectos de la tectónica y el clima en la configuración morfológica del relieve costero del norte de Chile. *Andean Geology*, 37(1), pp.78-109.

Quezada, J.; Bataille, K.; González, G. 2005. The effect of subduction earthquakes in the coastal configuration of northern Chile. In International Symposium on Andean Geodynamics, No. 6, Actas: 578-581. Barcelona, España.

Rahn, D., Garreaud, R., Rutllant, J., 2011. The low-level atmospheric circulation near Tongoy Bay / point Lengua de Vaca (Chilean coast, 30°S). *Monthly Weather Review* 139, pp.3628-364.

Rajendran, C.P., Talwani, P., 1993. Paleoseismic indicators near Bluffton, South Carolina: an appraisal of their tectonic implications. *Geology* 21, pp.987–990.

Rajendran, C.P., Ehrlich, R., Talwani, P., Collinsworth, K., 1993. Recognition of seismically induced liquefaction features: application of Fourier Grain Shape Analysis to two sites in the Charleston, South Carolina, area. *Sediment. Geol.* 87, pp.129–138.

Reeder, M., Rothwell, R.G., Stow, D.A.V., Kahler, G., Kenyon, N.H. 1998. Turbidite flux, architecture and chemostratigraphic of the Herodotus Basin, Levantine Sea, SE Mediterranean M.S. Stocker, D. Evans, A. Cramp (Eds.), *Geological Processes on Continental Margins*, Geol. Soc, London, Spec. Publ., vol. 129, pp.19-41

Ricci Lucchi, F., 1980. *Sedimentologia II* (2nd ed.). Coop. Libr. Univ. Ed., 222 pp.

Ritter D., Kochel, R., Miller, J. 2002. *Process Geomorphology*, 4th Edition. McGraw Hill, New York.

Robles, F., 1979. Water masses and circulation in the SE Pacific and the El Niño event. Ph.D. thesis, University of Wales, United Kingdom.

Rodbell, D.T., Schweig, E.S., 1993. The record of seismically induced liquefaction on late Quaternary terraces in northwestern Tennessee. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 83 (1), pp.269–278.

Rodríguez, L., Marín, V., Farías, M., Oyarce, E., 1991. Identification of an upwelling zone by remote sensing and in situ measurement, Mejillones del Sur Bay (Antofagasta-Chile). *Sci. Mar.* 55 (3), pp.467–473.

Rodríguez, M.P; Aguilar, G; Urresty, C.; Charrier, R., 2014. Neogene landscape evolution in the Andes of north-central Chile between 28.5 and 32°S: Interplay between tectonic and erosional processes.

Ruegg, J. C., Campos, J., Armijo, R., Barrientos, S., Briole, P., Thiele, R., et al. (1996). The Mw = 8.1 Antofagasta (North Chile) earthquake of July 30, 1995: First results from teleseismic and geodetic data. *Geophysical Research Letters*, 23, pp.917–920.

Ruff, L. and Kanamori, H. 1983. Seismic coupling and uncoupling at subduction zones, *Tectonophysics* 99, pp.99-117.

Ruiz, S., Madariaga, R., 2018. Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile. *Tectonophysics* 733, pp. 37-56.

Ruiz, S., Métois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., et al. 2014. Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake. *Science*, 345(6201), pp.1165–1169.

Russ, D.P., 1979. Late Holocene faulting and earthquake recurrence in the Reelfoot Lake area, northwestern Tennessee. *Geol. Soc. Am. Bull.* 90, pp.1013–1018.

Rutllant, J., Fuenzalida, H., Torres, R., Figueroa, D., 1998. Interacción océano–atmósfera–tierra en la Región de Antofagasta (Chile, 238S): Experimento DICLIMA. *Rev. Chil. Hist. Nat.* 71, pp.405– 427.

Saucier, R.T., 1991. Geoarchaeological evidence of a strong prehistoric earthquakes in the New Madrid (Missouri) seismic zone. *Geology* 19, pp.296–298.

Saucier, R.T., 1989. Evidence for episodic sand-blow activity during the 1811–1812 New Madrid (Missouri) earthquake series. *Geology* 17, pp.103–106.

Schildgen, T., Hodges, K., Whipple, K., Reiners, P., Pringle, M., 2007. Uplift of the western margin of the Andean plateau revealed from canyon incision history, southern Peru. *Geology* 35, pp. 523–526.

Schlunegger, F., Kober, F., Zeilinger, G., von Rotz, R. 2010. Sedimentology-based reconstructions of paleoclimate changes in the Central Andes in response to the uplift of the Andes, Arica region between 19 and 21°S latitude, north-ern Chile. *Int. J. Earth Sci.* 99 (Suppl. 1), 123–137.

Schlunegger, F., Zeilinger, G., Kounov, A., Kober, F., Husser, B., 2006. Scale of relief growth in the forearc of the Andes of Northern Chile (Arica latitude, 18°S). *Terra Nova* 18, 217–223.

Schnellmann, M., Anselmetti, F. S., Giardini, D., McKenzie, J. A. 2005. Mass movement-induced fold-and-thrust belt structures in unconsolidated sediments in Lake Lucerne (Switzerland). *Sedimentology*, 52(2), pp. 271-289.

Scholz, C. H., 1998. Earthquakes and friction laws. *Nature*, 391(6662), pp. 37-42.

Schurr, B., Asch, G., Hainzl, S., Bedford, J., Hoechner, A., Palo, M., 2014. Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake. *Nature*, 512(7514), pp. 299–302.

Seilacher, A., 1991. Events and their signatures - an overview. In: Emsele, G., Reiken, W., Seilacher, A. (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer, Berlin, pp. 222–226.

Seilacher, A., 1984. Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events. *Mar. Geol.* 55, pp. 1–12.

Seilacher, A., 1969. Fault graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology* 13, pp. 155–159.

Shiki, T., Kumon, F., Inouchi, Y., Kontani, Y., Sakamoto, T., Tateishi, M., Fukuyama, K. 2000. Sedimentary features of the seismo-turbidites, Lake Biwa, Japan. *Sedimentary Geology*, 135(1-4), pp. 37-50.

Silva, N., Sievers, H., 1981. Masas de agua y circulación en la región de la rama costera de la corriente de Humboldt. Latitudes 18°S-33°S (Operación Oceanográfica MARCHILE X-ERFEN 1). *Cienc. Tec. Mar. CONA*, 5, 5-20.

Silva, I., 1972. Geología de las Hojas Pisagua y Zapiga, Provincia de Tarapacá, Chile. Memoria de título, Univ. de Chile. Santiago.

Stanley, D.J. 1981. Unifites: structureless muds of gravity-flow origin in Mediterranean basins *Geo-Mar. Lett.*, 1 (1981), pp. 77-83

Strub, P.; Mesías, J.; Montecino, V.; Rutllant, J.; Salinas, S. 1998. Coastal ocean circulation off western South America. Robinson, A & Brink, K (Eds.), *The Sea 11*: 274-313.

Sturm, M., Siegenthaler, C., Pickrill, R.A., 1995. Turbidites and 'homogenites'. A conceptual model of flood and slide deposits. 5ème congrès de Sédimentologie. ASF, *Livre des Résumés*, vol. 22, Paris, 1 pp.

Talwani, P., Cox, J., 1985. Paleoseismic evidence for recurrence of earthquakes near Charleston, South Carolina. *Science* 229, pp. 379–381.

Vargas, G., Palacios, C., Reich, M., Luo, S., Shen, C. C., González, G., & Wu, Y. C., 2011. U-series dating of co-seismic gypsum and submarine paleoseismology of active faults in Northern Chile (23°S). *Tectonophysics*, 497(1-4), pp. 34-44.

Vargas, G., Ortlieb L., Chapron E., Valdes J., Marquardt C., 2005. Paleoseismic inferences from a high-resolution marine sedimentary record in northern Chile (23°S). *Tectonophysics* 399, pp. 381– 398

Vargas, G., Ortlieb, L., Pichon, J.J., Bertaux, J., Pujos, M., 2004. Sedimentary facies and high resolution primary production inferences from laminated diatomaceous sediments off northern Chile (23°S). *Marine Geology* 211, pp. 79–99.

Vargas, G., Ortlieb, L. 1998. Patrones de variaciones climáticas durante el Cuaternario tardío en la costa de la Región de Antofagasta. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 7, Actas, Vol. 1, p. 400-404. Antofagasta.

Vargas, G. 1996. Evidencias de cambios climáticos ocurridos durante el cuaternario en la zona de Antofagasta, II Región. Magíster en Geología, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 174 p.

Vergara, J., 1993. Effects of coastline geometry on wind-induced upwelling in the Chilean coast: a numerical study. In *Preprints 4<sup>th</sup> International conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*. American Meteorological Society, Boston, pp. 270-271.

Vergara, J., 1991. Un modelo numérico bi-dimensional continuamente estratificado para el estudio de la surgencia costera. *Invest. Pesq. (Chile)*, 36, pp. 39-50.

Vigny, C., Rudolff, A., Ruegg, J.-C., Madariaga, R., Campos, J., & Alvarez, M. 2009. Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175, 86–95.

Von Huene, R., Ranero, C.R., 2003. Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off Antofagasta, Chile. *J. Geophys. Res.* 108, 2079.

Walker, R.G. y Plint, A.G., 1992. Wave- and stormdominated shallow marine systems. In: *Facies Models: Response to Sea Level Change* (Eds Walker, R.G. & James, N. P.). Geological Association of Canada, St Johns, Newfoundland; pp. 219–238.

Wang, L., Shum, C. K., Simons, F. J., Tassara, A., Erkan, K., Jekeli, C., Yuan, D. N. 2012. Coseismic slip of the 2010 Mw 8.8 Great Maule, Chile, earthquake quantified by the inversion of GRACE observations. *Earth and Planetary Science Letters*, 335, 167–179.

Wesnousky, S.G., Leffer, L.M., 1992. The repeat time of the 1811–1812 New Madrid earthquakes: a geological perspective. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 82 (4), pp. 1756–1785.

Woodcock, N.H., 1979. The use of slump structures as palaeoslope orientation estimators. *Sedimentology* 26, pp. 83-99.

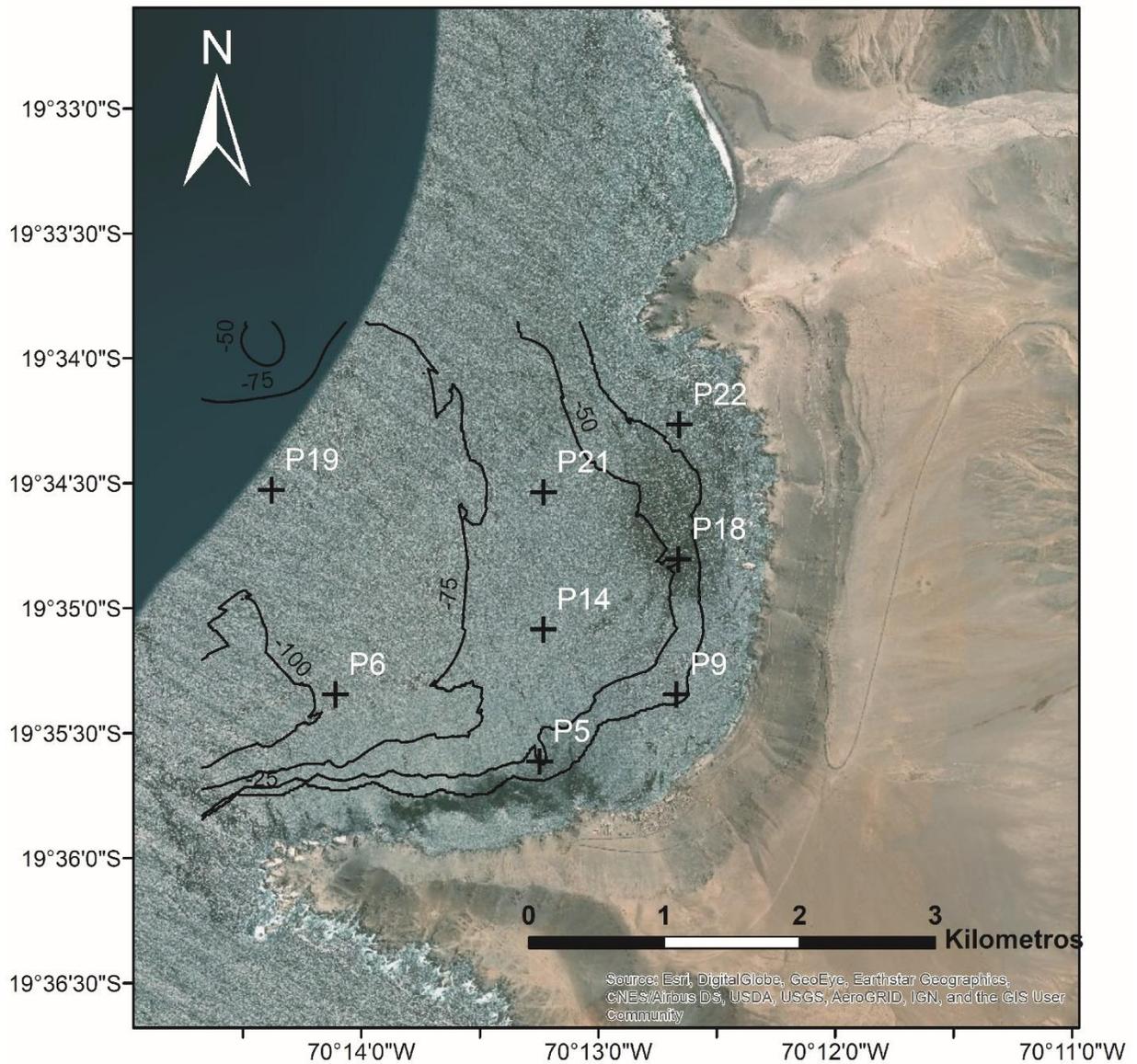
Woodcock, N.H., 1976a. Ludlow series slumps and turbidites and the form of the Montgomery trough, Powys, Wales. *Proceedings of the Geologists Association* 87, pp.169-182.

Woodcock, N.H., 1976b. Structural style in slump sheets: Ludlow series, Powys, Wales. In: *Journal of the Geological Society*, London, vol. 132, pp.399-415.

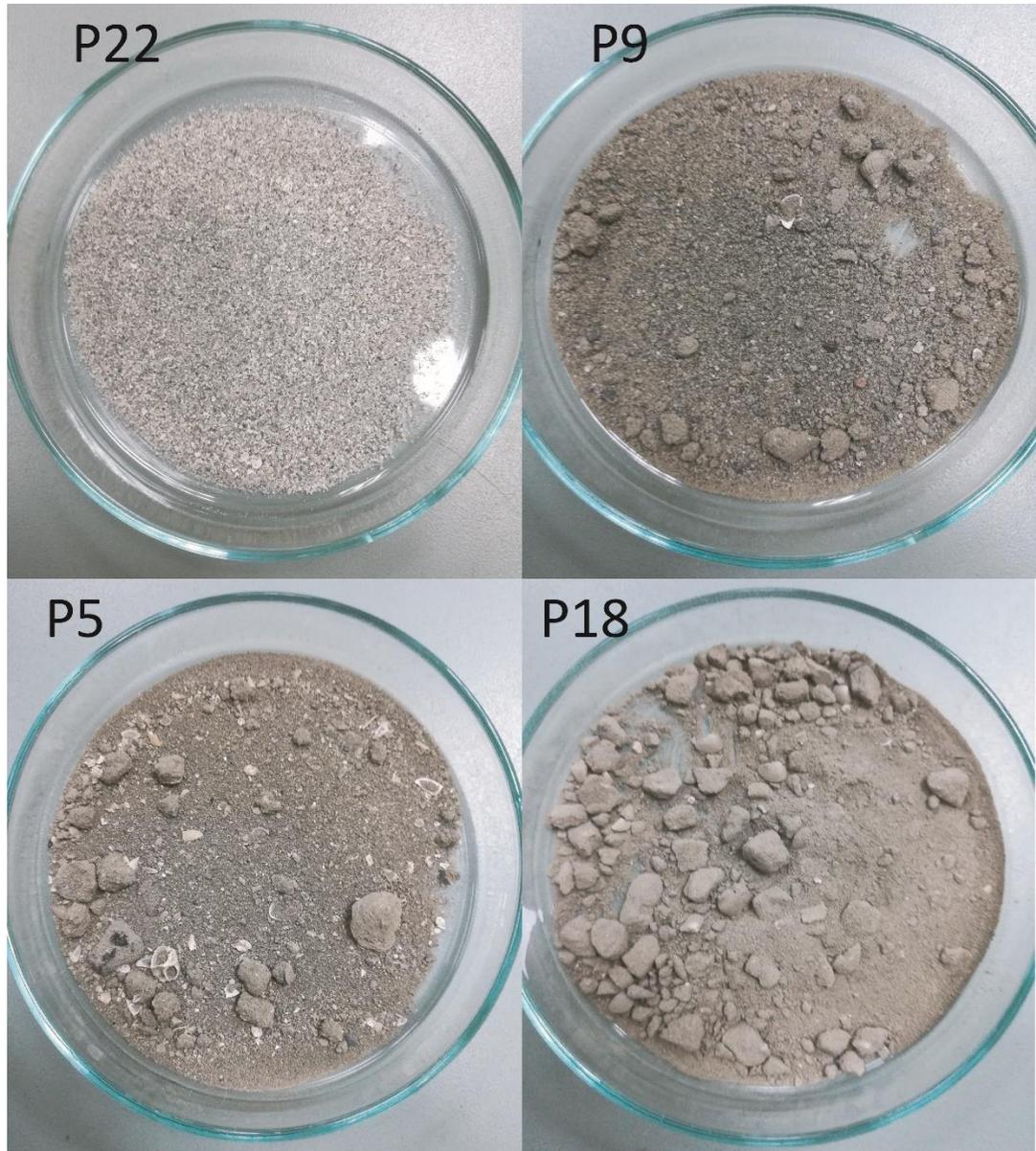
Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., & Selles, D. 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: Geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), pp. 23–38.

Zeilinger, G., Schlunegger, F., Simpson, G., 2005. The Oxaya anticline (northern Chile): a buckle enhanced by river incision? *Terra Nova* 17, pp. 368–375.

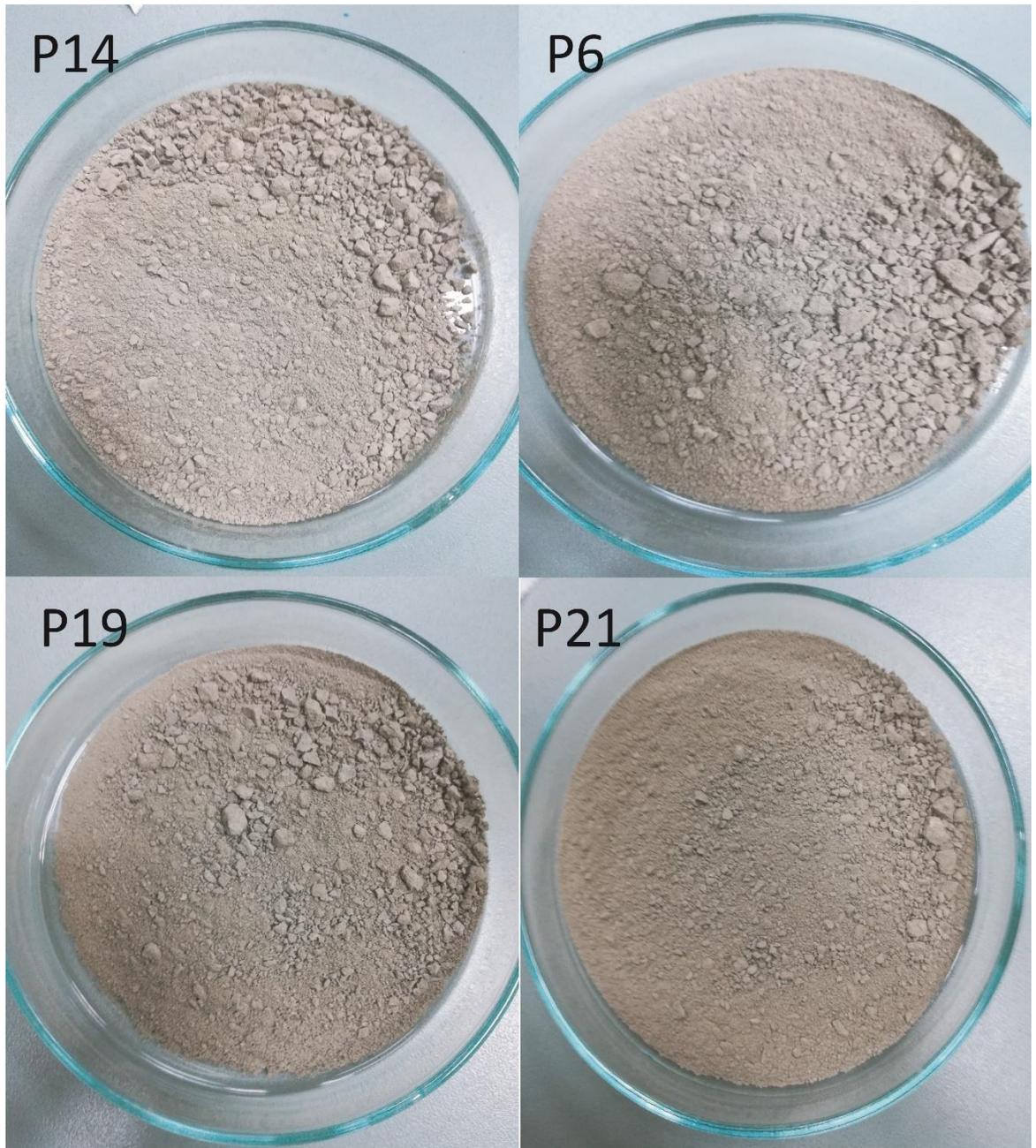
## 7 ANEXOS



Anexo 1.- Mapa de la distribución espacial de las muestras superficiales próximas al litoral y de alto contenido de bióclastos (P22, P18, P9 y P5), además de cuatro muestras sin presencia de bióclastos, representativas de aquellas ubicadas en el sector central de la bahía de Pisagua (P14, P21, P6 y P9).



Anexo 2.- Muestras superficiales de la bahía próximas al litoral. En las imágenes se destaca el contenido de bióclastos presentes en ellas.



Anexo 3.- Muestras representativas del sector central de la bahía. En ellas se destaca la baja a nula presencia de bióclastos.