



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**REGISTRO DE TSUNAMIS Y PALEOTSUNAMIS EN LA COSTA DE TALTAL,
REGIÓN DE ANTOFAGASTA, CHILE.**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN CIENCIAS MENCIÓN GEOLOGÍA

TOMÁS ALBERTO LEÓN CORTÉS

PROFESOR GUÍA:
GABRIEL VARGAS EASTON

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
VALENTINA FLORES AQUEVEQUE
DIEGO SALAZAR SUTIL

Proyecto FONDECYT 1161547

SANTIAGO DE CHILE

2018

RESUMEN

Gran parte de la costa de Chile es periódicamente afectada por grandes tsunamis producidos por terremotos en el contacto de subducción de las placas de Nazca y Sudamericana. A pesar de esto los estudios de depósitos de paleotsunamis a lo largo de la costa hiperárida del Desierto de Atacama en el norte de Chile son casi inexistentes.

Este trabajo presenta resultados de la investigación de registros de paleotsunamis en la región de Taltal, ubicada en la mayor laguna sísmica del Norte Grande chileno, al sur de la zona de ruptura del último gran terremoto y tsunami de magnitud $M_w \sim 8.8$ de 1877, y al norte de la zona de ruptura del último gran terremoto y tsunami $M_w 8.5$ de 1922 en la región de Atacama.

A través de la excavación de calicatas y trincheras en la costa, cercanas a sitios arqueológicos, se identificaron capas de arena y gravas constituyendo depósitos anómalos con material arqueológico retrabajado, que contrastan con el resto de los depósitos de origen arqueológico o sedimentario. De los perfiles geológicos se recolectaron muestras de sedimentos, las que fueron sometidas a análisis de tipo sedimentológico, geocronológico, geomorfológico, geoquímico, biológico y arqueológico.

Se pudieron identificar al menos dos depósitos de tsunamis fechados en torno a 4491 ± 27 y 1498 ± 17 Cal. B.P. Los estratos que conforman estos sedimentos se caracterizan por presentar un contacto basal erosivo, disminución del espesor hacia el continente, gradación normal e inversa, estructuras sedimentarias de flujos turbulentos de alta velocidad, e incremento relativo de Ca, Fe, Ti y/o Sr. A su vez muestran material biológico, como pequeños gastrópodos y lapas típicos de ambientes rocosos en la zona intermareal, que no son encontrados habitualmente en las capas arqueológicas como producto del consumo humano.

También, en el área se registraron grandes bloques de roca en algunos casos alineados y depositados distantes de la línea de costa, los que podrían ser indicativos de tsunamis recientes.

A partir de los resultados de este análisis se discute sobre la génesis y diferencia entre los depósitos de paleotsunamis y otro tipo de eventos catastróficos que afectan a esta costa como aluviones y tormentas.

A través de la comparación de estos registros junto con los resultados de un análisis histórico de los maremotos que afectaron también esta zona en 1877 y 1922, se concluye que el área de Taltal ha sido impactada por grandes tsunamis durante el Holoceno, mayores que los registrados localmente como producto de los eventos históricos ya mencionados.

AGRADECIMIENTOS

Primero que todo me gustaría dedicar y agradecer este trabajo a mi familia. A mi esposa Francisca Paz Campos Maza, por motivarme todos los días a creer en mí, darme los mejores momentos de mi vida y acompañarme siempre. Gracias a ti creo que soy una mejor persona y quiero contribuir a que este mundo sea mucho mejor.

En segundo lugar le quiero agradecer a mis padres: José Guillermo León Astudillo y Nancy Elizabeth Cortés González, por su apoyo incondicional. A ti viejo por motivarme a cuestionarme las cosas y el mundo que nos rodea; y a ti mamá por siempre darme tu cariño y amor. Darle las gracias a mi hermano Cristian Marcelo León Celedón por entender mi locura y a mi hermano Guillermo Andrés León Cortés por siempre acompañarme. A mi segunda madre Berta Collao Rojas, por sus consejos y amor.

Agradecer a mi suegra (Consuelo Maza), suegro (Eduardo Campos) y cuñados (Diego campos y Maximiliano Campos), por haberme dejado ser un “loco” más dentro de su familia y por motivarme a seguir mi corazón.

A mi profesor, tutor y amigo Gabriel Vargas Easton, gracias por creer incluso más que yo en mis capacidades, darme la oportunidad de conocer y sentir el maravilloso mundo de la ciencia y por sus consejos que van más allá del trabajo.

Darles las gracias a los miembros de la comisión Valentina Flores y Diego Salazar, por potenciarme y ayudarme en toda esta investigación.

Gracias a los coautores del paper James Goff, Jean Louis Guendón y Pedro Andrade, por colaborar y enseñarme más del mundo científico.

A Catalina Vásquez y Christian Nieves, por sus análisis y colaboración en esta tesis. También a Francisco Fonseca por acompañarme en el laboratorio.

Al grupo de Neotectónica y Paleosismología: Verónica Mardones, Rachel Abrahami, José González y Ángelo Villalobos, por su ayuda y amistad.

También al gran equipo de arqueólogos, en especial a: Camilo Robles, Francesca Traverso, Josefina Urrea, Cesar Borie, Carola Flores, Laura Olgún, Carlos Uribe, Pato Galarce, Ximena Power, Sebastián Yrarrázabal, Nicolás Lira y Jimena Torres, por hacerme uno más dentro del equipo y enseñarme del maravillosos mundo de la arqueología.

También a mis grandes amigos por quererme como soy.

Este trabajo fue financiado por proyecto Fondecyt #1161547, con apoyo adicional del proyecto Fondecyt #1151203.

Finalmente agradecerle a la vida por enseñarme lo difícil que es hacer lo que uno ama, pero que con pasión siempre se sale adelante y la retribución siempre será mejor.

*“TODO ES POESÍA
menos la poesía”*

Nicanor Parra, Artefactos, 1973.

TABLA DE CONTENIDO

1	Introducción	1
1.1	Planteamiento del problema de investigación.	1
1.2	Estudios de depósitos de tsunamis en Chile y el mundo.	4
1.3	Objetivos	7
1.3.1	Objetivo general	7
1.3.2	Objetivos específicos	8
1.3.3	Hipótesis	8
1.4	Ubicación y vías de acceso	8
1.5	Marco geológico-geomorfológico	10
1.5.1	Geología del área de estudio	10
1.5.2	Geomorfología del área de estudio.	13
1.6	Contexto Sismotectónico	15
1.7	Cambios geomorfológicos por terremotos y tsunamis.	17
1.8	Variaciones globales del nivel del mar	19
2	Materiales y métodos.....	21
2.1	Metodología para depósitos de tsunamis en sedimentos finos.	21
2.1.1	Planificación para el reconocimiento de depósitos de paleotsunamis.	21
2.1.2	Excavación de Calicatas y Trincheras.....	23
2.1.3	Reconocimiento geomorfológico de alta definición: Fotogrametría <i>Phantom 4 Pro</i> . 24	24
2.1.4	Adquisición de datos en terreno	26
2.1.5	Análisis de muestras.	27
2.2	Metodología para depósitos de tsunamis en sedimentos gruesos.	35
3	Registro de tsunamis históricos en Taltal	37
4	Registro paleotsunamis en Taltal	53
4.1	Recording large Holocene paleotsunamis along the hyperarid coastal Atacama Desert in the major Northern Chile Seismic Gap.....	53
5	Discusiones	82
5.1	Efectos de grandes tsunamis en Taltal y el norte de Chile.....	82
5.2	Registro de paleotsunamis en Taltal.	93
5.3	Implicancias para el peligro de tsunamis.....	96
6	Conclusiones	98
7	Bibliografía	100
8	Anexos.....	108

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Área de ruptura de los terremotos históricos que han afectado a la zona de estudio (rectángulo amarillo). Modificado de Comte & Pardo, 1991 y Metois et al., 2016.	1
Figura 2. Sitios arqueológicos en la zona de estudio. Modificado de Salazar et al., (2015).	2
Figura 3. Evolución de la línea de costa en la bahía de Taltal. Tomado de León, 2014.	4
Figura 4. Capa de arena café clara asociada al registro de tsunami en un sitio arqueológico en Lévési, Futuna (Goff et al., 2011).	5
Figura 5. Registro de los depósitos de tsunamis precursores al de 1960 en Chile. Modificado de Cisternas et al. (2005).	6
Figura 6. Bloque depositado por el Tsunami del 2004 en Sumatra-Adaman. Tomado de Etienne et al. (2011).	7
Figura 7. Área de estudio y vías de acceso.	9
Figura 8. Lugares de reconocimiento y estudio de depósitos de tsunamis.	9
Figura 9. Carta geológica del área de estudio. Modificado de Escribano et al., (2013).	12
Figura 10. Geomorfología costera de Taltal. A) Terrazas de abrasión marina. B) Depósitos coluviales. C) Playas. D) Acantilado costero. Tomado de León (2014).	15
Figura 11. Mapa del norte de Chile y Sur de Perú mostrando los sismos históricos que han afectado a la zona y el registro de la longitud de las rupturas. Modificado de Schurr et al., (2014).	16
Figura 12. Evidencias del levantamiento costero provocado por el terremoto y tsunami del 2010 en la provincia del Maule. Tomado de Vargas et al., (2011).	18
Figura 13. Curva de la variación del nivel del mar en los últimos 150.000 años. Tomado de Lambeck et al 2002.	19
Figura 14. Identificación de evidencias de paleotsunamis. A) Superficie alzada 1 m.s.n.m. B) Depósitos de arena sobre superficie de roca en la playa Tierra del Morro en Taltal.	22
Figura 15. Excavación de calicatas (izquierda) y trincheras (derecha).	23
Figura 16. Phantom 4 pro y modelamiento 3D con Agisoft PhotoScan.	24
Figura 17. Toma de muestras de la trinchera Los Bronces.	27
Figura 18. Granulometro laser Malvern Mastersizer 2000.	29
Figura 19. Lupa Binocular del laboratorio de sedimentología del Departamento de Geología en la Universidad de Chile.	30
Figura 20. Equipo Shimadzu EDX-720 para la espectrometría de fluorescencia de Rayos X.	31
Figura 21. Análisis malacológico de muestras.	32
Figura 22. Reconocimiento de depósitos de bloques por tsunamis.	36
Figura 23. Plano de Iquique, 1883.	83
Figura 24. Plano de Antofagasta, 1880.	84
Figura 25. Plano de Taltal, 1907.	85
Figura 26. Plano de Chañaral, 1898.	86
Figura 27. Plano de Coquimbo, 1895.	87
Figura 28. Alturas de las olas de los tsunamis de 1877 y 199 (Run ups) en los puertos principales de las costas del norte de Chile.	91

INDEX OF FIGURES.

Figure 1. Regional seismic setting. Left estimated of large historical or instrumental rupture along the Chilean margin adapted from Schurr et al., 2014 and Metois et al., 2016. Center shows the variability of the coupling along strike, modified from M.....	55
Figure 2. Figure 2. Local settings indicating the study sites in withe circles between Paposo town and Taltal city	56
Figure 3. Hornos de Cal geomorphology. a) 3D model of Hornos de Cal indicating the study zone. b) Zoom of the model where the trench is seen in black square and the archaeological site.	57
Figure 4. Los Bronces geomorphology. a) 3D model of Los Bronces site indicating the study zone. b) Zoom of the model where the trench is seen in black square.....	58
Figure 5. Cachinales beach site where indicate the coastal geomorphology.....	58
Figure 6. Matancillas beach geomorphology. a) 3D model of the site indicating the boulders accumulations. B) Zoom of the model showing boulders lineation.....	60
Figure 7. Big boulders in coastal line of Matancillas Beach. a) Lineation of boulders with stereographci imbrication planes, revealing the orientation of tsunami flow in red arrow. b) Imbricated boulder at 100 m from the coastline.....	61
Figure 8. Figure 8. Paleotsunami deposit in Cachinales beach. a) Natural profile which shows dated tsunami (up) and alluvial (down) deposits. b) Imbricated pebbles with stereographic planes revealing a flow came from Northwest. c) High energy structure generated	65
Figure 9. Geological profile in the trench Los Bronces which shows paleotsunamis deposits interpreted by multiproxy studies, some of them indicated in the graphics at the right bottom.....	67
Figure 10. Hornos de Cal trench indicating the interpreted geological profile which shows the paleotsunami deposit cutting the archaeological site, at the left side. Up to the right the image exhibit tsunami deposit flute structure and erosive basal contact.	68
Figure 11. Historical run up of 1877 and 1922 tsunamis in the principal cities of the North of Chile, taken from newspapers and official reports (CONA and SHOA). In white dotted line are presented the rupture zone of these earthquakes.	74

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Observaciones históricas del tsunami del 9 de mayo 1877 en las regiones de Antofagasta, Atacama y Coquimbo.	37
Tabla 2. Observaciones históricas del tsunami del 10 de noviembre de 1922 en las regiones de Antofagasta, Atacama y Coquimbo.	42
Tabla 3. Observaciones históricas del tsunami del 28 de diciembre de 1966 en las regiones de Antofagasta, Atacama y Coquimbo.	50
Tabla 4. Alturas de las olas (Run up) interpretadas de diarios, informes y artículos; para los tsunamis de 1877 y 1922	90

INDEX OF TABLES

Table 1. Radiocarbon dates from trenches within the study area (see Figures 8-10 for stratigraphic positions of individual samples)	59
Table 2. Physical data of boulder surveyed at Matancillas and Las Lozas beach.	62
Table 3. Summary of run up generated by 1877 and 1922 tsunamis in principal cities of Northern Chilean coast.	72

1 Introducción

1.1 Planteamiento del problema de investigación.

Chile se encuentra en una región de alta actividad sísmica, debido a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, cuya tasa de convergencia para la zona norte del país es de 67 mm/año con dirección N75°E (Angermann et al., 1999; Schurr et al., 2014). Este fenómeno es el causante de grandes terremotos y tsunamis que afectan las costas de Chile, cuyo registro histórico y áreas de ruptura se han podido estudiar e identificar (**Figura 1**). Sin embargo, las investigaciones científicas de depósitos tsunamigénicos, se han enfocado principalmente en la zona centro y sur del país (ej: Cisternas et al., 2005; Ely et al., 2014), a través de la observación de capas de arena en humedales, lagunas y estuarios. Esto se debe a que en estos lugares el ambiente permite observar, conservar, identificar y distinguir los depósitos de tsunamis respecto del resto. En efecto, a lo largo de la costa del norte hiperárido de nuestro país las investigaciones se han concentrado en la búsqueda de registros submarinos de paleoterremotos y paleotsunamis, principalmente en la Bahía Mejillones (23°S) (Le-Roux & Vargas, 2005; Vargas et al., 2005, 2011), mientras que los registros en la costa emergida son escasos y poco estudiados.

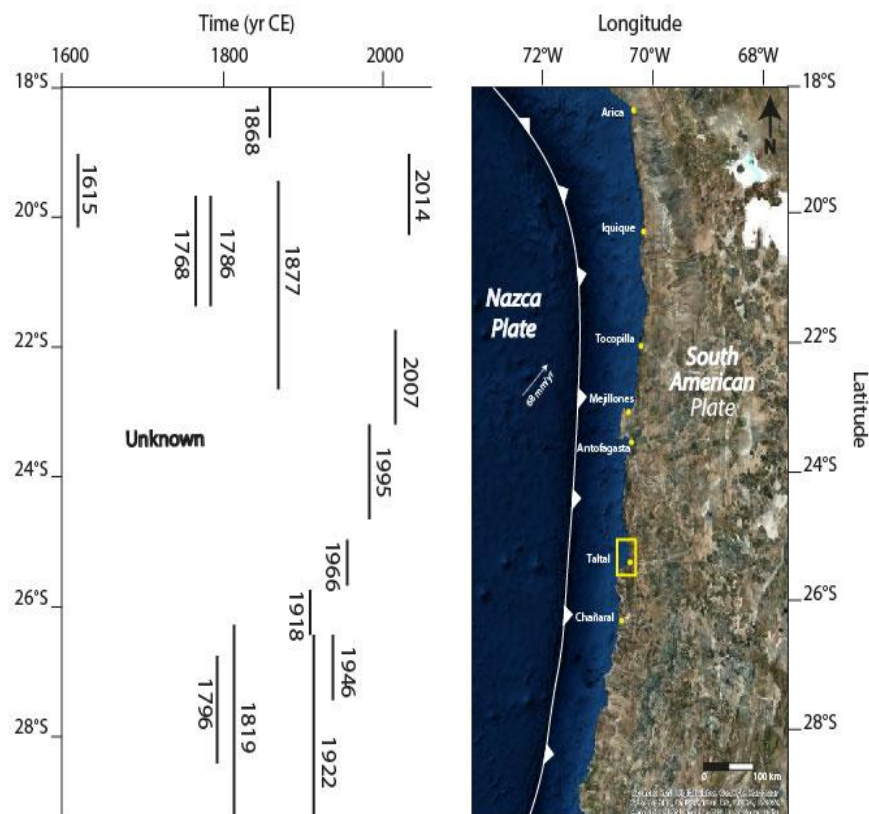


Figura 1. Área de ruptura de los terremotos históricos que han afectado a la zona de estudio (rectángulo amarillo). Modificado de Comte & Pardo, 1991 y Metois et al., 2016.

Esta investigación se llevó a cabo en la localidad de Taltal, ubicada en la Segunda Región de Chile, dentro de la mayor laguna (“gap”) sísmica del norte de Chile, al sur de la

zona de ruptura del último megaterremoto y tsunami de magnitud $M_w \sim 8.8$ de 1877, y al norte de la zona de ruptura del último gran terremoto y tsunami $M_w 8.5$ de la región de Atacama en 1922 (Comte & Pardo, 1991; Monge, 1993; Ruiz & Madariaga, 2018).

Desde la primera mitad del siglo XX, Taltal ha sido un referente en las discusiones arqueológicas sobre las poblaciones de cazadores, recolectores y pescadores tempranos de Sudamérica, debido a que a lo largo de su costa y pampa, se han registrado un gran número de sitios arqueológicos (**Figura 2**) asociados a la cultura Huentelauquén y Chango. Los resultados de las diversas investigaciones han permitido documentar una larga historia ocupacional, la cual va desde el Holoceno Temprano (ca. 12.000 cal AP) hasta aproximadamente inicios de la era cristiana. Salazar et al., (2015) segregó el registro arqueológicos del área en seis divisiones, las cuales evidencian transformaciones en los sistemas de movilidad, subsistencia, tecnología y ocupación. De lo anterior se ha podido desprender que los cambios en el patrón de asentamiento humano pudieron haberse visto afectados no solo por cambios sociales sino que también por cambios climáticos ocurridos durante el Holoceno.

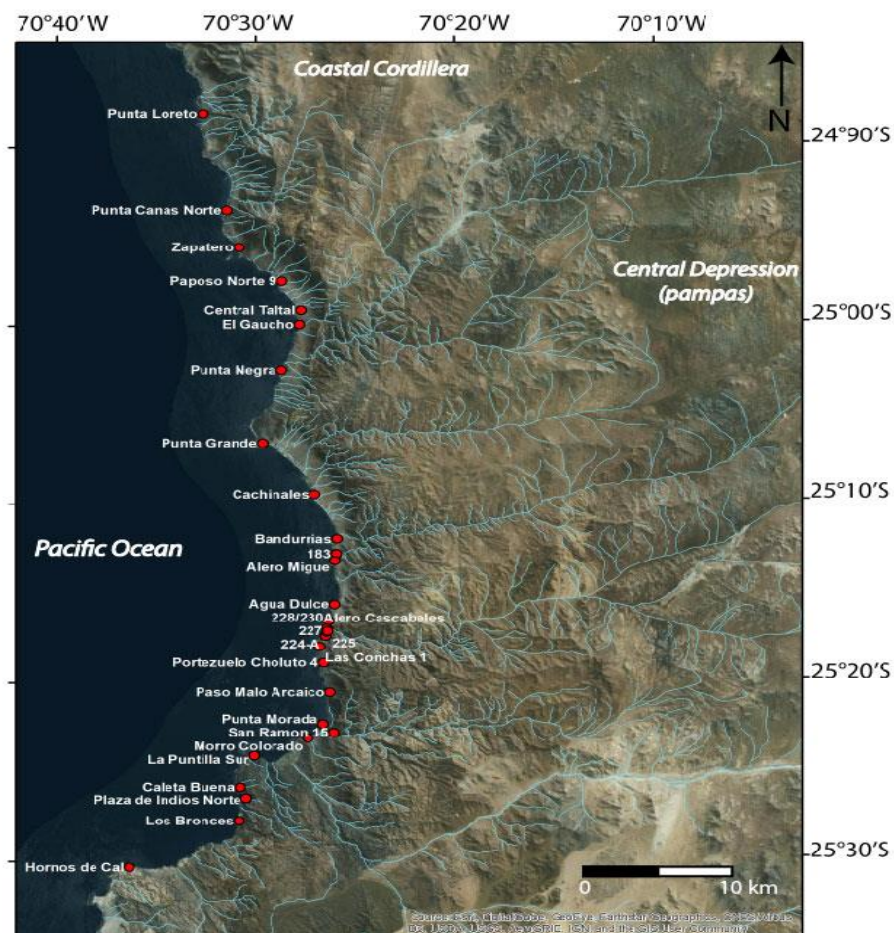


Figura 2. Sitios arqueológicos en la zona de estudio. Modificado de Salazar et al., (2015).

El alto potencial científico que tiene esta zona, ha motivado investigaciones interdisciplinarias entre la geología, arqueología y antropología. Por tal razón, en el año

2014, en el marco del proyecto Fondecyt #1110196 “Cazadores-recolectores, pescadores y mineros del período Arcaico en la costa de Taltal”, se realizó una investigación geológica marina de la costa de la bahía y su fondo oceánico, cuyo resultado fue la memoria de título “Geología marina de la bahía de Taltal y sus implicancias para la prospección arqueológica submarina” (León, 2014). A través de este estudio, principalmente de registros de batimetría, perfiles sísmicos de alta resolución (3,5 kHz), análisis de facies sedimentarias superficiales y testigos de sedimento marino en la bahía de Taltal, se interpretó la evolución de la línea de costa y su relación con cambios globales/regionales del clima y del nivel del mar, los que pudieron en parte haber condicionado los asentamientos humanos durante el Holoceno temprano. Este trabajo caracterizó el fondo marino, cuya geomorfología principal está constituida por superficies planas, escarpes, bajos batimétricos y promontorios submarinos. También se definieron 3 unidades sismoestratigráficas, asociadas a diferentes periodos dentro la evolución costera desde el último máximo glacial. Estas son: la superficie de erosión (desarrollado durante el último período glacial); unidad transgresiva y superficie de máxima inundación (asociados a la deglaciación, entre los 18 y 7 ka); y unidad de alto estadio (desde los 8-7 ka). Con estos resultados se obtuvo un modelo de evolución del paisaje costero, con lo que se pudo estimar la profundidad a la cual se encontraba la línea de costa durante el Holoceno (**Figura 3**), según las variaciones eustáticas, climáticas y tectónicas del lugar. A través de esto se propusieron áreas para la prospección arqueológica subacuática de potenciales sitios arqueológicos asociados al Holoceno Temprano, los cuales se encontrarían sumergidos.

Otros factores que pudieron variar la geomorfología costera y la forma de vida humana del lugar, son los desastres naturales provocados por grandes terremotos y tsunamis. Un tsunami se define como una *“serie de olas de longitud de onda y periodo extremadamente grandes, usualmente provocada por distorsiones asociadas a terremotos ocurridos bajo o cerca del fondo marino... erupciones volcánicas, deslizamientos submarinos y caídas de rocas en la costa pueden provocar tsunamis, al igual que un impacto de meteorito”*. (COI-UNESCO, 2013). Es importante tener en consideración que existen eventos de tsunamis previos al registro histórico o de los cuales no se disponen de observaciones escritas. Es por esto que la International Tsunami Information Center, en el año 2011, decidió clasificar a estos eventos bajo el nombre de Paleotsunamis. Si bien la disciplina que investiga estos eventos es relativamente joven (~30 años), en los últimos años se ha generado el conocimiento necesario para poder comprender mejor la génesis, el registro y los efectos, tanto antrópicos como geológicos, que provocan estos importantes desastres naturales.

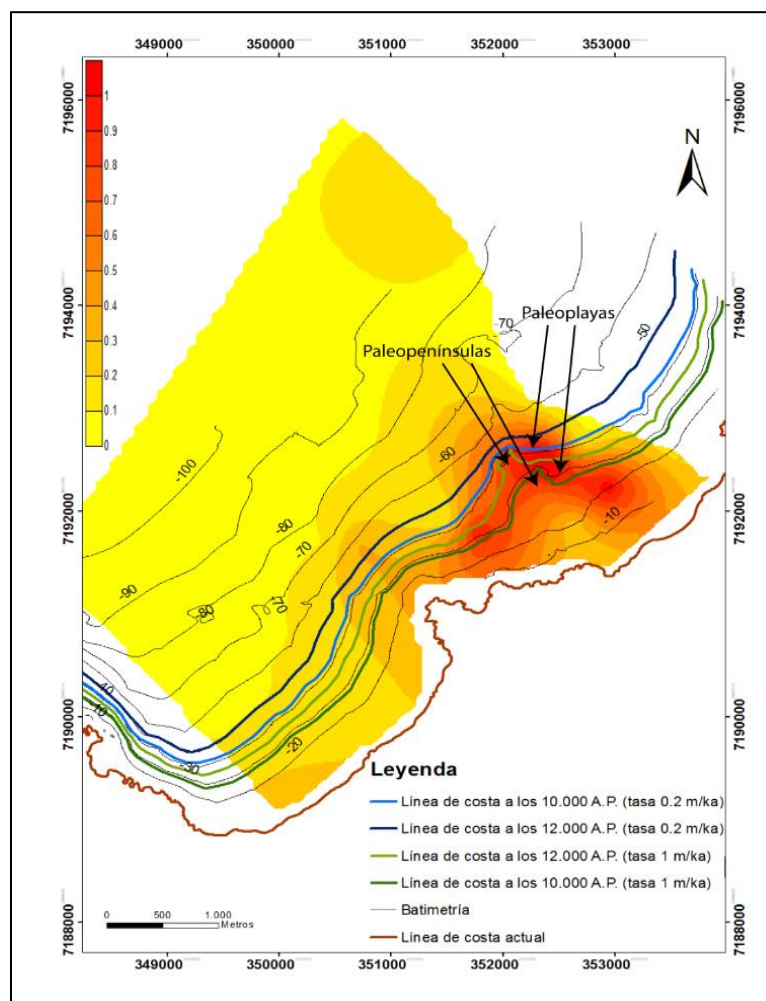


Figura 3. Evolución de la línea de costa en la bahía de Taltal. Tomado de León, 2014.

1.2 Estudios de depósitos de tsunamis en Chile y el mundo.

Existen investigaciones alrededor del mundo, en donde se han podido identificar los efectos sobre las comunidades que han sido impactadas por grandes tsunamis y como esto influyo en que los asentamientos humanos se desplazaran desde zonas costeras hacia lugares más continentales, como el estudio de Goff et al. (2011) en los países de las islas del Pacífico (PICs). En Nueva Zelanda se encontraron sitios arqueológicos con señales de abandono provocado por un gran tsunami, el cual se identificó como una capa de arena delgada dentro del registro estratigráfico (Goff & McFadgen, 2003) (**Figura 4**). No solo se han encontrado depósitos de tsunamis en los registros arqueológicos, sino que también se han podido identificar junto a los depósitos de la laguna Okarito en la costa oeste de la isla sur de Nueva Zelanda (Nichol et al., 2007), permitiendo interpretar la subsidencia del lugar y hacer conexiones entre los cambios locales y regionales que modifican el paisaje. Científicos chilenos también han registrado depósitos de grandes tsunamis en nuestras costas, como lo realizado por Cisternas et al. (2005), donde a través del registro sedimentario observado en trincheras, hechas en el río Maullín, se pudieron identificar al menos 4 eventos de tsunamis previos al de 1960 de las costas del sur de Chile (**Figura 5**). También en el norte de Chile, existen estudios de la Formación Coquimbo, asociada a los periodos Mioceno-Plioceno, en donde los autores, mediante el estudio de facies

sedimentológicas, interpretan rasgos sedimentarios inusuales asociados a transporte y depositación, destacando el rol de un posible tsunami (Le-Roux et al., 2004; Le Roux & Vargas, 2005). En la bahía Mejillones, Vargas et al., (2005) y luego Le-Roux & Vargas, (2005) informan registros de paleoterremotos y paleotsunamis de distinta intensidad asociados a la subducción, a través del estudio de testigos submarinos.

Este tipo de investigaciones no solo sirve para generar conocimiento científico, sino que también tiene un rol social, debido a que el reconocimiento de estos depósitos permite evaluar el riesgo al que se encuentra expuesta una localidad (Lagos & Cisternas, 2004), y ayudan a disminuir los daños en la población. Con la identificación del registro de tsunamis se pueden generar mapas espaciales y temporales de las inundaciones provocados por estos eventos y así contribuir a la mitigación de grandes desgracias en las ciudades cercanas a la costa. Por tal razón la identificación de paleotsunamis se debe abordar desde una investigación multidisciplinaria, a partir de las ciencias geológicas como la sedimentología, estratigrafía y geomorfología, pero además integrando el conocimiento y enfoque de campo de ciencias como la arqueología, antropología y sociología (Goff et al., 2012). Si bien es posible reconocer e identificar registros de tsunamis, muchas veces es fácil confundirlos con depósitos similares generados por tormentas, aluviones y subidas del nivel del mar (Goff et al., 2004). Es por esto que se hace indispensable utilizar otras ciencias, para contextualizar la zona y poder discernir entre los distintos depósitos.

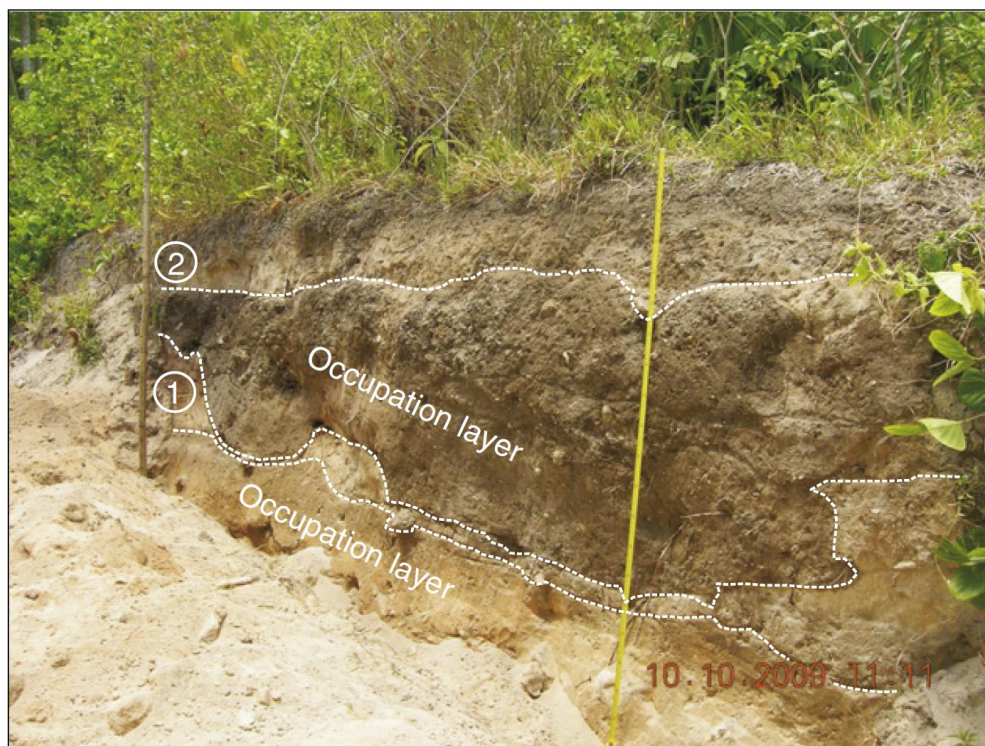


Figura 4. Capas de arena (1 y 2) café clara asociada al registro de tsunami en un sitio arqueológico en Lévési, Futuna (Goff et al., 2011).

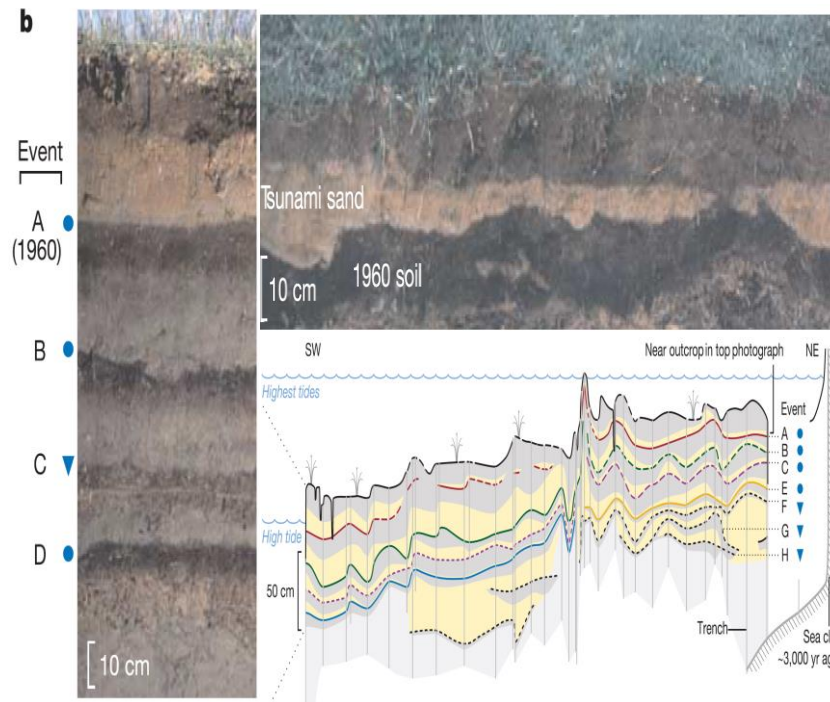


Figura 5. Registro de los depósitos de tsunamis precursores al de 1960 en Chile. Modificado de Cisternas et al. (2005).

El estudio de sedimentos de arenas y gravas anómalas en un sitio, es muy útil para poder reconocer paleotsunamis, sin embargo no es la única manera. A través del estudio de grandes bloques depositados en zonas costeras, se han podido identificar depósitos de maremotos. En contraste a los depósitos de arena, los bloques permiten entender mejor la fuerza hidrodinámica y la extensión de avance de las olas de un tsunami. Sin embargo su registro depende de la disponibilidad de bloques en la fuente, la cual es controlada por la litología, erosión y los procesos de transporte (Scheffers et al., 2008). Se ha reconocido el traslado de bloques por tsunamis (**Figura 6**), luego de grandes eventos históricos a lo largo del mundo como el de 2004 en el Océano Índico y el de 2009 en el Pacífico. Estos afectaron varios lugares como la costa noroeste de Sumatra, Oeste de Tailandia y Este de Upolu, en donde se pudieron encontrar grandes bloques dispuestos a diferentes distancias en la costa. En algunas de estas localidades se encontraron megabloques en la plataforma costera (**Figura 6**), campos de bloques esparcidos, playas de bloques, bloques sobre acantilados, etc., (Etienne et al., 2011). Al igual que el registro de sedimentos finos, el de bloques se puede confundir con otros procesos similares como grandes tormentas generadas por tifones que también son capaces de trasladar grandes bloques hacia la costa. Algunos estudios han inferido que la diferencia entre los periodos de onda de tsunamis y olas de tormenta es crucial para diferenciar los bloques de tsunamis de otros enigmáticos depósitos de bloques en el mundo (Goto et al., 2010). Las diferencias en el período de onda se reflejan en las distribuciones espaciales y de tamaño de los depósitos de roca. La distribución y las características sedimentarias de las rocas de tsunami proporcionan datos útiles para estimar la posible fuente del mismo.



Figura 6. Bloque depositado por el Tsunami del 2004 en Sumatra-Adaman. Tomado de Etienne et al. (2011).

A través de los diversos estudios, e integrando las distintas disciplinas que hoy en día interactúan en las investigaciones científicas en la localidad de Taltal, se puede hacer una pesquisa que permita el reconocimiento los eventos de tsunamis ocurridos en las costas de esta zona durante el Holoceno. Esto dentro de un contexto multidisciplinario en el cual, a través del reconocimiento sedimentológico, geoquímico, paleontológico, antropológico y arqueológico se pueda distinguir entre los depósitos de tsunamis respecto del resto que se pudieran encontrar en el registro estratigráfico, como aluviones y tormentas. Es por esto que Taltal es una localidad con un alto potencial científico para este tipo de estudios, debido a que reúne las características necesarias para poder descifrar mejor el paisaje y su relación con episodios catastróficos de tsunamis en el registro histórico y geológico.

La presente investigación se enmarca en el proyecto Fondecyt #1161547 “Assessing giant tsunamigenic earthquakes along the hyperarid northern Chile seismic gap in the last millennia”, como también en el proyecto Fondecyt #1151203 “Trayectoria histórica, cambios ambientales y eventos catastróficos durante el Período Arcaico en la costa de Taltal, norte de Chile”.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Reconocer y estudiar el impacto de grandes tsunamis durante el Holoceno en la costa de Taltal.

1.3.2 Objetivos específicos

- Evaluar el impacto de tsunamis históricos, a través del estudio de relatos y crónicas, que han afectado a las costas de Taltal y el norte de Chile.
- Identificar y caracterizar los depósitos de tsunamis a través del estudio de registros en trincheras excavadas para tal fin, y de bloques.
- Determinar la cronología e impacto de paleotsunamis en la costa de Taltal.

1.3.3 Hipótesis

Durante el Holoceno los factores que han controlado la evolución geomorfológica de la costa de Taltal son los cambios eustáticos, cambios climáticos y las variaciones topográficas generadas por el tectonismo activo de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. El registro histórico-geológico de grandes terremotos y tsunamis permite asumir que en la zona existen depósitos de paleotsunamis, los cuales pueden ser estudiados y evidenciados a partir de una investigación que considere análisis sedimentológicos, geomorfológicos, paleontológicos, geoquímicos y arqueológicos, diferenciándolos de aquellos correspondientes a otros procesos que afectan las costas de la zona, como por ejemplo tormentas, aluviones o marejadas.

1.4 Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se ubica en la parte costera de la comuna Taltal, la cual se encuentra en la segunda Región de Antofagasta, a 211 km al sur de la ciudad del mismo nombre (**Figura 7 a**). La zona está comprendida entre los sitios arqueológicos Zapatero y Hornos de Cal (**Figura 8**). Corresponde a un cuadrángulo cuyas coordenadas son 334872 E-7241943 N, 356502 E-7242146 N, 357294 E- 7177183 N y 335728 E-7176800 N. La zona de estudio comprende 65 km a lo largo de la costa. Dentro de esta área existen puntos de mayor interés, en donde se identificaron depósitos de paleotsunamis, y corresponden a playas y sitios arqueológicos, los cuales son: Playa Matancillas, Playa Las Lozas, Playa Cachinales, Sitio los Bronces 1 y sitio Hornos de Cal (**Figura 8**).

Las vías de acceso, por la parte norte, son la Ruta costera B-710 a 211 km de Antofagasta y la Ruta 5 norte a 294 km. Por el lado sur desde Copiapó, el área se ubica a 309 km, por la Ruta 5 en dirección norte y luego la Ruta 1 en dirección NO (**Figura 7 b**).



Figura 7. Área de estudio y vías de acceso.

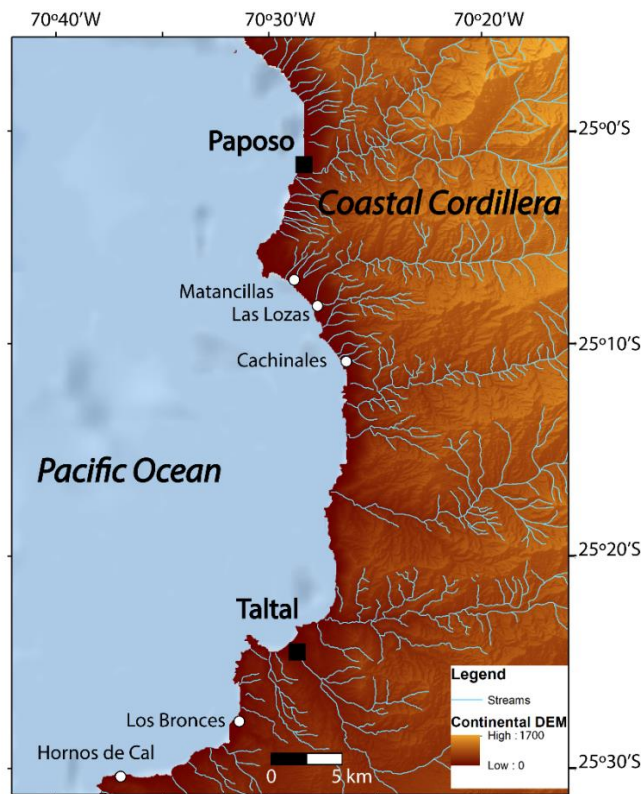


Figura 8. Lugares de reconocimiento y estudio de depósitos de tsunamis.

1.5 Marco geológico-geomorfológico

1.5.1 Geología del área de estudio

De acuerdo con la carta geológica Bahía Isla Blanca y Taltal (Escribano et al., 2013) (**Figura 9**), las unidades estratificadas que afloran en la zona de estudio corresponden a la Formación Pan de Azúcar, asociada al periodo Noriano-Sinemuriano, la cual está dividida en dos miembros. El superior (TrJpa (b)) se compone de areniscas calcáreas, calcilutitas y margas con intercalaciones de tobas y tufitas. Mientras que el inferior esta descrito como areniscas calcáreas y calcilutitas con intercalaciones de conglomerados y de manera subordinada niveles de calizas bandeadas (TrJpa (c)). Esta formación se observó en la parte sur de la zona de estudio en la Bahía Isla Blanca, donde se encuentra el sitio Los Bronces. La otras rocas estratificadas que se encuentran son depósitos de lavas andesíticas, andesíticas basálticas, almohadillas, peperitas y hialoclástitas, la que se encuentra intercaladas con areniscas, tufitas, tobas y brechas volcanoclásticas. Además dentro de estas rocas también se pueden encontrar diques, filones y stocks andesíticos intruyendo esta formación. Estos depósitos están asociados a la Formación La Negra de edad Sinemuriano-Titoniano. La mayor parte de la zona centro sur del área de estudio está conformada por estas formaciones en conjunto con depósitos no consolidados de edades más jóvenes.

Hacia el norte de la ciudad de Taltal es posible distinguir una serie de rocas intrusivas, las cuales conforman un relieve bastante escarpado y de alturas que bordean los 1000 m s.n.m. Dentro de estas rocas se encuentran la unidad Intrusivos hipabisales jurásicos cuyas dataciones lo asocian al Jurásico medio-superior. Las rocas que afloran de esta unidad corresponden a rocas ígneas bandeadas con fenocristales de plagioclasas, cuarzo y esférulas. Las otras rocas intrusivas que se encuentran en el área se asocian al Complejo Intrusivo Matancilla, datado en 175-158 Ma, las que se clasifican como monzogranitos y granodioritas de biotita, hornblenda y piroxeno con escasas variaciones a monzodioritas cuarcíferas y tonalitas, con tamaño de grano variable. Desde la Punta Viento hacia el norte estas rocas varían a dioritas y monzodioritas cuarcíferas, de piroxeno y hornblenda parcialmente alteradas, de grano fino a grueso y con enclaves microdioríticos. Sin bien hay afloramientos de este grupo en zonas costeras, la mayor proporción de las rocas intrusivas se encuentran desde la Cordillera de la Costa hacia la pampa.

Otra característica geológica que se distingue en la zona es la depositación de sedimentos semiconsolidados y no consolidados que se encuentran en las quebradas, laderas y planicie costera a lo largo de toda la línea de costa. Según la carta geológica (Escribano et al., 2013) estos corresponden a Depósitos marinos (PIHm) de arenas, limos, coquinas y conglomerados asociados al periodo Pleistoceno-Holoceno Temprano y que se distribuyen en la parte sur del área de estudio, donde se encuentra el sitio Hornos de Cal son encontrados principalmente en terrazas marinas. También en la playa de la ciudad de Taltal se encuentran Depósitos Litorales de playa (HL) del periodo Holoceno medio caracterizado por gravas, arenas y limos de carácter clástico y bioclástico. Producto de la actividad del ser humano en las partes urbanas se encuentran Depósitos Antrópicos del

tipo de residuos domésticos, pero también depósitos producto de la actividad minera como relaves, botaderos de estériles y pilas de lixiviación, los que se encuentran principalmente en la Qda del Hueso y en la Punta Grande, donde actualmente existe la extracción de recursos minerales. Hacia el norte de Taltal y debido al gran escarpe característico del acantilado costero, se pueden encontrar una gran cantidad de Depósitos Coluviales costeros (PIHcc), cuyos sedimentos corresponden a bloques angulosos a subangulosos, mono-composicionales con escasa matriz de arena y limos. Finalmente existen Depósitos Aluviales y coluviales (PIHac) del Pleistoceno-Holoceno temprano que se distinguen en las grandes quebradas como la Qda. Taltal, del Hueso, Agua dulce, Cachinalito, Potrerillos, etc. Se puede observar que hacia el norte su distribución y magnitud es mayor que en otras áreas y su composición son gravas y arenas no consolidadas con intercalaciones de limos, de carácter aluvial y coluvial.

Dentro de la carta geológica y en terreno destacan rasgos estructurales asociados al Sistema de Fallas de Atacama (SFA). El SFA es una estructura principal mesozoica y con reactivaciones recientes en sistemas de horst y graben simétricos y asimétricos delimitados por fallas de componente principal normal durante el Cenozoico tardío (González et al., 2003). Dentro de estos rasgos se encuentran fallas normales y transcurrentes, tales como la Falla el Muelle, Taltal, Las palmeras, Paposo, Paposo Este y Paposo Oeste. En el área de estudio la mayor deformación se encuentra al norte y al sur, las que afectan rocas estratificadas, específicamente a las asociadas a la Formación La Negra.

LEYENDA

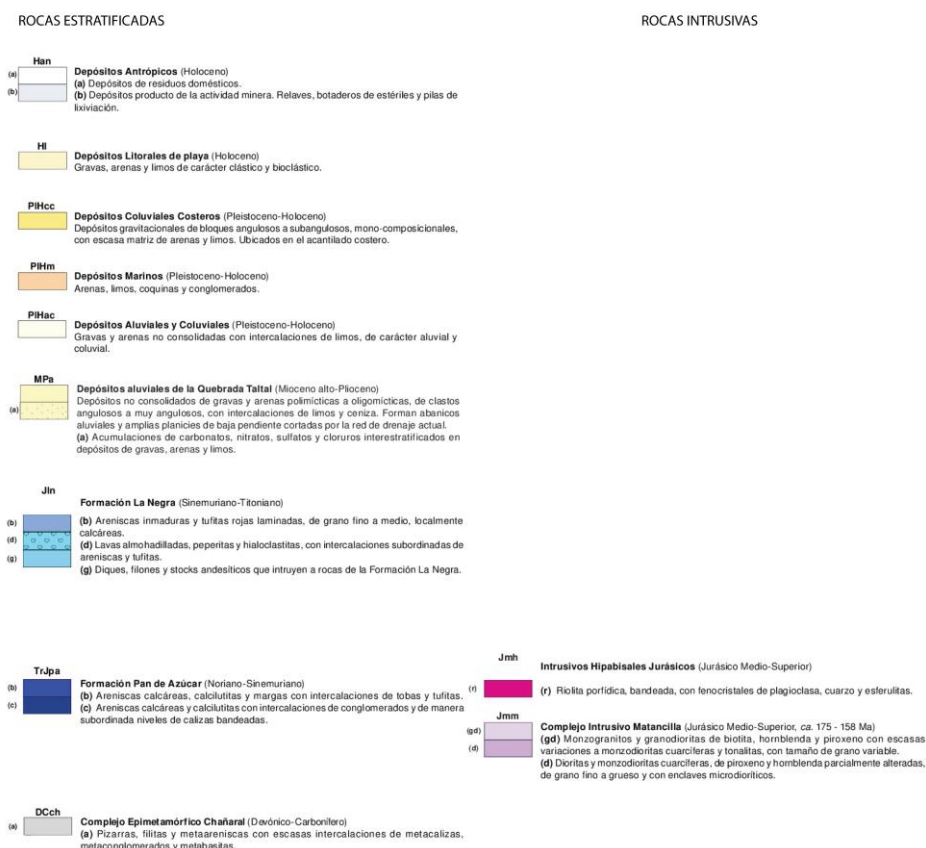




Figura 9. Carta geológica del área de estudio. Modificado de Escríbano et al., (2013).

1.5.2 Geomorfología del área de estudio.

La zona de estudio se ubica en la costa del desierto de Atacama, la cual se idéntica como una costa desértica que está caracterizada por la presencia de un Gran Escarpe Costero continuo sobre una distancia de más de 700 km y con una altura de 800 m en promedio (Paskof, 1970), el que constituye el límite occidental de la Cordillera de la Costa. En la zona existen terrazas marinas que se interponen entre el acantilado y la orilla del mar, sugiriendo la inactividad del acantilado costero. Estas terrazas de abrasión, a menudo accidentada por antiguos escollos, generalmente no sobrepasan los 50 m de altura y tienen un ancho que puede alcanzar hasta 2 o 3 km. Quebradas que nacen en la Cordillera de la Costa y llegan al océano han erosionado las terrazas grandes, las que fueron posteriormente cubiertas por conos de deyección durante el Cuaternario. Además tiene una plataforma continental estrecha que bordea la costa alineada con una orientación común N-S.

En la zona, según Jean Louis Guendon (2008), la Cordillera de la Costa presenta localmente cerca de 1000 m de altitud. Hacia el sur de la zona de estudio la altitud de este rasgo es mucho menor y alcanza un promedio de 300 m. Hacia el norte de Taltal, algunos sistemas hidrográficos constituidos de valles y quebradas, generalmente secas, cortan la cordillera en todo su extensión, y unen la depresión intermedia con el litoral. Su carga hídrica es baja y su funcionamiento ocurre durante lluvias torrenciales en la pampa asociadas al fenómeno de El Niño. También existen pequeñas quebradas que nacen en la Cordillera de la Costa y desembocan en el mar, cuya carga sedimentaria es alimentada por las lluvias ocasionales que ocurren en el sector y por la condensación de la bruma costera (camanchaca).

La plataforma litoral es estrecha y alcanza un promedio de 150 m de ancho, sin embargo en algunos casos llega a ser inexistente. La orientación global de la línea de costa es norte-sur, pero en las cercanías de las bahías la orientación cambia NE-SO. La costa es rocosa y se caracteriza por pequeños acantilados de 5-8 msnm y en pocos casos se pueden encontrar pequeñas playas. Las playas con mayor extensión, que alcanzan 210 m de ancho, se encuentran al sur de la Punta Grande, como las playas Matancillas, Las Lozas y Cachinales.

En este sector las lluvias son excepcionales, pero la bruma litoral (camanchaca) aporta una humedad no despreciable, la que permite que crezca una escasa vegetación, esencialmente constituida por cactus y euphorbia.

A lo largo de la costa, se han identificado variadas geoformas (**Figura 10**) que describen el comportamiento actual del ambiente. Dentro de estas se encuentran:

- Conos de deyección: Corresponden a depósitos coluviales de alta pendiente, formados por sedimentos de granulometría variable entre arena y grava gruesa, de baja madurez textural. Poseen una morfología cónica y en el área de estudio se encuentran en las laderas del acantilado costero. Algunos de estos depósitos llegan a la línea de costa y se ven cortados por distintos niveles del mar.
- Abanicos aluviales: Se forman por flujos de agua esporádicos con energía y volúmenes variables. En el área no son muy abundantes, pero sus ejemplares son de gran tamaño y se pueden encontrar en las desembocaduras de las quebradas que conectan la planicie costera con la pampa. Poseen una forma cóncava y alargada longitudinalmente. Gran parte de ellos se encuentran erodados por la acción de la red de drenaje mayor, lo que implica que son una importante fuente de sedimentos hacia los cauces.
- Redes de drenaje: Son principalmente canales tipo meándrico, debido a su alta sinuosidad ($> 1,5$) y por formas de erosión y deposición hacia los bordes externos e internos del canal, respectivamente. En las redes mayores se observan terrazas fluviales, cuya temporalidad no fue posible de distinguir.
- Terrazas marinas de abrasión: Se observan distintos niveles de terrazas las que se distribuyen desde la línea de costa actual hasta los 17 m. s.n.m. A lo largo del área hay 3 niveles que se repiten y se encuentran a los 1, 4 y 10 m. s.n.m. Se caracterizan principalmente por tener clastos redondeados, buena selección y sedimentos de tamaño arena media a gruesa. Además es posible encontrar restos de conchas que corresponden a bivalvos y gastrópodos. Se presentan levemente inclinadas (1° - 2°) hacia el mar y son separadas por pequeñas playas.
- Línea de costa: Dentro de toda la línea de costa se observan playas de dispersión, debido a que presentan una amplia zona de navegación y una leve o casi nula inclinación. Estas son principalmente arenosas, con una población de clastos mayores (hasta 4 cm), redondeados, aplanados y en algunos casos imbricados.
- Acantilado costero de la Bahía de Taltal: El escarpe costero está presente en la parte norte y sur de Taltal. Su talud varía, de oeste a este, de subvertical a una pendiente de 50° - 60° , respectivamente. La altura también varía por sectores: al norte llega a alcanzar una altura de 1000 m s.n.m, mientras que en el extremo sur alcanza 200 m s.n.m.

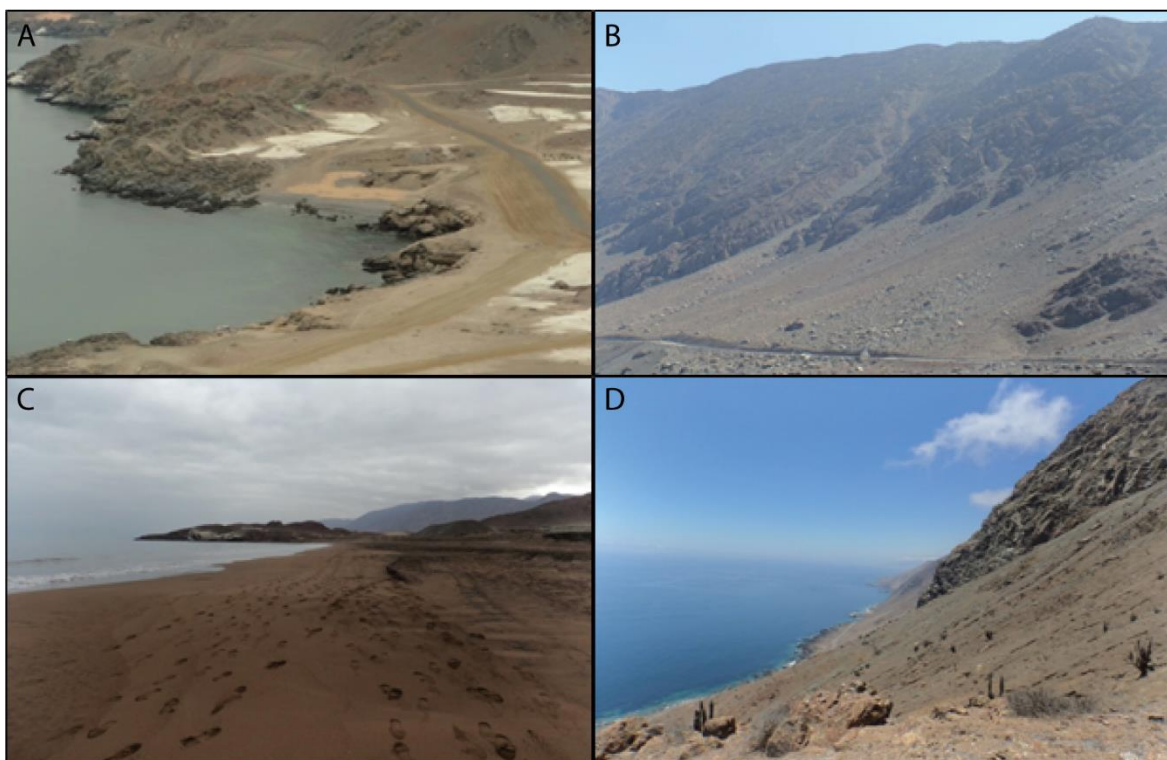


Figura 10. Geomorfología costera de Taltal. A) Terrazas de abrasión marina. B) Depósitos coluviales. C) Playas. D) Acantilado costero. Tomado de León (2014).

1.6 Contexto Sismotectónico

En el norte de Chile el margen continental se presenta activo mediante el mecanismo de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana a una velocidad aproximada de 67 mm/año (Schurr et al., 2014), en dirección N75°E (Angermann et al., 1999), (**Figura 11**). Se ha podido identificar que la placa oceánica que subducta tiene alrededor de 45 Ma (Muller et al., 1997). La subducción de una placa relativamente joven provoca un alto grado de acoplamiento en el contacto interplaca, entre los 10-50 km de profundidad (Delouis et al., 1997, 1998), lo que genera un régimen compresional el cual se conoce como zona sismogénica, que es donde ocurren los grandes terremotos de subducción. El ángulo de subducción en el norte de Chile es de 20° E a profundidades menores a 50-60 km (Suarez & Comte, 1993; Husen et al., 2000; Delouis et al., 2009) y de 30° E a profundidades mayores a 60 km (Suarez & Comte, 1993), hasta profundidades de 550 km (Tassara & Yañez, 2003). Aproximadamente a una profundidad mayor a 70 km se observa un cambio en el campo de esfuerzo compresional a tensional-, que corresponde al inicio de la zona asísmica en el contacto interplaca, pero con eventos sísmicos de intraplaca, los cuales se generan mediante mecanismos focales de fallamiento normal de alto ángulo (Suarez & Comte, 1993), relacionados a la flotabilidad de la placa subductada (Comte et al., 1994).

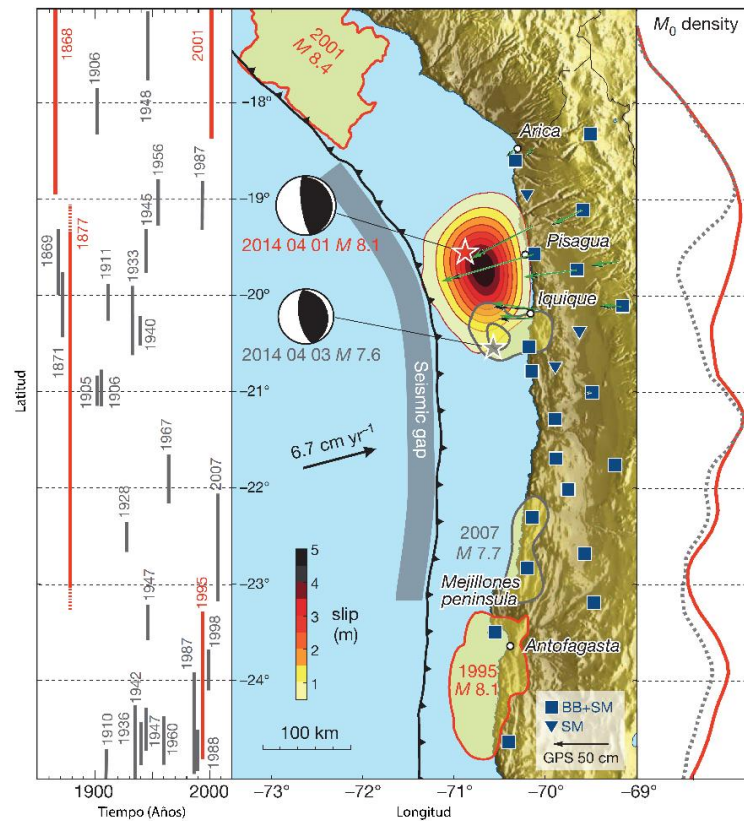


Figura 11. Mapa del norte de Chile y Sur de Perú mostrando los sismos históricos que han afectado a la zona y el registro de la longitud de las rupturas. Modificado de Schurr et al., (2014).

En la zona sismogénica, dentro del margen activo de Sudamérica, ocurren rupturas totales que se reflejan en terremotos de magnitud $\geq M_w=7,5$ (Comte & Barrientos, 1997). Las áreas de rupturas mayores, que se producen en esta zona de contacto de las placas, provocan sismos de magnitud $\geq M_w = 8,0$, los que en algunos casos son seguidos de grandes tsunamis, como el de 1877 en Iquique ($M_w=8,8$), 1922 en Vallenar ($M_w=8,5$), 1960 en Valdivia ($M_w=9,5$), 2010 en el Maule ($M_w=8,8$), etc. Cada límite longitudinal de las rupturas segmenta tectónicamente al margen chileno en dirección paralela la fosa.

El área de estudio se encuentra dentro del segmento que abarca desde la península de Mejillones hasta Taltal. Esta es considerada una zona de silencio sísmico (seismic gap), debido a que la última ruptura ocurrió fue en 1877, cuyo epicentro se ubico a 80 km al sur de Iquique (Comte & Pardo, 1991). Esta provocó un gran terremoto y tsunami de magnitud $M_w 8.8$ (Comte & Pardo, 1991; Lomnitz et al., 2004), cuya zona de ruptura abarco desde el sur de Arica hasta la península de Mejillones (**Figura 11**). Los efectos y observaciones del tsunamis se extendieron desde Arica ($18^{\circ}30' S$) hasta Caldera ($27^{\circ} S$) (Lagos & Cisternas, 2004). La recurrencia histórica reportada, en un intervalo de 500 años, permite estimar que en esta región ocurren terremotos de esta magnitud cada 111 ± 33 años (Comte & Pardo, 1991), haciendo probablemente de este el silencio sísmico más grande a lo largo de la Placa Sudamericana. Hacia el sur de Taltal el último gran terremoto y tsunami fue el de Vallenar en 1922, cuya magnitud fue de $M_w 8.5$. Sismos grandes ($M_w 7.7$) han ocurrido en el norte de Chile, como el de Tocopilla en el 2007, de magnitud 7.7, el cual rompió la

parte centro sur de esta zona y tuvo una ruptura de 150 km. Sin embargo actualmente no ha habido zonas de rupturas en la porción sur de esta laguna sísmica, en donde se ubica la zona de estudio. Por tal razón el área de estudio es tan importante, para este estudio, dado que no ha habido registro de grandes terremotos $M_w \sim 8,0$.

1.7 Cambios geomorfológicos por terremotos y tsunamis.

Los terremotos y tsunamis son eventos catastróficos que provocan un gran impacto social, como destrucción de obras ingenieriles, pérdidas humanas, anulación de los servicios básicos, entre otros. Sin embargo no es el único efecto, dado que el impacto de estos también se ve evidenciado en los cambios geomorfológicos y sedimentológicos de los medioambientes costeros. Dependiendo de la magnitud pueden generar erosión, transporte y depositación de sedimentos en un breve lapso de tiempo. A pesar de las evidencias generadas por los tsunamis, el estudio geomorfológico de estas ha sido poco abordado. Goff et al., (2009) realizaron aportes importantes para la geomorfología de tsunamis, estableciendo y definiendo las características básicas para su identificación. Según estos autores, las geoformas más típicamente generadas por tsunamis son las estructuras de erosión en dunas, sistemas de dunas parabólicas y cambios post-tsunami (indirectos, de corto y mediano plazo) resultantes de la modificación en el sistema de almacenamiento de sedimento en el litoral. Las herramientas de percepción remota han ayudado ampliamente a la identificación, dimensionamiento y verificación de observaciones de terreno asociadas a los efectos geomorfológicos de los tsunamis. Este es el caso del análisis de imágenes satelitales, las cuales permiten observar efectos geomorfológicos inmediatamente después de ocurrido el fenómeno. Por ejemplo, Fagherazzi & Du (2008) reconocieron y clasificaron formas erosivas dejadas por el tsunami de Sumatra-Andamán del 2004 ($M_w 9.2$), gracias al uso de imágenes IKONOS obtenidas tres días después de ocurrido el devastador tsunami.

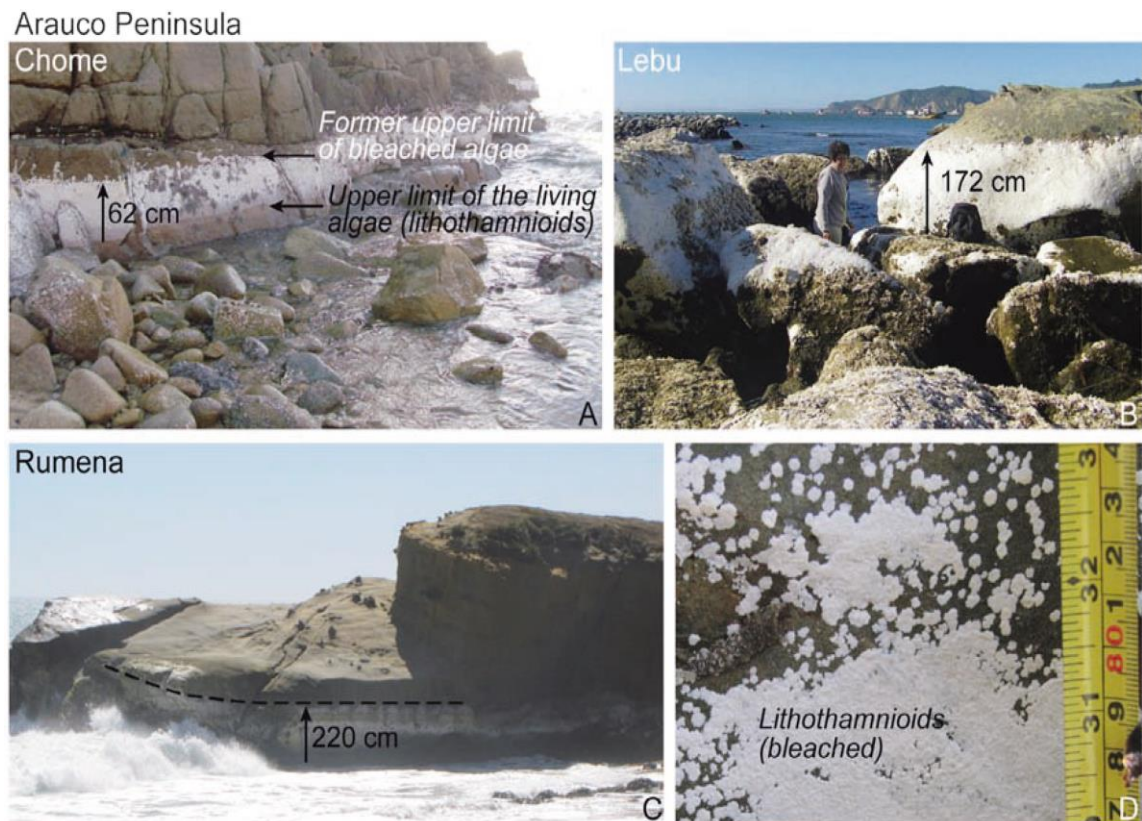


Figura 12. Evidencias del levantamiento costero provocado por el terremoto y tsunami del 2010 en la provincia del Maule. Tomado de Vargas et al., (2011).

En Chile, se pueden encontrar algunas referencias sobre geoformas generadas por tsunamis recientes gracias a al trabajo realizado por Atwater et al. (2013) en la costa de Maullín (73.6°W, 41.6°S). En este litoral arenoso, el tsunami de 1960 generó abanicos formados a través de cordones litorales. Para el caso del tsunami ocurrido tras el terremoto del Maule 2010 (Mw 8.8), los efectos geomorfológicos observados se asocian a cambios tanto en el nivel de base de ríos como en la línea de costa, a erosión en playas, a destrucción y recuperación de las barras litorales de estuarios, entre otros. Posteriormente, tras el tsunami asociado al terremoto de Illapel 2015 (Mw 8.3), se registraron formas erosionales similares a las observadas en la Región del Maule en el 2010. Otro de los efectos geomorfológicos que generan estos fenómenos son el levantamiento y subsidencia del relieve costero. Vargas et al. (2011) señalan que en el terremoto y tsunami del 2010 el levantamiento costero (**Figura 12**) observado varió entre 240 ± 20 cm, en la costa occidental de la península de Arauco, ubicada relativamente más cerca de la fosa tectónica, y 15 ± 10 cm, en zonas más al este. En la costa occidental de la Isla Santa María se midió un valor máximo de 260 ± 50 cm, el cual es similar a la cantidad de levantamiento cosísmico como producto del terremoto de Concepción en 1835. La subsidencia costera del orden de 0,5 m y 1 m fue estimada en áreas localizadas más al este. Esto se pudo estimar a partir de observaciones de la franja de algas coralina lithothamnioideas, expuesta como producto del terremoto. Otro de los efectos que se pueden mencionar de estos grandes sismos, es la subsidencia que ocurre costa adentro como lo reportado así como la generación de flujo de detritos (Cisternas et al., 2018).

Como se pudo observar en los trabajos anteriormente indicados, los rasgos geomorfológicos son muy útiles para poder identificar eventos tsunamigénicos. Sin

embargo, faltan aún estudios que ayuden a seguir caracterizando los efectos geomorfológicos producidos por tsunamis en la costa de Chile, una de las regiones más tsunamigénicas del mundo.

1.8 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, incluyendo importantes períodos antropológicos (Pirazzoli, 1991; Lambeck & Purcell, 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 13**). El Último Máximo Glacial (LGM) comenzó aproximadamente hace 30 ka, con disminución de las temperaturas y acumulación de capas de hielo, factores que provocaron la disminución del nivel del mar, que en el máximo de la glaciación llegó a alrededor de 130 m bajo el nivel actual.

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, habiendo el último ocurrido entre 15.000-7.000 años. A partir de los 6000 años AP el mar se estabilizó alcanzado el nivel actual (Pirazzoli, 1991), permitiendo que las costas de Chile, fueran lugares favorables para el desarrollo humano, situación que se observa en Taltal evidenciado en los numerosos sitios arqueológicos (Salazar et al., 2015).

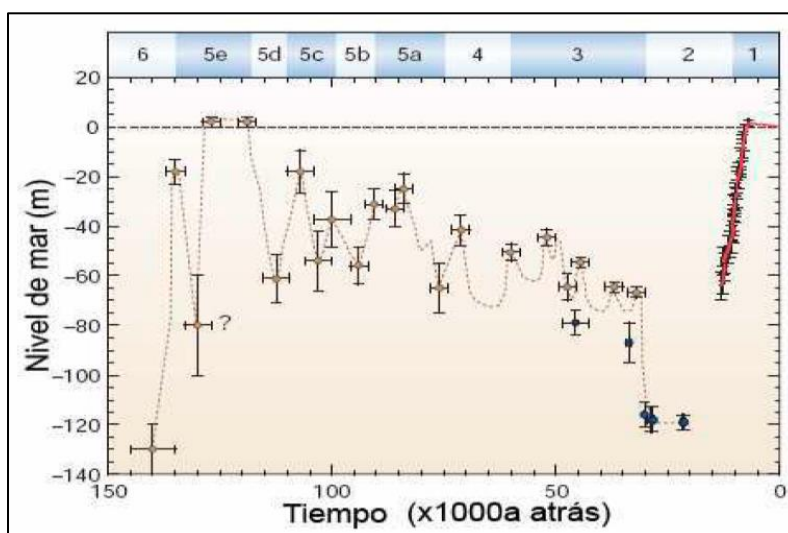


Figura 13. Curva de la variación del nivel del mar en los últimos 150.000 años. La curva roja indica los cambios durante los últimos 12.000 años. Tomado de Lambeck et al 2002.

Cabe destacar que en los márgenes activos donde ocurre alzamiento 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 discriminar entre los cambios del nivel del mar y la tectónica. Las estimaciones anteriormente mencionadas se pueden hacer mediante el estudio de arrecifes de corales, en distintas partes del mundo, 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 éste, se generan solamente delgadas caras de arrecifes.

2 Materiales y métodos

2.1 Metodología para depósitos de tsunamis en sedimentos finos.

2.1.1 Planificación para el reconocimiento de depósitos de paleotsunamis.

Los depósitos de tsunamis son muy complejos de identificar y estudiar debido a que la investigación de ellos es muy reciente, y por lo tanto, poco estudiada dentro de la geología. Sin embargo, ha podido generar nuevos conocimientos para su estudio a lo largo del planeta dentro de las tres últimas décadas, y con ello nuevas técnicas y metodologías que facilitan el reconocimiento de estos depósitos. Lo primero a considerar, es que los paleotsunamis pueden ser provocados, al igual que los tsunamis históricos, por procesos como terremotos, deslizamientos, erupciones volcánicas, etc. Es por esto que para su reconocimiento es necesario identificar el paleoevento posiblemente desencadenante del tsunami en cuestión, para así contextualizar los depósitos que se están estudiando y generar los argumentos necesarios para afirmar que el depósito está asociado a un tsunami (Goff et al., 2012). Por otro lado, identificar los lugares en donde ha habido eventos de tsunamis históricos y su recurrencia resulta importante debido a que estos sitios proporcionan un conjunto de datos específicos que pueden usarse para diferenciar paleotsunamis de otros procesos, y así sistematizar su búsqueda. Además en el estudio de posibles depósitos de paleotsunamis considerar la extensión espacial de la inundación provocada por este, también es relevante dado que esto proporciona datos geográficos del evento y permite identificar su posible fuente. Considerando lo anterior, la primera tarea realizada fue un estudio de los tsunamis históricos más importantes que afectaron la zona y de las consecuencias locales y regionales de ellos.

En el área de estudio los registros históricos han revelado que la mayoría de los tsunamis han sido consecuencia de grandes terremotos provocados por la subducción de placas, y es por esta razón, que se hace necesario estudiar los cambios que generan estos grandes sismos en el relieve, como por ejemplo: la generación de fallas (subsistencia y alzamiento), deslizamientos, transporte de sedimentos, etc., y cómo estas variaciones sirven como indicadores de paleoterremotos. Para el caso de las costas de Chile, estudios han demostrado que después de un gran terremoto se observa un alzamiento del relieve el cual expone el sustrato rocoso (ejemplo: Vargas et al., 2011) y genera niveles de terrazas marinas alzadas (**Figura 14**), resultando un indicador geomorfológico para buscar depósitos de tsunamis. Por esta razón es que para planificar la excavación y reconocimiento de depósitos de tsunamis, se identifican previamente estas terrazas marinas alzadas, a través de imágenes satelitales y en terreno, para registrar su altura actual con respecto al nivel del mar y así hacer una búsqueda transversal en el área.



Figura 14. Identificación de evidencias de paleotsunamis. A) Superficie alzada 1 m.s.n.m. B) Depósitos de arena sobre superficie de roca en la playa Tierra del Morro en Taltal.

Otro de los factores importantes para tener un buen registro de tsunamis, es la preservación del depósito. Para encontrar y estudiar el depósito, es necesario que este se preserve de la mejor manera. Zonas de estuarios y lagunas resultan lugares de búsqueda propicios (Cisternas et al., 2005; Nichol et al., 2007), pues la erosión de los sedimentos de tsunami es relativamente breve debido a que son rápidamente cubiertos por sedimentos asociados al ambiente en que se encuentran. Sin embargo, y debido a la aridez del norte de Chile, la presencia de estos ambientes en la zona es prácticamente nula, haciendo necesaria la búsqueda de lugares alternativos para hacer los estudios. Las playas y pequeñas bahías son buenos lugares para encontrar depósitos, debido a que presentan pendientes relativamente bajas permitiendo que estos se puedan depositar y extender en distintas direcciones. Sin embargo la costa de la zona de estudio es bastante rocosa y angosta por lo que es difícil encontrar ambientes de playas, salvo en el norte de ella.. Además no presentan erosión por efectos gravitacionales, que podría ayudar a la conservación de los depósitos. Otras áreas favorables para la conservación de los depósitos son aquellas quebradas pequeñas que nacen en la Cordillera de la Costa y desembocan en el mar, sobre todo en las zonas previas a la desembocadura. Esto debido a que presentan pendientes menores que permiten a los flujos entrar más fácilmente hacia el continente y su carga de sedimento se pueda depositar. Sin embargo en las cercanías del canal el factor erosivo es muchísimo mayor, por lo que los lugares de mayor conservación deberían ser los más alejados del canal. Otra característica geomorfológica de esta zona que permite que se preserven mejor los sedimentos, son los promontorios rocosos que se encuentran en las bahías. Estos ayudan a disminuir la erosión eólica y mecánica que puedan afectar a los depósitos actuando como barreras para estos fenómenos, además que la depositación se favorece a sotavento de un obstáculo.

De esta forma, y unificando los criterios históricos, geomorfológicos y de conservación de los depósitos, se eligieron los lugares con mayor potencial para encontrar depósitos de tsunamis, como: Playa Matancillas, Las lozas, Cachinales, Los Bronces y Hornos de Cal. En varios de estos no reconoció registro alguno, debido a que su distinción con respecto a otros era muy compleja, pero se encontraron ciertos lugares donde sí fue posible identificar depósitos del ingreso y resaca del tsunami.

2.1.2 Excavación de Calicatas y Trincheras.

Luego de tener claridad del contexto histórico, geomorfológico y los fundamentos básicos para identificar depósitos de tsunamis, se hicieron diversos ensayos de excavación a lo largo de toda la zona de estudio.

Lo primero fue identificar playas y pequeñas bahías no muy afectadas por factores humanos, además se tenía que buscar los sitios donde hubiera promontorios rocosos que pudiesen servir como factores mitigantes de la erosión. Lo otro importante es que debían estar lo más alejado posible de la línea de costa para no generar confusión con otros depósitos marinos y evitar el efecto de la erosión marina. Además debían estar lo más alto posible con respecto al nivel del mar, debido a que solo un flujo de alta energía es capaz de superar los acantilados que se encuentran en estas costas rocosas (>8m), pudiendo depositar sedimentos en zonas altas.

Tomando en consideración todo lo anterior, en algunos lugares se pudo identificar que ciertas unidades de sedimentos presentaban características geológicas y sedimentológicas que podrían corresponder a depósitos de tsunamis (**Figura 15**) en estos lugares. Se hicieron calicatas de entre 0,5 y 1 m de profundidad para ver la relación estratigráfica entre los depósitos. En la mayoría de estos perfiles expuestos por las calicatas, los depósitos de tsunami no eran claramente distinguibles, sin embargo en 3 lugares se encontró evidencias más claras de depósitos tsunamigénicos, lo que motivó a realizar trincheras para ver la relación lateral y longitudinal de las diferentes unidades.



Figura 15. Excavación de calicatas (izquierda) y trincheras (derecha).

Las trincheras fueron excavadas en diferentes campañas de terreno, la primera de ellas se hizo entre el 5 y 6 de noviembre del año 2016 en las cercanías del sitio arqueológico “Los Bronces”, mientras que las otras se hicieron en el sitio arqueológico Hornos de Cal entre los días 25 y 26 de Abril del año 2017. Como se indicó anteriormente, éstas se realizaron cercanas a sitios arqueológicos, debido a que en estas zonas fue más clara la identificación de posibles sedimentos trasladados y erosionados por tsunamis. Capas de depósitos que posiblemente fueron formados por tsunamis se observan en las trincheras y calicatas excavadas, cuyos nombres son los siguientes: Calicata Cachinales, Trinchera Los Bronces y Trinchera Hornos de Cal.

2.1.3 Reconocimiento geomorfológico de alta definición: Fotogrametría *Phantom 4 Pro*.

El estudio previo al reconocimiento de las geomorfologías costeras en terreno se hizo a través de imágenes satelitales mediante los programas Google Earth y ArcGis 10. Además se llevó a cabo una revisión bibliográfica de los diversos estudios que hay en la zona y que pudiesen dar información sobre el ambiente geomorfológico que se iba a observar. A través del trabajo de gabinete previo se busca planificar de mejor manera el terreno para enfocar el estudio, optimizar el tiempo y recursos, y así cumplir con los objetivos planteados.

El trabajo de terreno consistió principalmente en identificar las morfologías costeras. También ver sus relaciones de contacto, y en algunos casos, la temporalidad de los eventos en cada uno de los depósitos, y a su vez, corroborar si las morfologías previamente descritas eran consistentes con las características que definen a cada una de ellas. El reconocimiento geomorfológico de detalle se hizo en los lugares de interés donde se hicieron las calicatas y trincheras. Dada la dinámica costera y continental que existe en la zona, fue necesario hacer un análisis detallado de las geomorfologías presentes en los lugares donde se reconocen depósitos de tsunamis, debido a su difícil estudio, reconocimiento y conservación. Es por esto que a través del uso del UAV *Phantom 4 Pro* se hizo la fotogrametría de los distintos lugares de interés, cuyos fundamentos se describen a continuación. Posteriormente se realizaron modelos en 3D con el software Agisoft Photoscan (**Figura 16**).

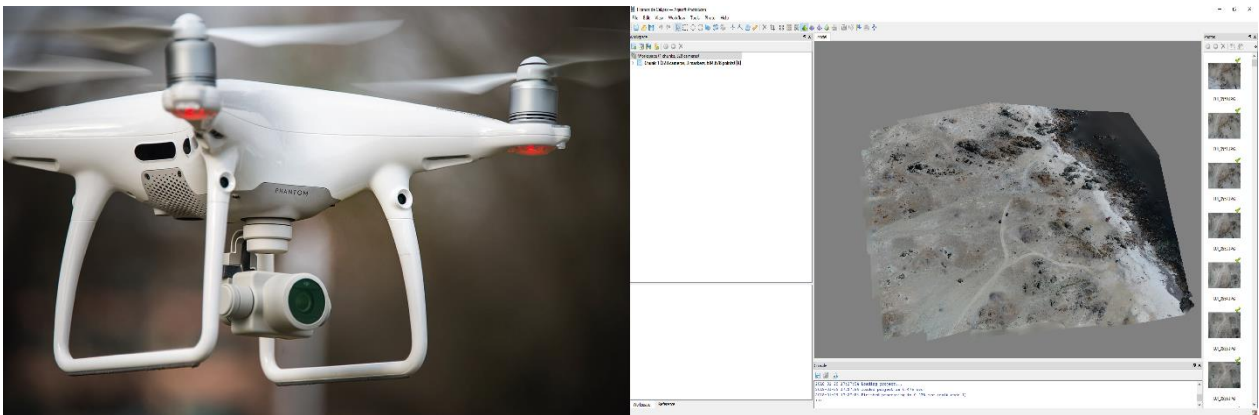


Figura 16. Phantom 4 pro y modelamiento 3D con Agisoft PhotoScan.

2.1.3.1 Fotogrametría con UAV

En los últimos 50 años el desarrollo de la fotogrametría ha proporcionado una nueva herramienta a los métodos de medición. La aerofotogrametría y la fotogrametría son herramientas muy importantes y casi indispensables para el usuario de imágenes espaciales (fotográficas) y para el equipo interdisciplinario que participe en la planificación y evaluación de un área de estudio. Las técnicas fotogramétricas permiten alcanzar con rapidez, amplitud, detalle y a un costo moderado la ubicación de cualquier

variable sobre una fotografía. La imagen fotográfica capta los elementos naturales y culturales del sector fotografiado. La enorme cantidad de variables espaciales a manipular, hace necesario que cualquier profesional usuario de fotografías aéreas conozca los principios básicos que rigen la formación de las fotografías aéreas verticales, así como también su interpretación (extracción de información temática), los distintos tipos de mediciones (alturas, pendientes, áreas, etc.) que pueden obtenerse de ellas y su empleo en la producción de mapas básicos y temáticos.

Según Boneval (1972), la fotogrametría se define como “la técnica cuyo objetivo es estudiar y definir con precisión la forma, dimensión y posición en el espacio de un objetivo cualquiera, utilizando esencialmente medidas hechas sobre una o varias fotografías de ese objeto”. Actualmente la Sociedad Internacional de Fotogrametría y Sensores Remotos (ISPRS), define este concepto como “la ciencia de realizar mediciones e interpretaciones confiables por medio de las fotografías para, de esta manera, obtener características métricas y geométricas (dimensión, forma y posición) del objeto fotografiado”. Se puede decir que la fotogrametría es la ciencia que nos permite, a partir de fotografías, obtener las medidas del objeto fotografiado.

Dado su carácter científico, esta herramienta va ligada a los avances tecnológicos y por esta misma razón es que el uso de ésta ha variado durante la historia. En un principio comenzó con la creación de la cámara fotográfica en 1839, para luego seguir con la fotogrametría aérea en los años ‘20. Sin embargo el gran salto de esta técnica se dio de la mano con el desarrollo de los computadores en los años ‘60, dando inicio a la fotogrametría analítica. En los años ‘90 aparecen los restituidores digitales con el desarrollo de la informática y las posibilidades de rapidez en los procesos para la orientación en tiempo real de las imágenes satelitales. Es así como se desarrolla la fotogrametría digital que se ve fundamentalmente asociada al avance tecnológico de la computación e informática. Posterior a esto se usan las cámaras digitales aerotransportadas, multiespectrales y combinación de sensores de teledetección con técnicas de fotogrametría digital. Actualmente la fotogrametría es muy útil para poder observar los objetos en 3D, debido a que mediante el avance tecnológico de cámaras, GPS y software se puede hacer una reconstrucción real de lo que se quiera observar, que para el caso de esta investigación, es de mucha ayuda en los levantamientos 3D de terrenos. Otro avance importante para esta metodología es el uso de UAV (Unmanned Aerial Vehicle) en la fotogrametría, los cuales permiten que los resultados sean rápidos, precisos y de bajo costo.

La fotogrametría 3D ha sido un gran avance dado que permite la representación en tres dimensiones de edificios, monumentos, canteras, acantilados etc con texturas en alta definición a partir de múltiples imágenes aéreas tomadas con drone. La Reconstrucción 3D facilita la digitalización de objetos para obtener mediciones precisas, que permitan reproducirlo posteriormente y/o controlar sus cambios a lo largo del tiempo.

Otro concepto importante dentro del concepto de la fotogrametría es la Fotointerpretación. Esta permite examinar imágenes fotográficas con el objetivo de identificar objetos y determinar su significado, implicando una serie de etapas consecutivas. Durante este proceso, las variables deben ser primeramente detectadas, luego identificadas y, finalmente, analizadas para determinar su significado. La fotointerpretación será el resultado de utilizar los conocimientos científicos de cada

disciplina aplicándolo a los datos fotogramétricos, que en el caso de este estudio corresponde a la identificación detallada de la geomorfología presente en los lugares de interés y su relación con la dinámica ambiental presente.

2.1.4 Adquisición de datos en terreno

Una vez realizadas las excavaciones en todos los lugares seleccionados, es necesario tomar la mayor cantidad de datos posibles de ellas. El estudio de paleotsunamis requiere de datos de distintas ciencias para poder generar argumentos sólidos a la hora de identificar un depósito de este origen. Fue necesario tomar datos geológicos, geomorfológicos, estratigráficos, geográficos y arqueológicos. En este contexto se identificó el tipo de roca en que se encontraban los sedimentos y el depósito superficial en el cual se hicieron las trincheras. Además, dentro de las trincheras y calicatas, se analizaron las distintas capas identificando sus relaciones de contacto, granulometría, estructuras sedimentarias, etc.

Para poder registrar lo que se interpretó de los perfiles geológicos de las trincheras se dibujaron perfiles estratigráficos de detalle a escala, con el fin de poder mantener lo más cercano a la realidad los datos que se obtuvieron, para así poder comparar y contribuir con el resto de los datos. También se hizo una cuadrícula de las dimensiones de la trinchera, con materiales guías, con el objetivo de fotografiar en detalle las trincheras y luego en el trabajo post terreno, armar un “fotomosaico” que permita minimizar la deformación asociada al lente y comprar con lo visto en terreno.

También se recolectaron muestras (**Figura 17**) de las distintas excavaciones con el objetivo de hacer análisis en el laboratorio, los que se detallarán en el siguiente apartado. En el caso de las calicatas se recolectaron muestras de las capas interpretadas como producto de los posibles tsunamis. En las trincheras se tomaron muestras de cada capa del perfil. En el caso de Los Bronces se sacaron muestras cada 1 cm, mientras que en Hornos de Cal se recolectaron solamente de las capas que se interpretaron en terreno. Esto para identificar las diferencias relativas que existían entre las capas, ya que los depósitos de tsunamis son dependientes de la fuente y no presentan un tipo de sedimentos único que permita reconocerlos. Finalmente, en los lugares donde se pudo encontrar conchas y carbón, se sacaron muestras para poder hacer dataciones y con esto tener una temporalidad de los eventos.

Con respecto a los datos geomorfológicos, se identificaron los principales rasgos geomorfológicos en el cual se encontraban las excavaciones y cuál era la interacción de éstas con el lugar en cuestión. El objetivo principal fue poder determinar el grado de preservación de los depósitos, debido a la alta actividad erosiva y depositacional de los lugares, dado que la mayoría de estos estaban cercanos a la línea de costa.

Dentro de los estudios de registro de eventos tsunamigénicos es importante identificar la inundación que este fenómeno pudo haber logrado, por tal razón tener datos geográficos del lugar donde se estudian los depósitos es fundamental. Para ello se registraron la altura y distancia con respecto al nivel del mar en que se encontraban las trincheras estudiadas a través de un GPS barométrico.

Finalmente, con la ayuda de los arqueólogos investigadores, se tomaron datos arqueológicos (fauna, artefactos, dataciones, etc.) de los distintos sitios en que se encuentran las trincheras. Esto se hizo con el objetivo de contextualizar temporalmente algunas de las capas que se observan en los perfiles, debido a que en toda la zona existe una gran cantidad de estudios arqueológicos que permiten tener una mayor claridad del factor antrópico que ha modificado el ambiente. Estos datos también ayudan a diferenciar las capas en que hay menor claridad de su origen.



Figura 17. Toma de muestras en el centro de la trinchera Los Bronces cada 1 cm.

2.1.5 Análisis de muestras.

Aquellas muestras que fueron recolectadas en terreno fueron sometidas a distintos análisis, con el objetivo de caracterizar distintos parámetros. La cantidad de muestras recolectada fue aproximadamente de 500 g., y los análisis que se hicieron fueron: sedimentológico, textural y composicional, químico, arqueológico, biológico y geocronológico.

2.1.5.1 Análisis sedimentológico: granulometría y parámetros sedimentológicos.

Este análisis se realizó en el Laboratorio de Sedimentología y de machacado del Departamento de Geología de la Universidad de Chile durante el mes de enero del 2017. Se hizo dos tipos de análisis granulométrico, uno manual (gruesos) y otro mediante granulometría láser (finos), ambos para identificar los parámetros sedimentológicos de las muestras y así asociar distintos ambientes a las capas identificadas en terreno. Otro objetivo también fue algunas características sedimentológicas que a simple vista no se pudo identificar en terreno dado lo fino del material, por ejemplo estructuras sedimentarias, como las gradaciones normales e inversas.

Para el tamizaje manual en seco se eligieron 8 tamices de los siguientes tamaños de malla: 4000, 2000, 1000, 500, 250, 125 y 75 μm , dado que permiten ver un gran rango de

tamaños y así identificar las diversas variaciones a lo largo del perfil. Previo a comenzar el tamizaje se pesó cada una de las muestras para conocer el porcentaje de pérdida de sedimento durante el análisis. Luego las muestras se pusieron sobre un agitador mecánico (ro-tap) durante 10 minutos. Esto permitió que se hiciera un tamizaje constante y uniforme permitiendo que cada tamaño de sedimento quedase en la malla correspondiente. Se eligió este tiempo porque la mayoría de las muestras estaban sin consolidar y un tiempo mayor hubiese generado que algunas partículas se rompieran provocando errores de interpretación. Terminado el proceso del ro-tap, se pesa los sedimentos que quedan en las mallas y se guardan en bolsas distintas rotulando el nombre de las muestras y el tamaño del tamiz. Ya con los pesos de cada tamiz se ingresan los valores al software Gradistat V8 (Blott & Pye, 2001), una macro de Excel ideal para el rápido análisis de datos de tamizaje. Este en tan solo minutos entrega las curvas de acumulación, moda, media, mediana, selección, curtosis, asimetría, entre otros parámetros de las muestras analizadas.

En complemento se usó la granulometría laser a través del equipo *Malvern Mastersizer 2000* (**Figura 18**) que 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 (agua) a través de una celda de vidrio normal a un haz de láser. La luz difractada por las partículas impactadas por el haz del láser, es recibida por una fila de detectores situados detrás de la celda. Mediante un procedimiento de inversión, a partir del patrón de difracción medido, se obtiene la distribución del tamaño de las partículas. En cuanto a la cantidad de muestras, solo se analizó una pequeña cantidad de ellas y no fue necesario secarlas, dado que estas eran disueltas por el medio líquido. El manejo del software y equipo *Malvern Mastersizer 2000*, consistió en hacer una medición manual mediante la ventana “Measure->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 donde no ocurre difracción. Esto se hace debido a que en ese punto el láser incide de manera recta. Este proceso demora aproximadamente 90 s y en caso que la alineación automática falle, el programa da la posibilidad de hacer la alineación manual. Una vez terminado este proceso se hace la medición del “Background”, cuyo detalle más importante es que la obturación del láser debe ser cercana al 0%, lo que indica que no existen partículas interrumpiendo el proceso. Luego se procede a preparar el instrumento para analizar las muestras, primero es limpiándolo mediante la función “Clean” de la ventana “Accessories”. Cuando se termina la limpieza del instrumento se manejan los controles de este (Agitador, bombeo y Ultrasonido), que sirven para hacer una distribución homogénea de la muestra. En el caso de las muestras analizadas para esta tesis, se usaron las siguientes especificaciones para cada uno de ellas:

- *Striker*: 500-700 rpm
- *Pump*: 1250-1400 rpm
- *Ultrasound*: <50%

Es importante destacar que el ultrasonido debe ser menor al 50% para que no disminuya el tamaño de las partículas por fragmentación inducida por el instrumento 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 está configurado para realizar 3 mediciones, además de entregar un promedio de éstas.

Finalmente los datos y la curva de distribución del tamaño de las partículas son exportados como archivos de extensión pdf o txt. El valor de estas se introduce en GRADISTAT V8 (Blot & Pye, 2001) a fin de obtener los parámetros granulométricos.



Figura 18. Granulometro laser Malvern Mastersizer 2000.

2.1.5.2 Análisis textural y composicional: Observación en lupa binocular.

Este análisis se hizo con el objetivo de identificar los componentes mineralógicos que componen las muestras y la textura de los sedimentos, para caracterizar la madurez textural y composicional del ambiente en que se depositaron las partículas. Se hizo utilizando una lupa binocular Olympus.

Lo primero fue seleccionar 3 tamices por muestra, para así tener un mayor espectro de identificación y analizar de manera homogénea cada una de ellas. Se eligió los tamices más gruesos y más finos, además de uno intermedio que fue el de mayor pesaje. Para cada tamiz seleccionado se identificó los porcentajes de cuarzo, carbonatos, líticos, feldespatos y bioclastos presentes, debido a que al ser depósitos extraídos de un ambiente costero son los que más abundaban. Se observaron otros monominerales y componentes, sin embargo su presencia era relativamente baja (<1%), por lo que no se han sido considerados dentro del análisis. El porcentaje de presencia por cada componente analizado se anotó en una tabla para identificar la madurez composicional de la muestra e identificar las posibles fuentes de sedimentos. Usando la tabla comparativa para la caracterización del grado de redondamiento y esfericidad (Corbí & Martínez, 2015) se observó la forma de los sedimentos para tener información sobre el transporte, distancia de la fuente de los depósitos y el grado energético del ambiente. Adicionalmente se graficaron los resultados y se realizó una comparación relativa de las diferentes capas que se encuentran en el perfil de cada uno de los sitios estudiados.

Con ambos resultados se realiza una interpretación individual de cada muestra, en la que se interpreta la relación que existe entre las características sedimentológicas de los depósitos, los procesos de formación y ambiente de sedimentación.

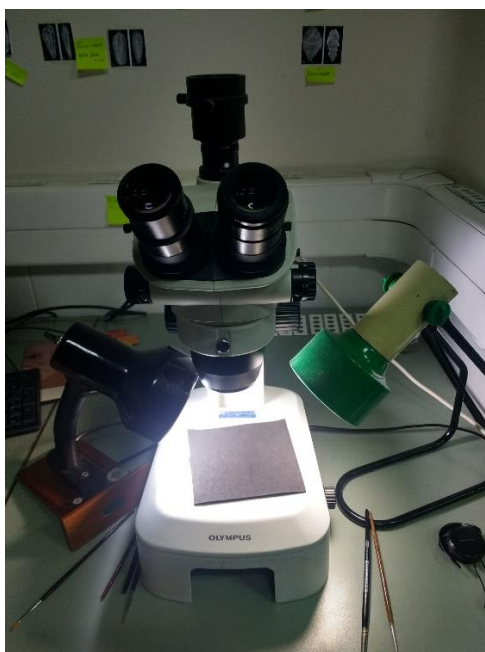


Figura 19. Lupa Binocular del laboratorio de sedimentología del Departamento de Geología en la Universidad de Chile.

2.1.5.3 Análisis Químico: Espectrometría de Fluorescencia de Rayos X (XRF)

Otro de los análisis que se utilizó en el estudio de paleotsunamis es la identificación de los elementos químicos presentes en los sedimentos por medio de análisis de fluorescencia de rayos X. Esto se lleva a cabo para obtener comparaciones relativas de las concentraciones de los elementos y a través de esto, ver si existen anomalías en las muestras, específicamente en la presencia de algunos elementos que son indicadores de agua salada. Dentro de estos elementos se encuentran el Br, S, Cl, Sr, Ba y Na los cuales sirven para identificar paleosalinidad. El Fe, Ca y Mg se asocian a la incorporación de restos de esqueletos carbonatados de conchas y microfósiles marinos. También las concentraciones de Ti, Fe y Zr sirven como indicadores de minerales pesados que usualmente son transportados por eventos de alta energía.

La fluorescencia de rayos X (FRX) es una técnica espectroscópica que utiliza la emisión secundaria o fluorescente de radiación X generada al excitar una muestra con una fuente de radiación X. La radiación X incidente o primaria expulsa electrones de capas interiores del átomo. Los electrones de capas más externas ocupan los lugares vacantes, y el exceso energético resultante de esta transición se disipa en forma de fotones, radiación X fluorescente o secundaria, con una longitud de onda característica que depende del gradiente energético entre los orbitales electrónicos implicados, y una intensidad directamente relacionada con la concentración del elemento en la muestra. La FRX tiene como finalidad principal el análisis químico elemental, tanto cualitativo como cuantitativo, de los elementos comprendidos entre el flúor (F) y el uranio (U) de muestras sólidas (filtros, metales, rocas, muestras en polvo, tejidos, etc.) y líquidas porque permite hacerlos sin preparación de la muestra. El único requisito es que ésta tenga un tamaño

inferior al del porta muestras. Los análisis de rutina permiten identificar elementos químicos con concentraciones superiores a unos 20-50 ppm (dependiendo del elemento y de la muestra). Sin embargo, el límite de detección puede disminuir cambiando las condiciones de análisis. El equipo (**Figura 20**) permite el análisis de muestras en polvo, sólidas o líquidas, pudiendo ser el diámetro de la irradiación de 1, 3, 5 o 10 mm. Por otro lado, el gran tamaño de la cámara de análisis (300 mm de diámetro, con una altura de 150 mm), con sistema de apertura y cierre totalmente automático, permite analizar muestras de tamaños muy variados. El equipo dispone de una cámara CCD, lo que facilita la localización del área a analizar.

De esta manera se analizaron las muestras de las trincheras Los bronce y Hornos de Cal para identificar aumento o disminución en la concentración de algunos de los elementos antes mencionados.



Figura 20. Equipo Shimadzu EDX-720 para la espectrometría de fluorescencia de Rayos X.

2.1.5.4 Análisis Arqueológico: Reconocimiento de Fauna.

Como ha sido indicado en la introducción de esta tesis, algunos de los lugares de estudio se encuentran en las cercanías o dentro de sitios arqueológicos, motivo por el cual, es necesario identificar aquellos elementos que corresponden a evidencias de actividad humana y no confundirlos con los elementos dejados por procesos naturales, para así no cometer errores al momento de interpretar los diferentes depósitos. En la zona de estudio existen varias evidencias arqueológicas y la mayor parte de ellas corresponden a “conchales” formados por valvas de mariscos, caparazones de crustáceos, huesos de pescados, cetáceos, restos de talla lítica, fogones, etc. Todos han sido dejados y consumidos in situ por alguna comunidad humana prehistórica, por lo que corresponderían actualmente al basural de las personas que vivían en ese lugar. Por el hecho de estar en la costa, estos son muy abundantes y puede confundirse con procesos

naturales que hayan afectado la zona. Así, se vuelve necesario diferenciar aquellas conchas que provienen de depósitos naturales y de los desechos humanos.

Durante el mes de Noviembre del 2017 la estudiante de arqueología Catalina Vázquez, analizó las muestras de las trincheras para identificar las especies de bioclastos que se encontraban en ellas, así como lo muestra la **Figura 21**. Para ello utilizó el catálogo descriptivo de los moluscos litorales (Gastropoda y Pelecypoda) de la zona de Antofagasta, 23 °S(Chile) (Guzmán et al., 1998), en donde se diferencian 68 especies de la clase gastropoda y 34 de la clase pelecypoda, además de sus conocimientos arqueológicos adquiridos a lo largo de su carrera. De esta manera analizó las muestras que corresponden a las posibles capas de tsunamis para los tamices más gruesos, diferenciando entre las especies que corresponden a desechos arqueológicos de los naturales. Como criterio se utilizó la identificación taxonómica de aquellas especies que eran consumidas dentro de la dieta de los seres humanos, así a las que no, se asociaría su arrastre a procesos naturales provenientes del mar. Otro criterio utilizado fue el tamaño de los ejemplares, debido a que daba la posibilidad que existieran conchas de moluscos que si eran consumidos por las personas, pero el tamaño no era el óptimo para haber sido recolectados por las comunidades para su consumo, de tal manera se podría interpretar que estos fueron llevados a esos lugares por otros procesos.

C = Comestible
NC = No comestible

HC-01

N° MUESTRA	MALACOLÓGICO	ICTIOLÓGICO	OSEOFAUNA	AVIFAUNA	VEGETAL	OBSERVACIONES
HC-01 #5	<i>Frag. balthicus p. balthicus</i> (C) <i>Succinea anaxarax</i> (NC) <i>Frag. fissurilla</i> (C) <i>Trochus (Chlorostoma) tridonta</i> (NC)					Presencia de erosión.
#5	<i>Trochus eurycephalus</i> (NC) <i>Frag. conchas</i> <i>Frag. conchalepore</i> <i>Frag. conchalepore</i> <i>Frag. conchalepore</i> (C)					
HC-01 #10	<i>Succinea aliana</i> (NC) <i>Frag. conchas</i>					

Figura 21. Análisis malacológico de muestras.

También para los tamices de 1000, 500 y 250 μ m se hizo un conteo de pequeños gastrópodos y analizó el porcentaje de huesos de pescados, para diferenciar las capas de origen natural y arqueológico.

De esta manera se caracterizó la fauna presente en las diferentes capas de las trincheras. Sin embargo, este no fue todo el análisis arqueológico realizado debido a que también fue necesario analizar la potencia de los depósitos arqueológicos bajo y sobre aquellas capas de arenas que podrían corresponder a depósitos tsunamigénicos. De tal

manera se tiene información sobre el comportamiento de las poblaciones humanas y comunidades ante posibles eventos catastróficos. Otro de los factores importantes que se analizó en los sitios arqueológicos, fue la identificación de posibles estructuras arqueológicas derrumbadas por la inundación de tsunamis.

2.1.5.5 *Análisis Geocronológico: Radiocarbono AMS*

Para tener información cuantitativa del tiempo en que ocurrieron los tsunamis, fue necesario realizar dataciones. Se recolectaron muestras de conchas y fogones en aquellas capas de los perfiles en que estaban presentes. Para los depósitos de tsunamis fue más rigurosa la toma de muestras, debido a que se seleccionaron las muestras más representativas e íntegras, además de seleccionar aquellas que se encontraban bajo, dentro y sobre la capa. Debido a que las trincheras se ubicaban en las cercanías de sitios arqueológicos, la densidad de muestras para dataciones era relativamente buena, sin embargo en algunos casos la calidad de la muestra no era la óptima, por lo que se decidió tomar varias y luego elegir aquellas que cumplieran mejor con la calidad necesaria para el análisis.

Debido a que las muestras que se recolectaron correspondían a restos de materia orgánica, el análisis elegido para datar fue el de radiocarbono AMS. Las muestras que se seleccionaron fueron cuidadosamente limpiadas, empaquetadas (en papel aluminio y bolsas plásticas) y rotuladas, para luego ser enviadas en Octubre del 2017 al *Center for Applied Isotopes Studies* de la Universidad de Georgia.

La espectrometría de masas con aceleradores (AMS) detecta el Carbono 14 en muestras. El método consiste en acelerar los iones a energías cinéticas extraordinariamente altas para realizar un análisis de masa. Las muestras se convierten en grafito antes de la datación radiocarbónica por AMS. Es una técnica más cara que la datación radiométrica, pues tiene una mayor precisión y es adecuada para muestras pequeñas. Normalmente se utiliza en ciencias como la arqueología y geología, aunque también es utilizada en otros campos como la investigación biomédica o en oceanografía. Existen dos técnicas de medición de radiocarbono en muestras: a través de datación radiométrica y por espectrometría de masas con aceleradores (AMS). Ambas se utilizan principalmente en la determinación de contenido de Carbono-14 de objetos arqueológicos y muestras geológicas. Estos dos métodos de datación por radiocarbono usan estándares modernos, tales como ácido oxálico y otros materiales de referencia y, aunque los dos métodos de datación por radiocarbono producen resultados de alta calidad, tienen principios fundamentalmente diferentes.

Los métodos de datación radiométrica detectan partículas beta a partir de la desintegración de átomos de Carbono-14, mientras los espectrómetros de masas las detectan con aceleradores cuentan el número de átomos de Carbono-14 presentes en la muestra. Ambos métodos tienen ventajas y desventajas. Los espectrómetros de masas detectan átomos de elementos específicos de acuerdo a sus pesos atómicos, sin embargo, no tienen la sensibilidad para distinguir isobaros atómicos (átomos de elementos diferentes que tienen el mismo peso atómico, tal como en el caso del Carbono-14 y el Nitrógeno-14, el isótopo más común de nitrógeno). Gracias a la física nuclear, los espectrómetros de masas se pudieron ajustar para separar un isótopo raro de una masa vecina abundante, naciendo así el espectrómetro de masas con aceleradores y un método

para detectar el Carbono-14 en una muestra ignorando los abundantes isótopos que inundan la señal de Carbono-14. La datación por radiocarbono a través de espectrómetro de masas con aceleradores consta de dos partes fundamentales: la primera parte consiste en acelerar los iones a energías cinéticas extraordinariamente altas y el siguiente paso consiste en realizar un análisis de masa. Hay dos sistemas aceleradores comúnmente utilizados para datación por radiocarbono con un espectrómetro de masas con aceleradores: el ciclotrón, y el acelerador electrostático en tándem.

Debido a que las muestras presentaban impurezas asociadas al ambiente en el cual fueron encontradas, fue necesario hacer un pretratamiento de ellas. Las muestras de conchas fueron tratadas con HCl para remover cualquier contaminación presente en la superficie, y luego fueron lavadas/secadas al vacío con ácido fosfórico concentrado para recuperar el CO₂. Por otro lado las muestras de fogones fueron tratadas siguiendo el protocolo de ácido/alcalino/ácido (AAA) que se divide en 3 pasos: (1) tratamiento ácido (1 N HCl a 80°C por 1 hora) para remover carbonatos secundarios y componentes ácidos solubles; (2) tratamiento alcalino (NaOH) y (3) segundo tratamiento ácido (HCl) para remover el dióxido de carbono atmosférico. Las muestras fueron enjuagadas con agua destilada en cada uno de los pasos y la muestra pretratada fue secada a 105 °C.

Después del pretratamiento, las muestras a datar se preparan para el espectrómetro de masas con aceleradores, convirtiéndolas en una forma de grafito sólido. Esto se realiza mediante la conversión a dióxido de carbono con la subsiguiente grafitización en presencia de un catalizador metálico. Sin embargo, al quemar las muestras para convertirlas en grafito, se introducen otros elementos en la misma, como Nitrógeno-14. Cuando las muestras han sido finalmente transformadas en unos pocos miligramos de grafito, se introducen en un disco de metal. Asimismo se introducen otros materiales de referencia que son también presionados en estos discos de metal y se montan luego en una rueda de referencia para que puedan analizarse de manera secuencial. Posteriormente se bombardean de cesio contra la rueda de referencia, produciendo átomos de carbono ionizados negativamente que pasan a través de dispositivos de enfoque y un imán de inyección antes de alcanzar el acelerador en tándem, donde son acelerados hacia la terminal positiva por una diferencia de voltaje de dos millones de voltios. En esta etapa, otros átomos cargados negativamente son inestables y no pueden llegar al detector. Los átomos de carbono con carga negativa, sin embargo, pasan al stripper (un gas o una lámina de metal) donde pierden los electrones y emergen como átomos triples, cargados positivamente. Aquí, las moléculas que puedan estar presentes son eliminadas, ya que no pueden existir en este estado de carga triple. Los átomos de carbono con triple carga positiva se alejan aún más de la terminal positiva y pasan a través de otro conjunto de dispositivos de enfoque en el que se produce el análisis de masa. En el análisis de masa, se aplica un campo magnético a estas partículas cargadas en movimiento, lo que provoca que las partículas se desvíen de la ruta que estaban recorriendo. Si las partículas cargadas tienen la misma velocidad pero diferentes masas, como en el caso de los isótopos de carbono, las partículas más pesadas se desvían con menor intensidad. Luego de esto, los detectores con diferentes ángulos de desviación cuentan las partículas. Al final del proceso de AMS se obtiene el número de átomos de Carbono 14 en la muestra, así como la cantidad de Carbono 12 y Carbono 13. A partir de estos datos, la relación de la concentración de los isótopos permite evaluar el nivel de fraccionamiento.

Finalmente en Noviembre del 2017, fueron entregados los resultados de las dataciones, cuyas edades se ubicaron en las posiciones correspondientes de los perfiles estratigráficos interpretados.

2.2 Metodología para depósitos de tsunamis en sedimentos gruesos.

A diferencia de la metodología mencionada anteriormente, el reconocimiento de depósitos de tsunamis en sedimentos gruesos, se basa en la observación de grandes bloques de roca sobre la superficie terrestre en zonas costeras (**Figura 22**), por lo que no se estudian a través de calicatas y trincheras.

Existen varios reportes e investigaciones a nivel mundial en donde se mencionan el traslado de grandes bloques, la mayoría alcanzando las toneladas de peso, hacia el continente provenientes del mar (Goto et al., 2007, 2010, 2012; Etienne et al., 2011; Weiss, 2012; Nandasena et al., 2013; Picitelli et al., 2016). Sin embargo todos ellos mencionan y asocian el traslado de estos grandes bloques a través de tsunamis históricos, debido a que han existido testigos, relatos o escrituras de estos eventos. Por tal razón el primer paso para reconocer estos depósitos fue hacer un análisis a partir de artículos científicos o en notas de la prensa sobre tsunamis históricos y cuáles fueron los efectos en la zona. También se hizo un análisis geográfico, geológico y geomorfológico de toda el área, con el objetivo de identificar los posibles lugares de depositación. Para esto se observaron imágenes satelitales a través de los softwares Arcgis 10 y Googleearth. En este estudio de imágenes, se reconocieron las playas del área, debido a que eran las zonas con menor pendiente donde podría existir una mayor inundación provocada por tsunamis y con ello el traslado de grandes bloques. Este no fue el único criterio a utilizar, dado que también se tuvo que considerar las fuentes de estos bloques y para ello se identificaron los afloramientos rocosos más grandes que se encontraban en la costa y cerca de las playas. Otro de los criterios que se tuvo que tomar en cuenta, fue el reconocimiento de superficies de alzamiento, debido a que se ha comprobado que un terremoto genera un alzamiento costero cosísmico y por consiguiente se esperaría que los depósitos del tsunami asociado a este sismo se encuentren sobre esta superficie elevada, en el caso de que la inundación alcance la zona.

Luego de este análisis se recorrió toda la línea de costa en búsqueda de grandes bloques, donde se encontraron dos playas que cumplían con estas condiciones; Playa Matancillas y Playa Las Lozas. En ellas se identificaron grandes bloques a varios metros de altura de la línea de costa actual. Para tener un mayor detalle de la geomorfología de estas playas y la ubicación de los bloques, nuevamente se realizó un levantamiento topográfico a través de la fotogrametría de alta resolución con drone (véase en 2.1.3).

Finalmente una vez identificados los bloques, el próximo paso fue hacer una caracterización detallada de cada uno de ellos. Para esto se midió la posición, la distancia, y orientación con respecto a la línea de costa, sus dimensiones, litología y estructuras sedimentarias que existieran a sus alrededores. En este punto se hizo un estudio más detallado, debido a que en el caso que existieran evidencias de imbricación, se midieron los planos con una brújula de Burton.



Figura 22. Reconocimiento de depósitos de bloques por tsunamis en la playa Las Lozas.

3 Registro de tsunamis históricos en Taltal

A lo largo de la historia de nuestro país se han registrado una gran cantidad de tsunamis, que han afectado nuestras costas, asociados a la ocurrencia de grandes terremotos provocados por el régimen de subducción activa de la placa Nazca bajo la Sudamericana. Para poder estimar los efectos que causaron los tsunamis en el área de estudio, se realizó una recopilación de principales relatos que se encuentran en libros y diarios (locales y nacionales) de la época. Con esta información se busca corroborar los datos que se tiene de las cartas de inundación del lugar y así poder contribuir en la prevención o mitigación ante los efectos que podrían generar próximos tsunamis en la zona.

Con los primeros resultados de la investigación se decidió abordar tres eventos principales, debido a la cercanía de los epicentros respecto al área de estudio, a la cantidad de información local de los efectos provocados por los terremotos y tsunamis, además de que dos de estos corresponden a grandes tsunamis registrados en la historia del norte de Chile. Estos corresponden a los tsunamis de Arica 1877, Vallenar 1922 y Taltal 1966. No solo se hizo un catastro de la información que existe sobre el impacto de estos maremotos en Taltal, sino que también se investigaron los efectos que estos tuvieron en las ciudades de Antofagasta, Caldera, Huasco, La Serena y Coquimbo, con el propósito de poder dimensionar a escala regional la magnitud del evento.

En las **Tablas 1, 2 y 3** se presentan los datos obtenidos para cada uno de estos tsunamis, las que incluyen la fuente de las crónicas, los relatos originales obtenidos de los diarios y breve resumen de la estimación de los daños e inundaciones provocadas por ellos.

Tabla 1. Observaciones históricas del tsunami del 9 de mayo 1877 en las regiones de Antofagasta, Atacama y Coquimbo.

10 de mayo de 1877. Fuerte temblor en Chañaral provocó gran oleada que subió de cincuenta hasta cien metros desde la costa.

El Diario Oficial, Santiago, 11 de mayo de 1877.

“(Recibido a las 7 h. 45 m. P.M. de la oficina de Copiapó)

Dirijido al señor Ministro del Interior.

Acabo de recibir de Caldera este telegrama: Por propio salido de Chañaral a las cinco de la mañana de ayer, comunica el subdelegado lo siguiente: A las ocho cuarenta minutos de la noche fuerte temblor, que puso en completa alarma a la población. Dos horas después una gran oleada que subió desde cincuenta hasta cien metros desde la línea de la más alta marea.”

10 de mayo de 1877. Maremoto en Iquique.

Tsunami en Chañaral subió de cincuenta hasta cien metros desde la alta marea arrasando con todo en dos olas.

El Diario Oficial, 11 de mayo de 1877.

“IMPORTANTES NOTICIAS. Iquique casi arruinado por el mar i por un incendio. A la bolsa comercial, mayo 10 a las 1-5 A.M. Durante toda la noche hubo un temblor tremendo, una ola grande i un incendio. Gran parte de la ciudad destruida.”

“TELEGRAFO DEL ESTADO

Por estar anoche imprimiéndose el Diario, no dimos en el numero de hoy el siguiente telegrama, recibido a última hora:

Santiago, mayo 11 de 1877.

(Recibido a las 7h. 45m. P.M. de la oficina de Copiapó)

Acabo de recibir de Caldera este telegrama:

Por propio salido de Chañaral a las cinco de la mañana de ayer, comunica el subdelegado lo siguiente: A las ocho cuarenta minutos de la noche fuerte temblor, que puso en completa alarma a la población. Dos horas después una gran oleada que subió desde cincuenta hasta cien metros desde la línea de la más alta marea. Media hora mas tarde un voraz incendio que mediante grandes esfuerzo había logrado circunscribirse a cincuenta metros de edificio frente a la casa de Jose C. Ariz hacia el mar. Como ya se había logrado sofocar el fuego, una segunda oleada arrazó con toda la manzana de sur a norte en toda su estension.”

10 de mayo de 1877. Tsunami en Pisagua salió 17 pies.

El Diario Oficial, Santiago, 15 de mayo de 1877.

“Pisagua, mayo 10.-El mar salió 17 pies, destruyendo la estación del ferrocarril i todas las propiedades del mismo nivel. Perdida estimada del salitre en playa, 25%”

10 de mayo de 1877. Detalles del terremoto y tsunami en La Serena y Coquimbo: Terremoto en La Serena duro 1:58 segundos. Telégrafos del terremoto en distintas ciudades, Copiapo una de las más afectadas. Tsunami en Coquimbo llevo hasta la plaza del muelle con marejadas de hasta 2 metros

La Reforma, Serena, viernes 11 de mayo de 1877.

“Temblor.-Este terrible huésped, que nos visitó el miércoles a las 8 h. 31 minutos P.M., tuvo de duración en nuestra ciudad un minuto 58 segundos. El movimiento oscilatorio fue de N. a S., combinado a intervalos con fuertes impulsiones de oriente a poniente. El termómetro centígrado marcaba, en el momento del temblor, 15.^o 4 i el barómetro alcanzaba a una altura de 762.9 milímetros. La atmosfera estaba completamente encapotada.”

“Noticias telegráficas del temblor.

Santiago.- En ésta se sintió mui despacio.No causó susto.

Illapel.-Se sintió mui despacio i de corta duración.

Ovalle.- Aquí se sintió mui fuerte i prolongado. Su movimiento fue de sur a norte. En el día hubo cuatro de mui corta duracion.

Vallenar.- Aquí se sintió mui poco.

Carrizal Alto.- No habido novedad con el temblor. Mui recio; duracion tres minutos; no hai desgracia

En Copiapó casas derrumbadas, i en el comercio muchas perdidas.

Carrizal Bajo.-El mar se recojió; buques averiados i el pueblo alarmado en los cerros.

Copiapó.- En ésta fué monstruoso. Duración cuatro a cinco minutas; algunas casas derrumbadas; el comercio pierde según cálculos de 20 a 25.000 pesos. Desgracias ninguna. En Caldera mas o menos como aquí. El mar amenaza salirse.”

“Coquimbo, mayo 10 de 1877.

Temblores.- Anoche, como a las 8 h. 5' P.M., se sintió un prolongado temblor que durara no ménos de 4 a 5 minutos. Afortunadamente no trajo ruido, pero el movimiento oscilatorio fué tan fuerte que no hubo lámpara que no jugara como columpio. La falta de ruido, como hemos dicho, no produjo como era de esperar la alarma que jeneralmente trae este fenómeno. Pero a eso de las 10 h. 30' de la noche la cosa cambio de aspecto. La jente se arremolinaba a las inmediaciones del muelle a los gritos de la mar se está saliendo. En efecto, a esa hora el mar se retiró hasta mas alla del muelle principal i al tomar nuevamente su lecho, se le paso la mano i llegó hasta la medianía de la plaza del muelle, llevándose a su regreso varias pipas vacías que se hallaban en aquella plazoleta i algunos botes que se encontraban en compostura en una de los varaderos de este puerto.

A las 11 de la noche, la alarma era jeneral, hombres, mujeres i niños algunos con faroles corrian e todas direcciones hácia el muelle, la mar se salía con impetuosa violencia i no faltaba quien agregara que esto no era sino la repetición de Mendoza i Arica.

Sabemos de muchas familias que pernoctaron en los cerros i otras se preparaban para correr hasta las alturas de Tamaya. Sin embargo, la cosa no pasó de allí; hasta este momento 1h. P.M., continúan el movimiento del mar subiendo i bajando hasta cerca de dos metros.”

Efectos del tsunami en Antofagasta: El mar destruyo lo mejor del comercio. Detalles de los edificios de comercio afectados por el tsunami en Antofagasta. El mar avanzo más de 100 metros en esta ciudad.

La Reforma, Serena, lunes 14 de mayo de 1877.

“Copiapó, mayo 12-En Antofagasta el temblor, aunque mui fuerte, no causó perjuicios en la bahía, pero el mar mui ajitado salió de sus límites i destruyó cuanto al frente de él se encontraba, es decir casi lo mejor del comercio. Pérdidas calculadas en medio millón de pesos.-El blindado *Blanco* no ha sufrido.-El señor Pissis avisa que un volcan apagado desde mucho tiempo, frente a <<Salitreras blancas>> humea desde hace cuatro dias.-En Copiapó han cesado los movimientos de tierra.”

“(De la Voz)

Eran las ocho i media de la noche, cuando se sintió un fuerte sacudimiento de tierra que apenas pudimos mantenernos en pie i cuya oscilación duro mui cerca de tres minutos... A las nueve i cuarto se oyeron gritos de que se salia el mar i en efecto, éste, rujiente i espantoso se precipitaba ganando cada vez mas terreno...

Salvados que fuimos de las llamas, el mar nos reserva su invasión, lo que sucedió como a las diez i media u once, arrasando con la mitad de la población, causando al comercio i vecinos de este puerto pérdidas considerables, calculándose ellas de 150 a 200,000 pesos.

Los botes i chalupas han sido arrojados por el mar a la playa...

De entre los edificios que han sufrido con la inundacion del mar anotaremos lo siguiente:

Cigarrería i salón de billar de don Lorenzo Lerche, completamente hecho pedasos i sin librar nada. Hotel del Norte, de don Francisco Nonveau, id. id. La tienda <El Olimpo> de don Abraham Diaz P., id. id. Máquina de agua de don Clodomiro Bravo, id. id. Este señor ha perdido hasta el archivo del juzgado de subdelegacion. Edificio en construccion de don Ricardo Munizaga, id. id. Escuela Democrática, quedo solamente el frente bueno. Estacion de ferrocarril, también sufrio bastante. Tienda de don Zenon navarro, id. id. Barracas de maderas de la Compañía de Minas i Fundicion, id. id. Casa de comercio de los señores Gregorio Cruz i Ca, id. id. Máquina de agua de don Aniceto Prenafeta, id. id. Casa de comercio de don Francisco Orrego, id. id. Id. de don Alejandro Kennedy, id. id. Id. de don Manuel Gonzalez Lueje, id. id.”

“En Mejillones de Bolivia el mar salió e hizo algunos estragos...Mas de cien metros salió el mar en Antofagasta. Grandes pérdidas. Destruyó la principal calle del comercio.”

Dimensiones del Tsunami en el norte de Chile: Desde Cabo Gordo a Chañaral hubo tsunamis.

Mar afecta desde la máquina de amalgamación hasta la maestranza de Antofagasta. Inundación llega al pasaje Bellivian.

En mejillones el tsunami afecto desde el correo hasta la intervención chilena.

La Reforma, Serena, miércoles 16 de mayo de 1877.

“Todo el litoral comprendido entre Cabo Gordo i Chañaral, donde hace poco se ostentaban poblaciones florecientes por la industria i el trabajo, es ahora un vasto hacinamiento de escombros carbonizados que sirven de juguete a la olas del mar...(A las 9.10 A.M.) El capitán del vapor *Coquimbo*, Mr Potts, comunica lo siguiente ocurrido en la noche del 9 del presente: A las 8.30 P.M. Mayo 9. *Cabo Gordo*.- Sintióse un fuerte remezon de tierra que duro 2 minuots y medio. *Pisagua*:-Mayo 10- El mar subio 17 pies destruyendo la estación de ferrocarril i todas las propiedades del mismo nivel. Perdidas estimables del salitre en playa, 25 por ciento. *Iquique*, mayo 10- Pérdidas estimadas de vidas, treinta. Daños a la propiedad mui grandes. El agua se levantó como seis pies en las murallas de la aduana. Toda propiedad del mismo nivel más o menos dañadas. *Pabellon de Pica*, mayo 11.- ...Pérdidas de vidas por las salidas del mar, 50; cuarenta muertos aplastados por un derrumbe donde explotaban huano. *Punta de Lobo*, mayo 11.- Perdidas de visa, pocas. Ciudad totalmente llevada por el mar. *Huanillas*, mayo 11.- Perdidas de vidas, pocas. Toda la ciudad llevada por las olas, escepto unas 20 casas de la parte mas alta. *Tocopilla*, mayo 12.-Ciudad totalmente destruida...*Cobija*, mayo 12.- La mayor parte de la ciudad destruida...*Mejillones de Bolivia*, mayo 12.- casi la totalidad de la ciudad destruida...*Antofagasta*, mayo 13.- Ha sufrido en parte el establecimiento de salitre, la maquina de amalgamación de la Beneficiadora i los buques sin averias.”

“A las 8.35 minutos, la tierra principio a oscilar, despacio primero i subiendo gradualmente hasta el punto que los edificios se batian como junquillo...El terremoto no fué precedido de ningún ruido subterráneo, como sucede jeneralmente, la oscilación fue repentina i con fuerza extraordinaria; al parecer de norte a sur...El mar, que en nuestra bahía es siempre bullicioso i ajitado, había quedado sin movimiento. De repente una ola monstruo se precipita sobre los edificios que dan a la playa i arraza con ellos. Una casa la va a dehar a una cuadra, llevándola intacta por una calle como un simple barquillo. Una lancha cargada la deja frente a la puerta del almacen de los señores Doll i C.^a, botes i cachuchos llegaron hasta la plaza de armas. El golpe de mar hizo inmenso estragos desde la máquina de amalgamación al norte, hasta la maestranza del señor Eduardo Oachard al Sud.

Haremos a vuelo de pájaro, una pequeña reseña de lo que hemos visto. Maquina de agua i maestranza de Orchard, destruido todo. Edificios i corrales de don Fabian Feliú, destruido todo. Baños y edificios de la maquina de cuatro amigos id. Corrales, carreteras, carga, enceres, aperos i algunos edificios de la empresa de Carretones. Esta empresa se calcula que pierde 20,000 pesos. La maquina destiladora de Emeterio Moreno, i depósitos de carbón. Almacenes, bodegas, edificios i cuanto contenía, los señores Dorado Hermanos, todo ha sido barrido por el mar...El gran edificio Fiscal donde estaba el correo, Aduana i resguardo, todo destruido, con muebles, libros, papeles, etc., etc...En una palabra todos los edificios comprendidos en la mazana de la Aduana, por sus cuatro costados, han sido destruidos i cuanto contenían barrido por el mar. La mazana siguiente que corresponde a la esquina de los señores Neves i C.^a i Francisco J. Machado, fue invadida por el agua, por el lado del pasaje Ballivian inundando hasta las bodegas. La maestranza de la Compañía Inglesa de Salitres ha sufrido bastantes averias i esta llena de arena i fango.”

“Mejillones de Bolivia.-Desde la administración de correos, hasta la intervención chilena, todo fue arrasado por el mar. La estación de ferrocarril, fue destruida completamente i llevado todo al mar, muelles bodegas, metales, carbón, etc. Etc., en una palabra todo.”

10 de mayo de 1877. Efectos del maremoto en Iquique y Cobija

La Reforma, Serena, viernes 18 de mayo de 1877

“VAPOR DEL NORTE-IQUIQUE-GRANDE TERREMOTO-Mayo 10.

...se lanzo el grito de ¡EL MAR! Los miembros de esas compañías no se amedrentaron, sin embargo hasta que no vieron el agua en sus pies i que una inmensa ola arrastraba a ambas bombas...Basta saberse que la obra del mar es la siguiente. Desde el extremo de la Puntilla abrazando 4 calles, el mar ha arrasado parte de la estación del Ferrocarril, las bodegas de las compañías Salitreras de Tarapacá, maquina de agua de la mina, las bodegas de la Compañía Solferino, los de Gildemeister i Compañía, las de Molfini, Richini i Ca, las de Anthony Tate i compañía, los almacenes de la aduana que dan al mar, la bodega del Banco Nacional i todas las casa intermediarias han sufrido grandes averías hasta llegar a las bodegas de Granadino Hermanos. Por el morro, desde la maquina de agua i el cuartel de Caballeria todo enteramente destruido.- El establecimiento de beneficio de metales de los señores Herrera Hermanos completamente arruinado.- Las casas de Ortiz destruidas a la mitad, la maquina de Orriols enteramente destruida i la parte intermediaria toda averiada.-No queda vestigio del muelle, pues el del desembarque jeneral ha desaparecido completamente, asi como los de Gildemeister, el de la Compañía de la Peña, el de la Compañía Solferino, el de la Compañía tarapaca i el de Montero Hermanos. Todas las casa de piedra han sufrido averias; pero en especial se han derrumbado el cuartel de celadores, hallándose su torreón al pie de los escombros; la casa del Banco Londres i Mejico como también la de Anthony Tate i otros saqueadas por las olas desde el lado del mar; los tres cuarteles de las bombas alemana, italiana i peruana han desaparecido, i varias casas de particulares en las inmediaciones de la playa, que por ser de madera han sido llevadas por las olas. La palizadas se encuentran tendidas por las calles en toda la estension, que alcanzo el mar, es decir, hasta cerca de las cinco esquinas i por el lado de la estación del ferro-carril, hasta 300 metros de la orilla... COBIJA.-El establecimiento de Guala Guala, fue totalmente destruido por el mar, le levantaron olas de inmensa altura que se precipitaron con gran violencia en la pampa, de tal modo que las carreteras que estaban en la playa han aparecido a 3 1/2 cuadras de distancia, lo mismo un parte de las casas. En Gatico la perdida fue completa, el mar no respetó absolutamente nada i dejo la playa desnuda.

Tsunami en Antofagasta, Chañaral y Taltal.

“Narraciones históricas de Antofagasta”. Por Isaac Arce. El terremoto y salida de mar del 9 de mayo de 1877. 1930

“El mar, en su salida, había llegado hasta el centro de la Plaza Colon, sitio donde quedaron varadas algunas embarcaciones. En la misma Plaza y calles adyacentes se veían diseminados - en gran confusión- numerosos bultos de mercaderías, fardos de pasto, sacos de cebada, etc. Una lancha cargada con mercaderías diversas quedo tumbada frente al almacén de Doll & Co., (hoy Mitrovic Hnos.) por la calle Sucre; otras lanchas y botes quedaron destrozados y varados a lo largo de la playa. El edificio de la Aduana fue arrancado de su sitio y quedo atravesado en medio de la calle Bolivar; los almacenes de la misma repartición fueron destruidos en gran parte. Un edificio de don Jorge Hanrriot, que estaba situado en la esquina sur-este de la misma manzana de la Aduana (hoy galpones de depósitos de mercaderías) fue destruido y arrastrados sus restos hacia el costado opuesto de la calle Sucre. La oficina de Correos fue arrasada completamente, como asimismo gran parte del cierre de la Cia. de Salitres y

Ferrocarril. La máquina condensadora de Agua de D. Rafael Barazarte (hoy oficinas de las firmas Guillermo Stevenson y Cia. y “Nitrate Agencies Limitada”, y el edificio donde estaba instalada la, “Empresa de Carretas de Antofagasta”, situada donde está ahora la firma Hoschild & Co.,” fueron sacados” totalmente de su sitio y arrastrados a más de media cuadra hacia el norte, por el medio de la calle Colon, hoy Balmaceda. Los edificios del Pasaje Ballivian (hoy Pasaje Sargento Aldea) fueron en su mayoría destruidos y hubo casas que quedaron casi unidas, las del lado del mar, con las del lado opuesto.”

“En Chañaral, grandes marejadas inundaron por completo los mejores edificios; también hubo un gran incendio que destruyó casi una manzana”

“En Taltal salió el mar y se ahogaron algunas personas. Un gran incendio destruyó una manzana de edificios.”

Tabla 2. Observaciones históricas del tsunami del 10 de noviembre de 1922 en las regiones de Antofagasta, Atacama y Coquimbo.

Maremoto en Chañaral que afecta casi todo el puerto. Salida del mar en Antofagasta hasta la calle Balmaceda. En Taltal una sola salida del mar, que subió seis pies, desde la playa de los pescadores al sur.

La Razon, Taltal, 11 de Noviembre de 1922.

“En Chañaral hubo salida de mar, inundando las aguas casi todo el puerto, cuyos habitantes huyeron a los cerros presas del mas tremendo i justificado pánico. Como se comprenderá las pérdidas ocasionadas por el maremoto, tienen que ser cuatio-tiosas. No se habla de desgracias personales. “

“En Antofagasta, el mar salió hasta la calle Balmaceda, inundando la gobernación marítima, aduana, malecones, muelles i otros edificios. Se tocaron la bocinas i campanas con el objetivo de que los bomberos acudieran al salvataje de las mercancías que estaban depositadas cerca de la playa. Muchas lanchas i embarcaciones menores han sido destruidas por el mar.”

“Aquí en Taltal, el temblor se sintió de una manera violenta, pero por fortuna no causo perjuicios de ninguna especie. Su duración fue de dos i medio minutos.

El mar subio seis pies de nivel i en una salida que hizo desde la playa de los pescadores al sur, arrastro con varios botes i una lancha que estaban varados, dejándolos inutilizados, en su mayor parte.

Después de este primer remenzon, siguió temblando durante toda la noche, a intervalos. Hoi a la 1 i minutos hubo un nuevo temblor de regular magnitud i duración”.

Toda la parte baja de Chañaral arrasada por el mar el cual subió más de nueve metros de la línea de alta marea. En Antofagasta el mar salió 3 kilómetros donde se ubicaba la oficina de radio telegráfica de la armada

La Razon, Taltal, 13 de Noviembre de 1922.

“En Chañaral: Llegado a este puerto, pudimos cercionarnos que toda la parte baja había sido arrasada por el mar, solo quedaban en pie unas pocas casas en la parte alta de la ciudad...El mar subio mas de nueve metros sobre el nivel de las altas mareas. El vapor “Don Arturo” fue varado, pero el mismo maremoto lo refloto después...”

“Antofagasta: La Oficina Radio Telegrafica de la Armada ha sido completamente arrasada por el mar. Los 7 telegrafistas pasaron toda la noche en los postes de las antenas. El mar salio 3 kilometros”

Salidas del mar en los puertos de las regiones de Atacama y Coquimbo. En Taltal la salida del mar no causo grandes daños.

La Razon, Taltal, 14 de Noviembre de 1922.

“En Caldera, Huasco, Coquimbo i este puerto ha habido salidas del mar como asimismo en Chañaral.

En Coquimbo también saliòse mar, asegurándose por un cable recibido por via Santiago, Buenos Aires, New York que se ahogaron mas de 100 personas. Lineas telegráficas interrumpidas.”

“Aquí salida del mar no causo grandes perjuicios.”

En Chañaral el mar hizo tres salidas que destruyeron la parte baja de la ciudad llegando hasta la calle de Pinto. La tercera ola pasa sobre el hospital y llega a la calle de Salado

La Razon, Taltal, 22 de Noviembre de 1922.

“De Chañaral: El mar ha destruido totalmente la parte baja del pueblo, asiento del comercio i de las actividades de la población. Ha desaparecido la parte mas importante de Chañaral, lo que le daba mas vida. El mar hizo tres salidas de su seno. El primer avance lo hizo hasta llegar a la calle “Merino Jarpas”, fenómeno que no produjo alarma por el silencio de las aguas, que se movilizaron sin producir olas. Vino la retirada también en silencio i en forma lenta, empleando en esta operación mas de 15 minutos, descendiendo las aguas hasta dejar en seco mas de 40 metros de playa. Se produjo inmediatamente el segundo avance que fue también lento pero con una masa mayor de agua. Esta vez las aguas invadieron la calle Merino Jarpa dominando mas de 60 metros de terreno edificado en toda la extensión de la playa. Esto se produjo a las 12 horas 15 minutos. La retirada vino en seguida en forma mas rápida que antes pero sin producirlo.

Veinte minutos después, cuando se creía que el mar había vuelto a su quietud se realiza el tercer avance de las aguas en forma ya aterradora. Una gran montaña de agua avanza resueltamente sobre el puerto, invadiendo la calle Merino Jarpa hasta llegar i cubrir también la calle de Pinto, dejando bajo las aguas la casa Francesa. Este avance de aguas paso sobre el hospital para llegar i bañar la calle de Salado, dominando la estación i maestranza de los ferrocarriles. Durante 10 minutos se mantuvo el tercer avance de agua realizando en este tiempo los mas dolorosos perjuicios en la población.”

En Taltal el mar se recogió tres veces llenado hasta el nivel de la playa dañando solo embarcaciones.

El Imparcial, Taltal, 11 de Noviembre de 1922.

“Olvidábamos decir que en este puerto se recogió el mar tres veces hoy en la madrugada, echando a la playa, al producirse la llena, varias embarcaciones menores de las que algunas fueron dañadas. Por lo demás, no se sabe de otros daños, pues en el comercio no se lamenta el más pequeño perjuicio. ”

Terremoto en Taltal solo causó agrietamiento de murallas corta fuego. Salida del mar fue de cincuenta metros sin generar grandes daños.

La voz del Pueblo, Taltal, 11 de Noviembre de 1922.

“Poco antes de la media noche nuestra ciudad fue alarmada con un recio temblor que lleno de espanto a toda la población. La jente huyo de las casas agolpándose en las calles y en la Plaza Prat, amedrentada por la larga duración de este fenómeno terráqueo que duro mas o menos dos minutos y medio. Ha sido uno de los temblores mas intensos y mas largos que nos han visitado, no causando afortunadamente ningún perjuicio de consideración, salvo algunos agrietamientos de murallas corta fuego.

El mar

Poco después de las 12 1/2 de a noche la parte baja de la población se sintió alarmada con la salida del mar que a esa hora se produjo. La policía acudió presurosa a despertar y hacer salir a los vecinos de esa parte de la población en previsión de los perjuicios que pudiera ocasionar la salida del mar. Afortunadamente esta no fue de gran proporción, abarcando solo unos cincuenta metros de la playa y destruyendo algunas embarcaciones menores que estaban varadas y en arreglo.”

Taltal la única ciudad de la región sin grandes perjuicios. El mar llega hasta la calle Esmeralda.

Parte plana de Chañaral afectada. La aduana casi sin daños.

La voz del Pueblo, Taltal, 13 de Noviembre de 1922.

“En nuestra ciudad, que afortunadamente nada ha sucedido, y que fue la única de toda la rejion del cataclismo que ha salido indemne de la tragedia del viernes ha causado honda sensación.”

“El maremoto en Chañaral-Socorriendo a las víctimas.

Chañaral 14- El subdelegado marítimo me informa que el maremoto arruino la parte plana de la población, o sea el comercio, edificios fiscales y escuela número 3. Los resguardos del muelle han sufrido poco. La aduana casi nada.”

“En Taltal no ha habido víctimas.

TALTAL 14.- En este departamento el terremoto del viernes ocasiono daños a la población no a los habitantes. A pesar de su duración e intensidad, solo hubo pequeños daños en las embarcaciones menores, por haberse salido el mar unos 20 a 30 metros, llevándose ocho botes que se encontraban en las inmediaciones de la playa y cerca de la calle Esmeralda.”

El tsunami barrió con la Isla, muelle de pasajeros, el Resguardo, los baños y casas de la Avenida Brasil en Antofagasta.

En Taltal el tsunami ocurrió 20-30 minutos después de terremoto.

El mar destruye la parte más importante de Chañaral con un ascenso de 2,4 m., cuya inundación alcanzo más de 1 kilómetro y 500 m. de ancho.

Boletín del servicio sismológico de Chile xvi. Año de 1922. Terremoto de atacama.

“Antofagasta.- Pocos minutos después del temblor el mar hizo pequeñas salidas y a la 1h. 30m. una gran ola barrió el lugar llamado de la Isla, inundo el muelle de pasajeros, el Resguardo, los baños y algunas casas de la Avenida del Brasil; después el mar se retiró, dejando en seco una vasta porción de terreno y muchas embarcaciones menores varadas. Pocos minutos más tarde hubo nuevas salidas del mar que causaron también perjuicios.”

“Taltal.- Como 20 a 30 minutos después del temblor, se produjo el maremoto, que se llevó ocho botes y causo otros perjuicios de poca consideración.”

“Chañaral.- Pocos minutos después del terremoto, a las 12h. 15m. el mar principio a recogerse y efectuo una salida lenta y de poca altura. Esta fue seguida de otras dos salidas siendo la última la más formidable y destructora. Esta salida máxima del mar debe haberse producido a

las 1h. 25m. en Chañaral; lo que se deduce del informe del Ing. señor E. Aguirre que cita el caso de que un vecino de Chañaral, que tenía su casa a orillas del mar, puso en movimiento su reloj de péndulo que se había detenido con el temblor; las aguas en su ascenso máximo alcanzaron a +2.40 mts. Sobre el puso de las habitaciones y ocularon el reloj que quedo marcado a las 1h. 25m.

El mar invadío toda la parte baja de la ciudad, que es la mas importante por estar ahí el comercio y ocasiono la destrucción de la calle comercial “Merino Jarpa”...Mas de un kilómetro de la población, con un ancho de 500 metros fue innundado, destruido y reducido a escombros.”

Tsunami en Coquimbo destruye la Avenida Baquedano y llega hasta la calle Margarejo. Perdidas en la calle Aldunate y Baquedano. Ahogados en la playa Peñuelas. El mar afecta la fábrica de gas.

La Tarde, Coquimbo, 11 de Noviembre de 1922.

“EL MAR SALE DE MADRE.-La desesperación de la ciudad llego a su grado máximo, cuando se supo que el mar había salido de madre, amenazando el temible elemento avasallar todo en su furia. Mujeres y niños, jóvenes y ancianos, en medio de lágrimas y desmayos de unos y gritos y suplicas de otros, ganaron los cerros para escapar del peligro, pero muchos moradores de la Avenida Baquedano-barrio populoso-perecieron al golpe impetuoso de las olas. En la citada calle el mar arrastró muchos edificios y otro tanto ocurrió por los alrededores del Muelle y Estacion del Ferrocarril, donde escombros nos hablan del desastre en forma en extremo dolorosa. Como furias de Aquillón, las aguas han llegado hasta la calle Margarejo, originando pérdidas cuantiosas que ascienden a varios millones de pesos.”

“DERRUMBES.-En la calle Alcalde con Carreras se derrumbó una casa, pereciendo entre los escombros una mujer. El Frigorífico situado en la calle Varela, sufrió cuantiosas perdidas, lo mismo The Coquimbo Agencies, fuertes comerciantes de la calle Aldunate al llegar a la estación y numerosos vecinos de la Avenida Baquedano...”

“MAS AHOGADOS.- Perecieron en Peñuelas tres personas que no han sido identificados.”

“FÁBRICA DE GAS.- También ha tenido que soportar las consecuencias del mar desbordado”

Tsunami destruye puertos de Coquimbo, Caldera, Chañaral y Huasco; y se sale en Antofagasta y Mejillones.

La Semana, Antofagasta, 19 de Noviembre de 1922.

“Las ciudades de Copiapo, Vallenar Freirina han sido casi totalmente destruidas. El mar ensoberbecido destruyo partes importantes de los puertos de Coquimbo, Caldera, Chañaral y Huasco...El mar hizo también salidas en Antofagasta, mejillones y otros pueblos del norte, pero sin causar daños de consideración.”

Terremoto deja a Copiapó, Vallenar y San Fernando en ruinas. En Antofagasta el mar afecto algunas casas que estaban al borde de la playa.

El Comunista, Antofagasta, 13 de Noviembre de 1922.

“Ayer en la madrugada un violento terremoto, destruyó toda la ciudad de Copiapó dejándola convertida en ruinas...Sábese también que el pueblo de Vallenar ha sufrido enormemente con el terremoto y que en otro pueblo cercano llamado San Fernando resultaron como treinta personas muertas.”

“¿Qué ocurría? Que el mar-ese mar que tranquilo nos bañaba- se le había antojado hacer un paseito por nuestras calles y había empezado por recogerse dos cuadras hacia afuera. Por fortuna la cosa no siguió mas adelante, pues, el mar solo se limito a estrellarse contra algunas casas que hay en sus cercanías y a destruir un medio cientos de embarcaciones. Eso fue todo.”

Coquimbo fuertemente afectado por terremoto y tsunami.

El Comunista, Antofagasta, 14 de Noviembre de 1922.

“Santiago, 13(A las 7.58 P.M.).-Según despachos oficiales, el total de personas que en Coquimbo y sus alrededores han quedado sin hogares ascienden a 3,500. Agregan dichos despachos que el numero de muertos es imposible de calcular y que el suburbio coquimbano llamado <<Victoria>> fue barrido totalmente por el mar...”

En Coquimbo ocurre temblor a las 00:25 seguido de salida del mar

El Comunista, Antofagasta, 17 de Noviembre de 1922.

“Santiago- Las autoridades de Coquimbo informan que a las 12.25 de la madrugada de hoy miércoles se sintió en ese puerto un temblor al que siguió una salida del mar, y que ambos fenómenos no produjeron daños ni desgracia personal.

En el puerto de Coquimbo hubo 3 salidas del mar, siendo la ultima la que mas afecto a la parte mas baja de la población. El tsunami afecto el muelle Lynch, la plaza Vicuña Mackenna, estación de ferrocarriles y el alto comercio. El agua llego hasta las calles Aldunate y Baquedano; y hacia el Norte destruyo la fabrica de gas el puente negro hasta la línea férrea.

El Comunista, Antofagasta, 18 de Noviembre de 1922.

“De <<El Chileno>> de La Serena, fecha 12 de Noviembre. -En Coquimbo luego después de concluido el temblor el mar hizo una salida, después una segunda mas grande y en seguida se recojio para venirse con una furia incontenible, en una tercera salida e inundar y destrozarse completamente toda la parte mas baja de la población...PLAZA VICUÑA MACKENNA Y MUELLE.-El muelle Lynch y la plaza Vicuña Mackenna quedaron francamente arrazadas, a tal extremo que es eso un monton de escombros, las garitas de los aduaneros fueron levantadas por las olas y depositadas en la plaza una y la otra al lado de la línea férrea, en la calle Aldunate. La Gobernación Marítima fue casi destruida el frente que mira al mar y la casa Grace que estaba en la esquina del muelle se aplasto con toda la mercadería, formando en la actualidad un solo monton de escombros, la casa Grace pierde se nos dijo, dos millones de pesos...ESTACIONES DE LOS FERROCARRILES.-

Aquí el cuadro es aterrador: edificios de administración, bodegas, salas de espera, almacenes, locomotoras, carros, etc., esta todo revuelto y removido por una fuerza sobrenatural...EL ALTO COMERCIO. -Todas las grandes casas comerciales de Coquimbo que ocupaban el sector entre la plaza Vicuña Mackenna, y la estación están casi destruidas o por lo menos completamente anegadas y las perdidas en ellas son inmensas. La calle Aldunate en este sector está llena de fardos de mercaderías y de escombros de casa...La fábrica de jabon y velas de don Juan Diaz, la sociedad Pesquera y frigorífico, la Mestranza de don Juan J. Mac Auliffe son hoy solo un recuerdo; donde estuviera solo se ve una playa fangosa de arena...AVENIDA BAQUEDANO Y POBLACION VICTORIA.- En estos lugares la furia del mar fue implacable. no dejo nada; hasta las calles han sido borradas y solo en ese lugar un fangal en el que los infelices propietarios de ayer buscan prendas de vestir, utensilios de casa y en el cual se suelen encontrarse cadáveres...EN LA BAHIA.- En detalle fue tal el furor de las olas que un lanchón enorme se encuentra volcado al lado oriente del puente negro, en la laguna...El agua del mar llego hasta la fabrica de gas y en el puente negro hasta la línea férrea a La Serena.”

En Antofagasta el mar pasa sobre la Isla, Baños del Maury, el muelle de pasajeros, los baños del manzano, hotel Maury, la caleta de pescadores y los baños municipales, alcanzado algunas casas de la Avenida Brasil.

El Mercurio de Antofagasta, Antofagasta, 11 de Noviembre de 1922.

“...Ya en el lugar de estos sucesos, se pudo observar a numerosas mujeres, niños y hombres cubiertos con escasas ropas de cama que huían despavoridos ante el mar, que amenazaba bajando y causando destrozos en todas las viviendas adificadas a la orilla de la playa y desmoronando las pequeñas alturas del terreno, mientras que arrojaba y azotaba con furia contra las rocas y los edificios de las orillas a los botes y demás embarcaciones ajeras, que pronto quedaban sueltas de sus amarras. Una ola grande barria por encima el lugar llamado de la isla, que esta a la altura de los “Baños del Maury”, inundaba el muelle de pasajeros y el resguardo. Los “Baños del Manzano”, el Hotel Maury la caleta de pescadores, los Baños Municipales, los que han sufrido serios perjuicios y lo mismo en algunas casas de la Avenida Brasil, cuyos interiores dan hacia el mar. Luego vino una rápida resaca y el mar comenzó a retirarse dejando en seco una vasta porción de terreno en el que quedaba varadas toda clase de embarcaciones ligeras. Las aguas se retiraron así hasta unas dos cuadras, mientras más allá, en plena mar, algunos botes y lanchas amarrados en esos lugares lejanos de la costa, se iban el garete y se destrozaban con la braveza que había a esas alturas. Como a las dos y media de la mañana las olas comenzaron a avanzar y a ocupar su antiguo lecho y a azotar con furia contra los muros de las orillas y de las casas colindantes con estas y a ocasionar perjuicios de consideración.”

En el tsunami de 1877 el mar llego hasta la plaza Colon. En este evento el mar sube mas de 6 a 8 pies llegando casi a la calle Bellavista. Fábrica de cervezas destruida. El mar destroza las cocinerías de las calles Baquedano y Maipú, pero no afectó gravemente en la intersección de las calles Condell y Copiapó hacia la puntilla. En la estación de radiografía de la caleta vieja el mar avanzo 3 kilómetros y subió 1,3 m.

En Chañaral se ve afectada la parte del comercio, pero la oficina de Telegrafo no sufre daños. En Huasco el mar llega hasta la Hacienda Bellavista.

El tsunami de Chañaral, que tuvo tres olas, afecto toda la calle Merino Jarpa en una extensión aproximada de 6 cuadras. El maremoto abarco desde la calle Arenal hasta Buin subiendo 9 metros del nivel de la alta marea. En Barquitos se destruyo la parte baja de la caleta donde estaba el hotel de Andes Cooper Company. En caldera ocurre un meremoto 17 minutos después del temblor

El Mercurio de Antofagasta, Antofagasta, 12 de Noviembre de 1922.

“...en lo que toca a la salida del mar no recuerdan ninguna mayor que la de 1876, en la que las aguas llegaron hasta el punto en que hoy esta el reloj obsequiado por la Colonia Británica, en la Plaza Colón.”

“Las tres o cuatro veces que el mar sobrepaso su nivel-se nos explica-se ha debido a que el retiro de las aguas en las cosas de más al sur, hinchaba por decirlo así, las aguas de nuestra bahía. Casi todos los muelles y malecones, como Yungay, Nitrate, Barnett, de pasajeros, del ferrocarril, Bellavista y malecón del Salitre, se hallan sobre el mar a un nivel pocas más o menos, de seis a ocho pies.”

“Ciudad de los chanchos y la Fábrica de Cervezas Antofagasta, fue totalmente removida y la llena en su momento más culminante llego casi a los mismos límites de la calla de Bellavista, la que en mucha extensión quedo llena de cascajos. En la Fábrica de Cerveza la fuerza del mar destruyo, tumbándola una extensión de más de doscientos metros de calamina...EL CERCO DE LA COMPAÑÍA HUANCHACA. - Este también, es uno de los puntos que más ha sufrido con el fenómeno marítimo. En todo el gran trayecto de su extensión, se conoce que el mar ha azotado y ha presionado con tal fuerza, que la calamina que no está abierta ha sido tumbada.

Habia extensiones de seis y siete metros, por donde el agua había penetrado hasta muy cerca de las mismas canchas de metales...**POR LAS COCINERIAS ENTRE BAQUEDANO Y MAIPU.**- Después de atravesar un terreno difícil plagado de rieles sueltos, piedras quiscudas, fardos de pasto deshechos y un sin número más de objetos inútiles, llegamos a las primeras cocinerías parte del asiento de las cuales, se extienden en el borde alto de la playa, entre Baquedano y Maipú...En la primera cuadra de Maipú, a ambas aceras, vemos grandes hacinamientos de toda clase y categoría de muebles...**BAÑOS DE LA GAVIOTA Y DEL DANUBIO.**-De estos establecimientos solo sufrió el primero, pues la fuerza de las aguas tumbó completamente la sección gratuita para el público y se llevó, además, toda la plataforma del muelle que conduce a la posa. Los del Danubio solo experimentaron la zata de algunas vigas y la tronchadura de soportes...**LA PLAYA HASTA LAS OBRAS DEL PUERTO.**-Siguiendo por Condell hasta Copiapo, en donde se encuentran algunas grandes bodegas, como las de Bruna, Sampaio y la de depósito de forraje del Exploradores, y de aquí en dirección a las Obras del Puerto, doblando la puntilla, el mar no causó desperfectos de consideración...**EN LOS BAÑOS MUNICIPALES.**-Este establecimiento que recién había inaugurado su temporada, es sin duda la construcción que más daños ha sufrido con el fenómeno marítimo. El agua, después de rebalsar el rompeolas que queda al frente se abalanzó por la boca norte y fue a estrellarse y demoler la baranda de cemento que se extiende por todo el frente de los baños y que es el punto en donde se sitúan los pescantes...El agua en este punto, avanzó hasta las piezas de la casa particular de concesionario, don Juan Marin. También fueron inundados y deteriorados algunos compartimientos del Paseo Antofagasta, contiguo al anterior...**LA ESTACION DE RADIOGRAFIA DE CALETA VIEJA.**...Calculo que la mar llegó en su mayor altura sobre el nivel de la base del terreno en que se hallan los departamentos de la radiografía, a un metro treinta centímetros...Calculo que el mar alcanzó a internarse en tierra cerca de tres kilómetros. Los dinamos y acumuladores han sido destruidos; solo queda en pie el mástil y las antenas.”

“DE CHAÑARAL

Al fuerte temblor 12 horas siguió gran salida del mar destruyendo totalmente la parte baja de la ciudad donde estaba todo el comercio. Pueblo queda sin recursos de ninguna clase. Oficina Telegrafo sin novedad. Correo destruido totalmente.”

“De Copiapo comunican que en Huasco fue espantoso, el mar arrasó con todo. Botes y chalupas quedaron en un bosque a dos kilómetros de Huasco, en Hacienda Bellavista.”

“DESDE A BORDO DEL VAPOR “FLORA

Taltal 11.- (A las 18) Amanecido el vapor “Flora” en Chañaral, divisamos desde a bordo el puerto destruido. Bajamos a tierra por el muelle, situado a dos kilómetros del puerto y llegamos a pie hasta la ciudad. La impresión que nos produjo este pueblo devastado fue la misma que sufriéramos cuando el terremoto de 1906 en Valparaíso. El Resguardo está totalmente destruido. Seguimos por la calle de Merino Jarpa, donde estaba instalado todo el comercio de la ciudad, y encontramos las canchas de la Compañía Francaise y toda la calle comercial confundidas en un montón de ruinas, pues el lado izquierdo ha desaparecido totalmente y el derecho ha sido destruido por la fuerza de las olas. El edificio de la Caja de Ahorros ha quedado destruido...El edificio del Cuerpo de Bomberos, el Teatro, los Hoteles Inglés y Royal, la fundición de la Compañía francesa, las casas comerciales...y todas las residencias de la parte baja de la población, desde el cruce Magallanes hasta las afueras por el lado norte, más o menos seis cuadras, han sido convertidas a un montón de ruinas...Solo se han salvado las residencias de la parte alta de la ciudad, entre las cuales se encuentran la Gobernación, la de Oscar Clares, el Juzgado, la casa Roberto Cáceres, la del doctor Manuel Zerazi, la Iglesia y el edificio de la Aduana. La fuerza del maremoto abarcó desde la calle de Arenal hasta la calle de Buin, situada en el extremo norte de la ciudad...El mar subió más de nueve metros sobre el nivel que alcanzan las más altas mareas...Los fleteros Missel Perez y Carlos Galleguillos nos declararon que tres grandes olas azotando furiosamente los edificios de

puerto invadieron la ciudad...En el establecimiento de Andes Cooper Company, situado en la caleta Barquitos, quedo completamente destruido el hotel. El campamento obrero, situado en la parte baja de la población, ha sido completamente destruido...”

“Taltal 11.-(A bordo del “Flora”). En momentos en que nos encontrábamos en el salón del “Flora” al ancla, en el puerto de Cladera, el Gobernador Marítimo, señor Rojas, el Capitan Ossa y otros pasajeros, sentimos que el buque se estremecía cada vez mas fuerte, hasta llegar a ciertos momentos a producir igual sensación que un terremoto en tierra, de formidable intensidad. Salimos a cubierta y vimos que en la ciudad de Caldera se apagaban las luces hasta quedar completamente oscuras. Pronto se noto que una gran ola iba hacia la costa y que desaparecían las luces de los muelles. El maremoto ocurrió 17 minutos después del temblor...”

El mar entra media legua en Huasco y en Caldera sube ocho metros en el muelle del ferrocarril sin llegar a las casas de la ciudad.

El Mercurio de Antofagasta, Antofagasta, 13 de Noviembre de 1922.

“...Los vilos con casas destruidas. Huasco azotado por las fuertes crecientes hasta inundar su valle, desde la desembocadura en el mar, en una extensión de media legua destruyo campos y sembrados...”

De Caldera: “...Una ola enorme paso sobre el muelle del ferrocarril hundiéndolo por la parte del centro. En la parte del muelle el mar subió ocho metros arrasandolo todo, pero no ha llegado hasta las casas de la ciudad

Maremoto destruye el comercio y escuela N° 3 en Huasco

El Mercurio de Antofagasta, Antofagasta, 15 de Noviembre de 1922.

“...un parte que el crucero “Chacabuco” mandaba a Valparaíso desde su fondeadero de Huasco y que dice asi: “Chacabuco” a Valparaíso. El subdelegado marítimo informa que el maremoto arruino parte de la población, o sea el comercio, los edificios fiscales, la escuela N°3, y el Resguardo...”

El mar alcanza la plazoleta del muelle de pasajeros de Antofagasta.

El Mercurio de Antofagasta, Antofagasta, 16 de Noviembre de 1922.

“Antofagasta, Noviembre 12 de 1922.-Pongo en conocimiento de U.S. que el viernes 10, a las 23 horas 50 minutos, se sintió un fuerte temblor...la subida del mar solo alcanzo hasta cubrir la plazoleta del Muelle de Pasajeros, repitiéndose esto por cinco veces hasta normalizarse.”

En la chimba el mar alcanza las primeras casas de la orilla y Huasco bajo esta destruido.

El Mercurio de Antofagasta, Antofagasta, 19 de Noviembre de 1922.

“EN LA CHIMBA

La salida del mar causo pánico entre los pocos moradores de la Chimba. El mar se retiro dos cuadras y en seguida salio con bastante calma, alcanzando hasta las primeras casas. Durante tres veces seguidas y con un intervalo de media jhora, se repitió el fenómeno...Como consecuencia del maremoto, el muelle ha sufrido algunos desperfectos que ya están en reparación.”

“...Freirina es otro montón de escombros; Huasco bajo peor todavía y la línea de ferrocarril entre Vallenar y Huasco, está destruida en toda su extensión.”

Puerto de Coquimbo fuertemente afectado por maremoto que llego hasta la línea férrea que une con La Serena.

El Mercurio de Antofagasta, Antofagasta, 20 de Noviembre de 1922.

“EL MAREMOTO EN COQUIMBO

...Por fin, aclaro y salimos a ver lo que había hecho el mar y a nuestra vista no había vestigios del malecón, del muelle de la <Coquimbo Agencies>, de la Grace Company, etc...toda la Avenida Baquedano estaba destruida, y más de doscientas familias en la calle...La estación de los Ferrocarriles y sus oficinas quedaron completamente destruidas. Todos los trenes de pasajeros y carga que iban a salir al día siguiente quedaron volcados. Los rieles fueron doblados como si hubiesen sido alambres y todavía un gran lanchón de la firma Mac Auliffle y otro de Ruperto Alvarez estaban sobre el andén de la Estación. El malecón fue completamente destruido; y con este fue destruida también, la Oficina de la Pacific Steam navigation Co. Las hodas de la oficina y otras fueron trasladadas por el mar a la calle Aldunate...A las garitas del Resguardo, el mar las dejó en medio de la Plazuela Vicuña Mackenna, situada al frente del muelle, la cual sufrió bastante con el maremoto...En la avenida Baquedano, la primera vez que salió el mar fue como un aviso para la gente que huyeran, pero no lo hicieron así, y habiendo salido otra vez, llegó hasta la línea férrea hacia La Serena, trayendo consigo lanchones, botes, etc. y dejando todo hecho una compasión.

Las lanchas ocupan en su totalidad la Quinta del Dr. Guitierrez. No quedo de toda la plantación más que una palmera, y en el centro de la quinta un lanchón de Ruperto Alvarez. El frigorífico, la fábrica de jabón y velas fueron completamente arrasados.”

Tabla 3. Observaciones históricas del tsunami del 28 de diciembre de 1966 en las regiones de Antofagasta, Atacama y Coquimbo.

Hipótesis de terremoto en Taltal provocado por volcán submarino

Diario La Segunda, Santiago, 29 de Diciembre de 1966.

“...Al fondo en el océano, llamaradas rojas y amarillas ponían un marco dantesco al fenómeno volcánico...”

“..., fue posible observar a la distancia y en pleno océano, grandes llamaradas que iluminaban el horizonte. Eran chispasos de enorme resplandor.

Lo curioso del caso es que estas llamaradas, al parecer no producían oleajes mas fuertes en el mar; sin embargo era posible percibir violentos ruidos subterráneos y percibir como si el suelo se moviera al compás de las olas.

...Numerosos vecinos, en los cuales se puede tener plena confianza, ya que tienen los nervios mas firmes, confirmaron por otra parte, que les fue posible observar a gran distancia en el mar y desde las regiones mas altas, los violentos chispazos que provocaron cierta alarma en la población al relacionarlos con volcanes submarinos en erupción.”

Mareógrafo de Taltal no registra alteraciones importantes. Fenómeno de llamaradas en el mar el cual se mantuvo en calma. No se precisa si hubo maremoto.

La prensa de Tocopilla, Tocopilla, 29 de Diciembre de 1966.

“Mareógrafo El mareógrafo de la armada según informo el Gobernador Marítimo, Comandante Jorge Baldwin, no ha registrado alteraciones, por lo que el movimiento marítimo en este puerto continua normalmente...solo se observan pequeñas variaciones que no tienen importancia”

“Un extraño fenómeno: ...frente al sector de La puntilla en alta mar, salían lo que parecían ser llamaradas de un volcán submarino, pero ninguna fuente oficial confirmó esas apreciaciones. En la misma costa, el mar se mantenía con calma en toda la zona afectada por el terremoto Maremotos: La marítima no precisó si el temblor ha provocado maremotos, pero pidió urgentemente datos a las estaciones experimentales costeras que dependen de sus servicios”

Fumarolas en el mar en el sector de la Puntilla sur a la hora del temblor

La prensa de Tocopilla, Tocopilla, 30 de Diciembre de 1966.

“Según versión de muchos habitantes de Taltal, a la hora del terremoto se pudo observar en la Puntilla al sur de la bahía unas fumarolas, que para muchos significaba el nacimiento de un volcán.

La explicación de otros, es la gran cantidad de velas y cerotes acumulados en la Grita de la Virgen, ubicada precisamente en ese lugar. Pese a ello anoche volvieron a observarse las fumarolas, según afirmaron algunos pobladores.”

Epicentro a 40 kilómetros de la costa frente a Taltal. El mar solo inundo la playa y una casa. Grieta submarina originó el sismo

Diario El Día, La Serena, 30 de Diciembre de 1966.

“Taltal fue la región más afectada por el terremoto-El epicentro ubicado a 40 kilómetros de la costa en el mar.-Algunas personas afirman haber observado inmensas llamaradas en las aguas, lo que dio pábulo a la hipótesis de que la erupción de un volcán submarino originó el violento temblor.-...El sismo tuvo fuerza ocho en la escala internacional de un a doce y su epicentro según los científicos estuvo a cuarenta kilómetros al interior del océano frente a Taltal. Se agregó que numerosas personas vieron en el mar inmensas llamaradas, lo que daría respaldo a la hipótesis de que el sismo fue originado por la erupción de un volcán submarino en el Pacífico...Se informó que el mar en Taltal está tranquilo...Testigos del sismo. -Juan Carlos, Mónica y Gabriela Toledo Niño de Zepeda, fueron testigos del terremoto que asoló la zona de Taltal. “El movimiento vino precedido de un mar intranquilo que inundó la playa y una casa. La gente corría despavorida en todas direcciones”, declararon a este diario.”

“SANTIAGO, 28.- El instituto sismológico de la Universidad de Chile informó esta noche que las causas del terremoto que en la madrugada de hoy afectó a la zona norte del país, no tiene origen volcánico como se ha informado. En esa región-dijo- no existen volcanes, pero la causa del fenómeno se debió a una enorme grieta que se produjo en la corteza terrestre a 80 kilómetros bajo el océano.”

Efectos del terremoto en Taltal. No hubo movimiento marítimo de consideración. En Caldera hubo marejada de 90 centímetros.

El Mercurio de Antofagasta, Antofagasta, 29 de Diciembre de 1966.

“Terremoto dejó en ruinas a Taltal. Dos muertos, dos desaparecidos y cuantiosos daños Mareógrafo. El mareógrafo de la armada, según informó el Gobierno. Marítimo, comandante Jorge Baldwin, no ha registrado alteraciones, por lo que el movimiento marítimo en este puerto continúa normalmente...Maremotos. La marina no precisó si el temblor ha provocado maremotos, pero pidió urgentemente datos a las estaciones experimentales costeras que dependen de sus servicios.”

“Informe de la Nasa. En la estación de rastreo de satélites se recibió en las primeras horas de la madrugada un informe del observatorio de mareas del puerto de Caldera en que daba cuenta que se había producido una marejada de más de 90 centímetros.

En los primeros instantes se temió que provocaría una un maremoto en la costa Pacífico y que en ningún caso afectaría a Chile. Se puso inmediatamente en estado de alerta a la estación de Honolulu, que es el centro de la NASA para el océano Pacífico, la que informó a Alaska y Australia. Posteriormente bajó el nivel del oleaje, dejándose sin efecto el estado de alerta que había sido impuesto horas antes...”

Solo en el puerto de Caldera se registró una alteración en la marea.

La Estrella del Norte, Antofagasta, 29 de Diciembre de 1966.

“...10.45 horas: Desde Valparaíso se informó que fue cancelada una alarma ordenada por el Plan Nacional de Control de Maremotos que instantes después del terremoto de Taltal alertó a todos los puertos del litoral para controlar un fenómeno marítimo. La determinación fue adoptada tras comprobarse que sólo el puerto de Caldera registró una alteración del sistema de mareas que alcanzó por sobre los 90 centímetros de lo normal. Esto lo confirmaron los científicos del Instituto de Sismología de la Universidad de Chile.”

40 casas destruidas en Taltal Antofagasta no sufrió daños

La Tercera de la Hora, Santiago, 29 de Diciembre de 1966

“Hasta anoche se sabía de 40 casas totalmente destruidas y cinco edificios públicos dañados”
“Grado seis tuvo el sismo en Antofagasta donde la población no sufrió daños”

El 50 % de las edificaciones destruidas en Taltal

La Segunda, Santiago, 28 de Diciembre de 1966

“A las 4,22 horas de hoy, un terremoto que alcanzo grado 8 de la escala internacional del 1 al 12, afecto la región de Taltal.
En dicha ciudad quedo el 50 por ciento de las edificaciones destruidas.”

Los relatos de los periódicos han podido constatar los daños ocurrido por los terremotos en el puerto de Taltal, los cuales no fueron de grandes proporciones. Para los tres casos el movimiento sísmico género daños en las edificaciones de la ciudad, siendo el de 1966 el que mayores perjuicios provocó, debido a la cercanía del epicentro y su magnitud, en asociación a lo débiles de las construcciones de la época. Los sismos de 1877 y 1922, provocaron tsunamis que afectaron a la población, cuyas inundaciones dañaron los primeros 50 y 150 m más cercanos a la costa de la ciudad. El de 1877 provoco pérdidas de vida y daños materiales, inundando las construcciones más cercanas a la línea de costa. Para el caso de 1922 los daños fueron menores, debido a que la inundación solo alcanzo la primera línea de casas más cercanas al mar y no provoco muertes de los ciudadanos. En ambos casos los daños más importantes fueron las obras portuarias y las embarcaciones que en ese momento se encontraban en las cercanías del puerto.

4 Registro paleotsunamis en Taltal

Como resultado del estudio de paleotsunamis encontrados en la zona se muestra a continuación un artículo el cual actual se encuentra en el proceso de revisión.

Esta investigación muestra la interpretación de capas anómalas encontradas dentro de los perfiles geológicos en las trincheras de los sitios arqueológicos Los Bronces y Hornos de Cal, además del perfil natural en la Playa Cachinales; como el resultado de la inundación provocadas por tsunamis durante el Holoceno. También se identifican grandes bloques depositados en las playas Matancillas y Las Lozas, como producto de tsunamis históricos. Finalmente se hizo una comparación de los registros históricos de tsunamis con los de paleotsunamis encontrados en el área de estudio, con el objetivo de mostrar a la comunidad la necesidad de considerar estos eventos en el diseño de las cartas de inundación de posibles tsunamis.

4.1 Recording large Holocene paleotsunamis along the hyperarid coastal Atacama Desert in the major Northern Chile Seismic Gap

RESUMEN

Las costas chilenas están sujetas a fuertes terremotos y grandes tsunamis, debido a la subducción de la placa Nazca debajo de la Sudamericana. Sin embargo, los estudios que registran paleotsunamis a lo largo de la costa hiperárida del norte de Chile son casi inexistentes. Esta investigación se desarrolla en el área de Taltal (~25°S), ubicada al sur de la gran laguna sísmica del norte de Chile, donde el último gran terremoto tsunamigénico -Mw~8.8- ocurrió en 1877 y al norte de la laguna sísmica de Atacama, donde el último gran terremoto tsunamigénico -Mw~8.5- fue en 1922. Mediante el análisis de calicatas y trincheras, excavadas en sitios arqueológicos, identificamos estratos anómalos de material arqueológico re TRABAJADO, así como capas sedimentarias que interpretamos como depósitos de tsunami. Mediante análisis geológicos y arqueológicos, identificamos en el área al menos dos depósitos de paleotsunami asociados al Holoceno, fechados en 4491 ± 27 y 1498 ± 17 años Cal. BP. Todos estos depósitos exhiben contactos basales erosivos con estructuras de flauta y “shear carpets”, gradación inversa y adelgazamiento de la capa hacia el continente. Algunos de ellos muestran una mayor concentración relativa de elementos geoquímicos como producto de cambios locales de la composición respecto a los estratos circundantes. Los depósitos de tsunami están enriquecidos en pequeñas conchas de gastrópodos, que no son abundantes en las capas arqueológicas. Además, registramos grandes bloques depositados en la costa, que muy probablemente son indicativos de inundaciones recientes provocadas por tsunamis en el área. Comparando las alturas de las olas de los tsunamis históricos que afectaron a la región en 1877 y 1922 con nuestros registros de paleotsunamis, concluimos que los paleotsunamis del Holoceno fechados en este trabajo han tenido un mayor efecto que los episodios históricos registrados en el área, sugiriendo la consideración urgente de estos registros en la evaluación de riesgo de tsunami local y regional.

Recording large Holocene paleotsunamis along the hyperarid coastal Atacama Desert in the major Northern Chile Seismic Gap

Tomás León^{1*}, Gabriel Vargas^{1*}, Diego Salazar², James Goff³, Jean Louis Guendón⁴, Pedro Andrade⁵

¹*Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile.*

²*Departamento de Antropología, Universidad de Chile, Ignacio Carrera Pinto 1045, Piso 2, Ñuñoa, Santiago, Chile.*

³*Pangea Research Centre, School of Biological, Earth and Environmental Sciences, University of New South Wales, Sydney 2052, Australia.*

⁴*Aix Marseille Université, CNRS, MCC, LAMPEA UMR 7269, 13094, Aix-en-Provence, France.*

⁵*Carrera de Antropología, Facultad de Ciencias Sociales, Universidad de Concepción, Victor Lamas 1290, Concepción, Chile.*

*Corresponding Autor E-mail: tleon@ing.uchile.cl, gvargas@ing.uchile.cl

ABSTRACT

The Chilean coasts are subjected to strong earthquakes and giant tsunamis, due to the subduction of Nazca beneath the South American plates. Nevertheless, reports recording paleotsunamis along the hyperarid coast of Northern Chile are almost inexistent. This investigation focuses on the Taltal (~25°S) area, located at the southern edge of the major seismic gap in Northern Chile, where the last giant tsunamigenic earthquake - $M_w \sim 8.8$ - occurred in 1877 and at the northern edge of the Atacama seismic gap, where the last large tsunamigenic - $M_w \sim 8.5$ - earthquake was in 1922. Through the analysis of pits and trenches dug in archeological sites, we report anomalous strata of reworked archeological material as well as sedimentary layers that we interpret as tsunami deposits. By multiproxy geological and archeological analyses, we identified at least two Holocene paleotsunami deposits in the area, dated as 4491 ± 27 and 1498 ± 17 Cal. years BP. All of these deposits exhibit erosive basal contacts suggesting flute structures, reverse grain size gradation, suggesting the occurrence of shear carpet type structures, and becoming thinner with increasing distance from the coastline. Some of them show a relative increased concentration in geochemical elements, like Ca and Fe, as a product of local compositional changes with respect to the surrounding strata. Tsunami deposits are enriched in small gastropod shells, not found in abundance in archeological layers. In addition, we record large water-worn boulders most likely indicative of the last large tsunami inundations in the area. By comparing the run-ups of the last large historical tsunamis that affected the region in 1877 and 1922 with our paleotsunami records, we conclude that Holocene paleotsunamis dated here hit the study area much stronger than the historical episodes, suggesting the urgent consideration of these records in local and regional tsunami hazard assessment.

Keywords: Holocene paleotsunamis, tsunami hazard, Northern Chile Seismic Gap, archeological sites, Taltal.

INTRODUCTION

Northern Chile is a highly seismically active region adjacent to the subduction interface between the Nazca and South American plates. These plates converge at a rate of around 67 mm/yr in a northeasterly direction (Angermann et al., 1999; Schurr et al., 2014) (**Figure 1**), subjecting the coastal zone to numerous strong earthquakes and giant tsunamis. While the historical record of earthquakes and tsunamis is well established little is known about prehistoric events in the region. This is at odds with evidence reported from elsewhere in Chile, in particular the central-southern region where environmental conditions favor the preservation of tsunami deposits, thus allowing their clear identification usually in wetland, lagoons and estuarine systems (e.g. Cisternas et al., 2005; Ely et al, 2014). The steep cliffs, rocky coasts, narrow coastal plains and hyperarid climate that characterize the coast of Northern Chile complicate the identification of both historical and paleo-tsunamis (as noted by Spiske et al. (2013a) along the adjacent Peruvian coast). The search for and identification of paleotsunami deposits is further complicated by the occurrence of large storms and debris flows, often associated with heavy rainfall during moderate to strong El Niño events (Vargas et al., 2000; 2006).

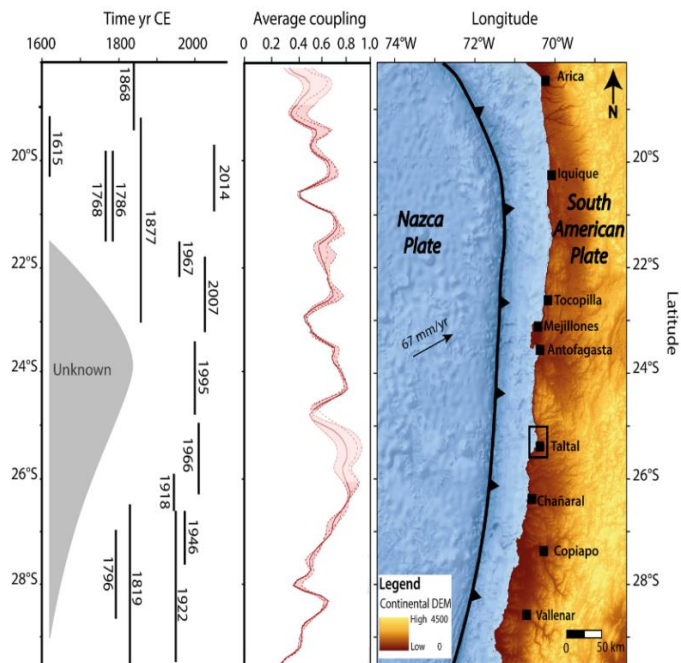


Figure 1. Regional seismic setting. Left panel estimated of large historical or instrumental rupture along the Chilean margin adapted from Schurr et al., 2014 and Metois et al., 2016. Center panel shows the variability of the coupling along strike, modified from Metois et al. (2016)

The coastal zone of Taltal area, between Paposo and Hornos de Cal archeological site (**Figure 2**), is located at the southern edge of the seismic gap region in Northern Chile (**Figure 1**), where the last giant tsunamigenic earthquake of $M_w \sim 8.8$ occurred in 1877. The seismic rupture encompassed about 500 km of the interplate subduction contact

between Pisagua-Iquique and Mejillones ($\sim 20\text{-}23^\circ\text{S}$) (**Figure 1**). This last giant earthquake generated a Pacific-wide tsunami with reported coastal run-ups in the order of 15-21 m in the area adjacent to the rupture zone (Kausel, 1986; Comte & Pardo, 1991; Monge, 1993; Ruiz and Madariaga, 2018). There are no records of previous large tsunamis in this region, although possible earlier events dating back some 2000 years have been reported to the north in the area affected by the 1868 tsunami (Spiske et al., 2013b). However, slump deposits and an associated erosional contact preserved in the otherwise laminated submarine sediments of Mejillones bay (23°S) may indicate a possible precursor to the 1877 event around 1409-1449 CE (Vargas et al., 2005).

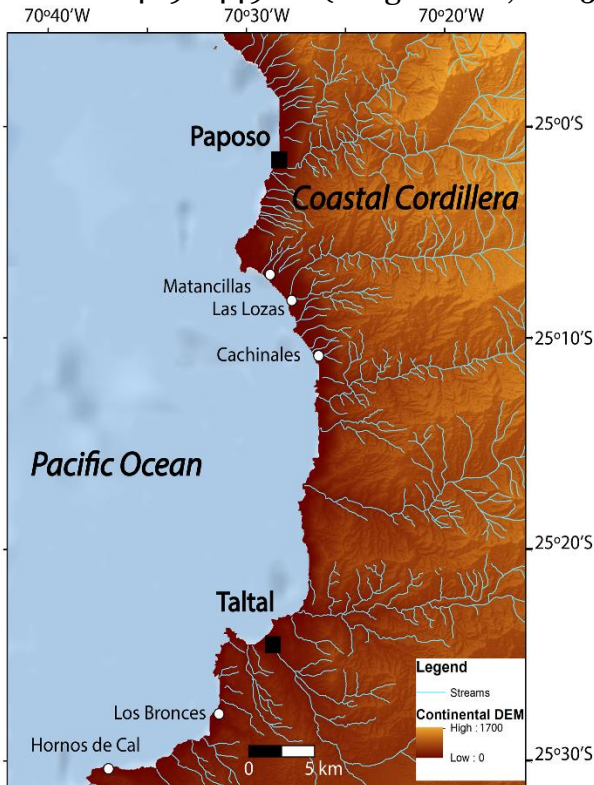


Figure 2. Local settings indicating the study sites in white circles between Paposo town and Taltal city

Since sea level stabilized around 6000 years ago (Pirazzoli, 1991; Lambeck et al., 2014) the coastline became more favorable for human settlement as shown by numerous coastal occupation sites around Taltal and the surrounding area (Salazar et al., 2015). Coastal Taltal sites are now recognized as key archeological evidence for early hunter-gatherer and fishing communities in South America associated with the Huentelauquén and ancient Changos cultures (Salazar et al., 2015). Anthropological and archeological research in the area indicates an occupational history extending back to the late Pleistocene-Early Holocene (ca. 12,000 BP) (Castro et al., 2012; Salazar et al., 2015; Béarez et al., 2016; Rebolledo et al., 2016). These occupation sites were likely affected by catastrophic events such as tsunamis making them potentially important locations to help improve our knowledge of paleotsunamis.

This coastal region of the Atacama Desert is located adjacent to a major seismic gap characterized by a highly coupled interplate subduction contact (Metois et al., 2016) (Figure 1) and there is currently no evidence for paleotsunamis here. Given how inhospitable the hyperarid coastline is today to the preservation of geological evidence of

past earthquakes and tsunamis, it is not surprising that there is currently an absence of evidence for prehistoric events in this region. However, the absence of evidence is not evidence of absence and as such we adopted a multiproxy approach to search for paleotsunami records within the archeological sites that indicate a long-term Holocene occupational history of the Taltal area.

METHODS AND MATERIALS

As some authors point out, tsunami deposit identification can be difficult and therefore it is important to applying multiproxy techniques to better understand a deposit's genesis (Lagos & Cisternas, 2004; Cisternas et al., 2005; Nichol et al., 2007; Chagué-Goff et al., 2011; Goff et al., 2011, 2012a). To do this, sediments from archeological occupation sites were analyzed using sedimentological, stratigraphical, geomorphological, geochemical and geochronological techniques.

In order to best describe the landscape components of the study sites we carried out high definition Photogrammetry using a Phantom 4 Pro drone with an average of 350 photos taken at each site. These images were processed using Agisoft Photoscan Professional software to generate Digital Elevation Models (DEM), ortho-photographs and a 3D model. These images were used to identify the principal geomorphology and complement field observations.

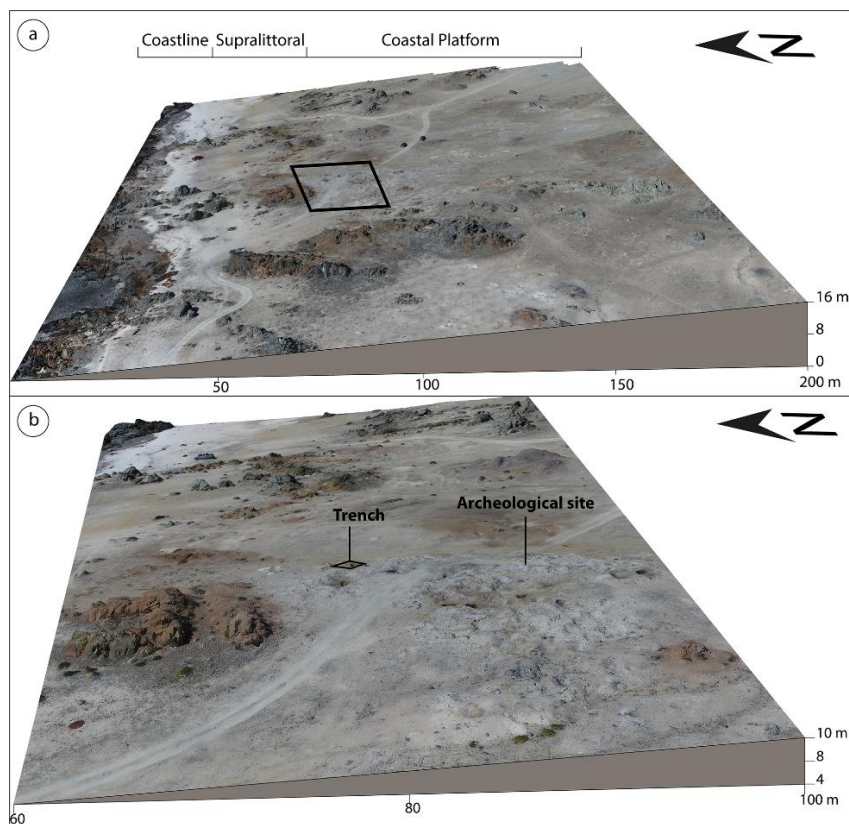


Figure 3. Hornos de Cal geomorphology. a) 3D model of Hornos de Cal indicating the study zone. b) Zoom of the model where the trench is seen in black square and the archeological site.

Trenches were dug at “Hornos de Cal” and “Los Bronces” Holocene archeological sites where previous surveys identified anomalous layers in the geological profiles (**Figures 3 and 4**). An additional trench was also dug at a natural (non-archeological)

site at Cachinales beach (**Figure 5**) in the north where possible evidence for paleotsunami inundation was identified. All sites were situated on uplifted surfaces and were surrounded by rocky outcrops that served to protect the finer sediments from erosion caused by the active terrestrial and coastal processes experienced in this region.

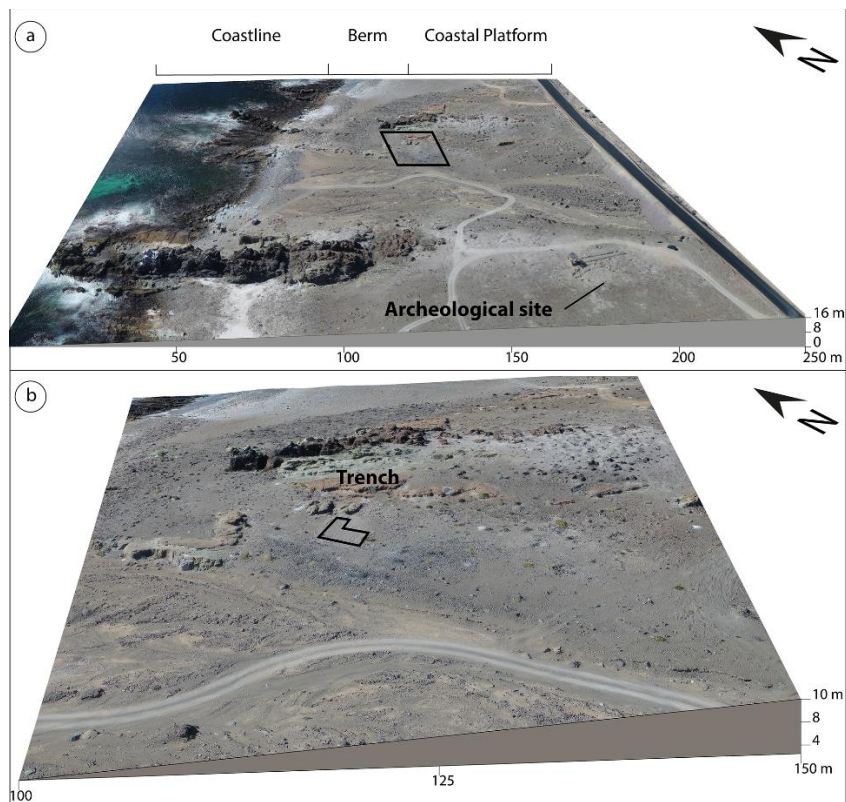


Figure 4. Los Bronces geomorphology. a) 3D model of Los Bronces site indicating the study zone. b) Zoom of the model where the trench is seen in black square.

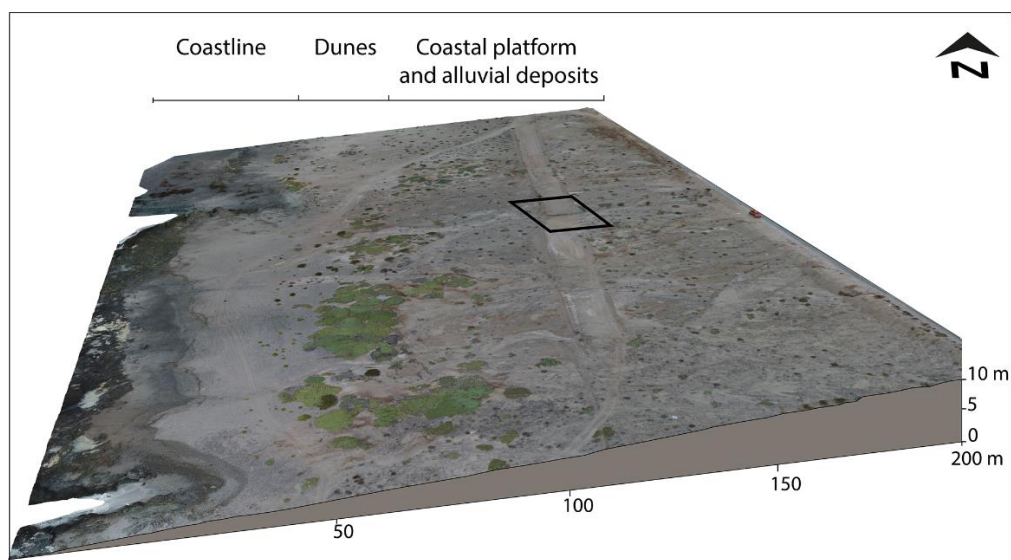


Figure 5. Geomorphology of Cachinales beach site.

The elevation and the distance of each study site from the shoreline were measured using a barometric GPS and by examining the 3D model constructed by photogrammetry.

All of the trenches exhibited well preserved sedimentary records that were stratigraphically recorded in the field. Fifty-five samples were collected for sedimentological, geochemical, biological, textural and archeological analyses. Sedimentological analyses were first carried out by manual sieving with eight different sieve sizes (4000, 2000, 1000, 500, 250, 125 and 75 μm). This analysis was complemented with laser grain size analyses using a Malvern Mastersizer 2000. The results were processed with GRADISTAT version 8.0 software (Blott & Pye, 2001) and presented using Folk and Ward (1957) criteria. Sediment texture was determined using a stereoscopic microscope to identify the roundness, sphericity and mineralogical components of the sediments to determine their textural and chemical maturity. X-ray fluorescence (XRF) analyses were carried out using a Shimadzu EDX-720.

Table 1. Radiocarbon dates from trenches within the study area (see Figures 8-10 for stratigraphic positions of individual samples)

Field sample	Laboratory number (UGAMS #)	Site	Material dated	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional Radiocarbon Age (^{14}C yr BP)	ΔR^*	Calibrated Age Range (2σ) (cal. yr BP)**
T1620	31151	Cachinale s	Shell (<i>Concholepas</i>)	0.88	4860 \pm 20	226 \pm 98	4859 (4575-5142)
T1621	31152	Cachinale s	Shell (<i>Concholepas</i>)	-0.03	2400 \pm 20	226 \pm 98	1761 (1523-1999)
T1627	31154	Los Bronces	Shell (<i>Tegula</i>)	2.91	4260 \pm 20	226 \pm 98	4086 (3804-4369)
T1628	31155	Los Bronces	Charcoal	-21.96	3880 \pm 25	0	4326 (4240-4412)
T1629	31156	Los Bronces	Shell (<i>Fisurella</i>)	1.72	4240 \pm 20	226 \pm 98	4048 (3760-4336)
T1630	31157	Los Bronces	Shell (<i>Concholepas</i>)	-0.48	4210 \pm 20	226 \pm 98	3990 (3704-4275)
T1631	31158	Los Bronces	Shell (<i>Concholepas</i>)	0.47	4250 \pm 20	226 \pm 98	4063 (3777-4349)
T1632	31159	Los Bronces	Shell (<i>Concholepas</i>)	1.09	4200 \pm 20	226 \pm 98	3975 (3691-4258)
T1633	31160	Los Bronces	Shell (<i>Concholepas</i>)	0.44	4190 \pm 20	226 \pm 98	3963 (3681-4244)
T1634	31161	Los Bronces	Charcoal	-18.00	3930 \pm 25	0	4362 (4287-4437)
T1635	31162	Los Bronces	Shell (<i>Concholepas</i>)	2.05	2160 \pm 20	226 \pm 98	1498 (1281-1715)
TA 1705	31192	Hornos de Cal	Charcoal	-17.62	5560 \pm 25	226 \pm 98	5698 (5485-5910)
TA1710 A	31193	Hornos de Cal	Charcoal	-21.67	3990 \pm 20	0	4491 (4464-4518)
TA1710 B	31194	Hornos de Cal	Shell (<i>Fisurella</i>)	0.94	5750 \pm 25	226 \pm 98	5921 (5675-6166)

Archeological organic material was analyzed to differentiate between anthropogenic and natural sources. The analysis was carried out on mollusk shells collected in the coarse fraction of the samples (> 2000 μm). Identification and interpretation were based upon a descriptive catalogue of nearshore mollusks (gastropods and pelecypoda) from the Antofagasta area (23°s) that provides key information such as biogeographic range, major morphological characteristics of the shells, and images of different mollusks species (Guzmán et al., 1998). In addition, the medium fine sieve sizes (1000, 500 and 250 μm) were analyzed under a stereoscopic microscope to identify biological material, specifically to recognize small gastropods typical of the rocky

environments of the intertidal zone and to determine fish bone percentages that are diagnostic of archeological deposits.

Radiocarbon dating of shells and charcoal was carried out to provide a geochronological determination of pertinent sedimentary layers (**Table 1**). Sample selection for AMS (Accelerator Mass Spectrometry) analyses was made by identifying suitable material within, or close to, these layers. Fourteen samples were pre-treated, prepared and submitted for analyses to the *Center for Applied Isotopes Studies* of the University of Georgia.

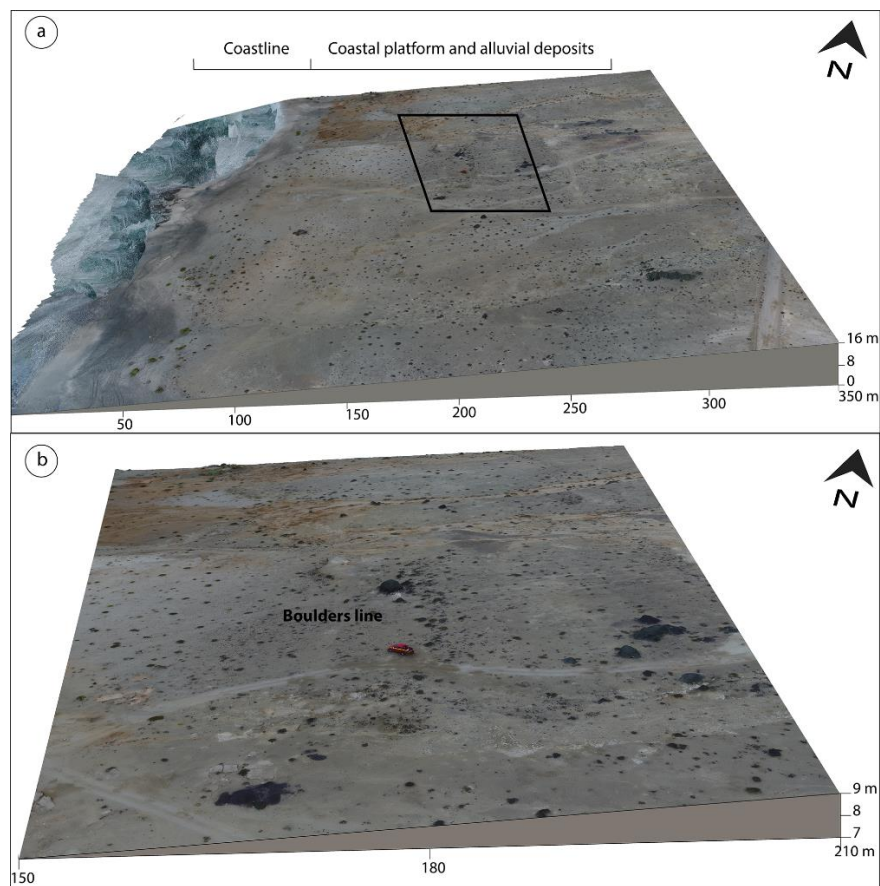


Figure 6. Matancillas beach geomorphology. a) 3D model of the site indicating the boulders accumulations. B) Zoom of the model showing boulders lineation.

Additional sites were later identified for further work. Here, we analyzed large boulders deposited sub-parallel to the coastline on the beaches of Matancillas and Las Lozas (**Figure 6**). A geomorphological survey was carried out at each of these sites using high resolution drone photogrammetry and field surveys. The dimensions and lithological characteristics, position, distance and orientation of 58 boulders with respect to the coastline were measured using a similar methodology to those discussed elsewhere e.g. Goto et al., 2007, 2010, 2012; Etienne et al., 2011; Weiss et al., 2012; Nandansena et al., 2013; Piscitelli et al., 2016).

Finally, we collated information from local and regional newspapers related to the last two large historical tsunamis that affected this coastline in 1877 and 1922. Data were gathered to better evaluate and improve our discussion in terms of the implications of our findings for tsunami hazard assessment in the study area.

RESULTS AND INITIAL INTERPRETATION

Matancillas and Las Lozas Beach Boulders

Matancillas Beach is 2.75 km long with a minimum width of around 0.4 km, while Las Lozas Beach is narrower, 1 km long and 0.2 km wide (**Figures 2 and 6**). Boulders were situated at different distances from the shoreline, some in the intertidal zone and others at more than 100 m from the shoreline (**Figure 7**).

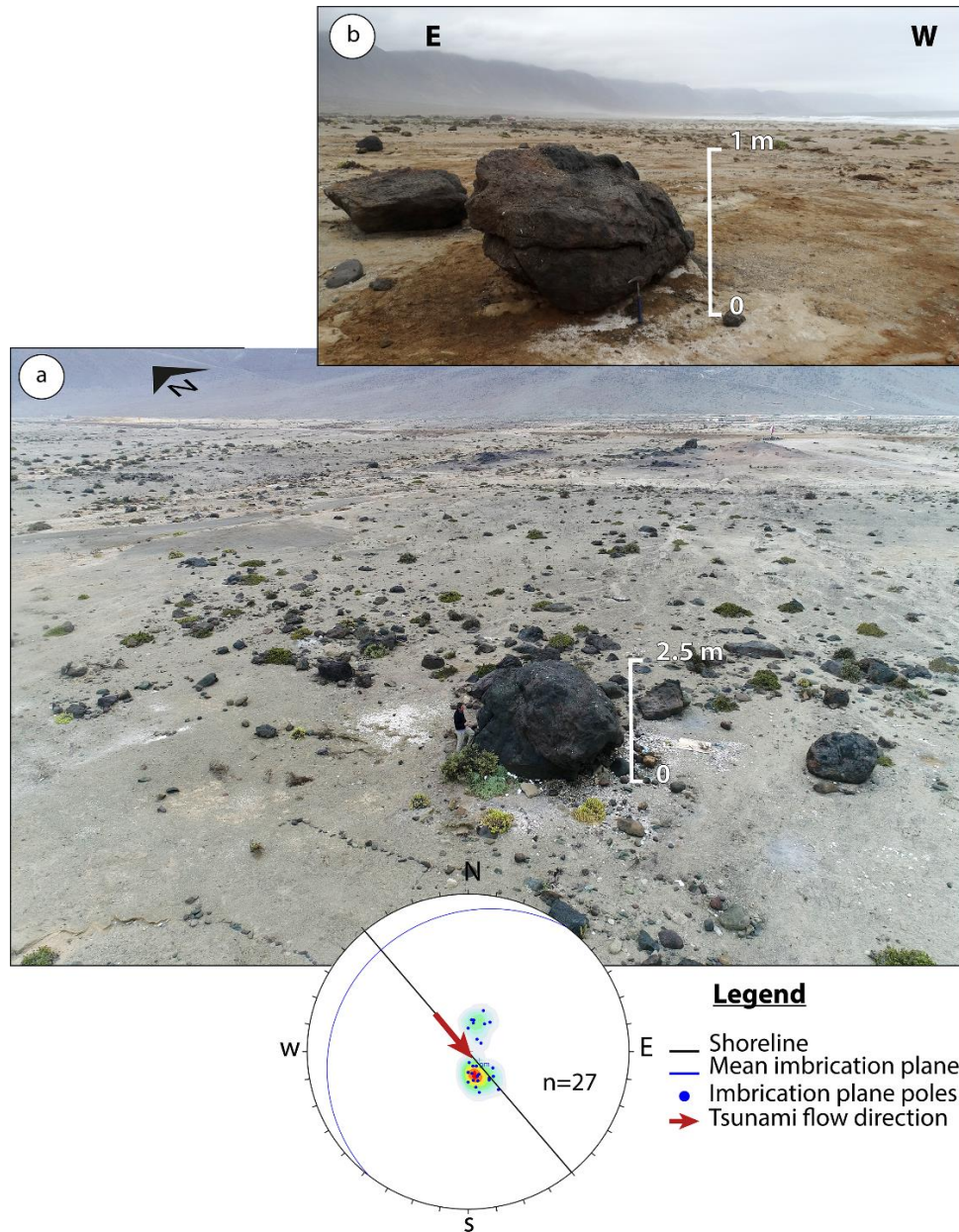


Figure 7. Big boulders in coastal line of Matancillas Beach. a) Lineation of boulders with stereographic imbrication planes, revealing the orientation of tsunami flow in red arrow. b) Imbricated boulder at 100 m from the coastline.

Table 2. Physical data of boulder surveyed at Matancillas and Las Lozas beach.

Boulder	Site	Position		Altitude (masl)	Shoreline Distance (m)	Dimension (m)	Volume (m ³)	Density (ton/m ³)	Weight (ton)	Lithology	Imbrication	
		E	N								Dip(°)	Dip Dir(°)
BM1	Matancillas	350700	7221326	11	165	5,0x4,6x2,3	52,9	2,8	148,1	Andesite	-	-
BM2	Matancillas	350526	7221430	7	113	2,8x1,8x1,2	6,0	2,8	16,9	Andesite	25	350
BM3	Matancillas	350541	7221429	7	122	1,8x1,2x1,1	2,4	2,8	6,7	Andesite	-	-
BM4	Matancillas	350599	7221390	8	126	1,8x1,0x0,5	0,9	2,8	2,5	Andesite	-	-
BM5	Matancillas	350622	7221391	10	142	1,9x1,7x0,7	2,3	2,8	6,3	Andesite	25	352
BM6	Matancillas	350622	7221391	10	142	1,9x1,4x0,9	2,4	2,8	6,7	Andesite	13	345
BM7	Matancillas	350615	7221369	9	122	1,5x1,0x0,6	0,9	2,8	2,5	Andesite	15	344
BM8	Matancillas	350630	7221370	9	135	2,3x1,7x1,4	5,5	2,8	15,3	Andesite	10	83
BM9	Matancillas	350690	7221336	13	163	2,5x1,4x1,0	3,5	2,8	9,8	Andesite	-	-
BM10	Matancillas	350701	7221326	8	166	2,6x2,3x1,2	7,2	2,8	20,1	Andesite	25	189
BM11	Matancillas	350700	7221326	11	165	5,0x4,6x2,3	52,9	2,8	148,1	Andesite	21	120
BM12	Matancillas	350803	7221222	9	206	5,2x3,5x1,2	21,8	2,8	61,2	Andesite	-	-
BM13	Matancillas	350798	7221235	9	215	3,4x3,4x1,6	18,5	2,8	51,8	Andesite	-	-
BM14	Matancillas	350773	7221255	9	211	1,7x0,9x0,6	0,9	2,8	2,6	Andesite	20	155
bm1	Matancillas	350627	7221372	9	134	2,6x1,5x1,0	3,9	2,8	10,9	Andesite	17	180
bm2	Matancillas	350613	7221372	9	123	0,7x0,5x0,25	0,1	2,8	0,2	Andesite	19	331
bm3	Matancillas	350629	7221347	9	122	2,1x0,8x1,0	1,7	2,8	4,7	Andesite	15	348
bm4	Matancillas	350650	7221357	9	144	1,1x1,0x0,3	0,3	2,8	0,9	Andesite	12	342
bm5	Matancillas	350657	7221367	9	156	1,4x1,1x0,6	0,9	2,8	2,6	Andesite	15	340
bm6	Matancillas	350590	7221372	7	106	1,7x0,5x0,8	0,7	2,8	1,9	Andesite	18	360
bm7	Matancillas	350597	7221360	7	103	1,3x1,0x0,3	0,4	2,8	1,1	Andesite	26	315
bm8	Matancillas	350677	7221343	10	156	0,9x0,6x1,0	0,5	2,8	1,5	Andesite	25	360
bm9	Matancillas	350668	7221343	10	149	1,9x1,2x0,8	1,8	2,8	5,1	Andesite	23	335
bm10	Matancillas	350681	7221345	10	161	1,3x0,7x1,0	0,9	2,8	2,5	Andesite	11	186
bm11	Matancillas	350686	7221346	10	165	1,5x1,0x0,5	0,8	2,8	2,1	Andesite	30	345
bm12	Matancillas	350684	7221333	10	156	1,6x1,2x0,4	0,8	2,8	2,2	Andesite	21	210
bm13	Matancillas	350692	7221335	10	164	1,0x1,0x0,5	0,5	2,8	1,4	Andesite	31	190
bm14	Matancillas	350694	7221329	10	162	2,1x1,3x0,5	1,4	2,8	3,8	Andesite	23	355
bm15	Matancillas	350699	7221332	10	168	1,2x1,1x0,8	1,1	2,8	3,0	Andesite	16	350
bm16	Matancillas	350706	7221318	10	167	2,3x1,6x0,7	2,6	2,8	7,2	Andesite	25	236
bm17	Matancillas	350709	7221324	10	172	1,4x1,8x1,0	2,5	2,8	7,1	Andesite	23	190
bm18	Matancillas	350713	7221324	10	176	2,5x1,3x0,8	2,6	2,8	7,3	Andesite	15	216
bm19	Matancillas	350710	7221321	10	171	1,1x1,3x1,0	1,4	2,8	4,0	Andesite	16	215
bm20	Matancillas	350712	7221318	10	172	1,3x1,1x0,45	0,6	2,8	1,8	Andesite	8	342
bm21	Matancillas	350717	7221319	10	177	0,8x0,5x0,3	0,1	2,8	0,3	Andesite	22	360
bm22	Matancillas	350719	7221312	10	175	0,9x1,0x0,5	0,5	2,8	1,3	Andesite	34	304
bm23	Matancillas	350721	7221313	10	178	2,3x1,0x0,7	1,6	2,8	4,5	Andesite	21	200
bm24	Matancillas	350723	7221310	10	178	2,0x1,2x0,3	0,7	2,8	2,0	Andesite	22	324
bm25	Matancillas	350729	7221306	10	182	1,4x1,0x0,5	0,7	2,8	2,0	Andesite	24	350
bm26	Matancillas	350730	7221302	10	182	1,5x1,3x0,3	0,6	2,8	1,6	Andesite	11	322
bm27	Matancillas	350704	7221324	10	168	1,7x0,9x0,26	0,4	2,8	1,1	Andesite	21	322
BL1	Las Lozas	352610	7218434	2	44	3,4x2,0x2,0	13,6	2,8	38,1	Andesite	-	-
BL2	Las Lozas	352643	7218760	0	4	2,8x2,5x2,0	14,0	2	28,0	Volcanic breccia	-	-
BL3	Las Lozas	352637	7218876	3	34	5,6x4,0x2,6	58,2	2	116,5	Volcanic breccia	-	-
BL4	Las Lozas	352674	7218984	8	108	6,0x3,0x2,0	36,0	2,8	100,8	Andesite	-	-
BL5	Las Lozas	352713	7218637	5	69	7,0x4,0x2,5	70,0	2,8	196,0	Andesite	-	-

BL6	Las Lozas	352605	7219322	16	184	3,5x1,8x0,5	3,2	2,8	8,8	Andesite	-	-
BL7	Las Lozas	352484	7219285	10	58	5,5x3,0x1,0	16,5	2,2	36,3	Coquine	-	-
BL8	Las Lozas	352523	7219304	12,5	101	5,0x2,5x0,5	6,3	2,2	13,8	Coquine	-	-
BL9	Las Lozas	352433	7219433	8	109	5,2x2,4x0,8	10,0	2,2	22,0	Coquine	-	-
BL10	Las Lozas	352546	7219185	10	71	4,3x2,5x0,5	53,8	2,2	118,3	Coquine	-	-
BL11	Las Lozas	352548	7219151	11	71	3,0x2,1x0,5	3,2	2,2	6,9	Coquine	-	-
BL12	Las Lozas	352554	7219148	10	76	2,0x2,1x0,6	2,5	2,2	5,5	Coquine	-	-
BL13	Las Lozas	352546	7219172	10	70	2,3x2,5x0,7	4,0	2,2	8,9	Coquine	-	-
BL14	Las Lozas	352552	7219176	10	76	4,6x3,0x0,5	6,9	2,2	15,2	Coquine	-	-
BL15	Las Lozas	352540	7219201	11	67	5,0x3,0x0,9	13,5	2,2	29,7	Coquine	-	-
BL16	Las Lozas	352550	7219186	10	75	4,5x2,9x0,8	10,4	2,2	23,0	Coquine	-	-
BL17	Las Lozas	352545	7219177	10	69	2,9x2,5x0,5	3,6	2,2	8,0	Coquine	-	-

At Matancillas Beach, we measured 41 mainly andesitic boulders, 100-180 m from the shoreline and 7-11 m a.s.l. Boulder volumes ranged from 0.1 to 50 m³, with estimated weight ($\rho_{\text{And}} \sim 2.8 \text{ tn/m}^3$) ranging between 0.2 and 150 tons. The majority of the boulders exhibited a rectangular to ellipsoidal shape with a preferred orientation (imbrication) suggesting bed load transport during strong flows roughly parallel to the coastline from the northwest towards the southeast (**Figure 7**). Some of these blocks are deposited over a layer of pebbles, but the majority rest on a fine sand.

At Las Lozas beach to the south of Matancillas Beach, we measured 17 boulders on a cliff rising to 10 m.a.s.l. They are composed of Neogene semi-consolidated material similar to the underlying bedrock. The boulders had an estimated mean volume of 19 m³ and were elongated in shape. The stratigraphy of one boulder 101 m distant from the shoreline indicates that it has been overturned. Farther south we recorded an andesitic boulder with an estimated weight of 196 tons located on the same cliff some 69 m from the coastline. At the shoreline we observed a series of boulders in the intertidal zone oriented parallel to the coast (**Table 2**).

Cachinales Beach profile

This site is south of Matancillas Beach. It is a 2.7 km long and 0.2 km wide beach with an orientation of N35°W (**Figure 2**). Here we observed an anomalous sediment deposit in the side wall of a northeast-southwest oriented drainage channel located 8 m a.s.l. and 150 m from the coastline (**Figure 5**). The profile contained mostly debris flow deposits of gravel and pebbles chaotically deposited within a medium to fine sand comprised of subangular quartz, carbonates fragments and lithic fragments characterized by medium sphericity (**Figure 8a**). We interpret these deposits as a product of sporadic heavy rainfalls that are mostly associated with El Niño events in the hyperarid coastal region of Northern Chile (Vargas et al., 2000; 2006).

Overlaying these debris flow deposits is an anomalous layer comprised of well-rounded gravel clasts within a medium to fine sand matrix, exhibiting a south-easterly imbrication roughly parallel to the coastline (**Figure 8b**). This clast imbrication differs markedly from the dominant wind direction that drives storm waves from the south. The anomalous layer comprises a large quantity of shells and root fragments mixed with lithic clasts and quartz grains within the sedimentary matrix. It has a conspicuous basal erosional contact, thins inland, and contains rip-up clasts and high-energy sedimentary flow structures corresponding to material injected from the upper to lower layers (**Figure 8c**). This evidence together with a clast orientation indicating flow from the northwest (mean value of 31°, N=21) indicates that the deposit was laid down by an unusually high energy event that is unlikely to be storm-derived but rather the product of tsunami inundation.

Overlaying this probable tsunami deposit is a unit of poorly sorted, low sphericity sub-angular clasts, chaotically deposited within a medium to fine sand matrix. This is interpreted as a debris flow deposit similar to those underlying the probable tsunami deposit.

Finally, radiocarbon dates obtained from shells in the upper part of the debris flow and within the anomalous layer shows mean ages of 1761±238 and 4859±284 Cal. years BP respectively (**Figure 8a, Table 1**). As the probable tsunami deposit overlies that of the debris flow, we interpret the date from the top of the latter, i.e. 1761 ±238 Cal. years BP to be a maximum age for the former which most likely reworked mid-Holocene sediments.

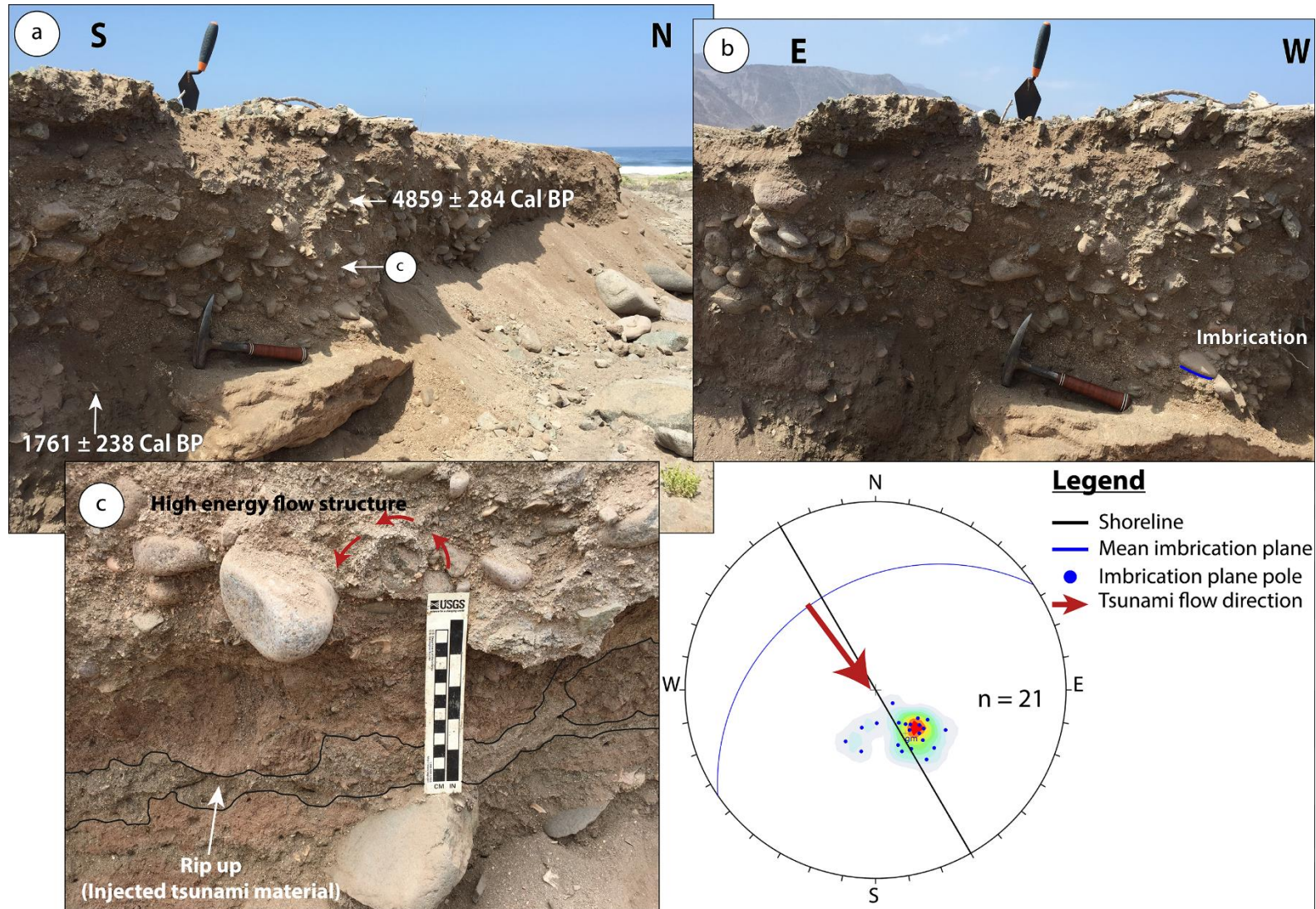


Figure 8. Paleotsunami deposit in Cachinales beach. a) Natural profile which shows dated tsunami (up) and alluvial (down) deposits. b) Imbricated pebbles with stereographic planes revealing a flow came from Northwest. c) High energy structure.

Los Bronces Trench

The 1.9 m deep trench at Los Bronces was 8 m a.s.l. and 85 m from the shoreline (**Figures 2 and 4**). A stratigraphic analysis of the trench walls revealed two anomalous coarse sand and gravel deposits both with sharp, erosional basal contacts and thinning landwards (**Figure 9**).

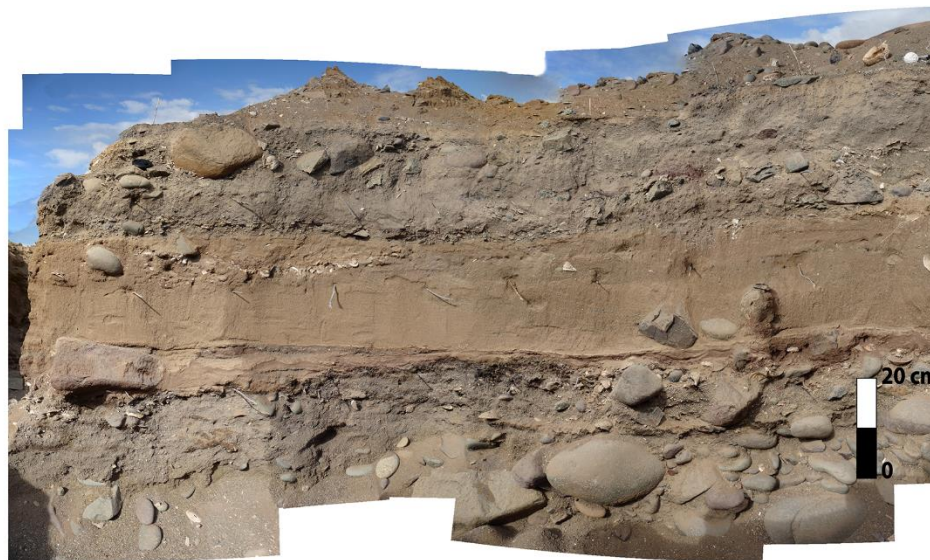
A littoral deposit comprising well-rounded gravel and boulder clasts in a sandy matrix enriched with carbonate shell fragments and well preserved mollusk shells formed the base of the trench (**Figure 9**). The first (lower) anomalous layer is 70-90 cm below the ground surface and directly overlies the littoral deposit. The second (upper) anomalous layer is 23-45 cm deep and overlies a brownish, predominantly well sorted fine sand interpreted as being the result of alluvial reworking of eolian sediments (**Figure 9**). The two anomalous layers are characterized by a general inverse grading of their grain size. Elemental analyses show a relative increase in Ca, Sr, Ti and Fe-content within these two anomalous layers (**Figure 9**). There is also a relative increase in intertidal shellfish species including large mollusk fauna (*Scurria parasitica*, *Tegula*) and small gastropod shells within these layers. Considering their thickness, sharp basal contacts and their textural and compositional characteristics, we interpret these two anomalous sedimentary layers as tsunami deposits mostly generated during the backwash of large tsunami inundations, because there are flutes structures which shape indicate seaward direction.

Radiocarbon dates on shells shows that the littoral deposits at the base of the trench have a mean age of 4086 ± 283 Cal years BP. Charcoal material taken from the base of the first anomalous layer yielded a mean age of 4326 ± 86 Cal years BP, but shell samples from within the layer dated to 4048 ± 20 and 3990 ± 186 Cal years BP giving a maximum age for this deposit. A single radiocarbon result from a charcoal sample taken at the base of the second anomalous layer yielded a mean age of 4362 ± 75 Cal years BP, while a shell from within the deposit dated to 1498 ± 217 cal BP, a maximum age for the event. Shells from within the alluvially-reworked eolian deposits between the anomalous layers produced similar radiocarbon results, dating this unit to around 3975 ± 284 and 3963 ± 282 Cal years BP.

Hornos de Cal Trench

The 1.1 m trench at Hornos de Cal archeological site is located at 11 m.a.s.l. and 95 m from the shoreline (**Figures 2 and 3**). We identified five distinct units overlying littoral deposits at the base of the trench. One layer in particular had a sharp erosional contact at its base and had markedly different characteristics from those of the remaining sedimentary-archeological units (**Figure 10**). This anomalous layer is 15-20 cm thick, thins inland and erosion of the well-developed stratified fabric in the underlying shell midden is indicative of a high-energy seaward-moving flow (**Figure 10**). Further analysis reveals that the layer contains shell fragments, archeological remains, lithic clasts and minerals deposited chaotically within a fine sand and organic-archeological material matrix. We also identified rocky intertidal mollusk fragments such as *Chitonidae*, *Scurria parasitica* and *Tegula*, as well as small gastropod shells. Based upon the sharp erosional contact and incorporation of surface archeological material in the deposit we infer that this represents a high energy seaward flow or backwash associated with tsunami inundation.

Radiocarbon results from a single charcoal sample taken at the base of the inferred tsunami deposit gave a mean age of 4491 ± 27 Cal years BP. Shell samples taken from within the deposit yielded radiocarbon dates of 5921 ± 246 and 5698 ± 213 Cal years BP, suggesting that the former date, i.e. 4491 ± 27 Cal years BP, represents a maximum age for this event



Legend

- Coarse sand Surface layer
- Coarse sand Aluvial layer
- Very coarse sand Beach layer
- Complete shells
- Charcoal
- Coarse medium sand Tsunami layer
- Fine sand Eolian layer
- Cobble
- Broken shells

W ← Pacific Ocean

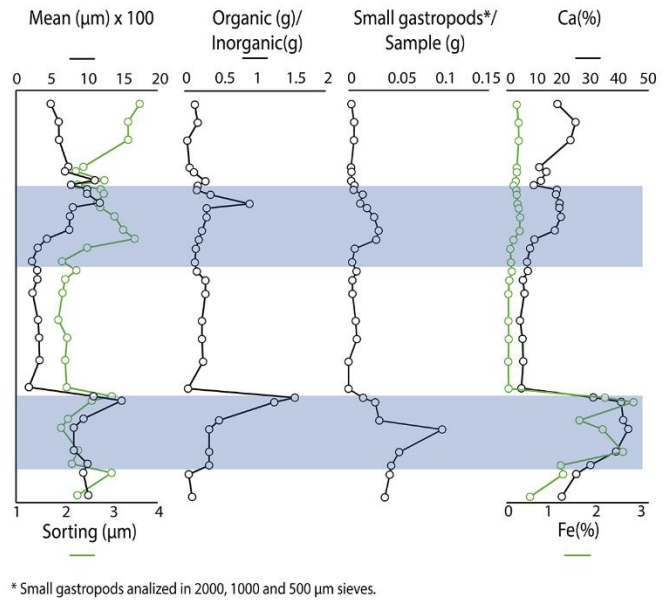
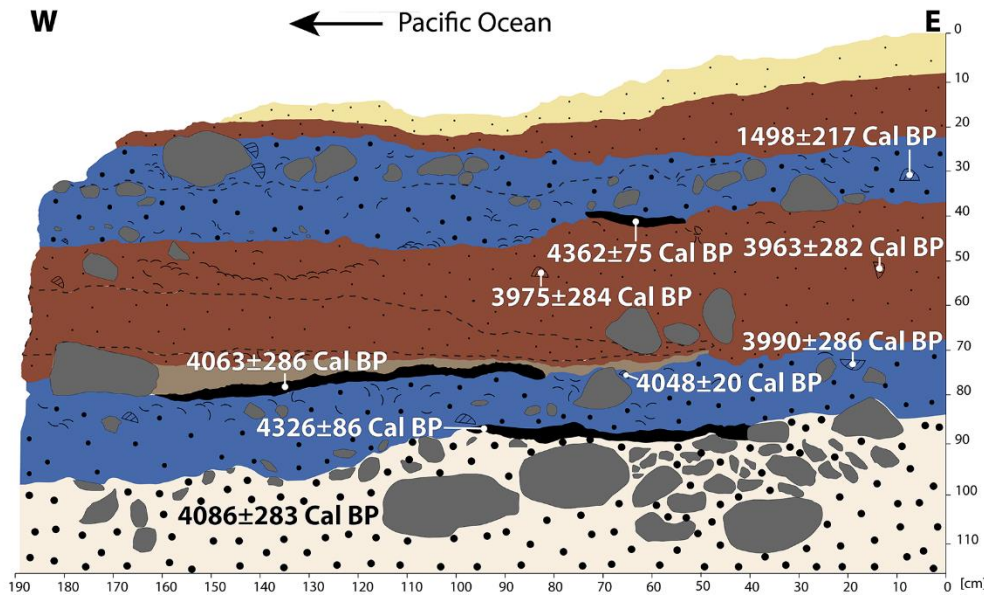


Figure 9. Geological profile in the trench Los Bronces which shows paleotsunamis deposits interpreted by multiproxy studies, some of them indicated in the graphics at the right bottom.

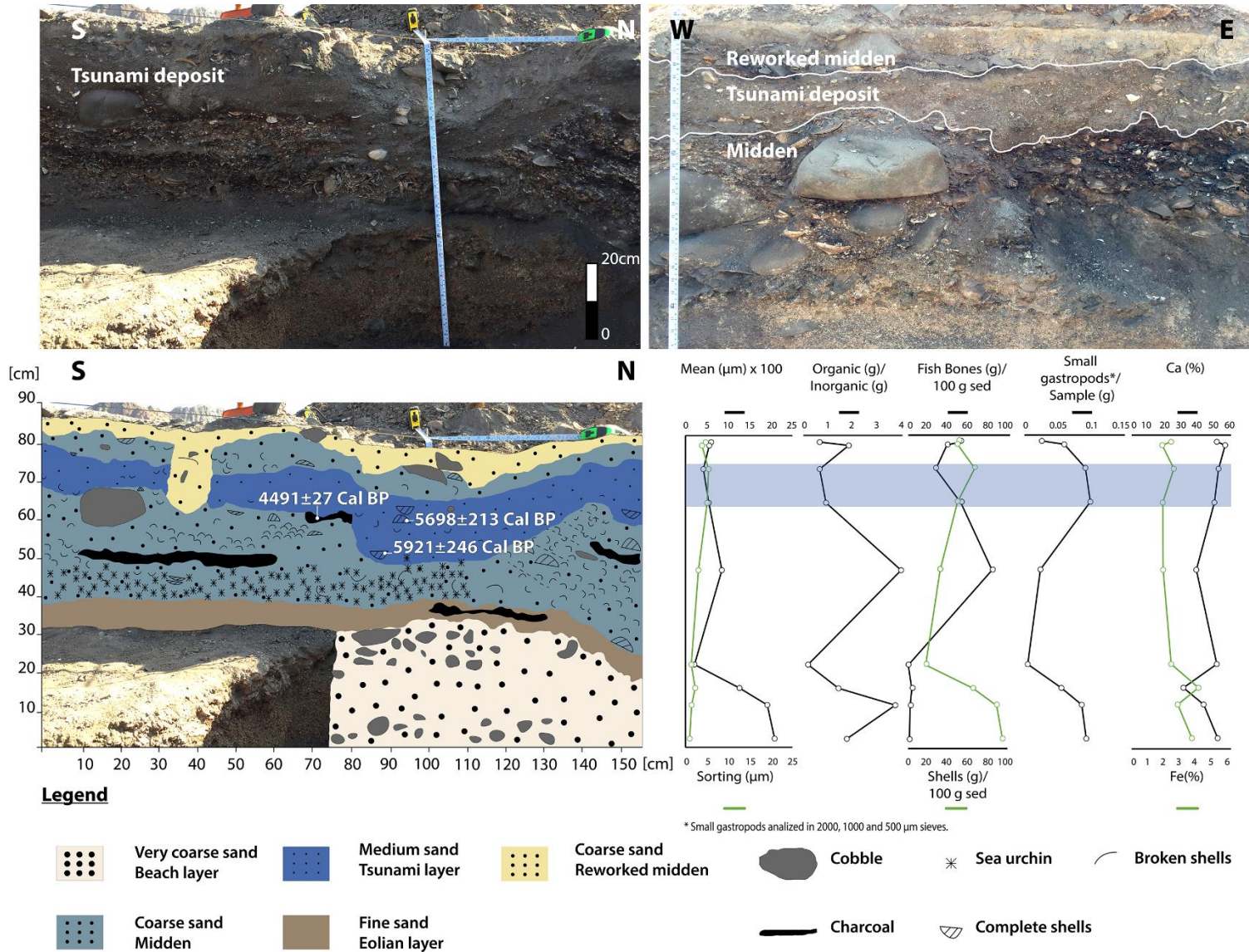


Figure 10. Hornos de Cal trench indicating the interpreted geological profile which shows the paleotsunami deposit cutting the archaeological site, at the left side. Up to the right the image exhibit tsunami deposit flute structure and erosive basal contact.

DISCUSSION

Interpretations and limitations

Through our multiproxy research we have interpreted several anomalous layers in the stratigraphic record as probable tsunami deposits, although some of them are more robust interpretations than others.

Boulders at Matancillas Beach (**Figure 6**) were undoubtedly deposited by high energy flows from the ocean with the smaller boulders having a landward imbrication (31° average) which represent 46% of the measure boulders. According to some authors (e.g. Goto et al., 2007; Etienne et al., 2011) the orientation of the long axis of boulders lies perpendicular to tsunami flow direction in a similar manner to our observations of boulder imbrication. Researchers have shown that the grain size distribution of a potential paleotsunami deposit is source dependent (e.g. Goff & Chagué-Goff, 1999; Dawson & Shi, 2000; Frohlich et al., 2009). With this in mind, the stereoplot (**Figure 7**) indicates that the boulder source should be located to the northwest. This coincides with the location of a peninsula comprised of andesite bedrock some 600 m from the study site – in the opposite direction to the general longshore drift of the area. At Las Lozas Beach we did not record any marked imbrication associated with the boulders. Nevertheless, boulder lithology and/or the sedimentary composition of these clasts is the same as that of the cliff on which they are deposited. Landward of the beach the bedrock lithology does not match that of the boulders so it is plausible to interpret that these blocks would have been deposited on the cliff by a tsunami, although in this instance a large storm is plausible.

Many researchers have carried out research to distinguish between boulders moved by tsunamis and those by storms with the most notable difference being the distance of the clasts from the coast (Kortekaas & Dawson, 2007; Barbano et al., 2010; Goto et al., 2010). According to Weiss, (2012) “tsunamis produce unorganized boulder deposits; whereas, storms are capable of organizing boulders along lines and in clusters”. In contrast, Etienne et al. (2011) showed that boulders deposited by the 2004 Indian Ocean Tsunami formed both aligned accumulations and scattered blocks. It is therefore plausible that the aligned scatter of boulders observed at Matancillas Beach some 160 m from the shoreline were transported by tsunami(s) because we also observed others at both Matancillas and Las Lozas Beaches scattered randomly along the shoreline on cliffs more than 10 m.a.s.l. Furthermore, it should be noted that the boulders imbrication could be correspond an imposition of various storm and tsunami episodes. For this reason, the historical records it's fundamental to determine the origin or ages of these clasts, but unfortunately in the study area this is very limited making it interpretation difficult. Another way to define its genesis is through the fine sediments evidence around the boulders.

The evidence from Cachinales beach is more compelling (**Figures 5 and 8**). The anomalous medium sand deposit contains rounded pebbles with a landward imbrication indicating that it could not have been laid down by alluvial flows. Furthermore, the imbrication planes indicate that the probable tsunami flow ($N30^\circ E$) has come from the Northwest. However, this is not the only evidence for a potential tsunami origin. Additional evidence includes rip-up clasts, a characteristic feature reported for many tsunami deposits, shell hash surrounding some of the larger clasts, loading structures in form of injected material in the lower section of the layer - similar to flute structures, an erosional basal contact, and a landward thinning deposit (Goff et al., 2004, 2011; Le-Roux et al., 2004; Le-Roux & Vargas, 2005; Kortekaas & Dawson, 2007; Morton et al., 2007,

Donato et al., 2009; Lamarche et al., 2011; Ramírez-Herrera, 2011; Bahlburg et al., 2016; Donnelly et al., 2017). Previous research indicates that a tsunami's high energy flow erodes underlying sediments to produce the types of features noted above (Goff et al., 2012a).

At the base of the Los Bronces Trench (**Figures 5 and 9**) there is a layer of well-sorted coarse sediments (pebbles and sand) most probably associated with a Late Pleistocene beach. We also noted alluvial sediments markedly different from their enclosing deposits. Their landward origin is supported by a relative decrease in Ca and Sr concentrations that are relatively higher in the marine units (Goff et al., 2012 a). The trenched section also contains a layer of very well sorted, highly rounded spheroidal clasts contained within a cross-bedded fine sand which we interpret as eolian deposit (Nichols, 2009).

The most interesting observations from this trench are two medium sand units that we associate with marine inundation by either tsunamis or storms. Both units have a sharp erosional basal contact, inverse grading that could represent traction carpets and landward thinning, all of which are similar to the evidence reported for other paleotsunami deposits described in previous research (Nichol et al., 2007; Ramírez-Herrera, 2011; Goff et al., 2012a). Many researchers emphasize the normal grading of tsunamis deposits that is produced by decreasing velocity as the wave moves inland (Goff et al., 2001; Morton et al., 2007; Nichol et al., 2007). However, inverse grading can occur when there are fine but heavy sediments at the base of the tsunami flow. These particles deposit faster with coarser and lighter sediments deposited above (Morton et al., 2008; Moore et al., 2011; Jaffe et al., 2012). When this occurs an inversely graded deposit is created and such grading can also occur during tsunami backwash. Tsunami backwash is associated with strong currents capable of bringing sediment from the inundated land and form channels, when concentrated density flows deposit multiple-graded sediments, when in some cases finer sediments deposit first (Dawson, 1994; Schulte et al., 2011; Slooman et al., 2018). Furthermore, tsunamis with narrower source areas and shorter duration waves are more likely to be dominated by normal grading, while those with wider sources and longer duration waves have more complex deposits containing thicker inversely graded and massive sub-units (Higman & Jaffe, 2005). This provides a basis for distinguishing between the deposits laid down by large subduction zone earthquakes as opposed to more local or point source tsunamis.

The relative decrease in sorting of these two inferred tsunami deposits is interpreted as bring the result of the mixing of saltwater-entrained sediments with those of a terrestrial origin (Dawson & Stewart, 2007; Jaffe & Gelfenbaum, 2007; Morton et al., 2007). Both fine and coarse particles are more rounded in these layers than in the enclosing sediments supporting the inference of the inclusion of sea-rounded sediments (Morton et al., 2007; Nichol et al., 2010). A common feature in these layers is the presence of both intact and broken marine shells some of which also have an imparted imbrication indicative of a landward flow direction (Goff et al., 2012a). Geochemical data also supports the inference of a marine source for the sediments with relative increases in Ca and Sr concentrations associated with carbonates from marine shells and microfossils; and increases in Ti and Fe related to heavy minerals indicating a high energy depositional process (Goff et al., 2004; Nichol et al., 2007). Finally, the marine faunal assemblage within these deposits is that of an intertidal environment and the small gastropod species that we could identify are: *Littorina (Austrolittorina) araucana*, *Eatoniella (Eatoniella) latina*, *Turritella singulata* y *Aeopus Aliciae*. These are not usually associated with archeological midden sites (Guzmán et al., 1998), supporting the interpretation that these layers were

most likely produced naturally by high energy landward flowing tsunami inundation. On the first layer the amount of small gastropod is 73 and the second 26, more than the other layers when the mean of individuals is 4.

Radiocarbon data indicate that the underlying beach deposits have an age of around 4086 ± 283 Cal years BP. Stratigraphically overlying this is the first (lower) inferred tsunami deposit with charcoal at the base dating to 4326 ± 86 Cal years BP, most likely producing an older age than the underlying beach deposits because of inbuilt age (McFadgen, 2007; Ortlieb et al., 2011). Shell dates from within the deposit provide a more reliable maximum age of between 3990 (3704-4275) and 4048 (3760-4336) Cal years BP. Similarly, a radiocarbon date on charcoal from the base of the second (upper) tsunami deposit provides an old age of 4362 ± 75 Cal years BP, once again this is likely due to inbuilt age. The younger shell age of 1498 ± 217 Cal years BP from within the deposit more reasonably represents the maximum age of this event. Accepting that the burning of older wood was common along this coast as found from archeological sites (Ortlieb et al., 2011) the remaining radiocarbon dates are stratigraphically consistent. Furthermore, the maximum age for the upper tsunami deposit closely matches the maximum age for that of the inferred event reported from Cachinales Beach of 1761 ± 238 Cal. years BP. We consider that the deposits reported from these two sites most likely represent the same paleotsunami.

At the archeological site of Hornos de Cal (**Figures 3 and 10**), we a layer of medium sand, with reworked archeological artefact, separating two occupation layers (e.g. Goff & McFadgen, 2003; Goff et al., 2011, 2012b). This layer has a sharp lower contact with loading structures, it thins inland and contains shells that have been oriented by flows moving in a landward direction. Grain size and sorting decrease relative to the underlying archeological layer, indicating not only a different depositional process but also sediment source (e.g. Dawson & Stewart, 2007; Jaffe & Gelfenbaum, 2007; Goff et al., 2011; 2012). In contrast to the Los Bronces trench, the organic material within the deposit comprised a mix of both edible and inedible fauna caused by the reworking of pre-existing middens during inferred tsunami inundation. Indeed, the introduction of small inedible intact gastropods (71 individuals versus 54 in archaeological layer) and decrease in the density of fish bones supports this reworking hypothesis. Geochemical data are equivocal, with notable increases in Ca and Fe most likely reflecting the incorporation of shell midden material into the deposit. Radiocarbon dated in-situ charcoal from the base of this layer produces a maximum age of 4491 ± 27 Cal. years BP. Given the possibility that the charcoal may have an unknown element of inbuilt age, it is plausible that this may be several hundred years older than the event itself. Older radiocarbon ages obtained from shells taken from within the deposit are most likely the product of reworking of littoral deposits by the incoming wave(s).

Our interpretations that the anomalous layers discussed above have a tsunamigenic origin matches well with the characteristics of other inferred tsunami deposits reported elsewhere in that they exhibit a more 'organized' or imbricated fabric than storm deposits (e.g. Nott, 1997; Nanayama et al., 2000, Le Roux & Vargas, 2005).

Implications for tsunami hazard assessment in the area

A review of articles, books, reports and newspapers revealed the effects of the historical tsunamis of 1877 and 1922 in the Taltal region (**Table 3**). The few available historical records confirm that the 1877 megathrust event, produced by a seismic rupture to the north of the study area (**Figure 1**), generated a tsunami that affected the region

although there was no detailed information about the extent of inundation in Taltal city. However, a SHOA (2012) tsunami inundation map indicates that the 1877 event would have generated a maximum run-up to about 7 m a.s.l, with inundation reaching around 170 m inland. For the 1922 tsunami, generated by a seismic rupture to the south of the study area (**Figure 1**), there is more detailed historical information from which we inferred that the flooding caused by this event reached Esmeralda Street in Taltal city, some 5 m a.s.l. and 50 m inland.

The difference in run-up and inundation distance between these two events is largely related to their sources, with the north-facing Taltal Bay more exposed to waves from the 1877 event. Historical data from along the northern Chilean coastline reveals a

Table 3. Summary of run up generated by 1877 and 1922 tsunamis in principal cities of Northern Chilean coast.

TSUNAMI	SOURCE/EDITION	LOCALITY	RUN-UP (m)
1877	El Diario Oficial/Santiago, May 11, 1877.	Chañaral	6
	El Diario Oficial/Santiago, May 15, 1877.	Pisagua	5
	La Reforma/Serena, May 11, 1877.	Coquimbo	6
	La Reforma/Serena, May 14, 1877.	Antofagasta	2
	La Reforma/Serena, May 16, 1877.	Iquique	2
		Antofagasta	6
		Mejillones	15
	La Reforma/Serena, May 18, 1877.	Iquique	6
		Cobija	18
	“Narraciones históricas de Antofagasta”.El terremoto y salida de mar del 9 de mayo de 1877/ Isaac Arce 1930.	Antofagasta	6
	Silgado, 1992.	Chañaral	7
		Arica	19
		Pisagua	5
	Barros, 2010.	Iquique	3
		Mejillones	7-11.5
	Fuchs, 1878.	Iquique	20
	Larenas, 1966.	Mejillones	22
	Terremotos destructivos en América del Sur 1530-1894/ CERESIS, 1985.	Arica	12
		Iquique	6-8
		Tocopilla	10
		Mejillones	10-20
		Caldera	4
	Sismos y Tsunamis/ CONA, 2010.	Arica	18
		Iquique	21
		Cobija	6-9
		Mejillones	9
		Caldera	11
CITSU/ SHOA, 2012, 2013.	Tocopilla	20	
	Mejillones	18	
	Antofagasta	12	
	Taltal	7	
1922	La Razon/ Taltal, November 11, 1922.	Chañaral	9
		Antofagasta	6
		Taltal	2
	La Razon/ Taltal, November 13, 1922.	Chañaral	9
		Antofagasta	9
	La Razon/ Taltal, November 22, 1922.	Chañaral	11
	El Imparcial/ Taltal, November 11, 1922.	Taltal	2
	La voz del Pueblo/ Taltal, November 11, 1922.	Taltal	5
	Boletín del servicio sismológico de Chile xvi. Terremoto de Atacama/1922.	Antofagasta	5
		Taltal	2
		Chañaral	11
	La Tarde/ Coquimbo, November 11, 1922.	Coquimbo	7
	El Comunista/ Antofagasta, November 14, 1922.	Coquimbo	7
	El Comunista/ Antofagasta, November 18, 1922.	Coquimbo	5-10
	El Mercurio de Antofagasta/ Antofagasta, November 11, 1922.	Antofagasta	5
El Mercurio de Antofagasta/ Antofagasta, November 12, 1922.	Antofagasta	9	
	Chañaral	9	

El Mercurio de Antofagasta/ Antofagasta, November 13, 1922.	Huasco	12
	Caldera	8
El Mercurio de Antofagasta/ Antofagasta, November 15, 1922.	Huasco	12
El Mercurio de Antofagasta/ Antofagasta, November 19, 1922.	Huasco	7
El Mercurio de Antofagasta/ Antofagasta, November 20, 1922.	La Chimba	9
Sismos y Tsunamis/ CONA, 2010.	Coquimbo	7
	Caldera	6
	Chañaral	9
	Coquimbo	5
CITSU/ SHOA, 2012, 2014, 2015.	Taltal	7
	Chañaral	15
	Huasco	10
	Coquimbo	7

generally rapid decrease in tsunami run-up northwards from the 1922 rupture area from initial values of around 10-12 m close to the source. Run-up heights decrease southwards from the seismic rupture area of the 1877 tsunami from initial values of around 20-21 m along the coast close to the source (**Figure 11**). These observations also indicate that the seismic ruptures from these last two megathrusts did not involve the subduction interface immediately adjacent to the Taltal region, thus confirming that there is a significant seismic gap offshore. However, the prehistoric data reported above indicate that significantly larger Holocene tsunamis have affected the region.

According to our data from Los Bronces a paleotsunami probably inundated this coastline around 3990 ± 186 Cal years BP. Run-up was to at least 7 m.a.s.l. A more recent paleotsunami no older than 1498 ± 217 cal BP reached at least 8 m a.s.l. In both cases, inland inundation penetrated at least 85 m from the contemporary shoreline. At Hornos de Cal the paleotsunami occurred prior to 4491 ± 27 Cal years BP and given the potential for a reasonable inbuilt age from the charcoal we consider that this may date more closely to that reported from Los Bronces of 3990 ± 186 Cal years BP and as such represents the same event. At Hornos de Cal the paleotsunami reached to at least 10 m a.s.l. and 95 m inland. We consider that the younger event was also identified at Cachinales beach. Here it dates to younger than 1761 ± 238 Cal. years BP, but when considered alongside the Los Bronces age, we favor the younger date of 1498 ± 217 cal BP.

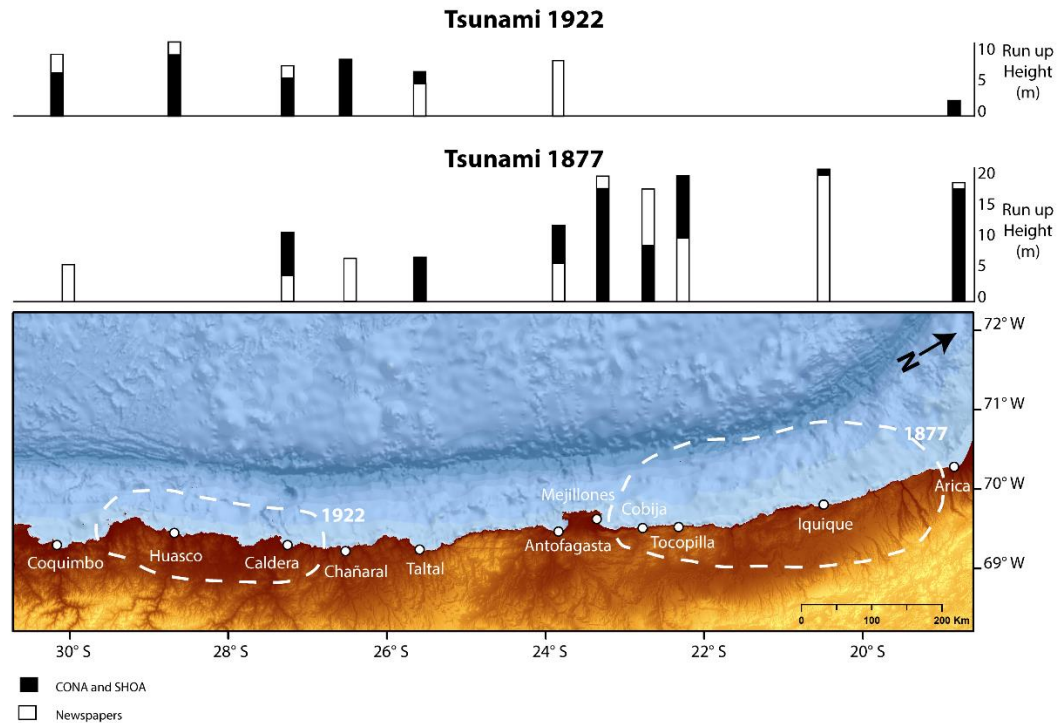


Figure 11. Historical run up of 1877 and 1922 tsunamis in the principal cities of the North of Chile, taken from newspapers and official reports (CONA and SHOA). In white dotted line are presented the rupture zone of these earthquakes.

Our results indicate the importance of incorporating Holocene records of paleotsunamis into the analysis of the potential tsunami hazard for the region especially in areas where the historical record is limited or absent (e.g. Kortekaas & Dawson, 2007).

It is worthy of note that the 1877 earthquake generated a significant trans-Pacific tsunami with deposits recently found on the east coast of New Zealand (Donnelly et al., 2017). The direction of a tsunami's main energy propagated across the Pacific Ocean from a source area incorporating those of the 1877 and 1922 is focussed strongly towards the SW Pacific in general and New Zealand in particular (e.g. Goff et al., 2010). A review of the palaeotsunami records for the SW Pacific region reveals that there are six reported sites from the east coast of New Zealand that have been linked to a potential Chilean sourced event around 1500 years ago (New Zealand Palaeotsunami Database, 2018), near-contemporaneous with the younger event in the Taltal area. There is more evidence for the earlier palaeotsunami around 4000 years ago in the SW Pacific region with potential sites noted on the east coast of New Zealand (up to seven), in SE Australia (two), Vanuatu (two) and Samoa (1) (Switzer et al., 2005; Clark et al., 2011; Goff et al., 2011; Williams et al., 2011; New Zealand Palaeotsunami Database, 2018).

It is therefore these findings from the Taltal area have relevance well beyond Chile with significance implication for offering a better understanding of the tsunami hazard for the wider SW Pacific and beyond.

CONCLUSIONS

Through the analysis of historical records we have revisited the impacts of the 1877 and 1922 tsunamis on the Taltal area, concluding that the relatively small effects of these events were caused by their seismic sources being located either to the south or north of the region as opposed to immediately offshore.

Using a multiproxy approach including geochemical, stratigraphic, sedimentological, geomorphological and archeological analyses, we identified at least two Holocene paleotsunami deposits in archeological sites in the coastal area of Taltal, dated to around 3990 ± 186 Cal. years BP and 1498 ± 17 Cal. years BP. These paleotsunami deposits were found and dated at Cachinales, Los Bronces and Hornos de Cal situated 8 m a.s.l. and 85 m inland, and 10 m a.s.l. and 95 m inland, respectively. They are characterized by deposits that fine inland, have erosional basal contacts and inverse grading probably associated with a traction carpet. They exhibit increased elemental concentrations (Ca and Fe) and are enriched with faunal material mainly as small gastropod shells not found in abundance in any of the archeological layers. The presence of large boulders at or near to the coastline can also be related to large tsunami inundations in the recent past although their age is currently unknown.

Our geo-archeological records suggest that Holocene paleotsunamis were considerably larger in Taltal area than their historical counterparts of 1877 and 1922. This necessitates the need to re-evaluate the tsunami hazard associated with this segment of the major Northern Chile seismic gap particularly in the light of evidence for paleotsunami inundation in the wider SW Pacific.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was funded by Fondecyt #1161547 and Fondecyt #1151203. We thank Catalina Vasquez, Christian Nievas, Roberto Valles, Carola Flores, Francisco Fonseca, José González and Bonnie Vega by their help with laboratory analysis or fieldwork support. The first author thanks his wife Francisca Campos by her useful support with the first version of this manuscript. We thank the anonymous reviewers for their constructive comments.

REFERENCES

- Angermann, D., Klotz, J., & Reigber, C. 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters* 171, 329–334. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00173-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00173-9).
- Bahlburg, H., Nentwig, V. & Kreutzer, M. 2017. The September 16, 2015 Illapel tsunami, Chile-Sedimentology of tsunami deposits at the beaches of La Serena and Coquimbo. *Marine Geology* 396, 43-53.
- Barbano, M.S., Pirrotta, C., Gerardi, F., 2010. Large boulders along the south-eastern Ionian coast of Sicily: storm or tsunami deposits? *Marine Geology* 275, 140–154.
- Bearez, P., Fuentes Mucherl, F., Rebolledo, S., Salazar Sutil, D. & Olguin, L. 2016. Billfish foraging along the northern coast of Chile during the Middle Holocene (7400-5900 cal BP). *Journal of Anthropological Archeology* 41, 185-195. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jaa.2016.01.002>

- Blott, S. & Pye, K. 2001. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1237–1248. DOI: 10.1002/esp.261.
- Castro, V., Escobar, M., & Salazar, Diego. 2012. An anthropological view of the historical mining process of taltal and paposo. *Chungará (Arica)*, 44(3), 401-417. <https://dx.doi.org/10.4067/S0717-73562012000300004>.
- Chagué-Goff, C., Schneider, J., Goff, J., Dominey-Howes, D. & Strotz, L. 2011. Expanding the prozy toolkit to help identify past event-Lessons from the 2004 Indian Ocean Tsunami and the 2009 South Pacific Tsunami. *Earth-Science Reviews* 107, 107-122. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.03.007>
- Cisternas, M., Atwater, B. F., Torrejón, F., Sawai, Y., Machuca, G., Lagos, M., Eipert, A., Youlton, C., Salgado, I., Kamataki, T., Shishikura, M., Rajendran, C. P., Malik, J. K., Rizal, Y., Husni, M. 2005. Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. *Nature* 437, 404–407. <https://doi.org/10.1038/nature03943>
- Clark, K., Cochran, U., & Mazengarb, C. 2011. Holocene coastal evolution and evidence for paleotsunami from a tectonically stable region, Tasmania, Australia. *The Holocene* 21, 883-895.
- Comte, D., & Pardo, M. 1991. Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. *Natural Hazards* 4, 23–44. <https://doi.org/10.1007/BF00126557>
- Dawson A., 1994. *Geomorphology effects of tsunami run up and backwash. Geomorphology*, 10, 83-94.
- Dawson, A. & Shi, S. 2000. Tsunami Deposits. *Pure and Applied Geophysics*, 157, 875-897.
- Dawson, A. & Stewart, I. 2007. Tsunami deposits in the geological record. *Sedimentary Geology* 200, 166-183.
- Donato, S., Reinhardt, E., Boyce, J., Pilarczyk, J. & Jupp, B. 2009. Particle-size distribution of inferred tsunami deposits in Sur Lagoon, Sultanate of Oman. *Marine Geology* 257, 54-64.
- Donnelly, J., Goff, J. & Chagué-Goff, C. 2017. A record of local storms and trans-Pacific tsunamis, eastern Banks Peninsula, New Zealand. *The Holocene* 27 (4), 496-508.
- Ely, L. L., Cisternas, M., Wesson, R. L., & Dura, T. 2014. Five centuries of tsunamis and land-level changes in the overlapping rupture area of the 1960 and 2010 Chilean earthquakes. *Geology* 42, 995–998. <https://doi.org/10.1130/G35830.1>
- Etienne, S., Buckley, M., Paris, R., Nandasena, A. K., Clark, K., Strotz, L., Chagué-Goff, C., Goff, J. & Richmond, B. 2011. The use of boulders for characterising past tsunamis: Lessons from the 2004 Indian Ocean and 2009 South Pacific tsunamis. *Earth-Science Reviews* 107, 76–90. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.12.006>
- Frohlich, C., Hornbach, M.J., Taylor, F.W., Shen, C., Moala, A., Morton, A.L., Kruger, J., 2009. Huge erratic boulders in Tonga deposited by a prehistoric tsunami. *Geology*

- Fuchs, C. 1878. Die vulkanischen Ereignisse des Jahre 1877. *Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 1(2): 106-136.
- Goff, J. & Chagué-Goff, C. 1999. A late Holocene record of environmental changes from coastal wetlands: Abel Tasman National Park, New Zealand. *Quaternary International* 56, 39-51.
- Goff, J., Chagué-Goff, C. & Nichol, S. 2001. Paleotsunami deposits: A New Zealand perspective. *Sedimentary Geology* 143, 1-6.
- Goff, J. R., & McFadgen, B. G. 2003. Large earthquakes and the abandonment of prehistoric coastal settlements in 15th century New Zealand. *Geoarchaeology* 18, 609-623. <https://doi.org/10.1002/gea.10082>
- Goff, J., McFadgen, B. G., & Chagué-Goff, C. 2004. Sedimentary differences between the 2002 Easter storm and the 15th-century Okoropunga tsunami, southeastern North Island, New Zealand. *Marine Geology* 204, 235-250. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00352-9](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00352-9)
- Goff, J., Nichol, S. L., Chagué-Goff, C., Horrocks, M., McFadgen, B., and Cisternas, M. 2010. Predecessor to New Zealand's largest historic trans-South Pacific tsunami of 1868AD. *Marine Geology* 275, 155-165. [10.1016/j.margeo.2010.05.006](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.05.006).
- Goff, J., Chagué-Goff, C., Dominey-Howes, D., McAdoo, B., Cronin, S., Bonté-Grapetin, M., Nichols, S., Horrocks, M., Cisternas, M., Lamarche, G., Pelletier, B., Jaffe, B. & Dudley, W. 2011. Palaeotsunamis in the Pacific Islands. *Earth-Science Reviews* 107, 141-146. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.10.005>
- Goff, J., Chagué-Goff, C., Nichol, S., Jaffe, B., & Dominey-Howes, D. 2012 a. Progress in palaeotsunami research. *Sedimentary Geology* 243-244, 70-88. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.11.002>
- Goff, J., McFadgen, B. G., Chague-Goff, C. & Nichol, S. L. 2012 b. Palaeotsunamis and their influence on Polynesian settlement. *The Holocene* 22, 1067-1069. <https://doi.org/10.1177/0959683612437873>
- Goto, K., Miyagi, K., Kawamata, H. & Imamura, F. 2010. Discrimination of boulders deposited by tsunamis and storm waves at Ishigaki Island, Japan. *Marine Geology*, 269, 34–45. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.12.004>
- Goto, K., Kawana, T. & Imamura, F. 2010. Historical and geological evidence of boulders deposited by tsunamis, southern Ryukyu Islands, Japan. *Earth-Science Reviews*, 102, 77–99. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.06.005>
- Goto, K., Sugawara, D., Ikema, S., & Miyagi, T. (2012). Sedimentary processes associated with sand and boulder deposits formed by the 2011 Tohoku-oki tsunami at Sabusawa Island, Japan. *Sedimentary Geology* 282, 188–198. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.03.017>
- Goto, K., Chavanich, S. A., Imamura, F., Kunthasap, P., Matsui, T., Minoura, K., Sugawara, D. & Yanagisawa, H. 2007. Distribution, origin and transport process of boulders deposited by the 2004 Indian Ocean tsunami at Pakarang Cape, Thailand.

Sedimentary Geology 202, 821–837.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.09.004>

- Guzmán, N., Saá, S. & Ortlieb, L. 1998. Catálogo descriptivo de los moluscos litorales (Gastropoda y Pelecypoda) de la zona de Antofagasta, 23° S (Chile). Descriptive catalogue of nearshore molluscs (gastropoda and Pelicypoda) from Antofagasta area, 23° S (Chile). *Estudios Oceanológicos* 17, 17–86. Retrieved from http://www.uantof.cl/recursos_mar/pdf/vol17/vol17_17.pdf.
- Higman, B., Jaffe, B., 2005. A comparison of grading in deposits from five tsunamis: does tsunami wave duration affect grading patterns? *Eos Trans. AGU* 86 (52) Fall Meet. Suppl., Abstract T11A-0362.
- Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC) of UNESCO. 2013. Tsunami Glossary. Technical collection of COI. N° 85. Paris.
- Jaffe, B.E., Gelfenbaum, G., 2007. A simple model for calculating tsunami flow speed from tsunami deposits. *Sedimentary Geology* 200, 347–361.
- Jaffe, B., Goto, K., Sugawara, D., Richmond, B., Fujino, Sh. & Nishimura, Y. 2012. Flow speed estimated by inverse modeling of sandy tsunami deposits: results from the 11 March 2011 tsunami on the coastal plain near the Sendai Airport, Honshu, Japan. *Sedimentary Geology* 282, 90-109. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.09.002>
- Kausel, E. 1986. Los Terremotos de Agosto de 1868 y Mayo de 1877 que Afectaron el Sur del Peru y Norte de Chil. *Boletín de la Academia Chilena de Ciencias* 3, 8-12.
- Kortekaas, S., Dawson, A.G., 2007. Distinguishing tsunami and storm deposits: an example from Martinhal, SW Portugal. *Sedimentary Geology* 200, 208–221.
- Lagos, M. & Cisternas, M. 2004. Depósitos de Tsunami como indicadores de riesgo : evidencias. *Revista Geográfica de Chile Terra Australis* 49, 329–351.
- Lamarche, G., Lurton, X., Verdier, A.-L., and Augustin, J.-M. 2011. Quantitative characterization of seafloor substrate and bedforms using advanced processing of multibeam backscatter. Application to the Cook Strait, New Zealand. *Continental Shelf Research* 31 (2), 93-109. <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2010.06.001>
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y. & Sambridge, M. 2014. Sea level and global ice volumens from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(43), 15296-15303.
- Larenas, J. 1966. Fundación de Antofagasta y su primera década. Ilustre Municipalidad de Antofagasta. Editorial Universitaria. Santiago, Chile.
- Le Roux, J. P., Gómez, C., Fenner, J. & Middleton, H. 2004. Sedimentological processes in a scarp-controlled rocky shoreline to upper continental slope environment, as revealed by unusual sedimentary features in the Neogene Coquimbo Formation, north-central Chile. *Sedimentary Geology* 165, 67–92.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2003.11.006>.
- Le Roux, J.P. & Vargas, G. 2005. Hydraulic behavior of tsunami backflows: insights from their modern and ancient deposits. *Environmental Geology* 49 (1), 65-75.

- McFadgen, B.G. 2007. Hostile Shores: Catastrophic events in pre-historic New Zealand and their impact on Maori coastal communities. Auckland University Press, Auckland.
- Métois, M., Vigny, C. & Socquet, A. 2016. Interseismic Coupling, Megathrust Earthquakes and Seismic Swarms Along the Chilean Subduction Zone (38°–18°S). *Pure and Applied Geophysics* 173, 1431–1449. <https://doi.org/10.1007/s00024-016-1280-5>
- Monge, J. 1993. Estudios de riesgo de tsunami en costas chilenas. En: JORNADAS CHILENAS de Sismología en ingeniería antisísmica, V.2., Santiago, Chile. pp. 3-22.
- Moore, A., Goff, J., McAdoo, B., Fritz, H., Gusman, A., Kalligeris, N., Kalsum, K., Susanto, A., Suteja, D. & Synolakis C. 2011. Sedimentary Deposits from the 17 July Western Java Tsunami, Indonesia: Use of Grain Size Analysis to Assess Tsunami Flow Depth, Speed, and Traction Carpet Characteristics. *Pure and Applied Geophysics* 168, 1951-1961.
- Morton, R., Gelfenbaum, G. & Jaffe, B. 2007. Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sedimentary Geology* 200, 184-207.
- Morton, R., Goff, J. & Nichol, S. 2008. Hydrodynamic implication of textural trends in sand deposits of the 2004 tsunami in Sri Lanka. *Sedimentary Geology* 207, 56-64. doi:10.1016/j.sedgeo.2008.03.008.
- Nanayama F, Shigenob K, Satakea K, Shimokawaa K, Koita- bashic S, Miyasakac S, Ishiic M. 2000. Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki tsunami and the 1959 Miyakojima typhoon at Taisei, southwestren Hokkaido, northern Japan. *Sedimentary Geology* 135, 255-264.
- Nandasena, N. A. K., Tanaka, N., Sasaki, Y., & Osada, M. 2013. Boulder transport by the 2011 Great East Japan tsunami: Comprehensive field observations and whither model predictions? *Marine Geology* 346, 292–309. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.09.015>
- New Zealand Palaeotsunami Database. 2018. <https://ptdb.niwa.co.nz> (Accessed 18 June 2018).
- Nichols, G. 2009. Sedimentology and Stratigraphy. 2nd Edition. Wiley-Blackwell. 456p.
- Nichol, S. L., Goff, J. R., Devoy, R. J. N., Chagué-Goff, C., Hayward, B. & James, I. 2007. Lagoon subsidence and tsunami on the West Coast of New Zealand. *Sedimentary Geology* 200, 248-262. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.01.019>.
- Nichol, S.L., Chagué-Goff, C., Goff, J., Horrocks, M., McFadgen, B. & Strotz, L. 2010. Geomorphology and accommodation space as limiting factors on tsunami depositon: Chatham Island, southwest Pacific Ocean. *Sedimentary Geology* 229, 41-52.
- Nott, J. 1997. Extremely high-energy wave deposits inside the Great Barrier Reef, Australia; determining the cause — tsunami or tropical cyclone. *Marine Geology* 141, 193–207.

- Ortlieb, L., Vargas, G., Saliège, J.-F. 2011. Marine radiocarbon reservoir effect along the northern Chile–southern Peru coast (14–24°S) throughout the Holocene. *Quaternary Research* 75, 91–103.
- Pizazzoli, P. 1991. World Atlas of Holocene Sea-Level Changes. Elsevier. Amsterdam, Neatherlands.
- Piscitelli, A., Milella, M., Hippolyte, J. C., Shah-Hosseini, M., Morhange, C. & Mastronuzzi, G. 2016. Numerical approach to the study of coastal boulders: The case of Martigues, Marseille, France. *Quaternary International* 439, 52–64. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.10.042>.
- Ramírez-Herrera, M.T. 2011. Evidencias ambientales de cambios de nivel de la costa del Pacífico de México: Terremotos y tsunamis. *Revista de Geografía Norte Grande* 49, 99–124. doi:10.4067/S0718-34022011000200007
- Rebolledo, S., Bearez, P., Salazar, D. & Fuentes, F. 2016. Maritime fishind during Middle Holocene in the *hyperarid* coast of Atacama Desert. *Quaternary International*, 391, 3-11. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.051>
- Ruiz, S. & Madariaga, R. 2018. Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile. *Tectonophysics* 733, 37-56. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.01.015>
- Salazar, D., Figueroa, V., Andrade, P., Salinas, H., Olguín, L., Power, X., Rebolledo, S., Parra, S., Orellana, H. & Urrea, J. 2015. Cronología Y Organización Económica De Las Poblaciones Arcaicas De La Costa De Taltal. *Estudios Atacameños* 50, 07–46. <https://doi.org/10.4067/S0718-10432015000100002>.
- Schulte, P., Smit, J., Deutsch, A., Salge, T., Friese, A. & Beichel, K. 2011. Tsunami backwash deposits with Chicxulub impact ejecta and dinosaur remains from the Cretaceous–Palaeogene boundary in the La Popa Basin, Mexico. *The journal of the International Association of Sedimentologists*, 59, 737-765.
- Schurr, B., Asch, G., Hainzl, S., Bedford, J., Hoehner, A., Palo, M., Wang, R., Morenos, M., Bartsch, M., Zhang, Y., Oncken, O., Tilmann, F., Dahm, F., Victor, P., Barrientos, S. & Vilotte, J. P. 2014 a. Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake. *Nature* 512, 299–302. <https://doi.org/10.1038/nature13681>
- SHOA (Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile). (n.d.). Registro de los principales tsunamis que han afectado a la costa de Chile, 1–6. Retrieved from http://www.shoa.cl/servicios/tsunami/data/tsunamis_historico.pdf.
- SHOA (Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile). 2012. Puerto Taltal Carta de inundación por tsunami referida a evento del año 1877. 1: 10000 map. <http://www.shoa.cl/php/citsu.php?idioma=en> (accessed 18 June 2018)
- Silgado, E. 1992. Investigación de la Sismicidad Histórica en la América del Sur en los Siglos XVI, XVII, XVIII y XIX. CONICETY-CERESIS. Lima, Perú.
- Slootman, Simpson, G., Castelltort, S. & Boer, P. 2018. Geological record of marine tsunami backwash: The role of the hydraulic jump. *The Depositional Record* 2018; 4(1): 59–77.

- Spiske, M., Piepenbreier, J., Benavente, C. & Bahlburg, H., 2013a. Preservation potential of tsunami deposits on arid siliciclastic coasts. *Earth-Science Reviews* 126, 58-73.
- Spiske, M., Piepenbreier, J., Benavente, C., Kunz, A., Bahlburg, H. & Steffahn, J., 2013b. Historical tsunami deposits in Peru: Sedimentology, inverse modeling and optically stimulated luminescence dating. *Quaternary International*, 305, 31-44.
- Switzer, A., Pucillo, K., Haredy, R., Jones, B., & Bryant, E., 2005. Sea level, storm, or tsunami: enigmatic sand sheet deposits in a sheltered coastal embayment from southeastern New South Wales, Australia. *Journal of Coastal Research* 21, 655-663.
- Vargas, G., Ortlieb, L. & Rutllant, J., 2000. Aluviones historicos en Antofagasta y su relacion con eventos El Niño/Oscilacion del Sur. *Revista Geologica de Chile* 27, 157-176.
- 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, 381–398. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.031>
- Vargas, G., Rutllant, J., Ortlieb, L., 2006. ENSO tropical-extratropical climate teleconnections and mechanisms for Holocene debris flows along the hyperarid coast of western South America (17°-24°S). *Earth and Planetary Science Letters* 249, 467-483.
- Weiss, R. 2012. The mystery of boulders moved by tsunamis and storms. *Marine Geology* 295–298, 28–33. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.12.001>
- Williams, S., Goff, J., Prasetya, G., Cheung, K.F., Chagué-Goff, C., Davies, T., Wilson, T., 2011. Characterising diagnostic proxies for identifying palaeotsunamis in a tropical climatic regime, Samoan Islands. MTS/IEEE Oceans 2011 Conference, Kona, Hawaii, p. 10 pp.

5 Discusión

5.1 Efectos de grandes tsunamis en Taltal y el norte de Chile.

Respecto a la información histórica obtenida a través de los diferentes artículos, libros, informes y diarios, en los años en que ocurrieron los distintos tsunamis, podemos señalar lo siguiente de cada evento:

Terremoto del 9 de Mayo de 1877: Según varios autores (Comte & Pardo, 1991; Ruiz & Madariaga, 2018) este sismo y tsunami ha sido uno de los mas grande registrados en la historia del sur del Perú y el Norte de Chile. Fue un terremoto de magnitud Mw 8,8, el que tuvo una longitud de ruptura de 400 km aproximadamente, cuyo epicentro se ubicó frente a la costa de la ciudad de Iquique y que provocó un gran tsunami que afectó a las costas de Chile y el océano Pacífico. Dado el registro histórico de los diarios analizados en esta investigación podemos señalar que este tsunami generó daños en las principales ciudades portuarias del norte de Chile, como Arica, Iquique, Antofagasta, Taltal, Chañaral y Coquimbo. De cada una de las ciudades anteriormente mencionadas, se compara con las cartas de inundación publicadas e interpreta lo siguiente:

- Iquique: Aquí el maremoto devastó casi toda la parte baja de la ciudad, pero además provocó un gran incendio que siguió destruyendo las edificaciones que no se habían destruido por el tsunami. Se señala que el agua subió 6 m aproximadamente y que llegó hasta la estación de ferrocarriles, por lo tanto el mar debió haber avanzado 300 m en el sector de la puntilla. En el antiguo barrio de “El Morro”, el mar ingresó hasta la calle Aspirante Izaza, avanzado 250 m y destruyendo todo a su paso. En el capítulo “Sismos y Tsunamis del libro Geología Marina de Chile” (Lorca et al., 2010), los registros de tsunamis históricos plantean que el mar subió hasta 21 m en este puerto. Basándose en el “Plano de Iquique de 1883” (**Figura 23**), se ha podido estimar la inundación generada por este maremoto, la cual nos indica que el run up máximo en este puerto fue de 20 m. De acuerdo a la carta de inundación por tsunami (CITSU) de Iquique, generada por el SHOA, Ed. 2012; la inundacion máxima señala en ella es de 21 m, la cual es mayor que los datos obtenidos a partir de las crónicas. Esto se debe a que, probablemente la carta está generada con una mayor base de datos que los utilizados en esta investigación y/o que la carta solo muestra los resultados de un modelo numérico que podría estar sobreestimando los resultados. También esta diferencia ocurre porque, dado la lejanía respecto al área de estudio se decidió no buscar información en los diarios locales de Iquique de la época, por lo tanto la información que se obtuvo es mucho menor, lo que sería la causa de esta diferencia. Sin embargo esta diferencia no es muy grande por lo que ambos datos se pueden tomar como válidos respecto a la inundación de este tsunami.



Figura 23. Plano de Iquique, 1883.

- Antofagasta:** Aquí el mar avanzó aproximadamente unos 370 m, debido a que en el libro Narraciones Históricas de Antofagasta, se señala que la inundación llegó hasta la mitad de la plaza Colón, además en el diario “La Reforma” se señala que se registraron daños a más de 100 metros de la línea de costa, en el Pasaje Ballivian (Actualmente llamado Pasaje Sargento Aldea), y la inundación llegó a los principales edificios del comercio de la calle Balmaceda. Estos nos indica que el mar subió al menos 6 m s.n.m. Para poder analizar las distancia que afecto el tsunami se usó el “Plano-Guía comercial de la ciudad de Antofagasta, 1845” (Figura 24) Con estos datos la podemos comparar con la CITSU del 2013 de esta ciudad, cuyos resultados son bastante diferentes. La carta de inundación del SHOA estima una inundación mayor en la parte céntrica de la bahía la cual alcanza los 12 m snm. Esto se debe a que el mapa generado por el SHOA está basado en un modelo numérico el cual podría estar sobreestimando la inundación, dado que estos mapas por lo general son conservadores en sus resultados, porque su principal función es evitar desastres

que afecten a la población. Cabe destacar que la historia de la ciudad de Antofagasta se remota a mediados del siglo XIX, de donde cuya fundación fue en el año 1868 por el Gobierno Boliviano, por tal razón la cantidad de información que existe no es mucha y aquella que se obtuvo se encuentra limitada a las dimensiones de lo que era la ciudad en ese momento.

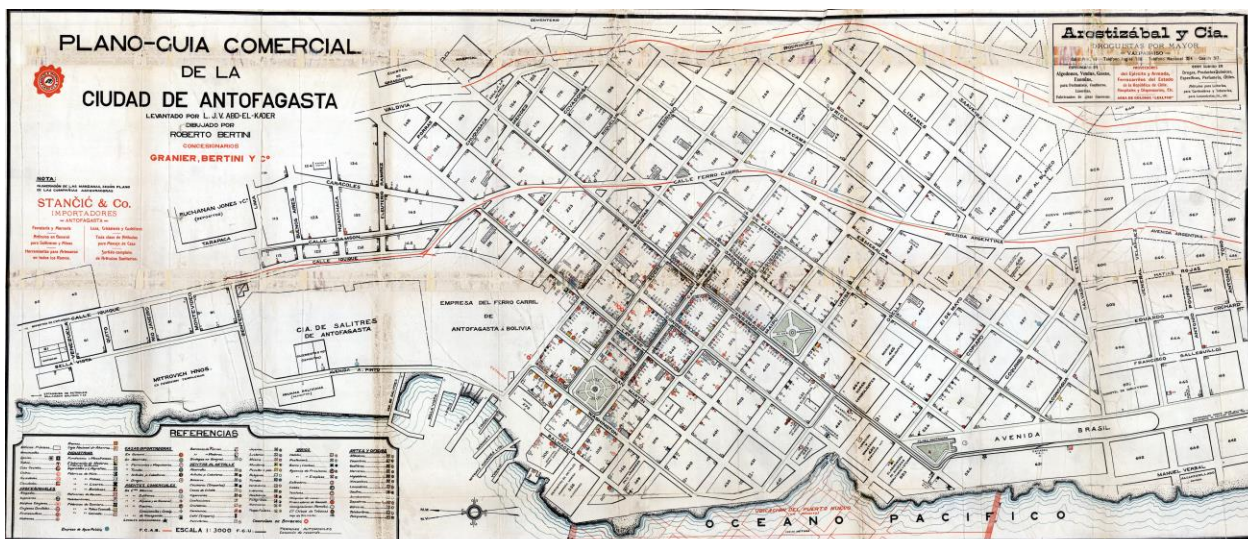


Figura 24. Plano de Antofagasta, 1880.

- Taltal:** Para este puerto, el único registro que se pudo obtener fue el de las “Narraciones Históricas de la ciudad de Antofagasta”, en donde se señala que en esta ciudad hubo un tsunami el que generó pérdidas humanas. Lamentablemente no hay mayor detalle de los efectos materiales del tsunami, con el cual se pueda estimar la inundación provocada por este. Por tal razón es que se opta por tomar la carta de inundación del SHOA como la única fuente confiable para estimar los datos geográficos del tsunami. De acuerdo a lo anterior, y tomando en cuenta el “Plano catastral de Taltal, 1907” (Figura 25), podemos señalar que el tsunami avanzó aproximadamente unos 160 m, subiendo 7 m desde la línea de costa, debido a que, según la CITSU de Taltal, la mayor inundación llegó hasta la calle Arturo Prat con J.A. Moreno, donde actualmente se encuentra el museo Augusto Capdeville. Hacia el norte de la ciudad los lugares más afectados fueron, donde actualmente está el muelle en ruinas de carga salitrera en la Caleta Ossa, los que se encuentran a 5 m del nivel del mar. En general podemos deducir que no hubo grandes daños provocados por el tsunami, salvo las edificaciones más cercanas a la línea de costa. En relación a la estimación de la inundación generada por el SHOA, puede que esta esté sobreestimando el mayor alcance de la ola, debido a que se está basando en un modelo numérico.

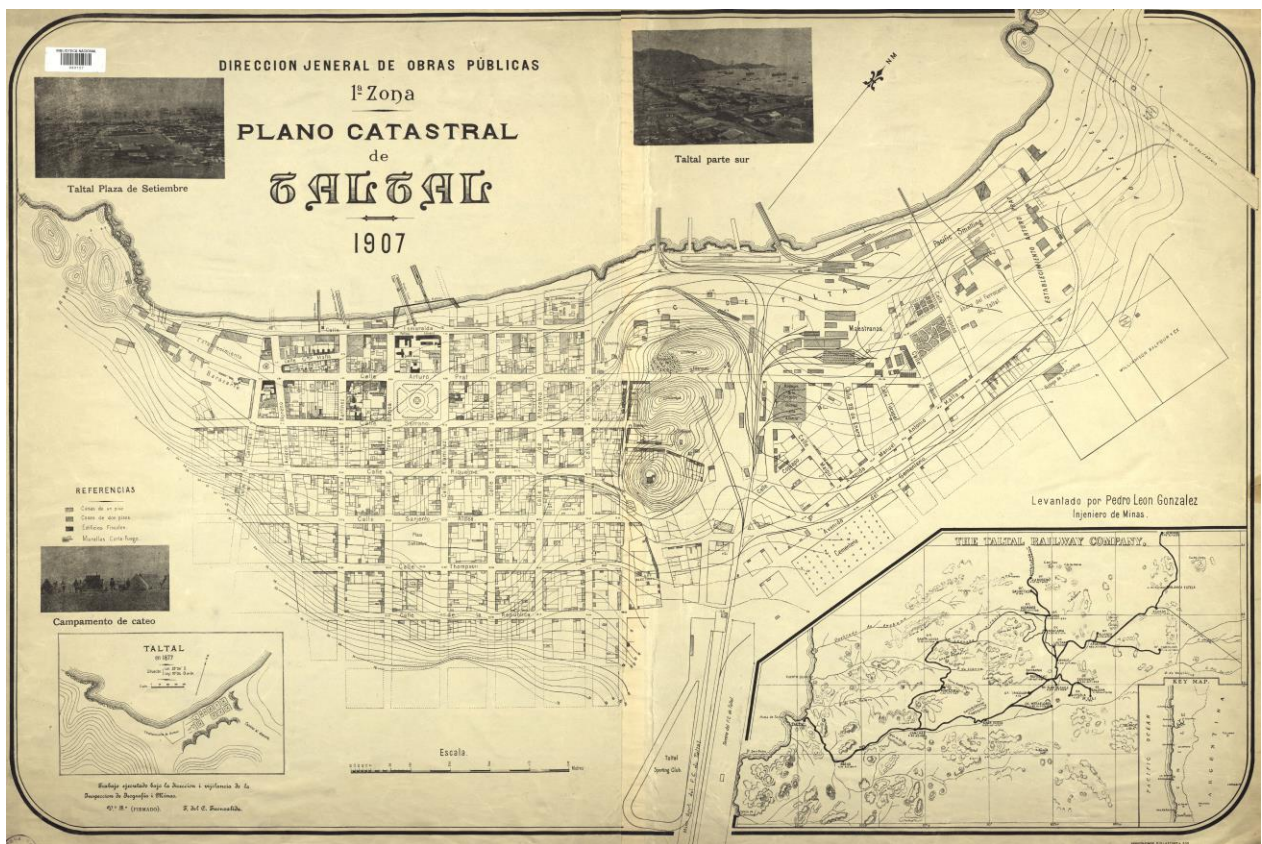


Figura 25. Plano de Taltal, 1907.

- Chañaral:** Según los registros obtenidos en esta ciudad el mar avanzó 100 metros desde la línea de costa destruyendo la primera hilera de casas más cercanas al mar. Dado lo anterior y comparando con el “Plano del Puerto de Chañaral de 1898” (**Figura 26**), las olas avanzaron hasta la calle Merino Jarpa, donde antiguamente se ubicaba la línea de ferrocarriles, desde Sur a Norte. Sin embargo los daños no solo fueron provocados por la ola, debido a que hubo un gran incendio que destruyó parte de la ciudad. De la poca información que existe se interpreta que los daños causados por el tsunami no fueron de gran proporción para toda la ciudad, sino que solo afectó mayoritariamente a la zona baja de este puerto, donde subió 7 m.s.n.m. La carta de inundación de este puerto no está basada en este sismo, pero aun así las zonas inundadas reportadas por esta investigación, a través del análisis de los relkatos históricos, coinciden con el mapa.

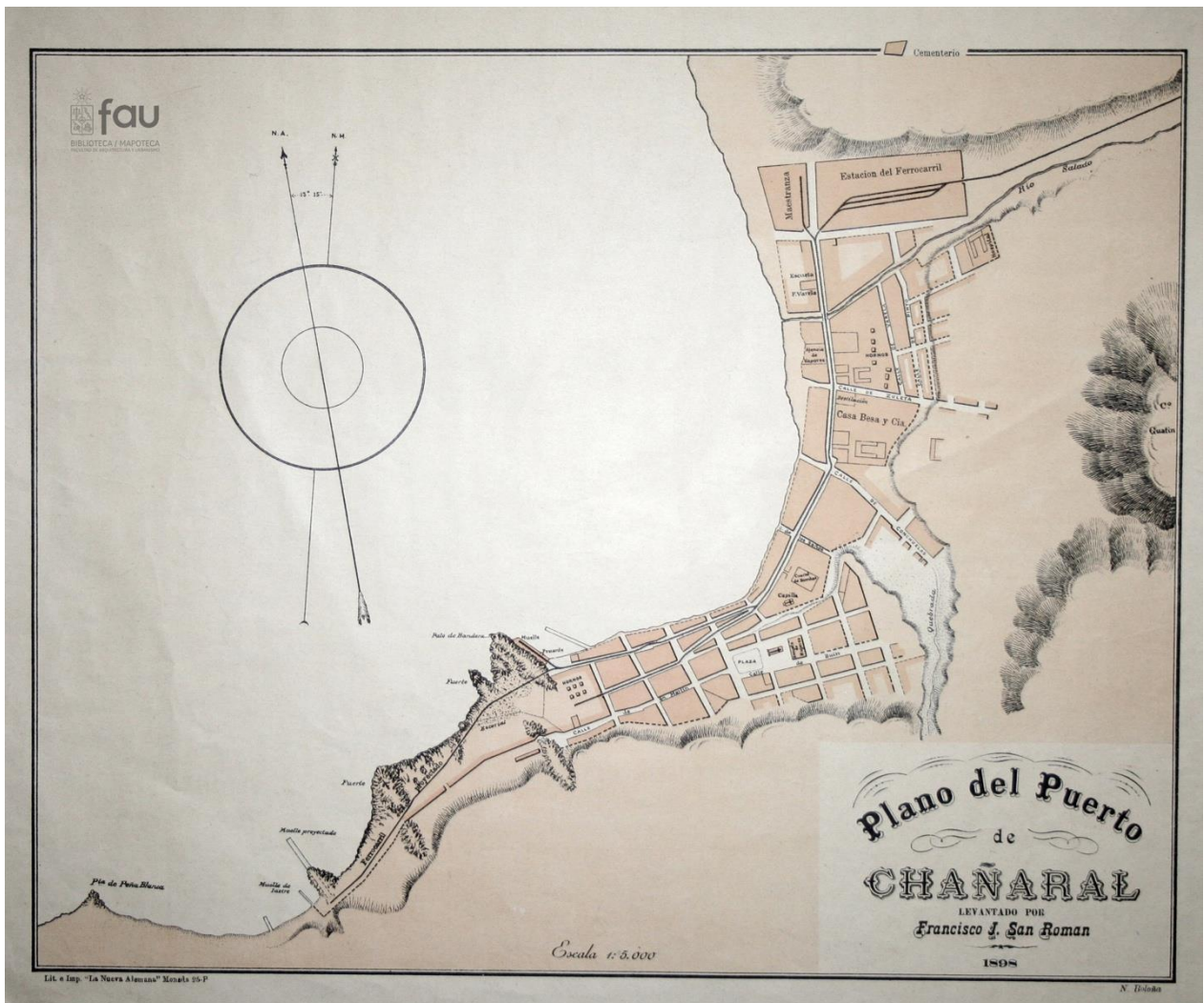


Figura 26. Plano de Chañaral, 1898.

- Coquimbo:** En esta ciudad el tsunami no tuvo una gran inundación, debido a que el mar llegó hasta la “plaza del muelle” que se ubicaba a 80 m de la línea de costa y a 6 m.s.n.m, basándose en el “Plano del Puerto de Coquimbo, 1895” (**Figura 27**). A parte de este dato no existen más reportes de los efectos del tsunami, por lo que no se puede estimar la inundación en otros lugares de la ciudad. Al igual que en Chañaral la carta de inundación de esta ciudad no considera los datos de este sismo. A pesar de esto, en la zona del muelle la inundación coincide con los relatos históricos.



Figura 27. Plano de Coquimbo, 1895.

Terremoto del 11 de Noviembre de 1922: Este sismo que provocó este tsunami tuvo su epicentro en la región de Atacama a una profundidad de 70 km, en las cercanías de la ciudad de Vallenar, cuya magnitud ha sido estimada en $M_s = 8.3$ y largo de ruptura de 300 km (Beck et al., 1998). Este ha sido uno de los grandes terremotos ocurridos en el

siglo XX. El tsunami afectó desde el Callao en Perú hasta Coquimbo en Chile, siendo la parte más afectada desde esta ciudad hasta el puerto de Chañaral (Beck et al., 1998). Lomnitz, 2004 señala que en las ciudades de Chañaral, Caldera y Coquimbo la subida del mar fue entre 9-7 m. Respecto a las ciudades los daños registrados en la prensa y literatura, recopilada en esta investigación, podemos señalar lo siguiente:

- Antofagasta: En la parte central de la ciudad el mar avanzó en un rango de 100 a 160 m, debido a que en los diarios señalan que hubo destrozos en la primera cuadra de las calles Baquedano y Maipú por la avenida Balmaceda, además el mar llegó a la calle Bellavista que se ubica hacia el norte del centro de la ciudad de la época, según el plano de la ciudad de 1938. Esto indicaría que el mar subió aproximadamente 9 m desde el nivel del mar. Cabe destacar que en la intersección de las calles Condell y Copiapó, ubicada a 50 m de línea de costa, los registros señalan que hubo pocos daños de las edificaciones, por lo que el ingreso del mar fue más destructivo por el centro de la ciudad. También hubo inundaciones en la Avenida Brasil que se ubica a 150 de la línea de costa y a 5 m.s.n.m. Además hacia el Norte de la ciudad, en la caleta vieja, el mar ingresó casi 3 km, debido a que esta zona es una península que se orienta hacia el sur, por lo que el tsunami pudo entrar directamente hacia el continente, en relación a la ubicación del epicentro. Comparando con la carta de inundación los datos coinciden muy bien, salvo en la parte sur, en la Avenida Brasil, donde el mar según los relatos tuvo un mayor alcance de lo mostrado en la CITSU, sin embargo esta carta no toma los datos de este sismo para hacer su modelo.
- Taltal: Los diarios locales, señalan que en la ciudad solo hubo una salida del mar la que no causó grandes daños. Los relatos mencionan que el mar subió 5 m en la playa donde se ubican los pescadores (actualmente caleta de pescadores) hacia el sur. Además se menciona que el mar avanzó 50 m inundando la calle Esmeralda generando leves perjuicios en las casas más cercanas. Dentro de los daños se relatan agrietamientos en los muros cortafuegos provocados por el sismo. Por lo tanto los daños en este puerto fueron muy leves y solo afectaron a las embarcaciones que se encontraban en las caletas. Respecto a la carta de inundación, nuestros datos señalan inundaciones menores a las que en esta se indican (7 m), por lo que nuevamente, la diferencia se debe al uso de un modelo numérico para la CITSU que puede estar sobreestimando la inundación o que dentro de la base de datos que ellos manejan existe mayor información de la que se obtuvo en esta investigación.
- Chañaral: Este fue uno de los lugares más afectados por este tsunami, donde se registró que el mar destruyó la parte baja de la ciudad, subiendo hasta 11 m respecto del nivel del mar, dejando solo unas pocas casas de la parte alta en pie. Fueron tres los avances del mar que afectaron a este puerto: La primera avanzó hasta la calle Merino Jarpa (100 m aprox.), sin generar daños. La siguiente inundación fue con mayor masa de agua y generó leves daños en la calle Merino Jarpa. Finalmente la última ola fue la más destructiva, la cual dejó en ruinas la zona del comercio de la ciudad e inundó hasta la calle de Pinto incluso llegando hasta el hospital, ubicado a 600 metros de la línea de costa según el “Plano del puerto Chañaral, de 1898”. Los efectos del tsunami fueron mayores hacia el norte de la ciudad, donde el mar llegó incluso al río Salado (11 m.s.n.m.) y cuya inundación se estima de un ancho

de 500 m por 1 km de largo, lo que abarca casi toda la ciudad. Comparando con la CITSU, esta información es muy coherente con los resultados obtenidos, dado que en la carta se puede observar que la casi toda la ciudad se vio inundada por este evento, donde solo se salvaron las edificaciones que se ubicaban en la parte alta. Ahora bien en esta investigación no se obtuvo mucha información respecto al Norte del puerto, por lo que la información que se muestra en la carta, cuya inundación alcanza los 15 m snm, responden al modelo que se utilizó en ella o a información adicional que el SHOA tiene de ese lugar.

- **Coquimbo:** En este puerto el tsunami hizo 3 salidas y causó grandes pérdidas materiales y humanas. La información obtenida permite estimar que el mar subió 7 m y avanzó en la parte central de la bahía unos 300 metros, destruyendo las casa de la avenida Baquedano, población Victoria y la línea férrea que une a este puerto con La Serena. El mar afectó gran parte del muelle de la ciudad, en donde el avance del tsunami fue de 400 metros donde subió 10 m, el que provocó grandes daños al comercio ubicado en la calle Aldunate, de acuerdo a los “Plano de Coquimbo, de 1934” y “Plano del Puerto de Coquimbo de 1895”. Dentro de las principales pérdidas materiales se encuentran el Muelle Lynch, la plaza Vicuña Mackenna, la gobernación marítima y la estación de ferrocarriles. Hacia el norte de la ciudad la inundación fue de 480 m (8 msnm), dado que los diarios registran la destrucción del “Puente Negro” de ferrocarriles ubicado sobre la “Laguna Puente Negro”. No solo se registraron daños por el tsunami, sino que también por el sismo, de donde destacan varios derrumbes de casas. Comparando con la carta de inundación para tsunamis del SHOA, la información que se obtuvo es casi idéntica, debido a que la inundación señalada por esta, es casi la misma que se identificó en las crónicas estudiadas en esta investigación.

Terremoto del 28 de Diciembre de 1966: Este evento fue de magnitud $M_w=7,7$ cuyo epicentro fue en el océano al sur de la ciudad de Taltal. Según los estudios de Deschamps et al., (1980) este fue profundo en la zona de interface de la subducción de placas. Además según (Arabasz, 1968) este sismo no tendría relación con las fallas que se ubican debajo de la ciudad de Taltal, debido a la profundidad del epicentro. Respecto a los registros de las ciudades del norte de Chile se obtiene lo siguiente:

- **Antofagasta:** En esta ciudad no se registró Tsunami. El terremoto solo causó movimiento de tierra sin la destrucción de edificaciones.
- **Taltal:** Los datos obtenidos nos permiten asegurar que en este puerto no hubo un gran tsunami. Solo se registraron leves variaciones de marejadas que inundaron la playa y solo una casa se vio afectada. Sin embargo los mayores daños fueron provocados por el movimiento sísmico, el cual tuvo como consecuencias el derrumbe de muchas edificaciones, tanto así que según los registros se señaló que el 50 % de las casa estaban destruidas.
- **Caldera:** Fue el único lugar donde hubo aumento en las marejadas de 90 cm, sin embargo no se produjo un tsunami.

Debido a que este sismo no registró tsunami, no existen CITSUs con la cual comparar los resultados obtenidos.

Es importante señalar que a través de algunos artículos de investigación (Silgado, 1992; Barros, 2010; Fuchs, 1878; Larenas, 1966) se pudieron saber los run up de algunas ciudades que en un principio no se habían considerado, sin embargo luego de analizar la información se estimó que esta era relevante a la hora de estimar los lugares con mayor impacto. Estas ciudades fueron: Arica, Pisagua, Tocopilla, Cobija, Mejillones, Caldera y Huasco. En la **Tabla N° 4** se muestran resumidas las fuentes, localidades y run ups de los tsunamis de 1877 y 1922.

Tabla 4. Alturas de las olas (Run up) interpretadas de diarios, informes y artículos; para los tsunamis de 1877 y 1922

Tsunami	Fuente/Edición	Localidad	Run up (m)
1877	El Diario Oficial/ Santiago, May 11, 1877.	Chañaral	6
	El Diario Oficial/ Santiago, May 15, 1877.	Pisagua	5
	La Reforma/ Serena, May 11, 1877.	Coquimbo	6
	La Reforma/ Serena, May 14, 1877.	Antofagasta	2
	La Reforma/ Serena, May 16, 1877.	Iquique Antofagasta Mejillones	2 6 15
	La Reforma/ Serena, May 18, 1877.	Iquique Cobija	6 18
	“Narraciones históricas de Antofagasta”.El terremoto y salida de mar del 9 de mayo de 1877/ Isaac Arce 1930.	Antofagasta Chañaral	6 7
	Silgado, 1992.	Arica Pisagua	19 5
	Barros, 2010.	Iquique Mejillones	3 7-11.5
	Fuchs, 1878.	Iquique	20
	Larenas, 1966.	Mejillones	22
	Terremotos destructivos en América del Sur 1530-1894/ CERESIS, 1985.	Arica Iquique Tocopilla Mejillones Caldera	12 6-8 10 10-20 4
	Sismos y Tsunamis/ CONA, 2010.	Arica Iquique Cobija Mejillones Caldera	18 21 6-9 9 11
	CITSU/ SHOA, 2012, 2013.	Tocopilla Mejillones Antofagasta Taltal	20 18 12 7
	1922	La Razon/ Taltal, November 11, 1922.	Chañaral Antofagasta Taltal
La Razon/ Taltal, November 13, 1922.		Chañaral Antofagasta	9 9
La Razon/ Taltal, November 22, 1922.		Chañaral	11
El Imparcial/ Taltal, November 11, 1922.		Taltal	2 m
La voz del Pueblo/ Taltal, November 11, 1922.		Taltal	5 m
Boletín del servicio sismológico de Chile xvi. Terremoto de Atacama/1922.		Antofagasta Taltal Chañaral	5 2 11

La Tarde/ Coquimbo, November 11, 1922.	Coquimbo	7
El Comunista/ Antofagasta, November 14, 1922.	Coquimbo	7
El Comunista/ Antofagasta, November 18, 1922.	Coquimbo	5-10
El Mercurio de Antofagasta/ Antofagasta, November 11, 1922.	Antofagasta	5
El Mercurio de Antofagasta/ Antofagasta, November 12, 1922.	Antofagasta Chañaral Huasco	9 9 12
El Mercurio de Antofagasta/ Antofagasta, November 13, 1922.	Caldera Huasco	8 12
El Mercurio de Antofagasta/ Antofagasta, November 15, 1922.	Huasco	7
El Mercurio de Antofagasta/ Antofagasta, November 19, 1922.	La Chimba	9
El Mercurio de Antofagasta/ Antofagasta, November 20, 1922.	Coquimbo	7
Sismos y Tsunamis/ CONA, 2010.	Caldera Chañaral Coquimbo	6 9 5 m
CITSU/ SHOA, 2012, 2014, 2015.	Taltal Chañaral Huasco Coquimbo	7 15 10 7

La **Figura 28** muestra las diferentes alturas que alcanzó el nivel del mar para los eventos que generaron tsunamis en las costas de Taltal y la diferencia de información que hay con los datos oficiales del SHOA. Esta nos permite ver la relación que tiene la cercanía al epicentro respecto a los daños y subida del nivel del mar, además de estimar de mejor manera las zonas de rupturas de cada sismo.

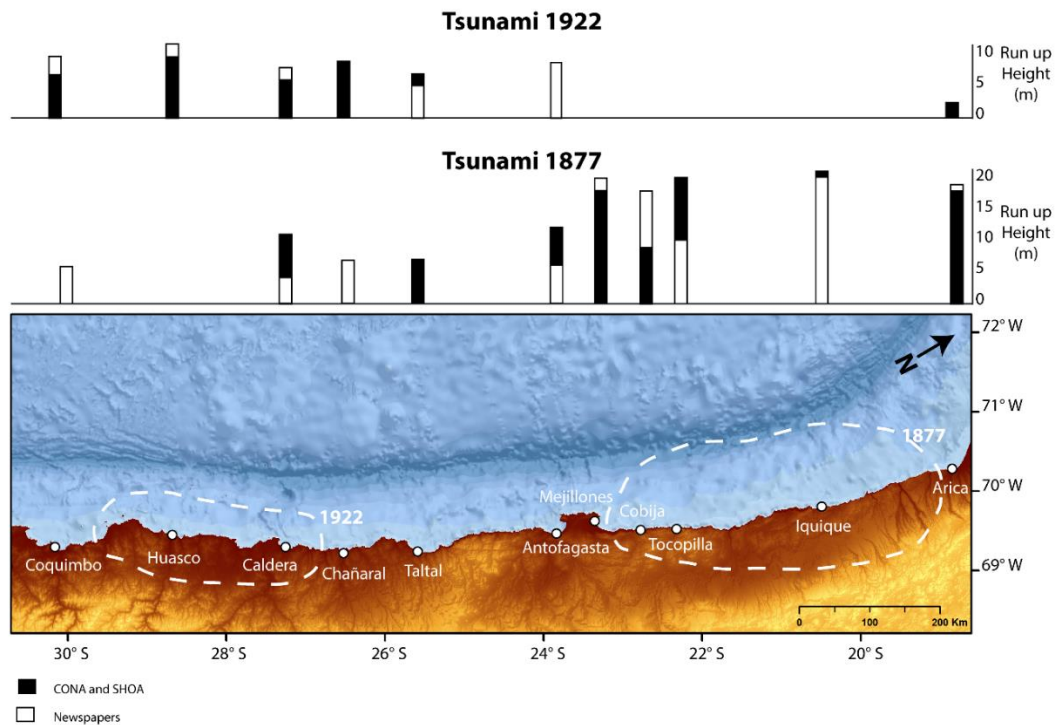


Figura 28. Alturas de las olas de los tsunamis de 1877 y 1922 (Run ups) en los puertos principales de las costas del norte de Chile.

A partir de la información histórica que se pudo analizar, se puede señalar que la mayoría de los lugares inundados por estos grandes tsunamis se repiten en cada evento. Esto se pudo ver en la ciudad de Chañaral y Coquimbo, en los tsunamis de 1877 y 1922, donde las entradas del mar inundaron las mismas zonas cercanas al mar de cada puerto. Otra información relevante de esta investigación es que dependiendo de la ubicación del epicentro y de la orientación de las bahías, los efectos sobre las ciudades son variables. En el caso de Chañaral, el sismo de 1922 destruyó casi toda la ciudad, debido a que el tsunami vino desde el sur y la concavidad de la bahía se encuentra en esa dirección. Para Coquimbo la bahía es cóncava hacia el noreste, por lo que aquellos tsunamis que provienen desde esta dirección tienden a generar mayores daños en el puerto, como lo registrado en los tsunamis de Iquique de 1877 y de Vallenar en 1922. Estos puertos se ubican en las zonas cóncavas de las bahías en donde la batimetría al interior de ellas es más plana, debido a que hay una mayor dispersión/refracción del oleaje y las mareas, la cual es provocada por las penínsulas. Esto permite mayor depositación y menor erosión de los sedimentos al interior de las bahías, haciendo que las olas de los tsunamis entren con mayor fuerza y facilidad hacia el continente. Además estas ciudades se ubican cerca de la desembocadura de ríos y esteros, lo que indica una alta depositación de sedimentos provenientes desde el continente, haciendo que el suelo oceánico sea bastante plano generando un efecto de “rampla” para las olas de los tsunamis. El caso es diferente para la costa de Antofagasta en donde la ciudad se ubica en la parte recta y abierta de la bahía, la cual es sometida a una alta erosión provocada por el oleaje y las mareas. Esto hace que el suelo oceánico sea bastante rocoso y abrupto, generando obstáculos para los tsunamis lo cual disminuye su energía y efectos destructivos en el continente.

En Taltal los registros indican que los daños de los tsunamis estudiados fueron relativamente menores, debido a que esta bahía se encuentra protegida por varias penínsulas. Hacia el norte están las penínsulas Punta Morada y Punta Hueso Parado, mientras que hacia el sur la Punta Taltal ejerce una alta protección a la bahía. Otro factor que puede estar mitigando los efectos en este puerto, es lo rocoso del fondo oceánico, caracterizado por grandes promontorios submarinos ubicados en la parte norte de la bahía que se relaciona a paleopenínsulas (León 2014), además de presentar playas rocosas y acantilados de 10 m que actúan como murallas naturales contra las olas. Por otro lado, la ubicación de los epicentros, para los tsunamis de 1877 y 1922, se encuentra bastante alejados de la ciudad, por lo que la ola de tsunami llega con menor fuerza a esta zona y la zona de ruptura no se encuentra frente a Taltal. Sin lugar a dudas este es el factor más importante respecto al poco daño que ocurre en esta ciudad, dado que cuando la ruptura del sismo ocurre cercano al lugar de estudio, la geomorfología costera pasa a ser un factor poco relevante. Algunos ejemplos de estos son los terremotos y tsunamis del Maule en 2010 e Illapel 2015, en donde a pesar de que las ciudades se encontraban geomorfológicamente protegidas, la fuerza de la ola fue tan grande que paso por encima de cualquier obstáculo como en el puerto de Coquimbo. Para el caso del terremoto de 1966, el epicentro fue muy cerca de esta ciudad, sin embargo no se generó tsunami debido a que el sismo fue muy profundo evitando un gran movimiento del suelo oceánico que provocara un tsunami. Es importante señalar que el estudio de los tsunamis históricos nos indican que durante la historia de Taltal no han ocurrido megaterremotos y tsunamis ($M_w \sim 8,0$), lo que no descarta que anteriormente pudieran haber ocurrido grandes eventos y que no exista registro de estos, lo cual nos indicaría que la gran laguna sísmica del norte de Chile se ubicaría en frente de las costas de esta ciudad.

Finalmente es importante enfatizar en que a pesar de toda información histórica que existe en los diarios sobre los efectos de estas catástrofes, las construcciones de casa y poblaciones siguen volviéndose a construir en las mismas zonas que han afectado los tsunamis más grandes de la historia de nuestro país, sin siquiera alertar e informar a la población de estos antecedentes. Aún peor se han realizado nuevas construcciones, donde la inundación es aún mayor y de donde ya se tenían antecedentes de catástrofes anteriores. Por tal razón es necesario informar a las comunidades y hacer cambios urgentes en los planes reguladores de estas ciudades para poder evitar nuevas desgracias, que más que tener pérdidas materiales su principal daño es a los seres humanos. Estos eventos se seguirán repitiendo y tendrán efectos muy parecidos o peores, como lo ocurrido en la ciudad de Coquimbo, por el terremoto de Illapel 2015, en donde la ola de tsunami afectó a los mismo lugares que en el de 1922 y 1877.

5.2 Registro de paleotsunamis en Taltal.

A través de esta investigación se han podido interpretar algunas capas anómalas en el registro estratigráfico y bloques depositados en la costa, como probables depósitos de tsunami siendo algunas más sólidas que otras.

Los bloques de la playa de Matancillas fueron sin duda depositados por flujos de alta energía provenientes del océano, debido a que los más pequeños están imbricados en dirección hacia el continente (promedio de 31°), los que representan el 46% de los bloques medidos. Según algunos autores (por ejemplo, Goto et al., 2007; Etienne et al., 2011), la orientación del eje largo de los bloques se encuentra perpendicular a la dirección del flujo del tsunami de manera similar a las observaciones de los bloques imbricados. Las investigaciones han demostrado que la distribución del tamaño de grano de un posible depósito de paleotsunami depende de la fuente (por ejemplo, Goff & Chagué-Goff, 1999; Dawson & Shi, 2000; Frohlich et al., 2009), por lo que un tsunami puede depositar sedimentos desde limos hasta grandes bloques. Con esto en mente, el estereograma de la (**Figure 7**) indica que la fuente de roca debería estar ubicada al noroeste. Esto coincide con la ubicación de una península compuesta de roca de andesita a unos 600 m del sitio de estudio, cuya dirección es opuesta a la deriva general del oleaje en la zona. En la playa Las Lozas no se registraron bloques imbricados, sin embargo la litología y/o composición sedimentaria de estos bloques es la misma que la del acantilado sobre el cual se encuentran depositados. La litología que se encuentra hacia el continente no coincide con la de los bloques, por lo que es posible interpretar que estos bloques habrían sido depositados en el acantilado por un tsunami, aunque en este caso también es plausible una gran tormenta.

Muchos investigadores han llevado a cabo estudios para distinguir entre bloques movidos por tsunamis y tormentas, cuya diferencia más notable es la distancia a la cual se depositan respecto de la línea costa (Kortekaas & Dawson, 2007; Barbano et al., 2010; Goto et al., 2010). Según Weiss, (2012) "los tsunamis producen depósitos de bloques no organizados, mientras que las tormentas son capaces de agrupar y organizar bloques en líneas". Por el contrario, Etienne et al. (2011) mostraron que los bloques depositados por el Tsunami del Océano Índico en 2004 formaron acumulaciones de bloques alineados y dispersos. Por lo tanto, es plausible que los bloques alineados ubicados a 160 m de la en Matancillas hayan sido transportados por tsunami (s), debido a que también se

observaron otros bloques en las playas Matancillas y Las Lozas dispersas de manera aleatoria a lo largo de la costa en acantilados de más de 10 m. s.n.m. Por otro lado, debe tenerse en cuenta que los bloques imbricados pueden corresponder a una palimpsesto de varios eventos de tsunamis o tormenta, dado los datos analizados a través de las redes esterográficas nos indican la misma dirección del flujo en el caso de los bloques y la playa Cachinales cuya fuente podría ser la misma. Por tal razón, el registro histórico es fundamental para la determinación concluyente del origen o la edad de estos bloques. Sin embargo en el área de estudio estos datos son muy limitados, lo que dificulta la interpretación. Otra forma en la que se podría definir su origen encontrando evidencias en sedimentos finos alrededor de los bloques.

Las evidencias encontradas en la playa de Cachinales son más convincente, dado que la capa de arena media anómala contiene guijarros redondeados imbricados hacia la tierra, lo que indica que no podría haberse formado por flujos aluviales. Además, los planos de imbricación indican que el flujo probable del tsunami (N30 ° E) ha venido desde el noroeste. Sin embargo, esta no es la única evidencia de un posible origen de tsunami. Otras evidencias incluyen clastos “rip-up”, un rasgo característico reportado en muchos depósitos de tsunami, “ceniza de conchas” rodeando algunos de los clastos más grandes, “estructuras de carga” en forma de material inyectado en la sección inferior de la capa -similar a estructuras de flauta-, un contacto basal erosivo y un depósito que se va adelgazando hacia el continente (Goff et al., 2004, 2011; Le-Roux et al., 2004; Le-Roux y Vargas, 2005; Kortekaas & Dawson, 2007; Morton et al., 2007, Donato et al. , 2009; Lamarche et al., 2011; Ramírez-Herrera, 2011; Bahlburg et al., 2016; Donnelly et al., 2017). Investigaciones previas indican que un flujo de alta energía de un tsunami erosiona los sedimentos subyacentes para producir las características mencionadas anteriormente (Goff et al., 2012a).

En la base de la trinchera Los Bronces hay una capa de sedimentos gruesos bien seleccionados (guijarros y arena) muy probablemente asociados a un nivel de playa datada en 50.000 años AP, del Pleistoceno tardío. También se observó que los sedimentos aluviales son notoriamente diferentes de sus depósitos circundantes. Su origen terrestre está respaldado por una disminución relativa en las concentraciones de Ca y Sr, las que son relativamente más altas en las unidades marinas (Goff et al., 2012 a). En el perfil también se pudo distinguir una capa de arena fina con clastos muy redondeados, altamente redondeados con estratificación cruzada que se interpretó como depósitos eólicos (Nichols, 2009). Las observaciones más interesantes de esta trinchera son dos unidades de arena medianas que asociamos con la inundación marina por tsunamis o tormentas. Ambas unidades tienen un contacto basal erosivo, gradación inversa que podría representar alfombras de tracción y adelgazamiento hacia la tierra, todas las cuales son similares a la evidencia reportada para otros depósitos de paleotsunami descritos en investigaciones previas (Nichol et al., 2007; Ramírez-Herrera, 2011 ; Goff et al., 2012a). Muchos investigadores enfatizan en la gradación normal de los depósitos de tsunamis que se produce al disminuir la velocidad a medida que la ola avanza hacia el interior (Goff et al., 2001; Morton et al., 2007; Nichol. Sin embargo, la gradación inversa puede ocurrir cuando hay sedimentos finos, pero pesados, en la base del flujo del tsunami. Estas partículas se depositan más rápidamente y con ello quedan los sedimentos más finos bajo los más gruesos (Morton et al., 2008; Moore et al., 2011; Jaffe et al., 2012). Cuando esto ocurre, se crea un depósito de gradación inversa y dicho fenómeno también puede ocurrir durante la resaca del tsunami. La resaca de un tsunami está asociada a fuertes corrientes

capaces de traer sedimentos desde la parte inundada y formar formas erosivas como canales, donde flujos densos muy concentrados depositan sedimentos con múltiples gradaciones, los que en algunos casos depositan la parte fina primero que la gruesa (Dawson, 1994; Schulte et al., 2011; Slooman et al., 2018). Además, los tsunamis cuyas fuentes ocurren en áreas más estrechas y sus ondas son de menor duración, tienen mayor probabilidad de estar dominados por gradación normal; mientras que aquellos con fuentes más amplias (fosa oceánica) y ondas de mayor duración tienen depósitos más complejos que contienen subunidades inversamente graduadas y masivas (Higman y Jaffe, 2005). Esto proporciona una base para distinguir entre los depósitos establecidos por los grandes terremotos de la zona de subducción en oposición a los tsunamis más locales o de fuentes puntuales.

La disminución relativa en la selección de estos dos depósitos de tsunamis inferidos, se interpreta como el resultado de la mezcla de sedimentos arrastrados por el agua salada con los de origen terrestre (Dawson y Stewart, 2007; Jaffe & Gelfenbaum, 2007; Morton et al., 2007;) Las partículas finas y gruesas son más redondeadas en estas capas que en los sedimentos circundantes, lo que respalda la conclusión de la incorporación de sedimentos redondeados provenientes del mar (Morton et al., 2007; Nichol et al., 2010). Una característica común en estas capas es la presencia de conchas marinas completas y rotas, algunas de las cuales también están imbricadas hacia el continente, lo cual es indicativo de un flujo proveniente del mar (Goff et al., 2012a). Los datos geoquímicos también respaldan la inferencia de una fuente marina para estos sedimentos, los que muestran aumentos relativos en las concentraciones de Ca y Sr asociadas a carbonatos de conchas marinas y microfósiles; y aumentos en Ti y Fe relacionados con minerales pesados que señalan un proceso de depositación de alta energía (Goff et al., 2004; Nichol et al., 2007). Finalmente, la fauna marina dentro de estos depósitos es de origen intermareal y las especies de gastrópodos pequeños que se pudieron indentificar son: *Littorina (Austrolittorina) araucana*, *Eatoniella (Eatoniella) latina*, *Turritella singulata* y *Aeopus Aliciae*. En la primera capa la cantidad de pequeños gastrópodos es de 73 y en la segunda de 26, muchos mas que el promedio del el resto de las capas el cual es 4. Generalmente estas no están asociadas a depósitos arqueológicos (Guzmán et al., 1998), lo que apoya la interpretación de que estas capas fueron producidas naturalmente por inundaciones de tsunamis de alta energía.

Los datos de radiocarbono indican que los depósitos de playa subyacentes tienen una edad de alrededor de 4086 ± 283 años Cal. BP. Estratigráficamente sobre este se encuentra el primer depósito de tsunami inferido (inferior) con un fogón en la base que data de 4326 ± 86 Cal años BP, probablemente de una edad mayor que los depósitos de playa subyacentes debido al efecto de “madera vieja” (McFadgen, 2007; Ortlieb et al. , 2011). Las fechas de conchas dentro del depósito dan una edad máxima más confiable entre 3990 (3704-4275) y 4048 (3760-4336) años Cal. BP. De manera similar, una fecha de radiocarbono de carbón en la base del segundo depósito de tsunami (superior), proporciona una edad avanzada de 4362 ± 75 Cal años BP, una vez más modificada probablemente por el “efecto madera vieja”. La edad más joven de una concha es de 1498 ± 217 Cal años BP en este depósito, la cual razonablemente representa la edad máxima de este evento. Aceptando que la quema de madera vieja era común a lo largo de esta costa como se encuentra en los sitios arqueológicos (Ortlieb et al., 2011) las fechas restantes de radiocarbono son consistentes estratigráficamente. Además, la edad máxima para el depósito de tsunami superior coincide estrechamente con la edad máxima reportada en la

Playa Cachinales de 1761 ± 238 Cal. años BP. Se podría considerar entonces que los depósitos informados en estos dos sitios probablemente representen el mismo paleotsunami.

En el sitio arqueológico de Hornos de Cal, se identificó capa de arena media, con artefactos arqueológicos retrabajados, que separa dos capas de ocupación (por ejemplo, Goff & McFadgen, 2003; Goff et al., 2011, 2012b). Esta capa tiene un claro contacto inferior erosivo con estructuras de carga y flautas el que se adelgaza tierra adentro y contiene conchas que podrían haber sido orientadas por flujos que ingresaron al continente. El tamaño del grano y la selección disminuyen en relación con la capa arqueológica subyacente, lo que indica no solo un proceso depositacional diferente sino que también una fuente de sedimentos distinta (por ejemplo, Dawson & Stewart, 2007; Jaffe & Gelfenbaum, 2007; Goff et al., 2011; 2012). En contraste con la trinchera Los Bronces, el material orgánico dentro del depósito se compone por una mezcla de fauna comestible y no comestible causada por la retrabajo de los conchales preexistentes durante la inundación inferida del tsunami. De hecho, la introducción de pequeños gastrópodos intactos no comestibles (71 individuos en esta capa a diferencia de los 54 en la capa arqueológica) y la disminución de la densidad de huesos de pecados, respaldan esta hipótesis de retrabajo. Los datos geoquímicos muestran incrementos notables en Ca y Fe que muy probablemente reflejan la incorporación de material de conchas al depósito. Los datos de radiocarbono, de un fogón in situ ubicado en la base de esta capa, señala una edad máxima de 4491 ± 27 Cal. años BP. Dada la posibilidad de que el carbón pueda tener un elemento desconocido asociado al efecto de madera vieja, es plausible que esta capa pueda ser varios cientos de años más antiguo que el evento en sí. Es probable que las edades de radiocarbono más antiguas obtenidas de las conchas tomadas dentro del depósito sean producto del retrabajo de los depósitos litorales antiguos por la (s) ola (s) entrante (s).

La interpretación del origen tsunamigénico para las capas anómalas discutidas anteriormente, coinciden bien con las características de otros depósitos de tsunamis inferidos e informados en otros lugares, los que exhiben una fábrica más "organizada" o imbricada, respecto de los depósitos de tormentas (por ejemplo, Nott, 1997; Nanayama et al. 2000, Le Roux y Vargas, 2005).

5.3 Implicancias para el peligro de tsunamis.

La investigación en artículos, libros, informes y periódicos históricos reveló los efectos de los tsunamis de 1877 y 1922 en la región de Taltal. Los pocos registros disponibles confirmaron que el evento de 1877, provocado por una ruptura sísmica al norte del área de estudio, generó un tsunami que afectó este puerto, pero la información obtenida no permitió detallar sobre el grado de inundación en Taltal. Sin embargo, el mapa de inundación de tsunamis del SHOA (2012), indica que el evento de 1877 habría generado un alcance máximo de aproximadamente 7 m a.s.l, con una inundación de 170 m. Para el tsunami de 1922, generado por una ruptura sísmica al sur del área de estudio, se encontró información histórica más detallada, de la cual se interpretó que la inundación llegó a la calle Esmeralda a unos 5 m a.s.l. y 50 m de la línea de costa. La diferencia de los "run ups" y la inundación entre estos dos eventos, están relacionada en gran medida con la ubicación

de la fuente y la orientación hacia el norte de la Bahía de Taltal, la cual está más expuesta a las olas y efectos del evento de 1877.

Los datos de los run ups en las ciudades del norte de Chile mostraron una disminución rápida del tsunami hacia el norte del área de ruptura para el evento de 1922, cuyos valores iniciales fueron de 10-12 m cerca de la fuente. Distinto es para el tsunami de 1877 en donde los run-up disminuyen hacia el sur del área de ruptura, donde los valores iniciales fueron de 20-21 m cerca de la fuente (**Figura 28**). Estas observaciones también indican que las rupturas de estos dos grandes terremotos no liberaron la interfaz de subducción inmediatamente al frente de Taltal, lo que permite señalar que hay una gran laguna sísmica en alta mar. Por otra parte, los datos prehistóricos reportados en esta investigación, indican que durante el Holoceno medio y tardío hubo tsunamis significativamente más grandes de los históricos estudiados.

Según los datos de Los Bronces, un paleotsunami probablemente inundó esta costa alrededor de 3990 ± 186 Cal años BP, cuya inundación alcanzó al menos 7 m.a.s.l. Un paleotsunami más reciente en 1498 ± 217 cal BP alcanzó al menos 8 m a.s.l. En ambos casos, la inundación llegó al menos a 85 m de la costa. En Hornos de Cal el paleotsunami ocurrió antes de 4491 ± 27 años Cal B.P. y dado la potencial diferencia provocada por el efecto de “madera vieja”, se considera que este puede estar datado más de cerca del evento reportado en Los Bronces de 3990 ± 186 Cal años BP y como tal representa el mismo evento. En Hornos de Cal, el paleotsunami alcanzó al menos 10 m a.s.l. y 95 m hacia el interior. También se puede interpretar que el evento identificado en la playa de Cachinales datada en 1761 ± 238 Cal. años BP junto con el de Los Bronces en 1498 ± 217 cal BP, podrían corresponder al mismo evento.

Dado los resultados anteriores es importante indicar y destacar lo importante que es la incorporación de los registros de paleotsunamis del Holoceno en el análisis del posible peligro de tsunami para la región, especialmente en áreas como esta donde el registro histórico es limitado o está ausente (por ejemplo, Kortekaas y Dawson, 2007).

6 Conclusiones

A través del estudio de los diversos libros y diarios históricos del Norte Grande, se concluye que en la bahía de Taltal las inundaciones generadas por los tsunamis de 1877 y 1922 son más bajas de lo que se esperaba. Los resultados indican que para el tsunami de 1877 el mar llegó a una cota máxima de 7 m.s.n.m, avanzado 160 m desde la línea de costa, según la “Carta de inundación (CITSU)” del SHOA. Para el tsunami de 1922 el mar subió 4 m. inundando la calle Esmeralda que se encuentra a 50 m de la línea de costa y los perjuicios fueron menores, dado que dañaron las embarcaciones que estaban en el muelle y las casas más cercanas a la línea de costa. La poca inundación provocada por estos tsunamis se debe a que la geomorfología de la bahía, formada por tres penínsulas (Punta Morada, Punta Hueso Parado y Punta Taltal), y playas rocosas, permite formar un ambiente de protección evitando que las olas de los tsunamis ingresen con mucha fuerza hacia el continente. Además dentro de la bahía existen bastantes acantilados (algunos de 10 m) los que actuarían como barreras naturales ante las grandes olas de los tsunamis.

En otras ciudades del norte de Chile como: Iquique, Antofagasta, Chañaral y Coquimbo también se registraron daños por estos tsunamis. Según el registro de los diarios se tiene que el tsunami de 1877 en Iquique el mar llegó hasta los 20 msnm inundando casi 1 km en la parte norte de la ciudad. Para Antofagasta el mar subió 6 m e inundó 370 m, destruyendo gran parte del comercio de la ciudad de la época. En Chañaral el tsunami alcanzó la calle Merino Jarpa ubicada a 100 de la línea de costa y 7 m.s.n.m; mientras que en Coquimbo el mar subió 6 m afectando el área portuaria de la ciudad. En estas dos últimas ciudades los perjuicios no fueron tan grandes, a pesar de su gran impacto, debido a que el epicentro del sismo se ubicó muy al norte cerca de la ciudad de Iquique. Distinto es el caso para el tsunami de 1922 cuyo epicentro se ubicó en la ciudad de Vallenar y debido a la cercanía de Coquimbo y Chañaral, ambas se vieron bastante perjudicadas. En Chañaral el mar subió 11 m.s.n.m. y su inundación se estima en 500 m de ancho y 1000 m de largo. Para Coquimbo el mar subió 10 m, inundando de 300 a 400 m. desde la línea de costa. En Antofagasta este tsunami inundó 160 m aproximadamente y subió entre 5-9 m desde el nivel del mar, afectando a las edificaciones ubicadas más cerca del mar. Dada la geomorfología de las bahías de Chañaral y Coquimbo, siendo ambas cóncavas hacia el lugar del epicentro, permitió que el mar ingresara fácilmente hacia el continente. Además ambas ciudades se encuentran en desembocaduras de ríos lo que permite una mayor sedimentación dentro de la bahía, haciendo que la batimetría al interior de esta sea más plana lo que genera un efecto de “rampla” para la ola de tsunami.

El Terremoto de 1966 no provocó tsunami, debido a que su epicentro se ubicó bastante profundo, haciendo que el movimiento del suelo oceánico no fuera lo suficientemente fuerte para provocar un gran movimiento de agua. Por tal razón ninguna de las ciudades estudiadas se vio afectada por un tsunami, sin embargo los daños generados por el terremoto destruyeron casi la mitad de las edificaciones de la ciudad de Taltal.

No solo existen registros históricos de tsunamis en las costas de Taltal, si no que a través de este estudio multidisciplinario, el cual incluye análisis estratigráfico, sedimentológico, geomorfológico, químico, textural y arqueológico; se han podido

identificar al menos 2 depósitos de paleotsunamis. Estos se encuentran en los sitios Cachinales, Los Bronces y Hornos de Cal.

En Cachinales a 180 m de la costa y 8 m.s.n.m, dentro de un perfil natural, existe un depósito de arena media con guijarros imbricados hacia el continente, lo cual evidencia el ingreso de un flujo desde el mar hacia el continente. La capa presenta un contacto basal erosivo, gradación inversa, rip-up y estructuras de flujos de alta energía como flautas y shear carpet. A través de las dataciones se concluye que este evento tiene una edad de 1761 ± 238 cal BP. La trinchera Los Bronces, es una excavación de 1,5 x 2,9 m, ubicada a 85 m de la línea de costa y a 8 m del nivel del mar; y a 150 metros del sitio arqueológico Los Bronces 1. En ella se pudo distinguir diferentes ambientes sedimentarios como: aluviones, playa y dunas. Sin embargo entre esas se identificaron 2 capas de arenas gruesas que se adelgazan hacia el continente, con contacto basal erosivo, marcas de flujo de alta energía en la base (flautas), gradación inversa, aumento de pequeños gastrópodos típicos de ambientes intermariales, aumento en la concentraciones de Ca y Fe; y falta de material arqueológico, las cuales se identifican como eventos tsunamigenicos. Estos eventos ocurrieron durante el Holoceno medio, teniendo para el primero un rango de edad entre 4326 ± 83 y 4063 ± 286 cal BP, mientras que el segundo tiene una edad de 1498 ± 17 BP. Otro de los lugares donde se encontraron depósitos de tsunamis fue en la Trinchera Hornos de Cal, donde una capa de arena media “corta” los depósitos arqueológicos. Esta presenta evidencias de depósitos de tsunami como: contacto basal erosivo con flautas, su espesor disminuye hacia el continente, gradación inversa, muestra conchas completas orientadas en dirección hacia en continente, su concentración de pequeños gastrópodos aumenta y el porcentaje de desechos de pescado disminuye. A diferencia de los Bronces en este deposito las concentraciones de Ca disminuyen al igual que el coeficiente orgánico/inorgánico, debido a que las concentraciones de conchas en ella es mucho menor que los depósitos arqueológicos. A través de las dataciones se concluye que el evento ocurrió posterior a los 5698 ± 213 . Cabe destacar que las evidencias encontradas en los depósitos tsunamigénicos dentro en los sitios arqueológicos Los Bronces y Hornos de Cal, permiten asociar su genesis a la resaca del tsunami, a diferencia de Cachinales que se vincularía a la inundación del evento.

En el área también se encontraron grandes bloques (~100 ton) depositados en la costa con imbricación hacia el continente, los cuales podría representar evidencias de tsunamis históricos. Estos se encuentran en las playas Matancillas y Las Lozas; y se ubican a 150 m de la línea de costa y a 10 m.s.n.m.

Finalmente es importante resaltar que a través de estudio no se han registrado grandes terremotos en la historia de Taltal, sin embargo el estudio de paleotsunamis evidenció inundaciones mayores que podrían corresponder a grandes terremotos prehistóricos. Por tal razón es importante incluir el estudio del registro geológico, para poder realizar una estimación más precisa del peligro de tsunami en las ciudades de las costas de nuestro país.

7 Bibliografía

- Angermann, D., Klotz, J., & Reigber, C. 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters* 171, 329–334. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00173-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00173-9).
- Atwater, B. F., Cisternas, M., Yulianto, E., Prendergast, A. L., Jankaew, K., Eipert, A. A., Sawai, Y., Warnakulasuriya, I., Iwan T., Schiappacasse I. 2013. The 1960 tsunami on beach-ridge plains near Maullín, Chile: Landward descent, renewed breaches, aggraded fans, multiple predecessors. *Andean Geology* 40, 393–418. <https://doi.org/10.5027/andgeoV40n3-a01>.
- Bahlburg, H., Nentwig, V. & Kreutzer, M. 2017. The September 16, 2015 Illapel tsunami, Chile-Sedimentology of tsunami deposits at the beaches of La Serena and Coquimbo. *Marine Geology* 396, 43-53.
- Barbano, M.S., Pirrotta, C., Gerardi, F., 2010. Large boulders along the south-eastern Ionian coast of Sicily: storm or tsunami deposits? *Marine Geology* 275, 140–154.
- Bearez, P., Fuentes Mucherl, F., Rebolledo, S., Salazar Sutil, D. & Olguin, L. 2016. Billfish foraging along the northern coast of Chile during the Middle Holocene (7400-5900 cal BP). *Journal of Anthropological Archeology* 41, 185-195. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jaa.2016.01.002>
- Blott, S. & Pye, K. 2001. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1237–1248. DOI: 10.1002/esp.261.
- Bonneval, H. 1972. Photogrammetrie generale. I: Enregistrement photographique des gerbes perspectives. II: Restitution: methodes et appareils. III: Leves topographiques par photogrammetrie aerienne. IV: Methodes et appareils simplifies. Applications non-topographiques. París, Eyrolles. I.
- Castro, V., Escobar, M., & Salazar, Diego. 2012. An anthropological view of the historical mining process of taltal and paposo. *Chungará (Arica)*,44(3), 401-417. <https://dx.doi.org/10.4067/S0717-73562012000300004>.
- Chagué-Goff, C., Schenieder, J., Goff, J., Dominey-Howes, D. & Strotz, L. 2011. Expanding the prozy toolkit to help indetify past event-Lessons form the 2004 Indian Ocean Tsunami and the 2009 South Pacific Tsunami. *Earth-Science Reviews* 107, 107-122. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.03.007>.
- Cisternas, M., Atwater, B. F., Torrejón, F., Sawai, Y., Machuca, G., Lagos, M., Eipert, A., Youlton, C., Salgado, I., Kamataki, T., Shishikura, M., Rajendran, C. P., Malik, J. K., Rizal, Y., Husni, M. 2005. Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. *Nature* 437, 404–407. <https://doi.org/10.1038/nature03943>.
- Comisión Oceanográfica Intergubernamental. UNESCO. 2013. Glosario de tsunamis. Colección Técnica de la COI. N° 85. Paris.
- Comte, D., & Pardo, M. 1991. Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. *Natural Hazards* 4, 23–44.

<https://doi.org/10.1007/BF00126557>.

- Comte, D., Pardo, M., Dorbath, L., Dorbath, C., Haessler, H., Rivera, L., Cisternas, A., Ponce, L. 1994. Determination of the seismogenic interplate contact zone and crustal seismicity around Antofagasta, northern Chile using local data. *Geophysical Journal International* 116, 553–561.
- Comte, D., & Barrientos, S. 1997. Potencial Sismico en Chile. En: VII CONGRESO geologico chileno. Antofagasta, Universidad Catolica del Norte. 1755-1759.
- Corbí, H., & Martínez-Martínez, J. 2015. Interpretando ambientes sedimentarios: taller de sedimentología con arenas como actividad didáctica de Ciencias de la Tierra. Interpreting Sedimentary Environments: Sedimentological Workshop with Sands as a Teaching Activity in Earth Science. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 23, 242–252.
- Dawson A., 1994. Geomorphology effects of tsunami run up and backwash. *Gemorphology*, 10, 83-94.
- Dawson, A. & Shi, S. 2000. Tsunami Deposits. *Pure and Applied Geophysics*, 157, 875-897.
- Dawson, A. & Stewart, I. 2007. Tsunami deposits in the geological record. *Sedimentary Geology* 200, 166-183.
- 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, 427–445.
- Delouis, B., Philips, H., Dorbath, L. & Cisternas, A. 1998. Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. *Geophysical Journal International* 132, 302–338.
- Delouis, B., Pardo, M., Legrand, D., & Monfret, T. 2009. The Mw 7.7 Tocopilla earthquake of 14 November 2007 at the Southern edge of the Northern Chile seismic gap: Rupture in the deep part of the coupled plate interface. *Bulletin of the Seismological Society of America* 99, 87–94. <https://doi.org/10.1785/0120080192>.
- Donato, S., Reinhardt, E., Boyce, J., Pilarczyk, J. & Jupp, B. 2009. Particle-size distribution of inferred tsunami deposits in Sur Lagoon, Sultanate of Oman. *Marine Geology* 257, 54-64.
- Donnelly, J., Goff, J. & Chagué-Goff, C. A record of local storms and trans-Pacific tsunamis, eastern Banks Peninsula, New Zealand. *The Holocene* 27 (4), 496-508.
- Dorbath, L., Cisternas, A., & Dorbath, C. 1990. Assessment of the size of large and great historical earthquake in Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America* 80, 551-576.
- Ely, L. L., Cisternas, M., Wesson, R. L., & Dura, T. 2014. Five centuries of tsunamis and land-level changes in the overlapping rupture area of the 1960 and 2010 Chilean earthquakes. *Geology* 42, 995–998. <https://doi.org/10.1130/G35830.1>.
- Escribano, J., Martinez, P., Domagala, J. P., Padel, M., Espinoza, M., Jorquera, R.,

- Contreras, J.P., De la Cruz, R & Calderon, M. 2013. Carta Geologica de Chile N° 164-165: Cartas Bahía Isla Blanca y Taltal. Santiago, SERNAGEOMIN. Esc. 1:100.000.
- Etienne, S., Buckley, M., Paris, R., Nandasena, A. K., Clark, K., Strotz, L., Chagué-Goff, C., Goff, J. & Richmond, B. 2011. The use of boulders for characterising past tsunamis: Lessons from the 2004 Indian Ocean and 2009 South Pacific tsunamis. *Earth-Science Reviews* 107, 76–90. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.12.006>.
- Fagherazzi, S., & Du, X. 2008. Tsunamigenic incisions produced by the December 2004 earthquake along the coasts of Thailand, Indonesia and Sri Lanka. *Geomorphology* 99, 120–129. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.10.015>.
- Frohlich, C., Hornbach, M.J., Taylor, F.W., Shen, C., Moala, A., Morton, A.L., Kruger, J., 2009. Huge erratic boulders in Tonga deposited by a prehistoric tsunami. *Geology* 37, 131–134.
- Fuchs, C. 1878. Die vulkanischen Ereignisse des Jahre 1877. *Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 1(2): 106-136.
- Goff, J. & Chagué-Goff, C. 1999. A late Holocene record of enviromental changes from coastal wetlands: Abel Tasman National Park, New Zealand. *Quaternary International* 56, 39-51.
- Goff, J., Chagué-Goff, C. & Nichol, S. 2001. Paleotsunami deposits: A New Zealand perspective. *Sedimentary Geology* 143, 1-6.
- Goff, J. R., & McFadgen, B. G. 2003. Large earthquakes and the abandonment of prehistoric coastal settlements in 15th century New Zealand. *Geoarchaeology* 18, 609-623. <https://doi.org/10.1002/gea.10082>.
- Goff, J., McFadgen, B. G., & Chagué-Goff, C. 2004. Sedimentary differences between the 2002 Easter storm and the 15th-century Okoropunga tsunami, southeastern North Island, New Zealand. *Marine Geology* 204, 235-250. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00352-9](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00352-9).
- Goff, J. R., Lane, E. & Arnold, J. 2009. The tsunami geomorphology of coastal dunes. *Natural Hazards and Earth System Science* 9, 847-854. <https://doi.org/10.5194/nhess-9-847-2009>.
- Goff, J., Chagué-Goff, C., Dominey-Howes, D., McAdoo, B., Cronin, S., Bonté-Grapetin, M., Nichols, S., Horrocks, M., Cisternas, M., Lamarche, G., Pelletier, B., Jaffe, B., Dudley, W. 2011. Palaeotsunamis in the Pacific Islands. *Earth-Science Reviews* 107, 141-146. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.10.005>.
- Goff, J., Chagué-Goff, C., Nichol, S., Jaffe, B., & Dominey-Howes, D. 2012 a. Progress in palaeotsunami research. *Sedimentary Geology* 243-244, 70-88. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.11.002>.
- Goff, J., McFadgen, B. G., Chague-Goff, C. & Nichol, S. L. 2012 b. Palaeotsunamis and their influence on Polynesian settlement. *The Holocene* 22, 1067-1069. <https://doi.org/10.1177/0959683612437873>.
- Goff, J. R., Chague-Goff, C., & Terry, J. P. 2012 c. The value of a Pacific-wide tsunami database to risk reduction: putting theory into practice. *Geological Society* 361, 209-

220. <https://doi.org/10.1144/SP361.17>.
- González, G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A. & Schneider, H. 2003. The link between forearc tectonics and Pliocene-Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 321–342. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00100-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00100-7).
- Goto, K., Chavanich, S. A., Imamura, F., Kunthasap, P., Matsui, T., Minoura, K., Sugawara, D. & Yanagisawa, H. 2007. Distribution, origin and transport process of boulders deposited by the 2004 Indian Ocean tsunami at Pakarang Cape, Thailand. *Sedimentary Geology* 202, 821–837. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.09.004>.
- Goto, K., Miyagi, K., Kawamata, H. & Imamura, F. 2010. Discrimination of boulders deposited by tsunamis and storm waves at Ishigaki Island, Japan. *Marine Geology*, 269, 34–45. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.12.004>.
- Goto, K., Kawana, T. & Imamura, F. 2010. Historical and geological evidence of boulders deposited by tsunamis, southern Ryukyu Islands, Japan. *Earth-Science Reviews*, 102, 77–99. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.06.005>.
- Goto, K., Sugawara, D., Ikema, S., & Miyagi, T. 2012. Sedimentary processes associated with sand and boulder deposits formed by the 2011 Tohoku-oki tsunami at Sabusawa Island, Japan. *Sedimentary Geology* 282, 188–198. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.03.017>.
- Guzmán, N., Saá, S. & Ortlieb, L. 1998. Catálogo descriptivo de los moluscos litorales (Gastropoda y Pelecypoda) de la zona de Antofagasta, 23° S (Chile). Descriptive catalogue of nearshore molluscs (gastropoda and Pelicypoda) from Antofagasta area, 23° S (Chile). *Estudios Oceanológicos* 17, 17–86. Retrieved from http://www.uantof.cl/recursos_mar/pdf/vol17/vol17_17.pdf.
- Higman, B., Jaffe, B., 2005. A comparison of grading in deposits from five tsunamis: does tsunami wave duration affect grading patterns? *Eos Trans. AGU* 86 (52) Fall Meet. Suppl., Abstract T11A-0362.
- Husen, S. & Kissling, E. 2000. Local earthquake tomography of shallow subduction in north Chile: A combined onshore and offshore study. *Journal of Geophysical Research* 105, 28183-28198. <https://doi.org/10.1029/2000JB900229>.
- Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC) of UNESCO. 2013. *Tsunami Glossary*. Technical collection of COI. N° 85. Paris.
- Jaffe, B.E., Gelfenbaum, G., 2007. A simple model for calculating tsunami flow speed from tsunami deposits. *Sedimentary Geology* 200, 347–361.
- Jaffe, B., Goto, K., Sugawara, D., Richmond, B., Fujino, Sh. & Nishimura, Y. 2012. Flow speed estimated by inverse modeling of sandy tsunami deposits: results from the 11 March 2011 tsunami on the coastal plain near the Sendai Airport, Honshu, Japan. *Sedimentary Geology* 282, 90-109. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.09.002>.
- Kausel, E. 1986. Los Terremotos de Agosto de 1868 y Mayo de 1877 que Afectaron el Sur del Peru y Norte de Chil. *Boletín de la Academia Chilena de Ciencias* 3, 8-12.

- Kortekaas, S., Dawson, A.G., 2007. Distinguishing tsunami and storm deposits: an example from Martinhal, SW Portugal. *Sedimentary Geology* 200, 208–221.
- Lagos, M. & Cisternas, M. 2004. Depósitos de Tsunami como indicadores de riesgo : evidencias. *Revista Geográfica de Chile Terra Australis* 49, 329–351.
- Lamarche, G., Lurton, X., Verdier, A.-L., and Augustin, J.-M. 2011. Quantitative characterization of seafloor substrate and bedforms using advanced processing of multibeam backscatter. Application to the Cook Strait, New Zealand. *Continental Shelf Research* 31 (2), 93-S109. <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2010.06.001>.
- Lambeck, K., Esat, T. M. & Potter, E. K. 2002. Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature* 419, 199–206. <https://doi.org/10.1038/nature01089>.
- Lambeck, K. & Purcell, A. P. 2001. Sea-level change in the Irish Sea since the Last Glacial Maximum: Constraints from isostatic modelling. *Journal of Quaternary Science* 16, 497–506. <https://doi.org/10.1002/jqs.638>.
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y. & Sambridge, M. 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(43), 15296-15303.
- Larenas, J. 1966. *Fundación de Antofagasta y su primera década*. Ilustre Municipalidad de Antofagasta. Editorial Universitaria. Santiago, Chile.
- Le Roux, J. P., Gómez, C., Fenner, J. & Middleton, H. 2004. Sedimentological processes in a scarp-controlled rocky shoreline to upper continental slope environment, as revealed by unusual sedimentary features in the Neogene Coquimbo Formation, north-central Chile. *Sedimentary Geology* 165, 67–92. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2003.11.006>.
- Le Roux, J.P. & Vargas, G. 2005. Hydraulic behavior of tsunami backflows: insights from their modern and ancient deposits. *Environmental Geology* 49 (1), 65-75.
- León, T. 2014. *Geología marina de la bahía de Taltal e implicancias para la prospección arqueológica submarina*. Memoria para optar al título de geólogo. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. 117p.
- Lomnitz, C. (2004). Major Earthquakes of Chile: A Historical Survey, 1535-1960. *Seismological Research Letters* 75, 368–378. <https://doi.org/10.1785/gssrl.75.3.368>.
- Métois, M., Vigny, C. & Socquet, A. 2016. Interseismic Coupling, Megathrust Earthquakes and Seismic Swarms Along the Chilean Subduction Zone (38°–18°S). *Pure and Applied Geophysics* 173, 1431–1449. <https://doi.org/10.1007/s00024-016-1280-5>.
- Monge, J. 1993. Estudios de riesgo de tsunami en costas chilenas. En: JORNADAS CHILENAS de Sismología en ingeniería antisísmica, V.2., Santiago, Chile. pp. 3-22.
- Moore, A., Goff, J., McAdoo, B., Fritz, H., Gusman, A., Kalligeris, N., Kalsum, K., Susanto, A., Suteja, D. & Synolakis C. 2011. Sedimentary Deposits from the 17 July Western Java Tsunami, Indonesia: Use of Grain Size Analysis to Assess Tsunami

- Flow Depth, Speed, and Traction Carpet Characteristics. *Pure and Applied Geophysics* 168, 1951-1961.
- Morton, R., Gelfenbaum, G. & Jaffe, B. 2007. Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sedimentary Geology* 200, 184-207.
- Morton, R., Goff, J. & Nichol, S. 2008. Hydrodynamic implication of textural trends in sand deposits of the 2004 tsunami in Sri Lanka. *Sedimentary Geology* 207, 56-64. doi:10.1016/j.sedgeo.2008.03.008.
- Müller, R. D., Roest, W. R., Royer, J.-Y., Gahagan, L. M. & Sclater, J. G. 1997. Digital isochrons of the world's ocean floor. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102, 3211–3214. <https://doi.org/10.1029/96JB01781>.
- Nanayama F, Shigenob K, Satakea K, Shimokawaa K, Koita-bashic S, Miyasakac S, Ishiic M. 2000. Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki tsunami and the 1959 Miyakojima typhoon at Taisei, southwestren Hokkaido, northern Japan. *Sedimentary Geology* 135, 255-264.
- Nandasena, N. A. K., Tanaka, N., Sasaki, Y., & Osada, M. 2013. Boulder transport by the 2011 Great East Japan tsunami: Comprehensive field observations and whither model predictions? *Marine Geology* 346, 292–309. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.09.015>.
- Nichols, G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. 2nd Edition. Wiley-Blackwell. 456p.
- Nichol, S. L., Goff, J. R., Devoy, R. J. N., Chagué-Goff, C., Hayward, B. & James, I. 2007. Lagoon subsidence and tsunami on the West Coast of New Zealand. *Sedimentary Geology* 200, 248-262. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.01.019>.
- Nichol, S.L., Chagué-Goff, C., Goff, J., Horrocks, M., McFadgen, B. & Strotz, L. 2010. Geomorphology and accommodation space as limiting factors on tsunami depositon: Chatham Island, southwest Pacific Ocean. *Sedimentary Geology* 229, 41-52.
- Nott, J. 1997. Extremely high-energy wave deposits inside the Great Barrier Reef, Australia; determining the cause — tsunami or tropical cyclone. *Marine Geology* 141, 193–207.
- Ortlieb, L., Vargas, G., Saliège, J.-F. 2011. Marine radiocarbon reservoir effect along the northern Chile–southern Peru coast (14–24°S) throughout the Holocene. *Quaternary Research* 75, 91–103.
- Paskoff, R. 1970. *Recherches géomorphologiques dans le Chili semi-aride*. Bordeaux, France, Biscaye. 420 pp.
- Pizazzoli, P. 1991. *World Atlas of Holcoene Sea-Level Changes*. Elsevier. Amsterdam, Neatherlands.
- Piscitelli, A., Milella, M., Hippolyte, J. C., Shah-Hosseini, M., Morhange, C. & Mastronuzzi, G. 2016. Numerical approach to the study of coastal boulders: The case of Martigues, Marseille, France. *Quaternary International* 439, 52–64. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.10.042>.

- Ramírez-Herrera, M.T. 2011. Evidencias ambientales de cambios de nivel de la costa del Pacífico de México: Terremotos y tsunamis. *Revista de Geografía Norte Grande* 49, 99–124. doi:10.4067/S0718-34022011000200007.
- Rebolledo, S., Bearez, P., Salazar, D. & Fuentes, F. 2016. Maritime fishind during Middle Holocene in the hyperarid coast of Atacama Desert. *Quaternary International*, 391, 3-11. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.051>.
- Ruiz, S. & Madariaga, R. 2018. Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile. *Tectonophysics* 733, 37-56. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.01.015>.
- Salazar, D., Figueroa, V., Andrade, P., Salinas, H., Olgún, L., Power, X., Rebolledo, S., Parra, S., Orellana, H. & Urrea, J. 2015. Cronología Y Organización Económica De Las Poblaciones Arcaicas De La Costa De Taltal. *Estudios Atacameños* 50, 07–46. <https://doi.org/10.4067/S0718-10432015000100002>.
- Scheffers, S. R., Scheffers, A., Kelletat, D., & Bryant, E. A. 2008. The Holocene paleo-tsunami history of West Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 270, 137–146. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.03.027>.
- Schurr, B., Asch, G., Hainzl, S., Bedford, J., Hoechner, A., Palo, M., Wang, R., Morenos, M., Bartsch, M., Zhang, Y., Oncken, O., Tilmann, F., Dahm, F., Victor, P., Barrientos, S. & Vilotte, J. P. 2014 a. Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake. *Nature* 512, 299–302. <https://doi.org/10.1038/nature13681>.
- Schulte, P., Smit, J., Deutsch, A., Salge, T., Friese, A. & Beichel, K. 2011. Tsunami backwash deposits with Chicxulub impact ejecta and dinosaur remains from the Cretaceous–Palaeogene boundary in the La Popa Basin, Mexico. *The journal of the International Association of Sedimentologists*, 59, 737-765.
- Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile. (n.d.). Registro de los principales tsunamis que han afectado a la costa de Chile, 1–6. Retrieved from http://www.shoa.cl/servicios/tsunami/data/tsunamis_historico.pdf.
- Silgado, E. 1992. Investigación de la Sismicidad Histórica en la América del Sur en los Siglos XVI, XVII, XVIII y XIX. CONICETY-CERESIS. Lima, Perú.
- Slootman, Simpson, G., Castelltort, S. & Boer, P. 2018. Geological record of marine tsunami backwash: The role of the hydraulic jump. *The Depositional Record* 2018; 4(1): 59–77.
- Suarez, G. & Comte, D. 1993. Comment on "Seismic Coupling Along the Chilean Subduction Zone" by B. W. Tichelaar and L. R. Ruff. *Journal of Geophysical Research* 98, 825–828.
- Vargas, G., Ortlieb, L., Rutllant, J., 2000. Aluviones historicos en Antofagasta y su relacion con eventos El Niño/Oscilacion del Sur. *Revista Geologica de Chile* 27, 157-176.
- 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, 381–398. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.031>.

- Vargas, G., Rutllant, J., Ortlieb, L., 2006. ENSO tropical-extratropical climate teleconnections and mechanisms for Holocene debris flows along the hyperarid coast of western South America (17°-24°S). *Earth and Planetary Science Letters* 249, 467-483.
- Vargas, G., Farías, M., Carretier, S., Tassara, A., Baize, S. & Melnick, D. 2011. Coastal uplift and tsunami effects associated to the 2010 M w 8 . 8 Maule earthquake in Central Chile. *Andean Geology* 38, 219–238. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv122>.
- Weiss, R. 2012. The mystery of boulders moved by tsunamis and storms. *Marine Geology* 295–298, 28–33. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.12.00>

8 Anexos

Análisis de muestras de la Trinchera hornos de Cal

Fluorescencia de Rayos X

Muestra	Si	Ac	Al	Br	Ca	Cu	Fe	Fr	I	K
THC-06	9,909	0,034	3,146	0,075	51,421		2,386			2,625
THC-05	7,779	0,083			56,490		1,849	0,101	0,166	2,112
THC-04B	7,032		2,170		52,498	0,033	2,546			3,457
THC-04A	9,510		2,667	0,044	49,957	0,048	1,877			1,562
THC-03	6,144			0,344	39,077	0,057	1,903		0,090	8,459
THC-02	9,909	0,034	3,146	0,075	51,421		2,386			2,625
THC-01C	24,024		10,211	0,034	31,276	0,048	4,038			4,201
THC-01B	16,921		5,231	0,035	43,482	0,066	2,784			2,403
THC-01A	10,703		5,435	0,038	51,978		3,638			2,719

Muestra	Mg	Mn	P	Pb	Rb	S	Sc	Sr	Ti	V	Zn	Zr
THC-06	11,637	0,625	14,172	0,092		2,109		1,558	0,212			
THC-05	15,715	0,709	11,523	0,223		1,530		1,587	0,136			
THC-04B	9,103	0,594	10,968	0,093		9,562		1,603	0,304		0,037	
THC-04A	11,595	0,646	16,948			1,768	2,221	1,109			0,050	
THC-03	19,096	0,459	11,876			9,946	0,775	1,701			0,073	
THC-02	11,637	0,625	14,172	0,092		2,109		1,558	0,212			
THC-01C	9,171	0,190	2,206		0,022	13,310	0,375	0,403	0,417	0,021	0,022	0,029
THC-01B	10,942	0,150	1,963		0,012	15,242		0,681	0,217		0,023	
THC-01A	0,000	0,123	2,282		0,012	21,626	0,412	0,564	0,435		0,035	

Conteo de Gastrópodos

Muestra	Gastrópodo	Peso total muestra	Individuos x muestra
THC-06	21	795,93	0,02638423
THC-05	45	751,43	0,05988582
THC-04B	71	775,85	0,09151253
THC-04A	57	575,59	0,09902882
THC-03	15	618	0,02427184
THC-02	6	1154,25	0,00519818
THC-01C	63	1134,47	0,05553254
THC-01B	102	1185,34	0,08605126
THC-01A	97	1045,01	0,09282208

Porcentaje de pescados y conchas

Muestra	%pescado	%conchas	%líticos	gr pescado x mp	gr conchas x mp	gr líticos x mp
THC-06	44,3649759	42,8994099	12,73561414	51,33	49,63	14,74
THC-05	33,0192486	41,6230903	25,35766615	38,20	48,16	29,34
THC-04B	23,3116042	56,4534407	20,2349551	26,97	65,32	23,41
THC-04A	44,8676157	41,5582295	13,5741548	51,91	48,08	15,71
THC-03	71,0281943	26,6956836	2,276122098	82,18	30,89	2,63
THC-02	0,05911841	14,652204	85,28867761	0,07	16,95	98,68
THC-01C	3,346138	54,9099087	41,74395327	3,87	63,53	48,30
THC-01B	1,82865773	75,2293387	22,94200354	2,12	87,04	26,54
THC-01A	1,09823014	80,2132398	18,68853001	1,27	92,81	21,62

Esfericidad y Redondamiento

Muestra	Esfericidad	Redondamiento
THC-06	-0,5	4,5
THC-05	-2,5	3,5
THC-04B	2,5	2,5
THC-04A	4,5	2,5
THC-03	2,5	1,5
THC-02	4,5	4,5
THC-01C	-2,5	3,5

THC-01B	-2,5	4,5
THC-01A	-2,5	3,5

Cantidad de material Orgánico e Inorgánico

Muestra	Organico	Inorganico	Coficiente
THC-06	40	60	0,66666667
THC-05	65	35	1,85714286
THC-04B	40	60	0,66666667
THC-04A	48	52	0,92307692
THC-03	80	20	4
THC-02	16	84	0,19047619
THC-01C	59	41	1,43902439
THC-01B	79	21	3,76190476
THC-01A	64	36	1,77777778

Parámetros sedimentológicos

Muestra	Mean(u)	Sorting(u)	Skewness(u)	Kurtosis(u)
THC-06	601,7	4,7	-0,354	0,708
THC-05	556,7	3,9	-0,69	0,601
THC-04B	420,1	5,4	-0,178	0,614
THC-04A	548,3	5,1	-0,296	0,605
THC-03	852,5	3,0	-1,057	0,77
THC-02	213,0	1,4	-0,126	0,963
THC-01C	1265,9	2,3	-1,401	1,215
THC-01B	1915,2	1,5	-1,183	0,384
THC-01A	2086,9	1,0	1,550	0,365

Análisis de muestras de la Trinchera Los Bronces

Fluorescencia de Rayos X

Muestra	Si	Al	Ba	Br	Ca	Cl	Cu	Fe	I	K
3	36,516	16,838			17,933		0,152	7,126		4,247
7	30,135	13,491	0,185	0,011	24,293	3,123	0,101	6,482		3,503
11	31,950	14,176			22,521		0,094	6,319		3,757
17	41,039	19,181			11,574		0,237	9,891		3,431
18	39,311	17,449			14,037		0,266	9,033		3,062
20	41,901	18,298			12,104		0,438	8,751		3,309
21	42,766	19,728			9,622		0,573	9,852		3,535
22	36,243	17,282			17,761		0,422	9,395		3,272
23	37,198	16,554			17,436		0,336	7,277		3,127
25	36,674	15,667			18,672		0,550	8,385		3,211
26	35,873	15,648			18,595		0,273	9,495		3,262
27	34,976	15,983			19,179		0,352	8,739		3,426
31	38,022	15,761			17,004		0,180	8,868		3,260
33	42,466	18,316	0,186		9,865		0,137	10,634		3,209
35	45,386	20,046			8,303		0,094	10,807		4,185
38	48,107	20,729			7,247		0,120	9,568		3,586
40	46,806	20,077			7,528		0,249	10,875		3,653
42	46,606	20,410			5,805		0,133	11,907		3,099
45	48,177	21,446			6,353			10,651		3,180
51	47,138	21,760			4,801		0,339	11,373		2,608
53	47,788	21,125			5,691		0,292	9,967		3,210
55	46,806	21,271			5,915		0,328	10,515		2,946
66	46,541	20,843			5,262		0,178	11,032		3,129
68	24,006	10,676			30,482		2,447	8,947		2,190
69	18,389	7,735			40,309		2,605	10,151		1,855
73	20,778	8,492			41,043	4,155	1,339	9,617	0,063	1,952
79	20,535	8,013			42,829	3,800	0,760	9,164	0,107	2,324

82	21,318	7,693		0,016	38,533		0,540	7,466		1,876
83	25,385	10,931			29,530		0,593	12,997		2,285
89	29,715	12,198	0,229		24,527		0,276	8,975		2,438
90	38,447	16,391			19,472		1,105	12,166		3,280

Muestra	Mg	Mn	P	Pb	Rb	S	Sc	Sm	Sr	Ti	V	Y	Zn	Zr
3	12,094	0,260	3,080		0,028	0,734			0,213	0,683	0,031		0,044	0,021
7	11,594	0,227	5,443		0,024	0,492			0,252	0,608			0,037	
11	11,991	0,242	4,775		0,026	0,405	2,766		0,256	0,659	0,028		0,035	
17	9,813	0,236	3,003		0,025	0,422			0,212	0,828	0,042	0,007	0,060	
18	10,800	0,233	4,350		0,026	0,309			0,215	0,809	0,031		0,071	
20	11,071	0,208	2,509		0,021	0,269			0,192	0,831			0,098	
21	9,950	0,306	2,217		0,021	0,236			0,145	0,868	0,046	0,007	0,128	
22	9,802	0,225	3,973		0,023	0,338			0,205	0,925	0,029	0,006	0,100	
23	12,301	0,237	4,081		0,018	0,448			0,212	0,610	0,020		0,078	0,065
25	8,910	0,322	5,025		0,019	1,516			0,229	0,661	0,022		0,123	0,015
26	10,083	0,298	3,680		0,024	1,624			0,254	0,709		0,006	0,071	0,104
27	11,005	0,324	4,185		0,023	0,698			0,285	0,711			0,088	
31	10,632	0,323	4,343		0,023	0,394			0,276	0,806	0,036		0,054	0,016

33	11,092	0,30 0	1,509		0,02 2	1,341			0,143	0,691			0,051	0,03 0
35	8,316	0,333	1,221		0,025	0,30 8			0,074	0,80 2	0,04 9	0,00 8	0,043	
38	8,562	0,252	0,38 6		0,02 4	0,362			0,09 2	0,914		0,007	0,045	
40	8,807	0,30 6			0,027	0,437			0,109	1,012	0,04 3		0,072	
42	10,190	0,246			0,02 0	0,516			0,057	0,872	0,041		0,054	0,04 4
45	8,454	0,28 4			0,017	0,193			0,03 6	1,065	0,055		0,041	0,047
51	10,193	0,296			0,017	0,378			0,03 9	0,914	0,051		0,093	0,031
53	9,921	0,271			0,016	0,517			0,04 2	0,98 8	0,055		0,08 4	0,04 0
55	10,359	0,22 0				0,52 0			0,035	0,856	0,04 4		0,09 6	
66	11,162	0,301			0,018	0,419			0,04 0	0,965	0,05 0		0,06 0	
68	9,554	0,295	7,154		0,02 6	0,49 8			2,076	1,159	0,041		0,447	
69	0,000	0,576	7,079		0,027	0,527	6,197		2,680	1,364			0,506	
73	0,000	1,262	7,357			0,672		0,16 4	1,537	1,292			0,276	
79	0,000	1,382	6,976	0,081		0,84 2			2,027	0,945	0,052		0,161	
82	9,420	0,956	8,138	0,09 6	0,018	0,736			2,457	0,591	0,03 0		0,116	
83	7,886	0,381	6,598	0,126		1,491			1,142	0,459	0,016		0,143	
89	9,141	0,269	6,391	0,05 6	0,025	0,953	2,94 6		1,192	0,597			0,073	
90	0,000	0,459	4,951	0,06 8	0,03 0	1,719			0,493	1,156	0,052		0,211	

Conteo de Gastrópodos

Muestra	Nº gastropodos	Nº foraminiferos	peso total muestra	individuos x muestra
3	1		320,09	0,003124121
7	2		332,54	0,006014314
11	2		343,72	0,00581869
17	1		368,86	0,002711056
18	1		310,43	0,003221338
20	1		344,78	0,0029004
21	2		313,58	0,006377958
22	2		365,03	0,005479002
23	6		392,88	0,015271839
25	5	2	398,11	0,012559343
26	7		353,79	0,019785749
28	8		292,27	0,027371951
31	10		309,64	0,032295569
33	8		268,89	0,029751943
35	2		296,86	0,006737183
38	1		254,63	0,003927267
40	2		231,52	0,008638563
42	1		240,11	0,004164758
45	1		235,06	0,004254233
51	2		256,45	0,007798791
53	2		224,12	0,008923791
55	0		231,25	0
66	0		210,18	0
68	5		319,5	0,015649452
69	9		314,65	0,02860321
73	10		302,46	0,033062223
79	33	3	328,73	0,100386335
82	16		294,4	0,054347826
83	14		305,74	0,045790541
89	13		294,57	0,044132125
90	11		282,7	0,038910506

Esfericidad y Redondamiento

Muestra	Esfericidad	Redondamiento
TLB-03	2,5	1,5
TLB-07	4,5	0,5
TLB-11	-2,5	1,5
TLB-17	4,5	2,5

TLB-18	-2,5	0,5
TLB-20	-2,5	1,5
TLB-21	2,5	1,5
TLB-22	-2,5	4,5
TLB-23	4,5	3,5
TLB-25	2,5	3,5
TLB-26	-2,5	3,5
TLB-27	4,5	2,5
TLB-31	0,5	1,5
TLB-33	2,5	0,5
TLB-35	4,5	1,5
TLB-38	2,5	1,5
TLB-40	2,5	1,5
TLB-42	4,5	0,5
TLB-45	4,5	3,5
TLB-51	-2,5	0,5
TLB-53	-2,5	0,5
TLB-55	2,5	0,5
TLB-66	2,5	1,5
TLB-68	2,5	5,5
TLB-69	-2,5	3,5
TLB-73	-2,5	3,5
TLB-79	-2,5	2,5
TLB-82	-2,5	1,5
TLB-83	2,5	2,5
TLB-89	-2,5	4,5
TLB-90	2,5	3,5

Cantidad de material Orgánico e Inorgánico

Muestra	organico	inorganico	razon
3	13	87	0,14942529
7	16	84	0,19047619
11	4	96	0,04166667
17	7	93	0,07526882
18	12	88	0,13636364
20	23	77	0,2987013
21	16	84	0,19047619
22	15	85	0,17647059
23	27	73	0,36986301
25	48	52	0,92307692
26	24	76	0,31578947
28	24	76	0,31578947

31	20	80	0,25
33	17	83	0,20481928
35	14	86	0,1627907
38	13	87	0,14942529
40	15	85	0,17647059
42	23	77	0,2987013
45	23	77	0,2987013
51	20	80	0,25
53	20	80	0,25
55	21	79	0,26582278
66	5	95	0,05263158
68	61	39	1,56410256
69	56	44	1,27272727
73	33	67	0,49253731
79	26	74	0,35135135
82	26	74	0,35135135
83	26	74	0,35135135
89	6	94	0,06382979
90	10	90	0,11111111

Parámetros sedimentológicos

Muestra	Mean(μm)	Sorting(μm)	Skewness(μm)	Kurtosis(μm)
3	489,341	3,621	-0,187	1,456
7	601,871	3,375	-0,131	1,363
11	606,903	3,377	-0,165	1,405
17	736,671	2,427	0,031	1,769
18	691,369	2,264	-0,062	1,790
20	1111,568	2,874	0,239	1,151
21	776,359	2,311	0,078	1,594
22	1004,495	2,794	0,150	1,150
23	1002,504	2,860	0,099	1,117
25	1183,499	2,719	0,216	0,931
26	801,544	2,783	0,012	1,214
28	761,416	3,088	-0,006	1,156
31	751,535	3,269	-0,005	0,995
33	435,051	3,513	0,140	1,047
35	305,274	2,507	0,279	0,991
38	224,583	1,974	0,162	1,216
40	297,512	2,279	0,065	1,228
42	300,543	2,041	-0,035	1,035
45	233,439	1,985	0,041	1,089
51	309,058	1,895	-0,066	1,163

53	324,894	2,082	0,017	1,084
55	331,654	2,042	-0,018	0,949
66	180,764	2,072	-0,106	1,454
68	1095,028	3,030	0,055	0,805
69	1492,053	2,604	-0,034	0,650
73	953,370	2,101	0,180	1,188
79	815,298	1,956	0,160	1,260
82	816,624	2,315	0,144	1,324
83	1009,897	2,183	0,200	1,102
89	949,451	3,026	0,102	1,017
90	1020,362	2,302	0,116	0,995

Run up de las ciudades estudiadas.

ciudad	run up 1877 CONA	run up 1877 diarios	run up 1922 CONA	run up 1922 diarios
Coquimbo		6	7	10
Huasco			10	12
Caldera	11	4	6	8
Chañaral		7	15	11
Taltal	7		7	5
Antofagasta	12	6		9
Mejillones	18	20		
Tocopilla	20	10		
Cobija	9	18		
Iquique	21	20		
Arica	18	19	2,4	

Reporte dataciones

UGAMS #	Sample ID	Material	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	^{14}C age years, BP	±	pMC	±
31151	T1620	shell	0.88	2.72	4860	20	54.62	0.16
31152	T1621	shell	-0.03	2.40	2400	20	74.16	0.21
31154	T1627	shell	2.91	2.27	4260	20	58.86	0.17
31155	T1628	charcoal	-21.96	n/a	3880	25	61.69	0.18
31156	T1629	shell	1.72	2.01	4240	20	59.00	0.17
31157	T1630	shell	-0.48	1.14	4210	20	59.16	0.17
31158	T1631	shell	0.47	2.84	4250	20	58.94	0.17
31159	T1632	shell	1.09	2.68	4200	20	59.31	0.17
31160	T1633	shell	0.44	2.21	4190	20	59.34	0.17
31161	T1634	charcoal	-18.00	n/a	3930	25	61.32	0.19
31162	T1635	shell	2.05	1.74	2160	20	76.40	0.21
31192	TA1705	charcoal	-17.62	n/a	5560	25	50.06	0.15
31193	TA1710 A	charcoal	-21.67	n/a	3990	20	60.88	0.17
31194	TA1710 B	shell	0.94	1.75	5750	25	48.88	0.15