

# Posibles evidencias morfo-sedimentarias del tsunami de Atacama de 1922 en el Parque Nacional Pan de Azúcar (norte de Chile)

*Possible morpho-sedimentary evidence of the 1922 Atacama tsunami in the Pan de Azúcar National Park (northern Chile)*

Manuel Abad<sup>1</sup>, Tatiana Izquierdo<sup>1,2,3</sup>, Germán Carrasco<sup>3</sup>, Joaquín Rodríguez-Vidal<sup>4</sup> y Francisco Ruiz<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Área de Geología, ESCET, Universidad Rey Juan Carlos, c/Tulipán s/n, 28933 Móstoles, Madrid (España). [manuel.abad@urjc.es](mailto:manuel.abad@urjc.es)

<sup>2</sup> Instituto de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de la Universidad de Atacama (IDICTEC-UDA), Avenida Copayapu 485, Copiapó (Chile). [tatiana.izquierdo@uda.cl](mailto:tatiana.izquierdo@uda.cl)

<sup>3</sup> Grupo de investigación Recursos Hídricos y Geología del Cuaternario de Atacama, Universidad de Atacama, Avenida Copayapu 485, Copiapó (Chile). [german.carrasco@alumnos.uda.cl](mailto:german.carrasco@alumnos.uda.cl)

<sup>4</sup> Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva, Campus del Carmen, 21007, Huelva (España). [jrvidal@dgeo.uhu.es](mailto:jrvidal@dgeo.uhu.es), [ruizmu@uhu.es](mailto:ruizmu@uhu.es)

## ABSTRACT

*The 1922 Atacama Earthquake is one of the largest megathrust earthquakes of the 20th century in the limit between the Nazca and South American plates. The main damages of the associated tsunami occurred in the coast of northern Chile. In the city of Chañaral, one of the most affected, a maximum flood height of 9 m above sea level and a horizontal inundation of 200 m were reached. The aim of this study is to analyze the geological record of this event in Pan de Azúcar National Park, 10 km north of this port city, where erosive forms and boulder fields have been described evidencing the wave action on the nearshore at heights above the winter storms. This work highlights the need to deepen in the study of the coarse-grain deposits in arid coastal systems to identify the record of tsunamis where their preservation potential is low, and their evidence is masked in the littoral landscape.*

**Key-words:** tsunami deposit, boulder field, 1922 earthquake, Chile, Atacama Desert.

## RESUMEN

*El gran terremoto de 1922 de Atacama es uno de los mayores eventos sísmicos del siglo XX en el límite de subducción entre las placas de Nazca y Sudamérica. Los principales daños provocados por el tsunami asociado ocurrieron en el litoral del norte de Chile. En la ciudad de Chañaral, una de la más afectadas, se alcanzó una cota máxima de inundación de 9 m sobre el nivel del mar y una inundación horizontal de 200 m. En este trabajo se aborda el estudio del registro geológico de este evento en el Parque Nacional Pan de Azúcar, 10 km al norte de esta ciudad portuaria, donde se describen formas erosivas y campos de bloques a cotas topográficas por encima de la zona de acción de temporales de invierno. Este trabajo resalta la necesidad de profundizar en el análisis de depósitos de grano grueso en sistemas costeros áridos para la identificación del registro de tsunamis, donde su potencial de preservación es bajo y sus evidencias tienden a aparecer enmascaradas en el paisaje litoral.*

**Palabras clave:** depósito de tsunami, campo de bloques, terremoto de 1922, Chile, Desierto de Atacama.

*Geogaceta*, 70 (2021), 7-10  
ISSN (versión impresa): 0213-683X  
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 30/06/2020

Fecha de revisión: 23/04/2021

Fecha de aceptación: 28/05/2021

## Introducción

La costa de Chile se considera una zona de alta peligrosidad sísmica y ante tsunami (Kulikov *et al.*, 2005), al estar localizada próxima al límite convergente entre las placas de Nazca y la Sudamericana (DeMets *et al.*, 2010). Este margen activo genera terremotos con mecanismos focales y magnitudes lo suficientemente grandes como para desencadenar tsunamis destructivos. Los grandes terremotos, con segmentos de ruptura > 400 km, no se han repetido en la misma latitud más de dos veces durante los últimos 5 siglos. Específicamente, Klein *et al.* (2017) proponen la ocurrencia de terremotos gigantes, como el evento histórico de 1730 (Mw~9.1-9.3; Carvajal *et al.*, 2017a), cada 300 años para el sector central de la costa chilena. En este sentido, la única evidencia geológica de un

evento tsunamigénico de Mw~9 en las costas más meridionales del Desierto de Atacama ha sido descrita por Abad *et al.* (2020). Estos autores datan este registro entorno al siglo XV. En tiempos históricos los grandes terremotos (Mw ≥ 8) en este sector ocurrieron en 1819 y 1922.

El gran terremoto de 1922 de Atacama constituye uno de los mayores eventos sísmicos del siglo pasado en este límite de placas (Ruiz y Madariaga, 2018). Su duración estimada fue de 75 s, lo que sugiere una longitud de ruptura de entre 250 y 450 km (Kelleher, 1972), aunque todavía existen dudas sobre la localización exacta del epicentro (latitud ~28,5°S) y su magnitud, que ha sido revisada en varias ocasiones en las últimas décadas, Ms~8,3 (Beck *et al.*, 1998) y Mw ~8,5 - 8,6 (Carvajal *et al.*, 2017b).

El impacto del tsunami asociado a este sismo se describe a lo largo de todo

el Pacífico, afectando a Japón y Hawái con alturas de inundación > 1 m (Tsuji 2013; Cáceres, 2016). A lo largo del litoral del norte de Chile los daños fueron muy extensos, especialmente entre las ciudades de Coquimbo y Chañaral (Fig. 1). En la zona cercana al litoral de esta última ciudad se registran los daños más graves al ser impactada por tres grandes olas (Cáceres, 2016 y referencias incluidas). La primera ola alcanzó el puerto una hora después del sismo. La altura de inundación media sobre el terreno varió entre 2 y 3 m, aunque la cota máxima de inundación marina llegó hasta los 9 m sobre el nivel del mar (s.n.m) (Lomnitz, 1970). La distancia de penetración de la inundación fue de 200 m.

A pesar de considerarse uno de los eventos sísmicos y tsunamigénicos más importantes del siglo XX, los trabajos dedicados al análisis de su registro geo-

lógico son muy escasos. El objetivo de este trabajo es abordar esta temática en el Parque Nacional (P.N.) Pan de Azúcar, 10 km al norte de la ciudad de Chañaral.

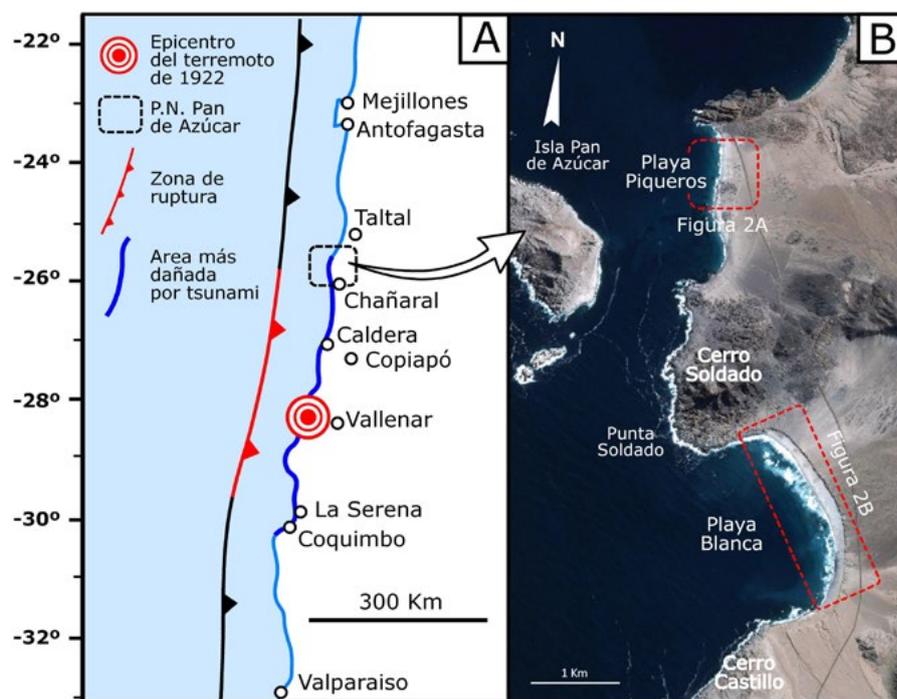
## Localización

El área de estudio se localiza en el borde litoral del P.N. Pan de Azúcar (Fig. 1), en las estribaciones occidentales de la Cordillera de la Costa. La costa en este sector se clasifica como micromareal con un oleaje dominante del SW que posee alturas significativas de 2,04 m (Campos, 2016). La altura máxima registrada para el oleaje de tormenta es de 4,26 m.

La geología de este dominio andino se caracteriza por la presencia de un basamento metamórfico de edad paleozoica intruido por cuerpos plutónicos de edad Pérmico-Jurásico (Godoy y Lara, 1998). Sobre los anteriores se disponen mediante inconformidad retazos de formaciones neógenas detríticas costeras y diferentes formaciones superficiales continentales y marinas de edad cuaternaria. Dentro de las formaciones costeras destacan las playas arenosas, que se desarrollan en ensenadas delimitadas por espolones rocosos. Hacia tierra es frecuente la aparición de un acantilado costero, de escasa altura, labrado en el sustrato neógeno, y terrazas marinas de edad Pleistoceno superior (Izquierdo *et al.*, 2020). La zona de antepaya es alcanzada por abanicos aluviales recientes y fondos de quebrada torrencial que nacen en los relieves cercanos, cuya superficie puede estar cubierta por un extenso manto eólico. Un cordón litoral dunar embrionario de escasa altura se extiende a lo largo del pie del acantilado costero. Las evidencias de eventos marinos de alta energía se han identificado en Playa Piqueros y Playa Blanca, en el extremo norte del Parque Nacional (Fig. 1), distanciadas 4 km entre sí.

## Metodología

Se realizaron esquemas geomorfológicos detallados de ambas playas, con énfasis en las formas y depósitos recientes asociados con eventos marinos de alta energía. En los campos de bloques se procedió a georreferenciar cada uno de ellos, se midió la longitud de sus ejes a-b-c y se estimó su volumen multiplicando los 3 ejes para aquellos bloques que presentaban una geometría subrectangular y mediante triangulación de su



**Fig. 1. Localización de las zonas de estudio en la costa del sur del Desierto de Atacama a lo largo del segmento de subducción de Atacama con la indicación del epicentro del terremoto de 1922. B) Localización de las dos playas con evidencias morfo-sedimentarias de tsunamis recientes en el P.N. Pan de Azúcar. Ver figura en color en la web.**

*Fig. 1. A) Location of the study area on the coast of the southern Atacama Desert along the Atacama subduction segment with indication of the 1922 earthquake epicenter. B) Location of the two beaches with morfo-sedimentary evidence of recent tsunamis in the Pan de Azúcar N.P. See color figure in the web.*

área para los que tenían una forma más irregular. Finalmente, su peso se calculó en base a una densidad de 2,031 kg/m<sup>3</sup> (Abad *et al.*, 2020). La forma de los bloques fue establecida siguiendo la metodología de Blott y Pye (2008). La velocidad requerida para superar el umbral de transporte de los bloques, en un escenario de partida de "estrato único", se estimó siguiendo la propuesta de Nandaseña *et al.* (2011).

## Resultados

### Playa Piqueros

En esta playa aparece un campo de bloques de ~500 m<sup>2</sup> sobre una terraza marina conformado por 9 fragmentos de calcarenitas y areniscas (Tabla I), además de multitud de bloques más pequeños de rocas ígneas y metamórficas (Fig. 2A). La cota topográfica de distribución de estos elementos es bastante homogénea, entre 6 y 9,5 m s.n.m. La procedencia de estos elementos, en la mayor parte de los casos, es el techo del depósito de la terraza marina, que aflora extensamente cerca de la zona intermareal de la playa.

El peso de los bloques varía entre 100

kg y 17 T. El más pesado y de mayores dimensiones alcanza una altura de 8,5 m s.n.m. y una distancia con respecto a su zona de procedencia de 50 m (B2 en Tabla I, Figs. 2C y 2F). La morfología de los bloques es eminentemente plana y cuadrangular. Las características estratigráficas obtenidas del análisis de la terraza han permitido deducir qué bloque se encuentra en posición normal y cual, invertido, siendo esta última, la disposición más frecuente.

La playa está delimitada hacia tierra por un pequeño escarpe erosivo, de 1-1,5 m de altura y trazado irregular, labrado sobre los materiales de la terraza marina. En estos depósitos se desarrolla una red de fracturas verticales con patrón en zig-zag y aperturas de 5 a 20 cm que delimitan grandes bloques, que aparecen ligeramente desplazados respecto a su posición original.

### Playa Blanca

En el sector norte de la playa es patente un importante retroceso del acantilado marino holoceno, que alcanza una altura de 10 m s.n.m. Al pie de este se acumulan y apilan grandes lajas de estratos de calcarenita (Figs. 2B y 2D). Mu-

chos de estos grandes bloques aparecen imbricados hacia tierra a cotas entre 5 y 8 m s.n.m., lo que refleja su transporte tractivo y acumulación en condiciones de alta energía. La distancia que separa la actual línea de costa de estos cantiles es superior a 100 m.

Por otro lado, se describe la aparición de una orla de cantos redondeados y tamaño inferior a 10 cm, con fragmentos de fauna costera (moluscos y cirrípedos) en la zona de anteplaya. Esta orla de cantos alcanza algunas quebradas incididas en el acantilado a lo largo de la playa. Su ancho es superior a los 25 m y define un pavimento distanciados de la zona intermareal entre 50 y 110 m, tendiendo incluso a recubrir un campo de pequeñas dunas embrionarias. Finalmente, en la zona intermareal baja del sector central y sur de la playa es posible observar durante la bajamar un extenso campo de bloques de

grandes dimensiones (Fig. 2E). Su naturaleza litológica es variada, predominando los bloques metamórficos y tonalíticos. Los bloques localizados en las zonas más alejadas de la costa presentan un mayor volumen, gradando en sus dimensiones hacia la anteplaya, lo que evidencia su transporte desde el mar y hacia tierra.

## Discusión y conclusiones

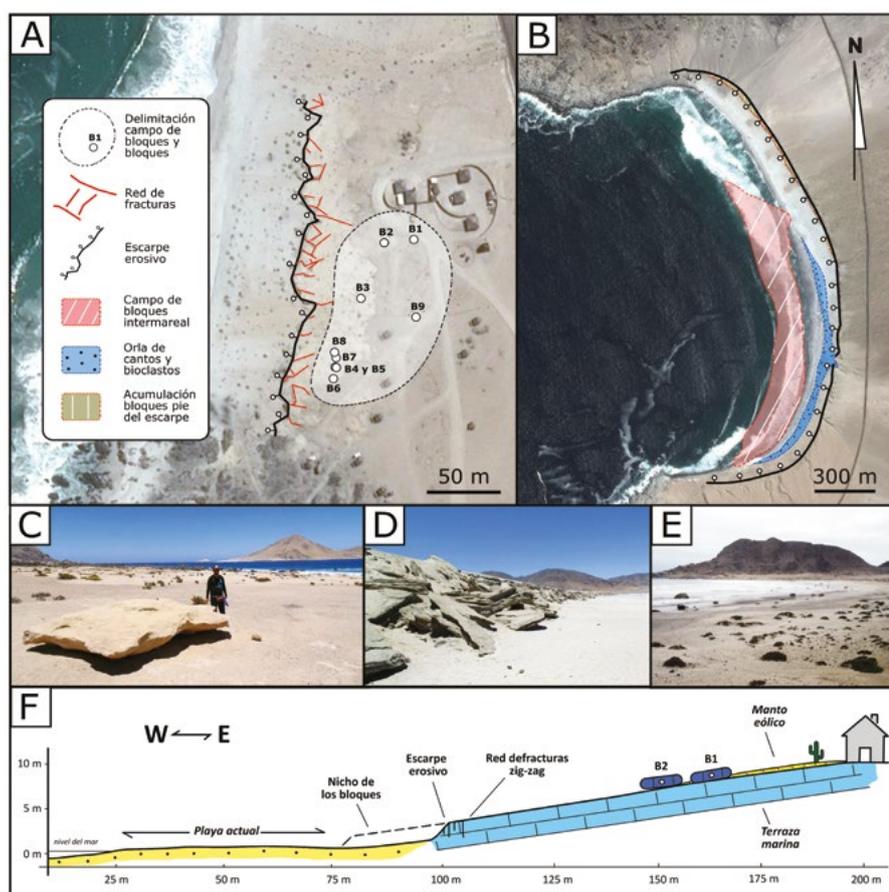
El campo de bloques de Playa Piqueros, así como la red de fracturas desarrolladas en el borde del escarpe que se labra en la terraza marina, presenta similitudes claras con las descritas para depósitos de techo de acantilado asociados a tsunamis en áreas cercanas (Abad *et al.*, 2020). La altura máxima de inundación inferida en base a la aparición de los bloques movidos (~9,5 m s.n.m) indica que la acción de las olas que generaron este

depósito alcanzó cotas topográficas muy superiores a las descritas para los grandes temporales de invierno en las últimas décadas. Por otro lado, la aplicación de ecuaciones hidrodinámicas (Nandasena *et al.*, 2011) permite inferir que la velocidad que debió alcanzar la corriente para erosionar el bloque más pesado (B2) del borde de la terraza y transportarlo más de 50 m fue de 10 m/s (Fig. 3). El desmembramiento del resto de los bloques del escarpe requeriría, considerando un escenario de partida en que conformaban un estrato único, velocidades de corriente de ~4-7 m/s.

La relativa baja densidad de aparición de los bloques puede reflejar la escasa disponibilidad de elementos en esta zona o la dificultad del flujo para erosionarlos y transportarlos tierra adentro, mientras que la ausencia de capas de sedimentos arenosos se justificaría mediante la posible movilización por parte del viento de los depósitos acumulados en la llanura litoral (Spiske *et al.*, 2013).

Por otro lado, el registro morfo-sedimentario de Playa Blanca también pone de manifiesto la acción de grandes olas, que alcanzaron el acantilado costero actual, provocando su retroceso y el desplome, y la acumulación de lajas de calcarenitas al pie del mismo. De esta forma, aunque el origen del escarpe costero se relaciona con el máximo transgresivo Holoceno, este habría experimentado, al menos, un episodio de erosión posterior asociado a un evento marino de alta energía. Esta erosión también habría favorecido la disponibilidad de bloques caídos en la playa, que actualmente aparecen apilados e imbricados hacia tierra. En la zona de anteplaya del sector central y sur, donde el ancho del cordón litoral es mayor, la formación de un pavimento de cantos con fauna marina evidencia la acción de grandes olas que atravesaron todo el cordón litoral y alcanzaron el pie del acantilado. El campo de bloques dispersos en la zona intermareal baja actual indica la erosión y transporte de grandes bloques de sustrato desde zonas adyacentes y cabos rocosos que delimitan la caleta al sur. Estos fragmentos, cuyo peso alcanza decenas de toneladas, fueron transportados hasta su posición actual donde aparecen varados.

Tal y como sucede en Playa Piqueros, el cortejo morfo-sedimentario de Playa Blanca refleja la acción de grandes olas en toda la bahía. La ausencia de depósitos de techo de acantilado indicaría que



**Fig. 2. A) y B) Esquema geomorfológico simplificado de Playa Piqueros y Playa Blanca, respectivamente, donde se observan las principales evidencias de tsunamis. C) Bloque BII en Playa Piqueros. D) Acumulación de bloques al pie del acantilado costero en Playa Blanca. E) Campo de bloques en la zona intermareal de Playa Blanca. F) Corte simplificado donde se ilustra la distribución altitudinal de los bloques de mayores dimensiones en Playa Piqueros. Ver figura en color en la web.**

*Fig. 2. A) and B) simplified geomorphological sketches of Playa Piqueros and Playa Blanca, respectively, where the main evidence of tsunamis can be observed. C) Boulder BII in Playa Piqueros. D) Boulder accumulation at the coastal cliff foot in Playa Blanca. E) Boulder field in the intertidal zone of Playa Blanca. F) Simplified cross-section with indication of the topographic height of the larger boulders in Playa Piqueros. See color figure in the web.*

Bloque	Ejes (m)			Área (m <sup>2</sup> )	Volumen (m <sup>3</sup> )	Peso (T)	Posición	Distancia costa (m)	Distancia escarpe (m)	Cota (m s.n.m.)	Clasificación*
	a	b	c								
B1	2,4	2,2	0,5	5,2	2,7	5,4	Normal	156	68	9	Plate
B2	4,1	2,3	0,9	9,5	8,6	17,5	Normal	130	50	8,5	Blade
B3	2,3	1,5	0,2	3,4	0,8	1,6	Invertido	117	34	8	Plate
B4	1,6	1,2	0,3	1,9	0,6	1,2	Invertido	106	19	7,5	Slab
B5	0,6	0,4	0,2	0,3	0,1	0,1	Invertido	113	19	7	Flat block
B6	1,5	1,1	0,3	1,7	0,5	1	Invertido	122	16	7	Slab
B7	1,2	1,1	0,2	1,3	0,2	0,4	Invertido	112	21	7	Plate
B8	1,4	0,8	0,3	1,1	0,3	0,6	Invertido	108	14	7	Blade
B9	0,9	0,7	0,4	0,6	0,2	0,5	Invertido	155	66	9,5	Blade

**Tabla I. Principales características de los bloques en Playa Piqueros. \*Clasificación de la morfología de los bloques según Blott y Pye (2008).**  
*Table I. Main characteristics of the boulders located at Playa Piqueros. \*Boulders morphology classification according to Blott and Pye (2008).*

las olas no llegaron a superar el desnivel, de unos 10 m, focalizándose su capacidad erosiva en los materiales blandos de su base. La penetración horizontal que marcan los depósitos y la cota topográfica que alcanzan, así como la formación del campo de grandes bloques intermareal, pueden interpretarse como la impronta de un evento de alta energía con altura de inundación <10 m.

En conjunto, la situación relativamente protegida del oleaje de ambas playas, las características sedimentológicas de las evidencias descritas, así como la cota de aparición y la distancia respecto a la línea de costa de los cortejos morfo-sedimentarios, reflejan la acción de uno o varios eventos marinos excepcionales muy por encima de la acción de los temporales invernales en este sector del litoral del Desierto de Atacama. El

excelente estado de preservación de las formas y depósitos indican su formación reciente. Además, la altura máxima de inundación inferida en base a las distintas evidencias en ambas playas, próxima a los 9 m s.n.m. es muy similar a la descrita en crónicas históricas para el *run-up* en la ciudad de Chañaral durante el tsunami de 1922. Todo lo anterior permite proponer que estas formas y depósitos fueron generadas por este evento, sin que podamos descartar por completo que las evidencias descritas no incluyan, en parte, el registro de otros eventos anteriores de magnitud similar. Este trabajo resalta la necesidad de profundizar en el análisis sedimentológico y geomorfológico de depósitos de campos de bloques en sistemas costeros áridos para la identificación del registro de tsunamis.

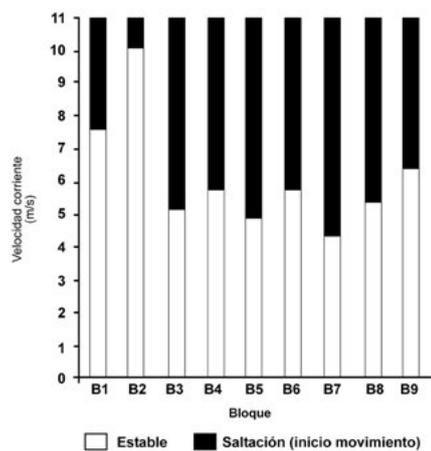
**Agradecimientos**

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto DIUDA Programa Inserción N°22365 de la Universidad de Atacama. Los autores agradecen al Dr. José Mediato (IGME) y a la Dra. Nieves López (IEO) sus comentarios y sugerencias que han mejorado la versión final de este trabajo.

**Referencias**

Abad, M., Izquierdo, T., Cáceres, M., Bernárdez, E. y Rodríguez-Vidal, J. (2020). *Sedimentology*, 67(3), 1505-1528.  
 Beck, S., Barrientos, S. y Kausel, E. (1998). *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2), 115-129.  
 Blott, S.J. y Pye, K. (2008). *Sedimentology*, 55, 31-63.  
 Cáceres, M. (2016). *El terremoto que destruyó Atacama*. Ediciones On Demand,

Santiago, 93 p.  
 Campos, R. (2016). *Análisis de marejadas históricas y recientes en las costas de Chile*. Memoria de Título de Ingeniería Civil Oceánica. Univ. de Valparaíso, 189 p.  
 Carvajal, M., Cisternas, M. y Catalán, P.A. (2017a). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(5), 3648-3660.  
 Carvajal, M., Cisternas, M., Gubler, A., Catalán, P.A., Winckler, P. y Wesson, R.L. (2017b). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(1), 4-17.  
 DeMets, C., Gordon, R.G. y Argus, D. F. (2010). *Geophysical Journal International*, 181, 1-80.  
 Godoy, E. y Lara, L. (1998). *Hojas Chañaral y Diego de Almagro, Región de Atacama*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No. 5-6, 1 mapa escala 1:100.000, Santiago.  
 Izquierdo, T., Carrasco, G., Rodríguez-Vidal, J., Ruiz, F. y Abad, M. (2020). *Geogaceta*, 67, 111-114.  
 Kelleher, J.A. (1972). *Journal of Geophysical Research*, 77(11), 2087-2103.  
 Klein, E., Vigny, C., Fleitout, L., Grandin, R., Jolivet, R., Rivera, E. y Métois, M. (2017). *Earth and Planetary Science Letters*, 469, 123-134.  
 Kulikov, E.A., Rabinovich, A.B. y Thomson, R.E. (2005). *Natural Hazards*, 35, 185-209.  
 Lomnitz, C. (1970). *Geologische Rundschau*, 59, 938-960.  
 Nandasena, N.A.K., Paris, R. y Tanaka, N. (2011). *Marine Geology*, 281, 70-84.  
 Ruiz, S. y Madariaga, R. (2018). *Tectonophysics*, 733, 37-56.  
 Spiske, M., Piepenbreier, J., Benavente, C. y Bahlburg, H. (2013). *Earth-Science Reviews*, 126, 58-73.  
 Tsuji, I. (2013). *Tsunami Engineering*, 30, 61-68.



**Fig. 3. Histograma de velocidades de corrientes para el umbral de movimiento de los bloques ante un escenario de estrato unido.**

*Fig. 3. Flow velocities histogram for a pre-transport setting in a boulder joint-bound scenario.*