



**Depósitos de bloques en costas acantiladas del desierto de Atacama meridional  
como evidencia de múltiples impactos de tsunamis durante el Holoceno superior**

*Boulder deposits on cliffed coasts of the southern Atacama Desert as evidence  
of multiple tsunami impacts during the Late Holocene*

Abad, M. <sup>(1)</sup>; Izquierdo, T. <sup>(1)</sup>; Forch, M. <sup>(2)</sup>; Pereira, N. <sup>(1)</sup>; Melo, S. <sup>(1)</sup>;  
Fernández, A. <sup>(1)</sup>; Fernández Navarro, R. <sup>(1)</sup>; Ruiz, F. <sup>(3)</sup>

(1) Grupo de investigación en Dinámica de la Tierra y Evolución del Paisaje de la Universidad Rey Juan Carlos.  
Calle Tulipán, s/n, 28933, Móstoles, España. [tatiana.izquierdo@urjc.es](mailto:tatiana.izquierdo@urjc.es)

(2) Oficina de Ciencias y Geopatrimonio. Desarrollo Económico Local de la Ilustre Municipalidad de Caldera.  
Calle Ossa Varas 501, 1570000, Caldera, Chile

(3) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva. Avda. 3 de Marzo, s/n, 21720, Huelva, España

Resumen

Este trabajo analiza un campo de bloques en la costa meridional del Desierto de Atacama (Chile), una región caracterizada por su alta sismicidad y potencial tsunamigénico. Se analizan ocho bloques de más de 250 kg situados sobre el techo de un acantilado, a alturas entre 5,5 y 8,2 m s.n.m., y hasta 25 m tierra adentro. Se aplicaron ecuaciones hidrodinámicas para reconstruir las características de la inundación marina de alta energía que lo generó. Los resultados indican que el campo de bloques se formó bajo velocidades de hasta 9 m/s y alturas de ola de, al menos, 6,5 m, lo que permite descartar las tormentas como posible proceso generador. El análisis geomorfológico revela una intensa erosión del techo del acantilado, colapsos gravitacionales y campos de bloques submarinos, lo que sugiere la acción de varios eventos marinos de alta energía y en diferentes etapas de este depósito costero. Aunque no se pudo datar directamente el momento del desplazamiento de los bloques, se compararon los parámetros inferidos con registros históricos y paleotsunamis para identificar posibles candidatos. Se concluye que el tsunami de 1922 (Mw ~8,3–8,6) pudo haber movilizado algunos bloques, pero la mayor parte del modelado del paisaje se atribuye a eventos más antiguos y de mayor capacidad destructiva, como los tsunamis de 1420 CE y 3800 AP (Mw >9). Este estudio propone un origen poligenético para el campo de bloques, resultado de múltiples tsunamis a lo largo del tiempo, y destaca la importancia de realizar análisis geomorfológicos de forma conjunta con la modelización hidrodinámica para evitar subestimar la magnitud de eventos pasados y mejorar la evaluación del riesgo en zonas costeras expuestas a tsunamis de gran magnitud y periodos de retorno de varios cientos de años.

**Palabras clave:** tsunami; depósito de bloques; acantilado; desierto de Atacama; Chile.



## Abstract

This study examines a boulder field located on the southern coast of the Atacama Desert (Chile), a region characterized by high seismicity and significant tsunamigenic potential. Eight boulders exceeding 250 kg were analyzed, situated on top of a coastal cliff at elevations ranging from 5.5 to 8.2 meters above sea level and up to 25 meters inland. Hydrodynamic equations were applied to reconstruct the characteristics of the high-energy marine inundation responsible for their emplacement. The results indicate that the boulder field was formed under flow velocities of up to 9 m/s and wave heights of at least 6.5 meters, effectively ruling out storms as the generating mechanism. Geomorphological analysis reveals intense cliff erosion, gravitational collapses, and the presence of submarine boulder fields, suggesting the action of multiple high-energy marine events occurring at different stages in the evolution of this coastal deposit. Although the precise timing of boulder displacement could not be directly dated, the inferred parameters were compared with historical records and paleotsunami evidence to identify potential candidate events. The 1922 tsunami (Mw ~8.3–8.6) may have remobilized some boulders, but the majority of the landscape modification is attributed to older and more destructive events, such as the tsunamis of 1420 CE and 3800 BP (Mw >9). The study proposes a polygenetic origin for the boulder field, resulting from multiple tsunamis over time. It emphasizes the importance of integrating geomorphological analysis with hydrodynamic modelling to avoid underestimating the magnitude of past events and to improve risk assessment in coastal areas exposed to large-magnitude tsunamis with recurrence intervals spanning several centuries.

**Key words:** tsunami; boulder deposit; cliff, Atacama Desert, Chile.

## 1. Introducción

Durante los últimos siglos la costa chilena ha sido escenario de decenas de tsunamis destructivos generados por terremotos interplaca (Heck, 1947; Barrientos, 2007; Cereceda *et al.*, 2011). Diversos estudios han abordado el registro geológico de los eventos más recientes ocurridos en los últimos 100 años a lo largo de este tramo costero (Cisternas *et al.*, 2000; Horton *et al.*, 2011; Morton *et al.*, 2011; Spiske y Bahlburg, 2011; Atwater *et al.*, 2013; Garret *et al.*, 2013; Ely *et al.*, 2014; Kempf *et al.*, 2015; Aránguiz *et al.*, 2016; Araya Cornejo y Carvajal, 2016; Lario *et al.*, 2016; Bahlburg *et al.*, 2018; Vigny *et al.*, 2024). Sin embargo, los estudios enfocados en la identificación, datación y caracterización de paleoeventos en el Holoceno tardío se han concentrado principalmente en el centro y sur de Chile (Cisternas *et al.*, 2005, 2017; Dura *et al.*, 2014, 2017; Garrett *et al.*, 2015; Nentwig *et al.*, 2015; Hong *et al.*, 2016; Kempf *et al.*, 2017), siendo considerablemente más escasos en el árido norte de Chile y el sur de Perú (Spiske *et al.*, 2013a; León *et al.*, 2019; Abad

*et al.*, 2020; Easton *et al.*, 2022; Salazar *et al.*, 2022; León *et al.*, 2023).

Esta disparidad puede atribuirse, en parte, al bajo potencial de preservación de los depósitos arenosos de tsunamis en costas áridas y acantiladas, como las del norte chileno (Spiske *et al.*, 2013b; León *et al.*, 2019). La ausencia de ambientes favorables para la conservación de estos depósitos en el registro sedimentario —como humedales o lagunas costeras— dificulta su identificación, especialmente cuando están compuestos por sedimentos de grano fino. En este contexto, diversos estudios sugieren que los depósitos más gruesos, como los bloques, presentan un mayor potencial de preservación, dado que es menos probable que sean movidos por procesos posteriores, como olas de tormenta de gran magnitud (McAdoo *et al.*, 2008) o incluso tsunamis de menor entidad. Sin embargo, estudios recientes ponen de manifiesto la capacidad de huracanes y grandes tormentas de remobilizar este tipo de depósitos en algunas zonas del planeta (Cox *et al.*, 2012; Delle Rose y Martano, 2022). En este sentido, la costa del Desier-

to de Atacama, caracterizada por su hiperaridez, elevada actividad tectónica y ausencia de grandes tormentas, se configura como un entorno particularmente propicio para el estudio de paleotsunamis a partir de depósitos costeros de bloques, los cuales han sido escasamente investigados en las costas del Pacífico sudamericano (Paskoff, 1991; León *et al.*, 2019; Abad *et al.*, 2020; 2021; 2024).

En este trabajo se presenta uno de los escasos ejemplos de depósito de bloques localizado en un acantilado de la costa del Desierto de Atacama meridional (Caldera, norte de Chile) (Fig. 1) y se discute su posible origen. Se analizan las principales características geomorfológicas del área de estudio, se reconstruye la dirección de arribo del tren de olas responsable del depósito y se estiman parámetros hidrodinámicos como la altura de la ola, la velocidad del flujo y su penetración horizontal tierra adentro, a partir tanto de evidencias geológicas y la aplicación de ecuaciones hidrodinámicas. Estos resultados se contrastan con los escasos datos meteorológicos y oceanográficos disponibles sobre grandes olas de tormenta en Atacama, así como con el registro histórico y geológico de tsunamis conocidos en la cuenca del Pacífico, con el fin de dilucidar el evento —o los eventos— responsables del transporte de estos grandes bloques.

## 2. Descripción de la zona de estudio

La costa chilena es considerada una zona de elevada peligrosidad sísmica y tsunamigénica (Kulikov *et al.*, 2005; Okal *et al.*, 2006). Esta sismicidad es el resultado de la convergencia entre la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, que se establece en una velocidad aproximada de 6 cm/año (Vigny *et al.*, 2009; Argus *et al.*, 2011) (Fig. 1a). Muchos de los terremotos interplaca que se desencadenan en esta zona de subducción poseen mecanismos focales y magnitudes lo suficientemente grandes como para generar tsunamis muy destructivos, incluso capaces de propagarse a lo largo del todo el Pacífico. Para terremotos

de  $M_w > 8$  se ha propuesto un período de recurrencia de 60 a 100 años (Comte *et al.*, 1986; Klein *et al.*, 2017), mientras que para terremotos de  $M_w > 8,5$  se estima de 250 a 500 años (Barrientos y Ward, 1990; Cisternas *et al.*, 2005). Durante los últimos 2 siglos en el desierto de Atacama meridional se han registrado dos terremotos de  $M_w > 8$  que desencadenaron tsunamis destructivos: uno en 1819 ( $M_w \sim 8,3$ ) y otro en 1922 ( $M_s \sim 8,3$  a  $M_w \sim 8,6$ ) (Abe, 1981; Beck *et al.*, 1998; Comte *et al.*, 2002; Kanamori *et al.*, 2019; Vigny *et al.*, 2024), entre otros de menor magnitud ( $M_w$  6-8) que definen ciclos sísmicos más cortos. No se han descrito para estos eventos deformaciones cosísmicas asociadas.

El área de estudio se encuentra en el paraje costero del Salto del Gato (Fig. 1). El rango mareal medio de la zona es de 1 m y el régimen de oleaje local es de energía baja a moderada, con una altura media significativa estimada para toda región es de 2,04 m (Campos, 2016). Se debe destacar que los eventos de tormenta extremos generalmente afectan al sector litoral sur y centro de Chile, y que la costa del Desierto de Atacama rara vez se ve afectada por este tipo de oleaje, lo que resulta en una escasez de datos. Estas tormentas de invierno están relacionadas con la aparición de ciclones extratropicales en latitudes medias del hemisferio sur entre los meses de mayo y agosto, generalmente bloqueadas por el anticiclón del Pacífico en las costas del Desierto de Atacama, donde llegan muy atenuadas. A partir del análisis estadístico de los eventos de tormenta en los últimos 36 años (1979 a 2015), Campos *et al.* (2015) estiman una altura media de ola significativa de 2,93 m para Atacama, con un valor máximo de 4,26 m y una dirección de procedencia de los trenes de ola O/SO. Una de las últimas y mejor estudiada gran tormenta en el centro de Chile (agosto de 2015) registró alturas de olas significativas de 7,2 m frente a la costa de Valparaíso (más de 600 km al sur del área de estudio), mostrando una progresiva atenuación hacia el norte (Carvajal *et al.*, 2017b; Winckler *et al.*, 2017), sin llegar a registrar oleajes especialmente anómalos en este sector.

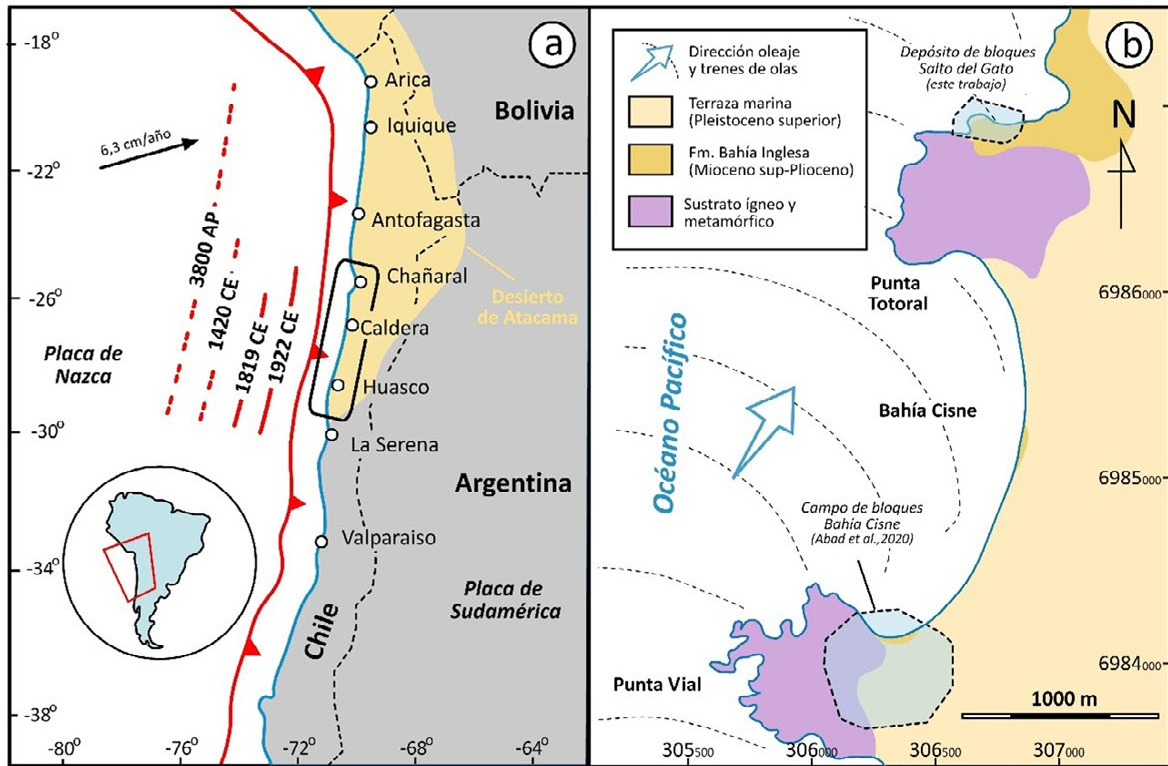


Figura 1. Localización del área de estudio. a) Marco tectónico de la zona de subducción de Sudamérica en la zona central y norte de Chile (modificado de DeMets *et al.*, 2010 y Herman y Govers, 2020). Las zonas de ruptura de los grandes terremotos registrados en el extremo meridional del Desierto de Atacama están indicadas con líneas rojas y etiquetadas por su fecha. b) Esquema geológico simplificado de la zona de estudio con localización del depósito de bloques costeros de Salto del Gato y campo de bloques de Bahía Cisne.

Figure 1. Location of the study area. a) Tectonic framework of the South American subduction zone in central and northern Chile (modified from DeMets *et al.*, 2010, and Herman and Govers, 2020). The rupture zones of major earthquakes recorded in the southernmost Atacama Desert are indicated with red lines and labeled by their date. b) Simplified geological sketch of the study area showing the location of the coastal boulder deposit at Salto del Gato and the boulder field at Bahía Cisne.

En la zona de estudio predominan las costas escarpadas, con acantilados de alturas heterogéneas, casi siempre superiores a los 5 m sobre el nivel del mar (m s.n.m.), con formación de pequeñas playas de arena y bolones en zonas protegidas de la incidencia directa del oleaje. Los acantilados costeros son activos y están esculpidos sobre rocas ígneas plutónicas (gabros y tonalitas), muy resistentes a la erosión, cubiertos en inconformidad por los materiales sedimentarios más blandos de la Fm. Bahía Inglesa (Mioceno superior-Plioceno) y las terrazas marinas pleistocenas (Rojo, 1985) (Fig. 2). La Fm. Bahía Inglesa está formada en este sector por calizas bioclásticas, areniscas, conglomerados y lutitas rojas.

En las inmediaciones donde aparecen los bloques sus depósitos son eminentemente carbonatados y están formado por bancos masivos, con abundante malacofauna (Figs. 2 y 3), que aparecen erosionados por una terraza marina que aflora entre los 5 y 10 m s.n.m. El contacto entre ambas unidades está intensamente colonizado por perforaciones de bivalvos litófagos (*Gastrochaenolites torpedo* Kelly y Bromley 1984), que tapizan casi por completo la superficie transgresiva que define la base de la terraza marina.

En Salto del Gato, la terraza se encuentra muy mal conservada, ya que en su mayor parte ha sido erosionada y afloran sólo retazos



aislados de pocos metros cuadrados sobre el techo del acantilado (Fig. 2). Sus depósitos están formados por una capa de areniscas laminadas fuertemente cementadas, con base conglomerática y escasos restos de fauna, principalmente balánidos y ostreidos, con un espesor máximo de 1,1 m. Se le asigna una edad del Pleistoceno superior (~40.000 años) por correlación regional con otras terrazas marinas fechadas en esta misma región (Izquierdo *et al.*, 2020).

Un extenso manto eólico recubre tanto los retazos de terraza como el techo de la Fm. Bahía Inglesa, sobre los que también se identifican evidencias de karstificación como lapiazes y otras estructuras de disolución (Fig.

2) Hacia el Este los depósitos aluviales/coluviales procedentes de los relieves cercanos generan formas de geometría y espesor irregular, constituidos por arenas y brechas derivados de los materiales neógenos, de escasa competencia, que conforman los relieves de esta zona. Todos estos materiales se encuentran afectados, en mayor o menor grado, por una red fluvial embrionaria que se encaja dando lugar a incisiones lineales de pequeña entidad que alcanza el borde de los acantilados (Fig. 2).

En el extremo noroeste del área de estudio, en la terminación de un cabo rocoso, existe un pequeño depósito de bloques que descansa directamente sobre la superficie del techo

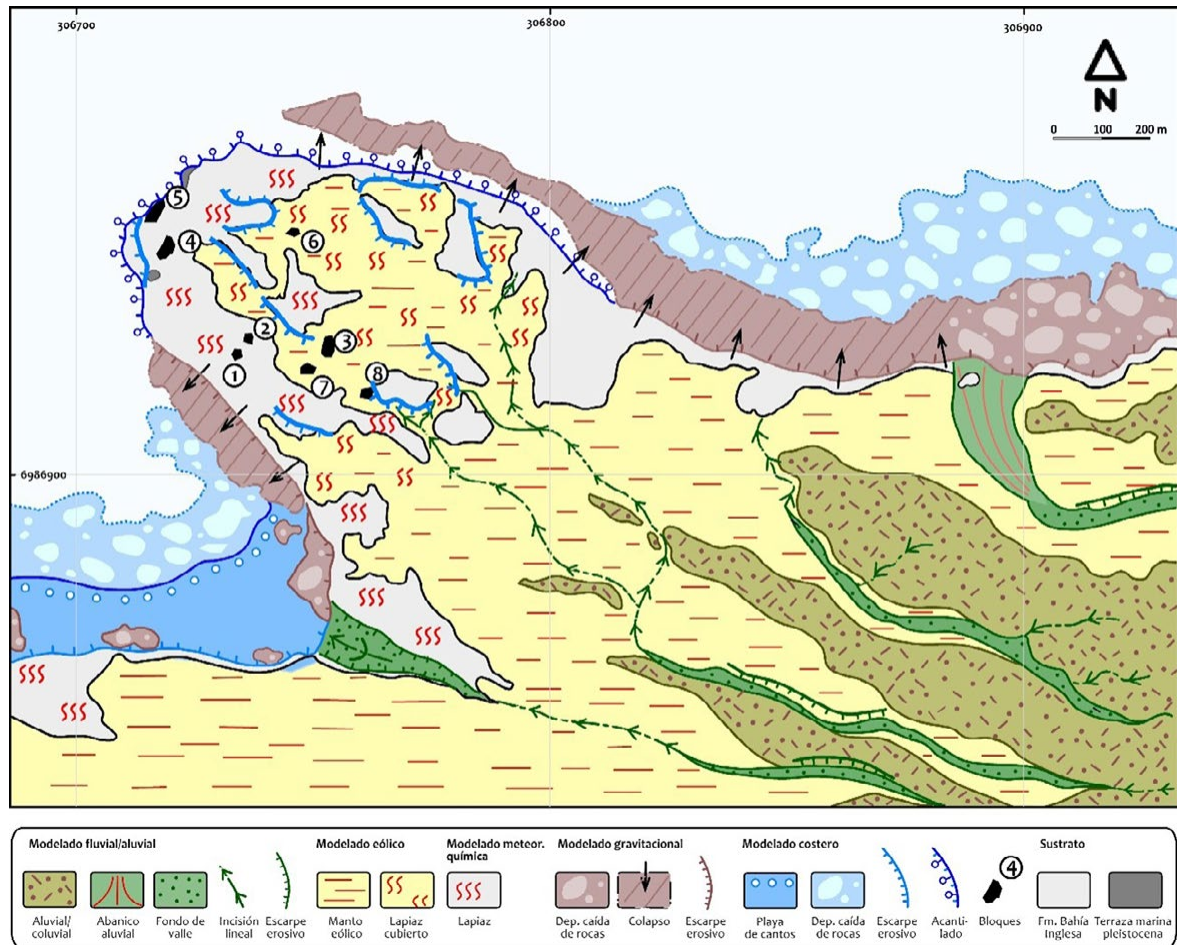


Figura 2. Esquema geomorfológico del área de estudio.

Figure 2. Geomorphological sketch of the study area.

del acantilado (Fig. 2). Hasta 8 de ellos superan 250 kg (Tabla 1), si bien existen decenas de bloques más pequeños y cantos rodados de diversos tamaños, dispersos y distribuidos heterogéneamente por toda la zona. Algunos bloques están parcialmente enterrados bajo el manto eólico. Otro ejemplo de campo de bloques se encuentra situado a menos de 2,5 km hacia el sur, en Bahía Cisne, donde Abad *et al.* (2020) describen multitud de elementos de más de 40 ton distribuidos entre los 10 y los 18,5 m s.n.m., muy probablemente generados por un gran tsunami en el siglo XV asociado a un terremoto interplaca de  $M_w \sim 9$  (Fig. 2).

### 3. Metodología

El estudio estratigráfico de la terraza marina y de la Fm. Bahía Inglesa, y sus características sedimentarias, han permitido reconocer qué bloques se encuentran en posición normal o invertida, así como su procedencia dentro de la serie estratigráfica local. Todos los elementos de peso superior a 250 kg se inventariaron utilizando un GPS de mano y se localizaron en imágenes aéreas de alta resolución (2 cm/pixel) adquirida por un vehículo aéreo no tripulado (UAV) para la posterior cartografía de detalle. Basándose en estas imágenes, se delimitó la extensión y el patrón espacial del campo de bloques. La elevación topográfica de cada bloque se midió utilizando un altímetro de alta resolución (GTD 1100; Greisinger Electronic GmbH, Regenstauf, Alemania) con una incertidumbre vertical de  $\pm 0,5$  m, referenciado respecto al nivel de marea alta ( $\sim 42$  cm sobre el nivel del mar). El altímetro se calibró periódicamente a nivel del mar cada 3 h para corregir los cambios de presión barométrica.

El nivel de marea alta se marcó en la zona con 8 marcadores y se utilizó como *datum* en la campaña aerofotogramétrica. Estos marcadores actuaron como GCP (*ground control points*), mientras que 22 marcadores más se utilizaron como puntos de control horizontal. A partir de las imágenes UAV de alta resolu-

ción solapadas al 75% se generó un Modelo de Elevación Digital (DEM) en el *software Agisoft Metashape* con una resolución de 50 cm/pixel. Tanto el mosaico de imágenes final como el DEM se utilizaron como base para elaborar un mapa geomorfológico a escala 1: 5.000 (Fig. 2).

Cada bloque fue fotografiado y estudiado en detalle sobre el terreno (Fig. 3). Los parámetros medidos incluyen la longitud de sus ejes a–b–c y la orientación del eje más largo (solo en aquellos con un eje largo claramente más grande que los otros dos ejes), que se hizo con la ayuda de cinta métrica y una brújula. El volumen de cada roca se estimó por la multiplicación de los tres ejes, que presentaban una geometría rectangular y plana (Nott, 2003; Pignatelli *et al.*, 2009; Barbano *et al.*, 2010). El peso de los bloques que conforman estos materiales se calculó en laboratorio utilizando un valor de densidad de 2.031 y 2.275 kg/m<sup>3</sup> para la arenisca (terracea marina) y caliza bioclástica (Fm. Bahía Inglesa), respectivamente. Este valor se evaluó utilizando el principio de Arquímedes en laboratorio sobre muestras de 500 g de ambas litologías. El experimento se realizó en 5 ocasiones y se procedió a calcular la media de estos valores, sin encontrar errores significativos entre medidas ( $\pm 0,25$  g). Finalmente, la forma de los bloques se estableció siguiendo la metodología Blott y Pye (2008), basada en el grado de elongación (l/L) y planitud (S/l).

La velocidad de flujo requerida para el desprendimiento inicial y el movimiento de los bloques, así como el rango de velocidades de flujo necesarias para el transporte de los bloques por deslizamiento, rodadura y saltación, se reconstruyó de acuerdo con Nandasena *et al.* (2011). La altura requerida de la ola de tsunami para mover los bloques se estimó de acuerdo con Nott (2003), que desarrolló ecuaciones hidrodinámicas para intentar relacionar la forma, el tamaño y la densidad de una roca con la energía necesaria para iniciar el movimiento en diferentes escenarios. Estas ecuaciones han sido ampliamente utilizadas en la literatura científica reciente (Lario *et al.*



Figura 3. Fotografías de los bloques de mayores dimensiones en la zona de estudio y contexto en que se encuentran sobre el techo del acantilado. a) Vista desde el borde del acantilado (Oeste) hacia tierra (Este), con indicación de los bloques 1, 2 y 3, de los escarpes erosivos labrados sobre el techo de la Fm. Bahía Inglesa y detalle de las numerosas perforaciones de *Gastrochaenolites torpedo* sobre la superficie exhumada. b) Detalle del bloque 3 sobre el techo del acantilado y del bloque 8, con disposición imbricada hacia tierra. c) y d) Bloques 4 y 5, respectivamente, dispuesto sobre el techo de la Fm. Bahía Inglesa, intensamente lavada y karstificada. La longitud del martillo es 33 cm.

Figure 3. Photographs of the largest boulders in the study area and their context on the cliff top. a) View from the cliff edge (west) towards inland (east), showing boulders 1, 2, and 3, erosional scarps carved into the top of the Bahía Inglesa Formation, and detail of numerous *Gastrochaenolites torpedo* borings on the exhumed surface. b) Detail of boulder 3 on the cliff top and boulder 8, imbricated landward. c) and d) Boulders 4 and 5, respectively, resting on the intensely washed and karstified top of the Bahía Inglesa Formation. Length of the hammer 33 cm.

2020 y referencias incluidas). Según lo observado en terreno, el depósito de bloques de Salto del Gato debería presentar un escenario tipo “joint-bounded” subaéreo (un mismo estrato que conforma parte del borde del acantilado, pero fracturado), que sigue las siguientes ecuaciones hidrodinámicas:

$$H_T = \frac{0.25(\rho_s - \rho_w / \rho_w) \alpha}{c_l} \quad [1]$$

$$H_s = \frac{(\rho_s - \rho_w / \rho_w) \alpha}{c_l} \quad [2]$$

donde  $H_T$  = altura del tsunami;  $H_s$  = altura de tormenta;  $\rho_w$  = densidad del agua;  $\rho_s$  = den-

sidad del bloque;  $C_l$  = coeficiente de sustentación;  $\alpha$  = longitud del eje  $a$ .

Además, se ha tenido en cuenta la posibilidad de que varios de los bloques hayan sido movidos en un segundo evento posterior que alcanzara el acantilado, por lo que se ha calculado la altura de ola de tsunami necesaria para desplazarlos en un escenario de bloques subaéreos y liberados de su estrato de procedencia:

$$H_T \geq \frac{0.25(\rho_s - \rho_w / \rho_w) \left[ (2\alpha - c_m (a/b) (\ddot{u}/g)) \right]}{c_d (a^c / b^2) + c_l} \quad [3]$$



$$H_s \geq \frac{(\rho_s - \rho_w / \rho_w) \left[ (2a - 4C_m(a/b)(\ddot{u}/g)) \right]}{C_d(a^c/b^2) + C_l} \quad [4]$$

donde  $H_t$  = altura del tsunami;  $H_s$  = altura d

e tormenta;  $\rho_w$  = densidad del agua;  $\rho_s$  = densidad del bloque;  $C_l$  = coeficiente de sustentación;  $a$  = longitud del eje a;  $b$  = longitud del eje b;  $c$  = longitud del eje c;  $C_m$  = coeficiente de masa;  $\ddot{u}$  = aceleración;  $g$  = aceleración de la gravedad;  $C_d$  = coeficiente de arrastre.

Sin embargo, algunos autores consideran que la amplitud de las olas de tsunami no debe inferirse a partir de las dimensiones de las características de las rocas movidas (Etienne y Paris, 2010; Switzer y Burston, 2010; Weiss, 2012), aunque estas ecuaciones constituyen una de las pocas formas de obtener una primera aproximación a este parámetro. De hecho, se han utilizado en numerosos estudios relacionados con los campos de bloques generados por tsunamis y tormentas durante las últimas décadas (Scicchitano *et al.*, 2007, 2012; Maoche *et al.*, 2009; Paris *et al.*, 2010; Lario *et al.*, 2023, entre otros).

Una vez estimada la altura de ola, una hipotética magnitud de evento sísmico puede ser calculada siguiendo diferentes autores. El primer método utiliza la conocida relación de lida (cf. Murty, 1977). El segundo método, propuesto por Abe (1995), no considera las peculiaridades locales de una región determinada, mientras que Silgado (1978) realiza una propuesta para Perú y Chile con las estadísticas de terremotos y tsunamis para el período 1749-1974, obteniendo una relación más regional. Es necesario señalar que tanto las estimaciones de los parámetros hidrodinámicos del tsunami como la magnitud del terremoto están condicionados por el tamaño y peso del bloque más grande registrado, sin que esto vaya en detrimento de que ese escenario hidrodinámico no fuera adecuado para movilizar bloques todavía de mayores dimensiones (Spiske y Bahlburg, 2011). Es decir, las estimaciones realizadas deben ser consideradas como mínimas por lo que existe el riesgo de infraestimar la magnitud del evento

tsunamigénico si se establece una correlación directa entre los bloques de mayores dimensiones y el escenario hidrodinámico de mayor capacidad destructiva olas.

## 4. Resultados

### 4.1. Descripción del campo de bloques

Los 8 bloques estudiados (B1 a B8) se encuentran distribuidos en un área de aproximadamente 0,2 km<sup>2</sup> (Fig. 2) y constituyen un ejemplo de un depósito de techo de acantilado (*cliff-top boulder deposit*) formado por elementos aislados y dispersos. Los bloques se distribuyen a alturas entre 5,5 (B5) y 8,2 m s.n.m. (B8). El bloque B3 es el que se encuentra más alejado del borde del acantilado, aproximadamente 25 m. Estas dos medidas permiten estimar una distancia mínima de penetración horizontal y una altura de inundación en el límite hacia tierra de la inundación marina (*run-up*).

Todos los bloques están formados por depósitos de terraza marina y/o de la Fm. Bahía Inglesa, en algunas ocasiones incluyendo el contacto entre ambas unidades. En general, los bloques se encuentran tapizando la superficie del acantilado, que aparece intensamente karstificada (Figs. 3c y d). Algunos pueden aparecer rotos y formando pequeñas agrupaciones junto a bloques de granodiorita de gran tamaño (Fig. 3b), o enterrados parcialmente bajo el manto eólico (Figura 3a), como es el caso de los Bloques B6 y B7. No se han encontrado ningún resto susceptible de ser datado por <sup>14</sup>C que permita establecer la edad del proceso generador del campo de bloques.

Se analizaron las características geométricas y litología de los 8 bloques (Tabla 1). El mayor peso corresponde al bloque B5 (Tabla 1: 11, 5 ton). Se trata de un gran fragmento de estrato de caliza bioclástica de la Fm. Bahía Inglesa, en posición invertida y situado a menos de 1 m del borde del acantilado a 5,4 m s.n.m. (Fig. 3d). El bloque más pequeño pesa 263,9 kg (B8 en Fig. 3b). La longitud del eje a en los bloques oscila entre 1 y 4,9 m, con



Tabla 1. Principales características de los bloques que forman el campo de bloques en Salto de El Gato.

Table 1. Main characteristics of the boulders forming the boulder field at Salto del Gato.

| Bloque | Descripción                                                                                                                                       | Posición  | Orientación<br>eje mayor | Área<br>(m <sup>2</sup> ) | Espesor<br>(cm) | Volumen<br>(m <sup>3</sup> ) | Densidad<br>(kg/m <sup>3</sup> ) | Peso<br>(toneladas) |
|--------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|--------------------------|---------------------------|-----------------|------------------------------|----------------------------------|---------------------|
| B1     | Terraza marina<br>(arenisca)                                                                                                                      | Normal    | N180                     | 3,18                      | 54              | 1,72                         | 2031                             | 3,49                |
| B2     | Fm. Bahía Inglesa<br>(caliza bioclástica)<br>+ Terraza marina                                                                                     | Invertida | N90                      | 1,21                      | 40              | 0,48                         | 2275                             | 1,10                |
| B3     | Terraza marina<br>(arenisca y<br>conglomerado)<br>Posiblemente<br>roto en 2 partes<br>junto a bloques de<br>granodioritas con<br>enclaves >50 kg. | Normal    | N180                     | 8,80                      | 52              | 4,58                         | 2031                             | 9,29                |
| B4     | Terraza marina<br>(arenisca)                                                                                                                      | Normal    | N45                      | 9,21                      | 40              | 3,68                         | 2031                             | 7,48                |
| B5     | Fm. Bahía Inglesa<br>(caliza bioclástica)                                                                                                         | Invertida | N170                     | 10,53                     | 48              | 5,05                         | 2275                             | 11,50               |
| B6     | Fm. Bahía Inglesa<br>(Caliza bioclástica)                                                                                                         | Invertida | N140                     | 1,40                      | 57              | 0,80                         | 2275                             | 1,82                |
| B7     | Terraza marina<br>(arenisca).<br>Enterrado<br>Fm. Bahía Inglesa<br>(caliza bioclástica).                                                          | Invertida | N60                      | 1,57                      | 22              | 0,35                         | 2031                             | 0,70                |
| B8     | Imbricado<br>hacia tierra.<br>Bioerosionado por<br><i>Gastrochaenolites</i> .                                                                     | De canto  | N145                     | 0,58                      | 20              | 0,12                         | 2275                             | 0,26                |

formas que varían entre *bladed* y *flat block* u *oblate spheroid* (Fig. 4), apareciendo con una disposición invertida y/o imbricada en la mitad de los ejemplos.

#### 4.2. Estratigrafía y procedencia de los bloques

El análisis estratigráfico de los bloques ha permitido identificar la procedencia de los mismos dentro de la sección estratigráfica local, correspondiendo a fragmentos de la terraza marina (areniscas) y la Fm. Bahía Inglesa (calciruditas y calcarenitas) cerca del contacto en-

tre ambas unidades (Fig. 5). Los afloramientos de la terraza marina en este paraje han quedado casi completamente dismantelados y solo quedan algunos retazos aislados en el borde del acantilado, donde aflora la base de los depósitos de terrazas fuertemente soldada al techo de los materiales carbonatados del Mioceno superior. Los bloques formados por los depósitos de la terraza marina son B1, B2, B3, B4 y B7, principalmente areniscas laminadas que, en algunos casos, han preservado su base conglomerática ( $\alpha$  en Fig. 5). En la práctica resulta imposible dilucidar el lugar de procedencia de cada uno de los bloques, aunque sin duda deben localizarse en el propio cabo

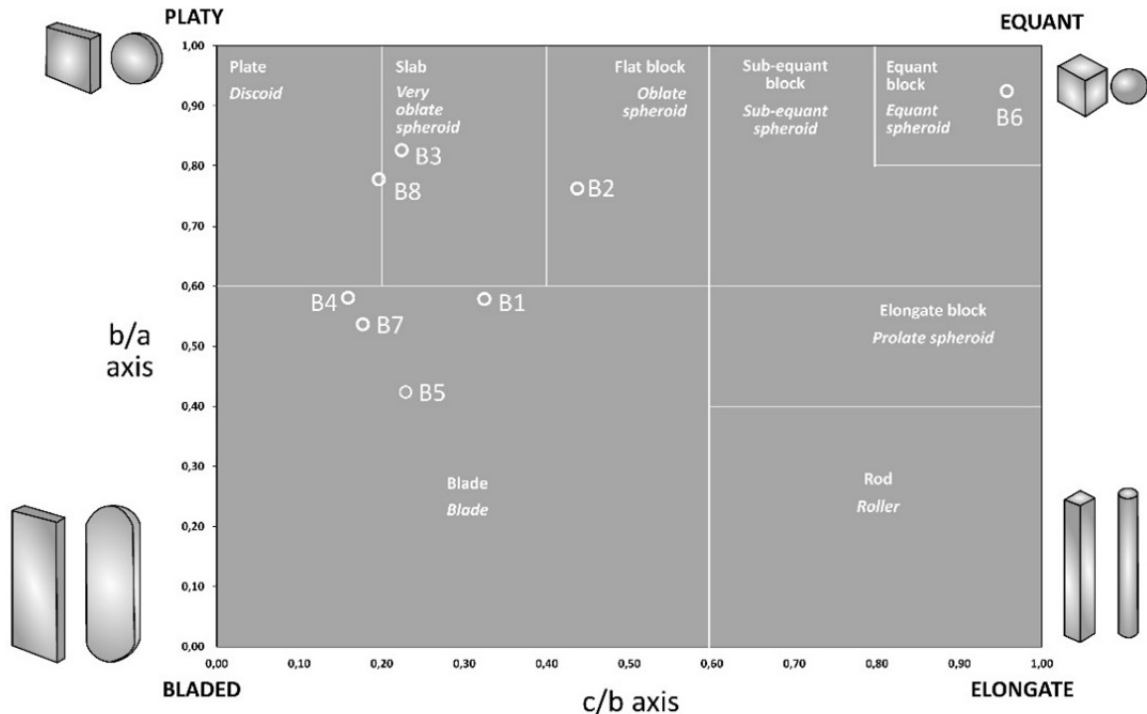


Figura 4. Diagrama de formas de los bloques de Salto de El Gato (Blott y Pye, 2008).

La mayor parte de los bloques poseen formas planas.

Figure 4. Shape diagram of the Salto del Gato boulders (Blott y Pye, 2008).

Most of the boulders exhibit flat morphologies.

rocoso en que se lleva a cabo este trabajo. De estos 5 bloques, 4 de ellos aparecen en posición normal y solo el B7 se encuentra invertido y enterrado en el manto eólico. El bloque B2 involucra también la parte superior de los materiales de la Fm. Bahía Inglesa. En cualquier caso, la acción de las olas parece haber centrado su efecto erosivo en la superficie de debilidad que suponen el contacto entre los depósitos de la terraza marina y de la Fm. Bahía Inglesa, quedando desgajados los estratos areniscos de las calizas infrayacentes con los que inicialmente estaban unidos en casi toda la extensión de la zona de estudio.

Por otro lado, los bloques B5, B6 y B8 están formados por las calizas bioclásticas de la Fm. Bahía Inglesa (β en la Fig. 5). Excepto el bloque B5, de mayores dimensiones, son elementos de peso menor que los formados por las terrazas y aparecen invertidos, o incluso imbricados y apoyados en otros ele-

mentos del paisaje, como escalones erosivos labrados sobre la superficie superior del acantilado.

La orientación de los bloques muestra una distribución muy heterogénea, con predominio de los ejes de mayores dimensiones orientados aprox. N-S (+/-30°) (B1, B3, B5, B6 y B8). La segunda población de direcciones refleja orientaciones E-O (NE-SE) pero se corresponden siempre con bloques de morfología cuadrada, sin un eje largo "a" bien definido, lo que impide realizar inferencias fiables sobre direcciones de transporte y procedencia.

#### 4.3. Evidencias geomorfológicas de eventos marinos de alta energía

A partir de la cartografía geomorfológica es posible identificar algunas de las formas en el área de estudio que están relacionadas con

el registro morfo-sedimentario de un evento marino de alta energía (Fig. 2). La primera es la aparición de una superficie intensamente lavada en el techo del acantilado, sobre la que se desarrolla un lapiaz incipiente y que es recubierta por la mayor parte de los bloques. Esta superficie aparece tapada hacia el interior por el manto eólico y depósitos aluviales y coluviales cuaternarios, aunque ambas formas desaparecen en el extremo del cabo rocoso. Tal circunstancia podría reflejar el paso de un flujo con capacidad suficiente para erosionar esas formaciones superficiales y exponer el techo del acantilado, situado a una cota mínima de 5,5 m s.n.m. El último movimiento de los bloques tuvo que ser posterior, en cualquier caso, a la exhumación de la superficie y a los procesos de karstificación que experimenta.

Por otro lado, los materiales geológicos que afloran en el techo del acantilado presentan labrados multitud de escarpes erosivos de distinta altura (0,4 a 1,7 m), en ocasiones escalonados y, en general, con trazado lineal y subparalelo a la línea de costa (Fig. 2). Estos escarpes, que se extienden hacia el interior del cabo, ponen en evidencia el desmantelamiento de los niveles de terrazas marinas y del techo de la Fm. Bahía Inglesa, indicando la zona de procedencia de muchos de los bloques (nicho) (Fig. 3a). Es precisamente la ausencia casi total de afloramientos de la terraza marina lo que deja exhumado el techo de la Fm. Bahía Inglesa, intensamente bioerosionado por bivalvos litófagos. En general, esta superficie de erosión irregular labrada sobre el techo de la Fm. Bahía Inglesa abarca una superficie mucho mayor que la que representa la suma de la superficie de todos los bloques catalogados.

Finalmente, a ambos lados del acantilado existen campos de bloques submarinos en gran parte nutridos por los materiales del techo del acantilado que reflejan la acumulación de estos elementos en las zonas submareales adyacentes a la costa (Fig. 2). Estos bloques, algunos de superficie superior a los 15 m<sup>2</sup>, proceden de los materiales de la Fm.

Bahía Inglesa, que constituye el grueso de las paredes del cantil. Sin embargo, también se han identificado grandes lajas de areniscas y conglomerados de las terrazas marinas, que sólo afloran en el borde del acantilado. Aunque, sin duda, muchos de estos bloques han llegado a formar estas acumulaciones por los procesos de inestabilidad gravitacional típicos de un litoral en retroceso, es probable que una parte de los bloques de las terrazas marinas fueran erosionados del techo del acantilado y transportados a la zona submareal adyacente durante uno o varios eventos marinos de alta energía.

Otra de las evidencias más importantes de un evento de alta energía marino en este sector es la presencia de colapsos gravitacionales de la cornisa litoral a ambos lados del cabo rocoso. Estas formas constituyen grandes volúmenes de rocas desplazados un corto recorrido en la vertical, pero que mantienen su configuración original a lo largo de segmentos costeros de longitud superiores a los 200 m (vertiente norte) y 50 m (vertiente sur) (Fig. 2). En zonas donde el desnivel era más importante, el volumen de roca del acantilado movilizado se ha fragmentado y perdido su coherencia interna al desprenderse, generando depósitos masivos de caída de rocas. El descalce de estos acantilados y su derrumbe posterior son formas únicas en todo esta parte del litoral atacameño. El análisis de las fotografías aéreas de la zona del año 1961, así como de las imágenes satelitales desde 2005 a la actualidad desde *Google Earth*, no muestra la actuación de procesos gravitacionales recientes, lo que nos permite inferir que se tratan de formas antiguas y que su origen podría estar asociado al mismo evento tsunamigénico que generó el depósito de bloques.

#### 4.4. Velocidad de flujo y mecanismos de transporte

Según Nandasena *et al.* (2011) las velocidades umbrales de flujo necesarias para inducir el desprendimiento y el movimiento inicial del bloque más pesado (bloque B5) es de 8,14

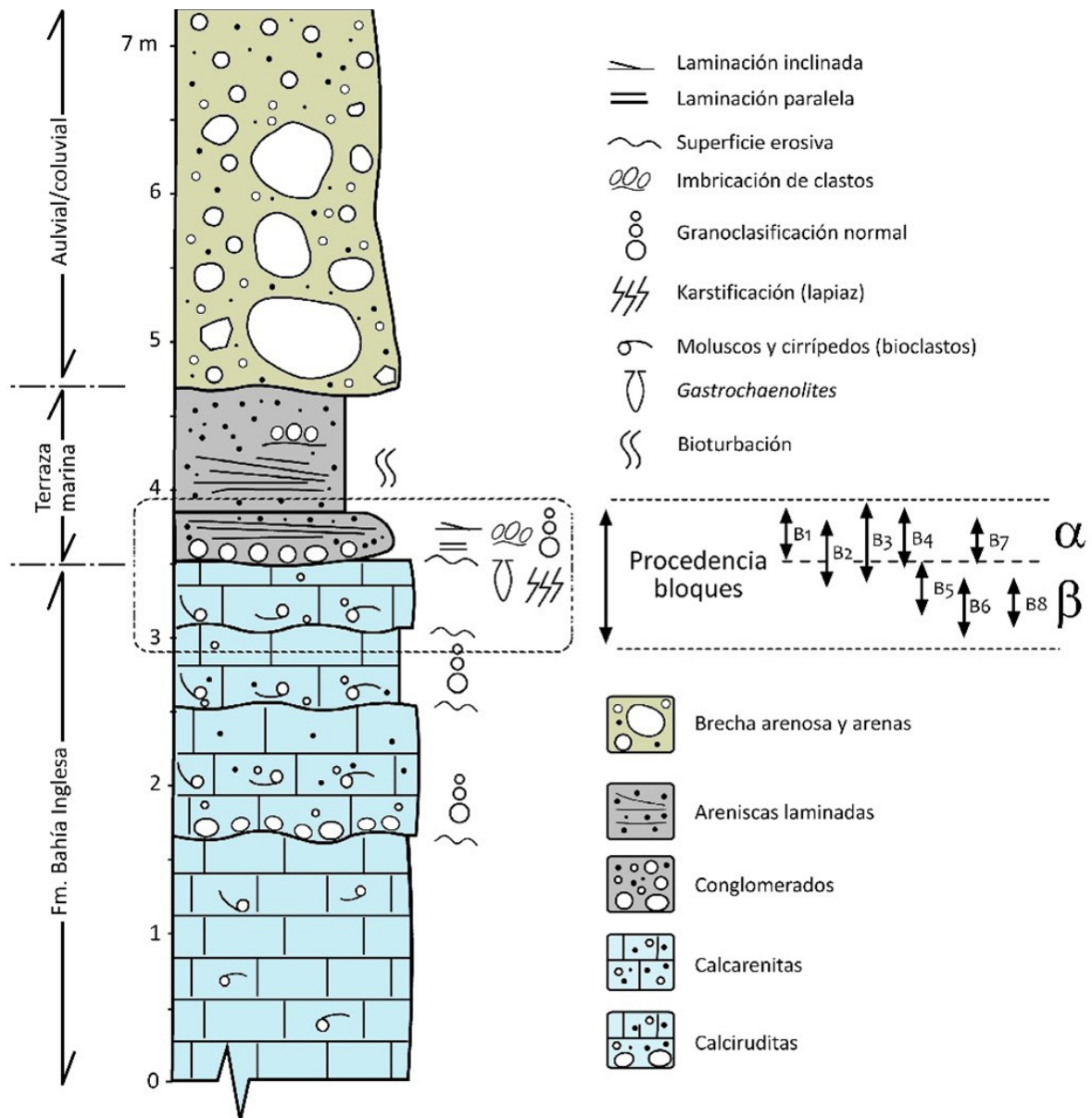


Figura 5. Columna estratigráfica local con indicación de la procedencia de los bloques (cuadrado negro en línea discontinua).

Figure 5. Local stratigraphic column indicating the provenance of the boulders (black square with dashed line).

m/s. Sin embargo, la máxima velocidad umbral obtenida es la del bloque B6, que es 8,87 m/s (Fig. 6, izquierda). Esta diferencia se debe a la forma de los bloques, ya que el bloque B5 es mucho más fácil de mover inicialmente al ser más plano, mientras que el B6 posee una forma más oblata, que dificulta el empuje efectivo sobre la superficie del bloque. Así,

los bloques con geometrías tabular (B1, B4, B5 y B7) presentan, en general y considerando su peso, velocidades umbrales de transporte menores que los demás.

Gran parte de los bloques muestran una orientación de su eje mayor N-S a NO-SE, es decir, ortogonal a la dirección de llegada del



tren de olas desde mar abierto. Esta dirección refleja un transporte en rodadura de los elementos, algunos de grandes dimensiones, como propone Imamura *et al.* (2008). Además, los bloques B2, B5, B6 y B7 presentan una posición estratigráfica invertida, lo que respalda un posible transporte tractivo y por rodadura durante la inundación marina. Este escenario implica velocidades del flujo durante el transporte entre 8 m/s y 9 m/s (Figura 6, derecha).

#### 4.5. Altura de ola, penetración horizontal y run-up

De acuerdo con los datos de campo, se puede proponer una altura de inundación hacia tierra (*run-up*) de 8,2 m s.n.m. y una penetración horizontal mínima de 25 m, estimadas a partir de la posición del bloque transportado más alto y más alejado del borde del acantilado (B3 y B8, Fig. 2). En cualquier caso, considerando la extrema planitud de la zona y su pequeña extensión, la inundación marina debió atravesar el cabo rocoso de norte a sur y penetrar hacia tierra varias decenas de metros

más siguiendo las incisiones embrionarias y barrancos que se forman sobre los depósitos aluviales/coluviales (Fig. 2).

La altura de las olas del tsunami que habrían generado este campo de bloques según la ecuación de Nott (2003), y partiendo de un escenario en que los bloques se encuentran unidos en una capa fracturada (*joint bounded*), indica un valor máximo de 4,6 m para tormentas ( $H_s$ ) (bloque B5 en Fig. 7, izquierda). Este valor es superior a los de mayor altura de ola de tormenta registrados históricamente en la zona, lo que apunta hacia un origen tsunamigénico del depósito. Además, se trata de una altura de ola inferior a la cota más baja del acantilado en su extremo occidental. Por otro lado, la ecuación arroja un valor de 6,5 m para la altura de ola de tsunami necesaria para erosionar y e iniciar el movimiento del bloque B5 sobre el acantilado ( $H_T$ ) (Fig. 7, izquierda), que supone un dato más coherente con el contexto geomorfológico en el que aparecen los bloques. Si consideramos la posibilidad de que alguno de los bloques estuviera ya liberado del borde del acantilado

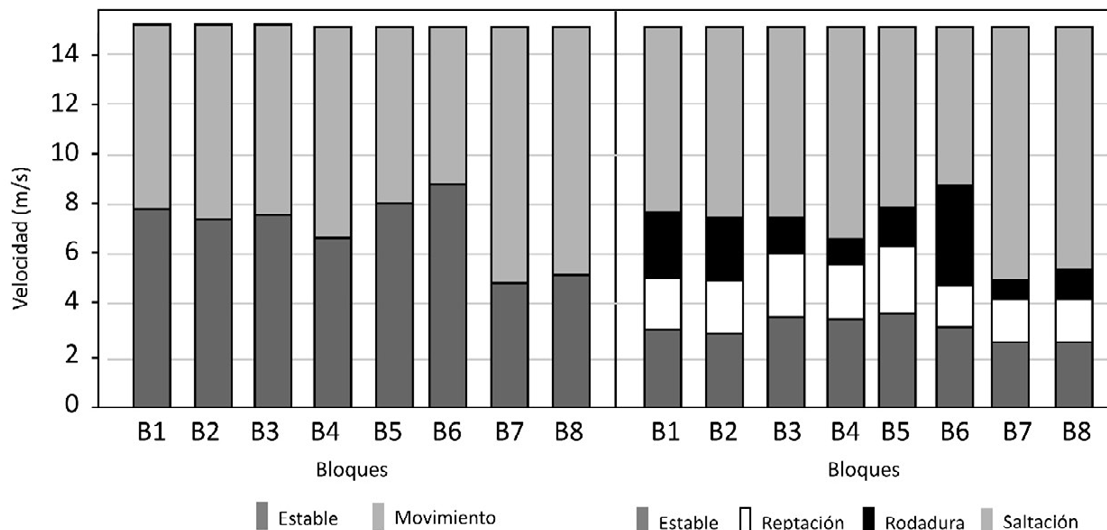


Figura 6. Histograma de velocidades de erosión de cada bloque (izquierda) y de velocidades de transporte vs. modo de transporte (derecha) en base a Nandasema *et al.* (2011).

Figure 6. Histogram of erosion velocities for each boulder (left) and transport velocities versus transport mode (right), based on Nandasena *et al.* (2011).

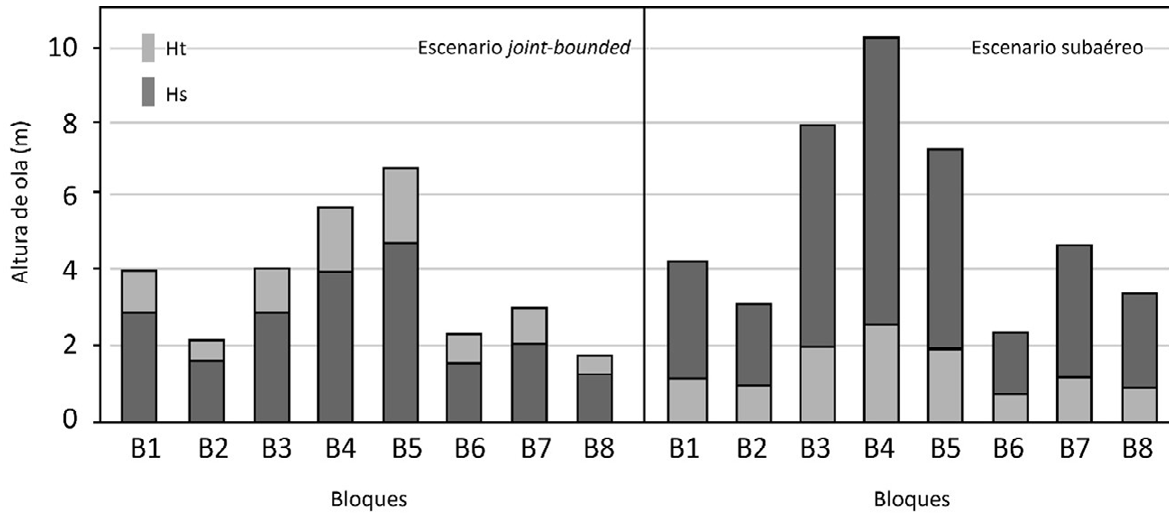


Figura 7. Estimación de altura de ola necesaria para movilizar un bloque según Nott (2003) considerando escenario de bloques limitados por fracturas (derecha) y subaéreo (izquierda).

Figure 7. Estimated wave height required to mobilize a boulder according to Nott (2003), considering a joint-bounded scenario (right) and a subaerial scenario (left).

y disponible para su transporte en el momento de la inundación marina, las alturas de ola máxima necesaria para movilizar el bloque B4 (Fig. 7, derecha) es de sólo 2,6 m para  $H_T$  y de 10,3 m para  $H_s$ .

Sin embargo, las ecuaciones de Nott (2003) no consideran la altura a la que se encuentra en campo de bloques y solo se deben usar como una primera aproximación de la altura de la ola (Abad *et al.*, 2020). Para solventar esta limitación, la fórmula de Hills y Mader (1997) corregida por Pignatelli *et al.* (2009) ayuda a estimar la penetración de la inundación tierra adentro, considerado la influencia de la topografía costera en el impacto de las olas extremas.

$$X_{max} = D - (H_T - h_c)^{1.33} n^{-2} k \cos \alpha \quad [5]$$

donde D es la distancia del bloque mayor desde su zona de procedencia;  $h_c$  es la altura del acantilado; n es el número de Manning y  $\cos \alpha$  representa el cateto de un triángulo rectángulo

lo que se corresponde con la pendiente media de la superficie por encima del acantilado.

Así, es posible estimar que, para una altura de ola  $H_T \geq 6,5$  m obtenida mediante la ecuación [1], considerando los escenarios más probables, la penetración horizontal mínima de la ola sería de 10,3 m, aunque se parte de un error de partida inherente a este método. Estos valores exceden con mucho la distancia de los bloques B4 y B5 al borde del acantilado, localizados a escasos metros del mismo, pero encaja bien con el intervalo de distancias mínimas desde el borde del acantilado en que encuentra la mayor parte del resto de los bloques (de 5 a 25 m; Fig. 2). Si se considera que estas distancias están medidas a partir de registro sedimentario del posible tsunami, y que suponen una distancia mínima de penetración de la inundación marina, la aproximación realizada con base a la ecuación de Nott aporta datos coherentes con el escenario geomorfológico de Salto del Gato, en el que la entrada del mar sobrepasaría ampliamente los 10,3 m hacia tierra.

## 5. Discusión

### 5.1. Reconstrucción de la inundación marina de alta energía

El conjunto de formas y depósitos descritos en el paraje de Salto del Gato constituyen un cortejo que refleja la acción de grandes olas sobre el borde y techo de un acantilado costero. Todos los bloques analizados son de geometría plana y cuadrangular, característica que no los hace especialmente favorables para ser transportadas por rodadura dentro del flujo (Oetjen *et al.*, 2020). A pesar de esto, la mitad de estos elementos aparecen invertidos y/o imbricados, registrando un transporte tractivo sobre el cabo rocoso. En cualquier caso, la superficie de erosión irregular labrada sobre el techo de la Fm. Bahía Inglesa abarca una superficie mucho mayor que la que representa la suma de la superficie de todos los bloques catalogados. De lo anterior se puede deducir que la mayor parte de los bloques generados durante la inundación marina de alta energía debieron ser transportados fuera de la zona de estudio. Su localización actual es la zona submareal adyacente al pie del acantilado, lugar donde han sido identificados numerosos bloques de grandes dimensiones procedente de la terraza marina desmantelada. Esto evidencia el impacto de uno -o varios- eventos erosivos de gran magnitud sobre el cabo rocoso y su alta capacidad destructiva.

En conjunto, las velocidades de flujo que transportaron los bloques sobre el techo del acantilado debieron oscilar entre 2,5 m/s y 8,5 m/s, que son inferiores a las estimadas

por Abad *et al.* (2020) en el cercano campo de bloques tsunamigénico de Bahía Cisne asociado al paleoevento de 1420 CE. En cualquier caso, las velocidades son equiparables a las calculadas en otros ejemplos de campo de bloques recientes formados por tsunamis en el suroeste de España (Lario *et al.*, 2023), el Algarve portugués durante el tsunami de 1755 (Costa *et al.*, 2011; Bosnic *et al.*, 2021), en Indonesia durante el tsunami de 2004 (Fritz *et al.*, 2006) o en el tsunami en Japón de 2011 (Foytong *et al.*, 2013). La altura de olas estimada más alta generada por un tsunami ( $H_T$ ) en nuestro campo de bloques es de 6,5 m, muy inferior a la altura de ola de casi 25 m propuesta para el paleotsunami descrito en Bahía Cisne.

### 5.2. Aproximación a la magnitud y edad del terremoto

La magnitud del evento sísmico que desencadenó el tsunami responsable de la formación de campo de bloques de Salto del Gato se puede aproximar con cautela utilizando la relación entre el terremoto y la altura de la ola del tsunami capaz de mover el bloque más pesado (bloque B5; Tabla 2). Este valor corregido con las observaciones de campo, puede ser utilizado para deducir la magnitud del terremoto generador del tsunami mediante las aproximaciones de lida (cf. Murty, 1977), Abe (1995) y Silgado (1978), obteniendo valores de magnitud local ( $M_s$ ) de entre 8,1 y 8,42 (Tabla 2).

La ausencia de material biogénico fechable en los depósitos de bloques y los sedimentos

Tabla 2. Estimación de la magnitud del terremoto ( $M_s$ ) para un tsunami de altura de ola ( $H_T$ ) de 6,5 m.

Table 2. Estimated earthquake magnitude ( $M_s$ ) for a tsunami with a wave height ( $H_T$ ) of 6.5 m.

| Referencia     | Ecuación                    | $M_s$ |
|----------------|-----------------------------|-------|
| Murty (1977)   | $\log_2(h) = 2,61M - 18,44$ | 8,10  |
| Abe (1995)     | $\log(h) = 0,5M - 3,30$     | 8,42  |
| Silgado (1978) | $\log(h) = 0,79M - 5,70$    | 8,37  |

arenosos donde se han encontrado enterrados ha impedido establecer una edad aproximada del tsunami. Debido a esto, la única posibilidad que existe de relacionar este cortejo morfo-sedimentario con un evento tsunamigénico es comparar las características físicas de la inundación marina (deducidas con base al registro geológico y ecuaciones hidrodinámicas) con la información incluida en crónicas históricas y de otros paleotsunamis descritos en la zona. Considerando la historia sísmica de la región, altura de ola deducida (6,5 m) y el *run-up* mínimo del evento (8,2 m), los candidatos más probables son el tsunami histórico de 1922 CE ( $M_w \sim 8,3$  a 8,6) y los paleotsunamis de 1420 CE ( $M_w \sim 8,8$  a 9,4) y de 3800 AP ( $M_w \sim 9,5$ ).

En el caso del primero, el más reciente, la máxima altura de inundación sobre el terreno se describe en Chañaral, más de 100 km al Norte, y es de 9 m s.n.m., algo inferior a la informada en la localidad de Caldera de 5,5 m s.n.m., más cercana a la zona de estudio (Abad *et al.*, 2023, y referencias incluidas). Recientemente, estos valores han sido revisados y homogenizados a 5,5 m s.n.m. para casi toda la zona afectada por este tsunami (Vigny *et al.*, 2024, y referencias incluidas). Estos datos se aproximan bastante al escenario inferido para la inundación marina en zona de estudio, más aún si se considera una posible amplificación de la onda por procesos de resonancia que se produce en las bahías locales de la zona central y norte de Chile (Cortés *et al.*, 2017; Aranguiz *et al.*, 2019). Esa altura de inundación, junto con la altura de ola, apunta a que este tsunami alcanzó, al menos, el borde del acantilado de Salto del Gato. Por otro lado, es improbable que las alturas de inundación sobre el terreno y las velocidades de flujo fueran suficientes como para desmantelar casi por completo los afloramientos de la terraza marina y/o movilizar los bloques fuera del cabo para acumularlos en la zona submareal. Además, la posición de los bloques sobre la superficie karstificada y lavada del acantilado indica que la exhumación del techo de la Fm. Bahía Inglesa fue muy anterior en el tiempo a la formación del depósito

de bloques. La magnitud del evento sísmico sí que se aproxima al rango estimado para este evento reciente en base a la aproximación realizada sobre los bloques ( $M_s 8,1 - 8,4$ ).

Por otro lado, el terremoto y tsunami de 1420 CE generó alturas de ola de casi 25 m y el *run-up* de la inundación marina alcanzó más de 18,5 m s.n.m en la cercana Bahía Cisne (Abad *et al.*, 2020). Considerando la proximidad, la cota de los bloques en Salto del Gato y la impronta erosiva que ha dejado el evento en este acantilado, así como las velocidades de corrientes inferidas y alturas de ola mínima estimadas, el paleotsunami de 1420 CE excede con mucho en magnitud el escenario hidrodinámico reconstruido para la zona de estudio. Lo mismo sucede con la magnitud del terremoto generador de este tsunami, que en el caso del evento de 1420 CE es de  $M_s \sim 9$ , mucho mayor de la  $M_s 8,4$  calculada para Salto del Gato.

Finalmente, Salazar *et al.* (2022) describen un gran terremoto de  $M_w 9,5$  y un tsunami catastrófico asociado que barre por completo el norte de Chile hace 3800 años AP. Los depósitos de este tsunami se registran también en Bahía Cisne, donde se estima un *run-up* superior a 20 m s.n.m., alcanzando en otros puntos de la región alturas por encima de los 30 m s.n.m. A pesar de que el cabo rocoso de Salto del Gato debió también ser impactado por este tsunami, los valores de *run-up* modelizados en Bahía Cisne exceden, de nuevo, los identificados en este trabajo.

La existencia de —al menos— dos eventos de magnitud tan elevada durante el Holoceno tardío en este sector resulta especialmente significativa y se condicen con el predominio de formas erosivas y el casi completo desmantelamiento de la terraza marina en la zona de estudio. La configuración geomorfológica actual del cabo rocoso refleja su exposición a proceso(s) de inundación marina de energía suficientemente alta como para destruir casi por completo los materiales del techo del acantilado, conformada originalmente por la terraza marina localizada entre 5,5 y



8,5 m s.n.m. Esto evidencia el impacto de uno -o varios- eventos erosivos de gran magnitud sobre el cabo rocoso que transportaron esos bloques decenas de metros hasta el pie de los acantilados. La escasa densidad de bloques en el techo de acantilado confirma la actuación de procesos de gran capacidad erosiva, muy superior en altura de ola, altura de inundación y velocidades de flujo a las reconstruidas en este trabajo.

En consecuencia, la actuación de un gran evento en la zona de marcado carácter destructivo, y que probablemente coincida con el tsunami de 3800 AP y/o de 1420 CE, no puede ser evaluado directamente mediante la aplicación de ecuaciones hidrodinámicas. Este escenario impide que queden elementos preservados en el techo del acantilado lo suficientemente grandes y adecuados como para dimensionar fielmente la magnitud de del tsunami. En cualquier caso, no es posible descartar la intervención del evento de 1922 sobre la configuración del campo de bloques, especialmente que haya podido movilizar algunos de los bloques más pequeños que hubiesen quedado sueltos sobre el acantilado en los últimos estadios de la inundación marina del siglo XV. Este sería el caso de los dos bloques de mayores dimensiones identificados, B4 y B5, ambos localizados justo en el borde del acantilado en su extremo occidental, que parecen haber recorrido una muy corta distancia desde su área de procedencia. Por lo tanto, es muy probable que este depósito de bloques se haya generado a partir de varios episodios de inundación marina.

### 5.3. Origen y evolución el depósito de bloques

Todas estas evidencias permiten proponer un modelo que explique la formación del campo de bloques conformado en la actualidad por tan sólo 8 elementos de grandes dimensiones en varias etapas y que involucra el impacto de varios tsunamis de diferentes magnitudes y distanciados en el tiempo varios siglos (Fig. 8).

- Escenario pretsunami. La zona se configuraba como un acantilado con su techo formado por depósitos de terrazas marinas. La base de estos materiales se define por una superficie basal erosiva, de naturaleza transgresiva intensamente bioerosionada por *Gastrochaenolites torpedo*. El cantil podía haber experimentado desprendimientos y caída de rocas que se acumulaban al pie del desnivel en la zona adyacente, junto con arenas y gravas litorales que formaban playas y barras submareales.
- Impacto de grandes tsunamis y erosión del techo del acantilado (3800 AP y/o 1420 CE). El registro geológico de este sector de la costa del desierto de Atacama meridional ha revelado 2 grandes terremotos y tsunamis fechados en el 3800 AP y en el 1420 CE. Considerando la reconstrucción de ambos eventos en la vecina Bahía Cisne, la zona de estudio debió experimentar una inundación de alta energía, quedando el cabo rocoso sumergido por completo varios metros. Uno o varios trenes de olas impactaron sobre los materiales del borde del acantilado y produjeron una importante erosión de la terraza marina y los depósitos mioceños infrayacentes. En su mayor parte, los bloques son transportados fuera del cabo rocoso y acumulados en las playas y zonas submareales cercanas, formando campos de bloques sumergidos. La erosión dio lugar al labrado de múltiples escarpes sobre estos materiales rocosos, marcando el lugar que ocupaban originalmente estos bloques, a la vez que se produce la exhumación del techo de la Fm. Bahía Inglesa. Los depósitos de estas calizas bioerosionadas pasan a ocupar la mayor parte de la superficie superior del acantilado en esta etapa y quedan expuestos a procesos de disolución kárstica.

Los bordes del acantilado experimentaron colapsos gravitacionales y desprendimientos de rocas por el impacto de los trenes de ola, aunque estos fenómenos

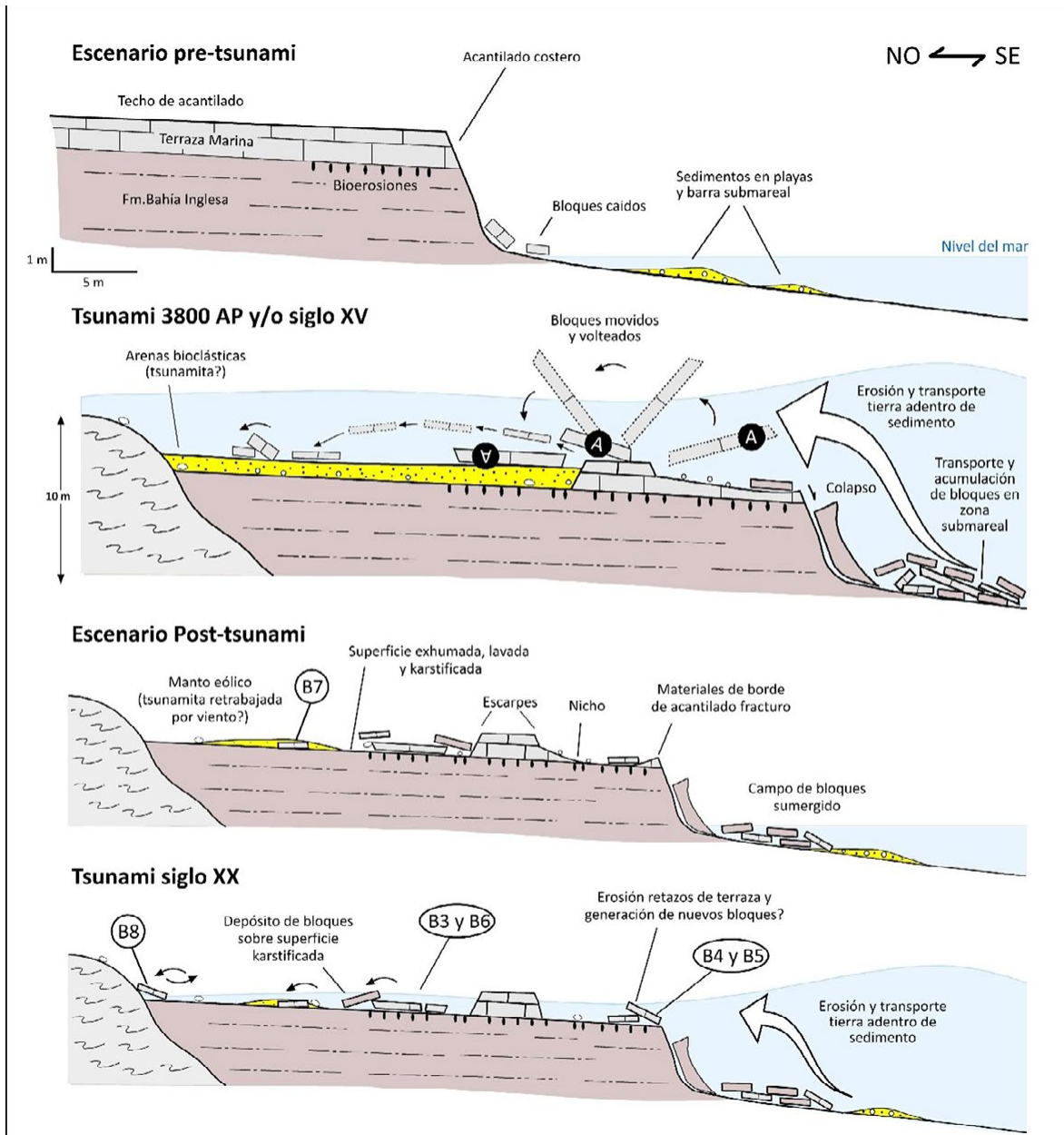


Figura 8. Modelo de formación del campo de bloques de techo de acantilado asociado al impacto de varios tsunamis en las costas acantiladas de Salto del Gato.

Figure 8. Conceptual model of the formation of the cliff-top boulder field associated with the impact of multiple tsunamis on the cliff coasts of Salto del Gato.

pudieron también estar desencadenados por los terremotos generadores, que probablemente superaron la  $M_w \sim 9$ . Las arenas movilizadas por las olas desde zonas submareales se acumulan en parches irregulares sobre el acantilado, donde

quedan enterrados algunos bloques. No es posible evaluar cuál de los dos eventos produjo una impronta geomorfológica más importante, aunque sin duda la acción de ambos tsunamis ocasiona el desmantelamiento erosivo de la terraza en

dos episodios distanciados en el tiempo más de 3000 años. Los retazos de terraza marina que hubieran resistido la primera inundación de alta energía habrían sido erosionados casi por completo durante el tsunami del siglo XV, al quedar los depósitos de terraza muy probablemente fracturados y predispuestos para su liberación en el techo del acantilado. De manera tentativa, la extrema aridez del clima reinante y las evidencias de karsificación apuntan hacia el evento más antiguo como principal responsable de la exhumación y disolución posterior de la superficie superior del acantilado.

- Escenario post-tsunami. Una vez las aguas se retiran tras cada uno de los tsunamis, la superficie exhumada queda expuesta a los procesos de disolución durante siglos y los sedimentos arenosos movilizados por el tsunami son retrabajados por la acción eólica, lo que conduce a la formación del manto eólico que recubre el resto de las formas del techo del acantilado. La dinámica de vertientes y aluvial aportan materiales a la zona desde los relieves cercanos. En el caso del último gran tsunami de 1420 CE, algunos bloques quedan dispersos sobre el techo del acantilado y son enterrados parcialmente (bloques B6 y B7), mientras que el borde del acantilado presenta fracturas por el impacto de las olas y queda predispuesto para la liberación de nuevos bloques. La acción de tormentas invernales extraordinarias puede haber contribuido al lavado de la superficie karstificada por salpicadura en este intervalo de tiempo.
- Impacto de tsunami en el Siglo XX. Una nueva inundación marina se registra en la zona, esta vez de menor entidad, siendo el candidato más probable el tsunami de 1922. El flujo sobrepasó el borde del acantilado, removilizó los bloques y los desplazó tierra adentro, sin descartar la generación de bloques nuevos cerca del borde del acantilado (bloques B4 y B5), que recubren la superficie exhumada y karsti-

ficada del techo de acantilado. La orientación de los bloques refleja direcciones preferentes de llegadas de los trenes de olas desde el O y SO, con predominancia de procesos tractivos y velocidades de flujo de hasta 9 m/s. La altura mínima de la inundación alcanzó los 8,2 m s.n.m. (bloque B8) y la penetración horizontal fue de, al menos, de 25 m (bloque B3), aunque los bloques de mayores dimensiones experimentan desplazamientos más limitados. Este escenario hidrodinámico es el que ha sido reconstruido en este trabajo al responder a la configuración actual del depósito de bloques de techo de acantilado.

Durante el último siglo, el depósito de bloques no se habría visto modificado al encontrarse muy por encima del nivel de actuación de las tormentas y no haberse generados nuevos tsunamis de importancia en la zona, aunque los procesos de lavado y karstificación de la superficie del acantilado han continuado hasta la actualidad.

## **6. Conclusiones**

El depósito de bloques del Salto del Gato constituye uno de los escasos ejemplos documentados de acumulaciones de baja densidad en el techo de un acantilado generadas por tsunamis en las costas del Pacífico sudamericano, a pesar de tratarse de una de las zonas con mayor sismicidad del planeta. El registro morfo-sedimentario de este cabo rocoso pone de manifiesto la necesidad de integrar el análisis geomorfológico y estratigráfico clásico con ecuaciones hidrodinámicas para explicar la génesis de este tipo de depósitos de alta energía.

Por un lado, las ecuaciones hidrodinámicas permiten establecer los parámetros bajo los cuales ocurrió la inundación marina, descartando así la acción de tormentas y tsunamis de menor magnitud como responsables del conjunto morfo-sedimentario observado. En

este contexto, el evento histórico más reciente que podría justificar la formación y distribución de los elementos identificados es el terremoto y tsunami de Atacama de 1922. Por otro lado, el marcado carácter erosivo del paisaje actual sugiere la acción de eventos de energía considerablemente mayor que la del tsunami de 1922. Estos eventos habrían sido responsables del desmantelamiento de los materiales del techo del acantilado, la exhumación de la superficie transgresiva basal de las terrazas marinas y la formación del campo de bloques submarinos adyacente al acantilado.

Este estudio evidencia cómo la aplicación de ecuaciones hidrodinámicas permite reconstruir escenarios de inundación marina a partir del tamaño, peso y forma de los bloques preservados en los depósitos. Sin embargo, esta aproximación está limitada por la conservación diferencial de los elementos que forman estas acumulaciones, que en este caso responden al evento más reciente. Se identifican así en la zona de estudio otros procesos de gran magnitud —asociados a terremotos interplaca de magnitudes cercanas a  $M_w \sim 9$ , como los tsunamis ocurridos hacia 3800 AP y 1420 CE— que habrían erosionado y removido casi por completo los bloques del techo del acantilado. Esto genera un sesgo en el registro sedimentario, al subestimar la magnitud y el impacto de estos eventos si solo se consideran los bloques preservados. En consecuencia, un análisis parcial y descontextualizado de estas formas asociadas a eventos marinos de alta energía puede llevar a ignorar evidencias de eventos de gran magnitud y largos periodos de retorno, que paradójicamente poseen un registro más sutil y difícil de identificar. Se enfatiza así el posible origen poligenético de los campos de bloques en zonas tsunamigénicas y la necesidad de contextualizar geomorfológicamente estos depósitos. Solo mediante un enfoque integrado es posible reconstruir de forma más completa y precisa la compleja evolución del paisaje en costas áridas, y tectónicamente activas, como la del desierto de Atacama y su historia sísmica reciente.

## Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al Proyecto de investigación TRAMPA (PID2021-127268NB-I00) financiado por MCIN/ AEI /10.13039/501100011033/ y por FEDER y ha sido parcialmente financiado por el Grupo de Investigación consolidado en Dinámica de la Tierra y Evolución del Paisaje de la Universidad Rey Juan Carlos. Los autores agradecen a dos revisores anónimos y al Editor Javier Elez sus valiosos comentarios y sugerencias, que han contribuido a mejorar la versión final de este trabajo.

## Bibliografía

- Abad, M., Izquierdo, T., Cáceres, M., Bernárdez, E., Rodríguez-Vidal, J. (2020). Coastal boulder deposit as evidence of an ocean-wide prehistoric tsunami originated on the Atacama Desert coast (northern Chile). *Sedimentology*, 67, 1505-1528. <https://doi.org/10.1111/sed.12570>
- Abad, M., Izquierdo, T., Carrasco, G., Rodríguez-Vidal, J., Ruiz, F. (2021). Posibles evidencias morfo-sedimentarias del tsunami de Atacama de 1922 en el Parque Nacional Pan de Azúcar (norte de Chile). *Geogaceta*, 70, 7-10. <https://doi.org/10.55407/geogaceta102258>
- Abad, M., Izquierdo, T., Forch, M., Cortés, P., Easton, G., González-Alfaro, J., Alvarado-Justo, A., Ruiz, F. (2023). El registro de tsunamis en costas áridas: 100 años después del tsunami de 1922 de Atacama en el norte de Chile. *Geogaceta*, 74: 47-50. <https://doi.org/10.55407/geogaceta98277>
- Abad, M., Izquierdo, T., Pereira, N., Ruiz, F., Rodríguez-Vidal, J. (2024). Evidencias de un campo de bloques generado por tsunami en terrazas marinas del Estadio Isotópico MIS 3 de la costa del Desierto de Atacama (norte de Chile). *Geotemas*, 20, 1115-1118.
- Abe, K. (1981). Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 27, 72-92. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90088-1](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90088-1)
- Abe, K. (1995) Estimate of tsunami run-up heights from earthquake magnitudes. In: *Tsunami: Progress in Prediction, Disaster, Prevention and Warning* (Y. Tsuchiya, N. Shuto, eds.). Springer, Dordrecht, 21-35. [https://doi.org/10.1007/978-94-015-8565-1\\_2](https://doi.org/10.1007/978-94-015-8565-1_2)



- Aránguiz, R., González, G., González, J., Catalán, P.A., Cienfuegos, R., Yagi, Y., Okuwaki, R., Urrea, L., Contreras, K., Del Rio, I., Rojas, C. (2016). The 16 September 2015 Chile Tsunami from the Post-Tsunami Survey and Numerical Modeling Perspectives. *Pure and Applied Geophysics*, 173(2), 333-348. <https://doi.org/10.1007/s00024-015-1225-4>
- Aranguiz, R., Catalán, P.A., Cecioni, C., Bellotti, G., Henríquez, P., González, J. (2019). Tsunami resonance and spatial pattern of natural oscillation modes with multiple resonators. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(11), 7797-7816. <https://doi.org/10.1029/2019JC015206>
- Araya Cornejo, C., Carvajal, M. (2016). Efectos geomorfológicos del tsunami de Chile de 2010 frente a la zona de máximo slip, revelados por imágenes satelitales y observaciones de campo: El caso del litoral arenoso La Trinchera, Región del Maule. *Investigaciones Geográficas*, 52, 5-24. <https://doi.org/10.5354/0719-5370.2016.43260>
- Argus, D.F., Gordon, R.G., DeMets, C. (2011). Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame. *Geochimistry, Geophysics, Geosystems*, 12(11), Q11001. <https://doi.org/10.1029/2011GC003751>
- Atwater, F.B., Cisternas, M., Yulianto, E., Prendergast, A.L., Jankaew, K., Eipert, A.A., Fernando, W.I.S., Tejakuuma, I., Schiappacasse, I., Sawai, Y. (2013). The 1960 tsunami on beach-ridge plains near Maullín, Chile: Landward descent, renewed breaches, aggraded fans, multiple predecessors. *Andean Geology*, 40, 393-418. <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV40n3-a01>
- Bahlburg, H., Nentwig, V., Kreutzer, M. (2018). The September 16, 2015 Illapel tsunami, Chile - Sedimentology of tsunami deposits at the beaches of La Serena and Coquimbo. *Marine Geology*, 396, 43-53. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.12.011>
- Barbano M.S., Pirrotta C., Gerardi F. (2010). Large boulders along the south-eastern Ionian coast of Sicily: storm or tsunami deposits? *Marine Geology*, 275(1-4), 140-154. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.05.005>
- Barrientos, S. (2007). Earthquakes in Chile., In: *The geology of Chile* (Eds. T. Moreno, T. W. Gibbons, W.), pp. 263-287. The Geological Society of London, United Kingdom. <https://doi.org/10.1144/GOCH.10>
- Barrientos, S.E., Ward, S.N. (1990). The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International*, 103, 589-598. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb05673.x>
- Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E., Reyes, M. (1998). Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2), 115-129. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00005-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00005-4)
- Blott S.J., Pye K. (2008). Particle shape: a review and new methods of characterization and classification. *Sedimentology*, 55(1), 31-63. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00892.x>
- Bosnic, I., Costa, P.J., Dourado, F., La Selle, S., Gelfenbaum, G. (2021). Onshore flow characteristics of the 1755 CE Lisbon tsunami: Linking forward and inverse numerical modeling. *Marine Geology*, 434, 106432. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2021.106432>
- Campos, R. (2016). Análisis de Marejadas Históricas y recientes en las costas de Chile Memoria de Título de Ingeniería Civil Oceánica de la Universidad de Valparaíso, 189 pp.
- Campos R., Beyá J., Mena M. (2015). Cuantificación de los daños históricos a infraestructura costera por marejadas en las costas de Chile. *Proceedings del XXII Congreso Chileno de Hidráulica*. Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica
- Carvajal, M., Cisternas, M., Gubler, A., Catalán, P.A., Winckler, P. y Wesson, R.L. (2017a). Re-examination of the magnitudes for the 1906 and 1922 Chilean earthquakes using Japanese tsunami amplitudes: Implications for source depth constraints. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(1), 4-17. <https://doi.org/10.1002/2016JB013269>
- Carvajal, M., Cisternas, M., Catalán, P.A. (2017b). Source of the 1730 Chilean earthquake from historical records: implications for the future tsunami hazard on the coast of Metropolitan Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122, 3648-3660. <https://doi.org/10.1002/2017JB014063>
- Cereceda, P., Errázuriz, A.M., Lagos, M. (2011). *Terremotos y Tsunamis en Chile: para conocer y prevenir*. Origo Ediciones, Santiago, 128 pp.
- Cisternas, M., Araneda, A.Y., Contreras, I. (2000). Reconocimiento y caracterización de la facies sedimentaria depositada por el tsunami de 1960 en el estuario Maullín, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 27(1), 3-11. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082000000100001>
- Cisternas, M., Atwater, 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>
- Cisternas, M., Garrett, E., Wesson, R., Dura, T., Ely, L.L. (2017). Unusual geologic evidence of coeval seismic shaking and tsunami shows variability in earthquake size and recurrence in the area of the giant 1960 Chile earthquake. *Marine Geology*, 385, 101-113. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.12.007>
- Comte, D., Eisemberg, A., Lorca, E., Pardo, M., Ponce, L., Saragoni, R., Singh, S.K., Suárez, G. (1986). The 1985 central Chile earthquake: a repeat of previous great earthquakes in the region? *Science*, 233, 449-453. <https://doi.org/10.1126/science.233.4762.449>
- Comte, D., Haessler, H., Dorbath, L., Pardo, M., Monfret, T., Lavenue, A., Pointoise, B., Hello, Y. (2002). Seismicity and stress distribution in the Copiapo, northern Chile subduction zone using combined on- and off-shore seismic observations. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132, 197-217. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(02\)00052-3](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(02)00052-3)
- Cortés, P., Catalán, P.A., Aránguiz, R., Bellotti, G. (2017). Tsunami and shelf resonance on the northern Chile coast. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(9), 7364-7379. <https://doi.org/10.1002/2017JC012922>
- Costa, P., Andrade, C., Freitas, M.C., Oliveira, M. A., da Silva, C M., Omira, R., Baptista, M. A. (2011). Boulder deposition during major tsunami events. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(15), 2054-2068. <https://doi.org/10.1002/esp.2228>
- Cox, R., Zentner, D. B., Kirchner, B. J., Cook, M. S. (2012). Boulder ridges on the Aran Islands (Ireland): Recent movements caused by storm waves, not tsunamis. *The Journal of Geology*, 120(3), 249-272. <https://doi.org/10.1086/664787>
- Delle Rose, M., Martano, P. (2022). The imprint of recent meteorological events on boulder deposits along the mediterranean rocky coasts. *Climate*, 10(7), 94. <https://doi.org/10.3390/cli10070094>
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical journal international*, 181(1), 1-80. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>
- Dura, T., Cisternas, M., Horton, B.P., Ely, L., Nelson, A., Wesson, R., Pilarczyk, J. (2014). Coastal evidence for Holocene subduction-zone earthquakes and tsunamis in central Chile. *Quaternary Science Reviews*, 113, 93-111. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.10.015>
- Dura, T., Horton, B.P., Cisternas, M., Ely, L.L., Hong, I., Nelson, A.R., Wesson, R.L., Pilarcik, J.E., Parnell, A.C., Nikitina, D. (2017). Subduction zone slip variability during the millennium south - central Chile. *Quaternary Science Reviews*, 175(1), 112-137. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.08.023>
- Easton, G., González-Alfaro, J., Villalobos, A., Álvarez, G., Melgar, D., Ruiz, S., Sepúlveda, B., Escobar, M., León, T., Báez, J.C., Izquierdo, T., Abad, M. (2022). Complex rupture of the 2015 M W 8.3 Illapel earthquake and prehistoric events in the Central Chile tsunami gap. *Seismological Society of America*, 93(3), 1479-1496. <https://doi.org/10.1785/0220210283>
- Ely, L., Cisternas, M., Wesson, R., 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., Paris, R. (2010). Boulder accumulations related to storms on the south coast of the Reykjanes Peninsula (Iceland). *Geomorphology*, 114(1-2), 55-70. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.02.008>
- Foytong, P., Ruangrassamee, A., Shoji, G., Hiraki, Y., Ezura, Y. (2013). Analysis of tsunami flow velocities during the March 2011 Tohoku, Japan, Tsunami. *Earthquake Spectra*, 29(1\_suppl), 161-181. <https://doi.org/10.1193/1.4000128>
- Fritz, H. M., Borrero, J.C., Synolakis, C.E., Yoo, J. (2006). 2004 Indian Ocean tsunami flow velocity measurements from survivor videos. *Geophysical Research Letters*, 33(24). <https://doi.org/10.1029/2006GL026784>
- Garret, E., Shennan, I., Watcham, E.P., Woodroffe, S.A. (2013). Reconstructing paleoseismic deformation, 1: Modern analogues from the 1960 and 2010 Chilean great earthquakes. *Quaternary Science Reviews*, 75(1), 11-21. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.04.007>
- Garrett, E., Shennan, I., Woodroffe, S.A., Cisternas, M., Hocking, E.P., Gulliver, P. (2015). Reconstructing paleoseismic deformation, 2: 1000 years of great earthquakes at Chucalen, south central Chile. *Quaternary Science Reviews*, 113, 112-122. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.10.010>
- Heck, N.H. (1947). List of seismic sea waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*

- ca, 37(4), 269-286. <https://doi.org/10.1785/BSSA0370040269>
- Herman, M.W., Govers, R. (2020). Locating fully locked asperities along the South America subduction megathrust: A new physical inter-seismic inversion approach in a Bayesian framework. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(8), e2020GC009063. <https://doi.org/10.1029/2020GC009063>
- Hills, J.G., Mader, C.L. (1997). Tsunami produced by the impacts of the small asteroids. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 822, 381-394. <https://doi.org/10.1111/j.1749-6632.1997.tb48352.x>
- Hong, I., Dura, T., Ely, L.L., Horton, B.P., Nelson, A.R., Cisternas, M., Nikitina, D., Wesson, R.L. (2016). A 600-year-long Stratigraphic Record of Tsunamis in Southcentral Chile. *The Holocene*, 27(1), 39 - 51. <https://doi.org/10.1177/0959683616646191>
- Horton, B., Sawai, Y., Hawkes, A., Witter, R. (2011). Sedimentology and paleontology of a tsunami deposit accompanying the great Chilean earthquake of February 2010. *Marine Micropaleontology*, 79, 132-138. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2011.02.001>
- Imamura, F., Goto, K., Ohkubo, S. (2008). A numerical model for the transport of a boulder by tsunami. *Journal of Geophysical Research*, 113, C01008, doi: <https://doi.org/10.1029/2007JC004170>
- Izquierdo, T., Carrasco, G., Rodríguez-Vidal, J., Ruiz, F., Abad, M. (2020). Geomorfología y evolución geológica reciente del litoral del Parque Nacional Pan de Azúcar (norte de Chile). *Geogaceta*, 67, 111-114.
- Kanamori, H., Rivera, L., Ye, L., Lay, T., Murotani, S., Tsumura, K. (2019). New constraints on the 1922 Atacama, Chile, earthquake from historical seismograms. *Geophysical Journal International*, 219(1), 645-661. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz302>
- Kempf, P., Moernaut, J., Van Daele, M., Vermassen, F., Vandoorne, W., Pino, M., Urrutia, R., Schmidt, S., Garrett, E., De Batist, M. (2015). The sedimentary record of the 1960 tsunami in two coastal lakes on Isla de Chiloé, south-central Chile. *Sedimentary Geology*, 328, 73-86. <https://doi.org/10.1016/j.sed-geo.2015.08.004>
- Kempf, P., Moernaut, J., Van Daele, M., Vandoorne, W., Pino, M., Urrutia, R., De Batist, M. (2017). Coastal lake sediments reveal 5500 years of tsunami history in south central Chile. *Quaternary Science Reviews*, 161, 99-116. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.02.018>
- Klein, E., Vigny, C., Fleitout, L., Grandin, R., Jolivet, R., Rivera, E., Métois, M. (2017). A comprehensive analysis of the Illapel 2015 Mw8.3 earthquake from GPS and InSAR data. *Earth and Planetary Science Letters*, 469, 123-134. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.04.010>
- Kulikov, E.A., Rabinovich, A.B., Thomson, R.E. (2005). Estimation of tsunami risk for the coasts of Peru and Northern Chile. *Natural Hazards*, 35(2), 185-209. <https://doi.org/10.1007/s11069-004-4809-3>
- Lario, J., Zazo, C., Goy, J. L. (2016). Tectonic and morphosedimentary features of the 2010 Chile earthquake and tsunami in the Arauco Gulf and Mataquito River (Central Chile). *Geomorphology*, 267, 16-24. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.05.019>
- Lario, J., Spencer, C., Bardaji, T., Marchante, A., Garduño-monroy, V. H., Macias, J., Ortega, S. (2020). An extreme wave event in eastern Yucatán, Mexico: Evidence of a palaeotsunami event during the Mayan times. *Sedimentology*, 67(3), 1481-1504. <https://doi.org/10.1111/sed.12662>
- Lario, J., Spencer, C., Bardaji, T. (2023). Presence of boulders associated with an extreme wave event in the western Mediterranean (Cape Cope, Murcia, Spain): possible evidence of a tsunami. *Journal of Iberian Geology*, 49(2), 115-132. <https://doi.org/10.1007/s41513-023-00208-8>
- León, T., Vargas, G., Salazar, D., Goff, J., Guendon, J.L., Andrade, P., Alvarez, G. (2019). Geoarchaeological records of large Holocene tsunamis along the hyperarid coastal Atacama Desert in the major northern Chile seismic gap. *Quaternary Science Reviews*, 220, 335-358. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.07.038>
- León, T., Lau, A. A., Easton, G., Goff, J. (2023). A comprehensive review of tsunami and palaeotsunami research in Chile. *Earth-Science Reviews*, 236, 104273. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104273>
- Maouche, S., Morhange, C., Meghraoui, M. (2009). Large boulder accumulation on the Algerian coast evidence tsunami events in the western Mediterranean. *Marine Geology*, 262(1-4), 96-104. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.03.013>
- McAdoo, B., Fritz, H., Jackson, K., Kalligeris, N., Krueger, J., Bonte-Graptent, M., Moore, A., Rafia, W., Billy, D., Tiano, B. (2008). Solomon Islands Tsunami, One Year Later. *EOS*, 89(18), 169-176. <https://doi.org/10.1029/2008EO180001>

- Morton, R. A., Gelfenbaum, G., Buckley, M.L., Richmond, B.M. (2011). Geological effects and implications of the 2010 tsunami along the central coast of Chile. *Sedimentary Geology*, 242(1), 34-51. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.09.004>
- Murty, T.S. (1977) *Seismic Sea Waves, Tsunamis*. Department of Fisheries and the Environment, Fisheries and Marine Service, Ottawa, Canada, 337 pp.
- Nandasena, N.A.K., Paris, R., Tanaka, N. (2011). Re-assessment of hydrodynamic equations: Minimum flow velocity to initiate boulder transport by high energy events (storms, tsunamis). *Marine Geology*, 281(1-4), 70-84. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.02.005>
- Nentwig, V., Tsukamoto, S., Frechen, M., Bahlburg, H. (2015). Reconstructing the tsunami record in Tirúa, Central Chile beyond the historical record with quartz-based SAR-OSL. *Quaternary Geochronology*, 30(B), 299-305. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.05.020>
- Nott, J. (2003). Waves, coastal boulder deposits and the importance of the pre-transport setting. *Earth and Planetary Science Letters*, 210(1-2), 269-276. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00104-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00104-3)
- Oetjen, J., Engel, M., Pudasaini, S. P., Schuettrumpf, H. (2020). Significance of boulder shape, shoreline configuration and pre-transport setting for the transport of boulders by tsunamis. *Earth surface processes and landforms*, 45(9), 2118-2133. <https://doi.org/10.1002/esp.4870>
- Okal, E. A., Borrero, J. C., Synolakis, C.E. (2006). Evaluation of tsunami risk from regional earthquakes at Pisco, Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(5), 1634-1648. <https://doi.org/10.1785/0120050158>
- Paris, R., Fournier, J., Poizot, E., Etienne, S., Morin, J., Lavigne, F., Wassmer, P. (2010). Boulder and fine sediment transport and deposition by the 2004 tsunami in Lhok Nga (western Banda Aceh, Sumatra, Indonesia): a coupled offshore-onshore model. *Marine Geology*, 268(1-4), 43-54. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.10.011>
- Paskoff, R. (1991). Likely occurrence of a mega-tsunami in the middle Pleistocene near Coquimbo, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 18, 87-91.
- Pignatelli, C., Sansò, P., Mastronuzzi, G. (2009). Evaluation of tsunami flooding using geomorphologic evidence. *Marine Geology*, 260, 6-18. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.01.002>
- Rojo, M. (1985). Un aporte al conocimiento del Terciario marino: Formación Bahía Inglesa. *Congreso Geológico Chileno*, No. 4, Actas, 1, 514-533.
- Salazar, D., Easton, G., Goff, J., Guendon, J.L., González-Alfaro, J., Andrade, P., Villagrán, X., Fuentes, M., León, T., Abad, M., Izquierdo, T., Power, X., Sitzia, L., Álvarez, G., Villalobos, A., Olguín, L., Yrarrázaval, S., González, G., Flores, c., Borie, c., Castro, V., Campos, J. (2022). Did a 3800-year-old M<sub>w</sub> 9.5 earthquake trigger major social disruption in the Atacama Desert?. *Science advances*, 8(14), eabm2996. <https://doi.org/10.1126/sciadv.abm2996>
- Scicchitano, G., Monaco, C., Tortorici, L. (2007). Large boulder deposits by tsunami waves along the Ionian coast of south-eastern Sicily (Italy). *Marine Geology*, 238(1-4), 75-91. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.12.005>
- Scicchitano, G., Pignatelli, C., Spampinato, C. R., Piscitelli, A., Milella, M., Monaco, C., Mastronuzzi, G. (2012). Terrestrial laser scanner techniques in the assessment of tsunami impact on the Maddalena peninsula (south-eastern Sicily, Italy). *Earth, Planets and Space*, 64, 889-903. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.11.009>
- Silgado, E. (1978). Recurrence of tsunamis in the western coast of South America. *Marine Geodesy*, 1(4), 347-354. <https://doi.org/10.1080/01490417809387980>
- Soloviev, S.L., Go, C.N. (1975). *A Catalogue of Tsunamis on the Eastern Shore of the Pacific Ocean*. Nauka Publishing House, Moscow, 285 p.
- Spiske, M., Piepenbreier, J., Benavente, C., Kunz, A., Bahlburg, H., Steffahn, J. (2013a). Historical tsunami deposits in Peru - sedimentology, inverse modeling and optically stimulated luminescence dating. *Quaternary International*, 305, 31-44. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.02.010>
- Spiske, M., Piepenbreier, J., Benavente, C., Bahlburg, H. (2013b). Preservation potential of tsunami deposits on arid siliciclastic coasts. *Earth-Science Reviews*, 126, 58-73. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.07.009>
- Spiske, M., Bahlburg, H. (2011). A quasi-experimental setting of coarse clast transport by the 2010 Chile tsunami (Bucalemu, Central Chile). *Marine Geology*, 289(1-4), 72-85. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.09.007>
- Switzer, A.D., Burston, J.M. (2010). Competing mechanisms for boulder deposition on the

- southeast Australian coast. *Geomorphology*, 114(1-2), 42-54. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.02.009>
- Vigny, C., Rudloff A., Ruegg, J.C., Madariaga, R., Campos, J., Álvarez, M. (2009). Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1-2), 86-95. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.02.013>
- Vigny, C., Klein, E., Ojeda, J. (2024). In search for the lost truth about the 1922 & 1918 Atacama earthquakes in Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 143, 104983. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2024.104983>
- 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>
- Winckler, P., Contreras-López, M., Campos-Caba, R., Beyá, J.F., Molina, M. (2017). El temporal del 8 de agosto de 2015 en las regiones de Valparaíso y Coquimbo, Chile Central. *Latin American Journal of Aquatic Research*, 45(4), 622-648. <http://dx.doi.org/10.3856/vol45-issue4-fulltext-1>

*Recibido el 10 de octubre de 2025*

*Aceptado el 22 de mayo de 2026*

