

Reconocimiento y caracterización de la facies sedimentaria depositada por el tsunami de 1960 en el estuario Maullín, Chile

Marco Cisternas

Centro EULA-Chile, Universidad de Concepción, Casilla 160-C, Concepción, Chile
mcisterv@udec.cl

Ingrid Contreras

Alberto Araneda

RESUMEN

El tsunami generado por el sismo del 22 de Mayo de 1960 se propagó aguas arriba del estuario del río Maullín. De acuerdo a testigos oculares, este evento depositó una extensa capa de arena en las marismas. Con el objetivo de reconocer si la lámina de arena tsunámica forma parte de la estratigrafía del estuario, se realizó un estudio sedimentológico de una marisma ubicada frente a Maullín. Se reconoció el estrato tsunámico entre la marisma de 1960 y los depósitos actuales del estuario. Considerando las características granulométricas del depósito psamítico y la inclinación de la vegetación sepultada, se infiere que las arenas provienen de las dunas aledañas y/o de los bancos arenosos de la desembocadura del estuario. El comportamiento espacial de los parámetros granulométricos indica que la marisma frenó el avance de las olas, fenómeno que se habría incrementado por la presencia de vegetación. Se destaca la importancia de las marismas en la mitigación del impacto del tsunami.

Palabras claves: Tsunami de 1960, Sedimentación tsunámica, Análisis granulométrico, Marisma, Chile.

ABSTRACT

Recognition and characterisation of the sedimentary facies deposited by the 1960 tsunami in the Maullín estuary, Chile. The tsunami triggered by the earthquake of May 22, 1960, flowed violently into the Maullín River estuary. According to eyewitnesses, the tsunami deposited a widespread sand layer throughout the estuarine marshes. The aim of this study was to determine whether the sand sheet was incorporated into the estuarine stratigraphy. A sedimentological analysis of the sand, located on a saltmarsh opposite Maullín, was carried out. The sand layer was found between the 1960 saltmarsh and the present soil. Considering the sand sheet grain size characteristics and tilt of the buried vegetation, it is probable that the sand was transported from the neighboring dunes and/or sandbars located in the estuary mouth. The spatial distribution of granulometric parameters shows that the marsh vegetation reduced the wave transport capacity during seawater run-up. This illustrates the importance of estuarine marshes in diminishing the impact of tsunamis.

Key words: 1960 Tsunami, Tsunami sedimentation, Grain-size analysis, Estuarine marsh, Chile.

INTRODUCCION

A las 15:10 h del 22 de mayo de 1960, el terremoto de mayor magnitud nunca antes registrado instrumentalmente (Mw 9,5) azotó el sur de Chile, y liberó su mayor energía en el territorio comprendido entre Concepción y Chiloé (Veyl, 1960).

Este sismo provocó un tsunami que arrasó pueblos y ciudades costeras ya destruidas por el terremoto, desplazándose, posteriormente, por el Pacífico hasta las Islas Hawaii y las costas de Sanryku y Hokaido en Japón (Iwasaki y Horikawa, 1960; Eaton *et al.*, 1961). En Chile, el período de las ondas generadas fue de 12-15 min, y se formaron grupos de tres olas, lo que trajo como consecuencia la destrucción de pueblos costeros como Puerto Saavedra, Toltén, Queule, Corral, Bahía Mansa, Ancud y Maullín (Veyl, 1961).

El tsunami alcanzó la costa del poblado de Maullín (41°37'S; 73°36'W), aproximadamente 20 min después del sismo principal. Se produjo un recogimiento de aguas seguido por ocho ondas, de las cuales la segunda y la cuarta fueron las más altas, con una altura estimada de 14 m. La corriente generada por el fenómeno se propagó, con gran energía, aguas arriba del estuario del río Maullín (Sievers *et al.*, 1963). Testigos oculares del tsunami

afirman que la ola depositó una capa de arena, de algunos centímetros de espesor, sobre los terrenos bajos (*i.e.*, planicies de fango, marismas y humedales), siendo aquel estrato posteriormente sepultado por la sedimentación del estuario (Atwater *et al.*, 1992; Atwater *et al.*, 1999).

Si se considera que los sedimentos de un depósito tsunámico cuentan con características distintivas, debido a que el tsunami es un mecanismo de transporte extremadamente energético y de corta duración (Dawson, 1994), es probable que en los sectores inundados por el evento de 1960 se pueda encontrar un estrato claramente diferenciable del resto de la sedimentación típica de un estuario.

Con el fin de reconocer si la capa de arena tsunámica, observada por testigos, ha pasado a formar parte de la estratigrafía de los sectores bajos del estuario, y de ser así, caracterizar sedimentológicamente el estrato, se realizó un estudio de la marisma localizada frente al poblado de Maullín.

Debido a la importancia que tienen en Chile los fenómenos tsunámicos, la información obtenida en la presente investigación es un aporte para la comprensión del comportamiento de los tsunamis al interior de los estuarios del sur del país.

MATERIALES Y METODOS

AREA DE ESTUDIO

La marisma estudiada se localiza en el cuadrante 41°37'S-73°35'W, entre los ríos Ballenar y Cariquilda, afluentes del río Maullín (Fig. 1). Se trata de un depósito estuarial colonizado por vegetación hidrofita (*e.g.*, *Spartina densiflora*, *Scirpus americanus* y *Juncus balticus*). Con posterioridad al terremoto de 1960, el proceso tectónico produjo la subsidencia de la marisma, presentando un descenso entre 1 y 2 m (Atwater *et al.*, 1992). De acuerdo a lo observado por testigos, el tsunami del 22 de mayo de 1960 arribó a la marisma proveniente desde el noroeste (Atwater *et al.*, 1999; Fig. 1).

PROCEDIMIENTOS DE TERRENO

En febrero de 1998, durante condiciones de bajamar, se realizó una campaña de muestreo abarcando el sector central y septentrional de la marisma. Mediante calicatas se procedió al reconocimiento del estrato de arena tsunámica informado por testigos. Posteriormente, utilizando un barreno, se obtuvieron 65 muestras sedimentológicas desde ese estrato (Fig. 1). La grilla de muestreo fue georreferenciada y cuadrículada con la ayuda de un DGPS y teodolito.

PROCEDIMIENTOS DE LABORATORIO

Mediante un tamizado en húmedo con mallas estándar de -1 y 4 phi de abertura se obtuvo la división de las muestras en sus principales componentes texturales (Folk, 1980). La arena se analizó granulométricamente mediante un tubo de decan-

tación digitalizado, y se calcularon las frecuencias porcentuales de los diámetros hidráulicos equivalentes a intervalos de 0,25 phi (Emery, 1938; Gibbs *et al.*, 1971; Rigler *et al.*, 1981).

TRATAMIENTO DE LOS DATOS

El diámetro medio (tamaño medio) y los parámetros de dispersión (selección y asimetría) de la arena se calcularon por el método de momentos (Seward-Thompson y Hails, 1973) con el 'software' SW, desarrollado en el Laboratorio de Sedimentología del Instituto de Geociencias de la Universidad Austral de Chile. Los datos son representados en la escala logarítmica phi (ϕ) con el propósito de realizar la descripción del sedimento mediante numeración entera.

De acuerdo al tamaño medio de la distribución, las muestras se clasificaron texturalmente (Wentworth, 1922). Utilizando las frecuencias porcentuales, se construyeron 65 curvas en papel probabilístico con el objetivo de identificar los principales mecanismos de transporte del sedimento según Visser (1969).

Finalmente, con los datos obtenidos, se procedió a la construcción de mapas de facies sedimentológicas mediante la utilización del 'software' Surfer, interpolando la información faltante entre estaciones de muestreo con la modalidad Kriging.

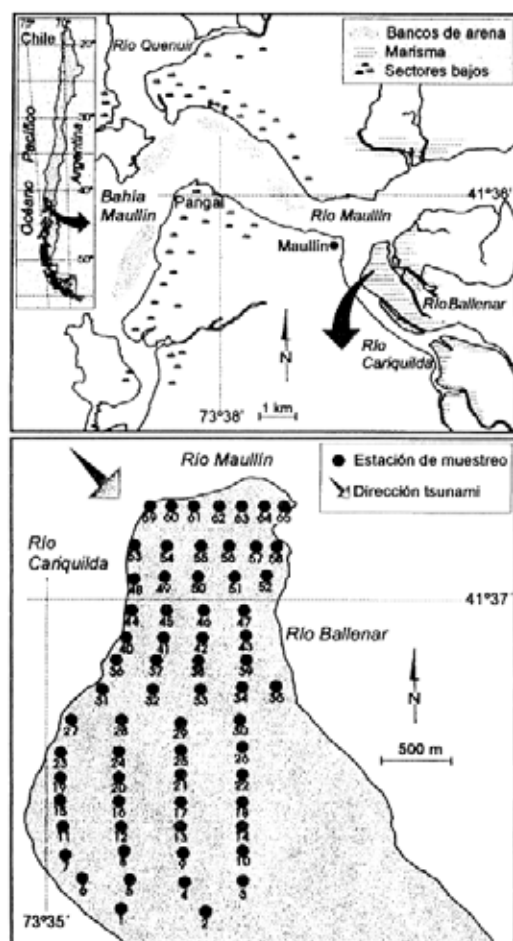


FIG. 1. Área de estudio, dirección de propagación del tsunami de acuerdo a testigos oculares y localización de las estaciones de muestreo.

RESULTADOS

RECONOCIMIENTO DEL ESTRATO TSUNAMICO

En las cuatro calicatas realizadas sobre la marisma se reconoció, claramente, la presencia de un estrato sedimentario arenoso puro, sin presen-

cia de fango ni grava, discordante con los estratos sub y suprayacente (Fig. 2C).

El estrato inferior está compuesto por sedimentos finos (fango), ricos en restos orgánicos, con características de turba (Fig. 2C). Su límite superior

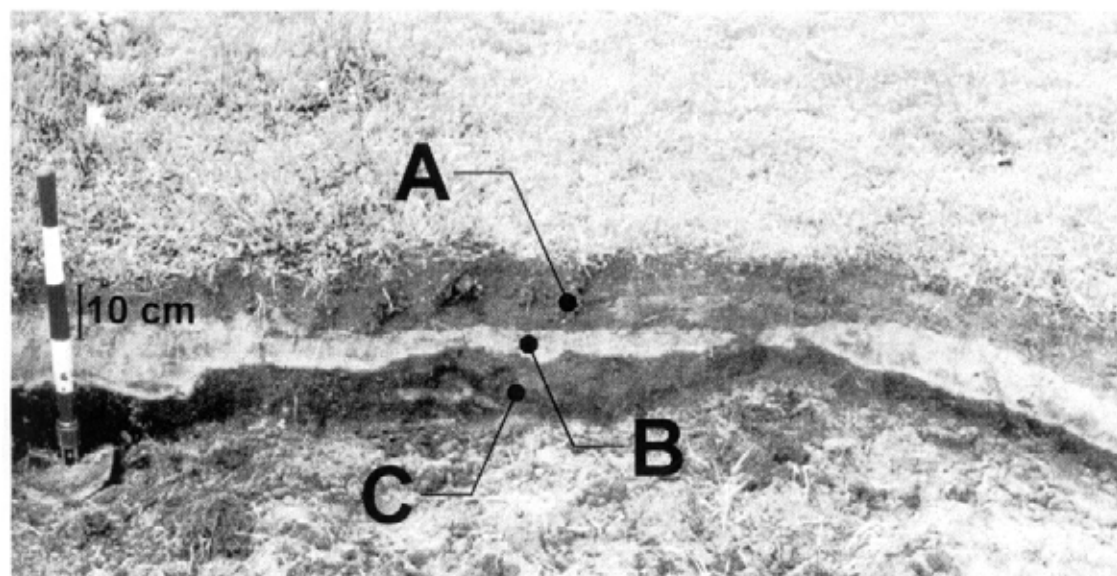


FIG. 2. Estrato tsunámico (B), discordante con los estratos subyacentes (C) y suprayacente (A), reconocido en la marisma estudiada.

presenta diversidad de estructuras (i.e., pisadas de vacunos), que junto a gran cantidad de rizomas y restos de vegetación en posición de crecimiento, permiten inferir que se trata de la superficie de la marisma anterior a 1960.

El estrato B, compuesto de arenas cuarcíferas finas, relativamente bien seleccionadas y sin restos orgánicos, presenta un espesor variable entre 3 y 10 cm. La discordancia existente entre B y C junto a la aparente falta de gradación granulométrica vertical, observada en terreno, hacen suponer la existencia de un proceso sedimentario de corta duración, pero de alta energía. La presencia de las arenas, en medio de una estratigrafía claramente estuarina, respondería necesariamente a una enérgica inundación, capaz de transportar sedimentos arenosos hacia el interior del estuario. Una primera aproximación a la dirección del transporte y origen de las arenas la entrega la inclinación de la vegetación, en posición de crecimiento, observada en el estrato inferior. En las cuatro calicatas realizadas se reconoció una inclinación y orientación de los tallos hacia el sureste. De este modo, se puede inferir que el flujo que transportó las arenas provenía desde el sector costero y no desde aguas arriba del estuario, por lo que el proceso no respondería a una inundación fluvial. Sobre la base de todo lo anterior, y considerando, además, las observacio-

nes de los testigos oculares, es posible deducir que se trata del estrato dejado por el tsunami de 1960.

El estrato suprayacente a la capa de arena (A), también, presenta un contacto nitidamente discordante con B, sin estructuras notorias. Se trata de fangos con abundante presencia de restos orgánicos. Debido a la discordancia inferior y a la similitud textural con C, es posible proponer que A es producto de la sedimentación del estuario ulterior al evento tsunámico. Con posterioridad a la subsidencia de la marisma (Atwater *et al.*, 1992), el estrato arenoso habría sido cubierto por la sedimentación de materiales finos característicos de las marismas.

FACIES GRANULOMETRICAS DEL ESTRATO B

De acuerdo al análisis granulométrico horizontal, el estrato B está conformado, en promedio, por arena fina (2,73 ϕ ; Wentworth, 1922), bien seleccionada (0,34 ϕ), y con características asimétricas positivas (0,60; Tabla 1).

La distribución espacial del tamaño medio de la arena (Fig. 3) muestra una disminución de los índices desde el noroeste hacia el sureste, en el sentido de la probable dirección del tsunami. Esta gradación permite reconocer tres grandes zonas: i- una banda con la arena relativamente más gruesa

TABLA 1. PARAMETROS GRANULOMETRICOS DE LAS 65 MUESTRAS OBTENIDAS EN EL ESTRATO B.

Estación	Tamaño medio (ϕ)	Selección (ϕ)	Asimetría	Estación	Tamaño medio (ϕ)	Selección (ϕ)	Asimetría
1	2,36	0,50	0,48	34	2,69	0,32	0,60
2	2,95	0,38	0,68	35	2,73	0,34	0,69
3	2,77	0,32	1,06	36	2,59	0,36	0,65
4	2,85	0,43	0,58	37	2,73	0,35	0,44
5	2,76	0,38	0,86	38	2,69	0,33	0,65
6	2,69	0,34	0,65	39	2,67	0,37	0,52
7	2,51	0,40	0,57	40	2,69	0,34	0,60
8	2,73	0,36	0,64	41	2,53	0,38	0,80
9	2,92	0,32	0,83	42	2,71	0,31	0,66
10	2,98	0,32	0,87	43	2,74	0,34	0,36
11	2,80	0,36	0,49	44	2,69	0,33	0,56
12	2,79	0,34	0,52	45	2,75	0,31	0,47
13	2,74	0,34	0,70	46	2,61	0,34	0,60
14	2,86	0,29	1,01	47	2,72	0,33	0,64
15	2,63	0,41	0,26	48	2,63	0,35	0,55
16	2,88	0,34	0,72	49	2,67	0,33	0,52
17	2,77	0,30	0,74	50	2,69	0,35	0,57
18	2,78	0,30	0,73	51	2,66	0,34	0,61
19	2,85	0,34	0,70	52	2,65	0,33	0,50
20	2,66	0,35	0,74	53	2,72	0,32	0,63
21	2,77	0,35	0,70	54	2,68	0,37	0,50
22	2,86	0,33	0,80	55	2,74	0,32	0,44
23	2,69	0,37	0,42	56	2,65	0,33	0,46
24	2,75	0,38	0,34	57	2,69	0,31	0,33
25	2,69	0,36	0,41	58	2,75	0,30	0,65
26	2,75	0,32	0,64	59	2,71	0,32	0,57
27	2,68	0,33	0,30	60	2,88	0,32	0,50
28	2,71	0,33	0,49	61	2,69	0,35	0,33
29	2,73	0,29	0,75	62	2,59	0,36	0,66
30	2,73	0,36	0,38	63	2,61	0,34	0,59
31	2,82	0,33	0,94	64	2,62	0,34	0,71
32	2,70	0,31	0,67	65	2,65	0,38	0,41
33	2,67	0,31	0,51				

arena media (ca. 2,7-2,8 ϕ) en el centro y iii- la arena más fina (ca. 2,8-3,0 ϕ) en el extremo sur. En cada zona es posible distinguir una serie de sectores aislados que podrían ser el resultado de la sedimentación diferencial, generada por las irregularidades de la microtopografía de la marisma.

El comportamiento del grado de selección de las arenas (Fig. 3), es homogéneo a través de toda la marisma. En cuanto a superficie, predominan, mayoritariamente, los sedimentos con una selección comprendida entre 0,31 y 0,37 ϕ . Se aprecian dos importantes sectores de selección, relativamente mala, al suroeste de la marisma. En el área central se reconocen dos pequeños núcleos de buena selección.

El grado de asimetría de la arena (Fig. 3) pre-

senta un patrón similar al del tamaño medio. Hacia el sureste, la asimetría es más positiva, es decir, la arena tiende a contener un exceso de partículas más finas respecto a la distribución normal. En términos generales, el depósito B puede ser dividido en dos grandes zonas: i- el sector central y septentrional con asimetría comprendida entre 0,2 y 0,7 y ii- el sector sureste con la tendencia más positiva, mayor que 0,7.

MECANISMOS DE TRANSPORTE

Al aplicar el método propuesto por Visher (1969), se infirieron los mecanismos de transporte involucrados en el proceso sedimentario del estrato B (i.e., tracción, saltación, suspensión). Esta metodo-

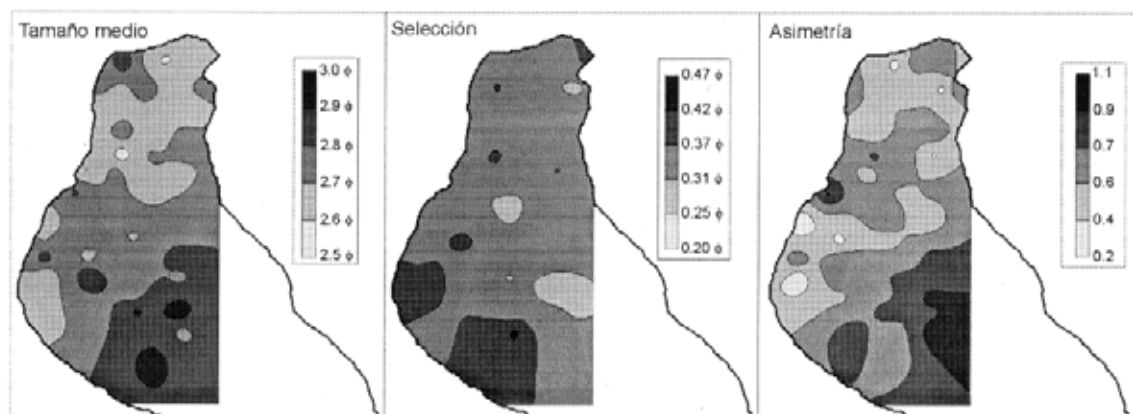


FIG. 3. Distribución espacial de las facies granulométricas del estrato tsunámico (B): tamaño medio, selección y asimetría.

logía permitió obtener los porcentajes de participación, respecto al total de la distribución de cada mecanismo. La figura 4 presenta tres ejemplos extremos de curvas acumulativas obtenidas.

En la figura 5 se observa el comportamiento espacial de las poblaciones transportadas mediante tracción. Existe una tendencia al aumento de los porcentajes de tracción en sentido oeste-este. La costa occidental presenta los menores porcentajes (0,0-33,3%), mientras que los mayores (66,6-99,9%) los exhibe la costa este. Una banda con porcentajes intermedios (33,3-66,6%), con orientación norte-sur, termina abarcando la totalidad del extremo sur de la marisma.

Respecto a la distribución de las fracciones transportadas por saltación (Fig. 5), debido a la

complementariedad aritmética entre tracción y saltación, se observa una gradación inversa a la generada por el mecanismo de tracción. Los mayores porcentajes están asociados a la costa occidental de la marisma, en cambio la menor proporción de sedimentos transportados por saltación se localizan en la costa este.

A diferencia de los dos anteriores mecanismos de transporte, la suspensión, con porcentajes inferiores a 6%, no presenta la gradación oeste-este. Por el contrario, es posible reconocer una tendencia de aumento de los porcentajes desde el norte hacia el sur. El sector centro-norte de la marisma exhibe, homogéneamente, los menores índices de transporte por suspensión.

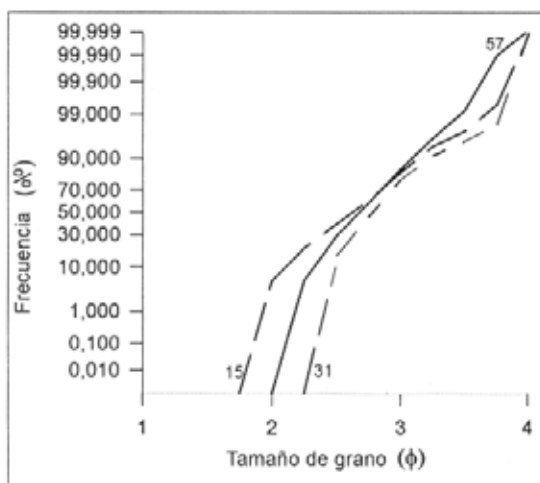


FIG. 4. Tres ejemplos extremos de curvas acumulativas del sedimento del estrato B. Los números indican las estaciones de muestreo.

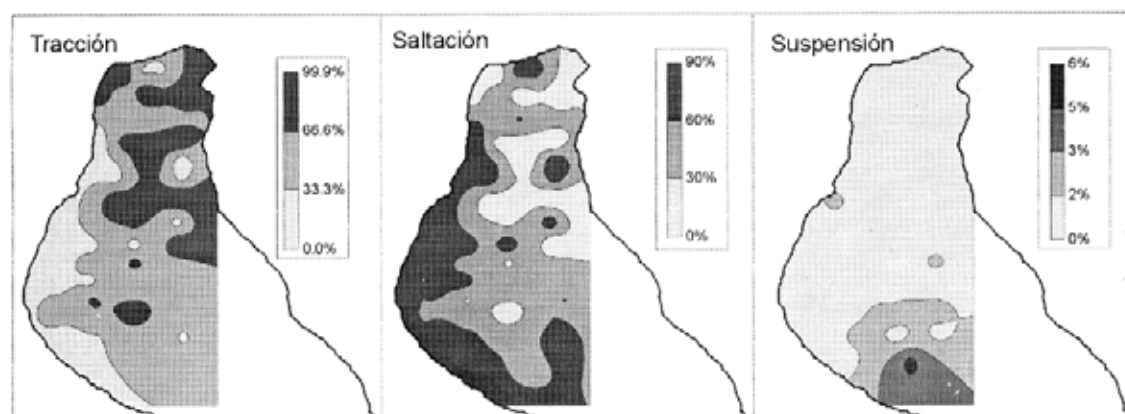


FIG. 5. Distribución espacial de los mecanismos involucrados en el transporte de los sedimentos del estrato B.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Estudios geológicos, realizados en los Estados Unidos (Atwater, 1987; Atwater y Moore, 1992), Canadá (Clague y Bobrowsky, 1994), Inglaterra (Long *et al.*, 1989), Japón (Minoura y Nakaya, 1991; Minoura *et al.*, 1994), Rusia (Minoura *et al.*, 1996); Noruega (Bondevik *et al.*, 1997); Indonesia (Minoura *et al.*, 1997) y Portugal (Dawson *et al.*, 1995) han demostrado que los grandes tsunamis son capaces de transportar importantes cantidades de sedimentos hacia el continente, depositando, a escala regional, extensas capas de arena. En Chile, Watanabe y Karzulovic (1960) y Wright y Mella (1963), informaron que el tsunami de 1960 depositó estratos arenosos, de espesor variable, en diversos sectores del sur de Chile. Posteriores estudios geológicos realizados en Chiloé (Bartsch-Winkler y Schmoll, 1993), también, han detectado la existencia de las capas de arena depositadas en 1960. En Maullín, testigos oculares sobrevivientes del tsunami informaron que la mayor parte de los sectores bajos del estuario fueron cubiertos por una homogénea capa de arena. Sobre la base de los antecedentes expuestos en la presente investigación, es posible afirmar que el estrato B concuerda con las características del depósito generado por el tsunami de 1960.

Si se considera que el proceso sedimentario tsunámico está determinado, en gran medida, por los aportes de sedimentos costeros (Dawson, 1994), las características granulométricas de la capa de

arena de la marisma de Maullín, que no concuerdan con las de un ambiente estuarino (Minoura *et al.*, 1996), junto a la inclinación de los restos vegetales, hacen sugerir que los sedimentos provendrían desde el sector dunario costero de Punta Pangal y/o desde los bancos arenosos de la boca del estuario, descritos con anterioridad a 1960 (Sievers *et al.*, 1963; Fig. 1).

Respecto al comportamiento espacial del depósito, la disminución del tamaño medio de la arena hacia el sureste puede ser interpretada como producto de la disminución paulatina de la energía de la ola hacia el interior del continente, depositando, gradualmente, desde sedimentos más gruesos a más finos. Una situación similar explicaría el aumento del grado de asimetría positiva, excesos de poblaciones finas, hacia el sureste de la marisma. Desde este punto de vista, es posible sugerir que la presencia de la marisma significó un grado de fricción para la ola, disminuyendo su velocidad.

La gran homogeneidad espacial de la arena, deducida a través del grado de selección, resultaría de las arenas que provienen desde un depósito previamente trabajado (*i.e.*, sedimentación secundaria) por el oleaje o por el viento (*e.g.*, dunas costeras de Pangal o bancos arenosos de la desembocadura).

La teoría de la disminución energética del tsunami por la presencia de la marisma se vería respaldada por el comportamiento espacial de los mecanismos de transporte. El aumento porcentual de las

fracciones transportadas por tracción hacia el este, indica una disminución energética en esa dirección, pues si se considera que las arenas son homogéneas, el aumento de poblaciones que son transportadas por tracción implica, necesariamente, la disminución del cinetismo. En este sentido, también, apunta el aumento de fracciones depositadas por suspensión hacia el sur, pues los sedimentos finos suspendidos requieren una gran disminución de energía para poder sedimentar.

La velocidad del flujo tsunámico depende, en gran medida, del grado de rugosidad del sustrato (Minoura *et al.*, 1996). En este sentido, la vegetación puede ser considerada como el más importante factor que controla la rugosidad de la superficie, frenando el desplazamiento del fluido. De este modo, la presencia de tallos, en posición de crecimiento e inclinados, de *Spartina densiflora*, *Scirpus americanus* y *Juncus balticus* en C, hacen suponer que la vegetación de la marisma debió generar pérdida de energía cinética de las olas,

produciéndose la gradación granulométrica reconocida.

Tradicionalmente, se ha supuesto que el depósito tsunámico es un indicador del área mínima de inundación (Dawson, 1994). sin embargo, si se consideran los presentes resultados, asumiendo un proceso de frenado de la ola por parte de la marisma, la zona realmente inundada, especialmente en los cauces de los ríos (e.g., Cariquilda y Balleñar), debió ser mayor, pues en ellos la velocidad de la ola no se vería afectada por la fricción de la marisma.

Finalmente, se concluye el importante rol que desempeñan las marismas al interior de los estuarios en la disipación de energía de las olas tsunámicas. En este sentido, sería altamente conveniente mantener y fomentar la cobertura vegetal de los sistemas marismáticos, como un elemento de mitigación frente a futuros tsunamis en los estuarios del sur de Chile.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento al Dr. B. Atwater (U.S. Geological Survey/University of Washington). Al Dr. F. Ríos y a M. Cisternas Jr., por su colaboración en el trabajo de campo. A los

Dres. M. Pino (Universidad Austral) y J. Le Roux (Universidad de Chile), por sus atinentes comentarios y revisiones.

REFERENCIAS

- Atwater, B.F. 1987. Evidence for great Holocene earthquakes along the outer coast of Washington State. *Science*, Vol. 236, p. 942-944.
- Atwater, B.F.; Jiménez, N.H.; Vita-Finzi, C. 1992. Net late Holocene emergence despite earthquake-induced submergence, south-central Chile. *Quaternary International*, Vol. 15-16, p. 77-85.
- Atwater, B.F.; Moore, A.L. 1992. A tsunami about 1000 years ago in Puget Sound, Washington. *Science*, Vol. 258, p. 1614-1617.
- Atwater, B.F.; Cisternas, M.; Bourgeois, J.; Dudley, W.C.; Hendley, J.W.; Stauffer, P.H. 1999. Surviving a tsunami: Lessons from Chile, Hawaii, and Japan. *U.S. Geological Survey, Circular 1187*, 19 p.
- Bartsch-Winkler, S.; Schmoll, H.R. 1993. Evidence for Late Holocene relative sea-level fall from reconnaissance stratigraphical studies in an area of earthquake-subsided intertidal deposits, Isla Chiloé, southern Chile. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, Vol. 20, p. 91-109.
- Bondevik, S.; Svendsen, J.I.; Mangerud, J. 1997. Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway. *Sedimentology*, Vol. 44, p. 1115-1131.
- Clague, J.J.; Bobrowsky, P.T. 1994. Evidence for a large earthquake and tsunami 100-400 years ago on western Vancouver Island, British Columbia. *Quaternary Research*, Vol. 41, p. 176-184.
- Dawson, A.G. 1994. Geomorphological effects of tsunami run-up and backwash. *Geomorphology*, Vol. 10, p. 83-94.
- Dawson, A.G.; Hindson, R.; Andrade, C.; Freitas, C.; Parish, R.; Bateman, M. 1995. Tsunami sedimentation associated with the Lisbon earthquake of 1 November

- AD 1755: Boca do Rio, Algarve, Portugal. *The Holocene*, Vol. 5, No. 2, p. 209-215.
- Eaton, J.P.; Richter, D.H.; Ault, W.U. 1961. The tsunami of May 23, 1960, on the Island of Hawaii. *Seismological Society of America, Bulletin*, Vol. 51, No. 2, p. 135-157.
- Emery, K. 1938. Rapid method of mechanical analysis of sand. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 8, p. 105-111.
- Folk, R. 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. *Hemphill Publishing Co.*, 184 p. Austin.
- Gibbs, R.; Matthews, M.; Link, D. 1971. The relationship between sphere size and settling velocity. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 41, p. 7-18.
- Iwasaki, T.; Horikawa, K. 1960. Tsunami caused by Chile earthquake in May, 1960 and outline of disasters in northeastern coasts of Japan. *Coastal Engineering in Japan*, Vol. 3, p. 33-52.
- Long, D.; Smith, D.E.; Dawson, A.G. 1989. A Holocene tsunami deposit in eastern Scotland. *Journal of Quaternary Science*, Vol. 4, p. 61-66.
- Minoura, K.; Nakaya, S. 1991. Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from northeast Japan. *Journal of Geology*, Vol. 99, p. 265-287.
- Minoura, K.; Nakaya, S.; Uchida, M. 1994. Tsunami deposits in a lacustrine sequence of the Sanriku coast, northeast Japan. *Sedimentary Geology*, Vol. 89, p. 25-31.
- Minoura, K.; Gusiakov, V.G.; Kurbatov, A.; Takeuti, S.; Svendsen, J.I.; Bondevik, S.; Oda, T. 1996. Tsunami sedimentation associated with the 1923 Kamchatka earthquake. *Sedimentary Geology*, Vol. 106, p. 145-154.
- Minoura, K.; Imamura, F.; Takahashi, T.; Shuto, N. 1997. Sequence of sedimentation processes caused by the 1992 Flores tsunami: Evidence from Babi Island. *Geology*, Vol. 25, No. 6, p. 523-526.
- Rigler, J.K.; Collins, M.B.; Williams, S.J. 1981. A high precision, digital-recording sedimentation tower for sand. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 51, p. 642-644.
- Seward-Thompson, B.L.; Hails, J.R. 1973. An appraisal of the computation of statistical parameters in grain size analysis. *Sedimentology*, Vol. 20, p. 161-169.
- Sievers, H.; Villegas, G.; Barros, G. 1963. The seismic sea wave of 22 May 1960 along the Chilean Coast. *Seismological Society of America, Bulletin*, Vol. 53, p. 1125-1190.
- Veyl, C. 1960. Los fenómenos volcánicos y sísmicos de fines de mayo de 1960 en el sur de Chile. *Universidad de Concepción, Departamento de Geología y Minerología*, 42 p. Concepción.
- Veyl, C. 1961. Los sismos y las erupciones de mayo de 1960 en el sur de Chile. *Sociedad Chilena de Química, Boletín*, Vol. 11, No. 1-2, p. 20-32.
- Visher, G.S. 1969. Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 39, No. 3, p. 1074-1106.
- Watanabe, T.; Karzulovic, J. 1960. Los movimientos sísmicos del mes de mayo de 1960 en Chile. *Universidad de Chile, Anales*, Vol. 17, p. 43-87.
- Wentworth, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, Vol. 30, p. 377-392.
- Wright, C.; Mella, A. 1963. Modifications to the soil pattern of south central Chile resulting from seismic and associated phenomena during the period May to August 1960. *Seismological Society of America, Bulletin*, Vol. 53, p. 1367-1402.