



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

VARIABILIDAD CLIMÁTICA EN LA COSTA SEMIÁRIDA DE CHILE (30°-32°S)
DURANTE LOS ÚLTIMOS 13.000 AÑOS

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTORA EN
CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGÍA

CRISTINA CLAUDIA ANDREA ORTEGA CAURAPAN

PROFESOR GUÍA:
GABRIEL VARGAS EASTON

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
JACOBUS LE ROUX
MAISA ROJAS CORRADI
JOSÉ RUTLLANT COSTA

SANTIAGO DE CHILE
2014

RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL
GRADO DE: Doctora en Ciencias, mención Geología
POR: Cristina Claudia Andrea Ortega Caurapan
FECHA: 24/10/2014
PROFESOR GUÍA: Gabriel Vargas Easton

VARIABILIDAD CLIMÁTICA EN LA COSTA SEMIARIDA DE CHILE (30°-32°S) DURANTE LOS ÚLTIMOS 13.000 AÑOS

La costa semiárida de Chile, localizada al sur del desierto hiperárido de Atacama, es una región altamente sensible a los cambios climáticos, cuya disponibilidad de agua es limitada y fuertemente dependiente de los sistemas frontales conducidos por los Vientos del Oeste durante el invierno y la primavera austral. Estas incursiones se hacen más frecuentes e intensas durante las fases cálidas de El Niño Oscilación del Sur (ENSO: *El Niño–Southern Oscillation*), producto del debilitamiento del Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental y la mayor frecuencia y/o persistencia de anticiclones de bloqueo localizados al suroeste de Sudamérica producto del patrón de teleconexión trópico-extratropical Pacífico–América del Sur (PSA: *Pacific South America*) asociado a El Niño.

El objetivo de esta tesis doctoral fue determinar el rol del Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental y de ENSO y la variabilidad climática tipo ENSO en los cambios hidrológicos experimentados en la costa semiárida de Chile (30°-32°S) durante los últimos 13.000 años, a través del estudio de depósitos sedimentarios costeros, continentales y marinos, asociados a la escorrentía generada a partir de la ocurrencia de lluvias torrenciales. Estos depósitos conforman un registro paleohidrológico que refleja las variaciones del clima de la región durante el Pleistoceno terminal y el Holoceno. La determinación de las principales anomalías de la circulación atmosférica que condicionaron la ocurrencia de flujos detríticos en el pasado fue evaluado a partir del análisis meteorológico de eventos aluviales históricos ocurridos durante la segunda mitad del siglo XX y su relación con las fases de ENSO en la escala interanual y tipo ENSO en escalas temporales mayores.

El registro paleohidrológico permitió interpretar variaciones a escala milenial para el período comprendido entre el Pleistoceno terminal-Holoceno, basado en depósitos continentales de Los Vilos (31°50'S), y variaciones a escala centenal y multidecadal durante los siglos XIX y XX, basado en sedimentos marinos de las bahías de Tongoy y Guanaqueros (30°S).

Durante el Pleistoceno terminal y el Holoceno temprano (13.000-8.600 cal años AP) la costa semiárida de Chile estuvo sujeta a una intensa influencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur, determinando una aridez extrema, regional, mayor que en la actualidad, vientos intensificados y ausencia de lluvias torrenciales. Sin embargo, la influencia del anticiclón sumado a la baja temperatura de la corriente de Humboldt durante este período, habría favorecido la mayor frecuencia e intensidad de la neblina costera, sustentando una humedad incrementada localmente en contextos geomorfológicos específicos, tal como ocurre hoy en día bajo condiciones tipo La Niña. Durante el Holoceno medio (ca. 8.600-5.700 años cal AP) la influencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur en la costa semiárida de Chile habría disminuido en relación al Holoceno temprano, aún sustentando condiciones de aridez en la región. Sin embargo, escasas lluvias intensas y esporádicas generaron flujos aluviales probablemente asociadas al desarrollo del patrón PSA bajo condiciones neutras de ENSO.

A escala del Holoceno tardío, a comienzos del siglo XIX hubo un aumento secular de las lluvias torrenciales sobrepuesto a una tendencia general de aridificación, caracterizando el clima moderno hasta la actualidad. A partir de 1820 EC, lluvias intensas se desarrollaron más frecuentemente bajo condiciones El Niño a escala interanual, asociadas a un patrón de teleconexión PSA más frecuente y/o persistente, modulado por una mayor influencia de la variabilidad multi-decadal tipo ENSO.

Se concluye que la intensidad del Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental sobre la costa semiárida de Chile es el factor más importante para explicar la tendencia de desertificación de esta región, que continuará durante el presente siglo, determinando la mayor o menor ocurrencia de lluvias estacionales. Además, factores tales como la temperatura del océano costero y las condiciones ENSO y tipo ENSO han jugado un rol importante, condicionando la frecuencia e intensidad de la neblina costera y la ocurrencia de lluvias torrenciales en la región.

A mi familia

AGRADECIMIENTOS

Primero que nada, quisiera agradecer a Fernando, el amor de mi vida, mi compañero, mi apoyo, mi entereza, mi abrigo y mi paz. A mi hijo Pedro Nahuel, mi corazón, mis latidos, mi fuerza y mi alegría.

A mis padres y mis suegros, quienes son los mejores abuelos que alguien puede desear y siempre me ayudaron generosamente cuando lo necesité. A mi hermana quien me ha acompañado en esta ardua ruta y ha sido muchas veces un gran soporte. A mi abuelita mamita que siempre me acompaña. Y en general a toda la familia, sin ustedes, yo no estaría aquí.

Quisiera agradecer de manera muy especial a mi profesor guía Gabriel Vargas, que a estas alturas considero un amigo que me mostró el maravilloso camino de la ciencia y muchas veces de la vida. Muchas gracias por cada palabra de aliento que me diste cuando lo necesité.

Mi más sincero y cariñoso agradecimiento a Pepe Rutllant, quien tuvo una paciencia tremenda para atender mis dudas recurrentes respecto a los procesos atmosféricos, siempre con una sonrisa y un abrazo muy apretado.

Quisiera agradecer de corazón a Maisa Rojas, quién me ha abierto una ventana hacia el mundo de los modelos climáticos y la cuantificación, y porque confió en mí y me dio su apoyo en la recta final y empinada de este proceso.

Agradezco afectuosamente al profesor Jacobus Le Roux, todo su apoyo y confianza, y espero que podamos seguir trabajando juntos para develar los secretos que guardan Tongoy y Guanaqueros.

Quisiera agradecer a Luc, Abdel, Sandrine y Renato, por su ayuda y constructivos comentarios científicos para con este trabajo durante mi estadía en el laboratorio IRD en Paris. Así como también a Carina, Silvio, René, Práxedes, gracias por su visión, el debate, las conversaciones.

A Víctor Zapata del Hospital Clínico de la Universidad de Chile, quién contribuyó con las imágenes radiográficas y tomográficas de los testigos marinos.

A Alejandro Ávila, mucha gracias por tu gran ayuda en logística y terreno para la exitosa extracción de los testigos.

A la tripulación de la embarcación Stella Maris R/V: capitán Patricio González, Juan Carlos Flores, Freddy González y Francisco Loyola, quienes con su entusiasmo y pericia fueron parte importante de la operación de extracción de los testigos marinos. Se agradece también su amabilidad y la grata experiencia de navegar junto a ustedes.

A Lilian Núñez, Jaime Soto, Daniela y Cindy, quienes me ayudaron en el árduo trabajo de laboratorio. A mi amiga Zaida, las largas horas de trabajo en el laboratorio fueron mucho más lindas contigo.

A Pancho Hervé, Natsue Abe, y a la tripulación de la embarcación MIRAI R/V, quienes me dieron la oportunidad de vivir la fabulosa experiencia de cruzar el océano Pacífico del Sur.

Agradecer el apoyo y las palabras de aliento de los profesores del Departamento de Geología, en especial a Katja, Sofía, Sergio, Brian, Ángelo, César, Martín y Luis. A las personas maravillosas que trabajan o trabajaron en este lugar, y que me ayudaron en tantas cosas, uf!, y lo mejor es que siempre tuvieron una sonrisa o un cariño para mí: Maritza, Vero, María Rosa, Cristi, Álida, Carlos Gómez, Christian, Juan, Roberto, Carlos Alvarado, Blanca, Lily, William, Rosita, Jaime y Quilo.

A los arqueólogos Donald, César, Omar, Diego, Isabel y Renato, por darme la oportunidad de trabajar en temas y lugares tan fascinantes.

A tantos amigos que me han acompañado y ayudado de una u otra forma en este largo camino, y a quienes les deseo lo mejor: Caroly, Carmina, Mona, Mono, Juice, Chumi, Beto, Michel, Marión, Rulo, Carito, Miguel Trejo, Salvador, Miguel Ortiz, Viole, Felipe Tapia, María José, Karen, Kata, Feña, Pape, Javier, Lichi, Anneli, Paula, Rodrigo, Marisol. En especial, quisiera agradecer a Valentina y Pita, amigas muy especiales y colegas, con quienes hemos caminado juntas este sendero muchas veces pedregoso, pero entretenido y alucinante de la ciencia.

A mis compañeros de la sala de postgrado, que de ser un grupo pequeño en el subterráneo hoy en día se consolida como un grupo más grande y potente en la sala del segundo piso.

*(...) y allí comenzó el amargo tiempo
en que el bosque entreabierto
abrió la puerta al desierto y el desierto a la sequía
y la sequía a los días de chubascos tan inciertos.*

El hacha
Inti-Ilhimani

TABLA DE CONTENIDO

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Introducción general.....	1
1.2 Hipótesis y Objetivos.....	4
1.2.1 Hipótesis de Trabajo.....	4
1.2.2 Objetivos.....	4
1.3 Contexto geológico general de la costa semiárida de Chile	5
1.4 Geomorfología cuaternaria de la costa semiárida de Chile.....	11
1.5 Contexto y variabilidad climática actual de la costa subtropical de Chile	15
1.5.1 Circulación atmosférica y oceanográfica de gran escala.....	15
1.5.2 El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) y la Oscilación Decadal del Pacífico Sur (PDO).....	18
1.5.3 Efectos océano-climáticos locales a lo largo de la costa subtropical de Chile.....	23
1.6 Registros de cambios climáticos holocenos a lo largo de la costa de Pacífico Suroriental.....	29

CAPITULO II

SITIOS Y METODOLOGÍA.....	32
2.1 Sitios de estudio.....	32
2.1.1 Sitio Quebrada Santa Julia y alrededores, Los Vilos (31°50'S).....	33
2.1.2 Bahías de Tongoy y de Guanaqueros (30°S).....	34
2.2 Metodología: Quebrada Santa Julia y alrededores, Los Vilos.....	36
2.2.1 Análisis geomorfológico y estratigráfico.....	36

2.2.2 Modelo geocronológico.....	36
2.3 Metodología: Bahía de Tongoy y Guanaqueros	36
2.3.1 Extracción de testigos marinos.....	36
2.3.2 Análisis de tomográficas y radiografías.....	39
2.3.3 Submuestreo de testigos marinos.....	41
2.3.4 Geocronología.....	41
2.3.4.1 Método ^{210}Pb	42
2.3.4.2 Edades ^{210}Pb en Testigo TO04C6 (Bahía Tongoy, 30°S).....	43
2.3.4.3 Método ^{14}C	44
2.3.4.4 Edades ^{14}C en Testigo TO04C6, TK2, GUK1 (Bahías Tongoy y Guanaquero, 30°S).....	45
2.3.5 Composición mineralógica mediante espectroscopía de absorción infrarroja-Transformada de Fourier (FTIR).....	47
..	
2.3.6 Fluorescencia de rayos X (XRF).....	49
2.3.7 Granulometría Láser.....	51
2.3.8 Análisis geoquímicos.....	53
2.3.9 Estudio preliminar de asociación bivalva y gastrópoda.....	53
2.4 Análisis de eventos históricos de lluvias intensas en la costa semiárida de Chile (30°-32°S) y evaluación de su comportamiento a largo plazo durante el siglo XXI.....	55

CAPITULO III

LLUVIAS TORRENCIALES Y FLUJOS DE DETRITO Y BARRO EN LA COSTA SEMIÁRIDA DE CHILE (30°-32°S) DURANTE LA SEGUNDA MITAD DEL SIGLO XX...57

3.1 Introducción.....	57
3.2 Análisis de lluvias torrenciales y flujos de detrito y barro durante la segunda mitad del siglo XX en la costa semiárida de Chile (30°-32°S).....	58

CAPITULO IV

EL REGISTRO GEOMORFOLÓGICO HOLOCENO DEL SITIO SANTA JULIA EN LOS VILOS (31°51'S): IMPLICANCIAS PALEOHIDROLÓGICAS Y PALEOCLIMÁTICAS.....	70
---	----

4.1 Introducción	70
------------------------	----

4.2 Artículo: Major hydrological regime change along the semiarid western coast of South America.....	72
---	----

4.2.1 Introduction.....	72
-------------------------	----

4.2.2 Climate and geomorphologic setting	73
--	----

4.2.3 Methods.....	74
--------------------	----

4.2.4 Sedimentological record from QSJ site.....	75
--	----

4.2.5 Climate scenarios during modern heavy rainfall and alluvial episodes.....	82
---	----

4.2.6 Paleoclimatic implications	83
--	----

4.2.7 Conclusions.....	85
------------------------	----

4.2.8 References.....	86
-----------------------	----

4.3 Carta al Editor: Major hydrological regime change along the semiarid western coast of South America— Response to comments by Maldonado and Moreiras.....	87
--	----

4.3.1 Reply.....	87
------------------	----

4.3.2 References.....	88
-----------------------	----

CAPITULO V

REGISTRO SEDIMENTARIO MARINO DE TONGOY Y GUANAQUEROS (30°S): VARIABILIDAD DECADAL A SECULAR EN EL HOLOCENO TARDÍO.....	90
--	----

5.1 Introducción	90
------------------------	----

5.2 Artículo: Predictive scenarios from enhanced hydrologic impact of interdecadal ENSO-like variability on the semiarid coast of Chile since 19 th century.....	91
---	----

5.2.1 Abstract.....	92
---------------------	----

5.2.2 Introduction.....	92
5.2.3 Sampling area and methods.....	94
5.2.4 Results and discussion.....	95
5.2.4.1 Climate changes in the recent past from sedimentary proxies.....	95
5.2.4.2 Future scenarios from CMIP5 model simulations.....	96
5.2.5 Concluding remark.....	97
5.2.6 Acknowledgments.....	98
5.2.7 References.....	98
5.2.8 Figures.....	102
5.2.9 Supplementary material	106
5.3 Registro sedimentario de los últimos siglos.....	110
5.3.1 Testigo TK2, Bahía Tongoy.....	111
5.3.2 Correlación testigo TK2 versus TO04C6.....	117
5.3.3 Testigo GUK1, Bahía Guanaqueros.....	119
5.3.4 Correlación estratigráfica entre los registros de las Bahías de Tongoy y Guanaqueros.....	125
CAPITULO VI	
DISCUSIÓN GENERAL.....	127
6.1 La costa semiárida de Chile, un lugar ventajoso para el estudio paleoclimático del borde suroriental del Anticiclón del Pacífico Sur y de El Niño-Oscilación del Sur...	128
6.2 Representatividad climática de los registros sedimentarios.....	129
6.2.1 Sitio Quebrada Santa Julia y alrededores de Los Vilos (31°50'S).....	130
6.2.1.1 Unidad basal del sitio QSJ (Término del Pleistoceno–Holoceno temprano).....	130
6.2.1.2 Depósitos aluviales del sitio QSJ (Holoceno temprano).....	132

6.2.2 El registro paleo-océano-climático de las bahías de Tongoy y Guanaqueros (30°S).....	133
6.2.2.1 Cambio en el régimen de lluvias: indicadores de escorrentía hacia la Bahía de Tongoy.....	134
6.2.2.2 Desertificación de la costa semiárida de Chile: indicadores de meteorización y materia orgánica.....	136
6.2.2.3 Corriente de Humboldt y surgencia costera: señal mixta de la temperatura superficial del mar en la Bahía de Tongoy.....	136
6.2.2.4 Correlación estratigráfica entre los testigos de las Bahías de Tongoy y Guanaqueros	137
6.3 Fiabilidad de la determinación geocronológica en el área de estudio.....	138
6.4 Factores que han condicionado los cambios océano-climáticos en la costa semiárida de Chile a escala milenial, centenal y multi-decadal.....	139
6.3.1 Variaciones a escala milenial.....	139
6.3.2 Variación a escala centenal.....	141
6.3.3 Variaciones a escala multi-decadal.....	143

CAPITULO VII

CONCLUSIONES.....	145
-------------------	-----

BIBLIOGRAFÍA	147
---------------------------	-----

ANEXO A	160
----------------------	-----

ANEXO B	161
----------------------	-----

ANEXO C	162
----------------------	-----

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 Introducción general

La costa semiárida de Chile (30°-32°S), localizada inmediatamente al sur del desierto costero hiperárido de Atacama, es una región cuya disponibilidad de agua es limitada y fuertemente dependiente de los sistemas frontales conducidos por los Vientos del Oeste durante el invierno y la primavera austral (Fuenzalida 1982; Garreaud y Aceituno, 2007). Estas incursiones se hacen más frecuentes e intensas durante las fases cálidas de El Niño Oscilación del Sur (ENSO: El Niño–Southern Oscillation), producto del debilitamiento del Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental y la mayor frecuencia y/o persistencia de anticiclones de bloqueo localizados al suroeste de Sudamérica producto del patrón de teleconexión trópico-extratropical Pacífico–América del Sur (PSA: Pacific South America) asociado a El Niño (Rutllant y Fuenzalida, 1991; Mo y Higgins, 1998; Curtis y Adler, 2003; Ortega et al., 2012).

Diversos registros paleoclimáticos han señalado que las condiciones océano-climáticas en la cuenca del Pacífico han variado a escala milenial, secular, multi e inter-decadal (Zhang et al., 1997; Garreaud y Battisti, 1999; Mayewski et al., 2004; Johanson et al., 2009; Cobb et al., 2013) mientras que modelos de simulación climática han proyectado que éstas seguirán cambiando (e.g Power et al., 2013), afectando la hidrología del borde occidental de Sudamérica.

El Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental juega un papel fundamental en el clima de la costa occidental de Sudamérica. En particular, el comportamiento océano-climático de la costa subtropical de Chile está fuertemente determinado por su actividad (Rutllant et al., 2004; Vargas et al., 2007), y específicamente la costa semiárida de Chile, localizada en el límite oriental de su influencia, es un lugar clave para determinar cuál ha sido su rol en las variaciones hidrológicas que han afectado esta región.

El conocimiento de las condiciones océano-climáticas en la costa del Norte Grande de Chile durante el Holoceno ha aumentado considerablemente a escala milenial, centenal, multi-decadal e interdecadal mediante el estudio de depósitos aluviales a lo largo de la costa y de sedimentos marinos laminados de alta resolución en Mejillones (23°S; Ortlieb et al., 2000; Vargas et al., 2000; Vargas et al., 2004; Vargas et al., 2006; Vargas et al., 2007; Caniupán, 2007; Valdés et al., 2008; Villaseñor, 2008; Flores-Aqueveque, 2010; Ortlieb et al., 2011).

Más al sur, las condiciones océano-climáticas en la costa semiárida de Chile durante el Holoceno solo han sido abordadas a escala milenial basadas en el estudio geomorfológico y pedológico (Veit, 1996), en el análisis de polen (Villagrán y Valera, 1990; Villagrán y Maldonado, 2006; Maldonado et al., 2010), y en el estudio sedimentológico y de foraminíferos de testigos marinos

extraídos a 2000 y 3000 metros de profundidad desde el talud continental (27°30'S; Lamy et al., 1998; 32°45'S; Marchant et al., 1999; Kim et al., 2002; 30° 12'S; Kaiser et al., 2008).

En vista de lo anterior, la presente tesis doctoral abordó el estudio de las condiciones océano-climáticas de la costa semiárida de Chile durante el Holoceno a través del análisis de eventos de lluvias torrenciales y su impacto en la sedimentología terrestre como marina, con la finalidad de obtener una interpretación climática integral a escala milenial y, un registro de alta resolución de las variaciones paleohidrológicas ocurridas durante el Holoceno tardío hasta ahora inexistente.

Metodológicamente, el análisis de los mecanismos meteorológicos y de las condiciones océano-climáticas asociadas a ENSO bajo las cuales se desarrollaron lluvias torrenciales históricas y flujos de detrito y barro en la región, permitió realizar una interpretación paleoclimática más robusta a partir de los indicadores sedimentológicos. Además, en atención a los limitados recursos hídricos de la región y al cambio climático asociado al calentamiento global, el análisis paleohidrológico de los últimos siglos fue entrecruzado con modelos de simulación climática para realizar una proyección e interpretar el comportamiento de las precipitaciones en la costa semiárida de Chile hacia el final del siglo XXI.

Específicamente, la variabilidad paleohidrológica de la costa semiárida de Chile fue reconstruida a partir de dos registros sedimentológicos. El primer registro se localiza en las cercanías de Los Vilos (31°50'S) y está basado en la geomorfología y estudio de depósitos sedimentarios continentales, tales como depósitos aluviales, eólicos y de turba, que abordan cambios climáticos a escala milenial ocurridos durante el Pleistoceno terminal y el Holoceno (capítulo 3).

El análisis de los mecanismos meteorológicos asociados a los eventos históricos de lluvias intensas que generaron flujos aluviales en la costa semiárida de Chile, junto a la información complementaria de registros de eventos de lluvias en el sur de Perú (18°S) y norte de Chile (23°S), del nivel de las aguas del lago Aculeo asociado también a la ocurrencia de lluvias en Chile central (33°S) y de temperatura superficial del océano a los 41°, 33° y 30°S en la costa de Chile (Lamy et al., 2002, 2004, 2007; Kim et al., 2002; Kaiser et al., 2005; Ortlieb et al., 2011), permitió obtener una visión latitudinal de los distintos escenarios océano-climáticos a lo largo de la costa subtropical de Chile e interpretar su relación con variaciones en el Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental y en las condiciones tipo ENSO.

El segundo registro se localiza en las bahías de Tongoy y Guanaqueros y está basado en tres testigos de sedimento de fondo marino que evidencian variaciones a escala centenal y multi-decadal del comportamiento de las precipitaciones en la costa semiárida de Chile durante los últimos 200 años (capítulo 4).

La diversa información entregada por los testigos permitió la identificación de períodos de mayor escorrentía, variaciones en la meteorización en la cuenca de drenaje y en el aporte de materia orgánica hacia la bahía. El conjunto de todas estas variaciones junto con el análisis de los eventos

aluviales históricos de la región y su relación con la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO: Pacific Decadal Oscillation), permitió interpretar cambios en la influencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental y, en la intensidad de eventos de El Niño a escala interanual asociada a cambios en la variabilidad de las condiciones tipo ENSO sobre la costa semiárida de Chile.

La evaluación climática para los próximos 80 años proyectó una tendencia de las precipitaciones anuales y de su variabilidad. Esto permitió sugerir cual será el comportamiento del Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental y de la variabilidad de ENSO hacia el final del siglo XXI, en cuanto a su impacto en la evolución de las precipitaciones esperadas sobre la región.

Esta investigación doctoral fue apoyada y financiada por diferentes becas e instituciones:

- Beca Doctoral CONICYT #21070102 (Cristina Ortega)
- Beca de Apoyo a la Realización de Tesis Doctoral CONICYT #24090198 (Cristina Ortega)
- Beca de Movilidad Doctoral 2012 – Instituto Francés de Chile / Universidad de Chile (Cristina Ortega)
- Beca Doctoral Núcleo Milenio PaleoClima NC120066 (Cristina Ortega)
- Proyecto FONDECYT #11060484 (Dr. Gabriel Vargas)
- Proyecto FONDECYT #3111055, NC120066, FONDAP-CONICYT n.15110009 (Dra. Maisa Rojas)
- Departamento de Geología de la Universidad de Chile
- Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile
- Departamento de Oceanografía de la Universidad de Concepción
- Centro de Investigación Oceanográfica en el Pacífico Suroriental (FONDAP-COPAS)
- Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA)
- Institut de Recherche pour le Développement (IRD) / Laboratoire d’océanographie et du climat : Experimentation et approches numeriques (LOCEAN), France Nord (Bondy).

Como resultado de esta tesis doctoral se han escrito cuatro artículos científicos: Ortega et al., (2012), Ortega et al., (2013), Ortega et al., (*submitted*) y Cartajena et al., (2013). Los tres primeros forman parte sustancial de esta tesis y el último se adjunta en los anexos. Además parte de los resultados fueron expuestos en congresos nacionales, tales como el XII Congreso Geológico Chileno (2009), Primer y Segundo Congreso de Oceanografía Física, Meteorología y Clima del Pacífico Sur Oriental (2009; 2011), y congresos internacionales tales como International Geological Congress on the Southern Hemisphere GEOSUR (2007) y Ocean Sciences Meeting OMS 2014.

1.2 Hipótesis y Objetivos

1.2.1 Hipótesis de trabajo

Variaciones hidrológicas en la costa semiárida de Chile han sido fuertemente condicionadas por la influencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur y El Niño Oscilación del Sur (ENSO: El Niño–Southern Oscillation) durante el Holoceno. Dichos cambios hidrológicos pueden ser determinados a través del estudio de registros sedimentarios costeros, continentales y marinos, asociados a la escorrentía por lluvias torrenciales en la costa semiárida de Chile. A partir del análisis meteorológico de eventos aluviales históricos de la región, es posible determinar las principales anomalías de la circulación atmosférica que han condicionado su ocurrencia en el pasado, así como su relación con las fases de ENSO en la escala interanual y tipo ENSO en escalas temporales mayores.

1.2.2 Objetivos

Objetivo General

Determinar el rol del Anticiclón del Pacífico Suroriental y de los ciclos ENSO y tipo ENSO en los cambios hidrológicos experimentados en la costa semiárida de Chile (30°-32°S) durante los últimos 13.000 años.

Objetivos Específicos

1. Determinar las anomalías en la circulación atmosférica y los mecanismos meteorológicos asociados a la ocurrencia de lluvias torrenciales contemporáneas en la costa semiárida de Chile y su relación con las fases de los ciclos ENSO y tipo ENSO.
2. Obtener un registro paleoclimático de la costa semiárida de Chile que abarque el Pleistoceno terminal-Holoceno, mediante indicadores hidrológicos basados en señales sedimentarias continentales y marinas.
3. Determinar la relación de los cambios hidrológicos ocurridos en la costa semiárida de Chile con cambios océano-climáticos regionales asociados con posibles variaciones en la intensidad y/o posición del Anticiclón del Pacífico Suroriental y/o con modos de variabilidad ENSO y tipo ENSO.

1.3 Contexto geológico general de la costa semiárida de Chile

La costa semiárida de Chile se extiende al sur del desierto de Atacama, a lo largo de la región de Coquimbo y la zona sur de la región de Atacama (Fig. 1.1). Desde el punto de vista geológico, está localizada en un segmento morfotectónico de la Cordillera de Los Andes entre los 27.5° y 33°S. Para este segmento tectónico se ha descrito un bajo ángulo de subducción entre las placas de Nazca y Sudamericana (10°; Cahill and Isacks, 1992), asociado a un fuerte acoplamiento interplaca, una corteza continental muy comprimida y volcanismo cuaternario ausente (Pardo et al., 2002), cuyo origen estaría relacionado con la subducción asísmica de la dorsal de Juan Fernández (Yañez et al., 2002; Le Roux et al., 2005a; Le Roux et al., 2005b). Sin embargo, sobre la base de datos geotérmicos y resultados reológicos que describen la partición entre los regímenes frágil y dúctil de la corteza se ha sugerido que la Zona de Wadati-Benioff no sería plana en esta región (Muñoz et al., 2005).

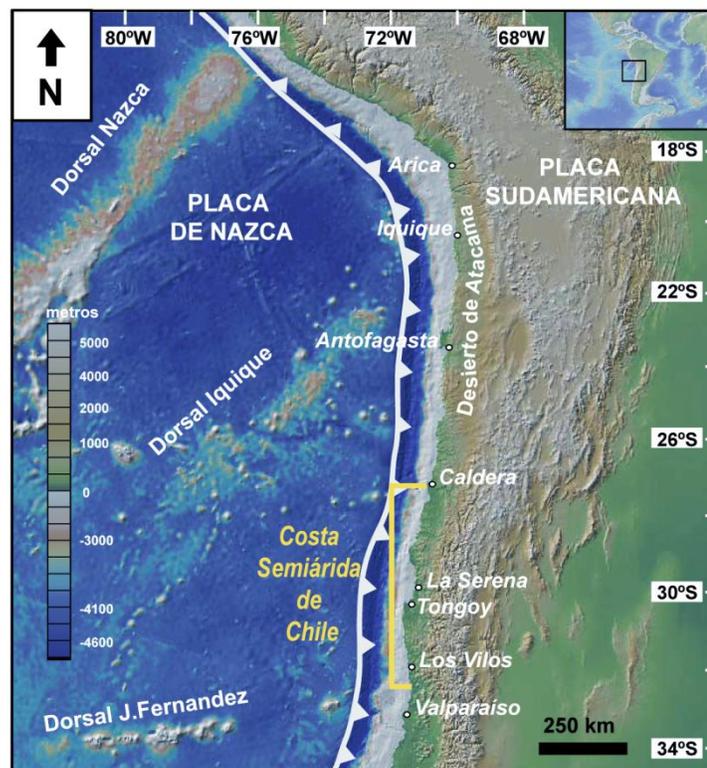


Figura 1.1 Contexto geotectónico de la costa semiárida de Chile

A diferencia de la zona norte y central de Chile, esta región se caracteriza por no poseer Depresión Intermedia, por lo que la transición entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal está marcada por un drástico aumento de la elevación topográfica. Al oeste, la Cordillera de la Costa limita con una franja estrecha denominada Planicie Costera, la cual está compuesta por una serie de plataformas marinas, mientras que hacia el este, en el área conocida como Cordillera Media, la topografía se vuelve más alta alcanzando ~3.200 m de altura (Paskoff, 1970; Ota et al., 1995) (Fig. 1.2).

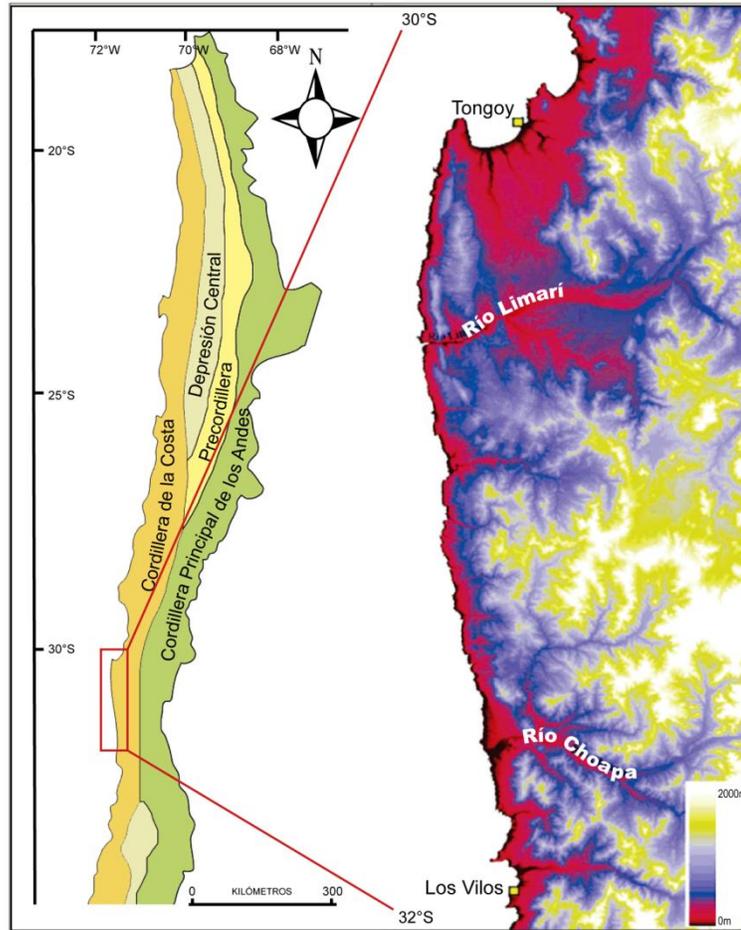


Figura 1.2. Contexto geomorfológico general de la zona de estudio. Rasgos morfotectónicos principales y topografía de la región de Coquimbo.

La Cordillera de la Costa está constituida en su parte occidental por basamento paleozoico sedimentario y metamórfico, mientras que en su parte oriental afloran rocas volcano-sedimentarias mesozoicas. Estas dos unidades están intruídas por una faja plutónica mesozoica orientada norte-sur, cuyas edades aumentan hacia el este (Fig. 1.3; Rivano y Sepúlveda, 1991; SERNAGEOMÍN, 2003; Emparán and Pineda, 2006; Rodríguez et al., 2013).

Dentro de los valles principales y bordeando la costa se expone una cubierta sedimentaria cenozoica (Fig. 1.4). En los valles esta cubierta es de origen continental y conforma terrazas fluviales de depositación de edad mio-pliocena modificadas por pedimentación cuaternaria (Rodríguez et al., 2013); mientras que bordeando la costa, los depósitos son de origen marino y constituyen terrazas de abrasión marina pleistocenas (Paskoff, 1970; Ota et al., 1995; Benado, 2000; Saillard et al., 2009; Saillard et al., 2012).

Específicamente, los depósitos cenozoicos corresponden a gravas fluviales no-consolidadas y a brechas aluviales de la Formación Confluencia (Paskoff, 1970; Rivano y Sepúlveda, 1991; Fig. 1.3). Esta formación cambia lateralmente hacia el oeste a la Formación Coquimbo, la cual está constituida por sedimentos marinos y/o transicionales poco consolidados y aterrazados,

principalmente lutitas, areniscas, coquinas y caliza (Moscoso et al., 1982; Emparán and Pineda, 2006; Le Roux et al., 2006).

Dataciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de conchillas indican que la Formación Coquimbo fue depositada durante una serie de transgresiones y regresiones relacionadas a movimientos tectónicos locales y regionales junto con variaciones eustáticas del nivel del mar, durante una extenso período de tiempo entre ~11 and 1,2 Ma en el área de Tongoy (Le Roux et al., 2006).

Si bien la Formación Confluencia no posee datos geocronológicos, basados en su inter-digitación con la Formación Coquimbo su edad se ha asumido como mio-pleistocena (Emparán and Pineda, 2006).

Las principales estructuras geológicas presentes en la costa semiárida corresponden, de norte a sur, a las fallas El Romeral, Puerto Aldea, Quebrada del Teniente, y Silla del Gobernador, las cuales en general están orientadas NNO-SSE a NNE-SSO (Figura 1.3; Rodríguez et al., 2013), y conformarían la extensión sur del Sistema de Fallas de Atacama (Arabasz, 1971) denominado Segmento El Romeral–La Silla del Gobernador (Charrier et al., 2007).

En el área de Tongoy–Altos de Talinay, la falla Puerto Aldea habría controlado mediante movimientos normales e inversos la depositación de la Formación Coquimbo (Fig. 1.5; Le Roux et al., 2006), lo cual sería concordante con las reactivaciones normales e inversas del Sistema de Fallas de Atacama en el Norte Grande de Chile desde el Cenozoico tardío (Delouis et al., 1998; Riquelme et al., 2003; Allmendinger and González, 2010).

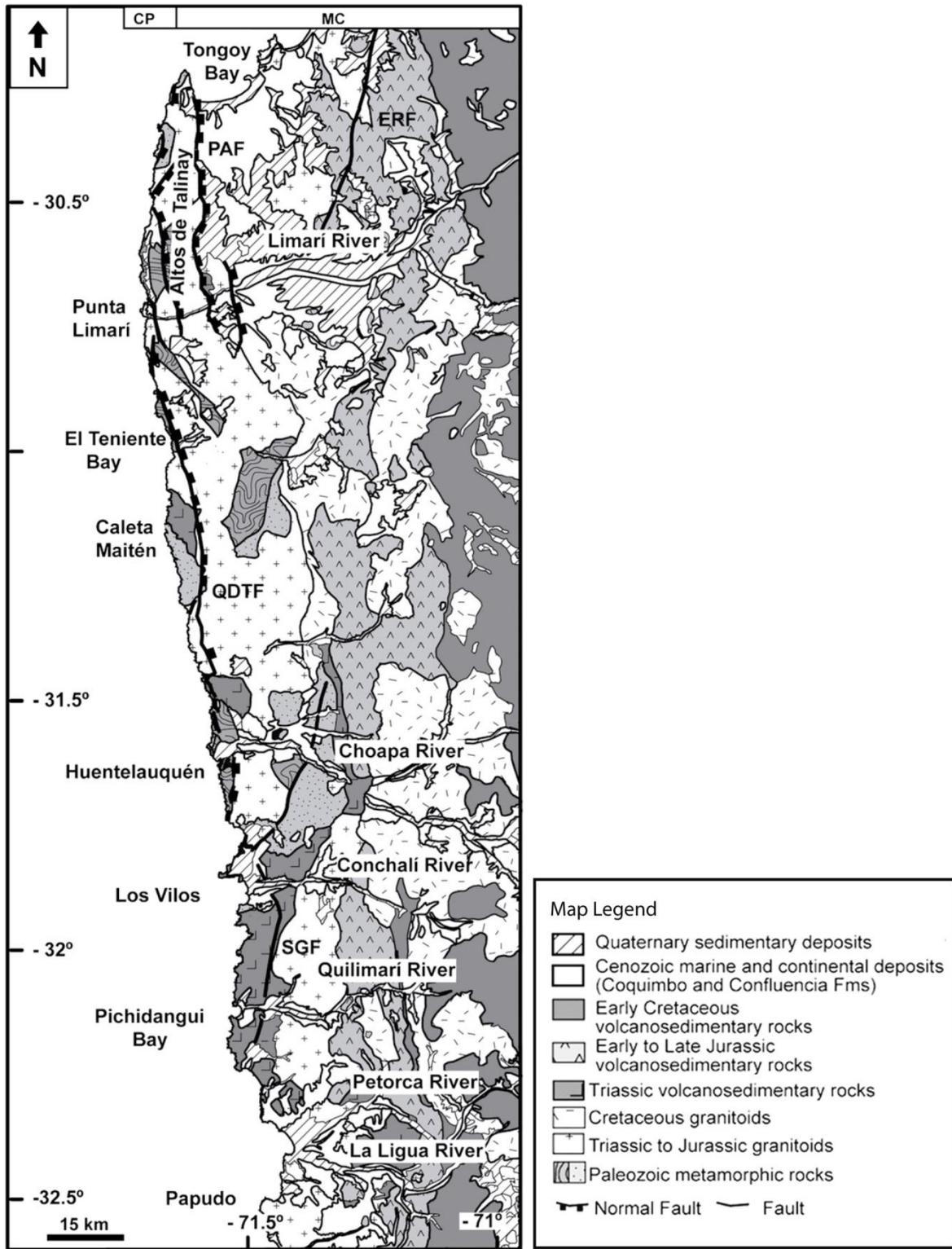


Figura 1.3. Marco geológico general de la zona de estudio. CP=Planicie Costera, MC=Cordillera Media, PAF=Falla Puerta Aldea, ERF=Falla El Romeral, QDT=Falla Quebrada Del Teniente, SDG=Falla Silla Del Gobernador (Rodríguez et al., 2013)

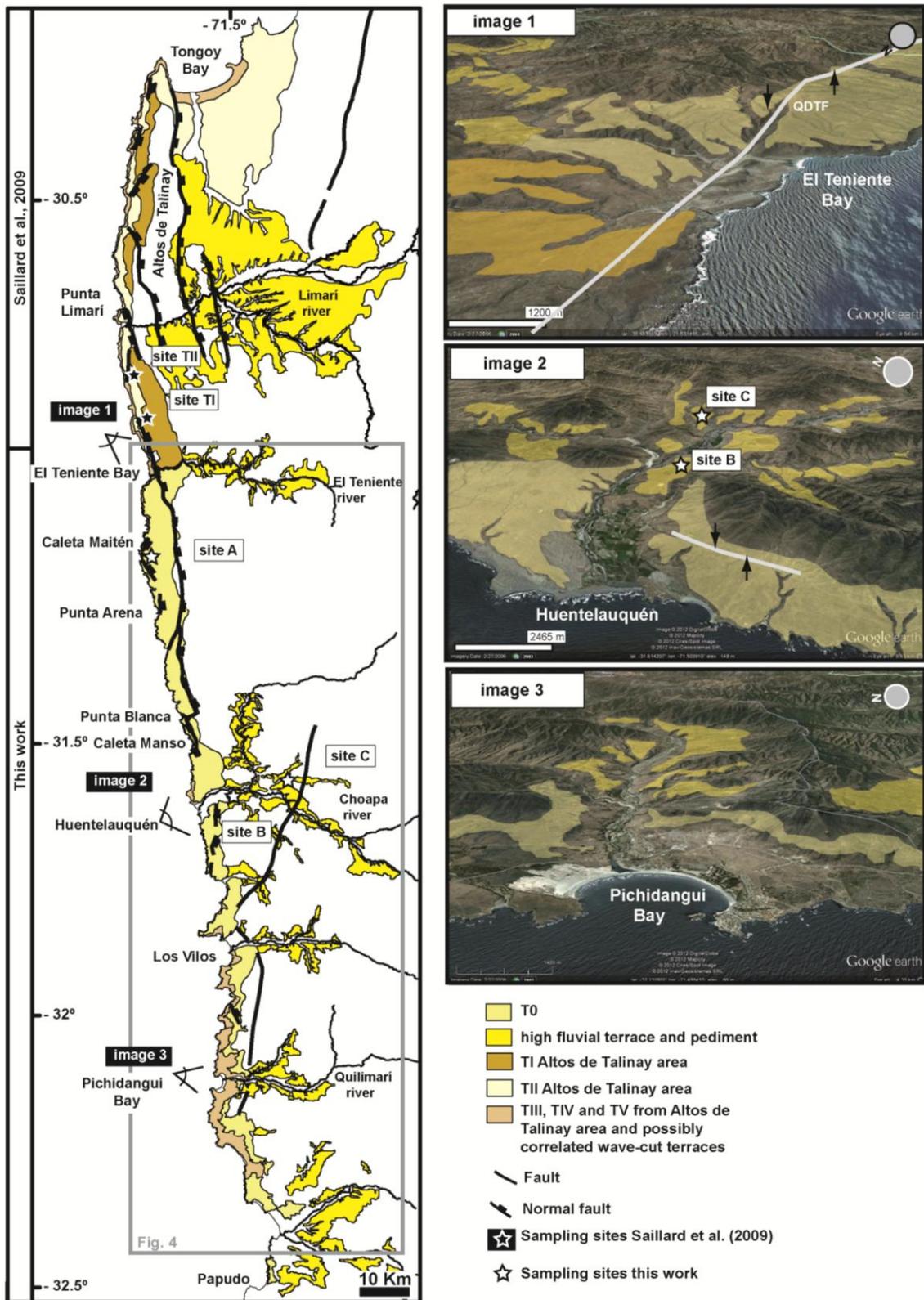


Figura 1.4. Distribución de los sedimentos cenozoicos, los cuales conforman las terrazas marinas de la planicie costera (T₀, T_I, T_{II}, T_{III} y T_{IV}), y las superficies planas continentales formadas por sedimentos fluviales y pedimento. (Rodríguez et al., 2013)

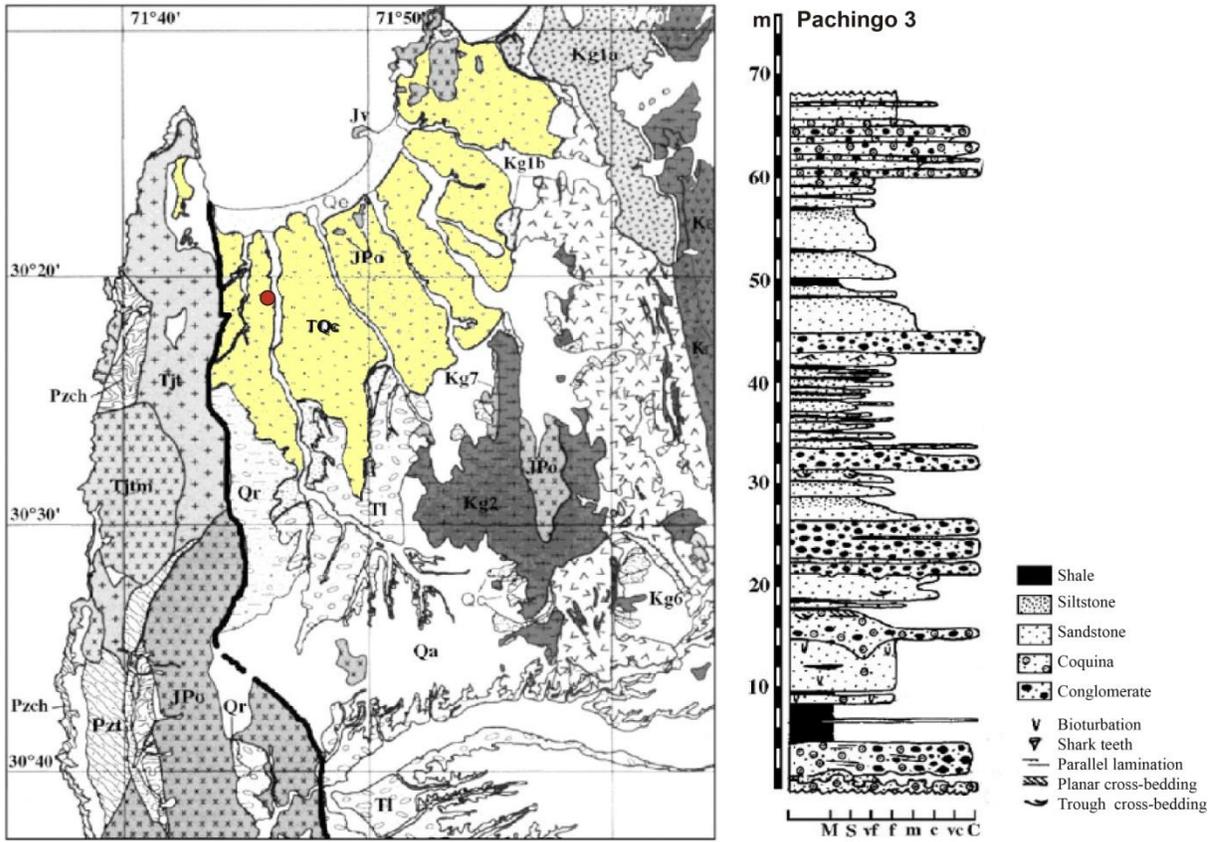


Fig. 1.5. Mapa geológico del área de Tongoy y columna estratigráfica tipo de la Formación Coquimbo (TQc, en color amarillo). Punto rojo indica la ubicación de la columna estratigráfica tipo Pachingo 3 de la Formación Coquimbo. Línea negra gruesa: Falla Puerto Aldea (Le Roux et al., 2006).

1.4 Geomorfología cuaternaria de la costa semiárida de Chile.

Las plataformas de la costa semiárida han sido estudiadas exhaustivamente en el área de Altos de Talinay, el cual se caracteriza por una secuencia de cinco plataformas costeras (Paskoff, 1970; Ota et al., 1995; Benado 2000; Saillard, 2008; Saillard et al., 2009, Saillard et al., 2012). Las plataformas costeras en Altos Talinay han sido denominadas T_I, T_{II}, T_{III}, T_{IV} y T_V (Fig. 1.4) cuyas elevaciones corresponden a 425 ± 15 , 170 ± 20 , 55 ± 5 , 25 ± 3 y 6 ± 1 m s.n.m., respectivamente (Saillard et al. 2009).

Basada en edades de exposición de superficie de ¹⁰Be, Saillard et al. (2009) asignó estas terrazas al estadio isotópico marino (MIS) 17, al sub-estadio isotópico (MISS) 9c, MISS7e, MISS5e y MIS1, respectivamente. Según Ota et al. (1995), la falla de Puerto Aldea solo habría afectado las terrazas más altas, T_I y T_{II}, más tarde Saillard et al. (2009) indicaron que estas terrazas evidencian desplazamientos normales tanto de la falla Puerta Aldea como de Quebrada del Teniente.

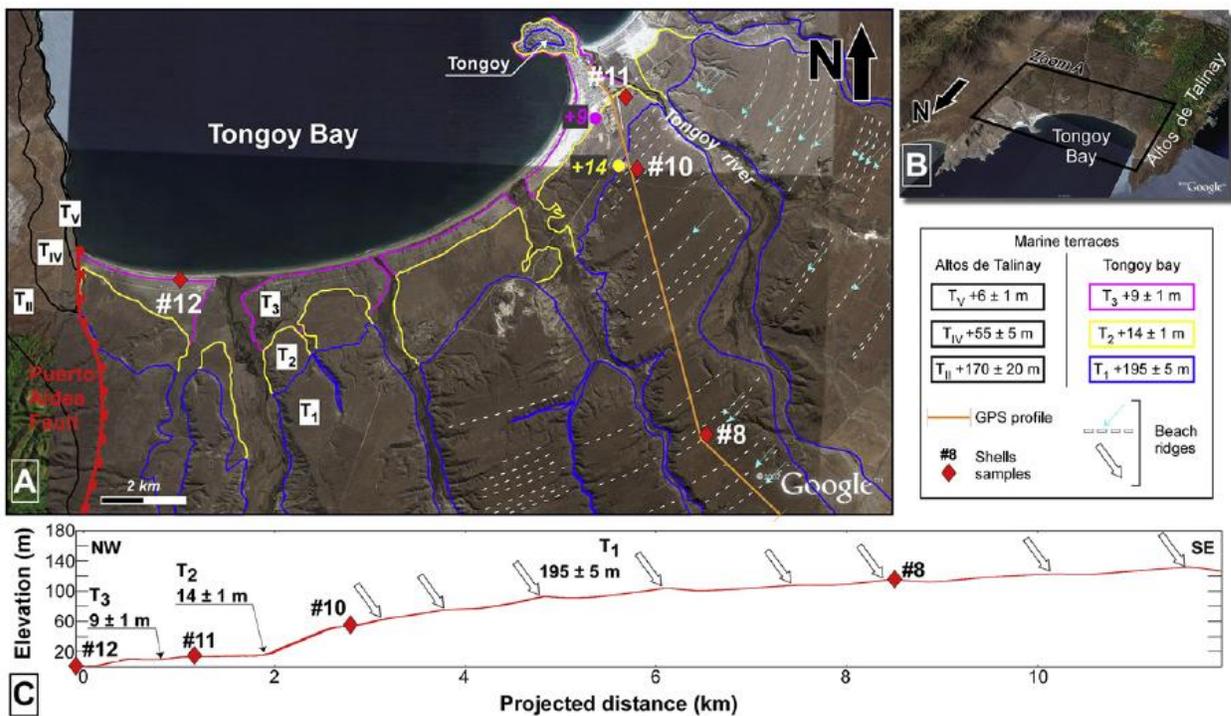


Figura 1.6. Terrazas marinas y paleocostas en el área de Tongoy. A) Mapa geomorfológico de la Bahía de Tongoy; Líneas: Azul, terraza marina T_I; Amarilla, terraza marina T₂; Morada, terraza marina T₃; Blanca segmentada, paleocostas. B) Disposición del mapa geomorfológico A) en la Bahía de Tongoy. C) Perfil topográfico GPS transversal de la bahía de Tongoy, mostrando las terrazas marinas T₁, T₂ y T₃, paleocostas (flechas blancas) y fechas U-Th en conchillas (Saillard et al., 2012).

En la bahía de Tongoy están preservados tres niveles de terrazas marinas denominadas T₃, T₂ y T₁, cuyas alturas corresponden a 9 ± 1 , 14 ± 1 y a 195 ± 5 m s.n.m., respectivamente (Paskoff, 1970 y 1999; Benado, 2000; Saillard, 2008, Saillard et al., 2012; Fig. 1.6). Estas terrazas estarían lateralmente conectadas con las terrazas marinas de Altos de Talinay, T₃ y T₂ estarían asociadas a

T_V y T_{IV} , respectivamente, mientras que T_I estaría conectada de manera menos clara con la terraza T_{II} (Saillard 2008; Saillard et al., 2009). Saillard et al. (2012) obtuvieron edades U–Th sobre conchillas marinas de $94,5 \pm 1,5$ ka en T_2 y de 411 ± 170 y 361 ± 77 ka en T_1 , concluyendo que la bahía de Tongoy y Altos de Talinay se habría convertido en un bloque rígido al menos desde el Pleistoceno medio, en algún momento entre 230–320 ka, por lo que la Falla Puerta Aldea no habría tenido actividad detectable desde entonces (Fig. 1.7).

Cabe destacar que en la terraza T_I en el área de Tongoy se han preservado sucesivas paleocostas que habrían resistido la erosión gracias a la temprana cementación del depósito fosilífero calcáreo, llamado calcreta (Thomas, 1958; Pfeiffer et al., 2011).

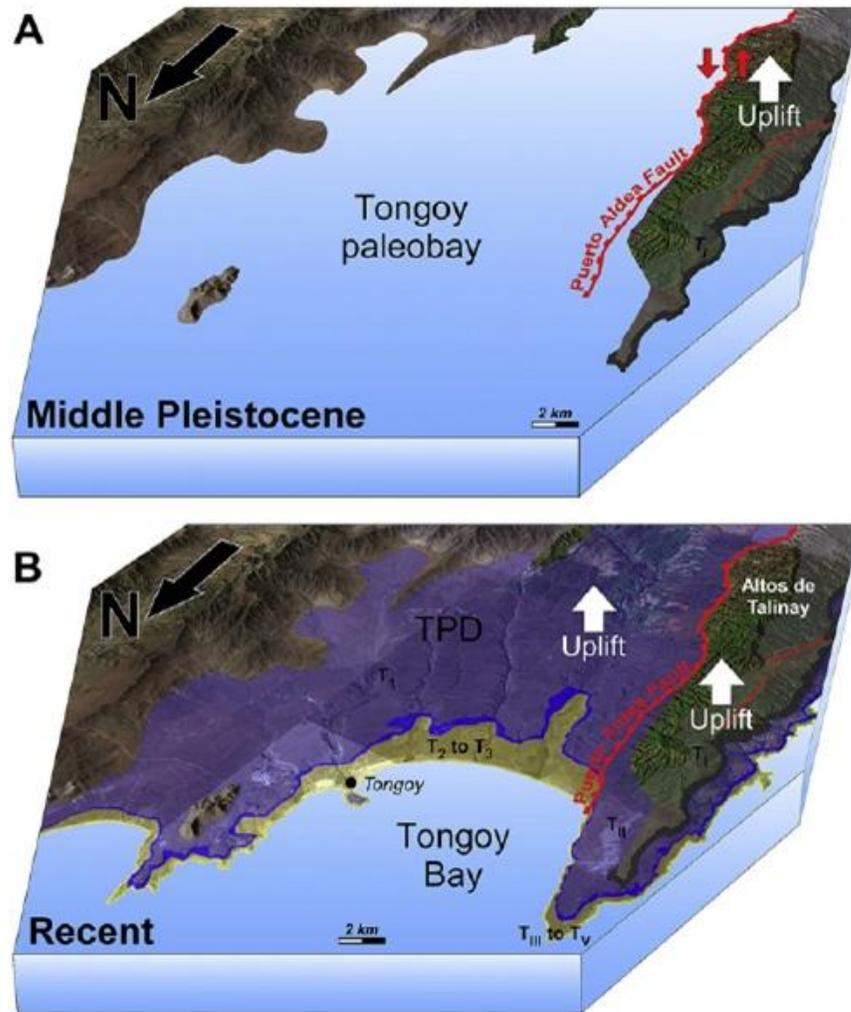


Figura 1.7. Diagrama representativo de la evolución de la bahía Tongoy y Altos de Talinay. A) Paleogeografía de la bahía de Tongoy en el Pleistoceno Medio; B) Geografía actual de la bahía de Tongoy (Saillard et al., 2012).

Más al sur, en el área de Los Vilos, se han reconocido tres niveles de terrazas de abrasión marina labradas sobre roca y cubiertas con depósitos eólicos extensos (Varela, 1981; Prieto, 1996;

Ortega, 2006; Ortega et al., 2012). Éstas se han definido en el área de Punta Penitente y Ñagué como T1, T2 y T3 cuyas elevaciones corresponden a 37 ± 12 , 70 ± 10 y 140 ± 40 m s.n.m. (Fig. 1.8; Ortega et al., 2012).

Al sur del estero Conchalí, se encuentran terrazas de inundación fluvial a 50 – 70 y a 80 – 175 m s.n.m. con suave pendiente hacia el oeste, constituidas por una secuencia de depósitos de limos, arenas y conglomerados, lenticulares y subhorizontales, asociados a la evolución del Estero Conchalí (Prieto, 1996).

Inmediatamente al sur de Los Vilos, en el área de Quereo, Varela (1981) describió terrazas marinas a elevaciones de 6 ± 1 , 32 ± 12 y 130 ± 10 m s.n.m. las que correlacionó altimétricamente con las terrazas definidas por Paskoff (1970) en Coquimbo.

Si bien todas las superficies se encuentran cubiertas por depósitos eólicos, el sector de Agua Amarilla, entre Punta Penitente y Estero Conchalí, se caracteriza por constituir un bajo en la topografía donde sistemas dunarios alcanzan significativos espesores. Se ha sugerido que en Quebrada Mal Paso y en el borde sur del Estero Conchalí existen escarpes de falla asociados a lineamientos N65E que habrían controlado la topografía de este sector (Prieto y Jackson, 1998, Ortega et al., 2012).

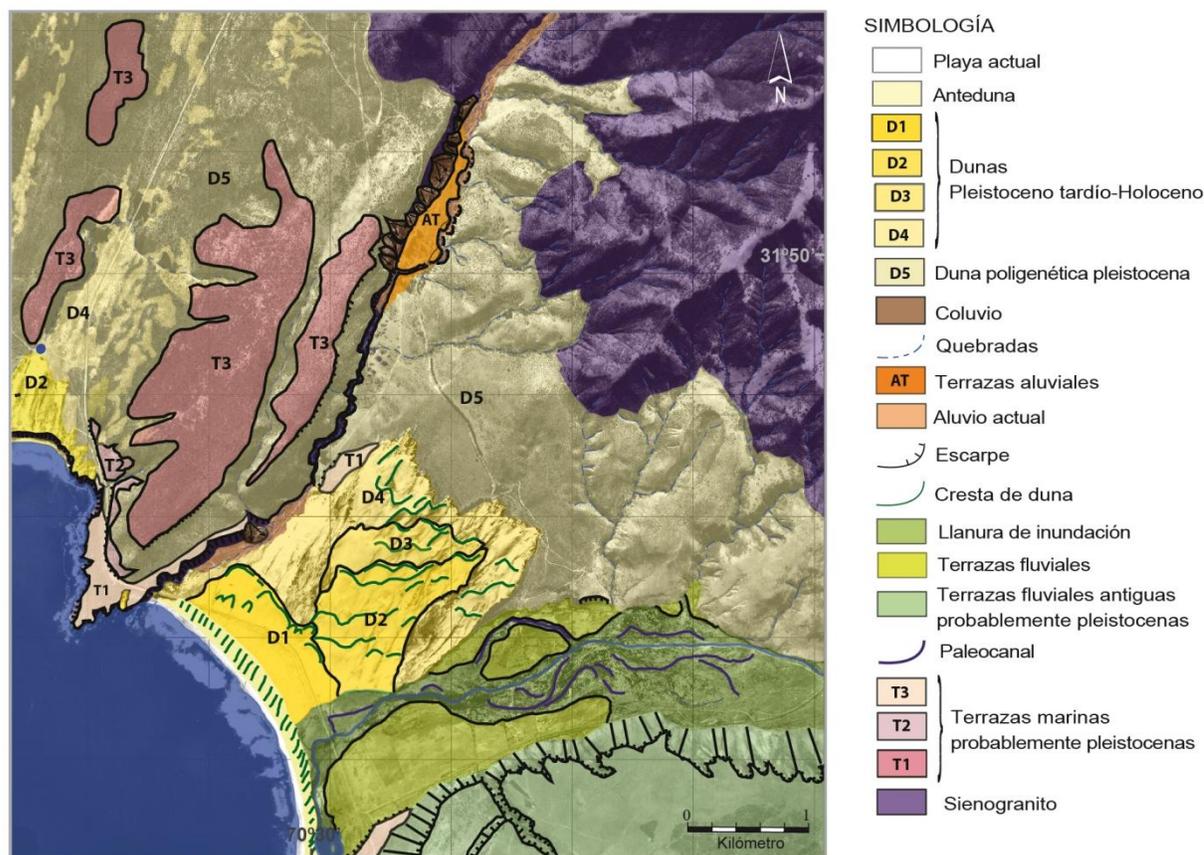


Figura 1.8. Mapa geomorfológico del área de Los Vilos (Modificado de Ortega et al., 2012)

Respecto de los sistemas dunarios presentes en el área de Los Vilos, Rivano y Sepúlveda (1991) definieron dos unidades informales denominadas Sedimentos Eólicos Antiguos PQd y Sedimentos Eólicos Qel. El primero corresponde a paleodunas cuyas arenas consolidadas a semi-consolidadas ocupan toda la extensión costera entre Agua Amarilla y Caleta Chigualoco, conformando una superficie suave y ondulada en toda la zona. Ortega et al. (2012) describieron estos depósitos como una paleoduna poligenética que en el sector de Agua Amarilla alcanza un espesor de al menos 30 metros, y cuya estratificación muestra una dirección preferencial del viento desde el suroeste. Además, dentro de la paleoduna reconocieron dos capas extensas y cementadas de ~15 cm de espesor, las cuales representarían dos estadios de meteorización y formación de suelo, y por lo tanto, al menos tres diferentes períodos de depositación dunaria.

Los sedimentos eólicos más nuevos (Qel según Rivano y Sepúlveda, 1991) constituyen grandes acumulaciones de arena no consolidada al norte y sur de Los Vilos, que en planta tienen forma elongada, perpendicular a la línea de costa e indican en general una dirección de aporte por el viento de SSO. En esta última unidad, mediante el estudio geomorfológico y utilizando edades de sitios arqueológicos ubicados entre las dunas, se han reconocido cuatro sistemas dunarios, D1, D2, D3 y D4, depositados sucesivamente sobre la paleoduna (Prieto y Jackson, 1998; Ortega, 2006; Ortega et al., 2012).

De acuerdo a una edad obtenida desde una vértebra de *Myiodon* sp. cubierta por el sistema dunario D4 en el sitio arqueológico El Membrillo (Jackson, 2003), esta unidad se habría depositado después de 16.000 cal años A.P. (Ortega, 2006; Ortega et al., 2012). En base a edades de conchas marinas y rocas expuestas a fuego en tres niveles arqueológicos en el sitio Ñagué y en el sitio Agua Amarilla (Jackson 1993; Roman y Jackson 1998; Jackson, 2002; Jackson and Méndez, 2005) los sistemas dunarios D3 y D2 habrían sido depositados durante entre 13.000 – 9.550 cal años A.P., mientras que D1 se habría desarrollado hace 7.800 cal años A.P., cuando el nivel del mar estaba alcanzado su nivel actual de acuerdo a Lambeck et al. (2002) (Ortega, 2006; Ortega et al., 2012).

Estos cuatro sistemas dunarios constituyen un sistema complejo de dunas transversales, en que el volumen de las dunas más jóvenes es menor respecto de las más antiguas, lo cual podría estar asociado al aumento del nivel del mar y la consecuente reducción de plataforma costera expuesta desde el Último Máximo Glacial (Ortega, 2006; Ortega et al., 2012).

1.5 Contexto y variabilidad océano-climática actual de la costa subtropical de Chile

El clima de la costa subtropical de Chile (20-38°S) está gobernado por el Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur, los Vientos del Oeste y la Corriente de Humboldt, en conjunto con las características topográficas de la costa.

1.5.1 Circulación atmosférica y oceanográfica de gran escala.

El Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental es un centro de altas presiones originado por la subsidencia de aire relativamente seco proveniente de la parte superior de la nubosidad convectiva asociada a la Zona de Convergencia Intertropical que diverge en dirección a los polos y es parte de la circulación meridional conocida como celda de Hadley (Fig.1.9). Por efecto de la rotación de la Tierra, el aire que circula alrededor del núcleo de máxima presión tiene un movimiento anti-horario, dirigiendo vientos en dirección hacia el ecuador, encauzados a su vez por la orografía a lo largo de la costa subtropical de Chile y Perú (Strub et al., 1998). Al anticiclón también contribuye la rama descendente de la circulación de Walker sobre el Pacífico ecuatorial oriental, una circulación atmosférica latitudinal que se desarrolla sobre el Pacífico ecuatorial caracterizada por un flujo hacia el oeste en superficie (vientos alisios), ascenso en el Pacífico ecuatorial occidental, flujo hacia el este en niveles altos de la tropósfera, y descenso distribuido en toda la zona ecuatorial al este de la región de ascenso. El proceso de descenso de aire relativamente seco que caracteriza al Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental inhibe el desarrollo de nubosidad, que sumado a su influencia permanente en el norte de Chile, es la razón principal que explica la extrema aridez al norte de los 27°S.

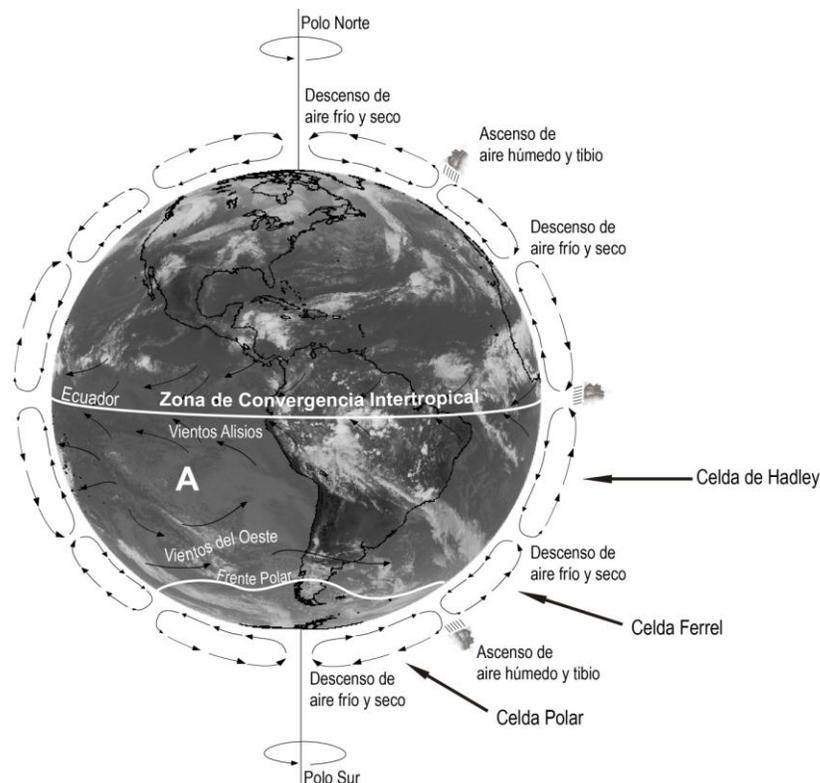


Figura 1.9. Circulación atmosférica global (modificado de Murck et al., 1997).

Hacia el sur, el Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental se encuentra con los Vientos del Oeste, rasgo atmosférico caracterizado por una fuerte disminución de la presión, con isóbaras que se orientan en dirección este-oeste, y donde el viento sopla en promedio desde el oeste, favoreciendo el desarrollo de sistemas frontales y conduciéndolos hacia la costa chilena. Durante el invierno austral, la influencia promedio del anticiclón llega hasta los 28°S, mientras que durante el verano austral su influencia alcanza en promedio los 38°S (Fig. 1.10; Fuenzalida, 1982).

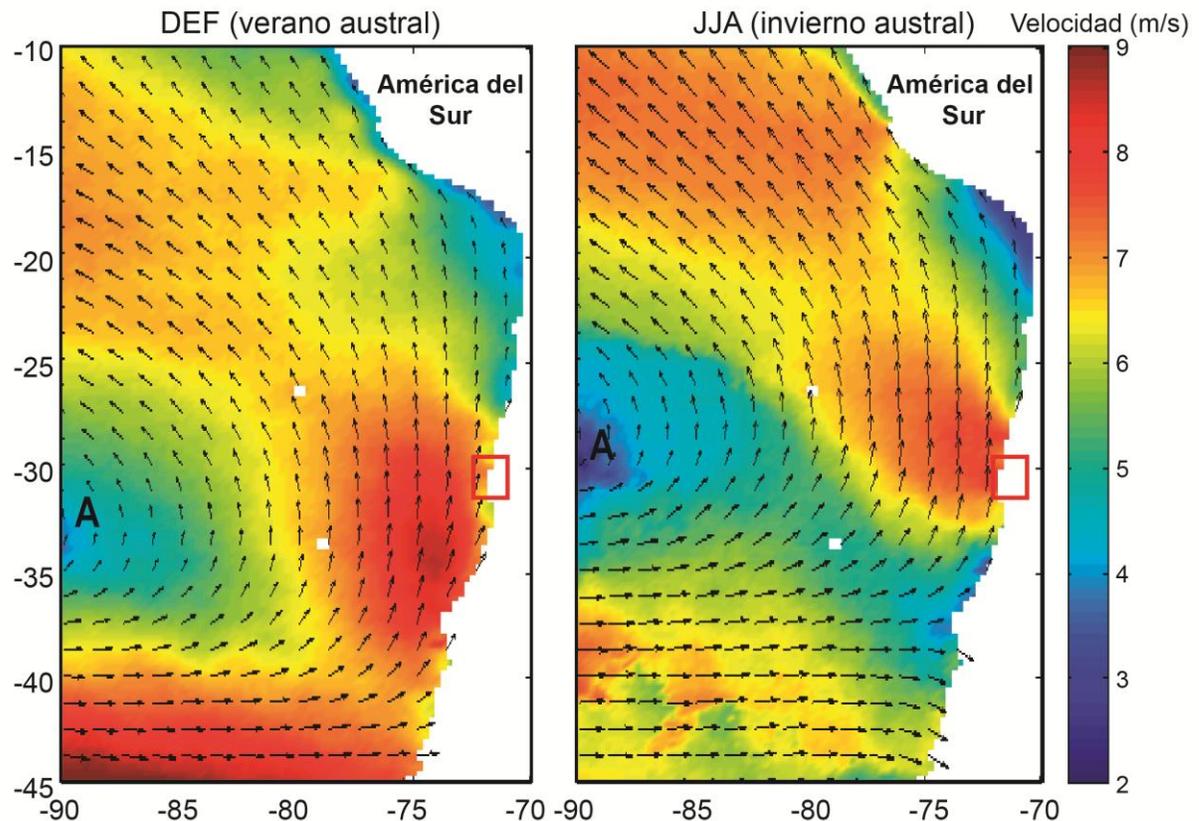


Figura 1.10 Influencia estacional del Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental (A). Promedio de los vectores de vientos superficiales entre los años 2000 y 2004 (QSCAT) sobre el Océano Pacífico Suroriental durante el verano y el invierno austral. Se observa la posición más al norte del núcleo del anticiclón, así como la mayor intensidad del chorro de viento costero en la costa semiárida (30°S), durante el invierno austral. Área de estudio se indica con un rectángulo rojo (modificado de Flores-Aqueveque et al., 2014; Garreaud y Muñoz, 2004).

El desplazamiento estacional de estos dos importantes sistemas rige el ciclo anual de lluvias en la costa semiárida y central de Chile, las cuales se concentran durante el invierno y son casi inexistentes durante el verano (Fuenzalida, 1982). De norte a sur, el promedio de agua caída anual es de 27 mm en Caldera (27°S) 110 mm, en La Serena (30°S), 180 mm en Puerto Oscuro (31,25°S), 380 mm en Valparaíso (33°S) y 1100 mm en Concepción (37°S) (Fig. 1.11).

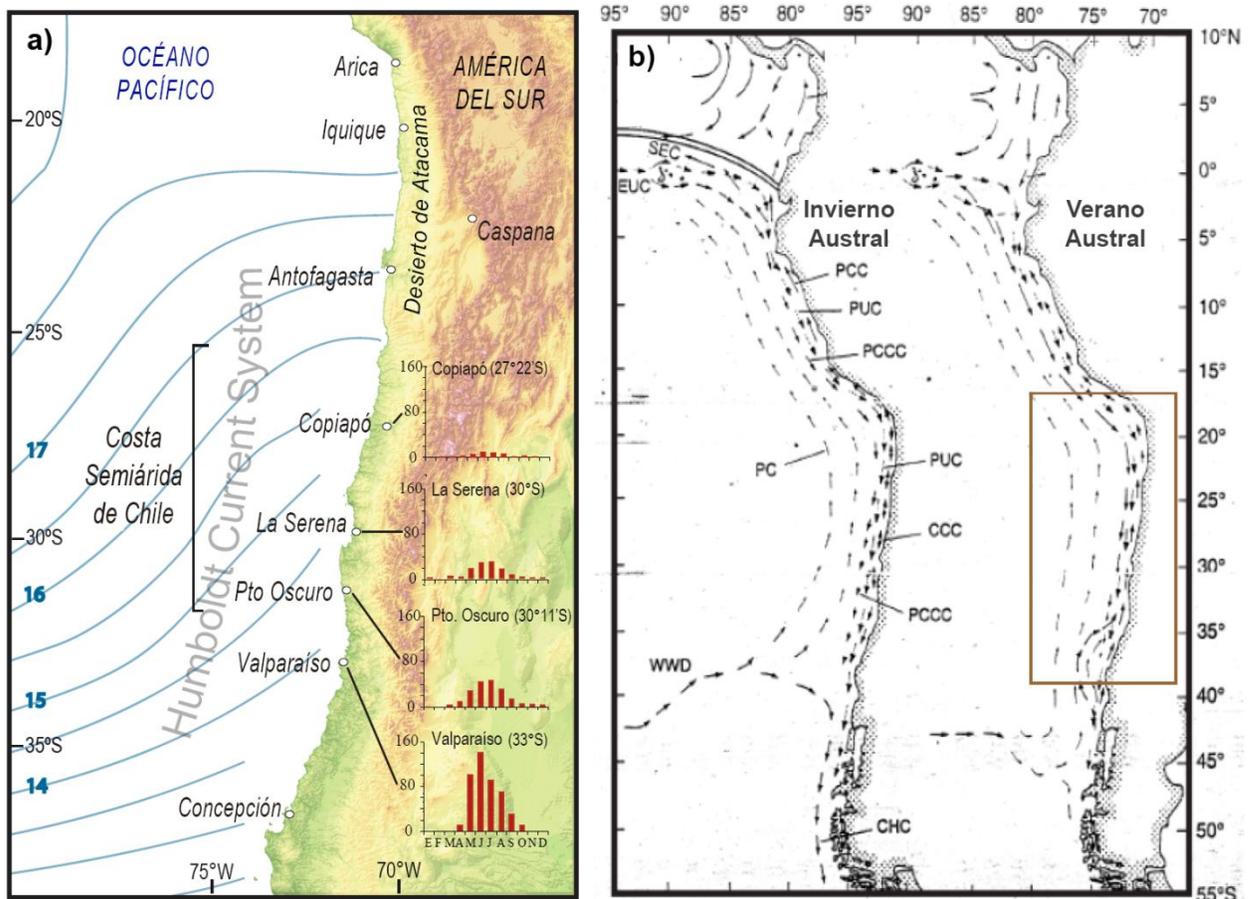


Figura 1.11. Contexto océano-climático regional. a) Gráficos de barras (mm/mes) muestran el gradiente y la estacionalidad de las precipitaciones a lo largo de la costa semiárida de Chile. Flechas blancas indican esquemáticamente la dirección de los vientos. Líneas azules indican el gradiente de temperatura superficial del océano frente a la costa subtropical chilena. b) Sistema de corrientes de Humboldt durante el invierno y el verano austral. Cuadro café indica sub-área mostrada en cuadro a). Deriva de los Vientos del Oeste (WWD: Westerly wind Drift); Corriente de Humboldt (PC: Peru Current); Contracorriente Perú-Chile (PCCC: Peru-Chile Countercurrent); Corriente subsuperficial de Perú-Chile (PUC: Poleward Undercurrent); Corriente costera de Perú (PCC: Peru Coastal Current); Corriente costera de Chile (CCC: Chile Coastal Current); Corriente de Cabo de Hornos (CHC: Cape Horn Current) (Strub et al., 1998).

Por otro lado, las aguas que circulan hacia el norte frente a la costa subtropical de Chile son parte de un sistema oceanográfico de gran escala denominado Sistema de Corriente de Humboldt, un gran y extenso sistema de corrientes marinas que se extiende por más kilómetros mar adentro, conducido principalmente por los vientos alisios (Montecino y Lange, 2009). La Corriente de la Deriva del Oeste al chocar con el continente divide parte de la circulación del Sistema de Corriente de Humboldt hacia el ecuador (Corriente de Perú-Chile o Corriente de Humboldt) y otra hacia el polo (Corriente de Cabo de Hornos) (Strub et al., 1998). La Corriente de Humboldt, transporta masas agua a profundidades entre 20 y 50 metros, y a su vez se divide en dos ramas: la Corriente Costera de Humboldt, la cual está más próxima a la costa y es afectada por efectos locales tales como la surgencia costera, y la Corriente de Oceanía de Humboldt, la cual está mucho más lejos de la costa y juega un rol menor sobre las corrientes costeras (Strub et al., 1998).

1.5.2 El Niño Oscilación del Sur y la Oscilación Decadal del Pacífico

Años más lluviosos en la costa subtropical de Chile, con eventos de lluvia anómalamente intensas que muchas veces han generado inundaciones y aluviones, se han asociado con el desarrollo de condiciones El Niño (fase cálida de El Niño Oscilación del Sur) durante el invierno y primavera austral. El Niño Oscilación del Sur (ENSO: El Niño-Southern Oscillation) es el modo oscilatorio del sistema acoplado océano-atmósfera del Océano Pacífico tropical, que causa variabilidad climática global a escala interanual (aprox. cada 2 a 7 años).

Esta oscilación consiste en un fenómeno de retroalimentación positiva que ocurre en el Pacífico Ecuatorial basado en el contraste de temperatura oceánica superficial y presión entre la parte occidental y oriental del Pacífico Ecuatorial, a pesar de la igual insolación a la que están expuestos (Bjerkness, 1969; Cane, 2005). De esta manera el fenómeno de El Niño/La Niña se define como el proceso en que el océano oriental comienza a calentarse/enfriarse debido a la disminución/aumento de la surgencia ecuatorial que provoca el hundimiento/alzamiento de la termoclina exponiendo aguas más cálidas/frías, todo esto está conducido por los vientos alisios que, a su vez, son debilitados/intensificados producto del menor/mayor contraste de la temperatura superficial del océano que resulta en menores/mayores presiones sobre el Pacífico occidental que en el oriental (Fig. 1.12; Bjerkness, 1969; Cane, 2005).

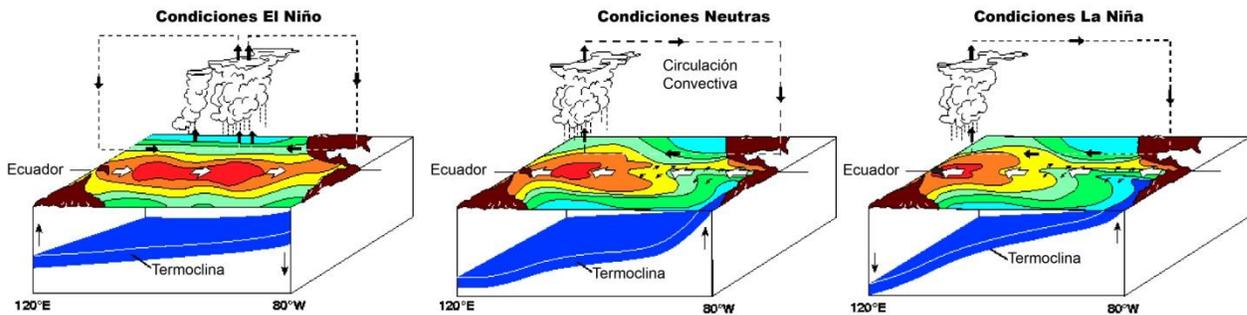


Figura 1.12. El Niño Oscilación del Sur (ENSO) (Cane, 2005)

Durante los últimos años se ha planteado un nuevo tipo de fenómeno del Pacífico Tropical llamado El Niño Modoki, Pseudo El Niño, El Niño Central o El Niño Pacífico central, cuyos eventos se diferencian del El Niño convencional, o también llamado El Niño Pacífico oriental, anteriormente descrito. La diferencia está dada por el aumento de la temperatura oceánica superficial en el Pacífico central, el cual estaría limitado por el enfriamiento anómalo al este y al oeste, asociada a distintos patrones de convección atmosférica (ver Fig. 1.13; e.g. Ashok y Yamagata, 2009; Yu y Giese, 2013). Eventos El Niño Modoki se han observado desde fines de los años 70 (Ashok et al., 2007) y se ha propuesto que el aumento de la frecuencia de condiciones Modoki están relacionadas con el calentamiento global, y que estos eventos en el Pacífico central ocurrirán más frecuentemente si el calentamiento global aumenta (Yeh et al., 2009).

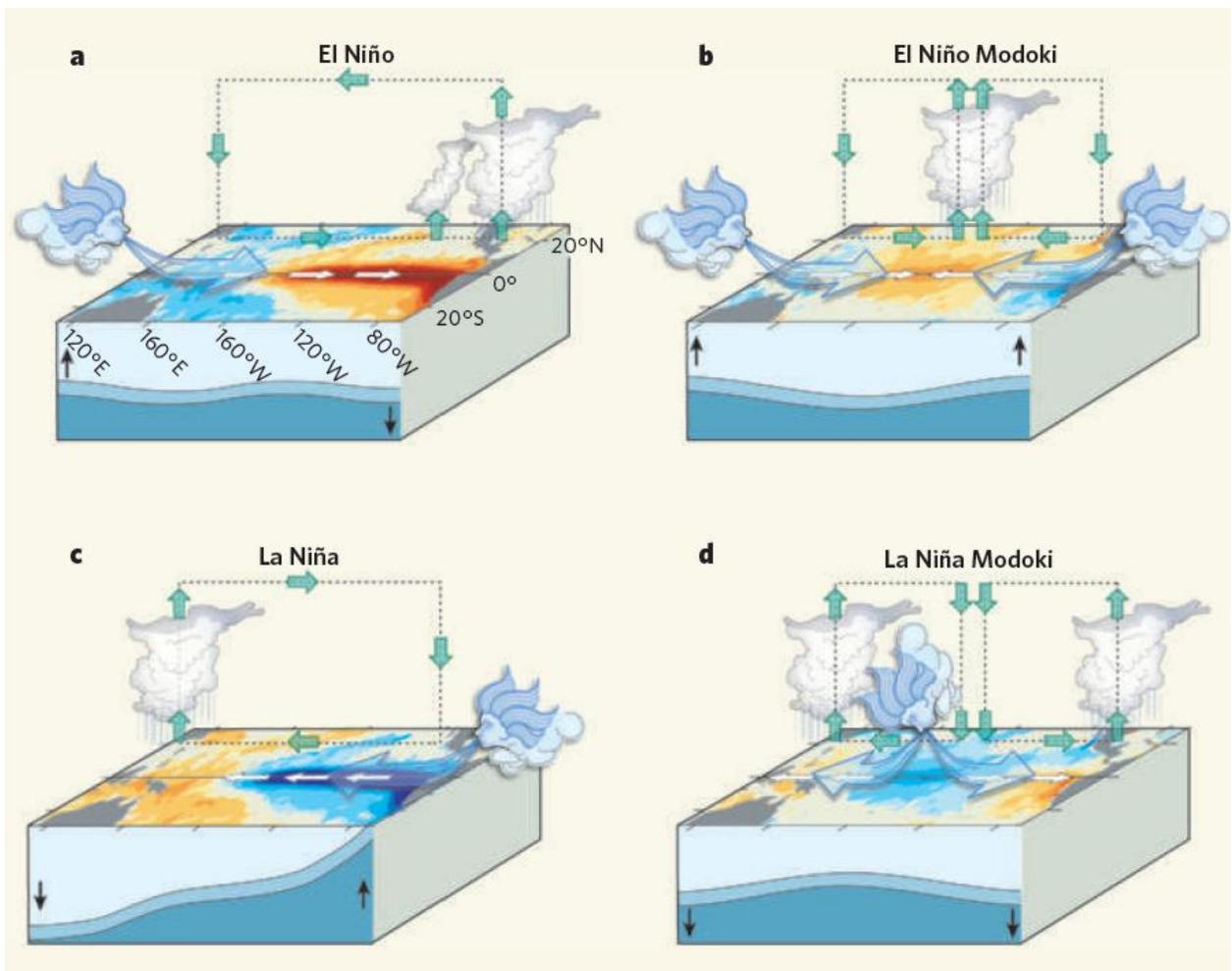


Figura 1.13. Condiciones anómalas en el Pacífico Tropical, El Niño y La Niña convencional versus El Niño y La Niña Modoki. a) Eventos El Niño se producen cuando los vientos alisios se debilitan; algunas veces, en el oeste, los Vientos del Oeste prevalecen. Esta condición se caracteriza por temperaturas oceánicas superficiales anómalamente cálidas en el este del océano, y es asociado con alteraciones en la termoclina y en la circulación atmosférica que hace que el este más húmedo y al oeste más seco. b) El evento El Niño Modoki es una condición anómala diferente. Las aguas más cálidas ocurren en el Pacífico central, y son confinadas por aguas más frías al este y al oeste, y estarían asociadas a distintos patrones de convección atmosférica. c) y d) muestran la fase opuesta de El Niño y El Niño Modoki, respectivamente. (Ashok y Yamagata, 2009).

Para una mayor comprensión de cómo se desarrollan los eventos El Niño/La Niña a lo largo del Océano Pacífico Ecuatorial, se han definido cuatro regiones de impacto. Éstas corresponden a la región Niño 4, El Niño 3, Niño 3.4 y Niño 1+2 (Fig. 1.14). Las dos primeras regiones se localizan en Pacífico Ecuatorial y se caracterizan por presentar las máximas anomalías de temperatura superficial del mar. La región Niño 3.4 corresponde a una subregión comprendida entre las regiones Niño 4 y 3 (5°S - 5°N y 120° - 170°W), y es una región donde existe una buena correlación entre la temperatura superficial del mar y el índice de Oscilación del Sur (SOI). La región Niño 1+2 se encuentra en el Pacífico Oriental, incluyendo el área de las Islas Galápagos y las costas de Ecuador y Perú.

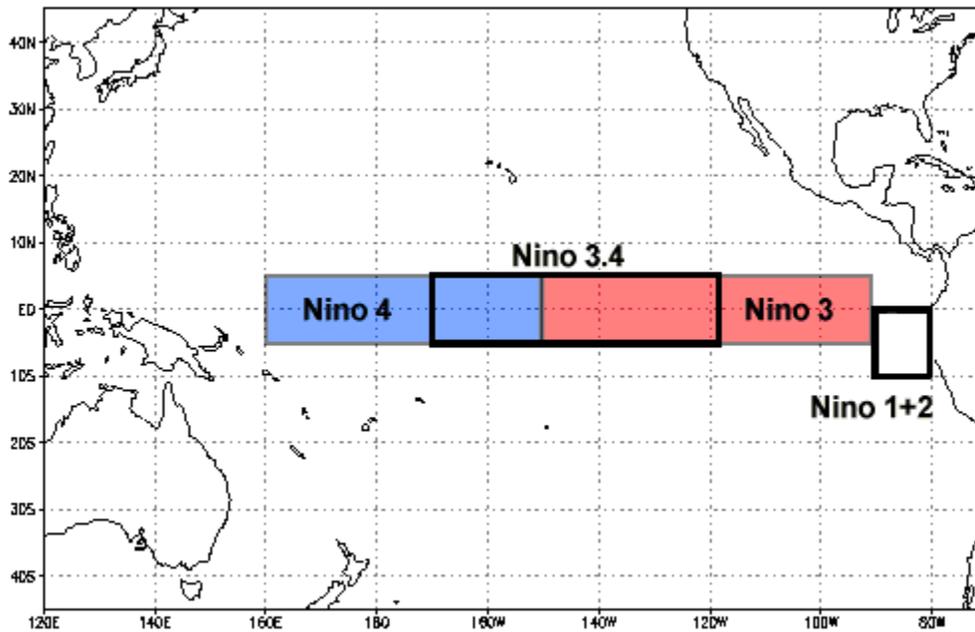


Figura. 1.14. Regiones Niño 4, Niño 3, Niño 3.4 y Niño 1+2. (Fuente: <http://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/sst.php>)

Los índices utilizados para definir condiciones El Niño, La Niña y Normales corresponden al Índice de Oscilación del Sur (SOI) y el Índice Océano El Niño (ONI).

El Índice de Oscilación del Sur (SOI) es un índice estandarizado basado en las diferencias de presión a nivel del mar entre Tahiti, en la Polinesia Francesa y Darwin en Australia. SOI es una medida de fluctuaciones de gran escala de la presión del aire que ocurre durante episodios El Niño y La Niña entre el Océano Pacífico tropical occidental y oriental. En general, la serie de tiempo de SOI suavizada se correlaciona bastante bien con los cambios de la temperatura oceánica a través del Pacífico tropical oriental. La fase negativa (positiva) de SOI representa una presión del aire menor (mayor) a la normal en Tahiti y mayor (menor) a la normal en Darwin. Períodos prolongados de valores negativos (positivos) de SOI coinciden con condiciones anormalmente cálidas (frías) en el Pacífico tropical oriental asociadas a condiciones El Niño (La Niña).

Por otro lado, el Índice Océano El Niño (ONI) es un índice basado en la anomalía de temperatura superficial (SST) del mar en la región Niño 3.4. Fases cálidas y frías de ENSO son definidas con un mínimo de 5 meses consecutivos con valores anómalos de SST sobre un umbral de $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ basados en la media móvil de tres meses de datos ERSST v3b (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature) del NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) sobre un período base comprendido entre los años 1971 y 2000.

En la costa subtropical del Chile, el fenómeno de El Niño genera el debilitamiento del Anticiclón Subtropical de Pacífico Suroriental y, en respuesta a un patrón de teleconexión trófico-

extratropical PSA originado en la convección anómala sobre el Pacífico ecuatorial central, también se produce la persistencia o alta frecuencia de anticiclones de bloqueo al oeste de la Península Antártica (Fig. 1.15; Rutllant, 2004), conduciendo la trayectoria de las tormentas hacia latitudes menores de las habituales y permitiendo la ciclogénesis e incursiones de estos frentes a lo largo de la costa central y semiárida de Chile (Rutllant y Fuenzalida, 1991, Montecinos y Aceituno, 2003).

Los eventos anómalos de lluvias que han ocurrido muy ocasionalmente en el norte de Chile en conexión con El Niño se han explicado por la combinación de una debilitada inversión de subsidencia (anticiclón más débil) sumado al episódico calentamiento del océano costero, generando un estado de inestabilidad atmosférica potencial que permitiría, junto a corrientes en chorro hacia el norte de Chile, el alcance de las incursiones frontales originadas en las latitudes medias (Vargas et al., 2000; 2006). Este mecanismo produce fuertes tormentas convectivas, como ocurrió en Antofagasta en el año 1991 (Garreaud y Rutllant, 1996; Vargas et al., 2000).

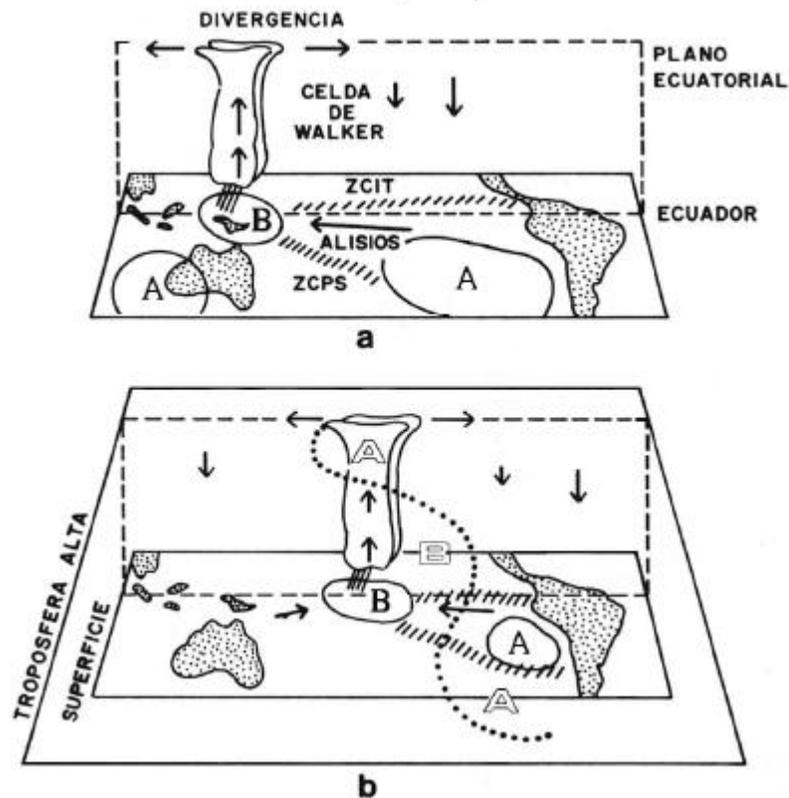


Figura 1.15. Teleconexión Trópico-Extratropical (Rutllant, 2004)

Datos instrumentales globales han ofrecido clara evidencia de que existe, además de ENSO, una variabilidad a escala decadal sobre gran parte del Océano Pacífico cuyo impacto sobre el clima es similar a ENSO y cuyo patrón de variabilidad se denomina tipo ENSO (Fig. 1.16; e.g. Mantua et al., 1997; Zhang et al., 1997; Garreaud y Battisti 1999). Esta variabilidad es llamada Oscilación Decadal del Pacífico (PDO: Pacific Decadal Oscillation) cuyo índice PDO está definido como la

componente principal de la variabilidad mensual de la temperatura superficial del Océano Pacífico Norte, al norte de la latitud 20°N para el período comprendido entre los años 1900 y 1993 (Mantúa et al., 1997). Se ha mostrado que esta oscilación ha presentado durante el siglo XX dos periodicidades generales, una de 15 a 25 años y otra de 50 a 70 años (Minobe, 1997). Los datos instrumentales, muestran que durante el siglo XX la PDO evidenció solo dos ciclos completos, durante 1890-1924 y 1947-1976 prevaleció la fase fría de la PDO, mientras que durante 1925-1946 y desde 1977 hasta fines de los años 90, prevaleció la fase cálida. Se ha sugerido que la PDO es la expresión en el Pacífico Norte del patrón global tipo ENSO cuya variabilidad estaría definida por el índice de Oscilación Interdecadal del Pacífico (IPO: Interdecadal Pacific Oscillation), índice que ha sido definido sobre la reconstrucción estadística de datos de temperatura superficial del mar sobre toda la cuenca del Pacífico (Power et al., 1999; Folland, 1999).

Anomalías de precipitación y temperatura sobre Sudamérica tienen una estructura espacial similar a aquellas relacionadas a ENSO, pero con una menor amplitud (Garreaud et al., 2008a). Registros en Sudamérica han mostrado que desde mediados de los 70s hubo un aumento en las precipitaciones y de la escorrentía en el sureste del continente, en el sur de la Amazonía y en el flanco oriental de Los Andes, junto con una disminución de las lluvias en el norte de la Amazonía, lo cual es consistente con el cambio de la polaridad de la PDO (de frío a cálido), pero que no podría ser exclusivamente explicado por este fenómeno debido a que eventos El Niño también se volvieron más frecuentes e intensos durante los años 80s y 90s (Garreaud et al., 2008a).

De igual forma, entre los 30° y 35°S de la costa subtropical de Chile, Quintana y Aceituno (2012) también determinaron un fuerte aumento en la precipitación durante los años 70, el cual podría ser explicado por el cambio de fase de la PDO sumado al concomitante debilitamiento del Anticiclón del Pacífico Subtropical y al aumento de la prevalencia de la fase cálida de ENSO, y sugirieron que las condiciones a fines de los 90s se volvieron similares a los años 70. Finalmente, es importante indicar que las causas de las condiciones ENSO, tipo ENSO y el vínculo entre ellas aún son una interrogante.

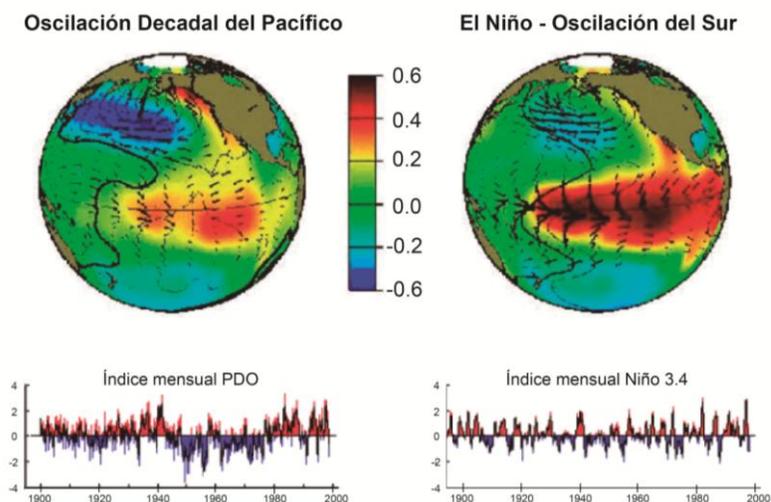
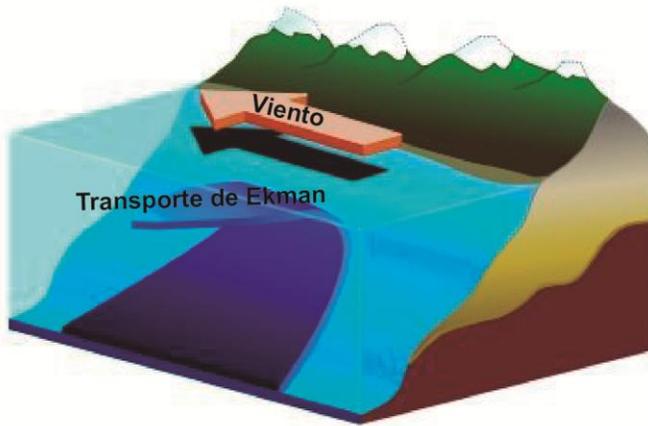


Figura 1.16. Comparación PDO versus ENSO (Mantua et al., 1997; Mantua and Hare, 2002; <http://jisao.washington.edu/pdo/graphics.html>).

1.5.3 Efectos océano-climáticos locales a lo largo de la costa subtropical de Chile

Los vientos costeros del sur asociados al giro anticiclónico a lo largo de la costa subtropical de Chile, en conjunto con el efecto de Coriolis, moviliza masas de agua hacia el oeste a través del transporte de Ekman. Específicamente, el efecto de Coriolis hace que el agua que ha sido puesta en movimiento por los vientos sea desviada a la izquierda en el hemisferio sur, sin embargo, debido a la fricción, las capas superficiales se mueven en un ángulo de 45° . La columna de agua puede pensarse como un conjunto de varios estratos, en que cada estrato por fricción se mueve cada vez más lento, produciendo un movimiento en espiral cada vez más hacia la izquierda hasta que la fricción es nula (espiral de Ekman; Fig. 1.17). La dirección del movimiento varía para cada capa, sin embargo, el flujo promedio es perpendicular y a la izquierda de los vientos costeros del sur (Fig. 1.17).

a) Transporte de Ekman



b) Espiral de Ekman

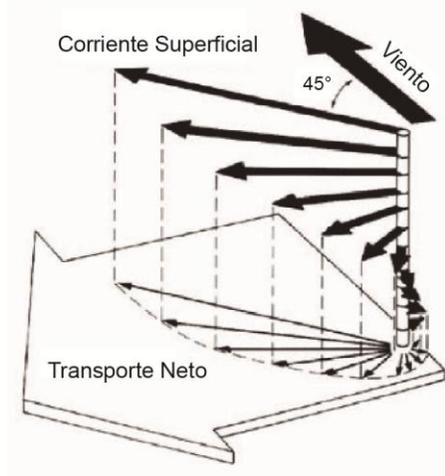


Figura 1.17. Esquema del transporte y espiral de Ekman en la costa subtropical de Chile.

Este movimiento del agua provoca la elevación de aguas más frías desde las profundidades y ricas en nutrientes desde las Aguas Ecuatoriales Sub-superficiales (Strub et al., 1998), favoreciendo la producción primaria y por lo tanto los recursos pesqueros. A lo largo de la costa chilena existen varios puntos en que la surgencia es intensa producto de condiciones topográficas favorables para el desarrollo máximo de vientos costeros del sur (Rahn et al., 2011). Entre estas localidades están Lavapie (36°S), Curaumilla (33°S), Punta Lengua de Vaca (30°S), Punta de Choros ($28,5^\circ\text{S}$) y Mejillones (23°S) son lugares donde la surgencia costera es realmente significativa (Fig. 1.18; Figueroa y Moffat, 2000).

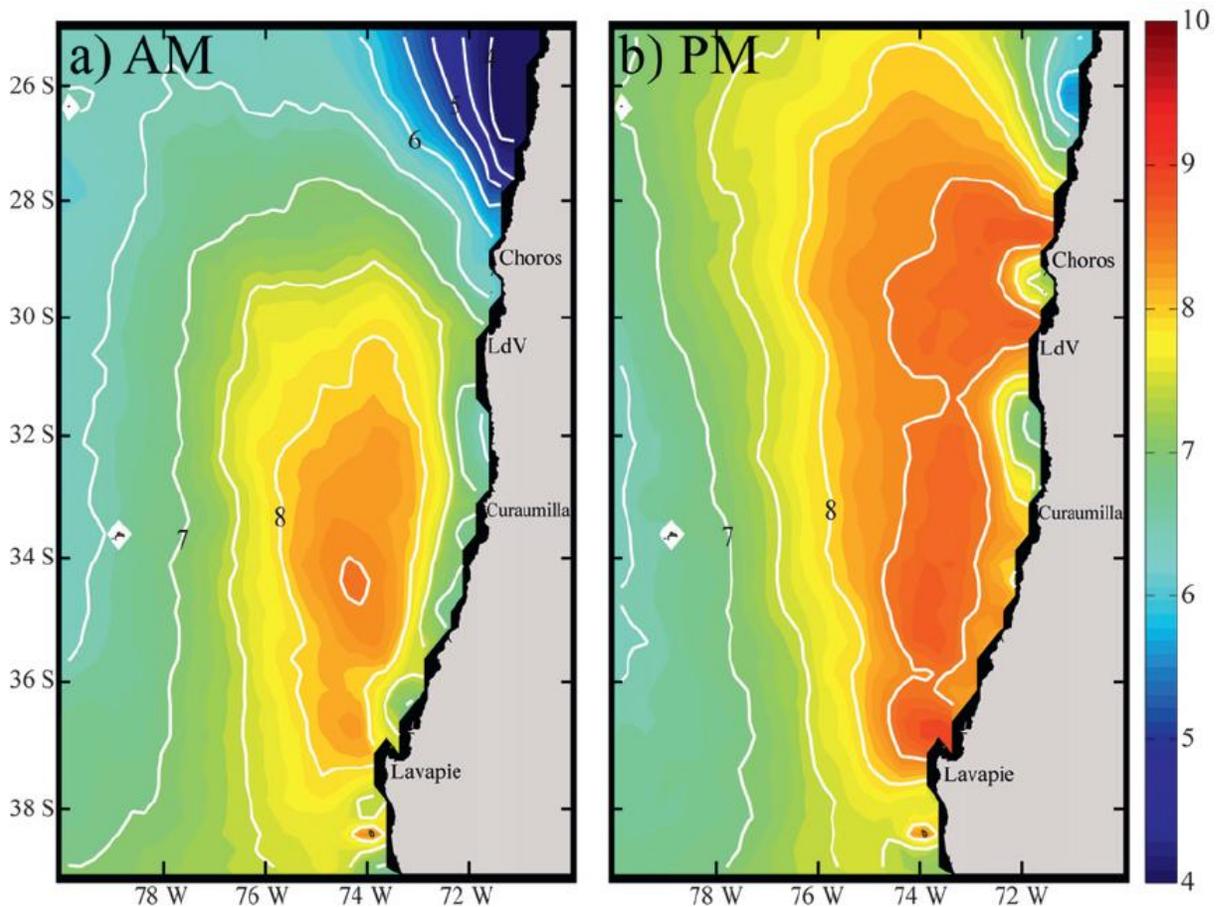


Figura 1.18. Centros de surgencia costera intensa en parte de la costa subtropical de Chile. Promedio de vientos a 10 m de altura derivados de QSCAT durante Noviembre y Diciembre entre 1999 y 2008. A) promedio para la mañana (AM) b) promedio para la tarde (PM). Se observa la mayor intensidad del chorro de viento costero durante la tarde (Ranh et al., 2011).

El mecanismo mediante el cual se desarrolla un máximo viento costero, fue estudiado en la bahía de Tongoy por Rahn et al. (2011). Durante las mañanas una briza oceánica superficial penetra desde la bahía hacia la terraza marina, sin embargo, durante las tardes esta briza es anulada por vientos del sur que avanzan por tierra. Esto sería producto de la inversión de la celda convectiva local sobre la bahía, provocada por aire tibio advectado desde la terraza marina, creando una capa límite residual sobre la bahía de Tongoy (Fig. 1.19; Rahn et al., 2011). El máximo de viento costero entonces sería producto del gradiente de presión generado por la celda convectiva local de la tarde sobre la bahía de Tongoy, la cual refuerza los vientos costeros del sur localizados justo al norte de Punta Lengua de Vaca (Rahn et al., 2011).

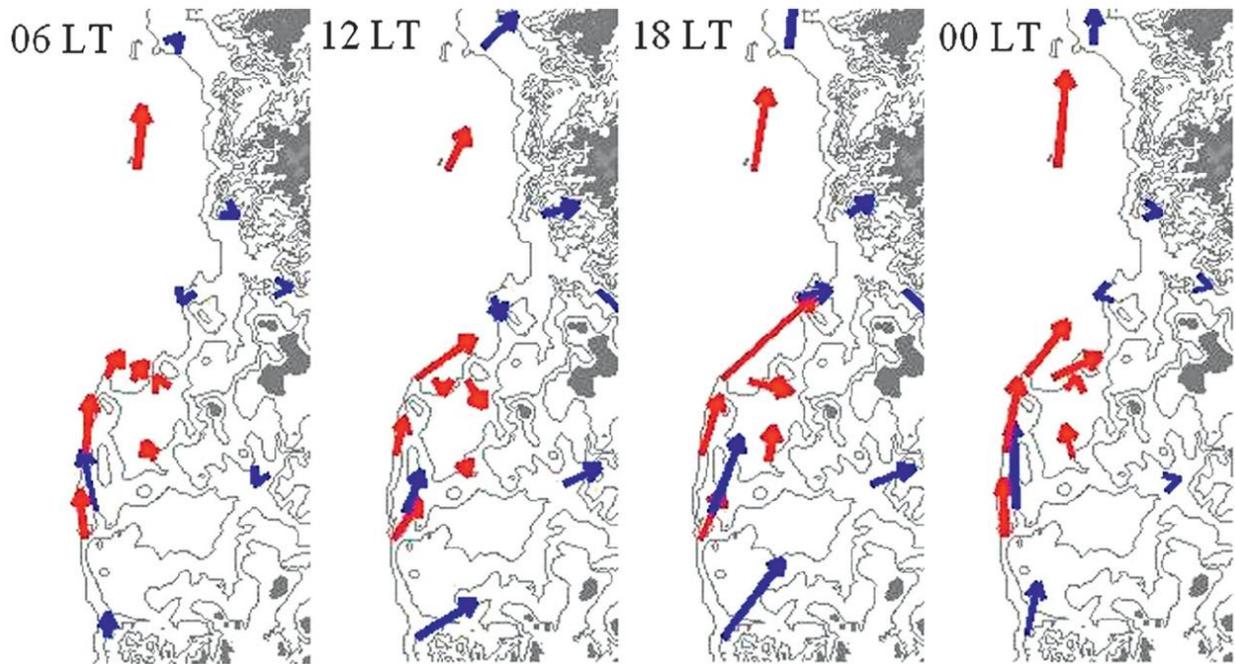


Figura 1.19. Desarrollo de un máximo de viento costero frente a bahía de Tongoy. Ciclo diurno promedio de los vientos a 10 metros de altura ilustrado con vectores promedio de viento cada seis horas. Flechas rojas indican los promedios de vientos realizados durante CUPEX, mientras que las flechas azules corresponden al promedio de vientos durante noviembre y diciembre obtenidos por bases de datos distintos. Los contornos topográficos cada 250 metros, y áreas en gris indican alturas mayores a 1000 metros (Rahn et al., 2011).

Otro rasgo climatológico característico de la costa subtropical de Chile, es el desarrollo de neblina costera o camanchaca, que en términos generales resulta de la intercepción de nubes marinas bajas por elevaciones topográficas.

La estabilidad atmosférica generada por el Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental favorece la persistencia de estratocúmulos sobre el océano, especialmente durante la primavera austral (Rutllant et al, 1998; Garreaud et al., 2008b). Esta cubierta de nubes forma parte de una capa límite marina, fría y húmeda sobre el Pacífico Suroriental, la cual es contenida por una fuerte y persistente inversión térmica, originada por el contraste térmico entre la fría superficie del océano y el aire tibio (Garreaud et al., 2001).

Bordeando la costa, la altura de la base de la inversión térmica aumenta hacia el norte de ~450 m en 33°S a 1100 m en 22°S, lo cual es consistente con el aumento de la temperatura superficial del océano, y por tanto, lo mismo ocurre con la altura promedio de la base de nubes, la cual presenta una espesor casi constante de aproximadamente 200 metros bajo la base de la inversión (Fig. 1.20).

El nivel promedio de condensación por ascenso también se eleva hacia el norte, pero solo 250 m en ese mismo intervalo latitudinal, razón por la cual la Capa Marina Límite está muy acoplada al sur de 30°S y se vuelve cada vez más desacoplada hacia el norte (Garreaud et al., 2008b).

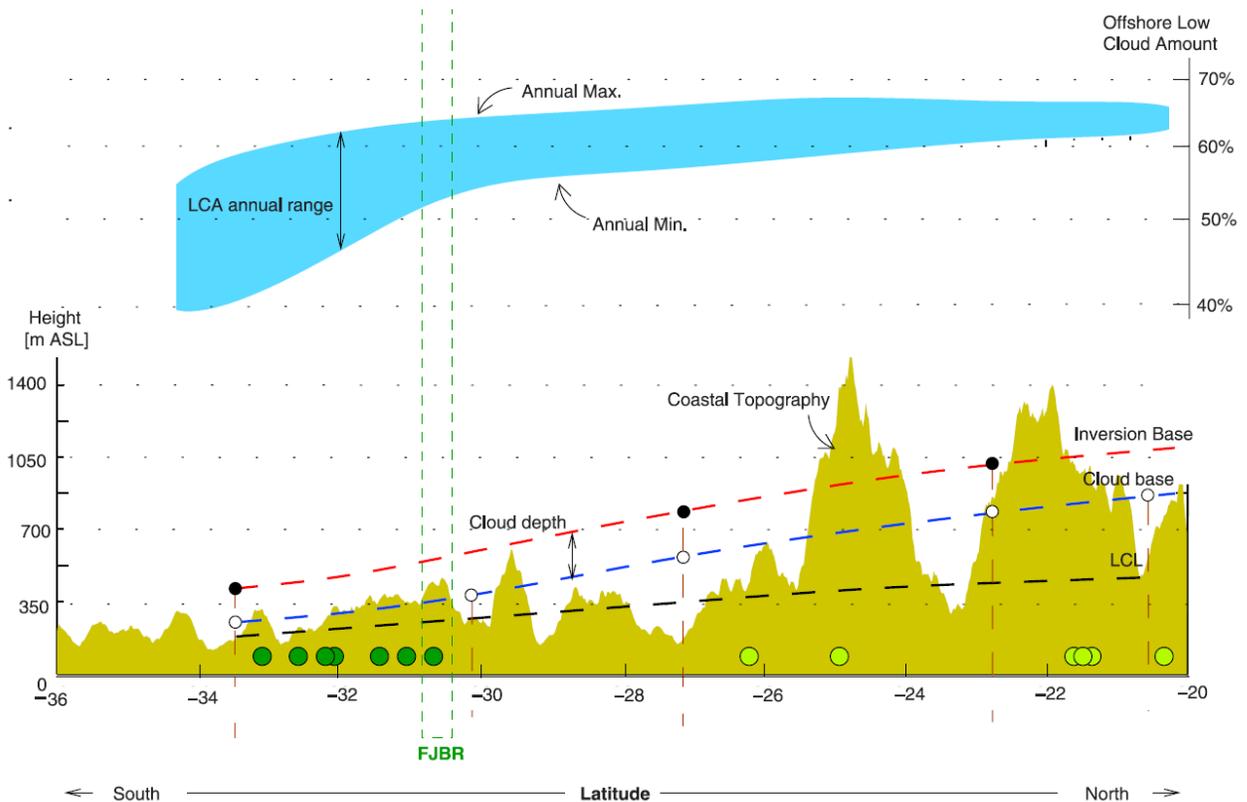


Figura 1.20. Variables meteorológicas a lo largo de la costa subtropical de Chile, relacionadas con el desarrollo de la Camanchaca. El gráfico superior muestra el porcentaje máximo y mínimo de nubes bajas cerca de la costa (LCA); El gráfico inferior muestra la variación latitudinal de: topografía de la costa promedio (15 km), nivel de condensación por ascenso (LCL: Lifting Condensation Level; curva segmentada negra); Base de la cubierta de nubes (curva segmentada azul); Base de la Inversión Térmica (curva segmentada roja). FJBR: Parque Nacional Fray Jorge. (Garreaud et al., 2008b)

La variabilidad interanual de la Camanchaca a lo largo de la costa subtropical, basados en el estudio de 22 años de registro de observaciones en tierra de la Camanchaca en la Reserva de la Biósfera Parque Nacional Fray Jorge (30°S), la determinación la cantidad de nubes bajas derivadas de imágenes satelitales sumado a reanálisis atmosférico, Garreaud et al. (2008b) determinaron que el ciclo anual promedio de la Camanchaca, cuya frecuencia es mínima durante invierno y que rápidamente alcanza su máximo en primavera, sigue muy de cerca el ciclo anual de la cubierta de estratocúmulos cerca de la costa y de la estabilidad troposférica baja (Fig. 1.21).

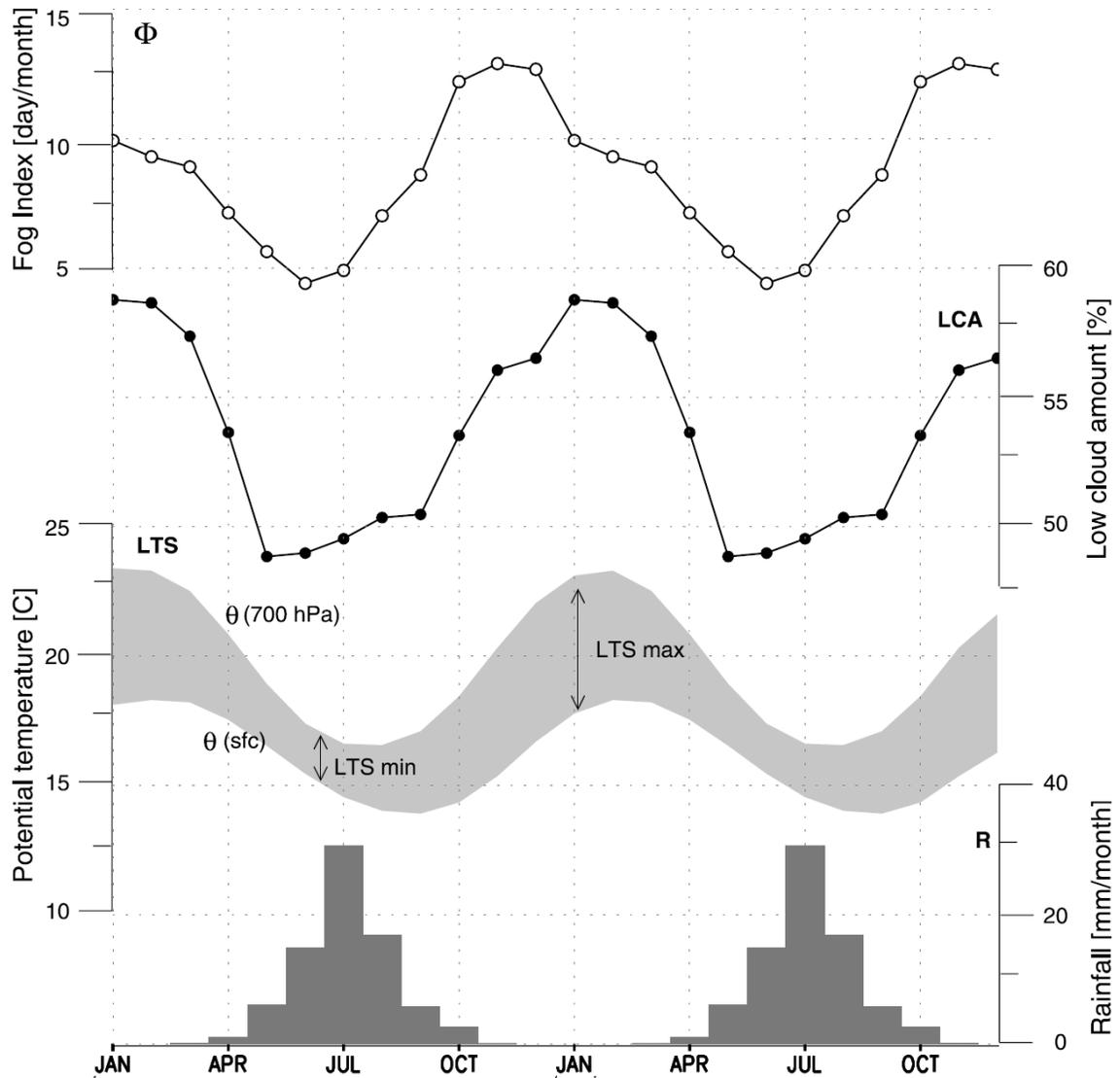


Figura 1.21. Ciclo anual promedio de la Camanchaca en el Parque Nacional Fray Jorge (30°S). Las curvas de arriba abajo corresponden a: Índice de neblina costera (Fog Index), Cantidad de nubes bajas (Low Cloud Amount), Temperatura Potencial (Potential Temperature), Lluvia (Rainfall); LTS: Estabilidad de la Tropósfera Baja (Low Troposphere Stability); LCA: Cantidad de nubes bajas (Low Cloud Amount) (Garreaud et al., 2008b)

También estos autores mostraron que la frecuencia de la neblina costera de primavera, la cantidad de nubes marinas cercanas y la estabilidad de la tropósfera baja están bien correlacionadas a escala interanual. Además, indicaron que temperaturas superficiales del océano más bajas y temperaturas del aire más cálidas de lo normal cerca de lo 30°S refuerzan la inversión térmica dando lugar a una cubierta de nubes más persistente y a una mayor frecuencia de neblina costera en El Parque Nacional Fray Jorge.

Este patrón de anomalías es muy similar a las que ocurren durante la fase fría de ENSO, por lo tanto, años La Niña están asociados a una mayor frecuencia de Camanchaca a los 30°S, e inversamente, años El Niño a una menor frecuencia de neblina (Fig. 1.22; Garreaud et al., 2008b).

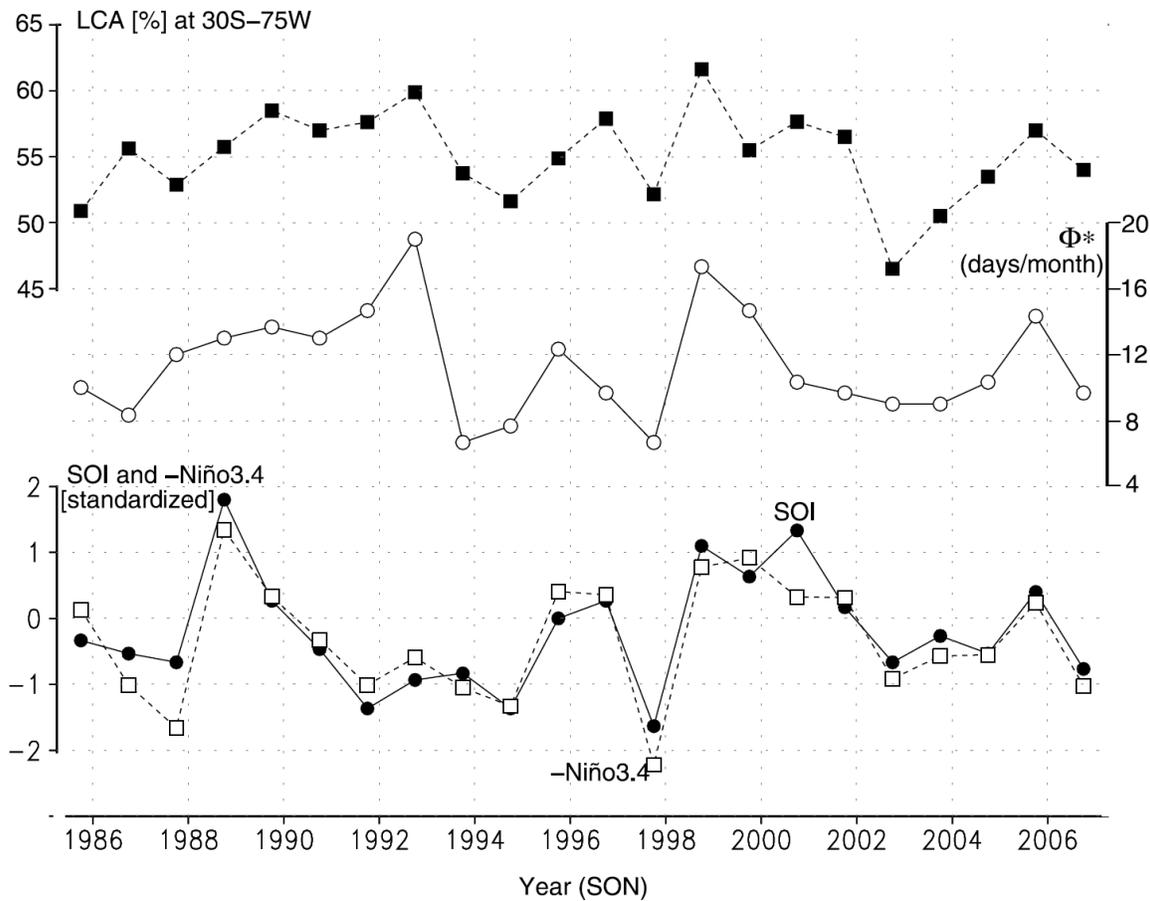


Figura 1.22. Variabilidad interanual de la Camanchaca versus ENSO. Las curvas de arriba abajo corresponden a: Cantidad de nubes bajas en 30°S,75°W (LCA), Índice de neblina costera en Parque Nacional Fray Jorge, Índice de Oscilación del Sur (SOI; círculos negros), Índice -Niño 3.4 (Índice El Niño; cuadrados blancos). Datos de LCA obtenidos de International Satellite Cloud Climatology Project. (Garreaud et al., 2008)

Finalmente, cabe destacar que anomalías positivas de lluvias y de Camanchaca en la costa semiárida estarían, por lo tanto, relacionadas de manera inversa a ENSO.

1.6 Registros de cambios climáticos holocenos a lo largo de la costa del Pacífico Suroriental

Basados en registros oceanográficos y continentales, diversos investigadores han sugerido que la costa del Pacífico Sureste ha sufrido significativos cambios climáticos durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno (Sandweiss et al., 1996; Rodbell et al., 1999; Kim et al., 2002; Moy et al., 2002; Kaiser et al., 2005; Vargas et al., 2006; Ortlieb et al., 2011).

Existe evidencia respecto del comienzo de las manifestaciones de El Niño convencional a lo largo de la costa oriental del Pacífico, el cual habría ocurrido hace 5.500-5.300 años, cuando el patrón de teleconexión trópico-extratropical relacionado a ENSO habría comenzado a operar (Rodbell et al., 1999; Moy et al., 2002; Vargas et al., 2006; Donders et al., 2008). Específicamente, a partir de la mitad del Holoceno en Laguna Pallcacocha, Ecuador ($2^{\circ}46'S$, $79^{\circ}14'W$, 4060 m s.n.m) un testigo de 9,2 m de largo mostró un fuerte aumento de la frecuencia de niveles con sedimentos clásticos evidenciando el aumento de lluvias asociadas a El Niño (Rodbell, et al., 1999), mientras que en la costa del sur de Perú (Ilo-Tacna, $17^{\circ}S$) y el norte de Chile (Punta Guanillo-Antofagasta, $23^{\circ}S$) el comienzo de la influencia del Niño en la zona estaría evidenciado por la cronoestratigrafía de depósitos aluviales (Vargas et al., 2000, Vargas et al., 2006).

En la costa semiárida de Chile ($31,50^{\circ}$ - 32°) registros de polen han sugerido períodos de sequía y de expansión de tierras pantanosas durante el Holoceno temprano, mientras que durante el Holoceno medio sugieren condiciones persistentemente secas (Maldonado y Villagrán, 2006; Maldonado et al., 2010). En Chile central, registros sedimentarios y de polen del fondo marino de la laguna Aculeo ($33^{\circ}50'S$; Jenny et al., 2002), también indicaron condiciones áridas durante el Holoceno medio, y más áridas aún durante el Holoceno temprano (9.500-8.500 cal años A.P.).

Por otro lado, testigos marinos extraídos fuera de la costa entre 27° - $41^{\circ}S$ también han registrado cambios paleoceanográficos importantes durante el Holoceno. Específicamente, han mostrado una temperatura superficial del océano (SST) fría durante el Holoceno temprano, luego condiciones más tibias de la SST durante el Holoceno medio y una tendencia decreciente de ésta durante los últimos 2.000 años (Kim et al., 2002; Lamy et al., 2002, 2004 y 2007; Kaiser et al., 2005; Ortlieb et al., 2011). Asociaciones de especies de foraminíferos planctónicos indicaron que la surgencia costera, relacionada a una gran intensidad del viento costero, y la productividad primaria habrían sido intensas hace 13.000 años, luego habrían decrecido durante el Holoceno temprano y medio, y hace 3.000 años habrían aumentado nuevamente producto de una mayor variabilidad de ENSO (Marchant et al., 1999).

Los cambios evidenciados durante el Holoceno han sido explicados por variaciones latitudinales de la posición e intensidad de los Vientos del Oeste y del Anticiclón Subtropical del Pacífico durante el Pleistoceno tardío-Holoceno (Heusser, 1990; Villagrán and Varela, 1990; Veit, 1996; Grosjean et al., 1997; Lamy et al., 1999, 2002; Jenny et al., 2002, 2003; Villa-Martínez et al., 2003; Maldonado and Villagrán, 2006; Vargas et al., 2006; Maldonado et al., 2010).

Específicamente, han sido sugeridas condiciones tipo La Niña durante el Holoceno temprano (Vargas et al., 2006) y durante el Holoceno medio (Kaiser et al., 2005; Carré et al., 2011).

Respecto de los últimos siglos, estudios paleoclimáticos basados en la comparación de datos históricos entre las regiones de Perú-Ecuador y Chile central, muestran una buena correlación entre ellos durante los siglos XIX y XX, y una fuerte relación con el fenómeno El Niño. Sin embargo, entre los siglos XVI y XVIII, específicamente antes del año 1817, estos registros presentan fuertes discrepancias que no pueden ser asignadas sólo a una carencia de información, ya que eventos de fuerte intensidad no muestran tener mejor correlación que eventos menores y, en muchos casos, datos en una región apuntan a condiciones de La Niña mientras que en la otra se apunta a condiciones de El Niño (Ortlieb *et al.*, 2002). Esto ha sugerido un cambio en el comportamiento entre las precipitaciones y el modo de funcionamiento de ENSO (Aceituno y Montecinos, 1993), y particularmente el abrupto establecimiento de un patrón de teleconexión diferente al actual (Ortlieb *et al.*, 2002).

A partir del estudio de flujos lúricos y de carbón orgánico, y en el análisis de paleo-SST derivado de alquenonas en sedimentos marinos del sur de Perú (12-15°S) y del norte de Chile (23°S), Vargas et al. (2007), mostraron que efectivamente hubo un cambio océano-climático durante el siglo XIX. Este cambio estuvo caracterizado por un período de transición entre los años 1820 y 1878, evidenciado por un marcado aumento de la surgencia costera y la productividad primaria junto con una disminución de la SST, asociado a la amplificación e intensificación de la variabilidad interdecadal tipo ENSO de los vientos del sur a lo largo de la costa árida del norte de Chile y el sur de Perú.

Sifeddine et al. (2008) también mostraron un cambio en indicadores geoquímicos y sedimentarios en 1820 CE en la costa central de Perú (12-14°S), los cuales señalan que el clima mutó de lluvioso a árido junto con el incremento de condiciones redox en el sedimento y que luego, desde 1870 habría aumentado la productividad y la surgencia conducida por los vientos.

A fines del siglo XX estas condiciones habrían seguido intensificándose (Sifeddine et al., 2008) mientras que la SST de la costa peruana experimentaba un enfriamiento constante (0.3-0.4°C por década), lo cual apoya escenarios que podrían relacionar la intensificación de la surgencia costera al calentamiento global (Gutiérrez et al., 2011).

Estos antecedentes señalan que el borde occidental de la costa subtropical de Sudamérica efectivamente ha sufrido el impacto de las variaciones océano-climáticas asociadas a la influencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur y de ENSO. Sin embargo, a escala milenial todavía no existe un consenso respecto del escenario paleoclimático durante el Holoceno temprano y medio. Además, respecto de los últimos siglos a escalas menores, las interpretaciones están basadas solo en registros influenciados por el borde nororiental del anticiclón, limitando una interpretación latitudinal completa de su comportamiento.

El presente trabajo ha abordado estos dos puntos en los capítulos 4 y 5, respectivamente, mediante el estudio sedimentológico de dos sitios localizados en la costa semiárida de Chile, un lugar favorable para el análisis de estos dos factores, considerando la marcada influencia estacional del borde suroriental del Anticiclón del Pacífico Sur y la fuerte influencia de ENSO en la ocurrencia de lluvias torrenciales en el área.

CAPÍTULO II

SITIOS Y METODOLOGÍA

2.1 Sitios de estudio

La costa semiárida de Chile constituye un lugar propicio para el estudio de las variaciones hidrológicas relacionadas con cambios océano-climáticos, debido al clima transicional que la caracteriza (ver capítulo 1). Es así como intensas precipitaciones y condiciones climáticas que hubiesen prevalecido en el pasado quedarían plasmadas en la geomorfología y en registros sedimentarios de la zona.

El registro paleoclimático de los últimos 13.000 años de esta zona se ha basado en el estudio de depósitos generados por procesos de escorrentía asociada a la ocurrencia de lluvias torrenciales en la costa semiárida de Chile. El registro sedimentario fue obtenido de dos sitios: a) Quebrada Santa Julia y sus alrededores, en la localidad de Los Vilos (31°50'S) y b) las bahías de Tongoy y Guanqueros (30°S) (Figura 2.1). Las interpretaciones paleoclimáticas de ambos sitios fueron fundamentadas en el estudio de los mecanismos meteorológicos asociados a la ocurrencia de lluvias torrenciales y flujos de detrito y barro durante la segunda mitad del siglo XX en la costa semiárida de Chile y en su relación con condiciones el Niño y tipo El Niño.

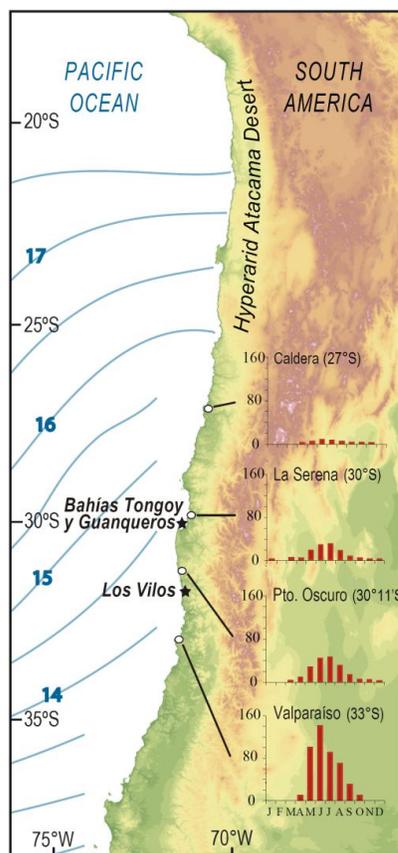


Figura 2.1 Sitios de estudio. Contexto climatológico y geomorfológico de la costa semiárida de Chile.

2.1.1 Sitio Quebrada Santa Julia y alrededores, Los Vilos (31°50'S)

El sitio Quebrada Santa Julia se encuentra 5 km al noreste de Los Vilos, en la quebrada Mal Paso (Fig. 2.2). Esta quebrada, orientada al noreste, abarca una hoya hidrográfica de 16 km² en la Cordillera de la Costa y se encuentra rodeada de dunas. Su contexto geomorfológico, que favorece el transporte de arena quebrada abajo, hace de esta quebrada un lugar propicio para registrar en sus sedimentos la ocurrencia de lluvias intensas generadoras de flujos de detritos y barro.

El registro paleoclimático que se ha determinado en este lugar está basado tanto en el análisis geomorfológico y sedimentológico del sitio Quebrada Santa Julia y sus alrededores. Por este motivo, debido a las características de los depósitos sedimentológicos que constituyen este registro, la información paleoclimática que se ha logrado interpretar ha sido a escala milenial, abarcando el término del Pleistoceno tardío, el Holoceno temprano y el Holoceno medio.

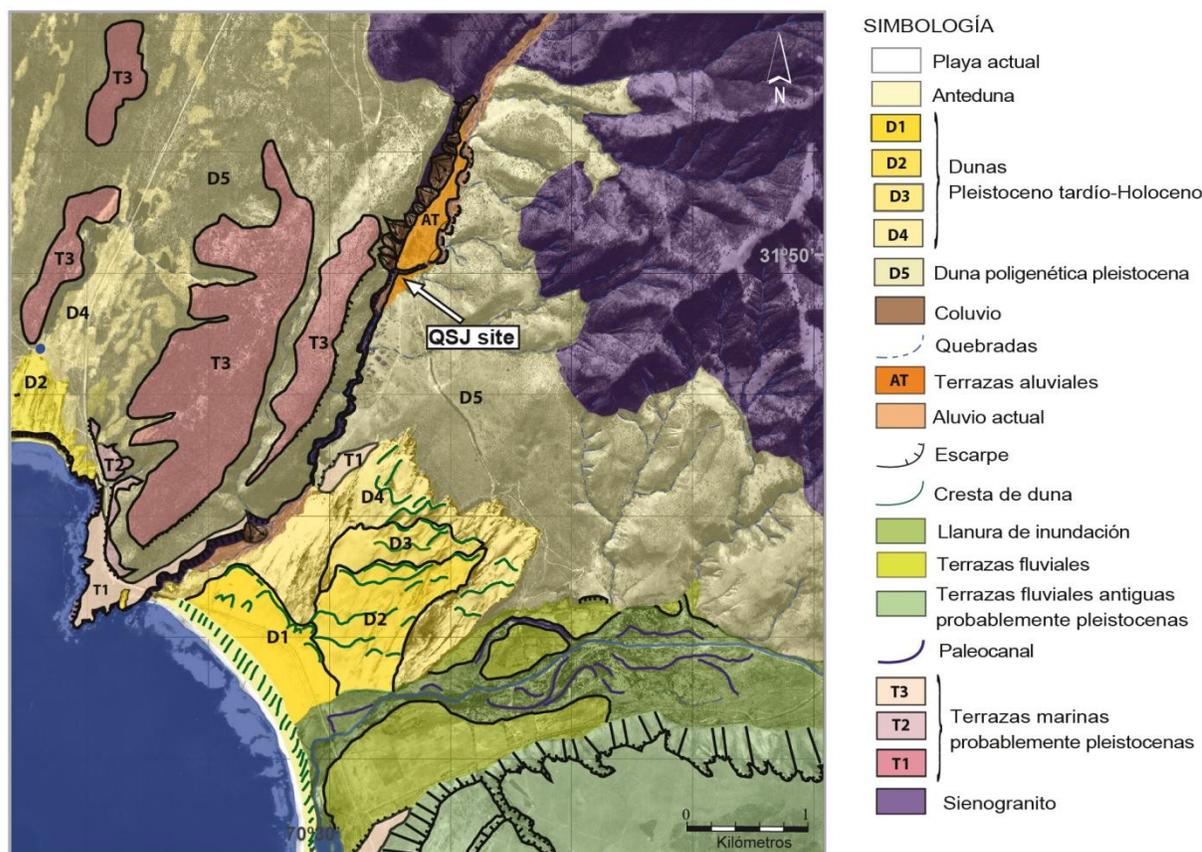


Figura 2.2. Mapa geomorfológico del sitio Quebrada Santa Julia y sus alrededores, Los Vilos (31°50'S) (Ortega, 2006; Ortega et al., 2012)

2.1.2 Bahía de Tongoy y de Guanaqueros (30°S)

Las bahías de Tongoy y Guanaqueros conforman la parte sur de un gran sistema de bahía abierto hacia el oeste, que comienza en Punta Lengua de Vaca (30°S) y que termina 100 kilómetros al norte en Punta Choros (29°S) (Fig. 2.3). Esta zona y específicamente Punta Lengua de Vaca es conocida como uno de los principales centros de surgencia costera (fuera de la bahía) y productividad primaria de Chile, producto de la orientación de la península, la estrecha plataforma continental (fuera de la bahía) y a la acción de los vientos del suroeste.

Si bien el mecanismo de circulación dentro de la bahía de Tongoy está aún bajo estudio, se ha sugerido que los vientos responsables de la surgencia costera en Punta Lengua de Vaca, forzarían una circulación ciclónica de las aguas dentro de la bahía (Moraga-Opazo et al., 2011).

Los eventos de surgencia costera en Punta Lengua de Vaca se mantienen durante todo el año con pulsos cuasi-semanales y los vientos que la conducen alcanzan su máxima expresión durante la primavera austral. Sin embargo, su variabilidad estaría además modulada por oscilaciones intra-estacionales en la profundidad de la termo-nutriclina producida por ondas oceánicas atrapadas en la costa, y por el ciclo interanual ENSO (Figueroa y Moffat, 2000; Ortiz y Wolff, 2002; Rutllant et al., 2004; Rahn y Garreaud, 2013).

La configuración hidrogeológica de bahía Tongoy y bahía Guanaqueros es propicia para la obtención de un registro sedimentológico continuo, debido a que se encuentran protegidas por penínsulas que bloquean la acción de las grandes olas y perturbaciones que ocurren mar adentro, Punta Lengua de Vaca y Punta Guanaqueros (Fig. 2.3), favoreciendo la preservación de los sedimentos que se asientan en el fondo de las bahías.

La hoya hidrográfica que llega a la bahía de Tongoy posee una superficie de 1000 km² y está compuesta por quebradas largas y profundas, denominadas de este a oeste: El Romeral, Tongoy (Los Camarones), Los Almendros, Salinas (Los Litres) y Pachingo. Durante las estaciones secas, la mayoría de estas quebradas no alcanzan el mar y forman humedales que albergan una variada fauna y flora; sin embargo, cuando intensas precipitaciones afectan la zona, la escorrentía de las quebradas alcanza la bahía aportando sedimento que luego se asienta en el fondo de la bahía.

La hoya hidrográfica de la bahía Guanaqueros tiene una superficie de aproximadamente 500 km² y la mayoría de las quebradas que llegan a su cuenca son cortas y poco profundas, donde la única que destaca por su gran extensión es la quebrada Lagunillas. En comparación con la hoya hidrográfica de Tongoy, el aporte sedimentario desde tierra cuando ocurren eventos de lluvias intensas debería ser menor en cantidad y tamaño de grano, por lo que se espera que se puedan distinguir rasgos o estructuras sedimentarias que evidencien dicha escorrentía.

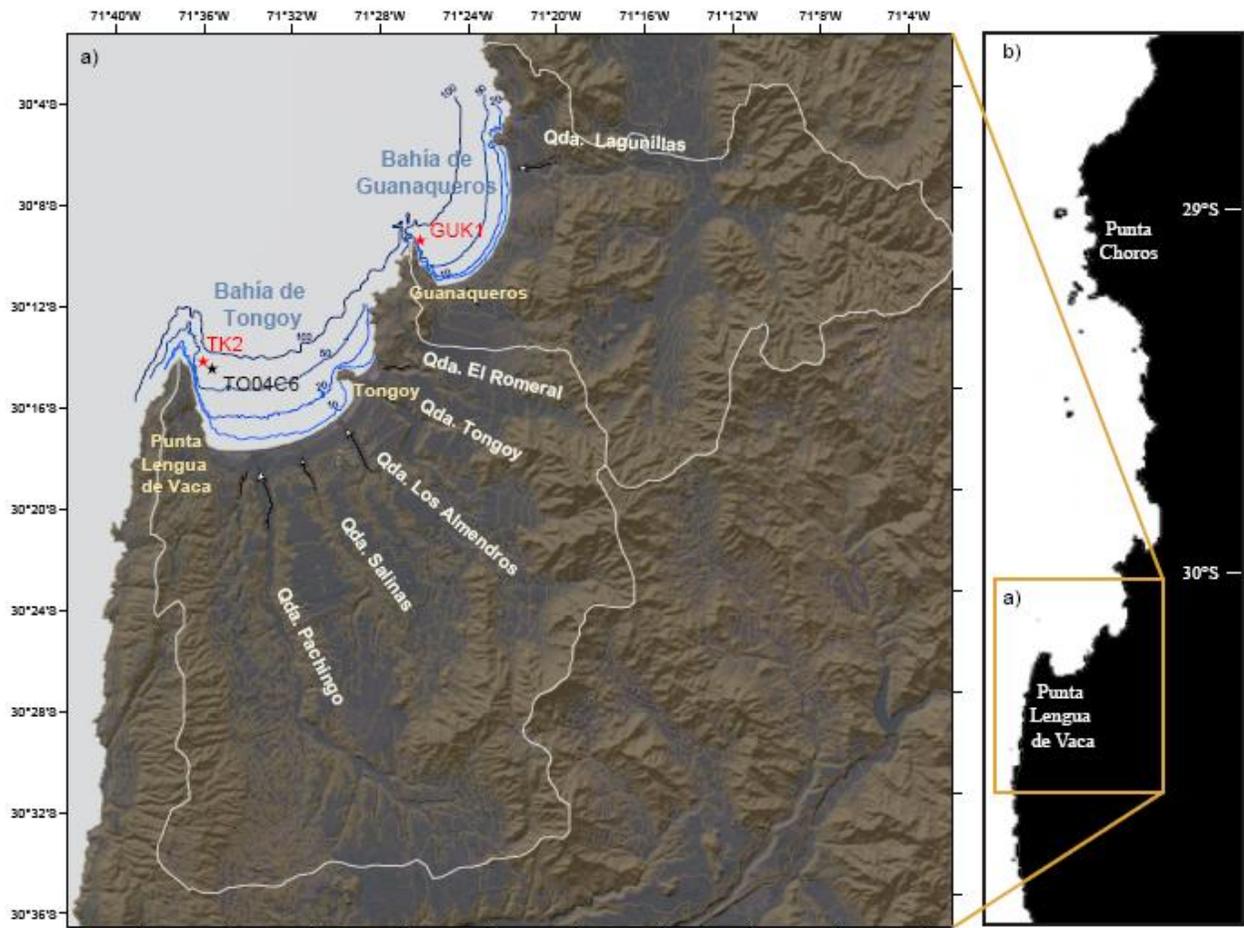


Figura 2.3. Contexto geomorfológico de las bahías de Tongoy y Guanaqueros. a) Hoyas hidrográficas de las bahías de Tongoy y Guanaqueros (línea blanca) y sus principales quebradas, curvas batimétricas de las bahías (líneas azules) y localización de los testigos marinos TO04C6 (estrella negra), TK2 y GUK1 (estrellas rojas); b) Localización de las bahías de Tongoy y Guanaqueros, entre Punta Lengua de Vaca (30°15'S) y Punta Choros (29°S).

El registro paleoclimático que se ha determinado en las bahías de Tongoy y Guanaqueros se ha basado en el análisis sedimentológico de testigos de sedimento de fondo marino, dos testigos de bahía Tongoy (TO04C6 y TK2) y uno de bahía Guanaqueros (GUK1) cuya resolución ha permitido interpretar variaciones hidrológicas a escala secular y multi-decadal de los últimos 200 años.

2.2 Metodología: Quebrada Santa Julia y alrededores, Los Vilos (31°50'S)

2.2.1 Análisis geomorfológico y estratigráfico

Este análisis fue realizado a través del estudio de fotos aéreas (1:30.000), imágenes satelitales (25 y 28,5 m/pixel), mapas topográficos y batimétricos (1:50.000), modelos de elevación digital y el estudio detallado de columnas cronoestratigráficas y de sus características sedimentológicas. El resultado de este análisis se concretó en un mapa geomorfológico del área de Quebrada Santa Julia (1:25.000)

2.2.2 Modelo geocronológico

Para realizar la reconstrucción paleoclimática en el área de Los Vilos se utilizaron doce edades radiocarbónicas en el sitio QSJ y trece edades disponibles en diferentes sitios arqueológicos localizados en las dunas adyacentes.

Específicamente, en el sitio Quebrada Santa Julia se utilizaron ocho edades obtenidas previamente (Jackson et al., 2007; Méndez et al., 2007) y cuatro nuevas edades como fruto de este trabajo (Ortega et al., 2012).

Todas las edades radiocarbónicas convencionales fueron obtenidas a través de Beta Analytic Inc. y fueron calibradas usando INTCAL04 (Reimer et al., 2004).

2.3. Metodología: Bahías de Tongoy y Guanaqueros (30°S)

2.3.1 Extracción de testigos marinos

El testigo de sedimento de fondo marino TO04C6 (44 cm de largo) fue extraído desde la bahía de Tongoy el año 2004 a bordo de la embarcación Stella Maris R/V. Más tarde, con el fin de obtener un registro más extenso y luego de dos intentos fallidos, en octubre del año 2011 a bordo de la misma embarcación fueron extraídos ocho testigos marinos, cinco desde la bahía de Tongoy y tres desde la bahía Guanaqueros, de los cuales sólo dos fueron considerados en esta investigación (TK2 de la bahía de Tongoy y GUK1 de la bahía de Guanaqueros) (Fig. 2.5).

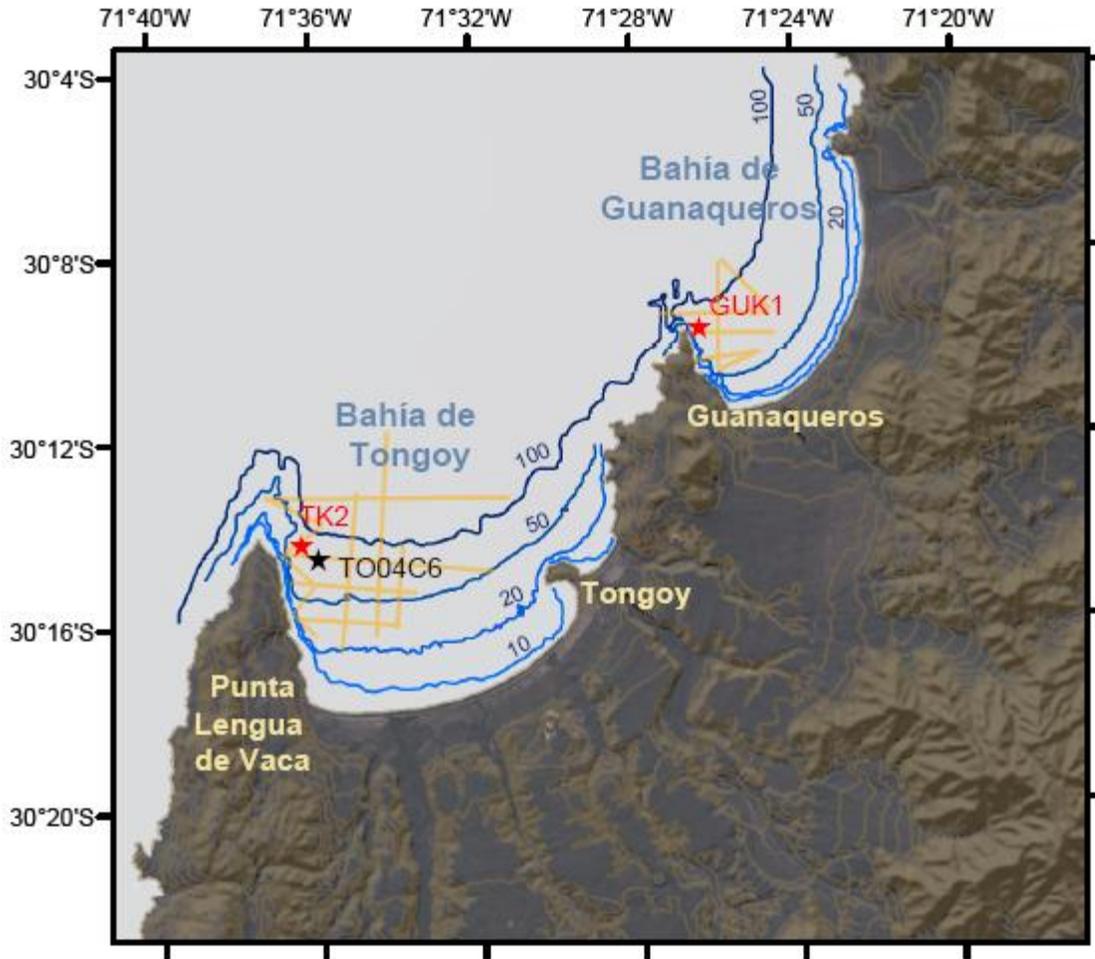


Figura 2.5 Localización de los perfiles acústicos (líneas anaranjadas) y de los testigos marinos TO04C6 (estrella negra), TK2 y GUK1 (estrellas rojas).

La estrategia de muestreo en cada una de las bahías se basó en los perfiles acústicos obtenidos el año 2009, a través de un perfilador acústico de 3,5 KHz (Bathy 2000, Laboratorio de Sedimentología y Geología Marina, Departamento de Geología, Universidad de Chile), mediante los cuales se eligió la zona más favorable para la penetración del testigo marino y descartó la existencia de deslizamientos en el punto de extracción (Fig. 2.5 y Fig. 2.6).

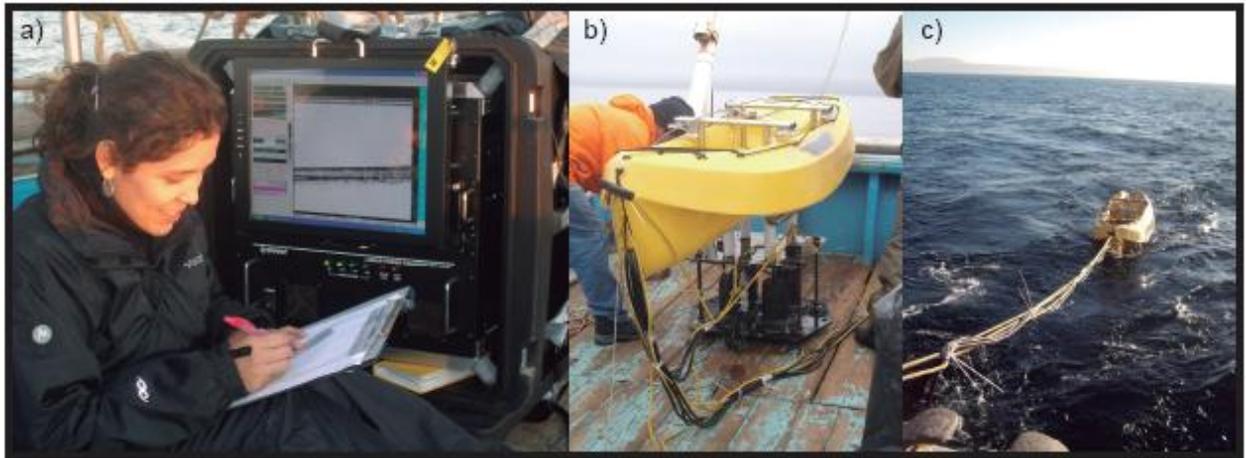


Figura 2.6. Obtención de información estratigráfica del subsuelo marino a través del perfilador acústico 3,5KHz (Bathy 2000). a) Lectura de perfiles acústicos; b) Transductor acústico bajo kayak; c) Equipo en funcionamiento.

La extracción de los testigos se realizó mediante un saca-testigo de gravedad de 1,5 metros de largo (Fig. 2.7). Durante la maniobra de extracción, el saca-testigo se dejó caer libremente a 10 metros del fondo marino observando la batimetría entregada por el sonar del barco. Para poder lograr la penetración exitosa del testigo dentro del fondo marino fue necesario agregar 110 kilos (5 discos de plomo) al peso propio del saca-testigo. Esto permitió obtener testigos cuyo largo fue de 60 a 100 cm aproximadamente. Cabe destacar que no fue posible obtener testigos más largos agregando más peso, tanto porque no cabían más discos de plomo en el extremo superior del testigo como porque el huinche de la embarcación estuvo al límite y agregar más peso hubiese puesto en peligro a los tripulantes.



Figura 2.7. Extracción de testigo marino. a) Testigo de gravedad; b) Maniobra de extracción en embarcación Stella Maris R/V; c) Testigo marino extraído

Los testigos marinos, contenidos en tubos de PVC de 75 mm de diámetro fueron almacenados en la cámara fría del Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Geología de la Universidad de Chile a 2°C con el fin de conservar su humedad y su estructura interna.

2.3.2 Análisis de tomografías y radiografías

Previo a la apertura de los testigos marinos obtenidos el año 2011, se obtuvieron imágenes tomográficas de los ocho testigos marinos a través del equipo de tomografía computada SOMATOM SENSATION 40 de Siemens facilitado en el Hospital Clínico de la Universidad de Chile (Fig. 2.8).

Las reconstrucciones tomográficas fueron realizadas a partir de imágenes tomadas en secciones cada 0,6 mm a lo largo del testigo, con un voltaje de 140 kV e intensidad de penetración de 163 mA. Las tomografías fueron analizadas de manera digital mediante el uso del programa K-PACS, un software especializado para el análisis y reproducción de las imágenes tomográficas en formato DICOM (Digital Imaging and Communications in Medicine).

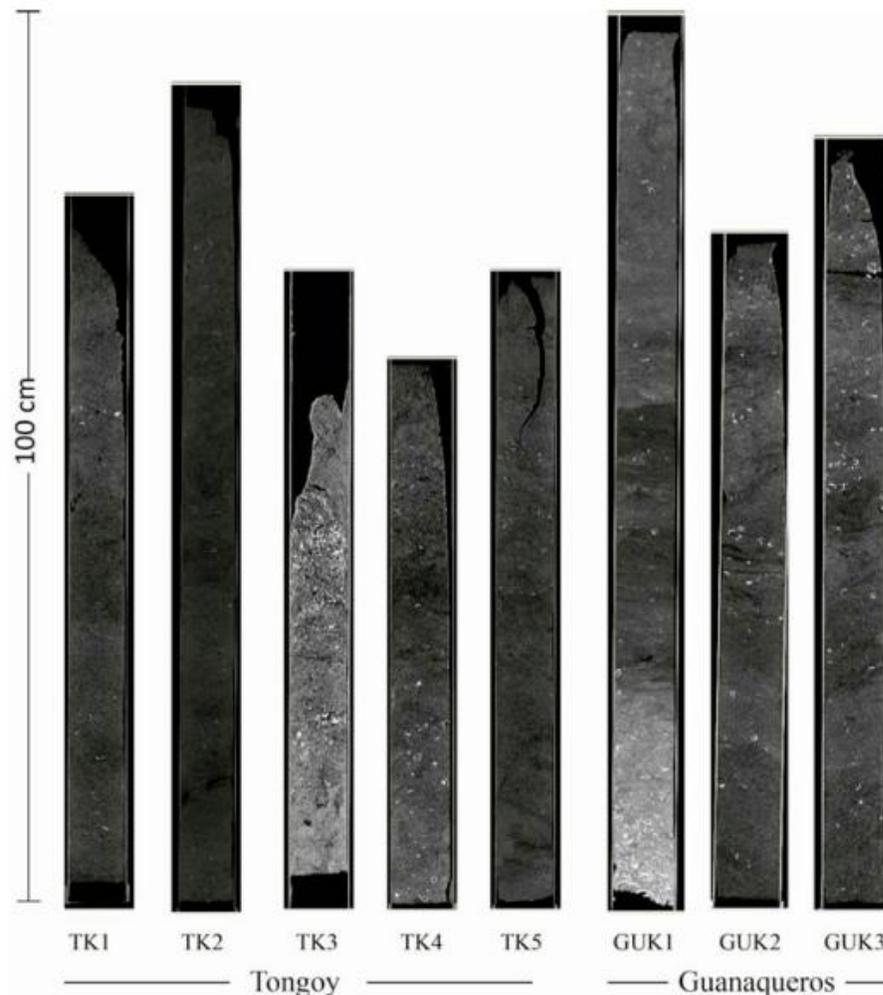


Figura 2.8. Reconstrucciones tomográficas de todos los testigos marinos extraídos el año 2011.

El análisis de las reconstrucciones tomográficas permitió elegir los testigos más idóneos para realizar los análisis sedimentarios y crono-estratigráficos, antes de cortarlos, facilitando su transporte y favoreciendo su preservación. Basados en la longitud, continuidad y conservación de los sedimentos, se escogieron los testigos marinos TK2 de la bahía de Tongoy y GUK1 de la bahía de Guanaqueros.

Una vez cortados los testigos marinos TK2 Y GUK1 se realizaron radiografías de las cuatro mitades, ya que estas imágenes poseen una mejor resolución que las reconstrucciones tomográficas, y permiten el estudio de las estructuras sedimentarias presentes en los testigos. Las radiografías fueron obtenidas mediante un equipo radiológico convencional facilitado por las dependencias del Hospital Clínico de la Universidad de Chile, con parámetros de exposición de 50 kV, 0,16 segundos y a 1 metro de distancia de la fuente de rayos X.

La imagen radiográfica total de los testigos TK2 y GUK1 fue compuesta a través del software Adobe Illustrator CS5, ya que el tamaño de las imágenes radiográficas solo logra cubrir una porción de los testigos. Luego, la imagen final fue tratada mediante el software ImageJ de NIH (National Institute of Health) con el fin de obtener la señal de escala de grises a lo largo de todo el testigo, señal que es directamente correlacionable con la densidad del testigo (Fig. 2.9).

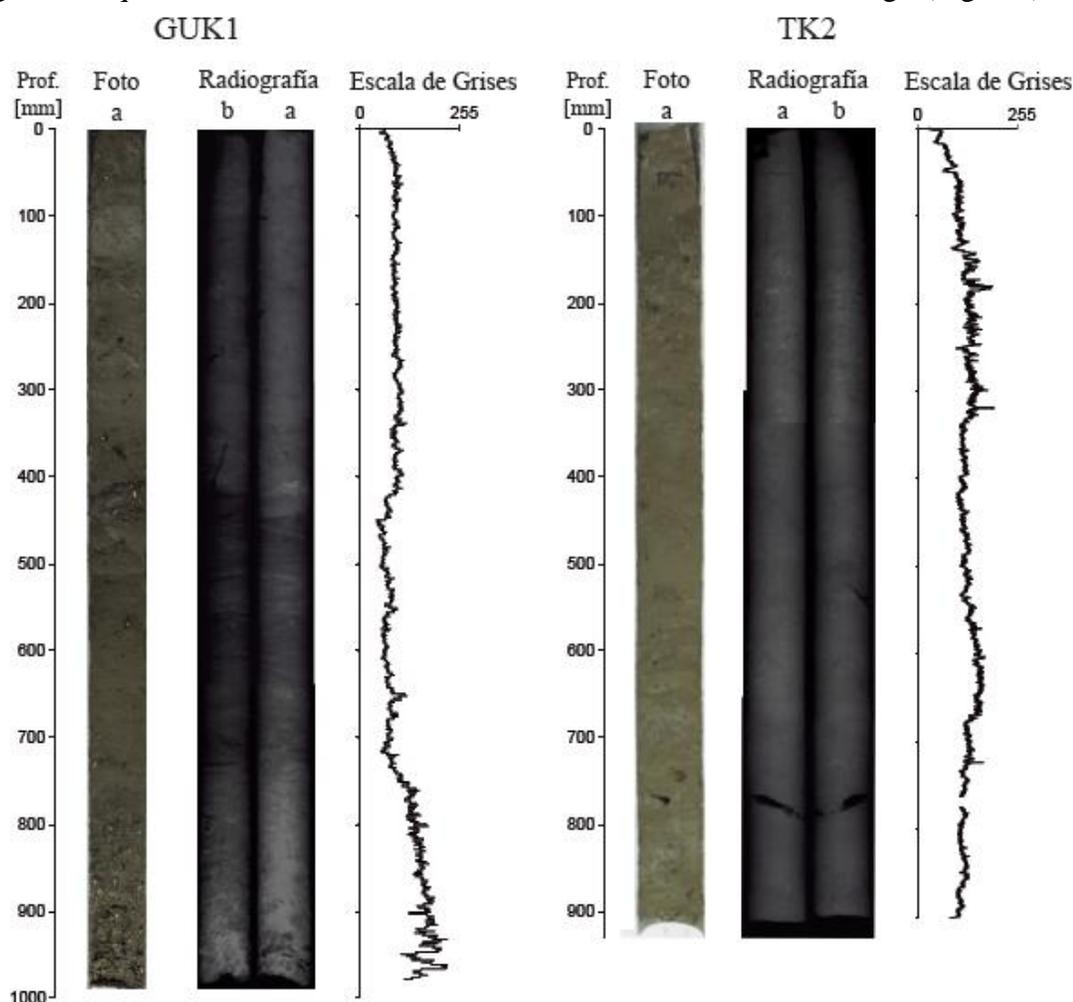


Figura 2.9. Imagen radiográfica y señal escala de grises de TK2 y GUK1

2.3.3 Submuestreo de los testigos marinos

Para realizar el submuestreo, los testigos marinos que están contenidos en un tubo de PVC fueron cortados por la mitad de manera longitudinal, utilizando una minisierra circular Dremel y un hilo de pesca (Figura. 2.10).



Figura 2.10. Maniobra de división del testigo TK2 para posterior submuestreo.

En el caso del testigo TO04C6, ambas mitades fueron sub-muestreadas cada 5 mm para poder establecer la geocronología a través de ^{14}C y ^{210}Pb , analizar la composición mineralógica a través de FTIR (Fourier Transformed Infrared Spectrometry), determinar los cambios granulométricos a lo largo del testigo, y mediante indicadores de geoquímica orgánica tales como carbono orgánico total (C_{org}), razón C/N y el isótopo estable $\delta^{13}\text{C}$, poder interpretar fuentes de materia orgánica y procesos oceanográficos (Meyers, 1997).

Respecto de los testigos TK2 y GUK1, solo una mitad de cada testigo fue sub-muestreada, también cada 5 mm. Todas las submuestras fueron inmediatamente etiquetadas, pesadas, puestas en el horno a $30^{\circ}\text{-}40^{\circ}\text{C}$ y, una vez secas, pesadas nuevamente para poder calcular la humedad y densidad. De manera preliminar se realizaron análisis de ^{14}C en sedimento para establecer la geocronología. La mitad mejor preservada, y no submuestreada, fue elegida para interpretar la composición mineralógica asociada al aporte detrítico a través de fluorescencia de rayos (FRX) mediante un escaneo superficial.

2.3.4 Geocronología

2.3.4.1 Método ^{210}Pb

La geocronología basada en ^{210}Pb es un método isotópico que estima edades a partir del decaimiento radiactivo de ^{222}Rn y ^{210}Pb . En la atmósfera, el ^{210}Pb proviene de la desintegración del ^{222}Rn cuya vida media es de 3,8 días. Del ^{222}Rn descienden cuatro isótopos radioactivos de vida media muy corta, desde solo unos milisegundos hasta unos cuantos minutos (^{218}Po , ^{214}Pb , ^{214}Po y ^{210}Pb), lo cual es imperceptible desde el punto de vista geológico, para luego estar en equilibrio radiactivo con el ^{210}Pb , cuya vida media es de 22,6 años.

El ^{210}Pb llega a los suelos, lagos y océanos por sedimentación seca o a través de la lluvia. Éste se mezcla con la materia orgánica o es absorbido por los granos minerales más pequeños, conformando el depósito sedimentario. Una vez en el sedimento, el ^{210}Pb es considerado inmóvil, por decaimiento radiactivo se forma el ^{210}Bi , el cual decae rápidamente a ^{210}Po , cuya vida media es de 138 días, para finalmente decaer al isótopo estable de plomo ^{206}Pb .

El ^{210}Pb producido de esta manera se denomina “ ^{210}Pb en exceso” o $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (Goldberg, 1963). Sin embargo, en los suelos y sedimentos, el ^{210}Pb también se produce por la descomposición in situ del ^{226}Ra , por descomposición del ^{226}Ra contenido en las rocas, cuya vida media es de 1600 años. Este ^{210}Pb es llamado “ ^{210}Pb soportado” o $^{210}\text{Pb}_{\text{sp}}$ (Goldberg, 1963).

En la superficie del océano, el ^{210}Pb es principalmente aportado por la atmósfera, mientras que en la profundidad su producción a partir del decaimiento radiactivo del ^{226}Ra disuelto en el agua se vuelve importante. Eventualmente los sistemas lacustres y marinos costeros pueden estar afectados por el aporte directo de ^{210}Pb derivado del ^{222}Rn proveniente del suelo (Fig. 2.11).

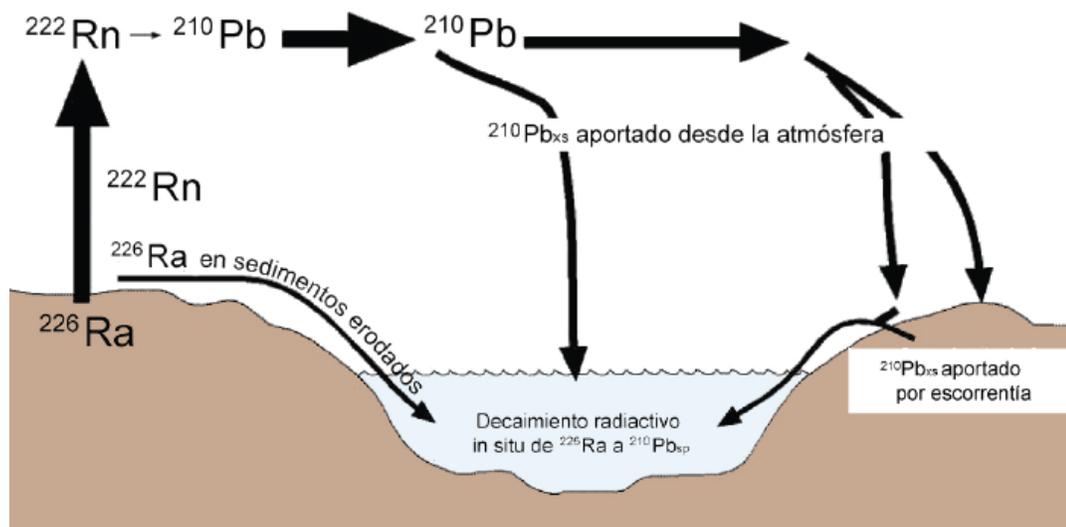


Figura 2.11. Esquema de la producción y sedimentación de ^{210}Pb en sedimentos marinos (Oldfield and Appleby, 1984)

Para medir la actividad del ^{210}Pb en los sedimentos existen dos métodos: uno que mide directamente las emisiones gama y el otro, utilizado en el testigo TO04C6, que mide las emisiones alfa del ^{210}Po (Flynn, 1968). Este último considera que el equilibrio secular entre el ^{210}Pb y el ^{210}Po se alcanza en aproximadamente un año.

La ventaja del primer método es que no es destructivo, y que la $^{210}\text{Pb}_{\text{sp}}$ puede ser estimada directamente de la fracción derivada del ^{226}Ra . La ventaja del segundo método es que es más preciso y requiere menos material para realizar los análisis. La cantidad de muestra necesaria para los dos métodos, varía entre 1 a 10 gramos dependiendo de la actividad del ^{210}Pb estimado en los sedimentos. Los valores de la actividad del ^{210}Pb son normalmente expresados en dpm/g (desintegraciones por minutos y por gramo).

Dado el valor de la vida media del ^{210}Pb , este método radiocronológico es generalmente utilizado para datar sedimentos formados en los últimos 200 años, porque más allá el fraccionamiento de la actividad del $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$, relativo al $^{210}\text{Pb}_{\text{sp}}$, se vuelve importante.

2.3.4.2 Edades ^{210}Pb en Testigo TO04C6 (bahía de Tongoy, 30°S)

La geocronología del testigo TO04C6 fue estimada mediante este método, a través del cálculo de la tasa de acumulación de masa del $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ en los 15 cm superiores. Este radioisótopo fue determinado mediante el conteo de las emisiones alfa del isótopo ^{210}Po con espectrómetro alfa AMX Canberra (Flynn, 1968).

Uno de los principales supuestos del método es que el ^{210}Pb decae de manera exponencial una vez que se ha acumulado en el sedimento, sin embargo, si observamos el perfil en profundidad del ^{210}Pb (Figura 2.12) podemos notar que las concentraciones de ^{210}Pb son prácticamente constantes en los primeros 4 cm, por lo que se ha interpretado que el testigo ha sido bioperturbado en su parte superior provocando la mezcla de dichas concentraciones. También se puede apreciar que el bajo ajuste exponencial que presentaron las últimas tres concentraciones de ^{210}Pb . Por este motivo los cálculos realizados para estimar las tasas de sedimentación y acumulación solo han considerados los datos de ^{210}Pb entre 4–14 cm de profundidad del testigo.

La tasa de sedimentación en superficie se estimó en $0,13 \pm 0,02$ cm/año, mientras que la tasa de acumulación de masa se estimó en $W=0,175 \pm 0,026$ g/(cm²año). Cabe hacer notar que las tasas calculadas corresponderían a un límite superior debido a que la tendencia exponencial de las concentraciones de ^{210}Pb , a pesar de las restricciones anteriormente mencionadas, no es muy fuerte por lo que se podría deducir que en la columna sedimentaria podría persistir un poco de mezcla.

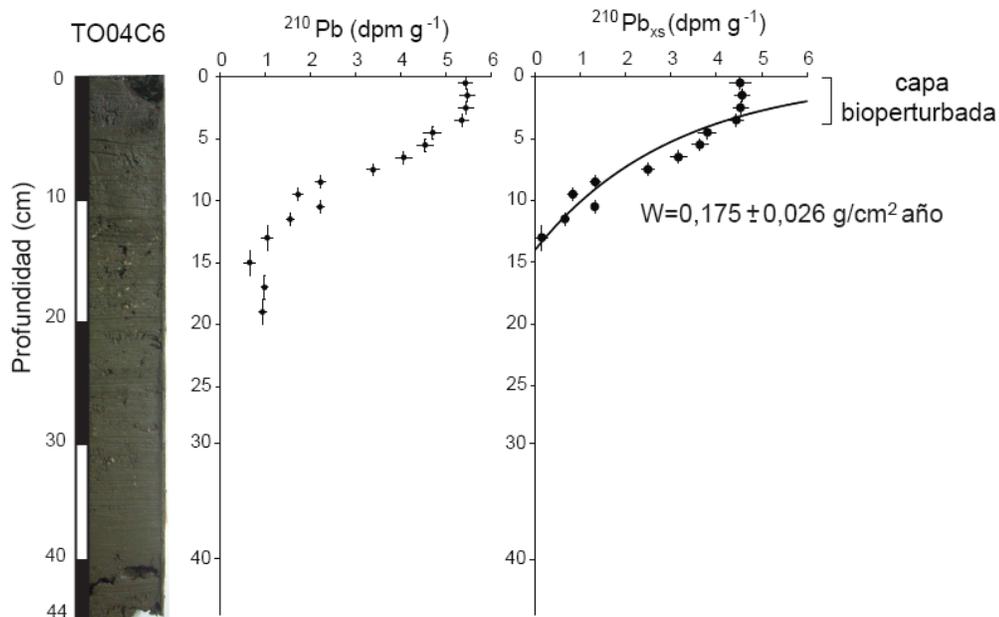


Figura 2.12. Distribución de ^{210}Pb y $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ a lo largo del testigo marino TO04C6.

Si bien la ausencia de discontinuidades y/o discordancias permitirían la extrapolación de la tasa W para todo el testigo marino, y por lo tanto, indicar que el testigo marino abarca los últimos 500 años, el análisis paleoclimático solo se focalizó en los últimos 200 años, restringiéndonos al intervalo más confiable de los datos y del método.

2.3.4.3 Método ^{14}C

El radiocarbono o ^{14}C , es un isótopo inestable y débilmente radioactivo del elemento carbono. El ^{14}C se forma continuamente en la atmósfera superior a través de la interacción entre neutrones de rayos cósmicos y los átomos de ^{14}N , y se oxida rápidamente en el aire para formar dióxido de carbono, el cual entra al ciclo global del carbono.

El ^{14}C es asimilado por plantas y animales a partir del dióxido de carbono durante toda su vida. Cuando mueren, dejan de intercambiar carbono con la biósfera y su contenido comienza a disminuir a una tasa exponencial. Considerando que la vida media del ^{14}C es de 5568 ± 30 años, este método de datación se usa generalmente para datar materia orgánica formada durante los últimos 55 mil años, ya que más allá el fraccionamiento isotópico sería demasiado importante (Trumbore, 2000).

La datación por radiocarbono es esencialmente un método diseñado para medir la radioactividad residual, al conocer la cantidad de ^{14}C que quedó en la muestra, la edad del organismo cuando murió puede ser conocida (Trumbore, 2000). Las edades ^{14}C de esta tesis se han obtenido a través de la técnica de espectrometría de acelerador de masa, la manera más eficiente de medir el contenido de radiocarbono de una muestra, ya que mide directamente el contenido de ^{14}C en

relación a los isótopos estables ^{12}C y ^{13}C , y por lo tanto necesita solo una pequeña porción de sedimento (2 a 10 gramos).

2.3.4.4 Edades ^{14}C en Testigo TO04C6, TK2, GUK1 (bahías de Tongoy y Guanaqueros, 30°S)

La geocronología de los testigos TO04C6, TK2 y GUK1 también se trató de establecer mediante edades radiocarbónicas sobre la materia orgánica de sedimento previamente decarbonatado, para descartar el efecto reservorio marino en la muestra.

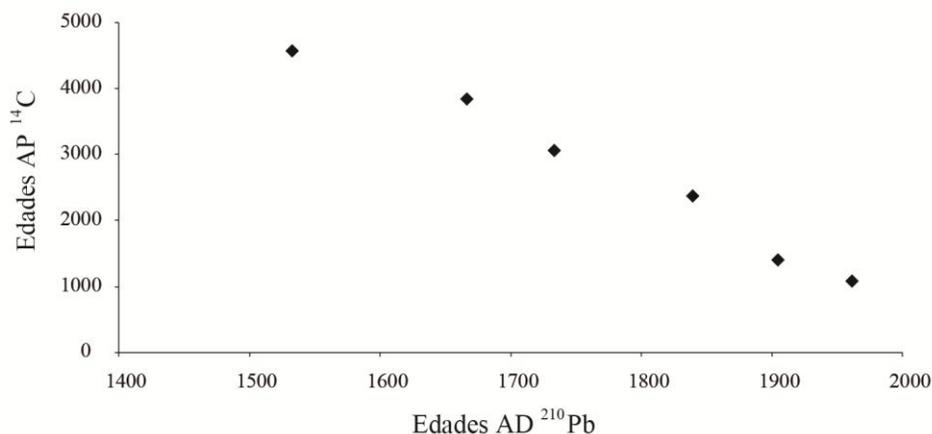
El efecto reservorio marino consiste en el envejecimiento del carbonato biogénico producto de la menor tasa de ventilación de las masas de agua en profundidad, lo que produce un menor intercambio de ^{14}C con la atmósfera, provocando el empobrecimiento de ^{14}C disuelto en el océano. Valores de reservorio marino global (R) han sido estimados para los últimos 22.000 años a través de modelos globales y la comparación de mediciones radiocarbónicas terrestres y marinas, con un valor actual de R estimado a groso modo en aproximadamente 400 años (e.g Stuvier et al., 1986). En áreas costeras, la surgencia costera trae aguas empobrecidas de ^{14}C hacia la superficie del océano, sumando un efecto reservorio adicional (ΔR), provocando un efecto reservorio mayor y, por lo tanto, edades radiocarbónicas aún más viejas. A partir de sedimentos laminados de origen fitoplanctónico asociados a surgencia costera en la Bahía Mejillones, Vargas et al. (2007) estimaron un $\Delta\text{R}= 262 \pm 13$ años para los últimos 300 años, mientras que a partir de conchas de moluscos recolectadas en las salitreras del Norte Grande de Chile Ortlieb et al. (2011) estimaron un $\Delta\text{R}= 253 \pm 207$ años para la primera mitad del siglo 20, así como valores medios entre 226 ± 98 y 511 ± 278 años para el Holoceno, estas últimas a partir de la comparación de edades radiocarbónicas medidas en carbón y en conchas de moluscos en sitios arqueológicos.

A pesar de la de-carbonatación de los sedimentos marinos previo al análisis de ^{14}C en los testigos TO04C6, TK2 y GUK1, las edades radiocarbónicas resultaron muy antiguas en comparación con las edades obtenidas con ^{210}Pb en el testigo TO04C6 y con el análisis estratigráfico de los perfiles acústicos (Fig. 2.13; Tabla 2.1). Por lo tanto, las edades radiocarbónicas estarían sobre envejecidas en esta zona, por un efecto reservorio de origen terrestre. Esto se podría explicar, por aporte de materia orgánica terrestre antigua que pudo haber permanecido mucho tiempo in situ antes de ser arrastrada hacia el fondo de la bahía, lo cual puede suceder en zonas áridas o semiáridas, y por el aporte de carbonatos antiguos, presentes en los sedimentos de la cuenca de drenaje (Formación Coquimbo), diluido y absorbido por las raíces de la vegetación vascular terrestre de la zona.

De esta manera, se vuelve un desafío obtener una datación confiable de sedimentos marinos anteriores a 1800 EC en investigaciones posteriores. Para corroborar y cuantificar el envejecimiento de las plantas vasculares terrestres presentes en la cuenca de drenaje de Tongoy y de Guanaqueros, se propone obtener mediciones radiocarbónicas de la vegetación terrestre actual en el área de estudio. Esta estimación de efecto reservorio terrestre se podría extrapolar para las edades radiocarbónicas sobre sedimento marino de los testigos y obtener una curva de edades que podrían representar una estimación más confiable de las edades del testigo. A su vez, la datación radiocarbónica de foraminíferos planctónicos y conchillas ligadas a distintas profundidades en los testigos marinos permitirá obtener una comparación de edades y estimar el efecto reservorio

global (R) y regional (ΔR). Si a esta curva se restan las edades ^{210}Pb en el techo del testigo, y las edades radiocarbónicas sobre sedimento, ya descontado el efecto reservorio terrestre, sería posible obtener las variaciones de ΔR , probablemente asociadas a variaciones de la surgencia costera.

a) Edades ^{14}C y ^{210}Pb en TO04C6



b) Edades AMS ^{14}C (edades convencionales)

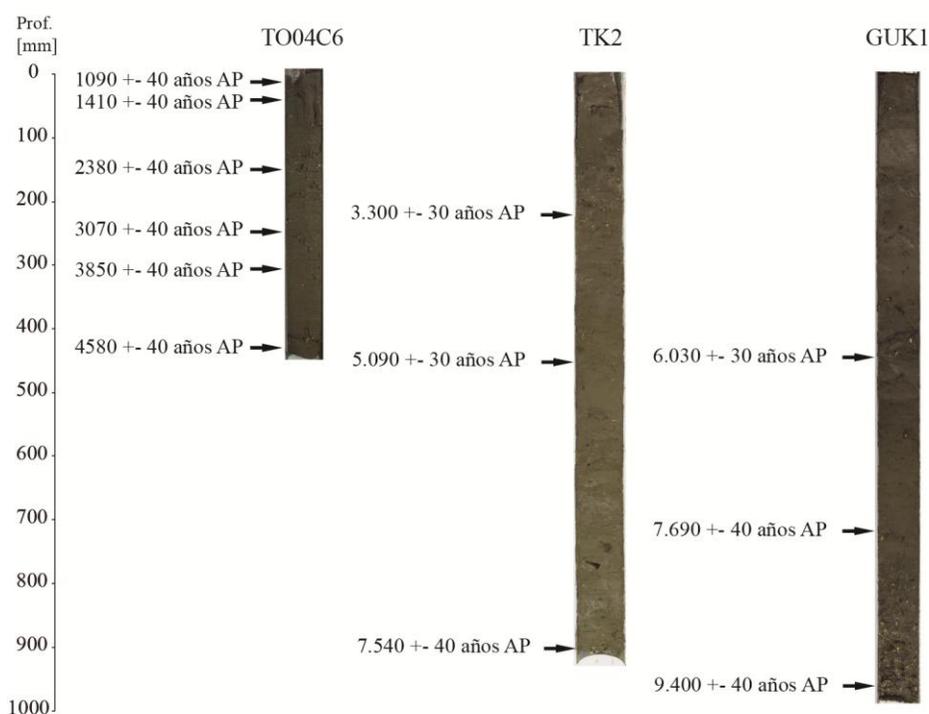


Figura 2.13. Edades radiocarbónicas. a) Edades radiocarbónicas versus edades ^{210}Pb en el testigo TO04C6; b) Localización de las edades radiocarbónicas obtenidas en los tres testigos marinos TO04C6, TK2 y GUK1

Profundidad (cm)	Pb 210 (años EC)	Pb 210 (años cal AP)	14C-Medida (años AP)	+/-
4,25	1958	-8	1090	40
9,25	1901	49	1410	40
15,25	1837	113	2380	40
24,75	1730	220	3070	40
30,75	1663	287	3850	40
43,25	1530	420	4580	40

Tabla 2.1. Edades ^{210}Pb y ^{14}C en el testigo TO04C6.

2.3.5 Composición mineralógica mediante espectroscopía de absorción infrarroja–Transformada de Fourier (FTIR)

La técnica de espectroscopía de absorción infrarroja– Transformada de Fourier, se basa en la interacción de la radiación electromagnética con la materia. De esta manera, cuando la radiación infrarroja es absorbida por un mineral, se obtiene un espectro de absorción único que depende del ordenamiento molecular de dicho mineral.

El instrumento utilizado corresponde a un Espectrómetro Infrarrojo (FTIR) –Modelo Spectrum 100 (Perkin Elmer) facilitado por el laboratorio de Sedimentología de la Universidad de Chile. Este instrumento realiza el estudio simultáneo de todas las longitudes de onda obtenidas a través del espectrómetro, utilizando un interferómetro de Michelson. Este interferómetro, compuesto de un espejo fijo, uno móvil y una placa semi-transparente (lámina de germanio entre dos placas de KBr), permite la generación de dos haces que se recombinan en la misma ruta, pasan a través de la muestra y golpea el detector, obteniéndose una medición global de la intensidad de luz. Luego, las amplitudes de cada banda espectral es calculada mediante una matriz de un algoritmo de transformada de Fourier (Fig. 2.14)

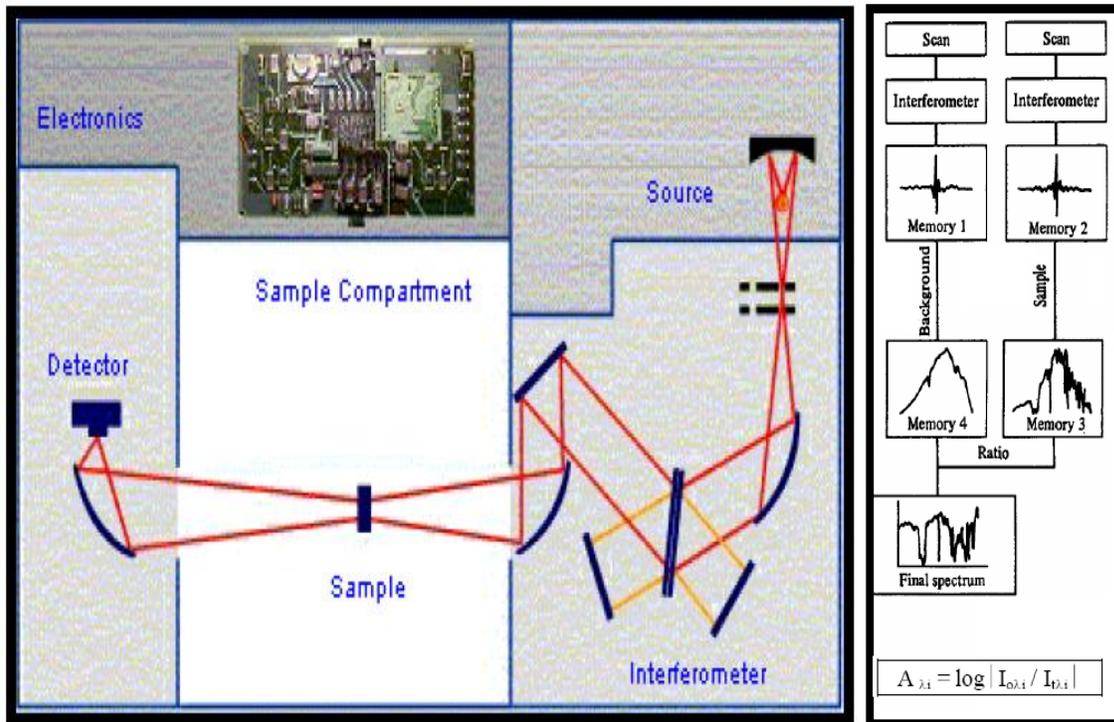


Figura 2.14. Esquema de un espectrómetro FTIR y de adquisición de un espectro.

El análisis a través del espectrómetro infrarrojo requiere preparar la muestra mediante el “método de disco de KBr” descrito en Bertaux et al. (1998). La preparación requiere 2,5 mg de sedimento con un tamaño grano promedio de 2 μm , para ello 10-20 mg de muestra se mezcla con acetona y luego es molida en un mortero de ágata automático por 2,5 horas, a baja temperatura. Una vez molida la muestra, se deposita en un vidrio de reloj donde se seca a temperatura ambiente. Luego, 2,5 mg de muestra son mezclados con bromuro de potasio (KBr) hasta completar un peso total de 1g. Esta mezcla es molida de forma manual por 5 minutos en mortero de ágata. De esta preparación se separan 300 mg, se introducen a un prensador Perkin Elmer entre las caras lisas de dos pastillas de metal. La muestra es llevada al vacío de 0,5 bar por 30 minutos, luego de lo cual es sometida a una presión de 10 ton/cm^2 donde finalmente se forma una pastilla de 13 mm de diámetro. Finalmente, la pastilla es llevada a un horno por 24 horas.

Esta técnica fue realizada con el objetivo de determinar la composición mineralógica y sus variaciones a lo largo del testigo TO04C6. Los minerales detectados corresponden principalmente a cuarzo y albita, seguido de calcita, caolinita, y muy secundariamente por aragonito y sílice amorfo.

Los resultados permitieron definir dos índices: uno de escorrentía hacia la bahía, y otro de meteorización en la hoya hidrográfica. El primero se basó en los flujos líticos compuestos por cuarzo y albita, debido a su naturaleza detrítica dentro del testigo, mientras que el segundo corresponde a la razón de caolinita versus albita, ya que un régimen de hidrólisis en los suelos es necesario para poder producir este tipo de arcilla a partir de los feldespatos (Wan et al., 2006).

2.3.6 Fluorescencia de rayos X (XRF)

Este análisis fue realizado sobre los testigos TK2 y GUK1 en las dependencias del LOCEAN Centre IRD Bondy Paris Nord, con la finalidad de obtener elementos asociados a minerales detríticos tales como el Si, Ti, Al, K, Fe y Cr, y vislumbrar la ocurrencia de flujos líticos asociados a eventos de lluvias en la costa semiárida.

Inicialmente, se había contemplado realizar este análisis sobre plaquetas, sin embargo la gran cantidad de conchillas presentes en los testigos marinos no permitió su confección. El uso de plaquetas hubiese permitido que los análisis fueran más exactos y expeditos, sin embargo, se hubiesen obliterado las muestras. Por lo tanto, se decidió realizar los análisis directamente sobre la mejor mitad de cada muestra.

Este análisis se realizó con un espectrómetro de microfluorescencia de rayos X ARTAX (Bruker AXS), instrumento que obtiene los espectros de los elementos que constituyen la superficie del testigo, sin necesidad de moler la muestra previamente (Fig. 2.15). Este análisis es no-destruccion y cartográfico, por lo tanto, permite realizar una correlación de los elementos que constituyen las estructuras sedimentarias.

Respecto a la resolución utilizada, cada análisis espectroscópico abarcó el área de 3x3 mm. Se analizaron 4 bandas adyacentes a lo largo de cada testigo, lo que permitió obtener imágenes de distribución de los elementos sobre una franja central de 12 mm de ancho.

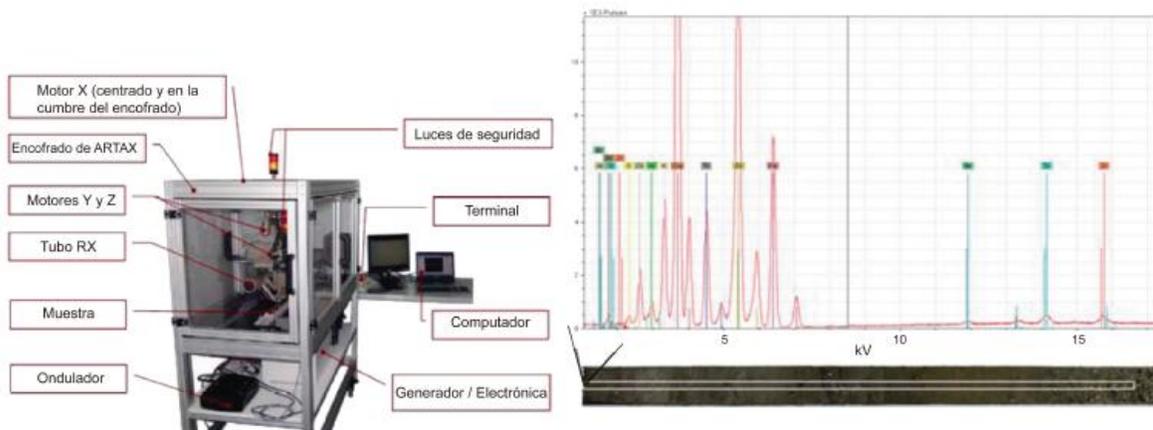


Figura 2.15. A la izquierda: Espectrómetro de microfluorescencia de rayos X ARTAX (Bruker AXS). A la derecha: Franja analizada en GUK1 y espectro obtenido en un punto (área de 3x3 mm).

La señal medida por el espectrómetro depende de la distancia entre la muestra y el detector. La distancia focal corresponde a la distancia óptima entre la muestra y el detector del espectrómetro. Debido a las irregularidades superficiales presentes a lo largo de ambos testigos se realizó una corrección del error sobre las distancias medidas para poder calcular (para cada elemento) la cantidad de fotones X que debería recibir el detector a la distancia focal.

Para realizar la corrección se correlacionó la distancia medida con el valor del argón, ya que es un elemento que es excitado en el aire y cuya cantidad de fotones X es proporcional a la distancia focal. Para ello se midió la señal del argón en 11 puntos a lo largo del testigo, y en cada punto a 8 distancias medidas conocidas (Fig. 2.16). Esta correlación permitió calcular el relieve de la superficie de cada mitad de testigo.

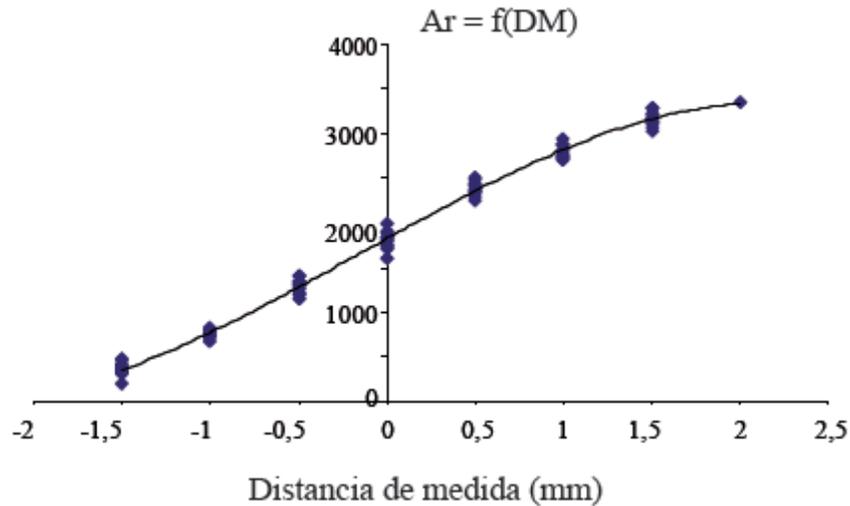


Figura 2.16. Función del argón versus DM;

DM = Distancia de medida (mm); la distancia focal es DM = 0 mm

Luego, se construyó una función matemática que correlacionó la distancia medida con los valores de los otros elementos (con las varias concentraciones de los distintos puntos) y se eliminó el error asociado a la irregularidad superficial del testigo, punto por punto (Fig. 2.17)

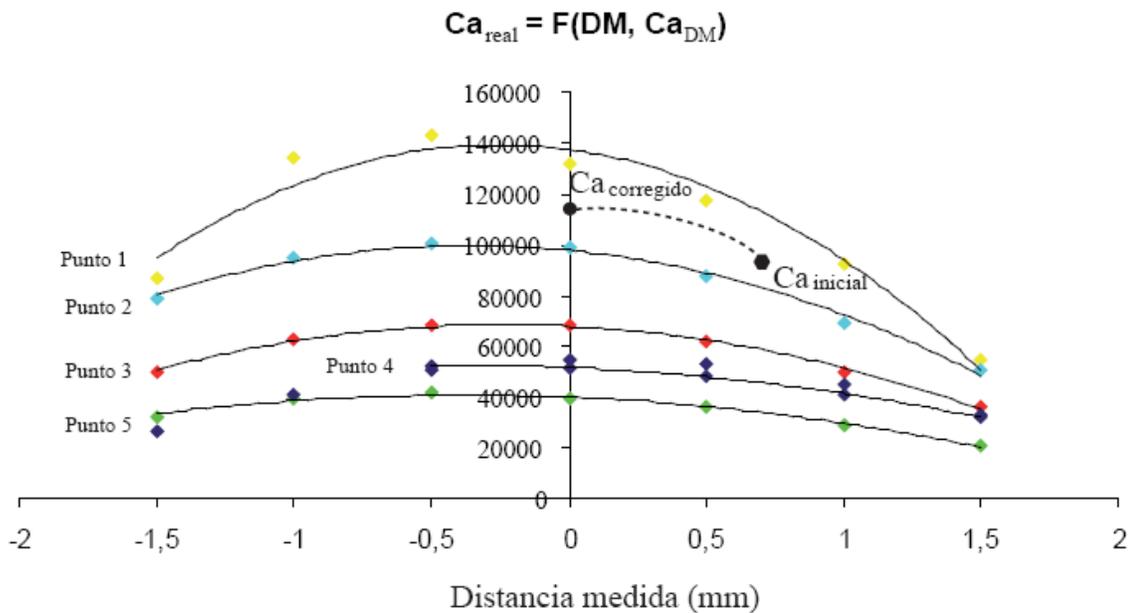


Figura 2.17. Corrección de la irregularidad superficial del testigo sobre el valor de un elemento (ej. calcio). Cada curva indica la respuesta del Ca en cinco puntos (cinco concentraciones) a distintas medidas. Se indica esquemáticamente la corrección del valor inicial del calcio y su valor corregido.

2.3.7 Granulometría Láser

La caracterización de los sedimentos de TO04C6 también involucró el estudio de la variación de los tamaños de grano presentes a lo largo del testigo, lo cual estaría directamente relacionado con la capacidad de arrastre de las escorrentías hacia la bahía, lo que a su vez estaría ligado con la intensidad de los eventos de lluvia.

Este análisis se efectuó en todas las muestras de TO04C6 (88 muestras) mediante el granulometría láser mediante un equipo Malvern Mastersizer 2000 disponible en el Laboratorio de Sedimentología de la Universidad de Chile.

Esta técnica entrega la distribución de tamaño de las partículas basada en la difracción láser. La muestra inmersa en un medio líquido pasa a través de un área de medición del banco óptico del instrumento, donde el rayo láser ilumina las partículas dispersas. Entonces, una serie de detectores miden de manera precisa la intensidad de luz dispersada por las partículas a través de una amplia gama de ángulos (Fig. 2.18).

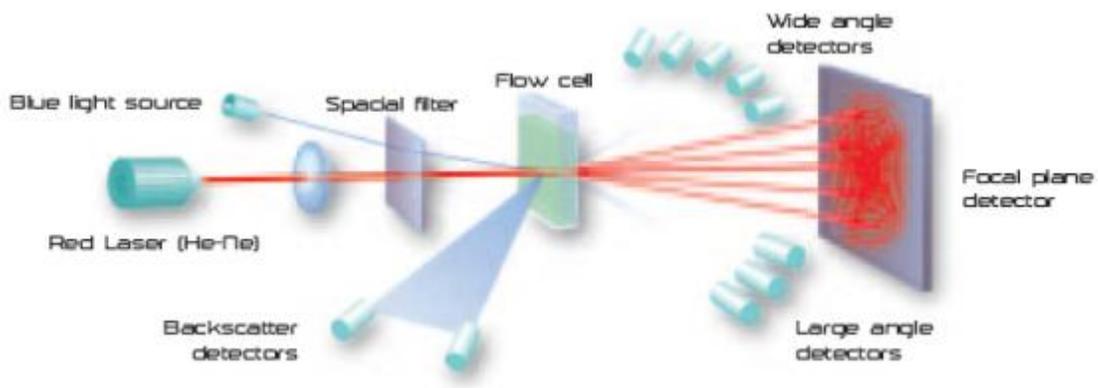


Figura 2.18. Esquema de cómo trabaja el granulómetro láser.

El instrumento además cuenta con agitador y ultrasonido para controlar y mantener un estado estable de dispersión de la muestra, y evitar que las partículas se aglomeren. Sin embargo, dependiendo de la fragilidad del material analizado, el uso de ultrasonido no es recomendable pues rompe las partículas obliterando la distribución de tamaño de las partículas que conforman la muestra, como es el caso del vidrio.

Otro factor importante para el análisis granulométrico es agregar la cantidad apropiada de muestra para que la concentración de partículas en el medio líquido no sea demasiado densa e impida la correcta medición de los ángulos de los haces de luz, ni sea demasiado baja y los detectores no sean capaces de entregar una correcta distribución. Para eso, el instrumento necesita que el nivel de obscuración esté en un rango entre 5 y 20%.

Para realizar el estudio granulométrico de TO04C6 se utilizó agua destilada como medio de dispersión de las partículas, la cantidad de muestra no superó los 30 gr, la obscuración marcó entre 7 y 13% y se evaluó el comportamiento de la muestra con y sin ultrasonido. Cabe indicar que el instrumento permite la evaluación de materiales cuyas partículas no superen los 2 mm y que la totalidad de los minerales presentes y la mayoría de los restos de conchillas en las muestras de TO04C6 no superaban este tamaño, sin embargo, hubo algunas en que se tuvo que retirar algunas conchillas.

Como resultado de la comparación de las distribuciones con y sin ultrasonido, se decidió ocupar la con ultrasonido, puesto que luego de 1 minuto de ultrasonido, a mediana intensidad, la distribución siempre se mantuvo constante, descartando la ruptura de las partículas.

Luego se realizó la deconvolución de la distribución discreta obtenida para cada una de las 88 muestras, y así poder obtener una distribución lineal que permita determinar matemáticamente las características estadísticas de la curva, tales como modas, el porcentaje de cada una de ellas en la muestra, desviación estándar, mediana, etc. (Fig. 2.19).

Específicamente, la técnica de deconvolución asume que las muestras de sedimento son mezclas de varias poblaciones de partículas con distribución log-normal y consiste en una rutina iterativa de ajuste de mínimos cuadrados que minimiza la diferencia entre las masas de las partículas agrupadas en clases de tamaño, lo que es recalculado mediante una expresión matemática ejecutada mediante un software (Gomes et al., 1990).

Finalmente, se construyó y analizó las series de tiempo mostrando las variaciones de las modas y medianas.

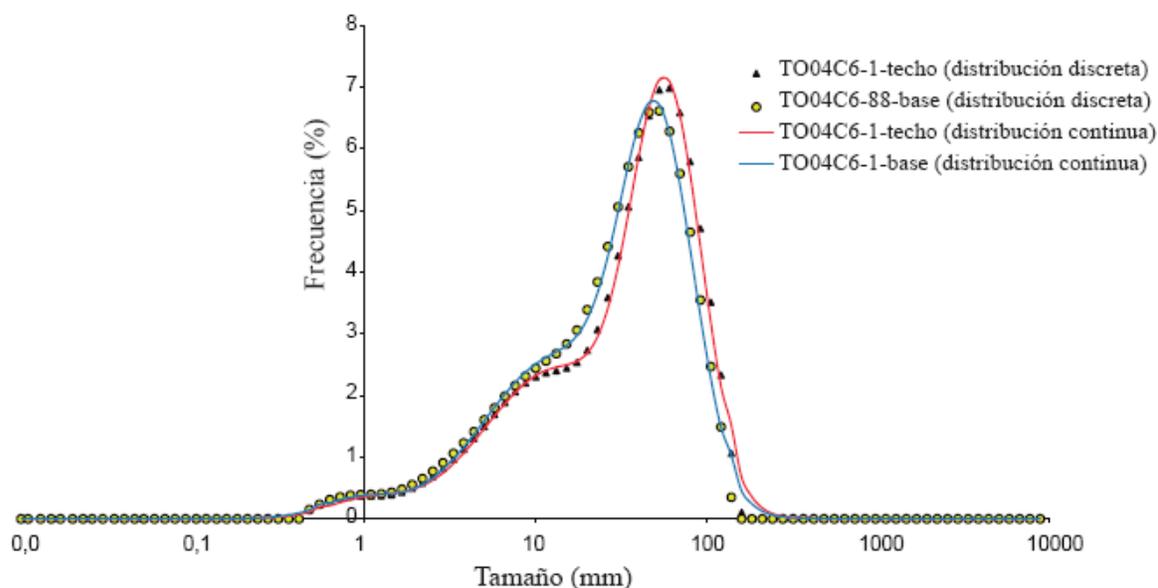


Figura.2.19. Resultados de la deconvolución de la distribución granulométrica discreta de una muestra del techo y otra de la base de TO04C6 (este trabajo).

2.3.8 Análisis geoquímicos

Para evaluar la fuente del material orgánico presente en las muestras de TO04C6 se realizaron análisis de carbono orgánico total, nitrógeno orgánico total y el isótopo estable de carbono ($\delta^{13}\text{C}$).

Como las muestras de TO04C6 poseen aproximadamente un 15% de carbonato de calcio inorgánico, en su mayoría compuesto por restos de conchillas bivalvas, se realizó el tratamiento de fumigación ácida descrito en Harris et al. (2001). Para ello 70 mg de muestra seca fue acidificada con vapor de HCl 6N por 4 horas, verificando la adecuada humedad de las muestras y la homogeneidad de la acidez dentro de la campana. Este método de acidificación por vapor se ha comprobado es mejor que aplicar ácido líquido directamente ya que se elimina la posibilidad de algún soluto o partícula que haya estado presente en el ácido (Harris et al., 2001).

Luego la muestra se seca a 40°C por media hora, una mayor temperatura podría provocar la catalización de las bacterias, y se procede al empaque en estaño. Las muestras empacadas en estaño fueron enviadas a University of California Davis Stable Isotope Facility, donde los valores geoquímicos fueron obtenidos mediante un analizador elemental acoplado a un espectrómetro de masas de relación isotópica (precisión analítica de $\pm 0,1\%$).

2.3.9 Estudio preliminar de asociación bivalva y gasterópoda

La gran densidad de conchas presentes en la base de GUK1 (Fig. 2.20) gatilló serias interrogantes respecto del origen de la base, ambiente depositacional y período de tiempo abarcado por el testigo marino. Para poder develar estas interrogantes se sub-muestrearon los doce centímetros inferiores de GUK1 cada 2 cm y se observó el estado de las conchillas.

La presencia de conchillas enteras y ligadas instó a realizar el reconocimiento de las especies de bivalvos y gasterópodos que estuvieron enteros. Para ello se lavó cuidadosamente el sedimento con agua destilada para poder separar la totalidad de las conchillas enteras sin romperlas.

El sedimento sobrante y las conchillas rotas fueron rescatadas y secadas para poder realizar futuras dataciones y/u otro análisis.

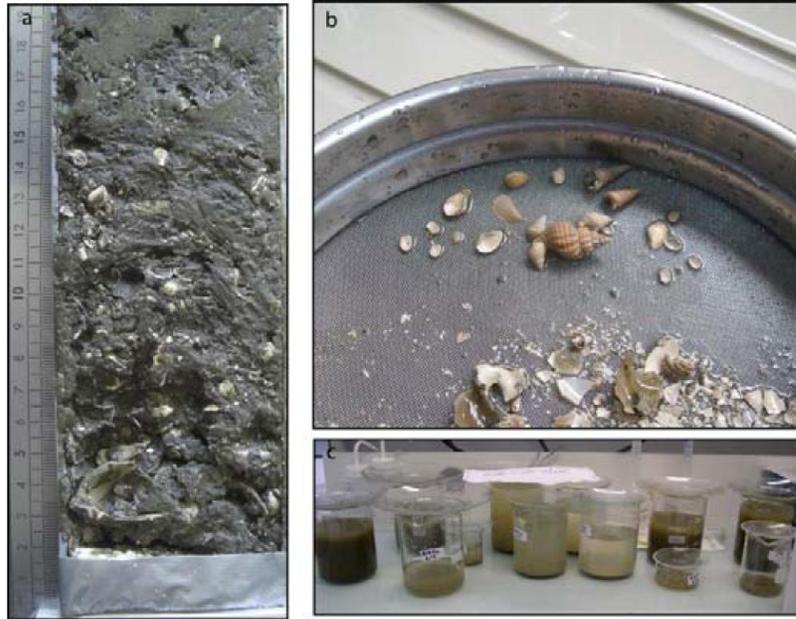


Figura 2.20. a) Foto de la base del testigo GUK1 analizado; b) Bivalvos y gasterópodos enteros recuperados desde una de las muestras de la base de GUK1; c) Recuperación del sedimento.

2.4. Análisis de eventos históricos de lluvias intensas en la costa semiárida de Chile (30°-32°S) y evaluación de su comportamiento a largo plazo durante el siglo XXI.

Las interpretaciones paleoclimáticas de ambos sitios fueron sustentados por el estudio de escenarios climáticos y mecanismos meteorológicos relacionados con eventos de lluvias intensas históricas entre 1950 y 2000 C.E.

Para ello se analizó el registro de precipitaciones diarias de la Dirección Meteorológica de Chile, la información disponible en el “Diario El Día” de la Serena y en el libro “Catástrofes de Chile 1541–1992” de Urrutia y Lanza (1993) (Figura 2.4).

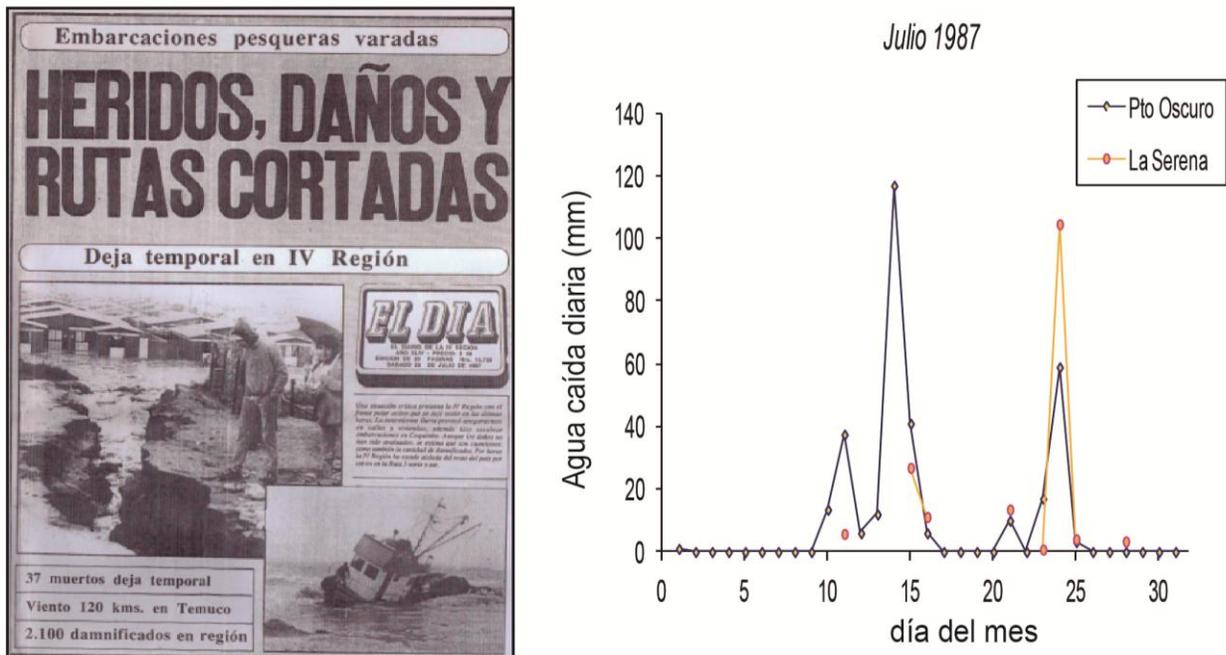


Figura 2.4. Foto de la portada del diario El Día del día 25 de Julio de 1987 y datos diarios de La Serena y Puerto Oscuro para el mes de Julio de ese mismo año, que indican la ocurrencia de una lluvia torrencial ocurrida en la costa semiárida de Chile el día 24 de Julio de 1987, con flujos de detrito y barro asociados.

Una vez determinados los eventos históricos de lluvias intensas y sus consecuencias, tales como flujos de barro o detritos y/o inundaciones, se analizaron las condiciones climáticas para cada uno de los eventos, basados en las características sinópticas obtenidas a través de campos diarios de vectores de viento y en alturas geopotenciales a ciertos niveles isobáricos, y en sus anomalías relativas a el clima promedio obtenido desde el proyecto de re-análisis NCEP/NCAR disponible en <http://www.esrl.noaa.gov/> (Kalnay et al., 1996).

También se analizó la relación de los evento de lluvia intensa con condiciones El Niño y tipo El Niño, mediante el análisis del índice oceánico de El Niño (ONI: Oceanic Niño Index) y el índice de Oscilación Decadal del Pacífico (PDO: Pacific Decadal Oscillation).

La proyección del comportamiento de las lluvias en la costa semiárida de Chile se realizó mediante modelos de simulación climática del quinto proyecto de intercomparación (CMIP5: Coupled Model Intercomparison Project). En este proyecto participan la mayoría de los grupos de modelación climática del mundo con el objetivo de entregar un conjunto de modelos de simulación estándar representativos del pasado reciente y confiables para las proyecciones de cambio climático de corto y largo plazo (Taylor et al., 2012).

Basados en los datos de agua caída de las estaciones meteorológicas de Copiapó, La Serena y Puerto Oscuro, de los 40 modelos que conforman el CMIP5, fueron escogidos 24 modelos que mostraron una buena representatividad del ciclo anual de las precipitaciones en la región. Para realizar la simulación histórica, se consideró el período entre 1850 y 2005 EC, forzado por concentraciones observadas de gases de invernadero, erupciones volcánicas y actividad solar.

Para realizar una proyección del comportamiento climático a largo plazo, se debe escoger un escenario de emisiones, denominadas RCPs o “representative concentration pathways”, las cuales consisten en un escenario de altas emisiones (RCP8.5) y un escenario de emisiones mitigadas de rango medio (RCP4.5). En este trabajo se consideró un escenario de emisiones altas, el cual considera concentraciones atmosféricas de CO₂ sobre los 900 ppm hacia el año 2100, equivalente a un forzamiento radiativo de 8.5 Watt/m² para ese momento.

CAPÍTULO III

LLUVIAS TORRENCIALES Y FLUJOS DE DETRITO Y BARRO EN LA COSTA SEMIÁRIDA DE CHILE (30°-32°S) DURANTE LA SEGUNDA MITAD DEL SIGLO XX

3.1 Introducción

Años anómalamente lluviosos en Chile central han sido asociados al desarrollo de condiciones El Niño durante los meses de invierno y primavera australes. El fenómeno de El Niño no solo se caracteriza por el debilitamiento del Anticiclón del Pacífico Suroriental, sino que también por un patrón atmosférico de teleconexión tropical-extratropical Pacífico Sud-América (PSA) que origina la mayor persistencia y/o desarrollo frecuente de anticiclones de bloqueo localizados sobre el mar de Bellingshausen (Rutllant, 2004). Estas anomalías atmosféricas favorecen que los sistemas frontales alcancen latitudes menores, permitiendo el desarrollo de tormentas a lo largo de la costa central y norte de Chile (Rutllant y Fuenzalida, 1991; Montecinos y Aceituno, 2003).

En la actualidad hemos observado que la ocurrencia de lluvias en la costa semiárida no solo se restringe a eventos El Niño y, que no todos los eventos de lluvia han producido flujos detríticos e inundaciones. Es por este motivo que uno de los objetivos de esta tesis ha sido determinar los diferentes mecanismos meteorológicos asociados con la ocurrencia de lluvias fuertes en la costa semiárida de Chile, y a su vez, evaluar bajo qué mecanismos las lluvias han sido capaces de generar aluviones.

En este capítulo se presenta el estudio de los mecanismos meteorológicos asociados a las lluvias torrenciales y flujos de detrito y barro ocurridos durante la segunda mitad del siglo XX. La evaluación basada en los datos de precipitaciones diarias de La Serena y Puerto Oscuro (30°S) entre los años 1950 y 2000, junto con los datos documentales del diario “El Día” y el libro “Catástrofes de Chile 1541-1992” de (Urrutia y Lanza, 1993) nos permitieron determinar los eventos de precipitaciones fuertes y si éstas estuvieron relacionadas o no con la generación de flujos detríticos y/o inundaciones.

Utilizando el proyecto de reanálisis de NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research) se determinaron las condiciones meteorológicas de escala sinóptica para cada uno de los eventos en los niveles de 500 hPa (~5.500 m s.n.m) y 1.000 hPa (nivel del mar).

Finalmente, se analiza cualitativamente la relación de estos eventos con las condiciones cálidas, neutras y frías de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO: El Niño-Southern Oscillation) según el Índice Oceánico de El Niño (ONI: Oceanic Niño Index), como también su relación con condiciones tipo el Niño, a través del índice de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO: Pacific Decadal Oscillation).

3.2 Análisis de lluvias torrenciales y flujos de detrito y barro durante la segunda mitad del siglo XX en la costa semiárida de Chile (30°-32°S)

Los eventos de lluvia torrenciales fueron definidas como aquellos cuya agua caída excedió los 20 mm en la Serena y los 32 mm en Puerto Oscuro, 20% y 25% del promedio de agua caída anual, respectivamente. Cabe hacer notar, que para un estudio completo y exhaustivo de la relación de lluvias con ocurrencia de flujos detríticos hubiese sido ideal considerar además otros factores, tales como la previa humedad del suelo, parámetro difícil de obtener.

Todos los eventos de lluvias fuertes y sus efectos sobre La Serena y alrededores, y a lo largo del país, se encuentran en la tabla 3.1.

El resultado de estos análisis muestra que entre los años 1950 y 2000 ocurrieron veintidós eventos de lluvias fuertes, donde se puede apreciar que en su mayoría excedieron los 50 mm de agua caída y, excepcionalmente, sobrepasaron los 100 mm en La Serena y Puerto Oscuro (eg. Julio de 1983 y 1984).

Considerando el Índice Oceánico de El Niño (ONI), doce de esos eventos ocurrieron en conexión con El Niño (ONI mayor 0.5), seis en condiciones neutras de ENSO (valores de ONI entre -0.5 y 0.5) y cuatro bajo condiciones La Niña (ONI menos a -0.5) (Ver tabla 3.2a). Además se observó que los eventos se desarrollaron mediante 4 mecanismos meteorológicos: bloqueo, vaguada profunda, baja segregada y vaguada profunda que mutó a baja segregada.

a) Eventos de lluvias fuertes

<i>Condiciones ENSO</i>	<i>Mecanismos meteorológicos</i>			
	Bloqueo	Vaguada Profunda	Vaguada Profunda → Baja Segregada	Baja Segregada
La Niña	2	2	0	0
Neutro	5	0	1	0
El Niño	7	2	1	2

b) Eventos de lluvias fuertes asociados a aluviones

<i>Condiciones ENSO</i>	<i>Mecanismos meteorológicos</i>			
	Bloqueo	Vaguada Profunda	Vaguada Profunda → Baja Segregada	Baja Segregada
La Niña	0	0	0	0
Neutro	2	0	1	0
El Niño	6	1	1	1

Tabla 3.2. Resumen de las condiciones ENSO y mecanismos meteorológicos asociados a: a) eventos de lluvias fuertes entre los años 1950 y b) eventos de lluvias fuertes asociados a aluviones en la costa semiárida de Chile.

Tabla continúa en la página siguiente ➡

Nº	Rainy event date	Rainfall	Duration***	Meteorological Mechanism	ONI
1	1950, May 13 and 19	25.6 mm (May 13) and 9.4 mm (May 18), 21.4 mm (May 19) at La Serena * Only monthly information available: 107.9 mm (May) at Puerto Oscuro *	> 5 hrs (May 13) > 16 hrs (May 19)	Blocking	-1.3 (La Niña)
2	1952, June 23	8.2 mm (June 22) and 45 mm (June 23) at La Serena* Only monthly information available: 104.9 mm (June) at Puerto Oscuro *	> 18.5 hrs	Blocking	-0.3 (Neutral)
3	1957, May 20-25	10.2 mm (May 20) and 60.2 mm (May 21) at La Serena * 203.6 mm (average for Coquimbo region)** Only monthly information available: 180.3 mm (May) at Puerto Oscuro*	5 days	Deep Trough	0.7 (El Niño)
4	1961, June 7-8	27 mm (June 7) and 7.5 mm (June 8) at La Serena* 12.5 mm (June 6), 35.5 mm (June 7) and 6 mm (June 8) at Puerto Oscuro *	30 hrs	Blocking	0.2 (Neutral)
5	1963, September 24	1 mm (September 22), 3 mm (September 23), 30.8 mm (September 24) and 1 mm (September 25) at La Serena* 43.2 mm (September 25) at Puerto Oscuro *	> 5 hrs	Deep Trough	0.9 (El Niño)
6	1965, July 12 and 17	0.3 mm (July 11), 42 mm (July 12) and 52.2 mm (July 17) at La Serena* 6 mm (July 12), 49 mm (July 13) and 1.8 mm (July 17), 38 mm (July 18) and 18 mm (July 19) at Puerto Oscuro *	> 6 hrs (July 12) ~ 10 hrs (July 17)	Blocking	1.0 (El Niño)
7	1965, August 9-10	27.5 mm (August 9), 36.5 mm (August 10) and 1.5 mm (August 11) at La Serena * 50.6 mm (August 10) and 15.9 (August 11) at Puerto Oscuro *	> 17 hrs	Blocking	1.2 (El Niño)
8	1966, June 13	23 mm (June 13) at La Serena* 37.5 mm (June 14) at Puerto Oscuro*	Unknown	Blocking	0.2 (Neutral)

↓ Tabla continúa en la página subsiguiente

Tabla 3.1 (parte 1). Resultado del análisis de los eventos de lluvias fuertes ocurridos en la costa semiárida de Chile.

Nº	Effects at La Serena surroundings (Coquimbo Region)	Effects at Chile scale	References
1	(May 13) Partial damage of corn crops and fruits (May 19) Highway interrupted between Illapel and Ovalle	No report of damages (May 13) Rain fell from Magallanes (52°S) to Talca (35°S) There were droughts 6 years prior to 1950	El Día**: 1950 (May 13-14,17,19-21)
2	Flooding in some villages Elqui River with great flow and mud flow Rainfall catalogued as beneficial to the area	-	El Día**: 1952 (June 25)
3	Great mud flow occurred on May 21 ranked one of the most catastrophic mud flows in history area. Cities full of mud and rocks. Elqui and Coquimbo rivers overflowed and devastated houses and everything in its path. La Serena and Coquimbo isolated. Small towns ravaged by rural ditches and streams. Wind and rain collapsed walls. Panamericana Highway cut into several large section. Hundreds of homeless.	The major storm affected central and northern Chile up to La Serena (30°S) 20 dead and 4 thousand homeless	El Día**: 1974 (June 10), 1983 (June 11), 1991 (June 23) Urrutia and Lanza 1993: 279-280
4	Flooding in some villages. Collapse of walls. Roads cut off. Considerable damage in telephone service. Post-drought rain. Without wind. Intensity of rainfall was uneven across the region. Rain affected mainly the coastal area.	-	El Día**: 1961 (June 8)
5	Collapse of walls. Bad traffic conditions in transverse valleys. Collapse prevents the passage of trains. Intense rain fell up to Vallenar (28°S). One of the wettest years. Well distributed rains during the year, favorable for agriculture.	-	El Día**: 1963 (September 25-26)
6	(July 12) Flooding in some villages. Trees downed. Some landslides and rockfalls. (July 17) Telegraph interrupted. Houses flooded. Problems with tailings of Andacollo. Traffic suspended to north and east of La Serena.	Storm in central zone	El Día**: 1965 (July 13 and 18)
7	Floods and landslides in whole province. Important roads and bridges cut by floods, e.g. Illapel-Los Vilos by Quebrada Canelillo and Illapel-Salamanca by Quebrada Lavaderos. Ports damaged by strong waves at Los Vilos and Pichidangui. Telegraph interrupted between La Serena and Santiago	48 hour storm from southern region to Antofagasta in the north. 90% of country suffered damage by the storm Strong waves caused destruction in ports from Los Vilos (31°S) to Antofagasta (23°S)	El Día**: 1965 (August 10-12)
8	Rain fell throughout the province	Intense rainfall from Aysen (47°S) to Copiapó (27°S) Strong winds caused sandstorm that disrupted traffic between Calama (22°30'S) and San Pedro de Atacama (23°S)	El Día**: 1966 (June 14-15)

↓ *Tabla continúa en la página siguiente*

Tabla 3.1 (parte 2). Resultado del análisis de los eventos de lluvias fuertes ocurridos en la costa semiárida de Chile.

Tabla continúa en la página siguiente →

Nº	Rainy event date	Rainfall	Duration***	Meteorological Mechanism	ONI
9	1972, June 13-14	37.2 mm (June 13) and 6.3 mm (June 14) at La Serena * 7.6 mm (June 13), 55 mm (June 14) and 1.2 mm (June 15) at Puerto Oscuro *	> 6 hrs	Blocking	0.8 (El Niño)
10	1972, August 24	66.7 mm (August 24) and 2.6 mm (August 25) at La Serena* 35 mm (August 25) and 1 mm (August 26) at Puerto Oscuro*	> 12 hrs	Blocking	1.3 (El Niño)
11	1974, June 24-25	21.6 mm (June 24) and 0.7 mm (June 25) at La Serena* 32 mm (June 24) at Puerto Oscuro*	> 10 hrs	Deep Trough	-0.8 (La Niña)
12	1980, April 10-11	23.3 mm (April 10) and 2.1 mm (April 11) at La Serena * 80 mm (April 9) and 64 mm (April 10) at Puerto Oscuro *		Blocking	0.2 (Neutral)
13	1981, May 12	3.9 mm (May 11) and 34.1 mm (May 12) at La Serena* 2 mm (May 8), 1.9 mm (May 9), 2.3 (May 10) and 77 mm (May 11) at Puerto Oscuro*	~ 16 hrs	Deep Trough	-0.3 (La Niña)
14	1982, August 12-13	30 mm (August 12) and 6.5 mm (August 13) at La Serena* 60 mm (August 12) and 4.6 mm (August 13) at Puerto Oscuro*	~ 36 hrs	Cutoff low	1.0 (El Niño)
15	1983, July 6-8	6.9 mm (July 6), 69.5 mm (July 7) and 40.4 mm (July 8) at La Serena * 51.5 mm (July 6), 39 mm (July 7) and 18.5 mm (July 8) at Puerto Oscuro*	~ 40 hrs	Blocking	0.2 (Neutral)
16	1984, July 1-5 and 8-	62.8 mm (July 1), 17 mm (July 2), 0.3 mm (July 3), 43.5 mm (July 4), 3.2 mm (July 5), 24.7 mm (July 8), 4.2 mm (July 9) and 21 mm (July 10) at La Serena * 23.2 mm (July 1), 10 mm (July 2), 88 mm (July 4), 20.5 mm (July 5), 30.3 mm (July 8), 12 mm (July 9) and 73.5 mm (July 10) at Puerto Oscuro *	~ 4 days	Deep trough → Cutoff low	-0.3 (Neutral)

↓ Tabla continúa en la página subsiguiente

Tabla 3.1 (parte 3). Resultado del análisis de los eventos de lluvias fuertes ocurridos en la costa semiárida de Chile.

Nº	Effects at La Serena surroundings (Coquimbo Region)	Effects at Chile scale	References
9	Part of the highway and roads cut by floods in ravines and landslide (with mud and rocks) from the hills. Houses flooded. Train traffic to the north and south of La Serena stopped .	The storm affected two thirds of the country	El Día**: 1972 (June 13-15)
10	Flooding and landslides. Trees falled. Power lines cut. Traffic interrupted. Streets of La Serena city seemed like rivers. Roads of whole province were affected by the storm, except Panamericana Highway and paved roads. Intense snowfall at Elqui Valley, more than 4 meters of snow at La Laguna dam. At Los Vilos, fishing boat ran aground due to rough seas and intense wind.	The most intense and persistent storm since the mud flow of 1957	El Día**: 1972 (August 25-26)
11	Some houses flooded	Rain fell from Concepción (37°S) to Vallenar (28°S) Low profile news	El Día**: 1974 (June 25-26)
12	Mud flow destroyed 30 meters of asphalt Panamericana Highway (Punitaqui community). Three points of the Panamericana Highway between La Serena and Santiago cut off. Strong discharge in the ravines of the region. Houses flooded. Closure of ports. Strong northwest wind at Los Vilos. Roofs blown off in Ovalle, Illapel and Los Vilos.	Strong storm (rain and wind) at Valparaíso (33°S) Homeless from Curicó (35°S) to La Serena (30°S) April 6, unexpected and heavy rainfall cut off roads in Atacama Region (29 to 26°S)	El Día**: 1980 (April 9, 11-13)
13	Falling rocks on Panamericana Highway Some flooding in streets of La Serena city. Some houses collapsed. Record rainfall of Los Vilos, 110 mm in 12 hours (May 11) Intense wind (60 km/hr) affected whole Coquimbo region from noon to evening. This caused rough seas (storm surge of 6 meters) at Coquimbo, without damage.	Wind storm and rainfall at Valparaíso (33°S)	El Día**: 1981 (May 12-13)
14	Collapse of a house. Some flooded houses. There were no major damages. More benefits than damages for Coquimbo region.	-	El Día**: 1982 (August 14)
15	Thousands of homeless. Mud flow at Peñuelas and flood at Fundición Coquimbo. Bridges with pillars undermined by the force of the flow (e.g. Estero La Herradura). Roads cut by strong currents in the ravines of the region. Ten towns isolated in Coquimbo region. Loss of crops.	-	El Día**: 1983 (July 8-12)
16	More than 35 thousand homeless in Coquimbo region. 9,639 homeless in La Serena. The flow of Quebrada Arrayán swept 100 meters of road and posts. Roads cut off and flooding in whole area. Mud and tailings flooded Andacollo. Craft stranded. Sheep hundreds drowned in Elqui River. Snow up to 180km east of the coast.	The storm affected a large part of Chile, from Punta Arenas (53°S) to Copiapó (27°S) Worst damage since 1957	El Día**: 1984 (July 2 - 17)

↓ *Tabla continúa en la página siguiente*

Tabla 3.1 (parte 4). Resultado del análisis de los eventos de lluvias fuertes ocurridos en la costa semiárida de Chile.

Tabla continúa en la página siguiente ➡

Nº	Rainy event date	Rainfall	Duration***	Meteorological Mechanism	ONI
17	1987, July 11-16 and	5.8 mm (July 11), 26.9 mm (July 15) and 11.2 mm (July 16); 0.8 mm (July 23), 104.7 mm (July 24), 4.1 mm (July 25) at La Serena * 13.5 mm (July 10), 37.5 mm (July 11), 6 mm (July 12), 12 mm (July 13), 117 mm (July 14), 41 mm (July 15) and 6 mm (July 16); 17 mm (July 23), 59 mm (July 24) and 3.2 mm (July 25) at Puerto Oscuro *	3 days at La Serena (July 11-16) 7 days at Puerto Oscuro (July 10-16) ~ 12 hrs at La Serena (July 24) Unknown at Puerto Oscuro (July 24)	Deep trough ➡ Cutoff low	1.4 (El Niño)
18	1991, June 16-19	9.6 mm (June 16), 42.9 mm (June 17), 4.5 mm (June 18) and 17.4 mm (June 19) at La Serena * 22.7 mm (June 16), 10 mm (June 18), 14 mm (June 19) and 25.7 mm (June 20) at Puerto Oscuro *	3 days	Blocking	0.8 (El Niño)
19	1992, June 5-7	40.9 mm (June 5), 29.9 mm (June 6), 59.4 mm (June 7), 3mm (June 8) at La Serena * 62.5 mm (June 5), 24 mm (June 6) and 35 mm (June 7) at Puerto Oscuro *	2 days	Cutoff low	0.8 (El Niño)
20	1997, June 11-12 and 18 and 21	1.7 mm (June 10)*, 26 mm (June 11)* and 32.2 mm (June 12) *; 11.6 mm (June 18) **and 17.5 mm (June 21)* at La Serena 8.1 mm (June 11), 32.2 mm (June 12) and 34.2 (June 13); 1.2 mm (June 18), 11.8 (June 19), 2.3 mm (June 20) and 2.8 mm (June 21) at Puerto Oscuro*	2 days (June 11-12) ~ 5 hrs (June 18) ~ 1 day (June 21)	Blocking	1.3 (El Niño)
21	1997, August 16-18	38.9 mm (onset at 18hrs, August 16), 19 mm (August 17) and 5 mm (August 18) at La Serena * 15 mm (August 15), No data (August 16), 75.4 mm (August 17) and 31.6 mm (August 18)	~ 2 days	Blocking	2.0 (El Niño)

↓ Tabla continúa en la página subsiguiente

Tabla 3.1 (parte 5). Resultado del análisis de los eventos de lluvias fuertes ocurridos en la costa semiárida de Chile.

Nº	Effects at La Serena surroundings (Coquimbo Region)	Effects at Chile scale	References
17	<p>(July 11-16) Almost two thousand homeless in Coquimbo region. Traffic stopped north of Santiago. Elqui River caused the isolation of Altovalsol town. Roads cut and suspended by strong currents in the ravines of the region as e.g. at Conchali bridge at Los Vilos.</p> <p>July (24) More than eight thousand homeless at Coquimbo region. Three people dead. Serious road damage, deep fissures in roads.</p>	<p>More than 100 thousand homeless in whole Chile</p> <p>Serious damages in south of Coquimbo region.</p> <p>Extensive damage in the province of Huasco, southern Atacama Region</p> <p>More than 100 thousand homeless in whole Chile</p>	<p>El Día**: 1987 (July 12 - 20; 25-30)</p>
18	<p>Rain and wind storm (30km/hr). Roads cut and bridges destroyed by strong currents in the ravines, transporting rocks and mud at Tongoy and Guanaqueros. 1,116 homeless in Coquimbo region. Elqui River level rose sharply. Huasco River flooded some sectors. Towns isolated. Snow up to 90 km east of the coast. Almost 100 cm of snowfall at La Laguna.</p>	<p>Mud flows at Antofagasta, northern Chile (23°S), caused 20 thousand homeless and 80 died.</p> <p>Strong winds up 100 km/hr at Tocopilla (22°S)</p> <p>Storm affected large part of Chile, from Rancagua (34°S) to Tocopilla (22°S)</p> <p>A cold front with post-front instability was reported by meteorologists on June 18</p>	<p>El Día**: 1991 (June 17-23)</p>
19	<p>Mud flow caused deep cracks (up to 2 meters) in streets because of flooding Jaramillo canal. Streets became rivers in Coquimbo. Strong winds destroyed roofs. Houses flooded. Power cut in Coquimbo. Strong winds at Los Vilos (up to 80 km/hr). 150 miners isolated at Los Pelambres and also 40 in Salamanca.</p>	<p>Roads cut between Antofagasta (23°S) and Tocopilla (22°S)</p> <p>500 miners isolated in Atacama region</p> <p>Storm affected from Pto.Montt (42°S) to Arica (19°S) during last days of May until the early days of June</p> <p>More than 27 thousand homeless in whole Chile</p> <p>738% superavit of rainfall.</p>	<p>El Día**: 1992 (June 6-10)</p> <p>Urrutia and Lanza 1993: 394</p>
20	<p>(June 11-12) More than 4.500 homeless in Choapa province. Electric storm, heavy rainfall and hail at Coquimbo. Mud flow at Guanaqueros (June 13). Flooding Elqui River swept riverside vegetation away. Houses flooded. Roads cut by strong mud flows. Gabriela Mistral international route cut off. Isolated families. Bridges in Elqui town destroyed. Snow up to 180km east of the coast.</p> <p>(June 18-21) Mud flow at El Almendral (40 km east of La Serena) one and a half hour after the onset of rain. Vicuña town was isolated by strong discharge in San Carlos ravine. Main streets of Guanaqueros were destroyed by water and mud flows from the ravines .</p> <p>15,300 homeless since the rainfall of June 11.</p>	<p>Storm affected a large part of Chile</p> <p>Heavy and persistent rainfalls at Coquimbo and Atacama regions (32°-26°S)</p>	<p>El Día**: 1997 (June 12-14; 19-24)</p>
21	<p>Torrential rainfall with strong wind (up to 100 km/hr), sometimes intense but not persistent. Roads and bridges cut off by rivers and mud flows isolated towns, flooded houses and damaged agricultural crops. Strong wind brought down trees and caused severe damage in infrastructure, houses and boats. Closure of ports at Los Vilos, Tongoy and Guanaqueros. 50% of boats were destroyed at Guanaqueros.</p>	<p>Storm caused damage from Puerto Montt (42°S) to Coquimbo (30°S)</p> <p>Coquimbo region was most affected.</p>	<p>El Día**: 1997 (August 17-18)</p>

↓ *Tabla continúa en la página siguiente*

Tabla 3.1 (parte 6). Resultado del análisis de los eventos de lluvias fuertes ocurridos en la costa semiárida de Chile.

Nº	Rainy event date	Rainfall	Duration***	Meteorological Mechanism	Oceanic Niño Index
22	2000, June 23-24	29.5 mm (June 23) and 3.7 mm (June 24) at La Serena* 52.1 mm (June 24) at Puerto Oscuro*	~ 3 hrs	Blocking	-0.5 (La Niña)

Meteorological data extracted from (*) Dirección Meteorológica de Chile and (**) El Día Newspaper
(***) Duration corresponds to the length of rain at La Serena recorded by the newspaper El Día

Tabla 3.1 (parte 7). Resultado del análisis de los eventos de lluvias fuertes ocurridos en la costa semiárida de Chile.

Nº	Effects at La Serena surroundings (Coquimbo Region)	Effects at Chile scale	References
22	Strong wind (70-80 km/hr) destroyed roofs, felled trees, caused a power outage and interrupted water supply in some sectors. Flooded streets. Jaramillo channel almost overflowed. Port of Coquimbo closed by strong northwest wind, that caused huge waves. Two million scallops were stranded at Puerto Aldea (50 km south of La Serena)	Strong winds and rainfall affected a large part of Chile Calama and Chuquicamata (22°30'S) were affected by strong wind (90 km/hr) Strong wind at Caldera and Copiapó (27°S) destroyed roofs and dust storm on Panamericana Highway Ports of central Chile closed. Flooding and damage from Talca (35°S) to Rancagua (34°S). 1,692 homeless.	El Día**: 2000 (June 24-25)

Tabla 3.1 (parte 8). Resultado del análisis de los eventos de lluvias fuertes ocurridos en la costa semiárida de Chile.

El mecanismo de bloqueo fue el mecanismo meteorológico fuertemente dominante en el desarrollo de eventos torrenciales de lluvia. Este mecanismo se caracteriza por un anticiclón localizado al oeste de la Península Antártica, el cual bloquea los sistemas frontales hacia el sur de Chile, y los desvía hacia el norte favoreciendo el desarrollo de tormentas en la costa central y norte de Chile (Fig. 3.1). Los resultados indican además que este bloqueo ocurre más frecuentemente durante condiciones El Niño, aunque también ocurre durante condiciones neutras y, muy infrecuente, bajo condiciones La Niña (Tabla 3.2a).

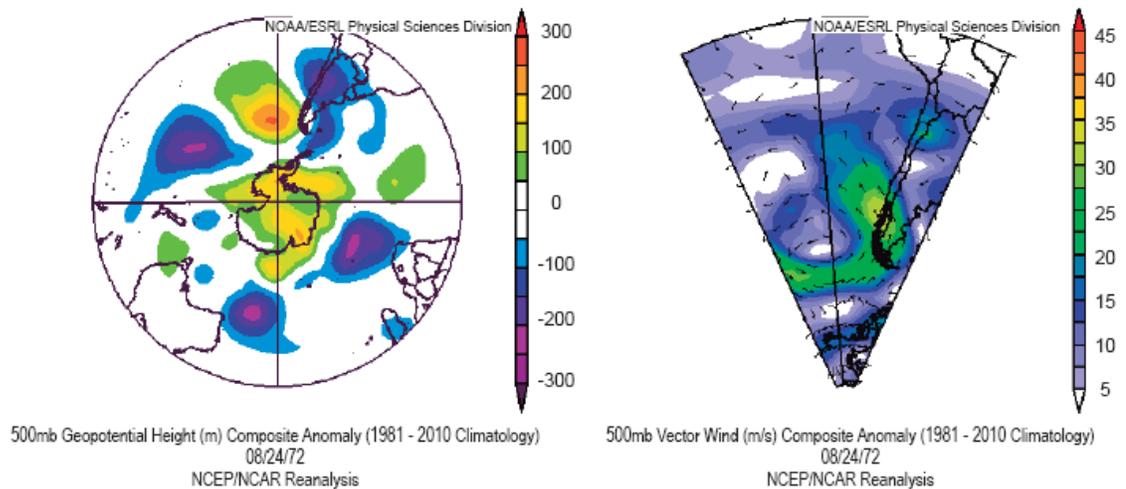


Figura 3.1. Mecanismo meteorológico de bloqueo. Anomalía geopotencial y vectores de viento durante el evento torrencial de 24 de agosto de 1972.

El mecanismo de vaguada profunda fue responsable de solo el 18% de las lluvias torrenciales ocurridas entre 1950 y el 2000, y se caracteriza por el desarrollo de una gran depresión barométrica (vaguada) a lo largo de la costa, ubicada entre dos dorsales al oeste y al este. En la parte delantera de la vaguada se produce el ascenso de masas de aire cálido y húmedo, dando origen al desarrollo vertical de nubes y consecuentemente lluvias (Fig. 3.2).

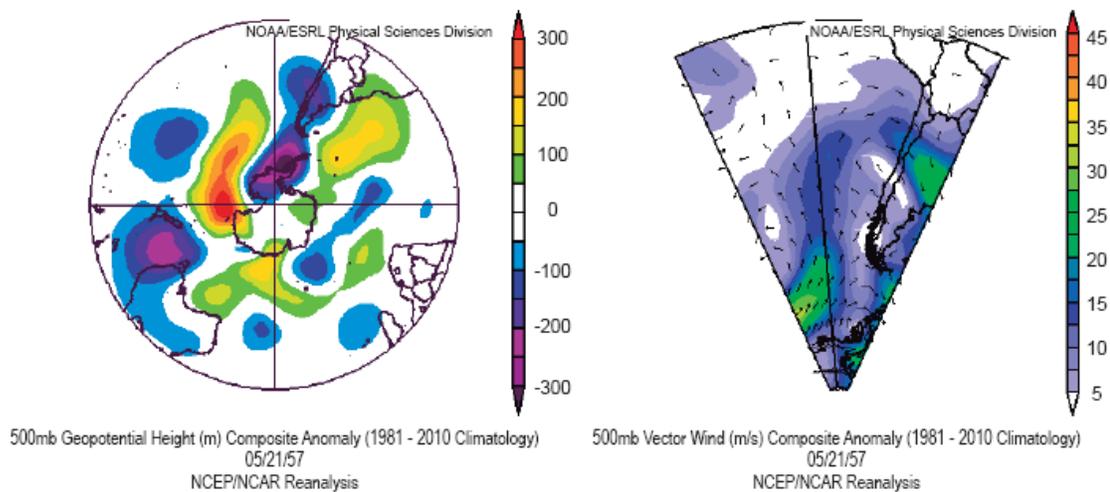


Figura 3.2. Mecanismo meteorológico de vaguada profunda. Anomalía geopotencial y vectores de viento durante el evento torrencial del 20-25 de mayo de 1957.

El mecanismo de bajas segregadas solo generó dos eventos de lluvias torrenciales durante la segunda mitad del siglo XX. Las bajas segregadas son núcleos de aire frío en altura que se han desprendido de las vaguadas en el régimen de los oestes producto de la inestabilidad baroclínica. Éstas se sitúan típicamente al norte de la “corriente en chorro” polar o subtropical, en la región de máxima intensidad de viento zonal (Fuenzalida et al., 2005). Episodios de precipitación en el

norte de Chile se han vinculado a estas bajas segregadas en altura (Pizarro y Montecinos, 2000), ya que cuando las bajas segregadas se mueven sobre regiones potencialmente inestables de aire a niveles bajos, ellas proporcionan el forzamiento dinámico que puede desencadenar una ciclogénesis superficial rápida y, por lo tanto, fuertes vientos y lluvias intensas. En la figura 3.3. se puede apreciar las bajas segregadas asociadas al evento del 5 al 7 de Junio de 1992.

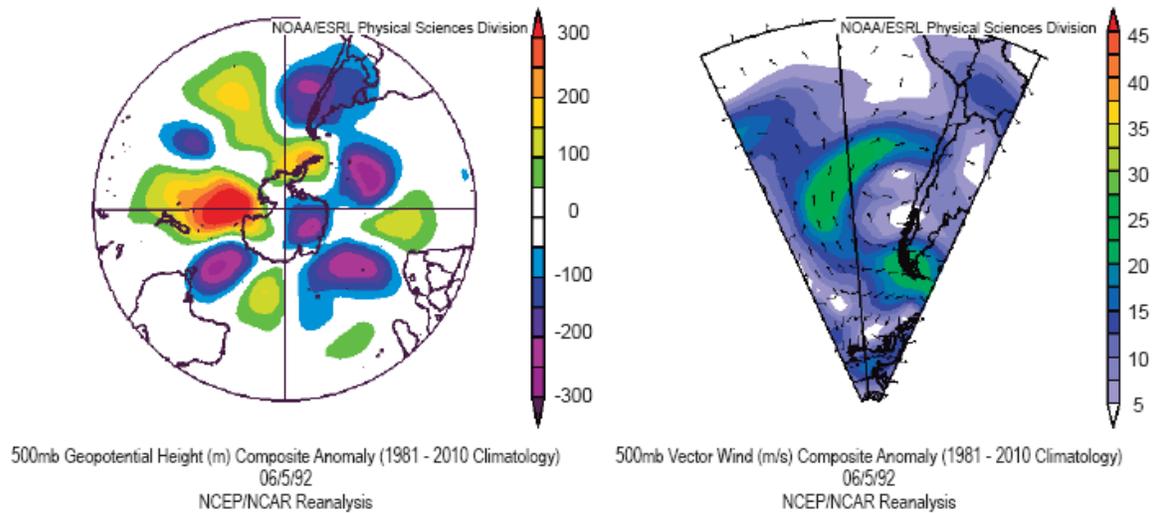


Figura 3.3. Mecanismo meteorológico de bajas segregadas. Anomalía geopotencial y vectores de viento durante el evento torrencial del 5-7 de junio de 1992.

Por último se pudo apreciar que en dos eventos de lluvias torrenciales el mecanismo fue mixto, pues comenzaron con un mecanismo de vaguada profunda que pasando los días derivaron en bajas segregadas (Fig. 3.4).

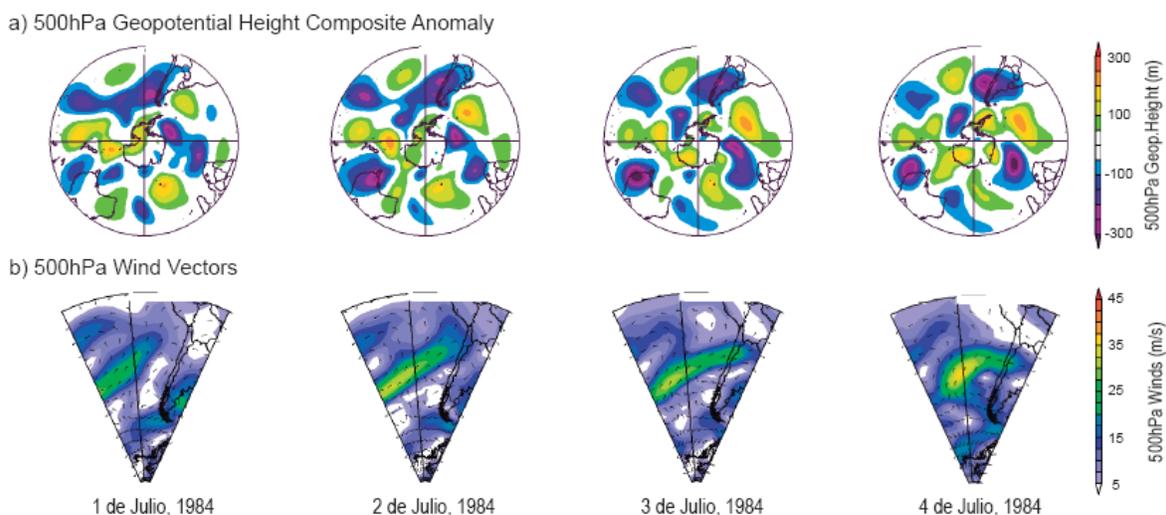


Figura 3.4. Mutación de vaguada profunda abajo segregada. Evolución de la anomalía geopotencial y vectores de viento durante la primera parte del evento torrencial de 1984, entre los días 1 y 4 de julio.

Como se observa en la tabla 3.2b, ocho de los doce eventos torrenciales que produjeron flujos de barro en la región de Coquimbo, se produjeron mediante un mecanismo de bloqueo. Además, la mayoría de los eventos asociados a los flujos de barro ocurrieron bajo condiciones El Niño, aunque no fue exclusivo puesto que tres de los eventos responsables de aluviones en la zona ocurrieron bajo condiciones neutras (Fig. 3.5; Ortega et al., 2012).

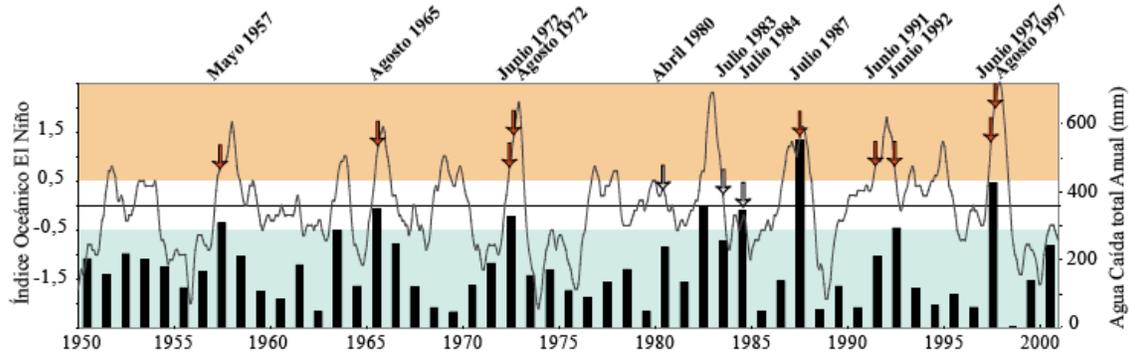


Figura 3.5. Eventos de lluvias fuertes asociadas a flujos detríticos e inundaciones entre los años 1950 y 2000, en la costa semiárida de Chile. Las barras indican las precipitaciones anuales; La curva indica el índice oceánico de El Niño. La franja celeste indica condiciones La Niña, la franja en blanco condiciones neutras y la franja roja condiciones El Niño. Las flechas rojas indican eventos de lluvias desarrolladas en condiciones El Niño y las flechas blancas, los eventos de lluvias ocurridas bajo condiciones neutras (Ortega et al., 2012).

Como resultado de este análisis se puede concluir que el mecanismo de bloqueo es el responsable de la mayoría de los eventos de lluvias torrenciales en la costa semiárida de Chile. Este bloqueo al oeste de la Península Antártica ocurre bajo condiciones neutras, como por ejemplo en los casos ocurridos el 23 de junio de 1952 y 10-11 de abril de 1980, y bajo condiciones El Niño, como en los eventos ocurridos el 24 de agosto de 1972 y 16-19 de junio de 1991.

Por otro lado, si bien la tendencia decreciente del agua caída total anual no muestra tener relación directa con la variabilidad de la PDO, los eventos de flujo de detrito y barro asociados a lluvias torrenciales son más frecuentes durante la fase cálida de la PDO (Fig. 3.6)

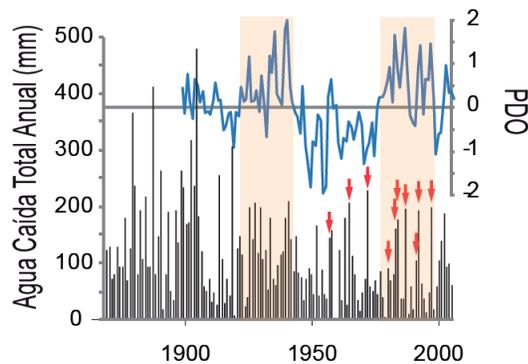


Figura 3.6. Relación entre la frecuencia de eventos de flujos de detrito y barro asociado a lluvias intensas versus el índice de la PDO. Flechas rojas indican los eventos de flujos de detrito y barro durante la segunda mitad del siglo XX. Franjas rojas indican la fase cálida de la PDO.

Se puede concluir entonces que la generación de flujos de detrito y barro asociados a lluvias intensas ha sido más frecuente bajo condiciones El Niño a través del mecanismo de bloqueo, como consecuencia de la mayor frecuencia y persistencia de la teleconexión trópico-extratropical PSA durante la fase cálida de ENSO. Y que a su vez, condiciones tipo El Niño parecen favorecer la ocurrencia de la teleconexión trópico-extratropical PSA, generando lluvias torrenciales más frecuentes y, por lo tanto, eventos más frecuentes de flujos de detrito y barro.

CAPÍTULO IV

EL REGISTRO GEOMORFOLÓGICO HOLOCENO DEL SITIO QUEBRADA SANTA JULIA EN LOS VILOS (31°51'S): IMPLICANCIAS PALEOHIDROLÓGICAS Y PALEOCLIMÁTICAS

4.1 Introducción

En este capítulo se presenta el estudio paleoclimático y paleohidrológico de la costa semiárida de Chile (30°-32°S) durante los últimos 13.000 años, basado en el análisis de la evolución geomorfológica del área de Los Vilos (31°50'S), en el estudio crono-estratigráfico y sedimentológico del sitio arqueológico temprano Quebrada Santa Julia (QSJ) (Jackson et al., 2007) y en el análisis de los patrones de circulación atmosférica asociados a eventos de lluvias fuertes y a la ocurrencia de aluviones e inundaciones en la costa semiárida de Chile desde 1.950 EC.

Como resultado de esta investigación se ha propuesto un cambio importante en el régimen de lluvias y en las condiciones climáticas que imperaron en la costa semiárida de Chile durante el Holoceno temprano. La sedimentología y geomorfología del sitio QSJ sugieren un escenario climático árido sin ocurrencia de lluvias torrenciales, pero con gran humedad local producto del reforzamiento de neblinas costeras entre 13.000 y 8.600 cal años A.P. Las dunas de la región fechadas de manera indirecta a través de edades disponibles en sitios arqueológicos asociados, sugieren vientos del sur intensificados durante este periodo.

El registro sedimentológico del sitio QSJ muestra que después de 8.600 cal años A.P. se puede interpretar un aumento de la frecuencia de episodios aluviales sugiriendo un nuevo régimen de lluvias en la costa semiárida de Chile caracterizado por lluvias torrenciales esporádicas que ocurrieron aún bajo un marco general de aridez.

La comparación de estos resultados con otros indicadores paleoclimáticos y paleoceanográficos previos a lo largo de la región tropical-subtropical del Pacífico Suroriental (14°-34°S) permiten sugerir condiciones tipo La Niña durante 13.000-8.600 cal años A.P., mientras que la ausencia de eventos de lluvias intensas en el norte de Chile y el asentamiento del nuevo régimen de lluvias sugerido en la costa semiárida de Chile durante 8.600-5.700 cal años A.P. habría resultado del aumento de la influencia a gran escala del cinturón de Vientos del Oeste sobre Chile central, como se espera bajo condiciones neutras de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO: El Niño-Southern Oscillation; Montecinos et al., 2011). Este cambio en la circulación atmosférica es compatible con un traslado hacia el ecuador de la influencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental respecto de la posición que tenía durante el Holoceno temprano, antes del establecimiento de la variabilidad de El Niño moderno hace 5.700 cal años A.P.

Los resultados de esta investigación en el área de Los Vilos se exponen en dos publicaciones indexadas (Ortega et al., 2012 y 2013). El primer artículo (parte 4.2 de este capítulo) muestra en detalle los antecedentes, metodología, resultados, interpretaciones y discusiones respecto de los cambios paleoclimáticos y paleohidrológicos ocurridos en la costa semiárida de Chile durante el Holoceno, mientras que la segunda publicación (parte 4.3 de este capítulo) aborda los cuestionamientos realizados por Maldonado y Moreiras (2013), haciendo hincapié en el análisis integrado de todos los factores que inciden en la interpretación paleohidrológica-paleoclimática en el borde costero tales como las variaciones del nivel del mar y su incidencia en los procesos meteorológicos asociados a, por ejemplo, el desarrollo de neblina costera.

4.2 Artículo: Major hydrological regime change along the semiarid western coast of South America

Quaternary Research 78 (2012) 513–527



Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Quaternary Research

journal homepage: www.elsevier.com/locate/yqres



Major hydrological regime change along the semiarid western coast of South America during the early Holocene

Cristina Ortega ^{a,*}, Gabriel Vargas ^a, José A. Rutllant ^{b,c}, Donald Jackson ^d, César Méndez ^d

^a Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile

^b Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile

^c Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas, Raúl Bitrán s/n, Colina El Pino, La Serena, Chile

^d Departamento de Antropología, Facultad de Ciencias Sociales, Universidad de Chile, Ignacio Carrera Pinto 1045, Santiago, Chile

ARTICLE INFO

Article history:

Received 30 December 2011

Available online 8 September 2012

Keywords:

Paleoclimate

Early Holocene

Alluvial flow

Heavy rainfall

Coastal fog

El Niño Southern Oscillation (ENSO)

Western South America

Paleohydrology

Pacific Ocean

ABSTRACT

Water availability in the semiarid western coast of Chile (30–32°S) is conditioned by high interannual precipitation variability, reflecting the transition between arid subtropical and moist mid-latitude climates in the South-eastern Pacific Ocean. A paleoclimate reconstruction based on the latest Pleistocene–Holocene geological record from the Quebrada Santa Julia archeological site in Chile (31°50'S) and on modern meteorological mechanisms producing alluvial episodes in this region indicates a major change in the rainfall regime shortly after 8600 cal yr BP. This, together with other paleoclimate proxies along the west coast of South America (34°–14°S), suggests La Niña-like conditions 13,000–8600 cal yr BP. Based on sedimentological and geomorphologic evidence, we hypothesized that the absence of heavy rainfall events in northern Chile and the new hydrological regime that prevailed ca. 8600–5700 cal yr BP in north-central Chile resulted from an increase in the large-scale westerly flow over central Chile, as expected in near-neutral ENSO conditions. This atmospheric circulation anomaly is compatible with an equatorward shift of the influence of the Southeast Pacific Subtropical Anticyclone relative to the early Holocene, prior to the onset of modern ENSO variability.

© 2012 University of Washington. Published by Elsevier Inc. All rights reserved.

Introduction

Variations in the hydrologic regime along tropical and subtropical continental margins depend strongly on changes in regional ocean-climate conditions. Major climate changes during the latest Pleistocene–Holocene period have been suggested along the subtropical Southeast Pacific from paleoceanographic inferences (Kim et al., 2002; Kaiser et al., 2005; Ortlieb et al., 2011) and continental records (Sandweiss et al., 1996; Rodbell et al., 1999; Moy et al., 2002; Vargas et al., 2006). Nowadays, there is a general agreement respect to the onset of El Niño–Southern Oscillation (ENSO) manifestations along the west coast of South America at 5500–5300 cal yr BP, which has been related to tropical ocean–atmosphere mechanisms (e.g. Rodbell et al., 1999) triggering the present tropical–extratropical atmospheric teleconnections (e.g. Vargas et al., 2000, 2006). Nevertheless, the impact of latest Pleistocene–early Holocene ocean–climate changes on hydrologic regime variations along the subtropical western margin of South America, which includes the semiarid coast of Chile (30–32°S), is still uncertain.

Pollen records from the semiarid coast of Chile (31°50'–32°S; Maldonado and Villagrán, 2006; Maldonado et al., 2010) have suggested wetland expansions with dry phases during the early Holocene and arid conditions during the mid-Holocene. In central Chile, sedimentary and

pollen records from Aculeo Lake (33°50'S; Jenny et al., 2002) also indicate arid conditions during the mid-Holocene, and even drier conditions during the early Holocene (9500–8500 cal yr BP). Oceanographic records offshore 33°S (Kim et al., 2002) and 30°S (Kaiser et al., 2005) show cold conditions prior to the Holocene. To explain such climate changes, latitudinal variations on the position and strength of the mid-latitude westerlies and Southeast Pacific Subtropical Anticyclone (SEPSA) at latest Pleistocene–Holocene time scale have been suggested (Heusser, 1990; Villagrán and Varela, 1990; Veit, 1996; Grosjean et al., 1997; Lamy et al., 1999, 2002; Jenny et al., 2002, 2003; Villa-Martínez et al., 2003; Maldonado and Villagrán, 2006; Vargas et al., 2006; Maldonado et al., 2010). Further, prevailing La Niña-like conditions have been proposed during the early Holocene (Vargas et al., 2006), and during the middle Holocene (Kaiser et al., 2005; Carré et al., 2011).

Because of its location in the transition zone between the hyperarid Atacama Desert and wetter mid-latitude climates, the semiarid coast of Chile is a sensitive region for the study of hydrologic variations related to ocean–climate changes. This research focuses on paleoclimate reconstruction and the hydrologic behavior of this region during the latest Pleistocene and Holocene periods, through the geomorphologic analysis of Los Vilos area (31°50'S; Fig. 1), together with chronostratigraphic and sedimentological study of the Quebrada Santa Julia (QSJ) archeological site (Jackson et al., 2007). A historical record of debris-flow occurrence and flooding events was created by analyzing heavy rainfall episodes in the area since

* Corresponding author.

E-mail address: crortega@ing.uchile.cl (C. Ortega).

1950, their associated atmospheric circulation patterns and geological effects. From this combined geomorphologic, historical and meteorological study, we propose changes in the hydrologic regime and climate conditions since 13,000 cal yr BP in the QSJ site region. The comparison of our findings with previous paleoclimate and paleoceanographic results in the tropical–subtropical Southeast Pacific region indicates a change from prevailing La Niña-like conditions before 8600 cal yr BP to neutral conditions followed by the onset of modern El Niño variability since the mid-Holocene.

Climate and geomorphologic setting

The transition climate of the semiarid coast of Chile lies at the southern edge of the Atacama Desert, whose hyperaridity is strongly

associated to the quasi-permanent influence of the Southeast Pacific Subtropical Anticyclone (SEPSA), to low coastal sea-surface temperatures (SSTs) and regional atmospheric circulation features associated with the daily cycle of insolation along the western slope of the Andes (Rutllant et al., 1998; Strub et al., 1998; Fig. 1). Most of the rainfall in this climate transition zone occurs during austral winter associated with the seasonal drift of the mid-latitude westerlies, with annual mean values of 80 mm at 30°S, 180 mm at 32°S and 380 mm at 33°S (Fig. 1). Cold conditions in the coastal ocean are associated with the Humboldt Current System, which drives subantarctic waters equatorward, and with coastal upwelling processes which strengthen the high atmospheric stability associated with the SEPSA (Rutllant et al., 1998; Strub et al., 1998). This subtropical regime favors the persistence of stratus clouds over the ocean, especially during austral spring

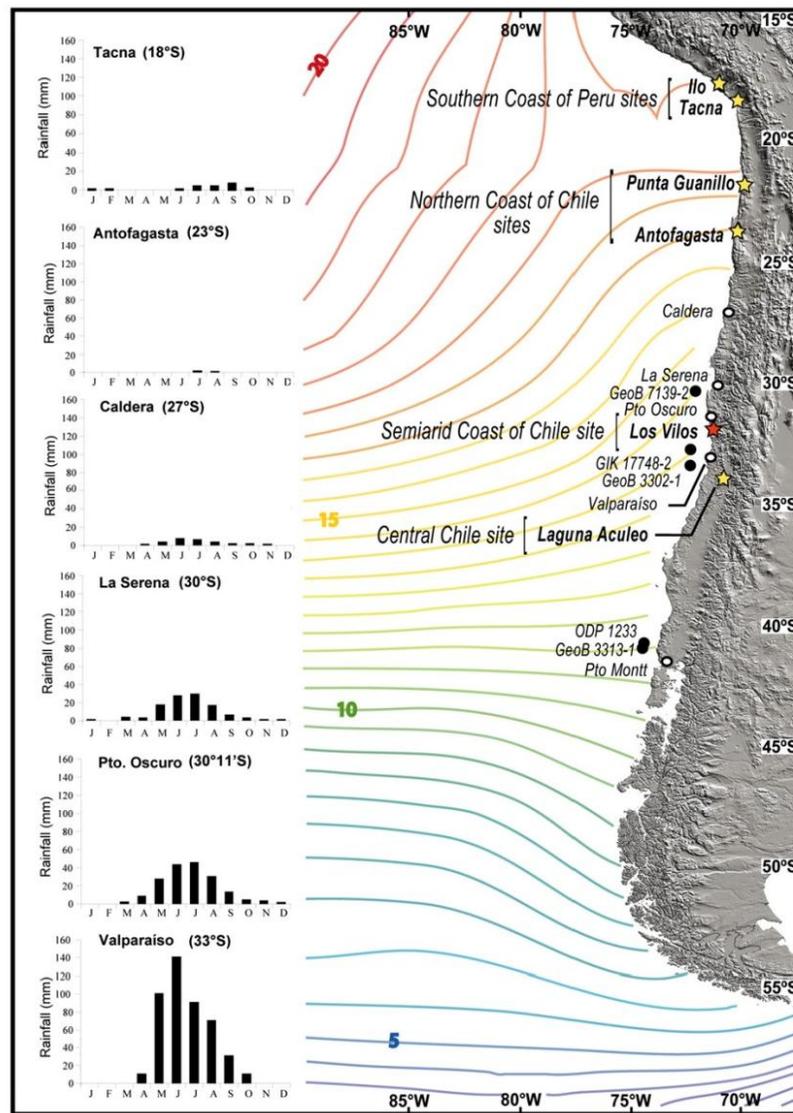


Figure 1. Geomorphological setting of the different sites considered in this work. Location of the paleoclimatic record proposed in this work (red star), continental records (yellow stars), marine cores (black circles) and meteorological stations (white circles). Graphics of monthly rainfalls during 1950–2000 show the latitudinal distribution of precipitation along coastal Chile. Sea surface temperature from NOAA extended SST data over winter–spring season (June to November).

(Rutllant et al., 1998; Garreaud et al., 2008), creating elevated fogs whenever these clouds intercept the coastal mountain range.

The QSJ site is located 5 km northeast of Los Vilos (31°50'S; Fig. 1), within the NE–SW oriented Mal Paso ravine which is the main stream of a 16 km² hydrographic basin surrounded by dunes (Fig. 2). This geomorphologic setting makes this place suitable to record the occurrence of heavy rainfall events, in which the downstream sand transport is favored. Currently, the Mal Paso ravine ends in the Pacific Ocean, but according to geomorphologic analyses and archeological data the ravine was blocked by dunes during the latest Pleistocene, particularly between 16,000 and 13,000 cal yr BP (Fig. 2, Table 1 and Supplementary information). This geomorphologic feature produced a local base level which favored alluvial sedimentation upstream, driving the formation of a 10 m thick alluvial sequence characterized mostly by sandy and fine gravel deposits. The beginning of the incision of the hydric system, associated with the filling of the local basin and to a hydrologic change, generated the abandonment of the previous sedimentary unit, resulting in the formation of the oldest alluvial terrace in the ravine (AT3; Fig. 2). During the incision process two lower alluvial terraces (AT2 and AT1; Fig. 2) associated with coarse gravel and breccia deposits were formed as the result of episodic aggradation and downcutting through the blocking dunes. As the incision prevailed along the contact between

AT3 and the paleodunes (Fig. 2), most of the alluvial unit was preserved. Here, we interpret paleohydrologic and paleoclimate changes from the sedimentary record constituting the geomorphologic units in the area of QSJ site, supported by the analysis of modern climate scenarios explaining the occurrence of historic alluvial episodes in the region.

Methods

The geomorphologic and morpho-stratigraphic study was performed through the analysis of aerial photographs (1:30,000), satellite images (25 and 28.5 m/pixel), topographic and bathymetric charts (1:50,000), digital elevation models and detailed chronostratigraphic columns and sedimentological characterization. This resulted in a local geomorphologic map of the QSJ site area (1:25,000; Fig. 2).

The geochronological models are based on twelve radiocarbon ages from QSJ site and on thirteen ages performed through different techniques from archeological sites in the surrounding dunes (see Table 1). At the QSJ site, eight previous ages (Jackson et al., 2007; Méndez et al., 2007) together with four new ages were used for paleoclimate reconstructions of the alluvial sequence constituting AT3 (Figs. 2 and 3). Four dates from the latest Pleistocene human occupation level provided an age for the base of the paleoclimate record. The other radiocarbon results

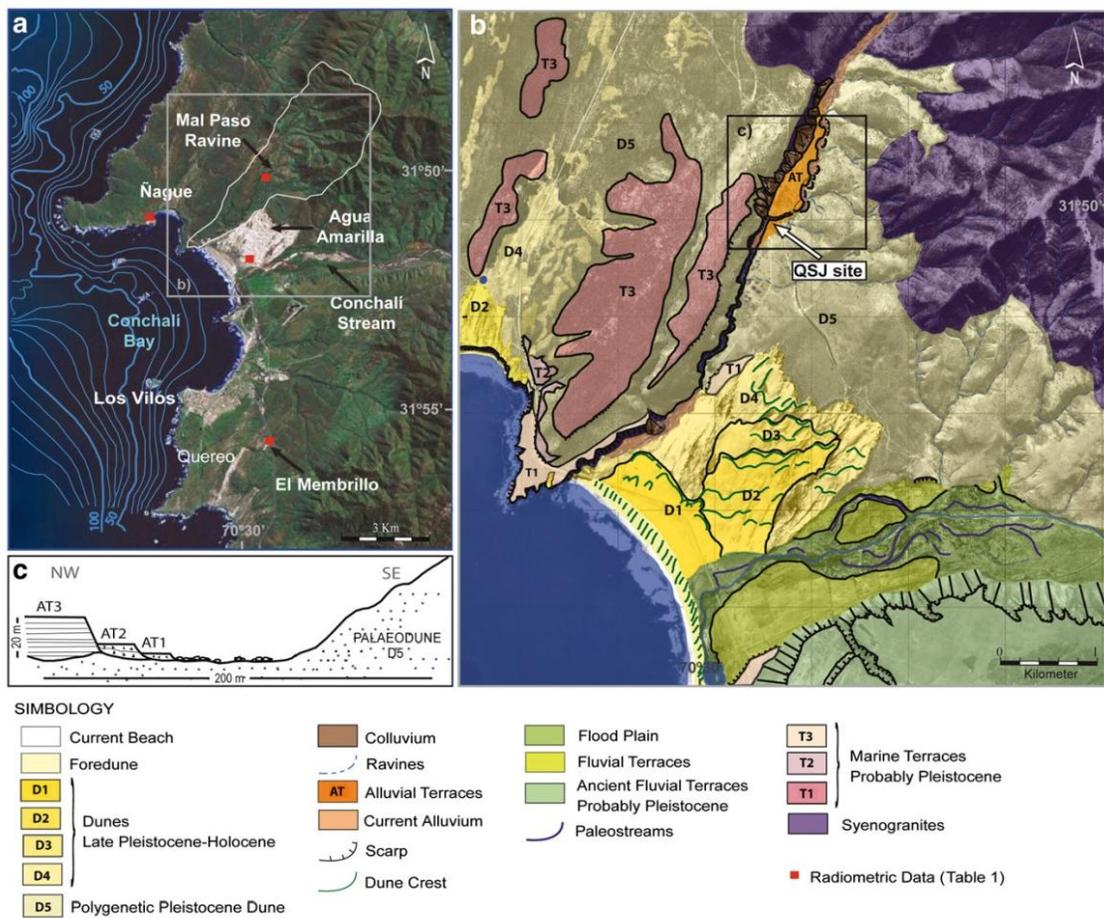


Figure 2. Geomorphological setting of the study area (Los Vilos, semiarid coast of Chile). a) Satellite image showing radiometric data from archeological sites and bathymetric curves (each 10 m); b) geomorphological map (1:25,000). The paleoclimatic record is located at the alluvial terraces colored in orange. c) Schematic configuration of the three alluvial terraces (AT3, AT2 and AT1). See Table 1 for radiometric data from geomorphological unit.

Table 1
Chronological data from Los Vilos area.

Unit	Archeological site	Material	Laboratory number	Age, ¹⁴ C yr BP	Mean calibrated age, cal yr BP	Calibrated age range, (2σ), cal yr BP	Reference
<i>Radiocarbon, AMS</i>							
Alluvial terrace AT3	LV.221	Clayey mud	Beta 216693	2690 ± 40	2805	2860–2750	Méndez et al. (2007)
Alluvial terrace AT3	LV.221	Clayey mud	Beta 243478	3680 ± 40	4000	4100–3900	This work
Alluvial terrace AT3	LV.221	Clayey mud	Beta 243479	3780 ± 40	4020	4040–4000	This work
Alluvial terrace AT3	LV.221	Clayey mud	Beta 243480	3780 ± 40	4165	4250–4080	This work
Alluvial terrace AT3	LV.221	Clayey mud	Beta 243481	5140 ± 40	5910	5940–5880	This work
Alluvial terrace AT3	LV.221	Clayey mud	Beta 20523	7830 ± 40	8595	8660–8530	Jackson et al. (2007)
Alluvial terrace AT3	LV.221	Clayey mud	Beta 204524	9640 ± 50	10,965	11,180–10,750	Jackson et al. (2007)
Alluvial terrace AT3**	LV.221	Peat	Beta 196068	10,120 ± 50	11,810	12,270–11,350	Jackson et al. (2007)
Alluvial terrace AT3*	LV.221	Hearth charcoal	Beta 194725	10,920 ± 50	13,005	13,130–12,880	Jackson et al. (2007)
Alluvial terrace AT3*	LV.221	Wood instrument	Beta 215090	11,060 ± 80	13,035	13,190–12,880	Jackson et al. (2007)
Alluvial terrace AT3*	LV.221	Hearth charcoal	Beta 215089	11,090 ± 80	13,115	13,350–12,880	Jackson et al. (2007)
Alluvial terrace AT3	LV.221	Charcoal lens	Beta 202253	4200 ± 40	4720	4840–4600	Méndez et al. (2007)
Alluvial terrace AT3***	LV.221	Clayey mud	Beta 243482	7960 ± 50	8810	9000–8620	This work
Alluvial terrace AT3***	LV.221	Clayey mud	Beta 243483	9540 ± 50	10,895	11,100–10,690	This work
Dune D4 – El Membrillo	LV.105	<i>Myiodesma sp. verterbrae</i>	NSRL 11081	13,500 ± 65	16,025	16,700–15,750	Jackson (2003)
Dune D2 – Nagué	LV.098A	Shell (<i>Concholepas concholepas</i>)	NSRL 11082	11,100 ± 80	13,023	13,160–12,885	Jackson and Méndez (2005)
<i>Radiocarbon, conventional</i>							
Dune D2 – Nagué	LV.098A	Shell (<i>Mesodesma donacium</i>)	Beta 94101	9,730 ± 60	11,027	11,252–10,801	Jackson and Méndez (2005)
Dune D2 – Nagué	LV.098A	Shell (<i>Concholepas concholepas</i>)	Beta 106802	10,600 ± 70	12,601	12,806–12,396	Jackson and Méndez (2005)
Dune D2 – Nagué	LV.098A	Shell (<i>Concholepas concholepas</i>)	Beta 55279	10,120 ± 80	11,703	12,049–11,356	Jackson (1993)
Dune D1 – Agua Amarilla	LV.166	Shell (<i>Concholepas concholepas</i>)	Beta 70246	7080 ± 60	7834	7963–7705	Jackson (2002)
Dune D1 – Agua Amarilla	LV.166	Shell (<i>Concholepas concholepas</i>)	Beta 83155	7120 ± 60	7879	8008–7749	Jackson (2002)
Unit	Archeological site	Material	Laboratory number	–	–	Age, yr	Reference
<i>Thermoluminescence</i>							
Dune D2 – Nagué	LV 098A	Rock exposed to fire	UCTL 954	–	–	9550 ± 800	Roman and Jackson (1998)
Dune D1 – Agua Amarilla	LV 166	Rock exposed to fire	UCTL 980	–	–	6480 ± 325	Roman and Jackson (1998)
Dune D1 – Agua Amarilla	LV 166	Rock exposed to fire	UCTL 979	–	–	6775 ± 500	Roman and Jackson (1998)
Dune D1 – Agua Amarilla	LV 166	Rock exposed to fire	UCTL 978	–	–	6600 ± 300	Roman and Jackson (1998)
Dune D1 – Agua Amarilla	LV 166	Rock exposed to fire	UCTL 808	–	–	6800 ± 500	Roman and Jackson (1998)
Dune D1 – Agua Amarilla	LV 166	Rock exposed to fire	UCTL 749	–	–	6500 ± 500	Roman and Jackson (1998)

* Base of the late Pleistocene human occupation level.

** Roof of the late Pleistocene human occupation level.

*** Ages not considered: older than underlying strata, probably, because of reworking of old charcoal during alluvial flow.

were obtained from the overlying strata, providing a chronological framework for the estimation of the frequency of alluvial episodes during the Holocene. Conventional radiocarbon ages were obtained from Beta Analytic Inc. and calibrated using INTCAL04 (Reimer et al., 2004).

Paleoclimate interpretations were supported by the study of climate scenarios and meteorological mechanisms for the occurrence of modern heavy rainfall events, from the assessment of:

a) Historical chronicles (AD 1950–2000) concerning heavy rainfall events that resulted in debris flows and flooding episodes in the region. Data were collected from historic daily meteorological records from the Chilean Weather Service (DMC) for Puerto Oscuro and La Serena, (Fig. 1); from the newspaper “El Día” of La Serena and from “Catástrofes de Chile 1541–1992” (Urrutia and Lanza, 1993).

b) Synoptic weather conditions consisting of daily wind vectors and geopotential heights at selected pressure levels and their anomalies relative to the mean climate were obtained from the NCEP/NCAR reanalysis project (Kalnay et al., 1996).

Sedimentological record from QSJ site

The paleoclimate record consists of alluvial deposits constituting the oldest alluvial terrace AT3 (Figs. 3–5), which is 10 m high, ~1.5 km long and ~350 m wide, sitting within a latest Pleistocene paleodune system (Fig. 2; Supplementary information). The stratigraphy of the sequence constituting this terrace shows an aggradational pattern characterized by subhorizontal arrangement of the alluvial

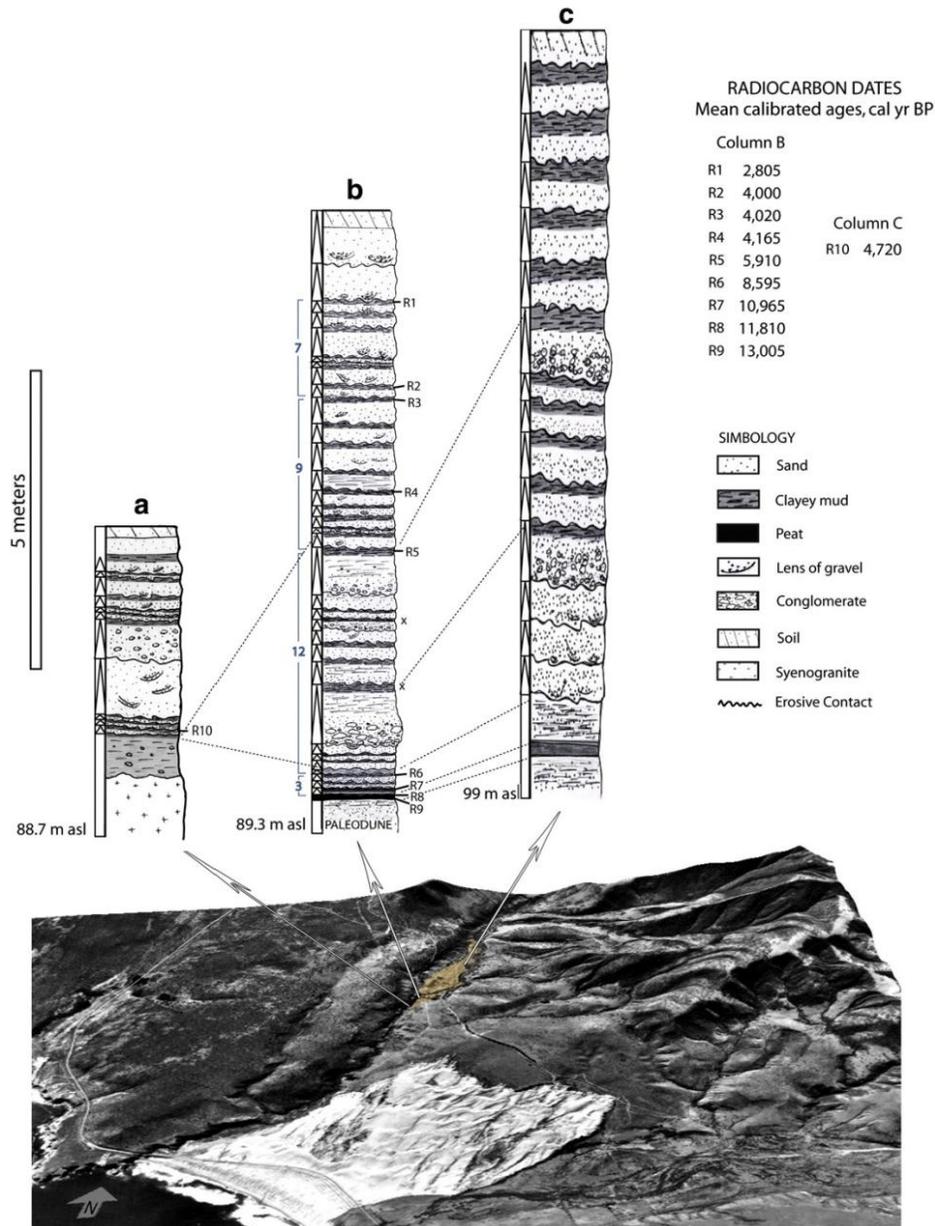


Figure 3. Sedimentology of the oldest alluvial terrace (AT3) represented by three stratigraphic columns (A, B and C) along the Map Paso ravine. The column B is located at the Quebrada Santa Julia site (black peat). The radiocarbon ages were mainly obtained from peat and clayey mud layers of this stratigraphic column. The x symbols indicate ages not considered in the geochronological model. Blue numbers indicate debris-flow events (used in Fig. 8).

strata, without any evidence of progradational deposition, like offlap contacts that could indicate filling of the local basin from headwater. Given this geometric arrangement of the alluvium, we interpret that sedimentological changes in the sequence constituting this terrace would be strictly related to hydrological factors and not to different geomorphologic conditions.

The basal exposed stratigraphy shows 40 cm of weathered sand and clay, followed by a 10 cm of black peat, where the terminal Pleistocene Q5J archeological level associated to extinct fauna consumption is

located (Jackson et al., 2007). The base and top of the black peat archeological stratum have been dated at ~13,000 cal yr BP on hearth charcoal and wood artifact, and at ~11,800 cal yr BP on peat soil, respectively (Jackson et al., 2007), demonstrating very low sedimentation rates. The peat is interpreted as organic deposition in a small pond, which is correlated upstream with a 5 cm thick layer of clay deposit (see Fig. 3, column C). This last observation suggests that the surrounding area would have been contemporaneously exposed to weathering and soil formation. The absence of alluvial deposits suggests a lack of

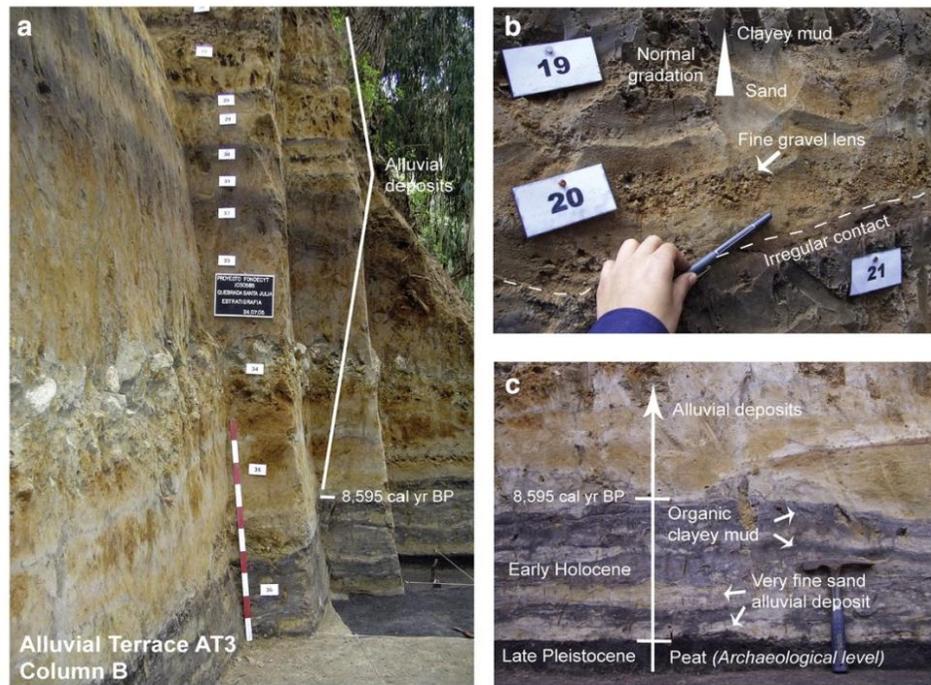


Figure 4. Photos of the sedimentological features of the alluvial terrace AT3 at Quebrada Santa Julia site (column B in Fig. 3).



Figure 5. Photos of the alluvial terraces AT2 and AT1. Location and sedimentological characteristics.

torrential rainfalls during the period of the black peat formation. In turn, the peat stratum suggests the occurrence of high humid conditions at the bottom of the local basin.

Fine dark-gray layers 45 cm thick overlay the peat. These consist of plastic clayey mud with high concentration of organic matter and scant alluvial deposits composed of very fine sand. This set finishes at ~8600 cal yr BP, according to radiocarbon dating from the highest clayey mud layer of this stratum (Fig. 4). The sedimentological characteristics of these deposits indicate a period of weak erosion in the ravine, suggesting therefore weak and scarce rainfall events. No evidences of roots, drying cracks or soil development were observed, indicating no or little hiatus in the alluvial sequence. Again, the organic matter content in these sediments suggests the development of local humid conditions concomitantly with the occurrence of weak and scarce rainfalls events.

The 9.5 m high sequence composed of debris and mud flows marks an important sedimentological change with respect to the underlying beds (Figs. 3 and 4). The sequence is composed of horizontally arranged sandy deposits with fine gravel lenses and normal grain-size gradation that rapidly alternate to clayey mud layers, with lower organic matter content on top, with respect to the strata constituting the underlying unit. These features point to a depositional environment where each alluvial deposit resulted from a single flood event, with quick deposition of sand and fine gravel followed by slower deposition of suspended

mud including some development of organic soil probably related to remnant water at surface. Gravel lenses inside sandy facies indicate higher energy alluvial flows with respect to those with only sandy deposits (Fig. 4b). The deposits are characterized by irregular basal contacts and thickness of 20–80 cm. These textural characteristics together with subhorizontal arrangement of the deposits point to torrential rainfalls that produced mudflows that reworked sandy material already available in the watershed. This hydrologic pattern has driven alluvial aggradation along the whole local basin generating AT3. Because of less erosive distal alluvial environment most of the alluvium was accumulated and preserved at QSJ site. Five radiocarbon dates were obtained from five clayey mud layers of this unit. Once calibrated, these ages were used to interpret the frequency of alluvial episodes during the corresponding Holocene period (Fig. 6). The youngest age was obtained from the clayey mud close to the top of the stratigraphic column of AT3 (Méndez et al., 2007), indicating that this kind of alluvial flows occurred at least up to 2800 cal yr BP (Fig. 3).

After ~2800 cal yr BP, an incision process begun generating episodic downcutting throughout AT3; as the result of this, two lower alluvial terraces were formed inset (see Figs. 2c and 5). Terrace AT2 is ~2 m high, relative to the present thalweg of the ravine. The terrace is a 120 m long, 30 m wide alluvial surface characterized by slope of 1° toward the southwest, and consists of three debris-flow deposits. Terrace AT1 is ~1 m high, a 100 m long and 10 m wide alluvial surface, with a

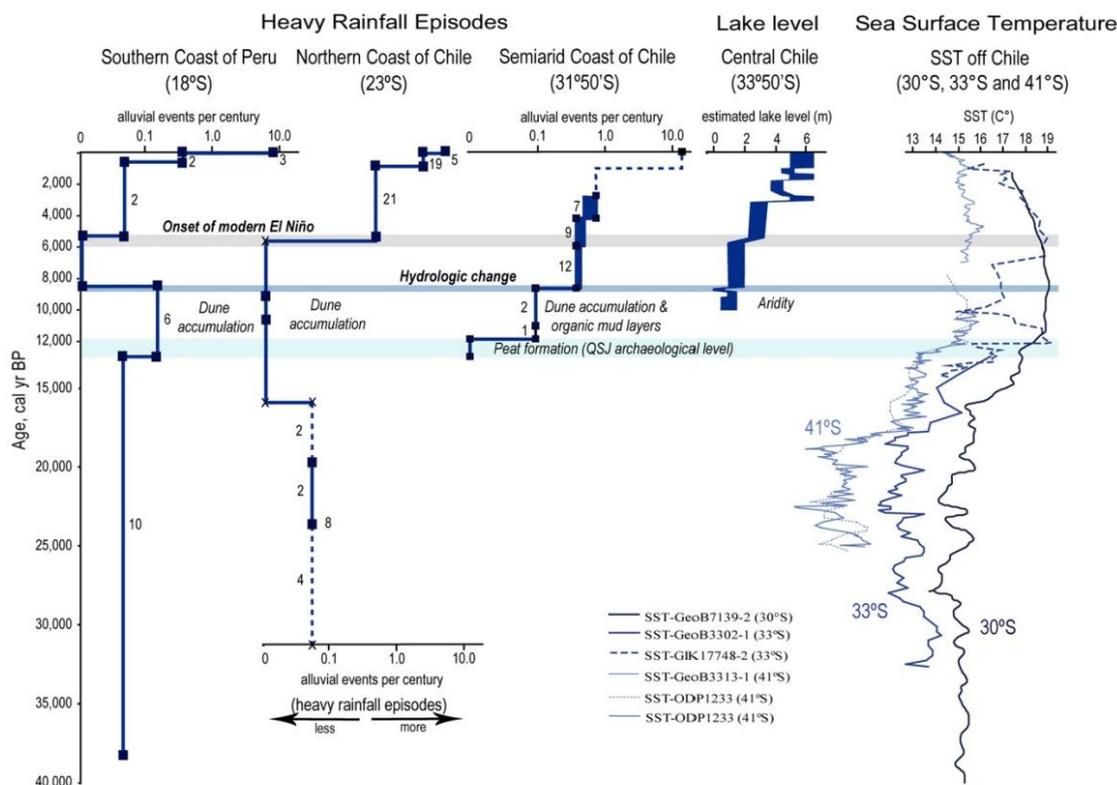


Figure 6. Comparison among heavy rainfalls episodes along subtropical west coast of South America, variations of Aculeo Lake level and sea surface temperature off Chile and Western Antarctic during latest Pleistocene and Holocene. Graphic of frequencies of alluvial events per century found at southern coast of Peru and northern coast of Chile were extracted from Vargas et al. (2006); frequencies of alluvial episodes at the semiarid coast of Chile (this work). Numbers at the side of each curve indicate the debris-flow events for the corresponding periods. Radiocarbon data are indicated by squares and extrapolated age estimates by crosses. Light blue horizontal bar shows peat formation period. Lake level changes from Laguna Aculeo of central Chile were extracted from Jenny et al. (2002). Variations of the SST off Chile at 41°, 33°S and 30°S were extracted from Lamy et al. (2002, 2004, 2007), Kim et al. (2002), and Kaiser et al. (2005). Curves at 41°S and 33°S were recalibrated by Ortlieb et al. (2011). Dark blue horizontal bar indicates the major hydrologic change proposed in this work. Gray horizontal bar shows the onset of modern El Niño (Vargas et al., 2006). Horizontal bar thickness denotes the analytic errors of the geochronological model.

Table 2
Historical data regarding heavy rainfall associated to alluvial flows and flooding episodes at Coquimbo region during AD 1950–2000. The storms of July 11–16 and July 24 from 1987, and June 11–12 and June 18 and 21 from 1987 were considered as single events for NCEP/NCAR reanalysis.

No	Rainy event date	Rainfall	Duration***	Meteorological mechanism	Oceanic Niño index	Effects at La Serena surroundings (Coquimbo region)	Effects at Chile scale	References
1	1957, May 20–25	10.2 mm (May 20) and 60.2 mm (May 21) at La Serena* 203.6 mm (average for Coquimbo region)** Only monthly information available: 180.3 mm (May) at Puerto Oscuro*	5 days	Deep trough	0.7 (El Niño)	Great mud flow occurred on May 21 ranked one of the most catastrophic mud flows in history area. Cities full of mud and rocks. Elqui and Coquimbo rivers overflowed and devastated houses and everything in its path. La Serena and Coquimbo isolated. Small towns ravaged by rural ditches and streams. Wind and rain collapsed walls. Panamericana Highway cut into several large section. Hundreds of homeless.	The major storm affected central and northern Chile up to La Serena (30°S) 20 dead and 4 thousand homeless	El Día** : 1974 (June 10), 1983 (June 11), 1991 (June 23) Urrutia and Lanza 1993: 279–280
2	1965, August 9–10	27.5 mm (August 9), 36.5 mm (August 10) and 1.5 mm (August 11) at La Serena*	>17 hrs	Blocking	1.2 (El Niño)	Floods and landslides in whole province. Important roads and bridges cut by floods, e.g. Illapel–Los Vilos by Quebrada Canelillo and Illapel–Salamanca by Quebrada Lavaderos. Ports damaged by strong waves at Los Vilos and Pichidangui. Telegraph interrupted between La Serena and Santiago	48 h storm from southern region to Antofagasta in the north. 90% of country suffered damage by the storm Strong waves caused destruction in ports from Los Vilos (31°S) to Antofagasta (23°S)	El Día** : 1965 (August 10–12)
3	1972, June 13–14	37.2 mm (June 13) and 6.3 mm (June 14) at La Serena* 7.6 mm (June 13), 55 mm (June 14) and 1.2 mm (June 15) at Puerto Oscuro*	>6 h	Blocking	0.8 (El Niño)	Part of the highway and roads cut by floods in ravines and landslide (with mud and rocks) from the hills. Houses flooded. Train traffic to the north and south of La Serena stopped.	The storm affected two thirds of the country	El Día** : 1972 (June 13–15)
4	1972, August 24	66.7 mm (August 24) and 2.6 mm (August 25) at La Serena* 35 mm (August 25) and 1 mm (August 26) at Puerto Oscuro*	>12 h	Blocking	1.3 (El Niño)	Flooding and landslides. Trees fell down. Power lines cut. Traffic interrupted. Streets of La Serena city seemed like rivers. Roads of whole province were affected by the storm, except Panamericana Highway and paved roads. Intense snowfall at Elqui Valley, more than 4 m of snow at La Laguna dam. At Los Vilos, fishing boat ran aground due to rough seas and intense wind	The most intense and persistent storm since the mud flow of 1957	El Día** : 1972 (August 25–26)
5	1980, April 10–11	23.3 mm (April 10) and 2.1 mm (April 11) at La Serena* 80 mm (April 9) and 64 mm (April 10) at Puerto Oscuro*		Blocking	0.2 (Neutral)	Mud flow destroyed 30 m of asphalt Panamericana Highway (Punitaqui community). Three points of the Panamericana Highway between La Serena and Santiago cut off. Strong discharge in the ravines of the region. Houses flooded. Closure of ports. Strong northwest wind at Los Vilos. Roofs blown off in Ovalle, Illapel and Los Vilos	Strong storm (rain and wind) at Valparaiso (33°S) Homeless from Curicó (35°S) to La Serena (30°S) April 6, unexpected and heavy rainfall cut off roads in Atacama region (29 to 26°S)	El Día** : 1980 (April 9, 11–13)

6	1983, July 6–8	6.9 mm (July 6), 69.5 mm (July 7) and 40.4 mm (July 8) at La Serena* 51.5 mm (July 6), 39 mm (July 7) and 18.5 mm (July 8) at Puerto Oscuro*	~40 h	Blocking	0.2 (Neutral)	Thousands of homeless. Mud flow at Peñuelas and flood at Fundición Coquimbo. Bridges with pillars undermined by the force of the flow (e.g. Estero La Herradura). Roads cut by strong currents in the ravines of the region. Ten towns isolated in Coquimbo region. Loss of crops.	–	El Día** : 1983 (July 8–12)
7	1984, July 1–5 and 8–10	62.8 mm (July 1), 17 mm (July 2), 0.3 mm (July 3), 43.5 mm (July 4), 3.2 mm (July 5), 24.7 mm (July 8), 4.2 mm (July 9) and 21 mm (July 10) at La Serena* 23.2 mm (July 1), 10 mm (July 2), 88 mm (July 4), 20.5 mm (July 5), 30.3 mm (July 8), 12 mm (July 9) and 73.5 mm (July 10) at Puerto Oscuro*	~4 days	Deep trough → cutoff low	–0.3 (Neutral)	More than 35 thousand homeless in Coquimbo region. 9639 homeless in La Serena. The flow of Quebrada Arrayán swept 100 m of road and posts. Roads cut off and flooding in whole area. Mud and tailings flooded Andacollo. Craft stranded. Hundreds of sheep drowned in Elqui River. Snow up to 180 km east of the coast.	The storm affected a large part of Chile, from Punta Arenas (53° S) to Copiapó (27° S) Worst damage since 1957	El Día** : 1984 (July 2–17)
8	1987, July 11–16 and 24	5.8 mm (July 11), 26.9 mm (July 15) and 11.2 mm (July 16); 0.8 mm (July 23), 104.7 mm (July 24), 4.1 mm (July 25) at La Serena* 13.5 mm (July 10), 37.5 mm (July 11), 6 mm (July 12), 12 mm (July 13), 117 mm (July 14), 41 mm (July 15) and 6 mm (July 16); 17 mm (July 23), 59 mm (July 24) and 3.2 mm (July 25) at Puerto Oscuro*	3 days at La Serena (July 11–16) 7 days at Puerto Oscuro (July 10–16) ~12 h at La Serena (July 23, 24) Unknown at Puerto Oscuro (July 24)	Deep trough → cutoff low	1.4 (El Niño)	Almost two thousand homeless in Coquimbo region. Traffic stopped north of Santiago. Elqui River caused the isolation of Altovalsol town. Roads cut and suspended by strong currents in the ravines of the region as e.g. at Conchall bridge at Los Vilos.	More than 100 thousand homeless in whole Chile Serious damages in south of Coquimbo region. Extensive damage in the province of Huasco, southern Atacama region More than 100 thousand homeless in whole Chile	El Día** : 1987 (July 12–20; 25–30)
9	1991, June 16–19	9.6 mm (June 16), 42.9 mm (June 17), 4.5 mm (June 18) and 17.4 mm (June 19) at La Serena* 22.7 mm (June 16), 10 mm (June 18), 1.4 mm (June 19) and 25.7 mm (June 20) at Puerto Oscuro*	3 days	Blocking	0.8 (El Niño)	Rain and wind storm (30 km/h). Roads cut and bridges destroyed by strong currents in the ravines, transporting rocks and mud at Tongoy and Guanaqueros. 1116 homeless in Coquimbo region. Elqui River level rose sharply. Huasco River flooded some sectors. Towns isolated. Snow up to 90 km east of the coast. Almost 100 cm of snowfall at La Laguna.	Mud flows at Antofagasta, northern Chile (23° S), caused 20 thousand homeless and 80 died. Strong winds up 100 km/h at Tocopilla (22° S) Storm affected large part of Chile, from Rancagua (34° S) to Tocopilla (22° S) A cold front with post-front instabilities was reported by meteorologists on June 18	El Día** : 1991 (June 17–23)
10	1992, June 5–7	40.9 mm (June 5), 29.9 mm (June 6), 59.4 mm (June 7), 3 mm (June 8) at La Serena* 62.5 mm (June 5), 24 mm (June 6) and 35 mm (June 7) at Puerto Oscuro*	2 days	Cutoff low	0.8 (El Niño)	Mud flow caused deep cracks (up to 2 m) in streets because of flooding Jaramillo canal. Streets became rivers in Coquimbo. Strong winds destroyed roofs. Houses flooded. Power cut in Coquimbo. Strong winds at Los Vilos (up to 80 km/h). 150 miners isolated at Los Pelambres and also 40 in Salamanca.	Roads cut between Antofagasta (23° S) and Tocopilla (22° S) 500 miners isolated in Atacama region Storm affected from Puerto Montt (42° S) to Arica (19° S) during last days of May until the early days of June More than 27 thousand homeless in whole Chile 738% superavit of rainfall.	El Día** : 1992 (June 6–10) Urrutia and Lanza 1993: 394
11	1997, June 11–12 and 18 and 21	1.7 mm (June 10)*, 26 mm (June 11)* and 32.2 mm (June 12)*, 11.6 mm (June 18)* and 17.5 mm	2 days (June 11–12) ~5 h (June 18)	Blocking	1.3 (El Niño)	More than 4500 homeless in Choapa province. Electric storm, heavy rainfall and hail at	Storm affected a large part of Chile Heavy and persistent rainfalls at 19–24)	El Día** : 1997 (June 12–14; 19–24)

(continued on next page)

Table 2 (continued)

No	Rainy event date	Rainfall	Duration ^{***}	Meteorological mechanism	Oceanic Niño index	Effects at La Serena surroundings (Coquimbo region)	Effects at Chile scale	References
		(June 21) [*] at La Serena 8.1 mm (June 11), 32.2 mm (June 12) and 34.2 mm (June 13); 1.2 mm (June 18), 11.8 mm (June 19), 2.3 mm (June 20) and 2.8 mm (June 21) at Puerto Oscuro [*]	~1 day (June 21)			Coquimbo. Mud flow at Guanagueros (June 13). Flooding Elqui River swept riverside vegetation away. Houses flooded. Roads cut by strong mud flows. Gabriela Mistral international route cut off. Isolated families. Bridges in Elqui town destroyed. Snow up to 180 km east of the coast. (June 18–21) Mud flow at El Almendral (40 km east of La Serena) one and a half hour after the onset of rain. Vicuña town was isolated by strong discharge in San Carlos ravine. Main streets of Guanagueros were destroyed by water and mud flows from the ravines. 15,300 homeless since the rainfall of June 11.	Coquimbo and Atacama regions (32°–26°S)	
12	1997. August (16–18)	38.9 mm (onset at 18 h, August 16), 19 mm (August 17) and 5 mm (August 18) at La Serena [*] 15 mm (August 15). No data (August 16), 75.4 mm (August 17) and 31.6 mm (August 18)	~2 days	Blocking	2.0 (El Niño)	Torrential rainfall with strong wind (up to 100 km/h), sometimes intense but not persistent. Roads and bridges cut off by rivers and mud flows isolated towns, flooded houses and damaged agricultural crops. Strong wind brought down trees and caused severe damage in infrastructure, houses and boats. Closure of ports at Los Vilos, Tongoy and Guanagueros. 50% of boats were destroyed at Guanagueros.		El Día ^{**} : 1997 (August 17–18)

^{*} Meteorological data extracted from Dirección Meteorológica de Chile.

^{**} Meteorological data extracted from El Día Newspaper.

^{***} Duration corresponds to the length of rain at La Serena recorded by the newspaper El Día.

slope of 1° toward the southwest similar to the present thalweg of the ravine, and consists of one debris-flow deposit. Alluvial deposits forming both alluvial terraces have similar sedimentological features but are radically different relative to the alluvial deposits forming AT3 (Fig. 5). They are polymictic clast-supported gravel and ≤20 cm breccia, with sandy matrix, which directly overly the paleodune. Their strongly erosive basal contacts together with the occurrence of beds of gravel and sand that hold rock blocks, evidence vertical incision. These textural and stratigraphic features are interpreted as the result of debris flows with associated channelized and over-bank facies. The basal sediments and surface contact with the underlying dune deposits give evidence for basal shear plane development produced by high speed and energy of the alluvial flows. Although different sedimentological characteristics resulting from new geomorphologic conditions cannot be totally dismissed, the intensification of rainfall during the late Holocene and associated strong alluvial flows are probably the principal factors explaining the observed sedimentological features of AT1 and AT2.

Climate scenarios during modern heavy rainfalls and alluvial episodes

In austral summer the SEPSA, in combination with strong upslope regional-scale circulation, inhibit the development of a sea breeze through enhanced coastal subsidence in the afternoon (Rutllant et al., 2003). This prevents the inland development of convective cloudiness. During austral winter, this region is sporadically affected by convective rainfall associated with far-reaching, mid-latitude cold frontal disturbances and cut-off lows. Although rainfall can normally reach 30 mm/month, anomalously intense rainfall events have occasionally exceeded 200 mm in a few days. In settled weather, the stratus clouds that develop over the ocean below the subsidence inversion of the SEPSA can reach 1000 m altitude, favoring the development of coastal fogs and drizzle on the windward side of the coastal mountain range, especially during springtime when the extent of the low cloud deck is favored by low offshore sea-surface temperatures (e.g. Garreaud et al., 2008).

The occurrence of anomalous rainy years in central to northern Chile has commonly been associated with the development of El Niño conditions in austral winter–spring, arising from a weakened SEPSA (partially associated with negative Southern Oscillation Index values) and from a higher frequency/persistence of blocking anticyclones west of the Antarctic Peninsula (herein after BK mechanism). These anomalies result in an equatorward shift of storm tracks, allowing for cyclogenesis and frontal incursions off and along the central and north-central coast of Chile (Rutllant and Fuenzalida, 1991; Montecinos and Aceituno,

2003). Events occurring farther north (i.e. Antofagasta: ~23°S) in connection with El Niño have been explained by a combination of a weakened subsidence inversion (weaker SEPSA) and episodic warming of the coastal ocean which set the stage for the release of atmospheric potential instability during far-reaching mid-latitude frontal incursions and associated jet streams towards northern Chile. This mechanism may produce localized heavy convective storms, as in Antofagasta in 1991 (Garreaud and Rutllant, 1996).

One of the underlying hypotheses in this study is that the atmospheric circulation patterns conducive to modern debris-flow events could constitute analogs to explain the alluvial deposits found in the study area, given the geomorphologic framework of the Mal Paso creek. In order to assess these modern atmospheric circulation features, historical evidence of reported catastrophic debris flows associated with widespread rainfall episodes was collected from local newspapers. Beyond the study of the weather patterns associated with each of these episodes, it becomes relevant to know if all these strong rainfall events really produced debris flows in the study area, since previous soil moisture and rainfall intensity (convective cloudiness) are also important parameters, albeit difficult to obtain (e.g. Garreaud and Rutllant, 1996). Here we only consider heavy rainfall episodes that exceeded 32 mm at Puerto Oscuro and 20 mm La Serena, around one fourth and fifth of the annual average. However, most of them exceeded 50 mm and, exceptionally, there were events far in excess of 100 mm in both meteorological stations (e.g. the events of July 1983 and July 1984, Table 2).

By this approach, we documented 22 heavy precipitation events during AD 1950–2000 (Appendix table). Twelve of these events occurred in connection with El Niño, six under neutral ENSO conditions and four during La Niña. Meteorological conditions associated with each of these storms were assessed from 500 hPa (~5500 masl) and 1000 hPa (near sea level) geopotential height anomaly charts from the NCEP/NCAR reanalysis (Kalnay et al., 1996), considering only the day with maximum precipitation within each event. Dominant anomaly patterns correspond to the BK mechanism (64%), in which anticyclonic anomalies are located to the SW of the South American continent around 90°W. These warm-core anticyclonic anomalies usually persist throughout the troposphere for a few days, blocking the westerly flow, resulting in an equatorward deviation of the storm tracks that produces cyclonic anomalies off subtropical Chile. This anomaly dipole, with negative (cyclonic) anomalies to over central Chile and positive (anticyclonic) ones west of the Antarctic peninsula, is a constituent of the Pacific South America (PSA) tropical-mid latitude teleconnection pattern identified by Mo and Higgins (1998). According to Rutllant and Fuenzalida (1991), these blocking episodes in the far SE Pacific occur normally during austral winter–spring, becoming more frequent during the developing phase

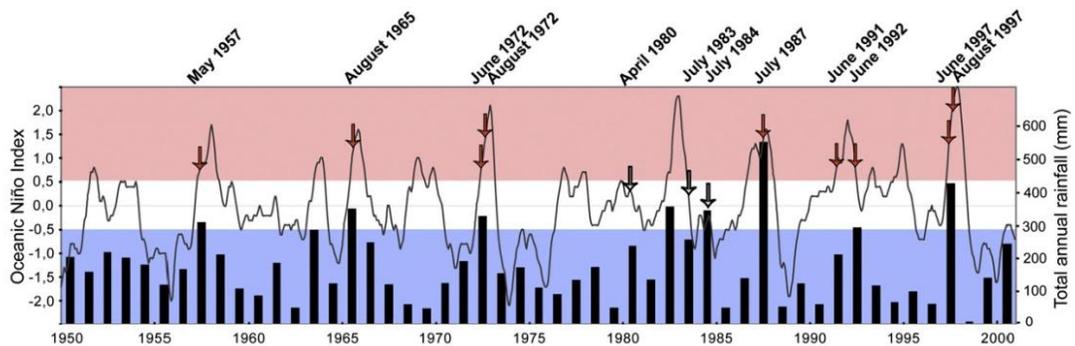


Figure 7. Rainy events that triggered debris flows or floods at semiarid coast of Chile (Coquimbo region) during AD 1950–2000, its relation with total annual rainfall at Puerto Oscuro and the Oceanic Niño Index. El Niño condition (red), neutral conditions (white), La Niña conditions (blue).

of El Niño events. The atmospheric circulation patterns in the remaining cases correspond to deep troughs (18%) stretching off and along the Chilean coast, and cutoff lows (9%). During extended rainfall periods a deep trough may evolve into a cutoff low when a high-pressure ridge overrides the trough in southern Chile, as occurred in July 1984 and 1987 (see Table in Appendix). Moreover, deep troughs may give rise to extended rainfall periods in north-central Chile when a blocking anticyclone develops east of the Andes over the South American cone (Garreaud, 1995). As documented in Fuenzalida et al. (2005), cutoff lows do not show a particular preference for any phase of the ENSO cycle.

Although the historical record may not be exhaustive due to newsworthiness, it indicates that at least twelve strong and regional rainfall events caused alluvial flows along the semiarid coast of Chile (Table 2, Fig. 7). Nine of these events occurred during the developing phase (austral winter) of El Niño, and the other three in neutral ENSO conditions. The latter correspond to events that occurred on April 10–11 of 1980, July 7–8 of 1983 and July 1–5 and 8–10 of 1984, which caused enormous damage (Table 2). Given that our sedimentological records at QSJ site features alluvial deposits prior to the onset of El Niño in the SE Pacific and in the west coast of South America (e.g. Rodbell et al., 1999) here we focus on the neutral ENSO phase assuming that this condition is representative of those that would have prevailed shortly after 8600 cal yr BP.

Hemispheric 500 hPa circulation anomaly patterns for the three catastrophic rainfall events in neutral ENSO conditions are depicted in Figure 8. The events of April 1980 and July 1983 occurred in connection with the aforementioned BK mechanism, while the July 1984 event resulted from a deep, slow-moving upper air trough along the Chilean coast and the subsequent formation of a cutoff low over north-central Chile. In this last case, the 500 hPa geopotential anomaly pattern resembles the BK one, except for positive (anticyclonic) anomalies to the SW of the negative one over central Chile (Fig. 8c). As mentioned before, in spite that the three circulation patterns are not alike, the negative (blue) anomalies across north-central Chile are very similar, including the trough axis (white dashed line). Figure 8 also illustrates the corresponding 500 hPa vector winds, indicating enhanced westerlies over central Chile. These results are consistent with those reported in Montecinos et al. (2011) as a non-ENSO signal typical of austral winter heavy rainfall episodes in central Chile, and with Garreaud (1995) who studied meteorological condition associated with heavy precipitation events in central Chile without any consideration of the phase of the ENSO cycle. From the nine debris-flow events that occurred under El Niño conditions, six correspond to the BK mechanisms, one occurred in connection with a deep trough, one with a cutoff low, and one with a deep trough evolving into a cutoff low (July 1987 event). Therefore, although the dominant mechanisms producing heavy rainfall episodes are alike for neutral and warm (El Niño) ENSO conditions, during the latter the BK mechanism is more frequent, as reported in Rutllant and Fuenzalida (1991).

Therefore, heavy rainfall episodes capable of producing alluvial events such as floods, debris and mud flows in north-central Chile can occur during El Niño and neutral ENSO conditions. In both scenarios, the cyclonic–anticyclonic meridional anomaly dipole seems to be a fundamental atmospheric circulation feature to drive frontal incursions toward lower latitudes. The enhanced westerlies over central Chile occurs when the polar jet merges with the subtropical one, in connection with the equatorward shift of the storm tracks associated with BK, deep quasi-barotropic troughs and subsequent cutoff lows.

Paleoclimatic implications

The sedimentary record from QSJ site points to a major hydrological regime shift during the early Holocene along the semiarid west coast of Chile. The development of peat in the absence of alluvial deposits during 13,000–11,800 cal yr BP suggests a lack of rainfall events, able to transport the available sand in the coastal watershed of the Mal Paso ravine, as well as local high moisture. The overlying strata composed by organic

clayey mud as well as scant and fine alluvial deposits also suggest local moisture during 11,800–8600 cal yr BP, concomitantly with sporadic precipitation events that are able to transport very fine sand in the watershed. These stratigraphic data in combination with the analysis of the historical events might suggest La Niña-like conditions during the latest Pleistocene–early Holocene. The absence of torrential rainfalls can be explained by a strengthened SEPSA which could have favored high local moisture by intense and persistent coastal fogs.

Currently, coastal fogs are the main source of water for the relict forest of Fray Jorge National Park (Kummerow, 1966; del-Val et al., 2006), which is located 120 km north of QSJ site at 30°40'S. There, the maximum frequency of coastal fogs occurs during austral spring, when the temperature inversion is strong enough to confine the stratocumulus cloud deck over the subtropical Southeast Pacific (Garreaud et al., 2008) and the continental daytime heating is not extremely intense to foster cloud dissipation, as occurs during austral summer (Rutllant et al., 2003; Muñoz and Garreaud, 2007). During La Niña years, strengthening of the temperature inversion leads to a more persistent cloud deck and consequently higher than normal springtime fog frequency (Garreaud et al., 2008).

The sequence of alluvial deposits from QSJ site indicates a sharp increase in frequency and intensity of sporadic albeit torrential rainfall events shortly after 8600 cal yr BP, which suggests a major hydrological change along the semiarid coast of Chile relative to the previous early Holocene period. We propose that this sharp hydrological change resulted from a relatively reduced influence of the SEPSA along the subtropical Southeast Pacific, with respect to the early Holocene. This favored the occurrence of convective rainfall episodes concomitantly with regionally arid conditions, through climate mechanisms similar to those related with the occurrence of rainfalls over the semiarid coast of Chile during neutral ENSO years.

Farther north, alluvial deposits in southern Peru indicate heavy rainfall events between 12,900 and 8400 cal yr BP (Fig. 6), which were related to strong El Niño episodes at that period (Keefer et al., 1998, 2003). Subsequently, Vargas et al. (2006) associated the occurrence of those alluvial deposits to short and intense local heavy rainfall episodes during the winter–spring season along the coast of southern Peru, from enhanced low-level southerlies and orographic effect along the coastal range north of 18°S, where the coastline bends toward the northwest. This occurred with regionally intensified anticyclonic circulation and coastal upwelling which also inhibited the occurrence of strong alluvial episodes along the hyperarid coast of northern Chile, suggesting La Niña-like conditions during the latest Pleistocene and early Holocene (Vargas et al., 2006). A stronger SEPSA also inhibits the penetration of mid-latitude frontal systems towards the study area in the semiarid region, supporting the lack of torrential rainfall there. This hypothesis is consistent with reinforced coastal fogs along the subtropical coast (Garreaud et al., 2008) and, similarly to Fray Jorge forest (Kummerow, 1966; del-Val et al., 2006), explains typical taxa of humid environments found in pollen records at the QSJ site (Maldonado et al., 2010) and Palo Colorado, 24 km to the south (Maldonado and Villagrán, 2006), during the early Holocene. This climate scenario is also consistent with the development of black soils of up to 80 cm thick associated with relatively stable conditions along the semiarid coastal range surface (27° and 33°S) between 11,000 and 8160 cal yr BP (Veit, 1996). Intensified S–SW winds driven by the strengthened anticyclone would have favored the deposition of coastal dunes in Los Vilos area between 13,000 and 9550 cal yr BP (Fig. 6), like along the southern coast of Peru during 12,880–11,580 cal yr BP and northern Chile especially between 10,550 and 9124 cal yr BP (Vargas et al., 2006). This contrasts with the reduced influence of the southern westerly wind belt suggested in central-southern Chile during the early Holocene (Lamy et al., 2010), consistent with the extreme aridity prevailing in the Aculeo basin at 33°50'S before 8500 cal yr BP (Jenny et al., 2002).

The absence of alluvial deposits in southern Peru during 8400–5300 cal yr BP and the persistent lack of alluvial deposits

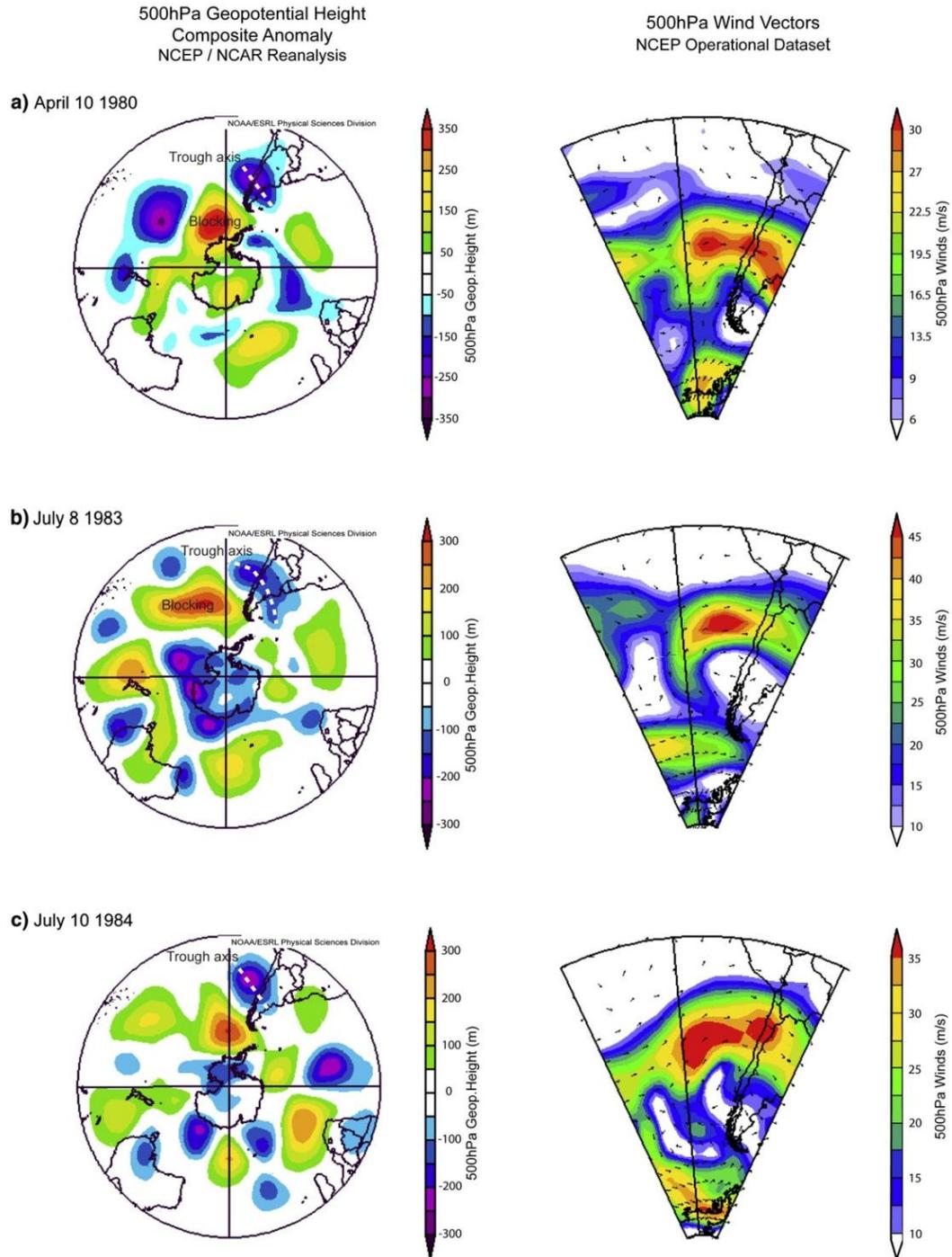


Figure 8. Composite anomalies of 500 hPa geopotential heights and wind vectors for three storm events that caused alluviums in neutral conditions according to ENSO cycle. The events correspond to: a) July 8, 1983; b) July 10, 1984 (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/hist.data/>).

along the coast of northern Chile (Keefer et al., 1998, 2003; Vargas et al., 2006; Fig. 6), suggest a decrease in the strength of the coastal southerlies along the coast of northern Chile and southern Peru as compared

with the latest Pleistocene–early Holocene period (Vargas et al., 2006). Specifically, milder southerlies along northern Chile would not produce enough surface convergence in southern Peru to foster heavy rainfall

events. Nevertheless, its influence would have been sufficient to prevent mid-latitude weather systems to penetrate the northern Chile coast, preserving aridity there. The hydrologic change suggested by the sedimentological record from QJS site is concurrent with the onset of water accumulation in the Aculeo Lake (33°50'S) at 8500 cal yr BP (Fig. 6) when it became a more permanent shallow saline lake with carbonate precipitation (Jenny et al., 2002). Furthermore, the high content of *Chenopodiaceae* sp. and low content of arboreal pollen in the Aculeo record (Jenny et al., 2002), support overall conditions of aridity until 5700 cal yr BP, which is consistent with the pollen record from Palo Colorado (Maldonado and Villagrán, 2006) and with the preservation of paleosoils along the subtropical coastal region of Chile (Veit, 1996). Therefore, the absence of heavy rainfall events north of 30°S during 8400–5300 cal yr BP can be explained by the lack of ENSO tropical–extratropical climate teleconnection (Vargas et al., 2006), and generally reduced ENSO activity as suggested by other climate proxies from the eastern Pacific Ocean (Koutavas et al., 2006), from the western equatorial Andes (Rodbell et al., 1999; Moy et al., 2002), and from the Aculeo record in central Chile (Jenny et al., 2002).

Alluvial records from the western slope of the Andes support an onset of modern El Niño conditions including ENSO tropical–extratropical climate teleconnections at ca. 5500–5300 cal years BP (Rodbell et al., 1999; Vargas et al., 2006). The paleoclimate record of the QJS site shows a slight increase in the frequency of alluvial episodes at that time, without significant sedimentological changes. This is probably due to the lower sensitivity of this proxy compared, for example, with the occurrence of alluvial episodes along the hyperarid coastal Atacama Desert of northern Chile and southern Peru (Vargas et al., 2006, Fig. 6), where heavy rainfalls were previously absent. The extraordinary heavy rainfalls responsible for historic disastrous alluvial events during the twentieth century in northern Chile have been associated with El Niño episodes, during which the PSA teleconnection wave train (Mo and Higgins, 1998) gets stronger or is located equatorward from its usual position, allowing for the entrance and further development of frontal systems at lower latitudes (Vargas et al., 2000, 2006). The onset of ENSO tropical–extratropical atmospheric teleconnection during the mid-Holocene is also consistent with the notable change from saline- to fresh-water conditions due to an increase in the Aculeo lake level, and with increased torrential clastic sedimentation since ca. 5700 cal yr BP (Jenny et al., 2002; Fig. 6), associated with torrential rainfall episodes in central Chile during modern El Niño (Rutllant and Fuenzalida, 1991). The notable sedimentological change of debris-flow deposits characterizing the lower terraces AT2 and AT1 in the Mal Paso ravine, with respect to the alluvial sequence forming AT3, together with the historic information (Table 2), suggests intensified alluvial episodes concomitantly with the incision of the hydrologic system during the late Holocene. This last inference agrees with intensified and higher frequency of alluvial events associated to El Niño during the last millennium and especially during the 20th century, deduced from the geomorphologic record from southern Peru and northern Chile (Vargas et al., 2006).

The paleoceanographic record off central-southern Chile shows that the period between 13,000 and 11,800 cal yr BP was characterized by regional SST warming trend during deglaciation times in the eastern boundary Humboldt Current System (Kim et al., 2002; Lamy et al., 2002, 2004, 2007; Kaiser et al., 2008; Ortlieb et al., 2011; Fig. 6). Cooler or similar than modern SSTs, together with an intensified Southeastern Pacific Subtropical Anticyclone associated with La Niña-like conditions, would have favored intensified coastal fog development off central-northern Chile during the latest Pleistocene and the beginning of the Holocene, as discussed earlier. The record off central Chile suggests a warming SST trend during the early to mid-Holocene transition, followed by a cooling trend during the late Holocene (Kim et al., 2002; Kaiser et al., 2008; Ortlieb et al., 2011). These paleoceanographic changes occurred roughly concomitantly with a high deglaciation rate of the Western Antarctic Ice Sheet during 12.6–10 cal ka BP, estimated

from the western Amundsen Sea (Smith et al., 2011), and with a rapid landward recession of the Antarctic glaciers together with the onset of seasonal sea-ice formation which occurred around 8000–7800 cal yr BP (Finocchiaro et al., 2005). In this context, the change from higher to lower influence of the Southeast Subtropical Anticyclone on the semiarid coast of Chile at ca. 8600 cal yr BP occurred concomitantly with SST variations from relatively cooler to warmer conditions between the early to mid-Holocene period, especially off central Chile (Fig. 6), while the onset of modern ENSO during the mid-Holocene (Rodbell et al., 1999; Vargas et al., 2006) and the end of this oceanic trend are roughly contemporaneous.

Conclusions

The paleoclimate record from Quebrada Santa Julia site supports a major hydrologic change along the semiarid west coast of South America during the early Holocene. The sedimentological features of this record suggest an arid climate setting without torrential rainfalls, but with high local humidity due to reinforced coastal fogs between 13,000 and 8600 cal yr BP. The latter was associated with strengthened SEPSA and probably with cooler or similar than modern sea surface temperatures, similar to conditions of maximum frequency of coastal fogs that currently occur during austral spring and more intensely during La Niña years. The record of QJS site supports intensified southerly winds, strengthened SEPSA and mean La Niña-like state during the early Holocene as suggested by dune accumulations along the western coast of South America (34°–18°S), heavy rainfall episodes deduced from alluvial records along the southern coast of Peru (18°S) and by the absence of them at the northern coast of Chile (23°S) (Vargas et al., 2006), together with an extremely low lake level in the Aculeo basin in central Chile (33°50'S) (Jenny et al., 2002). The QJS archeological layer dated at 13000 cal yr BP (Jackson et al., 2007) developed under this regionally arid climate scenario was favored by local wet conditions associated with intensified coastal fogs and coastal geomorphology.

The notable frequency change deduced for the alluvial record of the QJS site shortly after 8600 cal yr BP, suggests a new rainfall regime over the semiarid coast of Chile characterized by episodic and torrential rainfall events, which occurred still under an arid setting. We interpret that alluvial episodes associated with heavy rainfalls prior to 5700 cal yr BP resulted from relatively reduced influence of the SEPSA along the subtropical coast of Chile, with respect to the early Holocene, favoring the occurrence of sporadic convective rainfall events. According to modern meteorological analogs, these heavy rainfalls would have occurred under ocean-climate conditions similar to those characterizing neutral ENSO years, through the increase in large-scale westerlies flow over north-central Chile as suggested by Montecinos et al. (2011) and consistently with an equatorward shift of the Southeastern Pacific Subtropical Anticyclone.

Acknowledgments

This study was funded by FONDECYT 1090044 (DJ) and 11060484 (GV) grants and a CONICYT doctoral grant to CO. We thank the Department of Geology of University of Chile for laboratory facilities. Special thanks to Roxana Seguel for the field support. We thank Rene Garreaud, Fernando Sepúlveda, Carmina Jorquera and Jacobus Le Roux for their comments and fruitful discussions. Special thanks are also due to Editor Alan Gillespie, Associate Editor J. O'Connor and anonymous reviewers for constructive suggestions that contributed to a significant improvement of the manuscript. The authors gratefully acknowledge additional support from CEGA (Andean Geothermal Centre of Excellence), FONDAP project 15090013 (GV), and CEAZA (Center for Advanced Studies in Arid Zones) (JR).

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2012.08.002>.

References

- Carré, M., Azzoug, M., Bentaleb, I., Chase, B.M., Fontugne, M., Jackson, D., Ledru, M., Maldonado, A., Sachs, J.P., Schauer, A.J., 2011. Mid-Holocene mean climate in the south eastern Pacific and its influence on South America. *Quaternary International* 253, 55–66.
- del-Val, E., Armesto, J.J., Barbosa, O., Christie, D.A., Gutiérrez, A., Jones, C., Marquet, P., Weathers, K., 2006. Rain forest islands in the Chilean semiarid region: fog-dependency, ecosystem persistence and tree regeneration. *Ecosystems* 9, 1–13.
- Finocchiaro, F., Langone, L., Colizza, E., Fontolan, G., Giglio, F., Tuzzi, E., 2005. Record of the early Holocene warming in a laminated sediment core from Cape Hallett Bay (Northern Victoria Land, Antarctica). *Global and Planetary Change* 45, 193–206.
- Fuenzalida, H., Sanchez, R., Garreaud, R., 2005. A climatology of cut off lows in the Southern Hemisphere. *Journal of Geophysical Research* 110, D1801. <http://dx.doi.org/10.1029/2005JD005934>.
- Garreaud, R., 1995. Configuraciones atmosféricas durante tormentas pluviales en Chile central. *Meteorológica (Argentina)* 19, 73–81.
- Garreaud, R., Rulllant, J., 1996. Análisis meteorológico del los aluviones de Antofagasta y Santiago de Chile en el período 1991–1993. *Atmosfera* 9, 251–271.
- Garreaud, R., Barichivich, J., Christie, D.A., Maldonado, A., 2008. Interannual variability of the coastal fog at Fray Jorge relict forests in semiarid Chile. *Journal of Geophysical Research* 113, G04011.
- Grosjean, M., Núñez, L., Cartajena, I., Messerli, B., 1997. Mid-Holocene climate and culture change in the Atacama Desert, northern Chile. *Quaternary Research* 48, 239–246.
- Heusser, C.J., 1990. Ice age vegetation and climate of subtropical Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 80, 107–127.
- Jackson, D., 1993. Datación radiocarbónica para una adaptación costera del Arcaico Temprano en el Norte Chico, Comuna de los Vilos. *Boletín de la Sociedad Chilena de Arqueología* 16, 28–31.
- Jackson, D., 2002. Cazadores y recolectores del Holoceno Medio del norte semiárido de Chile. Tesis para optar al grado de Magister en Arqueología. Universidad de Chile. Ms.
- Jackson, D., 2003. Evaluating evidence of cultural associations of Mylodon in the semi-arid region of Chile. In: Miotti, L., Salemme, M., Flegenheimer, N. (Eds.), *Where the South Winds Blow, Ancient evidence of Paleo South Americans*. Center for the Study of the First Americans, College Station, pp. 77–81.
- Jackson, D., Méndez, C., 2005. Primeras ocupaciones humanas en la costa del semiárido de Chile: patrón de asentamientos y subsistencia. *Actas del XVI Congreso Nacional de Arqueología Chilena*, pp. 493–502.
- Jackson, D., Méndez, C., Seguel, R., Maldonado, A., Vargas, G., 2007. Initial occupation of the Pacific Coast of Chile during late Pleistocene times. *Current Anthropology* 48, 725–731.
- Jenny, B., Valero-Garcés, B.L., Villa-Martinez, R., Urrutia, R., Geyh, M.A., Veit, H., 2002. Early to mid-Holocene aridity in central Chile and the southern westerlies: the Aculeo Lake record (34°S). *Quaternary Research* 58, 160–170.
- Jenny, B., Wilhelm, D., Valero-Garcés, B.L., 2003. The southern westerlies in central Chile: Holocene precipitation estimated based on a water balance model for Laguna Aculeo (33°50'S). *Climate Dynamics* 20, 269–280.
- Kaiser, J., Lamy, F., Hebbeln, D., 2005. A 70-kyr sea surface temperature record off southern Chile (ocean drilling program site 1233). *Paleoceanography* 20, PA4009. <http://dx.doi.org/10.1029/2005PA001146>.
- Kaiser, J., Schefuss, E., Lamy, F., Mohtadi, M., Hebbeln, D., 2008. Glacial to Holocene changes in sea surface temperature and coastal vegetation in north central Chile: high versus low latitude forcing. *Quaternary Science Reviews* 27, 2064–2075.
- Kalnay, et al., 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77, 437–470.
- Keefer, D.K., deFrance, S.D., Moseley, M.E., Richardson III, J.B., Satterlee, D.R., Day-Lewis, A., 1998. Early maritime economy and El Niño events at Quebrada Tacahauy, Perú. *Science* 281, 1833–1835.
- Keefer, D.K., Moseley, M.E., deFrance, S.D., 2003. A 35,000-year record of floods and debris flows in the Ilo region of southern Peru and its relation to El Niño events and great earthquakes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 194, 41–77.
- Kim, J.-H., Schneider, R.R., Hebbeln, D., Müller, P.J., Wefer, G., 2002. Last deglacial sea-surface temperature evolution in the Southeast Pacific compared to climate changes on the South American continent. *Quaternary Science Reviews* 21, 2085–2097.
- Koutavas, A., de Menocal, P.B., Olive, G.C., Lynch-Stieglitz, J., 2006. El Niño–Southern Oscillation (ENSO) attenuation revealed by individual foraminifera in eastern tropical Pacific sediments. *Geology* 34, 993–996.
- Kummerow, J., 1966. Aporte al conocimiento de las condiciones climáticas del bosque de Fray Jorge. *Boletín Técnico, Facultad de Agronomía Universidad de Chile* 24, 21–24.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Wefer, G., 1999. High-resolution marine record of climatic change in mid-latitude Chile during the last 28,000 years based on terrigenous sediment parameters. *Quaternary Research* 51, 83–93.
- Lamy, F., Rühlemann, C., Hebbeln, D., Wefer, G., 2002. High- and low-latitude climate control on the position of the southern Peru–Chile current during the Holocene. *Paleoceanography* 17 (2), 1028. <http://dx.doi.org/10.1029/2001PA000727>.
- Lamy, F., Kaiser, J., Ninnemann, U., Hebbeln, D., Arz, H., Stoner, J., 2004. Antarctic timing of surface water changes off Chile and Patagonian Ice Sheet response. *Science* 304, 1959–1962.
- Lamy, F., Kaiser, J., Arz, H.W., Hebbeln, D., Ninnemann, U., Timm, O., Timmermann, A., Toggweiler, J.R., 2007. Modulation of the bipolar seesaw in the Southeast Pacific during termination 1. *Earth and Planetary Science Letters* 259, 400–413.
- Lamy, F., Kilian, R., Arz, H.W., Francois, J., Kaiser, J., Prange, M., Steinke, T., 2010. Holocene changes in the position and intensity of the southern westerly wind belt. *Nature Geoscience* 3, 695–699.
- Maldonado, A., Villagrán, C., 2006. Climate variability over the last 9900 cal yr BP from a swamp forest pollen record along the semiarid coast of Chile. *Quaternary Research* 66, 246–258.
- Maldonado, A., Méndez, C., Ugalde, P., Jackson, D., Seguel, R., Latorre, C., 2010. Early Holocene climate change and human occupation along the semiarid coast of north-central Chile. *Journal of Quaternary Science* 25, 1–4.
- Méndez, C., Jackson, D., Seguel, R., 2007. Current evidence and radiocarbon chronology from Santa Julia late Pleistocene settlement in the semiarid coast of Chile (31°50'S). *Current Research in the Pleistocene* 24, 68–69.
- Mo, K.C., Higgins, R.W., 1998. The Pacific South American modes and tropical convection during the southern hemisphere winter. *Monthly Weather Review* 126, 1581–1596.
- Montecinos, A., Aceituno, P., 2003. Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in central Chile and associated circulation anomalies. *Journal of Climate* 16, 281–296.
- Montecinos, A., Kurgansky, M.V., Muñoz, C., Takahashi, K., 2011. Non-ENSO rainfall variability in central Chile during austral winter. *Theoretical and Applied Climatology* 106, 557–568.
- Moy, C.M., Seltzer, G.O., Rodbell, D.T.Y., Anderson, D.M., 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature* 420, 162–165.
- Muñoz, R., Garreaud, R., 2007. The coastal boundary layer diurnal cycle along north central Chile: observations and model sensitivities. 7th Conference on Coastal Atmospheric and Ocean Prediction and Processes, American Meteorological Society, San Diego, California, 10–13 Sept.
- Ortlieb, L., Vargas, G., Saliège, J.F., 2011. Marine radiocarbon reservoir effect along the northern Chile–southern Peru coast (14–24°S) throughout the Holocene. *Quaternary Research* 75, 91–103.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S., Bronk, R.A.M., C., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46, 1029–1058.
- Rodbell, D.T., Seltzer, G.O., Anderson, D.M., Abbott, M.B., Enfield, D.B., Newman, J.H., 1999. An ~15,000-year record of El Niño-driven alluviation in southwestern Ecuador. *Science* 283, 516–520.
- Roman, A., Jackson, D., 1998. Dataciones por termoluminiscencia de rocas de fogones de asentamientos arcaicos, Provincia del Choapa. *Chungará* 30, 41–48.
- Rulllant, J., Fuenzalida, H., 1991. Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology* 11, 63–76.
- Rulllant, J., Fuenzalida, H., Torres, R., Figueroa, D., 1998. Interacción océano-atmósfera-tierra en la Región de Antofagasta (Chile, 23°S): Experimento DICIUMA. *Revista Chilena de Historia Natural* 71, 405–427.
- Rulllant, J., Fuenzalida, H., Aceituno, P., 2003. Climate dynamics along the arid northern coast of Chile: the 1997–1998 Dinámica del Clima de la Región de Antofagasta (DICIUMA) experiment. *Journal of Geophysical Research* 108, 4538.
- Sandweiss, D.H., Richardson, J.B., Reitz, E.J., Rollins, H.B., Maasch, K.A., 1996. Geochronological evidence from Peru for a 5000 years BP onset of El Niño. *Science* 273, 1531–1533.
- Smith, J.A., Hillenbrand, C., Kuhn, G., Larter, R.D., Graham, A.G.C., Ehrmann, W., Moreton, A.G., Forwick, M., 2011. Deglacial history of the West Antarctic Ice Sheet in the western Amundsen Sea embayment. *Quaternary Science Reviews* 30, 488–505.
- Strub, T., Mesías, J., Montecino, V., Rulllant, J., Salinas, S., 1998. Coastal ocean circulation off western South America. In: Robinson, Allan R., Brink, Kenneth H. (Eds.), *The Sea*, 11, pp. 273–313.
- Urrutia, R., Lanza, C., 1993. *Catástrofes de Chile: 1541–1992*. Editorial La Noria, Santiago, Chile.
- Vargas, G., Ortlieb, L., Rulllant, J., 2000. Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño/Oscilación del Sur. *Revista Geológica de Chile* 27, 157–176.
- Vargas, G., Rulllant, J., Ortlieb, L., 2006. ENSO tropical–extratropical climate teleconnections and mechanisms for Holocene debris flows along the hyperarid coast of western South America (17°–24°S). *Earth and Planetary Science Letters* 249, 467–483.
- Veit, H., 1996. Southern westerlies during the Holocene deduced from geomorphological and pedological studies in the Norte Chico, northern Chile (27–33°S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 123, 107–119.
- Villagrán, C., Varela, J., 1990. Palynological evidence for increased aridity on the central Chilean coast during the Holocene. *Quaternary Research* 34, 198–207.
- Villa-Martinez, R., Villagrán, C., Jenny, B., 2003. The last 7500 cal yr BP of westerly rainfall in central Chile inferred from a high-resolution pollen record from Laguna Aculeo (34°S). *Quaternary Research* 60, 284–293.

4.3 Carta al Editor: Major hydrological regime change along the coast of South America—Response to comments by Maldonado and Moreiras (2013)

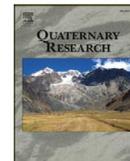
Quaternary Research 80 (2013) 140–142



Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Quaternary Research

journal homepage: www.elsevier.com/locate/yqres



Letter to the Editor

Major hydrological regime change along the semiarid western coast of South America – Response to comments by Maldonado and Moreiras [page number in this issue]

Keywords:

Early Holocene
Coastal fog
Rainfall
Hydrologic change
Lifting condensation level
Sea level

Based on the sedimentology, geomorphology and geochronology of eolian and alluvial deposits at Quebrada Santa Julia (QSJ, 31°50'S) site, in a small coastal watershed in the semiarid central Chile, Ortega et al. (2012) interpreted a regional arid climate setting concomitantly with high local humidity due to reinforced coastal fog development between 13,000 and 8600 cal yr BP. Together with other continental proxies and paleo-SST records off central Chile, Ortega et al. (2012) proposed La Niña-like conditions during the latest Pleistocene–early Holocene along this semiarid coast. A major hydrologic regime shift shortly after 8600 cal yr BP resulted in higher frequency of torrential rainfall episodes still under an arid climate setting, before the onset of El Niño at ~5500 cal yr BP (e.g., Rodbell et al., 1999). This hypothesis differs from that of Maldonado and Moreiras (2013) based on pollen records, who suggest humid conditions associated with precipitation around 13,000 and 10,500 cal yr BP (e.g., Maldonado et al., 2010).

Maldonado and Moreiras (2013) criticized the interpretation of Ortega et al. (2012). Their main statements are: (1) the scant presence of alluvial deposits in QSJ before 8600 cal yr BP is not enough evidence of weak/sparse rainfall events, because it could be related to local geomorphologic features. In addition, they object the origin of the early Holocene fine alluvial deposits, the onset of torrential rainfall after 8600 cal yr BP, and the origin of the clayey-mud layers inside the alluvial sequence; (2) the development of wetlands at QSJ could not be supported only by moisture from coastal fogs, except for the Fray Jorge relict forest (30°40'S) located just below the mean subsidence inversion base (~500 m asl); and (3) unpublished isotopic data support that the water source for swamp forests and coastal wetlands is not coastal fog but precipitation from inland areas.

However, these authors miss these key factors in their analysis:

- (1) Currently, the base of QSJ site is located at 90 m asl, but the watershed associated to the ravine on the western slope of the coastal range reaches ca. 700 m asl. The stratigraphy of the QSJ is formed by a series of alluvial deposits forming conspicuous alluvial terraces. Ortega et al. (2012) show three stratigraphic columns representative of longitudinal facies in the oldest alluvi-

al terrace, which has an aggradational pattern characterized by a subhorizontal arrangement of the alluvial strata along the ravine, without any evidence of progradational deposition, such as offlap contacts. Therefore, in contrast with the view of Maldonado and Moreiras (2013), we discard geomorphologic factors explaining the sedimentological changes in the alluvial sequence and state that alluvial episode frequency inferred from column B (see Ortega et al., 2012) is representative of the whole alluvial terrace, since the reduced basal erosion of the alluvial flows in that sector favors the record of a higher number of alluvial deposits than in other columns.

With respect to fine alluvial deposits overlying the archeological level (11,800–8600 cal yr BP), we reaffirm that the sediments correspond to debris-flow and mudflow deposits within a sporadic aquatic environment provided by a local depression. This is based on sedimentological arguments such as the irregular and non-erosive base of the alluvial deposits, grain-size gradation and transitional contact between the sandy facies and the overlying clayey-mud organic matter-enriched levels on top of each deposit. In turn, we claim that after 8600 cal yr BP, clayey-mud levels on top of each alluvial deposit correspond to post-flooding depositions, based on the grain-size gradation and transitional contact with the underlying gravel and sandy facies (DeCelles et al., 1991; Miall, 1996).

The lack of evidence such as roots, drying cracks or paleosols suggests no significant hiatus in the stratigraphic column of QSJ site after 8600 cal yr BP (Ortega et al., 2012). Furthermore, the occurrence of 12 alluvial events during 6200–5500 cal yr BP, as proposed by Maldonado and Moreiras (2013), seems unlikely because it would far exceed the estimated frequency after onset of El Niño manifestations.

- (2)
 - a. It has been shown that in modern times the mean lifting condensation level (LCL) at this location is around 150–200 m asl, and the cloud base (CB) is at ~350 m asl at the latitude of QSJ site (Garreaud et al., 2008). Interannual variability of the LCL and CB can be associated to changes in local sea-surface temperature (SST) and atmospheric teleconnections associated with the extremes of the ENSO cycle (Garreaud et al., 2008). Rough estimates suggest that a change from 15° to 10°C in SST, with a constant relative humidity (~80%) in the overlying air, implies an LCL descent of ~40 m.
 - b. It is also necessary to consider significant sea-level variations during the latest Pleistocene–Holocene. Tectonic inferences in the region suggest negligible effect of the coastal uplift rate during the Holocene (Saillard et al., 2009) with respect to eustatic changes (Lambeck et al., 2002). According to these last authors the global sea level was located between –60 and –70 m with respect to the present-day location at 13,000–11,800 cal yr BP when the QSJ archeological level developed. Between

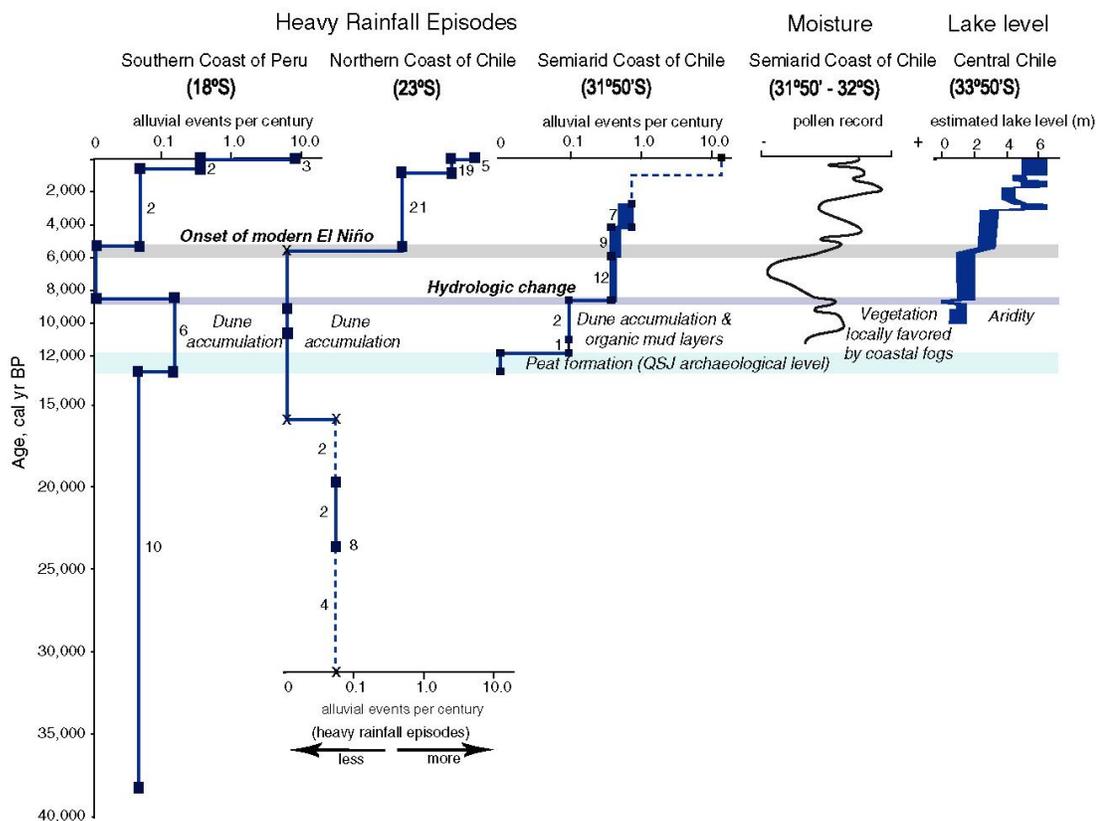


Figure 1. Comparison among heavy rainfall episodes along the subtropical west coast of South America, moisture changes over the semiarid coast, and Aculeo Lake level at central Chile. Frequency of coastal alluvial events per century at southern Peru and northern Chile were extracted from Vargas et al. (2006); frequency of alluvial episodes at the semiarid coast of Chile from Ortega et al. (2012). Numbers beside each line indicate the debris-flow events for the corresponding periods. Radiocarbon data are indicated by squares and extrapolated age estimates by crosses. The light blue horizontal bar indicates peat formation period at the QJSJ archaeological level. Moisture changes inferred from pollen records at the semiarid coast were extracted from Maldonado and Moreiras (2013). Lake level changes from Laguna Aculeo were extracted from Jenny et al. (2002). Thicknesses in horizontal bars illustrate the analytic errors of the geochronological model.

13,000–8600 cal yr BP the global sea level rose from ca. –70 to –40 m with respect to its modern position.

These two factors are critical in paleoenvironmental analyses when assessing the real altitude of impact of the coastal fog on vegetation development and surface hydrology.

- (3) The isotopic data sketched—but not shown in detail—by Maldonado and Moreiras (2013) reflect only a partial assessment of the isotopic content of the current hydrology. Previous work in the area has shown wide isotopic ranges from rain, coastal fog and ground water (Aravena et al., 1989; Squeo et al., 2006). Although they claim that it is possible to identify different sources of water in this coastal region, it is clear that more detailed results, relative to those of Maldonado and Moreiras (2013), are needed prior to interpreting paleohydrological changes at the scale of the latest Pleistocene–Holocene in the QJSJ site and surrounding area. In this scenario the moisture record of Maldonado and Moreiras (2013) is consistent with vegetation locally favored by the influence of coastal fog in the watershed area of QJSJ site under different geomorphological, ocean-climate and sea-level conditions than nowadays. Furthermore, dry conditions since 8600 cal yr BP with gradual moisture increase since 6200 cal yr BP suggested by Maldonado and Moreiras (2013) support our interpretation (Fig. 1).

Finally, our statements stress the direct application of present-day conditions to support paleoclimate reconstructions, and more generally encourage careful analyses considering multiple factors like sea-level variations, ocean climate and geomorphological pattern changes to improve paleoenvironmental interpretations.

References

Aravena, R., Suzuki, O., Pollastri, A., 1989. Coastal fog and its relation to groundwater in the IV region of northern Chile. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* 79, 83–91.

DeCelles, P.G., Gray, M.B., Ridgway, K.D., Cole, R.B., Pivnik, D.A., Pequera, N., Srivastava, P., 1991. Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology* 38, 567–590.

Garreaud, R., Barichivich, J., Christie, D.A., Maldonado, A., 2008. Interannual variability of the coastal fog at Fray Jorge relict forests in semiarid Chile. *Journal of Geophysical Research* 113 (G04011).

Jenny, B., Valero-Garcés, B.L., Villa-Martinez, R., Urrutia, R., Geyh, M.A., Veit, H., 2002. Early to mid-Holocene aridity in central Chile and the southern westerlies: the Aculeo Lake record (34°S). *Quaternary Research* 58, 160–170.

Lambeck, K., Esat, T., Potter, E., 2002. Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature* 419, 199–206.

Maldonado, A., Moreiras, S.M., 2013. Comment on “Major hydrological regime change along the semiarid western coast of South America during the early Holocene”. *Quaternary Research* XX (ppp-ppp).

Maldonado, A., Méndez, C., Ugalde, P., Jackson, D., Seguel, R., Latorre, C., 2010. Early Holocene climate change and human occupation along the semiarid coast of north-central Chile. *Journal of Quaternary Science* 25, 1–4.

- Miall, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer, Berlin.
- Ortega, C., Vargas, G., Rutllant, J.A., Jackson, D., Méndez, C., 2012. Major hydrological regime change along the semiarid western coast of South America during the early Holocene. *Quaternary Research* 78, 513–527.
- Rodbell, D.T., Seltzer, G.O., Anderson, D.M., Abott, M.B., Enfield, D.B., Newman, J.H., 1999. An 15,000-year record of El Niño-driven alluviation in southwestern Ecuador. *Science* 283, 516–520.
- Saillard, M., Hall, S.R., Audin, L., Farber, D.L., Hérail, G., Martinod, J., Regard, V., Finkel, R.C., Bondoux, F., 2009. Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from ¹⁰Be dating. *Earth and Planetary Science Letters* 277, 50–63.
- Squeo, F.A., Aravena, R., Aguirre, E., Pollastri, A., Jorquera, C.B., Ehleringer, J.R., 2006. Groundwater dynamics in a coastal aquifer in north-central Chile: implications for groundwater recharge in an arid ecosystem. *Journal of Arid Environments* 67, 240–254.
- Vargas, G., Rutllant, J., Ortlieb, L., 2006. ENSO tropical–extratropical climate teleconnections and mechanisms for Holocene debris flows along the hyperarid coast of western South America (17°–24°S). *Earth and Planetary Science Letters* 249, 467–483.

Cristina Ortega*
Gabriel Vargas

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

*Corresponding author.

E-mail addresses: crortega@ing.uchile.cl (C. Ortega).

José A. Rutllant

*Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas,
Universidad de Chile, Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile
Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas, Raúl Bitrán s/n,
Colina el Pino, La Serena, Chile*

30 January 2013

CAPITULO V

REGISTRO SEDIMENTARIO MARINO DE TONGOY Y GUANAQUEROS (30°S): VARIABILIDAD DECADAL A SECULAR EN EL HOLOCENO TARDÍO

5.1 Introducción

En este capítulo se presenta el estudio de los cambios hidrológicos que afectaron la costa semiárida de Chile durante los últimos siglos y de su variabilidad a largo plazo, según los resultados del análisis de testigos marinos de las bahías Tongoy y Guanaqueros (30°S). Los resultados paleoclimáticos están basados en su crono-estratigrafía e interpretación de indicadores sedimentarios y de geoquímica orgánica, mientras que el análisis predictivo para la región está basado en el estudio estadístico del registro paleohidrológico, específicamente del indicador sedimentario de escorrentía obtenido a partir de los sedimentos de uno de los testigos marinos, en el registro histórico de precipitaciones de la región y en 21 modelos climáticos del CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project) promediados para el área de estudio.

Como resultado de esta investigación se ha propuesto un cambio hidrológico que afectó la costa semiárida de Chile desde el siglo XIX. Los indicadores sedimentarios de escorrentía y meteorización en tierra indican que hubo un aumento de lluvias intensas a partir de CE 1820 bajo un contexto de desertificación. Los indicadores de geoquímica orgánica también evidencian un cambio significativo en la sedimentación de carbono orgánico, lo que se ha interpretado como la disminución del aporte de plantas terrestres hacia la bahía Tongoy junto con una mayor prevalencia de fitoplancton marino. Esto último es coherente con un aumento de la productividad sugerido por la mayor concentración de alquenonas.

La variabilidad multi-decadal del índice de escorrentía lítica sugiere que las lluvias intensas ocurridas en la costa semiárida de Chile han sido fuertemente influenciadas por condiciones tipo El Niño durante los últimos dos siglos, siguiendo muy de cerca la variabilidad de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO). A su vez, el análisis de ondeletas (o *wavelets*) y de valores propios de este mismo índice respalda el impacto de modos de baja frecuencia en la costa semiárida de Chile, reflejando notablemente el cambio secular en 1820 CE y la variabilidad tipo ENSO.

El análisis predictivo para los próximos 80 años sugiere que la variabilidad de las lluvias intensas permanecerá sin variaciones; sin embargo, la tendencia general de las anomalías de precipitaciones continuará negativa contribuyendo a la desertificación de la costa semiárida de Chile.

5.2 Artículo: Enhanced ENSO-driven hydrological variations and persistent desertification at the Atacama's southern edge since 19th century

Enhanced ENSO-driven hydrological variations and persistent desertification at the Atacama's southern edge since 19th century

Cristina Ortega^{1,*}, Gabriel Vargas¹, Maisa Rojas², Silvio Pantoja³, Práxedes Muñoz^{4,5},
Carina B. Lange³, José A. Rutllant^{2,5}

¹*Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile*

²*Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, Chile*

³*Departamento de Oceanografía y Centro de Investigación Oceanográfica en el Pacífico Suroriental, Universidad de Concepción (COPAS), Concepción, Concepción, Chile.*

⁴*Departamento de Biología Marina, Universidad Católica del Norte, Coquimbo, Chile*

⁵*Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA), La Serena, Chile*

*Corresponding Author

E-mail address: crortega@ing.uchile.cl

To be submitted

5.2.1 Abstract

Severe hydrological impacts of rainfall variations, especially in semiarid regions, are among the most critical aspects regarding ENSO and global climate changes. Here, we assess rainfall behavior during 19th-20th centuries and its projection into the 21th century at the southern edge of the Atacama Desert.

Sedimentary proxies from Tongoy Bay (30°S) point to increased sporadic heavy rains despite a secular aridification trend since CE 1820. We propose that this climate shift resulted from the greater influence of the inter-annual El Niño and interdecadal ENSO-like variability, concomitantly with strengthened atmospheric circulation at the southeastern rim of the subtropical anticyclone since the end of the Little Ice Age, and warmer sea surface temperatures along the subtropical Humboldt Current System.

Meteorological data and CMIP5 results indicate that annual rainfall will decrease by 15-20% at the end of the 21th century along the semiarid coast of Chile, as an outcome of climate change due to global warming.

Keywords: Southeastern Pacific Subtropical Anticyclone; heavy rainfall; ENSO; global warming; CMIP5; aridification

5.2.2 Introduction

The El Niño-Southern Oscillation (ENSO) drives dramatic precipitation regime changes especially in the Southeastern Pacific (SEP) region (Dai and Wigley, 2000) where it strongly affects hydrology and water availability, agricultural and hydro-electricity production, ecosystem functioning and, more generally, sustainable development. Along the tropical to extratropical SEP, the warm phases of the ENSO cycle (El Niño) produce positive precipitation anomalies during the austral summer in Ecuador-northern Peru during the mature stage of El Niño; and in central Chile during its development phase in the previous austral winter-spring season (Curtis and Adler, 2003). Heavy rainfall in the tropical SEP region is directly related to the eastward drift of the equatorial Pacific warm pool and associated convective clusters. Intense rainfall events in central Chile derive from atmospheric tropical-extratropical teleconnections (the Pacific South America – PSA pattern) triggered when anomalously warm sea-surface temperatures (SSTs) and deep convection reach the central equatorial Pacific during the development of El Niño (Rutllant and Fuenzalida, 1991). Despite substantial improvement in future projections of global rainfall variability related to ENSO (e.g. Power et al., 2013), it is critical to evaluate regional hydrological changes under the scope of variations in tropical-extratropical PSA teleconnection patterns related to El Niño (following Mo, 2000) and major components of the global climate system like the subtropical anticyclones.

The semi-arid coast of Chile (25-30°S) lies at the southern edge of the hyperarid Atacama Desert, a region where hydrology strongly depends on the arrival of sporadic mid-latitude weather disturbances during the austral winter-spring season. During El Niño, warmer SST conditions in the central equatorial Pacific result in anomalous convection there, concomitant with weakened trade-winds and local strengthening of the subtropical jet stream (Gallego et al., 2005). The latter results in the PSA teleconnection pattern which favors higher frequency/persistence of blocking anticyclones west of the Antarctic Peninsula (Rutllant and Fuenzalida, 1991; Montecinos et al., 2000; Montecinos and Aceituno, 2003), driving the mid-latitudes storm tracks toward central Chile.

Previous work pointed to a change in regional ocean-climate conditions during the 19th century. The impact of the El Niño seems to have been different prior to the early 19th century as compared with the 20th century, as suggested by more frequent correlations since around CE 1817 between heavy rainfall documented from Ecuador-northern Peru and central Chile (Ortlieb et al., 2002; Ortlieb and Vargas, 2002; Ortlieb, 2004). Marine sediment records from northern Chile (23°S) exhibit a secular change during the 19th century, with a transition period between CE 1820 – 1878, resulting in enhanced interdecadal ENSO-like variability of the along-shore upwelling-favorable southerly winds, increased productivity and cooling of the coastal ocean since CE 1878 and during the 20th century (Vargas et al., 2007). Similar ocean-climate interaction has been documented for the mid 70's abrupt shift from the cold to the warm phase of the Pacific Decadal Oscillation (PDO) at 23°S (Rutllant et al., 1998; Zhang et al., 1997; Mantua et al., 1997). Likewise, results from marine sediments off central Peru (12-14°S) suggest a change from wetter to drier climate and enhancement of sediment redox conditions since CE 1820, with strengthened wind-driven upwelling, coastal cooling and increased productivity since CE 1870, which has been related to a northward migration of the Intertropical Convergence Zone and Southeastern Pacific Subtropical Anticyclone (SEPSA), together with intensified Walker circulation since the end of the Little Ice Age (LIA; Sifeddine et al., 2008; Gutierrez et al., 2009).

During the 20th century, the semi-arid region of Chile exhibited interdecadal ENSO-like (PDO) variability superimposed on a general decreasing trend in total annual rainfall (Quintana and Aceituno, 2012; Schulz et al., 2012), with successions of rainy years and severe multi-annual droughts. Heavy rainfall during strong or moderate El Niño events resulted in strong alluvial episodes driving localized runoff in the hyperarid and semi-arid coastal Atacama Desert (Garreaud and Rutllant, 1996; Vargas et al., 2000, 2006; Ortega et al., 2012).

Here, we analyzed marine sediments and meteorological records from the subtropical semi-arid coastal region of Chile (30°S), complemented with Coupled Modeling Intercomparison Project 5 (CMIP5) climate change simulations, to assess hydrological variations related to ENSO and to ocean-climate changes during the 19th and 20th centuries, with the aim to evaluate climate projections for the 21th century at the southern edge of the hyperarid Atacama Desert.

5.2.3 Sampling area and methods

The semi-arid coast of Chile is located in a transitional climate zone between the hyperarid Atacama Desert and wetter central Chile (Fig. 1). Here, most of the rainfall occurs during the austral winter-spring associated with the seasonal migration of the SEPSA (113 mm/yr annual mean at La Serena); nevertheless, sporadic heavy rainfall events that can exceed 100 mm in a day tend to occur in connection with strong El Niño episodes (Ortega et al., 2012).

Tongoy Bay, situated about 40 km south of La Serena (30°S), is an “upwelling shadow” area (*sensu* Graham and Largier, 1997), which is most of the time protected from the direct influence of the climatological southwest winds (e.g. Rahn et al., 2011), while being strongly influenced by adjacent coastal upwelling (Rutllant and Montecino, 2002). In addition, the bay receives sporadic alluvial discharge from a coastal watershed composed of several creeks, resulting in favorable conditions for accumulating both upwelling-driven biogenic remains and lithogenic material from coastal runoff at the sea bottom (Fig. 1; Fig S1).

We analyzed a 44-cm long sediment gravity core collected at 82 m water depth in Tongoy Bay (TO04C6: 30°14.57'S, 71°35.99'W) in 2004 onboard the *Stella Maris R/V*. The sediment core was sliced every 0.5 cm for geochronological, mineralogical and organic geochemistry analyses.

Geochronology was estimated from ^{210}Pb downcore data, by calculating the mass accumulation rate from excess ^{210}Pb in the upper 15 cm ($0.175 \pm 0.026 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$; Fig. S2), determined from alpha spectrometry of its daughter ^{210}Po (Flynn, 1968). In the absence of any discontinuity, this mass accumulation rate was then extrapolated to the rest of the sedimentary column, but considering the method used here we focused our paleoceanographic interpretations on the last 200 years (CE 1800-2000), a period for which the geochronological model is well constrained by excess ^{210}Pb downcore data (Fig. 2; Fig. S2). Mineralogical composition such as lithogenic particles and clays were quantified through Fourier Transformed Infrared Spectrometry (FTIR; Bertaux et al., 1998; Vargas et al., 2004). We used the flux of lithogenic particles (quartz and albite) as a proxy for runoff, and, because hydrolysis regimes in soils are needed to produce kaolinite from feldspars (Wan et al., 2006; Trentesaux et al., 2003; Liu et al., 2003), we used the ratio between this kind of clay and albite as an index of weathering on land. Grain size variations were measured through laser spectrometry to support runoff interpretations. Organic geochemical proxies as total organic carbon (Corg), C/N ratio and stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$) were determined from acidified sediments in order to assess sources of sedimentary organic matter (Meyers, 1997; Vargas et al., 2004; 2007; Gutiérrez et al., 2011). Alkenone-based SST values were estimated according to Prahl et al. (1988).

The long term climatological analysis of precipitation was based on local rain gauge data at the Copiapó, La Serena and Puerto Oscuro stations (Fig. 1), and compared with climate model simulations of the CMIP5 (Taylor et al., 2012) averaged over the study area. We used the historical simulations that span the period CE 1850–2005, forced by observed concentrations of greenhouse gases, volcanic eruptions and solar activity. Future projections follow the

“Representative Concentration Pathway” 8.5 (RCP8.5) scenario corresponding to a “business as usual” type of emission scenario that ends with atmospheric CO₂ concentrations above 900 ppm by 2100, equivalent to 8.5 Watt/m² radiative forcing by that time. From 40 existing models, we retained 24 that were able to reproduce the observed annual cycle of precipitation in the region (Fig. S3).

5.2.4 Results and Discussion

5.2.4.1 Climate changes in the recent past from sedimentary proxies

Mineral and organic geochemical proxies show significant secular trends, with changes during the 19th century (Fig. 2). Lithic fluxes show a shift from relatively low to high values since around CE 1820 (mean values of 87 mg/cm²yr and 111 mg/cm²yr, before and after CE 1820, respectively; Fig. 2b), suggesting an intensification of processes supplying lithogenic material towards the coastal marine basin, such as runoff and eolian transport from coastal watersheds. Given the high amount of lithic material in marine sediments from Tongoy Bay (30-80% in core TO004C6), with respect to other, similar basins located further north along the hyperarid coastal Atacama Desert, where lithogenic particles in marine sediments are of eolian origin associated with dominant southerly winds (3-15%) at similar water depth and distance to the coastline in Mejillones Bay (Vargas et al., 2004; 2007), we suppose that most of the lithogenic material in the analyzed sediment core from Tongoy basin is associated with runoff. Mean grain size values also show a concomitant increase, supporting this intensification since CE 1820 (Fig. 2c). Inversely, a concomitant decrease in the kaolinite/albite ratio (Fig. 2a), indicates a reduction in chemical weathering associated with rain water in the adjacent coastal environment. In addition, organic geochemical proxies like C/N and δ¹³C exhibit a change from more variable values around 13±2 and -14±3, to more stable values around 9±0.5 and -20±1.2, respectively (Fig. 2f, g; Fig. S4). This suggests a change in the dominant source for organic carbon deposition in coastal marine sediments (following Meyers, 1997), from more terrestrial (albeit more variable) values before CE 1820 to more marine (and stable) values, since CE 1878. We interpret these changes as the result of a hydrological regime shift towards desertification of the semi-arid coast associated with a decrease in total annual precipitation, but an increased influence of heavy and sporadic rainfall events since CE 1820 (Fig. 1). The former is accompanied by a reduction in total organic carbon content from 1.5±0.4% to 0.8±0.1%, previous to CE 1820 and after CE 1878, respectively, which is consistent with a reduction in the input of continental organic carbon due to general desertification since CE 1820 and with increasing marine productivity as suggested by the alkenone-content (Fig. 2e, h).

Analysis of historical precipitation data from the semi-arid coast of Chile between CE 1950-2000, has shown that heavy rainfall driving flooding events has occurred mostly linked to the PSA teleconnection pattern climatic scenario during El Niño, and that those cases were more frequent during the last warm phase (1976-1998) of the Pacific Decadal Oscillation (PDO) with respect to the previous cold phase (1943-1976) (Fig. 3; Ortega et al., 2012; Zhang et al., 1997; Mantua et al., 1997; Garreaud and Battisti 1999). A general decreasing trend and interdecadal variations of rainfall was also noted previously from meteorological records spanning the period

CE 1900-2007 from this semi-arid region (Shulz et al., 2011; Quintana and Aceituno, 2012). As expected, the lithic flux curve from Tongoy Bay roughly follows the frequency of historical flooding events and presents a positive correlation with the PDO index (Fig. 3; $r = 0.53$, $p > 0.05$). This interdecadal association is clearer since CE 1820, despite the multi-decadal signal from the lithic flux curve ranging between 41-61 years, present in the entire time series according to statistical analyses (Fig. 3 and Fig. S5 and S6). Therefore, we propose that the warm phases of ENSO-like conditions modulate the frequency of torrential/heavy precipitation events, especially during a strong inter-annual El Niño, despite the desertification trend. This is consistent with the onset of more frequent synchronicity between torrential rainfalls in the Ecuador-northern Peru and central Chile regions during strong El Niño events, as deduced from documentary records after the early 19th century (Fig. 3; Ortlieb et al., 2002; Ortlieb and Vargas, 2002).

The hydrological shift proposed here occurred following a warming regional trend in sea surface temperatures along the subtropical Humboldt Current System evidenced by alkenone-derived SST at Tongoy Bay (30°S; Fig. 2d) and off Concepción (36.5°S; Vargas et al., 2007), which can be associated with a general warming trend in the tropical Pacific basin since the end of the Little Ice Age (e.g. Conroy et al., 2009; Oppo et al., 2009). After CE 1820, alkenone-derived SSTs at Tongoy Bay show cooling periods superimposed on this regional warming trend, evidencing intensified coastal upwelling as a consequence of strengthened coastal southerly winds, which favored higher marine phytoplankton productivity as suggested by the long-chain alkenone content (Fig 2e). Clear cooling trends of coastal alkenone-derived SSTs have been observed off northern Chile (23°S, Vargas et al., 2007) and southern Peru (15°S; McCaffrey et al., 1990; Gutierrez et al., 2011), associated with the reinforcement of the upwelling-favorable southerly winds along the eastern rim of the SEPSA. This phenomenon has been observed at shorter time scales off Mejillones (Rutllant et al., 1998) and during the afternoon off Tongoy Bay, where it is favored by coastal topography (Rahn et al., 2011; Garreaud et al., 2011). The proposed reinforcement of the southeastern rim of the SEPSA following the end of the LIA hampered the entrance of frontal seasonal rainfall systems into the semi-arid coast of Chile, allowing for the development of heavy and sporadic rainfalls (e.g. cutoff lows). At the inter-annual scale, El Niño conditions seem more favorable for these events to occur, in connection with the convective phase of the Madden-Julian Oscillation around the central equatorial Pacific and the negative phase of the Antarctic Oscillation (Juliá et al., 2012). To the north, the intensified southerly winds likely contributed to the strengthening of the Walker Circulation through cold water advection, as suggested by Sifeddine et al. (2008) and Gutierrez et al. (2009).

5.2.4.2 Future scenarios from CMIP5 model simulations

Precipitation from CMIP5 historical simulations, averaged over the study region (Fig. 1) were compared with observations. The standardized annual precipitation and 10-year running mean at La Serena show a general decreasing trend (Fig. 4a) reflecting the persistent aridification process that affects the semi-arid coast of Chile. The linear trend over the complete observed period (1869–2012), indicates that La Serena has had a 4% decrease in precipitation per decade (Fig. 4a and Fig. S7), as documented by Schulz et al. (2011) and Quintana and Aceituno (2012). A similar calculation for the CMIP5 simulations indicates no significant trend over the 20th century, and about a 2% per decade decrease for the 21th century (Fig 4b), which would lead to a 15–20%

decrease in precipitation by the end of this century, hence projecting the continuity of the desertification process along the semi-arid coast. Inter-annual variability represented by the mean absolute deviation of precipitation (Fig. 4c), also will decrease towards the end of the century, being close to the 20th percentile of the 20th century, throughout the 21th century.

Further quantification of the statistical characteristics of observations and models was carried out by calculating both inter-annual and decadal variability, and corresponding percentages of explained variance, as well as spectral analysis for the La Serena meteorological station, the historical simulations and the RCP8.5 projections. Spectral analysis of La Serena precipitation time series indicates important inter-annual variability, as well as decadal variability at around 18 years, similar to the PDO. Most of the CMIP5 simulations also present decadal variability. In the observations, the inter-annual and decadal variability represent about 35% and 5% of the total variance, respectively (Fig. S7a). CMIP5 simulations show similar values for inter-annual and decadal variability. The same calculations for the RCP8.5 simulations indicate no significant changes throughout the 21th century, discarding important changes in the inter-annual and decadal variability related to ENSO and ENSO-like conditions.

In summary, the aridification process along the semi-arid coast of Chile is projected to continue during the 21th century regardless of ENSO activity, related to global warming and probably to the strengthening of the eastern edge of the SEPSA together with the expected widening of the Hadley Cell described by Johanson and Fu (2009), similar to the coastal process and latitudinal poleward expansion interpreted for the early 19th century climate change deduced from sedimentary proxies.

5.2.5 Concluding remarks

From the analysis of marine sediments, meteorological data and model results, we propose that the modern climate and hydrological pattern prevailed since the early 19th century along the semi-arid coast of Chile, and will continue to drive desertification at the Atacama Desert's southern edge during the 21th century.

Sedimentological proxies show a hydrological change along the semi-arid coast of Chile (30°S) characterized by increased heavy rainfall events since CE 1820 under an aridification trend. We propose that more frequent and intense heavy rainfall events during inter-annual El Niño since CE 1820 are linked to a more frequent/persistent PSA teleconnection pattern modulated by enhanced interdecadal ENSO-like variability since the early 19th and during the entire 20th century.

Persistent desertification in this semi-arid region can be associated with an increased influence of the southeastern rim of the SEPSA since CE 1820, suggesting its poleward expansion concomitantly with a regional surface warming trend along the subtropical Humboldt Current System, which reinforced southerly winds and coastal upwelling.

Assessment of the climate change projection from the RCP8.5 emission scenario suggests a negative precipitation trend (ca. 15–20% decrease), contributing to the ongoing aridification of this semiarid region towards the end of the 21st century. We propose that this is an outcome of global warming that induced the strengthening and poleward expansion of the SEPSA, independently from ENSO behavior.

5.2.6 Acknowledgments

This work was funded by FONDECYT #11060484 (to GV), CONICYT doctoral grant (to CO), FONDECYT #3111055, NC120066 and FONDAP-CONICYT n.15110009 (to MR). We thank Benjamin Rosenbluth for helping with spectral analyses, and Dr Laurent Dezileau, Laboratoire Géosciences of Université de Montpellier 2 (France), who helped with the alpha counting of ²¹⁰Po. We thank Valentina Flores-Aqueveque and Jaime Soto for assistance with laboratory work. Additional mineralogical analyses were provided by Hugues Boucher and Abdel Siffedine from L'OCEAN, France. The analyses were partially funded by the Center for Oceanographic Research in the Eastern South Pacific. We also thank the crew of the Stella Maris vessel from the Universidad Católica del Norte, during field work in 2004.

5.2.7 References

- Bertaux, J., Frohlich, F., Ildefonse, Ph., 1998. Multicomponent analysis of FTIR spectra: quantification of amorphous silica and crystallized mineral phases in synthetic and natural sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 68 (3), 440–447.
- Conroy, J. L., Restrepo, A., Overpeck, J. T., Steinitz-Kannan, M., Cole, J. E., Bush, M. B., Colinvaux, P. A. 2009. Unprecedented recent warming of surface temperatures in the eastern tropical Pacific Ocean. *Nature Geoscience* 2, 46–50.
- Dai A., Wigley, T.M.L, 2000. Global patterns of ENSO-induced precipitation. *Geophysical Research Letters*, 27 (9), 1283–1286.
- Curtis, S., Adler, R., 2003. Evolution of El Niño–precipitation relationships from satellites and gauges. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D4), 4153, doi:10.1029/2002JD002690
- Flores-Aqueveque, V., Alfaro, S., Vargas, G., Caquineau, S., Valdés, J. 2014. Assessing the origin and variability of eolian lithic material for high-resolution paleoceanographic reconstructions off northern Chile. *Journal of Sedimentary Research*, in press.
- Flynn, W.W., 1968. The determination of low levels of Polonium 210 in environmental materials. *Analytical Chemical Acta* 43, 221–227.

- Gallego, D., Ribera, P., Garcia-Herrera, R., Hernandez, E., Gimeno, L. 2005. A new look for the Southern Hemisphere jet stream. *Climate Dynamics*, 24, 607–621.
- Garreaud, R. D., Battisti, D. S., 1999. Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the Southern Hemisphere tropospheric circulation, *Journal of Climate*, 12, 2113–2123.
- Garreaud, R., Rutllant, J.A. 1996. Análisis meteorológico del los aluviones de Antofagasta y Santiago de Chile en el periodo 1991-1993. *Atmósfera*. 9, 251-271.
- Garreaud, R., Rutllant, J.A, Muñoz, R.C, Rahn, D.A, Ramos, M., Figueroa, D. 2011. VOCALS-CUpEx: the Chilean Upwelling Experiment. *Atmospheric Chemistry and Physics*. VOCALS-REX Special Issue 11, 2015-2029.
- Graham, W.M., Largier, J.L. 1997. Upwelling shadows as nearshore retention sites: the example of Monterrey Bay. *Continental Shelf Research*, 17, 509-532.
- Gutiérrez, D., Bouloubassi, I., Sifeddine, A., Purca, S., Goubanova, K., Graco, M., Field, D., Méjanelle, L., Velazco, F., Lorre, A., Salvattecchi, R., Quispe, D., Vargas, G., Dewitte, B., Ortlieb, L. 2011. Coastal cooling and increased productivity in the main upwelling zone off Peru since the mid-twentieth century, *Geophysical Research Letters*, 38, L07603, doi:[10.1029/2010GL046324](https://doi.org/10.1029/2010GL046324).
- Johanson, C.M., Fu, Q. 2009. Hadley cell widening: Model simulations versus observations. *Journal of Climate*, 22, 2713–2725.
- Juliá, C., Rahn, D.A., Rutllant, J.A. 2012. Assessing the influence of the MJO on strong precipitation events in subtropical, semi-arid North-Central Chile (30°S). *Journal of Climate*, 25, 7003–7013.
- Liu, Z., Trentesaux, A., Clemens, S.C., Colin, C., Wang, P., Huang, B., Boulay, S. 2003. Clay mineral assemblages in the northern South China Sea: implications for East Asian monsoon evolution over the past 2 million years. *Marine Geology*, 201, 133–146.
- McCaffrey, M. A., Farrington, J.W., Repeta, D.J. 1990. The organic geochemistry of Peru margin surface sediments: I. A comparison of the C37 alkenone and historical El Niño records, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 1713–1724.
- Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M., Francis, R. C., 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 78, 1069–1079.
- Meyers, P.A. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*, 27, 213–250.
- Mo, K.C. 2000. Relationships between low-frequency variability in the southern hemisphere and the sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, 13, 3599–3610.
- Montecinos, A., Díaz, A., Aceituno, P. 2000. Seasonal diagnostic and predictability of rainfall in subtropical South America based on tropical Pacific SST. *Journal of Climate*, 13, 746-758.

- Montecinos, A., Aceituno, P. 2003. Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in central Chile and associated circulation anomalies. *Journal of Climate*, 16, 281–296.
- Oppo, D. W., Rosenthal, Y., Linsley, B. K.. 2009. 2000-year-long temperature and hydrology reconstructions from the Indo-Pacific warm pool, *Nature*, 460, 1113–1116.
- Ortega, C., Vargas, G., Rutllant, J.A., Jackson, D., Méndez, C. 2012. Major hydrological regime change along the semiarid western coast of South America during the early Holocene, *Quaternary Research*, 78, 513–527.
- Ortlieb, L., Vargas, G., Hocquenghem, A.M. 2002. ENSO reconstruction based in documentary data from Ecuador, Peru and Chile, *PAGES Newsletters*. 10, 14–17.
- Ortlieb L., Vargas, G. 2003: Debris flow deposits and El Niño impacts along the hyperarid southern Peru coast, in: Haas, J., Dillon, M. (Eds.), *El Niño in Peru: Biology and culture over 10,000 years*, *Fieldiana Botany* 43, 24–51.
- Power, S., Delage, F., Chung, C., Kociuba, G., Keay, K. 2013. Robust twenty-first-century projections of El Niño and related precipitation variability. *Nature*, 502, 541–545. doi:10.1038/nature12580
- Prahl, F.G., Muehlhausen, L.A., Zahnle, D. 1988. Further evaluation of long-chain alkenones as indicators of paleoceanographic conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, 2303–2310.
- Quintana, J.M., Aceituno, P. 2012. Changes in the rainfall regime along the extratropical west coast of South America (Chile): 30°–43°S. *Atmósfera* 25(1), 1–22.
- Rahn, D., Garreaud, R., Rutllant, J. 2011. The low-level atmospheric circulation near Tongoy Bay / point Lengua de Vaca (Chilean coast, 30°S). *Monthly Weather Review*, 139, 3628–3647, doi: 10.1175/MWR-D-11-00059.1.
- Rutllant, J. Fuenzalida, H. 1991. Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation, *International Journal of Climatology*. 11, 67–76.
- Rutllant, J.A., Montecino, V., 2002. Multiscale upwelling forcing cycles and biological response off North–Central Chile. *Revista Chilena de Historia Natural*, 75, 217–231.
- Sifeddine, A., Gutiérrez, D., Ortlieb, L., Boucher, H., Velasco, F., Field, D., Vargas, G., Boussafir, M., Salvateci, R., Ferreira, V., García, M., Valdés, J., Caquineau, S., Mandeng Yogo, M., Cetin, F., Solis, J., Soler, P., Baumgartner, T., 2008. Laminated sediments from the central Peruvian continental slope: a 500 year record of upwelling system productivity, terrestrial runoff and redox conditions. *Progress in Oceanography*, 79, 190–197.
- Schulz, N., Boisier, J.P., Aceituno, P. 2012. Climate change along the arid coast of northern Chile. *International Journal of Climatology*, 32 (12), 1803–1814. doi: 10.1002/joc.2395.

- Taylor, K.E., Stouffer, R.J., Meehl, G.A. 2012. An overview of CMIP5 and the experimental design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93, 485–498. doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1.
- Trentesaux, A., Liu, Z., Colin, C., Clemens, S.C., Boulay, S., Wang, P. 2003. Pleistocene paleoclimatic cyclicity of southern China: clay mineral evidence recorded in the South China Sea (ODP Site 1146). In: Prell, W.L., Wang, P., Blum, P., Clemens, S. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program Science Results*, 184, 1–10.
- Vargas, G., Ortlieb, L., Rutllant, J. 2000. Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño/Oscilación del Sur. *Revista Geológica de Chile*, 27, 157–176.
- Vargas, G., Ortlieb, L., Pichon, J.J., Bertaux, J., Pujos, M. 2004. Sedimentary facies and high resolution primary production inferences from laminated diatomaceous sediments off northern Chile (23°S). *Marine Geology*, 211, 79–99.
- Vargas, G., Rutllant, J., Ortlieb, L., 2006. ENSO tropical–extratropical climate teleconnections and mechanisms for Holocene debris flows along the hyperarid coast of western South America (17°–24°S). *Earth and Planetary Science Letters*, 249, 467–483.
- Vargas, G., Pantoja, S., Rutllant, J. A., Lange, C.B., Ortlieb, L., 2007. Enhancement of coastal upwelling and interdecadal ENSO-like variability in the Peru–Chile Current since late 19th century, *Geophysical Research Letters*, 34, L13607, doi:10.1029/2006GL028812.
- Wan, S., Li, A., Clift, P.D., Jiang, H. 2006. Development of the East Asian summer monsoon: Evidence from the sediment record in the South China Sea since 8.5 Ma. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 241, 139–159
- Zhang, Y., Wallace, J. M., Battisti, D. S., 1997. ENSO-like interdecadal variability: 1900– 93. *Journal of Climate*, 10, 1004– 1020.

5.2.8 Figures

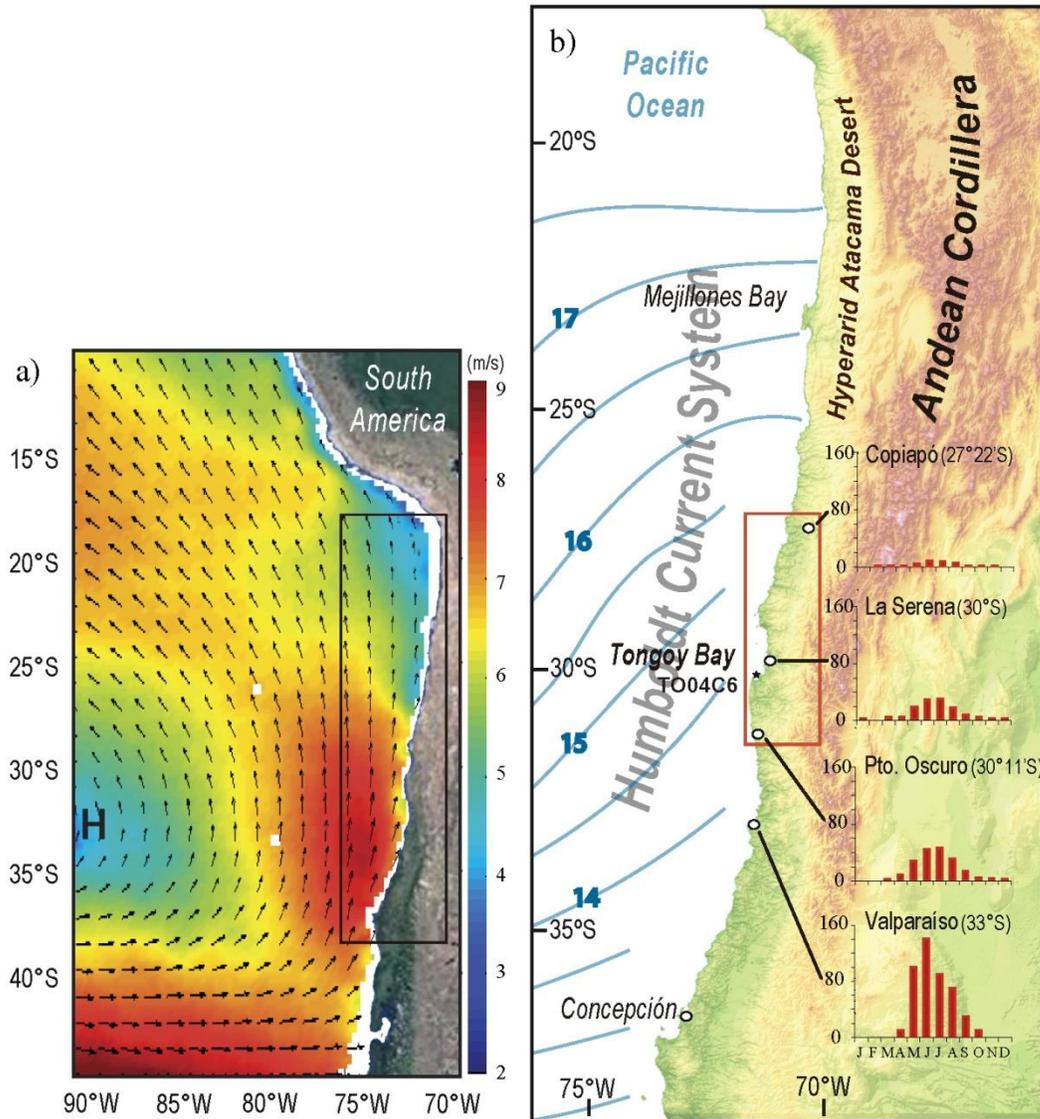


Figure 1. Study area. a) Average (2000-2004, QSCAT) surface vector wind (m s^{-1}) over the eastern South Pacific during the austral summer (H= Southeastern Pacific Subtropical Anticyclone) (Flores-Aqueveque et al., 2014). b) Geographical, climatological and oceanographic context of the semi-arid Atacama's southern edge. Black star shows the location of marine gravity core TO04C6 in Tongoy Bay. Note the rainfall seasonality and its strong latitudinal gradient. The composite mean (1948-2011, NOAA extended SST data) of sea surface temperatures during the austral winter–spring season is also shown (blue lines). Red rectangle indicates the area considered for CMIP5 model simulations.

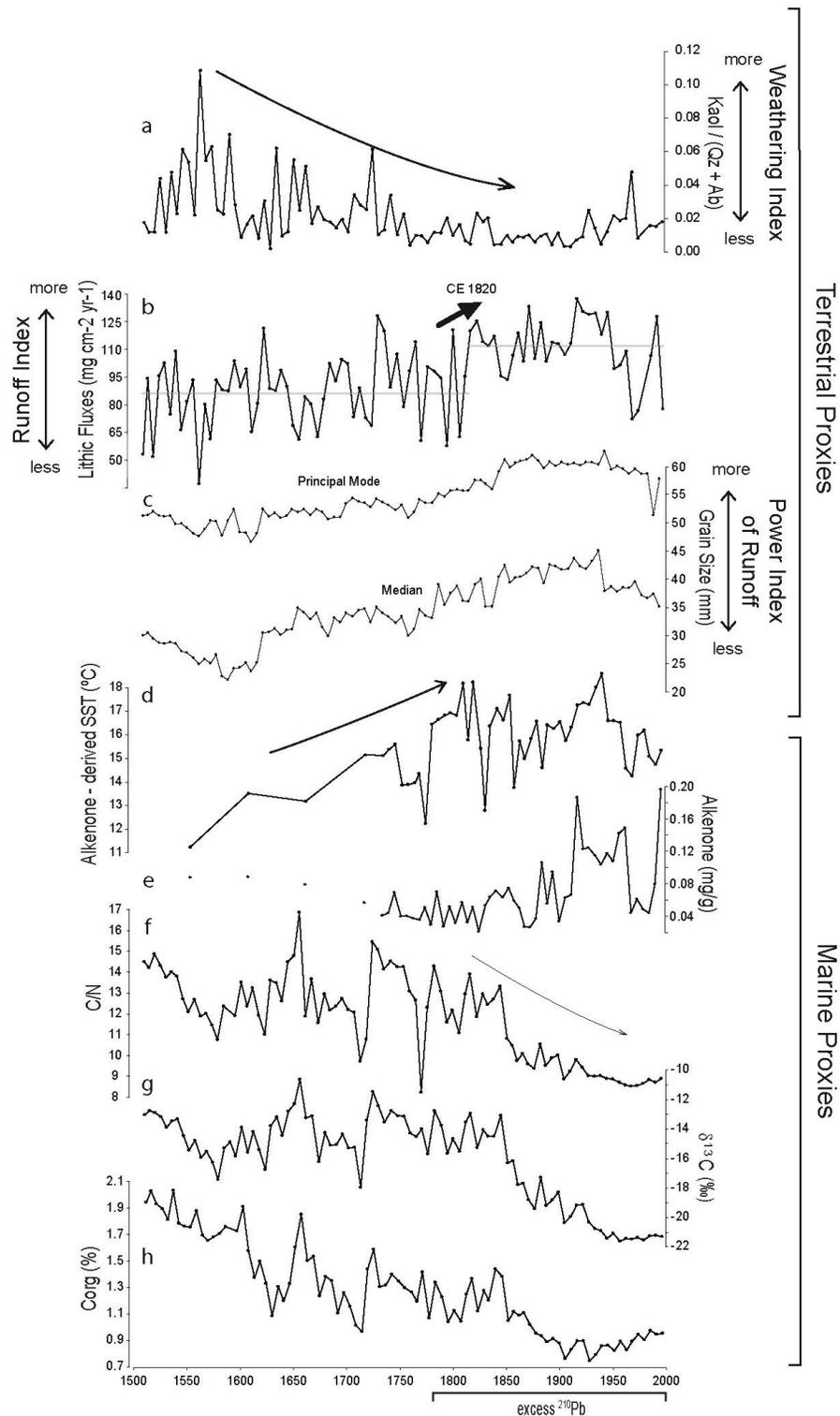


Figure 2. Sedimentary proxies from core TO04C6 (Tongoy Bay, 30°S). a) Variability of kaolinite/albite ratio interpreted as a weathering index in coastal watersheds. b) Reconstructed fluxes of lithic minerals (quartz and albite), interpreted as a proxy of coastal runoff. Gray horizontal lines show lithic flux average before and after CE 1820 c) Grain size variations are presented by the principal mode and the median. d) Alkenone derived SST. e) Alkenone content in sediments. f) C/N ratio from sedimentary organic matter. g) $\delta^{13}\text{C}$ from sedimentary organic matter. h) Total organic carbon in sediments.

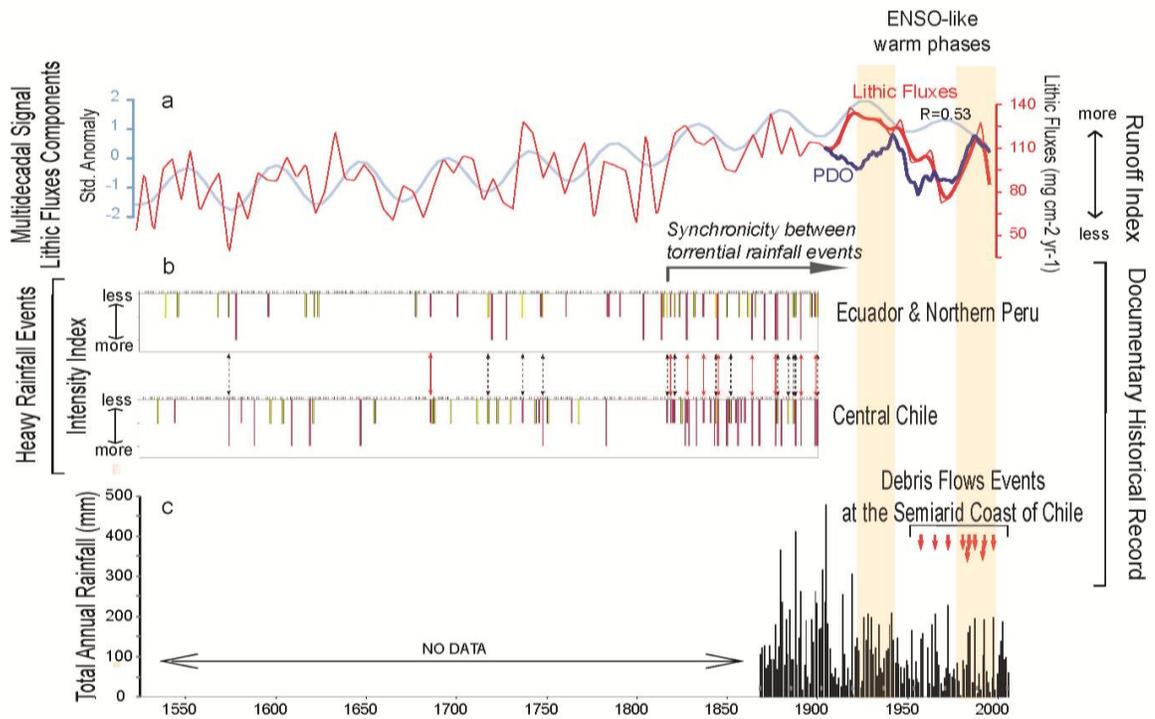


Figure 3. a) Positive correlation between lithic fluxes (red line) and PDO (blue line) ($r=0.53$), light blue lines correspond to the multidecadal signal from the lithic flux components. c) Total annual rainfall at La Serena (30°S), and documentary historical records of debris flow events along the semiarid coast of Chile. Note that the lithic fluxes from Tongoy Bay appear to follow the warm phases of PDO, as well as the historical debris flow (red arrows) from the semi-arid region that are more frequent during the warm phases of PDO (orange bars) (Ortega et al., 2012; Zhang et al., 1997; Mantua et al., 1997). b) Documentary historical record of heavy rainfall events in Ecuador, northern Peru and central Chile by Ortlieb et al. (2002); yellow bars correspond to less robust data; red double arrows indicates confirmed correlation, whereas double segmented black arrows indicate possible correlation. Note the onset of synchronicity between the tropical (Ecuador and northern Peru) and subtropical (central Chile) regions since CE 1817 (Ortlieb et al., 2002).

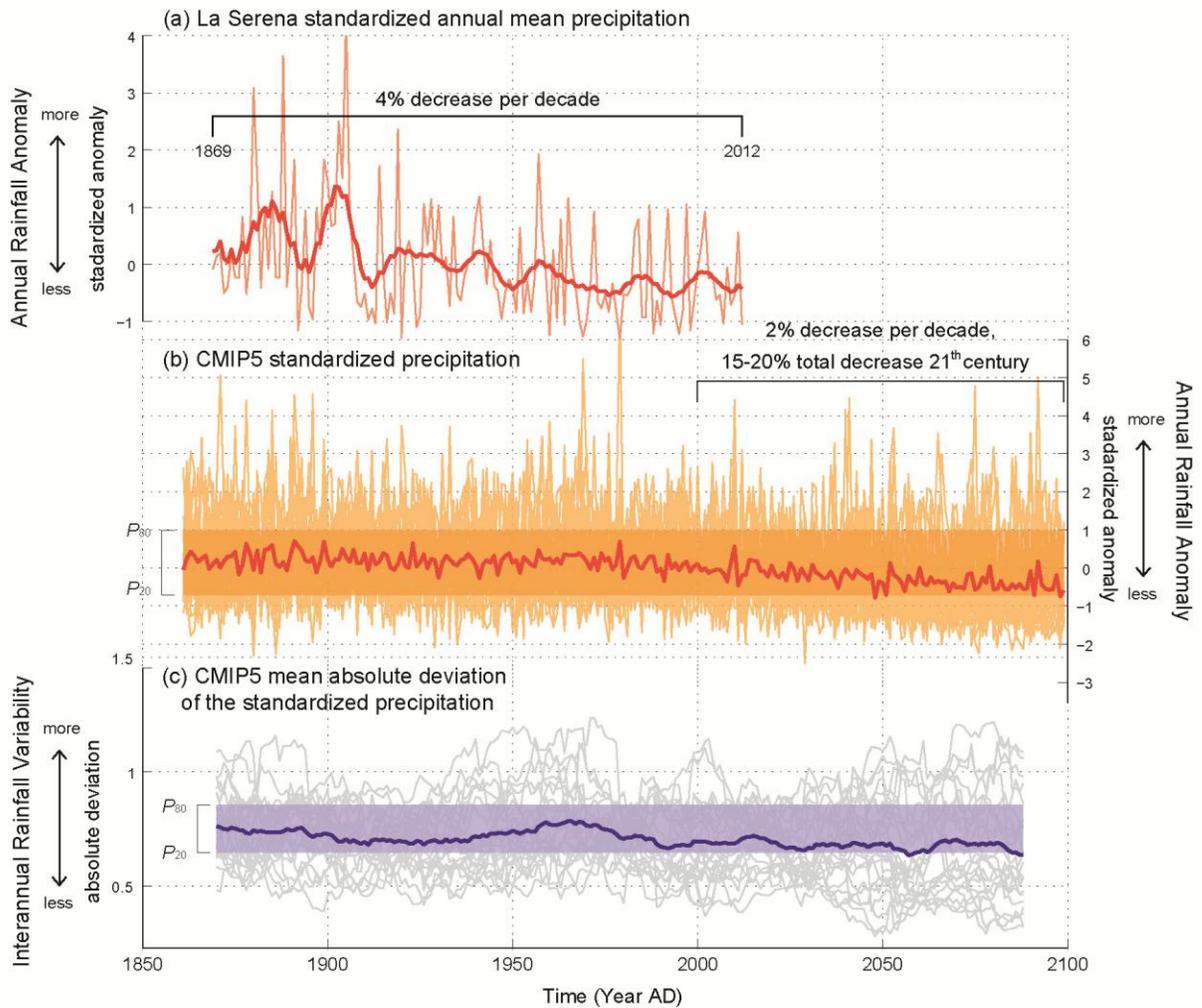


Figure 4. Comparison between observed precipitation and CMIP5 long-term model results. a) Historical annual rainfall anomaly at La Serena standardized by annual mean precipitation and the 10-year running mean (thin and thick red lines, respectively). b) CMIP5 annual rainfall anomaly, given by the standardized precipitation obtained from model simulations (thin orange lines), 20–80th percentile range (orange bar), and model mean (thick orange line). c) CMIP5 inter-annual rainfall variability, given by the mean absolute deviation of the standardized precipitation over a 20-year sliding window (thin gray lines), 20–80th percentile range (purple bar), and model mean (thick purple line).

5.2.9 Supplementary material

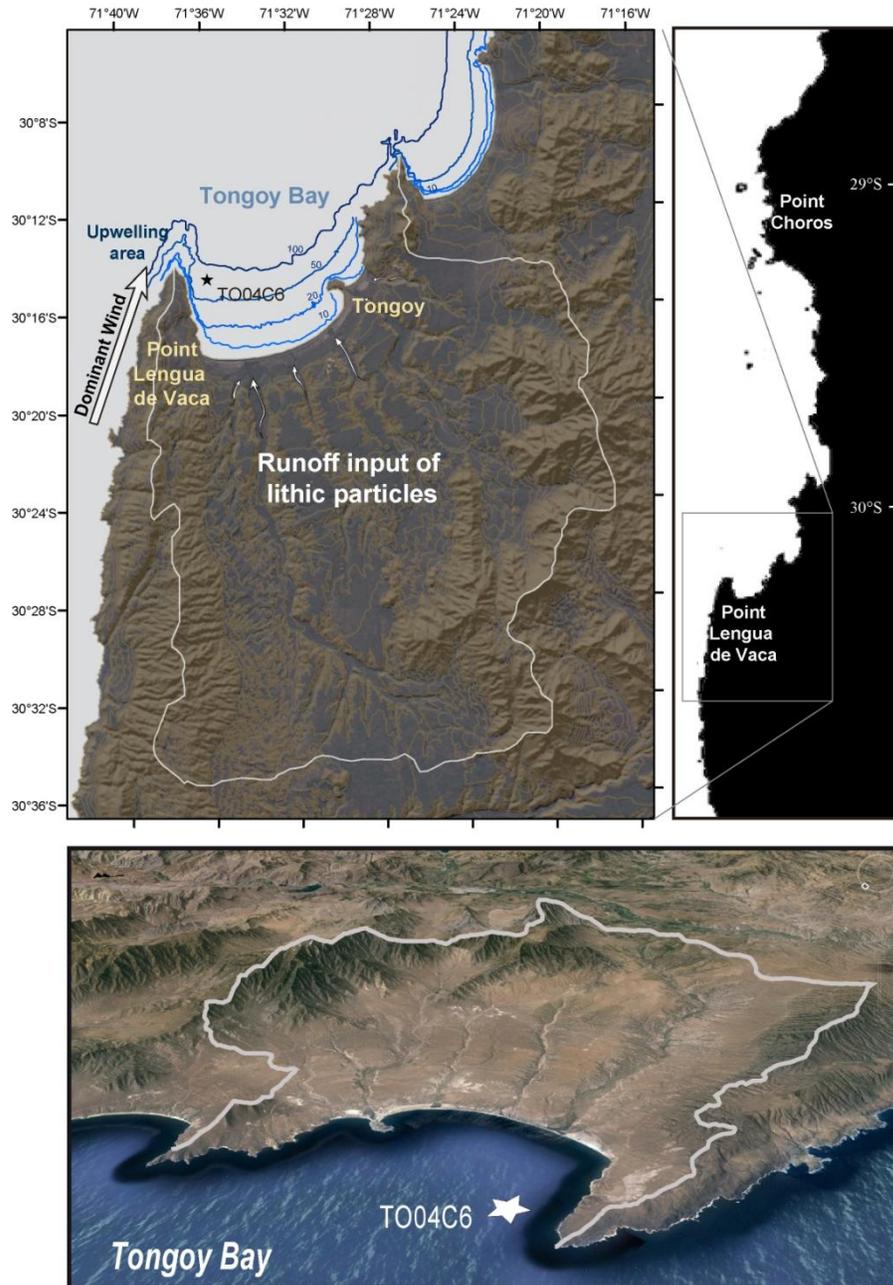


Figure S1. Geomorphological and oceanographical setting of Tongoy Bay. Black star indicates the marine core site TO04C6. White line indicates hydrographical basin and the thin white arrows show the runoff through the ravines toward the bay. Dominant wind direction and upwelling are also indicated.

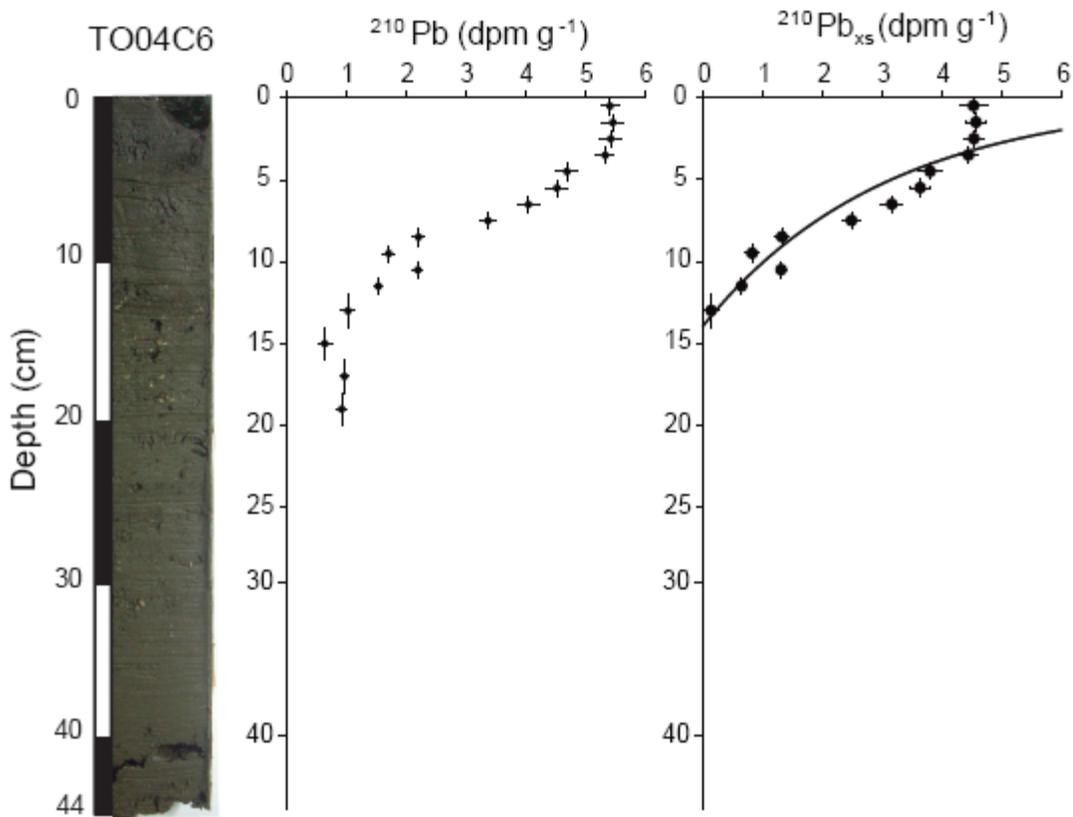


Figure S2. Lead-210 downcore data.

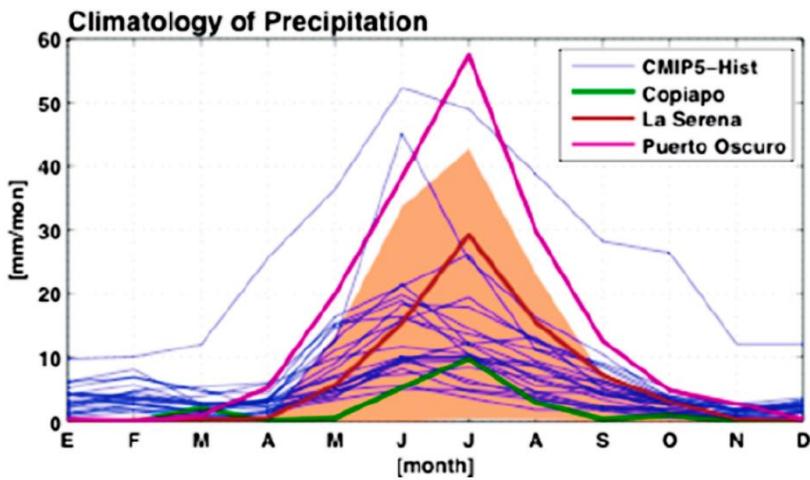


Figure S3. Precipitation climatology over the period 1961-1990. Historical data from Copiapó, La Serena and Puerto Oscuro and the correct representation of seasonality from CMIP5 models.

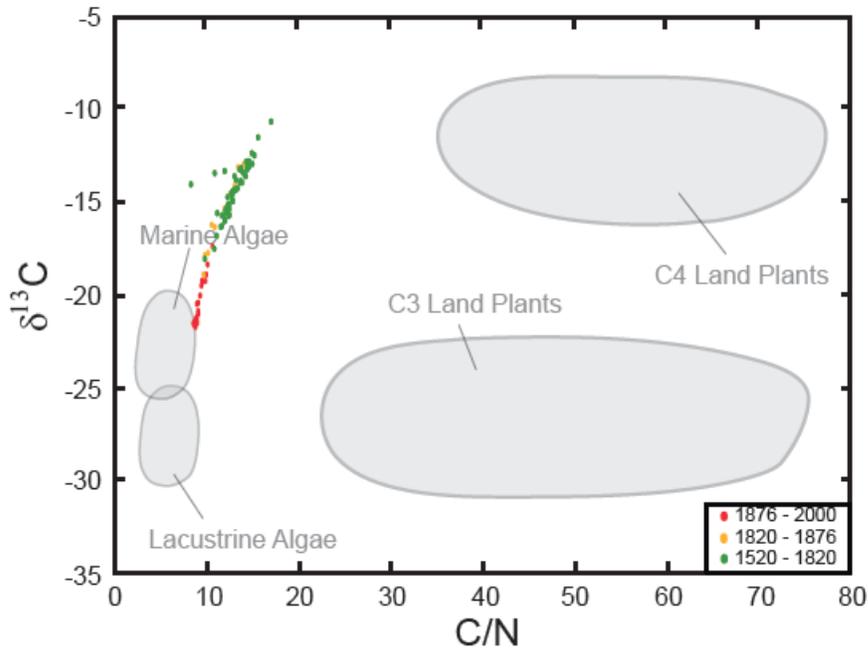


Figure S4. Organic matter sources based on C/N and $\delta^{13}\text{C}$ relation (Meyers, 1997). Organic geochemical proxies were performed at the University of California Davis Stable Isotope Facility

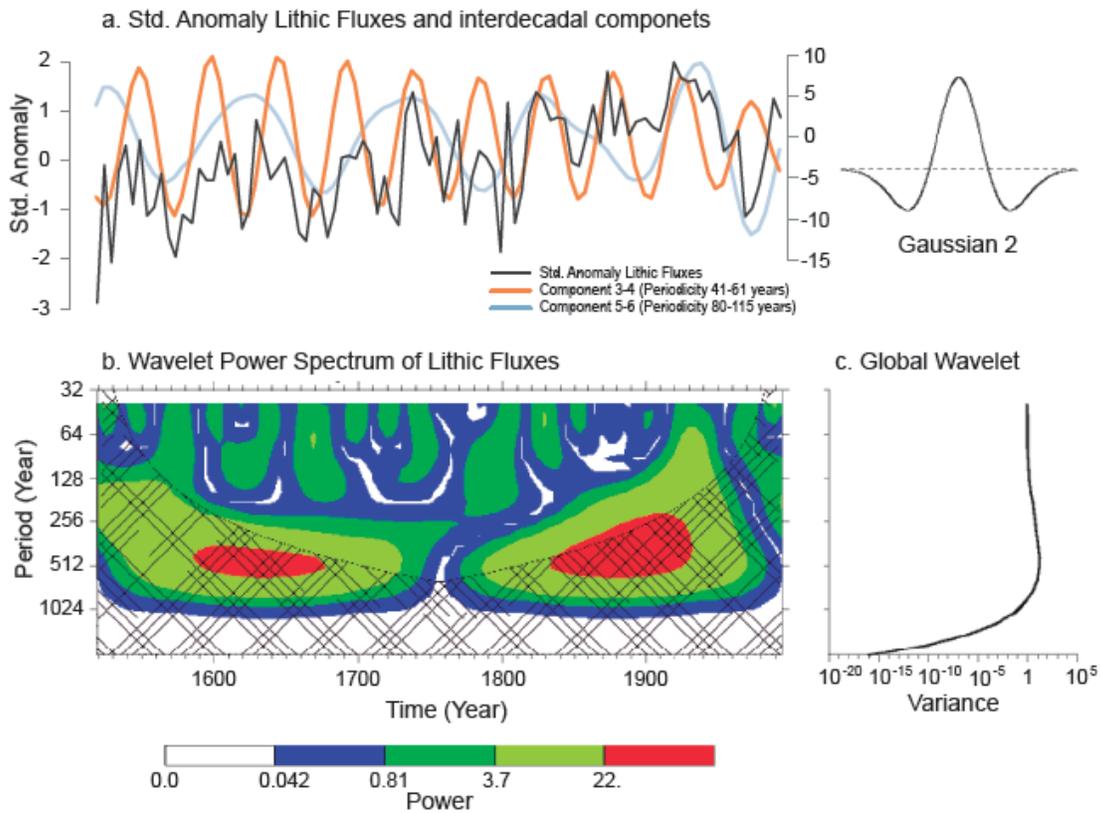


Figure S5. Singular spectral and wavelet power spectrum analyses of the lithic fluxes.

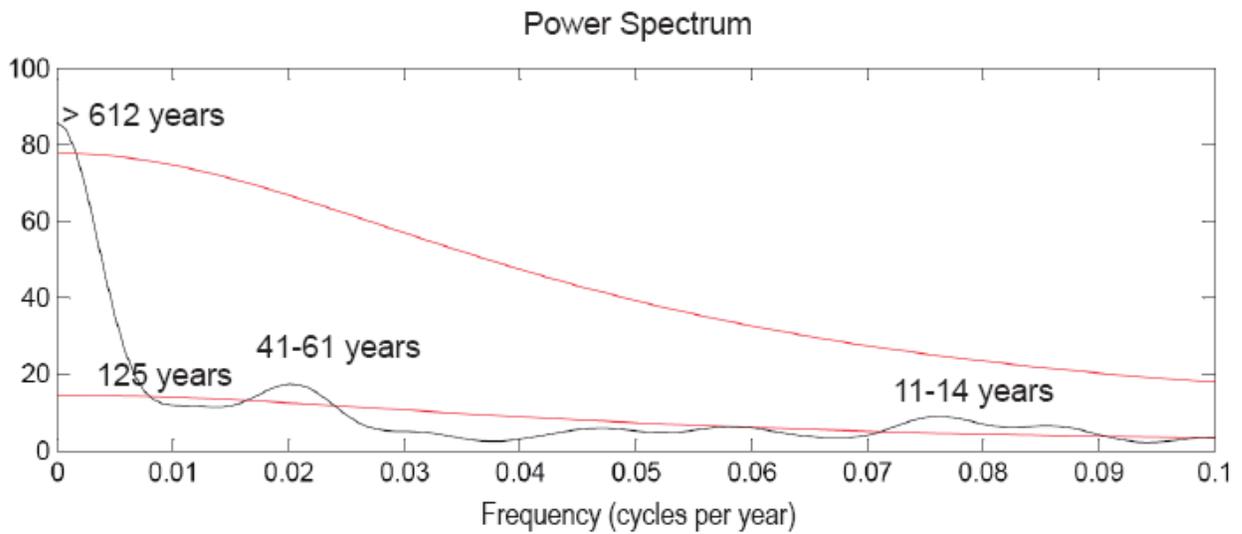


Figure S6. Power spectrum of the lithic fluxes.

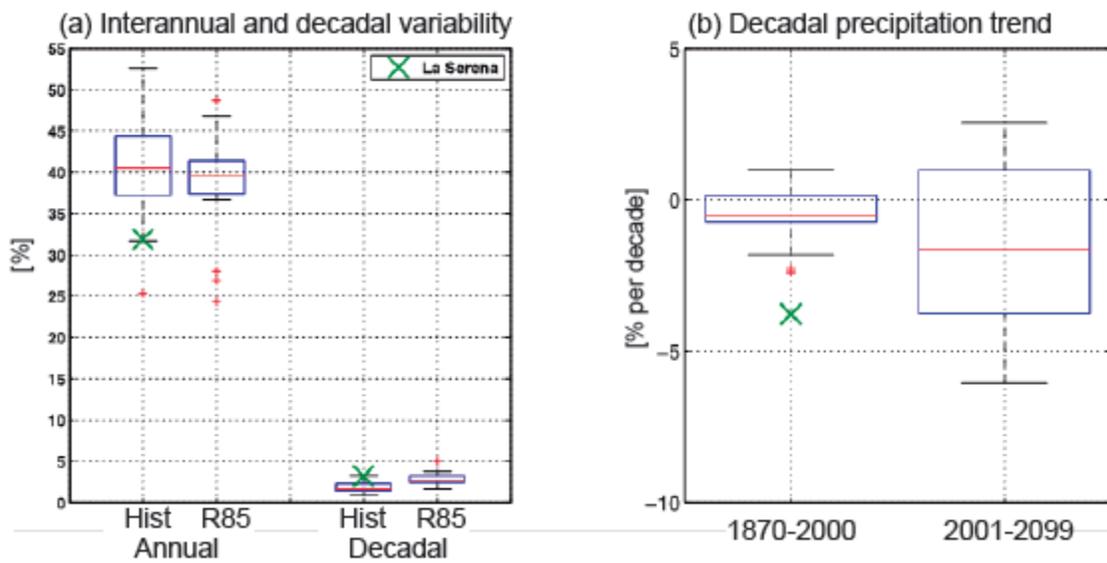


Fig.S7. Comparison between historical and projected CMIP5 model results. a) Inter-annual and decadal rainfall variability. b) Decadal precipitation trend. Observed rainfall data is shown by the green cross.

5.3 Registro sedimentario de los últimos siglos

A continuación se presentan los análisis realizados a dos testigos marinos obtenidos el año 2011 desde las bahías de Tongoy (TK2) y Guanaqueros (GUK1) (Figura 5.1), los cuales han permitido robustecer y extender la información paleoclimática obtenida a partir del primer testigo TO04C6 extraído desde la bahía Tongoy (ver sección 5.2; en este capítulo).

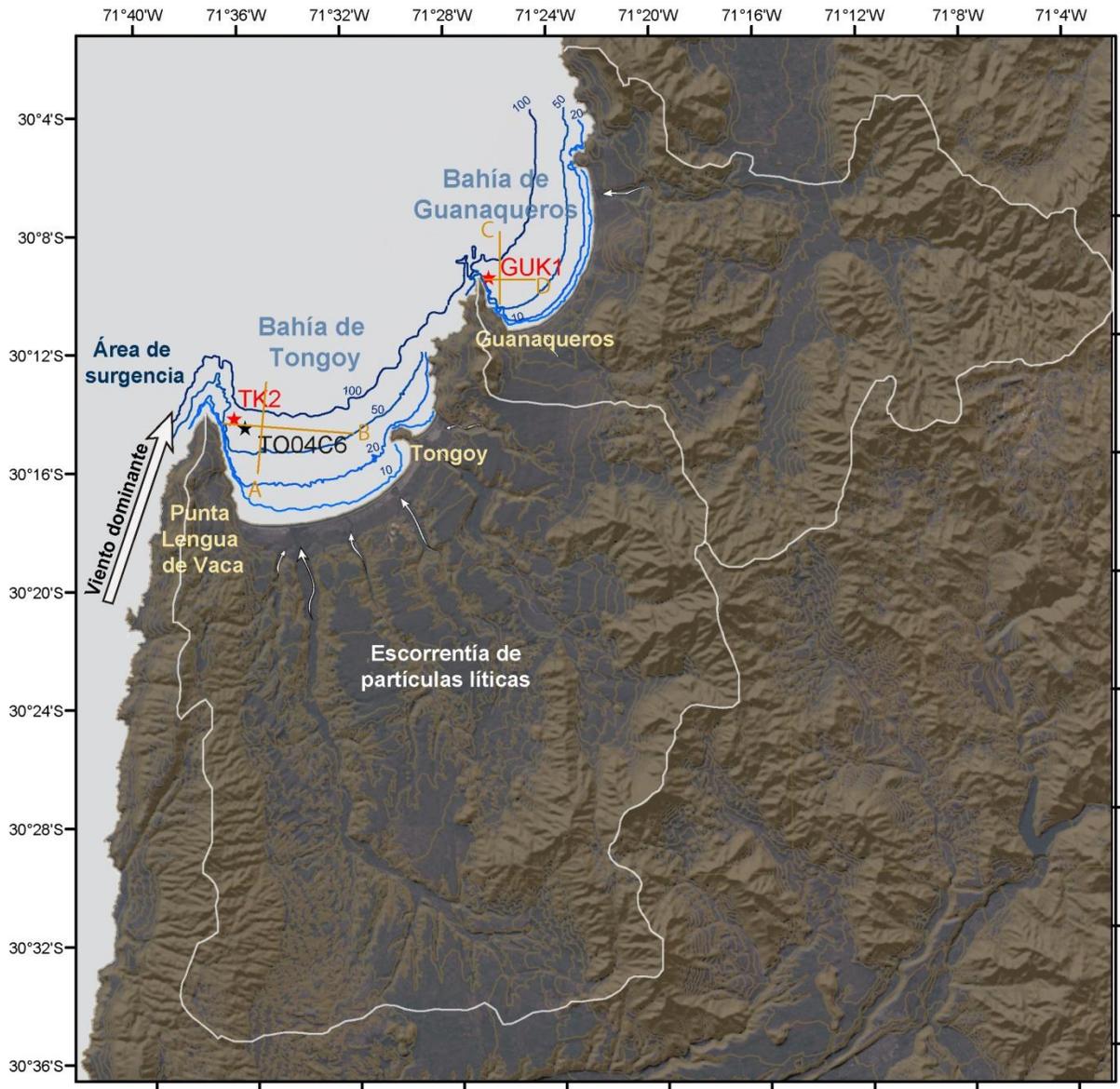


Figura 5.1 Contexto geomorfológico y oceanográfico de las bahías Tongoy y Guanaqueros. Localización de los testigos marinos TK2, GUK1 (estrellas rojas) y TO04C6 (estrella negra). Líneas anaranjadas indican ubicación de perfiles acústicos representativos A, B, C y D. Datum: PSAD 56.

5.3.1 Testigo TK2, Bahía Tongoy

El testigo de sedimento marino TK2 de 90 cm de largo fue extraído desde el extremo noroccidental de la bahía Tongoy ($30^{\circ}14,2'S$; $71^{\circ}36,4'W$), desde 88 metros de profundidad y a 870 metros del testigo TO04C6 (ver Fig. 5.1). Como se ha indicado en el segundo capítulo de esta tesis doctoral, la preservación de los sedimentos depositados en esta zona estaría favorecida por Punta Lengua de Vaca, rasgo geomorfológico que impediría la erosión del fondo marino provocado por el fuerte oleaje mar adentro.

Los perfiles acústicos muestran que los puntos de extracción de los testigos TK2 y TO04C6 se encuentran en una zona de depositación distal. A grandes rasgos se puede observar en el perfil A, orientado de sur a norte, la depositación progradacional relacionada al recogimiento del océano durante el Último Máximo Glacial (Fig. 5.2). Cabe destacar la alta pendiente que presentan estos depósitos. Sobre ellos se observa el solapamiento extensivo costero (*coastal onlap*), caracterizado por la depositación agradacional asociada al aumento del nivel del mar durante el Holoceno. Cabe destacar que los testigos se encuentran en una zona de depositación distal adyacente a una zona de alta pendiente. En el perfil B, orientado de oeste a este, se observan paleocanales rellenos, los cuales deberían estar correlacionados con las grandes quebradas que hoy en día llegan hasta la línea de costa actual, y que seguramente durante el Último Máximo Glacial llegaban varios kilómetros mar adentro. También se observa que el espesor aproximado de los sedimentos holocenos en la zona de extracción alcanzaría los 4-6 metros de espesor.

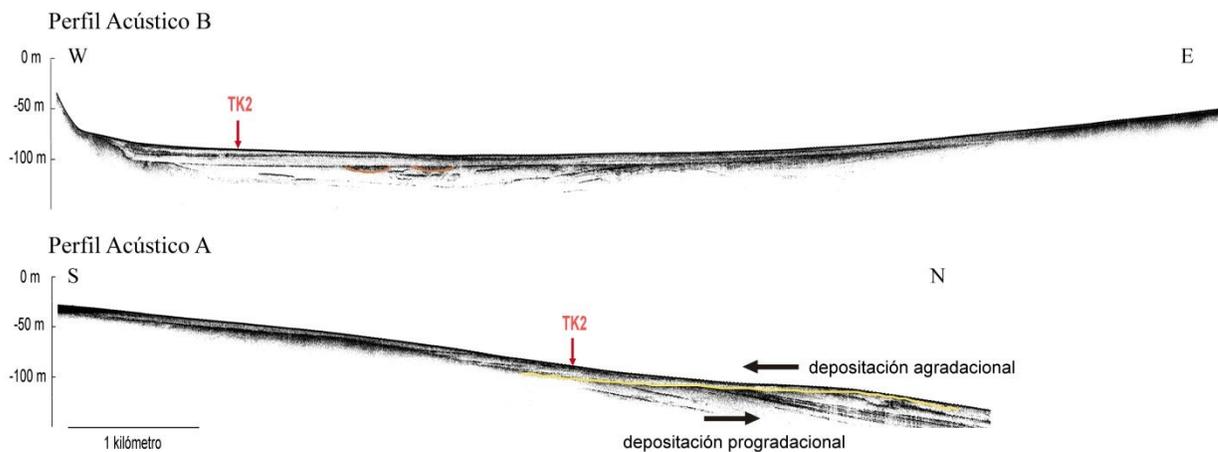


Figura 5.2. Perfiles acústicos de bahía Tongoy y ubicación proyectada de TK2 (ver perfiles ampliados y en detalle en Anexo A).

El testigo TK2 está compuesto por arena limosa color café verdoso. Aunque a simple vista el testigo es más bien masivo, la imagen radiográfica logra develar algunos contactos y algunas estructuras sedimentarias no muy claras que podrían asociarse a eventos de escorrentía hacia la bahía (Figura 5.3).

TK2

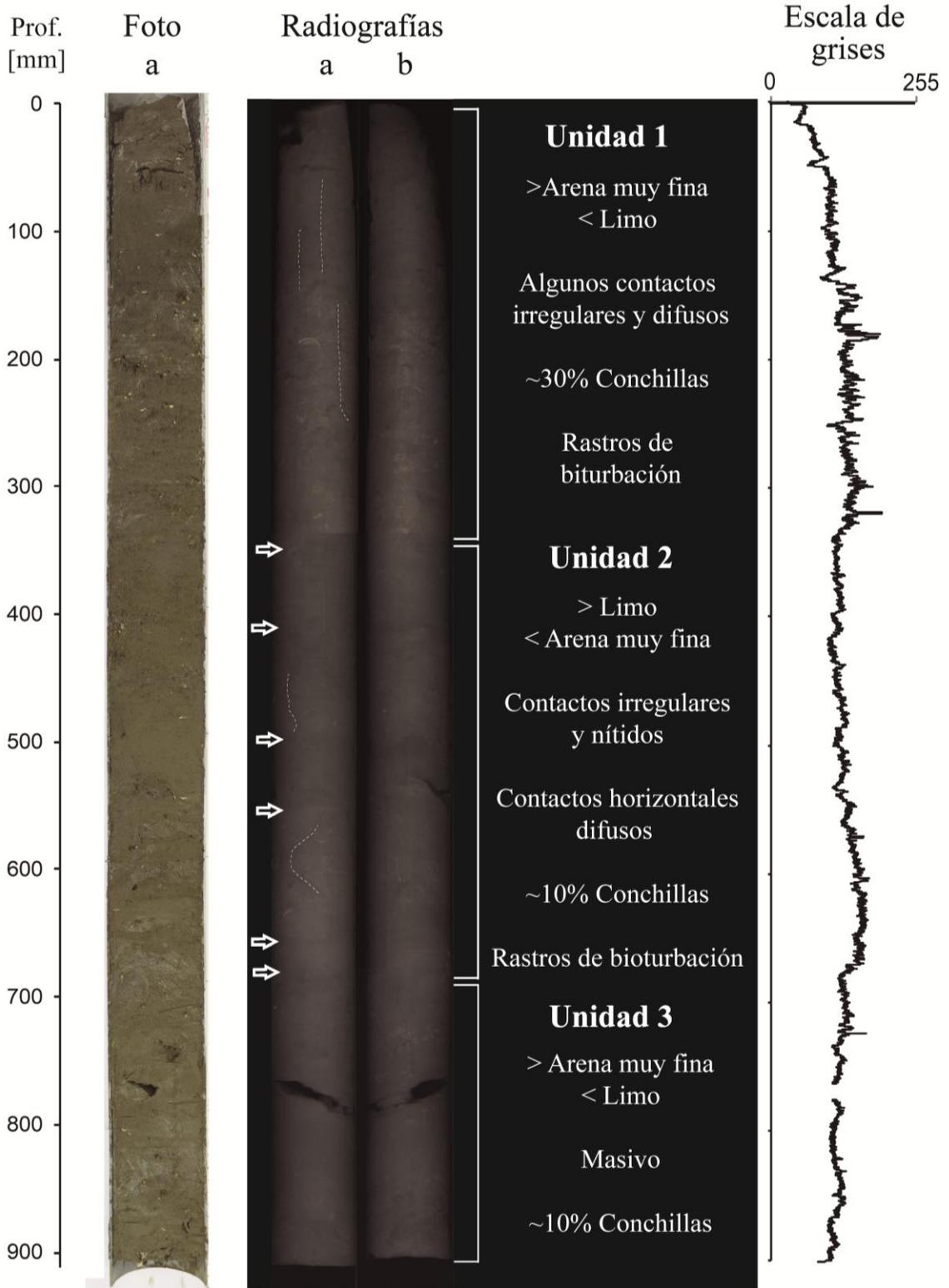


Figura 5.3. Descripción y estructuras sedimentarias presentes en TK2. Flechas blancas indican contactos sedimentarios, líneas punteadas señalan rastros de bioturbación.

La imagen radiográfica muestra cambios de densidad a lo largo del testigo marino consistentes con variaciones en el tamaño de grano y en la presencia de conchillas. A grandes rasgos se pueden reconocer tres unidades, y su distinción se hace aún más evidente en la curva de densidad basada en la escala de grises (Fig. 5.3).

De arriba hacia abajo, la primera unidad denominada Unidad 1, está constituida por arena muy fina limosa, aproximadamente un 30% de conchillas, rastros de bioturbación y contactos irregulares bastante difusos (Figura 5.3.). El techo de la segunda unidad, Unidad 2, está en contacto gradual con la primera, sus sedimentos son más finos y se logran reconocer contactos irregulares nítidos y algunos horizontales más bien difusos. También se observan algunos rastros suaves de bioturbación. La unidad inferior o Unidad 3, es más bien masiva, con predominancia de arena muy fina y en contacto gradual con la unidad sobreyacente. Es probable que la poca claridad de los contactos se deba al bajo contraste entre las láminas o estratos sedimentarios debido al gran porcentaje de arena muy fina en todas las unidades.

La bioturbación provoca la mezcla interna de los sedimentos y, por lo tanto, contribuye a la homogenización de las diversas señales presentes en el testigo, entre ellas la señal detrítica. Es por este motivo que una de las interrogantes a resolver mediante el análisis de fluorescencia de rayos X (FRX) consistió en determinar el grado de bioturbación que afectó al testigo y, por lo tanto, estimar cual sería la resolución de la señal detrítica presente. Para ello se puso especial atención a las imágenes de los elementos asociados a minerales detríticos refractarios (Si, Al, Ti, K, Fe y Cr). Los minerales detríticos refractarios son aquellos que poseen una baja susceptibilidad a la meteorización y/o diagénesis, tales como el cuarzo y los feldespatos, y según nuestra hipótesis, éstos habrían alcanzado el fondo de las bahías de Tongoy y de Guanqueros a través de flujos detríticos relacionados a eventos de lluvias intensas.

Los resultados de FRX para cada elemento se muestran en la Fig. 5.4, donde se muestra la imagen correspondiente a la distribución del elemento en la franja central del testigo, de 12 mm de ancho, junto con la curva promedio.

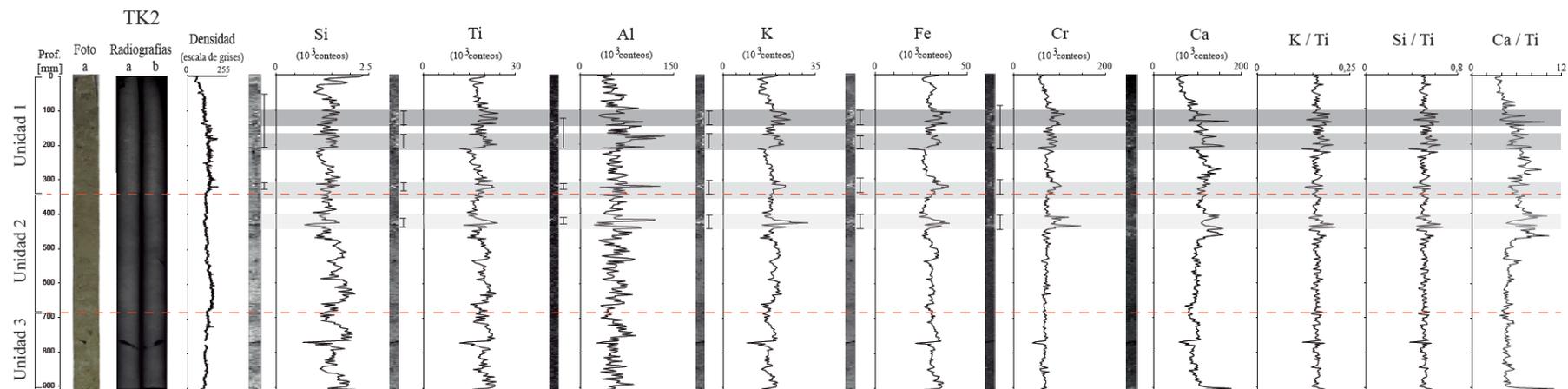


Figura 5.4. Resultados de fluorescencia de rayos X en el testigo TK2. Zonaciones nítidas de elementos asociados a minerales detríticos se indican con una llave. Barras grises indican períodos de mayor escorrentía hacia la bahía deducido desde los mayores valores de los elementos Ti, K, Fe y Cr, asociados a minerales detríticos.

A pesar que las imágenes de fluorescencia de rayos X solo muestran la distribución de los elementos en una franja central del testigo, las zonaciones observadas para los elementos Ti, K, Fe y Cr son bastante claras (Figura 5.5). Además, se observa que las zonaciones son más nítidas y con picos más intensos en la mitad superior del testigo, indicando que la bioturbación observada en las radiografías es más bien leve y que períodos con mayor escorrentía hacia el fondo de la bahía estarían preservados en el registro sedimentario.

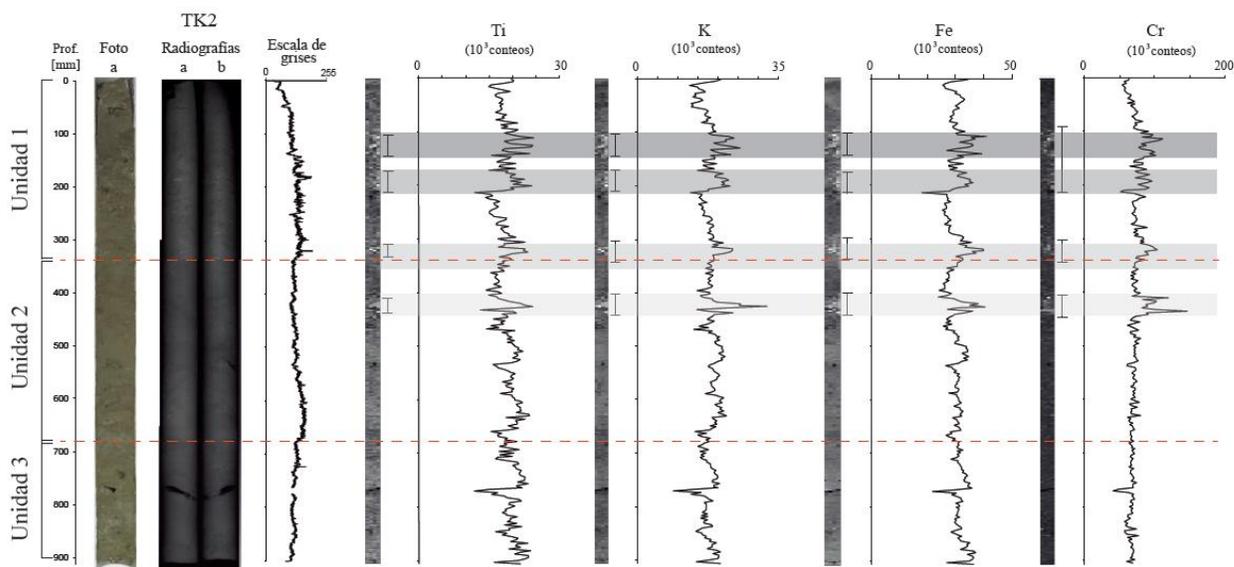


Figura 5.5. Distribución y curvas de los elementos refractarios Ti, K, Fe y Cr en el testigo TK2. Zonaciones más nítidas se han indicado con una llave. Barras grises indican períodos de mayor escorrentía asociado a los peaks de estos elementos.

Las zonaciones de los elementos Si y Al se observan de manera más difusa. La curva del Al presenta una gran variabilidad, probablemente asociada a su alta absorción en la atmósfera, sin embargo, a grandes rasgos la curva es bastante concordante con los demás elementos (Figura 5.6). La curva del Si también es bastante concordante, sin embargo, los mayores valores en la mitad inferior del testigo podrían explicarse por una probable existencia de sílice biogénico.

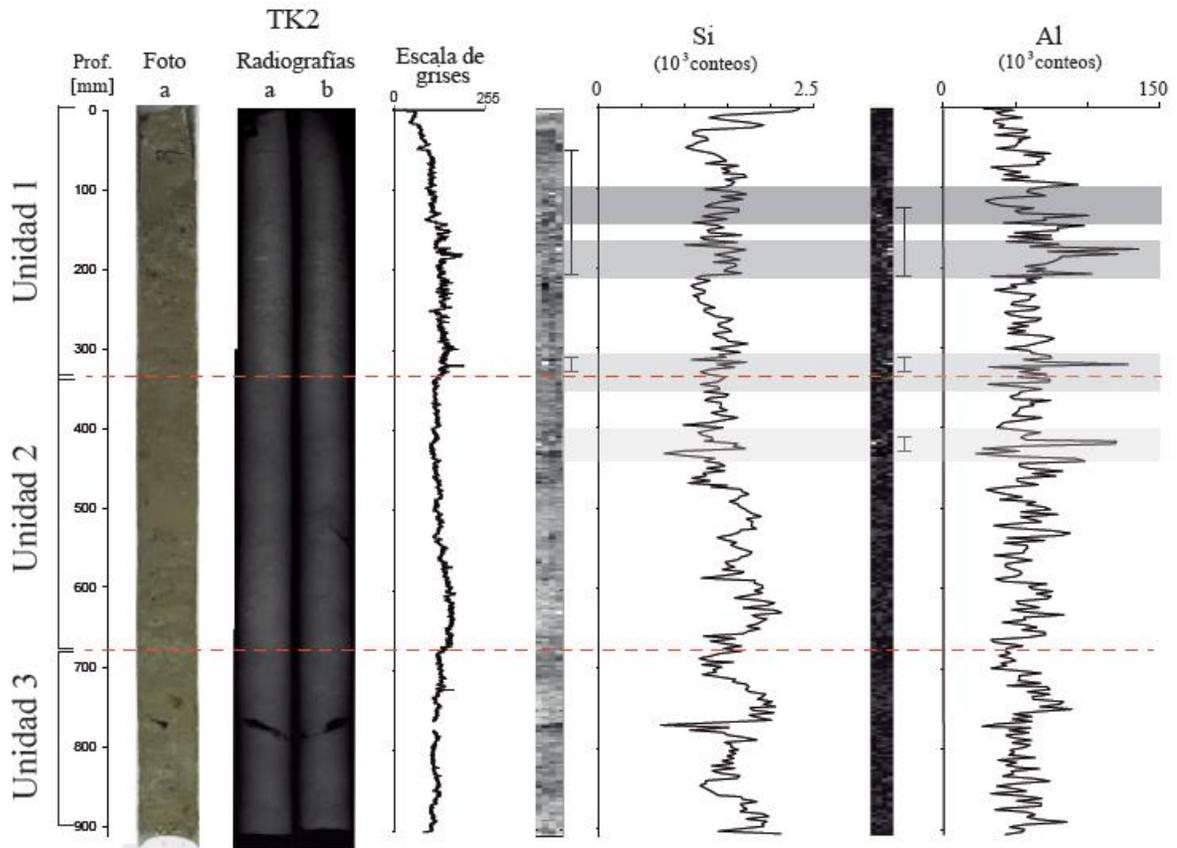


Figura 5.6. Distribución y curvas de los elementos Si y Al del testigo TK2.

La escasa variabilidad de las razones Si/Ti y K/Ti (Figura 5.7) permiten deducir un origen similar de estos elementos, que según nuestra hipótesis corresponden a detritos arrastrados en períodos de mayor escorrentía. La razón Ca/Ti es prácticamente constante en la mitad inferior del testigo, sin embargo, en la mitad superior ésta presenta una variabilidad importante, probablemente relacionada con una variación de las condiciones para la vida bentónica en el fondo de la bahía. Esta inflexión es concomitante con el aumento de escorrentía que se deduce del aumento de los elementos refractarios detríticos, sugiriendo que a partir de ese momento hubo un cambio en las condiciones océano-climáticas, que no solo habría afectado el régimen de lluvias en la costa semiárida de Chile, sino que también la vida bentónica dentro de la bahía, probablemente asociado a variaciones de la surgencia y productividad.

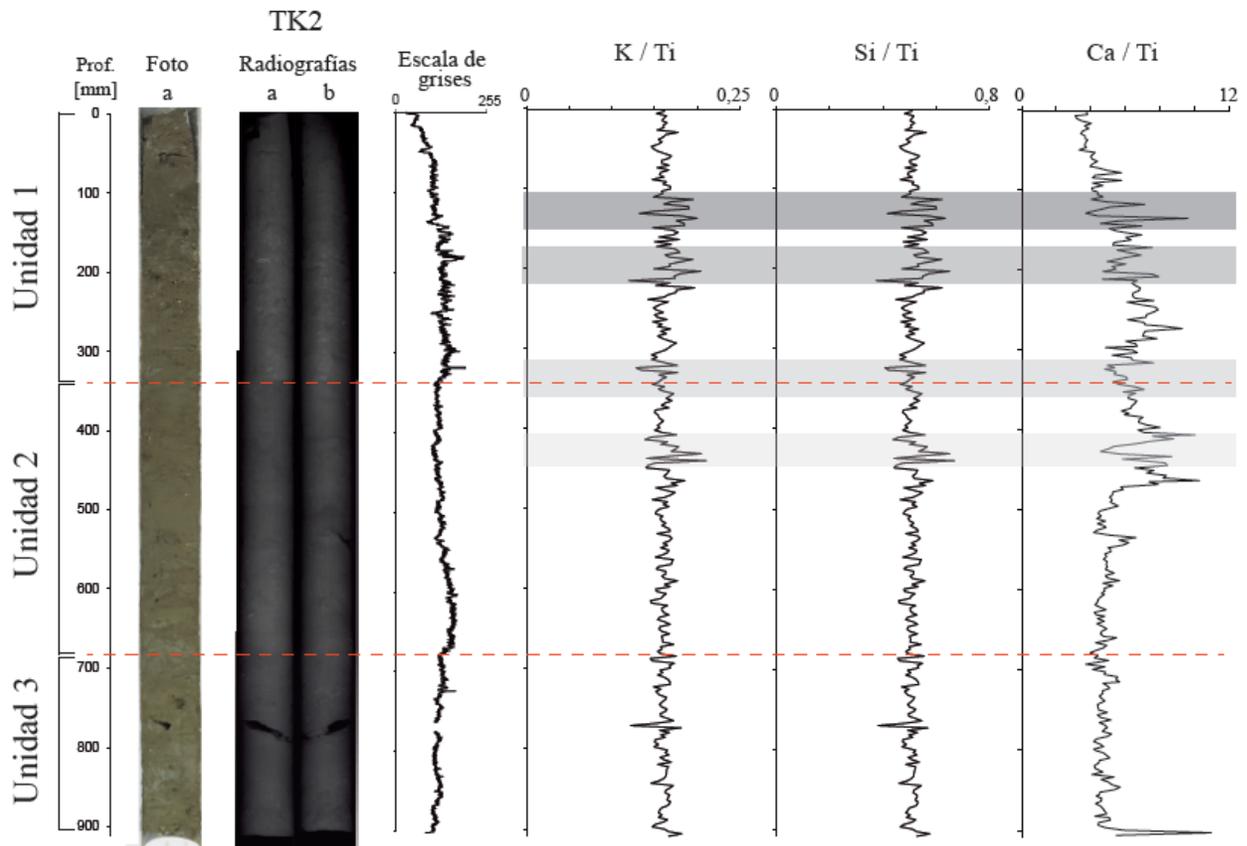


Figura 5.7. Razones Si/Ti, K/Ti y Ca/Ti a lo largo del testigo TK2.

5.3.2 Correlación testigo TK2 versus TO04C6

Debido a que no hay un control crono-estratigráfico calibrado, la correlación de TK2 versus TO04C6 se realizó en base a la variación de la densidad, que en el caso de TK2 fue inferida a través del índice de escala de grises obtenida a través del tratamiento de la imagen radiográfica con el software Image J. Sin embargo, cabe destacar que las edades radiocarbónicas presentan cierta coherencia en profundidad.

Como se observa en la figura 5.8, las zonaciones detríticas del testigo TK2 muestran una correspondencia bastante buena con los períodos de mayor escorrentía deducidos de los datos de mineralogía de FTIR del testigo TO04C6. Dicha correlación será constatada una vez que se tenga un control crono-estratigráfico de TK2. Cabe hacer notar que si esta correlación fuese correcta, es probable que el registro paleoclimático de TK2 abarque los últimos mil años y que la resolución de la señal detrítica sea multi-decadal al igual que en TO04C6.

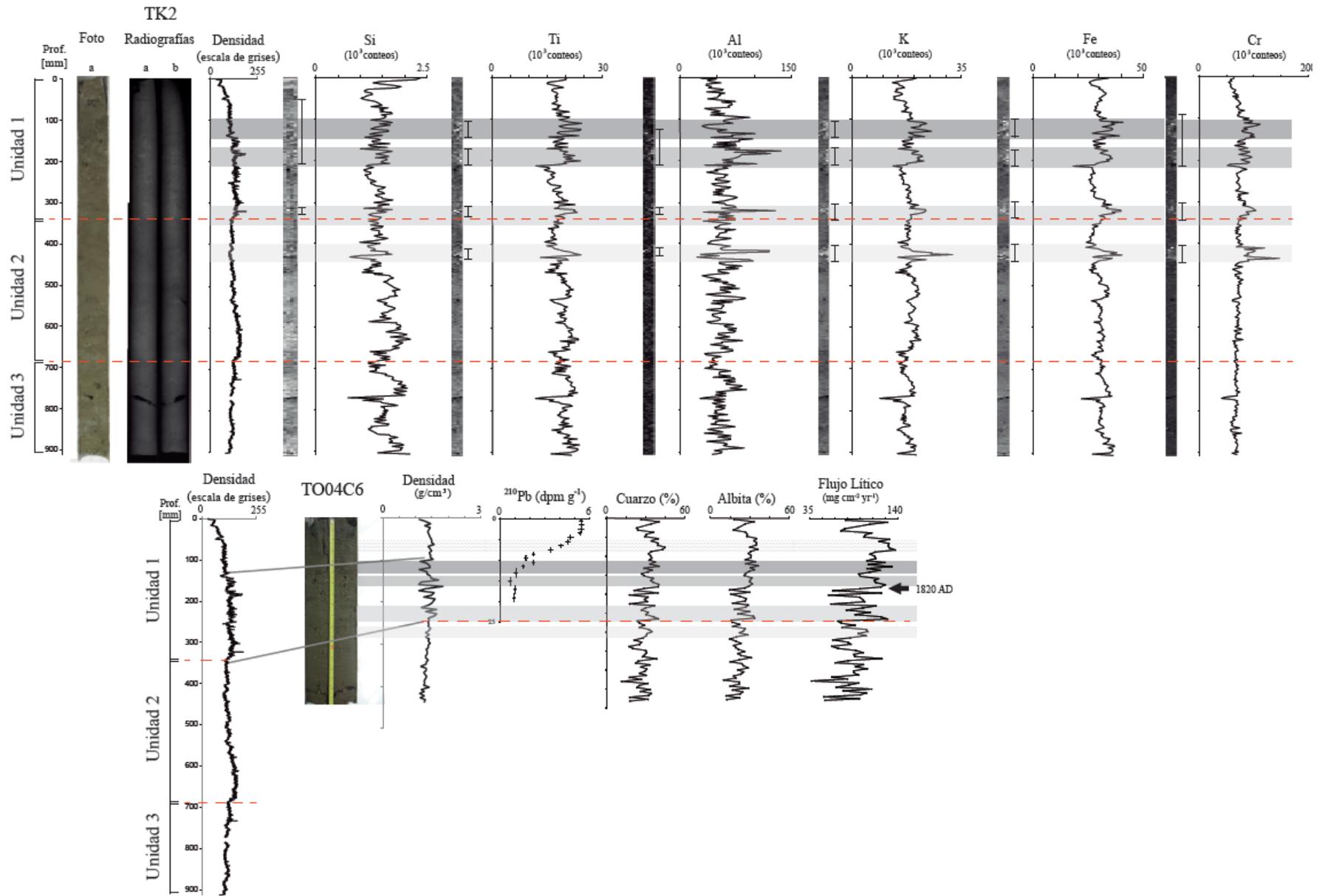


Figura 5.8. Correlación TK2 versus TO4C6.

5.3.3 Testigo GUK1, bahía Guanaqueros

El testigo de sedimento marino GUK1 de 100 cm de largo fue extraído desde el extremo nororiente de la bahía Guanaqueros (30°9,7'S; 71°26,4'W) a 88 metros de profundidad. De manera similar a la bahía Tongoy, Punta Guanaqueros contribuiría a la preservación de los sedimentos depositados (Fig. 5.1).

Los perfiles acústicos muestran a grandes rasgos la sedimentación progradacional, relacionada seguramente a la baja del nivel del océano durante el Último Máximo Glacial, y luego sobre ella la sedimentación agradacional asociada al aumento del nivel del mar post-glaciación y a la sedimentación holocena-reciente (Fig. 5.9). También se observa que el punto de extracción se encuentra en una zona distal de depositación, donde se identifica laminación y un espesor aproximado de los sedimentos holocenos cercano a los 4 ó 6 metros. Los perfiles además confirman la suave pendiente de la bahía.

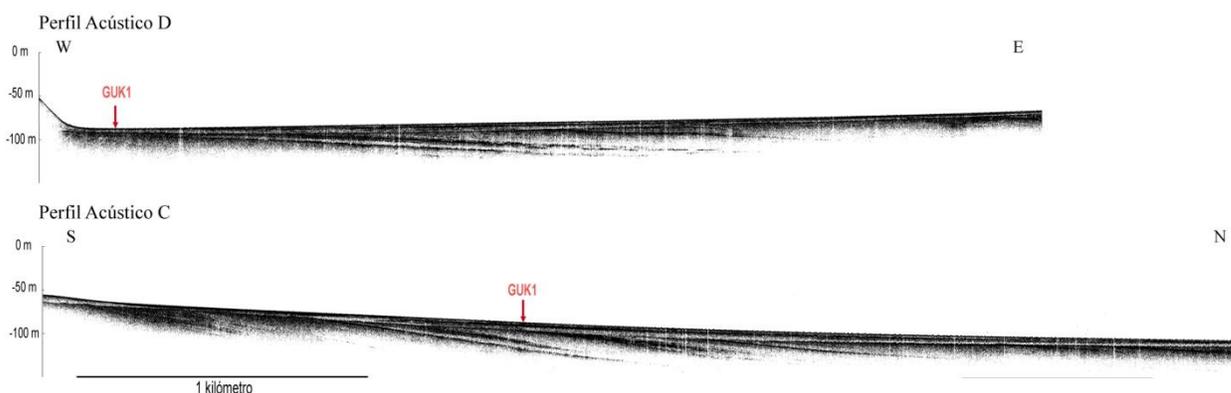


Figura 5.9. Perfiles acústicos de bahía Guanaqueros y ubicación proyectada del testigo GUK1.

El testigo GUK1 está compuesto por limo arenoso de color café verdoso y sus características sedimentológicas señalan tres fases o intervalos sedimentológicos distintos (Figura 5.10). En la Unidad 1 (0-43cm de profundidad) predomina la arena muy fina por sobre el limo y contiene aproximadamente un 20% de conchillas. Las estructuras sedimentarias son bastante difusas, pero se pueden reconocer algunas laminaciones gruesas y contactos irregulares. La Unidad 2 (43-75 cm) limita con la parte superior con un contacto bastante nítido entre arena y limo. Esta parte se caracteriza por poseer sedimentos de menor tamaño (limo), una baja cantidad de conchillas (~10%) y estructuras sedimentarias muy nítidas tales como laminación y estratificación cruzada. Su base laminada está en contacto gradual mixto con la Unidad 3 (75-100 cm). La Unidad 3 está compuesta por una matriz de arena muy fina y limo que contiene una alta densidad de conchillas. El tamaño y concentración de conchillas decrecen hacia el techo de esta unidad, de 7 a 0,8 cm y de 90 a 50%.

Como resultado del análisis de conchillas de la base de la Unidad 3, primeros 12 cm, si bien se encontraron algunas conchillas rotas, se determinó una gran cantidad de conchillas enteras y

ligadas que sugieren su formación in situ y una sedimentación de baja energía que las habría preservado. Las principales especies reconocidas en la base corresponden a *Nuculana Cuneata*, *Carditella Tegulata* y *Nassarius Gayi* (Fig. 5.11) por lo que se sugiere un ambiente depositacional infralitoral. También se encontró una importante cantidad de foraminíferos, cuya concentración aumenta hacia el techo, sin embargo, como solo fueron lavados con agua destilada los primeros 12 cm de la base del testigo, se desconoce si los foraminíferos están presentes a lo largo de todo el testigo.

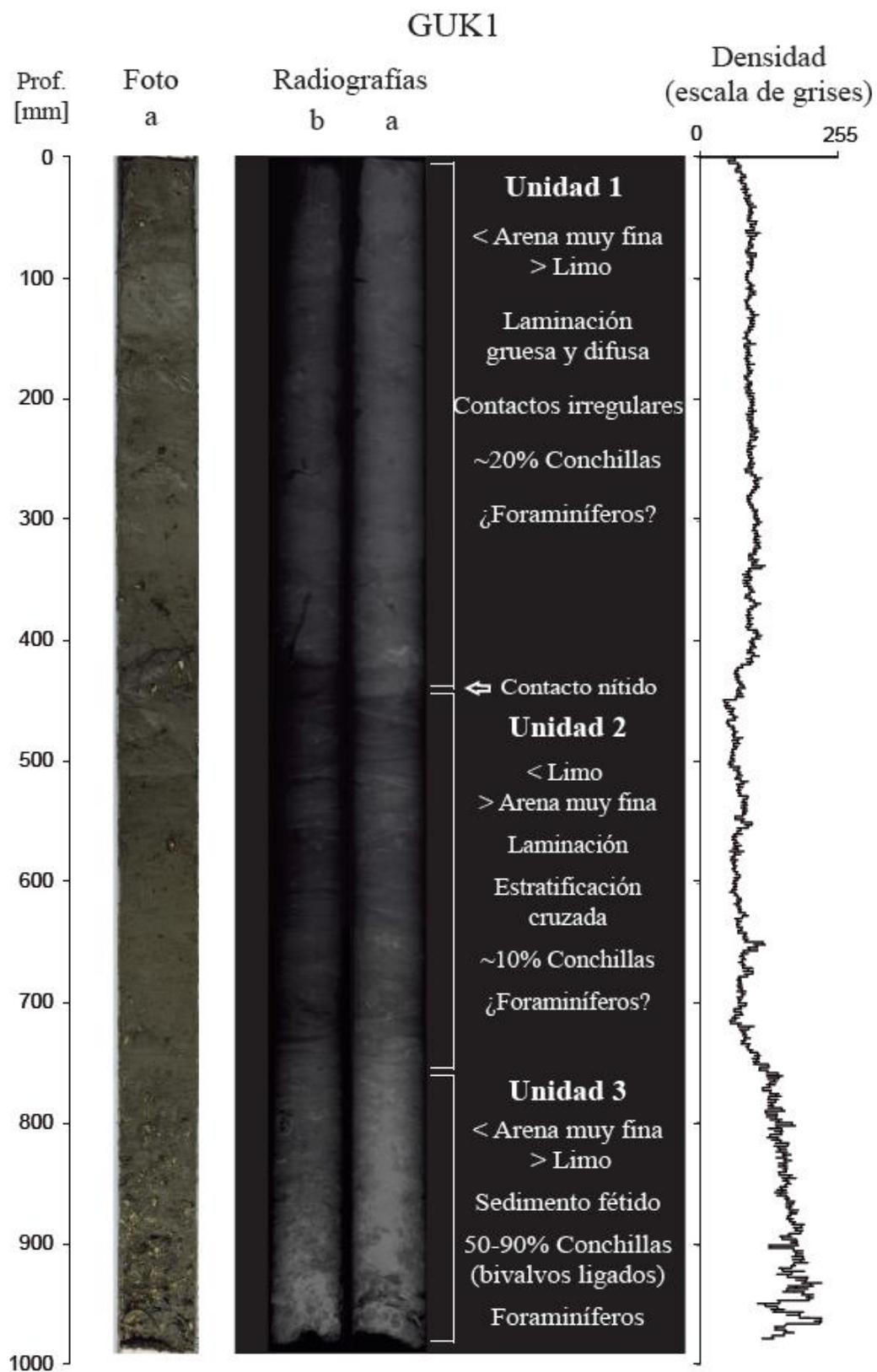


Figura 5.10. Descripción y estructuras sedimentarias presentes en GUK1.

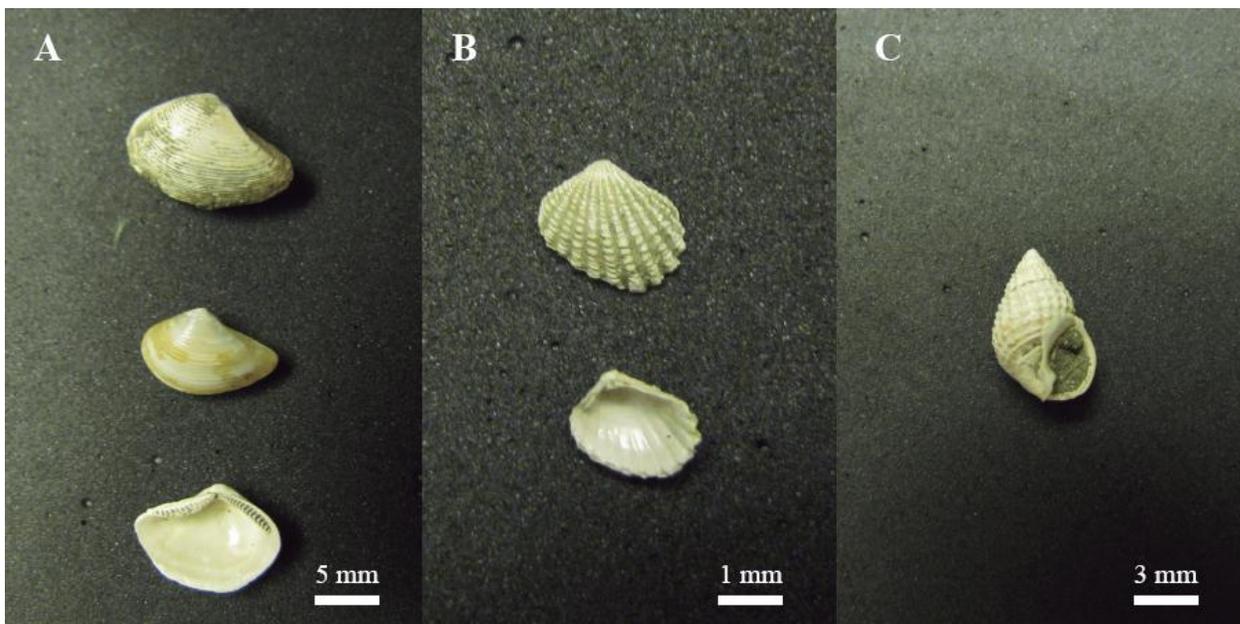


Figura 5.11 Conchillas encontradas en la base de GUK1 (Unidad 3, primeros 12 cm).

A) *Nuculana (Saccella) cuneata* (Sowerby, 1833); B) *Carditella tegulata* (Reeve, 1843); C) *Nassarius gayi* (Kiener, 1835)

El análisis de FRX fue abordado de igual manera que en TK2. Los resultados muestran zonaciones claras en el Si, Ti, K y Fe (Fig.5.12 y 5.13), por lo que se deduce una baja influencia de bioturbación. Si bien las zonaciones de elementos son más nítidas en la Unidad 1 del testigo, la preservación de la señal detrítica en la Unidad 2 también está sustentada por la estratigrafía, ya que los niveles con mayores cantidades de elementos detríticos refractarios se correlacionan con discordancias erosivas en su base.

La pequeña variabilidad que presentan las razones Si/Ti y K/Ti indican que estos elementos poseen un origen común (Fig. 5.14). Distinto es el caso de Ca/Ti, que presenta una variabilidad importante y cuyos máximos tienen una correspondencia con las depresiones de elementos detríticos refractarios. Los máximos de Ca/Ti y Sr/Ti, podrían corresponder a una mayor presencia de foraminíferos y se podrían interpretar condiciones favorables para la vida foraminífera durante períodos de menor escorrentía.

El olor de huevo podrido característico del ácido sulfhídrico presente en los sedimentos de la Unidad 3 de GUK1, indica condiciones de muy bajo oxígeno probablemente relacionadas a la alta densidad de fauna bentónica presente en esta unidad y su consiguiente alta demanda de oxígeno.

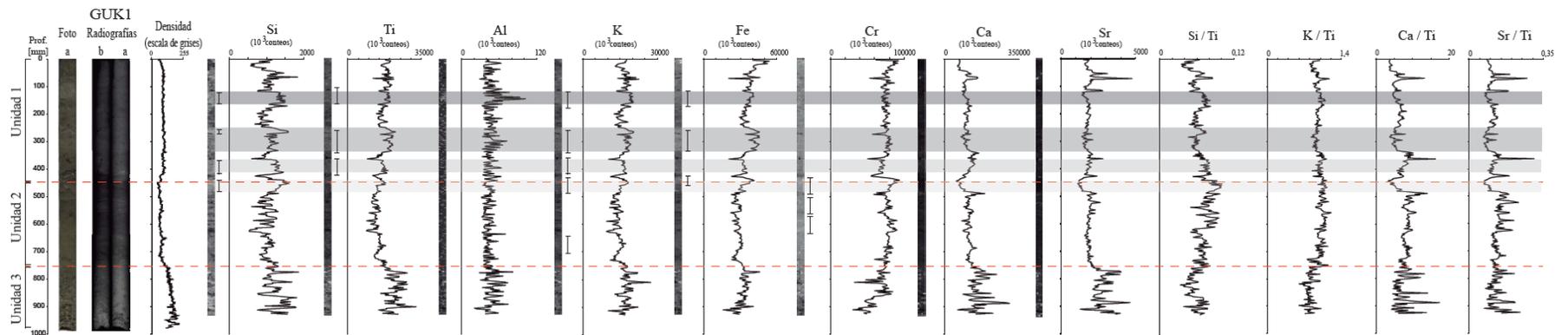
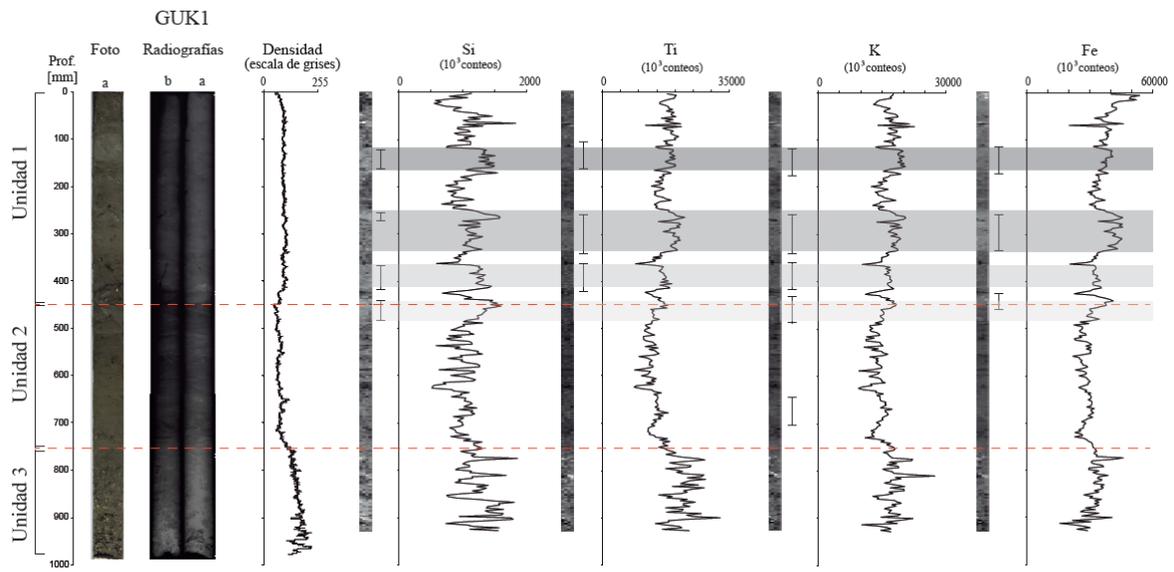


Figura 5.12 Resultados de fluorescencia de rayos X en el testigo GUK1. Zonaciones nítidas de elementos asociados a minerales detríticos se indican con una llave. Barras grises indican períodos de mayor escorrenría deducida desde los elementos asociados a minerales detríticos (Si, Ti, K y Fe).



5.13. Distribución de los elementos Si, Ti, K y Fe.

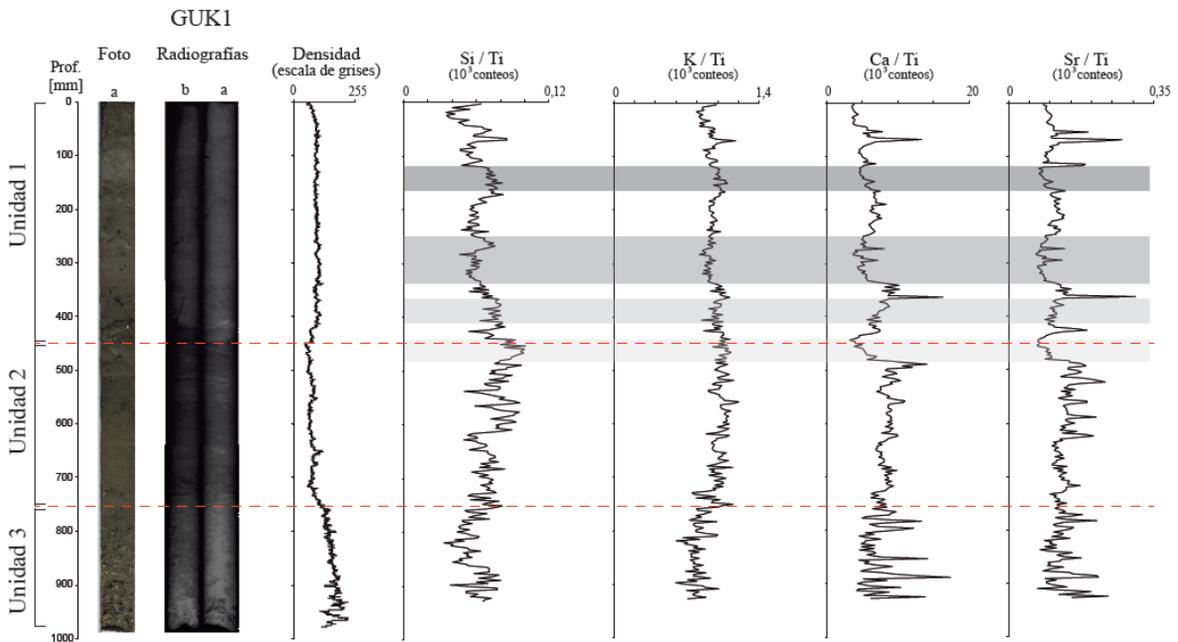


Figura 5.14. Variabilidad de las razones Si/Ti, K/Ti, Ca/Ti, Sr/Ti a lo largo del testigo GUK1.

5.3.4 Correlación estratigráfica entre los registros de las bahías de Tongoy y Guanaqueros

En ambas bahías, la localización de los testigos es bastante similar, sin embargo, la bahía Guanaqueros presenta una menor contribución de sedimento desde las quebradas relativo a la bahía Tongoy, la cual está conectada con quebradas bastantes más desarrolladas. El menor aporte desde las pequeñas quebradas del área de Guanaqueros, explica el menor tamaño de grano de los sedimentos que constituyen GUK1 respecto de TK2, lo que probablemente también ha favorecido el desarrollo y preservación de laminación, sobre todo en la parte media del testigo. A pesar del menor aporte sedimentario desde las quebradas a bahía Guanaqueros, ambas señales detríticas y el aumento del tamaño de grano en las unidades superiores de ambos testigos sugieren un importante cambio en la escorrentía, y por lo tanto, en la hidrología del área de Tongoy y Guanaqueros, probablemente relacionado con un cambio climático que favoreció la intensidad de las lluvias y, por lo tanto, el arrastre de sedimento hacia la costa.

Las señales detríticas de los testigos TK2 y GUK1 son bastante congruentes (Fig. 5.15), lo cual apunta a que los cambios sedimentológicos determinados en los testigos no corresponden a variaciones locales dentro de la bahía, sino que serían representativos de las variaciones climáticas de la costa semiárida.

La correlación basada en la densidad entre TK2 y TO04C6, muestra una buena correspondencia entre las señales detríticas. Por lo tanto, la información de TK2 parece respaldar que a partir de 1820 CE hubo un aumento de la escorrentía, la cual estaría asociada a la intensificación de las lluvias relacionadas con condiciones tipo El Niño en un contexto de desertificación, según sugieren los indicadores sedimentológicos y geoquímicos del testigo TO04C6.

Las tres unidades determinadas en los testigos TK2 y GUK1, sugieren que hubo cambios océano-climáticos anteriores a 1820 AD, y probablemente de mayor envergadura, ya que según la correlación entre TK2 y TO04C6, el cambio en 1820 CE estaría dentro de la Unidad 1, donde los cambios sedimentológicos nos son tan evidentes.

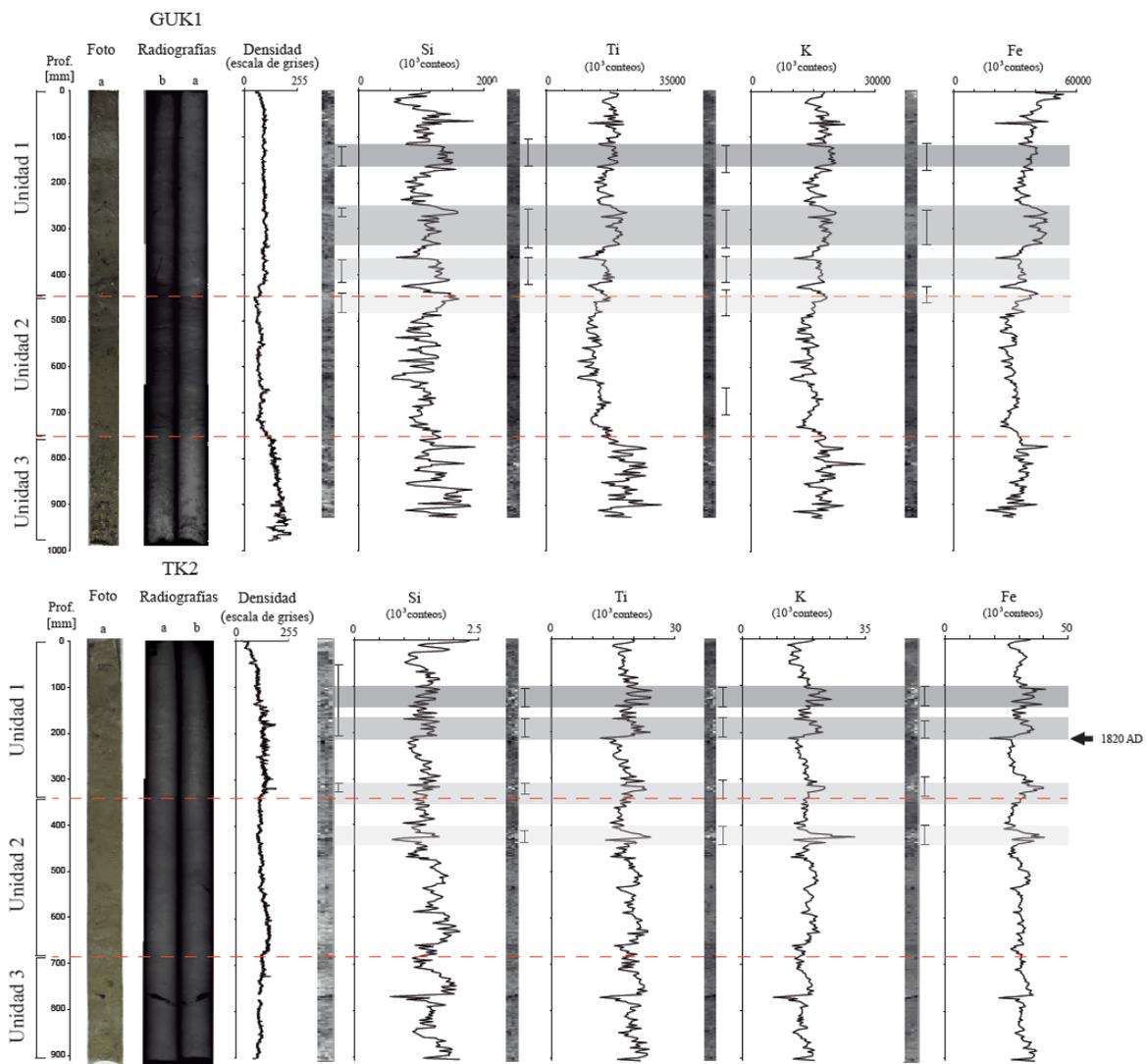


Fig. 5.15. Correlación entre TK2 y GUK1

CAPÍTULO VI

DISCUSIÓN GENERAL

En la presente tesis doctoral se estudió el rol del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur así como la influencia de El Niño/Oscilación del Sur en los cambios hidrológicos experimentados en la costa semiárida de Chile (30°-32°S), a partir de registros costeros de los últimos 13.000 años.

Se obtuvieron dos registros paleoclimáticos, uno basado en la sedimentología continental en el sitio Quebrada Santa Julia (Los Vilos, 31°50'S) y otro basado en registros sedimentarios marinos de la bahía de Tongoy y Guanaqueros (30°S). El primero registró un cambio en el régimen de precipitaciones asociado a variaciones océano-climáticas durante el término del Pleistoceno y el Holoceno a escala milenial, mientras que el segundo registro evidenció cambios en el comportamiento de las lluvias, una tendencia general de desertificación, y períodos de mayor surgencia costera, a escala centenal y multi-decadal. El análisis de estas últimas variaciones fue complementada con la proyección del comportamiento de las precipitaciones durante los próximos 80 años, proyección determinada a través de modelos de simulación climática (CMIP5).

La interpretación de los registros se basó en los mecanismos meteorológicos relacionados con la ocurrencia de lluvias fuertes generadoras de flujos de detrito y barro e inundaciones en la costa semiárida de Chile y en su relación con condiciones El Niño–Oscilación del Sur (ENSO: El Niño–Southern Oscillation) y tipo ENSO. Además, fueron considerados estudios climáticos actuales que han mostrado cuales son las condiciones favorables para la ocurrencia de neblina costera, la intensificación del viento y la surgencia costera.

Los resultados fueron comparados con otros indicadores paleoclimáticos a lo largo de la costa subtropical occidental de Sudamérica, específicamente con registros del sur de Perú, del Norte Grande de Chile y Chile Central, generando una visión latitudinal de los cambios océano-climáticos ocurridos.

La discusión de los resultados obtenidos en esta investigación se han abordado en cuatro puntos importantes: 1) ¿Cuáles son las ventajas de la costa semiárida para el estudio paleoclimático del borde suroriental del Anticiclón del Pacífico Sur y de ENSO?; 2) ¿Cuán representativos son los registros sedimentarios obtenidos?; 3) ¿Cuál es la fiabilidad de la determinación geocronológica en el área de estudio? y 4) ¿Cuáles han sido los factores que han condicionado los cambios océano-climáticos en la costa semiárida de Chile, a escala milenial, centenal y multidecadal?.

6.1 La costa semiárida de Chile, un lugar ventajoso para el estudio paleoclimático del borde suroriental del Anticiclón del Pacífico Sur y de El Niño-Oscilación del Sur.

La costa semiárida de Chile (30°S), localizada al sur del desierto hiperárido de Atacama, está en el límite de transición climática entre una región seca y extremadamente estable en el norte, dominada por el Anticiclón Suroriental del Pacífico Sur (SEPSA), y una región más húmeda vinculada a la actividad de los Vientos del Oeste (Fuenzalida, 1982; Rahn et al., 2011) La dinámica estacional entre estos dos factores de gran escala, determinan fuertemente la actividad océano-climática de esta área de clima transicional.

Durante el verano del hemisferio sur el SEPSA alcanza su punto más austral, contribuyendo a la aridez de la costa semiárida mediante la inhibición de la nubosidad producto del descenso de aire seco (Fuenzalida, 1982). Además, los vientos costeros del sur, favorecidos y encauzados por la topografía costera que en promedio se encuentra orientada norte-sur, se vuelven más intensos producto del mayor contraste térmico océano-continente resultante de una menor cobertura nubosa baja (Enfield 1981; Rutllant et al., 1998; Vargas et al., 2007) En cambio, durante el invierno la influencia del anticiclón disminuye en esta región, los vientos del sur se relajan y, por lo tanto, los sistemas climáticos migratorios que viajan desde las latitudes medias logran alcanzar la zona central y semiárida (Rutllant y Fuenzalida, 1991; Montecinos y Aceituno, 2003; Ortega et al., 2012)

Las aguas frente a la costa semiárida de Chile son parte del Sistema de Corriente de Humboldt, un gran y extenso sistema de corrientes marinas que a nivel superficial, son forzadas por los vientos del sur y sureste (Montecino y Lange, 2009). La corriente de Humboldt es una corriente que abarca más de 600 kilómetros mar a dentro, y su temperatura depende de las condiciones de gran escala dentro de la cuenca del Pacífico. La temperatura de las aguas frente a la costa de Chile y, específicamente frente a la costa semiárida, está también determinada por la actividad de la surgencia costera. La surgencia costera es conducida por los vientos costeros del sur. Cuando estos vientos son más intensos, en conjunto con el efecto de Coriolis, se produce la elevación de aguas más frías desde las profundidades y ricas en nutrientes desde las Aguas Ecuatoriales Sub-superficiales (ESSW) (Strub et al., 1998), favoreciendo también la producción primaria (Vargas et al., 2004; 2007).

En la costa chilena existen varios puntos donde la surgencia costera es realmente significativa producto de su topografía, tal es el caso de Lavapie (36°S), Curaumilla (33°S), Punta Lengua de Vaca (30°S), Punta de Choros (28,5°S) y Mejillones (23°S) (Figueroa y Moffat, 2000). Se ha observado en Tongoy, que ésta es mucho más intensa durante la primavera, en concordancia con el reforzamiento estacional del anticiclón subtropical (Rutllant y Montecino, 2002; Rahn et al., 2014 *submitted*).

El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) es otro factor importante que tiene una gran influencia sobre la costa semiárida. Los datos históricos de fuertes lluvias y aluviones asociados, indican que la gran mayoría de las lluvias intensas generadoras de aluviones están fuertemente asociadas a este fenómeno (Ortega et al., 2012). Además, mediante el estudio de los datos de Reanálisis NCEP/NCAR se pudo establecer que el mecanismo meteorológico por lejos más frecuente asociado con eventos de fuertes lluvias, es el mecanismo de bloqueo caracterizado por el desarrollo de un centro de alta presión cálida sobre el mar de Bellinghausen, el cual provoca el desvío de los sistemas frontales hacia el ecuador favoreciendo que las lluvias ocurran más al norte de lo normal alcanzado la costa semiárida de Chile e incluso, en algunas ocasiones, la costa del Norte Grande de Chile. Este mecanismo de bloqueo en el suroeste de Sudamérica, es parte del patrón de teleconexión tropical-extratropical del Anticiclón del Pacífico Sur (patrón PSA), el cual se origina en la convección anómala sobre el Pacífico Tropical Central, en el debilitamiento de los vientos alisios y en el reforzamiento local de la corriente en chorro subtropical, y que por medio de un tren de ondas tipo *Rossby* se genera un centro de subsidencia de aire cálido sobre el mar de Bellinghausen. Si bien estas condiciones de bloqueo también se producen durante condiciones neutras y La Niña, este es muchísimo más frecuente durante El Niño (Rutllant y Fuenzalida, 1991).

Las condiciones océano- climáticas de la fase cálida del ENSO (El Niño), tales como el calentamiento anómalo del Pacífico tropical y el debilitamiento de los vientos alisios, también ocurren a escala multi-decadal. El estudio histórico de fuertes lluvias y ocurrencia de aluviones (Ortega et al., 2012; *submitted*) sugieren que las condiciones tipo El Niño también han jugado un rol importante frente a la costa semiárida, favoreciendo la frecuencia o persistencia del patrón PSA durante la fase cálida de la PDO, y por lo tanto, generando más aluviones durante este período.

Por lo tanto, la dinámica estacional que determina el clima limítrofe de la costa semiárida de Chile y la fuerte influencia de ENSO y PDO, a escalas inter-anual y multi-decadal, respectivamente hacen de esta región un lugar sensitivo y ventajoso para el estudio de los cambios de las condiciones océano-climáticas relacionados con el borde suroriental de SEPSA y ENSO a partir de registros geológicos.

6.2 Representatividad paleoclimática de los registros sedimentarios.

El análisis paleoclimático de ambos sitios se ha basado principalmente en los depósitos sedimentarios originados por eventos de escorrentía asociada a eventos de lluvias intensas. Específicamente se han estudiado sedimentos asociados a flujos de tipo laminar, tales como flujos de detrito y barro, caracterizados por una alta concentración de material particulado sólido, pero que sin embargo, dado su régimen laminar, su poder erosivo es más bien bajo, salvo en las partes canalizadas de los flujos en donde eventualmente se desarrolla turbulencia (Middleton y Hampton, 1976). La morfología de la cuenca de depositación en el sitio de Quebrada Santa Julia, en Los Vilos (31°50'S), habría permitido la depositación distal de los flujos de detritos y barro junto a la posterior decantación de las partículas más finas producto del confinamiento de la

inundación. Mientras que en las bahías de Tongoy y de Guanaqueros, se han estudiado los depósitos compuestos por las partículas detríticas transportadas a través de las quebradas de la cuenca de drenaje que llegaron al fondo de la bahía luego del fin de la confinamiento en la parte distal del flujo generado por las lluvias.

6.2.1 Sitio Quebrada Santa Julia y alrededores de Los Vilos (31°50'S)

La hoya hidrográfica costera en la que se encuentra el sitio Quebrada Santa Julia (QSJ) junto a los depósitos dunarios que la rodean, hacen de esta localidad un lugar susceptible al transporte de sedimento quebrada abajo gatillado por eventos de lluvias inusualmente intensas, generándose flujos de detrito y barro (Ortega et al., 2012).

El registro paleoclimático que se ha presentado en esta investigación se ha basado en el análisis sedimentológico y morfo-estratigráfico de los depósitos que conforman el sitio QSJ, sumado al análisis geomorfológico de sus alrededores.

6.2.1.1 Unidad basal del sitio QSJ (Término del Pleistoceno – Holoceno temprano)

Los depósitos que conforman la base del sitio QSJ están constituidos por una turba negra de 10 cm, depositada sobre arena y arcilla altamente meteorizada, y cuyas edades radiocarbónicas indican que fue depositada lentamente entre 13.000 y 11.800 años cal AP (Fig. 4c en Ortega et al., 2012). Sobre esta turba negra, yacen 45 cm de limo muy arcilloso de color gris oscuro intercalado con escasos depósitos de arena muy fina, cuyo techo tiene una edad radiocarbónica de 8.600 años cal AP (Fig. 4c en Ortega et al., 2012). A partir de estas unidades basales del sitio QSJ, se interpretó que durante el fin del Pleistoceno y el Holoceno temprano (13.000 – 8.600 años cal AP), prevalecieron condiciones climáticas que favorecieron una intensa humedad en el fondo de la quebrada y a su vez una muy baja erosión. Por lo tanto, se propuso que durante este período solo habrían ocurrido eventos de lluvia escasos y débiles con una muy baja capacidad de arrastre, erosionando la quebrada de manera débil y ocasional, y que la persistente humedad estuvo relacionada a la ocurrencia más frecuente que en la actualidad, o como en los inviernos muy fríos, de neblinas costeras y lloviznas (Ortega et al., 2012).

La influencia de la neblina costera durante el Pleistoceno terminal y el Holoceno temprano en el sitio QSJ, habría sido favorecida por tres factores relevantes (Ortega et al., 2013):

1) *Disposición topográfica del sitio.* Si bien, actualmente la base del sitio se encuentra a solo 90 m s.n.m., la quebrada se encuentra en el límite nororiente de una depresión topográfica (sector de Agua Amarilla). El borde noroeste de la hoya hidrográfica limita con la Cordillera de la Costa la

cual alcanza 700 m s.n.m. y el borde norte de la quebrada alcanza 125 m s.n.m. favoreciendo la captura o mayor prevalencia de la neblina costera en el sitio y sus alrededores. Esta situación fue apreciada en terreno durante el invierno, donde el sitio QSJ y sus alrededores estaban completamente empapados durante las mañanas.

2) *Nivel de condensación por ascenso.* Hoy en día la altura promedio del nivel de condensación por ascenso (LCL: Lifting Condensation Level) en la latitud del sitio QSJ se ha estimado a 150-200 m s.n.m., y la base de las nubes a 350 m s.n.m. (Garreaud et al., 2008). Estos niveles no son estáticos, y se ha mostrado que estos pueden variar a escala inter-anual dependiendo de la temperatura local superficial del mar y de las condiciones de ENSO (Garreaud et al., 2008). Una estimación gruesa de este fenómeno indica que si consideramos una humedad relativa constante de 80% del aire sobreyacente, un cambio de la temperatura superficial del mar de 15° a 10°C implicaría un descenso de este nivel en 40 metros (Ortega et al., 2013).

3) *Variación del nivel del mar.* Durante el Pleistoceno terminal y el Holoceno hubo una importante variación del nivel del mar, asociado de manera casi exclusiva a los cambios eustáticos (Saillard et al., 2009; Lambeck et al., 2002). De esta manera, la base del sitio habría estado más elevado, a aproximadamente 160 – 130 m s.n.m., durante el período comprendido entre 13.000 y 8.600 años cal AP (Lambeck et al. 2002), aumentándose entonces el impacto de la neblina costera respecto de hoy en día.

Si bien la Reserva Nacional Fray Jorge es el único lugar en el norte de Chile donde hoy en día la vegetación está fuertemente sustentada por el paso persistente y frecuente de la Camanchaca (de-Val et al., 2006), tomando en cuenta estos tres factores es probable que otros lugares en el norte de Chile hayan estado más frecuentados por el paso de la neblina costera en comparación con el presente.

Es importante también indicar que la unidad basal del sitio QSJ fue correlacionado quebrada arriba con un nivel limo-arcilloso dispuesto también en la base de la columna estratigráfica y sobre arenas levemente meteorizadas de la paleoduna, como sugiere la presencia de arcillas en su matriz. Esto indicaría que las condiciones de alta humedad durante este período no solo habrían estado remitidas al sitio, sino que también quebrada arriba, sustentando la representatividad del sitio. Además, la presencia de marcados niveles limo-arcillosos dentro de la paleoduna sugiere que durante períodos más antiguos aún, condiciones de gran humedad también habrían impactado a esta zona de manera generalizada permitiendo la generación de estos niveles de suelo.

6.2.1.2 Depósitos aluviales del sitio QSJ (Holoceno medio)

Los depósitos del sitio QSJ que sobreyacen la unidad basal (Fig. 4a y 4b en Ortega et al., 2012), constituyen una secuencia estratigráfica compuesta por depósitos sub-horizontales de arena, con lentes de grava y gradación normal del tamaño de grano, que alternan con estratos de barro arcilloso cuyo contenido de materia orgánica es menor en comparación con la unidad basal. Estos depósitos fueron interpretados como flujos de detrito y barro, en que la facies de arena y grava habría resultado del depósito rápido del material arrastrado a través de la quebrada durante el evento aluvial, y cuya facies de limo arcilloso correspondería al material decantado luego del episodio de inundación de la quebrada. A partir de estos depósitos se interpretó que poco después de 8.600 cal años AP habrían comenzado a ocurrir eventos de lluvias intensas esporádicas capaces de arrastrar ese material a través de la quebrada. Estos eventos habrían ocurrido en un escenario generalizado de aridez, según sugieren los datos de polen en la costa semiárida y Chile central, como por el pequeño aumento nivel de laguna Aculeo en Chile central (Maldonado et al., 2010; Jenny et al., 2002).

Las características sedimentológicas tales como el contacto medianamente erosivo, los lentes de grava en medio de la matriz arenosa evidenciando diferencias de velocidades dentro del flujo durante el mismo evento aluvial, la gradación normal del tamaño de grano entre las facies arenosa y limo-arcillosa evidenciando el contacto transicional entre ellas (Fig. 4a y 4b en Ortega et al., 2012), sumado a la morfo-estratigrafía de la terraza aluvial que se formó dentro de la quebrada (Fig. 3 y 5 en Ortega et al., 2012), sustentan el origen aluvial de estos depósitos.

Si bien el estudio se realizó sobre la totalidad de la quebrada, la interpretación se realizó mayormente basado en las características sedimentológicas de una columna (columna B de Fig. 3 en Ortega et al., 2012), debido a tres elementos que favorecieron a este lugar como la mayor fuente de información:

1) *Su disposición paleogeomorfológica.* La columna B en el sitio QSJ se encuentra en un bajo topográfico que habría favorecido la depositación de los sedimentos por sobre la erosión.

2) *Facies distal de los flujos aluviales.* La facie distal de estos flujos en la columna B, permitió el conteo de un mayor número de eventos aluviales que si se hubiesen contado quebrada arriba, ya que éstas poseen una menor capacidad erosiva que las facies proximales. Además, a lo largo de la quebrada los depósitos son subhorizontales y no hay evidencia de una deposición progradacional.

3) *Geocronología.* Las edades radiocarbónicas se concentraron en esta columna (Fig. 3 en Ortega et al., 2012) debido a lo expuesto anteriormente, y además porque quebrada arriba es más improbable poder obtener una edad radiocarbónica debido al bajo o nulo contenido de materia orgánica presente. Sin embargo, sería valioso poder obtener edades radiocarbónicas, o de otro

tipo, quebrada arriba para corroborar y/o complementar la interpretación realizada durante esta investigación, y así, por ejemplo, poder mejorar los datos de frecuencia de eventos aluviales antes y después de *ca.* 5.500–5.300 años cal AP, momento en que varios registros a lo largo de la vertiente poniente de la Cordillera de Los Andes, apuntan al comienzo del impacto del fenómeno de El Niño como se conoce hoy en día (e.g. Rodbell et al., 1999; Jenny et al., 2002; Vargas et al., 2006).

La ocurrencia de los flujos aluviales habría ocurrido poco tiempo después de 8.600 años cal AP, ya que no hay evidencias de raíces, grietas de secamiento o paleosuelo sobre la unidad basal que indique que hubo un hiato significativo antes de la depositación de los sedimentos aluviales. Este cambio hidrológico, anterior a *ca.* 5.500-5.300 años cal AP es consistente también con el leve aumento del nivel de la laguna Aculeo, localizado en Chile Central (33°50'S). Asimismo, las condiciones de extrema aridez sugeridas por registros de polen (Villagrán y Maldonado et al., 2006; Maldonado et al 2010; Maldonado y Moreiras, 2013) durante este período no excluyen necesariamente la ocurrencia de eventos anómalos de lluvias intensas capaces de producir flujos detríticos. De hecho, condiciones de extremas de aridez del suelo favorecerían el arrastre de material a través de la quebrada haciéndolo más susceptible a eventos esporádicos de lluvias intensas (Ortega et al., 2012; 2013).

Finalmente, una limitación respecto de la representatividad climática del sitio QSJ está relacionada con el leve o casi nulo aumento de la frecuencia de eventos aluviales hace 5.500-5.300 años cal AP. Esto podría tener relación con una menor susceptibilidad del terreno a ser erosionado comparado con el periodo anterior, ya que como indican los datos de polen hubo un aumento gradual de la humedad desde 6.200 años cal AP en la costa semiárida (Maldonado y Moreiras et al., 2013, Maldonado et al., 2010), probablemente relacionado con el aumento de lluvias invernales no necesariamente asociadas a el fenómeno El Niño. En cambio, el suelo de la costa hiper-árida del norte de Chile sí habría estado bastante susceptible a la generación de flujos detríticos gatillados por los eventos de lluvia (Vargas et al., 2006).

6.2.2 El registro paleo-océano-climático de las bahías de Tongoy y Guanaqueros (30°S)

Las bahías de Tongoy y de Guanaqueros, poseen una configuración hidrogeológica que favorece la preservación de los sedimentos que se asientan en el fondo de la bahía. En este trabajo se analizaron 3 testigos marinos de gravedad, dos de la bahía de Tongoy (TO04C6 y TK2) y uno de la bahía de Guanaqueros (GUK1), todos localizados junto a las penínsulas Punta Lengua de Vaca y Punta Guanaqueros, respectivamente, lugar donde la protección de las perturbaciones de mar abierto es mayor. Además, han sido extraídos a 88 y 82 m b.n.m, profundidad en que el flujo promedio del agua es muy bajo o nulo (Moraga-Opazo et al., 2011).

Ambas bahías son susceptibles a los flujos de detritos esporádicos, encausados por las quebradas presentes en sus respectivas cuencas de drenaje, que en esta zona ocurren mayormente asociadas

al desarrollo de la teleconexión PSA durante El Niño (Ortega et al., 2012). Además, están localizadas junto a uno de los mayores centros de surgencia costera de Chile conformando un área de “*upwelling shadow*” o “sombra de surgencia” (según Graham y Largier, 1997), una zona fuertemente influenciada por la surgencia, pero protegida de los vientos climatológicos del suroeste (Rahn et al., 2011).

El análisis mineralógico, de tamaño de grano y de química orgánica de los sedimentos marinos del testigo TO04C6 permitió determinar variaciones océano-climáticas a través de indicadores terrestres y marinos, tales como escorrentía hacia la bahía, meteorización de la cuenca de drenaje, origen de la materia orgánica, productividad de alquenonas y temperatura superficial del mar. El registro paleo-océano-climático obtenido de TO04C6, fue comparado y complementado con los resultados del análisis de fluorescencia de rayos X y de imagenología de los testigos TK2 y GUK1, los cuales muestran concordancia con las variaciones en el aporte de líticos durante los últimos 200 años. Además sugieren que anteriormente hubo cambios mayores en la sedimentación de ambas bahías asociados a variaciones océano-climáticas probablemente más extremas durante el Holoceno tardío.

6.2.2.1 Cambio en el régimen de lluvias: indicadores de escorrentía hacia la bahía de Tongoy.

El indicador de escorrentía está basado en la concentración de minerales de origen lítico presentes en los sedimentos: cuarzo y albita. Si bien parte del aporte de estos líticos en el fondo de la bahía también debe tener un componente de transporte eólico, el indicador se ha asociado mayormente a las variaciones de la escorrentía asociada a lluvias intensas en la región debido al gran porcentaje de este material (30-80%) presente en el testigo en comparación con el menor porcentaje (3-15%) de este material en un testigo ubicado a una profundidad y distancia similar de la línea de costa hiperárida en la bahía de Mejillones, localidad donde el origen de los líticos que llegan a la bahía es eólico asociado a la influencia dominante de los vientos del sur (Vargas et al., 2004; 2007). Los sedimentos de la bahía de Tongoy no presentan laminación y la curva de flujo lítico solo permite interpretar variaciones de la escorrentía a escala multi-decadal y centenal. Esto probablemente se debe al bajo aporte de material biogénico dentro de la bahía, distinto a la sedimentación dentro de la bahía de Mejillones donde la presencia de laminación ha permitido realizar interpretaciones a escala decadal e interdecadal (Vargas et al., 2004; 2007).

La escorrentía también fue abordada desde su capacidad de arrastre basado en el tamaño de grano, el cual se expresó a través de las curvas de moda principal y mediana. Estas curvas permitieron mostrar solo una tendencia creciente a escala centenal. La medición del tamaño de grano a través del granulómetro láser incluyó el arrastre de fragmentos de conchillas, sin embargo, la resolución de la curva podría mejorar al realizar el análisis granulométrico sin considerar estos fragmentos, ya que en algunas muestras el porcentaje de calcita según los datos de FTIR fluctúa entre (0,5 y 20%). Esta es una medida que podría tomarse en cuenta al realizar futuros análisis granulométricos sobre los testigos TK2 y GUK1.

Los resultados obtenidos apuntan a que a partir del año 1820 CE el aporte y el tamaño de los lúcticos que fueron arrastrados hacia la bahía de Tongoy aumentaron. Esto fue interpretado como el aumento de la intensidad de las lluvias esporádicas, las cuales actual e históricamente están fuertemente relacionadas con los eventos El Niño (Ortega et al., 2012; *submitted*). Además, períodos de mayor escorrentía de partículas lúcticas, al menos desde 1820 CE parecen seguir los períodos cálidos del índice PDO, en correspondencia las observaciones históricas de la costa semiárida han mostrado que eventos aluviales ocurren más frecuentemente bajo condiciones cálidas tipo ENSO.

6.2.2.2 Desertificación de la costa semiárida de Chile: indicadores de meteorización y materia orgánica.

El indicador de meteorización en la cuenca de drenaje está basado en la razón del mineral de arcilla caolinita en relación a la albita (feldespato rico en sodio). En los suelos, la caolinita se forma bajo condiciones de alta hidrólisis a partir de, por ejemplo, feldespatos tales como la albita (Velde y Meunier, 2008; Wan et al., 2006; Trentesaux et al., 2003; Liu et al., 2003). El bajo porcentaje de caolinita (1– 4%) a lo largo del testigo TO04C6 probablemente se debe a las bajas condiciones de humedad en la cuenca de drenaje. Como la precisión de la estimación es de $\pm 1\%$ (Bertaux et al., 1998), sólo se ha considerado la tendencia decreciente de la curva para interpretar el aumento de la aridez dentro de la cuenca de drenaje.

El estudio de la materia orgánica en los sedimentos, a través de los índices de geoquímica orgánica C/N y $\delta^{13}\text{C}$ (Meyers, 1997), permitió distinguir si su origen corresponde a plantas vasculares terrestres o a algas de origen marino. Las algas marinas suelen tener valores de C/N entre 4 y 10, mientras que las plantas vasculares de tierra tienen valores mayores a 20. Los datos de C/N a lo largo del testigo fluctúan entre 17 y 8, con valores más variables y altos durante los primeros 30 cm (antes de 1878 CE) y con valores marcadamente más estables y bajos en torno a 9 ± 0.5 . Se ha interpretado que los valores sobre 10 y menores a 20 indican que el aporte de la materia orgánica ha sido durante los primeros 30 cm de origen marino y terrestre, mientras que después de 1878 CE la materia orgánica sería exclusivamente o predominantemente marina. Lo mismo ocurre con los valores de $\delta^{13}\text{C}$, en que los valores se vuelven más estables y menores (-20 ± 1.2) a partir de 1878 CE. De esta manera, se dedujo que la reducción de materia orgánica de origen terrestre, en conjunto con el decrecimiento de la meteorización de la cuenca de drenaje, estaría relacionado con el aumento de la desertificación en la costa semiárida. Una explicación alternativa para explicar el decrecimiento del aporte de materia orgánica de origen terrestre al fondo de la bahía podría ser el cese de la escorrentía hacia la misma, sin embargo, los índices de escorrentía muestran lo contrario, por lo que de haber habido plantas vasculares en la cuenca de drenaje, estas habrían sido arrastradas.

La reducción del contenido de carbono orgánico total de $1.5\pm 0.4\%$ a $0.8\pm 0.1\%$ después de 1878 CE, es consistente con la reducción del aporte de materia orgánica terrestre. También se puede apreciar una leve tendencia creciente del carbón orgánico total después del año 1900 CE, lo cual

podría ser consistente con el aumento de la productividad de cocolitofóridos sugerido por el aumento de alquenonas (Ortega et al., *submitted*).

6.2.2.3 Corriente de Humboldt y surgencia costera: señal mixta de la temperatura superficial del mar en la bahía de Tongoy.

La curva de temperatura superficial del mar (SST) en la bahía de Tongoy está basado en la proporción relativa de alquenonas $C^{37:2}$ y $C^{37:3}$, sustancia orgánica producida por cocolitofóridos, una especie fitoplanctónica (Prahl, 1998).

Si bien la curva de SST en la bahía de Tongoy posee pocos datos antes del año 1750 CE, se puede observar que la tendencia es creciente y concordante con lo estimado a nivel regional en Concepción y en Galápagos (Fig. 1; Vargas et al., 2007), lo cual sugiere que la bahía de Tongoy expresa una señal del calentamiento de la corriente de Humboldt.

Después del año 1800 CE, aunque la curva de SST es bastante variable se pueden distinguir dos períodos de enfriamiento 1850-1900 CE y 1950-2000 CE. Estos períodos también se pueden distinguir a groso modo en las curvas de San Juan en Perú y Mejillones en el norte de Chile (McCaffrey et al., 1990; Vargas et al., 2007), todos lugares donde la surgencia costera tiene un rol importante.

Estas observaciones permiten deducir que la señal de paleo SST a partir de alquenonas de Tongoy es una señal mixta, la cual ha registrado el comportamiento regional de la corriente de Humboldt, el efecto costero de surgencia costera asociado a la actividad de los vientos costeros del sur, y probablemente también cambios asociados a la profundidad en la columna de agua donde viven los cocolitofóridos.

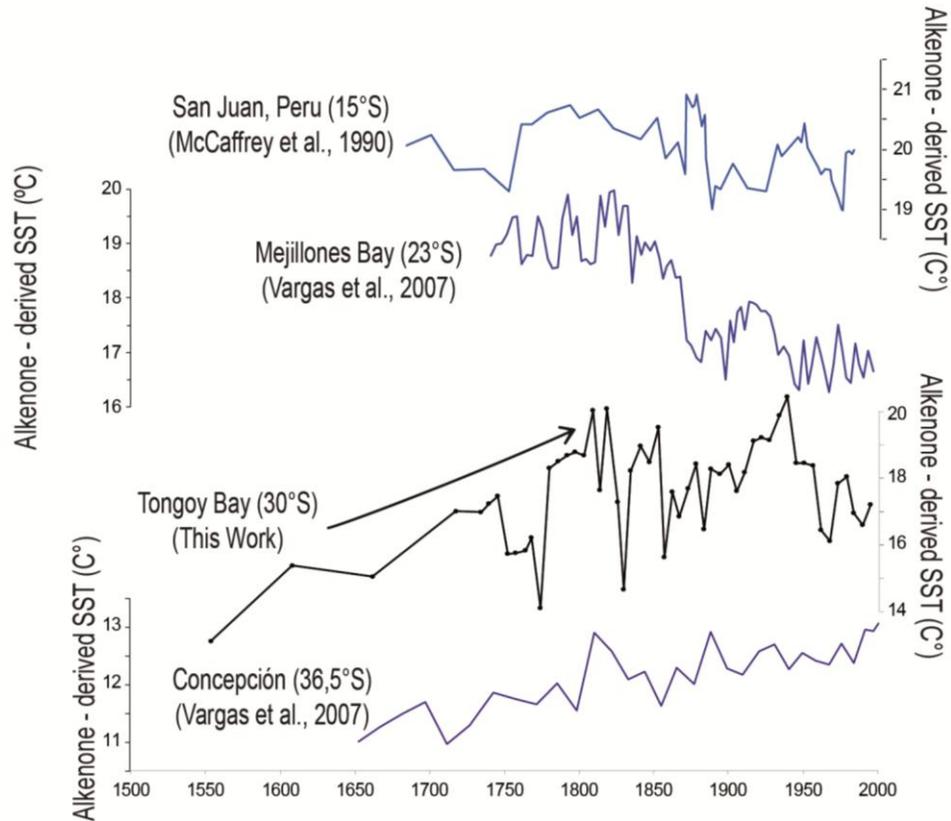


Figura 6.1. Temperatura superficial del mar a lo largo de la costa oriental del Pacífico Subtropical (Ortega et al., *submitted*; Vargas et al., 2007; McCaffrey et al., 1990)

6.2.2.4 Correlación estratigráfica entre los testigos de las bahías de Tongoy y Guanaqueros.

A pesar que no es posible correlacionar de manera estricta los testigos marinos, a través de las edades radiocarbónicas, existe una coherencia estratigráfica entre las edades. Por otro lado, la buena correspondencia estratigráfica que existe entre las señales detríticas de tres testigos marinos (Fig. 4.8 y 4.15) sugiere que los cambios sedimentológicos de los testigos efectivamente reflejan cambios océano-climáticos que afectaron la costa semiárida de Chile, descartando efectos o variaciones sedimentológicas locales dentro de las bahías. Es interesante notar que esta buena representatividad de las señales detríticas en ambas bahías ocurre a pesar de sus diferentes dimensiones, cantidad de quebradas que desembocan en ellas y el tamaño de grano presente en cada testigo.

El análisis de las imágenes radiográficas de los testigos TK2 y GUK1, muestran tres unidades estratigráficas que representarían un cambio en la sedimentación, probablemente asociado a un cambio océano-climático de mayor impacto a lo observado en 1820 CE. Esto es más claro en el testigo GUK1, en que en la unidad 2 se puede apreciar incluso laminación, dada probablemente por una mayor decantación de restos biogénicos y/o partículas muy finas.

El menor aporte detrítico durante la depositación de la unidad 2 en ambas bahías, podría explicarse por una disminución de lluvias intensas en la costa semiárida y/o por una mayor capa vegetal presente en las cuencas de drenaje impidiendo el arrastre de lúticos hacia el fondo de la bahía. Estas interpretaciones podrán ser confirmadas mediante el uso de los indicadores ya utilizados en el testigo TO04C6, tales como la fuerza de arrastre de la escorrentía, meteorización, origen de la materia orgánica depositada y temperatura superficial del mar.

Como los cambios sedimentológicos observados entre las tres unidades son tan evidentes, se podría especular que estos cambios pueden estar relacionados con importantes períodos fríos y cálidos definidos en el hemisferio norte, tales como la Pequeña Edad de Hielo (LIA) y el período cálido medieval (MCA) (e.g. Mann et al., 2009), como fue sugerido en la costa de Perú por Salvateci et al. (2014).

6.3 Fiabilidad de la determinación geocronológica en el área de estudio.

La cronología de los sedimentos marinos de Tongoy fue abordada mediante ^{210}Pb y ^{14}C , sin embargo, las interpretaciones fueron sustentadas solo en los resultados de ^{210}Pb , método que es confiable solo para los últimos 200 años.

Respecto del método ^{210}Pb utilizado en el testigo TO04C6, es importante indicar que la capa de mezcla de los primeros 4 cm deducida de la curva de ^{210}Pb , representa una capa afectada por bioturbación. Esto último es claro en las imágenes radiográficas realizadas sobre el testigo TK2. Sin embargo, esta bioturbación, la cual tiende a homogenizar el sedimento, no habría afectado la señal del aporte de lúticos hacia la bahía, según lo observado en los datos de fluorescencia de rayos X.

Los datos de ^{14}C estimados del carbono de los sedimentos, en todos los testigos arrojaron edades antiguas en relación a lo obtenido mediante ^{210}Pb . Esta discrepancia puede deberse a un efecto reservorio de origen terrestre, debido al aporte de materia orgánica terrestre antigua que pudo haber permanecido mucho tiempo in situ antes de ser arrastrada hacia el fondo de la bahía, lo cual puede suceder en zonas áridas o semiáridas, y por el aporte de carbonatos antiguos, presentes en el suelo formado a partir de la Formación Coquimbo, donde las plantas vasculares terrestres presentes en las cuencas de drenaje habrían absorbido el carbonato diluido a través de sus raíces.

Para poder interpretar paleo-climáticamente las variaciones sedimentológicas de los testigos antes del siglo XIX, y poder correlacionar cronológicamente y no solo estratigráficamente los testigos TO04C6, TK2 y GUK1, es necesario poder abordar la geocronología y los efectos reservorios presentes en la zona.

El efecto reservorio de origen terrestre podría abordarse mediante la cuantificación actual de las edades radiocarbónicas en plantas vasculares terrestres sobre la Formación Coquimbo. Esta estimación podría extrapolarse para las edades radiocarbónicas ya obtenidas en los testigos y generar una curva de edades que podrían representar una estimación más confiable de las edades del testigo.

La obtención de una curva de edades radiocarbónicas confiables sobre sedimento, daría pie para poder estimar un efecto reservorio marino local/regional (ΔR), a través de la datación radiocarbónica de foraminíferos planctónicos y conchillas ligadas presentes a lo largo de los testigos. Períodos de mayor distanciamiento entre ambas curvas podrían interpretarse como períodos de mayor empobrecimiento de ^{14}C en el agua de las bahías, probablemente asociadas al aporte de masas de agua más profunda producto de la surgencia costera. Esta última interpretación podría complementarse con datos de paleo SST derivada de alquenonas y/o foraminíferos. Mediciones en sedimentos laminados de origen fitoplanctónico asociados a surgencia costera en la Bahía Mejillones, Vargas et al. (2007) estimaron un $\Delta R = 262 \pm 13$ años para los últimos 300 años, mientras que a partir de conchas de moluscos recolectadas en las salitreras del Norte Grande de Chile Ortlieb et al. (2011) estimaron un $\Delta R = 253 \pm 207$ años para la primera mitad del siglo 20, así como valores medios entre 226 ± 98 y 511 ± 278 años para el Holoceno, estas últimas a partir de la comparación de edades radiocarbono medidas en carbón y en conchas de moluscos en sitios arqueológicos. Debido al clima semiárido de la región, al substrato rico en carbonatos de las formaciones que afloran en el área, así como al origen mixto marino y terrestre de la materia orgánica en los sedimentos marinos de Tonogy y Guanaqueros, es muy probable que los ΔR sean mucho mayores. Estimaciones iniciales a partir del testigo TO04C6 arrojan valores del orden de 1000 años y más.

6.4. Factores que han condicionado los cambios océano-climáticos en la costa semiárida de Chile a escala milenial, centenal y multi-decadal.

Los resultados muestran que los cambios en las precipitaciones, y en general de los escenarios océano-climáticos a lo largo de la costa semiárida de Chile, han estado condicionados por el Anticiclón Subtropical de Pacífico Sur, la temperatura de la corriente de Humboldt y por el patrón de teleconexión PSA, el cual está fuertemente, aunque no exclusivamente, asociado a condiciones inter-anales de El Niño y tipo El Niño en la escala decadal.

6.3.1 Variaciones a escala milenial

El cambio hidrológico determinado hace 8.600 años cal AP, siguió el calentamiento de las aguas a lo largo de la costa chilena (Kim et al., 2002; Kaiser et al., 2005; Lamy et al., 2002; 2004; 2007; Ortlieb et al., 2011; Ortega et al., 2012), luego del Último Máximo Glacial definido en el hemisferio norte, período en que la insolación de verano del hemisferio norte marcaba un mínimo (Berger, 1992).

La mayor influencia del anticiclón en la costa de Chile central y en la costa semiárida de Chile habría bloqueado la entrada de las lluvias asociadas a sistemas frontales estacionales conducidos por los vientos del oeste. Esto explicaría el bajo nivel de la laguna Aculeo y las condiciones de aridez evidenciada en su registro de polen durante parte del Holoceno temprano (Jenny et al., 2002).

La intensificación del anticiclón en esta región junto con condiciones de aguas más frías de la corriente de Humboldt (Kim et al., 2002; Kaiser et al., 2005; Lamy et al., 2002; 2004; 2007; Ortlieb et al., 2011; Ortega et al., 2012) favorecieron la mayor frecuencia y/o intensidad de la neblina costera, escenario similar al de hoy en día asociado a condiciones tipo La Niña. La neblina costera habría sustentado vegetación en localidades donde la topografía favorece su paso y la retención de humedad, tal como habría ocurrido en el sitio QSJ (Ortega et al., 2012; 2013).

Las condiciones frías de la corriente de Humboldt durante el Holoceno temprano estarían asociadas a la alta tasa de deglaciación estimada para la Cubierta de Hielo de la Antártica Occidental durante el período comprendido entre 12.600 y 10.000 años cal AP (Smith et al., 2011), junto con el retroceso de los glaciares antárticos y el comienzo de la estacionalidad de la formación de hielo sobre el océano estimado entre los años 8.000 y 7.800 cal AP (Finocchiaro et al., 2005). Esto último podría asociarse al aumento de la insolación en el hemisferio sur (Berger, 1992).

Durante el Holoceno medio (8.600 - 5.300 años cal AP), la influencia del anticiclón habría sido menor en Chile central y en la costa semiárida con respecto al Holoceno temprano. El leve aumento del nivel de la laguna Aculeo junto con el comienzo de eventos aluviales en la costa semiárida, apuntan a que la influencia del anticiclón se habría corrido un poco más al norte permitiendo esporádicamente la ocurrencia de lluvias estacionales en Chile central y de lluvias intensas y esporádicas asociadas al patrón PSA en la costa semiárida.

La ocurrencia de intensas lluvias asociadas a El Niño moderno ha sido establecida desde 5.300-5.500 años cal AP, debido a que es en ese momento donde se manifiesta su impacto a lo largo de toda la costa occidental de Sudamérica, alcanzado incluso la costa del Norte Grande de Chile (Rodbell et al., 1999; Vargas et al., 2006; Jenny et al., 2002). Es por este motivo que se ha interpretado que la influencia del Anticiclón del Pacífico Sur fue relativamente menor a lo largo de la costa subtropical de Chile en comparación con el Holoceno temprano, pero relativamente más intensa en relación con el período posterior determinado por el comienzo del impacto de El Niño moderno en Chile. Por lo tanto se sugiere que el centro del anticiclón durante el Holoceno medio (8.600 - 5.300 años cal AP) habría estado posicionado un poco más al norte y/o al oeste en relación con el Holoceno temprano, y que los eventos aluviales ocurridos en la costa semiárida durante este período anterior a 5.500 años cal AP, se habrían desarrollado probablemente en condiciones neutras de ENSO, tal como ha ocurrido algunas veces en la región (Ortega et al., 2012).

6.3.2 Variación a escala centenal

El cambio hidrológico ocurrido en 1820 CE, también sigue el calentamiento de las aguas del Pacífico Sur, luego del La Pequeña Edad de Hielo (LIA). Sin embargo, la influencia del anticiclón en la bahía de Tongoy se habría fortalecido explicando la tendencia de desertificación de la costa semiárida de Chile.

La tendencia creciente de desertificación en la costa semiárida de Chile determinada en el registro de bahía de Tongoy, es concordante con la tendencia decreciente de las precipitaciones según la reconstrucción de Neukom et al. (2010) (Fig. 5.2) donde se observa claramente una tendencia negativa de las precipitaciones. Sin embargo, se esperaría que esta tendencia también se viera reflejada en el aumento de la temperatura superficial del aire, situación que no es observada en la reconstrucción de Neukom et al. (2010) (Fig. 5.3). De todas maneras es importante destacar que la reconstrucción de Neukom et al. (2010) no es del todo confiable en la costa semiárida, debido a la baja densidad de datos en esta zona y, porque según el autor la reconstrucción es más representativa en las zonas más lluviosas (Neukom et al., 2010).

Es interesante notar también que la reconstrucción de precipitaciones de Neukom et al. (2010) muestra un período de mayor agua caída durante el invierno en la costa semiárida durante 1700 - 1780 CE. Esto comparado con el menor flujo de lóticos arrastrados hacia la bahía de Tongoy antes de 1820 CE, podría interpretarse como una contradicción, sin embargo, esto podría explicarse considerando dos hipótesis: 1) la mayor cubierta vegetal antes de 1820 CE podría haber dificultado el arrastre de partículas durante los eventos de lluvias intensas, o, 2) que efectivamente las lluvias anteriores a 1820 CE fueron menos intensas, asociadas a la mayor frecuencia de lluvias estacionales y a una menor influencia de las condiciones El Niño. Sin embargo, esta última hipótesis parece ser más probable, según los datos de mayor frecuencia de estratos clásicos registrados durante 1850-1998 CE en la laguna Aculeo (Jenny et al., 2002b).

La mayor influencia del borde suroriental del Anticiclón del Pacífico Sur deducido del registro de bahía de Tongoy, sumado al cambio concomitante de condiciones lluviosas a no lluviosas en la costa de Perú (Gutiérrez et al., 2011), y de mayor surgencia costera en la costa de Perú y norte de Chile, sugieren que la influencia del Anticiclón del Pacífico Sur se habría expandido latitudinalmente. Además, se podría especular que esto sería producto de la expansión de la celda de Hadley, probablemente relacionado con la tendencia creciente de la irradiancia solar (Bard et al., 2003; Lean, 2004), similar a lo mostrado por Johanson y Fu (2009), quienes muestran que la celda de Hadley se ha expandido desde el año 1979 CE relacionado con el calentamiento global.

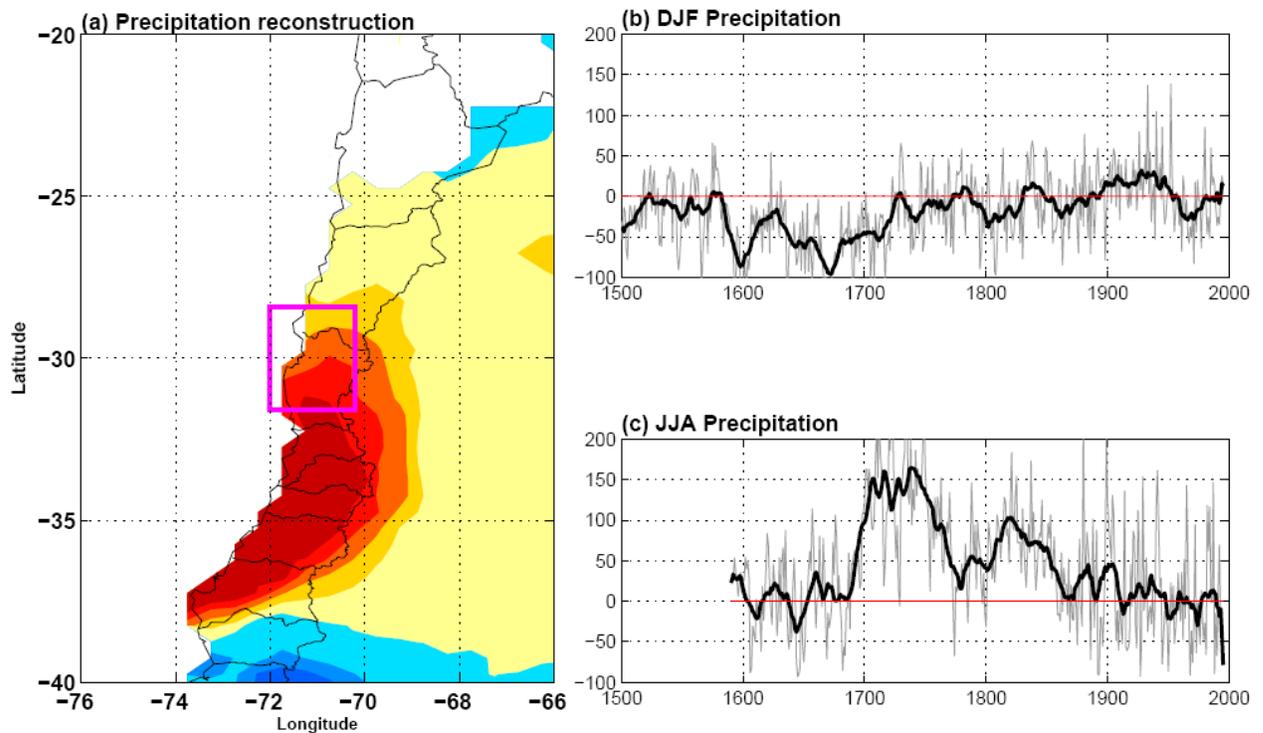


Figura 6.2. Reconstrucción de precipitaciones según Neukom et al. (2010). a) Zona de reconstrucción (rectángulo rosado) considerada en b) y c). b) Reconstrucción de precipitaciones durante el verano austral. c) Reconstrucción de precipitaciones durante el invierno austral.

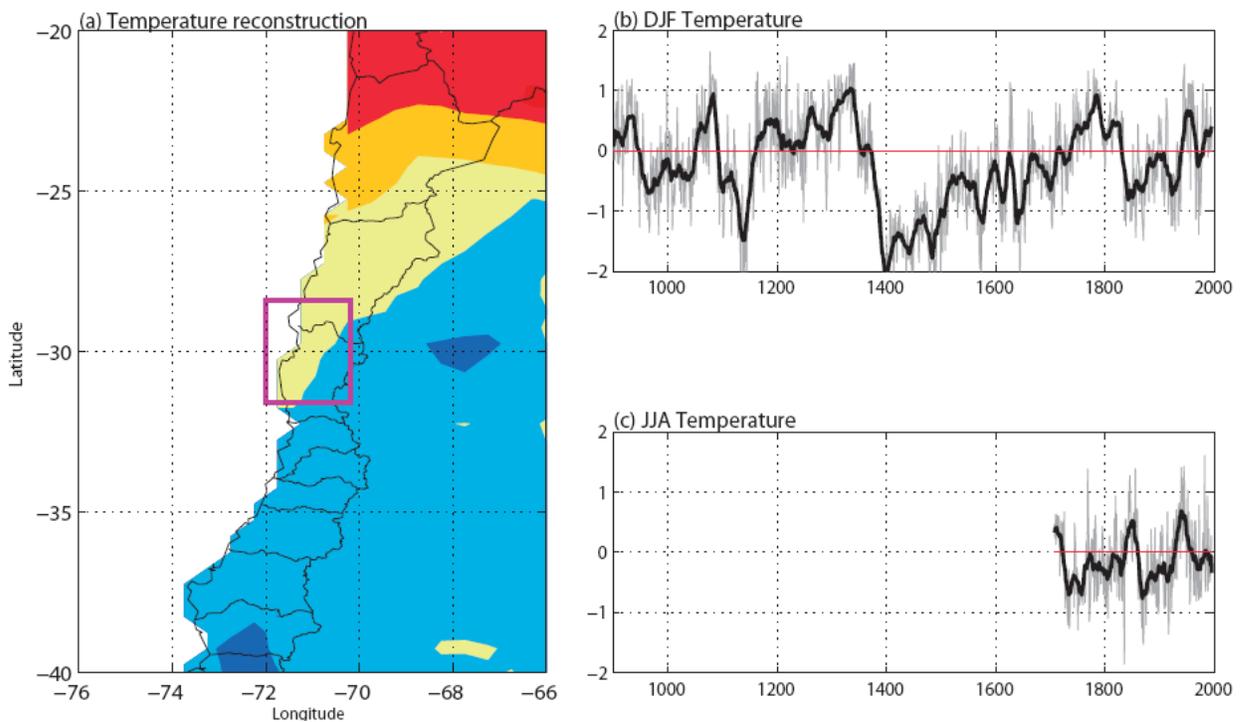


Figura 6.3. Reconstrucción de temperatura superficial del aire según Neukom et al (2010). a) Zona de reconstrucción (rectángulo lila) considera en b) y c). b) Reconstrucción de la temperatura del aire superficial durante el verano austral c) Reconstrucción del aire superficial durante el invierno austral.

6.3.3 Variaciones a escala multi-decadal

Las variaciones a escala multi-decadal están claramente asociadas a las condiciones tipo ENSO. Esto fue mostrado mediante el estudio estadístico e histórico documental de los eventos aluviales, que indican que una mayor frecuencia de eventos asociados a El Niño, a través del patrón de teleconexión PSA, ocurre durante la fase cálida del índice PDO (Ortega et al., *submitted*) .

Los períodos de mayor escorrentía registrados en la bahía de Tongoy a partir de 1820 CE, coinciden bastante bien con el índice positivo de la PDO, y esto podría aún extrapolarse incluso para los años anteriores a 1820 CE si la geocronología del testigo fuera confiable para los años anteriores a 1800 CE. Por lo tanto, se ha propuesto que después de 1820 CE los eventos de lluvias intensas habrían estado asociados a condiciones El Niño, y que su frecuencia habría estado modulada por las condiciones tipo ENSO.

Tomando en cuenta la mayor escorrentía de flujos lúicos y el mayor tamaño de grano de estos desde comienzos del siglo XIX, se sugiere que la influencia de la variabilidad de tipo ENSO habría aumentado favoreciendo eventos El Niño más fuertes en la costa semiárida, lo cual es consistente con el comienzo de la sincronización de lluvias torrenciales entre Ecuador, norte de Perú y Chile central durante eventos El Niño, según datos históricos documentales (Ortlieb et al., 2002).

El aumento de la variabilidad de tipo ENSO también habría favorecido períodos de intensificación de eventos de surgencia costera, como se puede observar en la curva de temperatura superficial de la bahía de Tongoy (Ortega et al., *submitted*). Este factor se sumaría a la intensificación de los vientos costeros del sur asociados al giro anticiclónico reforzado, generando incluso una tendencia claramente decreciente de la temperatura superficial del océano frente a Mejillones, en el norte de Chile, como también en la localidad de San Juan, en Perú (Fig. 5.1; McCaffrey et al., 1990; Vargas et al., 2007).

Bajo estas condiciones, efectos costeros locales de escala diaria tales como la intensificación de chorros de vientos superficiales asociados a zonas de surgencia durante la tarde (Rahn, et al., 2011) también se podrían ver reforzados.

La proyección realizada mediante modelos CMIP5 (Ortega et al., *submitted*) sugiere que la desertificación seguirá aumentando basado en la continuidad de la tendencia decreciente del agua caída total anual. Sin embargo, la variabilidad de las lluvias asociadas a ENSO, se mantendría constante, descartando variaciones asociadas a este factor climático y sugiriendo que la intensificación del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur sería el factor dominante en la variación climática de la costa semiárida de Chile durante los próximos 80 años, asociado

probablemente al calentamiento global y a la expansión hacia el sur de la celda de Hadley descrita por Johanson y Fu (2009).

CAPÍTULO VII

CONCLUSIONES

Los cambios océano-climáticos ocurridos a lo largo de la costa semiárida de Chile han estado fuertemente condicionados por la mayor o menor influencia del borde suroriental del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur. En esta tesis se estudiaron a escala del Holoceno gracias a registros paleoclimáticos y paleoceanográficos de la costa semiárida entre Tongoy y Los Vilos.

La intensidad del anticiclón sobre la costa semiárida de Chile es el factor más importante para explicar la tendencia de desertificación de esta región y de Chile central, determinando la mayor o menor ocurrencia de lluvias estacionales. Sin embargo, factores tales como la temperatura de la corriente de Humboldt, y las condiciones El Niño – Oscilación del Sur (ENSO) y tipo ENSO también han jugado un rol importante, condicionando la frecuencia e intensidad de la neblina costera, de las lluvias torrenciales y de los vientos.

El registro paleoclimático del sitio Quebrada Santa Julia (QSJ) y los alrededores de Los Vilos (31°50'S) indica que hubo un importante cambio hidrológico a escala milenial a lo largo de la costa semiárida de Chile durante el Holoceno temprano.

Durante el final del Pleistoceno tardío y el Holoceno temprano (13.000-8.600 cal años AP) la costa semiárida de Chile habría estado sujeta a una intensa actividad del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur, determinando una intensa aridez en la región, vientos intensificados y la ausencia de lluvias torrenciales. Sin embargo, la influencia del anticiclón sumado a las bajas temperaturas de la corriente de Humboldt durante este período, habría favorecido la mayor frecuencia e intensidad de la neblina costera, sustentando una gran humedad local en contextos geomorfológicos específicos, tal como ocurre hoy en día bajo condiciones tipo La Niña.

Durante el Holoceno medio (ca. 8.600-5.700 años cal AP) la influencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur en la costa semiárida de Chile habría disminuido en relación al Holoceno temprano, aún sustentando condiciones de extrema aridez en la región. Sin embargo, escasas lluvias intensas esporádicas generaron flujos aluviales probablemente asociadas al desarrollo del patrón de teleconexión Pacífico Sud-América (PSA) bajo condiciones neutras de ENSO.

El análisis de los sedimentos marinos de bahía de Tongoy (30°S) muestra que desde el año 1820 CE hubo un aumento a escala centenal de las lluvias intensas sobrepuesto a una tendencia general de aridificación. Esta intensificación de las lluvias habría ocurrido bajo condiciones El Niño a escala interanual asociada a un más frecuente y/o persistente patrón de teleconexión PSA

modulada por una mayor influencia de la variabilidad multi-decadal de tipo ENSO (PDO) desde comienzos del siglo XIX hasta la actualidad.

La desertificación sostenida en la costa semiárida de Chile sería resultado de la mayor influencia del borde suroriental de Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur, sugiriendo su expansión hacia el sur. Esto habría favorecido el reforzamiento de los vientos costeros del sur y de la surgencia costera, en concomitancia con la tendencia de calentamiento superficial de la corriente de Humboldt.

La tendencia de aridificación en la costa semiárida de Chile continuaría durante el siglo XXI. La proyección climática basada en la evaluación de datos meteorológicos y de los modelos de simulación CMIP5 bajo un escenario de emisiones RCP8.5, apunta a un decrecimiento del agua caída anual de un 15-20% al término del presente siglo, pero con una variabilidad interanual constante de las precipitaciones. Esto sería resultado del cambio climático asociado al calentamiento global, el cual induciría el reforzamiento y la expansión hacia el sur del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur.

BIBLIOGRAFÍA

- Aceituno, P., Montecinos, A., 1993. Stability analysis of the relation between the Southern Oscillation and rainfall in South America (in Spanish). *Bull. Inst. Fr. Etudes Andines*, 22, 53–61.
- Allmendinger, R.W., González, G., 2010. Invited review paper: Neogene to Quaternary tectonics of the coastal Cordillera, northern Chile. *Tectonophysics* 495, 93–110.
- Arabasz, W.J., 1971. Geological and Geophysical studies of the Atacama fault zone in northern Chile. Ph. D. *Thesis, Geological and Planetary Science Department, California Institute of Technology*, Pasadena, 275 p.
- Aravena, R., Suzuki, O., Pollastri, A., 1989. Coastal fog and its relation to groundwater in the IV region of northern Chile. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* 79, 83–91.
- Ashok, K., Behera, S. K., Rao, S. A., Weng, H., Yamagata, T. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection. *Journal of Geophysical Research* 112, doi:10.1029/2006JC003798.
- Ashok, K., Yamagata, T. 2009. The El Niño with a difference. *Nature* 461. 481–484.
- Benado, D., 2000. Estructuras y estratigrafía básica de terrazas marinas en sector costero de Altos de Talinay y Bahía Tongoy: Implicancia Geotectónica. *Memoria de título, Universidad de Chile, Departamento de Geología*.
- Bertaux, J., Fröhlich, F., Ildefonse, Ph., 1998. Multicomponent analysis of FTIR spectra: quantification of amorphous and crystallized mineral phases in soils and sediments. *Journal of Sedimentary Research* 68 (3), 440–447.
- Bjerknes, J., 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Monthly weather review* 97, 163–172.
- Cahill, T., Isacks, B.L., 1992. Seismicity and shape of the Subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 97, 17503–17529.
- Cane, M.A., 2005. The evolution of El Niño, past and future. *Earth and Planetary Science Letters* 230, 227–240.
- Carr, M. E., Strub, P. T. Thomas, A. C. Blanco, J. L., 2002. Evolution of 1996–1999 La Niña and El Niño conditions off western coast of South America: A remote sensing perspective. *Journal of Geophysical Research*, 107(C12), 3236, doi:10.1029/2001JC001183.
- Carré, M., Azzoug, M., Bentaleb, I., Chase, B.M., Fontugne, M., Jackson, D., Ledru, M., Maldonado, A., Sachs, J.P., Schauer, A.J., 2011. Mid-Holocene mean climate in the south eastern Pacific and its influence on South America. *Quaternary International* 253, 55–66.
- Cartajena, I., López, P., Carabias, D., Morales, C., Vargas, G., Ortega, C., 2013. First evidence of an underwater Final Pleistocene terrestrial extinct faunal bone assemblage from Central Chile (South America): Taxonomic and taphonomic analyses. *Quaternary International* 305, 45–55.

- Conroy, J. L., Restrepo, A., Overpeck, J. T., Steinitz-Kannan, M., Cole, J. E., Bush, M. B., Colinvaux, P.A., 2009. Unprecedented recent warming of surface temperatures in the eastern tropical Pacific Ocean. *Nature Geoscience* 2, 46–50.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: Moreno, T., Gibbons, W. (Eds.), *The Geology of Chile. The Geological Society*, London, 21–114.
- Curtis, S., Adler, R., 2003. Evolution of El Niño–precipitation relationships from satellites and gauges. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D4), 4153, doi:10.1029/2002JD002690.
- Dai A., Wigley, T.M.L, 2000. Global patterns of ENSO-induced precipitation. *Geophysical Research Letters*, 27 (9), 1283–1286.
- DeCelles, P.G., Gray, M.B., Ridgway, K.D., Cole, R.B., Pivnik, D.A., Pequera, N., Srivastava, P., 1991. Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology* 38, 567–590.
- del-Val, E., Armesto, J.J., Barbosa, O., Christie, D.A., Gutiérrez, A., Jones, C., Marquet, P., Weathers, K., 2006. Rain forest islands in the Chilean semiarid region: fogdependency, ecosystem persistence and tree regeneration. *Ecosystems* 9, 1–13.
- Delouis, B., Philip, H., Dorbath, L., Cisternas, A., 1998. Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. *Geophysical Journal International* 132, 302–338.
- Emparán, C., Pineda, G., 2006. Geología del Area Andacollo-Puerto Aldea, Región de Coquimbo. Escala 1:100.000. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica 96, 85p. Santiago.
- Enfield, D. 1981. Thermally driven wind variability in the planetary boundary layer above Lima, Peru, *Journal of Geophysical Research* 86(C3), 2005–2016.
- Figueroa, D., Moffat, C., 2000. On the influence of topography in the induction of coastal upwelling along the Chilean Coast. *Geophysical Research Letters* 27: doi: 10.1029/1999GL011302. issn: 0094-8276.
- Finocchiaro, F., Langone, L., Colizza, E., Fontolan, G., Giglio, F., Tuzzi, E., 2005. Record of the early Holocene warming in a laminated sediment core from Cape Hallett Bay (Northern Victoria Land, Antarctica). *Global and Planetary Change* 45, 193–206.
- Flores-Aqueveque, V., 2010. Modelling aeolian transport processes: implications for the paleoclimate of the coastal Atacama Desert. *PhD. Thesis, Department of Geology, University of Chile*, Santiago, Chile.

- Flores-Aqueveque, V., Alfaro, S., Vargas, G., Caquineau, S., Valdés, J., 2014. Assessing the origin and variability of eolian lithic material for high-resolution paleoceanographic reconstructions off northern Chile. *Journal of Sedimentary Research*, in press.
- Flynn, W.W., 1968. The determination of low levels of Polonium 210 in environmental materials. *Analytical Chemical Acta* 43, 221–227.
- Folland, C. K., Renwick, J. A., Salinger, M. J., Mullan, A. B., 2002. Relative influences of the Interdecadal Pacific Oscillation and ENSO on the South Pacific Convergence Zone. *Geophysical Research Letters* 29, (13), doi:10.1029/2001GL014201
- Fuenzalida, H., 1982. Un país de clima extremo. Chile: Esencia y Evolución, H. García, Ed., *Instituto de Estudios Regionales de la Universidad de Chile*, 27–35.
- Fuenzalida, H., Sanchez, R., Garreaud, R., 2005. A climatology of cut off lows in the Southern Hemisphere. *Journal of Geophysical Research* 110, D1801. <http://dx.doi.org/10.1029/2005JD005934>.
- Gallego, D., Ribera, P., Garcia-Herrera, R., Hernandez, E., Gimeno, L., 2005. A new look for the Southern Hemisphere jet stream. *Climate Dynamics*, 24, 607–621.
- Garreaud, R., 1995. Configuraciones atmosféricas durante tormentas pluviales en Chile central. *Meteorológica* (Argentina) 19, 73–81.
- Garreaud, R., Rutllant, J.A., 1996. Análisis meteorológico del los aluviones de Antofagasta y Santiago de Chile en el periodo 1991-1993. *Atmósfera* 9, 251-271.
- Garreaud, R.D., Battisti, D.S., 1999. Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the Southern Hemisphere tropospheric circulation, *Journal of Climate* 12, 2113–2123.
- Garreaud, R., Rutllant, J., Quintana, J., Carrasco, J., Minnis, P., 2001. CIMAR-5: A snapshot of the lower troposphere over the Southeast subtropical Pacific. *Bulletin of the American Meteorological Society* 82, 2193-2207
- Garreaud, R., Muñoz, R. 2004. The Southerly jet along the Chilean coast and its relationship with the Sc deck. *VAMOS Panel Meeting* 8. Guayaquil, Ecuador.
- Garreaud, R., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J., 2008a. Present-day South American Climate. *PALAEO3 Special Issue (LOTRED South America)* 281, 180-195.
- Garreaud, R., Barichivich, J., Christie, D.A., Maldonado, A., 2008b. Interannual variability of the coastal fog at Fray Jorge relict forests in semiarid Chile. *Journal of Geophysical Research* 113, G04011.
- Garreaud, R., Rutllant, J.A, Muñoz, R.C, Rahn, D.A, Ramos, M., Figueroa, D., 2011. VOCALS-CUpEx: the Chilean Upwelling Experiment. *Atmospheric Chemistry and Physics*. VOCALS-REx Special Issue 11, 2015-2029.

- Gomes, L., Bergametti, G., Coudé-Gaussen, G., Rognon, P. 1990. Submicron desert dusts: A sandblasting process. *Journal of Geophysical Research* 95, 13927-13935.
- Graham, W.M., Largier, J.L. 1997. Upwelling shadows as nearshore retention sites: the example of Monterrey Bay. *Continental Shelf Research* 17, 509-532
- Grosjean, M., Núñez, L., Cartajena, I., Messerli, B., 1997. Mid-Holocene climate and culture change in the Atacama Desert, northern Chile. *Quaternary Research* 48, 239–246.
- Gutiérrez, D., Bouloubassi, I., Sifeddine, A., Purca, S., Goubanova, K., Graco, M., Field, D., Méjanelle, L., Velazco, F., Lorre, A., Salvatelli, R., Quispe, D., Vargas, G., Dewitte, B., Ortlieb, L., 2011. Coastal cooling and increased productivity in the main upwelling zone off Peru since the mid-twentieth century. *Geophysical Research Letters* 38, L07603, doi:10.1029/2010GL046324.
- Harris, D., Horwath, W. R., Van Kessel, C. 2001. Acid fumigation of soil to remove carbonates prior to total organic carbon or carbon-13 isotopic analysis. *Soil Science Society of America Journal* 65, 1853-1856.
- Heusser, C.J., 1990. Ice age vegetation and climate of subtropical Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 80, 107–127.
- Jackson, D., 1993. Datación radiocarbónica para una adaptación costera del Arcaico Temprano en el Norte Chico, Comuna de los Vilos. *Boletín de la Sociedad Chilena de Arqueología* 16, 28–31.
- Jackson, D., 2002. Cazadores y recolectores del Holoceno Medio del norte semiárido de Chile. *Tesis para optar al grado de Magíster en Arqueología. Universidad de Chile.*
- Jackson, D., 2003. Evaluating evidence of cultural associations of Mylodon in the semiarid region of Chile. Where the South Winds Blow, Ancient evidence of Paleo South Americans (L. Miotti, M. Salemme y N. Flegenheimer, eds.), *Center for the Study of the First Americans, College Station*, p. 77-81.
- Jackson, D., Méndez, C., 2005. Primeras ocupaciones humanas en la costa del semiárido de Chile: patrón de asentamientos y subsistencia. *Actas del XVI Congreso Nacional de Arqueología Chilena*, pp. 493–502.
- Jackson, D., Méndez, C., Seguel, R., Maldonado, A., Vargas, G., 2007. Initial occupation of the Pacific Coast of Chile during late Pleistocene times. *Current Anthropology* 48, 725–731
- Jenny, B., Valero-Garcés, B.L., Villa-Martinez, R., Urrutia, R., Geyh, M.A., Veit, H., 2002. Early to mid-Holocene aridity in central Chile and the southern westerlies: the Aculeo Lake record (34°S). *Quaternary Research* 58, 160–170.
- Jenny, B., Wilhelm, D., Valero-Garcés, B.L., 2003. The southern westerlies in central Chile: Holocene precipitation estimated based on a water balance model for Laguna Aculeo (33°50'S). *Climate Dynamics* 20, 269–28

- Johanson, C.M., Fu, Q., 2009. Hadley cell widening: Model simulations versus observations. *Journal of Climate* 22, 2713–2725.
- Juliá, C., Rahn, D.A., Rutllant, J.A., 2012. Assessing the influence of the MJO on strong precipitation events in subtropical, semi-arid North-Central Chile (30°S). *Journal of Climate* 25, 7003–7013.
- Kaiser, J., Lamy, F., Hebbeln, D., 2005. A 70-kyr sea surface temperature record off southern Chile (ocean drilling program site 1233). *Paleoceanography* 20, PA4009. <http://dx.doi.org/10.1029/2005PA001146>.
- Kaiser, J., Schefuss, E., Lamy, F., Mohtadi, M., Hebbeln, D., 2008. Glacial to Holocene changes in sea surface temperature and coastal vegetation in north central Chile: high versus low latitude forcing. *Quaternary Science Reviews* 27, 2064–2075.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77, 437–470.
- Keefer, D.K., deFrance, S.D., Moseley, M.E., Richardson III, J.B., Satterlee, D.R., Day-Lewis, A., 1998. Early maritime economy and El Niño events at Quebrada Tacahuay, Perú. *Science* 281, 1833–1835.
- Keefer, D.K., Moseley, M.E., deFrance, S.D., 2003. A 35,000-year record of floods and debris flows in the Ilo region of southern Peru and its relation to El Niño events and great earthquakes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 194, 41–77.
- Kim, J.-H., Schneider, R. R., Hebbeln, D., Müllern P. J., Wefer, G., 2002. Last deglacial sea-surface temperature evolution in the Southeast Pacific compared to climate changes on the South American continent. *Quaternary Science Reviews* 21, 2085–2097.
- Koutavas, A., de Menocal, P.B., Olive, G.C., Lynch-Stieglitz, J., 2006. El Niño-Southern Oscillation (ENSO) attenuation revealed by individual foraminifera in eastern tropical Pacific sediments. *Geology* 34, 993–996.
- Kummerow, J., 1966. Aporte al conocimiento de las condiciones climáticas del bosque de Fray Jorge. *Boletín Técnico, Facultad de Agronomía Universidad de Chile* 24, 21–24.
- Lambeck, K., Esat, T. Y Potter, E., 2002. Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature* 419, 199–206.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Wefer, G., 1999. High-resolution marine record of climatic change in mid-latitude Chile during the last 28,000 years based on terrigenous sediment parameters. *Quaternary Research* 51, 83–93.

- Lamy, F., Rühlemann, C., Hebbeln, D., Wefer, G., 2002. High- and low-latitude climate control on the position of the southern Peru–Chile current during the Holocene. *Paleoceanography* 17 (2),1028. <http://dx.doi.org/10.1029/2001PA000727>.
- Lamy, F., Kaiser, J., Ninnemann, U., Hebbeln, D., Arz, H., Stoner, J., 2004. Antarctic timing of surface water changes off Chile and Patagonian Ice Sheet response. *Science* 304, 1959–1962.
- Lamy, F., Kaiser, J., Arz, H.W., Hebbeln, D., Ninnemann, U., Timm, O., Timmermann, A., Toggweiler, J.R., 2007. Modulation of the bipolar seesaw in the Southeast Pacific during termination 1. *Earth and Planetary Science Letters* 259, 400–413.
- Lamy, F., Kilian, R., Arz, H.W., Francois, J., Kaiser, J., Prange, M., Steinke, T., 2010. Holocene changes in the position and intensity of the southern westerly wind belt. *Nature Geoscience* 3, 695–699.
- Le Roux, J.P., Gómez, C.A., Olivares, D.M., Middleton, H., 2005a. Determining the Neogene behavior of the Nazca plate by geohistory analysis. *Geology* 33, 165–168.
- Le Roux, J.P., Gómez, C., Venegas, C., Fenner, J., Middleton, H., Marchant, M., Buchbinder, B., Frassinetti, D., Marquardt, C., Gregory-Wodzicki, K.M., Lavenue, A., 2005b. Neogene–Quaternary coastal and offshore sedimentation in north-central Chile: record of sea level changes and implications for Andean tectonism. *Journal of South American Earth Sciences* 19, 83–98.
- Le Roux, J.P., Olivares, D.M., Nielsen, S.N., Smith, N.D., Middleton, H., Fenner, J., Ishman, S.E., 2006. Bay sedimentation as controlled by regional crustal behaviour, local tectonics and eustatic sea-level changes: Coquimbo Formation (Miocene–Pliocene), Bay of Tongoy, central Chile. *Sedimentary Geology* 184, 133–153.
- Liu, Z., Trentesaux, A., Clemens, S.C., Colin, C., Wang, P., Huang, B., Boulay, S., 2003. Clay mineral assemblages in the northern South China Sea: implications for East Asian monsoon evolution over the past 2 million years. *Marine Geology* 201, 133–146.
- Maldonado, A., Villagrán, C., 2006. Climate variability over the last 9900 cal yr BP from a swamp forest pollen record along the semiarid coast of Chile. *Quaternary Research* 66, 246–258.
- Maldonado, A., Méndez, C., Ugalde, P., Jackson, D., Seguel, R., Latorre, C., 2010. Early Holocene climate change and human occupation along the semiarid coast of north-central Chile. *Journal of Quaternary Science* 25, 1–4.
- Maldonado, A., Moreiras, S.M., 2013. Comment on “Major hydrological regime change along the semiarid western coast of South America during the early Holocene”. *Quaternary Research* 80, 138–139.
- Mann, M.E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R.S., Hughes, M.K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., Ni, F., 2009. Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science* 326, 1256–1260.

- Mantua, N.J., Hare, S.R., Zhang, Y., Wallace, J.M., Francis, R.C., 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society* 78, 1069–1079.
- Marchant, M., Hebbeln, D., Wefer, G., 1999. High resolution planktic foraminiferal record of the last 13,300 years from the upwelling area off Chile. *Marine Geology* 161, 115-128.
- McCaffrey, M. A., Farrington, J.W., Repeta, D.J., 1990. The organic geochemistry of Peru margin surface sediments: I. A comparison of the C37 alkenone and historical El Niño records, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 1713–1724.
- Méndez, C., Jackson, D., Seguel, R., 2007. Current evidence and radiocarbon chronology from Santa Julia late Pleistocene settlement in the semiarid coast of Chile (31°50'S). *Current Research in the Pleistocene* 24, 68–69.
- Meyers, P.A., 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry* 27, 213–250.
- Miall, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, Berlin. 586 p.
- Middleton, G. V., Hampton, M.A. 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In Stanley, D.J., Swift, D. J. P. (Eds). *Marine sediment transport and environmental management*, John Wiley and Sons, New York, 197–218
- Minobe, S. 1997. A 50-70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. *Geophysical Research Letters* 24, 683–686.
- Mo, K.C., Higgins, R.W., 1998. The Pacific South American modes and tropical convection during the southern hemisphere winter. *Monthly Weather Review* 126, 1581–1596.
- Mo, K.C., 2000. Relationships between low-frequency variability in the southern hemisphere and the sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate* 13, 3599–3610.
- Montecino, V., Lange, C.B. 2009. The Humboldt Current System: Ecosystem components and processes, fisheries, and sediment studies. *Progress in Oceanography* 83, 65-79.
- Montecinos, A., Díaz, A., Aceituno, P., 2000. Seasonal diagnostic and predictability of rainfall in subtropical South America based on tropical Pacific SST. *Journal of Climate* 13, 746-758.
- Montecinos, A., y Aceituno, P., 2003. Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in central Chile and associated circulation anomalies. *Journal of Climate* 16, 281-296.
- Montecinos, A., Kurgansky, M.V., Muñoz, C., Takahashi, K., 2011. Non-ENSO rainfall variability in central Chile during austral winter. *Theoretical and Applied Climatology* 106, 557–568.

- Moraga–Opazo, J., Valle–Levinson, A., Ramos, M. Pizarro–Koch, M., 2011. Upwelling–triggered near–geostrophic recirculation in an equatorward facing embayment, *Continental Shelf Research* 31, 1991–1999.
- Moscoso, R., Nasi, C., Salinas, P., 1982. Hoja Vallenar y parte norte de La Serena, Regiones de Atacama y Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, N° 55, 100 p.
- Moy, C.M., Seltzer, G.O., Rodbell, D.T., Anderson, D.M., 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature* 420, 162–165.
- Muñoz, M., 2005. No flat Wadati-Benioff Zone in the central and southern central Andes. *Tectonophysics* 395, 41–65.
- Muñoz, P., Lange, C.B., Gutierrez, D., Hebbeln, D., Salamanca, M.A., Dezileau, L., Reyss, J.L., Benninger, L.K., 2004. Recent sedimentation and mass accumulation rates based on ^{210}Pb along the Peru–Chile continental margin. *Deep Sea Research, Part II*, 51, 2523–2541.
- Muñoz, R., Garreaud, R., 2007. The coastal boundary layer diurnal cycle along north central Chile: observations and model sensitivities. *7th Conference on Coastal Atmospheric and Ocean Prediction and Processes, American Meteorological Society*, San Diego, California, 10–13 Sept.
- Neukom, R., Luterbacher, J., Villalba, R., Kuttel, M., Frank, D., Jones, P. D. Grosjean, M., Esper, J., Lopez, L., Wanner, H. 2010. Multi-centennial summer and winter precipitation variability in South America. *Geophysical Research Letters* 37, L14708.
- Oldfield, F., Appleby, P.G., 1984. Empirical testing of ^{210}Pb -dating models for lake-sediments. *In: Haworth, E.Y., Lund, J.W.G. (Eds.), Lake sediments and environmental history*, Leicester University Press, Leicester, 93–124.
- Oppo, D. W., Rosenthal, Y., Linsley, B. K., 2009. 2000-year-long temperature and hydrology reconstructions from the Indo-Pacific warm pool. *Nature* 460, 1113–1116.
- Ortega, C., 2006. Geomorfología dinámica holocena y contexto climático durante la ocupación del sitio arqueológico temprano Santa Julia, Los Vilos. *Memoria de título, Universidad de Chile, Departamento de Geología*.
- Ortega, C., Vargas, G., Rutllant, J.A., Jackson, D., Méndez, C., 2012. Major hydrological regime change along the semiarid western coast of South America during the early Holocene. *Quaternary Research* 78, 513–527.
- Ortega, C., Vargas, G., Rutllant, J., 2013. Major hydrological regime change along the semiarid western coast of South America during the Early Holocene – Response to comments by Maldonado and Moreiras. *Quaternary Research* 80, 140–142.
- Ortlieb, L., Vargas, G., Saliège, J.F., 2011. Marine radiocarbon reservoir effect along the northern Chile–southern Peru coast (14–24°S) throughout the Holocene. *Quaternary Research* 75, 91–103

- Ortlieb, L., Vargas, G., Hocquenghem, A.M. 2002. ENSO reconstruction based in documentary data from Ecuador, Peru and Chile. *PAGES Newsletters* 10, 14–17.
- Ortlieb, L., Vargas, G., 2003. Debris flow deposits and El Niño impacts along the hyperarid southern Peru coast. *In*: Haas, J., Dillon, M. (Eds.), *El Niño in Peru: Biology and culture over 10,000 years. Fieldiana Botany* 43, 24-51.
- Ota, Y., Miyauchi, T., Paskoff, R., Koba, M., 1995. Plio–Quaternary terraces and their deformation along the Altos de Talinay, North–Central Chile. *Revista Geologica de Chile* 22, 89–102.
- Pardo, M., Comte, D., Monfret, T., 2002. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 11–22.
- Paskoff, R., 1970. *Le Chili semi-aride. Rhologiques*. Biscaye Fr. Impr., 420 p. Bordeaux.
- Paskoff, R., 1999. Contribuciones recientes al conocimiento del Cuaternario del centro y norte de Chile. *Revista de Geografía Norte Grande* 26, 43-50.
- Pfeiffer, M., Le Roux, J.P., Solleiro-Rebolledo, E., Kemnitz, H., Sedov, S., Seguel, O., 2011. Preservation of beach ridges due to pedogenic calcrete development in the Tongoy palaeobay, North-Central Chile. *Geomorphology* 132, 234-248.
- Pizarro, O., 2004. Observing the Peru-Chile Current System. *COPAS Newsletter* 6, 1-2.
- Power, S., Casey, T., Folland, C. Colman, A., Mehta, V., 1999. Interdecadal modulation of the impact of ENSO on Australia. *Climate Dynamic* 15, 319–324.
- Power, S., Delage, F., Chung, C., Kociuba, G., Keay, K., 2013. Robust twenty-first-century projections of El Niño and related precipitation variability. *Nature* 502, 541–545. doi:10.1038/nature12580
- Prahl, F.G., Muehlhausen, L.A., Zahnle, D., 1988. Further evaluation of long–chain alkenones as indicators of paleoceanographic conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 2303–2310.
- Prieto, X., 1996. Geomorfología del sector costero de la comuna de Los Vilos. *Informe 1995-1996. Proyecto Fondecyt 1950372*.
- Prieto, X., Jackson, D., 1998. Evolución geomorfológica, características ambientales holocénicas y su relación con ocupaciones humanas en el área de Los Vilos, IV Región. *Informe final 1997-1998. Proyecto Fondecyt 1950372*.
- Quintana, J.M., Aceituno, P., 2012. Changes in the rainfall regime along the extratropical west coast of South America (Chile): 30°-43°S. *Atmósfera* 25(1), 1-22.

Rahn, D., Garreaud, R., Rutllant, J., 2011. The low-level atmospheric circulation near Tongoy Bay / point Lengua de Vaca (Chilean coast, 30°S). *Monthly Weather Review* 139, 3628-3647, doi: 10.1175/MWR-D-11-00059.1.

Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46, 1029–1058

Rivano, S., Sepúlveda, P., 1991. Hoja Illapel, Región de Coquimbo. Escala 1:250.000. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Carta Geológica de Chile 69, 132 p. Santiago.

Riquelme, R., Martinod, J., Hérail, G., Darrozes, J., Charrier, R., 2003. A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics* 361, 255–275.

Rodbell, D.T., Seltzer, G.O., Anderson, D.M., Abott, M.B., Enfield, D.B., Newman, J.H., 1999. An ~15,000-year record of El Niño-driven alluviation in southwestern Ecuador. *Science* 283, 516-520.

Rodríguez, M.P., Carretier, S., Charrier, R., Saillard, M., Regard, V., Hérail, G., Hall, S., Farber, D., Audin, L., 2013. Geochronology of pediments and marine terraces in north-central Chile and their implications for Quaternary uplift in the Western Andes. *Geomorphology* 180–181, 33-46.

Roman, A., Jackson, D., 1998. Dataciones por termoluminiscencia de rocas de fogones de asentamientos arcaicos, Provincia del Choapa. *Chungará* 30, 41–48.

Rutllant, J., Fuenzalida, H., 1991. Synoptic Aspects of the Central Chile Rainfall Variability associated with the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology* 11, 63-76.

Rutllant, J., Fuenzalida, H., Torres, R., Figueroa, D., 1998. Interacción océano-atmósfera-tierra en la Región de Antofagasta (Chile, 23°S): Experimento DICLIMA. *Revista Chilena de Historia Natural* 71, 405–427.

Rutllant, J.A., Montecino, V., 2002. Multiscale upwelling forcing cycles and biological response off North–Central Chile. *Revista Chilena de Historia Natural* 75, 217–231.

Rutllant, J., Fuenzalida, H., Aceituno, P., 2003. Climate dynamics along the arid northern coast of Chile: the 1997–1998 Dinámica del Clima de la Región de Antofagasta (DICLIMA) experiment. *Journal of Geophysical Research* 108, 4538.

Rutllant, J., 2004. Aspectos de la circulación atmosférica de gran escala asociada al ciclo ENOS 1997-1999 y sus consecuencias en el régimen de precipitación en Chile central. In: El Niño-La Niña 1997-2000, sus efectos en Chile. *Comité Oceanográfico Nacional CONA*, Valparaíso, 2004, pp. 65-76.

Saillard, M., 2004. Evolution géomorphologique et tectonique de la côte chilienne entre Tongoy et Los Vilos. *Mémoire de DEA Sciences de la Terre et Environnement*.

Saillard, M., 2008. Dynamique du soulèvement côtier Pléistocène des Andes centrales: Étude de l'évolution géomorphologique et datations (^{10}Be) de séquences de terrasses marines (Sud Pérou-Nord Chili). *Ph.D Thesis, Université de Toulouse, Toulouse, France*.

Saillard, M., Hall, S.R., Audin, L., Farber, D.L., Hérail, G., Martinod, J., Regard, V., Finkel, R.C., Bondoux, F., 2009. Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from ^{10}Be dating. *Earth and Planetary Science Letters* 277, 50–63.

Saillard, M., Riotte, J., Regard, V., Violette, A., Hérail, G., Audin, L., Riquelme, R., 2012. Beach ridges U-Th dating in Tongoy bay and tectonic implications for a peninsula-bay system, Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 40, 77-84

Salvatteci, R., Gutiérrez, D., Field, D., Sifeddine, A., Ortlieb, L., Bouloubassi, I., Boussafir, M., Boucher, H., and Cetin, F., 2013. The response of the Peruvian Upwelling Ecosystem to centennial-scale global change during the last two millennia. *Climate Past Discussions* 9, 5479-5519, doi:10.5194/cpd-9-5479-2013.

Sandweiss, D.H., Richardson, J.B., Reitz, E.J., Rollins, H.B., Maasch, K.A., 1996. Geoarchaeological evidence from Peru for a 5000 years BP onset of El Niño. *Science* 273, 1531–1533.

Schulz, N., Boisier, J.P., Aceituno, P. 2012. Climate change along the arid coast of northern Chile. *International Journal of Climatology* 32 (12), 1803–1814. doi: 10.1002/joc.2395.

Sifeddine, A., Gutiérrez, D., Ortlieb, L., Boucher, H., Velazco, F., Field, D., Vargas, G., Boussafir, M., Salvatteci, R., Ferreira, V., García, M., Valdés, J., Caquineau, S., Mandeng Yogo, M., Cetin, F., Solis, J., Soler, P., Baumgartner, T., 2008. Laminated sediments from the central Peruvian continental slope: a 500 year record of upwelling system productivity, terrestrial runoff and redox conditions. *Progress in Oceanography* 79, 190–197.

Smith, J.A., Hillenbrand, C., Kuhn, G., Larter, R.D., Graham, A.G.C., Ehrmann, W., Moreton, A.G., Forwick, M., 2011. Deglacial history of the West Antarctic Ice Sheet in the western Amundsen Sea embayment. *Quaternary Science Reviews* 30, 488–505

Squeo, F.A., Aravena, R., Aguirre, E., Pollastri, A., Jorquera, C.B., Ehleringer, J.R., 2006. Groundwater dynamics in a coastal aquifer in north-central Chile: implications for groundwater recharge in an arid ecosystem. *Journal of Arid Environments* 67, 240–254.

Strub, T., Mesías, J., Montecino, V., Rutllant, J., Salinas, S., 1998. Coastal ocean circulation off western South America. In: Robinson, Allan R., Brink, Kenneth H. (Eds.), *The Sea* 11, 273–313.

Taylor, K.E., Stouffer, R.J., Meehl, G.A. 2012. An overview of CMIP5 and the experimental design. *Bulletin of the American Meteorological Society* 93, 485–498. doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1.

- Trumbore, S. E., 2000. Radiocarbon geochronology. *In: Quaternary Geochronology: Methods and Applications. AGU Reference Shelf* 4, 41–60.
- Thomas, H., 1958. Geología de la Cordillera de la Costa, entre el valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín* 2, Santiago, Chile, 86 pp.
- Trentesaux, A., Liu, Z., Colin, C., Clemens, S.C., Boulay, S., Wang, P., 2003. Pleistocene paleoclimatic cyclicity of southern China: clay mineral evidence recorded in the South China Sea (ODP Site 1146). *In: Prell, W.L., Wang, P., Blum, P., Clemens, S. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program Science Results* 184, 1–10.
- Urrutia, R., Lanza, C., 1993. Catástrofes de Chile: 1541–1992. *Editorial La Noria, Santiago, Chile*.
- Varela, J., 1981. Geología del Cuaternario del área de Los Vilos Ensenada del Negro (IV Región) y su relación con la existencia del bosque relicto de Quebrada de Quereo. *Comunicaciones* 33, 17-30.
- Vargas, G., Ortlieb, L., Rutllant, J., 2000. Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño/Oscilación del Sur. *Revista Geológica de Chile* 27, 157–176.
- Vargas, G., Ortlieb, L., Pichon, J.J., Bertaux, J., Pujos, M., 2004. Sedimentary facies and high resolution primary production inferences from laminated diatomaceous sediments off northern Chile (23°S). *Marine Geology* 211, 79–99.
- Vargas, G., Rutllant, J., Ortlieb, L., 2006. ENSO tropical–extratropical climate teleconnections and mechanisms for Holocene debris flows along the hyperarid coast of western South America (17°–24°S). *Earth and Planetary Science Letters* 249, 467–483.
- Vargas, G., Pantoja, S., Rutllant, J.A., Lange, C.B., Ortlieb, L., 2007. Enhancement of coastal upwelling and interdecadal ENSO-like variability in the Peru–Chile Current since late 19th century. *Geophysical Research Letters*, 34, L13607, doi:10.1029/2006GL028812.
- Veit, H., 1996. Southern Westerlies during the Holocene deduced from geomorphological and pedological studies in the Norte Chico, Northern Chile (27–33°S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 123, 107–119.
- Velde, B., Meunier, A., 2008. The Origin of Clay Minerals in Soils and Weathered Rocks. *Springer*. ISBN: 978-3-540-75633-0, 406 p.
- Villagrán, C., Varela, J., 1990. Palynological evidence for increased aridity on the central Chilean coast during the Holocene. *Quaternary Research* 34, 198–207.
- Villa-Martínez, R., Villagrán, C., Jenny, B., 2003. The last 7500 cal yr BP of westerly rainfall in central Chile inferred from a high-resolution pollen record from Laguna Aculeo (34°S). *Quaternary Research* 60, 284–293.

Wan, S., Li, A., Clift, P.D., Jiang, H., 2006. Development of the East Asian summer monsoon: Evidence from the sediment record in the South China Sea since 8.5 Ma. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 241, 139–159.

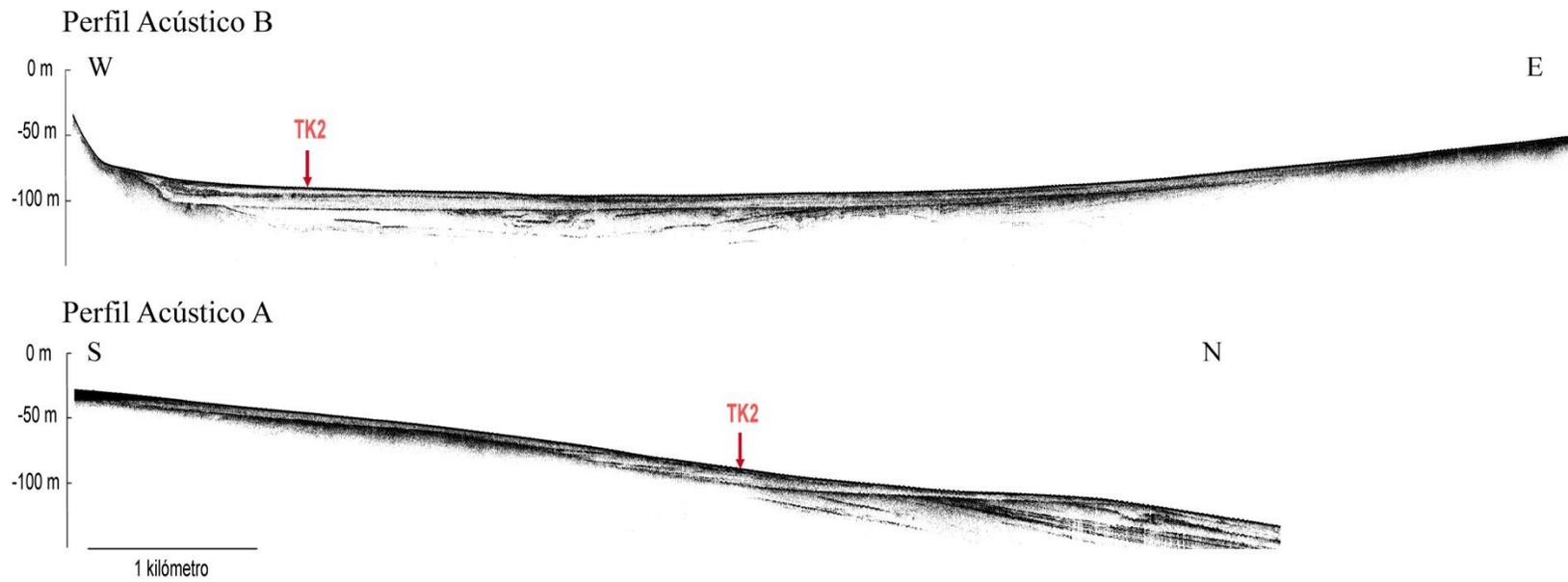
Yañez, G.A., Ranero, R., Huene, V., 2002. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°–34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research* 106, 6325–6345.

Yeh, S.-W., Kug, J.-S., Dewitte, B., Kwon, M.-H., Kirtman, B. P., Jin, F.-F. 2009. El Niño in a changing climate. *Nature* 461, 511–514.

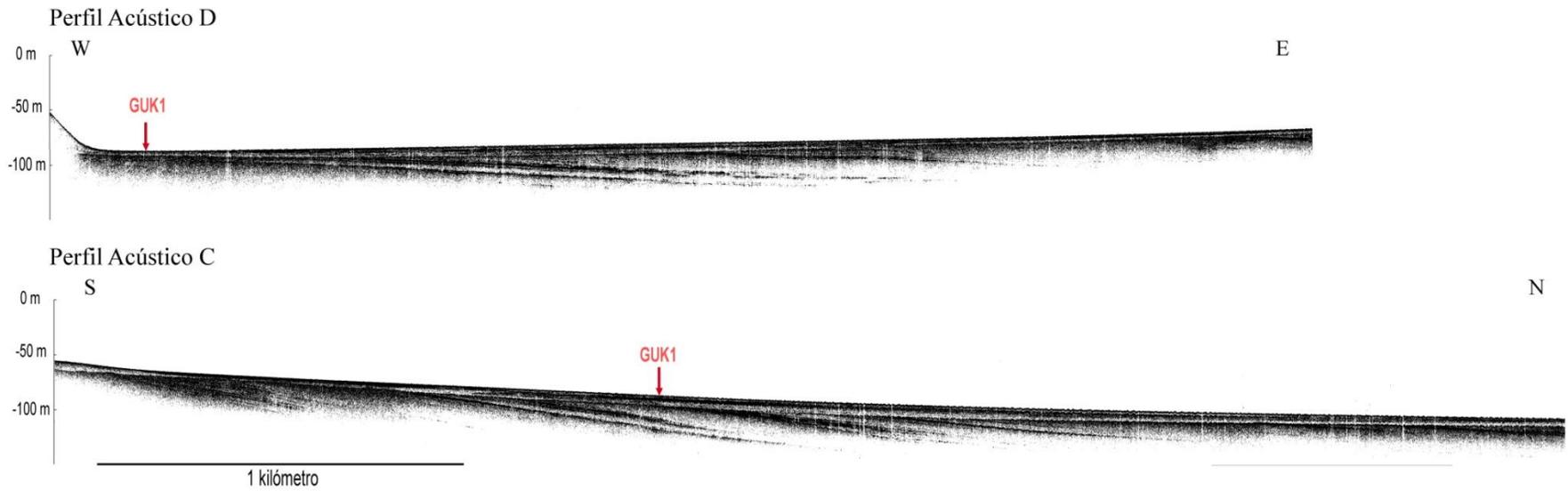
Yu, J.-Y., Giese, B. 2013. ENSO diversity observations. *U.S. CLIVAR* 11, N°2, 1–5

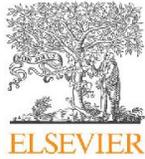
Zhang, Y., Wallace, J.M., Battisti, D.S., 1997. ENSO-like interdecadal variability: 1900– 93. *Journal of Climate* 10, 1004–1020.

ANEXO A: Perfiles acústicos de bahía Tongoy y ubicación proyectada del testigo TK2. A) Perfil orientado sur a norte. B) Perfil orientado oeste a este.



ANEXO B: Perfiles acústicos de bahía de Guanaqueros y ubicación proyectada del testigo GUK1. C) Perfil orientado sur a norte D) Perfil orientado oeste a este.





Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Quaternary International

journal homepage: www.elsevier.com/locate/quaint

First evidence of an underwater Final Pleistocene terrestrial extinct faunal bone assemblage from Central Chile (South America): Taxonomic and taphonomic analyses



Isabel Cartajena^{a,*}, Patricio López^b, Diego Carabias^c, Carla Morales^c, Gabriel Vargas^d, Cristina Ortega^d

^aDepartamento de Antropología, Universidad de Chile, Ignacio Carrera Pinto 1045, Santiago, Chile

^bUniversidad Católica del Norte, IIAM, Gustavo Le Paige 380, San Pedro de Atacama, Luis Uribe 2320, Depto. 104, Santiago, Chile

^cARKA Consultores S.A. Cochrane 401, Of. 1, Casilla 21, Correo Central Valparaíso, Chile

^dDepartamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile

ARTICLE INFO

Article history:
Available online 9 January 2013

ABSTRACT

Site GNL Quintero 1 (GNLQ1), located in Quintero Bay (32°S, Central Chile) constitutes the first evidence of a drowned terrestrial site on the continental West Coast of South America covered by sea-level rise after the Last Glacial Maximum. The site currently lies 650 m offshore and 13 m underwater, covers an area of ~64 m² and contains several discrete exposed and shallow-buried bone deposits. Through underwater archaeology survey and test excavations, a significant amount of animal bone assigned to the Late Pleistocene was successfully recovered and analyzed. After recovery and prior to the analyses, the bones were subjected to conservation and stabilization treatments, resulting in good preservation of the material. Taxonomic analyses (NISP 224) revealed high taxonomic diversity of extinct fauna (Camelidae, Cervidae, Artiodactyla, Equidae, Mylodontidae, Canidae, Rodentia and Xenarthra). The sample represents a continental faunal assemblage belonging to a drowned terrestrial context, probably related to an estuarine-lagoon environment. Taphonomic analysis allowed macroscopic identification of natural marks (punctures) associated with large and small size carnivores. The bones also show abrasion related to the action of marine sands along with colour alterations. By applying Scanning Electron Microscope (SEM) micrographs and Energy-Dispersive Spectroscopy (EDS) to fossil bones, marks and colour alterations were identified. Marks indicated rodent gnawing and trampling, while colour alterations were attributed to diagenesis processes, discarding thermal treatment. Site GNLQ1 is identified as having very high potential, for it provides the first evidence for a submerged palaeolandscape viable for human occupation and movement along the Pacific Coast of South America during the Late Pleistocene.

© 2013 Elsevier Ltd and INQUA. All rights reserved.

1. Introduction

The increasing interest in the study of submerged prehistoric sites has been driven in part by accumulating evidence demonstrating the preservation of archaeological sites and landscapes underwater. Another motive for this is a growing recognition of the potential importance of coastal environments for prehistoric adaptations, subsistence and migration pathways (Cliquet et al., 2011; Faught and Gusik et al., 2011). The search for terrestrial sites covered by marine transgression during the Late Pleistocene

has become particularly relevant in the light of the models used to explain the initial peopling of the continent. Recent projects in North America have focused on locating evidence to support a hypothesized Pleistocene coastal migration along the Pacific coast (Goebel et al., 2008; Dillehay, 2009). So far, research on the eastern coast of the Americas has been successful in the identification of inundated sites, as the eastern coast of North, Central and South America exhibits large areas of low slope continental shelf. In particular, diagnostic artefacts of Late Pleistocene to mid-Holocene human occupations have been found in drowned sites located in Florida (Dunbar et al., 1991, 1992; Faught, 2002, 2004; Faught and Gusik et al., 2011). In addition, recent work in the karst caves of Yucatán have identified human remains dated 9000 cal BC (González et al., 2008; Faught and Gusik et al., 2011).

* Corresponding author.

E-mail addresses: icartaje@uchile.cl (I. Cartajena), patriciolopez@uchile.cl (P. López), dcarabias@arkachile.cl (D. Carabias), cmorales@arkachile.cl (C. Morales), gvargas@ing.uchile.cl (G. Vargas), crortega@ing.uchile.cl (C. Ortega).

1040-6182/\$ – see front matter © 2013 Elsevier Ltd and INQUA. All rights reserved.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2012.12.041>

However, the western coast of the Americas exhibits narrower continental shelves, active volcanism and tectonism and high-energy marine conditions, with fewer situations favourable to preservation, except in bays, inlets and island clusters (Faught and Gusik et al., 2011). Successive research undertaken in British Columbia demonstrated that the exposed shelf edge was available for human occupation and may have served as a migration route during time of lowered sea levels between 13,500 and 9500 BP (Josenhans et al., 1997). A single basalt flake tool was discovered, recovered from a drowned delta flood plain, providing tangible evidence that the exposed continental shelf encompassed a landscape viable for human occupation and movement before 12,200 BP (Fedje and Johansen, 2000).

The majority of the evidence is currently submerged by the rise in sea level which inundated coastal landscapes. These now covered by the sea were available for human occupation by early coastal adapted groups or by terrestrial hunter-gatherers that used valleys and estuaries (Richardson, 1981; Sandweiss, 2003; Bonnichsen and Sorg, 1989).

In the study area, the early known occupations of Central Chile correspond to terrestrial hunter-gatherers sites, mainly distributed in two large regions: one in the southern extreme of the semi-arid north of Chile (~31°S) and the other, in the basin of Tagua Tagua in Central (~34°S). Both the Santa Julia site (13,156–11,046 cal BP, Méndez, 2011: Table III.1) and Tagua–Tagua 1 and 2 (13,260–12,890 cal BP and 11,731–11,090 cal BP respectively, Méndez, 2011: Table III.1) contain extinct faunal remains associated with a rich artifact assemblage. However, in the semi-arid northern region substantial recovered evidence suggests a rather discrete but recurrent human occupation of a well-delimited area during the Late Pleistocene (Méndez, 2011).

The recovered extinct faunal assemblage constitutes the first evidence of a drowned terrestrial site on the Pacific continental shelf of South America. In this context, site GNLQ1 is identified as having very high potential, for it provides the first evidence for a submerged palaeolandscape viable for human occupation and movement along the Pacific Coast of South America during the Late Pleistocene. However, one common problem in investigating Late Pleistocene archaeological sites which frequently produce few artefacts is the absence of diagnostic evidence of cultural modification of animal bone material, making the issue of identifying natural and/or cultural formation processes affecting bone assemblages difficult. Moreover, this particular case is a drowned terrestrial site where assemblages had been exposed to other sources of modification such as post-depositional disturbance related to the effects of sea-level transgression.

2. Site GNLQ1

Site GNLQ1 is located in Quintero Bay, located ~50 km north of Valparaíso (Fig. 1). This is a shallow bay, roughly oriented NE with a maximum recorded depth of 55–60 m. The nearshore bathymetric profile shows a steeper slope in the first ~250 m from the coastline and then a decreasing inclination to 1600 m (Fig. 1). There are some streams that drain into the bay, with permanent to perennial flow, which generate lagoons and/or wetlands trapped by sandbars resulting from coastal hydrodynamic activity (Vargas and Ortega, 2008). The resulting structural context is a shallow bay with gentle sloping nearshore bathymetry with little sediment yield from rivers.

The site, located 650 m offshore and 13 m underwater, was discovered in 2005 during archaeological diver surveys conducted as part of a Cultural Resource Management (CRM) project. Several discrete exposed and shallow-buried bone deposits were

identified by hand fanning that extended ~5 cm below the seafloor.

In this context, a series of subsurface test excavations and mechanical coring samples were conducted in 2007 at several targeted points distributed across transects within an area of 40 × 25 m (ARKA Consultores, 2008). In particular, one well-delimited bone concentration barely visible on the sea bed was selected and sampled through a test excavation 1 × 1 m unit (Unit K8) (Fig. 2). The excavation was carried out using a 7.5 cm water dredge, and sediments sifted. Skeletal remains were exposed by careful excavation and recovered with their sedimentary matrix in order to be micro-excavated in laboratory, thereby minimizing loss of information and physical deterioration potentially caused by extraction.

A total of 224 bone specimens were recovered (Cartajena and López, 2008; Cartajena et al., 2011) (Table 1). The remains belong mainly to excavation unit K8_2 (Level 1, Concentrations 1, 3 and 6) (Fig. 2).

Table 1
Distribution of recovered bones in survey and excavation units.

Survey and excavation unit	Level	Bone concentration	NISP	%NISP
K8_2	1 (0–10 cm)	1	175	78,1
K8_2	1 (0–10 cm)	2	5	2,2
K8_2	1 (0–10 cm)	3	13	5,8
K8_2	1 (0–10 cm)	5	1	0,4
K8_2	1 (0–10 cm)	6	17	7,6
K8_2	1 (0–10 cm)	7	2	0,9
K8_2/K8_1	1 (0–10 cm)	1	5	2,2
K8_2	Cleaning	–	1	0,4
K4-Surface	Surface	–	2	0,9
K7-Surface	Surface	–	2	0,9
Core	Surface	–	1	0,4
Total	–	–	224	100

In particular, one core (T1) was selected for sediment analyses and recorded a complete stratigraphic sequence for the site, with three stratigraphic units exhibiting clearly different sedimentological features: Units 1, 2 and 3, from younger to older. Unit 1 contains brown well-sorted fine sand. Unit 2 is formed by an orange and grey clayish gravel clast-supported conglomerate with microcrystalline quartz (chalcedony), some exhibiting a charcoal patina, in a fine sand-silt matrix. In the higher and lower parts of this unit millimetric charcoal lenses are present. Unit 3 consists of brown and orange fine clayey sand. The animal bones were recorded in Unit 2, horizontally distributed over an extensive area and in both clear and direct association with charcoal lenses present within the upper 5 cm of Unit 2 (Vargas and Ortega, 2008) (Fig. 3).

Once micro-excavated at the laboratory, the structurally sound recovered bones underwent a conservation treatment aimed to remove the soluble salts in order to make the material stable. The salts were diffused out by rinsing in successive baths of water, starting with 100% sea water and increasingly incorporating fresh water (local tap water) until pure fresh water was attained. Distilled water was then substituted for the fresh water until the soluble salts were removed. Soft wooden tools and brushes were used to prevent surface damage (ARKA Consultores, 2008).

Unfortunately, two selected taxon samples for radiocarbon analyses could not be dated due to the lack of collagen. For this reason the sedimentary matrix containing the bones was ¹⁴C dated (Fig. 3) at 13,640 ± 40 BP (UGAMS#9194, δ¹³C, ‰ –25,4) (16,716–16,878 cal. BP). Jackson et al. (2003) obtained a similar date for a surface deposited *Mylodon sacrum* associated with lithic

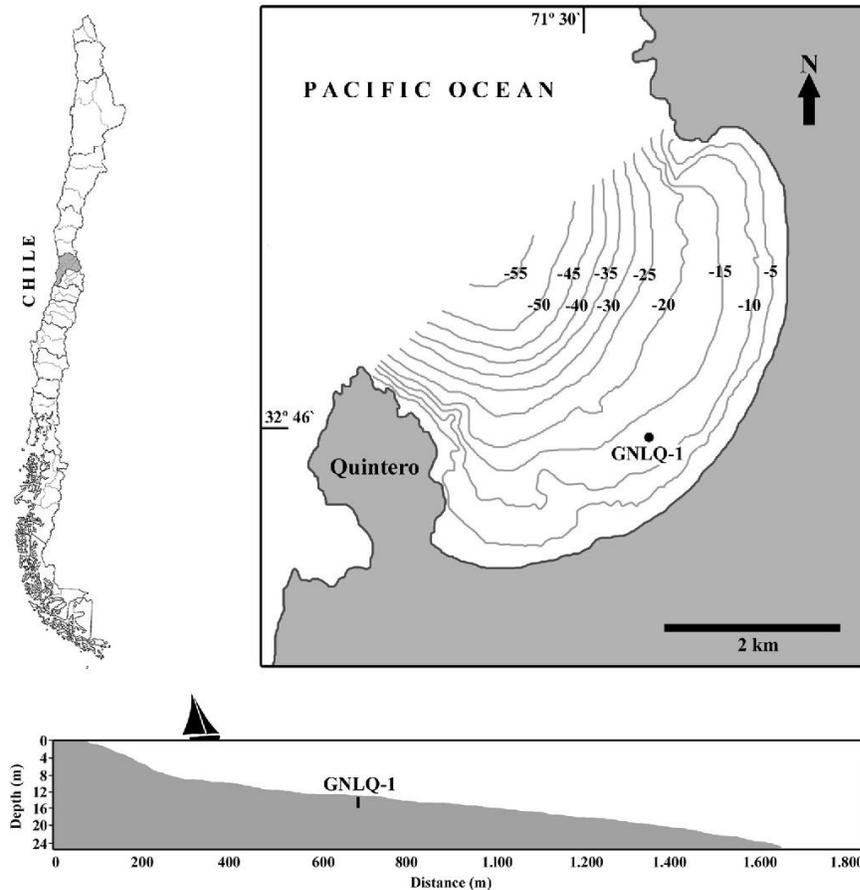


Fig. 1. Location of site GNLQ1 in Quintero Bay and bathymetric contour map. The bathymetric profile of the site can be seen below. (Figure taken and modified from Vargas and Ortega, 2008.)

remains in a nearby area (Los Vilos, LV 105): 16,677 cal BP (Méndez, 2011).

3. Taphonomy, Scanning Electron Microscope (SEM) and Energy-Dispersive Spectroscopy (EDS) analysis

In general, very little is known about taphonomic processes in the aquatic media (Bishop, 1980; Hanson, 1980). Taphonomic processes affecting terrestrial contexts is better understood (Behrensmeier, 1978; Behrensmeier and Hill, 1980; Binford, 1981; Haynes, 1983a,b; Bunn et al., 1988; Blumenschine, 1995; Borrero and Martin, 1996; Domínguez-Rodrigo, 1999; De Ruiter and Berger, 2000). On the other hand, very few studies have addressed these issues in drowned sites (Waters, 1992; Stright, 1995; Stewart, 1999). In order to study submerged late Pleistocene fauna, Dunbar et al. (1989) suggest considering (i) the cultural modifications in fresh bones synchronous with the death of the animal, (ii) natural modifications prior to deposition, (iii) natural post-depositional modifications such as the natural modifications within the sediment–water interface, and (iv) post-excavation alterations due to changes in the bone's environment.

Although cultural associations were not observed within the extinct fauna assemblage, charcoal particles were found in the

sedimentary matrix. Several recovered skeletal remains showed a dark staining similar to that resulting from fire exposure (Shipman et al., 1984; Stiner et al., 1995; Shahack-Gross, 1997; Hanson and Cain, 2007). However, very little is known about colour alterations on bones in submerged settings (Bell and Elkerton, 2007).

In order to determine the modification agents of the fossil assemblage, microscopic analyses were performed using a scanning electron microscope (SEM). These enabled the observation of the micromorphology of marks and the possible structural and morphological damage to the surface and osseous matrix of the bones. In addition, Energy-Dispersive Spectroscopy (EDS) was used to identify diagenetic alterations on the fossil sample based on X-ray analysis. The use of EDS in GNLQ attempted to identify external elements to the original composition of bones (see López et al., 2011). Microscopic analysis was performed using scanning electron microscope (Jeol 5410©), X-ray spectrometer and the software Anamaker © for the spectrometric images.

Bones exhibiting macroscopical marks, fine parallel grooves, transversal or diagonally oriented, whose distribution and location could be related to cut marks were selected. Moulds of a Canidae calcaneus, an undetermined mammalian rib, and an apophysis of a cervical vertebra were made by using dental silicon (C type

GNLQ-1 site

Excavation unit K8_2: Level 1 (0–10 cm)
Plan view and bones concentrations

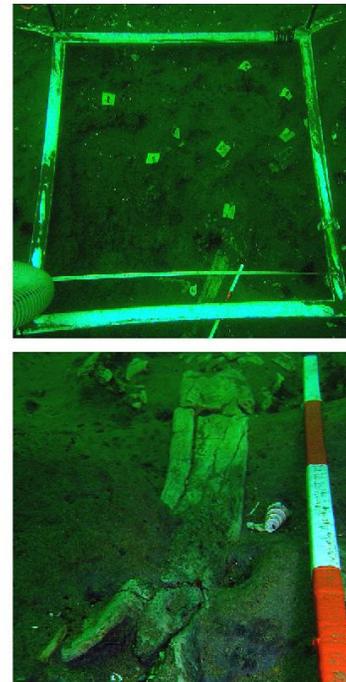
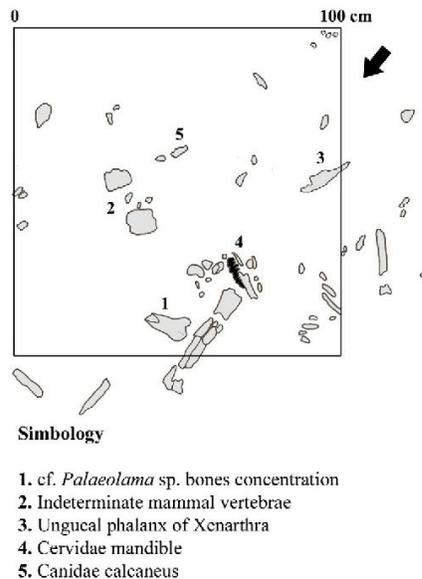


Fig. 2. View of site GNLQ1. Excavation unit K8_2 with bones *in situ*. Plan view and bone concentrations of excavation unit K8_2, level 1 (0–10 cm).

silicone) moulds, and selected marks were replicated by using epoxy resin.

To observe the structural and morphological modifications on the bone surface and the osseous matrix due to heat effect, bones of the fossil assemblage that showed no colour alterations or a light grey colour were contrasted with burned bone patterns obtained by controlled experiments (Bonucci and Graciani, 1975; Shipman et al., 1984; Nicholson, 1993; Pijoan et al., 2007; López et al., 2011). Samples of a cf. *Palaeolama* sp. humerus were selected which when observed underwater exhibited a dark colour, associated with charcoal particles. In addition, a fragment of a non-determined mammal diaphysis, with no macroscopically visible colour alterations was selected. The samples were covered with a gold film to avoid conduction problems and were studied at $\times 100$, $\times 500$ and $\times 2000$. EDS was used to identify exogenous elements which are not part of the original structure of the bones resulting from diagenetic processes.

4. Taxonomic composition of the faunal assemblage

In order to establish the taxonomic determination of the remains, both modern and paleontological reference collections were used (Department of Anthropology at Universidad de Chile, Laboratorio de Estudios de Arqueología y Patrimonio (LEAP), Universidad Internacional SEK-Chile and Quereo site collection, Archaeological Museum of La Serena city). Finally, in the case of the *Xenarthra* remains, the paleontological material available in Chile for comparative purposes is scarce. However, material corresponding to *Megatherium medinae* y *Glossotherium* at the Museo Nacional de Historia Natural of Santiago was used for the anatomical identification of the remains.

The preservation of the bone assemblage is very good. Nevertheless, some specimens show signs of initial states of weathering such as longitudinal cracks in diaphysis fragments, which could have affected the fragmentation of the assemblage, particularly splinters (27% of the whole sample) and flat bone fragments (17% of the whole sample) (Table 2). A significant percentage of the assemblage was reassembled, despite the erosion of the bone edges due to the constant action of water and abrasive sediments characteristic of the site's depositional environment (Fig. 4A).

Table 2

Taxonomical and Anatomical unit representation, expressed in NISP and MNI.

Anatomical unit	NISP	%NISP	MNI
<i>Mammalia indet.</i>			
Bone splinters	61	27,2	—
Flat bones	40	17,9	—
Minimal fragments	31	13,8	—
Fragments of long bones	2	0,9	—
Identified bones	14	6,3	—
<i>Artiodactyla</i>			
Skull fragment	1	0,4	1
Deciduous molar	1	0,4	1
cf. <i>Palaeolama</i> sp.			
Distal humerus	1	0,4	1
Radius-ulna	17	7,6	1
Fourth carpal	1	0,4	1
Tibia	4	1,8	1
<i>Cervidae</i>			
Left mandible	13	5,8	1
Mandible fragments	20	8,9	1
Right I ₃	1	0,4	1

Table 2 (continued)

Anatomical unit	NISP	%NISP	MNI
Right Pm ₂	1	0,4	1
Right Pm ₃	1	0,4	1
Right Pm ₄	1	0,4	1
<i>Equidae</i>			
Right P ²	1	0,4	1
Right P ³	1	0,4	1
<i>Xenarthra</i>			
Right molariform	1	0,4	1
Right molariform	1	0,4	1
Right molariform	1	0,4	1
Ungueal phalanx	3	1,3	1
Dermal bone	1	0,4	1
<i>Canidae</i>			
Calcaneus	1	0,4	1
Canine	1	0,4	1
<i>Cricetidae</i>			
Incisor	1	0,4	1
<i>Ave</i>			
Tibia	1	0,4	
Femur	1	0,4	
Total	224	100	–

Most of the fragments belong to Mammalia indet., which correspond to adult and juvenile large mammals. The identified bones showed a high diversity of terrestrial extinct fauna, including Camelidae, Cervidae, Equidae, Mylodontidae, and Xenarthra. Other remains, such as a selenodont type deciduous molar, have been assigned to Artiodactyla, due to the lack of other diagnostic traits.

The Camelidae family (cf. *Palaeolama* sp.) presents large specimens. The size of the anterior superior extremity (distal humerus and radius-ulna) is similar to *Palaeolama* specimens from the Late Pleistocene Quereo site, located in an area near Los Vilos (31° S) (López et al., 2004) (Fig. 4A and B).

The equidae (Equidae gen. et sp. indet.) are represented by a P² and a P³ from a juvenile animal (Fig. 4C). The protocone tends to be oval shaped. However, the juvenile tooth is scarcely developed, preventing assignment to the genus *Hippidion*.

The Cervidae remains belong to a large size cervid comparable to *Antifer* and *Blastocerus* genus. As there is very little information on the systematics of extinct cervidae in Chilean territory (Casamiquela, 1969, 1984, 1999; Labarca and Alcaraz, 2011), the remains are assigned to Cervidae gen. et sp. indet. (Fig. 4D).

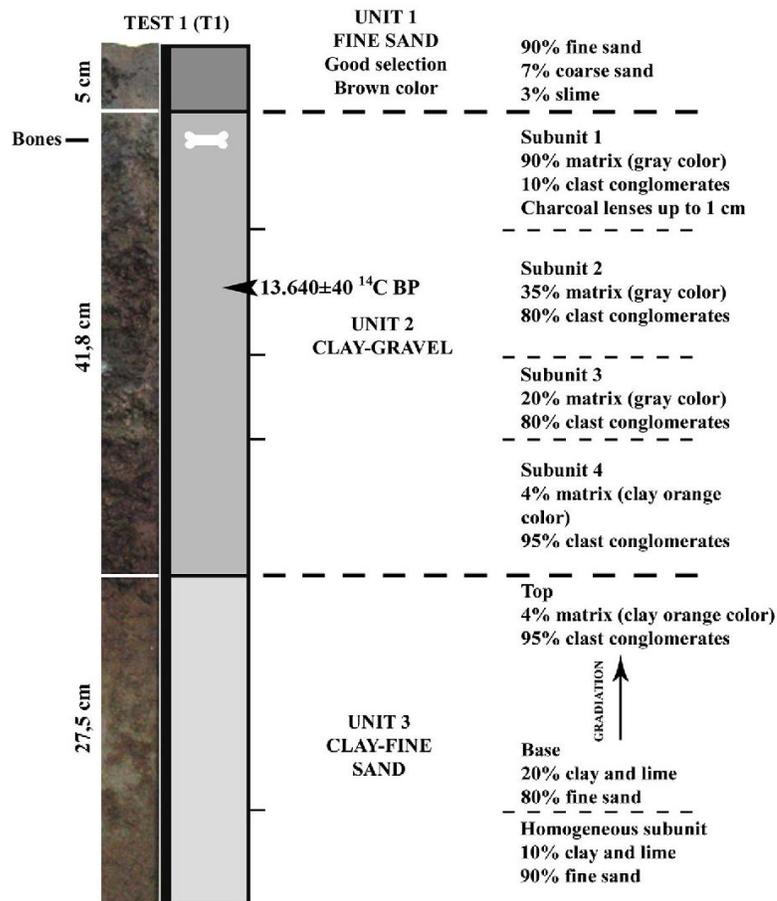


Fig. 3. Core sample T1 showing main stratigraphic units. The location of the bone assemblage and the dating obtained from the sedimentary matrix is shown in profile. (Figure taken and modified from Vargas and Ortega, 2008.)

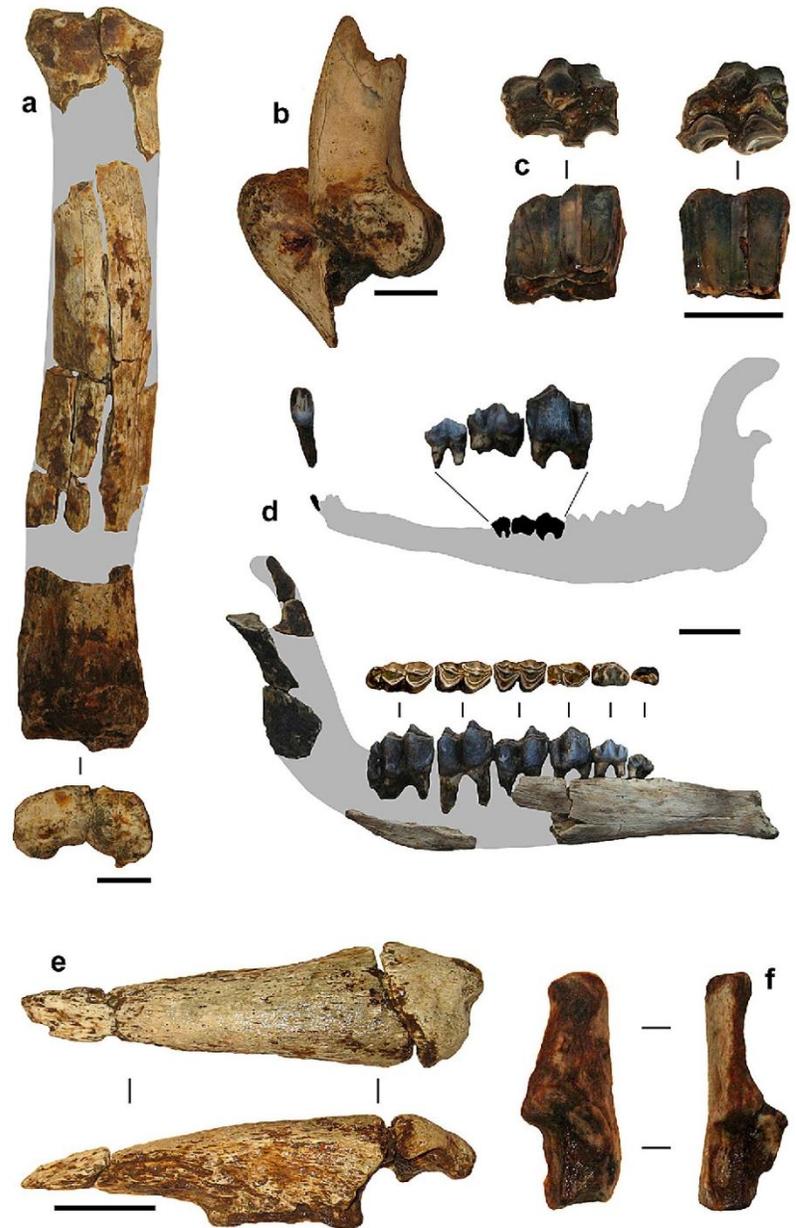


Fig. 4. Skeletal remains recovered from the site GNLQ1: A. radius-ulna fragment from a camelid; B. articulated distal humerus and proximal radius-ulna from a camelid; C. premolars from a young equidae; D. Mandible from a cervidae; E. ungueal phalanx from a xenarthra; F. a Canidae calcaneus (3 cm scale).

The xenarthra bones (*Xenarthra* gen. et sp. indet.) correspond to an osteoderm, the complete sequence of molariforms of the right mandible, and an ungueal phalanx (Fig. 4E). The shape of the occlusal surfaces is similar to species of the subfamily Scelidotheriinae. The absence of diagnostic traits of the ungueal phalanx prevents assignment to a specific family.

A calcaneus and a canine tooth were recovered, whose morphology and size are similar to the present day *Lycalopex culpaeus*. However, due to the scarcity of material, they have been assigned as

Canidae gen. et sp. indet. (Fig. 4F). In addition, an incisor from a Cricetidae rodent of insufficient taxonomic diagnosis was recovered.

Finally, two bird remains from another excavation unit (K7) were registered. The morphology and size is compatible with specimens from the Phasianidae family.

The extinct faunal records of GNLQ1, cf. *Palaeolama* sp. (Camelidae), Cervidae, Equidae and Xenarthra are similar to those registered in other areas of the coast of the semi-arid North (Los Vilos)

and the valley of Central Chile (Núñez et al., 1994a,b; Jackson et al., 2005, 2007; López et al., 2005; Méndez et al., 2005–2006; Labarca and López, 2006; López, 2007) (Table 3). Some of these remains have taxon dates or are associated with ^{14}C dates of organic remains from the Late Pleistocene or the Lujanense Mammal Age (Marshall et al., 1984). The faunal assemblages suggest similar environmental conditions, which favoured the congregation of diverse species around resource concentrated areas such as streams, lagoons, estuaries, fertile plains and wetlands, as seen in the Los Vilos and Tagua–Tagua areas (Núñez et al., 1994a,b; Jackson et al., 2007) (Table 3).

Another alteration common to all the remains is the presence of oxidation stains (99%) due to the interaction of the bones with an interface of gravelly clay sediments and water. This type of alteration is frequent in environments similar to the GNLQ1 site (Dunbar et al., 1989; Noakes et al., 2009; Lowery and Wagner, 2012).

The action of carnivores can be observed in 5.8% of the sample. Despite the low incidence of carnivores on the bone assemblage, they are significant for the understanding of the formation processes of the site. The specimens of cf. *Palaeolama* sp. show the largest quantity of marks caused by carnivores. The

Table 3

Distribution of taxa in Late Pleistocene sites of the coast of Central Chile, the coast of the semi-arid North and the valley of Central Chile. ▲ Presence, ○ Absence. Data taken from: Núñez et al. (1994a,b), Jackson et al. (2005, 2007), López et al. (2005), Méndez et al. (2005–2006), Labarca and López (2006), López (2007).

		<i>Palaeolama</i> sp.	<i>Lama</i> sp.	Cervidae	Equidae	<i>Equus</i> (<i>Amerhippus</i>) sp.	<i>Hippidion</i> sp.	Gomphotheriidae	Xenarthra	Canidae	Felidae
Coast of central Chile	GNLQ1	▲	○	▲	▲			○	▲	▲	○
Coast of semi-arid north (Los Vilos)	Quereo	▲	▲	▲	–	▲	○	▲	▲	▲	▲
	Las Monedas	▲	○	○	–	▲	○	○	▲	▲	○
	Santa Julia	▲	○	○	▲	○	○	○	▲	○	○
	Quebrada El Boldo	○	○	○	○	○	○	○	▲	○	○
	Quebrada Lazareto	▲	▲	○	○	○	○	○	▲	○	○
	El Avistadero	▲	○	○	○	▲	○	○	▲	▲	○
	El Membrillo	▲	○	○	○	▲	○	○	▲	▲	○
	Valle de los Caballos-D	▲	○	○	○	▲	○	○	○	▲	○
Central valley	Tagua–Tagua	○	○	▲	▲	▲	▲	▲	○	○	○

The Quintero assemblage shows high taxonomic diversity, mostly similar to that of the Quereo and other sites around Los Vilos. High faunal diversity is found in sites with weakly human evidence (*sensu* Méndez, 2011) like Quereo. On the other hand, sites which exhibit an archaeological context with clear associations and abundant cultural material, such as Santa Julia and Tagua Tagua, produce lower taxonomic diversity.

5. Taphonomic analyses

Among the most common taphonomic alterations of the assemblage is a slight degree of abrasion on the bone surface (99%). Abrasion is homogenous and observed in polish edges and the flat surfaces of the bones. This alteration is to be expected, due in an aqueous environment with abrasive sediment. Weathering affected 87.5% of the sample. This alteration is slight and is concentrated on stages 1 and 2, according to the Behrensmeyer scale (1978). The remains were exposed to terrestrial conditions before they were buried and subsequently flooded. The cf. *Palaeolama* remains showed a more advanced stage of weathering than the rest of the sample, which not only indicates longer periods of exposure, but also suggests that the GNLQ1 site was formed by different depositional events.

The majority of the osseous records show evidence of root marks on the surface (98%). The presence of these marks not only indicates the growth of a vegetation cover over the fossil deposits previous to the marine transgression, but is also a good indicator of the fact that the site was fairly stable. In this regard, the marks are distributed on the upper surface of the bones and less so on the inferior surface, indicating that the bones did not move within the strata in which they were deposited, previous to the transgression of the site.

distal humerus epiphysis presents two circular perforations which could be attributed to the action of a big sized carnivore (Fig. 5), which show similar characteristics to those observed in extinct mammal remains from various sites recorded on the coast of the area near to Los Vilos (López, 2007). A transversal fracture can be seen on the distal radius-ulna diaphysis which appears to be related also to the action of a carnivore, as two notches are observed on the dorsal surface, similar to the perforations recorded on the epiphysis, with similar distance apart (ca. 35 mm) (Fig. 5).

The specific agent has not been clearly identified, although it could be associated with a large carnivore (Borrero and Martin, 1996). Among other damage caused by carnivores, punctures can be seen on the bone fragments and vertebral bodies which are considerable smaller than those described for the cf. *Palaeolama* sp. remains, suggesting the action of small carnivores.

The distal humerus of the cf. *Palaeolama* sp. presents a spiral fracture on the fresh bone. Although this type of fracture can be considered to be typical of that of human activity, diverse analyses determined the degree of ambiguity of this trait, as it can also be the result of natural agents (Myers et al., 1980; Haynes, 1983a,b; Borrero and Martin, 1996). It is important to note the similarity of this specimen to a distal humerus from the nearby site of Quereo interpreted as cultural (López et al., 2004). However, the humerus from GNLQ1 does not show any signs of notches or negatives characteristic of human modifications.

6. Microscopic analysis

The microscopically analyzed bone surfaces, in one the fossil bones, does not show any alterations (Fig. 6A). However, the other greyish stained sample shows a slightly altered surface (Fig. 6B). For

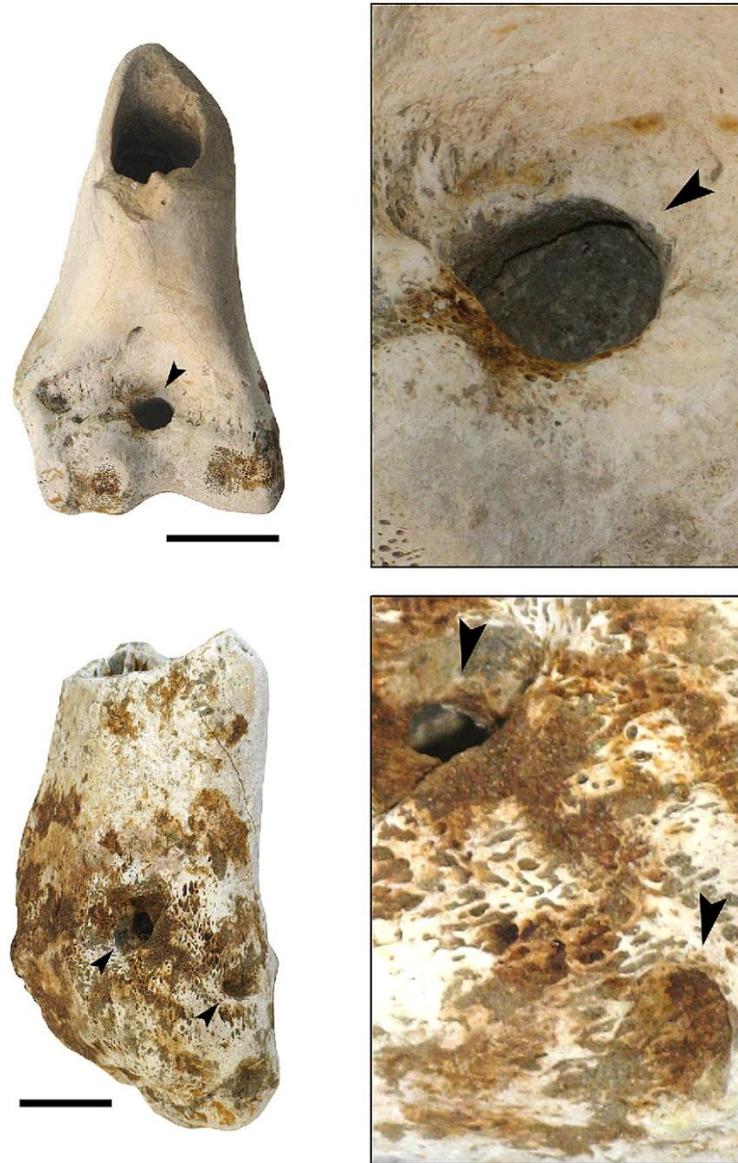


Fig. 5. Distal humerus and radius-ulna with arrow shaped punctures, caused by a big size carnivore (3 cm scale).

this reason, the osseous matrices of the two samples were explored and compared. Both bones have conserved the normal bone morphology and in both, ordered mineralized fibrils could be clearly observed (Fig. 6C and D), indicating that they were not exposed to fire (López et al., 2011).

EDS analysis was also applied to identify exogenous particles from the natural composition of the bone. It was possible to identify spheroidal bodies of pyrite in the osseous matrix of fragments of humerus from the cf. *Palaeolama* sp. (Fig. 6E). X-ray spectrometric images mainly indicate the presence of iron and sulphur (Fe 34%, S 61%). These bodies of pyrite are irregularly

distributed in the internal structure of the bone and are located adjacent to the trabecular tissue. Pyrite formation is related to anoxic environments and to the action of sulphur reducing bacteria (Borrego et al., 2003; Saheb et al., 2008; Brown et al., 2010).

Lastly, the analysis of possible cut marks was developed. The micromorphology of the marks in the calcaneus was interpreted as damage due to rodent gnawing. Parallel flat grooves were evident at the micrometer level (Fig. 7A). Marks on the rib and the vertebra correspond to scratches on the surface related to trampling (Fig. 7B).

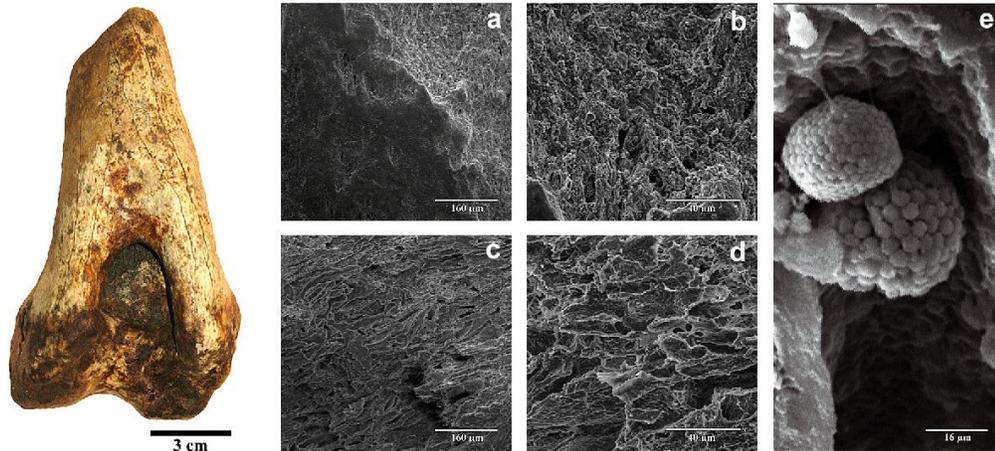


Fig. 6. SEM images of the internal and external structure, fragment of the humerus of cf. *Palaeolama* sp. from site GNLQ-1. A. and B. surface; C. and D. internal structure. Pyrite located in the osseous matrix of the humerus of the cf. *Palaeolama* sp.

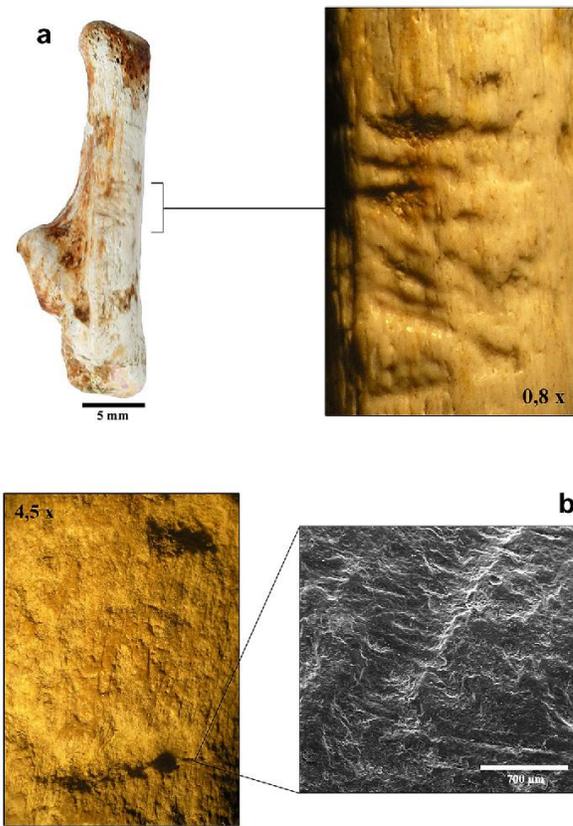


Fig. 7. A. Canidae calcaneus' showing rodent marks; B. Mammal rib showing trampling marks.

7. Conclusions

The geomorphological, sedimentary and paleontological information for the GNLQ1 site suggests the presence of an undisturbed

context with scarce post-depositional alterations. The stratigraphic unit containing the fossil remains (Unit 2), suggests an estuarine-lagoon environment in the process of desiccation (Vargas and Ortega, 2008), consistent with other studies which suggest essentially a cold and wet environment, with a general tendency to desiccation around ca.13,000 cal. BP (Villagrán and Varela, 1990; Kim et al., 2002; Valero Garcés et al., 2005).

Around ca. 13,000 AP (ca 16 cal BP), the coast was situated at least 1 km away from the site, indicating that a substantial part of Quintero Bay was exposed and available for terrestrial fauna, which explains the taxonomical composition of the assemblage. The records of similar faunal assemblages in other sites indicate a wide distribution of grazers and browsers taxa, suggesting environments that combine pasture lands and woods.

Taphonomic analysis shows that different agents affected the record in their terrestrial and drowned depositional context. As for the accumulating agents, at least one large carnivore seems to have been involved, as indicated by the marks on the long bones of the cf. *Palaeolama* sp.

The remains appear to have accumulated at least in two differential depositional events, as suggested by the two states of weathering, which denotes that the remains were exposed to subaerial conditions. The presence of root marks indicates the growth of vegetation and sediment cover, which shows that whilst the remains were exposed, before the marine transgression, they were probably buried, which promoted the preservation and integrity of the record.

Oxidation staining is the result of the interaction of the bones with an interface of gravelly clay sediment and water, which is characteristic of the depositional environment of the GNLQ1 site. At the same time, this data is consistent with the presence of pyrite in the osseous matrix, characteristic of anoxic environments.

Finally, although neither cultural remains nor anthropic agents responsible for the accumulation of fauna were identified, there is no doubt that, these findings are unique due to their nature and state of conservation. Similarities with other terrestrial sites motivate further research, leading to evaluation of their possible association with human occupations. Without doubt, the site offers significant possibilities for future investigations on palaeolandscapes once available for early human occupations, now submerged.

Acknowledgments

We thank Fabiana Martin, Luis Borrero and Francisco Prevosti, organizers of the Symposium of Multidisciplinary Research on the Late Quaternary of South America: Humans, Animals, and Paleoenvironments, for inviting us to participate. In the same way, we thank Gladys Olivares and Oscar López for their work with SEM. This study was financed by GNL Quintero S. A. and supported by ARKA Consultores.

References

- ARKA Consultores, September 2008. Evaluación Arqueológica Subacuática Sitio GNL Quintero 1, Proyecto "Terminal de GNL en Quintero", Comuna de Quintero, V Región de Valparaíso. Study request by SGA Ltda.
- Behrensmeyer, A.K., 1978. Taphonomic and ecologic information from bone weathering. *Paleobiology* 4 (2), 150–162.
- Behrensmeyer, A.K., Hill, A., 1980. Fossils in the Making: Vertebrate Taphonomy and Paleocology. University of Chicago Press, Chicago.
- Bell, S., Elkerton, A., 2007. Unique marine taphonomy in human skeletal material recovered from the medieval warship Mary Rose. *International Journal of Osteoarchaeology* 18 (5), 523–535.
- Binford, L., 1981. *Bones: Ancient Men and Modern Myths*. Academic Press, New York.
- Bishop, W., 1980. Paleogeomorphology and continental taphonomy. In: Behrensmeyer, A.K., Hill, A. (Eds.), *Fossils in the Making. Prehistoric Archaeology and Ecology Series*. University of Chicago Press, Chicago, pp. 20–40.
- Blumenshine, R.J., 1995. Percussion marks, tooth marks, and experimental determinations of the timing of Hominid and carnivore access to long bones at FLK Zinjanthropus, Olduvai Gorge, Tanzania. *Journal of Human Evolution* 29, 21–51.
- Bonnichsen, R., Sorg, M., 1989. Bone Modifications. Peopling the Americas Publications, Center for the Study of the First Americans, University of Maine, Orono.
- Bonucci, E., Graciani, G., 1975. Comparative thermogravimetric, X-ray diffraction and electron microscope investigations of burnt bones from recent, ancient and prehistoric age. *Accademia Nazionale dei Lincei* 59, 517–533.
- Borrero, L.A., Martin, F., 1996. Tafonomía de carnívoros: un enfoque regional. In: Gómez Otero, J. (Ed.), *Arqueología Solo Patagonia. Segundas Jornadas de Arqueología de la Patagonia*, Centro Nacional Patagónico, Puerto Madryn, pp. 189–198.
- Borrego, J., Monterde, J., Morales, Carro, B., López, N., 2003. Morfología de la piritita diagenética en sedimentos recientes de estuario del Río Odiel (SO de España). *Geogaceta* 33, 99–101.
- Brown, A., Ellis, C., Roseff, R., 2010. Holocene sulphur-rich palaeochannel sediments: diagenetic conditions, magnetic properties and archaeological implications. *Journal of Archaeological Science* 37 (1), 21–29.
- Bunn, H.T., Bartram, L., Kroll, E., 1988. Variability in bone assemblage formation from Hadza hunting, scavenging, and carcass processing. *Journal of Anthropological Archaeology* 7, 412–457.
- Cartajena, I., López, P., September 2008. Análisis de Arqueofauna. In: ARKA Consultores (Ed.), *Evaluación Arqueológica Subacuática Sitio GNL Quintero 1, Proyecto "Terminal de GNL en Quintero"*, Comuna de Quintero, V Región de Valparaíso. Study request by SGA Ltda.
- Cartajena, I., López, P., Carabias, D., Morales, C., Vargas, G., 2011. Arqueología subacuática y tafonomía: recientes avances en el estudio de sitios finopleistocénicos sumergidos en la costa pacífica de Chile central. *Antipoda* 13, 201–225.
- Casamiquela, R., 1969. Primeros documentos de la paleontología de vertebrados para un esquema estratigráfico y zoogeográfico del Pleistoceno de Chile. *Boletín de Prehistoria de Chile* 2–3. Año 2.
- Casamiquela, R., 1984. Critical catalogue of some Chilean fossil Vertebrates I. The Deers: complementary considerations on *Antifer* (*Antifer niemeyeri* n. sp.), the Pleistocene Giant Deer. *Quaternary of South America & Antarctic Peninsula* 2, 41–50.
- Casamiquela, R., 1999. The Pleistocene Vertebrate record of Chile. *Quaternary of South America & Antarctic Peninsula* 7, 91–107.
- Cliquet, D., Coutard, S., Clet, M., Allix, J., Tessier, B., Lelong, F., Baltzer, A., Mear, Y., Poizot, E., Auguste, P., Alix, P., Olive, J., Guesnon, J., 2011. The Middle Palaeolithic underwater site of La Mondrée, France. In: Benjamin, J., Bonsall, C., Pickard, C., Fisher, A. (Eds.), *Submerge Prehistory*. Oxbow Books, Oxford, pp. 111–128.
- De Ruiter, D., Berger, L., 2000. Leopards as taphonomic agents in dolomitic caves. Implications for bone accumulations in the hominid-bearing deposits of South Africa. *Journal of Archaeological Science* 27, 665–684.
- Dillehay, T., 2009. Probing deeper into first American studies. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 106 (4), 971–978.
- Domínguez-Rodrigo, M., 1999. Flesh availability and bone modifications in Carcasses consumed by lions. *Palaeoecology, Palaeoecology, Palaeoecology* 149, 373–388.
- Dunbar, 1991. Resource orientation of Clovis and Suwannee age Paleoindian sites in Florida. In: Bonnichsen, R., Turminere, K.L. (Eds.), *Clovis Origins and Adaptations*. Center for the Study of the First Americans, Oregon State University, Corvallis, pp. 185–214.
- Dunbar, J., Webb, D., Cring, D., 1989. Culturally and naturally modified bones from a Paleoindian site in the Aucilla River, North Florida. In: Bonnichsen, R., Sorg, M. (Eds.), *Bone Modifications. Peopling the Americas Publications, Center for the Study of the First Americans, University of Maine, Orono*, pp. 473–497.
- Dunbar, J., Webb, D., Fought, M., 1992. Inundated prehistoric sites in Apalachee Bay, Florida, and the search for the Clovis Shoreline. In: Johnsson, L., Stright, M. (Eds.), *Paleoshorelines and Prehistory: An Investigation of Method*. CRC Press, Ann Arbor, pp. 117–148.
- Fought, M., 2002. Submerged paleoindian and archaic sites of Big Bend, Florida. *Journal of Field Archaeology* 29, 273–290.
- Fought, M., 2004. Submerged Paleoindian and Archaic sites of the Big Bend, Florida. *Journal of Field Archaeology* 29 (3–4), 273–290.
- Fought, G., Susik, 2011. Submerged prehistory in the Americas. In: Benjamin, J., Bonsall, C., Pickard, C., Fisher, A. (Eds.), *Submerged Prehistory*. Oxbow Books, Oxford, pp. 145–157.
- Fedje, Johansen, 2000. Drowned forests and archaeology on the continental shelf of British Columbia, Canada. *Geology* 28 (2), 99–102.
- Goebel, T., Waters, M., O'Rourke, D., 2008. The Late Pleistocene dispersal of modern humans in the Americas. *Science* 319, 1497–1502.
- González, A., Sandoval, C.R., Mata, A.T., Sanvicente, M.B., Stinnesbebec, W., Aviles, J.O., Avevez, E., 2008. The arrivals of humans in the Yucatán Peninsula: evidence from submerged caves in the state of Quintana Roo, Mexico. *Current Research in the Pleistocene* 25, 1–24.
- Hanson, C.B., 1980. Fluvial taphonomic processes: models and experiments. In: Behrensmeyer, A.K., Hill, A. (Eds.), *Fossils in the Making: Vertebrate Taphonomy and Paleocology*. University of Chicago Press, Chicago, pp. 156–181.
- Hanson, M., Cain, C.R., 2007. Examining histology to identify burned bone. *Journal of Archaeological Science* 34, 1902–1913.
- Haynes, G., 1983a. A guide for differentiating mammalian carnivores taxa responsible for Gnaw damage to Herbivore Limb bones. *Paleobiology* 9 (2), 164–172.
- Haynes, G., 1983b. Frequencies of spiral and Greenbone fractures on ungulate Limb bones in modern surface assemblages. *American Antiquity* 48, 102–114.
- Jackson, 2003. Evaluating evidence of cultural associations of Mylodon in the semiarid region of Chile. In: Miotti, L., Salemme, M., Flagenheimer, N. (Eds.), *Where the South Wind Blows: Ancient Evidence of Paleo South American*. Center for the Study of the First Americans, Texas University Press, Austin, pp. 77–81.
- Jackson, D., Méndez, C., López, P., Jackson, D., Seguel, R., 2005. Evaluación de un asentamiento arqueológico en el semiárido de Chile: procesos de formación, fauna extinta y componentes culturales. *Intersecciones en Antropología* 6, 139–152.
- Jackson, D., Méndez, C., Seguel, R., Maldonado, A., Vargas, G., 2007. Initial occupation of the Pacific coast of Chile during late Pleistocene times. *Current Anthropology* 48 (5), 725–731.
- Josenhans, H., Fedje, D., Pienitz, R., Southon, J., 1997. Early humans and rapidly changing Holocene sea levels in the Queen Charlotte Islands-Hecate Strait British Columbia, Canada. *Science* 277, 71–74.
- Kim, J., Schneider, R., Hebbeln, D., Muller, P., Wefer, G., 2002. Last deglacial sea-surface temperature evolution in the Southeast Pacific compared to climate changes on the South American continent. *Quaternary Science Reviews* 21, 2085–2097.
- Labarca, R., López, P., 2006. Los mamíferos finopleistocénicos de la formación Quebrada Quereo (IV Región-Chile): biogeografía, bioestratigrafía e inferencias paleoambientales. *Mastozoología Neotropical* 13 (1), 89–101.
- Labarca, R., Alcaraz, M.A., 2011. Presencia de *Antifer* ultra *Ameghino* (= *Antifer niemeyeri* Casamiquela) (*Artiodactyla, Cervidae*) en el Pleistoceno tardío-Holoceno Temprano de Chile Central (30–35° S). *Andean Geology* 38, 156–170.
- López, P., 2007. Tafonomía de los mamíferos extintos del Pleistoceno Tardío de la costa meridional del semiárido de Chile (IV Región-32° latitud): alcances culturales y paleoecológicos. *Chungara* 39 (1), 69–86.
- López, P., Labarca, R., Núñez, L., 2004. Nivel Quereo I: una discusión acerca del poblamiento temprano en la Provincia del Choapa. *Revista Werkén* 5, 15–20.
- Lopez, P., Cartajena, I., Olivares, G., López, O., Carabias, D., Morales, C., 2011. Aplicación de microscopio electrónico de barrido (MEB) y espectroscopia de energía dispersiva (EDS) para distinguir alteraciones térmicas en restos osteofaunísticos de un sitio sumergido del Pleistoceno Final de la costa de Chile central. In: Acosta, A. (Ed.), *Estudios Tafonómicos y Zooarqueológicos (II)*, Temas de Arqueología 3. Instituto Nacional de Antropología y Pensamiento Latinoamericano.
- Lowery, D., Wagner, D., 2012. Geochemical impacts to prehistoric iron-rich siliceous artifacts in the nearshore coastal zone. *Journal of Archaeological Science* 39 (3), 690–697.
- Marshall, L.G., Berta, A., Hoffstetter, R., Pascual, R., Reig, O., Bombin, M., Mones, A., 1984. Mammals and stratigraphy geochronology of continental mammal-bearing. *Quaternary of South America. Paleovertebrata, Memoire Extraordinaire*, 1–76.
- Méndez, C., Jackson, D., López, P., Jackson, D., 2005–2006. Tan lejos, tan cerca: de sitios paleoindios y depósitos secundarios. Intervenciones arqueológicas en el nivel II del yacimiento pleistocénico Las Monedas. *Revista Chilena de Antropología* 18, 135–153.
- Méndez, C., 2011. Tecnología lítica en doblamiento Pleistoceno Terminal del centro de Chile. Organización, gestos y saberes. PhD thesis, Universidad Católica del Norte, Universidad de Tarapacá, Chile.
- Myers, T., Voorhies, M., Georje, C., 1980. Spiral fractures and bone Pseudotools at paleontological sites. *American Antiquity* 45 (3), 483–490.

- Nicholson, R., 1993. A morphological investigation of burnt animal bone and an evaluation of its utility. *Archaeology. Journal of Archaeological Science* 20, 411–442.
- Noakes, S., Garrison, E., McFall, G., 2009. Underwater Paleontology: recovery of a prehistoric Whale mandible offshore Georgia. In: Pollock, N.W. (Ed.), *Proceedings of the American Academy of Underwater Sciences 28th Symposium*. American Academy of Underwater Sciences, Atlanta, pp. 245–251.
- Núñez, L., Varela, J., Casamiquela, R., Villagrán, C., 1994a. Reconstrucción multidisciplinaria de la ocupación prehistórica de Quereo, Centro de Chile. *Latin American Antiquity* 5 (2), 99–118.
- Núñez, L., Varela, J., Casamiquela, R., Schiappacasse, V., Niemeyer, H., Villagrán, C., 1994b. Cuenca de Tagua Tagua en Chile: El ambiente del Pleistoceno Superior y ocupaciones humanas. *Revista Chilena de Historia Natural* 67, 503–519.
- Piñón, C., Lebreiro, I., Lara, V.H., Bosh, P., 2007. Thermal alterations in archaeological bones. *Archaeometry* 49 (4), 713–727.
- Richardson III, J.B., 1981. Modeling the development of sedentary maritime economies in the coast of Peru. *Annals of Carnegie Museum* 50, 139–150.
- Saheb, M., Neff, D., Dillmann, P.H., Maahtiesen, H., Foy, E., 2008. Long-term corrosion behaviour of low-carbon steel in anoxic environment: characterisation of archaeological artefacts. *Journal of Nuclear Materials* 379 (1–3), 118–123.
- Sandweiss, D., 2003. Terminal Pleistocene through Mid-Holocene archaeological sites as paleoclimatic archives for the Peruvian coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 194, 23–40.
- Shahack-Gross, R., 1997. Black-coloured bones in Hayonim Cave, Israel: differentiating between burning and oxide staining. *Journal of Archaeological Science* 24, 439–446.
- Shipman, P., Foster, G., Schoeninger, M., 1984. Burnt bones and teeth: an experimental study of color, morphology, crystal structure and shrinkage. *Journal of Archaeological Science* 11, 307–325.
- Stewart, D., 1999. Formation processes affecting submerged archaeological sites: an overview. *Geoarchaeology* 14 (6), 565–587.
- Stiner, M., Kuhn, S., Weiner, S., Bar-Yosef, O., 1995. Differential burning, recrystallization, and fragmentation of archaeological bone. *Journal of Archaeological Science* 22, 223–237.
- Stright, M., 1995. Archaic period sites on the continental shelf of North America: the effect of relative sea-level changes on archaeological site locations and preservation. In: Bettis, E.A. (Ed.), *Archaeological Geology of the Archaic Period in North America*. Geological Society of America Special Paper, vol. 297, pp. 131–147.
- Valero Garcés, B., Jenny, B., Rondanelli, M., Delgado-Huertas, A., Burns, S., Veit, H., Moreno, A., 2005. Palaeohydrology of Laguna Tagua Tagua (34° 31S) and moisture fluctuations in Central Chile for last 46000yr. *Journal of Quaternary Science* 20 (7–8), 625–641.
- Vargas, G., Ortega, C., September 2008. Contexto geomorfológico y análisis sedimentológico preliminar de muestras de la Bahía Quintero, V Región Proyecto Terminal GNL Quintero. In: ARKA Consultores (Ed.), *Evaluación Arqueológica Subacuática Sitio GNL Quintero 1, Proyecto "Terminal de GNL en Quintero"*, Comuna de Quintero, V Región de Valparaíso. Study request by SGA Ltda.
- Villagrán, C., Varela, J., 1990. Palynological evidence for increased aridity on the central Chile coast during the Holocene. *Quaternary Research* 34, 198–207.
- Waters, M., 1992. *Principles of Geoarchaeology: A North American Perspective*. The University of Arizona Press, Tucson.