

Assessment of dynamic processes and evolutionary trends of the western part of the arid Chilean coastal range: relationships between river catchments and coastal dynamics of the Coquimbo Bay system, Chile.

Dissertation

der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Eberhard Karls Universität Tübingen
zur Erlangung des Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften
(Dr. rer. nat.)

vorgelegt von
María Victoria Soto Bäuerle
aus Santiago de Chile

Tübingen
2017

Tag der mündlichen Qualifikation:

27-01-2017

Dekan:

Prof. Dr. Wolfgang Rosenstiel

1. Berichterstatter:

Prof. Dr. Volker Hochschild

2. Berichterstatter:

Dr. habil. Michael Märker

Dedication:

This thesis is dedicated to my children and husband for their love, patience and support during fieldwork, trips to Germany and prolonged absences from home. Thank you for your love during my thesis work and every day of my life.

Contents

Abstract	III
Zusammenfassung	V
Resumen	VIII
List of figures	X
List of papers	XI
List of appendix	XII
Acknowledgments	XIII
1. - Introduction	14
1.1. Dynamic relationships between river catchments and the coastal zone.	15
1.2. Geodynamics conditions and natural hazards	18
2. Aims and objectives	21
2.1. Research framework and general description of the problem	21
2.2. Main goal of the thesis	22
2.3. Structure of the thesis	23
2.4. Study area	23
2.4.1. Paleo-environment and tectonic setting	26
2.4.2. Clime and climate changes scenarios in the study areas	30
3. - Research summaries	32
3.1. Assessment of geomorphic processes affecting the paleo-landscape of Tongoy Bay, Coquimbo Region, central Chile.	32
3.2. Geodynamic conditions resulting from the 2010 earthquake and tsunami on the coast of central Chile. The case of Pichilemu.	35
3.3. The Accretional Beach Ridge System of Tongoy Bay: an Example of a Regressive Barrier Developed in the Semiarid Region of Chile.	37
3.4. Dynamic and evolutionary trend of dunes in a bay system in semiarid Chile. Punta de Choros, Coquimbo.	40
3.5. Integrated analysis of natural hazards in the coastal semiarid environment of Chile. La Serena, Coquimbo.	42
3.6. Assessment of Flood risk in the coastal Chilean semiarid and its impacts on La Serena city, Coquimbo Region.	45
4. - Discussion and Conclusions	49
4.1. Dynamic relations of the western slopes of the coastal range of semiarid Chile	49
4.1.1. Present day dynamics of the slopes	49
4.1.2. Evolution of marine terraces in the coastal range	50
4.2. Bays dynamics controlled by structure.	51

4.2.1. Coseismic effects in the sedimentation of sandy beaches	51
4.2.2. Evolution of the coastal zone: beach ridges in the semi-arid environment of the western coast of America.	52
4.2.3. Dynamic and evolutionary trend of coastal dunes in headland bay beaches.	53
4.3. Natural hazards	54
4.3.1. River floods and flasflood risk	54
5. Future research needs	57
6. Outlook	59
7. Reference	60
Paper A Assessment of Geomorphic Processes Affecting the Paleo-Landscape of Tongoy Bay, Coquimbo Region, Central Chile. Geogr. Fis. Dinam. Quat. 37 (2014): 51-66	72
Paper B Condiciones Geodinámicas Derivadas del Terremoto y Tsunami de 2010 en la Costa de Chile Central. El Caso de Pichilemu. Revista de Geografía Norte Grande 60 (2015): 79-95	90
Paper C Integrated Analysis of Natural Hazards in the Coastal Semiarid Environment of Chile. La Serena, Coquimbo. Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, 67(2015): 487-49.	108
Paper D Análisis integrado de las condiciones físico naturales en la identificación de amenazas en ambiente Semiárido costero de Chile. La Serena, Region de Coquimbo. Boletín de la Asociación de Geógrafos Española, 67(2015): 213-231.	114
Paper E Assessment of Flood Risk in the Coastal Chilean Semiarid and its Impacts on La Serena City, Coquimbo Region. Submitted to Natural Hazard.	134
PAPER F Dinámica y Tendencia Evolutiva de Dunas en un Sistema de Bahías en Chile Semiárido. Punta de Choros, Coquimbo. Manuscript for Submission.	162
PAPER G The Accretional Beach Ridge System of Tongoy Bay: An Example of a Regressive Barrier Developed in the Semiarid Region of Chile. Manuscript for Submit.	183
APPENDIX	201

Abstract

Semiarid environments are climatically, ecologically, hydrologically and socio-economically complex systems, particularly when they are subject to climate change and anthropic interventions. The northern coast of Chile shows a very strong influence of the ENSO (El Niño South Oscillation) dynamics and El Niño events that triggered landslides, debris flows, flashfloods and river flooding. These natural processes are considered as hazards that negatively affect human settlements. In the study area, the growth of urban areas and the expansion of cultivated agricultural land for export purposes has generated and increased susceptibility to natural hazards and hence, increased the related risks.

These systems show particular features and landforms inherited from different morpho-climatic domains. Hence, an assessment of the present day landscape must take into account the inherited landforms and features as well as present day landscape forming processes. The geomorphic processes in the catchments draining into Coquimbo Bay are activated and turn into dynamic conditions during extreme rainfall episodes associated with El Niño events. Hence, they trigger geomorphological and hydrological processes that activate the hydrographic network with a sporadic regime. Consequently, there is sediment transport through the watershed to the shoreline that is kept in balance by sandy beaches and accumulation in the sand dune fields despite semi-arid environmental conditions.

We hypothesize that the morphodynamic stability of the coastal range and its associated catchments with high geodynamic potential is linked to the occurrence of extreme pluviometric events. In consequence, the basins are episodically reactivated generating extreme morphological dynamics affecting existing populated areas. These processes dominate the current sedimentary transfer mechanism from the basins to the waterfront and longshore.

Consequently, this study contributes to the understanding of the geomorphological dynamics of the semiarid coastal area of Chile that is highly affected by extreme weather events. In turn these events trigger dynamics processes and natural hazard conditions.

The methodology to achieve the aims and objectives of this study is based on detailed geomorphological analyses of the study area. This includes the generation of a geomorphological map according to the main influencing processes and related forms and features. Particularly, the landscape is characterized by the relationship between slope systems determined by their lithology and the potential mass contribution to the stream network. The geological information was extracted from geological maps. Fluvial terraces, alluvial fans and glacia were mapped based on stereo photointerpretation and validated by a field survey during 2012-2014.

The geomorphological information was complemented by derivatives from a detailed GIS-based terrain analysis. The resulting topographic indices are used as proxies to determine the susceptibility to geohazards. We assessed the present day fluvial and slope processes using the following topographic indices: i) Stream Power Index (SPI) is a measure of the erosive power of concentrated water flows or streams; ii) Transport Capacity Index (TCI) also known as LS-Factor of USLE identifies areas prone to areal soil erosion processes due to rill, inter-rill sheet flows; iii) Topographic Wetness Index (TWI) expresses the potential runoff related to soil saturation; iv) the Modified Catchment Area (MCA), v) the Vertical distance to River Network and vi) Altitude Above Stream Channel Network (AACN) delivers information about the spatial configuration of flooding areas. The latter one is also known as an isobase map. The MCA considers the flow pattern in a more realistic way. For the sake of simplicity, the modeling was performed based on the assumption that the landscape has a homogeneous and undifferentiated geologic substrate.

The study shows that the study region is subject to episodic, high-energy geodynamic events that induce natural hazards. However, the vulnerability is quite low due to a scarce settlement density, except along the coast. The fluvial dynamics of the tributary river catchments generate floods in the Elqui River, and in the smaller catchments downstream especially within the city of La Serena. This city, which is the capital of the Coquimbo region, is particularly affected in the urban expansion areas that are located on the Holocene marine terrace, not more than 6-7 m.a.s.l. as well as on the low river terraces, which have been declared urban or peri-urban areas. These sectors have not been flooded since 1997 when they were still declared as urban areas.

The smaller basins of the coastal range, which generate flash floods and river floods with extreme precipitation events, especially during ENSO El Niño, generate natural hazards and hence a specific risk for the population and the industry as well as agricultural zones in the valley and the coastal areas. On the other hand, the relationship between the catchment and the coastal zone is reflected through sedimentary transfer along the shore. The foredune and sand field dune are features and natural systems that are in an evolutionary trend of a progressive accretion shoreline.

The obtained results show that through a detailed terrain analysis, combined with classical geomorphological mapping methods, natural hazards can be assessed and hence, this leads to a better understanding of the conditions of exposure and vulnerability of populated settlements and infrastructure.

Zusammenfassung

Semiaride Bereiche sind klimatisch, ökologisch, hydrologisch und sozioökonomisch gesehen komplexe Systeme, insbesondere wenn sie dem Klimawandel und anthropogenen Eingriffen unterliegen. Die Nordküste von Chile zeigt einen sehr starken Einfluss der ENSO (El Niño Southern Oscillation) Dynamik und El Niño Ereignisse lösen regelmäßig Erdrutsche, Muren, Sturzfluten und Hochwasser aus. Diese natürlichen Prozesse werden als Gefahren betrachtet, die negativ auf menschliche Siedlungen und Infrastrukturen einwirken können. Im Untersuchungsgebiet hat die Anfälligkeit für Naturgefahren und den damit verbundenen Risiken durch das Wachstum von urbanen Flächen sowie die Ausweitung der landwirtschaftlichen Flächen für den Export enorm zugenommen.

Die Geomorphologie des Untersuchungsraumes ist charakterisiert durch Besonderheiten und Landschaftsformen, die in verschiedenen morphologisch-klimatischen Domänen gebildet wurden. Daher muss eine Bewertung der heutigen Landschaft die geerbten Formen und Eigenschaften sowie die heutigen Formungsprozesse berücksichtigen.

Die geomorphologische Prozesse in den Einzugsgebieten der Coquimbo Bucht wurden durch Hebungsprozesse bzw. Meeresspiegelabsenkung aktiviert und durch extreme Niederschlagsereignisse im Zusammenhang mit El Niño-Ereignissen noch weiter verstärkt. Die Folge sind Überschwemmungen, Sturzfluten und Muren die das Gewässernetz sporadisch aktivieren. Folglich gibt es einen Sedimenttransport zur Küste hin, der sich in Form von Sandstränden und Sanddünenfeldern trotz semiariden Klimaregimes manifestiert.

Wir postulieren, dass die morphodynamische Stabilität des Küstenbereichs und der dazugehörigen Einzugsgebiete an das Auftreten von extremen Niederschlagsereignissen geknüpft ist. In der Folge werden die Flusseinzugsgebiete episodisch reaktiviert zu erzeugen eine extreme morphologische Dynamik, welche die besiedelten Gebiete gefährdet. Diese Prozesse dominieren die aktuellen Sedimenttransfermechanismen aus den Flusseinzugsgebieten hin zum Strand und Küstensaum.

Folglich trägt diese Studie zum Verständnis der geomorphologischen Dynamik des semiariden Zentralchilenischen Küstenbereichs bei, der stark von extremen Wetterereignissen betroffen ist. Die Dynamik der daran gekoppelten Prozesse führt zu einem bestimmten Gefährdungspotential.

Die in dieser Studie verwendete Methodik basiert auf detaillierten geomorphologischen Analysen des Untersuchungsgebietes. Dies beinhaltet die Erstellung einer geomorphologischen Karte, welche die dominanten Prozesse sowie den daran gekoppelten Formenschatz abbildet. Insbesondere wird die Landschaft durch die Beziehung zwischen Hangsystemen und Abflußnetz über die Lithologie und die

möglichen Massenflüsseins Abflußnetz näher charakterisiert. Die geologischen Informationen wurden aus geologischen Karten extrahiert. Fluviale Terrassen, Schwemmkegel und Glacis wurden durch Stereophotointerpretation und über Feldstudien, die in den Jahren 2012-2014 durchgeführt wurden erfasst.

Die geomorphologischen Informationen wurden durch eine detaillierte GIS-basierte Geländeanalyse ergänzt. Die erhaltenen topographischen Indizes werden als Proxies verwendet, um die Anfälligkeit für Georisiken zu bestimmen. Wir beurteilten die heutigen fluvialen und Hangprozesse unter Verwendung der folgenden topographischen Indizes: i) der Stream Power Index (SPI) ist ein Maß für die Erosionskraft konzentrierter Wasserströme; ii) der Transport Capacity-Index (TCI) auch als LS-Faktor von der USLE bekannt, identifiziert Bereiche, die anfällig für flächige Bodenerosionsprozesse sind (Inter-Rill und Schichtfluten) ; iii) der Topographische Wetness-Index (TWI) entspricht dem potenziellen Abfluss durch Bodensättigung (suration excess overland flow); iv) Das modifizierte Einzugsgebiet (MCA), v) der Vertikalabstand zum Fluss-Netzwerk und vi) die Höhe über dem Abflussnetzwerk (AACN) liefert Informationen über die räumliche Konfiguration der Überschwemmungsgebiete. Aus Gründen der Einfachheit wurde die Modellierung auf Basis der Annahme durchgeführt, dass die Landschaft, eine homogene, undifferenzierte geologischen Schichtung hat.

Die vorliegende Untersuchung zeigt, dass der Untersuchungsraum episodischen Extremniederschlägen unterliegt. Letztere führen zu hochenergetischen, geodynamischen Prozessen die entsprechende Naturgefahren hervorrufen. Allerdings ist die Vulnerabilität dieser Naturgefahren sehr niedrig aufgrund der geringen Besiedlungsdichte des Küstenbereiches. Die fluviale Dynamik der Flusseinzugsgebiete führt zu Überschwemmungen des Elqui-Flusses, sowie in den kleineren tributären Einzugsgebieten. Insbesondere die Stadt La Serena und vor allem die tieferen Flussterrassen und holozänen Marinen Terrassen die nicht über 6-7 m üNN liegen sind von den Starkregenereignissen und den daraus resultierenden Überflutungen betroffen. Hierbei handelt es sich vorwiegend um Neusiedlungsgebiete, welche seit 1997 nicht überflutet wurden und daher zu neuen Siedlungsgebieten deklariert wurden.

Die kleineren Becken des Küstengebirges, die Sturzfluten und Flusshochwasser vor allem während ENSO El Niño Ereignissen mit extremen Niederschlägen generieren, unterliegen somit einem spezifischen Risiko insbesondere für die Bevölkerung, die Industrie und die landwirtschaftlichen Bereiche.

Zwischen den Einzugsgebieten und der Küstenzone kann ein Sedimenttransfer konstatiert werden, der entlang der Küste durch einen spezifischen Formenschatz gekennzeichnet ist. Vordünen und

Sandfelder sind Merkmale einer evolutionären Entwicklung mit einer progressiven Sedimentverlagerung entlang der Küste.

Die Ergebnisse zeigen, dass durch eine detaillierte Geländeanalyse kombiniert mit klassischen geomorphologischen Abbildungsverfahren, Naturgefahren erfasst, analysiert und beurteilt werden können. Dies führt zu einem besseren Verständnis der Gefährdung und Vulnerabilität besiedelter Bereiche und Infrastrukturen.

Resumen

Los ambientes semiáridos son sistemas complejos desde el punto de vista climático, ecológico, hidrológico y socio-económico; esta situación se ve agudizada bajo escenarios de cambio climático e intervenciones antrópicas. La costa norte de Chile muestra una fuerte influencia del fenómeno de El Niño (ENSO) a cuya dinámica se asocian procesos geomorfológicos como deslizamientos, flujos, avenidas e inundaciones fluviales. Estos procesos naturales son considerados como amenazas de origen natural y afectan negativamente a los asentamientos humanos. En el área de estudio, el crecimiento de las zonas urbanas y la expansión de las tierras agrícolas con fines de exportación ha generado el aumento de la susceptibilidad a los desastres naturales y el aumento de los riesgos.

El paisaje presenta características que evidencian su condición de relieve heredadas de diferentes dominios morfo-climáticos. Los procesos geomorfológicos en las cuencas que desembocan en la Bahía de Coquimbo durante eventos extremos de El Niño se activan a través de la dinámica geomorfológica e hidrológica, sobre todo a través de las laderas y red de drenaje de régimen esporádico. En consecuencia, se evidencian los procesos de transporte de sedimentos a través de las cuencas hacia la costa manteniendo así la condición de equilibrio sedimentario en las playas arenosas y campos de dunas, a pesar de las condiciones ambientales semiáridas.

Se postula, que la estabilidad morfodinámica de la Cordillera de la Costa y sus cuencas asociadas con un alto potencial geodinámico, está vinculado a la ocurrencia de eventos pluviométricos extremos. En consecuencia, las cuencas se reactivan episódicamente generando dinámicas morfológicas extremas que afectan a las zonas pobladas existentes. Estos procesos dominan el mecanismo de transferencia sedimentario actual de las cuencas a la línea de costa.

Este estudio contribuye a la comprensión de la dinámica geomorfológica de la zona costera semiárida de Chile que está muy afectada por los fenómenos meteorológicos extremos. A su vez estos acontecimientos desencadenan procesos en las cuencas y el litoral asociado, generando condiciones de amenaza y riesgos.

La metodología empleada para el cumplimiento de los objetivos de este estudio se basa en el análisis geomorfológico de la zona de estudio. Esto incluye la generación de la cartografía geomorfológica de acuerdo con los principales procesos que influyen en la dinámica actual del sistema. El paisaje se caracteriza por la relación entre los sistemas de laderas determinados por su litología y por la contribución de masa a la red de drenaje. Las terrazas fluviales, conos aluviales y glacis se identificaron a través de fotointerpretación y validación con trabajo de terreno en 2012-2014.

La información geomorfológica se complementó con un análisis detallado del terreno basado en herramientas SIG. Los índices topográficos resultantes se utilizan como indicadores para determinar la susceptibilidad a determinados procesos dinámicos. Se utilizaron los siguientes índices topográficos: i) *Stream Power Index* (SPI) que es una medida de la potencia erosiva de los flujos concentrados ii) *Transport Capacity Index* (TCI), también conocido como LS-Factor de USLE que identifica las zonas propensas a procesos de erosión del suelo iii) *Topographic Wetness Index* (TWI) que expresa la escorrentía potencial relacionada con la saturación del suelo; iv) la cuenca hidrográfica modificada (MCA), v) la distancia vertical al río y vi) Altitud del flujo en relación a la red de canales (AACN) que entrega información sobre la configuración espacial de las zonas de inundación. Este último también se conoce como mapa isobase. En función a la modelización a ser realizada se asume que el paisaje tiene un sustrato geológico homogéneo.

El estudio muestra que la región de estudio está sujeta a eventos geodinámicos episódicos, de alta energía que inducen a las amenazas naturales. Sin embargo, la vulnerabilidad es bastante baja debido a una escasa densidad de los asentamientos, excepto a lo largo de la costa. La dinámica fluvial de las cuencas de los ríos tributarios genera inundaciones en el río Elqui y hacia aguas abajo afectando el área urbana de la ciudad de La Serena. Esta ciudad, que es la capital de la Región de Coquimbo, se ve afectada particularmente en las áreas de expansión urbana que se encuentran en la terraza marina del Holoceno, a no más de 6-7 m.s.n.m. así como en las terrazas fluviales bajas, que han sido incorporadas como áreas urbanas o periurbanas.

Las sub cuencas de la Cordillera de la Costa durante eventos ENSO El Niño, pueden desarrollar un rápido drenaje a través del escurrimiento superficial en una red hidrográfica en estado de latencia durante las estaciones de sequías. Durante estos eventos extremos se generan crecidas fluviales (avenidas) que drenan hacia el sistema principal, del Río Elqui. Ello puede generar inundaciones y crecidas de los ríos y condiciones de amenazas naturales y por tanto, una condición de exposición de la población y las actividades económicas, sean la agricultura y la agroindustria, sobre todo en los valles y expansión urbana en la zona costera. Por otro lado, la relación entre las cuencas y la zona costera se ve reflejada a través del transporte de sedimentos a lo largo de la línea de costa. Los campos de dunas son una característica de ello y tales sistemas naturales se encuentran en un estado y tendencia evolutiva asociada a una línea de costa de acreción progresiva.

Los resultados obtenidos muestran que a través de un análisis del terreno en herramientas SIG complementado con métodos de cartografía geomorfológica se puede avanzar en la evaluación de las amenazas de origen natural y poder contribuir a una mejor comprensión de las condiciones de exposición y vulnerabilidad de los asentamientos y poblados

List of figures

Fig. 1 Study area	16
Fig. 2 Geologic and structural map.	26
Fig. 3 Regional morphology.	27
Fig. 4 Marine terraces formed sequences.	28
Fig. 5 Block diagrams representing the forearc evolution in the Tongoy Bay-Altos de Talinay area for the two main time periods associated with activity of the Puerto Aldea Fault.	29
Fig. 6 Los Choros stream and flashflood, on 31st of march of 2015.	31
Fig. 7 Distal part of Camarones expansion glacis.	34
Fig. 8 Geomorphological map of the Tongoy barrier.	40
Fig. 9 Coastal erosion in La Serena beach, tsunami of september 16 of 2015.	51
Fig. 10 Flash flood in Santa Gracia catchment on march 25 th of 2015.	56

List of papers

- 1) **Assessment of geomorphic processes affecting the paleo-landscape of Tongoy bay, Coquimbo Region, central Chile.**
María-Victoria Soto; Michael Märker; Giuliano Rodolfi; Sergio A. Sepúlveda & Misael Cabello. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.* 37 (2014): 51-66.
- 2) **Condiciones geodinámicas derivadas del terremoto y tsunami de 2010 en la costa de Chile central. El caso de Pichilemu.**
María-Victoria Soto; Joselyn Arriagada; Carmen Paz Castro-Correa; Ignacio Ibarra; Giuliano Rodolfi. *Revista de Geografía Norte Grande* 60 (2015): 79-95.
- 3) **Integrated analysis of natural hazards in the coastal semiarid environment of Chile. La Serena, Coquimbo.**
María-Victoria Soto; Michael Märker; Carmen Paz Castro; Giuliano Rodolfi. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 67(2015): 487-49.
- 4) **Análisis integrado de las condiciones físico naturales en la identificación de amenazas en ambiente Semiárido costero de Chile. La Serena, Region de Coquimbo.**
María-Victoria Soto; Michael Märker; Carmen Paz Castro; Giuliano Rodolfi. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 67(2015): 213-231.
- 5) **Assessment of Flood risk in the coastal Chilean semiarid and its impacts on La Serena city, Coquimbo Region.**
María-Victoria Soto; Michael Märker; Pablo Sarricolea; Sergio A. Sepúlveda; Giuliano Rodolfi; Misael Cabello. *Submitted to Natural Hazard*.
- 6) **Dinámica y tendencia evolutiva de dunas en un sistema de bahías en Chile semiárido. Punta de Choros, Coquimbo.**
María-Victoria Soto; Joselyn Arriagada; Nicole Benavente; Ivonne Rojas; Misael Cabello. *Manuscript for submission*.
- 7) **The Accretional Beach Ridge System of Tongoy Bay: an Example of a Regressive Barrier Developed in the Semiarid Region of Chile.**
María-Victoria Soto; Sergio R. Dillenburg; Joselyn Arriagada; Misael Cabello, *Manuscript for submit*.

List of appendix

Appendix I Marine Terraces	201
Appendix II Coastal Uplift	203
Appendix III Sedimentary Analysis	206

Acknowledgments

I would like to express my gratitude to my advisor Dr. Habil. Michael Maerker who has done his best to motivate me during my research and thesis.

I would like to thank Professor Volker Hochschild for his support during my Ph.D. and giving me the opportunity to do this important step in my academic life.

I am especially grateful to my colleague and friend Prof. Guiliano Rodolfi who passed away in November 2015.

I would like to thank the Geographer Misael Cabello for his collaboration and support in the research, and to Judy Baker for her help with the English translation.

I am extremely grateful to my family, my husband and sons for the love, patience and trust.

1. - Introduction

The semi-arid coastal region of Chile has not been studied in depth from a geomorphological perspective and especially in relation to the dynamics and relationships between catchment processes and coastal areas. This study contributes to the understanding of the sediment transfer processes and hence the evolution of coastal landscapes and assesses the natural hazards and related risks.

The Coquimbo study area is a complex bay controlled by structural and tectonic processes and features. Moreover, it is characterized by a semiarid climate. In this study, we focus on the identification of the dynamic patterns of the bays and their relationship with the coastal range sustaining them. The present day processes are complex and difficult to assess. However, the region is already subject to processes like ENSO that may become even more intense in the future. Hence, future climatic changes of the semiarid coastal area and related low mountain chains in Chile are a scientific challenge. It is necessary to establish patterns of landscape change associated with ENSO, La Niña /El Niño phenomena and the dynamic responses of the catchments and coastal areas associated with mass transfer, drought / heavy rainfall events, dynamic processes and natural hazards (Montecinos & Aceituno 2003, Montecinos et al. 2016, Sarricolea & Martín-Vide 2014, Roberston et al. 2014). This is very important because the river valleys are highly suitable for agriculture. Moreover, the coastline is undergoing changes caused by urbanization and the growth in tourism (Ortiz & Escolano 2005, Ortiz et al. 2011, Wyndham 2012).

The dynamic between catchment and coasts is not directly related to the Coquimbo mega bay since the vast basin of the Elqui River does not have dune fields associated with a proportional size of the catchment area, as observed in other areas of continental Chile. The existence of a dune field in the north of the mega bay area without a basin delivering these sediments leads to the conclusion that the sands have been transported from sources far to the south and even outside the study area. It has been postulated that the Coquimbo Bay functions as a system interconnecting the coastal range/shoreline and longshore zones explaining its evolution based on sand contributions from river basins south of the bay, namely the Limarí River and the Elqui River (according to those established for Chile by Araya-Vergara (1996), Martinez et al. (2011), Soto (2005), Villagrán (2007), Soto et al. (2011), Arriagada et al. (2014). Consequently, these sources together feed the sandy beaches in the region and the large dune fields.

It has also been shown that future climate change and present day climate variability in the high Andes have no effect on the activities of the distal section of the Elqui River since the Puclaro dam works as a regulator of the Andean floods. Smaller basins in the coastal range which generate flash floods and

river floods with extreme precipitation events, especially during ENSO El Niño constitute natural hazards putting populations and productive zones in the valley and the coastal areas at risk.

This thesis does not address issues of human geography, such as urban and economic processes in the region. However, it is the enormous growth of the urban area which justifies geomorphological research in order to generate knowledge to face climatic and territorial changes and to assess how this might impact the population of cities as well as productive and communication infrastructure and facilities. Urban development in the coastal zone is a socio-economic process that is inserted into this context in a very complex and hazardous landscape.

1.1. Dynamic relationships between river catchments and the coastal zone.

The relationship between the Andean catchment and sandy shorelines has been described in Chile by various authors: Pomar (1963), Fuenzalida (1965), Börgel (1963), Araya-Vergara (1970), Soto (1987, 2005), Martínez (2001), Martínez et al. (2011), Soto et al. (2011), Arriagada et al. (2014) among others. These authors note that the sandy shores in Chile are related to contributing catchments and the processes active within these catchments such as soil erosion, deposition and transfer processes from the head catchments to the coastlines and longshore.

There is only one river mouth on the Pacific Coast of the study area: the Elqui river mouth (Fig. 1). In addition, the Limarí Andean river mouth is located in the south outside the study area; its sediments were found in the beach ridges and sandy beaches of Tongoy Bay, following the coastal drift, or longshore current with a south to north direction. Two other catchments are also important, but are located on the Coastal Range. The Hornos and the Los Choros streams, belong to a middle mountain semiarid environment featuring steep slopes, with little or no vegetation, abundant alluvial fans and modern detritic deposits; both of them show a pluvial regime with sporadic and torrential activity; during heavy rainfall events they trigger debris flows in the head catchments and flash flooding in the main streams; their mouths consist of gravel beaches (Amaya 2013, Soto et al. 2013).

In this context, the small scale landforms, such as talwegs and micro-catchments show a dynamic response to present day concentrated rainfall events, as indicated by Sarricolea (2004) and Sarricolea & Martín-Vide (2012), who pointed out that the La Serena-Coquimbo area is characterized by the highest rainfall Concentration Index (IC) in Chile.

Those landforms are inserted into larger ones (terraces, glacis, fault systems or alluvial fans), interpreted as inherited features.

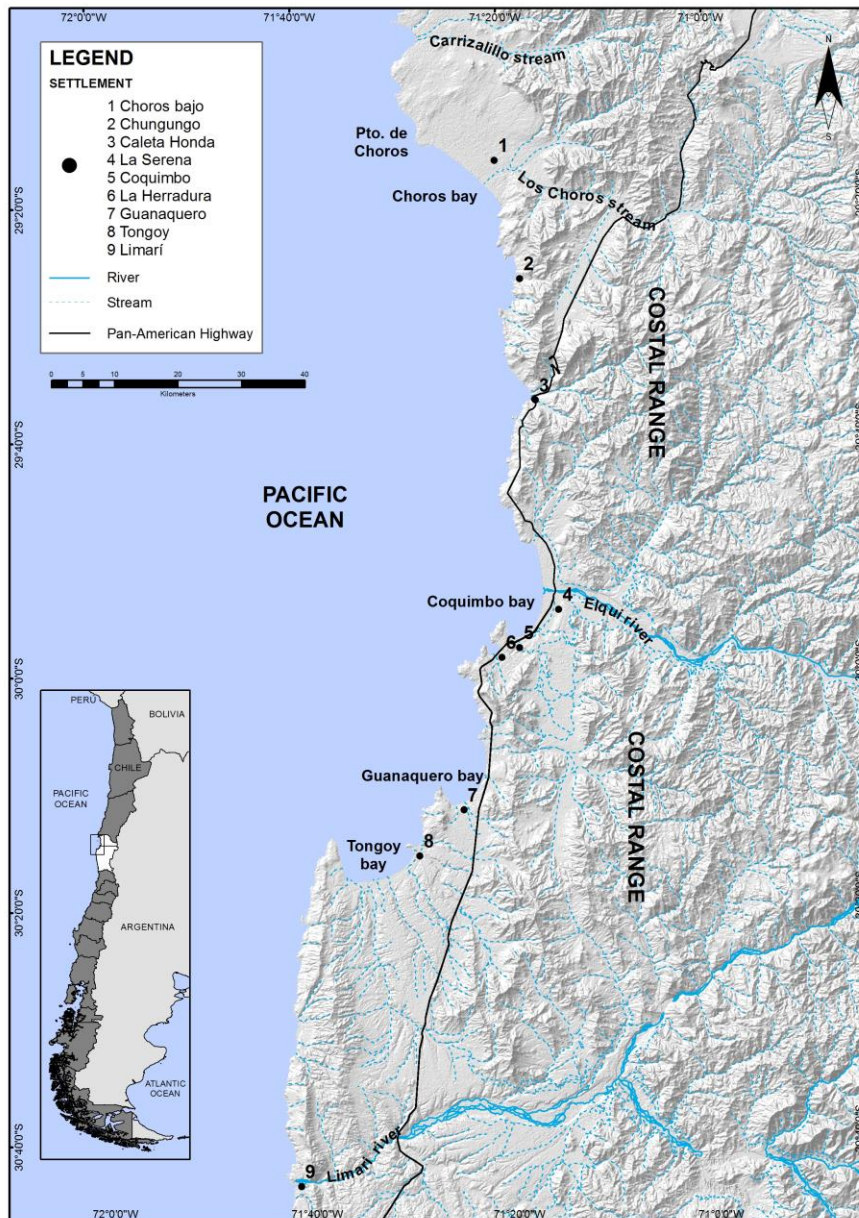


Fig. 1 Study Area

Regarding the coastal geomorphology, the most distinctive group of features in the sandy beaches shows the following sequence: some beach ridges and sand dunes. Traditional coastal barriers were studied as characteristic features of coasts with a major territorial expansion such as in South and North America, Australia, South Africa, and Western Europe (Bird 2008; Schwartz 2005). Coastal barriers of Brazil are highlighted in South America, described by Dillenburg and Hesp (2009), Dillenburg et al. (2014); Hesp et al. (2005). In Chile, these features were identified as coastlines formed by beach ridges (Araya-Vergara 1986, Vargas 1991).

The beach ridges are an essential coastal feature and have been considered according to Otvos' definition (2000) stating that they are relictic, semi parallel, and multiple ridges forming a strandplain. Tamura (2012) indicated the relevance of beach ridges as a paleo environmental record. Regressive

barriers such as morphological systems correspond to a modern feature associated with the last postglacial marine transgression and marine processes related to sediment supply conditions and progradation processes during the last 7 to 6 ky, according to Dillenburg & Hesp (2009). They conclude that the morphology and structure of regressive barriers are very diverse with various forms of subaerial origin: foredunes, beach ridges, and complex dunes.

Concerning the Holocene coastal barriers in the Chilean semiarid region, Paskoff (1970) described the succession of beach ridges in the Bay of Coquimbo (30° S). Ota & Paskoff (1993) mapped and dated the Holocene beach ridges in Tongoy Bay back to 5400 yr. BP for the oldest ridge located along the escarp of the Pleistocene terrace and 910 yr. BP for the latest (non-calibrated ¹⁴C datings). The strandplain of Tongoy extends from the modern berm to the escarp of the marine terrace at 900 m with a progradation speed estimated at 0.13-0.14m/y by Ota & Paskoff (1993).

In addition, Pfeiffer et al. (2011) described the Pleistocene littoral bars preserved on marine terraces which can be correlated to specific sea levels in the past. The oldest one at 200 m.a.s.l. can be observed only in Altos de Talinay, belonging to MIS 11; other terraces have been dated as MIS 7e, MIS 5c and MIS 1, associated with interglacial periods and evidencing the importance of positive tectonic movements in the study area (Saillard et al. 2012). On the arid coast of Chile, in the Atacama desert (Caldera, 27° S), there are important Pleistocene beach ridge sequences described by Marquard et al. (2004) and Quezada et al. (2007) as paleo beaches located on marine terraces; the age of these terraces is estimated to be between MIS 11 and MIS 5c, with ±162 and ±25 meters elevation. In the north at Punta de Choros beach ridges are also located on Pleistocene marine terraces (Creixell et al. 2012), as well as slightly covered by dunes, located at a height of 70 m.

The coastal sand dune fields are an important part of landscapes in coastal semiarid and arid regions. In the north of the study area a huge coastal sand dune field is located (Los Choros, see Figure 1) from the Holocene-Pleistocene age (Creixell et al. 2012). It has native and allochton plants which grow because of the humid atmospheric conditions related to coastal deserts, (a phenomenon well known as *Camanchaca*, coastal fog) that is an important geomorphologic agent (Soto et al. 2012). Despite the fact that the biggest part of the sand dune field does not have much vegetation, there are 2 active sandy lobes in the north and extreme south of the bay and a very wide and high fore dune as well as transgressive sand dunes. These features are the morphological evidence of the present day consistent sedimentary supply to the shoreline (Soto et al. 2015, Benavente 2015).

A further insight into the dynamic process that takes place in the Coquimbo mega bay can be provided by a proper assessment of the headland bay beach systems. These systems are the response to the coastal dynamics in the bay controlled by structural features and tectonics, and are very relevant in the coastal morphology of Chile. Davis (1985) described the importance of wave refractions and Yasso

(1965), Le Blond (1979), Lavalle & Lakhan (1997), Hsu & Evans (1989) the dynamic relationship in and between the bays (Short 1999; Sweers 1999; Bird 2000; Benedet et al. 2004, Klein & De Menezes 2001, Komar 2010, Simeone et al. 2013).

In Chile the headland bay beaches have been studied by Araya-Vergara (1983, 1996, 2003), Martínez (2001), Martínez et al. (2011), Soto (2005), Soto & Arriagada (2007), Soto et al. (2010, 2011), Arriagada et al. (2014) focussing on the effects of the headland in the systematic distribution of wave energy from the proximal (South) to the distal zone (North) from the bay towards the coastal drift. These conditions are a pattern in headland bay beaches in Chile that are connected to a surf zone and the type of beaches dominated by waves (198 & Short 1984, Short 1999, Aagaard & Masselink 1999, Brander & Short 2000, Elgar et al. 2001, Aagaard et al. 2004) as well as the processes at the shoreline itself. Moreover, it has been established that the biggest sand dune fields are located in the north of the bays with a predominance of dissipative beaches (Araya-Vergara 1986, 1996, 2003, Martínez 2001, Soto 2005, Soto & Arriagada 2007, Martínez et al. 2011).

1.2. Geodynamics conditions and natural hazards

Arid and semiarid environments constitute morphological systems that are highly sensitive to climatic events such as intensive precipitations causing soil erosion. These events have been analyzed in the Atacama Desert and the Chilean semiarid coast by Owen et al. (2010). Semiarid environments are climatically, ecologically, hydrologically and socio-economically complex systems, particularly when they are subject to climate change and anthropic interventions that are typical of the Anthropogenic period (Wilcox et al. 2011). Urban areas are expected to grow dramatically within the next 50 years with a concentration of 60% of the global population therefore assessment is fundamental. The urbanization processes will impact the exploitation of natural resources and transform the environmental systems (Huang et al. 2010).

Semi-arid environments are active landscapes associated with climatic conditions, especially rainfall regimes characterized by the presence and frequency of extreme events. The central northern coast of Chile shows a very strong influence of the ENSO dynamics and El Niño events. These events trigger landslides, debris flows, flashfloods and river flooding (Castro et al. 2009, Soto et al. 2007, 2012, 2014, 2015, Vargas et al. 2000, Sepúlveda et al. 2006). Seismic activity is an additional landslide trigger. When an earthquake occurs during El Niño the multi hazard scenario worsens with extensive damage to housing as in 1997 when the Punitaqui earthquake took place during an El Niño winter (Sepulveda et al. 2010, 2012). These natural processes should be considered hazards that negatively affect human settlements. In semiarid regions, the growth of urban areas and the expansion of

cultivated agricultural land for export purposes generates and increases susceptibility to conditions natural hazard effects and hence increases risks.

Although natural risks are considered an unresolved socio-environmental problem (Cardona 2009), potential threats related to social and environmental changes caused by global climate change may also be considered unresolved phenomena; such scenarios constitute a new challenge in the study of natural risks and require the adaptation and creation of scenarios for global climate change and risk reduction (Lei & Wang 2014). Over the last two decades, approximately 76% of global catastrophic events have been of hydro-meteorological origin (EIRD 2008). In the period between 1900 and 2013, flooding was the most frequent natural disaster affecting more people than any other natural origin event (Banks et al. 2014). Climate change has increased the potential for existing risks and generated new ones. Urban sprawl towards hazardous zones has also contributed to increased vulnerability (Soto & Moreno 2012, Holsten & Kropp 2012, Sahir & Mohamed 2014).

In a similar way to social structures landscape processes undergo continuous spatial-temporal changes; therefore they are dynamic and interactive phenomena that should be studied in more depth. These processes are associated with natural hazards, an analysis from a dynamic perspective may contribute to improvements in risksassessment (Aubrecht et al. 2013). To evaluate different types of threats, analysis scales, magnitudes of measurements and associated risk conditions, Kappes et al. (2012) formulated the concept of multirisk, which is linked to environmental changes and human impact and constitutes an agent of change in processes and behavior of morphological systems (Keiler et al. 2012; Birkmann et al. 2013).

The Chilean semiarid coastal environment constitutes a system that is vulnerable to new environmental scenarios that have developed in this century, such as the scenarios modeled by the National Environment Commission of Chile (CONAMA, initials in Spanish, 2006) and Garreaud et al. (2008). These models predict a decrease in precipitation and temperature increases in Andean catchments that will result in high concentrated episodic rainfall and hence flood hazards. Additional important phenomena that occur along the Chilean semiarid coast are the El Niño-Southern Oscillation phenomenon (ENSO) (El Niño, La Niña) and Pacific Decadal Oscillation (PDO, Sarricolea & Martín-Vide, 2012). Previous work on the semiarid areas of Chile has shown that such precipitation events generate hazards of natural origin (Castro et al. 2009, Soto et al. 2012) and create risk scenarios.

The ENSO phenomenon is a variable pattern of low frequency (teleconnection) atmosphere-Ocean, which periodically oscillates every 3 to 7 years possibly longer has a global impact with its highest intensity between the Pacific and Indian Ocean. It has two phases, La Niña and El Niño. La Niña, cold phase, intensifies normal atmospheric pressure and reduces the surface temperature of the sea (by at

least 0.5°C lower than normal) due to higher Alisio wind intensity. Central Chile is affected by droughts and lower than normal temperatures. El Niño, warm phase, reduces the intensity of atmospheric pressure and Alisio wind, weakening the oceanic surge as well as increasing the surface temperature of the sea by more than 0.5°C above normal. This is characterized by an increase in rainfall and temperatures in central Chile.

The vulnerability of settlements and populations exposed to natural processes and damage, the economic facilities and public infrastructure are all risk conditions. Authors such as Lavell & Franco (1996), Blaike et al. (2003), Lavell (2004), Pelling (2003), Pelling & Wisner (2008), D'Ercole et al. (2009), consider that economic, political and social processes are all part of the increase of vulnerability to disasters.

Over the last three decades, La Serena has been subject to intense urban growth and real estate development processes (Ortiz et al. 2002, Castro & Ortiz 2003, Ortiz & Escolano 2005). Such growth initially occupied the high marine terrace levels and later extended towards the coastal flats. Currently, urban growth is occurring towards the lower fluvial terraces and contributes to the construction of risk scenarios. Soto et al. (2015) documented that general hazard conditions occur in the city. These hazards are associated with hydro-meteorological phenomena, such as floods and landslides.

In the context of the existing hazards and urban expansion processes in La Serena, Ortiz et al. (2011) concluded that there is hardly any awareness of the risk associated with endogenous threats (earthquakes and tsunamis) and exogenous threats (floods and mudslides) among the city's inhabitants. There is also a lack of awareness among the tourists that visit the coastal areas (Wyndham 2012). Among others this finding explains the intense population growth along the coastal zone and in the lower fluvial terrain. The fluvial terraces were analyzed by Sarricolea (2004) and associated with flood hazards and risks related to the poor drainage characteristics of the soil.

2. Aims and Objectives

2.1. Research framework and general description of the problem

The arid coastal range of Chile is a territory that is characterized by rapid population and/or socioeconomic growth particularly in the coastal regions. Moreover, present day climatic characteristics and future climate change will seriously affect the region and the earth shaping processes. The river basins are of Andean origin and/or drain the coastal range. The coastal range in the Coquimbo Region is made up of a system of bays and marine terraces as well as dune systems (Paskoff 1970; Saillard et al. 2012). This research will focus on the complex environmental and socio-economic context of the region exploring the current dynamics of the geomorphic processes and related landscape forms and features. In particular, the following hypothesis will be specifically assessed:

1) The study area is characterized by inherited landscapes, affected by the dynamics and evolution of the coastal ranges and strong tectonic and volcanic influences. During the Quaternary the landscape was modeled by glacio-eustatic processes, shaping the present landscape to a semi-arid coastal domain. In this context, we suggest that there are paleo-landscape features that influence the present day geomorphological process dynamics related to extreme rainfall events. Seismic activity associated with the Coquimbo gap and related coastal dynamics are morpho-dynamic triggers and are still active today.

2) There is a relationship between the dynamics of river catchments and longshore sedimentary transport processes. We argue, that the geomorphic processes in the catchments draining into Coquimbo Bay are activated and turn into dynamic conditions during extreme rainfall events associated with the El Niño phenomenon. Hence, they trigger geomorphological and hydrological processes that activate the hydrographic network, with an episodic regime. Consequently, there is sediment transport through the watershed to the shoreline that is kept in balance by sandy beaches and accumulations in sand dune fields, despite semi-arid environmental conditions.

3) The extreme heavy rainfall associated with El Niño events and the recurrent seismicity are the triggers of geomorphological processes such as landslides, debris flows and river flooding. These processes generate hazardous conditions for the population and economic activities such as tourism or the housing market especially in the coastal zone and for intensive agriculture in the Hinterland areas.

4) The climate change models for the area indicate a decrease in rainfall but with increased intensities and concentration. If we also take into account the El Niño event, which is a cyclic phenomenon, the

landscape changing conditions will be even more dynamic leading to an intensification of the processes in future.

2.2. Main goal of the thesis

The main aims and objectives of this thesis are related to the analysis of a specific section of the coastal range characterized by a semi-arid environment and dynamic conditions strongly associated with sporadic extreme events with a known recurrence time (Pacific Ocean El Niño rainfall events). During La Niña periods (extreme dry years) the morphological system seems to be in a latent state without morphodynamics and sedimentary activity. Despite the fact that the landscape presents varying degrees of geomorphological activity in the coastal range and the coastline. The general objectives of this study are differentiated into more detailed research foci as follows:

- Present day analysis and assessment of geomorphologic conditions in terms of flooding, surface runoff generation and seismic activity of the coastal range catchments and the respective shorelines of the Coquimbo Bay System (headland bay beach system).
- Identification and assessment of areas affected by natural hazards. While it is known that during extreme rainfall events basins and coastal slopes generate river floods, flashfloods and debris flows, it is not known what the most dominant processes are and in which areas the events might occur.
- Finally, the coastal area is a rapidly growing urban zone, using terrain that might be affected by natural hazards that have not been studied in detail and hence, putting current and future populations at risk.

In order to achieve the above-mentioned general objectives of the study, the following specific objectives are proposed:

- Identify and assess the current coastal range geomorphological processes.
- Determine geomorphological and paleo geographical evidence along the coastal zone, specifically in strandplain systems and beach ridges that are quite rare in the western parts of America.
- Contribute to the understanding of the dynamics of coastal dunes and river basins associated with prolonged periods of drought by the assessment of the source of dunes sediments and the direction of longshore bay transfer. The dynamic relationships should also be analyzed in a system of bays that are structurally controlled.

- Analyze the marine terraces characterizing the study area.
- Identify the geomorphological processes that affect the population and infrastructures of La Serena/Coquimbo Bay.
- Detection of the areas affected by the action of watersheds, rivers and slopes which constitute areas of natural hazard and risk to the local population.

2.3. Structure of the thesis

This thesis consists of six peer-reviewed papers addressing the different objectives mentioned above. After the introduction highlighting a) the dynamic relationships between river catchments and the coastal zone and b) geodynamic conditions and natural hazards in the following chapters will discuss the general problem related to dynamic processes in the coastal ranges and shoreline and its impact on the cities in terms of natural hazard impact.

The following chapter 2.4 provides an overview of the study area including geology and climatic conditions.

Chapter 3 contains a summary of each paper including the specific motivations of the research, the applied methodology and the main results.

The main results of the single studies are discussed in Chapter 4. The last chapter presents an outlook for future research in the study area and gives a prospective for the regional implications of this work. The research deficit is also presented in Chapter 5.

2.4. Study area

The study area is characterized by Andean and Pacific physiographic settings (29°-30°S/71°W) (Fig. 1). It is part of the Andean fore-arc and the flat-slab subduction zone (Charrier et al. 2007) where the Cordillera de los Andes or Cordillera Principal and the Coastal Range developed. The coastal range in this area is formed by metamorphic and volcanic-sedimentary rocks from the Upper Palaeozoic period and above this is andesitic and granitic rock from the Cretacic period (Emparán & Pineda 2006, Aguilar et al. 2013) can be found. The shoreline is deep and rocky with large marine terraces and a headland bay beach system controlled by structure and tectonics.

The region is located in a climatic transition zone between the desertic Mediterranean, semiarid, humid and cloudy coastal areas and warm and dry inland areas (Díaz 2011). According to the meteorological time series (1980-2013) the foggy coastal areas present 87% humidity in the morning (08.00 a.m.) due to the cold Humboldt Current, moderate temperatures (median of 13.7°) and very low thermic amplitudes. The average annual rainfall is approximately 79.1-104.4 mm; however, the amount of rainfall increases substantially during El Niño events (116.8 mm in 72 hrs. in 1983; 109.6 mm in 1987 and 130.2 mm in 1992) and is concentrated over a few days.

The present semiarid climatic conditions with coastal influence imply that the landscape system is currently geomorphologically active. Extreme rainfall, especially during El Niño events, activates the basins triggering violent debris flows and especially river floods. Global changes and associated climate changes result in rising temperatures and decreased precipitation in the Andes. However, this comes with increasing concentration and event intensity (CONAMA 2006; Garreud et al. 2008). There are favorable scenarios leading to activation of the geomorphological systems, such as landslides and especially river flooding, in the area of the coastal range.

The last El Niño event occurred in 1997 and was the strongest ever recorded. El Niño affected the region in 1983 and 1997 (Romero & Mendoca 2011, Romero et al. 2011, Sarricolea & Matín-Vide 2012), with strong surges and river floods as well as debris flows. This also resulted in great economic loss especially in the agricultural areas and in the urban zones. Infrastructure such as roads, railroads and bridges were destroyed. The impact mainly affected the national road connections because the active catchments and slopes triggered floods that intersected the Pan-American Highway.

The semiarid coastal area of Chile has only a few settlements; in the study area there are 3 districts, La Higuera, La Serena and Coquimbo and all of them belong to the Coquimbo Region. The biggest city is the La Serena-Coquimbo conurbation, followed by Tongoy village (spa village) and a few other little settlements associated with fishing and tourism (Fig. 1).

The economy in this zone is mainly based on extensive caprine farming. The bays and beaches in the region are potential resources for tourism and related housing development. In Hinterland areas of the Andean catchments the river valleys are characterized by significant intensive high technology agriculture. Recently, this activity has become very important due to a large expansion process in areas beyond the valley soils like the toe slopes, the alluvial fans and pediments. This situation has been studied in other semiarid valleys by Castro et al. (2009), Meza (2010) and Soto et al. (2011, 2012)

The coastal semiarid climatic conditions have also lead to development in the main city of the region, La Serena. Hence, there are also dangers occurring with accelerated urban expansion (Ortiz et al. 2002, Castro & Ortiz 2003, Ortiz & Escolano 2005, Ortiz et al. 2011, Wyndham 2012).

The changes in land use in the study area have been very intense over the past 30 years. Agriculture has expanded continuously within the territory. Cash crops like grapes are very important. Nowadays there is a great demand for Chilean grapes that are cultivated not just on the soils of the valleys, but also in less suitable locations like on the slopes, alluvial fans and pediments. The land is prepared for large extensions of grapevines using the latest technologies. This intensive farming has contributed to the urban development of La Serena City localized along the shoreline of the Elqui River catchment. Increased and accelerated urban expansion has led to the urbanization of high marine terraces. There has also been an intensification in housing construction observed on the Holocene River and marine terraces that were mainly covered by swamps in the past. This infrastructure could be affected by tsunamis and fluvial flooding especially in areas with poorly draining soils.

In the light of global change scenarios, the geomorphological dynamics in semiarid environments that are highly vulnerable to extreme drought as well as heavy rainfall should be analyzed in detail. Future landscape scenarios and land use changes should be assessed from a scientific point of view to contribute to safer and sustainable urban and agricultural planning but also taking into account management and territorial planning. Furthermore, intensive agriculture requires suitable soils and terrain in an accelerated way a factor triggering geomorphic process dynamics that modify the topography and local drainage systems.

The specific dynamic conditions of these processes that result in a modification of the landscape are not fully known yet. Consequently, this research will contribute to the understanding and assessment of the relevant processes that trigger geomorphological activity and produce risks for the local population, infrastructure and agricultural production.

In the context of new territorial scenarios related to global climate change such as interventions in the catchments and the anthropogenic relationships (Wilcox et al. 2011), it is important to identify the trends in changes in the territorial systems belonging to the semiarid environment. These are related to changes in the Andean catchment and changes in land use (intensive agriculture, coastal urban development, construction of dams) that may modify the sedimentary contributions towards shorelines generating dynamic geomorphological changes in the coastal zones. The offshore presence of a seismic-gap is another factor involved in these synergetic processes.

2.4.1. Paleo-environment and tectonic setting

The geological location of the mega bay is shown in Figure 2. The slopes modeled by plutonic rocks and volcanic with the most relevant characteristics to understand the dynamic processes of the system of watersheds and coastal slopes of the range feature (Fig. 3).

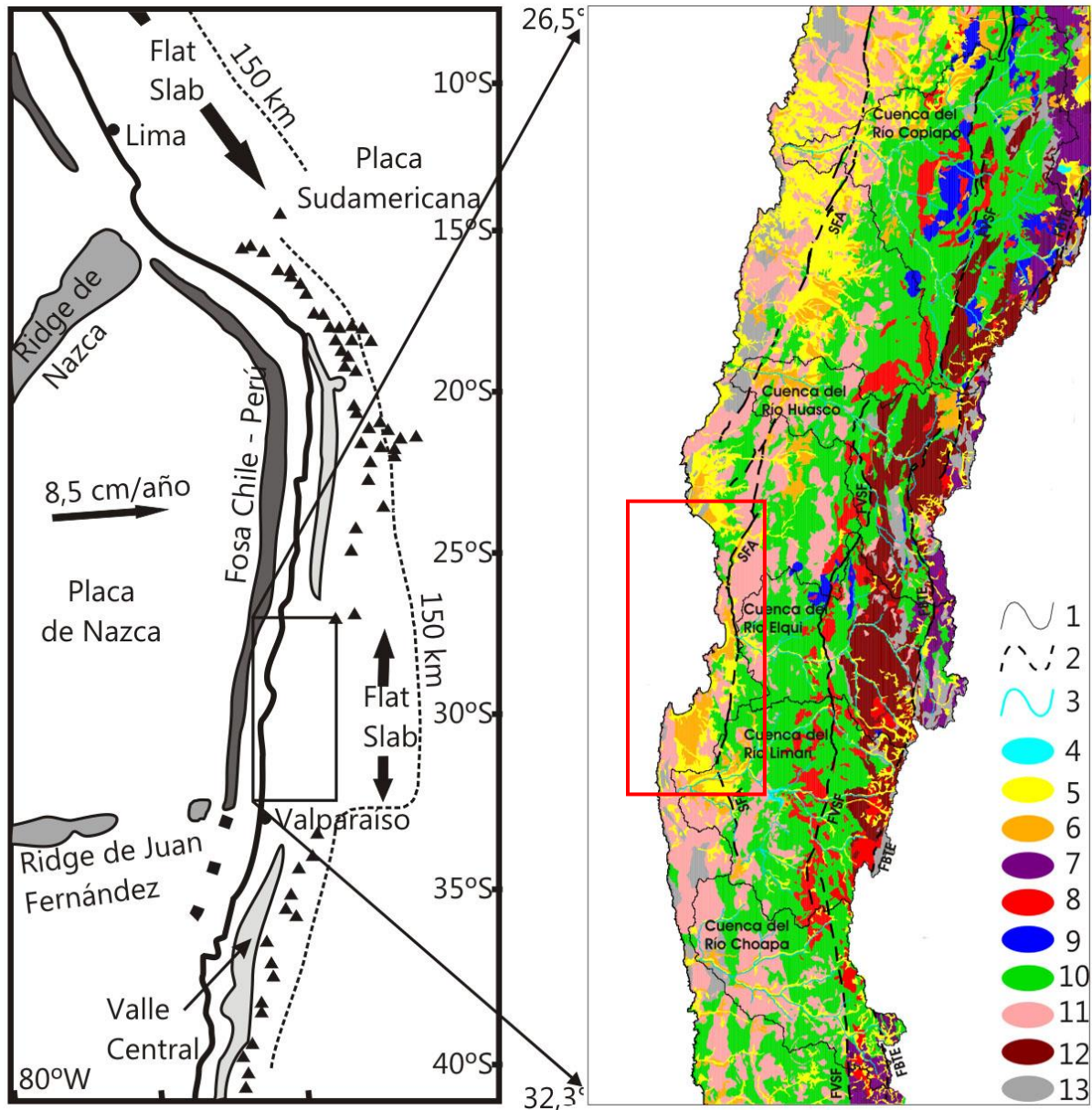


Fig. 2 Geologic and structural map. (1) Catchment boundary (2) Fault systems (3) River network (4) Reservoirs (6) Miocene gravels and sediments Miocene (7) Oligocene Miocene volcanism (8) Paleocene-Miocene intrusive (9) Paleocene-Eocene volcanism (10) Mesozoic sedimentary-volcanic (11) Mesozoic intrusive (12) Paleozoic intrusive (13) Paleozoic. Source: Aguilar et al. (2013).

The semiarid coastal landscape is controlled by complex geomorphic processes. These systems show particular features and landforms inherited from different morpho-climatic domains. Hence, an assessment of the present day landscape must take into account both the inherited landforms and features as well as the present day landscape forming processes. Only a complex systems approach may detect changes and dynamics in coastal catchments of Central Chile.

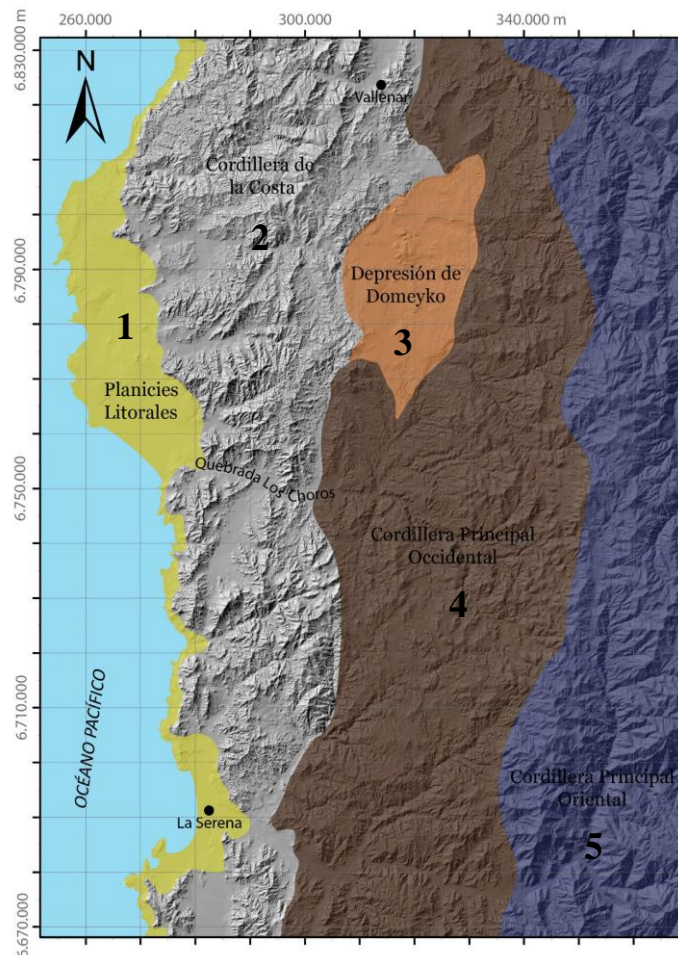


Fig. 3 Regional morphology (Creixell et al. 2013). 1: Coastal plains; 2: Coastal range; 3: Domeyko Depression; 4: Western Andean Mountains; 5: Eastern Andean Mountains.

In the southern area, Tongoy Bay has been described as a Cenozoic catchment (Heinze 2003) or as the Paleo-Bay of Tongoy (Le Roux et al. 2006). It has been shaped by processes that have generated a variety of landforms, varying in age and origin in different climates from the present semiarid one. However, the landscape now appears to be in equilibrium, rather in resistive conditions, than one related to the inherited biostatic ones (Soto et al. 2014a).

Correlations among the landforms were dated by Emparán & Pineda (2006) indicating a Mio-Pleistocene age. Field observations show that the inherited landform features have developed under a humid tropical climate. The chaos of rocks and tors on the slopes of the coastal ranges and tafonis in

the coast plains/sand field dunes are a geomorphological expression related to these climatic conditions. Araya-Vergara (2000) attributed both deep rock weathering and tor-like forms to climatic and uplift events that occurred during Miocene along the coastal range of Central Chile. Soto et al. (2007) correlate the erosional surfaces and the deep weathering of the coastal range of Santiago (33°S) to the same period. Strudley et al. (2006) confirmed a close relationship between the deep rock weathering and the presence of tor-like landforms.

The glaciais landforms are also evidence of paleo climatic conditions. The glaciais are composed of breccias and conglomerates of the Miocene-Pleistocene age (Emparan & Pineda, 2006). Some pedogenetic features like abundant iron oxides and deeply weathered profiles on these glaciais or glaciais-terraces suggest that these landforms are inherited from humid tropical climate conditions and the presence of torrential streams on the slopes, fans and glaciais are the geomorphological evidence of water action under the current semiarid conditions (Soto et al. 2014a).

Another group of inherited landforms is composed of marine terraces which are very important features in the semiarid coastal region. These terraces belong to the Coquimbo Formation (Miocene to Pleistocene). They are the result of a series of transgressions and regressions related to local and regional tectonic movements (Fig. 4 and 5), combined with the global variations in sea level (Le Roux et al. 2004, 2005, 2006, Paskoff 1970, 1999, Ortlieb & Machare 1990, Quezada et al. 2007, Saillard 2008, Saillard et al. 2009, 2010, 2011, 2012). The biggest terraces in the study area are in Tongoy and Coquimbo Bay, identified and dated by Saillard (2008), Saillard et al. (2012) and Paskoff (1970) respectively (Appendix I).

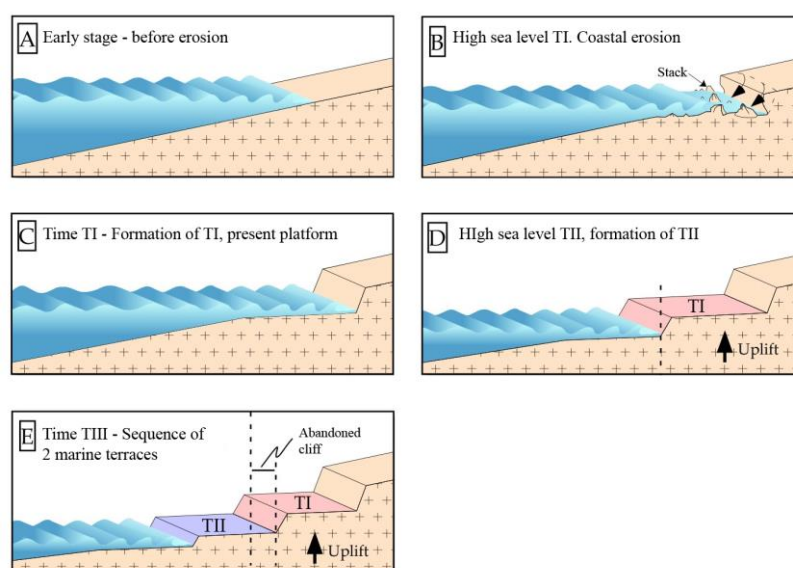


Fig. 4 Marine terraces formed sequences: A: Early stage. B: The marine terraces started to form during a high sea level t1 (interglacial stage): the cliff was cut by erosion waves and led to the coastal cliff formation (live cliff) erosion of the platform. The presence of rocky reefs is associated with harder rocks, less erodible rocks. C: The marine terrace T1 was formed and the platform is flattened (time t1). The terrace has a light inclination

toward the sea. D: The marine terrace T1 was uplifted and stayed in place until the next interglacial stage (falling sea level) and/or fast continental uplift-The marine terrace TII was formed the same way, during the next interglacial stage (time t2). E: The marine terrace TII was elevated and stayed in place even though the following glacial stage t2 had fast continental uplift. During the TII formation, the coastal cliff was retreat and the TI was partially eroded. In time t1 and t2 2 marine terraces were formed. Source: Saillard (2008).

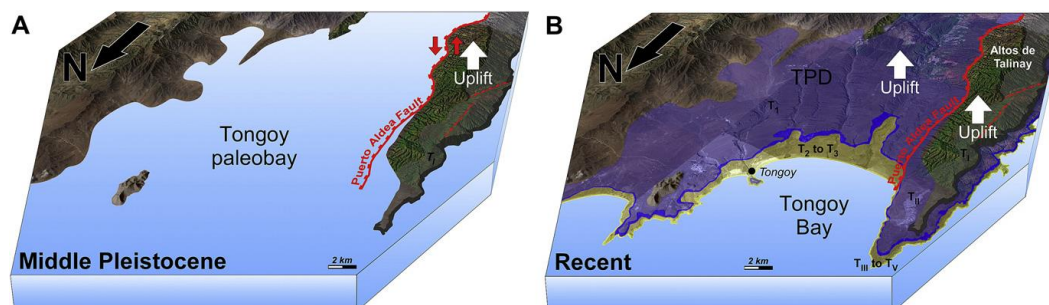


Fig. 5 Block diagrams representing the forearc evolution in the Tongoy Bay-Altos de Talinay area for the two main time periods associated with activity of the Puerto Aldea fault. A-Paleogeography of Tongoy Bay in the Middle Pleistocene. No marine terrace is preserved in the paleo bay while the T1 wave-cut platform is preserved on the uplifting block of Altos de Talinay. Note that the Puerto Aldea fault is active and accommodates the differential uplift. B-Geography of Tongoy Bay in the recent times, i.e., since the cessation of Puerto Aldea fault activity (between 320 and 230 ka). Both Tongoy bay and Altos de Talinay blocks are uplifting while the Puerto Aldea fault remains inactive for the last 320e230 ky. T1 to T3 marine terraces are preserved in Tongoy Bay as well as TII to TIV along the Altos de Talinay. Source: Saillard et al. (2012).

In Relation to Andean and Coastal Range tectonic activity, Aguilar (2010) established the predominance of a tectonic stable regime with moderate uplift rates. Recent studies to determine the tectonic activity in the Neogene have been carried out based on stratigraphy of sedimentary sequences and marine terraces in Carrizalillo (29°S) and Tongoy (30°S) demonstrating a history of alternation between subsidence and uplift in the coastal zone. The subsidence was dated between 12-10 Ma and 7-2 Ma, the uplift occurred in short periods between 10-7 Ma and before 2 Ma, these uplifts are associated with subduction and migration of the Juan Fernandez Ridge under the South American plate at about 12 Ma (Le Roux et al. 2005; 2006). Saillard et al. (2009, 2012) postulated an uplift of the Tongoy marine terraces from Middle Pleistocene onwards.

Regarding the endogenous geomorphological processes, the study area is inserted in the seismic gap of Coquimbo (Vigny et al. 2009) or Illapel (Pardo et al. 2002). The 1943 Illapel earthquake with a magnitude of 7.9 M_z triggered a tsunami wave of 4 to 5 m in high (Beck et al. 1998). Previous earthquakes were recorded in 1647, 1730 and 1880. The recurrence time between large seismic events is between 60 and 150 years. The study area is considered a highly seismically active area. Recent studies on seismicity and crustal deformation in the Coquimbo area (Vigny et al. 2009) have shown that tension is increasing for a future interplate event. In this study seismic activity, as a triggering factor of dynamic processes, has been taken into account that could affect the inherited landforms.

Considering this synergy of factors, the interpretation and reconstruction of the landscape genesis is quite complex. One has to take into account endogenic (Sepúlveda et al. 2010, 2012) and exogenic process dynamics on different spatio-temporal scales. The features of the actual landscape are not only due to inherited processes and landforms but also due to exogenous stress, such as extreme rainfalls events (Vargas et al. 2000, Sepúlveda et al. 2006).

2.4.2. Clime and climate changes scenarios in the study areas

The region is located in a climatic transition zone between desertic, Mediterranean, semiarid and the humid and cloudy coastal areas (Díaz 2005). Following the meteorological time series (1980-2013) the foggy coastal areas present 87% of humidity in the morning (08:00 a.m.) due to the cold Humboldt Current.

Moreover, they are characterized by moderate temperatures (median of 13.7°) and very low thermic amplitude. The average annual rainfall is approximately 75 mm (Diaz 2005), but it can rapidly increase to 199 mm, with 104 mm during June, and 34 mm in 24 hours, as recorded for the El Niño event in 1997. Thus, the amount of rainfall substantially increases during El Niño events (116.8 mm in 72 hrs. in 1983; 109.6 mm in 1987 and 130.2 mm in 1992) and is concentrated over just a few days.

The region is characterized by the highest rainfall Concentration Index in Central Chile (Sarricolea & Martín-Vide 2012). The recorded rainfall generally reaches the debris flows triggering thresholds documented by Vargas et al. (2000), Sepúlveda et al. (2006) in northern and central Chile. Hence, the conditions causing river flooding, debris flows and erosion are given under the present day climatic situation. Particularly when the low rainfall amount in the area is strongly increased during El Niño, La Niña (ENSO) and Pacific Decadal Oscillation (PDO) events (Romero & Mendoca, 2011).

Climate change appears as a factor that may more intensively influence the present day geomorphic processes. As an example, the El Niño/ Southern Oscillation (ENSO) triggers various hydro-geomorphological hazards and thus has an effect on landscape evolution (Fig. 6).



Fig. 6 Los Choros stream and flashflood, on 31st of March of 2015.
Source:<https://www.facebook.com/1497578313816553/photos/> Municipalidad de La Higuera.

3. - Research Summaries

3.1. Assessment of geomorphic processes affecting the paleo-landscape of Tongoy Bay, Coquimbo Region, central Chile.

Motivations: The semiarid coastal landscape of Chile is controlled by complex geomorphic systems. These systems show particular features and landforms inherited from different morpho-climatic domains. Hence, an assessment of the present day landscape must take into account the inherited landforms and features as well as the present day forming processes. Accordingly, only a complex systems approach may detect changes and dynamics in coastal catchments in Central Chile. These driving factors behind the landscape evolution are tectonic activity, climate change, sea level changes and anthropogenic activities such as modifications in land use.

The catchment of the Tongoy Bay area (30°S/70°30'W) is located in the Andean highlands (*piso cordillerano*) and is characterized by amphitheatre-like features. The middle and lower catchments consist of deeply incised terrace systems. The area of Tongoy Bay has already been described as the «Paleo-Bay of Tongoy» (Le Roux et al. 2006). It has been shaped by processes that have generated a variety of landforms, varying in age and origin in a different climate from the present semiarid one. However, the landscape now appears to be in equilibrium, rather in rhesistatic conditions, than related to the inherited biostatic ones. Correlations among the landforms dated by Emparán & Pineda (2006) indicate a Mio-Pleistocene age.

Field observations show that the inherited landform features developed under a humid tropical climate. Araya-Vergara (2000) attributes both deep rock weathering and tor-like forms to both climatic and uplift events that occurred during Miocene along the coastal range of Central Chile. Soto et al. (2007) correlated the erosional surfaces and the deep weathering of the coastal range of Santiago (33°S) to the same period. Strudley et al. (2006) confirmed the close relationship between the deep rock weathering and the presence of tor-like landforms.

The interpretation and reconstruction of the landscape genesis is quite complex, since endogenic (Sepúlveda et al. 2010, 2012) and exogenic process dynamics on different spatio-temporal scales should be considered. The features of the actual landscape are consequently not only due to inherited processes and landforms but also due to exogenous stress, such as extreme rainfall events (Vargas et al. 2000, Sepúlveda et al. 2006).

Methods: The methodological approach employed in this research is based on the analysis of inherited landforms now molded by the present geomorphic processes (Paskoff, 1970, Le Roux et al. 2006, Saillard et al. 2009, Pfeiffer et al. 2011, Pfeiffer 2011).

The geological and geomorphological features were characterized starting with the subdivision of landforms into groups by Emparán & Pineda (2006). On the major slope systems, *talwegs* were identified, mapped and classified as semiarid torrential streams (Araya-Vergara 1985, Soto et al. 2007, 2012).

The present day fluvial and slope processes were assessed utilizing topographic indices as proposed by Märker et al. (2001, 2008, and 2011). The *Stream Power Index* (SPI) is a measure of the erosive power of concentrated water flows or streams. In other words, it constitutes an index of the available energy for detachment and transport of soil particles that are often in the form of turbulent flows. The *Topographic Wetness Index* (TWI) expresses the potential runoff due to soil saturation. Generally speaking, after long precipitation periods the soil is saturated and produces runoff due to saturation excess. Additionally, high TWI values on the slopes indicate an elevated landslide potential, due to the greater weight of the saturated substratum (Montgomery & Dietrich 1994, Escilaa/b, Tucker & Hancock 2010). The *Transport Capacity Index* (TCI) is used as an indicator of the laminar erosion processes in transport limited conditions. Furthermore, storm flows and flooding areas were assessed with a SCS (Soil Conservation Service) Curve Number approach (CNII) (USDA 1986, Hawkins et al. 2009) implemented in the SAGA GIS (System for Automated Geoscientific Analyses - see Conrad 2006; Olaya & Conrad 2008). This approach yields, in a spatially distributed way, the maximum runoff for a given precipitation event and certain land use and soil infiltration characteristics. For the GIS-based hydro-geomorphological analysis SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission, USGS) Digital Elevation Model (DEM) with 25 m resolution was utilized. The DEM was preprocessed with low pass filtering to extract artifacts and errors like local noise and artificial terraces (Vogel & Märker 2010). Subsequently, the DEM was hydrologically corrected eliminating sinks using the algorithm proposed by Planchon & Darboux (2001). By means of this approach the areas subject to both areal/linear erosion processes and land sliding were identified and intensity levels were assessed. Moreover, information on the inherited landscape features was derived by normalizing the present day topography given by the DEM with an interpolated surface of the longitudinal profiles of the major drainage systems. Here the third order streams, according to Strahler (1952); to interpolate the base level were utilized. The resulting map represents the Vertical Distance to the River Network. This index yields information on corresponding river terraces and marine terrace levels as well as the distribution of beach ridges, glacial remnants, tor structures, and the general effects of tectonic activity.

Results and Conclusions: The geomorphology of the study area is a product of inherited environmental conditions. The characteristics of a landscape composed of granitic slopes (chaos of rocks, tors), glacia and alluvial fans as well as incised marine and fluvial terraces have led to a concentration of present day geomorphological activities. This means that the already existing landscape triggers and directs surface runoff concentration and thus provokes a pronunciation of the already pre-established drainage pattern by active fluvial and slope geomorphological processes of the study area, which in turn are mainly induced by extreme precipitations related to episodic events such as El Niño, La Niña and OPD (Oscillation Pacific Decadal).

The field observations and the quantitative modeling approach using DEM information emphasize the process intensities leading to landscape dissection and the favorable conditions for concentrated flows, erosion processes, flash floods, hyper-concentrated flows and mass movements. El Niño, La Niña and PDO events mainly trigger these processes. Generally, these events show low frequencies but high intensities and magnitudes. Consequently, the study area is subject to episodic, high-energy geodynamic events that induce natural hazards. However, the vulnerability is low due to the low number of settlements, except along the coast, where road infrastructure and the resort town of Tongoy are located (Fig. 7).

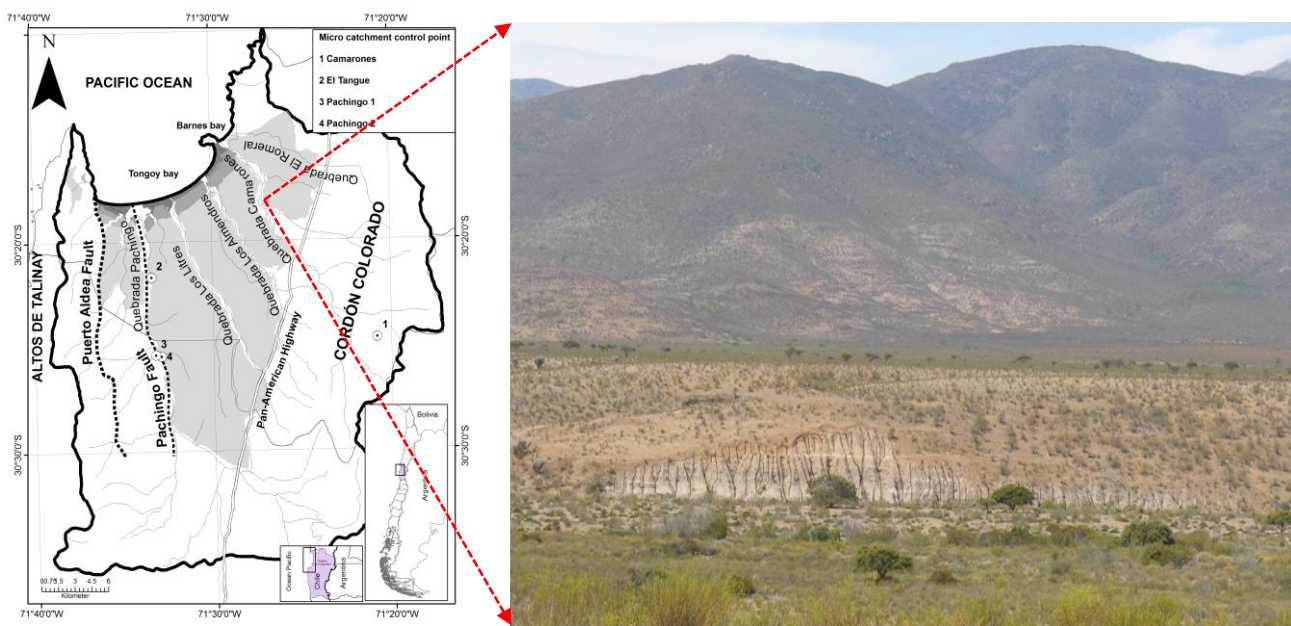


Fig. 7 Distal part of Camarones expansion glacia. The gullies drain into the present Camarones stream and represent the recent processes in these semiarid coastal catchments. The different streams dissecting marine terraces. The main national highway, Route 5, crosses all streams in the catchment area of the coastal range.

3.2. Geodynamic conditions resulting from the 2010 earthquake and tsunami on the coast of central Chile. The case of Pichilemu.

Motivations: On February 27th 2010 the Chilean Interplate earthquake of 8.8 Mw hit the coastal zone in the south of the country with the epicentre located in the city of Cobquecura (36°S/72°W). This earthquake also affected this specific study area in Pichilemu, central Chile (34°S/71°W). On March 11th 2010 there was an earthquake of 7.0 Mw located in the Seismic Sequence of Pichilemu which then produced a series of superficial earthquakes with normal focal mechanism, attributed to the reactivation of the NW-SE faults, indicating a cortical rupture (Farías et al. 2011). As a result of the earthquake, Farias et al. (2010) recorded a local uplift of 20cm. In contrast, Quezada et al. (2010) indicated a coseismic vertical movement of -35 cm. Finally; subsidence of approximately 0.5m was recorded (verbally communicated by Marcelo Farias 2012). The earthquake affected an area of more than 500 km and generated a tsunami which had a huge impact on the coastal settlements. Despite the intensity, the height of the tsunami wave was only 4 to 6m high in the study area (Lagos et al. 2010).

The effects of the 2010 tsunami on the coastline were total destruction or partial damage to the beach profiles and foredune ridges. In observations prior to the tsunami up to 4 foredunes with vegetation of *Carpobrotus aequilaterus* were recorded, this plant only grows in areas not hit by waves. Also, the absence of *Carpobrotus aequilaterus*, and of foredunes with *Ambrossia chamisonis* (pionner plants) illustrates the loss of the foredune ridges and embryonic dunes due to the tsunami as well as the lack of sand supply presently on the beach.

The proximal section of Punta de Lobos Bay, with the headland of schist rocks, is where the greatest lack of sand supply is currently observed. As previously documented by Soto (2005), this sector had foredunes that were destroyed by waves in winter and then reconstructed every summer. Nowadays this seasonal dynamic no longer exists. Nearly three years after the earthquake and tsunami there is no evidence of sand supply because there are no embryonic dunes.

This type of sandy beach retreat is also observed in the Cahuil lagoon and estuary. This condition is of note as the Cahuil barrier remains practically closed throughout the year except during exceptional rainfall events. During years with no river flooding the barrier is artificially kept open in order to facilitate salt production in the estuary. Since the earthquake and tsunami in 2010 the inlet has remained open with no human intervention.

Methods: Morphostructural tectonic context and analysis according to the classic works of Brügger (1950), Ceccioni (1970) and Araya-Vergara (1983). A geomorphological map complete with air photo interpretations (from 1962-2005) and fieldwork was conducted. The information was updated in 2010 and 2013 in order to identify impacts associated with earthquake and tsunami geodynamics in the coastal zone. The coastline was analyzed from the theoretical and conceptual perspective bays controlled by structure (Short 1999). Beach profiles in terrain were compared with those carried out in previous years (Soto 2005). Taxonomy beach profiles Araya-Vergara (1986) were applied. The existing dune forms were identified and patterns of spatiotemporal changes of dynamic processes and essential forms of the beach-dune systems by multi-temporal analysis of available satellite images from Google Earth date back from before and after the event were utilized (2004, 2007, 2008, 2010 and 2014), which were georeferenced and rectified in ArcGIS 10.1 software (with an RMS error of 0.7). The dynamics of the area were conducted according to the methodology by Short (1999, 2005) in Australia, Brazil by Klein & De Menezes (2001), Klein et al. (2002a), Klein & Schumacher (2002), and Chile Araya-Vergara (1996), Martinez (2001), Martinez et al. (2011); Soto (2005), Soto & Arriagada (2007), Soto et al. (2010). From the condition known as subsidence along the coast of Pichilemu, evidence of coseismic change was sought in the surf zone. The temporal analysis was performed through the analysis of aerial photographs and satellite images (1962-1963, 1978, 1994, 1997, 1998, 2003, 2004, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2011, 2012 and 2014) and fieldwork in March and July 2004, January and July 2005, 2009, March 2011, January and July 2012 and January 2013.

Results and Conclusions: The co-seismic effects associated with the 2010 earthquake are well-recognized facts in central Chile. Observations made in March 2011 and January 2012 and 2013, showed that the sandy beaches suffered strong erosion and retreat that was not due to the sand supply or beach accretion.

Tanaka et al. (2012) observed the dramatic morphological changes as a product of coseismic subsistence and post tsunami after the March 11th 2011 earthquake in the Miyagui coastal system, in East Japan. They highlight the sharp retreat and segmentation of the beaches, dune systems, barriers and inlets and also changes in hydraulic profiles in the analyzed lagoons. The author asserted that the restoration processes in estuarial and coastal systems greatly depend on the hydrodynamic regime and the availability of sedimentary supply, factors which allow the beaches to return to their original shape. The headland effect in the coastal sedimentary transfer should be highlighted (Soto 2005). Some very local, but significant geomorphological evidence (embryonic dunes) was identified in the study area that might prove mass transfer along the analysed coastline.

From previous records (observations from 2004-2007 and 2010-2013) the earthquake and tsunami activity was identified as being the cause of the current conditions of extreme erosion of the sandy

beaches. Hence a new basal condition has generated the lack of sediment supply to the beaches. The tsunami destroyed and eroded beaches and dunes. They have not been re-built in nearly three years and there is no evidence of sand supply contribution to the beaches. Despite this, the identification of accretional beach profiles and isolated embryonic dunes constitutes specific evidence of a new state of equilibrium associated with the emerging sand supply to the beaches.

3.3. The Accretional Beach Ridge System of Tongoy Bay: an Example of a Regressive Barrier Developed in the Semiarid Region of Chile.

Motivations: Traditional coastal barriers have not been studied in subduction coasts with a major territorial expression on the east coast of North and South America, Australia, South Africa, and Western Europe (Bird 2008, Schwartz 2005). Coastal barriers in Brazil stand out in South America as described by Dillenburg & Hesp (2009), Dillenburg et al. (2014), Hesp et al. (2005). In Chile, these forms have been analyzed as coastlines formed by beach ridges (Araya-Vergara 1986, Vargas 1991). The subject from the conceptualization of the strandplain in coastal barriers on a continental subduction margin, as in the case of Chile, is investigated.

Regarding the systems described, the presence of beach ridges is an essential feature, and has been considered according to Otvos' definition (2000), that is to say, there are relict, semi parallel, and multiple ridges forming a strandplain. Tamura (2012) indicated the relevance of beach ridges as a paleo environmental record of great significance for the analysis of Tongoy Bay. Regressive barriers such as morphological systems correspond to a modern feature associated with the last postglacial marine transgression and marine processes related to sediment supply conditions and progradation processes during the last 7 to 6 ky, according to Dillenburg and Hesp (2009). They conclude that the morphology and structure of regressive barriers are very diverse, with various forms of subaerial origin: foredunes, beach ridges, and complex dunes.

In the arid coast of Chile of the Atacama Desert (Caldera, 27° S) there are important Pleistocene beach ridge sequences, described by Marquard et al. (2004) and Quezada et al. (2007) as paleo beaches located on marine terraces; the age of these terraces is estimated to be between MIS 11 and MIS 5c, with ± 162 to ± 25 meters high. In Punta de Choros (29°S), at the north end of the mega bay of Coquimbo, beach ridges are also located on Pleistocene marine terraces (Creixell et al. 2012), as well as being slightly covered by dunes, located at a height of 70 meters. In the case of the coast of Chile, the tectonic condition is an imperative agent of landscape modeling, responsible for the presence of marine terraces preserved at high altitudes.

With regard to the Holocene coastal barriers in the Chilean semiarid region, Paskoff (1970) described the succession of beach ridges in the Bay of Coquimbo (30° S) calling it the Veguiense terrace; the name refers to the swamp level to which it belongs. Ota & Paskoff (1993) mapped and dated back the Holocene beach ridges in Tongoy Bay to 5400 yr. BP for the oldest ridge located along the escarp of the Pleistocene terrace, and 910 yr. BP for the latest (they are non-calibrated ¹⁴C datings). The strandplain of Tongoy extends from the modern berm to the escarp of the marine terrace at 900 m, with a progradation speed estimated as 0.13-0.14m/y by Ota & Paskoff (1993).

The presence of abandoned and modern lagoons in the barrier of Tongoy, associated with river outlets of local estuaries, is a morphogenetic aspect worth considering when studying environmental conditions during the development of the barrier. The barrier of Tongoy should be analyzed from the point of view of its conformation as a coastal system in a tectonic uplift environment in order to establish its current condition and evolutionary trends associated with the status of erosion/progradation in the Chilean semiarid region (Fig. 8).

Methods: Photo interpretation was conducted with aerial photos from the Aero Photogrammetric Service from 1978 and 1997. Fieldwork was conducted in two stages: the first during May, July and December 2012, and the second stage in February and July 2013.

The littoral zone was analyzed according to the classification of wave-dominated beaches by Araya-Vergara (1996), Short (1999) and Wright & Short (1984). Mapping of the bay with Google Earth images was performed considering 5 different years between 2001 and 2010 supplemented with field observations from June 2012 to February 2013.

Beach ridges were identified from the work by Ota & Paskoff (1993). A topographic survey was developed considering a total season (February 2013), performing transverse profiles, with approximately spaced 1,000m, as well as tracking from the swash zone to the escarpment of the Pleistocene terrace.

Foredunes and transverse dunes were identified in the field and by aerial and Google Earth images, and then represented by a geomorphological chart. Foredunes were considered as an indicator of wave dynamics, sand supply, and current barrier accretion. In this context, incipient dunes were considered according to Hesp (2004). Transverse dunes were only identified with aerial photos from 1978, because of recognition difficulties due to current desertification control techniques through diverse plantations. The relationship between these dunes was considered according to the notion of dune *continuum* by Araya-Vergara (1986, in Arriagada 2009) and Verstapen (1972).

Results and Conclusions: The evolution of the strandplain, as a succession of beach ridges, with fluvial features, dunes, and different stages of the berm, identifies the system as an accretionary barrier, with a modern progradational evolutionary trend, evidenced by the dynamics of foredunes and embryonic dunes on the current beach. While there is no paleo climatic data to validate the found morphological evidence the importance of beach ridges as a paleo environmental record is ratified work by Tamura (2012).

Identified features such as beach ridge sequences with beach gravel, foredunes and lagoons associated with local river outlets constitute characteristic morphological elements associated with the coastal barrier environment of Tongoy Bay.

Riverbeds and riverbanks are outlet environments that correlate with the progradation of the barrier. The accretion of the barrier through beach ridges seems to have developed the existing marsh area in the river outlet which is currently closed by the barrier.

Foredunes and embryonic dunes are observed throughout the year that are a morphological expression of the permanent sand supply. The beach ridges located in the middle and distal area of the bay have dunes at their highest points.

Consequently, the Middle Holocene to present day deposits of coastal sediments in Tongoy Bay have been formed by accretional sequences by beach ridges, as well by current developing foredunes establishing an evolutionary trend of progressive accretion of the barrier.

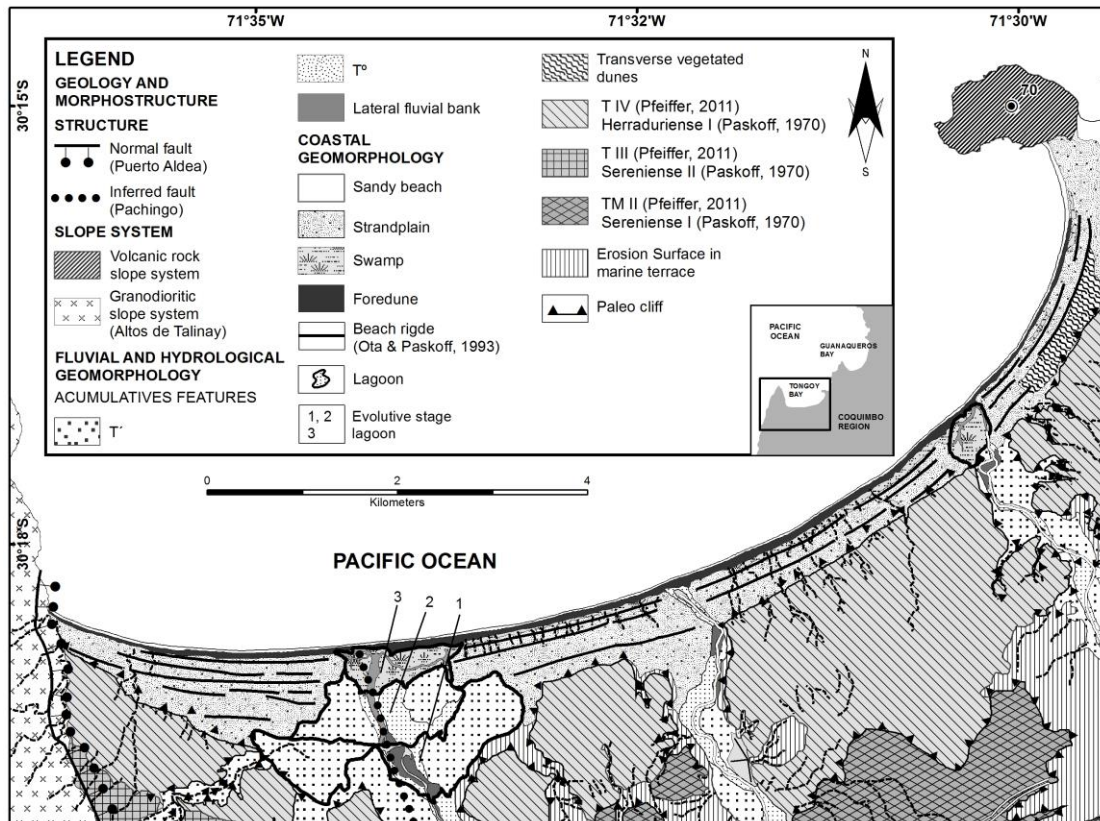


Fig. 8 Geomorphological map of the Tongoy barrier: strandplain and the beach ridges and present foredunes. The different lagoons associated with the inlet streams from local catchments, as well as the three evolutive stage lagoons related to the regressive barrier.

3.4. Dynamic and evolutionary trend of dunes in a bay system in semiarid Chile. Punta de Choros, Coquimbo.

Motivation: The coastal sand dunes in Chile cover a wide geographic area (Fuenzalida 1965), from the Atacama Desert to inland Chiloé. The diversity of forms and types of dunes are related to a morphoclimatic domain and to the regime of effective supply winds and sand to the coastline. This provision may be altered due to current changes in the contributing catchment (IPCC 2000; Soto et al. 2011), the impacts of climate change, or coseismic effects identified in Central Chile Soto et al. (2015) associated with the 2010 earthquake and tsunami.

Traditional authors like Bagnold (1941), Mckee (1979), Mainguet (1983, 1984) and Goldsmith (1989) have highlighted the close relationship between the development of dunes and balance associated with morphological changes in sediment transport rates and erosion or deposition. Studies associated with dune system changes and beach categories - wave interaction in large bays have been carried out by Araya-Vergara (1986) indicating the importance of the orientation of the coastline in the internal mass balance of the changing structure and balance external mass. As well as the relationship with the kinds of beaches dominated by waves, describing beaches as Reflectives, Intermediate or Dissipatives, as rated by Writh & Short (1984). This relationship has been applied to the coast of Chile by Martinez

(2001), Soto (2005), Soto & Arriagada (2007), Arriagada (2009), Martinez et al. (2011), Lagos (2013), Soto et al. (2014b).

Los Choros sand dune field is in the northern part of the Coquimbo mega bay, transverse to SW winds (45 ° azimuth) in an oblique section of the coast. This bay has two large transgressive dune lobes in the north and south of the bay; the fore dune area is the third dynamic unity. The Los Choros stream catchment does not supply sand to the dune system; it is a coastal catchment that flows into the middle part of the bay just episodically active during extreme weather events such as ENSO (El Niño) and Pacific Decade Oscillation (Sarricolea & Martin-Vide 2012).

The predominant dune forms in the studied dune fields are inherited and have been dated from the Pleistocene-Holocene period (Creixel et al. 2012). The lengths are over 15 km riding on the western slope of the coastal range. However, the existence of three sections with active transgressive dunes shows the current power status of the Los Choros dune field.

Methods: The current dynamics of the Holocenic Los Choros dune system was analyzed geomorphologically identifying dune groups and their transformations over a period of 20 years according to the availability of aerial photographs and images.

Earlier dunes were analyzed according to Hesp (2002, 2006), Psuty (2004) and Hesp et al. (2005). Photo interpretation (1994) and image analysis by Google Earth (2002, 2003, 2007, 2011 and 2013) took place-generating maps which were supplemented with fieldwork from 2012-2015. Embryonic or emerging dunes were considered key features to understand the sand supply conditions to the beach (Soto 2005, Soto et al. 2011, 2015.). These forms could only be identified in the field.

The transgressive dunes were classified according to Hesp (2013), Hesp et al. (2005) and correspond to free dunes, compositions of barchans, blowout and parabolic dunes.

The paleodunes correspond to the largest extension of dunes and are made up of hills and mounds of compacted sand and natural vegetation, where individual dune forms are not identified. According to Creixell et al. (2012) they are from the Pleistocene-Holocene age.

Results and Conclusions: The existence of three sections with active dunes (foredunes and transgressive dunes) shows the current supply of sand and foredunes. Embryonic and transgressive sand dunes are the morphological evidence for this sedimentary dynamic despite almost constant conditions and beach erosion in the semiarid regime basins in the region.

From a dynamic point of view, the Los Choros dune field is very similar to what Hesp (2013) terms as state or scenery 1: development from the backshore, i.e. developed from the beach inland, reaching a state towards reworking ancient dunes and sands.

The above dynamic condition is particularly relevant when one considers that the likely contributing basins have not made any permanent or semi-permanent flows since the last ENOS (El Niño) event in 1997.

The characteristics of the Aeolian deposits in the Coquimbo mega bay show that the widespread distribution of sand dynamics is repeated in individual bays as well in the mega Bay of Coquimbo where the highest concentration of sand is Punta de Choros in the northern part of the mega bay.

3.5. Integrated analysis of natural hazards in the coastal semiarid environment of Chile. La Serena, Coquimbo.

Motivation: During the last few decades the city of La Serena has been subject to intensive urban growth (Ortiz et al. 2002, Castro & Ortiz 2003, Ortiz & Escolano 2005). Thus, new areas along the coastline and on the higher levels of the marine terraces are being affected more and more. La Serena is located in semiarid coastal Chile, an area subject to severe environmental changes. Climate models predict variations in rainfall and temperatures of the Andean basins in the next decades leading to severe hazardous situations in terms of torrential rainfall and river floods (CONAMA 2006, Garreaud et al. 2008). Moreover, the occurrence of episodic and concentrated rainfall favours landslides and hyper concentrated floods. However, highly variable phenomena like ENSO should also be taken into account (Sarricolea & Martín-Vide 2012, Romero & Mendoca 2011, Romero et al. 2011). Furthermore, the area of La Serena is also prone to earthquakes due to the presence of a seismic gap in the Pacific offshore zone (Pardo et al. 2002 a, b, Vigny et al. 2009). Environmental characteristics in the La Serena area today, in combination with endogenous and exogenous triggering factors, lead to specific process dynamics and related natural hazards and risks.

Today's geodynamic processes are considered those related to concentrated rainfall events generating stress conditions and loss of equilibrium of the semi-arid coastal morphological systems, such as the activation of streams, runoff on alluvial fans, erosion on the marine terraces scarps and flood processes. The geomorphology of the area reflects a Quaternary inherited landscape presenting activity under a certain rainfall threshold.

An analysis of geomorphological units reveals the dynamic processes as potential generators of natural hazards. In this context, the dissected streams are considered torrential streams due to the coarse

material in the streambed. The alluvial fans and the steep parts of the terraces have been identified as features susceptible to generating debris flows due to the high amounts of detritic material available.

The lower area of the La Serena area which is associated with the marsh level represents the highest potential for the occurrence of flooding processes. In particular the topographic and textural constraints for drainage and infiltration processes as well as the amount of water arriving to these areas make them highly susceptible to flooding. The other areas with great susceptibility to flooding hazards are the stream areas. In these areas floods, debris flows and erosion occur. These streambeds starting on high terrace levels and alluvial fans have also been identified as the source area of debris flows. These streams superficially drain into the city and flow to the lower level marsh areas. The hazard is associated with gullying and small debris flows in the escarpments of the channel and river flooding in the lower part due to flow concentration and stream load during a heavy rainfall event.

Although the geomorphology, soils and topography provide specific information on the processes that are generated, the main driver is the concentrated or heavy rainfall that occurs in the Chilean semiarid region due to El Niño and the Oscillation Pacific decadal. Such events provide an understanding into how the semiarid morphological system presents rainfall thresholds that can trigger subaerial processes that favour conditions for natural hazards.

Methods: The purpose of this research is to identify, through an integrated analysis, the relevant potential geodynamic processes and related affected areas. The detailed GIS mapping and modeling of the relevant processes are an integral part of this work. In particular flooding, torrential streams and debris flow dynamics are analyzed.

A detailed geomorphological analysis to identify, validate and calibrate indicators of endogenous dynamics associated with natural hazards was used according to information by Paskoff (1970), Emparán & Pineda (2006). The analysis consists of fieldwork, GIS applications and modelling (GDEM raster resolution 25m). The hazard mapping was done on the basis of geomorphological, hydrologic, soil information groups and topographic GIS processing as described: i) slopes and correlative deposits, based on the conditions of the slopes and ii) alluvial fan and pediments as features that provide sediments to the local fluvial system.

As the study area corresponds to inherited Quaternary marine terraces the soils were important for the analysis of the hazardous conditions where different paleo soil characteristics generated particular responses to rainfall. The identification of hydrological soil groups was obtained from Sarricolea (2004).

Overlapping geomorphology, soil characteristics and information derived from the modelled topographic indices through GIS application tools (Märker et al. 2001, 2008, 2011) allowed us to identify the spatial distribution and intensity of potential environmental hazards.

Results and Conclusions: Although the geomorphology, soils and topography provide specific information on the processes that can be generated, the main driver is the concentrated or heavy rainfall that occurs in the Chilean semiarid region due to El Niño and the Oscillation Pacific Decadal.

The annual rainfall in La Serena amounts to 75mm. However, during El Niño phenomena these values significantly alter. During one day or even over a few hours, rainfall can reach and exceed the average annual rainfall. Such events show how the semiarid morphological system presents rainfall thresholds that can trigger subaerial processes that favor conditions for natural hazards.

The approach integrates the geomorphology data and hydrological soil groups giving the genetic relationship between them. In this context, the low terrace, swamp level, characterized by C and D hydrologic soil groups are those with very poor drainage and consequently correspond to areas of flooding. Stream dynamics are associated with debris flow processes. This consideration is based on the degree of incision of these torrents and the presence of coarse material in the bed. However, these situations only occur during heavy rainfall events.

The modeling performed with GIS tools highlighted aspects of marine terraces and streams constituting potential areas for mass transport and surface runoff. Through this modeling the flood hazard areas between the coastline and the escarpment of the terrace were identified. The stepped terraces are related to favorable conditions for runoff.

This study presents an integrative approach to assess the susceptibility to natural hazards in the Bay of Coquimbo together with the city of La Serena. The combination of geomorphologic, soil and topographic characteristics reveals information on the generation of natural hazards especially associated with surface runoff and concentrated flows leading to flooding and debris flows.

Flooding is likely to occur in the lower terraces that are associated with the coastline. The lower terrace is subject to flooding due to poor soil drainage. The other terrace surfaces are not subject to this hazard as drainage conditions are good.

The debris flow can be generated within the streams have been identified as torrential. This situation also implies vulnerable conditions due to further urban city expansion. The main triggering factors for these types of hazards are concentrated and related to heavy rainfall events.

3.6. Assessment of Flood risk in the coastal Chilean semiarid and its impacts on La Serena city, Coquimbo Region.

Motivation: The city of La Serena sited in the Coquimbo Bay (29°S/70°W) is the second oldest city in Chile. It was founded in 1544 on a high marine terrace near the Elqui River that drains the fertile soils of the adjacent valley. Currently, the city has 486,000 inhabitants (National Statistics Institute of Chile, INE initials in Spanish, 2012) and is an important hub for services, housing and tourism for central Northern Chile and the Chilean semiarid coast.

In the context of existing hazards and urban expansion processes in La Serena Ortiz et al. (2011) concluded that there is a lack of awareness of the risks associated with endogenous hazards (earthquake and tsunami) and exogenous hazards (floods and mudslides) by the city and this lack of awareness is experienced by the tourists that visit the coastal area (Wyndham 2012). This finding also explains the intense population growth along the coastal belt and in the lower fluvial terrain.

The zone is known as a seismic gap where recent studies on seismicity and crustal deformation have shown that the region is being loaded for a large interplate earthquake in the near future (Vigny et al. 2009). A Gutenberg-Richter law was calculated as part of this project for the 28°-31°S segment for different earthquake types. This equation describes the seismic productivity in a certain region, based on historic records providing the calculation of a seismic hazard. The results show return periods in the order of decades for earthquakes of a magnitude over 7.0. Estimates for over 1,000 fatalities for an 8.5 earthquake without accounting for tsunami effects were made for this region (Wyss 2010). The region has geological and historic records of tsunamis (Le Roux & Vargas 2005, Beck et al. 1998) increasing the risk especially in some flat areas prone to flooding such as the coastal areas of the La Serena and Coquimbo region.

Thus, the study area is a zone where a seismic gap could trigger hazards and risks due to the occurrence of earthquakes and tsunamis over a return period of 2-5 decades of $\geq M 6^{\circ}-7^{\circ}$ and 100 years $\geq M 8^{\circ}$ generating great damage, loss of coastal cities and settlements. Presently, the cities of La Serena and Coquimbo, as well as coastal villages in the mega bay, are growing rapidly. Moreover, during an El Niño winter event a $\geq M 7.5^{\circ}$ earthquake could trigger landslides on the slopes near La Serena city and in the catchments of the coastal range.

Methods: A geomorphological analyses for the two tributary catchments of the lower Elqui River. A geomorphological map was generated according to the formation groups defined by Araya-Vergara (1985) and adapted to semiarid environments (Soto et al. 2011, 2012). The landscape is characterized particularly by the relationship between slope systems determined by their lithology and the potential

mass contribution to the stream network. The geological information was extracted from Emparán & Pineda (2006). Fluvial terraces, alluvial fans and glacis were mapped based on stereo photointerpretation and validated by a field survey in January 2014.

The topographic indices can be used as proxies to determine the susceptibility for certain geohazards. The present-day fluvial and slope processes using topographic indices (Märker et al. 2008, 2011, Zakerinejad & Märker 2014) were assessed. *Stream Power Index* (SPI) is a measure of the erosive power of concentrated water flows or streams; it is an index of the available energy for deep linear incisions that are normally related to turbulent flows. The *Transport capacity Index* (TCI) also known as LS-Factor of USLE (Renard et al. 1996) identifies areas prone to areal soil erosion processes due to rill inter-rill sheet flows. The *Topographic Wetness Index* (TWI) expresses the potential runoff related to soil saturation. The *Modified Catchment Area* (MCA), the *Vertical distance to River Network* and *Altitude Above Stream Channel Network* (AACN) deliver information about the spatial configuration of flooding areas. The latter one is also called an isobase map (see Grohmann 2004). Basically the AACN reflects the elevation model corrected by the channel net base level. MCA was also applied based on calculations that consider the flow pattern. The potential flow calculated by MCA was higher than the flow calculated according to the standard flow accumulation (Boehner, et al., 2001).

We used a simple Soil Conservation Service (SCS) Runoff Curve Number approach (CNII) (USDA 1986, Hawkins et al. 2009) implemented in the System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) (see Conrad 2006, Olaya & Conrad, 2008) to model storm flows and water volumes to calculate the flooding areas. This approach yields the spatial distribution of the maximum runoff for a given precipitation event and provides certain land use and soil infiltration characteristics. For the GIS-based hydro-geomorphological analysis a Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM, USGS) X-band Digital Elevation Model (DEM) with a 25m resolution was utilized. For the sake of simplicity the modeling was performed based on the assumption that the landscape has a homogeneous and undifferentiated geologic substrate. The indices were derived directly from the topography.

Results and Conclusions: The morphodynamic settings of the study area in coastal semiarid Chile are the result of both glacio-eustatic and climatic processes during the Pleistocene period under tropical environments. Glacis and alluvial fans are morphoclimatic evidence of these environmental conditions; riverbeds are deeply incised into the morphology and the surfaces of river terraces show soil formation.

The climate assessment conducted for this research recorded a decrease in the total amounts of rainfall but an increase in the extreme rainfall frequency over the last 50 years. Precipitation events with up to

60-mm/24 hrs. of a decadal return period were estimated. For this study an event of 70 mm in 24 hours was used to assess flooding events in the La Serena area.

The relatively high recurrence of large magnitude ($M > 6$) earthquakes in the region also triggers the production of sediments from landslides in the catchment slopes that can be remobilized during heavy rainfall events causing hyper-concentrated flows and eventual debris flows. This is the worst-case scenario, an earthquake and El Niño event working together. This may have been the case in 2015-2016 after the September 2015 earthquake as extensive rock falling was observed in the Coquimbo region.

For this research fluvial floods and flash floods associated with the dynamics of the tributary river catchments in the lower part of the Elqui River and the Marquesa and Santa Gracia catchments were considered. Both of them would affect La Serena city after an extreme rainfall event, although this did not occur during the 2011 rainfall event.

However, during summer in central and northern Chile (March 25th 2015) there was an exceptional fluviometric event (not ENSO) that triggered catchment light flash flooding in Santa Gracia with 21 mm/24 hrs. (13.4 mm in La Serena stations and 21.3 mm in Gabriela Mistral-CEAZAMet station, at 20.4 m.a.s.l). The Elqui River riverbed was flooded but did not reach the Pleistocene edge terrace as the rainfall stopped (the escarpment of the Pleistocene terrace is 2-3m in the urban area). This may be explained by soil conditions with a high clay content and low permeability crusts formed by the dry climate, impeding infiltration, as observed by Maerker et al. (2012) for catchments in the Chilean semiarid area.

It should be highlighted that La Serena, the capital city of the Coquimbo region may be affected by urban expansion in areas that are located on the Holocene marine terrace not more than 6-7 m.a.s.l. as well as on the low river terraces that have been declared urban or peri-urban areas. These sectors have not flooded since 1997 when they were not urban areas. In 2016, even with the moderate ENSO there have been no river floods, despite the Elqui River bed being flooded to its full breadth with a rainfall event of 30mm/24hrs.

Despite the 2015 rainfall events, there are morphologic, topographic and soil conditions for future floods in the urban area associated with ENSO or other types of atmospheric phenomena with a 60 mm threshold calculated as well as with lower precipitation that could trigger floods in coastal zone urban areas.

Moreover this area affected by river floods is also prone to tsunami flooding. On September 16th 2015 a low impact tsunami hit with a wave that reached a height of 4.5m associated with an interplate earthquake of 8.4M, 100 km south of La Serena. Thus, this is a multi-risk scenario.

4. - Discussion and conclusions

4.1. Dynamic relations of the western slopes of the coastal range of semiarid Chile

4.1.1. Present day dynamics of the slopes

The field analysis of the inherited and active forms point out that: i) the incised riverbeds still show active forming processes and ii) especially the smaller basins that have a very rapid response to concentrated rainfall events. This is in line with the quantitative assessment of the DEM yielding concentrated discharge along the main drainage systems up to very high runoff volumes. The 63 mm event registered at St. Julian Station, Quebrada Tongoy, on the 09.06.2011 yielded a maximum runoff volume of 22 m³/s. These values indicate that incision processes may be very intensive during these events mainly in the upper parts of the catchment. Especially in the smaller tributaries runoff volumes between 2 and 10 m³/s were modelled. Concentrating runoff also provokes slumps and smaller landslides due to undercutting particularly on the steeper flanks of the incisions. The latter ones were also observed in smaller drainage catchments.

However, the discharge may also become hyper-concentrated when landslides occur along the river channel. No further incision has been observed in the lower sections of the river systems. Here the discharge leads to lateral erosion processes that in turn further steepen the talus scarps.

The impacts due to the reactivation of streams on slopes, alluvial fans and glacia are local and limited to the forms in activity. Specifically the development of rills and gullies in micro catchments localized in the scarp-areas of the terraces are very effective and favoured by high slope gradients, erodible substrates and scarce vegetation density. These dynamics are typical of the coastal desert environment as previously described by Vargas et al. (2000), Sepúlveda et al. (2006) and Soto et al. (2012). The process dynamics during ENSO/PDO may be enhanced when coinciding with seismic events. The latter trigger landslides that in turn increase the amount of detritic material on the slopes and in the river channels subsequently remobilized by extreme rainfall events. Even though topography and geomorphology do not reveal clear evidence of present day, potentially hazardous processes, these results suggest that the rainfall-induced geohydrological processes are the main hazards in the study area. These processes such as floods, debris flows and local flash floods are induced by heavy, concentrated rainfall that should be considered as the main triggering factor. This area is also subject to strong earthquakes that may potentially trigger different kinds of landslides or processes such as liquefaction, however field evidence suggests that these are less significant than the geohydrological processes in the area.

A lack of detailed, long-term time series of flood and debris flow events precludes an accurate estimate of rainfall thresholds for the area, thus no probabilistic hazard assessment may be carried out. Nevertheless, these precipitations are higher than any previously known thresholds in northern and central Chile. Sepúlveda et al. (2006) indicated that debris flow events in the coastal area of Antofagasta (26° S) in June 1991 and in the Andean piedmont of Santiago (33° S) in 1993 were triggered by 42 mm/3-4 hrs and 67 mm/day events, respectively, resulting in destruction and fatalities. In the study area rainfall thresholds are similar but without triggering such large impacts.

Due to the extreme precipitation event which occurred in March 2015 and during winter 2015/16 (El Niño) the coastal basins suffered small flash floods and debris flows, insignificant in magnitude, hence, the 2015 El Niño event was of moderate intensity. Consequently, the study area is subject to episodic, high energy geodynamic events that induce natural hazards. However, the vulnerability is quite low due to scarce settlements, except along the coast, where road infrastructure and the resort town of Tongoy are located. In the delta areas of the Tongoy Bay catchments, debris flows or concentrated sediment discharges have generated large frontal deposits, affecting the beach morphology and infrastructure.

4.1.2. Evolution of marine terraces in the coastal range

In the coastal range sedimentary units were identified and correlated by their elevation with other similar units that were previously dated. We identified 3 levels of marine terraces that were formed on very steep slopes along the coastal range (Fig. 10). As a result of the comparison the following correlation was established: HMT (High Marine Terrace), belonging to MIS 11 at 160 m.a.s.l., the MMT (Middle Marine Terrace) was related to MIS 7, at 75 m.a.s.l. and LMT (Low Marine Terrace) was attributed to MIS 5 at 28 m.a.s.l. (Soto & Cabello 2014, Cabello 2015). The differences in altitude depend on the differential uplift in the Chilean semi-arid and arid coastal region (Appendix II). The correlation is based on research by Paskof (1970), Ortielb et al. (1987), Marquardt et al. (2004) Saillard et al. (2008, 2012)

According to data obtained by the altimetric correlation and related MIS ages the rate of tectonic uplift for HMT, MMT and LMT were calculated. The Lajoie equation (Saillard 1986, 2008) and additional data (Marquardt et al. 2004) provided a reconstruction of the former rising sea levels, corresponding to the MIS 11, 7 and 5. The results show that the HMT has an approximate uplift rate of 0.37 ± 0.05 m / ka. For the MMT an uplift of 0.37 ± 0.04 m / ka was obtained and the rate of rise for LMT was established to 0.18 ± 0.03 m / ka. When taking into account data indicated by Ortlieb et al., (1996) and Marquardt et al. (2004), the uplift rates that affected these terraces are associated with the regional tectonics.

4.2. Bays dynamics controlled by structure.

4.2.1. Coseismic effects in the sedimentation of sandy beaches

The Coquimbo Region covering the coastal zone between Tongoy and Punta de los Choros was affected by an interplate earthquake and tsunami of 8.4M in September 2015. The tsunami reached a maximum height of 4.5 meters along the Coquimbo Bay and caused great destruction to tourist facilities and housing .There was strong erosion of the sandy beaches with beaches receding up to 100 meters (north and south of Coquimbo Tongoy area). However, the earthquake did not generate uplift or subsidence in the coastal zone and during October the beaches were naturally slowly fed sand again. In December 2015, the beaches in the coastal area that were destroyed by the tsunami in September had recovered which means that the Andean watersheds and the coastal range provide sedimentary surplus to coastal semiarid Chile (Fig. 9).



Fig. 9 Coastal erosion in La Serena beach, tsunami of September 16 of 2015. In the present day the sandy beaches is in depositional processes.

4.2.2. Evolution of the coastal zone: beach ridges in the semi-arid environment of the western coast of America.

Beach ridges are uncommon on the shores of America and are evidence of morphological and Holocene sedimentological dynamics in semiarid Chile. Thus, Tongoy Bay is one of the best case study areas. The physical characteristics of Tongoy Bay together with its location in relation to both the headland and coastal ranges of the Andes with a semiarid climate play a key role in the evolution of the zone. The Tongoy Bay presents several kinds of features that have been developing since the Holocene period until present day mainly through the growth of foredunes in a low energy reflective beach.

Ota and Paskoff (1993) identified five ridges in the southern section of the bay which can hardly be recognized today. The aforementioned authors' descriptions indicate the presence of abundant remains of shell fragments and gravel on the beach ridges, which were only found in the middle and proximal part of the bay. At the same time, the strandplain is covered with *Atriplex*, which has masked the original features.

Beach ridges are located immediately below the escarpment of the terrace, with the southern section presenting a broader 900 m strandplain measured from the swash zone to the base of the escarpment of the marine terrace. The oldest beach ridge is well preserved, like the last, which is located close to the modern fore dune system.

The local catchment that drains into Tongoy Bay has generated essential features through which environmental variations of the shoreline may be established. The tectonic influence is expressed through epigenic-incised gorges in ancient marine terraces, forming broad valleys of 353m with an incision height of up to 192 m (Quebrada Pachingo).

From the point of view of evolution and present changing trends, a progradational trend can be established that is associated with the development of embryonic dunes and foredunes despite winter erosion and the reflective beach controlled by the huge headland. These features developed in 1-3 ridges and the embryonic dunes rapidly developed in the beach face and backshore of the barrier of Tongoy. Wind coverage in the area of beach ridges located in the distal area expresses the status of permanent sand supply.

The evolution of the strandplain as a succession of beach ridges with fluvial features, dunes, and different stages of the berm identifies the system as an accretionary strandplain, with a modern

progradational evolutionary trend, evidenced by the dynamics of foredunes and embryonic dunes on the current beach, as noted by Dillenburg & Hesp (2009) and Soto et al. (2015).

Foredunes and embryonic dunes are observed throughout the year and they are the morphological expression of the permanent sand supply.

4.2.3. Dynamic and evolutionary trend of coastal dunes in headland bay beaches.

In central Chile, the shoreline is controlled by the structure of the continental margin together with the SW drift that generates different dynamic conditions in the sandy beaches associated with a reflective environment in the proximal part of the bay (southern) and in the distal one (northern) where the widest coastal sand dunes are found. The arrangement of the north-distal dunes matched with the theory of the headland bay beaches in Chile described by Araya-Vergara (1996), Arriagada (2009), Arriagada et al. (2014), Martínez (2001), Soto (2005), Soto & Arriagada (2007). Recent research in the mega bay of Coquimbo has established that this pattern is also found in beaches and dune environments in semiarid Chile (Lagos 2013, Cabello 2015, Rojas 2016) and is best evidenced by the Los Choros coastal dunes.

The existence of three sections with active dunes (foredunes and transgressive dunes) shows a current sand supply to the coast and the beach, despite almost permanent erosive conditions on the beach and a semiarid watershed regime in the region.

The above dynamic condition is relevant when one considers that the likely contributor basins have not submitted permanent or semi-permanent flows since the last El Niño event in 1997.

The characteristics of the Aeolian deposits of the Coquimbo mega bay show that the widespread distribution of sand dynamics is replicated by individual bays and all of them constitute the mega bay of Coquimbo where the highest concentration of sand is supplied to the northern part of the bay at Punta de los Choros. This shift pattern was also observed by Soto (2005) Soto et al. (2015) in bays in central Chile. From the dynamic point of view, the Los Choros dune field is very similar to the Hesp (2013) model scenario: development from the backshore, from the beach toward the inland, reaching a state so that there is progress towards reworking ancient dunes and sands.

Sand samples from Los Choros were compared with samples from the Limarí catchment and Tongoy bay (in the extreme southern part). The samples present mineralogical similarity (quartz, feldspar and plagioclase, Epidotes, and volcanic glass) (Appendix III). A sedimentary transfer model was applied according to Le Roux et al. (2010) and these results show the transference of sediments by waves and

wind from the southern part of the study area. Thus, the source area of the mega bay is from south to north.

4.3. Natural hazards

4.3.1. River floods and flasflood risk

The Elqui River tributaries namely the Santa Gracia and Marquesa catchments are located in the northern part of the lower Elqui Valley. They are smaller tributary catchments with outflows that are located 9 km and 34 km from the mouth of the Elqui River to the ocean. The catchments exhibit a complex geomorphology associated with forms that were inherited from previous humid climates and are characteristic of the Chilean semiarid environment.

Geomorphologically, the conditions of the plutonic slope systems with rock chaos, hydrothermal alteration and abundant material exposed to weathering processes have contributed to a significant mass transfer from the upper areas of the mountain systems. It is worth highlighting that this section of the catchment is sited in the nival environment of the great Elqui catchment and as a result, landslide formations and general snow morphological manifestations have been identified including the linear dissection of the slopes.

Regarding the deposit formations, the alluvial fans exhibit a characteristic location, oriented laterally towards the main valley. These alluvial fans are of a torrential nature because of their convex profile and the presence of a strong main channel. These characteristics indicate the episodic activity of these formations associated with intense hydro-meteorological events. These events often generate hyper-concentrated flows that have the capacity to drag detritus and blocks from the slopes that subsequently are deposited in the distal regions of the modern alluvial fans.

The main streambeds of the tributaries of both catchments exhibit a braided pattern in wide beds (>500 m) in which there is evidence of water action resulting from the pattern of channels, sand banks and gravels which are well developed and preserved. Local inhabitants stated that the Marquesa and Santa Gracia catchments were active in 1997 and the last time their beds were completely flooded. The streambeds exhibit very deep incisions that are associated with the landscape inherited from the Pleistocene age. However, there is also evidence of high erosion and incision potential of the current beds. In a sub-catchment of the Santa Gracia catchment, a bed was identified that was highly incised by floods caused by the 1997 El Niño event. We also observed in the field some incised lateral deposits corresponding to an alluvial fan that became a terrace cone in 1997. Although terrace cones are from the Paleo-landscapes of the Pleistocene period in the valleys of the semiarid region, their

dissection may be attributed to recent processes (see Paskoff 1970). Therefore, we can deduce that a further dissection of the landscape will continue in future decades.

The environmental changes modeled for the Andes in the Elqui River, such as increased concentrations of precipitation and reduction of the 0° isotherm (Garreaud 2008) are not relevant for the analysis of floods in the mid and lower section of the Elqui Valley due to the regulating action exerted by the Puclaro Dam. However, strong and intense episodic precipitation events that may occur in the coastal zone may have an impact on the city of La Serena because the analyzed catchments directly drain into the Elqui River and its mouth is in the middle of the city.

However, the precipitation events that occur for up to three days are those that generate the floods as there is a significant amount of infiltration and hence soil saturation. Consequently during subsequent precipitation events surface runoff due to saturation excess occurs. However, a first runoff peak is related to crusting, surface sealing and hydrophobic effects related to the first precipitation after long dry periods. These characteristics are described e.g. for the 1983 event. The annual average rainfall of La Serena is 95.9 mm (1919-2013), which had a significant decrease (p-value = 0.01), estimated at 6 mm/decade. The wettest year of the series was 1919 with 306.6mm total precipitation, and the driest year corresponds to 4.3 mm in 1962. The winter rainfall (June, July and August, JJA) represents 70 % of the annual rainfall.

For the JJA correlations between the amount of precipitation, the SOI of the same period and lag times of 1, 2 and 3 months back and forth were tested. The results indicate that JJA precipitation is best correlated with the SOI and a lag time of 1 month (May, June and July) showing a Pearson correlation coefficient of 0.479 and a p-value of 0.0 implying high statistical significance. Fig. 7 shows that El Niño events generally decrease with La Niña, setting the winter threshold around 50 mm, increasing with El Niño events, totalling 15 (except in the weak La Niña years 1927, 1952 and 2011, and the last was associated with the Antarctic Oscillation). Another interesting fact is that the frequency of ENSO phenomena has become more persistent in the latter half of the series. So El Niño events between 1967-2013 exceeding the threshold of 50 mm were 9 out of 15 (60%) and La Niña events were 13 out of 20 (65%). This means that despite a decrease in rainfall amounts extreme events have become more frequent over the last 50 years and therefore there is an increase in rainfall.

The climate assessment conducted for this research yielded a decrease in the total amounts of rainfall, but an increase in extreme rainfall frequency over the last 50 years. Precipitation events with up to 60mm/24hrs with a decadal return period were estimated. For this study an event of 70mm in 24 hours to assess flooding events in the La Serena area was utilized.

When analysing the landscape through topographic indices, the relevant facets of the morphology are clearly identified, such as wide and deep river beds. In both study basins the topography and the substrates favour surface runoff and river flooding especially in the form of flash floods that are documented by geomorphological evidence along the river course. However, due to the climatic conditions the fluvial systems are only sporadically active. Using the topographic indices and the SCS CNII modelling of the 2011 precipitation event, with 70mm/24h, we simulated the discharge into the two lower Elqui River tributaries responsible for the flooding of the coastal flood plains reaching 2-5m as in the 1997 event. The available sediments on the slopes of the tributaries led to high sediment discharges in the form of hyper-concentrated flow as documented by evidence in the field.

However, fluvial dynamics of the tributary river catchments generate floods in the Elqui River, downstream of the Marquesa and Santa Gracia catchments and in the city of La Serena. The city, capital of the Coquimbo region, will be affected by the urban expansion areas that are located on the Holocene marine terrace, not more than 6-7 m.a.s.l. as well as on the low river terraces, which have been declared urban or peri-urban areas. These sectors have not been flooded since 1997 when they were not declared urban areas (Fig. 10).



Fig. 10 Flash flood in Santa Gracia catchment on march 25th of 2015, associated to 21,3 mm/24h. Rainfall event (not ENSO). Photo: Sr. F. Muñoz.

5. Future research needs

The Andean coastal region (coastal range) is a landscape that has not been studied in detail by earth system sciences due to the fact that it is of marginal interest for the mining industry and has a low population density. The importance of mining for the economy of Chile is very high and this fact explains the focus on geological studies in the Andean region. On the other hand, in the coastal areas, except for the work cited in the above paragraph, the main attention is dedicated to stratigraphic studies on the coastal plains and marine terraces, both of them concentrating on specific small areas.

Global climate change is a very important topic for research in Chile and a focus was drawn on the Andean region because it constitutes the source of freshwater for the population, agricultural and large mining industries. In the Andes, Quaternary glaciers are found (even throughout the arid and semiarid latitudes) and seasonal and stable snow cover. The largest populations are located in the central valley (graven valley) and in the coastal zone. There are climatic change scenarios for these areas but especially for the arid and semiarid regions but they are not very precise due to a lack of climatic stations and data quality.

Due to the aforementioned reasons, there is a need for further in depth investigation into the relationship between climatic changes and natural hazard conditions that affect the population and the productive facilities. Nowadays the growth of intensive agriculture for export and high intensity mining has generated the rapid urban sprawl processes toward territories affected by tsunami and fluvial flooding hazards and risks such as the impact of flashfloods and debris flow on the coastal range catchments. The extreme climatic events and their impact on valley rivers and settlements are related to the dynamic characteristics in semiarid environments and El Niño events. The latter has non-periodical return periods (almost decadal return period) and has generated the loss of human life and economic damage, as in 1983, 1997 and more recently in March 2015. Moreover, the relationship between regional and local climatic changes and dynamic geomorphological settings has not been satisfactorily studied.

The paleo climatic field evidence has not absolutely dated an example of the need for in depth research of these issues, to reveal the climatic conditions of the semiarid environment in the past.

The littoral and coastal geomorphology has not been studied in depth. For example, the strandplains and beach ridges as evidence of sea level changes during the Holocene period in Peru and Chile, along subduction coasts, have only marginally been investigated.

While working on this thesis all available data from other studies was employed to establish the features and landscape evolutionary trends. It was possible to date the marine terraces identified in this

research by comparing altitudes and sediment that were similar in the southern and northern parts of the study area. In Chile it is necessary to investigate and invest in absolute datation methods as it is an important basis for the reconstruction of paleogeography, even more so in the coastal areas as well as sand dune fields where paleo soils and loess have been found. To our knowledge these findings have not been described in the bibliography so date.

6. Outlook

The proposed methodology should be used to evaluate geodynamic processes in arid, semiarid and temperate environments. Chile as an Andean and coastal country does not have coastal geodynamic studies of the basins that are increasingly being modified. In particular present day conditions as well as future scenarios of dynamic processes in river basins and coastal areas may be assessed. Also, changes in land use due to economic development, environmental transformations due to climate change may be evaluated.

The study shows the importance of these types of methodologies and thematic approaches due to Chile's Andean inherited geomorphological landscapes that are associated with tectonic and climatic conditions that are different from present day. There is field evidence of rounded block movement (base load) associated with extreme rainfall and further seismicity. The presence of heavy rainfall and the 2015 earthquake in the study area have established more accurate geodynamic thresholds, according to the scenarios identified in the study.

The importance of El Niño events, as well the Pacific Decade Oscillation, are both conditions that trigger geomorphologic and hydrological processes that have been established and can be applied to other catchments in semiarid and temperate Chile. The rainfall of a 100 mm event has a recurrence interval of 50 years; even a 4-day rainfall may reach a recurrence time of 20 years. Thus, the probabilities of extreme rainfall events are very high. These trigger river flooding and debris flows as well with the consequent hazards and risk conditions for the population and infrastructure.

It is important to consider that the anthropogenic landscape is changing in the region too. The cities are becoming risk areas.

Finally, the relationship between the basins and coastal processes has been demonstrated. At the shoreline a certain sedimentary equilibrium condition, between the seasonal erosional beaches and the next depositional stage, is observed. The storm action erodes beaches that are subsequently compensated by deposition. This implies a permanent sand and gravel supply from the coastal ranges and Andean catchment to the shoreline. This dynamic stage may be explained by the fact that there is present day geomorphological activity related to inherited landscape features. Thus, the landscape is active and the trend, according to the expected climatic changes, for the present century in the region should be the same however may be stronger due to increased rainfall concentrations and large modifications in soil land use.

7. Reference

- Aagaard, T., Masselink, G (1999). The surf zone. in: Short, a. [ed.] Handbook of beach and shoreface morphodynamics. J. Wiley & Sons Ltd: 72-118.
- Aagard, T., Davidson-Arnott, R., Greendwood, B., Nielsen, J (2004). Sediment supply from shoreface to dunes: Linking sediment transport measurements and long-term morphological evolution. *Geomorphology*, 60:205-244.
- Amaya, H. (2013). Geodinámica actual de una cuenca costera de dominio semiárido. Caleta Hornos, Región de Coquimbo. Memoria Geógrafo. Universidad de Chile.
- Aguilar, G. (2010). Erosión y transporte de materia en la vertiente occidental de los andes semiáridos del norte de Chile (27 - 32° s): Desde un enfoque a gran escala temporal y espacial, hasta la evolución Cuaternaria de un sistema fluvial. Tesis Doctor en Ciencia de la tierra de la Universidad de Toulouse (Francia), Doctor en Ciencias, mención Geología de la Universidad Católica del Norte (Chile); Universidad de Toulouse - Paul Sabatier (UPS)- Universidad Católica del Norte (UCN).
- Aguilar, G., Riquelme, R., Martinod, J., Darrozes, J (2013). Rol del clima y la tectónica en la evolución geomorfológica de los andes semiáridos chilenos entre los 27-32°s. *Andean Geology*, 40(1): 79-101.
- Araya-Vergara, J.F. (1970). Contribución al estudio de los procesos estuariales en las desembocaduras de los ríos Rapel y Maipo. *Informaciones Geográficas. Chile*, 20: 17-38.
- Araya-Vergara, J.F. (1980). Evolución de las vertientes y morfogénesis fluvial en el dominio subtropical seco según la carta geomorfológica detallada (ej: Chile semiárido). *Informaciones Geográficas*, 27: 3-44.
- Araya-Vergara, J.F. (1983). Influencias morfogenéticas de los desalineamientos y líneas de costa contrapuestas en el litoral de Chile Central. *Informaciones Geográficas*, 23: 9-29.
- Araya-Vergara, J.F. (1985). Análisis de la carta geomorfológica de la Cuenca del Mapocho. *Revista Informaciones Geográficas* 32: 31-44.
- Araya-Vergara, J.F. (1986) Toward a classification of beach profiles. *Journal of Coastal Research*, 2 (2): 159-165.
- Araya-Vergara, J.F. (1996). Primera experiencia con una clasificación dinámica de vertientes de montaña. I Taller internacional de geocología de montaña y desarrollo sustentable de los andes del sur. The United Nations University.
- Araya-Vergara, J.F. (2000). Desarrollo de superficies de aplanamiento disectadas sobre coast range en la Región del Maule, Chile Central. *Informaciones Geográficas*, 34: 67-90.
- Araya-Vergara, J. F. (2003) Morfogénesis de la ensenada en zeta y de la terraza estuarial asociada en Pichilemu: Prototipo para Chile Central. *Investigaciones Geográficas*, 37: 41-66.
- Arriagada, J. (2009). Geomorfología estuarial comparada en la zona semiárida de Chile. Casos de Copiapó y Choapa. Tesis Magíster en Geografía, Universidad de Chile, Santiago.

- Arriagada J., Soto M.V., Sarricolea, P (2014). Morphodynamic environment in a semiarid mouth river complex. Choapa River, Chile. In: *Advanced Geoscience and Remote Sensing*. Marghany, M. (ed), Rijeka, Croatia: 253-271.
- Aubrecht, C., Fuchs, S., Neuhold, C (2013). Spatio-temporal aspects and dimensions in integrated disaster risk management. *Nat Hazards*, 68: 1205-1216.
- Bagnold, R (1941). *The physics of blown sand and desert dunes*. Londres, Ed. Methuen.
- Banks, J.C., Camp, J.V., Abkowitz. M.D (2014). Adaptation planning for floods: a review of available tools. *Nat hazards*, 70:1327-1337.
- Beck S., Barrientos S., Kausel E. & Reye S.M (1998) Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction zone, *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2): 115-129.
- Benavente, N (2015). *Relaciones dinámicas asociadas al litoral-playa-dunas anteriores del campo de dunas de Los Choros, Región de Coquimbo*. Memoria título de Geógrafa. Universidad de Chile. Santiago.
- Benedet, L., Finkl, C. W., Klein, A (2004). Morphodynamic classification of Beaches on the Atlantic Coast of Florida: Geographical Variability of Beach Types, Beach Safety and Coastal Hazards, *Journal of Coastal Research*, Special Issue, 39:360-365.
- Bird, E (2000). *Coastal Morphology, An Introduction*. Chichester: J. Wiley & Sons.
- Bird, E (2008). *Coastal Geomorphology: An Introduction*. 2nd Edition. J. Wiley & Sons.
- Birkmann, J., Cardona, O.D., Carreño, M.L., Barbat A.H., Pelling, M., Schneiderbauer, S., Kienberger, S., Keiler, M., Alexander, D., Zeil, P., Welle, T (2013). Framing vulnerability, risk and societal responses: the MOVE framework. *Natural Hazards*, 67:193-211.
- Blaikie, P., Cannon, T., Davis, T., Wisner, B (2003). *At Risk, Natural hazards people's vulnerability and disaster*. London: Routledge. ISBN/ISSN: 978041525164.
- Boehner, J., Koethe, R., Conrad, O., Gross, J., Ringeler, A., Selige, T (2002) Soil Regionalisation by Means of Terrain Analysis and Process Parameterisation. In: Micheli E, Nachtergaele F, Montanarella L (Eds.) *Soil Classification 2001*. European Soil Bureau, Research Report No. 7, EUR 20398 EN, Luxembourg: 213-222.
- Brander, R.W., Short, A.D (2000). Morpho-dynamics of a large-scale rip current system at Muriwai Beach, New Zealand, *Marine Geology*: 165: 27-39.
- Brüggen, J (1950). *Fundamentos de la Geología de Chile*. Santiago de Chile: Editorial Instituto Geográfico Militar (IGM).
- Börgel, R (1963). *Las dunas litorales en Chile, teoría y aplicación*. Sección Geomorfología Aplicada N° 3. Instituto de Geografía, Facultad de Filosofía y Educación de la Universidad de Chile.
- Cabello, M (2015). *Análisis geomorfológico de la sección occidental del Cordón Sarco: Identificación de terrazas marinas*. Región de Coquimbo, Chile. Memoria título de Geógrafo. Universidad de Chile. Santiago.

- Cardona, O.D (2009). Teoría del riesgos y desastres. En: Gestión integral de riesgos y desastres. Curso de Educación Superior. Universidad Internacional de Florida.
- Castro, C.P., Ortiz, J (2003). Expansión urbana y niveles de vulnerabilidad a amenazas naturales en una ciudad de tamaño medio: La Serena, Región IV de Coquimbo. In: 51° Congreso Internacional de Americanista, Santiago.
- Castro, C.P., Soto, M.V., Fernández, R., Märker, M., Rodolfi, G (2009). Impacto en la geodinámica actual del valle de Nantoco, cuenca del río Copiapó asociado a la reconversión productiva. *Revista de Geografía Norte Grande*, 42: 81-99.
- Cecioni, C (1970). Esquema de Paleogeografía Chilena. Santiago de Chile: Editorial Universitaria.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, Mp (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. Capítulo III de *The Geology of Chile*, editado por Teresa Moreno del Instituto de Ciencias de la Tierra de Jaume Almera y del consejo superior de investigaciones científicas (Barcelona, España) y Wes Gibbons. Publicado por The Geological Society London.
- CONAMA (2006): Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI. En: Informe Final. Realizado por el Departamento de Geofísica, Universidad de Chile.
- Conrad O (2006) Saga. Entwurf, funktionsumfang und anwendung eines systems für automatisierte geowissenschaftliche analysen. Phd thesis, University of Göttingen, Germany.
- Creixell, T., Ortiz, L., Arévalo, C (2012). Geología Del Área Carrizalillo – El Tofo. Servicio Nacional De Geología y Minería. Mapa geológico, N° 133 y 134, mapa escala 1:100.000, Santiago.
- Davis, R.A (1985). Beach profi les. In: *Encyclopedia of Beaches and Coastal Environments*. Pennsylvania: Hutschinson Ross Publications.
- D’Ercole, R., Pigeon, P., Serrano, T (2009). Complejidad, incertidumbre y vulnerabilidad: el riesgo asociado al volcán Cotopaxi en el Valle de los Chillos (Quito, Ecuador). *Bulletin de l’Institut Francaise d’Etudes Andines*, 38(3): 709-733.
- Diaz, C (2005). Cambio climático: vulnerabilidad, adaptación y rol institucional. Estudio de casos en el Valle del Elqui. Dissertation, Universidad de La Serena. La Serena.
- Dillenburg, S., Hesp, P (2009). *Geology and Geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil*. Heidelberg: Springer-Verlag.
- Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Hesp, P.A., Rosa, M.L.C.C., Angulo, R.J., Souza, M.C., Giannini, P.C.F., Sawakuchi. A (2014). Discussion: “Evidences for a transgressive barrier within a regressive strandplain system: Implications for complex responses to environmental changes” by Hein et al (2013), *sedimentology*, 60, 469-602. A transgressive barrier at Pinheira, Southern Brazil around 3 ka?. *Sedimentology*, 61 (7): 2205-2212.
- Elgar, S., Raubenheimer, B., Guza, R.T (2001). Current meter performance in a surf zone. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18: 1735-1 746.

- Emparán, C., Pineda, G (2006). Geología del área Andacollo Puerto Aldea. Región de Coquimbo. Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica, N° 96. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Estrategia Internacional Para La Reducción De Desastres (EIRD) (2008). El cambio climático y la reducción del riesgo de desastres. Ginebra, Suiza. Naciones Unidas-EIRD, 14p.
- Farías, M., Vargas, G., Tassara, A., Carretier, S., Baize, S., Melnick, D., Bataille, K (2010). Land-Level Changes Produced by the Mw 8.8 2010 Chilean Earthquake. [En línea]". Revista electrónica Science Express. 2010. 29 July 2010. <www.sciencemag.org/cgi/content/full/science.1192094/DC1>.
- Farías, M., Comte, D., Roecker, S., Carrizo, D., Pardo, M (2011). Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence, *Tectonics*, 30: 1-11.
- Fuenzalida, H (1965). Hidrología. In: Geografía Económica de Chile, Corporación de Fomento de la Construcción, Santiago:31-44.
- Garreaud, R., Aceituno, P., Muñoz, R., Rojas, M., Montecinos, A (2008). El clima de Chile está cambiando. comunicación del Proyecto Act-19. Variabilidad climática en Chile: Evaluación, interpretación y proyecciones. Departamento de Geofísica, Universidad de Chile. Santiago.
- Grohmann, C.H (2004). Morphometric analysis in geographic information systems: applications of free software GRASS and R. *Computers & Geosciences* 30(9-10): 1055-1067.
- Goldsmith, V (1989). Coastal sand dunes as geomorphological systems. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh. Section B. Biological Sciences*, 96: 3-15.
- Hawkins Richard H., Ward Timothy J., Woodward Donald E., Van Mullem, Joseph, A (2009) Curve number hydrology - State of the practice. American Society of Civil Engineers (ASCE). 106 pp.
- Heinze, B (2003). Heinze, B., 2003. Active intraplate faulting in the forearc of north central Chile (30°–31°S): implications from neotectonic field studies, GPS data, and elastic dislocation modelling. Scientific Technical Report – Geoforschungszentrum Potsdam.
- Hesp, P.A (2002). Foredunes and Blowouts: Initiation, Geomorphology and Dynamics. *Geomorphology*, 48: 245-68.
- Hesp, P.A (2004). Sand beach ridges: definitions and re-definitions. *Journal of Coastal Research*, 39: 72-75.
- Hesp, P.A., Dillenburg, S.R., Barboza, E.G., Tomazelli, L.J., Ayup-Zouain, R.N., Esteves, L.S., Gruber, N.L., Toldo, E.E.Jr., Tabajara, L.L.C.A., Clerot, L.C.P (2005). Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. *An Acad Bras Ciênc.*, 77(3): 493-508.
- Hesp, P.A (2006). Sand beach ridges: Definition and re-definition. *J. Coastal Research SI*, 39:72-75.
- Hesp, P.A (2013). Conceptual models of the evolution of transgressive dune field systems.

- Geomorphology. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.05.014>.
- Holstein, A., Kropp, J.P (2012). An integrated and transferable climate change vulnerability assessment for regional application. *Natural Hazards*, 64(3):1977-1999
- Hsu, J.R.C., Evans, C (1989). Parabolic Bay Shapes and Applications. Institution of Civil Engineers, 87(2): 556-570.
- Huang, S-L., Yeh, C-T., Chang, L-F (2010). The transition to an urbanizing world and the demand for natural resources. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 2:136-143.
- Instituto Nacional de Estadísticas (INE), 2012. Compendio Nacional de estadísticas. http://www.ine.cl/canales/menu/publicaciones/compendio_estadistico/compendio_estadistico2012.php
- IPCC (2000). Land use, land use changes and Forestry. Special report of the Intergovernmental Panel on Climate Changes. R.T Watson et al., Eds. Cambridge University Press. Cambridge 233 pp.
- Kappes, M.S., Bell, R., Gruber, K., Frigerio, S., Keiler, M., Glade, T (2012). The MultiRISK platform: The technical concept and application of a regional-scale multihazard exposure analysis tool. *Geomorphology*, 151: 139-155.
- Keiler, M., Kellerer-Pirklbauer, A., Otto, J.C (2012). Concepts and implications of environmental change and human impact: Studies from Austrian geomorphological research (Preface). *Geogr. ann. a.*, 94: 1-5.
- Klein, A., De Menezes, J (2001). Beach morphodynamics and profile sequence for a headland bay coast. *Journal of Coastal Research*, 17(4): 812-835.
- Klein, A., Andriani, J., De Menezes, J (2002a). Shoreline Salients and Tombolos on the Santa Catarina coast (Brazil): description and analysis of the morphological relationships. *Journal of Coastal Research*, 36: 425-440.
- Klein, A.H.F., Filho, L., Schumacher, H (2002b). Short-term beach rotation processes in distinct headland bay beach systems. *Journal of Coastal Research*, 18(3): 442-458.
- Komar, P.D (2010). Shoreline Evolution and Management of Hawke's Bay, New Zealand: Tectonics, Coastal Processes, and Human Impacts. *Journal of Coastal Research*, 26: 143-156.
- Lagos, M., Andrade, B., Arenas, F (2010). Territorial planning on the coast of central Chile: incorporation of environmental fragility and risk criteria. *Revista de Geografía Norte Grande*, 45:5-20
- Lagos, G (2013). Caracterización geomorfológica y dinámica costera de bahías del semiárido de Chile, casos de estudio: Bahía Tongoy y Bahía Barnes, región de Coquimbo. Memoria I título de Geógrafa. Universidad de Chile. Santiago.
- Lavalle, P., Lakhan, V (1997). A spatial temporal analysis of the development of a long-spiral shaped embayment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22:657-667.

- Lavelle, A (2004). 2004. The Lower Lempa River Valley, El Salvador: Risk Reduction and Development Project". En Bankoff, G., G. Frerks y Dorothea Hilhorst, Mapping Vulnerability: Disasters, Development and People. Earthscan. Londres.
- Le Blon, P (1979). An explanation of the logarithmic spiral plan shape of headland bay beaches. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49(4): 1093-1100.
- Lei, Y., Wang, J (2014). A preliminary discussions on the opportunities and challenges of linking climatic changes adaptation with risk reduction. *Nat Hazards*, 71:1587-1597.
- Le Roux, J.P., Gómez, C., Fenner, J., Middleton, H (2004). Sedimentological processes in a scarp-controlled rocky shoreline to upper continental slope environment, as revealed by unusual sedimentary features in the Neogene Coquimbo Formation, north-central Chile. *Journal Sedimentary Geology*, 165: 67- 92.
- Le Roux, J.P., Gómez, C., Venegas, C., Fenner, J., Middleton, H., Marchant, M., Buchbinder, B., Frassinetti, D., Marquardt, C., Gregory-Wodzicki, K.M., Lavenu, A (2005). 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., Nielsen, S., Smith, N., Middleton, H., Fenner, J., Ishman, S (2006). Bay sedimentation as controlled by regional crustal behavior, local tectonics and eustatic sea level changes: Coquimbo Formation (Miocene-Pliocene), bay of Tongoy, central Chile. *Journal Sedimentary Geology*, 184:133-153.
- Le Roux, JP., Demirbilek, Z., Brodalka, M., Flemming, BW (2010). WAVECALC: an Excel-VBA spreadsheet to model the characteristics of fully developed waves and their influence on bottom sediments in different water depths. *Geo-Mar Lett*, 30(5): 549-560.
- Martínez C (2001). El efecto de ensenada en los procesos litorales de las ensenadas de Valparaíso, Algarrobo y Cartagena, Chile central. Tesis de Magíster, Universidad de Chile. Santiago.
- Martínez, C., Quezada, M., Rubio, P (2011). Historical changes in the shoreline and littoral processes on a headland bay beach in central Chile. *Geomorphology*, 135: 80-96.
- Märker M., Moretti S., Rodolfi G (2001). Assessment of water erosion processes and dynamics in semi-arid regions of southern africa (Kwazulu/Natal, RSA, and Swaziland) using the erosion response units concept (ERU). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 24:71-83.
- Märker M., Castro C.P., Pelacani S., Soto M.V (2008). Assesment of degradation susceptibility in the Chacabuco province of central Chile using a morphometric based response units approach. *Geografia Física e Dinamica Quaternaria*, 31: 47-53.
- Märker M., Pelacani S., Schröder B (2011). A functional entity approach to predict soil erosion processes in a small Plio-Pleistocene mediterranean catchment in northern Chianti, Italy. *Geomorphology*, 125(4): 530-540.

- Marquardt, C, Lavenu, A, Ortlieb, L, Godoy, E, Conte, D (2004). Coastal neotectonics in southern central Andes: Uplift and deformation of marine terraces in northern Chile (27°s). *Journal Tectonophysics*, 394:193-219.
- Mainquet, M (1983). Dunes vives, dunes fixées, dunes vêtues: une classification selon le bilan d'alimentation, le régime éolien et la dynamique des édifices sableux. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Bd.*, 45: 265-285.
- Mainquet, M (1984). A classification of dunes based on aeolian dynamics and the sand budget'. In F.El Baz (ed.), *Deserts and Arid Lands*, pp. 31–58, Martinus Nijhoff, The Hague.
- McKee, E (1979). An introduction to the study of global sand seas. In *A Study of Global Sand Seas*, E. McKee, ed., pp. 1- 20. Washington, U. S. Geological Survey Paper 1052.
- Meza, M (2010). Evaluación del recurso suelo como indicador de degradación ambiental por uso y manejo en el contexto de la reconversión productiva, cuenca de Quillota, curso medio del río Aconcagua. Tesis de Magíster en Geografía. Universidad de Chile, Santiago.
- Montecinos, A., Aceituno, P (2003). Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in central Chile and associated circulation anomalies. *Journal of Climate*, 16(2): 281-296.
- Montecinos, S., Gutiérrez, J. R., López-Cortés, F., López, D (2016). Climatic characteristics of the semi-arid Coquimbo Region in Chile. *Journal of Arid Environments*, 126: 7-11.
- Montgomery D.R., Dietrich W. E (1994a). Landscape dissection and drainage area-slope thresholds. in: Kirkby m.j. (ed.), *Process models and theoretical geomorphology*. J. Wiley and Son.
- Montgomery D.R., Dietrich W. E (1994b). A physically-based model for the topographic control of shallow landsliding. *Water resources research*, 30:1153-1171.
- Olaya V., Conrad O (2008). Geomorphometry in Saga. in: Hengl t. & Reuter h.i. (eds.), *Geomorphometry: Concepts, software, applications*. Elsevier, Amsterdam, pp. 293-308.
- Ota, Y., Paskoff, R (1993). Holoceno deposits on the coast of north – central Chile: Radiocarbon ages and implications for coastal changes. *Revista Geológica de Chile*, 20: 25-32.
- Ortiz, J., Castro, C.P., Escolano, S (2002). Procesos de reestructuración urbana y niveles de vulnerabilidad a amenazas naturales en una ciudad de tamaño medio del sistema urbano chileno: el caso de La Serena, en la Región IV de Coquimbo. *Investigaciones Geográficas*, 36:17-42.
- Ortiz, J., y Escolano, S (2005). Crecimiento periférico del Gran Santiago. ¿Hacia la desconcentración funcional de la ciudad. <http://www.ub.es/geocrit/sn/sn-194-04.htm>.
- Ortiz, W., Castro, C.P., y Rugiero, V (2011). Percepción del riesgo en la comuna de la Serena. *Revista INVI*, 75: 105-142.
- Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J., Hillaire - Marcel, C., Ghaleb, B., Coumoyer, L (1996). Coastal deformation and sea level changes in northern Chile subduction area (23°s) during the last 330 ky". *Quaternary Science Reviews*, 15: 819-831.
- Otvos, I (2000). Beach ridges: Definitions and significance. *Geomorphology*, 32: 83-108.

- Owens, J.J., Amundson, R., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K., Sutter, B., Shong, G (2010). The sensitivity of hillslope bedrock erosion to precipitation. *Earth Surf. Process. Landforms*, 36: 117-135.
- Pardo, M., Comte, D., y Monfret, T (2002a). Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 11-22.
- Pardo, M., Comte, D., Monfret, T., Boroschek, R., Astroza, M (2002b). The October 15, 1997 Punitaqui earthquake (Mw=7.1): a destructive event within the subducting Nazca plate in central Chile. *Tectonophysics*, 345: 199-210.
- Paskoff, R (1970).) Recherches geomorphologiques dans le Chili semi-aride. Biscaye Frères. Bordeaux.
- Paskoff, R (1999). Contribuciones recientes al conocimiento del Cuaternario marino del centro y norte de Chile. *Revista de Geografía, Norte Grande*, 26:43-575.
- Pelling, M (2003). *Natural disasters and development in a globalizing world*. London; New York: Routledge, 2003.
- Pelling, M., WISNER, B (2008). *Disaster Risk Reduction. Case from urban Africa*. MP Books, Bodmin. ISBN: 978-1-84407-556-0.
- Pfeiffer, J (2011). Evolución y génesis de calcretas pedogénicas en la paleobahía de Tongoy. Tesis de Magíster en Ciencia, mención Geología. Universidad de Chile. Santiago.
- 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 paleobay, north-central Chile. *Geomorphology*, 132: 234-248.
- Pomar, J (1963). Cambios en los ríos y en la morfología de la costa de Chile. *Revista Chilena de Historia y Geografía*, 130: 318-356.
- Planchon O., Darboux F (2001). A fast, simple and versatile algorithm to fill the depressions of digital elevation models. *Catena*, 46:159-176.
- Psuty, N. P (2004). The coastal foredune: a morphological basis for regional coastal dune development. In MARTINEZ, M.L. and PSUTY, N.P. (Eds): *Coastal dunes. Ecology and conservation*. Springer, Berlin: 11-27.
- Quezada, J., Gonzalez, G., Dunai, T., Jensen, A., Juez-Larre, J (2007). Pleistocene littoral uplift of northern Chile: ²¹Ne age of the upper marine terrace of Caldera-Bahia Inglesa area". *Revista Geológica de Chile*, 34: 81-96.
- Quezada, J., Jaque, E., Belmonte, A., Fernández, F., Vásquez, D., Martínez, C (2010). Movimientos cosísmicos verticales y cambios geomorfológicos generados durante el terremoto de Mw = 8,8 del 27 de febrero del 2010 en el centro sur de Chile. *Revista Geográfica del Sur*. 2(2):11-45.
- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., McCool, D.K., Yoder, D.C (1997). *Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation*

- (RUSLE). Agriculture Handbook N.703. U.S. Department of Agriculture Research Service. Washington.
- Robertson, A.W., Baethgen, W., Block, P., Lall, U., Sankarasubramanian, A., de Souza Filho, F.D. A., Verbist, K.M. (2014). Climate risk management for water in semi-arid regions. *Earth Perspectives*, 1(1): 1-12.
- Romero H., Mendoca M (2011). Ondas de frío registradas en invierno de 2010: Necesidad de una perspectiva regional integrada para la climatología latinoamericana. *Revista Geográfica de América Central*. Número especial:1-13.
- Romero, H., Mendoca, M., Mendez, M. y Smith, P (2011). Multiescalaridad, relaciones espaciales y desafíos ecológico-sociales de la climatología sudamericana. El caso del Desierto de Atacama. *Revista Brasileira de Climatología*, 8: 7-29.
- Rojas, I (2016). Caracterización dinámica de las dunas activas en la Ensenada de Los Choros, IV Región de Coquimbo. Memoria título de Geógrafa. Universidad de Chile. Santiago.
- Sahir, O., Mohamed, S (2014)2014. Coastal vulnerability to sea-level rise: a spatial-temporal assessment framework. *Natural Hazards*, 70: 395-414.
- Saillard, M (2008). Dynamique du soulèvement côtier pleistocène des andes centrales: Etude de l'évolution géomorphologique et datations (^{10}Be) de séquences de terrasses marines (Sud Pérou – Nord Chili. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias de la Tierra y el Medioambiente. Université de Toulouse.
- 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 (31s) inferred from ^{10}Be dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 277:50 - 63.
- Saillard, M., Hall, S.R., Audin, L., Farber, D.L., Martinod, J., Regard, V., Pedoja, K., Hérail, G (2010). Reply to a comment on Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the andean margin of Chile (31°s) inferred from ^{10}Be dating by M. Saillard, S.R. Hall, L. Audin, D.L. Farber, G. Hérail, J. Martinod, V. Regard, R.C. Finkel. And F. Bondoux [Earth Planet. Sci. Lett. 277 (2009): 50-63]. *Earth and Planetary Science Letters*, 296: 506 - 509.
- Saillard, M., Hall, S.R., Audin, L., Farber, D.L., Regard, V., Hérail, G (2011). Andean coastal uplift and active tectonics in southern Peru: ^{10}Be surface exposure dating of differentially uplifted marine terrace sequences (San Juan de Marcona, W15.4S). *Geomorphology*, 128: 178-190.
- Saillard, M., Riotte, J., Regard, V., Violette, A., Hérail, G., Audin, L., Riquelme, R (2012). Beach ridges Ueth dating in Tongoy bay and tectonic implications for a peninsulae bay system, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 40: 77-84.

- Sarricolea, P (2004). Niveles de vulnerabilidad a amenazas naturales en una ciudad intermedia y sus áreas de expansión: El caso de La Serena, IV Región de Coquimbo. Memoria título de Geógrafo, Universidad de Chile. Santiago.
- Sarricolea P., Martín-Vide J (2012). Distribución espacial de las precipitaciones diarias en Chile mediante el índice de concentración a resolución de 1 mm, entre 1965-2005. in: Cuadrat Dorta M.J., Estrela F., González Rouco J.A., López Díaz J.C., García Codrón F., Sánchez Rodrigo J., Martín Vide J. & García Herrera R. (eds), Cambio climático, extremos e impactos. Publicaciones de la asociación Española de Climatología, Salamanca: 631-639.
- Sarricolea, P., Martín-Vide, J (2014). Spatial analysis of rainfall daily trends and concentration in Chile. *Investigaciones Geográficas*, 47:53-66.
- Schwartz, M (2005). *Encyclopedia of coastal science*. Netherlands, Springer: 1211.
- Sepúlveda S.A., Rebolledo S., Vargas G (2006). Recent catastrophic debris flows in Chile: Geological hazard, climatic relationships and human response. *Quaternary International*, 158: 83-95.
- Sepúlveda S. A., Serey A., Lara M., Pavez A., Rebolledo S (2010). Landslides induced by the 2007 Aysen fjord earthquake, Chilean patagonia. *Landslides*, 7: 483-492.
- Sepúlveda S.A., Rebolledo S., Farías M., Vargas G., Arriagada C (2012). Efectos geológicos. in Mw = 8.8 Terremoto en Chile, 27 de febrero 2010, Universidad de Chile, pp. 51-61.
- Simone, L.P., De Falco, G (2013). Morphodynamics of a nontidal embayed beach: The case of Is Arutas (Western Mediterranean). *Journal of Coastal Research*, 29(6a): 63-71.
- Short, A (1999). *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*. Ed. Andrew Short, Wiley.
- Soto, M.V (1987). Dinámica y tendencia evolutiva del campo de dunas de Chanco. Memoria título de Geógrafo. Universidad de Chile. Santiago.
- Soto, M. V (2005). Aspectos morfodinámicos de ensenadas desalineadas del litoral de Chile central. Pichilemu y caleta Los Piures. *Revista de Geografía Norte Grande*, 33: 73-87.
- Soto, M.V., Arriagada, J (2007). Características dinámicas de ensenadas estructurales de Chile central. Maitencillo-Cachagua y Papudo, Región de Valparaíso. *Revista de Geografía Norte Grande*, 38: 99-112.
- Soto M.V., Castro C.P., Fernández R., Rodolfi G., Marker M., Rugiero V (2007). Carta geomorfológica de la sección central y occidental de la Región Metropolitana de Santiago. *Investigaciones Geográficas*, 39: 91-99.
- Soto, M.V., Marker, M., Arriagada, J., Castro, C., Rodolfi, G (2010). Evaluación de la amenaza natural en ambiente semiárido, sustentada en la geomorfología y el modelamiento de índices topográficos. Salamanca, Región de Coquimbo, Chile. *Investigaciones Geográficas*, 42: 19-36.
- Soto, M. V., Arriagada, J., Castro, C.P., Maerker, M., Rodolfi, G (2011). Relación entre el cambio de uso del suelo en la cuenca del Aconcagua y su litoral arenoso correlativo. Chile central. *Revista de Geografía Norte Grande*, 50: 187-202.

- Soto M.V., Märker M., Castro C.P., Rodolfi G (2012). Dinámica actual de microcuencas del desierto costero de Atacama y su influencia en la generación de amenazas. *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, 35: 79-89.
- Soto, M.V., Dillenburg, S.R., Arriagada, J., Cabello, M (2013). Evolución geomorfológica de la barrera litoral de la ensenada de Tongoy, semiárido de Chile. *Actas XXXIII Congreso de Ciencias del Mar, Antofagasta*.
- Soto M.V., Märker M., Rodolfi G., Sepúlveda S.A., Cabello M (2014a). Assessment of geomorphic processes affecting the paleo-landscape of Tongoy bay, Coquimbo Region, central Chile. *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, 37: 51-66.
- Soto, M.V., Arriagada, J., Benavente, N., Cabello, M., Ibarra, I., Rojas, I (2014b). Condiciones de acreción y transgresión de dunas en la costa semiárida de Chile: campo de dunas Los Choros, Región de Coquimbo. VIII de Geografía Física, Santiago.
- Soto, M.V., Cabello, M (2014). Terrazas marinas en la cordillera de la costa de Chile semiárido. Sección norte de la mega ensenada de Coquimbo. XXXV Congreso Nacional y XX Internacional de Geografía - Patagonia Chilena: Territorio de Futuro. Coyhaique.
- Soto, M.V., Arriagada, j., Castro-Correa, C., Ibarra, I., Rodolfi, G (2015a). Condiciones geodinámicas derivadas del terremoto y tsunami de 2010 en la costa de Chile central. *Revista de Geografía Norte Grande*, 60:79-95.
- Soto, MV., Märker, M., Castro, C.P. Rodolfi, G (2015b). Análisis integrado de las condiciones de amenaza natural en el medio ambiente costero semiárido de Chile. *La Serena, Coquimbo. Boletín de la Sociedad de Geógrafos de España*, 67: 213-231.
- Strahler, A.N (1952) Dynamic basis of geomorphology. *Geological Society of America Bulletin*, 63: 923-938.
- Strudley M., Murray A.B., Haff P.K (2006). Emergence of pediments, tors, and piedmont junctions from a bedrock weathering-regolith thickness feedback. *Geology*, 34(10): 805-808.
- Short, A (1999). *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*. Ed. Andrew Short, Wiley.
- Short, A.D (2005). *Beaches of the Western Australian Coast: Eucla to Roebuck Bay*. Sydney: Sydney University Press.
- Sweers, K.B (1999). *Equilibrium Bays. A numerical study after the behaviour of equilibrium bays*. Delft: Department Hydraulic Engineering, Faculty of Civil Engineering and Geosciences, Delft University of Technology.
- Tamura, T (2012). Beach ridges and prograded beach deposits as paleoenvironment records. *Eath.Sci.Rev.*, 114: 279-297.
- Tanaka, H., Xuan Tinh, N., Umeda, M., Hirao, R., Pradjoko, E., Mano, A., Udo, K (2012). Coastal and estuarine morphology changes induced by the 2011 great east Japan earthquake tsunami. *Coastal Engineering Journal*, N° 54. <http://dx.doi.org/10.1142/S0578563412500106>

- Tucker G.E., Hancock G.R (2010). Modelling landscape evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35: 28-50.
- United States Department Of Agriculture (USDA) (1986). Urban hydrology for small watersheds. technical release 55 (Tr-55) (Second edition). Natural resources conservation service, conservation engineering division.
- Vargas, I (1991). Interacción Oleaje-playas-dunas en rocas de Santo Domingo. Santiago: Chile. Informe título de Geógrafo. Universidad de Chile, Santiago.
- Vargas G., Ortlieb L., Rutland J (2000). Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos el NIÑO/Oscilación del Sur. *Revista Geologica de Chile*, 27(2):385-394.
- Verstappen, H (1972). On dune types, families and sequences in areas of unidirectional winds. *Gottiner Geogr. Abh.*, 60:341-353.
- Villagrán, C (2007). Dinámica Costera en el Sistema de Bahías Comprendidas entre Ensenada Los Choros y Bahía de Tongoy. Memoria título de Geógrafo. Universidad de Chile, Santiago.
- Vigny C., Rudloff A., Ruegg J.C., Madariaga R., Campo J., Alvarez M (2009). Upper plate deformation measured by gps in the Coquimbo gap, Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175: 86-95.
- Vogel S. & Maerker M. (2010). Reconstruction of the pre-eruption ad 79 paleo-topography and paleo-environment of the Sarno river basin (Italy) using stratigraphical core drillings and data mining technologies. *Geomorphology*, 115(1-2): 67-77.
- Wright, L., Short. A (1984). Morphodynamic variability of surf zone and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 56: 93-118.
- Wyndham, K. (2012). Análisis de la vulnerabilidad y riesgo del sector turístico y la población flotante en la comuna de La Serena frente a la ocurrencia de una amenaza de origen natural. IV Región de Coquimbo. Memoria Título de Geógrafa. Universidad de Chile. Santiago.
- Wilcox, D.P., Sorice, M.G., Young, M.H (2011). Dryland ecohydrology in the anthropocene: taking stock of human –ecological interactions. *Geography Compass*, 5(3):112-127.
- Wyss, M (2010) Predicting the human losses implied by predictions of earthquakes: Southern Sumatra and Central Chile. *Pure and Applied Geophysics*, 167(8-9): 959-965.
- Yasso, W (1965). Plan geometry of headland bay beaches. *Journal of Geology*, 73:702-714.
- Zakerinejad, R., Märke, M (2014). Prediction of Gully erosion susceptibilities using detailed terrain analysis and maximum entropy modeling: a case study in the Mazayejan Plain, Southwest Iran. *Geogr Fis Din Quat.*, 37(1): 67-76.

Paper A

Assessment of geomorphic processes affecting the paleo-landscape of Tongoy bay, Coquimbo Region, central Chile.

Current status: published, Geogr. Fis. Dinam. Quat. 37 (2014): 51-66.

MARÍA-VICTORIA SOTO (*), MICHAEL MÄRKER (**) (***), GIULIANO RODOLFI (****),
SERGIO A. SEPÚLVEDA (*****) & MISAEL CABELLO (*)

ASSESSMENT OF GEOMORPHIC PROCESSES AFFECTING THE PALEO-LANDSCAPE OF TONGOY BAY, COQUIMBO REGION, CENTRAL CHILE

ABSTRACT: SOTO M.V., MÄRKER M., RODOLFI G., SEPÚLVEDA S.A. & CABELLO M., *Assessment of geomorphic processes affecting the paleo-landscape of tongoy bay, Coquimbo region, central Chile.* (IT ISSN 0391-9838, 2014).

The Tongoy bay (30°S/70°30'W) and the related catchment system in the western fringe of the semiarid Chilean Coastal Cordillera consists of an inherited landscape subject to present-day geomorphic processes. It is an interactive morphological system, formed by coastal range watersheds, marine terraces and sandy beaches. Taking into account the geological setting, a detailed geomorphological survey has shown a particular landscape, which is interpreted as inherited from past tropical climatic conditions. Rock chaos and tors on granitic slopes, as well as the presence of palaeosol horizons on glacial and alluvial terraces, are evidences of this palaeoclimatic heritage. The current average annual rainfall in the area is ca. 70 mm; however, during ENSO events, a daily similar rainfall amount is reached. Thus, the area can be considered as affected by rainfall events of low frequency but of high intensity and magnitude. Consequently, the deeply dissected and eroded paleo-landscape system is further shaped during El Niño-related events. Hence, local hazard conditions are generated, especially in slope gullies, alluvial fans and glacial. The geomorphic dynamics related to these events consists of flooding, debris flows and linear/areal erosion processes, occurring especially in micro-catchments situated on the scarps of the highest marine terraces.

KEY WORDS: Geomorphic processes, Geomorphic hazards, Inherited landscape, Semiarid region, Episodic runoff, GIS, Tongoy Bay, Chile.

RESUMEN: SOTO M.V., MÄRKER M., RODOLFI G., SEPÚLVEDA S.A. & CABELLO M., *Evaluación de procesos geomorfológicos que influyen en el paleo-paisaje de la bahía de Tongoy, Región de Coquimbo, Chile central.*

(*) Departamento de Geografía, University of Chile, Chile.

(**) Dipartimento di Scienze della Terra, University of Firenze, Italy.

(***) Physische Geographie/Geoinformatik, University of Tübingen, Germany.

(****) University of Firenze, Italy.

(*****) Departamento de Geología, University of Chile, Chile.

This work is funded by FONDECYT project nr1120234.

La bahía de Tongoy (30°S/70°30'W) y el sistema de cuencas modeladas en el borde occidental de la cordillera de la costa de Chile semiárido constituye un paisaje heredado pero con actividad geomorfológica actual, caracterizado por los sistemas de cuencas de la Cordillera de la Costa, terrazas marinas y playas arenosas. Los antecedentes geológicos existentes y las evidencias geomorfológicas halladas en terreno dan cuenta de un paisaje heredado de condiciones climáticas tropicales. Los caos de rocas y tors en las laderas graníticas, y los horizontes de paleosuelos en glacial y terrazas aluviales son evidencias de la herencia paleo-climática. Las precipitaciones anuales son del orden de 70 mm, pero aumentan considerablemente y de manera concentrada en relación con el fenómeno El Niño Southern Oscillation (ENSO). Consecuentemente, este sistema semiárido, profundamente disectado y erosionado, se reactiva cuando ocurren eventos de precipitaciones concentradas durante El Niño. Tales circunstancias se traducen en amenazas, de carácter localizado, asociadas a las quebradas torrenciales en las laderas, conos aluviales y glacial. Los procesos activos identificados en el área son inundaciones fluviales, flujos sobresaturados y erosión, sobre todo en las micro cuencas esculpidas en los escarpes de las terrazas marinas más altas.

PALABRAS CLAVE: Procesos geomorfológicos, Amenazas, Paisaje heredado, Región semi árida, Escurrimiento superficial episódico, GIS, Bahía de Tongoy, Chile.

INTRODUCTION

The semi-arid coastal landscape of Chile is controlled by complex geomorphic systems. These systems show particular features and landforms inherited from different morpho-climatic domains. Hence, an assessment of the present day landscape must take into account both the inherited landforms and features as well as the present day forming processes. Accordingly, only a complex systems approach allows detecting changes and dynamics in coastal catchments of Central Chile. These driving factors behind the landscape evolution are tectonic activity, climate change, sea level changes and anthropogenic activities such as modifications of land use. The aim of this research is to

decipher the landscape evolution dynamics in the Tongoy Bay area by means of a hydro-geomorphological survey and a detailed terrain analysis.

The headwaters of the Tongoy Bay area (30°S/70°30'W) are located in the Andean highlands (*piso cordillerano*) and are characterized by amphitheatre-like features. The middle and lower catchments consist of deeply incised terrace systems. The area of Tongoy Bay has been already described as «Paleo-Bay of Tongoy» (Le Roux & *alii*, 2006). It has been shaped by processes generating a variety of landforms, varying in age and origin, under a climate different from the present semi-arid one. However, the landscape appears to be now in equilibrium, rather in rhesistatic conditions, than related to the inherited biostatic ones. Correlations among the landforms dated by Emparán & Pineda (2006) indicate a Mio-Pleistocene age. Field observations show that the inherited landform features developed under a humid tropical climate. Araya-Vergara (2000) attributes both deep rock weathering and tor-like forms to both climatic and uplift events that occurred during Miocene along the coastal range of Central Chile. Soto & *alii* (2007) correlate the erosional surfaces and the deep weathering of the coastal range of Santiago (33°S) to the same period. Strudley & *alii* (2006) confirm the close relationship between the deep rock weathering and the presence of tor-like landforms.

Another group of inherited landforms is composed by marine terraces, belonging to the Coquimbo formation (Miocene to Pleistocene). They are the result of a series of transgressions and regressions related to local and regional tectonic movements, combined with the global variations of sea level (Le Roux & *alii*, 2006). Pfeiffer & *alii* (2011) describe the Pleistocene littoral bars preserved on these marine terraces, which can be correlated to specific sea levels in the past. Saillard & *alii* (2012) have dated the marine terraces in Tongoy Bay. The oldest one, at 200 m.a.s.l. that can be observed only in Altos de Talinay, belongs to MIS 11; other terraces have been dated as MIS 7e, MIS 5c and MIS 1 (see table 1), associated to interglacial periods and evidencing the importance of positive tectonic movements in the study area.

Concerning the endogenous geomorphological processes the study area is inserted in the seismic gap of Coquimbo (Vigny & *alii*, 2009) or Illapel (Pardo & *alii*, 2002). The 1943 Illapel earthquake with a magnitude of 7.9 triggered a tsunami wave of 4 to 5 m (Beck & *alii*, 1998). Other earthquakes were recorded in 1647, 1730 and 1880. The recurrence time of big seismic events is roughly between 60

and 150 years. Thus, the study area can be considered as a highly seismically active area. Recent studies about seismicity and crustal deformation of the Coquimbo area (Vigny & *alii*, 2009) show that tension is increasing for a future interplate event. In this study we have taken the seismic activity into account as a triggering factor of dynamic processes that can affect the inherited landforms.

However, climate change appears as a factor that may influence more intensively the present day geomorphic processes. As an example, the El Niño/ Southern Oscillation (ENSO) triggers various hydro-geomorphological hazards and thus has an effect on landscape evolution. Mean annual rainfall at Coquimbo is around 75 mm (Diaz, 2005), but it can rapidly increase up to 199 mm, with 104 mm during June, and 34 mm in 24 hours, as recorded for the El Niño event in 1997.

Considering this synergy of factors, the interpretation and reconstruction of the landscape genesis is becoming quite complex, since one has to take into account endogenic (Sepúlveda & *alii*, 2010, 2012) and exogenic process dynamics on different spatio-temporal scales. The features of the actual landscape are consequently not only due to inherited processes and landforms, but also due to exogenous stress, such as extreme rainfalls events (Vargas & *alii*, 2000; Sepúlveda & *alii*, 2006).

The small scale landforms, such as talwegs and micro-catchments, show a dynamic response to present day concentrated rainfall events, as indicated by Sarricolea & Martín-Vide (2012), who pointed out that the La Serena-Coquimbo area is characterized by the highest rainfall Concentration Index (IC) in Chile. Those landforms are inserted into larger ones (terraces, glacis, fault systems or alluvial fans), interpreted as inherited features. The general aim of this research is to decipher the landscape evolution dynamics and the acting hydro-geomorphological processes. Therefore we combine a detailed hydro-geomorphological field survey with a quantitative modeling approach. The latter one consists of a detailed terrain analysis and hydrological modeling approach that reveal both: i) the morphological features of the paleolandscape and ii) the present day landscape-shaping processes.

METHODOLOGY

The methodological approach employed in this research is based on the analysis of inherited landforms, now moulded by the present geomorphic processes. These landforms, that are different in genesis and age, are characterizing a particular landscape, composed of coastal watersheds, alluvial plains and marine terraces, that coexist with incised talwegs associated to the tectonic activity (Paskoff, 1970; Le Roux & *alii*, 2006; Saillard & *alii*, 2009; Pfeiffer & *alii*, 2011; Pfeiffer 2011).

Materials and Methods

The geological and geomorphological features were characterized starting with the subdivision of landforms in

TABLE 1 - Absolute age of the marine terraces of the Tongoy paleo-bay (source: Pfeiffer, 2011)

Terrace	Elevation at scarp foot	Age (Ka)	Method	References
T II	200 m	412	U-Th (marine fossils)	Saillard (2008)
T III	48 m	225	10 Be (Altos de Talinay)	Saillard <i>et al.</i> (2009)
T IV	14 m	123	U-Th (marine fossils)	Saillard (2008) Ota <i>et al.</i> (1995)
T V	9 m	6	10 Be (Altos de Talinay)	Saillard <i>et al.</i> (2009) Ota y Paskoff (1993)

groups. The classification of slope systems (Araya Vergara, 1985, 1980) was applied in order to characterize the genesis and the dynamics of the fluvial catchments. The lithological information was extracted from Emparán & Pineda (2006), who makes a distinction between volcanic and plutonic systems. Moreover, erosional and depositional landforms that are present at footslopes, as alluvial fans or glacia, were recognized. On the major slope systems, *talwegs* were identified, mapped and classified as semiarid torrential streams (Araya-Vergara, 1985; Soto & alii, 2007, 2012).

The hydrology of the stream channels was assessed according to the concept of the fluvial *continuum* (Schumm, 1977). The streams draining the coastal range have a length of up to 35 km. Terraced landform levels T^o and T¹ (*sensu* Tricart) were identified using GIS analysis taking into account as a reference the present day drainage network. Moreover, the drainage density and the longitudinal profiles of the main streams draining into Tongoy Bay were analyzed, and important information on the system's status were obtained.

On the basis of previous works done by Paskoff (1970, 1999), Le Roux & alii (2006); Saillard & alii (2009), Pfeiffer & alii (2011), Pfeiffer (2011) the marine terraces were identified; in particular, the denudational slope processes acting on the marine terraces of Tongoy Paleo-Bay (Le Roux & alii, 2006) were studied.

The present day fluvial and slope processes were assessed utilizing topographic indices as proposed by Märker & alii (2001, 2008, 2011). The *Stream Power Index* (SPI) is a measure of the erosive power of concentrated water flows or streams. In other words, it constitutes an index of the available energy for detachment and transport of soil particles, often in form of turbulent flows. The *Topographic Wetness Index* (TWI) expresses the potential runoff due to soil saturation. Generally speaking, after long precipitation periods the soil is saturated and produces runoff due to a saturation excess. Additionally, high TWI values on slopes indicate an elevated landslide potential, due to higher weight of the saturated substratum (Montgomery & Dietrich 1998a/b, Tucker & Hancock 2010). The *Transport Capacity Index* (TCI) is used as an indicator of the laminar erosion processes in transport limited conditions. Furthermore, storm flows and flooding areas were assessed with a SCS (Soil Conservation Service) Curve Number approach (CNII) (USDA 1986, Hawkins & alii, 2009) implemented in the SAGA GIS (System for Automated Geoscientific Analyses - see Conrad 2006; Olaya & Conrad 2008). This approach yields in a spatially distributed way the maximum runoff for a given precipitation event and certain land use and soil infiltration characteristics. For the GIS-based hydro-geomorphological analysis we utilized an SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission, USGS) Digital Elevation Model (DEM) with 25 m resolution. The DEM was preprocessed with low pass filtering to extract artefacts and errors like local noise and artificial terraces (Vogel & Märker 2010). Subsequently, the DEM was hydrologically corrected eliminating sinks using the algorithm proposed by Planchon and Darboux (2001).

By means of this approach the areas subject to both areal/linear erosion processes and landsliding, were identified and the level of their intensity was assessed.

Moreover, information on the inherited landscape features by normalizing the present day topography, given by the DEM were derived, with an interpolated surface of the longitudinal profiles of the mayor drainage systems. Here the third order streams, according to Strahler (1952), to interpolate the base level were utilized. The resulting map represents the Vertical Distance to the River Network. This index yields information about corresponding river terraces and marine terrace levels as well as the distribution of beach ridges, glacia remnants, tor structures, and the general effects of tectonic activity.

Study Area

The study area of Tongoy Bay stretches between the Lengua de Vaca Point (Altos de Talinay) and the Bahía Barnes, starting from the highlands of the Andean Cordillera down to Pacific shoreline (fig. 1). The area consists of small catchments of the coastal sector of the Cordillera, formed by slope systems modeled in the Volcanic Complex Agua Salada and in intrusive Jurassic formations, on the Eastern side. The Western side is dominated by the Altos de Talinay Plutonic Complex (Emparán & Pineda, 2006). The structural pattern of the valleys draining into

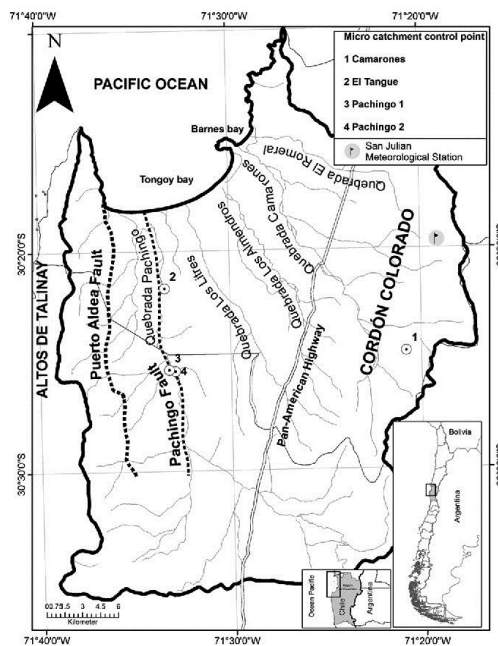


FIG. 1 - Tongoy Bay study area.

wards the Tongoy Bay is characterized by the Puerto Aldea fault and the Pachingo fault (fig. 1). The other dominant landforms are the marine terraces of the Tongoy Paleo-Bay (Le Roux & alii, 2006), tectonically raised and incised by the drainage system (fig. 2). There is a sequence of five marine terraces, described by Paskoff (1970), staggered from Holocene to Plio-Pleistocene. The Coquimbo Formation is the most representative, with marine, fossiliferous sedimentary sequences (Emparán & Pineda, 2006). Le Roux & alii (2006), Saillard & alii (2009), Pfeiffer & alii (2011), Pfeiffer (2011) studied the genesis of the marine abrasion terraces in the Tongoy Bay (tab. 1) emphasizing the tectonic uplift and the presence of beach ridges on these terraces.

RESULTS

Geomorphological map and general features of the study area

Two sets of catchments were identified, the granitic and the homoclinal systems over volcanic substratum (fig. 2). In the upper portions of these systems the exposed strata reach their highest gradients, ranging between 30° and 60°. Granitic slope systems are less steep (15°-30°), emphasizing a surface coating consisting of abundant debris mantle also accumulated in the stream network. This material results from weathered granodioritic rocks, that in turn are exposed in form of tors and blocks of various sizes. The presence of torrential streams is an inherited pa-

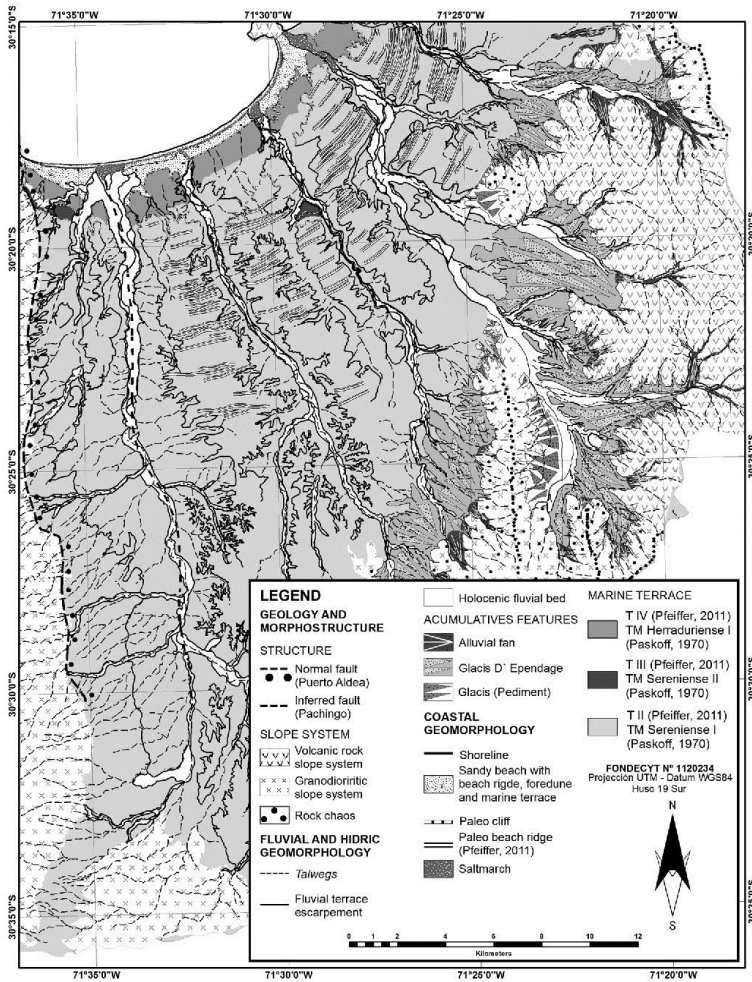


FIG. 2 - Geomorphological map.

leo-environmental condition, but also corresponds to the current landform dynamics, under the prevailing semiarid regime. The incision of the drainage pattern and the freshly transported and deposited materials are an evidence of this dynamics.

The basal landforms correspond to the torrential alluvial fans that characterize all slope systems of Tongoy Bay. The size of these fans depend on the feeding sub-catchments and they are regarded as torrential-like due to the gradient and the convexity of their surface. These fans are often coalescing and their distal parts overlap with glacia-like forms. The alluvial fans described and mapped in fig. 2 are not the result of current morphogenesis; they have to be considered as inherited landforms. However, they show evidence of activity only in the main stream sections that are now dissecting the fan apparatus. This activity is associated with sporadic surface runoff in case of heavy rainfall events.

The glacia landforms found in the Camarones basin are the morphologic key to understand the watershed systems and the inherited correlative forms. They can be described as large expansion glacia, with very gently sloping surfaces, without convexity, no recognizable apex and parallel drainage along the slopes, down to the main drainage system. Figure 3 illustrates these terraced glacia surfaces composed of breccias and conglomerates of Miocene-Pleistocene age, (Emparan & Pineda, 2006). Some pedogenetic features, like abundant iron oxides and deeply weathered profiles on these glacia-terraces, suggest that these landforms are inherited from humid-tropical climate conditions. The inherited dissection can be observed in form of distal and side escarpments with a height of about 20 m. Under the present day conditions the parallel streams draining the area produce linear gully-type erosion landforms on the gently sloping glacia surface (fig. 4). The

FIG. 3 - Camarones expansion glacia (*glacia d'epandage*).



FIG. 4 - Distal part of Camarones expansion glacia. The gullies drain into the present Camarones stream and represent the recent processes in these semiarid coastal catchments.

presence of torrential streams on the slopes, fans and glacis are the geomorphological evidence of the action of water under the current semiarid conditions.

The relative dimension of the coastal mountain front correlates with the size of expansion glacis. The coastal mountain front is characterized by steep slopes on granodioritic and volcanic substrata, from where fans and expansion glacis developed. At least two fan generations can be observed (fig. 5). In this case the presence of soils that allowed wheat cropping until a decade ago is remarkable and related to past anomalies of the pluvial regime at these latitudes.

Torrential beds and channels

The observed drainage system presents a dynamic pattern of entrenched meanders, which evolved in function of discharge and tectonic changes. The talwegs are of epigenetic origin and drain the expansion glacis as well as the marine terraces. In these landforms the depth of incision and amplitude of the main valleys, such as Quebrada Pachingo, Quebrada Los Litres, Quebrada Almendros y Quebrada Camarones are remarkable. Quebrada Camarones was estimated to have a maximum depth of 134 m and a width of 719 m of its bottom; Quebrada Pachingo is up to 192 m deep and 353 m wide. The morphometric parameters of the channel-beds of both Camarones and Pachingo ravines, as well as the subcatchments of Pachingo 1, Pachingo 2, El Tangue were analyzed, showing similar patterns. The drainage density of Quebrada Pachingo 1 and 2 are comparable; but this is not the case of El Tangue, which is a very small subcatchment, but showing

the highest index of drainage density if compared with Quebrada Camarones, the biggest catchment in the study area (see tab. 2). However, when comparing the drainage hierarchy between the smaller and larger subcatchments, the difference between them is minimal, although presenting a differential response to exogenous dynamics, due mainly to overland flow and associated debris flows: the smaller subcatchments have a faster response to generate high intensity runoff and local debris flows under heavy and short rainfall events. However in the Camarones catchment, the biggest of the study area, such processes need 24-48 hours of heavy rainfall. Another important difference is that the smallest catchment has developed from gully evolution in the fossiliferous terrace scarp, while the Quebrada Camarones catchment corresponds to volcanic and granodioritic rocks belonging to the Coastal Cordillera.

TABLE 2 - Values of some morphometric parameters of selected catchments in the Pachingo and Camarones quebradas

Catchment	Coordinates	Morphology	Drainage density	Catchment area	Perimeter	Basin hierarchy
Camarones	269094.05 E 6638737.48S	Slopes in volcanic and plutonic rocks	1.78	109.33 km ²	64.44 km	4
El Tangue	254195.41E 6638425.19S	Scarp of marine terrace (fossiliferous)	11.45	1.42 km ²	9.59 km	4
Pachingo 1	255142.31E 6631440.79S	Scarp of marine terrace (fossiliferous)	7.00	9.11 km ²	15.56 km	5
Pachingo 2	254619.04E 6631561.49S	Scarp of marine terrace (fossiliferous)	7.14	9.11 km ²	15.56 km	5



FIG. 5 - Glacis on volcanic slopes at the upper Quebrada Camarones. Silt layers with blocks and tors above a terrace are shown. Abandoned wheat field can also be seen.

presence of torrential streams on the slopes, fans and glacis are the geomorphological evidence of the action of water under the current semiarid conditions.

The relative dimension of the coastal mountain front correlates with the size of expansion glacis. The coastal mountain front is characterized by steep slopes on granodioritic and volcanic substrata, from where fans and expansion glacis developed. At least two fan generations can be observed (fig. 5). In this case the presence of soils that allowed wheat cropping until a decade ago is remarkable and related to past anomalies of the pluvial regime at these latitudes.

Torrential beds and channels

The observed drainage system presents a dynamic pattern of entrenched meanders, which evolved in function of discharge and tectonic changes. The talwegs are of epigenetic origin and drain the expansion glacis as well as the marine terraces. In these landforms the depth of incision and amplitude of the main valleys, such as Quebrada Pachingo, Quebrada Los Litres, Quebrada Almendros y Quebrada Camarones are remarkable. Quebrada Camarones was estimated to have a maximum depth of 134 m and a width of 719 m of its bottom; Quebrada Pachingo is up to 192 m deep and 353 m wide. The morphometric parameters of the channel-beds of both Camarones and Pachingo ravines, as well as the subcatchments of Pachingo 1, Pachingo 2, El Tangue were analyzed, showing similar patterns. The drainage density of Quebrada Pachingo 1 and 2 are comparable; but this is not the case of El Tangue, which is a very small subcatchment, but showing

the highest index of drainage density if compared with Quebrada Camarones, the biggest catchment in the study area (see tab. 2). However, when comparing the drainage hierarchy between the smaller and larger subcatchments, the difference between them is minimal, although presenting a differential response to exogenous dynamics, due mainly to overland flow and associated debris flows: the smaller subcatchments have a faster response to generate high intensity runoff and local debris flows under heavy and short rainfall events. However in the Camarones catchment, the biggest of the study area, such processes need 24-48 hours of heavy rainfall. Another important difference is that the smallest catchment has developed from gully evolution in the fossiliferous terrace scarp, while the Quebrada Camarones catchment corresponds to volcanic and granodioritic rocks belonging to the Coastal Cordillera.

TABLE 2 - Values of some morphometric parameters of selected catchments in the Pachingo and Camarones quebradas

Catchment	Coordinates	Morphology	Drainage density	Catchment area	Perimeter	Basin hierarchy
Camarones	269094.05 E 6638737.48S	Slopes in volcanic and plutonic rocks	1.78	109.33 km ²	64.44 km	4
El Tangue	254195.41E 6638425.19S	Scarp of marine terrace (fossiliferous)	11.45	1.42 km ²	9.59 km	4
Pachingo 1	255142.31E 6631440.79S	Scarp of marine terrace (fossiliferous)	7.00	9.11 km ²	15.56 km	5
Pachingo 2	254619.04E 6631561.49S	Scarp of marine terrace (fossiliferous)	7.14	9.11 km ²	15.56 km	5



FIG. 5 - Glacis on volcanic slopes at the upper Quebrada Camarones. Silt layers with blocks and tors above a terrace are shown. Abandoned wheat field can also be seen.

These smaller catchments are characterized by recent activity of their talwegs, although in Camarones catchment the recent activity, in form of small linear incisions, has been only observed on slopes, fans and glacia surfaces. The strong activity of the smaller subcatchments is proved by the presence of fresh rocky blocks in the talwegs, as a response to heavy rainfall events which happen with low frequency in the coastal semiarid domain.

Within the major river beds Holocene flood activity can be identified, recognizing the T⁹ and T⁸ terrace levels, which are related to meandering and braided channel pattern. However, these talwegs show a present-day activity as torrential streams, with heterometric alluvial deposits and fresh blocks (fig. 6).

Marine terraces and sandy beaches

Marine terraces and sandy beaches are other characteristic landforms in the Tongoy Bay area, formed by a succession of stepped terraces composed by marine and fluvial sediments of Miocene to Pleistocene age (Emparán & Pineda, 2006). The terraces are tectonically uplifted and deeply incised by the coastal range catchments (fig. 1 and 2, tab. 1). These landforms have been described and dated by the previously referenced authors; nevertheless, some geomorphic and dynamic features can be highlighted. On the marine terraces a series of gullies have developed due to local epigenic processes (fig. 6 and 2); the terrace surface present an intro-

duced vegetation of *Atriplex* and calcrete formations. The presence of pedogenesis in these units is an important feature, as it is related to deep surface dissection and gullying.

On the scarp areas of the subcatchments the intense rainfall-induced erosive action produces activation of the gullies, which dissect Holocene terraces T⁸ and T⁹ especially in the medium and distal sections. These events also feed the lagoon zones along the shoreline, characterized by shallow waters.

Close to the terrace scarps described by Pfeiffer (2011), that stretch parallel to the present day coastline, beach ridges are present. These beach ridges are accompanied by fore-dunes, which document the sand supply from the beaches.

Present day geo-hydrological processes

Present day hydro-geomorphological processes identified in the area include floods in the gullies as well as debris flows and flash floods on the slope systems. According to local witnesses, during the 1997 El Niño the Pachingo stream flooded the valley entirely, including the T⁸ terrace level, located 2-3 m above the stream bed. Small debris flows can also be triggered by these events in lateral gullies (fig. 7). Intense precipitations occur in the coastal semiarid region mainly related with El Niño and Pacific Decadal Oscillation (PDO). The rainfall amount in La Serena is around 75 mm, but increases significantly during El Niño events, when in a few hours the rainfall amount gets close to, or is even higher than the average annual rainfall, as



FIG. 6 - Presently active water course beds in the Quebrada Camarones catchment. Left: river bed, upper part of the basin. Centre: torrential tributary bed. Right: river bed in the distal catchment section of the Quebrada Tongoy; basal dissection is recent and probably due to the last El Niño event, in 1997.



FIG. 7 - Example of active slope on fossiliferous marine terrace. Quebrada Pachingo.

shown in table 3. The intense 2011 rainfall events (tab. 3) can be related to Pacific Decadal Oscillation (PDO) in a La Niña period (Romero & Mendoca, 2011).

Quantitative assessment of landscape dynamics

In order to detect and quantify the present day landscape forming processes as well as the inherited landforms detailed terrain analysis was carried out. Inherited landscape pattern were assessed using the vertical distance to the present day river network. As a threshold value to define the starting point of the river network a critical catchment area of 50 km² was utilized. This is corresponding to a third order stream according to Strahler (1952). The longitudinal profiles of the defined drainage network were subsequently interpolated to generate a base level that in turn is then subtracted from the present day DEM. With this analysis three mayor terrace levels were identified, given as elevation above stream network base level at 10-30 m; 60-80 m; and 90-110 m (see figs. 8,

TABLE 3 - Extreme rainfall events registered at San Julián (Tongoy) and La Serena stations

Rainfall during El Niño events	Other rainfall events
1983: La Serena station 160,1 mm total annual 69,5 mm/24hrs (July)	1984: La Serena station 148,8 mm total annual 40,0 mm/24 hrs (July)
1997: La Serena station 221,8 mm total annual 100,0 mm (July) 30,0 mm/24hrs (July 11) 30,0 mm/24hrs (July 12) 40,0 mm/24hrs (August 15)	2009-2011: San Julián station, Tongoy. > 40 mm of cumulated rainfall in 24 hrs 6-6-2011 48,31 mm 9-6-2011 63,15 mm Cumulated rainfall > 10 mm in 6 hrs. 28-6-2009 24,34 13-8-2009 11,22 14-6-2010 21,98 18-6-2010 11,79 05-6-2011 11,79 06-6-2011 30,15 18-6-2011 17,99 19-6-2011 21,57 20-6-2011 17,79 15-7-2011 11,19 2011: La Serena station 70mm/13 hrs (June) La Niña 96mm/24 hrs (June)

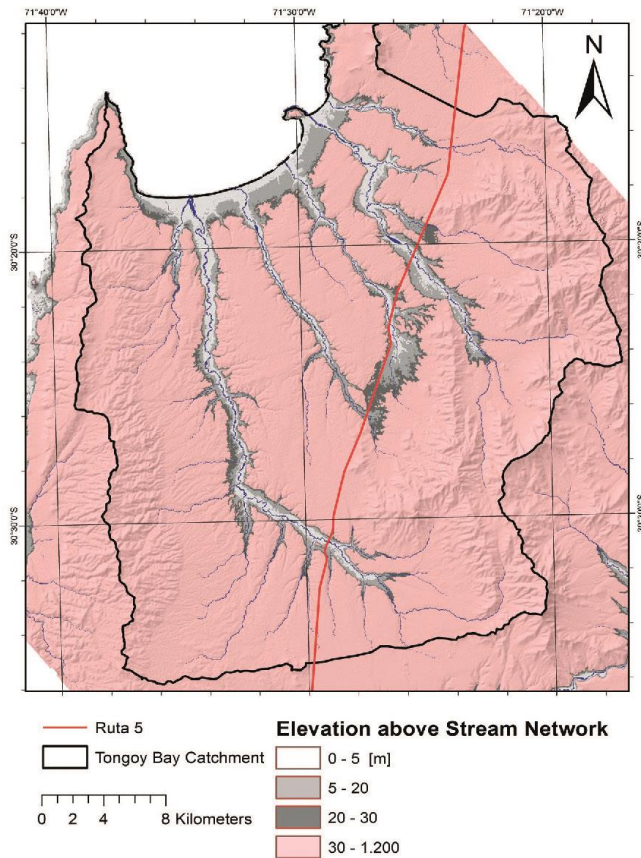


FIG. 8 - 1st terrace level (10-30 m) above channel network (grey below 10 m; red above 30 m).

9, 10). The highest level of 90-120 m seems to be tectonically uplifted and is characterized by conglomerates and fluvial breccias classified by Pfeiffer & *alii* (2011) as T^{II} level. This T^{II} level corresponds to an absolute elevation of ca. 200 m above sea level. The terrace T^{III} level (10-30 m above stream channel base level) corresponds to the basis of the dissected fan and glacia structures. According to Pfeiffer & *alii* (2011) absolute elevations of 9-14 m can be attributed to the terrace T^{III} level. Whereas the 60-80 m elevation above stream channel base level marks the basis of the non dissected part of the glacia and fan apparatus. We define this level as an intermediate stage not recognized by Pfeiffer & *alii* (2011). The absolute elevations of this T^{IIIa} terrace is about 90-120 m. Figures 9 and 10 show the areas

that according to our reconstruction lie below sea level (grey) or remain emerged (red). The analysis highlights the strong correlation of the lower two terraces T^{III} and T^{IIIa} with the fluvial terrace levels identified in the field.

In the following hydrogeomorphological results are presented, based on a detailed terrain analysis. The results are calibrated and validated visually by comparing with Google Earth World View data for the soil erosion pattern and by own fieldwork for the fluvial morphology. The discharges and flooding analysis was calibrated with measured stream morphological features like stream width.

Figure 11 highlights detected tor structures (see rectangles). It is clear that the tor structures are related to the local basement. Thus, they represent erosional landforms

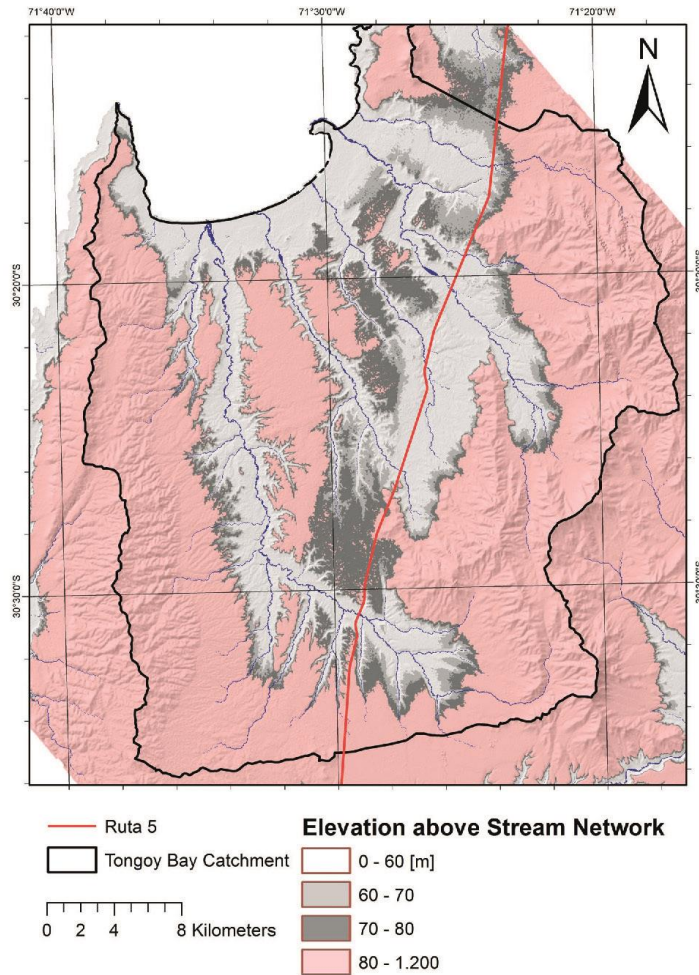


FIG. 9 - 2nd terrace level (60-80 m) above channel network (grey below 60 m; red above 80 m).

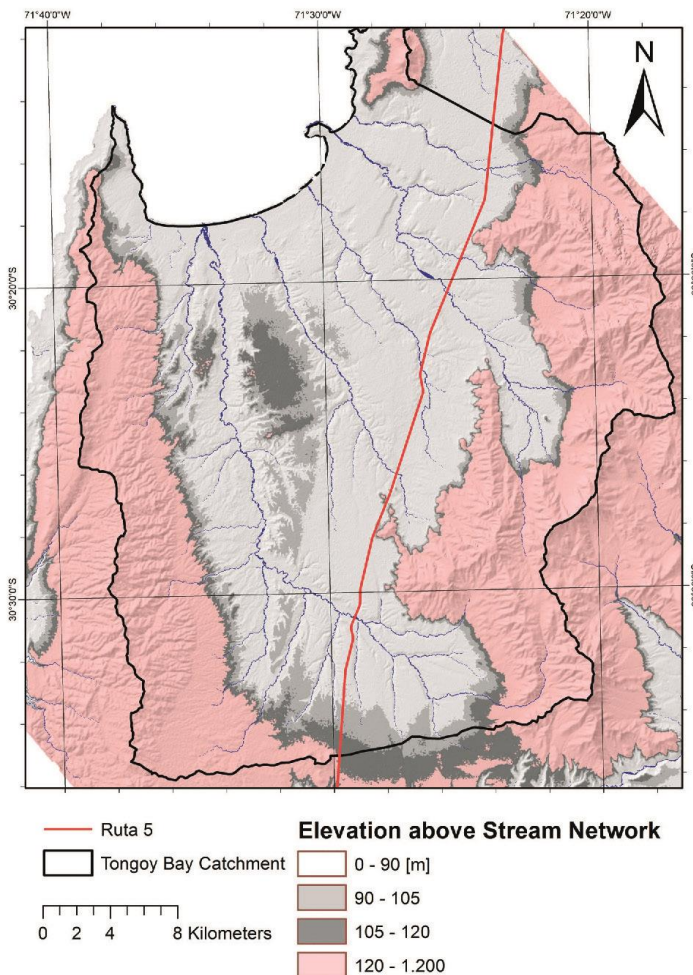
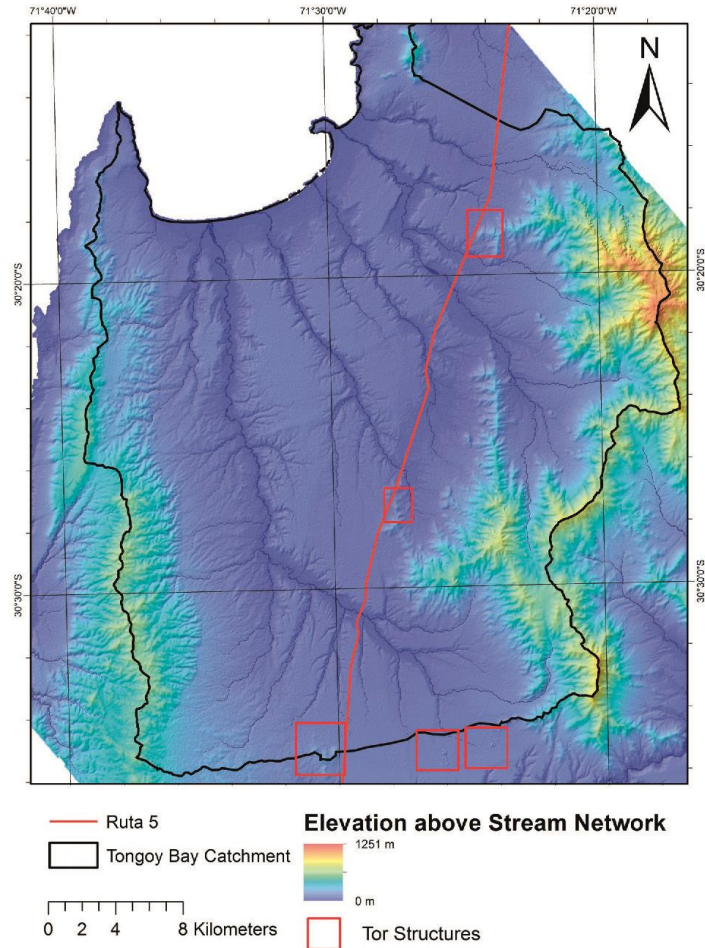


FIG. 10 - 3rd terrace level (90-110 m) above channel network (grey below 90m; red above 110 m).

associated with intensive chemical weathering processes, indicating a different climatic regime during their formation. Moreover, in the central bay area drainage pattern parallel to the coast line and 90° to the main drainage systems indicate the palaeo-beach ridges and marine regression stages. The deposits of these stages are more resistant and are build up by concretions. Consequently, they trigger the drainage pattern in this specific way. Figure 12-14 illustrate the present day process intensities concerning areal, surficial erosion (TCl) (fig. 12), deep linear erosion (SPI) (fig. 13) and areas prone to flooding and ponding of water (TWI) (fig. 14). Soil erosion is mainly concentrating along the escarpments of the incised higher most surface levels (fig. 12). However, also the tectonically induced ero-

sion processes are clearly visible especially in the Quebrada Pachingo. The western slopes are less steep and hence exhibit a lower erosional potential than the steep eastern flanks (see fig. 12). Especially in the convex slope zones and the upper part of terrace incisions high erosion potentials are detected. Nevertheless the western slopes of the Quebrada Pachingo are characterized by a higher drainage density and a wider aerial extent of erosion processes even if they generally show lower intensities. Linear incision processes are exclusively limited to the main drainage network and especially in the upper parts of the catchments as illustrated in fig. 13. Ponding and flooding are primarily associated with the flat valley bottoms and with the very flat terrace surfaces. Figure 15 reveals the energy available

FIG. 11 - Topography normalized by longitudinal profiles of the rivers draining to Tongoy Bay. Vertical distance to channel network in m. Red boxes show tor structures.



for erosion processes and transport of the produced sediments. For a 63 mm/day precipitation event (see tab. 3) we calculated discharges up to 22 m³/s in the main drainage systems. Even in the smaller tributaries we simulated discharges up to 10 m³/s. However, the zones at flooding risk are mainly the deeply incised river channels of the Central Bay area.

DISCUSSION

The study area represents a landscape characterized by inherited features. The geomorphology is associated with Miocene-Pleistocene environmental conditions (Paskoff, 1970; Emparán & Pineda, 2006; Le Roux & *alii*, 2006;

Pfeiffer & *alii*, 2011; Pfeiffer 2011). The identified geomorphologic systems, such as marine terraces, alluvial fans and glacis, correspond to sedimentologic and pedologic evidences indicating tropical conditions in the past. These conditions can also be documented by the presence of rocks chaos and tors on the granitic slopes, and the evidences of pedogenetic features found in the palaeo-soils developed on the fluvial terraces and glacis.

However, the present day coastal semiarid morphoclimatic regime is dominated by exogenous geomorphological activity whenever intense and concentrated rainfall events occur leading to overland flow, torrential and fluvial processes that follow inherited landforms and further shape and enlarge them. This is also documented by the distribution of present day erosional processes (fig. 12-15).

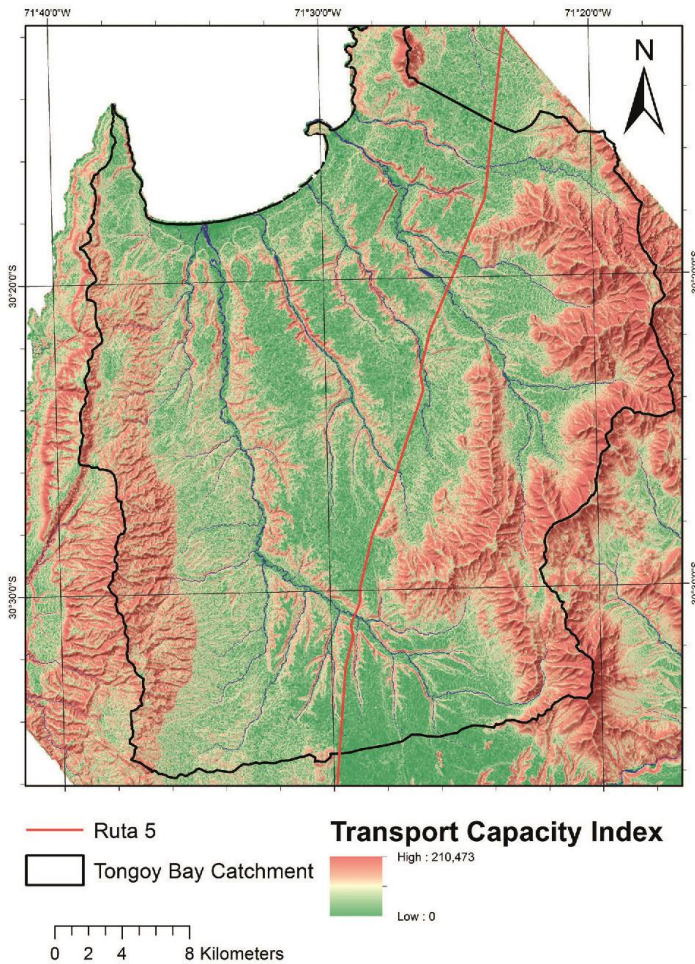


FIG. 12 - Transport Capacity Index of the Tongoy Bay catchments.

Linear erosion and incision is mainly concentrating in the already existing channels and entrenched terrace levels. Additionally, areal rill and inter-rill erosion is mainly correlated with the convex upper parts of the escarpments of the entrenched terraces.

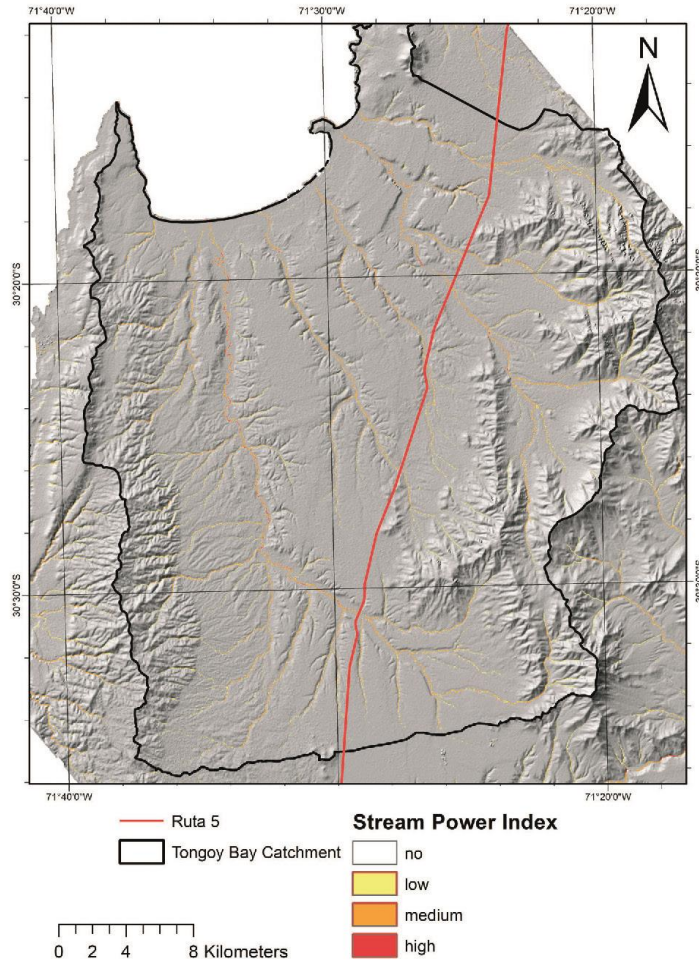
Furthermore the area is characterized by the highest rainfall Concentration Index of Central Chile (Sarricolea & Martín-Vide 2012). The recorded rainfall generally reach the debris flows triggering thresholds documented by Vargas & alii (2000), Sepúlveda & alii (2006) in northern and central Chile. Hence, the conditions causing river flooding, debris flows and erosion are given under the present day climatic situation. Particularly when the low rainfall amount in the area is strongly increasing during El Niño,

La Niña (ENSO) and Pacific Decadal Oscillation (PDO) events (Romero & Mendoca, 2011).

However, the field analysis of the inherited and active forms point out that: i) the incised river beds still show active forming processes and ii) especially the smaller basins have a very rapid response to concentrated rainfall events.

This is in line with the quantitative assessment of the DEM yielding concentrated discharge along the main drainage systems up to very high runoff volumes. The 63 mm event registered at St. Julian Station, Quebrada Tongoy, on the 09.06.2011 yields a maximum runoff volume of about 22 m³/s. These values indicate that incision processes may be very intensive during these events mainly in the upper parts of the catchment (fig. 15). Especially in the

FIG. 13 - Stream Power Index of the Tongoy Bay catchments.



smaller tributaries still runoff volumes between 2 and 10 m³/s were modeled. Concentrating runoff also provoke slumps and smaller landslides due to undercutting particularly on the steeper flanks of the incisions. The latter ones were observed also in smaller drainage catchments. However, the discharge may become also hyper-concentrated if such landslides occur along the river channel. Generally, in the lower sections of the river systems no further incision is observed. Here the discharge lead to lateral erosion processes that in turn further steepen the talus scarps.

The field work and the quantitative assessment also reveal very high activity along the scarp section of marine terraces due to slope gradients and erodible fossiliferous

substrata. The fluvial terraces show similar dynamics. The terraces T¹ and T⁰ are easily eroded by concentrated flows.

The impacts due to the reactivation of streams on slopes, alluvial fans and glacis, is local, limited to the forms in activity. Thus, especially the development of rills and gullies in micro catchments localized in the scarp-areas of the terraces, is very effective and favored by high slope gradients, erodible substrates and scarce vegetation density. These dynamics are typical for the coastal desert environment as also described by Vargas & alii (2000), Sepúlveda & alii (2006), Soto & alii (2012). The process dynamics during ENSO/PDO may be enhanced if coinciding with seismic events. The latter trigger landslides that in turn increase the amount of de-

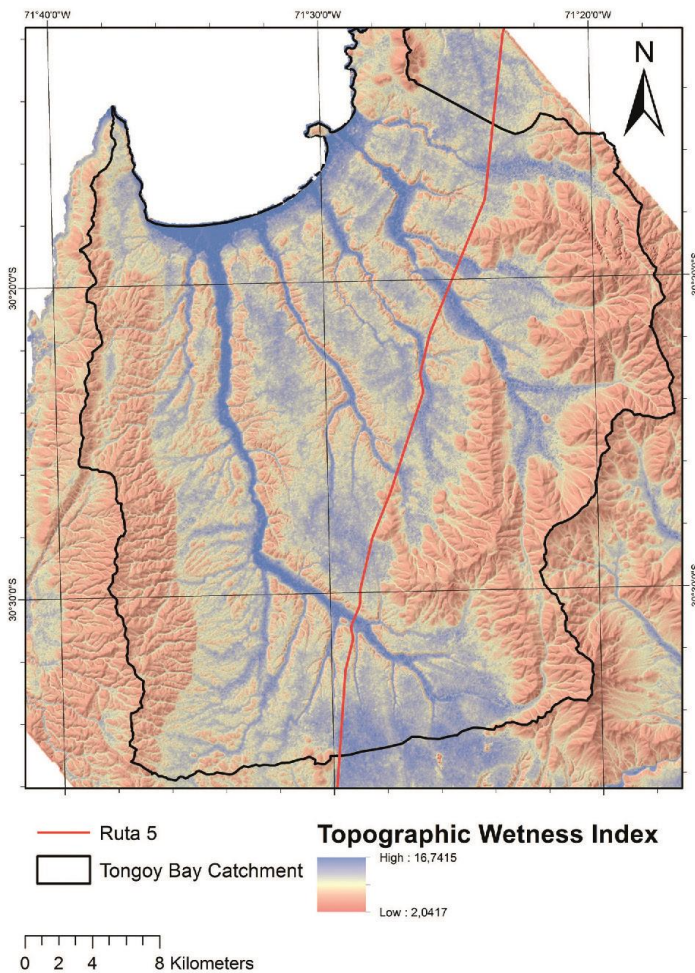


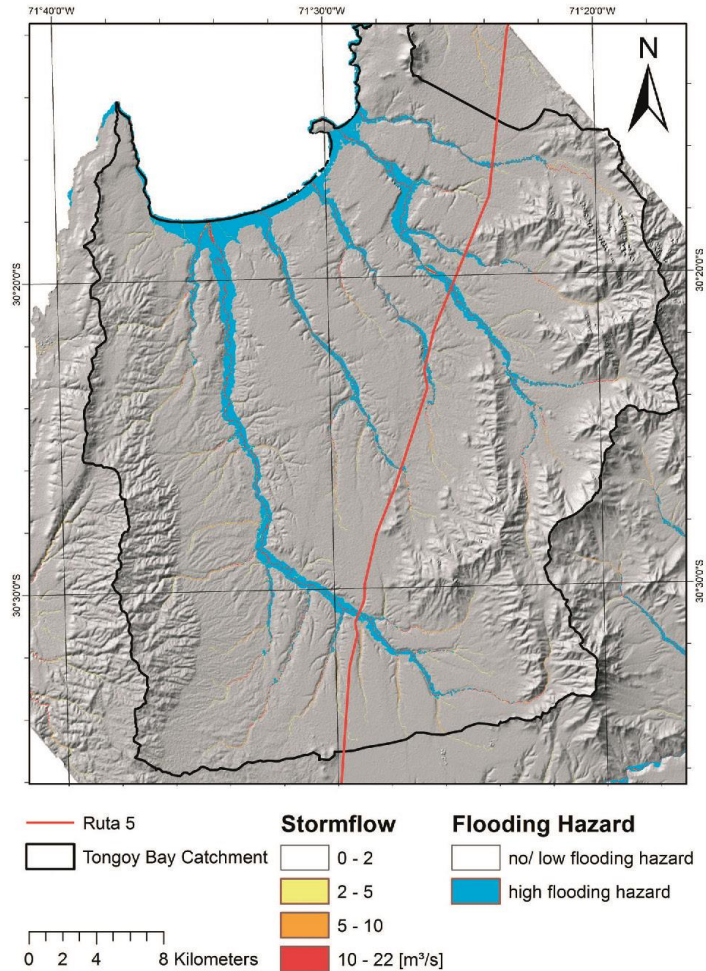
FIG. 14 - Topographic Wetness Index of the Tongoy Bay catchments.

tritic material on the slopes and in the river channels subsequently available to be remobilized by extreme rainfall events.

Even though topography and geomorphology do not reveal a clear evidence of present day, potentially hazardous processes, our results suggest that the rainfall-induced geohydrological processes are the main hazards in the study area. These processes such as floods, debris flows and local flash floods are induced by heavy, concentrated rainfall that has to be considered as their main triggering factor. As discussed earlier, this area is also subject of strong earthquakes that may potentially trigger different kinds of landslides or processes such as liquefaction, but field evidences suggest that these are less

significant than geohydrological processes in the area. The lack of a detailed, long-term time series of flood and debris flow events preclude an accurate estimate of rainfall thresholds for the area, thus no probabilistic hazard assessment can be carried out. Nevertheless, these precipitations are higher than known thresholds in northern and central Chile. Sepúlveda & *alii* (2006) indicate that debris flow events in the coastal area of Antofagasta (26° S) in June 1991 and in the Andean piedmont of Santiago (33° S) in 1993 were triggered by 42 mm/day and 35.8 mm/day events, respectively, resulting in large destruction and fatalities. In the study area rainfall goes beyond these thresholds (tab. 3), but without triggering such large impacts.

FIG. 15 - Storm flow volumes of Tongoy Bay catchments in m^3/s . Shown are discharges higher than $2 m^3/s$ and areas affected by flooding (light blue).



CONCLUSIONS

The geomorphology of the study area is a product of inherited environmental conditions. The characteristics of a landscape composed by granitic slopes (chaos of rocks, tors), glacis and alluvial fans as well as incised marine and fluvial terraces lead to a concentration of present day geomorphological activities. This means that the already existing landscape triggers and directs surface runoff concentration and thus provoke a pronouncement of already pre-established drainage pattern by the active fluvial and slope geomorphological processes of the study area which in turn are mainly induced by extreme precipitations related to episodic events such as El Niño, La Niña and PDO.

The field observations and the quantitative modeling approach using DEM information emphasize the process intensities leading to landscape dissection and the favorable conditions for concentrated flows, erosion processes, flash floods, hyper-concentrated flows and mass movements. Generally these events show low frequencies but high intensities and magnitudes. Consequently, the study area is subject to episodic, high energy geodynamic events that induce natural hazards. However, the vulnerability is quite low due to scarce settlements, except along the coast, where road infrastructures and the resort town of Tongoy are located. In the delta areas of the Tongoy Bay catchments the debris flows or concentrated sediment discharges generate large frontal deposits, impacting the beach morphology and infrastructure.

REFERENCES

- ARAYA-VERGARA J.F. (1980) - *Evolución de las vertientes y morfogénesis fluvial en el dominio subtropical seco según la carta geomorfológica detallada (Ej: Chile semitápido)*. *Informaciones Geográficas*, 27, 3-44.
- ARAYA-VERGARA J.F. (1985) - *Análisis de la carta geomorfológica de la cuenca del Mapocho*. *Informaciones Geográficas*, 32, 31-44.
- ARAYA-VERGARA J.F. (2000) - *Desarrollo de superficies de aplanamiento disectadas sobre coast range en la Región del Maule, Chile central*. *Informaciones Geográficas*, 34, 67-90.
- BECK S., BARRIENTOS S., KAUSEL E. & REYE S.M. (1998) - *Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction zone*. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2), 115-129.
- CONRAD O. (2006) - *SAGA. Entwurf, Funktionsumfang und Anwendung eines Systems für Automatisierte Geowissenschaftliche Analysen*. PhD Thesis, University of Göttingen, Germany.
- DÍAZ C. (2005) - *Cambio climático: vulnerabilidad, adaptación y rol institucional. Estudio de casos en el Valle del Elqui*. Memoria para optar al título de ingeniero Civil Ambiental. Universidad de la Serena. Inédito, 203 pp.
- EMPARÁN C. & PINEDA G. (2006) - *Geología del área Andacollo Puerto Aldea. Región de Coquimbo*. Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica. N° 96. Servicio Nacional de Geología y Minería. Chile.
- HAWKINS RICHARD H., WARD TIMOTHY J., WOODWARD DONALD E., VAN MULLEM & JOSEPH A. (2009) - *Curve Number Hydrology - State of the Practice*. American Society of Civil Engineers (ASCE). 106 pp.
- 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 Fomation (Mioceno-Plioceno), Bay of Tongoy, central Chile*. *Sedimentary Geology*, 184, 133-153.
- MÄRKER M., MORETTI S. & RODOLFI G. (2001) - *Assessment of water erosion processes and dynamics in semi-arid regions of Southern Africa (Kwazulu/Natal, RSA, and Swaziland) using the Erosion Response Units concept (ERU)*. *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, 24, 71-83.
- MÄRKER M., CASTRO C.P., PELACANI S. & SOTO M.V. (2008) - *Assessment of degradation susceptibility in the Chacabuco Province of central Chile using a morphometric based response units approach*. *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, 31, 47-53.
- MÄRKER M., PELACANI S. & SCHRÖDER B. (2011) - *A functional entity approach to predict soil erosion processes in a small Plio-Pleistocene Mediterranean catchment in Northern Chianti, Italy*. *Geomorphology*, 125 (4), 530-540.
- MONTGOMERY D.R. & DIETRICH W.E. (1994a) - *Landscape dissection and drainage area-slope thresholds*. In: Kirkby M.J. (Ed.), «Process Models and Theoretical Geomorphology». John Wiley, New York.
- MONTGOMERY D.R. & DIETRICH W.E. (1994b) - *A physically-based model for the topographic control of shallow landsliding*. *Water Resources Research*, 30, 1153-1171.
- OLAYA V. & CONRAD O. (2008) - *Geomorphometry in SAGA*. In: Hengl T. & Reuter H.I. (Eds.), «Geomorphometry: Concepts, Software, Applications». Elsevier, Amsterdam, 293-308.
- OTA Y. & PASKOFF R. (1993) - *Holocene deposits on the coastal of north-central Chile: radiocarbon ages and implications for coastal changes*. *Revista Geológica de Chile*, 20, 25-32.
- PARDO M., COMTE D., MONFRET T., BOROSCHEK R. & ASTROZA M. (2002) - *The October 15, 1997 Punitaqui earthquake (Mw=7.1): a destructive event within the subducting Nazca plate in central Chile*. *Tectonophysics*, 345, 199-210.
- PASKOFF R. (1970) - *Recherches geomorphologiques dans le Chili semi-aride*. Biscaye Frères, Bordeaux.
- PASKOFF R. (1999) - *Contribuciones recientes al conocimiento del Cuaternario marino del centro y norte de Chile*. *Revista de Geografía Norte Grande*, 26, 43-50.
- PFEIFFER M. (2011) - *Evolución y génesis de calcretas pedogénicas en la paleoabta de Tongoy*. Tesis para optar al grado de magister en ciencias, mención Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- PFEIFFER M., LE ROUX J.P., SOLLEIRO-REBOLLEDO E., KEMMITZ H., SEDOV S. & SEQUEL O. (2011) - *Preservation of beach ridges due to pedogenic calcrete development in the Tongoy Paleobay, North-central Chile*. *Geomorphology*, 132, 234-248.
- PLANCHON O. & DARBOUX F. (2001) - *A fast, simple and versatile algorithm to fill the depressions of digital elevation models*. *Catena* 46, 159-176.
- ROMERO H. & MENDOÇA M. (2011) - *Ondas de frío registradas en invierno de 2010: necesidad de una perspectiva regional integrada para la climatología latinoamericana*. *Revista Geográfica de América Central*. Número especial EGAL 2011, pp. 1-13.
- SAILLARD M., HALL S.R., AUDIN L., FRABER D.L., HERAIL G., MARTINOD J., REGARD V., FINKEL R.C. & BONDOUX F. (2009) - *Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace developments along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from 10Be dating*. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 277, 50-63.
- SAILLARD M., RIOTTE J., REGARDS V., VIOLETTE A., HERAIL G. & RIQUELME R. (2012) - *Beach ridges UeTH dating in Tongoy bay tectonic implications for a peninsula bay system, Chile*. *Journal of South American Earth Science*, 40, 77-84.
- SARRICOLEA P. (2004) - *Niveles de Vulnerabilidad a Amenazas Naturales en una Ciudad Intermedia y sus Áreas de Expansión: el caso de la Serena, IV Región de Coquimbo*. Memoria para optar al Título de Geógrafo, Universidad de Chile, Inédito.
- SARRICOLEA P. & MARTÍN-VIDE J. (2012) - *Distribución espacial de las precipitaciones diarias en Chile mediante el índice de concentración a resolución de 1 mm, entre 1965-2005*. In: Cuadrat Dorta M.J., Estreda F., González Rouco J.A., López Díaz J.C., García Codrón F., Sánchez Rodrigo J., Martín Vide J. & García Herrera R. (Eds), «Cambio climático, extremos e impactos». Publicaciones de la Asociación Española de Climatología, Salamanca, 631-639.
- SCHUMM S.A. (1977) - *The fluvial system*. John Wiley & Son, New York.
- SEPÚLVEDA S.A., REBOLLEDO S. & VARGAS G. (2006) - *Recent catastrophic debris flows in Chile: Geological hazard, climatic relationships and human response*. *Quaternary International*, 158, 83-95.
- SEPÚLVEDA S.A., SEREY A., LARA M., PAVEZ A. & REBOLLEDO S. (2010) - *Landslides induced by the 2007 Aysen Fjord earthquake, Chilean Patagonia*. *Landslides*, 7, 483-492.
- SEPÚLVEDA S.A., REBOLLEDO S., FARIAS M., VARGAS G. & ARRIAGADA C. (2012) - *Efectos Geológicos*. In «Mw=8.8 Terremoto en Chile, 27 de febrero 2010», Universidad de Chile, 51-61.
- SOTO M.V., CASTRO C.P., FERNÁNDEZ R., RODOLFI G., MÄRKER M. & RUCIERO V. (2007) - *Carta geomorfológica de la sección central y occidental de la Región Metropolitana de Santiago*. *Investigaciones Geográficas*, 39, 91-99.
- SOTO M.V., MÄRKER M., CASTRO C.P. & RODOLFI G. (2012) - *Dinámica actual de microcuencas del desierto costero de Atacama y su influencia en la generación de amenazas*. *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, 35, 79-89.
- STRAHLER A.N. (1952) - *Dynamic basis of geomorphology*. *Geological Society of America Bulletin* 63, 923-938.
- STRUDLEY M., MURRAY A.B. & HAFF P.K. (2006) - *Emergence of pediments, tors, and piedmont junctions from a bedrock weathering-regolith thickness feedback*. *Geology*, 34, 10, 805-808.
- TUCKER G.E. & HANCOCK G.R. (2010) - *Modelling landscape evolution*. *Earth Surface Processes and Landforms* 35, 28-50.
- USDA, UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE (1986) - *Urban hydrology for small watersheds*. Technical Release 55 (TR-55) (Second Edition). Natural Resources Conservation Service, Conservation Engineering Division.
- VARGAS G., ORTLIEB L. & RUTLAND J. (2000) - *Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño/Oscilación del Sur*. *Revista Geológica de Chile*, 27, 2, 385-394.
- VIGNY C., RUDLOFF A., RUEGG J.C., MADARIAGA R., CAMPO J. & ALVAREZ M. (2009) - *Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile*. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175, 86-95.
- VOGEL S. & MÄRKER M. (2010) - *Reconstruction of the pre-Eruption AD 79 Paleotopography and Paleo-environment of the Sarno River Basin (Italy) using Stratigraphical Core Drillings and Data Mining Technologies*. *Geomorphology*, 115 (1-2), 67-77.

(Ms received 15 March 2013; accepted 15 January 2014)

Paper B

Condiciones geodinámicas derivadas del terremoto y tsunami de 2010 en la costa de Chile central. El caso de Pichilemu.

Current status: published, Revista de Geografía Norte Grande 60 (2015): 79-95.

Condiciones geodinámicas derivadas del terremoto y tsunami de 2010 en la costa de Chile central. El caso de Pichilemu¹

María-Victoria Soto², Joselyn Arriagada³, Carmen Paz Castro-Correa⁴,
Ignacio Ibarra⁵ y Giuliano Rodolfi⁶

RESUMEN

El terremoto y tsunami de 2010 generó cambios en la morfología y dinámica sedimentaria del litoral de Pichilemu, Chile central, evidenciado a través del retroceso y erosión de las playas arenosas y dunas. Se identificaron los patrones de modificación a través del análisis de imágenes satelitales anteriores y posteriores al terremoto/tsunami mencionado, comparando con registros geomorfológicos del año 2004. Se realizó trabajo de terreno para la observación de formas esenciales y medición de perfiles de playa representativos de la dinámica de las ensenadas estructurales (*headland bay beach*); se analizó la variabilidad del tipo de *playa dominada por olas*. Los resultados indican que existe erosión litoral y un cambio en el balance sedimentario asociado a la subsidencia de la costa, como también, que transcurridos cuatro años del evento extremo, luego de la fase erosiva, se observa un cambio tendiente hacia la progradación del litoral arenoso siguiendo el patrón dinámico típico de sistemas de ensenadas estructurales.

Palabras Clave: Ensenada; tsunami; microdunas; cambios en la playa

ABSTRACT

The earthquake and tsunami of 2010, triggered changes in the geomorphological and sedimentary dynamics along the coast of Pichilemu, in central Chile. These changes were evidenced through the retreat and erosion of sandy beaches and coastal sand dunes. Modification patterns were identified through analysis of satellite images prior to and after the earthquake/tsunami, and compared with records from geomorphological fieldwork carried out in 2004 that measured essential features of representative beach profiles in the headland bay beaches. The variability of beaches dominated by waves was analyzed. The results indicate that there is coastal erosion and a change in the sedimentary balance associated with the subsidence of the coast, and that four years after the earthquake/tsunami, after the erosive phase, a change in tendency towards progradation of sandy coastlines in the headland bay beaches can be observed.

Key words: Headland bay beach; tsunami; micro dune, beach changes

¹ Fondecyt N° 110022. Artículo recibido el 31 de diciembre de 2013, aceptado el 13 de agosto de 2014 y corregido el 3 de octubre de 2014.

² Departamento de Geografía, Universidad de Chile (Chile). E-mail: mvsoto@uchilefau.cl

³ Departamento de Geografía, Universidad de Chile (Chile). E-mail: joarriag@uchile.cl

⁴ Departamento de Geografía, Universidad de Chile (Chile). E-mail: cpcastro@uchilefau.cl

⁵ Departamento de Geografía, Universidad de Chile (Chile). E-mail: ieibarra@uchilefau.cl

⁶ Universidad de Florencia (Italia). E-mail: giurordolfi@yahoo.it

El terremoto y tsunami que afectó a la zona centro-sur de Chile el 27 de febrero de 2010 (evento conocido como 27F) generó un gran impacto debido a la pérdida de vidas humanas, de propiedad privada y pública y al significativo daño en la infraestructura de la zona. En el área costera el tsunami afectó los asentamientos poblados, siendo los más dañados aquellos en que habitan las comunidades de pescadores artesanales (Castilla, 1988; Castilla *et al.*, 2010), cuyas fuentes laborales también se vieron afectadas, en algunos casos hasta los días actuales. Sin embargo, estos impactos no solo pueden ser evaluados en sus aspectos sociales y económicos, sino que también en impactos en el sistema físico-natural, donde se pueden evaluar las modificaciones en la morfología y dinámica costera de los litorales arenosos, en que recién al cabo de cuatro años se observan evidencias de un retorno a las condiciones existentes antes del evento tectónico.

En este escenario de cambios, cobra relevancia la dinámica exógena de las unidades básicas del paisaje costero, tales como las playas arenosas, las dunas y el litoral cercano, ya que las formas y procesos que caracterizan la línea de costa están fuertemente relacionadas con su exposición a los agentes oceanográficos que explican la condición de cambio de las playas arenosas (Araya-Vergara, 1983; 1985; 1986; Martínez, 2001; Soto, 2005; Soto & Arriagada, 2007; Soto *et al.*, 2010; Arriagada 2009; Arriagada *et al.*, 2014)

La dinámica litoral en la zona de Pichilemu (Figura N° 1), Chile central (34°40' S/72°00' W) derivada del evento sísmico del 27F, representa una respuesta cósmica de carácter local que explica los procesos actuales en el marco de una costa de control estructural con dominio de ensenadas controladas por la estructura (*headland bay beach*).

La influencia tectónica y estructural de esta sección de la costa chilena, condicionan la posición relativa de la línea de costa, la dinámica del oleaje, los tipos de playa dominadas por olas existentes y consecuentemente, los procesos geodinámicos dominantes en la zona litoral (Araya-Vergara, 1983; 1985; 1986; 1996, 2003).

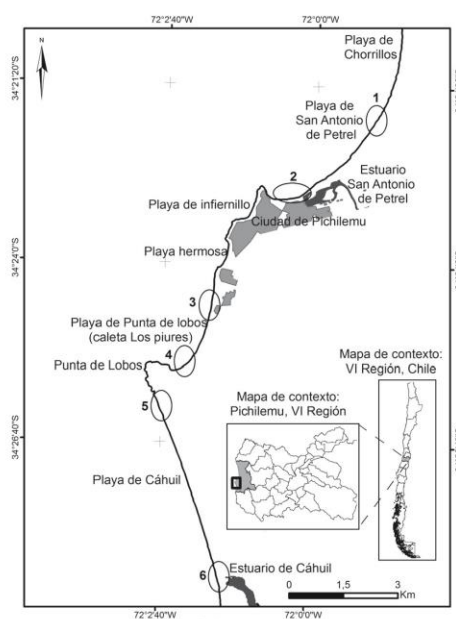
En este contexto, es importante conocer las características particulares de la tectónica regional, ya que en Pichilemu se había identificado una brecha sísmica (Pichilemu-Constitución), a la que se asociaba la generación potencial de un futuro terremoto, con intensidad estimada de Mw 8.1 (Comte *et al.*, 1986; Nishenko, 1991, González, 1997). Por su parte, Ruegg *et al.* (2009) estimaron que la brecha sísmica Constitución-Concepción podría generar un evento sísmico similar. El 27 de febrero de 2010 ocurrió el terremoto interplacas de magnitud 8.8 Mw, que abarcó la zona costera del sur de Chile, con un epicentro en la ciudad de Cobquecura, localización indicada por Farías *et al.* (2010) como el área de la brecha sísmica. Otro evento sísmico importante sucedió el 11 de marzo del 2010, con epicentro en la costa de Pichilemu (7.0 Mw) asociado a la Secuencia Sísmica de Pichilemu, atribuido a la reactivación de fallas de orientación NW-SE, indicativo de una ruptura cortical (Farías *et al.*, 2011).

El evento 27F, con un área de influencia de más de 500 km, generó condiciones tanto de subsidencia como de alzamiento cósmico en el área costera de Chile centro sur, y un tsunami de gran impacto en el borde costero de las regiones del Biobío, Maule, O'Higgins y Valparaíso (Vargas *et al.*, 2011). La altura de la ola de tsunami en las localidades de Pichilemu y Cahuil fue estimada entre los 4 y 6 m (Lagos, 2012).

En Pichilemu, el efecto cósmico registrado por Farías *et al.* (2010) fue el sollevamiento de 20 cm. A su vez Quezada *et al.* (2010) indican para el mismo sector un movimiento cósmico vertical neto de -35 cm (considerando los eventos sísmicos del 27 de febrero y 11 de marzo del 2010). El evento del 11 de marzo habría generado una subsidencia neta del orden de los 0,5 m (comunicación verbal de Marcelo Farías, 2012).

El análisis de los impactos cósmicos y del tsunami en la costa de Pichilemu puede ser comprendido en el contexto de la dinámica litoral en las ensenadas o bahía de control estructural presentes en gran parte de Chile, y en especial es esta zona. Las ensenadas estructurales (*headland bay beaches*) son consideradas sistemas complejos, cuya génesis está

Figura N° 1
Área de estudio (óvalos y su numeración indican localización de las figuras en el texto, del análisis multitemporal)



Fuente: Elaboración propia.

asociada a la conformación morfotectónica y estructural del litoral (Le Roux *et al.*, 2006).

En estos sistemas litorales, David (1982) destacó la importancia de la refracción de las olas en la dinámica morfosedimentológica. La forma de bahías en espiral logarítmica fue reconocida como tal por Yasso (1965), y posteriormente tratada por Le Blond (1979) y Lavalle & Lakhan (1997). Hsu & Evans (1989) desarrollaron la teoría de las formas parabólicas en bahías. A partir de estos conceptos, las bahías han sido también tratadas como *headland bay beach*, de acuerdo a autores como Short (1999), Sweers (1999), Bird (2000); Benedet *et al.* (2004), Klein & De Menezes (2001), Klein *et al.* (2002b); Benedet *et al.* (2004), Komar (2010), Klein *et al.* (2010), Simeone & De Falco (2013).

En Chile, las bahías y ensenadas han sido estudiadas por Araya-Vergara (1983, 2003), usando la conceptualización de bahías en forma de zeta o de medio corazón, según Silvester o de espiral logarítmica (Yasso, 1965; Krumbein, 1947).

En estas playas, la presencia y el efectos de protección del *headland* o saliente rocosa, conlleva a una distribución sistemática de la energía del oleaje en dirección deriva abajo, desde la zona proximal a la distal por el efecto de la saliente rocosa (Araya-Vergara, 1983; Martínez, 2001; Martínez *et al.*, 2011; Soto, 2005; Villagrán, 2007; Soto y Arriagada, 2007; Soto *et al.*, 2010; Arriagada *et al.*, 2014). La saliente rocosa corresponde a remanentes de erosión diferencial, controlados por la estructura y la litología.

La acción del oleaje es fundamental en la dinámica sedimentaria a lo largo del sistema de ensenadas y es evaluado a través de la caracterización de la zona de *surf*. La variabilidad espacial y temporal de las formas asociadas de la playa se relaciona con la dinámica del oleaje, las corrientes de la zona de rompiente y el transporte de sedimentos (Araya-Vergara, 1983; Aagaard & Masselink, 1999; Aagaard & Hughes, 2006; Aagaard *et al.*, 2004; Masselink, 1999; Masselink *et al.*, 2005; Brander & Short, 2000; Elgar *et al.*, 2001; Aagaard *et al.*, 2004).

Consecuente con los antecedentes anteriores, el propósito de esta investigación es identificar el impacto asociado al terremoto y tsunami del 27 febrero de 2010 en las ensenadas de Pichilemu, Punta de Lobos y Cáhuil, analizando los cambios ocurridos en la morfología litoral a nivel de playas arenosas y dunas, a través de la caracterización de la dinámica litoral y la tendencia evolutiva del sistema post evento 27F.

Metodología

Contexto tectónico y morfoestructural: a través de los trabajos clásicos de Brügger (1950), Ceccioni (1970) y Araya-Vergara (1983), se analizó el escenario morfotectónico y estructural del área de estudio. Estos autores destacaron la génesis de las terrazas marinas elevadas, las terrazas del Mioceno y la morfogénesis alineada de la línea de costa, respectivamente. A partir de esta información se generó una carta geomorfológica, complementada con interpretación de fotos aéreas (desde 1962 a 2005) y el trabajo de terreno. La información fue actualizada a los años 2010 y 2013 con el objeto de identificar los impactos en la geodinámica asociados al terremoto y tsunami en la zona costera.

Geomorfología costera: la línea de costa fue analizada desde la perspectiva teórica y conceptual de las bahías controladas por la estructura (Short, 1999). Se realizaron perfiles de playa en terreno a través del método de Emery (1961), los que fueron comparados con aquellos realizados en años anteriores (Soto, 2005). Se aplicó la taxonomía de perfiles de playa de Araya-Vergara (1986). Estos perfiles consideran desde la zona de máxima

resaca hasta la zona de dunas anteriores. Se identificaron las formas dunarias existentes, aplicando las nociones del *continuum* dunar (Araya-Vergara, 1996. En: Arriagada, 2009).

Se identificaron los patrones de cambio espacio-temporal de los procesos dinámicos y de las formas esenciales de los sistemas playa-duna, mediante el análisis multitemporal de imágenes satelitales *Google Earth* disponibles de fechas anteriores y posteriores al evento (2004, 2007, 2008, 2010 y 2014), las cuales fueron georreferenciadas y rectificadas en el *software* ArcGis 10.1 (con un error RMS de 0,7).

Dinámica de la zona de rompiente: los estudios realizados en Australia por Short (1999, 2005), en Brasil por Klein & De Menezes (2001), Klein *et al.* (2002a), Klein & Schumacher (2002), y en Chile por Araya-Vergara (1996) Martínez (2001), Martínez *et al.* (2011); Soto (2005), Soto & Arriagada (2007), Soto *et al.* (2010), dan cuenta de la importancia de la hidrodinámica costera en las bahías de origen estructural.

A partir de la condición conocida de subsidencia en el litoral de Pichilemu, se buscó las evidencias del cambio cosísmico en la zona de rompiente. Para ello se realizaron observaciones de campo aplicando la taxonomía de Wright & Short (1984, En: Short, 1999), de playas dominadas por olas (playas reflectivas, disipativas, intermedias) y se comparó con los resultados obtenidos en años anteriores. El análisis temporal fue realizado a través del análisis de fotos aéreas e imágenes satelitales (1962-1963, 1978, 1994, 1997, 1998, 2003, 2004, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2011, 2012 y 2014) y el trabajo de campo de marzo y julio del 2004, enero y julio del 2005, 2009, marzo de 2011, enero y julio de 2012 y enero 2013.

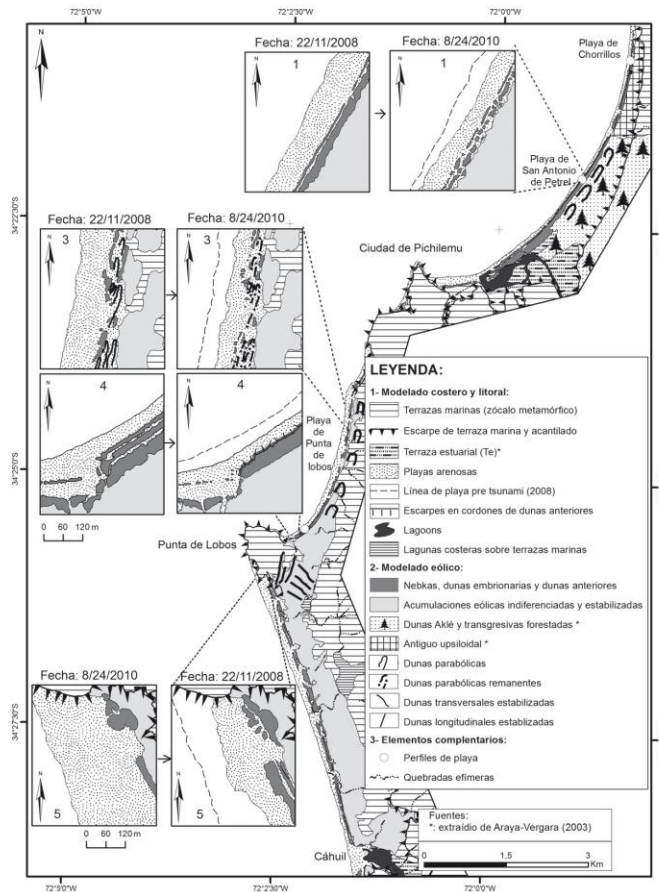
Evidencias morfológicas de cambio en las playas y dunas posterremoto y tsunami:

A partir de la elaboración de la carta geomorfológica y la consideración de los cambios en la playa de los principales grupos de formas, se analizaron los cambios atribuidos a consecuencias cosísmicas e inundación del

tsunami (Figura N° 2). En las playas arenosas se evidenció el retroceso de las playas y la destrucción parcial de los cordones de dunas anteriores. En la ensenada de Pichilemu, en trabajo anterior de Soto (2005) se había identificado hasta cuatro cordones de dunas anteriores (parte distal), al igual que la presencia de dunas embrionarias; post-tsunami solo es posible identificar un cordón de dunas en estado de semidestrucción.

Es importante señalar que en relación a las dunas propiamente tales, el mayor espesor se encuentra en la parte media de la bahía de Pichilemu, conformando un sistema de dunas transgresivas que cabalgan el escarpe y la terraza marina; en el año 1962 era un campo de dunas libres que actualmente está totalmente forestado. En Punta de Lobos y Cáhul existe un pequeño campo de dunas transgresivas con presencia de formas longitu-

Figura N° 2
 Carta geomorfológica del área de estudio



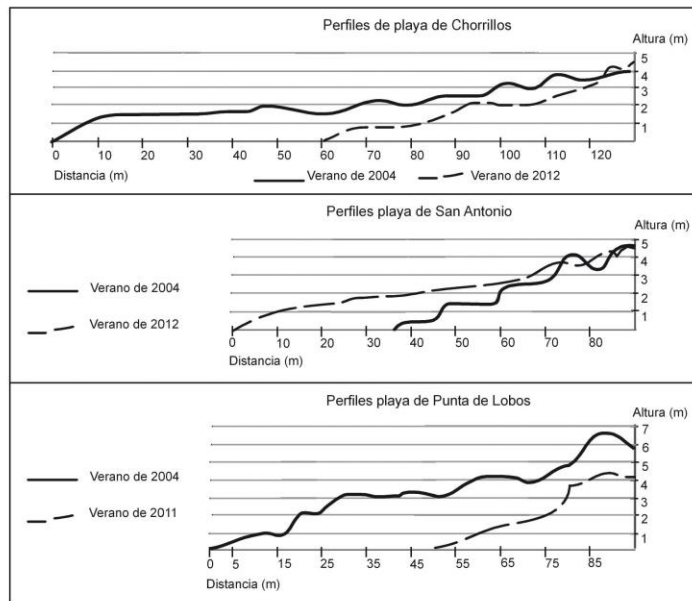
Fuente: Elaboración propia.

dinales y transversales respectivamente, pero estabilizados por la vegetación. Estos sistemas no fueron alterados por el tsunami.

Otro efecto del tsunami fue identificado en los perfiles de playas y las dunas anteriores asociadas, tal como se graficó en la Figura N° 2. Debido a la existencia de perfiles de playa del año 2004, se pudo comparar con los realizados en 2012 (Figura N° 3). De ello se establece que no hay evidencias de reconstrucción hasta el año 2012, solo en el sector de San Antonio, que corresponde a la sección media de la ensenada de Pichilemu. No obstante ello, solo permanecen como remanentes, los cordones de dunas anteriores

de posición más interna (a sotavento de los primeros), principalmente en la zona distal de la bahía de Pichilemu (Chorrillos). De acuerdo a las observaciones del año 2004, había cordones de dunas con abundante cobertura de *Carpobrotus aequilaterus*, que es una planta suculenta y rastrera que solo se desarrolla en áreas fuera del ataque del oleaje. La ausencia de esta planta posterior al tsunami fue la evidencia de la destrucción de los cordones de dunas. A su vez, la ausencia de dunas embrionarias de manera generalizada hasta febrero de 2014, permitía también asumir la falta de alimentación general en la playa impidiendo su reconstrucción.

Figura N° 3
Perfiles de playa de Chorrillos y San Antonio, sector distal y medio respectivamente de la bahía de Pichilemu, y Punta de Lobos (zona proximal). Los perfiles muestran diferencias notorias asociadas a la condición de ataque del oleaje, como también el efecto de la erosión postsunami. Se debe apreciar el retroceso significativo de la playa



Fuente: Elaboración propia.

Al analizar los perfiles de playa del sector de la bahía de Pichilemu (2004 y 2012) se aprecia el predominio de perfiles multise-

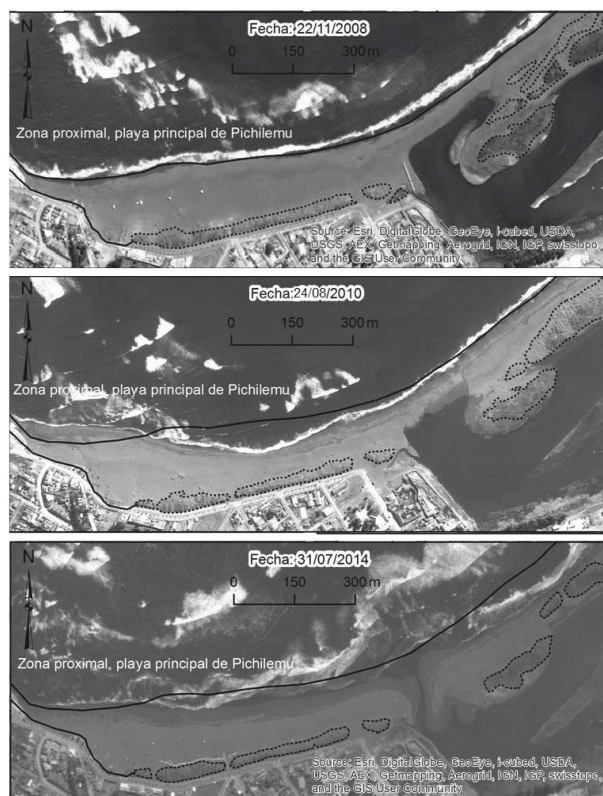
cuenciales, es decir de varias secuencias de playas (de ante y postplaya), que representan una condición de acreción sedimentaria. Sin

embargo, en el caso de acreción relativa (Figura N° 3, de San Antonio) esta podría estar asociado a un suministro de arenas suficiente como para lograr ensanchar la playa arenosa, pero no el necesario para generar dunas embrionarias; esta situación es aplicable a la parte distal, media y proximal de la ensenada de Pichilemu.

No obstante lo anterior, al año 2014, se puede observar un nuevo patrón en las playas. La Figura N° 4 expresa los cambios posteriores al tsunami, en donde destaca el desmantelamiento de los cordones de dunas

anteriores, sobre todo aquellos de la zona norte, localizados junto a la desembocadura del estero. Estos cordones fueron erosionados y su forma fue enmascarada existiendo hasta la actualidad un gran cordón, sin dunas embrionarias. Sin embargo, al analizar el ancho de la playa actual, se aprecia que este ha aumentado, lo que indica una condición actual de acreción sedimentaria. Se debe destacar que la imagen de referencia del año 2014 es del mes de julio, es decir, durante el periodo en que existe más tendencia a la ocurrencia de playas con perfil de invierno, vale decir, de tipo erosional.

Figura N° 4
 Cambios en la playa arenosa de Pichilemu, zona proximal. Líneas continuas indican línea de playa pretsunami (2008). Líneas segmentadas señalan localización de cordones de dunas anteriores. Sector dos en figura uno



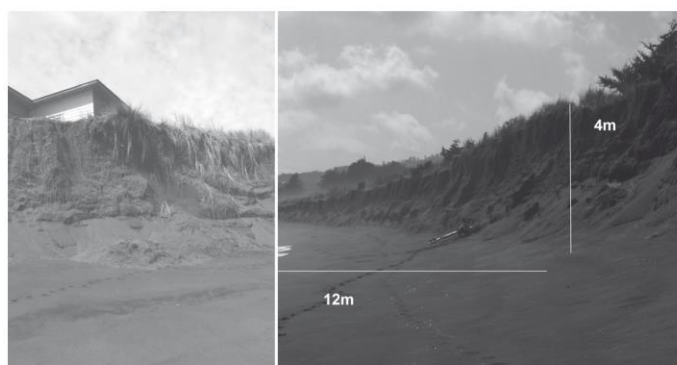
Fuente: Elaboración propia.

En Punta de Lobos, los perfiles de playa realizados en la zona proximal y media de la ensenada durante el año 2004, presentaban una predominancia a la multiseccionalidad (Figura N° 3); al comparar estos perfiles con los de las condiciones de la playa postsunami, estos tienden a ser biseccuenciales y monoseccuenciales, es decir que no solo son más estrechos, sino que están poco desarrollados (Figura N° 5). Cabe señalar que hasta mayo del 2013 los perfiles mantenían tal condición y que en enero de 2014 no se observaban dunas embrionarias. En la ensenada de Punta

de Lobos, las dunas asociadas a la familia de las dunas anteriores (según el *continuum* dunar), presentaban una importante cobertura vegetal de *Ammophila arenaria* (observado en 2004). El impacto del tsunami en este sector de la bahía fue muy intenso, toda vez que el retroceso de la playa fue del orden de los 100 m y que este se ha mantenido por la acción del oleaje que ataca prácticamente en todo estado de marea el microacantilado en duna, (Figura N° 5), que continúa retrocediendo en la actualidad a través de procesos gravitacionales.

Figura N° 5

Playa Punta de Lobos, microacantilado en duna. La urbanización existente en el lugar tenía un cerco de deslinde a unos 100 m de la línea de máxima resaca, que ya no existe (marzo de 2012). Sector cuatro en figura uno. Fuente: colección personal de los autores



Fuente: Elaboración propia.

Figura N° 6

Cambios en la playa arenosa de Punta de Lobos, zona proximal. Líneas continuas indican línea de playa pretsunami (2008). Líneas segmentadas señalan localización de cordones de dunas anteriores. Sector cuatro en figura uno



Fuente: Elaboración propia.

El retroceso de la línea litoral en esta parte de la bahía se observa en las Figuras N° 2 y N° 6. En la sección proximal de la bahía de Punta de Lobos, al que se asocia un prominente *headland* de rocas esquistosas, es donde se aprecia la mayor ausencia de abastecimiento hasta el año 2012-2013. Además, como documentado por Soto (2005) en este sector existían dunas anteriores que si bien sufrían el ataque del oleaje de invierno, eran posteriormente reconstruidas. No obstante, el crecimiento de la playa en el último año, este no ha sido lo suficientemente abundante como para generar dunas embrionarias. La condición de perfiles de playa erosionales se mantiene hasta la fecha.

En la zona media de la ensenada de Punta de Lobos, en enero de 2012 se había observado, aunque en un estado muy incipiente, la generación de microdunas (*nebkas*) asociadas a los obstáculos dejados por los restos de raíces de *Ammophila arenaria* que fueron arrancadas por el tsunami, desde los cordones de dunas existentes previamente; estas dunas embrionarias estarían conformando actualmente un incipiente cordón de dunas anteriores (Figura N° 7). La relación evolutiva de estas dunas embrionarias está asociada a las familias de las dunas anteriores, en un sector que antes del tsunami poseía varios cordones de dunas anteriores, con dunas embrionarias y dunas parabólicas, todas formas indicativas

Figura N° 7
Formación de duna embrionarias a partir de raíces de *Ammophila arenaria* remanente de cordones de dunas anteriores y parabólicas. Sector medio ensenada Punta de Lobos. La flecha indica una micro duna (enero de 2012)



Fuente: Archivo personal de los autores.

del abastecimiento de arena. El perfil de la playa era de tipo multisecuencias acrecional.

El litoral de Cáhuil presenta una forma rectilínea, de orientación oblicua, perpendicular al oleaje indidente, y no está controlada por la presencia de un *headland*. Los cambios observados corresponden al retroceso de la playa arenosa y de los primeros cordones de dunas anteriores, donde además existe un pequeño campo de dunas en estado avanzado de estabilización. En este sector la pérdida de playa había generado hasta el periodo 2012-2013, una condición sostenida de retroceso

ya que el oleaje atacaba directamente los cordones litorales remanentes, generando la erosión de estos y el ingreso de olas de tormenta y bravezas que alcanzaban hasta las dunas, contribuyendo a su erosión y potencial reactivación, a través de los corredores de deflación e incipientes *blowout* asociados.

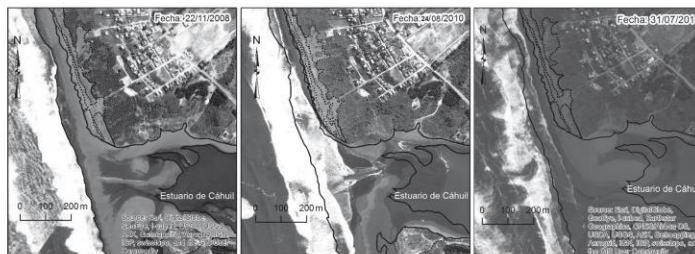
El retroceso de la playa arenosa también era observable en la zona del *lagoon* y estuario de Cáhuil. Esta condición es especialmente importante ya que la barrera de Cáhuil se mantenía cerrada prácticamente durante todo el año, salvo en eventos excepcional-

mente lluviosos. Esta condición se observa en la figura 8, a través del ancho de la barrera. Durante los años sin crecidas fluviales la barrera se abría artificialmente para favorecer la construcción de salinas que se desarrollan como actividad económica al interior del estuario. Desde el terremoto y tsunami la barrera ha mantenido su *inlet* en permanente fun-

cionamiento. Tanto es así que en la figura ya citada es posible observar la acción del oleaje y las mareas en la parte interna del *inlet*, generando formas de *washover fan*. Si bien, en el último periodo se ha observado un considerable crecimiento del ancho de la playa en Cáhuil, aún no se logra alcanzar el límite anterior al terremoto y tsunami (Figura N° 8).

Figura N° 8

Cambios en la playa arenosa de Cáhuil y desembocadura del estero Nilahue. Líneas continuas indican la posición de la línea de playa pre tsunami (2008). Líneas segmentadas señalan la localización de cordones de dunas anteriores. Sector seis en figura uno



Fuente: Elaboración propia.

Si bien las figuras anteriores expresan gráficamente, a través de las imágenes extraídas de *Google Earth*, el retroceso y posterior acreción de las playas arenosas, en la Figura N° 9 se expresan tales pérdidas en términos porcentuales. En todo el litoral analizado hubo pérdida de la línea de costa que se mantuvo como una condición constante hasta el año 2014, cuando se pudo medir una condición de acreción, que aún no recupera la condición morfosedimentaria existente antes de terremoto/tsunami.

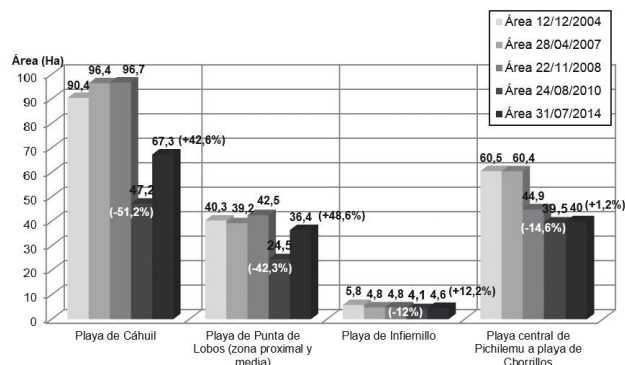
Para poder visualizar más ampliamente los cambios de la línea de costa, se realizaron mediciones para los años 2004 y 2007. Como resultado se obtuvo la condición dinámica de las playas, la que es diferencial en función de la posición en el sistema de bahías estructurales. El patrón espacial observado no es concordante con la dinámica de ensenadas que se observaba antes del 27 F, ya que los mayores espesores de dunas y cordones de dunas anteriores y ancho de perfiles de playa que existían en la zona dis-

tal del sistema, en el sector de Chorrillos, se registra el menor incremento entre 2010 y 2014, mientras que la zona proximal, Punta de Lobos y Cáhuil, son actualmente las áreas con mayor aumento del ancho de playa.

En Punta de Lobos, la estimación de pérdida de playa alcanzó el 42%, valor muy expresivo de los fenómenos que ocurren en esa sección de la bahía, donde en el último año se ha registrado solo el incremento del ancho de la playa, alcanzando una amplitud cercana a la anterior, pero sin formación de dunas.

El litoral de Cáhuil corresponde a la sección de la bahía donde se han podido constatar los mayores impactos en cuanto a retroceso de la línea de costa, equivalente a un 51% (Figura N° 2, N° 8 y N° 9), pero también el mayor crecimiento porcentual de la misma, aunque muy diferente al nivel anterior al evento. Esta parte del litoral presenta una forma rectilínea, de orientación oblicua, perpendicular al oleaje incidente, y no está controlada por la presencia de un *headland*,

Figura N° 9
Superficies de las playas en el sector comprendido entre Cáhuil y Pichilemu, correspondientes a los años 2004-2014, y variación porcentual entre los años 2008-2010 y 2010-2014



Fuente: Elaboración propia.

pero es el área del exhutorio de la cuenca aportante de sedimentos al litoral.

En la zona distal, en Chorrillos, llama la atención el bajo incremento del ancho de la playa, el que puede ser explicado por su posición distal en el sistema.

Dinámica litoral

Si bien la zona de rompiente es altamente variable, existen ciertos patrones que están asociados a la posición en la ensenada, a la estacionalidad y a las condiciones climático-atmosféricas del área de estudio. En ese marco se analizan las observaciones puntuales de diferentes fechas, desde 1962 a julio de 2014.

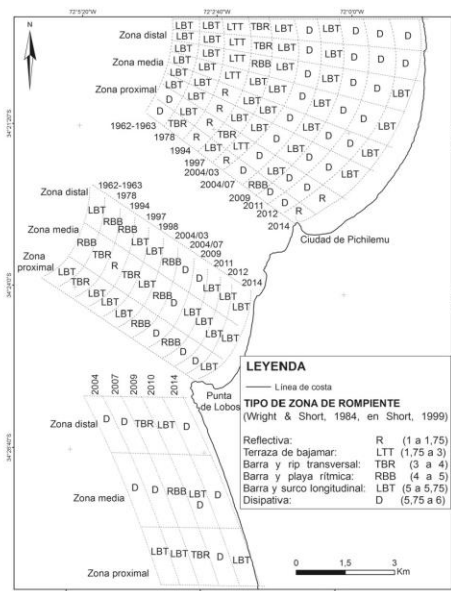
El análisis de la dinámica de la zona de rompiente muestra un predominio de playas de carácter intermedio, tanto en la ensenada de Pichilemu como en Punta de Lobos (Figura N° 10). En Pichilemu, a pesar de la variabilidad encontrada se aprecia un predominio de rompientes intermedias de tipo barra y surco longitudinal (*Bar Lonfshore Trough*, LBT), tanto en la zona media como distal, habiendo condiciones más reflectivas solo en la parte proximal. Lo observado en marzo de 2011 y enero de 2012, indica un marcado predominio de condiciones de "playa disipativa" que debieran obedecer a situaciones estacionales.

La última observación de 2014, en imagen de invierno, entrega un patrón propio de ensenadas estructurales: playa reflectiva, intermedia y disipativa en la zona proximal, media y distal respectivamente.

En Punta Lobos, el efecto del prominente *headland* influye en la marcada refracción de los trenes de olas en la parte proximal de la ensenada, condicionando no obstante una playa intermedia, donde las formas de barra y surco longitudinal (*Bar Lonfshore Trough*, LBT) y playa y barra rítmica (*Beach Bar Rhythmic*, RBB) son predominantes. Las condiciones observadas en marzo de 2011, son de una playa disipativa en la parte proximal (de alta energía, con olas de más de 3 m), y de barra y surco longitudinal (*Bar Lonfshore Trough*, LBT) en la parte media, situaciones que se mantienen en enero de 2013. En 2014, se mantiene este patrón. El litoral de Cáhuil, por su parte, presenta playas del tipo intermedias y disipativas.

Si se analizan las bahías como un sistema, en la localización de los tipos de playas existen patrones generales, tales como que la zona de Cáhuil por su posición proximal, recibe los aportes sedimentarios del estero Nilahue y es área de transferencia hacia el norte, asimismo, la zona de Punta Lobos, también es un área de transferencia debido al

Figura N° 10
Playas dominadas por olas; Pichilemu, Punta de Lobos y Cáhuil. Actualizado de Soto (2005)



Fuente: Elaboración propia.

efecto en la refracción del oleaje que ejerce el *headland*, mientras la bahía de Pichilemu es la ensenada receptora, pero de manera relativa, ya que hacia la parte distal, fuera del área de estudio, existe un litoral rectilíneo que contribuye a la transferencia de masa deriva abajo.

Por otro lado, este proceso de transferencia sedimentaria, que permite visualizar los patrones ya señalados, no permite identificar el impacto asociado a la subsidencia medida para el sector, pues la escala de análisis empleada, espacial y sobre todo temporal de observación, no lo permite.

Tendencias de cambio

A partir de un escenario litoral controlado por la estructura (Araya-Vergara, 1983, 1985, 2003), en que la transferencia de masa está a su vez influida por las salientes rocosas y la

forma del litoral, correspondiendo a un sistema de ensenadas estructurales (Soto, 2005), se analizan las condiciones geodinámicas asociadas a los impactos cosísmicos del terremoto de 2010, es decir, el tsunami y la subsidencia costera local en 50 cm, documentados por Farías *et al.* (2010, 2011), Quezada *et al.* (2010, 2012) y Vargas *et al.* (2011).

Observaciones realizadas en terreno desde al año 2011-2013, evidencian que las playas arenosas sufrieron una fuerte erosión y retroceso, y que no hubo un inmediato proceso de alimentación y acreción de estas, salvo lo analizado en imágenes *Google Earth* de julio de 2014. Si bien se ha observado acreción de las playas, la presencia de escarpes en las dunas y la ausencia de dunas embrionarias demuestran que la erosión de playas es aún relevante y que el abastecimiento de arenas aún no alcanza las condiciones de antes de la subsidencia costera y la erosión por el tsunami. Dicha condición de erosión fue

observada por Ibarra (2013) en las playas y dunas anteriores de Cahuil. A este respecto es importantes señalar que el proceso de formación de dunas anteriores y sobre todo de microdunas, tenía una recurrencia estacional. Soto (2005) registró fotográficamente la destrucción de invierno y la construcción de verano de microdunas.

Los procesos de evolución morfológica postsunami fueron también analizados por Villagrán *et al.* (2013) en la flecha litoral del sistema estuarial del río Mataquito (34°52'S, 72°09'W) y en las playas de Duao (34°53'S, 72°10'W), asociadas también a la subsidencia cosísmica del mismo terremoto y tsunami. Los autores señalan que si bien la flecha litoral fue fuertemente erosionada, fue rápidamente reconstruida producto de un favorable abastecimiento sedimentario, probablemente asociado al río Maule y al campo de dunas de Putú-La Trinchera, sumado a descargas sedimentarias del río Mataquito. Esta evolución positiva no ha sido observada en el área de Pichilemu, a pesar que podrían ser comparables ya que ambos sectores están muy cercanos y presentan una morfología de ensenadas; las diferencias pueden ser entendidas por subsidencia cosísmica, menos aporte sedimentario, solo atribuido al estero Nilahue y el ángulo de incidencia del oleaje en el sistema de ensenadas.

Komar (2010) señala que la erosión sostenida es el proceso característico de costas afectadas por subsidencia, tal como analizado en el litoral de Nueva Zelanda afectado por subducción cosísmica de hasta 2 m en 1931, en donde el retroceso de la playa fue el rasgo evolutivo distintivo en estas ensenadas.

También es importante relacionar los resultados anteriormente expuestos con aquellos obtenidos por Tanaka *et al.* (2012) en el sistema litoral de Miyagui, pues también se observaron fuertes cambios morfológicos producto de la subsidencia cosísmica y tsunami por el terremoto del 11 de marzo del 2011 del este de Japón. Los autores destacan el fuerte retroceso y segmentación de las playas, de los sistemas dunares, de las barreras, flechas e *inlets*, como también los cambios en los perfiles hidráulicos de los *lagoons* analizados. Ibarra (2013) evidenció cambios similares en la desembocadura y *lagoon* del estero Nilahue, en Cahuil.

La remoción de las arenas litorales por un tsunami y su posterior retrabajo, generan cambios muy dinámicos en la morfología litoral (Quezada *et al.*, 2012). En tal sentido, la teoría acumulada indica que las olas de tsunami producen respuestas erosivas y deposicionales diferenciales en los sistemas litorales y que los procesos de subsidencia tectónica tienden a la erosión de las costas (Bird, 2008; Davidson-Arnott, 2009) lo cual es análogo a los resultados obtenidos por los autores anteriormente citados y a los de la presente investigación.

Sin embargo, de acuerdo a Tanaka *et al.* (2012), para el caso de los tsunamis, los procesos de restauración en los sistemas estuariales y costeros dependen mucho del régimen hidrodinámico y de la disponibilidad de abastecimiento sedimentario, siendo dos factores que regulan la posibilidad que las playas recuperen su forma original, a los cuales puede agregarse el efecto que tienen las salientes rocosas y la forma del litoral en la transferencia de sedimentos (Soto, 2005). El hecho que las arenas removidas por un tsunami quedan sueltas con poca compactación, de manera que el oleaje sucesivo, especialmente luego de marejadas, puede volver a depositarlas, contribuye a la acreción litoral, tal como fue observado por Quezada *et al.* (2012) en la zona litoral del Mataquito y Bucalemu (Chile central). No obstante, esta dinámica no ha sido identificada en Pichilemu.

En el tramo litoral Cahuil-Pichilemu existen algunas evidencias geomorfológicas muy locales pero significativas que podrían estar evidenciando una condición de transferencia de masa en las parte medias y distales de las ensenadas de Pichilemu y Punta de Lobos (Figura N° 9). En el primer caso se trata de perfiles de playa multisequenciales y en el segundo, de microdunas, en los sectores en que se identificó acreción de playas en la imagen del año 2014.

La dinámica de la zona de rompiente da cuenta de escasos cambios en el tipo de playa, ya que se mantienen los tipos intermedios como formas predominantes, sin que se hayan observado cambios en la zona de *surf* debidos a la condición de subsidencia del litoral, pero ello puede deberse a que las observaciones realizadas no tuvieron una

recurrencia temporal y por lo tanto esta información no puede ser considerada como concluyente.

Otro antecedente considerado es la presencia de una terraza estuarial, *Te* y la incisión del lecho meandrante del estero San Antonio de Petrel, que Araya-Vergara (2003) estableció como una evidencia genética de un sollevamiento más acelerado que el ascenso del nivel del mar. No obstante su posición, estas terrazas en el sector de Cahuil y en el estero Nilahue, evidencian la subsidencia ya que fueron inundadas, situación que se mantiene hasta la fecha.

En este contexto, se plantea que se ha producido un significativo impacto asociado a la subducción de la línea de costa en la dinámica costera en estas bahías controladas por la estructura, con una marcada influencia del *headland* de Punta de Lobos y de Pichilemu en la acción del oleaje. Basados en la teoría de las playas de medio corazón de Silvester (1960, en Araya-Vergara, 1983), o *headland bay beaches*, se podría señalar que existiría una tendencia a acentuar la función del *headlands* rocoso, aumentando la condición de refracción del oleaje, lo cual llevaría a generar una condición de ataque del oleaje mayor y por lo tanto, acentuando la curvatura de la bahía. Esto es consecuente con la situación observada hasta el año 2013, pero a partir del año 2014, se registra una condición de acreción de las playas que permite plantear una respuesta positiva y adaptación sedimentaria similar al estado anterior a 2010. Esta nueva condición debe ser observada en los siguientes años para poder establecer si es la nueva tendencia evolutiva, o bien obedece a una variación estacional.

Conclusiones

En relación a las bahías estructurales o *headland bay beach*, estas deben ser consideradas como sistemas costeros complejos de morfogénesis estructural y con una condición geodinámica actual, relacionada a la acción diferencial del oleaje y en consecuencia, altamente sensibles a los cambios que ocurren en el sistema.

A partir de los antecedentes previos disponibles, que comprenden el período 2004-

2008 y 2010-2014, se puede concluir que el terremoto y el tsunami ejercieron un gran impacto en el litoral generando la condición de erosión extrema en las playas arenosas, lo que produjo una nueva condición basal, que se tradujo en la falta de aporte sedimentario a las playas. El tsunami desmanteló, destruyó y erosionó las playas y dunas, estas no se han reconstruido en casi cuatro años. Durante el último año sin embargo, se aprecia un cambio reflejado en la acreción de las playas arenosas.

El reconocimiento de perfiles multiseccionales y microdunas, muy localizadas, constituyen las evidencias concretas de un nuevo estado de equilibrio asociado a la alimentación incipiente y diferencial de arena a la playa. Esta situación requiere de observaciones sistemáticas futuras que permitan discriminar situaciones estacionales de tendencias de cambio efectivas.

El efecto cosísmico del terremoto y tsunami de 2010 generó nuevas condiciones geodinámicas en las playas arenosas en el sistema de ensenadas estructurales de Pichilemu, asociadas a la erosión sostenida hasta el año 2013 debido a la falta de aporte sedimentario, propio de los ambientes de subsidencia; a partir del año 2014, un nuevo estado geodinámico asociado a la llegada de sedimentos a las playas registrado gracias a la acreción generalizada de la línea de costa. El abastecimiento de arenas no ha sido tan abundante como para desarrollar cordones de dunas anteriores o microdunas, existentes antes del terremoto y tsunami.

Referencias bibliográficas

AAGAARD, T. & MASSELINK, G. The Surf Zone. In: SHORT, A.D. *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. Chichester: John Wiley & Sons, Ltd, 1999, p. 72-118.

AAGARD, T.; DAVIDSON-ARNOTT, R.; GREENWOOD, B. & NIELSEN, J. Sediment supply from shoreface to dunes: Linking sediment transport measurements and long-term morphological evolution. *Geomorphology*, 2004, N° 60, p. 205-244.

AAGARD, T. & HUGHES, M. Sediment suspension and turbulence in the swash

zone of dissipative beaches, *Marine Geology*, 2006, Vol. 228, N° 1-4, p. 117-135.

ARAYA-VERGARA, J.F. Influencias morfogenéticas de los desalineamientos y líneas de costa contrapuestas en el litoral de Chile Central. *Informaciones Geográficas*, 1983, N° 30, p. 3-23.

ARAYA-VERGARA, J.F. Trend analysis of shoreline changes and coastal management in Central Chile (33-34.5°S). In: *Actes Escursion-Symposium N° 9: La Côte Atlantique*. Paris: Union Géographique Internationale, Commission sur l'Environnement Côtier, 1985, p. 99-110.

ARAYA-VERGARA, J.F. Cambios actuales de la línea litoral en Chile central sur. *Revista Geográfica de Chile Terra Australis*, 1986, N° 29, p. 23-28.

ARAYA-VERGARA, J.F. Sistema de interacción oleaje-playa frente a los ergs de Chanco y Arauco, Chile. *Cayana Oceanol*, 1996, Vol. 4, N° 2, p. 159-167.

ARAYA-VERGARA, J.F. Génesis de la ensenada en zeta de Pichilemu, Chile Central. *Investigaciones Geográficas*, 2003, N° 37, p. 41-65.

ARRIAGADA, J. *Geomorfología comparada en la zona semiárida de Chile: casos Copiapó y Choapa*. Santiago de Chile: Tesis para optar al grado de Magíster en Geografía, Universidad de Chile, 2009.

ARRIAGADA, J.; SOTO, M-V. & SARRI-COLEA, P. Morphodynamic environment in a semiarid mouth river complex. Choapa River, Chile. In: MARGHANY, M. (editor). *Advanced Geosciences Remote Sensing*. Croatia, 2014, p. 253-271.

BENEDET, L.; KLEIN, A. & HSU, J.R.C. Practical insights and applicability of empirical bay shape equations. *Coastal Engineering*, 2004, p. 2181-2193.

BIRD, E. *Coastal Morphology, An Introduction*. Chichester: Wiley & Sons, 2000.

BIRD, E. *Coastal Morphology, An Introduction*. Chichester: Wiley & Sons, 2008.

BRANDER, R.W. & SHORT, A.D. Morphodynamics of a large-scale rip current system at Muriwai Beach, New Zealand. *Revista Marine Geology*, 2000, N° 165, p. 27-39.

BRÜGGEN, J. *Fundamentos de la Geología de Chile*. Santiago de Chile: Editorial Instituto Geográfico Militar (IGM), 1950.

CASTILLA, J.C. Earthquakes caused coast uplift and its effects on rocky intertidal help communities. *Science*, 1988, N° 242, p. 440-442.

CASTILLA, J.C.; MANRÍQUEZ, P.H. & CAMAÑO, A. Rocky shore coseismic uplift and the 2010 mega earthquake in Chile. *Marine Ecology Progress Series*, 2010, N° 418, p. 17-23.

COMTE, D.; EISENBERG, A.; LORCA, E.; PARDO, M.; PONCE, L.; SARAGONI, R.; SINHG, S.K. & SUÁREZ, G. The 1985 central Chile earthquake: A repeat of previous great earthquakes in the region? *Science*, 1986, N° 233, p. 393-500.

CECIONI, C. *Esquema de Paleogeografía Chilena*. Santiago de Chile: Editorial Universitaria, 1970.

ELGAR, S.; RAUBENHEIMER, B. & GUZA, R.T. Current meter performance in a surf zone. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2001, N° 18, p. 1735-1746.

EMERY, K.O. A simple method of measuring beach profiles. *Limnology and Oceanography*, 1961, N° 6, p. 90-93.

DAVIDSON-ARNOTT, R. *Introduction to coastal process and Geomorphology*. New York: Cambridge University Press, 2009.

DAVIS, R.A. Beach profiles. In: *Encyclopedia of Beaches and Coastal Environments*. Pennsylvania: Hutschinson Ross Publications, 1982.

FARÍAS, M.; VARGAS, G.; TASSARA, A.; CARRETIER, S.; BAIZE, S.; MELNICK, D. & BATAILLE, K. Land-Level Changes Produced by the Mw 8.8 2010 Chilean Earthquake. *Science*, Vol. 329, N° 5994, p. 916-916.

FARÍAS, M.; COMTE, D.; ROECKER, S.; CARRIZO, D. & PARDO, M. Crustal exten-

sional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence. *Tectonics*, 2011, N° 30, p. 1-11.

GONZÁLEZ, N. *Características sismo-tectónicas de la brecha sísmica de Pichilemu-Constitución: Segmento sur no activado de la zona de ruptura del gran terremoto de 1906*. Santiago de Chile: Memoria de título, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile, 1997.

HSU, J.R.C & EVANS, C. Parabolic Bay Shapes and Applications. *Institution of Civil Engineers*, 1989, Vol. 87, N° 2, p. 556-570.

IBARRA, C. *Geomorfología aplicada en la evaluación y análisis de amenazas naturales en la zona sur de la comuna de Pichilemu: sectores de Punta de Lobos-Cáhuil-Estero Nilahue. VI Región, Chile*. Santiago de Chile: Memoria para optar al título profesional de Geógrafo, Universidad de Chile, 2013.

LAGOS, M.; ARCAS, D.; RAMÍREZ, T.; SEVERINO, R. y GARCÍA, C. *Alturas de tsunami modeladas y observadas. Evento del 27 de febrero del 2010, Chile. Resultados preliminares*. Santiago de Chile: Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile, 2010.

KLEIN, A.H.F. & DE MENEZES, J.T. Beach morphodynamics and profile sequence for a headland bay coast. *Journal of Coastal Research*, 2001, Vol. 17, N° 4, p. 812-835.

KLEIN, A.H.F.; ANDRIANI, J.N. & DE MENEZES, J.T. Shoreline Salients and Tombolos on the Santa Catarina coast (Brazil): description and analysis of the morphological relationships. *Journal of Coastal Research*, 2002, N° 36, p. 425-440.

KLEIN, A.H.F.; FILHO, L. & SCHUMACHER, H. Short-term beach rotation processes in distinct headland bay beach systems. *Journal of Coastal Research*, 2002b, Vol. 18, N° 3, p. 442-458.

KLEIN, A.H.K.; FERREIRA, O.; DIAS, J.M.A.; TESSLER, M.G.; SILVEIRA, L.F.; BENEDET, L.; DE MENEZES, J.T. & ABREU, J.G.N. Morphodynamics of structurally controlled headland-bay beaches in southeastern Brazil:

A review. *Coastal Engineering*, 2010, N° 57, p. 98-111.

KOMAR, P.D. Shoreline Evolution and Management of Hawke's Bay, New Zealand: Tectonics, Coastal Processes, and Human Impacts. *Journal of Coastal Research*, 2010, N° 26, p. 143-156.

KRUMBEIN, W.C. Shore processes and beach characteristics. *Beach Erosion Board Tech.*, 1947, N° 3, p. 1-38.

LAVALLE, P.D. & LAKHAN, V.C. A spatial-temporal analysis of the development of a long-spiral shaped embayment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1997, N° 22, p. 657-667.

LAGOS, M. Zonificación del riesgo de tsunami en el centro-sur de Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*, 2012, N° 53, p. 7-21.

LE BLOND, P. An explanation of the logarithmic spiral plan shape of headland-bay beaches. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1979, Vol. 49, N° 4, p. 1093-1100.

LE ROUX, J.P.; OLIVARES, M.D.; NIELSE, N.S.; SMITH, N.D.; MIDDLETOM, H.; FENNER, J. & SSHMAN, S.E. Bay sedimentation as controlled bay regional crustal behaviour, local tectonics and eustatic sea-level changes: Coquimbo Formations (Miocene-Pliocene), Bay of Tongoy, central Chile. *Sedimentary Geology*, 2006, N°184, p. 133-153.

MARTÍNEZ, C. *El efecto de ensenada en los procesos litorales de las ensenadas de Valparaíso, Algarrobo y Cartagena, Chile Central*. Santiago de Chile: Tesis para optar al grado de magíster en Geografía, Universidad de Chile, 2001.

MARTÍNEZ, C.; QUEZADA, M. & RUBIO, P. Historical changes in the shoreline and littoral processes on a headland bay beach in central Chile. *Geomorphology*, 2011, N° 135, p. 80-96.

MASSELINK, G. Alongshore variation in beach cups morphology in a coastal embayment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1999, N° 24, p. 335-347.

MASSELINK, G.; EVANS, T.; HUGHES, D. & RUSSELL, P. Suspended sediment transport in the swash zone of a dissipative beach. *Marine Geology*, 2005, N° 216, p. 169-189.

NISHENKO, S.P. Circum-pacific seismic potential: 1989–1999. *Pure and applied geophysics*, 1991, N° 135, p. 169–259.

QUEZADA, J.; JAQUE, E.; BELMONTE, A.; FERNÁNDEZ, F.; VÁSQUEZ, D. y MARTÍNEZ, C. Movimientos cosísmicos verticales y cambios geomorfológicos generados durante el terremoto de Mw = 8,8 del 27 de febrero del 2010 en el centro sur de Chile. *Revista Geográfica del Sur*, 2010, N° 2, p. 11-45.

QUEZADA, J.; JAQUE, E.; FERNÁNDEZ, A. y VÁSQUEZ, D. Cambios en el relieve generados como consecuencia del terremoto Mw = 8,8 del 27 de febrero del 2010 en el centro-sur de Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*, 2012, N° 53, p. 35-55.

RUEGG, J.C.; RUDLOFF, A.; VIGNY, C.; MADARIAGA, R.; DE CHABALIERA, J.B.; CAMPOS, J.; KAUSEL, E.; BARRIENTOS, S. y DIMITROV, D. Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2009, N° 175, p. 78–85.

SHORT, A.D. Waves-dominated beaches. In: SHORT, A.D. *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. Chichester: John Wiley & Sons, Ltd., 1999, p. 173-191.

SHORT, A.D. & MASSELNIK, G. Embayed and structurally controlled beach. In: SHORT, A.D. *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. Chichester: John Wiley & Sons, Ltd., 1999, p. 204-229.

SHORT, A.D. *Beaches of the Western Australian Coast: Eucla to Roebuck Bay*. Sydney: Sydney University Press, 2005.

SIMONE, L.P. & DE FALCO, G. Morphodynamics of a nontidal embayed beach: The case of Is Arutas (Western Mediterranean). *Journal of Coastal Research*, 2013, Vol. 29, N° 6a, p. 63-71.

SOTO, M.V. Aspectos morfodinámicos de ensenadas desalineadas del litoral de Chile central: Pichilemu y caleta Los Piures. *Revista de Geografía Norte Grande*, 2005, N° 33, p. 73-87.

SOTO, M.V. & ARRIAGADA, J. Características dinámicas de ensenadas estructurales de Chile central. Maitencillo-Cachagua y Papudo, Región de Valparaíso. *Revista de Geografía Norte Grande*, 2007, N° 38, p. 99- 112.

SOTO, M.V.; ARRIAGADA, J.; CASTRO, C.P.; MÄRKER, M. y RODOLFI, G. Aspectos geodinámicos de un paleoestuario del desierto marginal de Chile: río Copiapó. *Revista de Geografía Norte Grande*, 2010, N° 46, p. 123-135.

SWEERS, K.B. *Equilibrium Bays. A numerical study after the behaviour of equilibrium bays*. Delft: Department Hydraulic Engineering, Faculty of Civil Engineering and Geosciences, Delft University of Technology, 1999.

TANAKA, H.; XUAN TINH, N.; UMEDA, M.; HIRAO, R.; PRADJOKO, E.; MANO, A. & UDO, K. Coastal and estuarine morphology changes induced by the 2011 great east Japan earthquake tsunami. *Coastal Engineering Journal*, 2012, N° 54.

VARGAS, G.; FARÍAS, M.; CARRETIER, S.; TASSARA, A.; BAIZE, S. & MELNICK, D. Coastal uplift and tsunami effects associated to the 2010 Mw 8,8 Maule earthquake in Central Chile. *Revista Andean Geology*, 2011, N° 38, p. 219-238.

VILLAGRÁN, C.P. *Dinámica costera en el sistema de bahías comprendidas entre ensenada Los Choros y bahía Tongoy*. Santiago de Chile: Memoria para optar al título de Geografía, Departamento de Geografía, Universidad de Chile, 2007.

VILLAGRÁN, M.; CIENFUEGOS, R.; CATALÁN, R. & ALMAR, R. Morphological response of central Chile Sandy beaches to the 8.8 Mw 2010 earthquake and tsunami. In: *7th International Conference on Coastal Dynamics Arcachon*, France, 2013.

YASSO, W. Plan geometry of headland-bay beaches. *Journal of Geology*, 1965, N° 73, p. 702-714.

Paper C

Integrated analysis of natural hazards in the coastal semiarid environment of Chile. La Serena, Coquimbo.

Current status: Published, Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, 67(2015): 487-49.

INTEGRATED ANALYSIS OF NATURAL HAZARDS IN THE COASTAL SEMIARID ENVIRONMENT OF CHILE. LA SERENA, COQUIMBO¹

María-Victoria Soto²

mvsoto@uchilefau.cl

Michael Märker^{3,4}

Carmen Paz Castro²

Giuliano Rodolfi⁵

I. INTRODUCTION

During the last decades the city of La Serena has been subject to intensive urban growth. Thus, new areas along the coastline and on the higher levels of the marine terraces have been more and more affected.

La Serena is located in the semiarid coastal Chile, an area subject to severe environmental changes. Climate models predict for the next decades variations in rainfall and temperatures of the Andean basins, leading to severe hazardous situations in terms of torrential rainfall and river floods. Moreover, the occurrence of episodic and concentrated rainfall favors landslides and hyperconcentrated floods. However, also highly variable phenomena like ENSO should be taken into account. Furthermore, the area of La Serena is also prone to earthquakes due to the presence to a seismic gap in the Pacific offshore zone.

The today's environmental characteristics of the La Serena area in combination with endogenous and exogenous triggering factors lead to specific process dynamics and related natural hazards and risks.

The purpose of this research is to identify through an integrated analysis the relevant potential geodynamic processes and the related affected areas. A detailed GIS mapping and modeling of the relevant processes are integral part of this work. In particular we analyses flooding, torrential streams and debris flows dynamics.

1 FONDECYT Project 1100223.

2 Department of Geography, University of Chile, Chile.

3 Department of Earth Science, University of Florence, Italy.

4 Heidelberg Academy of Sciences and Humanities, Germany.

5 University of Florence, Italy.

We conducted a detailed geomorphological analysis to identify, validate and calibrate indicators of endogenous dynamics associated with natural hazards. The analysis consists of field work, GIS applications and modelling. The hazard mapping was done on the basis of geomorphological, hydrologic, groups of soil information and GIS processing of topographic information, as described subsequently:

Following topographic units were identified:

- i) slopes and correlative deposits, based on the conditions of the slopes and
- ii) alluvial fan and pediments as features that provide sediments to the local fluvial system.

The Soils were considered important for the analysis of the hazardous conditions because the study area corresponds to inherited Quaternary marine terraces, where different paleo soil characteristics generate particular responses to rainfall. The identification of hydrological soil groups following Soil Conservation Service was applied as a first approximation of the hydric behavior on the soil.

For the morphometric analysis we worked with a raster DEM (25 m resolution) based on ASTER satellite data. Since the ASTER GDEM is a landscape model containing still information on infrastructures and vegetation we eliminated these features (such as high-rise buildings and areas with vegetation and interpolated the terrain elevation. The model was hydrologically corrected and preprocessed for analysis using SAGA GIS. Processes related to water erosion were modeled through four topographic indices: Stream Power Index (SPI), Topographic Wetness Index (TWI), Transport Capacity Index (TCI) and Modified Catchment Area (MCA). The modeling works under the assumption that the landscape has homogeneous substrates. The indices were derived directly from the DEM.

II. RESULTS

II.1. Present day geodynamic processes

Today's geodynamic process are considered those related to concentrated rainfall events, that generate conditions of stress and loss of equilibrium of the semi-arid coastal morphological systems, such as the activation of streams, runoff on alluvial fans, erosion on the marine terraces scarps and flood processes.

The geomorphology of the area reflects a quaternary, inherited landscape, which present activity under certain rainfall threshold. The marine terraces in La Serena have their very well-defined scarps with altimetry distinct levels that correlate with different ages of formation.

The analysis of the geomorphological units reveals the dynamic processes as potential generators of natural hazards. In this context, the dissected streams have been considered as torrential streams, also due to the coarse material in the stream bed. The alluvial fans and the steep parts of the terraces have been identified as features susceptible to generate debris flows, due to high amount of detritic material available.

The largest territorial units are marine terraces, which have a very low slope, from 0-5.0° and that are not subject to mass removals, except where the torrential streams and alluvial fans are present.

II.2. The integration of soil information

For to integrate the hydrological soil groups, we considered the spatial distribution of C and D group of soils, because they are characterized by low infiltrabilities related to fine textures and leading to increased surface runoff and hence flooding.

The results from the superposition of geomorphology and soil groups shows that the holocenic terrace levels, with very low slope, correspond to saltmarsh level, with beach ridges and marsh areas. They coincide with the C and D hydrological soil group. This confirms the conditions for flooding due to very low infiltration capacity. Thus, especially in the lower parts of the city a high susceptibility for surface runoff and flooding was identified.

On the higher terraces there are no significant flood conditions associated with hydrological soil groups due the nature of these units: i) sedimentary material consisting of sands and gravels, ii) texturally with good infiltration conditions. Even heavy rainfall events do not produce surface runoff. Thus the surfaces of the Pleistocene terraces can be considered as having no susceptibility to natural hazard related to exogenous processes.

II.3. Terrain Analysis

The morphometric indices derived through GIS processing have been used as relative indicators of natural hazard.

The Stream Power Index (SPI) index for describing the effects of linear fluvial erosion processes, such as gullies, ravines and lateral erosion of beds. The study area, given the marine terraces landscape, represents a rather smooth relief, although these terraces have been uplifted tectonically. In this sense the SPI highlights the ravines and stream incisions, which in the case of La Serena shows hazard condition especially in the granitic slopes and the escarpment of the terraces.

The Topographic Wetness Index (TWI), was applied assuming a uniform substrate in terms of lithology and depth. Hence, the topography is the dominant factor. The TWI provides information on the accumulation of water and soil saturation. Consequently, the index allows to derive information of dynamic processes, such as runoff and flooding. The application of this index to the Bay of Coquimbo, reveals the susceptible areas to accumulate water, especially spread on the lower terrace (marsh level), and within the streams and high terraces. The TWI highlights the existing topographical irregularities, so that the depressions in the units are potentially water storage areas.

The Transport Capacity Index (TCI), shows the areas affected by sheet erosion, sediment transport and associated deposition processes. The results provided by this index illustrate how the slope systems around the city and the associated streams and ravines are important in terms of their hazardous potential or the new urban areas in especially the northern part of the city.

The modified watershed (MCA) is based on calculations that take into account the flow pattern. The MCA provides an approximated estimate of the potential flood areas in extreme rainfall events. In La Serena the urban streams and the lower terrace, belonging to soil hydrologic groups C and D, are belonging to the flooded areas.

II.4. Identification of the natural hazard associated with exogenous agents

Overlapping geomorphology, soil characteristics, and the information derived from the modeled topographic indices through GIS applications tools allowed to identify the spatial distribution and intensity of potential environmental hazards.

The lower area of the La Serena area, which is associated to the marsh level represent the highest potential for the occurrence of flooding processes. Particularity the topographic and textural constraints for drainage and infiltration processes as well as the amount of water arriving to these areas make then highly susceptible to flooding. This terrace level extends across the bay.

The other areas showing a very clear susceptibility to flooding hazard are the stream areas. In these areas floods, debris flows and erosion occur. The streams in urban areas are characterized by channels related to steep terraces (that indicate tectonic genesis). This stream beds starts on high terrace levels and alluvial fans, also identified as a source area of debris flows. These streams drain superficially into the city and flows to the lower level marsh areas. The hazard is associated with gullying and small debris flows in the escarpments of the channel, and river flooding in the lower part due to flow concentration and stream load during a heavy rainfall event.

II.5. Triggering conditions.

Although the geomorphology, soils and topography provide specific information on the processes that can be generated, the main driver is the concentrated or heavy rainfall that occurs in the Chilean semiarid region due El Niño and the Oscillation Pacific decadal.

The annual rainfall in La Serena amounts to 75mm. However, during El Nino phenomena these values alter significantly. During one day or few hours rainfall can reached and exceeded the average annual rainfall. Such events allow understanding how the semiarid morphological system presents rainfall thresholds that can trigger subaerial processes that favour conditions for natural hazard.

III. DISCUSSION

The presented approach integrating information on geomorphology and hydrological soil groups is consistent with each other given the genetic relationship between both, but at the same time provides own background landscape study area. In this context, the low terrace, swamp level, characterized by C and D hydrologic soil group, are those of very poor drainage and consequently correspond to areas of flooding. Regarding the dynamics of streams are associated with debris flow processes. This consideration is based on the degree of incision of these torrents and the presence of coarse material in the bed. However these situations only can occur during heavy rainfall events.

The modeling performed with GIS tools highlighted those aspects of marine terraces and streams, constituting potential areas for mass transport and surface runoff. Through these modeling the flood hazard areas between the coastline and the escarpment of the terrace were identified. The stepped terraces are related to favorable conditions for runoff.

IV. CONCLUSIONS

This study presents an integrative approach to assess the susceptibility to natural hazards in the Bay of Coquimbo, with the city of La Serena. The combination of geomorphologic, soil and topographic characteristics reveal information about the generation of natural hazards especially associated with surface runoff and concentrated flows leading to flooding and debris flows.

Flooding is likely to occur in the lower terraces which are associated to the coastline. The lower terrace is subject to flooding due to poor soil drainage. The other terrace surfaces are not subject to this hazard because of their good drainage conditions.

The debrisflow can be generated within the streams, which were identified as torrential. This situation is also implying a vulnerable condition due to the urban expansion of the city.

The main triggering factors for these types of hazards are concentrated and heavy rainfall events.

Paper D

Análisis integrado de las condiciones físico naturales en la identificación de amenazas en ambiente Semiárido costero de Chile. La Serena, Region de Coquimbo.

Current status: Published, Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, 67 (2015): 213-231.

ANÁLISIS INTEGRADO DE LAS CONDICIONES DE AMENAZA NATURAL EN EL MEDIO AMBIENTE COSTERO SEMIÁRIDO DE CHILE. LA SERENA, COQUIMBO¹

Maria-Victoria Soto²
mvsoto@uchilefau.cl

Michael Märker^{3,4}
Carmen Paz Castro²
Giuliano Rodolfi⁵

RESUMEN

Se identifican las unidades de paisaje más propensas a los desastres naturales en las terrazas marinas cuaternarias de la bahía de Coquimbo. La investigación se sustentó en los procesos geomorfológicos y en la capacidad de infiltración del suelo. Además, se utilizaron algunos *proxies* específicos realizados a través de SIG. Las terrazas marinas más altas no están sujetos las inundaciones y riesgo de flujo de detrito; la terraza marina más baja presenta las peores condiciones de amenaza en relación a las inundaciones provocadas por el desborde fluvial como por la baja permeabilidad del suelo.

Palabras clave: amenazas, flujos de detritos, inundaciones, suelo, SIG

ABSTRACT

We identify the landscape units most prone to natural hazards that frequently strike the Coquimbo bay. The research was based on geomorphological processes and soil infiltration

Fecha de recepción: febrero 2013.

Fecha de aceptación: enero 2014.

1 Proyecto FONDECYT 1100223.

2 Departamento de Geografía, Universidad de Chile, Chile

3 Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Florencia, Italia

4 Academia de Ciencias y Humanidades de Heidelberg, Alemania

5 Universidad de Florencia, Italy

capacity. Also, some proxies realized by means of GIS techniques have been used. The highest marine terraces are not subject floods and debris flow hazard; the lowest marine terrace present the worst hazard conditions to floods due overflowing river and the low soil permeability.

Key words: hazard, debrisflow, flood, soil, GIS.

I. INTRODUCCIÓN

En el marco del proyecto de investigación «Nuevos escenarios de fragilidad ambiental asociados al aumento del riesgo y la degradación en ciudades intermedias de Chile», la ciudad de La Serena ha sido especialmente abordada debido a que durante las últimas décadas ha estado sujeta a procesos de crecimiento urbano y desarrollo inmobiliario (Ortiz *et al.*, 2002, Castro y Ortiz 2003, Ortiz y Escolano 2005), ocupando terrenos del borde costero y de las terrazas marinas altas.

La ciudad de La Serena localizada en el semiárido costero está sujeta a cambios ambientales, tanto de origen antrópico como naturales, generando nuevos escenarios de cambio climático, tal como modelizado por CONAMA (2006), Garreaux *et al.* (2008). Estos escenarios de cambio climático y consecuentemente de modificaciones territoriales, no han sido sólo una condición actual y de estimaciones futuras, si no que a través de estudios arqueológicos realizados en el semiárido chileno, se ha demostrado la ocurrencia de fluctuaciones climáticas, más húmeda, que explicarían entre otras causas el poblamiento costero durante el Holoceno temprano (Maldonado *et al.* 2010). A partir de ello Schimdt (2010) y Boulter *et al.* (2010) resaltan la importancia del estudio de los paleo climas como vía de comparación y evaluación de los cambios climáticos futuros.

Las modelizaciones de cambio climático dan cuenta que en el presente siglo ocurrirían variaciones en las precipitaciones y temperaturas de las cuencas andinas, lo que generaría el aumento de la condición de amenaza por inundaciones fluviales, y una mayor torrencialidad de las precipitaciones para el semiárido, como también la ocurrencia de precipitaciones episódicas y concentradas propiciando inundaciones y remoción en masa. A ello se debe agregar la ocurrencia del fenómeno ENSO (El Niño, La Niña) y la Oscilación Decadal del Pacífico (Sarricolea & Martín-Vide 2012; Romero & Mendoca, 2011; Romero *et al.*, 2011).

Las condiciones de precipitación de la zona costera de Coquimbo se caracteriza por lluvias estacionales invernales, con un promedio anual del orden de los 75mm (Díaz, 2011), pero sin embargo durante eventos El Niño estos montos aumentan considerablemente. Trabajos anteriores en el semiárido chileno han demostrado que estos eventos pluviométricos son generadores de amenaza de origen natural (Castro *et al.* 2009; Soto *et al.*, 2012). Estas condiciones han sido analizadas para el desierto costero en Antofagasta (27°S) por Vargas *et al.* (2000), Sepúlveda *et al.* (2006).

Por otro lado, las condiciones endógenas en el área estudiada contribuyen sinérgicamente en la geodinámica exógena del paisaje, y son por si mismas agentes generadoras de procesos que derivan en condiciones de amenaza. En el caso de la ciudad de La Serena esta situación cobra relevancia toda vez que existe una brecha sísmica. La sección del borde costero comprendida entre los 25°-32°S corresponde tectónicamente a un segmento de subducción

de bajo ángulo a profundidades intermedias (Pardo *et al.*, 2002a) que presenta antecedentes históricos de sismicidad en la zona costera. Se divide en dos segmentos o brechas sísmicas, la de Copiapó y la Brecha de Coquimbo (Vigny *et al.*, 2009) o Illapel (Pardo *et al.*, 2002b). Las recurrencias de grandes sismos, del orden de 60 y 150 años en Coquimbo, sugieren que estas zonas pueden considerarse como brechas sísmicas con potencial de activarse en un futuro cercano, considerando que los últimos grandes terremotos fueron hace 88 y 67 años. En la zona de Coquimbo, estudios recientes de sismicidad y deformación cortical (Vigny *et al.*, 2009) muestran que la zona se está cargando para un futuro evento interplaca.

En este escenario complejo se emplaza el paisaje geomorfológico de la bahía de Coquimbo, conformada por terrazas marinas plio-cuaternarias, descritas y datadas por Paskoff (1970, 1999). Estas terrazas conforman una secuencia de escarpes y superficies de terrazas escalonadas, constituidas por materiales inconsolidados, de textura variada, desde las gravas a los limos y arcillas, estos últimos, en la terraza holocénica, denominada como el nivel de vega o nivel palustre. La topografía de La Serena se asocia a las variaciones glacio eustáticas del nivel del mar como factor dominante en la génesis de las terrazas, y a los movimientos de solevantamiento que han separado las terrazas formadas durante cada época interglacial (Paskoff 1999). Saillard *et al.* (2009) dan cuenta que el solevantamiento episódico de la costa chilena pleistocena (31°lat S) resultarían de procesos relacionados a la subducción, tales como pulsos de acreción tectónica en la bases del borde del antearco.

De lo anteriormente expuesto se deriva que el territorio en que se emplaza la ciudad de La Serena presenta condiciones de base y desencadenantes, tanto endógenas como exógenas, que propicias para la generación de procesos dinámicos a los que se asocian amenazas de origen natural. Ello implica que en el área de estudio existan además condiciones de riesgo, entendido este como la exposición a procesos naturales de una comunidad (Helmholtz Association, 2007), toda vez que el desarrollo urbano está ocurriendo en área con amenazas. En la actualidad, el riesgo natural es considerado un problema socio ambiental, no resuelto (Cardona, 2009).

En el contexto de las amenazas existentes y de los procesos expansión urbana que se está desarrollando en La Serena, Ortiz *et al.* (2011), concluyeron que existe una escasa percepción del riesgo de los habitantes de la ciudad, asociados tanto a amenazas endógenas (terremoto y tsunami), como exógenas (remociones en masa e inundaciones), hecho que es similar en la población flotante (turistas) que demandan el borde costero (Whyndham, 2012).

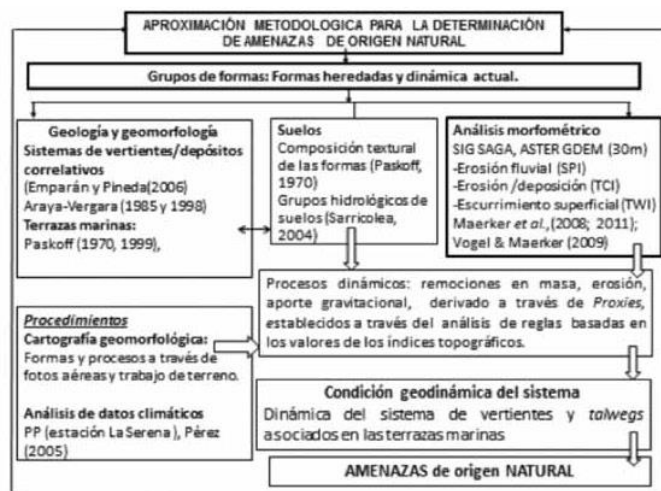
El propósito de esta investigación es a través de un análisis integrado de variables geográficas físicas, principalmente geomorfología, suelos y la topografía, identificar las áreas susceptibles de sufrir proceso geodinámicos que se reviertan en una condición de amenaza. La representación cartográfica y la modelización SIG son parte fundamental de este trabajo. Se analizan las inundaciones asociadas al drenaje del suelo, la actividad torrencial de los *talwegs* y la susceptibilidad a ocurrencia de remociones en masa. Se excluyen de esta presentación las amenazas de tsunami que obedecen a otros procesos morfogenéticos.

II. MATERIALES Y METODOS

A partir del análisis de trabajos anteriores, principalmente a la geomorfología realizada por Paskoff (1970), se llevó a cabo trabajo de fotointerpretación y de terreno a fin de identi-

ficar las formas esenciales indicadoras de dinámica endógena asociada a la amenaza natural. En relación a la cartografía de amenazas, esta se construyó en base a la información geomorfológica ya citada, a la información de los grupos hidrológicos de los suelos, de Sarricolea (2004). Se realizó procesamiento SIG de la información topográfica (Fig. 1).

Figura 1
ESQUEMA METODOLÓGICO



Sistemas de vertientes/depositos correlativos, fueron analizados a partir de la carta de Paskoff (1970), incorporando los tipos de vertientes y los conos aluviales. Para las vertientes se recurrió a la información geológica de Emparán & Pineda (2006), constituyendo junto a la interpretación aerofotogramétrica, la bases la aplicar la clasificación de vertientes de Araya-Vergara (1985). De este mismo autor se extrae la noción de depositos correlativos asociados a las vertientes, que en este caso corresponden a conos aluviales de pequeño tamaño, aunque de carácter torrencial.

Lechos fluviales, es importante destacar que para esta investigación, vinculada a las amenazas de origen natural, no se ha considerado explícitamente la morfología de lechos y canales fluviales del río Elqui, que drena por medio del área urbana de la ciudad, toda vez que, desde la construcción del Embalse Puclaro (1999) no existen crecidas fluviales en la sección distal del río. No obstante ello, la morfología fluvial existente es indicativa del régimen de crecidas hasta antes de la construcción del embalse. Sarricolea (2004) identificó las áreas de inundación fluvial asociadas a los desbordes del río Elqui.

Suelos, han sido considerados de importancia en el análisis de las condiciones de amenaza, toda vez que el área de estudio corresponde a terrazas marinas heredadas del Cuaternario, en donde las condiciones texturales diferentes generan respuestas particulares a las precipitaciones, más aún en dominio semiárido. En este sentido Holliday & Rawling (2006), Alvarez-Rogel *et al.* (2006), Ben-Dora *et al.* (2006) dan cuenta la respuesta actual a las pre-

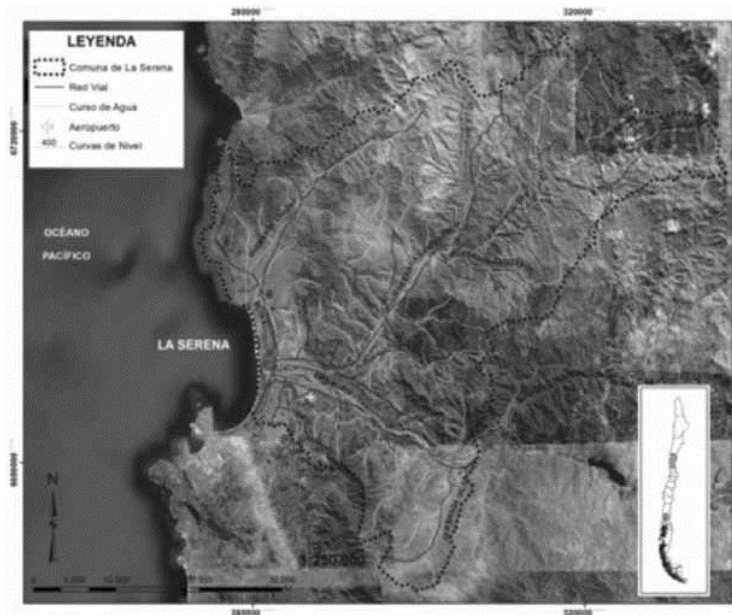
precipitaciones y vegetación en los suelos. Paskoff (1970) destaca la presencia del denominado nivel de vega, la terraza del Holoceno, a nivel del mar, en donde además drenan los *talwegs* provenientes desde las terrazas altas. En este contexto, se aplicó la identificación de Grupos Hidrológicos de suelos realizada por Sarricolea (2004), como una primera aproximación del comportamiento hídrico de éstos.

Análisis morfométrico en ambiente SIG. Se aplicó la metodología de Märker *et al.* (2001, 2008, 2011). Se trabajó con un GDEM raster (resolución 25m). El modelo fue procesado eliminando la infraestructura, como los edificios de gran altura y áreas con vegetación. Posteriormente el modelo fue corregido hidrológicamente según el algoritmo de Planchón & Darboux (2001) y reprocesado para un análisis de terreno a través del SIG SAGA. Se modelizaron los procesos relacionados a los agentes subaéreos de erosión hídrica aplicando cuatro índices topográficos, *Stream Power Index* (SPI), *Topographic Wetness Index* (TWI), *Transport Capacity Index* (TCI) y *Modified Catchment Area* (MCA). La modelización realizada parte del supuesto que el paisaje posee sustrato geológico homogéneo e indiferenciado. Los índices fueron derivados directamente de la topografía.

II.1. Área de estudio

El área de estudio corresponde a la bahía de Coquimbo, en la Región homónima y comprende el área urbana y de expansión urbana propuesta (Fig. 2).

Figura 2
ÁREA DE ESTUDIO



La Región se inserta en una zona de transición climática entre el clima mediterráneo desértico y el semidesierto, húmedo y nuboso en la costa y estepario cálido en el interior (Díaz, 2011), con una zona costera con un 85% de humedad, temperatura moderada con una media de 14,7° y muy baja amplitud térmica. Las precipitaciones promedio anual son del orden de los 75-84mm. Sin embargo, cuando ocurren en las costas de Chile el fenómeno de El Niño, estos valores de precipitaciones se alteran considerablemente.

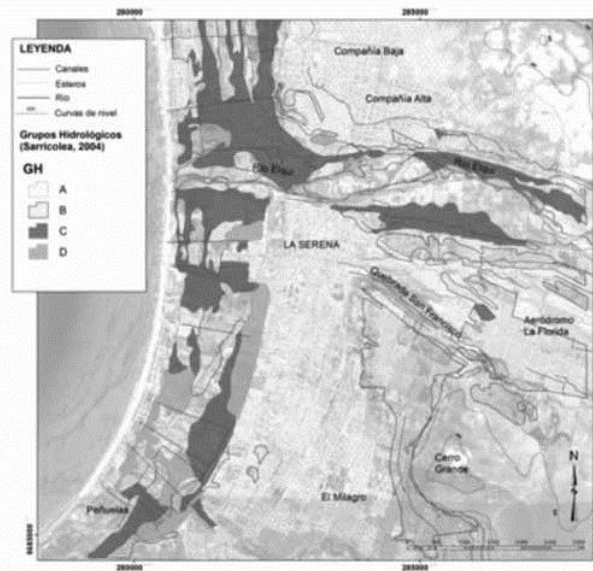
Paskoff (1970) identificó en la bahía de Coquimbo la presencia de terrazas marinas, cinco niveles escalonados, que fueron esculpidos desde la Formación Coquimbo (Plioceno Medio-Superior), durante el Pleistoceno, hasta el Holoceno, en el nivel denominado por el autor como Veguense. Estos niveles de terrazas están constituidos por rodados principalmente (T II, T III y T IV), arenas, sedimentos biogénicos y arcillas, en el Actual y Holoceno. Ello implica materiales de calibre, composición y estado diferente según los niveles de terrazas (Tabla 1), y en consecuencia un paisaje heredado susceptible de presentar actividad dinámica actual.

Tabla 1
 EDADES DE LAS TERRAZAS MARINAS DE COQUIMBO
 (PASKOFF, 1999)

Etapas Marinas	Mayor elevación (m)	Período propuesto
Vega	5-7	Holoceno
Herradura II	15-20	Último interglaciar
Herradura I	35-40	Pleistoceno medio
Serena II	75-80	Pleistoceno Antiguo
Serena I	120-130	Pleistoceno Antiguo

Consecuente con la geomorfología se han desarrollado suelos de características diferentes. Éstos fueron tratados por Sarricolea (2004), estableciendo los grupos hidrológicos. Las series se agrupan en cuatro categorías, a saber, Grupo A, suelos con bajo potencial de escorrentía y alta infiltración, aunque estén completamente húmedos. Compuestos principalmente de arenas o gravas profundas, de drenaje bueno a excesivo; Grupo B, suelos con infiltración moderada aunque estén completamente húmedos. Son moderadamente profundos a profundos, de moderado a buen drenaje. Textura moderadamente fina a media; Grupo C, suelos con baja infiltración aunque estén completamente húmedos, tienen una capa que impide el movimiento descendente del agua. Son suelos con textura de moderadamente fina a muy fina y, Grupo D, suelos con un alto potencial de escorrentía. Tienen una muy baja capacidad de infiltración, aunque estén completamente húmedos. Son suelos arcillosos con un alto potencial de expansión y nivel freático superficial. Los grupos hidrológicos a los que se asocia una condición de amenaza de inundación son los grupos C y D (Fig.3).

Figura 3
GRUPOS HIDROLÓGICOS DE SUELOS (SARRICOLEA, 2004)



III. RESULTADOS

III.1. Procesos geodinámicos actuales

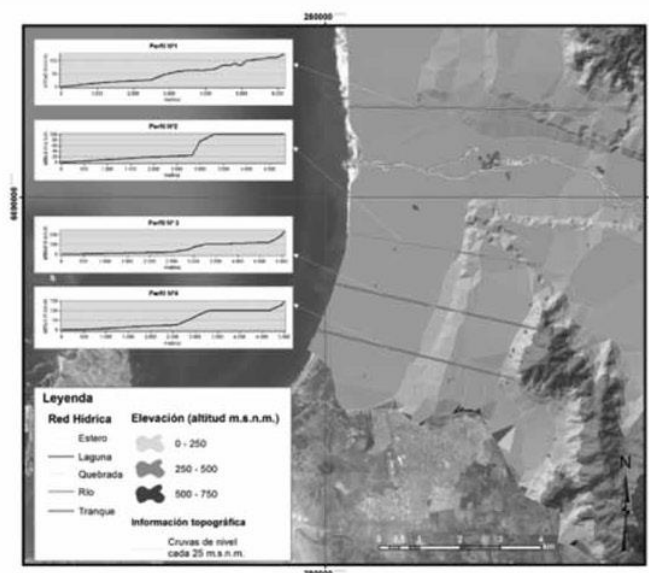
Como proceso geodinámicos actuales se han considerado los eventos subaéreos, relacionados con eventos pluviométricos concentrados; estos generan condiciones de estrés y ruptura de equilibrio de los sistemas morfológicos del semiárido costero, tales como la activación de *talwegs*, escurrimiento superficial en conos aluviales, erosión de escarpes de terrazas, e inundaciones.

La carta geomorfológica de Paskoff (1970) da cuenta de un paisaje de formas heredadas del Cuaternario, que si bien no están en morfo génesis actual, se activan bajo ciertas condiciones de umbral pluviométrico. Las terrazas marinas en La Serena presentan sus escarpes muy bien delimitados y preservados, generando un paisaje escalonado con los niveles altimétricos claramente diferenciados (Fig. 4) y que se correlacionan con edades de formación distinta.

La noción de niveles de terraplenamiento asociados a los movimientos glacio-eustáticos durante el Cuaternario, genera una conformación morfológica con material sedimentario diferente, sea, desde las coquinas de la Formación Coquimbo, hasta los sedimentos arcillosos del Holoceno en el nivel de vega.

A partir del análisis de las unidades geomorfológica identificadas por Paskokk (1970) se derivaron los procesos dinámicos actuales, como potenciales generadores de amenazas de origen natural. En este contexto, los *talwegs* que disectan el área han sido considerados como

Figura 4
PERFILES TRANSVERSALES DE LAS TERRAZAS MARINAS DE LA SERENA



de carácter torrencial, dado que presentan incisión de sus cauces y contenido de materiales en curso. Los conos aluviales han sido identificados como formas susceptibles de generar flujos de detritos, al igual que los escarpes de las terrazas. Tal asociación de procesos se sustenta en los criterios de Cruden y Varnes, (1996, en Sepúlveda *et al.* (2006) y los de Vargas *et al* (2000), que relacionan la naturaleza del substrato y la pendiente de las formas.

Las unidades territoriales más extensas son las superficies de terraplenamiento de las terrazas marinas, que presentan una muy baja pendiente, del orden de los 0° - 2° y $2,1^{\circ}$ - 5° y a partir de esta información es posible asumir que tales unidades geomorfológicas no están sujetas a remociones en masa, salvo donde se presenten *talwegs* y conos aluviales. Sin embargo, en la zona norte, Compañías Bajas y parte de Compañías Altas, la terraza más alta está en contacto directo con las vertientes de la Cordillera de la Costa, cuyos *talwegs* de carácter torrencial son potenciales generadores de flujos sobresaturados, y donde la pendiente es favorable para el escurrimiento superficial: la terraza alta $5,1^{\circ}$ - 10° y las zonas de contacto con las vertientes, $20,1^{\circ}$ - 30° (perfil 1 de la figura 4).

III.2. La integración de la información de suelos

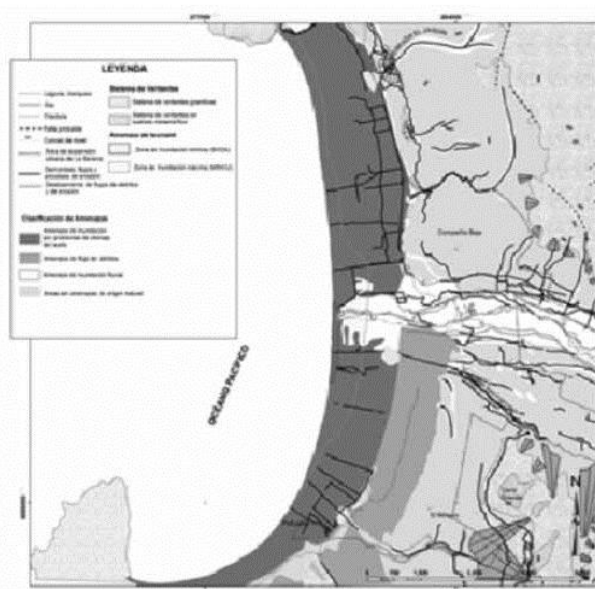
En la integración de la cartografía de los grupos hidrológicos de suelos, se consideró como relevante la distribución de los grupos C y D, en la medida que poseen una condición de inundabilidad debido a sus características de mal drenaje, asociado a la textura fina y baja capacidad de infiltración.

Los resultados de la superposición de geomorfología y series de suelo son coherentes con las formas ya descritas, herencia de la evolución cuaternaria de la bahía, es decir, las zonas de la terraza holocénica, de muy baja pendiente, correspondiente al nivel de vega, en que aún se evidencia la presencia de cordones de playa y zonas palustres, coincide con el desarrollo de los grupos C y D. Esto ratifica la condición de inundación debido a las condiciones del suelo con una muy baja capacidad de infiltración, situación que se agudiza durante eventos pluviométricos concentrados.

En las unidades de terrazas altas el resultado arroja que no existen condiciones de inundación importantes asociadas a los Grupos Hidrológicos, lo que se debe a la naturaleza de estas unidades, de material sedimentario constituido por arenas y gravas, texturalmente con buenas condiciones de infiltración, aún en eventos pluviométricos concentrados, durante los que no se supera la capacidad de saturación del suelo. De esta manera las superficies de terrazas pleistocénicas deben ser consideradas según la geomorfología y las condiciones el suelo, sin amenaza de origen natural de carácter exógeno (Fig. 5).

Figura 5

CARTA DE AMENAZAS DE ORIGEN NATURAL, BAHÍA DE COQUIMBO, A PARTIR DE LA GEOMORFOLOGÍA LEVANTADA SEGÚN FOTOINTERPRETACIÓN Y TRABAJO DE TERRENO, CON BASE EN LA CARTA GEOMORFOLÓGICA DE PASKOFF (1970) Y GRUPOS HIDROLÓGICOS DE SARICOLEA (2004)

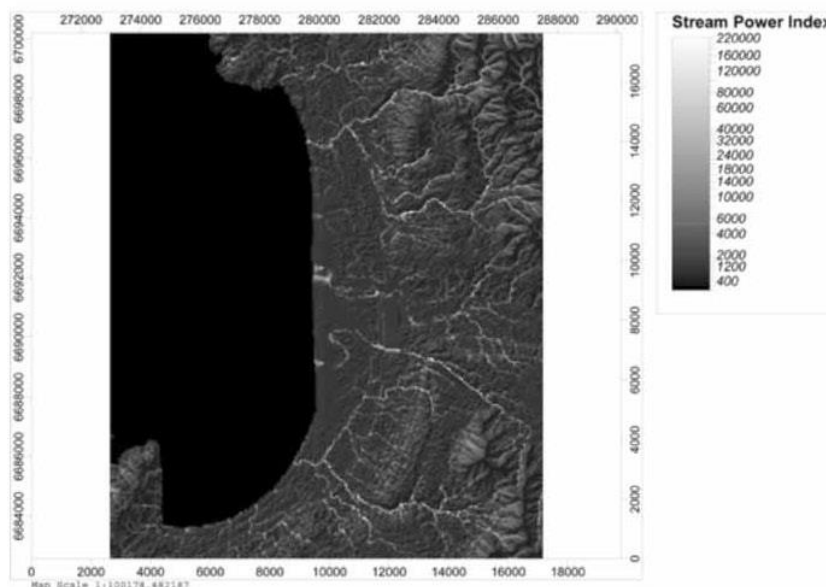


III.3. Modelamiento de información topográfica

Los índices morfométricos derivados a través de procesamiento SIG se han utilizado como indicadores relativos de la amenaza natural.

El índice *Stream Power Index* (SPI), permite describir los efectos de los procesos de erosión fluvial lineal, tales como cárcavas, quebradas y erosión lateral de lechos. En el área estudiada, dada la conformación de las terrazas marinas el paisaje presenta un relieve más bien suavizado, a pesar que estas terrazas han sido sollevadas tectónicamente. En este sentido el SPI destaca la incisión de los *talwegs*, que en el caso de La Serena pone de manifiesto la condición de amenaza sobre todo en los sistemas de vertientes graníticas y en los escarpes de las terrazas, en el área de Las Compañías y en el escarpe de la terraza principal del río Elqui. Destaca la relación existente entre las áreas aportantes de las vertientes alledañas y cómo éstas cambian y se acomodan a la topografía de las terrazas (fig. 6).

Figura 6
 STREAM POWER INDEX (SPI) APLICADO A LA BAHÍA DE COQUIMBO.
 LAS FLECHAS INDICAN LA MANERA COMO LOS PRINCIPALES CURSOS DE AGUA
 SE ACOMODAN A LA TOPOGRAFÍA DE CORDILLERA Y TERRAZAS MARINAS

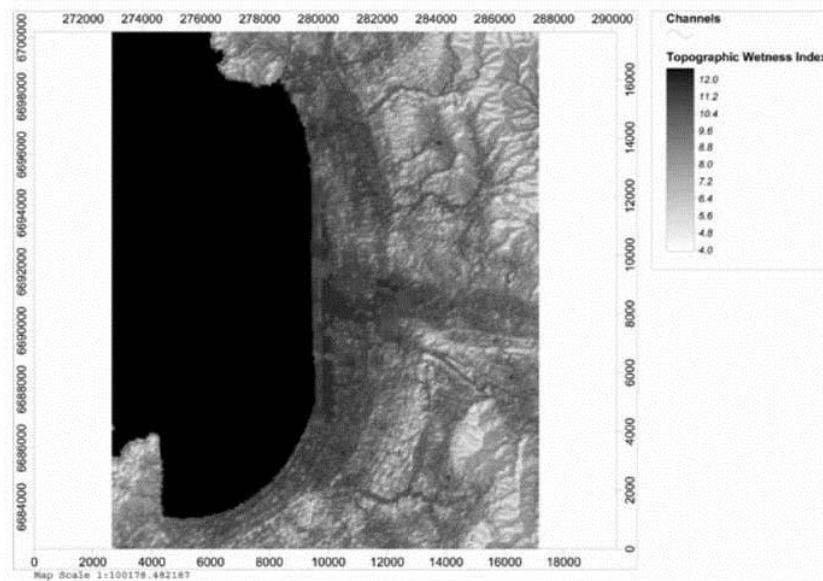


El *Topographic Wetness Index* (TWI), corresponde a una modelización que se realiza bajo el supuesto de la existencia de un substrato uniforme, en litología y profundidad, en donde la topografía es el factor dominante. El TWI proporciona la información relativa a la acumulación de agua y la saturación del suelo y el substrato, y consecuentemente permiten derivar información de los procesos de escorrentía superficial e inundaciones. La aplicación de este índice a la bahía de Coquimbo, expresa las áreas potencialmente susceptibles de acumular agua, que se distribuyen en la terraza baja holocénica (Veguense), en los *talwegs* y en las terrazas altas, en las superficies de terraplenamiento de las mismas, destacando las irregularidades topográficas existente, de tal manera que

las depresiones en estas unidades serían potencialmente área de acumulación de agua, sólo por efecto de la topografía, tal como lo expresa el índice (Fig. 7).

Sin embargo, en el sector de Compañía Baja la interpretación debe ser diferente porque allí la pendiente es mayor y los *talwegs* provienen desde las vertientes cercanas del entorno (este sector está siendo urbanizado intensamente). Igual situación se aprecia en Compañía Alta, que está fuera del área de expansión urbana.

Figura 7
TOPOGRAPHIC WETNESS INDEX (TWI), APLICADO A LA BAHÍA DE COQUIMBO



El *Transport Capacity Index* (TCI) da cuenta de las áreas afectadas por erosión laminar, transporte de sedimentos y procesos de depositación asociados. Los resultados que aporta este índice da cuenta de la importancia en la relación de aporte de masa de las vertientes del entorno urbano de la ciudad de La Serena y de los cauces de los *talwegs*, cobrando relevancia en términos de la amenaza, los que drenan el área urbana. Las superficies de las terrazas no están exentas de amenaza, en este caso las terrazas pleistocénicas que Paskoff (1970) denominó HI y SI en la parte norte de la ciudad. En la zona norte, Compañía Baja presenta similares características, sobre todo en los escarpes de las terrazas y las vertientes (Fig. 8). Los patrones observados en la figura 10 señalan los lugares en los que de acuerdo a la modelización topográfica realizada se produce erosión, difusión de masa sedimentaria y acumulación, resaltando la función geodinámica de los escarpes de las terrazas y los *talwegs*. Esto se aprecia también en los resultados obtenidos por los índices SPI y TWI, de las figuras 6 y 7.

La cuenca modificada (MCA) está basada en cálculos que toman en cuenta el patrón del flujo. Como resultado se estima el flujo potencial más alto en comparación con la acu-

Figura 8
TRANSPORT CAPACITY INDEX (TCI), APLICADO A LA BAHÍA DE COQUIMBO

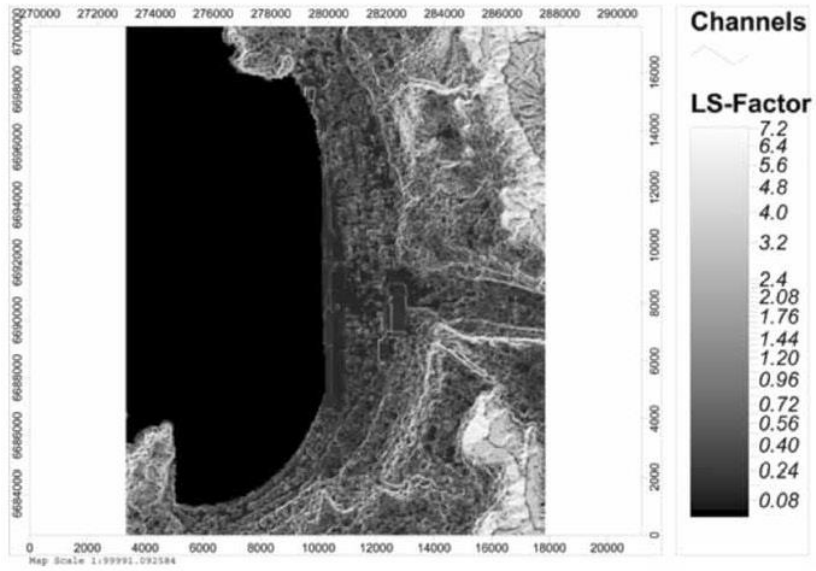
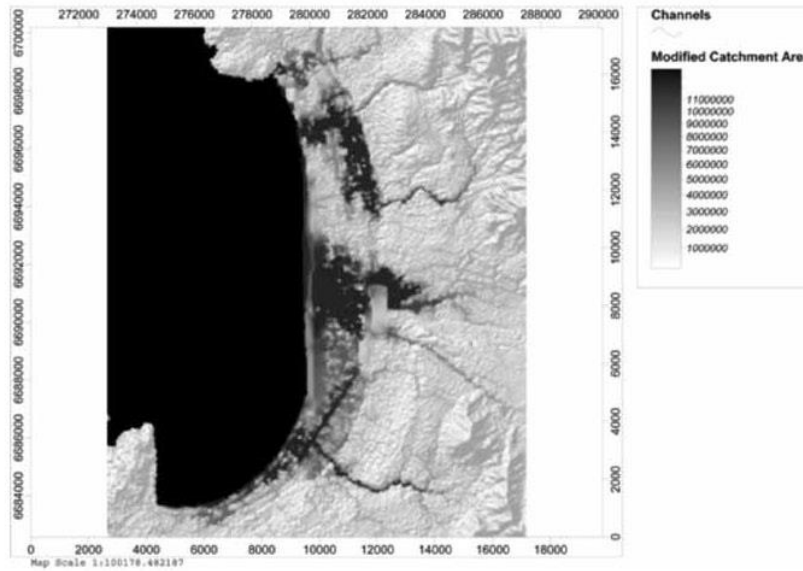


Figura 9
INDICADOR CUENCA MODIFICADA (MCA) APLICADA A LA BAHÍA DE COQUIMBO



mulación del flujo estándar (Böhner *et al.*, 2001). La MCA proporciona una estimación aproximada de las zonas potencialmente inundables en eventos pluviométricos extremos. La figura 9 da cuenta cómo las áreas asociadas a las quebradas descritas en la geomorfología (Quebradas San Francisco y Peñuelas), y la terraza baja, de suelos pertenecientes a los grupos hidrológicos CyD, son los más inundables.

III.4. Identificación de la amenaza de origen natural asociada a agentes exógenos

La superposición de la geomorfología y suelo, y la información derivada de los indicadores topográficos modelados a través de herramientas SIG, permiten establecer patrones naturales en relación a la potencialidad del paisaje para generar amenazas.

La zona baja de la ciudad, correspondiente al nivel palustre presenta desde el punto de vista de la geomorfología, suelos y topografía, las mejores condiciones para la ocurrencia de procesos de inundación asociados específicamente a la dificultad topográfica y textural para el drenaje e infiltración del agua asociada a precipitaciones concentradas. Este nivel de terraza se extiende en toda la bahía.

Las otras áreas con patrones de amenaza muy claros son los *talwegs*, a los que se pueden asociar inundaciones y flujos de detritos y erosión. Las quebradas presentes en el área urbana, como la Quebrada San Francisco presenta un cauce delimitado por terrazas escarpadas que denotan su génesis tectónica, cuyo lecho comienza en la terrazas altas y desde los conos aluviales del sector Cerro Grande, flanco norte, los que han sido identificados como área de flujos de detritos; esta quebrada drena superficialmente la ciudad sólo en la parte alta y desagua en la terraza más baja, el nivel palustre. La Quebrada Peñuelas, con una marcada forma asociada a la epigénesis, presenta un patrón de meandros encajados, de actividad episódica, de acuerdo a las características de los bancos fluviales actuales encontrados. Este *talwegs* nace en los conos aluviales del Cerro Grande, en su flanco oeste y drena las terrazas altas desaguando en el nivel palustre, desde donde es canalizada hasta la playa arenosa adjunta. Las amenazas asociadas son los la formación de cárcavas y pequeños flujos de detritos en los escarpes del cauce, y de inundación fluvial en la parte baja debido al desborde del canal y a la sobre carga de masa por un evento pluviométrico concentrado.

III.5. Condiciones desencadenantes

Si bien las características geomorfológicas, de los suelos y de la topografía proporcionan información concreta de los procesos que pueden generarse es estas, se considera como agente desencadenante las precipitaciones concentradas, las que ocurren en el semiárido chileno asociadas al fenómeno El Niño principalmente y a la Oscilación Decadal del Pacífico.

Los montos de precipitaciones anuales en La Serena son del orden de los 75mm, pero cuando ocurren en las costas de Chile el fenómeno de El Niño, estos valores de precipitaciones se alteran considerablemente, tal como se aprecia en la Tabla 2, cuando en el período de horas se alcanza y supera el promedio anual de precipitaciones.

Las precipitaciones intensas de 2011, cómo se deriva de Romero & Mendoca (2011), estaría asociado a la Oscilación Decadal del Pacífico, evento pluviométrico que generó un gran impacto en la ciudad, sobre todo por las inundaciones asociadas a problemas de drenaje del suelo.

Estos valores permiten comprender la manera en que el sistema morfológico semiárido de La Serena presenta umbrales de precipitaciones que pueden desencadenar procesos subaéreos que constituyen una condición de amenaza de origen natural. En este contexto, al aplicar los umbrales de precipitaciones que desencadenaron los flujos de detritos en Antofagasta en el año 1991 y en el piedmont de Santiago, en 1993, se valida tal aseveración. Según Hauser (1997, en Sepulveda *et al.* 2006), el día 18 de junio de 1991 en Antofagasta precipitaron 42 mm y el día 3 de mayo de 1993, en Santiago, 35,8 mm; en La Serena, ambos umbrales de precipitación han sido superados.

Tabla 2
PRECIPITACIONES CONCENTRADAS EN AÑOS EL NIÑO EN LA SERENA

Año	Precipitaciones El Niño	Otros registros
1983	160,1 mm total anual 69,5 mm/24 hrs/julio	
1984		148,8 mm total anual 40 mm/24 hrs/julio
1997	221,8 mm total anual Julio 100 mm 30 mm/24 hrs 11 de julio 30 mm/24 hrs 12 de julio 40 mm/24 hrs 15 de agosto	
2011		70 mm/13 hrs/junio 96 mm/24 hrs/junio

IV. DISCUSIÓN

Las bahía de Coquimbo y la ciudad de La Serena se insertan en un paisaje particular controlado por la topografía de los niveles diferenciales de terrazas marinas escalonadas como consecuencia de la evolución glacio-eustática y tectónica del litoral chileno semiárido (Paskoff, (1970), Quezada *et al.*, (2007), Saillard *et al.*, (2009). Consecuentemente la incisión de los cursos de agua en las terrazas se presenta como gargantas epigénicas, con una dinámica fluvial actual asociada solo a períodos con ocurrencia de precipitaciones.

La superposición de la información de geomorfología de Paskoff (1970) y de los grupos hidrológicos de suelos desarrollados por Sarricolea (2004) es consistente entre sí dada la relación genética entre ambos, pero al mismo tiempo, aporta antecedentes propios del paisaje de la zona de estudio. En este contexto, la terraza baja, en el Veguense holocénico de Paskoff (1970), es donde se presentan los grupos hidrológicos C y D, es decir, aquellos de muy mal drenaje y que consecuentemente corresponde a áreas de inundación. Castro y Ortiz (2003) comprobaron que el sector de Avenida del Mar y la urbanización existente quedó completamente inundada, sobre todo en aquellos sectores con cotas inferiores, durante un evento pluviométrico ocurrido en el año 2003.

En relación a la dinámica de los *talwegs*, éstos han sido considerados como activos y asociados a flujos de detritos. Tal consideración se sustenta en el grado de incisión de los

mismos y la presencia de material en curso, pero condicionados a la ocurrencia y magnitud de eventos pluviométricos, tal como ha sido verificado para el semiárido por Castro *et al.*, (2009), Soto *et al.*, (2010, 2012) Vidal (2012), Märker *et al.*, (2012) y en el desierto costero del dominio árido por Vargas *et al.*, (2000) y Sepúlveda *et al.*, (2006).

La modelización realizada a través de herramientas SIG resaltó aquellos aspectos topográficos de las terrazas marinas y los *talwegs*, constituyéndose en áreas potenciales para el transporte de masa y el escurrimiento superficial. A través de éstas modelizaciones se ratifica la condición de amenaza de inundación del sector comprendido entre la línea de costa y el escarpe de la terraza, junto a la Ruta 5. Destaca también la acción de los *talwegs* torrenciales en el área que drenan hacia la zona de inundación, el nivel palustre. La condición de terrazas escalonadas se traduce en una favorable condiciones de gradiente para el escurrimiento superficial, característico en zonas semiáridas costeras (Soto *et al.* 2012).

No obstante lo anterior, la modelización de datos topográficos aplicada a las superficies de las terrazas, no es concordante con la realidad de los suelos, toda vez que Sarricolea (2004) demostró que presentan buenas condiciones de drenaje en función a la naturaleza textural de gravas y arenas descrita por Paskoff (1970). En la zona urbana norte, Compañía Baja y Compañía Alta, la modelización de los datos resalta la relación existente entre la terraza alta con un rango de pendiente de 5.1°-10.0° y 10.1° a 20.0°, que recibe los aportes desde los *talwegs* y conos aluviales de las vertientes graníticas alledañas, lo cual le imprime una condición de amenaza de flujos asociado a los *talwegs*.

Consecuentemente con las características de geomorfología, topografía y suelo existen condiciones de amenaza de origen natural, y también las condiciones climáticas que puedan desencadenarlas. Peña *et al.*, (1993, en Sarricolea 2004) señala que intensidades de precipitación diaria superiores a 80 mm y acumulación de lluvia en 3 días consecutivos superior a 140 mm, producen graves procesos de inundación. Estos valores son posibles de encontrar en La Serena en años El Niño y también La Niña (Tabla 2). En este mismo contexto, y de acuerdo a Vargas *et al.*, (2000) y Sepúlveda *et al.*, (2006), son las precipitaciones concentradas las que generan flujos de detritos. Sarricolea & Martín-Vide (2012) dan cuenta que las precipitaciones concentradas alcanzan sus valores máximos en La Serena, medidas a través del Índice de Concentración, concluyendo que las mayores concentraciones de precipitaciones se observan en Chile donde el clima es mediterráneo con mayor o menor aridez y gran parte de las lluvias se concentran en pocos días.

V. CONCLUSIONES

En la bahía de Coquimbo, la ciudad de La Serena presenta las condiciones de geomorfología, suelos y topografía necesarios para la generación de amenazas de origen natural asociada a fenómenos subaéreos, los cuales se relacionan con las inundaciones y los flujos de detritos.

Las inundaciones son susceptibles de ocurrir en las terrazas baja, donde se han desarrollado las últimas etapas de expansión urbana asociado al borde costero. El área comprendida entre Avenida del Mar y la ruta 5, está sujeta a inundaciones debido a problemas de drenaje del suelo. Las otras superficies de terrazas no están sometidas a esta amenaza debido a las condiciones de buen drenaje.

En cuanto a los flujos de detritos. Estos se pueden generar en los *talwegs*, que han sido considerados como torrenciales, destacando las quebradas San Francisco y Peñuelas y en el sector norte, en Compañías Bajas y Compañías Alta, ésta última situación, estaría implicando además una condición de vulnerabilidad, debido a la expansión urbana experimentada en el sector, en donde los *talwegs* que provienen desde los sistemas de vertientes graníticas drenan en un terreno con pendiente favorable para escurrimiento superficial y consecuentemente, flujos.

Todos estos eventos sólo son posibles de ser generados cuando ocurren precipitaciones concentradas, como se ha registrado para los años El Niño y también La Niña con ocurrencia de la Oscilación Decadal del Pacífico.

REFERENCIAS

- ÁLVAREZ-ROGEL, J.M., CARRASCO, L., MARÍN, C.M. y MARTÍNEZ-SÁNCHEZ, J.J. (2007): «Soil of a dune coastal salt marsh system in relation to groundwater level, micro-topography and vegetation under semiarid Mediterranean climate in SE Spain». *Catena* Vol. 69, n°2, 111-121.
- ARAYA-VERGARA, J.F. (1985): «Análisis de la carta geomorfológica de la cuenca del Mapocho». *Revista Informaciones Geográficas*. 1985, N°32, 31-44.
- BOEHNER, J., KOETHE, R., CONRAD, O., GROSS, J., RINGELER, A. y SELIGE, T. (2002): «Soil Regionalisation by Means of Terrain Analysis and Process Parameterisation». En: Micheli, E., Nachtergaele, F., Montanarella, L. [Ed.]: *Soil Classification 2001*. European Soil Bureau, Research Report No. 7, EUR 20398 EN, Luxembourg. pp. 213-222.
- BOULTER, C., BATEMAN, M.D. y FREDERICK, C.D. (2010): «Understanding geomorphic responses to environmental change: a 19.000 year case study from semi-arid central Texas, USA». *Journal of Quaternary Science*, Vol. 25. N° 6, 889-902.
- CARDONA, O.D. (2009): «Teoría del Riesgos y Desastres». En: *Gestión Integral de Riesgos y Desastres. Curso de Educación Superior*. Universidad Internacional de Florida. Inédito.
- CASTRO, C.P. y ORTIZ, J. (2003): «Expansión urbana y niveles de vulnerabilidad a amenazas naturales en una ciudad de tamaño medio: La Serena, Región IV de Coquimbo». In: 51° Congreso Internacional de Americanista, Santiago.
- CASTRO, C.P., SOTO, M.V., FERNANDEZ, R., MAERKER, M. y RODOLFI, G. (2009) : « Impacto de la geodinámica actual del valle de Nantoco, cuenca del río Copiapó, asociado a la reconversión productiva ». *Revista de Geografía Norte Grande*. n°42, 81-99.
- CONAMA. (2006): Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI. En: *Informe Final*. Realizado por el Departamento de Geofísica, Universidad de Chile
- DÍAZ, C. (2005): «cambio climático: vulnerabilidad, adaptación y rol institucional. Estudio de casos en el Valle del Elqui». Memoria para optar al título de ingeniero Civil Ambiental. Universidad de la Serena. Inédito. p-203.
- BEN-DORA, E., LEVIN, N., SINGER, A., KARNIELI, A., BRAUND, O. y KIDRON, G.J. (2006): «Quantitative mapping of the soil rubification process on sand dunes using an airborne hyperspectral sensor». *Geoderma* N° 131, 1-21.
- EMPARÁN, C. y PINEDA, G. (2006): «Geología del área Andacollo Puerto Aldea. Región de Coquimbo». *Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica*, n° 96. Servicio Nacional de Geología y Minería. Chile.

- GARREAU, R., ACEITUNO, P., MUÑOZ, R., ROJAS, M. y MONTECINOS, A. (2008): «El clima de Chile está cambiando». *Comunicación del Proyecto ACT-19. Variabilidad climática en Chile: evaluación, interpretación y proyecciones*. Departamento de GF, Universidad de Chile. Santiago.
- HELMHOLTZ ASSOCIATION. (2007): Risk Habitat Megacity. En: *Proyecto Risk Habitat Megacity. ¿Sostenibilidad en Riesgo? A Helmholtz Research Initiative, 2007 – 2013. Research Plan I. march 2007*. Inédito.
- HOLLIDAY, V. y RAWLING III, J.E. (2006): «Soil-geomorphic relations of lamellae in eolian sand on the High Plains of Texas and Mexico». *Geoderma*. n° 131,154-180.
- MALDONADO, A., MENDEZ, C., UGALDE, P., JACKSON, D., SEGUEL, R. y LATORRE, C. (2010): «Early Holocene climate change and human occupation along the semi-arid coast of north-central Chile». *Journal of Quaternary Science*. Vol. 25. n°6, 985-988.
- MÄRKER, M.; MORETTI, S. y RODOLFI, G. (2001): «Assessment of water erosion processes and dynamics in semi - arid regions of Southern Africa (kwazulu / Natal, RSA, and Swaziland) using the Erosion Response Units concept (ERU)». *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, N° 24, 71-83.
- MÄRKER, M.; CASTRO, C.P.; PELACANI, S. y SOTO, M.V. (2008) : « Assesment of degradation susceptibility in the Chacabuco Province of central using a morphometric based response units approach». *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*. n° 31, 47-53.
- MÄRKER, M.; PELACANI, S. y SCHRÖDER, B. A. (2011) : « Functional entity approach to predict soil erosion processes in a small Plio-Pleistocene Mediterranean catchment in Northern Chianti, Italy». *Geomorph*. 010.10.022. DOI: 10.1016/J.
- MÄRKER, M.; DANGEL, F.; SOTO, M.V. y GIULIANO, R. (2012): «Assesmente of natural hazard and vulnerability in the rio Copiapó catchement: A case study in the ungauged Quebrada Cinchado catchement». *Investigaciones Geográficas*. n° 44, 17-28.
- PARDO, M., COMTE, D. y MONFRET, T.(2002a): «Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone». *Journal of South American Earth Sciences*, n° 15, 11-22.
- PARDO, M., COMTE, D., MONFRET, T., BOROSCHEK, R. & ASTROZA, M. (2002b): «The October 15, 1997 Punitaqui earthquake (Mw=7.1): a destructive event within the subducting Nazca plate in central Chile». *Tectonophysics*. N° 345, 199-210.
- PASKOFF, R. (1970): «Recherches geomorphologiques dans le Chili semi-aride». Bordeaux: Biscaye Frères.
- PASKOFF, R. (1999): «Contribuciones recientes al conocimiento del Cuaternario marino del centro y norte de Chile». *Revista de Geografía Norte Grande*, n° 26, 43-50.
- PLANCHON, O. y DARBOUX, F. A. (2001): «Fast, simple and versatile algorithm to fill the depressions of digital elevation models». *Catena*, n° 46, 159-176.
- QUEZADA, J.; GONZÁLEZ, G.; DUNAI, T.; JENSEN, A. y JUEZ-LARRÉ, J. (2007): «Alzamiento litoral pleistocénico del norte de Chile. Edades 21NE de la terraza costera más alta del área de Caldera-Bahía Inglesa». *Revista Geológica de Chile*, Vol. 34, n° 1, 81-96.
- ROMERO, H. y MENDOCA, M. (2011): «Ondas de frío registradas en invierno de 2010: necesidad de una perspectiva regional integrada para la climatología latinoamericana». *Revista Geográfica de América Central*. Número especial EGAL 2011, 1-13.

- ROMERO, H., MENDOCA, M., MENDEZ, M. y SMITH, P. (2011): «Multiescalaridad, relaciones espaciales y desafíos ecológico-sociales de la climatología sudamericana. El caso del Desierto de Atacama». *Revista Brasileira de Climatología*, vol. 8, 7-29.
- SAILLARD, M., HALL, S.R., AUDIN, L., FRABER, D.L., HERAIL, G., MARTINOD, J., REGARD, V., FINKEL, R.C. y BONDOUX, F. (2009): «Non-stady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from ¹⁰Be dating». *Earth Planetary Sciences letters*, n° 277, 50-63.
- SARRICOLEA, P. (2004): «Niveles de Vulnerabilidad a Amenazas Naturales en una Ciudad Intermedia y sus Áreas de Expansión: el caso de la Serena, IV Región de Coquimbo». Memoria para optar al Título de Geógrafo. Universidad de Chile. Inédito.
- SARRICOLEA, P. y MARTÍN-VIDE, J. (2012): «Distribución espacial de las precipitaciones diarias en Chile mediante el índice de concentración a resolución de 1 mm, entre 1965-2005». En: *Cambio climático, extremos e impactos*. (Ed.) J.M. Cuadrat, P. Dorta, M. J. Estrela, F. González Rouco, J. A. López Díaz, J. C. García Codrón, F. Sánchez Rodrigo, J. Martín Vide y R. García Herrera. Publicaciones de la Asociación Española de Climatología, Salamanca, España, pp. 631-639.
- SHMIDT, G.A. (2010): «Enhancing the relevance of paleoclimate model/data comparison for assessments of future climate change». *Journal of Quaternary Science*. Vol 25, N° 1, 79-87.
- SEPÚLVEDA, S., REBOLLEDO, S. y VARGAS, G. (2006): «Recent catastrophic debris flows in Chile: Geological hazard, climatic relationships and human response». *Quaternary International*, n° 158, 83-95.
- SOTO, M.V., MÁRKER, M., ARRIAGADA, J., CASTRO, C.P. y RODOLFI, G. (2010): «Evaluación de la amenaza natural en ambiente semiárido sustentada en la geomorfología y el modelamiento de índices topográficos. Salamanca, Región de Coquimbo, Chile». *Investigaciones Geográficas*, n° 42, 19-36.
- SOTO, MV., MÁRKER, M., CASTRO, C.P. y RODOLFI, G. (2012): «Dinámica actual de microcuencas del desierto costero de Atacama y su influencia en la generación de amenazas». *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, n° 35, 79-89.
- ORTIZ, J., CASTRO, C.P. y ESCOLANO, S. (2002): «Procesos de reestructuración urbana y niveles de vulnerabilidad a amenazas naturales en una ciudad de tamaño medio del sistema urbano chileno: el caso de La Serena, en la Región IV de Coquimbo». *Investigaciones Geográficas*, n° 36, 17-42.
- ORTIZ, J. y ESCOLANO, S. (2005): «Crecimiento periférico del Gran Santiago. ¿hacia la desconcentración funcional de la ciudad». <http://www.ub.es/geocrit/sn/sn-194-04.htm>
- ORTIZ, W., CASTRO, C.P. y RUGIERO, V. (2011): «Percepción del riesgo en la comuna de la Serena». *Revista INVI*, n° 75, 105-142.
- VARGAS, G., ORTLIEB, L. y RUTLAND, J. (2000): «Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño/Oscilación del Sur». *Rev. Geol. Chile*. Vol. 27, N° 2, 385-394.
- VIDAL, P. (2012): «Caracterización de las condiciones geodinámicas del área urbana y periurbana de la Comuna de Caldera. Desierto marginal de la Región de Atacama». Memoria para optar al Título de Geógrafa. Universidad de Chile. Inédito.
- VIGNY, C., RUDLOFF, A., RUEGG, J.C., MADARIAGA, R., CAMPOS, J. y ALVAREZ, M. (2009): «Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile». *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, n° 175, 86-95.

- VOGEL, S. y MÄRKER, M. (2010): «Reconstruction of the pre-Eruption AD 79 Paleotopography and Paleo-environment of the Sarno River Basin (Italy) using Stratigraphical Core Drillings and Data Mining Technologies». *Geomorphology*, vol. 115, n°1-2, 67-77.
- WYNDAM, K. (2012): *Análisis de la vulnerabilidad y riesgo del sector turístico y la población flotante en la comuna de La Serena frente a la ocurrencia de una amenaza de origen natural. IV Región de Coquimbo*. Memoria para optar al Título de Geógrafa. Universidad de Chile. Inédito. p. 178.

Paper E

Assessment of Flood risk in the coastal Chilean semiarid and its impacts on La Serena city, Coquimbo Region.

Current status: Submitted to Natural Hazard

1 **Assessment of flood risk in the Chilean semiarid coastal range and its impacts on La**
2 **Serena city, Coquimbo Region.**

3 MV SOTO¹, P SARRICOLEA¹, SA SEPÚLVEDA², R RODOLFI³, M CABELLO⁴, M
4 MAERKER^{5,6}

5
6 ¹ Department of Geography, University of Chile, Portugal 084, Santiago, Chile.

7 ² Department of Geology, University of Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile.

8 ³ University of Florence, Italy.

9 ⁴ Physical Geography Lab. Department of Geography, University of Chile, Portugal 084
10 Santiago, Chile.

11 ⁵ Department of Earth and Environmental Sciences, University of Pavia, 27100, Pavia, Italy.

12 ⁶ Heidelberg Academy of Sciences and Humanities, ROCEEH, c/o University of Tübingen,
13 72017 Tübingen, Germany.

14
15 Correspondence: Maria-Victoria Soto, mvsoto@uchilefau.cl, fone: 56-02-22 9783095

16
17 **Abstract**

18
19 In this study we assess two micro catchments belonging to the Coastal Range in the semiarid
20 coastal area of central northern Chile. Particularly we analyze flooding events associated with
21 extreme rainfall affecting the urban area of La Serena city that are related surface runoff and
22 sediment sources in the mountainous head catchments. Geomorphological mapping was
23 performed identifying the morphological features associated with inherited and present day
24 processes, through photo interpretation and field work. To assess the hazards related to
25 extreme precipitation events, we applied a detailed terrain modelling using topographic
26 indices. Furthermore, we simulated storm flows and flooding areas using a simple Soil
27 Conservation Service (SCS) Curve Number Runoff approach. The return periods of extreme
28 rainfall events were determined based on a Gumbel function. Extreme rainfall events were
29 calculated with a decadal recurrence (> 60mm/day) and are subsequently associated with
30 both El Niño (ENSO) and the Decadal Oscillation Pacific (PDO) events. The
31 geomorphological analyses and topographic indices show the effects of flooding in the study
32 catchments and in La Serena city, for the 1997 (ENSO El Niño) and 2011 (PDO) events. The
33 potentially flooded areas are the riverbeds and lower river terraces as well as the Holocene
34 marine terrace. These units are subject to intensive land use change and urban sprawl, in turn
35 increasing flood risk conditions.

36
37 **Key word: Chilean coastal area, semiarid, flood hazard, heavy rainfall, terrain analysis,**
38 **hydrological modelling**

39
40 **Introduction**

41
42 As stated by Cardona (2009) natural risks are considered an unresolved socio-environmental
43 problem. However, potential hazards related to social and environmental changes caused by
44 global climate change may also be considered as unresolved phenomena. These changes
45 constitute a new challenge in the study of natural risk and require a detailed assessment and
46 adaption of scenarios for global climate change for a proper risk prevention or risk reduction
47 (Lei and Wang, 2014). Over the last two decades, approximately 76% of the global

48 catastrophic events were of hydro-meteorological origin (EIRD 2008). In the period between
49 1900 and 2013, flooding was the most frequent natural disaster, affecting more people than
50 any other event of natural origin (Banks et al. 2014).

51 Similar to social structures, landscape processes underwent continuous spatio-temporal
52 changes; therefore, they are dynamic and interactive phenomena that often are not adequately
53 studied. These processes are associated with hazards of natural origin; thus, an analysis from
54 a dynamic perspective allows for an improved assessment of risks (Aubrecht et al. 2013). To
55 evaluate the different types of hazards, analysis scales, magnitudes of measurements and
56 associated risk conditions must be considered. Kappes et al. (2012) formulated the concept
57 of multirisk, which is linked to environmental changes and human impact and constitutes an
58 agent of change in processes and behavior of morphological systems (Keiler et al. 2012;
59 Birkmann et al. 2013).

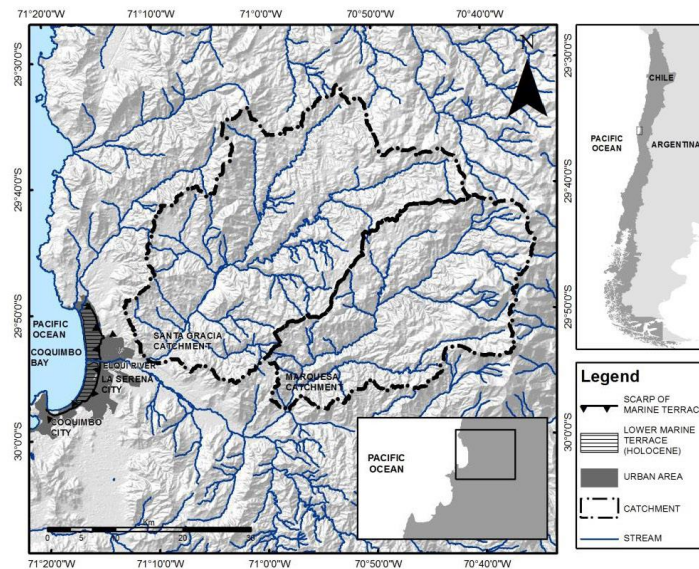
60 Arid and semiarid environments are morphological systems that are highly sensitive to
61 climate variability e.g. as extreme precipitation events causing soil erosion. Such events were
62 analyzed by Owen et al. (2010) for the Atacama Desert and the Chilean semiarid coast.
63 Semiarid environments are complex systems under a climatic, ecologic, hydrologic and
64 socio-economic point of view, particularly when they are subject to climate change and
65 anthropic interventions that are typical of the Anthropocene period (Wilcox et al. 2011). To
66 mediate such changes, the growth of cities must be considered, because they are supposed to
67 receive 60% of the global population in the next 50 years, which in turn will impact the
68 consumption of natural resources and the transformation of environmental systems (Huang
69 et al. 2010).

70 The Chilean semiarid coastal environment is vulnerable to new environmental impacts that
71 came up in this century. Some of these impacts are modeled using scenario analysis
72 developed by the National Environment Commission of Chile (CONAMA, initials in
73 Spanish, 2006) and Garreaud et al. (2008). These models predict an increase in precipitation
74 and temperatures in Andean catchments that will result in the concentrations of episodic
75 rainfall and hence, in flood hazards. Additional important phenomena that occur along the
76 Chilean semiarid coast are the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) phenomenon (El Niño,
77 La Niña) and the Pacific Decadal Oscillation (Sarricolea & Martín-Vide, 2012). Previous
78 works on the semiarid areas of Chile illustrate that such precipitation events are related to
79 geo-hazards (Castro et al. 2009; Soto et al. 2012) and create risk scenarios.

80 The city of La Serena sited in the Coquimbo Bay (29°S/70°W) is the second oldest city in
81 Chile. It was founded in 1544 on a high marine terrace near the Elqui River, which drains the
82 fertile soils of the adjacent valley. Currently, the city has 486,000 inhabitants (National
83 Statistics Institute of Chile, INE, initials in Spanish, 2012), and it is an important hub for
84 services, lodging and tourism for central northern Chile and the Chilean semiarid coast. The
85 study area includes the Coquimbo Bay coastal urban and future expansion urban areas, which
86 are built on lower Holocene fluvial and marine terraces (Fig. 1).

87 Over the last three decades, La Serena was subject to intense urban growth and real estate
88 development processes (Ortiz et al. 2002; Castro and Ortiz, 2003; Ortiz and Escolano, 2005).
89 Such growth initially occupied the high marine terraces and later extended towards the
90 coastal flats. Currently, urban growth is directed towards the lower fluvial terraces and hence
91 leads to an increased risk for population and infrastructures. Soto et al. (2015) established
92 that general hazard conditions occur in the city, and they are associated with hydro-
93 meteorological phenomena, such as floods and landslides.

94 In the context of the existing hazards and urban expansion processes in the La Serena area,
 95 Ortiz et al. (2011) concluded that there is hardly any awareness of the risk associated with
 96 endogenous (earthquake and tsunami) and exogenous hazards (floods and mudslides) among
 97 the city's inhabitants. This lack of awareness is also found among the tourists that visit the
 98 coastal area (Whyndham, 2012). Among others this finding explains the intense population
 99 growth along the coastal belt and in the lower fluvial terrain. The fluvial terraces were
 100 analyzed by Sarricolea (2004) and associated with flood threats and risks related to the poor
 101 drainage characteristics of the soil. The lowest marine terrace corresponds to remnants of
 102 barrier beaches, swamps and dunes (Soto et al. 2015) that were drained for the constructions
 103 of houses, roads and tourist resorts.
 104 The purpose of this research is to assess the endogenous and exogenous hazards affecting the
 105 study area and especially to identify the flood-prone areas of the fluvial and marine Holocene
 106 terraces that are subject to urban expansion. The study area covers the lower region of La
 107 Serena and the coastal catchments that are tributaries of the Elqui River, which was not active
 108 since 1997, the year of the last very strong El Niño event, except the El Niño of July and
 109 August 2015 that was considered having a light to moderate intensity.
 110



111
 112 Fig. 1. Study area, showing the Marquesa and Santa Gracia catchments, and the La Serena
 113 city area.

114
 115 **Regional Setting**

116
 117 *Tectonic setting*

118
 119 The study area is located in a low angle subduction segment of the Nazca plate beneath the
 120 South American plate, with historic seismicity (Pardo et al. 2002a). Before the recent 2015

121 earthquake, the last large interplate earthquake in the region was an M 7.9 in 1943 (Illapel
 122 earthquake), and previous ones in 1647, 1730 and 1880, normally with associated tsunami.
 123 An intermediate depth intraplate earthquake was registered south of La Serena in 1997
 124 (Punitaqui earthquake, M 7.1; Pardo et al. 2002b). The zone is known as a seismic gap, where
 125 recent studies of seismicity and crustal deformation showed that the region is being loaded
 126 for a large interplate earthquake in the near future (Vigny et al. 2009). In fact, on 16
 127 September 2015 a large, M 8.4 interplate earthquake with epicenter about 190 km south of
 128 La Serena caused light damage on city buildings, but severe damage on adobe housing
 129 especially in Hinterland towns and villages of the region. The earthquake triggered a
 130 moderate tsunami with waves running up to about 4.5m (ONEMI, 2015) that mainly affected
 131 coves and small coastal villages and parts of the city of Coquimbo and La Serena along the
 132 shoreline. A Gutenberg-Richter law was calculated as part of this project for the 28°-31°S
 133 segment for different earthquake types (Table 1). This equation describes the seismic
 134 productivity in a certain region, based on historic records, and allows the calculation of
 135 seismic hazard. The results show return periods in the order of decades for earthquakes of
 136 magnitude over 7.0 (Table 1). Estimates of over 1000 fatalities for an 8.5 earthquake without
 137 accounting for tsunami effects, were made for this region (Wyss 2010). The region has
 138 geological and historic records of tsunami (Le Roux and Vargas 2005; Beck et al. 1998),
 139 increasing the risk especially in some flat areas prone for flooding such as the coastal area of
 140 La Serena and Coquimbo, as was observed during the 2015 earthquake, which recurrence
 141 according to the Gutenberg-Richter law is over 200 years.

142
 143 Table 1. Gutenberg-Richter law parameters and estimated earthquake return periods for the
 144 28°-31°S segment in Chile (1917-2013 earthquake catalogue)

	Gutenberg-Richter law: $\log_{10}(N) = a - b M_s$		Return period		
	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>T</i> (<i>Ms</i> ≥ 6)	<i>T</i> (<i>Ms</i> ≥ 7)	<i>T</i> (<i>Ms</i> ≥ 8)
Interplate earthquakes	4.56	0.83	2.6	17.3	117.1
Intraplate (intermediate depth) earthquakes	5.10	1.10	29.8	370.6	4616.4
Shallow crustal earthquakes	2.16	0.56	15.6	56.5	204.4

145 N: Number of earthquakes with magnitude $\geq M$

146
 147 *Geological and geomorphological setting*

148
 149 La Serena is located in a system of marine and fluvial terraces adjacent to the Coastal Range
 150 that is composed of volcanic sedimentary rocks from the lower Cretaceous. The Coquimbo
 151 Formation lying over this basement, corresponds to a series of marine and scarcely
 152 consolidated sediments (Moscoso et al. 1982) in turn forming marine terraces. The origin of
 153 these terraces is attributed to glacio-eustatic and tectonic movements (Le Roux et al. 2006;
 154 Saillard et al. 2009, 2011).

155 Paskoff (1970) identified five levels of marine terraces in the Coquimbo Bay developed on
 156 the strata of the Coquimbo Formation (Middle-Upper Pliocene) during the Pleistocene and
 157 Holocene. These levels correspond to fossil beach deposits separated by paleoclimbs, and the
 158 terraces reach 130 m.a.s.l. These levels are mainly composed of boulders, sand, biogenic

159 sediments and clays, which imply that the levels have materials of different composition,
160 strength and weathering; therefore, it is an inherited landscape that is susceptible to present-
161 day dynamic activity.

162 The Elqui River is a high Andean catchment and its flow rate is regulated for the last two
163 decades by the Puclaro Reservoir. However, the presence of non-regulated coastal mid-
164 mountain tributary catchments below the Puclaro Dam are important when analyzing future
165 floods associated with significant precipitation events, such as strong El Niño events, which
166 have not occurred since 1997. The two largest tributaries supposed to have major effects on
167 the downstream coastal areas are the Santa Gracia (1073 km²) and the Marquesa catchment
168 (737 km², Fig. 1).

169

170 *Climatic conditions*

171

172 The region is located in a climatic transition zone between desertic, Mediterranean, semi-arid
173 and the humid and cloudy coastal areas (Díaz 2011). Following the meteorological time
174 series (1980-2013) the foggy coastal areas present 87% humidity in the morning (08:00 a.m)
175 due to the cold Humboldt Current. Moreover, they are characterized by moderate
176 temperatures (median of 13.7°) and very low thermic amplitudes. The annual average rainfall
177 is approximately 79.1-104.4 mm; however, the amount of rainfall increases substantially
178 during El Niño events (116.8 mm in 72 hrs. in 1983; 109.6 mm in 1987 and 130.2 mm in
179 1992) and is concentrated in just a few days. The 2015 El Niño event has recorded 53.1 mm
180 between July and August, with a peak rainfall in 24 hours of 29.7 mm (12 July 2015).

181

182 **Methodology**

183

184 The flood conditions in the lower La Serena region were analyzed geographically taking into
185 account the two catchments that drain directly into the Elqui River downstream from the
186 Puclaro Reservoir. During the El Niño events of 1983 and 1997, these catchments contributed
187 important flow rates to the main system, and the flow reached the mouth of the central part
188 of the lower marine terrace, currently subject to extensive urban expansion. Therefore, we
189 hypothesize that during precipitation events that are equal to, or greater in magnitude than
190 those experienced in previous strong El Niño years, the city will be seriously affected by
191 floods generated in the Elqui tributaries of Marquesa and Santa Gracia.

192

193 *Climatic analysis*

194

195 The daily rainfall time series from 1919 to 2013 was analysed for extreme events for 24
196 hours, 48 hours, 72 hours and 92 hours intervals. Especially the 2, 3 and 4 days events
197 contribute significantly to soil saturation, surface runoff and are also triggering landslide
198 processes.

199 The hydrological dynamic of the study area was characterized using two different
200 approaches. The first one analyzes the effects of the ENSO phenomenon during the rainy
201 season (June, July and August), using direct and linear correlations and a month lag time.
202 The second approach assesses the maximum rainfall recurrence in 1, 24, 48, 72 and 96 hours.
203 For 1 hour recurrence calculations, Vargas (1999) expressions were applied and for 1-4 day
204 recurrences a frequency distribution model was used.

205 To investigate the ENSO phenomenon, the Southern Oscillation Index (SOI) achieved from
 206 the Climatic Research Unit of University of East Anglia was applied on a monthly basis. For
 207 the assessment of the maximum precipitation return periods we used daily data from the
 208 Meteorological Service of Chile based on yearbooks available since 1919, the start of
 209 continuous observations, and on digital data from 1961 onwards.
 210 For the analysis of the precipitation events we employed an extrapolation procedure. For
 211 calculating the return periods the Gumbel function was used, which has two parameters, u
 212 and α corresponding to the shape and scale parameters, which were obtained from the mean
 213 and standard deviation as illustrated by the following expression:

$$f(x) = \exp(-\exp(-((x - u)/\alpha)))$$

214
 215
 216
 217 Probability functions like the Gumbel yield the return periods as the inverse of the
 218 probability ($1/f(x)$). For the Gumbel function it is given as follows:

$$T = \frac{1}{1 - f(x_T)}$$

219
 220
 221
 222 *Geomorphology of the catchments*

223
 224 We conducted geomorphological analyses of the two tributary catchments of the lower Elqui
 225 River, namely the Santa Gracia and the Marquesa (Fig. 1 and 2) catchments. A
 226 geomorphological map was generated according to the formation groups defined by Araya-
 227 Vergara (1985) and adapted to semiarid environments (see Soto et al, 2010, 2012). The
 228 landscape is particularly characterized by the relationship between slope systems determined
 229 by their lithology and the potential mass contribution to the stream network. The geological
 230 information was extracted from Emparán and Pineda (2006). Fluvial terraces, alluvial fans
 231 and glacia were mapped based on stereo photointerpretation and validated by a field survey
 232 in January 2014.

233
 234 *GIS analysis and proxies*

235
 236 Topographic indices can be used as proxies to assess the susceptibility for certain geohazards.
 237 In this study we used topographic indices to describe the present-day fluvial and slope
 238 processes (see Märker et al. 2008, 2011, Zakerinejad and Märker 2014). The *Stream Power*
 239 *Index* (SPI) is a measure of the erosive power of linear concentrated water flows or streams;
 240 thus, it is an index of the available energy for deep linear incisions that are normally related
 241 to turbulent flows. The *Transport capacity Index* (TCI) also known as LS-Factor of the USLE
 242 (Renard et al. 1996) identifies areas prone to areal soil loss due to rill inter-rill erosion or
 243 sheet flows. The *Topographic Wetness Index* (TWI) yield information on soil humidity
 244 according to terrain morphology. Hence, also on potential runoff after precipitation events
 245 due to saturation excess. Additionally, high TWI values especially on mid an foot slope
 246 positions with concave shaped slopes indicate an elevated landslide potential because of the
 247 higher weight of the saturated substratum (Montgomery and Dietrich 1998a/b, Tucker and
 248 Hancock 2010). The *Modified Catchment Area* (MCA), the *Vertical distance to River*
 249 *Network* and *Altitude Above Stream Channel Network* (AACN) deliver information about the

250 spatial configuration of flooding areas. The latter one is also called isobase map (see
251 Grohmann 2004). Basically the AACN reflects the elevation model corrected by the channel
252 net base level. The MCA was also applied, and it is based on calculations that consider the
253 flow pattern. The potential flow calculated with MCA is higher than the flow calculated
254 according to the standard flow accumulation (Boehner, et al. 2001).
255 We used a simple Soil Conservation Service (SCS) Runoff Curve Number approach (CNII)
256 (USDA 1986, Hawkins et al. 2009) implemented in the System for Automated Geoscientific
257 Analyses (SAGA) (see Conrad 2006; Olaya and Conrad, 2008) to model storm flows and
258 water volumes in order to estimate the flooding areas. This approach yields the spatial
259 distribution of the maximum runoff for a given precipitation event and provides certain land
260 use and soil infiltration characteristics. For the GIS-based hydro-geomorphological analysis,
261 we utilized an ASTER GDEM Digital Elevation Model (DEM) with a 25m resolution. The
262 DEM was preprocessed with low pass filtering to extract artifacts and errors such as local
263 noise and artificial terraces (Vogel and Märker 2010). Subsequently, the DEM was
264 hydrologically corrected to eliminate sinks using the algorithm proposed by Planchon and
265 Darboux (2001). For the sake of simplicity the modeling was performed based on the
266 assumption that the landscape has a homogeneous and undifferentiated geologic substrate.
267 The indices were derived directly from the topography.

268

269 *Soil infiltration measurements*

270

271 We performed infiltration measurements in the field using a tension infiltrometer (hood
272 infiltrometer) to simulate saturated and dry conditions. In order to characterize hydrologically
273 the top- and sub soil we measured the saturated hydraulic conductivities (K_{sat}) with a constant
274 head permeameter (Amoozemeter, K_{sat} LtD) at different depths (15cm, 30cm, 60cm).
275 Moreover, we estimated soil texture with a simple finger test method following the Soil
276 taxonomy field mapping manual (Schoeneberger et al. 2012). Soil color was determined with
277 the Munsell color chart for dry and wet soil.

278

279 **Results and Discussion**

280

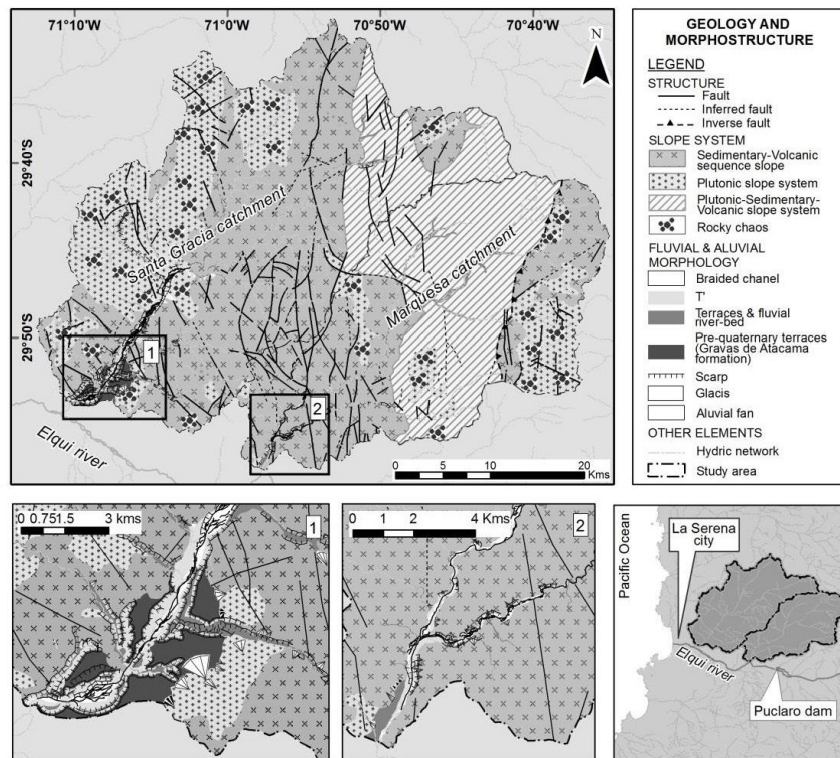
281 *Dynamic characteristics of the catchments*

282

283 The Elqui River tributaries, namely the Santa Gracia and Marquesa catchments (Fig. 2), are
284 located in the northern part of the lower Elqui Valley. They are small tributary catchments
285 with outflows located 9 km and 34 km from the mouth of the Elqui River. The catchments
286 exhibit a complex geomorphology associated with forms that were inherited from more
287 humid climates and are characteristic of the Chilean semiarid environment (Soto et al. 2014;
288 Paskof 1970). These characteristics are shown in dissected catchments that result from water
289 erosion and correlative alluvial morphologies, such as alluvial fans of a torrential nature,
290 glaciers and alluvial terraces that were uplifted in the Miocene.

291 The slope systems correspond to a predominantly plutonic rock lithology with detritic-
292 volcanic sequences from the Cretaceous (Moscoso et al. 1982). These systems are found in
293 both catchments along with an abundance of material deposited at the surface, especially in
294 areas that have experienced hydrothermal alteration where significant fields of rock chaos
295 occur along with the presence of tors (Fig. 3). In turn, detritic volcanic relief appears as folded

296 hillsides that expose the different rocky strata in terms of thick outcrops accompanied by
 297 cones and detritic slopes in the lower areas (Fig. 2).
 298



299
 300 Fig. 2. Geomorphologic map of the study area.
 301

302 Geomorphologically, the conditions of the plutonic slope systems with rock chaos,
 303 hydrothermal alteration and abundant material exposed to weathering processes have
 304 contributed to a significant mass transfer from the upper areas of the mountain systems. These
 305 folded mountain areas of the upper Marquesa catchment exhibit a more Andean character
 306 with structural plateaus and homoclinal slopes systems. It is worth highlighting that this
 307 section of the catchment is located in the nival environment of the larger Elqui watershed,
 308 and as a result, landslide formations and general morphological manifestations of snow have
 309 been identified, including the linear dissection of the slopes.
 310 Regarding the deposit formations, the alluvial fans exhibit a characteristic location, laterally
 311 oriented towards the main valley. These alluvial fans are of a torrential nature because of
 312 their convex profile and the presence of a strong main channel. These characteristics indicate
 313 the episodic activity of these formations associated with intense hydro-meteorological
 314 events. These events generate often hyper-concentrated flows that have the capacity to drag

315 debris and blocks from the slopes that subsequently are deposited in the distal regions of the
316 modern alluvial fans (Fig. 2).
317 The slope systems have characteristics likely inherited from more humid climatic conditions
318 that are generally associated with Miocene climates as well as humid periods of the
319 Pleistocene. Such correlations were established between the formations with absolute and
320 documented dating and/or evidence of palaeo-soils of humid climates associated with these
321 formations and identified in the field (Paskoff 1970; Emparán and Pineda, 2006; Soto et al.
322 2014).



323
324

325 Fig. 3. Rock chaos and tors. Plutonic slopes in Santa Gracia catchment

326

327 The main streambeds of the tributaries of both catchments exhibit a braided pattern in wide
328 beds (>500 m) in which there is evidence of water action resulting from the pattern of
329 channels, sand banks and gravels, which are well developed and preserved. The streambeds
330 normally develop during the last significant precipitation events. Local inhabitants stated
331 (fieldwork January 2015) that in 1997 the Marquesa and Santa Gracia catchments were active
332 the last time, completely flooding their beds (Fig. 4).

333



334
335

336

337 Fig. 4. Braided pattern in the Santa Gracias catchment. (A) Detail of the banks with blocks
338 and rounded and sub-rounded gravel associated with the transport of spheroidal blocks from
339 the slopes with rock chaos. (B) A braided river bed in a torrential catchment.

340

341 The stream beds exhibit very deep incisions that are associated with the landscape inherited
342 from the Pleistocene. However, there is also evidence of a high erosion and incision potential
343 of the current beds. In a sub-catchment of the Santa Gracia catchment, a bed was identified
344 that was highly incised by floods caused by the El Niño event of 1997 (Fig. 5). The degree
345 of incision is higher than the ancient elevation differences between the terrace escarpments
346 and the channels. We also observed in the field some incised lateral deposits corresponding
347 to an alluvial fan which in 1997 became a terrace cone. Although terrace cones of this
348 semiarid Chilean region are generally attributed to the Paleo-landscapes of the Pleistocene
349 valleys, their dissection can be attributed to recent processes (see Paskoff 1970). Therefore,
350 we can hypothesize that a further dissection of the landscape will continue during the next
351 decades.



352

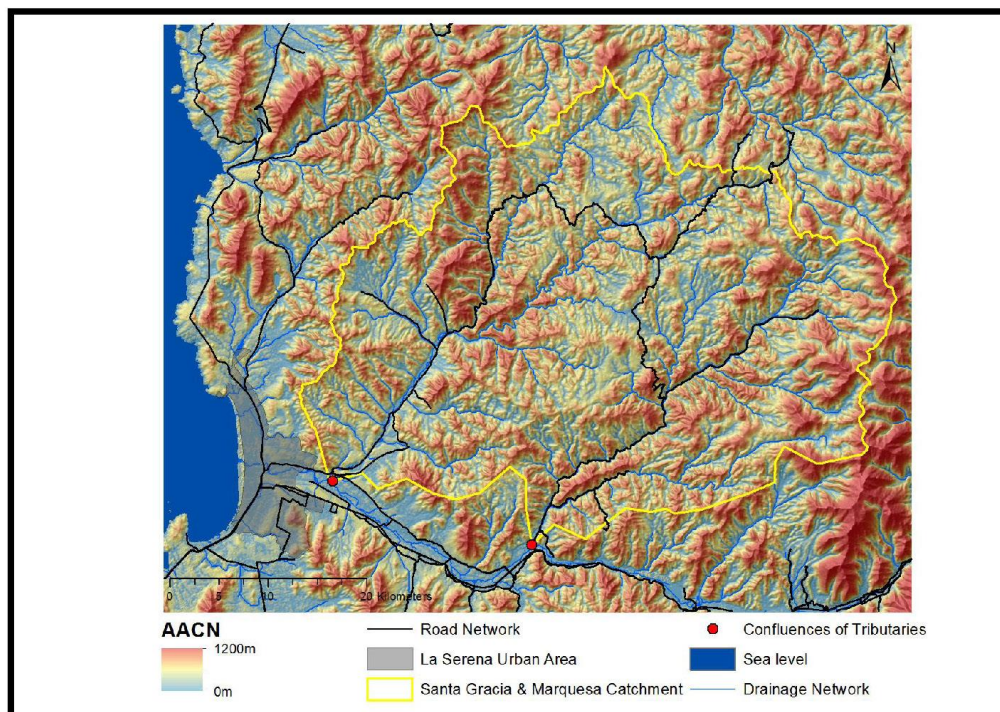
353 Fig. 5. Stream bed of the Santa Gracia creek, associated with a hyperconcentrated flow that
354 occurred in the year 1997. The flow excavated the braided bed of the sub-catchment and
355 dissected an ancient alluvial fan.

356

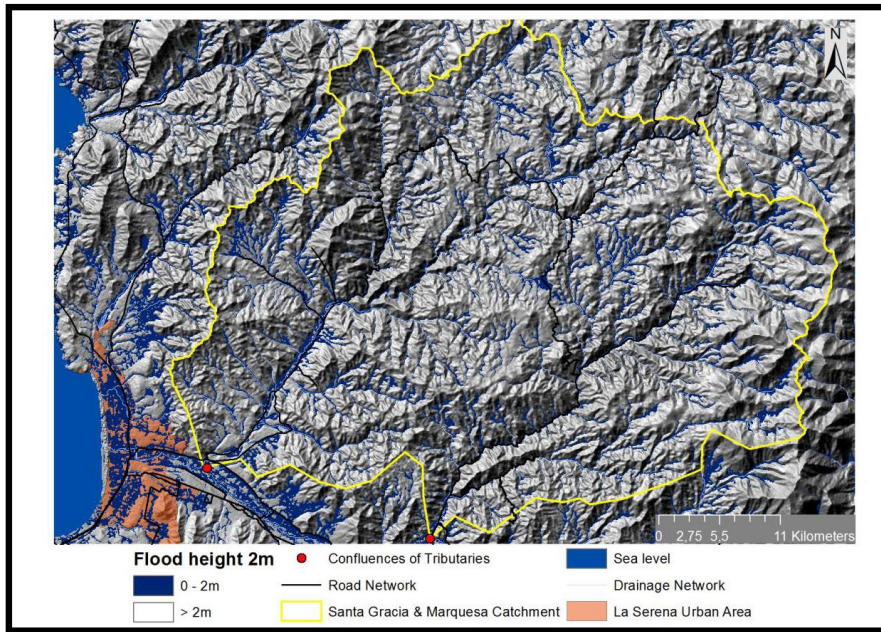
357 The terrain analysis describes the structural and Palaeo-landscape features of the study area
358 through the AACN Index, which is shown in figure 6. The index illustrates the Miocene
359 terraces as well as the younger Holocene ones. In addition, this index highlights the marked
360 NNE-SSW trending Andean tectonic incidences in the geometry of the drainage network and
361 the distribution of deposit formations associated with the valley systems. The same index
362 shows also the potential flooded areas. Figure 7 illustrates the areas flooded at certain flow
363 heights. The blue color indicates areas that are flooded if the discharge reaches a height of 2

10

364 m. Topographic indices yield also information about the spatial distribution of soil erosion
 365 and landslide susceptibility as a major contributing sources for sediments in the river system.
 366 The SPI is a measure of the erosive power of concentrated linear water flows or streams..
 367 Figure 8 shows the areas prone to incision in orange (medium) and red (strong). Especially,
 368 tectonic fault systems in the headwaters can be identified via knickpoints in the longitudinal
 369 profile of the river network. The lower parts of the two study catchments do not show any
 370 signs of incision suggesting a low energy flow domain with braided river morphologies and
 371 depositional processes.
 372 The TCI exposes the area prone to erosion related to sheet flow. Potentially the steeper slopes
 373 in the head catchments show higher risk for soil erosion. The TWI characterizes the
 374 catchment areas where saturation runoff may occur due to the concentration of water and low
 375 slopes leading to soil saturation (Fig. 9). Moreover, a certain landslide potential can be
 376 observed in the lower slope sections of the upper catchments where water concentration is
 377 leading to additional weight of the substrates or soils that may lead to mass movements
 378 especially if wet conditions (e.g. snow melt) and earthquakes act as triggering mechanisms.
 379

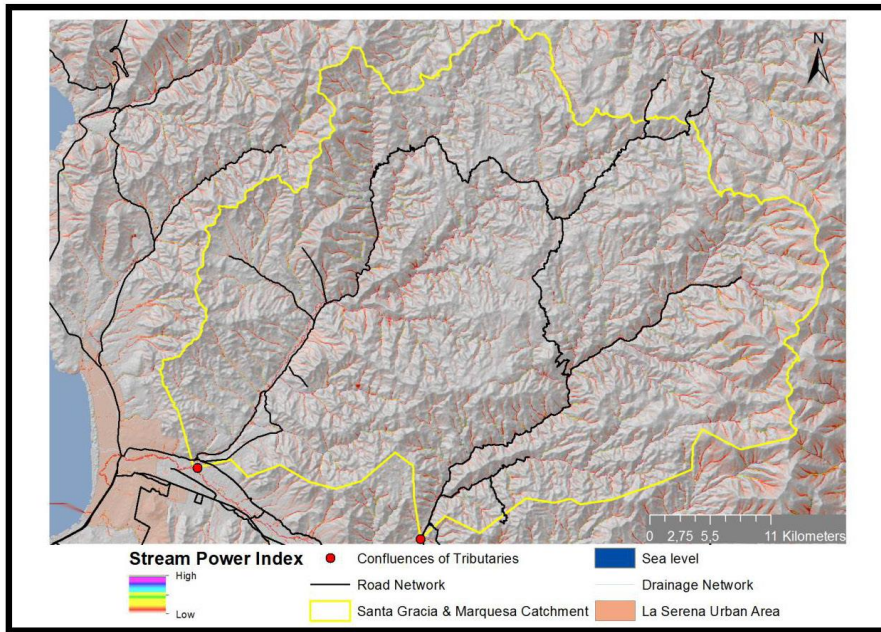


380
 381 Fig 6. Altitude above channel network (AACN) [m].
 382
 383
 384



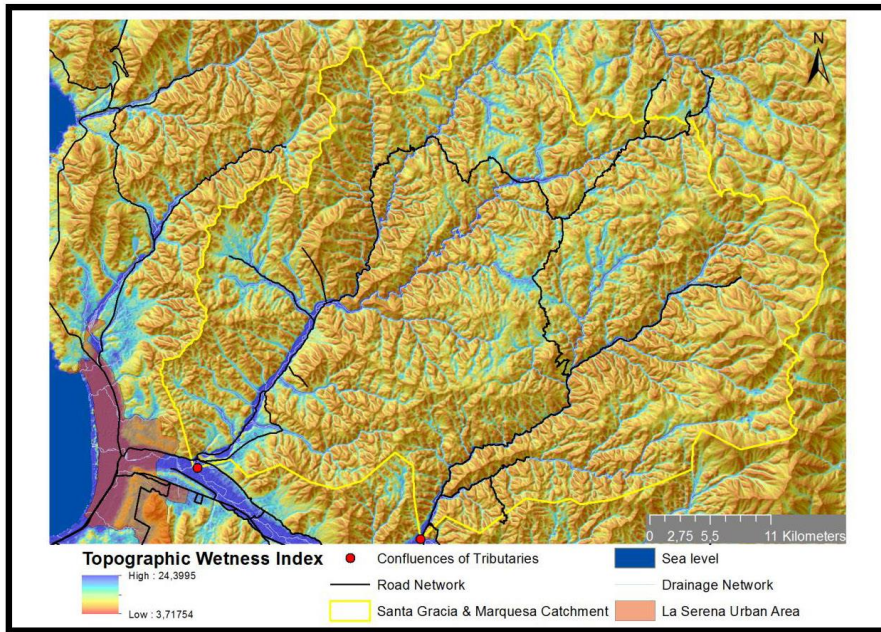
385
386
387

Fig. 7. Flood height: In blue areas at risk for floods up to 2m height.



388
 389
 390
 391
 392
 393
 394
 395
 396
 397
 398

Fig. 8. Stream Power Index (SPI): In orange and red areas prone to deep linear erosion and fluvial erosion processes.



399
400
401
402
403

Fig 9. Topographic Wetness Index (TWI): In blue areas with higher moisture in brown dry areas.

404
405

Rainfall Analysis

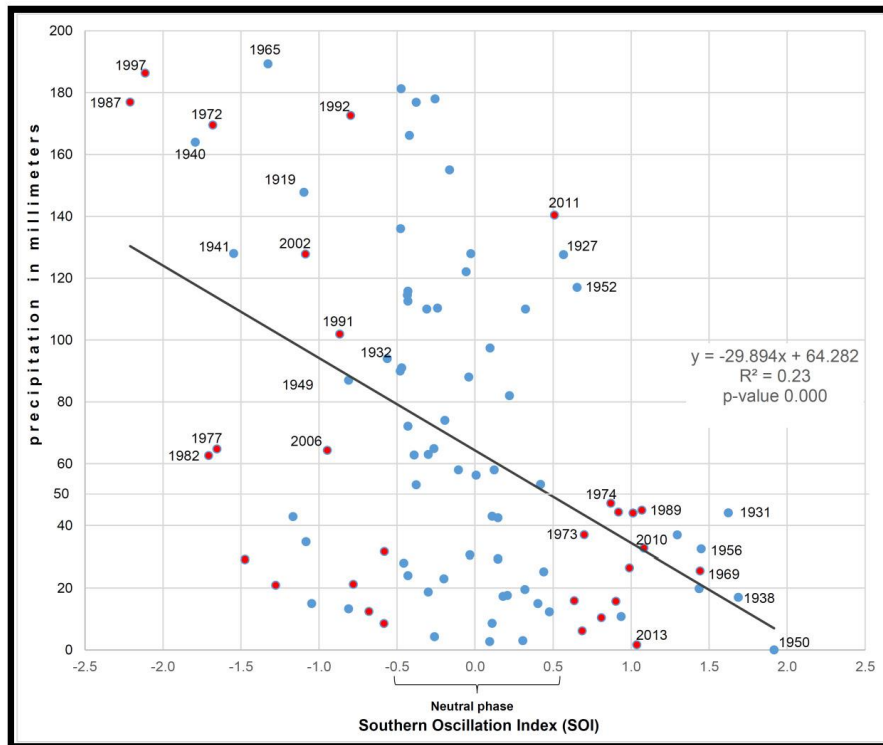
406
407
408
409
410
411
412
413
414
415
416
417
418
419
420
421
422

The environmental changes modeled for the Andes in the Elqui River, such as increased concentrations of precipitation and reduction of the 0° isotherm (Garreaud 2008) are not relevant for the analysis of floods in the mid and lower section of the Elqui valley because of the regulating action exerted by the Puclaro Dam. However, strong and intense episodic precipitation events that may occur in the coastal zone may have an impact on the La Serena area because the analyzed catchments drain directly to the Elqui River with its delta passing the middle of the city.

The annual average rainfall of La Serena is 95.9 mm (1919-2013), which had a significant decrease (p-value = 0.01), estimated to 6 mm/decade. The wettest year of the series was 1919 with 306.6mm total precipitation, and the driest year corresponds to 4.3 mm in 1962. The winter rainfall (June, July and August, JJA) represents 70 % of the annual rainfall.

For the JJA correlations between the amount of precipitation, the SOI of the same period and lag times of 1, 2 and 3 months back and forth were tested. The results indicate that JJA precipitation is best correlated with the SOI and a lag time of 1 month (May, June and July) showing a Pearson correlation coefficient of 0.479 and a p-value of 0.0 implying high statistical significance. Fig. 10 shows that El Niño events generally decrease with La Niña, setting a winter threshold of about 50 mm, above which only El Niño events were registered,

423 totalling to 15 events (except weak La Niña years in 1927, 1952 and 2011, and the last is
 424 associated with the Antarctic Oscillation).
 425 Another interesting fact shown in Fig. 10 is that the frequency of ENSO phenomena have
 426 become more persistent in the latter half of the series. So El Niño events between 1967-2013
 427 exceeding the threshold of 50 mm are 9 out of 15 (60%) and for La Niña events 13 out of 20
 428 (65%). This means that despite a decrease in rainfall amounts, extreme events have become
 429 more frequent over the last 50 years and consequently rainfall concentration increased.
 430



431
 432 Fig. 10. Correlation between SOI of MJJ and the rainfall of JJA for the period 1919-2013.
 433 The blue points represent the period 1919-1966 and the red one the period 1967-2013.
 434

435
 436 Major events up to 60 mm are observed in 11 cases in the last 95 years with a return period
 437 of 9.90 years according to the Gumbel distribution, which means a decadal recurrence (table
 438 2, 3 and 4). Table 3 shows the results of the calculation of the return periods between 5 and
 439 120 years, the maximum return period according to Vargas (1999).
 440

441
 442

443 Table 2. Precipitation events up to 60 mm/day in La Serena for the period 1919-2013.

Años	Maximum rainfall in 24 hrs.
1919	64,8
1927	80,9
1929	60,8
1938	89,2
1941	73,0
1957	100,0
1972	66,7
1983	69,5
1984	62,8
1987	104,7
2001	74,1

444

445

446 Table 3. Return period (Gumbel distribution) of daily precipitation and hourly maximum
447 values for La Serena between 1919 and 2013 according to Vargas (1999).

Return period (years)	Maximum rainfall in 24 hrs (mm)	Maximum rainfall in 1 hour (mm/hr)
5	47,9	10,3
10	60,2	12,9
20	72,0	15,5
50	87,2	18,8
100	98,7	21,2
120	101,7	22,0

448

449 In the case of 2, 3 and 4 days (Table 4), an increase of precipitation records is observed
450 related to 24 hours cases. Thus, the rainfall extends up to 24 hours, which means that frontal
451 systems succeed or atmospheric instabilities occur allowing rainfall for several days.
452 For example a decadal rainfall of 70 mm in two days and of 80.9 mm in four days can be
453 reached. The rainfall of a 100 mm event has a recurrence interval of 50 years, so even in a
454 recurrence time of 20 years it is possible to reach a 4 days rainfall.

455

456

457 Table 4. Return period (Gumbel distribution) of maximum rainfall in 2, 3 and 4 days in La
458 Serena. 1961-2013

Return period (years)	Maximum rainfall in 48 hours (mm)	Maximum rainfall in 72 hours (mm)	Maximum rainfall in 96 hours (mm)
5	55,3	58,7	62,6
10	70,3	75,4	80,9
20	84,7	91,5	98,5
50	103,4	112,2	121,2

459

460

461 *River floods*

462

463 Based on the last river flood of 1997, the river is expected to flood for similar events, and
464 such flooding will be accompanied by hyper-concentrated flows from the sediment rich head-
465 catchments and slopes. However, in 2011, there was an exceptional precipitation event with
466 70 mm falling in 24 hours, and the flooded areas concentrated in the urban sector of the
467 Holocene marine terrace, an area that is experiencing intensive urban expansion. In the Santa
468 Gracia and Marquesa catchments and Elqui riverbed, floods did not occur because it was
469 only a 24-hour event and infiltration was too high.

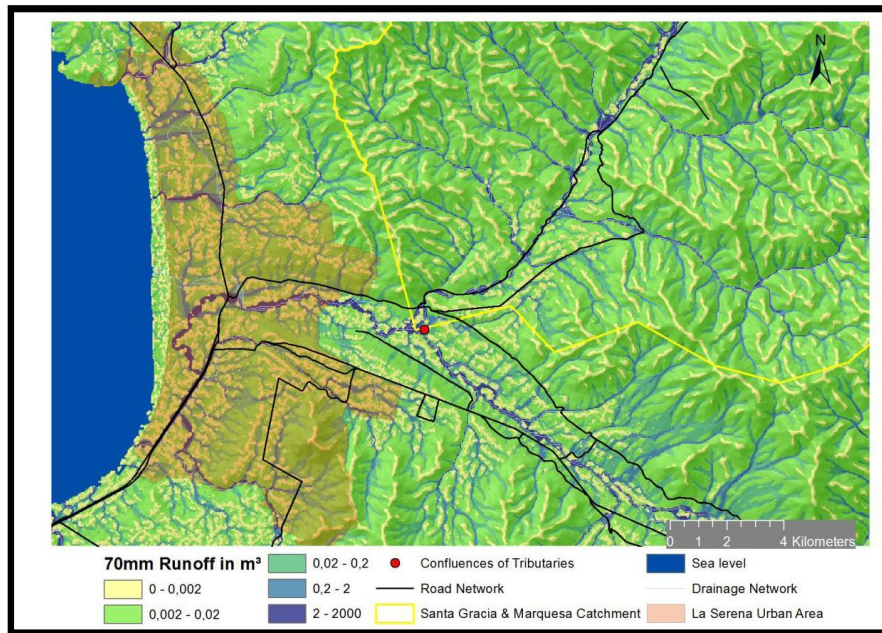
470 As shown above the TWI (Fig. 9), representing the soil saturation capacity and hence surface
471 runoff potential, illustrates the spatial distribution of saturated areas after long precipitation
472 periods. In the blue areas soils are usually saturated and produce saturation excess runoff.

473 The MCA provides an approximate estimation of potentially flooded areas during extreme
474 rainfall events and was used to model the maximum river runoff for a 70 mm/24 hour event
475 that occurred in 2011 during La Niña (Fig. 11)

476 Although the potential flood area for a 70 mm/24 hour event is large, this scenario becomes
477 even more likely with successive precipitation events on top of already saturated soils. This
478 situation occurred e.g. during the El Niño events of 1983 and 1997.

479

480



481

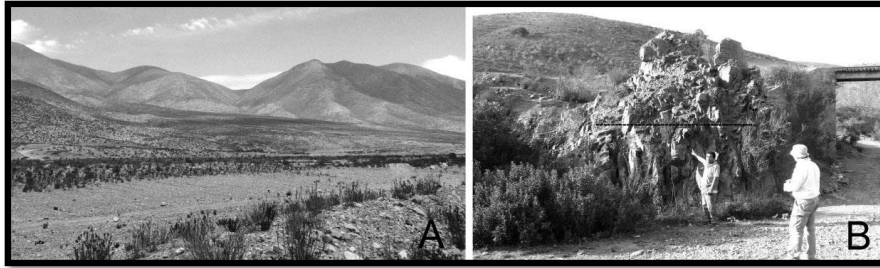
482

483

484

Fig. 11. Maximum river runoff of a 70 mm/24 hr event in the La Serena Urban Area.

485 The validation of the model of the modified Santa Gracia catchment is shown in Fig. 12,
486 which indicates the maximum height reached by the flood of 1997. The distal section of the
487 Santa Gracia catchment exhibits a marked narrowing with a width of approximately 40 m,
488 which constitutes a natural obstruction in the catchment leading to a pronounced valley floor
489 flooding. In 1997, the Elqui River was at maximum flow rate, which will not occur in future
490 hydro-meteorological events because the Puclaro Dam regulates the upstream Andean water
491 levels in the Elqui River.



492 Fig. 12. Flooded area of the Santa Gracia catchment. (A) Mid-section of the catchment, with
493 a braided pattern and bed amplitude of 440 m. (B) Distal section in the proximity of the
494 confluence with the Elqui River. A local inhabitant indicates the height reached by the flood
495 of 1997.
496

497 During the 25 March 2015 event, with a rainfall below the magnitude of extreme events
498 described for the Santa Gracia catchment, a moderate flood affected the catchment (Fig 13).
499 Rainfall records in the closest station (Gabriela Mistral/CEAZA) show a precipitation of 21.3
500 mm/24h, and a concentration of 7.1mm/h (14:00 local time). This rainfall event occurred at
501 the end of the driest summer of the last decade, and was mainly characterized by surface
502 runoff and minimal to no infiltration within the catchment.
503
504



505 Fig. 13. Flash flood in Santa Gracia catchment on March 25th of 2015, associated to a 21,3
506 mm/24h. rainfall event (not ENSO). Photo: Sr. F. Muñoz.
507

508 *Flood risk assessment for La Serena*

509

510 The geomorphological conditions for the construction of new urban areas in La Serena, either
511 for the coastal region, the lower terraces or fluvial terraces of the Holocene, constitute a high
512 natural hazard potential.

513 For the coastal zone, this terrain corresponds to sandy substrates of beach ridges and dunes
514 as well as swamps, which occur in some depressions showing seepage at sea level; the swamp
515 vegetation is also characteristic. Many of these areas were traditionally drained for
516 agriculture and more recently for urbanization.

517 However, the aquatic substrates generate soils with poor drainage conditions. Sarricolea
518 (2004) identified these areas through hydrological soil groups. These groups were
519 superimposed with a DEM, and the MCA index (Fig. 11); the results identify areas that are
520 topographically and pedologically vulnerable to flooding caused by high discharges of the
521 Elqui River or poor soil drainage when intense and concentrated precipitation events occur
522 (infiltration excess runoff). Fig. 11 shows the flood-prone areas caused by specific topo-
523 pedological conditions. These areas coincide with the remnants of swamp soils that are
524 typical of river mouth regions and coastal barriers, like in the coastal zone of La Serena.

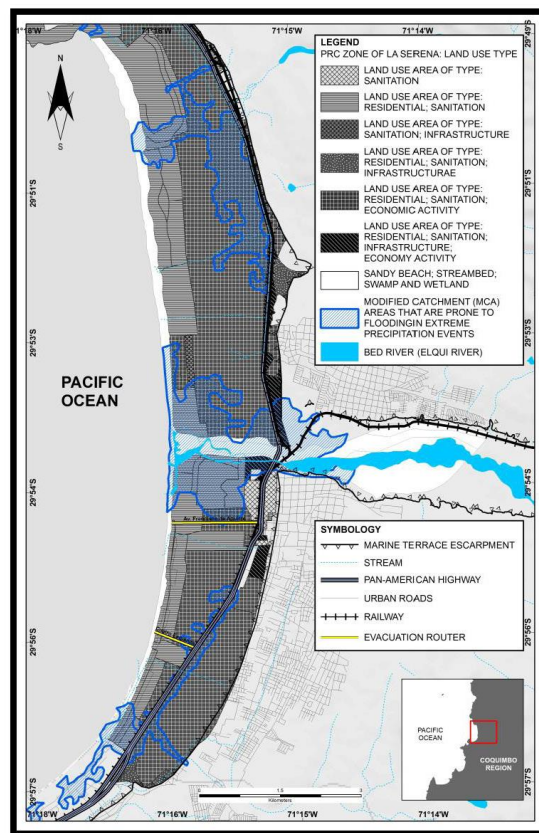
525 For the 2011, 70 mm/24 hr event, the model yields a quite large flooded area. However, this
526 result shows the maximum area flooded since the model was run with the total runoff value.
527 However, the event of 2011 allows for a partial validation of the model because differential
528 responses occurred according to the geomorphological unit being analyzed. In the Elqui
529 riverbed, the model cannot be validated because the infiltration was absolute and no floods
530 or significant flow level rises were recorded. However, a significant subsurface flow can be
531 supposed. Along the coastal zone, the lower marine terrace experienced floods of up to 1 m
532 that remained for at least 24-48 hours. This ponding occurs due to saturation and very low
533 infiltration rates of the soils as well as the very slow runoff due to the flat terrain. This
534 situation was also experienced in 2003 during an isolated precipitation event that flooded the
535 same areas as in 2011: the Avenida del Mar, Ruta Panamericana Norte and surrounding
536 shopping centers (Fig. 14).



537

538 Fig. 14. Flooded areas at University of La Serena on the lower marine terrace after 70
539 mm/24hrs rainfall. The flooding is a consequence of poor infiltration characteristics of the
540 soil. (Source: www.emol.cl).

541
 542 When superimposing the areas identified as having poor soil drainage and flooding over the
 543 legally approved land use map of the city of La Serena, the current and potential risk
 544 associated with the area's urban growth process can be observed (Fig. 15). According to
 545 planning documents, in this case, the La Serena Communal Regulating Plan, the following
 546 urban uses are allowed in potential flood zones: residential, sanitary and infrastructure.
 547 Currently, there are still many areas that have not been developed for urban use and are
 548 instead allocated for agriculture and recreation (country club and golf course) or are awaiting
 549 development. Homes, condominiums, recreational and tourism centers, hotels, casinos, etc.
 550 are marketed to segments of the population with higher purchasing power and targeted
 551 towards people of the Coquimbo Region, as well as the Santiago Metropolitan Area.
 552
 553



554
 555 Fig. 15. Risk construction: land use accepted by urban planning instruments (PRC) and risk
 556 areas related to flooding and poor soil drainage.
 557

558 **Conclusions**

559

560 The morphodynamic settings of the study area in the coastal area of semiarid Chile are the
561 result of both glacio-eustatic and climatic processes during the Pleistocene under tropical
562 environments. This is evident in the geomorphology of the slopes, riverbeds, and the
563 development of river terraces, especially on the slopes and in head catchments that are
564 characterized by granitic materials and large areas of chaos of rocks and tors. Glacis and
565 alluvial fans are the morpho-climatic evidence of these environmental conditions; e.g.
566 riverbeds are deeply incised into the morphology and the surfaces of river terraces show soil
567 formation.

568 When analysing the landscape through geomorphological features and topographic indices,
569 the relevant facets of the morphology are clearly identified, such as wide and deep river beds.
570 In both study basins the topography and the substrates favour surface runoff and river
571 flooding especially in the form of flash floods which are documented by geomorphological
572 evidence along the river course. However, due to climatic conditions the fluvial systems are
573 only active sporadically.

574 Furthermore, the climate assessment conducted for this research noted a decrease in the total
575 amounts of rainfall, but an increase of extreme rainfall frequency over the last 50 years. It
576 was estimated that precipitation events with up to 60 mm/24 hrs have a decadal return period.
577 For this study we utilized a 70 mm in 24 hours event to assess flooding events in the La
578 Serena area.

579 Using the topographic indices and the SCS CNII modelling of the 2011 precipitation event,
580 with 70mm/24h, we simulated the discharges of the two coastal catchment tributaries to the
581 Elqui River and consider them to be the cause of the flooding of the coastal flood plains that
582 could possibly reach 2-5m, as occurred during the 1997 El Niño event. The available
583 sediments on the slopes of the tributaries lead to high sediment discharges in the form of
584 hyperconcentrated flows as documented by evidences in the field.

585 On the other hand, the relatively high recurrence of large magnitude ($M > 6$) earthquakes in
586 the region (Table 1) also trigger the production of sediments from landslides along the
587 catchment slopes that might be remobilized during heavy rainfall events, causing hyper-
588 concentrated flows and eventually debris flows. Hence, the worst case scenario might be an
589 earthquake and an El Niño event working together. This may be the case for 2015-2016 since
590 after the September 2015 earthquake, extensive rock falls and slides was observed in the
591 Coquimbo region and the El Niño is evolving strongly.

592 The climatic changes in the semiarid region of Chile, even an increase of rainfall in the
593 Andean zone, will not affect the lower section of the Elqui river because the Puclaro Dam
594 works as a regulator of flows and hence, flooding events.

595 For this research we consider that fluvial floods and flash floods are associated with the
596 dynamics of the tributary river catchments, in the lower part of the Elqui river: the Marquesa
597 and Santa Gracia catchments. Both of them affect La Serena city during extreme rainfall
598 events, despite this was not the case during the specific characteristics of the 2011 rainfall
599 event.

600 But in this summer/spring in central and northern Chile (March 25th 2015) there was an
601 exceptional pluviometric event (not ENSO) that triggered in the Santa Gracia catchment a
602 light flash flooding with 21 mm/24 hrs (13.4 mm in La Serena stations and 21.3 mm in
603 Gabriela Mistral-CEAZAMet station, at 20.4 m.a.s.l). The Elqui river bed was flooded but
604 did not reach the Pleistocene terrace levels, because the rainfall stopped (the escarpment of

21

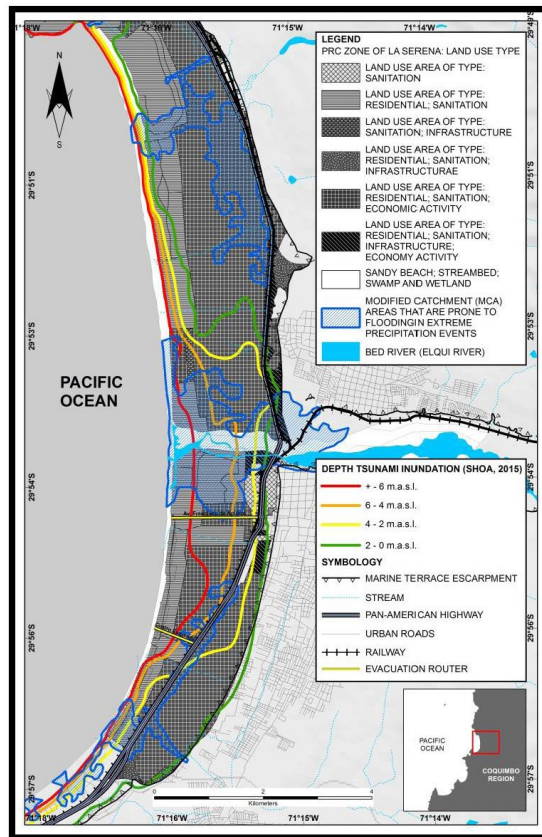
605 the Pleistocene terrace is 2-3m higher within the urban area). This may be explained by the
606 soil conditions with high clay content and low permeability crusts formed by the dry climate,
607 impeding infiltration, as observed by Mærker et al. (2012) for catchments in the Chilean
608 semiarid.

609 The ENSO context is important to understand flooding vulnerability. In very strong El Niño
610 events most intense rainfall occur in May, June and July (MJJ), as observed in 1997, 1987,
611 1972, 1965 and 1940 (over 160mm). In 2015 during the MJJ quarter we observed a moderate
612 El Niño with lower rainfall records (53.1 mm). In general, strong El Niño events allow the
613 occurrence of successive fronts (as atmospheric rivers) due to input of tropical humidity and
614 weakening of the subtropical anticyclone. In turn, the moderate El Niño events show isolated
615 and concentrated rainfall.

616 It shall be remarked that La Serena, the capital city of the Coquimbo region, will be affected
617 in the urban expansion areas that are located on the Holocene marine terrace, not more than
618 6-7 m.a.s.l., as well as on the low river terraces, which have been declared as urban or peri-
619 urban areas. These sectors have not been flooded since 1997 when there were still not
620 declared as urban areas. In the present year, even the moderate ENSO produced no river
621 floods, despite the Elqui River bed that was flooded in its full cross sectional extent with a
622 rainfall event of 30mm/24hrs.

623 Despite the 2015 rainfall events, there are morphologic, topographic and soil conditions for
624 future floods in the urban area associated with Enso or another type of atmospheric
625 phenomena with 60mm threshold calculated as well as with lower precipitation amounts that
626 can trigger floods in the urban areas in the coastal zone.

627 However, the area affected by river floods is also prone to Tsunami flooding as occurred on
628 September 16th of 2015. This Tsunami was associated with an interplate earthquake of 8.4
629 M, located 100 km south of La Serena. However, the Tsunami was of low impact because
630 the wave reached only a height of 4.5m. Thus, the entire coastal area and lower terrace levels
631 of the La Serena urban zone are prone to multiple hazards (Fig. 16).



632
633 Fig. 16. La Serena city: a multi-risk scenario.

634
635

636 **Acknowledgements**

637

638 This work was funded by FONDECYT (National Fund for Science and Technology) projects
639 1120234 and 11130629. Special thanks to Giuliano Rodolfi, colleague and friend, who died
640 in November 2015.

641
642

643 **References**

644

645 Araya-Vergara JF (1985) Análisis de la carta geomorfológica de la cuenca del Mapocho.
646 Informaciones Geográficas, 32:31-44.

647 Aubrecht C, Fuchs S, Neuhold C (2013) Spatio-temporal aspects and dimensions in
648 integrated disaster risk management. *Nat Hazards* 68:1205-1216.

649 Banks JC, Camp JV, Mankowitz MD (2014) Adaptation planning for floods: a review of
650 available tools. *Nat hazards* 70: 1327-1337.

651 Birkmann J, Cardona OD, Carreño ML, Barbat AH, Pelling M, Schneiderbauer S, Kienberger
652 S, Keiler M, Alexander D, Zeil P, Welle T (2013) Framing vulnerability, risk and societal
653 responses: the MOVE framework. *Natural Hazards* 67:193-211.

654 Beck S, Barrientos S, Kausel E, Reyes M (1998) Source characteristics of historic
655 earthquakes along the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth
656 Sciences* 11(2):115-129.

657 Boehner J, Koethe R, Conrad O, Gross J, Ringeler A, Selige T (2002) Soil Regionalisation
658 by Means of Terrain Analysis and Process Parameterisation. In: Micheli E, Nachtergaele F,
659 Montanarella L (Eds.) *Soil Classification 2001*. European Soil Bureau, Research Report No.
660 7, EUR 20398 EN, Luxembourg:213-222.

661 Cardona OD (2009) *Teoría del Riesgos y Desastres. Gestión Integral de Riesgos y Desastres.*
662 *Curso de Educación Superior. Universidad Internacional de Florida.*

663 Castro CP, Ortiz J (2003) Expansión urbana y niveles de vulnerabilidad a amenazas naturales
664 en una ciudad de tamaño medio: La Serena, Región IV de Coquimbo. *Proceedings, 51
665 Congreso Internacional de Americanista, Santiago de Chile.*

666 Castro CP, Soto MV, Fernandez R, Maerker M, Rodolfi G (2009) Impacto de la geodinámica
667 actual del valle de Nantoco, cuenca del río Copiapó, asociado a la reconversión productiva.
668 *Revista de Geografía Norte Grande* 42:81-99.

669 Comisión Nacional de Medio Ambiente (CONAMA) 2006. Estudio de la variabilidad
670 climática en Chile para el siglo XXI. Informe Final. Realizado por el Departamento de
671 Geofísica, Universidad de Chile, Santiago de Chile.

672 Conrad O (2006) SAGA - Program Structure and Current State of Implementation. In:
673 Bohner J, McCloy KR, Strobl J (Eds.) *SAGA Analysis and Modelling Applications*. Verlag
674 Erich Goltze GmbH:39-52

675 Díaz, C. 2005. Cambio climático: vulnerabilidad, adaptación y rol institucional. Estudio de
676 casos en el Valle del Elqui. Dissertation, Universidad de La Serena.

677 Dirección Meteorológica de Chile (2014) <http://164.77.222.61/climatologia/>

678 Emparán C, Pineda G (2006) Geología del área Andacollo Puerto Aldea. Región de
679 Coquimbo. Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica. N° 96. Servicio Nacional de
680 Geología y Minería. Santiago de Chile.

681 Estrategia Internacional para la Reducción de Desastres (EIRD). 2008. El cambio climático
682 y la reducción del riesgo de desastres. Naciones Unidas-EIRD, Suiza.

683 Garreaud R, Aceituno P, Muñoz R, Rojas M, Montecinos A (2008). El clima de Chile está
684 cambiando. Comunicación del Proyecto ACT-19. Variabilidad climática en Chile:
685 evaluación, interpretación y proyecciones. Universidad de Chile. Santiago de Chile.

686 Grohmann CH (2004) Morphometric analysis in geographic information systems:
687 applications of free software GRASS and R. *Computers & Geosciences* 30(9–10): 1055-
688 1067. doi: 10.1016/j.cageo.2004.08.002.

689 Hawkins RH, Ward TJ, Woodward DE, Van Mullem J A (2009) Curve Number Hydrology
690 - State of the Practice. American Society of Civil Engineers (ASCE).

691 Huang SL, Yeh CT, Chang LF (2010) The transition to an urbanizing world and the demand
692 for natural resources. *Current Opinion in Environmental Sustainability* 2:136-143.

693 Instituto Nacional de Estadísticas (INE), 2012. Compendio Nacional de estadísticas.
694 http://www.ine.cl/canales/menu/publicaciones/compendio_estadistico/compendio_estadistico2012.php.
695
696 Kappes MS, Gruber K, Frigerio S, Bell R, Keiler M, Glade T (2012) The MultiRISK
697 platform: The technical concept and application of a regional-scale multihazard exposure
698 analysis tool. *Geomorphology* 151-152: 139-155.
699 Keiler M, Kellerer-Pirklbauer A, Otto JC (2012) Concepts and implications of environmental
700 change and human impact: Studies from Austrian geomorphological research (Preface).
701 *Geographica Annua* 94: 1-5.
702 Lei Y, Wang J (2014) A preliminary discussions on the opportunities and challenges of
703 linking climatic changes adaptation with risk reduction. *Nat Hazards* 71:1587-1597
704 Le Roux JP, Olivares DM, Nielsen SN, Smith ND, Middleton H, Fenner J, Ishman SE (2006)
705 Bay sedimentation as controlled by regional crustal behaviour, local tectonics and eustatic
706 sea-level changes: Coquimbo Formation (Mioceno-Plioceno), Bay of Tongoy, central Chile.
707 *Sedimentary Geology* 184:133-153.
708 Le Roux JP, Vargas G (2005) Hydraulic behavior of tsunami backflows: insights from their
709 modern and ancient deposits. *Environmental Geology* 49:65-75.
710 Märker M, Castro CP, Pelacani S, Soto MV (2008) Assessment of degradation susceptibility
711 in the Chacabuco Province of central Chile using a morphometric based response units
712 approach. *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria* 31:47-53.
713 Märker M, Pelacani S, Schröder B (2011) A functional entity approach to predict soil erosion
714 processes in a small Plio-Pleistocene Mediterranean catchment in Northern Chianti, Italy.
715 *Geomorphology* 125 (4):530-540.
716 Märker, M, Dangel F, Soto MV, Rodolfi G (2012) Assessment of natural hazards and
717 vulnerability in the Río Copiapó catchment: A case study in the ungauged Quebrada
718 Cinchado Catchment. *Investigaciones Geográficas* 44:17-28.
719 Moscoso R, Nasi C, Salinas P (1982) Hoja de Vallenar y parte norte de La Serena. Escala
720 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago de Chile.
721 Montgomery DR, Dietrich WE (1994^a) Landscape dissection and drainage area-slope
722 thresholds. In: Kirkby MJ (Ed.) *Process Models and Theoretical Geomorphology*. John
723 Wiley.
724 Montgomery DR, Dietrich WE (1994^b) A physically-based model for the topographic
725 control of shallow landsliding. *Water Resources Research* 30:1153-1171.
726 Olaya V, Conrad O (2008) Geomorphometry in SAGA. Hengl, T., Reuter, H.I. (Eds.),
727 *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. Elsevier, Amsterdam.
728 Oficina Nacional de Emergencias (ONEMI) 2015. <http://www.onemi.cl/wp-content/themes/onemi-bootstrap-master/busqueda.html?search=tsunami+coquimbo+2015>
729
730 Ortiz J, Castro CP, Escolano S (2002) Procesos de reestructuración urbana y niveles de
731 vulnerabilidad a amenazas naturales en una ciudad de tamaño medio del sistema urbano
732 chileno: el caso de La Serena, en la Región IV de Coquimbo. *Investigaciones Geográficas*
733 36:17-42.
734 Ortiz J, Escolano S (2005) Crecimiento periférico del Gran Santiago. Hacia la
735 desconcentración funcional de la ciudad. <http://www.ub.es/geocrit/sn/sn-194-04.htm>
736 Ortiz W, Castro CP, Rugiero V (2011) Percepción del riesgo en la comuna de la Serena.
737 *Revista INVI* 75:105-142.
738 Pardo M, Comte D, Monfre T (2002a) Seismotectonic and stress distribution in the central
739 Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences* 15:11-22.

740 Pardo M, Comte D, Monfret T, Boroschek R, Astroza M (2002b) The October 15, 1997
741 Punitaqui earthquake (Mw=7.1): a destructive event within the subducting Nazca plate in
742 central Chile. *Tectonophysics* 345:199-210.

743 Paskoff R (1970) Recherches geomorphologiques dans le Chili semi-aride. Biscaye Frères.
744 Bordeaux.

745 Paskoff R (1999) Contribuciones recientes al conocimiento del Cuaternario marino del
746 centro y norte de Chile. *Revista de Geografía Norte Grande* 26:43-50.

747 Planchon O, Darboux F (2001) A fast, simple and versatile algorithm to fill the depressions
748 of digital elevation models. *Catena* 46:159-176.

749 Renard KG, Foster GR, Weesies GA, McCool DK, Yoder DC (1997) Predicting soil erosion
750 by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation
751 (RUSLE). Agriculture Handbook N.703. U.S. Department of Agriculture Research Service.
752 Washington.

753 Saillard M, Hall SR, Audin L, Fraber DL, Hérail G, Martinod J, Regard V, Finkel RC,
754 Bondoux F (2009) Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace
755 development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from 10Be dating. *Earth and
756 Planetary Sciences Letters* 277:50-63.

757 Saillard M, Riotte J, Regards V, Viollette A, Hérail G, Riquelme R (2011) Beach ridges
758 UeTH dating in Tongoy bay tectonic implications for a peninsula bay system, Chile. *Journal
759 of South American Earth Science* 40:77-84.

760 Sarricolea, P. 2004. Niveles de vulnerabilidad a amenazas naturales en una ciudad intermedia
761 y sus áreas de expansión: el caso de la Serena, iv región de Coquimbo. Dissertation,
762 Universidad de Chile.

763 Sarricolea P, Martín-Vide J (2012) Distribución espacial de las precipitaciones diarias en
764 Chile mediante el índice de concentración a resolución de 1 mm, entre 1965-2005. In:
765 Cuadrat JM, Dorta MJ, Estrela F, González Rouco JA, López Díaz JC, García Codrón F,
766 Sánchez Rodrigo J, Martín-Vide J, García Herrera R (Eds) Cambio climático, extremos e
767 impactos. Publicaciones de la Asociación Española de Climatología, Salamanca: 631-639.

768 Schoeneberger PJ, Wysocki DA, Benham EC, and Soil Survey Staff (2012) Field book for
769 describing and sampling soils, Version 3.0. Natural Resources Conservation Service,
770 National Soil Survey Center, Lincoln, NE.

771 Soto MV, Märker M, Arriagada J, Castro CP, Rodolfi G (2010) Evaluación de la amenaza
772 natural en ambiente semiárido, sustentada en la geomorfología y el modelamiento de índices
773 topográficos. *Salamanca, Región de Coquimbo, Chile. Investigaciones Geográficas* 42:19-
774 36.

775 Soto MV, Märker M, Castro CP, Rodolfi G (2012) Dinámica actual de microcuencas del
776 desierto costero de Atacama y su influencia en la generación de amenazas. *Geografía Física
777 e Dinámica Cuaternaria* 35:79-89.

778 Soto MV, Märker M, Rodolfi G, Sepúlveda SA, Cabello M (2014) Assessment of
779 geomorphic processes affecting the paleo-landscape of Tongoy Bay, Coquimbo Region,
780 central Chile. *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria* 37:51-66.

781 Soto MV, Märker M, Castro CP, Rodolfi G (2015) Análisis integrado de las condiciones de
782 amenaza natural en el medio ambiente costero semiárido de Chile. *La Serena, Coquimbo.
783 Boletín de la Sociedad de Geógrafos de España* 67:213-231.

784 Tucker GE, Hancock GR (2010) Modelling landscape evolution. *Earth Surface Processes
785 and Landforms* 35:28-50.

- 786 Vargas X (1999) Corrientes de detritos en la Quebrada de Macul, Chile. Estudio de caudales
787 máximos. *Ingeniería del Agua* 6(4):341–344.
- 788 Vogel S, Mäerker M (2010) Reconstruction of the pre-Eruption AD 79 Paleo-topography
789 and Paleo-environment of the Sarno River Basin (Italy) using Stratigraphical Core Drillings
790 and Data Mining Technologies. *Geomorphology* 115(1-2):67-77.
- 791 Vigny C, Rudloff A, Ruegg JC, Madariaga R, Campos J, Alvarez M (2009) Upper plate
792 deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile. *Physics of the Earth and*
793 *Planetary Interiors* 175:86-95.
- 794 Wilcox DP, Sorice MG, Young MH (2011) Dryland ecohydrology in the anthropocene: taking
795 stock of human –ecological interactions. *Geography Compass*, 5(3):112-127.
- 796 Wyndam K (2012) Análisis de la vulnerabilidad y riesgo del sector turístico y la población
797 flotante en la comuna de La Serena frente a la ocurrencia de una amenaza de origen natural.
798 IV Región de Coquimbo. Dissertation, Universidad de Chile.
- 799 Wyss M (2010) Predicting the human losses implied by predictions of earthquakes: Southern
800 Sumatra and Central Chile. *Pure and Applied Geophysics* 167(8-9):959-965.
- 801 Zakerinejad R, Märker M (2014) Prediction of Gully Erosion Susceptibilities using detailed
802 Terrain Analysis and Maximum Entropy Modeling: A case study in the Mazayejan Plain,
803 Southwest Iran. *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria* 37(1):67-76. doi:
804 10.4461/gfdq.2014.37.7

Paper F

**Dinámica y tendencia evolutiva de dunas en un sistema de bahías en Chile semiárido.
Punta de Choros, Coquimbo.**

Current status: Manuscript for submitted

DINÁMICA Y TENDENCIA EVOLUTIVA DE DUNAS EN UN SISTEMA DE BAHÍAS EN CHILE SEMIÁRIDO. PUNTA DE CHOROS, COQUIMBO*.

Soto, M-V. ⁽¹⁾; Arriagada, J. ^(1, 2); Benavente, N. ⁽³⁾; Rojas, I. ⁽³⁾; Cabello, M. ⁽³⁾.

- (1) Departamento de Geografía, Universidad de Chile. Portugal 084, Santiago, Región metropolitana, Chile. mvsoto@uchilefau.cl
- (2) Laboratoire Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux (EPOC), Université Bordeaux 1, Francia
- (3) Memorias Proyecto 1120234, Departamento de Geografía, Universidad de Chile

Resumen

En la ensenada de Los Choros en la sección distal (norte) de la denominada mega ensenada estructural de Coquimbo, se localiza el extenso campo de dunas inactivas del mismo nombre que presenta dos frentes activos de dunas en los extremos norte y sur de la bahía y un sistema de dunas anteriores bastante amplio. El litoral se caracteriza por una zona de rompientes de tipo disipativa de alta energía que ataca una playa arenosa generando perfiles erosionales. A través del análisis de las formas de dunas en el periodo comprendido entre 2002 y 2014 se pudo establecer las condiciones de cambio en las dunas, de acuerdo al *continuum* dunar de las dunas anteriores y de los barjanes. La evolución de las formas transgresivas y el desarrollo de dunas embrionarias en el sistema permite aseverar que geomorfológicamente han abastecimiento permanente de sedimentos, no obstante las cuencas hidrográficas del sistemas de bahías no presentan caudal permanente desde el año 1997.

Palabras Clave: semiárido; dunas anteriores; dunas transgresivas; evolución de dunas

Abstract

The Los Choros sand fieldune, northern section of headland bay beaches of Coquimbo, is a huge system with inactive sand dunes which has two active fronts of dunes both in the north and south of the bay, and a wide system of foredunes. The coastline is characterized by a dissipative surf zone with high energy which attacking a sandy beach generating erosional profiles. Through the analysis of the forms of dunes in the period between 2002 and 2014 was possible establish the conditions for change in the dunes, according the dune *continuum* in two types of sand dunes families, both the foredunes and barchan. The evolution of transgressive features and development of embryonic dunes in the system can assert that the point of view have permanent supply of sediment, however catchments in the study area have no permanent flow since 1997.

Key words: semiarid; foredune; transgressive dunes; sand dunes evolution

*Proyecto Fondecyt 1120234

1.- Introducción

Las dunas litorales en Chile tienen un amplio desarrollo geográfico (Fuenzalida, 1963), desde el desierto de Atacama hasta Chiloé insular. La diversidad de formas y tipos de dunas se relaciona con el dominio morfoclimático, el régimen de vientos efectivos y el abastecimiento de arenas a la línea de costa. Este abastecimiento puede ser alterado debido a las modificaciones actuales en las cuencas aportantes (IPCC, 2000; Soto *et al.* 2011), los impactos del cambio climático (Thielsen *et al.* 2013), o efectos cosísmicos, como los identificados en Chile central por Soto *et al.* (2015) asociados al terremoto y tsunami de 2011.

Autores tradicionales como Bagnold (1941), Mckee (1979), Mainguet (1983, 1984) y Goldsmith (1989) señalaban la estrecha relación existente entre el desarrollo de dunas y el equilibrio morfológico asociado a los cambios en las tasas de transporte de sedimentos y de los procesos de erosión o deposición. Estudios asociados a categorías de cambios dunares y del sistema de interacción playa-oleaje en grandes ensenadas de Araya-Vergara (1986) indican la importancia de la orientación de la línea de costa en el balance de masa interno, de la estructura cambiante y del balance de masa externo, como también de la relación con los tipos de zona de rompiente, es decir, sean playas Reflectiva, Intermedia o Disipativa, según la clasificación de Writh y Short (1989). Esta relación ha sido aplicada a las costas de Chile por Martínez (2001); Soto (2005); Soto y Arriagada (2007); Arriagada (2009); Martínez *et al.* (2011); Lagos (2013); Soto *et al.* (2014).

Se consideran las dunas anteriores (*foredunes*) como un factor morfosedimentológico de los procesos de transferencia sedimentaria en los litorales arenosos y en campos de dunas asociados (Hesp 2002, 2006; Psuty 2004; Hesp *et al.* 2005). Las dunas anteriores son acumulaciones eólicas primarias que se desarrollan en una playa y se define como cordones paralelos a la línea de costa asociados a vegetación (Hesp, 1989, 2002), distinguiendo las dunas anteriores incipientes, asociadas a plantas pioneras, y las estabilizadas; pueden tener una condición estacional o periódica, dependiendo de las condiciones morfoclimáticas y constituyen un indicador de la disponibilidad y variaciones estacionales de sedimentos (Cater, 1976; Arriagada *et al.* 2014; Soto *et al.* 2011, 2015).

Las dunas transgresivas son formas activas, parcial o totalmente vegetadas, de forma transversal, oblicua o alargadas que avanzan hacia el interior del continente (Hesp, 2013; Hesp *et al.* 2005; Martinho *et al.* 2010). Son dunas libres localizadas en los sectores de sotavento y de mayor altura de los cordones de dunas anteriores y corresponden a dunas tipo barján, *blowout* y parabólicas.

A partir de las nociones evolutivas de Verstapen (1972), Araya-Vergara (1986, en Arriagada *et al.* 2014) estableció la existencia de dos familias de dunas, de las dunas anteriores y de los barjanas, como también los estados evolutivos asociados a cada una de éstas, que se aplican al área de estudio.

1.1. Área de estudio

El campo de dunas de Los Choros (29°13' S; 71°33' W) se localiza en la zona distal de la mega ensenada de Coquimbo, en una sección oblicua de la costa, transversal a los vientos SW (45° de azimut). En esta parte de la ensenada no existe una cuenca cercana correlativa al tamaño del campo de dunas, salvo la Quebrada Los Choros, que es una cuenca costera que desemboca en la parte media de la bahía, con un funcionamiento ocasional propio del ambiente semiárido y que no mantiene relación de magnitud correlativa con el campo de dunas. Esta bahía presenta dos amplios campos dunares que alcanzan una superficie aproximada de 1.000 hectáreas (Araya-Vergara, 1982), ubicándose cada uno en los extremos proximal y distal de la bahía; las extensas dunas anteriores conforman una tercera unidad dinámica.

La condición de semi aridez de la región implica regímenes fluviales con escaso caudal permanente, que sólo se activan durante los eventos climáticos extremos como ENSO (El Niño) y la Oscilación Década del Pacífico (Sarricolea & Martín-Vide 2012).

Las formas dunarias predominantes en el campo de dunas estudiados son heredadas y han sido datadas en el Plesitoceno-Holoceno (Creixel *et al.* 2012). Su extensión es de más de 5 km, cabalgando en la vertiente occidental del borde costero de la Cordillera de Los Andes (Fig. 1).

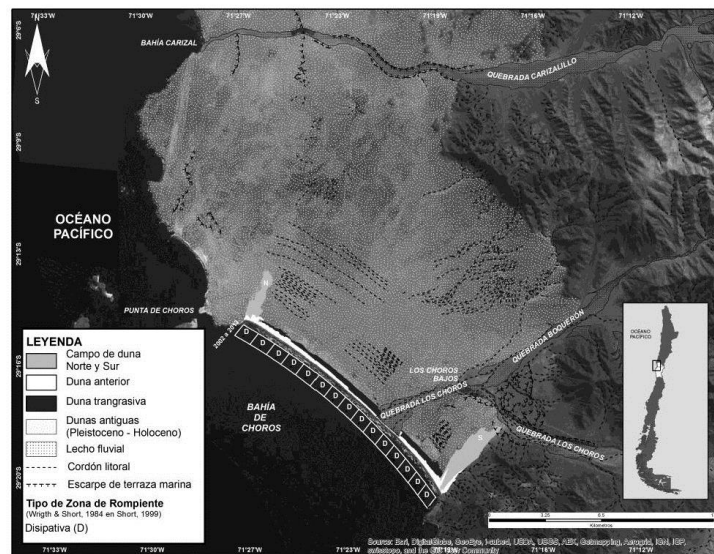


Fig. 1. Área de estudio.

La condición de playa disipativa de alta energía junto a una línea litoral y de playa arenosa con más de una secuencia de *beach cups* muy marcados, que además presentan micro acantilados de playa, que indican una condición de ataque del oleaje muy alta. Las playas son estrechas, con dunas incipientes y con micro acantilados en las dunas. Ello contrasta con la amplitud de las dunas anteriores y los frentes transgresivos asociados a éstas, y con los extensos frentes de dunas transgresivas activas en la zona proximal y distal de la ensenada.

2.- Metodología.

La dinámica actual del sistema de dunas pleistocenas y actuales de Los Choros fue analizado a partir de la identificación de los grupos de dunas y las transformaciones de éstas durante la última década, distinguiendo las dunas anteriores y las transgresivas en el contexto del *continuum* dunar de Verstapen (1972) y Araya-Vergara (1986, en Arriagada *et al.* 2014), según se puede observar en la figura 2.

Dunas anteriores, fueron analizadas según Hesp (2002, 2006), Psuty (2004) y Hesp *et al.* (2005). Se realizó foto interpretación de fotos e imágenes *Google Earth* de

diferentes años (2002, 2003, 2007, 2011, 2013), generando la cartografía de formas, que fue complementado con trabajo de terreno durante el periodo 2012-2015. La presencia de dunas embrionarias o incipientes fue considerado como un elemento clave para la comprensión de las condiciones de abastecimiento de arenas en la playa (Soto, 2005; Soto *et al.* 2011, 2015). Estas formas sólo fue posible identificarlas en terreno. Dunas transgresivas, corresponden a dunas libres, compuestas por barjanes, *blowout* y parabólicas, según Hesp (2013) y Hesp *et al.* (2005).

Los cambios en las dunas anteriores y transgresivas fueron identificados a través de la cartografía geomorfológica comparada, según metodología de Araya Vergara (1987, 1989, 2001), Soto (1987).

Paleo dunas: Corresponden a la mayor extensión del sistema dunar y están conformadas por montículos de arena compactada y vegetada de manera natural, en donde no es posible distinguir formas individuales de dunas. Según Creixell *et al.* (2012), son de edad Pleistoceno-Holoceno.











FAMILIA DE DUNAS		
Duna anterior	E	Barjanes
	V	
Duna paralela	O	Barj. coalescentes
	L	
Blow - outs	U	Barjanoides
	C	
Dunas parabólicas	I	Dunas transversales
	O	
Dunas upsiloidales	N	
		

Fig.2. Familias de dunas y *continuum* dunar. Fuente: A partir de las nociones de Verstappen (1972) y Araya-Vergara (1986, 1987), in Arriagada *et al.* 2014.

3.- Resultados

3.1. El sistemas de bahías y las formas dunares asociadas

La mega ensenada de Coquimbo (Fig. 3) corresponde a un sistema de bahías estructurales, sucesivas, en una extensión lineal de 120 km. En la parte media de la mega bahía desemboca la cuenca andina del río Elqui, y hacia la zona distal dos cuencas costeras de regímenes fluviales episódicos.

A lo largo de la línea de costa existen depósitos dunarios actuales y de paleodunas (Fig. 3). En la zona proximal, en las bahías de Tongoy y Barnes, junto con los cordones litorales se observan dunas transversales, longitudinales y parabólicas, respectivamente (Lagos 2013); en Guaqueros hay un cordón de dunas transgresivas y paleo dunas hasta el borde de la cordillera. Destaca que ambas bahías no existen cuencas fluviales posibles de ser las áreas fuentes de estos sedimentos. En la bahía de Coquimbo-La Serena, solo existen paleo dunas sobre la terraza marina del Pleistoceno y dunas actuales en la playa junto a los remanentes de cordones litorales. Las dataciones de las paleo dunas y terrazas marinas son de Paskoff (1970). En esta bahía desemboca el río Elqui, con un régimen fluvial permanente asociado a la alimentación glacial y nival de la Cordillera de los Andes. Sin embargo, las dunas actuales no son correlativas en extensión con la dimensión y tipo de cuenca.

En el extremo norte de la mega ensenada se emplazan las dunas de Los Choros, en una playa rectilínea de 16 km de longitud donde no existe en el entorno inmediato una cuenca fluvial que explique la extensión de los sedimentos de las paleo dunas y las dunas actuales.

3.2. Incidencia de la Quebrada Los Choros

La cuenca de drenaje Los Choros se encuentra inserta en el sistema climático del semiárido de Chile, presentando una actividad fluvio-aluvial desde el Mioceno–Pleistoceno. Sus laderas están compuestas tanto por formaciones cristalinas como por secuencias volcánico-sedimentarias, las cuales se encuentran profusamente cubiertas por suelo residual. El régimen de escorrentía es esporádico (Fig. 3).

Los análisis morfométricos y geomorfológicos realizados sugieren que de presentarse una crecida, la respuesta de esta será más bien difusa, con una subida gradual en el hidrograma de la desembocadura, teniendo la capacidad de concentrar un gran volumen de escurrimiento. Las características observadas en los depósitos aluviales, fluviales y de laderas en toda la zona de estudio indican que las crecidas tienen un alto poder erosivo.

El registro geomorfológico de la cuenca de drenaje Los Choros, establece que en el Pleistoceno tardío existieron al menos 2 fases importantes de incisión, a partir de las

cuales comienza ciclos gradación-incisión, con una longitud de onda temporal de unos 2 ka, donde los eventos agradacionales se dan donde existe etapa frías y de mayor sequía con respecto al período anterior, húmedo y cálido. Esto culminaría en un gran período de sequía a los ~11 ka, donde se formaría la gran cobertura de suelo residual, presente en las laderas, y comenzaría a bajar el nivel estático, produciendo la disminución de escorrentía superficial, hasta la época actual, donde sólo se presentan flujos en años cuando ocurren eventos pluviométricos de características torrenciales.

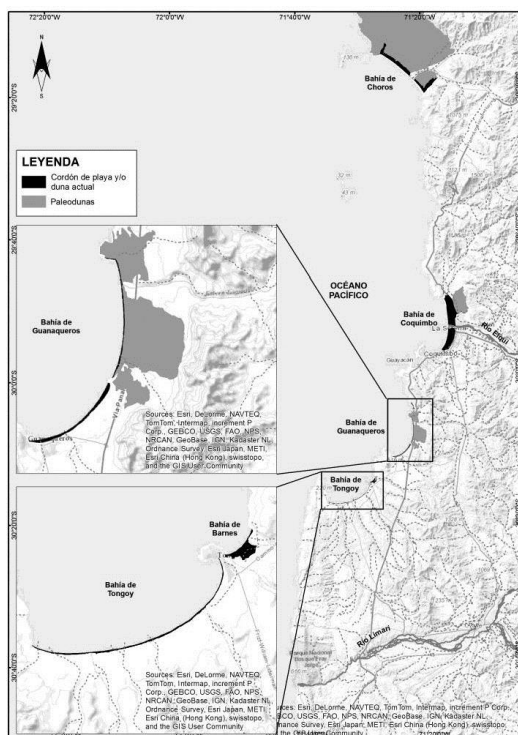


Fig. 3. Depósitos de dunas en el sistema de bahías de Coquimbo.

Mediante los datos recopilados en terreno y calicatas para análisis macrogranulométrico, se estimaron los tramos de partículas relativos al transporte por tracción, saltación y suspensión, los cuales no serían constante a lo largo de la quebrada principal. Dadas las observaciones sedimentológicas, la quebrada Los Choros posee un gran potencial de transporte de material durante crecidas, aportando un gran volumen de sedimento hacia el mar. La situación actual de la quebrada

constituye un estado de agradacional relativamente pausado, dada la situación actual de sequía, donde los mayores aportes son debido a procesos aluviales.

3.3. Los grupos de dunas

3.3.1. Dunas anteriores

Las dunas anteriores presentan formas complejas, toda vez que están constituidas por dunas tipo *nebcas* que conforman amplios cordones de dunas alargadas vegetadas, presentando diferentes características, según sean más continuos, alargados y vegetados (Fig. 4). Estos cordones avanzan ascendiendo en altura, y a partir de ellos, sobre todo en las depresiones entre cordones de dunas alargadas, se han desarrollado *blowout*, y asociados a éstos, se observan dunas parabólicas que conforman frentes transgresivos sobre las dunas anteriores, alcanzando alturas del orden de los 15 m a partir de la alta playa; corresponden al desarrollo de dunas parabólicas, y algunos cordones alargados sin vegetación cuyos frentes de sotavento migran también como frentes de transgresión (Fig. 4) sobre las dunas inactivas (Pleistoceno-Holoceno). Todo el frente de dunas junto a la playa presenta un marcado patrón de dunas asociadas al *continuum* de las dunas anteriores, siendo posible identificar tanto *nebcas* como parabólicas.

La zona de *surf* es toda la bahía es eminentemente disipativa de alta energía, con una zona de surf amplia de 400-500m. Cabe señalar la presencia recurrente de *beach cups* con micro acantilados. La playa es estrecha y presenta a lo largo del año evidencias del ataque del oleaje, reflejado en los micro acantilados en dunas, que reflejan las formas de los *beach cups*. Sin embargo, siempre ha sido observada la presencia de dunas embrionarias. El conjunto de dunas anteriores alcanza su mayor ancho en la parte proximal donde las *nebkas* y dunas alargadas están vegetadas con especies nativas endémicas, alcanzando un ancho de 345 m; este valor disminuye en el extremo norte de la zona distal debido a que en hay un incipiente desarrollo de dunas transgresivas.

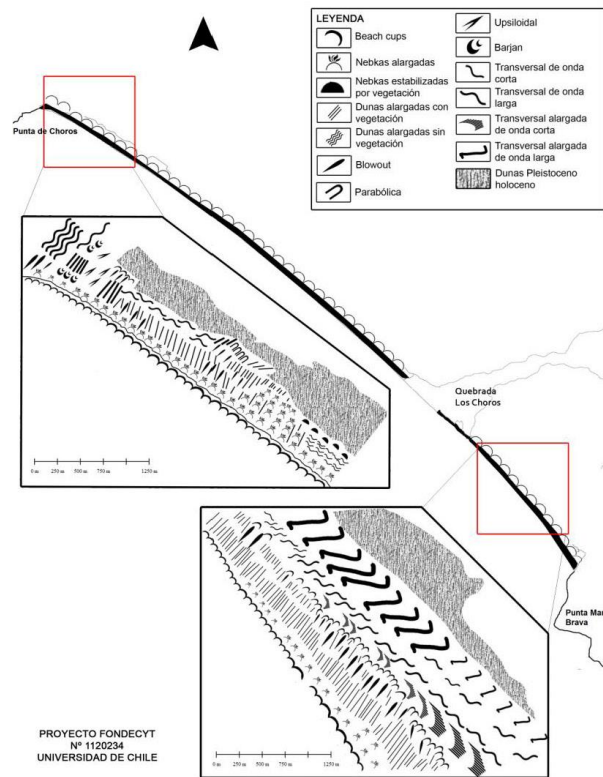


Fig. 4. Dunas anteriores de la zona proximal y distal de Punta de Choros.

3.3.2. Dunas transgresivas

Se encuentran ubicadas en la zona proximal y distal de la ensenada. El frente transgresivo sur (Fig. 5) se caracteriza por la predominancia de formas transversales y barjanoides, desarrolladas a partir de las dunas alargadas anteriores. Si bien existe una predominancia de la familia de los barjanes, destaca la presencia de formas que provienen de la familia de las dunas anteriores, como es el caso de dunas parabólicas, las cuales se ubican en sectores de transición del campo y en los frentes de avance; también se observan dunas longitudinales y upsiloidales.

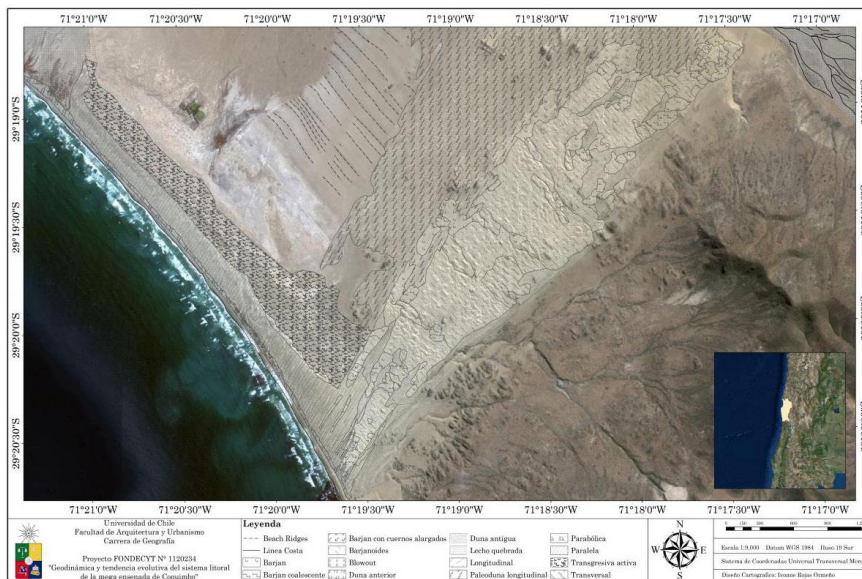


Fig. 5. Geomorfología de dunas en el campo sur, año 2014.

El frente transgresivo norte, pertenecen a la familia evolutiva de las dunas anteriores, con dunas *nebcas* alargadas que dan paso a las sucesivas formas del *continuum*, tales como paralelas o alargadas, *blowout*, parabólicas y upsiloidales (Fig. 6), destacándose todas estas por su marcado patrón longitudinal. Este frente activo obstaculiza el camino a la localidad costera Punta de Choros, siendo necesario implantar medidas de control de dunas y extracción permanente de las arenas sobre el camino, sin embargo la plantación de especies psamófitas nativas del semiárido costero de Chile no ha resistido la fuerte y constante deflación de arenas. Este hecho da cuenta de la condición dinámica de este frente transgresivo, siendo posible apreciar la manera como las dunas casi de manera individual y luego como coalescencias avanzan sobre las dunas compactadas.

Si bien la acreción hacia sotavento podría ser atribuida a la redistribución de arenas provenientes desde la playa y las dunas anteriores, la comparación de imágenes de diferentes fechas y el trabajo en terreno evidencia la presencia de formas dunarias asociadas a la acreción y abastecimiento de arenas, como son las dunas anteriores y las alargadas.

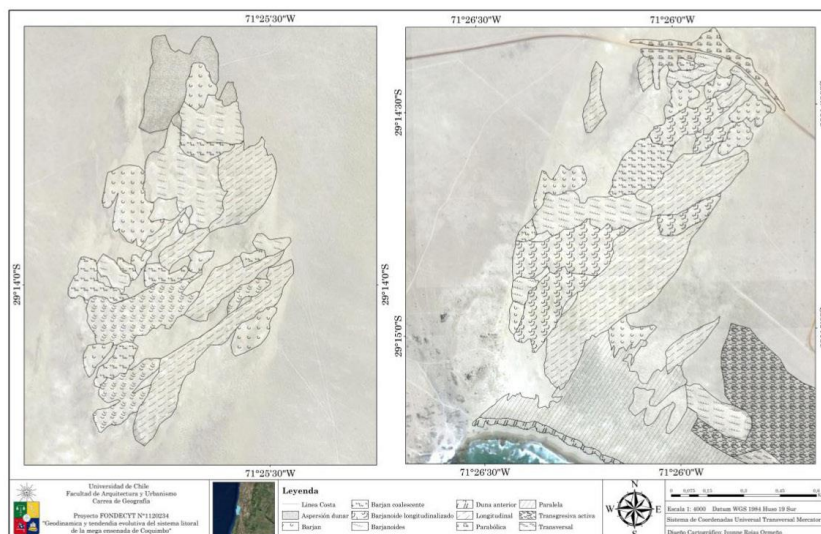


Fig. 6. Geomorfología de dunas en el campo norte, año 2014.

3.3.3. Paleo dunas

Las dunas inactivas conforman la gran parte del gran campo de Los Choros que está conformado por montículos compactados y vegetados en donde no es posible distinguir formas dunarias determinadas (Fig. 1 y 7). La gran extensión de paleo dunas avanza hacia el interior de las planicie costeras cubriendo las superficies de las supra yacientes de terrazas marinas elevadas. El avance de estos potentes mantos eólico alcanza la vertiente occidental de la cordillera de la costa, de tal manera que en algunos sectores las dunas cabalgan en las laderas rocosa, o bien han sido disecadas por los cursos de agua transversales generándose enormes paleo frentes transgresivos. Las partes culminantes alcanzan alturas del orden de los 380 m.s.n.m., en que el escarpado frente de deslizamiento presenta marcadas evidencias de la acción de las precipitaciones, evidenciando en micro conos aluviales y terrazas de disección en los *talwegs* que disectan estas formas.

Desde la cordillera fluyen numerosos cursos de agua, de carácter esporádico pero con gran capacidad de incisión, toda vez que es posible observar el aterrazamiento de las dunas antiguas y el afloramiento de superficies aluviales, presumiblemente del tipo glacis, subyacentes, y supra yacientes a las terrazas marinas. En las paleo dunas se

observan los cordones litorales a diferentes alturas, que evidenciando los antiguos niveles de playa en la paleo bahía.



Fig. 7. Frente transgresivo de las paleo dunas y la vertiente de la Cordillera de la Costa. En la parte central se observa un cono aluvial desarrollado en las laderas del frente de transgresión.

3.3.4. Estados de cambio de las dunas activas

A través del uso de imágenes históricas se identificaron las transformaciones en las dunas en un período de 12 años. En la zona sur, se pudo establecer un cambio en la estructura en las dunas pero manteniéndose en la misma familia, en este caso de las dunas barjanas, ya que el año 2002 se identifican barjanas como formas dominantes en el área, mientras que al año 2014 hay un claro predominio de los barjanoides y algunas incipientes evidencias de dunas transversales (Fig. 8). No obstante ello existen también formas pertenecientes a la otra familia del *continuum*, las que también han evolucionado, siendo el caso más notorio el paso de dunas paralelas a *blowout* y luego a parabólicas.

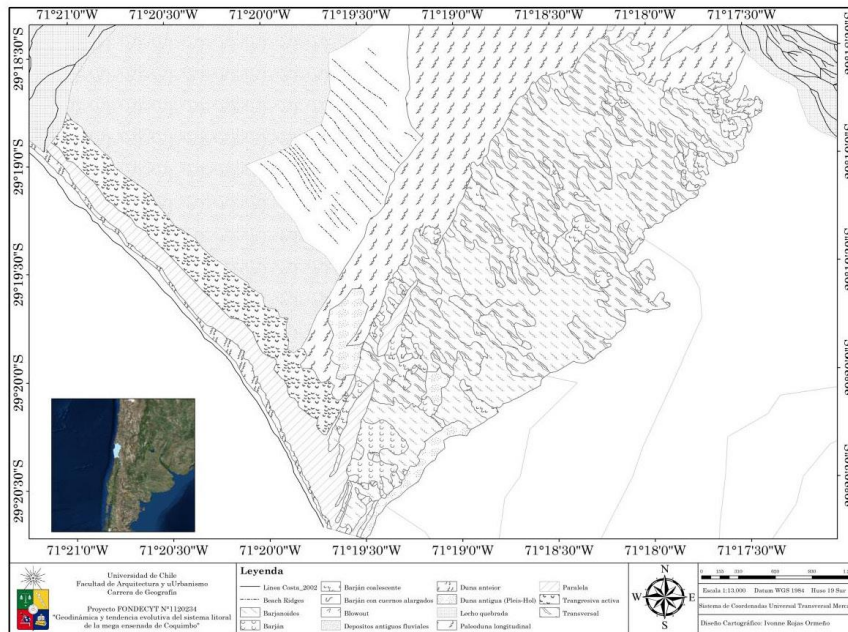


Fig. 8. Geomorfología de dunas en el campo sur, año 2002.

En la zona norte se aprecia la evolución de las formas en el contexto del *continuum* de las dunas anteriores, como formas predominantes, pero sin embargo, también se aprecia cómo en el período analizado se han desarrollado las formas barjanoides en los frentes de transgresión, donde está avanzando la duna hacia el interior. Son formas barjanoides de pequeño ángulo de curvatura, que posteriormente han sido transversalizadas y alargadas (Fig. 9). Los cambios observados han sido sistematizados de la siguiente manera:

Barjanoides y barjanos: en el período las formas dominantes han sido los barjanoides, desarrollándose a sotavento de las transversales, que se encuentran principalmente en la parte media del campo sur, por lo tanto es posible encontrarlas en el frente de avance como en los sectores cercanos a la costa. La dirección de avance de estas formas responde a la dirección del viento (SW) y estas son receptoras de las arenas que provienen de otras generaciones de dunas, lo que hace que el abastecimiento de estas sea intermitente y limitado, en comparación a las dunas que se encuentran más cercanas a la costa. En los barjanos, tanto en 2002 como en 2014, se presentan como

barjanes aislados, coalescentes y con cuernos alargados, que durante el paso de los años pueden ser observadas evolucionar de una a otra.

Dunas Transversales: Este patrón domina en el campo proximal, sobre todo en la zona central, manteniéndose visible a lo largo del período investigado; presentan crestas muy elevadas de tendencia longitudinal, con una orientación NW asociada el viento predominante (SW). Estas formas conforman grupos al interior del campo de dunas sur, intercalándose con las dunas de patrón alargado, predominante.

Dunas parabólicas y upsiloidales: La existencia de *blowouts* y su subsiguiente evolución a dunas parabólicas, son un rasgo muy destacado en el campo norte y las dunas parabólicas muestran con el paso de los años un crecimiento y desarrollo. Es posible que varias de estas no hayan evolucionado solo de *blowouts*, sino que también desde barjanes, producto de procesos de transmutación que son visibles en varias partes de ambos campos. Estos cambios se observaron sobre todo en la zona norte, donde se realizan trabajos de limpieza del camino y hay una fuerte intervención antrópica. Las dunas parabólicas que presentan un crecimiento y desarrollo asimétrico de uno de sus brazos, evolucionando a dunas upsiloidales.

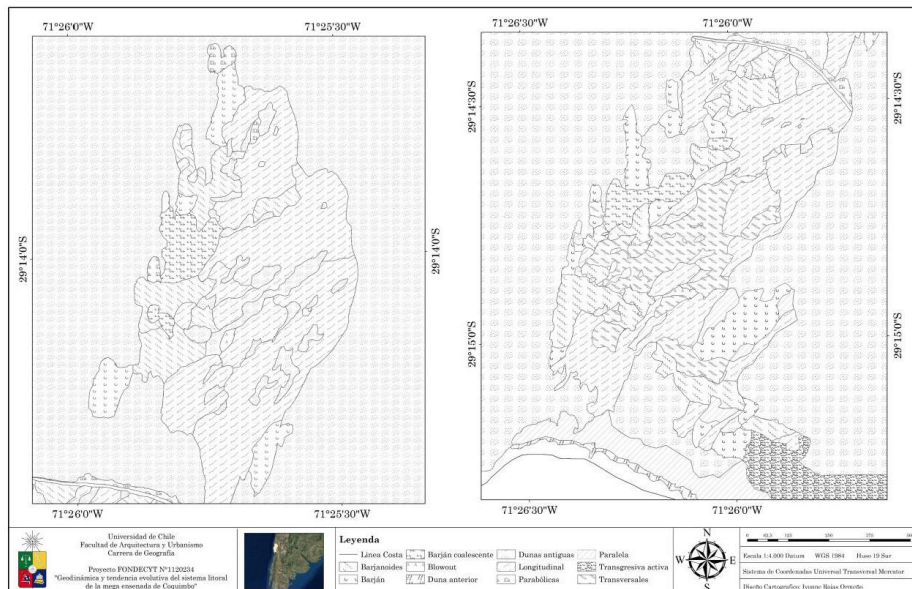


Fig. 9. Geomorfología de dunas en el campo norte, año 2002.

4.- Conclusiones

A las condiciones morfoestructurales de la ensenada se asocia una playa predominantemente disipativa con alta energía del oleaje, si bien con condiciones erosivas, con un importante campo de dunas inactivo, a los que se asocia también dos campos de dunas actuales activos y un frente de dunas anteriores.

Las condiciones dinámicas de una playa eminentemente disipativa, la posición distal de la bahía de Los Choros en la mega ensenada de Coquimbo, explica la presencia del gran campo de dunas, pero no así las áreas fuentes asociadas ya que la Quebrada Los Choros que desemboca en el campo de dunas, no es el área fuente fundamental de ésta.

La existencia de tres secciones con dunas activas demuestra abastecimiento actual de arenas, ya que las dunas anteriores, las dunas embrionarias y las transgresivas asociadas, implican una condición de abastecimiento actual de arenas en el litoral y la playa, no obstante las condiciones casi permanentes de erosión y el régimen semiárido de las cuencas de la Región. Lo mismo aplica a los campos activos sur y norte, siendo el más extenso el de la parte norte o distal de la ensenada. Ambos sectores presentan formas de dunas del *continuum* dunar que evidencian tanto el abastecimiento de arenas como la evolución de las mismas.

Las características de los depósitos eólicos que se presentan en la mega bahía de Coquimbo, muestran que la dinámica generalizada de distribución de arenas se replica desde las bahías individuales como en el conjunto de ellas que conforman la mega bahía de Coquimbo, donde la mayor concentración de arenas se da en la zona distal de la mega bahía, en Punta de Choros, con presencia de formas dunares bastante extensas y variadas morfologías secundarias, caracterizadas por la amplia presencia de dunas de la familia de barjanes en los campos y frentes transgresivos parabólicos.

La condición dinámica anterior cobra relevancia si se considera que las probables cuentas aportantes no han presentado caudales permanente o semipermanentes desde el año 1997, último evento ENSO (El Niño)

Agradecimientos

Proyecto Fondecyt 1120234: Geodinámica y tendencia evolutiva del sistema litoral de la mega ensenada de Coquimbo: hacia una prognosis de amenazas naturales para escenarios de cambios ambientales endógenos y exógenos.

Bibliografía

- Araya-Vergara, J.F. 1982. Análisis de la localización de los procesos y formas predominantes de la línea litoral de Chile: Observación Preliminar. *Informaciones Geográficas*, 29, 35-55.
- Araya-Vergara, J.F. 1986. Significance of Barhcans in Beach-Dune System Interactions in Central Chile. *Thalassas* 4, 23-27.
- Araya-Vergara, J.F. 1987. *The evolution of modern coastal dune systems in central Chile*. International Geomorphology 1986 Part II. Ed. V. Gardiner. John Wiley & Sons Ltd., 1231-1244.
- Araya-Vergara, J.F. 1989. Remnant Coastal Dunes and their significance in Chilean Ergs. *Geokoplus*, 1,1-15.
- Araya-Vergara, J.F. 1996. Sistema de Interacción oleaje-playa frente a los ergs de Chanco y Arauco, Chile. *Gayana Oceanol*, 4(2),159-167.
- Araya-Vergara, J.F. 2001. Los ergs del desierto marginal de Atacama, Chile. *Investigaciones Geográficas Chile*, 35, 27-66.
- Arriagada J.; Soto M-V.; Sarricolea, P. 2014. Morphodynamic environment in a semiarid mouth river complex. Choapa River, Chile. In *Geoscience and Remote Sensing*.
- Bagnold, R.A. 1941. *Physics of blown sand and desert dunes*. Methuen, London, 289 pp.
- Carter, R.W.G. 1976. Formation, maintenance and geomorphological significance of an eolian shell pavement. *J. Sedim. Petrol.*, 46, 418-429.
- Creixell, t.; Ortiz, I.; Arévalo, C. 2012. Geología del área Carrizalillo – El Foyo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Mapa Geológico, N° 133 y 134, mapa escala 1:100.000, Santiago.
- Goldsmith, V. 1989. Coastal sand dunes as geomorphological systems. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh. Section B. Biological Sciences*, 96, 3-15.
- Hesp, P.A. 2002. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, 48, 245-268.

- Hesp, P.A.; Dillenburg, S.R.; Barboza, E.G.; Tomazelli, L.J.; Ayup-Zouain, R.N.; Esteves, L.S.; Gruber, N.L.; Toldo, E.E.Jr.; Tabajara, L.L.C.A.; Clerot, L.C.P. 2005. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. *An Acad Bras Ciênc.*, 77(3), 493–508.
- Hesp, P.A. 2006. Sand beach ridges: Definition and re-definition. *J. Coastal Research SI*, 39, 72-75.
- Hesp, P.A. 2013. Conceptual models of the evolution of transgressive dune field systems. *Geomorphology*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.05.014>.
- IPCC. 2000. Land use, land use changes and Forestry. Special report of the Intergovernmental Panel on Climate Changes. R.T Watson et al., Eds. Cambridge University Press. Cambridge 233 pp
- Lagos, G. 2013. Caracterización geomorfológica y dinámica costera de bahías del semiárido de Chile, casos de estudio: Bahía Tongoy y Bahía Barnes, región de Coquimbo. Memoria para optar al título de geógrafa. Universidad de Chile. Santiago, Chile
- Martinho, C.T.; Hesp, P.A.; Dillenburg, S.R. 2010. Morphological and temporal variations variations of transgressive dunefields of the northern and mid-littoral Rio Grande do Sul coast, Southern Brazil. *Geomorphology*, 117, 14-32.
- Martínez, C. 2001. El efecto de ensenada en los procesos litorales de las ensenadas de Valparaíso, Algarrobo y Cartagena, Chile. Tesis para optar al grado de Magíster en Geografía. Universidad de Chile.
- Martínez, C.; Quezada, M.; Rubio, P. 2011. Historical changes in the shoreline and littoral processes on a headland bay beach in central Chile. *Geomorphology*, 135,80-96.
- McKee, E. 1979. An introduction to the study of global sand seas. In *A Study of Global Sand Seas*, E. McKee, ed., pp. 1- 20. Washington, U. S. Geological Survey Paper 1052.
- Mainguet, M. 1983. Dunes vives, dunes fixées, dunes vêtues: une classification selon le bilan d'alimentation, le régime éolien et la dynamique des édifices sableux. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplement Bd. 45, 265–285.
- Mainguet, M. 1984. A classification of dunes based on aeolian dynamics and the sand budget'. In F.El Baz (ed.), *Deserts and Arid Lands*, 31–58, Martinus Nijhoff, The Hague.

- Paskoff, R. 1970. Le Chili semi-aride, recherches géomorphologiques. *Biscaye*, 420 p. Bordeaux.
- Paskoff, R. 1983. *La erosión de las playas*. Revista geográfica de Valparaíso. 14:31-40.
- Psuty, N.P., 2004. The coastal foredune: a morphological basis for regional coastal dune development. In MARTINEZ, M.L. and PSUTY, N.P. (Eds): Coastal dunes. Ecology and conservation. Springer, Berlin. pp. 11-27.
- Sarricolea, P.; MARTÍN-VIDE, J. 2012 Distribución espacial de las precipitaciones diarias en Chile mediante el índice de concentración a resolución de 1 mm, entre 1965-2005. En: Cambio climático, extremos e impactos. (Ed) J.M. Cuadrat, P. Dorta, M. J. Estrela, F. González Rouco, J. A. López Díaz, J. C. García Codrón, F. Sánchez Rodrigo, J. Martín Vide y R. García Herrera. Publicaciones de la Asociación Española de Climatología, Salamanca, España. P, 631-639.
- Short, A.D. 1999. Waves-dominated beaches. In: SHORT A (ed). Handbook of beach and shoreface morphodynamics, Chichester, John Wiley & Sons, p. 173-191.
- Soto, M.V. 1987. Dinámica y tendencia evolutiva del campo de dunas de Chanco. Memoria para optar al título de Geógrafo. Universidad de Chile, Escuela de Geografía. Inédito
- Soto, M-V. 2005. Aspectos morfodinámicos de ensenadas desalineadas del litoral de Chile central. Pichilemu y Caleta Los Piures. *Revista de Geografía Norte Grande*, 33,73-87.
- Soto, M-V.; Arriagada, J. 2007. Características dinámicas de ensenadas estructurales de Chile central. Maitencillo-Cachagua y Papudo, Región de Valparaíso. *Revista de Geografía Norte Grande*, 38, 99- 112.
- Soto, M-V.; Arriagada, J.; Castro, C.P.; Maerker, M.; Rodolfi, G. 2011 Relación entre el cambio de uso del suelo en la cuenca del Aconcagua y su litoral arenoso correlativo. Chile central. *Revista de Geografía Norte Grande*, 50,187-202.
- Soto, M-V.; Arriagada, j.; Castro-Correa, C.; Ibarra, I.; Rodolfi, G. 2015. Condiciones geodinámicas derivadas del terremoto y tsunami de 2010 en la costa de Chile central. *Revista de Geografía Norte Grande*, in press
- Soto, M-V.; Arriagada, J.; Benavente, N.; Cabello, M.; Ibarra, I.; Rojas, I. 2014. Condiciones de acreción y transgresión de dunas en la costa semiárida de Chile: campo de dunas Los Choros, Región de Coquimbo. VIII de Geografía Física, Santiago, Chile.

- Verstappen, H. 1972. On dune types, families and sequences in areas of unidirectional winds. *Gottiner Geogr. Abh*, 60, 341-353.
- Wright, L. & A. SHORT. 1984. Morphodynamic variability of surf zone and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 56, 93 – 118.

Figura 1. Área de estudio.

Figure 1. Study area

Figura 2. Familias de dunas y *continuum* dunar. Fuente: A partir de las nociones de Verstappen (1972) y Araya-Vergara (1986, 1987), in Arriagada *et al.* 2014.

Figure 2. Family of dunes and *continuum* dunaris. Source: From the notions of Verstappen (1972) y Araya-Vergara (1986, 1987), in Arriagada *et al.* 2014.

Figura 3. Depósitos de dunas en el sistema de bahías de Coquimbo.

Figure 3. Sand dunes in Coquimbo the bays systems

Figura 4. Dunas anteriores de la zona proximal y distal de Punta de Choros.

Figure 4. Proximal and distal foredune in Punta de Choros

Figura 5. Geomorfología del campo de dunas sur, año 2014.

Figure 5. Geomorphology of southern sand dune field, 2014

Figura 6. Geomorfología del campo de dunas norte, año 2014.

Figure 6. Geomorphology of northern sand dune field, 2014

Figura 7. Frente transgresivo de las paleo dunas y la vertiente de la Cordillera de la Costa. En la parte central se observa un cono aluvial desarrollado en las laderas del frente de transgresión.

Figure 7. Paleo sand dune transgressive front and contact with coastal range. In the central part an aluvial fan developed on the sand trasgressions slopes is observed.

Figura 8. Geomorfología del campo de dunas sur, año 2002.

Figure 8. Geomorphology of southern sand dune field, 2002.

Figura 9. Geomorfología del campo de dunas norte, año 2002

Figure 9. Geomorphology of northern sand dune field, 2002.

Paper G

The Accretional Beach Ridge System of Tongoy Bay: an Example of a Regressive Barrier Developed in the Semiarid Region of Chile.

Current status: Manuscript for submitted

44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83

ABSTRACT

The regressive barrier (strandplain) of Tongoy is a complex system of coastal landforms, composed of foredunes, beach ridges and semi-permanent streams that together have shaped the actual lagoons. This research aims to contribute to the knowledge of these features in the tectonic active western continental margin of South America and analyzes their evolution in the development of the regressive barrier of Tongoy Bay. A geomorphological survey was conducted, between the Pleistocene marine terraces and the modern shoreline; aerial photographs from different years were used, observing changes over the barrier surface, estuaries and lagoons. From the identified forms it is concluded that the barrier corresponds to an accretion system, which together with the development of beach ridges has evolved into a regressive barrier system. It is still possible to find abandoned lagoons behind the present lagoons. Currently, accretion conditions are demonstrated by the preservation of foredunes and embryonic dunes.

ADDITIONAL INDEX WORDS: *beach ridge, barrier, foredunes, lagoon.*

RESUMEN

Se analiza la bahía de Tongoy como un sistema integrado de barrera litoral, modelada por la acción del oleaje durante el Holoceno. El *strandplain* de Tongoy constituye un sistema complejo de formas, compuesto por dunas anteriores, beach ridges y cursos de agua semipermanentes que en las zonas del *strandplain* y línea litoral han desarrollado lagunas. Los objetivos de este trabajo es contribuir al conocimiento de estas formas en las costas occidentales de América del Sur, y analizar dichas formas y su evolución conformando una barrera litoral de carácter acrecional. Se realizó el levantamiento geomorfológico de la ensenada, en la zona comprendida entre las terrazas marinas pleistocénicas y la línea litoral; se trabajó con fotos aéreas de diferentes años, estableciendo los cambios observados en el *strandplain*, desembocaduras, lagunas y en la playa arenosa. Se levantaron perfiles topográficos y se caracterizó el tipo de playa dominada por olas. A partir de las formas identificadas se concluye que la barrera corresponde a un sistema de acreción, en el que junto con la formación de los cordones de playa han evolucionado como una barrera regresiva, siendo posible encontrar una laguna abandonada, a sotavento de las actuales. La condición de acreción actual se demuestra por la permanencia de los cordones de dunas anteriores y de las dunas embrionarias en el período analizado.

ÍNDICE DE PALABRAS ADICIONALES: *Cordón litoral, barrera litoral, dunas anteriores, laguna*

INTRODUCTION

84

85

86 Traditional costal barriers have been studied as characteristic features of drilling coasts, with a
87 major territorial expression on the east coast of South and North America, Australia, South
88 Africa, and Western Europe (Bird, 2008; Schwartz, 2005). Costal barriers of Brazil are
89 highlighted in South America, described by Dillenburg and Hesp (2009), Dillenburg *et al.*
90 (2014); Hesp *et al.* (2005).

91

92 In Chile, these forms have been analyzed as coastlines formed by beach ridges (Araya-Vergara,
93 1986; Vargas, 1991). We approach the subject from the conceptualization of the strandplain in
94 coastal barriers on a continental subduction margin, as in the case of Chile.

95

96 Regarding the systems to be described, the presence of beach ridges is an essential feature, and
97 has been considered according to Otvos' definition (2000), that is to say, there are a relict, semi
98 parallel, multiple ridges forming a strandplain. Tamura (2012) indicates the relevance of beach
99 ridges as a paleoenvironmental record, which is of great significance for the analysis of Tongoy
100 Bay.

101

102 Regressive barriers such as morphological systems correspond to a modern feature associated
103 with the last postglacial marine transgression and marine processes related to conditions of
104 sediment supply, and processes of progradation during the last 7 to 6 ky, according to Dillenburg
105 and Hesp (2009). They conclude that the morphology and structure of regressive barriers are very
106 diverse, with various forms of subaerial origin: foredunes, beach ridges, and complex dunes.

107

108 In the arid coast of Chile, in the Atacama desert (Caldera, 27° S), there are important Pleistocene
109 beach ridge sequences, described by Marquard *et al.* (2004) and Quezada *et al.* (2007) as paleo
110 beaches located on marine terraces; the age of these terraces are estimated to be between MIS 11
111 and MIS 5c, with ± 162 to ± 25 meters height. In Punta de Choros (29°S), at the north end of the
112 mega bay of Coquimbo, beach ridges are also located on Pleistocene marine terraces (Creixell,
113 Ortiz and Arévalo, 2012), as well as slightly covered by dunes, located at 70 meters height. In the
114 case of the coast of Chile, the tectonic condition is an imperative agent of landscape modeling,
115 responsible for the presence of marine terraces preserved at high altitudes.

116

117 Concerning the Holocene coastal barriers in the Chilean semiarid region, Paskoff (1970)
118 described the succession of beach ridges in the Bay of Coquimbo (30° S), calling it the
119 Veguense terrace; the name refers to the swamp level to which it belongs. Ota and Paskoff
120 (1993) mapped and dated back the Holocene beach ridges in Tongoy Bay, with dates of 5400 yrs
121 BP for the oldest ridge located along the escarp of the Pleistocene terrace, and 910 yrs BP for the
122 latest (they are non-calibrated ¹⁴C datings). The strandplain of Tongoy extends from the modern
123 berm to the escarp of the marine terrace at 900 m, with a progradation speed estimated as 0.13-
124 0.14m/y by Ota and Paskoff (1993).

125

126 The presence of abandoned and modern lagoons in the barrier of Tongoy, associated with river
127 outlets of local estuaries, is a morphogenetic aspect to be considered when studying
128 environmental conditions during the development of the barrier.

129

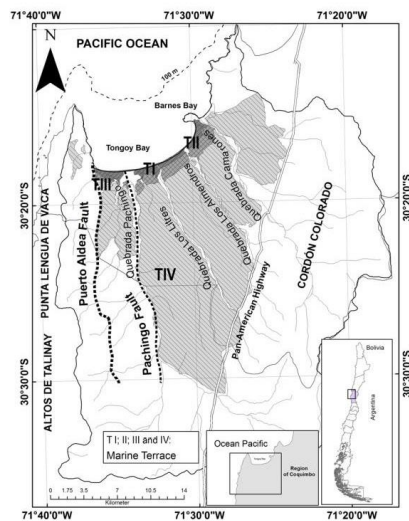
130 Therefore, the barrier of Tongoy is analyzed from the point of view of its conformation as a
 131 coastal system in an environment of tectonic uplift, in order to establish its current condition and
 132 evolutionary trends associated with the status of erosion/progradation in the Chilean semiarid
 133 region.

134
 135 **Geological and geomorphological settings**

136
 137 The area of study belongs to the coastal range of the Andes, conforming catchments draining to
 138 the coast. These slopes correspond to Cretaceous plutonic rocks, to Upper Jurassic sub-volcanic
 139 rocks, and to Triassic metamorphic and igneous rocks (Andesitas), forming the area of Punta
 140 Lengua de Vaca in Altos de Talinay (Emparán and Pineda, 2006), along with a large rocky
 141 headland of more than 7 km. These coastal basins are in contact with the four levels of
 142 fossiliferous marine terraces of the Coquimbo Formation from the Miocene-Pleistocene
 143 (Emparán and Pineda, 2006; Le Roux *et al.*, 2006; Pfeiffer *et al.*, 2011; Pfeiffer, 2011; Saillard
 144 *et al.*, 2009). These features constitute a very large amphitheater, highlighting the tectonic uplift
 145 condition of marine terraces, the well-preserved scarps, and the deep lateral dissection produced
 146 by the action of the local streams. In fact, tectonically uplifted marine terraces are very
 147 representative geomorphological features in the area of study.

148
 149 Tongoy Bay (Figure 1) is a Cenozoic basin (Emparán and Pineda, 2006) with marine terraces that
 150 belong to the Coquimbo Formation, corresponding to marine sediments deposited in the coastal
 151 area between 28° and 30° Lat. S; these terraces are formed by yellow sandstone, coquina,
 152 sedimentary conglomerates and carbonate, and fossiliferous levels from the Miocene-Pleistocene.

153



154
 155 Figure 1. Location of Tongoy Bay in the semiarid region of Chile. There are four upraised marine
 156 terraces (Pfeiffer, 2011; Emparán and Pineda, 2006). The extensive and high headland of Altos
 157 de Talinay, belongs to coastal range of The Andes is the essential relief that explains the dynamics
 158 of the bay.

159 According to Le Roux *et al.* (2006) these marine sediments/terraces were formed by a series of
 160 transgressions/regressions, which were related to regional and local tectonic movements,
 161 combined with global sea level variations (Paskoff, 1970; Pfeiffer *et al.*, 2011; Saillard *et al.*,
 162 2009, 2012). Saillard *et al.* (2012) confirmed the tectonic influence on Tongoy Bay through U-Th
 163 dating of beach ridges of these uplifted marine terraces, concluding that there has been a
 164 differential evolution between the bay and the associated great headland (Punta Lengua de Vaca)
 165 as well as the Puerto Aldea fault (Figure 1; Table 1). Therefore, influences on the genesis of the
 166 paleo basin, as well as current hydrodynamic conditions in Tongoy Bay are conditioned by the
 167 presence of the great headland of Punta Lengua de Vaca.

168
 169 Table 1: Tectonically uplifted levels of marine terraces according to different authors for the area
 170 of study.

Identified Marine terraces on the area of study		Pfeiffer (2011)		Saillard <i>et al.</i> (2012)		
Pfeiffer (2011)	Paskoff (1970)	Age (ky)	MIS	Age	MIS	Rate of rise (mm/ka)
Terrace I	<i>Sereniense I</i>	-	-	679±51	17	738±151
Terrace II	<i>Sereniense II</i>	412 (Late Pliocene-Pleistocene)	11	318±30	9c	1158±411
Terrace III	<i>Herraduriense I</i>	225 (Middle Pleistocene)	7e	225±17	7e	389±149
Terrace IV	<i>Herraduriense II</i>	123 (Upper Pleistocene)	5e	149±10	5e	180±80
Terrace V	<i>Veguiense</i>	6 (Holocene)	1	11±2	1	-

171
 172
 173

173 Semi-arid coastal climate

174
 175 The Pacific anticyclone strongly affects the climate of Chile and the Region of Coquimbo,
 176 generating inversion processes along the northern coast, resulting in the retention of permanent
 177 cloud strata throughout the year, which is hundreds of feet high, blocking frontal systems and
 178 thus explaining the arid climate (Pérez, 2005). These are a transition between the desert and
 179 semi-arid Mediterranean climate. The coastal zone is a steppe climate with abundant cloudiness,
 180 characterized by high humidity (85%), with a moderate temperature regimen and temperature
 181 variation not exceeding 6° C and an annual temperature average of 14.7° C; precipitation is
 182 concentrated in winter months (May to August) and does not exceed 75 mm per year (Pérez,
 183 2005).

184

185 The area is affected by El Niño (ENSO), which last occurred in 1997, and is considered the
 186 strongest of the last century (Aceituno, 1998; Pérez *et al.*, 2009). On that occasion, heavy rainfall
 187 and severe flooding occurred during winter and spring in central Chile; there was an annual total
 188 of 190 mm in the Region of Coquimbo, with 50% concentrated in a few days. Furthermore,
 189 during the El Niño event of 1983 there was a precipitation of 116 mm within 3 days of July (data
 190 from Dirección Meteorológica de Chile).

191 Prevailing winds are from the S and SW, associated with a condition of littoral drift from south to
192 north. There are very few incidents of northerly winds throughout the year. However, they mainly
193 occur during winter months and transport warm waters into the bay (Uribe and Blanco, 2001).

194

195 **General oceanographic characteristic**

196

197 The area of study corresponds to a quite depopulated coastal area of the Chilean semiarid region,
198 which has a small holiday village in the northern part of the bay, and fishing creek in the southern
199 part. This has effects on the absence of oceanographic data for the area, where the existing
200 information is concentrated in the port of Coquimbo, 35 miles north. It may be generally noted
201 that the area has a semidiurnal tidal regime in a micro tidal environment with a maximum-
202 recorded plea of 1.8 m. The wave height measurements performed in this study revealed waves
203 ranging from about 0.5 to 1m, especially in the middle and distal part of the bay.

204

205 According to data provided by a station located in Tongoy Bay, 32% of the prevailing winds in
206 the area are from South (S) with a predominant speed of 1.6 to 1.4 m/s.

207

208 There is no bathymetric detail for Tongoy Bay; however, the work of Berrios (2005) indicates the
209 presence of bathymetric slopes ranging from 2.7° - 4.0° in central areas and 8.9° - 13.3° in lateral
210 areas.

211

212 **METHODS**

213

214 Photo interpretation was conducted with aerial photos from the Aero Photogrammetric Service,
215 for the years 1978 and 1997. Fieldwork was conducted in two stages: the first during the months
216 of May, July and December 2012, and the second stage in February and July 2013.

217

218 The littoral zone was analyzed according to the classification of wave-dominated beaches of
219 Araya-Vergara (1996); Short (1999); Wright and Short (1984). Mapping of the bay with Google
220 Earth images was performed considering 5 different years between 2001 and 2010, which was
221 supplemented with field observations from June 2012 to February 2013.

222

223 Beach ridges were identified from the work of Ota and Paskoff (1993). A topographic survey was
224 developed considering a total station (February 2013), performing transverse profiles, with
225 approximately 1,000m spaced, as well as tracked from the swash zone to the escarpment of the
226 Pleistocene terrace.

227

228 Foredunes and transverse dunes were identified in the field and in aerial and Google Earth
229 images, and then represented in a geomorphological chart. Foredunes were considered as an
230 indicator of wave dynamics, sand supply, and current barrier accretion. In this context, incipient
231 dunes were considered according to Hesp (2004). Transverse dunes were only identified with
232 aerial photos from 1978, because of recognition difficulties due to current desertification control
233 techniques through diverse plantations. The relationship between these dunes was seen according
234 to the notion of dune *continuum* of Araya-Vergara (1986, in Arriagada, 2009) and Verstapen
235 (1972).

236

237 Fluvial forms were analyzed through the identification of channels and riverbanks from

238 photointerpretation and fieldwork. Tricart's concepts (1960) were applied, distinguishing levels
 239 of Holocene terraces, T' and T°. These terraces were identified in the barrier of Tongoy,
 240 establishing different progradation sequences. Riverbanks were analyzed according to Arriagada
 241 (2009) as evolution indicators of watercourses that flow into the barrier and those which
 242 genetically associate with small existing lagoons.

243
 244
 245

RESULTS

246 The physical characteristics of Tongoy Bay, and its location in relation to both the headland and
 247 coastal ranges of The Andes, together with the low tidal range and semiarid climate, play a key
 248 role in the evolution of the standplain analyzed. The Tongoy barrier presents several kinds of
 249 features that have been developing since Holocene until the present day, mainly through the
 250 growth of foredunes in a low energy reflective beach.

251
 252

The littoral zone

253

254 The analysis results of wave-dominated beaches allows to establish the presence of clear spatial
 255 and temporal patterns associated with the predominance of reflective beaches, except for several
 256 local situations, as in the northern section: Low Tide Terrace (LTT). Even though the results of
 257 Figure 2 do not correspond to a systematic observation over time, fieldwork in both winter and
 258 summer allow validation of them as a pattern, since low energy conditions of reflective beaches
 259 are observable during different seasons, due to the stable climatic conditions of semiarid coastal
 260 Chile. The exception is during ENSO years when abundant and concentrated rainfall occurs.

261

262 The homogeneous distribution of reflective beaches is associated with the presence of the great
 263 headland of Punta Lengua de Vaca (Figure 1) which is so extensive that it exerts strong control
 264 on the wave refraction along the bay. Pattern changes are only seen in northern Tongoy, with
 265 intermediate conditions. The dissipative condition has never been observed.

266

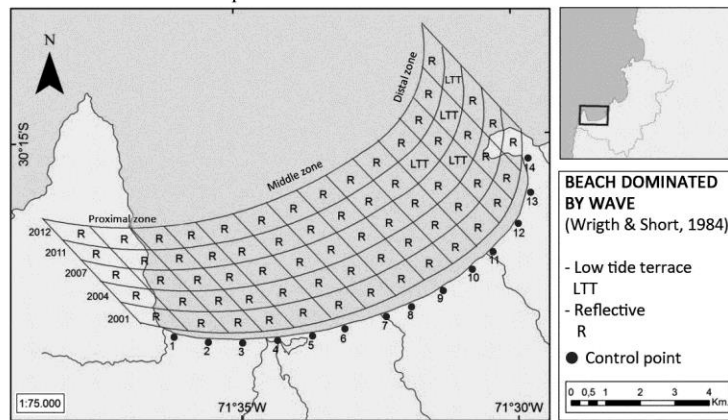
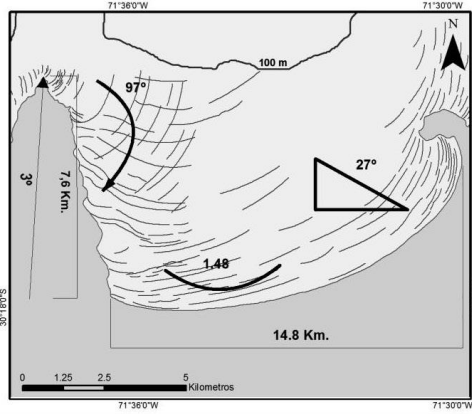


Figure 2. Beaches dominated by waves in Tongoy Bay, showing the dominance of the reflective beach during 5 different years observed, associated with the extensive headland in the southern part of the bay.

267 Figure 3 express some basic morphometric parameters of the bay associated with the presence of
 268 the headland, with N/S orientation, and 7.6 km of extension forming a natural barrier to the
 269 prevailing SW winds and associated wave trains. The extensive headland generates very strong
 270 refraction waves from the SW, and when they reach the coastline, the energy is dissipated
 271 creating a very reflective beach, with break waves of less 1m.



Headland length	Headland azimuth	Off Set angle (azimuth)	Curvature Index	Refraction	Bay length
7.6 km	3°	27°	1,48	95°	14.8 km

272
 273 Figure 3. Morphometric parameters of Tongoy Bay, highlighting the prominent headland and its
 274 influence on the refraction waves from the SW, which lose their high energy and reach the beach
 275 as little plunging waves (1-0.5m).
 276
 277

278 Considering the Triassic genesis of the headland, the Miocene-Pliocene genesis of the upraised
 279 marine terraces, and the strandplain progradation during the Holocene, it can be derived that
 280 similar wave currents have been in operation for much of the evolutionary history of the bay.
 281

282 The wave attack condition is important on the beach and berm, which are eroded during winter
 283 storms, but are quickly rebuilt, indicating a positive mass balance of the beach through the
 284 reconstruction of the berm and the presence of incipient dunes, as observed during the period of
 285 May 2012 to February 2013. The presence of beach cusps in the bay, especially in the middle and
 286 distal areas is another antecedent denoting the wave attack condition (Figure 4).
 287

288 The foredunes are a permanent feature along the bay, but are not uniform in shape; the southern
 289 and middle areas comprise up to three ridges of discontinuous vegetated nebcas, always with
 290 minor incipient dunes. In the distal zone, foredune ridges are very active, always with incipient
 291 dunes developing rapidly, even after being attacked by waves (Figure 5). The generation of
 292 incipient dunes is very fast and is mainly associated with vegetation, *Ambrossia chamissonis* in
 293 this case, a creeping kind of plants with wide coverage in Central Chile up to 30°S of northern
 294 limit.



295
 296 Figure 4. Eroded beach cusps and incipient dunes (small-vegetated nebcas). Reflective beach,
 297 southern Tongoy Bay (February 2013).
 298



299
 300 Figure 5. Northern foredunes in Tongoy Bay, with evidence of recent wave attack (A). Small
 301 sized incipient dunes, as seen in the ripples to leeward of the reference scale (notebook of 22 cm
 302 length), during fieldtrip observation (B). (May 2012).
 303

304 Beach ridges

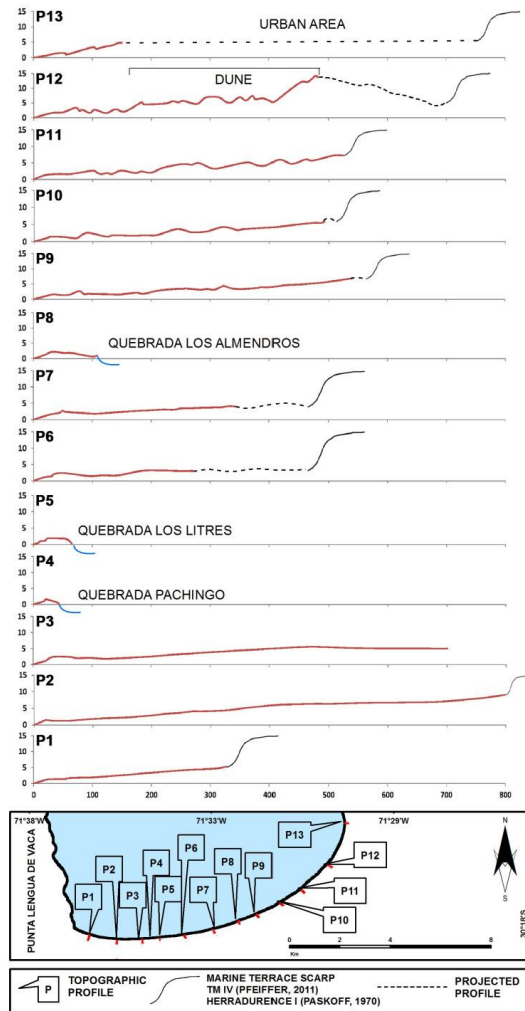
305
 306 Ota and Paskoff (1993) identified five ridges in the southern section of the bay, which can hardly
 307 be recognized today. Beach ridges correspond to soft sand undulations. The aforementioned
 308 author's descriptions indicated the presence of abundant remains of shell fragments and gravel on
 309 the beach ridges, which were only possible to find in the middle and proximal part of the bay. At
 310 the same time, the strandplain is covered with *Atriplex*, which has masked the original features.
 311

312 Beach ridges are located immediately below the escarpment of the terrace, with the southern
 313 section presenting a broader strandplain of 900 m, measured from the swash zone to the base of
 314 the escarpment of the marine terrace (Profile 2, Figure 6).
 315

316 The oldest beach ridge is well preserved, just like the latest, which is located close to the modern
 317 foredune system. The following sequence is observed in the distal and middle areas of the bay:
 318 a) beachface and sandy beach, b) foredunes and incipient dunes, c) marshes, d) beach ridge. This
 319 sequence measures up to 150 m long (Profile 11, Figure 6). The marsh shows a maximum width
 320 of about 20 m, being a well-represented feature in the bay due to the presence of a water table, as
 321 well as the evergreen vegetation that exists due to the occasional drainage from the ravines that
 322 dissect the adjacent marine terraces. The cloudiness and coastal fog of the Chilean desert
 323 (*camanchaca*), contributes to the maintenance of existing marsh vegetation in these depressions.
 324

325 Beach ridge sequences are most representative in the middle area (Profile 9 and 10, Figure 6),
 326 because the wind mantle is not as developed as in the north, where the beach ridges are covered
 327 by dunes (Profile 12, Figure 6). In fact, the observed peaks correspond to large active dunes in

328 which the desert scrub vegetation has disturbed the patterns of transverse dunes that cover the
 329 beach ridges. Despite this current dynamic condition, it is possible to recognize evidence of
 330 beach ridges along the bay at 50 m, 200-250 m and 400-500 m away from the beach. In the case
 331 of the first ridge, sandy beach and foredunes are included.
 332



333
 334 Figure 6. Transverse topographic beach profiles in Tongoy Bay, showing the differences along
 335 the shoreline, such as the length from swash zone to marine terrace scarp.
 336
 337

338 **Fluvial and hydrological features**

339

340 Local watersheds that drain into Tongoy Bay have generated essential features through which it
341 is possible to establish environmental variations of the shoreline. The tectonic influence is
342 expressed through epigenic incised gorges in ancient marine terraces, forming broad valleys of
343 353m and an incision height up to 192 m (Quebrada Pachingo). In these valleys, Holocene fluvial
344 terraces have been formed, identified as T' and T° (Figure 7). The T' terrace is a well preserved
345 unit, consisting of sands and gravel, located at the foot of the escarpment of the Pleistocene
346 terrace next to the river outlet, adopting the form of a well-developed river bank. The T° terrace
347 is the present riverbed with seasonal behavior, which is activated by episodic rainfall events, such
348 as during El Niño years.

349

350 The identification of river terraces T° and T' in different positions in the strandplain, allowed the
351 establishment the presence of differentiated lagoons conditions, determining three evolution
352 pulses of the coastline and river outlets, associated with the lagoons (Figure 7). The paleo lagoon
353 (1) and (2), as well the present day lagoon (3), whose barrier has been closed since 1978
354 preventing drainage to the bay (as recorded by aerial photos). However, according to data
355 compiled by locals, in 1997 the river outlet was open due to heavy rainfall; the most intense El
356 Niño event of the last century was recorded in Chile that year (Aceituno, 1998), generating a
357 great impact in central Chile and in the semi-arid region, with heavy rainfall and associated
358 flooding (Soto *et al.*, 2014).

359

360 Features associated with the paleo lagoons allow differentiation of evolutionary states of the river
361 outlets located in the strandplain accretion environments (Figure 7). The T' and T° terrace system
362 corresponding to the (1) condition represents the river outlet of Quebrada Pachingo (see Figure 1
363 for location), which is correlated with the oldest beach ridge, expressing a fluvial environment
364 with a direct outlet to the sea and capable of modeling a meandering channel. This outlet also
365 drained three lateral tributaries, with embedded meanders and disfluencies that explain the
366 amplitude of the sea outlet in the stage (1).

367

368 There is a second river outlet associated with lagoons, denominated as (2), identified by the
369 channels of the T' terrace as well as the remaining riverbanks; which is a strandplain with a
370 second progradation stage associated with second beach ridge.

371

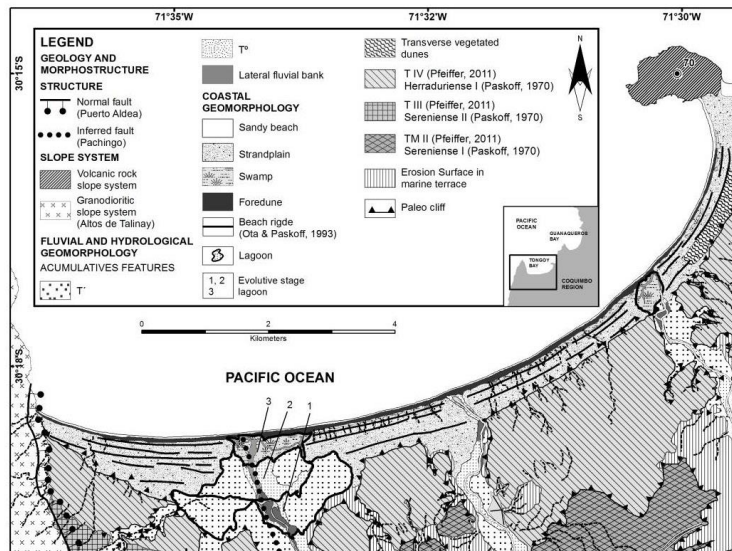
372 The (3) condition corresponds to current lagoons which are closed to the sea and have inlet
373 episodic character associated with river flooding and storm conditions due to El Niño. The beach
374 ridge that closes the existing outlets of the strandplain has similar dimensions along the bay, in
375 the order of 50-100 m (Figure 6).

376

377 From the point of view of evolution and present changing trends, a progradational trend can be
378 established, associated with the development of embryonic dunes and foredunes, despite winter
379 erosion and the reflective beach controlled by the huge headland. These features developed in 1-3
380 ridges, and the embryonic dunes rapidly develop in the beachface and backshore of the barrier of
381 Tongoy. Wind coverage in the area of beach ridges located in the distal area, expresses the status
382 of permanent sand supply.

383

384



385
 386 Figure 7. Geomorphological map of the Tongoy barrier: strandplain and the beach ridges and
 387 present foredunes. The different lagoons associated with the inlet streams from local catchments,
 388 as well as the 3 evolutive stage lagoons related to the regressive barrier.
 389

DISCUSSION

390
 391
 392 The identified features in Tongoy Bay show a sequence of coastal progradation during the
 393 Holocene in an abrasion platform identified by Pfeiffer *et al.* (2011). Saillard *et al.* (2012)
 394 identified the structural links between the paleo bay from Tongoy to Altos de Talinay and Punta
 395 Lengua de Vaca. Lagos (2013) and Villagran (2007) point out the importance of this rocky ledge
 396 and how the headland affects the current dynamics of Tongoy Bay. While tectonic action is very
 397 marked in the region, it has been quite low since the Holocene, with an uplift of 0.13-0.14m/ky
 398 (Ota and Paskoff, 1993). Saillard *et al.* (2009; 2012) estimated an uplift rate of 1667 ± 434 mm /
 399 ka for Tongoy, from the Middle Holocene to the present. Encinas *et al.* (2006) estimated an uplift
 400 of (6645 yr BP) at 0.4 m / ky, in the Holocene marine layer on the coast of central Chile (33 ° S).
 401

402 The interpretation of the evolution and conformation of the barrier of Tongoy, is associated with
 403 the first beach ridge, identified by Ota and Paskoff (1993) with an age of 5400 BP. Identified
 404 fluvial forms indicate that a system of river outlets of large amplitude was developed over time,
 405 such as the extension of T' and T° terraces of the (1) state, in the Quebrada Pachingo (Figure 7).
 406 The environment conditions indicate a major fluvial flow in the local watercourses, which has
 407 shaped the beds of distal tributaries that drained directly into the strandplain. The (1) condition is
 408 only found in the proximal part of the bay, where the barrier is larger with 800 m wide.
 409

410 However, the (2) condition is recognizable across the barrier of Tongoy through the paleo lagoon
 411 2 and the transverse dunes isolated from the distal part. Thus, when the second beach ridge was

412 developed in the southern area, a new outlet was formed, which is represented by deposits in T⁺
413 and T^o.

414

415 Moreover, rivers would have closed up to the sea when the marshes depression occurred,
416 associated to the last beach ridge, namely 910 yrs BP.

417

418 In the northern area, transverse dunes are deposited, showing a significant sediment load.
419 However, these sand dunes are unable to reach the scarp of the Pleistocene marine terrace.
420 Currently, these dunes are disconnected from the present beach. The second ridge has a height of
421 3.83 m with a distance of 270.40 m. to the swash zone. Further south, the correlative ridge to the
422 lagoon has similar values with a height of 3.37 m and a distance of 223.26 m.

423

424 The arrangement of the north-distal dunes matches with the headland bay beaches theory in
425 Chile, that has been described by Araya-Vergara (1996); Arriagada (2009); Arriagada, Soto and
426 Sarricolea (2014); Martínez (2001); Soto (2005); Soto and Arriagada (2007). In central Chile, the
427 shoreline is controlled by the structure of the continental margin and together with the SW drift
428 generates the different dynamic conditions in the sandy beaches, associate with reflective
429 environment in the proximal part of the bay (southern), and in the distal one (northern) it is
430 possible to find the widest coastal sand dunes. In Tongoy Bay, the small field sand dunes are
431 located in the northern part.

432

433 As for the observed beach dynamics, there is evidence of an appropriate condition for sand
434 supply. Foredunes eroded by wave action are permanently reconstructed in all seasons as
435 documented by Lagos (2013) and Soto *et al.* (2014). In the middle and mainly in the distal area,
436 the sand supply condition is more pronounced, as the foredunes are more prominent. These are
437 not considered old foredunes, because they consist of sand that has been deposited due to
438 introduced vegetation. The foredunes are associated with sand aspersions in the same location.
439 However, there is no connection between these and the current beach dunes because they are
440 separated by two beach ridges.

441

442 The evolution of the strandplain, as a succession of beach ridges, with fluvial features, dunes, and
443 different stages of the berm, identifies the system as an accretionary barrier, with a modern
444 progradational evolutionary trend, evidenced by the dynamics of foredunes and embryonic dunes
445 on the current beach, as noted by Dillenburg and Hesp (2009) and Soto *et al.* (2015).

446

447 While there is no paleoclimatic data for validating the found morphological evidence, “the work
448 of Tamura (2012) is ratified”, in regard to the importance of beach ridges as paleoenvironmental
449 record.

450

451 CONCLUSIONS

452

453 Identified features such as beach ridge sequences with beach gravel, foredunes, and lagoons
454 associated with local river outlets, together constitute morphological characteristic elements
455 associated with the coastal barrier environment of Tongoy Bay.

456

457 Riverbeds and riverbanks are outlet environments that correlate to the progradation of the barrier.
458 The accretion of the barrier through beach ridges seems to have developed the existing marsh
459 area in the river outlet, which is currently closed by the barrier.

460
461 Foredunes and embryonic dunes are observed throughout the year, and they are the
462 morphological expression of the permanent sand supply. The beach ridges located in the middle
463 and distal area of the bay have dunes at their highest points.

464
465 Consequently, it can be noted that from the Middle Holocene to the present deposits of coastal
466 sediments in Tongoy Bay, have formed by accretional sequences of beach ridges, as well as
467 current developing foredunes which have established an evolutionary trend of progressive
468 accretion of the barrier.

469

470

471 **ACKNOWLEDGEMENTS**

472 FONDECYT Project N° 1120234

473

474

475

LITERATURE CITED

476

477 Aceituno, P., 1998. El Fenómeno EL Niño 1997-1998. *Bulletin de l'Institut Français d'Études*
478 *Andines*, 27(3), 443-448.

479

480 Araya-Vergara, J.F., 1986. Cambios actuales en la línea litoral en Chile central sur. *Revista*
481 *Geográfica de Chile Terra Australis*, 29, 23-28.

482

483 Araya-Vergara, J.F., 1996. Sistema de interacción oleaje-playa frente a los ergs de Chanco y
484 Arauco, Chile. *Gayana Oceanológica*, 4 (2), 159-167.

485

486 Arriagada, J., 2009. Geomorfología Estuarial Comparada en la Zona Semiárida de Chile. Casos
487 de Copiapó y Choapa. Santiago, Chile: Universidad de Chile, Master's thesis, 100p.

488

489 Arriagada, J.; Soto, M.V., and Sarricolea, P., 2014. Morphodynamic environment in a semiarid
490 mouth river complex. Choapa River, Chile. In: Marghany, M. (ed), *Advanced Geosciences*
491 *Remote Sensing*. Rijeka, Croatia: Intech, pp. 253-271.

492

493 Berrios, M., 2005. *Características hidrográficas de Bahía Tongoy y zona de influencia de*
494 *proyecto. Proyecto Abalon "Pachingo – Live Sea Food"*. La Serena: Universidad Católica
495 del Norte, 100p.

496

497 Bird, E., 2008. *Coastal Geomorphology: An Introduction*. Chichester: John Wiley and Sons,
498 411p.

499

500 Creixell, T.; Ortiz, L., and Arévalo, C., 2012. *Geología del Área Carrizalillo – El Tofo*. Santiago,
501 Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería. Mapa Geológico, N° 133 y 134, escala
502 1:100.000.

503

504 Dillenburg, S.R., and Hesp, P.H., 2009. *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal*
505 *Barriers of Brazil*, Berlín: Springer, 380 p.
506

507 Dillenburg, S.R.; Barboza, E.G.; Hesp, P.A.; Rosa, M.L.C.C.; Angulo, R.J.; Souza, M.C.;
508 Giannini, P.C.F., and Sawakuchi, A., 2014. Discussion: Evidences for a transgressive barrier
509 within a regressive strandplain system: Implications for complex responses to environmental
510 changes, by Hein *et al.* (2013), *Sedimentology*, 60, 469-602. A transgressive barrier at
511 Pinheira, Southern Brazil around 3 ka?. *Sedimentology*, 61 (7), 2205-2212.
512

513 Dirección Meteorológica de Chile. <http://164.77.222.61/climatologia/>
514

515 Emparán, C. and Pineda, G., 2006. *Geología del área Andacollo Puerto Aldea. Región de*
516 *Coquimbo*. Santiago, Chile: Serie Geología Básica. N° 96. Servicio Nacional de Geología y
517 Minería. Escala 1: 100.000.
518

519 Encinas, A.; Hervé, F.; Villa-Martínez, R.; Nielsen, S.; Finger, K., and Petersen, D., 2006.
520 Finding of a Holocene marine layer in Algarrobo (33°22'S), central Chile. Implications for
521 coastal uplift. *Revista Geológica de Chile*, 33(2), 339-345.
522

523 Hesp, P.A., 2006. Sand beach ridges: Definitions and re-definitions. *Proceedings of the 8th*
524 *International Coastal Symposium*, Journal of Coastal Research, Special Issue N°39, pp. 72-
525 75.
526

527 Hesp, P.A.; Dillenburg, S.R.; Barboza, E.G.; Tomazelli, L.J.; Ayup-Zouain, R.N.; Esteves, L.S.;
528 Gruber, N.L.; Toldo, E.E. Jr.; Tabajara, L.L.C.A., and Clerot, L.C.P., 2005. Beach ridges,
529 foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to
530 Tramandaí barrier system, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*,
531 77(3), 493-508.
532

533 Lagos, G., 2013. Caracterización Geomorfológica y Dinámica Costera de Bahías del Semiárido
534 de Chile. Casos de Estudio: Bahía de Tongoy y Bahía Barnes, Región de Coquimbo.
535 Santiago, Chile: Universidad de Chile, Dissertation, 85p.
536

537 Le Roux, J.P.; Olivares, D.M.; Nielsen, S.N.; Smith, N.D.; Middleton, H.; Fenner, J. and Ishman,
538 S.E., 2006. Bay sedimentation as controlled by regional crustal behavior, local tectonics
539 and eustatics sea-level changes: Coquimbo Formation (Mioceno-Plioceno), Bay of Tongoy,
540 central Chile. *Sedimentary Geology*, 184, 133-153.
541

542 Marquardt, C.; Lavenu, A.; Portlieb, L.; Godoy, E., and Comte, D., 2004. Coastal neotectonics in
543 southern central Andes: uplift and deformation of marine terraces in northern Chile (27° S).
544 *Tectonophysics*, 394, 193-219.
545

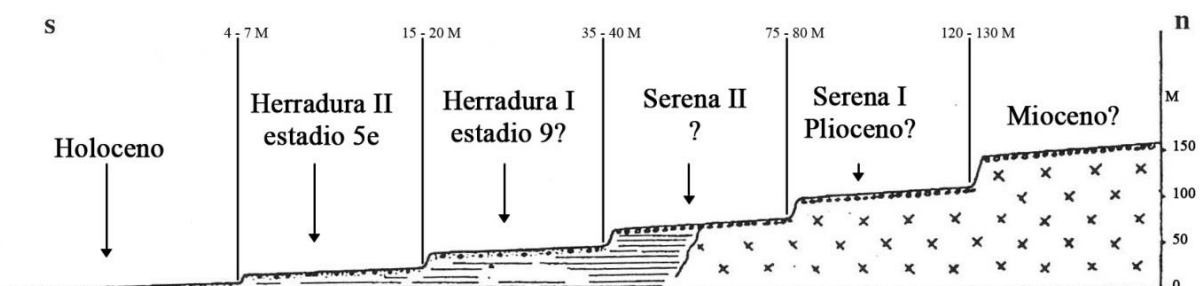
546 Martínez, C., 2001. El Efecto de Ensenada en los Procesos Litorales de las Ensenadas de
547 Valparaíso, Algarrobo y Cartagena, Chile. Santiago, Chile: Universidad de Chile, Master's
548 thesis, 152p.
549

- 550 Ota, Y. and Paskoff, R., 1993. Holocene deposits on the coastal of north-central Chile:
551 Radiocarbon ages and implications for coastal changes. *Revista Geológica de Chile*, 20, 25-32.
552
- 553 Otvos, E.G., 2000. Beach ridges- definitions and significance. *Geomorphology*, 32, 83-108.
554
- 555 Paskoff, R., 1970. *Recherches Geomorphologiques dans le Chili semi-aride*. Bordeaux: Biscaye
556 Frères, 420p.
557
- 558 Pérez, C., 2005. Cambio Climático: Vulnerabilidad, Adaptación y Rol Institucional. Estudio de
559 Casos en el Valle del Elqui. La Serena, Chile: Universidad de La Serena, Dissertation, 203p.
560
- 561 Pérez, C.; Fiebig-Wittmaack, M.; Cepeda-Pizarro, J., and Pizarro-Araya, J., 2009. Desastres
562 naturales y plagas en el valle del Río Elqui. In: Cepeda-Pizarro, J., (ed.). *Los Sistemas*
563 *Naturales de la Cuenca del Río Elqui (Región de Coquimbo, Chile): Vulnerabilidad y Cambio*
564 *del Clima*. La Serena: Ediciones Universidad de La Serena, pp. 315-353
565
- 566 Pfeiffer, M., 2011. Evolución y Génesis de Calcretas Pedogénicas en la Paleobahía de Tongoy.
567 Santiago, Chile: Universidad de Chile, Master's thesis, 175p.
568
- 569 Pfeiffer, M.; Le Roux, J.P.; Solleiro-Rebolledo, E.; Kemnitz, H.; Sedov, S., and Seguel, O.,
570 2011. Preservation of beach ridges due to pedogenic calcrete development in the Tongoy
571 Paleo Bay, North-central Chile. *Geomorphology*, 132, 234-248.
572
- 573 Quezada, J.; González, G.; Dunai, T.; Jensen, A., and Juez-Larré, J., 2007. Alzamiento litoral
574 pleistocénico del norte de Chile. Edades 21NE de la terraza costera más alta del área de
575 Caldera-Bahía Inglesa. *Revista Geológica de Chile*, 34(1), 81-96.
576
- 577 Saillard, M.; Hall, S.R.; Audin, L.; Fraber, D.L.; Hérial, G.; Martinod, J.; Regard, V.; Finkel,
578 R.C., and Bondoux, F., 2009. Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine
579 terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from 10Be dating.
580 *Earth and Planetary Sciences Letters*, 277, 50-63.
581
- 582 Saillard, M.; Riotte, J.; Regards, V.; Viollete, A.; Hérial, G., and Riquelme, R., 2012. Beach
583 ridges UeTH dathing in Tongoy bay tectonic implications for a peninsula bay system, Chile.
584 *Journal of South American Earth Science*, 40, 77-84.
585
- 586 Schwartz, M.L., 2005. *Encyclopedia of coastal science*. Dordrecht, Netherland: Springer, 1211p.
587
- 588 Short, A.D., 1999. Waves-dominated beaches. In: Short, A. (ed). *Handbook of beach and*
589 *shoreface morphodynamics*, Chichester: Wiley and Sons, pp. 173-191.
590
- 591 Soto, M.V., 2005. Aspectos morfodinámicos de ensenadas desalineadas del litoral de Chile
592 central: Pichilemu y caleta Los Piures. *Revista de Geografía Norte Grande*, 33, 73-87.
593

- 594 Soto, M.V. and Arriagada, J., 2007. Características dinámicas de ensenadas estructurales de Chile
595 central. Maitencillo-Cachagua y Papudo, Región de Valparaíso. *Revista de Geografía Norte*
596 *Grande*, 38, 99- 112.
597
- 598 Soto, M.V.; Märker, M.; Rodolfi, G.; Sepúlveda, A.S., and Cabello, M., 2014. Assessment of
599 geomorphic processes affecting the paleo-landscape of Tongoy bay, Coquimbo region, central
600 Chile. *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, 37, 51-66.
601
- 602 Soto, M.V.; Arriagada, J.; Castro, C.P.; Ibarra, I., and Rodolfi, G., 2015. Condiciones
603 geodinámicas derivadas del terremoto y tsunami de 2010 en la costa de Chile central. El caso
604 de Pichilemu. *Revista de Geografía Norte Grande*, *In press*.
605
- 606 Uribe, E. and Blanco, J.L., 2001. Capacidad de los sistemas acuáticos para el sostenimiento del
607 cultivo de pectínidos: El caso de *Argopecten purpuratus* en la Bahía Tongoy, Chile. *In:*
608 Maeda-Martínez, A.N, (ed.). *Los Moluscos Pectinidos de Iberoamérica: Ciencia y*
609 *Acuicultura*. Mexico, D.F: Limusa S.A. pp. 233-248.
610
- 611 Tamura, T., 2012. Beach ridges and prograded beach deposits as paleoenvironment records.
612 *Earth Science Review*, 114, 279-297.
613
- 614 Tricart, J., 1960. Los tipos de lechos fluviales. *Revista Geográfica Universidad de los Andes*, 2,
615 5-6.
616
- 617 Vargas, I., 1991. Interacción Oleaje-Playas-Dunas en Rocas de Santo Domingo. Santiago, Chile:
618 Universidad de Chile, Dissertation, 95p.
619
- 620 Verstappen, H., 1972. On dune types, families and sequences in areas of unidirectional winds.
621 *Göttinger Geographische Abhandlungen*, 60, 341-353.
622
- 623 Villagrán, C., 2007. Dinámica Costera en el Sistema de Bahías Comprendidas entre Ensenada
624 Los Choros y Bahía de Tongoy. Santiago, Chile: Universidad de Chile, Dissertation, 120p.
625
- 626 Wright, L. and Short, A., 1984. Morphodynamic variability of surf zone and beaches: A
627 synthesis. *Marine Geology*, 56, 93-118.

8. Appendix

APPENDIX I MARINE TERRACES

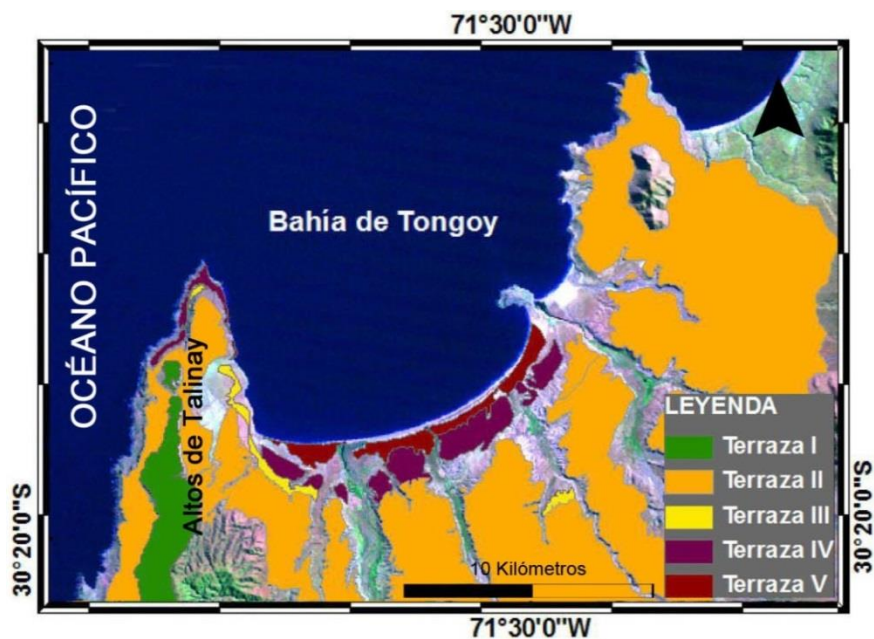


Perfil longitudinal de las cinco terrazas marinas ubicadas en la Bahía de Coquimbo. Source: PASKOFF et al. (1995 in PASKOFF 1999).

Resumen de las terrazas marinas en la Bahía de Coquimbo.

TM	ALTURA (m.s.n.m.)	MIS (ka)	TASA DE ALZAMIENTO PROMEDIO (m/ka)	MÉTODO DE DATACIÓN
SERENIENCE I (SERENA I)	120 – 130	- Plioceno	-	-
SERENIENCE II (SERENA II)	75 – 80	- Pleistoceno inferior	-	-
HERRADURIENCE I (HERRADURA I)	35 – 40	9? (±330) Pleistoceno medio	±0.20	U/Th – ERS*
HERRADURIENCE II (HERRADURA II)	15 – 20	5e (±125) Pleistoceno medio		U/Th – ERS*
VEGIENCE (VEGA)	4 - 5	1 (±11 ka) Holoceno	±0.13 / ±0.14	¹⁴ C**

* Dataciones realizadas por RADTKLE (1987; 1989 en LEONARD Y WEHMILLER, 1992), en base a Uranio – Torio; ** Datación realizada por OTA Y PASKOFF (1993) en base a Carbono 14. Source: Elaboración propia, en base a PASKOFF (1979 et al. 1995 in PASKOFF 1999).



Bahía de Tongoy y la presencia de las terrazas marinas tanto en Altos de Talinay y en la paleo bahía de Tongoy. Source: PFEIFFER (2011).

Resumen de las terrazas marinas en la Bahía de Tongoy.

TM	ALTOS DE TALINAY				PALEO BAHÍA DE TONGOY			
	ALTURA (m.s.n.m.)	MIS (ka)	TASA DE ALZAMIENTO (m/ka)	MÉTODO DE DATACIÓN	ALTURA (m.s.n.m.)	MIS (ka)	TASA DE ALZAMIENTO (m/ka)	MÉTODO DE DATACIÓN
I	425±15	17 (679±8)	0.738±0.152	¹⁰ Be	-	-	-	-
II	170±20	9c (317±1)	0.738±0.152	U/Th / ¹⁰ Be*	±200	11 (±412)	0.290±0.112	U/Th
III	55±5	7e (225±12)	0.389±0.149	¹⁰ Be	±48	7e (±225)	-	-
IV	25±3	5e (123±14)	0.180±0.80	U/Th / ¹⁰ Be*	±14	5c (94.5±15)	0.520±0.80	U/Th
V	6±1	1 (11±2)	0.166±0.434	¹⁰ Be	±9	1 (±6 ka)	-	-

*Datación realizadas por SAILLARD (2008) con U/Th y posteriormente re-datadas en SAILLARD et al. (2009) con ¹⁰Be. Source: Elaboración propia, en base a SAILLARD et al. (2012).

APPENDIX II COASTAL UPLIFT

Correlación altimétrica y edades absolutas según estadios isotópicos marinos utilizados para la identificación de la TMA; TMM y TMB

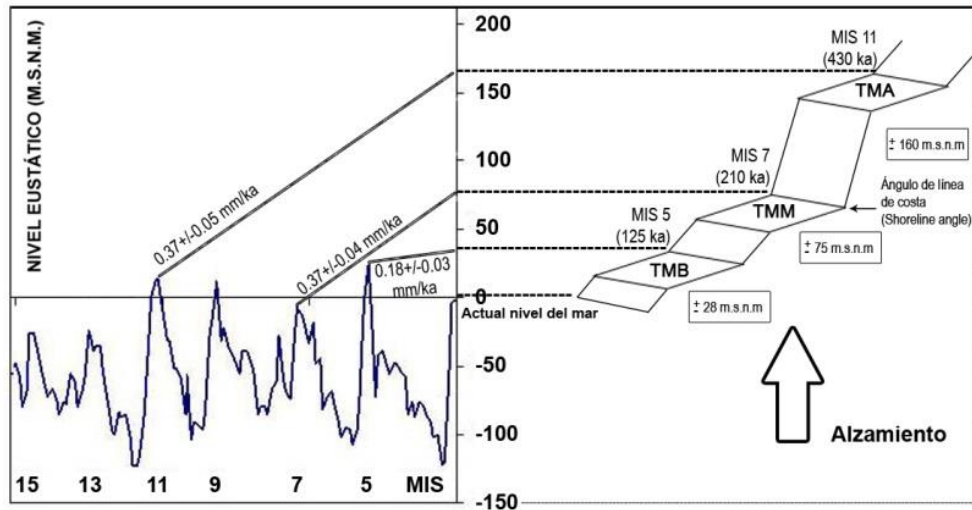
COQUIMBO (29°15' S) PASKOFF (1970)		HORNITO Y CHACAYA (23°S) ORTLIEB <i>et al.</i> (1987)		CALDERA (27°S) MARQUARDT <i>et al.</i> (2004)		BAHÍA INGLESA (27°S) MARQUARDT <i>et al.</i> (2004)		CERRO MORRO MEJILLONES (23°S) MARQUARDT <i>et al.</i> (2005)		PAMPA MEJILLONES (23°S) MARQUARDT <i>et al.</i> (2005)		ALTOS DE TALINAY (30°15' S) SAILLARD <i>et al.</i> (2008)		PALEO BAHÍA DE TONGOY (30°15' S) SAILLARD <i>et al.</i> (2012)		TM CORDÓN DE SARCO (29°30' S) SECTOR NORTE MEGA ENSENADA DE COQUIMBO CABELLO (2015)			
ALTURA (msnm)	SERIE y MIS (ka)	ALTURA (msnm)	MIS (ka)	ALTURA (msnm)	MIS (ka)	ALTURA (msnm)	MIS (ka)	ALTURA (msnm)	MIS (ka)	ALTURA (msnm)	MIS (ka)	ALTURA (msnm)	MIS (ka)	ALTURA (msnm)	MIS (ka)	ALTURA (msnm)	Datación Relativa MIS (ka)		
SERENIENCE I		-		TM VII		TM VIII		-		-		TM I		-		-			
120 - 130	Plioceno	-	-	233±1	19/21/25 (800±7)	224±1	19/21/25 (910±13)	-	-	-	-	425±15	17 (679±51)	-	-	-	-		
SERENIENCE II		TM IV		TM VI		TM VII		TM VII		TM VII		-		TM II		TMA			
75 - 80	Pleistoceno inferior	±90	11 (428±35)	162±10	11 (430±30)	139±10	11 (430±30)	±160	11 (428±35)	±280	11 (428±35)	-	-	±200	11 (±412)	±160	11 (430±30) o 9 (330±10)		
HERRADURIENCE I		TM III		TM V		TM VI		TM VI		TM VI		TM II		-					
35 - 40	Pleistoceno medio 9? (±330)	±80	9 (330)	110±3	9 (330±10)	115±5	9 (330±10)	±129	9 (330)	±208	9 (330)	170±20	9c (318±30)	-	-				
-		TM II		TM IV		TM V		TM V		TM V		TM III		TM III		TMM			
-	-	±50 a 55	7 (220)	67±7	7 (210±10)	78±7	7 (210±10)	±63.4	7 (220)	±127	7 (220)	55±5	7e (225±17)	±48	7e (±225)	±75	7 (210±10)		
HERRADURIENCE II		TM I		TM III		TM IV		TM IV		TM IV		TM IV		-		TMB			
15 - 20	Pleistoceno medio 5e (±125)	±18 a 25	5e (119±5)	44±5	5e (125±5)	40±5	5e (125±5)	±43.3	5e (119±5)	±72.7	5e (119±5)	25±3	5e (149±10)	-	-	±28	5 (125±5)		
-		TM I		TM II		TM III		TM III		TM III		-		TM IV					
-	-	±18 a 25	5c (105.3±10)	25±5	5c (100.5±5)	31±5	5c (100.5±5)	±29.8	5c (105.3±10)	±42.7	5c (105.3±10)	-	-	±14	5c (94.5±15)				
-		-		-		TM II		TM II		TM II		-		-					
VEGIENCE		-		TM I		TM I		TM I		TM I		TM V		TM V		-			
4 - 5	Holoceno 1 (±11)	-	-	3±1	1 (6±2)	3±1	1 (6±2)	±2.9	1	±4.5	1	6±1	1 (11±2)	±9	1 (±6)	-	-		

Source: Proyecto Fondecyt 1120234.

Tasas de alzamientos tectónicos de terrazas marinas ubicadas al norte y sur del área de estudio.

COQUIMBO PASKOFF (1970)	HORNITO Y CHACAYA ORTLIEB <i>et al.</i> (1987)	CALDERA MARQUARDT <i>et al.</i> (2004)	BAHÍA INGLESA MARQUARDT <i>et al.</i> (2004)	CERRO MORRO MEJILLONES MARQUARDT <i>et al.</i> (2005)	PAMPA MEJILLONES MARQUARDT <i>et al.</i> (2005)	ALTOS DE TALINAY SAILLARD <i>et al.</i> (2012)	PALEO BAHÍA DE TONGOY SAILLARD <i>et al.</i> (2012)
SERENIENCE I	-	TM VII	TM VIII	-	-	TM I	-
-	-	0.28±0.02 m/ka	0.28±0.02 m/ka	-	-	0.738±0.152 m/ka	-
SERENIENCE II	TM IV	TM VI	TM VII	TM VII	TM VII	-	TM II
-	0.24 m/ka	0.34±0.06 m/ka	0.28±0.02 m/ka	0.68 y 0.57 m/ka	0.20 y 0.50 m/ka	-	0.29±0.112 m/ka
HERRADURIENCE I	TM III	TM V	TM VI	TM VI	TM VI	TM II	-
0.20 m/ka	0.24 m/ka	0.34±0.06 m/ka	0.34±0.06 m/ka	0.68 y 0.57 m/ka	0.20 y 0.50 m/ka	0.738±0.152 m/ka	-
-	TM II	TM IV	TM V	TM V	TM V	TM III	TM III
-	0.24 m/ka	0.34±0.06 m/ka	0.34±0.06 m/ka	0.68 y 0.57 m/ka	0.20 y 0.50 m/ka	0.389±0.149 m/ka	-
HERRADURIENCE II	TM I	TM III	TM IV	TM IV	TM IV	TM IV	-
0.20 m/ka	0.24 m/ka	0.34±0.06 m/ka	0.34±0.06 m/ka	0.68 y 0.57 m/ka	0.20 y 0.50 m/ka	0.180±0.08 m/ka	-
-	TM I	TM II	TM III	TM III	TM III	-	TM IV
-	0.24 m/ka	0.34±0.06 m/ka	0.34±0.06 m/ka	0.68 y 0.57 m/ka	0.20 y 0.50 m/ka	-	0.52±0.08 m/ka
-	-	-	TM II	TM II	TM II	-	-
-	-	-	340±60 m/ka	0.68 y 0.57 m/ka	0.20 y 0.50 m/ka	-	-
VEGIENCE	-	TM I	TM I	TM I	TM I	TM V	TM V
0.13 y 0.14 m/ka	-	0.34±0.06 m/ka	0.34±0.06 m/ka	0.68 y 0.57 m/ka	0.20 y 0.50 m/ka	0.166±0.434 m/ka	-

Source: Proyecto Fondecyt 1120234.



Bloque diagrama de las terrazas marinas y su relación con las variaciones glacioeustáticas. Se observa la curva glacioeustáticas de MILLER et al. (2005 en QUEZADA et al. 2007), donde la altura del ángulo de línea de costa de los paleo acantilados de la TMA, TMM y TMB, se correlacionan con los MIS correspondientes a los interglaciares asociados a la formación de estas terrazas. También se señala las tasas de alzamientos tectónico asociadas a cada terraza marina y al MIS correspondiente. Source: Cabello (2015).

Appendix III Sedimentary analysis

Similaridad mineralógica de las muestras presentes en la Mega ensenada de Coquimbo.

		Con respecto al Punto 14 (Dunas zona media de la bahía)	Con respecto al Punto 15 (Dunas zona media de la bahía)	Con respecto al Punto 19 (Dunas zona distal de la bahía)	Con respecto al Punto 20 (Dunas zona distal de la bahía)	Con respecto al Punto 21 (Dunas zona distal de la bahía)
		s	s	s	s	s
QDA. LOS CHOROS	Punto 16 (DESEM. QDA. LOS CHOROS)	0.347	0.441	0.300	0.376	0.292
RÍO LIMARÍ	Muestra 1 (PLAYA MODERNA)	0.498	0.600	0.563	0.527	0.477
	Muestra 2 (PLAYA MODERNA)	0.555	0.618	0.566	0.525	0.482
	Muestra 3 (PLAYA MODERNA)	0.549	0.609	0.587	0.547	0.504
	Muestra 4 (BANCO LATERAL FLUVIAL)	0.557	0.605	0.557	0.530	0.480
	Muestra 5 (BANCO LATERAL FLUVIAL)	0.551	0.603	0.568	0.541	0.480
	Muestra 6 (BANCO LATERAL FLUVIAL)	0.509	0.625	0.522	0.524	0.473
BAHÍA DE TONGOY	Muestra 7 (PLAYA MODERNA)	0.504	0.600	0.497	0.491	0.448
	Muestra 8 (PLAYA MODERNA)	0.514	0.601	0.507	0.505	0.461
	Muestra 9 (PLAYA MODERNA)	0.517	0.600	0.502	0.500	0.455
	Muestra 10 (PLAYA HOLOCENA)	0.558	0.639	0.555	0.522	0.462
	Muestra 11 (PLAYA HOLOCENA)	0.575	0.620	0.569	0.544	0.496
	Muestra 12 (PLAYA HOLOCENA)	0.550	0.605	0.551	0.512	0.471
	Muestra 13 (DUNA)	0.615	0.680	0.613	0.567	0.524
BAHÍA BARNES	Muestra 14 (PLAYA)	0.599	0.656	0.522	0.478	0.437
	Muestra 15 (PLAYA)	0.603	0.645	0.563	0.524	0.477
	Muestra 16 (PLAYA)	0.618	0.650	0.589	0.541	0.507
	Muestra 17 (DUNA)	0.631	0.662	0.587	0.542	0.501
	Muestra 18 (DUNA)	0.640	0.682	0.585	0.542	0.500
RÍOS AFLUENTES DEL LIMARÍ DEPÓSITOS FLUVIALES	Muestra 19 (RÍO HURTADO)	0.574	0.629	0.579	0.543	0.496
	Muestra 20 (RÍO GRANDE)	0.536	0.624	0.554	0.547	0.504
	Muestra 21 (RÍO COGOTÍ)	0.573	0.609	0.600	0.569	0.519
	Muestra 22 (RÍO COMBARBALA)	0.534	0.628	0.592	0.568	0.513
S = Similaridad (0 = Nula Similaridad; 1 = Muy Buena Similaridad).						

Source: Proyecto Fondecyt 1120234.

Fragmento detrítico	Descripción	Fragmento detrítico	Descripción
Lsf	Fragmentos sedimentarios finos, donde no se puede distinguir la mineralogía	Ligd	Fragmentos granodioríticos, donde se observan mayor proporción de feldespato potásico y cantidades similares de plagioclasa y cuarzo
Lsm	Líticos sedimentarios marinos, constituido por lutitas ricas en carbonatos, y fragmentos carbonáticos. Presencia de aloquemos	Lid	Fragmentos dioríticos con alta proporción de plagioclasa; cuarzo y feldespato potásicos casi inexistentes
Lsc	Lítico sedimentario continental, fragmento compuesto por cuarzo, plagioclasa, menor anfíbola. Con cemento presuntamente silíceo. Por lo general presentan un pátina cafésosa	Lig	Fragmentos graníticos, muestra cantidades similares de cuarzo y feldespatos
Lv	Líticos volcánico e hipabisales, texturas porfírica, vitrofírica, felsítica, traquítica	Act	Fragmentos con alteración actinolítica, incluye fragmentos monomineralicos de actinolita
Carb	Fragmentos monomineralicos de carbonatos	Lit	Fragmentos tonalíticos, con proporciones similares de plagioclasa y cuarzo, menor feldespato potásico
Pl	Fragmentos monominerálicos de plagioclasa, con macla albítica y en algunos casos con cierta zonación o con presencia de parches	Anfalt	Fragmentos de anfíbolos alteradas a opacos y menor arcilla
Qz	Cuarzo monominerálico	Zr	Fragmentos monominerálicos de circones
ÓxFeTi y vidrio	Fragmentos de vidrio volánico reemplazado completamente por óxidos de hierro y titanio, también se incluyen los fragmentos de óxidos de hierro y titanio	Plalt	Plagioclasa alterada a arcillas, óxidos de hierro y titanio y epidota
Opx	Fragmentos monominerálicos de ortopiroxeno	Xenocxs	Clinopiroxenos con coronas de hornblenda y clorita
Anf	Fragmentos monominerálicos de anfíbola (en su mayoría hornblenda)	Opx+Cpx	lamelas intercrecidas de ortopiroxeno y clinopiroxeno
Kf	Fragmentos monominerálicos de feldespato potásico	Tit	Fragmentos monominerálicos de esfeno
Larc	Líticos compuestos exclusivamente por arcillas	Pert	Exsolución de feldespatos (pertita o antipertita)
Cpx	Fragmentos monominerálicos de Clinopiroxenos	Turm	fragmentos con alteración a turmalina
Ep	Fragmentos de alteración epidótica, puede o no incluir fragmentos de epidota poli y mono cristalina	Bxs	Fragmentos brechizados, donde se ven minerales rotos en matriz de óxidos de hierro y titanio o de turmalina
Chl	Fragmentos con alteración clorítica	Lmd	Líticos con indicios de metamorfismo dinámico, presencia de plagioclasas con macla aguja y cuarzoes con extinción firmemente ondulosa
Farc	Feldespatos indiferenciados alterados a arcillas	Lmag	Líticos con cuarzo poligonal
Bt	Fragmentos con alteración potásica, con presencia de biotita secundaria	Grt	Fragmentos monominerálicos de granate
Ap	Fragmentos monomineralicos de apatito	Lmve	Líticos en facies esquistos verdes, asociación Actinolita-Epidota ± clorita, con cristales bien preservados

Clasificación de minerales identificados para obtener la similitud entre los sedimentos de la Mega ensenada de Coquimbo. Source: Proyecto Fondecyt 1120234

Conteo modal de similitud de minerales (%) presentes en la Mega ensenada de Coquimbo.

	Minerales (%)	<i>Carb</i>	<i>Pl</i>	<i>Qz</i>	<i>Kf</i>	<i>Lsm</i>	<i>Lv</i>	<i>Opax y vidrio</i>	<i>Ep</i>	<i>Chl</i>	<i>Bt</i>	<i>Otros (26 Min.)</i>	% Conteo modal
BAHÍA LOS CHOROS	Punto 14 (Dunas zona media de la bahía)	3.2	3.9	7.7	14.4	13.1	4.2	13.5	8.7	0.0	2.6	28.9	100
QDA LOS CHOROS	Punto 16 (DESEM QDA LOS CHOROS)	2.1	2.3	4.5	9.1	7.1	0.4	0.0	11.4	0.0	2.7	60.4	100
RÍO LIMARÍ	Muestra 1 (PLAYA MODERNA)	0.0	30.0	25.0	15.0	0.0	0.0	10.0	0.0	0.0	10.0	10.0	100
	Muestra 2 (PLAYA MODERNA)	0.0	15.0	15.0	18.0	0.0	7.5	10.0	4.0		10.0	20.5	100
	Muestra 3 (PLAYA MODERNA)	0.0	15.0	10.0	25.0	0.0	30.0	2.0	5.0	6.0	7.0	0.0	100
	Muestra 4 (BANCO LATERAL FLUVIAL)	0.0	5.0	5.0	15.0	0.0	15.0	10.0	0.0	10.0	40.0	0.0	100
	Muestra 5 (BANCO LATERAL FLUVIAL)	0.0	5.0	5.0	15.0	0.0	0.0	15.0	0.0	10.0	35.0	15.0	100
	Muestra 6 (BANCO LATERAL FLUVIAL)	0.0	15.0	10.0	20.0	0.0	15.0	10.0	3.0	15.0	10.0	2.0	100
BAHÍA DE TONGOY	Muestra 7 (PLAYA MODERNA)	0.0	10.0	5.0	15.0	0.0	10.0	15.0	0.0	20.0	15.0	10.0	100
	Muestra 8 (PLAYA MODERNA)	0.0	5.0	10.0	15.0	0.0	10.0	20.0	0.0	20.0	10.0	10.0	100
	Muestra 9 (PLAYA MODERNA)	0.0	5.0	15.0	15.0	0.0	10.0	20.0	0.0	20.0	5.0	10.0	100
	Muestra 10 (PLAYA HOLOCENA)	10.0	10.0	5.0	15.0	15.0		15.0	0.0	10.0	10.0	10.0	100
	Muestra 11 (PLAYA HOLOCENA)	0.0	5.0	25.0	10.0	0.0	15.0	17.0	5.0	15.0	8.0	0.0	100
	Muestra 12 (PLAYA HOLOCENA)	0.0	10.0	25.0	15.0	0.0	10.0	5.0	0.0	30.0	5.0	0.0	100
BAHÍA BARNES	Muestra 13 (DUNA)	0.0	10.0	10.0	20.0	10.0	5.0	15.0	5.0	15.0	10.0	0.0	100
	Muestra 14 (PLAYA)	15.0	10.0	10.0	35.0	0.0	10.0	15.0	0.0	0.0	5.0	0.0	100
	Muestra 15 (PLAYA)	5.0	10.0	10.0	25.0	15.0	10.0	10.0	0.0	5.0	10.0	0.0	100
	Muestra 16 (PLAYA)	5.0	10.0	10.0	15.0	20.0	10.0	5.0	5.0	10.0	10.0	0.0	100
	Muestra 17 (DUNA)	5.0	10.0	10.0	15.0	15.0	10.0	10.0	5.0	10.0	10.0	0.0	100
RÍOS AFLUENTES DEL LIMARÍ DEPÓSITOS FLUVIALES	Muestra 18 (DUNA)	5.0	10.0	10.0	15.0	10.0	5.0	15.0	5.0	15.0	10.0	0.0	100
	Muestra 19 (RÍO HURTADO)	0.0	5.0	5.0	20.0	0.0	20.0	20.0	5.0	10.0	15.0	0.0	100
	Muestra 20 (RÍO GRANDE)	0.0	5.0	15.0	25.0	0.0	18.0	5.0	5.0	10.0	12.0	5.0	100
	Muestra 21 (RÍO COGOTÍ)	0.0	5.0	20.0	10.0	0.0	20.0	5.0	5.0	10.0	20.0	5.0	100
	Muestra 22 (RÍO COMBARBALA)	0.0	5.0	5.0	10.0	0.0	40.0	5.0	5.0	10.0	15.0	5.0	100

Source: Proyecto Fondecyt 1120234.

Conteo modal de similitud de minerales (%) presentes en la Mega ensenada de Coquimbo.

Minerales (%)		<i>Carb</i>	<i>Pl</i>	<i>Qz</i>	<i>Kf</i>	<i>Lsm</i>	<i>Lv</i>	<i>Opax y vidrio</i>	<i>Ep</i>	<i>Chl</i>	<i>Bt</i>	<i>Otros (26 Min.)</i>	% Conteo modal
BAHÍA LOS CHOROS	Punto 15 (Dunas zona media de la bahía)	0.6	7.5	8.2	20.1	7.5	5.0	15.4	10.4	0.0	1.3	24.1	100
QDA LOS CHOROS	Punto 16 (DESEM QDA LOS CHOROS)	2.1	2.3	4.5	9.1	7.1	0.4	0.0	11.4	0.0	2.7	60.4	100
RÍO LIMARÍ	Muestra 1 (PLAYA MODERNA)	0.0	30.0	25.0	15.0	0.0	0.0	10.0	0.0	0.0	10.0	10.0	100
	Muestra 2 (PLAYA MODERNA)	0.0	15.0	15.0	18.0	0.0	7.5	10.0	4.0	0.0	10.0	20.5	100
	Muestra 3 (PLAYA MODERNA)	0.0	15.0	10.0	25.0	0.0	30.0	2.0	5.0	6.0	7.0	0.0	100
	Muestra 4 (BANCO LATERAL FLUVIAL)	0.0	5.0	5.0	15.0	0.0	15.0	10.0	0.0	10.0	40.0	0.0	100
	Muestra 5 (BANCO LATERAL FLUVIAL)	0.0	5.0	5.0	15.0	0.0	0.0	15.0	0.0	10.0	35.0	15.0	100
	Muestra 6 (BANCO LATERAL FLUVIAL)	0.0	15.0	10.0	20.0	0.0	15.0	10.0	3.0	15.0	10.0	2.0	100
BAHÍA DE TONGOY	Muestra 7 (PLAYA MODERNA)	0.0	10.0	5.0	15.0	0.0	10.0	15.0	0.0	20.0	15.0	10.0	100
	Muestra 8 (PLAYA MODERNA)	0.0	5.0	10.0	15.0	0.0	10.0	20.0	0.0	20.0	10.0	10.0	100
	Muestra 9 (PLAYA MODERNA)	0.0	5.0	15.0	15.0	0.0	10.0	20.0	0.0	20.0	5.0	10.0	100
	Muestra 10 (PLAYA HOLOCENA)	10.0	10.0	5.0	15.0	15.0	0.0	15.0	0.0	10.0	10.0	10.0	100
	Muestra 11 (PLAYA HOLOCENA)	0.0	5.0	25.0	10.0	0.0	15.0	17.0	5.0	15.0	8.0	0.0	100
	Muestra 12 (PLAYA HOLOCENA)	0.0	10.0	25.0	15.0	0.0	10.0	5.0	0.0	30.0	5.0	0.0	100
BAHÍA BARNES	Muestra 13 (DUNA)	0.0	10.0	10.0	20.0	10.0	5.0	15.0	5.0	15.0	10.0	0.0	100
	Muestra 14 (PLAYA)	15.0	10.0	10.0	35.0	0.0	10.0	15.0	0.0	0.0	5.0	0.0	100
	Muestra 15 (PLAYA)	5.0	10.0	10.0	25.0	15.0	10.0	10.0	0.0	5.0	10.0	0.0	100
	Muestra 16 (PLAYA)	5.0	10.0	10.0	15.0	20.0	10.0	5.0	5.0	10.0	10.0	0.0	100
	Muestra 17 (DUNA)	5.0	10.0	10.0	15.0	15.0	10.0	10.0	5.0	10.0	10.0	0.0	100
RÍOS AFLUENTES DEL LIMARÍ DEPÓSITOS FLUVIALES	Muestra 18 (DUNA)	5.0	10.0	10.0	15.0	10.0	5.0	15.0	5.0	15.0	10.0	0.0	100
	Muestra 19 (RÍO HURTADO)	0.0	5.0	5.0	20.0	0.0	20.0	20.0	5.0	10.0	15.0	0.0	100
	Muestra 20 (RÍO GRANDE)	0.0	5.0	15.0	25.0	0.0	18.0	5.0	5.0	10.0	12.0	5.0	100
	Muestra 21 (RÍO COGOTÍ)	0.0	5.0	20.0	10.0	0.0	20.0	5.0	5.0	10.0	20.0	5.0	100
	Muestra 22 (RÍO COMBARBALA)	0.0	5.0	5.0	10.0	0.0	40.0	5.0	5.0	10.0	15.0	5.0	100

Source: Proyecto Fondecyt 1120234.

Conteo modal de similitud de minerales (%) presentes en la Mega ensenada de Coquimbo.

	Minerales (%)	<i>Carb</i>	<i>Pl</i>	<i>Qz</i>	<i>Kf</i>	<i>Lsm</i>	<i>Lv</i>	<i>Opax y vidrio</i>	<i>Ep</i>	<i>Chl</i>	<i>Bt</i>	<i>Otros (26 Min.)</i>	% Conteo modal
BAHÍA LOS CHOROS	Punto 19 (Dunas zona distal de la bahía)	0.0	6.3	9.3	17.2	16.9	1.9	0.6	4.1	1.1	0.0	42.6	100
QDA LOS CHOROS	Punto 16 (DESEM QDA LOS CHOROS)	2.1	2.3	4.5	9.1	7.1	0.4	0.0	11.4	0.0	2.7	60.4	100
RÍO LIMARÍ	Muestra 1 (PLAYA MODERNA)	0.0	30.0	25.0	15.0	0.0	0.0	10.0	0.0	0.0	10.0	10.0	100
	Muestra 2 (PLAYA MODERNA)	0.0	15.0	15.0	18.0	0.0	7.5	10.0	4.0	0.0	10.0	20.5	100
	Muestra 3 (PLAYA MODERNA)	0.0	15.0	10.0	25.0	0.0	30.0	2.0	5.0	6.0	7.0	0.0	100
	Muestra 4 (BANCO LATERAL FLUVIAL)	0.0	5.0	5.0	15.0	0.0	15.0	10.0	0.0	10.0	40.0	0.0	100
	Muestra 5 (BANCO LATERAL FLUVIAL)	0.0	5.0	5.0	15.0	0.0	0.0	15.0	0.0	10.0	35.0	15.0	100
	Muestra 6 (BANCO LATERAL FLUVIAL)	0.0	15.0	10.0	20.0	0.0	15.0	10.0	3.0	15.0	10.0	2.0	100
BAHÍA DE TONGOY	Muestra 7 (PLAYA MODERNA)	0.0	10.0	5.0	15.0	0.0	10.0	15.0	0.0	20.0	15.0	10.0	100
	Muestra 8 (PLAYA MODERNA)	0.0	5.0	10.0	15.0	0.0	10.0	20.0	0.0	20.0	10.0	10.0	100
	Muestra 9 (PLAYA MODERNA)	0.0	5.0	15.0	15.0	0.0	10.0	20.0	0.0	20.0	5.0	10.0	100
	Muestra 10 (PLAYA HOLOCENA)	10.0	10.0	5.0	15.0	15.0	0.0	15.0	0.0	10.0	10.0	10.0	100
	Muestra 11 (PLAYA HOLOCENA)	0.0	5.0	25.0	10.0	0.0	15.0	17.0	5.0	15.0	8.0	0.0	100
	Muestra 12 (PLAYA HOLOCENA)	0.0	10.0	25.0	15.0	0.0	10.0	5.0	0.0	30.0	5.0	0.0	100
BAHÍA BARNES	Muestra 13 (DUNA)	0.0	10.0	10.0	20.0	10.0	5.0	15.0	5.0	15.0	10.0	0.0	100
	Muestra 14 (PLAYA)	15.0	10.0	10.0	35.0	0.0	10.0	15.0	0.0	0.0	5.0	0.0	100
	Muestra 15 (PLAYA)	5.0	10.0	10.0	25.0	15.0	10.0	10.0	0.0	5.0	10.0	0.0	100
	Muestra 16 (PLAYA)	5.0	10.0	10.0	15.0	20.0	10.0	5.0	5.0	10.0	10.0	0.0	100
	Muestra 17 (DUNA)	5.0	10.0	10.0	15.0	15.0	10.0	10.0	5.0	10.0	10.0	0.0	100
RÍOS AFLUENTES DEL LIMARÍ DEPÓSITOS FLUVIALES	Muestra 18 (DUNA)	5.0	10.0	10.0	15.0	10.0	5.0	15.0	5.0	15.0	10.0	0.0	100
	Muestra 19 (RÍO HURTADO)	0.0	5.0	5.0	20.0	0.0	20.0	20.0	5.0	10.0	15.0	0.0	100
	Muestra 20 (RÍO GRANDE)	0.0	5.0	15.0	25.0	0.0	18.0	5.0	5.0	10.0	12.0	5.0	100
	Muestra 21 (RÍO COGOTÍ)	0.0	5.0	20.0	10.0	0.0	20.0	5.0	5.0	10.0	20.0	5.0	100
	Muestra 22 (RÍO COMBARBALA)	0.0	5.0	5.0	10.0	0.0	40.0	5.0	5.0	10.0	15.0	5.0	100

Source: Proyecto Fondecyt 1120234.

Conteo modal de similitud de minerales (%) presentes en la Mega ensenada de Coquimbo.

	Minerales (%)	<i>Carb</i>	<i>Pl</i>	<i>Qz</i>	<i>Kf</i>	<i>Lsm</i>	<i>Lv</i>	<i>Opax y vidrio</i>	<i>Ep</i>	<i>Chl</i>	<i>Bt</i>	<i>Otros (26 Min.)</i>	% Conteo modal
BAHÍA LOS CHOROS	Punto 20 (Dunas zona distal de la bahía)	0.0	4.9	8.8	10.1	11.6	0.5	0.5	2.6	2.3	0.0	58.6	100
QDA LOS CHOROS	Punto 16 (DESEM QDA LOS CHOROS)	2.1	2.3	4.5	9.1	7.1	0.4	0.0	11.4	0.0	2.7	60.4	100
RÍO LIMARÍ	Muestra 1 (PLAYA MODERNA)	0.0	30.0	25.0	15.0	0.0	0.0	10.0	0.0	0.0	10.0	10.0	100
	Muestra 2 (PLAYA MODERNA)	0.0	15.0	15.0	18.0	0.0	7.5	10.0	4.0	0.0	10.0	20.5	100
	Muestra 3 (PLAYA MODERNA)	0.0	15.0	10.0	25.0	0.0	30.0	2.0	5.0	6.0	7.0	0.0	100
	Muestra 4 (BANCO LATERAL FLUVIAL)	0.0	5.0	5.0	15.0	0.0	15.0	10.0	0.0	10.0	40.0	0.0	100
	Muestra 5 (BANCO LATERAL FLUVIAL)	0.0	5.0	5.0	15.0	0.0	0.0	15.0	0.0	10.0	35.0	15.0	100
	Muestra 6 (BANCO LATERAL FLUVIAL)	0.0	15.0	10.0	20.0	0.0	15.0	10.0	3.0	15.0	10.0	2.0	100
BAHÍA DE TONGOY	Muestra 7 (PLAYA MODERNA)	0.0	10.0	5.0	15.0	0.0	10.0	15.0	0.0	20.0	15.0	10.0	100
	Muestra 8 (PLAYA MODERNA)	0.0	5.0	10.0	15.0	0.0	10.0	20.0	0.0	20.0	10.0	10.0	100
	Muestra 9 (PLAYA MODERNA)	0.0	5.0	15.0	15.0	0.0	10.0	20.0	0.0	20.0	5.0	10.0	100
	Muestra 10 (PLAYA HOLOCENA)	10.0	10.0	5.0	15.0	15.0	0.0	15.0	0.0	10.0	10.0	10.0	100
	Muestra 11 (PLAYA HOLOCENA)	0.0	5.0	25.0	10.0	0.0	15.0	17.0	5.0	15.0	8.0	0.0	100
	Muestra 12 (PLAYA HOLOCENA)	0.0	10.0	25.0	15.0	0.0	10.0	5.0	0.0	30.0	5.0	0.0	100
BAHÍA BARNES	Muestra 13 (DUNA)	0.0	10.0	10.0	20.0	10.0	5.0	15.0	5.0	15.0	10.0	0.0	100
	Muestra 14 (PLAYA)	15.0	10.0	10.0	35.0	0.0	10.0	15.0	0.0	0.0	5.0	0.0	100
	Muestra 15 (PLAYA)	5.0	10.0	10.0	25.0	15.0	10.0	10.0	0.0	5.0	10.0	0.0	100
	Muestra 16 (PLAYA)	5.0	10.0	10.0	15.0	20.0	10.0	5.0	5.0	10.0	10.0	0.0	100
	Muestra 17 (DUNA)	5.0	10.0	10.0	15.0	15.0	10.0	10.0	5.0	10.0	10.0	0.0	100
RÍOS AFLUENTES DEL LIMARÍ DEPÓSITOS FLUVIALES	Muestra 18 (DUNA)	5.0	10.0	10.0	15.0	10.0	5.0	15.0	5.0	15.0	10.0	0.0	100
	Muestra 19 (RÍO HURTADO)	0.0	5.0	5.0	20.0	0.0	20.0	20.0	5.0	10.0	15.0	0.0	100
	Muestra 20 (RÍO GRANDE)	0.0	5.0	15.0	25.0	0.0	18.0	5.0	5.0	10.0	12.0	5.0	100
	Muestra 21 (RÍO COGOTÍ)	0.0	5.0	20.0	10.0	0.0	20.0	5.0	5.0	10.0	20.0	5.0	100
	Muestra 22 (RÍO COMBARBALA)	0.0	5.0	5.0	10.0	0.0	40.0	5.0	5.0	10.0	15.0	5.0	100

Source: Proyecto Fondecyt 1120234.

Conteo modal de similitud de minerales (%) presentes en la Mega ensenada de Coquimbo.

	Minerales (%)	Carb	Pl	Qz	Kf	Lsm	Lv	ÓxFeTi y vidrio	Ep	Chl	Bt	Otros (26 Min.)	% Conteo modal
BAHÍA LOS CHOROS	Punto 21 (Dunas zona distal de la bahía)	0.0	5.7	9.4	12.0	27.4	2.8	0.6	6.6	1.9	0.0	33.7	100
QDA LOS CHOROS	Punto 16 (DESEM QDA LOS CHOROS)	2.1	2.3	4.5	9.1	7.1	0.4	0.0	11.4	0.0	2.7	60.4	100
RÍO LIMARÍ	Muestra 1 (PLAYA MODERNA)	0.0	30.0	25.0	15.0	0.0	0.0	10.0	0.0	0.0	10.0	10.0	100
	Muestra 2 (PLAYA MODERNA)	0.0	15.0	15.0	18.0	0.0	7.5	10.0	4.0	0.0	10.0	20.5	100
	Muestra 3 (PLAYA MODERNA)	0.0	15.0	10.0	25.0	0.0	30.0	2.0	5.0	6.0	7.0	0.0	100
	Muestra 4 (BANCO LATERAL FLUVIAL)	0.0	5.0	5.0	15.0	0.0	15.0	10.0	0.0	10.0	40.0	0.0	100
	Muestra 5 (BANCO LATERAL FLUVIAL)	0.0	5.0	5.0	15.0	0.0	0.0	15.0	0.0	10.0	35.0	15.0	100
	Muestra 6 (BANCO LATERAL FLUVIAL)	0.0	15.0	10.0	20.0	0.0	15.0	10.0	3.0	15.0	10.0	2.0	100
BAHÍA DE TONGOY	Muestra 7 (PLAYA MODERNA)	0.0	10.0	5.0	15.0	0.0	10.0	15.0	0.0	20.0	15.0	10.0	100
	Muestra 8 (PLAYA MODERNA)	0.0	5.0	10.0	15.0	0.0	10.0	20.0	0.0	20.0	10.0	10.0	100
	Muestra 9 (PLAYA MODERNA)	0.0	5.0	15.0	15.0	0.0	10.0	20.0	0.0	20.0	5.0	10.0	100
	Muestra 10 (PLAYA HOLOCENA)	10.0	10.0	5.0	15.0	15.0	0.0	15.0	0.0	10.0	10.0	10.0	100
	Muestra 11 (PLAYA HOLOCENA)	0.0	5.0	25.0	10.0	0.0	15.0	17.0	5.0	15.0	8.0	0.0	100
	Muestra 12 (PLAYA HOLOCENA)	0.0	10.0	25.0	15.0	0.0	10.0	5.0	0.0	30.0	5.0	0.0	100
BAHÍA BARNES	Muestra 13 (DUNA)	0.0	10.0	10.0	20.0	10.0	5.0	15.0	5.0	15.0	10.0	0.0	100
	Muestra 14 (PLAYA)	15.0	10.0	10.0	35.0	0.0	10.0	15.0	0.0	0.0	5.0	0.0	100
	Muestra 15 (PLAYA)	5.0	10.0	10.0	25.0	15.0	10.0	10.0	0.0	5.0	10.0	0.0	100
	Muestra 16 (PLAYA)	5.0	10.0	10.0	15.0	20.0	10.0	5.0	5.0	10.0	10.0	0.0	100
	Muestra 17 (DUNA)	5.0	10.0	10.0	15.0	15.0	10.0	10.0	5.0	10.0	10.0	0.0	100
RÍOS AFLUENTES DEL LIMARÍ DEPÓSITOS FLUVIALES	Muestra 18 (DUNA)	5.0	10.0	10.0	15.0	10.0	5.0	15.0	5.0	15.0	10.0	0.0	100
	Muestra 19 (RÍO HURTADO)	0.0	5.0	5.0	20.0	0.0	20.0	20.0	5.0	10.0	15.0	0.0	100
	Muestra 20 (RÍO GRANDE)	0.0	5.0	15.0	25.0	0.0	18.0	5.0	5.0	10.0	12.0	5.0	100
	Muestra 21 (RÍO COGOTÍ)	0.0	5.0	20.0	10.0	0.0	20.0	5.0	5.0	10.0	20.0	5.0	100
	Muestra 22 (RÍO COMBARBALA)	0.0	5.0	5.0	10.0	0.0	40.0	5.0	5.0	10.0	15.0	5.0	100

Source: Proyecto Fondecyt 1120234.

INFORME FINAL: Análisis mineralógico mediante microscopía óptica

Integrantes: Paulina Arellano
Constanza Celis
Profesores: María Victoria Soto
Sergio Sepúlveda
Fecha: 19/12/2014

Tabla de contenido

1. Introducción	5
2. Metodología	7
3. Descripción de Cortes.....	9
3.1 Corte 1: Ensenada Limarí, Zona Proximal	9
3.1.1 Características Macroscópicas	9
3.1.2 Características Microscópicas	9
3.2 Corte 2: Ensenada Limarí, Zona Media	11
3.2.1 Características Macroscópicas	11
3.2.2 Características Microscópicas	11
3.3 Corte 3: Ensenada Limarí, Zona Distal	13
3.3.1 Características Macroscópicas	13
3.3.2 Características Microscópicas	13
3.4 Corte 4: Estuario Río Limarí, Paleobanco Lateral Fluvial	15
3.4.1 Características Macroscópicas	15
3.4.2 Características Microscópicas	15
3.5 Corte 5: Estuario Río Limarí, Banco Lateral Fluvial A	17
3.5.1 Características Macroscópicas	17
3.5.2 Características Microscópicas	17
3.6 Corte 6: Estuario Río Limarí, Banco Fluvial B	19
3.6.1 Características Macroscópicas	19
3.6.2 Características Microscópicas	19
3.7 Corte 7: Bahía Tongoy, Zona Proximal.....	21
3.7.1 Características Macroscópicas	21
3.7.2 Características Microscópicas	21
3.8 Corte 8: Bahía Tongoy, Zona Media.....	23
3.8.1 Características Macroscópicas	23
3.8.2 Características Microscópicas	23
3.9 Corte 9: Bahía Tongoy, Zona Distal	25
3.9.1 Características Macroscópicas	25

3.9.2	Características Microscópicas	25
3.10	Corte 10: Bahía Tongoy, Cordón de Playa, Zona Proximal	27
3.10.1	Características Macroscópicas	27
3.10.2	Características Microscópicas	27
3.11	Corte 11: Bahía Tongoy, Cordón de Playa, Zona Media A.....	29
3.11.1	Características Macroscópicas	29
3.11.2	Características Microscópicas	29
3.12	Corte 12: Bahía Tongoy, Cordón de Playa, Zona Media B.....	31
3.12.1	Características Macroscópicas	31
3.12.2	Características Microscópicas	31
3.13	Corte 13: Bahía Tongoy, Duna Transversal Estabilizada	33
3.13.1	Características Macroscópicas	33
3.13.2	Características Microscópicas	33
3.14	Corte 14: Bahía Barnes, Zona Proximal.....	35
3.14.1	Características Macroscópicas	35
3.14.2	Características Microscópicas	35
3.15	Corte 15: Bahía Barnes, Zona Media	37
3.15.1	Características Macroscópicas	37
3.15.2	Características Microscópicas	37
3.16	Corte 16: Bahía Barnes, Zona Distal.....	39
3.16.1	Características Macroscópicas	39
3.16.2	Características Microscópicas	39
3.17	Corte 17: Bahía Barnes, Zona Media, 3er Cordón de Dunas	41
3.17.1	Características Macroscópicas	41
3.17.2	Características Microscópicas	41
3.18	Corte 18: Bahía Barnes, Dunas Longitudinales	43
3.18.1	Características Macroscópicas	43
3.18.2	Características Microscópicas	43
3.19	Corte 19: Río Hurtado.....	45
3.19.1	Características Macroscópicas	45
3.19.2	Características Microscópicas	45
3.20	Corte 20: Río Grande	47

3.20.1	Características Macroscópicas	47
3.20.2	Características Microscópicas	47
3.21	Corte 21: Río Cogotí.....	49
3.21.1	Características Macroscópicas	49
3.21.2	Características Microscópicas	49
3.22	Corte 22: Río Combarbalá.....	51
3.22.1	Características Macroscópicas	51
3.22.2	Características Microscópicas	51
4.	Análisis	53
5.	Conclusión	63

1. Introducción

En el presente informe se presenta el análisis mineralógico mediante microscopía óptica de luz transmitida de 22 muestras de sedimentos extraídas de los sectores aledaños a las dunas de Punta de Choros, como lo son la Desembocadura del Limarí, la Bahía de Barnes y Tongoy y los ríos Grande, Combarbalá y Hurtado. Este estudio se enmarca en el desarrollo del curso Proyecto II como apoyo al Proyecto de Investigación Fondecyt 1120234.

El principal objetivo de este análisis es obtener indicios que permitan determinar la fuente o área de proveniencia del material sedimentario en estudio, en este caso la hipótesis principal es que provienen del Río Limarí. Esto se desea comprobar principalmente mediante la presencia de especies minerales características de ciertos tipos de roca, como lo son las rocas ígneas intrusivas, volcánicas, sedimentarias o metamórficas. También fue posible detectar la presencia de mineralogía de alteración, indicadora de la magnitud relativa del retrabajo y meteorización sufrida por la roca fuente de sedimentos y sus componentes minerales.

En este análisis se detectó principalmente mineralogía característica de rocas ígneas intrusivas y volcánicas, seguida en abundancia por fragmentos de roca sedimentaria. La mineralogía típica de rocas ígneas intrusivas hallada en las muestras indica predominancia de rocas diferenciadas, de alto contenido en sílice, con feldespato potásico (microclina detectable con claridad en algunas muestras), plagioclasa, cuarzo y biotita como mineralogía característica. En cuanto al contenido volcánico, se detectaron fragmentos de rocas volcánicas caracterizados por plagioclasas euhedrales a subhedrales inmersas en una masa fundamental vítrea. Los fragmentos clásticos sedimentarios se caracterizan por presentar abundancia de minerales de arcilla y en algunos casos se detectaron fragmentos de chert y algunos cúmulos de arcilla, los que pudieron haber sido formados durante los procesos de transporte, en este caso fluvial.

En algunas muestras se detectó la presencia de piroxeno y hornblenda en menor cantidad, siendo el primero un mineral propio de rocas ígneas menos diferenciadas y de menor contenido en sílice, como lo son basaltos y andesitas en la categoría de rocas ígneas extrusivas o volcánicas, mientras que la hornblenda es típica en andesitas y dacitas principalmente. Los equivalentes intrusivos de las rocas recién mencionadas corresponden a gabros, dioritas y tonalitas.

No fueron detectados fragmentos de rocas metamórficas, sin embargo hay una gran abundancia de minerales como clorita y epidota que son característicos de rocas metamórficas en facies esquistos verdes, pero su presencia no es excluyente, ya que también se originan por otros procesos de alteración como la circulación de fluidos hidrotermales por ejemplo.

Los resultados del análisis se presentan en tablas con la descripción de cada muestra en términos macroscópicos y microscópicos, junto a las características mineralógicas y su abundancia relativa. Además se adjuntan dos sets de imágenes obtenidas mediante microscopía óptica, cada uno con imágenes a nícoles paralelos y nícoles cruzados.

Para un análisis más preciso se sugiere someter las muestras a análisis químico para obtener información sobre la composición química de mineralogía indicadora relevante, como lo son por ejemplo las plagioclasas, que varían de cálcicas a sódicas al aumentar el contenido de sílice de la roca, pudiendo indicar con cierta precisión la roca fuente de la que proviene.

Desde ahora en adelante, "nícoles paralelos" será denotado como "NP" y "nícoles cruzados" como "NX".

A continuación se presenta una imagen con la ubicación general de la zona de estudio



Ilustración 1: Mapa IV Región. En rojo la cuenca del Río Limarí y la estrella representa a las dunas de Punta de Choros.

2. Metodología

Para este trabajo, el muestreo de la zona de estudio fue realizado previamente en lugares estratégicos, para posteriormente poder realizar un análisis más exhaustivo. Se obtuvieron 22 muestras, las cuales pasaron por diversos procesos para luego poder analizar su mineralogía y aspectos importantes, los que pudiesen indicar niveles de retrabajo o incluso su posible procedencia, en este caso como hipótesis central el Río Limarí.

Una vez obtenidas las muestras, en primera instancia, se procedió a realizar el tamizaje del material sedimentario mediante el uso de la malla de 2mm con el fin de separar la muestra y poder realizar el análisis al material del tamaño comprendido entre el rango de arena gruesa y finos, además de extraer material vegetal e impurezas contenidas en la muestra. Cabe destacar que las muestras inicialmente poseían una selección de tamaño de granos que fluctuaba entre buena a muy buena, en el análisis de microscopía óptica se destacó este hecho cuando la selección era excesivamente buena, lo que también indica condiciones especiales de transporte y deposición.

Después de efectuado el tamizaje, se envió a un laboratorio externo, especializado en este tipo de cortes, una porción de cada muestra para la elaboración de briquetas aptas para el análisis con microscopía óptica mediante luz transmitida. La realización de estas briquetas demoró entre 15 a 20 días.

Posteriormente se procedió con el análisis microscópico que consistió en la observación de las características mineralógicas y la abundancia relativa de las especies minerales y fragmentos hallados en las muestras, principalmente a 5x. La detección de una determinada especie mineral es posible mediante la observación de las propiedades ópticas características que ésta presenta, tales como color, geometría, divaje, relieve, absorción y pleocroísmo a nícoles paralelos, y color de interferencia y extinción a nícoles cruzados. En un inicio el análisis por cada corte tomó aproximadamente 2 horas debido a la gran complejidad de las muestras, mientras que hacia el final del trabajo realizado este tiempo se redujo considerablemente.

Para una mejor visualización y mayor entendimiento de la información obtenida, se confeccionaron tablas para cada muestra, separando así la especie mineral, su porcentaje y posibles alteraciones. Además, se realizaron observaciones adicionales como la granulometría, la forma en que se presentan los cristales, tanto en su redondeamiento y esfericidad, factores que hablan del retrabajo que experimentó y su proximidad a la fuente, y también indicaciones como la existencia de minerales clave, como es el caso de la microclina (feldespato potásico indicativo de rocas intrusivas). Así mismo, se incluyó en otra tabla la información entregada por el equipo que realizó el muestreo e imágenes tomadas con microscopía óptica de los cortes transparentes, tanto a nícoles paralelos como a cruzados de un mismo sector, principalmente a 5x, para facilitar las comparaciones entre las granulometrías de las muestras.

Finalmente, mediante el mapa geológico del sector de Carrizalillo - El Tofo, se obtuvieron las principales especies minerales de la zona de estudio y los sectores aledaños, y junto a las muestras correspondientes a las zonas más altas de la cuenca del Limarí, se procedió a realizar una comparación con las zonas más bajas y más cercanas a Punta de Choros, para así poder determinar si la hipótesis central del trabajo es correcta.

3. Descripción de Cortes

3.1 Corte 1: Ensenada Limarí, Zona Proximal

3.1.1 Características Macroscópicas

Características	
Posición Geomorfológica	Playa Moderna
Granulometría	Predominantemente fina, también muy fina y media
Morfoscopia	Alargado, sub-anguloso
Mineralogía	Predominantemente Cuarzo, además de Líticos y Ferromagnesianos
Clasificación Granulométrica	Bien clasificado
Textura	Sin información
Observaciones	

3.1.2 Características Microscópicas

Observaciones Generales
En general se tiene una muy buena selección de tamaños de grano. Cristales de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo se presentan sub-angulosos a angulosos. En general los cristales se presentan sub-angulosos. Se observa un nivel de esfericidad relativamente bajo. Fragmentos líticos corresponden a chert y fragmentos volcánicos.

3.1.2.1 Mineralogía Óptica

Cristal/Fragmentos	%	Alteración
Cuarzo	25	
Plagioclasas	30	
Feldespato potásico	15	Alteración a arcillas y sericita
Opacos	10	
Fragmentos líticos	5	
Hornblenda	5	
Biotita	10	

3.1.2.2 Imágenes Microscopía Óptica

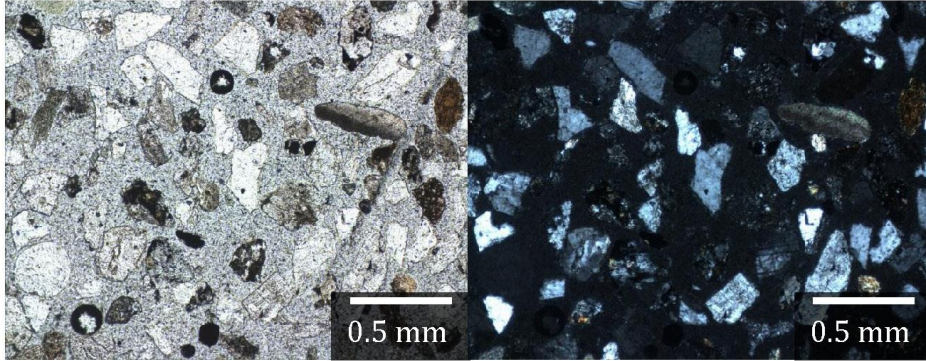


Imagen 1: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

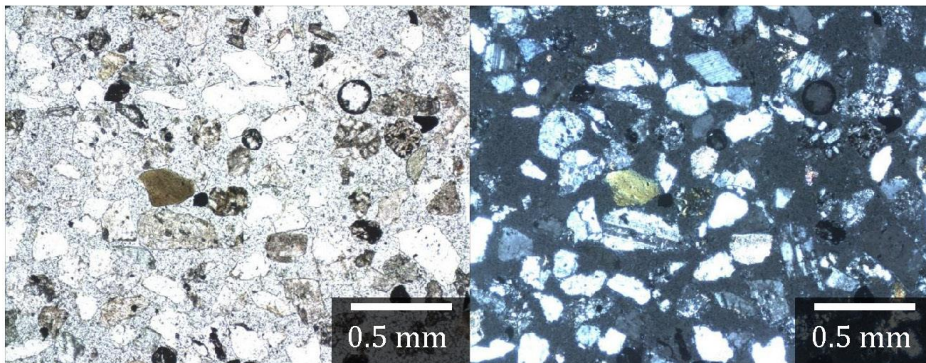


Imagen 2: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

3.2 Corte 2: Ensenada Limarí, Zona Media

3.2.1 Características Macroscópicas

Características	
Posición Geomorfológica	Playa Moderna
Granulometría	Predominantemente media, también muy fina, fina, media y gruesa
Morfoscopia	Alargado, sub-anguloso
Mineralogía	Predominantemente Cuarzo, además de Líticos y Ferromagnesianos
Clasificación Granulométrica	Moderadamente clasificado
Textura	Sin información
Observaciones	

3.2.2 Características Microscópicas

Observaciones Generales
Selección del tamaño de los granos es menor que la del Corte 1. Cristales se presentan en general sub-redondeados a angulosos. Se observa una esfericidad relativamente baja. Minerales micáceos se presentan en sus formas euhedrales a subhedrales. Fragmentos líticos correspondientes a chert y fragmentos volcánicos. Presencia de microclina.

3.2.2.1 Mineralogía Óptica

Cristal/Fragmentos	%	Alteración
Cuarzo	15	
Plagioclasas	15	
Feldespato potásico	18	Alterado a arcillas y sericita
Opacos	10	
Fragmentos líticos	15	
Biotita	10	
Hornblenda	10	
Piroxeno (Opx)	3	
Epidota	4	

3.2.2.2 Imágenes Microscopía Óptica

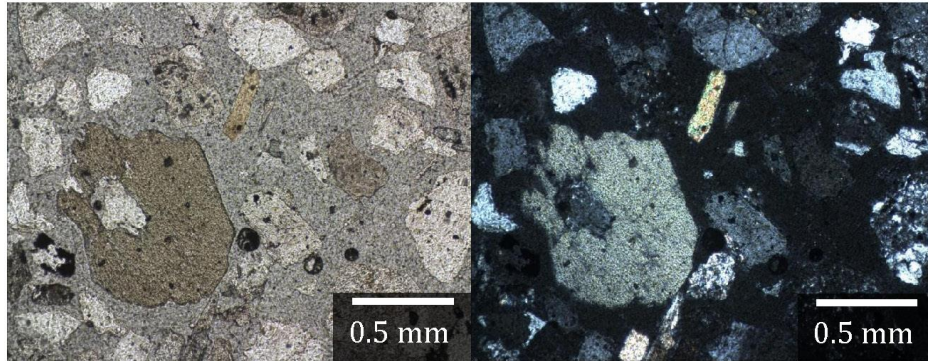


Imagen 3: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

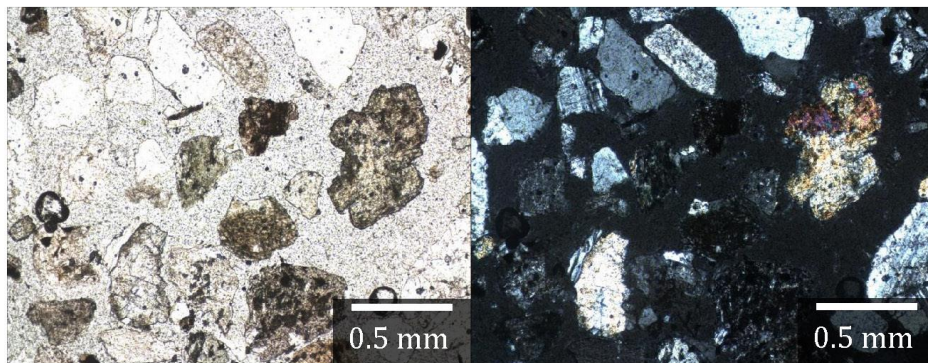


Imagen 4: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

3.3 Corte 3: Ensenada Limarí, Zona Distal

3.3.1 Características Macroscópicas

Características	
Posición Geomorfológica	Playa Moderna
Granulometría	Predominantemente media, también muy fina, fina, media y gruesa
Morfoscopia	Alargado, sub-anguloso
Mineralogía	Predominantemente Líticos, además de Cuarzo y Ferromagnesianos
Clasificación Granulométrica	Moderadamente clasificado
Textura	Sin información
Observaciones	

3.3.2 Características Microscópicas

Observaciones Generales
Cristales se presentan en general sub-redondeados a angulosos. La esfericidad de los cristales es media a baja. Minerales micáceos se presentan en general en sus formas euhedrales a subhedrales.

3.3.2.1 Mineralogía Óptica

Cristal/Fragmentos	%	Alteración
Cuarzo	10	
Plagioclasas	15	
Feldespato potásico	25	
Opacos	2	
Fragmentos volcánicos	30	Alteración de la matriz a arcillas
Biotita	7	
Clorita	6	
Epidota	5	

3.3.2.2 Imágenes Microscopía Óptica

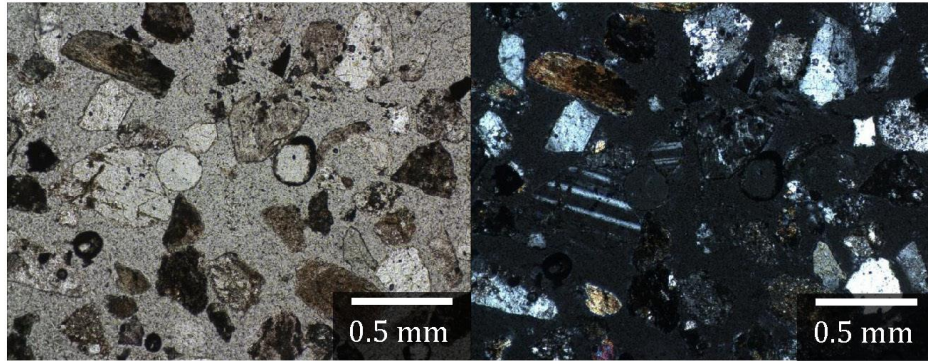


Imagen 5: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

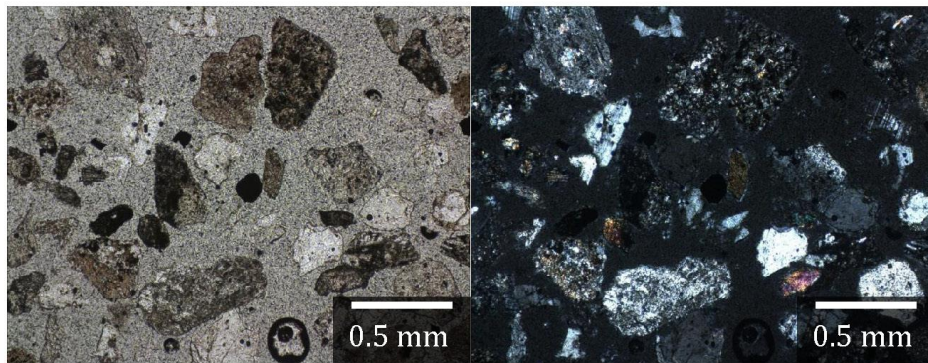


Imagen 6: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

3.4 Corte 4: Estuario Río Limarí, Paleobanco Lateral Fluvial

3.4.1 Características Macroscópicas

Características	
Posición Geomorfológica	Banco Lateral Fluvial
Granulometría	Predominantemente muy fina, también fina, media, gruesa y muy gruesa
Morfoscopía	Alargado, sub-anguloso
Mineralogía	Predominantemente Cuarzo y Líticos, además de Ferromagnesianos y Óxidos
Clasificación Granulométrica	Muy poco clasificado
Textura	Mate, rugoso y áspera
Observaciones	

3.4.2 Características Microscópicas

Observaciones Generales
En general, se tienen cristales pequeños sub-redondeados a angulosos y cristales de mayor tamaño con buen redondeamiento. Minerales micáceos se presentan subhedrales a anhedrales. Se tiene media a buena esfericidad para los cristales mayores, mientras que para los más pequeños esta varía de media a baja.

3.4.2.1 Mineralogía Óptica

Cristal/Fragmentos	%	Alteración
Cuarzo	5	
Plagioclasas	5	
Feldespato potásico	15	Algunos presentan alteración a arcillas
Opacos	10	
Fragmentos volcánicos	15	Matriz fuertemente alterada a arcillas
Biotita	40	
Clorita	10	

3.4.2.2 Imágenes Microscopía Óptica

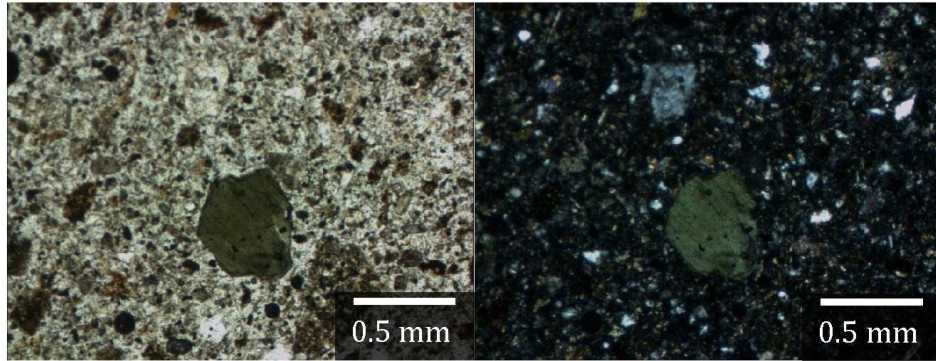


Imagen 7: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

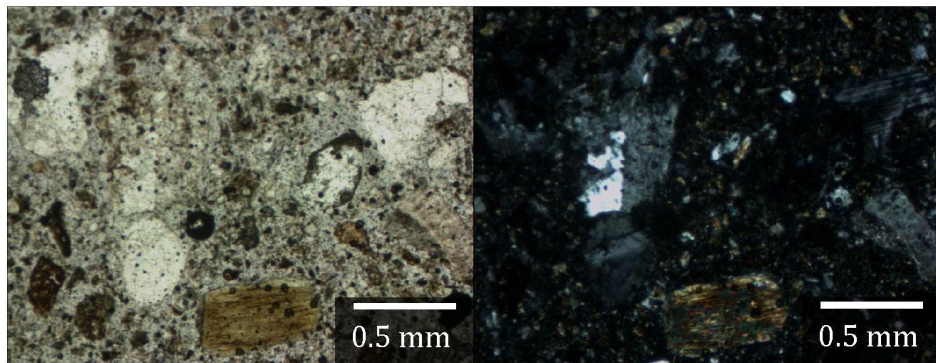


Imagen 8: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

3.5 Corte 5: Estuario Río Limarí, Banco Lateral Fluvial A

3.5.1 Características Macroscópicas

Características	
Posición Geomorfológica	Banco Lateral Fluvial
Granulometría	Predominantemente muy fina, también fina y media
Morfoscopia	Alargado, sub-anguloso
Mineralogía	Predominantemente Cuarzo, además de Líticos y Ferromagnesianos
Clasificación Granulométrica	Moderadamente clasificado
Textura	Brillante, rugoso y áspera
Observaciones	Gran contenido de pirita y material orgánico

3.5.2 Características Microscópicas

Observaciones Generales
En general se tienen cristales sub-redondeados a angulosos. La esfericidad es media a baja, aunque los cristales de mayor tamaño poseen mejor esfericidad. Minerales micáceos se presentan en forma subhedral a euhedral. Presencia de hematita entre los opacos. Fragmentos corresponden a masas de arcilla.

3.5.2.1 Mineralogía Óptica

Cristal/Fragmentos	%	Alteración
Cuarzo	5	
Plagioclasas	5	
Feldespato potásico	15	Parcialmente alterados a arcillas
Opacos	15	
Fragmentos arcillosos	15	Cristal o clasto completamente alterado a arcilla
Biotita	30	
Clorita	10	
Micas blancas	5	

3.5.2.2 Imágenes Microscopía Óptica

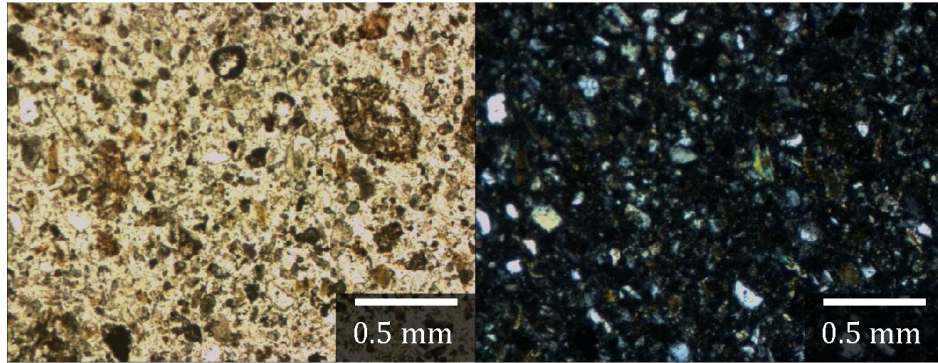


Imagen 9: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

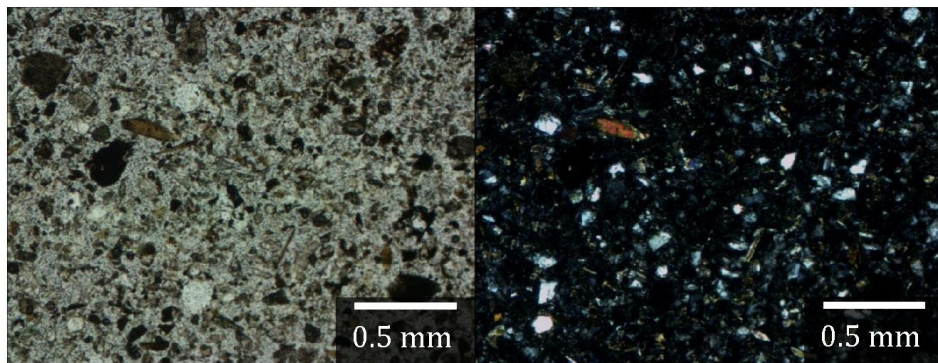


Imagen 10: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

3.6 Corte 6: Estuario Río Limarí, Banco Fluvial B

3.6.1 Características Macroscópicas

Características	
Posición Geomorfológica	Banco Lateral Fluvial
Granulometría	Predominantemente media, también fina, gruesa y muy gruesa
Morfoscopia	Alargado, sub-anguloso
Mineralogía	Predominantemente Cuarzo y Líticos , además Ferromagnesianos
Clasificación Granulométrica	Muy poco clasificado
Textura	Brillante, rugoso y áspera
Observaciones	

3.6.2 Características Microscópicas

Observaciones Generales
<p>Se observó textura gráfica en algunas plagioclasas. Presencia de microclina. Mal redondeamiento de los cristales en general. Cristales de biotita y micas blancas se encuentran euhedrales, sub-redondeados a angulosos, al igual que la mayoría de los cristales. Fragmentos volcánicos se presentan altamente redondeados y esféricos.</p>

3.6.2.1 Mineralogía Óptica

Cristal/Fragmentos	%	Alteración
Cuarzo	10	
Plagioclasas	15	Algunos alterados a sericita
Feldespato potásico	20	
Opacos	10	
Fragmentos volcánicos	15	Matriz alterada a arcilla
Biotita	10	
Clorita	15	
Epidota	3	
Piroxeno	2	

3.6.2.2 Imágenes Microscopía Óptica

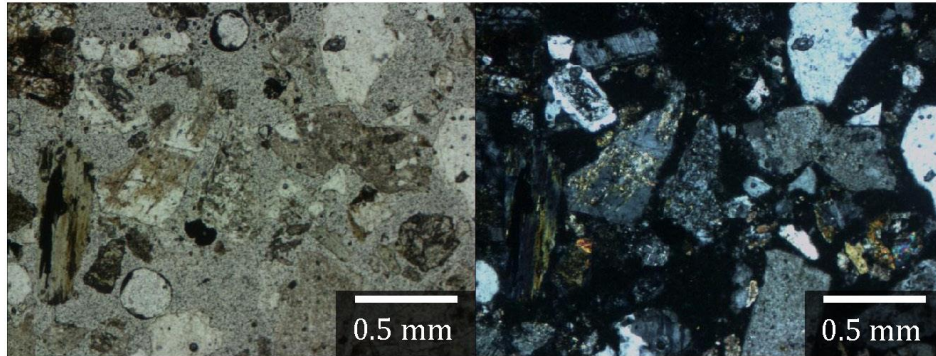


Imagen 11: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

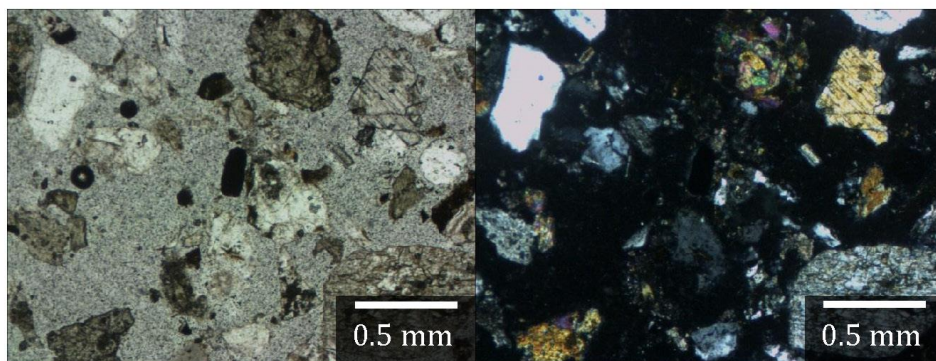


Imagen 12: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

3.7 Corte 7: Bahía Tongoy, Zona Proximal

3.7.1 Características Macroscópicas

Características	
Posición Geomorfológica	Playa Moderna
Granulometría	Predominantemente media, también muy fina, fina y gruesa
Morfoscopia	Alargado, sub-anguloso
Mineralogía	Predominantemente Cuarzo y Líticos , además Ferromagnesianos y Óxidos
Clasificación Granulométrica	Bien clasificado
Textura	Brillante, rugoso y áspera
Observaciones	

3.7.2 Características Microscópicas

Observaciones generales
Cristales de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo presentan esfericidad media, sub-redondeados a angulosos. Fragmentos volcánicos poseen baja esfericidad, pero buen redondeamiento. Calcita presente en conchillas.

3.7.2.1 Mineralogía Óptica

Cristal/Fragmentos	%	Alteración
Cuarzo	5	
Plagioclasas	10	
Feldespato potásico	15	
Opacos	15	
Fragmentos volcánicos	10	
Biotita	15	
Clorita	20	
Piroxeno	10	

3.7.2.2 Imágenes Microscopía Óptica

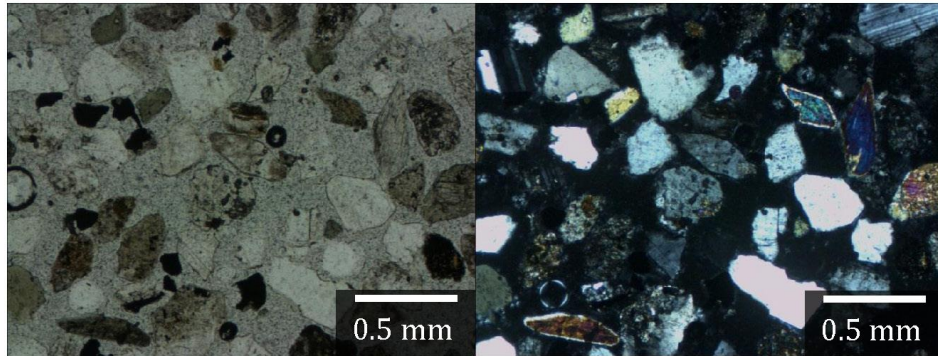


Imagen 13: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

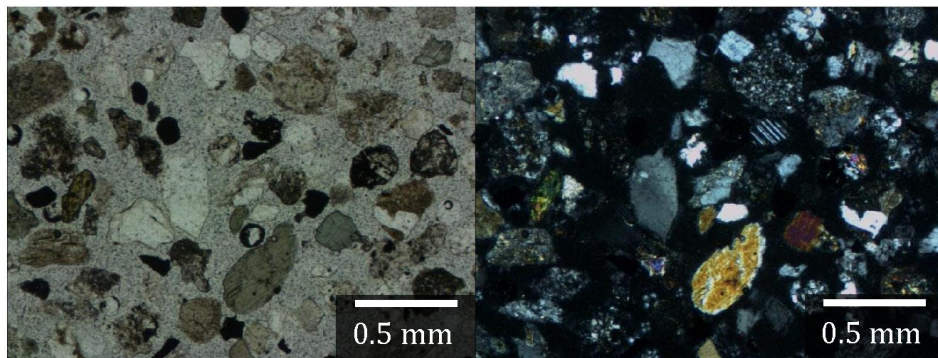


Imagen 14: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

3.8 Corte 8: Bahía Tongoy, Zona Media

3.8.1 Características Macroscópicas

Características	
Posición Geomorfológica	Playa Moderna
Granulometría	Predominantemente fina, también muy fina y media
Morfoscopia	Esférico, anguloso
Mineralogía	Predominantemente Cuarzo, además de Líticos, Ferromagnesianos y Óxidos
Clasificación Granulométrica	Bien clasificado
Textura	Brillante, rugoso y áspera
Observaciones	

3.8.2 Características Microscópicas

Observaciones Generales
Tamaño de grano menor y fragmentos mucho más angulosos que los del Corte 7. Cristales de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo se presentan angulosos a sub-angulosos, con esfericidad media a alta. Fragmentos volcánicos con buena esfericidad. Algunos cristales micáceos (biotita y clorita) están en sus formas euhedrales.

3.8.2.1 Mineralogía Óptica

Cristal/Fragmentos	%	Alteración
Cuarzo	10	
Plagioclasas	5	
Feldespato potásico	15	
Opacos	20	
Fragmentos volcánicos	10	Matriz alterada a arcillas
Clorita	20	
Biotita	10	
Piroxeno	10	

3.8.2.2 Imágenes Microscopía Óptica

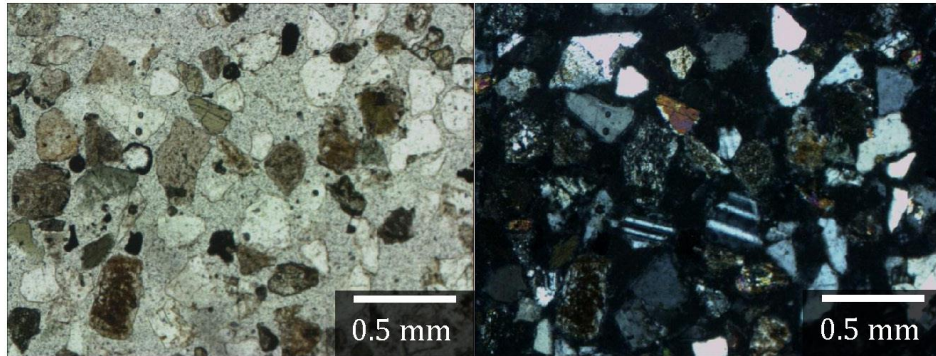


Imagen 15: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

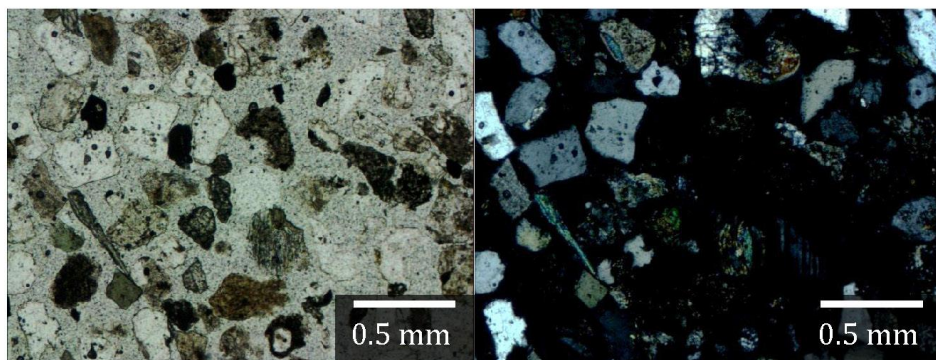


Imagen 16: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

3.9 Corte 9: Bahía Tongoy, Zona Distal

3.9.1 Características Macroscópicas

Características	
Posición Geomorfológica	Playa Moderna
Granulometría	Predominantemente fina, también muy fina y media
Morfoscopia	Esférico, anguloso
Mineralogía	Predominantemente Cuarzo, además de Líticos, Ferromagnesianos y Óxidos
Clasificación Granulométrica	Bien clasificado
Textura	Brillante, rugoso y áspera
Observaciones	

3.9.2 Características Microscópicas

Observaciones generales
Tamaño de grano menor que los clastos del corte 8. Selección del tamaño de grano aumenta paulatinamente desde el Corte 7 hasta el corte 9. Presencia de microclina, por macla tartán. Fragmentos se observa levemente más sub-redondeados que en los cortes anteriores (7 y 8). Se observa un nivel de esfericidad medio. Cristales de micas se presentan tanto en fragmentos como en sus formas euhedrales.

3.9.2.1 Mineralogía Óptica

Cristal/Fragmentos	%	Alteración
Cuarzo	15	
Plagioclasas	5	
Feldespato potásico	15	Algunos alterados a arcilla, otros sin alteraciones observadas
Opacos	20	
Fragmentos volcánicos	10	Matriz alterada fuertemente a arcillas
Clorita	20	
Biotita	5	
Piroxeno	10	

3.9.2.2 Imágenes Microscopía Óptica

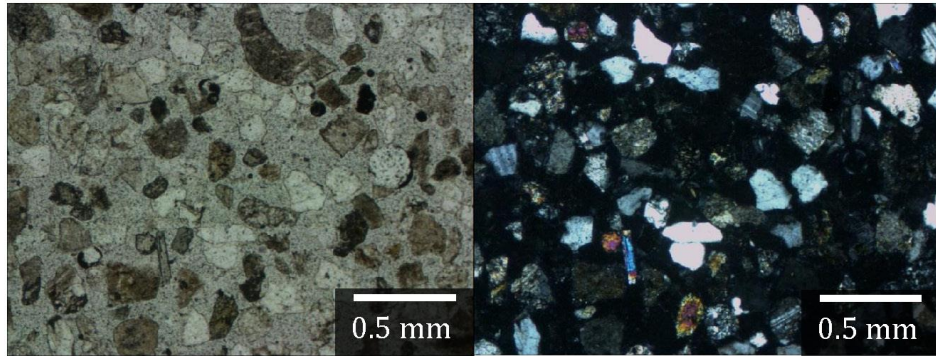


Imagen 17: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

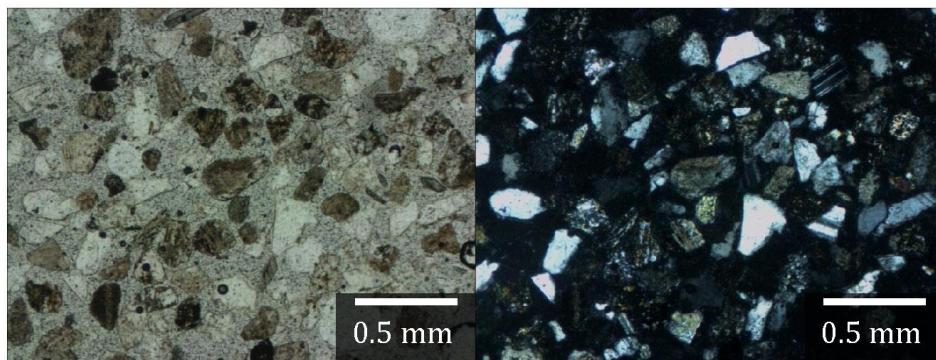


Imagen 18: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

3.10 Corte 10: Bahía Tongoy, Cordón de Playa, Zona Proximal

3.10.1 Características Macroscópicas

Características	
Posición Geomorfológica	Cordón de Playa Holoceno
Granulometría	Predominantemente fina, también muy fina y media
Morfoscopia	Esférico, anguloso
Mineralogía	Predominantemente Cuarzo, además de Líticos, Ferromagnesianos y Óxidos
Clasificación Granulométrica	Poco clasificado
Textura	Sin información
Observaciones	Presencia de material calcáreo

3.10.2 Características Microscópicas

Observaciones Generales
<p>Presencia de hematita entre los opacos.</p> <p>Calcita se presenta en conchillas redondeadas, pero de baja esfericidad.</p> <p>Cristales de feldespato potásico, plagioclasas y cuarzo se presentan sub-redondeados a angulosos en su mayoría y con esfericidad media a alta.</p> <p>Cristales de micas están en sus formas euhedrales, existiendo unos pocos subhedrales y sub-redondeados a angulosos.</p> <p>Presencia de microclinas.</p> <p>Feldespatos potásicos se presentan más alterados, al igual que las plagioclasas.</p>

3.10.2.1 Mineralogía Óptica

Cristal/Fragmentos	%	Alteración
Cuarzo	5	
Plagioclasas	10	
Feldespato potásico	15	
Opacos	15	
Calcita	25	
Clorita	10	
Biotita	5	
Micas blancas	5	
Hornblenda	10	

3.10.2.2 *Imágenes Microscopía Óptica*

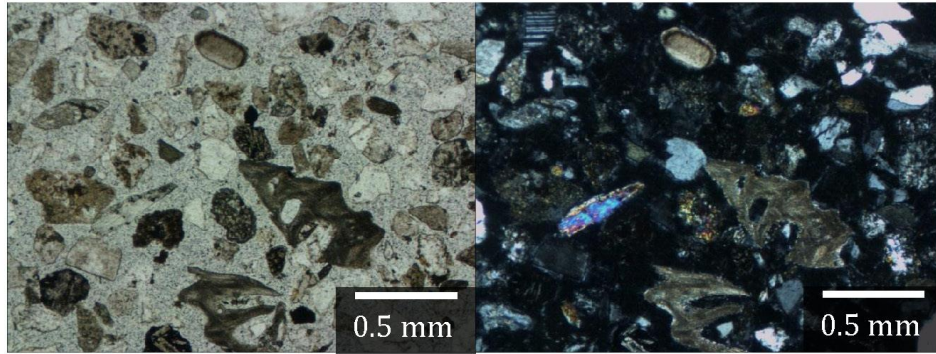


Imagen 19: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

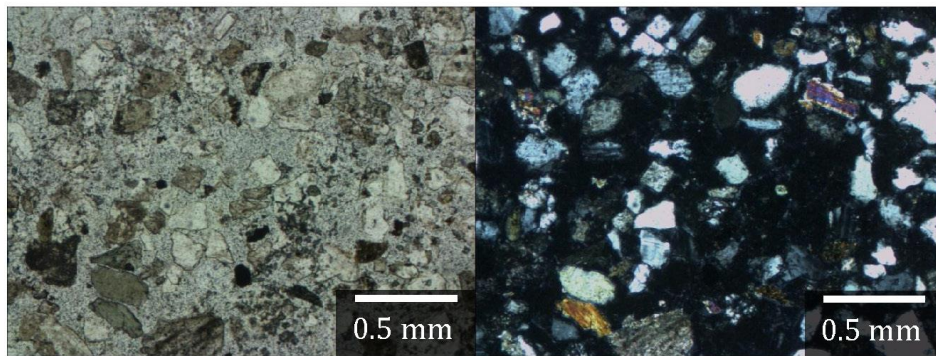


Imagen 20: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

3.11 Corte 11: Bahía Tongoy, Cordón de Playa, Zona Media A

3.11.1 Características Macroscópicas

Características	
Posición Geomorfológica	Cordón de Playa Holoceno
Granulometría	Predominantemente fina, también muy fina y media
Morfoscopia	Esférico, anguloso
Mineralogía	Predominantemente Cuarzo, además de Líticos y Ferromagnesianos
Clasificación Granulométrica	Moderadamente clasificado
Textura	Sin información
Observaciones	

3.11.2 Características Microscópicas

Observaciones Generales
Presencia de hematita entre los opacos. Fragmentos de epidota poseen un buen redondeamiento y buena esfericidad. Cristales de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo se presentan sub-redondeados a angulosos. Minerales micáceos están en su forma subhedral a levemente euhedrales.

3.11.2.1 Mineralogía Óptica

Cristal/Fragmentos	%	Alteración
Cuarzo	25	
Plagioclasas	5	
Feldespato potásico	10	
Opacos	17	
Fragmentos volcánicos	15	Alteración a arcillas
Clorita	15	
Biotita	8	
Epidota	5	

3.11.2.2 *Imágenes Microscopía Óptica*

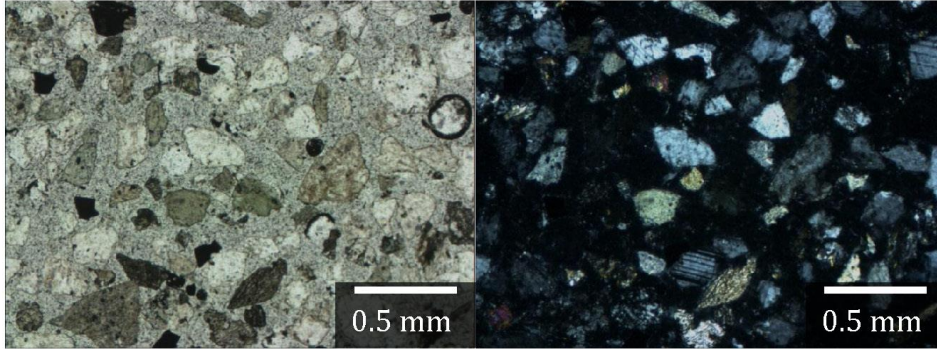


Imagen 21: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

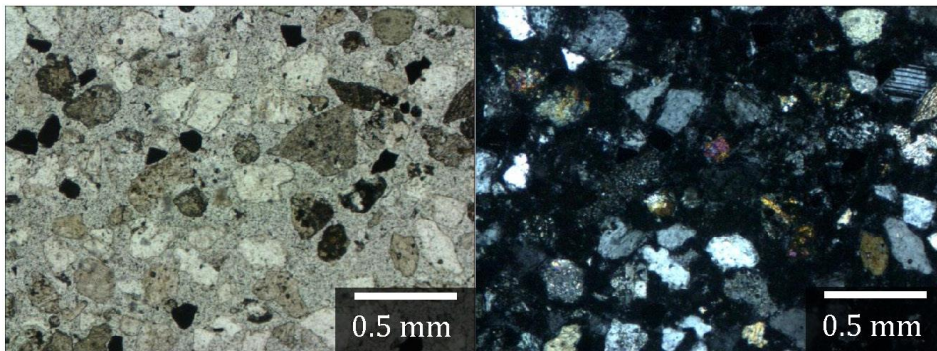


Imagen 22: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

3.12 Corte 12: Bahía Tongoy, Cordón de Playa, Zona Media B

3.12.1 Características Macroscópicas

Características	
Posición Geomorfológica	Cordón de Playa Holoceno
Granulometría	Predominantemente fina, también muy fina y media
Morfoscopia	Esférico, anguloso
Mineralogía	Predominantemente Cuarzo, además de Líticos, Ferromagnesianos y Óxidos
Clasificación Granulométrica	Moderadamente clasificado
Textura	Sin información
Observaciones	

3.12.2 Características Microscópicas

Observaciones generales
Presenta una buena selección de tamaños granulométricos. Fragmentos en general son sub-redondeados a angulosos. En general se tiene una buena esfericidad, excepto por los minerales micáceos que mantienen sus formas subhedrales a euhedrales, a pesar de estar algunos fracturados. Fragmentos líticos incluyen fragmentos volcánicos y chert.

3.12.2.1 Mineralogía Óptica

Cristal/Fragmentos	%	Alteración
Cuarzo	25	
Plagioclasas	10	
Feldespato potásico	15	
Opacos	5	
Fragmentos líticos	10	Volcánicos con matriz fuertemente alterada a arcillas
Clorita	30	
Biotita	5	

3.12.2.2 *Imágenes Microscopía Óptica*

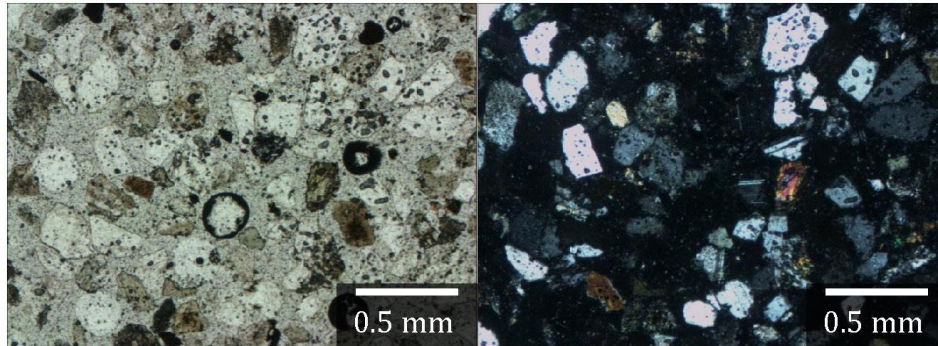


Imagen 23: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

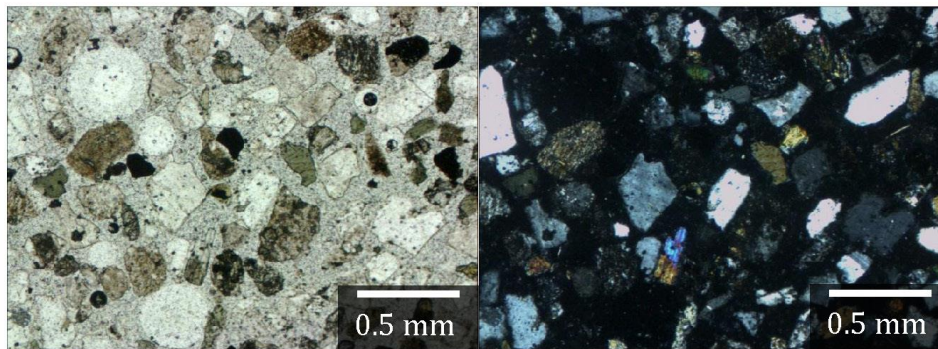


Imagen 24: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

3.13 Corte 13: Bahía Tongoy, Duna Transversal Estabilizada

3.13.1 Características Macroscópicas

Características	
Posición Geomorfológica	Duna
Granulometría	Predominantemente fina, también muy fina y media
Morfoscopia	Esférico, anguloso
Mineralogía	Predominantemente Cuarzo, además de Líticos, Ferromagnesianos y Óxidos
Clasificación Granulométrica	Bien clasificado
Textura	Sin información
Observaciones	

3.13.2 Características Microscópicas

Observaciones Generales
Presenta una buena selección de tamaños granulométricos. Fragmentos en general son sub-angulosos a angulosos, con esfericidad media. Minerales micáceos presentes en sus formas subhedrales a euhedrales. Calcita presente en conchillas. Presencia de microclina.

3.13.2.1 Mineralogía Óptica

Cristal/Fragmentos	%	Alteración
Cuarzo	10	
Plagioclasas	10	
Feldespato potásico	20	Alterados levemente a sericita
Opacos	15	
Fragmentos volcánicos	5	Matriz alterada a arcillas
Clorita	15	
Biotita	10	
Calcita	10	
Epidota	5	

3.13.2.2 *Imágenes Microscopía Óptica*

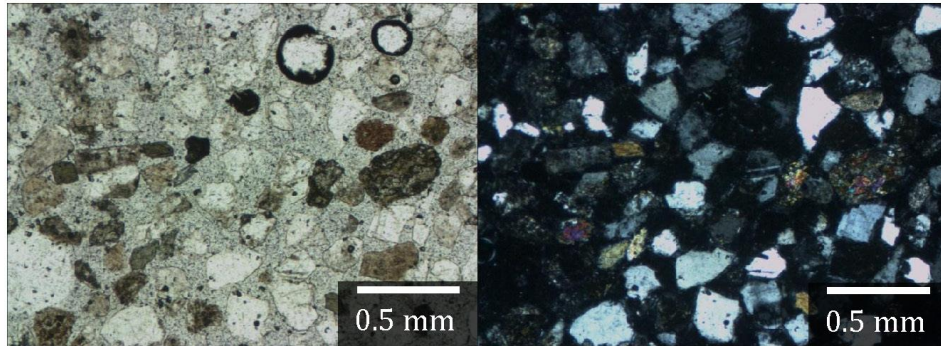


Imagen 25: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

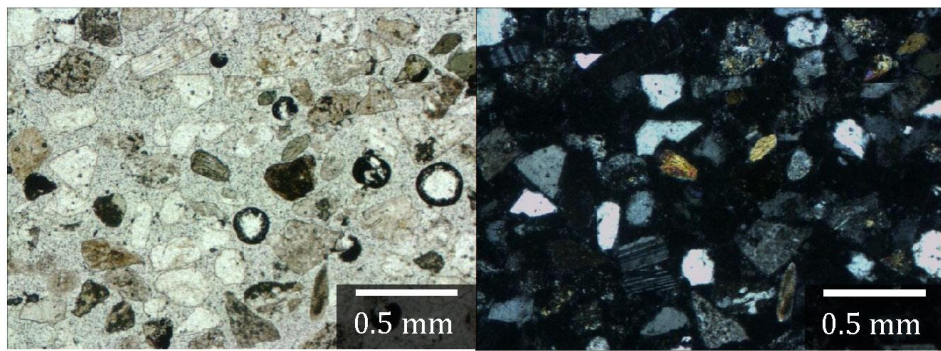


Imagen 26: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

3.14 Corte 14: Bahía Barnes, Zona Proximal

3.14.1 Características Macroscópicas

Características	
Posición Geomorfológica	Playa
Granulometría	Predominantemente fina, también muy fina y media
Morfoscopia	Esférico, anguloso
Mineralogía	Predominantemente Líticos, además de Cuarzo y Ferromagnesianos
Clasificación Granulométrica	Bien clasificado
Textura	Sin información
Observaciones	Presencia de material calcáreo

3.14.2 Características Microscópicas

Observaciones Generales
Calcita presente en conchillas angulosas. Cristales de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo se presentan angulosos. Fragmentos volcánicos en su mayoría sub-redondeados.

3.14.2.1 Mineralogía Óptica

Cristal/Fragmentos	%	Alteración
Cuarzo	10	
Plagioclasas	10	
Feldespato potásico	35	
Fragmentos volcánicos	10	
Opacos	15	
Biotita	5	
Calcita	15	

3.14.2.2 *Imágenes Microscopía Óptica*

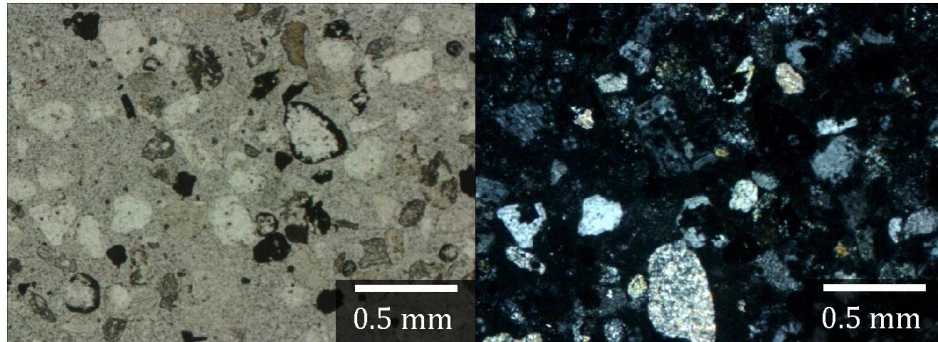


Imagen 27: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

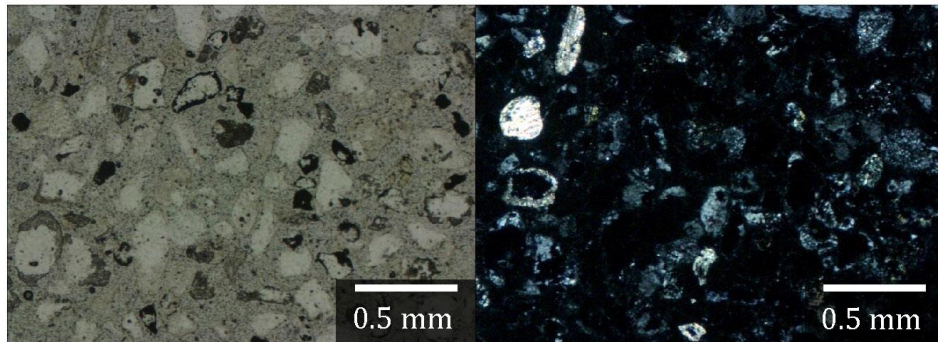


Imagen 28: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

3.15 Corte 15: Bahía Barnes, Zona Media

3.15.1 Características Macroscópicas

Características	
Posición Geomorfológica	Playa
Granulometría	Predominantemente fina, también muy fina y media
Morfoscopia	Alargado, sub-anguloso
Mineralogía	Predominantemente Cuarzo y Ferromagnesianos, además de Líticos
Clasificación Granulométrica	Bien clasificado
Textura	Brillante, rugoso y áspero
Observaciones	

3.15.2 Características Microscópicas

Observaciones generales
Calcita presente en conchillas, algunas de ellas redondeadas y otras angulosas. Cristales de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo se presentan sub-angulosos. Fragmentos volcánicos en su mayoría sub-redondeados.

3.15.2.1 Mineralogía Óptica

Cristal/Fragmentos	%	Alteración
Cuarzo	10	
Plagioclasas	10	
Feldespato potásico	25	Algunos alterados a sericita (minoría)
Fragmentos volcánicos	10	
Opacos	10	
Biotita	10	
Clorita	5	
Calcita	20	

3.15.2.2 *Imágenes Microscopía Óptica*

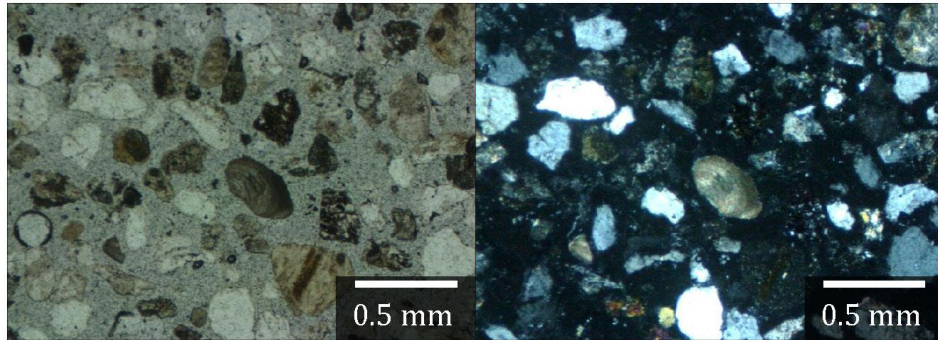


Imagen 29: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

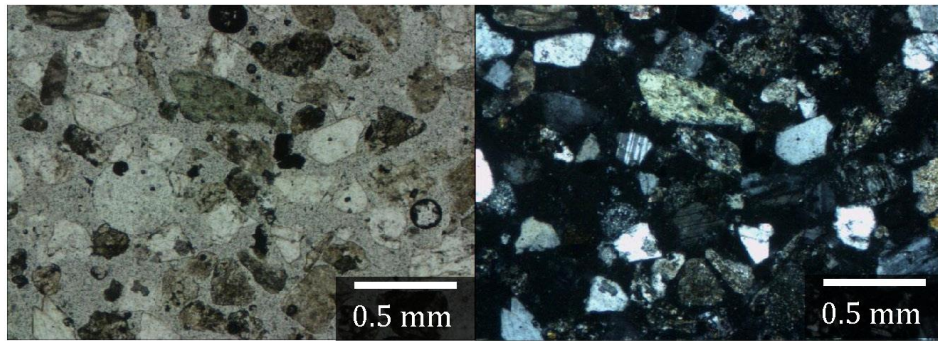


Imagen 30: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

3.16 Corte 16: Bahía Barnes, Zona Distal

3.16.1 Características Macroscópicas

Características	
Posición Geomorfológica	Playa
Granulometría	Predominantemente fina, también muy fina, media y gruesa
Morfoscopia	Esférico, anguloso
Mineralogía	Predominantemente Cuarzo, además de Líticos, Ferromagnesianos y Óxidos
Clasificación Granulométrica	Moderadamente clasificado
Textura	Brillante, rugoso y áspero
Observaciones	

3.16.2 Características Microscópicas

Observaciones generales
Calcita presente en conchillas redondeadas. Cristales de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo se presentan sub-redondeados a sub-angulosos. Cristales de feldespato potásico se presentan mucho más alterados que en el Corte 15. Fragmentos volcánicos en su mayoría sub-redondeados.

3.16.2.1 Mineralogía Óptica

Cristal/Fragmentos	%	Alteración
Cuarzo	10	
Plagioclasas	10	
Feldespato potásico	15	Algunos alterados a sericita
Fragmentos volcánicos	10	
Opacos	5	
Biotita	5	
Clorita	10	
Micas blancas	5	
Calcita	25	
Epidota	5	

3.16.2.2 *Imágenes Microscopía Óptica*

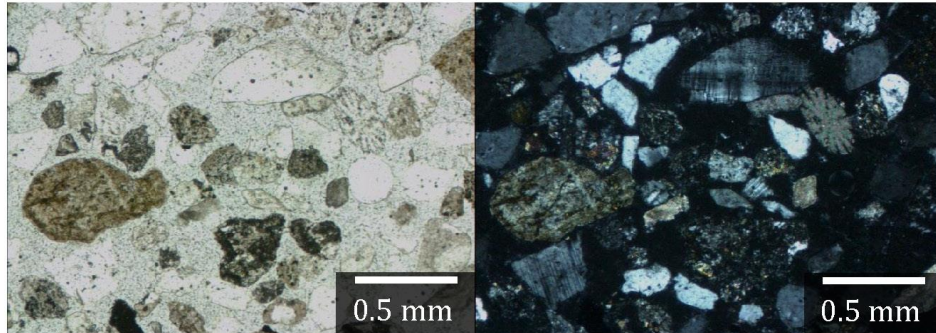


Imagen 31: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

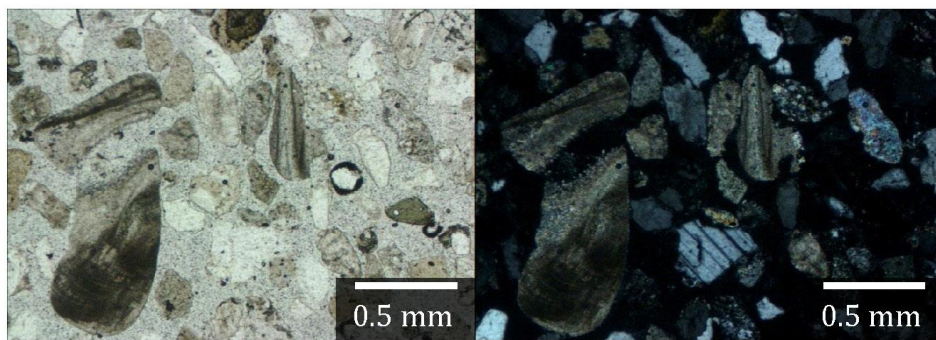


Imagen 32: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

3.17 Corte 17: Bahía Barnes, Zona Media, 3er Cordón de Dunas

3.17.1 Características Macroscópicas

Características	
Posición Geomorfológica	Duna
Granulometría	Predominantemente fina, también muy fina, media y gruesa
Morfoscopia	Alargado, sub-anguloso
Mineralogía	Predominantemente Cuarzo y Líticos, además de Ferromagnesianos
Clasificación Granulométrica	Moderadamente clasificado
Textura	Brillante, rugoso y áspero
Observaciones	Presencia de material calcáreo

3.17.2 Características Microscópicas

Observaciones generales
<p>Presencia de hematita entre los opacos. Calcita presente en conchillas redondeadas. Cristales de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo se presentan sub-redondeados a angulosos. Fragmentos volcánicos en su mayoría sub-redondeados a angulosos.</p>

3.17.2.1 Mineralogía Óptica

Cristal/Fragmentos	%	Alteración
Cuarzo	10	
Plagioclasas	10	Alterados a sericita
Feldespato potásico	15	Alterados a sericita
Fragmentos volcánicos	10	Matriz alterada a arcilla, en su mayoría
Opacos	10	
Biotita	5	
Clorita	10	
Micas blancas	5	
Calcita	20	
Epidota	5	

3.17.2.2 *Imágenes Microscopía Óptica*

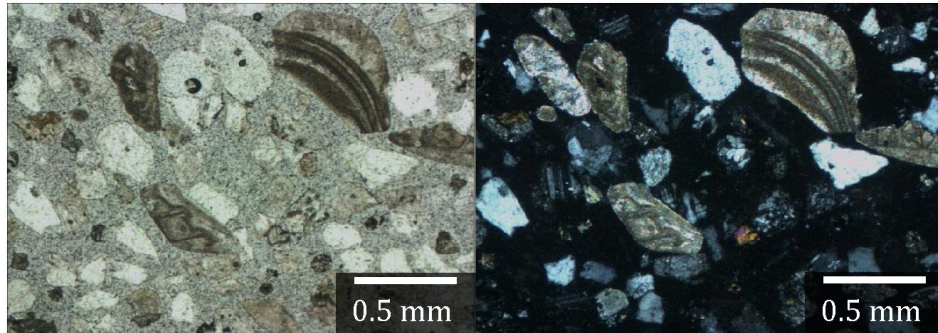


Imagen 33: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

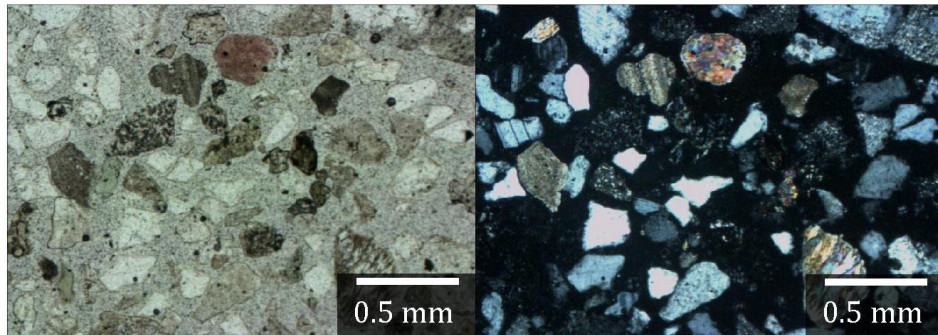


Imagen 34: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

3.18 Corte 18: Bahía Barnes, Dunas Longitudinales

3.18.1 Características Macroscópicas

Características	
Posición Geomorfológica	Duna
Granulometría	Predominantemente fina, también muy fina y media
Morfoscopia	Esférico, anguloso
Mineralogía	Predominantemente Cuarzo, además de Líticos y Ferromagnesianos
Clasificación Granulométrica	Bien clasificado
Textura	Sin información
Observaciones	

3.18.2 Características Microscópicas

Observaciones generales
<p>Presencia de microclina. Calcita presente en conchillas sub-redondeadas a redondeadas. Cristales de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo se presentan sub-redondeados. Fragmentos volcánicos en su mayoría sub-angulosos.</p>

3.18.2.1 Mineralogía Óptica

Cristal/Fragmentos	%	Alteración
Cuarzo	10	
Plagioclasas	10	
Feldespato potásico	15	Fuertemente alterados a sericita
Fragmentos volcánicos	5	
Opacos	15	
Biotita	5	
Clorita	15	
Micas blancas	5	
Calcita	15	
Epidota	5	

3.18.2.2 *Imágenes Microscopía Óptica*

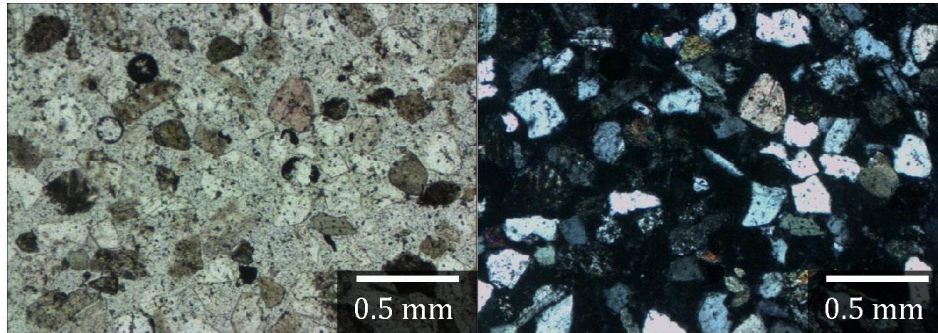


Imagen 35: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

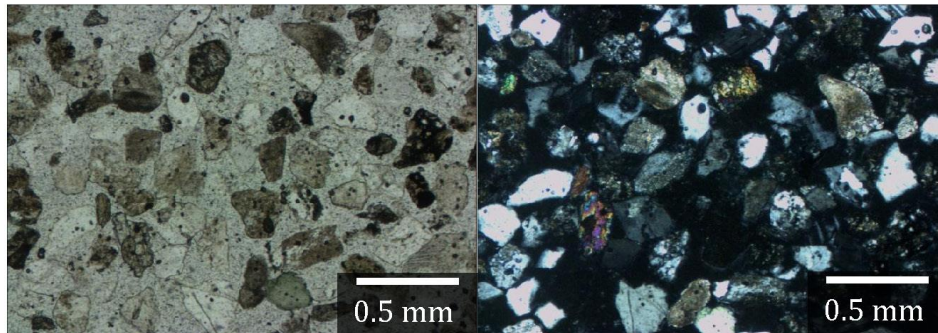


Imagen 36: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

3.19 Corte 19: Río Hurtado

3.19.1 Características Macroscópicas

Características	
Posición Geomorfológica	Depósito Aluvial
Granulometría	Predominantemente fina, también muy fina, media, gruesa y muy gruesa
Morfoscopia	Alargado, sub-anguloso
Mineralogía	Predominantemente Líticos, además de Cuarzo, Ferromagnesianos y Óxidos
Clasificación Granulométrica	Poco clasificado
Textura	Mate, rugoso y áspero
Observaciones	

3.19.2 Características Microscópicas

Observaciones generales
<p>Cristales de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo se presentan sub-redondeados. Fragmentos volcánicos en su mayoría angulosos. Cristales de mayor tamaño se presentan mucho más redondeados y esféricos que los de menor tamaño.</p>

3.19.2.1 Mineralogía Óptica

Cristal/Fragmentos	%	Alteración
Cuarzo	5	
Plagioclasas	5	
Feldespato potásico	20	Alterados a arcillas y algunos con bordes alterados a sericita
Fragmentos volcánicos	20	
Opacos	20	
Biotita	15	
Clorita	10	
Epidota	5	

3.19.2.2 *Imágenes Microscopía Óptica*

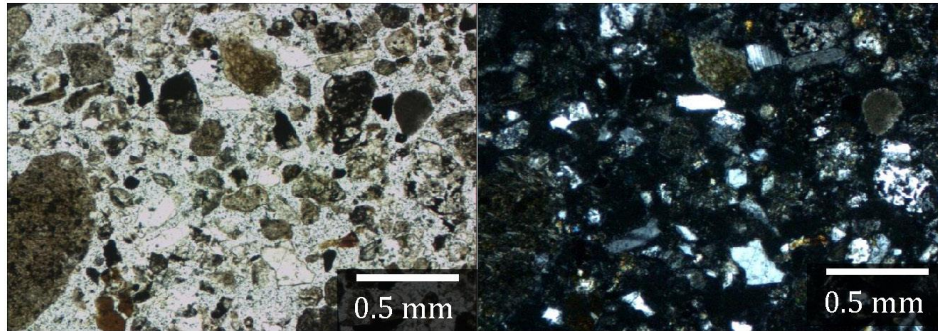


Imagen 37: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

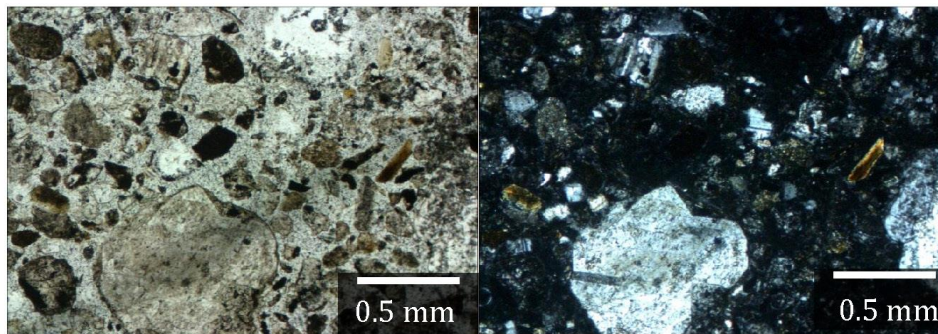


Imagen 38: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

3.20 Corte 20: Río Grande

3.20.1 Características Macroscópicas

Características	
Posición Geomorfológica	Depósito Aluvial
Granulometría	Predominantemente media, también muy fina, fina, gruesa y muy gruesa
Morfoscopia	Alargado, sub-anguloso
Mineralogía	Predominantemente Líticos, además de Cuarzo
Clasificación Granulométrica	Muy poco clasificado
Textura	Sin información
Observaciones	

3.20.2 Características Microscópicas

Observaciones generales
Cristales de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo se presentan sub-angulosos, con esfericidad que varía de media a alta. Fragmentos volcánicos en su mayoría sub-angulosos. Cristales de biotita se presentan subhedrales.

3.20.2.1 Mineralogía Óptica

Cristal/Fragmentos	%	Alteración
Cuarzo	15	
Plagioclasas	5	
Feldespato potásico	25	Alterados a arcillas
Fragmentos volcánicos	18	Matriz alterada a arcillas
Opacos	5	
Biotita	12	
Clorita	10	
Epidota	5	
Piroxeno (Cpx)	5	

3.20.2.2 *Imágenes Microscopía Óptica*

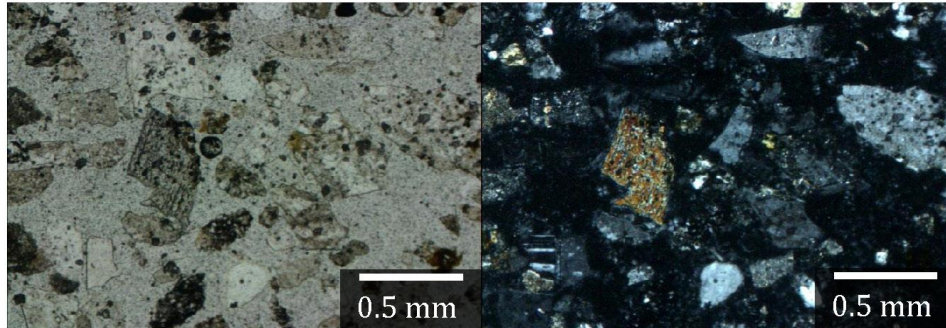


Imagen 39: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

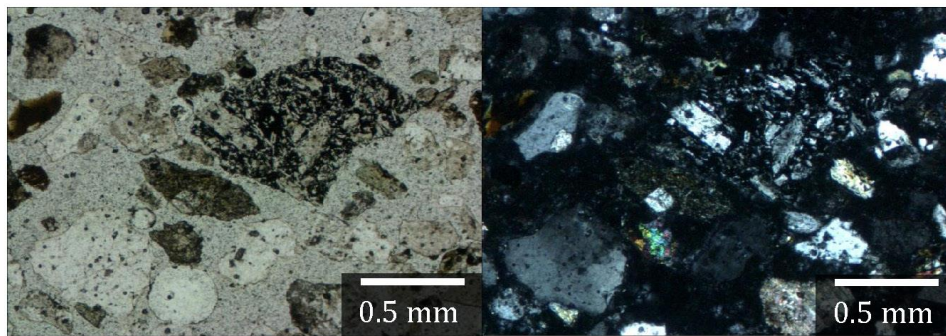


Imagen 40: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

3.21 Corte 21: Río Cogotí

3.21.1 Características Macroscópicas

Características	
Posición Geomorfológica	Depósito Aluvial
Granulometría	Predominantemente media, también muy fina, fina, gruesa y muy gruesa
Morfoscopia	Alargado, sub-anguloso
Mineralogía	Predominantemente Cuarzo y Líticos, además de Ferromagnesianos y Óxidos
Clasificación Granulométrica	Muy poco clasificado
Textura	Mate, rugoso y áspero
Observaciones	

3.21.2 Características Microscópicas

Observaciones generales
<p>Cristales de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo se presentan sub-redondeados, con esfericidad que varía de media a baja.</p> <p>Cristales de cuarzo con distintos niveles de redondeamiento y esfericidad.</p> <p>Cristales de biotitas subhedrales a euhedrales, al igual que los cristales de clorita.</p> <p>Fragmentos volcánicos en su mayoría sub-redondeados a sub-angulosos y medianamente esféricos.</p> <p>Mala selección, fragmentos volcánicos de gran tamaño respecto a los otros cristales.</p> <p>Fragmentos arcillosos se presentan como masas muy redondeadas de arcilla.</p>

3.21.2.1 Mineralogía Óptica

Cristal/Fragmentos	%	Alteración
Cuarzo	20	
Plagioclasas	5	
Feldespato potásico	10	Algunos con alterados parcialmente a sericita y/o arcillas
Fragmentos volcánicos	20	Matriz levemente alterada a arcillas
Fragmentos arcillosos	5	Completamente alterados a arcillas
Opacos	5	
Biotita	20	
Clorita	10	
Epidota	5	

3.21.2.2 *Imágenes Microscopía Óptica*

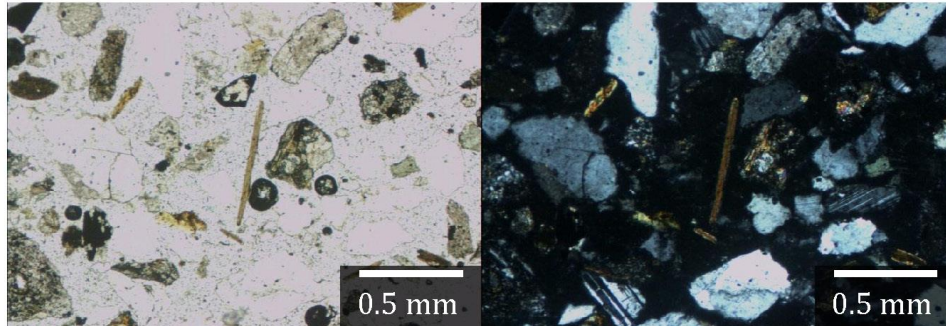


Imagen 41: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

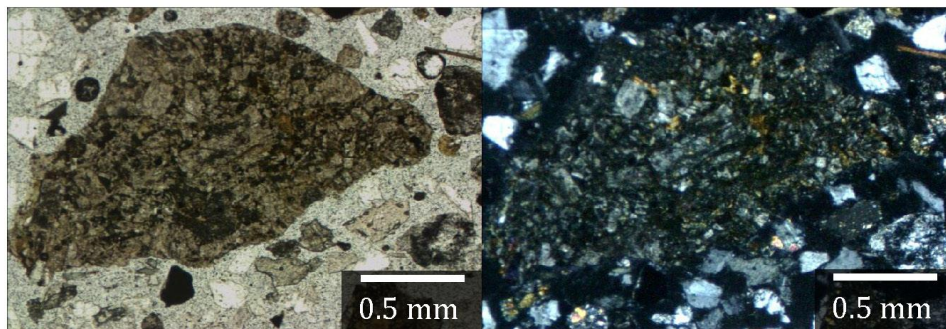


Imagen 42: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

3.22 Corte 22: Río Combarbalá

3.22.1 Características Macroscópicas

Características	
Posición Geomorfológica	Depósito Aluvial
Granulometría	Predominantemente media, también muy fina, fina, gruesa y muy gruesa
Morfoscopia	Alargado, sub-anguloso
Mineralogía	Predominantemente Líticos y Óxidos, además de Cuarzo y Ferromagnesianos
Clasificación Granulométrica	Muy poco clasificado
Textura	Mate, rugoso y áspero
Observaciones	

3.22.2 Características Microscópicas

Observaciones generales
<p>Cristales de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo se presentan redondeados, pero con esfericidad media a alta.</p> <p>Cristales de biotitas euhedrales, al igual que los cristales de clorita y micas blancas.</p> <p>Fragmentos volcánicos en su mayoría sub-angulosos y medianamente esféricos.</p> <p>Cristales de hornblenda redondeados.</p> <p>Presencia de hematita entre los opacos.</p>

3.22.2.1 Mineralogía Óptica

Cristal/Fragmentos	%	Alteración
Cuarzo	5	
Plagioclasas	5	
Feldespato potásico	10	
Fragmentos volcánicos	40	Matriz alterada a arcillas y presencia de epidota en algunos
Opacos	5	
Biotita	10	
Clorita	10	
Epidota	5	
Hornblenda	5	
Micas blancas	5	

3.22.2.2 *Imágenes Microscopía Óptica*

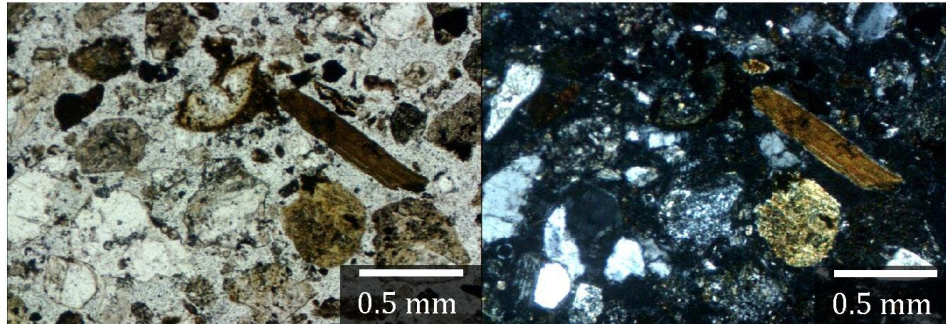


Imagen 43: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

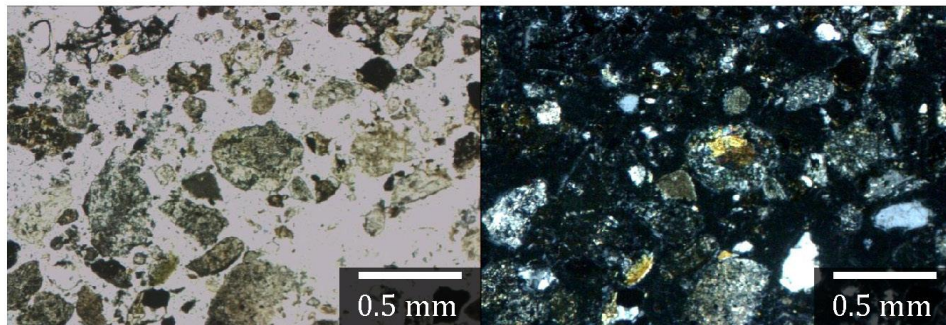


Imagen 44: Fotografía a NP a la izquierda y a NX a la derecha, a 5x.

4. Análisis

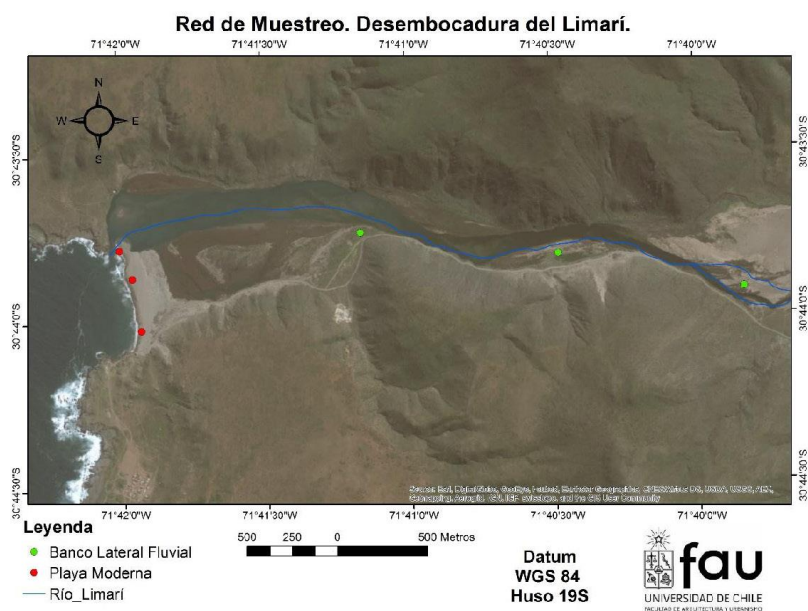
Mineralogía de los sectores cercanos a Punta de Choros

Complejo Metamórfico Punta de Choros: esquistos micáceos y esquistos verdes, presencia de micas blancas, biotita, cuarzo, plagioclasa, clorita, granate, anfíbolos, magnetita, epidota y titanita.

Tonalita Quebrada La Vaca: tonalitas a granodioritas, presencia de biotitas, anfíbolos y piroxenos, grano medio.

Formación Punta del Cobre: andesitas porfídicas con clinopiroxeno, vesiculares y algunas ocoíticas.

Formación Canto de Agua: rocas sedimentarias clásticas con alto redondeamiento, esfericidad media y alta madurez composicional.



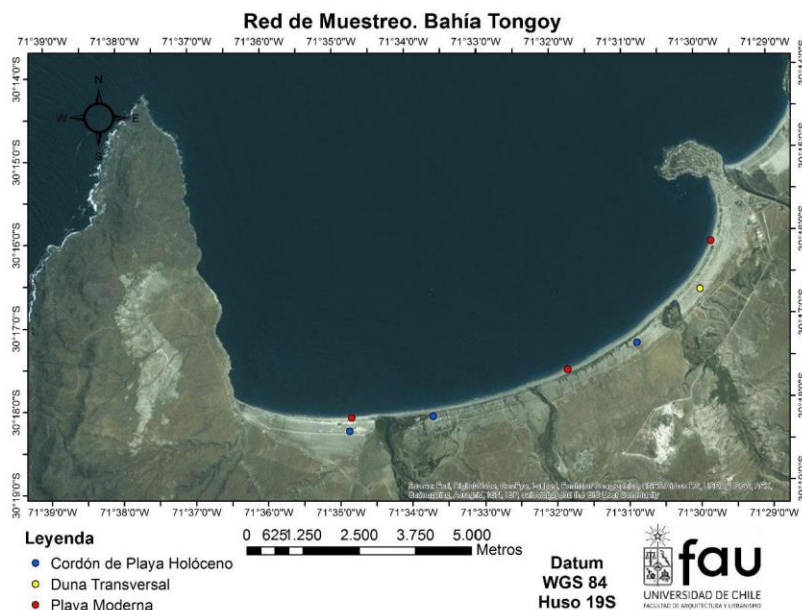
Muestras 1, 2 y 3: Playa Moderna, muestras 4, 5 y 6: Banco lateral fluvial

En general, se tiene que el porcentaje de cuarzo aumenta mientras más cerca de la costa, incluso llegando a un 25% versus un 5% en las zonas más altas, además la cantidad de biotita y clorita disminuyen en esta dirección. Se observa que la cantidad de feldespato aumenta a medida que

estamos más cerca de aguas arriba, esto ya que es un mineral no muy resistente a la abrasión y se altera fácilmente. Las especies minerales en general se encuentran sub-angulosas y con esfericidad media a mala, pero mientras más cerca de la costa la selección del tamaño de grano mejora y también lo hacen el redondeamiento y la esfericidad.

Estas características hablan de un retrabajo provocado por el transporte, en el cual los cristales más distales de la fuente aguas arriba se mantienen en este régimen por más tiempo, por lo que quedan mucho más esféricos y redondeados y con una madurez composicional mucho mayor (clastos de cuarzo son difíciles de alterar y retrabajar, por lo que tiende a aumentar su proporción relativo a otros minerales). Por ello los diferentes niveles de redondeamiento y esfericidad, cuando son en la misma especie, hablan de la distancia relativa a la fuente, y cuando son en especies minerales distintas, hablan de la resistencia a la abrasión que posee cada una y la madurez textural y composicional del sedimento final.

Se debe tener en cuenta que la zona de drenaje, en este caso el río Limarí, arrastra sedimentos de los lugares por los que avanza, por lo que cristales que son más angulosos que otros de la misma especie pudieron ser adquiridos posteriormente, e incluso pudieron ser adquiridos por otros métodos, como lo son transporte eólico, aluvial, litoral o coluvial, como fueron nombrados anteriormente, los que también aportan sedimentos a las zonas de estudio.

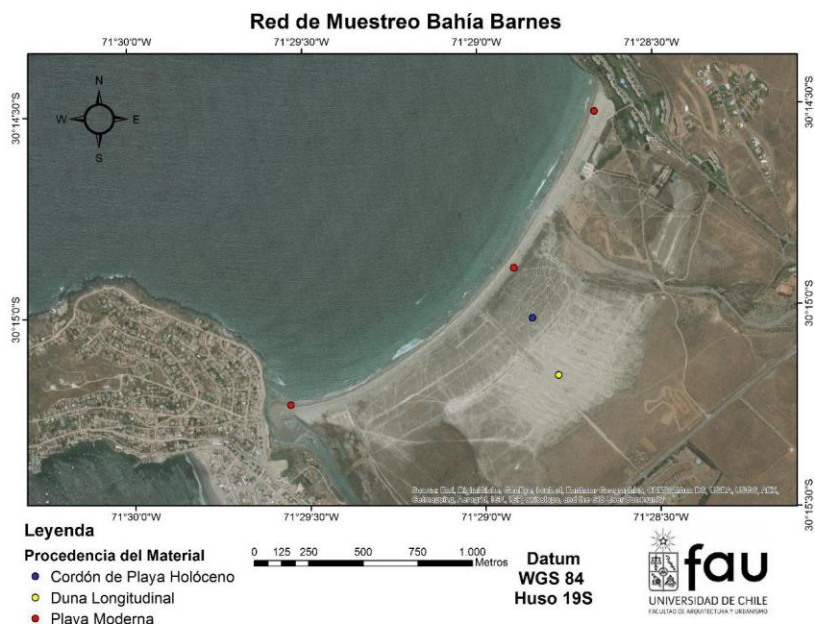


Muestras 7, 8 y 9: Playa Moderna, muestras 10, 11 y 12: Cordón de playa Holoceno, muestra 13: Dunas

En general, se tiene que el porcentaje de cuarzo aumenta mientras más cerca de la costa, incluso llegando a un 25% versus un 5%, el pero de esta afirmación es que el cordón de playa posee mucho más cuarzo que los depósitos de la misma playa, la cual posee una mayor cantidad de micas. Esto podría explicarse desde el punto de vista que el mar también retrabaja y moviliza los sedimentos, por lo que puede que estos queden concentrados en el cordón de playa o incluso ser arrastrados mar adentro.

Las especies minerales en general se encuentran angulosas y con esfericidad media a buena, lo que habla de un nivel de retrabajo medio provocado por el mismo transporte. La madurez composicional es mucho mayor en el cordón de playa, por el mayor porcentaje de cuarzo y la selección es mucho mejor en la duna, ya que esta se forma por transporte eólico principalmente. Los diferentes niveles de redondeamiento y esfericidad, hablan de las distancias relativas a la fuente de los sedimentos y la madurez textural de las muestras, los que no necesariamente son iguales para todos, y se debe recordar que los sedimentos pudieron ser adquiridos posteriormente o en distintos lugares.

Se debe tener en cuenta que en la bahía también actúan otros métodos de transporte, como lo son transporte eólico, aluvial, litoral o coluvial, por lo que no se puede asegurar sólo esta hipótesis, como ocurre en todos los otros casos del estudio.



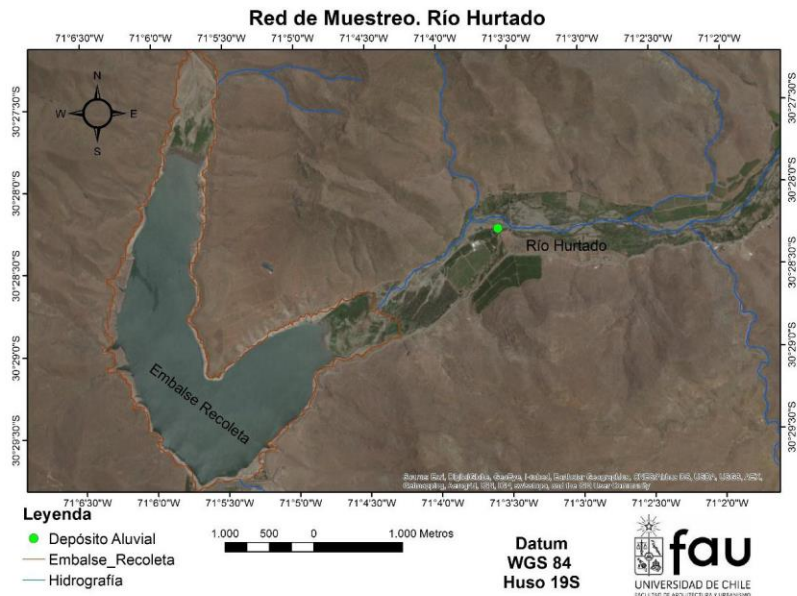
Muestras 14, 15 y 16: Playa, muestras 17 y 18: Duna

En las muestras de playa predomina la presencia de feldespato potásico y calcita, el último mineral presente principalmente en conchas observadas. La abundancia de feldespato disminuye desde la muestra 14 a la 16, mientras que el contenido de calcita aumenta. Esto es coincidente con el acercamiento progresivo de la zona de toma de muestras en dirección desde el continente hacia el mar. La gran abundancia de feldespato es indicador de una fuente de sedimentos más bien cercana y de carácter ígneo cuya composición se caracteriza por un alto contenido en sílice y álcalis, mientras que el carácter sub-anguloso de estos cristales presentes en las tres muestras y la poca alteración de los feldespatos refuerza la teoría de la cercanía de la fuente. El aumento progresivo de calcita es razonable al aumentar la cercanía al ambiente de depositación de conchas.

La presencia de fragmento volcánicos sub-redondeados sugiere afloramientos de rocas volcánicas en zonas más bien lejanas al depósito de sedimentos estudiado.

En las muestras de duna se observa una proporción más bien homogénea entre las abundancias de feldespato, cuarzo y plagioclasa. Se tienen cristales y fragmentos de menor tamaño en comparación a los que componen a las muestras de playa. También, de forma general, se tienen fragmentos más angulosos y mayor abundancia relativa de opacos, junto a mayor presencia de biotita y clorita. Lo observado coincide con características de un depósito con buena selección y media madurez composicional, debido a que siguen presentes minerales que son poco resistentes a la erosión y meteorización, como lo son el feldespato y la plagioclasa.

Se sugiere una fuente de sedimentos diferenciada, rica en sílice, posiblemente granodiorita-granito.



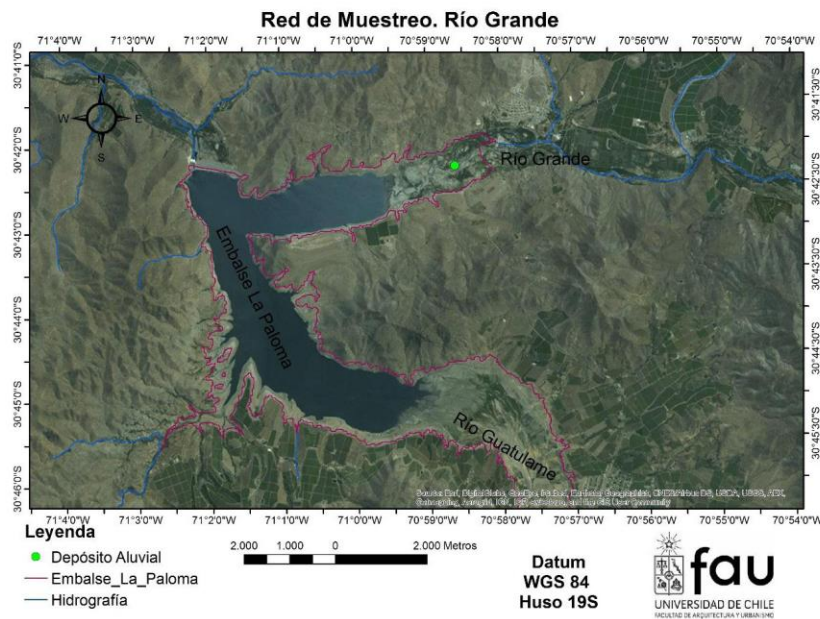
Muestra 19: Depósito Aluvial

Destaca la gran cantidad de feldespato potásico por sobre el cuarzo, ambas especies minerales subredondeadas, lo que indica una fuente de proveniencia con abundancia de feldespato potásico y que se encuentra distanciada del depósito sedimentario. El carácter subredondeado principalmente del cuarzo podría indicar que este mineral proviene de una fuente que se ubica previa a la fuente del feldespato potásico, en el trayecto del agente deposicional, sugerido también por la mayor abundancia de éste último con respecto al cuarzo, dado que el feldespato es menos resistente a la erosión y meteorización. La fuente de ambos minerales correspondería posiblemente a roca ígnea intrusiva con alto contenido de sílice y álcalis, altamente diferenciada, posiblemente tratándose de granodiorita-granito.

La alta presencia de fragmentos volcánicos, esencialmente angulosos, indica la cercanía de depósitos volcánicos que aportan material sedimentario al cauce.

La presencia de biotita euhedral a subhedral, junto al tamaño de los cristales observados, sugieren una fuente relativamente cercana, probablemente roca intrusiva diferenciada.

El hallazgo de clorita y epidota podría explicarse por el aporte desde roca metamórfica en facies esquistos verdes o roca que ha sufrido alteración hidrotermal, no pudiendo descartar alguna de estas opciones debido a que la muestra no representa el contexto general de una misma roca, por tratarse de sedimentos no consolidados.



Muestra 20: Depósito Aluvial

La gran presencia de feldespato potásico y cuarzo subordinado, ambos sub-angulosos, nuevamente sugiere una fuente de proveniencia con alto contenido de sílice y fuertemente diferenciada. El carácter sub-anguloso de los cristales indica relativamente poco tiempo de transporte, sugiriendo una fuente no lejana al depósito sedimentario. En este caso la abundancia de cuarzo es mayor al contenido que presentan otras muestras, y es notoria la alteración que presentan los cristales de feldespato, por lo que no es posible asumir que la fuente sea tan cercana. Nuevamente la fuente de proveniencia podría tratarse de un intrusivo granodiorítico-granítico.

La alta presencia de fragmentos volcánicos puede deberse a un afloramiento de lavas cercano al trayecto del agente de transporte, sin embargo, la gran presencia de arcillas en la matriz es indicio de mayor alteración del vidrio volcánico y por lo tanto, mayor tiempo de transporte, siendo una fuente de sedimentos no tan cercana.

Nuevamente aparecen clorita y epidota, cuyo origen no se puede determinar con seguridad.

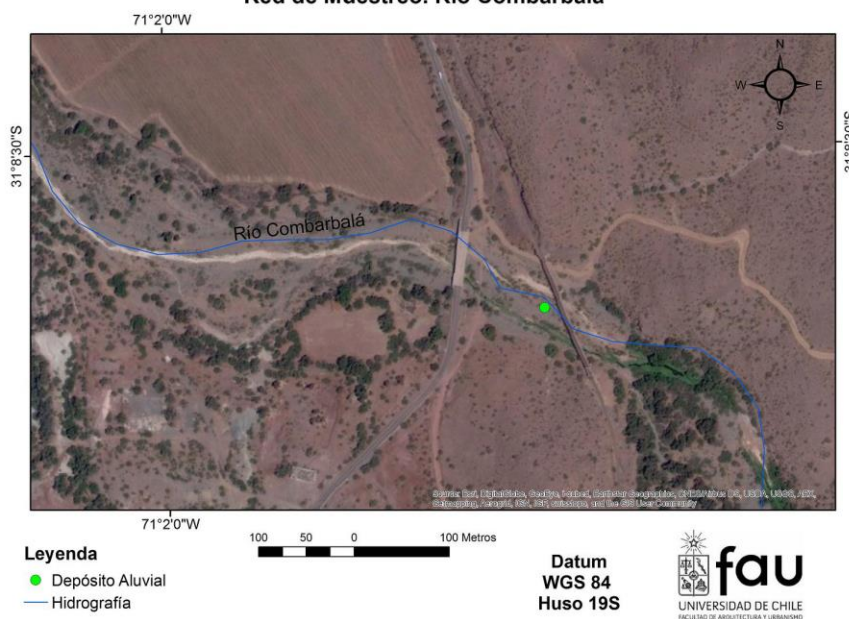
Muestra 21: Depósito Aluvial

Se caracteriza por la alta presencia de cuarzo, fragmentos volcánicos y biotita, junto al poco contenido de feldespato potásico y plagioclasa. Estas características son indicadoras de un depósito más maduro composicionalmente, donde predominan minerales más resistentes a la erosión y meteorización, además de la abrasión sufrida durante el transporte de los sedimentos. La menor abundancia de feldespato, cuyos cristales también presentan alteración a sericita, respalda la ocurrencia de procesos sedimentarios con mayor tiempo de transporte y abrasión. Sin embargo, cabe destacar que los cristales de cuarzo varían en cuanto a su redondeamiento y esfericidad, por lo que es probable que haya una fuente más cercana que también esté aportando cuarzo al depósito. Nuevamente se sugiere una fuente intrusiva, rica en sílice y diferenciada, posiblemente granodiorita-granito.

La biotita también puede provenir de una fuente ígnea intrusiva diferenciada, debido al tamaño de los cristales y abundancia en el depósito.

Los fragmentos volcánicos sub-redondeados, parcialmente esféricos y con gran alteración a minerales de arcilla sugieren afloramientos de lavas cercanos al agente de transporte pero que se encuentran lejanos al depósito sedimentario.

Red de Muestreo. Río Combarbalá



Muestra 22: Depósito Aluvial

Uno de las características principales que llaman la atención es la gran cantidad de fragmentos volcánicos que posee esta muestra (40%), los que presentan su matriz alterada a arcilla y algunos de sus cristales con epidota. La fuente no debiese ser muy lejana, puesto que estos fragmentos a pesar de estar fuertemente alterados, no presentan un redondeamiento y esfericidad elevados, además es importante considerar que son fáciles de alterar, por lo que no necesariamente es un factor clave en la interpretación de la muestra.

La mayoría de los cristales se encuentran sub-redondeados y con esfericidad media, así como los minerales micáceos se presentan en sus formas primarias (euhedrales), por lo que se podría aceptar aún más el poco tiempo de transporte, ya que no se observa una notoria madurez textural en general, lo que sigue apoyando una fuente muy próxima al depósito.

El porcentaje de cuarzo es muy pequeño en relación a la cantidad de minerales composicionalmente inmaduros, por lo que se puede proponer que la energía del medio de transporte no debe ser tan alta como lo es en otras zonas de mayor pendiente o desembocaduras o el tiempo de transporte es bajo, junto con una fuente muy próxima. Como en los casos anteriores, el material encontrado puede ser producto de otros tipos de transporte.

A modo de cierre, se tiene que la cuenca del Río Limarí está conformada por los ríos Limarí, Hurtado, Grande, Combarbalá y Cogotí, entre otros, por lo que las muestras tomadas en las zonas de los depósitos asociados representan de forma general la evolución y procesos que afectaron de manera progresiva a los sedimentos provenientes de su roca fuente. Estas muestras son las muestras 19, 20, 21 y 22. Así mismo, las muestras que representan la evolución y los procesos de sedimentación ocurridos en la desembocadura del río Limarí corresponden a las 1, 2 y 3 tomadas en la playa moderna y las 4, 5 y 6 tomadas en el banco lateral fluvial.

Se observa una clara relación en cuanto al contenido mineralógico presente en los sedimentos de ambos dominios, ya que en ambos casos se tiene predominancia de feldespato potásico, con cuarzo y plagioclasa subordinados, junto a biotita, clorita y opacos (óxidos de Fe-Ti), variando la abundancia y evolución de la mineralogía de acuerdo a sus características de resistencia a la abrasión en base al tiempo de transporte y energía del agente transportador, tal y como se indicó anteriormente. Así es como se permite concluir que la principal área de proveniencia de gran parte de los sedimentos presentes en los depósitos de ambos dominios estudiados se trataría de la misma o afloramientos de roca muy similares, con características de roca ígnea intrusiva, diferenciada y con el desarrollo de mineralogía hidratada correspondiente, con alto contenido en sílice y álcalis.

Esto último queda evidenciado principalmente por la variación de la abundancia y cambio en las características primarias del feldespato potásico, cuyos cristales cambian desde sub-angulosos a sub-redondeados en el trayecto desde la cuenca del río Limarí hasta su desembocadura y su abundancia va disminuyendo progresivamente al aumentar las distancias de transporte, generándose mineralogía de alteración que reemplaza al feldespato ante las nuevas condiciones del ambiente y la gran abrasión sufrida. No deja de ser llamativo el hecho de encontrar feldespato potásico en la zona de la desembocadura del río Limarí, ya que como se mencionó, se trata de un mineral de baja resistencia a la abrasión y meteorización, por lo que al ser hallado tanto en esta zona como en las muestras tomadas hacia el inicio del trayecto, es posible de inmediato correlacionar su presencia con una misma fuente de aporte de material rica en este mineral.

Lo anterior no descarta el aporte de sedimentos de diversas fuentes que aparecen durante el trayecto los ríos que conforman la cuenca del río Limarí hacia su desembocadura.

Junto a esto, en teoría, en una playa es esperable tener una proporción de cuarzo mayor, moderadamente a muy retrabajado y sin alteración, ya que éste es un mineral muy resistente a la abrasión. Esta situación se tiene en la playa de la ensenada del Limarí, cuyos sedimentos cuentan con altas proporciones de cuarzo, pero no se cumple para la zona de playa en la Bahía de Tongoy, en donde a pesar de que el contenido de minerales félsicos (plagioclasas, feldespatos y cuarzo) es relativamente alta, la abundancia relativa de cuarzo es baja. En la Bahía de Tongoy se da el caso de que el Cordón de playa posee un alto contenido de cuarzo y se encuentra muy cerca de la playa de la bahía, por lo que como se mencionó anteriormente, la baja cantidad de este mineral en la playa puede ser por un retrabajo producto del oleaje sobre los sedimentos existentes. Para las playas de la Bahía de Barnes se tiene una baja cantidad de cuarzo, pero una alta cantidad de feldespato potásico, el cual es poco resistente a la abrasión y se altera fácilmente, en este caso se encuentran levemente alterados, lo que puede indicar una fuente próxima que garantiza el porcentaje existente y su integridad.

Cabe destacar que las especies minerales y su integridad en un depósito dependen de la cantidad de sedimentos disponibles en el transcurso del cauce de un río, por lo que a pesar de que es esperable una situación en particular, el hecho de que nuevo material sea acarreado posteriormente es bastante probable y puede afectar las proporciones en las que se espera que se encuentren las especies minerales y sus características.

5. Conclusión

En el presente informe se mostró el análisis mineralógico realizado a 22 muestras, tanto en aspectos mineralógicos como morfológicos para realizar posteriormente un análisis en el cual se consideró el nivel de abrasión sufrido, especies minerales y su nivel de alteración. Además el análisis se complementó con información de las formaciones y complejos metamórficos cercanos al sector de estudio para poder comprender mejor el área que rodea a Punta de Choros. Se consideró que la zona de descarga del río es la mostrada en la Ilustración 1 y que la parte alta de este río, junto a otra zona de drenaje más hacia el norte pudo ser la proveedora de los sedimentos, lo cual es la hipótesis principal de este proyecto. Luego de esto se puede concluir que:

Efectivamente se observa que las especies minerales en general se repiten, cambiando simplemente en su porcentaje de abundancia, forma e integridad, esto ya que el transporte va modificando sus propiedades a medida que avanza el trayecto aguas abajo. Es importante considerar que la zona de drenaje del Río Limarí es muy extensa, pero está más hacia el sur de la zona que se propone.

Los sedimentos que acarrea este río hacia el norte no necesariamente son los mismos que llevó desde un inicio, debido a las distintas etapas de erosión-depositación de los sistemas fluviales ante cambios en su caudal, energía, pendiente del terreno, etc. Tampoco los sedimentos que transporta hacia el sur necesariamente ingresaron al caudal en su inicio, puesto que pudieron haber sido depositados, reemplazados o mezclados con otros en su camino aguas abajo.

Teniendo en cuenta que las dunas se forman por transporte eólico principalmente, es probable que el material haya sido acarreado desde una zona correspondiente al Limarí, pero también pudo ser arrastrada de los sectores aledaños a la zona de estudio, como es el caso del Complejo Metamórfico de Punta de Choros o las formaciones cercanas, las cuales poseen mineralogías similares a las encontradas en las 22 muestras analizadas.

Se considera que no existen evidencias contundentes para descartar la hipótesis, ya que es necesario también considerar los otros medios de transporte de sedimentos que no siempre tienen relación con la cuenca del río Limarí ni su zona de descarga. Además, es importante considerar el hecho de que no se cuenta con la información acerca del contenido mineralógico de la zona de Punta de Choros, sino que sólo se tiene registro de datos del sector asociado al Limarí, el cual se encuentra a más de 50 km al sur de Punta de Choros. Es por esto por lo que no es posible verificar inmediatamente si existe una correlación positiva efectiva entre ambos dominios. Es importante no olvidar que la composición mineralógica que se encuentran en las zonas cercanas son similares a las que poseen las muestras analizadas, por lo que no se puede asegurar que los sedimentos necesariamente correspondan a los transportados por el río, sino que pueden ser parte de procesos de remociones en masa de los sectores cercanos y posteriormente un transporte de tipo eólico, el que acarrearía los sedimentos disponibles generando los campos de dunas, por ejemplo.

Finalmente, los sedimentos pueden provenir en parte de este sector, pero dado que el transporte principal de formación es el viento, lo más probable es que éstos sean de sectores mucho más cercanos al campo de dunas y aquellos no necesariamente están relacionados con el río, sino con erosión y deposición propia del sector, otras redes de drenaje o remociones en masa locales. La hipótesis no es totalmente incorrecta, pero es mucho más probable que la mayoría de los sedimentos provienen de zonas más cercanas y haciendo hincapié en que la cuenca del Limarí abarca la zona delimitada en la Ilustración 1 y está a más de 50 km de distancia, es ciertamente probable que material de la cuenca haya alcanzado este sector, pero la proporción debería ser mucho menor.

7 Bibliografía y Referencias

- Arellano, P., Celiz, C. (2014). "Análisis mineralógico mediante microscopía óptica"
- Ocampo, T. (2015). ""

INFORME:

Análisis comparativo de estudios mineralógicos de sedimentos en la región de Coquimbo

Integrantes: Sebastián González Fuentes

Profesores: María Victoria Soto

Sergio Sepúlveda

Fecha: 31 de Julio 2015

Tabla de contenido

1	Introducción	4
2	Objetivos	5
2.1	Objetivo General	5
2.2	Objetivos Específicos	5
3	Metodología	6
3.1	Origen de Muestras	6
3.2	Tratamiento de datos	6
3.2.1	Modelo de mezcla lineal	6
3.2.2	Diagnóstico de los parámetros para evaluar el modelo de mezcla lineal	7
4	Resultados	9
4.1	Tabla 1: Punto 14 Choros Bajos, R^2 y s.	9
4.2	Tabla 02: Punto 15 Choros Bajos, R^2 y s.	10
4.3	Tabla 03: Punto 19 Punta de Choros, R^2 y s.	11
4.4	Tabla 04: Punto 20 Punta de Choros, R^2 y s.	12
4.5	Tabla 05: Punto 21 Punta de Choros, R^2 y s.	13
5	Análisis de Resultados	14
5.1	Punto 14 y 15 Choros Bajos	14
5.1.1	Desembocadura río Limarí, muestras 1-2-3 playa moderna y 4-5-6 banco lateral fluvial 14	
5.1.2	Bahía Tongoy, muestras 7-8-9 playa moderna, 10-11-12 playa Holoceno y 13 dunas 15	
5.1.3	Bahía Barnes, muestras 14-15-16 playa 17-18 dunas	16
5.1.4	Río Hurtado, muestra 19 depósito aluvial	16
5.1.5	Río grande, muestra 20 depósito aluvial	17
5.1.6	Río Cogotí, muestra 21 depósito aluvial	17
5.1.7	Río Combarbalá, muestra 22 depósito aluvial	18
5.1.8	Desembocadura quebrada Los Choros, Punto 16	18
5.2	Punto 19, 20 y 21 Punta de Choros	19
5.2.1	Desembocadura río Limarí, muestras 1-2-3 playa moderna y 4-5-6 banco lateral fluvial 19	
5.2.2	Bahía Tongoy, muestras 7-8-9 playa moderna, 10-11-12 playa Holoceno y 13 dunas 20	

5.2.3	Bahía Barnes, muestras 14-15-16 playa 17-18 dunas	20
5.2.4	Río Hurtado, muestra 19 depósito aluvial	20
5.2.5	Río grande, muestra 20 depósito aluvial	21
5.2.6	Río Cogotí, muestra 21 depósito aluvial	21
5.2.7	Río Combarbalá, muestra 22 depósito aluvial	22
5.2.8	Desembocadura quebrada Los Choros, Punto 16.....	22
6	Conclusiones	23
7	Bibliografía y Referencias	24

1 Introducción

Se presenta en este informe un análisis comparativo entre datos de Punta de Choros y Choros bajos y datos de distintas zonas cercanas, al sur de las recién nombradas: la desembocadura del río Limarí, Bahía Barnes, Bahía Tongoy y los ríos Grande, Combarbalá y Hurtado. Este estudio se enmarca en el desarrollo del curso Proyecto II como apoyo a la Tesis de Doctorado de María Victoria Soto.

Los datos de Punta de Choros y Choros bajos representan a una unidad de planicies litorales, definida por Castro y Bringnardellos (2005), antecedidas por una unidad de costa arenosa, descrita por los mismos autores, la cual cubre una superficie de 15 km de longitud y cerca de 800 m de ancho, compuesta por un litoral arenoso y campos de dunas. Las arenas obtenidas en cada punto se aglutinaron en pegamento epoxy y se hicieron láminas delgadas, las que fueron analizadas bajo microscopía óptica. Todos estos datos son pertenecientes a la memoria de pregrado para optar al Título de Geóloga de Tania Ocampo (2015).

Los datos de la desembocadura del río Limarí, Bahía Barnes, Bahía Tongoy y los ríos Grande, Combarbalá y Hurtado serán los datos a comparar con los datos de Punta de Choros y Choros bajos. Estos datos, al igual que los de Punta de Choros y Choros Bajos, son arenas aglutinadas por pegamento epoxy formando láminas delgadas y analizadas bajo microscopía óptica. Se obtuvieron del estudio Proyecto II realizado por Paulina Arellano y Constanza Celis (2014).

Al igual que en el estudio de Tania Ocampo (2015) y para mantener la línea de investigación, el análisis comparativo entre los datos de estos trabajos se hará según el Método de Vezzoli (2007), el cual entrega como resultado una medida de similaridad y correlación entre las distintas muestras a analizar.

El objetivo de este análisis comparativo es descubrir si existe una relación entre las muestras de ambos trabajos, de modo que se pueda concluir si hay aporte sedimentario desde el sur hacia los campos de dunas y planicies litorales en la zona de Los Choros.

2 Objetivos

2.1 Objetivo General

Determinar por medio de un análisis comparativo de distintos trabajos en la zona de estudio, si existe relación mineralógica entre muestras de arena de los campos de dunas de Punta de Choros y otras zonas al sur de la región.

2.2 Objetivos Específicos

- Crear un archivo con datos mineralógicos de la región de Coquimbo obtenidos bajo microscopía óptica.
- Hacer un análisis comparativo entre las muestras de la zona de "Los Choros" y el resto de las muestras de la región, por medio del uso de la similaridad, para hacer las comparaciones, y el análisis ANOVA, para evaluar el ajuste de datos.
- Establecer la proveniencia, según los datos mineralógicos y estadísticos, de los campos de dunas de la zona de "Los Choros"

3 Metodología

3.1 Origen de Muestras

Las muestras del trabajo de “Los Choros” y del proyecto de “Limarí” fueron descritas porcentualmente según la composición de los sedimentos, aplicando conteos modales y técnicas de descripción petrográficas. La petrografía es una de las herramientas más utilizadas para estudios de proveniencia sedimentaria, la cual sirve como una primera aproximación para conocer la naturaleza de la fuente de sedimentos. Además, características texturales, como el hábito, esfericidad y grado de redondeamiento de cada especie mineral y fragmento lítico, pueden ser indicadores del tipo de roca fuente, la cercanía a la fuente y el tipo de transporte asociado al depósito.

Los estudios de proveniencia petrográficas se basan en análisis estadísticos, que entregan importante información sobre la fuente de sedimentos que constituyen un depósito (Dickinson, 1970). En estos, se determina la abundancia relativa de los fragmentos detríticos presentes en las muestras recolectadas, por medio de la identificación de categorías de granos, tanto cristales mono-minerales como fragmentos de roca poliminerálicos, abarcando toda el área de la lámina delgada, en intervalos fijos, el cual debería ser mayor o igual al clasto de mayor tamaño presente en el corte transparente, el cual se analiza bajo un microscopio óptico (Ingersoll *et al.*, 1984).

Las arenas son los sedimentos detríticos más utilizados en estudios de procedencia, ya que se originan como partículas sólidas que se desprenden de la roca, pero, a la vez, son lo suficientemente pequeñas como para observar una muestra considerable de granos en una sola lámina delgada. La ventaja de las partículas tamaño arena es que conservan la composición y textura original cuando están formadas por fragmentos líticos, a pesar del transporte y de los procesos diagenéticos estos están casi inalterados, además de que guardan información sobre la roca que derivaron. Las características texturales (tamaño y forma de grano, entre otras) permiten determinar la madurez del sedimento original (Ingersoll *et al.*, 1984).

3.2 Tratamiento de datos

De modo que los distintos estudios sean comparables, se usará la misma metodología que la usada en el trabajo de “Los Choros” de Tania Ocampo (2015), la que se describe a continuación:

3.2.1 Modelo de mezcla lineal

Los modelos lineales son fundamentales en el análisis de información con múltiples variables. Cuando se formula un modelo lineal, uno observa un fenómeno representado por un vector de información obtenida a partir de distintos análisis y la relaciona con un set de información de variables fijas linealmente independientes. La composición petrográfica de las arenas que constituyen el fondo de una quebrada puede ser expresada por una mezcla de un número fijo de miembros terminales (*end-members*), la cual puede

ser representada usando un análisis de regresión. Por definición, los análisis de regresión predicen una variable continua dependiente desde un número de variables independientes:

$$y = f(x_1, x_2, \dots, x_p)$$

El objetivo principal de los métodos de regresión es la descripción de cómo uno o más atributos que caracterizan cierta entidad en cierto set de datos dependen de un atributo de destino elegido. Esta dependencia funcional puede ser lineal o no lineal. Siendo y el vector fila que contiene la información porcentual de los p distintos fragmentos detríticos en sus p columnas, X una matriz que contiene la información composicional de los n miembros terminales (*end-members*) en sus filas y p columnas en las que se representa la composición porcentual de los mismos p fragmentos detríticos con los que se representa el vector y , además b un vector columna con n columnas que representan la contribución de cada uno de los miembros terminales a y . En una notación matricial, un modelo de regresión lineal puede ser expresada como:

$$y = bX + e$$

$$[y_1 \quad \dots \quad y_p] = \begin{bmatrix} b_1 \\ \dots \\ b_n \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} x_{11} & \dots & x_{1p} \\ \dots & \dots & \dots \\ x_{n1} & \dots & x_{np} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} e_1 \\ \dots \\ e_n \end{bmatrix}$$

Donde e sería un vector columna con n filas, las que representan el error de la variable representada.

3.2.2 Diagnóstico de los parámetros para evaluar el modelo de mezcla lineal

El buen ajuste del modelo de regresión lineal es evaluado por medio de diferentes parámetros.

3.2.2.1 Similaridad y distancia Camberra

Similaridad (s) es un concepto fundamental y ampliamente usado. Las medidas de Similaridad son usadas para comparar objetos, y para decidir cuáles deberían ser agrupadas (objetos similares) y cuáles no. La forma más natural de análisis de Similaridad es calcular la distancia (d) entre los dos objetos (v y t) que están siendo comparados. En estadísticas, la distancia de Camberra es basada en la correlación entre variables, por la cual diferentes parámetros pueden ser identificados y analizados (Lance y Williams, 1966). Es una forma útil de determinar la Similaridad de un set de muestras desconocidas a una conocida.

$$d_{vt} = \sum_{j=1}^p \frac{|x_{vj} - x_{tj}|}{(x_{vj} + x_{tj})}$$

Como cada elemento de la suma esta entre 0 y 1, valor máximo de d_{vt} es igual a p , donde p es el número de variables. Dividiendo la distancia de Camberra por p , la similaridad de los objetos v y t es:

$$s_{vt} = 1 - \frac{d_{vt}}{p}$$

Donde valores cercanos a 1 representan objetos con un mejor ajuste al de un modelo de regresión lineal.

3.2.2.2 Análisis de Varianza (ANOVA)

El análisis ANOVA es una herramienta útil para evaluar buenos ajustes. Se calculan los siguientes parámetros:

- Suma residual de cuadrados (RSS , *residual sum of squares*)

$$RSS = \sum_i (y_i - \hat{y}_i)^2$$

- Suma de desviaciones de cuadrados (MSS , *model sum of squares*)

$$MSS = \sum_i (y_i - \bar{y})^2$$

- Coeficiente de determinación

$$R^2 = \left(1 - \frac{RSS}{MSS}\right) 100$$

Donde valores de R^2 cercanos a 100 indican un buen ajuste de variables.

4 Resultados

A continuación se muestran los datos obtenidos según la metodología antes señalada.

4.1 Tabla 1: Punto 14 Choros Bajos, R² y s.

Con respecto al Punto 14 Choros Bajos	R ²	s
Punto 16	6,958	0,347
Muestra 1	33,852	0,498
Muestra 2	52,208	0,555
Muestra 3	38,267	0,549
Muestra 4	24,203	0,557
Muestra 5	26,781	0,551
Muestra 6	47,255	0,509
Muestra 7	37,788	0,504
Muestra 8	44,948	0,514
Muestra 9	46,408	0,517
Muestra 10	61,880	0,558
Muestra 11	46,650	0,575
Muestra 12	27,489	0,550
Muestra 13	66,395	0,615
Muestra 14	53,873	0,599
Muestra 15	69,873	0,603
Muestra 16	65,781	0,618
Muestra 17	70,104	0,631
Muestra 18	65,635	0,640
Muestra 19	52,457	0,574
Muestra 20	48,093	0,536
Muestra 21	34,206	0,573
Muestra 22	22,087	0,534

Tabla 01: Coeficiente de Determinación (R²) y similaridad (s) entre el Punto 14 de Choros Bajos y los datos del Punto 16, correspondiente a la desembocadura de la quebrada Los Choros, y las muestras de Cortes del 1 al 22 del Informe Limarí.

4.2 Tabla 02: Punto 15 Choros Bajos, R² y s.

Con respecto al Punto 15 Choros Bajos	R ²	s
Punto 16	17,233	0,441
Muestra 1	50,468	0,600
Muestra 2	70,965	0,618
Muestra 3	54,300	0,609
Muestra 4	28,978	0,605
Muestra 5	33,195	0,603
Muestra 6	63,847	0,625
Muestra 7	50,086	0,600
Muestra 8	56,413	0,601
Muestra 9	58,356	0,600
Muestra 10	64,882	0,639
Muestra 11	55,697	0,620
Muestra 12	37,137	0,605
Muestra 13	75,189	0,680
Muestra 14	69,443	0,656
Muestra 15	75,352	0,645
Muestra 16	62,795	0,650
Muestra 17	70,999	0,662
Muestra 18	70,587	0,682
Muestra 19	65,461	0,629
Muestra 20	62,809	0,624
Muestra 21	40,323	0,609
Muestra 22	30,303	0,628

Tabla 02: Coeficiente de Determinación (R²) y similaridad (s) entre el Punto 15 de Choros Bajos y los datos del Punto 16, correspondiente a la desembocadura de la quebrada Los Choros, y las muestras de Cortes del 1 al 22 del Informe Limarí.

4.3 Tabla 03: Punto 19 Punta de Choros, R² y s.

Con respecto al Punto 19 Punta de Choros	R ²	s
Punto 16	1,998	0,300
Muestra 1	32,118	0,563
Muestra 2	38,618	0,566
Muestra 3	34,225	0,587
Muestra 4	10,022	0,557
Muestra 5	17,462	0,568
Muestra 6	36,460	0,522
Muestra 7	22,024	0,497
Muestra 8	25,027	0,507
Muestra 9	29,744	0,502
Muestra 10	51,005	0,555
Muestra 11	32,892	0,569
Muestra 12	36,002	0,551
Muestra 13	56,825	0,613
Muestra 14	47,038	0,522
Muestra 15	68,118	0,563
Muestra 16	69,204	0,589
Muestra 17	66,641	0,587
Muestra 18	60,340	0,585
Muestra 19	45,166	0,579
Muestra 20	58,375	0,554
Muestra 21	48,763	0,600
Muestra 22	37,825	0,592

Tabla 03: Coeficiente de Determinación (R²) y similitud (s) entre el Punto 19 de Punta de Choros y los datos del Punto 16, correspondiente a la desembocadura de la quebrada Los Choros, y las muestras de Cortes del 1 al 22 del Informe Limarí.

4.4 Tabla 04: Punto 20 Punta de Choros, R² y s.

Con respecto al Punto 20 Punta de Choros	R ²	s
Punto 16	-5,433	0,376
Muestra 1	21,718	0,527
Muestra 2	22,912	0,525
Muestra 3	16,479	0,547
Muestra 4	2,429	0,530
Muestra 5	7,740	0,541
Muestra 6	20,226	0,524
Muestra 7	11,026	0,491
Muestra 8	14,042	0,505
Muestra 9	18,183	0,500
Muestra 10	29,814	0,522
Muestra 11	21,323	0,544
Muestra 12	24,902	0,512
Muestra 13	34,174	0,567
Muestra 14	23,631	0,478
Muestra 15	40,681	0,524
Muestra 16	42,903	0,541
Muestra 17	40,830	0,542
Muestra 18	36,998	0,542
Muestra 19	22,523	0,543
Muestra 20	34,074	0,547
Muestra 21	28,103	0,569
Muestra 22	17,251	0,568

Tabla 04: Coeficiente de Determinación (R²) y similaridad (s) entre el Punto 20 de Punta de Choros y los datos del Punto 16, correspondiente a la desembocadura de la quebrada Los Choros, y las muestras de Cortes del 1 al 22 del Informe Limarí.

4.5 Tabla 05: Punto 21 Punta de Choros, R² y s.

Con respecto al Punto 21 Punta de Choros	R ²	s
Punto 16	15,859	0,292
Muestra 1	25,065	0,477
Muestra 2	30,447	0,482
Muestra 3	26,830	0,504
Muestra 4	5,778	0,480
Muestra 5	7,042	0,480
Muestra 6	27,422	0,473
Muestra 7	14,096	0,448
Muestra 8	16,847	0,461
Muestra 9	21,076	0,455
Muestra 10	53,201	0,462
Muestra 11	26,182	0,496
Muestra 12	27,153	0,471
Muestra 13	52,763	0,524
Muestra 14	28,553	0,437
Muestra 15	64,843	0,477
Muestra 16	75,986	0,507
Muestra 17	67,450	0,501
Muestra 18	54,049	0,500
Muestra 19	27,109	0,496
Muestra 20	39,815	0,504
Muestra 21	31,799	0,519
Muestra 22	21,722	0,5133

Tabla 05: Coeficiente de Determinación (R²) y similitud (s) entre el Punto 21 de Punta de Choros y los datos del Punto 16, correspondiente a la desembocadura de la quebrada Los Choros, y las muestras de Cortes del 1 al 22 del Informe Limarí.

5 Análisis de Resultados

En este capítulo, según los resultados obtenidos en el capítulo 4 de este informe, se usaran los datos de coeficiente de determinación R^2 y similitud s para determinar el aporte sedimentario desde las distintas zonas de cada muestra M_i a las zonas de Choros Bajos y Punta de Choros.

Los valores de R^2 están comprendidos porcentualmente entre 0 y 100, donde 0 es correlación nula y 100 es muy buena correlación. Los valores de s están dentro del rango 0 a 1, donde 0 significa que no son similares y 1 corresponde a que son muy similares.

Se considerará una similitud baja, en relación a los valores calculados entre todas las muestras, si los valores de s se encuentran dentro del grupo ubicado a la izquierda de la zona comprendida entre la media y una desviación estándar, esto es, el grupo compuesto por el 16,4% de valores menores ($s < \mu - \sigma$, donde μ corresponde a la media y σ a la desviación estándar), una similitud considerable, si los valores de s se encuentran alrededor de la media, con valores entre la media más y menos una desviación estándar ($\mu - \sigma \leq s \leq \mu + \sigma$) y similar si los valores de s se encuentran ubicados a la derecha de la media más una desviación estándar, dentro del grupo compuesto por el 16,4% de mayores valores ($\mu - \sigma < s$), según una distribución normal.

5.1 Punto 14 y 15 Choros Bajos

5.1.1 Desembocadura río Limarí, muestras 1-2-3 playa moderna y 4-5-6 banco lateral fluvial

Para la zona de choros bajos, los valores de s para cada muestra son mayores con respecto al punto 15 que al 14, esto quiere decir que se asemejan más al punto 15, con valores promedio de 0,537 y 0,610 respectivamente. Con respecto al punto 14, las muestras con un mayor s son las muestra 2 con un $s = 0,555$, muestra 4 con un $s = 0,557$ y la muestra 5 con un $s = 0,551$, de las cuales, la que tiene una mejor correlación de datos es la muestra 2, con un $R^2 = 52,208\%$, siendo la mayor de esta zona. Con respecto al punto 15, las muestras con mayor similitud son la muestra 2 con un $s = 0,618$ y la muestra 6 con un $s = 0,625$, de las cuales, la que tiene mejor correlación de datos es la muestra 2, con un $R^2 = 70,965\%$.

En relación con las muestras de todas las zonas estudiadas con respecto al punto 14, los valores en promedio tanto para R^2 como para s , en la zona de la desembocadura del Río Limarí, se encuentran en el grupo de menores valores para

estos parámetros, con valores promedio de $R^2 = 37,094\%$ y $s = 0,537$, por tanto, se puede inferir que se obtuvo un resultado de s considerable, pero bajo la media, con una correlación muy baja.

En relación con las muestras de todas las zonas estudiadas con respecto al punto 15, los valores en promedio tanto para R^2 como para s , en la zona de la desembocadura del Río Limarí, se encuentran en el grupo de menores valores para estos parámetros, con valores promedio de $R^2 = 50,292\%$ y $s = 0,610$, por tanto, se puede inferir que se obtuvo un resultado de s considerable, pero bajo la media, con una correlación baja.

Esto se traduce en que existe la posibilidad de que haya aporte sedimentario desde la desembocadura del río Limarí hacia la zona de Choros Bajos, pero estadísticamente, el aporte sedimentario sería menor que la mayor parte de las zonas estudiadas en este trabajo.

5.1.2 Bahía Tongoy, muestras 7-8-9 playa moderna, 10-11-12 playa Holoceno y 13 dunas

Para la zona de Tongoy, los valores para s fueron mayores con respecto al punto 15 que al 14, lo que quiere decir que se asemejan en mayor medida al punto 15 que al 14, con valores promedio de $s=0,621$ y $s = 0,548$ en esta zona, respectivamente. Con respecto al punto 14, el mayor valor de s se encuentran en la muestras 13, con un valor de $s = 0,615$ y una correlación de $R^2 = 66,395\%$, la mayor para la zona. Con respecto al punto 15, los mayores valores de s se encuentran en las muestras 13 y 10, donde $s_{13} = 0,680$ y $s_{10} = 0,639$. De estas, la muestra con mayor correlación corresponde a la de la muestra 13, con un $R^2 = 75,189\%$, siendo la mayor de esta zona y la segunda mayor de todas las muestras.

En relación con el total de las muestras de todas las zonas estudiadas, con respecto al punto 14, para la zona de Tongoy, los valores promedio fueron $R^2 = 47,365\%$ y $s = 0,548$. Estos valores se encuentran en el grupo de valores intermedios para estos parámetros. Se obtuvo un valor de s considerable, bajo la media, con una baja correlación.

En relación con el total de las muestras de todas las zonas estudiadas, con respecto al punto 15, para la zona de Tongoy, los valores promedio fueron $R^2 = 56,823\%$ y $s = 0,621$. Estos valores se encuentran en el grupo de valores intermedios para estos parámetros. Se obtuvo un valor de s considerable, levemente por sobre la media, con una correlación moderada.

Esto se traduce en que existe la posibilidad de que haya aporte sedimentario desde la zona de Tongoy hacia la zona de Choros Bajos y dentro del grupo de valores intermedios para la zona estudiada, con una correlación en promedio, moderada y con un punto en específico, la muestra 13, el cual tiene la segunda mayor similitud y la segunda mejor correlación de todas las muestras.

5.1.3 Bahía Barnes, muestras 14-15-16 playa 17-18 dunas

Para la zona de Bahía Barnes, los valores de s fueron mayores con respecto al punto 15 que al 14, lo que quiere decir que se asemejan en mayor medida al punto 15 que al 14. Con respecto al punto 14, los mayores valores de s se encontraron en las muestras 17 y 18, con $s_{17} = 0,631$ y $s_{18} = 0,640$, los valores de similitud más altos entre todas las muestras comparadas con respecto al punto 14. Además de ser los valores más altos de s , tienen una buena correlación, $R^2_{17} = 70,104\%$ y $R^2_{18} = 65,635\%$. Con respecto al punto 15, los mayores valores de s se encuentran en las muestras 18 y 17, $s_{18} = 0,682$ y $s_{17} = 0,662$. La muestra 18 es la que tiene el mayor valor de similitud de todas las muestras, con una buena correlación de $R^2_{18} = 70,872\%$.

En relación con el total de las muestras de todas las zonas estudiadas, con respecto al punto 14, para la zona de Bahía Barnes, los valores promedio de los parámetros fueron $R^2 = 65,053\%$ y $s = 0,618$. Estos valores son los mayores de todas las zonas estudiadas.

En relación con el total de las muestras de todas las zonas estudiadas, con respecto al punto 15, para la zona de Bahía Barnes, los valores promedio de los parámetros fueron $R^2 = 69,835\%$ y $s = 0,659$. Estos valores son los mayores de todas las zonas estudiadas.

De lo anteriormente señalado, se infiere que desde la zona de Bahía Barnes es muy probable que exista aporte sedimentario hacia la zona de Choros Bajos, y dentro de todas las zonas estudiadas, sería la que haría el principal aporte.

5.1.4 Río Hurtado, muestra 19 depósito aluvial

Para la zona del depósito aluvial de Río Hurtado, existe sólo una muestra, con valores de $R^2 = 52,457\%$ y $s = 0,574$ con respecto al punto 14 y $R^2 = 65,461\%$ y $s = 0,629$ con respecto al punto 15. Una vez más, la similitud es mayor con respecto al punto 15 que al 14.

En relación con el total de las muestras, con respecto al punto 14, para la zona de Río Hurtado, esta zona sería la que tiene la segunda mayor similitud y segunda mayor correlación.

En relación con el total de las muestras, con respecto al punto 15, para la zona de Río Hurtado, esta zona sería la que tiene la segunda mayor similitud y segunda mayor correlación.

Se infiere que existe una alta posibilidad de que haya aporte sedimentario desde la zona de Río Hurtado hacia la zona de Choros Bajos, ya que los valores para los parámetros están en el grupo de los mayores valores, con una buena correlación. Se destaca que el hecho de que sólo exista un punto de muestreo, no permite generalizar a toda una zona como la segunda zona de mayor aporte sedimentario hacia la zona de los Choros, pero si incentiva a obtener más datos para verificar esta alta probabilidad de aporte sedimentario.

5.1.5 Río grande, muestra 20 depósito aluvial

Para la zona del depósito aluvial de Río Grande, existe sólo una muestra, con valores de $R^2 = 48,093\%$ y $s = 0,536$ con respecto al punto 14 y $R^2 = 62,809\%$ y $s = 0,624$ con respecto al punto 15. Una vez más, la similitud es mayor con respecto al punto 15 que al 14.

En relación con el total de las muestras, con respecto al punto 14, para la zona de Río Grande, esta zona sería la que tiene la segunda más baja similitud y baja correlación, ambos valores por debajo de la media para ambos parámetros.

En relación con el total de las muestras, con respecto al punto 15, para la zona de Río Grande, esta zona tendría un valor intermedio, por sobre la media, con una buena correlación de datos.

Se infiere que existe la posibilidad de que haya aporte sedimentario desde la zona de Río Grande hacia la zona de Choros Bajos, en mayor medida con respecto al punto 15 que al 14. Se destaca que el hecho de que sólo exista un punto de muestreo, no permite generalizar a toda una zona como la una zona de importante aporte sedimentario hacia la zona de los Choros, pero si incentiva a obtener más datos para verificar esta alta probabilidad de aporte sedimentario.

5.1.6 Río Cogotí, muestra 21 depósito aluvial

Para la zona del depósito aluvial de Río Cogotí, existe sólo una muestra, con valores de $R^2 = 34,206\%$ y $s = 0,573$ con respecto al punto 14 y $R^2 = 40,323\%$ y $s = 0,609$ con respecto al punto 15. Una vez más, la similitud es mayor con respecto al punto 15 que al 14.

En relación con el total de las muestras, con respecto al punto 14, para la zona de Río Cogotí, esta zona sería de los mayores valores para s , pero con muy baja correlación.

En relación con el total de las muestras, con respecto al punto 15, para la zona de Río Cogotí, esta zona tendría el segundo valor más bajo de s con una muy baja correlación.

Se infiere que existe la posibilidad de que haya aporte sedimentario desde la zona de Río Cogotí hacia la zona de Choros Bajos, pero que sería una de las zonas de menor aporte en comparación con todas las zonas estudiadas en este trabajo. Se destaca que el hecho de que sólo exista un punto de muestreo, no permite generalizar a toda una zona como la zona de más bajo aporte sedimentario hacia la zona de los Choros, es por esto que sería recomendable obtener más datos para verificar lo descrito.

5.1.7 Río Combarbalá, muestra 22 depósito aluvial

Para la zona del depósito aluvial de Río Combarbalá, existe sólo una muestra, con valores de $R^2 = 22,087\%$ y $s = 0,534$ con respecto al punto 14 y $R^2 = 30,303\%$ y $s = 0,628$ con respecto al punto 15. Una vez más, la similitud es mayor con respecto al punto 15 que al 14.

En relación con el total de las muestras, con respecto al punto 14, para la zona de Río Combarbalá, esta zona tendría una baja similitud, por debajo de la media, con una correlación muy baja.

En relación con el total de las muestras, con respecto al punto 15, para la zona de Río Combarbalá, esta zona tendría un alto valor de similitud, por sobre la media, pero con una muy baja correlación.

Se infiere que existe la posibilidad de que haya aporte sedimentario desde la zona de Río Combarbalá hacia la zona de Choros Bajos, pero que sería una de las zonas de menor aporte en comparación con todas las zonas estudiadas en este trabajo. Se destaca que el hecho de que sólo exista un punto de muestreo, no permite generalizar a toda una zona como la zona de más bajo aporte sedimentario hacia la zona de los Choros, es por esto que sería recomendable obtener más datos para verificar lo descrito.

5.1.8 Desembocadura quebrada Los Choros, Punto 16

El punto 16 corresponde a la desembocadura de la quebrada Los Choros. Los valores de los parámetros estudiados son $R^2 = 6,958\%$ y $s = 0,347$ con respecto al

punto 14 y $R^2 = 17,233\%$ y $s = 0,441$ con respecto al punto 15. La similitud es mayor con respecto al punto 15 que al 14.

En relación con el total de las muestras, con respecto al punto 14, para la zona de la desembocadura de la quebrada Los Choros, esta zona tendría la más baja similitud, con la peor correlación de todas las zonas estudiadas.

En relación con el total de las muestras, con respecto al punto 15, para la zona de la desembocadura de la quebrada Los Choros, esta zona tendría la más baja similitud, con la peor correlación de todas las zonas estudiadas.

Se infiere que existe la posibilidad de que haya aporte sedimentario desde la zona de la desembocadura de la quebrada Los Choros hacia la zona de Choros Bajos, pero que sería la zona de menor aporte en comparación con todas las zonas estudiadas en este trabajo.

5.2 Punto 19, 20 y 21 Punta de Choros

5.2.1 Desembocadura río Limarí, muestras 1-2-3 playa moderna y 4-5-6 banco lateral fluvial

Para la zona de Punta de Choros, los valores de s para cada muestra de la desembocadura del río Limarí son mayores con respecto al punto 19 que al 20 o 21, lo que quiere decir que las muestras de la desembocadura del río Limarí se asemejan más al punto 19 que al 20 o 21, con un valor promedio de $s = 0,561$. Las muestras de mayores valores de s se encuentran con respecto al punto 19, con $s = 0,587$ y $s = 0,566$, con $R^2 = 34,225\%$ y $R^2 = 38,618\%$, respectivamente, siendo estas además las correlaciones más altas.

En relación con las muestras de todas las zonas estudiadas, las muestras de la desembocadura del río Limarí se encuentran en el grupo de los menores valores de s , donde los valores son mayores con respecto al punto 19, luego al 20 y en menor similitud al 21, al igual que los valores de R^2 .

De esto se infiere que existe la posibilidad de que haya aporte sedimentario desde la desembocadura del río Limarí hacia la zona de Punta de Choros, pero estadísticamente, el aporte sedimentario sería de los menores entre las zonas estudiadas en este trabajo.

5.2.2 Bahía Tongoy, muestras 7-8-9 playa moderna, 10-11-12 playa Holoceno y 13 dunas

Para la zona de Punta de Choros, los valores de s para cada muestra de la bahía Tongoy son mayores con respecto al punto 19 que al 20 o 21, lo que quiere decir que las muestras de la bahía Tongoy se asemejan en mayor medida al punto 19 que al 20 o 21, con un valor promedio de $s = 0,542$. Con respecto al punto 19, se encuentra la muestra de mayor valor de s de todas las zonas, con respecto a los puntos 19, 20 y 21, con un valor de $s = 0,613$ y correlación $R^2 = 56,825\%$.

En relación con las muestras de todas las zonas estudiadas, las muestras de la bahía Tongoy se encuentran en el grupo de los menores valores de s , donde los valores son mayores con respecto al grupo 19, luego al 20 y en menor similitud al 21, al igual que los valores de R^2 .

De esto se infiere que existe la posibilidad de que haya aporte sedimentario desde la bahía Tongoy hacia la zona de Punta de Choros, pero estadísticamente el aporte sedimentario sería el segundo menor entre las zonas estudiadas. Se destaca que en esta zona se encuentra el punto con mayor similitud para la zona de Punta de Choros, con una correlación moderada.

5.2.3 Bahía Barnes, muestras 14-15-16 playa 17-18 dunas

Para la zona de Punta de Choros, los valores de s para cada muestra de la bahía Barnes son mayores con respecto al punto 19 que al 20 o 21, lo que quiere decir que las muestras de la bahía Barnes se asemejan en mayor medida al punto 19 que al 20 o 21, con un valor de s promedio de $0,569$. Los mayores valores de s se encuentran con respecto al punto 19 en las muestras 16, 17 y 18, con valores $s_{16} = 0,589$, $s_{17} = 0,587$ y $s_{18} = 0,585$.

En relación con las muestras de todas las zonas estudiadas, las muestras de la bahía Barnes se encuentran en el grupo de valores intermedios de s . Se destaca en esta zona que se encuentran los valores más altos de correlación, con un promedio de $R^2 = 62,268\%$.

De esto se deduce que existe una alta probabilidad de que haya aporte sedimentario desde la bahía Barnes hacia a la zona de Punta de Choros, con la correlación más alta para cada punto encontrada en todas las zonas estudiadas.

5.2.4 Río Hurtado, muestra 19 depósito aluvial

Para la zona del depósito aluvial del Río Hurtado, existe sólo una muestra con respecto a cada punto, donde el valor más alto de s y R^2 se encuentra, una vez más, con respecto al punto 19, con valores de $s = 0,579$ y $R^2 = 45,166\%$.

Nuevamente, la similitud es mayor con respecto al punto 19, luego al 20 y en menor medida al 21.

En relación con el total de las muestras, esta zona sería la tercera en mayor similitud y la cuarta mayor correlación.

Se infiere que existe una alta posibilidad de que haya aporte sedimentario desde la zona de río Hurtado hacia la zona de Punta de Choros, ya que los valores de s están en el grupo de mayores valores de similitud, pero con una correlación baja. Se destaca el hecho de que sólo exista un punto de muestreo, de modo que es difícil generalizar a toda una zona en una categoría de similitud con solo un punto. Sería interesante investigar más puntos ya que se obtuvo un valor alto de s .

5.2.5 Río grande, muestra 20 depósito aluvial

Para la zona del depósito aluvial de río Grande, existe solo una muestra con respecto a cada punto, donde el valor más alto de s y R^2 se encuentra, una vez más, con respecto al punto 19, con valores de $s = 0,554$ y $R^2 = 58,375\%$. Nuevamente, la similitud es mayor con respecto al punto 19, luego al 20 y en menor medida al 21.

En relación con el total de las muestras, esta zona sería de los menores valores en similitud, pero el segundo mayor valor de correlación entre todas las zonas estudiadas.

Se infiere que existe la posibilidad de que haya aporte sedimentario desde la zona de río Grande hacia la zona de Punta de Choros, con una correlación alta. Se destaca el hecho de que sólo exista un punto de muestreo, de modo que es difícil generalizar a toda una zona en una categoría de similitud con solo un punto. Sería interesante investigar más puntos ya que se obtuvo un valor alto de s .

5.2.6 Río Cogotí, muestra 21 depósito aluvial

Para la zona del depósito aluvial del Río Cogotí, existe sólo una muestra con respecto a cada punto, donde el valor más alto de s y R^2 se encuentra, una vez más, con respecto al punto 19, con valores de $s = 0,600$ y $R^2 = 48,763\%$. Nuevamente, la similitud es mayor con respecto al punto 19, luego al 20 y en menor medida al 21.

En relación con el total de las muestras, esta zona sería la de mayor similitud y la tercera mayor correlación.

Se infiere que existe una alta posibilidad de que haya aporte sedimentario desde la zona de río Cogotí hacia la zona de Punta de Choros, ya que los valores de s son los

mayores con respecto a cada punto, pero con una correlación baja. Se destaca el hecho de que sólo exista un punto de muestreo, de modo que es difícil generalizar a toda una zona en una categoría de similitud con solo un punto. Sería interesante investigar más puntos ya que se obtuvo un valor alto de s .

5.2.7 Río Combarbalá, muestra 22 depósito aluvial

Para la zona del depósito aluvial del Río Combarbalá, existe sólo una muestra con respecto a cada punto, donde el valor más alto de s y R^2 se encuentra, una vez más, con respecto al punto 19, con valores de $s = 0,592$ y $R^2 = 37,825\%$. Nuevamente, la similitud es mayor con respecto al punto 19, luego al 20 y en menor medida al 21.

En relación con el total de las muestras, esta zona sería la de segunda mayor similitud, pero con la tercera correlación más baja.

Se infiere que existe una alta posibilidad de que haya aporte sedimentario desde la zona de río Combarbalá hacia la zona de Punta de Choros, ya que los valores de s son los segundos mayores con respecto a cada punto, pero con una correlación muy baja. Se destaca el hecho de que sólo exista un punto de muestreo, de modo que es difícil generalizar a toda una zona en una categoría de similitud con solo un punto. Sería interesante investigar más puntos ya que se obtuvo un valor alto de s .

5.2.8 Desembocadura quebrada Los Choros, Punto 16

El punto 16 corresponde a la desembocadura de la quebrada Los Choros, donde el valor más alto de s se encuentra con respecto al punto 20, con un valor de $s = 0,376$ y $R^2 = 5,433\%$. La similitud es mayor con respecto al punto 20, luego al 19 y en menor medida al 21.

En relación con el total de las muestras, esta zona sería la de menor similitud y de menor correlación.

Se infiere que existe la posibilidad de que haya aporte sedimentario desde la zona de la desembocadura de la quebrada Los Choros hacia la zona de Choros Bajos, pero que sería la zona de menor aporte en comparación con todas las zonas estudiadas en este trabajo y con menor correlación con respecto a cada punto de la zona de Punta de Choros.

6 Conclusiones

Según el estudio realizado, se obtuvieron valores intermedio y altos para el parámetro de similitud s , por lo que se infiere que existe la posibilidad de aporte sedimentario desde todas las zonas estudiadas.

Los valores de similitud y correlación fueron mayores con respecto a los puntos 14 y 15 correspondientes a la zona de Choros Bajos, que a los valores de los puntos 19, 2 y 21 correspondientes a la zona de Punta de Choros.

Tanto para la zona de Choros Bajos como para la zona de Punta de Choros, los mayores valores de similitud y correlación se encontraron en relación a las muestras correspondientes a la zona de bahía Barnes, por lo que se entiende que sería la de principal aporte hacia el campo de dunas de Los Choros. Es importante señalar que además de ser la de mayores valores de los parámetros estudiados, también es la zona que tiene mayor cantidad de puntos de muestreo, lo que apoya esta afirmación.

La zona que sigue a la bahía Barnes en el mayor valor de similitud con respecto a Choros Bajos corresponde a las zonas de la bahía Tongoy, pero con valores de correlación bajos.

Las dos zonas que siguen a la bahía Barnes en el mayor valor de similitud con respecto a Punta de Choros corresponden a las zonas de río Cogotí y río Combarbalá, las cuales tienen valores de correlación bajos y solo un punto de muestreo.

La zona de menores valores de similitud y correlación se encuentran en el punto 16, correspondiente a la desembocadura de la quebrada Los Choros. De esto se infiere que el principal aporte hacia el campo de dunas de Los Choros proviene principalmente de todas las zonas estudiadas hacia el sur, principalmente de bahía Barnes.

7 Bibliografía y Referencias

- Arellano, P., Celiz, C. (2014). "Análisis mineralógico mediante microscopía óptica"
- Ocampo, T. (2015). ""