



UNIVERSIDAD DE CHILE  
Facultad de Arquitectura y Urbanismo  
Escuela de Pregrado  
Carrera de Geografía

**GEODINAMICA RECIENTE DEL SISTEMA FLUVIAL COSTERO DE LA BAHÍA  
DE TONGOY**

Memoria para optar al grado de Geógrafo

ANDRES MARTINEZ MUÑOZ

Profesora Guía: María Victoria Soto Baiërle  
Santiago – Chile  
2022

*Los caminos seguirán ahí  
invisibles bajo viento y arena  
para quienes el sol no brilla  
y el mar nunca encuentra*

*Bajo el verde que el invierno siembra  
y entre flores de cal que el tiempo drena  
sobre piedras la marea extiende  
el silencio que entre colinas pasea*

*Los caminos seguirán ahí  
con retazos que el olvido concentra  
en el corazón de cada estrella  
que la lluvia con su canto ordena*

## Resumen

Esta memoria contempla el estudio de los patrones de variación climática en la cuenca entre Elqui y Limarí, buscando entender cómo inciden en los factores que presenta la zona y repercuten bajo escenarios normales y extremos a escala local en la zona comprendida por la Bahía de Tongoy, localizada en la mega ensenada de Coquimbo.

Los valores que caracterizan las quebradas que forman parte de la dinámica de la cuenca: Pachingo, Los Litres y Los Almendros, han sido sensibilizados tanto por las variables de nivel regional como aquellas que sean específicas en casos locales bajo la influencia de fenómenos extremos.

Se consultaron cartas base de datos geológicos, biológicos y climáticos, series de tiempo de datos obtenidos por estaciones pluviométricas a nivel regional pertenecientes a la dirección de agua del Ministerio de Obras públicas, así como estaciones pluviométricas a nivel local instaladas durante el transcurso del estudio por el Centro de Estudios de Zonas Áridas (CEAZA), aunque sin relación con el proyecto.

En terreno utilizó la metodología Sistema de Pares de Estacas, así como observaciones de terreno, las cuales arrojaron resultados al cabo de años de observaciones y mediciones. Tanto Los Almendros como los Litres presentaron modelos erosionales positivos, mientras que Pachingo presentó modelos erosionales negativos.

Durante el transcurso de los años fueron instaladas en paralelo a este estudio obras de contención llevadas a cabo por el Gobierno Regional de Coquimbo en las desembocaduras de los cauces mencionados, las cuales fueron destruidas durante el evento de marejadas del 8 de agosto del 2015.

Se analizaron imágenes satelitales para mejorar algunas mediciones respecto al límite de las quebradas y sus humedales. Así como el análisis morfométrico contrastó algunos resultados ya obtenidos por estudios similares (Soto et al, 2013). Las estimaciones de los tributarios costeros de los ríos principales, Elqui y Limarí, que limitan la cuenca por norte y sur respectivamente validaron los datos de las estaciones pluviométricas activadas durante el transcurso del proyecto.

La zona fue afectada en dos meses por dos fenómenos históricos entre los tres años de observaciones: marejadas de una magnitud no vista durante el siglo y el tsunami derivado del terremoto del 16 septiembre del 2015, con efectos catastróficos en la zona.

Contenido .....	1
Índice de figuras .....	5
<b>Capítulo I: Presentación</b> .....	8
Introducción .....	8
Planteamiento del problema .....	9
Estado del asunto.....	10
Área de estudio.....	21
Características climáticas .....	26
Características geológicas .....	31
Características de suelos.....	36
Características de flora .....	37
Geomorfología .....	41
Condición heredada actual .....	45
Erosión y vegetación .....	55
Objetivos .....	56
<b>Capítulo II: Planteamiento metodológico</b> .....	57
Variables pluviométricas.....	57
Variables fluviométricas .....	59
Morfometría .....	61
Sistema de Pares de Estacas .....	67
<b>Capítulo III: Resultados</b> .....	69
Precipitaciones .....	69
Caudales .....	79
Morfometría .....	83
Anomalías observadas en el período .....	88
Erosión .....	95
Resultados Sistema de Pares de Estacas: Indicadores de erosión de suelo .....	101
<b>Capítulo IV: Discusión y Conclusiones</b> .....	111
Anexo .....	115

## Índice de figuras

- Figura 1: Representación del modelo de erosión de Horton
- Figura 2: Ilustración de una cabecera en cuencas pequeñas
- Figura 3: Fases Niño-Niña
- Figura 4: Niño 1997
- Figura 5: Sistema entre Puerto Aldea y Tongoy
- Figura 6: Tongoy
- Figura 7: Puerto Aldea
- Figura 8: Mapa de la división política administrativa
- Figura 9: Área de estudio a escala regional.
- Figura 10: Introducción al área de Estudio
- Figura 11: Clasificación climática de Koppen
- Figura 12: Temperaturas y precipitaciones a lo largo de un año en Coquimbo
- Figura 13: Precipitaciones anuales en la costa
- Figura 14: Precipitaciones interanuales en la cuenca del Elqui
- Figura 15: Diagrama ombrotérmico para Tongoy
- Figura 16: Zonas climáticas en la región
- Figura 17: Isoyetas e Isotermas
- Figura 18: Geología en el área de estudio
- Figura 19: Composición Geológica
- Figura 20: Geología costera
- Figura 21: Paleo bahía identificada por Pfeiffer
- Figura 22: Clasificación edafoclimática
- Figura 23: Formaciones vegetacionales Gajardo
- Figura 24: Pisos vegetacionales Pliskoff
- Figura 25: Coberturas vegetales en la zona
- Figura 26: Geomorfología del área
- Figura 27: Geomorfología costera de Tongoy,
- Figura 28: Niveles de terraza de abrasión marina
- Figura 29: Terraza II
- Figura 30: Terraza a 30 metros
- Figura 31: Terraza a 80 metros
- Figura 32: Terraza a 110 metros
- Figura 33: Formas basales
- Figura 34: Formas basales
- Figura 35: Calcretas del área
- Figura 36: Playa en la zona descrita
- Figura 37: Mapa de estaciones pluviométricas
- Figura 38: Mapa estaciones fluviométricas
- Figura 39: Estaca

Figura 40: Estaca (diseño)  
Figura 41: Diagrama de estacas  
Figura 42: Precipitaciones  
Figura 43: Promedio mensual  
Figura 44: Precipitaciones por cota  
Figura 45: Comportamiento por estación La Serena – La Torre  
Figura 46: Comportamiento por estación Ovalle – Almendral  
Figura 47: Comportamiento por estación Vicuña - Pichasca  
Figura 48: Comportamiento por estación Rivadavia - Hurtado  
Figura 49: Comportamiento por estación Montegrande – La Laguna  
Figura 50: Comportamiento estación Quebrada seca  
Figura 51: Comportamiento estación Punta de Vaca  
Figura 52: Comportamiento estación Algarrobo bajo  
Figura 53: Comportamiento estación Las Cardas  
Figura 54: Comportamiento estación Andacollo  
Figura 55: Comportamiento estación Pan de Azúcar  
Figura 56: Temperaturas área de estudio  
Figura 57: Temperaturas a nivel de suelo  
Figura 58: Radiación Quebrada Seca  
Figura 59: Caudal medio anual desembocadura Elqui  
Figura 60: Caudal intra anual desembocadura Elqui  
Figura 61: Dispersión Elqui  
Figura 62: Comparativa Elqui - Tributario  
Figura 63: Caudal medio anual desembocadura Limarí  
Figura 64: Caudal intra anual desembocadura Limarí  
Figura 65: Dispersión Limarí  
Figura 66: Comparativa Limarí – Tributario  
Figura 67: Altura de quebradas  
Figura 68: Dirección de flujo  
Figura 69: Acumulación de flujo  
Figura 70: Hipsometría  
Figura 71: Longitud de cursos  
Figura 72: Surface Sea Temperature (2013-2015)  
Figura 73: SST para el periodo  
Figura 74: Días con precipitaciones  
Figura 75: Primer peak  
Figura 76: Segundo peak  
Figura 77: Tercer peak  
Figura 78: Cuarto peak  
Figura 79: Estación de viento Tongoy  
Figura 80: Estación de viento Caleta Toro

Figura 81: Tongoy 9 de agosto 7:00 AM  
Figura 82: Imagen satelital de la quebrada Los Almendros 2013  
Figura 83: Imagen satelital de la quebrada Los Almendros 2015  
Figura 84: Apertura de las quebradas  
Figura 85: Interior de la quebrada Los Litres  
Figura 86: Interior de la quebrada Pachingo  
Figura 87: Degradación  
Figura 88: Origen degradativo  
Figura 89: Expansión erosiva  
Figura 90: Erosión actual  
Figura 91: Erosión potencial  
Figura 92: Primer contacto  
Figura 93: Desembocadura de quebrada Los Almendros. Humedal Las Salinas Chica  
Figura 94: Distribución de las estacas. Pares del 1 al 14  
Figura 95: Resultados desembocadura quebrada Los Almendros  
Figura 96: Representación cartográfica de resultados quebrada Los Almendros  
Figura 97: Eventos observados en quebrada Los Almendros  
Figura 98: Desembocadura de quebrada Los Litres. Humedal Las Salinas Grande  
Figura 99: Distribución de las estacas. Pares del 15 a 27  
Figura 100: Resultados desembocadura quebrada Los Litres  
Figura 101: Representación cartográfica de resultados quebrada Los Litres  
Figura 102: Eventos observados en quebrada Los Litres  
Figura 103: Desembocadura de quebrada Pachingo. Humedal Pachingo  
Figura 104: Distribución de las estacas. Pares del 28 a 80  
Figura 105: Resultados quebrada Pachingo  
Figura 106: Representación cartográfica de resultados quebrada Pachingo  
Figura 107: Eventos observados en quebrada Pachingo  
Figura 108: Precipitaciones en la región de Coquimbo  
Figura 109: Caudales desembocadura río Elqui  
Figura 110: Caudales desembocadura río Limarí  
Figura 111: Caudales estero Culebrón  
Figura 112: Caudales estero Punitaqui  
Figura 113: Especies vegetales en la zona

## Capítulo I: Presentación

### Introducción

Los patrones de variación climática, entre los que se cuentan precipitación, temperatura, presión, humedad y dirección de viento como los principales, son determinantes en condicionar el escenario natural de cualquier ecosistema. Sus dinámicas espaciales y temporales son fundamentales en la morfología del territorio, puesto que según los factores latitud, altitud, distancia relativa al mar, orientación de relieve y posición respecto a los vientos regionales, caracterizan de forma escalar las cuencas a tal de permitir un nivel de análisis que recrea el pasado y manifiesta de forma figurativa el futuro.

En el norte del país, se encuentran cursos fluviales de gran envergadura que desembocan y drenan grandes extensiones de terreno. Sin embargo, no todos los canales que forman parte de la dinámica costera tienen asociado una extensión compleja de aporte hídrico y sedimentario; debido a la poca recurrencia de estas mecánicas sus cursos fluviales ponen de manifiesto la necesidad de considerarlas para su análisis en el momento en que son activadas, y en las que no, así como el efecto que tienen parámetros externos en sus variables.

Para el caso que nos ocupa, la bahía de Tongoy inserta en la mega ensenada de Coquimbo, el aporte fluvial en las quebradas que presenta el sistema: Pachingo, los Litres y los Almendros, tienen particularidades en sus límites y morfología, haciendo manifiesto su estudio por separado y a la subcuenca en la cual se desarrolla, frente a un fenómeno extremo.

Sensibles de no compartir las características del interior de la región, la subcuenca puede ser descrita tanto en tiempo presente como pasado para demostrar la variabilidad e impacto que han tenido en ellas el fenómeno ENSO. El estudio en detalle muestra efectos que no son percibidos a escala del análisis regional, las cuales interpolan zonas diversas de gran variabilidad, homogenizando un comportamiento que a escala local puede tener diferentes repercusiones.

Por esta razón, los muestreos y posteriores metodologías de aplicación de instrumentaría están enfocados a permitir una visión de un sistema que no presenta cambios estacionales por largos periodos de tiempo pero que en un momento dado muestran variaciones necesarias de ser detectadas y consideradas.

Las anomalías y el propio desarrollo de la zona costera de la cuenca, han producido un desgaste severo de sus laderas, situación que no se condice con el interior. Tal diferenciación del área ha requerido aplicación zonal metodológica muy específica.

## Planteamiento del problema

Una inspección preliminar revela un descenso de las precipitaciones y aumento de la temperatura del semiárido en el norte-centro de Chile: una reducción de la precipitación llevaría a una disminución del régimen anual, sin embargo, los caudales de la IV región han tendido al aumento entre el periodo 1898-2003, lo que estaría relacionado con fenómenos climáticos extremos, como el ENOS.

En el último siglo se ha registrado un calentamiento entre 0,3 y 0,6°C, situación que se comprueba con el retroceso de los glaciares de montañas y el aumento del nivel del mar entre 1 y 2 mm por año (IPCC, 2001). Para ambientes costeros, ha sido demostrado que el calentamiento STT (Temperatura de la superficie del mar) es más débil que en cualquier otra parte del mundo exceptuando el océano del sureste, lo que ha propuesto que la intensificación del anticiclón del Pacífico Sur durante las últimas décadas es también una consecuencia del cambio climático, jugando un papel importante en mantener frías las temperaturas de las costas de Chile.

La interacción de los fenómenos atmosféricos determinados por la topografía y orografía de la región ha permitido una distribución espacial que mezcla los aspectos del clima del norte de Chile donde se acotan las variables del Anticiclón del Pacífico y la Corriente de Humboldt. Acorde a esta situación, la región presenta un descenso de las precipitaciones de un orden del 40% (CONAMA, 2012). Pero alrededor de la subcuenca entre el Río Elqui y el Río Limarí existe una tendencia al aumento, el que estaría relacionado con el fenómeno de El Niño, dichas anomalías producirían fenómenos más violentos, en especial en sus áreas costeras.

Los datos de precipitaciones interdecadales han establecido un umbral de precipitaciones de 25 mm que determinan que en eventos ENOS, las precipitaciones concentradas a partir del umbral triplican dicha cantidad entre los meses de mayo y septiembre. Durante eventos climáticos intensos y concentrados generan una importante condición de aporte de sedimentos que son conducidos a través de los talwegs y regueros de erosión de las terrazas en dirección mar, modificando la taxonomía de la red fluvial.

El carácter costero de gran nubosidad de la zona permite localizar características únicas que, aunque similares a gran escala, poseen variaciones climáticas específicas y que difieren para eventos estacionales, en particular, aquellos extremos que están directamente relacionadas con las características geológicas del área además de la riqueza propia que la naturaleza ha construido en el sector, modelando un entorno propicio para ecosistemas del semi-árido.

## Estado del asunto

Las tierras áridas de Chile se extienden desde el límite con el Perú hasta los 33°-34° de latitud sur (Rovira, 1984). El límite de este sistema presenta la complejidad de ser un área transicional entre el desierto puro a la zona mediterránea localizada en el centro del país. Dicho paso progresivo se registra de una región a otra, pero los criterios de delimitación quedan a cargo de un criterio geográfico que puede tener tanto variables estadísticas como clasificación según contexto regional. El desierto avanza, y sus consecuencias se han observado desde el siglo pasado en la disminución del agua superficial y el aumento en la dispersión de la vegetación, así como el déficit hídrico que presenta la región en la actualidad (Conama, 2012).

El clima de la región se encuentra influenciada por la interacción de factores atmosféricos y oceánicos que determinados por la orografía de la zona con una distribución espacial de los principales elementos del clima del norte de Chile. Entre las variables acotadas a la zona están el Anticiclón del Pacífico, la Corriente de Humboldt y los relieves de la Cordillera de la Costa.

El anticiclón propicia la entrada de frentes de inestabilidad polar, los cuales estabilizan la atmósfera debido a la subsidencia atmosférica, inhibiendo la formación de nubes en la media y alta atmósfera. Corresponde a un sistema semipermanente de altas presiones situado entre el paralelo 35° y 25° sur, entre enero y julio respectivamente (Kalthoff et al. 2002).

La Corriente de Humboldt es un flujo superficial y subsuperficial de aguas de origen polar que se desplazan hacia el norte influenciando la temperatura del aire superficial y marino, provocando que los valores de la temperatura del mar sean inferiores a los valores esperados por el descenso latitudinal (Cereceda & Errázuriz, 1991), registrándose en las costas del norte de Chile temperaturas menores a 17°C (Romero et al. 1988, Vásquez et al. 1998, Luna-Jorquera & Culik 1999). De esta forma, se modera el régimen térmico del agua, estabilizando el aire y controlando la tasa de evaporación del agua que limita la formación de nubes que generan precipitación.

El fenómeno de inversión térmica de los sectores de subsidencia lleva al registro de una gran radiación en aquellos lugares no afectados por nubosidad. Por tanto, las temperaturas no disminuyen con el aumento de la altura, si no que aumentan determinando un área interior con temperaturas más altas que la costa, comenzando el incremento térmico en los 1000 m.s.n.m en verano, 700 m.s.n.m. en primavera y 500 m.s.n.m en invierno (IGM 1998), acotando la inversión térmica se ubica entre los 500 y 1200 m.s.n.m en la franja interior.

De la superficie continental, el 40% de Chile está constituido de tierras áridas y semiáridas, y contempla desde los 18° hasta los 33° de latitud sur. Paskoff limitó en 1970 el semiárido

entre los 30° y los 33° sur, ligada fuertemente a una unidad climática relacionada con la desaparición de la depresión longitudinal, característica propia de esta zona.

La región de Coquimbo se ubica en una zona mediterránea árida de Chile (Hajek, 1976) que se extiende cerca de los 33° sur. Fue caracterizada por Kuhlman en 1975 como la zona de transición entre el clima desértico del norte grande y el templado mediterráneo de la zona central. Las precipitaciones se concentran durante los meses de invierno con sequía en los meses de verano, pero con variabilidad en los montos pluviométricos intra e interanuales. Así mismo, las temperaturas a pesar de fluctuaciones estacionales se han mostrado homogéneas durante los años (Hajek, 1988).

La transición entre clima mediterráneo desértico y semidesértico posee matices marcados en el litoral, que se presente húmedo y nuboso con características de estepárico costero. La humedad que llega a 85% se concentra en las mañanas con temperaturas moderadas que llegan a 14,7° en La Serena y 14,9° en Coquimbo, con una oscilación térmica que no sobrepasa los 6°C. Desapareciendo estas nubes en el interior. La escasa frecuencia de las lluvias provee además del rasgo de aridez una marcada incertidumbre climática (Kalthoff, 2005), no sólo determina una aridez marcada, sino que establece una incertidumbre climática.

Las corrientes de aire descendente al tocar la superficie oceánica fría, generan una capa de mayor temperatura entre dos capas de aire frío, contrario a la condición normal de descenso de la temperatura con el incremento de la altitud.

A lo largo de la costa del norte de Chile, la capa de inversión térmica resulta en el establecimiento de una capa de estratos nubosos permanentes durante el año, que ocupa cientos de kilómetros de extensión norte-sur con grosor aproximado de 250 m (Rundel et al. 1991) y cuya altitud media varía latitudinalmente. Así, en Antofagasta se ubica entre los 800-900 metros (Miller, 1976), Pan de Azúcar entre los 300 y 800 metros (Thompson et. Al. 2003), La Serena entre los 500 y 800 metros (Weischet 1970, Miller 1976) y Quintero a 500 metros (Miller 1976) lo que provoca el bloqueo permanente de los sistemas frontales causantes de las lluvias. Debido a lo persistente de este sistema de circulación atmosférica anti ciclónica y de sus eventuales desplazamientos hacia el norte o el oeste, se genera y da forma al carácter árido de la zona. En ella, las precipitaciones concentradas en la estación fría del año, con sequía en los meses cálidos (estival) aunque con una variabilidad de los montos pluviométricos intra e interanual.

Esta condición produce estratos nubosos permanentes todo el año en la costa, extendiéndose de norte a sur, lográndose un grosor aproximado de 500 a 800 metros en la región de Coquimbo (Weischet, 1979), que arroja un bloqueo permanente de sistemas frontales. Debido a la persistencia del sistema de circulación atmosférica anti ciclónica y de los desplazamientos tanto al norte como al oeste, se provoca el carácter árido de la zona.

Una parte importante de las precipitaciones vuelve a la atmósfera, evaporada desde la superficie de los ríos y lagos, sublimadas o evapotranspiradas desde la vegetación y los suelos (Leopold, 1994). La interceptación de las gotas de lluvia por la vegetación aumenta la evaporación de las precipitaciones, lo cual depende del tipo y densidad de vegetación, de los vientos y la intensidad de las precipitaciones (Jones, 1997).

En contacto con tierra, aguas precipitadas toman caminos diferentes, donde aquellas que infiltran los suelos son diferentes a las que escurren superficialmente. Sin embargo, las aguas superficiales pueden infiltrar los suelos o incrementar su volumen debido a la surgencia desde el subsuelo de forma que al hablar de aguas superficiales y aguas subterráneas sólo considera la posición del agua en un momento dado (Leopold, 1994). Eventualmente las aguas llegan a canales fluviales de tres formas: escurrimientos superficiales, subterráneos y subsuperficiales.

En escorrentías superficiales donde la tasa de infiltración de los suelos es más lenta que las precipitaciones acumuladas (Horton, 1945) o porque el suelo se ha saturado por el flujo de saturación. Las escorrentías superficiales son dominantes en zonas áridas y semiáridas, cuyos suelos generalmente son menos permeables y más escasos en las regiones húmedas no perturbadas debido a la capacidad de infiltración de los suelos (Fig. 1).

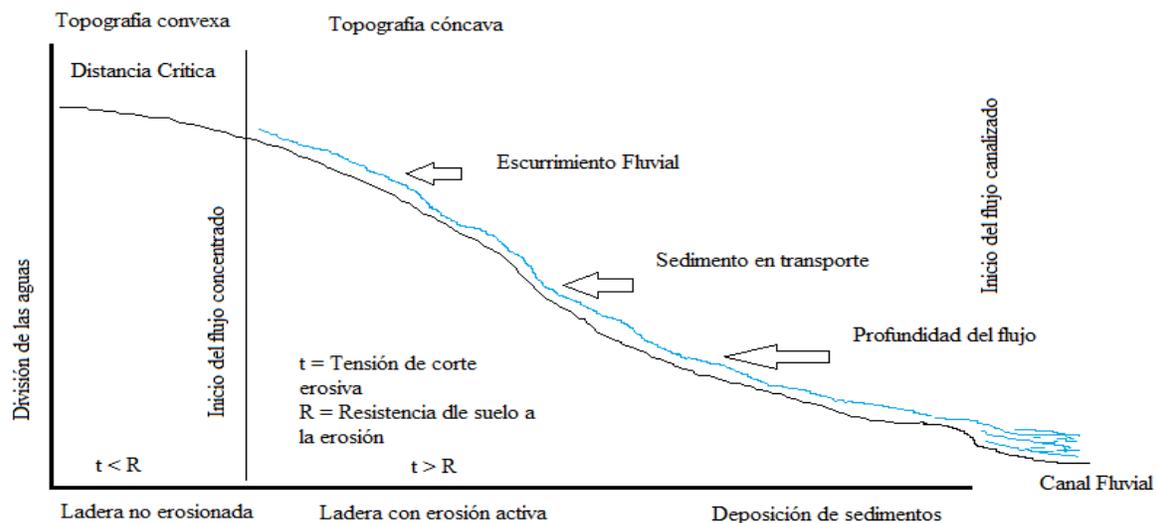


Figura 1: Representación del modelo de erosión de Horton, 1945, para el escurrimiento superficial en laderas

La rapidez de la respuesta hidrológica de los canales frente a las precipitaciones depende en gran medida de las tasas de infiltración, a que a su vez depende de la permeabilidad y profundidad de los suelos, y el contenido de humedad en los suelos al inicio de las precipitaciones. Por lo que en precipitaciones sucesivas la respuesta es más rápida al segundo evento, en climas secos, con tasas de evaporación potencialmente superiores a las precipitaciones anuales (Charlton, 2008).

En zonas mal drenadas, las precipitaciones abundantes elevan el nivel freático hasta la superficie de las aguas que escapan como flujos superficiales de saturación (Dunne, 1978). Una particularidad observada en la zona que limita al sur con una zona de precipitaciones anómalas (Talinay hasta Fray Jorge), por lo que al interior se comienzan a ver zonas encharcadas y afloración de aguas, algunas no correspondiente a los mapas hidrogeológicos de la zona.

En las regiones áridas, el nivel freático suele estar por debajo del lecho y los cauces pierden agua hacia las napas, esos ríos son influentes o perdedores. Los principales que limitan la zona en la región (Elqui y Limarí) son de este tipo. Pierden cantidad significativa de agua por evaporación y su caudal tiende a disminuir en dirección aguas abajo. Aunque ambos poseen un desarrollo bastante disímil al estar el Elqui fuertemente intervenido para el aprovechamiento de sus aguas en embalses.

En casos extremos el río se vuelve intermitente primero y luego desaparece por completo en sección de pocos kilómetros de extensión (Tooth, 2000). El mismo río puede pasar de ser efluente a influente o viceversa dependiendo de los cambios en los suelos y la litología a lo largo de su recorrido con variaciones estacionales a nivel freático (Allan, 1995).

La red de cobertura de un territorio en el sistema fluvial de sus canales constituye un trazado que propende hacia forma de máxima eficiencia en sus procesos. Sus dimensiones se ajustan a los volúmenes de agua y sedimento que transporta y a las condiciones materiales de los terrenos que recorren. Su interacción tiene beneficios, así como efectos adversos no previstos y sus efectos acumulados sobre las redes fluviales pueden observarse inundaciones más frecuentes y violentas, menor recarga de acuíferos, aridificación y menor disponibilidad de agua, así como el deterioro de la biodiversidad fluvial.

Los cursos fluviales llevan a cabo el drenaje y la evacuación de los sedimentos de una cuenca de drenaje; de esta forma se constituye el tramado fluvial que adquiere volúmenes que transportan sedimentos con condiciones materiales. Los escurrimientos podrían iniciar canales, pero el impacto de la lluvia arroja sedimentos en todas las direcciones y obstruye canales incipientes (Dietrich, 1993). Por tanto, escurre como manto irregular formando micro canales entre distintas acumulaciones de tierra o sedimentos (Leopold, 1994). La presencia de surcos marca un cambio en el modo de escurrimiento de las aguas y erosión del paisaje. Desde los escurrimientos extendidos dispersan los sedimentos y la erosión ejerce un carácter dispersivo, los surcos producen la concentración de las aguas y ejerce una erosión incisiva o concentrada.

El régimen anual de flujos se caracteriza por fluctuaciones estacionales en sus descargas típicas y por la magnitud y frecuencia de sus inundaciones y sequías (Charlton, 2007). El régimen de flujos es dependiente de precipitaciones, tamaño y disposición de acopios en la cuenca puesto que ambos aportan agua a los canales. En cuencas donde existen poca

capacidad de acopio responde rápidamente a las precipitaciones, pero no pueden sostener el flujo que reciben, manifestándose visiblemente en fenómenos concentrados, característica común en zonas áridas y semiáridas con poco desarrollo de suelos<sup>1</sup>

Ya sea porque la infiltración es demasiada lenta o porque los suelos se han saturado, una fina porción de agua se acumula en la superficie es puesta en movimiento hacia las depresiones más bajas por la fuerza de gravedad. Los escurrimientos de esta forma crean canales, pero la dinámica de las gotas de agua provee y mueve sedimentos en todas direcciones obstruyendo zonas (Dietrich, 1993), en estos casos el agua escurre por laderas de forma irregular o acumulando sedimentos (Leopold, 1994).

La distribución espacial de estos eventos tiene un factor determinante en cómo se forma el paisaje. El agua al actuar como forma de erosión y modelación opera con cuatro procesos los cuales son. Procesos modeladores del paisaje:

**Drenaje:** Evacuación de las aguas precipitadas sobre la masa continental hacia el mar, pudiendo o no llegar a él. El contacto entre agua y tierra produce fricción que detiene el avance del flujo. El volumen de agua al desplazarse más rápido escurre menos, recogiendo un canal el volumen al interior del mismo (Leopold, 1994).

**Erosión:** Proceso mediante un agente exógeno deposita partículas de raíces y suelos variables externas ya sea agua, viento u otra, en que se desgasta y desprende parte de las rocas y el suelo. La erosión por agua comienza con el impacto de las gotas de lluvia que son importantes como factor de erosión de suelos. Es de importancia que el impacto de lluvia es un factor determinante y el que nos ocupa, ya que el escurrimiento de dichas aguas tiene un efecto de tensión sobre las superficies por las que escurre.

**Transporte:** Acarreo de materiales sólidos de ríos y suelos que incorpora el agua corriente al flujo en su paso. Los sedimentos pueden venir de diferentes tamaños, desde micrones hasta grandes clastos que se mueven durante crecidas. Dado el desigual tamaño de las partículas, el traslado en el flujo depende del volumen y la velocidad de la masa de agua que lo lleve.

**Deposición:** Transporte a medida que un flujo pierde potencia y va dejando caer materiales que acarrear, primero los más grandes y luego los más pequeños.

Al crecer un caudal, la masa y velocidad del agua aumenta (drenaje) y mejora su capacidad de desgastar superficies (erosión) y recoger materiales (transporte). Al disminuir un caudal, el flujo disminuye y deja caer el material (deposición). De esta forma es posible separar los

---

<sup>1</sup> Erosión dispersa produce topografía convexa de laderas, mientras que erosión concentrada produce topografías cóncavas de valles (McNamara, 2006). A mayor tasa de erosión difusas por sobre tasas de erosión concentradas, tienen a abrirse valles lateralmente; el predominio de la erosión concentrada hace valles profundos y escarpados (Jain, 2006)

estados que en la energía no alcance a excavar canales ya que los escurrimientos extendidos sólo presentarán erosión y transporte, y aquellos en que el agua excavará y concentrará un proceso fluvial en equilibrio hasta el mar (Leopold, 1994).

Las aguas precipitadas descienden por las laderas escurriendo por la superficie a través de los suelos y converge en depresiones topográficas menores. De esta forma emerge un flujo de saturación a partir del cual nace un cauce, llamado cabecera (Dunne, 1993).

Para Horton (1945), el modelo de detección del umbral de no erosión viene determinado por una línea imaginaria que recorre las laderas manteniendo con las cumbres otra línea imaginaria a una distancia crítica antes de la cual no es posible reunir una cantidad de agua suficiente para una incisión. Por tanto, los terrenos por encima de esta línea presentan laderas no disectadas suaves y convexas en las que predomina la erosión laminar al momento de precipitaciones.

La posición del umbral que determina la divisoria controla el número de cabeceras por unidad de divisorias y de esta forma la densidad de cada canal en la superficie (Montgomery, 1992). La energía necesaria para excavar una cabecera depende la masa de agua disponible, dependiendo de la superficie drenada y de su velocidad a su vez de la pendiente del terreno.

Al drenar los ríos de la zona delimitada de la cuenca, el agua escurre a la parte más baja, de esta forma, al conectarse los canales se dan puntos de unión en sucesiones en las formas más baja teniendo como límite el bordemar (Fig. 2). Esta trama drena un territorio en una red de drenaje o red fluvial y su expresión gráfica es un tramado llamado red hidrográfica (Leopold, 1994).

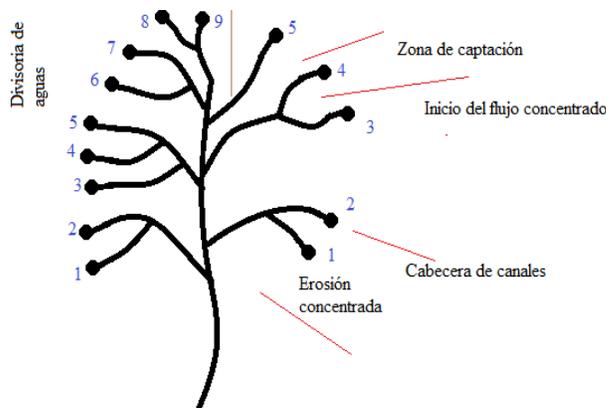


Figura 2: Ilustración de una cabecera en cuencas pequeñas

En la naturaleza el patrón más común es el dendrítico compuesto por una trama central que se subdivide sucesivamente. De esta forma las redes fluviales se organizan de la manera en que todos excepto el último son tributarios el canal mayor en el que vierten sus aguas (Horton, 1945). Los ríos tienen un sentido y una inclinación hacia la cual escurren el agua y los

sedimentos, siempre en el mismo sentido, desde una parte más alta a una más baja determinado por su pendiente.

El sistema fluvial incluye los procesos de erosión y transporte considerando el volumen y calibre de los sedimentos y las propias características físicas del cauce. Las cuencas hidrográficas desarrolladas se componen de sistemas interrelacionados del sistema de laderas que producen la escorrentía y los canales adonde evacúan. Los límites están dados por características tanto internas como externas, siendo las primeras las que se ajustan a las variables exógenas que están determinados por la escala espacial y temporal que dan la geología estructural de fallas y plegamientos, los tipos de suelo, la vegetación, los hundimientos tectónicos de la región y el clima.

Las variables se ajustan a la forma y densidad de la red hidrográfica, y los volúmenes de sedimentos y agua que se entregan al mar en los casos de canales de menor tamaño depende exclusivamente de los caudales que se reciben desde aguas arriba. Estas evolucionan a lo largo de la red, siendo los primeros canales los turbulentos, aquellos que bajan desde los cerros por roca desnuda o entre cantos rodados. Hacia el final se ha acumulado un gran caudal y escurren tranquilos a través de un paisaje plano. Estos procesos de drenaje y transporte difieren en aquellos canales que tienen interrupciones en el sistema total siendo sus modificaciones y sus aportes una valoración del transporte y el proceso de drenaje, el agua cambia químicamente al ir incorporando minerales, gases y materia orgánica en solución, disminuyendo el sedimento según se desgastan los minerales en cuestión.<sup>2</sup>

Los flujos se dividen en turbulento y laminares, dependiendo del movimiento del agua en su interior. En el flujo laminar, el agua se desplaza en capas paralelas infinitesimalmente delgadas que avanzan unas sobre otras sin mezclarse entre sí. El flujo laminar es lento, suave y ordenado, y las partículas en su interior siguen una dirección lineal y predecible. Debido a la viscosidad baja, el agua solo hace flujos laminares cuando escurre a baja velocidad y/o sobre superficies suaves (Charlton, 2008). En los canales naturales el flujo laminar es raro y una apariencia suave en la superficie del agua no es garantía de flujo verdaderamente laminar sin mezclas por corrientes secundarias.

Al margen de la textura del sustrato, las formas del lecho y paredes del cauce constituyen un factor de rugosidad, puesto que obligan al flujo a cambiar de dirección, lo cual consume energía y puede causar separación del flujo. La separación del flujo ocurre en las inflexiones bruscas de la frontera o bien detrás de las obstrucciones tales como rocas o troncos, cuyos

---

<sup>2</sup> Shreve (1966) planteó que los patrones dendríticos con solo una o dos extensiones y de orden aleatorio se presentan donde hay fallas geológicas estructurales, de esta forma, todas las variantes del canal se orientan de forma paralelas al no haber inclinaciones y plegamientos que hiciesen un valle profundo. La forma de valorar los caudales es según la capacidad volumétrica de estos siguiendo siempre la dirección aguas abajo considerando el ancho, la profundidad (aproximada), velocidad del caudal y la inclinación.

contornos el flujo ya no logra recorrer y la capa límite se desprende de la frontera para seguir un curso libremente.

El fenómeno de El Niño es un evento climático que se desarrolla en el Pacífico oriental ecuatorial, provocando efectos visibles en la zona ecuatorial central. Corresponde a la fase cálida del fenómeno de Oscilación Sur, por lo que recibe el nombre de ENOS, y produce un aumento de la temperatura superficial del mar (TSM) y la disminución de los vientos alisios en el lado este del océano Pacífico, provocando precipitaciones anormales en el Pacífico Sur Oriental y afectando severamente las zonas costeras con cambios perceptibles a escala local durante fenómenos episódicos <sup>3</sup>

La experiencia de El Niño del 97 ha mostrado umbrales a seguir, debido a las severas inundaciones que produjo, con cuantiosas pérdidas en el sector inmobiliario y pesquero. La corriente se estableció como estacional cálida, desplazándose de norte a sur a lo largo de la costa de Ecuador y Perú (Glantz, 1996), aunque también golpea fuertemente a nuestro país.

El ciclo ENOS es caótico y errático, desarrollándose de forma aperiódica y en una escala de tiempo mayor que la corriente de El Niño. Aunque se han identificado intervalos entre 3 y 8 años (Strahler, 1981). La fuerza de los eventos aún no se puede predecir con exactitud, sin embargo, existe una correlación entre la fase cálida del ENOS y el fortalecimiento de El Niño; las anomalías positivas en la temperatura superficial del mar (ATSM) en regiones específicas de la cuenca del Pacífico Tropical y la costa Sudamericana se prolongan por varios meses consecutivos, así que son asociadas al hundimiento de las termoclinas y la reducción de la surgencia costera. Por su parte, las anomalías negativas de la temperatura superficial se asocian a la elevación de la termoclina y el fortalecimiento de la surgencia (Hoel and Wallace, 1981) <sup>4</sup>

La fase cálida del ciclo está caracterizada por un debilitamiento a gran escala de los vientos alisios y un calentamiento de la superficie del mar en el océano Pacífico ecuatorial del este y central. Se manifiesta a través de anomalías positivas de la TSM y presiones atmosféricas a nivel del mar con valores superiores a lo normal en el lado oeste del Pacífico tropical y en algunas regiones del océano indico. Por el contrario, se observan presiones atmosféricas a nivel del mar inusualmente bajas hacia el sureste del Pacífico tropical.

Alisios del Noreste en el hemisferio norte y alisios del sureste en el hemisferio sur, convergen hacia un área llamada zona de convergencia intertropical (ZCIT) cercana a la línea ecuatorial. Después de la convergencia los alisios se dirigen de este a oeste, durante una fase Niño se produce un cambio de intensidad y en la dirección de estos. El debilitamiento de los vientos

---

<sup>3</sup> El fenómeno de La Niña es la fase fría, en ella se intensifican los vientos alisios del Este produciendo periodos de sequía.

<sup>4</sup> Las anomalías son positivas durante el Niño, y negativas durante La Niña en la región del Pacífico tropical.

alisios genera una disminución en la surgencia ecuatorial en el océano Pacífico del este y un aumento del nivel del mar en dicha zona.

Un evento ENOS presenta la fluctuación sincrónica de dos sistemas de presión a gran escala: un sistema de baja presión atmosférica superficial ubicado en el lado oeste del Océano Pacífico Ecuatorial y un sistema de alta presión atmosférica superficial que corresponde al anticiclón ubicado en los subtrópicos orientales del Pacífico sur. Con dos indicadores de fase es posible determinar la oscilación sur que indica el IOS (Índice de Oscilación Sur), y se define como la diferencia normalizada de presión atmosférica media mensual entre la región alta (Tahiti) y la región baja (Darwin).

Las fases cálidas están caracterizadas por el descenso de la presión atmosférica superficial en el sector oriental del océano Pacífico y corresponden a los años Niño. En las anomalías IOS positivas se produce aumento de la presión atmosférica superficial (Fig. 3).

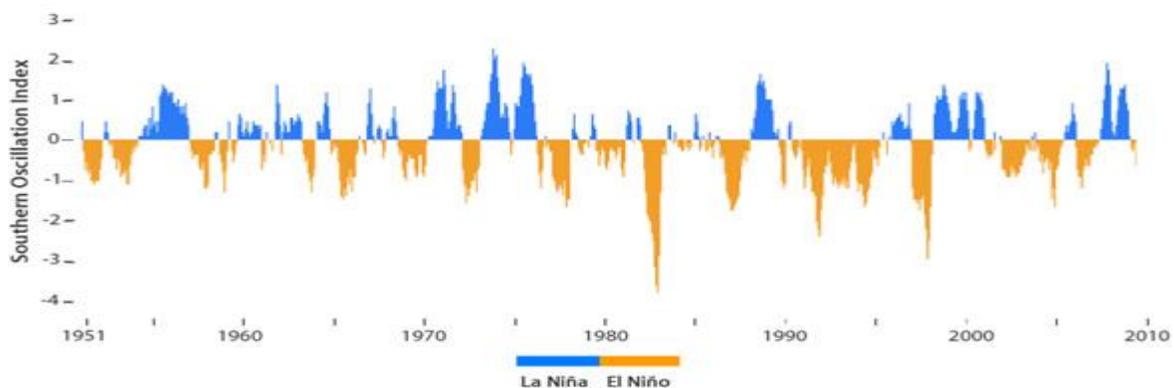


Figura 3: Fases Niño-Niña

Durante el desarrollo de un evento cálido en el ENSO, las anomalías anticiclónicas recaen en el subtrópico del Pacífico Central. Estas anomalías son perceptibles tanto al norte como al sur, y en Sudamérica son observadas en el invierno austral. Ocasionan precipitaciones anómalas en regiones que a pesar de poseer estaciones marcadas no poseen una recurrencia periódica de precipitaciones en sus fases invernales. En zonas históricamente secas y áridas se ven afectadas por anomalías positivas y reciben fuertes precipitaciones desde la costa de Ecuador hasta el centro de Chile (Ruthland & Fuenzalida, 1991).

Los dos episodios más importantes en los últimos 20 años (1982-1983 y 1997-1998) arrojaron una serie de datos de importancia en el conocimiento de los umbrales de precipitación que tenía este fenómeno (Fig. 4).

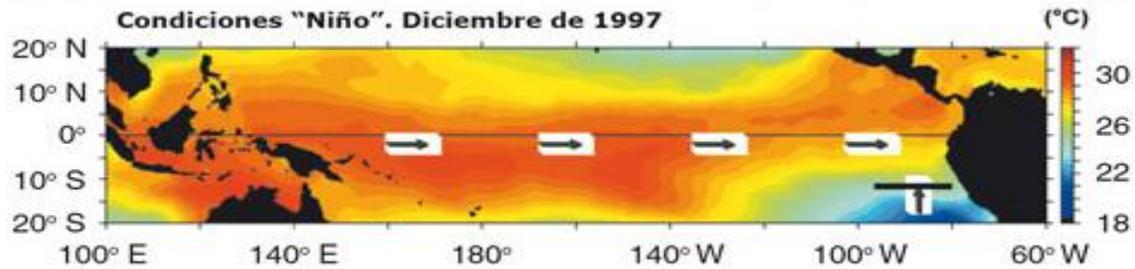


Figura 4: Niño 1997

Los patrones de calentamiento y enfriamiento cíclicos en la atmosfera, en las zonas del centro y este del Pacífico coexisten con un cambio significativo de la presión atmosférica a nivel del mar. Esta diferencia de presión corresponde a la Oscilación del Sur (OS). Cuando la presión atmosférica aumenta en el lado este del Pacífico (y desciende en el lado oeste) se dice que el OS está en fase positiva (Niña), y cuando la variación de la presión atmosférica cambia de sentido hacia la fase negativa (Niño), la presión se eleva en el oeste y disminuye en el este. Esta alternancia entre las fases positiva y negativa del IOS, contribuye a cambiar la intensidad de la circulación de los vientos debido al aumento o disminución de esta diferencia de presión del aire superficial que va hacia al oeste lo que hace que se intensifique o debilite del IOS.

El IOS es negativo cuando los valores de presión atmosférica son relativamente más altos que la media normalizada en Indonesia y más bajos que la media normalizada sobre la polinesia francesa. Si al mismo tiempo existen TSM más cálidos de lo normal sobre el Pacífico ecuatorial central y oriental, y ambas condiciones se mantienen unos meses se puede hablar de que se está en presencia de un evento Niño.

En el lado oeste del Pacífico tropical existe una reserva de calor representada por el agua de mar con una temperatura cercana a los 28-29°, región que se conoce como poza cálida. Esta región del océano transfiere la máxima cantidad de energía a la atmosfera, a través de la condensación del vapor de agua en formas de nube. Esta convección es la vía ascendente (baja presión atmosférica) de una celda de circulación atmosférica que ubicada a lo largo del ecuador (Celda de Walker). La vía descendente de esta celda está en el lado este del Pacífico sobre aguas oceánicas más frías; una zona de altas presiones atmosférica por lo que las precipitaciones son muy poco frecuentes en las costas del Perú y el norte de Chile.

Durante el desarrollo de la fase cálida del ENOS, durante el debilitamiento de los vientos alisios (o su cambio de dirección) es posible que la poza cálida en el lado oeste del Pacífico pase al centro y este del Pacífico. Como consecuencia de ello, la convección atmosférica asociada sigue la evolución de la temperatura del mar, modificándose la circulación Walker sobre el ecuador.

A lo largo del ecuador, el océano tropical está compuesta por tres capas: una somera, que es cálida y bien mezclada, otra profunda, fría y estratificada, y entre estas capas una zona de transición denominada termoclina donde la temperatura del agua disminuye con la profundidad. Al comienzo de la fase cálida de un ciclo ENOS, hay un aumento significativo de la TSM en el este del Pacífico ecuatorial y junto a la costa sudamericana. Este calentamiento está asociado a la propagación de una onda kelvin oceánica que se desplaza de oeste a este por la base de la termoclina, generada por las bruscas fluctuaciones de los vientos alisios en el sector occidental del Pacífico. Debido a que la capa cálida impide el ascenso de agua más profunda hacia la superficie, la anomalía positiva del TSM en las regiones este y central del océano Pacífico, es posible observarse en las costas de Ecuador, Perú y el norte de Chile.

El efecto de la rotación terrestre en los bordes norte y sur de la corriente ecuatorial genera una divergencia superficial de flujo a la que corresponde un ascenso de agua fría desde los niveles más profundos. Teniendo mayor cantidad de oxígeno disuelto, produce un fenómeno denominado surgencia, si es en Ecuador, es llamada surgencia ecuatorial, si es en la costa, surgencia costera. Ambas se desarrollan en regiones menos a 130 km de ancho.

Durante fases cálidas de ENOS, el nivel del mar aumenta en las zonas este del océano Pacífico y disminuye en las del oeste debido al debilitamiento de los vientos alisios. La surgencia se mantiene al ritmo que se profundiza la termoclina (Huyer, 1987), repercutiendo en los gradientes de temperatura en la región costera.

Las correlaciones entre la pluviometría de Chile central y el sistema de oscilación sur fueron presentadas en primera instancia por Rubin en 1955, pero los estudios más detallados se presentaron en los 80 por Caviedes en 1981, Romero y Garrido 1985, Aceituno 1987, Aceituno en 1988, Rutland en 1990 y Fuenzalida en 1991.

## Área de estudio

El área de estudio (Fig 5.) está localizada en la subsubcuenca entre la quebrada Camarones y el río Limarí, teniendo como límites los  $30^{\circ}14'20$  S,  $71^{\circ}37'30$  E;  $30^{\circ}43'15$  S;  $71^{\circ}42'30$  E -  $30^{\circ}33'00$  S;  $71^{\circ}16'18$  E. Tongoy (Fig. 6) y  $30^{\circ}15'00$  S';  $71^{\circ}30'00$  E Puerto Aldea (Fig 7).

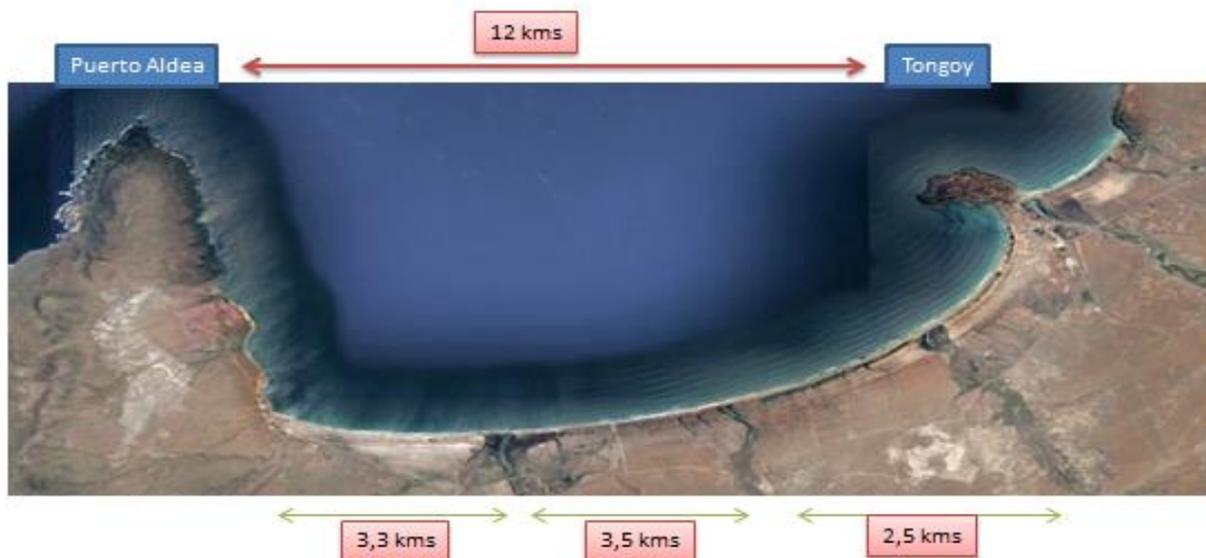


Figura 5: Sistema entre Puerto Aldea y Tongoy, inserto al sur de la subcuenca hidrográfica entre los ríos Elqui y Limarí



Figura 6: Tongoy

Fuente: *Skycrapercity*



Figura 7: Punta Lengua de Vaca, al norte del poblado de Puerto Aldea

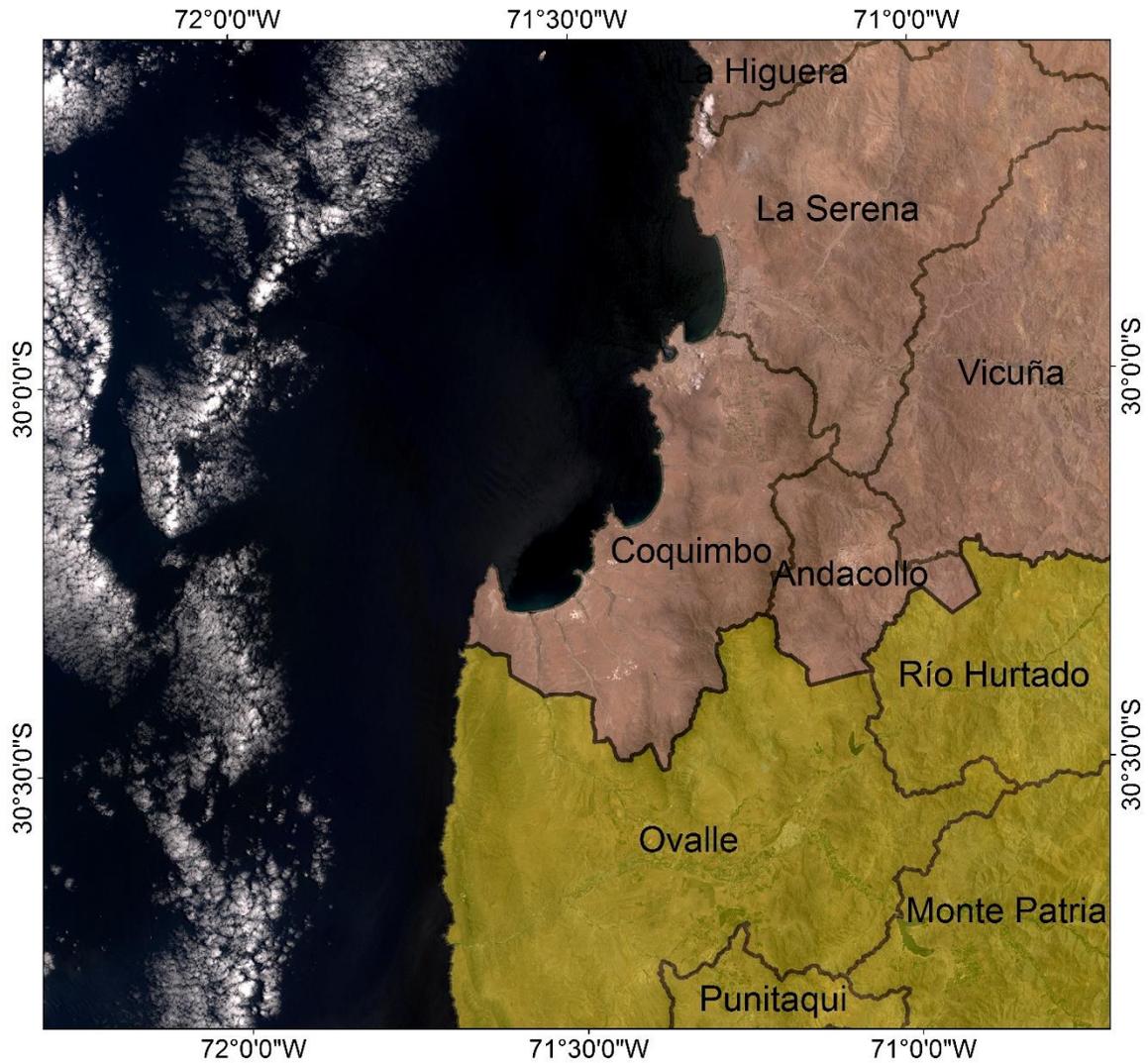
Fuente: *Skycrapercity*

Inserta administrativamente en la comuna de Coquimbo (Fig. 8), en la IV Región del país. Limita al norte con la subcuenca de las quebradas El Culebrón-El Romeral, y pertenece junto a ella a la cuenca Entre Elqui y Limarí, que limita respectivamente al norte y al sur con los ríos a los cuales está adscrita (Fig. 9). El ancho territorial alcanza unos 165 kms. en la latitud  $30^{\circ}$ , de los cuales la subsubcuenca alcanza un máximo de 38 kms de extensión, siendo su área de  $1216 \text{ Km}^2$  y su perímetro de 169 kms (Fig. 10).

La bahía está compuesta de sedimentos de arenas finas (Berrios 2005), con quebradas situadas en los talweg desarrollados en la subsubcuenca. Están orientadas oblicuamente a la zona distal de la playa y longitudinal a su zona media y proximal con valores morfométricos de orientación de  $66^{\circ}$  respecto al norte, un ángulo de desalinamiento de  $40^{\circ}$  respecto al alineamiento litoral e índice de curvatura de 0.56 (Lagos, 2013)

Limitada al este por el *headland* del cordón montañoso de Altos de Talinay que alberga en su zona norte Lengua de Vaca. El oeste de la bahía posee la falla Puerto Aldea que establece la dinámica diferenciada de alzamiento por sobre las cumbres de Talinay (Le Roux, 2006).

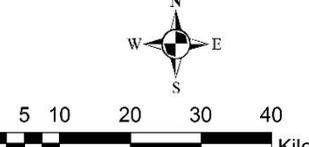
# División Política Administrativa



**Simbología**

- Comunas Provincia Limari
- Comunas Provincia Elqui


 Escala: 1:400.000  
 Elipsoide y Datum: WGS 1984  
 Huso: 19 Sur  
 Diseño cartográfico:  
 Andrés Martínez  
 Año: 2016


 0 5 10 20 30 40  
 Kilometers

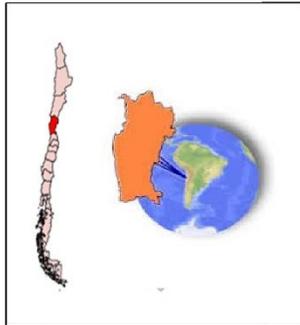


Figura 8: Mapa de la división política administrativa. Elaborado en base a la división política administrativa del Ministerio del Interior

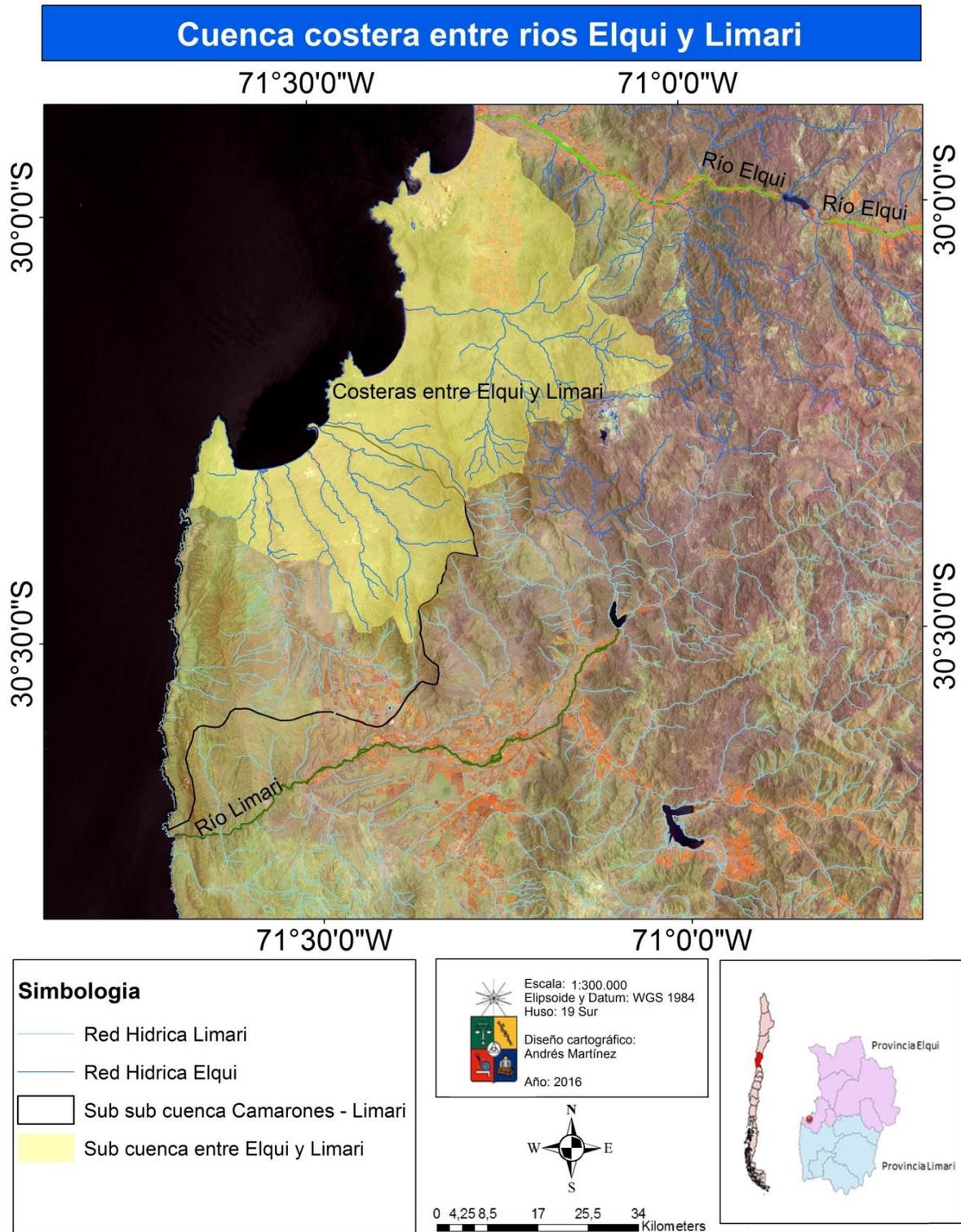
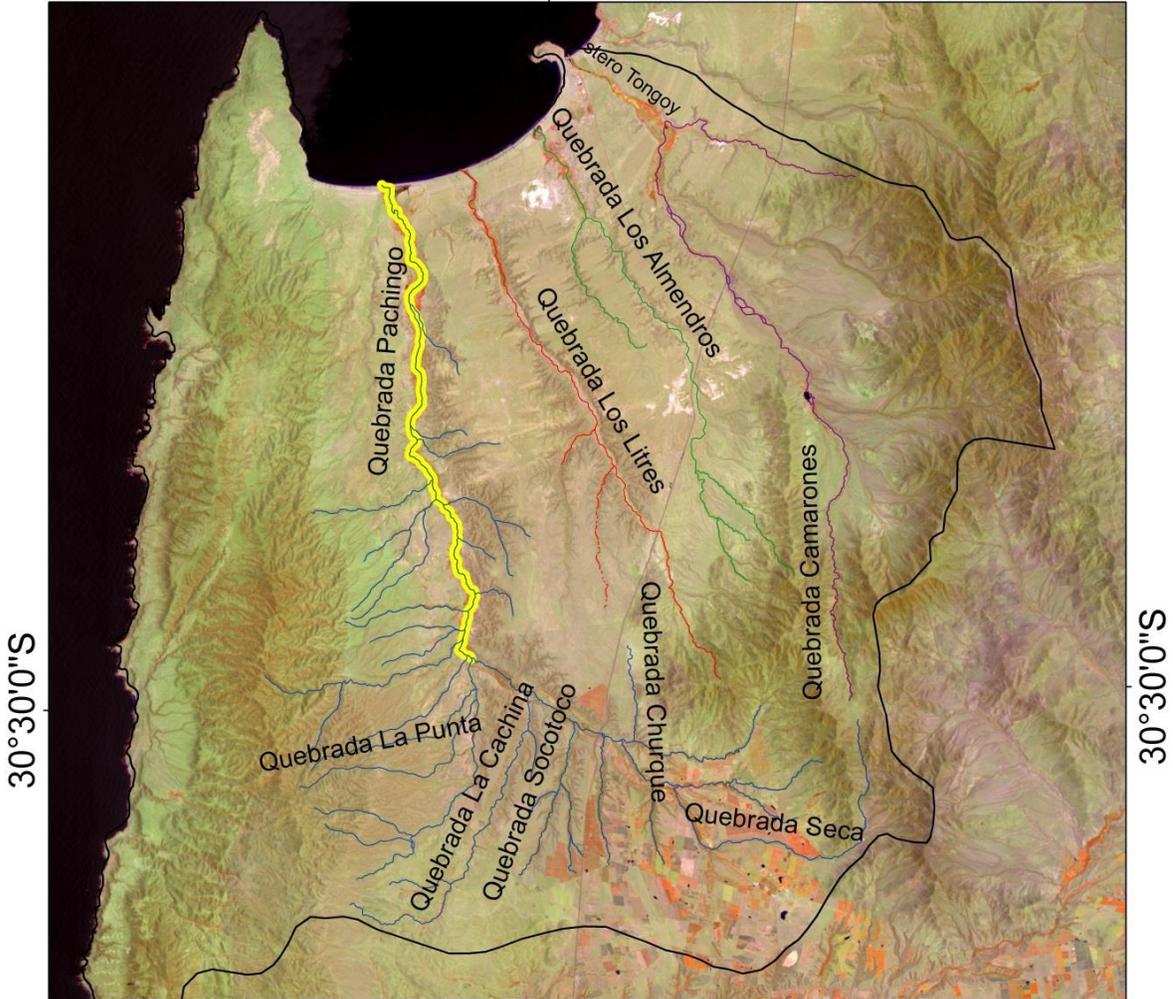


Figura 9: Área de estudio a escala regional. Elaborado en base a la información de la División general de aguas del Ministerio de Obras Públicas

# Sub sub cuenca Camarones - Limari

71°30'0"W



71°30'0"W

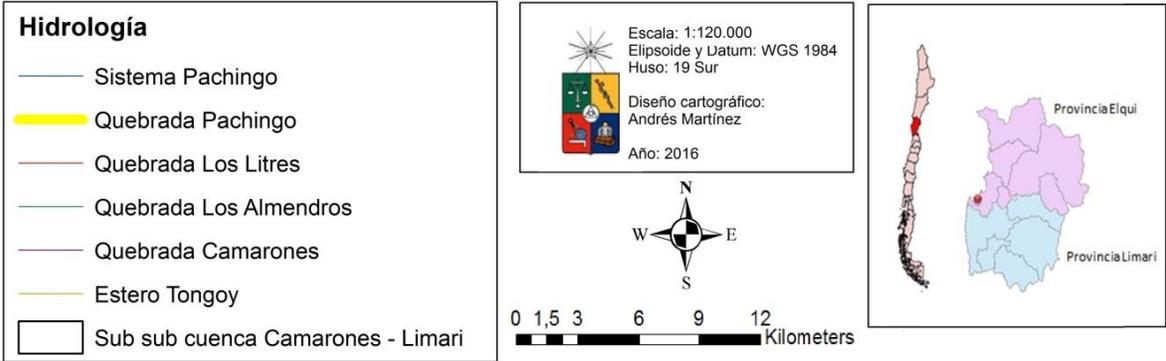


Figura 10: Introducción al área de Estudio. Presentación del área de drenaje de la Sub Cuenca. Elaborado en base a la información de la División General de Aguas del Ministerio de Obras Públicas

## Características climáticas

Coquimbo tiene un clima desértico durante el año, con clasificación BWk según la clasificación de Koppen-Geiger (Fig.11). Temperatura anual 15,1°C y 130 mm de precipitaciones al año. La zona está en el límite costero de Chile, y se ha clasificado dentro del semiárido (Paskoff, 1970) así como de la sección sur costera de la diagonal árida de América del sur (Bruniard, 1982); la transición entre los climas desérticos y semidesérticos imprimen un carácter húmedo al litoral y subestepárico hacia el interior.

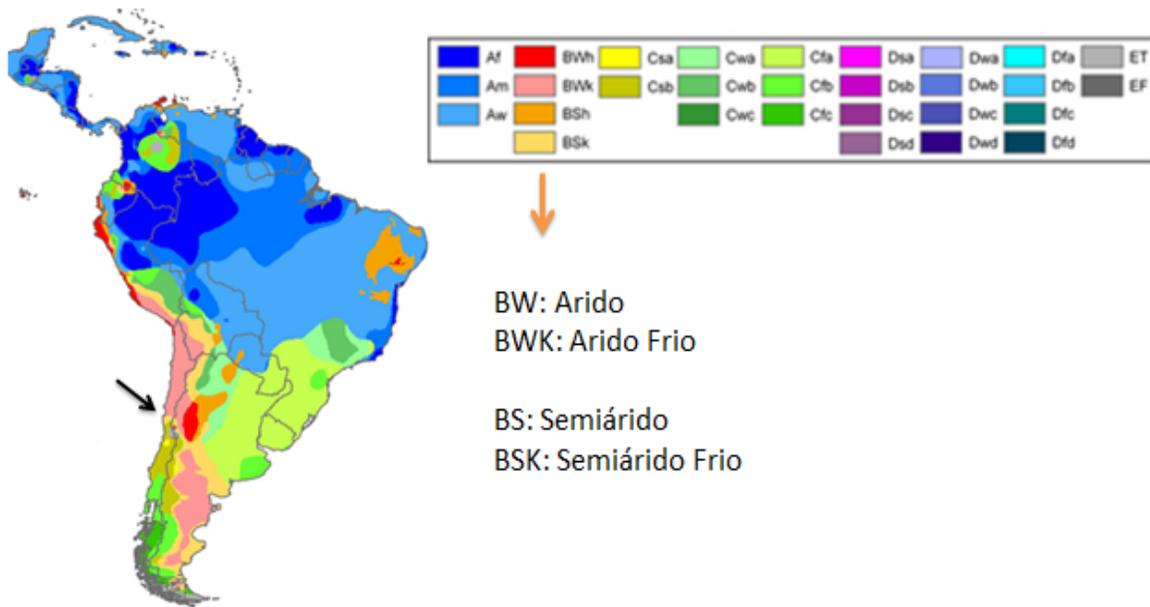


Figura 11: Clasificación climática de Koppen

A lo largo de la costa está localizado el clima estepárico costero, cuya influencia puede ser apreciada hasta 40 kilómetros al interior por medio de valles transversales y quebradas. Al interior, al superar los 800 msnm puede ser apreciada la estepa cálida, donde la nubosidad desaparece y se establece la sequedad del aire, las temperaturas aumentan y las precipitaciones disminuyen por lo que los periodos de sequía son comunes. Las temperaturas aumentan con la altura conforme se avanza al interior del valle del Rio del Elqui, teniendo temperaturas máximas alrededor de los 1200 m.s.n.m. a partir del cual empieza a disminuir siguiendo el gradiente térmico (del  $-6.5^\circ$  cada 1000), las heladas son escasas y las temperaturas con suaves oscilaciones térmicas. La Cordillera de los Andes presenta temperaturas bajas, heladas frecuentes y la precipitación es preferentemente nival, sobre los 3000 metros de altitud es posible apreciar el clima templado frío de altura con altas precipitaciones, bajas temperaturas y nieves permanentes que son el aporte más significativo de agua en el periodo estival.

En la costa, la influencia de la vaguada cubre con abundante nubosidad las planicies costeras principalmente durante los meses de invierno. La Serena registra un promedio de 114 días cubiertos al año y sólo 74 despejados (Fig 12), con una humedad relativa superior al 78% (Bodini y Araya, 1998). Al interior entre los 25 y 75 km de la costa existe un clima de estepa templada, el cual es seguida por un clima de estepa fría de montaña por unos 50 km y en la alta montaña 10 km con clima de Tundra (Bodini y Araya 1998).

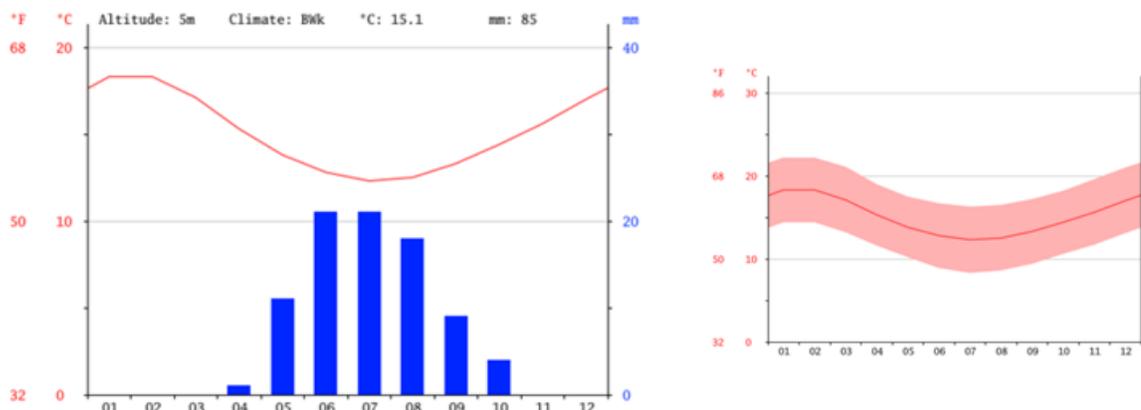


Figura 12: Temperaturas y precipitaciones a lo largo de un año en Coquimbo. Con el detalle en las precipitaciones

Los registros más antiguos publicados demuestran la tendencia a la baja del nivel global de las precipitaciones desde 1869 con eventos que superan los 300 mm anuales (Fig. 13). Para el caso particular, el único pluviométrico que ha tomado datos sin fallar ningún año es el que se encuentra en la costa de la Serena. De gran interés son aquellos años con eventos Niño caracterizados como Muy Intensos (1982-1983; 1997-1998) así como los Fuertes (1986-1988; 1990-1993, 2002-2003) en los últimos 30 años porque se corresponden con la información detallada por estaciones interiores.

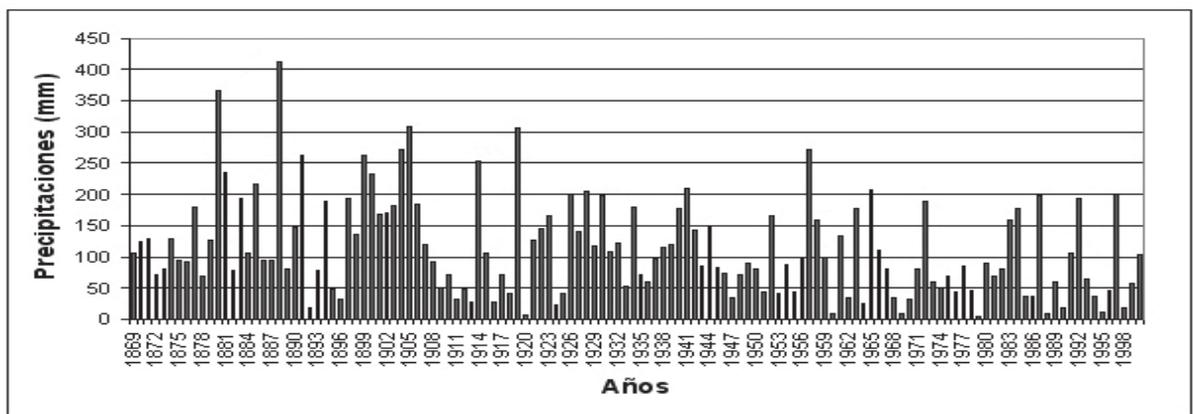


Figura 13: Precipitaciones anuales en la costa. Estación La Serena. Fuente: Caracterización MOP

Medias mensuales interanuales calculadas por la división de la Junta del Elqui entre 1951-2000 toma estaciones sólo en la cuenca del Elqui con datos de series que el MOP no obtuvo (Fig. 14). Se observa la disminución de precipitaciones desde alta montaña (La Laguna 3160 msnm) a La Serena (15 msnm), con concentraciones en los meses de invierno (junio a agosto).

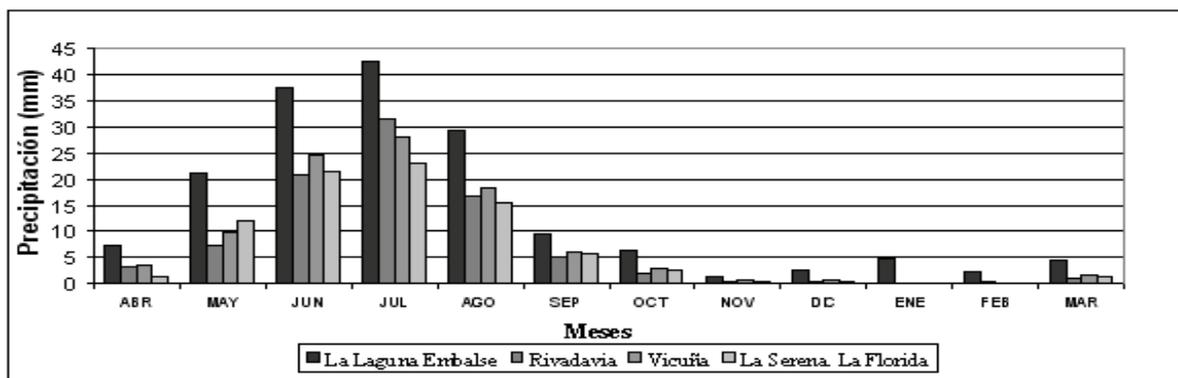


Figura 14: Precipitaciones mensuales en la cuenca del Elqui. Estación La Serena. Fuente: Caracterización Junta del Elqui

En el área de estudio, la nubosidad abundante representa el 85% del periodo comprendido hasta el mediodía, con temperaturas en torno a los 20°C y oscilación térmica no superior a 6°C (Fig. 15). La concentración de precipitaciones entre mayo y agosto producto del desplazamiento del anticiclón durante el bloqueo de las depresiones frontales (Antonioletti, 1972), representa una limitada variabilidad interanual que afecta la zona (Nova & Lopez, 2001) con anomalías en su zona oeste, representada de forma insigne por el Parque Fray Jorge al sur de los Altos de Talinay y a 40 kilómetros de la franja costera de la bahía de Tongoy, que llega a 800 mm al año (Benado, 2000).

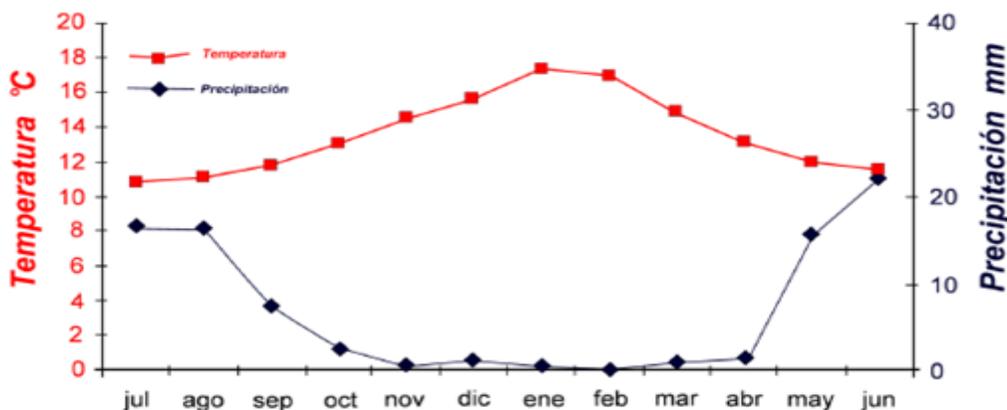


Figura 15: Diagrama ombrotérmico para Tongoy, en base a Walter y Lieth (1960), adaptado de Cabello (2015)<sup>5</sup>

<sup>5</sup> La temperatura media anual es de 13,6°C, con mínimas anuales de 9,2°C máximas de 26°C. Precipitaciones estimadas de 85 mm anuales según CIREN en 1990 y evapotranspiración potencial de 351 mm

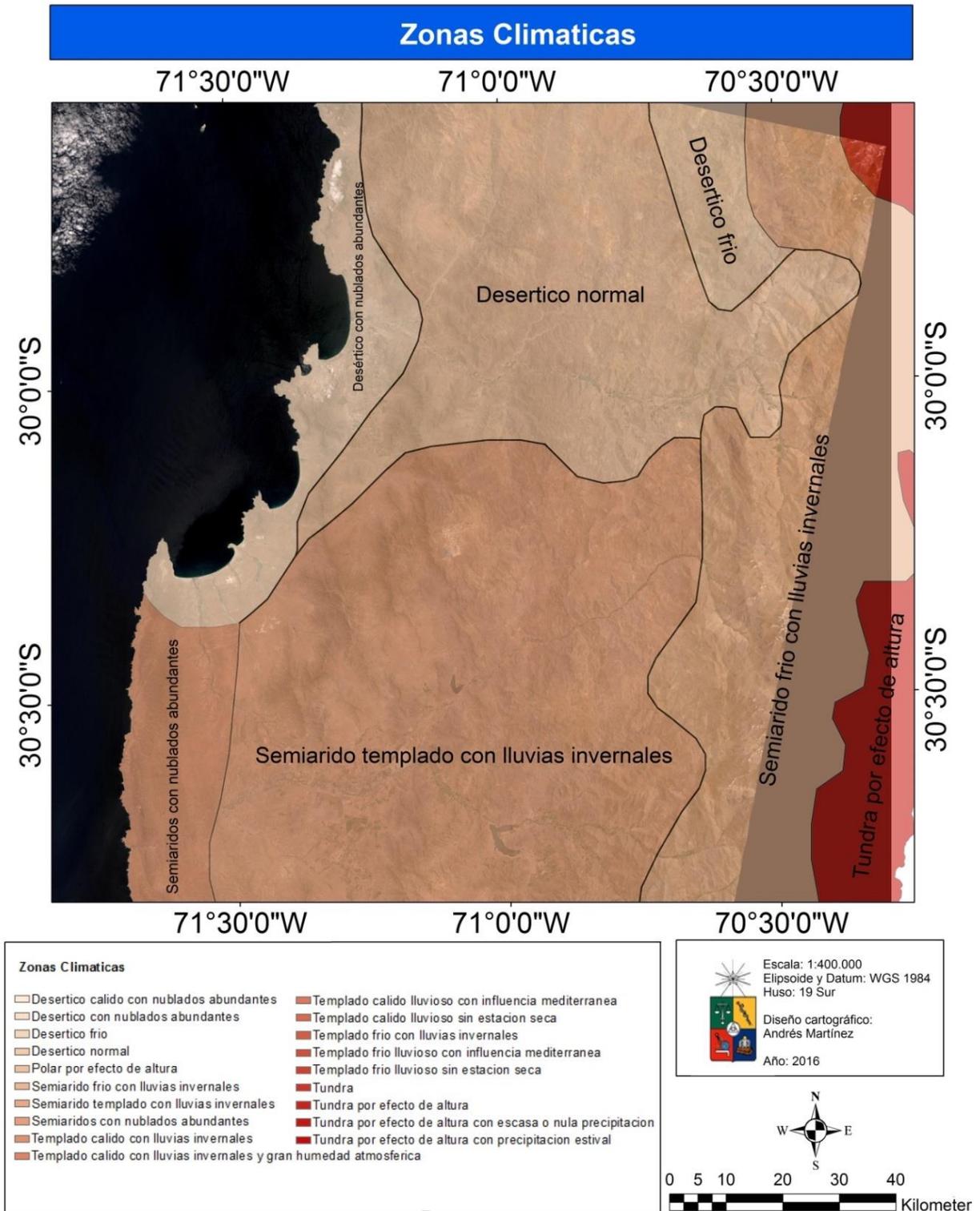


Figura 16: Zonas climáticas en la región. Elaborado en base a la información de la Dirección meteorológica de Chile

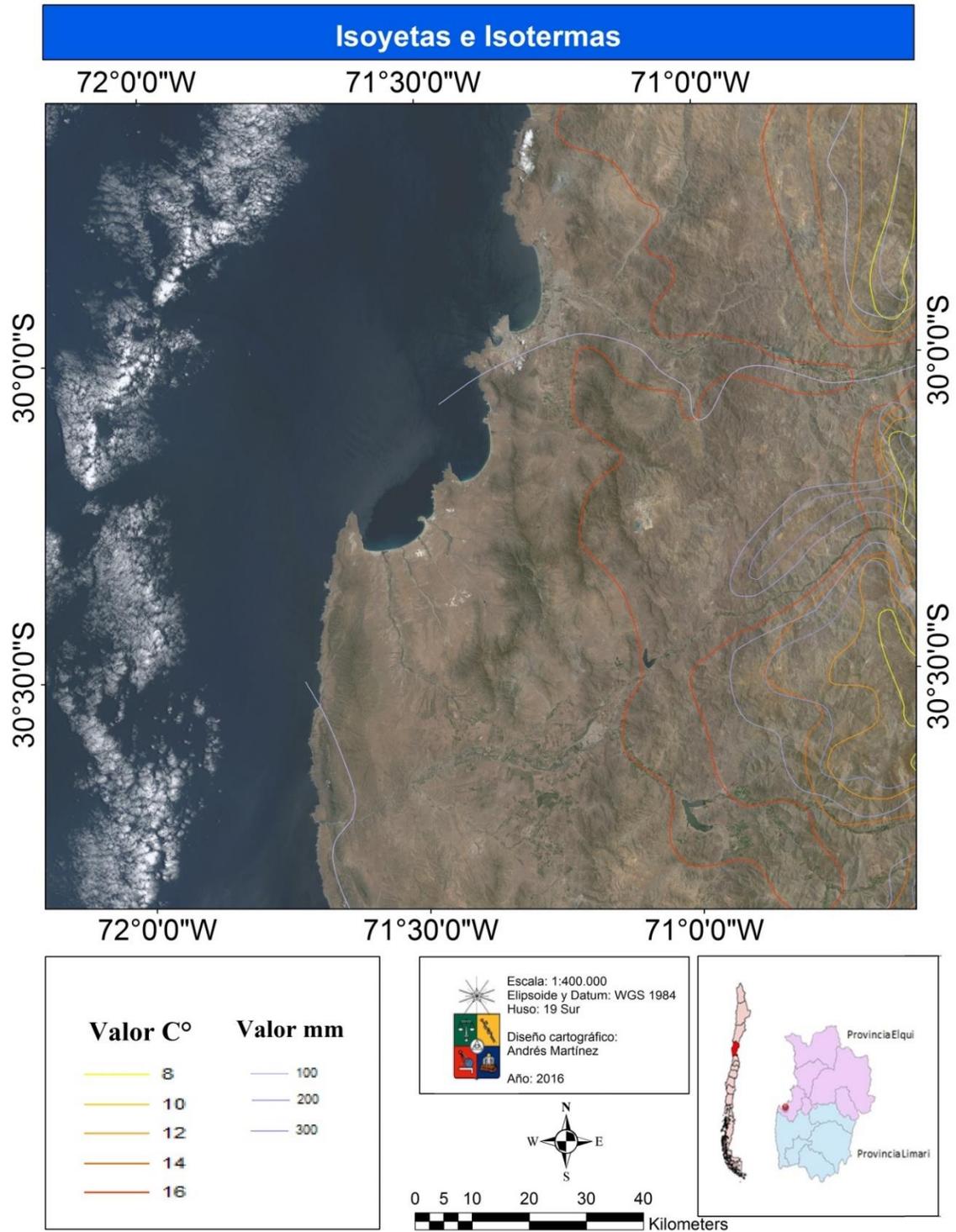


Figura 17: Isoyetas e Isotermas

## Características geológicas

Descripción (Fig 18).

TrJg: Secuencia en la Cordillera de la Costa con rocas intrusivas del triásico-jurásico con presencia de granodioritas, dioritas, monzodioritas, monzogranitos, piroxenos y hornblendas.

DC4: Secuencia en la cordillera de costa con rocas metamórficas del devónico-carbonífero con presencias de metareniscas, filitas, mármoles, cherts, metabasaltos y metaconglomerados.

MP1C: Secuencia del mioceno superior con clastos de piedemont de tipo coluvial y coluvial de conglomerados con presencia de areniscas y limonitas.

MP1M: Secuencia del mioceno superior Plioceno, marinas transgresivas con presencia de areniscas, limonitas, coquinas, conglomerados, calizas y fangolitas.

QA: Secuencias en la Cordillera de la Costa con depósitos sedimentarios con depósitos aluviales y coluviales formadas por gravas, arenas y limos.

Q1: Secuencias en la Cordillera de la Costa con depósitos aluviales y coluviales con secciones de remoción en masa en depósitos litorales.

Descripción (Fig 19).

Intrusivas: de la secuencia Triásico-Jurásico medio y superior, compuestas de monzodioritas, cuarcíferas, dioritas, granodioritas de biotitas y hornblendas.

Metamórficas: en la afluencia del Punitaqui, de la secuencia devónica-carbonífera.

Sedimentarias: de las secuencias del Mioceno, compuestas por acumulación de sedimentos de tipo coluvial y aluvial desde el estero Punitaqui y en el estero Pachingo originadas en el Mioceno superior-Plioceno con sedimentos marinos transgresivos compuestas de areniscas, limonitas, coquinas, conglomeradas, calizas y fangositas.

El semiárido está caracterizado por la ausencia de efusiones volcánicas recientes, ya que como señala Stern (2004), hubiesen terminado en el Mioceno.

Al oeste de la cuenca de Tongoy están localizadas rocas triásicas metamórficas del protolito plutónico y andesitas ígneas con intrusivos graníticas. Al este el carácter intrusivo presenta rocas del jurásico, intrusivas monzodioríticas y granodioríticas. En la depresión sobre las formaciones predominan depósitos del Mioceno-Pleistoceno de la cuenca cenozoica (Heinze, 2003) labrando de esta forma cuatro niveles apreciables de terrazas marinas compuestas por areniscas y calizas.

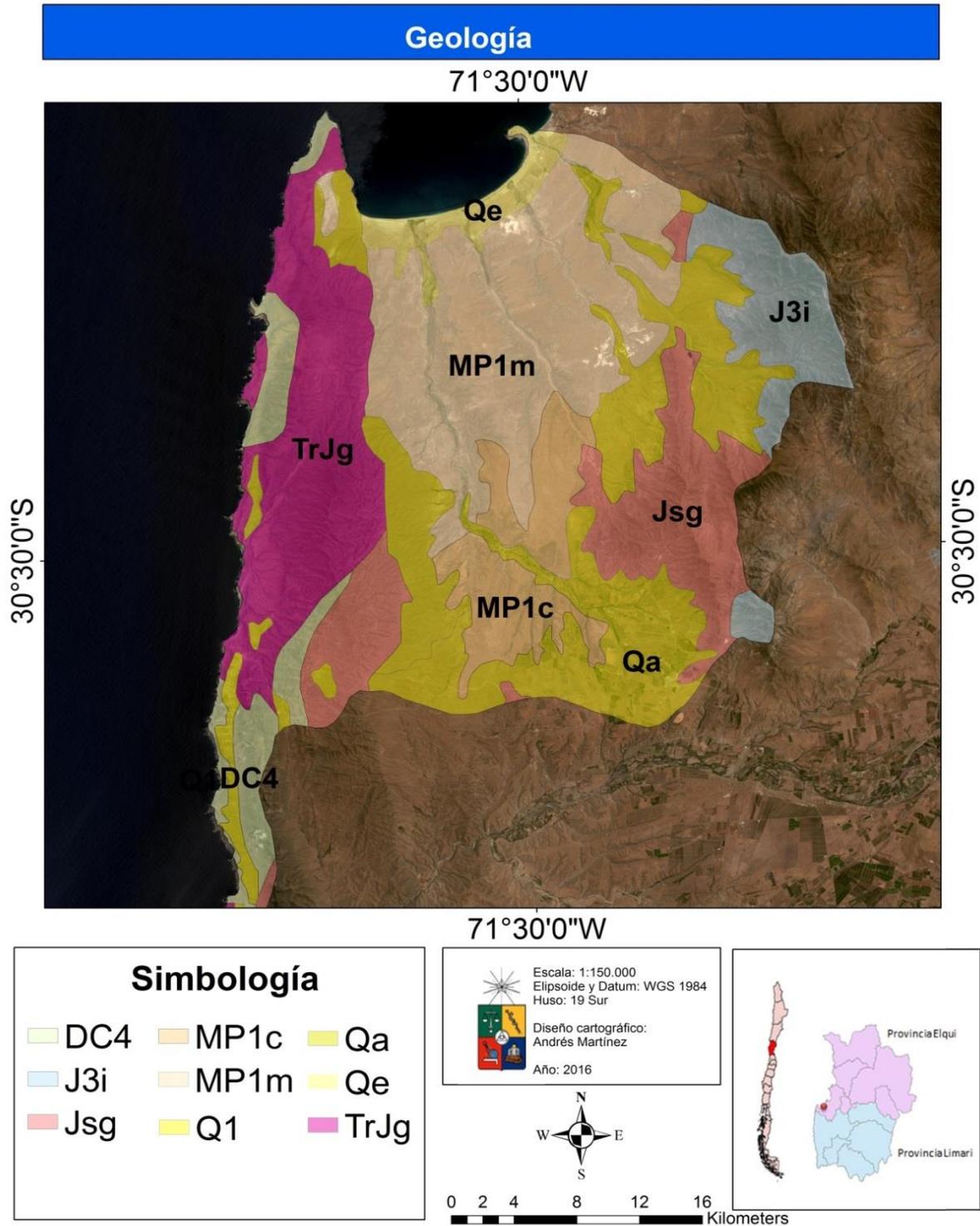
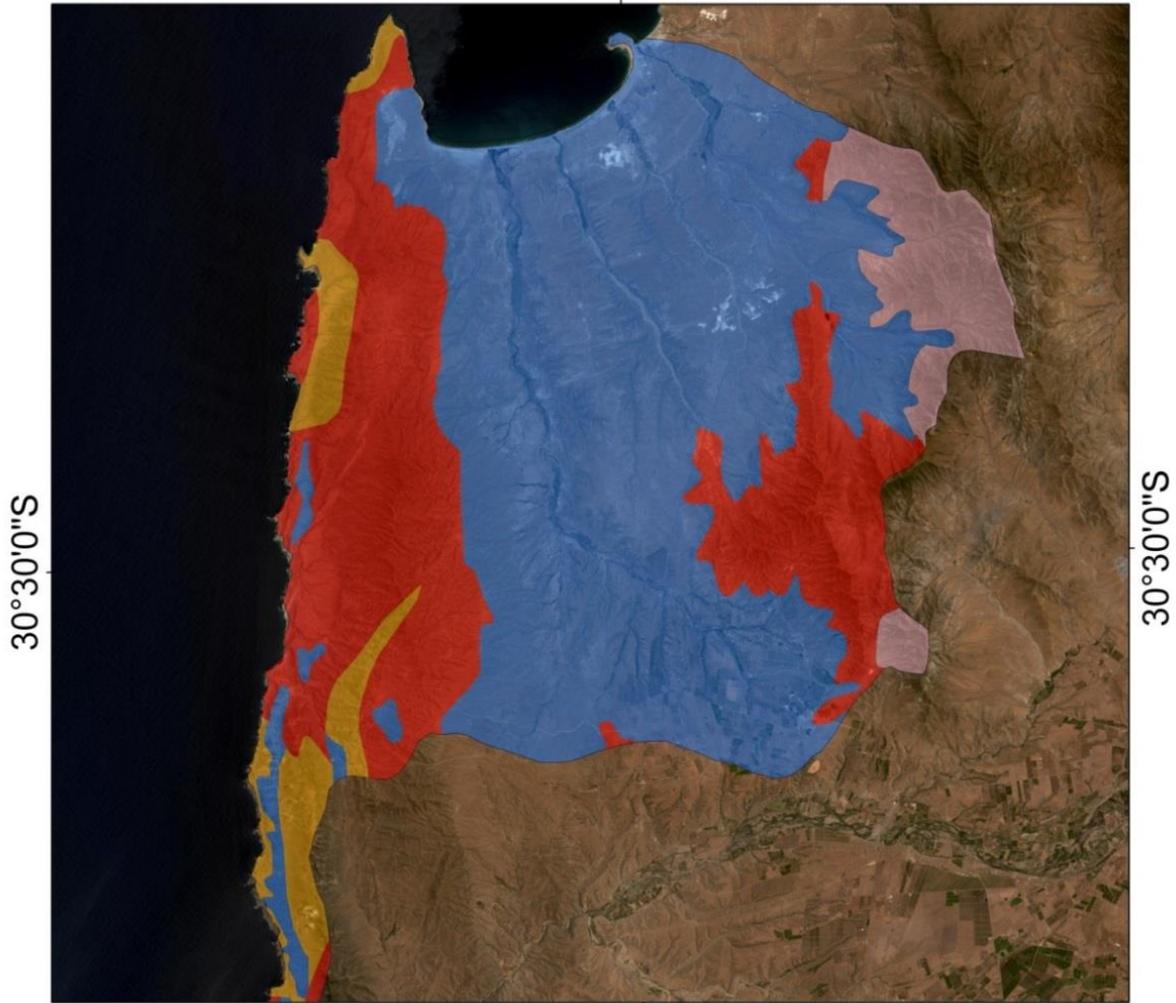


Figura 18: Geología en el área de estudio

Elaborado en base a la carta geológica del Sernageomin

# Composición Geológica

71°30'0"W



71°30'0"W

**Simbología**

- Rocas intrusivas
- Rocas metamórficas
- Secuencias sedimentarias
- Secuencias volcánicas

Escala: 1:150.000  
Elipsoide y Datum: WGS 1984  
Huso: 19 Sur  
Diseño cartográfico:  
Andrés Martínez  
Año: 2016

0 2 4 8 12 16 Kilometers

Figura 19: Composición Geológica. Elaborado en base a la carta geológica del Sernageomin

Formación Coquimbo: Emplazada en la cuenca cenozoica (Heinze, 2003) denominada Gran Planicie por Paskoff en 1970. Constituye el límite oeste de la falla normal de Puerto Aldea de tipo intraplaca en el límite entre rocas jurásica y el dominio marginal devónico en el borde continental (Fig. 20).

Complejo Plutónico Altos de Talinay: Al oeste del cordón montañoso de Altos de Talinay (Bruggen, 1950), es una franja formada por pizarras cristalinas desde Lengua de Vaca hasta Altos de Talinay entre 30° y 31° constituida por rocas cataclásticas y miloníticas de protolito plutónico y afloramientos intrusivos.

Complejo Volcánico Agua Salada: En península Tongoy, presentada como secuencia de rocas volcánicas, subvolcánicas continentales y efusivas, andesíticas y dacíticas, formadas por facies de alternancias entre andesitas, tobas y calizas con lutitas.

Formación intrusiva monzodioríticas-granodioríticas: Depósitos eólicos al oeste de la quebrada de los almendros, formada por rocas plutónicas desde monzodioritas a granodioritas.

Depósitos fluviales: En el curso medio e inferior de las quebradas, formando terrazas de hasta 10 metros de altura adyacente a caudales poseen depósitos activos divididos en:

- A) Depósitos antiguos: gravas gruesas y polimícticas con abundante arena y débilmente consolidadas intercaladas con finas arenosas y guijarros.
- B) Depósitos recientes: conformados por gravas gruesas y polimícticas con clastos imbricados que constituyen las quebradas actuales.

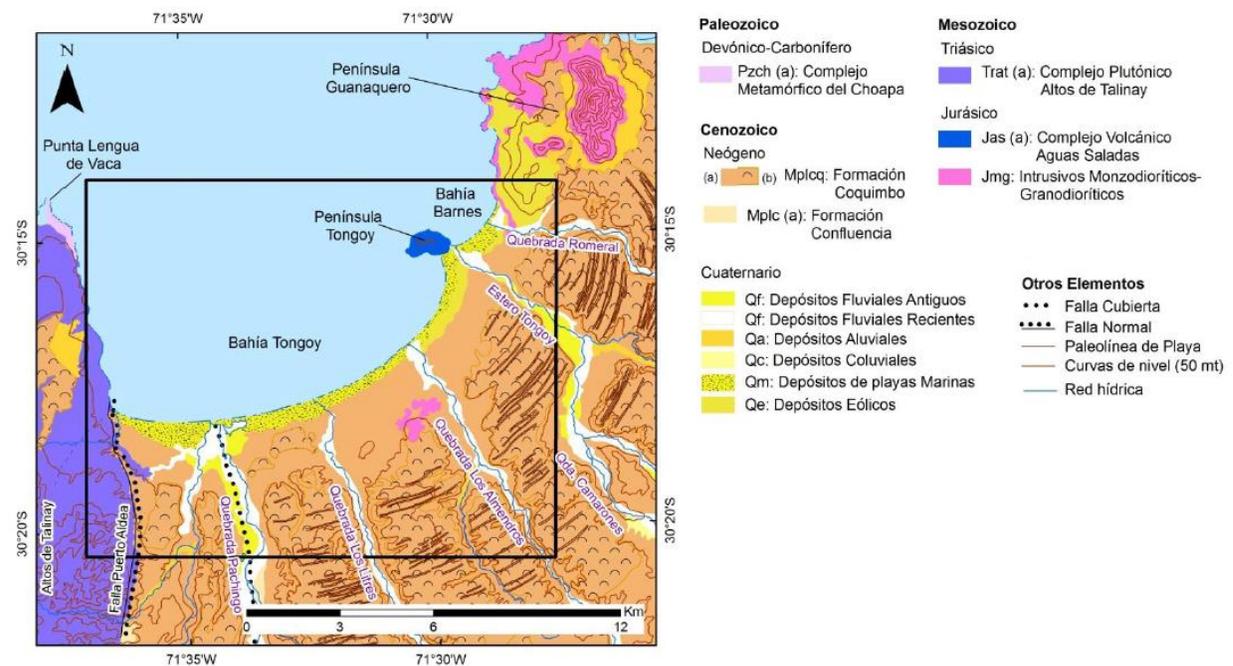


Figura 20: Geología costera

Fuente: Empanan y Pineda (2006)

La sección fue denominada Formación Tongoy (López, 1965) con un espesor de 140 metros y una franja con un ancho que fluctúa entre los 5 a los 20 kilómetros; secuencia sedimentaria fosilífera, estratificada de débil litificación y de colores anaranjados que aflora a lo largo de la cuenca. Las facies sedimentarias de ambiente litoral y transicional se conectan de forma discordante con el Complejo Plutónico de altos de Talinay y con la Formación Confluencia.

Para la cuenca cenozoica aparecen dos facies

- A) Compuestas por areniscas finas intercaladas con areniscas gruesas con bioclastos y diatomitas.
- B) Calizas bioclásticas, matrices soportadas y clasto soportadas de areniscas finas y gruesas.

La floración es producida por la exposición en los flancos de las quebradas con bajo grados de consolidación en contacto durante eventos transgresivos de la edad pliocénica y como superficies aterrazadas donde es posible identificar las palolíneas de playas en contacto con procesos erosivos (Emparan & Pineda, 2006) (Fig. 21).

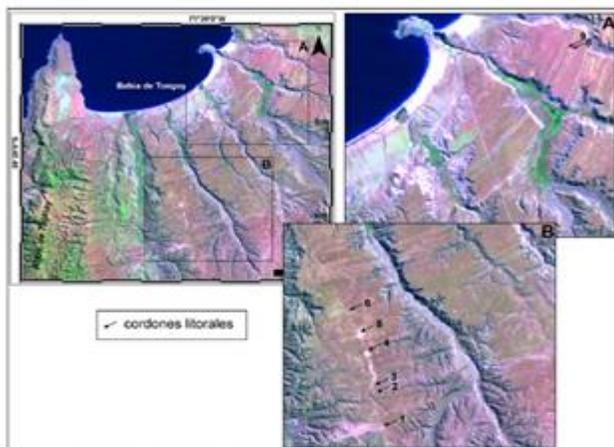


Figura 21: Paleobahia identificada por Pfeiffer

## Características de suelos

Los suelos de esta región se denominan suelos pardos. En la cuenca del río Elqui, predominan los suelos rojos litosólicos que muestran una formación de arcilla y algunas segregaciones de limo en las grietas de las rocas subyacentes (Fig. 22). En paisajes remanentes hay suelos rojos desérticos desarrollados y diferenciados, con horizonte A en sus primeros 50 cm de profundidad, de colores pardo claro y textura gruesa. En ríos pueden encontrarse texturas gruesas con gravadas y clastos de origen aluvial, así como litosoles en sectores montañosos.

En el curso medio de los valles predominan los suelos aluviales denominados pardo-cálcicos o alfisoles. Son suelos originados tanto por sedimentos aportados por el río Elqui y Limarí como también por materiales provenientes de los interfluvios montañosos. En la franja litoral se desarrollan suelos aluviales sobre terrazas marinas y fondos de valles fluviales; estos suelos han evolucionado a partir de sedimentos marinos y continentales. Denominados molisoles de praderas costeras, son de color pardo, textura fina y compuesta de arenas y limos, de existir terrazas en sus zonas superiores predominarán las arcillas.<sup>6</sup>

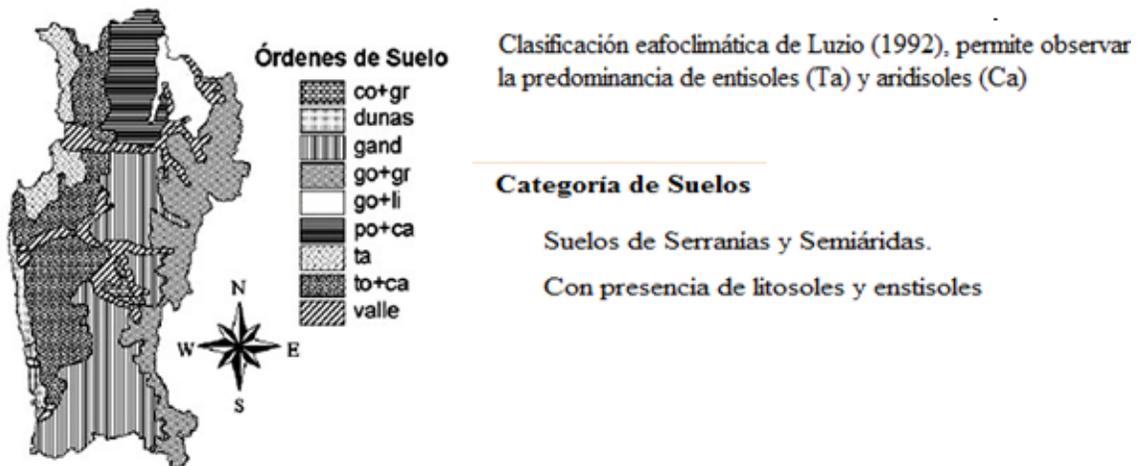


Figura 22: Clasificación edafoclimática

<sup>6</sup> A la escala de trabajo que viene siendo desarrollada, no es posible observar una diferenciación en el tipo de suelo. A su vez, el estudio Agrológico de la IV Región no caracterizó la zona al no ser un valle de potencial agrícola, siendo los cursos fluviales del Elqui y Limarí los más detallados.

## Características de flora

La región está en la transición entre el medio árido del Norte Grande y los húmedos del Chile Central, avanzando hacia el sur. Quintanilla (1979) estableció que en las vertientes orientales de los cordones litorales están localizadas formaciones abiertas y espinosas, dominadas por espinos (*Acacia caven*) concentrados en los valles. Por su parte, en los interfluvios más abiertos a medida que se presentan suelos pobres tiene carácter de desierto absoluto. Estas características varían por factores climáticos y topográficos. Es así como podemos observar en las planicies litorales un matorral arbustivo costero poco denso con especies como cactáceas, espinos, y un tapiz herbáceo (Fig 23).

En los cordones montañosos se presenta un matorral abierto andino entre aproximadamente los 1.000 y 2.000 msnm. de características bajas, cubierta de hierbas y arbustos muy dispersos con especies como el guayacán y baccharis. Por sobre los 2.000 metros se presentan especies xerófitas adaptadas especialmente a climas de altura como festucas, stipas y arbustos pequeños.

La flora terrestre de la cuenca, se caracteriza por la presencia de las siguientes comunidades vegetales: Desierto Florido de las Serranías, Matorral Estepario Costero, Matorral Estepario Interior, Estepa Arbustiva de la Precordillera y Estepa Altoandina de Coquimbo (Fig. 24).

Matorral Estepario Costero (Región del Matorral y Bosque Esclerófilo): Debido a la influencia de neblinas; predominan matorrales de *Ademia micorphylla*, *Cassia coquimbensis*, *Heliotopum stenophyllum* y *Fuchsia lycioides*, con presencia ocasional de especies amenazadas como *Myrcianthes coquimbensis*, *Porlieria chilensis*, *Carica chilensis*, *Aextoxicon punctatum* y *Myrceogenia correifolia* (Anexo. Fig 113).

La abundante humedad que se presenta en la costa sur de la bahía de Tongoy y al norte del río Limarí permite la subsistencia de los bosques Fray Jorge y Altos del Talinay de categoría relictus (residual) del tipo selva valdiviana, con especies como olivillo, arrayán, canelo, boldos, peumos y litres. Al interior de la región, específicamente al norte de La Serena, se presenta una estepa abierta de *acacia caven*, baja, dispersa y asociadas a cactáceas y hierbas anuales. Hacia el sur aparecen especies mesófilas como boldo, peumo, chañar, molle y algarrobo.

# Formaciones Vegetacionales Gajardo

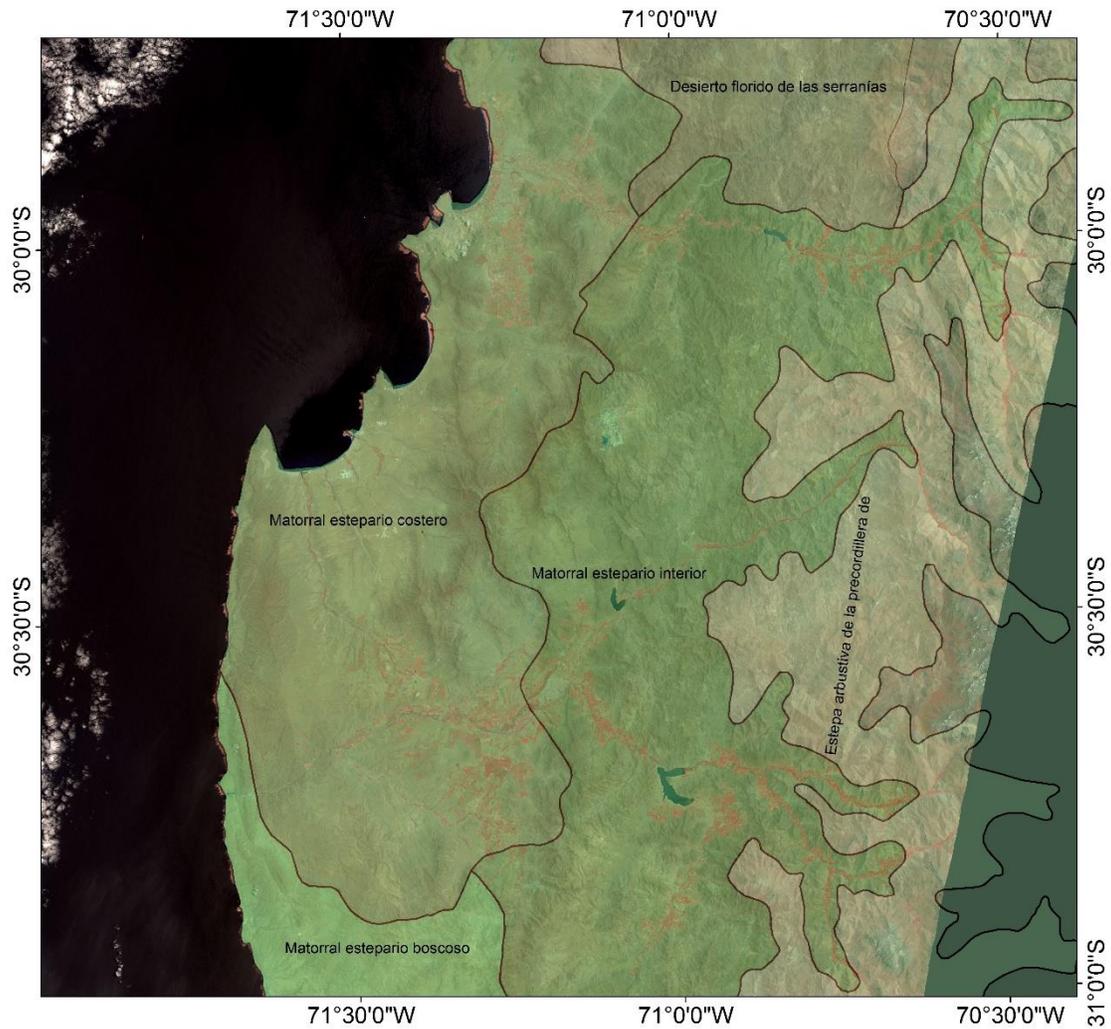
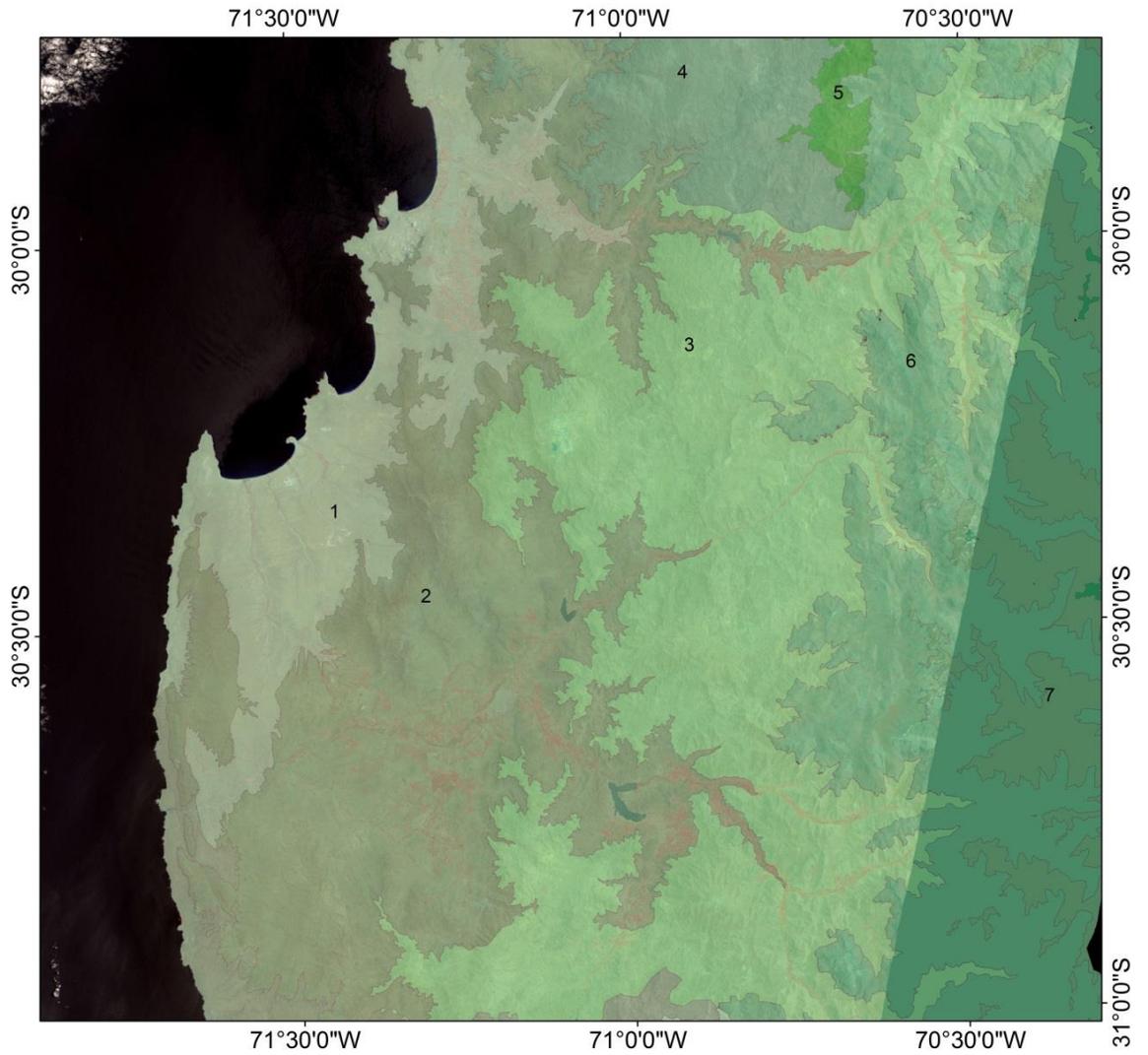


Figura 23: Formaciones vegetacionales Gajardo

# Pisos Vegetacionales Pliskoff



Piso	
1	Matorral desértico mediterráneo costero de <i>Oxalis gigantea</i> y <i>Heliotropium stenophyllum</i>
2	Matorral desértico mediterráneo interior de <i>Heliotropium stenophyllum</i> y <i>Flourensia thurifera</i>
3	Matorral desértico mediterráneo interior de <i>Flourensia thurifera</i> y <i>Colliguaja odorifera</i>
4	Matorral desértico mediterráneo interior de <i>Adesmia argentea</i> y <i>Bulnesia chilensis</i>
5	Matorral bajo desértico mediterráneo andino de <i>Senecio proteus</i> y <i>Haplopappus baylahuen</i>
6	Matorral bajo tropical-mediterráneo andino de <i>Adesmia hystrix</i> y <i>Ephedra breana</i>
7	Matorral bajo tropical-mediterráneo andino de <i>Adesmia subterranea</i> y <i>Adesmia echinus</i>

 Escala: 1:400.000  
 Elipsoide y Datum: WGS 1984  
 Huso: 19 Sur  
 Diseño cartográfico:  
 Andrés Martínez  
 Año: 2016

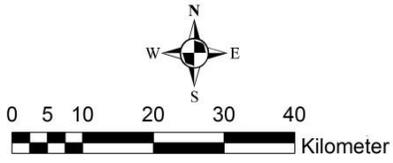
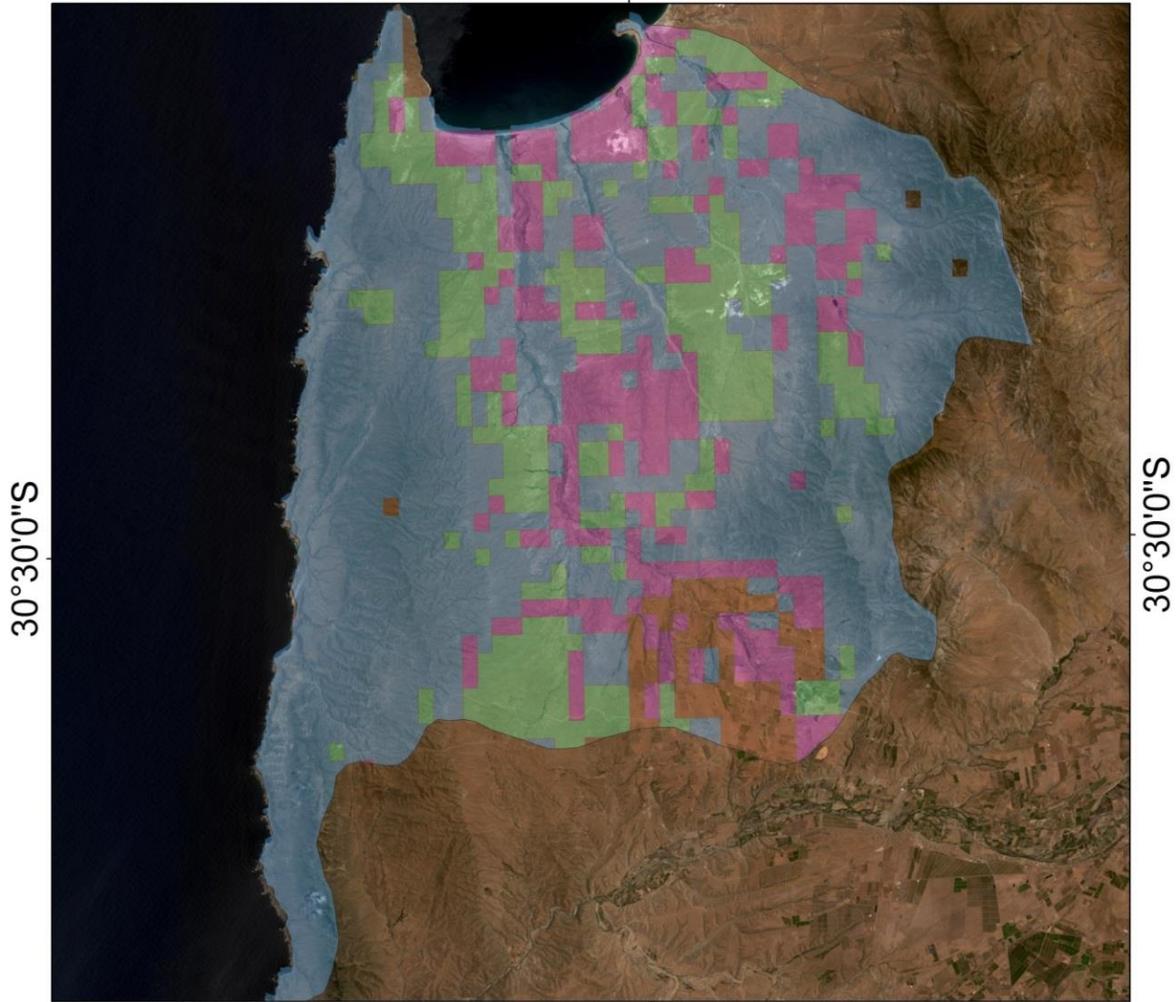


Figura 24: Pisos vegetacionales Pliskoff

# Uso de coberturas vegetales

71°30'0"W



30°30'0"S

30°30'0"S

71°30'0"W

**Cobertura**

-  Bosque de hoja ancha, siempreverde
-  Cobertura de arbustos, cerrado-abierto, caduco
-  Cobertura de herbáceas, cerrado-abierto
-  Escasa cobertura con herbáceas o arbustos

Escala: 1:150.000  
Elipsoide y Datum: WGS 1984  
Huso: 19 Sur  
Diseño cartográfico:  
Andrés Martínez  
Año: 2016

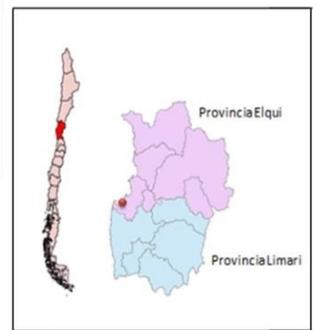
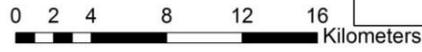


Figura 25: Coberturas vegetales en la zona

## Geomorfología

La clasificación realizada por Araya-Vergara en 1976 contextualiza las unidades regionales en la costa de Chile, esta forma parte de la región de costas abrasivas y erosión tectónica con bahías lobuladas protegidas; las rocas graníticas alternan con rocas blandas del terciario y cuaternario proporcionando irregularidad morfológica a la línea litoral donde predominan acantilados, terrazas marinas y bahías en herraduras.

Las tres planicies escalonadas sobre la línea de la costa actual, están inclinadas suavemente al oeste y separadas por escarpes. Los estudios señalan que el elemento principal del nivel superior está caracterizado por costras calcáreas como evidencia de una antigua extensión marina reflejada por los depósitos consolidados de los paleo cordones de playa. La zona está disectada por quebradas de orientación sureste y noroeste en el valle de fondo plano.

El desarrollo de la Cordillera de la Costa presenta una estructura litológica intrusiva hasta 500 metros de altura, con laderas de exposición oeste a sotavento que separa por el norte a las divisorias de la quebrada Pachingo y por el sur las del estero Punitaqui. Hacia sotavento la erosión aparece menos drenada producto de las bajas pendientes comparadas con aquella a barlovento. Las pendientes presentes sobre los 15° favorecen los procesos de remoción y las precipitaciones asociadas favorecen la biodiversidad ecológica.

En la zona sur de la provincia del Limarí está localizado el sistema montañoso andino-costero descrito por Borgel en 1985, donde reconoció las unidades de la franja litoral, Cordillera de la Costa, valles transversales, montaña media y cordillera de los andes. Hacia el interior están localizadas terrazas de abrasión marinas formadas por rocas metamórficas y sedimentarias levantadas desde el fondo marino bajo procesos de erosión lineal y erosión eólica mediante meteorización química, susceptibles a transporte por acción hídrica y gravitacional.

La franja costera que nos ocupa, localizada en la línea de costa bajo los 600 metros de altitud corresponde a un sector de terrazas marinas asociadas a conos aluviales, taludes y conos de deyección inactivos y de reducido tamaño formados naturalmente. Abarcan la franja costera hasta 2 kilómetros de ancho con dunas consolidadas producida por la acción de los vientos predominantes y la influencia de corrientes marinas en dirección sur oeste. El área está caracterizada por los diferentes niveles de las terrazas marinas desarrolladas en la era cenozoica (Paskoff, 1970) y el desarrollo de calcretas en ellas (Le Roux, 2006; Saillard, 2008, Pfeiffer 2011).

Los valles siguen desarrollándose por el río Limarí con escurrimientos anastomosados, comienzan a tener amplitudes mayores a partir de las terrazas laterales, desarrolladas a 25 kms de la desembocadura, con niveles de 30 metros de altitud, disminuyen en dirección mar con pendiente de 7% hasta alcanzar los 120 metros de altitud apreciables en la costa.

La bahía de Tongoy posee actividad geomorfológica actual con evidencia de actividad climática heredada apreciada por las formas presentes en vertientes graníticas y suelos de glaciares y terrazas aluviales. Las subcuencas están disectadas por los fenómenos concentrados y estacionales con los que aparecen quebradas torrenciales y conos aluviales, sobresaturados por los procesos erosivos de denudación en las terrazas y degradación en el suelo. A su vez, la vegetación natural y la flora nativa juegan un papel distintivo en la fijación de los carbonatos que se observan en la zona, es por eso que es vital observar su distribución tanto estacional como geográfica a través de la subcuenca.

En la dinámica litoral los aspectos a tener en cuenta es la no uniformidad del espacio costero, que presenta condiciones en su estructura que tienen incidencia al interior de las zonas de drenaje y manifestación al término de ellas. Dentro del sistema de ensenadas en que la bahía de Tongoy forma parte, desde el mar existen procesos de refracción del oleaje que debilita el interior de la Bahía y confiere el efecto de protección necesario para la distribución de la energía y la deriva continental. La bahía, clasificada como en zeta, posee la mayor refracción de las playas rectas, y está en constante interacción con el interior, puesto que al término de cada quebrada y precediendo la franja litoral se encuentran humedales costeros que no desembocan en el mar pero que crecen o decrecen en función a ambos rellenos; influencia marina y relleno de las quebradas.

Los humedales que crecen en tamaño en proporción al largo de su área de drenaje disminuyen sus volúmenes según la época del año; menores en verano y mayores en invierno; lo que repercutiría en la suposición de un relleno constante por el subsuelo marino. Sin embargo la vegetación, tanto flora nativa como introducida hace suponer un aporte constante de agua, el cual va disminuyendo a medida que uno explora tierra adentro hasta desaparecer gran parte de la vegetación y aparecer la característica de los suelos con déficit de humedad; la acumulación de carbonatos cálcicos que fija los carbonatos durante la época seca y que permanece durante las fases húmedas cuando la lluvia excede las fases negativas de evapotranspiración superficial.

Sin depresión intermedia por la subducción de la dorsal Juan Fernandez, no hay evidencia de actividad volcánica posterior al Mioceno por el bajo ángulo de subducción entre placas (Stern, 2004). La disposición de las planicies del área se inicia en Ovalle a 300 metros de latitud y culmina en Tongoy en 80 metros de altitud, donde destaca la sierra Tamaya que corresponde a puntas de material intrusivo y detrítico, dominando la zona los Altos de Talinay por encima de las terrazas (Paskoff, 1970).

La Formación Coquimbo junto con la Formación Confluencia cubren la cuenca Cenozoica, antiguamente conocida como Gran Planicie (Paskoff, 1970), donde el último mecanismo de subducción se desarrolló en tiempo plio-pleistocénico (Emparán y Pineda, 2006).

El límite occidental es una falla normal siguiendo el contorno de afloramientos de rocas devónicas y triásicas, por lo que Heinze (2003) denominó como falla normal a la Falla de Puerto Aldea, intraplaca de inclinación este de movimientos sinestrales. El espesor de los sedimentos es de 550 metros y van acentuándose hacia el este (Fig. 26).

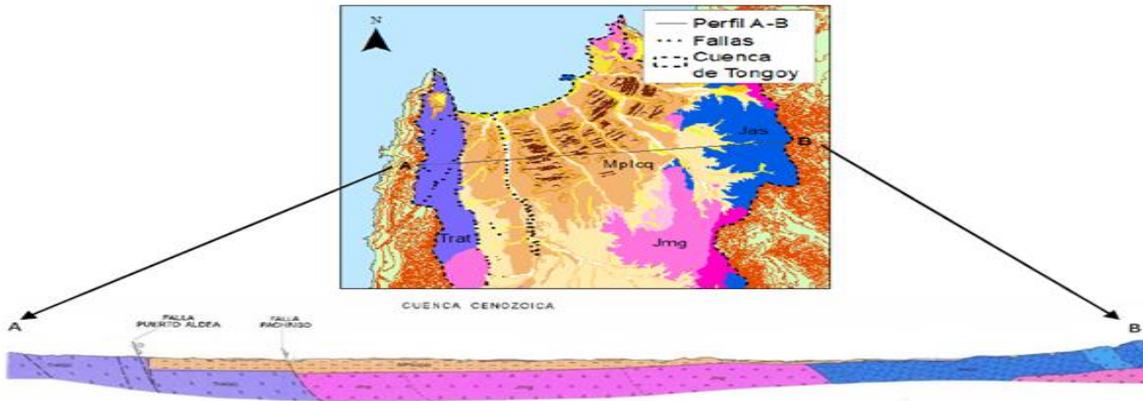


Figura 26: Geomorfología del área

Las rocas más antiguas del área son las del complejo metamórfico del Choapa datadas del devónico-carbonífero (Hervé, 1976), con presencia de metabasitas, metapelitas y metaturbiditas, las cuales Pfeiffer interpretó como un complejo de subducción instruido por el complejo plutónico de altos de Talinay en el triásico tardío con presencia de facies melanocráticas y leucocráticas. El complejo metamórfico del choapa es por tanto la deformación de lo formado en el devónico-triásico superior y explica la sucesión de franjas de granitos del jurásico medio superior y las del cretácico inferior (Irwin, 1988). Las franjas constituyen cerca de 7 kilómetros de rocas volcánicas de origen jurásico, andesíticas y dactílicas con escasa presencia de sedimentarias continentales provenientes del complejo volcánico Agua Salada.

La morfotectónica ha sido determinante en el estado actual de la bahía de Tongoy. Bird (2008) señala que las formaciones rocosas de la geología costera en la que se aprecian acantilados, afloramientos y sedimentos depositados en zona costera es la base que proporciona el desarrollo geomorfológico. Complementando Araya-Verga (1976) que el sector presenta la mayor alternancia entre rocas duras y blandas en un tramo tan extenso de costa.

La paleobahía de Tongoy está caracterizada por la falla de Puerto Aldea, y una secuencia de cinco terrazas marinas descritas por Paskoff, las cuales fueron elevadas por actividad tectónica (Le Roux, 2006). La bahía se encuentra entre Lengua de Vaca, punta que termina con los Altos de Talinay y la Bahía Barnes, las zonas de deposición de la zona costera está formada por pendientes del sistema modelado del complejo volcánico Agua Salada y las formaciones intrusivas del Jurásico por el lado este, mientras que el lado oeste está dominado por el complejo plutónico de los Altos de Talinay.

En su parte septentrional (Lengua de Vaca) es apreciable el Complejo Metamórfico del Choapa con dataciones del carbonífero, a partir del Complejo Volcánico Agua Salada y formaciones jurásicas intrusivas. En la zona de terrazas marinas pliocénicas y cuaternarias, los depósitos sedimentarios componen la formación Coquimbo y están disectadas por quebradas donde pueden ser hallados depósitos aluviales, coluviales, eólicos y marinos (Emparan & Pineda, 2006). Por su parte por altos de Talinay son una unidad lito-estructural de zócalo costero, macizo que forma parte de la Cordillera de la Costa. Está compuesto por rocas graníticas producto de los restos de montañas antiguas (Paskoff, 1970) y un Complejo Plutónico (Emparán & Pineda, 2006).

La estructura y el patrón que siguen las quebradas a lo largo de la bahía, están caracterizadas por la falla de Puerto Aldea (Emparán & Pineda, 2006). Se pueden encontrar depósitos fluviales del río Limarí de la formación confluencia con depósitos marinos del Mio Plioceno de la formación Coquimbo (Le Roux, 2006). Las transgresiones asociadas a la dinámica tectónica regional han determinado la posición de las terrazas marinas en el Mioceno y Plioceno, en la zona es posible observar tres niveles de aterrazamientos continuos y diferenciados como II, IV y V para la zona comprendida entre Puerto Aldea y Tongoy y III para el interior de la quebrada Los Almendros (Fig. 27).

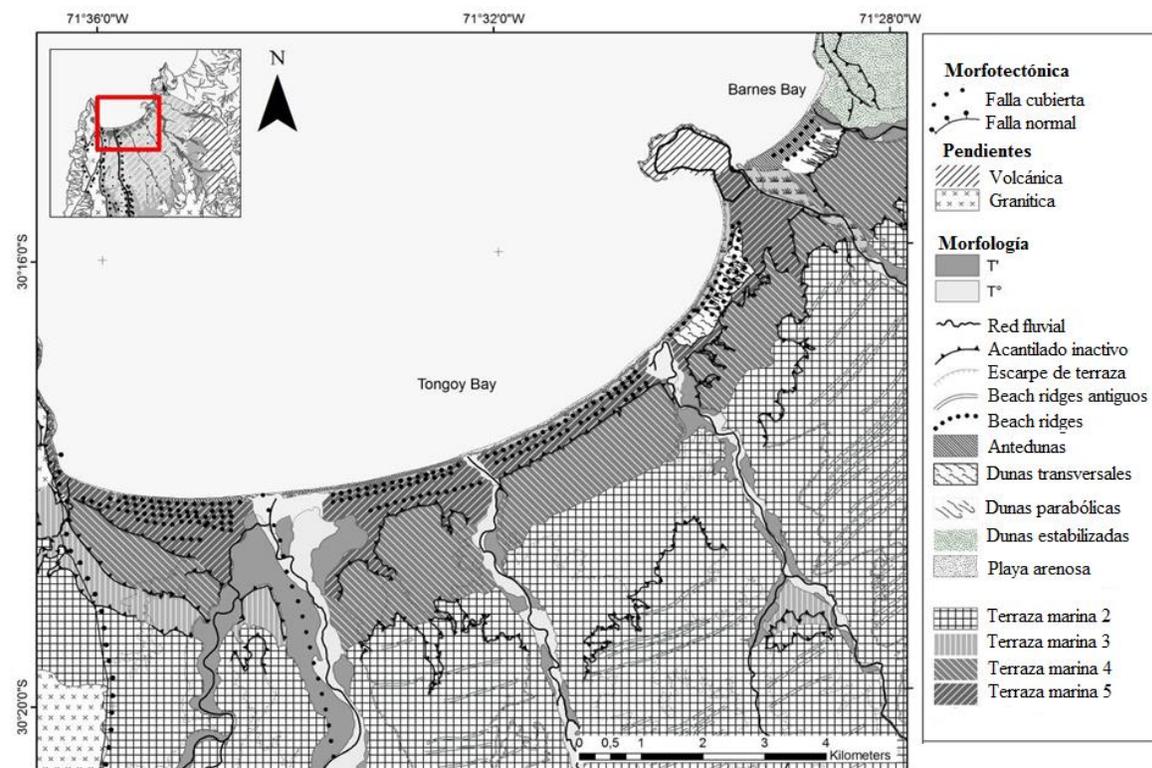


Figura 27: Geomorfología costera de Tongoy, según Pfeiffer 2011, Emparan & Pineda 2006 y Paskoff, 1993).

## Condición heredada actual

En ambientes de montaña, los aspectos genético-dinámicos fundamentales están sustentados en la relación vertiente-talweg, siendo las vertientes los sistemas aportadores de masa y los talwegs, exportadores de ésta hacia otros sistemas, principalmente a la red de drenaje (Soto et al, 2006). En zonas costeras la disminución de la pendiente en función de las zonas de deposición, disecta y modifica los cauces, dificultando el poder determinar de qué forma fluyen los cauces o en qué casos el agua es quien esté excavándolos.

Los cambios observados a escala regional y global pueden hacer variar los regímenes hidrológicos afectando tanto la superficie, así como el aporte de agua, ya que el ciclo hidrológico depende tanto de las precipitaciones como de la temperatura y porque el agua es un aporte escaso que incluso lo será más dada la presión y el sobreuso que se realiza (Barnett, 2005).

Las zonas de micro captación presentan dinámicas similares a la zona costera; antes de la localización de sensores en la zona, el promedio que otorgaba la zona estaba en 70 mm, anuales, pudiendo llegar en eventos Niño, a la misma cantidad en un solo día. La baja frecuencia y la intensidad de un evento son aspectos a considerar en un fenómeno ENSO como el factor de mayor influencia en los procesos formativos, provocando procesos hidro geomorfológicos y evolutivos.<sup>7</sup> Consecuentemente, las disecciones profundas en el paleo paisaje están expuestas a ser remodeladas o acentuadas por aquellos canales que hayan sido excavados por algún modo de erosión, así como varían a partir de los conos aluviales y la zona de glacis.

Los procesos morfodinámicos incluyen flujos de detritos y erosión lineal en procesos situados en los escarpes de las terrazas marinas fosilíferas de la bahía de Tongoy; las cuencas modeladas en el borde occidental de la Cordillera de la Costa del semiárido de Chile constituyen un paisaje heredado, pero con actividad geomorfológica actual, caracterizado por la presencia de terrazas marinas y playas arenosas conformando un sistema morfológico interactivo.

Tales circunstancias se traducen en una condición de amenaza, de carácter localizado en función a las quebradas torrenciales en las laderas, conos aluviales y glacis. Los procesos dinámicos identificados susceptibles de ocurrir en el área son inundaciones fluviales, flujos sobresaturados y erosión en los escarpes de los canales excavados en la microcuenca.

---

<sup>7</sup> Las medidas bases, a partir de la estación más cercana que por años fue la de La Serena, son un rango de 75 mm a 199 mm anuales (Díaz, 2011). Con 104 mm durante Junio y 34 mm en 24 horas en el ENSO de 1997.

Estás presentan al interior condiciones dinámicas similares a aquellas observadas en la costa, debido a que los antecedentes geológicos existentes y las evidencias geomorfológicas halladas en terreno dan cuenta de un paisaje heredado de condiciones de climas tropicales del pasado. A partir del Plioceno Inferior el sistema de pendientes generados por movimientos tectónicos verticales y el nivel marino más bajo que el actual en un clima más húmedo modeló un relieve con disecciones torrenciales (Paskoff, 1970). Por tanto, el sistema costero está controlado por complejos sistemas geomórficos con características particulares, donde los estudios han considerado formas evolutivas y metodologías taxonómicas.

Las zonas medias y bajas de captación están caracterizadas por profundas terrazas, inscritas en la denominada “Cuenca Cenozoica” (Heinze, 2003) o Paleobahía de Tongoy. Está caracterizada por una serie de procesos que tienen su origen en diferentes edades bajo condiciones diferentes, y en casos opuestas, a lo que caracteriza al semiárido. Sin embargo, el paisaje parece estar en equilibrio de forma resistática, donde las correlaciones indican que en la edad Mio-Pleistócenica el paisaje se desarrolló bajo condiciones tropicales húmedas.

Emparán y Pineda (2006) distinguieron entre sistemas volcánicos y plutónicos, con presencias de pendientes, conos aluviales y glaciares. Los sistemas principales definidos y disectados siguen la clasificación del semiárido torrencial de Alii (2012), con el concepto de continuum fluvial de Schumm (1977); sistemas homoclinales sobre sustratos volcánicos en las zonas con las mayores pendientes poseen los estratos expuestos con los mayores gradientes de pendiente entre 30°- 60°, mientras que sistemas graníticos de menores pendientes consistentes en abundantes materiales de detritos también contribuyen a las redes de flujos.

Las formas dominantes son las terrazas marinas que emergieron tectónicamente y fueron incisivamente disectadas por los sistemas de drenaje<sup>8</sup>. Existe una secuencia de cinco terrazas marinas descritas por Paskoff, desde el Holoceno al Plio-Pleistoceno, como el resultado de una serie de transgresiones y regresiones relacionadas a los movimientos de la tectónica local, combinadas con las variaciones del nivel del mar (Le Roux, 2006).

Las terrazas han sido relacionadas por Ota (1995) con las transgresiones marinas del pleistoceno producidas en periodos interglaciales. El mismo autor identificó cuatro terrazas en el área de Altos de Talinay y tres terrazas en la paleobahía de Tongoy. La más representativa es la formación Coquimbo con secuencias marinas sedimentarias con presencia de fósiles, en la cual Pfeiffer estudió la génesis de la abrasión marina enfatizando en el levantamiento tectónico presente en los beach ridge que tienen estas terrazas.

---

<sup>8</sup> La zona de drenaje tiene una longitud de 35 kms presentadas con geoformas de terrazas marinas desde T' a T4 (Tricart, 1960).

La terraza T1 sólo aparece en los altos de Talinay, y constituye la de más antigüedad del área. Ota (1993) asigna edades a las terrazas de Tongoy basado en la correlación geomorfológica de la bahía de Coquimbo; al norte donde fueron datadas con fósiles marinos por Radtke quien estableció T1 como terrazas de edad plio-plestocénica, TII pleistocénica media, TIII en el estadio isotópico marino MIS9 y TV estadio isotópico 5e (Fig 28).

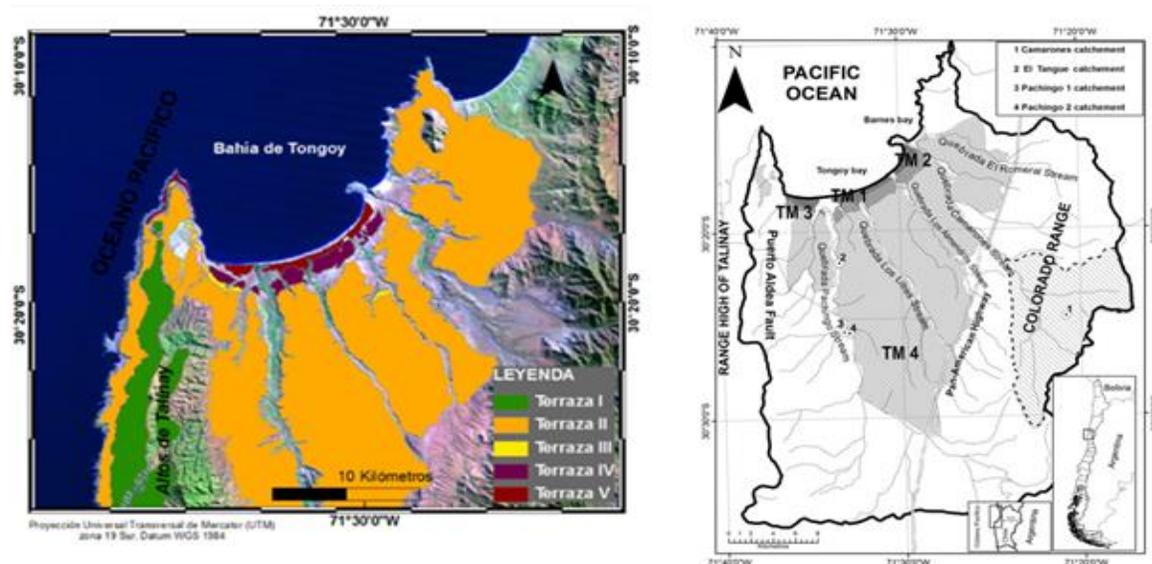


Figura 28: Niveles de terraza de abrasión marina definidos por Pfeiffer (2011)

La terraza TII es la más debatida, ya que, si bien los tres autores coinciden que existe una corrección entre las terrazas de la paleobahía de Tongoy y las terrazas de Talinay, los estudios de Saillard usando el método del Berilio10 sitúa TII en el MIS 9c para Talinay y MIS1 para la zona de Altos de Talinay específicamente (Fig. 29), si bien estos rasgos podrían corresponder geomorfológicamente a un periodo de inactividad en el alzamiento costero entre el Plioceno tardío y el MIS 11. El estudio más reciente remonta al 2008, donde Saillard dató las terrazas TII y TIV en estadios isotópicos 11 y 5e respectivamente, el nivel TIV de Saillard es el mismo que el propuesto por Ota (1995) y por Benado (2000), a excepción del II que para Saillard es más antiguo.

El nivel TV corresponde a la terraza de abrasión marina holocénica actual detallada por Ota y Paskoff en 1993. La existencia de los cordones litorales en este nivel fue formada durante el retroceso de la línea costera. Dataciones con Carbono14 asignan al cordón litoral más joven unos 910 años AP y al más antiguo unos 5400 años con una progradación de 0,14 metros al año.

Terraza	Elevación	Edad (Ka)
TII	200 metros	412
TIII	48 metros	225
TIV	14 metros	123
TV	9 metros	6



9

Figura 29: Terraza II definida por Saillard (2008) a partir de la datación de fósiles marinos

Terraza III definida por Saillard (2009) a partir de dataciones en Talinay. Terraza IV por Ota (1995) a partir de fósiles marinos y Terraza V de dataciones en Talinay por Saillard (2009) y Paskoff (1993).

La caracterización digital de la zona<sup>10</sup> ha identificado los procesos formativos del paisaje, así como las formas heredadas en un análisis detallado de las terrazas. La distancia vertical que tiene la red hídrica fue caracterizada usando un área de captación de 50km<sup>2</sup>, así como los perfiles longitudinales fueron extraídos a través de un DEM del presente tiempo. Las terrazas identificadas fueron las tres principales, a 10-30, 60-80 y 90-110 metros (Fig. 30-31-32).

<sup>9</sup> Terraza en Los Litres, sitio de protección e interés.

<sup>10</sup> Basado en la Evaluación de los procesos geomórficos como amenazas naturales en el paleopaisaje de la Bahía de Tongoy (Proyecto Fondecyt 1120234, 2013)

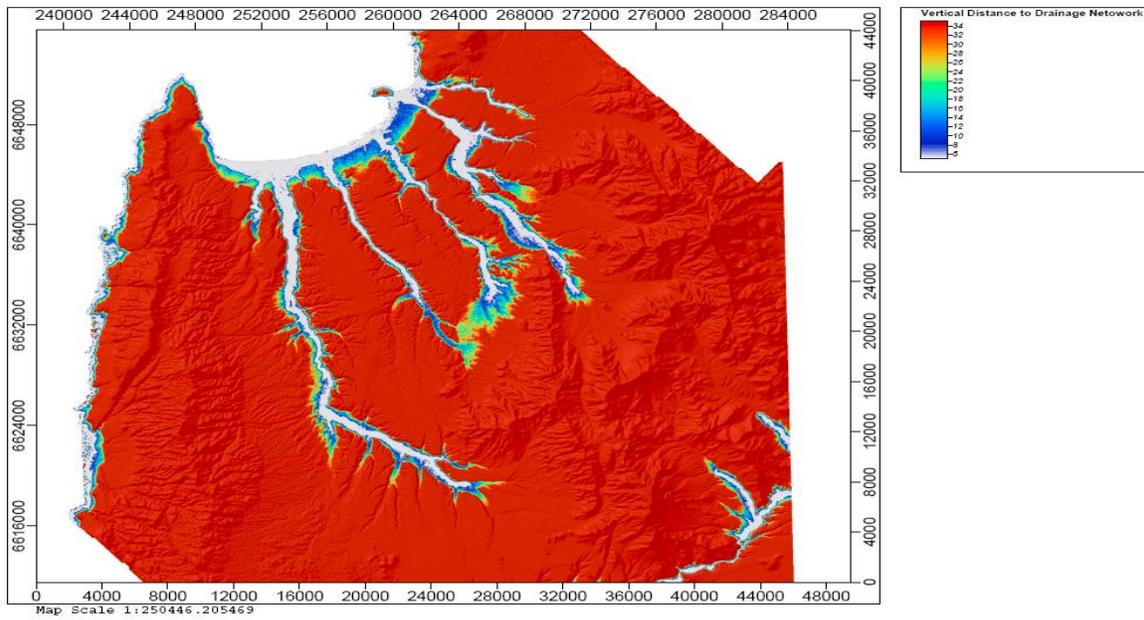


Figura 30: Gris está hasta 10 metros de altura, rojo abarca todo a partir de 30 metros de altura. Fuente: Programa FONDECYT Proyecto 1120234

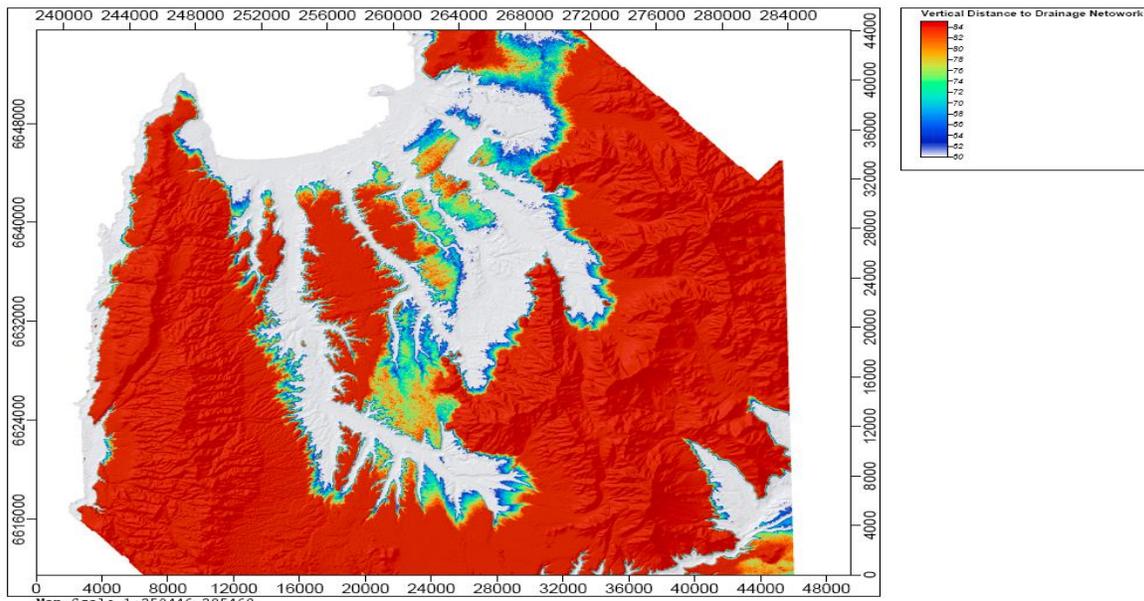


Figura 31: Gris está hasta 60 metros de altura, rojo abarca todo a partir de 80 metros de altura. Fuente: Programa FONDECYT Proyecto 1120234

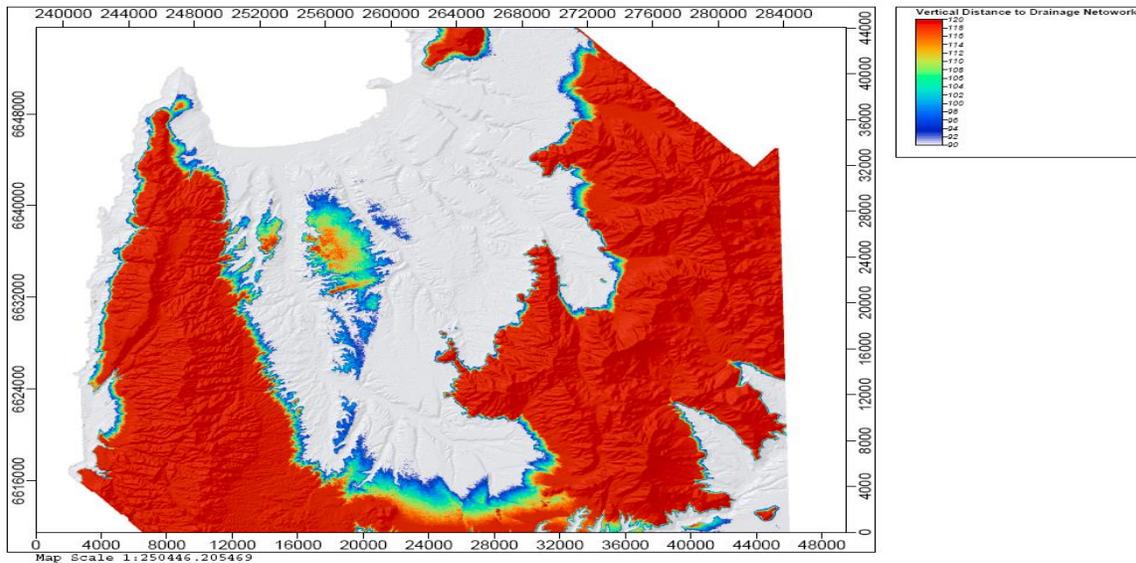


Figura 32: Gris está hasta 90 metros de altura, rojo abarca todo a partir de 110 metros de altura. Fuente: Programa FONDECYT Proyecto 1120234

Los niveles correlacionan terrazas marinas y fluviales en los dos primeros niveles. El nivel superior entre 90-120 metros pertenecen a alzamientos tectónicos caracterizado por tener conglomerados y brechas clasificadas dentro T II (Pfeiffer, 2011) llegando a 200 metros sobre el nivel del mar. T III con elevaciones de 48 metros dejando la disección bajo los niveles de 60 y 80 metros en la zona de glaciares.

Las formas basales corresponden a conos aluviales torrenciales que caracterizan toda la bahía de Tongoy. El tamaño de estos conos depende del aporte de las sub zonas de captación y su torrencialidad está relacionada con la convexidad que presenten. Usualmente coalesciendo en su parte distal.

La zona de glaciares son formas heredadas que correlacionan las zonas distales y proximales de la bahía, son superficies suaves de expansión constante, sin convexidad o puntos reconocibles donde cambie bruscamente la pendiente y erosión paralela a las pendientes en los sistemas principales de drenaje. La presencia de flujos torrenciales en las pendientes, conos y glaciares son la evidencia geomorfológica de la acción del agua en una zona con condiciones y regímenes del semi árido, así como la dimensión de las montañas costeras está relacionada con la expansión del tamaño del glaciar (Fig. 33).

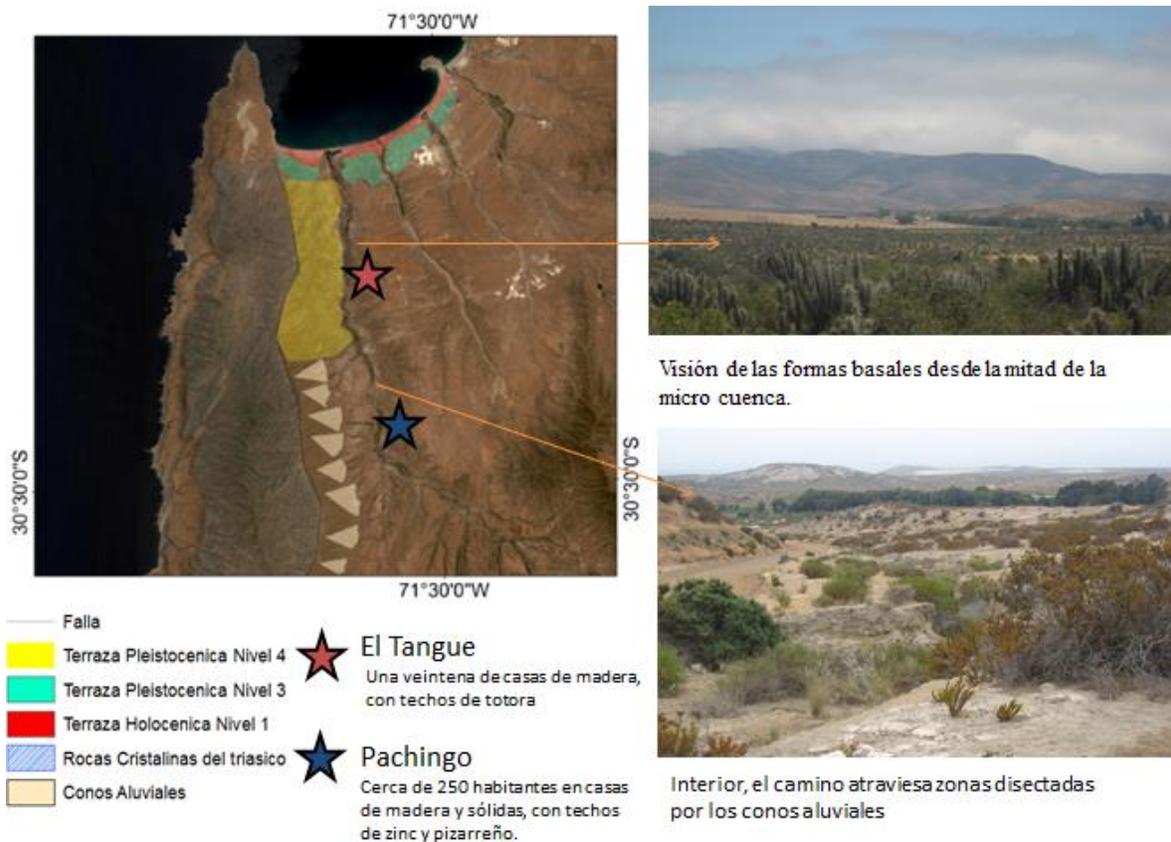


Figura 33: Formas basales

La zona de drenaje observada presenta dinámicas de meandros que han evolucionado en función a las descargas y los cambios tectónicos. Los talweg son de origen epigénico y expanden el glacis hacia la zona de las terrazas marinas. En estas geoformas, la profundidad de la incisión y la amplitud de los talweg principales que la quebrada Pachingo, los Litres y los Almendros. Si bien la zona de captación que la quebrada Pachingo es mucho menor que la de su vecina Camarones, siguen patrones similares, por lo que tienen diferentes respuestas frente a dinámicas exógenas (Fig. 34).



Figura 34: Formas basales

En las regiones áridas y semi áridas, la presencia de carbonatos cálcicos precipitados constituye procesos pedogenéticos de interés en la formación de horizontes de suelo cementado, que se componen de horizontes petrocálcicos, duricretas, calcretas y caliches (Tucker, 1991). La utilización como evidencia de estratigrafía secuencial para descubrir formas antiguas fue utilizada por vez primera por Wright (1994)<sup>11</sup>. Pero más allá de servir

<sup>11</sup> En zonas donde el suelo ha sido desarrollado sobre formaciones sedimentarias carbonatadas en climas semiáridos se denomina calcreta. Los estados de desarrollo pueden ser complejos debido a que se ha observado variaciones de velocidad en el desarrollo de estas formaciones a lo largo del mundo, donde destacan los estudios de Candy en Europa (2004), Reeder en Africa (1978) o Luchitta en América (2000).

como evidencia paleoclimática, tiene importancia como fuente de magnesio, fierro, manganeso, potasio, carbono y calcio para el crecimiento de plantas, aprovechando la capacidad de infiltración del suelo y la porosidad del área (Tanner, 2010).

La transición y los intervalos que tiene la zona al estar entre el desierto y el clima mediterráneo, ha provisto estaciones con intervalos más húmedas y secas que las actuales por lo que es factible el desarrollo de suelos que reflejen dicho estado a través de suelos carbonáticos (Latorre, 2007). Calcretas masivas, laminares y brechosas explican la participación de organismos en la precipitación de los carbonatos (Fig. 35). Presencia de cristales de yeso y halita en las partes bajas de las calcretas masivas en la terraza II indican climas áridos en la formación de las calcretas, mientras que arcillas liliuadas en el límite en las masivas y laminares se corresponden con las zonas de mayores precipitaciones, así como las laminares en las de menos.



Figura 35: Calcretas del área. FONDECYT Proyecto 1120234

Debido a la acumulación de carbonatos de calcio por la fluctuación de presión de dióxido de carbono en la segunda parte del año, después de invierno en que se propicia la actividad biológica en que el pH baja y aumenta la del dióxido de carbono, aumente temporalmente y movilice los carbonatos de calcio durante la estación seca (Lamont, 1995). La descalcificación de los horizontes superficiales, por el movimiento de carbonato cálcico hacia zonas más profundas constituye la característica primordial de los horizontes petrocálcicos, lo que resulta en una alta incorporación de materia orgánica en los horizontes superficiales.

Entre las características de la bahía de Tongoy además de las terrazas marinas, están las playas arenosas formadas por una sucesión de escalamientos compuestos de sedimentos marinos y fluviales del Mioceno y el Pleistoceno (Emparán & Pineda, 2006). Las terrazas están sollevantadas tectónicamente y profundamente diseccionadas por las captaciones costeras., las cuales están desarrolladas como gargantas epigénicas, mostrando superficies estables con vegetación y formaciones de calcretas. Mientras que, en la zona costera, los beach ridges están acompañados por dunas que aportan la arena para la formación de playas.

La paleoplaya desarrollada en la costa pertenece al pleistoceno y ha sido preservada en las terrazas marinas (Pfeiffer, 2011).<sup>12</sup> En TV, En este nivel está la playa actual bordeada por una berma activa con una barrera que impide llegar a los cauces al mar y generando tres humedales importantes que tienen una gran importancia ecológica. Debido a la inestabilidad de la zona ocurren procesos activos como la formación de la berma actual; el perfil de la playa tiene 180 metros hasta la berma activa, con vegetación activa pero sin estar estabilizada.

La playa actual estudiada por Paskoff (1993) (Fig. 36) reconoce la existencia de una serie de cordones litorales más joven de una edad más joven, con un inicio de progradación del mar hace 2500 años de 0,14 m al año. Benado (2000) estableció con esto cinco niveles de aterrazamientos, definiendo TV como el más reciente y con edades según el trabajo de Paskoff (1999)

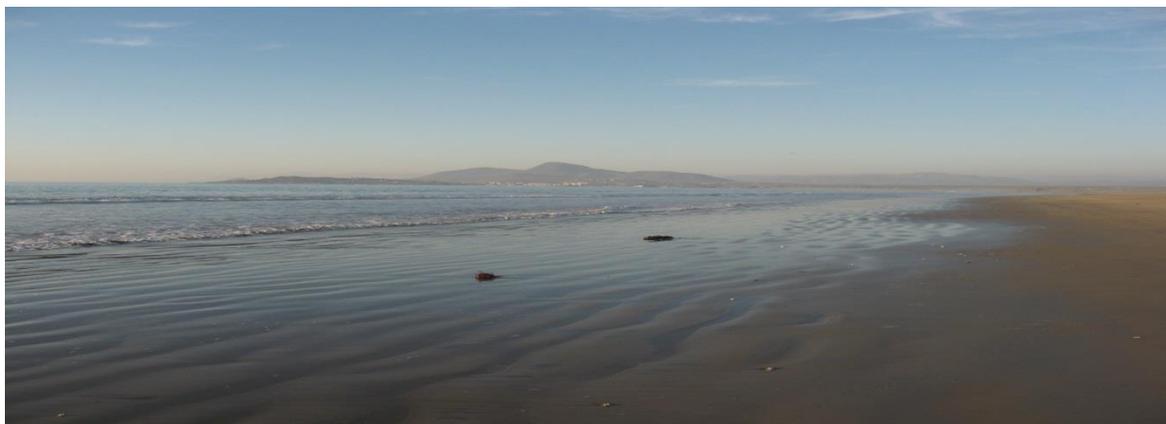


Figura 36: Playa en la zona descrita. FONDECYT Proyecto 1120234

Los depósitos de la bahía incluyen arcillolitas, areniscas, coquinas y conglomerados, acumulados en épocas de transgresiones y regresiones con movimientos tectónicos de nivel regional y local, más los movimientos de mar (Le Roux, 2006). La formación Coquimbo se une en el sur con la Formación Confluencia y con los depósitos eólicos de la Quebrada el Jardín.

---

<sup>12</sup> En la palebahía de Tongoy las cuatro terrazas marinadas están asociadas a estadios isotópicos correspondientes al MIS 1, MIS 5e, MIS 7 y MIS 11. La formación de calcretas establecida explican los procesos pedogenéticos en la zona y la ciclicidad del paleoclima de la zona.

## Erosión y vegetación

El desgaste tanto medido como observado del suelo causado por variables externas como el agua o el viento constituye el material disponible para transferencia de laderas a ríos. El proceso difiere según altura, debido a que en alta montaña los cambios de pendiente facilitan la acción de la gravedad, donde rocas y clastos caen hasta el fondo de los valles a canales. Debido a que el caudal no puede remover este material, denominado coluvio, es acumulado hasta que colapsa masivamente como coluvión (Buffington, 1998).

En flujos que no estén canalizados las partículas se desplazan por el impacto de las precipitaciones compactando el suelo y desplazando los materiales más finos. El efecto erosivo de la lluvia depende del número y tamaño de las gotas de lluvia, así como su velocidad y concentración, también del lugar que caigan y la cobertura vegetal que exista en el lugar. Una concentración de lluvias con precipitaciones fuertes o combinadas con vientos fuertes pueden causar cambios severos de un momento a otro (Charlton, 2008).

Con tensiones de corte suficientes, los escurrimientos excavan pequeños surcos que facilitan la remoción del sedimento. En cauces con escasos o estacionales nulos, los surcos son pequeños y la carga de sedimento que exista es la que consume la energía, lo que no permite que crezcan ni se profundicen. Es característico en zonas áridas encontrar pequeñas deposiciones donde se ha depositado el agua, originando nuevos canales en superficies que han sido recientemente excavadas. Para el caso que nos ocupa, la denudación de las laderas es el factor a considerar, debido a que aguas arriba, la red fluvial tiende a estabilizarse.

La precipitación influye en mantener una cobertura alta de vegetación que representa la transición del matorral costero en la zona. Si bien la productividad vegetal aumenta en eventos ENSO (Vidiella, 1999), Holmgren, 2006), autores como Dillon sólo señalan un cambio cualitativo. La productividad vegetal ha sido estudiada por Merserve (2004). Pero sólo el uso moderno de imágenes satelitales ha permitido captar la variación tanto intranual como interanual. Armento (1993) señala que la germinación y crecimiento de plantas efímeras nativas ocurre sólo con eventos mayores a 20 mm. Eventos menores generan anuales adventicias o invasoras no nativas. Por lo que Gutierrez (2004) concluye que la productividad efímera es directamente proporcional a las precipitaciones.

Olivares (1999) ha demostrado fenofases de crecimiento relacionado con el inicio y magnitud de las precipitaciones invernales. Si hay año niño la estación de crecimiento se prolonga al verano (Torres, 2002) mostró que sistemas radiculares absorben y utilizan el agua de precipitaciones para producir materia seca, mientras que arbustos con raíces profundas utilizan aguas subterráneas sólo en años lluviosos. Sólo sistemas radiculares dimórficos (superficiales y profundos) pueden utilizar ambas fuentes de agua, produciendo redistribución hidráulica de zonas húmedas a zonas secas (Muñoz, 2007).

## Objetivos

### **Objetivo General**

Analizar las condiciones climáticas de la Bahía de Tongoy para establecer estados de cambio y tendencias evolutivas actuales.

### **Objetivos Específicos**

Recolectar los datos de precipitación y caudales que condicionan las redes fluviales durante episodios estacionales en el área circundante a la Sub Cuenca de Elqui-Limarí y Sub Cuenca Camarones-Limarí.

Determinar indicadores de erosión en la zona de deposición de la Subcuenca entre Elqui-Limarí que comprende la zona entre la Bahía de Tongoy y Puerto Aldea.

Determinar los efectos de las bravesas durante un año episódico ENSO observados en el transcurso de las mediciones.

## Capítulo II: Planteamiento metodológico

### VARIABLES PLUVIOMÉTRICAS

Las tres cuencas tienen condiciones nivo-pluviales, donde son importantes las precipitaciones sólidas y líquidas. Las mediciones se efectúan a lo largo desde ella desde las cotas inferiores hasta la línea de nieve en los 3000 y 3500 msnm. Históricamente ha sido de menor complejidad muestrear y conseguir registros en las zonas bajas a las zonas superiores, por lo que a medida que se aleja de la costa es posible encontrar series mucho menores.

De Oeste a Este se encuentran las siguientes estaciones meteorológicas

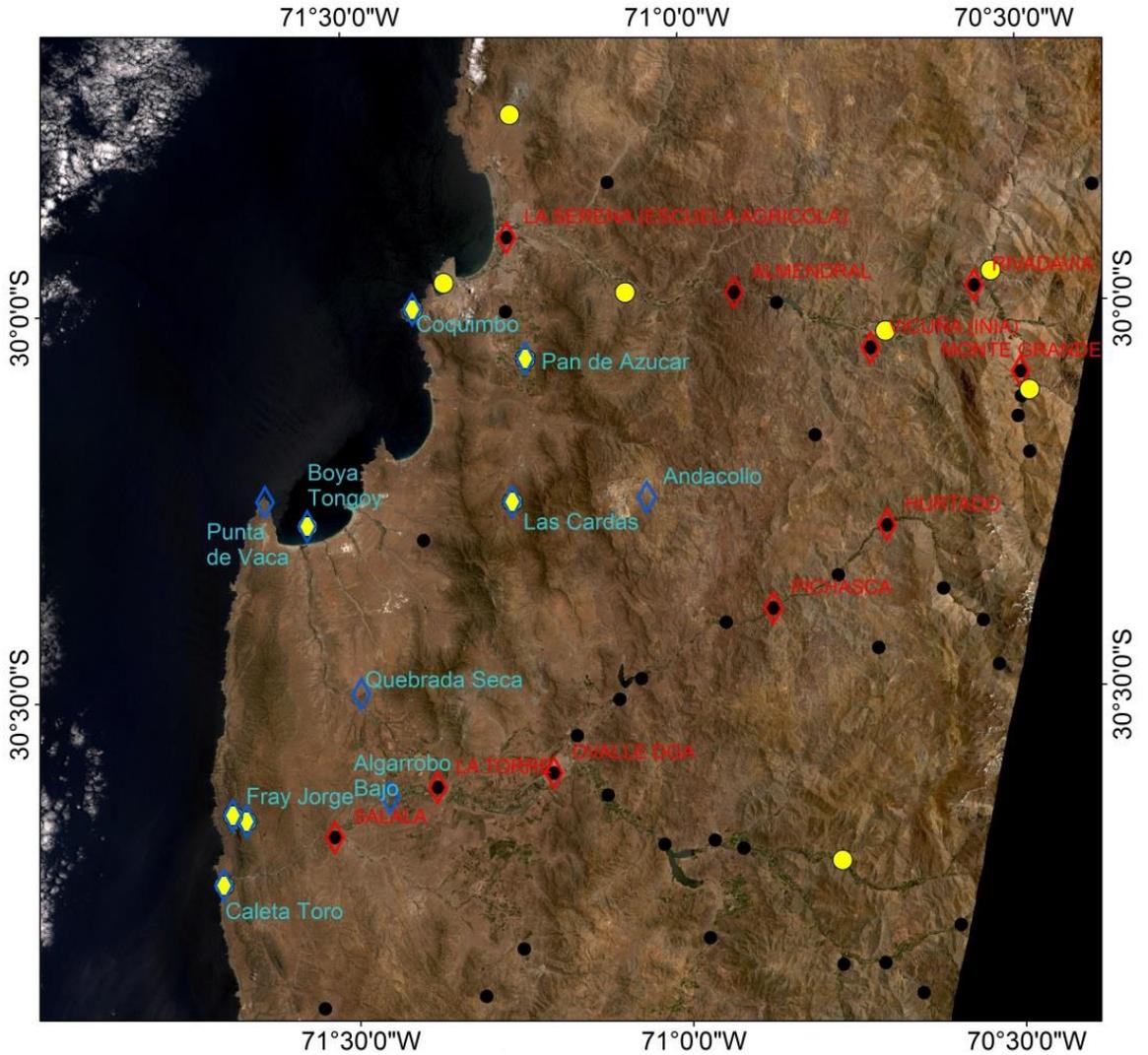
Caleta Toro/ Fray Jorge/ Salala/ Quebrada Seca/ Algarrobo Bajo/ Coquimbo/ La Torre/ La Serena/  
Las Cardas/ Ovalle/ Andacollo/ Almendral/ Pichasca/ Vicuña/ Hurtado/ Rivadavia/ Monte Grande

(Fig. 37).

La ventaja de las estaciones ubicadas cerca de la costa es que no han tenido problemas con nevadas, por lo que sus registros no suelen cortarse como sucede con los de gran altitud. Para la precipitación líquida, las estaciones elegidas son aquellas con un registro automatizado. Esto es un pluviógrafo, a cargo de la dirección general de agua (DGA), a través de la red hidrometeorológica nacional (RHN). Desde el 2004 entraron en el sistema de medición las estaciones a cargo del centro de estudios avanzados de zonas áridas (CEAZA), de las cuales las 3 estaciones que rodean el área de estudio aparecieron en el tiempo de estudio (2013-2015)

Nombre Estación	Región	Provincia	Comuna	Altitud	UTM X	UTM Y	Periodo de Captura de Datos
Salala	Coquimbo	Limari	Ovalle	100	257416	6602935	Septiembre 1968 - Agosto 1977
La Torre	Coquimbo	Limari	Ovalle	120	272205	6610128	Mayo 1936 - Actualidad
Ovalle	Coquimbo	Limari	Ovalle	220	288870	6612223	Enero 1971 - Actualidad
Pichasca	Coquimbo	Limari	Río Hurtado	725	320345	6635892	Abril 1946 - Actualidad
Hurtado	Coquimbo	Limari	Río Hurtado	1100	336666	6647851	Diciembre 1942 - Actualidad
Monte Grande	Coquimbo	Elqui	Paiguano	1120	355830	6669982	Agosto 1958 - Actualidad
La Laguna	Coquimbo	Elqui	Vicuña	3160	399475	6657844	Diciembre 1964 - Actualidad
Rivadavia	Coquimbo	Elqui	Vicuña	820	349128	6682332	Diciembre 1936 - Actualidad
Vicuña	Coquimbo	Elqui	Vicuña	730	334305	6673314	Diciembre 1970 - Actualidad
Almendral	Coquimbo	Elqui	Vicuña	370	314695	6681255	Agosto 1958 - Actualidad
La Serena	Coquimbo	Elqui	La Serena	15	282014	6689100	Diciembre 1970 - Actualidad
El Trapiche	Coquimbo	Elqui	La Higuera	300	294213	6748436	Diciembre 1978 - Actualidad

# Estaciones Pluviométricas



**Simbología**

- ◇ Estaciones DGA contempladas
- ◇ Estaciones CEAZA contempladas
- Red Metereológica DGA
- Red Metereológica CEAZA

Escala: 1:400.000  
 Elipsoide y Datum: WGS 1984  
 Huso: 19 Sur  
 Diseño cartográfico:  
 Andrés Martínez  
 Año: 2016

A compass rose showing North (N), South (S), East (E), and West (W). Below it is a scale bar in kilometers with markings at 0, 5, 10, 20, 30, and 40.

An inset map of Chile showing the location of the study area in the northern part of the country. The provinces of Elqui and Limari are highlighted in light purple and light blue respectively.

Figura 37: Mapa de estaciones pluviométricas

## VARIABLES FLUVIOMÉTRICAS

Como consecuencia del crecimiento del caudal que circula por una red de drenaje, se eleva el nivel de agua a valores no usuales. En la mayoría de los casos como consecuencia de precipitaciones extraordinarias de una magnitud tal que la superficie de la cuenca no logra asimilarlas en totalidad. Los excesos que no se infiltran son denominados escorrentía superficial, y discurren rápidamente por la red de drenaje de la cuenca concentrándose en los cauces. Esta red a su vez tiene una capacidad de evacuación determinada en función a sus características, por lo que el volumen de agua que no es almacenado provoca la elevación del nivel del agua.

Las estaciones fluviométricas con las herramientas usadas para conocer el curso del agua en cauces con régimen permanente o intermitente, con cierta periodicidad para escurrimientos como los caudales. Las estaciones pueden ser limnimétricas o limnigráficas. Las estaciones limnimétricas poseen en la sección de interés una regla limnimétrica y requieren de un operador que observe y registre el nivel de escurrimiento. Las estaciones limnigráficas poseen, adicionalmente a la regla limnimétrica, un instrumento que registra dicho nivel. Con este objetivo se construye adyacente y en conexión al escurrimiento, un pozo aquietador donde se instala un flotador y el instrumento registrador.

Dada la magnitud de los cauces de mayor interés de la región, la medición directa de tales caudales no es posible, por lo que es necesario aforar, esto es, medir la velocidad en diversos puntos de la sección de escurrimiento<sup>13</sup> (Fig. 38).

Los caudales medios efluentes de cualquier cuenca son primordialmente consecuencia del área de la cuenca, del régimen de precipitaciones, de las pérdidas de agua vía evaporación, sublimación y uso del agua, las causas de pérdida o comportamientos diferenciales deben explorarse en las diferencias en alguna o algunas de estas variables.

Cauce	X	Y	Altitud	Area de Drenaje Km2	SubSubcuenca	Región	Provincia	Comuna
Rio Limarí Principal	257375	6604261	165	11261	4553	Coquimbo	Limarí	Ovalle
Punitaqui (Conf. Limarí)	257925	6603949	170	1306	4557	Coquimbo	Limarí	Ovalle
Rio Elqui	282391	6690555	20		4355	Coquimbo	Elqui	La Serena
Estero Culebron (Conf. Elqui)	278427	6681306	70		4400	Coquimbo	Elqui	Coquimbo

<sup>13</sup> Para totales, se integran todos los sub-caudales, o sea, su velocidad por área, para calcular el caudal resultante.

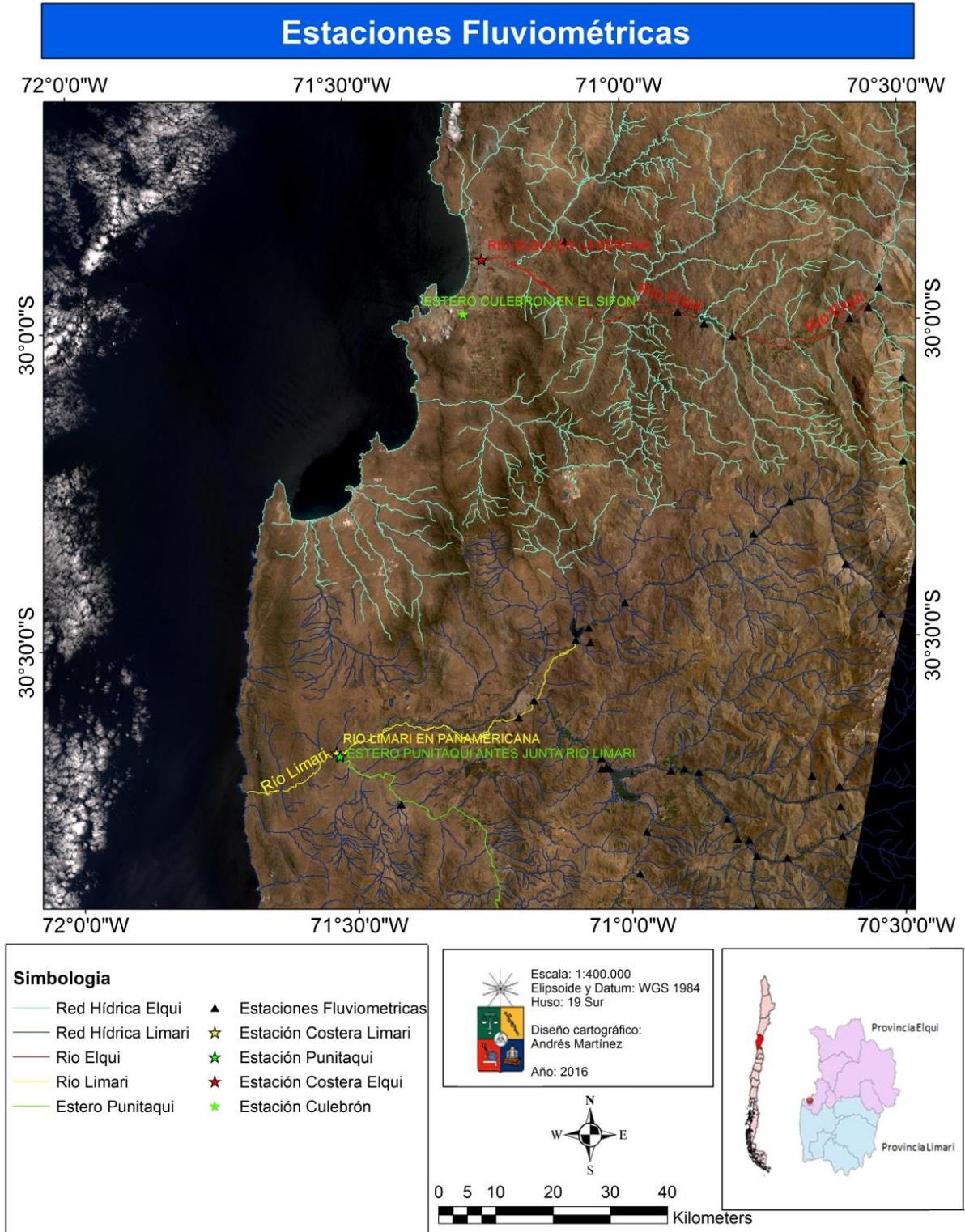


Figura 38: Mapa estaciones fluviométricas

# Morfometría



Conjunto de técnicas utilizadas para registrar las formas naturales y sus dimensiones. Tradicionalmente, el levantamiento de los rasgos se ha llevado mediante técnicas de geomensura y topografía. Usándose en época actual la percepción remota, aérea o satelital. La forma de los canales es tridimensional por lo que se recurre a su visión particular en dos dimensiones para realizar un análisis cuantitativo de la forma con significancia evolutiva y para detectar cambios en ella.

- Coeficiente de Forma
- Coeficiente de Compacidad
- Índice de alargamiento
- Dirección de Flujo
- Flujo Acumulado
- Hipsometría
- Pendientes
- Flujos
- Ordenes de Jerarquía
- Drenes analíticos

### Coeficiente de forma (Kf)

Relación establecida por Gravelius a partir del ancho promedio del área de captación y la longitud de la cuenca. La longitud de la cuenca se mide desde la cabecera de salida hasta el punto más alejado.

Dado por

$$K_f = \bar{L} / L$$

$\bar{L}$ :	Ancho promedio del área de captación
L:	Longitud de la cuenca
A:	Area de captación

Considerando el ancho promedio como  $\bar{L} = A / L$

$$K_f = \frac{\bar{L}}{L} = \frac{A/L}{L}$$

Entonces<sup>14</sup>:  $K_f = \frac{A}{L^2}$

Los valores que se pueden encontrar para este tipo de análisis

Kf =

0.1 – 0.18 = Poco achatada

0.18 – 0.36 = Ligeramente achatada

0.36 – 0.54 = Moderadamente achatada

A un número cercano a 1 el tiende a concentrar el escurrimiento frente a un fenómeno intenso. Si son valores inferiores a 1 son cauces alargados susceptibles de flujos de avenida pero lentos y sostenidos, de ser mayores

### Coeficiente de Compacidad

Definido también por Gravelius, compara la cuenca con la de una circunferencia cuyo círculo inscrito tiene la misma área de la cuenca en estudio. Por tanto, la Kc se define como la razón entre el perímetro de la cuenca que es la misma longitud de la división de aguas que la encierra y el perímetro de la circunferencia. Por tanto

---

<sup>14</sup> Se imagina la cuenca como una forma geométrica, por tanto un valor imaginario de Kf=1 sería una cuenca con forma cuadrada, superior a ese número se va redondeando, inferior se va achatando.

$$K_c = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

donde  $K_c$ : Coeficiente de compacidad  
 $P$ : Perímetro de la cuenca  
 $A$ : Área de la cuenca

Por tanto, un valor cercano a 1 es una forma circular. Los Valores de un  $K_c$  nunca pueden ser inferiores a 1, debido a que el grado de la aproximación a este índice indica la tendencia a concentrar fuertes volúmenes de agua de escurrimiento siendo más acentuado cuanto más cercano es a ese valor.

$K_c =$

– 1.25 = Redonda a Oval Redonda

1.25 – 1.50 = De oval redonde a oval oblonga

1.50 – 1.75 = De oval oblonga a rectangular oblonga

### Índice de Alargamiento

Índice que según Horton relaciona la longitud máxima de una cuenca en el sentido del cauce principal y el ancho máximo de la cuenca perpendicularmente dado por:

$$I_a = \frac{L_m}{l}$$

$I_a$ : Índice de alargamiento  
 $L_m$ : Longitud máxima de la cuenca  
 $l$ : Ancho máximo de la cuenca

Con valores cercanos a 1 una cuenca debería tener cauces cortos. Los rangos de valores van

$I$ :

0 – 1.4 = Poco alargada

1.5 – 2.8 = Moderadamente alargada

2.9 – 4.2 = Muy alargada

### Densidad de la red de drenaje

Cantidad de drenes por área de superficie, para representar el grado de erosión lineal que posee una cuenca. Se utiliza la longitud de los cauces a escala 1:50.000 para caracterizar la red fluvial, y expresa el grado de disección de la cuenca en un territorio.<sup>15</sup>

---

<sup>15</sup> Los materiales más duros como el granito o las areniscas, tienden a originar bajas densidades de drenaje debido a que la erosión fluvial es más compleja.

Calculado a partir del cociente entre la longitud total de los cauces de una cuenca y el área total como unidad de referencia.

$$D = L/A$$

D: Densidad de drenaje (km/km<sup>2</sup>)

L: Longitud de los Cauces (km)

A: Área de la cuenca (km<sup>2</sup>)

Obtener cuenca en formato ráster

- Asignar distribuciones de altura sobre la superficie a la cuenca delimitada.

### 3D Analyst

Functional Surface > Interpolate Shape (TIN + Cuenca)

- Cortar sección a utilizar

### Spatial Analyst

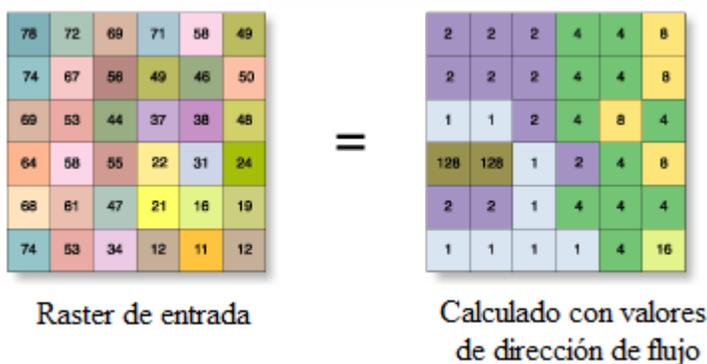
Extraction > Extract by mask

Utilización del ráster a través de:

### Dirección de Flujo

Cada valor de la celda identifica la celda vecina de tener una pendiente de valor menor a la actual.

La derivación hidrológica tiene la capacidad de determinar la dirección de un flujo según cada celda identificada en un ráster. La superficie es el ráster a usar y lo que se obtiene muestra la dirección que sigue el flujo por cada celda. El modelo de dirección fue establecido por Jenson and Domingue (1988).

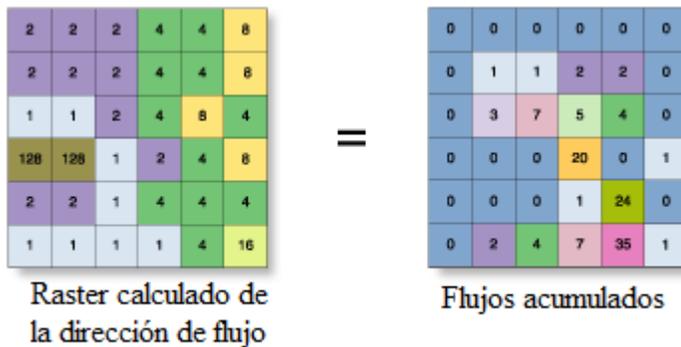


Sigue la lógica de tomar la distancia como 1 entre dos celdas ortogonales y 1,414 entre dos diagonales. Si no existe descenso entre dos celdas, busca el valor siguiente hasta que encuentre un cambio de dirección, mientras más pronunciado es el valor de salida, elegirá el

flujo ir en ese sentido. Si dos celdas deciden tomar la dirección recíprocamente, se debe considerar dichos lugares como flujos indefinidos, y suelen ser los puntos donde se acumula éste.

### Flujo Acumulado

La acumulación de flujo representa el peso acumulado de las celdas que fluyen en función de una pendiente descendente en el ráster de salida.



La acumulación de flujo tiene una utilización dual, debido a que se puede asignar el peso de entrada puede mostrar tanto cuánta lluvia ha caído a lo largo del cauce elegido, como los puntos donde debería acumularse en función de la pendiente. El ráster de peso puede, por tanto, representar precipitaciones promedio o puede determinar el punto en la celda donde confluirá. Esto es importante para definir si la lluvia se convirtió en escorrentía a partir del valor de entrada, o para saber si hay intercepción posteriormente ya sea por evapotranspiración o pérdida de agua a través de un canal subterráneo.

### Curva Hipsométrica

#### **Spatial Analyst**

Reclass > Reclassify (al raster) > Zonal > Zonal Statistics Table

#### Pendiente

#### **Spatial Analyst**

Surface > Slope > Reclass > Zonal > Zonal Statistic Table

Red Hídrica

#### **Spatial Analyst**

Hidrology > Flow Length (Downstream)

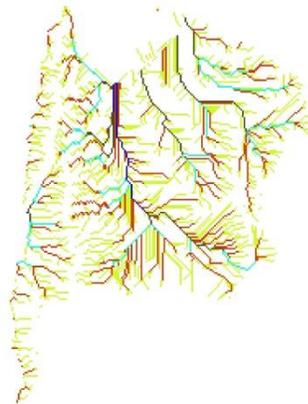
#### **Spatial Analyst**

Map Algebra > Raster Calculator = log10 (longitud del curso principal)

(con archivo generado)



Map Algebra > Raster Calculator = Condicional (red hídrica de cuenca) = > 2



### Spatial Analyst

Hydrology > Stream link > Stream Order > Stream to Feature

### Tiempo de concentración

*Fórmula de Kirpich o de California*

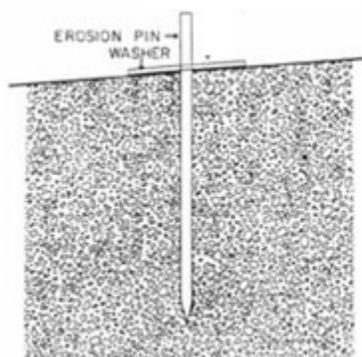
$$t_c = \left( \frac{0.87 \cdot L^3}{H} \right)^{0.385}$$

- L. longitud del cauce principal en Km.
- H. desnivel correspondiente a L en m.

$$t_{gp}/t_c = 0.60$$

## Sistema de Pares de Estacas

El método utilizado en terreno denominado Estacas de erosión (Fig.39) ha sido propuesto por Gleason en 1977, utilizando clavos de acero de 30 cms de longitud, de forma que las diferencias de altura entre la parte superior del clavo y el nivel de la superficie represente la pérdida de suelo.



**Característica principal:** Estaca enterrada en la superficie para medir la lamina de suelo erosionada.

**Ventaja:** Instalable en pendiente

**A considerar:** Se puede sobreestimar la sobre pérdida por micro localización  
- No puede tomarse como variable única en una estimación.

Figura 39: Estaca

Otros autores (Schumm, 1967, citado por De Ploey y Gabriels, 1984; Gómez, 1996) recomiendan longitudes que varían entre unos pocos decímetros y 1 m, de cara a su fijación con firmeza en el suelo. Con respecto a su grosor y forma, se destaca que éstas deben ser lo más delgadas posible, en atención a las potenciales alteraciones sobre las corrientes locales al presentarse obstáculos sobre el terreno, sugiriéndose además que sean lisas en su superficie; Gómez (1996) propone diferentes dimensiones de las estacas tomando como base su material de construcción, así para estacas metálicas sugiere un ancho de 2 cm y un grosor de 0.2 cm, y para estacas en madera secciones de 2x2 cm o 2 cm de diámetro. Dentro de estos rangos de tamaño se sitúan los reportados por Chinen (1987), quien empleó estacas de 1 cm de diámetro y 50 cm de longitud para registrar el descenso del nivel del piso tras la ocurrencia de un incendio forestal.

En cuanto a su disposición en terreno, las estacas se deslizan a través de una arandela grande, siendo el conjunto introducido verticalmente con la cara inferior de la arandela a nivel de la superficie del terreno (Fig. 40); la arandela debe tener unos cuantos centímetros de diámetro con el orificio central un poco mayor que el grosor de la estaca o clavo, de tal forma que la arandela se mueva libremente y pueda por tanto descender conforme avanza el proceso degradativo, si es éste el que tiene lugar. Gómez (1996) propone el biselado de uno de sus extremos, haciéndose una ranura a 15 cm de éste o introduciéndose un clavo, a partir del cual se marcan hacia arriba y hacia abajo 10 pequeñas ranuras separadas entre sí 1 cm; las estacas se introducen en el suelo por su extremo biselado hasta que la ranura o clavo queden en contacto con la superficie del terreno (Fig. 41).

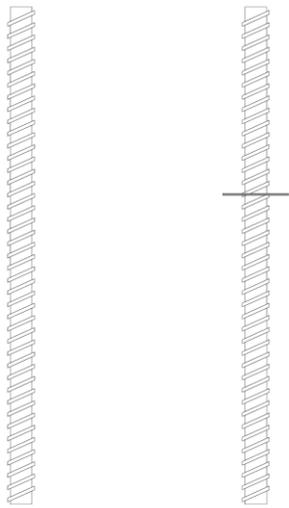


Figura 40: Estaca (diseño)

Varillas de hierro liso de 300 gramos cada una y de tres octavos de diámetro. Construidas de 30 cms de largo con marcas a lo largo y una golilla al centro de 10 cms de ancho introducidas hasta la mitad. Colocadas cada cinco metros por zona escogida, dos pares de medición y dos pares de control

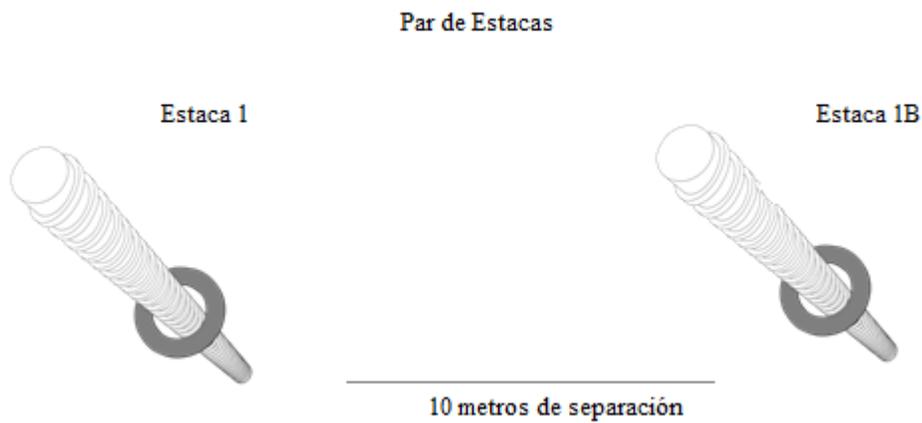


Figura 41: Diagrama de estacas (realizado en Autodesk Maya 2014)

## Capítulo III: Resultados

### Precipitaciones

#### Comportamiento Anual

El periodo de 30 años contempla las estaciones MOP que registraron datos durante el periodo acotado (Fig. 42).

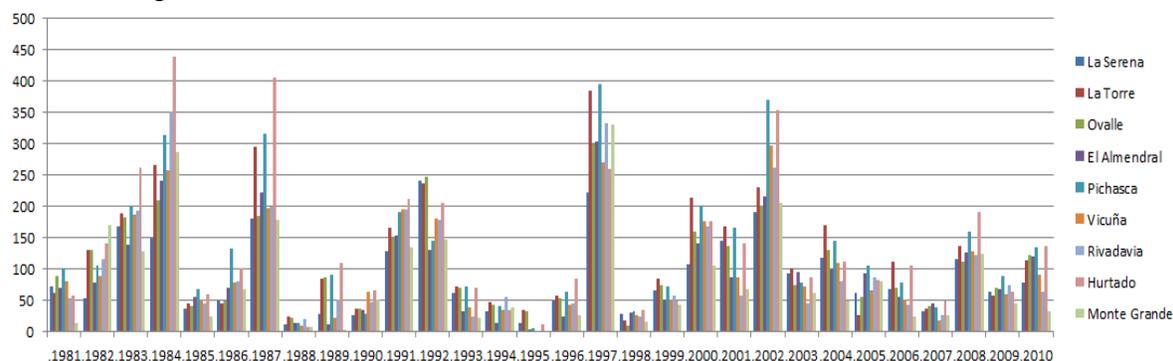


Figura 42: Precipitaciones calculadas según los datos de la DGA (1981-2010)

Los datos demuestran que si bien en La Serena como ha mostrado la información preliminar la precipitación no alcanzó los 250 mm anuales en los periodos Niño, en zonas interiores (Pichasca 700 msnm.; Hurtado 1100 msnm) las precipitaciones estuvieron entre los 300-450 mm. A su vez el gráfico muestra con mayor claridad el efecto en las estaciones durante años Niño muy intensos (1983; 1997) y en años Niño fuerte (1987; 1992; 2002).<sup>16</sup>

#### Comportamiento interanual (Fig. 43)

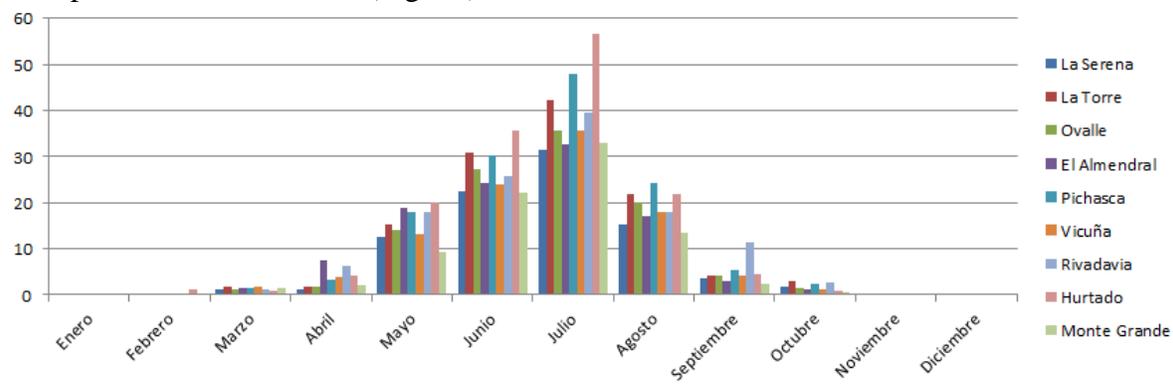


Figura 43: Promedio mensual según el periodo al cual registraron datos

<sup>16</sup> El evento de 2014-2016 fue caracterizado como Muy Intenso por lo que debería tener un número de precipitaciones similar.

Precipitaciones por cota (Fig 44)

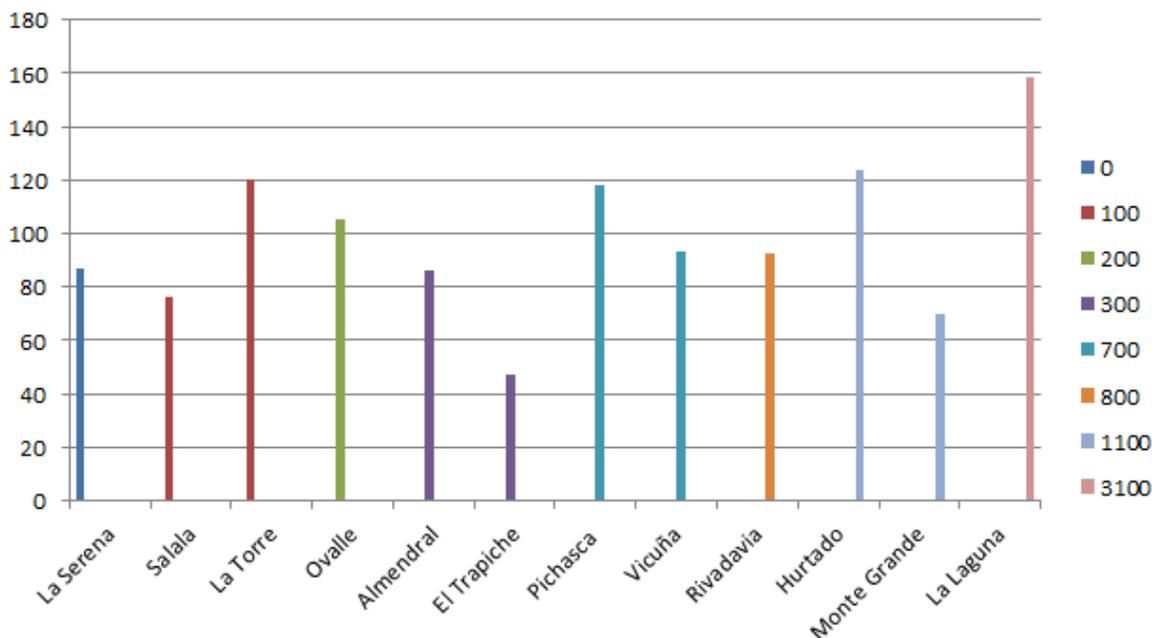


Figura 44: Precipitaciones por cota

### Comportamientos por Estación

Detalle de las estaciones a nivel regional. Los gráficos contemplan desde el año 1916-2015 para que sea sencillo sobreponerlos y poder compararlos. (Anexo. Fig. 108).

Sección costera. La estación La Serena es la única estación que está a nivel del mar, mientras que la Torre está a la misma longitud. Ambas tienen la función de captar las precipitaciones del Elqui y Limarí respectivamente cercanos a la desembocadura, algo factible en La Serena pero de mayor complejidad en la desembocadura del Elqui (Fig. 45).

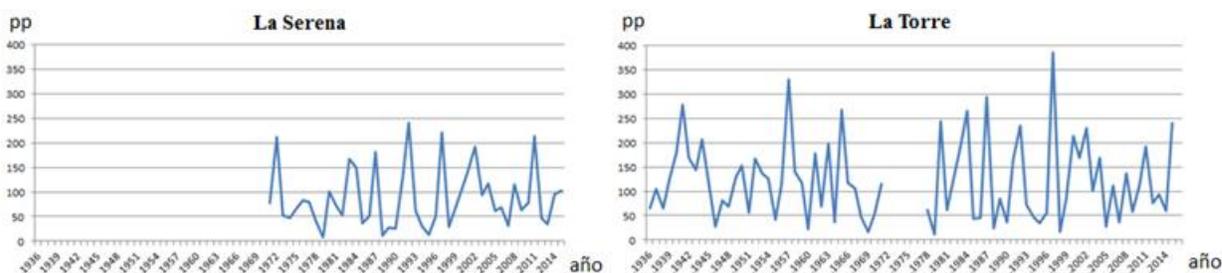


Figura 45: Comportamiento por estación La Serena – La Torre

Ambos tienen comportamientos a la baja, aunque con precipitaciones superiores en la zona sur de la región, por lo que muestra precipitaciones superiores a los 350 mm en el evento de 1997 y cercanas en 1958.

Sección interior. Estaciones ubicadas en las zonas interiores del Elqui y Limarí respectivamente (Fig. 46).

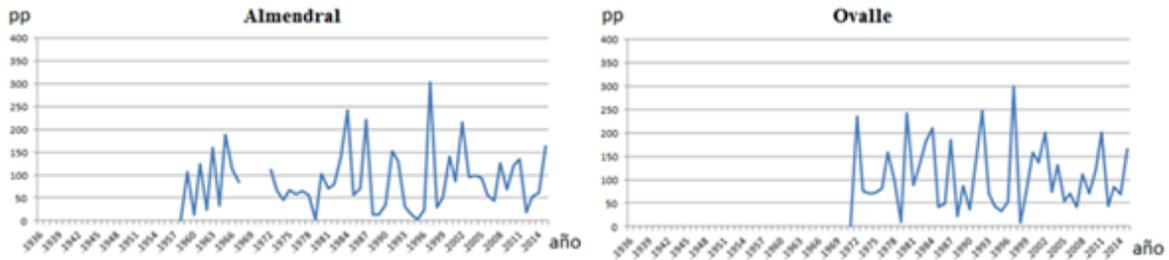


Figura 46: Comportamiento por estación Ovalle – Almendral  
Comportamiento de interior (Fig. 47-48-49).

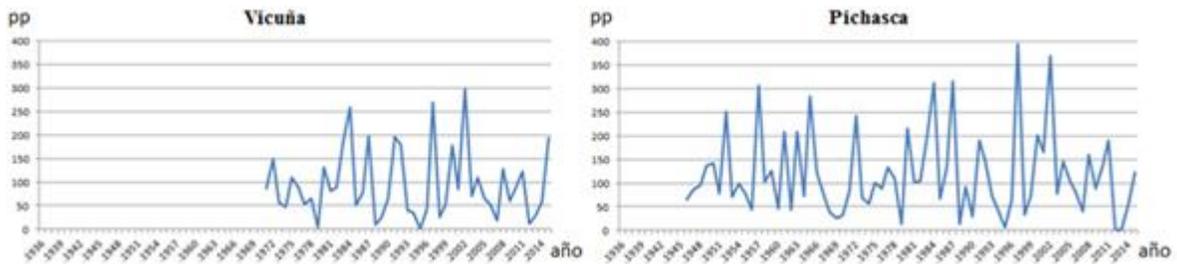


Figura 47: Comportamiento por estación Vicuña - Pichasca

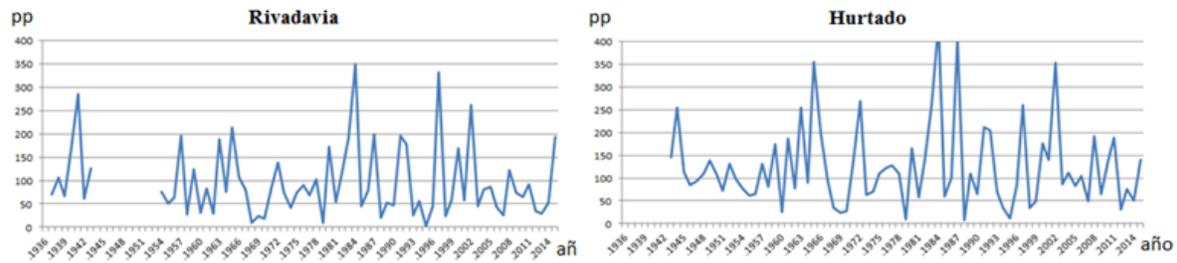


Figura 48: Comportamiento por estación Rivadavia - Hurtado

Comportamiento de alta montaña

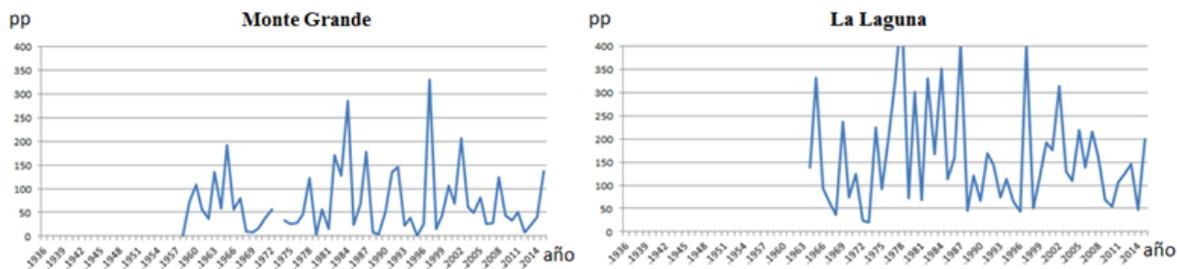


Figura 49: Comportamiento por estación Montegrande – La Laguna

## Quebrada Seca

Los eventos pluviométricos destacados se registraron durante otoño del año 2013, teniendo una baja para el segundo periodo en otoño del 2014 y luego con peaks en invierno del 2015.

En Quebrada Seca el 18 de mayo del 2013 se registraron 65,4 mm, mientras que el 12 de junio del 2014 se registraron 28,70 mm. Para el año 2015 se observa el mayor registro en invierno el 6 de agosto con 69,34 mm (Fig. 50).

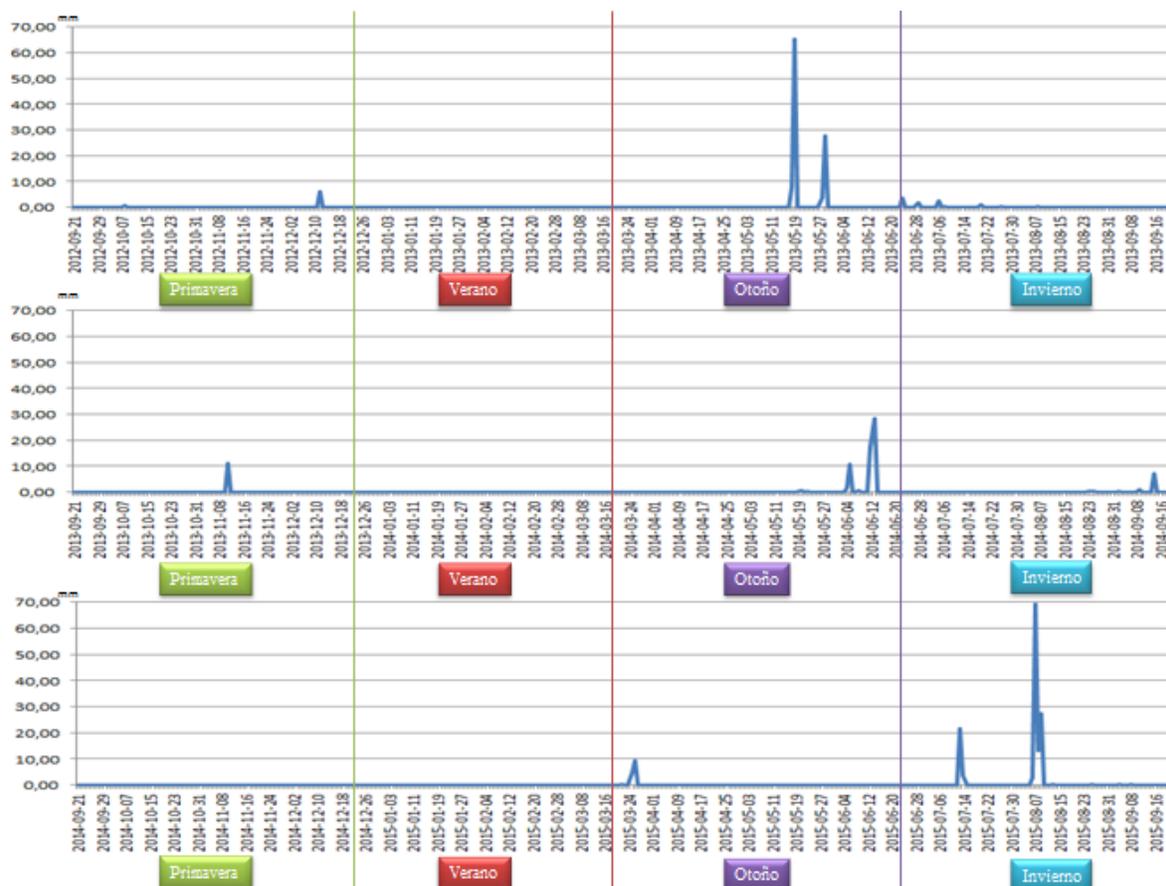


Figura 50: Comportamiento estación Quebrada seca

La zona de Punta de Vaca no registró valores como los del interior en Quebrada Seca, por lo que la precipitación no tuvo el mismo comportamiento o bien no fue posible la sensibilización del dato. En la zona no funcionó el sensor para los días de mayor intensidad en invierno del 2015 (Fig. 51).

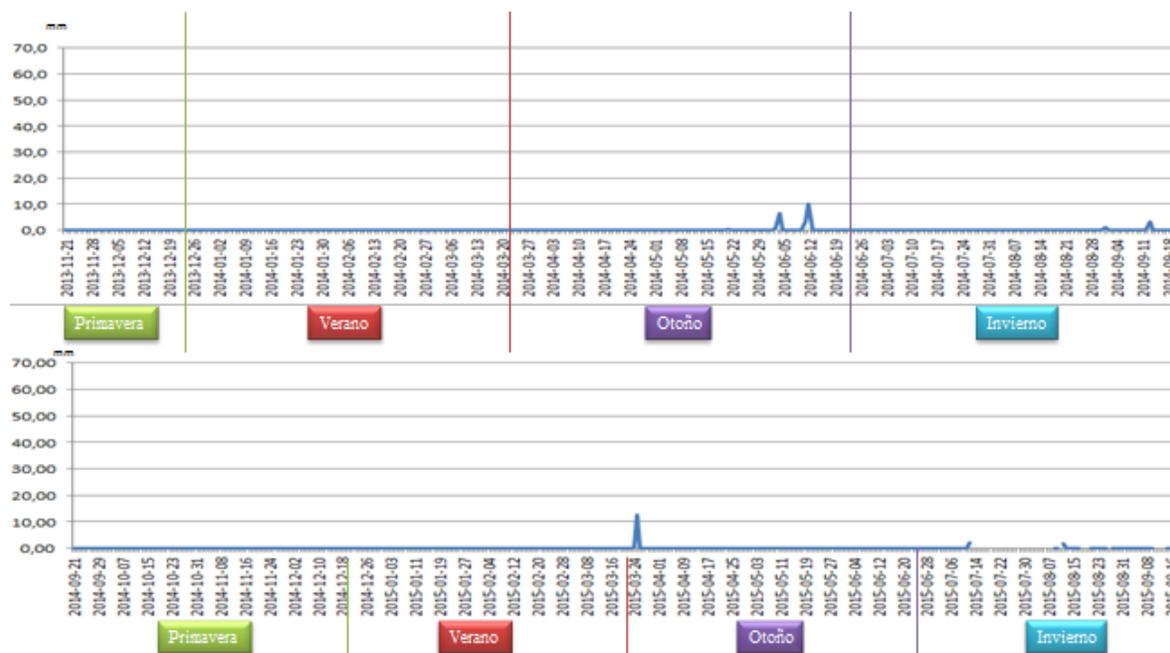


Figura 51: Comportamiento estación Punta de Vaca

Las siguientes estaciones presentan un comportamiento similar al de Quebrada Seca.

En Algarrobo Bajo. El 18 de mayo del 2013 se registraron 30 mm, mientras que el 12 de junio del 2014 se registraron 17 mm. Durante el invierno del 2015, el 6 agosto se registraron 42,30 mm. (Fig. 52).

En Las Cardas. El 28 de mayo del 2013 se registraron 45,60 mm, mientras que el 11 de junio del 2014 se registraron 21,40 mm. Durante el invierno del 2015, el 6 de agosto se registraron 31,90 mm. (Fig. 53).

En Andacollo. Para el 2013 no hay datos disponibles, mientras que el 12 de junio del 2014 se registraron 26 mm. Durante el invierno del 2015, el 8 de agosto se registraron 69,34 mm. (Fig. 54).

En Pan de Azúcar. El 28 de mayo del 2013 se registraron 34 mm, mientras que el 12 de junio del 2014 se registraron 28,30 mm. Durante el invierno del 2015, el 8 de agosto se registraron 24,60 mm. (Fig. 55).

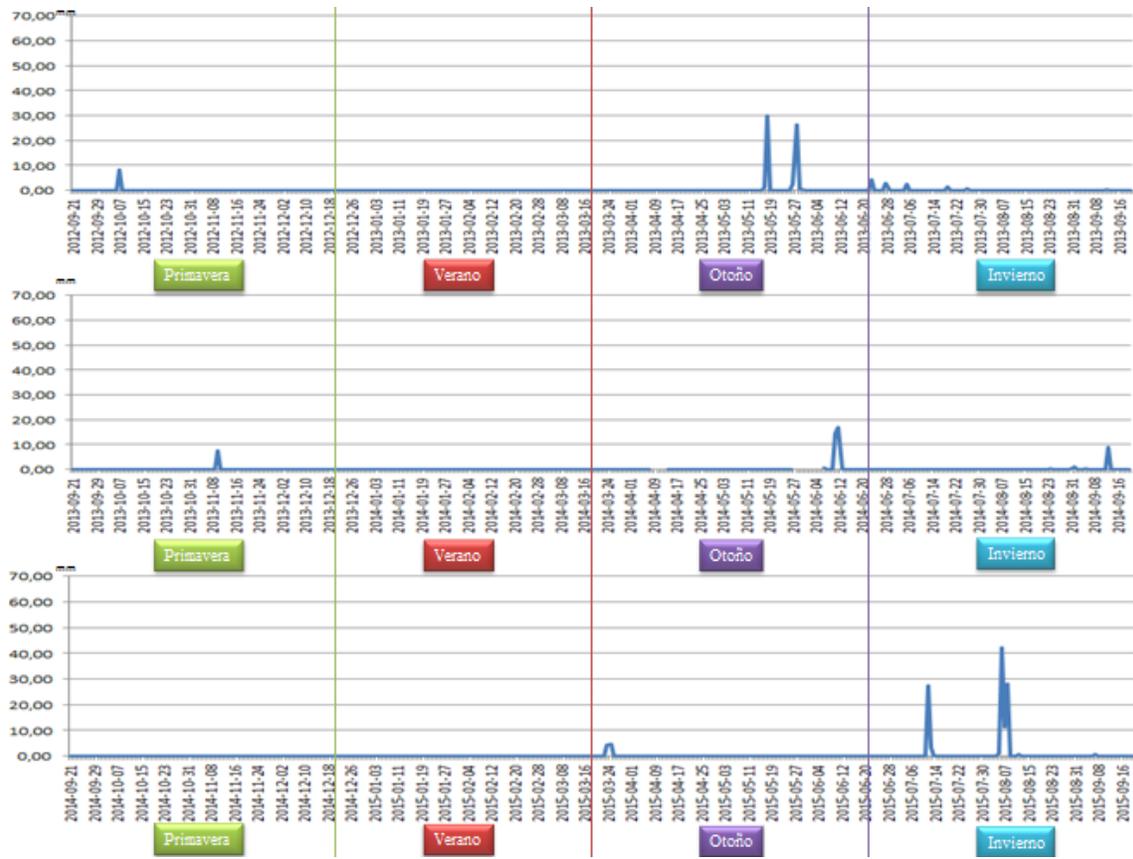


Figura 52: Comportamiento estación Algarrobo Bajo

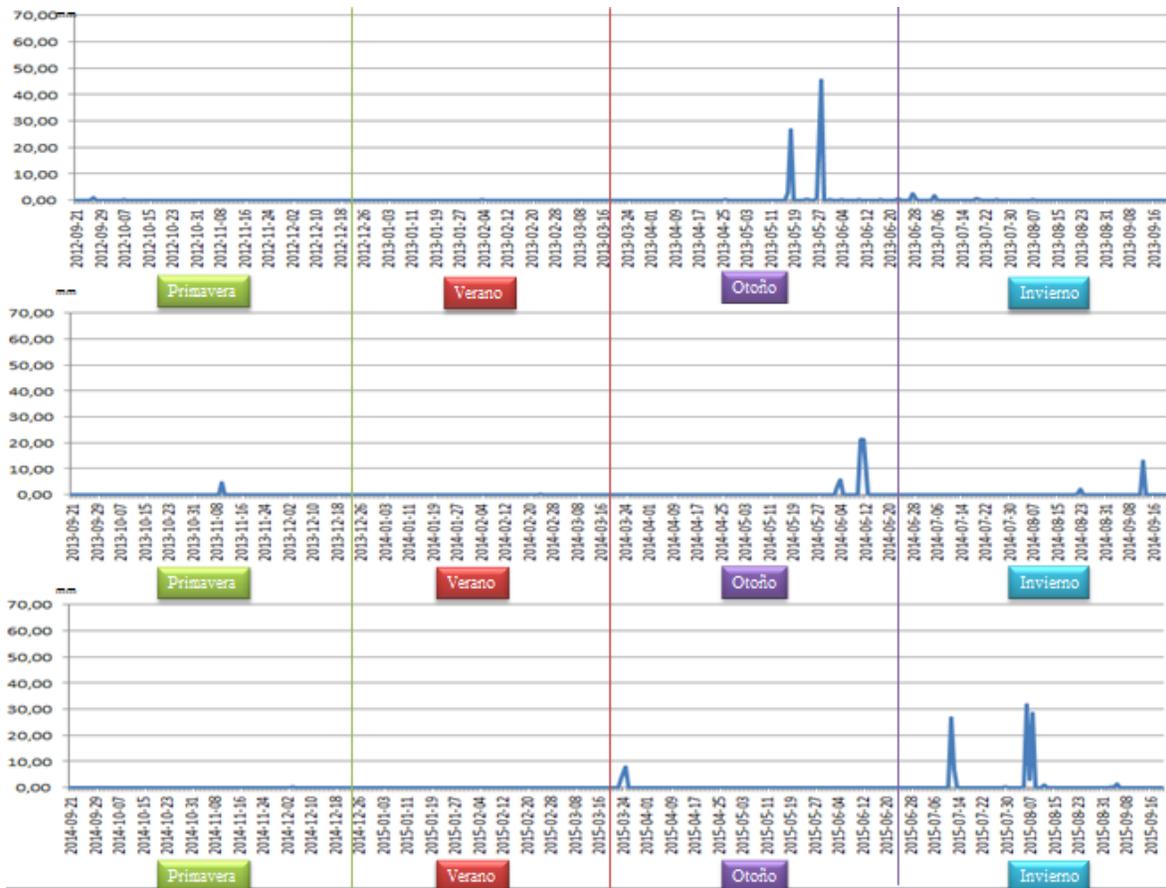


Figura 53: Comportamiento estación Las Cardas

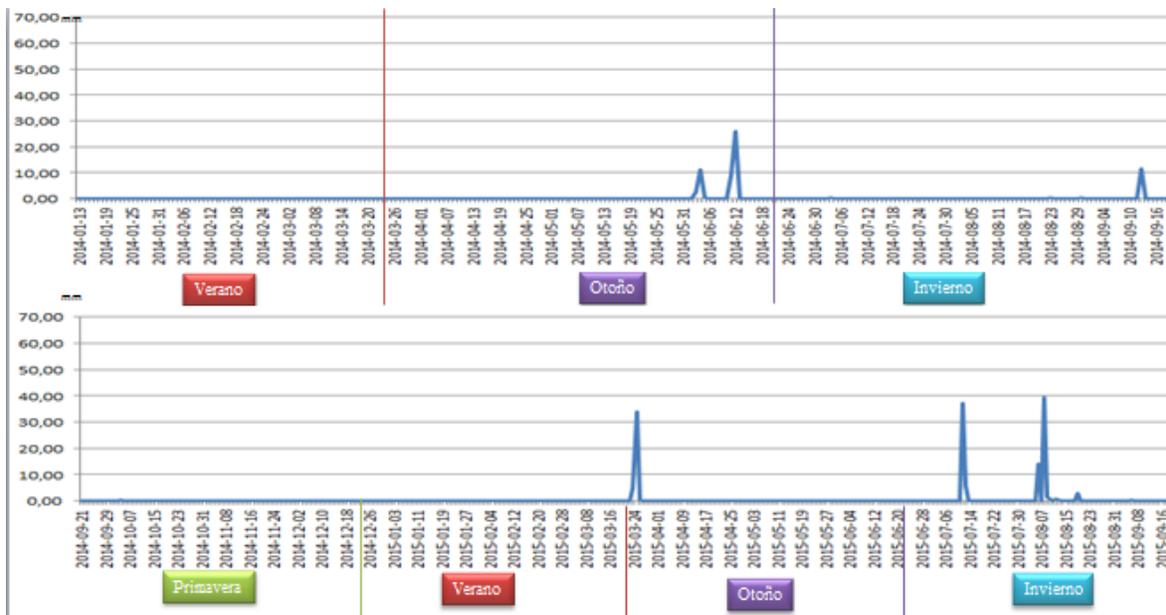


Figura 54: Comportamiento estación Andacollo

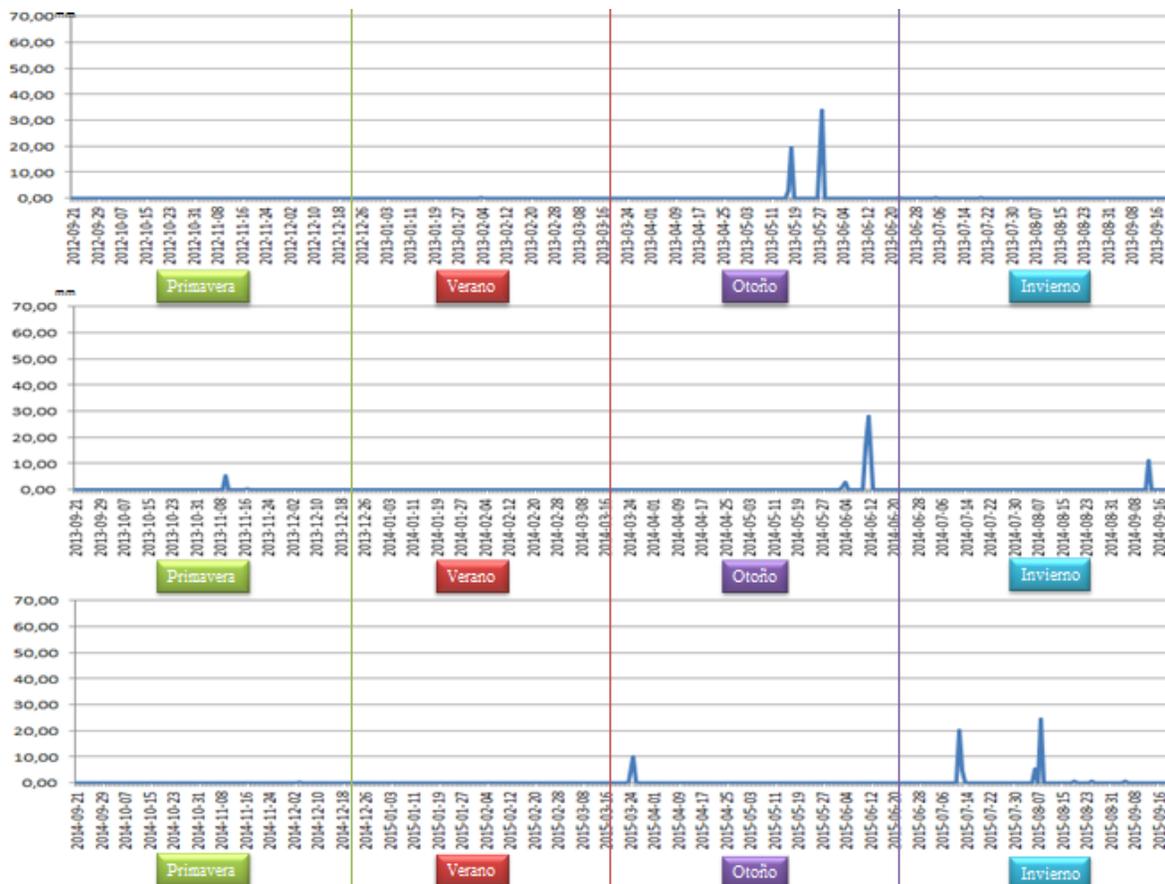


Figura 55: Comportamiento estación Pan de Azúcar

Temperaturas comportamiento Local (Fig. 56).

	Periodo	Promedio	Mínima	P° de Mínimas	Máxima	P° de Máximas
Primavera	22-09-2012 21-12-2012	15,42°	5,82°	10,66°	31,36°	22,5°
Verano	22-12-2012 21-03-2013	18,83°	8,18°	13,50°	31,31°	26,50°
Otoño	22-03-2013 21-06-2013	13,47°	1,92°	9,38°	29,16°	19,40°
Invierno	22-06-2013 21-09-2013	11,97°	0,33°	7,03°	37,17°	18,73°
Primavera	22-09-2013 21-12-2013	14,75°	3,24°	9,85°	29,46°	21,79°
Verano	22-12-2013 21-03-2014	18,43°	7,85°	13,17°	31,36°	25,96°
Otoño	22-03-2014 21-06-2014	13,39°	3,95°	8,52°	28,80°	20,21°
Invierno	22-06-2014 21-09-2014	12,25°	3,14°	7,41°	35,33°	18,84°
Primavera	22-09-2014 21-12-2014	15,35°	6,63°	10,40°	28,88°	22,72°
Verano	22-12-2014 21-03-2015	18,20°	9,13°	13,61°	31,01°	22,25°
Otoño	22-03-2015 21-06-2015	14,94°	3,21°	10°	30,27°	22,20°
Invierno	22-06-2015 21-09-2015	12,73°	2,94°	8,45°	31,13°	19,02°

Figura 56: Temperaturas área de estudio

Las temperaturas a nivel de suelo registran sus mayores valores durante el verano, mientras que la humedad no tiene constancia durante el año y se pueden observar peaks a lo largo de éstos. Las observaciones en terreno no mostraron una mayor diferenciación con este dato, por eso es importante el uso de sensores de radiación en la zona que ayudan a observar la disminución foliar durante el invierno (Fig. 57).

### Radiación en Quebrada Seca

En el gráfico, las líneas rojas representan la radiación PAR en la zona. Corresponden a las longitudes de onda detectadas para la actividad fotosintética de las plantas. Las bajas en invierno indican los días de menor producción vegetal en la zona (Fig. 58).

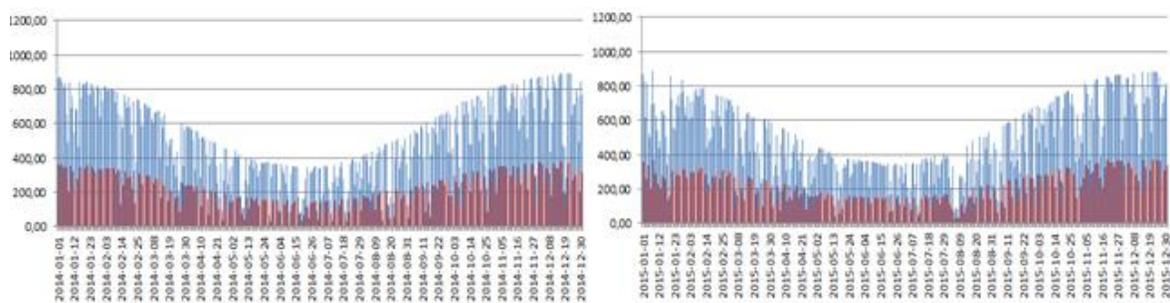


Figura 58: Radiación Quebrada Seca

## Temperaturas a nivel de suelo

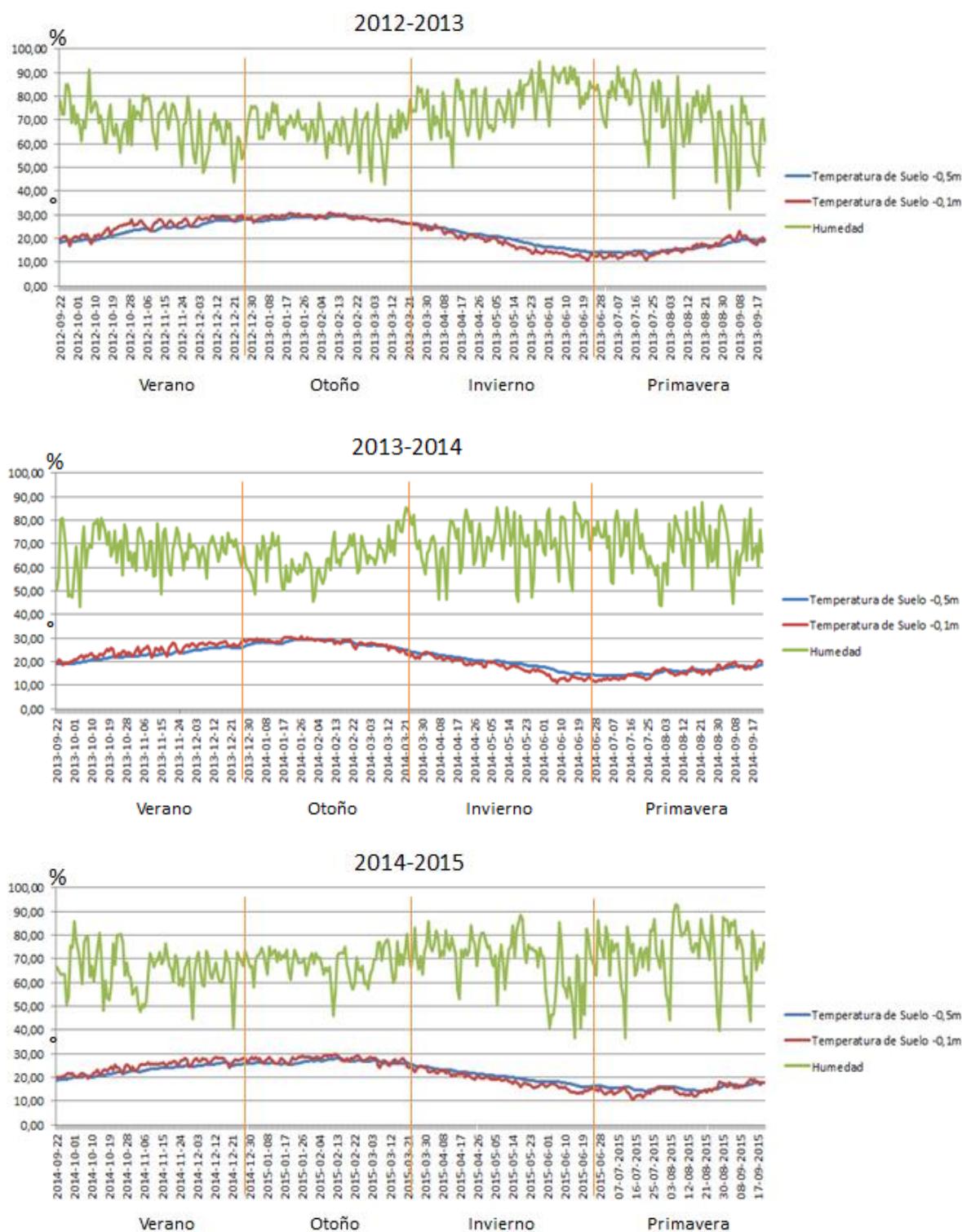


Figura 57: Temperaturas a nivel de suelo

## Caudales

La región de Coquimbo posee tres cuencas principales: Elqui, Limarí y Choapa. A pesar de la baja pluviometría las cuencas no tienen trasvase entre ellas por lo que los requerimientos hídricos son asumidos por cada cuenca a pesar de las escasas precipitaciones. Esto conlleva a que el régimen de escorrentía superficial de los cauces naturales sea bajo, existiendo años secos proclives a generar sequías, así como años lluviosos en los que comúnmente sucede alguna catástrofe. Los años lluviosos recargan los sistemas hídricos, por lo que pueden experimentar crecidas. Ya sea año húmedo, medio o seco, las precipitaciones se concentran en la época de otoño e invierno, donde los mayores requerimientos hídricos ocurren en meses de calor (primavera y verano).

### Comportamiento Elqui

El río Elqui no permite apreciar altas durante los años con eventos de mayor intensidad (1987/1997) en gran medida por la intervención de éste (embalse Puclaro). Por lo que sus datos no son representativos, pero si establecen la medida para observar el río Limarí. (Fig. 59-60-61)

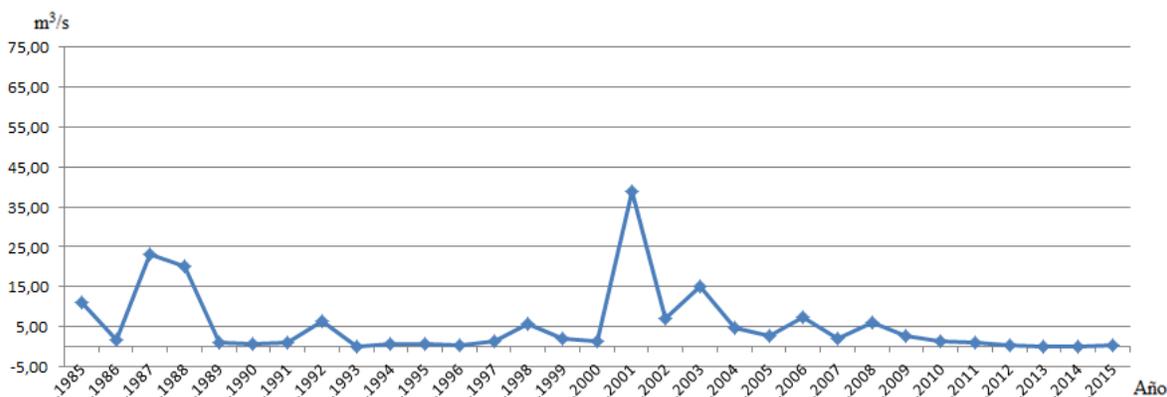


Figura 59: Caudal medio anual desembocadura Elqui

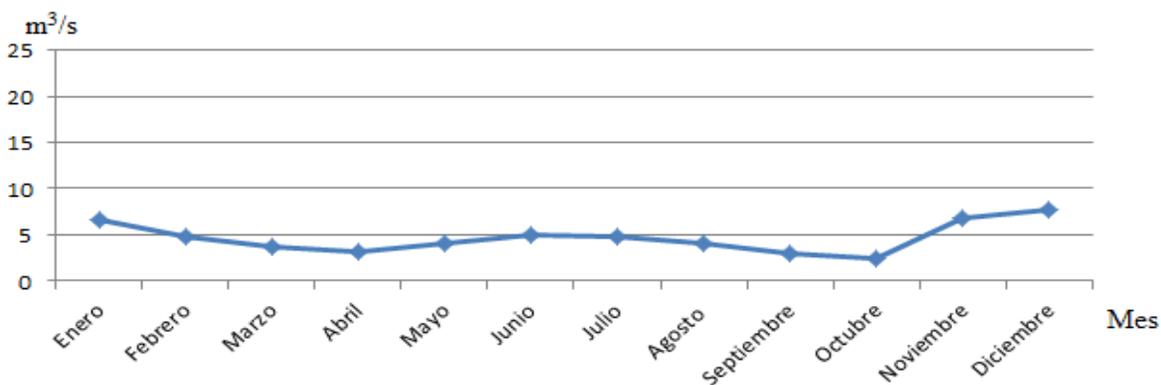


Figura 60: Caudal intra anual desembocadura Elqui

## Dispersión Elqui

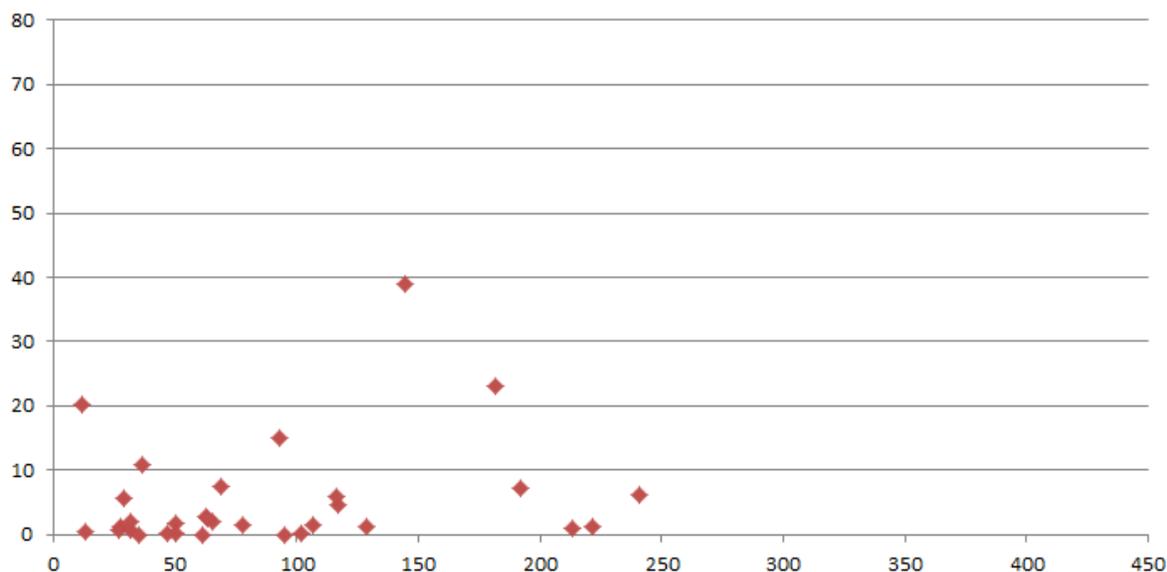


Figura 61: Dispersión Elqui

Se consideró al estero Culebrón para el sistema Elqui como el parámetro a comparar con las quebradas elegidas en la zona. Si bien sus características son diferentes, la escasez de su caudal (barras rojas en el gráfico) permite tener una referencia de los valores que podrían ser encontrados en un caudal con poca a nula cantidad de agua (Fig. 62).

## Comparativa Elqui - Tributario

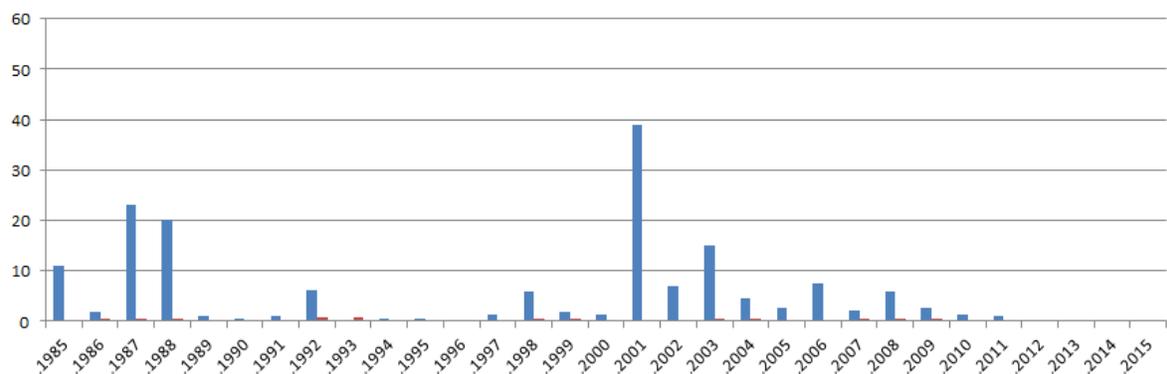


Figura 62: Comparativa Elqui – Tributario

Detalles de las bases de datos construidas para las desembocaduras de los principales Elqui y Limarí. (Anexo. Fig. 109-110).

Detalles de las bases de datos construidas para los afluentes Culebrón y Punitaqui. (Anexo. Fig. 111-112).

El río Limarí a diferencia del Elqui, si permite observar tendencias para años referenciales con fenómenos extremos, durante 1987 y 1997. La tendencia a la baja desde el 2001 confirma que la zona ha disminuido sus caudales, y puede descartarse la intervención en el río Elqui como motivos de este déficit. (Fig. 63-64-65).

### Comportamiento Limarí

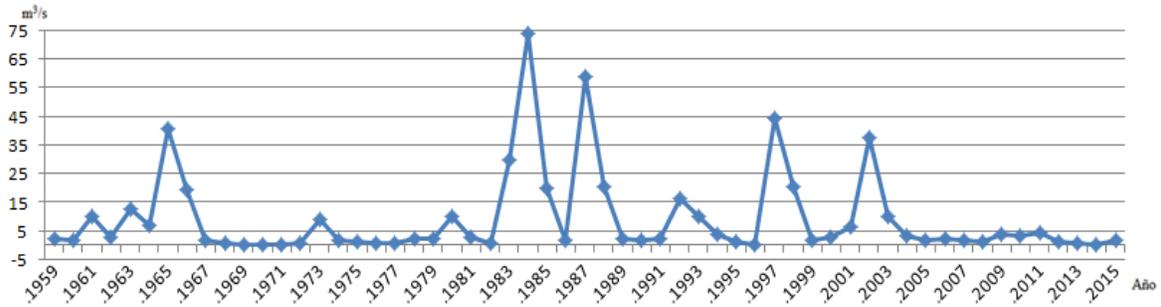


Figura 63: Caudal medio anual desembocadura Limarí

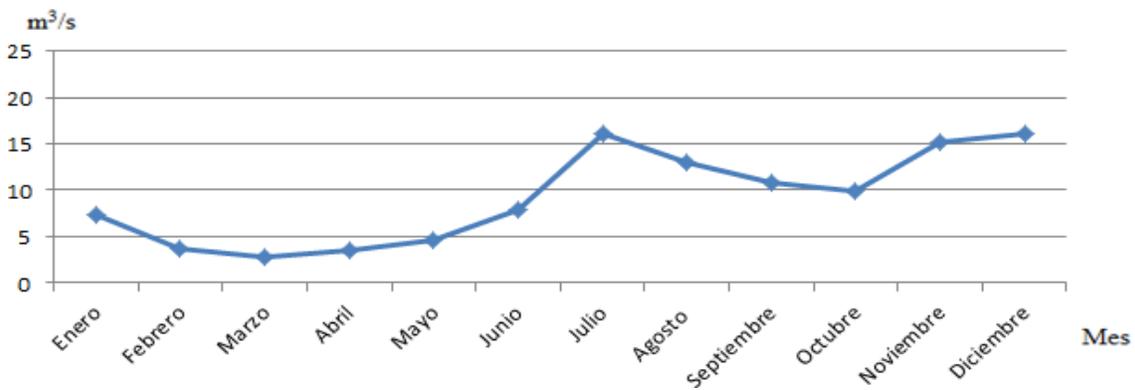


Figura 64: Caudal intra anual desembocadura Limarí

### Dispersión Limarí

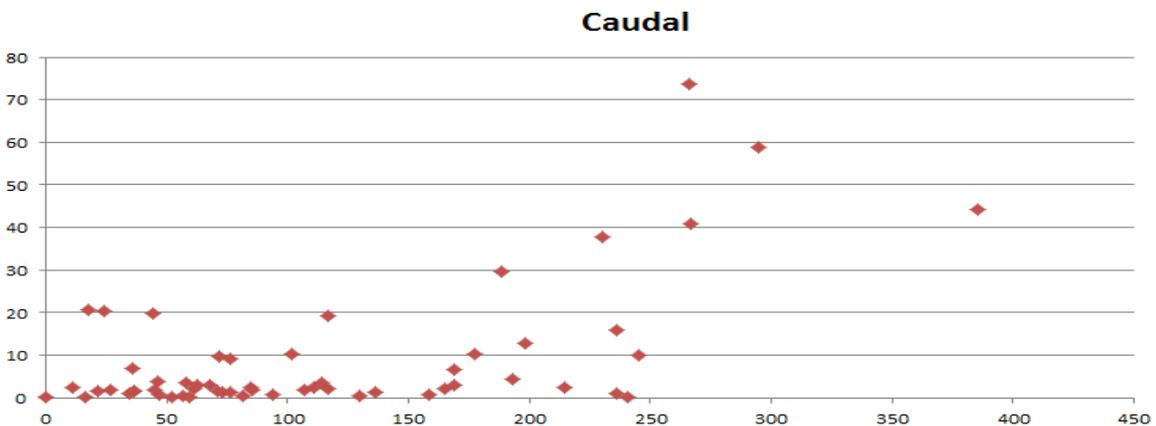


Figura 65: Dispersión Limarí

Se consideró al estero Punitaqui para el sistema Limarí como el parámetro a comparar con las quebradas elegidas en la zona. Si bien sus características son diferentes, la escasez de su caudal (barras rojas en el gráfico) permite tener una referencia de los valores que podrían ser encontrados en un caudal con poca a nula cantidad de agua. (Fig. 66).

### Comparativa Limarí - Tributario

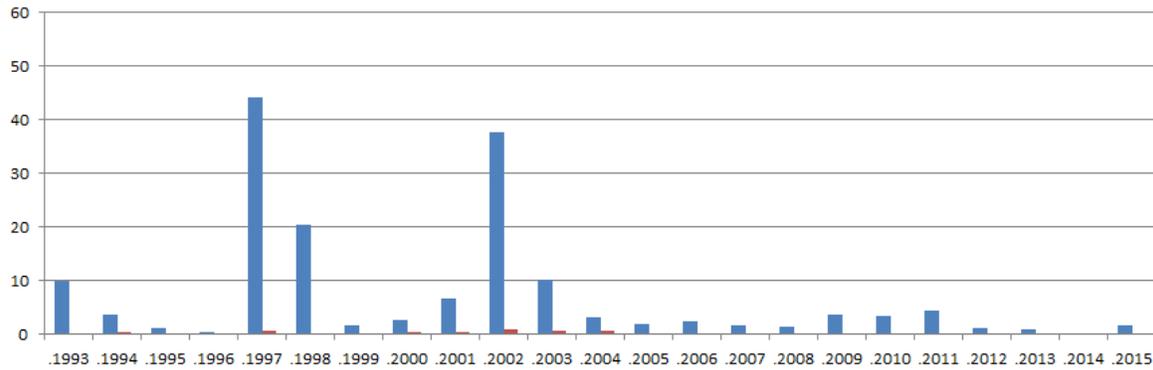
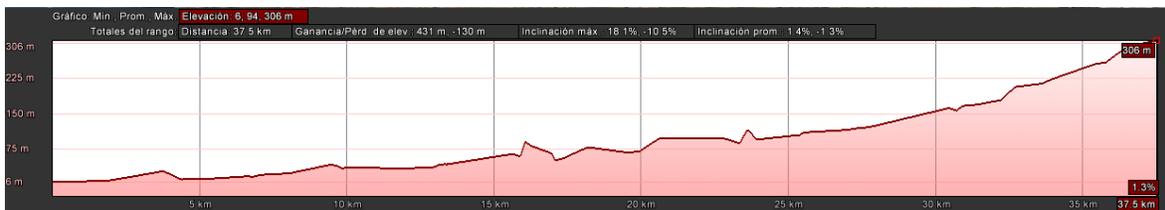


Figura 66: Comparativa Limarí – Tributario

El área: las quebradas son cuatro, de oeste a este: Pachingo, Los Litres, Los Almendros y la quebrada Camarones que desemboca en el estero Tongoy.



El sistema Pachingo recorre aproximadamente 36 kilómetros y llega a una altitud media de 300 msnm. El cambio de orientación norte-sur a norte-sureste determina el punto de quiebre que limita la quebrada Pachingo con quebrada Seca (Fig. 67).



Figura 67: Altura de quebradas

## Morfometría

Propiedades de Superficie: 1216 km<sup>2</sup>

Perímetro: 197 km

Cotas

Máxima: 1300 msnm

Mínima: 50 msnm

Centroides

X: 258360,48

Y: 6629586,12

Z: 803,61

Densidad de la red de drenaje

Longitud curso principal: 59.570 metros.

Coefficiente de forma: 0,86

Coefficiente de compacidad: 1.57

Índice de alargamiento: 1.1

Determinada por la dirección del descenso más empinado, o caída máxima, donde cada celda con los mayores valores corresponde a los descensos más abruptos (zonas azules), por lo que la celda de salida codifica el valor hacia el oeste (Fig. 68).

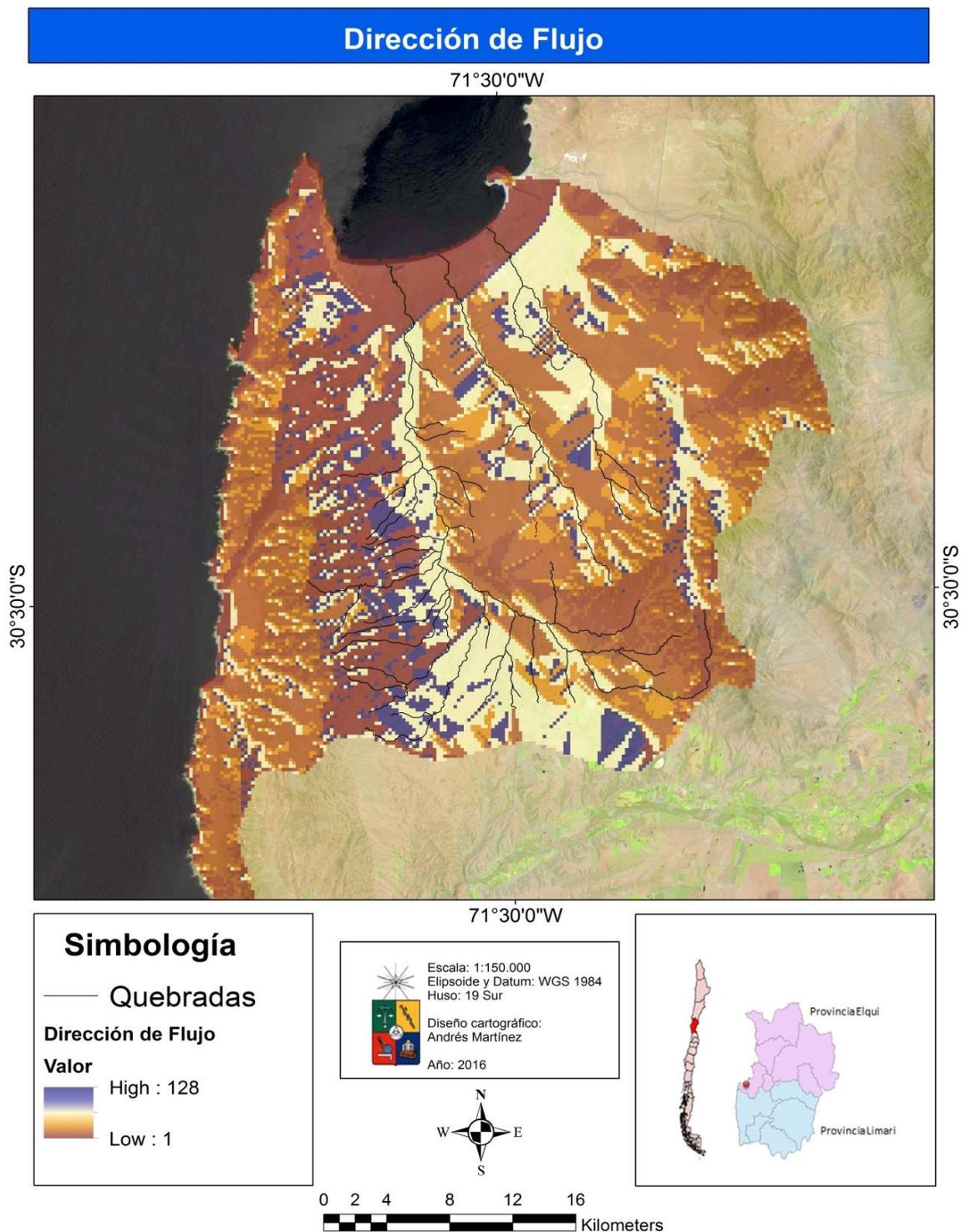


Figura 68: Dirección de flujo

Determinado por el cálculo del flujo acumulado. Todas las celdas fluyen hacia la celda con la pendiente descendente en el ráster de salida. Los puntos azules corresponden a los lugares donde el agua fluiría en primera instancia durante un evento concentrado de precipitaciones (Fig. 69).

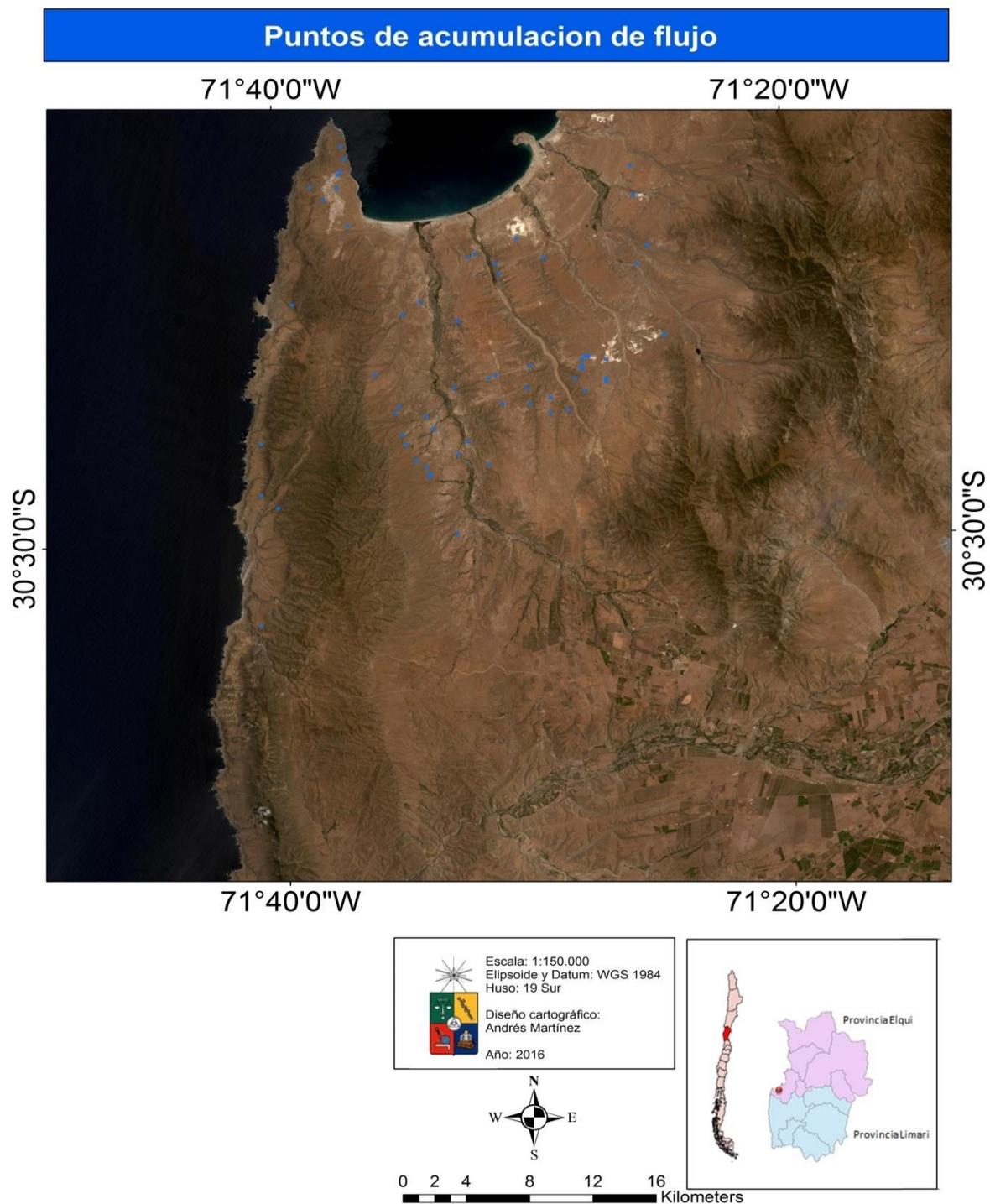


Figura 69: Acumulación de flujo

Diferencias abruptas son explicadas por la Falla de Puerto Aldea con rumbo NNO-SE que se establece como principal estructura geológica del semiárido (Saillard, 2012). La depresión observada también corrobora las planicies hundidas adyacentes a la pared de la depresión. (Fig. 70).

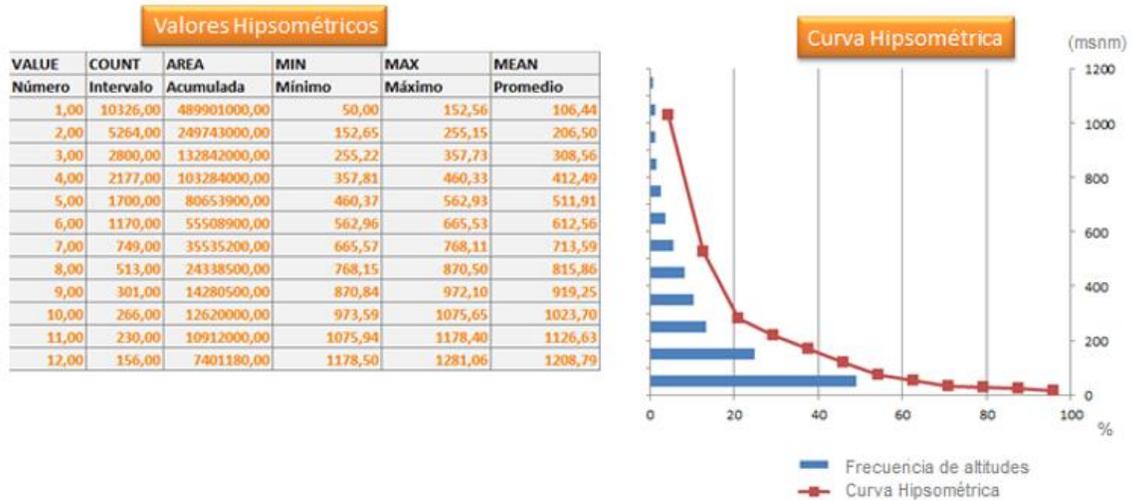


Figura 70: Hipsometría

Count	Inferior	Superior	Promedio	Número de Ocurrencias	Factor
1	0	10	5	21743	108715
2	10	20	15	2843	42645
3	20	30	25	303	7575
4	30	40	35	251	8785
5	40	50	45	200	9000
6	50	60	55	149	8195
7	60	70	65	86	5590
8	70	80	75	52	3900
9	80	90	85	15	1275
10	90	100	95	6	570
<b>Rango Pendiente %</b>			<b>Total</b>	<b>25648</b>	<b>196250</b>

Pendiente promedio: 7,60% (4°)

Distancia ponderada desde aguas abajo a lo largo de la ruta de los cursos para determinar las zonas homogéneas en terreno (Fig. 71).

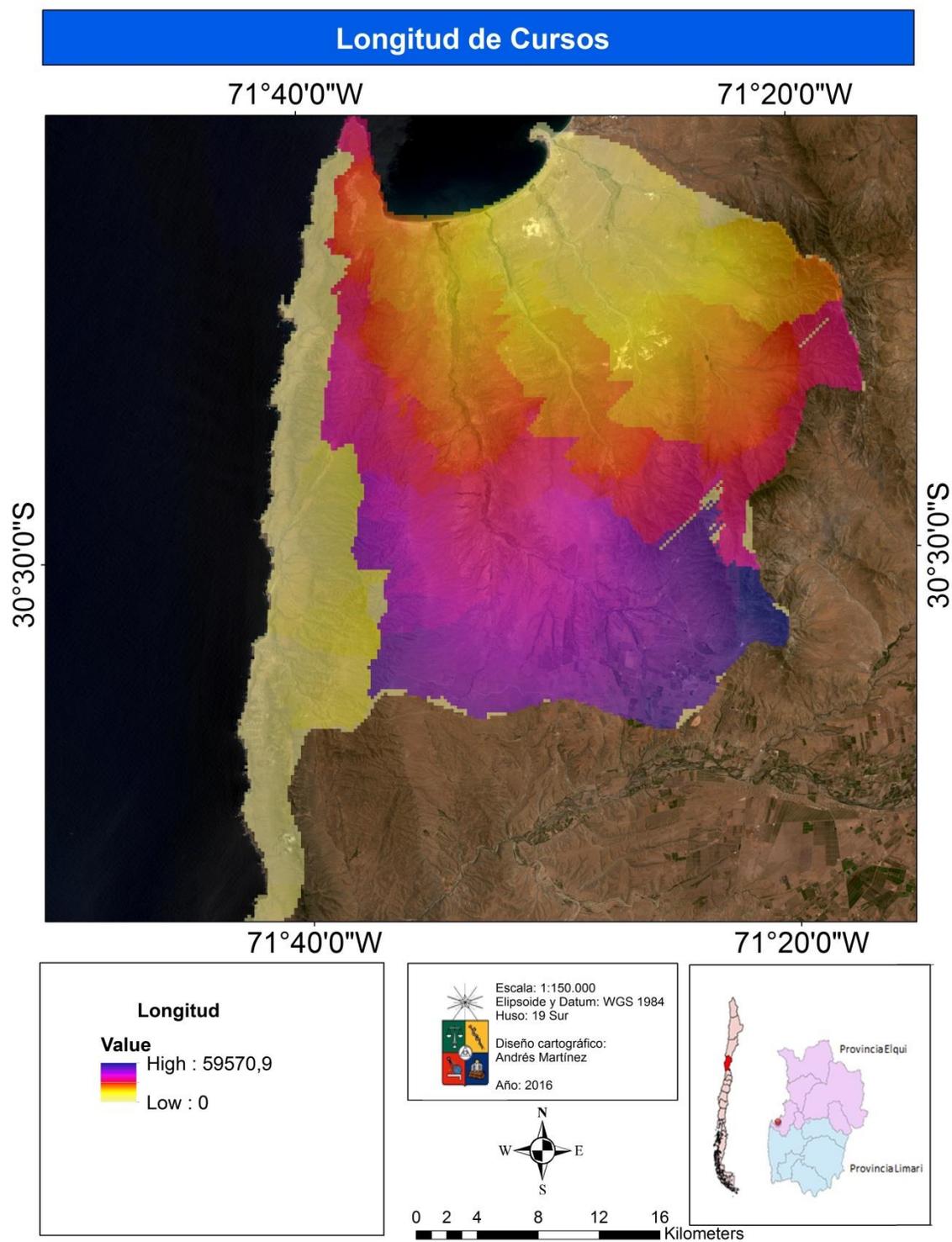


Figura 71: Longitud de cursos

## Anomalías observadas en el período

El evento ENOS del 2015 tuvo características similares al más fuerte registrado y del que se tenga memoria en la zona. El análisis desarrollado por Richard Reynolds en tiempo real para el SST desarrollado por el National Climatic Data Center (NCDC) muestra la actividad de la zona (Fig. 72). Si bien, no se puede establecer una correlación directa, es importante considerarlo como indicador, ya que dicha actividad se manifestó un mes antes y un mes después del día de mayor actividad pluviométrica (8 de agosto 2015) (Fig. 73).

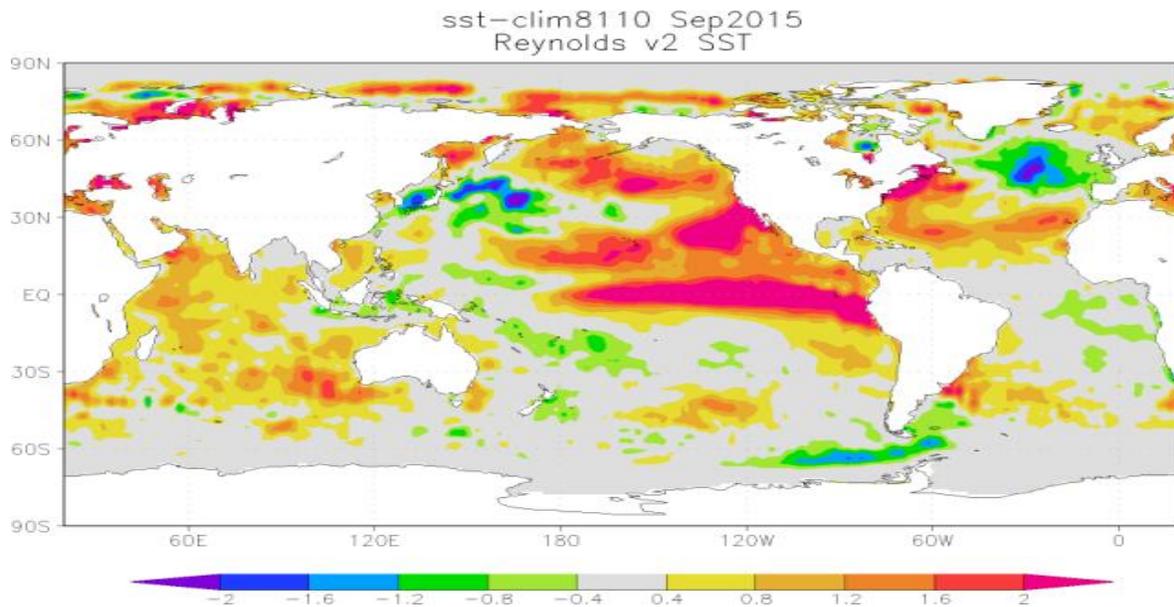
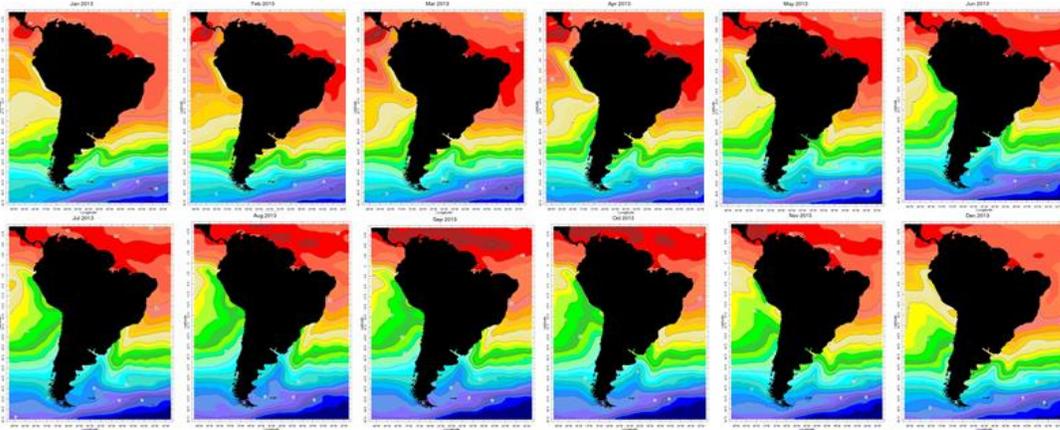
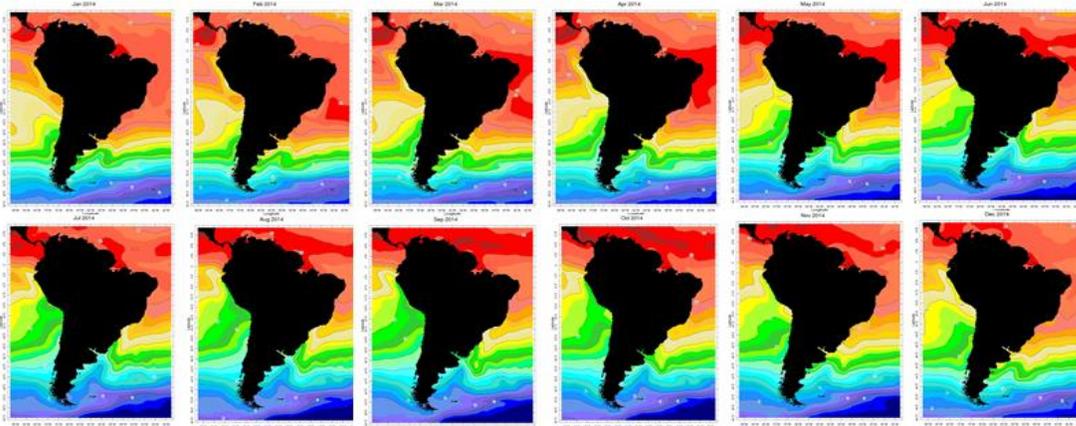


Figura 73: SST para el período

### SST Periodo 2013



### SST Periodo 2014



### SST Periodo 2015

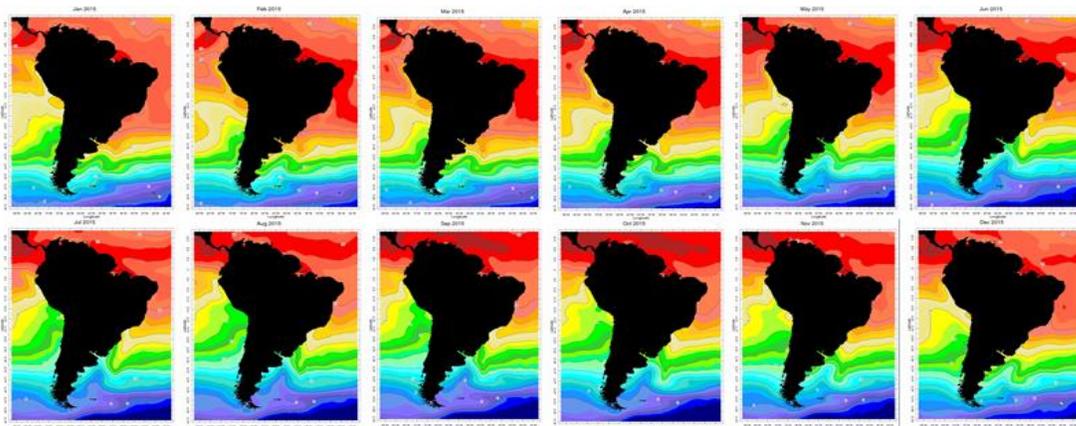


Figura 72: Surface Sea Temperature (2013-2015)

Los valores presentados a continuación muestran el registro de precipitaciones en el periodo observado, tomando en referencia los tres años anteriores (Fig. 74).

2012	Precipitación (total mm)
28-08-2012	2,54
11-12-2012	6,35

2013	Precipitación (total mm)
17-05-2013	7,62
18-05-2013	65,41
27-05-2013	3,81
28-05-2013	27,69
23-06-2013	3,56
28-06-2013	2,03
05-07-2013	2,54
19-07-2013	1,02
10-11-2013	11,18

2014	Precipitación (total mm)
03-06-2014	1,52
04-06-2014	10,92
11-06-2014	17,53
12-06-2014	28,7
08-09-2014	1,29
13-09-2014	7,37

2015	Precipitación (total mm)
24-03-2015	4,83
25-03-2015	9,4
12-07-2015	21,59
13-07-2015	3,81
05-08-2015	3,05
06-08-2015	69,34
07-08-2015	12,95
08-08-2015	27,43
24-09-2015	11,68
14-10-2015	40,64
19-10-2015	4,06

Figura 74: Días con precipitaciones

Detalle de las horas de mayor concentración de las precipitaciones dentro de los días con mayores registros (Fig. 75-76-77-78).

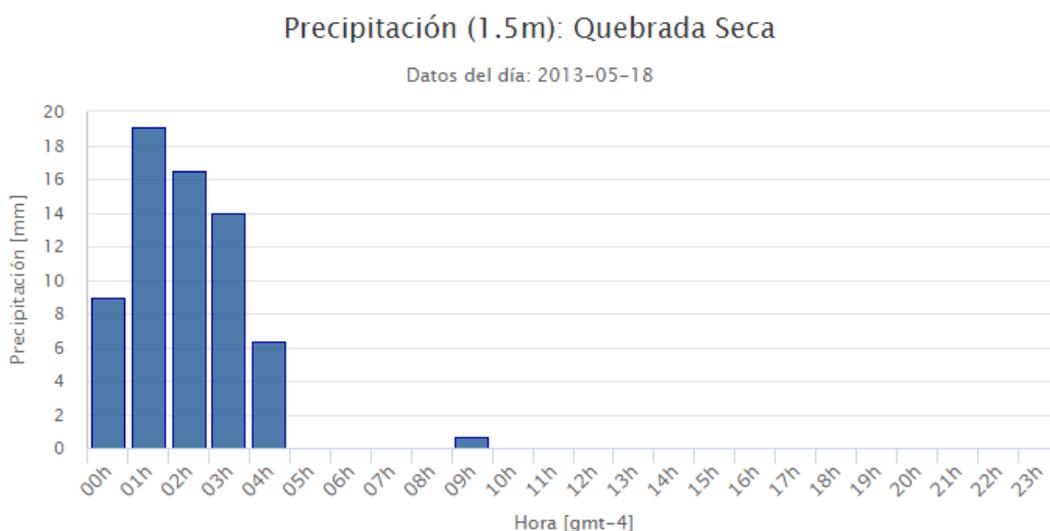


Figura 75: Primer peak

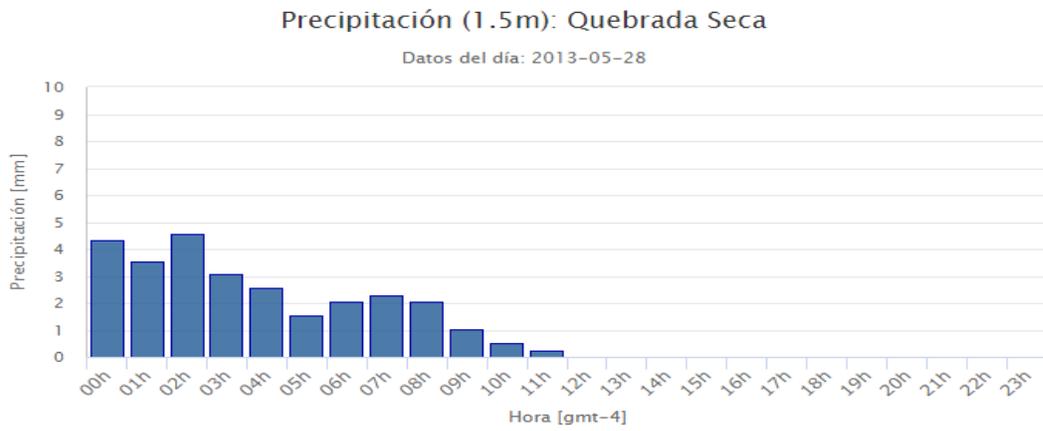


Figura 76: Segundo peak

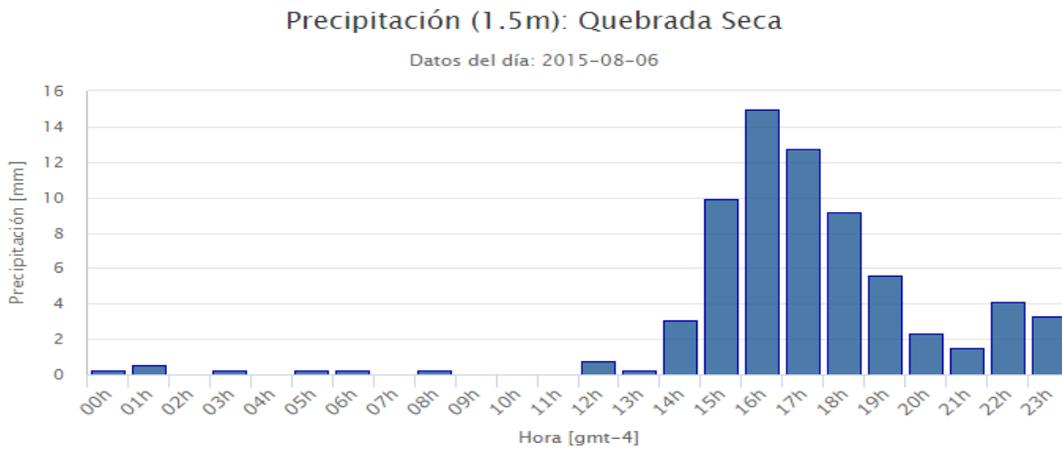


Figura 77: Tercer peak

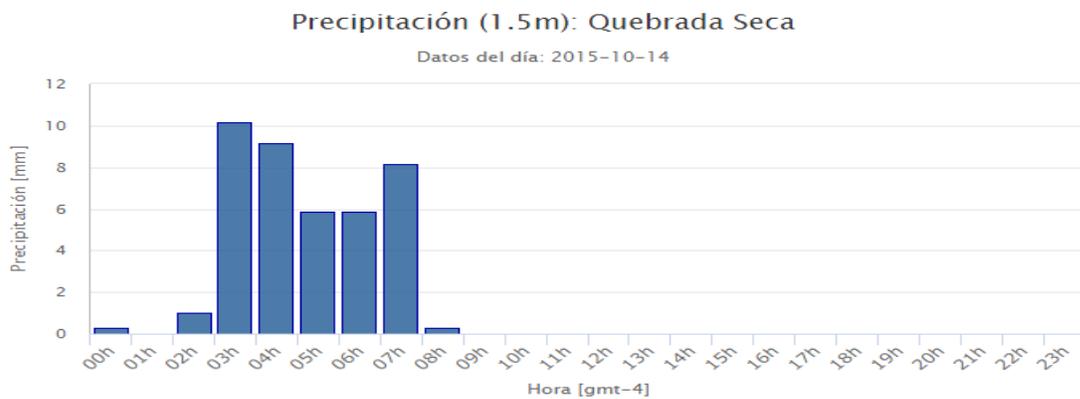


Figura 78: Cuarto peak

## Vientos

El peak en el gráfico corresponde al evento de marejadas en Tongoy del 8 de agosto del 2015. La racha mayor de viento fue de 23,29 m/s lo que equivale a 83 km/h (Fig. 79), y que se extendió en sus efectos hasta la mañana del día siguiente (Fig. 81). Comparativa para el evento con la Caleta viento Toro para las mediciones en metros por segundo (Fig. 80).

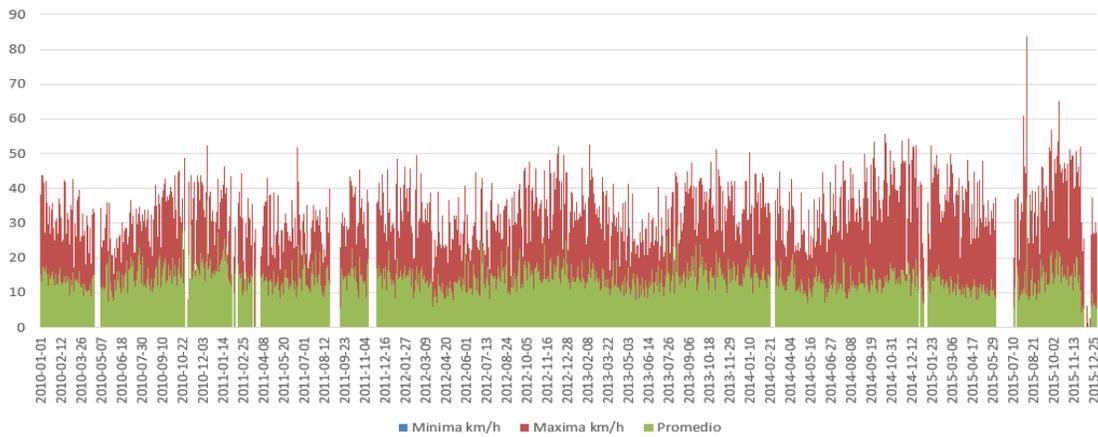


Figura 79: Estación de viento Tongoy

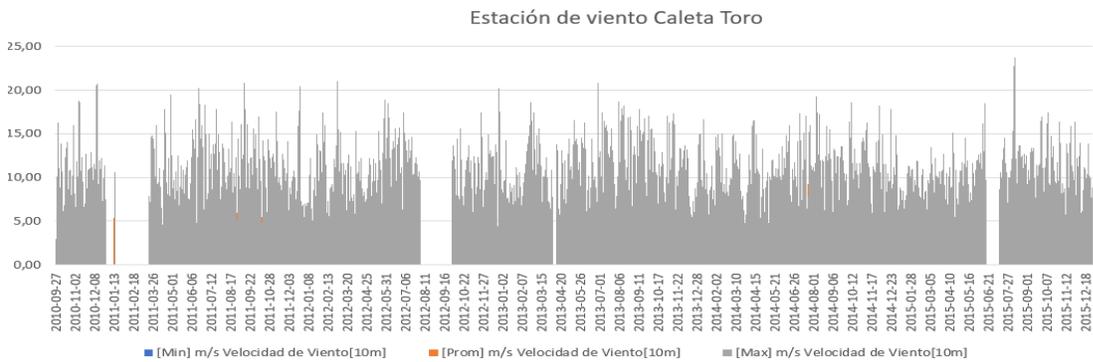


Figura 80: Estación de viento Caleta Toro



Figura 81: Tongoy 9 de agosto 7:00 AM

La marejada también produjo cambios en las desembocaduras de las quebradas de estudio (Fig. 82-83).



Figura 82: Imagen satelital de la quebrada Los Almendros al inicio del estudio. Otoño 2013



Figura 83: Imagen satelital de la quebrada Los Almendros en el fin del estudio. Invierno 2015

En ambos eventos, la dirección fue desde el mar hacia el interior. Las precipitaciones no fueron factor influyente en el transporte de flujos, por lo que se constató en terreno que no hubo activación de las quebradas en las zonas interiores, pero las desembocaduras cedieron a pesar de las obras de contención construidas en ellas (Fig. 84).



Destrucción línea de playa



Apertura quebrada Los Almendros



Apertura quebrada Los Litres



Apertura quebrada Pachingo

Figura 84: Apertura de las quebradas. FONDECYT Proyecto 1120234

## Erosión

Para la evaluación cualitativa de la erosión, la distribución espacial implica un análisis de los distintos métodos que puedan condicionarla. Si bien el método más exacto es la cantidad de material edáfico, y se buscaba expresar las unidades de peso por unidad de superficie. Los mapas presentados buscan ser un indicador o pronóstico de las zonas en medida de la pérdida de suelo según factores observados en terreno.

En días extremos la presión negativa tiende a compactar el suelo, mejorando la resistencia a la erosión, pero debido a estaciones secas prolongadas el resecamiento excesivo disminuye dicha resistencia y los suelos se agrietan. En suelos saturados, la presión de los poros es positiva y debilita la cohesión, reduciendo la fricción intergranular y facilitando el arrastre de sus componentes (Fig. 85).



Figura 85: Interior de la quebrada Los Litres FONDECYT Proyecto 1120234

En zonas no saturadas, la presión en los poros del suelo es inferior a la presión atmosférica y la matriz principal de los poros tiende a succionar el agua. Para sectores secos como flujos estacionales, y en específico nulos durante largos periodos, es de importancia observar la cohesión de las laderas a medida que incorporan aguas en sus poros. Erosiones subsuperficiales, y no observables, pueden debilitar la presión positiva en riberas que se estabilizan durante largos periodos de tiempo por la vegetación (Fig 86).



Figura 86: Interior de la quebrada Pachingo FONDECYT Proyecto 1120234

Cambios en la salud del suelo, resultado de la disminución natural del ecosistema. Zonas rojas coinciden con los cambios más abruptos observados en los resultados de pendientes (Fig. 87).

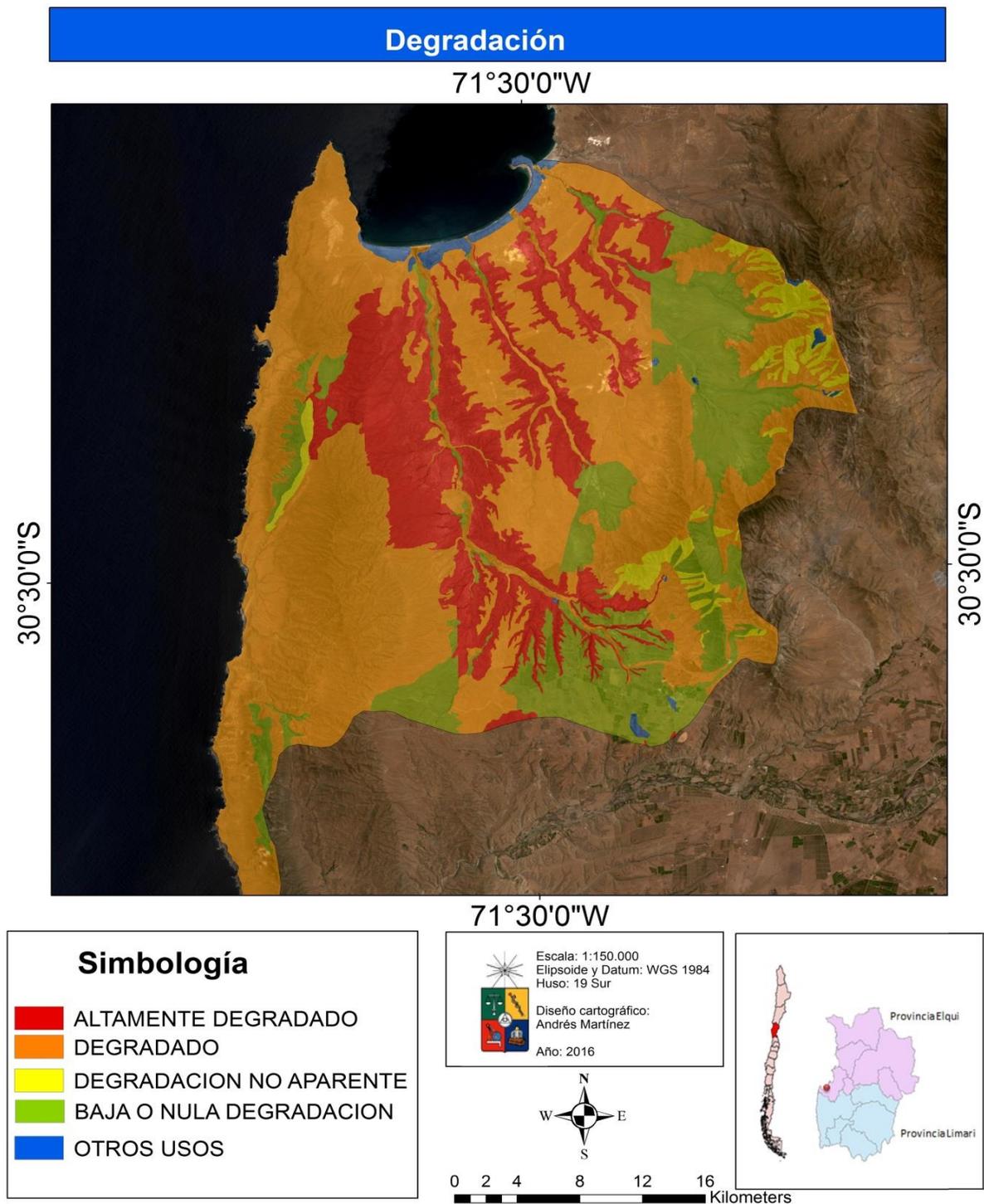


Figura 87: Degradación

En base a las zonas adyacentes a las quebradas que tienen actividad antrópica, observadas a lo largo de los cauces. Los cambios abruptos en la pendiente actúan como límites y son los que expresan las zonas naturales (Fig. 88).

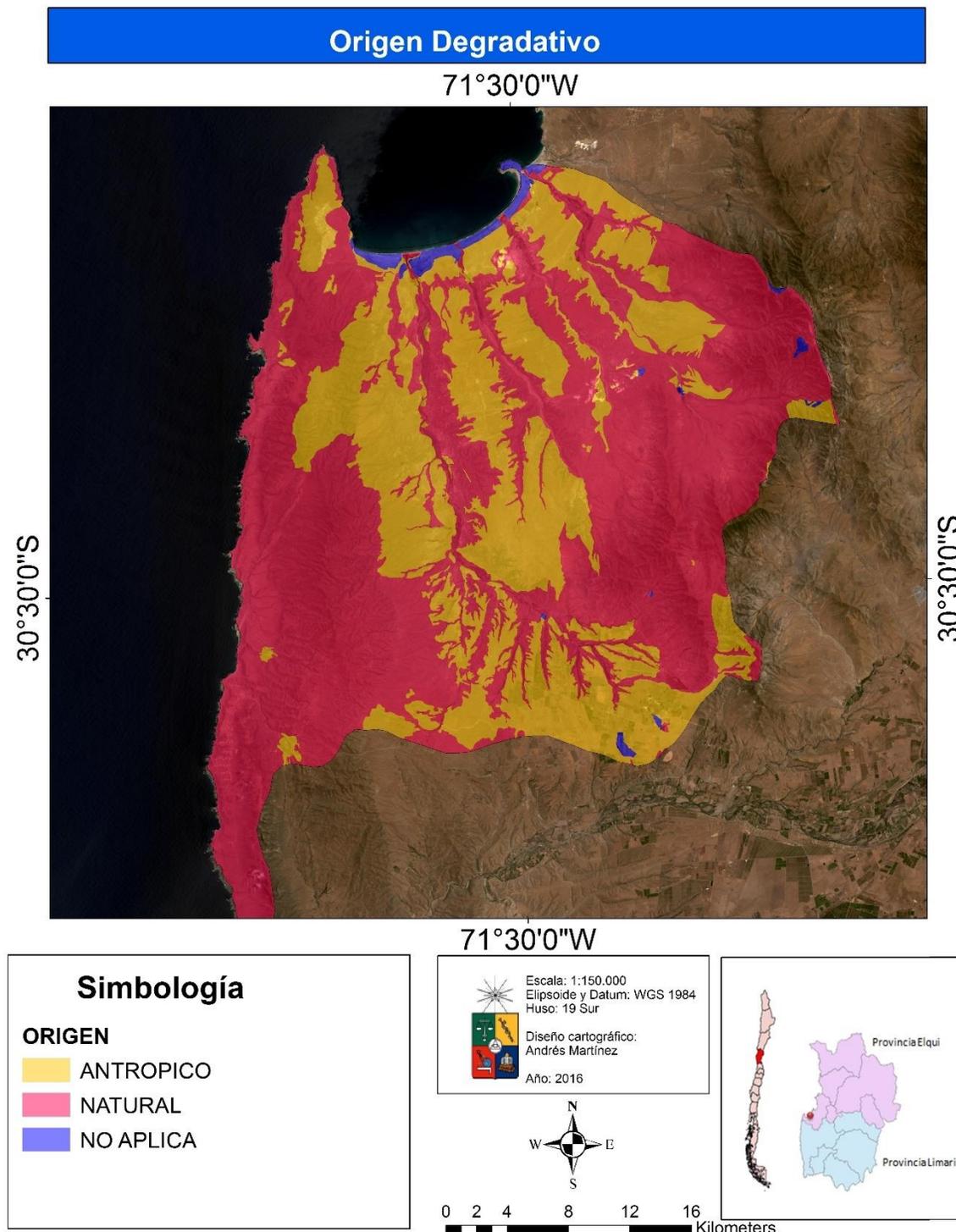


Figura 88: Origen degradativo

Zonas donde es necesario observar la capacidad potencial en sectores donde es menos factible encontrar erosión. En base a las zonas de mayor precipitación, expresa el riesgo por unidad de tierra, por ello las zonas son acotadas al este y en contraposición de la dirección del flujo donde las zonas ya han sido erosionadas. (Fig. 89).

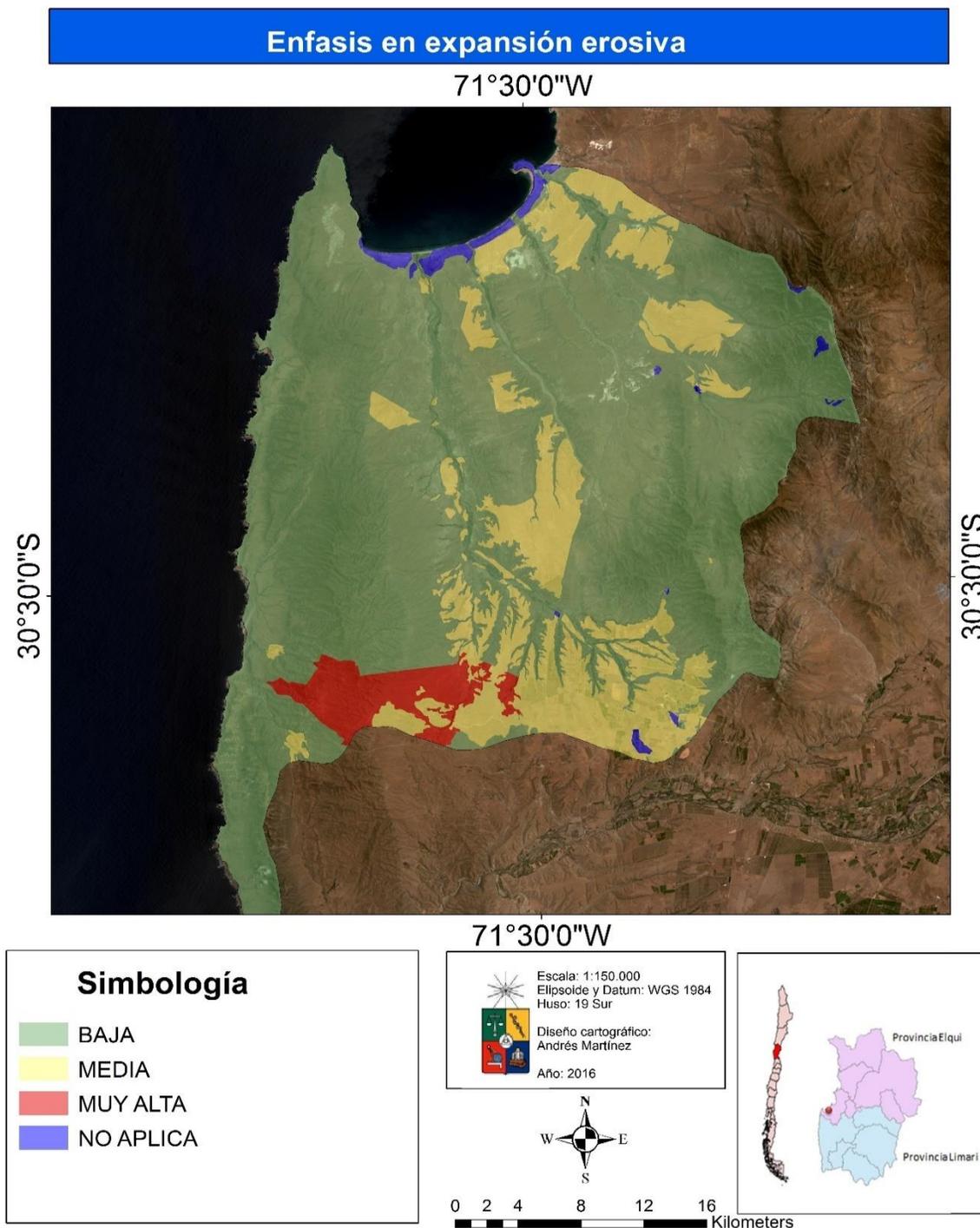


Figura 89: Expansión erosiva

Pronóstico o medida de la pérdida de suelos en la zona. Es una expresión cualitativa que coincide con macroformas observadas en terreno (Fig. 90).

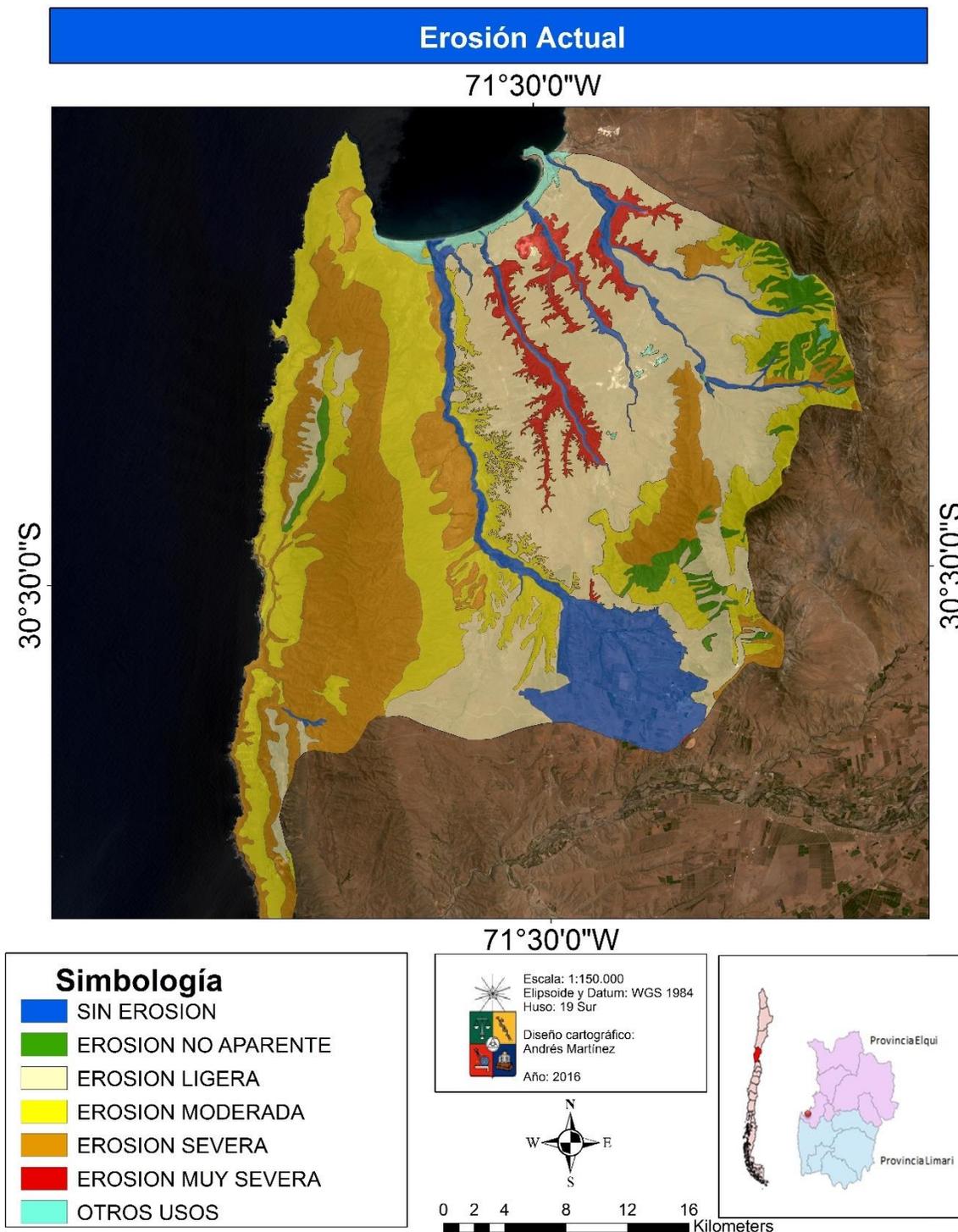


Figura 90: Erosión actual

Pronóstico de la pérdida de material de suelo como consecuencia de la influencia del relieve, las zonas en rojo corresponden a las más susceptibles por la erosividad de las lluvias y en las zonas desprovistas de vegetación. (Fig. 91)

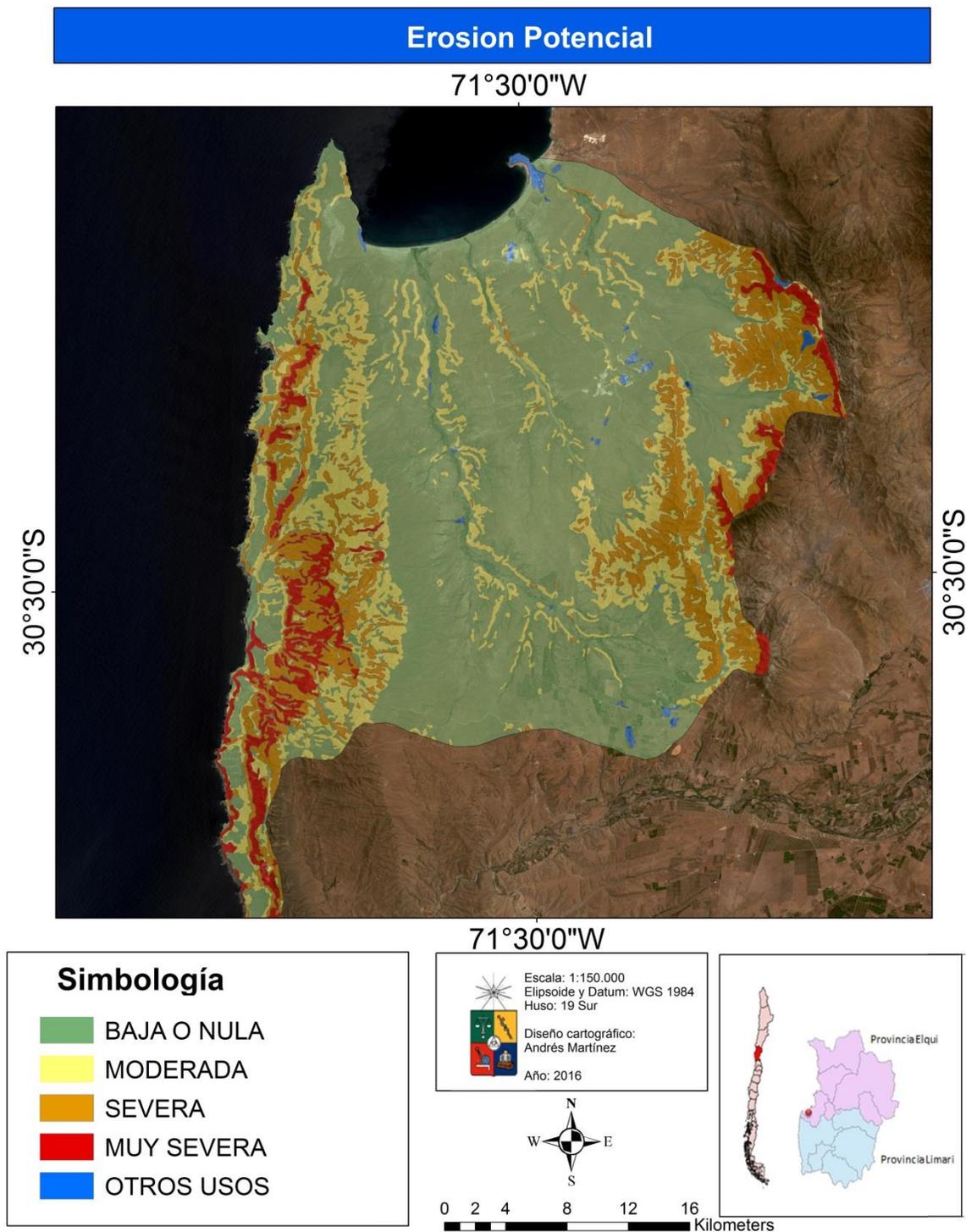


Figura 91: Erosión potencial

## Resultados Sistema de Pares de Estacas: Indicadores de erosión de suelo

Cada una de las quebradas del estudio desemboca en un humedal diferente (Fig. 92): Los Almendros en las Salinas Chica, Los Litres en las Salinas, y Pachingo en el gran humedal Pachingo. Cabe mencionar que, no siendo parte de la subcuenca, el Estero Tongoy también su propio ecosistema asociado a un humedal.



Figura 92: Primer contacto

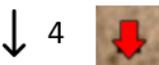


Par de estacas

SC: Sin cambios

Acreciones positivas

Acreciones negativas



Perdida: Estaca caída o imposibilitada de análisis

Los Almendros (Fig. 93).



Figura 93: Desembocadura de quebrada Los Almendros. Humedal Las Salinas Chica FONDECYT Proyecto 1120234

Pares de estacas 1 a 14 (Fig. 94).



Figura 94: Distribución de las estacas. Pares del 1 al 14

Resultados Los Almendros (Fig. 95).

Estacas	Coordenada X	Coordenada Y	1er Periodo 2013	2do Periodo 2013-2014	3er Periodo 2014-2015	Estatus Final
			Mayo 2013-Octubre 2013	Noviembre 2013-Abril 2014	Junio 2014-Agosto 2015	Post Marejada
P Estacas 1	258998.00 m E	6647467.00 m S	SC	SC	SC	Perdida
P Estacas 2	259071.00 m E	6647421.00 m S	SC	SC	SC	Perdida
P Estacas 3	259123.00 m E	6647246.00 m S	SC	SC	SC	Perdida
P Estacas 4	259137.00 m E	6647160.00 m S	SC	SC	SC	Perdida
P Estacas 5	259137.00 m E	6647120.00 m S	SC	SC	SC	Perdida
P Estacas 6	259137.00 m E	6647068.00 m S	SC	SC	SC	Perdida
P Estacas 7	259211.00 m E	6646905.00 m S	SC	SC	SC	Perdida
P Estacas 8	259010.00 m E	6646785.00 m S	↑2	SC	↑2	↑4
P Estacas 9	259079.00 m E	6646643.00 m S	SC	SC	↑1	↑1
P Estacas 10	259129.00 m E	6646571.00 m S	SC	SC	SC	SC
P Estacas 11	259150.00 m E	6646499.00 m S	↑2	SC	↑2	↑4
P Estacas 12	259222.00 m E	6646296.00 m S	↑1	SC	SC	↑1
P Estacas 13	259259.00 m E	6646172.00 m S	↑1	SC	↑1	↑1
P Estacas 14	259270.00 m E	6645631.00 m S	SC	D	D	D

Figura 95: Resultados desembocadura quebrada Los Almendros

Flechas verdes corresponden a las acreciones positivas (Fig. 96).

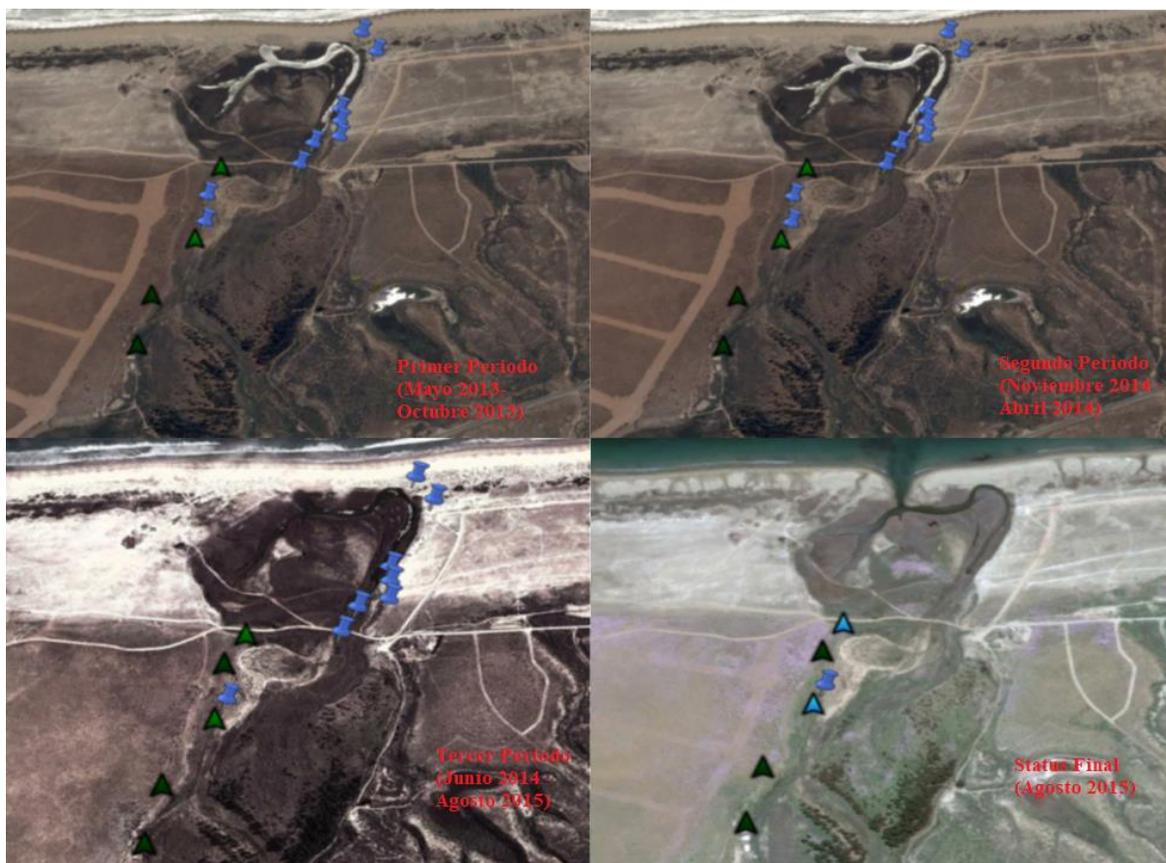


Figura 96: Representación cartográfica de resultados quebrada Los Almendros

Eventos observados en Los Almendros (Fig. 97).



Pares de estacas 1-2-3-4-5-6 Objetivo: Observación erosiva por transporte en umbral del humedal dentro de los límites de la quebrada.



Pares de estacas 7-8-9-10-11-12  
Objetivo: Observación erosiva por fenómenos no esperados.



Figura 97: Eventos observados en quebrada Los Almendros FONDECYT Proyecto 1120234

Los Litres (Fig. 98).



Figura 98: Desembocadura de quebrada Los Litres. Humedal Las Salinas Grande FONDECYT Proyecto 1120234

Pares de estacas 15 a 27 (Fig. 99).

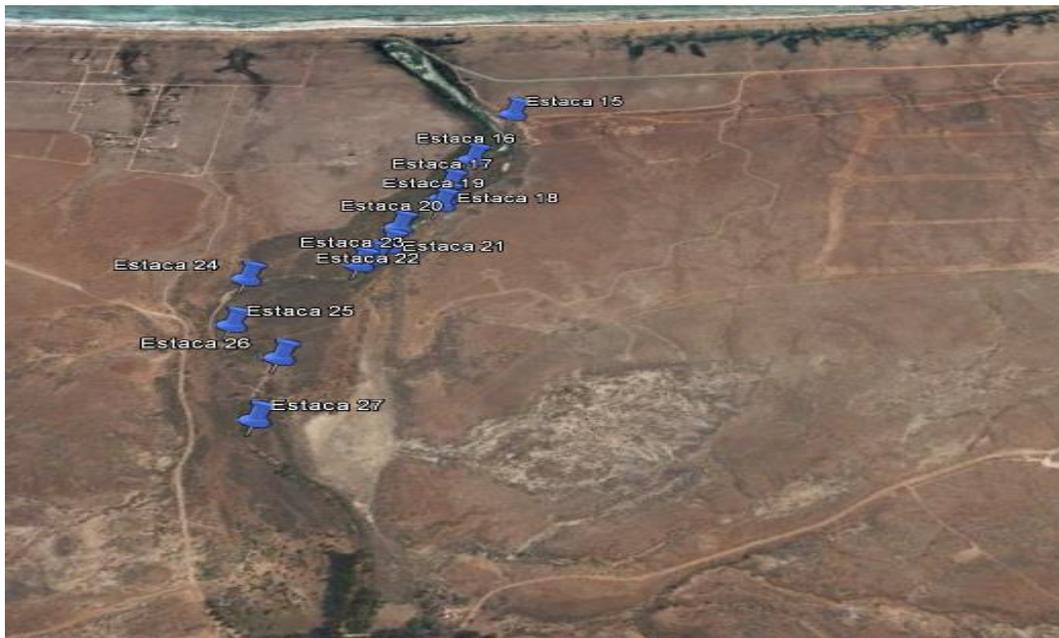


Figura 99: Distribución de las estacas. Pares del 15 a 27

Resultados Los Litres (Fig. 100).

Estacas	Coordenada X	Coordenada Y	1er Periodo 2013	2do Periodo 2013-2014	3er Periodo 2014-2015	Estatus Final
			Mayo 2013-Octubre 2013	Noviembre 2013-Abril 2014	Junio 2014-Agosto 2015	Post Marejada
P Estacas 15	256283.00 m E	6645147.00 m S	SC	SC	SC	SC
P Estacas 16	256278.00 m E	6644891.00 m S	SC	SC	SC	SC
P Estacas 17	256277.00 m E	6644749.00 m S	SC	SC	Perdida	Perdida
P Estacas 18	256290.00 m E	6644683.00 m S	↑2	SC	↑3	↑4
P Estacas 19	256296.00 m E	6644651.00 m S	SC	↑2	↑2	↑4
P Estacas 20	256247.00 m E	6644518.00 m S	↓4	SC	SC	SC
P Estacas 21	256260.00 m E	6644427.00 m S	↑2	↑1	↑1	↑4
P Estacas 22	256253.00 m E	6644365.00 m S	↑1	↑1	↑1	↑3
P Estacas 23	256232.00 m E	6644329.00 m S	↑2	↑1	↑1	↑4
P Estacas 24	256018.00 m E	6644190.00 m S	SC	SC	SC	SC
P Estacas 25	256077.00 m E	6643992.00 m S	SC	SC	SC	SC
P Estacas 26	256236.00 m E	6643898.00 m S	SC	SC	SC	SC
P Estacas 27	256295.00 m E	6643651.00 m S	SC	SC	SC	SC

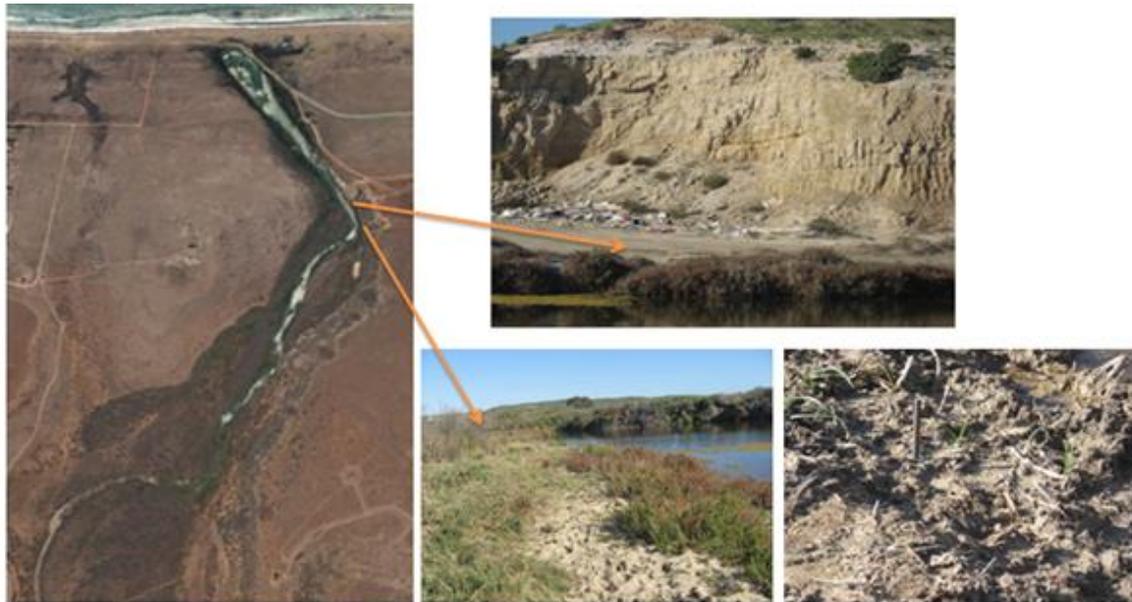
Figura 100: Resultados desembocadura quebrada Los Litres

Flechas verdes representan acreciones positivas. Flechas rojas acreciones negativas (Fig. 101).



Figura 101: Representación cartográfica de resultados quebrada Los Litres

Eventos observados en Los Litres (Fig. 102).



Pares de estacas 15-16-17 Objetivo: Observación erosiva por transporte en umbral del humedal dentro de los límites de la quebrada.

Figura 102: Eventos observados en quebrada Los Litres FONDECYT Proyecto 1120234

Pachingo (Fig. 103).



Figura 103: Desembocadura de quebrada Pachingo. Humedal Pachingo FONDECYT Proyecto 1120234

Coordenadas UTM	X	Y
Vértice 1	252369.67	6644788.36
Vértice 2	253589.06	6644891.54
Vértice 3	253980.41	6641120.56
Vértice 4	254352.12	6641123.77

Pares de estacas 28 a 80 (Fig. 104).

Estacas	Coordenada X	Coordenada Y
P Estacas 28	253381.00 m E	6644723.00 m S
P Estacas 29	252932.00 m E	6644673.00 m S
P Estacas 30	252718.00 m E	6644798.00 m S
P Estacas 31	252713.00 m E	6644714.00 m S
P Estacas 32	252720.00 m E	6644642.00 m S
P Estacas 33	252721.00 m E	6644536.00 m S
P Estacas 34	252722.00 m E	6644410.00 m S
P Estacas 35	252730.00 m E	6644353.00 m S
P Estacas 36	252747.00 m E	6644267.00 m S
P Estacas 37	252792.00 m E	6644050.00 m S
P Estacas 38	252884.00 m E	6643928.00 m S
P Estacas 39	252979.00 m E	6643918.00 m S
P Estacas 40	253010.00 m E	6643859.00 m S
P Estacas 41	253087.00 m E	6643706.00 m S
P Estacas 42	253129.00 m E	6643559.00 m S
P Estacas 43	253207.00 m E	6643516.00 m S
P Estacas 44	253248.00 m E	6643453.00 m S
P Estacas 45	253328.00 m E	6643380.00 m S
P Estacas 46	253233.00 m E	6643397.00 m S
P Estacas 47	253235.00 m E	6643364.00 m S
P Estacas 48	253279.00 m E	6643357.00 m S
P Estacas 49	253234.00 m E	6643332.00 m S
P Estacas 50	253253.00 m E	6643300.00 m S
P Estacas 51	253269.00 m E	6643285.00 m S
P Estacas 52	253334.00 m E	6643197.00 m S
P Estacas 53	253329.00 m E	6643156.00 m S
P Estacas 54	253353.00 m E	6643126.00 m S
P Estacas 55	253373.00 m E	6643100.00 m S
P Estacas 56	253416.00 m E	6643065.00 m S
P Estacas 57	253444.00 m E	6643058.00 m S
P Estacas 58	253457.00 m E	6643043.00 m S
P Estacas 59	253467.00 m E	6643025.00 m S
P Estacas 60	253489.00 m E	6642978.00 m S
P Estacas 61	253510.00 m E	6642918.00 m S
P Estacas 62	253531.00 m E	6642831.00 m S
P Estacas 63	253536.00 m E	6642771.00 m S
P Estacas 64	253517.00 m E	6642711.00 m S
P Estacas 65	253467.00 m E	6642638.00 m S
P Estacas 66	253469.00 m E	6642540.00 m S
P Estacas 67	253480.00 m E	6642470.00 m S
P Estacas 68	253524.00 m E	6642341.00 m S
P Estacas 69	253533.00 m E	6642304.00 m S
P Estacas 70	253539.00 m E	6642275.00 m S
P Estacas 71	253530.00 m E	6642215.00 m S
P Estacas 72	253559.00 m E	6642099.00 m S
P Estacas 73	253551.00 m E	6642019.00 m S
P Estacas 74	253555.00 m E	6641956.00 m S
P Estacas 75	253514.00 m E	6641830.00 m S
P Estacas 76	253540.00 m E	6641775.00 m S
P Estacas 77	253687.00 m E	6641610.00 m S
P Estacas 78	253829.00 m E	6641463.00 m S
P Estacas 79	253934.00 m E	6641268.00 m S
P Estacas 80	253962.00 m E	6641160.00 m S

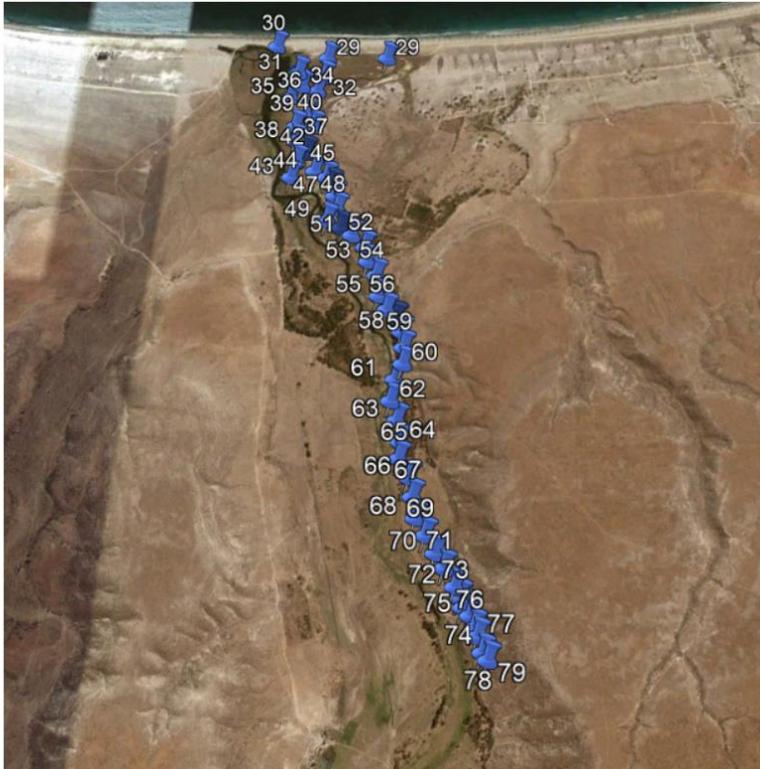


Figura 104: Distribución de las estacas. Pares del 28 a 80

Distancia: 4,1 kilómetros

Resultados Pachingo (Fig. 105).

Estacas	1er Periodo 2013	2do Periodo 2013-2014	3er Periodo 2014-2015	Estatus Final
	Mayo 2013-Octubre 2013	Noviembre 2013-Abril 2014	Junio 2014-Agosto 2015	Post Marejada
P Estacas 28	↓2	↓3	↓4	Perdida
P Estacas 29	SC	↓3	SC	Perdida
P Estacas 30	SC	↑2	SC	Perdida
P Estacas 31	↓2	SC	SC	Perdida
P Estacas 32	SC	↑3	↑4	Perdida
P Estacas 33	SC	SC	↑4	Perdida
P Estacas 34	↑2	SC	↑4	Perdida
P Estacas 35	SC	↑2	SC	Perdida
P Estacas 36	SC	↑1	↑2	Perdida
P Estacas 37	↑1	SC	↑2	Perdida
P Estacas 38	Perdida			
P Estacas 39	Perdida			
P Estacas 40	Perdida			
P Estacas 41	SC	↓2	SC	↓2
P Estacas 42	SC	↓1	SC	↓1
P Estacas 43	SC	↓2	SC	↓2
P Estacas 44	↓1	SC	↓3	↓4
P Estacas 45	SC	SC	↓3	↓2
P Estacas 46	↓1	↓2	↓1	↓4
P Estacas 47	↓1	SC	↓1	↓2
P Estacas 48	SC	SC	SC	SC
P Estacas 49	↓1	SC	↓1	↓2
P Estacas 50	SC	SC	↓3	↓3
P Estacas 51	↓1	SC	↓1	↓2
P Estacas 52	↓2	SC	SC	↓2
P Estacas 53	SC	↓3	SC	↓3
P Estacas 54	↓2	SC	↓1	↓3
P Estacas 55	↓2	SC	SC	↓2
P Estacas 56	↓2	SC	↓2	↓4
P Estacas 57	SC	SC	SC	SC
P Estacas 58	SC	↓2	↓1	↓3
P Estacas 59	↓2	SC	SC	↓2
P Estacas 60	SC	↓2	SC	↓2
P Estacas 61	↓2	SC	SC	↓2
P Estacas 62	↓2	SC	↓1	↓3
P Estacas 63	SC	↓1	↓1	↓2
P Estacas 64	SC	↓2	SC	↓2
P Estacas 65	SC	SC	SC	SC
P Estacas 66	SC	SC	SC	SC
P Estacas 67	SC	SC	SC	SC
P Estacas 68	SC	SC	SC	SC
P Estacas 69	SC	SC	SC	SC
P Estacas 70	SC	SC	SC	SC
P Estacas 71	SC	SC	SC	SC
P Estacas 72	SC	SC	SC	SC
P Estacas 73	SC	SC	SC	SC
P Estacas 74	SC	SC	SC	SC
P Estacas 75	SC	SC	SC	SC
P Estacas 76	SC	SC	SC	SC
P Estacas 77	SC	SC	SC	SC
P Estacas 78	SC	SC	SC	SC
P Estacas 79	SC	SC	SC	SC

Figura 105: Resultados quebrada Pachingo

Flechas verdes representan acreciones positivas. Flechas naranjas a rojas acreciones negativas (Fig. 106).

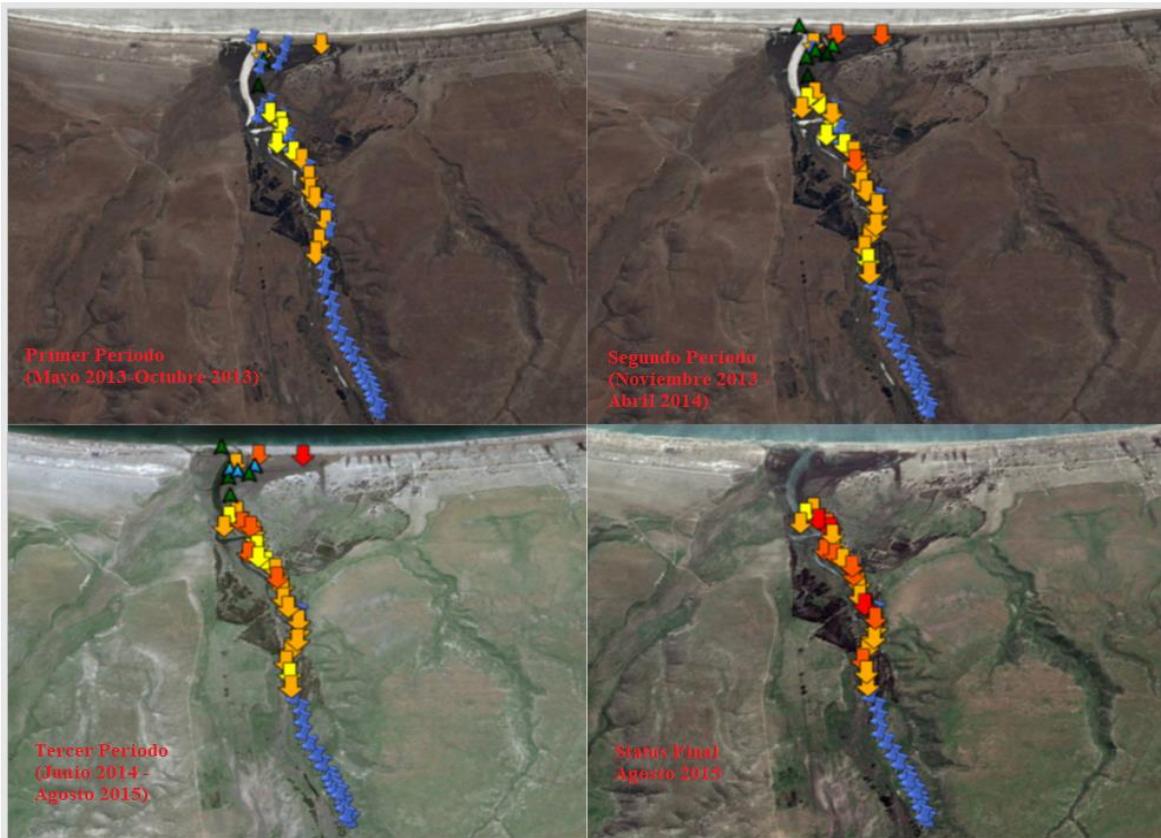


Figura 106: Representación cartográfica de resultados quebrada Pachingo

Eventos observados en Pachingo (Fig. 107).



Figura 107: Eventos observados en quebrada Pachingo FONDECYT Proyecto 1120234

## Capítulo IV: Discusión y Conclusiones

### Discusión

La inspección preliminar de datos revelaba una tendencia a la baja de las temperaturas en el semiárido en el norte-centro de Chile, por lo que se buscaba observar los valores de precipitaciones y comportamiento de los caudales entre 1936-2015 para saber si los valores anómalos estarían relacionados con fenómenos climáticos extremos, en especial el ENSO.

El concepto de umbral para las variables medidas toma un peso importante a la hora de establecer la condición de cambio de cualquier sistema natural. Aunque se logren observar posiciones efectivas en las quebradas, las condiciones de cambio siempre van a depender de las velocidades de los flujos cercanas a los límites de los cauces. Montgomery (1998) estableció que estas mediciones son posibles en terreno, si bien agrega Charlton (2008) que la profundidad pasa a ser el factor más relevante, las formas del cauce y sus cambios de dirección constituyen el factor morfométrico a medir en cuando aumenta la fricción y disminuye el transporte en aquellas zonas con cambios bruscos de dirección en las quebradas.

La condición del semi-árido se hace patente en la fase estacional seca de gran parte del año. Si los canales están sujetos a regímenes estacionales de erosión y transporte, sus morfologías deben ser iguales al clima al que pertenecen (Leopold, 1994). La sequía observada hasta 2015 produjo suelos más secos que absorbieron gran parte de los tres peaks de precipitación, y no permitieron la activación de las quebradas. Si bien, no puede constatar que los suelos se hayan saturado, tampoco se observó debilitamiento de la cohesividad a lo largo de los cursos de las quebradas Los Litres y Los Almendros, a diferencia de Pachingo que mostró indicadores de erosión negativos.

La diferencia sustancial entre lo medido y lo *observado* puede ser apreciado en el indicador elegido para respaldar aquellos puntos de cambio en las quebradas. El Sistema de Pares de Estacas como indicadores de erosión muestran cambios milimétricos en áreas que deben ser elegidas con gran precisión. Y son útiles como forma de indicar las zonas que poseen mayor riesgo en los momentos de un fenómeno extremo. En este estudio las precipitaciones finalmente no fueron el gran factor desencadenante de una catástrofe, si no que el viento, y aquellos puntos con mayor pérdida por erosión fueron más susceptibles durante los días de mayor intensidad natural.

## Conclusiones

Para la región de Coquimbo, los datos de precipitaciones muestran los mayores valores hacia los años con fenómenos ENSO. En 1984, 1987 y 1997 se elevan hasta los 400 mm anuales. En ellos los mayores promedios mensuales se presentan en invierno, y dentro de estos Julio concentra la mayor concentración interanual. Desde 1997 y hasta el 2014 se ha observado una baja en las precipitaciones del orden de 100 mm cada 8 años, llegando los últimos años de mediciones (2013-2015) a la mitad de aquellos observados en los 90. Los datos de precipitaciones también son respaldados por los caudales del Limarí, que presenta menor intervención, fluctuando entre 45 a 75 m<sup>3</sup>/s en los años de mayores precipitaciones.

El modelo de calentamiento de la temperatura de la superficie del mar de Sudamérica para los años 2013-2015 mostró valores similares a los observados en otros años ENSO. Si bien, no es suficiente para establecer una relación directa, sí se establece como factor para identificar los meses (julio a septiembre) en que el aumento de temperatura produce anomalías en las condiciones climáticas de la zona (peak en agosto).

Los análisis morfométricos identificaron los puntos en terreno susceptibles a cambio por efectos externos. En puntos de mayor profundidad y cambios más abruptos de pendiente, las quebradas presentaron mayor variabilidad en dirección y acumulación de flujo.

En la zona estudiada la mayor cantidad de agua precipitada en un día fue de 69,34 mm el 6 de agosto del 2015. Aunque 19 mm fueron sólo en una hora, no reunió la cantidad de agua suficiente para activar la quebrada y producir movimiento de masa. Tampoco fue el día que produjo mayores cambios, ya sea apertura de las desembocaduras o efectos visibles en la línea de playa.

Tres días después, se observaron las mayores rachas de viento hasta los 83 kilómetros por hora, que produjo la apertura de las quebradas y la destrucción de la flota pesquera producto de las marejadas.

El Sistema de Pares de Estacas permite un monitoreo efectivo como indicadores de erosión. Los Almendros y Los Litres presentaron ganancias acrecionales. Pachingo tuvo un comportamiento similar en su desembocadura, pero hacia el interior la mayor parte de la quebrada registró erosión. Tendieron a manifestar pérdidas erosionales en zonas despejadas donde no existía cohesión radicular. Si bien, esto puede llegar a establecer una correlación, debe hacerse notar que esta forma de muestreo es sólo por acción mecánica y no considera los factores químicos de mayor interacción en las desembocaduras.

## Bibliografía

BENADO, 2000. Estructuras y estratigrafía básica de terrazas marinas en el sector de Altos de Talinay y Bahía Tongoy: Implicancia neotectónica. Departamento de Geología, Universidad de Chile

BRADFORD S., Barret; GARREAUD René; FALVEY, Mark. Noviembre 2008. Impacts of the Andes Cordillera on precipitation from a midlatitude cold front. Department of Geophysics, University of Chile

CERECEDA T, Pilar; ERRAZURIC KORNER, Ana María, 1991. Ecogeografía: Nueva Geografía de Chile

CHARLTON R, 2008. Fundamentals of Fluvial Geomorphology. Routledge, London

DUNNE, 1978. Water in Environmental Planning. Freeman, New York.

ESPINOZA G.; HAJEK E.R., 1988. Riesgos climáticos: Evidencias en Chile central

FUENZALIDA, H., FALVEY, Mark, ROJAS, Maisa; ACEITUNO, Patricio, GARREAUD, René, 2006: Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI. Informe final CONAMA

GARREAUD, René; FALVEY, Mark, Mayo 2008. Regional cooling in warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast subtropical South America (1979-2006)". Journal of Geophysical Research Vol 114

HAJEK, E.R.; DI CASTRI, F. 1975. Bioclimatografía de Chile

HORTON, R.E., 1945. Erosional Development of Streams and their Drainage Basins: Hydrological Approach to Quantative Morphology. Geological Society of America Bulletin 56, pages 275-370

JAIN, 2006. Hydrogeology and Environmental Geology of Sonar River Basin. Scientific Publishers Journals Dept

JONES J.A.A., 1997. Global Hydrology: Processes, Resources and Environment Management

KALTHOFF et al. 2002. Mesoscale Wind Regimes in The Elqui-valley/chile At 30 S

LE-ROUX, 2006. Bay sedimentation as controlled by regional crustal behaviour, local tectonics and eustatic sea-level changes: Coquimbo Formation (Miocene-Pliocene), Bay of Tongoy, central Chile

- LEOPOLD, L.B., 1994. A View of the River. Harvard University Press
- MONTGOMERY, D.R & DIETRICH W.E. 1988. Where do Channels Begin? Nature, Vol. 336 p232-234
- MONTGOMERY, D.R & DIETRICH W.E. 1992. Channel Initiation and the Problem of Landscape Scale
- OTA, PASKOFF (1995). "Plio-quaternary marine terraces and their deformation along the altos de talinay, north central chile". Revista Geológica de Chile, Vol. 22
- PASKOFF, R. 1970. Geomorfología de Chile semiárido. Traducción al español José Enrique Novoa Jerez, 1993. Universidad de La Serena
- PFEIFFER, M. 2011. Evolución y Génesis de Calcretas Pedogénicas en la Paleobahía de Tongoy. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, Mención Geología. Universidad de Chile
- ROJAS, Maisa, 2006: Multiple Nested Regional Climate Simulations for Southern South America: Sensitivity to Model Resolution. Mon. Weather Review, vol 134, pages 2208-2223
- ROVIRA PINTO, A. 1984. Geografía de los suelos. Instituto Geográfico Militar
- RIQUELME, Rodrigo; HERAIL, Gerard; MARTINOD, Joseph; CHARRIER, Reynaldo; DARROZES, José. Mayo 2007. "Late Cenozoic geomorphologic signal of andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert". Geomorphology Vol. 86 p283-306
- SHREVE, R.L. 1966. Statistical Law of Stream Numbers. Geological Journal Vol 74 p17-37
- SAILLARD, 2009. Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from 10Be dating
- SOTO, María Victoria; MARKER, Michael; ARRIAGADA, Joselyn; PAZ, Carmen; GIULIANO, Rodolfi. Noviembre 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, Vol. 42. p19-36
- TOOTH, 2000. Downstreams Changes in Dryland River Channels: The Northern Plains of Arid Central Australia. Geomorphology Vol. 34 p33-54
- YAIR, Aaron; RAZ –YASSIF, Naama. Julio 2004. Hydrological processes in a small and catchment: scale effects of rainfall and slope length. Geomorphology Vol. 61. p155-169

# Anexo

Estación	La Serena	Salala	La Torre	Ovalle	Almendra	El Trapiche	Estación	Pichasca	Vicuña	Rivadavia	Hurtado	M. Grande	La Laguna
.1936			66				.1936						
.1937			104,7				.1937			71			
.1938			64,9				.1938			106,1			
.1939			124,3				.1939			67,4			
.1940			180,7				.1940			170,5			
.1941			278				.1941			286			
.1942			169				.1942			61			
.1943			144				.1943				145,9		
.1944			206				.1944				255,3		
.1945			111				.1945				113		
.1946			27,4				.1946	66			85		
.1947			81,8				.1947	87			93,5		
.1948			69,6				.1948	95,5			109,5		
.1949			127,9				.1949	136,8			139		
.1950			152,4				.1950	142,4			109		
.1951			56,8				.1951	77,9			72		
.1952			167,5				.1952	252			131		
.1953			137,6				.1953	71			99		
.1954							.1954	100		76,2	77		
.1955			42,5				.1955	76		50,7	62		
.1956			116				.1956	43		62,6	65,5		
.1957			330,5				.1957	307		196,2	130,9		
.1958			141		0		.1958	102,5		28,1	82	0	
.1959			116,5		105,9		.1959	125,5		123,8	175	72	
.1960			21,5		14		.1960	45,4		31	26	108	
.1961			177,5		125		.1961	208		82,5	187	57	
.1962			68		24		.1962	44		30	77	36	
.1963			198,5		159,9		.1963	209,5		189,5	254,4	134,5	
.1964			36		33		.1964	71,5		76,4	90	58	139
.1965			267		189,5		.1965	283,5		214,2	356,5	192	331,9
.1966			116,5		113		.1966	122,5		108	199,3	57	94
.1967			107				.1967	75,5		80	94,8	79,5	61,5
.1968		0	47				.1968	38		9,5	34,5	9	36,5
.1969		9	16				.1969	26		23,5	23,5	8	237
.1970		31	52,4				.1970	31		18	28	17	73,5
.1971	77,8	114,5		0			.1971	82	86,4	83,5	138	38,5	124
.1972	211,8	201		236	111		.1972	243,5	148,8	138	270	56,5	24,4
.1973	52,2	80		76,5	67,4		.1973	68	56,8	74,9	64		21
.1974	47,2	86		71,2	44,9		.1974	56	46,6	42	70	33	225
.1975	66,1	77		73	66,5		.1975	100,5	110,7	74	109,5	26	93
.1976	83,5	95		81,6	58		.1976	88	88,3	90,5	122	27,5	207,5
.1977	79,1	69,7		158,2	65		.1977	133,6	52,8	68,6	127,5	45	319,2
.1978	40,7		61,5	99,5	56		.1978	109,2	65	103,6	109,2	122	403
.1979	7,2		11	9,9	3	3	.1979	12,5	4,7	10	10,5	2	71,5
.1980	101	244,9	242,9	103	64,5		.1980	215,5	132,1	172,7	165,7	56,5	301,5
.1981	72,3		62,5	88,5	70,4	24	.1981	100,9	80,6	53,8	58	14,5	68
.1982	53,3		130	130	78,7	46,1	.1982	104,9	88,1	115,1	141	170,6	330,5
.1983	167,9		188,5	182,5	138	67,3	.1983	199,5	187,5	193	262	127,8	167
.1984	148,8		266	209,8	242	93,1	.1984	313,5	258,5	350,6	409	286	352,5
.1985	36,7		44	41,3	56,5	27	.1985	67,5	51,7	45,2	60	24	114,5
.1986	50,1		45	49,3	70,6	17,5	.1986	133,5	77,5	79,9	101,5	67	160,2
.1987	181,6		295	184,8	222	125,5	.1987	315,4	198,1	198,9	406,7	179	408
.1988	11,7		24	21,3	14	3	.1988	14	9,9	19,8	8	8	45,5
.1989	27,4		84,5	87,4	12,5	19,5	.1989	91,5	23,1	52,1	109,5	4	121
.1990	26,5		36,5	37	35	13,5	.1990	29	64,5	47,3	65,8	51	67,5
.1991	128,8		165	150,2	153	104	.1991	191	196,1	196	211,7	135	169,5
.1992	240,9		236	247,4	129,5	56,5	.1992	146	180,2	178	205,8	146,5	143,5
.1993	61		72	69,8	32	0,5	.1993	71,5	39,5	24,9	69,7	21,5	74
.1994	31,9		46,5	43,3	14,5	2,5	.1994	41,5	33,9	56	34	38,5	114,5
.1995	13,1		34,5	32,5	2,5	0	.1995	5,4	1,3	2	11,7	0	65,5
.1996	50		57	52,4	23,5	14	.1996	64,5	43,4	44,7	85,5	25,5	43
.1997	221,8		385,5	299,7	304	178,5	.1997	394,5	269,5	333	260	331,5	408
.1998	29		17,5	8,6	30	0	.1998	33,5	25,9	23,5	34,5	15,5	51
.1999	65		85,5	73,8	51	29	.1999	72,2	51,9	58	49,8	43	113,5
.2000	106,6		214,5	159,3	140	76,1	.2000	200,8	177,3	169	177	106	193
.2001	144,2		168,7	137,2	87,5	32	.2001	165,2	85,8	58,4	140,6	69	177
.2002	191,9		230	202,1	215,5	133,5	.2002	369,5	298,2	262,3	354,5	206	314
.2003	93,1		101,5	74	96	42	.2003	78,5	71,1	45,3	87	61	129
.2004	117		169,1	131,2	98,5	67,5	.2004	146	109,3	80,5	112,5	49	110
.2005	62,4		27	54,8	93,1	70,5	.2005	105	65,6	86,9	83	80,5	219,5
.2006	68,6		111	70,8	56,3	23,5	.2006	79	51,9	43,6	105	25	139
.2007	31,7		36,5	41,7	44	10,5	.2007	39,5	17,8	25,8	48,5	27	216,5
.2008	116		136,5	112	126,5	79	.2008	160,1	127,5	122	191,8	123,5	162,5
.2009	63,1		58	70,4	69	26	.2009	89	59,1	73,7	64,5	44,5	69,5
.2010	77,8		114	121,2	120,5	77,5	.2010	134,4	91,8	64,5	136,5	33	54,5
.2011	213,2		193	201,6	136	83	.2011	190	122	91,5	188,5	50,5	107
.2012	46,7		76	42,8	18	0	.2012	0	11,9	35,5	30,5	7,5	125,5
.2013	35,2		94	85,2	53	11	.2013	0	26,9	28,5	76	23	146
.2014	94,9		59	68,5	61	40	.2014	53,1	58,1	52,4	50,3	40	48
.2015	102		240,5	164,9	164,5	109,9	.2015	122	193,9	194	139,5	136,3	199

Figura 108: Precipitaciones en la región de Coquimbo

Río Elqui - Desembocadura

Latitud S: 29° 53' 35" Longitud W: 71° 15' 05" Caudales Medios Fecha: 1985 – 2013

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
.1985	28,70	20,84	17,15	15,15	11,77	10,29	10,87	8,63	3,43	1,55	0,86	1,36
.1986	0,92	1,79	1,66	1,10	2,29	3,72	3,25	1,67	1,12	0,77	1,00	1,73
.1987	4,16	4,29	4,00	1,59	3,52	4,36	9,91	20,10	13,55	17,18	65,10	129,01
.1988	77,28	41,86	25,47	25,26	26,14	21,45	12,92	6,40	3,56	1,25	0,51	0,27
.1989	0,22	0,39	0,60	1,06	2,64	1,67	1,51	2,70	0,80	0,56	0,44	0,25
.1990	1,34	0,19	0,24	0,32	0,52	0,78	1,96	0,54	0,42	0,29	0,23	0,19
.1991	0,09	0,06	0,10	0,19	0,24	0,79	6,44	1,25	0,73	0,55	1,00	1,93
.1992	1,77	2,88	2,80	7,52	6,13	16,01						
.1993												
.1994								0,94	0,57	0,71	0,39	0,32
.1995	0,18	0,19	0,41	0,61	0,64	1,65	0,89	0,56	0,20	0,17	0,17	0,15
.1996	0,14	0,12	0,14	0,20	0,15	0,22	0,59	0,36	0,09	0,05	0,05	0,04
.1997	0,03	0,03	0,05	0,11	0,10	6,92						
.1998						11,11	11,04		5,40	3,58	2,06	1,31
.1999	0,56	1,02	2,27	3,23	2,91	3,12	2,40	1,65	2,13	2,05	1,31	0,49
.2000	0,56	3,59	2,00	0,64	0,71	0,95						
.2001											69,99	8,00
.2002		3,10	1,40		3,03	2,64	3,24	2,28	2,49		9,95	35,44
.2003	35,35	26,89	20,70	21,04	23,35	18,64	13,04	6,17	4,59	3,31	3,51	3,70
.2004	3,22	2,06	1,54	1,66	3,22	7,19	9,06	19,20	3,60	1,65	1,62	1,31
.2005	1,46	1,25	2,30	4,58	3,87	2,43	3,24	2,36	2,36	3,29	2,13	
.2006	3,13	7,80	9,10	9,41	7,27	11,68	11,82	10,44	8,22	6,78	2,18	0,75
.2007	2,52	1,88	1,98			2,08	2,31	1,91	1,91	1,91		2,31
.2008	1,91	1,91	1,91	1,90	1,91	7,42	9,63	10,14	14,43	10,34	5,64	4,92
.2009	3,25	1,86	1,72	2,83	2,74	2,74	3,62	3,96	3,38	1,90	1,33	1,13
.2010	0,97	0,93	1,08	1,37	1,52	1,55	1,55	1,55	1,54			
.2011	1,41	0,62	0,10	0,15	2,03	2,00	1,88	1,07	0,79	0,41	0,28	0,22
.2012	1,87		0,23	0,14	0,08	0,08	0,08	0,08	0,04	0,04	0,03	0,05
.2013	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
.2014	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03
.2015	0,00	0,00	2,51	0,04	0,02	0,01	0,08	0,07	0,10	0,15	0,05	0,01

Figura 109: Caudales desembocadura río Elqui

Río Limarí – Desembocadura

Latitud S: 30° 40' 00" Longitud W: 71° 32' 00" Caudales Medios Fecha: 1959 - 2015

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
.1959	0,62	0,33	0,34	0,34	0,72	5,6	8,6	4,96	2,04	0,53	1,82	0,5
.1960	0,29	0,56	0,59	0,71		7,25	3,39	1,12	0,82	1,08	1,85	0,92
.1961	0,94	0,55	0,54	0,49	0,49	23,08	2,4	19,91	26,48	22,2	20,57	5,46
.1962	2,21	3,02	2,38	3,07	3,19	8,28	5,06	2	0,79	2,26	2,22	0,56
.1963	0,3	0,21	0,23	0,27	0,41	2,36	7,5	10,68	31,27	11,67	19,65	67,59
.1964	26,02	4,37	2,86	4,75	6,25	10,82	13,42	7,39	3,17	1,69	1,09	0,31
.1965	0,35	0,5	0,56	0,41	3,07	2,22	26,11	162,41	52,31	60,76	98,1	82,88
.1966	33,94	13,88	3,09	3,7	9,51	40,24	60,06	21,76	12,71	11,73	14,49	5,83
.1967	0,86	0,36	0,73	1,38	6,85	3,45	3,54	1,46	2,53	0,27	0,16	0,21
.1968	0,26	0,24	0,53	0,78	1,12	2,44	1,87	0,69	0,72	0,68	0,5	0,55
.1969	0,42	0,37	0,32	0,28	0,38	0,33	0,34	0,31	0,19	0,21	0,20	0,19
.1970	0,18	0,21	0,15	0,14	0,14	0,13	0,11	0,12	0,12	0,19	0,15	0,13
.1971	0,05	0,07	0,08	0,09	0,12	0,15					0,17	0,15
.1972	0,17	0,21	0,23	0,22	0,24	0,95	0,56	2,30	1,09	0,92	1,10	3,60
.1973	17,50	15,96	11,10	14,80	14,44	12,51	11,98	6,81	1,99	1,85	0,70	0,62
.1974	0,61	0,92	1,25	1,96	2,01	4,09	1,98		0,75	0,88	1,02	0,95
.1975	0,61	0,53	0,97	0,91	1,31	3,95	3,21	0,44	0,51	0,62	0,65	0,49
.1976	0,39	0,17	0,14	0,12	1,33	1,03	0,35	0,53	0,22	0,30	0,56	0,44
.1977	0,23		0,08	0,10	0,07	0,03	4,78	1,85	0,24	0,35	0,37	0,29
.1978	0,12	0,09	0,10	0,19	0,30	0,41	3,01	0,87	0,73	0,79	2,35	15,52
.1979	1,92	1,67	1,86	2,67	3,37	6,15	3,51	2	1,4	1,49	1,3	1,37
.1980	0,31	0,34	0,37	13,08		3,19	3,72	34,47	14,33	8,14	18,24	12,97
.1981	2,43	3,21	3,2			5,42	4,66	3,57		1,64	1,58	0,59
.1982	0,55	0,56										
.1983		2,31	0,83		20,09	5,11	87,75	29,64	11,69	7,71	76,81	54,95
.1984	5,11	3,99	5,96	7	5,73	5,05	369,5	119,9	40,02	40,24	175,74	105,32
.1985	40,35	38,87	36,02	39,18			18,77	16,63	3,44	1,93	1,81	2,09
.1986	1,18	0,72	1,14	1,34	3,27	3,01	2,3	2,18	1,33	1,51	1,48	1,19
.1987	1,16	1,17	1,57	1,85	5,28	4,59			90,7	117,05	130,95	233,39
.1988	104,25	25,91	23,78	19,97	24,54	18,66	9,83	4,98	3,73	3,85	3,35	2,21
.1989	1,87	1,13	1,89	2,71	3,56	3,39	4,15	2,58	1,00	2,27	1,89	1,06
.1990	0,85	1,29	1,68	1,66	1,89	2,65	3,17	1,84	1,23	0,97	0,70	0,78
.1991	0,56	0,56	0,54	0,65	1,88	7,63	5,14	2,11	1,86	1,44	1,62	1,54
.1992	1,49	1,69	2,44	2,21	2,31	13,68	6,64	13,85	59,61	30,70	40,30	17,13
.1993	4,29	3,59	5,30	6,75	59,06	15,35	5,47	4,01	4,31	3,89	2,94	2,68
.1994	3,00	3,84	4,48	5,33	7,09	6,64	6,10	2,94	1,94	1,41	1,04	0,86
.1995	0,71	0,62	0,80	1,59	1,87	1,86	2,35	1,38	1,03	0,60	0,36	0,07
.1996	0,06	0,04	0,03	0,04	0,26	0,57	3,05	0,77	0,30	0,14	0,06	0,04
.1997	0,04	0,09	0,05	0,04	0,03	26,12	2,23	60,23	54,10	88,65	138,47	160,00
.1998	102,91	44,28	10,57	17,14	9,73	33,16	15,76	4,44	3,39	1,80	1,66	1,45
.1999	1,71	1,61	1,66	2,62	1,28	2,62	2,02	2,30	2,35	1,13	1,21	0,71
.2000	0,68	0,93	0,76	1,10	2,46	10,22	4,63	1,37	5,85	0,95	0,80	0,74
.2001	0,99	1,14	1,80	2,22	3,79	3,43	6,63	5,73	9,54	15,41	19,86	7,88
.2002	2,33	2,13	1,82	4,00	4,78	45,13	61,44	75,57	89,73	57,29		69,97
.2003	34,81	15,23	10,01	5,91	8,60	17,24	17,59	4,49	3,28	1,94	1,77	1,50
.2004	1,75	1,81	2,25	3,94	3,93	2,97	4,91	7,40	2,90	2,14	1,64	1,28
.2005	2,14	1,31	1,46	1,51	1,93	2,42	2,60	2,79	2,46	1,55	0,91	1,00
.2006	0,75	0,37	0,36	0,65	1,82	3,33	5,77	6,10	4,02	2,25	1,36	1,48
.2007	0,58	0,41	0,57	1,02	1,29	3,21	3,91	2,38	1,72	1,41	1,71	1,46
.2008	0,84	0,30	0,24	0,24	0,48	1,05	2,30	5,64	1,37	1,23	0,95	1,23
.2009	1,71	1,62	1,52	1,58	2,10	3,83	5,88	6,90	5,98	4,55	4,61	3,84
.2010	1,77	0,96	0,83	1,16	3,74	9,70		7,30	6,54	3,45	1,21	0,79
.2011	0,66	0,43	0,41	0,39	0,43	33,01		1,71	1,21	1,06		
.2012	0,68	0,67	0,58	0,75	0,93	1,12	1,24	1,98	1,96	1,72	1,51	1,15
.2013	0,93	0,74	0,72	0,75	1,10	1,62	0,89	0,57	0,55	0,62	0,56	0,32
.2014	0,09	0,06	0,05	0,05	0,04	0,06	0,07	0,24			0,23	0,23
.2015	0,23	0,22	0,20	0,19	0,20	0,21	0,21	0,36	0,22	0,42	16,27	0,19

Figura 110: Caudales desembocadura río Limarí

Estero Culebrón antes de confluencia con río Elqui

Latitud S: 29° 58' 44" Longitud W: 71° 17' 10" Caudales Medios Fecha: 1986 – 2015

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
.1986			0,42	0,51	0,65	0,76	0,71	0,58	0,60	0,35	0,35	0,43
.1987	0,55	0,33	0,42	0,50	0,66	0,71	1,28	0,40	0,54	0,51	0,49	0,29
.1988	0,36	0,25	0,34	0,54	0,74	0,79	0,81	0,58	0,29	0,55	0,45	0,24
.1989	0,16	0,08	0,19	0,34	0,63	0,61	0,46	1,04	0,25	0,19	0,16	0,11
.1990	0,05	0,02	0,03	0,06	0,11	0,16	0,48	0,18	0,11	0,09	0,07	0,02
.1991	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,11	0,20	0,39	0,53	0,14	0,16	0,19
.1992	0,61	0,43	0,54	0,56	0,62	1,18	0,86	0,80	0,91	0,58	0,65	0,45
.1993	0,38	0,35	0,48	0,66	0,82	1,28	1,33	1,19	0,73	0,78	0,14	0,35
.1994	0,14	0,14	0,13	0,24	0,37	0,62	0,64	0,77	0,37	0,36	0,28	0,13
.1995	0,05	0,03	0,06	0,15	0,31	0,23	0,37	0,25	0,13	0,09	0,07	0,04
.1996	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,33	0,12	0,05	0,02	0,01	0,01
.1997	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,40	0,98	0,34	0,34	0,02	0,01
.1998	0,01	0,01	0,01	0,44	0,89	0,80	0,47	0,79	0,65	0,34	0,21	0,12
.1999	0,01	0,13	0,24	0,54	1,23	0,73	1,08	1,25	0,65	0,17	0,07	0,02
.2000	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,08	0,08	0,13	0,24	0,03	0,03	0,04
.2001	0,04	0,04	0,05	0,07	0,15	0,26	0,39	0,63	0,46	0,38	0,14	0,12
.2002	0,15	0,15	0,11	0,22	0,40	0,49	0,78	0,37	0,20	0,13	0,10	0,10
.2003	0,11	0,11	0,22	0,53	0,81	0,93	1,26	0,85	0,72	0,51	0,55	0,57
.2004	0,52	0,41	0,39	0,48	0,75	0,74	0,66	0,59	0,75	0,67	0,53	0,45
.2005	0,45	0,35	0,27	0,26	0,42	0,44	0,39	0,39	0,37	0,37	0,33	0,20
.2006	0,16	0,12	0,12	0,16	0,28	0,34	0,45	0,38	0,35	0,47	0,41	0,39
.2007	0,18	0,06	0,09		0,24	0,55	0,54	0,87	0,38	0,33	0,51	0,41
.2008	0,25	0,15	0,16		0,52	0,71	1,47	0,87	0,66	0,60	0,53	0,35
.2009	0,37	0,24	0,39	0,47	0,46	0,59	0,55	0,85	0,38	0,13	0,09	0,07
.2010	0,05	0,03	0,02	0,02	0,02	0,11		0,36	0,18	0,07	0,04	0,01
.2011						0,51	0,39	0,17	0,03			0,00
.2012	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,05	0,07	0,05	0,03	0,00
.2013	0,00			0,02	0,04	0,04	0,05	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
.2014	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,07	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00
.2015	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Figura 111: Caudales estero Culebrón

Estero Punitaqui antes de confluencia con río Limarí

Latitud S: 30° 40' 20" Longitud W: 71° 31' 36" Caudales Medios Fecha: 1962 - 2015

AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
.1962										0,20	0,19	0,20
.1963	0,20	0,23	0,27	0,27	0,27	0,54	1,21	0,51	4,98	0,85	0,35	0,42
.1964	0,24	0,22	0,10	0,16	0,27	0,54	0,59	0,58	0,30	0,27	0,16	0,08
.1965	0,09	0,17	0,11	0,12	0,35	0,49	3,28	11,75	4,15	1,22	0,34	0,41
.1966	0,53	0,17	0,24	0,48	0,71	2,20	3,21	1,23	0,42	0,23	0,07	0,04
.1967	0,04	0,04	0,04	0,19	1,08	1,41	1,53	0,61	0,85	0,12	0,09	0,09
.1968	0,05	0,01	0,03	0,03	0,02	0,26	0,23	0,20	0,27			
.1969			0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
.1970			0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03				
.1971							0,00				0,00	0,00
.1972	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	3,37		5,20	0,56	0,12	0,05	0,06
.1973	0,06	0,03	0,39	1,17	1,81	0,71	0,63	0,25	0,04	0,32	0,44	0,09
.1974	0,02	0,01	0,30	0,09	0,43	1,93	0,59	0,24	0,12	0,08	0,09	0,08
.1975	0,11	0,11	0,06	0,05	0,08		0,30	0,23	0,10	0,09	0,06	0,04
.1976	0,04	0,02	0,01	0,02	0,07					0,27	0,11	0,07
.1977	0,05	0,02	0,01	0,02	0,03	0,04	3,48					
.1978												
.1979												
.1990												
.1991												
.1992												
.1993											0,18	0,12
.1994	0,12	0,19	0,31	0,51		0,64	0,86	0,37	0,21	0,18	0,10	0,05
.1995	0,03	0,05	0,05	0,04	0,14	0,22	0,45	0,48	0,66	0,56	0,14	0,06
.1996	0,06	0,04	0,03	0,03	0,05	0,07	0,92	0,19	0,07	0,09	0,04	0,05
.1997	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	3,61	0,63	0,39		1,24	0,08	0,05
.1998	0,03	0,10	0,12	0,43	0,29	0,45	0,20	0,26	0,37	0,16	0,05	0,02
.1999	0,00				0,12	0,08	0,11	0,26	0,14	0,03	0,02	0,01
.2000	0,00				0,00	0,77	1,17	0,36	1,69	0,41	0,02	0,04
.2001	0,06	0,06	0,07	0,13	0,38	0,31	0,62	1,44	0,33			
.2002			0,01	0,39	2,05	0,55	1,76	1,81	1,36	0,35	0,13	0,00
.2003	0,10	0,08	0,14	0,60	1,51	1,04	1,01	0,74	0,86	1,07	0,22	0,10
.2004	0,06	0,04	0,04	0,16	0,28	0,48	1,37	1,63	1,44	1,44	0,23	0,15
.2005	0,05	0,04	0,04	0,05	0,14	0,17	0,21	0,26	0,42	0,36	0,27	0,08
.2006	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,09	0,14	0,19	0,21	0,19	0,15	0,08
.2007	0,05	0,05	0,06	0,06	0,05	0,07	0,07	0,09	0,10	0,07	0,09	0,08
.2008	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05	0,07	0,11	0,35	0,21	0,21	0,26	0,15
.2009	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,09	0,12	0,11	0,05	0,03
.2010	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01		0,26	0,12	0,06	0,05	0,04	0,01
.2011	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,98	0,85	0,53	0,60	0,17	0,01	0,00
.2012	0,00	0,00						0,30	0,14	0,03	0,01	0,01
.2013		0,00	0,00	0,00	0,00			0,00	0,00	0,00	0,01	
.2014	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
.2015	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	1,47	0,43	2,50	0,40	0,00

Figura 112: Caudales estero Punitaqui

## Especies vegetales en el área de estudio

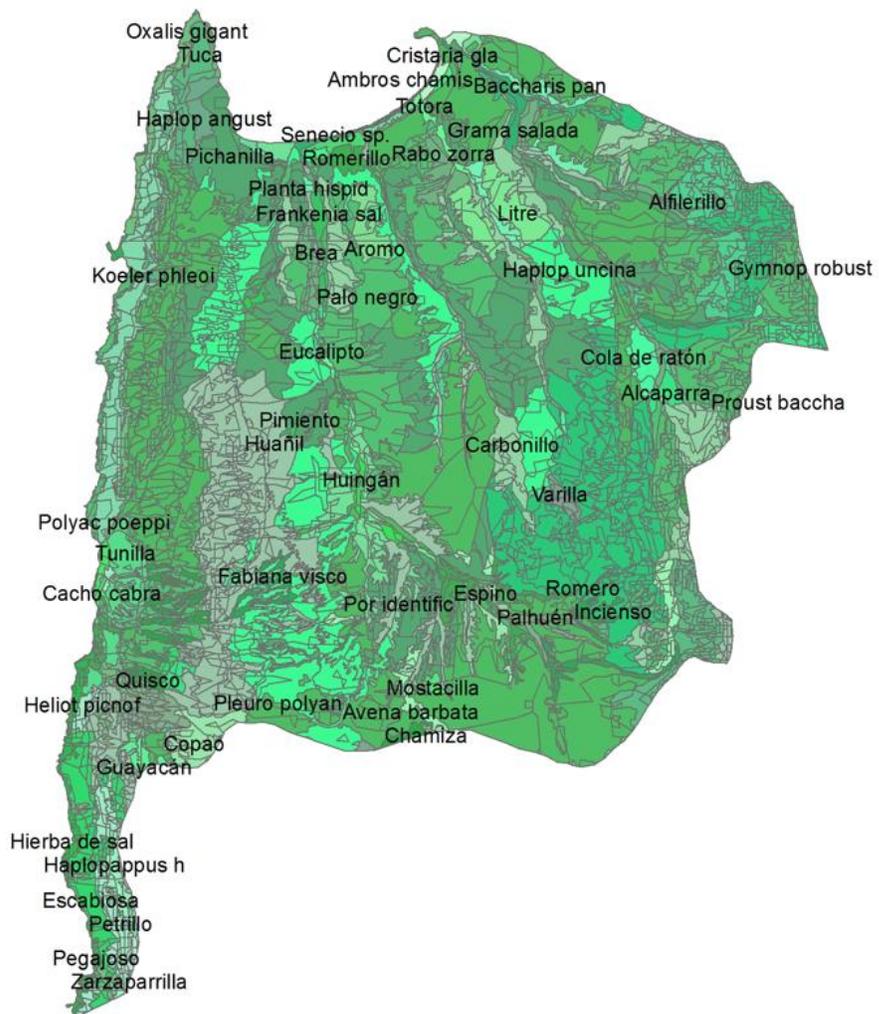


Figura 113: Especies vegetales en la zona