



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

GEOMORFOLOGÍA APLICADA EN LA EVALUACIÓN Y ANÁLISIS DE  
AMENAZAS NATURALES EN LA ZONA SUR DE LA COMUNA DE PICHILEMU:  
SECTORES DE PUNTA DE LOBOS-CÁHUIL-ESTERO NILAHUE. VI REGIÓN,  
CHILE

Memoria para optar al título profesional de Geógrafo

IGNACIO EDUARDO IBARRA COFRÉ

Profesora guía: Carmen Paz Castro Correa

SANTIAGO-CHILE  
2013

## **AGRADECIMIENTOS**

Expreso toda mi gratitud a mi familia, a mis padres, por su apoyo incondicional durante todo este proceso. A mi padre, por su fiel compañía en todos los trabajos de campo. A Caco por su preocupación constante y buenos consejos para poder llevar a cabo este desafío. Y en especial a mi madre, por su paciencia y apoyo.

Sinceros agradecimientos a la profesora Carmen Paz, por su compromiso, el tiempo dedicado a este trabajo, sus observaciones y consejos. Como no agradecer a la profesora María Victoria Soto y al profesor Rodrigo Rauld, por el compromiso demostrado, sus pacientes observaciones y el apoyo otorgado desde el inicio de esta memoria. Al profesor Miguel Contreras, por el ánimo y apoyo demostrado.

Fundamental es agradecer a todos los compañeros del LCyT, a quienes he aprendido a conocer, por su apoyo y consejos en los momentos difíciles, por los buenos momentos vividos, en especial a Rodrigo Moreno, Willy, Pedrito, Gricel, Cami, Paulina, Vanessa, Rodrigo y Rocío.

De la misma manera agradezco a todos los compañeros, ayudantes y amigos que me han ayudado y apoyado durante distintos momentos puntuales del desarrollo de esta memoria: Fabo, Misa, Nico, David, César, Pablo Sarricolea, Vanessa Rugiero, Joselyn Arriagada, Gino Sandoval, Paty; y a Cristián Araya, por su bibliografía fundamental facilitada.

A mis amigos de carrera, con quienes he vivido gratos momentos tanto de trabajo como de distensión.

A mis amigos de siempre, Faby, Nacho y Tamara.

Final y muy profundamente, a ti Javy, por tu paciencia, compañía, consejos, los inolvidables momentos vividos y venideros.... Por tu cariño.

## RESUMEN

A partir de un enfoque geomorfológico aplicado, se estudia el área costera comprendida entre el *headland* de Punta de Lobos y la zona de Cáhuil, Región de O'Higgins, con el objetivo de identificar y caracterizar las amenazas de origen natural declaradas, y evaluar la susceptibilidad de ocurrencia de amenazas hidrometeorológicas producto de inundaciones por desborde fluvial y anegamientos. Para lograr el propósito de la investigación, se analizan los procesos morfodinámicos activos y factores condicionantes que contribuyen a generar inestabilidad geomorfológica, mediante métodos geomorfológicos, históricos, hidrológicos, análisis multitemporal de fotografías aéreas e imágenes satelitales, además de estadística de precipitaciones. De los resultados obtenidos, se determinó que el área de estudio presenta distintas condiciones de amenaza, producto de la presencia de procesos de remociones en masa, licuefacción y erosión de suelos, inundación por desborde fluvial, anegamientos, marejadas y *tsunamis*. Se concluye que existe una condición de amenaza global caracterizada por la coalescencia espacial de múltiples amenazas de origen natural y un aumento de la condición de riesgo producto de la proyección del área urbana sobre determinadas unidades geomorfológicas sujetas a procesos de inestabilidad.

**Palabras claves:** Geomorfología aplicada, inestabilidad geomorfológica, procesos geomorfológicos, factores condicionantes, factores desencadenantes, amenazas de origen natural.

## ABSTRACT

*Starting from an applied geomorphology approach, the coastal area between the Punta of Lobos headland and the Cáhuil zone is studied, O'Higgins Region, with the aim of identify and characterize declared hazards of natural origins, and evaluate the susceptibility of occurrence of hydrometeorological hazards derived from fluvial and ponding floods. To achieve the purpose of this investigation, morphodynamic processes and conditioning factors that contributing to generate geomorphological instability are analyzed, through geomorphological, historical, hydrological, multitemporal analysis of aerial photographs and satellite images, in addition to rainfall statistics methods. From the obtained results, it was determined that the study area presents different hazards conditions due to mass movements, liquefaction and soil erosion processes, fluvial, ponding, tsunamis and storm surge floods. It was concluded that there is a global hazard condition characterized for the spatial coalescence of multiple hazards of natural origin and an increase of the risk condition due to the urban area projection on determined geomorphological units subjected to process of instability.*

**Key words:** *Applied geomorphology, geomorphological instability, geomorphological process, conditioning factors, triggers factors, hazards of natural origin.*

## ÍNDICE DE CONTENIDOS

|  |    |
|--|----|
| CAPÍTULO I: PRESENTACIÓN .....   | 9  |
| 1.1 Introducción .....   | 9  |
| 1.2 Problemática .....   | 10 |
| 1.3 Área de estudio .....  | 13 |
| 1.4 Objetivos .....  | 15 |
| 1.5 Hipótesis .....  | 15 |
| CAPÍTULO II: ESTADO DEL ASUNTO.....  | 16 |
| 2.1 La Geomorfología aplicada y la cartografía geomorfológica como herramientas de identificación y evaluación de amenazas naturales ..... | 16 |
| 2.2 Estado del asunto de las investigaciones Geológicas realizadas en el área de estudio .....   | 18 |
| 2.3 Estado del asunto de las investigaciones geomorfológicas realizadas en el área de estudio .....  | 19 |
| 2.4 Efectos del terremoto del 27 de Febrero del 2010 (27-F) en el área de estudio.....   | 22 |
| 2.5 Amenazas de origen natural.....  | 25 |
| 2.5.1 Inundaciones .....   | 25 |
| 2.5.1.1 Inundaciones por desbordes fluviales.....  | 26 |
| 2.5.1.2 Inundación por acumulación de aguas lluvias en áreas endorreicas o anegamiento .....   | 27 |
| 2.5.1.3 Inundaciones costeras asociadas a tsunamis o maremotos .....   | 29 |
| 2.5.1.4 Inundaciones costeras asociadas a marejadas .....  | 31 |
| 2.5.2 Fenómenos de Inestabilidad de laderas: remociones en masa .....  | 32 |
| 2.5.2.1 Desprendimientos (Falls).....  | 33 |
| 2.5.2.2 Deslizamientos (Slides) .....  | 34 |
| 2.5.3 Licuefacción.....  | 35 |
| CAPÍTULO III. MATERIALES Y MÉTODOS .....   | 39 |
| 3.1 Estructura metodológica general.....   | 39 |
| 3.2 Fase metodológica I: estudio geomorfológico aplicado a la identificación de amenazas naturales declaradas.....                         | 39 |
| 3.2.1 Métodos geomorfológicos .....  | 40 |
| 3.2.1.1 Procedimientos de gabinete .....   | 40 |
| 3.2.1.2 Procedimientos de campo .....  | 42 |
| 3.2.1.3 Procedimientos de laboratorio .....  | 44 |
| 3.2.2 Métodos históricos .....   | 45 |
| 3.2.2.1 <i>Análisis multitemporal</i> .....  | 45 |
| 3.2.2.2 Revisión de publicaciones e informes de eventos de riesgo .....  | 45 |
| 3.2.2.3 Cuestionario de amenazas históricas y cartografía participativa.....   | 46 |
| 3.2.3- <i>Estadística de precipitaciones</i> .....   | 47 |
| 3.3 Fase metodológica II: estudio de la susceptibilidad de ocurrencia de inundación por anegamientos.....                                  | 47 |
| 3.3.1 <i>Método curva-número</i> .....   | 48 |
| 3.3.2 <i>Mapa de pendientes</i> .....  | 51 |



|  |     |
|--|-----|
| 3.3.3 Mapas de flujos acumulados.....  | 51  |
| 3.3.4 Matriz de factores condicionantes y álgebra de mapas raster.....   | 52  |
| 3.4 Fase metodológica III: estudio de la susceptibilidad de ocurrencia de inundación por desborde fluvial. ....  | 53  |
| 3.4.1 Métodos geomorfológicos.....   | 53  |
| 3.4.1.1 Uso de la cartografía geomorfológica aplicada en la zonificación de desbordes fluviales.....   | 53  |
| 3.4.1.2 Parámetros hidromorfométricos.....   | 54  |
| 3.4.1.3 Obtención de la microtopografía de unidades geomorfológicas.....   | 58  |
| 3.4.2 Métodos hidrológicos.....  | 58  |
| 3.4.2.1 Método DGA-AC para crecidas pluviales.....   | 58  |
| 3.4.2.2 Método de VERNI & KING Modificado.....   | 60  |
| 3.4.3 Procedimientos de campo.....   | 61  |
| 3.4.4 Estimación de los caudales actuales, de desborde e históricos.....   | 61  |
| 3.4.5 Integración de métodos y criterios de zonificación.....  | 63  |
| CAPÍTULO IV: RESULTADOS.....   | 64  |
| 4.1 Resultados de la fase I.....   | 64  |
| 4.1.1 Análisis Geomorfológico general.....   | 64  |
| 4.1.2 Unidades geológicas del área de estudio.....   | 66  |
| 4.1.3 Estudio Geomorfológico.....  | 68  |
| 4.1.3.1 Unidades morfodinámicas.....   | 68  |
| 4.1.4- Resultados de los métodos históricos.....   | 93  |
| 4.1.4.1- Análisis multitemporal.....   | 93  |
| 4.1.4.2- Registros fotográficos.....   | 95  |
| 4.1.4.3- Cuestionario de amenazas y cartografía participativa.....   | 96  |
| 4.1.5- Análisis de precipitaciones.....  | 99  |
| 4.1.5.1- Precipitaciones diarias y acumuladas asociadas al análisis histórico, para los años 1994, 1996, 2010 y 2012.....                                | 99  |
| 4.1.5.2- Períodos de retorno y probabilidad de excedencia de las precipitaciones máximas anuales en 24 horas registradas entre los años 1980 y 2012..... | 103 |
| 4.1.6- Mapas de amenazas declaradas.....   | 104 |
| 4.1.6.1- Amenazas hidrometeorológicas.....   | 104 |
| 4.1.6.2- Amenazas Geológicas.....  | 106 |
| 4.2- Fase II: Susceptibilidad de inundación por anegamientos.....  | 114 |
| 4.3- Fase III: Susceptibilidad de inundación por desborde fluvial.....   | 116 |
| 4.3.1- Resultados de los métodos hidromorfométricos.....   | 116 |
| 4.3.2- Estimación de los caudales de crecida fluvial.....  | 119 |
| 4.3.3- Perfiles topográficos transversales al cauce y caudales asociados.....  | 120 |
| 4.3.4- Mapas de susceptibilidad de inundación fluvial (Figs. 46a y 46b).....   | 124 |
| 4.4- Mapas de síntesis de amenazas.....  | 127 |
| CAPÍTULO V: DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....  | 132 |
| 5.1 Discusión.....   | 132 |
| 5.2 Conclusiones.....  | 138 |
| BIBLIOGRAFÍA.....  | 140 |

ANEXOS..... 155

**ÍNDICE DE FIGURAS**

Figura N° 1: Área de estudio..... 13

Figura N° 2: Mapa geológico regional..... 18

Figura N° 3a: corte regional que indica la disposición de los sismos de la Secuencia de Pichilemu (círculos rojos), eventos de la zona de subducción (círculos verdes) y sismos cordilleranos superficiales (círculos azules). ..... 22

Figura N° 4: Clasificación de los tipos de inundaciones ..... 26

Figura N° 5: Curvas de infiltración típicas para diferentes texturas del suelo ..... 28

Figura N° 6: Causas de los tsunamis a) por terremotos, b) derrumbes, c) erupciones..... 30

Figura N° 7: Clasificación de los tipos de remociones en masa ..... 34

Figura N° 8: Esquema de licuefacción inducida por terremotos en suelos arenosos..... 36

Figura N° 9: Amplificación de la vibración generada por un terremoto..... 37

Figura N° 10: Estructura metodológica general..... 39

Figura N° 11: Esquema metodológico de la fase I ..... 40

Figura N° 12: Esquema metodológico de la fase II ..... 48

Figura N° 13: Esquema metodológico de la fase III. .... 54

Figura N° 14: Carta Geomorfológica general (1:120.000) ..... 65

Figura N° 15: Mapa de Unidades Geológicas del área de estudio ..... 67

Figura N° 16: MDT con dirección preferencial de escorrentía y áreas endorreica ..... 69

Figura N° 17: Perfil geomorfológico entre Punta de Lobos y Cáhuil..... 69

Figura N° 18a y 18b: Evidencias de zonas anegadas ..... 71

Figura N° 19: Cárcavas desarrolladas entre Punta de Lobos y Cáhuil. .... 72

Figura N° 20: erosión de suelo en manto por procesos de arroyada difusa y laminar ..... 73

Figura N° 21a y 21b: Evidencias de desprendimientos I ..... 74

Figura N° 22 a y 22b: Evidencias de desprendimientos II ..... 75

Figura N° 23: deslizamiento traslacional de suelo..... 76

Figura N° 24: Desprendimientos en Acantilado activo..... 77

Figura N° 25: perfil geomorfológico frente al pueblo de Cáhuil..... 79

Figura N° 26: Vista del sistema geomorfológico del pueblo de Cáhuil, desde eskarpe norte de la Terraza marina alta ..... 80

Figura N° 27: playas y cordón de dunas anteriores erosionadas post 27-F..... 81

Figura N° 28: Licuefacción producida por el 27-F en superficie de rellenos antrópicos.... 83

Figura N° 29: puntos de análisis de sedimentos y sus características. .... 85

Figura N° 30: mapa de niveles piezométricos y su relación con las unidades geomorfológicas ..... 86

Figura N° 31: superficie de las unidades geomorfológicas dentro del PRC 2012 ..... 89

Figura N° 32 a: Carta geomorfológica del tramo Punta de Lobos – Cáhuil..... 90

Figura N° 32 b: Carta geomorfológica de la localidad de Cáhuil..... 91

Figura N° 32 c: Carta geomorfológica tramo Cáhuil - Salinas de La Villa..... 92

Figura N° 33: Inundaciones por desborde fluvial: temporal del 26 de mayo del 2012 ..... 96

Figura N° 34: cartografía de zonas históricamente riesgosas en base a la aplicación de cuestionarios con mapa participativo ..... 98

Figura N° 35: Extensión lateral de suelos generada durante el 27-F..... 99

|  |     |
|--|-----|
| Figura N° 36 a y 36b: Curvas de precipitaciones diarias y acumuladas 1994 y 1997.....  | 101 |
| Figura N° 36c y 36d: Curvas de precipitaciones diarias y acumuladas 2010 y 2012.....   | 104 |
| Figura N° 37: relación entre los montos de precipitación, períodos de retorno (T) y la probabilidad de excedencia (P).....   | 104 |
| Figura N° 38: Superficie de las tipologías de amenazas declaradas dentro del área urbana del PRC (2012) y en zonas exclusivas para uso residencial y de equipamientos..... | 109 |
| Figura N° 39a: mapa de amenazas declaradas, tramo Punta de Lobos - Cáhuil .....  | 111 |
| Figura N° 39b: mapa de amenazas declaradas, localidad de Cáhuil.....   | 112 |
| Figura N° 39c: mapa de amenazas declaradas, tramo Cáhuil - Salinas de La Villa.....  | 113 |
| Figura N° 40: mapa de susceptibilidad de inundaciones por anegamiento .....  | 115 |
| Figura N° 41: Mapa del sistema de drenaje de las cuencas analizadas .....  | 118 |
| Figura N° 42: Comparación gráfica de los caudales de crecida pluvial .....   | 119 |
| Figura N° 43: Perfiles topográficos de detalle, localidad de Cáhuil.....   | 122 |
| Figura N° 44: Relación entre los caudales instantáneos máximos, períodos de retorno e inundaciones, estimados frente al pueblo de Cáhuil .....                             | 123 |
| Figura N° 45: Curvas de descarga y períodos de retorno .....   | 124 |
| Figura N° 46 a: mapa de susceptibilidad de inundaciones por desborde fluvial, localidad de Cáhuil .....  | 125 |
| Figura N° 46b: mapa de susceptibilidad de inundaciones por desborde fluvial, tramo Cáhuil - Salinas de La Villa.....   | 126 |
| Figura N° 47: Superficies según tipología de amenaza y grado de susceptibilidad total  | 128 |
| Figura N° 48a: mapa de multiamenazas, tramo Punta de Lobos - Cáhuil .....  | 129 |
| Figura N° 48b: mapa de multiamenazas, localidad de Cáhuil.....   | 130 |
| Figura N° 48c: mapa de multiamenazas, tramo Cáhuil - Salinas de La Villa.....  | 131 |

## ÍNDICE DE TABLAS

|  |     |
|--|-----|
| Tabla 1: Efectos del 27-F asociado a las unidades geomorfológicas .....  | 25  |
| Tabla 2: Escala de grados de un tsunami según INAMURA & LIDA (1949) .....  | 31  |
| Tabla 3: susceptibilidad estimada de licuefacción de depósitos sedimentarios durante fuertes sismos.....               | 38  |
| Tabla 4: Material cartográfico e información digital utilizados.....   | 42  |
| Tabla 5: Fotografías aéreas e imágenes satelitales utilizadas en el análisis multitemporal .....                       | 45  |
| Tabla 6: Grupos hidrológicos del suelo .....   | 49  |
| Tabla 7: Reclasificación de pendientes y amenaza asociada.....   | 51  |
| Tabla 8: Matriz de susceptibilidad de anegamientos según factores condicionantes .....                                 | 53  |
| Tabla 9: interpretación del índice de Gravelius .....  | 57  |
| Tabla 10: Curva de Frecuencia Regional de Caudales Medios Diarios Máximos, Zona Homogénea OP Pluvial, Log Normal ..... | 59  |
| Tabla 11: Coeficientes de fórmulas empíricas para la VI Región .....   | 60  |
| Tabla 12: Coeficientes de frecuencia para la cuenca del Nilahue .....  | 61  |
| Tabla 13: Características de los suelos de la Llanura aluvial y Acumulaciones eólicas estabilizadas .....              | 70  |
| Tabla 14: Matriz de unidades morfodinámicas inestables .....   | 110 |

|   |     |
|---|-----|
| Tabla 15: Parámetros hidromorfométricos de las cuencas analizadas .....                           | 117 |
| Tabla 16: Rangos referenciales de caudales instantáneos máximos por cada período de retorno ..... | 119 |

## ÍNDICE DE ANEXOS

|   |     |
|---|-----|
| Anexo N° 1: Mapas de series de suelo. Elaboración cartográfica propia en base a coberturas shapefile CIREN (2012) .....           | 155 |
| Anexo N° 2: Cuestionario de identificación de amenazas históricas .....   | 156 |
| Anexo N° 3: Resumen precipitaciones máximas anuales en 24, 48 y 72 horas, período 1980-2012. Fuente: MOP-DGA (2012) .....         | 157 |
| Anexo N° 4: Tabla de cálculo de períodos de retorno y probabilidad de excedencia según método de Weibull .....                    | 158 |
| Anexo N° 5: Matrices de cálculo método curva número .....   | 159 |
| Anexo N° 6: Fragmentos de coberturas raster de factores condicionantes para amenazas de anegamiento en zonas representativas..... | 160 |
| Anexo N° 7 a y 7b: Síntesis de la tabla de cálculos método DGA-AC y Verni-King.....   | 161 |
| Anexo N° 8: Mapa de inundación por desborde fluvial. PUC, 2010.....   | 162 |
| Anexo N° 9: Análisis multitemporal de zonas de anegamiento: 1978 a 1997 .....   | 163 |
| Anexo N° 10: Análisis multitemporal de zonas de anegamiento: 2004 al 2007 .....   | 164 |
| Anexo N° 11: Análisis multitemporal por desborde fluvial frente al pueblo de Cahuil, 1978 a 1997 .....                            | 165 |
| Anexo N° 12: Análisis multitemporal por desborde fluvial frente al pueblo de Cahuil: 2004 al 2010.....                            | 166 |
| Anexo N° 13: Análisis multitemporal por desborde fluvial entre el pueblo de Cahuil y las salinas de La villa: 1978 a 1994.....    | 167 |
| Anexo N° 14: Análisis multitemporal por desborde fluvial entre el pueblo de Cahuil y las salinas de La villa: 2004 al 2010 .....  | 168 |
| Anexo N° 15: Mapa de inundación por tsunami. PUC (2010).....  | 169 |

## **CAPÍTULO I: PRESENTACIÓN**

### **1.1 Introducción**

Las amenazas naturales constituyen escenarios de fragilidad ambiental que sumados a la exposición de población y vulnerabilidad de la misma, generan espacios geográficos de riesgos.

Terremotos, deslizamientos, actividad volcánica e inundaciones poseen la potencialidad de ser altamente peligrosos para las distintas entidades sociales a lo largo de todo el planeta, sin embargo, estas amenazas no son el resultado de procesos naturales *per se*, sino también de la interacción de estos con los complejos sistemas humanos. Cuando estas condiciones se conjugan en el tiempo y el espacio pueden transformarse en desastres, generando cuantiosas pérdidas de vidas humanas y económicas tanto en países desarrollados como en vías de desarrollo (ALCÁNTARA, 2002).

Chile se caracteriza por presentar una geografía diversa y dinámica, donde históricamente las catástrofes naturales han constituido escenarios recurrentes, debido a las características geológicas, climáticas, morfológicas y topográficas específicas del territorio nacional (LARRAÍN, 1994; MARDONES & VIDAL, 2004). Bajo este contexto, el emplazamiento de los asentamientos poblados con una escasa o incluso nula planificación territorial que gestione los riesgos, constituye una problemática nacional vigente (HABITERRA, 2011).

En el campo de las geociencias y en el estudio de los desastres, la geomorfología ha contribuido a la comprensión del paisaje, el relieve, la evaluación de peligros naturales y el ordenamiento territorial (CENTENO *et al.*, 1994); por una parte, a través del propio enriquecimiento teórico de la disciplina, y por otra, mediante la creación de modelos de evaluación de inundaciones fluviales, procesos de laderas, volcanismo, entre otros (ALCÁNTARA, 2002).

En base a lo anterior, la investigación que se presenta a continuación pretende identificar y evaluar, bajo un enfoque geomorfológico aplicado, las amenazas de origen natural en la comuna de Pichilemu, específicamente en el área costera comprendida entre el *headland* de Punta de Lobos y el estuario de Cáhuil, puesto que según el Plan de Desarrollo Comunal (PLADECO, 2010) existen diversas áreas de amenazas en las cuales el nuevo Plan Regulador Comunal (PRC, 2012), permite la proyección del radio urbano, proyección que conformará una conurbación entre la zona urbana de Pichilemu y la localidad de Cáhuil. En adición a esto, los hechos acontecidos tras el terremoto del 27 de Febrero del 2010 (27-F), generaron impactos ambientales en el área de estudio, revelando nuevas áreas expuestas a inundación y licuefacción.

Para lograr el propósito de la investigación, se utilizaron los principios de cartografía geomorfológica aplicada presentes en PEÑA-MONNÉ (1997), SMITH *et al.*, (2011), a

través de la identificación de áreas morfológicamente inestables, en base a las evidencias en el relieve derivadas de procesos morfodinámicos presentes y pasados, que permiten reconocer y analizar las distintas amenazas de origen natural. Las amenazas de origen hidrometeorológico (inundaciones fluviales por desborde de cauces y anegamientos por acumulación de precipitaciones) se evalúan en base a la combinación de métodos históricos, hidrológicos y geomorfológicos (DÍEZ-HERRERO, 2008). Según los planteamientos del mismo autor, la escala de trabajo seleccionada es de 1:13.000 por ser adecuada para la representación de mapas de amenazas para su aplicación en la planificación territorial a escala comunal.

El presente estudio corresponde a una memoria para optar al título profesional de Geógrafo en la Escuela de Geografía de la Universidad de Chile, en el marco del proyecto FONDECYT N° 1100223/2010.

## 1.2 Problemática

Fenómenos meteorológicos extremos tales como inundaciones, ondas de sequía, calor y frío, o la dinámica geológica terrestre, que se traduce principalmente en terremotos, tsunamis y actividad volcánica, han causado desastres a nivel planetario, y según varios autores (GAR<sup>1</sup>, 2011, EIRD<sup>2</sup>, 2004; ALLISON, 2002; ALCÁNTARA, 2002), en las últimas tres décadas ha existido un aumento tanto del número como de la magnitud de estos eventos, así como también de las poblaciones afectadas, lo que implica desafíos geográficos constantes en cuanto al ordenamiento y gestión de los territorios.

A nivel mundial y si se consideran las grandes tipologías de eventos amenazantes, entre los años 1990 y 1999 se estima que los eventos volcánicos cobraron un saldo total de 1.080 fallecidos, las remociones en masa 8.658, los terremotos, 98.678; y las inundaciones 103.870 vidas (ALCÁNTARA, 2002). Por otra parte, el daño producido por los desastres es mucho mayor en los países en desarrollo que en los desarrollados, ya que en los primeros las pérdidas en PIB y víctimas fatales son respectivamente 20 y 150 veces superiores a las de los países desarrollados (GORE COQUIMBO; 2010).

En el marco del cambio climático, durante las últimas dos décadas (1988-2007), se estima que un 76% de todos los eventos catastróficos fueron de origen hidrometeorológico, siendo causantes del 45% de las muertes y 79% de pérdidas económicas a nivel mundial (EIRD, 2008).

En relación a lo anterior, en agosto del 2002, la Organización Meteorológica Mundial (OMM), informó que a contar de dicha fecha, las inundaciones en más de 80 países han causado casi tres mil pérdidas de vidas y provocado daños a casi 17 millones de

---

<sup>1</sup> *Global Assessment Report on disaster reduction.*

<sup>2</sup> Estrategia Internacional para la Reducción de Desastres.

personas (EIRD, 2004). Aun así, el riesgo de mortalidad por amenazas de carácter meteorológico se concentra en países de bajo PIB y gobernanza deficiente; sin embargo, las inundaciones del 2011 en Australia y Alemania, demostraron que incluso los países de altos ingresos presentan dificultades al momento de gestionar la exposición de la población (GAR, 2011).

Recientemente, durante el quinquenio 2003-2008, se reportó un total aproximado de 600 mil víctimas mortales debido a terremotos en Asia e India, la ola de calor europea del 2003 y el tsunami del océano Índico del 2004 (EIRD, 2008), eventos que además concatenaron altas pérdidas económicas y de infraestructura.

Bajo este escenario global, Chile exhibe una morfología en la cual el 80% del paisaje es de tipo montañoso, siendo un factor condicionante relevante en las amenazas de origen natural. Sumado a esto, la complejidad y diversidad climática determinada por la diferencia latitudinal, el Anticiclón del Pacífico Sur, la actividad frontal proveniente de las bajas presiones subantárticas, las bajas presiones Amazónicas y la corriente de Humboldt, presentan en conjunto un efecto significativo en la génesis de las catástrofes naturales que han ocurrido en Chile (HABITERRA, 2011). A lo anterior debe agregarse el emplazamiento del país en el Cinturón de Fuego del Pacífico y la susceptibilidad de amenazas asociadas a la actividad volcánica, terremotos y *tsunamis* que esto implica.

Citando algunos ejemplos, el sismo ocurrido en la región central de Chile el 3 de Marzo de 1985, que alcanzó un registro de 7 grados en la escala *Richter*, dejando un saldo de 178 muertos, 2.575 heridos, más de 195.000 viviendas con daños y 186 millones de dólares en pérdidas (ODEPLAN<sup>3</sup>, 1985). Prácticas inadecuadas de uso del suelo para destinos diversos en zonas marginales de grandes ciudades chilenas, se han traducido en una creciente utilización de espacios muy vulnerables a los efectos de remociones en masa del tipo flujos; sólo este tipo de eventos amenazantes proporcionan cifras dramáticas: en 19 procesos de remociones en masa entre 1925 y 1993, se han registrado 653 fallecidos y aproximadamente 228 desaparecidos (HAUSER, 2000).

Según cifras emitidas por la Subsecretaría de Desarrollo Regional (SUBDERE, 2011), entre los años 1981 y 2000 las amenazas de carácter geológicas e hidrometeorológicas produjeron un total de 669 fallecimientos, 127.000 afectados y pérdidas económicas por un monto aproximado de 151 millones de dólares, antecedentes a los cuales debe sumarse el reciente terremoto del 27 de Febrero del 2010 (de ahora en adelante 27-F), en que fallecieron 521 personas, se reportaron 56 desaparecidos, mientras que desde el punto de vista económico las pérdidas se estiman en MMUS\$30.000 correspondientes aproximadamente al 16% del Producto Interno Bruto (PIB).

Por lo tanto, las amenazas de origen natural poseen expresión territorial, condicionan la capacidad de acogida del territorio y por ello es importante considerarlas en la

---

<sup>3</sup> Oficina de Planificación Nacional

planificación urbana y regional. De esta forma, dentro de la planificación urbana a escala local, los estudios de riesgo son hoy un requisito para aprobar los planes reguladores comunales (SARRICOLEA, 2004); requerimiento que fue introducido en la modificación de la Ordenanza General de Construcciones y Urbanización del año 1993 (Art.2.1.5).

La exposición a las amenazas y los niveles de vulnerabilidad pueden incrementarse debido a procesos del desarrollo que no internalizan un esquema preventivo, favoreciendo la urbanización no controlada o con marcos regulatorios que presentan falencias generales, permitiendo el emplazamiento en sectores amenazados (CHARDON, 2002) lo que se traduce en un ordenamiento y gestión territorial que no incorpora adecuadamente la variable riesgo (GORE COQUIMBO; 2010), y cuya impronta geográfica, a propósito del cambio climático, son nuevos escenarios de fragilidad ambiental asociados al aumento de riesgos urbanos en Chile, razón que fundamenta el presente estudio.

En concordancia con lo anterior, el Plan de Desarrollo Comunal de Pichilemu (PLADECO, 2010) identifica zonas históricas de ocurrencia de amenazas naturales asociadas a procesos de remociones en masa, invasión de dunas, inundaciones por desborde de cauces, anegamientos, marejadas y *tsunamis*. Sin embargo, a esto se debe agregar el hecho que según el mismo instrumento de planificación territorial, se espera que la proyección de la población crezca de manera progresiva y que hacia el año 2020 la población se incremente en un 135% más de lo que aumentó entre los años 1982- 2002, lo que implicaría el cambio desde 14.711 habitantes presentes el año 2010 a 16.894 estimados para el 2020, además del incremento de la actividad turística.

En respuesta a esta situación, se ha seleccionado el área de estudio por ser un eje de crecimiento en el cual desde el Plan Regulador Comunal (PRC) del año 2004 que “*se ha orientado el crecimiento hacia la consolidación de la conurbación que se viene dando entre Pichilemu y la zona de Cahuil... lo que a vista de cualquier observador parece una realidad, la continuidad espacial de ambas localidades*” (PLADECO, 2010:100). Siguiendo la lógica de dicha política territorial, el nuevo PRC finalizado el año 2012 (que fue zonificado en base al estudio fundado de riesgos elaborado por la Pontificia Universidad Católica el año 2012), reconoce áreas de amenazas en zonas edificadas desde los años setenta, siendo un instrumento que permite el emplazamiento de “zonas de residencias mixtas” en sectores entre Punta de Lobos y Cahuil.

Un tercer antecedente que justifica esta investigación fueron los acontecimientos ocurridos en el área de estudio tras el 27-F. Según datos oficiales del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGOEMIN, 2010), el *tsunami* arrasó un sector de locales comerciales y los trenes de ola remontaron 5 kilómetros aguas arriba del estero Nilahue. Según dicha institución y según VERDUGO *et al.*, (2012) también se registró licuefacción de suelos en ciertas áreas, lo cual resultó en viviendas severamente destruidas o agrietadas, además de caminos cortados producto de grietas de hasta 2 m y profundidades mayores a 1 m. Por último, tras el 27-F y la secuencia sísmica de Pichilemu que se inició el 11 de marzo del 2010 (QUEZADA *et al.*, 2010; FARÍAS *et al.*,



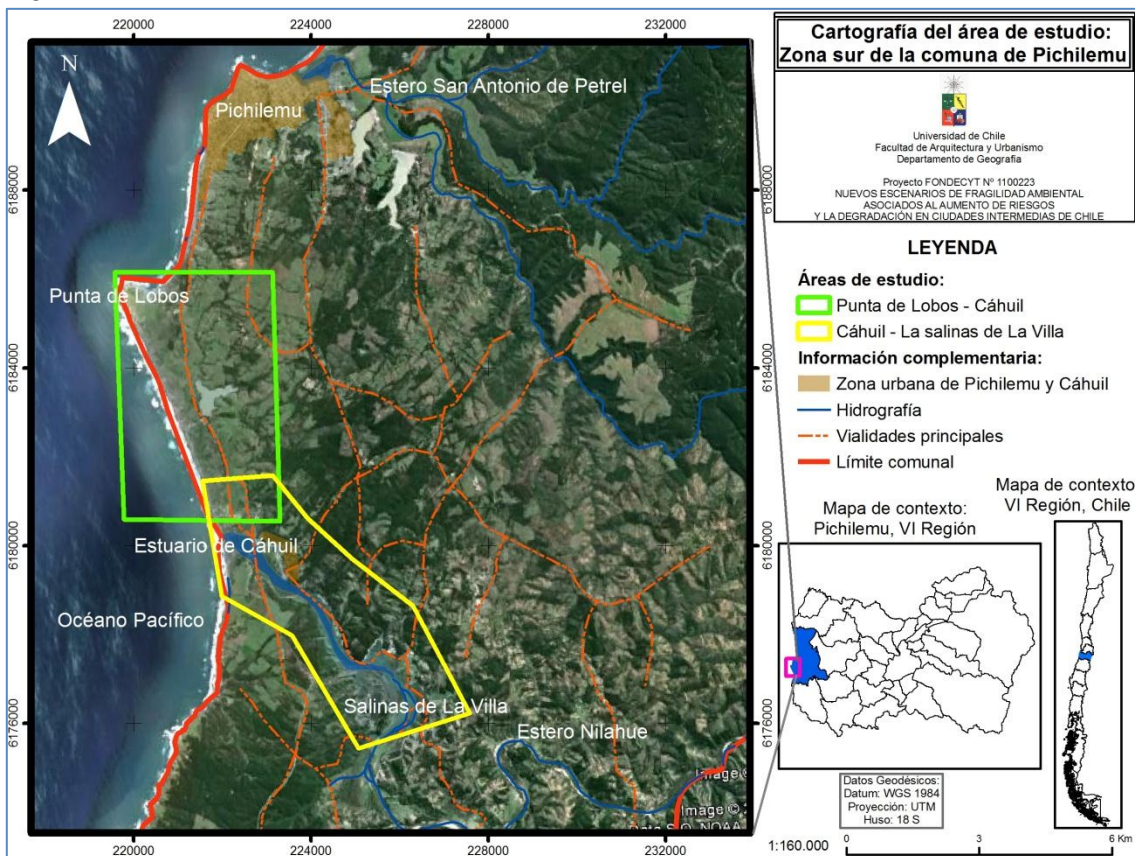
2010; FARÍAS *et al.*, 2011), la línea de costa de Pichilemu manifestó variaciones cosísmicas durante el primer y segundo grupo de eventos telúricos, lo cual se traduciría en la subsidencia del terreno en un orden de 0,5 m con respecto al nivel del mar.

En consecuencia, se propone desarrollar una investigación descriptiva y explicativa basada en un enfoque geomorfológico aplicado y métodos complementarios, que permita clasificar y zonificar las amenazas de origen natural declaradas, y evaluar la susceptibilidad de ocurrencia de amenazas de carácter hidrometeorológicas en las zonas donde se aprobó la proyección del área urbana.

### 1.3 Área de estudio

Dentro de la comuna de Pichilemu, se estudia el área costera comprendida entre el *headland* de Punta de Lobos y el estuario de Cáhuil, además de la zona comprendida entre el interior de Cáhuil y el sector de las salinas de La Villa (Fig. 1). El área se localiza entre los 34° 21' y 34° 31' S, y los 72° 02' y 71° 58' W, se encuentra 3 km al sur de la zona urbana Pichilemu.

Figura N° 1: Área de estudio



Fuente: Elaboración propia en base a coberturas *shapefile* IGM (2000).

### *Características climáticas*

La zona de estudio se emplaza en el límite sur de la faja costera del clima mediterráneo de estación seca prolongada y alta nubosidad, formando parte del secano costero (FUENZALIDA, 1971). Para el período 1982-2002, los montos de precipitaciones registradas por la estación pluviométrica de Pichilemu acumulan un total anual promedio de 534,33 mm, de los cuales un monto aproximado cercano al 73,4% se concentra entre los meses de mayo a agosto (ANDRADE & GRAU, 2005). Durante los meses de octubre a abril las precipitaciones no superan los 40 mm, no obstante, en los meses en que se generan las mayores frecuencias pluviométricas, éstas se presentan en forma torrencial, frecuentemente acompañadas de fuertes vientos, con umbrales promedios estimados sobre los 79-92 mm en 24 horas y períodos de retorno de 5 a 10 años (Dirección Meteorológica de Chile, 2011), lo que demuestra su relevancia como desencadenante de procesos geomorfológicos.

En cuanto a las temperaturas, la media anual varía entre los 12 y 18°C y la amplitud térmica anual oscila entre los 10 y 15°C (OSORIO, 2007); rasgos climáticos que en conjunto generan un ambiente prácticamente sin heladas.

Derivado de lo anterior, un tercer rasgo del dominio climático analizado es que la recurrente situación de prolongados períodos con bajos montos de precipitación, asociados a eventos pluviométricos de carácter torrencial, tiene influencia en la presencia de erosión de los suelos, inundaciones y anegamientos de rápida generación pero localizados (PLADECO, 2010).

### *Características hidrológicas:*

El estero Nilahue es el principal sistema hídrico del área de estudio; sin embargo, se consideró el estero San Antonio del Petrel (subsector Quebrada Honda por el norte), que aunque no forma parte de la zona estudiada, ha sido incluido en el desarrollo de la investigación con fines metodológicos comparativos.

La cuenca del estero Nilahue presenta una superficie de 1.776 km<sup>2</sup>, una extensión aproximada de 47 km, orientación general noroeste, cuyo exutorio es la laguna de Cáhuil. Su patrón de drenaje es altamente ramificado en función de las condiciones estructurales locales, nace 60 km al sureste de Pichilemu en la Cordillera de la Costa y el régimen hidrológico es únicamente pluvial (MOP-DGA, 2003).

La cuenca del estero San Antonio del Petrel también nace en la Cordillera de la Costa local y presenta un desnivel próximo a los 550 m.s.n.m. La superficie de su cuenca es comparativamente menor a la del Nilahue con 100 km<sup>2</sup>, presentando un largo aproximado de 20 km y al igual que el estero Nilahue, el régimen hidrológico es pluvial neto, directamente dependiente de las precipitaciones del sector (Estudios Sanitarios del Bío-Bío S.A., 2006).

En cuanto a la hidrogeología, la zona estudiada está comprendida dentro de la Formación Acuífera Pichilemu, en la cual los sedimentos cuaternarios recientes presentan espesores que oscilan entre los 10 y 25 m. Los depósitos cuaternarios más antiguos, presentan también acuíferos de menor espesor, confinados entre capas potentes impermeables y emplazados a profundidades entre los 40 y 70 m (MOP-DGA, 2003).

#### **1.4 Objetivos**

- Objetivo general

Caracterizar y estudiar la geomorfología, aplicada al análisis y espacialización de las amenazas en las zonas de Punta de Lobos-Cahuil-estero Nilahue.

- Objetivos específicos
  - Reconocer, clasificar, zonificar y analizar las diversas amenazas de origen natural existentes en la zona.
  - Evaluar la susceptibilidad de ocurrencia de amenazas de inundación fluvial y anegamientos.

#### **1.5 Hipótesis**

En el área de estudio existe un conjunto de unidades geomorfológicas dinámicas que explican una condición de coalescencia de múltiples amenazas de origen natural.

A su vez, esta condición de amenaza se debe a los factores condicionantes propios de cada unidad morfodinámica, los cuales han sido desencadenados por eventos sísmicos o hidrometeorológicos.

Como respuesta del sistema geomorfológico ante eventos sísmicos e hidrometeorológicos de alta magnitud pero baja frecuencia, se produce una superación de los umbrales morfodinámicos de estabilidad, lo cual incide en el desencadenamiento de amenazas naturales y sus efectos sinérgicos.

## **CAPÍTULO II: ESTADO DEL ASUNTO**

### **2.1 La Geomorfología aplicada y la cartografía geomorfológica como herramientas de identificación y evaluación de amenazas naturales**

LUGO (1988) define a la geomorfología aplicada como una rama de esta ciencia consistente en una serie de aplicaciones y soluciones a problemas prácticos a través de métodos geomorfológicos. HUGGETT (2007), LEE *et al.*, (2007) y GOUDIE (2004) señalan que esta subdisciplina estudia la interacción de los sistemas humanos y las geoformas, contribuyendo a la investigación de problemas asociados con el impacto humano sobre los paisajes y viceversa; enfoque y aplicación que recientemente ha sido denominado también como *Ingeniería geomorfológica* (DIXON, 2010; LEE *et al.*, 2007; GIARDINO *et al.*, 1997; COATES, 1971 en GOUDIE, 2004).

Lo anterior se fundamenta en el hecho de que la geomorfología provee el contexto espacial a través de información concisa y sistemática sobre las formas del terreno, su estructura, composición, asociaciones y procesos morfogenéticos, por lo que cada unidad morfológica posee funciones ambientales distribuidas en el espacio (DIXON, 2010; HOPPE *et al.*, 2009; LEE *et al.*, 2007; MENDOZA *et al.*, 2002), las cuales presentan respuestas relativamente homogéneas ante eventos hidrometeorológicos, endógenos y antrópicos.

Esta nueva vía de trabajo se ha respaldado en variados cambios ocurridos dentro de la geomorfología tradicional, ya que en fases anteriores se utilizaba una escala cronológica de tipo geológica para explicar la evolución del relieve; sin embargo, la geomorfología aplicada requiere otra escala, más humana del tiempo (PEÑA-MONNÉ, 1997).

Consecuentemente, SMITH *et al.*, (2011), ALLISON (2002) y LUGO (1988) afirman que la información geomorfológica aplicada ha sido fundamental en muchos tipos de estudios prácticos en la superficie terrestre, incluyendo el manejo de zonas costeras, rutas de alineación óptima para construcción de carreteras, trazado de líneas ferroviarias, gaseoductos; aplicaciones militares utilizando clasificación del terreno para el análisis táctico de emplazamiento y movimiento de tropas; manejo de riveras fluviales, amenazas naturales, y su uso ha sido relevante en proyectos de ingeniería civil, y la búsqueda de recursos naturales renovables y no renovables.

SLAYMAKER (1996, 2000, en HUGGETT, 2007), destaca que esta rama de la geomorfología ha encontrado un espacio ideal de trabajo en la mitigación de amenazas de origen natural tales como fenómenos de inestabilidad de laderas, erosión de costas, zonas propensas a grandes inundaciones fluviales (entre otras), por lo que de acuerdo a ALCÁNTARA (2002), la investigación geomorfológica es capaz de proveer enfoques teóricos y aplicados para reducir los desastres en términos del origen y dinamismo de los procesos físicos que los controlan y condicionan estos eventos, donde la magnitud, frecuencia, umbrales, así como la escala temporal y espacial, son conceptos geomorfológicos claves fuertemente correlacionados con las amenazas en la medida que

la respuesta de las geoformas a los cambios causados por los procesos geodinámicos están en función de la magnitud y frecuencia de estos eventos naturales.

La geomorfología aplicada por tanto, se basa en el estudio de procesos geodinámicos que se traducen en formas del terreno inestables, ya que se encuentran en un precario equilibrio con el ambiente natural y antrópico (PEÑA-MONNÉ, 1997; PIACENTINI & MICCADEI, 2012), donde los factores que regulan el estado morfogenético de un lugar sobrepasan en cascada los umbrales de estabilidad (ANGUITA & MORENO, 1994 en MARDONES & VIDAL, 2004). Esto se traduce en el reconocimiento y mapeo de formas de degradación de laderas, de erosión fluvial, marina, eólica, glacial, periglacial, kárstica, o formas relacionadas con inundaciones y vulcanismo (PEÑA-MONNÉ, 1997; PIACENTINI & MICCADEI, 2012).

PANIZZA (1988) en PEÑA-MONNÉ (1997), propone que para realizar un mapa de amenazas geomorfológicas se deben diferenciar las causas de la Inestabilidad geomorfológica de los efectos producidos por éstas, o lo que el autor denomina *fenómenos de Inestabilidad*, tratamiento que implica dos tipos de análisis:

- Análisis de las causas, a través del estudio de los factores de inestabilidad, cuyo examen da como resultado un *Mapa de análisis integrado*.

- Análisis de los efectos generados por la inestabilidad, plasmados en una matriz de *formas, procesos pasados y actuales*, que derivan o se trasvasan a un *Mapa de dinámica Geomorfológica*. En consecuencia, la leyenda de este mapa debe reconocer los procesos derivados de las actividades de las aguas, gravedad, hielo o nieve, corrientes costeras, las olas, el viento, la tectónica y la presencia del hombre, y esta se debe asociar al grado de actividad de los procesos, categorizándolos como: activos, estacionales e inactivos. La integración de ambos mapas da como resultado un mapa de amenazas geomorfológicas, que indica áreas inestables actuales (amenazas declaradas) y potenciales (susceptibles).

SMITH *et al.*, (2011), ALCÁNTARA (2002) y ALLISON (2002) destacan una serie de investigaciones geomorfológicas aplicadas a las cuales además se pueden agregar: análisis de geomorfología fluvial e inundaciones (KAPPES *et al.*, 2012; ORTIZ & ROMO, 2011; PÉREZ & LÓPEZ, 2010; AGGETT & WILSON, 2009; GARNICA & ALCÁNTARA, 2004; GILLI *et al.*, 2000; DOMÍNGUEZ-CUESTA *et al.*, 1999; BRUNDSDEN, 1996; BAKER, 1994; ENZEL *et al.*, 1993); remociones en masa (VAN DEN EECKHAUT *et al.*, 2010; CROZIER, 2010; KAWABATA & BANDIBAS, 2009; GORUM *et al.*, 2008; DEMOULIN & CHUNG, 2007; DOMÍNGUEZ-CUESTA *et al.*, 2007; BROOKS & COOLISON, 1999); y amenaza volcánica y sísmica (PARESCHI *et al.*, 2000; THOURET, 1999; PANIZZA, 1991; VERSTAPPEN, 1992).

Uno de los productos finales de esta vía de trabajo se logra a través de la cartografía geomorfológica que es el resultado de un grupo de técnicas de *evaluación del terreno*, constituyendo una herramienta que representa de manera analítica las morfologías erosionales y de acumulación de la superficie terrestre, expresado en un mapa temático

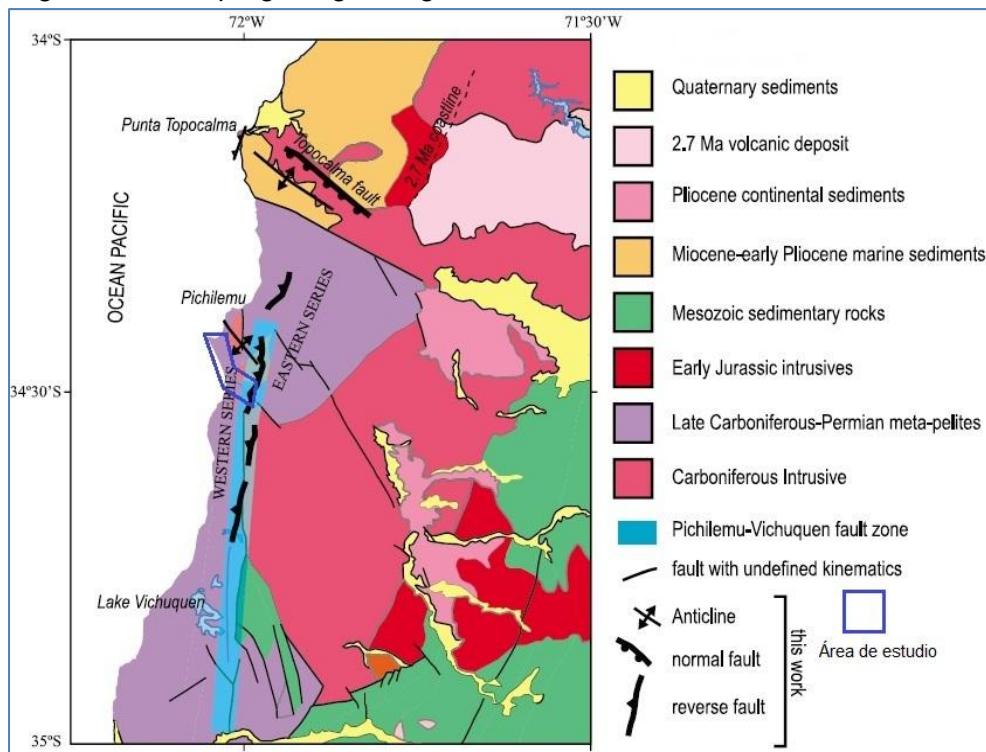
que incluye las unidades geomorfológicas, la caracterización de éstas en términos de la significancia de los procesos morfogenéticos (activos o inactivos), y las zonas morfológicamente inestables expuestas en base a la zonificación y clasificación de las distintas amenazas declaradas y potenciales (LEE *et al.*, 2007; ANDRADE *et al.*, 2004; PEÑA-MONNÉ, 1997; VERSTAPPEN, 1983).

Se define así una *amenaza declarada o actual* como una condición o proceso geológico/geomorfológico que constituye un peligro, y que se ha producido en el pasado o está en evolución, dejando evidencias geomorfológicas, sedimentológicas o de otra naturaleza que permiten identificarlo (OLIVER & RENET, 1976; VILLARROEL, 1989 en SEPÚLVEDA, 1998).

## 2.2 Estado del asunto de las investigaciones Geológicas realizadas en el área de estudio

Según ESCOBAR *et al.*, (1977), el contexto regional en el cual se inscribe la zona de estudio presenta dos macro unidades litológicas bien definidas (Fig. 2): éstas son el *basamento granítico*, datado según SERNAGEOMIN (2003) en aproximadamente 328-325 Ma (Paleozoico superior, intrusivo Carbonífero); y el *basamento metamórfico*, de génesis aproximadamente coetánea o levemente más reciente que el *basamento granítico*, correspondiendo al Paleozoico superior (Metapelitas del Carbonífero tardío al Pérmico).

Figura N° 2: Mapa geológico regional



Fuente: FARÍAS *et al.*, (2011).

ESCOBAR *et al.*, (1977) observaron que el basamento granítico se distribuye preferentemente en el sector oriental de la Cordillera de la Costa, en una franja paralela al basamento metamórfico, al oriente de este y el contacto entre ambas unidades es aproximadamente norte-sur. Además, estas unidades conforman un conjunto conocido como Basamento Cristalino, el cual, según BRUGGEN (1950) se encuentra subyaciendo a terrazas marinas.

GONZÁLEZ-BONORINO (1970, 1971), y GONZÁLES *et al.*, (1970) en MORENO & GIBBONS (2007), distinguieron tres series de cinturones de metamorfismo progresivo comprendidos desde el norte de la comuna de Pichilemu hasta la zona de Concepción: serie Curepto, Nirivilo y Pichilemu. Posteriormente, GODOY (1970) y AGUIRRE *et al.*, (1972) en MORENO & GIBBONS (2007), modificaron esta subdivisión clasificándola en Serie Metamórfica del Este o *Eastern Series* (SME) y Serie Metamórfica del Oeste o *Western Series* (SMO).

Según ESCOBAR *et al.*, (1977), la serie metamórfica de Pichilemu se manifiesta en el extremo norte de la faja que constituyen los afloramientos del basamento metamórfico y se presenta en un radio de aproximadamente 20 km alrededor de la ciudad homónima. De acuerdo a SERNAGEOMIN (2003), Pichilemu en su mayoría estaría inscrito dentro de la SME, mientras que Cáhuil se emplaza aproximadamente en el contacto de esta última con la SMO.

En cuanto a las condiciones estructurales, una particularidad circundante a la zona de estudio, es que según MORENO & GIBBONS (2007) y FARÍAS *et al.*, (2011), existe un primer grupo de fallas inversas de orientación N-S a NNE-SSW, que no presentan evidencias de actividad desde el Paleozoico y Mesozoico tardío, que ponen en contacto la SME y la SMO y cuya expresión más clara es la extensa falla Pichilemu-Vichuquén que controla el tramo medio y superior del estero Nilahue (Fig. 2). El segundo grupo de fallas presentan orientación NW-SE a NNW-SSE, son de cinemática indefinida y en la zona de Cáhuil controlan el curso inferior del estero anteriormente mencionado. Además, entre la localidad de Pichilemu y Punta de Lobos se observa una estructura anticlinal también de orientación NNW-SSE.

### **2.3 Estado del asunto de las investigaciones geomorfológicas realizadas en el área de estudio**

De acuerdo a ARAYA-VERGARA (1981, 1982), el estuario de Cáhuil, en el contexto regional se encuentra emplazado en la zona de deltas estuariales (comprendida entre el río Rapel y Bío-Bío) que es un área de transición de los ambientes de desembocadura entre el dominio morfoclimático semiárido y húmedo. En estos deltas la energía fluvial es importante para regular canales amplios en los cursos inferiores, aportar substancia deltaica, aunque la energía marina es lo suficientemente fuerte para impedir la progradación sedimentaria hacia el mar, generando una laguna costera distal semibloqueada por una flecha o barrera litoral.



Luego, según ARAYA-VERGARA (1983), la franja litoral del área de estudio se encuentra inserta en una región de acantilados blandos regularizados (principalmente compuestos de areniscas), alternados con *blufs* duros y playas de bolsillo (*pocket beaches*). Las salientes de rocas cristalinas (como por ejemplo Punta de Lobos, labrada en esquistos) tienen estabilidad de largo término, causa esencial de las irregularidades en la morfometría de la línea de costa, y presentan impronta morfogenética en cuanto a la influencia que éstas ejercen respecto a la refracción del oleaje y el abastecimiento sedimentario de las playas adyacentes.

Como resultado y resumen de tal aspecto investigativo, en la línea de costa de la zona de estudio existen dos estilos morfoestructurales: a) estilo desalineado (*offset*) con ensenadas en *zeta* y b) líneas de costa crenuladas acompañadas de playas casi rectilíneas.

En lo referente a la costa frente a Cáhuil, el autor sostiene que dentro del sistema costero general comprendido entre esta localidad y Topocalma, sólo la playa de Cáhuil se asocia a un campo de dunas importante, con estructura compleja (mixta). Esto se debe a que es una playa que en términos morfométricos es sensiblemente perpendicular al *swell*, está relacionada con la cuenca del estero Nilahue, que es de un orden de tamaño mucho mayor que las cuencas de Pichilemu y Topocalma, sumado al hecho de que hay poca refracción del oleaje, pero buena exposición a este y al viento. La poca refracción y la condición de playa poco oblicua y casi transversal, parece ser favorable a un equilibrio sedimentológico, donde el carácter mixto/complejo se puede deber a estos factores. Como resultado de lo anterior, entre la playa de Cáhuil y Punta de Lobos hacia 1983 existía una aparentemente caótica mezcla de dunas parabólicas y transversales que hacen su estructura difícilmente discernible (ARAYA-VERGARA, 1983).

ARAYA-VERGARA (2003), al estudiar la zona norte de la localidad de Pichilemu, destaca como uno de los rasgos morfológicos principales la presencia de un sistema de rías con estuario. Las rías están conformadas por terrazas costeras altas, cuyas generaciones son bastante distintas a las del nivel de terraza baja de fondo de valle. En síntesis, se observaron tres sistemas de terrazas de abrasión marina: TM1, con plataformas principales entre 10 y 50 m de altitud; TM2, con plataformas entre 80 y mayores a 100 m. Ambas compuestas de esquistos del basamento en la base y sedimentos marinos y eólicos en superficie.

El tercer nivel de terraza corresponde al nivel bajo de fondo de valle denominada terraza estuarial (de nomenclatura  $Te$  o  $Tm'$ ), cuya altura oscila entre 1,5 y 3 m.s.n.m., se proyecta hacia el interior de las rías poco más de 5 km. Su ancho oscila entre 0,3/0,5/0,75 km, es una forma casi intacta, con superficie plana, que no es totalmente horizontal debido a alzamientos corticales recientes. Su génesis es atribuida al máximo relleno ocurrido en la transgresión Flandriense durante el Holoceno medio al reciente.



Posteriormente, ANDRADE *et al.* (2004), abarca aspectos generales del área comprendida entre Cáhuil y Punta de lobos, de los cuales se desprende:

- El reconocimiento de una pequeña franja de dunas activas, acompañadas al oriente por una superficie un poco mayor de dunas estabilizadas.
- Acantilados activos en punta de lobos, y un *estrán* arenoso inmediatamente al sur del *headland*, de ancho muy reducido.
- Un gran sistema de rasas que dominan el modelado de la costa.
- *Caras de quebrada* en los principales *talwegs* de activación intermitente y depósitos de derrame fluvial, adyacentes al poblado de Cáhuil.

SOTO (2005) enfatiza los aspectos morfodinámicos de las ensenadas desalineadas en Playa Hermosa y Pichilemu, y reconoce también aspectos geomorfológicos en la zona de estudio.

Esta investigación estipula que los niveles de terrazas de abrasión marina fueron esculpidas en el zócalo de esquistos recubiertos por un profundo regolito, a los cuales sobreyacen los sedimentos del grupo Navidad. En la zona circundante al poblado de Cáhuil, se sugiere la existencia de un llano aluvial, correspondiente al nivel bajo de fondo de valle, equivalente al reconocido por ARAYA-VERGARA (2003) como Te y que estaría acompañando lateralmente a la laguna litoral de Cáhuil.

ANDRADE & GRAU (2005), exponen las características hidrológicas y sedimentológicas del sector de desembocadura del estero Nilahue.

En cuanto a información mareomotriz relevante, de acuerdo a la información del SHOA (2005 en ANDRADE & GRAU, 2005), la altura máxima de las mareas en este sector es de 1,85 m, lo que sumado a pendiente del segmento inferior del estero (0,40/1.000 m Aprox.), permite que la marea remonte aguas arriba por lo menos 7 km, sector donde se ubican las salinas.

De acuerdo a dichos autores, la distribución espacial de los sedimentos y sus características presenta tres sectores bien diferenciados: una zona de dominio mareal, correspondiendo a la barra y los primeros 600 m aguas arriba, en donde hay arenas medias y finas con 0 a 6% de limo, material que en general es de origen andino. El segundo sector se establece entre los 600 m y 5,5 km aguas arriba del estero Nilahue, se comporta como una zona mixta con rasgos estuariales, compuesta por lodo con arenas (0 a 20%), limos (15 a 44%) y arcillas (30 a 72%), por lo que en general predominan los sedimentos de origen fluvial con abundante contenido orgánico. El curso superior expone características fluviales, con Grus compuesto de gravas (2 a 23%), arenas medias y gruesas (80 a 98%) y menos de 1% de limos.

## 2.4 Efectos del terremoto del 27 de Febrero del 2010 (27-F) en el área de estudio

### 2.4.1 La secuencia sísmica de Pichilemu

El evento del 27-F ocurrido en la región del Maule con una magnitud de 8,8 Mw afectó a toda la región central de Chile. Luego del terremoto el evento sísmico más importante sucedió el 11 de Marzo del 2010 (de ahora en adelante 11-M) en las cercanías de la ciudad de Pichilemu. FARÍAS *et al.*, (2011) denominaron *secuencia sísmica de Pichilemu* a una serie de eventos telúricos que comenzaron con un sismo Mw 6.9, seguido 15 minutos después por uno de 7.0 Mw y luego de tres minutos ocurrió otro evento de 5.6 Mw, contabilizándose sólo en el primer día más de 300 réplicas menores a 5 Mw; secuencia que se mantuvo casi un año.

Esta secuencia sísmica no puede considerarse como una réplica del 8.8 Mw porque no ocurrió en la zona de subducción, sino que en la placa continental, correspondiendo a eventos superficiales –sismos corticales- (Fig. 3a) asociados al segundo grupo de fallas circundantes al área de estudio, de componente NW-SW, que no presentan expresión superficial y que fueron calificadas como no activas pero que presentaron reactivación debido a la transferencia de esfuerzos generados por el terremoto del 27-F (RYDER *et al.*, 2012; FARÍAS *et al.*, 2012).

Figura N° 3a: corte regional que indica la disposición de los sismos de la Secuencia de Pichilemu (círculos rojos), eventos de la zona de subducción (círculos verdes) y sismos cordilleranos superficiales (círculos azules).

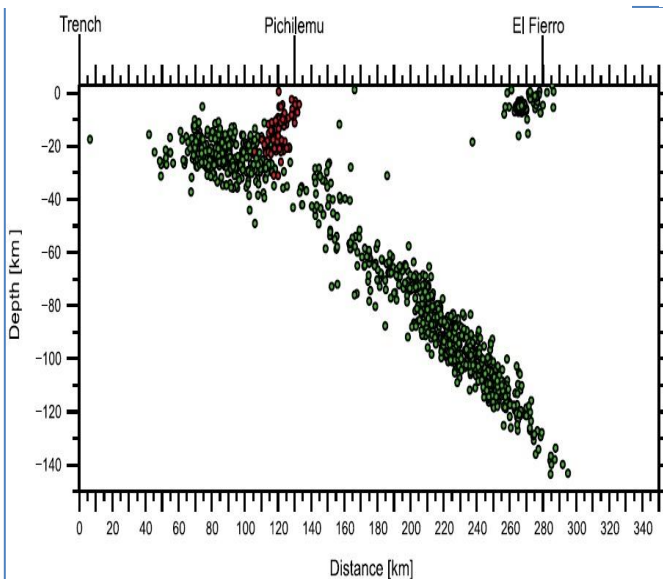
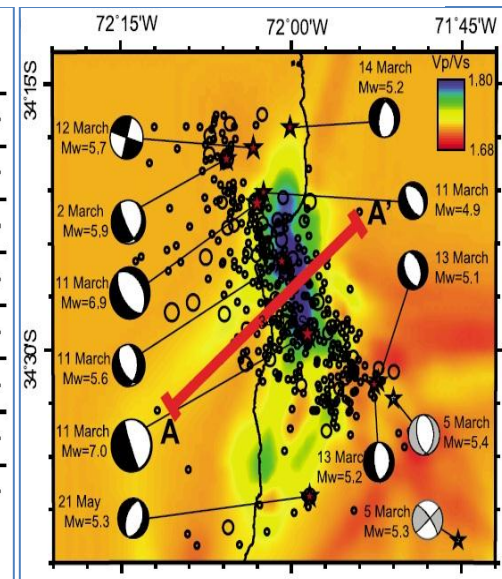


Figura N° 3b: distribución NW-SW de la secuencia sísmica de Pichilemu.



Fuente: FARÍAS *et al.*, 2011.

De acuerdo a las figuras 3a y 3b, la distribución espacial de la secuencia acusa la concentración de la sismicidad en una estructura de orientación NW-SW que

superficialmente pasa 2 km al norte de la ciudad de Pichilemu, con una pendiente aproximada de 60° que desciende hacia el SW desde la superficie hasta la zona de subducción a unos 25 km de profundidad (FARÍAS *et al.*, 2012).

FARÍAS *et al.*, (2011, 2012), concluyen que la *secuencia sísmica de Pichilemu* implicó un área de ruptura de 35 x 25 Km<sup>2</sup>, con una zona de fractura de componentes N30°-35W y 40°-50° hacia el SW, de 8 a 25 km de profundidad. Esta secuencia fue muy probablemente gatillada por los grandes cambios de esfuerzos originados durante el terremoto del Maule, hecho que sumado a la favorable orientación NW de la estructura de Pichilemu ayudaron a la reactivación de estas fallas, lo cual según RUIZ & MADARIAGA (2012) sugiere un cambio en la forma clásica de estudiar el peligro sísmico para el caso de fallas costeras inactivas en zonas de subducción.

En cuanto a los efectos producidos por las variaciones cosísmicas respecto al nivel del mar, que tanto el evento del 27-F como 11-M provocaron en el litoral del área de estudio, se resumen los siguientes antecedentes:

- QUEZADA *et al.*, (2010), indica una subsidencia neta (resultante de ambos eventos) de +/- 0,35 m, con un error de +/- 0,05 m, cuya prueba es una marca en roca ahora inundada en marea alta.

- FARÍAS *et al.*, (2010), indica que tras el 27-F, se produjo un alzamiento de 0,2 m. La prueba sería una marca de color blanquecino dejada por las algas coralinas *Lithothamnoids* en una roca protegida por la influencia del oleaje.

- FARÍAS *et al.*, (2011) confirma un alzamiento (tras el 27-F) de 0,2 m con un error de +/- 0,1m, en base a la prueba encontrada el año anterior. Además, se indica que para las costas de Pichilemu las olas de tsunami alcanzaron una altura de 8,3 m (+/- 0,5m).

- Finalmente, hacia marzo del 2012, Farías en comunicación personal con la profesora del Departamento de Geografía de la Universidad de Chile, María Victoria Soto, habría indicado que el monto de alzamiento de 0,2 m correspondió al efecto cortical producido durante el 27-F, sin embargo, el evento 11-M, habría provocado una subsidencia neta de aproximadamente 0,5 m.

#### **2.4.2 Efectos sobre unidades geomorfológicas**

El primer informe publicado por Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGOMIN), el 27 de Marzo del 2010, indica que ante el terremoto, el suelo de fundación sobre el cual está emplazada la ciudad de Pichilemu, en la terraza marina baja entre los 10 a 15 m.s.n.m., corresponde a rocas metamórficas antiguas de buena respuesta sísmica por lo que los daños ocurrieron sólo en edificaciones de menor calidad estructural.

Sin embargo, en la zona de Cáhuil se produjo severos daños en viviendas de diversa calidad de construcción, dejando numerosas casas completamente destruidas y agrietadas. Lo anterior es producto de la mala calidad de los suelos de fundación en dicha zona, consistentes en arenas de terrazas de inundación de la laguna de Cáhuil.

Según dicha institución, en los suelos de estas unidades la vibración sísmica se amplificó, lo cual produjo una eficiente licuefacción, lo que se tradujo en una zona de grietas que se extendió en forma subparalela a la ribera norte de la laguna, alcanzando longitudes de decenas a cientos de metros y anchos de hasta 2,5 m. Localmente la ruta I-520 (eje vial principal y transversal a todo el núcleo poblado de Cáhuil), presentó diversos agrietamientos y cortes, especialmente frente a la laguna El Perro.

Las observaciones en terreno dejaron en evidencia que el terremoto Mw 8.8 desencadenó procesos de licuefacción en más de 120 sitios a nivel nacional (VERDUGO *et al.*, 2012), y en base al mapa de intensidades de eventos de licuefacción tras el 27-F (RUIZ & ASTROSA, 2012 en VERDUGO *et al.*, 2012), las mayores intensidades (superiores a VIII) se concentraron preferentemente en tres sectores del país, y uno de estos comprendió la zona costera desde Pichilemu hasta Constitución, donde el *efecto sitio* fue un factor condicionante que influyó fuertemente en la presencia de esta amenaza.

Según VERDUGO *et al.*, (2012), en Cáhuil se observó el fenómeno de *lateral spreading* generado por la licuación de terrenos inclinados aledaños a las riberas de los ríos y lagos, destacando también los numerosos casos observados en el estero Nilahue, Mataquito, Itata, Bío-Bío, Carampangue y Lebu.

En lo referente a daños por *tsunami*, las zonas de mayor impacto fueron observadas en la parte media de las ensenadas de Pichilemu, Punta de Lobos y Playa hermosa. Según SERNAGEOMIN (2010), la ola de tsunami se refractó en la puntilla de Pichilemu y se emplazó en forma oblicua desde el noroeste de la ensenada, destruyendo caletas de pescadores y locales comerciales. El mayor ingreso llegó a los 300 m desde la línea de alta marea, con una altura del agua que varió entre 1.3 y 1.9 m.

Tanto en la Playa de Pichilemu como la ensenada de Caleta Los piures el *tsunami* arrasó diversas viviendas, con desplazamientos observados de hasta 50 m de su posición original. En esta última, las olas penetraron hasta 100 m y se midieron marcas de retirada de ola de hasta 1,7 m. La localidad de Cáhuil fue la menos afectada, ya que el *tsunami* inundó lateralmente la ribera norte del estuario en aproximadamente 120 m, afectando casas y locales comerciales emplazados en la terraza estuarial, y remontando 6 km aguas arriba por el estero, anegando la producción de las salinas.

El segundo informe oficial de efectos emitido por el SERNAGEOMIN, en abril del 2010 confirma y sintetiza los efectos mencionados en el informe del mes anterior.

La información anterior ha sido sintetizada y sistematizada en la Tabla 1, que asocia las amenazas declaradas tras el 27-F, su localización, las unidades morfológicas implicadas, y los efectos sobre éstas.

Tabla 1: Efectos del 27-F asociado a las unidades geomorfológicas

| Amenazas declaradas tras evento 27-F | Unidad (es) Geomorfológica (s)  | Localización                  | Efectos materiales  | Información complementaria   |
|--------------------------------------|---|-------------------------------|---|--|
| Mw 8.8                               | Terraza marina baja   | Zona urbana de Pichilemu      | Destrucción parcial en viviendas de adobe   | Sin información  |
| Tsunami                              | Playas actuales arenosas/ Dunas anteriores/ Zonas inferiores al escarpe de la terraza marina baja | Playa central de Pichilemu    | Destrucción de caletas pesqueras, locales comerciales e instalaciones gubernamentales   | Ingresiones marinas de 300 a 500 m al interior, con alturas de 1,3 a 1,9m  |
|                                      | Playas actuales arenosas/Dunas anteriores/ Dunas vegetadas/ Dunas parabólicas.                    | Playa Hermosa                 | Destrucción de residencias de veraneo   | Ingresiones marinas de 220m, con alturas de 1,7 m  |
|                                      | Terraza estuarial/ Lagoon / Salinas de Cáhuil.  | Cáhuil                        | Locales comerciales destruidos y viviendas dañadas. Actividad extractiva de sal paralizada debido a la inundación de las piscinas de producción       | Máximo alcance lateral de la inundación en la ribera norte de 120 m (Aprox.)   |
| Licuefacción                         | Terraza estuarial / Terraza marina baja.  | Cáhuil                        | Viviendas severamente destruidas o agrietadas independiente de su materialidad. Agrietamientos y cortes en el concreto del eje vial principal (I-520) | Zona de grietas subparalelas a la ribera N del Lagoon . Grietas con aberturas de hasta 2 m, y profundidades mayores a 1 m. |
|                                      | Terraza estuarial   | Esteros Nilahue               | Sin información   | Se observaron grietas en varias zonas del Estero, con longitudes de más de 300m.   |
|                                      | Límite entre Terraza marina baja y dunas indiferenciadas y estabilizadas                          | Ruta Pichilemu-Punta de Lobos | Hundimiento de 30 cm en terraplén de vialidad costera   | Sin información  |

Fuente: Elaboración propia en base a SERNAGEOMIN (2010), VERDUGO *et al.*, (2012) y SOTO *et al.*, (2012).

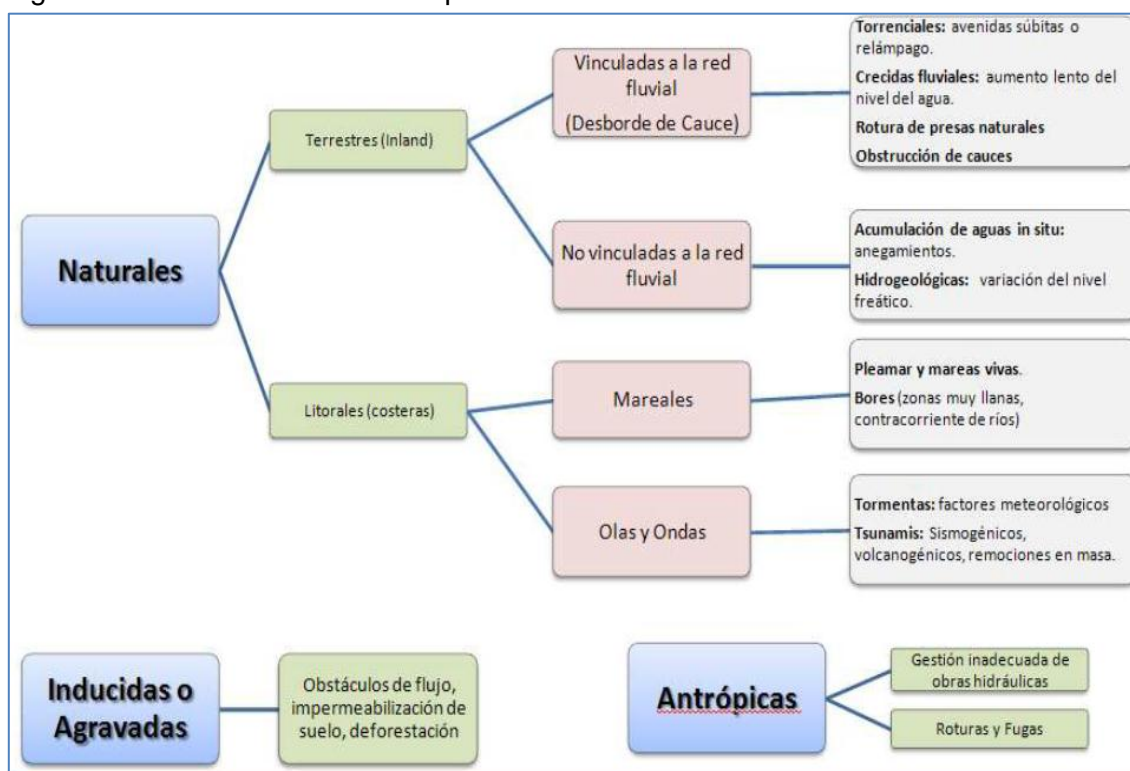
## 2.5 Amenazas de origen natural

### 2.5.1 Inundaciones

Las inundaciones, entendidas de manera genérica como la invasión de aguas en terrenos donde no es frecuente su presencia (PÉREZ & LÓPEZ, 2010), tienen distinto origen: las que ocurren por procesos endógenos y exógenos, o inducidas por la actividad antrópica. Entre aquellas que resultan de procesos exógenos se encuentran los fenómenos hidrometeorológicos, que se consideran como parte de los peligros geomorfológicos (ROMO & ORTIZ, 2001).

De acuerdo a la Fig.4, las inundaciones naturales son principalmente de dos tipos: terrestres (o *inland*) en las que aguas dulces invaden territorios continentales; y litorales o costeras, en donde aguas marinas o lacustres-palustres anegan los sectores limítrofes con el dominio terrestre; entre ambos tipos existen varias situaciones intermedias y su génesis puede deberse a varios factores como por ejemplo precipitaciones abundantes, permeabilidad de los suelos, topografía, marejadas, entre otras, (DÍEZ-HERRERO *et al.*, 2008). A continuación se definen aquellas analizadas en la presente investigación.

Figura N° 4: Clasificación de los tipos de inundaciones



Fuente: modificado de DÍEZ-HERRERO *et al.*, (2008), en HABITERRA (2011)

### 2.5.1.1 Inundaciones por desbordes fluviales

Proceso que se produce cuando el gasto o caudal producido por lluvias intensas o continuas generadas en una cuenca, superan la capacidad de retención de los cauces y el suelo, por lo que el exceso de agua escurre fuera del mismo, hacia las partes más bajas. Las inundaciones fluviales son fenómenos naturales que se convierten en riesgos cuando los espacios ocupados por las poblaciones abarcan las llanuras de inundación y terrazas fluviales bajas (GARNICA & ALCÁNTARA, 2004; PÉREZ & LÓPEZ, 2010).

Los incrementos del caudal son desencadenados por deshielos, crecidas y/o avenidas; estas dos últimas difieren en las causas que desencadenan los aumentos del caudal (OLCINA, 1994; CAMARASA, 2002; en DÍEZ-HERRERO, 2008). Mientras que las crecidas responden a precipitaciones generalizadas y de larga duración, o fusión progresiva de nieve y deshielo glaciar; las avenidas se deben a precipitaciones intensas y

concentradas, roturas de represas naturales (lagos), o artificiales (represas), o por fusión repentina de nieve o hielo producto de actividad volcánica (DÍEZ-HERRERO, 2008).

Además de los factores desencadenantes mencionados anteriormente, los factores condicionantes son los parámetros hidromorfológicos de las cuencas (pendiente media, forma, área, densidad de drenaje, entre otros), los tipos de suelo, impermeabilización antrópica de los usos del suelo, grado de cobertura vegetal, nivel de los acuíferos, tipo de sustrato que conforma el lecho, las características geométricas del cauce o de los colectores artificiales y las condiciones geomorfológicas en torno a los márgenes de los ríos y canales (CHARLTON, 2008; KONDOLF & PIÉGAY, 2003).

La capacidad de desagüe de un cauce natural está en función del caudal que éste es capaz de contener entre los elementos geomorfológicos denominados escarpes, presentes en los márgenes de estos sistemas. En base a esto, se denomina “caudal de bancos llenos”, “de aguas altas” o “de desbordamiento” (o *Bankfull discharge*) a aquel que llegaría a igualar la cota topográfica de los mismos, llenando el cauce y marcando el punto de inicio del desborde de aguas hacia la llanura de inundación (CEDEX, 1994 en DÍEZ-HERRERO, 2008; CHARLTON, 2008; GARDE, 2006).

#### **2.5.1.2 Inundación por acumulación de aguas lluvias en áreas endorreicas o anegamiento**

Definido como una acumulación o encharcamiento *in situ* de aguas en zonas llanas o endorreicas sin vinculación directa con la red fluvial, cuyo factor desencadenante es la presencia de precipitaciones prolongadas y/o intensas sin que la escorrentía producida por éstas drene suficientemente por la superficie del terreno. Pueden tener además un origen hidrogeológico asociado a lluvias que influyen en la elevación del nivel freático también sobre la superficie del terreno (PÉREZ & LÓPEZ, 2010; DAVIE, 2008).

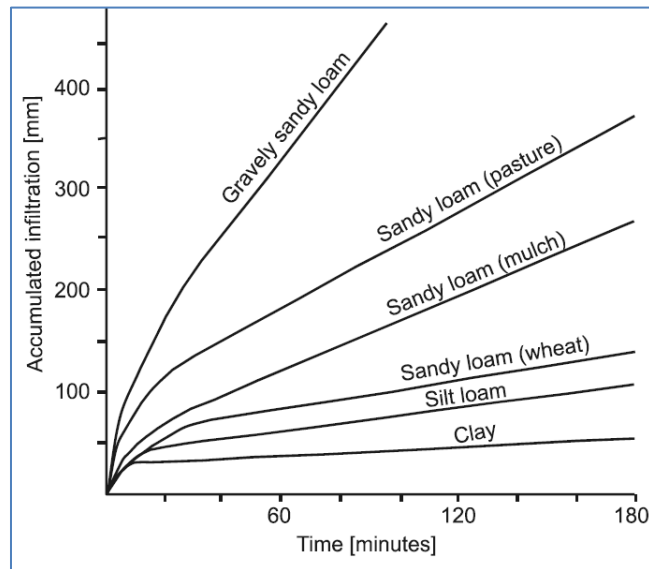
Los factores condicionantes de este tipo de inundaciones son las características geomorfológicas, que se traducen en áreas endorreicas, formas con sedimentos excesivamente lixiviados, laderas convergentes convexas que en conjunto favorecen la presencia de zonas de mal drenaje; suelos de baja permeabilidad, grado de cobertura vegetal, obstrucciones topográficas antrópicas como caminos y la presencia de superficies impermeabilizadas (DAVIE, 2008; LEIVA, 2011).

Además de la geomorfología, los montos de evapotranspiración y la determinación de las tasas de impermeabilización según los tipos de coberturas, uno de los factores más importantes de analizar para determinar potenciales zonas de anegamiento son los suelos, ya que las características inherentes a estos, como por ejemplo la textura, estructura, contenido de humedad y conductividad hidráulica influyen directamente en la capacidad de infiltración y el tiempo de encharcamiento (CHOW, 1994).

La capacidad de infiltración, que depende de las fuerzas de gravedad y capilaridad, es un proceso altamente complejo (CHOW, 1994) y es definido como la cantidad máxima de agua que un suelo puede absorber por unidad de superficie horizontal y por unidad de tiempo. Se mide por la altura del agua que se infiltra, generalmente expresada en milímetros o centímetros por hora (DAVIE, 2008). De acuerdo a MADEREY & JIMÉNEZ (2005) y USDA (1999), los factores que intervienen en la capacidad de infiltración son:

a) Tipo de suelo: muchas propiedades hidráulicas del suelo dependen directamente de la textural superficial de los primeros horizontes, ya que la relación entre los porcentajes de arenas, limo y arcilla presentan influencia directa sobre el espacio poroso disponible para la percolación y la cantidad de agua higroscópica que estos pueden retener (JENN *et al.*, 2007). En base a la Fig. 5, se observan las curvas de infiltración típicas para diferentes clases texturales y usos del suelo. De ellas se desprende cómo los suelos arcillosos requieren altos tiempos de infiltración a la vez que los montos de infiltración acumulados son notablemente bajos; el caso contrario, son los suelos de texturas predominante arenosas, que presentan alta infiltración acumulada y requieren menos tiempo para realizar este proceso.

Figura N° 5: Curvas de infiltración típicas para diferentes texturas del suelo



Fuente: McLaren & Cameron (1990) en JENN *et al.*, (2007).

b) Grado de humedad del suelo: la infiltración varía en forma inversamente proporcional a la humedad del suelo, es decir, un suelo húmedo presenta menor capacidad de infiltración que uno seco, por lo que al momento de medir la infiltración, los suelos deberían tener un contenido similar de humedad.

c) Presencia de sustancias coloidales: casi todos los suelos contienen coloides, es decir, partículas minerales de tamaño extremadamente pequeños (por ejemplo tipologías de arcillas caolinita o montmorillonitas), en donde la hidratación de los coloides expande su tamaño y reduce el espacio poroso para infiltrar.



d) Acción de la precipitación sobre el suelo: el agua de lluvia al chocar con el suelo facilita el encostramiento superficial, disminuyendo la capacidad de infiltración; por otro lado, el agua transporta partículas finas que tienden a disminuir la porosidad superficial del suelo, saturando los horizontes superficiales, reduciendo espacios intergranulares.

e) Cobertura vegetal: la cubierta vegetal densa favorece la infiltración y dificulta la escorrentía superficial. Además, luego del cese de las precipitaciones, la humedad del suelo es retirada a través de las raíces, aumentando la capacidad de infiltración.

f) Acción del hombre y de los animales: un suelo que presenta alto contenido de materia orgánica y mayor tamaño de los poros presenta una estructura favorable para la infiltración, y si el uso de la tierra presenta un buen manejo y se aproxima a las condiciones antes expuestas la infiltración también se verá potenciada; no obstante, cuando el suelo ha sido sometido al paso constante de animales o maquinaria, la superficie se compacta y vuelve impermeable. Para el caso de los cultivos, la situación es bastante variable y depende del manejo que se le dé a estos.

### **2.5.1.3 Inundaciones costeras asociadas a tsunamis o maremotos**

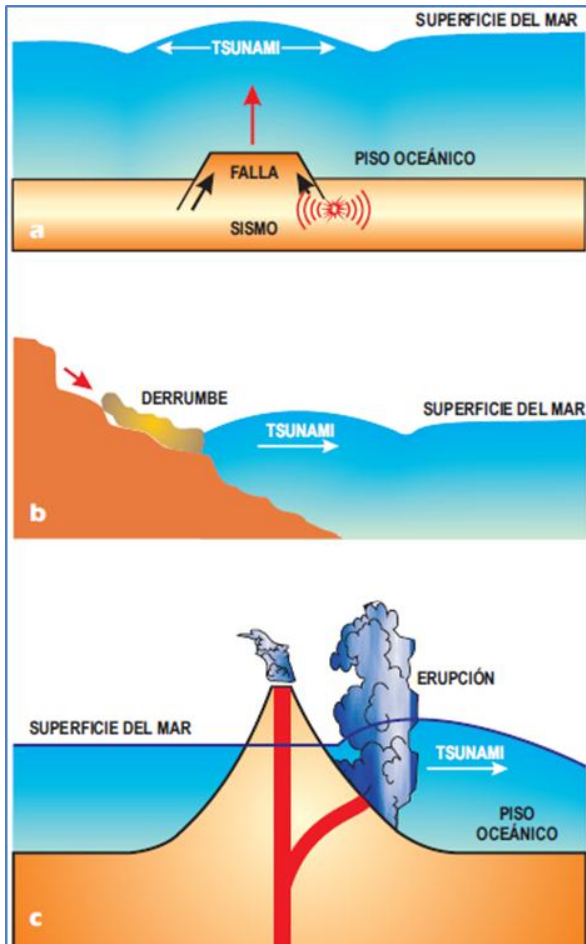
Fenómeno que ocurre en el mar, expresado en una serie de olas de gran energía y magnitud, causadas por perturbaciones que impulsan y desplazan verticalmente una columna de agua (Fig. 6). Los factores desencadenantes más frecuentes son terremotos que ocurren bajo o cerca de la superficie oceánica, aunque menos comúnmente por deslizamientos submarinos, grandes derrumbes en el borde costero, erupciones volcánicas, el impacto de meteoritos o una combinación de estos (BRYANT, 2008; KUSKY, 2008; STEWART, 2008; DAWSON, 2005). Corresponden a eventos extremos, poco frecuentes, pero de rápida generación, responsables de extensa destrucción en localidades costeras (LAGOS, 2000).

Por lo tanto, al contrario de las olas del océano causadas por el viento que son una perturbación de la superficie del mar, la energía de las olas del tsunami se extiende hasta el fondo del océano, no poseen un movimiento circular ondulante, sino en línea recta implicando el transporte de partículas, poseen extensas longitudes de onda, gran rapidez y largos períodos (DAWSON, 2005).

Todos los océanos y mares del mundo pueden experimentar *tsunamis*, sin embargo, es en el océano Pacífico y sus márgenes donde hay mayor frecuencia y magnitud de este tipo de amenaza (BRYANT, 2008; BELL, 1999; DAWSON, 2005), y Chile es un buen ejemplo de lo anterior por emplazarse frente a una zona de subducción cortical, donde una placa oceánica se desplaza bajo una placa continental, generando registros de terremotos y *tsunamis* desde el siglo XVI (LORCA *et al.*, 2010). En base a su origen, los *tsunamis* se pueden clasificar en dos grupos: de origen cercano, es decir, aquellos cuyos focos generadores se localizan en las cercanías de la línea de costa, siendo los principales responsables de desastre en Chile; o de origen lejano, donde la población no es alertada previamente por un fuerte evento sísmico, y que no han causado impacto en

el borde costero nacional (LAGOS, 2000). Además, de acuerdo a BELL (1999) y LIDA (1983) en STEWART (2008), a partir de terremotos con magnitudes superiores a los 7,5 en la escala de *Richter* con epicentros cercanos a la línea de costa se pueden generar *tsunamis* de alto riesgo.

Figura N° 6: Causas de los tsunamis a) por terremotos, b) derrumbes, c) erupciones



Las olas producidas por los *tsunamis* se caracterizan por presentar períodos entre 100s y 2.000s (1,6 a 33 minutos), se propagan a través del océano con una rapidez que puede oscilar entre los 600 y 900 km/h (pudiendo por ejemplo trasladarse de un lado a otro del océano Pacífico en menos de 24 horas (LORCA *et al.*, 2010); velocidades que se reducen rápidamente en las cercanías de la costa en decenas de kilómetros por hora y distancias que separan trenes de olas sucesivos del orden de los 10 a 500 km (BRYANT, 2008). Al interior de los océanos, las alturas de las olas son difícilmente perceptibles, inferiores a un metro, pero al aproximarse a las costas, donde las aguas son someras actuando el efecto de roce, estas pueden alcanzar alturas de hasta 30 metros sobre el nivel del mar (KUSKY, 2008).

Fuente: LORCA *et al.*, 2010.

A medida que incrementa la magnitud de un terremoto y/o disminuye la profundidad del epicentro, la magnitud del *tsunami* aumenta (LAGOS, 2000), sin embargo, en base a los factores condicionantes para esta amenaza, un *tsunami* al arribar a las costas puede presentarse en una amplia variedad de expresiones, atenuando o disminuyendo su efecto en función de la batimetría cerca de la costa, el estado de las mareas, la morfometría y exposición del litoral, y la morfología costera (HUDDART & STOTT, 2008; KUSKY, 2008). El *run-up*, es la diferencia entre la elevación de avance máximo de un *tsunami* hacia el continente (línea de inundación) y el nivel del mar en el momento del *tsunami*, es decir, es la medida donde hay evidencia del límite de inundación sobre la costa (KUSKY, 2008).

Por último, en cuanto a las escalas de grados más utilizadas para relacionar la estimación de la magnitud y daños causados por un *tsunami*, se encuentra la de INAMURA & LIDA (1949, en LAGOS, 2000 y MONGE, 1993), donde se encuentran las escalas más bajas y menos dañinas, con alturas de ola de 1 a 2 metros, versus alturas de olas mayores a 30 metros con cotas máximas de inundación que pueden oscilar entre los 16 y 24 m.s.n.m. (Tabla 2).

Tabla 2: Escala de grados de un tsunami según INAMURA & LIDA (1949)

| Grado del <i>tsunami</i> (m) | Altura de la ola (m) | Altura máxima de inundación ( <i>Runup</i> ) en metros | Descripción de los daños   |
|------------------------------|----------------------|--|--|
| 0                            | 1 a 2                | 1 a 1,5  | No produce daños.  |
| 1                            | 2 a 5                | 2 a 3  | Casas inundadas y botes destruidos son arrastrados.                  |
| 2                            | 5 a 10               | 4 a 6  | Hombres, barcos y casas son barridos.                                |
| 3                            | 10 a 20              | 8 a 12   | Daños extendidos a lo largo de 400 km de la costa.                   |
| 4                            | > a 30               | 16 a 24  | Daños extendidos sobre mas de 500 km a lo largo de la línea costera. |

Fuente: HABITERRA, 2011; LAGOS, 2000; MONGE, 1993.

#### **2.5.1.4 Inundaciones costeras asociadas a marejadas**

Evento que es definido como una inundación del borde costero producto de la elevación y crecida de las olas del mar (KOTLYAKOV & KOMAROVA, 2007). Las olas de marejada se caracterizan por ser ondas largas ocasionadas durante condiciones de tormenta y comúnmente presentan varios centenares de metros de longitud (SHOA, 1992).

Los factores desencadenantes se encuentran asociados a sistemas de baja presión atmosférica (ciclones tropicales) o actividad frontal que generan fuertes vientos en altura los cuales empujan la superficie oceánica, provocando que el agua se eleve por encima del nivel normal del mar (STRAHLER, 1989). Los efectos de esta amenaza son particularmente dañinos cuando las zonas afectadas por estas perturbaciones atmosféricas coinciden con momentos de pleamar ya que los efectos de la marejada se suman a los altos niveles de las mareas (WITHERICK et al., 2001; STRAHLER, 1989).

En consecuencia, la magnitud de las marejadas depende de la intensidad, el tamaño, el movimiento de la tormenta y la extensión del *fetch*, sumado a factores condicionantes como la morfometría costera, la batimetría cercana a la costa y el estado de las mareas (KOTLYAKOV & KOMAROVA, 2007).

### 2.5.2 Fenómenos de Inestabilidad de laderas: remociones en masa

Término que hace referencia a una variedad de procesos que generan el movimiento lento o rápido de un determinado volumen de suelo, roca o ambos en una ladera, en donde los materiales se desplazan hasta una cota inferior a la original (HUNT; 2007; HAUSER, 2000; SELBY, 1993; VARNES, 1984). DIKAU (2004), HAUSER (2000) y ALCÁNTARA (1999), indican que estos procesos son el resultado de la influencia directa de la gravedad y pueden ser desencadenados por factores externos, es decir, todos aquellos que producen un incremento en la tensión o esfuerzos pero no en la resistencia del material (variaciones en las condiciones hidrogeológicas, meteorológicas, sismos o alteraciones en la geometría de los taludes); y factores internos o inherentes a los materiales, los cuales disminuyen la resistencia de estos, sin cambiar la tensión o esfuerzos (litología, estructura, propiedades físicas, comportamiento hidrogeológico, entre otras).

En consecuencia, LARA & SEPÚLVEDA (2008), señalan que la susceptibilidad de que una ladera presente remociones en masa está en función de la interacción de *factores condicionantes* con los *agentes desencadenantes*, ya que todos ellos contribuyen en diferente grado a la inestabilidad. Los primeros hacen referencia a elementos como la geología, geotecnia, geomorfología, hidrología e hidrogeología, vegetación, clima y actividad antrópica; y los segundos, derivan comúnmente de las precipitaciones, sismos y otros factores menos frecuentes como por ejemplo actividad volcánica, derretimientos de nieve, y factores antrópicos, etc.

Si bien, el agua es excluida de los procesos de remoción en masa por definición, siendo estos atribuidos a la gravedad, ésta adquiere un importante rol ya que incrementa el peso y reduce la cohesión de las masas de roca o suelo a través de la disminución de las presiones intersticiales, contribuyendo a debilitar la resistencia de los materiales en los potenciales planos de ruptura (BLOOM, 1998). Según BLOOM (1998) y SELBY (1993), la pendiente es un factor condicionante fundamental, ya que independiente de los factores internos y externos existe una fuerte correlación entre la presencia de remociones en masa y el ángulo de inclinación de la ladera.

Aunque existen varias taxonomías para clasificar los distintos procesos de remoción en masa, la más aceptada y aplicada a nivel internacional se basa en el mecanismo del movimiento (DIKAU, 2004; ALCÁNTARA, 1999), derivada de los planteamientos de VARNES (1978), CRUDEN & VARNES (1996) –Fig. 7-, la cual se fundamenta en la naturaleza del material movilizado (Roca, detritos o suelo) y el tipo de movimiento: desprendimientos o caídas (*falls*); deslizamientos (*slides*); flujos (*flows*); volcamientos (*toppling*); extensiones laterales o propagación (*spreads*); y complejos (*complex*), (HABITERRA, 2011; SUÁREZ, 2009; LARA & SEPÚLVEDA, 2008; CORNFORTH, 2005; DIKAU, 2004; BLOOM, 1998). A continuación se definen solamente las presentes en el área de estudio.


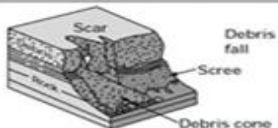


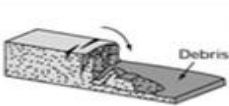

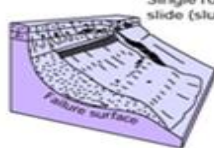
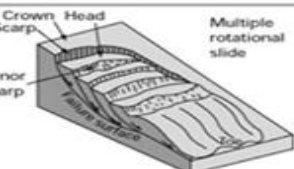

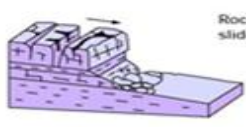

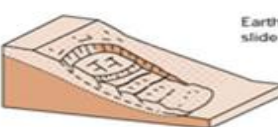
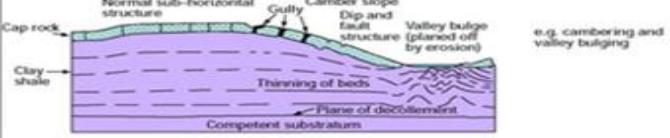

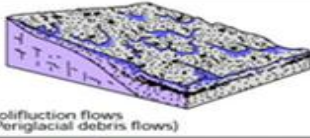


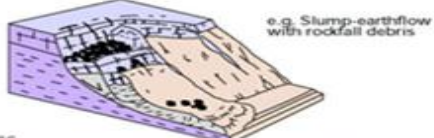
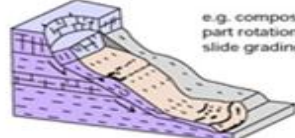
### **2.5.2.1 Desprendimientos (Falls)**

Movimientos en caída libre en el cual uno o varios bloques de roca o suelo son escindidos desde una ladera, sin que a lo largo de esta superficie se aprecie un desplazamiento cortante apreciable (superficie de cizalle). Una vez desprendido, el material cae principalmente por el aire mediante caída libre, rebotando o rodando (BOBROWSKY & HIGHLAND, 2008; GEMMA, 2007).

Este tipo de remociones se caracteriza por ser rápido a extremadamente rápido, es decir, con velocidades mayores a  $5 \times 10^1$  mm/s. Otra particularidad importante es que el movimiento no es masivo ni de tipo flujo, por lo que existe interacción mecánica entre fragmentos individuales y la trayectoria de estos, pero no entre los fragmentos en movimiento (GEMMA, 2007).

Los desprendimientos se originan en base a factores desencadenantes que generen cambios en los esfuerzos actuantes sobre la roca (infiltración de agua en grietas, termoclastia, meteorización y sismos, entre otros) y en estos influyen fuertemente factores condicionantes como la morfometría de la ladera, los cuales ocurrirán en vertientes altas, pendientes pronunciadas (generalmente mayores a  $50^\circ$ , donde los afloramientos se encuentran directamente expuestos) y donde el macizo se encuentre fracturado en base a planos de estratificación (LARA & SEPÚLVEDA, 2008). Por este motivo, las formas que presentan estos fenómenos de Inestabilidad son principalmente acantilados costeros, laderas y escarpes excavados en valles con fuerte incisión fluvial y laderas en zonas con fuerte control estructural.

Figura N° 7: Clasificación de los tipos de remociones en masa

| Material      |  | ROCK   | DEBRIS   | EARTH  |
|---------------|--|--|--|--|
| Movement type | FALLS  |  Rock fall  |  Debris fall<br>Scree<br>Debris cone  |  Earth fall<br>Colluvium<br>Debris cone |
|               | TOPPLES  |  Rock topple  |  Debris topple<br>Debris cone   |  Earth topple<br>Cracks<br>Debris cone  |
| SLIDES        | Rotational   |  Single rotational slide (slump)<br>Failure surface |  Multiple rotational slide<br>Crown Head Scarp<br>Minor Scarp   |  Successive rotational slides           |
|               | Translational (Planar)   |  Rock slide   |  Debris slide   |  Earth slide                            |
| SPREADS       |  Cap rock<br>Normal sub-horizontal structure<br>Gully<br>Camber slope<br>Dip and fault structure<br>Valley bulge (planned off by erosion)<br>e.g. cambering and valley bulging<br>Thinning of beds<br>Plane of décollement<br>Competent substratum |  |  |  Earth spread                          |
| FLOWS         |  Solifluction flows (Periglacial debris flows)  |  Debris flow                                      |  |  Earth flow (mud flow)                |
| COMPLEX       |  e.g. Slump-earthflow with rockfall debris  |  |  e.g. composite, non-circular part rotational/part translational slide grading to earthflow at toe |  |

Fuente: Clasificación utilizada por el *British Geological Service*, modificada de VARNES (1978) y CRUDEN & VARNES (1996). Enlace: <http://www.bgs.ac.uk/science/landUseAndDevelopment/landslides.html>

### 2.5.2.2 Deslizamientos (Slides)

Movimientos ladera abajo de masas de suelo o roca escindidas desde superficies reconocibles de ruptura (superficie de cizalle) las cuales corresponden a zonas de tensión expresadas en áreas de cizallamiento intenso y definido (BOBROWSKY & HIGHLAND, 2008). La velocidad y extensión de este tipo de remociones es muy variable (ALCÁNTARA, 1999): mientras que los deslizamientos de roca (*rockslides*), pueden ser rápidos a extremadamente rápidos (1,5 m/día; > 3 m/s); los deslizamientos de suelo en bloque (*slabslide* o *earthslide*) pueden ser lentos a rápidos (1,5 m/año; 0,3 m/min), según KEEFER (1984) en LARA & SEPÚLVEDA (2008).

En la taxonomía de VARNES (1976) se subclasifica este tipo de movimientos según la forma de la superficie de cizalle por la cual se desplaza el material en *rotacionales* y *traslacionales* (GEMMA, 2007), por lo que superficies curvas, cóncavas o en forma de cuchara corresponden a *deslizamientos rotacionales*; mientras que superficies de ruptura semiplanas u onduladas corresponden a *deslizamientos traslacionales* (Fig. 7). En los primeros, los bloques ubicados en la parte superior se inclinan hacia atrás, el escarpe principal regularmente es vertical, la masa desplazada se acumula ladera abajo y su deformación interna es de grado bajo; y los segundos son menos profundos que los *rotacionales* involucran un movimiento paralelo a la superficie (SUÁREZ, 2009; ALCÁNTARA, 1999). Sin embargo, estas superficie de ruptura son generalmente más complejas, ya que pueden consistir en varios segmentos planares y curvos, denominándose en esos caso como *deslizamientos complejos* (HUTCHINSON, 1988 en GEMMA, 2007).

El inicio de los deslizamientos se produce cuando el esfuerzo de cizalle supera el valor del esfuerzo normal y la resistencia del suelo en dicha superficie; a medida que incrementa el valor de la pendiente, mayor es la componente de cizalle, haciendo más frecuentes los deslizamientos (HAUSER, 1993 en LARA & SEPÚLVEDA, 2008; BLOOM, 1998). Según estos autores, los movimientos pueden involucrar una masa individual desplazada a lo largo de una única superficie de fractura, o bien dos o más masas desplazadas a lo largo de más de una superficie de cizalle, con lo cual el movimiento es clasificado como *simple* o *múltiple* respectivamente.

De acuerdo a HABITERRA (2011), los factores desencadenantes para este tipo de remociones pueden ser fenómenos hidrometeorológicos asociados a precipitaciones intensas y/o continuas, sísmicos y actividad antrópica (taludes y excavaciones en caminos, terraplenes, canales, etc.); mientras que los factores condicionantes son las propiedades inherentes al suelo y la roca; características geológicas (litología, estructurales, grado de alteración y meteorización, etc.), factores geomorfológicos (pendiente, exposición, curvatura de la ladera, elevación, etc.), cantidad y tipo de vegetación, el grado de humedad en los suelos y rocas, y la posición del nivel freático.

### **2.5.3 Licuefacción**

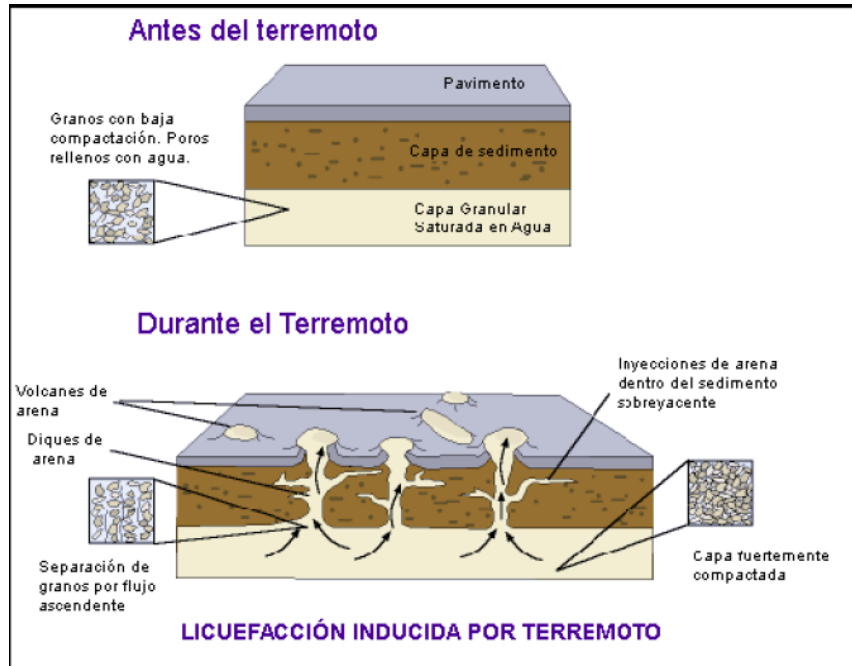
Fenómeno que ocurre durante los terremotos cuando suelos saturados de agua y no cohesivos son sometidos a vibraciones, provocando la pérdida de cohesión de estos y su subsecuente comportamiento como un fluido, por lo que hay una disminución de la resistencia al corte del suelo debido al incremento rápido de la presión de poros del agua. Los casos más comunes ocurren en suelos granulares finos saturados y con baja densidad relativa, es decir, en granulometrías arenosas y/o limosas que presenten un nivel freático cercano a la superficie (SERNAGEOMIN, 2010; GEMMA, 2007).

De acuerdo a la Fig. 8, se observa cómo en una primera instancia existe un capa superior de suelos cohesivos, y un estrato inferior compuesto por granos de arena que presentan una baja compactación y poros rellenos con agua. Luego durante un fuerte sismo los



granos se sueltan producto del rápido incremento de la presión en poros, y tanto agua como sedimentos salen a la superficie en forma de pequeños volcanes de arena, a través de agrietamientos, hundimientos o desplazamientos del terreno.

Figura N° 8: Esquema de licuefacción inducida por terremotos en suelos arenosos



Fuente: SERNAGEOMIN, 2010.

Según TSUCHIDA (1970) en LARA & SEPÚLVEDA (2008), y BIRD *et al.*, (2005), las arenas finas limpias y las arenas limosas que presentan menos del 10% de finos son las más susceptibles a licuarse debido a su tendencia al estado suelto y también a la baja permeabilidad que presentan, impidiendo el drenaje durante las vibraciones del terreno. OPS (1997) en LARA & SEPÚLVEDA (2008), señalan que en general, los materiales con un coeficiente de uniformidad  $C_u$  (definido como  $D_{60}/D_{10}$ ) entre 2 y 5, un tamaño promedio dado por  $D_{50}$  que comprende entre 0,02 y 2,0 mm son las granulometrías más propensas a presentar licuefacción.

Si bien, la licuefacción se produce principalmente en suelos no cohesivos, según LAMBE & WITHMAN (1972) en LARA & SEPÚLVEDA (2008), la excepción la constituyen aquellos suelos cohesivos compuestos por arcillas expansivas, ya que estos suelos disminuyen su volumen frente al corte drenado, sin embargo, en el corte sin drenaje se moviliza una parte cada vez mayor de la fricción, disminuyendo también los esfuerzos efectivos, producto de la generación de grandes presiones en los poros.

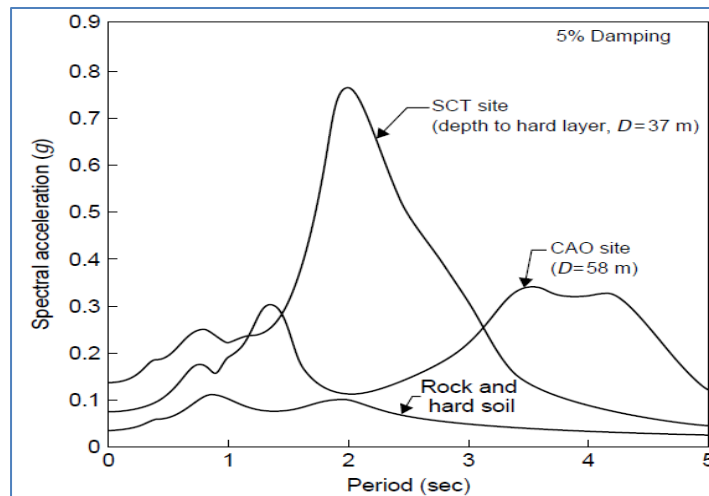
Dados los factores condicionantes elementales para que este fenómeno se desarrolle (composición y profundidad de los suelos, y un nivel freático somero) es que la licuefacción está íntimamente relacionada con el concepto de *efecto sitio*, que hace referencia a un condicionamiento de carácter local bajo el cual para un mismo evento



sísmico y dependiendo de las características del terreno, se puede producir una amplificación de la vibración generada por un terremoto (HABITERRA, 2011; BIRD *et al.*, 2005; BELL, 1999).

En la Fig. 9 se señala cómo para el terremoto de México de 1985 ( $M_w = 8.0$ ), los terrenos fundamentalmente constituidos por roca y suelos cohesivos y profundos presentaron aceleraciones espectrales inferiores a  $0,1g$ , mientras que depósitos aluviales presentaron aceleraciones tres veces mayores ( $0,3g$ ), y en terrenos compuestos de arenas y arcillas se produjeron notables incrementos, con amplificaciones al menos seis veces mayores ( $0,7$  a  $0,8g$ ) que en las zonas de sustrato rocoso (BELL, 1999). Nótese que en este caso, las granulometrías con mayor aceleración coinciden con aquellas más susceptibles a licuarse según los diámetros indicados por OPS (1997) y BELL (1999).

Figura N° 9: Amplificación de la vibración generada por un terremoto



Fuente: *Earthquake Engineering Research, University of California*, (1987) en BELL, (1999).

En base a lo anteriormente expuesto, existe una alta correlación entre las zonas potencialmente licuables y las condiciones edafogeomorfológicas. Esto se aprecia en la Tabla 3, que clasifica los diferentes niveles de susceptibilidad de licuefacción según los ambientes sedimentarios y los depósitos que conforman distintas geoformas, de las cuales podría ser más esperable que sedimentos no cohesivos se licúen cuando son saturados de agua en función de la edad y la distribución de estos materiales (YOUNG & PERKINS (1978) en BIRD *et al.*, 2005). Según los autores, estos criterios han sido ampliamente utilizados por ingenieros y geólogos con el objetivo de realizar mapas de amenazas de licuefacción a escala regional.

De la Tabla N° 3 y de acuerdo a los autores, se desprende que el modo de deposición es un factor importante en la susceptibilidad de licuefacción, ya que formas constituidas por sedimentos aluviales, fluviales, marinos, deltaicos o eólicos poseen mayor potencialidad de licuación que morfologías compuestas por suelos residuales o *till* glacial. A su vez, hay muy pocos casos históricos de licuefacción ocurridos en depósitos mayores a 10 -15 metros de profundidad y esto se debe generalmente al hecho que suelos más profundos

son más antiguos, presentan mayores densidades y por tanto son más resistentes a licuarse.

Tabla 3: susceptibilidad estimada de licuefacción de depósitos sedimentarios durante fuertes sismos

| Type of deposit            | Distribution of cohesionless sediments in deposit | Likelihood that cohesionless sediments, when saturated, would be susceptible to liquefaction |          |             |                 |
|----------------------------|---|--|----------|-------------|-----------------|
|                            |   | <500 years   | Holocene | Pleistocene | Pre Pleistocene |
| <b>Continental</b>         |   |  |          |             |                 |
| River channel              | Locally variable                                  | Very high  | High     | Low         | Very Low        |
| Flood plain                | Locally variable                                  | High   | Moderate | Low         | Very Low        |
| Alluvial fan and plains    | Widespread  | Moderate   | Low      | Low         | Very low        |
| Marine terraces and plains | Widespread  |  | Low      | Very low    | Very low        |
| Delta and fan delta        | Widespread  | High   | Moderate | Low         | Very low        |
| Lacustrine and playa       | Variable  | High   | Moderate | Low         | Very low        |
| Colluvium                  | Variable  | High   | Moderate | Low         | Very low        |
| Talus                      | Widespread  | Low  | Low      | Very low    | Very low        |
| Dunes                      | Widespread  | High   | Moderate | Low         | Very low        |
| Loess                      | Variable  | High   | High     | High        | Unknown         |
| Glacial till               | Variable  | Low  | Low      | Very low    | Very low        |
| Tuff                       | Rare  | Low  | Low      | Very low    | Very low        |
| Tephra                     | Widespread  | High   | High     | ?           | ?               |
| Residual soils             | Rare  | Low  | Low      | Very low    | Very low        |
| Sebka                      | Locally variable                                  | High   | Moderate | Low         | Very low        |
| <b>Coastal zone</b>        |   |  |          |             |                 |
| Delta                      | Widespread  | Very high  | High     | Low         | Very low        |
| Estuarine beach            | Locally variable                                  | High   | Moderate | Low         | Very low        |
| High wave energy           | Widespread  | Moderate   | Low      | Very low    | Very low        |
| Low wave energy            | Widespread  | High   | Moderate | Low         | Very low        |
| Lagoonal                   | Locally variable                                  | High   | Moderate | Low         | Very low        |
| Fore shore                 | Locally variable                                  | High   | Moderate | Low         | Very low        |
| <b>Artificial fill</b>     |   |  |          |             |                 |
| Uncompacted fill           | Variable  | Very high  |          |             |                 |
| Compacted fill             | Variable  | Low  |          |             |                 |

Fuente: YOURD & PERKINS (1978). Cartografía de licuefacción inducida por grandes sismos. *Journal of Geotechnical Engineering Division, ASCD 104 (G74):443-446*; en BIRD *et al.*, (2005).

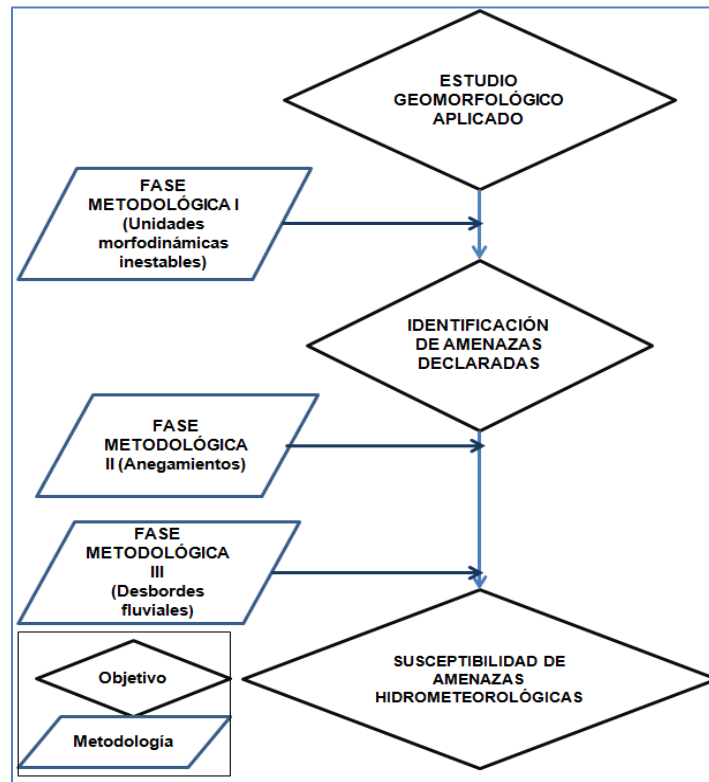
Independiente del ambiente sedimentario, en la Tabla N°3 es posible apreciar que depósitos de rellenos artificiales poco compactados poseen alta susceptibilidad de sufrir este fenómeno, al igual que formas dunarias, playas, llanuras de inundación, algunas morfologías fluviales, deltas, estuarios, *lagoons* y depósitos de *tefra* siempre y cuando cronológicamente se enmarquen dentro del Holoceno y cumplan con los factores condicionantes mencionados; mientras que para las mismas geoformas, la susceptibilidad es baja cuando se trata de depósitos pleistocenos.

## CAPÍTULO III. MATERIALES Y MÉTODOS

### 3.1 Estructura metodológica general

De acuerdo a la Fig. 10, en forma general la metodología se estructuró en tres etapas principales las cuales responden a cada objetivo planteado en el capítulo I. Los resultados obtenidos en la fase I, que se inician con el análisis geomorfológico aplicado, fueron integrados y utilizados tanto en la fase II como en la fase III.

Figura N° 10: Estructura metodológica general



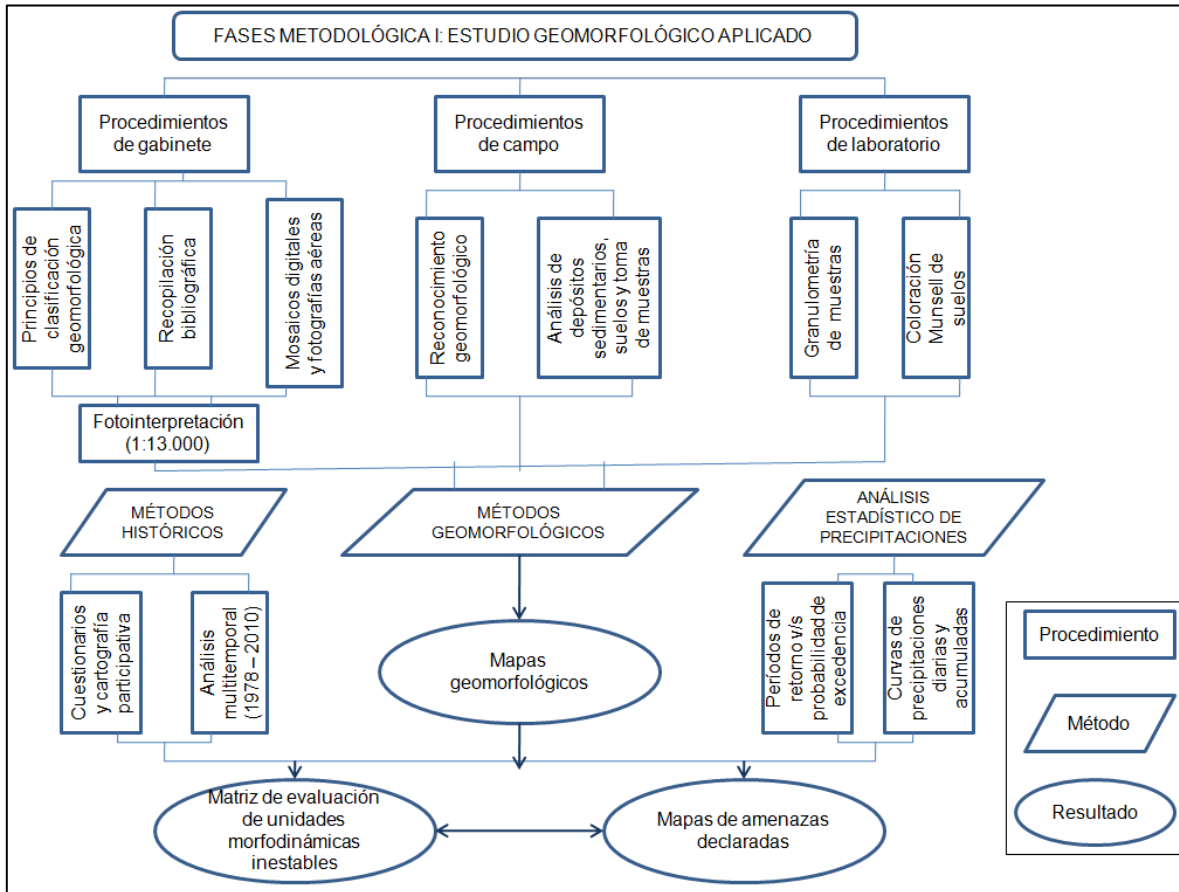
Fuente: elaboración propia.

### 3.2 Fase metodológica I: estudio geomorfológico aplicado a la identificación de amenazas naturales declaradas.

Esta etapa consistió en el estudio geomorfológico, el cual se basó en metodologías tradicionales de la disciplina, en complemento con métodos históricos y análisis estadístico de precipitaciones, de las cuales se obtuvo la identificación de las unidades morfodinámicas inestables afectadas por procesos activos, que posteriormente se tradujeron en mapas de amenazas declaradas (Fig. 11). Como resultado de lo anterior, y de acuerdo a la adaptación de la metodología propuesta por PANIZZA (1972, en PEÑAMONÉ, 1997), se elaboró una matriz de unidades morfodinámicas inestables en la cual integraron y sintetizaron las causas de las inestabilidades morfológicas presentes en el área de estudio, es decir los factores condicionantes, desencadenantes y el grado de

actividad de estos eventos (entre otros atributos explicativos) y los efectos producidos por los procesos geodinámicos y antrópicos, esto es, las tipologías de amenazas declaradas. A continuación, se detallan los procedimientos seguidos en cada subetapa.

Figura N° 11: Esquema metodológico de la fase I



Fuente: elaboración propia.

### 3.2.1 Métodos geomorfológicos

#### 3.2.1.1 Procedimientos de gabinete

##### *Principios de clasificación Geomorfológica*

**Contexto Geológico:** para el reconocimiento y mapeo de las unidades geológicas, materiales, edades y los elementos estructurales, se utilizó y digitalizó la carta geológica de HAUSER (1993), en complemento con la carta de ESCOBAR *et al.*, (1977), los estudios de FARÍAS *et al.*, (2011), MORENO & GIBBONS (2005) y SERNAGEOMIN (2003). Posteriormente, esta información se utilizó como base para la elaboración la carta geomorfológica de escala 1:250.000 y aquellas de mayor detalle (1:13.000).

**Modelado hídrico y fluvial:** para la distinción de las unidades del sistema fluvial se consideraron las clasificaciones de los tratados de SLAYMAKER (2009), CHARLTON (2008), & BLOOM (1998). La identificación de tipologías de cárcavas fue abordada en

base a la taxonomía genético-evolutiva propuesta por ARAYA-VERGARA (2006), basada en el tipo de emplazamiento de estas formas de erosión respecto a las laderas y su pendiente.

Modelado de laderas y remociones en masa: la identificación, reconocimiento en terreno y mapeo de las remociones en masa presentes en el área de estudio se realizó en base a la clasificación de VARNES (1976), CRUDENS & VARNES (1996), HAUSER (2000) y LARA & SEPÚLVEDA (2008), las cuales se basan en la naturaleza del material movilizado, el tipo de movimiento y el grado de saturación que alcanzan los materiales. Por otra parte, el reconocimiento de las principales características morfométricas y erosivas de las laderas se fundamentó en las clasificaciones de SCHAETZL & ANDERSON (2005), HUGGETT (2007), CHARLTON (2008) y ARAYA-VERGARA & BORGEL (1972).

Modelado litoral: las unidades morfológicas correspondientes a este modelado han sido reconocidas en base a los tratados de BIRD (2008), GOUDIE (2004) y SCHWARTZ (2005). El reconocimiento de los niveles de terrazas marinas se realizó en base a los criterios de ARAYA-VERGARA (comunicación personal) y PASKOFF (1970), quienes hacen énfasis en la observación de los distintos niveles altitudinales de las superficies principales, edades, escarpes y secuencias estratigráficas. Por último, las secuencias de playas fueron observadas aplicando la taxonomía de ARAYA-VERGARA (1986).

Modelado eólico: los fundamentos morfogenéticos de formas dunares se reconocieron en base a los trabajos de SMITH (1954 en ARAYA-VERGARA, 1987), mientras que la clasificación de éstas se basó en los trabajos de BIRD (2008), DAVIDSON-ARNOTT (2009), LANCASTER (1995) y SOTO *et al.*, (2012).

Leyenda de los mapas geomorfológicos: luego de reconocer y cartografiar las distintas geoformas, éstas fueron editadas y clasificadas cartográficamente en base a la propuesta para la elaboración de mapas geomorfológicos básicos y aplicados de PEÑA-MONNÉ (1997) y SMITH *et al.*, (2011), las cuales han sido empleadas por CONSTANTE *et al.*, (2010), BENITO *et al.*, (2010) y PEÑA-MONNÉ *et al.*, (2004), entre otros.

#### *Procedimientos digitales y fotointerpretación*

El levantamiento geomorfológico se realizó en dos fases: en la primera se desarrollaron mapas geomorfológicos previos a las campañas de campo, y en la segunda, se agregaron y detallaron unidades y elementos geomorfológicos validados luego de las actividades de terreno. Ambas etapas se realizaron mediante fotointerpretación a través de estereoscopía utilizando fotografías aéreas proporcionadas por el Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea de Chile (SAF) a escala 1:20.000, y de manera complementaria se emplearon cartas topográficas IGM a escala 1:50.000, además de curvas de nivel en formato *shapefile* con equidistancia de 2 metros, mapas geológicos y un mosaico digital de imágenes Google Earth; este último con el objetivo de mapear el estado actual de las geoformas y digitalizar las unidades morfológicas en el *software*

ArcGis 9.3 (Tabla 4). En forma adicional, para la elaboración de la carta geomorfológica general de escala 1:250.000, se fotointerpretó en base a la elaboración de un mosaico digital de imágenes pancromáticas provenientes del satélite CBers 2B, sensor HRC.

Tabla 4: Material cartográfico e información digital utilizados

| Fotografías aéreas/Vuelo                 | Escala                  | Institución           | Año              |
|--|-------------------------|-----------------------|------------------|
| FONDEF                                   | 1:20.000                | SAF                   | 1994             |
| Cartas topográficas                      | Escala                  | Institución           | Año              |
| Pichilemu                                | 1: 50.000               | IGM                   | 1962             |
| Pichilemu                                | 1: 50.000               | IGM                   | 2008             |
| San antonio de Petrel                    | 1: 50.000               | IGM                   | 1960             |
| San antonio de Petrel                    | 1: 50.000               | IGM                   | 2008             |
| Paredones                                | 1: 50.000               | IGM                   | 1960             |
| Cartas geológicas                        | Escala                  | Institución           | Año              |
| Hoja de Rancagua: VI Región              | 1:250.000               | SERNAGEOMIN           | 1990             |
| Mosaicos de imágenes satelitales         | Resolución espacial     | Institución           | Año(s)           |
| Quickbird II Procedentes de Google Earth | 2,44 m (Multiespectral) | Digital Globe/Geo eye | 2010             |
| CBers 2B, Sensor HRC                     | 2,7 m (Pancromático)    | INPE, Brasil          | 2008, 2009, 2009 |
| Otros materiales digitales               | Escala                  | Institución           | Año              |
| Curvas de nivel (Equidistancia 2 m)      | 1:5.000                 | SAF                   | 2004             |

Fuente: elaboración propia

La obtención del mosaico digital de imágenes Google Earth, se realizó utilizando el *software* Google Earth Pro el cual en su extensión *StitchMap* construye un mosaico en forma automática del cual se obtiene una resolución espacial óptima para fotointerpretación de detalle. Luego, estos mosaicos individualizados fueron unidos lateralmente y georreferenciados a través del *software* ArcGis 9.3. Por otro lado, el mosaico de imágenes CBers 2B se descargó georreferenciado y posteriormente fue ensamblado mediante la herramienta *Mosaic to new raster* de ArcGis.

Por último, se elaboraron perfiles geomorfológicos transversales a través de la creación de un Modelo Digital de Elevación del Terreno (MDT) mediante la extrapolación de las curvas de nivel con equidistancia de 1 metro por medio de la herramienta *3D Analysis* de ArcGis, los cuales fueron importados al *software* *Freehand MX* donde se dibujaron los esquemas de las unidades morfológicas que atravesaban los perfiles.

### 3.2.1.2 Procedimientos de campo

#### Reconocimiento geomorfológico

Durante la primera campaña de terreno (20/01/2012) se identificaron y verificaron las formas registradas previamente en la primera etapa de fotointerpretación, siendo estas mapeadas *in situ* sobre la impresión del mosaico digital Google Earth, con apoyo de las

cartas topográficas y registrando los elementos representativos en un GPS *Garmin etrex 10*. Durante la segunda campaña de terreno (1/01/2013), se realizó un reconocimiento de las unidades morfodinámicas de susceptibilidades declaradas, con énfasis en los distintos factores condicionantes de los procesos generadores de amenazas naturales, midiendo y esquematizando los distintos atributos morfométricos de las geoformas inestables (pendientes, alturas, escarpes, composición, exposición, grado de alteración de los materiales, entre otros).

#### *Análisis de suelos en sectores de anegamiento histórico y potencial*

Este procedimiento se realizó en sectores aplanados y deprimidos en formas de llanura aluvial que presentaron anegamientos históricos y en zonas laterales susceptibles a serlo. Para esto se seleccionaron al menos tres sitios de muestreo por cada serie de suelo (USDA-SCS, 1999) con una triangulación cuyo distanciamiento aproximado fue de 200 metros entre cada sitio, previa realización de la carta de series de suelo según coberturas *shapefile* proporcionadas por CIREN (2012). Luego se procedió a tomar muestras de los horizontes del suelo mediante un barreno con alcance máximo de 1,3 metros, para un posterior análisis en laboratorio. En seguida se realizaron ensayos de infiltración siguiendo la metodología propuesta por USDA-SCS (1999) y se registraron las velocidades de infiltración según la clasificación de CHOW (1994). Finalmente, la localización de los puntos de muestreo fue registrada en GPS.

#### *Registro de depósitos sedimentarios en cortes o perforaciones, y medición de profundidades del nivel piezométrico.*

Procedimiento que fue realizado con el objetivo de apoyar el mapeo geomorfológico, el análisis de factores condicionantes así como también caracterizar aquellas formas que históricamente han presentado inundaciones por desborde fluvial y licuefacción. Para esto se observaron cortes naturales y realizaron calicatas en dos tramos morfológicamente representativos y a la vez transversales a la riera de la laguna de Cahuil, con un distanciamiento lineal aproximado que varió entre 80 y 100 metros, lo que fue condicionado por la distribución de cortes, la disponibilidad de acceso a los predios y el tiempo de terreno. En cada corte se observó la estructura sedimentaria y los materiales asociados. Luego se midieron los espesores de los depósitos y se tomaron muestras para analizar en laboratorio..

Por último se registraron las profundidades de las aguas en norias y pozos con énfasis en aquellas zonas que han presentado eventos de licuefacción y desborde fluvial, cuyo objetivo fue mapear los niveles piezométricos, obtener una estimación de la profundidad del nivel freático y su distribución espacial. Se registraron mediante GPS once puntos de medición en un cuadrante aproximado de 30.000m<sup>2</sup>. Con estos registros, en gabinete se procedió a elaborar un mapa de niveles piezométricos a través del *software* ArcGis, mediante el método y módulo de interpolación de superficies de *Kriging*. Este método fue seleccionado por basarse en un procedimiento geoestadístico que incluye la

autocorrelación, esto es, relaciones estadísticas entre los puntos medidos, siendo un método adecuado para estudios de hidrología, suelo y geología cuando se sabe que existe una influencia direccional o de distancia correlacionada espacialmente entre las variables (TORRECILLA, 2008).

Cabe destacar que dadas las características del método, la naturaleza del drenaje hidrogeológico y la cantidad de puntos muestreados, esta información se utilizó sólo de manera referencial para apoyar el análisis de factores condicionantes.

### **3.2.1.3 Procedimientos de laboratorio**

#### *Análisis de muestras de suelo en sectores de anegamiento histórico y potencial*

En cada muestra de suelo y horizonte se determinó la texturación manual y la estructura pedológica en base a la metodología propuesta por CASANOVA *et al.*, (2004), lo cual ha sido aplicado por MARINI & PICCOLO (2005) con el objetivo de analizar suelos con potencial de anegamiento. Posteriormente se determinó la coloración *Munsell* en húmedo. Finalmente, estas características, sumadas al índice de infiltración fueron contrastadas con el mapa de series de suelo (Anexo 1) y el estudio agrológico de la VI región (CIREN, 1996) a fin de corroborar, ajustar y agrupar los grupos hidrológicos de cada serie de suelo a una escala de trabajo adecuada con la del presente estudio.

#### *Granulometría*

Procedimiento que fue realizado con el fin de establecer el tamaño granulométrico de los depósitos sedimentarios superficiales tanto naturales como de rellenos antrópicos que conforman las formas que presentaron evidencias de licuefacción tras el 27-F.

Para esto se tamizaron 50 gr de las arenas obtenidas de la matriz de cada estrato en dos puntos de muestreo representativos de la unidad geomorfológica (aproximadamente cada un metro de profundidad) según la escala granulométrica de WENTWORTH (1922), por lo que se obtuvo la clasificación del tipo de arenas y la fracción limo-arcillosa.

El material grueso que conformó las matrices (gravas) y el que fue segregado por el tamiz mayor 1000 ( $\mu\text{m}$ ), fue clasificado según la denominación granulométrica de WENTWORTH (1922) y su adaptación al castellano realizada por ARAYA-VERGARA (2011). Para el caso de depósitos con alto contenido de limo-arcilla, sólo se procedió a la texturación manual de la matriz siguiendo la metodología de CASANOVA *et al.*, (2004) debido a limitaciones de costo y tiempo.



### 3.2.2 Métodos históricos

#### 3.2.2.1 Análisis multitemporal

Esta etapa se realizó utilizando todo el registro de fotografías aéreas e imágenes satelitales disponibles para el área de estudio (Tabla 5) que cumplieran tanto con una escala como una resolución espacial adecuada. Además se revisó información histórica otorgada por las cartas topográficas, con lo cual se abarcó un registro temporal comprendido entre los años 1978 y 2010. Con todo este material se procedió a identificar las zonas de inundación por anegamientos, por desborde fluvial, erosión y sectores de alta humedad de suelos e invasión de arenas. Los resultados de esta fase fueron mapeados y georreferenciados en ArcGis y luego importados a *Freehand MX* para obtener la edición de estos.

Tabla 5: Fotografías aéreas e imágenes satelitales utilizadas en el análisis multitemporal

| Fotografías aéreas/Vuelo                 | Escala                  | Institución           | Fecha      |
|--|-------------------------|-----------------------|------------|
| CH-30                                    | 1:30.000                | SAF                   | 20-04-1978 |
| FONDEF                                   | 1: 20.000               | SAF                   | 02-11-1994 |
| GEOTEC                                   | 1: 70.000               | SAF                   | 30-01-1997 |
| Imágenes satelitales                     | Resolución espacial     | Institución           | Fecha      |
| Quickbird II Procedentes de Google Earth | 2,44 m (Multiespectral) | Digital Globe/Geo eye | 12-12-2004 |
| Spot, Procedentes de Google Earth        | 2,44 m (Multiespectral) | Digital Globe/Geo eye | 4-24-2007  |
| Quickbird II Procedentes de Google Earth | 2,44 m (Multiespectral) | Digital Globe/Geo eye | 8-24-2010  |

Fuente: elaboración propia.

#### 3.2.2.2 Revisión de publicaciones e informes de eventos de riesgo

##### *Identificación de las zonas con amenaza de inundación por marejadas*

Esta amenaza se zonificó en base al peor evento conocido, el cual fue registrado en julio del 2004 por SOTO (2005) al observar cordones de dunas anteriores desmantelados durante condiciones de tormenta en la ensenada de *Caleta Los Piures*, la cual se encuentra inmediatamente al norte del área de estudio. Durante este evento se logró estimar una altura máxima de ataque del oleaje que fue del orden de 3 a 4 metros con un alcance máximo aproximado de 45 a 50 metros hacia el interior de las playas. Para zonificar entonces esta amenaza, se identificó y correlacionó dicha cota en el sector de estudio apoyado de un MDT detallado del terreno elaborado en base a curvas de nivel con equidistancia de 1 metro.

##### *Identificación de zonas con amenaza de inundación por tsunami*

Si bien el área de estudio no cuenta con registros de organismos gubernamentales o de otra fuente para esta amenaza, se identificó y correlacionó la máxima altura de ola observada en la ensenada de *Caleta Los Piures* y *Pichilemu* durante el 27-F, que según el Estudio Fundado de Riesgos PUC (2010) y NARANJO & CONTRERAS (2010) fue de

aproximadamente 5 metros. De manera complementaria, se utilizó la información derivada de los resultados del método expuesto en el siguiente apartado y de las observaciones de terreno.

### **3.2.2.3 Cuestionario de amenazas históricas y cartografía participativa**

Dado que para la zona de estudio no se encontraron registros periodísticos que dieran cuenta de la ocurrencia histórica de amenazas naturales, se procedió a elaborar un *cuestionario de amenazas históricas* que además incluyó preguntas referentes a los efectos del 27-F (Anexo 2), el cual se aplicó en conjunto con una metodología de *cartografía participativa*. Ambas metodologías han sido propuestas por DÍEZ-HERRERO (2008); PÉREZ & LÓPEZ (2009) para el primer caso; y OTAS-GTZ (2003) para el segundo.

Siguiendo los planteamientos metodológicos propuestos por SAMPIERI (2010), se aplicaron ambas metodologías a una muestra que cumpliera con dos requisitos simultáneos:

- Que fuese aplicada a *informantes calificados*, es decir que en función de los objetivos, la tipología de investigación y de la extensión de la serie de datos meteorológicos (la cual se inicia en 1980). Se aplicó entonces a una población de una edad igual o superior a 48 años, con el propósito de que los encuestados tuvieran al menos la mayoría de edad y consecuentemente un discernimiento temporal coincidente desde el momento en que se comenzaron a registrar los datos meteorológicos oficiales y también el material con el que se realizó el análisis multitemporal.
- Que los encuestados fueran residentes permanentes del área de estudio al menos desde los 17 años de edad.

Se logró aplicar ambas metodologías a un 10% (aproximadamente) de la población de Cahuil, correspondiente a 48 personas. Cabe destacar que la información y zonificación obtenida mediante los cuestionarios y la cartografía participativa fue consistente desde dos puntos de vista: primero, a partir del cuarto cuestionario se produjo la *saturación de la información*, por lo que se obtuvieron las mismas áreas afectadas por cada amenaza; segundo, dichas zonificaciones fueron coincidentes con las del análisis multitemporal.

Por último, de los métodos históricos se obtuvieron cotas y alcances máximos de inundaciones derivadas tanto de anegamientos, desbordes fluviales como del *tsunami* del 27-F, años de eventos asociados a altos montos de precipitación, además de la localización de zonas de licuefacción tanto para el evento del 27-F como del terremoto de Marzo de 1985.

### 3.2.3- Estadística de precipitaciones

Los datos meteorológicos utilizados corresponden a las *precipitaciones máximas anuales en 24, 48 y 72 horas* comprendidos entre los años 1980 y 2012, pertenecientes a la Dirección General de Aguas (DGA). Estos fueron registrados por la estación meteorológica de Pichilemu (Código 06120001-0) la cual ha otorgando datos de manera ininterrumpida desde el año 1980, por lo que se trabajó con un registro estadístico de 32 años (Anexo 3).

Con dicha serie se procedió a calcular el período de retorno y la probabilidad de excedencia según el método de WEIBULL (1939), el cual ha sido propuesto y utilizado por DÍEZ-HERERO (2008), SEPÚLVEDA (1998), CENTENO *et al.*, (1994), SANCHO (1997), entre otros.

Se define así al *período de retorno (T)* para un evento de una magnitud dada como el intervalo promedio de tiempo (en años) entre eventos que igualen o superen dicha magnitud al menos una vez con un 99% de probabilidad; mientras que la *probabilidad de excedencia (P)* se define como la probabilidad (en porcentaje) que un evento de magnitud dada sea superado o igualado; de acuerdo con estas definiciones la probabilidad de excedencia de un evento P es el inverso de su período de retorno T (MOP-DGA, 1995).

Para el cálculo de T se ordenan todos los datos en función del monto de precipitación máxima anual de manera decreciente (Número de orden) y se observa el número de años en que se iguala o supera el monto de precipitación analizada (Anexo 4). A continuación se define la expresión de la fórmula de WEIBULL (1939):

$$P = \frac{mx}{(n+1)} \quad \text{y} \quad T = \frac{1}{P}$$

Donde:  $mx$  = Número de orden de los datos;  $n$  = total de datos;  $P$  = probabilidad de excedencia y  $T$  período de retorno.

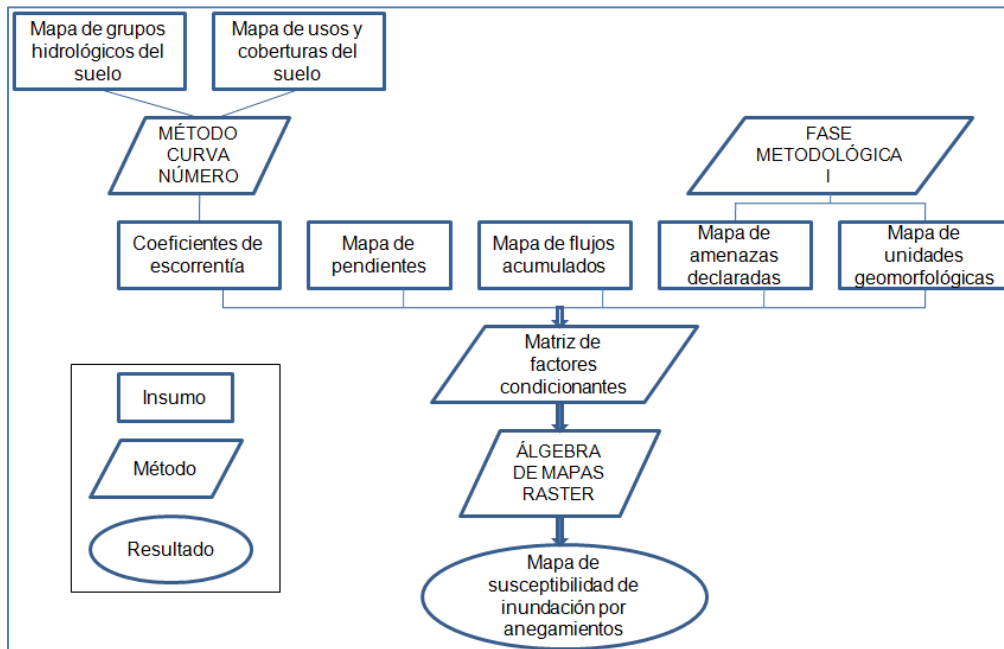
### 3.3 Fase metodológica II: estudio de la susceptibilidad de ocurrencia de inundación por anegamientos

En esta etapa se utilizaron como insumo los resultados de la fase I (zonas con amenaza de inundación por anegamientos declarados y mapa geomorfológico) sumado a la elaboración de otros mapas de factores condicionantes, que incluyeron unidades de clases y usos de suelo por comportamiento hidrológico, integrados mediante el método curva-número del *Soil Conservation Service* (S.C.S, 1972), mapas de pendientes y coberturas *rasters* de flujos acumulados. Cabe destacar que no se pudieron realizar mapas de niveles piezométricos ni freáticos debido a la inexistencia de pozos, norias o

una carta hidrogeológica de escala adecuada en las zonas en donde se observó este tipo de amenaza y las áreas laterales susceptibles de serlo.

Posteriormente, una vez finalizados los mapas antes mencionados y su base de datos, se elaboró una matriz de factores condicionantes adaptada de la experiencia de MARDONES & VIDAL (2004) la cual fue integrada al *software* ArcGis a través del módulo *álgebra de mapas raster* de las cuales se obtuvieron las zonas susceptibles de presentar anegamientos (Fig. 12). A continuación se detallan los procedimientos seguidos en cada subetapa.

Figura N° 12: Esquema metodológico de la fase II



Fuente: elaboración propia.

### 3.3.1 Método curva-número

Para estimar los montos de escorrentía directa en zonas de anegamiento declarado y potencial, se utilizó el *método racional de abstracciones* o *curva número*, el cual es un método empírico propuesto por SCS (1972), que calcula la escorrentía producida por un monto determinado de precipitación en función del parámetro *número de curva*, que a su vez depende de las condiciones de infiltración de la zona en que se produce la tormenta de diseño. Por lo tanto, este método integra los siguientes factores condicionantes:

a) Tipos de suelo: el cual se basa en la identificación de los cuatro grupos hidrológicos del suelo categorizados desde la letra *A* a *D* (Tabla 6) en función de las características inherentes a estos; las cuales para el área de estudio han sido identificadas y ajustadas a la escala de trabajo de manera simultánea mediante el análisis de muestras de suelo efectuado en la fase I, el mapeo y ajuste de las series de suelo (Anexo 1) y el estudio hidrológico CIREN (1996).

b) Usos y coberturas del suelo: considerados debido a su influencia en los porcentajes de permeabilidad e infiltración asociados a estos. Para el caso del área de estudio se adoptó la clasificación de SCHWAB *et al.*, (1990) y OTAS (2003). Luego fueron fotointerpretados y digitalizados mediante el mosaico de imágenes satelitales Google Earth.

c) Pendiente: dada su relación inversa con la infiltración y directa con el potencial de escorrentía.

Tabla 6: Grupos hidrológicos del suelo

| Grupo hidrológico | Potencial de escorrentía | Infiltración en suelo húmedo | Texturas típicas del suelo   |
|-------------------|--------------------------|------------------------------|--|
| A                 | Bajo                     | Alto                         | Texturas gruesas y excesivamente drenadas (Arenas y gravas)          |
| B                 | Moderado                 | Moderado                     | Texturas medias (francas)  |
| C                 | Medio                    | Lento                        | Suelos de textura fina con impedimento para el drenaje               |
| D                 | Alto                     | Muy lento                    | Arcillas hidratadas, duripanes, suelos poco profundos o impermeables |

Fuente: USDA-SCS (1964) en FAO (1997).

d) Humedad previa del suelo: para lo cual se consideraron condiciones de antecedencia intermedia, es decir,  $AMC = 2$ ; esto es que los suelos no se encuentran ni secos ni saturados.

A continuación, para la aplicación del método, se definen las variables que este considera, luego las fórmulas y finalmente la interpretación de sus resultados. La síntesis y sistematización de los cálculos realizados para el área de estudio se encuentran en el Anexo 5.

Curva número (CM): parámetro que representa una relación empírica entre una precipitación asociada a una tormenta específica y la escorrentía generada por dicho evento. Los datos de esta variable presentan un orden ascendente a medida que las condiciones de uso se hacen más impermeables, y también aumentan en base al potencial de escorrentía de cada grupo hidrológico del suelo. Los números de curva fueron extraídos de la matriz propuesta por CHOW (1994).

Retención potencial máxima (S): variable que estima y se encuentra condicionada por capacidad de almacenamiento o la intensidad de infiltración del suelo.

Pérdidas iniciales (Ia): por evaporación, infiltración, entre otros; que corresponde al agua que se elimina del ciclo hidrológico y no es considerada dentro de la escorrentía final.

Escorrentía potencial (Ppot): es lo que se considera como lo que debería escurrir en circunstancias que no consideran datos empíricos.

Precipitación neta ( $P_e$ ): corresponde al exceso de precipitación, o precipitación efectiva, que no se retienen ni infiltra en el terreno, es decir, escurre.

Coefficiente de escorrentía ( $C_e$ ): que varía entre 0 y 1, e indica la proporción de agua caída que escurre por la superficie del terreno. Su complemento a 1 representa la infiltración, esto es, si un área residencial posee un  $C_e = 0,8$ , implica que el porcentaje de precipitación que se infiltra es de un 20%, lo que se traduce en una mayor escorrentía y acumulación de aguas si el resto de los factores condicionantes lo permite. Su resultado se expresa en mm de altura y es adimensional, no obstante, es un valor que se obtiene de manera diferencial para cada porción del territorio ya que cada área con grupos hidrológicos y usos de suelo homogéneos presenta un valor único de  $C_e$ .

Precipitación máxima en 24 horas ( $P_p$ ): corresponde al monto de precipitación bajo el cual se calcula la tormenta de diseño. Para el área de estudio, este dato se identificó en base a los resultados del método histórico y de WEIBULL, por lo que se consideró un monto de 77 mm en 24 horas, con un  $T = 5$  años puesto que este monto es un umbral declarado de generación de anegamientos de envergadura considerable.

#### *Procedimientos de cálculo*

- 1- Se identificaron y cartografiaron los usos de suelo y se calcularon los porcentajes que representan dentro del área de estudio.
- 2- Se definieron y cartografiaron los grupos hidrológicos del suelo
- 3- Se asignó el valor de  $CN$  por uso de suelo y grupo hidrológico en base a la matriz propuesta por CHOW (1994). Luego, a partir del producto entre el valor  $CN$  asignado por grupo hidrológico y el porcentaje que representa dentro de una zona con un uso o cobertura del suelo determinado, se obtuvo el valor de *Curva número ponderado* ( $C_{np}$ ) para cada porción del territorio. En seguida se realizó es siguiente algoritmo en una matriz *Excel* para cada  $C_{np}$  correspondiente a cada uso o cobertura de suelo perteneciente al área de estudio:
- 4- Se calculó el valor de  $S$ . El resultado se obtuvo en pulgadas, por lo que se realizó la conversión a milímetros, multiplicando por 25,4.

$$S = \left( \frac{1000}{C_{np}} - 10 \right) \times 25.4$$

- 5- Se calculó el valor de  $I_a$  :

$$I_a = 0,2 \times S$$

- 6- Se identificó el valor de  $P_{pot}$ :

$$P_{pot} = P_p - I_a$$

- 7- Se calculó el valor de  $P_e$ :

$$P_e = \frac{(P_p - 0,2S)^2}{(P_p + 0,8S)}$$

8- Por último se identificó el valor de  $C_e$ :  $C_e = \frac{P_e}{P_p}$  (mm)

### Interpretación del Coeficiente de escorrentía ( $C_e$ )

De acuerdo a MONSALVE (1999), aquellos usos y coberturas de suelo que presenten bajos valores de  $C_e$ , presentan un mayor grado de superficie permeable; por el contrario, superficies de mayor impermeabilidad presentan coeficientes que tienden a 1. Luego, con los valores de  $C_e$  obtenidos se desprende que los usos de suelo poseen ciertas condiciones de permeabilidad por lo que:

- Usos y coberturas que presentan valores de  $C_e$  entre 0,1 y 0,2 poseen una alta permeabilidad, correspondiente a sectores de cultivo y superficies eriazas extensas, entre otras.
- Usos y coberturas que presentan un  $C_e$  aproximado a 0,3 presentan una alta permeabilidad a media. Estas zonas incluyen sectores parcelados, parques, entre otros.
- Usos industriales y urbanos presentan valores de  $C_e$  0,6 o superiores, por lo tanto poseen una baja permeabilidad.

### 3.3.2 Mapa de pendientes

Este mapa se elaboró mediante las superficies del MDT construido en base a curvas de nivel de 1 metro. Luego se reclasificaron las pendientes en base al umbral geomorfológico utilizado por ARAYA-VERGARA & BORGEL (1972) y la nomenclatura de CIREN (1996), obteniendo los rangos y procesos asociados expuestos en la tabla 7.

Tabla 7: Reclasificación de pendientes y amenaza asociada

| Pendiente (°) | Tipo de terreno                                   | Susceptibilidad de anegamientos |
|---------------|---|---------------------------------|
| 0 - 1,04      | Plano   | Alta (1)                        |
| 1,04 - 4,12   | Ligera a suavemente inclinado                     | Media a baja (2)                |
| 4,14 - 81,9   | Suavemente inclinado a muy escarpado o acantilado | Nula (3)                        |

Fuente: elaboración propia

Los procedimientos digitales fueron realizados mediante el módulo *3D Analysis > Surface analysis > slope* y *Reclassify* de ArcGis.

### 3.3.3 Mapas de flujos acumulados

Los terrenos más propensos de recibir flujos hídricos son un factor condicionante que ha sido propuesto para evaluar la amenaza de inundación por anegamientos por FEMA (2009) y DÍEZ-HERRERO (2008).

La obtención de estas áreas se generó en ArcGis a partir de las superficies del MDT de detalle. En seguida se utilizó el siguiente algoritmo: modulo *Hidrology* > *Fill* > *Flow direction* > *Flow accumulation*.

De este procedimiento se obtuvo como resultado una cobertura *raster* del área de estudio con dos superficies: zonas con pixeles donde sí se acumulan flujos (1 o Verdadero), y zonas donde existe una ausencia de flujos acumulados (0 o Falso). Por lo tanto, este mapa se encuentra directamente relacionado con el de pendientes y de amenazas declaradas, ya que de él se obtuvieron zonas propensas a recibir acumulación hídrica en formas deprimidas o muy aplanadas.

### **3.3.4 Matriz de factores condicionantes y álgebra de mapas raster**

La matriz de susceptibilidad (Tabla 8) considera el grado de potencialidad de inundación por anegamiento de cada variable. De esta forma la delimitación de las zonas quedó definida según los siguientes criterios:

**Zonas de alta susceptibilidad (1):** corresponden a aquellas áreas que de manera simultánea presentan pendientes planas; sumado a suelos del grupo hidrológico D (infiltración muy lenta y texturas finas) con coeficientes de escorrentía medio a alto; pixeles con presencia de flujos acumulados; además de zonas de anegamiento histórico; y morfología de llanura aluvial que constituye un relieve negativo (deprimido).

**Zonas de susceptibilidad media a baja (2):** corresponden a aquellas zonas que de manera conjunta presentan pendientes ligeras a suavemente inclinadas, además de suelos correspondientes al grupo hidrológico C (lenta infiltración y texturas finas), con coeficientes de escorrentía moderado a bajo, sumado a pixeles con concentración de flujos hídricos pero sin amenazas históricas, y morfología de llanura aluvial que constituye un relieve negativo (deprimido o plano).

**Zonas de susceptibilidad nula (3):** corresponden a aquellas áreas que en forma simultánea presentan pendientes suavemente inclinadas a escarpadas, sumado a suelos del grupo hidrológico A (alta infiltración y texturas gruesas), con coeficientes de escorrentía bajo, presentan ausencia de flujos acumulados y de amenazas declaradas, y finalmente se emplazan en formas de relieve positivo, no expuesto a inundaciones.

Finalmente, la matriz fue evaluada en ArcGis en el módulo *Spatial analyst* > *Raster calculator*. En este procedimiento se utilizaron *operadores booleanos* y *aritméticos* que filtraron los requerimientos ingresados, uniendo e intersectando áreas que cumplieran los requisitos en forma simultánea, por lo que se obtuvo las tres categorías de susceptibilidad en superficies excluyentes entre sí. En el Anexo 6 se presenta un mapa de sectores representativos con fragmentos de las coberturas *raster* evaluadas.



Tabla 8: Matriz de susceptibilidad de anegamientos según factores condicionantes

| Variable/Grado de susceptibilidad              | Alta (1)                                     | Moderada a baja (2) | Nula (3)   |
|--|--|---------------------|--|
| Pendiente (°)                                  | 0 - 1,04                                     | 1,04 - 4,12         | 4,12 - 81,9  |
| Grupos hidrológico de suelos/CE                | D (0,47)                                     | C (0,24 - 0,36)     | A (0,15)   |
| Píxeles con concentración de flujos acumulados | 1  | 1                   | 0  |
| Zonas de amenaza declarada                     | 1  | 0                   | 0  |
| Unidades geomorfológicas                       | Llanura aluvial y bordes de lagunas costeras | Llanura aluvial     | Acumulaciones eólicas indiferenciadas, dunas rampantes, playas arenosas, terraza marina alta y remanente de terraza marina |
| CE: Coeficiente de escorrentía                 | Presencia : 1 / Ausencia: 0                  |                     |  |

Fuente: elaboración propia.

### 3.4 Fase metodológica III: estudio de la susceptibilidad de ocurrencia de inundación por desborde fluvial.

La evaluación de zonas potencialmente inundables por desborde de cauces fluviales está relacionada con criterios geomorfológicos, históricos, hidrológicos e hidráulicos (FEMA, 2009). En base a esto, en la presente fase se integraron los resultados obtenidos en la etapa I los cuales se complementaron con métodos hidrológicos, de campo y estudios hidráulicos previamente realizados en el área de estudio (PUC, 2010), de los cuales se elaboraron mapas de susceptibilidad de inundación por desborde fluvial (Fig. 13). A continuación, se detallan los procedimientos seguidos en cada subetapa.

#### 3.4.1 Métodos geomorfológicos

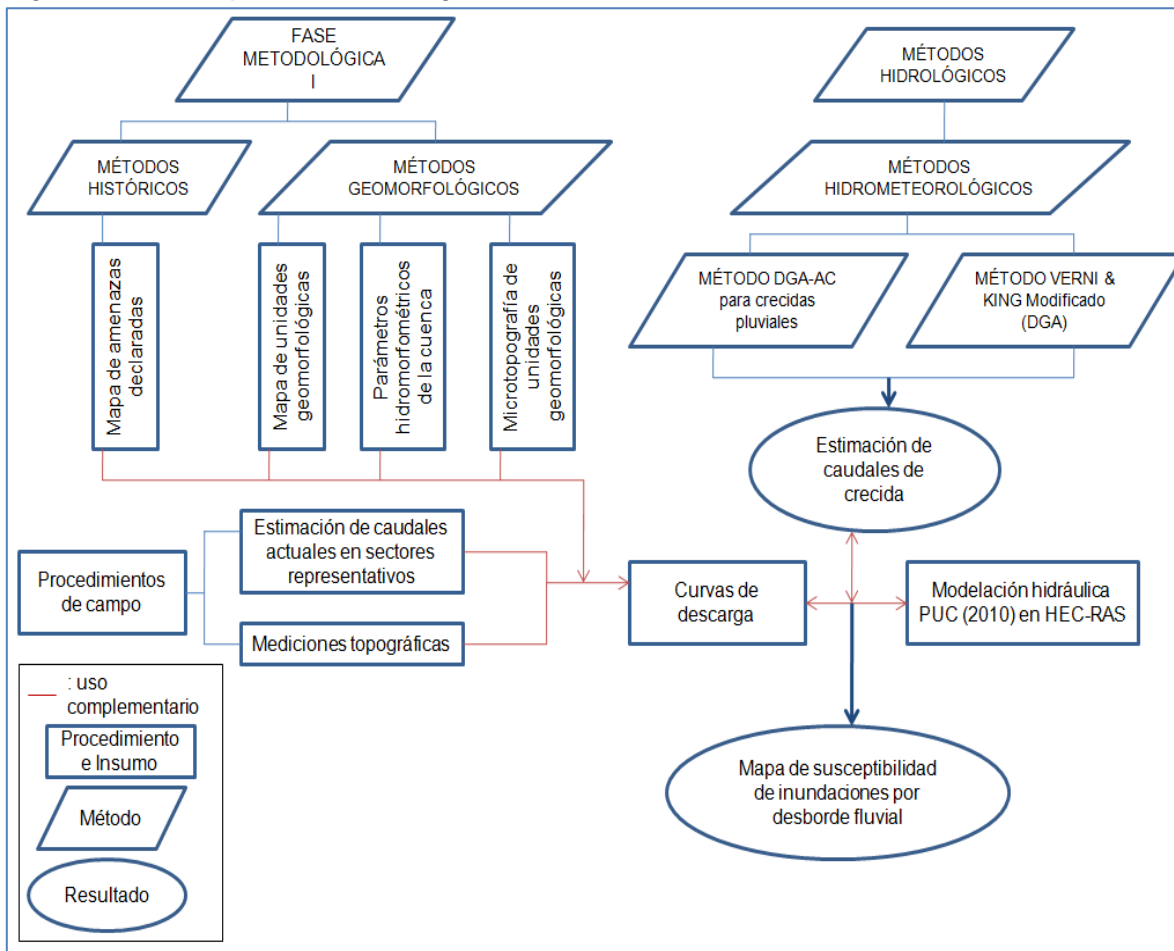
##### 3.4.1.1 Uso de la cartografía geomorfológica aplicada en la zonificación de desbordes fluviales

El método hidrogeomorfológico más utilizado en la zonificación de áreas potencialmente inundables se refiere a la asignación de niveles de amenaza según las distintas formas fluviales activas e inactivas, la localización y caracterización de los depósitos fluviales antiguos, los niveles altitudinales de los lechos de inundación y de los sistemas de terrazas, ya que cada unidad geomorfológica posee respuestas hidrológicas potencialmente similares ante eventos de crecidas, constituyendo un modelo robusto de distribución de los parámetros hidrológicos, basado tanto en un número limitado de mediciones como de estaciones fluviométricas (MENDOZA *et al.*, 2002; GARNICA & ALCÁNTARA, 2004).

De acuerdo a DÍEZ-HERRERO (2008), el mapa geomorfológico con potencialidad para su empleo en la cartografía de amenazas de inundaciones requiere necesariamente de dos pasos sucesivos pero complementarios:

- La delimitación de unidades y elementos geomorfológicos (Obtenido en la fase metodológica I).
- Y la asignación de niveles de amenaza a cada forma (Obtenido en la fase III, de acuerdo a la integración de procedimientos que se explican a continuación).

Figura N° 13: Esquema metodológico de la fase III.



Fuente: elaboración propia.

### 3.4.1.2 Parámetros hidromorfolométricos

La disposición del relieve en las cuencas de recepción condiciona la génesis y tipología de inundaciones, ya que la configuración geomorfológica general de una cuenca (pendiente media, elongación, densidad de drenaje, entre otras) influye en las abstracciones de los parámetros iniciales y la magnitud de los tiempos característicos de las relaciones hidrograma-hietograma, entre otros varios aspectos (DÍEZ-HERRERO,

2008). En consecuencia, esta información se utilizó para identificar la respuesta hidrológica general de la cuenca del área de estudio y su influencia en las inundaciones fluviales.

A continuación, se definen los parámetros utilizados, fórmulas, algoritmos y su interpretación. Para facilitar el análisis comparado de los resultados se ha incorporado en los cálculos la cuenca de San Antonio de Petrel, por presentar características hidromorfológicas distintas a las otras cuencas del área de estudio, localizarse de manera contigua a la cuenca analizada y situarse en el mismo dominio morfoclimático. Las siguientes definiciones fueron extraídas de MOP-DGA (1995), FERRANDO (1994), ORTEGA (2007) y JIMÉNEZ (2012).

Área de la cuenca (A): parámetro que influye en el régimen hidrológico, existiendo una relación directa entre el tamaño de la cuenca y los caudales promedios mínimos y máximos. También influye en el *tiempo peak*, *caudal peak* y por tanto en las formas de los hidrogramas. Luego de delimitar las cuencas mediante una cobertura ASTER-DEM de la VI Región de O'Higgins (De 30 m de resolución espacial, otorgada por la NASA), se procedió a calcular el área en ArcGis, mediante el procedimiento: Tabla de atributos > *calculate geometry* > *area*.

Pendiente media (S): influye en el comportamiento hidrológico de la cuenca, específicamente en la relación magnitud-duración de las crecidas en el cauce principal, y al igual que el área, manifiesta su influencia en el *tiempo peak* y *caudal peak* del hidrograma. Cuenclas con pendientes fuertes presentan tendencias de crecidas torrenciales y breves, y viceversa. Luego de obtener un mapa de pendientes de la cuenca y sus subcuencas, esta variable se calculó en ArcGis mediante la extensión *3D Analyst* > *Zonal statistics*.

Desnivel máximo (H): diferencia entre la cota del punto de la divisoria de las aguas de la cuenca más alto y alejado de su salida, y la cota del punto de término del cauce principal. Las cotas fueron extraídas de la altitud mínima y máxima del ASTER-DEM.

Longitud del cauce principal (L): se obtiene de la medición directa de la longitud del cauce principal a lo largo de su trayectoria. Este parámetro se obtuvo luego de extraer la red de drenaje de las cuencas a partir del ASTER-DEM, siguiendo el siguiente procedimiento: módulo *Hidrology* > *Fill* > *Flow direction* > *Flow accumulation* > *Stream definition* > *Stream link* > *Stream order*. Una vez establecida la red de drenaje, se digitalizó el cauce principal y se estableció su longitud mediante la herramienta *calculate geometry*.

Tiempo de concentración (Tc): corresponde al tiempo en que toda la cuenca comienza a contribuir a la escorrentía; en consecuencia, es el tiempo que demora en alcanzar el exutorio de la cuenca la partícula de agua que cae en el punto más alejado de este. Para su cálculo se adoptó la fórmula del *California Highways and Public Works* de EE.UU, propuesta por MOP-DGA (1995), cuya expresión es:

$$T_c = 0,95 \left( \left( \frac{L^3}{H} \right)^{0,385} \right)$$

Donde:

$T_c$ : tiempo de concentración de la cuenca, expresado en horas.

$L$ : longitud del cauce principal, expresado en Km.

$H$ : desnivel máximo de la cuenca, expresado en m.

Frecuencia de drenaje (F): es un valor adimensional, del cual se obtiene el número de cauces por Km<sup>2</sup>, por lo que una mayor frecuencia de drenes por unidad de superficie indica una rápida organización y concentración del escurrimiento, ya que este parámetro establece la mayor o menor posibilidad de que cualquier gota de agua encuentre un cauce a mayor o menor tiempo. Su expresión es la siguiente:

$$F = \frac{\sum n_v}{A}$$

Siendo:

$n_v$ : número total de cauces de cualquier orden.

$A$ : área de la cuenca.

Densidad de drenaje (D): parámetro que es un reflejo de la dinámica de la cuenca y es complementario a F. Representa la eficacia de la cuenca para evacuar caudales ante un evento de precipitación. De esta forma, a mayor densidad, más dominante es el flujo del cauce frente al flujo en ladera, lo que se traduce en un menor tiempo de respuesta de la cuenca y por tanto un menor *tiempo peak* del hidrograma. Su expresión es:

$$D = \frac{\sum l_n}{A}$$

Siendo:

$l_n$ : longitud total de todos los drenes.

$A$ : área de la cuenca.

Número de rugosidad (r): parámetro adimensional que si es alto, indica que al tener pendientes elevadas y una buena eficiencia de drenaje, hay una alta tendencia a producir inundaciones súbitas. Su fórmula es:

$$r = H \times D$$

Donde:

$H$ : desnivel máximo de la cuenca.

$D$ : densidad de drenaje.

Coefficiente de compacidad o Índice de Gravelius (Kc): parámetro adimensional que se utiliza para representar la relación entre el perímetro y área de la cuenca, donde se compara la relación entre el perímetro de la cuenca y el de un círculo que tuviera la misma superficie que la cuenca en estudio. Cuenclas redondeadas producen *peaks* de hidrogramas acusados ya que la probabilidad de que coincidan varios drenes a la vez es

mayor y producen avenidas tipo relámpago más cortas; por el contrario, cuencas alargadas tienen a producir hidrogramas más atenuados. Valores cercanos a 2, indican cuencas muy alargadas. La tabla 9 indica la clasificación resultante de este parámetro.

Tabla 9: interpretación del índice de Gravelius

| Valores de Kc | Forma de la cuenca |
|---------------|--------------------|
| 1 - 1,25      | Redonda            |
| 1,25 - 1,5    | Ovalada            |
| 1,5 - 1,75    | Alargada           |

Fuente: TRAGSA (1994) en JIMÉNEZ (2012).

La expresión de este índice es:

$$Kc = 0,282 \times \left( \frac{P}{\sqrt{A}} \right)$$

Donde:

Kc: Índice de Gravelius.

P: perímetro de la cuenca.

A: área de la cuenca.

Magnitud de la cuenca (M): corresponde al número total de drenes de primer orden. Su interpretación se utiliza de manera conjunta con el índice que se expone a continuación.

Frecuencia de drenaje de los canales de primer orden (F1): se utiliza para estimar indirectamente la eficiencia de la cuenca para drenar la escorrentía superficial fuera de ella. Su expresión es:

$$F1 = \frac{M}{A}$$

Siendo:

M: magnitud de la cuenca.

A: área de la cuenca.

Jerarquía de la red de drenaje (N): parámetro que representa el grado de desarrollo de la red de drenaje en función de los afluentes que aportan al cauce fluvial principal. Para su determinación se utilizó el método de STRAHLER (1952). De acuerdo al autor, se consideran drenes de primer orden aquellas corrientes emplazadas en las nacientes de la cuenca, y que consecuentemente no tienen afluentes; drenes de segundo orden resultan de la confluencia de dos drenes de primer orden; drenes de tercer orden, corresponden a la confluencia de dos cauces de segundo orden, y así sucesivamente.

Su cálculo se realizó en ArcGis, mediante la cobertura de la red de drenaje, a través del módulo *Hidrology > Stream order*, el cual incluye automáticamente la clasificación de STRAHLER (1952). Luego, en la tabla de atributos de la nueva cobertura se calcula el número de drenes según cada jerarquía.

### **3.4.1.3 Obtención de la microtopografía de unidades geomorfológicas**

La topografía de detalle se obtuvo del *software ACad Civil 3d*, en el cual se aplicaron una serie de algoritmos que permitieron importar las altitudes desde el programa *Google Earth*, con los cuales se obtuvieron perfiles de detalle con una precisión de 0,25 m. Luego, estos perfiles fueron calibrados y mejorados, agregando información topográfica detallada, levantada en la fase de terreno.

Con esta información, se construyeron dos perfiles topográficos de detalle que fuesen representativos de la configuración morfológica del área de estudio. Siguiendo la metodología aplicada por GURNELL *et al.*, (2003), basada en los resultados del método histórico, se realizaron transectas topográficas en sectores donde con seguridad se supo la cota alcanzada por inundaciones pretéritas, lo que facilitó la zonificación de las zonas susceptibles a inundarse.

### **3.4.2 Métodos hidrológicos**

#### *Métodos hidrometeorológicos*

Cuando las cuencas no presentan estaciones de aforo y por tanto carecen de información fluviométrica, como es el caso del área de estudio, para estimar los caudales de crecida se debe recurrir a los métodos hidrometeorológicos (FEMA, 2009), los cuales se basan en funciones de conversión de variables meteorológicas (en este caso precipitación) a escurrimiento superficial (caudales) mediante métodos determinísticos (DÍEZ-HERRERO, 2008), donde interesa estimar los *Caudales instantáneos máximos* de crecida pluvial asociados a un cierto período de retorno (SANCHO, 1997). Una vez obtenidos los caudales de crecida, se aplican métodos hidráulicos, los cuales determinan la altura y velocidad del agua, zonificando así las áreas potencialmente inundables (FEMA, 2009).

Para lograr este objetivo, se utilizó el método de *estimación de caudales instantáneos máximos* propuesto por el MOP-DGA (1995) en conjunto con el método de VERNI & KING (Modificado por la DGA, 1995), ya que ambos consideran parámetros especiales de calibración en función de la realidad hídrica de las cuencas del país, razón por la cual han sido ampliamente utilizados a nivel nacional. En adición, MOP-DGA (1995) recomienda el uso simultáneo de ambos métodos.

#### **3.4.2.1 Método DGA-AC para crecidas pluviales**

Cabe destacar que este método es válido para cuencas pluviales o pluvionivales sin información fluviométrica, con áreas comprendidas entre 20 y 10.000 km<sup>2</sup>, estando su uso restringido a períodos de retorno de máximo 100 años. A continuación se presenta la secuencia de procedimientos ejecutados y los parámetros utilizados para el área de estudio. Las matrices de cálculo se encuentran en el Anexo 7a.

a) Determinación de la zona homogénea: está basado en las cuatro agrupaciones principales de cuencas del país diferenciadas según su latitud. La cuenca del estero

Nilahue se emplaza en los 34°S, presenta una precipitación media anual inferior a 600 mm, una precipitación máxima en 24 horas y período de retorno de 10 años mayor a 80 mm (monto de 110 mm, el cual siguiendo el método, se extrajo del plano de isoyetas del documento DGA *Precipitaciones máximas en 1, 2 y 3 días*), y un área pluvial mayor a 145 km<sup>2</sup> por lo que le corresponde la zona **OP**.

b) Determinación de la Curva de Frecuencia Regional: una vez identificada la zona homogénea se ubica la curva de frecuencia adimensional que le corresponde (Tabla 10).

Tabla 10: Curva de Frecuencia Regional de Caudales Medios Diarios Máximos, Zona Homogénea OP Pluvial, Log Normal

| Período de retorno "T" (Años) | Q(T)/Q(10) |      |      |
|-------------------------------|------------|------|------|
|                               | MEDIA      | MAX  | MIN  |
| 2                             | 0,3        | 0,46 | 0,21 |
| 5                             | 0,64       | 0,72 | 0,59 |
| 10                            | 1          | 1    | 1    |
| 20                            | 1,48       | 1,55 | 1,39 |
| 25                            | 1,67       | 1,76 | 1,55 |
| 50                            | 2,35       | 2,53 | 2,16 |
| 75                            | 2,85       | 3,08 | 2,62 |
| 100                           | 3,24       | 3,51 | 3    |

Fuente: DGA (1995).

c) Determinación del caudal medio diario máximo de período de retorno 10 años (Q<sub>10</sub>): es la variable que se utiliza para adimensionalizar las curvas de frecuencias regionales del método. Para su determinación, y debido a la latitud del área de estudio, se debe ocupar la fórmula (3.2) del método, correspondiente a las regiones V a VI. La expresión es:

$$Q_{10} = 5,42 \times 10^{-8} \times A_p^{0,915} \times (P_{24}^{10})^{3,432}$$

Donde:

Q<sub>10</sub>: caudal medio diario máximo de período de retorno 10 años (m<sup>3</sup>/s).

A<sub>p</sub>: área pluvial de la cuenca (1.776 km<sup>2</sup>, para el área de estudio).

P<sub>24</sub><sup>10</sup>: precipitación diaria máxima de período de retorno 10 años (110 mm para el área de estudio).

d) Cálculo de la curva de frecuencias de caudal medio diario máximo de la cuenca: ésta se obtuvo multiplicando los valores de la Curva de Frecuencia Regional adimensional (b), específicamente la columna MEDIA, por Q<sub>10</sub>.

e) Determinación de la curva de frecuencias de caudal instantáneo máximo de la cuenca: para calcular los caudales finales se debe utilizar el *factor de conversión* (a) el cual se determina en función de la zona homogénea que pertenece la cuenca, por tanto, de acuerdo a la tabla 3,24 del manual DGA, a la zona homogénea **OP**, le corresponde el valor de **1,76**. Por último se multiplica este valor, por cada período de retorno de la curva de frecuencias de caudal instantáneo máximo, es decir, el valor obtenido en el paso d).

### 3.4.2.2 Método de VERNI & KING Modificado

Este método está basado en la fórmula de VERNI & KING, que relaciona el caudal instantáneo máximo de una crecida con la precipitación diaria máxima y el área pluvial mediante una relación de potencias. El método presentado posee las mismas condicionantes de uso que el método DGA. A continuación se presenta la secuencia de procedimientos ejecutados y los parámetros utilizados para el área de estudio. Las matrices de cálculo se encuentran en el Anexo 7b.

a) Determinación del Coeficiente empírico de período de retorno de 10 años “C(T=10)”: este coeficiente es variable de acuerdo a la región en que se encuentra cada cuenca analizada. De acuerdo a la tabla 3.25 del manual DGA, a la VI Región le corresponde el valor de **0,680**.

b) Determinación de la Curva de frecuencia del coeficiente empírico “C(T)”: este valor depende también de la ubicación geográfica de cuenca a analizar así como del período de retorno que se desea calcular. Los valores de este coeficiente para la VI Región se encuentran en la tabla 11.

Tabla 11: Coeficientes de fórmulas empíricas para la VI Región

| Período de retorno "T" (Años) | C(T)/C(T=10) |
|-------------------------------|--------------|
|                               | VI Región    |
| 2                             | 0,63         |
| 5                             | 0,85         |
| 10                            | 1            |
| 20                            | 1,15         |
| 25                            | 1,2          |
| 50                            | 1,33         |
| 100                           | 1,55         |

Fuente: DGA (1995).

En seguida, para obtener el valor de la *Curva de frecuencia de coeficiente empírico “C(T)”*, se debe multiplicar el valor C(T=10), es decir 0,680, por cada valor de la tabla 11.

c) Obtención de la precipitación diaria máxima de período de retorno 10 años: este valor, se obtuvo del plano de isoyetas del documento DGA *Precipitaciones máximas en 1, 2 y 3 días*, el cual, para la cuenca de estudio corresponde a 110 mm.

d) Identificación del coeficiente de frecuencia de la cuenca (Cf<sub>t</sub>): el cual se obtuvo del documento DGA *Precipitaciones máximas en 1, 2 y 3*. Para la cuenca del Nilahue corresponden los valores de la Tabla 12.



Tabla 12: Coeficientes de frecuencia para la cuenca del Nilahue

| Período de retorno "T" (Años) | CF <sub>T</sub> |
|-------------------------------|-----------------|
| 2                             | 0,613           |
| 5                             | 0,845           |
| 10                            | 1               |
| 20                            | 1,15            |
| 25                            | 1,248           |
| 50                            | 1,346           |
| 100                           | 1,495           |

Fuente: DGA (1995).

e) Determinación de la precipitación diaria máxima de Período de retorno T (P<sub>24</sub>): la cual se calcula multiplicando el valor de la Precipitación diaria máxima de período de retorno 10 años (110 mm), por cada valor del Coeficiente de frecuencia (CF<sub>T</sub>).

f) Cálculo de la Curva de frecuencias del caudal instantáneo máximo (Q): finalmente, este valor se obtiene evaluando los valores de los pasos b) y e) en la fórmula de VERNI & KING para cada período de retorno. La expresión de la fórmula es la siguiente:

$$Q = C(T) \times 0,00618 \times P_{24}^{1,24} \times Ap^{0,88}$$

Donde:

Q: caudal instantáneo máximo asociado al período de retorno T años (m<sup>3</sup>/s).

C (T): Coeficiente empírico de período de retorno T años.

P<sub>24</sub>: precipitación diaria máxima asociada al período de retorno T años (mm).

Ap: área pluvial de la cuenca. (1.776 km<sup>2</sup>, superficie de la cuenca del área de estudio).

### 3.4.3 Procedimientos de campo

Siguiendo la metodología utilizada por GURNELL *et al.*, (2003), se procedió a obtener la batimetría del curso fluvial, en los dos tramos donde se obtuvo la topografía de detalle y se saben las cotas de inundaciones pretéritas, lo cual permitió obtener un panorama transversal tanto del curso fluvial como de las áreas laterales potencialmente inundables.

Para esto se procedió a medir la profundidad del curso fluvial a través de puntos de control previamente establecidos mediante GPS, con un distanciamiento promedio de 19 metros. En cada punto se obtuvo la profundidad del cauce mediante una vara graduada.

### 3.4.4 Estimación de los caudales actuales, de desborde e históricos

Dado que no se pudo calcular los caudales actuales a través del clásico método entre el producto de la velocidad de flujo por el área, se procedió a estimar el caudal actual, el máximo que puede contener el cauce y los caudales de inundaciones históricas a través de la fórmula indirecta utilizada por ARNAUD-FASSETTA *et al.*, (2005), la cual además es

propuesta por KNODEL *et al.*, (2007) y WITHING (2003), entre otros. La expresión de la fórmula es:

$$Q = (0,921n^{-1}) \times AR^{0,67} \times S^{0,5} + 2,362$$

Donde:

*n*: coeficiente de rugosidad de *Manning*.

*A*: área de la sección transversal del cauce (m<sup>2</sup>).

*R*: radio hidráulico (m).

*S*: pendiente del lecho (m/m<sup>-1</sup>).

#### *Obtención del valor de S*

Este fue adquirido en base al estudio de ANDRADE & GRAU (2005), quienes al medir las profundidades del lecho del estero Nilahue, calcularon una pendiente media en el trayecto inferior de 0,0004 (m/m<sup>-1</sup>). De ese estudio, se estableció además la presencia de barras subacuáticas efímeras y de generación estacional que contribuyen a incrementar la rugosidad del fondo del cauce.

#### *Obtención del valor de n*

El coeficiente de rugosidad de Manning se estableció en base a los parámetros de HERNÁNDEZ & FRANCO (1999) y la observación tanto de las características del lecho como de la llanura inundable, por lo que se estimó un coeficiente de 0,082 como un valor adecuado.

#### *Obtención de A y R*

Mediante el levantamiento topográfico y batimétrico de detalle, el cual fue ingresado y dibujado en el *software Autocad* se pudo estimar el área de la sección transversal y el *perímetro mojado* de los distintos puntos de interés, a través de los algoritmos de cálculo automático de perímetros y áreas que posee el *software*.

#### *Generación de la curva de descarga*

Curva que relaciona el caudal y la altura de la lámina de agua que ese caudal genera para una sección transversal de un río, suponiendo una relación biunívoca de estas variables en dicho tramo. Éstas han sido ampliamente utilizadas en estudios de inundación por desborde de cauces ya que la altura del agua se proyecta en el mapa topográfico permitiendo establecer la zonificación “aproximada” de inundaciones para determinados caudales y sus períodos de retorno, cuando no se dispone de un modelamiento hidráulico o de manera complementaria a este (CENTENO *et al.*, 1994; SANCHO, 1997; WITHING, 2003).

Las curvas de descarga en ambas secciones transversales se generaron en base al control de la topografía y batimetría de detalle, sumado a las cotas de inundación histórica, los caudales instantáneos máximos para ciertos períodos de retorno, y el mapa de inundación generado por el modelamiento hidráulico PUC (2010, en Anexo 8), el cual permitió validar la correcta estimación de las alturas de las aguas y la posterior proyección de las alturas sobre la topografía de detalle circundante. El modelamiento hidráulico PUC (2010) fue desarrollado en base al *Hidrograma unitario sintético SWMM* y uso del software *HEC-GEORAS*.

### **3.4.5 Integración de métodos y criterios de zonificación**

**Zonas de alta susceptibilidad:** quedan delimitadas en base a las zonas de amenaza histórica, y a las áreas que sean alcanzadas con caudales de períodos de retorno inferiores 10 años según la modelación hidráulica PUC (2010), y la estimación de caudales de crecida con sus correspondientes alturas proyectadas sobre el terreno y períodos de retorno desarrollado en el presente estudio. Complementariamente, bajo criterio geomorfológico, estas áreas corresponden a las zonas internas de la terraza estuarial por presentar un relieve negativo.

**Zonas de susceptibilidad moderada:** quedan definidas en base a las áreas que no han presentado amenazas históricas, pero presentan alcance de caudales asociados a períodos de retorno entre 20 y 50 años según la modelación hidráulica PUC (2010), y la estimación de caudales de crecida con sus correspondientes alturas proyectadas sobre el terreno y períodos de retorno desarrollados en el presente estudio. Conjuntamente, bajo criterio geomorfológico, estas áreas corresponden a la zona media de la terraza estuarial por presentar un relieve negativo.

**Zonas de susceptibilidad baja:** quedan definidas en base a las zonas cuyo período de retorno sea entre 50 y 100 años según el modelamiento PUC (2010) y la estimación de caudales de crecidas con sus alturas proyectadas sobre el terreno desarrollados en el presente estudio. Complementariamente, bajo criterio geomorfológico, estas áreas corresponden a la zona de transición entre la zona externa de la terraza estuarial, la terraza marina baja y su escarpe.

**Zonas sin amenaza:** quedan definidas en base a las áreas correspondientes a la terraza marina baja y alta por ser en su mayoría morfologías de relieve positivo, fuera del alcance de inundaciones de los caudales de mayor período de retorno y su altura.

## CAPÍTULO IV: RESULTADOS

### 4.1 Resultados de la fase I

#### 4.1.1 Análisis Geomorfológico general

De acuerdo a la Fig. 14, el área de estudio se emplaza principalmente dentro de formas costeras de origen marino, en la cual predominan terrazas de abrasión marina, mientras que en el curso inferior del estero Nilahue se desarrolla en un estrecho valle fluviomarino profundamente disectado.

Las terrazas de abrasión marina, cuyas altitudes oscilan entre los 10 y 200 metros, entran en contacto hacia el oriente con un modelado de laderas en rocas graníticas y metamórficas paleozoicas el cual se caracteriza por presentar altitudes mayores a los 200 m.s.n.m, suelos arcillosos, patrones de drenaje dendrítico y una serie de fallas inferidas de orientación NNE-SSW y NW-SW. Cabe destacar que de acuerdo a FARÍAS *et al.*, (2011), la reactivación de estas últimas fallas causó la *Secuencia Sísmica de Pichilemu*. Por su parte, el modelado de terrazas marinas también se encuentra afectado por la tectónica dada la presencia de fallas inversas y una estructura anticlinal de orientación NW-SE. A partir de ambos flancos de la *charnela* anticlinal, se desarrollan *talwegs* de cauces de activación efímera los cuales abastecen a las lagunas costeras de la comuna.

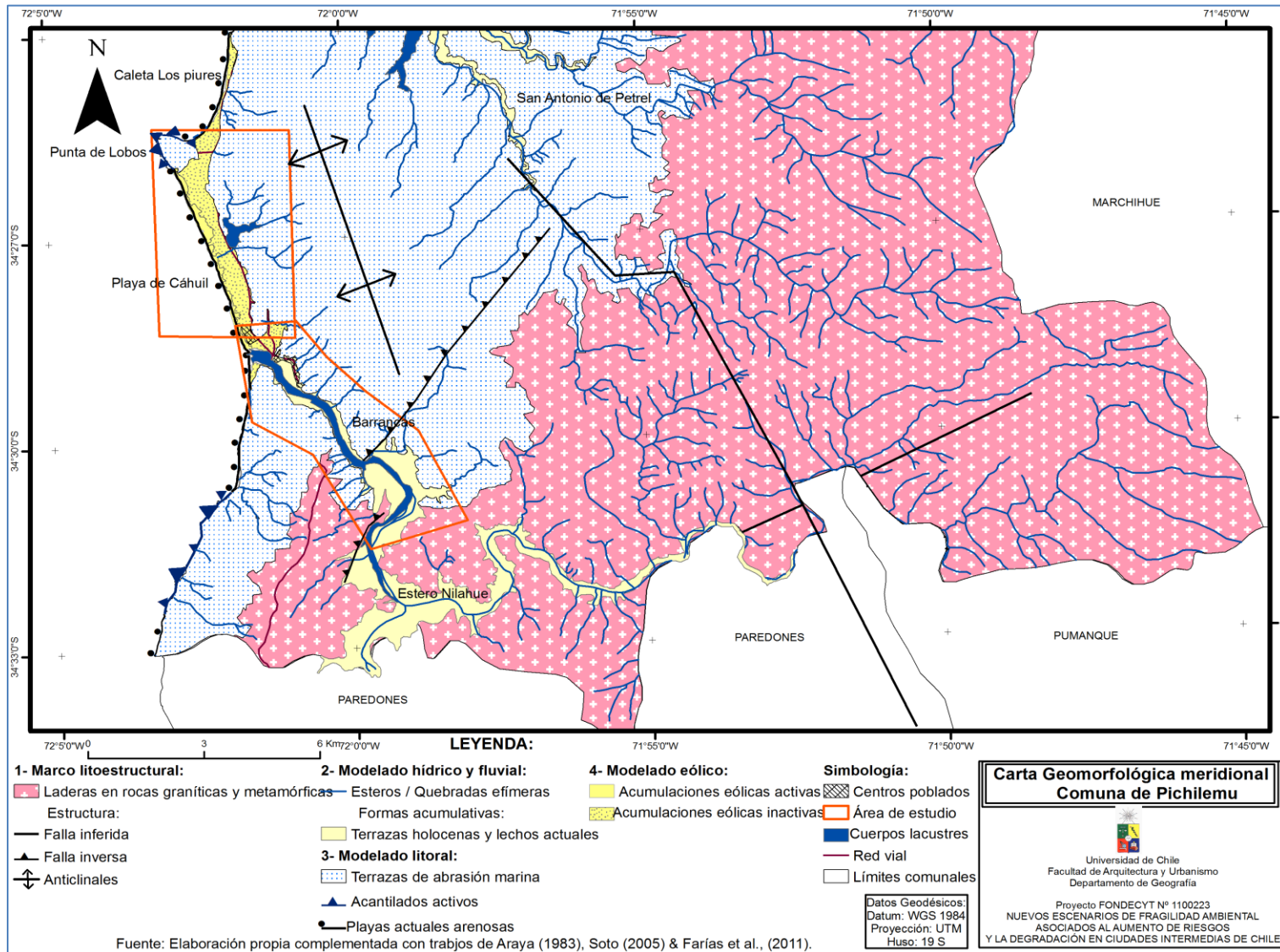
Como otra evidencia de la actividad tectónica en la zona de antearco, se observa que el estero Nilahue disectó los relieves graníticos y las terrazas marinas formando una garganta epigénica lo cual se expresa en un valle fuertemente incidido con escarpes de alta pendiente y un curso fluvial cuyo patrón revela control tectónico en casi todo su recorrido a través de tramos rectilíneos con algunos giros casi perpendiculares.

En la carta (Fig. 14) es posible observar que en las zonas donde el valle se ensancha, se desarrollan terrazas y rellenos de fondo de valle holocenos acompañados de meandros, mientras que en su exutorio se desarrolla una laguna distal semibloqueada por una barrera litoral o flecha, que da nombre a la *Laguna de Cahuil* (cuerpo lacustre que de ahora en adelante se denominará *lagoon*).

En la línea de costa se alterna un modelado litoral compuesto por playas actuales arenosas y acantilados activos interrumpidos por playas de bolsillo. Las playas comprendidas entre Cahuil y caleta los Piures limitan al oriente con un modelado eólico representado por un estrecha franja de acumulaciones eólicas activas e inactivas las cuales sobreyacen a las terrazas marinas sólo en el *headland* de Punta de Lobos logrando conformar un campo de dunas definido hacia la playa de Los Piures y Pichilemu.

Por último, en base a ARAYA-VERGARA (1983) y SOTO (2005) se observa también una línea de costa que en el área de estudio conforma una playa oblicua respecto al *swell*, mientras que desde la saliente rocosa de Punta de Lobos hacia el norte se aprecia una playa de orientación NS dado por el efecto de desalineamiento morfoestructural que genera dicha saliente.

Figura N° 14: Carta Geomorfológica general (1:120.000)



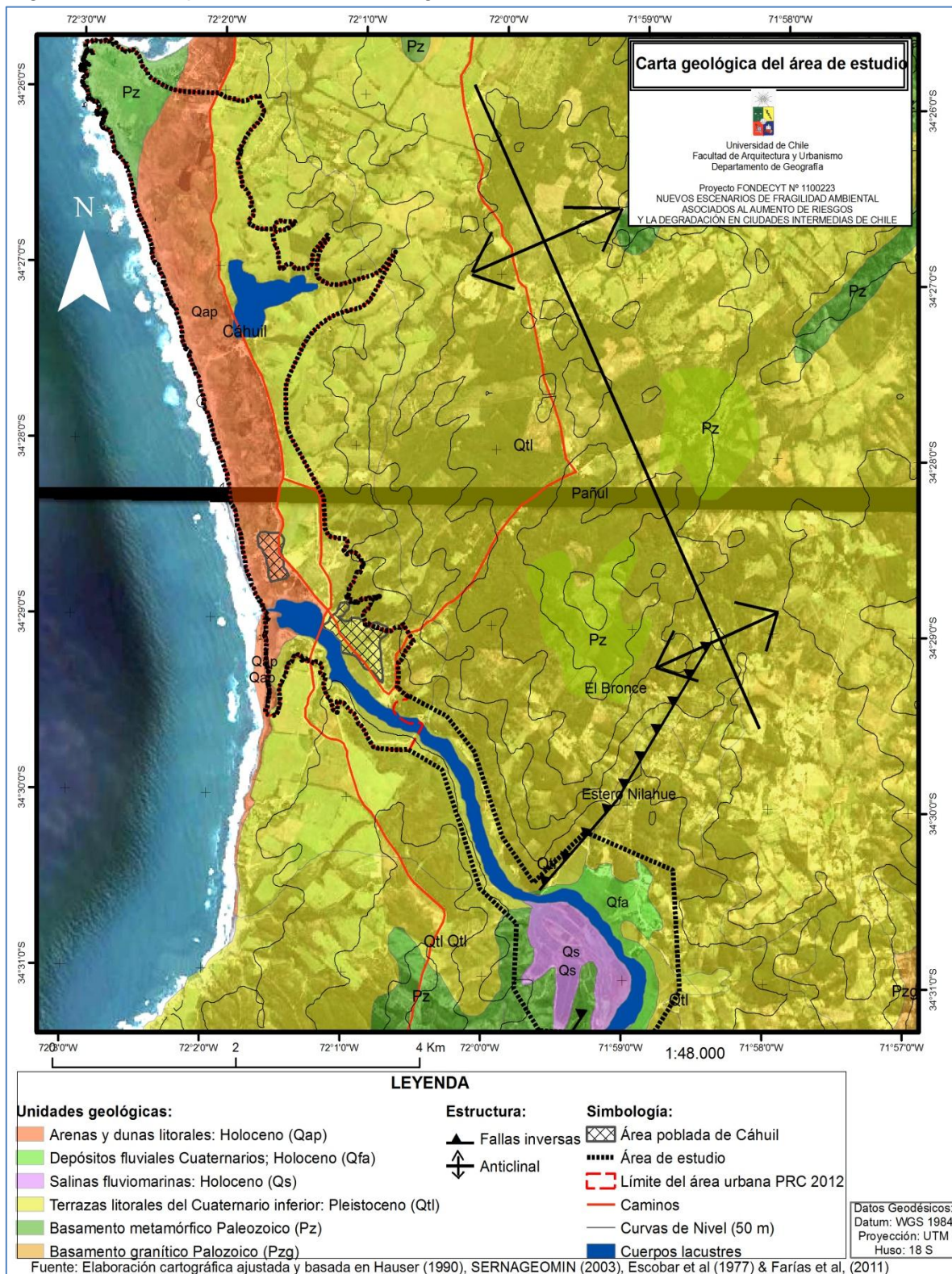
#### 4.1.2 Unidades geológicas del área de estudio

De acuerdo a la carta de HAUSER (1990), se reconocen y describen las siguientes unidades Geológica (Fig. 15):

- Arenas y dunas litorales cuaternarias; Holoceno (Qap): corresponden a depósitos marinos y eólicos emplazados entre la línea de costa y el camino I-500, sólo logrando remontar el *Headland* de Punta de Lobos (20 m.s.n.m.) lugar donde sus materiales sobreyacen al basamento metamórfico. Es la unidad más reciente y dinámica conformada por arenas oscuras compuestas de cuarzo y ferromagnesianos.
- Depósitos fluviales cuaternarios; Holoceno (Qfa): es la segunda unidad más reciente y se localiza en el tramo medio y superior del estero Nilahue. Corresponden casi exclusivamente a gravas, arenas y limos del curso actual del estero, sus bancos arenosos y llanuras de inundación. Sus materiales presentan alto contenido de cuarzo y feldespatos derivados de las rocas graníticas que conforman el bloque costero de la región.
- Salinas fluviomarinas cuaternarias; Holoceno (Qs): depósitos emplazados en los márgenes del *Lagoon* en donde la ruptura de la barrera arenosa ha favorecido notables ingresiones marinas, elevando la acumulación de cloruro de sodio luego de la evaporación y el manejo antrópico.
- Terrazas litorales mixtas del Cuaternario inferior; Pleistoceno (Qtl): corresponden a materiales sedimentarios aterrazados, particularmente areniscas de la formación Navidad las cuales se apoyan sobre rocas graníticas y metamórficas de edad Paleozoica en forma discordante. Afloran en acantilados, valles y quebradas de fuerte incisión hídrica. Estas terrazas responderían a solevantamientos ocurridos en parte del Pleistoceno, logrando alcanzar actualmente cotas máximas entre los 370 y 390 metros. En sus niveles altos, conforman suelos pardos-oscuros con alto contenido de arcillas expansibles. En la zona de estudio se desarrollan desde el camino I-500 hacia el oriente.
- Basamento metamórfico del Paleozoico superior; Carbonífero al Pérmico (Pz): unidad muy antigua que conforma principalmente la Serie Metamórfica del Este (SME) que incluye una variedad de rocas metamórficas como filitas, metareniscas, pizarras de las cuales predominan los esquistos. Además, es una unidad que contiene frecuentes vetas o lentes cuarcíferos. Un rasgo relevante, es que de manera coherente a los descrito en la carta, en todos los lugares en que aflora esta unidad denota fuerte alteración y oxidación, siendo friable al tacto y consecuentemente muy sensible a la erosión hídrica lo cual ha favorecido el desarrollo de profundas cárcavas. En las zonas de contacto con cuerpos graníticos, las rocas se observan superficialmente blandas, con textura arenosa y alto contenido micáceo. En el área de estudio, esta unidad queda expuesta mediante afloramientos en todos los taludes que la construcción de los caminos I-500 e I-520 han generado, en los escarpes de la garganta del estero Nilahue y los acantilados.



Figura N° 15: Mapa de Unidades Geológicas del área de estudio



### 4.1.3 Estudio Geomorfológico

A continuación se sistematiza el análisis de las formas en base a tres ejes: localización, descripción de sus características y los factores condicionantes que contribuyen a generar inestabilidad geomorfológica. El resumen de sus atributos se encuentra en la *matriz de unidades morfodinámicas inestables* (Tabla 14). Cada una de las unidades analizadas se encuentra en las Figs. 32a, 32b y 32c.

#### 4.1.3.1 Unidades morfodinámicas

##### A- Modelado hídrico y fluvial

##### A.1- Quebradas efímeras de incisión lineal

Corresponden a los *talwegs* desarrollados en las incisiones de las terrazas marinas cuyo grado de actividad es estacional, localizados en toda el área de estudio.

Su función como factor condicionante consiste en el aporte de flujos hídricos y el transporte de la fracción fina de las laderas mediante procesos de arroyada difusa y laminar (*sheet wash*) hacia las zonas de recepción, correspondientes a las llanuras aluviales.

##### A.2- Formas de acumulación

##### A.2.1- Llanuras aluviales

Corresponden a formas aplanadas a levemente inclinadas desarrolladas principalmente entre las depresiones de las terrazas marinas y las acumulaciones eólicas estabilizadas (Figs. 32a y 32b). En su interior y a partir del ápice de algunas quebradas efímeras se exhiben pequeños conos aluviales funcionales. Estas llanuras se componen mayoritariamente de sedimentos finos (limos y arcillas, véase la Tabla 13), derivados de los materiales coluviales que han sido transportados por procesos arroyada difusa, laminar y concentrada (*sheet wash* y *rill wash*) desde las laderas cercanas y quebradas efímeras.

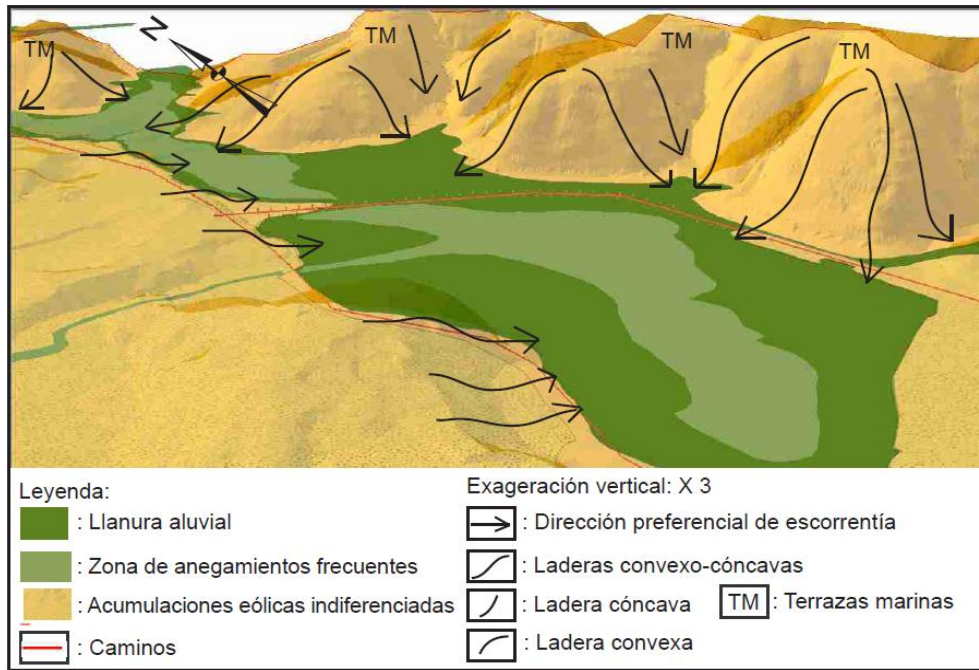
En estas formas se condensa entonces la interacción del sistema geodinámico, ya que la antigüedad geológica tanto de las terrazas marinas como del basamento metamórfico y el consecuente tiempo de exposición a la acción climática, resultó en el desarrollo de suelos con alto contenido de arcillas (Series de suelo Curanipe y Matanzas, entre otras, según CIREN: 1996), cuyos materiales lixiviados y transportados se acumularon en los fondos de valle. Esta condición morfogenética se traduce en que en las llanuras aluviales analizadas sean una unidad morfodinámica inestable producto de la presencia de suelos con baja permeabilidad, lo cual incide en la generación de anegamientos.

En las Figs. 16 y 17 se aprecia cómo la dirección preferencial de la escorrentía proviene desde el sistema de laderas convexas de las terrazas marinas (dirección Este) y converge en la zonas de llanura aluvial debido a la obstrucción topográfica desde el oeste que



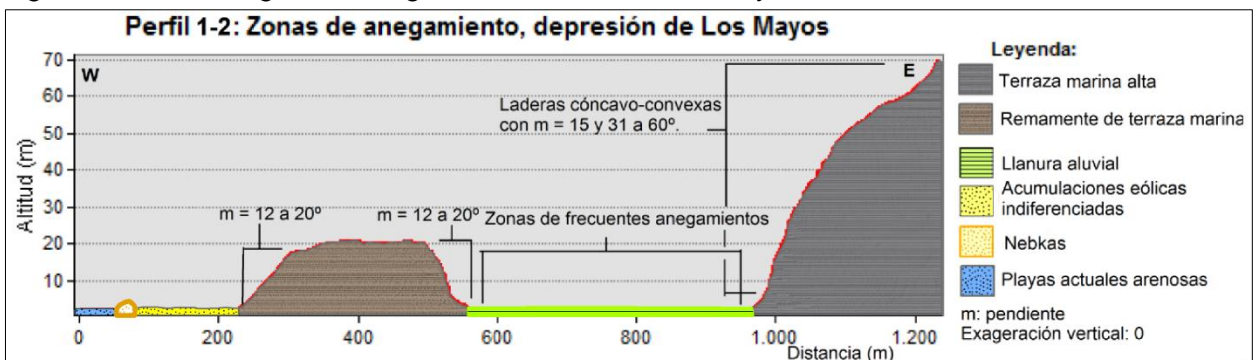
genera el camino I-500 a través de un terraplén de 2 metros, sumado a la obstrucción de las acumulaciones eólicas estabilizadas que se encuentran 3 a 4 metros por sobre las llanuras y tramos con superficies remanentes de terraza marina que están a 20 metros de altitud, lo que finalmente se traduce en un área típicamente endorreica.

Figura N° 16: MDT con dirección preferencial de escorrentía y áreas endorreica



Fuente: elaboración propia.

Figura N° 17: Perfil geomorfológico entre Punta de Lobos y Cáhuil



Fuente: elaboración propia.

De las muestras de suelo extraídas en terreno (Tabla 13), resultó que en la llanura aluvial las texturas fueron predominantemente arcillosas (Misceláneo Lacustre, según CIREN 1996) y en menor medida arcillo arenosas (serie de suelo Curanipe), con estructura pedológica laminar y de bloques subangulares respectivamente. Lo cual permite clasificarlos dentro de los grupos hidrológicos de suelos D y C, asociados a texturas finas de infiltración lenta a muy lenta y drenaje pobre a muy pobre. Esta condición también se reflejó en la coloración definida según la Tabla *Munsell*, que arrojó una predominancia del

10 YR 3/1 (Gris muy oscuro), lo que refleja una constante humectación del pedón, acusando suelos frecuentemente encharcados.

Tabla 13: Características de los suelos de la Llanura aluvial y Acumulaciones eólicas estabilizadas

| Número de sitio   | Coordenadas (UTM) | Profundidad (m)             | Pendiente (°)                                      | Serie de suelo     | Textura          | Estructura   |
|---|-------------------|-----------------------------|--|--------------------|------------------|--|
| 1   | 773653/6181468    | 1,3                         | 1 a 2  | MD-2               | Arenosa          | Granular   |
| 2   | 773653/6181468    | 1,3                         | 1 a 2  | MD-2               | Arenosa          | Granular   |
| 3   | 773550/6181392    | 1,3                         | > 1  | MD-2               | Arenosa          | Granular   |
| 4   | 773620/6181795    | 0,6                         | > 1  | LA                 | Arcillosa        | Laminar  |
| 5   | 773606/6181670    | 0,5                         | > 1  | LA                 | Arcillosa        | Laminar  |
| 6   | 773551/6181809    | 0,6                         | > 1  | Transición LA/MD-2 | Arcillo-arenosa  | Bloques subangulares   |
| 7   | 773551/6181809    | 0,4                         | > 1  | LA                 | Arcillosa        | Laminar  |
| 8   | 773507/6182340    | 0,4                         | > 1  | LA                 | Arcillo-arenosa  | Bloques subangulares   |
| 9   | 773550/6182870    | 0,5                         | > 1  | LA                 | Arcillosa        | Laminar  |
| 10  | 773751/6182282    | 0,6                         | 1 a 2  | CPE-4              | Arcillo-arenosa  | Bloques subangulares   |
| Número de sitio   | Coordenadas (UTM) | Color Munsell (Húmedo)      | Velocidad de infiltración (Minutos por centímetro) | Grupo hidrológico  | Clase de drenaje | Posición geomorfológica  |
| 1   | 773653/6181468    | N.R                         | 3'4" (Rápido)                                      | A                  | 6                | Transición Llanura aluvial/Acumulaciones eólicas indiferenciadas |
| 2   | 773653/6181468    | N.R                         | 3'48" (Rápido)                                     | A                  | 6                | Acumulaciones eólicas indiferenciadas                            |
| 3   | 773550/6181392    | N.R                         | 11'12" (Moderadamente)                             | A                  | 6                | Acumulaciones eólicas indiferenciadas                            |
| 4   | 773620/6181795    | 10 YR 3/1 (Gris muy oscuro) | N.R*   | D                  | 1 a 2            | Llanura aluvial  |
| 5   | 773606/6181670    | 10 YR 3/1 (Gris muy oscuro) | N.R*   | D                  | 1 a 2            | Llanura aluvial  |
| 6   | 773551/6181809    | 10 YR 3/3 (Pardo oscuro)    | N.R*   | D                  | 1 a 2            | Llanura aluvial  |
| 7   | 773551/6181809    | 10 YR 3/1 (Gris muy oscuro) | N.R*   | D                  | 1 a 2            | Llanura aluvial  |
| 8   | 773507/6182340    | 10 YR 3/3 (Pardo oscuro)    | N.R*   | D                  | 1 a 2            | Llanura aluvial  |
| 9   | 773550/6182870    | 10 YR 3/1 (Gris muy oscuro) | N.R*   | D                  | 1 a 2            | Llanura aluvial  |
| 10  | 773751/6182282    | 10 YR 3/3 (Pardo oscuro)    | N.R*   | C                  | 5                | Llanura aluvial  |
| Nomenclatura de series de suelo: MD= Misceláneo dunas / CPE = Curanipe. Otros símbolos cartográficos: LA = Lacustre |                   |                             |  |                    |                  |  |
| Nomenclatura grupos hidrológicos: A = bajo potencial de escorrentía / D= Alto potencial de escorrentía              |                   |                             |  |                    |                  |  |
| Nomenclatura de las clases de drenaje: 1 = muy porbe / 2 = pobre / 5 = Bueno / 6 = excesivo                         |                   |                             |  |                    |                  |  |
| N.R: no registrado  |                   |                             |  |                    |                  |  |
| N.R*: no registrado por limitantes derivadas del manejo del suelo   |                   |                             |  |                    |                  |  |

Fuente: elaboración propia en base a toma de muestras y series de suelo CIREN (1996).

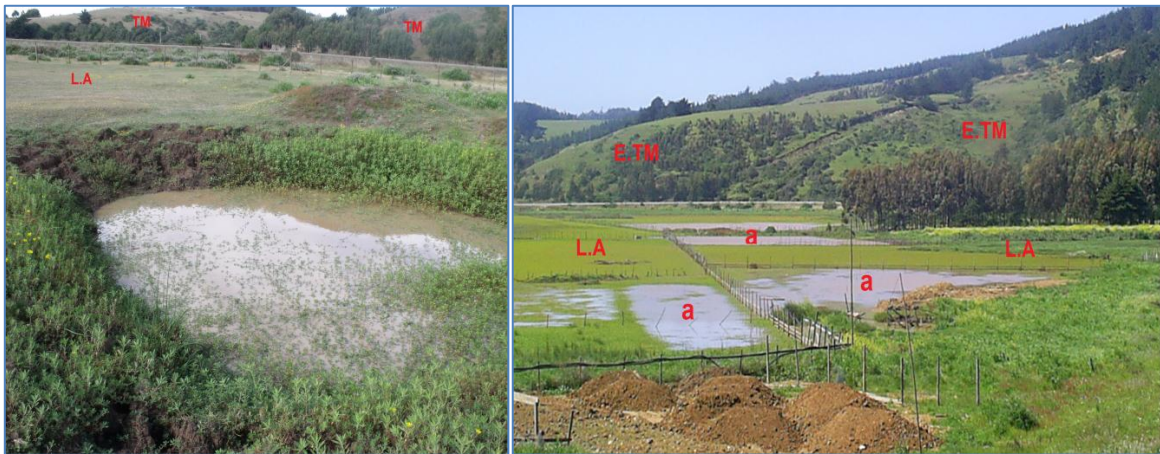
En estos suelos no pudieron llevarse a cabo las pruebas de infiltración dado que las condiciones de manejo del terreno (asociado a actividades de agropecuarias) se tradujeron en las siguientes limitantes: suelos altamente compactados, que condicionó la

perforación del barreno sólo hasta 60 centímetros, por lo cual sólo pudieron analizarse los horizontes superiores; suelos con alto enraizamientos debido a la presencia de gramíneas; y suelos muy agrietados por la presencia de arcillas expansivas.

El conjunto de factores condicionantes anteriormente analizados posibilita que sobre estas formas existan una serie de tranques que almacenan agua por largo tiempo con fines agropecuarios (Fig. 18a); mientras que en la Fig. 18b se observa una serie de predios anegados que aún permanecían inundados transcurrida una semana desde de las últimas precipitaciones del año 2012, lo que acusan lentas velocidades de infiltración como de drenaje. Prueba de lo anterior, son también las lagunas costeras El Perro, Los Lobos y El Cura, las cuales permanecen con agua durante todos los años, en donde además es posible inferir un abastecimiento freático constante.

Figura N° 18: a

Figura N° 18b



L.A: llanura aluvial; TM: terrazas marinas; E.TM: escarpes de terrazas marinas; a: anegamientos

#### *B- Modelado de laderas*

##### *B.1- Área de cárcavas (Rills y Gullyes)*

Desarrolladas sólo en el tramo comprendido entre Punta de Lobos y Cáhuil, principalmente al interior de las terrazas marinas, en un patrón de distribución espacial disperso.

De acuerdo a la clasificación de cárcavas propuesta por ARAYA-VERGARA (2006), en el área de estudio presentan una amplia variedad de formas, desde lineales, elípticas, dentadas hasta lobuladas, así como también una heterogeneidad de características morfométricas: profundidades entre 0,5 a 3 metros; largos máximos y mínimos de 150 a 1 metro; anchos entre 1 y 15 metros; emplazadas en secciones tanto cóncavas, convexas como rectilíneas de las laderas.

Han sido elaboradas en depósitos poco consolidados o esquistos altamente meteorizados los que en conjunto constituyen materiales fácilmente erodables, en rangos de pendientes

muy amplios (10 a 40°), sobre suelos descubiertos (sin gramíneas) con evidente inducción antrópica, producto de actividad silvoagropecuaria (Fig. 19).

La heterogeneidad y grado de desarrollo de estas formas acusa eficientes procesos de erosión hídrica concentrada, que hacen de las terrazas marinas un modelado inestable en aquellos sectores donde hay evidentes pérdidas de suelo y las áreas laterales inmediatamente susceptibles a ser erosionadas.

Figura N° 19: Cárcavas desarrolladas entre Punta de Lobos y Cáhuil.



C: cárcavas; L.A: llanura aluvial.

### *B.2- Áreas con arroyada difusa y laminar.*

Estos procesos erosivos son más intensos en el *headland* de Punta de Lobos, donde se desarrollan potentes mantos de erosión laminar acompañados de algunos regueros indicativos de erosión más concentrada (Fig. 20). En este sector se aprecian mantos que pueden tener una profundidad de 5 a 30 centímetros, en un área aproximada de 60.000 m<sup>2</sup>.

### *B.3- Remociones en masa*

#### *B.3.1- Desprendimientos*

Estos procesos de inestabilidad se desarrollan en la zona de Punta de Lobos en acantilados activos, en tres sectores de los escarpes de la terraza marina alta laterales al pueblo de Cáhuil, en la ruta I-500 atravesando el Puente de Cáhuil en dirección sur, y en el camino I-520 en los escarpes de la terraza marina alta laterales a la ribera norte del estero Nilahue.

En los sectores analizados, esta tipología de movimientos en masa presenta tres factores condicionantes en común:



En primer lugar, se desarrollan en pendientes mayores a  $40^\circ$ , por lo que de acuerdo a ESAKI *et al.*, (2005) y ARAYA-VERGARA & BORGUEL (1973), superan ampliamente el umbral geomorfológico de estabilidad, con ángulos de inclinación que se encuentran dentro de los rangos de alta frecuencia de susceptibilidad de generación de desprendimientos y deslizamientos.

Segundo, se apreció un material esquistoso micáceo muy meteorizado, en afloramientos con múltiples planos de discontinuidad, que además de producir material poco consolidado, favorecen la absorción de agua durante las precipitaciones, saturando el suelo o la roca, contribuyendo a disminuir la cohesión de los materiales.

Tercero, en algunos casos la disposición estructural de las rocas es favorable a la pendiente, ya que la foliación de los esquistos presenta manteos preferenciales en la misma dirección que la pendiente de los taludes.

Figura N° 20: erosión de suelo en manto por procesos de arroyada difusa y laminar



S: erosión laminar y difusa; r: regueros.

En la Fig. 21a se observa un desprendimiento que se produjo en el escarpe de a terraza marina alta ubicado a menos de 30 metros de una serie de viviendas de la localidad de Cáhuil. La pendiente en dicho sector oscila entre  $45$  a  $60^\circ$  y la altura de la remoción alcanza los 12 metros. El material escindido consiste en bloques de esquistos micáceos entre 1,5 m y 5 cm, y de acuerdo a la clasificación de *Geological Society Engineering Group* (GSEG, 1995) las rocas presentan un grado III de meteorización (moderadamente meteorizada), es decir, al tacto se apreció un considerable debilitamiento y algunos trozos pueden partirse con las manos. Cabe destacar que esta remoción es de inducción antrópica dada la extracción de materiales para el sector construcción.

En la Fig. 21b se aprecia una serie de desprendimientos generados en el escarpe de la terraza marina alta lateral al camino I-520 y al Estero Nilahue. La pendiente en dicho sector es mayor a  $60^\circ$ , la altura de la remoción es de  $\sim 20$  metros y en la zona superior de

la ladera existen cornisas con una serie de agrietamientos perpendiculares que favorecen la absorción de agua durante eventos de precipitación y la consecuente saturación de los materiales, lo cual genera mayor inestabilidad actual de la ladera.

El material escindido consiste en algunos casos en bloques de arenisca y en otros de saprolito. Se observaron bloques desde 1,9 metros hasta 50 cm de largo, y de acuerdo a la clasificación de GSEG (1995) el material presentó un grado IV de meteorización (altamente meteorizada), esto es, que grandes trozos pudieron partirse con las manos pero no deshacerse en el agua. En la base de la ladera existen una serie de conos de gravedad, sincrónicos a la recesión del escarpe.

Al igual que en el caso anterior, esta remoción es de inducción antrópica dado por la construcción del camino I-520 el cual contribuyó a modificar la estabilidad de la ladera mediante el incremento de la pendiente y luego por la extracción de materiales para el sector construcción.

De esta forma, la construcción de este camino generó una serie de desprendimientos y en menor medida deslizamientos, lo que contrasta con los escarpes de la ribera sur del Nilahue, que pese a tener similares factores condicionantes, al no ser intervenidas no presentan ningún movimiento en masa.

Figura N° 21b

Figura N° 21: a



Fotografías del autor.

La Fig. 22a se encuentra en la ruta I-500 atravesando el Puente de Cáhuil en dirección sur. En dicho sector existen una serie de desprendimientos, los que a la fecha de terreno sumaban un total de 14 remociones concentradas en ~ 300 metros. Al igual que en los



casos anteriores estas remociones se generaron por inducción antrópica, mediante la construcción de caminos que desestabilizaron las laderas a través del aumento de la pendiente lo cual alteró el perfil de equilibrio y generó la exposición de afloramientos de cara libre al talud.

Se observa así en la figura 22a un desprendimiento desarrollado en una pendiente mayor a  $60^\circ$  y en una ladera sensiblemente recta. La altura de la remoción es de  $\sim 4$  metros. El material se movilizó desde una corona de desprendimiento definida, e inmediatamente abajo se observan múltiples bloques de roca que oscilan entre 80 y 10 centímetros de largo, conformando un talud de gravedad bien definido. De acuerdo a GSEG (1995) las rocas presentaron un grado III de meteorización (moderadamente meteorizada) y como factor condicionante adicional, en el sector izquierdo de la figura, se aprecia una red de fracturas en sentido casi perpendicular que configuran planos de entrada de humedad. Se aprecian también planos de ruptura paralelos topográficamente al plano del corte, que se deben probablemente a la descompresión de las paredes al haber perdido el apoyo frontal de la masa rocosa producto de la incisión generada para construir el camino.

Figura N° 22 a



Figura N° 22b



CD: Corona de desprendimiento; Líneas rojas indican planos de fractura; Líneas azules indican planos de foliación de los esquistos; flecha roja indica bloques rocosos sobre estructuras de contención.

En la figura 22b se aprecian bloques de roca sobre estructuras de contención, además del manto general de los esquistos que es favorable a la pendiente del terreno. Pese a que la remoción presenta un manto de gramíneas, los materiales sobre la estructura de contención indican que es un sector de remociones activas, ya que estos bloques no se encontraban en dicho lugar durante la primera campaña de campo; además, se registraron al menos cinco nuevas remociones entre el primer y segundo terreno, en donde el día 26 de mayo del 2012 ocurrió un fuerte y único temporal del cual se registraron 77 mm de precipitación concentrados en 24 horas (DGA, 2012), por lo que puedo ser un probable evento desencadenante.

### B.3.2- Deslizamientos

En los escarpes de la terraza marina alta, laterales al camino I-520 y al estero Nilahue, se registraron tres remociones de este tipo. Los factores condicionantes comunes a estos movimientos en masa resultaron ser los mismos que en el caso de los desprendimientos.

En la Fig. 23, que presenta rasgos representativos respecto a las restantes dos remociones de este tipo, la remoción posee una pendiente de  $\sim 55$  a  $60^\circ$ , y se aprecia en el sector superior una zona de arranque en forma de corona semicircular, desde la cual se ha escindido un manto o lámina de suelo, dejando al descubierto una superficie de rotura aproximadamente lisa, compuesta por esquistos del basamento, por lo cual, de acuerdo a los rasgos expuestos y a los planteamientos de HAUSER (2000), se interpreta que la remoción se inició como un deslizamiento traslacional de suelo que dejó al descubierto la interfaz suelo-roca, en donde bajo intensos eventos de precipitación, la incorporación de agua en los planos de debilidad crea presiones intersticiales en dicha interfaz que son adversos a la estabilidad. En la zona inferior, se aprecia una yuxtaposición de conos de gravedad, compuestos por el manto de suelo escindido junto con bloques rocosos inherentes a esta lámina, además de otros bloques más recientes que son indicativos de una sucesión posterior de procesos de desprendimientos.

Figura N° 23: deslizamiento traslacional de suelo



ZA: zona de arranque; CVyS: Cobertura vegetal y suelo; Flecha amarilla indica dirección de traslación y esquistos basales expuestos.



### C- Modelado litoral

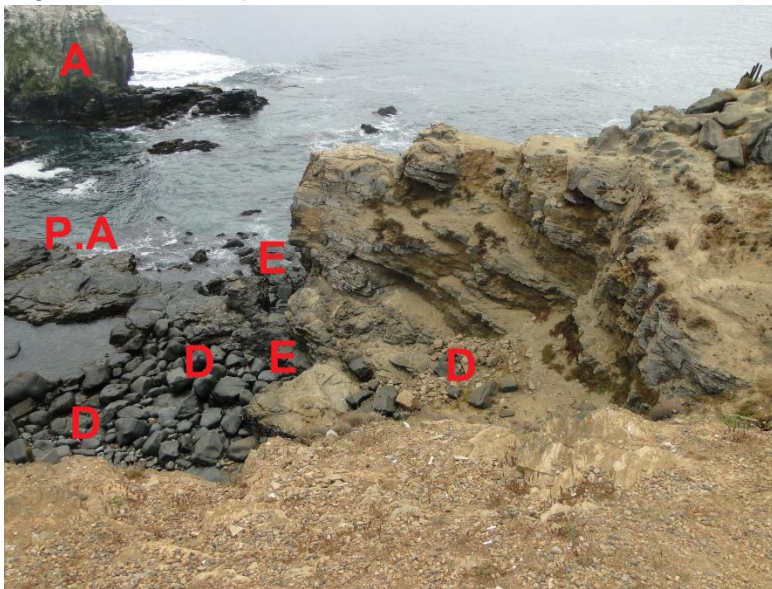
#### C.1- Formas erosivas

##### C.1.1- Acantilados activos

Se localizan sólo en la saliente rocosa de Punta de Lobos, continuamente expuestos a la erosión marina en una franja de ~ 2,6 km. Presentan una altura de 10 a 20 m.s.n.m., conformando un modelado altamente escarpado con pendientes mayores a 60° y están constituidos principalmente por esquistos del basamento metamórfico.

En la Fig. 24 se aprecia el ataque marino basal que ha generado entalles bien desarrollados en las zonas inferiores y medias del acantilado. Se observan también una serie de bloques entre el acantilado y la plataforma de abrasión marina lo cual es indicativo de frecuentes desprendimientos, por lo que es una forma activa y en retroceso. Por último, se aprecian bloques rocosos notablemente fracturados y otros exhumándose en la zona superior.

Figura N° 24: Desprendimientos en Acantilado activo



E: entalles basales; D: desprendimientos; P.A: plataforma de abrasión marina; A: arrecife rocoso.

##### C.1.2- Paleocantilados

Presentes en una pequeña franja, se localizan bordeando el flanco norte y sur de la saliente rocosa, no estando en contacto directo con el mar, pero ante eventos de *tsunami* pueden ser formas temporalmente expuestas a la erosión marina, como ocurrió durante el 27-F en donde de acuerdo a la carta de NARANJO & CONTRERAS (2010) las olas alcanzaron algunos sectores del paleocantilado.

En cuanto a sus características principales se exhiben sectores con escarpes netos como también suavizados, tienen una altura entre 7 y 20 metros, una longitud de ~ 0,5 km y

pendientes mayores a 55°. En su base también se presentan desprendimientos aunque con menor grado de actividad respecto al acantilado activo.

### *C.1.3- Plataformas de abrasión marina*

Emplazadas al pie de los acantilados activos poseen anchos variables entre 40 y 4 metros. Altitudinalmente se lograron reconocer dos plataformas principales en donde la plataforma inferior se encuentra altamente erosionada con presencia de numerosas *marmitas* y surcos longitudinales desarrollados a expensas de los principales sistemas de diaclasas.

## *C.2- Formas erosivo-acumulativas funcionales*

### *C.2.1- Terraza de abrasión marina alta*

Abarca un rango amplio de altitudes entre los ~ 10 y ~ 200 m.s.n.m., y se encuentra compuesta principalmente por esquistos del basamento metamórfico y en algunos sectores por depósitos sedimentarios aterrizados, los cuales se encuentran suprayaciendo al basamento.

Este modelado presenta dos paisajes bien contrastados, ya que mientras entre el litoral de Punta de Lobos y Cahuil presenta superficies de lomajes suavizados (laderas convexas), desde el pueblo de Cahuil hacia el interior del estero Nilahue exhibe superficies fuertemente escarpadas dadas por la profunda incisión que generó la garganta epigénica, sumado a las fuertes incisiones hídricas que modelaron las quebradas efímeras dispuesta de manera lateral al estero. Desde el punto de vista de la inestabilidad de las formas, esta condición se traduce en una alta frecuencia de procesos de remoción en masa desarrollados al borde del camino I-520, los cuales no se presentan entre Punta de Lobos y Cahuil, donde predominan menores pendientes y procesos de erosión de suelos.

### *C.2.2- Remanente de terraza marina*

Esta forma se localiza de manera aislada frente a la depresión de Los Mayos, posee una altura de 20 metros, con escarpes laterales cuyas pendientes tienen un rango de 12 a 20°. Además en el flanco norte de esta forma ha remontado una duna ascendente cuyos depósitos llegan hasta las laderas de sotavento de la terraza (Fig. 17)

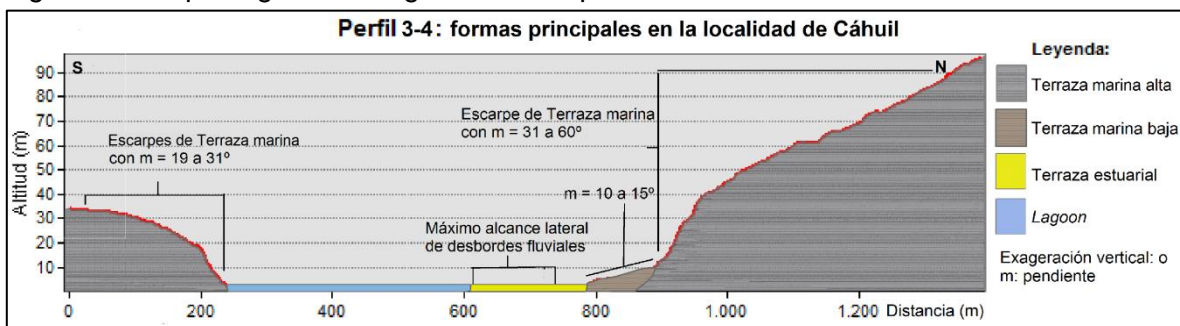
Si bien es una forma que no ha presentado inestabilidad geomorfológica declarada, ya que por su altura no se encuentra expuesta a ser alcanzada por *tsunamis* (PUC, 2010), si contribuye a generar inestabilidad en la llanura aluvial que se encuentra entre esta terraza y la terraza marina alta por contribuir al endorreísmo y el aporte de escorrentía en dirección Este (Fig. 17).

### C.2.3- Terraza de abrasión marina baja

Conforma una estrecha superficie de ~ 50 a ~ 150 metros de ancho, sobre la cual se emplaza buena parte del pueblo de Cáhuil (Figs. 26 y 27), siendo la única zona del área de estudio en que esta unidad se presenta. Como rasgos principales se aprecia una superficie aplanada e inclinada entre 5 y 15° en dirección SW que se encuentra 1 a 4 metros sobre la terraza estuarial, altura que se explica dado un escarpe que limita ambas formas. Se compone enteramente de esquistos del basamento metamórfico.

En la Fig. 25 se aprecia la inclinación general de esta terraza, la cual contrasta topográficamente con los escarpes de fuerte pendiente de la terraza marina alta y la baja pendiente de la terraza estuarial. Se distingue también la incisión de la garganta epigénica y el cambio de altitud de la terraza marina alta al norte y sur del valle fluviomarino.

Figura N° 25: perfil geomorfológico frente al pueblo de Cáhuil



Fuente: elaboración propia.

### C.2.4- Escarpes de ría

Corresponden los escarpes del sistema de terrazas de abrasión marina que distinguidos según su altura se clasifican en:

- *Escarpes entre 30 y 80 metros*: se localizan en ambos flancos de la garganta epigénica.
- *Escarpes inferiores a 30 metros*: exhibidos en la ribera sur del estero Nilahue; atrás de las playas y dunas que se encuentran al sur del litoral de Cáhuil, lugar donde también funcionan como paleoacantilados; y en los flancos de la terraza marina remanente.

En la Fig. 26 se aprecia el contraste altitudinal de ambos escarpes y los rangos de pendientes que los caracterizan. Configuran unidades morfodinámicas inestables dadas las remociones en masa declarada que en ellos hay, y por tanto son una forma susceptible a generar desprendimientos y deslizamientos dados los factores condicionantes expuestos anteriormente.

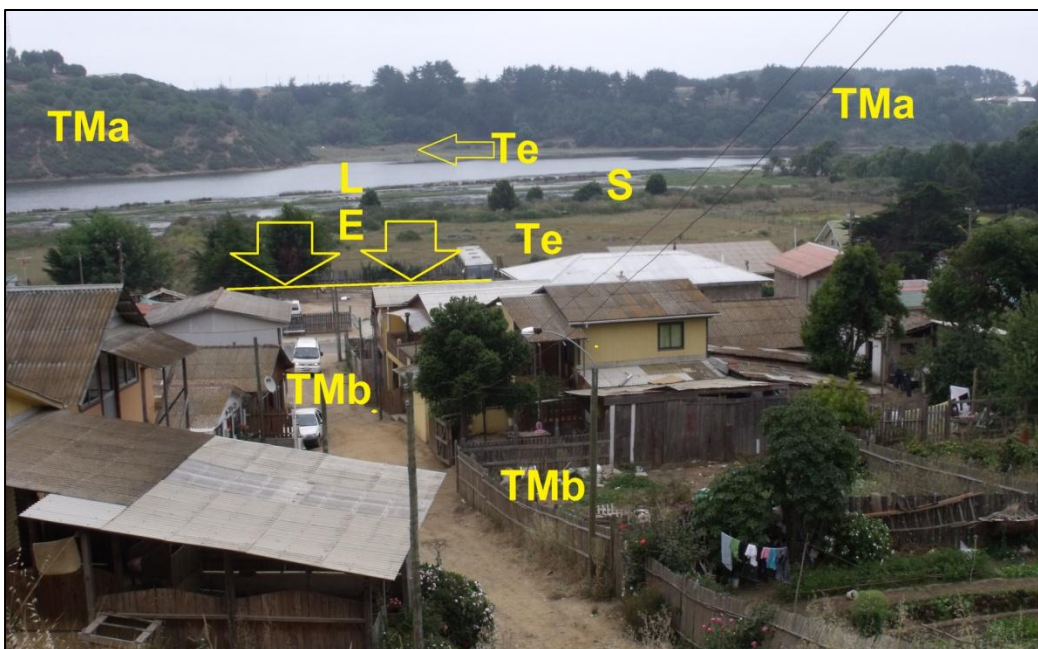
- *Escarpes inferiores a 3 metros*, que limitan dos unidades morfodinámicas correspondientes a los siguientes sectores:

- En el pueblo de Cáhuil, limitan a la terraza marina baja respecto a la terraza estuarial (Fig. 26).

- Entre el pueblo de Cáhuil y el interior del estero Nilahue limitan a los llanos aluviales laterales al estero respecto a la terraza estuarial o a las salinas. En esta zona se trata de un escarpe fundamentalmente artificial dado por la construcción del camino I-520.

En cuanto a la condición de amenaza, los escarpes menores presentan un rol fundamental, ya que contribuyen a limitar el alcance de las inundaciones por desborde fluvial.

Figura N° 26: Vista del sistema geomorfológico del pueblo de Cáhuil, desde escarpe norte de la Terraza marina alta



TMa: terraza marina alta; TMb; terraza marina baja; E: escarpe < 3 m; Te: Terraza estuarial; L; lagoon; S; salinas.

### C.2.5- Playas arenosas

Presentes de manera continua desde la desembocadura del Nilahue hasta Punta de Lobos exhiben una forma angosta, con anchos mínimos y máximos de 15 y 130 m respectivamente (mediciones que fueron registradas post *tsunami*, y en donde se consideró cómo límite de playas la zona de contacto con los cordones de dunas anteriores). En las bermas de playa es frecuente la generación de *beach cups*.

Poseen un desarrollo limitado hacia al oriente dado que se encuentran con un cordón litoral que posee una altura entre 1,5 a 4 metros, por lo que los mayores anchos de playa se encuentran en los sectores en que este cordón se encuentra interrumpido producto de diversos procesos erosivos.



Durante la primera campaña de terreno las playas presentaban un perfil erosional monosecuencial (20/01/2012), donde se observó una condición de fuerte erosión en la vertiente de barlovento del cordón de dunas anteriores expresado en escarpes de hasta 4 metros de alto (Fig. 27). De acuerdo a los estudios de SOTO *et al.*, (2012) realizados en la ensenada de Caleta Los Piures, esta condición morfodinámica se debe a la erosión extrema en playas y dunas que causó el tsunami del 27-F, por lo que la condición observada en terreno refleja la conclusión de dichos autores en que las playas del sector no se han reconstruido dos años después del evento MW.8.8 y no hay indicios del aporte de arenas a las playas. Esta condición también está asociada a la subsidencia neta del litoral en estudio lo que de acuerdo SOTO *et al.*, (2012) implica que el estero Nilahue otorgue menos sedimentos a la playas de la zona.

Figura N° 27: playas y cordón de dunas anteriores erosionadas post 27-F.



C.A: cordón de dunas anteriores; P; playa erosional monosecuencial.

Dados los antecedentes expuesto anteriormente, tanto las playas como las dunas del área de estudio son unidades morfodinámicas inestables principalmente por su altitud y emplazamiento respecto a la línea de costa, lo cual las hace altamente susceptibles a ser investidas por olas de *tsunami*, marejadas o bravesas.

#### C.2.6- Flecha recurvada

Corresponde al cordón arenoso desarrollado estacionalmente cuando se rompe la barrera litoral que la mayoría del tiempo mantiene sin conexión al *lagoon* y al océano, y cuya forma recurvada está en función de la dinámica de la corriente de deriva litoral.

#### D- Modelado fluviomarino

##### D.1- Lagoon (Limán)

Laguna distal semibloqueada por una barrera litoral o flecha, localmente conocida como *laguna de Cahuil*. Su dinámica hidrológica y sedimentológica es estuarial, la cual está asociada a la constante interacción marina y fluvial mediante corrientes de flujo y refluo que son capaces de romper la barrera.

Esta laguna presenta un patrón sinuoso y su área de influencia remonta 7 km aguas arriba del Nilahue donde se inicia el dominio fluvial propiamente tal (ANDRADE & GRAU, 2005). Tiene un ancho promedio de 315 metros y en la zona más estrecha presenta 70 m.

#### D.2- *Inlet*

Corresponde al canal que se genera cuando se rompe la barrera, conectado al *Lagoon* con el océano, además de originar una flecha litoral, tal como se observa en la carta geomorfológica. De acuerdo a la observación multitemporal, se logró apreciar que el *Inlet* y las flechas litorales varían ampliamente su localización y forma, sin un patrón definido.

#### D.3- *Erosión lateral del cauce*

La interacción y la intensidad de las corrientes fluvio-marinas, que dependen de la magnitud y duración de los eventos de marejadas, *tsunamis* o crecidas fluviales influyen en el caudal y la velocidad de flujo que se desarrolla en el *lagoon*. Estos procesos originan la erosión lateral del cauce, contribuyendo a la inestabilidad de la terraza estuarial, los depósitos antrópicos y los escarpes de la terraza marina alta mediante el retroceso de los escarpes de dichas formas.

Así, en las cartas geomorfológicas (Figs. 32b y 32c) se advierten al menos diez zonas que presentan esta forma de erosión, expresado en concavidades que en eventos extremos potencialmente pueden segmentar al camino I-520 o generar una pérdida de terreno en la terraza estuarial incrementando la exposición de las viviendas que se ubican en esta forma.

#### D.4.- *Terraza estuarial (Te)*

Conforma una estrecha superficie que varía entre ~ 40 a ~330 metros de ancho, sobre la cual también se emplaza una parte del pueblo de Cáhuil. Se exhibe en forma segmentada y muy angosta desde esta localidad aguas arriba del estero Nilahue, entre las salinas y los escarpes del camino I-520, desde el cual se presentan algunas llanuras aluviales de menor envergadura. En todas estas zonas presenta un desarrollo casi exclusivo en la ribera norte del Nilahue y dadas sus características y emplazamiento geomorfológico regional se asume homóloga a la *Terraza Estuarial (Te)* definida por ARAYA-VERGARA (2003).

Como rasgos principales se aprecia una superficie aplanada y a veces inclinada entre 1 y 2° en dirección SW que se encuentra ~1,8 a ~0,2 metros sobre el *lagoon*. En la localidad de Cáhuil, esta unidad ha sido fuertemente intervenida dada la construcción del puente que une Pichilemu y Bucalemu, además de la edificación de viviendas, por lo que sobre esta forma hay sectores con rellenos antrópicos con una potencia máxima de ~3 metros. En consecuencia los mayores escarpes hacia el *lagoon* (~1,8 m) se deben a esta intervención. Sobre esta terraza y sus depósitos antrópicos se han presentado tres amenazas declaradas: licuefacción (Fig. 28), e inundaciones por *tsunami* y por desborde del *lagoon*.

A continuación se exponen los factores condicionantes presentes en esta unidad morfodinámica que contribuyen a generar estos eventos.

Figura N° 28: Licuefacción producida por el 27-F en superficie de rellenos antrópicos



Fotografía: SERNAGEOMIN, 2010. GL: grieta por licuefacción; L.A; rellenos sobre la terraza estuarial.

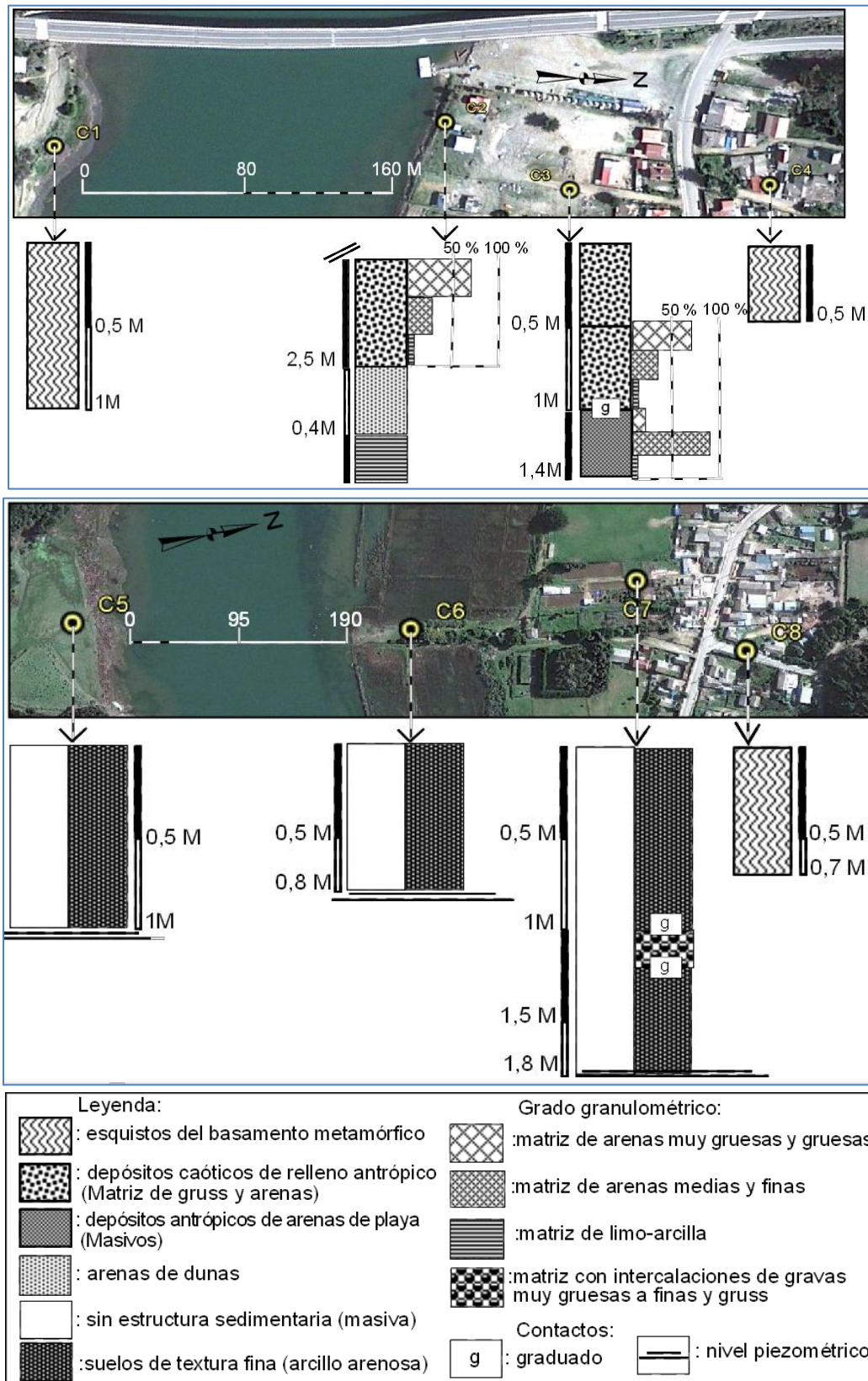
De acuerdo a la Fig. 29, en los cortes 1, 4 y 8 (C1, C4 y C8, respectivamente), se aprecia la composición de la terraza marina alta y baja, consistente en basamento metamórfico esquistoso. No obstante, C2 y C3 correspondientes a los rellenos de maquinaria que exhiben las siguientes características:

- En C2 existen depósitos caóticos heterométricos y heterocomposicionales con potencia mayor a  $\sim 2,5$  metros, consistentes en abundante saprolito, algunas gravas gruesas y arenas. En la matriz arenosa predominan ampliamente con un 70% las arenas gruesas y muy gruesas (500 a 2000  $\mu\text{m}$ ); seguidas de las arenas medias y finas con un 26%; (250 a 0,62  $\mu\text{m}$ ); y un 4% de la fracción limo-arcillosa. Luego, de acuerdo al análisis de las fotografías aéreas pre-relleno existen depósitos de arenas de dunas con potencia de  $\sim 0,4$  m, seguidos de suelos de texturas finas de fondo del *lagoon* (según propietarios del predio). Adicionalmente según CIREN (2012 y 1996) esta unidad presenta suelos tipo TR-2 (terrazas recientes), correspondientes a suelos poco evolucionados, ligeramente profundos y de texturas arenosas.
- En C3 existen también depósitos caóticos con las mismas características de C2 sin embargo la potencia es de  $\sim 1$  m. En la matriz arenosa predominan las arenas gruesas y muy gruesas con un 65%; seguido de arenas medias y finas con un 30%; y 5% de la fracción limo-arcillosa. Posteriormente se presenta un relleno de arenas de playa, sin estructura sedimentaria, con potencia superior a  $\sim 1,4$  metros, donde predominan ampliamente las arenas medias y finas con un 85%; seguido de arenas gruesas a muy gruesas (13%), y un 2% de la fracción limo-arcillosas.

- En C5, correspondiente a la ribera sur del *lagoon* se observaron los materiales naturales de la terraza estuarial, consistentes en suelos cohesivos (con estructura pedológica de bloques subangulares y textura arcillo-arenosa en todo el corte), con estructura sedimentaria masiva, sin gravas, ni saprolito, por lo cual, no se exhibieron depósitos torrenciales que dieran indicio de crecidas fluviales. Sin embargo se debe destacar que la potencia observada fue limitada a ~ 1 metro debido al intenso afloramiento de aguas que impidió una perforación más profunda.
- En C6, correspondiente a la ribera norte en una zona que mantenía grietas de licuefacción cubiertas por un manto de gramíneas, se observaron los mismos materiales que en C6, no obstante la perforación fue aún más limitada dado también por el afloramiento rápido de aguas a los ~0,8 metros de la perforación.
- En C7, correspondiente a una antigua noria se mantuvieron las características observadas en C5 y C6 con las siguientes variaciones: luego de ~ 1 metro se exhibe mediante un contacto graduado un depósito de gravas muy gruesas (64 a 32 mm) a finas (4 a 8 mm) angulares a subangulares con un poco de saprolito en una matriz de sedimentos más finos, con potencia de ~ 0,2 a 0,3 metros. Luego de esta interrupción, mediante un contacto graduado continúan una estructura sedimentaria masiva con suelos arcillo-arenosos hasta una profundidad que también fue limitada debido a un nivel piezométrico de ~ 2,8 metros. Dada la dificultad de acceso interior al pozo, no pudieron ser extraídas muestras del depósito de mayor energía para así poder establecer con precisión la matriz.



Figura N° 29: puntos de análisis de sedimentos y sus características.

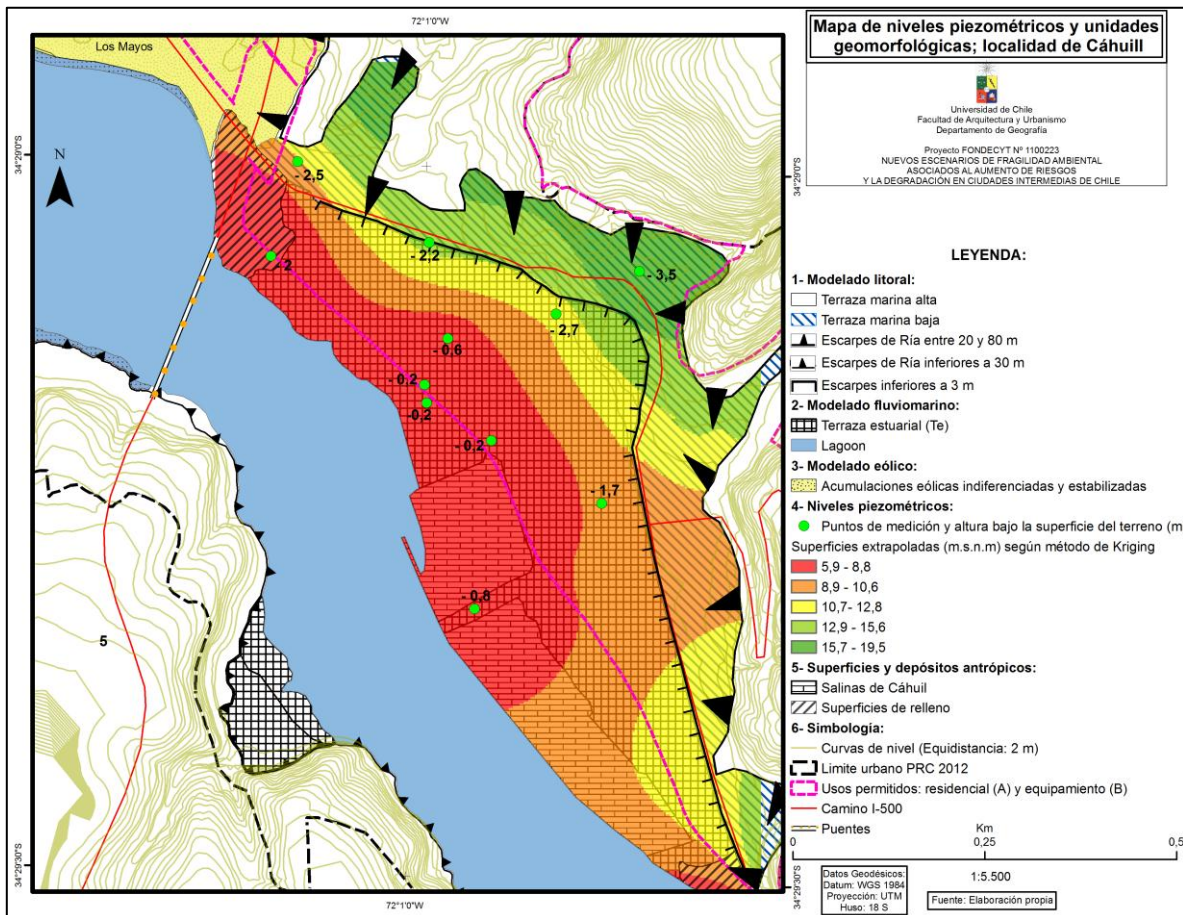


Fuente: elaboración propia.

En la Fig. 30, que expresa las superficies de los niveles piezométricos en base a la extrapolación de los puntos de control de terreno y su relación con las unidades morfo dinámicas, se aprecia que las superficies más someras se encuentran inmediatamente laterales al *lagoon*, donde las aguas se encuentran entre 0,2 a 0,8 metros bajo la Te; luego, continúan siendo someras entre la Terraza estuarial y el escarpe de la terraza marina baja, con profundidades que oscilan entre ~ 1,7 y 2 metros bajo la superficie del terreno; finalmente las mayores profundidades se encuentran en la terraza marina baja, con observaciones en torno a los ~3,5 metros.

Por lo tanto, se infiere directamente una posición superficial del techo de la napa freática y en cuanto a su distribución espacial, tienden a incrementar la profundidad a medida que aumenta la distancia y altitud respecto al *lagoon*.

Figura N° 30: mapa de niveles piezométricos y su relación con las unidades geomorfológicas



Fuente: elaboración propia.

En lo referente al análisis de los factores condicionantes que contribuyen a generar inestabilidad geomorfológica, pese a que no se analizaron muestras de sedimentos pertenecientes a los estratos inferiores licuados, se puede señalar a modo de antecedente

preliminar que al menos las granulometrías superficiales analizadas correspondientes a depósitos de relleno, efectivamente se encuentran dentro del rango de arenas susceptibles a licuarse indicadas por LARA & SEPÚLVEDA (2008) & J. BIRD *et al.*, (2005), confirmando la existencia de depósitos superficiales granulares no cohesivos, poco cementados, que contribuyen solo en parte a explicar la presencia de agrietamientos individuales del terreno y fenómenos de extensión lateral de suelos (*lateral spreading*).

Dados los antecedentes y las profundidades de los cortes observados, es posible afirmar que la terraza estuarial se compone principalmente de zonas no intervenidas compuestas por sedimentos finos con suelos cohesivos con alto contenido de arcillas y zonas con depósitos superficiales granulares no consolidados (estos últimos en sectores de rellenos), además de exhibir un ambiente sedimentario lacustre homogéneo, masivo, sin estratos laminados, donde sólo en C7 (Fig. 29) se apreció un flujo de corriente de mayor energía.

Considerando y correlacionando los criterios edafogeomorfológicos utilizados por YOURD & PERKINS (1978) en BIRD *et al.* (2005), y SELBY (1993), se puede señalar que los depósitos analizados efectivamente son holocenos y por tanto jóvenes. Estos depósitos se encuentran emplazados en un ambiente costero en las riberas de un *lagoon*, donde se observa la posición superficial del techo de la napa freática. Según un criterio histórico, las unidades morfodinámicas con características similares en el centro y sur de Chile presentaron también evidencias de licuefacción tras el 27-F (ver VERDUGO *et al.*, 2012; MARDONES & ROJAS, 2012), por lo que existe una interacción sinérgica de factores condicionantes que contribuye a explicar las licuefacciones declaradas y reafirmar que “*en Cáhuil hay una pésima respuesta sísmica del suelo... generando licuefacciones con grietas que alcanzan longitudes de decenas a cientos de metros*” (SERNAGEOMIN, 2010: 2).

#### *E- Modelado eólico*

##### *E.1- Acumulaciones eólicas indiferenciadas y estabilizadas*

Presentes desde Punta de Lobos hasta Cáhuil, se localizan entre la zona de *nebkas* y el camino I-500, donde el terraplén producido por esta ruta, además de la altitud creciente hacia el oriente de las terrazas marinas condicionan su desarrollo. Conforman una franja cuyo ancho promedio es de 620 metros y la zona más angosta alcanza los 420 metros (Figs. 32a y 32b).

En cuanto a sus rasgos principales, si bien ARAYA-VERGARA (1983) en esta unidad reconoció una compleja mezcla de dunas parabólicas y barjanas, a la fecha del presente estudio dichas formas se han desmantelado, y presentan un grado de cobertura vegetal que en muchos sectores ha estabilizado estas acumulaciones eólicas, por lo que no se reconocen formas dunares nítidas. La vegetación que la ha recubierto corresponde

principalmente a *Ammophila arenaria*, *Carpobrotus chilensis*, *Ambrosia chamissonis*, *Lupinetum arboreus*, entre otras.

Frente a las lagunas costeras permanentes y a las zonas de llanuras aluviales anegables, se presentan interrumpidas por depresiones de alta humedad correspondientes a los canales de evacuación hídrica que se activan en períodos de alta precipitación y que permiten regular la altura de las aguas en las lagunas y zonas anegables.

Dado su cercanía a la línea de costa y su altitud, que oscila entre los ~ 2 y 8 m.s.n.m., constituye una zona susceptible a ser inundada por *tsunamis*. Además, ante fuertes eventos telúricos, constituye un área con condicionada para la edificación de viviendas dado el sustrato arenoso que las caracteriza y la pérdida de resistencia de sus superficies si se supera el ángulo de fricción interna de las arenas secas. También pueden ser formas nuevamente activas si hay importantes procesos eólicos que contribuyan a incrementar su masa dunar.

#### *E.2- Nebkas*

También se desarrollan entre Punta de Lobos y Cáhuil, en una estrecha franja comprendida entre las playas arenosas y las acumulaciones eólicas indiferenciadas y estabilizadas. En varios sectores se desarrollan sobre cordones de dunas anteriores, sin embargo, en conjunto presentan una franja bastante segmentada tanto por corredores de deflación como por las quebradas efímeras las cuales también disectan a las acumulaciones eólicas estabilizadas.

#### *E.3- Dunas longitudinales estabilizadas*

Se exhiben principalmente mediante tres cordones sobre el *headland* de Punta de Lobos, con un largo máximo y mínimo de ~500 y ~150 metros respectivamente.

#### *E.4- Dunas transversales estabilizadas*

Conformando una serie de alineaciones de distinto largo, se desarrollan ascendiendo el *headland* y en general mantienen su localización desde 1983 cuando fueron identificadas por ARAYA-VERGARA en dicha fecha.

#### *E.5- Dunas rampantes (Ascendentes o Climbingdunes)*

Se localizan sobre buena parte del remanente de terraza marina e incluso en algunos sectores logran avanzar hacia la vertiente de sotavento localizándose frente a los llanos aluviales. Con potencias de ~ 1 metro, estas dunas se encuentran estabilizadas por vegetación.

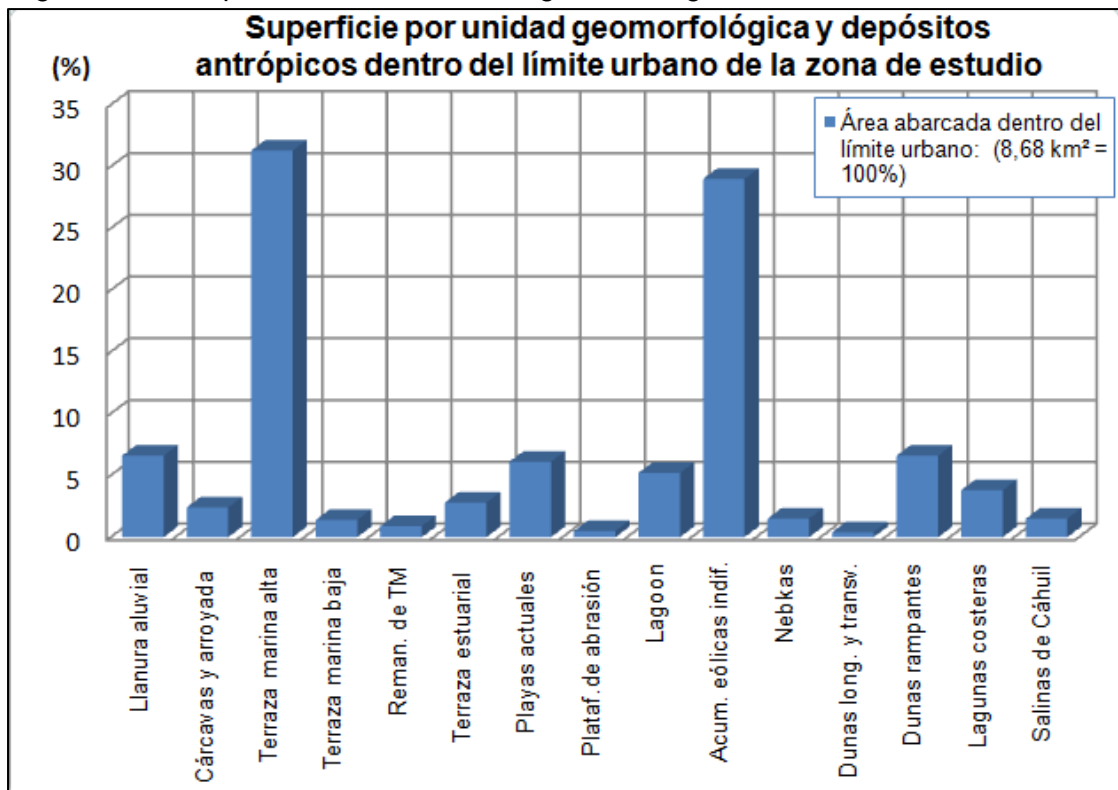


Al igual que la zona de acumulaciones eólicas indiferenciadas, constituye una unidad morfodinámica condicionada para la edificación de viviendas tanto por poseer un sustrato inherentemente arenoso como por ser una zona propensa a presentar invasiones de arena si se desarrollan procesos eólicos favorables a incrementar la masa dunar.

Por otra parte y finalmente, la cuantificación espacial de las unidades morfodinámicas anteriormente expuestas, queda representada en la Fig. 32, donde se indica el porcentaje que cada forma presenta dentro del área urbana aprobada por el PRC de Pichilemu (2012).

De esta manera, la unidad de Terraza marina alta y las acumulaciones eólicas indiferenciadas y estabilizadas presentan mayor expresión espacial con un ~31 y 21%, respectivamente; seguidos de las llanuras aluviales, las playas actuales y las dunas rampantes (estas últimas considerando las acumulaciones eólicas y dunas que lograron ascender la saliente de Punta de Lobos) que presentan una proporción en torno al 6%; el resto de las formas presenta cifras inferiores al ~2,5%.

Figura N° 31: superficie de las unidades geomorfológicas dentro del PRC 2012



Fuente: elaboración propia.

Figura N° 32 a: Carta geomorfológica del tramo Punta de Lobos – Cáhuil, Pichilemu

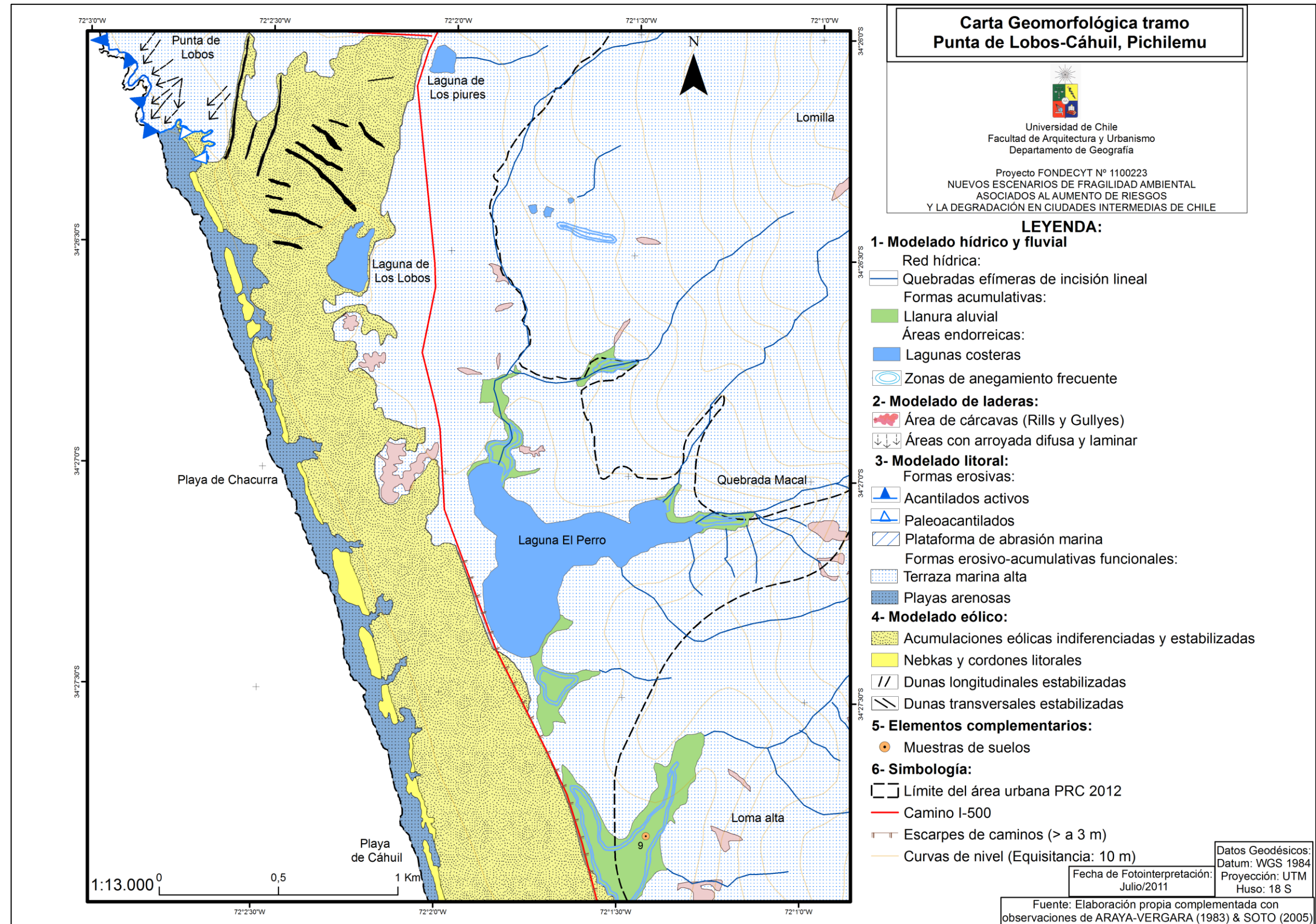




Figura N° 32b: Carta geomorfológica de la localidad de Cáhuil, Pichilemu

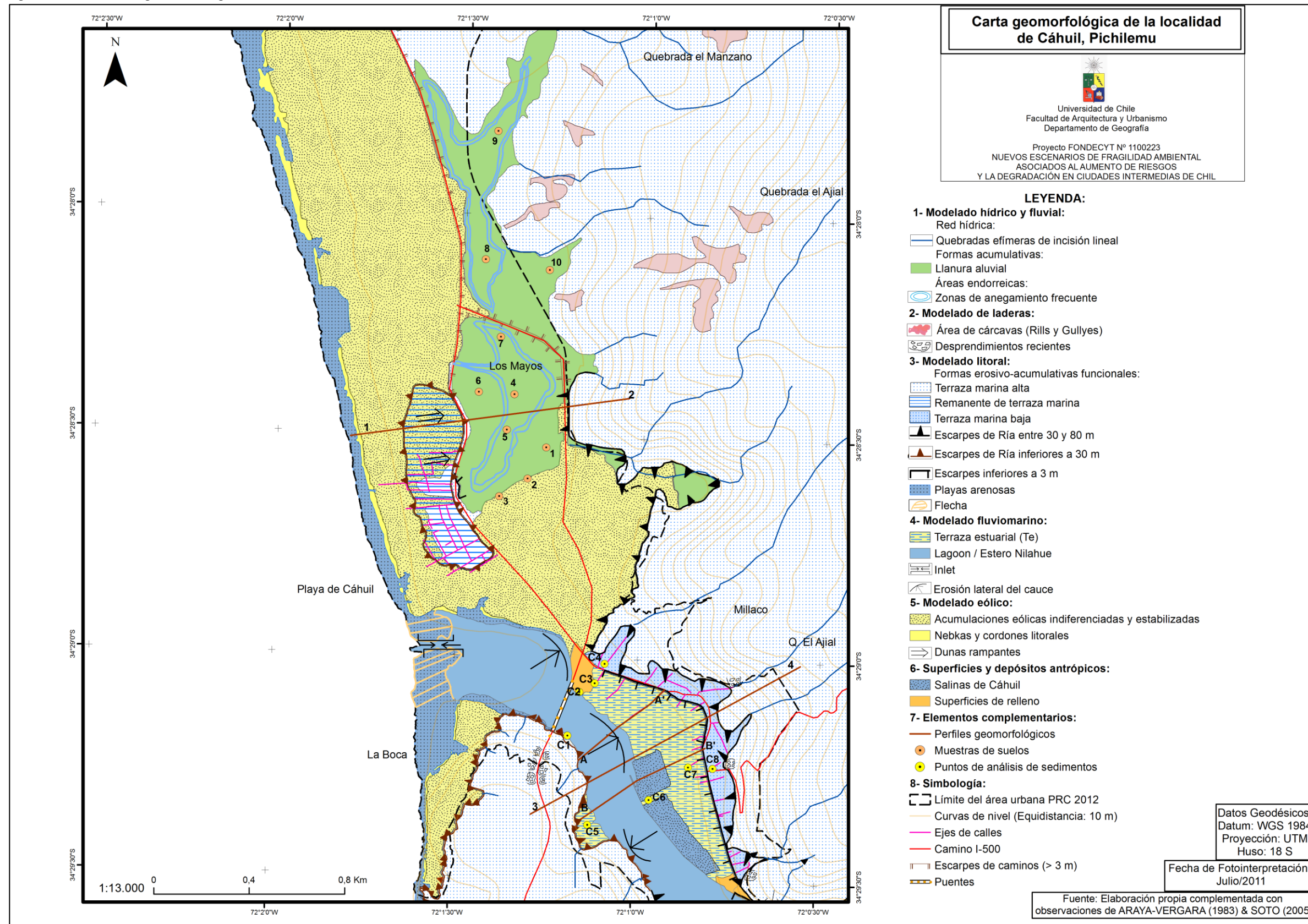
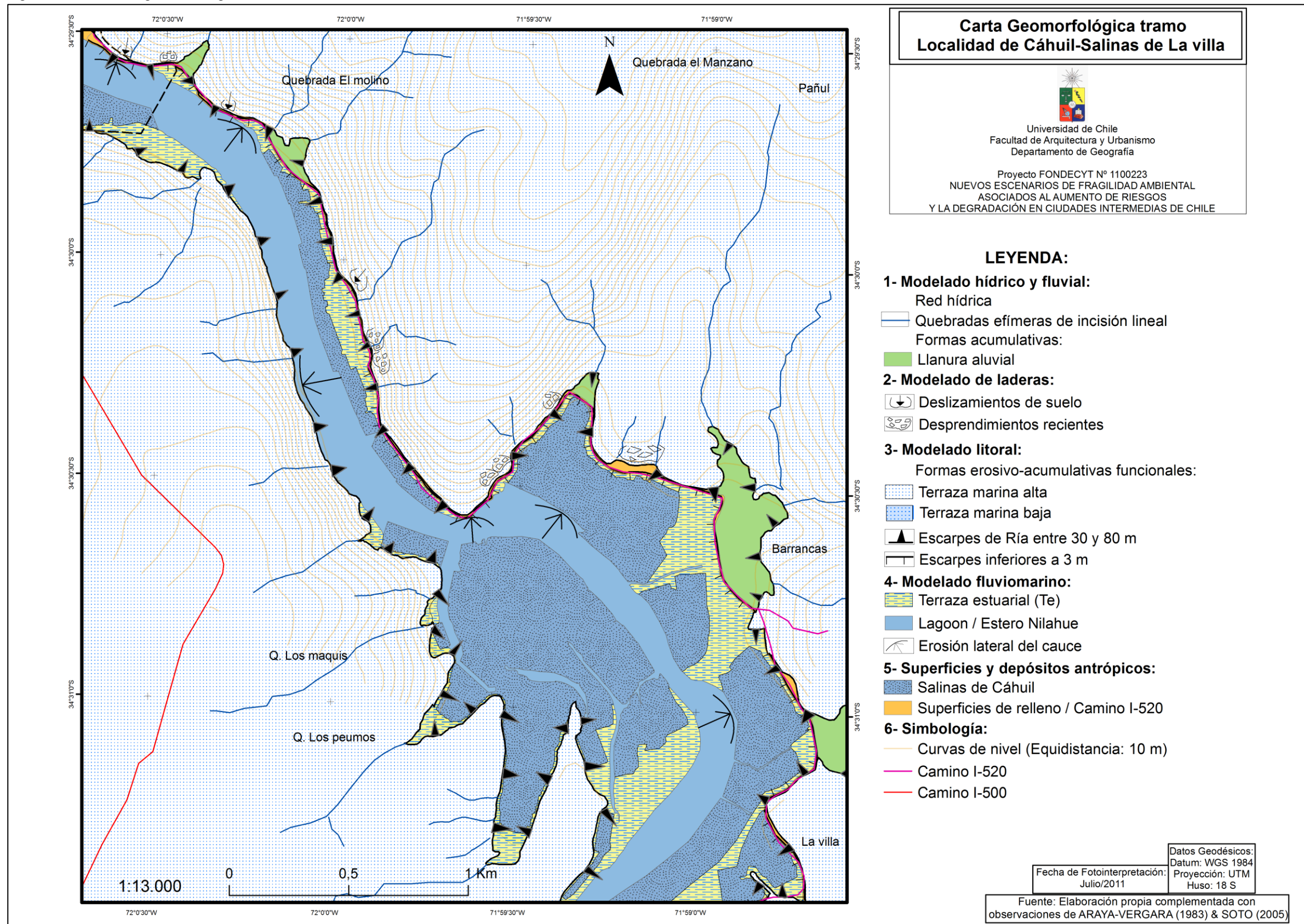




Figura N° 32c: Carta geomorfológica, tramo localidad de Cáhuil – Salinas de La Villa





#### **4.1.4- Resultados de los métodos históricos**

##### **4.1.4.1- Análisis multitemporal**

###### *A- Anegamientos*

*A.1- 20 de abril de 1978:* para esta fecha se aprecian una serie de zonas con suelos humedecidos, condición que se observa dada la reflectancia oscura que ofrecen los terrenos encharcados en fotografías aéreas pancromáticas. Estas áreas se localizan en al menos ocho sectores de las zonas más deprimidas de la llanura aluvial, de forma lateral a las lagunas costeras y producto de esta condición, se observan manchas de humedad en las actuales acumulaciones eólicas estabilizadas, que corresponden a los canales de evacuación de las aguas. Cabe destacar, que estas zonas sólo se encuentran entre Punta de Lobos y el Pueblo de Cahuil, específicamente hasta la depresión de Los Mayos (ver Anexo 9).

*A.2- 2 de noviembre de 1994:* frente a la depresión de Los Mayos se observa una gran zona inundada, conformando una laguna de ~615 m de largo por ~110 m de ancho. Ésta se reconoce dada la alta reflectancia de tono blanco que ofrece el agua en fotografías pancromáticas. Se advierten también zonas de suelos humedecidos en los sectores laterales a la laguna El Perro y en sectores de llanura aluvial (Anexo 9).

*A.3- 30 de enero de 1997:* se distinguen nuevamente zonas de suelos humedecidos con el mismo patrón de distribución espacial que en los años precedentes. También se observan quebradas que disectan el modelado eólico frente a cada laguna tanto efímera como permanente (Anexo 9).

*A.4- 12 de diciembre del 2004:* dados los patrones identificados de manera reiterada en las fotografías aéreas anteriores, para esta imagen (RGB color natural) las zonas de anegamiento se infieren puesto que se reconocen zonas con gramíneas densamente desarrolladas con tonos verdes intensos, lo cual contrasta con los tonos inmediatamente adyacentes que no presentan tal intensidad en la reflectancia del verde (Anexo 10).

*A.5 28 de abril del 2007:* se repite el patrón de distribución espacial de las imágenes anteriores, además del intenso desarrollo de humedad sobre la unidad dunar. Al igual que la imagen del año 2004 se aprecian los sectores de llanuras aluviales más deprimidos con gramíneas concentradas y reflectancia celeste, de lo cual se infiere un encharcamiento somero de algunos terrenos (Anexo 10).

*A.6- 24 de agosto del 2010:* al igual que la imagen del año 1994, son elocuentes en la demostración de zonas anegadas, dado que se desarrolla nuevamente la misma laguna, con largos y anchos similares, reconocidas directamente mediante color natural azul. También se observan los mismos sectores de suelos humedecidos mediante reflectancia de tono pardo claro (Anexo 10).

*B- Inundaciones por desborde fluvial:*

*B.1- Localizadas frente al pueblo de Cahuil*

Si bien para los momentos registrados por el material analizado no se observaron desbordes de manera directa, conociendo la coincidencia que existe entre los sectores del terreno más deprimidos de la terraza estuarial y las zonas donde el nivel freático es altamente somero (20 a 90 cm), estas áreas entonces pudieron ser inferidas dada la alta humedad del suelo que hay en forma lateral al *lagoon*. Además, como tercer antecedente, estas áreas también pudieron ser inferidas dado que durante la campaña de campo, en los mismos sectores se apreciaron suelos con encostramiento superficial de sal (natural), las cuales indicaron zonas de desborde reciente.

Estos criterios son indicativos también de las zonas que ante eventos de crecidas fluviales como de fuertes ingresos de flujos marinos responden de manera sensiblemente rápida a las inundaciones mediante el ascenso del nivel freático, y de manera consecuente son las áreas que tardan más en evacuar las aguas.

*B.1.1- 20 de abril de 1978:* corresponde a la fecha en que la condición de alta humedad del suelo se observa de manera más elocuente, ya que se distinguen cuatro sectores con reflectancia muy oscura, levemente más claras que las del *lagoon*, por lo que probablemente presentaban una lámina delgada de agua. El ancho lateral máximo de esta condición de humedad alcanza aproximadamente los 110 metros justo en el sector medio de la terraza estuarial; mientras que el ancho mínimo alcanza los ~ 40 metros cercanos a la zona del actual puente (Anexo 11).

*B.1.2- 2 de noviembre de 1994:* se repiten los mismos sectores, con aproximadamente el mismo patrón de humedad y de anchos (Anexo 11).

*B.1.3- 30 de enero de 1997:* dada la escala de la fotografía no se logran apreciar dichas tendencias (Anexo 11).

*B.1.4- 12 de diciembre del 2004:* se observan sectores húmedos, sin embargo cambia la distribución espacial de estos; primero, el sector de suelos húmedos más cercano al actual puente ya no presenta tal condición debido al relleno de materiales generado por la construcción de dicha infraestructura; segundo, se observa un nuevo sector de humedad al oriente del pueblo (aguas arriba del puente); finalmente, los suelos húmedos de la zona media de la llanura de inundación y la ribera sur mantienen la condición de los años 1978 y 1994 (Anexo 12).

*B.1.5- 28 de abril del 2007:* no se aprecian sectores de humedad (Anexo 12).

*B.1.6- 24 de agosto del 2010:* al igual que el registro del año 1978, es también una imagen elocuente de la humedad del suelo, sin embargo a la distribución espacial observada en el año 2004 se suma un nuevo sector, comprendido entre la zona media y

la zona final de la llanura de inundación, donde aparecen manchas de humedad inmediatamente atrás de un sector de viviendas laterales al camino I-520 que cruza el pueblo. De esta forma, se observan cinco sectores con tal condición (Anexo 12).

*B.2- Localizadas entre el pueblo de Cáhuil y el sector de Las Salinas de La Villa.*

*B.2.1- Año 1978:* se observan trece sectores con suelos húmedos distribuidos de la siguiente forma; en la ribera sur, en una estrecha franja sobre la terraza estuarial; en el sector medio de esta terraza rodeando un meandro; y en la ribera norte, con tres sectores que sobrepasan el camino I-520 (Anexo 13).

*B.2.2- Año 1994:* difíciles de distinguir se exhibe esta condición mediante estrechas franjas de la ribera norte y sur (Anexo 13).

*B.2.3- Año 1997:* no se cuenta con la fotografía aérea del sector.

*B.2.4- Años 2004 y 2007:* en ambas imágenes sólo se identifican dos y tres sectores respectivamente con la misma condición. El resto de las áreas mantienen suelos secos. Cabe destacar que estos años se asocian a períodos de baja pluviometría general en la serie climática anual (Anexo 14).

*B.2.5- Año 2010:* al igual que el año 1978, constituye la imagen que otorga más sectores reconocibles, ya que se logran apreciar dieciséis zonas con suelos húmedos mediante reflectancia de tono pardo claro. Exhiben la siguiente distribución; cuatro zonas de pequeña extensión en la ribera sur; al menos seis sectores en la zona media de la llanura de inundación dispuestos de manera lateral a los meandros; cuatro sectores laterales al camino I-520. Por último, la distribución espacial de estas manchas de humedad es similar a las del año 1978 (Anexo 14).

**4.1.4.2- Registros fotográficos**

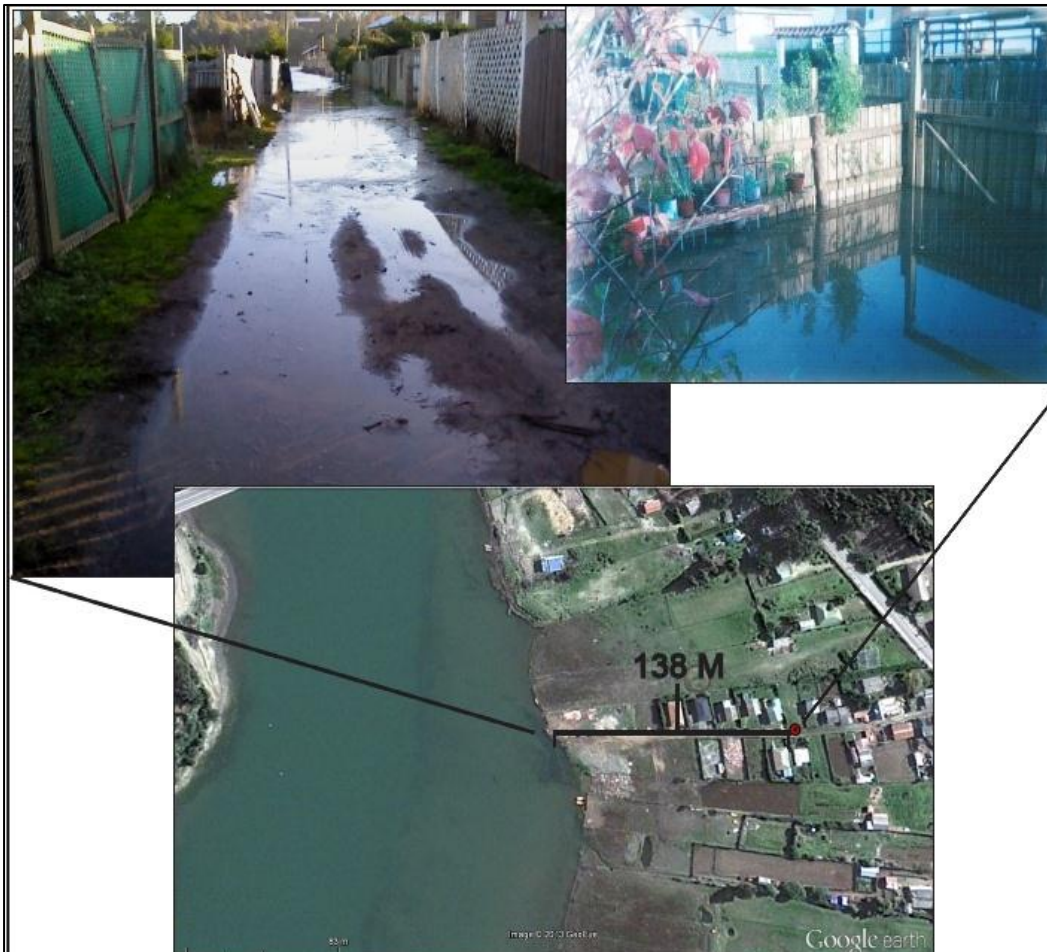
Los únicos registros fotográficos que se pudieron obtener se encuentran en la Fig. 33. El punto desde el cual fue tomada la imagen (señalado en rojo), se encuentra justo en la zona media de la terraza estuarial y del pueblo, ~ 300 metros desde el puente aguas arriba del *lagoon* y a ~130 metros del camino I-520 que cruza dicha localidad.

En la figura se muestra la inundación ocurrida tras el temporal del 26 de mayo del 2012 donde se registraron 77 mm de precipitación concentrados en 24 horas.

En dicho punto de la terraza estuarial y en las zonas aledañas, este evento presentó un alcance lateral de ~138 metros, donde la altura del agua sobre el terreno se estima en ~40 cm. En la imagen se observa tanto el momento crítico de máxima altura de la inundación como el de retirada del agua. Otro antecedente, hace referencia al hecho que la mayoría de las viviendas en este sector presentan palafitos que varían entre los ~0,6 y

~ 1 metro de altura, lo cual es un indicador directo de la frecuencia histórica de desbordes en esta zona de la terraza estuarial.

Figura N° 33: Inundaciones por desborde fluvial: temporal del 26 de mayo del 2012



Fotografías: gentileza de Marta González.

#### **4.1.4.3- Cuestionario de amenazas y cartografía participativa**

El mapa de la Fig. 34, fue construido en base a los distintos “hitos territoriales” que la población residente del pueblo de Cáhuil señaló como constantes “puntos conflictivos” de riesgo. Las áreas de amenazas de inundación por anegamiento y desborde fluvial, coinciden con las áreas analizadas mediante el registro multitemporal y fotográfico. A continuación se describe el mapa.

##### *A- Amenazas hidrometeorológicas*

##### *A.1- Zonas de desborde fluvial*

Esta amenaza abarca aproximadamente la mitad de la terraza estuarial, afectando de mayor manera a la ribera norte. En las zonas cercanas al puente, las aguas llegan hasta

los sectores de las casas que poseen palafitos con alcances laterales máximos de ~ 140 metros; mientras que en la zona media y final de la Te las aguas ingresan ~ 115 metros, pero en ningún caso han afectado a las viviendas de este sector del pueblo ya que los alcances laterales llegan justo atrás de dichas edificaciones, en patios traseros y predios agrícolas.

#### *A.2- Zonas de anegamiento*

Los puntos conflictivos se encuentran en la depresión de Los Mayos, en los mismos sectores de formación de lagunas efímeras señalados por el análisis multitemporal, además de las áreas que bordean las lagunas permanentes de El Perro y Los Lobos.

#### *B- Amenazas Geológicas*

##### *B.1- Zona de inundación Tsunami 27-F.*

El único punto conflictivo fue observado en el puente de Cáhuil, sobre las superficies de relleno, donde el alcance lateral máximo fue de ~ 122 metros llegando hasta el camino I-520. En esta zona el agua ingresó someramente sin destruir los locales comerciales del sector. A partir de esta área y aguas arriba del *lagoon*, se inundaron las piscinas o pretilos de producción de sal, sin afectar a la terraza estuarial.

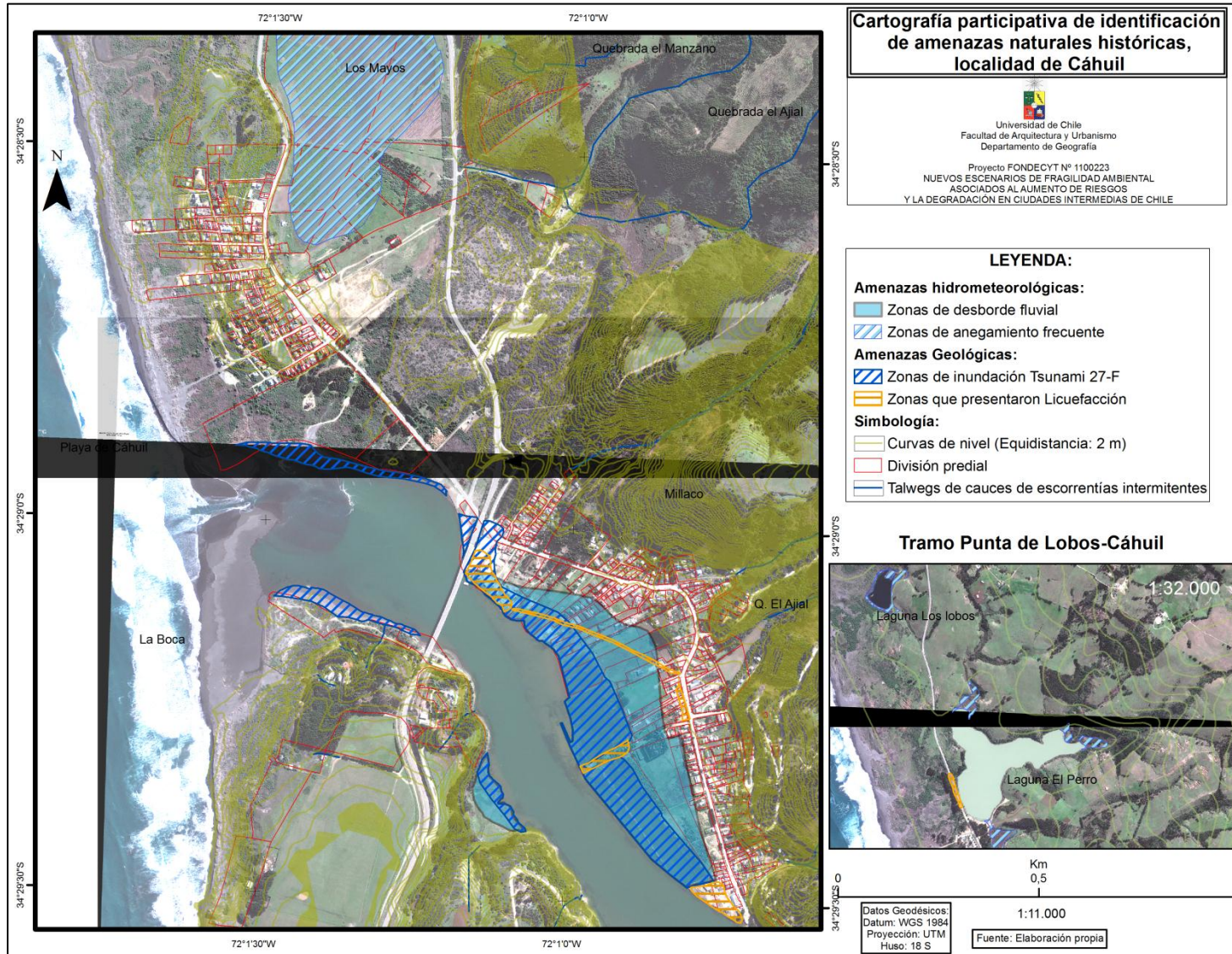
##### *B.2- Zonas que presentaron Licuefacción*

Las zonas que exhibieron mayor densidad de agrietamientos y extrusión de sedimentos se concentran justamente en las superficies de rellenos antrópicos ubicadas tanto en las inmediaciones del puente como en el sector final del pueblo (~ 1 km desde el puente). A pesar de que los agrietamientos fueron tapados, aún se pueden reconocer algunos sectores con tal condición (Fig. 35).

Luego, se aprecia una grieta muy larga (~ 480 metros), que cruza de manera transversal a la terraza estuarial y luego se dispone en forma paralela al camino I-520, la cual de acuerdo a los residentes antiguos, también se generó durante el terremoto del 3 de Marzo de 1985. Durante la campaña de terreno sólo pudieron ser reconocidos algunos sectores de esta grieta dado que ésta también fue tapada y luego cubierta por gramíneas. En el tramo en que se dispone paralela al camino, diversas casas resultaron con sus pisos dañados, de lo cual se pudieron constatar algunos registros en terreno.

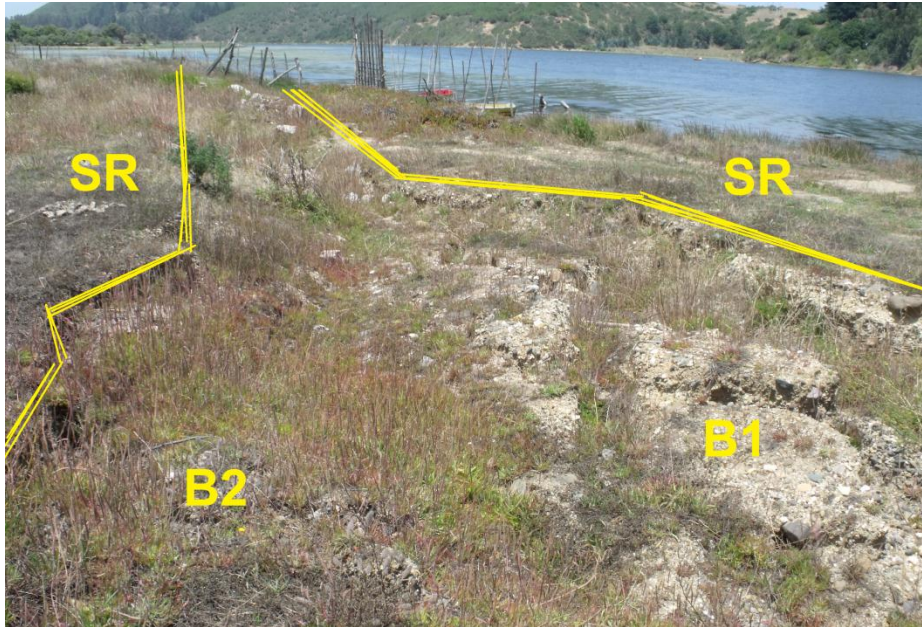


Figura N° 34: cartografía de zonas históricamente riesgosas en base a la aplicación de cuestionarios con mapa participativo



En la siguiente figura se observa un fenómeno de extensión lateral de suelos (*lateral spreading*) producto de la licuefacción, que configura una grieta paralela al *lagoon*, de dirección E-W, que presenta 65 metros de largo, ancho máximo de ~ 5 metros y profundidades entre ~ 45 y ~ 60 centímetros. En su interior, se observan al menos dos bloques de suelo que presentaron desplazamiento lateral.

Figura N° 35: Extensión lateral de suelos generada durante el 27-F



Líneas amarillas indican límites del agrietamiento; B1 y B2, bloques de suelo desplazados; SR; superficies de relleno.

#### 4.1.5- Análisis de precipitaciones

##### 4.1.5.1- Precipitaciones diarias y acumuladas asociadas al análisis histórico, para los años 1994, 1996, 2010 y 2012.

El año 1994 las precipitaciones se iniciaron el día 26 de abril, fecha en la cual se registró el mayor evento pluviométrico del año con 31 mm (Fig. 36a), monto que es inferior al promedio mensual registrado entre los años 1981 y 2012 correspondiente a 41 mm. Durante el resto del año las precipitaciones fueron bajas, destacando levemente tres eventos con montos comprendidos entre 15 y 20 mm, distribuidos entre julio y septiembre.

El análisis multitemporal de zonas anegadas reveló que el 2 de noviembre de 1994 hubo zonas inundadas (Anexo 9), sin embargo, al observar la Fig. 36a se aprecia que las últimas precipitaciones se registraron a mediados de octubre con montos que para el contexto climático regional pueden considerarse como discretos (entre 8 y 9 mm), lo cual denota y comprueba condiciones edafogeomorfológicas que favorecen el mal drenaje y suelos de baja permeabilidad (explicadas en el análisis geomorfológico).



Durante el año 1996 las precipitaciones mayores a 19 mm se presentaron a partir del mes de junio. Entre los días 6 y 7 de julio ocurrió uno de los temporales de mayor intensidad y magnitud que se haya registrado para el área de estudio entre los años 1981 y 2012, con montos de 87 mm concentrados en 24 horas (Fig. 36b), luego de este evento las precipitaciones no superaron los 30 mm.

La fotografía aérea correspondiente al 30 de enero de 1997 (Anexo 9), muestra suelos altamente húmedos y pequeñas zonas anegadas, pese a que de acuerdo a las Fig. 36b, las últimas precipitaciones ocurrieron casi dos meses antes del momento de captura de la fotografía aérea. Para dicho momento las precipitaciones acumuladas fueron de 455 mm, una de las más altas registradas por la serie climática analizada, donde el promedio anual de precipitaciones es de 534 mm.

En el año 2010 las precipitaciones comenzaron a presentarse a partir del mes de mayo y el día 17 de junio se presentó un evento que destaca por su magnitud, donde se registraron 55 mm en 24 horas (Fig. 36c); luego se presentaron cuatro eventos cuyos montos oscilan entre los 20 y 30 mm, concentrados en los meses de junio y julio.

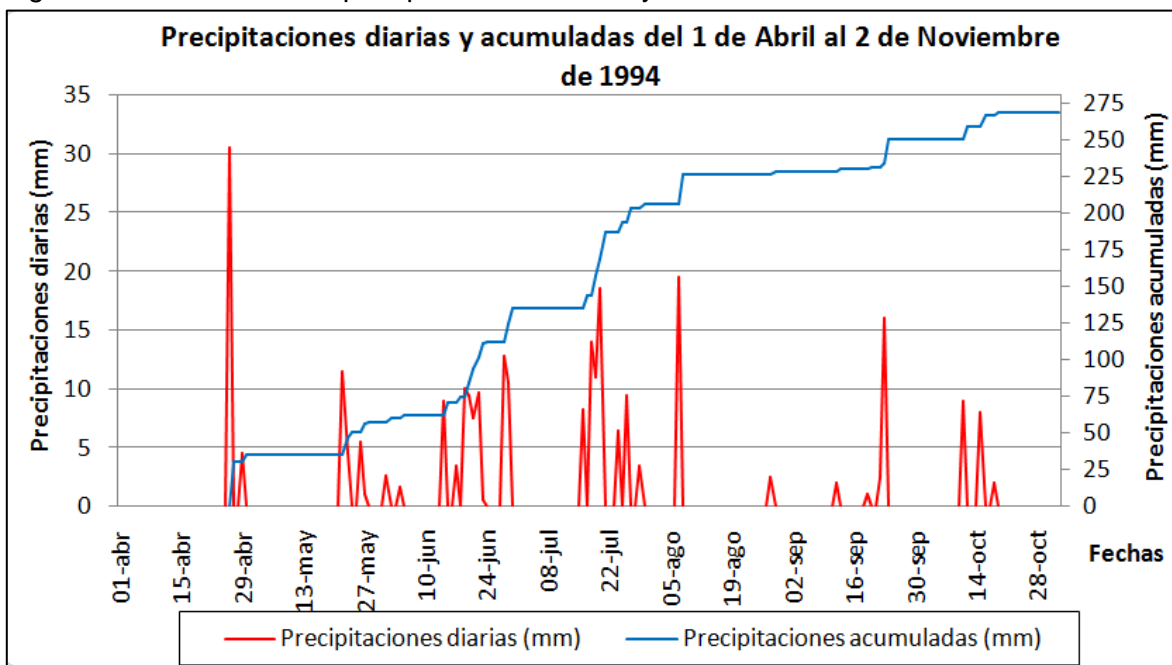
Consecuentemente, la imagen satelital correspondiente al 24 de agosto del 2010 (Anexo 10), es una de las más elocuentes en presentar zonas anegadas y suelos altamente humedecidos en los márgenes del *lagoon*. Para el momento de captura de la imagen satelital, las precipitaciones acumuladas alcanzaron los 302 mm.

Entre el 1 de marzo y el 25 de mayo del 2012 no se registraron precipitaciones (Fig. 36d), sin embargo, el 26 de mayo ocurrió el sexto temporal de mayor intensidad y magnitud registrado por la serie climática analizada (Fig.37), donde se registraron 77 mm en 24 horas y del cual sí existe registro fotográfico (Fig. 33).

El análisis de las curvas de precipitaciones diarias y acumuladas, asociado al análisis geomorfológico y multitemporal, revela por tanto una tendencia de efecto acumulativo de las precipitaciones en la generación de anegamientos, más que la determinación de un umbral neto para este tipo de amenaza. Por su parte, del análisis de la Fig.32d, sí es posible establecer un umbral seguro para el caso de desbordes fluviales.

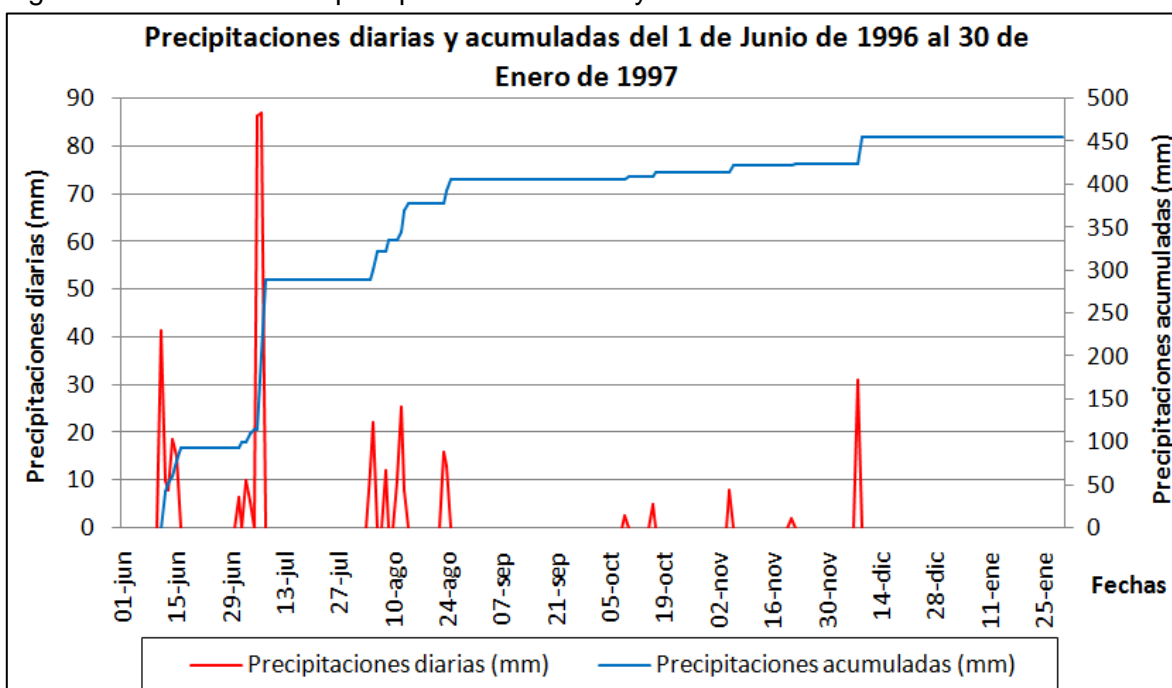


Figura N° 36a: Curvas de precipitaciones diarias y acumuladas



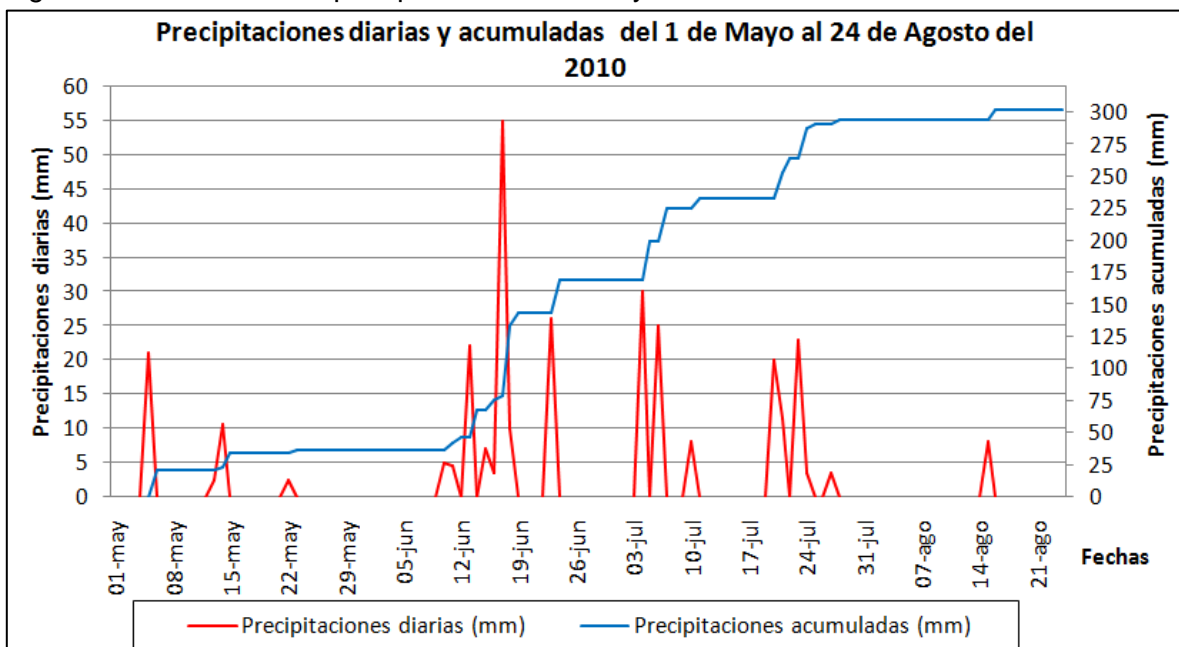
Fuente: elaboración propia en base a datos MOP-DGA (2012).

Figura N°36b. Curvas de precipitaciones diarias y acumuladas



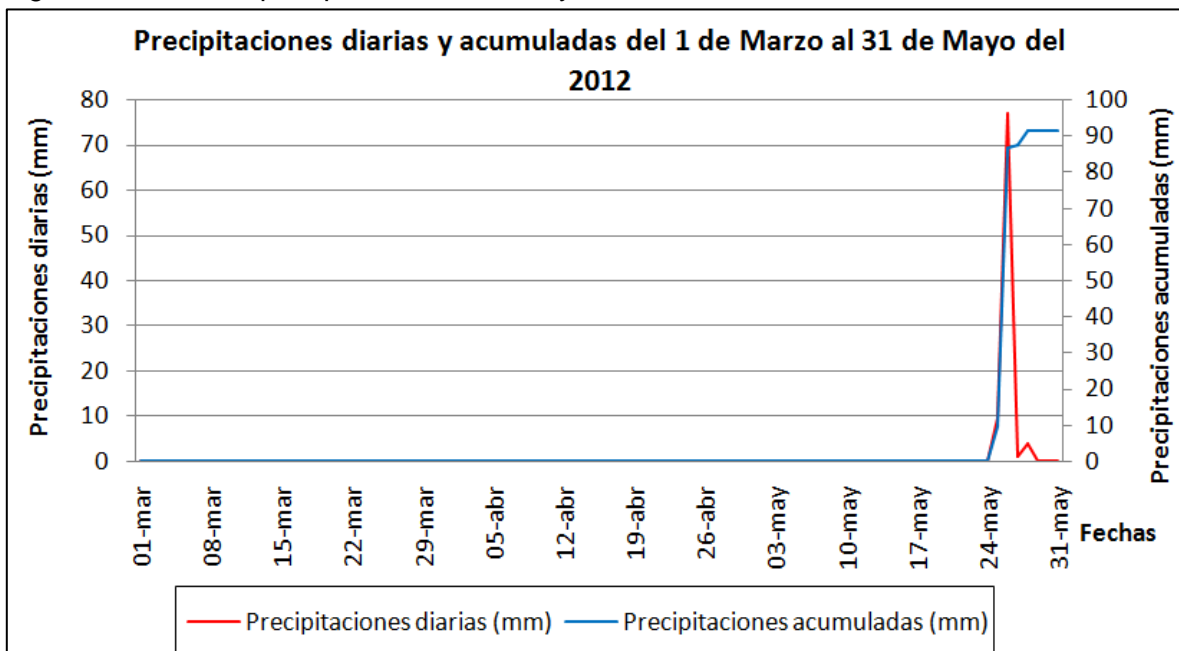
Fuente: elaboración propia en base a datos MOP-DGA (2012).

Figura N°36c. Curvas de precipitaciones diarias y acumuladas



Fuente: elaboración propia en base a datos MOP-DGA (2012).

Fig.36d. Curvas de precipitaciones diarias y acumuladas



Fuente: elaboración propia en base a datos MOP-DGA (2012).

#### **4.1.5.2- Períodos de retorno y probabilidad de excedencia de las precipitaciones máximas anuales en 24 horas registradas entre los años 1980 y 2012.**

En base a la información obtenida mediante los métodos históricos y las curvas de precipitaciones, en la Fig. 37 se observan dos tendencias principales:

La primera, señalada con círculos rojos, indica los umbrales que con seguridad han desencadenado amenazas hidrometeorológicas; mientras que la segunda tendencia se indica con puntos azules y señala montos de precipitación que no desencadenan este tipo de amenazas. El límite de ambas situaciones se encuentra asociado a períodos de retorno de ~5 años y probabilidades de excedencia cercanos al 20%.

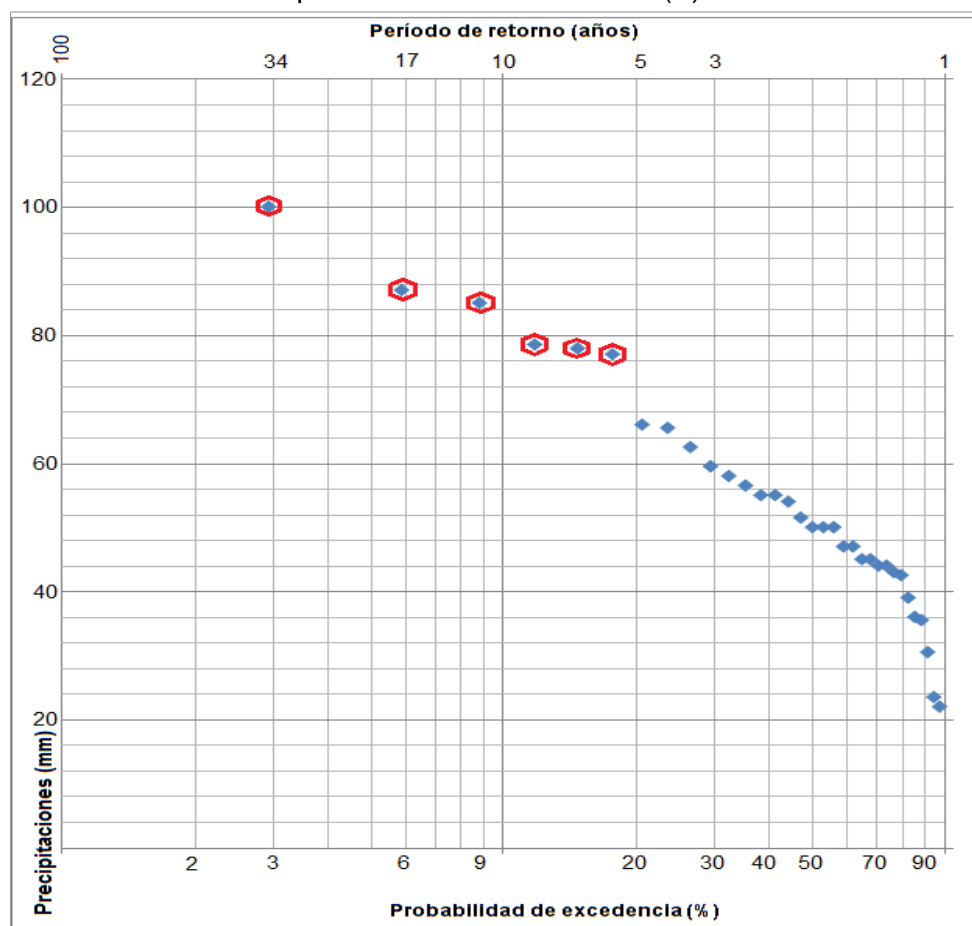
El umbral conocido a partir del cual se generan inundaciones por desborde fluvial, ocurre con 77 mm (26 de Mayo del 2012), y presenta un período de retorno (T) de ~6 años con una probabilidad de excedencia (P) de 18 %. Mientras que para el caso de las áreas susceptibles anegarse, este valor fue estimado y es ligeramente inferior, con un monto de precipitación de 65 mm, el cual presenta un T de ~4 años y P ~24 %.

Dentro de los umbrales que generan inundaciones, se observan también tres tendencias:

- Eventos que presentan un T comprendido entre ~5 y ~10 años con P del 20 al 12%, cuyas precipitaciones oscilan entre 64 y 80 mm, respectivamente.
- Eventos aún más intensos con T superiores a 10 años y menores a 18, con P entre 9 y 6 %, con precipitaciones entre los 85 y 88 mm, respectivamente.
- Finalmente un evento extremo con 100 mm, con T de ~34 años y P de ~3%.

Las precipitaciones de mayor frecuencia y que no presentan amenaza se concentran en montos entre ~40 y ~52 mm, con T de ~1 a ~2 años, y P del 80 al 50%, respectivamente.

Figura N° 37: relación entre los montos de precipitación, períodos de retorno (T) y la probabilidad de excedencia (P)



Fuente: elaboración propia en base a datos DGA (2012); disponibles en Anexos 3 y 4.

#### 4.1.6- Mapas de amenazas declaradas

Las amenazas descritas a continuación se encuentran en las Figs. 39a, 39b y 39c, y su asociación con las unidades geomorfológicas, los factores condicionantes, períodos de retorno, grado de actividad y otros elementos explicativos se resumen y sistematizan en la Tabla 14

##### 4.1.6.1- Amenazas hidrometeorológicas

###### A.1- Inundación por desborde fluvial

En el pueblo de Cáhuil, dada la topografía de la terraza estuarial, los máximos desbordes se concentran en la zona central de esta forma, sin alcances conocidos hacia la terraza marina baja, donde el escarpe de entre ~ 1,5 y ~ 3 m de altura es un elemento geomorfológico que ha protegido el avance de las aguas hacia dicha terraza.

Según el levantamiento topográfico que se realizó, las características principales de las inundaciones declaradas se registraron en los perfiles AA' y BB' (Fig. 43) disponibles también en el mapa geomorfológico 32b.

En el perfil AA', el alcance lateral máximo de las inundaciones ha sido de ~ 180 m y la máxima altura del agua estimada en este sector es de ~ 2 m sobre el terreno. Esta transecta corresponde al lugar desde el cual se tomó la fotografía de la inundación del año 2012, elegida porque se pudieron medir las alturas del agua en escaleras, rejas y palafitos de las casas gracias a la observación de los registros fotográficos y a las apreciaciones de los dueños de los predios afectados.

En el perfil BB', el alcance lateral máximo es de ~ 123 m, con una altura del agua estimada en ~ 4 m. El criterio de elección del perfil fue el mismo, esto es, las zonas con hitos territoriales de constante inundación.

Con la información anterior, el alcance de las inundaciones pretéritas conocidas se mapeó en base la cota ~ 10 m.s.n.m., la cual varía su posición dentro de la terraza estuarial dados los cambios microtopográficos. Las zonas de alta humedad del suelo y nivel freático somero quedan dentro de este límite. El período de retorno de inundación de estos sectores es entre 5 y 10 años.

Entre el pueblo de Cáhuil y el sector de las salinas de La Villa, las inundaciones se restringen también a la terraza estuarial, y sólo en algunos sectores han logrado pasar por debajo del camino I-520 hacia las llanuras aluviales laterales al *lagoon* gracias a tuberías de evacuación especialmente diseñadas para mitigar esta amenaza. De acuerdo a los residentes de la localidad, antes de la construcción de estas tuberías el camino era cortado durante inundaciones importantes.

#### *A.2- Inundación por anegamientos*

Entre Punta de Lobos y la depresión de Los Mayos existen diez sectores con este tipo de inundaciones declaradas, las cuales logran constituir lagunas efímeras de distintos tamaños, sin embargo, se exhiben dos zonas donde la envergadura que desarrollan es considerable:

La primera se encuentra en la depresión de Los Mayos (al entrar al pueblo de Cáhuil), y como se indicó, su largo es de ~ 615 m por ~ 110 m de ancho; mientras que la segunda se encuentra inmediatamente al norte de ésta, sólo separa por la variante del camino I-500. El largo de esta laguna esporádica es de ~ 1 km por ~ 80 m de ancho promedio.

De acuerdo a las observaciones topográficas y a las fotografías aéreas, la altura máxima conocida del agua que estas lagunas alcanzan es de ~ 1 m y el período de retorno es de

cuatro a cinco años, pudiendo ser menor para el caso de anegamientos de menor extensión.

Por último, se desarrollan exclusivamente en la llanura aluvial, dados los factores condicionantes idóneos que esta forma presenta para la generación de esta amenaza, además del favorable contexto geomorfológico y de manejo antrópico.

Según los mapas, esta amenaza se localiza dentro del área del PRC 2012, pero al comparar su área de influencia con la zonificación propuesta por la ordenanza del dicho instrumento de planificación, no se observan anegamientos en áreas donde se permiten usos residenciales ni de equipamientos (de ahora en adelante usos A y B, respectivamente) ya que estas zonas son destinadas a usos recreativos.

### *A.3- Inundación por marejadas*

Esta amenaza se presenta en toda la línea de costa del área de estudio y de acuerdo a la extrapolación de cotas basada en el peor evento conocido, las marejadas se han manifestado en las playas arenosas, alcanzando sólo en algunos sectores las zonas de *nebkas* y la vertiente de barlovento de cordones de dunas anteriores. Por lo tanto, las bravesas han embestido las playas con un ancho promedio entre ~25 m y 45 m; estas últimas distancias favorecidas por la extensión de las playas en los sectores donde los cordones de *nebkas* y dunas anteriores se encuentran erosionados.

Considerando las condiciones observadas por SOTO (2005) antes del 27-F, además de las variaciones cosísmicas que este evento y el 11-M generaron en el área de estudio (lo que se tradujo en una subsidencia del orden de ~0,5 m), sumado a la posición oblicua de las playas del tramo estudiado donde no se observa refracción del oleaje incidente dada la disposición perpendicular al *swell*, entonces es probable que bajo este nuevo escenario post *tsunami*, la condición de amenaza por marejadas presente mayores alcances hacia el interior de las playas y dunas.

En base a los mapas y el PRC (2012), esta amenaza sólo alcanza sectores muy reducidos donde se permiten usos tipo A.

### **4.1.6.2- Amenazas Geológicas**

#### *B.1- Zonas de inundación tras tsunami 27-F.*

Este evento se manifestó mediante el ingreso de tres trenes de ola. El primero arribó diez minutos después del terremoto y si bien las dos primeras olas fueron percibidas como lentos incrementos en el nivel del mar, la tercera fue la de mayor altura (~5m) y la más destructiva (Estudio de modificación del PRC de Pichilemu, 2012).

Entre las playas de Punta de Lobos y Cáhuil el *tsunami* se manifestó en las playas, *nebkas*, y acumulaciones eólicas indiferencias y estabilizadas. En este tramo, el alcance

de este evento denota una distribución espacial angosta y bastante fragmentada, con ingresos cuyo ancho promedio y máximo se estiman en torno a los ~ 120 m y ~ 200 m, respectivamente.

De acuerdo a los relatos de la población residente y a lo observado en la campaña de terreno (20/01/2012), en este tramo el alcance del *tsunami* fue frenado debido a la altura que presentan las dunas anteriores y las acumulaciones eólicas estabilizadas ya que se encuentran entre los ~ 2 y ~ 8 metros. Esta situación también fue documentada para el caso de la ensenada de la playa principal de Pichilemu, donde los cordones de dunas anteriores moderaron el arribo de las dos primeras olas, algunas de las cuales resistieron la embestida del *tsunami* (comunicación personal con Luis Cornejo Ahumada, Director Comunal de Emergencia del Municipio de Pichilemu, 2012 y testigos del evento), por lo cual estas formas eólicas presentaron un efecto de barrera dada la altura de olas que arribaron a estas costas (~ 5 m), moderando el alcance del *tsunami* hacia el interior del tramo estudiado.

En comparación con los alcances del *tsunami* que se observaron desde Caleta Los Piures hasta Pichilemu, en Cáhuil el efecto fue menor ya que el máximo alcance máxima lateral al *lagoon* fue de ~ 122 metros a la entrada de la localidad (sector norte del puente), y luego las olas remontaron aguas arriba del *lagoon* destruyendo completamente las piscinas de producción de sal, pero sin desbordar hacia la terraza estuarial.

De acuerdo a la Fig. 39a, las zonas de inundación generadas por ese evento sí se superponen a algunos sectores en que se permiten usos tipo A, muy próximos a la línea de costa.

### *B.2- Licuefacción*

Entre Punta de Lobos y Cáhuil, esta amenaza se manifestó al frente de la laguna El Perro, mediante dos agrietamientos principales que cortaron el camino, los cuales pudieron ser inferidos y mapeados dado los notorios arreglos del pavimento de la ruta I-500. Este terraplén se encuentra en el límite de las acumulaciones eólicas estabilizadas y las terrazas marinas.

En la terraza estuarial del pueblo de Cáhuil y tal como se expresa en la Fig. 39b, se registraron agrietamientos individuales, fenómenos de extensión lateral de suelos, algunos de los cuales fueron acompañados de la extrusión de sedimentos en distintos sectores de esta unidad, presentando una concentración de grietas en las zonas de rellenos antrópicos compuestas por depósitos superficiales granulares. Aún así, en los sectores de suelo cohesivos con alto contenido de arcillas también se manifestó esta amenaza.



Por tanto, la terraza estuarial es la unidad morfodinámica más inestable ante esta amenaza dadas sus características cronológicas, sedimentológicas, la proximidad del techo del nivel freático a la superficie y las intervenciones antrópicas que en esta forma se han llevado a cabo, conformando una zona altamente susceptible a presentar nuevamente licuefacciones. Pese a los hechos, sobre toda esta forma se permite la construcción de usos tipo A y B.

### *B.3- Remociones en masa*

Los factores condicionantes que contribuyen a la presencia de esta amenaza y su localización fueron abordados en el acápite 4.3 correspondiente al estudio geomorfológico.

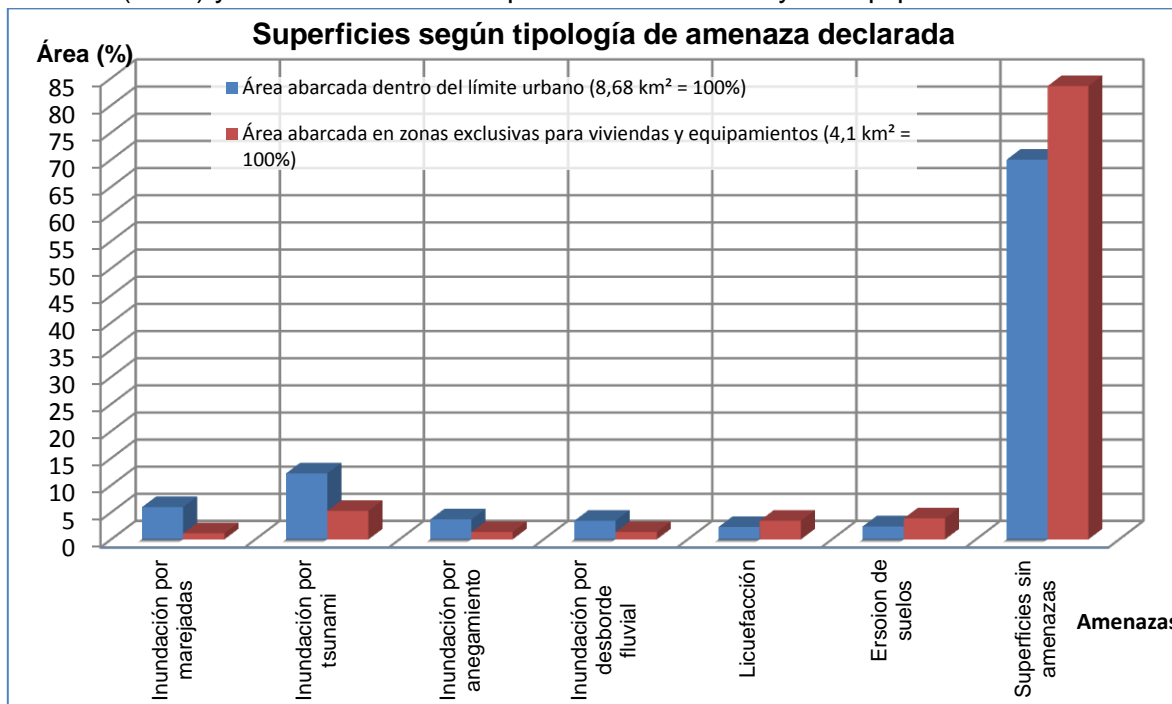
Sin embargo, cabe destacar que en todos los casos estudiados, las remociones se han manifestado en formas activas y de constante intervención antrópica, así, bajo estos criterios, constituyen áreas susceptibles a seguir presentando desprendimientos y deslizamientos. Por último, sólo en el pueblo de Cahuil estas amenazas se encuentran con posibilidad futura de afectar viviendas, ya que están al interior del límite urbano del PRC (2012).

Por otra parte, la cuantificación espacial de las tipologías de amenazas declaradas queda representada en la Fig. 38, donde se indica el porcentaje que cada amenaza presenta dentro del área urbana aprobada por el PRC (2012), además del porcentaje que abarcan dentro de las zonas donde se proyectan usos residenciales y de equipamientos.

Así se tiene que las zonas de inundación por *tsunami* tras el 27-F son las que presentan mayor superficie abarcando un 12% del PRC, no obstante un 5% de las áreas destinadas exclusivamente al uso tipo A; en seguida siguen las zonas de inundación producto de marejadas, con un 6% dentro del PRC, pero un 1% en zonas para uso tipo A. El resto de las amenazas exhibe porcentajes inferiores al 4%, de los cuales desatacan las zonas con erosión de suelos y licuefacción.

Finalmente, las superficies sin amenazas declaradas corresponden a un 70% dentro del límite del PRC; mientras que para las zonas destinadas a usos exclusivos tipo A y B el porcentaje es mayor (83%).

Figura N° 38: Superficie de las tipologías de amenazas declaradas dentro del área urbana del PRC (2012) y en zonas exclusivas para uso residencial y de equipamientos



Fuente: elaboración propia.

Tabla 14: Matriz de unidades morfodinámicas inestables

| Procesos / Modelados    | Unidad morfodinámica  | Condición de amenaza (s) o zona de inestabilidad geomorfológica                     | Grado de actividad                | Factores condicionantes en la unidad geomorfológica   | Factores desencadenantes  | Valores umbrales  | Período de retorno (años) | Área/ Longitud       | Porcentaje (%) <sup>a</sup> | Leyenda (mapa geomorfológico) | Leyenda (mapa de amenazas) |
|-------------------------|---|---|-----------------------------------|---|---|---|---------------------------|----------------------|-----------------------------|-------------------------------|----------------------------|
| Hídrico y fluvial       | Talwegs con escorrentía intermitente  | Aportes hídricos a las llanuras aluviales   | Estacional                        | Morfometría de las laderas  | Precipitaciones   | 77 mm en 24 hrs.  | 5 a 6                     | 5,7 km               | NA                          |                               |                            |
| Hídrico y fluvial       | Llanura aluvial   | Inundación por anegamientos   | Estacional                        | Suelos arcillosos/Grupo hidrológico clase D/ terrenos planos y deprimidos/ manejo de los suelos/ disposición morfometría de las laderas/ represamiento por infraestructura vial | Precipitaciones   | 77 a 65 mm***   | 5 a 4 ***                 | 0,57 km <sup>2</sup> | 6,5                         |                               |                            |
| Laderas                 | Cárcavas (a) y arroyada difusa-laminar (b) en Terraza de abrasión marina alta | Erosión de suelos   | Estacional                        | Pendientes de 10 a 40°/ sedimentos arcillosos y areniscas altamente friables en terrazas marinas/coertura vegetal/ manejo de los suelos   | Precipitaciones   | 22 mm en 24 hrs.  | 1                         | 0,21 km <sup>2</sup> | 2,4                         | <br>                          |                            |
| Litoral                 | Acantilados activos   | Desprendimientos  | Activo                            | Pendientes mayores a 60°, afloramientos altamente fracturados, estado de conservación de las rocas, entalles basales bien desarrollados   | Precipitaciones, sismos   | NR  | NA                        | 2,6 km               | NA                          |                               |                            |
| Litoral                 | Escarpes de ría   | Deslizamientos (c) y desprendimientos (d)   | Activo                            | Pendientes mayores a 45°, afloramientos altamente meteorizados, planos de discontinuidad, estado de conservación y disposición estructural de las rocas..                       | Precipitaciones, sismos   | NR  | NA                        | 9,14 km              | NA                          | <br>                          | <br>                       |
| Litoral/Antrópico       | Taludes del camino I-500 en Terraza de abrasión marina alta                   | Deslizamientos (c) y desprendimientos (d)   | Activo                            | Pendientes mayores a 60°, afloramientos altamente meteorizados, planos de discontinuidad, estado de conservación y disposición estructural de las rocas..                       | Precipitaciones, sismos   | NR  | NA                        | 0,07 km              | NA                          | <br>                          | <br>                       |
| Litoral                 | Terraza de abrasión marina baja   | Inundación por <i>Tsunami</i>   | Latente                           | Proximidad y altitud respecto al borde litoral  | Terremotos  | Eventos telúricos de magnitud superior a 7,5 <i>Richter</i>     | NA                        | 0,12 km <sup>2</sup> | 1,4                         |                               |                            |
| Fluviomarino/ Antrópico | Terraza estuarial (Te)  | Inundación por <i>Tsunami</i> (e) o evento hidrometeorológico (f). Licuefacción (g) | Latente (e) y (g). estacional (f) | Baja altura respecto al <i>lagoon</i> , proximidad al borde costero, nivel freático somero (0,4 a 1,5 m), composición sedimentaria (arenas y arcillas) y edad de los sedimentos | Precipitaciones e intrusiones marinas (f); terremotos (e) y (g) | 77 mm en 24 hrs. (f)  | 5 a 6 (f)                 | 0,25 km <sup>2</sup> | 2,8                         |                               | <br><br>                   |
| Litoral                 | Playas arenosas   | Inundación por <i>Tsunami</i> (e) o Marejadas (h)                                   | Latente (e) . Estacional (h)      | Proximidad y altitud respecto al borde litoral  | Terremotos (e) . Frentes de mal tiempo (h)                      | Eventos telúricos de magnitud superior a 7,5 <i>Richter</i> (e) | NA                        | 0,53 km <sup>2</sup> | 6,1                         |                               | <br>                       |
| Litoral / Fluviomarino  | Bordes de rías y Te   | Erosión lateral del cauce   | Estacional                        | Caudal y velocidad de las corrientes fluvio-marinas/topografía y condiciones hidráulicas del <i>lagoon</i>  | Precipitaciones, intrusiones marinas y Tsunamis                 | NR  | NA                        | NA                   | NA                          |                               | SL                         |
| Eólico                  | Nebkas y cordones litorales   | Inundación por <i>Tsunami</i>   | Latente                           | Proximidad y altitud respecto al borde litoral  | Terremotos  | Eventos telúricos de magnitud superior a 7,5 <i>Richter</i>     | NA                        | 0,13 km <sup>2</sup> | 1,5                         |                               |                            |
| Eólico                  | Acumulaciones eólicas indiferenciadas y estabilizadas                         | Inundación por <i>Tsunami</i> (e) y licuefacción (g)                                | Latente                           | Proximidad y altitud respecto al borde litoral (e) ; nivel freático somero y composición sedimentaria (arenas) en el caso de (g)  | Terremotos  | Eventos telúricos de magnitud superior a 7,5 <i>Richter</i>     | NA                        | 2,52 km <sup>2</sup> | 28,8                        |                               | <br>                       |
| Eólico                  | Dunas rampantes (Ascendentes)   | Invasión de arenas  | Inactivo                          | Abastecimiento sedimentario, disposición de los corredores de deflación, grado de cobertura vegetal, pendiente de las terrazas marinas, manejo antrópico                        | Velocidad del viento  | NR  | NA                        | 0,57 km <sup>2</sup> | 6,56                        |                               | SL                         |

Signas: NA (No aplica) / NR (No registrado) / SL (Sin leyenda por restricciones de zonificación) / a, b, c, d e, f, g (Morfologías o amenazas múltiples dentro de una misma unidad geomorfológica y/o en el mapa de amenazas)

\* y \*\*: calculados en base al área que cada unidad geomorfológica abarca dentro de la zona urbana del PRC 1012 sólo en el área de estudio

\*\*\*: Información sólo referencial y estimada en base al monto de precipitación acumulada mensual de los años 2012 y 2004 que genera lagunas de envergadura importante según observación multitemporal

Figura N° 39a: mapa de amenazas declaradas tramo Punta de Lobos - Cáhuil

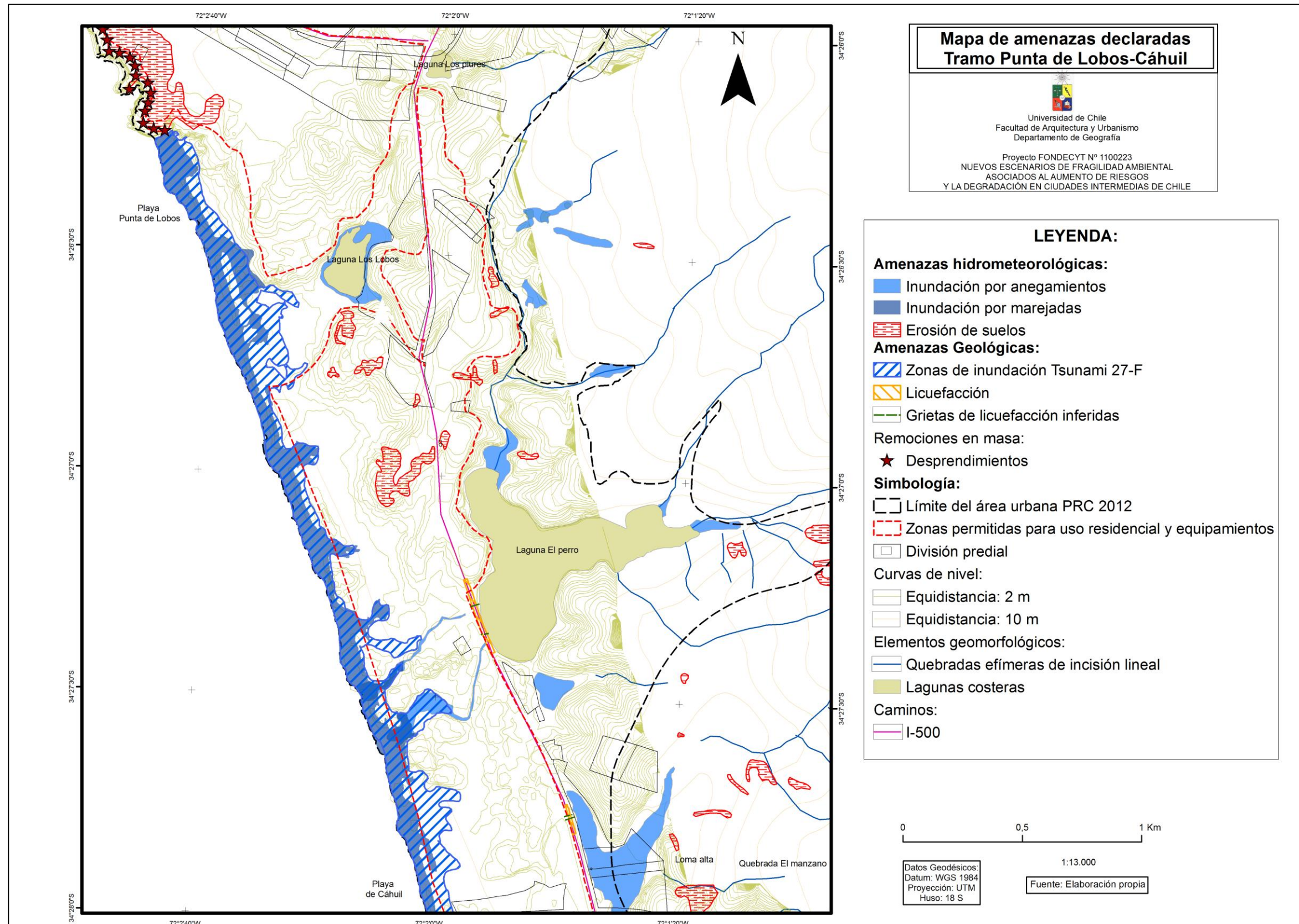




Figura N° 39b: Mapa de amenazas declaradas, localidad de Cáhuil, Pichilemu

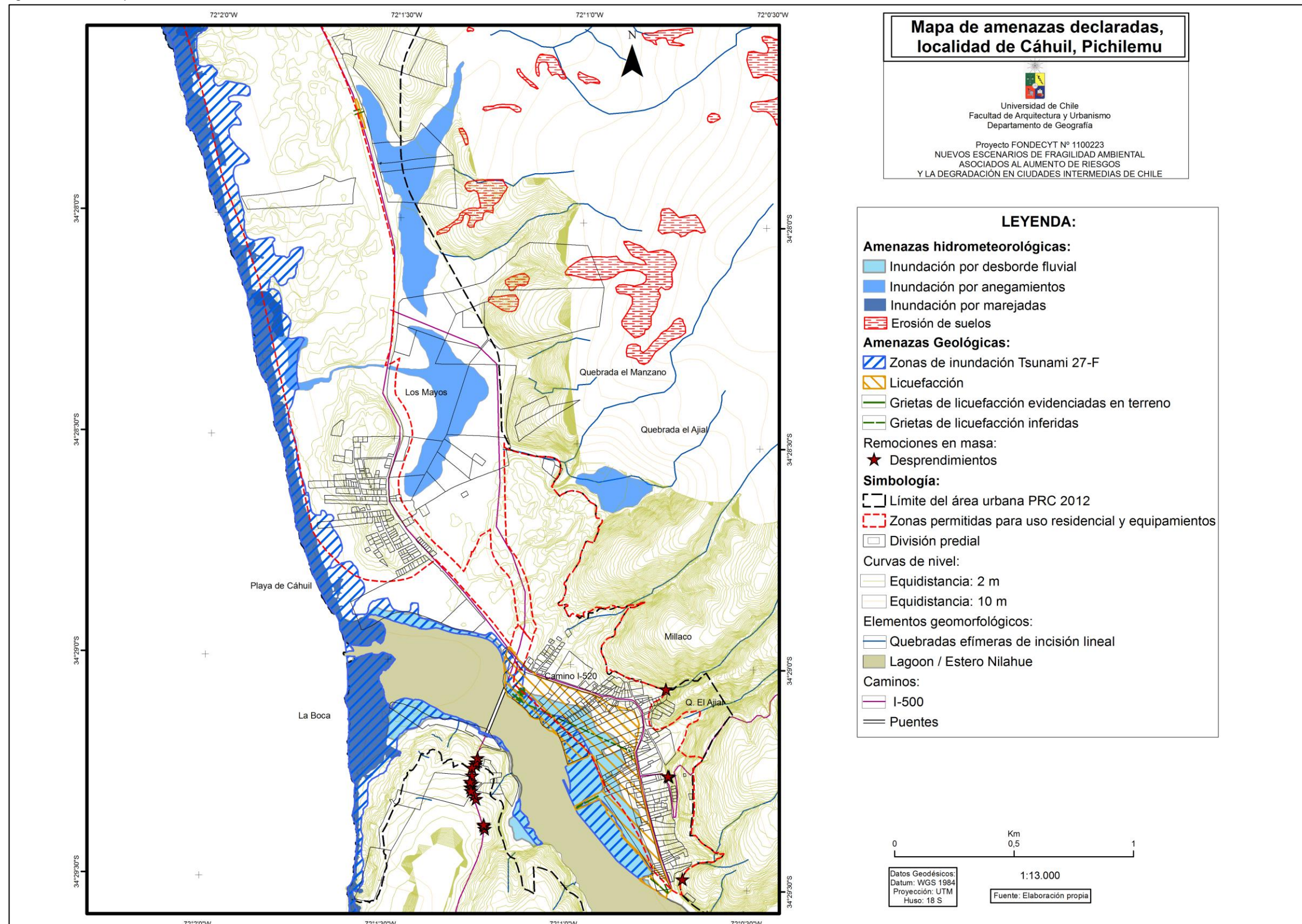
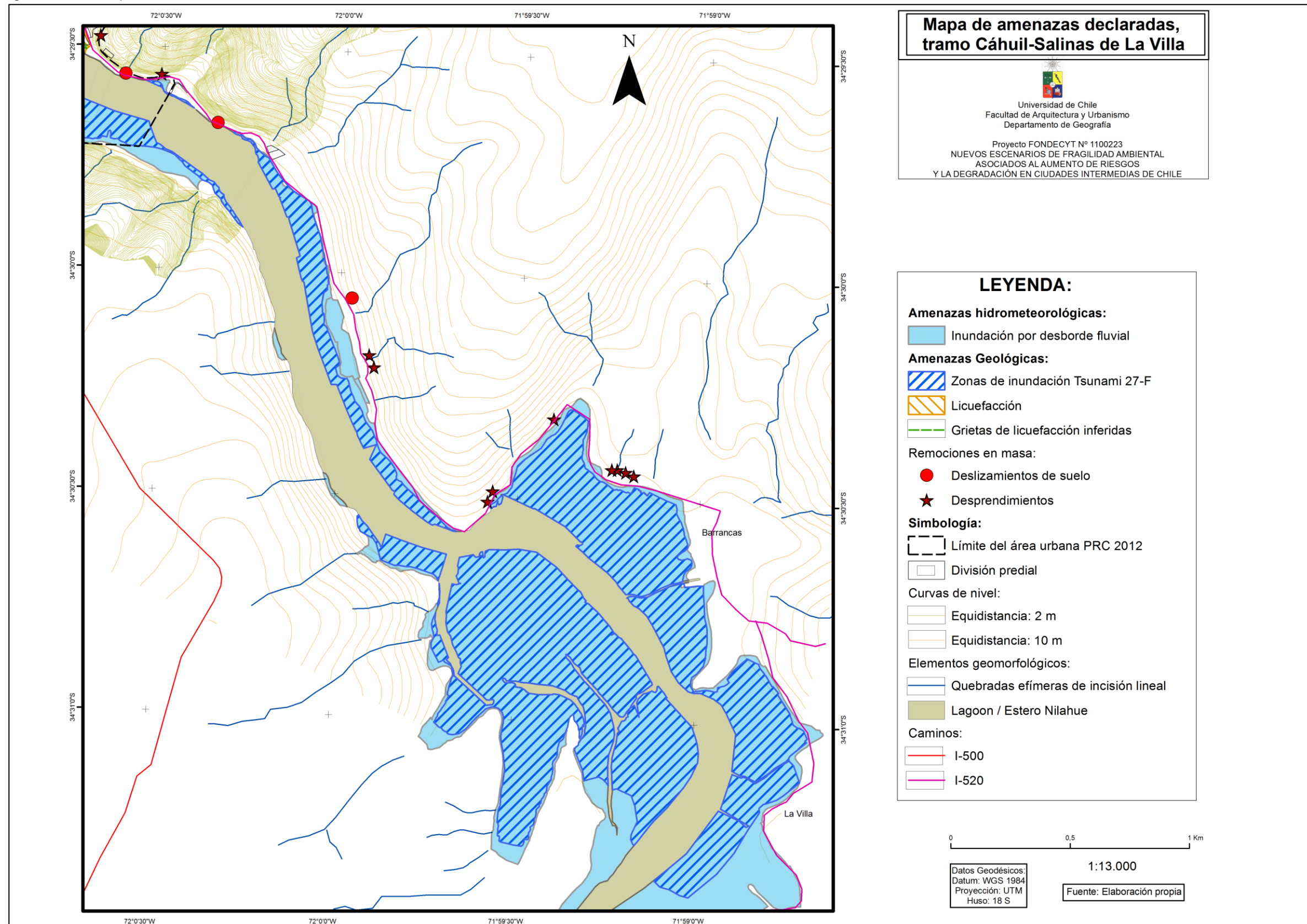




Figura N° 39c: mapa de amenazas declaradas, tramo Cáhuil – Salinas de La Villa



## Resultados de la fase II

### 4.2- Susceptibilidad de inundación por anegamientos

De acuerdo a los criterios de zonificación basada en la matriz de susceptibilidad de anegamientos según factores condicionantes, se obtuvo el mapa de la Fig. 40. A continuación se describen las categorías de susceptibilidad.

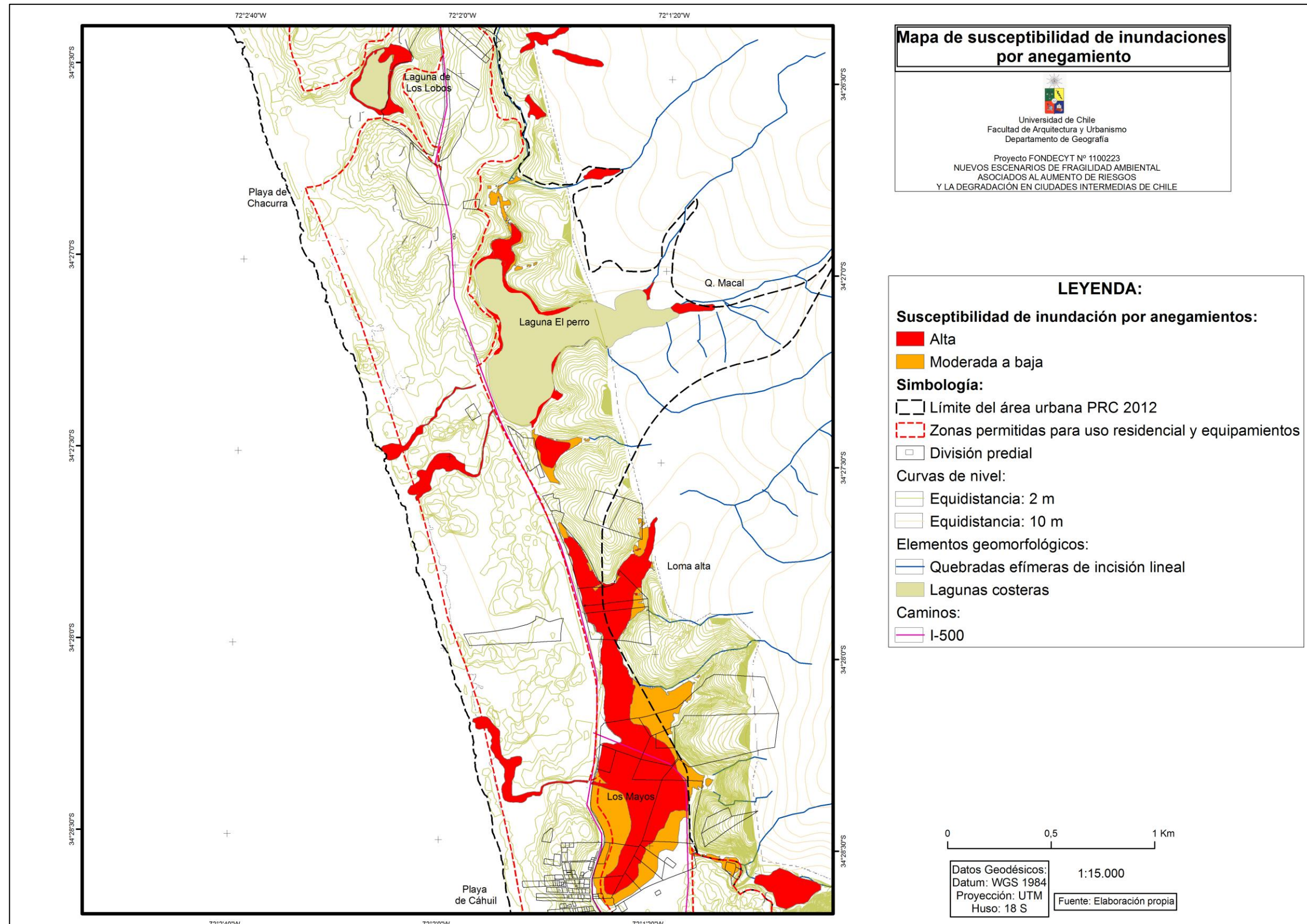
*Zonas de alta susceptibilidad:* localizadas inmediatamente laterales a las lagunas El Perro y Los Lobos, y en la mayor parte de la llanura aluvial. Desde el sector de Los Mayos hasta Loma Alta conforma un área de continua amenaza, con un largo estimado en ~1,7 km, un ancho mínimo y máximo de ~60 y ~400 m respectivamente, donde la altura del agua se estima en ~1 m. El área total de esta categoría de susceptibilidad es de ~0,8 km<sup>2</sup>. Estas zonas por tanto son un reflejo de la convergencia de suelos del grupo hidrológico D, las áreas con acumulación de flujos hídricos, zonas con anegamiento histórico y terrenos planos. Además se han incluido las quebradas que evacúan estas aguas hacia el borde litoral.

*Zonas de susceptibilidad media a baja:* dispuestas al borde de las zonas de alta amenaza, en conjunto ocupan todo el espacio de las llanuras aluviales. Si se considera un escenario pluviométrico de tal intensidad y magnitud que logre inundar ambas zonas, entonces entre el sector de Los Mayos y Loma Alta el área amenazada incrementa a ~1,4 km<sup>2</sup>, con una altura del agua estimada entre ~1 y ~2 m. Bajo este escenario el ancho mínimo se mantiene y el máximo aumenta a ~530 m. La franja de transición entre ambas categorías de amenaza se explica principalmente por el cambio de los grupos hidrológicos del suelo, el ligero incremento de la pendiente y una disminución del coeficiente de escorrentía ya que se pasa de una zona de baja a media permeabilidad.

*Zonas sin amenaza:* se encuentran fuera del dominio de las llanuras aluviales, y en los sectores donde el terreno aún se mantiene plano, en suelos tipo MD (Misceláneo dunas, correspondiente a la unidad de Acumulaciones eólicas estabilizadas, donde las velocidades de infiltración resultaron ser rápidas), consecuentemente existiendo bajos coeficientes de escorrentía. El resto de las áreas queda sin amenaza debido principalmente al incremento de la pendiente y a la localización sobre formas de relieve positivo no expuestas al alcance de las aguas (principalmente las terrazas de abrasión marina).



Figura N° 40: mapa de susceptibilidad de inundaciones por anegamiento



## Resultados de la fase III

### 4.3- Susceptibilidad de inundación por desborde fluvial

#### 4.3.1- Resultados de los métodos hidromorfométricos

Los valores de los parámetros expuestos a continuación se encuentran en la Tabla 15. De manera complementaria, en la Fig. 41 se encuentra el mapa correspondiente al sistema de drenaje de las cuencas del estero Nilahue y San Antonio de Petrel (de ahora en adelante SAP). Se puede observar la densidad y distribución espacial de los drenes y cómo estos influyen en la variación de los parámetros considerados, lo que se traduce en la respuesta diferencial de las crecidas fluviales en ambos sistemas.

1- *Parámetros generales*: la cuenca del Nilahue posee menor pendiente media que la de SAP, sin embargo, posee mayor superficie de drenaje, así como también desnivel máximo y longitud del cauce principal, por lo que bajo estos parámetros y considerando que de acuerdo a HAUSER (1993) existe la misma banda de unidades litológicas en ambos sistemas, además de situarse en la misma zona homogénea pluvial (DGA, 1995), es esperable que la cuenca del Nilahue presente mayores caudales en su exutorio debido principalmente a que posee una cuenca de recepción de orden mayor a la de SAP, además de una longitud del cauce principal mucho más largo, por lo que existe una mayor cantidad de drenes de menor orden que abastecen al estero Nilahue. Sin embargo, al observar la relación entre la pendiente media y el área de ambas cuencas, es posible inferir que en la cuenca de SAP las crecidas fluviales se desarrollen de manera más rápida y torrencial, puesto que los 10,3° de pendiente media, se desarrollan en un tramo de tan solo 126 km, desde un desnivel de 616 metros.

2- *Tiempo de concentración (Tc)*: la situación anteriormente expuesta se refleja de manera clara en este valor, ya que el Tc de Petrel es de 2,7 horas ( ~ 3 horas) y es mucho menor al del Nilahue que posee 18 horas. De esta forma, para una misma tormenta de diseño, es esperable que la cuenca del Nilahue presente un intervalo de respuesta más largo en cuanto al tiempo en que toda la cuenca comience a contribuir a la escorrentía, lo que se traduce en un hidrograma de crecida más amortiguado que el de SAP.

3- *Frecuencia de drenaje (F)*: consecuentemente con los anteriores parámetros, el valor F de la cuenca de SAP es de 1,07 versus los 0,71 del Nilahue, lo que indica que dado el área de ambos sistemas, en SAP existe una mayor probabilidad de que cualquier gota de agua encuentre el cauce principal en menor tiempo, es decir, que existe una mayor organización y concentración del escurrimiento en comparación a la cuenca del Nilahue. Aún así, de acuerdo a ORTEGA (2007), los valores de ambas cuencas pueden ser interpretados como de “alta frecuencia de drenaje”.

4- *Densidad de drenaje (D)*: las tendencias indicadas por los índices anteriores, también son corroboradas por los valores de D, ya que la cuenca del Nilahue posee un valor de 0,81, versus 1,1 de SAP, lo que indica que esta última presenta mayor eficiencia al

momento de evacuar los caudales y por tanto, es esperable un menor *tiempo peak* de su hidrograma.

5- *Número de rugosidad*. Las tendencias arrojadas por los parámetros anteriores continúan reflejándose en este índice, ya que el producto entre el desnivel y la densidad de drenaje de la cuenca del Nilahue presenta un valor de 586 en comparación al monto de 677,6 de SAP. Así, se continúa corroborando la tendencia de este último sistema de drenaje a presentar hidrogramas tipo relámpago, versus los más amortiguados del Nilahue. Cabe recordar que es un parámetro adimensional.

6- *Índice de Gravelius (Kc)*: este parámetro arrojó valores de 1,89 y 1,3 para las cuencas del Nilahue y SAP respectivamente, lo que indica una forma alargada para la cuenca del Nilahue versus una forma ovalada para SAP, propiedad que se corrobora rápidamente al visualizar la Fig. 35. Aún así, de acuerdo a TRAGSA (1994 en JIMÉNEZ, 2012), si un valor es muy cercano a 2, que en este caso corresponde al de la cuenca del Nilahue, indica una cuenca muy alargada, situación que es bien reflejada por el mapa. Dada la forma de ambas cuencas, se debería interpretar que el hidrograma es atenuado para la cuenca del Nilahue, pero no así para la cuenca de SAP, dado el corto recorrido y el alto desnivel del cauce principal.

7- *Frecuencia de drenaje de los canales de primer orden (F1)*: este parámetro arroja valores de 4,3 y 5,9 para las cuencas del Nilahue y SAP respectivamente, lo que se interpreta como que la cuenca de SAP posee mayor eficacia para drenar la escorrentía superficial.

8- *Jerarquía de la red de drenaje (N)*: de esta categoría se aprecia que la cuenca del Nilahue es la que posee mayor jerarquía de la red de drenaje, así como también cantidad de drenes por orden, lo que indica un mayor grado de desarrollo del sistema de drenaje y de los afluentes que aportan escorrentía al cauce principal.

Por lo tanto, de estos parámetros se concluye que considerando el área aportante pluvial de ambas cuencas, es esperable que ante una misma tormenta de diseño la cuenca del Nilahue presente mayores caudales en su exutorio, un hidrograma más atenuado y una tendencia a presentar importantes crecidas fluviales aunque no de tipo torrencial; situaciones que son contrarias a las de la cuenca de SAP.

Tabla 15: Parámetros hidromorfométricos de las cuencas analizadas

| Nombre de la cuenca/Parámetros hidromorfométricos | Estero Nilahue | San Antonio de petrel | Unidades de medición |
|---|----------------|-----------------------|----------------------|
| Área de drenaje (A)                               | 1.776,36       | 199,3                 | Km <sup>2</sup>      |
| Perímetro (P)                                     | 283,92         | 65,2                  | Km                   |
| Pendiente media del área de drenaje (S)           | 8,8            | 10,3                  | (°)                  |
| Desnivel máximo (H)                               | 702            | 616                   | m                    |

Fuente: Elaboración propia.

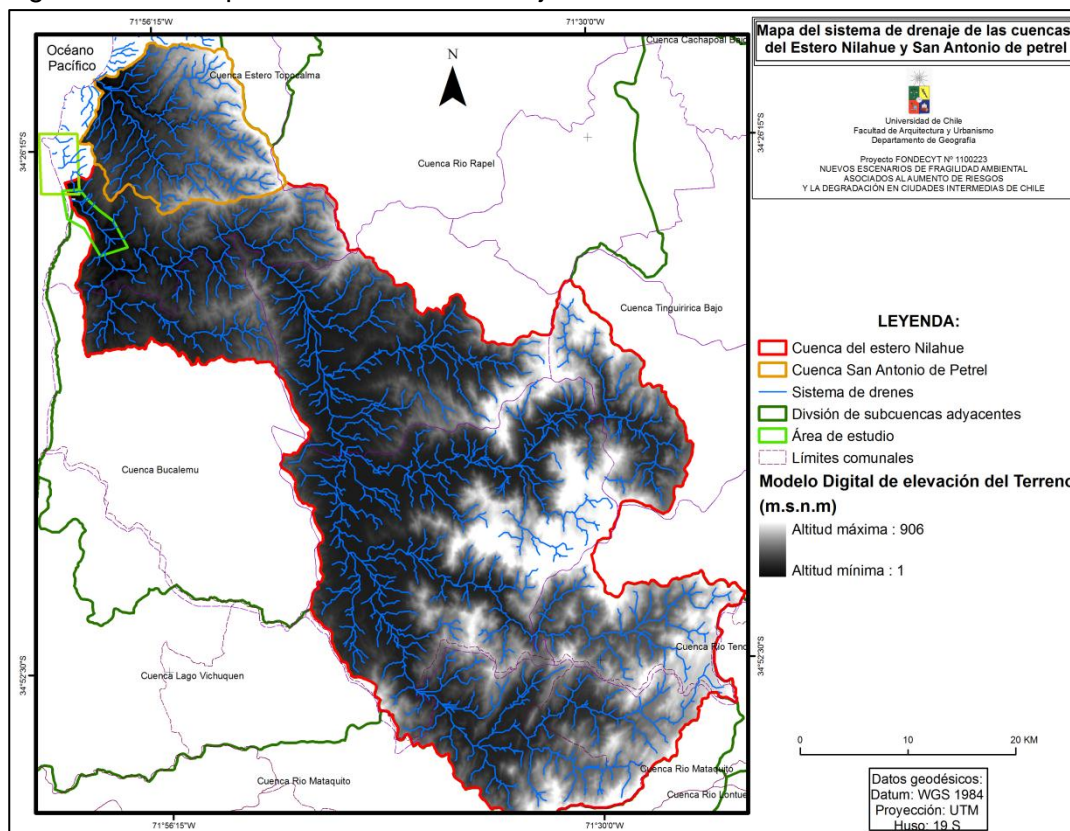


Continuación de la Tabla 15: parámetros hidromorfométricos de las cuencas analizadas

| Nombre de la cuenca/Parámetros hidromorfométricos            | Estero Nilahue  | San Antonio de petrel  | Unidades de medición |
|--|---|--|----------------------|
| Longitud del cauce principal (L)                             | 115   | 21   | Km                   |
| Tiempo de concentración (Tc)                                 | 18,2  | 2,7  | Hrs                  |
| Frecuencia de drenaje (F)                                    | 0,71  | 1,07   | A                    |
| Densidad de drenaje (D)                                      | 0,81  | 1,1  | Km/Km <sup>2</sup>   |
| Número de rugosidad (r)                                      | 568,6   | 677,6  | A                    |
| Coefficiente de compacidad o índice de Gravelius (Kc)        | 1,89  | 1,3  | A                    |
| Magnitud de la cuenca (M)                                    | 7.639   | 1172   | A                    |
| Frecuencia de drenaje de los canales de primer orden (F1)    | 4,3   | 5,9  | A                    |
| Jerarquía de la red de drenaje                               | N <sub>1</sub> : 7639<br>N <sub>2</sub> : 3597<br>N <sub>3</sub> : 1584<br>N <sub>4</sub> : 673<br>N <sub>5</sub> : 345<br>N <sub>6</sub> : 534 | N <sub>1</sub> : 1172<br>N <sub>2</sub> : 602<br>N <sub>3</sub> : 313<br>N <sub>4</sub> : 80 | A                    |
| A: adimensional; Nn: número de orden de jerarquía de drenaje |   |  |                      |

Fuente: elaboración propia.

Figura N° 41: Mapa del sistema de drenaje de las cuencas analizadas



Fuente: elaboración propia.

#### 4.3.2- Estimación de los caudales de crecida fluvial

De los *caudales instantáneos máximos* de crecida pluvial asociados a un cierto período de retorno (tabla 14), se observa que hasta un T de 25 años el método BERNI & KING ajustado tiende a presentar valores mayores a los del método DGA-AC (1995); situación que se invierte a partir de dicho período de retorno. Aún así se observa una alta correlación entre ambos resultados, sólo encontrando una tendencia de mayor divergencia a partir de un T de 100 años (Fig. 42).

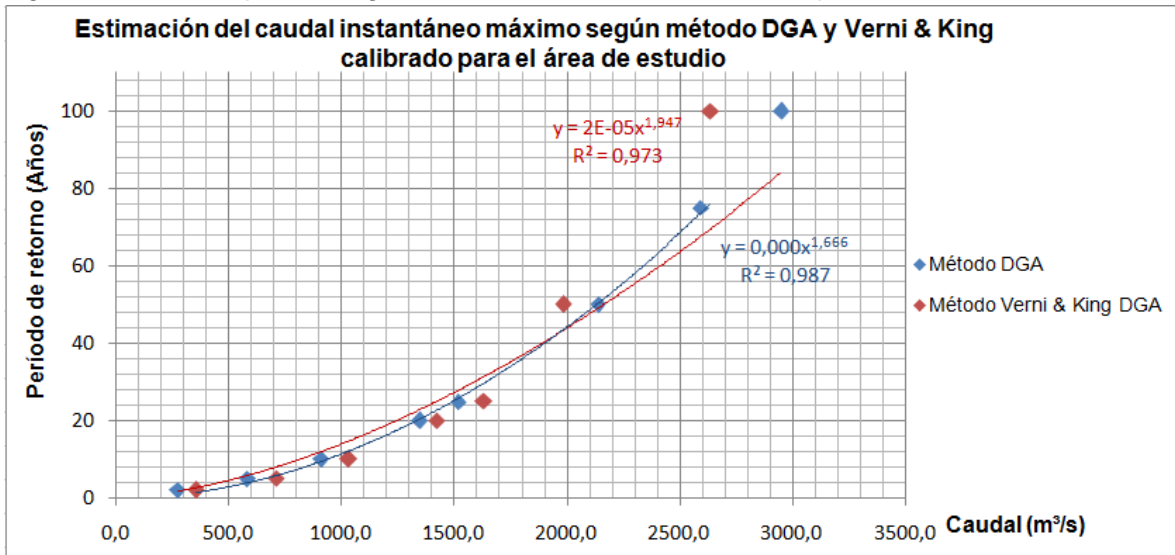
Por lo tanto, dada la consistencia de los resultados arrojados por ambos métodos, estos fueron considerados como rangos referenciales de caudales de crecida para cada período de retorno analizado (tabla 16).

Tabla 16: Rangos referenciales de caudales instantáneos máximos por cada período de retorno

| Períodos de retorno (T) en años | Método DGA (m <sup>3</sup> /s) | Método Verni & King DGA (m <sup>3</sup> /s) |
|---------------------------------|--------------------------------|---|
| 2                               | 272,9                          | 355,0                                       |
| 5                               | 582,2                          | 713,1                                       |
| 10                              | 909,7                          | 1033,7                                      |
| 20                              | 1346,3                         | 1423,8                                      |
| 25                              | 1519,2                         | 1632,7                                      |
| 50                              | 2137,8                         | 1987,4                                      |
| 75                              | 2592,6                         | *   |
| 100                             | 2947,4                         | 2638,1                                      |

Fuente: elaboración propia. \* indica un T no considerado en el diseño del método.

Figura N° 42: Comparación gráfica de los caudales de crecida pluvial



Fuente: elaboración propia.

#### **4.3.3- Perfiles topográficos transversales al cauce y caudales asociados.**

Del perfil AA' (Fig. 43), se observa que la ribera norte del *lagoon* limita con la terraza estuarial mediante un escarpe de ~ 1,4 m, y a partir de este elemento geomorfológico hacia el norte se exhibe una topografía muy aplanada y levemente inclinada la cual incrementa su altura a partir de los 200 m debido a que en ese sector el escarpe de la terraza marina baja es de ~ 2 m. En la ribera sur, se observa que el *lagoon* limita casi directamente con el escarpe de la terraza marina alta.

La línea roja (1) indica el nivel del agua que se registró durante la campaña de campo, y éste se encuentra asociado a un caudal (Q) estimado en ~ 306 m<sup>3</sup>/s, en donde la profundidad máxima registrada (H) fue de ~6 m. Bajo estas condiciones el ancho (W) del cauce en este tramo es de ~217 m.

La línea 2 señala el caudal de máxima contención del cauce el cual está vinculado con un gasto de ~639 m<sup>3</sup>/s, una altura del agua de ~7,7 m y un ancho de ~222 m. A partir de dicho monto, se inician los desbordes.

La línea 3 (verde), indica el caudal estimado para la máxima inundación registrada correspondiente a la desencadenada tras el temporal del 26 de Mayo del 1012, donde el valor de Q fue de ~965 m<sup>3</sup>/s, con una altura de 9,6 m.

Las líneas 4, 5 y 6 representan una condición potencial de amenaza según los caudales de máxima crecida pluvial, los cuales se encuentran asociados (respectivamente) a gastos de 1395, 1821 y 2942 m<sup>3</sup>/s y representan períodos de retorno entre 20 y 100 años. Se observa que ante estos escenarios, ningún caudal es capaz de superar el escarpe de la terraza marina baja, por lo que las inundaciones se mantienen dentro del dominio de la terraza estuarial, aún así implican una alta condición de amenaza puesto que las alturas oscilan entre los ~10,7 y 13,7 m. Para este tramo, estos resultados fueron equivalentes a los del modelamiento hidráulico PUC (2010), cuyo mapa se encuentra disponible en el Anexo 8.

El perfil BB' (Fig. 43) es más ancho, y en este caso la ribera norte del *lagoon* limita hacia dicha dirección con las piscinas de producción de sal, las cuales están apenas ~ 0,2 m sobre el cauce. En seguida, ~ 130 m al norte se encuentra el escarpe que limita a las salinas con la Te, elemento geomorfológico que presenta una altura de ~1,6 m. Luego, la terraza estuarial presenta los mismos rasgos topográficos que en AA', esto es, una superficie aplanada y levemente inclinada, pero en este sector se presenta más angosta. En el extremo norte del perfil se aprecia la influencia del escarpe de la terraza marina baja, cuya altura es de ~ 2 m. Por otra parte, en la ribera sur, existe una topografía con pendiente suave y en ascenso constante hacia los escarpes de la terraza marina, cuyo ancho es de ~114 m.



La línea roja (1), señala el Q actual del cauce, el cual fue levemente inferior al de AA' con  $\sim 298 \text{ m}^3/\text{s}$  donde la profundidad máxima fue prácticamente la misma a dicho perfil con 5,9 m. El ancho del cauce actual fue de  $\sim 234 \text{ m}$ .

La línea 2, representa el máximo Q de contención del cauce para estos sectores, el cual fue estimado en  $\sim 673 \text{ m}^3/\text{s}$ , con un H de 7,8 m, asociados a un W de 408 m.

Los máximos caudales históricos estimados en este perfil se encuentran asociados a montos de  $\sim 1000, 1397, 1852$  y  $2370 \text{ m}^3/\text{s}$  (alturas desde 8,8 hasta 11,8 m), y representan períodos de retorno entre 10 y 75 años. El avance máximo lateral que se registra en la línea (6) es de  $\sim 116 \text{ m}$ .

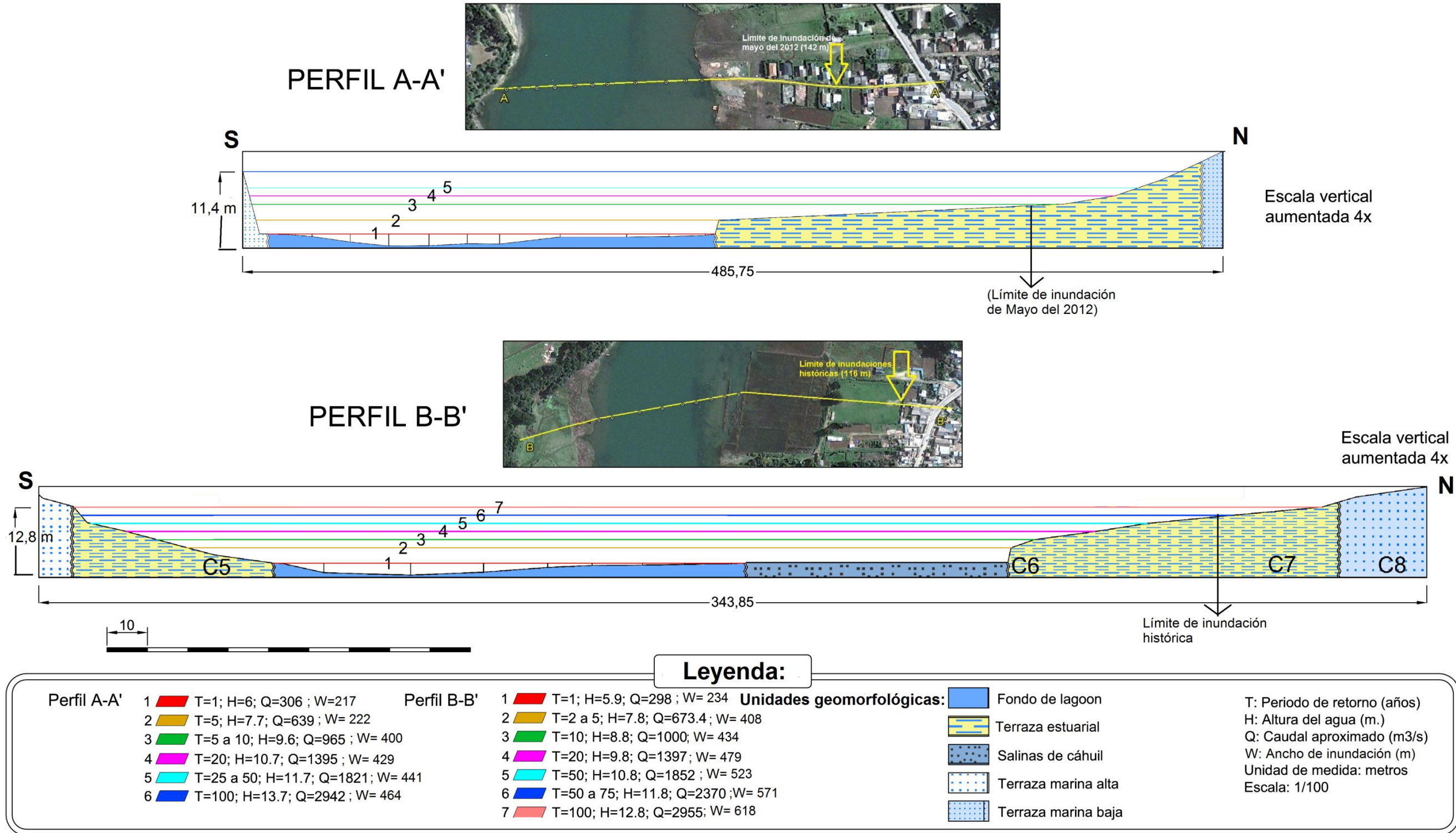
Los montos de gastos históricos que son notablemente mayores a los observados en el perfil AA' se deben a las distintas condiciones topográficas, batimétricas y de ancho del cauce frente a este sector, sumado al hecho que en base a los métodos históricos, estos sectores han sido alcanzados por las aguas sólo en forma excepcional, lo cual es congruente con los períodos de retorno calculados. Aún así, dada la altura del agua que estos caudales producen y la proyección de ésta sobre la terraza estuarial, se observa que estos gastos han sido aquellos que han alcanzado los sectores de cultivos y patios traseros justo antes de comenzar a inundar las viviendas laterales al camino I-520, por lo cual corresponden a valores umbrales asociados a una condición de amenaza crítica.

La línea 7 (azul), representa un Q de  $\sim 2955 \text{ m}^3/\text{s}$ , correspondiente al período de retorno de 100 años, asociado a una altura del agua de 12,8 m. Estos umbrales corresponden a una condición potencial de amenaza que sí es capaz de inundar viviendas. No obstante, y al igual que en el perfil AA' estos gastos no son capaces de superar el escarpe de la terraza marina baja y por tanto su máximo alcance no debería superar al camino I-520 que atraviesa el pueblo, a excepción de la entrada del pueblo de Cahuil (sector del puente), donde dada las condiciones topográficas del sector, sí son capaces de sortear el camino.

Para este sector de la terraza estuarial, los anchos del alcance lateral máximo también coinciden con los del modelamiento PUC (2010), disponibles en el Anexo 8.

Figura N° 43: Perfiles topográficos de detalle, localidad de Cáhuil

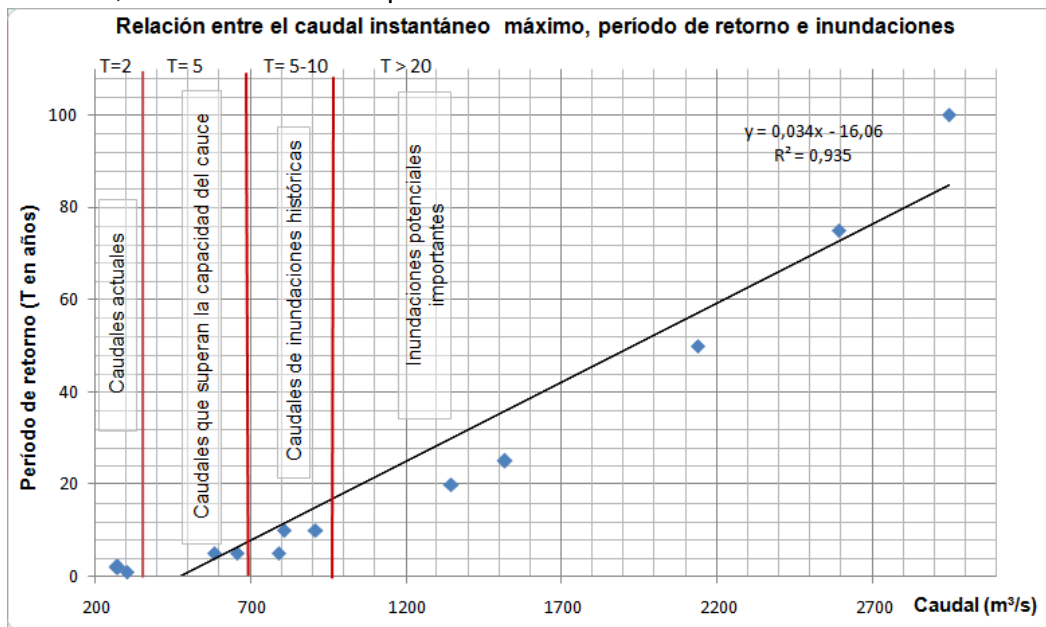
### Perfiles topográficos de detalle, alturas de agua y períodos de retorno para diferentes caudales.



La Fig. 44 señala la relación entre los caudales instantáneos máximos, su período de retorno y las inundaciones. En esta figura se resume e integra la situación de ambos perfiles y producto de su condición de representatividad topográfica puede ser homogenizada para la terraza estuarial.

De este modo se observa que los caudales actuales frente al pueblo de Cáhuil son altos debido a las fuertes precipitaciones e ingresiones marinas del año 2012, estimándose en un promedio de 300 m<sup>3</sup>/s y presentan un período de retorno (T) de 2 años. Luego se aprecia que los caudales que superan con seguridad la capacidad de contención del cauce se encuentran en torno a los 580 y 670 m<sup>3</sup>/s y presentan un T de 5 años. De acuerdo a la estimación de los caudales de crecida, se tiene que los caudales de inundaciones históricas de bajo período de retorno se encuentran en un rango de 700 a 900 m<sup>3</sup>/s con un T entre 5 y 10 años. A partir de dicho punto se inician los caudales potencialmente peligrosos cuyo T es mayor a 20 años.

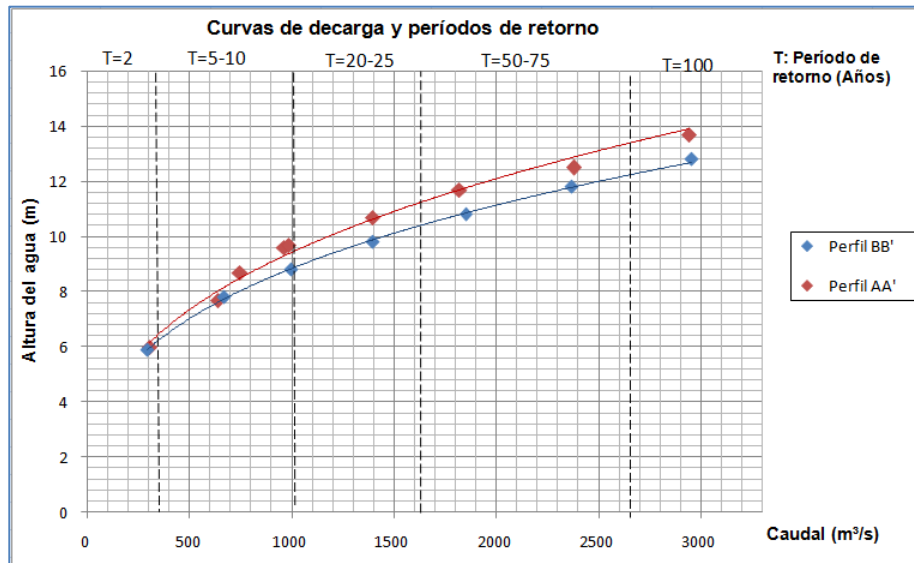
Figura N° 44: Relación entre los caudales instantáneos máximos, períodos de retorno e inundaciones, estimados frente al pueblo de Cáhuil



Fuente: elaboración propia.

En forma complementaria a lo señalado en las Figs. 43 y 44, de las curvas de descarga (Fig. 45), se aprecia la relación entre los caudales estimados, la altura del agua que estos generan en torno a la terraza estuarial y los períodos de retorno de dichos gastos. Así se advierte que los caudales actuales presentan alturas de 6 m; mientras que los que históricamente han inundado la Te se encuentran entre los 7 y 10 m de altura. Los caudales que superan los 11 m presentan períodos de retorno superiores a 20 años.

Figura N° 45: Curvas de descarga y períodos de retorno



Fuente: elaboración propia.

#### 4.3.4- Mapas de susceptibilidad de inundación fluvial (Figs. 46a y 46b)

*Zonas de susceptibilidad alta (T 5 a 10 años):* frente al pueblo de Cáhuil ocupan un sector importante de la terraza estuarial, alcanzado una cota máxima de ~3,5 metros sobre el *lagoon*. Las viviendas que se encuentran bajo la influencia de esta condición de amenaza no se han visto afectadas hasta ahora puesto que se encuentran sobre los palafitos anteriormente expuestos. Aún así, la proyección del PRC (2012) permite usos residenciales y de equipamiento en estas zonas. Entre el pueblo de Cáhuil y el sector de La Villa esta zona se mantiene bajo el escarpe del camino I-520, sólo sobrepasándolo en algunos sectores.

*Zonas de susceptibilidad moderada (T 20 a 50 años):* distribuidas de manera inmediatamente lateral a la zona de alta amenaza, conforma una franja estrecha cuyo ancho promedio es de ~47 m, y se encuentra a una cota de ~4,5 metros sobre el *lagoon*. Esta condición de amenaza sí es capaz de inundar viviendas. Entre el pueblo de Cáhuil y La Villa se encuentra entre la terraza estuarial y algunos sectores de los llanos aluviales laterales al estero Nilahue.

*Zonas de susceptibilidad baja (T ~ 100 años):* en el pueblo de Cáhuil, se distribuye de manera lateral a la zona de moderada susceptibilidad conformando una franja aún más estrecha con ancho promedio de 18 metros, la cual se ensancha hacia la entrada del pueblo. Se encuentra a una cota de ~ 5,5 m sobre el *lagoon* y las alturas de agua asociadas a estos caudales son potencialmente dañinas para las viviendas del sector. Entre el pueblo de Cáhuil y La Villa se emplazan sobre la unidad de llanos aluviales.



Figura N° 46 a: mapa de susceptibilidad de inundaciones por desborde fluvial, localidad de Cáhuil, Pichilemu

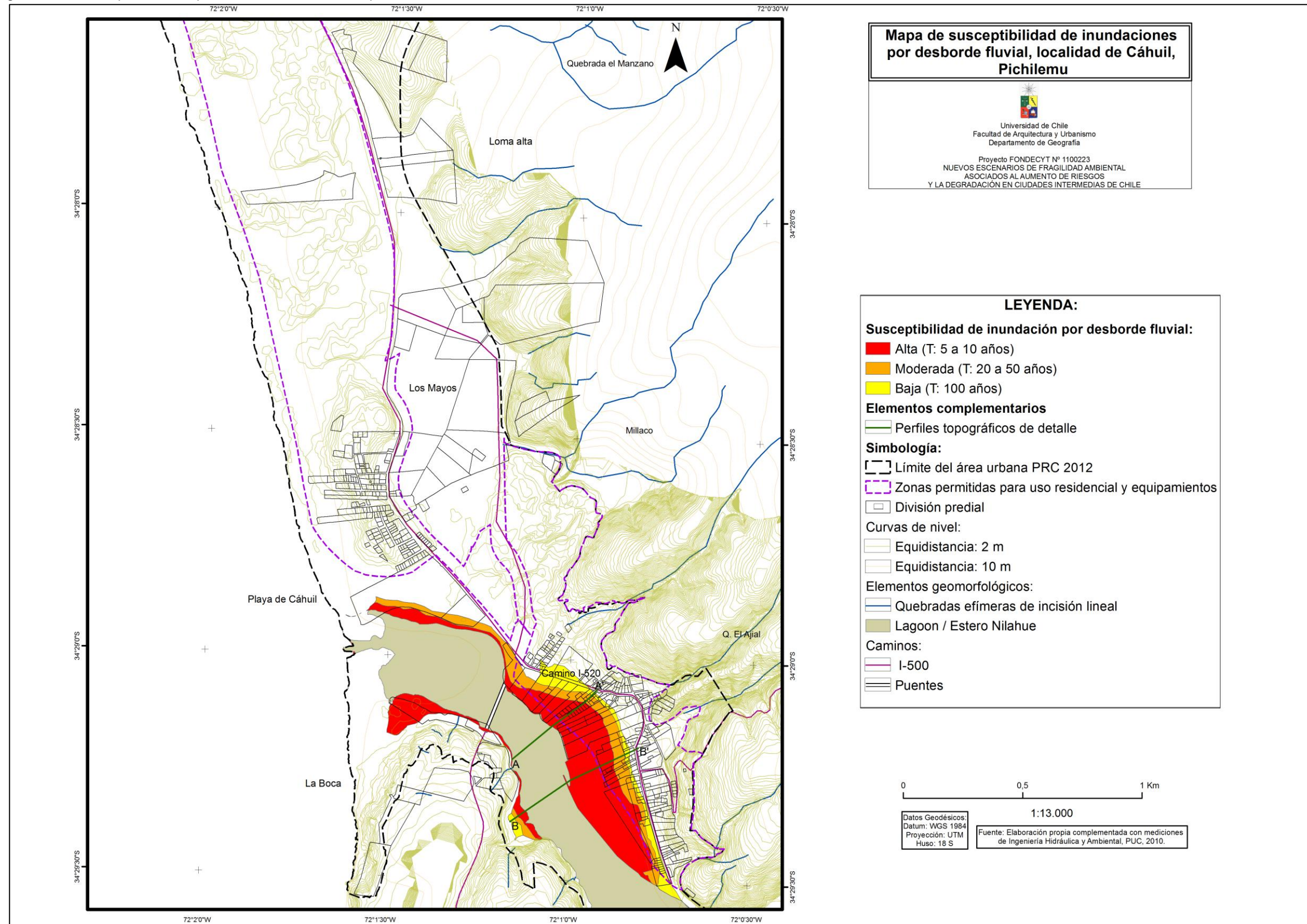
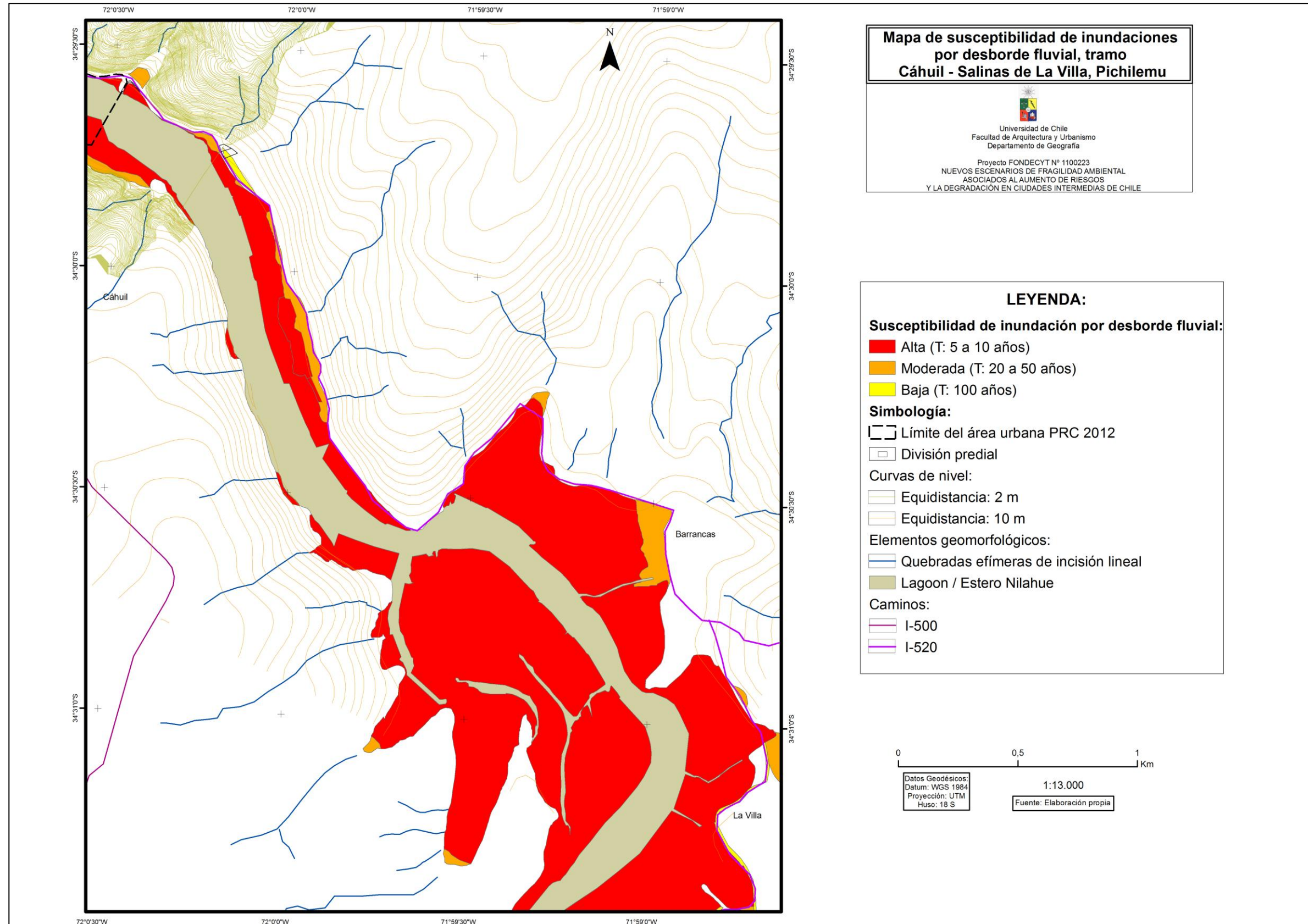




Figura N° 46b: mapa de susceptibilidad de inundaciones por desborde fluvial, tramo Cáhuil - Salinas de La Villa, Pichilemu





## Resultados de las fases I, II y III

### 4.4- Mapas de síntesis de amenazas

Los mapas de las Figs. 48a, 48b y 48c representan la amenaza global, correspondiente a la distribución espacial tanto de las amenazas históricas como de la susceptibilidad de amenazas de inundación por anegamientos, desborde fluvial y *tsunami*. Cabe destacar que esta última amenaza fue mapeada en base al modelamiento PUC (2010) disponible en el Anexo 15.

Entre el litoral de Punta de Lobos y Cahuil existen algunos sectores que presentan una condición de superposición espacial (no así temporal) de amenazas producto de la inundación tanto por marejadas, *tsunamis* como anegamientos. Esto se debe principalmente a que ante el peor escenario de amenaza por *tsunami* es esperable una cota máxima de inundación de 7 m.s.n.m., por lo que las áreas con susceptibilidad de anegamientos quedan inundadas también ante un maremoto alta magnitud y origen cercano.

De esta manera, sobre las formas correspondientes a playas actuales, acumulaciones eólicas estabilizadas y llanuras aluviales existen al menos dos amenazas en forma simultánea.

El entorno inmediato de la actual área poblada de Cahuil, que es un lugar donde la proyección urbana permite usos residenciales mixtos, constituye la zona donde coalescen la mayor cantidad de unidades morfodinámicas inestables, por contribuir a la generación de amenazas tipo licuefacción, inundación fluvial y de *tsunami*, además de presentar remociones en masa en algunos flancos de los escarpes de la terrazas marinas.

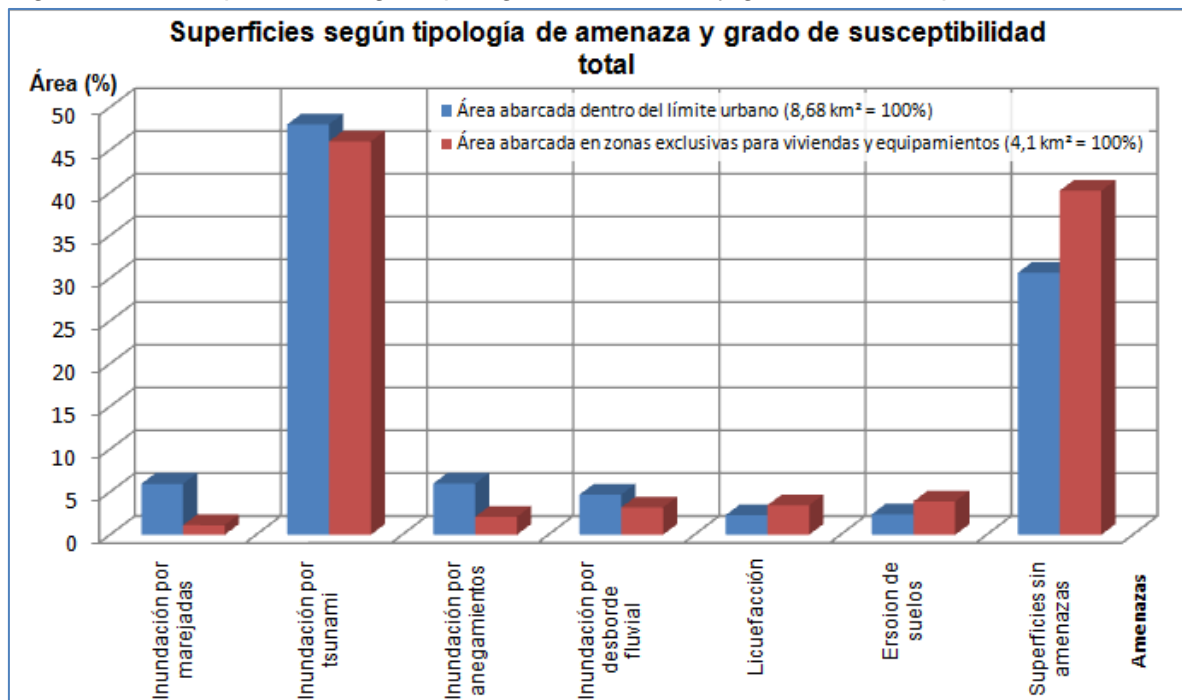
Desde el punto de vista de la inestabilidad geomorfológica el caso más crítico lo presenta la terraza estuarial, que presenta una condición de multiamenazas por ser altamente susceptible a presentar licuefacciones, desbordes fluviales y *tsunamis*; mientras que las llanuras aluviales a la entrada del pueblo de Cahuil constituyen una forma susceptible a presentar inundaciones por anegamiento y *tsunami*.

La Fig. 47 representa la sumatoria de superficies (en porcentaje) según tipología de amenaza y el grado de susceptibilidad total que cada una de estas abarca dentro de la proyección del PRC (2012), además del área que cubren en zonas con destino exclusivo para usos tipo residencial mixto y de equipamientos.

Del análisis de las superficies se desprende que la máxima exposición está dada por la presencia de *tsunamis* con un 46% de la superficie expuesta. En segundo lugar se encuentran las amenazas por desborde fluvial, licuefacción y erosión de suelos que se encuentran en entre un 3 y 4%; seguidos de las amenazas de inundación por marejadas y anegamientos con cifras inferiores al 2% en zonas para uso residencial. Finalmente, sólo

un 39% de las superficies en que se permiten usos residenciales y de equipamiento está fuera del alcance de las amenazas naturales consideradas en el presente estudio.

Figura N° 47: Superficies según tipología de amenaza y grado de susceptibilidad total



Fuente: elaboración propia.

Figura N° 48a: mapa de multiamenazas, tramo Punta de Lobos - Cáhuil

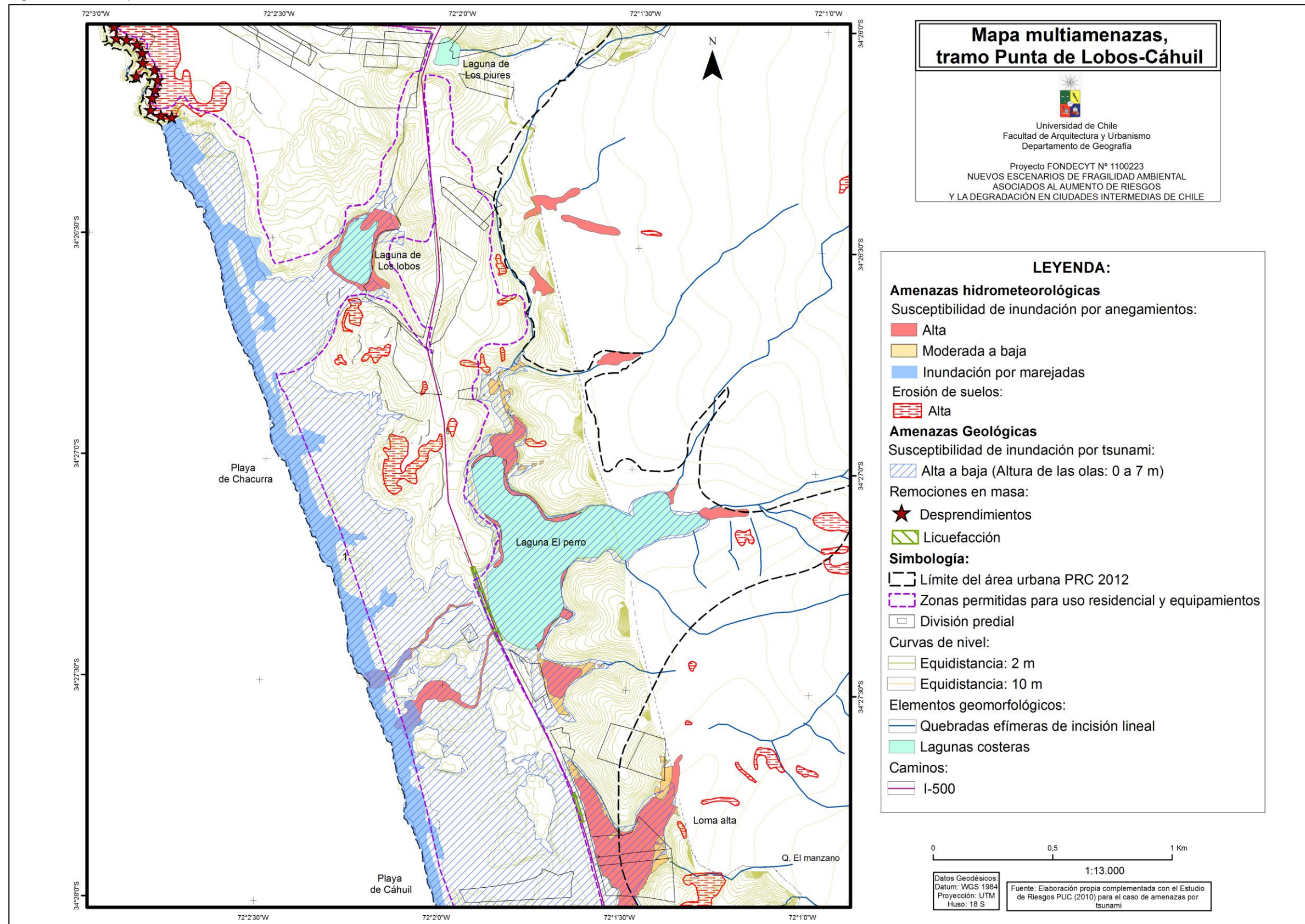




Figura N° 48b: mapa de multiamenazas, localidad de Cáhuil, Pichilemu

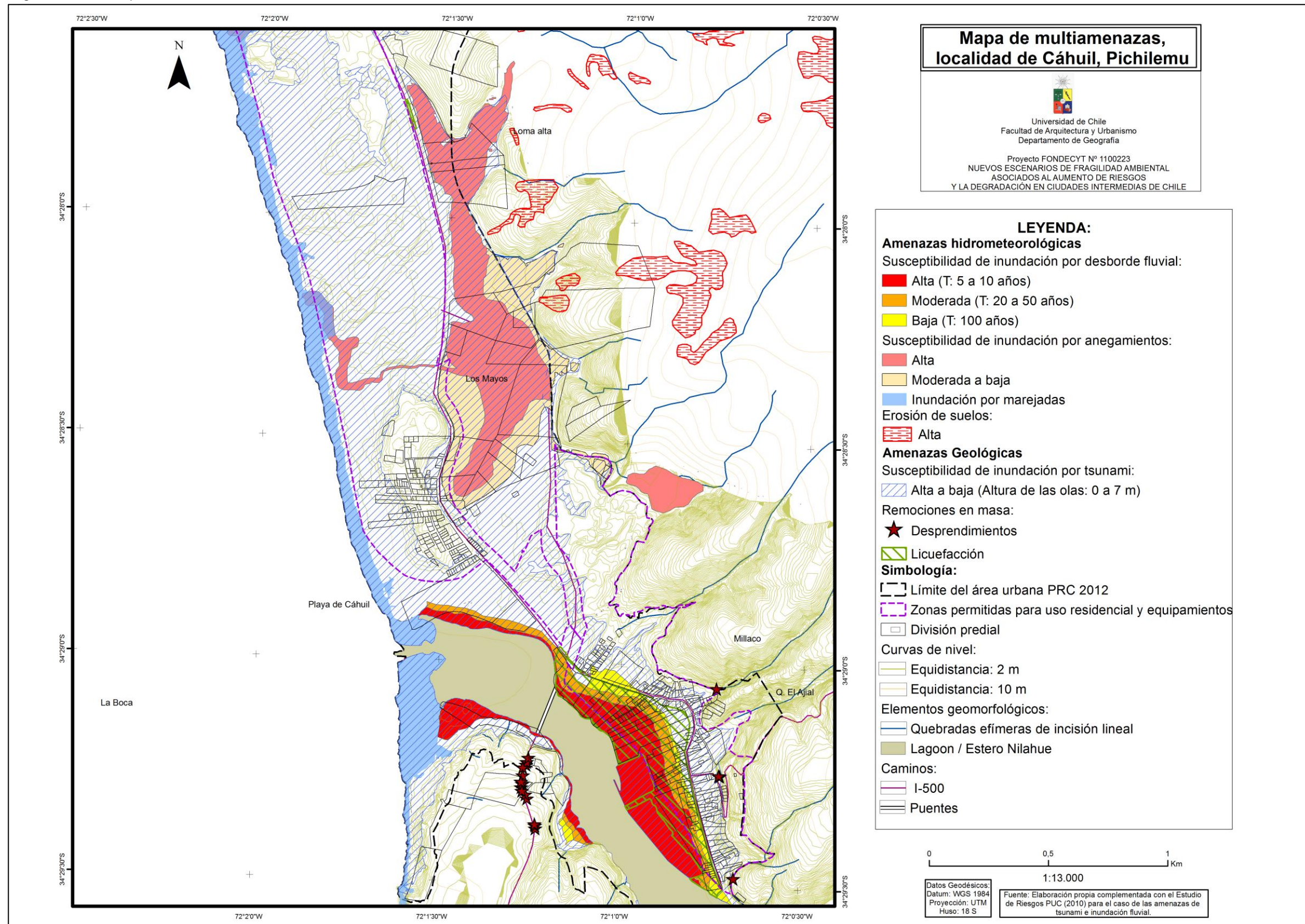
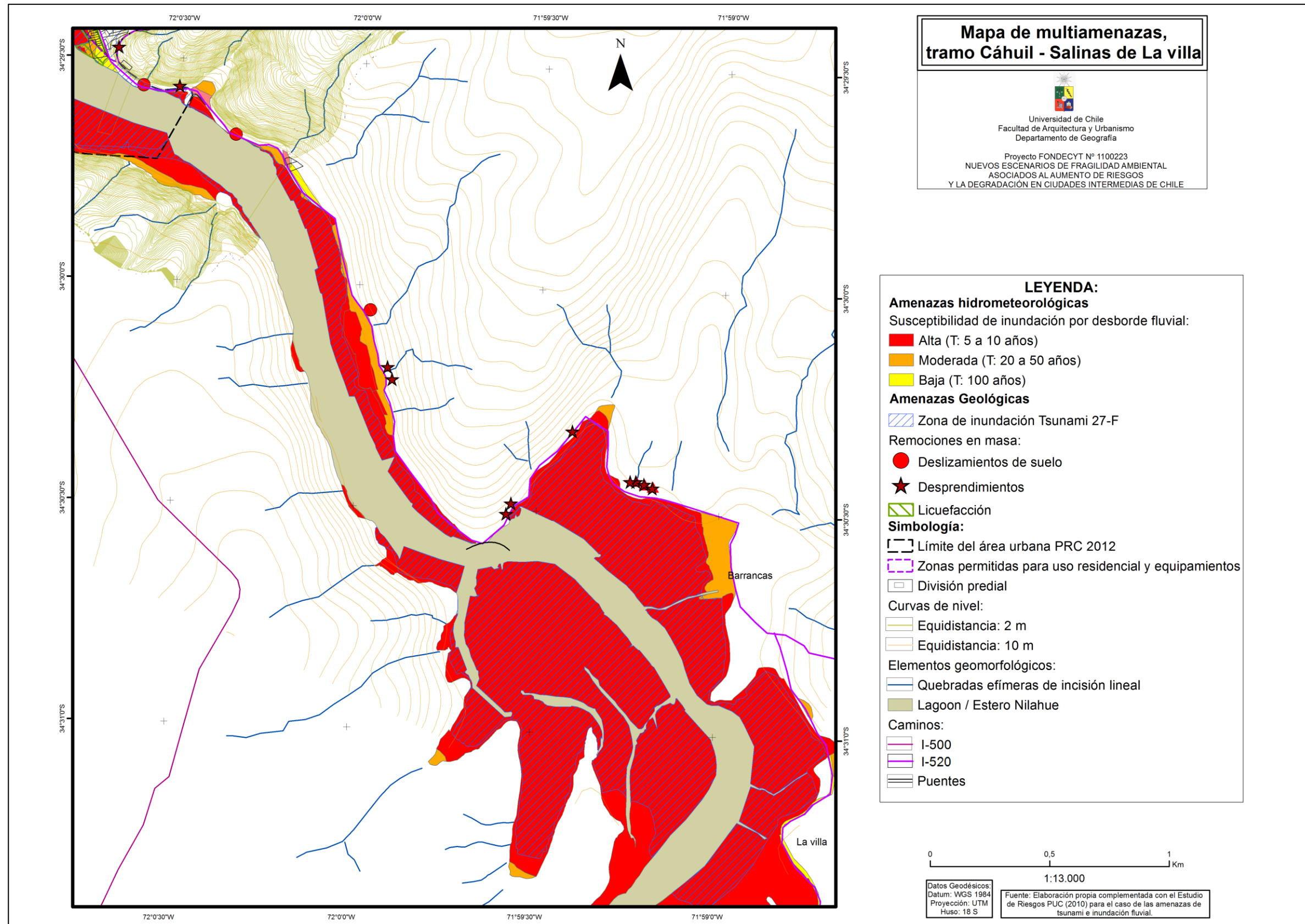




Figura N° 48c: mapa de multiamenazas, tramo Cáhuil – Salinas de La Villa





## **CAPÍTULO V: DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

### **5.1 Discusión**

#### *5.1.1- Acerca de otros estudios geomorfológicos aplicados y los resultados obtenidos*

Si bien, dentro de la disciplina geomorfológica las concepciones teóricas y metodológicas relativas a la geomorfología aplicada son relativamente recientes a nivel internacional (PANIZZA, 1972; VERSTAPPEN, 1983; LUGO, 1988; PANIZZA, 1996; PEÑA-MONNÉ, 1997; ECHEVERRÍA, 1997; ALLISON, 2002; GOUDIE, 2004; LEE *et al.*, 2007; SMITH *et al.*, 2011; PIACENTINI & MICADEI, 2012), en el marco del Decenio Internacional para la Reducción de los Desastres Naturales DIRDN (ONU, 1989), este tipo de estudios ha presentado un notable auge desde la década del noventa debido a sus múltiples aplicaciones entre las cuales destaca la evaluación de amenazas de origen natural y la reducción del riesgo de desastres (ALCÁNTARA, 2002). Aún así, en Chile han sido recientes las investigaciones que abordan los temas de estudio tratados por la geomorfología aplicada, entre las cuales se pueden mencionar las realizadas por CASTRO & BRIGNARDELLO (1997), CASTRO *et al.*, (2002), ANDRADE *et al.*, (2004), MARDONES & VIDAL (2004); ARRIAGADA (2005); SOTO *et al.*, (2010); MÄRKER *et al.*, (2012).

En cuanto a las tipologías de amenazas identificadas en el área de estudio y su distribución espacial, es posible señalar que éstas guardan bastante relación con los resultados obtenidos por DEL MONTE *et al.*, (2002) quienes estudiaron las amenazas geomorfológicas en tres cuencas del centro sur de Italia mediante el análisis de factores de inestabilidad. Luego de la elaboración de los mapas de síntesis que muestran la amenaza global resultante del total de procesos de desestabilización observados, los autores concluyen la existencia de unidades morfodinámicas que exhiben sectores críticos producto de la coalescencia de amenazas en ciertas áreas de las cuencas estudiadas, como por ejemplo en las zonas de confluencia de sistemas fluviales desarrollados a expensas de estrechos valles que limitan el desarrollo de las llanuras de inundación, y donde se han desarrollado históricamente procesos de remociones en masa. También se localizaron *sectores críticos* donde son significativos los procesos de remociones en masa en las laderas, así como los procesos de erosión de suelos tipo *sheet, rill* y *gullyes*.

El estudio mencionado se desarrolló bajo un clima mediterráneo similar al del área de estudio de esta investigación, sin embargo corresponde a un ambiente geomorfológico montañoso conformado por unidades litológicas ígneas extrusivas y sedimentarias, diferente al sistema geomorfológico-geológico de Pichilemu. Desde el punto de vista de los procesos morfodinámicos, estos *sectores críticos* se encuentran representados por las unidades geomorfológicas correspondientes a la terraza estuarial y llanuras aluviales, que presentan más de tres o dos amenazas simultáneas, respectivamente.

De manera similar, PIACENTINI *et al.*, (2012b), estudiaron la región de Abruzzi (centroeste de Italia). Al analizar las inestabilidades geomorfológicas desencadenadas por eventos de precipitación de baja frecuencia y alta magnitud bajo el dominio climático mediterráneo, concluyen la presencia de una alta condición de amenaza por inundaciones fluviales, erosión de suelos (*rills* y *gullies*) y remociones en masa tipo flujos, las cuales al igual que en el área de estudio, revelan una rápida respuesta del sistema geomorfológico ante sistemas meteorológicos frontales; sin embargo, a diferencia de los resultados obtenidos en la presente investigación, la distribución espacial de los procesos analizados resultó ser variable en función de las características litológicas, geomorfológicas y los usos de suelo presentes en cada unidad morfodinámica.

DE PIPPO *et al.*, (2007), estudiaron la zona costera del norte de Campania (Italia) utilizando cartografía geomorfológica y matrices de evaluación de amenazas. Se lograron identificar amenazas producto de la retrogradación de la línea de costa, inundación por desborde fluvial y marejadas, deslizamientos, amenaza sísmica y volcánica, además de las derivadas de la elaboración de infraestructuras antrópicas. Los patrones de distribución espacial indicaron dos tendencias: primero, zonas con distribución heterogénea a lo largo del área de estudio en términos de la frecuencia e intensidad de estos eventos; segundo, zonas de superposición de múltiples amenazas con distintas categorías de susceptibilidad.

En base a los estudios anteriormente citados y a la presente investigación, se puede hacer una comparación y deducir una tendencia dinámica correlativa, considerando un contexto climático mediterráneo que presenta eventos de precipitación de alta magnitud y baja frecuencia, asociados a eventos Niño.

Es por esto que según KAPPES *et al.*, (2012), es común que muchas áreas del mundo (por ejemplo zonas costeras, regiones montañosas o volcánicas) se encuentren amenazadas por múltiples procesos de inestabilidad geomorfológica/geológica, potenciados además por la dinámica antrópica, y condiciones de alta vulnerabilidad; por lo que estos autores sintetizan entonces el riesgo en estas áreas bajo el concepto de “*Multirisk*” (Riesgo múltiple), para cuya evaluación proponen una metodología consistente en la aplicación de una plataforma de multiriesgo (“*The MultiRISK platform*”), basada en herramientas de evaluación de amenazas con criterios de integración homólogos para las distintas escalas analíticas, expresadas finalmente en *mapas de síntesis*.

De manera comparativa, la hipótesis planteada concuerda con los resultados obtenidos por DE LA MAZZA *et al.*, (2002), DE PIPPO *et al.*, (2007), PIACENTINI *et al.*, (2012) y ALCÁNTARA (2002), donde al igual que en el área de estudio de esta investigación, se observó que eventos naturales de alta magnitud y baja frecuencia, sumados a una intensa intervención antrópica, ejercen en conjunto un control muy importante en el impacto de los procesos geomorfológicos ya que estos tienen directa influencia en el cambio de las formas y por tanto, en el equilibrio dinámico del los sistemas geomorfológicos estudiados.

Derivado de lo anterior, se deduce que ante la combinación de eventos que favorezcan un peor escenario de riesgo, las unidades morfodinámicas más inestables pueden constituir sectores críticos de alta amenaza.

De acuerdo a FARÍAS *et al.*, (2011) y SOTO *et al.*, (2012), la condición de amenaza mencionada es además potenciada por los cambios cosísmicos ocurridos en el área de estudio, lo que se tradujo en la subsidencia de la línea de costa en torno a +/-0,5 m luego del terremoto del 27-F y de la Secuencia Sísmica de Pichilemu ocurrida el 11 de marzo del 2010. Lo anterior implica una mayor exposición del litoral ante eventos de marejadas y *tsunamis*.

De acuerdo a los mapas de síntesis resultantes en el área de estudio, el hecho que sólo un 40% de las zonas en que se permiten usos de suelo residencial mixto y de equipamientos están fuera de la presencia de amenazas, sumado a la coalescencia y concentración espacial de amenazas en ciertas unidades morfodinámicas, implica una tendencia que a largo plazo se traduce en una condición de mayor exposición a estas últimas, sobre todo en las referidas a *tsunamis*, licuefacción de suelos y en menor medida desbordes fluviales; pudiendo por tanto conformar un escenario de futuro de riesgo múltiple.

#### 5.1.2- Consideraciones metodológicas, geomorfológicas y de los factores condicionantes

En lo referente a los factores condicionantes que explican la presencia de zonas con inundación por anegamiento, según los planteamientos teóricos de CHOW (1994), DAVIE (2008), se observó que las zonas que presentaron esta amenaza y las áreas susceptibles a manifestarla se explican producto de las condiciones edafogeomorfológicas idóneas para acumular aguas *in situ*. Sin embargo, desde el punto de vista metodológico, si para área de estudio hubiese existido disponibilidad de imágenes satelitales de alta resolución espacial y temporal, a la matriz de evaluación utilizada se podrían haber integrado los métodos propuestos por VARNI *et al.*, (2006), consistentes en el método de la frecuencia y el método de almacenamiento, ambos basados en técnicas de percepción remota y estadística de precipitaciones que tienen la ventaja de considerar el balance hídrico diario. Los autores mencionados concluyen que los resultados fueron representativos al evaluar la variación espacial de áreas anegadas a escala regional, sin embargo, señalan que se debió tener en cuenta la heterogeneidad espacial de los suelos, variable que para los resultados de la presente investigación fue un factor esencial en la obtención de los niveles de susceptibilidad y su expresión espacial.

Pese a las limitaciones de obtención de hidrogeología y/o imágenes satelitales de alta resolución, se considera que mediante los métodos históricos y geomorfológicos se logró establecer de manera clara una zonificación de áreas potencialmente anegables debido a las ventajas que ofrece el análisis edafogeomorfológico detallado, y la distribución de los parámetros hidrológicos que de él se desprenden para las distintas unidades

morfodinámicas, producto de que parten de una realidad irrefutable, fundamentada en elementos físicos reconocibles en el territorio, conformando evidencias empíricas (DÍEZ-HERRERO, 2008).

En relación con los resultados de la zonificación de amenaza por inundación producto de marejadas, a diferencia de los resultados obtenidos por SOTO (2005) en caleta Los Piures, donde la altura de las olas se estimó en 3 a 4 m sobre el nivel mar, y consecuentemente se registró un alcance máximo aproximado de 40 a 50 m al interior de las playas y unidades dunares, para el área de estudio, al identificar y correlacionar directamente la cota de 3 a 4 m sobre el Modelo Digital de Terreno (MDT) construido en base a curvas de nivel con equidistancia de 1 m, resultó que en algunos sectores el alcance máximo al interior de playas y dunas fue considerablemente superior, registrándose distancias alrededor de los ~ 200 m, lo cual podría ser atribuido al hecho que las mediciones fueron registradas post 27-F y por tanto influyeron los efectos morfodinámicos producidos por dicho evento, o incluso a eventos anteriores de marejadas de mayor magnitud e intensidad.

En este último aspecto, un escenario histórico y de vasta destrucción en las costas de Chile central fue analizado por ARAYA-VERGARA (1979), quien estudió el impacto geomorfológico que produjo el evento de bravesas de mayor magnitud que se haya registrado en el país durante el siglo veinte, ocurrido en Julio de 1968, donde la altura de las olas se estimaron en 5 a 6 m, por lo que el sistema morfodinámico litoral experimentó varios cambios, entre ellos y al igual que lo identificado en la presente investigación y por SOTO (2005), se destacó la presencia de perfiles de playa erosionales con dunas violetamente cortadas en su vertiente de barlovento, lo que se tradujo en acantilados de 1 a 2 metros en el litoral de Lollole y 3 m en Santo Domingo.

Producto de tales situaciones, se considera que una detallada zonificación de amenaza por marejadas, además de integrar el análisis del ambiente morfodinámico litoral utilizado en la presente investigación y por SOTO & ARRIAGADA (2007), SOTO (2005), ARAYA-VERGARA (1979), debe ser necesariamente complementado con el análisis sinóptico detallado de los sistemas frontales (ARAYA-VERGARA, 1979), e incluir las experiencias de análisis de dinámica hidráulica de las mareas en condiciones de tormenta, y la simulación de sus efectos sobre el litoral aplicados por FEMA (2009) en las costas de Lousiana, Mississippi y el norte de California.

En cuanto a las inundaciones por desborde fluvial, dada la configuración geomorfológica del área de estudio, no pudo ser aplicado en forma directa un método hidrogeomorfológico propuesto por DÍEZ-HERRERO (2008), MENDOZA *et al.*, (2002) y CENTENO *et al.*, (1994), puesto que en el área de estudio existen sólo dos unidades geomorfológicas principales (terraza estuarial y terraza de abrasión marina baja), lo que condicionaba la asignación directa de niveles de amenaza a cada forma, debido a una extrema generalización de los niveles de susceptibilidad en los resultados. Es por esto

que se procedió a dar énfasis al uso del mapa geomorfológico con un fuerte complemento de métodos históricos, hidrológicos e hidráulicos (FEMA, 2009), logrando establecer las cotas de inundación que alcanzaban a ambas unidades morfodinámicas según un cierto período de retorno, de lo cual se obtuvo una zonificación detallada de las categorías de susceptibilidad.

Por otra parte, para la correcta validación de los caudales calculados y altura de aguas asociadas, fue fundamental el modelamiento hidráulico (PUC, 2010) ya que se logró contrastar y verificar la correcta la extensión de las inundaciones.

Un aspecto relevante a destacar, es que durante la fase de aplicación del método histórico a la población residente de Cáhuil, estos indicaron que es común que cuando se producen los desbordes y de manera simultánea hay una barrera litoral, el municipio de Pichilemu debe abrir dicha barrera con maquinaria, generando un *inlet* artificial, acción que de acuerdo a los pobladores es fundamental en la moderación del alcance lateral de las inundaciones, ya que apenas se genera la apertura de la barrera, se produce la evacuación de las aguas en la terraza estuarial.

Considerando que tanto los resultados de los índices hidromorfométricos como las características sedimentarias de los cortes analizados, indican que cuando se producen los desbordes estos exhiben crecidas de baja energía, sin flujos de alta velocidad, se deduce entonces que en el sistema geomorfológico estudiado, la presencia o ausencia de la barrera es fundamental en el alcance potencial de esta tipología de inundación, toda vez que dicho comportamiento no logra romper la barrera litoral.

De esta manera, el equilibrio hidráulico del *lagoon* y su incidencia en las inundaciones estaría también en función del comportamiento del sistema morfodinámico litoral y de la interacción de las variables que operan en dicha zona, lo que desde el punto de vista metodológico complejiza las variables analizadas. Pese a esto, debe mencionarse que luego del 27-F y del 11-M, las variaciones cosísmicas que experimentó el segmento litoral estudiado producto de estos eventos, hicieron que como respuesta del sistema geomorfológico a la subsidencia neta del litoral, se desarrolle un *inlet* de manera permanente, el cual se mantiene a la fecha de elaboración de la presente investigación (comunicación personal, profesora María Victoria Soto, Departamento de Geografía, Universidad de Chile).

Cabe destacar por tanto que los cálculos realizados fueron ejecutados en una fase de ruptura de la barrera y que no se encontró información referente al efecto de estas condiciones en la literatura especializada.

En referencia a la metodología utilizada para caracterizar preliminarmente los depósitos sedimentarios superficiales tanto naturales como de rellenos antrópicos correspondientes a las unidades morfodinámicas que presentaron licuefacción, se debe señalar que para



lograr una completa caracterización de estas unidades en pos de alcanzar una detallada explicación de la presencia de esta amenaza, se deben analizar muestras de sedimentos pertenecientes a los estratos inferiores licuados, para lo cual es posible utilizar un *sand auger* de perforación en sustratos secos o un *caising de perforación* para sustratos saturados, puesto que estas herramientas han demostrado ser útiles para analizar tendencias subsuperficiales generales como la variación del tamaño de los granos a profundidades de 10 m o mayores, (PYE & TSOAR, 2009 en ARAYA-CORNEJO, 2010), y por tanto se hubiese podido identificar la profundidad del estrato licuado, el tamaño granulométrico de los sedimentos y la forma de los granos de arena que conforman dicho estrato, siendo las partículas redondeadas más susceptibles a sufrir licuefacción (HABITERRA, 2011). Estos equipos no fueron utilizados en la presente investigación por no contar con los equipamientos mencionados.

Por último, respecto a los efectos de los fenómenos de licuefacción y al desarrollo histórico de sus estudios, debe señalarse que esta tipología de amenaza ha tenido menor atención en la comunidad científica nacional respecto a otras más “evidentes y frecuentes”, constituyendo una amenaza poco estudiada antes del 27-F, no obstante, la comunidad internacional de ingeniería civil tomó plena conciencia de esta amenaza luego del terremoto de *Niigata* en Japón, de *Homer* en Alaska (ambos en 1964), y del Valle del Mississippi durante los eventos de 1811 y 1812 (VERDUGO *et al.*, 2012). Después del 27-F en Chile se registraron oficialmente más de 120 sitios que presentaron esta amenaza en diversas comunas del territorio nacional destruyendo carreteras y edificios, por lo que constituye una amenaza a considerar para cualquier obra ingenieril e instrumento de planificación territorial (VERDUGO *et al.*, 2012 & SERNAGEOMIN, 2010).

## 5.2 Conclusiones

Desde el punto de vista de la acción de los procesos geodinámicos, el área de estudio presenta unidades morfodinámicas inestables, activadas por eventos pluviométricos intensos y esporádicos (temporales), además de eventos sísmicos de alta magnitud y baja frecuencia (27-F y el terremoto del 3 de Marzo de 1985).

Producto de lo anterior, entre el litoral de Punta de Lobos y Cáhuil existe una condición de coalescencia de amenazas por inundación producto de *tsunamis*, marejadas y anegamientos, además de zonas con erosión de suelos; mientras que entre el pueblo de Cáhuil y el sector de las salinas de La Villa existe una condición de proximidad y superposición de amenazas derivadas de la inundación por *tsunami* y desborde fluvial, además de la presencia de fenómenos de licuefacción de suelos, y en algunos sectores remociones en masa tipo desprendimientos y deslizamientos, siendo la terraza estuarial la unidad geomorfológica más inestable, debido a la susceptibilidad de presentar al menos tres de estas amenazas.

En adición, se está frente a la presencia de un territorio con distintos grados de intervención, toda vez que el rol antrópico ha dinamizado y condicionado la presencia de amenazas por erosión de suelos, licuefacción y remociones en masa.

Se concluye también que los umbrales morfodinámicos de inestabilidad para amenazas hidrometeorológicas son superados con eventos pluviométricos cuyos montos oscilan entre 65 y 77 mm concentrados en 24 horas, con período de retorno de cuatro a seis años, respectivamente; eventos que también tienen un efecto sinérgico en la susceptibilidad de amenazas por erosión de suelos y probablemente en las remociones en masa. Para el caso específico de las inundaciones por desborde fluvial, los caudales más peligrosos y las alturas de agua asociadas, presentan períodos de retorno superiores a los 50 años, intervalo de tiempo que tampoco puede considerarse excluyente para el caso de los anegamientos.

En cuanto a las superficies que las amenazas declaradas han ocupado en la zona de proyección del radio urbano, exclusivamente para usos de suelo tipo A y B, se observa que las zonas de inundación tras el 27-F presenta mayor expresión espacial con un 5%, seguidas de las amenazas de erosión de suelos y licuefacción, con un 3,9 y 3,4% respectivamente. El resto de las amenazas exhibe superficies inferiores al 1%. De esta manera, de acuerdo al recubrimiento multitemporal ejecutado, un 83% de las superficies del área de estudio no presenta este tipo de amenazas.

Estos porcentajes aumentan notoriamente si al considerar la amenaza global, se suman las superficies susceptibles a presentar amenazas de inundación por *tsunami*, desborde fluvial y anegamientos. De dichas amenazas, las superficies afectadas corresponden a un

46%, 3,2% y 2,1%, respectivamente. Por lo tanto, bajo este escenario, sólo un 40 % de la superficie del área estudiada presenta menos riesgos de este tipo.

El estudio de los factores condicionantes de las unidades geomorfológicas y la integración de los métodos utilizados permitió comprender la condición de amenaza del área de estudio, por lo que de esta manera se comprueba la hipótesis planteada en la investigación, en el sentido que en el área de estudio existe un conjunto de unidades morfodinámicas sujetas a procesos de inestabilidad que explican una condición de amenaza global derivada de la susceptibilidad de coalescencia espacial pero no necesariamente temporal de múltiples amenazas de origen natural.

Finalmente, es posible concluir que a mediano plazo puede existir un aumento de la condición de riesgo debido a la mayor exposición que ha generado la proyección del área urbana sobre unidades dunares altamente susceptibles a presentar amenazas de inundación por *tsunami*, fenómenos de licuefacción de suelos, además de la invasión de arenas, si los procesos eólicos son favorables a generar esta última condición; lo cual indica de manera indirecta una presión sobre el territorio y por ende en sus recursos naturales, siendo necesaria una visión de desarrollo que integre adecuadamente la dimensión ambiental y la construcción social de territorios más seguros.

## BIBLIOGRAFÍA

**AGGETT, G. & WILLSON, J.** *Creating and coupling a high-resolution DTM with a 1-D hydraulic model in a GIS for scenario-based assessment of avulsion hazard in a gravel-bed river.* *Geomorphology*. (113): 21-34, 2009.

**ALCÁNTARA, I.** *Geomorphology, natural hazards, vulnerability and prevention of natural disasters in developing countries.* *Geomorphology*. (47): 107-124, 2002.

**ALCÁNTARA, I.** *Landslides: ¿deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminología.* *Revista Investigaciones Geográficas, UNAM*. (41): 7-25, 1999.

**ALLISON, R.** *Applied Geomorphology. England, John Wiley & Sons Ltd., 2002, 488p.*

**ANDRADE, B., & GRAU, S.** *La laguna de Cáhuil, un ejemplo de estuario estacional en Chile central.* *Revista de Geografía Norte Grande*. (33): 59-72, 2005.

**ANDRADE, B., LAGOS, M., ARENAS, F.** *Cuantificación de procesos morfogenéticos actuales como indicador de la fragilidad de unidades fisiográficas en la costa de la región de O'Higgins.* *Revista de Geografía Norte Grande*. (31): 63-72, 2004.

**ARAYA-VERGARA, J.F.** *Morfogénesis de la ensenada en zeta y de la terraza estuarial asociada en Pichilemu: prototipo para Chile central.* *Revista Investigaciones Geográficas*. (37): 41-66, 2003.

**ARAYA-VERGARA, J.F.** *Aplicación de la clasificación de cárcavas según el tipo de emplazamiento en la vertiente. Guía de terreno, Curso de Geomorfología. Depto. Geografía, Universidad de Chile, 2006.*

**ARAYA-VERGARA, J.F.** *Laboratorio de análisis de sedimentos; guía de uso en laboratorio del curso de Geomorfología. Santiago, Chile, Universidad de Chile, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Departamento de Geografía, 2011.*

**ARAYA-VERGARA, J.F.** *The evolution of modern coastal dune system in central Chile.* In Gardiner, V. De: *International Geomorphology: Wiley & Sons Ltda., Chichester* II: 1231-1244. 1987.

**ARAYA-VERGARA, J.F.** *Toward a classification of beach profiles.* *Journal of coastal Research*, 2 (2): 159-165, 1986.

**ARAYA-VERGARA, J.F.** *Influencias morfogenéticas de los desalineamientos y líneas de costa contrapuestas en el litoral de Chile Central.* *Informaciones geográficas*, (23): 9-29. 1983.

Geomorfología aplicada en la evaluación y análisis de amenazas naturales en la zona sur de la comuna de Pichilemu: sectores de Punta de Lobos – Cáhuil – estero Nilahue. VI Región, Chile

**ARAYA-VERGARA, J.F.** Análisis de la localización de los procesos y formas predominantes de la línea litoral de Chile: observación preliminar. Informaciones geográficas. Chile (29): 35-55, 1982.

**ARAYA-VERGARA, J.F.** El concepto de delta en ría y su significado en la evolución litoral (Ejemplo de Chile central). Informaciones geográficas. Chile (28): 19-42, 1981.

**ARAYA-VERGARA, J.F.** Las incidencias cataclísmicas de las bravezas en la evolución de las costas de Chile central. Informaciones geográficas. Chile (26): 19-44, 1979.

**ARAYA-VERARA, J.F. & BORGUEL, R.** El uso de la carta 1:50.000 del Instituto Geográfico Militar en la confección de unidades Geográfico-físicas. Primer simposium cartográfico nacional, Instituto Geográfico Nacional, 1972. Pp 263-269.

**ARAYA-CORNEJO, C.** Morfogénesis evolutiva y sedimentología del sistema de dunas costeras de la Trinchera, Región del Maule. Memoria para optar al Título Profesional de Geógrafo. Santiago, Chile, Universidad de Chile, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, 2010. 93p.

**ARRIAGADA, J.** Cambios en el sistema estuarial del Maipo y su relación con obras portuarias, Chile central. Memoria para optar al Título Profesional de Geógrafo. Santiago, Chile, Universidad de Chile, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, 2005. 80p.

**ARNAUD-FASSETTA, G., COSSART, E., FORT, M.** *Hydro-geomorphic hazards and impact of man-made structures during the catastrophic flood of June 2000 in the Upper Guil catchment (Queyras, Southern French Alps)*. Geomorphology. (66): 41-67, 2005.

**BASES PARA EL ORDENAMIENTO TERRITORIAL AMBIENTALMENTE SUSTENTABLE REGIÓN METROPOLITANA DE SANTIAGO (OTAS) & COOPERACIÓN TÉCNICA ALEMANA (GTZ).** Planificación participativa para el ordenamiento territorial. Santiago, Chile, ORGAMA, S.A. 2003.

**BAKER, V.R.** *Geomorphological understanding of floods*. Geomorphology. (10): 139– 156, 1994.

**KAPPES, M.S. BELL, R. GRUBER, K. FRIGERIO, S. KEILER, M. GLADE. T.** *The MultiRISK platform: The technical concept and application of a regional-scale multihazard exposure analysis tool*. Geomorphology. (151): 139-155, 2012.

**BELL, F. G.** *Geological Hazards*. London & New York. E & FN Spon. 1999. 724p.



Geomorfología aplicada en la evaluación y análisis de amenazas naturales en la zona sur de la comuna de Pichilemu: sectores de Punta de Lobos – Cahuil – estero Nilahue. VI Región, Chile

**BENITO, G., SANCHO, C., PEÑA, J.L., MACHADO, M., RHODES, E.** *Large-scale Karst subsidence and accelerated fluvial aggradation during MIS6 in NE Spain.* Quaternary Science Reviews. (10): 2694-2704, 2010.

**BIRD, E.** *Coastal Geomorphology: An introduction.* 2 ed. J. Wiley & Sons Ltd, 2008 411p.

**BIRD, J.F., BOULANGER, R., IDRIS, M.** *Licuefaction.* En: SELLEY, R., COCKS, R., PLIMER, I. *Encyclopedia of Geology.* London, U.K. Elsevier, Ltd. 2005. Pp: 525-534.

**BLOOM, A.** *Geomorphology. A systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms.* 3ed. New York. Prentice-Hall, Inc. 1998. 457p.

**BROOKS, S., & COLLISON, A.** *The significance of soil profile differentiation to hydrological response and slope instability: a modeling approach.* En: Anderson, M.G., Brooks, S.M. (Eds.), *Advances in Hillslope Processes*, vol. 2. Wiley, Chichester, pp.471–486. 1996.

**BRÜGGEN, J.** *Fundamentos de la Geología de Chile.* Ed. I.G.M. Santiago, 1950.

**BRYANT, E.** *Tsunami: underrated the hazard.* 2 ed. Chichester, U.K. Springer, 2008. 47p.

**CASANOVA, P., VERA, W., LUZIO, W., SALAZAR, O.** *Edafología. Guía de clases prácticas.* Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Agronómicas, Departamento de Ingeniería y Suelos, 2004. 72p.

**CASTRO, C.P., SOTO, M.V., IGOR, G., DELGADO, E.** *Análisis comparativo de los riesgos geomorfológicos de alta montaña. Valles del río Limarí y del río Cachapoal.* Anales Sociedad Chilena de Ciencias Geográficas: p 3-12, 2002.

**CASTRO, A., & BRIGNARDELLO, L.** *Geomorfología aplicada a la ordenación territorial de la franja costera entre Concón y Quintay (32° 55' S y 33° 15' S).* Revista de Geografía Norte Grande. (24): 113-125, 1997.

**CENTENO, J., FRAILE, M., OTERO, M., PIVIDAL, A.** *Geomorfología práctica: ejercicios de fotointerpretación y planificación geoambiental.* Madrid, Rueda, 1994. 66p.

**CHARDON, A. C.** *Un enfoque geográfico de la vulnerabilidad en zonas urbanas expuestas a amenazas naturales. El ejemplo andino de la ciudad de Manizales, Colombia,* Editorial Centro de Publicaciones, Universidad Nacional de Colombia, Manizales, 2002. 174 p

**CHARLTON, ROO.** *Fundamentals of Fluvial Geomorphology.* New York, Routedgle, 2008. 234p.

Geomorfología aplicada en la evaluación y análisis de amenazas naturales en la zona sur de la comuna de Pichilemu: sectores de Punta de Lobos – Cáhuil – estero Nilahue. VI Región, Chile

**CHOW, V, T.** Hidrología aplicada. Santa Fe de Bogotá. McGraw-Hill, 1994. 584p.

**CENTRO DE INFORMACIÓN DE RECURSOS NATURALES (CIREN).** Suelos agrológicos y curvas de nivel en formato *shapefile* de la VI Región del Libertador Bernardo O'Higgins. 2012.

**CENTRO DE INFORMACIÓN DE RECURSOS NATURALES (CIREN).** Descripciones de suelos, materiales y símbolos; Estudio agrológico de la VI Región del libertador Bernardo O'Higgins. Santiago, Chile, 1996. 479p.

**CONSTANTE, A., PEÑA-MONNÉ, J.L, MUÑOZ, A.** *Alluvial Geoarchaeology of an ephemeral stream: implications for Holocene landscape change in the central part of the Ebro depression Northeast Spain.* *Geoarchaeology; An international journal.* 25 (4): 475-496, 2010.

**CORNFORTH, D.** *Landslides in Practice. Investigation, Analysis and Remedial/Preventive Options in Soils.* New Jersey. John Wiley & Sons, Inc., 2005. 616p.

**CROZIER, M.** *Landslide geomorphology: An argument for recognition, with examples from New Zealand.**Geomorphology.* (120): 3-15, 2010.

**DAVIDSON-ARNOTT, R.** *Introduction to coastal process and Geomorphology.* New York, Cambridge University Press, 2009. 458p.

**DAVIE, T.** *Fundamentals of hydrology.* 2ed. New York. Routledge. 2008. 200p.

**DAWSON, A.** *Tsunamis.* En: Schwartz, M. *Encyclopedia of Coastal Science. Encyclopedia of Earth Science Series.* Springer, 2005. Pp. 1017-1021.

**DEL MONTE, M., FREDI, P., PALMIERI, E.I., MARINIR, R.** *Contribution of Quantitative Geomorphic Analysis to the Evaluation of Geomorphological Hazards: Case of study in Italy.* En: **ALLISON, R.** *Applied Geomorphology.* England, John Wiley & Sons Ltd., 2002, 488p.

**DE PIPPO, T., DONADIO, C., PENNETTA, M., PETROSINO, C., TERLIZZI, F., VALENTE. A.** *Coastal hazard assessment and mapping in Northern Campania, Italy.* *Geomorphology.* (97): 451-466, 2007.

**DÍEZ-HERRERO, A.; LAIN-HUERTA, L. y LLORENTE-ISIDRO, M.** *Mapas de peligrosidad por avenidas e inundaciones. Guía metodológica para su elaboración.* Madrid. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Serie Riesgos Geológicos/Geotecnia nº 1, 2008. 190p.

Geomorfología aplicada en la evaluación y análisis de amenazas naturales en la zona sur de la comuna de Pichilemu: sectores de Punta de Lobos – Cahuil – estero Nilahue. VI Región, Chile

**DIRECCIÓN METEOROLÓGICA DE CHILE.** Precipitaciones máximas en 24 horas para distintos períodos de retorno en las principales ciudades de Chile. Santiago, Chile. Dirección Meteorológica de Chile-DGA, 2011. 36p.

**DONG, J., TUNG, Y., CHEN, C., LIAO, J., PAN, Y.** *Discriminant analysis of the geomorphic characteristics and stability of landslide dams.*Geomorphology. (110): 162-171, 2009.

**DEMOULIN, A., & CHUNG, C.** *Mapping landslide susceptibility from small datasets: A case study in the Pays de Herve (E Belgium).*Geomorphology. (89): 391-404, 2007.

**DIKAU, R.** *Mass movement.* En: GOUDIE, A.*Encyclopedia of Geomorphology.* London, Routledge, 2004. Pp. 644-653.

**DIXON, R.** *Book review: Engineering Geomorphology: Theory and Practice.*Geomorphology. (114): 638-643, 2010.

**DOMÍNGUEZ-CUESTA, M., JIMÉNEZ, M., BERREZUETA, E.** *Landslides in the Central Coalfield (Cantabrian Mountains, NW Spain): Geomorphological features, conditioning factors and methodological implications in susceptibility assessment.*Geomorphology.(89): 358-369, 2007.

**DOMÍNGUEZ-CUESTA, M.J., JIMÉNEZ, M, RODRÍGUEZ, A.** *Press archives as temporal records of landslides in the north of Spain; relationships between rainfall and instability slope events.* Geomorphology (30): 125– 132, 1999.

**EMPRESA DESERVICIOS SANITARIOS DEL BÍO-BÍO. S.A.** Estudio de Impacto Ambiental. Emisario submarino de Pichilemu. 2006.

**ENZEL, Y., ELY, L., HOUSE, P., BAKER, V., WEBB, R.** *Paleoflood evidence for a natural upper bound to flood magnitudes in the Colorado River.*Water Resour. Res. 29 (7): 2287–2297, 1993.

**ESAKI, T., THAPA, P., MITANI, Y., IKEMU, H.** *Landslide and debris flow characteristics and hazard mapping in mountain hillslope terrain using GIS, Central Nepal., 2005. En Proceedings, International Conference on Landslide Risk Management, E. Eberhardt, O. Hungr, R. Fell and R. Couture (Editors), Vancouver, Canadá, 2005. Pp 657 – 669.*

**ESCOBAR ET AL.,** Avance Geológico de las hojas de Rancagua-Curicó, Talca-Linares, Chanco, Concepción-Chillán. Santiago: USGS, CCHEN, IIG, 1977.

Geomorfología aplicada en la evaluación y análisis de amenazas naturales en la zona sur de la comuna de Pichilemu: sectores de Punta de Lobos – Cahuil – estero Nilahue. VI Región, Chile

**ESTRATEGIA INTERNACIONAL PARA LA REDUCCIÓN DE DESASTRES (EIRD).** El cambio climático y la reducción del riesgo de desastres. Ginebra, Suiza. Naciones Unidas-EIRD, 2008. 14p.

**ESTRATEGIA INTERNACIONAL PARA LA REDUCCIÓN DE DESASTRES (EIRD).** Vivir con el riesgo: Informe mundial sobre iniciativas para la reducción de desastres. Ginebra, Suiza. Naciones Unidas-EIRD, 2004. 134p.

**FARÍAS, M., SEPÚLVEDA, S., REBOLLEDO, S., VARGAS, G., ARRIAGADA, C.** Efectos geológicos. En: MORONI, Y. Mw=8.8. Terremoto en Chile, 27 de Febrero del 2010. 1ª ed. Santiago, Universidad de Chile, Departamento de ingeniería civil, Facultad de ciencias físicas y matemáticas. 2012. Pp 51-62.

**FARÍAS, M., VARGAS, G., CARRETIER, S., TASSARA, A., BAIZE, S., MELNICK, D.** Coastal uplift and tsunami effects associated to the Chile 2010 Mw 8.8. Maule Earthquake in central Chile. Revista Andean Geology. 38 (1). 219-238, 2011.

**FARÍAS, M., COMTE, D., ROECKER, S., CARRIZO, D., PARDO, M.** Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence. Revista Tectonics. (30):1-11, 2011.

**FERRANDO, F.** Métodos hidromorfométricos para determinar la erosividad en cuencas hidrográficas. Revista Ingeniería hidráulica en México. XI (3): 5-14, 1994.

**FUENZALIDA & PONCE.** Climatología de Chile. Santiago. Departamento de Geofísica y Geodesia. Publicación interna de la sección meteorología, 1971.

**FEDERAL EMERGENCY MANAGEMENT AGENCY (FEMA).** Mapping the zone: Improving flood map accuracy. Washington D.C. The national academy press, 2009. 122p.

**GARDE, R.J.** River morphology. New Delhi, New Age International (P) Ltd., Publishers, 2006. 502p.

**GARNICA, R. & ALCÁNTARA, I.** Riesgos por inundación asociados a eventos de precipitación extraordinaria en el curso bajo del río Tecolutla, Veracruz. Revista investigaciones geográficas. UNAM. (55): 23-45, 2004.

**GIARDINO, J. MARSTON, R. MORISAWA, M.** Changing the face of earth engineering geomorphology En: Binghamton Symposium in Geomorphology.(28: 1997: Bologna, Italia). Amsterdam, New York. Elsevier, 1999.

**GILLI, J. COROMINAS, J. RIUS, J.** Using global positioning system techniques in landslide monitoring. Eng. Geol. 55 (3):167– 192, 2000.

Geomorfología aplicada en la evaluación y análisis de amenazas naturales en la zona sur de la comuna de Pichilemu: sectores de Punta de Lobos – Cahuil – estero Nilahue. VI Región, Chile

**GLOBAL ASSESSMENT REPORT ON DISASTER RISK REDUCTION (GAR).** Revelar el riesgo, replantear el desarrollo: resumen y resultados principales. *Oxford, U.K.* Naciones Unidas, 2011. 24p.

**GOBIERNO REGIONAL DE COQUIMBO.** Informe Técnico Proyecto Proteger Coquimbo. Proyecto de Ordenamiento Territorial para la Gestión de Riesgos, 2010.

**GORUM, T., GONENCGIL, B., GOKCEOGLU, G., NEFESLIOGLU.** *Implementation of reconstructed geomorphologic units in landslide susceptibility mapping: the Melen Gorge (NW Turkey).* Natural hazards. (469):323-351, 2008.

**GOUDIE, A.** *Encyclopedia of Geomorphology.* London, Routledge, 2004. 1154p.

**GRUPO DE ESTÁNDARES PARA MOVIMIENTOS EN MASA (GEMMA).** Movimientos en masa en la región Andina: una guía para la evaluación de amenazas. Canadá. Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las comunidades Andinas; Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional n°4, 2007. 432p.

**GURNELL, A., PEIRY, J., PETTS, A.** *Using Historical data in Fluvial Geomorphology.* En: KONDOLF, G., PIÉGAY, H. *Tools in fluvial geomorphology.* Sussex, John Wiley & Sons Ltda., 2003. 679p.

**HABITERRA. S.A.** Estudio fundado de riesgos. Diagnóstico de peligros Geológicos costeros de la intercomuna de Iquique, Alto Hospicio y Huará, Región de Tarapacá. En: Anexo del Plan regulador intercomunal de Tarapacá; comunas de Iquique, Alto Hospicio y Huará. 2011.72p.

**HAUSER, A.** Remociones en Masa en Chile. Boletín N°59. Santiago, Chile. Versión actualizada 2000. 89 p.

**HAUSER, A.** Carta Hidrogeológica de Chile, Hoja Rancagua, VI Región. Santiago: SERNAGEOMÍN, 1990.

**HERNÁNDEZ, J., & FRANCO, V.** Hidráulica de canales: capítulo 5 del Manual de ingeniería de ríos. México D.F., Universidad Autónoma de México (UNAM), Instituto de Ingeniería, 1999. 207p.

**HIGHLAND, L.M., & BOBROWSKY, P.** *The landslide handbook—A guide to understanding landslides:* Reston, Virginia, U.S. Geological Survey Circular 1325, 2008. 129p.

**HOPPE, A. LAMELAS, M.T. DE LA RIVA, J. MARINONI, O.** *Modelling environmental variables for geohazards and georesources assessment to support sustainable land-use decisions in Zaragoza (Spain).* Geomorphology. (111): 88-103, 2009.



Geomorfología aplicada en la evaluación y análisis de amenazas naturales en la zona sur de la comuna de Pichilemu: sectores de Punta de Lobos – Cahuil – estero Nilahue. VI Región, Chile

**HUDDART, D., & STOTT, T.** *Earth environments; past, present and future*. Chichester, John Wiley & Sons Ltda., 2010. 896p.

**HUGGETT, R.** *Fundamentals of geomorphology*. 2<sup>nd</sup> Edition. Fundamentals of Physical Geography Series. USA & Canadá. Routledge, 2007. 466p.

**HUNT, R.** *Geologic hazards: A field guide for geotechnical engineers*. New York. CRC Press. 2007. 334p.

**JENN, F., KNÖDEL, K., LIESE, M., JÜRGEN, H.** *Infiltration*. En: KNÖDEL, K., LANGE, G., JÜRGEN, H. *Environmental geology*. Hannover, Alemania. Springer. Pp. 603-619.

**JIMÉNEZ, C.** Estudio de cuencas Altiplánicas endorreicas de la Segunda Región de Chile: caracterización, tipologías y potenciales de uso. Memoria para optar al Título Profesional de Geógrafo. Santiago, Chile, Universidad de Chile, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, 2012. 149p.

**KAWABATA, D., & BANDIBAS, J.** *Landslide susceptibility mapping using geological data, a DEM from ASTER images and an Artificial Neural Network (ANN)*. *Geomorphology*. (113): 97-109, 2009.

**KNODEL, K., JENN, F., LIESE, M., JURGEN, H.** *Runoff*. En: KNODEL, K., LANGE, G, VOIGHT, H. *Environmental Geology: Handbook of field Methods and case studies*. New York, Springer, 2007.

**KONDOLF, G., PIÉGAY, H.** *Tools in fluvial geomorphology*. Sussex, John Wiley & Sons Ltda., 2003. 679p.

**KOTLYAKOV, V. & KOMAROVA, A.** *Elsevier's dictionary of geography*. Amsterdam, Elsevier, 2007. 1073p.

**KUSKY, T.** *Tsunamis: giant waves from the sea*. New York, USA. *Facts on File*, 2008. 157p.

**LAGOS, M.** *Tsunamis de origen cercano a las costas de Chile*. *Revista de geografía Norte grande*. (27): 93-102, 2000.

**LANCASTER, N.** *Geomorphology of deserts dunes*. London & New York, Routledge, 1995. 264p.

**LARA, M., & SEPÚLVEDA, S.** Remociones en Masa. Apuntes del Curso GL62C. Depto. Geología, Universidad de Chile, 2008. 63p.

Geomorfología aplicada en la evaluación y análisis de amenazas naturales en la zona sur de la comuna de Pichilemu: sectores de Punta de Lobos – Cahuil – estero Nilahue. VI Región, Chile

**LARRAÍN, P.** El sistema natural en la planificación urbana Chilena. Revista de Geografía Norte Grande. (19): 58-68, 1994.

**LEE, E.M. FOOKES, P.J. GRIFFITHS, J.F.** *Engineering Geomorphology: Theory and Practice*. Whittles Publishing, 2007, 281p.

**LEIVA, C.** Estudio hidrológico-ambiental del corredor fluvial inferior del río Mapocho: sección comunal Pudahuel-El Monte. Memoria para optar al título profesional de Geógrafo. Santiago, Chile. Universidad de Chile, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, 2011. 124p.

**LORCA, E., CABEZAS, A., SILVA, N.** *Tsunamis*. En: DÍAZ-NAVEAS & FRUTOS. Geología marina de Chile. Valparaíso, Chile. Comité Oceanográfico Nacional de Chile - Pontificia Universidad Católica de Valparaíso - Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, 2010. Pp: 70-75.

**LUGO, J.** Elementos de Geomorfología aplicada (Métodos cartográficos). México, Universidad Nacional Autónoma de México. 1988. 128p.

**MADEREY, L., & JIMÉNEZ, A.** Principios de hidrogeología. Estudio del ciclo hidrológicos. México, D.F. Serie textos universitarios, UNAM, 2005. 203p.

**MARDONES, M. & VIDAL, C.** La zonificación y evaluación de los riesgos naturales de tipo geomorfológico: un instrumento para la planificación urbana en la ciudad de Concepción. Revista EURE, 27 (81): 97-122, 2004.

**MARINI, M., & PICCOLO, M.** Hidrogeomorfología de la cuenca del río Quequén Salado, Argentina. Investigaciones geográficas. (37): 59-71, 2005.

**MÄRKER, M., DANGEL, F., SOTO, M.V., RODOLFI, G.** *Assessment of Natural Hazards and Vulnerability in the Rio Copiapó catchment: A case study in the ungauged Quebrada Cinchado Catchment*. Revista Investigaciones geográficas. (44): 17-28, 2012.

**MENDOZA, M. BOCCO, G. BRAVO, M. SIEBE, C. ORTIZ, M.** Modelamiento hidrológico espacialmente distribuido: una revisión de sus componentes, niveles de integración e implicaciones en la estimación de procesos hidrológicos en cuencas no instrumentadas. Revista Investigaciones geográficas, UNAM. (47): 36-58, 2002.

**MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS (MOP) & DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA).** Evaluación de los recursos hídricos subterráneos de la VIª Región. Dirección General de Aguas (DGA), Departamento de Administración de Recursos Hídricos. Santiago, Chile, 50p. 2003

Geomorfología aplicada en la evaluación y análisis de amenazas naturales en la zona sur de la comuna de Pichilemu: sectores de Punta de Lobos – Cáhuil – estero Nilahue. VI Región, Chile

**MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS (MOP) & DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA).** Manual de cálculo de crecidas y caudales mínimos en cuencas sin información fluviométrica. Santiago, Chile, MOP-DGA, 1995. 147p.

**MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS (MOP) & DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA).** Datos estadísticos de precipitaciones máximas anuales en 24, 42 y 72 horas entre los años 1982 y 2012 de la estación meteorológica de Pichilemu, 2012.

**MONSALVE, G.** Hidrología en la Ingeniería. 2ª ed. Medellín: Escuela colombiana de Ingeniería, 1999.

**MORENO & GIBBONS.** *The Geology of Chile. London: The Geological Society, 2007.* 414p.

**NARANJO, J. & CONTRERAS, J.** Área de inundación por Tsunami del 27 de Febrero del 2010, Pichilemu, Región del Libertado Bernardo O'Higgins. Escala 1:10.000. Santiago, Chile, SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA (SERNAGEOMIN), 2010.

**OFICINA DE PLANIFICACIÓN (ODEPLAN),** 1985. Plan de reconstrucción sismo de Marzo de 1985, Santiago. Editorial Oficina de Planificación Nacional, Tomo I.

**ORGANIZACIÓN DE LAS NACIONES UNIDAS (ONU).** Resolución de la asamblea general 44/236, Decenio Internacional para la Reducción de los Desastres Naturales (DIRDN), 1989.

**ORTEGA, J.** Paleocrecidas, avenidas recientes e hidroclimatología en la cuenca media y baja del río Guadiana. Memoria para optar al grado de doctor. Madrid, Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias Geológicas, Departamento de Geodinámica, 2007.

**OSORIO, A.** Estudio biogeográfico y propuesta de recuperación de un humedal urbano: caso laguna Petrel, comuna de Pichilemu. Memoria para optar al Título Profesional de Geógrafo. Santiago, Chile, Universidad de Chile, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, 2007. 177p.

**PANIZZA, M.** *Geomorphology and seismic risk. Earth-Sci.Rev.* 31 (1): 11 –20, 1991.

**PARESCHI, M., CAVARRA, L., FAVALLI, M. GIANNINI, F., MERIGGI, A.** *GIS and volcanic risk management. Nat. Hazards* 21 (2–3): 361– 379, 2000.

**PASKOFF, R.** *Geomorfología de Chile semiárido.* Trad. por J. Novoa (1993). Facultad de Humanidades, Universidad de La Serena. 1970, 321p.

**PEÑA-MONNÉ, J.L., JULIÁN, A., CHUECA, J., ECHEVERRÍA, M., ÁNGELES, G.** Etapas de la evolución Holocena en el valle del río Huerva: Geomorfología y

Geomorfología aplicada en la evaluación y análisis de amenazas naturales en la zona sur de la comuna de Pichilemu: sectores de Punta de Lobos – Cahuil – estero Nilahue. VI Región, Chile

Geoarqueología. En Peña et al (Eds.): Geografía física de Aragón. Aspectos generales y temáticos. Univ. Zaragoza e Inst. Fernando el Católico: 289-302.

**PEÑA-MONNÉ, J.L.** Cartografía geomorfológica básica y aplicada. Logroño (España), Geoforma ediciones, 1997. 227p.

**PÉREZ, M. & LÓPEZ, J.** Evaluación de amenazas por inundaciones en el centro de México: el caso de Iztapalapa, Distrito Federal (1998-2005). Revista investigaciones geográficas, UNAM. (73): 22-40, 2010.

**PETLEY, D.** *Geomorphological mapping for hazard assessment in a neotectonic terrain.* Geogr. J. 164 (7): 183– 201, 1998.

**PIACENTINI, T. & MICCADEI, E.** *Studies on environmental and applied Geomorphology.* Croacia, *InTech*, 2012a. 294p.

**PIACENTINI, T., MICCADEI, E., DAVERIO, F., DI MECHELE, R.** *Geomorphological Instability Triggered by Heavy Rainfall: Examples in the Abruzzi Region (Central Italy).* En su: Studies on environmental and applied Geomorphology. Croacia, *InTech*, 2012b. 294p.

**PLAN DE DESARROLLO COMUNAL (PLADECO),** 2010. Ilustre Municipalidad de Pichilemu.

**PLAN REGULADOR COMUNAL (PRC),** 2004. Ilustre Municipalidad de Pichilemu.

**PLAN REGULADOR COMULAN (PRC),** 2012. Ilustre Municipalidad de Pichilemu.

**PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE CHILE (PUC).** Estudio de fundado de riesgos. Modificación Plan Regulador Comunal de Pichilemu. SUBERDE-PUC, 2010. 28p.

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

**REINECK, H., & SINGH, I.** *Depositional sedimentary environments.* 2 ed. Germany, Springer, 1980. 551p.

**ROMO, M. & ORTIZ, M.** Riesgos de inundación en la llanura fluvial del curso bajo del río San Pedro, *Nayarit.* Revista investigaciones geográficas, UNAM. (45): 7-23, 2001.

**RUIZ, S., & MADARIAGA, R.** Sismogénesis, proceso de ruptura y réplicas del mega terremoto del Maule 2010. En: MORONI, Y. Mw=8.8. Terremoto en Chile, 27 de Febrero

Geomorfología aplicada en la evaluación y análisis de amenazas naturales en la zona sur de la comuna de Pichilemu: sectores de Punta de Lobos – Cáhuil – estero Nilahue. VI Región, Chile

del 2010. 1ª ed. Santiago, Universidad de Chile, Departamento de ingeniería civil, Facultad de ciencias físicas y matemáticas. 2012. Pp 13-26.

**SAMPIERI, R.** Metodología de la investigación. 5ª Ed. México, McGraw-Hill, 2010. 613p.

**SANCHO, S.** Los mapas de riesgo. En Cartografía geomorfológica básica y aplicada. Logroño (España), Geoforma ediciones, 1997. 227p.

**SARRICOLEA, P.** Niveles de vulnerabilidad a amenazas naturales en una ciudad intermedia y sus áreas de expansión. El caso de La Serena. IV Región de Coquimbo. Memoria para optar al título profesional de Geógrafo. Santiago, Chile. Universidad de Chile, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, 2004. 134p.

**SCHAETZL, R. & ANDERSON, S.** *Soils, genesis and Geomorphology.* New York, Cambridge University Press, 2005. 833p.

**SCHWAB, G., FREVERT, R., EDMINSTER, T., BARNES, K.** Ingeniería de conservación de suelos y agua. Trad., por Garza, A. México, D. F., Limusa, 1990.

**SCHWARTZ, M.** *Encyclopedia of Coastal Science.* Netherlands, Springer, 2005. 1211p

**SELBY, M. J.** *Hillslope Materials and Processes.* 2ed. Oxford University Press, 1993. 451p.

**SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA (SERNAGEOMIN).** 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No 4 (CR-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.

**SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA (SERNAGEOMIN),** 2010. Efectos geológicos del sismo del 27 de Febrero de 2010: observaciones de reconstrucción y depósitos de tsunami en la comuna de Pichilemu, VI Región de O'Higgins. [INF.O'Higgins-02]. SERNAGEOMIN: 2p. Santiago.

**SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA (SERNAGEOMIN).** 2010. Efectos geológicos del sismo del 27 de Febrero 2010: Evaluación preliminar y propuesta de actividades futuras [INF-NAC-01]. SERNAGEOMIN: 16 p. Santiago.

**SERVICIO OCEANOGRÁFICO DE LA ARMADA DE CHILE (SHOA).** Glosario de mareas y corrientes. 2a ed., Valparaíso, 1992. 59p.

**SEPÚLVEDA, S.** Metodología para evaluar el flujo de detritos en ambientes montañosos: aplicación en la Quebrada de Lo Cañas, Región Metropolitana. Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 1998.



Geomorfología aplicada en la evaluación y análisis de amenazas naturales en la zona sur de la comuna de Pichilemu: sectores de Punta de Lobos – Cáhuil – estero Nilahue. VI Región, Chile

**SLAYMAKER, O., SPENCER, T., EMBLETON-HAMMAN, C.** *Geomorphology and global environmental change*. New York, Cambridge University Press, 2009. 468p.

**SMITH., PARON., GRIFFITHS.** *Geomorphological mapping: methods and applications*. Amsterdam. Elsevier, 2011. 606p.

**SOIL CONSERVATION SERVICE (SCS).** *National Engineering Handbook, Section 4, Hydrology. US 444. Department of Agriculture, US Government Printing Office, Washington, DC. 1972.*

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

**SOTO, M.V., & ARRIAGADA, J.** Características dinámicas de ensenadas estructurales de Chile centra. Maitencillo-Cachagua y Papudo, Región de Valparaíso. Revista de Geografía Norte Grande. (38): 99-112, 2007.

**SOTO, M.V., MÄRKER, M., ARRIAGADA, J., CASTRO, C.P., RODOLFI, J.** Evaluación de la amenaza natural en ambiente semiárido, sustentada en la geomorfología y el modelamiento de índices topográficos. Salamanca, Región de Coquimbo, Chile. Revista Investigaciones Geográficas. (42): 19-36, 2010.

**SOTO, M. V., ARRIAGADA, J. CASTRO, C.P. RODOLFI, J.** Condiciones geodinámicas derivadas del terremoto de 2010 en el litoral de Pichilemu. Artículo inédito; informe final proyecto FONDECYT N° 1100223, 2012.

**STEWART, R.** *Introduction to Physical Oceanography*. Texas, USA. Department of oceanography, Texas A & M University, 2008. 353p.

**STRAHLER, A.** *Geografía física*. 3ra ed. Omega Ediciones, 1989. 550p.

**SUÁREZ, J.** Deslizamientos. Análisis geotécnico Vol. 1. Bogotá, Colombia. Universidad Industrial de Santander (UIS), Facultad de Ingenierías Físico Mecánica, Escuela de Ingeniería Civil, 2009. 588p.

**SUBSECRETARÍA DE DESARROLLO REGIONAL Y ADMINISTRATIVO (SUBDERE).** Guía: Análisis de Riesgos Naturales Para el Ordenamiento Territorial. Santiago, Chile. SUBDERE, 2011. 131p.

**THOURET, J.** *Urban hazards and risks; consequences of earthquakes and volcanic eruptions: an introduction*. GeoJournal 49 (2): 131–135, 1999.

Geomorfología aplicada en la evaluación y análisis de amenazas naturales en la zona sur de la comuna de Pichilemu: sectores de Punta de Lobos – Cahuil – estero Nilahue. VI Región, Chile

**TORRECILLA, R.** Técnicas de interpolación geoestadística: *Kriging* ordinario. En: MORENO, A. Sistemas y análisis de la Información Geográfica: manual de autoaprendizaje con ArcGis. 2ª ed. España, ed. Alfaomega, 2008. 911p.

**UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE (USDA).** Guía para la Evaluación de la Calidad y Salud del Suelo. *Washington, USA.* (USDA), 1999. 88p.

**VAN DEN ECKHAUT, M., MARRE, A., POESEN, J.** *Comparison of two landslide susceptibility assessments in the Champagne–Ardenne region (France).* Geomorphology. (115): 141-155, 2010.

**VARNES, D.J.** *Landslide Hazard Zonation: A review of principles and practice.* *Natural Hazards* 3, UNESCO, 1984. 63 p.

**VARNI, M., ENTRAIGAS, I., GANDINI, M.** Propuesta de dos métodos para el mapeo de áreas anegadas utilizando condiciones hidrológicas cuantificables. Rev. Internacional de Ciencia y Tecnología de la Información Geográfica. (6): 33-46, 2006.

**VERDUGO, R., GONZÁLEZ, J., GONZÁLEZ, V., TORRES, A.** Características y efectos del fenómeno de licuefacción. En: MORONI, Y. Mw=8.8. Terremoto en Chile, 27 de Febrero del 2010. 1ª ed. Santiago, Universidad de Chile, Departamento de ingeniería civil, Facultad de ciencias físicas y matemáticas. 2012. Pp. 63-105.

**VERSTAPPEN, H.** *Volcanic hazards in Colombia and Indonesia; lahars and related phenomena.* En: McCall, G.J.H., Laming, D.D.C., Scott, S.C. (Eds.), *Geohazards: Natural and Man-Made.* Chapman & Hall, London, pp.33– 42, 1992.

**VERSTAPPEN, H.** *Applied Geomorphology. Geomorphological Surveys for Environmental Development.* Amsterdam, Elsevier, 1983.

**WEIBULL, W.** *A statistical theory of the strength of materials.* *Ingeniors Vetenskaps Akademien (The Royal Swedish Institute for Engineering Research).* (51):5-45, 1939.

**WENTWORTH, C.K.,** *A scale of grade and class terms for clastic sediments.* J. Geol. (30): 377-392, 1922.

**WITHERICK, M., ROSS, S., SMALL, J.** *A modern dictionary of Geography.* 4 ed. Londres, Arnold, 2001. 304p.

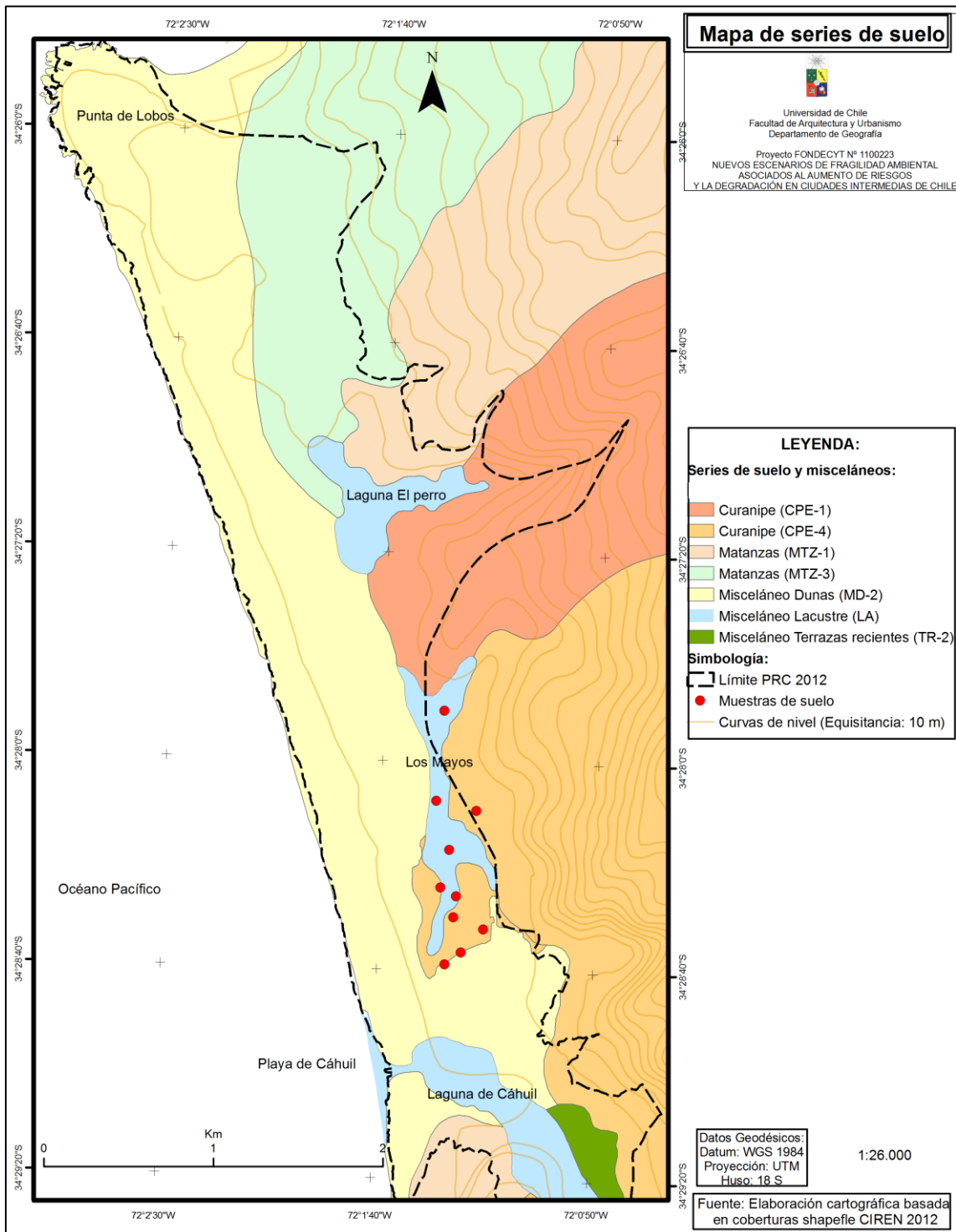
**WITHING, P.** *Flow Measurement and Caracterizacion.* En: KONDOLF, G., PIÉGAY, H. *Tools in fluvial geomorphology.* Sussex, John Wiley & Sons Ltda., 2003. 679p.

**Recursos electrónicos:**

- FARÍAS, M., VARGAS, G., TASSARA, A., CARRETIER, S., BAIZE, S., MELNICK, D., BATAILLE, K. Land-Level Changes Produced by the Mw 8.8 2010 Chilean Earthquake. [En línea]. Revista electrónica *Science Express*. 2010. 29 July 2010. <[www.sciencemag.org/cgi/content/full/science.1192094/DC1](http://www.sciencemag.org/cgi/content/full/science.1192094/DC1)> [Consulta: 21 de Febrero del 2012].

## ANEXOS

Anexo N° 1: Mapas de series de suelo. Elaboración cartográfica propia en base a coberturas shapefile CIREN (2012)



Anexo N° 2: Cuestionario de identificación de amenazas históricas

**Cuestionario de identificación de amenazas históricas y eventos ocurridos tras el 27-F**

Nombre del entrevistado: \_\_\_\_\_

Rango de edad: \_\_\_\_\_

Año desde que reside en el área de estudio: \_\_\_\_\_

Ocupación: \_\_\_\_\_

Referencia de amenazas históricas:

1- El estero Nilahue y la laguna de Cáhuil se han desbordado alguna vez? (Si: se pasa a la pregunta 1.1; No, se pasa a la pregunta 2)

1.1- Según el mapa que se muestra a continuación, ¿Puede usted indicar en qué puntos o hasta qué sectores llegaron las aguas?

1.2- ¿En qué año, o aproximadamente en qué años ocurrieron dicho (s) evento (s)?

2- En las zonas comprendidas entre Punta de Lobos y Cáhuil; ¿existen zonas donde se hayan acumulado aguas por acción de intensas lluvias? (Si: se pasa a la pregunta 2.1; no; se pasa a la pregunta 3).

2.1- Según el mapa que se muestra a continuación: ¿Puede usted indicar y nombrar los puntos o sectores en que ocurrieron los anegamientos?

2.2 En base al mapa, ¿Hasta qué sectores llegaron las aguas?

2.3- En qué año, o aproximadamente en qué años ocurrieron dicho (s) evento (s)?

Peligros ocurridos inmediatamente después del 27-F:

3- La olas producidas por el tsunami, ¿llegaron hacia el interior en los tramos comprendidos entre Cáhuil y Punta de Lobos? (Si: se pasa a la pregunta 3.1; no: se pasa a la pregunta 4)

3.1- Según el mapa que se muestra a continuación, ¿Puede usted indicar en qué puntos o hasta qué sectores llegaron las aguas?

3.2- ¿Puede estimar la altura que alcanzó el agua?

4- Luego de terremoto, ¿observó usted agrietamientos o zanjas en el suelo? (Si: se pasa a la pregunta 4.1; No: se pasa a la pregunta 5)

4.1- Estos agrietamientos ¿fueron acompañados por aguas que brotaban o salían desde estos?

4.2- Según el mapa que se muestra a continuación, ¿Puede usted indicar en qué puntos o hasta qué sectores se observaron los agrietamientos de tierra?

5- Luego del terremoto, ¿observó usted que cayeron “rocas” o “tierras” desde los cerros o en los taludes que acompañan a las vialidades? (Si: se pasa a la pregunta 5.1; No: se finaliza el cuestionario)

5.1- Según el mapa que se muestra a continuación, ¿Puede usted indicar en qué puntos se produjeron las caídas de rocas o de tierra?

Geomorfología aplicada en la evaluación y análisis de amenazas naturales en la zona sur de la comuna de Pichilemu: sectores de Punta de Lobos – Cahuil – estero Nilahue. VI Región, Chile

Anexo N° 3: Resumen precipitaciones máximas anuales en 24, 48 y 72 horas, período 1980-2012. Fuente: MOP-DGA (2012)

|                                   |  |                         |  |                      |  |
|-----------------------------------|--|-------------------------|--|----------------------|--|
| Estación : PICHILEMU              |  | Código BNA : 06120001-0 |  | Latitud S : 34 23 00 |  |
| Altitud : 5 msnm                  |  | Longitud W : 72 00 00   |  |                      |  |
| Cuenca : Costeras Rapel-E.Nilahue |  |                         |  |                      |  |

| Año  | Máxima en 24 horas |                    | Máxima en 48 horas |                    | Máxima en 72 horas |                    | Máxima anual |
|------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------|
|      | Fecha              | Precipitación (mm) | Fecha              | Precipitación (mm) | Fecha              | Precipitación (mm) |              |
| 1980 | 24/07              | 23,50              | 24/07              | 39,00              | 25/07              | 45,00              | *            |
| 1981 | 07/05              | 44,00              | 07/05              | 44,00              | 03/05              | 52,50              | 456,5        |
| 1982 | 15/07              | 51,50              | 11/05              | 88,00              | 08/05              | 100,00             | 909,1        |
| 1983 | 17/06              | 50,00              | 17/06              | 57,00              | 18/06              | 66,00              | 465,0        |
| 1984 | 03/07              | 78,50              | 03/07              | 92,00              | 04/07              | 114,00             | 821,5        |
| 1985 | 24/05              | 42,50              | 24/05              | 43,00              | 23/05              | 52,10              | 359,8        |
| 1986 | 26/05              | 59,50              | 26/05              | 108,10             | 26/05              | 109,60             | 633,7        |
| 1987 | 23/07              | 62,50              | 11/07              | 76,00              | 11/07              | 103,00             | 765,4        |
| 1988 | 13/08              | 47,00              | 12/08              | 61,00              | 13/08              | 69,00              | 422,0        |
| 1989 | 25/07              | 44,00              | 25/07              | 59,60              | 25/07              | 60,10              | 342,7        |
| 1990 | 28/03              | 50,00              | 15/07              | 64,20              | 16/07              | 68,20              | 291,9        |
| 1991 | 27/05              | 39,00              | 26/05              | 54,60              | 26/05              | 66,20              | 498,4        |
| 1992 | 05/05              | 66,00              | 04/05              | 104,00             | 05/06              | 109,60             | 688,4        |
| 1993 | 16/04              | 77,90              | 15/04              | 86,70              | 16/04              | 86,70              | 416,8        |
| 1994 | 26/04              | 30,50              | 26/04              | 30,50              | 19/07              | 43,50              | 276,3        |
| 1995 | 12/08              | 50,00              | 12/08              | 57,00              | 28/04              | 78,70              | 447,5        |
| 1996 | 07/07              | 87,00              | 06/07              | 173,50             | 07/07              | 173,50             | 512,4        |
| 1997 | 19/06              | 85,00              | 19/06              | 112,50             | 19/06              | 117,50             | 703,0        |
| 1998 | 10/05              | 35,50              | 09/05              | 42,50              | 10/05              | 42,50              | 164,2        |
| 1999 | 29/08              | 36,00              | 04/09              | 55,50              | 05/09              | 70,50              | 426,4        |
| 2000 | 13/06              | 47,00              | 12/06              | 91,00              | 13/06              | 118,00             | 620,3        |
| 2001 | 29/07              | 100,00             | 28/07              | 128,50             | 29/07              | 152,00             | 675,7        |
| 2002 | 06/08              | 55,00              | 05/08              | 103,50             | 06/08              | 105,50             | 858,3        |
| 2003 | 07/07              | 58,00              | 06/07              | 61,50              | 06/07              | 62,30              | 376,7        |
| 2004 | 25/07              | 56,50              | 24/07              | 61,00              | 25/07              | 64,00              | 439,0        |
| 2005 | 28/08              | 43,00              | 22/05              | 57,50              | 27/08              | 75,00              | 665,1        |
| 2006 | 25/07              | 65,50              | 25/07              | 71,50              | 25/07              | 77,50              | 476,9        |
| 2007 | 12/07              | 22,00              | 22/07              | 23,50              | 22/07              | 29,00              | 184,4        |
| 2008 | 22/05              | 45,00              | 21/05              | 75,00              | 21/05              | 103,50             | 483,5        |
| 2009 | 14/08              | 45,00              | 27/06              | 45,50              | 13/08              | 50,00              | 319,1        |
| 2010 | 17/06              | 55,00              | 17/06              | 65,00              | 17/06              | 68,50              | 383,5        |
| 2011 | 18/06              | 54,00              | 18/06              | 77,50              | 18/06              | 86,50              | 408,5        |
| 2012 | 26-may             | 77,00              |                    | *                  |                    | *                  | *            |

|   |
|---|
| <b>Precipitaciones máximas del período:</b>     |
| Máxima en 24 horas: 100,0 mm ; Fecha:29/07/2001 |
| Máxima en 48 horas: 173,5 mm; Fecha 06/07/1996  |
| Máxima en 72 horas: 173,5 mm; Fecha 07/07/1996  |
| Máxima anual: 909,1 mm; Año: 1982               |
| *: serie DGA con registro incompleto            |



Anexo N° 4: Tabla de cálculo de períodos de retorno y probabilidad de excedencia según método de Weibull

| N° de orden | Fecha      | Precipitación (mm) | Probabilidad de excedencia | Período de retorno (años) |
|-------------|------------|--------------------|----------------------------|---------------------------|
| 1           | 29-07-2001 | 100,00             | 0,03                       | 34,00                     |
| 2           | 07-07-1996 | 87,00              | 0,06                       | 17,00                     |
| 3           | 19-06-1997 | 85,00              | 0,09                       | 11,33                     |
| 4           | 03-07-1984 | 78,50              | 0,12                       | 8,50                      |
| 5           | 16-04-1993 | 77,90              | 0,15                       | 6,80                      |
| 6           | 26-05-2012 | 77,00              | 0,18                       | 5,67                      |
| 7           | 05-05-1992 | 66,00              | 0,21                       | 4,86                      |
| 8           | 25-07-2006 | 65,50              | 0,24                       | 4,25                      |
| 9           | 23-07-1987 | 62,50              | 0,26                       | 3,78                      |
| 10          | 26-05-1986 | 59,50              | 0,29                       | 3,40                      |
| 11          | 07-07-2003 | 58,00              | 0,32                       | 3,09                      |
| 12          | 25-07-2004 | 56,50              | 0,35                       | 2,83                      |
| 13          | 06-08-2002 | 55,00              | 0,38                       | 2,62                      |
| 14          | 17-06-2010 | 55,00              | 0,41                       | 2,43                      |
| 15          | 18-06-2011 | 54,00              | 0,44                       | 2,27                      |
| 16          | 15-07-1982 | 51,50              | 0,47                       | 2,13                      |
| 17          | 17-06-1983 | 50,00              | 0,50                       | 2,00                      |
| 18          | 28-03-1990 | 50,00              | 0,53                       | 1,89                      |
| 19          | 12-08-1995 | 50,00              | 0,56                       | 1,79                      |
| 20          | 13-08-1988 | 47,00              | 0,59                       | 1,70                      |
| 21          | 13-06-2000 | 47,00              | 0,62                       | 1,62                      |
| 22          | 22-05-2008 | 45,00              | 0,65                       | 1,55                      |
| 23          | 14-08-2009 | 45,00              | 0,68                       | 1,48                      |
| 24          | 07-05-1981 | 44,00              | 0,71                       | 1,42                      |
| 25          | 25-07-1989 | 44,00              | 0,74                       | 1,36                      |
| 26          | 28-08-2005 | 43,00              | 0,76                       | 1,31                      |
| 27          | 24-05-1985 | 42,50              | 0,79                       | 1,26                      |
| 28          | 27-05-1991 | 39,00              | 0,82                       | 1,21                      |
| 29          | 29-08-1999 | 36,00              | 0,85                       | 1,17                      |
| 30          | 10-05-1998 | 35,50              | 0,88                       | 1,13                      |
| 31          | 26-04-1994 | 30,50              | 0,91                       | 1,10                      |
| 32          | 24-07-1980 | 23,50              | 0,94                       | 1,06                      |
| 33          | 12-07-2007 | 22,00              | 0,97                       | 1,03                      |

Geomorfología aplicada en la evaluación y análisis de amenazas naturales en la zona sur de la comuna de Pichilemu: sectores de Punta de Lobos – Cáhuil – estero Nilahue. VI Región, Chile

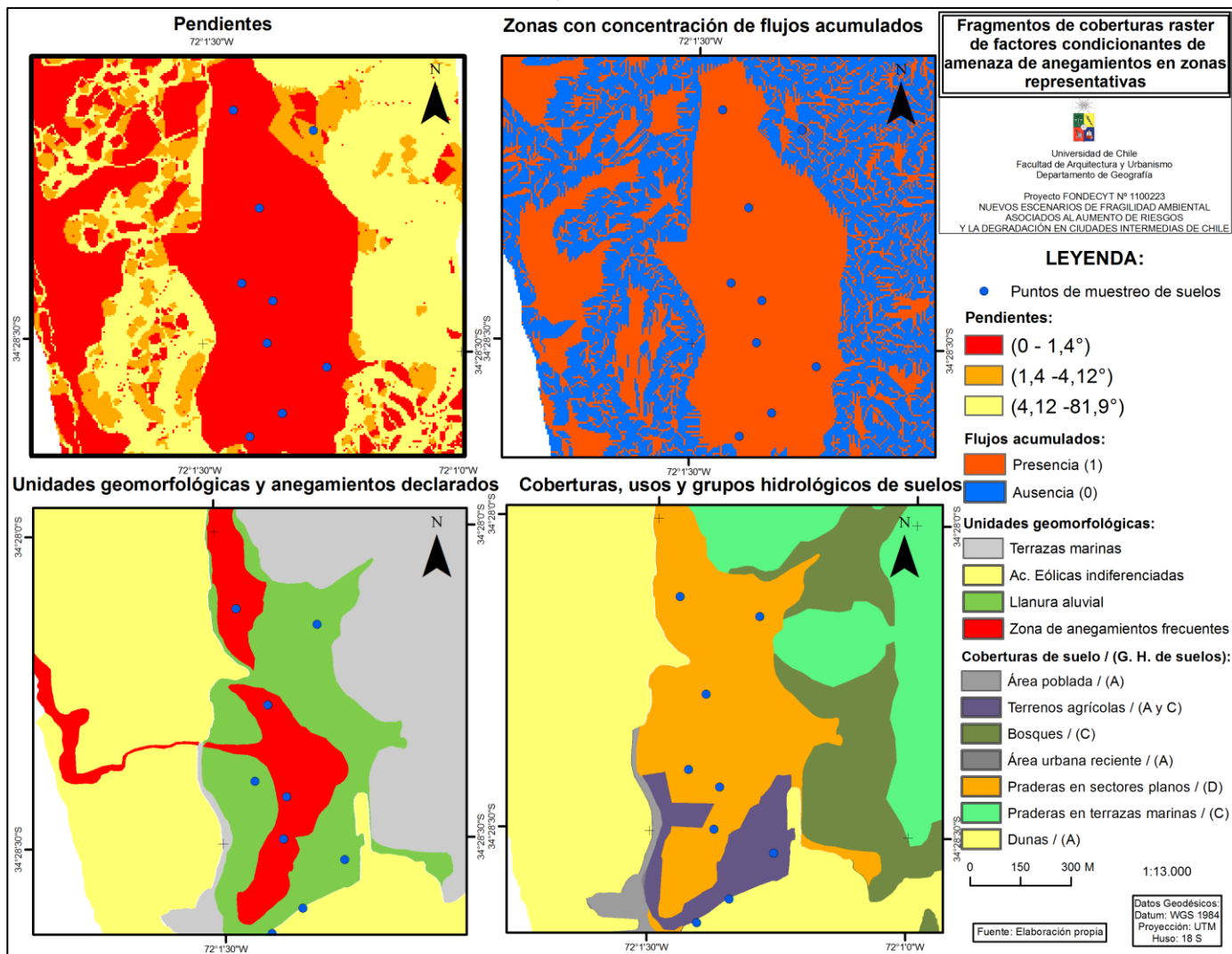
Anexo N° 5: Matrices de cálculo método curva número

| Uso y cobertura del suelo   | Valor CN por grupo hidrológico del suelo (% de superficie) Grupo hidrológico del suelo * % de Sup. |         |           |          |      |     |      |      | Σ    | Σ/100 (CNp) |
|---|--|---------|-----------|----------|------|-----|------|------|------|-------------|
|   | A  | B       | C         | D        | %*A  | %*B | %*C  | %*D  |      |             |
| Praderas permanentes en topografía de lomajes ondulados y disectado en terrazas marinas | 30 (0%)  | 58 (0%) | 71 (100%) | 78 (0%)  | 0    | 0   | 7100 | 0    | 7100 | 71          |
| Praderas permanentes en sectores planos (terrenos de pastoreo)                          | 45 (0%)  | 66 (0%) | 77 (11%)  | 83 (89%) | 0    | 0   | 847  | 7387 | 8234 | 82,34       |
| Terrenos agrícolas  | 62 (34%)   | 71(0%)  | 78 (66%)  | 81 (0%)  | 2108 | 0   | 5148 | 0    | 7256 | 72,56       |
| Bosque  | 25 (0%)  | 55 (0%) | 70 (100%) | 77 (0%)  | 0    | 0   | 7000 | 0    | 7000 | 70          |
| Área urbana recientemente conformada (Sin pavimento)                                    | 77 (100%)  | 85 (0%) | 91 (0%)   | 94 (0%)  | 7700 | 0   | 0    | 0    | 7700 | 77          |
| Dunas   | 63 (100%)  | 77 (0%) | 85 (0%)   | 88 (0%)  | 6300 | 0   | 0    | 0    | 6300 | 63          |

| Uso / cobertura de suelo  | CNp   | S     | la    | Ppot  | Pe   | CE   |
|---|-------|-------|-------|-------|------|------|
| Praderas permanentes en topografía de lomajes ondulados y disectado en terrazas marinas | 71    | 103,7 | 20,7  | 56,3  | 19,8 | 0,26 |
| Praderas permanentes en sectores planos (terrenos de pastoreo)                          | 82,34 | 54,5  | 10,9  | 66,1  | 36,2 | 0,47 |
| Terrenos agrícola   | 72,56 | 96    | 19,2  | 57,8  | 21,7 | 0,28 |
| Bosque  | 70    | 108,8 | 21,76 | 55,24 | 18,6 | 0,24 |
| Área urbana recientemente conformada (Sin pavimento)                                    | 77    | 75,8  | 15,16 | 61,84 | 27,8 | 0,36 |
| Dunas   | 63    | 149,1 | 29,82 | 47,18 | 11,3 | 0,15 |

| Parámetros de cálculo | Significancia                   |
|-----------------------|---------------------------------|
| Pp máx/24 hrs:        | 77 mm (Umbral de T = 5,67 años) |
| CNp:                  | curva número ponderada          |
| S:                    | retención potencial máxima      |
| la:                   | pérdidas iniales                |
| Ppot:                 | escorrentía potencial           |
| Pe:                   | escorrentía directa             |
| CE:                   | Coficiente de escorrentía       |

Anexo N° 6: Fragmentos de coberturas raster de factores condicionantes para amenazas de anegamiento en zonas representativas



Anexo N° 7a: Síntesis de la tabla de cálculos método DGA-AC

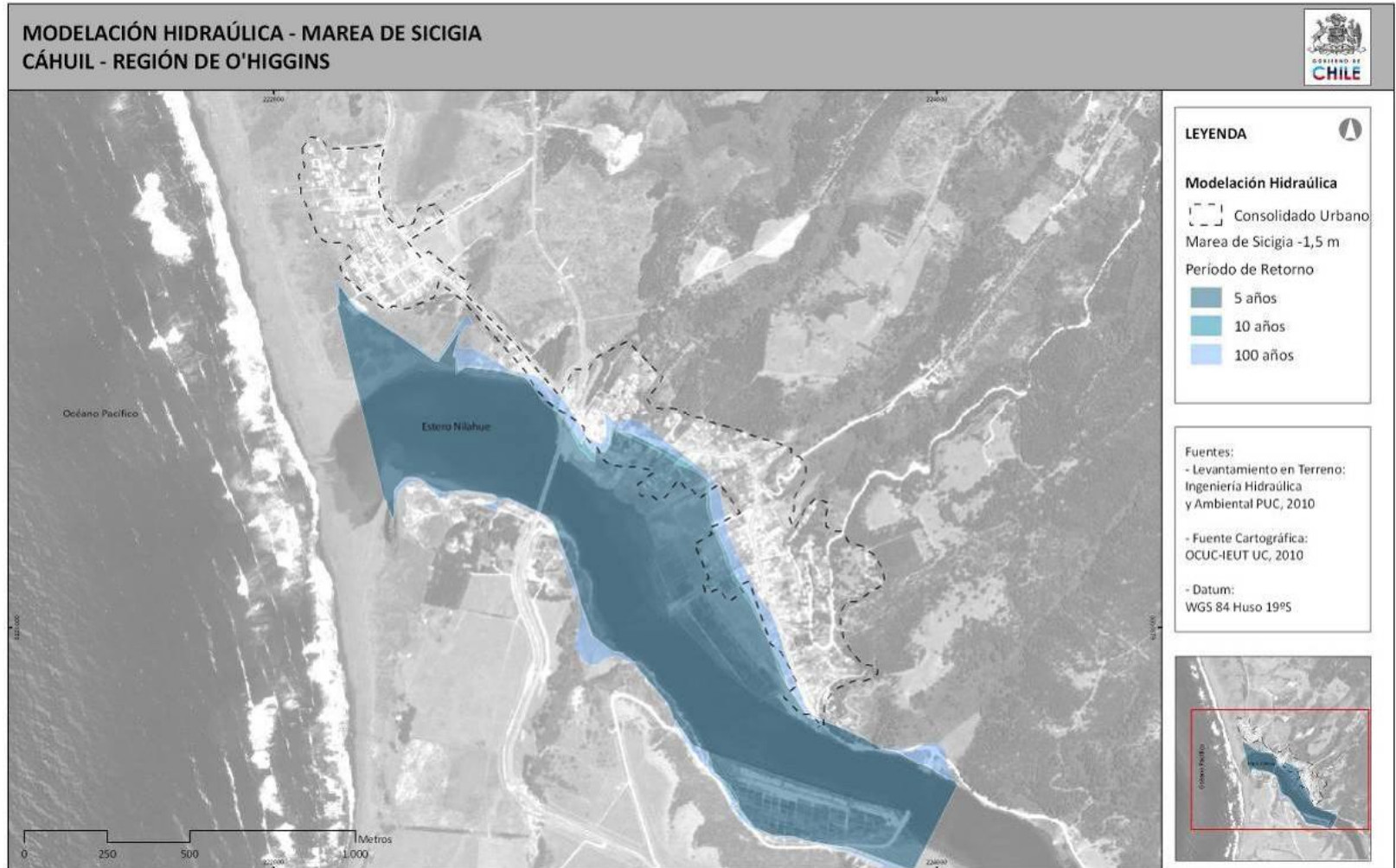
| T (años) | Zona homogénea (a) | Q(T)/Q(10) (b) | Q10 (c) | QT= Q(T)/Q(10)*Q10 (d) | QT*α (m³/s) (e) |
|----------|--------------------|----------------|---------|------------------------|-----------------|
| 2        | 1,76               | 0,3            | 516,86  | 155,1                  | 272,9           |
| 5        | 1,76               | 0,64           | 516,86  | 330,8                  | 582,2           |
| 10       | 1,76               | 1              | 516,86  | 516,9                  | 909,7           |
| 20       | 1,76               | 1,48           | 516,86  | 765,0                  | 1346,3          |
| 25       | 1,76               | 1,67           | 516,86  | 863,2                  | 1519,2          |
| 50       | 1,76               | 2,35           | 516,86  | 1214,6                 | 2137,8          |
| 75       | 1,76               | 2,85           | 516,86  | 1473,1                 | 2592,6          |
| 100      | 1,76               | 3,24           | 516,86  | 1674,7                 | 2947,4          |

Anexo N° 7b: Síntesis de la tabla de cálculos método VERNI & KING Modificado (DGA-AC). Elaboración propia.

| T (Años) | C (T=10) (a) | C(T)/C(T= 10) (b) | C (T) (b) | P <sub>24</sub> <sup>10</sup> (mm) (c) | CF <sub>T</sub> (d) | P <sub>24</sub> <sup>T</sup> (mm) (e) | Q (m³/s) (f) |
|----------|--------------|-------------------|-----------|--|---------------------|---------------------------------------|--------------|
| 2        | 0,68         | 0,63              | 0,428     | 110                                    | 0,613               | 67,43                                 | 354,98       |
| 5        | 0,68         | 0,85              | 0,578     | 110                                    | 0,845               | 92,95                                 | 713,07       |
| 10       | 0,68         | 1                 | 0,680     | 110                                    | 1                   | 110                                   | 1033,74      |
| 20       | 0,68         | 1,15              | 0,782     | 110                                    | 1,15                | 126,5                                 | 1413,76      |
| 25       | 0,68         | 1,2               | 0,816     | 110                                    | 1,248               | 137,28                                | 1632,67      |
| 50       | 0,68         | 1,33              | 0,904     | 110                                    | 1,346               | 148,06                                | 1987,37      |
| 100      | 0,68         | 1,55              | 1,054     | 110                                    | 1,495               | 164,45                                | 2638,14      |

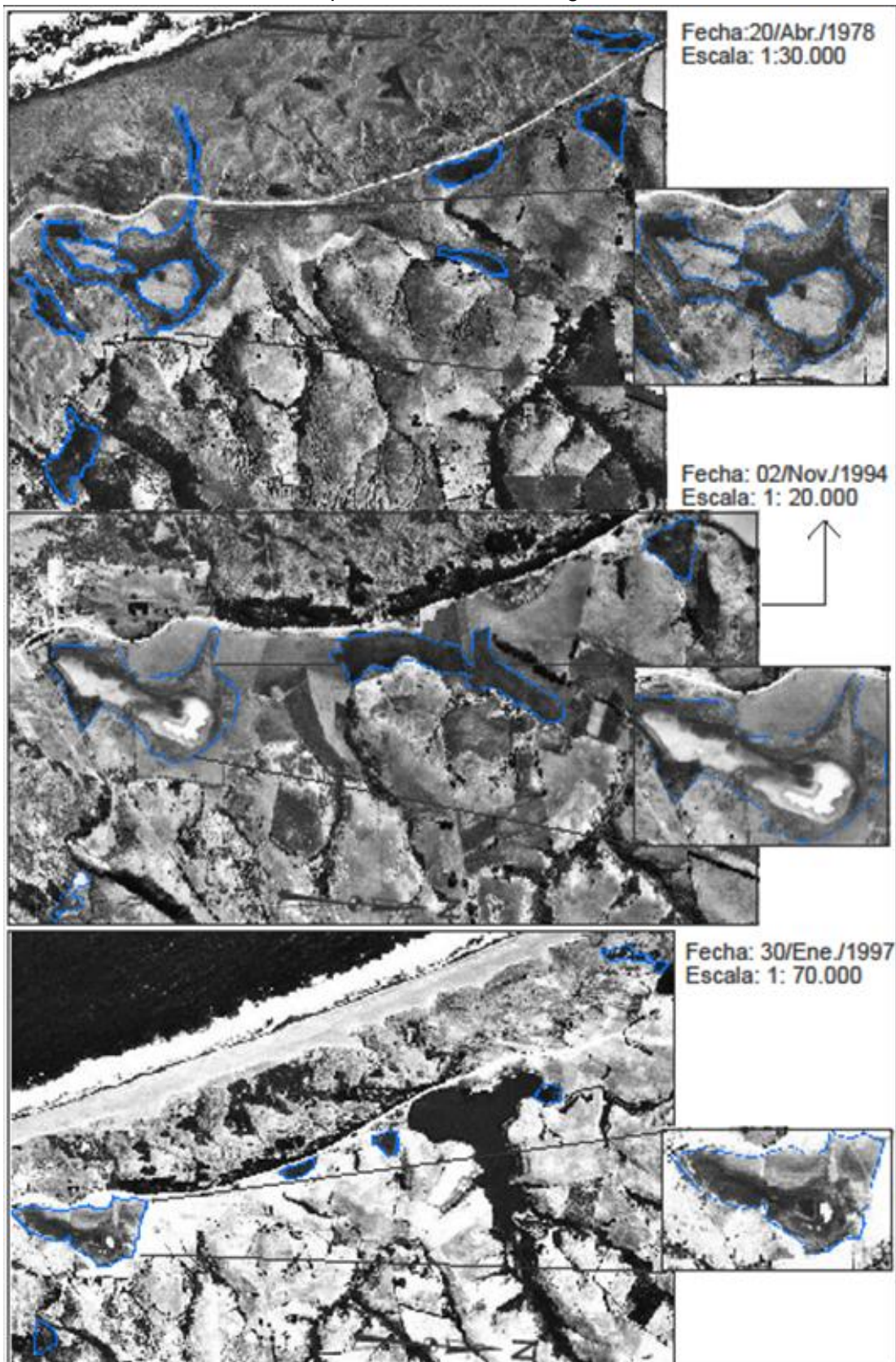
Observación: las letras desde la a hasta la f en paréntesis, indican los valores obtenidos en cada procedimiento indicado con las mismas letras en el acápite 3.4.3., correspondiente al capítulo “Materiales y métodos”.

Anexo N° 8: Mapa de inundación por desborde fluvial. PUC, 2010



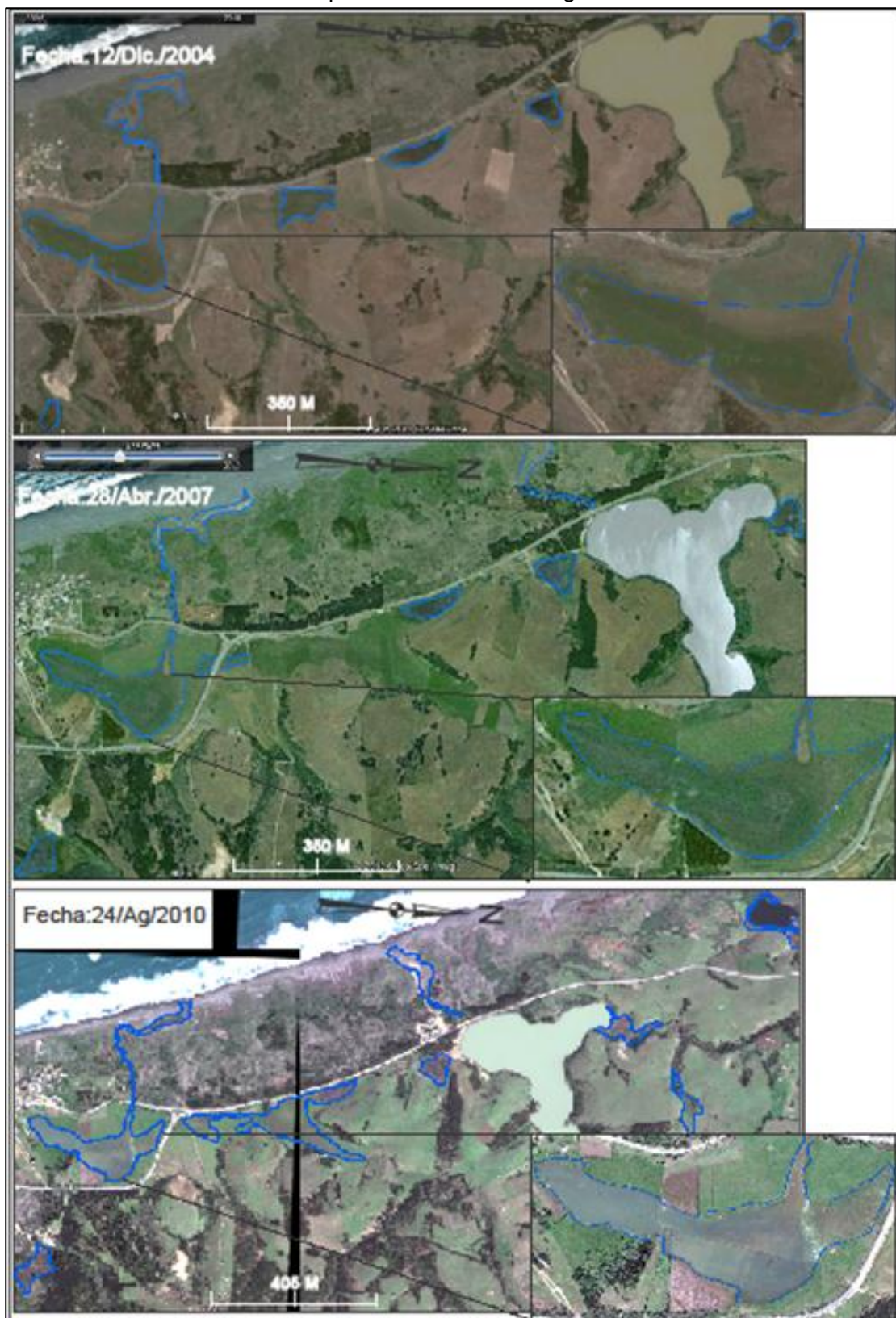


Anexo N° 9: Análisis multitemporal de zonas de anegamiento: 1978 a 1997

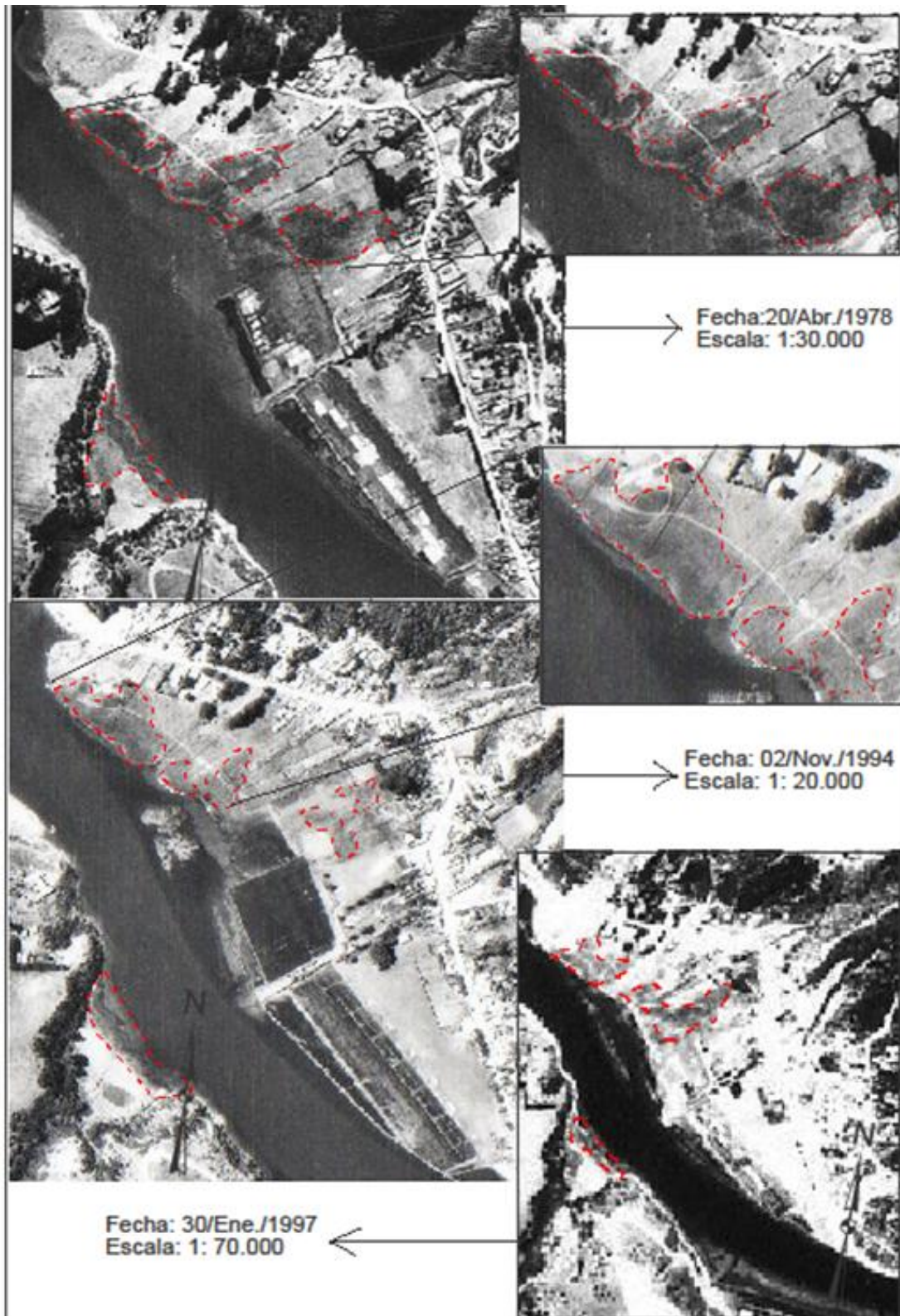




Anexo N° 10: Análisis multitemporal de zonas de anegamiento: 2004 al 2007

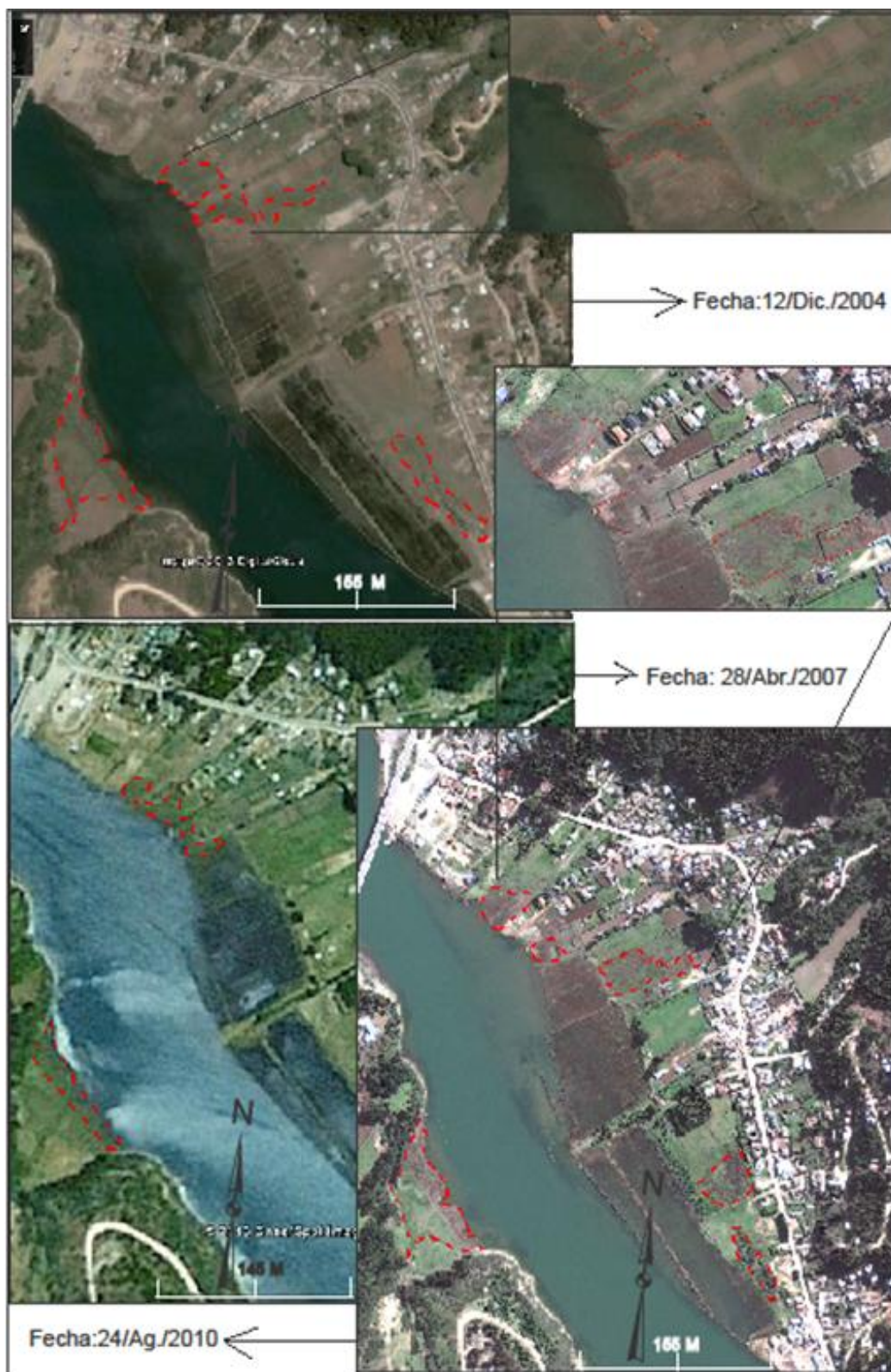


Anexo N° 11: Análisis multitemporal por desborde fluvial frente al pueblo de Cáhuil, 1978 a 1997

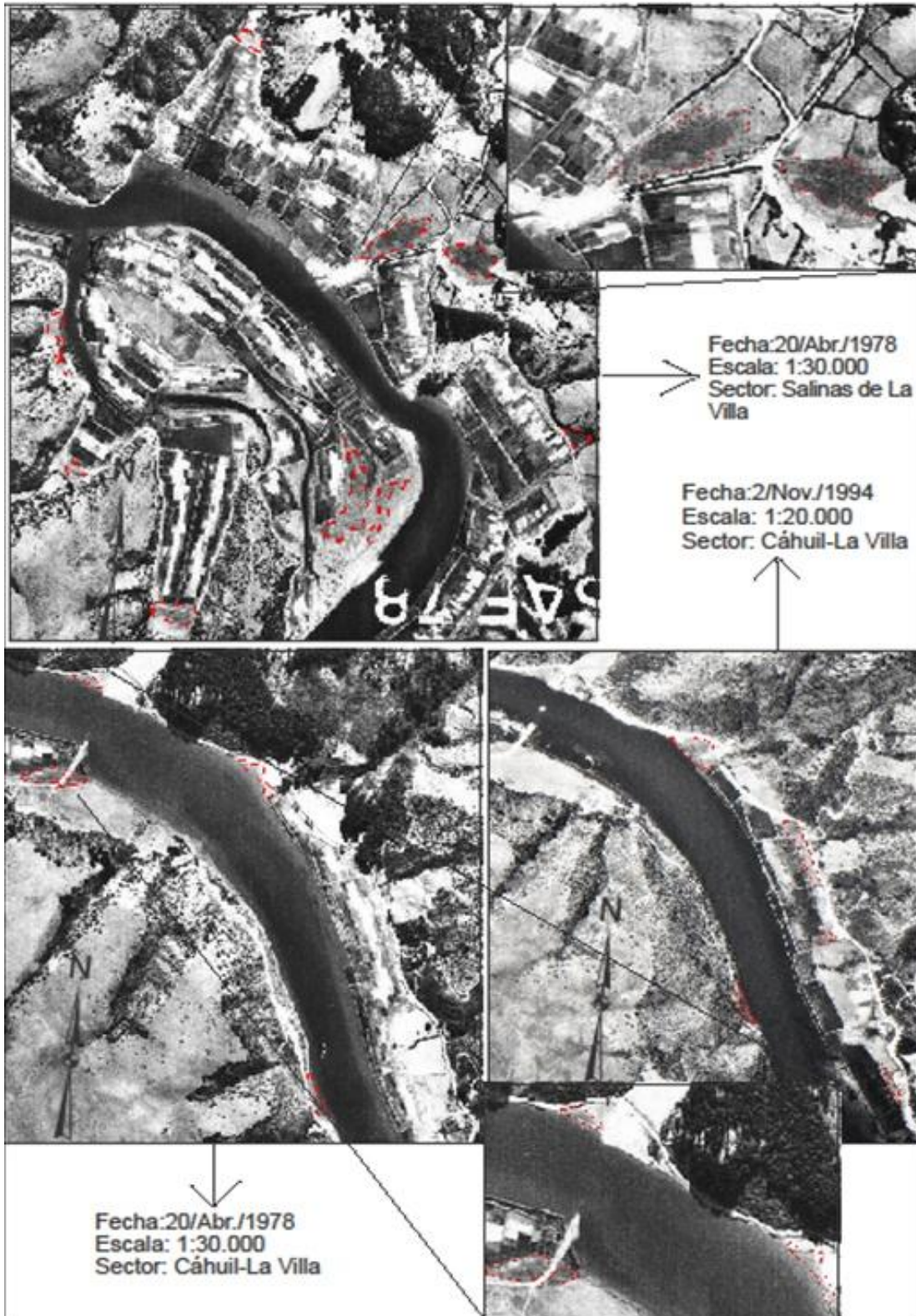




Anexo N° 12: Análisis multitemporal por desborde fluvial frente al pueblo de Cáhuil: 2004 al 2010

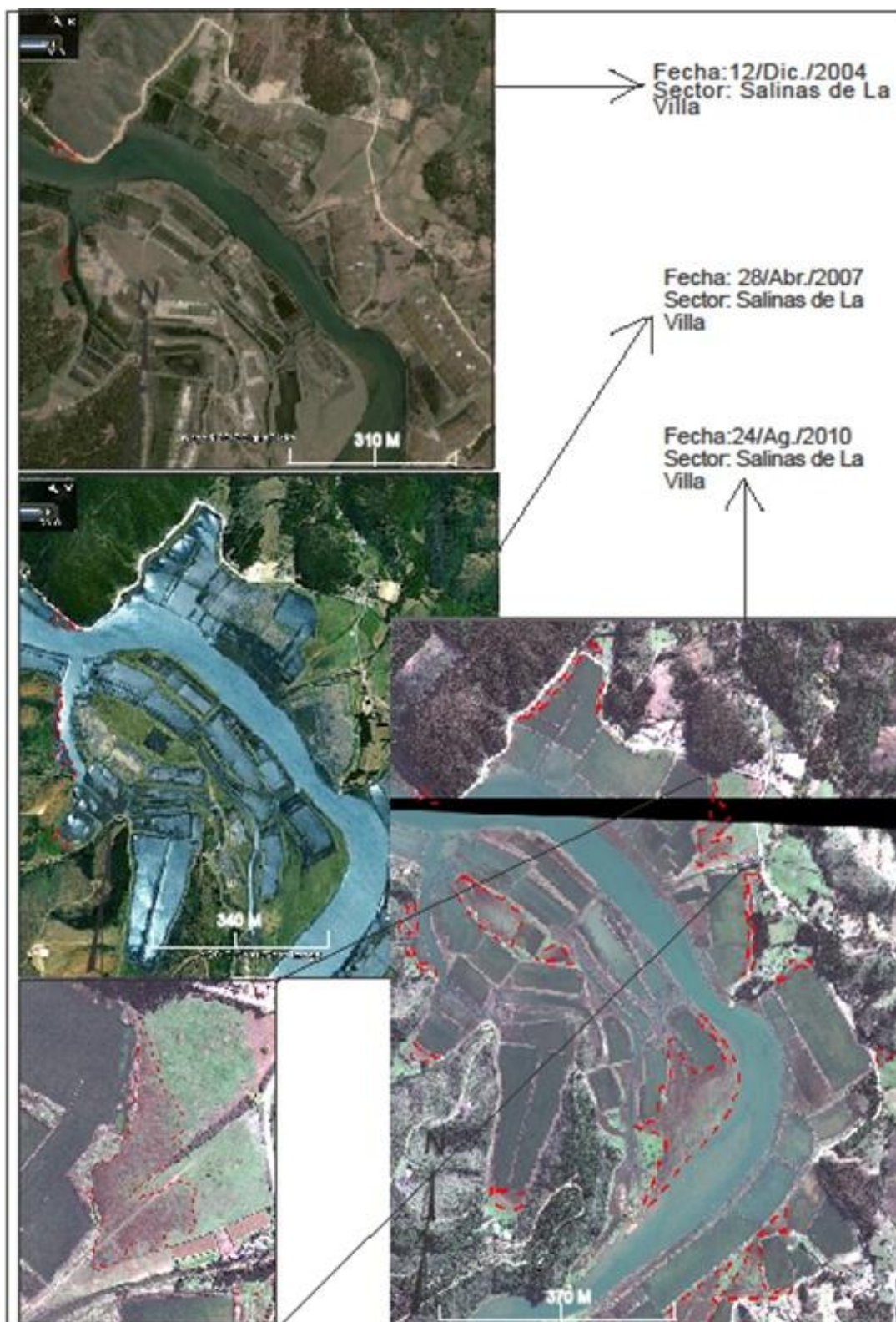


Anexo N° 13: Análisis multitemporal por desborde fluvial entre el pueblo de Cáhuil y las salinas de La villa: 1978 a 1994





Anexo N° 14: Análisis multitemporal por desborde fluvial entre el pueblo de Cáhuil y las salinas de La villa: 2004 al 2010



Anexo N° 15: Mapa de inundación por tsunami. PUC (2010)

